Методика сравнения данных расчёта волновой модели WAVEWATCH III с данными радиолокатора Ка-диапазона

М.А. Панфилова¹, А.М. Кузнецова¹, Г.А. Байдаков^{1,2}, Ю.И. Троицкая¹, В.Ю. Караев¹

¹ Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия E-mails: mariap@ipfran.ru, alexandra@ipfran.ru ² Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, 119017, Россия

Проведено численное моделирование волнения в Персидском заливе при помощи модели WAVEWATCH III для двух различных функций источника. Для моделирования был выбран типичный для зимнего сезона день со стабильным северо-западным ветром. Проведено сравнение дисперсии уклонов, полученной по данным радиолокатора Ка-диапазона на спутнике GPM, с дисперсией уклонов по модельному спектру для нескольких стадий формирования волнения. Радиолокатор работает при малых углах падения, и дисперсия уклонов по его данным вычисляется в рамках приближения Кирхгофа. Сравнение осложнено тем, что в дисперсию уклонов по данным ка-диапазона существенный вклад вносит часть спектра с длинами волн дециметрового диапазона и короче, а самая короткая длина волны в спектре по модели WAVEWATCH III составляет порядка метра. Излагаемая в работе методика расчёта дисперсии уклонов заключается в интегрировании составного спектра, длинноволновая часть которого рассчитана по модели WAVEWATCH III, а спадающая часть на высоких частотах взята из модели спектра волнения. Таким образом, предложен новый метод валидации модели волнения по спутниковым данным, где в качестве параметра для сравнения выступает дисперсия уклонов.

Ключевые слова: численное моделирование волнения, параметризации, радиолокатор Ка-диапазона, дисперсия уклонов

Одобрена к печати: 28.10.2020 DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-9-18

Введение

Современные прогнозы ветровых волн обычно создаются с использованием моделей волн третьего поколения, таких как WAVEWATCH III, WAM (*англ.* WAve Model) и SWAN (*англ.* Simulating WAves Nearshore). Во всех моделях реализовано численное решение уравнения Хассельмана для плотности волнового действия с параметризациями процессов, влияющих на изменение спектра волнения (ветроволновое взаимодействие, нелинейные волновые вза-имодействия, диссипация и пр.). Точность моделирования определяется точностью полей параметров, под действием которых развивается волнение, параметризаций ветроволнового взаимодействия, нелинейных процессов, диссипации и других источников и численных методов решения уравнения волнового действия. Контроль качества существующих прогнозов и их развитие проводятся за счёт регулярной верификации рассчитываемых данных при помощи судовых измерений, измерений морских буев, данных реанализа, а также по данным дистанционного зондирования океана из космоса и с берега. В частности, верификация расчётов проводится методами спутниковой альтиметрии (см., например, работы (Chu et al., 2004; Wang, Rogers, 2013)), а также на основе данных радиолокатора с синтезированной апертурой (Husson, 2012), данных доплеровского радара (Ponce de León et al., 2017).

В модели WAVEWATCH III (WW3) (The WAVEWATCH..., 2016) представлен ряд параметризаций генерации волн за счёт передачи энергии ветра (функций источника, *англ.* source term — ST), которые определяют результирующие спектры. В настоящей работе проводится сравнение функций источника ST4 (Ardhuin et al., 2010) и ST6 (Liu et al., 2019). Совершенствование функций ST — одна из важнейших целей численного моделирования ветровых волн (Bi et al., 2015).

Работы, в которых проводится сравнение данных модельных расчётов и данных дистанционного спутникового зондирования, выступают неотъемлемой частью как развития методов расчёта, так и калибровки спутниковых данных (Ray, Beckley, 2003). Сравнение значительных высот волн и среднего периода волн по модели с данными спутниковых альтиметров проводится в ряде работ (см., например, публикации (Myslenkov, Chernysheva, 2016; Sangalungembe et al., 2018)). Основной вклад в эти параметры вносит низкочастотная часть спектра волнения, т.е. волны с длиной порядка метра и более.

В настоящей работе обсуждается высокочастотная часть модельного спектра — волны дециметрового-сантиметрового диапазона. Эта часть спектра вносит существенный вклад в дисперсию уклонов. Рассматривается возможность сравнения этого параметра, рассчитанного по модельным спектрам, с полученным по данным радиолокатора Ка-диапазона на спутнике GPM (*англ*. Global Precipitation Measurements).

В качестве полигона для оценки точности модели WW3 с различными функциями источника была выбрана акватория Персидского залива. Особенность Персидского залива состоит в его погодных условиях, которые характеризуются устойчивыми ветрами, значительно отличающимися для зимних и летних сезонов. Параметры волн в Персидском заливе изучались ранее с помощью моделей SWAN (Kamranzad et al., 2013), WAM (Rakha et al., 2007) и при различных конфигурациях WW3 (Kazeminezhad, Siadatmousavi, 2017). В исследовании (Kamranzad et al., 2013) изучена энергия волн при разных разгонах ветровых волн. В работах (Фарджами и др., 2016; Farjami et al., 2016) исследуется развитие волнения в Персидском заливе по данным альтиметрии.

Расчёт, обсуждаемый в работе, проведён для 3 января 2016 г. Выбранный расчётный день демонстрирует типичную для зимнего сезона ситуацию в обсуждаемом ниже сравнении данных расчёта и данных радиолокатора. Зимний сезон выбран, поскольку в среднем зимой преобладают стабильные ветра с северо-западного направления (согласно данным на сайте http://greatsouthernroute.com/weather-routing/the-red-sea-and-persiangulf-weather-conditions). Действие ветра вдоль фиксированного направления происходит в течение длительного времени, что позволяет изучать волновые спектры при различных разгонах.

Моделирование

Модель WW3 была применена на акватории Персидского залива. При моделировании использовались топографические данные ЕТОРО1 для подготовки «файла-маски» и батиметрии. Результирующая дискретизация пространственной сетки составляет 0,05° в обоих направлениях. Для задания ветра были использованы данные реанализа CFSv2 о скорости и направлении ветра с минимально возможным пространственным разрешением 0.205°. При расчётах волновой модели использовался следующий набор параметризаций: схема DIA (англ. Discrete Interaction Approximation) для расчёта нелинейных взаимодействий; схема JONSWAP (англ. Joint North Sea Wave Project) для учёта влияния придонного трения. Для генерации волн ветром и их диссипации использованы функции источников ST4 (Ardhuin et al., 2010) и ST6 (Liu et al., 2019). Спектральное разрешение модели составляет 24 направления, частотный диапазон — 36 интервалов от 0,0373 до 0,7159 Гц. Общий шаг по времени для интегрирования полного уравнения волнового действия равен 240 с, шаг по времени для интегрирования функций источников и стоков волновой энергии — 5 с, шаги по времени для передачи энергии по спектру составляли 120 с. Чтобы учесть энергию волн, приходящих извне, в моделирование была включена акватория Оманского залива по аналогии с исследованием (Kazeminezhad, Siadatmousavi, 2017). Здесь и далее приведены результаты расчёта на момент 20:00 UTC 3 января 2016 г.

Поле ветра представлено на *рис. 1* (см. с. 11). Направление ветра изменяется в диапазоне с запада-северо-запада до северо-запада. Также отмечены три точки с различными разгонами ветровых волн, для которых далее будет проводиться сравнение дисперсии уклонов.



Рис. 1. Распределение скорости и направления ветра над исследуемой акваторией

Результирующее распределение значительных высот волн для двух типов функции источника: ST4 и ST6 — представлено на *рис. 2.* Эти функции источника выбраны как наиболее широко используемые при создании прогнозов, например в Национальном центре управления исследованиями атмосферы и океана (*англ.* National Oceanic and Atmospheric Administration — NOAA), и на сегодняшний день предлагаемые как основные в модели WW3 (Van Vledder et al., 2016).



Рис. 2. Распределение значительных высот волн для функций источников ST4 (а) и ST6 (б)

Величины значительных высот волн, полученные при использовании функции источника ST6, в среднем на 15 % выше, чем полученные при использовании функции источника ST4, что типично для применения этих функций (Lin et al., 2020). Однако далее будет показано, что различия дисперсий уклонов для этих функций источника будут ещё более существенны, что важно для разрабатываемой методики сравнения данных расчёта волновой модели с данными радиолокатора Ка-диапазона.

Дисперсия уклонов по данным моделирования

При сравнении дисперсии уклонов по данным локатора с расчётом по модели необходимо иметь в виду следующее. Спектр по модели WW3 рассчитывается до частоты отсечки f_{cutoff} . Для параметризации ST4 способ задания частоты отсечки предлагается в работе (Long, Resio, 2007) и зависит от возраста волнения. Для параметризации ST6 значение этой частоты постоянно и равно 0,7159 Гц. В обоих случаях самая короткая длина волны в спектре на выходе модели WW3 составляет порядка метра, в то время как дисперсия уклонов, полученная по данным Ка-диапазона, зависит от короткомасштабной части спектра с длинами волн дециметрового диапазона и короче.

Для проведения сравнения спектр $S^{WW}(\omega)$, полученный по WW3 в области коротких волн, продлевается от момента отсечки $\omega_{cutoff} = 2\pi f_{cutoff}$ по степенному закону спадания согласно модели (Ryabkova et al., 2019). Составной спектр $S(\omega)$ выглядит следующим образом:

$$\tilde{S}(\omega) = S^{WW}(\omega) \text{ для } \omega \leq \omega_{cutoff},$$
(1)

$$\tilde{S}(\omega) = S^{M}(\omega)$$
для $\omega > \omega_{cutoff}$, (2)

где $S^{M}(\omega)$ — модель спектра волнения, описанная в работе (Ryabkova et al., 2019). Также в данном исследовании приводится сравнение этого спектра с известными моделями (Elfouhaily, 1997; Hwang, Fois, 2015; Kudryavtsev et al., 2013). Этот спектр совпадает со спектром JONSWAP вблизи пика, а в области высоких частот спектр был построен так, чтобы зависимость дисперсии уклонов от скорости ветра наилучшим образом соответствовала экспериментальным данным (Cox, Munk, 1954; Yurovskaya et al., 2013). Приведём формулы для спадающей высокочастотной части спектра $S^{M}(\omega)$ из работы (Ryabkova et al., 2019):

$$S^{M}(\omega) = \frac{\alpha_{2}}{\omega^{4}}, \quad 1, 2\omega_{m} < \omega < a_{m}\omega_{m} \text{ pag/c},$$
 (3)

$$S^{M}(\omega) = \frac{\alpha_{3}}{\omega^{5}}, \quad a_{m}\omega_{m} < \omega < \omega_{1}, \quad \omega_{1} = 20 \text{ pag/c}, \tag{4}$$

$$S^{M}(\omega) = \frac{\alpha_{4}}{\omega^{n(U_{10})}}, \quad \omega_{1} < \omega < \omega_{2}, \quad \omega_{2} = 80 \text{ pag/c},$$
 (5)

$$S^{M}(\omega) = \frac{\alpha_{5}}{\omega^{n_{1}(U_{10})}}, \quad \omega_{2} < \omega < \omega_{3}, \quad \omega_{3} = 500 \text{ pag/c},$$
 (6)

$$S^{M}(\omega) = \frac{\alpha_{6}}{\omega^{5}}, \quad \omega > \omega_{3}, \tag{7}$$

$$a_m = 0.8 \ln(U_{10}) + 1$$
, $n(U_{10}) = 7,647U_{10}^{-0,237}$, $n_1(U_{10}) = 0.0007U_{10}^2 - 0.0348U_{10} + 3.271$,

где U_{10} — скорость ветра на высоте 10 м; ω_m соответствует частоте максимума в спектре волнения.

Точка сшивки ω_{cutoff} в зависимости от степени развития волнения попадает либо на участок спектра (3), либо на участок (4). Тогда с учётом (1) и (2) в первом случае $\alpha_2 = S^{ww}(\omega_{cutoff}) \cdot \omega_{cutoff}^4$, $\alpha_3 = \alpha_2 a_m \omega_m$; во втором — $\alpha_3 = S^{ww}(\omega_{cutoff}) \cdot \omega_{cutoff}^5$. Остальные коэффициенты α_i определяются по формулам:

$$\alpha_4 = \alpha_3 \omega_1^{n(U_{10})-5}, \ \alpha_5 = \alpha_4 \omega_2^{n_1(U_{10})-n(U_{10})}, \ \alpha_6 = \alpha_5 \omega_3^{5-n_1(U_{10})}.$$

Далее перейдём от частотных спектров к спектрам волновых чисел $S(\varkappa)$. Волновое число \varkappa и частота ω связаны дисперсионным соотношением $\omega = \sqrt{gk + T/(g\rho)k^2}$, где g — ускорение свободного падения, $g = 9,81 \text{ м/c}^2$; ρ — плотность воды, $\rho = 1000 \text{ кг/м}^3$; T — коэффициент поверхностного натяжения, T = 0,0074 H/м. Полученные в результате продлённые спектры уклонов $\varkappa^2 S(\varkappa)$ представлены на *рис. 3* (см. с. 13) для параметризации ST4 (*слева*) и ST6 (*справа*) для трёх расстояний от берега (точки 1, 2 и 3 на *рис. 1*).

Было замечено, что в спектре уклонов проявился рост спектра после главного максимума (см. *рис. 3*). Скорее всего, это особенность модели, поэтому было рассмотрено два варианта сшивки спектра WW3 и спадающей высокочастотной его части. Первый вариант — точка сшивки соответствует частоте отсечки спектра WW3 ω_{cutoff} , второй — точка сшивки выбирается непосредственно перед ростом спектра уклонов на высоких частотах. Тогда в формулы (1) и (2) вместо ω_{cutoff} необходимо подставить частоту ω , соответствующую этой точке. На *рис. 3* представлены продлённые спектры для обоих вариантов выбора точки сшивки.

Причина роста спектра после главного максимума требует исследования. Возможно, это связано с тем, что WW3 основана на решении уравнения Хассельмана для плотности волнового действия, что обеспечивает хороший результат для интегральных параметров спектра, но недостаточно хорошо описывает его форму.



Рис. 3. Составные спектры для параметризаций ST4 (*слева*) и ST6 (*справа*) для точек 1, 2, 3 на *рис. 1* (сверху вниз соответственно). Сплошная линия — продлённый спектр от частоты отсечки (жирная точка справа); пунктир — продлённый спектр от точки перед ростом спектра на высоких частотах (жирная точка слева)

Полная дисперсия уклонов вычислялась как интеграл от составного спектра уклонов:

$$\sigma_{tot(\text{model})}^2 = \int_0^\infty \varkappa^2 S(\varkappa) \, \mathrm{d}\varkappa. \tag{8}$$

Формально интегрирование ведётся в бесконечных пределах; здесь при расчётах верхний предел интегрирования был равен 2000 рад/м.

Дисперсия уклонов по данным радиолокатора

Данные, полученные в результате численного моделирования, сравнивались с измерениями радиолокатора Ка-диапазона, установленного на спутнике GPM, в момент его пролёта над Персидским заливом в 19:50 UTC 3 января 2016 г. Длина волны радиолокатора составляет 8 мм.

Спутник GPM изначально создан для измерения пространственного распределения осадков в атмосфере, однако данные радиолокатора о сигнале, отражённом от морской поверхности, используются для изучения её свойств (Chen et al., 2018; Chu et al., 2012; Panfilova et al., 2018).

Радиолокатор Ка-диапазона работает в сканирующем режиме при углах падения от -9,5 до 9,5° с шагом 0,71°. Пространственное разрешение радиолокатора — 5×5 км, а ширина полосы составляет 145 км. При малых углах падения в рамках приближения Кирхгофа зависимость удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) от угла падения определяется выражением:

$$\sigma^{0}(\theta) = \frac{\left|R_{eff}(0)\right|^{2}}{\cos^{4}\theta} \cdot \frac{\exp\left[\tan^{2}\theta/2\sigma_{x}^{2}\right]}{2\sqrt{\sigma_{x}^{2}\sigma_{y}^{2}}},$$
(9)

где σ_x^2 и σ_y^2 — дисперсии уклонов вдоль и поперёк направления волнения; θ — угол падения; $\left| R_{eff}(0) \right|^2$ — эффективный коэффициент отражения. УЭПР при нулевом угле падения из (1) определяется выражением:

$$\sigma^{0}(0) = \frac{\left| R_{eff}(0) \right|^{2}}{2\sqrt{\sigma_{x}^{2} \sigma_{y}^{2}}}.$$
(10)

Имея измерения УЭПР при нескольких углах падения, можно получить σ_x^2 и $\sigma^0(0)$, применяя линейную регрессию.

Процедура определения $\sigma^0(0)$ в полосе обзора радиолокатора описана в работе (Panfilova et al., 2018). Значение $\sigma^0(0)$ не зависит от направления сканирования относительно направления распространения волнения и должно быть связано с полной дисперсией уклонов:

$$\sigma_{tot(radar)}^2 = \int_0^{\varkappa_b} \varkappa^2 \tilde{S}(\varkappa) \, \mathrm{d}\varkappa, \tag{11}$$

где \varkappa_b — граничное волновое число, зависящее от длины волны радиолокатора. Оно будет обсуждаться ниже.

Был накоплен массив данных σ_x^2 и $\sigma^0(0)$ для Персидского залива за 2018 г. В работе (Panfilova et al., 2018) показано, что регрессионная зависимость $2\sigma_x^2(\sigma^0(0))$ соответствует зависимости $\sigma_{tot(radar)}^2(\sigma^0(0))$. По аналогии было получено выражение для $\sigma_{tot(radar)}^2(\sigma^0(0))$ для радиолокатора Ка-диапазона со спутника GPM:

$$\sigma_{tot(radar)}^2 = \frac{0.49}{\sigma_0(0)} \pm 0.002.$$
(12)

На *рис. 4а* представлено исходное распределение сечения рассеяния в полосе обзора локатора, на *рис. 4б* — рассчитанная полная дисперсия уклонов. Пропущенные области — отброшенные шумные данные.



Рис. 4. Сечение обратного рассеяния в полосе обзора радиолокатора Ка-диапазона до обработки 3 января 2016 г., 19:50 UTC (*a*). Распределение полной дисперсии уклонов в полосе обзора радиолокатора Ка-диапазона (*б*)

Для сравнения с моделью WW3 было выбрано три точки, отмеченные чёрными кружками на *рис. 1* и *4б.* Длина разгона ветровых волн для точки 1 составляет приблизительно 50 км, для точки 2 — ~250 км, для точки 3 — ~450 км.

Определялась средняя дисперсия уклонов в радиусе 10 км вокруг каждой точки.

Результаты

Следует иметь в виду, что в рамках используемой модели рассеяния в дисперсию уклонов, полученную по данным радиолокатора, не вносит вклада часть спектра справа от граничного волнового числа \varkappa_b согласно уравнению (11). Чем короче длина волны зондирующего излучения, тем больше это граничное волновое число. Проблема определения точного значения граничного волнового числа остаётся открытой. Однако согласно работе (Chen et al., 2018), дисперсия уклонов для Ка-диапазона при скоростях ветра до ~10 м/с близка к интегралу по спектру с верхним пределом, стремящимся к бесконечности, а при больших скоростях ветра ниже его не более чем на 20 %.

Сравнение дисперсий уклонов по составному спектру и по данным радиолокатора приведено на *рис. 5.* Дисперсия уклонов возрастает от точки 1 к точке 3. Для точки 1 скорость ветра равна 8,7 м/с, и σ_{tot}^2 по данным радиолокатора и по модели должны быть близки; для точек 2 и 3 скорости ветра равны соответственно 12 и 15,5 м/с, и ожидается, что величина σ_{tot}^2 по радиолокатору будет немного занижена по сравнению с интегралом по всему спектру. Наилучшим образом этому соответствует расчёт в WW3 с использованием параметризации ST4, когда точка сшивки находится до роста спектра на высоких частотах. Практически во всех случаях этот способ выбора точки сшивки приводит к более низкому значению дисперсии уклонов по сравнению с тем, когда она совпадает с частотой отсечки в спектре WW3. Расчёт с использованием параметризации ST6 даёт сильно завышенное значение дисперсии уклонов по сравнению с полученным по данным радиолокатора.



Рис. 5. Дисперсия уклонов, полученная по данным радиолокатора и в результате моделирования для различных параметризаций ветровой накачки. Красный цвет — функция источника ST4; синий — ST6. Кружки — точка сшивки до искусственного роста спектра; квадратики — после частоты отсечки для WW3

Заключение

Модель WW3 применялась для численного моделирования волнения в Персидском заливе. Проведено сравнение интегральных параметров спектра для двух функций источника. Показано, что для валидации модельного спектра волнения могут быть применены спутниковые данные о дисперсии уклонов, полученной по измерениям радиолокатора Ка-диапазона. Количественное сравнение для этого параметра возможно в области средних ветров.

Поскольку модель WW3 не позволяет рассчитать коротковолновую часть спектра, для вычисления дисперсии уклонов проводилось интегрирование составного спектра, спадающая часть которого на высоких частотах была взята из модели спектра волнения. В ходе работы было обнаружено, что в спектре уклонов по модели WW3 проявился рост спектральной плотности после основного максимума, что предстоит исследовать. Показано, что значения дисперсии уклонов, рассчитанные с использованием параметризации ST4, близки к полученным по данным радиолокатора, в то время как для параметризации ST6 значения дисперсии уклонов сильно завышены.

Таким образом, предложена новая методика валидации расчётов волнения, особенно высокочастотной части его спектра. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-35-20057 мол_а_вед). Работа Кузнецовой А. М. по расчёту поля поверхностных волн в рамках модели WAVEWATCH III с различными моделями ветровой накачки выполнена при поддержке Российского научного фонда в рамках проекта № 19-17-00209). Работа Байдакова Г.А. по анализу высокочастотной части спектров выполнена при поддержке РНФ по проекту № 20-77-00097.

Литература

- 1. *Фарджами Х., Голубкин П.А., Кудрявцев В. Н.* Развитие ветровых волн в прибрежных зонах при переменных ветрах на примере Персидского залива и Аравийского моря // Ученые записки Российского гос. гидрометеоролог. ун-та. 2016. Вып. 44. С. 121–128.
- Ardhuin F., Rogers E., Babanin A., Filipot J.-F., Magne R., Roland A., Van der Westhuysen A., Queffeulou P., Lefevre J.-M., Aouf L., Collard F. Semiempirical dissipation source functions for ocean waves: Part I, definitions, calibration and validations // J. Physical Oceanography. 2010. V. 40(9). P. 1917–1941.
- 3. *Bi F., Song J., Wu K., Xu Y.* Evaluation of the simulation capability of the Wavewatch III model for Pacific Ocean wave // Acta Oceanologica Sinica. 2015. V. 34. P. 43–57.
- 4. *Chen P., Zheng G., Hauser D., Xu F.* Quasi-Gaussian probability density function of sea wave slopes from near nadir Ku-band radar observations // Remote Sensing of Environment. 2018. V. 217. P. 86–100.
- Chu P. C., Qi Y., Chen Y., Shi P., Mao Q. South China Sea Wind-Wave Characteristics. Part I: Validation of Wavewatch-III Using TOPEX/Poseidon Data // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2004. V. 21. P. 1718–1733.
- 6. *Chu X.*, *He Y.*, *Chen G.* Asymmetry and anisotropy of microwave backscatter at low incidence angles // Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2012. V. 50. No. 10. P. 4014–4024.
- 7. *Cox C., Munk W.* Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter // J. Optical Society of America. 1954. V. 44. P. 838–850.
- 8. *Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D.* A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // J. Geophysical Research. 1997. V. 102(C7). P. 15781–15796.
- 9. *Farjami H., Golubkin P., Chapron B.* Surveying sea surface effect in satellite altimeter-derived wind speed // Intern. J. Coastal and Offshore Engineering. 2016. V. 2. URL: http://ijcoe.org/article-1-73-en.html.
- 10. *Husson R*. Development and validation of a global observation-based swell model using wave mode operating Synthetic Aperture Radar: Doctoral Thesis. 2012. 275 p.
- 11. *Hwang P.A., Fois F.* Surface roughness and breaking wave properties retrieved from polarimetric microwave radar backscattering // J. Geophysical Research: Oceans. 2015. V. 120. P. 3640–3657.
- 12. *Kamranzad B., Etemad-Shahidi A., Chegini V.* Assessment of wave energy variation in the Persian Gulf // Ocean Engineering. 2013. V. 70. P. 72–80.
- 13. *Kazeminezhad M. H., Siadatmousavi S. M.* Performance evaluation of WAVEWATCH III model in the Persian Gulf using different wind resources // Ocean Dynamics. 2017. V. 67. P. 839–855.
- 14. *Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B.* A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1. Background model // J. Geophysical Research. 2003. V. 108(C3). 8054.
- Lin S., Sheng J., Xing J. Performance Evaluation of Parameterizations for Wind Input and Wave Dissipation in the Spectral Wave Model for the Northwest Atlantic Ocean // Atmosphere-Ocean. 2020. V. 58. No. 4. P. 258–286.
- Liu Q., Rogers W.E., Babanin A., Young I.R. Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH III: Updates and verification // J. Physical Oceanography. 2019. V. 49(2). P. 489–517.
- 17. Long Ch. E., Resio D. T. Wind wave spectral observations in currituck sound, North Carolina // J. Geophysical Research: Oceans. 2007. V. 112. Iss. C5. CiteID C05001.
- 18. *Myslenkov S.*, *Chernysheva A.*, Comparing wave heights simulated in the Black sea by SWAN model with satellite data and direct wave measurements // Russian J. Earth Sciences. 2016. V. 16. ES5002. 12 p.
- Panfilova M.A., Karaev V.Y., Guo J. Oil Slick Observation at Low Incidence Angles in Ku-Band // J. Geophysical Research: Oceans. 2018. V. 123. No. 3. P. 1924–1036.
- 20. *Ponce de León S., Bettencourt J. H., Dias F.* Comparison of numerical hindcasted severe waves with Doppler radar measurements in the North Sea // Ocean Dynamics. 2017. V. 67. P. 103–115.
- 21. *Rakha K., Al-Salem K., Neelamani S.* Hydrodynamic Atlas for the Arabian Gulf // J. Coastal Research. 2007. Iss. 50. P 50–554.
- 22. *Ray R. D., Beckley B. D.* Simultaneous ocean wave measurements by the Jason and Topex satellites, with buoy and model comparisons special issue: Jason-1 calibration/validation // Marine Geodesy. 2003. V. 26(3–4). P. 367–382.

- 23. *Ryabkova M., Karaev V., Guo J., Titchenko Y.* A review of wave spectrum models as applied to the problem of radar probing of the sea surface // J. Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. P. 7104–7134.
- Sangalungembe C., Luhunga Ph. M., Kijazi A. L. Validation of operational WAVEWATCH III wave model against satellite altimetry data over South West Indian Ocean off-coast of Tanzania // Applied Physics Research. 2018. V. 10(4). P. 55–65.
- 25. The WAVEWATCH III® Development Group (WW3DG). User manual and system documentation of WAVEWATCH III R version 5.16. Tech. Note 329. NOAA/NWS/NCEP/MMAB. College Park, MD, USA, 2016. 361 p. URL: https://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/manual.v5.16.pdf.
- 26. *Van Vledder G.Ph., Hulst S. Th. C., McConochie J. D.* Source term balance in a severe storm in the Southern North Sea // Ocean Dynamics. 2016. V. 66. P. 1681–1697.
- 27. *Wang D.*, *Rogers E.* Validation of global WAVEWATCH III hindcasts using merged altimeter data. 2013. URL: http://globwave.ifremer.fr/tools/case-studies-tutorials/ validation-of-global-wavewatch-iii-hindcasts-using-merged-altimeter-data.
- 28. *Yurovskaya M. V., Dulov V.A., Chapron B., Kudryavtsev V.N.* Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography // J. Geophysical Research: Oceans. 2013. V. 118. P. 1–15.

The method of comparison of WAVEWATCH III model calculation results with the data of Ka-band radar

M.A. Panfilova¹, A.M. Kuznetsova¹, G.A. Baydakov^{1,2}, Yu. I. Troitskaya¹, V. Yu. Karaev¹

 ¹ Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia E-mails: mariap@ipfran.ru, alexandra@ipfran.ru
 ² Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow 119017, Russia

Numerical simulation of sea waves in Persian Gulf was conducted using WAVEWATCH III model for the two different source terms. The day typical for winter season with stable northwest wind was chosen for modeling. Comparison of mean square slope obtained from the Ka-band radar data and mean square slope from the model spectrum was performed. The radar operates at low incidence angles, and mean square slope is calculated within the frameworks of Kirchhoff approximation. The comparison is complicated by the following details. The part of the sea wave spectrum with wave length of decimeter band and shorter significantly contributes to the mean square slope from Ka-band radar data, while the shortest wave length in the spectrum from WAVEWATCH III model is of the order of meter. The method to calculate mean square slope from model data is presented. It implies integrating of the composite spectrum, which long-wave part is obtained by WAVEWATCH III model, while the descending part is from the sea wave spectrum model. The new method for validation of wave model by the satellite data is presented, where mean square slope plays the role of the parameter for comparison.

Keywords: numerical modeling of waves, parameterizations, Ka-band radar, mean square slope

Accepted: 28.10.2020 DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-9-18

References

- 1. Fardzhami H., Golubkin P.A., Kudryavtsev V.N., Razvitie vetrovykh voln v pribrezhnykh zonakh pri peremennykh vetrakh na primere Persidskogo zaliva i Araviiskogo morya (Wind-wave growth under varying wind condition case studies in the Persian Gulf and Arabian Sea), *Uchenye zapiski Rossiiskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 2016, Vyp. 44, pp. 121–128.
- Ardhuin F., Rogers E., Babanin A., Filipot J.-F., Magne R., Roland A., Van der Westhuysen A., Queffeulou P., Lefevre J.-M., Aouf L., Collard F., Semiempirical dissipation source functions for ocean waves: Part I, definitions, calibration and validations, *J. Physical Oceanography*, 2010, Vol. 40(9), pp. 1917–1941.
- 3. Bi F., Song J., Wu K., Xu Y., Evaluation of the simulation capability of the Wavewatch III model for Pacific Ocean wave, *Acta Oceanologica Sinica*, 2015, Vol. 34, pp. 43–57.

- 4. Chen P., Zheng G., Hauser D., Xu F., Quasi-Gaussian probability density function of sea wave slopes from near nadir Ku-band radar observations, *Remote Sensing of Environment*, 2018, Vol. 217, pp. 86–100.
- Chu P. C., Qi Y., Chen Y., Shi P., Mao Q., South China Sea Wind-Wave Characteristics. Part I: Validation of Wavewatch-III Using TOPEX/Poseidon Data, J. Atmospheric and Oceanic Technology, 2004, Vol. 21, pp. 1718–1733.
- 6. Chu X., He Y., Chen G., Asymmetry and anisotropy of microwave backscatter at low incidence angles, *Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 10, pp. 4014–4024.
- 7. Cox C., Munk W., Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter, *J. Optical Society of America*, 1954, Vol. 44, pp. 838–850.
- 8. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D., A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves, *J. Geophysical Research*, Vol. 102(C7), pp. 15781–15796.
- 9. Farjami H., Golubkin P., Chapron B., Surveying sea surface effect in satellite altimeter-derived wind speed, *Intern. J. Coastal and Offshore Engineering*, 2016, Vol. 2, available at: http://ijcoe.org/article-1-73-en.html.
- 10. Husson R., Development and validation of a global observation-based swell model using wave mode operating Synthetic Aperture Radar: Doctoral Thesis, 2012, 275 p.
- 11. Hwang P.A., Fois F., Surface roughness and breaking wave properties retrieved from polarimetric microwave radar backscattering, *J. Geophysical Research*, 2015, Vol. 120, pp. 3640–3657.
- 12. Kamranzad B., Etemad-Shahidi A., Chegini V., Assessment of wave energy variation in the Persian Gulf, *Ocean Engineering*, 2013, Vol. 70, pp. 72–80.
- 13. Kazeminezhad M. H., Siadatmousavi S. M., Performance evaluation of WAVEWATCH III model in the Persian Gulf using different wind resources, *Ocean Dynamics*, 2017, Vol. 67, pp. 839–855.
- 14. Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B., A semiempirical model of the normalized radar crosssection of the sea surface. 1. Background model, *J. Geophysical Research*, 2003, Vol. 108(C3), pp. 1–24.
- 15. Lin S., Sheng J., Xing J., Performance Evaluation of Parameterizations for Wind Input and Wave Dissipation in the Spectral Wave Model for the Northwest Atlantic Ocean, *Atmosphere-Ocean*, 2020, Vol. 58, No. 4, pp. 258–286.
- Liu Q., Rogers W. E., Babanin A., Young I. R., Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH III: Updates and verification, *J. Physical Oceanography*, 2019, Vol. 49(2), pp. 489–517.
- 17. Long Ch. E., Resio D. T., Wind wave spectral observations in currituck sound, North Carolina, *J. Geophysical Research*, 2007, Vol. 112, Issue C5, CiteID C05001.
- 18. Myslenkov S., Chernysheva A., Comparing wave heights simulated in the Black sea by SWAN model with satellite data and direct wave measurements, *Russian J. Earth Sciences*, 2016, Vol. 16, ES5002, 12 p.
- 19. Panfilova M., Karaev V., Evaluation of the boundary wave number for the two-scale model of backscatter of microwaves in Ka and Ku-band by the sea surface using the dual-frequency precipitation radar data, *Proc. IGARSS'2016*, Beijing, 2016, pp. 3691–3694.
- 20. Ponce de León S., Bettencourt J. H., Dias F., Comparison of numerical hindcasted severe waves with Doppler radar measurements in the North Sea, *Ocean Dynamics*, 2017, Vol. 67, pp. 103–115.
- 21. Rakha K., Al-Salem K., Neelamani S., Hydrodynamic Atlas for the Arabian Gulf, J. Coastal Research, 2007, Issue 50, pp. 550–554.
- 22. Ray R. D., Beckley B. D., Simultaneous ocean wave measurements by the Jason and Topex satellites, with buoy and model comparisons special issue: Jason-1 calibration/validation, *Marine Geodesy*, 2003, Vol. 26(3–4), pp. 367–382.
- 23. Ryabkova M., Karaev V., Guo J., Titchenko Y., A review of wave spectrum models as applied to the problem of radar probing of the sea surface, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2019, Vol. 124, pp. 7104–7134.
- 24. Sangalungembe C., Luhunga Ph. M., Kijazi A. L., Validation of operational WAVEWATCH III wave model against satellite altimetry data over South West Indian Ocean off-coast of Tanzania, *Applied Physics Research*, 2018, Vol. 10(4), pp. 55–65.
- 25. The WAVEWATCH III® Development Group (WW3DG), *User manual and system documentation of WAVEWATCH III R version 5.16, Tech. Note 329*, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, College Park, MD, USA, 2016, 361 p., available at: https://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/manual.v5.16.pdf.
- 26. Van Vledder G. Ph., Hulst S. Th. C., McConochie J. D., Source term balance in a severe storm in the Southern North Sea, *Ocean Dynamics*, 2016, Vol. 66, pp. 1681–1697.
- 27. Wang D., Rogers E., Validation of global WAVEWATCH III hindcasts using merged altimeter data, 2013, available at: http://globwave.ifremer.fr/tools/case-studies-tutorials/ validation-of-global-wavewatch-iii-hindcasts-using-merged-altimeter-data.
- 28. Yurovskaya M. V., Dulov V.A., Chapron B., Kudryavtsev V. N., Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2013, Vol. 118, pp. 1–15.