

УДК 551.446

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ ЗА ЗИМЫ В ПЕРИОД С 1979 ПО 2010 гг. ПО ДАННЫМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2016 г. М. Ю. Маркина, А. В. Гавриков

Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва

e-mail: markina@sail.msk.ru, gavr@sail.msk.ru

Поступила в редакцию 03.06.2015 г.

После доработки 19.11.2015 г.

Целью работы является исследование средних и экстремальных величин значимых высот волн в Северной Атлантике в зимний сезон (январь) в период с 1979 по 2010 гг. по данным моделирования ветровых волн и характеристик приводного ветра. Используется совместное высокоразрешающее моделирование атмосферы с применением атмосферной модели WRF-ARW и волновых полей, полученных с помощью системы WaveWatch III. Конфигурация экспериментов такова, что WRF-ARW обеспечивает граничные и начальные условия для WaveWatch III. В результате были получены долгопериодные временные ряды характеристик волнения в Северной Атлантике. За исследуемый период времени (1979–2010 гг.) на большей части акватории Северной Атлантики не наблюдалось статистически значимых линейных трендов высот ветровых волн (как средних, так и экстремальных). Локально значимые тренды проявляются лишь в небольшой области в субполярной Атлантике (около -2 см/год). Обсуждаются различия этих оценок с реанализом ERA-Interim.

DOI: 10.7868/S003015741603014X

ВВЕДЕНИЕ

Достоверная информация о ветровых волнах и их изменчивости в Северной Атлантике представляет важную задачу, поскольку данная акватория характеризуется активной морской деятельностью, включая судоходство и строительство морских сооружений. В то же время Северная Атлантика — один из наиболее штормовых районов Мирового океана [10, 11]. Исследование изменчивости ветровых волн также имеет важное значение для понимания климатических изменений в процессах взаимодействия океана и атмосферы. Волны, интегрируя ветровые характеристики, являются важным индикатором состояния приводного слоя атмосферы и его воздействия на океан [12]. Наконец, исследование ветровых волн и их межгодовой динамики позволяет получить сведения об изменчивости интенсивности процессов перемешивания в верхнем слое океана и, таким образом, об изменениях структуры океана.

Исследование полей волновых характеристик требует плотного покрытия данными всей акватории. Несмотря на то, что Северная Атлантика является одним из самых хорошо изученных регионов Мирового океана, и здесь осуществляется широкий спектр различных наблюдений, плотности наблюдений недостаточно [11] для полно-

масштабного исследования волнения, особенно его синоптической динамики и экстремальных характеристик. Поэтому оптимальным подходом является восстановление поля волнения при помощи численного моделирования на основе корректно выбранных начальных и граничных условий (форсинга) и настроек модели.

На данный момент существует множество работ, посвященных численному моделированию ветрового волнения в Северной Атлантике [9, 14, 22, 26, 27]. Однако в них проводится исследование отдельных районов и/или используется низкое пространственное разрешение волновой модели и начальных данных, не позволяющее получить детальной картины, в первую очередь для характеристик экстремального волнения. В настоящем исследовании волновая модель впервые покрывает всю Северную Атлантику с высоким разрешением, а в качестве начальных и граничных данных используются данные о приземном ветре высокоразрешающей негидростатической модели.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Волновая модель. При выполнении долгопериодных модельных экспериментов по воспроизведению характеристик волнения настройка модели требует тщательного выбора начальных усло-

вий, поскольку численные схемы чувствительны к качеству и разрешению данных о приземном ветре. Кроме того, многие модели предоставляют возможность гибкого выбора параметризаций подсеточных процессов, которые также влияют на результат. Нами была выбрана спектральная модель WaveWatch III (WW3) версии 4.18, которая в настоящий момент является наиболее интенсивно развивающейся для моделирования волнения на больших пространственно-временных масштабах [23]. Для настройки модели и выбора параметризации основных физических процессов было проведено множество экспериментов на чувствительность. В результате была выбрана параметризация генерации и диссипации ветровых волн BYDRZ (Babanin–Young–Donelan–Rogers–Zieger), разработанная под руководством Бабанина [3–5, 20], и схема расчета нелинейного взаимодействия GMD (Generalized Multiple DIA), которая является расширенной версией схемы DIA [24], используемой в большинстве волновых моделей. Вычисления проводились на регулярной сетке в сферических координатах с горизонтальным разрешением 0.2°, спектральное разрешение составляло 36 направлений ($\Delta\theta = 10^\circ$), частотный диапазон σ – 40 интервалов от 0.04 до 1.07 Гц. Шаг выдачи результатов составил 1 ч. Данные настройки оптимальны для баланса между качеством получаемого результата и требованиями к вычислительным ресурсам и времени.

Начальные и граничные условия. Традиционно в качестве начальных данных в подобных работах используются данные атмосферных реанализов, однако, как правило, все они имеют относительно грубое пространственное разрешение, и, кроме того, реанализы основаны на гидростатических моделях, в которых геострофическое приспособление существенно подавляет агеострофические эффекты и не дает возможности детально описывать вертикальные движения в атмосфере. Чтобы избежать этого эффекта, в настоящей работе использовалась региональная высокоразрешающая негидростатическая атмосферная модель WRF (Weather Research and Forecasting) с исследовательским ядром ARW (Advanced Research WRF) [21, 25]. Водные границы в волновой модели задавались как открытые, и влияние зыби, приходящей на южную границу домена, не учитывалось.

Для настройки атмосферной модели также была проведена серия экспериментов на чувствительность к схемам параметризаций. В результате были выбраны следующие схемы: для параметризации планетарного пограничного слоя использовалась схема MYNN2 [18]; в качестве приземного слоя использовалась схема из модели Eta [7]; в качестве параметризации радиационных потоков использовалась схема CAM [8]; для описания конвективных процессов применялась улучшенная схема Каина и Фритша [15, 16]; для учета мик-

Верификация модели WW3 и реанализа ERA-Interim (для значимой высоты волны)

№ буя	Виды ошибок		
	δH_s , м ERAi/WW3	αH_s , м ERAi/WW3	ρH_s , % ERAi/WW3
41002	0.43/0.72	0.13/0.3	20/–11
41004	0.47/0.47	0.22/0.25	–4/–10
41010	0.35/0.6	0.14/0.3	–5/–16
44004	0.63/1.01	0.17/0.31	–1/–18
44005	0.42/0.74	0.15/0.32	–5/–17
44007	0.72/0.68	0.50/0.38	17/–16
44008	0.63/0.98	0.17/0.30	–2/–13
44009	0.59/0.67	0.23/0.35	–12/–10
44011	0.50/0.73	0.15/0.28	–2/–15
44014	0.37/0.74	0.16/0.32	–6/8

рофизики была выбрана схема WSM3 [13]; в качестве модели поверхности было решено остановиться на схеме Noah [17]. В качестве начальных условий были использованы данные реанализа ERA-Interim. Горизонтальное разрешение вычислительной сетки составило 15 км, вертикальное – 30 уровней. Выдача результата производилась каждые 6 часов.

Оценка качества результатов моделирования. Результаты моделирования сравнивались с данными заякоренных океанологических буев NOAA NDBC [19] и двумерными данными реанализа ERA-Interim [6], поскольку этот реанализ обладает информацией о состоянии морской поверхности с разрешением 1° и дискретизацией по времени 6 ч. В таблице приведены сравнительные характеристики точности для реанализа ERA-Interim и результатов моделирования WW3 для 10 буев NDBC (верификация проведена для января 2000 г., дискретность отсчета данных – 6 ч). На рис. 1 представлено сравнение значимой высоты волны в отдельном бую № 44009 с данными реанализа и результатами численного моделирования за январь 2000 г.

Для верификации результатов моделирования и реанализа были рассчитаны следующие виды ошибок [2]:

среднеквадратическая ошибка

$$\delta P = \left(\frac{1}{N_{\text{obs}}} \sum_{n=1}^{N_{\text{obs}}} [P_{\text{num}}(n) - P_{\text{obs}}(n)]^2 \right)^{1/2}, \quad (1)$$

относительная среднеквадратическая ошибка

$$\rho P = \left(\frac{1}{N_{\text{obs}}} \sum_{n=1}^{N_{\text{obs}}} \left(\frac{P_{\text{num}}(n) - P_{\text{obs}}(n)}{P_{\text{obs}}(n)} \right)^2 \right)^{1/2}, \quad (2)$$

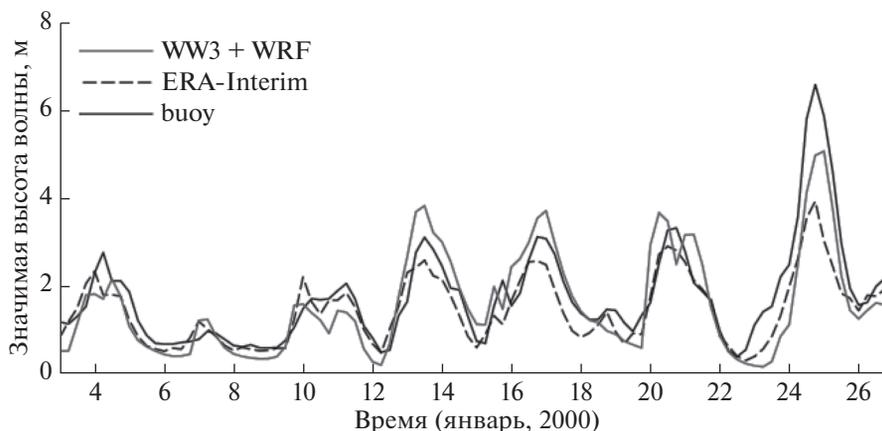


Рис. 1. Сравнение значимой высоты волны с данными наблюдений единичного буя 44009: значимая высота волны по данным буя (buoy), реанализа (ERAi), результатам численного моделирования с ветром из атмосферной модели (WW3 + WRF).

арифметическая ошибка

$$\alpha P = \left(\frac{1}{N_{\text{obs}}} \sum_{n=1}^{N_{\text{obs}}} (P_{\text{num}}(n) - P_{\text{obs}}(n)) \right). \quad (3)$$

Здесь N_{obs} представляет собой количество наблюдений характеристики P , P_{obs} — наблюдаемые значения характеристики, P_{num} — значения, полученные путем численного моделирования (в данном случае это результаты модельных экспериментов и данные реанализа); суммирование идет по временному ряду.

В реанализе ERA-Interim ассимилируются данные натуральных наблюдений, поэтому естественно предположить, что сравнение WW3 с буями несколько уступает аналогичному сравнению для реанализа. Однако в целом сравнение можно считать удовлетворительным. При этом разрешение WW3 позволяет выделить структуры, недоступные реанализу и более детально исследовать экстремальные значения (рис. 1).

Результаты сравнения двумерных полей ERA-Interim и WW3 будут представлены вместе с основными результатами работы.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

При помощи волновой модели WaveWatch III и атмосферной модели WRF были восстановлены поля ветрового волнения в Северной Атлантике с разрешением 0.2° и шагом 1 ч для зимних периодов с 1979 по 2010 гг. Выходной массив содержит основные ветро-волновые характеристики: значимую высоту волны (в том числе высоту волны зыби), среднее направление волн и их пиков, направление переноса энергии, средний период волн, нормализованная ширина частотного спектра, направление распространения волн и другие

параметры. Нами анализировались средние значимые высоты волн для каждой точки расчетной области. По полученным рядам оценивались линейные тренды данных характеристик и их значимость.

В целом результаты расчетов средних значимых высот волн по WW3 хорошо согласуются с данными ERA-Interim (рис. 2). Максимальные величины средних высот волн наблюдаются в районе Исландского минимума и составляют около 5 м по обоим массивам данных.

Анализ пространственного распределения трендов средних значимых высот волн также показывает хорошую согласованность, однако области их статистической значимости (по t -критерию Стьюдента с уровнем значимости 90%) существенно отличаются (рис. 3, вверху; здесь и далее область значимых трендов показана штриховкой). Так, по данным ERA-Interim в центре Атлантики формируется обширная область положительных трендов значимой высоты волны (до 3 см/год). По результатам WW3 эта область положительных трендов определяется как статистически незначимая, однако значимые отрицательные тренды (до 1 см/год) обнаруживаются в восточной части субтропической области. Для средних скоростей ветра (рис. 3, внизу) наблюдается хорошее совпадение между реанализом и атмосферной моделью: положительные тренды в центральной части Северной Атлантики (~ 3 см/с в год) и отрицательные в субтропической зоне (~ 3 см/с в год).

Нами были проанализированы значимые высоты экстремальных волн для каждой точки расчетной области (экстремальными считались волны 10% обеспеченности, Hs_{90}) и выявлены статистически значимые тренды данной характеристики (рис. 4).

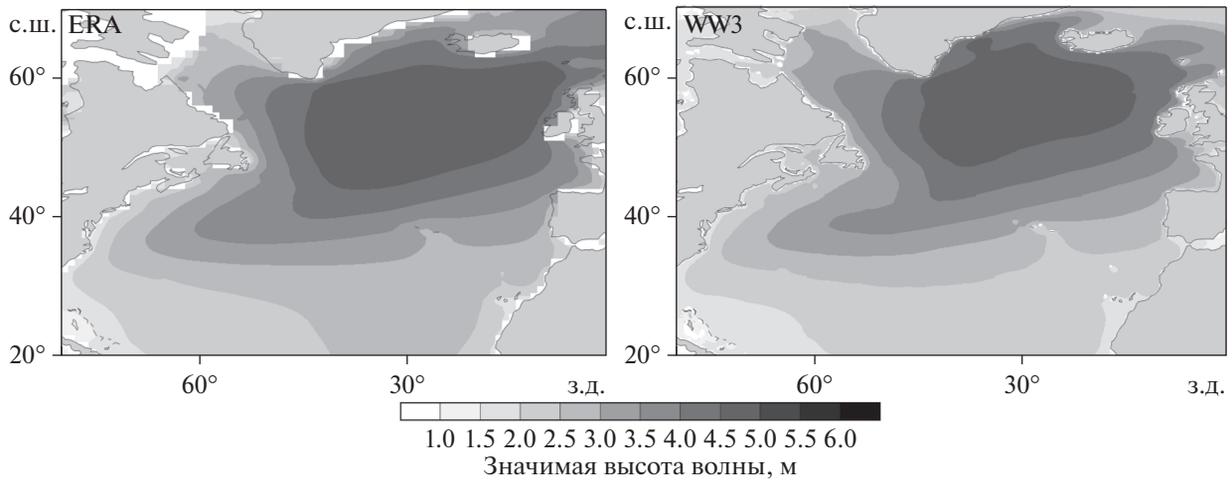


Рис. 2. Средние значимые высоты волн в каждой точке в период с 1979 по 2010 гг. (январь).

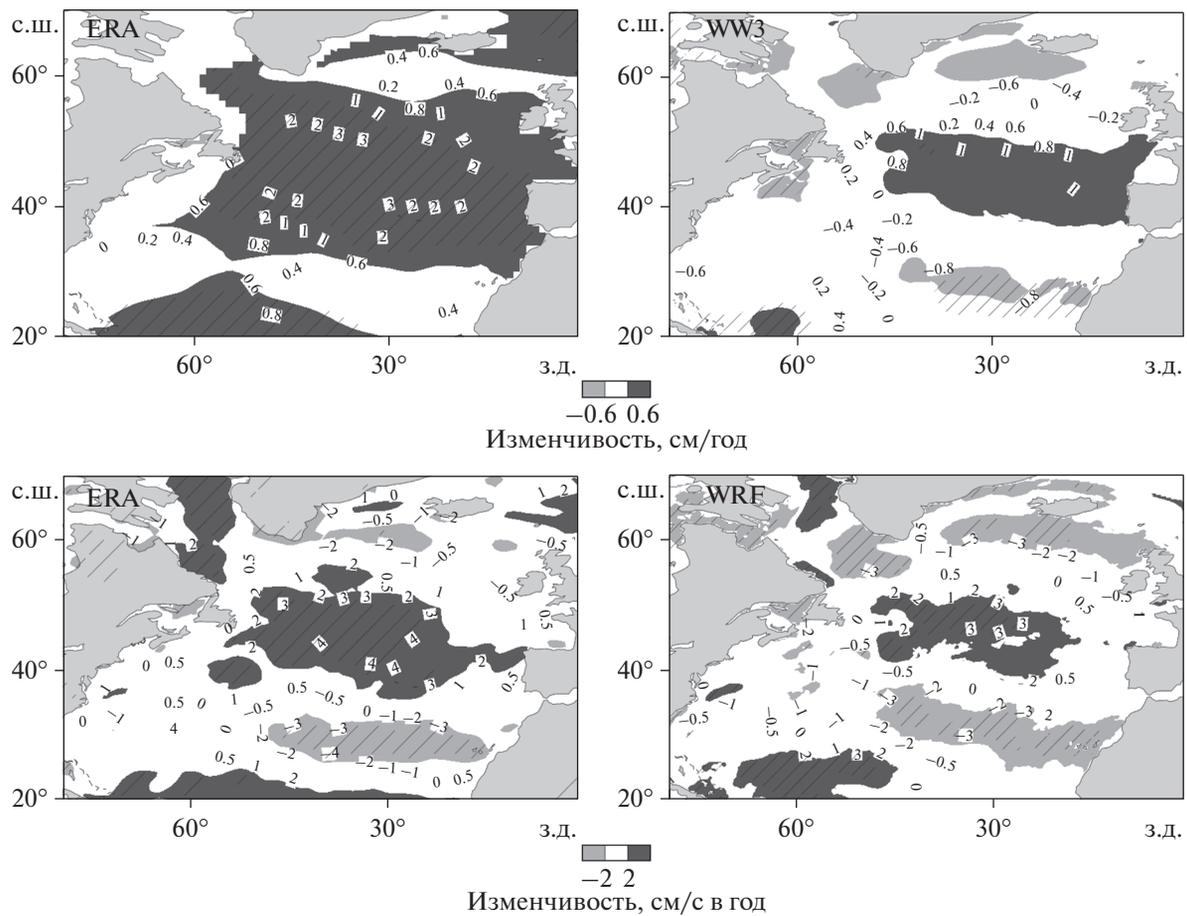


Рис. 3. Тренды среднегодовых значимых высот волн (вверху) и скорости ветра по данным реанализа ERA-Interim (слева) и моделирования WW3 + WRF (справа) в период с 1979 по 2010 гг. (январь); штриховкой показана область значимых трендов.

Максимальные значения волн 10% обеспеченности составляют 7.1 м для реанализа и 7.64 м для WW3; максимальная скорость ветра 10% обеспеченности для реанализа ERA-Interim 18.9 м/с, в то

время как для атмосферной модели WRF это значение составляет 22.12 м/с. Несмотря на то, что абсолютные значения максимумов высот волн имеют небольшое различие, экстремальные вол-

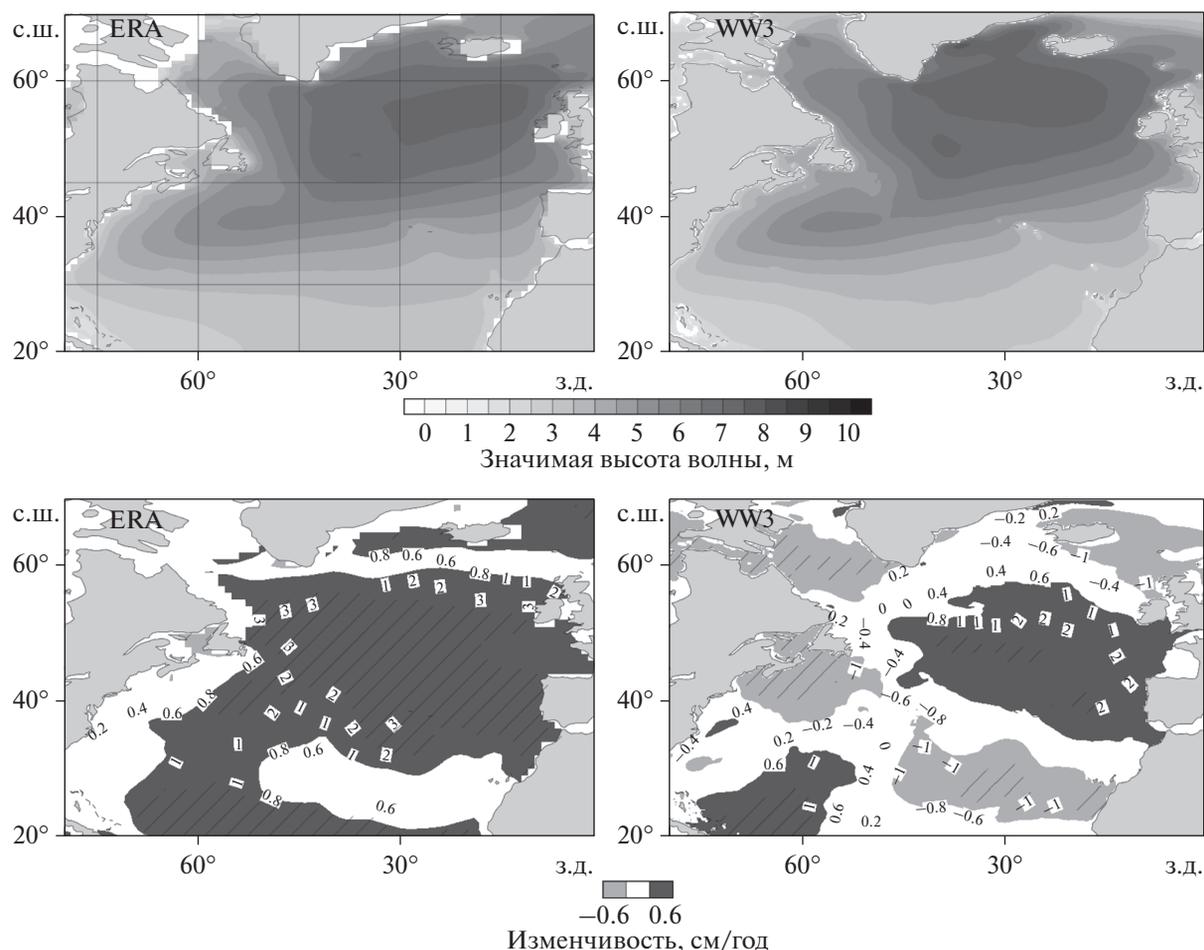


Рис. 4. Высоты волн 10% обеспеченности в каждой точке (вверху) и тренды (внизу) по данным реанализа ERA-Interim (слева) и моделирования WW3 (справа) в период с 1979 по 2010 гг. (январь); штриховкой показана область значимых трендов.

ны, оцененные по модели WW3 (рис. 4, справа вверху), по сравнению с реанализом ERA-Interim, обнаруживают более сложную пространственную детализацию с локальной областью экстремальных волн у восточных берегов Гренландии, что хорошо согласуется с атласом волнения для данного региона [1]. В целом обнаруживаются более высокие величины экстремального волнения по результатам высокоразрешающего моделирования, показывающие в среднем на 10% более высокие волны в субполярной Атлантике.

Пространственные характеристики значимых трендов экстремального волнения по данным реанализа и WW3 (рис. 4, внизу), как и в случае со средними значениями, не согласуются друг с другом. ERA-Interim, как и для средних значений, обнаруживает положительный тренд в Центральной западной Атлантике, характеризуемый величинами ~ 3 см/год. В модельных экспериментах с ветром из WRF обнаруживается отрицательный тренд (до 2 см/год) в море Лабрадор, не иденти-

фицируемый по данным ERA-Interim. Возможно, он связан с тем, что в проведенном эксперименте с волновой моделью не учитывалось присутствие морского льда в этом районе, характеризующегося высокими концентрациями здесь в зимний сезон. По этой причине к оценкам, полученным в данном районе, надо подходить с осторожностью, хотя отрицательные тренды в данном регионе согласуются с результатами работы [22].

Для изучения изменчивости статистической структуры ветрового волнения были построены диаграммы временной эволюции аномалий эмпирических функций распределения высот волн за многолетний период (не представлены). Эта диагностика была выполнена в регионе с положительными трендами по данным ERA-Interim (45° – 55° с.ш., 40° – 50° з.д.).

Изменения аномалий ветрового волнения во времени имеют схожую структуру по двум рассматриваемым в работе массивам, однако в области высоких высот волн отмечаются существен-

ные различия в данных ERA-Interim и модельного эксперимента с WW3. Хорошо заметны фазы увеличения высоких волн в 1982, 1990 и 2003 гг., что, вероятно, связано с Североатлантическим колебанием (NAO).

Таким образом, нами был выполнен долговременный численный эксперимент по воспроизведению характеристик ветрового волнения на акватории Северной Атлантики за период последних нескольких десятилетий. Результаты показывают, что при применении высокоразрешающих моделей атмосферы и ветровых волн получаются несколько более высокие средние характеристики волнения и значительно более высокие (в некоторых районах до 10%) экстремальные волны в субполярной Атлантике. Характеристики трендовых изменений волнения по данным реанализа и высокоразрешающего моделирования существенно различаются. Модельные эксперименты не подтверждают наличия положительных трендов волнения в центральной Атлантике, но обнаруживают убывание средней значимой высоты волн в субполярных районах к югу от Гренландии и в восточной части субтропической зоны. Обнаруженные сильные отрицательные тренды в экстремальных характеристиках волнения в море Лабрадор требуют дальнейшего анализа с учетом ледовых характеристик.

Вычисление и обработка данных осуществлена за счет гранта РФФИ (проект № 14-50-00095). Вычисления производились на базе суперкомпьютерного комплекса “Ломоносов” и Межведомственного Суперкомпьютерного Центра (МСЦ) РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас волнения северной части Атлантического океана. Обнинск: Артифлекс, 2009. 77 с.
2. Полников В.Г. Расширение задач численного моделирования ветровых волн путем расширения процедуры верификации // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 551–564
3. Babanin A.V. Breaking of ocean surface waves // Acta Phys. Slovaca. 2011. V. 59. P. 305–335.
4. Babanin A.V. Breaking and dissipation of ocean surface waves // Cambridge University Press. 2011. 480 p.
5. Babanin A.V., Banner M.L., Young I.R. Breaking probabilities for dominant surface waves on water of finite constant depth // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 11659–11676.
6. Berrisford P., Dee D., Poli P. et al. ERA report series, 1 The ERA-Interim archive Version 2.0, ECMWF. 2011. 23 p.
7. Chen F., Janjic Z., Mitchell K. Impact of atmospheric surface layer parameterizations in new land-surface scheme of the NCEP Mesoscale Eta model // Boundary-Layer Meteorol. 1997. V. 3. P. 391–421.
8. Collins W.D., Rasch P.J., Boville B.A. et al. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0), NCAR Technical Note, NCAR/TN-464+STR. 2004. 226 p.
9. Dodet G., Bertin X., Taborda R. Wave climate variability in the North-East Atlantic over the last six decades // Ocean modelling. 2010. V. 31. P. 120–131.
10. Gulev S.K., Grigorieva V. Variability of the Winter Wind Waves and Swell in the North Atlantic and North Pacific as Revealed by the Voluntary Observing Ship Data // J. Climate. 2006. V. 19. P. 5667–5785.
11. Gulev S., 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.
12. Gulev S.K., Hasse L. North Atlantic wind waves and wind stress from voluntary observing data // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. P. 1107–1130.
13. Hong S.-Y., Dudhia J., Chen S.-H. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation // Mon. Wea. Rev. 2004. V. 132. P. 103–120.
14. Izaguirre C., Menendez M., Camus P. et al. Exploring the interannual variability of extreme wave climate in the Northeast Atlantic ocean // Ocean modelling. 2012. V. 59–60. P. 31–40.
15. Kain J.S. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update // J. Appl. Meteor. 2004. V. 43. P. 170–181.
16. Kain J.S., Fritsch J.M. A one-dimensional entraining detraining plume model and its application in convective parameterization // J. Atmos. Sci. 1990. V. 47. P. 2784–2802.
17. Mahrt L., Pan H.L. A two-layer model of soil hydrology // Bound. Layer Meteorol. 1984. V. 29. P. 1–20.
18. Nakanishi M., Niino F. Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer // J. Meteorolog. Soc. Japan. 2009. V. 87. № 5. P. 895–912.
19. National Data Buoy Center. NDBC Technical Document 09-02, Handbook of Automated Data Quality Control Checks and Procedures. 2009. 78 p.
20. Rogers W.E., Babanin A.V., Wang D.W. Observation-consistent input and whitecapping-dissipation in a model for wind-generated surface waves: Description and simple calculations // J. Atmos. Oceanic Technol. 2012. V. 29. P. 1329–1346.
21. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J. et al. A description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR Technical Note. 2008. 125 p.
22. Swail V.R., Ceccacci E.A., Cox A.T. The AES40 North Atlantic wave reanalysis: validation and climate assessment, 6th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting November 6–10, Monterey, California. 2000.
23. Tolman H.L. User manual and system documentation of WAVEWATCH-III Version 3.14. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical note 276. 2014. 194 p.
24. Tolman H.L. A genetic optimization package for the Generalized Multiple DIA in WAVEWATCH III. Tech. Note 289, Ver. 1.4, NOAA/NWS/NCEP/MMAB. 2014. 21 p.

25. Wang W., Barker D., Bray J. et al. User's Guide for Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 2. 2008. 226 p. (www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/ARWUsersGuideV3.pdf).
26. Wang X.L., Zwiers F.W., Swail V.R. North Atlantic Ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century // J. Climate. 2003. V. 17. 2003. P. 2368–2383.
27. Woolf D.K., Challenor P.G. Variability and predictability of the North Atlantic wave Climate // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № C10. P. 3145–3159.

Wave Climate Variability in the North Atlantic over the Last Decades in Winter Period Using Numerical Modeling

M. Yu. Markina, A. V. Gavrikov

The study is focused on investigation of significant wave height, including both mean and extreme values, in the North Atlantic Ocean in winter during the period from 1979 to 2010. We performed a 32-year wind wave hindcast for the North Atlantic using spectral ocean wave model (WaveWatch III) and high resolution non-hydrostatic atmospheric model WRF-ARW which provided wind forcing function. Analysis of the 32-year hindcast of wave characteristics in the North Atlantic reveals stronger mean and extreme waves simulated with high resolution modeling systems and identifies significant downward trends in mean significant wave height in the sub-polar North Atlantic, while these trends were not found in wave characteristics from ERA-Interim reanalysis. At the same time, 32-year hindcast did not confirm statistical significance strong positive trends in the central Atlantic diagnosed by ERA-Interim reanalysis; differences between reanalysis and hindcast are discussed.