

УДК 551.466.3:004.925.8(261.243)

© Т. Соомере¹, О. Куркина^{1, 2, 3}, 2011

¹ Институт кибернетики при Таллинском технологическом университете, Таллин, Эстония

² НИУ «Высшая школа экономики», Нижний Новгород

³ ФГБОУ ВПО «Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева»
Oksana.Kurkina@mail.ru

СТАТИСТИКА ЭКСТРЕМАЛЬНОГО ВОЛНЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Свойства экстремальных штормов в районе порога Дарс юго-западной части Балтийского моря проанализированы на основе записей волномерного буя за 20 лет (1991–2010) и результатов численных экспериментов. Долгосрочная средняя значительная высота волн H_S составляет ~0.7 м, а характерные периоды – 2–4 с. Наибольшая измеренная H_S составила 4.46 м. Наибольшее расхождение (разница до 2 с) установлено между характерными измеренными и модельными периодами волн. Временная динамика годовых наивысших волн имеет пилообразный характер с увеличением в 1958–1990 гг., начиная с 1993 г., и резким снижением в 1991–1992 гг. Измеренные среднегодовые и максимальные высоты волн незначительно изменялись в 1991–2010 гг., но порог в 1 % наиболее высоких волн существенно снизился.

Ключевые слова: ветровое волнение, экстремальные волны, математическое моделирование, функции распределения.

Волновой климат Балтийского моря характеризуется некоторыми специфическими особенностями, такими как его весьма нестационарный характер, локализация периода штормов в несколько осенних и зимних месяцев, значительная пространственная и временная изменчивость свойств волнения, преобладание сравнительно коротких и крутых волн, а также существование волн почти такой же высоты, как в значительно большем по размерам Средиземном море [1, 2]. Обычно большую крутизну волн в Балтийском море связывают с его небольшими глубинами (в среднем 54 м), однако в большинстве случаев увеличение крутизны есть результат коротких, но сильных штормов с ограниченной длиной разгона волн. Такие штормы генерируют очень крутые волны даже в глубоководных областях, и при этом ограниченная глубина слабо влияет на характер волн.

Потенциальную роль малой глубины некоторых акваторий Балтийского моря для безопасности судоходства и другой деятельности в море и прибрежных районах можно более четко определить в терминах генерации волн-убийц [3] с помощью механизмов, для которых мелководность является основополагающим фактором. Один из таких механизмов – нелинейное взаимодействие плоских волн на мелкой воде, распространяющихся под углом друг к другу [4], – действует лишь в условиях ограниченной глубины и высоких длинных волн. Возможность частого выполнения условий для этого механизма и побудила нас к исследованию волнового климата в районе порога Дарс, отличающегося интенсивным судоходством и имеющего глубину всего около 20 м.

Одно из возможных определений волн-убийц основано лишь на отношении высоты индивидуальной волны к фоновой значительной высоте волн (H_S – средняя высота одной трети наибольших волн). Такое определение позволяет изучать волны-убийцы в самых разных условиях: от волн с характерными высотами 10–20 см [5] до таких монстров, как «новогодняя волна», возникшая среди волн с типичной высотой в 10 м [6]. И

хотя исследования мелкомасштабных аналогов «волн-убийц» определенно вносят вклад в понимание таких явлений, большинство практических задач связано с объяснением внезапного появления неожиданно высоких волн среди волн с достаточно большой высотой. Наиболее опасны ситуации, когда действие определенных механизмов концентрации волновой энергии и соответствующего увеличения высот волн в целом в отдельных областях (например, рефракция на течении [7] или на неоднородностях дна) сочетается со специфическими динамическими факторами (например, нелинейное усиление длинных поверхностных волн на мелкой воде); это может приводить к возникновению необычайно высоких или крутых волновых пиков [4, 7]. Такие условия могут быть источниками риска в мелководных и прибрежных областях (где они могут приводить также к внезапному резкому росту придонных скоростей, появлению волн-убийц или усилению волн от проходящих судов на берегу [8]), особенно в местах с интенсивным движением водного транспорта.

Процесс генерации высоких локализованных гребней, описанный в [4], весьма чувствителен к условиям, в которых происходит взаимодействие волн: глубина моря, высота волн, углы пересечения должны быть связаны особым образом, чтобы возникла экстремальная волна [9]. Поэтому необходимым условием всестороннего понимания потенциальной опасности волн-убийц является адекватное знание свойств экстремального волнения в соответствующих областях. Этот вопрос рассматривался в классических волновых атласах, справочниках и практических руководствах преимущественно с точки зрения высоты волн. Анализ [4] показывает, что направление распространения волн и особенно множественность направлений в волновом поле является даже более важным параметром. В реальных условиях еще одним ключевым параметром будет длина (или период) волн: она должна быть достаточно большой, чтобы стали заметны эффекты взаимодействия нелинейных волн на мелкой воде. В связи с последним аспектом вероятность возникновения аномальных волн большой крутизны должна уменьшаться с ростом длины волны, но резкое (почти восьмикратное) увеличение крутизны волны, возникающей при нелинейных взаимодействиях, одновременно приводит к росту риска появления волн-убийц [9].

Перечисленные факторы наиболее важны для вытянутых сравнительно мелких бассейнов (где свойства волн зависят главным образом от направления ветра и меньше – от его скорости), особенно для полузакрытых морских акваторий. В них обычно преобладают относительно короткие локально возбуждаемые волны, но распространение длинных волн из соседствующих областей может приводить к ситуациям, благоприятным для возникновения волн-убийц. В этом смысле две полузакрытые области Балтийского моря, вероятно, наиболее подвержены воздействию высоких и длинных волн при некоторых редких штормах, приходящих из Центральной Балтики. В восточной части Финского залива обычно преобладают короткие волны с периодами 2–4 с, возбуждаемые господствующими юго-западными ветрами [10], но периодически очень длинные волны, зарождающиеся в центральной части Балтийского моря, могут проникать в этот бассейн [11]. Недавние исследования показали, что даже сравнительно малые изменения гидрометеорологических условий в Невской губе и на прилегающих участках побережья могут существенным образом повлиять на процессы, происходящие в прибрежной зоне [10, 12]. Подобная по свойствам область расположена между о.Рюген и побережьем Дании в юго-западной части Балтийского моря. Преобладающие в этом бассейне юго-западные и западные ветры обычно возбуждают относительно короткие и крутые волны, а более редкие северо-восточные ветры могут влечь за собой гораздо более длинные волны той же (или даже большей) высоты. Обе эти области довольно мелкие, с характерными глубинами менее 20 м, поэтому волны с периодами около 5–8 с уже могут развигивать свойства, необходимые для нелинейных взаимодействий волн на мелкой воде.

Хотя существует несколько поколений атласов волнения для Балтийского моря [1, 13], в литературе очень мало сведений о статистике измеренных волн для мелководных частей этого бассейна. Теоретические оценки экстремальных ветровых и волновых условий Финского залива представлены в [14]. Некоторые результаты ретроспективного волнового прогноза среднего разрешения и соответствующая статистическая обработка в рамках исследований [15] для всего Балтийского моря описаны в [16]. В этих исследованиях, однако, уделялось мало внимания периодам волн.

Существует возможность пролить свет на комбинацию свойств экстремальных волн для юго-западной части Балтийского моря, где характеристики волнения над порогом Дарс измеряются с помощью волноизмерительного буя «Seawatch Directional Waverider» с 1991 г. [17]. Кроме того, для данного региона были выполнены расчеты с сеткой среднего разрешения (около трех морских миль) в рамках исследований всего Балтийского моря, основанных на ретроспективном моделировании элементов волнения [15, 18, 19].

Порог Дарс расположен между двумя полузакрытыми акваториями юго-западной части Балтийского моря и разделяет море Бельт и бассейн Аркона (рис. 1). Размеры этой области, объединяющей восточную часть моря Бельт (Мекленбургская бухта, включая Любекскую) и бассейн Аркона, приблизительно совпадают с размерами Финского залива: общая длина около 300 км, а ширина варьируется от 50 до 100 км. Так как протяженность области образования волн ограничена в большинстве направлений и составляет около 100 км, ожидаемые волновые условия в этой области соответствуют ограниченному разгону. Другими словами, характерные сочетания высот и периодов волнения должны определяться спектром JONSWAP [1], а характерная крутизна должна превышать крутизну полностью развитого волнения со спектром Пирсона–Московица (который адекватно описывает волновые поля на севере центральной части Балтийского моря [2]).



Рис. 1. Карта местоположения точки измерений в районе порога Дарс в юго-западной части Балтийского моря.

Главная цель настоящей статьи – выявление потенциальной возможности существования высоких и длинных волн в полузакрытых сравнительно мелких областях Балтийского моря на примере его юго-западной части. Еще одним важным моментом является выяснение адекватности современных моделей волнения в смысле воспроизведения ими эмпирической статистики характерных волновых состояний и реконструкции экстремальных волновых условий, возникающих несколько раз за десятилетие в таких областях моря.

Данные измерений и результаты моделирования волнения. Измерения параметров волнения выполнялись в точке с глубиной 20 м, расположенной на $54^{\circ}41.9'$ с.ш., $12^{\circ}42.0'$ в.д. (рис. 1) в районе порога Дарс с 29 января 1991 г. с помощью волноизмерительного буя «Seawatch Directional Waverider» фирмы Datawell. Значительная высота волн измеряется непосредственно бумом по 1600-секундному временному ряду смещений водной поверхности. Основные параметры волнения, такие как значительная высота и средний период, доступны с начала измерений. Некоторые другие характеристики, как, например, пиковая частота, представлены в базе данных лишь частично и поэтому не использовались в настоящей работе.

Обзор этих экспериментальных данных и их климатологический анализ представлены в [17]. В массиве данных пропущено два периода общей длительностью в несколько месяцев: 7 декабря 1991 г. – 23 апреля 1992 г. (в связи с техническими неполадками) и 01 февраля – 01 мая 1996 г. (из-за образования ледового покрова). В целом за промежуток с 29 января 1991 по 31 декабря 2010 г., рассматриваемый в настоящей статье, в наборе данных имеется 190 305 записей, за 6198 дней – хотя бы одна запись, и за 1107 дней записей не было. Наименьший процент дней, в которые проводились измерения, приходится на январь и октябрь, а также апрель–май, когда есть записи лишь для 15 лет из 20 [17]. Объем зарегистрированных данных с 8–10 измерений в сутки в первые годы исследований увеличивается до 48 – 20 мая 1997 г., колеблется от нуля до 50 с апреля 1999 до марта 2003 г., после чего стабилизируется около уровня 48 измерений в сутки. Среднее число измерений в сутки составляет примерно 26.

Проведено сравнение измеренных параметров волнения с двумя наборами результатов численного моделирования волновых полей, рассчитанных с использованием модели волнения третьего поколения WAM [20]. Расчеты выполнялись для всего Балтийского моря с пространственным разрешением около трех морских миль (5.5×5.5 км) и с шагом по направлению, равным 15° . Один из расчетов (далее называемый AW) произведен для периода с 1958 по 2002 г. с использованием 28 частот в диапазоне от 0.05 до 0.66 Гц (1.5–20 с) [19, 21] и ветровых полей, реконструированных с помощью региональной модели атмосферы [22] на основе обработанных метеоданных NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research) [23, 24]. Волны на морской границе задавались на основе ретроспективного прогноза для Северного моря [18]. Для сравнения с экспериментальными мы использовали данные модели для точки сетки с координатами $54^{\circ}42'$ с.ш., $12^{\circ}42'$ в.д.

Другой набор расчетов (далее называемый RS, см. также в [16]), выполненных только для Балтийского моря с использованием геострофического ветра, в предположении, что проникновением волн через Датские проливы можно пренебречь, соответствует периоду с 1970 по 2007 г. Для определения скорости ветра на стандартной высоте 10 м геострофическая скорость была умножена на 0.6 и направлена на 15° влево. Чтобы обеспечить правильные скорости нарастания волн при слабом ветре после штиля [25], в расчетах использовался расширенный диапазон частот до 2 Гц (периоды волн до 0.5 с, 42 значения частоты). Данные для сравнения были взяты в точке сетки с координатами $54^{\circ}42'$ с.ш., $12^{\circ}42'$ в.д. Основные интегральные параметры волнения, такие как значительная высота, среднее направление и различные периоды волн доступны с временным

разрешением в один час для каждой из моделей. Так как в расчетах использовалась информация о ветре со сравнительно низким разрешением (раз в 3 или 6 ч), то время возникновения отдельных наиболее высоких волн может отличаться для модельных и измеренных волн, но статистика волнения воспроизводится адекватно.

Волновой климат. Так как основные свойства волнового климата можно найти в источниках в открытом доступе [17], приведем здесь только самые важные оценки. Наиболее часто используемый параметр для поверхностных волн – долгосрочная средняя значительная высота по всем доступным данным – составляет 0.753 м для измерений (или 0.757 м, если рассчитывать ее по суточным средним высотам волн), 0.836 м – по результатам AW-моделирования и 0.80 м – по результатам RS-расчетов. Поскольку средняя высота не имеет долгосрочного тренда во всех наборах данных, эти различия означают, что оба модельных эксперимента вполне адекватны. Небольшая завышенность оценок высот волн в моделях, очевидно, проистекает из специфики выбора информации о ветре для расчетов. Сравнение результатов RS-моделирования с визуальными наблюдениями волн на побережье [15] говорит о том, что эти расчеты недооценивают высоты волн примерно на 15 % (см. напр., [16] и ссылки оттуда, содержащие обсуждение достоверности визуального наблюдения волнения на побережье Балтийского моря), поэтому можно думать, что использованные скорости ветра слегка занижены для открытой центральной части Балтийского моря. Хорошее совпадение долгосрочной средней высоты волн над порогом Дарс показывает, однако, что точность определения скорости ветра для RS-расчетов из модели геострофического ветра адекватна для юго-западной части Балтийского моря.

Амплитуда суточных изменений в измеренных высотах волн составляет 2.6 см., т.е. почти 3.5 % от долгосрочного среднего. В июне и июле, когда высокие волны появляются в дневное время, амплитуда намного больше, примерно на 11 и 14.5 %, соответственно. В ноябре и декабре суточные вариации противоположны – более высокие волны возникают в вечернее время. Такой уровень колебаний показывает, что долгосрочные оценки параметров волнения должны, вообще говоря, вычисляться на основании суточных средних значений. Это, однако, не касается оценок свойств экстремальных волн.

Медиана для всех измеренных высот волн составляет 0.64 м, а порог для 10, 5 и 1 % высоких волн равен 1.43, 1.68 и 2.22 м соответственно. Те же значения, рассчитанные на основе средних суточных высот волн, равны 0.68, 1.36, 1.58 и 2.02 м соответственно. Поэтому волновые условия, при которых $H_s > 2$ м, уже являются достаточно экстремальными для этого района и частота их возникновения примерно равна 1 %, что дает приблизительно 100 ч в год. Подобное пороговое значение для центральной части Балтийского моря равно 4 м [2]. Волны выше 3 м появляются с частотой около 0.15 %, т.е. в течение 13 ч в году. Волны, превышающие 4 м, за последние 20 лет регистрировались лишь во время трех штормов (подробности даны ниже). Наибольшая, достоверно зарегистрированная волна имела высоту 4.46 м и наблюдалась 03 ноября 1995 г.

Распределения частот возникновения волн различной высоты (рис. 2) качественно схожи для всех трех массивов данных. Они имеют общие черты с распределениями для открытых частей Балтийского моря [2]. Суточная средняя измеренная высота волнения характеризуется, как и ожидалось, заметно меньшей частотой наименьшей и наибольшей высоты волн по сравнению с данными всего набора, так как посуточное усреднение, видимо, сглаживает крайние значения. Наиболее часто встречаются волны в диапазоне высот 0.25–0.625 м. Различия в форме распределений на рис. 2 становятся очевидной в терминах параметров соответствующих распределений Вейбулла (табл. 1). Эти различия могут приводить к заметной разнице в оценках вероятности возникновения неблагоприятных морских условий.

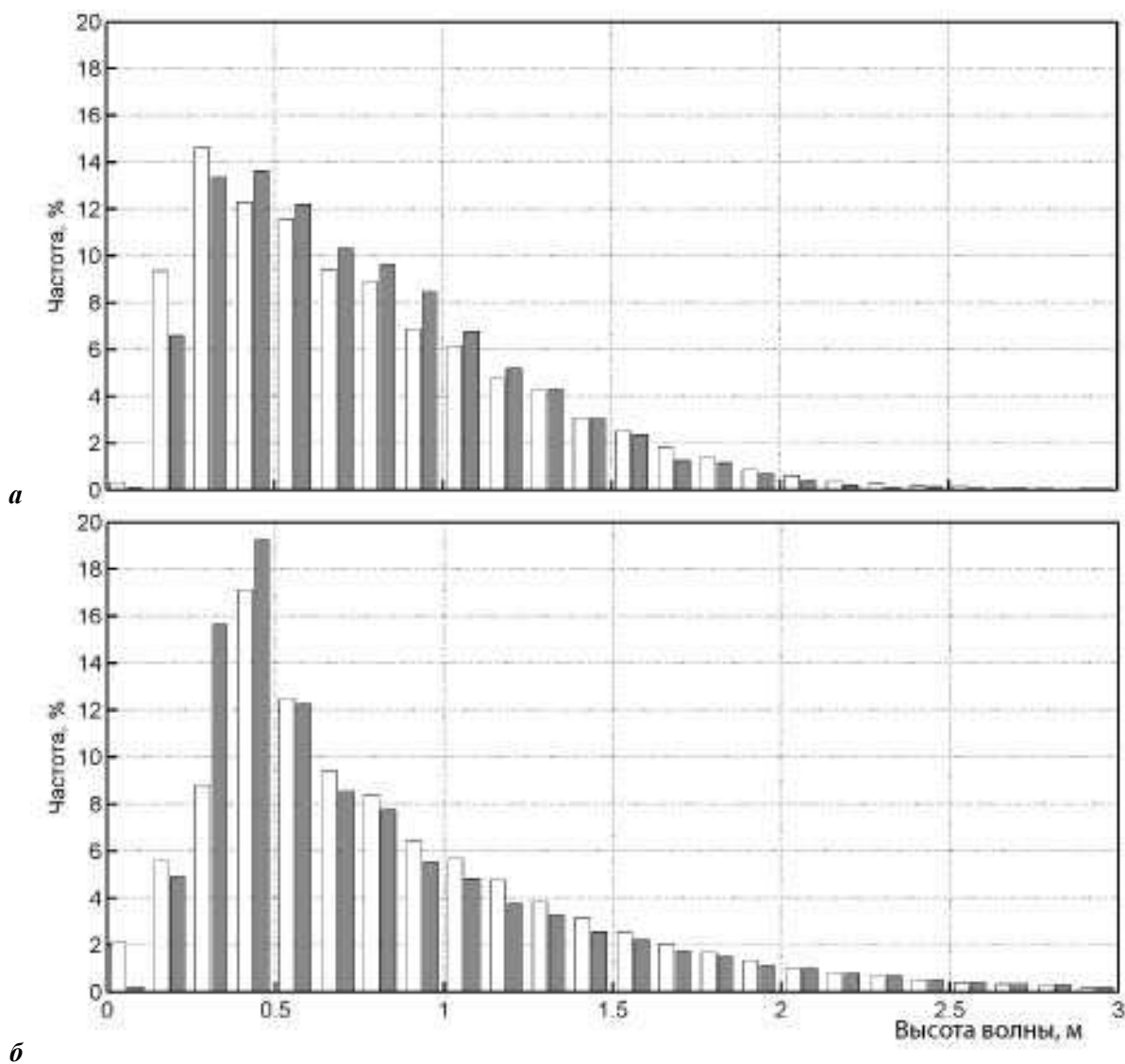


Рис. 2. Частота возникновения волн различной высоты в районе порога Дарс с шагом 0.125 м.

а – по всем измерениям (белые прямоугольники) и по суточным средним (темные прямоугольники);
б – результаты AW-моделирования (белые прямоугольники) и RS-расчетов (темные прямоугольники).

Распределения высот волнения в рамках обеих моделей очень близки, со значительной разницей лишь для волн высотой менее 0.5 м. Расчеты с использованием геострофического ветра завышают долю волн с высотами 0.25–0.5 м, но дают результаты, более близкие к измерениям для очень низких высот волнения (менее 0.125 м). Наиболее заметное различие распределений, рассчитанных по измерениям и модельным данным, проявляется в том, что обе модели переоценивают частоту волн с высотой в диапазоне 0.375–0.5 м и недооценивают в диапазоне 0.125–0.25 м. RS-расчеты также несколько завышают частоту волн с высотами 0.25–0.375 м. Общая вероятность волн высотой < 0.5 м почти одинакова для обеих моделей. Суженность распределения высоты волн при RS-моделировании, очевидно, обусловлена низким разрешением геострофических ветров, которые представляют усредненные свойства ветра над довольно обширными областями (примерно $1 \times 1^\circ$) и поэтому имеют тенденцию сглаживать очень низкие и очень высокие локальные значения скорости ветра.

Необходимо отметить, что оба вида расчетов вполне корректно воспроизводят измеренные распределения частот возникновения волн с высотой > 0.5 м. Модели предсказывают чуть меньшую долю волн с высотой 0.625–1.125 м и чуть большую долю с высотой, превышающей 1 м, по сравнению с распределением измеренных волн, но эти различия невелики. Поэтому моделирование – как с использованием геострофического ветра, так и с ветровыми данными, полученными путем довольно сложного анализа NCEP/NCAR, – дает одинаковое в целом качество воспроизведения статистики высот в условиях умеренного волнения (здесь в диапазоне 0.5–3 м).

Распределения частоты повторяемости волн различной высоты сходны с двухпараметрическим распределением Вейбулла, поэтому такое распределение с интегральной функцией распределения вида

$$F(x, k, b) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{x}{b} \right)^k \right]$$

может быть использовано для оценок порогов встречаемости высоких волн, подобно тому как это часто делается для скорости ветра. При заданных значениях параметров формы и масштаба, k и b , вероятность того, что высота волны h превысит заданный уровень H , находится как

$$P_{h>H} = \exp \left[- \left(\frac{H}{b} \right)^k \right].$$

Параметры k и b для волн из трех рассматриваемых массивов данных (табл. 1) различны между собой, а также сильно отличаются от распределения Рэлея с $k = 2$, которое часто используется для описания распределения скорости ветра в северо-восточной Европе. Интересно, что отклонения довольно велики для параметра k , отвечающего за форму, но ограничены для параметра масштабирования b . Поэтому в отличие от подобных распределений для скорости ветра на прибрежных станциях в северо-восточной части Балтийского моря [26], наибольшие различия в средних высотах волнения объясняются разными значениями параметра k . Эта особенность говорит о том, что «хвосты» соответствующих теоретических распределений могут существенно различаться. Эта гипотеза подтверждается данными табл. 2: теоретические оценки порога для очень высоких волн заметно отличаются для трех массивов данных. Более того, теоретические оценки пороговых значений существенно отличаются и от вычисленных на основе измеренных, и от полученных по результатам моделирования величин. Поэтому распределения рассчитанных и модельных высот волн в целом не подчиняются распределению Вейбулла, и оно не подходит для реконструкции параметров экстремальных волн по экспериментальным и численным данным, даже для районов моря с ограниченными условиями при разгоне волн. Очевидная причина несостоятельности такой теоретической модели кроется в том, что при определенных условиях в рассматриваемую акваторию могут приходить длинные и высокие волны, генерируемые в центральной части Балтийского моря (со свойствами, не описываемыми статистическими распределениями для локально образующихся волн).

Еще большие различия в статистических свойствах измеренных и прогнозируемых волн видны при анализе распределений средних периодов волн (рис. 3). Эти распределения асимметричны со сдвигом в более короткие волны и показывают, что наиболее часто встречаются волны с периодами около 3 с. Распределения для AW-моделирования и экспериментальных данных очень узки: 70 % волн имеют периоды в диапазоне 2.5–4 с. Отметим, что частая встречаемость волн с периодами 2–4 с вообще характерна для прибрежных акваторий Балтийского моря [2, 27]. Двухпиковая структура распределений для

обоих модельных наборов данных еще раз подтверждает высказанное предположение о том, что режим волнения в рассматриваемом месте – суперпозиция двух различных компонентов: локальный (прибрежный) режим волнения, возбуждаемого непосредственно в данном бассейне, плюс совокупность других волновых составляющих, происхождение которых связано с центральной частью Балтийского моря и относящихся к волновому режиму открытого моря.

Таблица 1

Параметры распределения Вейбулла для различных наборов данных

Характеристики	Высота волны		k	b	Порог для наиболее высоких волн, %						Годовой максимум	
	средняя	значительная			1		0.5		0.1			
					Данные	Оценка	Данные	Оценка	Данные	Оценка	Данные	Оценка
Измерения	0.64	0.75	1.59	0.84	2.22	2.18	2.51	2.39	3.19	2.82	3.37	3.50
AW-моделирование	0.68	0.84	1.41	0.83	2.74	2.32	3.06	2.55	3.86	3.05	4.01	3.66
RS-расчет	0.6	0.80	1.38	0.82	2.89	2.50	3.29	2.76	4.19	3.35	---	4.09

Примечание. Данные – вычисления на основе соответствующего набора, оценка – вычисления с использованием распределения Вейбулла. Пороговые значения для волн, появляющихся с вероятностью 1, 0.5 и 0.1 %, на основании распределения Вейбулла с прогнозируемыми параметрами. Годовой максимум высот волн рассчитан как среднее соответствующих годовых наивысших волн.

Очень редкая встречаемость волн с периодами ниже 2 с (0.02 %) в наблюдаемых волновых полях в основном, очевидно, связана с ограниченными возможностями волноизмерительного буя, который работает в диапазоне периодов волн 1.6–30 с. Аналогично обрезание диапазона периодов волн от 1.5 с и ниже в AW-вычислениях объясняется ограниченным интервалом частот в этой модели: наиболее короткие волны, учитываемые в расчетах, имеют период около 1.5 с. Это расхождение, видимо, приводит к усилению пика для волн с периодом ниже 3 с в рассматриваемом распределении. В RS-расчетах учитываются волны с периодом от 0.5 с. Поскольку наименьший период, куда приходится пик распределения для 1970–2007 гг., равен 1.03 с, то, по всей видимости, нет необходимости выбирать такой широкий диапазон периодов при прогнозировании волнения, но периоды в 0.7–0.8 с несомненно необходимы для правильного разрешения высокочастотной части волнового спектра в этом бассейне. Эти результаты также показывают, что в рассматриваемой акватории часто рождаются волны со средними периодами в диапазоне 1.5–2.2 с, которые не фиксируются в натурном эксперименте и не воспроизводятся при AW-моделировании.

Наиболее интересной особенностью распределения периодов на рис. 3 в контексте возникновения длинных и высоких волн является большое расхождение между частотой моделируемых и измеренных волн с периодами, превышающими 4 с. Распределение моделируемых периодов гораздо более отклонено в сторону больших значений, и периоды свыше 6 с встречаются с заметной частотой. Волны таких периодов не могут генерироваться локально из-за ограниченной длины разгона и, по всей видимости, приходят из центральной части Балтийского моря. В общем, моделируемое распределение может отражать суперпозицию двух волновых режимов: локально генерирующихся волн с характерными периодами около 3 с и достаточно часто появляющихся волновых систем с периодами > 4 с, зарождающихся в других районах Балтийского моря. Также стоит ска-

зять, что эта часть распределения периодов волн почти совпадает для обоих модельных наборов данных с настолько разными внешними воздействиями. Эта черта еще раз подтверждает, что прогнозное моделирование волнения с помощью простейших уточненных геострофических ветровых полей воспроизводит большую часть статистических свойств волновых полей в Балтийском море.

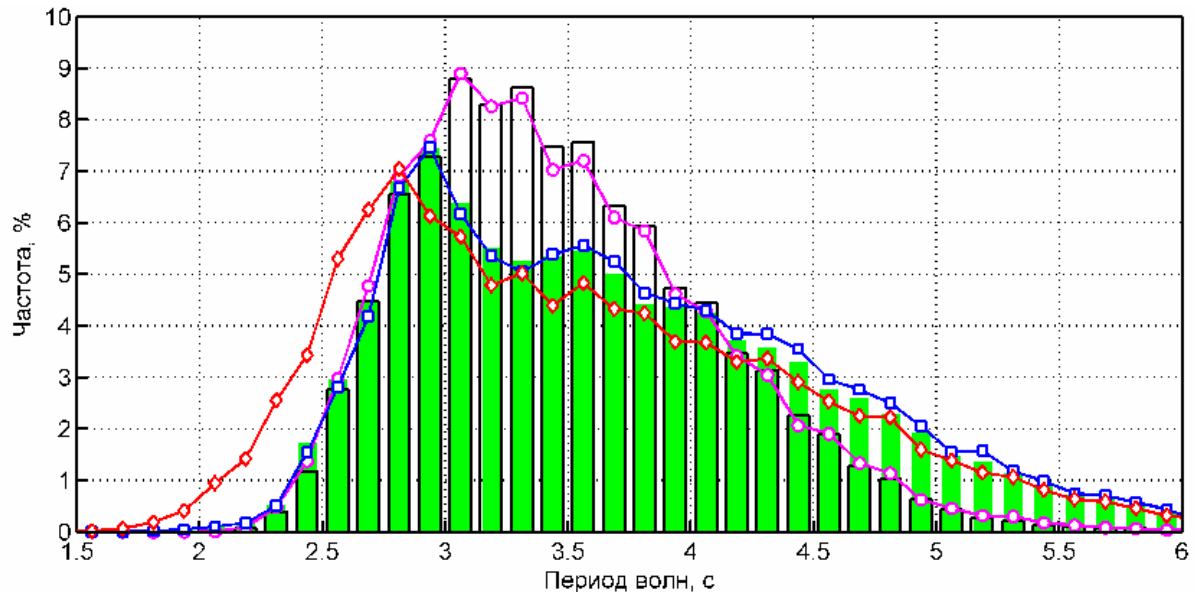


Рис. 3. Распределение средних периодов волн по данным измерений.

Результаты AW-моделирования: 1991–2010 гг. — светлые прямоугольники; 1957–2002 гг. — темные прямоугольники. Кружки и квадраты — значения для периода 1991–2002 гг., покрытого обоими наборами данных. Ромбы — данные RS-моделирования для 1970–2007 гг.

Сходство распределений периодов моделируемых волн за 1957–2002 гг. и за подынтервал 1991–2002 гг., когда доступны и измеренные, и модельные (AW) данные, говорит о том, что это распределение является устойчивым в течение многих десятилетий. Аналогичное заключение применимо и к экспериментальным данным за 1991–2010 и 1991–2002 гг. Это предположение совпадает с подобным заключением о том, что средние периоды волн в Балтийском море изменяются очень слабо [27]. Поэтому потенциальные изменения периодов волн в море не могут быть причиной различий в распределениях модельных и измеренных периодов волн. Пропуски в потоке данных с буя имеют общую продолжительность около 8 мес. и не могут являться источником такого большого различия в распределении периодов. Кроме проблем модели или неисправности буя при определенных условиях возможной причиной различий могут быть разные интерпретации волновых компонент, приходящих с различных направлений. Анализ в работе [17] позволяет сделать выводы о том, что данные с буя дают заниженные периоды для достаточно высоких (> 1.5 м) и длинных (период > 4.5 с) волн.

Экстремальные условия. Анализ совместных распределений высот и периодов волн [17] показывает, что в большинстве случаев с $H_s > 1$ м комбинации высот и средних периодов волн более или менее соответствуют волнению со спектром JONSWAP. Другими словами, типичные штормовые условия соответствуют большей крутизне волн, чем для развитого волнения со спектром Пирсона–Московица (ПМ). Поэтому штормовое волнение здесь обычно имеет довольно большую крутизну и тем самым опасно для судоходства и другой морской деятельности. Это свойство не было слишком неожидан-

ным, так как подобная черта в основном присуща волновым полям в Балтийском море, а поле волнения в рассматриваемой акватории имеет ограниченные условия для разгона.

В отличие экспериментальных данных значительного волнения, параметры которого хорошо описываются спектром ПМ, наиболее высокие моделируемые волны имеют периоды примерно на 2 с длиннее, чем аналогичное волнение со спектром ПМ.

Экспериментальные данные, как это обычно бывает, содержат несколько неправдоподобных записей высоких волн. Они были исключены из анализа. В табл. 2 дан обзор свойств волнения во время тринадцати наиболее серьезных штормов в рассматриваемой акватории, начиная с известного циклона «Гудрун» в январе 2005 г., во время которого возбуждались экстремально высокие волны [11], и был установлен рекорд нагона уровня воды в северо-восточной части Балтийского моря.

Наибольшие достоверные высоты волн зарегистрированы над порогом Дарс 3 ноября 1995 г., когда значительная высота волн достигала 4.46 м (рис. 4). Свойства АW-моделируемых волн в совершенстве воспроизводят распределение высоты волн во времени и только немного занижают ее общий максимум (3.93 м). Максимум шторма достигался при северо-восточном ветре. Акватория в районе порога Дарс почти полностью открыта по этому направлению (рис. 1). Максимальная скорость ветра составила 20.1 м/с. Отметим, что модельный период волн (7.7 с) был почти на 2 с больше в апогее шторма, чем измеренный период (6.2 с).

Шторм почти такой же силы произошел 14 ноября 1993 г., когда юго-западной ветер быстро достиг скорости около 21 м/с. Вновь в АW-расчетах почти точно воспроизведено изменение высоты волн со временем, но длительность сильного волнения слегка завышена. Волноизмеритель при этом, как обсуждалось выше, явно недооценивает периоды волн во время этого шторма.

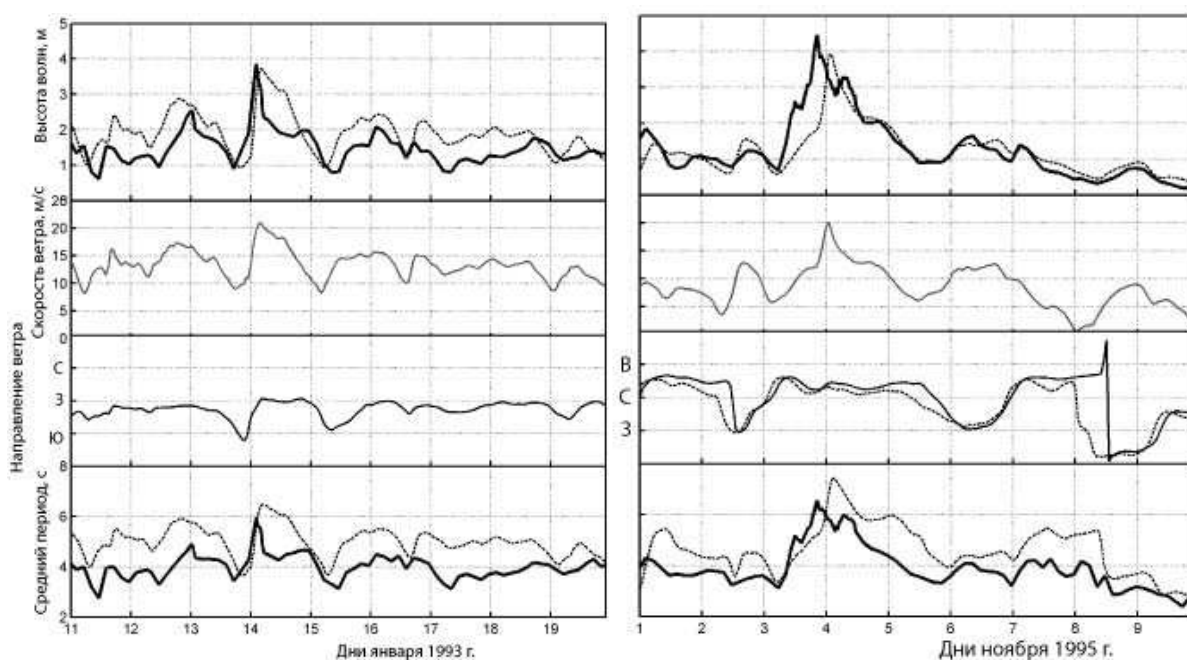


Рис. 4. Штормовое волнение над порогом Дарс в январе 1993 и ноябре 1995 гг.

Жирная линия – экспериментальные данные, пунктирная – АW-моделирование.

В рассматриваемом районе моря ветры могут быть и сильнее, чем указанные в табл. 2, поэтому естественно ожидать, что долгосрочный максимум высоты волн может быть существенно большим, чем максимальные значения, указанные в табл. 2. Это подтверждается АW-моделированием: предсказываемый общий максимум высоты волн в

районе порога Дарс за период с 1957 по 2002 г. составляет 6.23 м (26 января 1990 г.). Эти расчеты, однако, не учитывают возможного обрушения волн за счет взаимодействия с дном и могут в некоторой степени завышать высоту экстремальных волн. Тем не менее очень вероятно, что на данной акватории возможны одиночные, очень сильные штормы и что значительная высота волн вполне может превышать 5 м даже над порогом Дарс и быть существенно выше в бассейне Аркона.

Таблица 2

Максимальные характеристики волнения и ветра во время наиболее сильных штормов в месте измерений, 1991–2002 гг.

Дата	Данные измерений		AW-моделирование		Ветер	
	H_s , м	средний период T , с	H_s , м	средний период T , с	скорость	направление
14.01.1993	3.86	5.97	3.73	6.45	21.0	Ю до ЮЗ
03.11.1995	4.46	6.56	3.92	7.45	20.1	СВ
04.12.1999	3.86	5.71	3.87	6.65	21.1	ЮЗ до З
21.02.2002	3.76	6.06	3.68	6.65	21.1	СВ до С

Таблица 3

Максимальные измеренные характеристики волн во время наиболее сильных штормов в месте измерений, 2003–2010 гг.

Дата	Данные измерений		Направление прихода волны H_s
	H_s , м	T , с	
18.11.2004	3.54	5.56	ЮЗ до З
08.01.2005	3.47	5.63	ЮЗ
13.02.2005	> 3.52	–	–
23.02.2005	4.01	6.90	ВСВ
31.12.2006	3.63	5.80	Ю до З
27.06.2007	3.71	5.56	ЗЮЗ
22.03.2008	3.68	6.15	СВ
10/11.01.2010	4.01	6.90	ССВ
30.01.2010	3.65	6.02	ССВ

Вариации характеристик наиболее высоких волн. По данным табл. 2, десять из тринадцати наиболее сильных штормов (включая два из трех случаев, когда значительная высота волн достигала 4 м) зарегистрированы во втором десятилетии измерений. Однако число таких штормов недостаточно велико для того, чтобы делать достоверные выводы об ужесточении волнового климата в рассматриваемой области.

Анализ, проведенный в работе [17], показал, что не было зафиксировано статистически значимых изменений среднегодовых характеристик моделируемых и экспериментальных данных ни для одного из трех наборов данных. Измеренные высоты волн изменяются квазипериодически: самые высокие волны фиксировались около 1995, 2005 и 2010 гг., тогда как на рубеже веков отмечается снижение волновой активности. Такие вариации высот повторяют аналогичные закономерности, зарегистрированные по дан-

ным визуальных наблюдений на литовском побережье [28]. Формально тренд высот измеренного волнения понижается (на 18 мм за десятилетие). В отличие от ситуации в Финском заливе [16], порог для 10 % самых высоких волн, хотя и подвержен некоторым межгодовым вариациям, также не выявляет ни долгосрочного тренда, ни явно выраженной многолетней изменчивости. Среднегодовые значения этих характеристик близки друг к другу для всех трех исследуемых наборов данных. Их межгодовое поведение также очень сходно между собой и с годовой средней высотой волн, за исключением 1995 г., когда изменения происходили по-разному [17].

По сравнению с усредненными значениями годовая максимальная высота волны и годовые значения порогов для 1 % наиболее высоких волн демонстрируют, как и ожидалось, достаточно большую междугодичную изменчивость, и особенно высокие пики (соответствующие отдельным сильным штормам) (рис. 5). Интересно отметить, что порог для 1 % самых высоких волн имеет различный тренд для моделируемых и измеренных волн. Его значения по результатам AW-моделирования почти не меняются в течение 1958–2002 гг., тогда как значения, оцененные по измерениям, уменьшаются со сравнительно высокой скоростью – на 72 мм за десятилетие. Скорость этого снижения была бы еще большей, если бы не заметный пик 2010 г. (рис. 5). В рамках численной модели пороги, по данным и AW-, и RS-расчетов, совпадают между собой и с порогом, полученным на основании измерений для начала 1990-х годов. Измеренные значения отклоняются от модельных к концу 1990-х годов, становясь примерно на 1 м (т.е. почти на 50 %) ниже, чем оценки модели. Причины такого расхождения не вполне ясны, но несомненно требуют дальнейшего исследования свойств волнения в этом районе и во всем Балтийском море.

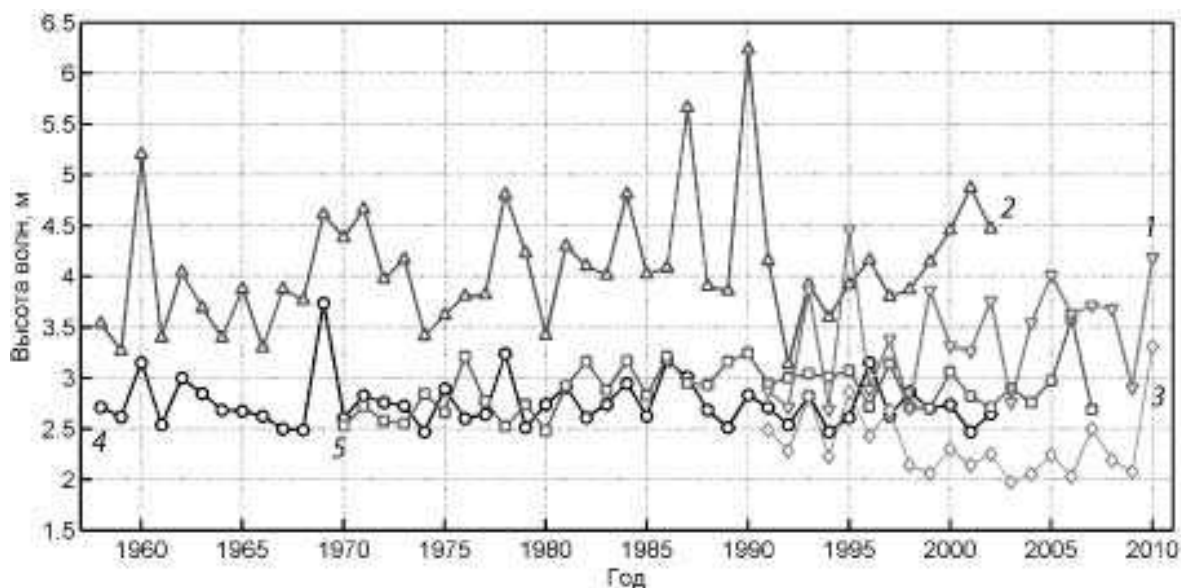


Рис. 5. Характеристики наиболее высоких волн.

1 – годовые максимумы высот, измеренных, 2 – моделируемых волн; 3 – годовые пороги для 1 % наиболее высоких волн: 3 – измерения, 4 – AW-расчеты, 5 – RS-расчеты.

Многолетняя динамика максимальных годовых средних высот волн в AW-расчетах характеризуется пилообразной структурой. Величина этого параметра постепенно возрастает с 1960-х годов до 1990 г. (от характерных значений, равных около 3.5 до почти 4.5 м), затем резко снижается в 1991–1992 гг. и далее опять постепенно увеличивается. Такое поведение говорит о существенном изменении условий генерации волн, которое, по-видимому, произошло в рассматриваемом районе в начале 1990-х годов. Отметим, что именно в это время среднегодовая высота волн заметно выросла на западном побережье Эстонии, но значительно упала на побережье Литвы [28]. Умозрительное объяс-

нение здесь может быть связано с тем, что направление ветра во время сильных штормов существенным образом изменилось примерно на десятилетие. Это предположение согласуется с данными о повсеместном изменении направлений ветра в северо-восточной части Балтийского моря [16, 29].

Еще одна интересная особенность – годовая максимальная высота измеренных волн почти точно совпадает с предсказаниями RS-моделирования в 1992–1995 гг., но заметно различается в последующее время. Любопытное свойство состоит еще и в том, что тренд годовых самых высоких измеренных волн и порог для 1 % высоких волн, рассчитанный по данным измерений, существенно различны. В середине 1990-х годов максимальная высота волн постепенно увеличиваются, тогда как 1 %-ный порог существенно уменьшается с 2.8 до 2–2.2 м.

Волновой климат в районе порога Дарс повторяет некоторые хорошо известные особенности волн в полузакрытых бассейнах Балтийского моря: относительно умеренные долгосрочные значения высоты волн, периоды обычно в диапазоне 2–4 с и наиболее частая высота волн – около 0.5 м. Модели волнения разумно воспроизводят как среднюю высоту волн, так и распределение волн различных высот. Моделями, учитывающими воздействие ветра с высоким разрешением, также адекватно воспроизводится детальное поведение высоты волны во времени. Модели, включающие ветровые поля низкого разрешения (например, геострофический ветер), также воспроизводят основную статистику волнения, но часто не могут воспроизвести волновые поля во время сильных штормов. Поэтому результаты моделирования даже на основе ветровых полей низкого разрешения могут с успехом использоваться для приложений, которые базируются исключительно на статистических распределениях параметров волнения (например, при оценках интенсивности прибрежных процессов или суммарного вдольберегового транспорта наносов методом CERC).

Измеренные и модельные данные свидетельствуют о заметных отличиях в распределениях периодов волн, особенно при значительном волнении. Расхождение измеренных и рассчитанных периодов при сильных штормах достигает до 2 с, что может заметно влиять на оценки степени интенсивности взаимодействия волн с дном, а также рефракционные характеристики для некоторых глубин и, следовательно, на оценки частоты нелинейной генерации экстремально высоких гребней при взаимодействиях пересекающихся систем волн [4].

Пилообразное поведение моделируемых годовых максимальных волн, хотя и обусловлено в значительной мере межгодовой изменчивостью, показывает, что основной скачок свойств штормов в южной части Балтийского моря произошел в начале 1990-х годов. Так как максимальная высота волны в рамках модельных RS-расчетов составила 6.23 м, и при этом имело место совпадение модельных и измеренных условий волнения для многих штормов, это означает, что здесь может возникать более экстремальное волнение, чем, например, в Рижском или даже в Финском заливах. Основная причина заключается в том, что в отличие от этих акваторий район порога Дарс и находящийся вблизи бассейн Аркона ориентированы вдоль преобладающих при сильных штормах направлений ветра. Эта особенность наглядно проявляется в 20 %-ной разнице наиболее высоких волн за все время наблюдений (5.2 м измерено в Финском заливе [2], 6.23 м – ретроспективный прогноз над порогом Дарс), причем в бассейне Аркона еще сохраняется некоторый потенциал даже для больших высот волн.

Также очень интересная черта сравниваемых данных – несовпадение временных изменений для средней высоты волн, характерных свойств умеренно высоких (порог для

10 % наиболее высоких) и свойств наиболее высоких волн. Свойства средних и умеренно высоких волн демонстрируют идентифицируемые изменения за последние полвека [17], а порог для 1 % наиболее высоких волн, оцениваемый по экспериментальным данным, заметно падает в последние два десятилетия. Этот процесс противоположен недавно обнаруженному для северо-восточной части Финского залива увеличению этого порога [16] на фоне отсутствия изменений в средних высотах волн. Тем не менее оба варианта изменений согласуются с постепенным увеличением по сравнению с другими направлениями частоты юго-западных и западных ветров [29, 30] на больших участках Балтийского моря. Анализ также указывает на некоторые признаки (хотя и статистически не значимые) того, что высота волн при наиболее сильных штормах не изменяется в течение последних 20 лет, но увеличивается частота штормов с очень высокими волнами.

Авторы выражают благодарность за предоставленные данные: Ральфу Веуссе (Institute for Coastal Research, Helmholtz-Zentrum Geesthacht) – результаты моделирования 1957–2002, Хеинцу Гюнтхеру, Ингеборг Нёрен (Institute for Coastal Research) – экспериментальные данные и Андрусу Ряямету (Institute of Cybernetics, Tallinn University of Technology) – результаты расчетов волнения.

Работа поддержана целевым финансированием Министерства образования и науки Эстонии (грант SF0140007s11), Научным фондом Эстонии (грант № 7413), BONUS+ проект BalticWay и Российским фондом фундаментальных исследований (гранты № 10-05-00199-а, 09-05-00204, 11-0200483).

Литература

1. Лопатухин Л.И., Бухановский А.В., Иванов С.В., Чернышева Е.С. Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей // Российский морской регистр судоходства. СПб., 2006. 450 с.
2. Soomere T. Extremes and decadal variations of the northern Baltic Sea wave conditions // *Extreme Ocean Waves*. Pelinovsky E., Kharif Ch. (eds.). Springer. 2008. P.139–157.
3. Kharif C., Pelinovsky E. Physical mechanisms of the rogue wave phenomenon // *Eur. J. Mech. B Fluids*. 2003. 22. P.603–634.
4. Peterson P., Soomere T., Engelbrecht J., van Groesen E. Interaction soliton as a possible model for extreme waves in shallow water // *Nonlin. Proc. Geophys.* 2003. V.10. P.503–510.
5. Didenkulova I. Shapes of freak waves in the coastal zone of the Baltic Sea (Tallinn Bay) // *Boreal Env.Res.* 2011. V.16 (Suppl. A). P.138–148.
6. Walker D.A.G., Taylor P.H., Taylor R.E. The shape of large surface waves on the open sea and the Draupner New Year wave // *Appl. Ocean Res.* 2004. V.26. P.73–83.
7. Lavrenov I.V., Porubov A.V. Three reasons for freak wave generation in the non-uniform current // *Eur. J. Mech. B Fluids* 2006 V.25. P.574–585.
8. Soomere T. Rogue waves in shallow water // *Eur. Phys. J. Special Topics* 2010. V.185. C.81–96.
9. Soomere T., Engelbrecht J. Weakly two-dimensional interaction of solitons in shallow water // *Eur. J. Mech. B Fluids* 2006. V.25. P.636–648.
10. Ryabchuk D., Kolesov A., Chubarenko B., Spiridonov M., Kurennoy D., Soomere T. Coastal erosion processes in the eastern Gulf of Finland and their links with long-term geological and hydrometeorological factors // *Boreal Env. Res.* 2011. V.16. (Suppl.A.) P.117–137.
11. Soomere T., Behrens A., Tuomi L., Nielsen J.W. Wave conditions in the Baltic Proper and in the Gulf of Finland during windstorm Gudrun // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2008. V.8. P.37–46.
12. Ryabchuk D., Leont'yev I., Sergeev A., Nesterova E., Sukhacheva L., Zhamoida V. The morphology of sand spits and the genesis of long-shore sand waves on the coast of the eastern Gulf of Finland // *Baltica*. 2011. V.24. C.13–24.
13. Атлас волнения и ветра Финского залива / Отв. ред. Г.В.Ржеплинский Л.: Гидрометеиздат, 1967. 48 с.
14. Лопатухин Л.И., Миронов М.Е., Померанец К.С., Трапезников Ю.А., Чернышева Е.С. Оценки экстремального ветра и волнения в восточной части Финского залива // *Изв. ВНИИГ*. 2006. 245. С.145–155.
15. Räämet A., Soomere T. The wave climate and its seasonal variability in the northeastern Baltic Proper // *Estonian J. Earth Sci.* 2010. V.59. P.100–113.
16. Сомере Т., Зайцева-Пярнасте И., Ряамет А., Куренной Д. О пространственно-временной изменчивости полей волнения Финского залива // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2010. V.4(10). С.90–101.
17. Soomere T., Weisse R., Behrens, A. Wave climatology in the Arkona basin, the Baltic Sea // *Ocean Sci. Discus.* 2011. 8 (6). P.2237–2270.

18. Weisse R., Günther H. Wave climate and long-term changes for the Southern North Sea obtained from a high-resolution hindcast 1958–2002 // *Ocean Dyn.* 2007. V.57. P.161–172.
19. Weisse R., von Storch H., Callies U. et al. Regional meteorological marine reanalyses and climate change projections: results for Northern Europe and potential for coastal and offshore applications // *Bull. Am. Meteor. Soc.* 2009. V.90. P.849–860.
20. Komen G.J., Cavaleri L., Donelan M., Hasselmann K., Hasselmann S. Janssen P.A.E.M. Dynamics and modelling of ocean waves. Cambridge Univ. Press, 1994. 339 p.
21. Augustin, J. Das Seegangsklima der Ostsee zwischen 1958–2002 auf Grundlage numerischer Daten (Sea state climate of the Baltic Sea 1958–2002 based on numerical data) // Diploma Thesis. Institute for Coastal Research, GKSS Research Center Geesthacht, Geesthacht, Germany [in German]. 2005.
22. Feser F., Weisse R., von Storch H. Multi-decadal atmospheric modeling for Europe yields multi-purpose data // *Eos Transactions.* 2001. V.82. P.305–310.
23. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR reanalysis project // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1996. V.77. P.437–471.
24. Kistler R., Kalnay E., Collins W. et al. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2001. V.82. P.247–267.
25. Soomere T. Wind wave statistics in Tallinn Bay // *Boreal Env. Res.* 2005. V.10. P.103–118.
26. Soomere T., Keevallik S. Directional and extreme wind properties in the Gulf of Finland // *Proc. Estonian Acad. Sci. Eng.* 2003. V.9. P.73–90.
27. Soomere T., Räämet A. Spatial patterns of the wave climate in the Baltic Proper and the Gulf of Finland // *Oceanologia* 2011. V.53(1-TI). P.335–371.
28. Zaitseva-Pärnaste I., Soomere T., Tribštok O. Spatial variations in the wave climate change in the eastern part of the Baltic Sea // *J. Coast. Res.* 2011. Special Issue 64. P.195–199.
29. Jaagus J. Long-term changes in frequencies of wind directions on the western coast of Estonia. Institute of Ecology, Tallinn University. Publications. 2009. [in Estonian]. V.11. P.11–24.
30. Lehmann A., Getzlaff K., Harlass J. Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009 // *Clim. Res.* 2011. V.46. P.185–196.

Статья поступила в редакцию 10.09.2011 г.

