

На правах рукописи

УДК 551.465.42

Мысленков Станислав Александрович

**ДИАГНОЗ И ПРОГНОЗ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В
ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ**

специальность 25.00.29 – физика атмосферы и гидросферы

**Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук**

Научный руководитель: доктор географических наук

Е.С. Нестеров

Москва 2017

Содержание

Введение	4
Глава 1. Моделирование ветрового волнения в Черном море	11
1.1 Современные волновые модели	
1.2 Общие сведения о модели SWAN	
1.3 Оценки качества диагностических моделей волнения Черного моря	
1.4 Существующие системы прогноза волнения в Черном море	
Глава 2. Данные и методы	39
2.1 Данные о скорости и направлении ветра	
2.2 Данные инструментальных наблюдений за волнением	
2.3 Рельеф дна Черного моря	
2.4 Настройки модели SWAN для акватории Черного моря	
2.5. Создание неструктурных вычислительных сеток	
Глава 3. Диагноз и прогноз волнения. Оценки качества моделирования на глубокой и мелкой воде	66
3.1 Оценка качества моделирования волнения на глубокой воде	
3.2 Оценка качества моделирования волнения в Цемесской бухте	
3.3 Оценка качества моделирования волнения в Голубой бухте и в районе Сочи	
3.4. Шторм 2007 года	
3.5 Моделирование волнения при Новороссийской буре	
3.6. Моделирование волнения с использованием ветра из WRF	
3.7. Система прогноза волнения	

Глава 4. Численные эксперименты по исследованию чувствительности модели к ограничению накачки, диссипации и длины разгона	129
4.1 Чувствительность модели к локальному отключению ветровой накачки	
4.2 Эволюция формы энергетических спектров при локальном отключении ветровой накачки	
4.3 Чувствительность модели к отключению процессов диссипации	
4.4 Чувствительность модели к ограничению длины разгона	
Заключение	150
Основные работы автора по теме диссертации	151
Список литературы	154

Введение

Актуальность темы. В последние годы все больше возрастает экономический и научный интерес к прибрежным районам морей России. Это связано в основном со значительными перспективами освоения и добычи нефти и газа на шельфе. Не является исключением и прибрежная зона Черного моря, где в последние годы ведутся масштабные научные исследования для подготовки лицензионных нефтегазовых участков к началу разведки и освоению. Акватория Черного моря входит в сферу стратегических интересов России как в транспортном и инфраструктурном плане (транспортировка нефти и других важнейших грузов из Новороссийска), так и в военно-политическом. Кроме того, черноморское побережье было и остается основной курортной зоной России, поток отдыхающих с каждым годом увеличивается, антропогенная нагрузка возрастает. Таким образом, качественная гидрометеорологическая информация по Черноморскому региону становится все более востребованной при проектировании различных гидротехнических сооружений и морских работ, для обеспечения гражданского и военного флота, а также экологического мониторинга состояния морских и прибрежных экосистем.

Одним из наиболее важных разделов гидрометеорологической информации для указанных отраслей народного хозяйства являются волновые условия. Параметры волнения применяются в инженерной практике для расчета внешних нагрузок на морские объекты и сооружения, а в исследованиях экологической направленности – для прогноза разрушения берегов, динамики отложения песчаных наносов и проч.

Однако, для выполнения любых расчетов, связанных с параметрами волнения, большую проблему создает отсутствие продолжительных рядов инструментальных наблюдений, поэтому в большинстве случаев характеристики волнения получают на основе численного моделирования.

В последние десятилетия основным инструментом для расчета параметров ветрового волнения стали спектральные волновые модели. Наиболее известными из зарубежных моделей являются модель WAM с ее модификациями [WAMDI, 1988] и модель WAVEWATCH3 [Tolman, 1989, 1996]. В России наиболее известны модель узконаправленного приближения углового спектра PABM [Захаров, Смилга, 1981; Заславский, 1989;] и спектрально-параметрическая модель AARI-PD2 [Давидан, 1988; Дымов, 2004]. Волновая спектральная модель SWAN [Booij, 1999] создана специально для расчетов параметров ветрового волнения в прибрежной зоне. В модели задаются поля ветра и течений, а также рельеф дна. Сравнение результатов численных расчетов показало, что SWAN не уступает по качеству расчетов волнения открытых частях морей моделям WAM и WAVEWATCH3 [Gusdal, 2009; Ortiz-Royero, 2008; Willis 2010].

Однако, реанализ и прогноз поля ветра не всегда достаточно точен. Также в большинстве случаев поле течений, оказывающее влияние на развитие волнения, остается неизвестным. Все эти проблемы создают существенные погрешности при расчете высоты волн, поэтому использование результатов моделирования волнения возможно, только в том случае, если оценки качества будут признаны удовлетворительными. Несмотря на большой прогресс, достигнутый в области развития вычислительных технологий, пространственный шаг моделей остается достаточно грубым: 50-100 км для Мирового океана и 2-5 км для отдельных морей. Для заливов, бухт, портов и гаваней создается отдельная вложенная сетка с разрешением 20-50 м, однако возникают сложности с заданием условий на жидких границах.

Решение всех перечисленных вопросов необходимо для создания надежной оперативной вычислительной системы анализа и прогноза морского волнения. Тема данной работы находится в русле основных задач оперативной океанографии.

Цель диссертационной работы - создание вычислительной технологии диагноза и прогноза ветрового волнения в прибрежной зоне Черного моря на основе волновой модели SWAN.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Реализация волновой модели SWAN для акватории Черного моря с детализацией в шельфовых зонах с использованием неструктурной сетки.
2. Оценка качества диагноза (ретроспективные расчеты) волнения на глубокой и мелкой воде на основе прямых измерений и спутниковых данных.
3. Создание оперативной системы прогноза волнения для акватории Черного моря с детализацией в шельфовых зонах.
4. Оценка качества прогноза волнения на глубокой и мелкой воде на основе рядов прямых измерений и спутниковых данных.
5. Оценка чувствительности модели к вариациям параметров, характеризующих ветровую накачку, диссипацию и разгон.

Методология исследования

Моделирование волнения выполняется при помощи спектральной волновой модели SWAN, с использованием нестационарных полей ветра и рельефа дна. В качестве вынуждающей силы (форсинга) используются данные о ветре из реанализа NCEP/CFRSR с шагом $\sim 0.2-0.3^\circ$, прогнозы ветра GFS $0.25-0.5^\circ$ и данные мезомасштабной модели WRF-ARW с разрешением 5-10 км. Модель SWAN реализована на оригинальной неструктурной (триангуляционная сетка с изменяющимся шагом) вычислительной сетке, где большая часть моря задана с грубым шагом по пространству (10-15 км), а в некоторых выбранных прибрежных районах шаг сетки составляет до 20-100 м и постепенно увеличивается с увеличением глубины. Такой подход позволяет проследить развитие ветрового волнения, как в открытом море, так и при выходе волн на мелководье, где активизируются процессы рефракции, дифракции, обрушения, трения о дно. Моделирование волнения на неструктурной сетке позволяет получать режимные характеристики и

прогнозы волнения даже в гаванях и небольших бухтах с подробным разрешением по пространству. В отличие от расчетов на прямоугольных сетках – число узлов получается существенно меньше.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Новая реализация волновой модели SWAN для Черного моря на основе неструктурной сетки с высоким пространственным разрешением (20-100 м) в шельфовой мелководной зоне (Цемесская бухта, Керченский пролив, район Сочи).

2. Новая система оперативного прогноза волнения для акватории Черного моря с детализацией в шельфовых зонах, работающая в автоматическом режиме.

3. Оригинальная методика численного эксперимента для оценки чувствительности модели к вариациям параметров, характеризующих ветровую накачку, диссипацию и разгон.

4. Оценки вклада локального ветрового воздействия в интегральную высоту волн на примере Цемесской бухты.

Научная новизна и практическая значимость. Для решения поставленных задач создана оригинальная неструктурная сетка, с изменяющимся шагом по пространству. Подобные вычислительные сетки ранее для всего Черного моря не использовались. Предложенный подход с использованием неструктурной сетки может быть реализован для любого района Мирового океана и прибрежной зоны, при этом пространственное разрешение будет ограничено только исходными данными о рельефе дна.

Полученные данные о режиме ветрового волнения и его пространственно-временной изменчивости в прибрежной зоне Новороссийска, Сочи и Геленджика могут быть использованы для расчетов, связанных с нагрузкой

на различные сооружения, с оценкой потока волновой энергии, с динамикой разрушения берегов и др.

Впервые создана и введена в эксплуатацию оперативная система прогноза волнения с детализацией в районе Цемесской бухты, Керченского пролива, района Сочи. Данная система внедрена в оперативную практику в Гидрометцентре России и результаты прогнозов доступны различным потребителям.

Для оценки вклада в общую высоту волн локального ветрового воздействия был использован новый подход, при котором, часть поля ветра, генерирующего волны, искусственно обнуляется и появляется возможность оценить отдельно вклад волн, образующихся под воздействием локального ветра и волн, приходящих извне. Данный подход может быть использован для решения различных научных задач в других акваториях.

Личный вклад автора

1. Создание цифровой модели рельефа дна Черного моря.
2. Участие в создании неструктурной вычислительной сетки Черного моря.
3. Участие в реализации волновой модели SWAN для Черного моря.
4. Проведение численных экспериментов и расчетов параметров волн в прибрежной зоне Черного моря.
5. Выполнение оценок качества воспроизведения волнения на глубокой и мелкой воде.
6. Создание технологии оперативного прогноза волнения для шельфовой зоны Черного моря.
7. Проведение численных экспериментов по оценке чувствительности модели к ограничению процессов ветровой накачки, диссипации и разгона.
8. Автор принимал участие в 10 научных экспедициях на Черном море, часть использованных инструментальных данных для верификации модели получена при участии автора.

Внедрение результатов работы. Согласно решению Центральной методической комиссии (Росгидромет) по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам №140-09091/16и от 15 декабря 2016 г., разработанная система прогноза ветрового волнения в Черном море для шельфовых зон (Керченский пролив, Цемесская бухта, район Сочи) одобрена и рекомендована к использованию в качестве вспомогательного метода.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались и обсуждались на научных семинарах кафедры океанологии Географического факультета МГУ. На конференциях: молодежная научная конференция «Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования», Севастополь, 2016; международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU-2016», Москва, 2016; научная конференция «Мировой океан: модели, данные и оперативная океанология» Севастополь, 2016; 3-rd International Conference on the Dynamics of Coastal Zone of Non-Tidal Seas, Russia, Gelendzhik, 2014; International Scientific Conference "Science of the future", Saint Petersburg, Russia, 2014; международный географический конгресс Международного географического общества IGC 2012 (IGU), Кельн, Германия.

Публикации. Основные положения диссертации представлены в 14 публикациях, из них 6 статей в журналах, включенных в список ВАК.

Структура и объем работы. Диссертация изложена на 161 странице машинописного текста и состоит из введения, четырех глав, заключения и списка использованной литературы, включающего 102 наименования.

Основное содержание работы

Во **введении** изложена актуальность работы, ее цели и задачи, научная новизна и практическая значимость, а также приведены основные положения, выносимые на защиту.

В **Главе 1** приведен обзор современных волновых моделей и описание модели SWAN. Рассматриваются основные работы по моделированию ветрового волнения в Черном море. Описаны существующие системы прогноза волнения.

В **Главе 2** описаны используемые в работе данные и методы. Приведено описание данных о рельефе дна Черного моря. Описаны используемые данные о скорости и направлении ветра. Дано подробное описание инструментальных наблюдений за волнением. Приведены основные настройки для модели SWAN и технология создания неструктурной сетки.

В **Главе 3** описаны результаты диагностических расчетов волнения и проведена оценка качества воспроизведения волнения на глубокой и мелкой воде. Для сравнения с результатами моделирования использованы массивы прямых измерений и спутниковые данные. Описаны результаты моделирования экстремального шторма 2007 г. Приведены оценки качества моделирования при использовании ветра мезомасштабной модели WRF. Описана оперативная система прогноза ветрового волнения для Цемесской бухты, Керченского пролива и района Сочи.

В **Главе 4** приведены результаты численных экспериментов по исследованию чувствительности модели к ограничению процессов накачки, диссипации энергии и разгона. Приводятся оценки вклада локального ветрового воздействия в интегральную высоту волн. Приведен анализ эволюции формы энергетических спектров при локальном отключении ветровой накачки. Исследована чувствительность модели к отключению процессов диссипации и ограничению длины разгона.

Глава 1. Моделирование ветрового волнения в Черном море

1.1 Современные волновые модели

Морские волны – одно из ярких проявлений взаимодействия океана и атмосферы. Изучение закономерностей ветрового волнения имеет большое значение для судоходства, строительства на шельфе и в прибрежной зоне, проведения морских работ, освоения нефтегазоносных районов шельфа [Абузьяров, 2009].

Однако, для выполнения любых расчетов, связанных с параметрами волнения, большую проблему создает отсутствие рядов инструментальных наблюдений, поэтому в большинстве случаев характеристики волнения получают на основе математических расчетов и численного моделирования.

Диагноз и прогноз волнения может быть основан на различных методах. Например, можно использовать простые эмпирические зависимости волны и ее изменения во времени от средней скорости ветра, продолжительности ветрового воздействия и разгона [Шулейкин, 1959; Режим..., 2013]. Иной подход основан на использовании математических моделей ветрового волнения, которые, помимо ветрового форсинга, учитывают особенности внутренней динамики волнения, а также влияние топографии и характеристик морского дна [Дымов, 2004; Режим..., 2013]. Более полный учет факторов, вызывающих волнение и его эволюцию, выводит метод математического моделирования в разряд передовых.

В последние годы наблюдается большой прогресс в области математического моделирования ветрового волнения. Появились новые схемы прогноза волнения, основанные на современных математических моделях, учитывающих обмен энергией между ветром и волнами. Рассмотрение процесса ветрового волнения с позиций спектрального представления существенно расширило его информационное содержание.

Стало возможным производить расчет и прогноз не только высоты, периода, и длины волн, но и частотно-направленного спектра волнения [Режим..., 2013].

В классической теории поверхностных волн, рассматриваются группы волн с близкими значениями амплитуды, длины и периода, распространяющихся в определенном направлении. Однако, даже беглый взгляд на поверхность моря показывает, что волнение очень нерегулярно: волны имеют различные высоты и периоды и изменяются со временем. Чтобы привести хаос в некоторый порядок, необходимо описывать реальное поле волн статистически [Боуден, 1988].

С позиции спектрального представления морское волнение рассматривается как сложный волновой процесс, представляющий собой суперпозицию бесконечно большого числа независимых друг от друга элементарных волн с различными амплитудами a , частотами f , направлениями распространения θ , случайными фазами ε , равномерно распределенными от 0 до 2π [Режим..., 2013]. Схематично это показано на рис. 1.1.1.

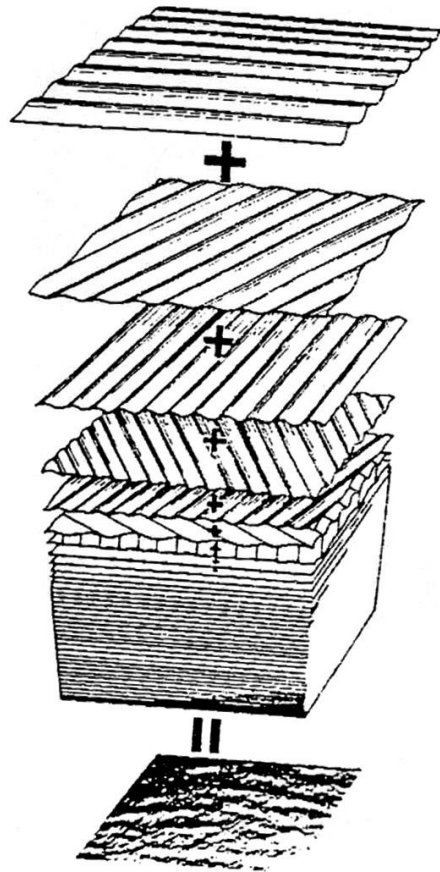


Рис. 1.1.1. Морское волнение как результат сложения большого количества гофрированных поверхностей [Режим..., 2013].

Если рассматривать волнение в некоторой точке пространства, то в общем виде функцию отклонения морской поверхности от некоего равновесного состояния в зависимости от времени можно представить, как сумму:

$$\eta(t) = \sum_i a_i \cos(\sigma_i t + \varepsilon_i), \quad (1.1)$$

где η – отклонение поверхности моря, a_i – амплитуда i -й волны, σ_i – относительная угловая частота i -й волны, ε_i – случайная фаза i -й волны.

Волна, деформирующая свободную поверхность моря, сообщает двигающимся по своим орбитам частицам жидкости определенную скорость. С этим движением связаны два вида энергии волн: потенциальная, обусловленная вертикальным смещением частиц воды относительно их

среднего положения, и кинетическая, обусловленная орбитальным движением частиц воды. Потенциальная энергия волны равняется количеству работы, требуемой для того, чтобы превратить горизонтальную поверхность в форму волнового профиля. Для линейной периодической прогрессивной волны кинетическая энергия равна потенциальной энергии. Полная энергия на единицу площади волны представляет собой сумму потенциальной и кинетической энергии и равна [Боуден, 1988]:

$$E_{tot} = \frac{1}{2} g \rho \eta^2 \quad . \quad (1.2)$$

Для волн малой амплитуды полная энергия любого числа наложенных друг на друга волновых цугов равна сумме энергий отдельных компонент, что позволяет ввести понятие энергетического спектра [Боуден, 1988]. Полная плотность энергии на частоте f по всем направлениям θ выражается как:

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad . \quad (1.3)$$

Полная плотность энергии содержит всю необходимую информацию об интегральном состоянии морской поверхности, которую можно выразить через так называемый n -тый момент плотности энергетического спектра [Лопатухин, 2012]:

$$m_n = \int_0^{\infty} f^n E(f) df \quad . \quad (1.4)$$

При помощи этого выражения можно получить ряд необходимых характеристик, например, среднюю (\bar{H})

$$\bar{H} = \sqrt{2\pi m_0} \quad , \quad (1.5)$$

или «значительную высоту волны» (H_s):

$$H_s = 4\sqrt{m_0} \quad . \quad (1.6)$$

Или различные периоды волн:

$$T_{m0} = \frac{m_0}{m_1} \quad T_{m02} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \quad T_{m-10} = \frac{m_{-1}}{m_0} \quad . \quad (1.7)$$

Термин «significant wave height» может быть переведен на русский язык как «значительная высота волн», «высота значительных волн» или как «высота значимых волн». Этот термин описан еще в работах по прогнозу волнения Свердруп и Манка [Свердруп, 1956], где «высота значительных волн» определяется как средняя высота из одной трети наибольших наблюдаемых волн. Было показано, что эта наиболее значимая для судоходства высота волны статистически близко соответствует высоте преобладающих волн, определяемых визуально с судов. Если брать функцию распределения высоты волн, то высота значительных волн соответствует приблизительно 12.5-13% обеспеченности. Также она определяется через нулевой момент плотности энергетического спектра по формуле (1.6). Так как в России пока нет однозначно утвержденного перевода термина «significant wave height», то в данной работе используется один из наиболее часто используемых в публикациях на русском языке - «высота значительных волн».

В основе физических представлений о явлении ветровых волн лежат теории Филлипса и Майлза [Phillips, 1957; Miles, 1957,1960; Боуден, 1988]. Первый в основе своей теории использовал предположение о преобладающем влиянии резонансного взаимодействия между смещающимся полем атмосферного давления, содержащего случайные компоненты, и колебаниями поверхности моря. Резонанс между нормальными силами давления и волнами возникает, если горизонтальные масштабы флуктуаций давления, длина волн и скорости их перемещения совпадают. В этом случае скорость передачи энергии от флуктуаций давления волнам пропорциональна амплитуде флуктуаций и не зависит от высоты волны, а энергия волн при постоянной средней интенсивности флуктуаций давления должна линейно зависеть от времени [Phillips, 1957;

Боуден, 1988]. Майлз в своей теории предполагал, что основным механизмом, формирующим ветровое волнение, является механизм неустойчивости ветрового потока над уже существующим волновым профилем поверхности моря. В результате неустойчивости ветра возникают возмущения давления, которые, воздействуя на волны, увеличивают их энергию. Скорость передачи энергии ветра волнам под действием этого механизма пропорциональна амплитуде волны, которая при постоянстве средней скорости ветра растет экспоненциально со временем [Miles, 1957; Боуден, 1988]. В одной из своих последующих работ Майлз показал, что на первых стадиях развития волн действует механизм Филлипса, а по мере роста высоты волн преобладающим становится механизм неустойчивости [Miles, 1960]. Таким образом, Майлз сумел объединить обе теории. В свою очередь, Филлипс показал, что при преобладающем действии механизма неустойчивости спектральная плотность ветрового волнения должна подчиняться закону $E \sim \omega^{-5}$. Дальнейшие исследования ветрового волнения были направлены на поиск универсальной зависимости, описывающей форму спектра ветрового волнения [Боуден, 1988; Грузинов, 2012].

Современная теория ветрового волнения построена по принципу лучистого переноса энергии. В простейшем случае распространения волн в одном направлении она принимает вид [Боуден, 1988]:

$$DE/Dt = \partial E/\partial t + V\partial E/\partial x = S, \quad (1.8)$$

где $E(\omega, x, t)$ – спектральная плотность энергии волн как функция частоты, координаты и времени, V – групповая скорость волн с частотой ω , а S – функция источника, описывающая приток и отток энергии. Функция источника представляется в виде разложения:

$$S = S_1 + S_2 + S_3 + \dots \quad (1.9)$$

При этом, резонансный механизм Филлипса, который характеризуется отсутствием зависимости потока энергии от ветра к волнам от высоты волн, представлен первым членом разложения $S_1 = \alpha = \text{const}$. Процесс неустойчивости, рассмотренный Майлзом, обозначен в виде второго члена

разложения $S_2 = \beta E$, т.е. поток энергии от ветра пропорционален уже существующей энергии волн. Другие процессы нелинейного характера, формирующиеся, например, в результате взаимодействия волн или их разрушения на мелководье, можно представить в виде членов разложения более высокого порядка [Боуден, 1988; Грузинов, 2012].

В наши дни для воспроизведения ветрового волнения применяются различные волновые модели [Абузьяров, 2009; Режим..., 2013; Дымов, 2004; Матушевский, 1995; Rusu, 2011]. Их можно разделить на четыре группы: 1) спектральные дискретные; 2) спектральные параметрические; 3) интегральные параметрические; 4) прочие (эмпирические, энергетические, монохроматические и различные их комбинации). Дискретные модели условно подразделяются на поколения. Различие в поколениях заключается в степени подробности описания механизма нелинейного взаимодействия в спектре ветровых волн. В первых трех поколениях используются теоретически нестрогие процедуры упрощения интеграла взаимодействий (например, в широко известной модели WAM). В настоящее время в мире существует лишь две модели четвертого поколения (с точным математическим описанием механизма нелинейного взаимодействия) – EXACT-NL и российская атмосферно-волновая модель «узконаправленного» приближения волнового спектра (PABM) [Захаров, 1981; Абузьяров, 2009].

Наиболее известными из зарубежных моделей являются спектральная дискретная модель WAM с ее модификациями [WAMDI, 1988; Режим..., 2013], применяемая во многих центрах прогноза погоды и модель WAVEWATCH3 [Tolman, 1989, 1996; Режим..., 2013; Абузьяров, 2009]. В России помимо модели PABM также разработана спектрально-параметрическая модель AARI-PD2 [Давидан, 1988; Дымов, 2004].

Дискретная спектральная модель WAM разработана международной группой ученых WAMDI (Wave Modeling Group) в 1988 г. под руководством К. Хассельманна [WAMDI, 1988; Режим..., 2013]. Модель WAM основана на решении уравнения баланса спектральной энергии:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = C_{gx} \frac{\partial S}{\partial x} + C_{gy} \frac{\partial S}{\partial y} = G(\omega, \theta, x, t, s) , \quad (1.10)$$

где $S = S(\omega, \theta, x, y, t)$ – функция спектральной плотности; $C_{gx} = C_g \cos \theta$, $C_{gy} = C_g \sin \theta$ – проекции вектора групповой скорости C_g на оси x и y ; θ – угол между вектором C_g и осью x ; G – функция источника, являющаяся суммой трех компонентов

$$G = G_{in} + G_{nl} + G_{dis} , \quad (1.11)$$

где G_{in} – определяет поступление энергии от ветра; G_{nl} – определяет формирование спектра за счет межволновых слабонелинейных взаимодействий, G_{dis} – определяет диссипацию волновой энергии.

Ветровая накачка осуществляется в соответствии с данными эксперимента Снайдера и Кокса [Snyder, 1981]:

$$G_{in} = \frac{\gamma S(\omega, \theta)}{\omega} , \quad (1.12)$$

где $\gamma = \varepsilon \omega \beta x$;

$$\beta = \frac{\beta m}{\bar{k}^2} \mu \ln^4(\mu) ;$$

$$\mu \leq 1, \quad \mu = \left(\frac{U_*}{kc}\right)^2 \Omega_m \exp\left(\frac{k}{x}\right), \quad x = \left(\frac{U_*}{c}\right) \cos(\theta - \varphi) , \quad \text{где } \beta \text{ – параметр Майлса;}$$

$$\Omega_m = \frac{gz_0}{U_*^2} ;$$

$\bar{k} = 0.4$ – постоянная Кармана;

U_* – скорость трения;

z_0 – параметр шероховатости;

ε – отношение плотности воздуха к плотности воды;

$$\beta_m = 1.2$$

Член нелинейного взаимодействия между волнами записывается в следующем виде:

$$G_{nl} = -C_{ds} \langle \omega \rangle (\langle k^2 \rangle m_0)^2 \left[(1 - \delta)^k / \langle k \rangle + \delta (k / \langle k^2 \rangle) \right] \cdot S(\omega, \theta) / \omega, \quad (1.13)$$

где C_{ds} и δ – константы, равные 4.5 и 0.5 соответственно; $\langle \omega \rangle$ и $\langle k \rangle$ – средняя частота и среднее волновое число; m_0 – нулевой момент спектра. Компонента G_{nl} – определяется путем численного решения интеграла столкновений.

В модели WAM член диссипации энергии волн принимается в виде квазилинейной аппроксимации, предложенной Г. Коменом и др. [Comen, 1984] на основе модели Хассельмана [WAMDI, 1988]:

$$G_{dis}(\sigma, \beta) = c_1 \bar{\sigma} \left(\frac{\sigma}{\bar{\sigma}} \right)^n \left(\frac{\bar{\alpha}}{a_{pm}} \right)^m S(\sigma, \beta), \quad (1.14)$$

где c_1 , n и m – параметры модели; $\bar{\sigma}$ – средняя частота в спектре волнения; a_{pm} – константа спектра Пирсона-Московица; $\bar{\alpha} = m_0 \bar{\sigma}^4 / g^2$. В модели WAM принято $c_1 = 3.33 \cdot 10^{-5}$, $n=2$, $m=2$.

Модель WAVEWATCH разработана в Национальном центре океанического моделирования США (NCEP) Г. Толманом и др. [Tolman, 1989; Tolman, 1996], является развитием модели WAM в отношении параметризации функции источника и функции нелинейного взаимодействия. В основу модели положено численное решение уравнения плотности действия $N = S(G, \theta) / \omega$ в виде:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial(C_x, N)}{\partial x} + \frac{\partial(C_y, N)}{\partial y} + \frac{\partial(C_\omega, N)}{\partial \omega} + \frac{\partial(C_\theta, N)}{\partial \theta} = \frac{G}{\omega}, \quad (1.15)$$

где C_x , C_y , C_ω , C_θ – соответствующие составляющие групповой скорости.

Функция источника G представлена теми же тремя компонентами, что и в модели WAM, но запись каждой из компонент отличается от записи в модели WAM.

В модели WAVEWATCH предусмотрены два варианта расчета ветрового волнения, которые различаются по записи правой части уравнения (1.15). Первый вариант является некоторой разновидностью модели WAM, в нем приток энергии от ветра описывается уравнением вида:

$$G_{in}(k, \theta) = C_{in} \frac{\rho_a}{\rho_w} \max \left[0, \left(\frac{28u_*}{c} \cos(\theta - \theta_w) - 1 \right) \right] \cdot \omega N(k, \theta), \quad (1.16)$$

где $C_{in}=0.25$; $c=\omega/k$ – фазовая скорость волны; θ_w – направление ветра. Динамическая скорость u_* связана со скоростью ветра на высоте 10 м соотношением

$$u_* = W_{10} \left[(0,8 + 0,065W_{10}) \cdot 10^3 \right]^{1/2}. \quad (1.17)$$

Диссипация энергии записывается в виде:

$$G_{dis}(k, \theta) = C_{dis} \bar{\omega} \frac{k}{k} \left(\frac{\bar{a}}{a_{pm}} \right)^2 N(k, \theta), \quad (1.18)$$

где $\bar{\omega}=\omega^{-1}$; $\bar{a}=m_0 \bar{k}^2 g^{-2}$; $C_{dis}=2.36 \cdot 10^{-5}$; $\bar{a}_{pm}=3.02 \cdot 10^{-3}$; $\bar{k}=(1/\bar{k})^2$

Член межволнового нелинейного взаимодействия определяется так же, как и в модели WAM. Второй вариант модели WAVEWATCH существенно отличается от модели WAM. Поступление энергии от ветра записывается в виде:

$$G_{in}(k, \theta) = \omega \beta N(k, \theta), \quad (1.19)$$

где β – безразмерный параметр взаимодействия волн с ветром, является функцией от безразмерной частоты ω_a и коэффициента сопротивления C_D на высоте $z = \lambda_a$, $\bar{\omega}_a = \frac{\omega u_{\lambda}}{g} \cos(\theta - \theta_w)$; u_{λ} – скорость ветра на высоте λ_a , $\lambda_a = 2\pi|k| \cos(\theta - \theta_w)$.

В модели WAVEWATCH3 используется более совершенная численная схема решения уравнения баланса волновой энергии, чем в модели WAM. Применение модели WAVEWATCH3 не ограничивается только

открытыми областями морей и океанов, её можно использовать и в прибрежной зоне. В модели производится учёт основных волнообразующих и диссипирующих энергию волн факторов. Модель распространяется в виде открытого кода, что даёт возможность исследователю собрать и оттестировать её по собственному усмотрению. Кроме того, отдельные коэффициенты и параметры можно гибко настраивать.

1.2 Общие сведения о модели SWAN

Для решения поставленных задач была выбрана спектральная волновая модель SWAN версии 40.81, так как она была создана специально для расчетов параметров ветрового волнения в прибрежной зоне по заданным полям ветра и течений, а также рельефу дна.

SWAN (акроним от Simulating WAves Nearshore) - это спектральная волновая модель третьего поколения, разрабатываемая в Технологическом Университете Делфт (Нидерланды). Изначально модель создавалась для описания стационарных случаев на прямоугольной сетке, позднее в схему была добавлена возможность нестационарных вычислений и возможность вычислять на криволинейных и неструктурированных сетках. Философия SWAN совпадает с третьим поколением модели WAM. Основная задача модели заключается в решении спектрального уравнения баланса без ограничений на спектр при эволюции роста волны. WAM решает это уравнение на океаническом масштабе в явном виде, что влечет за собой необходимость существенно уменьшать горизонтальный шаг в вычислительной области для прибрежной зоны. SWAN применяет неявный алгоритм, который является более устойчивым и менее зависимым от горизонтального шага, и, следовательно, более экономичным [SWAN, 2007].

Таким образом, в модели применяются современные вычислительные схемы для глубокой воды с генерацией/диссипацией волнения,

четырёхкомпонентного волнового взаимодействия, заимствованные из WAM [WAMDI, 1988; Режим..., 2013]. Для работы в условиях мелкой воды SWAN обладает современными схемами трехкомпонентного взаимодействия волн и двумя схемами, связанными с трением о донную поверхность: диссипации и обрушения.

Как показывает сравнение результатов численных расчетов, выполненных по этой модели, с результатами расчетов по другим моделям (WAM и WAVEWATCH III), она неплохо рассчитывает параметры ветрового волнения и в открытых частях морей [Willis, 2010; Gusdal, 2009, Ortiz-Royero, 2008].

В SWAN реализованы следующие процессы, связанные с распространением волн:

- распространение волн в пространстве;
- рефракция волн из-за пространственных вариаций дна и течений;
- дифракция волн;
- shoaling из-за пространственных вариаций рельефа дна и течений;
- блокирование и отражение волн течениями, направленными им навстречу;
- просачивание, блокировка или отражение волн из-за имеющихся препятствий.

Процессы генерации волн и их диссипации, представленные в SWAN:

- генерация ветром;
- диссипация из-за обрушения (whitecapping);
- диссипация из-за обрушения волн, вызванного изменением глубины;
- диссипация из-за трения о дно;
- нелинейное взаимодействие волн друг с другом, как в глубоком море (quadruplets), так и в мелком (triads);
- затухание волн из-за полей водорослей.

В модели для описания динамики морской поверхности используется уравнение для баланса плотности волнового действия N , записанное в

спектральном виде. Спектральная плотность волнового действия определяется, как $N = E/\sigma$ и сохраняется во времени в присутствии фонового течения.

Тогда уравнение для изменения во времени t плотности действия $N(t, \lambda, \varphi, \sigma, \theta)$ в сферических координатах (λ - долгота, φ - широта) и в спектральном пространстве (с относительной частотой σ и направлением θ), записывается через уравнение баланса [SWAN, 2010]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \lambda} [(c_{g,\lambda} + u_\lambda)N] + \cos^{-1} \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} [(c_{g,\varphi} + u_\varphi)N \cos \varphi] + \frac{\partial}{\partial \theta} [c_\theta N] + \frac{\partial}{\partial \sigma} [c_\sigma N] = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad , \quad (1.20)$$

где $\vec{c}_g = (c_{g,\lambda}, c_{g,\varphi})$ – групповая скорость, $\vec{u} = (u_\lambda, u_\varphi)$ – фоновое течение, c_φ и c_σ – распространение скоростей по направлениям φ и σ . В правой части находится член S_{tot} , отвечающий за источники и стоки волновой энергии:

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad , \quad (1.21)$$

где S_{in} – рост волны, вызванный ветром, перераспределение энергии за счет трехкомпонентного S_{nl3} и четырехкомпонентного нелинейного волнового взаимодействия S_{nl4} , диссипация энергии через «барашки» на гребне $S_{ds,w}$, диссипация через трение о дно $S_{ds,b}$, диссипация за счет обрушения волн в береговой зоне $S_{ds,br}$. Ниже будет рассмотрено каждое слагаемое в отдельности.

Единственным источником возникновения волн в SWAN является передача ветровой энергии к морской поверхности - S_{in} . За процесс диссипации энергии отвечают три компонента: потеря энергии на гребне волны $S_{ds,w}$, придонное трение $S_{ds,b}$ и обрушение при уменьшении глубины по мере приближения к берегу $S_{ds,br}$. Перераспределение волновой энергии по спектру контролируется блоками нелинейного взаимодействия

S_{nl3} и S_{nl4} .

Генерация волн приповерхностным ветром S_{in} описывается двумя механизмами: резонансным [Phillips, 1957] и механизмом обратной связи [Miles, 1957,1960]. При прохождении атмосферных вихрей над морем, энергия ветра передается водной поверхности, запуская процесс генерации волн. Такая передача энергии происходит линейно во времени благодаря резонансу гармоник давления и поверхности воды. После того, как волны были образованы, они начинают влиять на профиль ветра (и, следовательно, ход давления) в приповерхностном слое. Движение волн вверх и вниз, влечет за собой давление, которое, в свою очередь, сообщает дополнительную энергию волне. Этот процесс происходит экспоненциально во времени. Таким образом, рост волн под влиянием ветра в общем виде записывается, как сумма линейного и экспоненциального компонентов:

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta) \quad , \quad (1.22)$$

где A описывает линейный рост, а B - экспоненциальный.

В качестве входных данных в модели SWAN используется скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря, тогда как при вычислении S_{in} используется скорость трения U_* . Переход от U_{10} к U_* осуществляется через коэффициент сопротивления:

$$U_*^2 = C_D U_{10}^2 \quad . \quad (1.23)$$

Коэффициент сопротивления, в свою очередь, зависит от скорости ветра U_{10} и вычисляется по формуле:

$$C_D(U_{10}) = (0.55 + 2.97\tilde{U} - 1.49\tilde{U}^2) \times 10^{-3} \quad , \quad (1.24)$$

где $\tilde{U} = U_{10}/U_{ref}$, а $U_{ref} = 31.5$ м/с, при которой коэффициент сопротивления достигает максимальных значений.

Диссипация энергии на гребне волны $S_{ds,w}$ контролируется в модели через крутизну волны. В современных волновых моделях третьего поколения схемы такой диссипации основаны на импульсной модели [WAMDI, 1988]:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \tilde{\sigma} \frac{k}{\tilde{k}} E(\sigma, \theta) \quad , \quad (1.25)$$

где Γ – коэффициент, зависимый от крутизны, k – волновое число, $\tilde{\sigma}$ и \tilde{k} – средняя частота и волновое число соответственно.

На мелкой воде возникает диссипация энергии волн под влиянием трения о дно $S_{ds,b}$. Среди различных механизмов взаимодействия дна и волны есть рассеяние на неоднородностях дна, перемещение по мягкому дну, просачивание и трение в турбулентном придонном слое. Первый механизм приводит к перераспределению, а остальные к диссипации энергии. И все они зависят от состояния поверхности. Для континентального шельфа с песчаным дном главным механизмом можно считать трение:

$$S_{ds,b} = -C_b \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2 kd} E(\sigma, \theta) \quad , \quad (1.26)$$

где C_b - коэффициент донного трения, который меняется в зависимости от используемой схемы. Принимая во внимание широкий спектр условий на береговой линии и малое количество натуральных измерений, в SWAN остались только самые простые вычислительно и хорошо зарекомендовавшие себя схемы.

Перемещение волн на мелководье ведет к увеличению высоты волны, когда высота волны достигает определенного критического значения, она начинает обрушаться и терять энергию. На мелководье этот процесс становится преобладающим.

Согласно ряду проведенных экспериментов с разными типами дна, параметр обрушения варьирует от 0.6 до 0.83, среднее значение $\gamma = 0.73$. Эта величина указана по умолчанию в файле настроек SWAN.

В основе трехкомпонентного S_{nl3} и четырехкомпонентного S_{nl4} нелинейного волнового взаимодействия лежит эффект резонанса при обмене волновыми компонентами и перераспределение энергии волны по спектру. Для мелкой воды более значимым становится трехкомпонентное слабо-

линейное волновое взаимодействие (в конфигурационном файле обозначается как TRIAD), когда энергия переносится из низких частот в высокие. Такая форма перераспределения энергии имеет место только на сравнительно небольших расстояниях и может приводить к изменению спектра с одним пиком в многомодальный спектр, что неоднократно наблюдалось в природе и воспроизводилось на физических моделях.

1.3 Оценки качества диагностических моделей волнения Черного моря

В настоящее время для Черного моря существует много вариантов использования современных волновых моделей для исследования волнового климата и прогноза волнения. Большинство исследователей используют волновые модели 3-го поколения, такие как WAM, WAVEWATCH3, SWAN [Режим..., 2013.]. Основные принципы использования этих моделей для открытого моря и в прибрежной зоне изложены в работах [Rusu, 2011]. Некоторые параметризации для применения волновых моделей в прибрежной зоне описаны в статье [Roland, 2014].

Модель SWAN с использованием входных данных о ветре из реанализа NCEP/NCAR (1948-2010) использовалась для создания базы данных ветрового волнения Черного моря, однако в работе присутствует мало оценок качества модели [Arkhipkin, 2014] и, как было показано позднее в [Акринар, 2016], реанализ NCEP/NCAR существенно занижает скорость ветра и результаты волновых расчетов имеют ошибки.

В работе [Акринар, 2012] модель SWAN используется с реанализом Era-interim и, как показало сравнение результатов модели с данными волновых буев, модель занижает высоту волн систематически на 0.35 м (рис. 1.3.1-1.3.2).

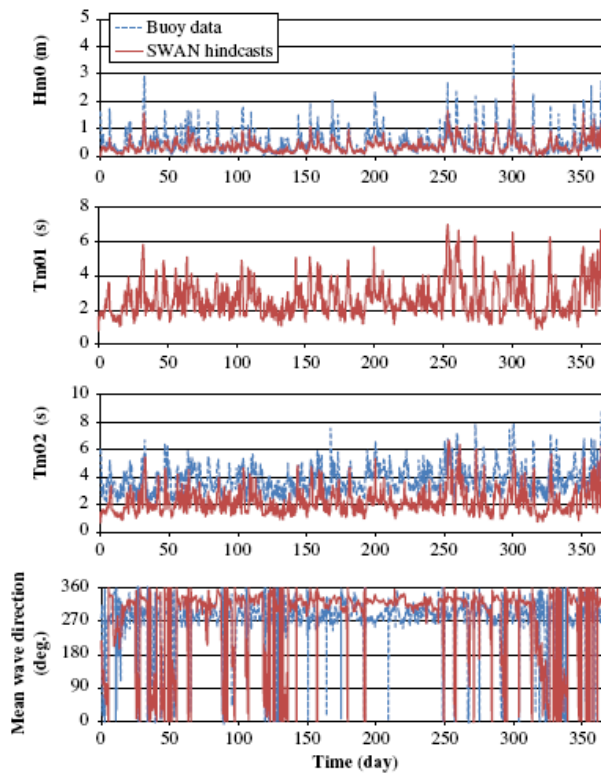


Fig. 9. Temporal variations of the hindcasted and observed wave parameters at the Hopa buoy station (for all months of 1996 year).

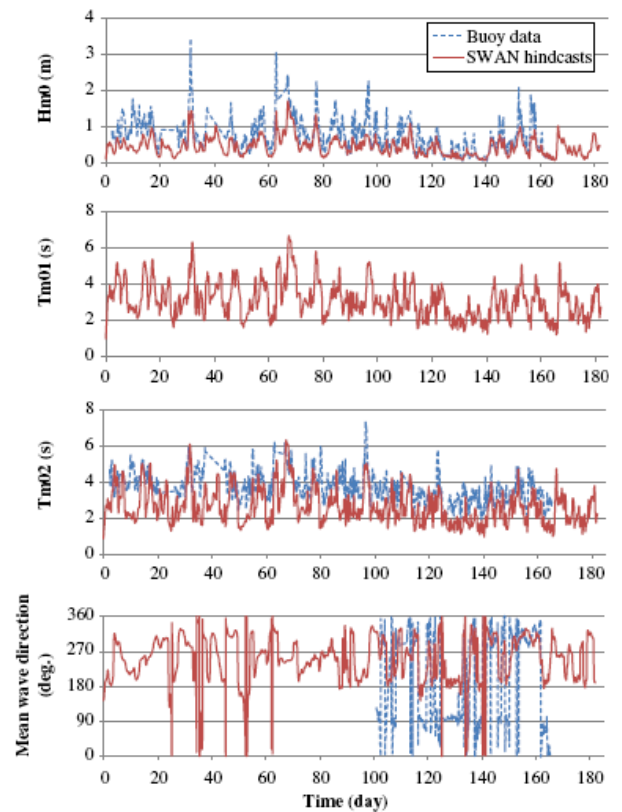


Fig. 10. Temporal variations of the hindcasted and observed wave parameter: at the Sinop buoy station (for the first 6 months of 1996).

Рис. 1.3.1. Сравнение результатов модели SWAN с данными наблюдений на буях [Акринар, 2012].

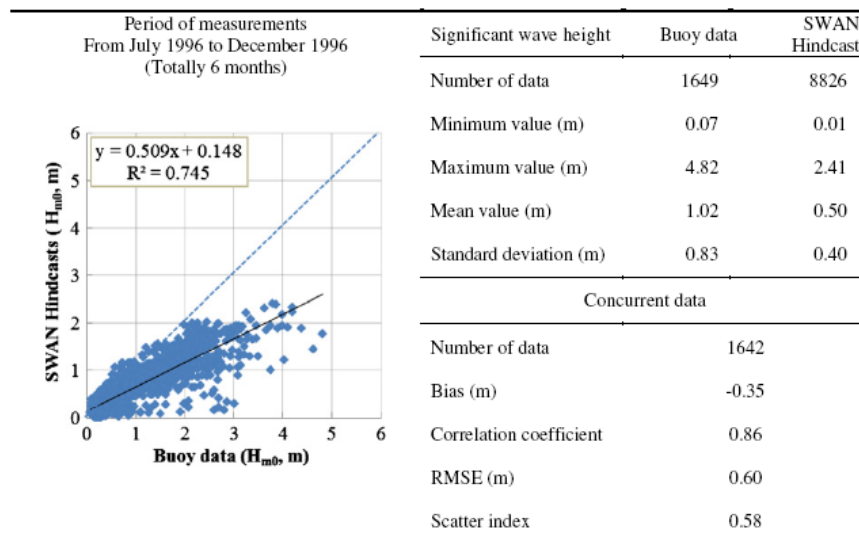


Fig. 14. Scatter plot of measured buoy data against simulated SWAN hindcasts at the Gelendzhik buoy station (left) and basic statistical parameters (right).

Рис. 1.3.2. Сравнение результатов модели SWAN с данными наблюдений в Геленджике [Акринар, 2012].

В работах [Акрпинар, 2016; Van Vledder, 2015] в качестве данных о ветре используются различные реанализы, а основной вывод состоит в том, что реанализ NCEP/CFSR дает наилучший результат при сравнении результатов моделирования с данными измерений. В таблице 1.3.1 приводятся статистические характеристики этого сравнения: при использовании NCEP/CFSR систематическая ошибка уменьшилась до -0.12 м, среднеквадратическая ошибка составляет 0.32 м, а корреляция 0.88. Сравнение высоты значительных волн со спутниковыми данными показало, что среднеквадратическая ошибка составляет 0.4 м, а корреляция 0.78.

Таблица 1.3.1. Результаты сравнения высоты значительных волн по модели SWAN с данными измерений.

	N	Bias	SI	H _{mo} (m)						
				RMSE	RMSE _s	RMSE _U	a	b	c	r
ERA40	7373	-0.42	0.78	0.59	0.57	0.15	0.05	0.38	0.42	0.84
JRA-25	7373	-0.55	1.01	0.76	0.75	0.14	0.06	0.19	0.24	0.65
CFSR	7373	-0.12	0.43	0.32	0.22	0.24	0.10	0.71	0.79	0.88
MERRA	7373	-0.35	0.69	0.52	0.49	0.17	0.08	0.44	0.50	0.85
ECMWF	7373	-0.36	0.68	0.51	0.48	0.19	0.02	0.49	0.51	0.85
ERA-Interim	7373	-0.34	0.67	0.50	0.47	0.17	0.06	0.47	0.52	0.86
CFSR-C	7373	-0.23	0.52	0.39	0.34	0.20	0.08	0.60	0.66	0.88

Существует еще несколько работ, где приводятся оценки качества моделей, основанные на сравнении результатов моделирования с данными прямых измерений на буях в рамках проекта NATO TU-WAVES [Kos'yan, 1998; Кабатченко, 2001; Лопатухин, 2006]. Полученные оценки, в целом, согласуются с результатами [Акрпинар, 2016; Van Vledder, 2015].

В работе [Лопатухин, 2006], где использовалась модель SWAN и результаты моделирования сравнивались только с данными буя в Геленджике (рис. 1.3.3), который был установлен на глубине 85 м. Было показано хорошее совпадение результатов моделирования с данными наблюдений, однако подобные оценки проверяют модель только на глубокой воде.

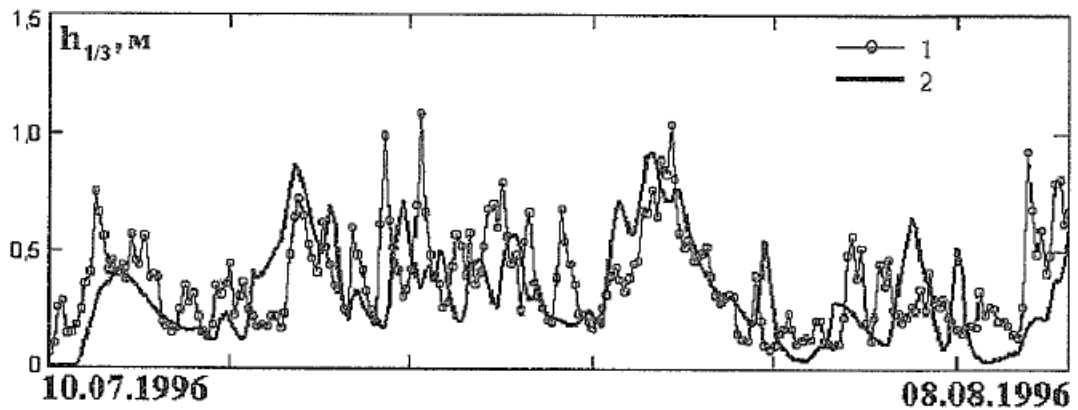


Рис. 1.3.3. Сопоставление высоты значительных волн по модели и по данным волнового буя в Геленджике [Лопатухин, 2006].

Режимные характеристики ветрового волнения в Черном море, полученные на основе продолжительных модельных рядов данных, содержатся в морском регистре [Лопатухин, 2006].

При помощи модели SWAN также были восстановлены особенности режима волнения в Черном море [Полонский, 2011]. На рис. 1.3.4 приведены результаты анализа максимально возможной высоты волн в Черном море [Полонский, 2011].

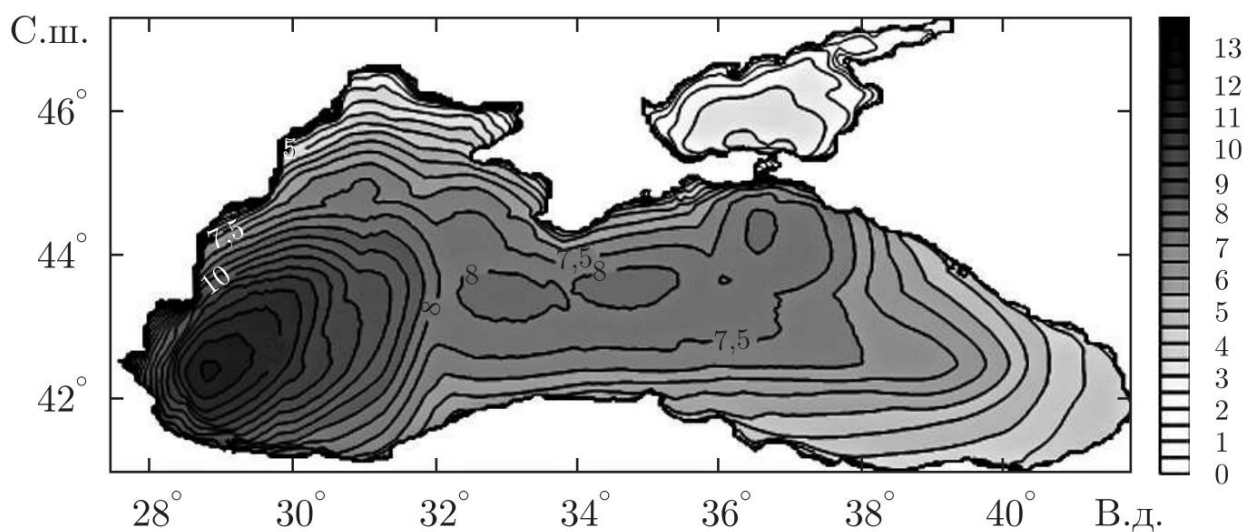


Рис. 1.3.4. Поле максимальных значений высоты значительных волн с 1979 по 2008 гг. [Полонский, 2011].

В работе [Valchev, 2012] представлено сравнение результатов моделирования с данными измерений на платформе Galata у берегов Болгарии (рис. 1.3.5).

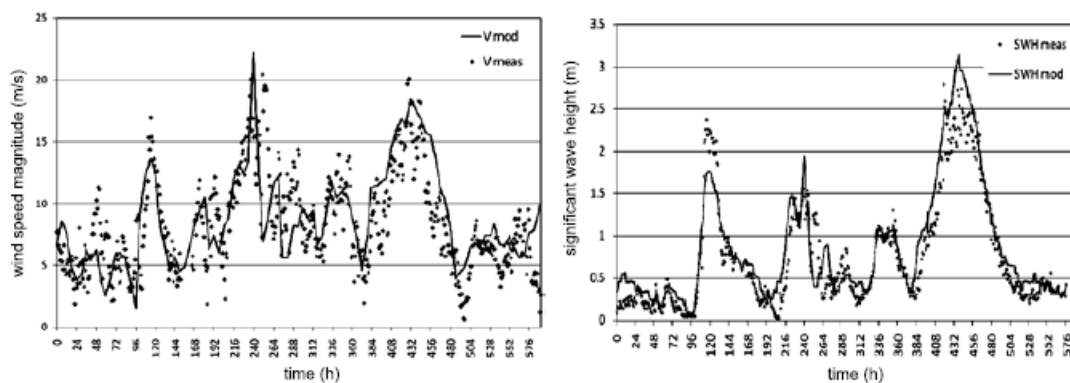


Fig. 2. Validation of wind forcing (left) and modelled significant wave height (right) against measurements at the Galata platform grid point during November 2007

Рис. 1.3.5. Сравнение результатов модели с данными наблюдений на платформе Galata в ноябре 2007 г. [Valchev, 2012].

Российская атмосферно-волновая модель успешно применяется для моделирования волнения в Черном море [Kabatchenko, 2001]. В работе [Кабатченко, 2011] приводится сопоставление результатов моделирования одного шторма с данными наблюдений в Геленджике (рис. 1.3.6). На данный момент - это единственная работа, где приводятся сравнения спектров модельного и реального волнения в Черном море.

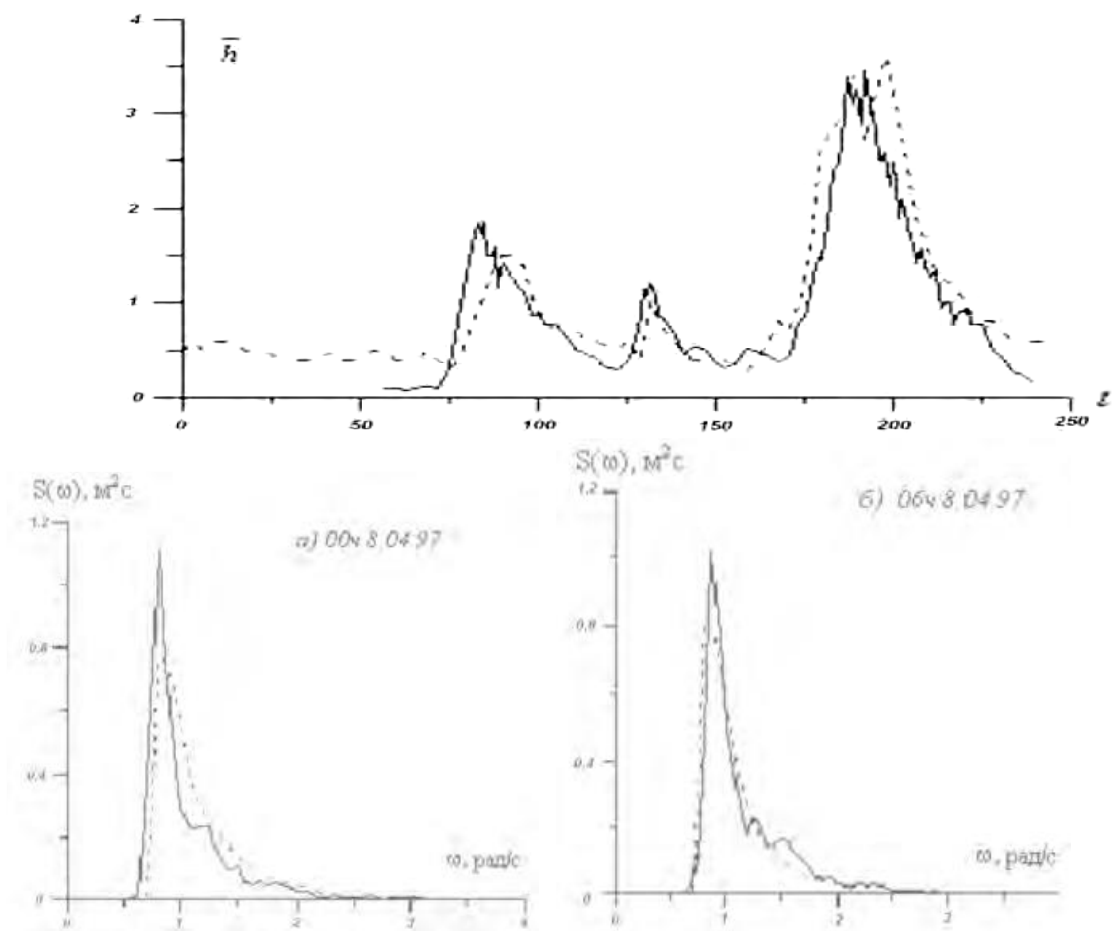


Рис. 1.3.6. Сравнение результатов модели РАВМ с данными наблюдений в Геленджике [Кабатченко, 2011].

Также очень важным является изучение экстремальных явлений, например, в работе [Bukhanovskij, 2009] модель WAVEWATCH3 с реанализом Era-interim использовалась для воспроизведения шторма в ноябре 2007 г., когда высота значительных волн достигала 8-9 м. Особенности режима волнения и его климатических изменений приведены в работе [Valchev, 2012]. В статье [Ивонин, 2016] описывается система мониторинга волнения, основанная на данных радиолокации, прямых измерений и моделировании. Данные радиолокатора сравнивались с результатами модели SWAN и качество моделирования было признано успешным.

Однако большая часть этих работ посвящена моделированию волнения в Черном море на глубокой воде с пространственным разрешением 5-15 км. Моделированию волнения в прибрежной зоне уделялось заметно меньше

внимания. В публикациях, посвященных моделированию волнения в Керченском проливе [Fomin, 2004; Korshenko, 2011], использовалась регулярная вычислительная сетка либо отдельно для пролива, либо как вложенная сетка. Оценки качества воспроизведения волнения в прибрежной зоне весьма немногочисленны [Кабатченко, 2011; Шокуров, 2016, Valchev, 2010].

Только одна статья посвящена моделированию волнения в Цемесской бухте (рис. 1.3.7.) [Кабатченко, 2011], однако в данной работе выполнен только диагностический расчет и не приведены оценки качества в самой бухте.

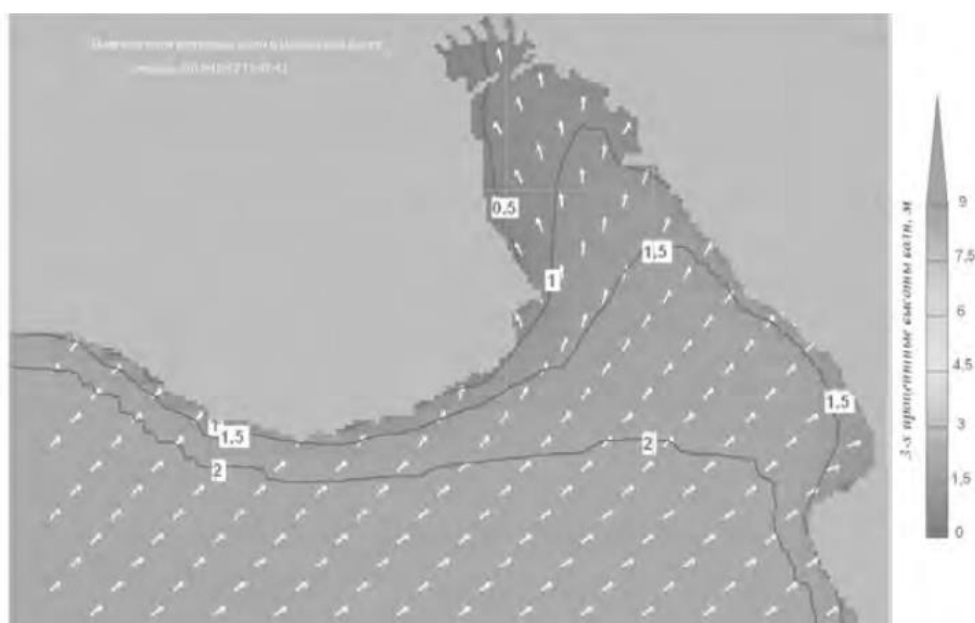


Рис. 1.3.7. Оперативный диагноз волновой обстановки в Цемесской бухте [Кабатченко, 2011].

В последнее время набирает популярность создание неструктурных сеток (рис. 1.3.8) для прибрежных районов [Zijlema, 2010; Rusu, 2011, Dietrich, 2012]. Для Черного моря неструктурная сетка использовалась только как вложенная для небольшой акватории в районе г. Сочи [Кантаржи, 2014]. Использование неструктурной сетки в этом случае позволило получить у берега пространственное разрешение 6 м [Кантаржи, 2014].

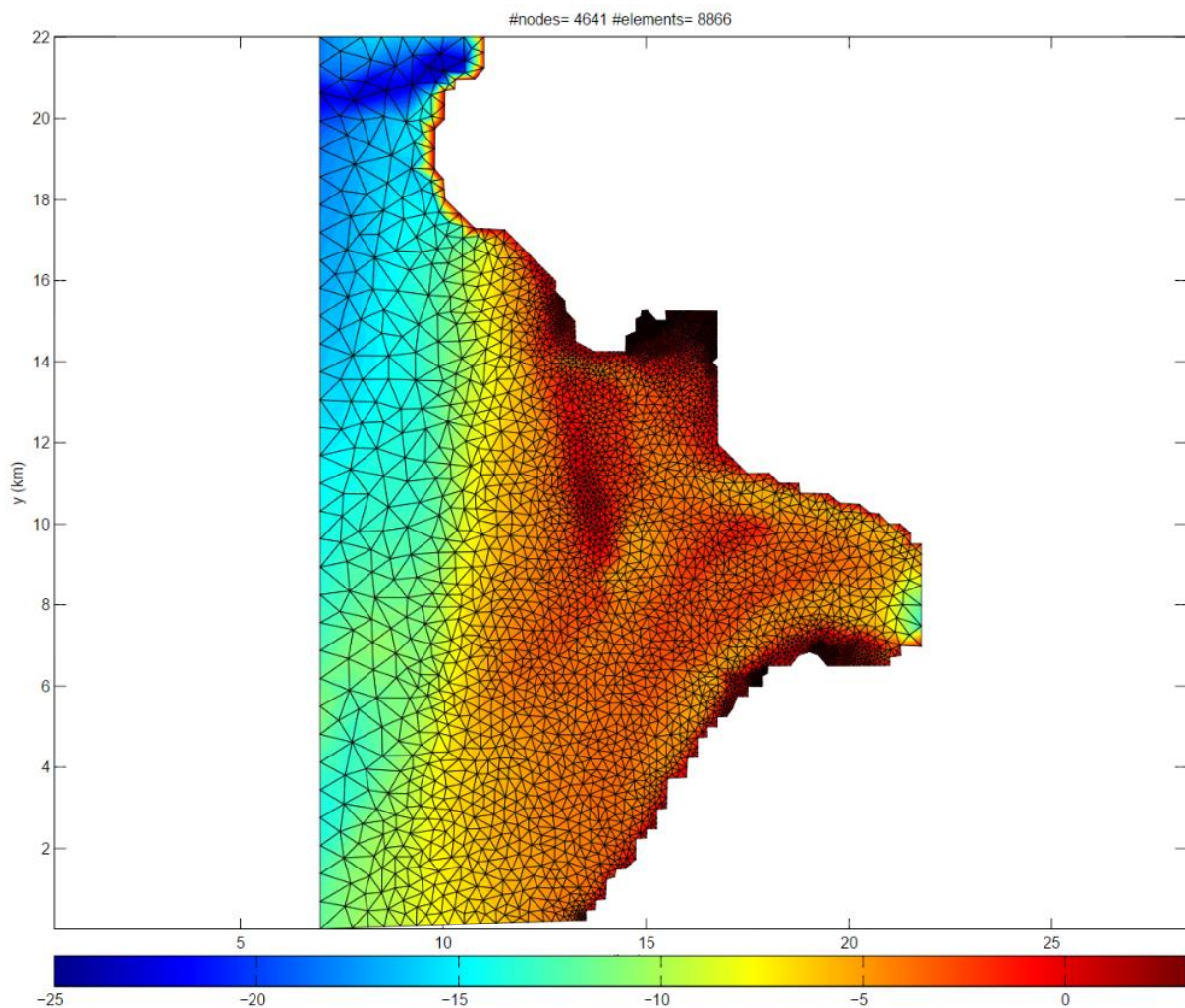


Рис. 1.3.8. Пример использования нерегулярной вычислительной сетки для эстуария [Zijlema, 2010].

Качество волновых моделей во многом зависит от используемых входных данных о поле ветра. Так, в работе [Дианский и др., 2014] расчет поля ветра выполнен по модели WRF (Weather Research and Forecasting), а параметры волнения для Карского и Печорского морей моделируются при помощи Российской атмосферно-волновой модели [Кабатченко и др., 2004]. Оценки точности расчетов скорости ветра при сравнении с данными метеостанций показали корреляцию 0.8 – 0.9 и, возможно, именно использование мезомасштабных атмосферных моделей в будущем позволит улучшить диагноз и прогноз ветрового волнения.

Из-за крайне малого количества данных измерений, более подробных оценок качества работы волновых моделей в прибрежной зоне Черного моря (на мелкой воде) на данный момент не опубликовано.

1.4 Существующие системы прогноза волнения в Черном море

В настоящее время в ФГБУ «Гидрометцентр России» в оперативном режиме работает технология прогноза ветрового волнения в Мировом океане и в морях России, в том числе в Черном море [Струков, 2013; Зеленко, 2014]. Прогноз волнения выполняется на основе модели WAVEWATCH3, пространственное разрешение модели для Черного моря – 9 км, основное назначение системы – прогноз волнения в глубоководной части моря. На рис. 1.4.1. представлен пример прогностической продукции - высоты значительных волн в Черном море. Прогноз на 15:00 от 00 ВСУ 25 сентября 2013 г..

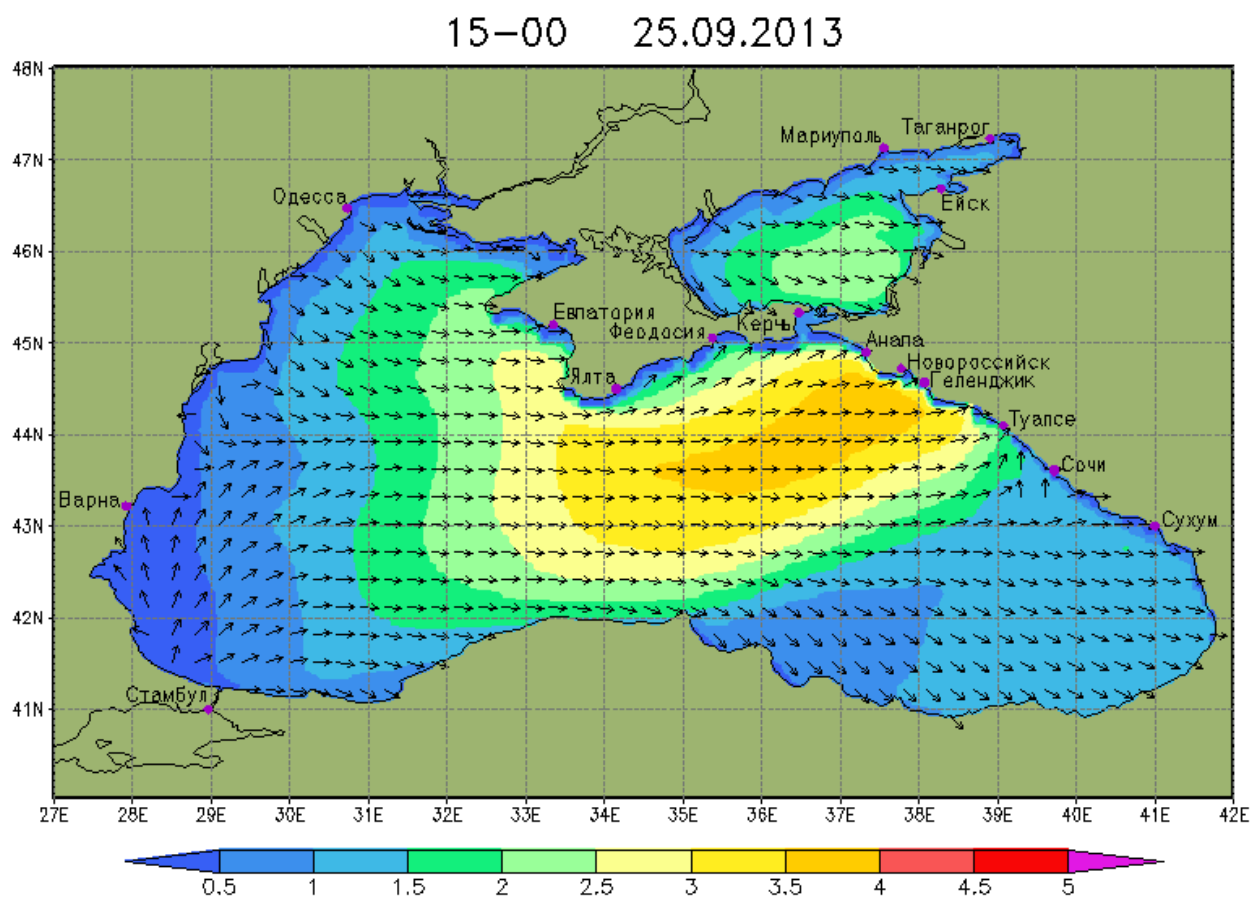


Рис. 1.4.1. Пример прогноза высоты значительных волн в Черном море выполненном в ФГБУ «Гидрометцентр России».

В работе [Струков, 2013] авторы приводят подробное описание системы прогноза волнения и дают результаты оценки качества модели на основании сравнения данных моделирования с данными о волнении со спутников (рис. 1.4.2). При прогнозе на 1 сутки среднеквадратическая ошибка составила 0.36 м, коэффициент корреляции 0.87, но с увеличением заблаговременности ошибки увеличиваются.

Показатели качества прогнозов SWH по трём морям за период 15.04–30.11 2011 г.

Сутки прогноза	Количество сравнений с наблюдениями	ME, м	RMSE, м	P, %	CW	CeWV
Черное море						
1	5637	0,01	0,36	87,3	0,87	0,48
2	5637	-0,01	0,40	83,3	0,83	0,57
3	5637	-0,03	0,44	81,3	0,80	0,61
4	5637	-0,04	0,50	76,4	0,74	0,67
5	5637	-0,09	0,56	71,6	0,65	0,71

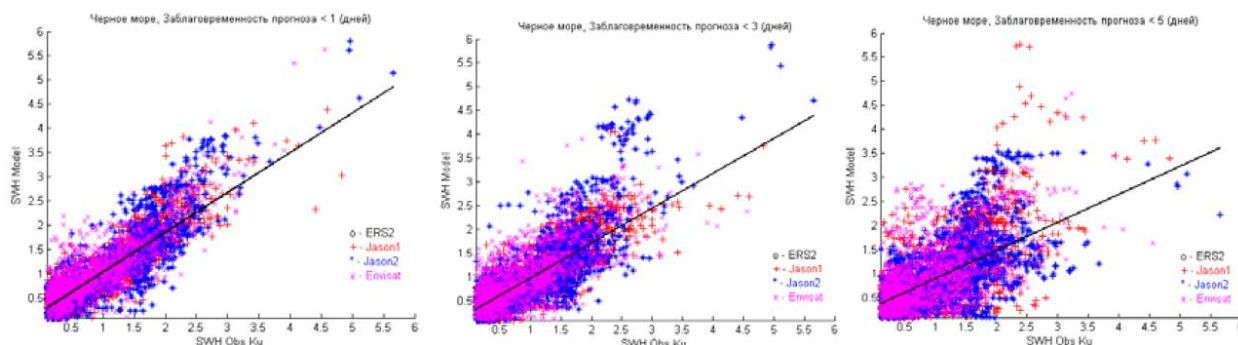


Рис. 1.4.2. Оценки качества прогнозов волнения по данными спутников с различной заблаговременностью [Струков, 2013].

Информационная продукция прогностической системы распространяется на регулярной основе посредством интернет-технологий: в цифровом виде – через систему распределенных баз данных ЕСИМО и в графической форме через сайт <http://hmc.meteorf.ru/sea/index.html>.

Соответствующее веб-приложение дает возможность просматривать «мгновенные» поля основных параметров ветрового волнения на интервале прогноза 0–120 ч с дискретностью 3 ч, а также их анимацию как для всего Мирового океана, так и для его частей [Зеленько, 2014].

Также существует ряд зарубежных прогностических систем, предоставляющих информацию о параметрах волнения в Черном море. Одной из таких систем является Греческая (National & Kapodistrian University of Athens School of Physics) [www.forecast.uoa.gr], в которой используется модель WAM и форсинг SKIRON. Продукция данной системы представлена на рис. 1.4.3. Данная система включает в себя Средиземное море и Азово-Черноморский регион. Также доступны прогнозы по некоторым из Средиземноморских морей на сетке высокого разрешения (рис. 1.4.4). Однако для прибрежной зоны Черного моря более подробный прогноз волнения отсутствует.

Турецкая система прогнозов Metu3 также включает в себя Черное море [https://www.mgm.gov.tr]. Пример прогноза высоты волн приведен на рис. 1.4.5. Для прибрежной зоны Черного моря более подробный прогноз волнения отсутствует.

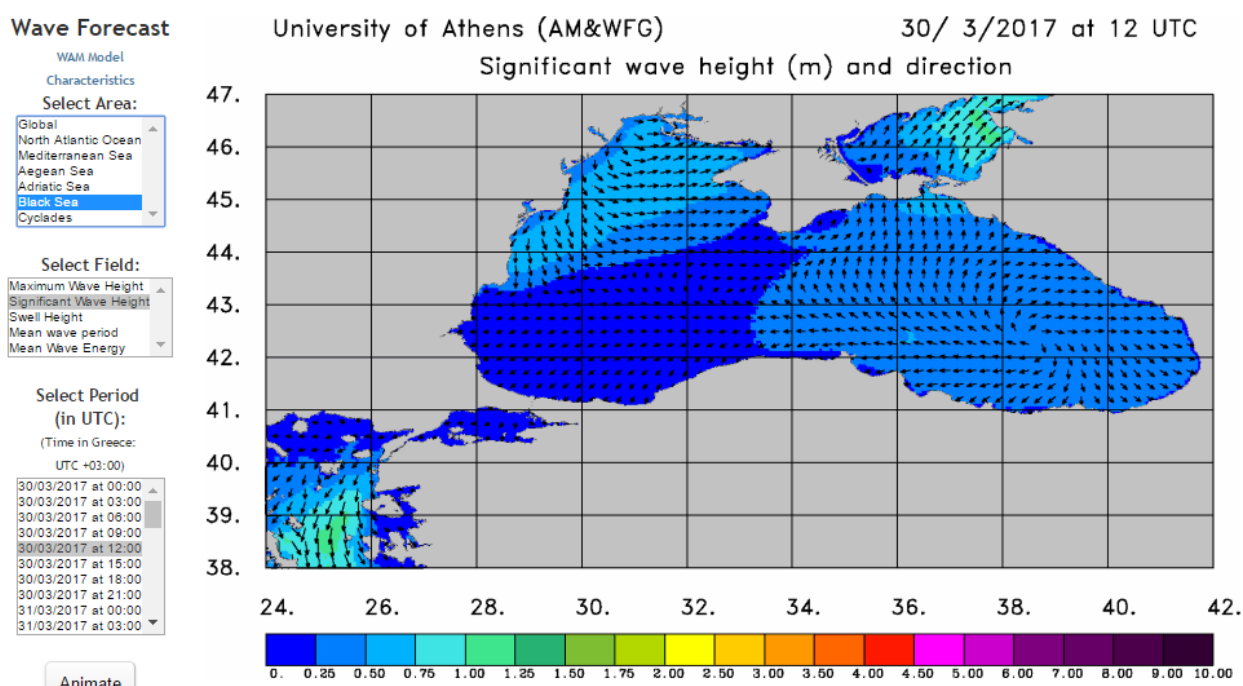


Рис. 1.4.3. Прогноз высоты значительных волн в Черном море по данным греческой системы [www.forecast.uoa.gr].

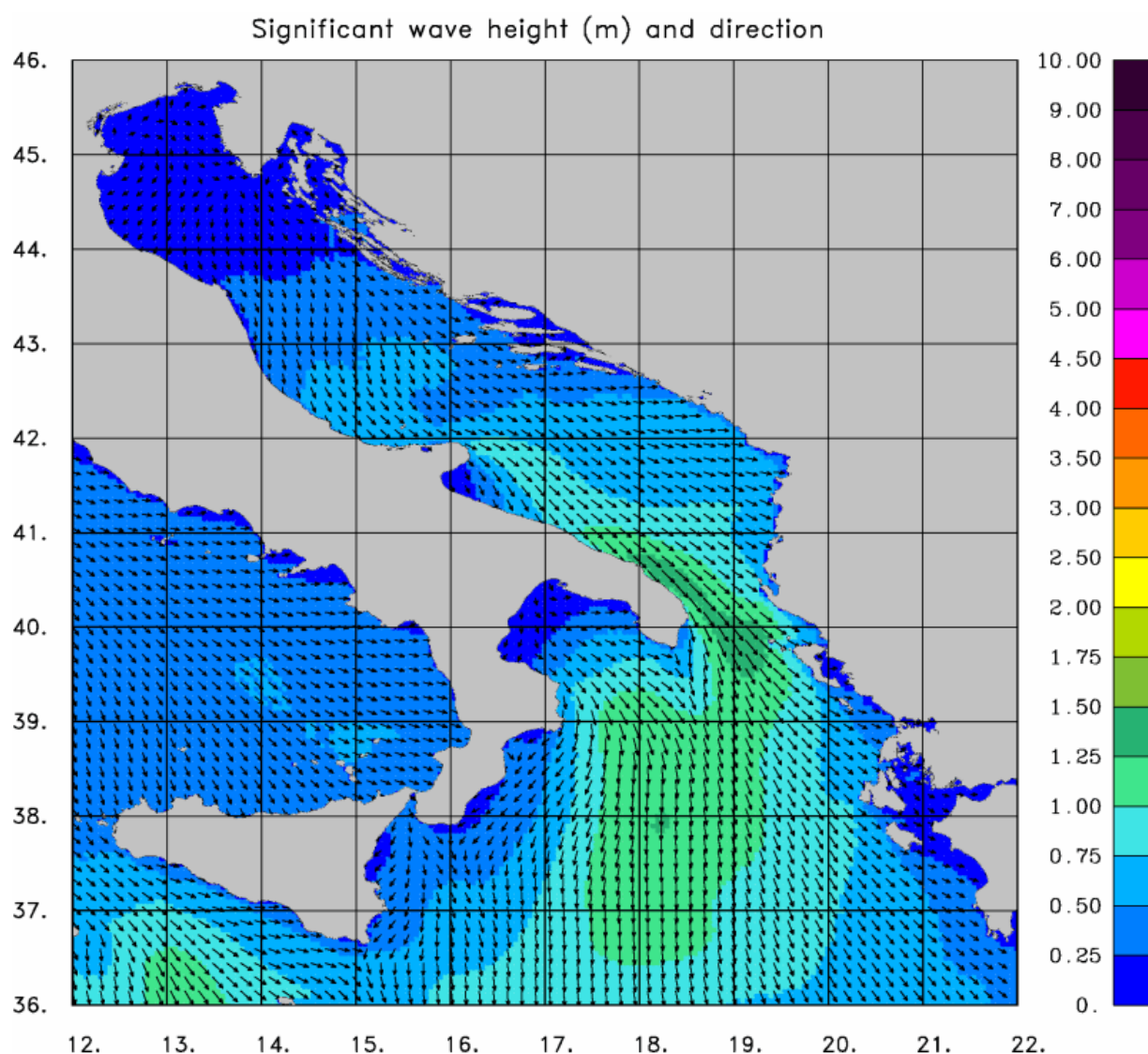


Рис. 1.4.4. Прогноз высоты значительных волн в Адриатическом море по данным греческой системы [www.forecast.uoa.gr].



EMEDIT

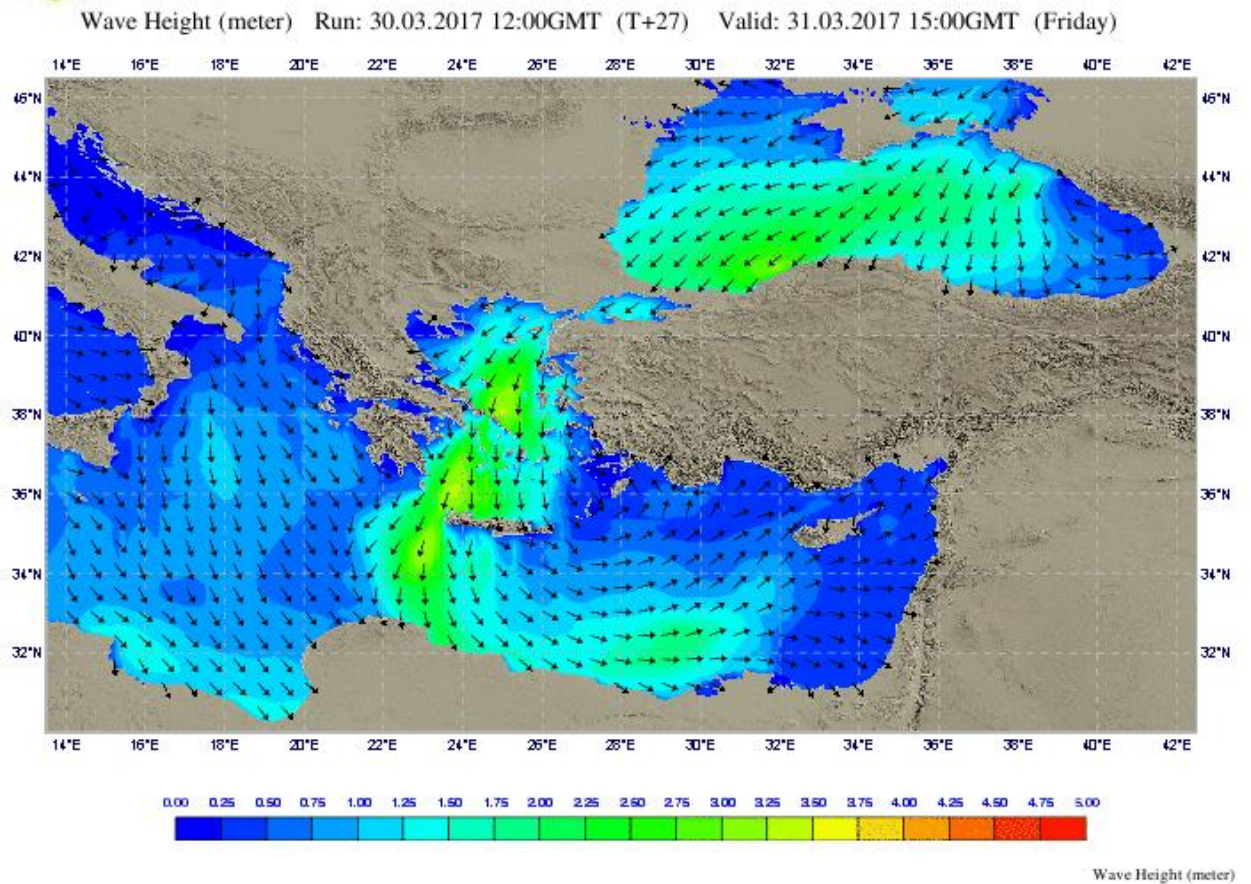


Рис. 1.4.5. Прогноз высоты значительных волн в Черном море по данным турецкой системы [<https://www.mgm.gov.tr>].

Однако не менее важным представляется прогноз параметров ветрового волнения с высоким пространственно-временным разрешением для отдельных, сравнительно небольших прибрежных акваторий Черного моря, в частности, – для Российского побережья.

Глава 2. Данные, использованные в исследовании

2.1 Данные о скорости и направлении ветра

От качества входных полей ветра (ветрового форсинга) напрямую зависит результат моделирования ветрового волнения, особенно для регионального анализа или прогноза волнения. Наилучшим вариантом при выборе ветрового форсинга являются данные метеостанций. Однако, при моделировании волнения на акватории Черного моря существует возможность использовать лишь некоторое количество метеостанций по берегу моря, но над морем данные отсутствуют. При таком распределении данных получить качественный диагноз волнения невозможно. В случае регионального диагноза и прогноза волнения на сравнительно небольшой акватории данная проблема также сохраняется, ввиду наличия в модели открытых границ, где необходимо задать граничные условия на вход (высота, направление, период, длина волн или спектр волнения). Например, для корректной работы региональной модели волнения на акватории Цемесской бухты необходимо знать параметры ветровых волн и зыби на входе в бухту, а зыбь сюда может приходиться с расстояния несколько тысяч километров от места зарождения. Для решения вышеизложенной проблемы единственным выходом является использование модельных данных о ветре - это реанализы и прогнозы ветра высокого разрешения.

В данной работе используются данные американского Национального центра исследований окружающей среды – реанализа высокого разрешения NCEP/CFRSR (National Center of Environment Prediction / Climat Forecast System Reanalysis). Данные этого реанализа доступны на сетке $\sim 0.3^\circ$ с 1979 по 2010 г. и на сетке $\sim 0.2^\circ$ с 2011 г. по настоящее время. В работе используются поля ветра на высоте 10 м с дискретностью по времени 1 час. Подробное описание реанализа NCEP/CFRSR приведено в работе [Saha et. al.

2010]. Глобальные поля ветра реанализа NCEP/CFRSR доступны в открытом доступе на сайте [CFRSR] в формате grib2. Для использования этих данных в волновой модели Черного моря из глобальных полей вырезалась область, соответствующая акватории Черного моря. Затем данные конвертировались в формат ASCII. Обработка данных производилась при помощи программы wgrib2.exe, которая предназначена для обработки полей в формате grib2 и доступна на сайте (www.noaa.gov). На рис. 2.1.1 представлен пример поля ветра из данных реанализа с шагом $\sim 0.3^\circ$ для 6 марта 2010 г. 07:00.

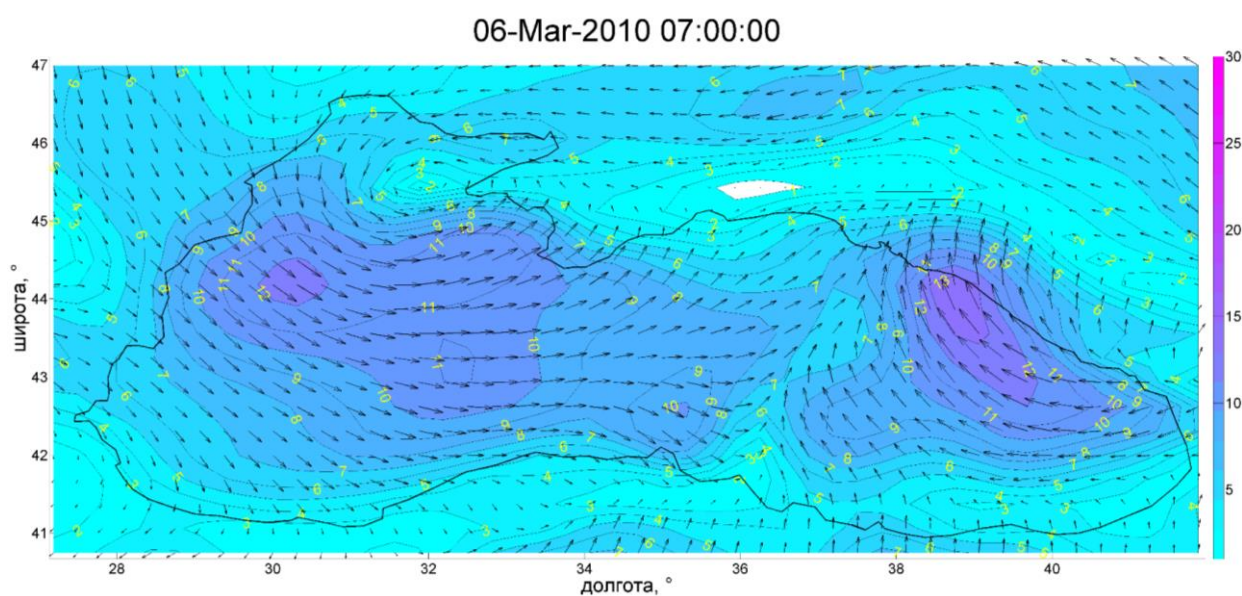


Рис. 2.1.1. Скорость (м/с) и направление ветра по данным реанализа NCEP/CFRSR ($\sim 0.3^\circ$) над акваторией Черного моря 6 марта 2010.

Для оценки качества данные о приземном ветре из реанализов сравнивались с данными метеорологических станций сети Росгидромета, расположенных на берегу Черного моря в исследуемом регионе. Качество реанализа NCEP/CFRSR уже оценивалось (Saha et al. 2010; Lindsay et. al. 2014; Акринар, 2016) и признается вполне удовлетворительным, но для каждой конкретной области необходима отдельная проверка и в ряде случаев введение поправочных коэффициентов. Также довольно проблемными для реанализов являются области над крупными водными объектами, ввиду недостаточного покрытия таких районов данными наблюдений.

Для оценки качества данных реанализа NCEP/CFRSR в черноморском регионе были использованы сетевые метеостанции Росгидромета: Анапа, Новороссийск и Геленджик, данные которых доступны на интернет ресурсах (www.rp5.ru и www.meteo.infospace.ru). Данные метеостанций имеют дискретность по времени 3 часа, период был выбран с 2010 по 2012 год. На рис. 2.1.2 и 2.1.3 приведены примеры сравнения для компонент ветра U (восточная) и V (северная). Из реанализа были взяты данные с ближайшего к метеостанции узла сетки, находящиеся в 10-20 км со стороны моря. Как видно из сравнения, реанализ NCEP/CFRSR в целом совпадает с данными метеостанций.

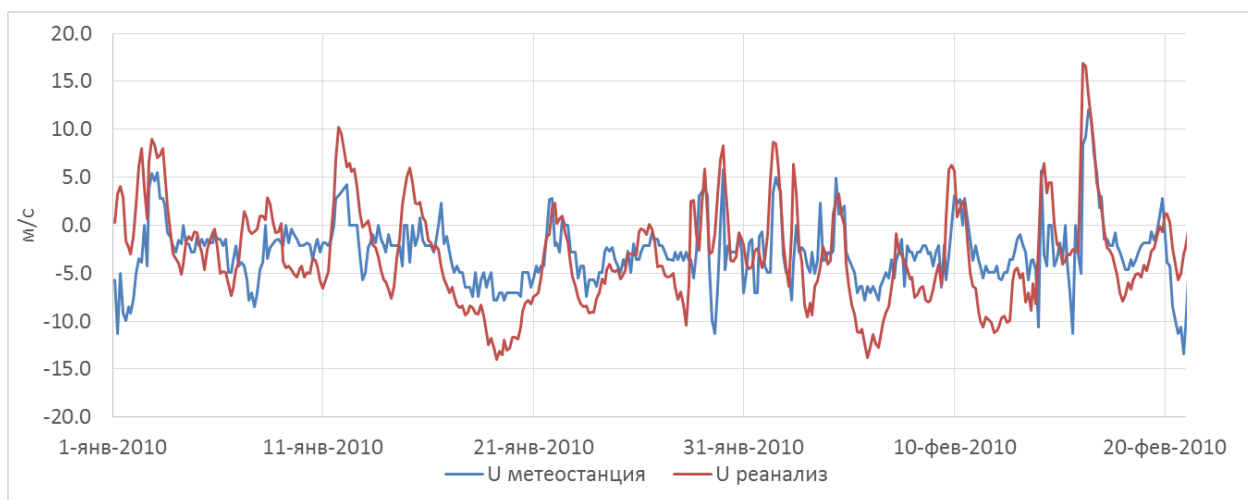


Рис. 2.1.2. Сравнение U (восточной) компоненты скорости ветра по данным метеостанции в Анапе и реанализа NCEP/CFRSR.

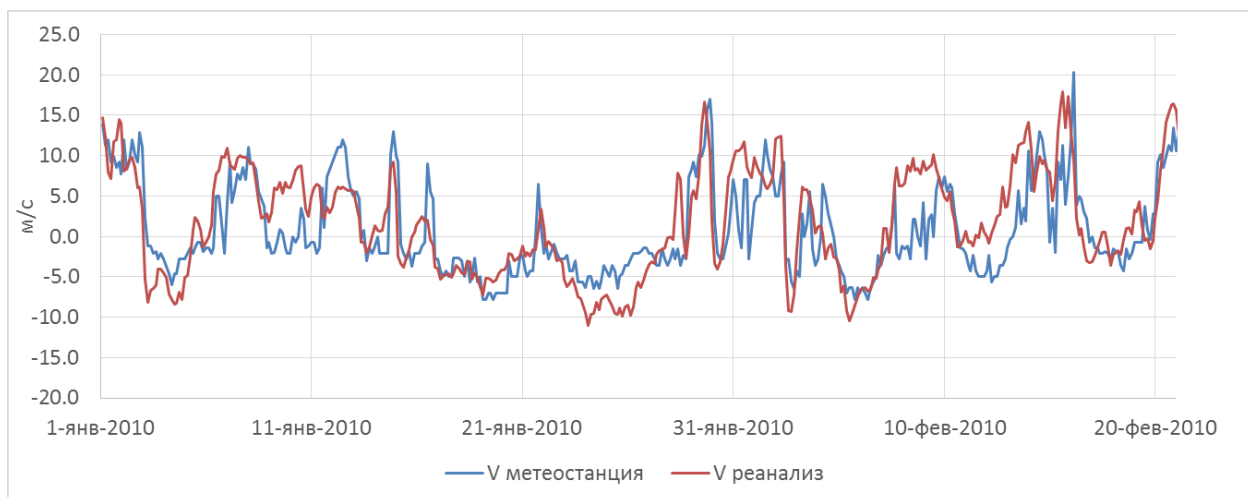


Рис. 2.1.3. Сравнение V (северной) компоненты скорости ветра по данным метеостанции и реанализа NCEP/CFSR в Анапе.

Далее был проведен статистический анализ по результатам сравнения скорости ветра по данным реанализа и метеостанций. Для вычисления систематической ошибки из данных о скорости ветра по метеостанции вычитались значения скорости по реанализу. В результате, данные по ветру реанализа CFSR имеют практически линейное занижение модуля скорости ветра при больших абсолютных значениях от 8 до 20 м/с (рис. 2.1.4-2.1.5).

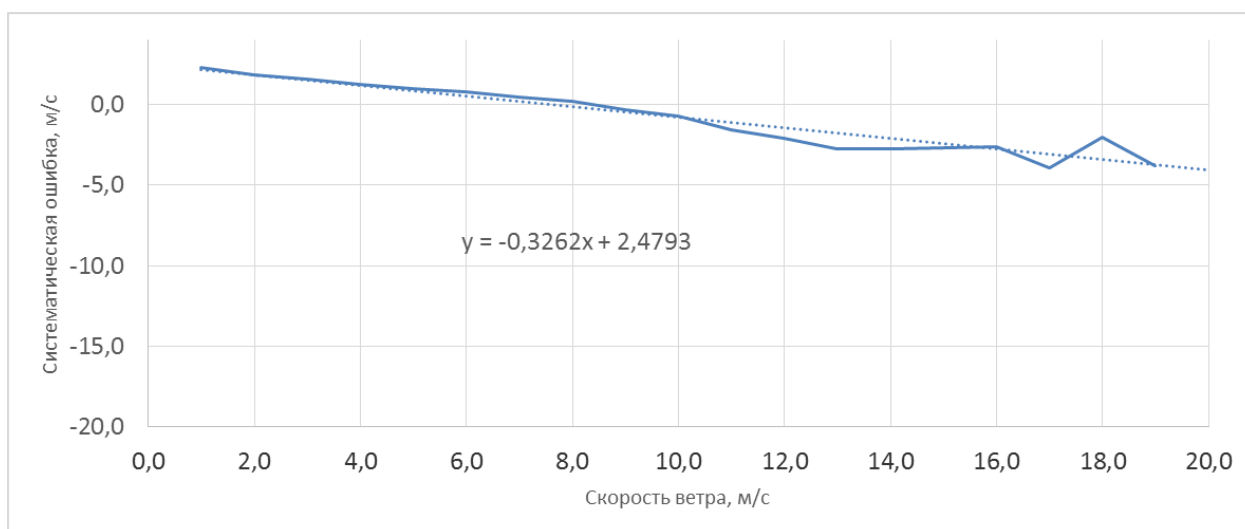


Рис. 2.1.4. Распределение систематической ошибки скорости ветра в зависимости от абсолютных значений скорости ветра по данным наблюдений в Анапе.

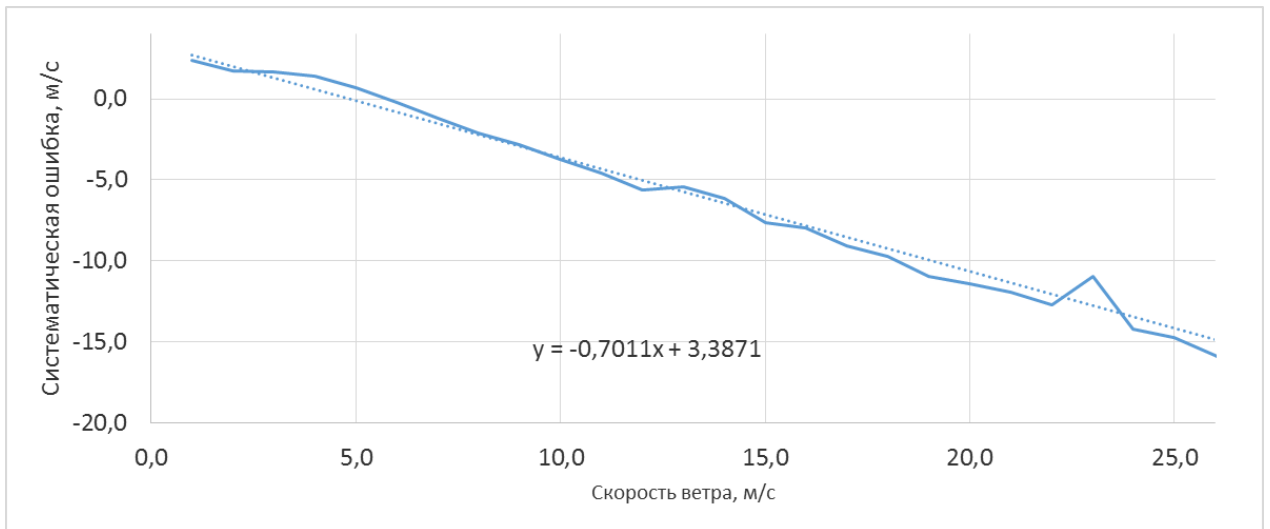


Рис. 2.1.5. Распределение систематической ошибки скорости ветра в зависимости от абсолютных значений скорости по данным наблюдений в Новороссийске.

В работе [Van Vledder, 2015] проведено сравнение данных о скорости ветра из реанализа NCEP/CFSR со спутниковыми данными. В работе показано, что среднеквадратическая ошибка данных реанализа меняется на акватории Черного моря от 0 до 3 м/с (рис. 2.1.6). Систематическая ошибка на большей части моря составляет около -1 м/с и также меняется в пространстве, что не дает оснований домножать данные реанализа на какой-то фиксированный коэффициент для улучшения результатов моделирования волнения [Van Vledder, 2015].

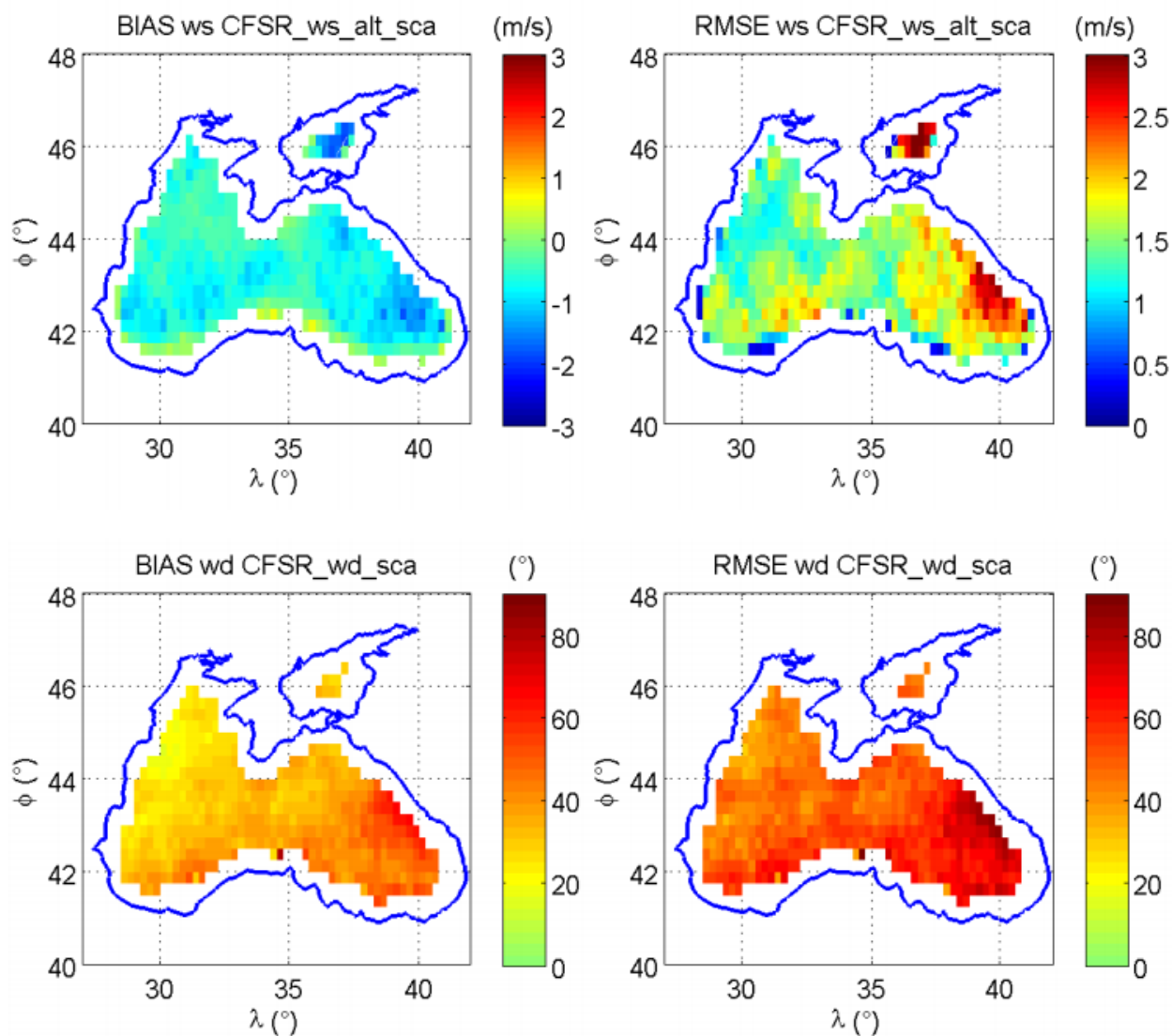


Рис. 2.1.6. Среднеквадратическая и систематическая ошибка для реанализа NCEP/CFSR в сравнении с данными скаттерометров [Van Vledder, 2015].

Для прогноза параметров ветрового волнения в качестве источника прогностических полей ветра использовались данные проекта GFS (Global Forecast System, США) [GFS]. Данный проект реализуется в рамках NOAA, в разработке участвовали многие научно-исследовательские институты, а также NCEP/NCAR [NCEP]. В основе системы GFS лежит спектральная глобальная модель атмосферы, базирующаяся на полных уравнениях гидротермодинамики Навье-Стокса, модель гидростатическая, хотя крупномасштабная конвекция (ВЗК, тропические ураганы) рассчитывается явно; выходная продукция - около 300 прогностических полей метеорологических величин. Одна из наиболее современных версий модели

(2010 г.) характеризуется очень высоким пространственным разрешением для глобальной модели: ~27 км шаг горизонтальной сетки, 50 вертикальных сигма-уровней; GFS модель обновляется четыре раза в сутки (00:00, 06:00, 12:00 и 18:00 UTC) на 384 часа. Начиная с июля 2010 г. модель обновляется с разрешением 27 км (ранее 35 и 50 км) на 192 часа; на срок 384 часа реализуется схема с пространственным разрешением 100 км и 30 сигма-уровнями. Файлы с данными GFS, которые на данный момент предоставляются NOAA в открытом доступе, имеют пространственное разрешение в 0.5° (примерно 50 км) и 40 вертикальных уровней (на стандартных изобарических поверхностях); поля анализа GFS, а также прогностические поля этой модели могут быть успешно использованы в качестве начальных данных для мезомасштабных моделей океана и атмосферы.

С февраля 2015 г. в открытом доступе стали доступны прогностические поля ветра GFS с шагом по пространству 0.25° . Улучшение пространственного разрешения глобальной спектральной модели произошло благодаря увеличению вычислительных мощностей и изменению архитектуры компьютеров NCEP [GFS].

Для получения метеорологического прогноза высокого разрешения можно использовать **мезомасштабную модель WRF** [WRF-ARW; Торопов, 2014].

Модель WRF – это мезомасштабная прогностическая модель и система ассимиляции данных нового поколения. Создание WRF является результатом совместной работы многих научных организаций, руководимых Национальным центром атмосферных исследований (NCAR) США. Модель разработана для исследования атмосферных процессов и явлений среднего пространственного масштаба, в частности, мезомасштабных систем осадков. Она включает в себя передовые технологии численного моделирования и ассимиляции данных, возможности расчета на вложенных сетках и усовершенствованные методы параметризации физических процессов. WRF

может быть использована для выполнения широкого круга задач: от изучения идеализированных циркуляционных систем (конвекция, бароклинные волны) до прогнозирования погоды в оперативном режиме, с преимущественным применением на пространственных сетках с шагом 1–10 км. Инфраструктура программного обеспечения WRF Software Framework включает в себя динамические ядра (dynamic solvers), связанные с ними пакеты физических параметризаций и программы для их запуска. В модели WRF представлены два динамических ядра. Первое, Advanced Research WRF (ARW), решает задачи для ограниченной территории в декартовой системе координат, и является разработкой Национального центра атмосферных исследований (NCAR). Второе, Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM), произведено в Национальном центре прогнозов окружающей среды (NCEP) США, и имеет существенное отличие от ARW, хотя многие параметризации физических процессов могут использоваться для решения на обоих ядрах [Торопов, 2014].

Модель WRF-ARW, как правило, рекомендуется для прогнозирования по следующим причинам:

- наличие кодов программных модулей данной прогностической модели в свободном доступе;
- удобство и простота использования, а также возможность настройки параметризаций физических процессов;
- удобство и простота настройки вложенных расчетных областей;
- при вышеперечисленных технологических удобствах, точность воспроизведения метеорологических полей с помощью модели WRF не уступает, а зачастую и превосходит другие мезомасштабные схемы.

2.2 Данные о рельефе дна Черного моря

Качественная батиметрическая основа является обязательным условием для успешного моделирования ветрового волнения в прибрежной зоне. Создание цифровой модели рельефа дна выбранного района является одним из самых продолжительных и трудоемких этапов при подготовке математической модели к тестированию. Цифровая модель (база данных) рельефа дна создается путем оцифровки растровых (отсканированных) листов батиметрических карт моря при помощи специализированного программного обеспечения. Шаг между узлами сетки для моделирования не должен превышать шага, с которым на исходной батиметрической карте присутствуют отметки глубин. Это условие должно быть выполнено, так как при использовании более грубых батиметрических карт может привести к отсутствию в модели некоторых особенностей подводного рельефа и, следовательно, к ошибкам при моделировании.

Для нашей задачи были выбраны карты, изданные Главным управлением навигации и океанографии Министерства обороны России. Например, карта "Подходы к Новороссийску и Геленджику" масштаба 1:50 000 имеет шаг между отметками глубин порядка 1 км (рис. 2.2.1), другая карта "Порт Новороссийск" масштаба 1:25 000, имеет шаг порядка 100-200 м (рис. 2.2.2). Также на картах нанесены изобаты 0, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 300, 500, 1000, 1500, 2000 м. Данные о береговой линии и отметках глубин на весь бассейн получены с карты «Черное и Азовское моря» (рис. 2.2.3).

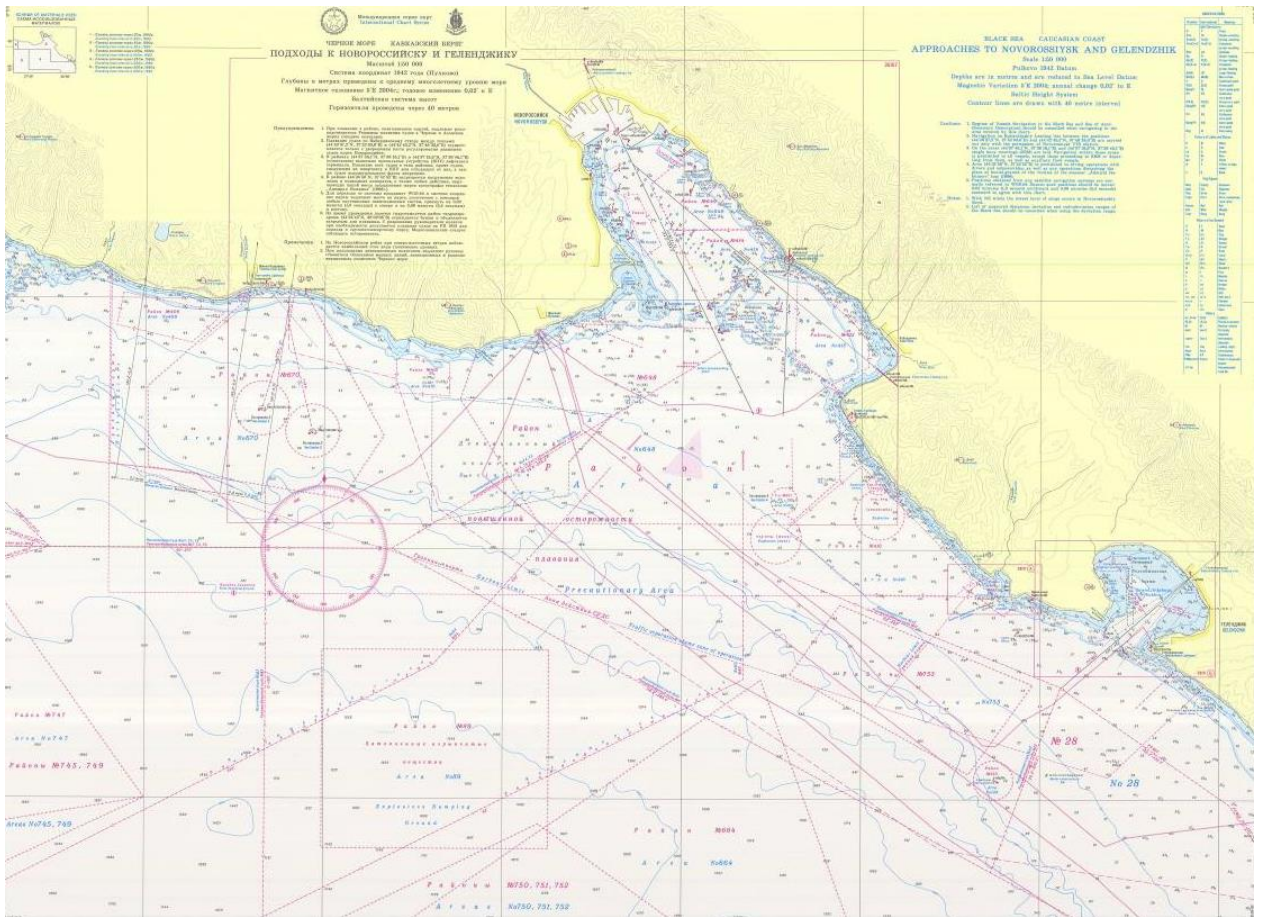


Рис. 2.2.1. Батиметрическая карта "Подходы к Новороссийску и Геленджик".



Рис. 2.2.2. Батиметрическая карта "Порт Новороссийск".

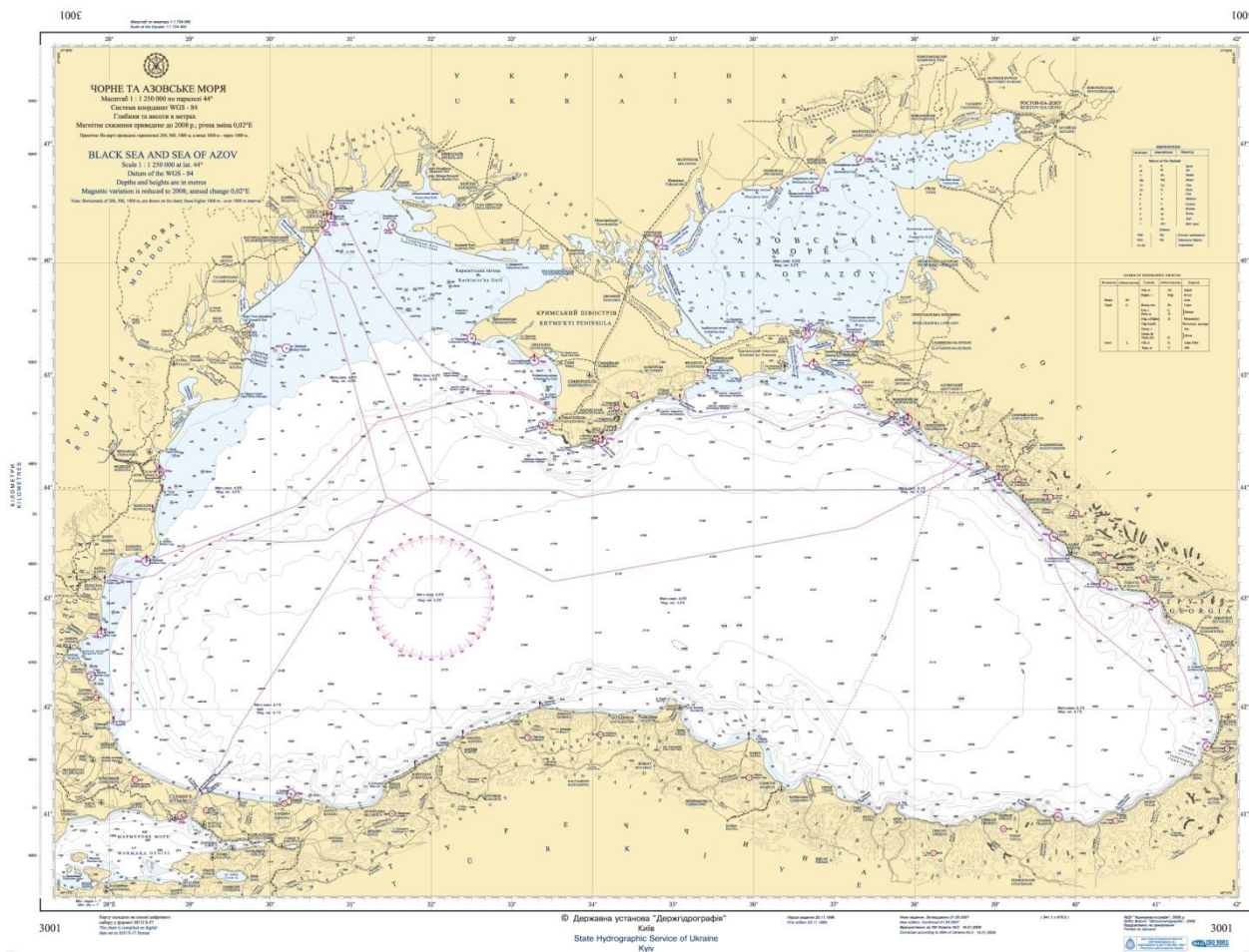


Рис. 2.2.3. Батиметрическая карта "Черное и Азовское моря".

Оцифровка (векторизация) растрового изображения карт проводилась с помощью программы Golden Software Surfer 11. На рис. 2.2.4 представлен процесс векторизации растровой батиметрической карты "Порт Новороссийск". В результате из двух карт для Цемесской бухты было оцифровано 1600 отметок глубин. Также была оцифрована береговая линия с шагом 100 м в районе Новороссийска и с шагом порядка 5 км для всего Черного моря с общей карты Черного моря (рис. 2.2.3). С общей карты Черного моря были оцифрованы отметки глубин и изолинии.

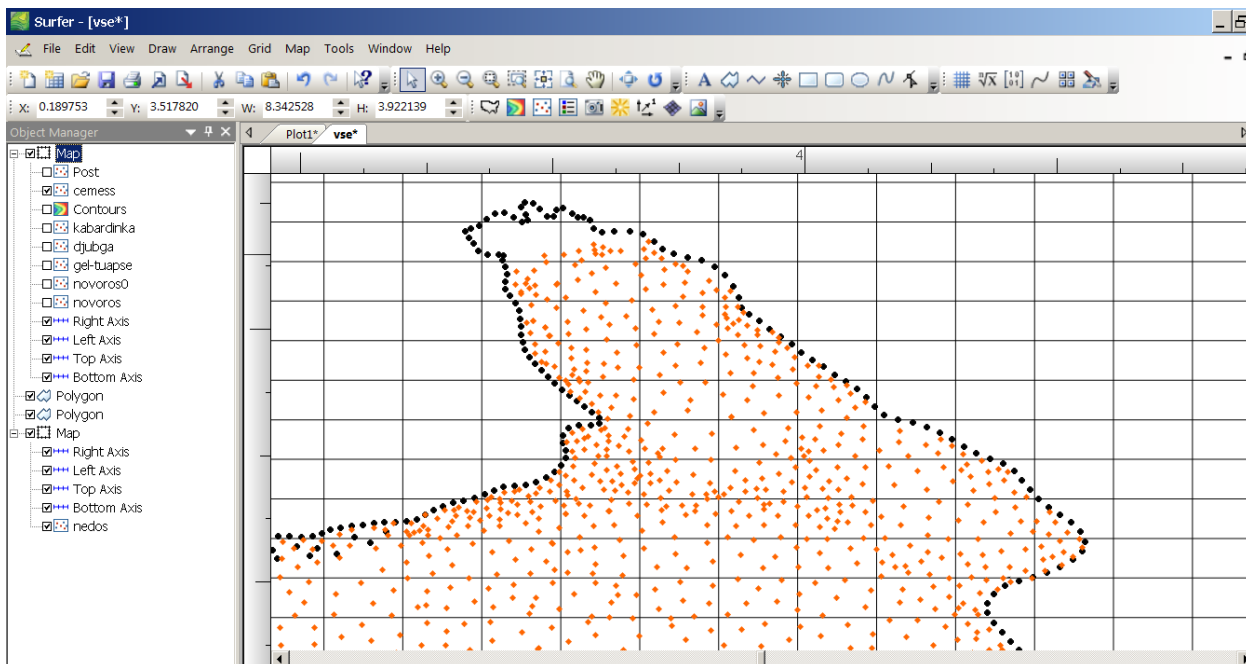


Рис. 2.2.4. Оцифровка растрового изображения батиметрической карты.

В результате оцифровки остальных навигационных карт для исследуемых шельфовых зон были получены данные 13 тысяч отметок глубин, которые стали основой для создания вычислительной сетки для волновой модели (рис. 2.2.5-2.2.6). Примеры построения цифровой модели рельефа дна для северо-восточного побережья Черного моря и Керченского пролива приведены на рис. 2.2.7-2.2.8.



Рис. 2.2.5. Оцифрованные с карты отметки глубин для Керченского пролива

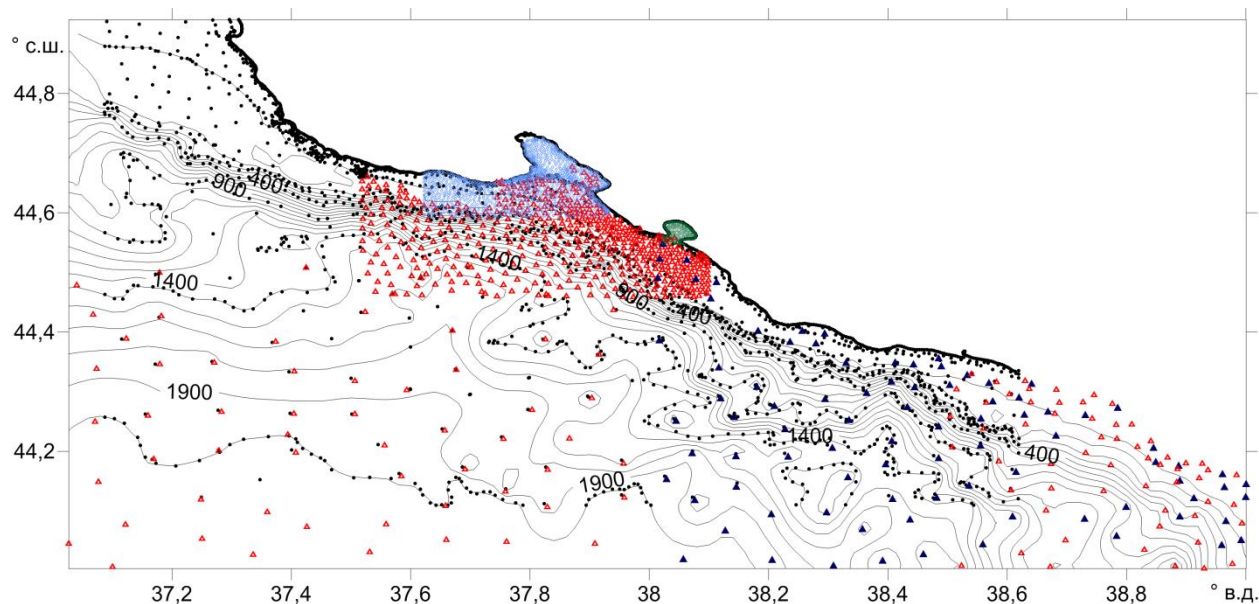


Рис. 2.2.6. Результаты оцифровки навигационных карт. Разным цветом обозначены данные с карт разного масштаба.

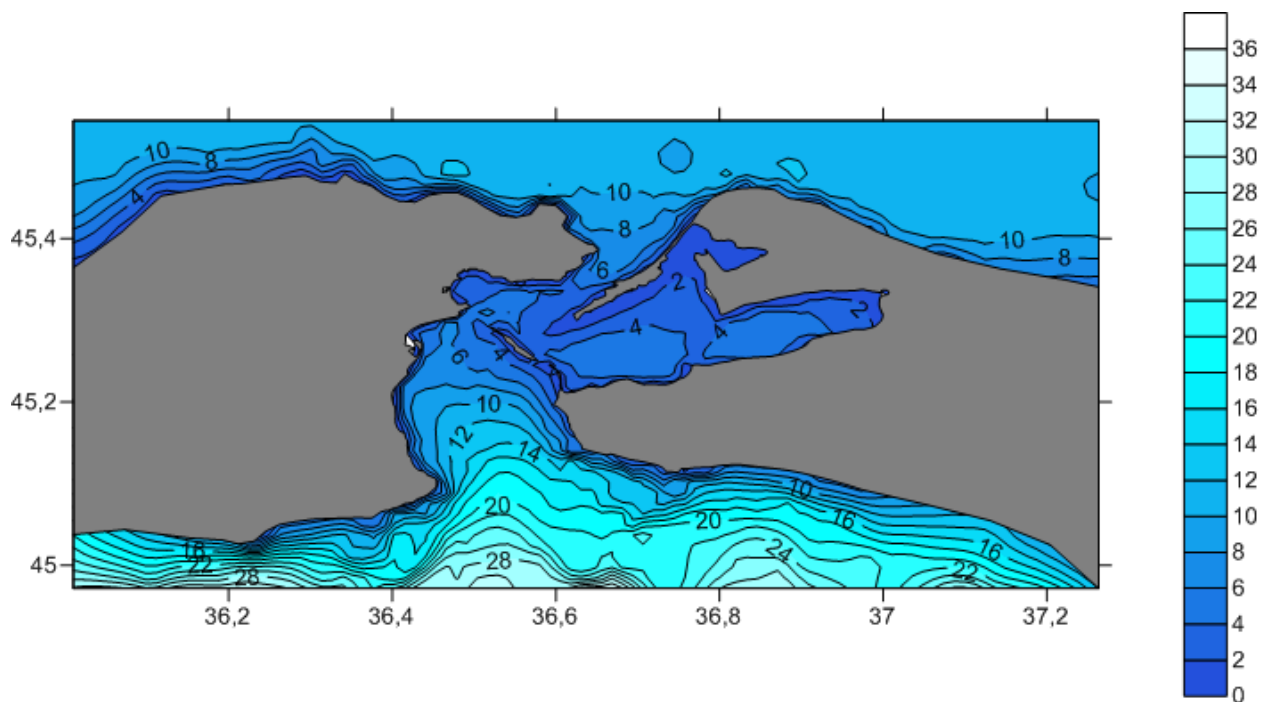


Рис. 2.2.7. Цифровая модель рельефа дна Керченского пролива.

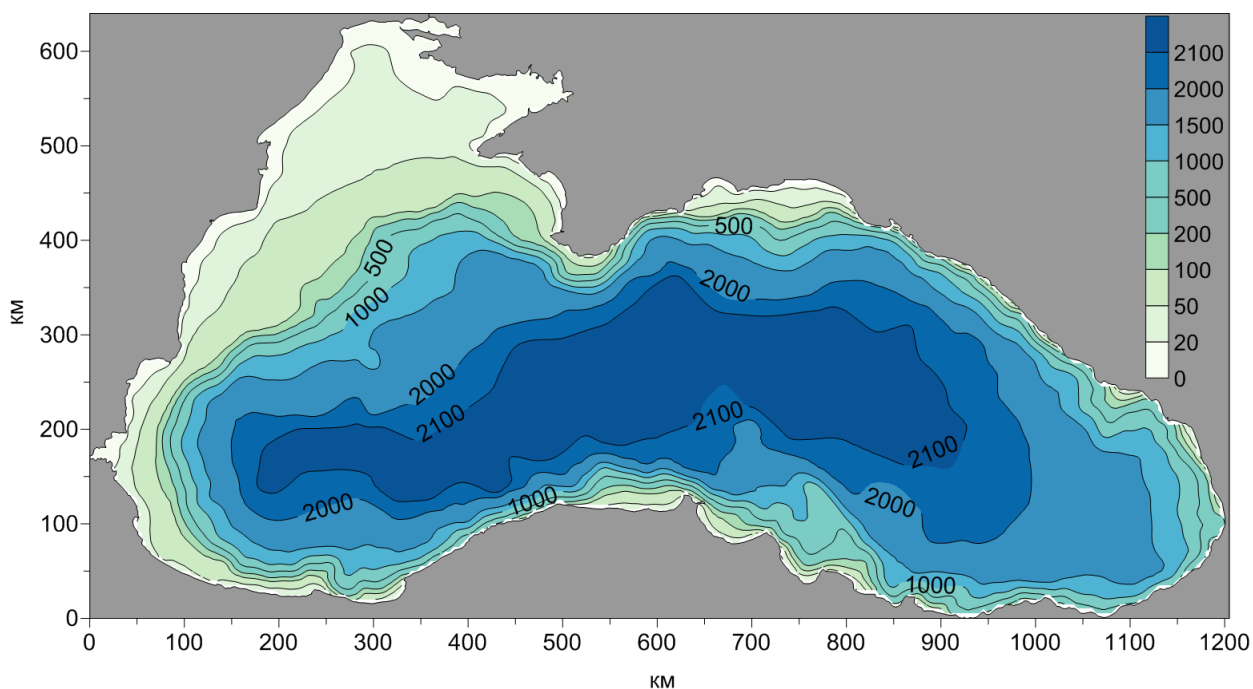


Рис. 2.2.8. Цифровая модель рельефа дна Черного моря.

2.3 Инструментальные данные наблюдений за волнением

Для верификации и калибровки волновых моделей, как правило, используются данные прямых инструментальных измерений волнения, получаемых при помощи волновых буев, лазерных и ультразвуковых уровнемеров, волномерных реек, датчиков гидростатического давления и др. [Наставления 1984, Ивонин и др. 2013]. Также распространено использование данных спутниковой альтиметрии, позволяющей получать оценки высоты значительных волн вдоль трека пролета спутника [Лаврова, 2011, Janssen, 2006]. Реже используются судовые визуальные оценки волнения, так как их точность уже недостаточна для калибровки современных моделей.

В работе в качестве прямых измерений волнения использовались данные волнового буя DWRG-4 (Datawell), лазерного уровнемера LD90-3200HiP (Riegl), ультразвукового волнографа LOG_aLevel (General Acoustics).

Наиболее продолжительный ряд данных был получен с лазерного уровнемера Riegl, установленного в Цемесской бухте на конце

нефтеналивного терминала нефтепорта «Шесхарис» (рис. 2.3.1). Данный прибор измеряет высоту значительных волн с дискретностью по времени 15 мин и заявленной точностью 2 см. Массив данных содержит измерения за 2010, 2011 и 2012 годы с небольшими перерывами и суммарно в нем имеется около 150 000 записей. Пример изменения высоты значительных волн по данным измерителя Riegl приведен на рис. 2.3.2. Данные были предоставлены А.И. Пономаревым (Гидрометеорологическое бюро «Новороссийск»).

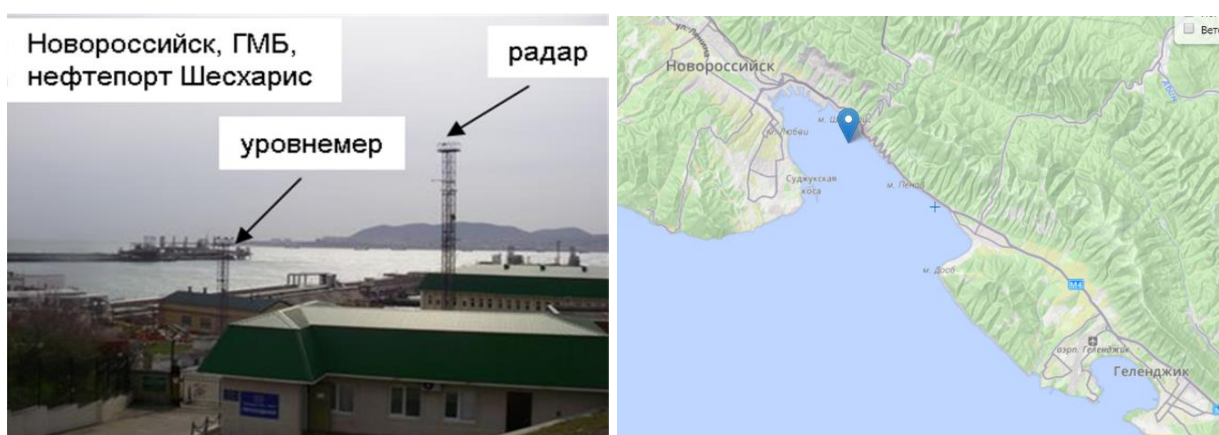


Рис. 2.3.1. Расположение измерителя волнения уровнемера Riegl.

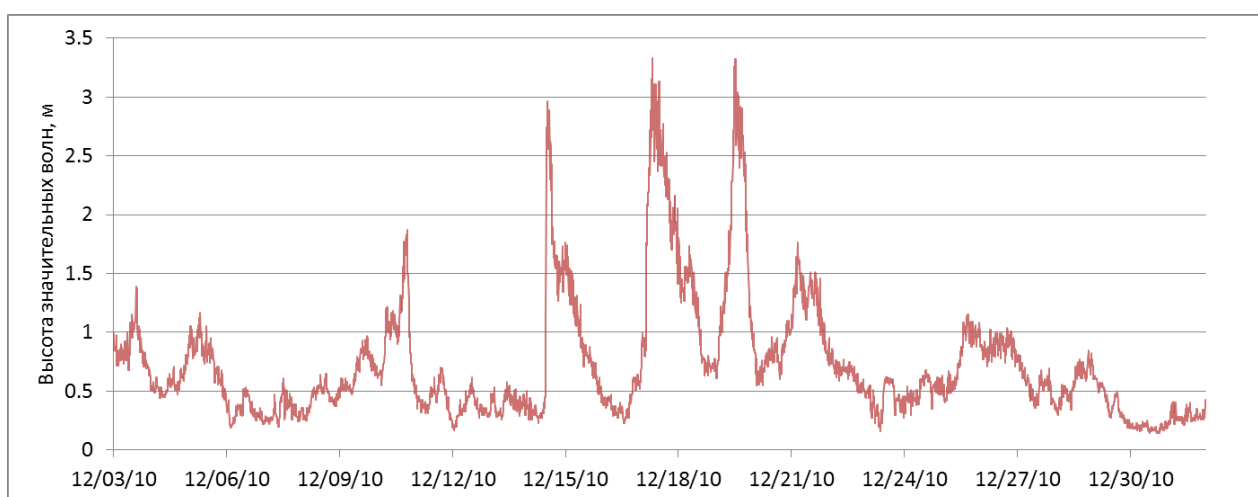


Рис. 2.3.2. Фрагмент ряда данных измерителя волнения в Цемесской бухте за декабрь 2010 г.

Волновой буй DWRG-4 фирмы Datawell устанавливался эпизодически.

Например, с 2 по 4 февраля 2013 г. в центре Голубой бухты (рис. 2.3.4). Для измерений волнения буй определяет свое вертикальное положение при помощи GPS антенны. Данные пересылаются на берег по встроенному GSM модему раз в 30 минут. Заявленная точность определения высоты волн составляет 1-5 см.

Ультразвуковой волнограф LOG_aLevel фирмы General Acoustics устанавливается на время летних экспедиций на пирсе Голубой бухты [Медведев, 2015]. Данный прибор имеет высокое временное разрешение 5 Гц и точность 1 см. Глубина в месте установки составляет 6 м.

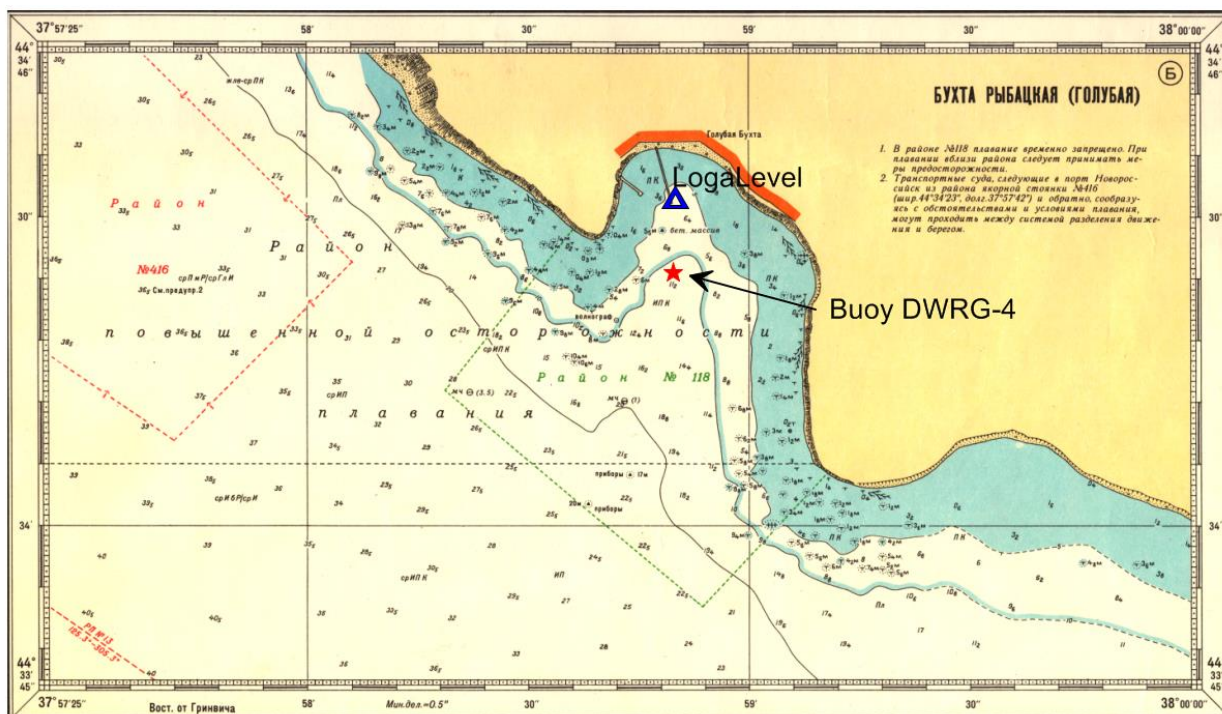


Рис. 2.3.4. Схема расположения волнового буя и ультразвукового волнографа в Голубой бухте (Геленджик).

Также использовались данные измерений, полученные с помощью волнового буя DATAWELL в рамках программы NATO TU-WAVES Project, предоставляемые на сайте www.coastdyn.ru. Ряды данных включают период наблюдений за 1996-2003 годы с перерывами. Данные предоставляются в виде таблиц, содержащих такие параметры как: дата и время, максимальная

высота волн, максимальный период, высота значительных волн, средняя высота волн и др. (рис. 2.3.5).

Запись данных №: 0										
№ станции: W0203										
Географические координаты:										
Тип: Точка										
Координаты: Широта: 44.5053 Долгота: 37.97833										
Временные координаты:										
Начальная Дата: 1-2-2003 0:0:0										
Конечная Дата: 1-3-2003 0:0:0										
Данные (количество объектов данных: 1)										
Номер объекта данных: 0 Тип: Primary Число наборов параметров: 285 Брак?: Нет										
Time	Mean Direction (degree)	Height Max. (centimeter)	Period Max. (centimeter)	Height 10% (centimeter)	Period 10% (second)	Height 30% (centimeter)	Period 30% (second)	Average Height (centimeter)	Average Period (second)	
1-2-2003 0:0:0	186[1]	207[1]	6.6[1]	185[1]	5.8[1]	157[1]	5.7[1]	102[1]	4.8[1]	
1-2-2003 1:0:0	185[1]	241[1]	6.1[1]	208[1]	5.8[1]	160[1]	5.6[1]	99[1]	4.7[1]	
1-2-2003 2:0:0	197[1]	233[1]	5.9[1]	178[1]	5.6[1]	151[1]	5.7[1]	97[1]	4.7[1]	
1-2-2003 3:0:0	232[1]	249[1]	4.2[1]	196[1]	5.5[1]	154[1]	5.6[1]	93[1]	4.3[1]	
1-2-2003 3:0:0	246[1]	338[1]	6[1]	262[1]	6.1[1]	206[1]	5.9[1]	130[1]	5.1[1]	
1-2-2003 4:0:0	245[1]	316[1]	6[1]	265[1]	6.3[1]	221[1]	6.2[1]	143[1]	5.2[1]	
1-2-2003 5:0:0	246[1]	413[1]	7.2[1]	348[1]	6.9[1]	275[1]	6.8[1]	172[1]	5.7[1]	
1-2-2003 6:0:0	252[1]	500[1]	7.9[1]	433[1]	7.6[1]	356[1]	7.4[1]	230[1]	6.4[1]	
1-2-2003 7:0:0	259[1]	639[1]	8.4[1]	521[1]	8.1[1]	418[1]	8.2[1]	265[1]	6.9[1]	
1-2-2003 8:0:0	260[1]	784[1]	9.1[1]	650[1]	9[1]	517[1]	9.1[1]	316[1]	7.6[1]	
1-2-2003 9:0:0	272[1]	1234[1]	10.3[1]	869[1]	10.3[1]	690[1]	10.3[1]	432[1]	8.9[1]	
1-2-2003 10:0:0	277[1]	959[1]	11.3[1]	862[1]	11.2[1]	692[1]	11.1[1]	413[1]	9[1]	
1-2-2003 11:0:0	273[1]	1011[1]	13.2[1]	833[1]	12.2[1]	684[1]	12.1[1]	449[1]	10[1]	
1-2-2003 12:0:0	280[1]	844[1]	11.2[1]	883[1]	11.7[1]	585[1]	11.8[1]	394[1]	9.7[1]	
1-2-2003 13:0:0	275[1]	726[1]	12.4[1]	635[1]	11.3[1]	537[1]	11.5[1]	346[1]	9.3[1]	
1-2-2003 14:0:0	280[1]	945[1]	11.2[1]	648[1]	11.6[1]	497[1]	11.3[1]	298[1]	8.9[1]	
1-2-2003 15:0:0	285[1]	641[1]	10.8[1]	501[1]	11[1]	407[1]	10.5[1]	261[1]	9[1]	
1-2-2003 16:0:0	300[1]	575[1]	10.3[1]	471[1]	10.4[1]	395[1]	10.8[1]	262[1]	9.5[1]	
1-2-2003 17:0:0	303[1]	614[1]	10.3[1]	437[1]	10.1[1]	347[1]	10.6[1]	226[1]	9.4[1]	
1-2-2003 18:0:0	296[1]	524[1]	9.6[1]	386[1]	10.4[1]	301[1]	10.3[1]	197[1]	9[1]	
1-2-2003 19:0:0	273[1]	493[1]	9.8[1]	365[1]	10.1[1]	301[1]	10.1[1]	193[1]	8.7[1]	
1-2-2003 20:0:0	262[1]	322[1]	9.6[1]	254[1]	9[1]	203[1]	9.3[1]	128[1]	7.2[1]	
1-2-2003 21:0:0	280[1]	394[1]	9.9[1]	285[1]	9.3[1]	218[1]	9.1[1]	137[1]	7.4[1]	
1-2-2003 22:0:0	280[1]	358[1]	8.9[1]	287[1]	9.1[1]	203[1]	8.8[1]	125[1]	7.1[1]	
1-2-2003 23:0:0	293[1]	294[1]	9.1[1]	229[1]	8.5[1]	186[1]	8.6[1]	115[1]	6.9[1]	
3-2-2003 12:0:0	230[1]	123[1]	4.4[1]	198[1]	4.5[1]	178[1]	4.6[1]	48[1]	3.7[1]	

Рис. 2.3.5. Таблица данных волнового буя DATAWELL, расположенного в Геленджике.

Для оценки качества моделирования в открытом море привлекались спутниковые данные. На сегодняшний день данные спутниковой альтиметрии представляют собой источник глобальной информации, применяющейся в различных приложениях: от мониторинга крупномасштабных океанских течений до изучения ветровых волн и зыби, их взаимодействия с ветром. Данные спутниковой альтиметрии используются для изучения волнового климата [Chelton, 1985]. В работе [Saleh Abdalla, 2011] для оценки точности данных альтиметрии использовался метод тройной коллокации. Также данные альтиметрии используются при разработке численных моделей расчета скорости ветра [Chelton, 1985; Saleh Abdalla, 2007] и периода волн [Badulin, 2014; Gommenginger, 2003].

В работе была использована база данных о параметрах ветровых волн, основанная на данных альтиметрии, в Черном и Азовском морях для

периода с 1985 по 2014 годы [Myslenkov, 2016]. В эту региональную базу данных вошли данные L2P, предоставляемые Европейским агентством космических инициатив Globwave [Globwave]. База данных включает в себя 21074 трека и всего содержит 875010 точек. Схема используемых данных альтиметров приведена на рис. 2.3.6. Спутник измеряет высоту волны и коэффициент обратного рассеяния в каналах Ku-band (диапазон длины волн 2.5-1.67 см, частоты 12-18 ГГц) и C-band (диапазон длины волн 7.5-3.75 см, частоты 4-8 ГГц). Данные о высоте волн, скорости приводного ветра и периоде волн предоставляются проектом Globwave с осреднением по умолчанию 1 секунда (приблизительно 6 км по пространству) и могут быть использованы для исследования взаимодействия ветра и волн. При составлении базы данных для Черного моря из данных Globwave также использовались флаги качества для высоты значительных волн и коэффициента обратного рассеяния. Флаги качества позволяют определить, каким данным можно доверять, а какие желательно отбраковать. Данные с хорошим флагом качества в свою очередь, делятся на приемлемые и гарантированно хорошие. Проверка и отбраковка данных проводилась в соответствии с рекомендациями [Saleh Abdalla, 2011], а также в соответствии с некоторыми неопубликованными методами, которые использует Satellite Observing Systems Ltd. [Globwave].

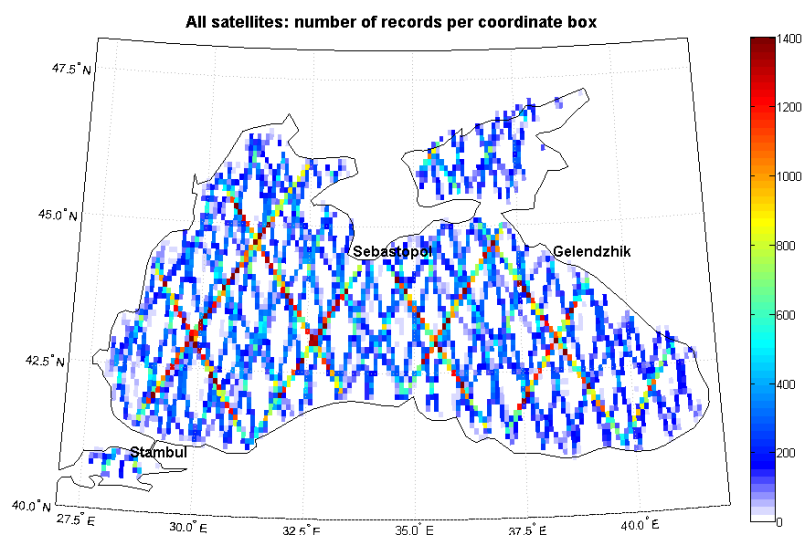


Рис. 2.3.6. Схема треков спутников Envisat, Jason1 и Jason2.

Для оценки качества прогнозов ветра и волнения использовались спутниковые данные альтиметра AltiKa, находящегося на борту спутника SARAL. Схема треков альтиметра AltiKa приведена на рис. 2.3.7. Данные о высоте значительных волн и скорости ветра имеют пространственное разрешение около 7 км и доступны на сайте [RADS]. За период с 7.02.2015 по 1.03.2015 из спутниковых данных было получено 4500 точек, находящихся не более чем в 10 км от узлов расчета модели SWAN. Среднеквадратическая ошибка вычисления высоты значительных волн альтиметрами обычно оценивается примерно в 0.3 м [Janssen, 2006]. В работе [Chravanjivi, 2016] приводятся результаты оценки качества альтиметра AltiKa и показано, что для высоты волн СКО составляет 0.21 м, систематическая ошибка -0.04 м, для скорости ветра 1.75 м/с и 0.25 м/с соответственно.

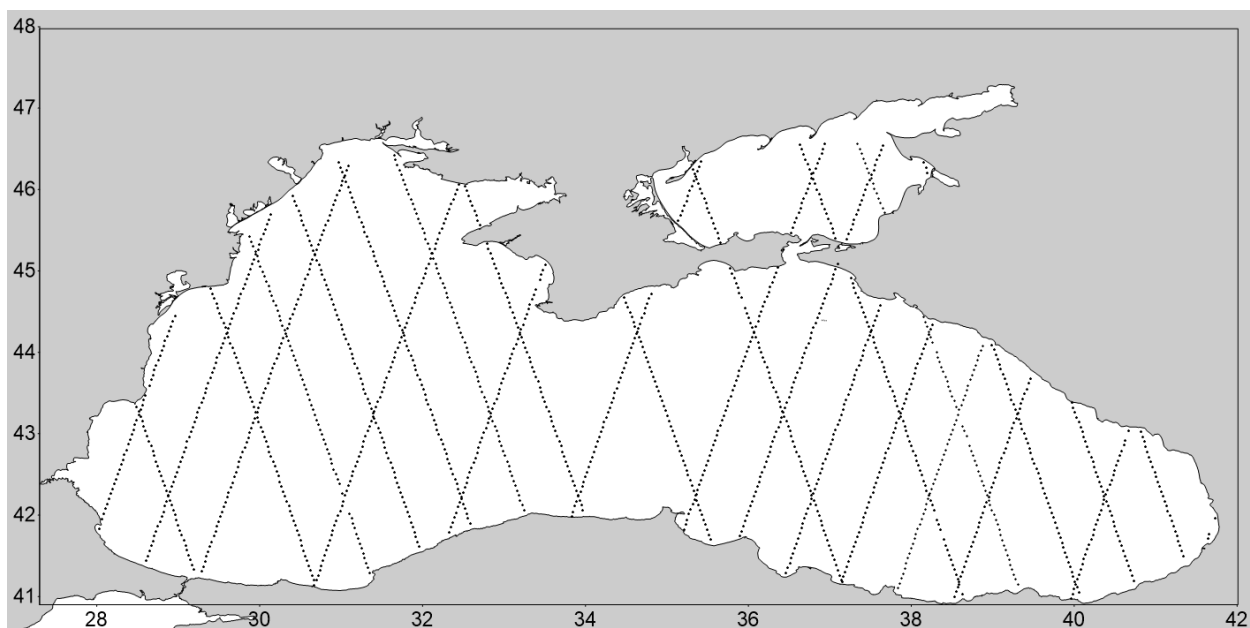


Рис. 2.3.7. Схема треков альтиметра AltiKa за февраль 2015 г.

2.4 Настройка модели для акватории Черного моря

Управление моделью SWAN осуществляется через файл настроек INPUT [SWAN, 2007]. Пример такого файла для диагностических расчетов по данным реанализа приведен на рис. 2.4.1. Из общих констант задаются ускорение свободного падения $g=9.81 \text{ м/с}^2$, плотность воды $\rho=1015 \text{ кг/м}^3$. Вычисления производятся в сферических координатах. Расчетная сетка используется триангуляционная нерегулярная (unstructured). Дискретные значения частот определяются рядом из 30 членов геометрической прогрессии в диапазоне частот от 0.03 до 0.8 Гц. Направления распространения от 0° до 360° дискретизируются с шагом 5° (72 направления). Входные поля ветра задаются на регулярной сетке с шагом по времени 1 час. Вычислительный шаг 15 минут.

```

$*** HEADING ***
$
PROJ 'novoros_2013' '002'
$
$*** Start-up ***
$
SET DEPMIN 0.05 MAXERR 1 GRAV 9.81 RHO 1015. INRHOG 1 NAUT
MODE NONST TWOD
COORDINATES SPHE
$
$*** Computational grid ***
$
CGRID UNSTRUC CIRCLE 72 0.03 0.8 30
READGRID UNSTRUC ADCIRC
$
$*** Input grids and data ***
$
INPGRID WIND REG 27.17 40.745 0. 47 20 0.3125 0.31 EXC 0. NONSTAT 20100101.000000 1 HR 20101231.230000
READINP WIND 1. 'black_wind_2010.dat' 1 0 0 0 FREE
$
$*** Physics ***
$
GEN3
BRE
FRICT
TRI
NUM STOPC DABS=0.005 DREL=0.01 CURVAT=0.005 NPNTS=101 NONSTAT MXITNS=6 CS=0.5 CT=0.5
$
$*** MODEL OUTPUT ***
$
POINTS 'BlackSea' FILE 'setka_out.dat'

POINTS 'cems_bui' 37.8339,44.7018

$
TABLE 'BlackSea' HEAD 'main_wave.dat' XP YP HS DIR PER WLEN HSWELL STEEPNESS WIND OUTPUT 20100315.0300000 3 HR
TABLE 'cems_bui' HEAD 'cems_bui_point.dat' TIME HS DIR PER HSWELL WLEN STEEPNESS WIND OUTPUT 20100315.0300000 15 MIN
$
$*** COMPUTATIONS ***
$
TEST 1,0
COMPUTE NONST 20100315.000000 15 MIN 20100320.230000
STOP

```

Рис. 2.4.1. Пример файла настроек INPUT

При запуске модели использовался режим «GEN3», при котором используются следующие параметры: схема роста KOMEN ($c_{ds2}=2.36e-5$, $stpm=3.02e-3$), трех- и четырехкомпонентное нелинейное волновое взаимодействие (Triad, Quadrupl), обрушение (Breaking constant, $\alpha=1.0$, $\gamma=0.73$), донное трение (Friction Jonswap Constant $cf=0.067$).

Выходные данные также контролируется конфигурационным файлом и могут выводиться как в виде полей, так и для конкретной точки или отрезка. В случае вывода полей есть возможность указать формат файла: Matlab или NetCDF. Пример данных выходного файла представлен на рис. 2.4.2. Файл содержит такие величины как: дата и время (Time), координаты (X_p , Y_p), высота значительных волн (H_{sig}), направление распространения волны (Dir), период (Period), длина волны (Wlen), высота волн зыби (H_{swell}),

средняя крутизна волны (Steepn), компоненты скорости ветра (X-Windv, Y-Windw).

```

% Run:002 Table:BlackSea SWAN version:40.91ABC
%
% Time Xp Yp Hsig Dir Period Wlen Hs11 Steepn X-Windv Y-Windv
% [ ] [degr] [degr] [m] [degr] [sec] [m] [m] [ ] [m/s] [m/s]
%
20150130.030000 29.608 43.8698 0.99203 168.090 3.6700 17.1506 0.00002 0.0577807 0.5343 7.6518
20150130.030000 29.609 42.5578 0.73898 165.889 3.0137 11.1733 0.00000 0.0660732 4.3823 6.7028
20150130.030000 29.609 43.1057 0.85657 160.506 3.3646 14.3327 0.00000 0.0597014 3.9152 6.8247
20150130.030000 29.611 42.7969 0.78484 163.208 3.1374 12.2184 0.00000 0.0641700 4.3003 6.7123
20150130.030000 29.612 41.4495 0.44041 147.780 2.4079 6.5504 0.00000 0.0671872 1.5964 4.8944
20150130.030000 29.612 43.7057 0.96494 165.351 3.6313 16.7973 0.00001 0.0573850 1.4941 7.4656
20150130.030000 29.614 44.0244 1.01414 170.782 3.7170 17.7364 0.00002 0.0571175 -0.3181 7.8178
20150130.030000 29.614 44.2324 1.03204 174.687 3.7433 18.0030 0.00003 0.0572650 -0.8868 7.8503
20150130.030000 29.616 41.7253 0.53483 155.737 2.6406 8.1165 0.00000 0.0658384 2.5305 5.3571
20150130.030000 29.616 42.2027 0.66477 164.780 2.8920 10.0911 0.00000 0.0658143 3.8098 6.1407
20150130.030000 29.616 42.7088 0.76690 164.092 3.0874 11.7759 0.00000 0.0650604 4.3185 6.7151
20150130.030000 29.616 41.9306 0.59900 161.457 2.7641 9.0501 0.00000 0.0661279 3.1914 5.6598
20150130.030000 29.617 44.7869 0.92817 179.730 3.6103 15.7843 0.00003 0.0587426 -1.2509 7.0142
20150130.030000 29.618 43.3397 0.90514 161.368 3.4877 15.3894 0.00000 0.0587541 3.1845 7.0758
20150130.030000 29.618 44.9151 0.77206 166.739 3.4525 13.9866 0.00002 0.0551451 -1.0877 6.6323
20150130.030000 29.619 44.5794 1.02166 178.854 3.7124 17.3621 0.00004 0.0587819 -1.5236 7.6541
20150130.030000 29.620 44.7212 0.96144 179.799 3.6546 16.3943 0.00003 0.0585835 -1.3414 7.2236
20150130.030000 29.621 42.3375 0.69226 165.595 2.9342 10.4962 0.00000 0.0658903 4.0639 6.3938
20150130.030000 29.621 44.6502 0.99445 179.435 3.6903 16.9482 0.00003 0.0586140 -1.4364 7.4430
20150130.030000 29.624 44.4436 1.03934 177.694 3.7487 18.0776 0.00004 0.0574317 -1.4711 7.8825
20150130.030000 29.624 42.9767 0.82767 161.286 3.2620 13.3136 0.00000 0.0621036 4.1863 6.7519
20150130.030000 29.627 41.3776 0.40936 142.935 2.3265 6.0044 0.00000 0.0681327 1.3031 4.7196
20150130.030000 29.631 43.4239 0.92178 162.079 3.5257 15.7250 0.00001 0.0585571 2.8974 7.1866
20150130.030000 29.632 43.7861 0.97928 166.528 3.6713 17.2858 0.00002 0.0565918 0.9706 7.5894
20150130.030000 29.633 44.0998 1.02672 171.982 3.7283 17.8545 0.00003 0.0574431 -0.5668 7.8475

```

Рис. 2.4.2. Пример выходных данных модели SWAN

2.5. Создание неструктурной вычислительной сетки

Расчётная сетка создается методом конечных элементов, который развивался довольно интенсивно, а сейчас широко применяется для решения задач гидродинамики, механики твёрдого тела, электродинамики и других научных и инженерных задач. Метод конечных элементов – это численный метод решения дифференциальных уравнений с частными производными, а также интегральных уравнений, которые необходимо решить для выбранной задачи. Этот метод имеет следующие свойства: 1) физическая область, в которой ищется решение, делится на конечное количество элементов (подобластей), 2) на каждом конечном элементе зависящая переменная аппроксимируется функцией специального вида, вне своего элемента аппроксимирующая функция равна нулю [Норри Д, Фриз Ж. де, 1981]. В отличие от регулярной сетки нерегулярную сетку можно отрегулировать так, чтобы модель берега соответствовала истинному (природному) побережью.

Регулярная сетка – «зубчатая», поэтому она может приводить к нарушению вдольбереговых потоков (рис. 2.5.1).

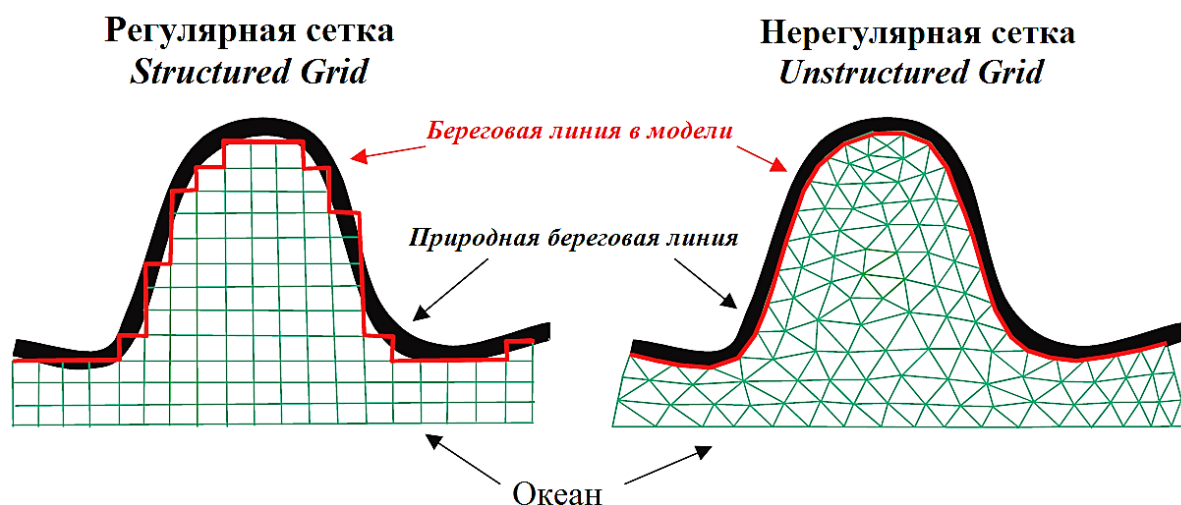


Рис. 2.5.1. Регулярная (слева) и нерегулярная сетки (справа), созданные для простого прибрежного залива. Природная береговая линия (истинная) показана черным цветом, модельная береговая линия – красным [Chen, 2006]

Триангуляция Делоне – это алгоритм, который используется для автоматического построения конечно элементной сетки. Триангуляционная модель представляет собой сеть непересекающихся треугольников, опирающихся своими вершинами на нерегулярно расположенные на земной поверхности точки. Плоскости треугольников аппроксимируют рельеф местности. К достоинству построения нерегулярной расчётной триангуляционной сетки относится то, что размер элементов можно менять, уменьшая его вблизи интересующей области, и увеличивая — для снижения затрат процессорного времени. Для произвольно выбранного масштаба для всех данных – размер ячейки сетки автоматически устанавливает предел подробности карты. Триангуляция же опорных точек естественным образом подстраивается под данные. Там, где опорные точки разрежены, треугольники крупнее, там, где есть сгущения, - мельче. Основным недостатком триангуляционной сетки является сложность

программирования. Уже сам процесс построения триангуляционной сетки является нетривиальной задачей [Скворцов А.В., 2002].

Создание нерегулярной вычислительной сетки произведено в программе SMS 11 (Surface-water Modeling System). Сетка для акваторий Черного моря и шельфовых зон создается методом «paving», который рассчитывает количество узлов в зависимости от количества точек на береговой линии [SMS]. В модели существуют ещё два метода построения сетки: «patch» (формирует полигоны с помощью топологических многоугольников), «scalar paving density» (метод «paving» с дополнительными условиями набора данных, например, с учётом глубины).

Для создания сетки использовались данные о глубинах, описанные в Главе 2.2. В программу SMS был загружен массив из 13 тысяч отметок глубин. Также проводилось уточнение береговой линии по космическим снимкам Google Earth 2014 г.

В результате была создана нерегулярная расчетная сетка, где большая часть моря задана с грубым шагом по пространству (10-15 км), а в выбранных прибрежных районах шаг сетки составляет 20-100 м и постепенно увеличивается с увеличением глубины. На рис. 2.5.2 представлена в общем виде вся сетка, состоящая из 12131 узла.

На рис. 2.5.2-2.5.6 представлены фрагменты расчетной сетки в увеличенном масштабе для некоторых шельфовых зон Черного моря.

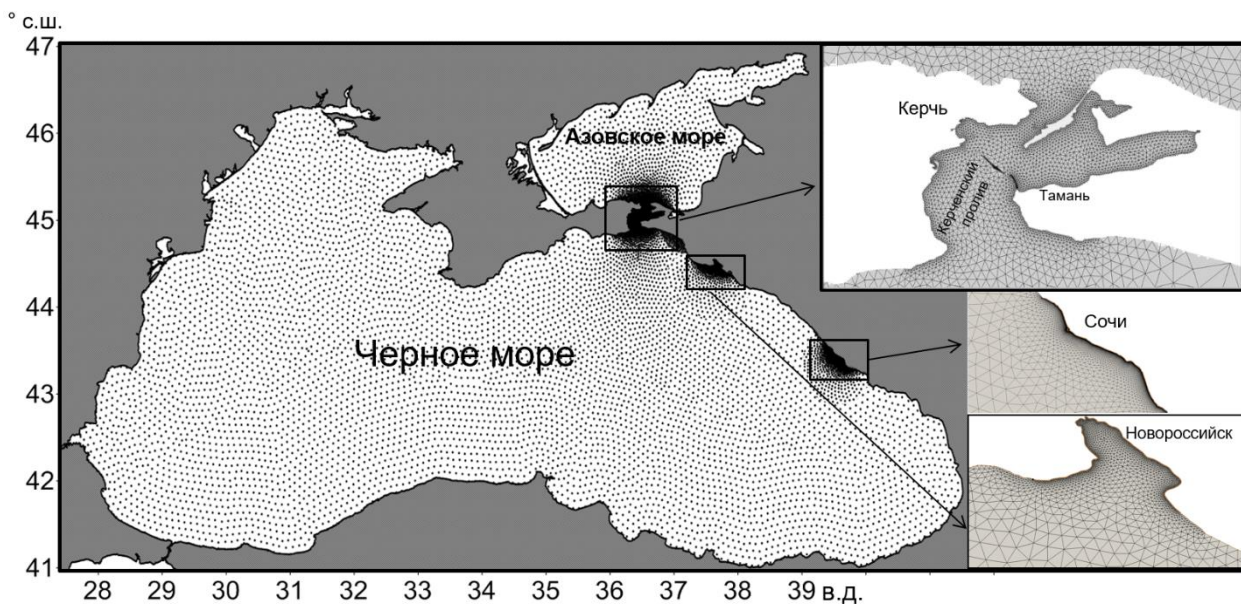


Рис. 2.5.2. Расчетная неструктурная сетка для Черного моря. На врезках – Керченский пролив, район Сочи и Цемесская бухта.

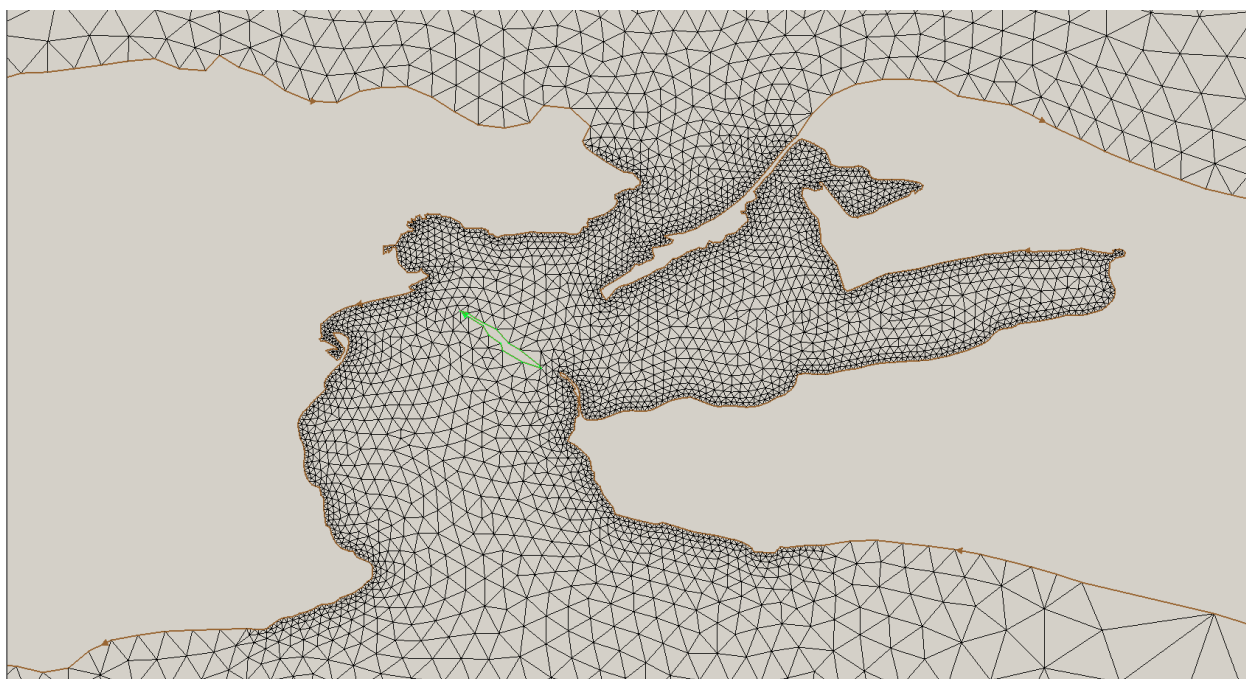


Рис. 2.5.3. Фрагмент неструктурной расчетной сетки для акватории Керченского пролива.

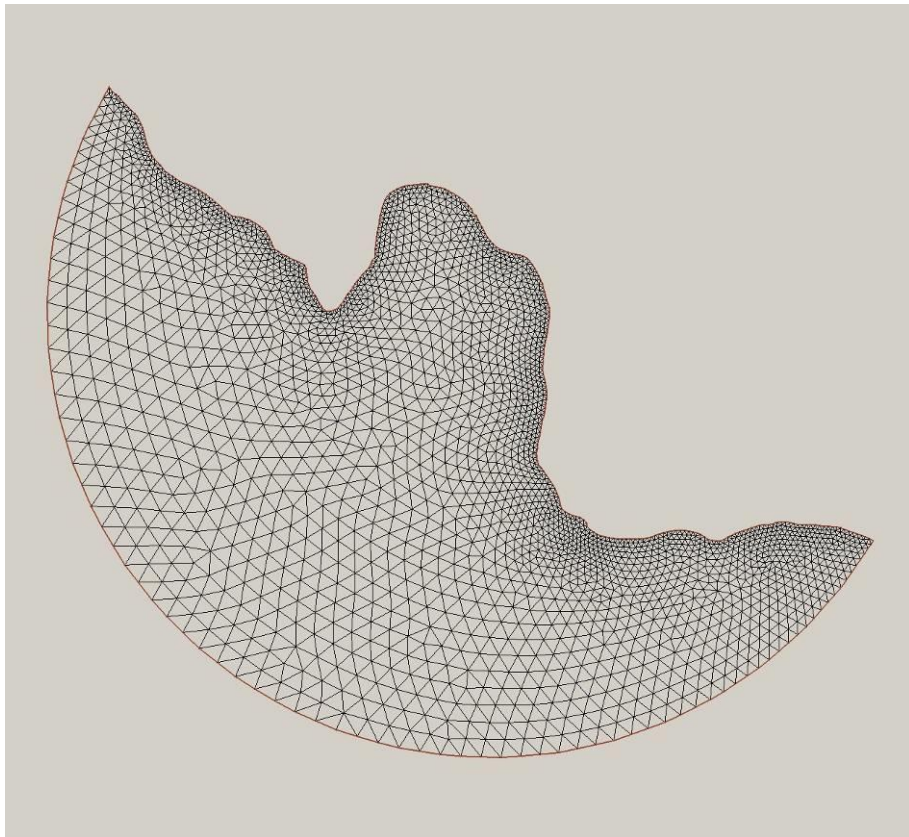


Рис. 2.5.4. Фрагмент неструктурной расчетной сетки для Голубой бухты (Геленджик).

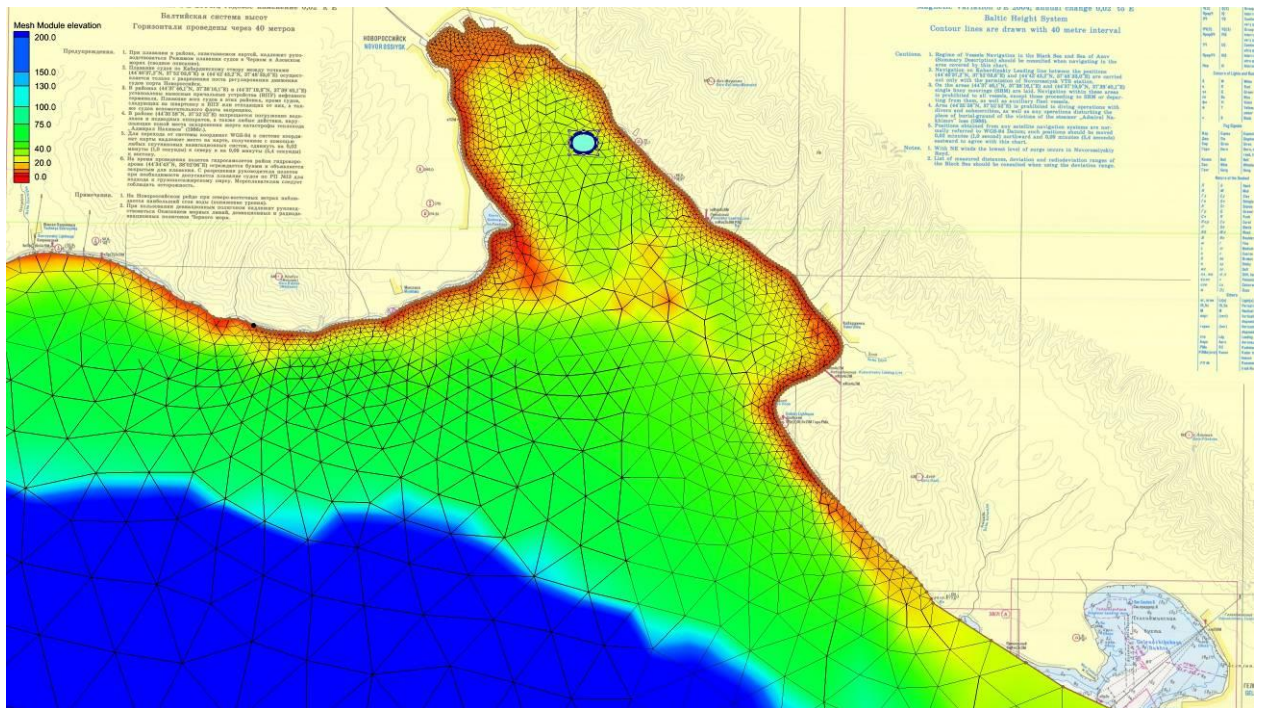


Рис. 2.5.5. Фрагмент неструктурной расчетной сетки для Цемесской бухты.

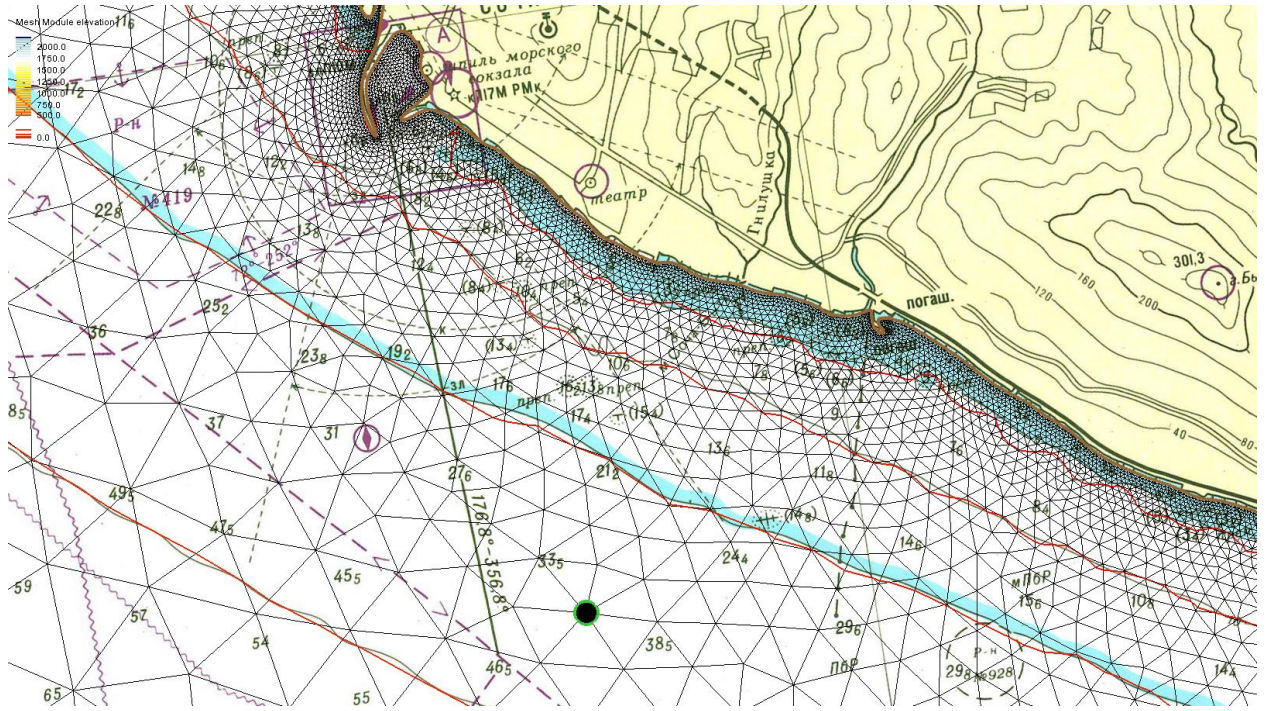


Рис2.5.6. Фрагмент неструктурной расчетной сетки для района Сочи.

Глава 3. Диагностические расчеты волнения и оценка качества моделирования на глубокой и мелкой воде

3.1 Оценка качества моделирования волнения на глубокой воде

Для оценки качества модели SWAN на глубокой воде были использованы данные прямых измерений волнения при помощи буев Datawell, полученных в рамках эксперимента GOOS NATO WAVE и опубликованных в статье [Акрінар, 2012]. Для сравнения привлекались данные 3-х буев, измеряющих волнение и установленных в районе Геленджика, Синопа и Хопы (рис. 3.1.1). Глубина в точках установки буев составляла 85-110 м. Так как длина волны в Черном море чаще всего не превышает 50-70 м [Лопатухин, 2006], то при оценках качества модели сравнение на этих глубинах будет корректно отнести к глубокой воде.

В работе [Акрінар, 2012] используется также модель SWAN, в качестве ветрового форсинга поля ветра Era-interim 1.25°, расчетная сетка регулярная около 1.5 км. В нашем случае для диагностических расчетов использовался ветер из реанализа NCEP/CFSR с шагом 0.31°, расчетная сетка около 15 км в открытом море, около 200 м в районе буев (рис. 3.1.2-3.1.3).

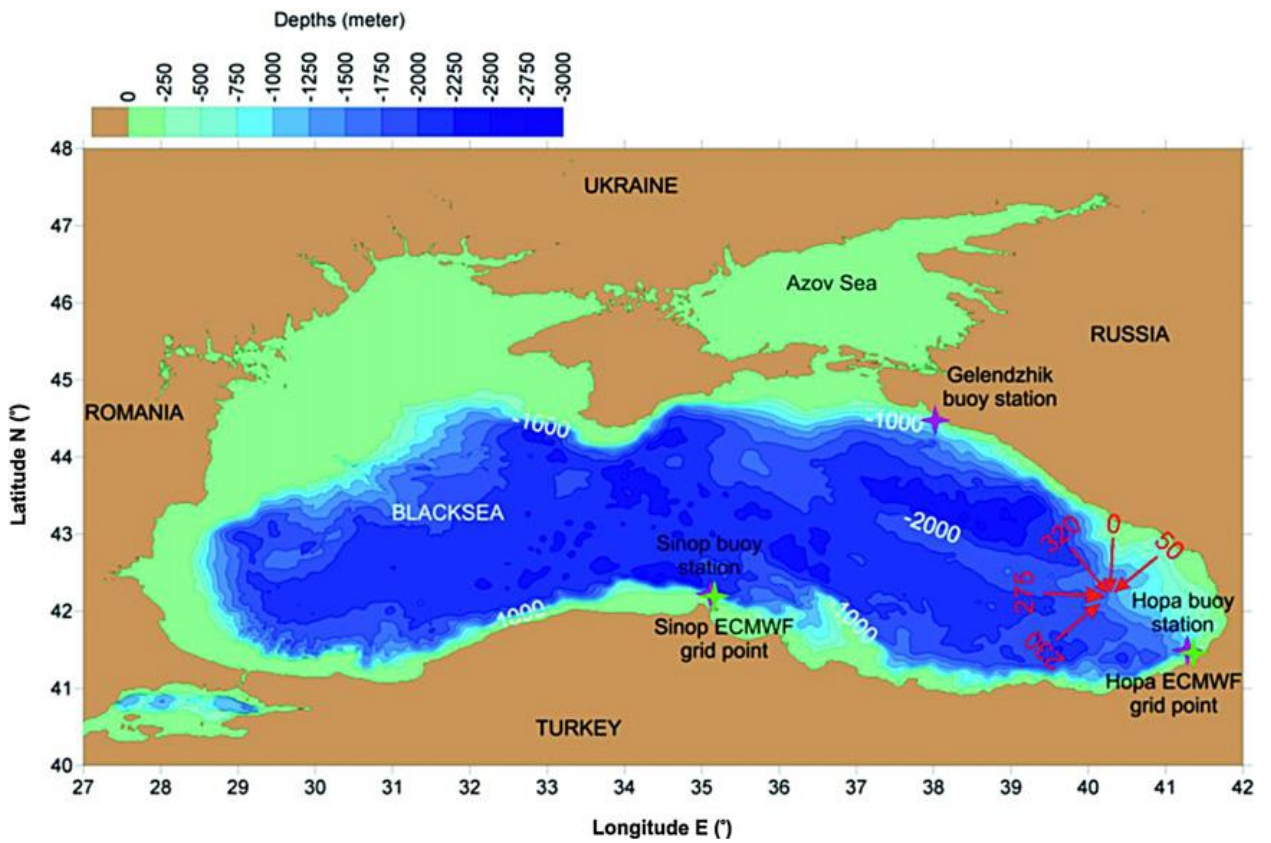


Рис. 3.1.1. Схема расположения буев эксперимента GOOS NATO WAVE [Акринар et al, 2012].

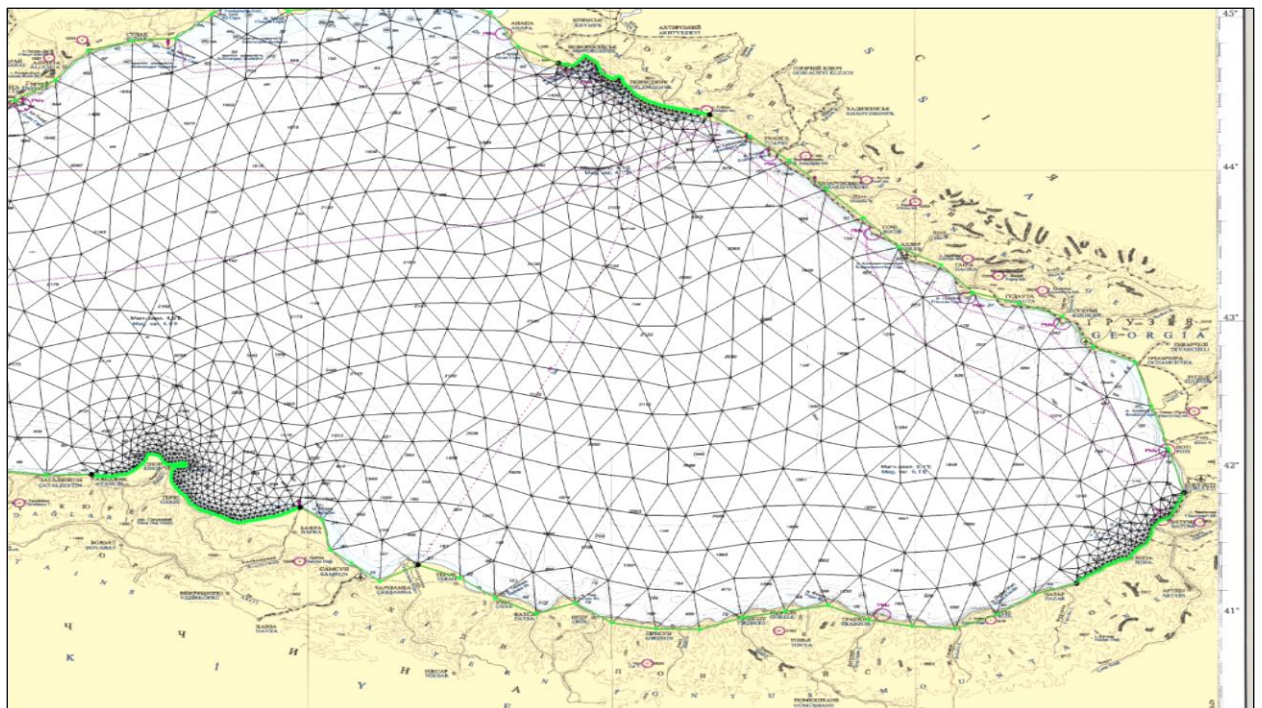


Рис. 3.1.2. Неструктурная сетка для SWAN со сгущением узлов в районах установки буев.

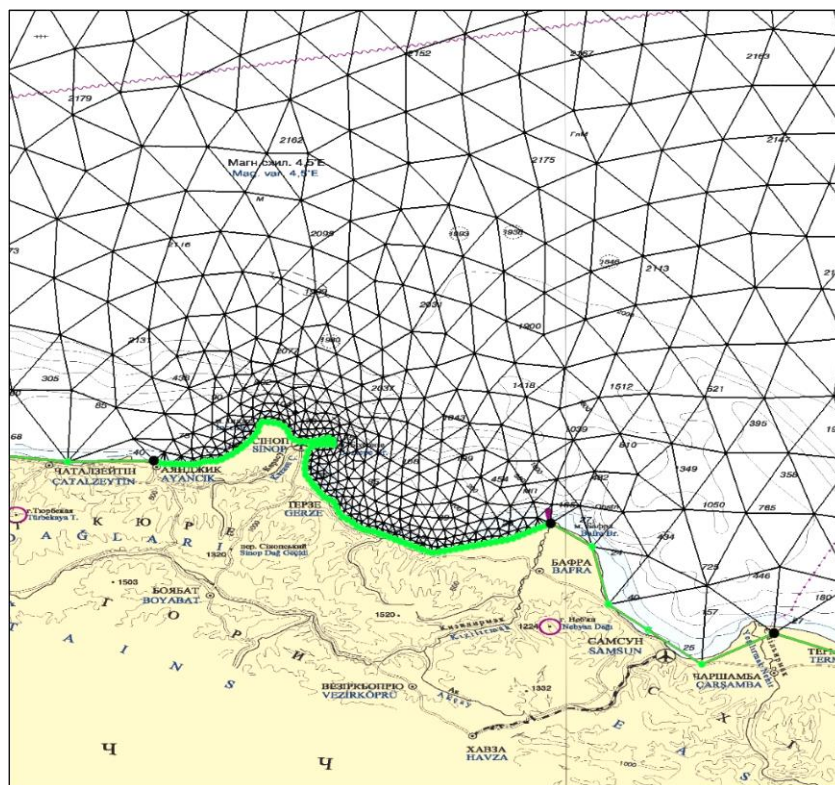


Рис. 3.1.3. Часть неструктурной сетки для SWAN в районе мыса Синоп.

После произведенных при помощи волновой модели SWAN расчетов был получен ряд выходных модельных данных (высота значительных волн, средний период, длина, высота зыби, крутизна) с временным интервалом 15 минут в точках, соответствующих положению буев измерителей волнения, расположенных в районе Геленджика, Синопа и Хопы (рис. 3.1.1). Моделирование производилось для периода времени с 1 января 1996 по 31 декабря 1996 г., за который имелись данные наблюдений для сравнения.

Далее было проведено сравнение высоты значительных волн по результатам моделирования с данными волновых буев. На рисунках 3.1.4-3.1.6 приведены графики сравнения для Геленджика, Синопа и Хопы. Большая часть штормов на Черном море происходит в осенне-зимний период [Surkova, 2015]. Высота значительных волн по данным измерений во время штормов достигает 3-4 м. Максимальная высота волн за период наблюдений зафиксирована в декабре 1996 г. в Геленджике – 4.8 м.

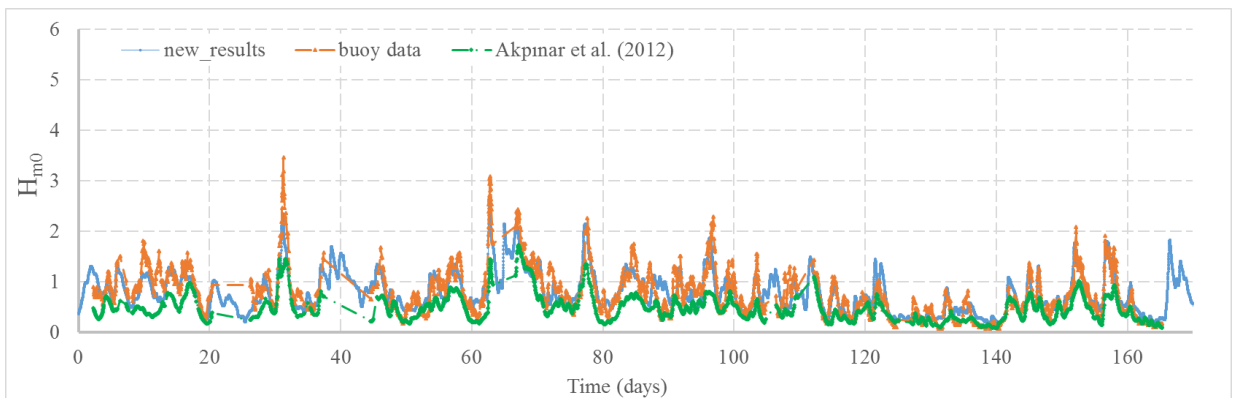


Рис. 3.1.4. Значительная высота волн в пункте Синоп, buoy data – данные измерений, Акпınар et al. - расчеты, приведенные в статье [Акпınар, 2012], new results – результаты собственных расчетов.

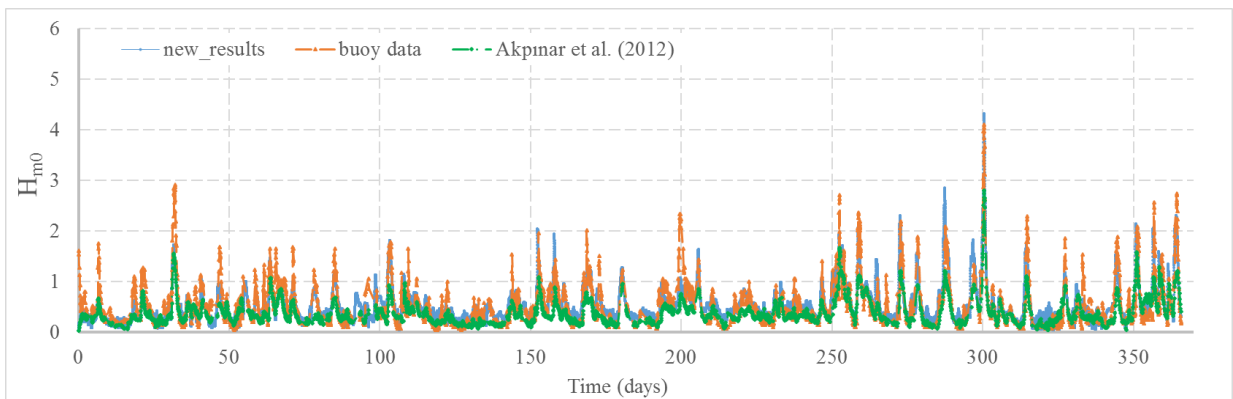


Рис. 3.1.5. Значительная высота волн в пункте Хопа, buoy data – данные измерений, Акпınар et al. - расчеты, приведенные в статье [Акпınар, 2012], new results – результаты собственных расчетов.

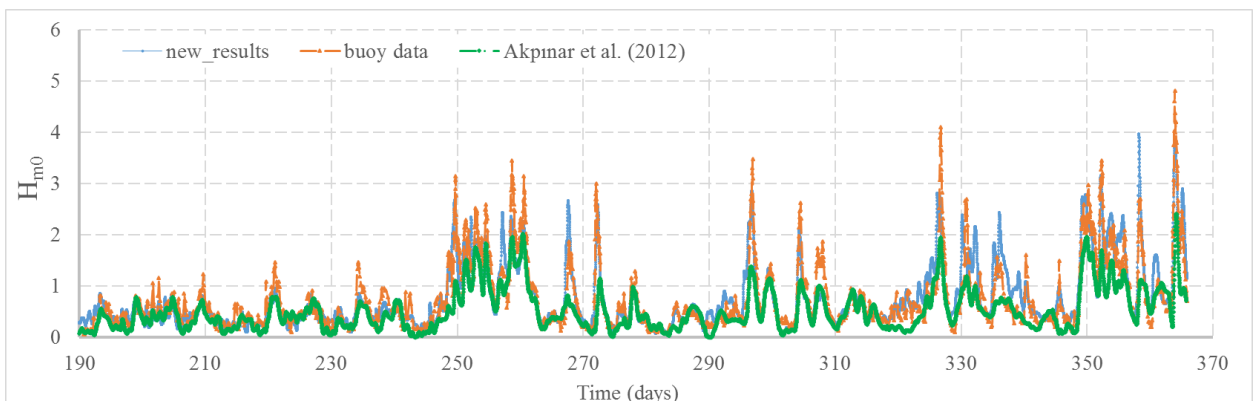


Рис. 3.1.6. Значительная высота волн в пункте Геленджик, buoy data – данные измерений, Akpınar et al. - расчеты, приведенные в статье [Akpınar, 2012], new results – результаты собственных расчетов.

Анализируя графики, представленные на рисунках 3.1.4-3.1.6, можно заключить, что обе реализации модели SWAN воспроизводят волнение вполне реалистично. В целом, реализация модели, используемая в данной работе, лучше воспроизводит максимумы высоты волн во время штормов, а в результатах из работы [Akpınar, 2012] наблюдается систематическое занижение высоты волн.

По результатам статистического анализа, представленного в таблице 3.1.1, можно видеть, что коэффициент корреляции (R) для наших расчетов составляет 0.84-0.89, среднеквадратическое отклонение (RMSE) 0.25-0.38 м, коэффициент рассеяния (SI) 0.31-0.49. В целом, расчеты для всех 3-х точек сравнения имеют меньше ошибок, чем в расчетах [Akpınar, 2012], что вызвано наличием систематической ошибки (Bias) 0.2-0.3 м в этих расчетах, то есть в их реализации высота волн стабильно занижается.

Таблица 3.1.1.

Статистические показатели оценки качества диагноза высоты значительных волн на глубокой воде для точек: Геленджик, Хопа, Синоп.

	Геленджик		Хопа		Синоп	
	Akpınar et al. (2012)	Результаты собственных расчетов	Akpınar et al. (2012)	Результаты собственных расчетов	Akpınar et al. (2012)	Результаты собственных расчетов
N	1642	1649	3196	3121	2521	2412
R	0.86	0.89	0.83	0.84	0.82	0.87
Bias	-0.35	0.05	-0.18	0.01	-0.32	0.03
RMSE	0.59	0.38	0.37	0.28	0.45	0.25

SI	0.58	0.38	0.63	0.49	0.56	0.31
-----------	-------------	-------------	-------------	-------------	-------------	-------------

На основе сравнения результатов модели и данных наблюдений были построены диаграммы рассеяния для каждого пункта измерений отдельно (рис 3.1.7). Облако точек вытянуто вдоль биссектрисы, однако и в той, и в другой реализации наблюдается занижение высоты волн. Для нашей реализации занижение существенно меньше, что возможно объясняется использованием более точного ветрового форсинга NCEP/CFSR, имеющего более высокое разрешение по пространству.

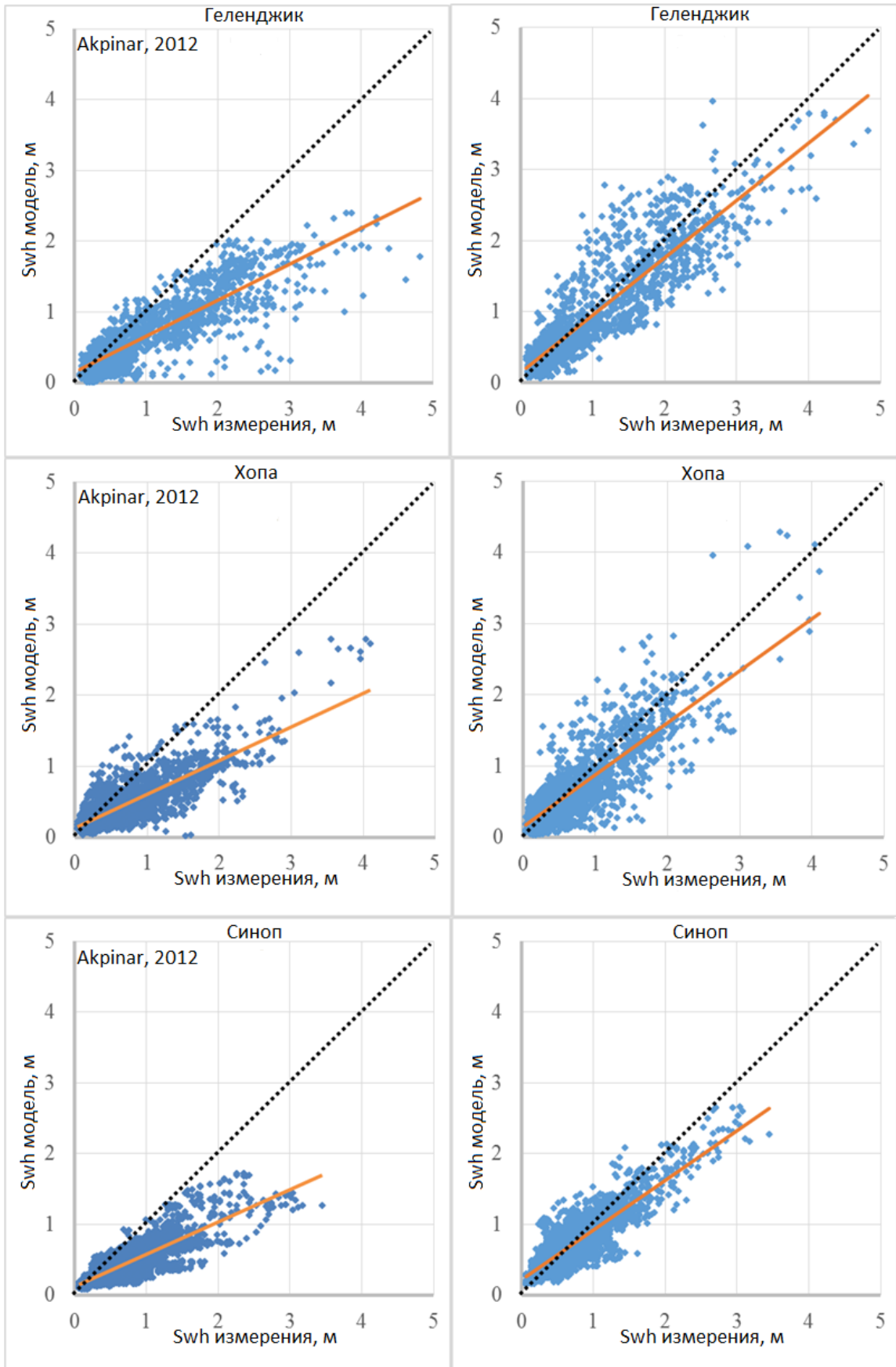


Рис. 3.1.7. Диаграммы рассеяния сравнения высоты значительных волн по модели и по данным наблюдений. Слева – результаты моделирования Акрінар, 2012. Справа – результаты собственных расчетов.

Данные измерений высоты волн, полученные в 1996 при помощи волнового буя в районе Геленджика, были проанализированы, отфильтрованы и использованы совместно с базой данных спутниковой альтиметрии для верификации нашей реализации модели SWAN. Данные измерений были приведены к 3-х часовым данным выдачи модели. Результаты сравнения данных модели с данными волнового буя представлены на рис 3.1.8. Точка вывода данных модели находилась на расстоянии 5 км от волнового буя. Также, к сравнению были добавлены ближайшие точки из базы спутниковой альтиметрии, выбранные в пределах прямоугольной области со сторонами 55 км на 40 км. На графике сравнения точки альтиметрии отмечены зеленым цветом. Для 1996 г. в базе альтиметрии содержатся данные спутников ERS-1, ERS-2 and Topex. Сравнение результатов модели SWAN с данными волнового буя показало высокий коэффициент корреляции 0.86 и ошибку около 0.3 м. Данных спутниковой альтиметрии, к сожалению, совершенно недостаточно для оценки качества моделирования в одной точке.

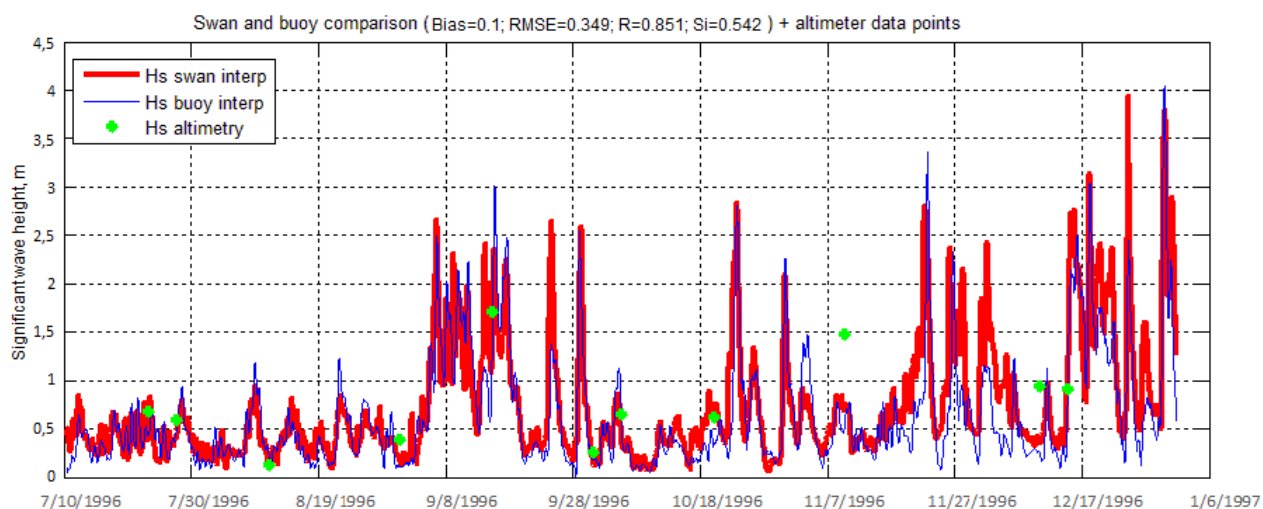


Рис 3.1.8. Сравнение высоты значительных волн по данным буя в Геленджике с моделью SWAN и данными альтиметрии.

Данные волнового буя в Геленджике также содержат информацию о среднем периоде волн. Результаты сравнения периода волн по модели и по бую представлены на рис. 3.1.9. Видно, что модель занижает период при небольших абсолютных значениях и наоборот завышает при значениях более 6 сек.

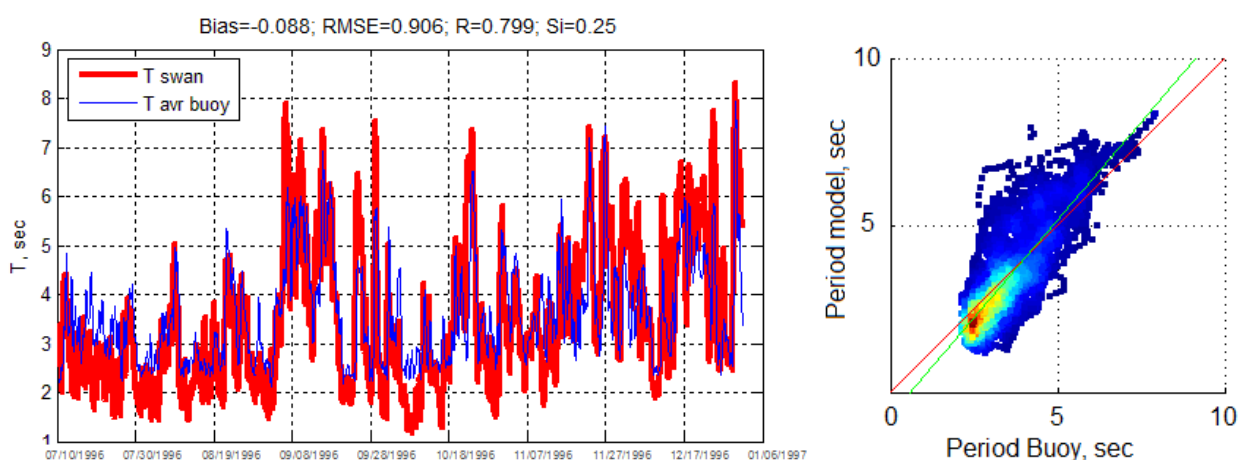


Рис. 3.1.8. Сравнение среднего периода по данным буя в Геленджике с моделью SWAN.

Данные спутниковой альтиметрии могут быть использованы для вычисления периода волн. Используя данные коэффициента обратного рассеяния и высоту значительных волн, мы можем рассчитать период, используя эмпирические алгоритмы [Gommenginger et al., 2003; Mackay et al., 2008; Quilfen et al., 2004.]. Также использована физическая модель для расчета периода из работы [Badulin, 2014]. Сравнение периода по данным волнового буя и рассчитанного нами по альтиметрии показало, что алгоритм Quilfen et al. дает лучшее соответствие. К сожалению, ближайшие точки альтиметрии находились на значительном расстоянии от волнового буя и общее количество данных небольшое, поэтому данное сравнение имеет

невысокую ценность, и мы приводим только результат с использованием алгоритма Quilfen et al.

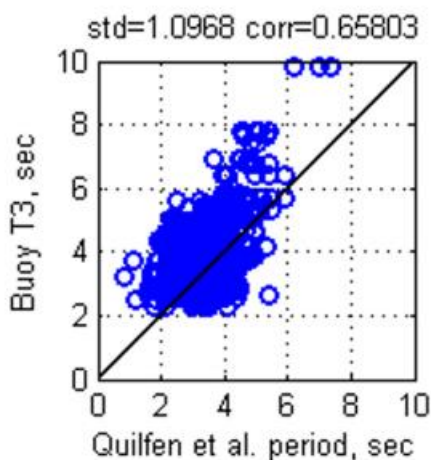


Рис. 3.1.9. Сравнение среднего периода по данным буя в Геленджике с моделью SWAN.

Более обеспеченные статистические оценки можно получить при использовании данных спутниковых альтиметров вдоль треков на всей акватории Черного моря. Для сравнения со спутниками из результатов модели SWAN были выбраны точки, расположенные ближе всего к точкам данных по трекам альтиметров Jason-1, Jason-2, Envisat за 2010-2011 год. Расстояние между точками модели и альтиметром не превышало 10-12 км. На рисунке 3.1.10 представлены диаграммы рассеяния, полученные при сравнении результатов модели и данных альтиметров, с учетом плотности точек. Также были посчитаны среднеквадратическая ошибка, отклонение и корреляция.

В целом, данные модели хорошо согласуются со спутниками в 2010 и 2011 гг. (рис 3.1.11). Средняя ошибка составляет около 0.3 м для 2010 г. и немного меньше для 2011 г. Если посмотреть на распределение высоты значительных волн по данным альтиметрии, то можно увидеть, что около 12 % записей имеют высоту менее 0.3 м. С другой стороны, мы знаем, что точность данных альтиметрии не идеальна, а при их сравнении с более

достоверными данными волновых буев, ошибка RMSE составляет около 0.3 м [Janssen, 2006]. Следовательно, данные альтиметрии со значениями менее 0.3 м находятся за пределами ее точности и должны быть удалены из анализа. На рис. 3.1.10 приведены результаты сравнения после фильтрации.

К сожалению, в силу естественных причин данные спутниковой альтиметрии не могут быть использованы для прибрежной зоны, однако они могут успешно применяться для оценки точности волновых моделей на глубокой воде.

В результате получен результат немного лучше, чем в работе [Van Vledder and Akpinar, 2015], где при сравнении данных волновой модели со спутниками ERS-1, ERS-2, Торех была получена ошибка 0.41 и корреляция 0.78. Возможно, это объясняется использованием в нашей реализации данных других спутников и новой версии реанализа CFSR с улучшенным до 0.2° разрешением.

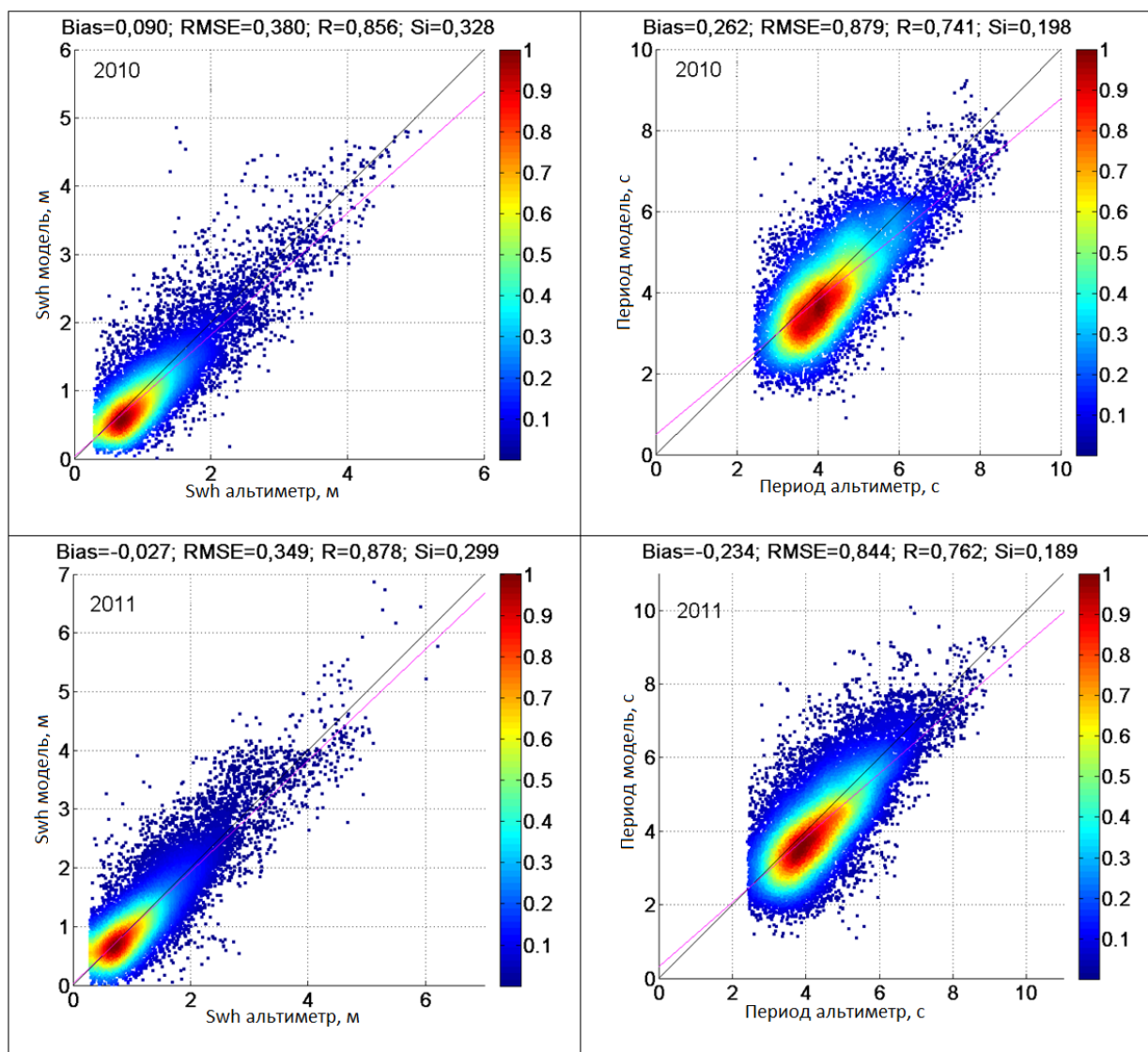


Рис. 3.1.10. Сравнение высоты значительных волн и периода по результатам модели SWAN и данным альтиметрии за 2010 и 2011 год

3.2 Оценка качества моделирования волнения в Цемесской бухте

После проведенных при помощи волновой модели SWAN расчетов был получен ряд выходных модельных данных (высота значительных волн, средний период, длина, высота зыби, крутизна) с временным интервалом 15 минут в точке, соответствующей положению лазерного измерителя волнения, расположенного в Цемесской бухте на пирсе Шесхарис (рис. 3.2.1). Глубина

в точке, где был установлен измеритель волнения, составляет 22 м, а на входе в бухту имеется несколько банок с глубинами 10-15 м (рис. 2.2.2), что позволяет считать эти условия близкими к условиям мелкой воды. Моделирование производилось для периода времени с 1 января 2010 по 31 декабря 2012 г., за который имелись данные наблюдений для сравнения. Выходные данные о параметрах ветровых волн на остальных узлах сетки по пространству были получены с временным интервалом 3 часа.

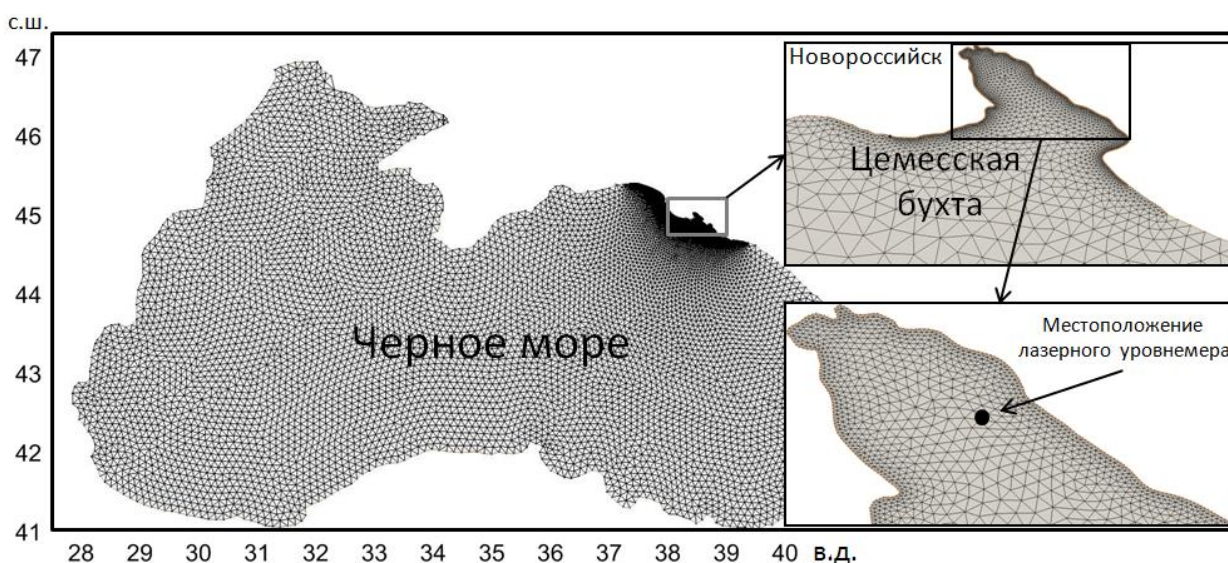


Рис. 3.2.1. Неструктурная сетка для Черного моря и расположение лазерного измерителя волнения в Цемесской бухте.

На рис. 3.2.2 в качестве примера приведено поле распространения волн в Цемесской бухте по данным моделирования за 5 марта 2010 г. Как видно из рисунка, в районе, где выполнялись инструментальные измерения, волны существенно трансформируются по сравнению с открытым морем. Высота значительных волн на входе в бухту составляет 2-2.1 м, а в точке, где проводились измерения, около 1.6 м.

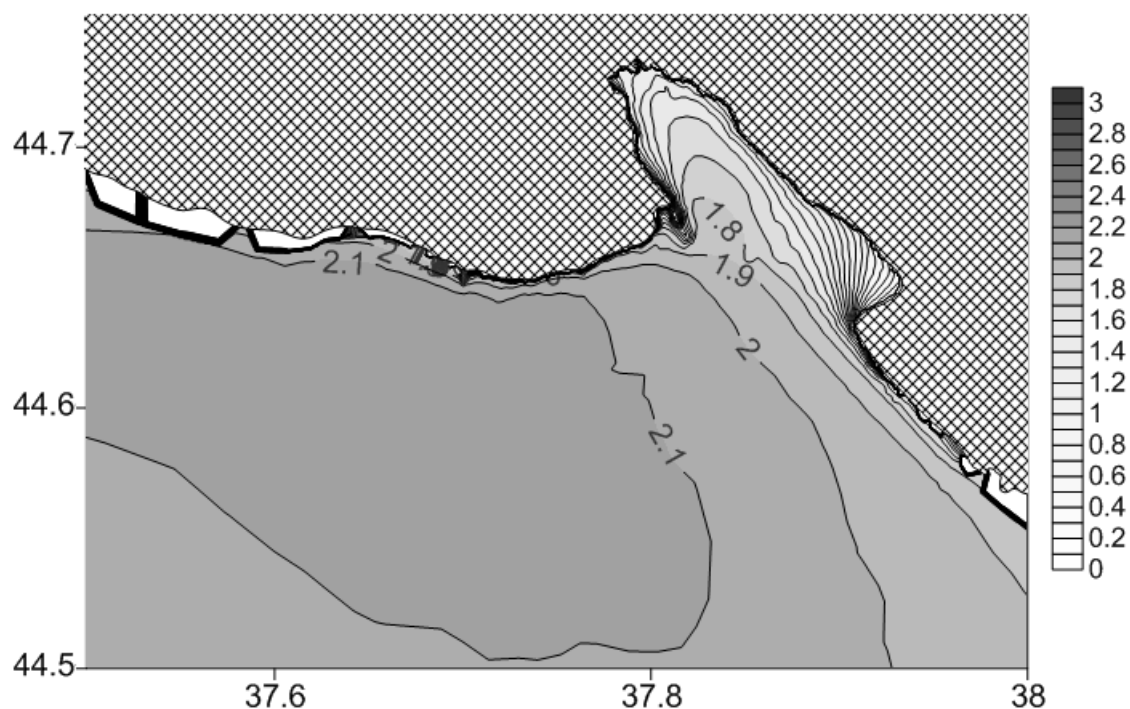
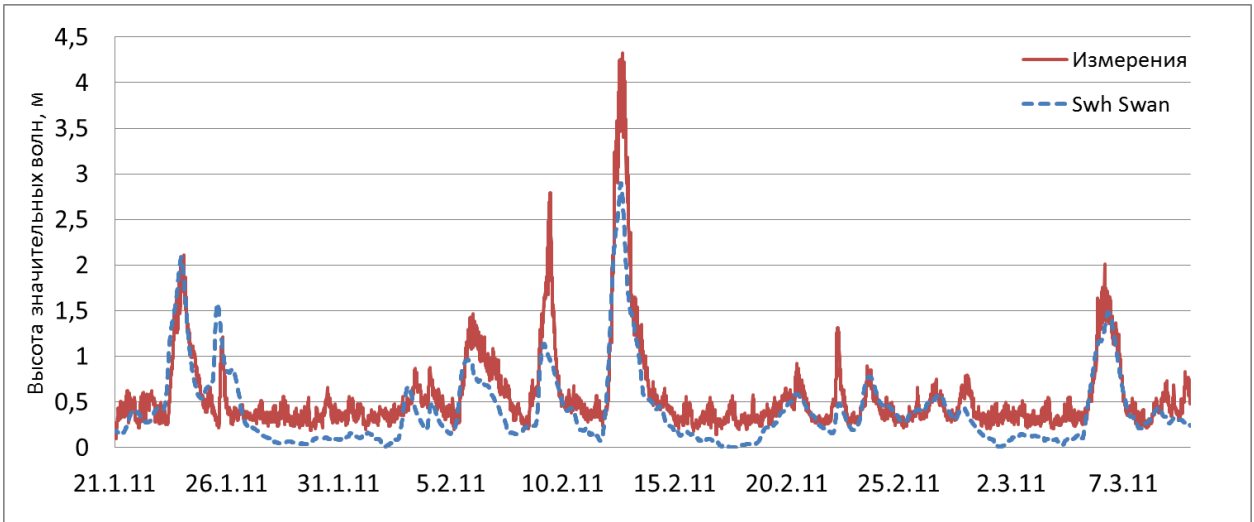
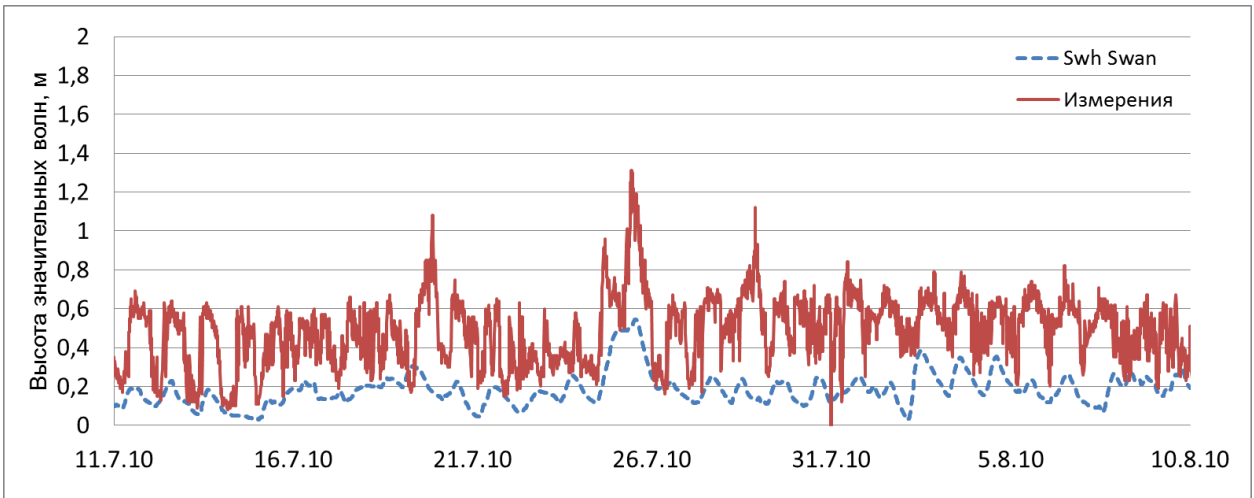
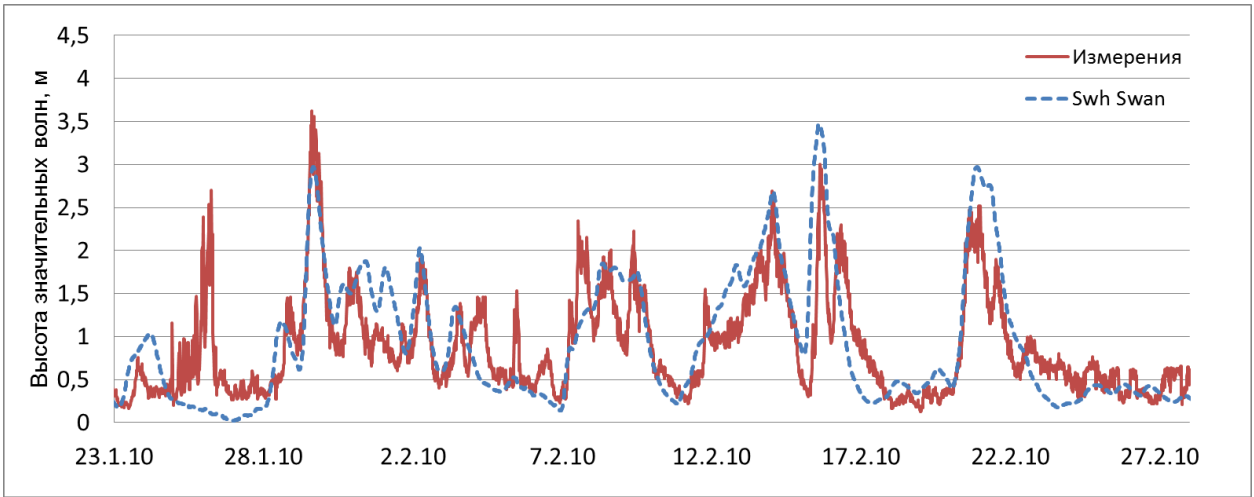


Рис. 3.2.2. Высота значительных волн (м) в Цемесской бухте 5 марта 2010 г.

Далее было проведено сравнение высоты значительных волн по результатам моделирования с данными измерителя волнения на пирсе Шесхарис за период с января 2010 г. по декабрь 2012 г. На рисунке 3.2.3 приведены результаты сравнения за различные периоды. Большая часть штормов на Черном море происходит в осенне-зимний период [Surkova, 2013]. Высота значительных волн, по данным измерений во время штормов, составляет 2-3 м, иногда до 4 м. Максимальная высота волн за период наблюдений зафиксирована в 2011 г. – 4.3 м. В летние месяцы наблюдаются волны высотой 0.6-0.8 м.



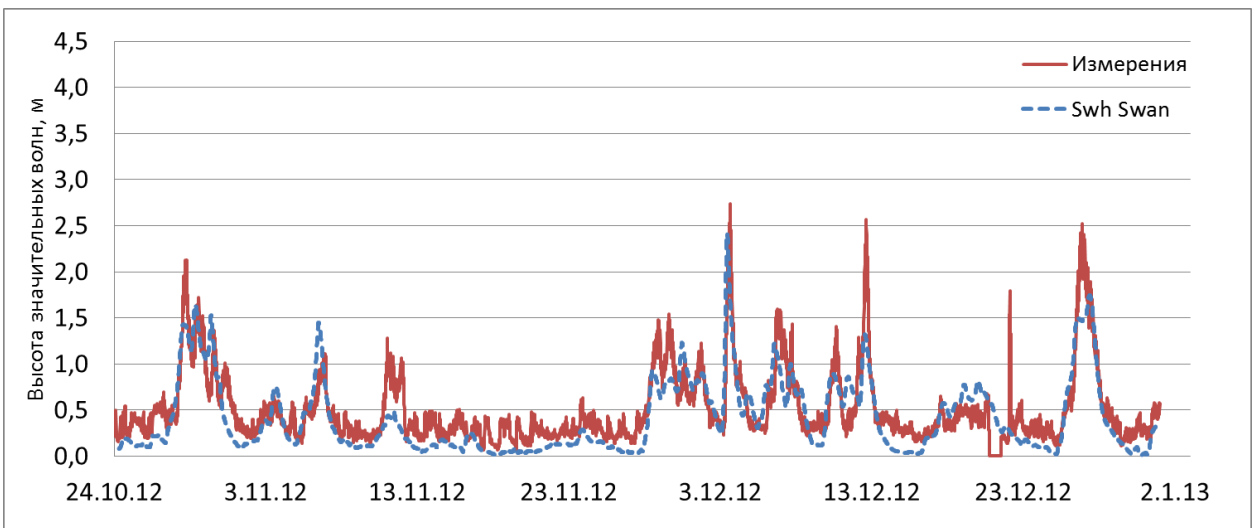
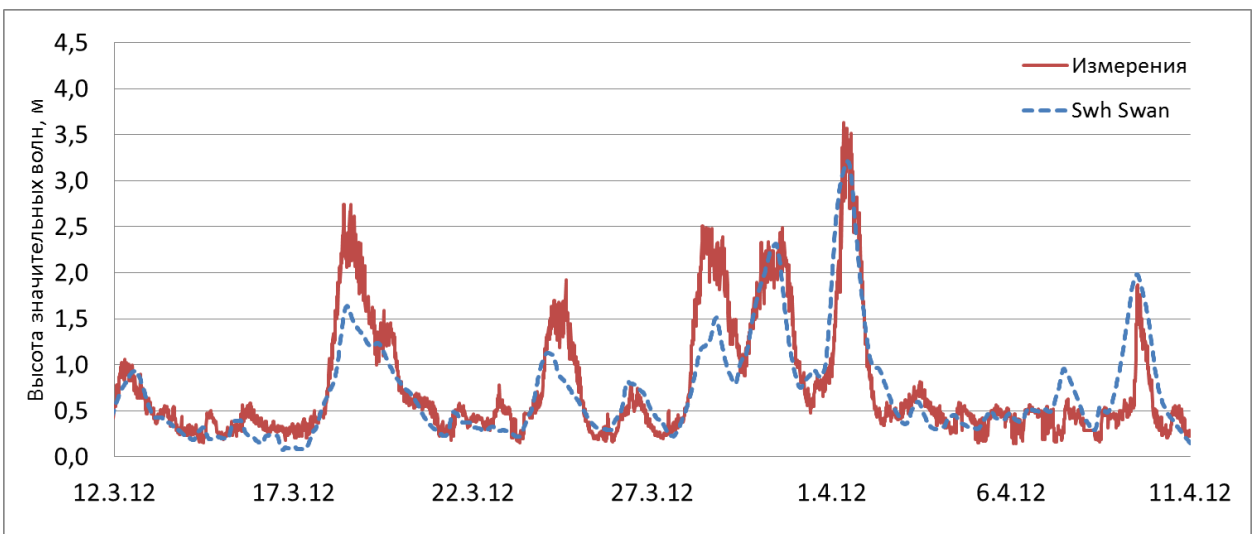
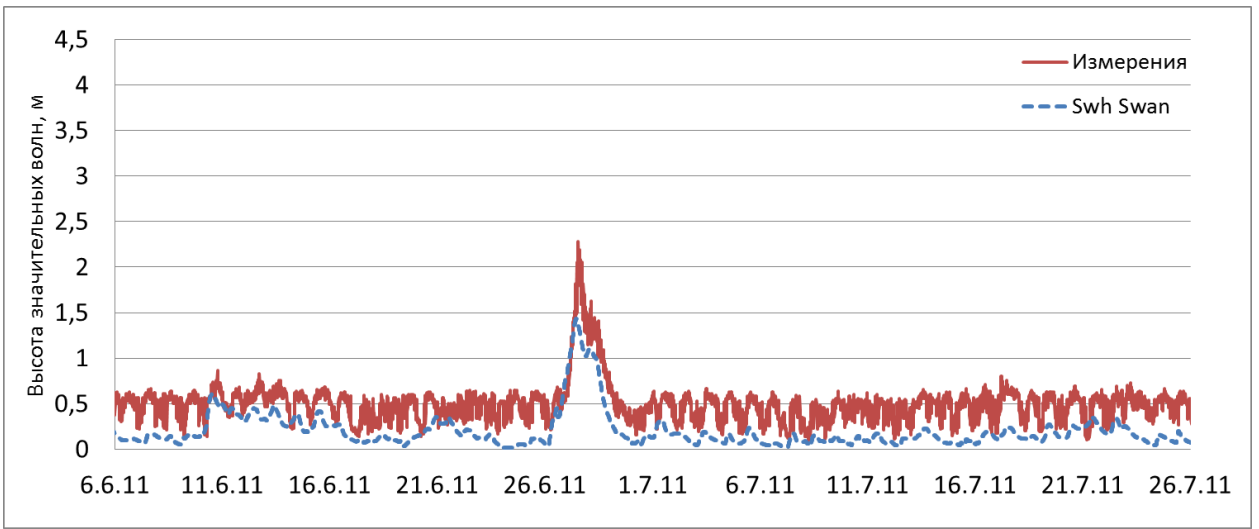


Рис. 3.2.3. Сравнение высоты значительных волн по модели SWAN (Swh Swan) с данными измерителя волнения (Измерения) в Цемесской бухте за некоторые периоды 2010-2012 г.

На основе полученных результатов можно заключить, что диагностическая версия модели SWAN с ветровым форсингом NCEP/CFRSR довольно точно воспроизводит как фазу наступления максимального волнения, так и абсолютные высоты волн (рис. 3.2.3). Максимальные ошибки наблюдаются при очень быстром и резком увеличении высоты волны, что может объясняться недостаточным временным шагом входных данных по ветру (1 час), в результате чего модель не может воспроизводить более быстрые процессы. Также известно, что ошибки могут быть обусловлены занижением пиковых скоростей ветра [Абузьяров, 2009; Режим..., 2013]. Учитывая конфигурацию Цемесской бухты, очень важным для успешного моделирования волнения является не только точное задание скорости ветра, но и его направления. Так, ошибка в направлении ветра всего лишь в 10° (то есть в пределах допустимой погрешности) может привести к изменению высоты волн на 30-40%. Например, по данным измерений 26 января 2010 г. наблюдались волны выше 2 м, однако, модель практически на это не отреагировала, что связано с ошибками в скорости или направлении ветра по данным реанализа. Реанализы ветра не воспроизводят такие явления как Новороссийская бора (когда наблюдается ветер северо-восточного направления со средними скоростями более 20 м/с), поэтому и волновые модели в этих ситуациях не дают удовлетворительных результатов. Точность реанализа также недостаточна для воспроизведения бризовой циркуляции, поэтому в летние месяцы во время бриза SWAN систематически занижает волнение на 0.4-0.5 м (рис. 3.2.3).

Острые пики высоты волн при прохождении штормов чаще всего моделью занижаются. Но даже при визуальном анализе становится понятно, что не всегда волновая модель систематически занижает высоту волн. Ряд

штормов, например, в феврале 2010 г., воспроизводится практически идеально. Поэтому, проведенные численные эксперименты, связанные с изменением коэффициентов роста волны или донного трения, позволили только лишь уменьшить систематическую ошибку, однако существенного уменьшения среднеквадратической ошибки не произошло.

Качество волновой модели оценивалось на основе сравнения результатов моделирования высоты значительных волн с данными наблюдений и включало следующие статистические параметры:

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Sw h_{model,i} - Sw h_{obs,i})}{n},$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Sw h_{model,i} - Sw h_{obs,i})^2}{n}},$$

$$SI = \frac{RMSE}{Sw h_{obs}},$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Sw h_{model,i} - \overline{Sw h_{model}}) \cdot (Sw h_{obs,i} - \overline{Sw h_{obs}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Sw h_{model,i} - \overline{Sw h_{model}})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (Sw h_{obs,i} - \overline{Sw h_{obs}})^2}},$$

- где BIAS-систематическая ошибка; RMSE - среднеквадратическая ошибка; SI-индекс рассеяния; R - коэффициент корреляции; $Sw h_{obs,i}$ - высота значительных волн по данным наблюдений, $\overline{Sw h_{obs}}$ - среднее значение по данным наблюдений, $Sw h_{model,i}$ - модельная высота значительных волн; $\overline{Sw h_{model}}$ - среднее по данным модели и n - общее количество данных.

Статистический анализ всего ряда данных по сравнению модельных и измеренных высот значительных волн (около 150000 значений, дискретность 15 минут) представлен в таблице 3.2.1. Средняя систематическая ошибка модели не превышает -0.19 м, RMSE в пределах 0.2-0.3 м, коэффициент корреляции значимый и составляет около 0.8. В период с мая по октябрь

наблюдается низкая корреляция и большое отклонение (для разных лет отличия незначительны). Основная причина этих ошибок при моделировании волны заключается в использовании ветра из реанализа NCEP/CFSR, который не воспроизводит бризовую циркуляцию. В зимний период корреляция составляет 0.75-0.85, а отклонение не превышает 0.2 м. Если исключить период апрель-октябрь из статистического анализа, то мы получим среднюю корреляцию 0.8, отклонение -0.1 и RMSE 0.3. Похожие оценки были получены нами и ранее в исследованиях [Akpinar, 2016], где результаты моделирования сравнивались с данными волновых биев на глубокой воде. В нашем случае получен такой же или немного лучший результат для более сложных условий в прибрежной зоне.

Сравнение результатов расчета периода волн не проводилось, так как инструментальные данные о периоде волн отсутствуют. По модели средний период волн за весь год составляет около 2 секунд; во время штормов с высотами волн более 3 м период увеличивается до 4-5 секунд, а 14 февраля 2010 г. наблюдались волны с периодом 6-7 секунд.

Таблица 3.2.1. Статистические показатели оценки качества диагноза высоты значительных волн на мелкой воде

Месяц	2010				2011				2012			
	R	Bias	Rmse	SI	R	Bias	Rmse	SI	R	Bias	Rmse	SI
январь	0.78	-0.06	0.38	0.52	0.81	-0.12	0.26	0.53	0.83	-0.04	0.24	0.38
февраль	0.85	0.09	0.43	0.51	0.92	-0.19	0.30	0.49	0.62	-0.01	0.32	0.63
март	0.71	-0.17	0.31	0.48	0.91	-0.12	0.20	0.39	0.88	-0.14	0.31	0.47
апрель	0.54	-0.15	0.25	0.56	0.87	-0.17	0.31	0.46	0.85	0.01	0.29	0.56
май	0.35	-0.15	0.23	0.58	0.26	-0.18	0.24	0.68	0.61	-0.14	0.21	0.60
июнь	0.53	-0.23	0.30	0.66	0.78	-0.28	0.32	0.62	0.58	-0.23	0.28	0.69
июль	0.51	-0.30	0.33	0.71	0.41	-0.31	0.34	0.74	0.57	-0.29	0.34	0.71
август	0.30	-0.28	0.31	0.67	0.44	-0.28	0.31	0.68	0.52	-0.26	0.31	0.66

сентябрь	0.60	-0.17	0.22	0.56	0.51	-0.22	0.24	0.68	0.13	-0.24	0.27	0.72
октябрь	0.72	-0.1	0.22	0.53	0.73	-0.13	0.21	0.50	0.87	-0.15	0.23	0.50
ноябрь	0.89	-0.04	0.27	0.38	0.80	-0.17	0.22	0.62	0.79	-0.13	0.22	0.54
декабрь	0.77	0.08	0.40	0.58	0.74	-0.01	0.30	0.48	0.84	-0.06	0.26	0.45
Среднее	0.75	-0.12	0.31	0.56	0.81	-0.17	0.27	0.57	0.76	-0.15	0.27	0.57
Среднее (период май- сентябрь исключе н)	0.81	-0.04	0.34	0.51	0.83	-0.12	0.26	0.5	0.81	-0.08	0.26	0.49

Также, на основе сравнения результатов модели и данных наблюдений были построены диаграммы рассеяния и графики распределения ошибок для каждого года отдельно (рис 3.2.4). Облако точек вытянуто вдоль медианы, что является хорошим результатом и подтверждает адекватное воспроизведение моделью реальных условий волнения.

Однако в 2011 и 2012 гг. наблюдается занижение высоты волн моделью. Анализ распределения ошибок показал, что систематическое отклонение составляет около 0, когда высота волн не превышает 2-2.5 м (рис 3.2.4). Дале отклонение увеличивается до -1 м при высоте волн 2.5-3 м. Средняя систематическая ошибка для значительных волн в диапазоне от 2 до 3 м составляет -0.7 м, а от 3 до 3.7 м уже -1.4 м. Данные реанализа NCEP/CFSR до 2010 г. имеют пространственное разрешение 0.3° , а в 2011 г. уже 0.2° , что, вероятно, и является причиной увеличения коэффициента корреляции в оценках за 2011 г.

График распределения ошибок для 2012 г. очень отличается от графиков для 2010 и 2011 гг., так как там наблюдалось всего лишь несколько случаев, когда волна была более 2.5 м и это делает статистический анализ затруднительным. Анализ распределения ошибок позволил оценить качество модели при наступлении штормов, когда правильный диагноз и прогноз волнения являются особенно важными.

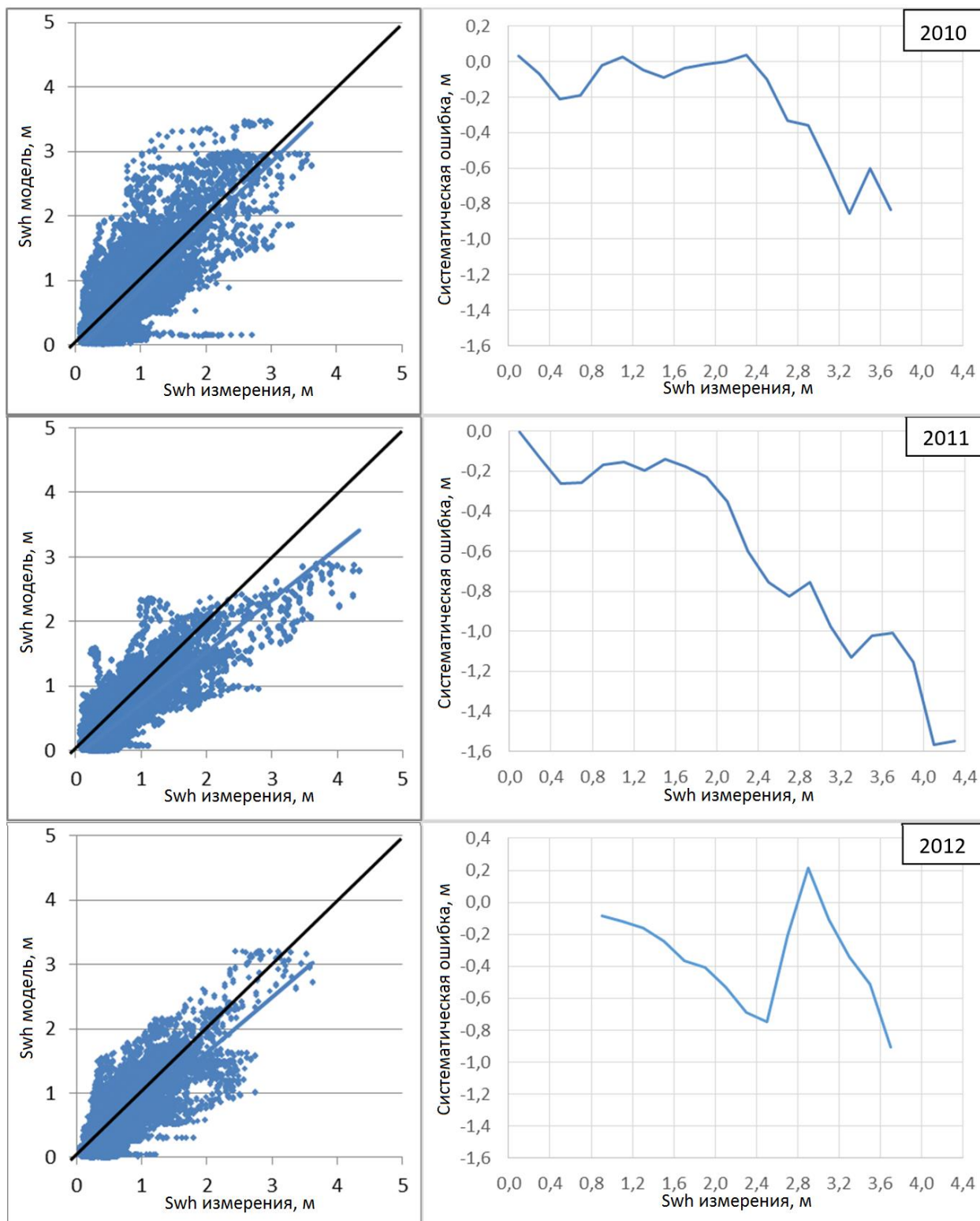


Рис. 3.2.4. Диаграммы рассеяния и распределение ошибок для 2010-2012 годов.

Несмотря на большой объем выборки данных, статистический анализ усложняется из-за небольшого количества случаев, когда высота

значительных волн более 2 м. Например, в 2010 г. наблюдалось всего 10 таких случаев. Обычно длительность шторма составляет 1-2 суток и, по сути, это является одним событием, собственно, для пиковой высоты во время этого события мы и должны оценивать качество модели.

Функции распределения позволяют весьма просто находить элементы волн любой обеспеченности по известным значениям этих элементов определенной обеспеченности. Это дает возможность сопоставлять и объективно оценивать различные методы расчета и наблюдений ветровых волн. Для изучения статистики волн, охватывающих различные промежутки времени (от нескольких минут до нескольких лет), из-за больших различий масштабов изменчивости волн необходимы принципиально различные натурные данные и методы их анализа [Режим..., 2013].

В общем случае распределение ординат взволнованной поверхности моря подчиняется нормальному закону, а распределение высот волн на участке квазистационарности волнового процесса – закону Рэлея. На основе обобщения данных натуральных наблюдений за волнами в [Глуховский, 1960; Режим..., 2013] показано, что элементы видимых волн подчиняются распределению Вейбулла [Weibull, 1951]:

$$F(x) = \exp \left[-A \left(\frac{x}{\bar{x}} \right)^B \right], \quad (3.1)$$

где F – вероятность превышения количества x/\bar{x} (x – исследуемый элемент волны; \bar{x} – среднее значение элемента волны; A и B коэффициенты, определяемые на основе обработки данных наблюдений).

На рис. 3.2.5 представлена функция распределения высоты волн по данным измерений за весь срок наблюдений (2010-2012 гг.) в простом и кумулятивном виде. Видно, что в 90% случаев высота волн составляет менее 1 м. Данный факт осложняет и анализ экстремальных событий с редкой повторяемостью предлагаемых в работах [Бухановский, 2006].

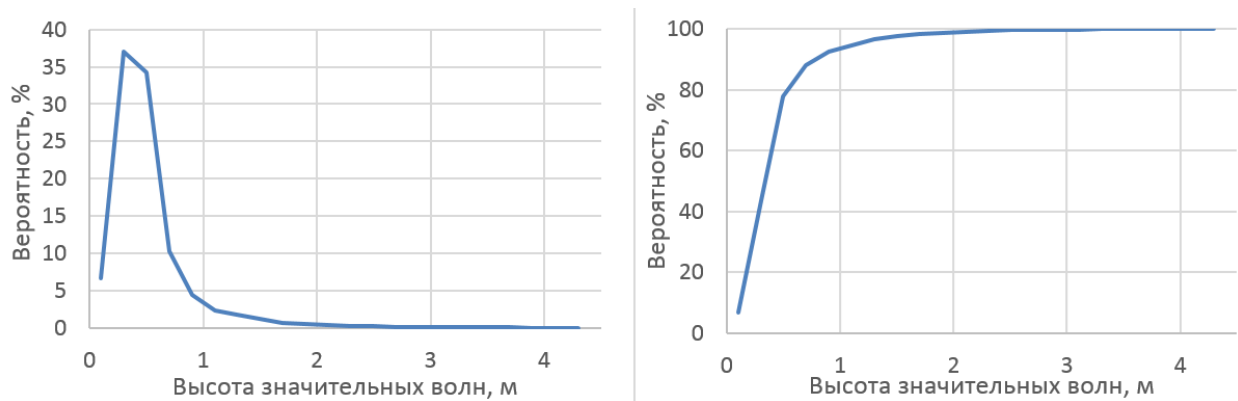


Рис. 3.2.5. Функция распределения высоты волн по данным измерений за весь срок наблюдений (2010-2012 гг.) в простом (слева) и кумулятивном виде (справа).

Для анализа экстремальных событий редкой повторяемостью (1 раз в 50 или 100 лет) обычно используются максимально длинные ряды, полученные на основе моделирования, так как данных измерений такой продолжительности практически не бывает. С другой стороны, функции распределения, полученные по результатам моделирования и по данным измерений могут существенно отличаться. На рис. 3.2.6-3.2.7 представлена функция распределения высоты волн, полученная по данным моделирования и по измерениям за период 2010-2012 гг. Также, для этих распределений были найдены коэффициенты для аппроксимирующей их функции распределения Вейбулла (95% доверительный интервал). Видно, что в целом форма функций весьма похожа, однако, различия наблюдаются практически для всего диапазона вероятностей. При анализе экстремумов очень важным является наклон функции распределения в области малых вероятностей. В нашем случае для прибрежной мелководной акватории подобные оценки по данным моделирования могут существенно отличаться от реальности. На рис. 3.2.8 ось Y для функции распределения дана в логарифмическом масштабе, что позволяет увидеть расхождение этих функций для вероятности менее 1%.

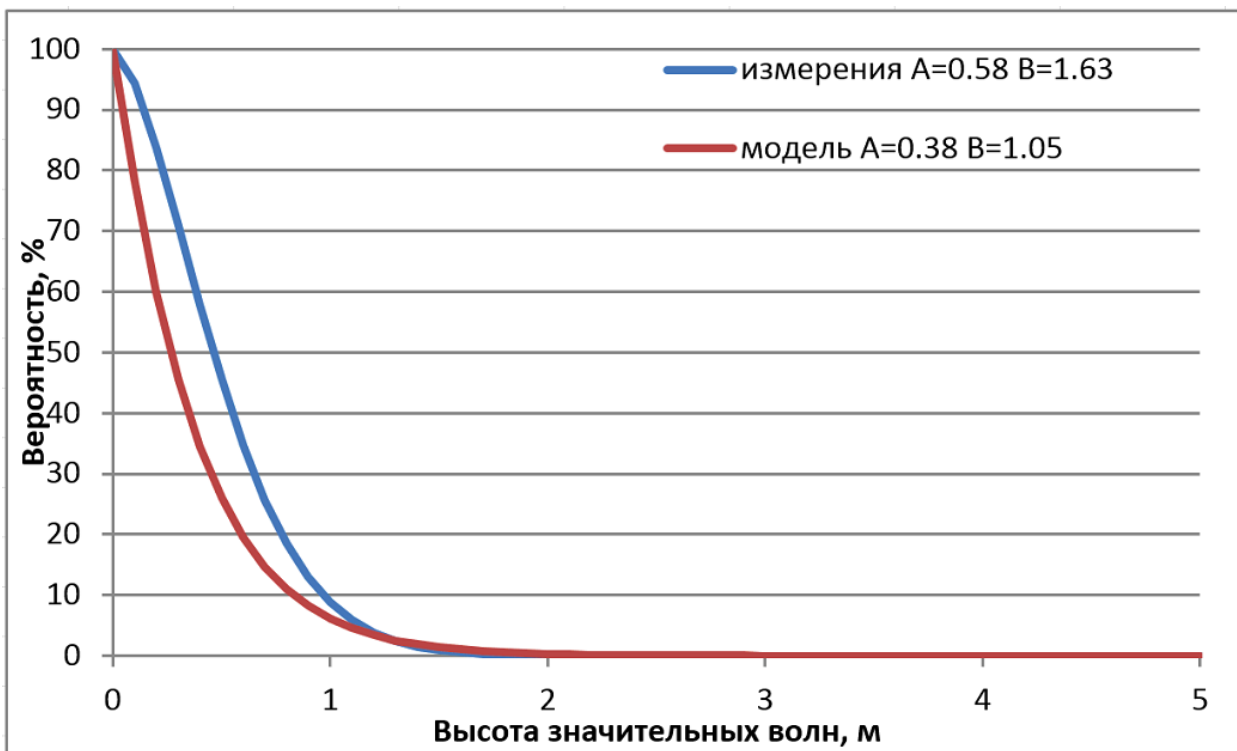


Рис. 3.2.6. Функция распределения высоты волн в диапазоне вероятности 0-100% и коэффициенты для функции распределения Вейбулла.

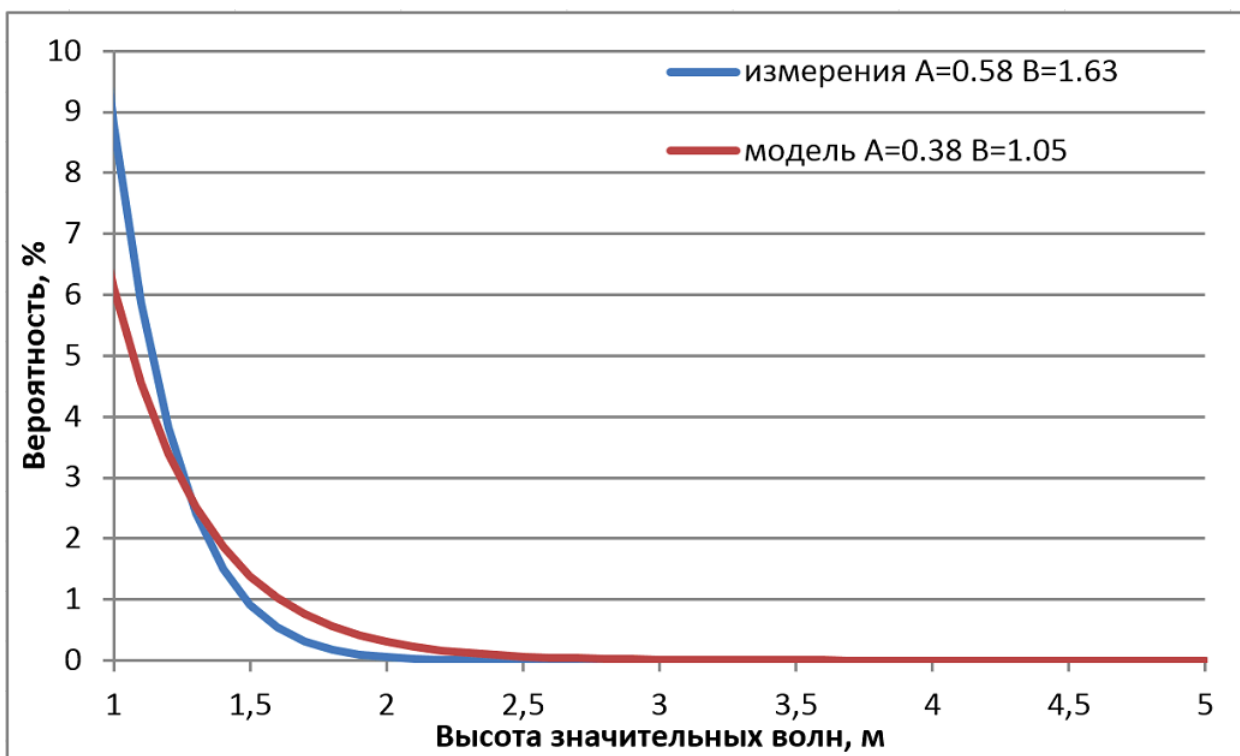


Рис. 3.2.7. Функция распределения высоты волн в диапазоне вероятности 0-10% и коэффициенты для функции распределения Вейбулла.

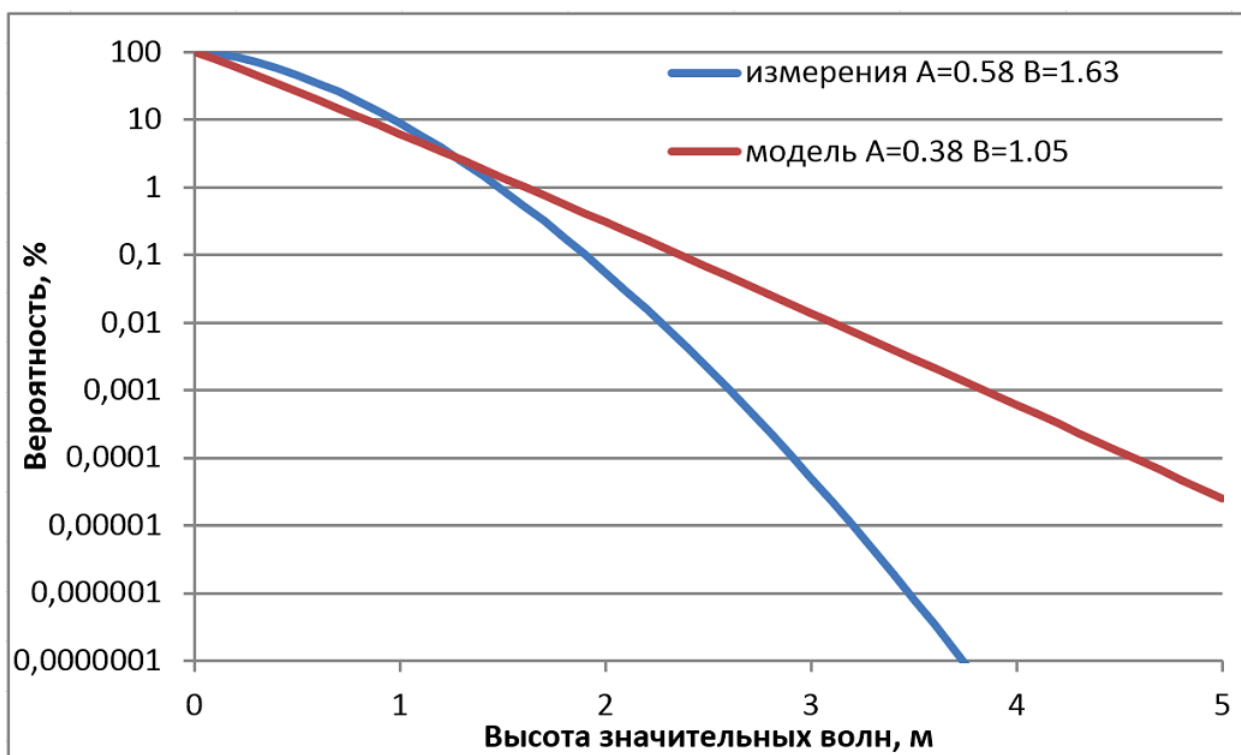


Рис. 3.2.8. Функция распределения высоты волн в диапазоне вероятности 0-100% в логарифмической шкале по оси У.

3.3 Оценка качества моделирования волнения в Голубой бухте

Для оценки качества работы волновой модели SWAN на мелкой воде были также использованы данные ультразвукового волнографа в Голубой бухте и данные заякоренного буя в Сочи (рис. 3.3.1). В голубой бухте измерения высоты волн производились на глубине 6 м, а в Сочи на глубине 40 м. К сожалению, по данным этих приборов ряды наблюдений короткие и их достаточно только для проведения сравнения на качественном уровне.

В качестве вычислительной сетки использовалась нерегулярная триангуляционная сетка, включающая в себя все Черное моря с шагом по пространству до 50 м в районе Голубой бухты и побережья Сочи (рис. 3.3.1).

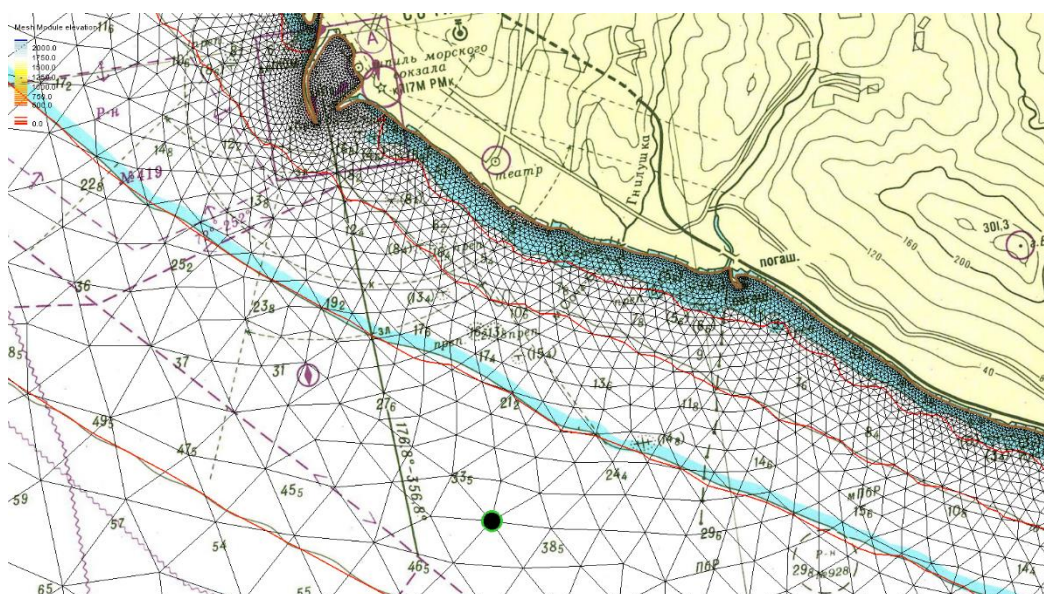
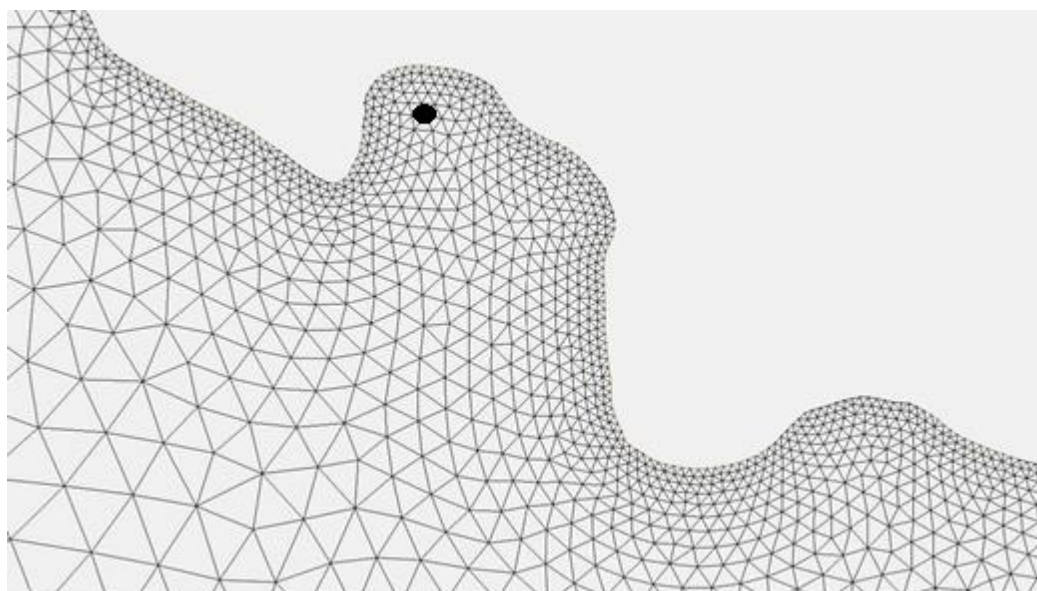


Рис. 3.3.1. Фрагменты неструктурной сетки для Голубой бухты (сверху) и района Сочи (снизу). Черным кружком показано расположение измерителей волнения.

На рис. 3.3.2-3.3.3 приводятся результаты моделирования значительной высоты волн в сравнении с данными измерений в июне 2011 г., когда 27-28 июня наблюдался шторм, и значительная высота волны в Голубой бухте по данным наблюдений составляла 1.8 м. Из графиков можно видеть, что модель адекватно воспроизводит как фазу наступления максимального волнения, так и абсолютные высоты. В момент максимального развития шторма модель занижает показания значительной

высоты волны на 0.2 м. Это можно считать очень хорошим совпадением, поскольку погрешность измерения по абсолютным значениям является очень маленькой. Следовательно, качество моделирования волнения в Голубой бухте вполне приемлемо, учитывая, что на глубине 6 м все диссипативные процессы активно работают.

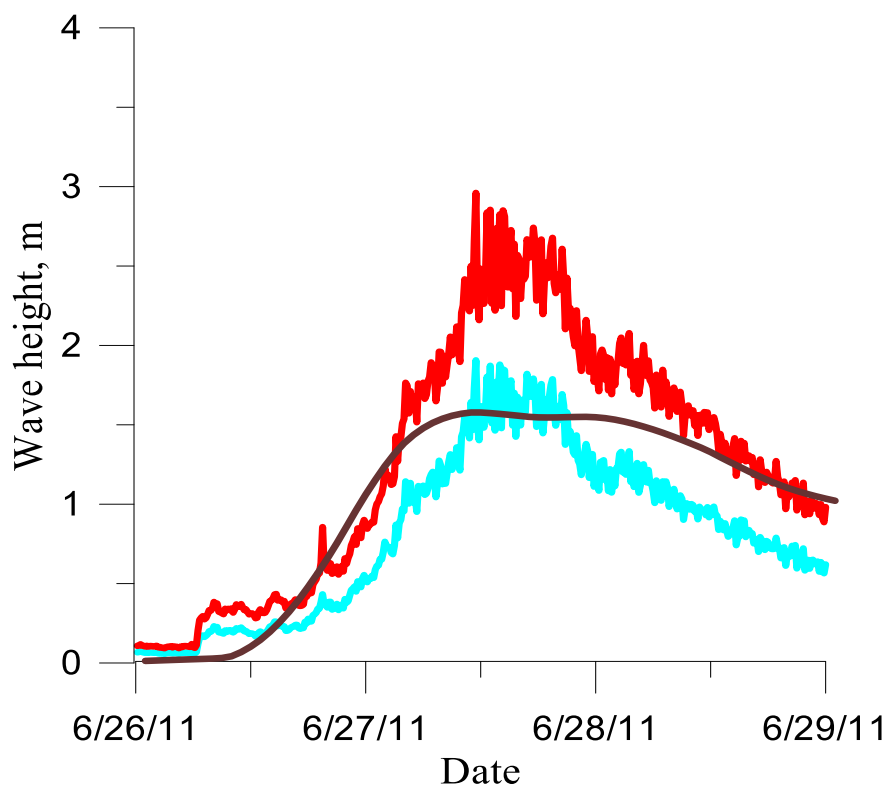


Рис. 3.3.2. Высота значительных волн по модели SWAN (Modeled significant wave height), по данным измерителя волнения (Measured significant wave height) и максимальная высота волн (Measured Maximum wave height) по данным измерений в Голубой бухте в июне 2011 г.

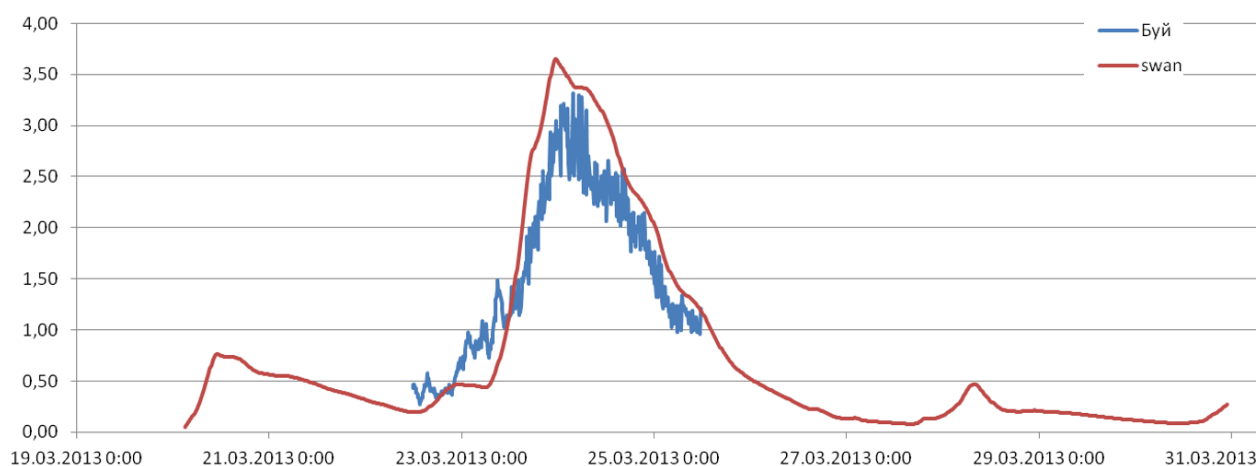


Рис. 3.3.3. Высота значительных волн по модели SWAN (swan) и по данным измерителя волнения (Буй) в районе Сочи в марте 2013 г.

Благодаря использованию неструктурной сетки высокого разрешения при моделировании, волны корректно распространяются в Голубой бухте, наблюдается процесс рефракции. Для воспроизведения распространения волн в программе Surface Water Modelling System на основе используемой вычислительной сетки и модели CG-Wave в тестовом режиме был воспроизведен шторм в июне 2011 г., результаты моделирования которого описаны выше. Волны на открытой границе задавались с высотой около 2.5 м, далее они заходили в Голубую бухту, и подвергались различного рода трансформациям вызванным изменением глубины (рис. 3.3.4).

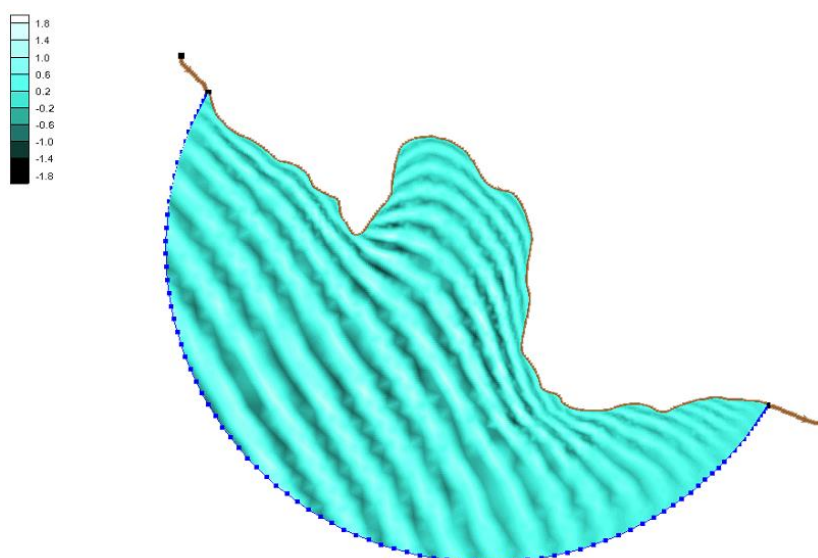


Рис. 3.3.4. Гребни и ложбины (уровень, м) волн при заходе в Голубую бухту в июне 2011 г.

3.4 Моделирование шторма 2007 года

В качестве одного из тестовых характерных случаев были проведены диагностические расчеты волнения для катастрофического шторма 11 ноября 2007 г. Подробное описание данного шторма и результаты его моделирования приведено в работах [Бухановский, 2009; Лопатухин, 2009]. Высота значительных волн, согласно этим публикациям, 6.8 м (рис. 3.4.1) и 9 м (рис. 3.4.2). Также в работе [Лопатухин, 2009] указано, что высота волн на подходах к Керченскому проливу составляет 3-7 м.

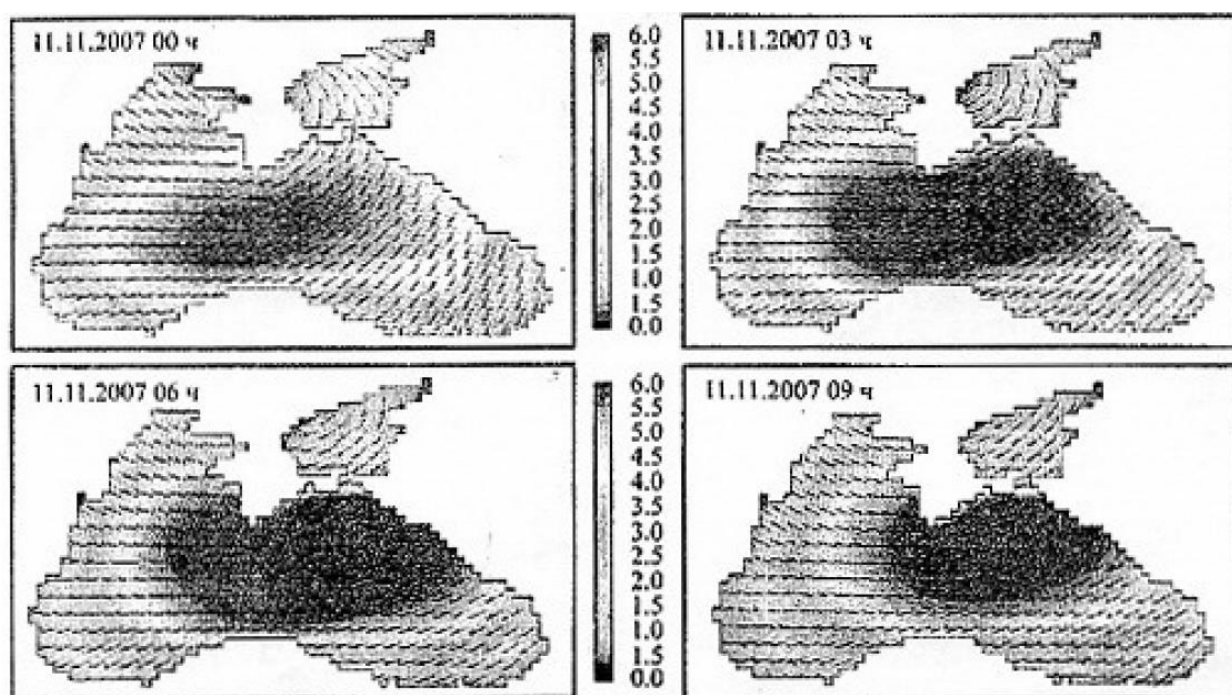


Рис. 3.4.1. Развитие шторма в Черном море 11 ноября 2007 г. В центре представлена шкала высоты значительных волн [Бухановский, 2009].

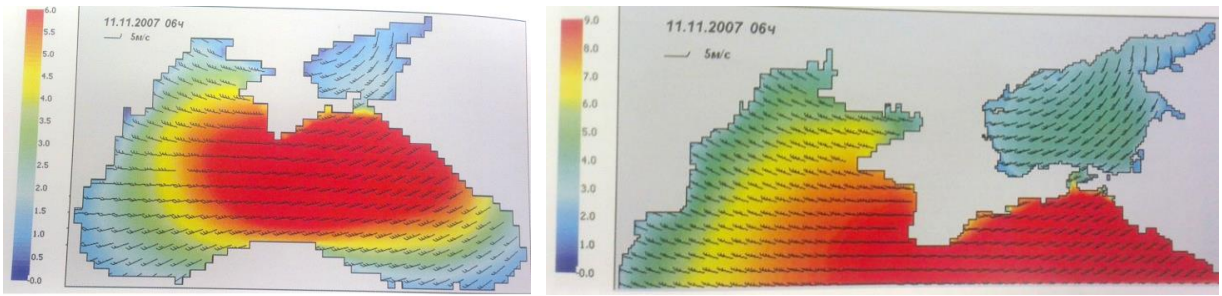
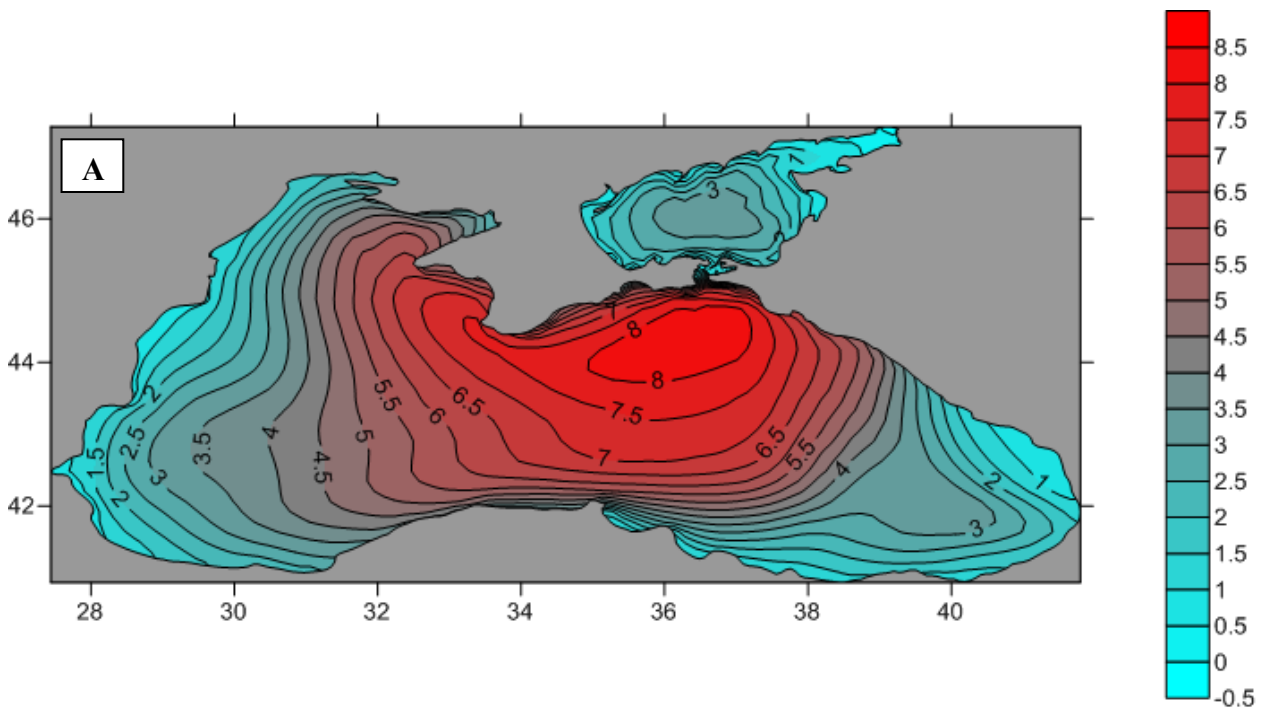


Рис. 3.4.2. Высота значительных волн на Черном море 11 ноября 2007 г. в 06:00 по Гринвичу [Лопатухин, 2009].

По нашим расчетам, значимая высота волн в открытой части Черного моря на пике шторма достигала 8 м 09:00 11 ноября (рис. 3.4.3), что вполне согласуется с расчетами других авторов. На подходах к проливу высота волн снижается до 6 м, а в районе косы Тузла до 1.5-2 м, вследствие уменьшения глубины (рис. 3.4.3). Следует отметить, что максимальная высота волн может быть больше значимой в 1.5-2 раза, так, волны 3% обеспеченности, согласно распределению Рэлея, в 1.33 раза больше значимых волн [Лопатухин, 2006].



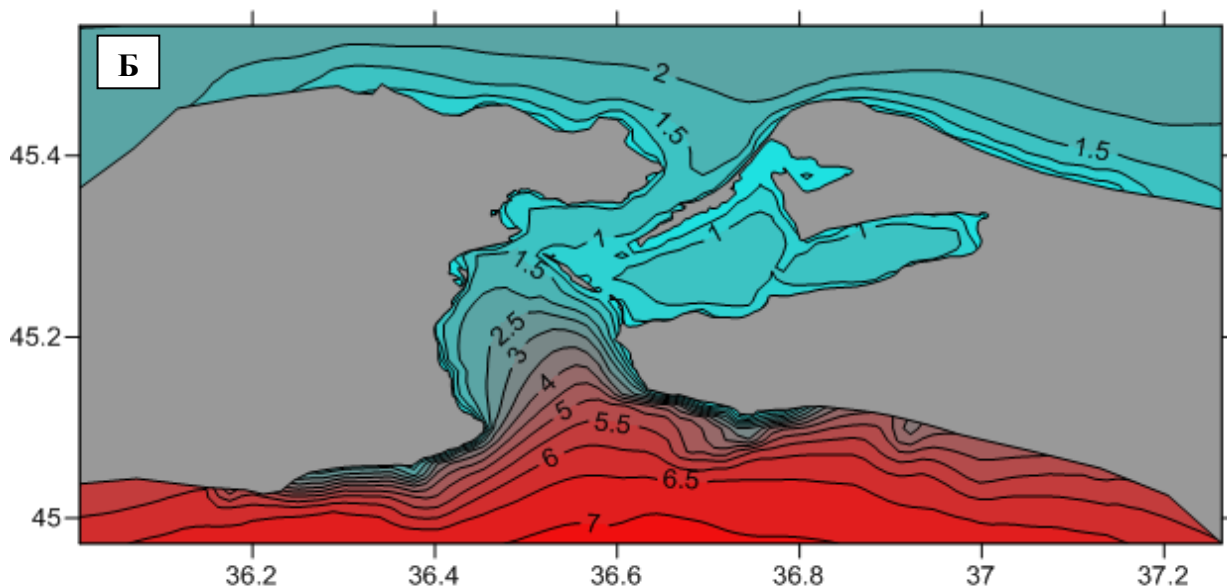


Рис. 3.4.3. Высота значительных волн в Черном и Азовском морях (а) и в Керченском проливе (б) по данным моделирования 11 ноября 2007 г.

Чтобы проследить динамику изменения высоты волн во время шторма в ноябре 2007 г., в Керченском проливе были выбраны 3 точки – в центре пролива и на подходах с юга и с севера (рис. 3.4.4). Для каждой такой точки был построен график хода высоты волны с течением времени для периода 8-13 ноября 2007 г. (рис. 3.4.5). Из рисунка видно, что высота волн на подходах к проливу со стороны Черного моря (в точке 2) достигала 6 м. В центре пролива высоты волн не превышали 1.2 м, поскольку небольшие глубины и коса Тузла существенно препятствует распространению волн. Со стороны Азовского моря максимум составляет порядка 2.5 м, причем видно, что фаза максимального волнения на несколько часов позже, чем со стороны Черного моря, что связано с передвижением шторма на север. В работе [Лопатухин, 2009] значимая высота волн в точке, расположенной в Керченском проливе достигала 3.8 м, однако там используется вложенная сетка с шагом 2 морские мили, чего явно недостаточно для корректного воспроизведения сложной береговой линии, рельефа дна и островов.

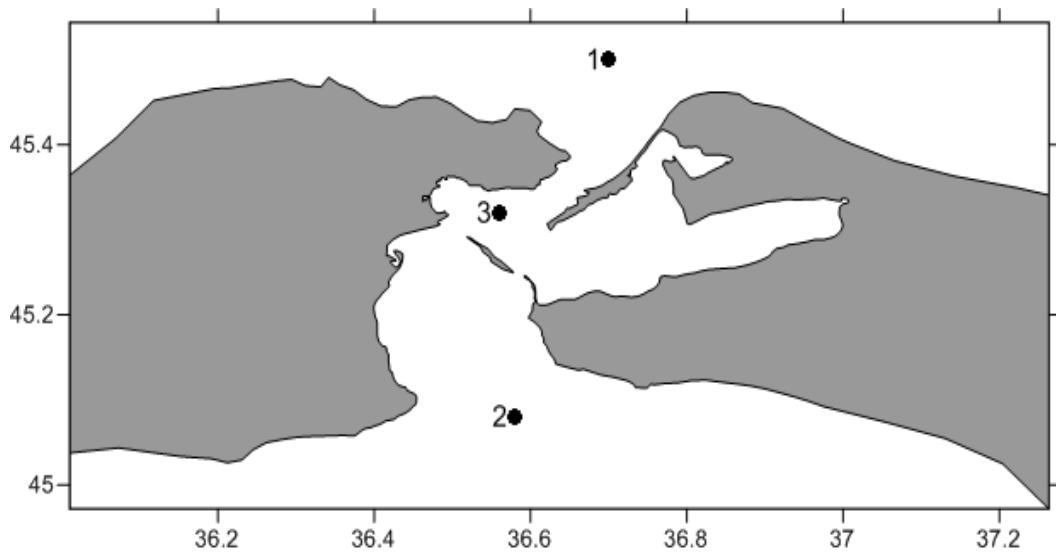


Рис. 3.4.4. Точки вывода данных в Керченском проливе.

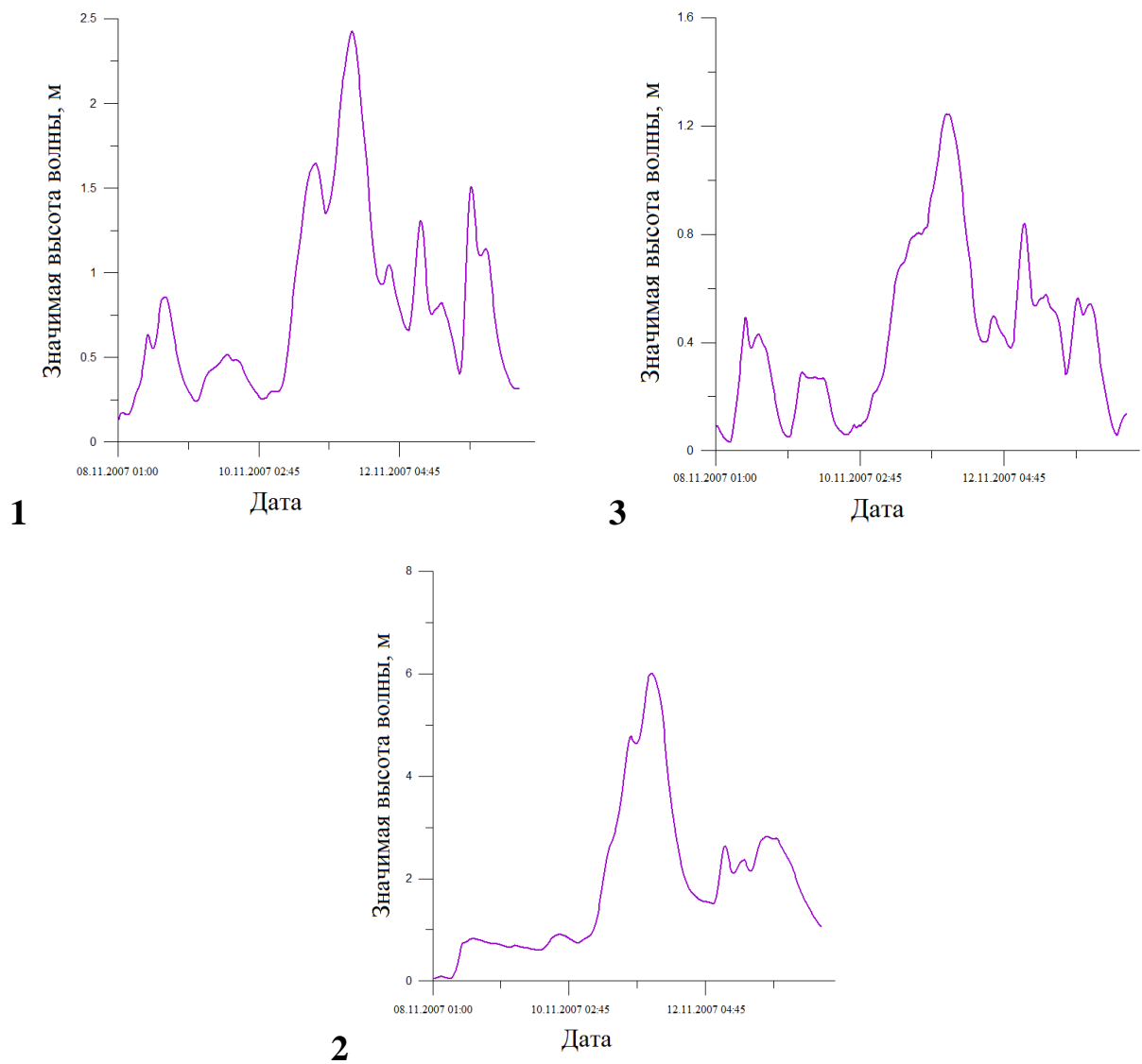


Рис. 3.4.5. Ход волны в северной (1), центральной (2) и южной (3) точках Керченского пролива.

3.5 Моделирование волнения при Новороссийской боре

Бора — местное (черноморское) название сильного холодного и порывистого ветра, дующего с низких горных хребтов в сторону теплого моря. Генетически это явление относится к фёнам, так как возникает при обтекании орографического препятствия крупномасштабным потоком [Торопов, 2013]. В некоторых работах, в частности в [Торопов, 2014] такие явления называют «падающей циркуляцией». Бора наблюдается, как правило, в холодное полугодие, в период с октября по апрель. Явление возникает в случае вторжения холодного воздуха в южные районы Европейской территории России. Синоптический опыт показывает, что четко выделяется антициклоническая бора, которая развивается на фоне крупномасштабного потока северо-восточного направления на южной периферии холодного антициклона, и циклоническая — в тылу средиземноморских или атлантических циклонов.

Во время новороссийской боры температура воздуха за несколько часов может понизиться на 15 °С, а скорость ветра достигать 60 м/с. Бора обычно продолжается 1-2 суток, но в отдельных случаях она дует в течение 7 и более суток. Горизонтальный масштаб явления составляет несколько десятков километров, вертикальный — несколько сотен метров (как правило, не более 1 км). В Новороссийске в среднем за год в течение 46 дней дует бора (в основном зимой). При этом 15-20 дней в году скорости ветра достигают штормовой силы, превышая 20 м/с, а 5 дней в году — уровня урагана (более 33 м/с). Примерно один раз в 10 лет в Новороссийске наблюдается катастрофическая бора, сопровождаемая порывами ветра более 45 м/с, что приводит к значительным разрушениям и человеческим жертвам и

практически полностью парализует работу новороссийского порта. Это определяет чрезвычайную актуальность задачи успешного прогноза боры.

Возможны разные подходы к прогнозу боры, однако, не все они эффективны. Например, прогноз тонкой пространственной структуры метеорологических полей при боре синоптическим методом не представляется возможным — данный метод предназначен для описания крупномасштабных атмосферных явлений, и прогноз местных процессов оказывается возможным лишь косвенно и на качественном уровне. Более успешными могли бы стать статистические методы, однако, адекватное использование этих методов требует, во-первых, большое количество измерительных точек, а во-вторых — большую временную продолжительность наблюдений. К сожалению, длинных рядов наблюдений на большом количестве станций в регионе не существует. Поэтому, в данной ситуации наиболее эффективным методом представляется численный гидродинамический диагноз и прогноз. Он обеспечивает высокое пространственное и временное разрешение метеорологических полей.

При сильном ветре естественным образом начинает генерироваться ветровое волнение. При Новороссийской боре преобладающее направление ветра северо-восточное, то есть ветер дует с берега. Это обуславливает наличие «тихой» зоны вдоль берега, где волны имеют небольшую высоту из-за ограниченности разгона. На расстоянии 10-20 км волнение под воздействием сильного ветра уже может достигать 2-3 м. При дальнейшем удалении от берега скорость ветра при боре, начинает ослабевать, и высота ветровых волн тоже постепенно уменьшается. Так как в глобальных моделях прогноза такое явление как бора либо не воспроизводится, либо наблюдаются большие ошибки в скорости ветра, то качество диагноза и прогноза ветрового волнения при таких экстремальных событиях также ухудшается. Возникает задача улучшения качества воспроизведения ветровых волн. Одним из решений этой задачи является использование

мезомасштабных метеорологических моделей высокого пространственного разрешения совместно с волновыми моделями.

В данной работе в качестве диагностического инструмента метеорологических параметров используется региональная гидродинамическая модель WRF-ARW [Skamarock, 2008]. Численные эксперименты с моделью WRF-ARW проводились по схеме четырехмерного усвоения, в качестве начальных данных использовались результаты данных анализа NCEP Final Analysis (FNL from GFS $1 \times 1^\circ$), которые усваивались каждые 6 часов. Границы расчетной области следующие: $44-45^\circ$ с. ш. и $37-39^\circ$ в.д. (рис. 3.5.1, карта-врезка). Пространственный шаг составил 2 км, а число вертикальных уровней 27 (верхняя граница на уровне 50 гПа). В соответствии с поставленной задачей, использовался негидростатический вариант модели WRF-ARW [Skamarock, 2008]. Интегрирование по времени осуществлялось на 72 часа.

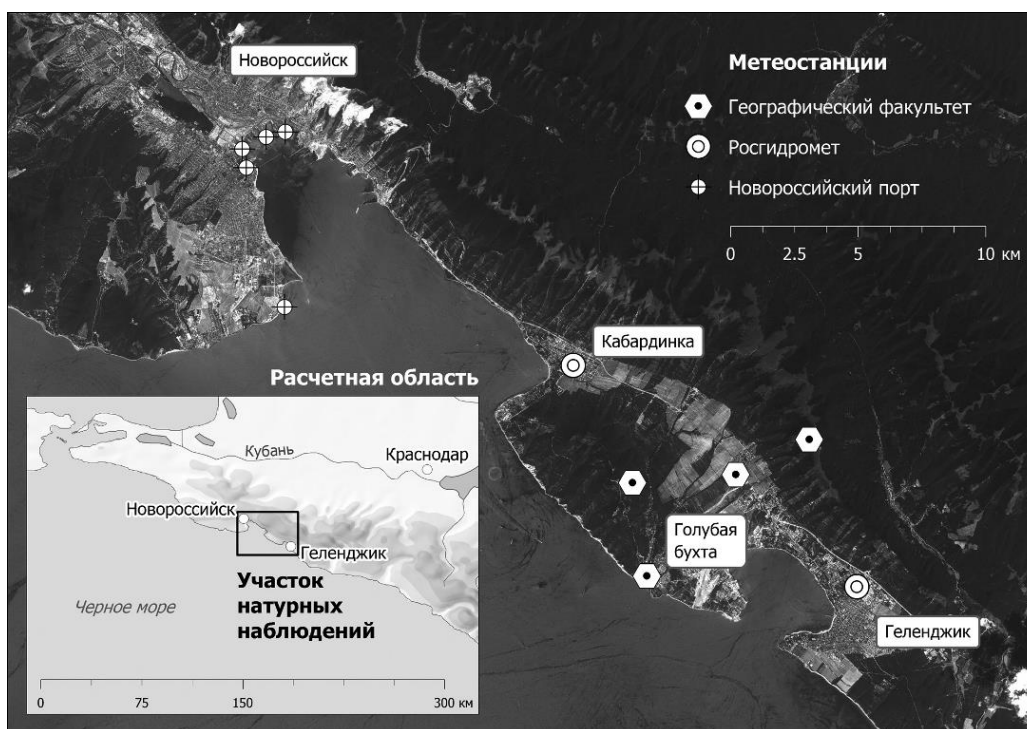


Рис. 3.5.1. Схема расположения станций наблюдений и расчетная область для модели WRF-ARW (карта-врезка).

Результаты экспериментов WRF сравнивались с данными нескольких метеостанций, расположенных в районе исследования (рис. 3.5.1). Выполнен качественный и количественный анализ результатов (сравнение прогностических и фактических средних и модальных значений скорости ветра по выбранной области). Показано, что модель WRF-ARW воспроизводит именно бору, а не какое-либо иное атмосферное явление. Об этом свидетельствуют: наличие сильного течения на склоне в подинверсионном слое, усиление ветра в прибрежной зоне и его ослабление в открытом море, формирование гравитационных волн после обтекания хребтов. Показано, что новороссийская бора может быть успешно воспроизведена мезомасштабной атмосферной моделью. Вместе с тем, количественные оценки показали, что ошибки велики: в среднем, 5-8 м/с. Однако, здесь следует отметить следующее. Во-первых, оценка модельных результатов по нескольким точкам станций не вполне корректна. Даже при высоком разрешении модели (2 км) получается, что модельное значение представляет собой некую «средневзвешенную» величину по двухкилометровой ячейке, которая сравнивается со значением в точке (станционными данными). Во-вторых, бора 25-26 января 2012 г. была сильной: средние скорости составляли 20-25 м/с, а порывы достигали 40 м/с. При таких скоростях ошибка в 5 м/с не представляется значительной. Кроме того, даже при наличии многочисленных ветровых наблюдений в районе исследований, следует отметить бедность измерительной сети, особенно, если речь идет о таком неоднородном по пространству явлении, как бора. Точки наблюдений распределены крайне неравномерно, многие из них попадают в «ветровую тень». На склоне Маркотхского хребта, и у его подножия, где наблюдаются максимальные скорости, расположены всего две точки измерений. Над морской акваторией измерения вообще отсутствуют. Все это может вносить свой вклад в мнимое завышение моделью значений скорости ветра.

Также для анализа ошибок использована пространственная функция распределения. Показано, что модальные значения по некоторой области прогнозируются существенно надежнее по модели WRF: ошибка для мод не превышает 3 м/с.

Расчеты волнения в данном районе ранее уже выполнялись [Ефимов, 2000; Дьяков, 2010], однако, в качестве входных данных по ветру там использовались данные реанализа с разрешением от 0.2° . Естественно, такие данные не описывают сложную пространственную структуру скорости ветра во время боры. Эксперименты, результаты которых обсуждаются в [Ефимов, 2000; Дьяков, 2010], были в основном направлены на исследование режимных характеристик волнения.

В рамках данной работы были проведены исследования по моделированию волнения, возникающего в качестве реакции на воздействие штормового и ураганного ветра в прибрежной зоне при боре. Результаты расчетов скорости и направления ветра с помощью модели WRF-ARW были использованы в качестве начальных данных для расчета ветрового волнения. Границы расчетной области следующие: $37-39^\circ$ в.д. $44-45^\circ$ с.ш. Пространственный шаг: $0,02^\circ$ вдоль круга широты и $0,01^\circ$ по долготе. Время интегрирования составило 12 часов, при этом данные по ветру задавались ежечасно. Для того, чтобы оценить необходимость использования мезомасштабной атмосферной модели типа WRF-ARW, было проведено два эксперимента. В первом случае использовались поля ветра анализа-FNL ($1 \times 1^\circ$). Во втором эксперименте использовались результаты WRF-ARW.

Результаты расчетов приведены на рис. 3.5.2. Хорошо видно, как в случае использования данных анализа FNL, так и в случае использования результатов расчетов WRF-ARW, максимальная высота волны наблюдается в 50-100 км от береговой линии, что соответствует масштабу разгона морской волны. В общих чертах совпадают площади областей с максимальным волнением, а также их положение в пространстве. Так, области максимального волнения в обоих случаях находятся преимущественно в

западной половине расчетной области. Однако, количественные различия между результатами экспериментов весьма велики. В случае использования в качестве начальных данных анализа-FNL, максимальная высота волны составляет 1.5-2 метра, в то время, как на основе результатов WRF-ARW 2-2.5 метра. Кроме того, площадь области опасного волнения (более 1 м) по данным WRF-ARW примерно в полтора раза выше, чем на основе данных FNL.

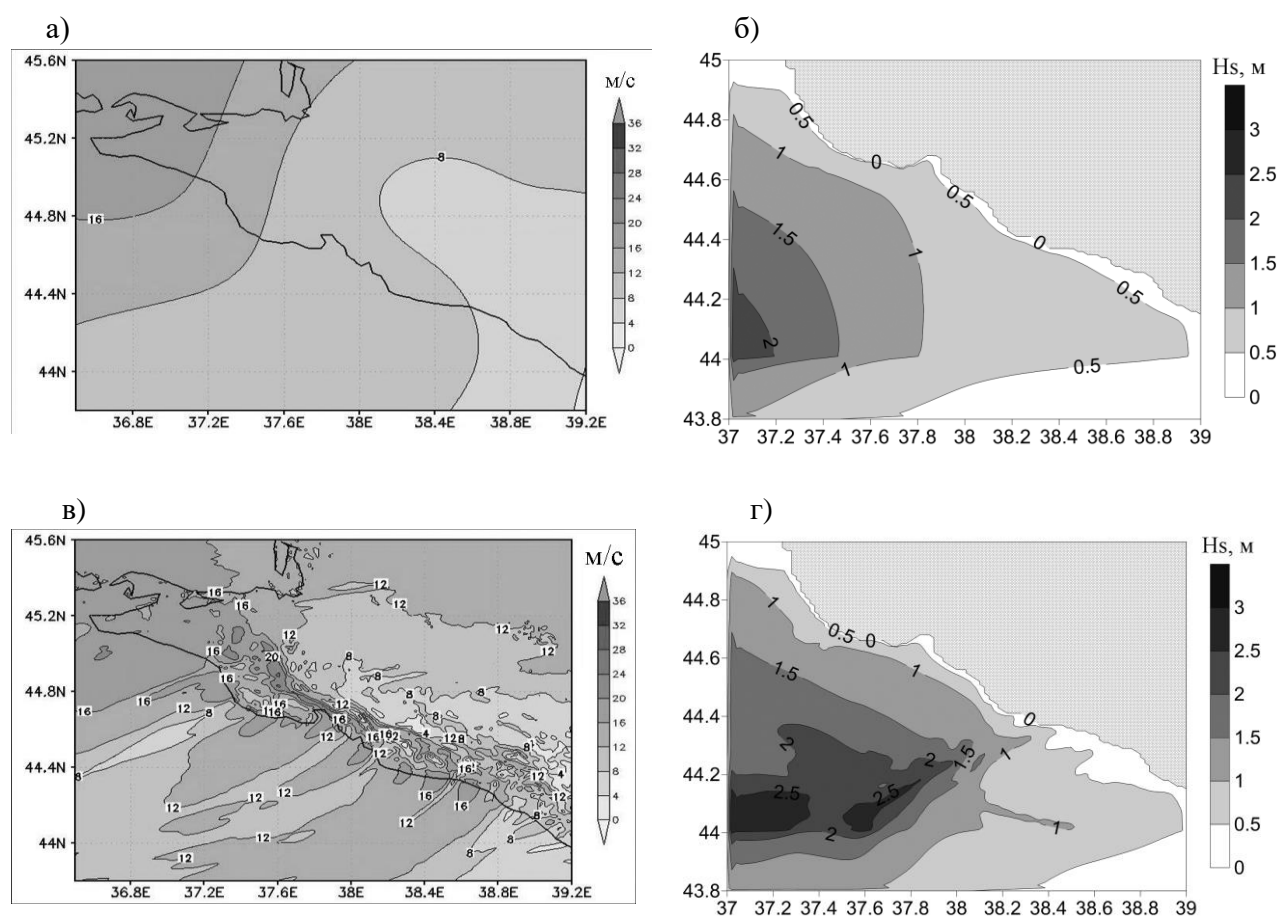


Рис. 3.5.2. Скорость ветра, осредненная за 26.01.2012 по данным: а) анализа-FNL, в) модели WRF-ARW; и соответствующие им высоты значительных волн (б, г), рассчитанные с помощью модели SWAN.

К сожалению, нет возможности выполнить детальную количественную оценку результатов моделирования SWAN по причине отсутствия надежных данных наблюдения за волнением. Данные волнографа LogaLevel,

использовать не имеет смысла, так как прибор установлен на пирсе в 150 м от берега — он полезен для анализа волнения при нагонных ветрах южных и западных румбов. При боре максимум волнения наблюдается в десятках километрах от береговой зоны. Поэтому данные волнографа не позволяют оценить максимальную высоту волны. Спутниковые данные можно использовать лишь качественно — их точность в настоящее время невелика. Тем не менее, эти данные используются, в частности, для оценки влияния новороссийской боры на морскую поверхность [Alpers, 2010]. В частности, на основе анализа изображений видимого и инфракрасного диапазонов ИСЗ NOAA и Terra/Aqua, а также данных СВЧ-скаттерометра Quikscat и радиолокаторов с синтезированной апертурой спутников ERS-2 и Envisat восстановлены интересные особенности пространственной неоднородности морского волнения во время боры [Alpers, 2010]. Показано, что воздействие сильного северо-восточного ветра при боре на морскую поверхность приводит к формированию характерных полос на снимках из космоса в видимом, ИК- и СВЧ-диапазонах. Такие же структуры проявились в поле скорости ветра по результатам WRF, и в меньшей степени, по результатам модели SWAN.

3.6. Моделирование волнения с использованием ветра из WRF

Результаты прогноза волнения кардинальным образом зависят от способа задания поля скорости ветра, определяющего волнение (здесь и далее - форсинга). В последние 15-20 лет для этих целей используются результаты численного прогноза погоды, выполненного с помощью глобальных гидродинамических моделей. Пространственно-временное разрешение полей ветра, рассчитанных глобальными моделями, позволяет успешно решать задачу прогноза волнения, например, в Северной Атлантике, но не подходит для акваторий заливов и внутренних морей.

В последние годы активно развивается метод прогноза волнения с оперативным использованием мезомасштабных негидростатических атмосферных моделей, воспроизводящих поля скорости ветра с временным шагом 5-15 минут и с пространственным разрешением 1-10 км, и полных моделей ветрового волнения [Gusdal, 2009; Rusu, 2011]. Предполагается, что для относительно небольших морских акваторий такой подход к моделированию волнения может дать лучший результат.

В данном разделе приведены результаты диагноза ветрового волнения с использованием в качестве форсинга полей глобального реанализа NCEP/CFRSR и результаты мезомасштабной атмосферной модели WRF-ARW.

Были выполнены численные эксперименты с мезомасштабной негидростатической моделью WRF-ARW [Skamarock, 2008] по воспроизведению метеорологического режима для декабря 2010 г., характеризуемого значительным количеством штормов. В работах [Торопов, 2013, 2014] показано, что эта модель удовлетворительно воспроизводит ветровой режим на черноморском побережье Кавказа, в частности, во время новороссийской боры. Показано, что в 75% случаев модуль ошибки средней скорости ветра не превышает 5 м/с. Верно воспроизводится и пространственная структура поля ветра.

Конфигурация модели WRF (параметризации физических процессов в модели), подобранная для данного эксперимента, является оптимальной для анализа и прогноза штормовых явлений на черноморском побережье Кавказа и подробно описана в работах [Торопов, 2013, 2014]. В качестве начальных и граничных условий использовались поля оперативного глобального анализа NCEP FNL (Final) с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ [CISL]. Поля ветрового форсинга WRF для волновой модели SWAN записывались с временным интервалом 1 час. Всего с целью выбора оптимальной для данной задачи конфигурации расчетной сетки/сеток было проведено 3 тестовых эксперимента, они различаются лишь размером и расположением, а также пространственным разрешением расчетных областей (табл. 3.6.1). Расчетные

области модели WRF в экспериментах 2 и 3 приведены на рис. 3.6.1, расчетная область эксперимента 1 не приведена и включает в себя только акваторию Черного моря.

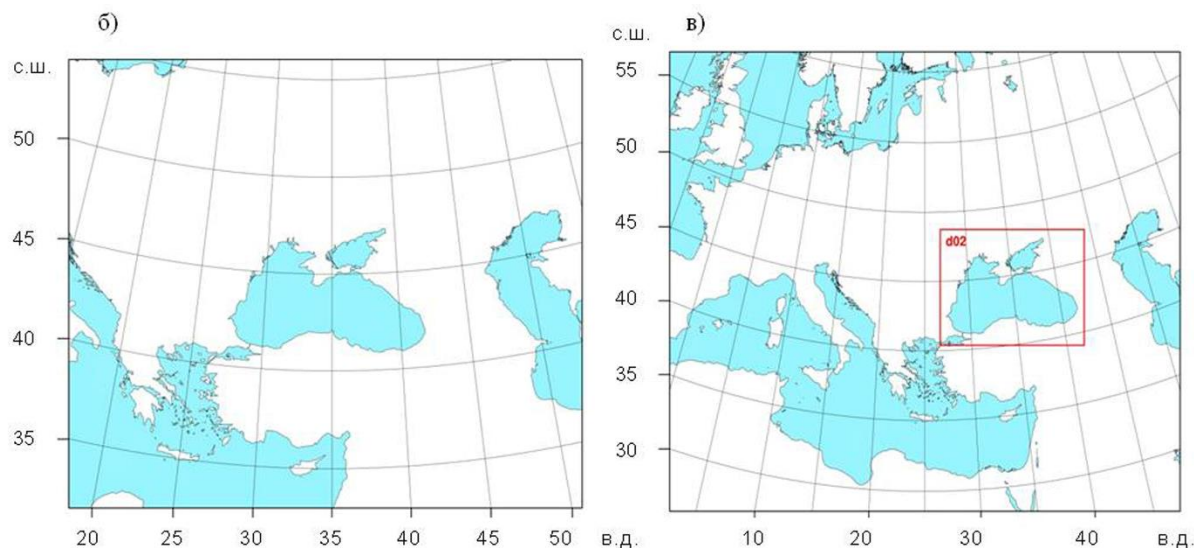


Рис. 3.6.1. Расчетные области атмосферной модели WRF-ARW в эксперименте 2 (а) и 3 (б, красным контуром показана вложенная область).

Таблица 3.6.1. Расчетные области численных экспериментов WRF-ARW

№	Кол-во сеток	Шаг сетки (км)	Размер области (км)
1	1	5	1900x1000
2	1	10	5200x2500
3	2	30/10	8500x4000 / 2000x1100

В качестве тестового периода для модели WRF использован декабрь 2010 г., который характеризовался сильными штормами. Всего, по данным измерений волнения, в течение этого месяца в Цемесской бухте было отмечено 5 штормов, характеризуемых высотой волны более 1.5 метров. Отмечено 2 сильных шторма, высота волны при которых превышала 3 м.

Синоптические причины этих штормов различные, но, в основном, они были связаны с циклоническими волнами, формирующимися в зоне активного полярного фронта. Также было отмечено несколько случаев боры, во время которых, согласно спутниковым данным, волна формировалась на удалении 50-80 км от береговой линии.

Сравнение результатов WRF с данными станции Шесхарис показали, что эксперимент № 1 лучше всего воспроизводит скорость ветра в новороссийском порту (со средней абсолютной ошибкой 2 м/с и максимальной 9 м/с), эксперимент № 3 оказывается в этом смысле наихудшим (рис. 3.6.2а). Средняя абсолютная ошибка реанализа CFSR за данный период при этом составляет 2.4 м/с, то есть мало отличается от ошибки WRF.

То же самое относится и к направлению ветра. На Рис. 3.6.2а указано направление ветра в пункте Шесхарис по наблюдениям и результатам 3-х экспериментов WRF для декабря 2010 г. Наиболее близкое к наблюдаемому направление ветра показали результаты эксперимента №1. Шторма 17 и 19 декабря хорошо улавливаются и 2 экспериментом. А вот 3 эксперимент дает совсем неправильную картину ветра – анализ результатов моделирования выявил неверно вычисленную конфигурацию и траекторию южного циклона. Вероятно, причиной ухудшения прогноза ветра в эксперименте №3 с вложенной сеткой стал некорректный размер вложенной области (слишком маленький) для задачи моделирования явлений синоптического масштаба.

На основе диагностического ветрового форсинга модели WRF были рассчитаны параметры ветрового волнения. Результаты моделирования волнения сравнивались с данными измерений в Цемесской бухте для января, февраля и декабря 2010 г. Сравнение результатов моделирования волнения с данными наблюдений показано на рисунках 3.6.2б и 3.6.3. Использование ветрового форсинга WRF по сравнению с форсингом CFSR незначительно улучшило качество моделирования волнения в декабре 2010. В некоторых случаях сильных штормов (14, 19 декабря) с высотой волн 3 м и более

ошибка модели с использованием форсинга WRF составила не более 0.5-0.7 м (при использовании CFSR ошибка высоты волны достигала 1-1.5 м). Для января 2010 г. (рис. 3.6.3) улучшения при использовании WRF не наблюдается, а пики штормов в основном занижены.

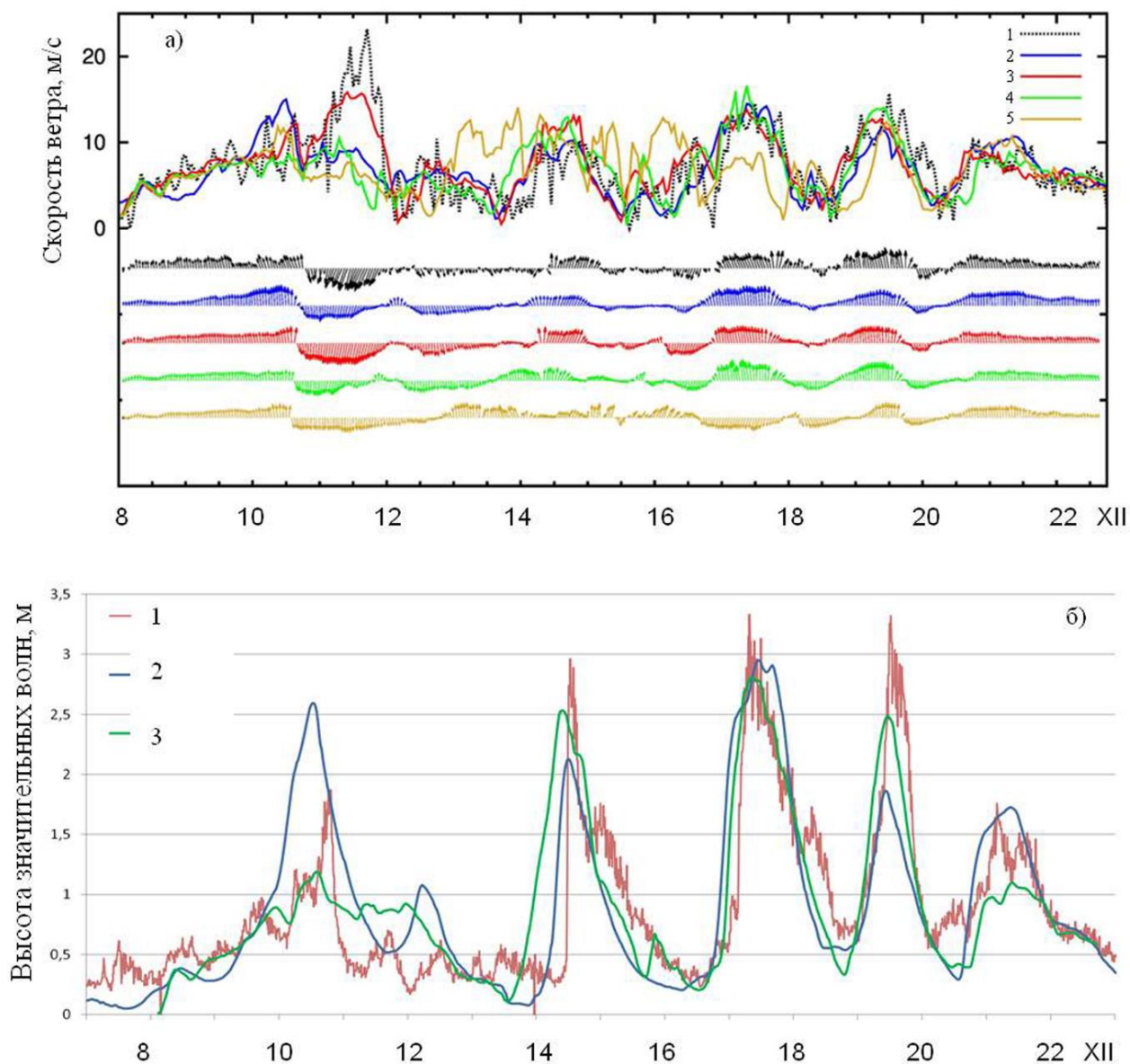


Рис. 3.6.2. Диагноз ветрового форсинга (а): 1 – наблюдения, 2 - по реанализу CFSR, 3 – по результатам 1-го эксперимента WRF, 4 – по результатам 2-го эксперимента WRF, 5 - по результатам 3-го эксперимента WRF (скорость ветра обозначена линиями, направление – векторами); диагноз высоты значительных волн (б): 1 - по данным измерений, 2 – с использованием

форсинга CFSR за период 7-23 декабря 2010 г, 3 - по результатам моделирования с использованием форсинга WRF.

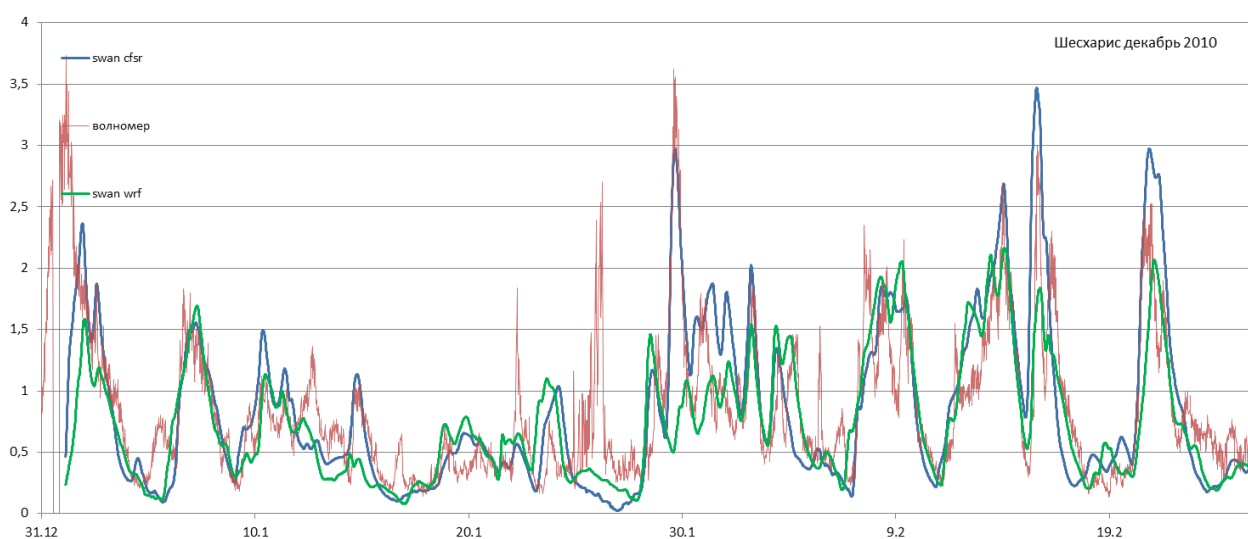


Рис. 3.6.3. Диагноз высоты значительных волн: волномер - по данным измерений, swan cfsr – с использованием форсинга CFSR, swan wrf - по результатам моделирования с использованием форсинга WRF.

Можно заключить, что модель SWAN воспроизводит ветровое волнение вблизи северо-восточного побережья Черного моря относительно успешно как в случае использования ветрового форсинга CFSR, так и форсинга WRF-ARW. Показано, что при диагнозе волнения или ретроспективных расчетах использование WRF-ARW существенно не влияет на результат. Однако, необходимы более длительные расчеты для обоснованного заключения на этот счет.

3.7. Система прогноза ветрового волнения для Цемесской бухты, Керченского пролива и района Сочи.

В основе системы прогноза волнения лежит спектральная волновая модель третьего поколения SWAN версии 40.81, описание которой уже

приведено в Главе 1. Для прогностической версии, так же, как и для диагностической, в конфигурации модели используется режим GEN3 со стандартными коэффициентами.

В качестве расчетной сетки использовалась неструктурная триангуляционная сетка, включающая в себя все Черное и Азовское моря с шагом по пространству 12 км, а также Керченский пролив, Цемесскую бухту и район Сочи с шагом до 200 м (рис. 3.7.1). Общее количество узлов сетки - 12131. Эту вычислительную сетку в будущем можно модифицировать, добавив новые области в высоком разрешении, в зависимости от поставленных задач. Текущие вычислительные мощности позволяют, не сильно замедлив скорость расчетов, использовать неструктурные сетки до 30 000 узлов.

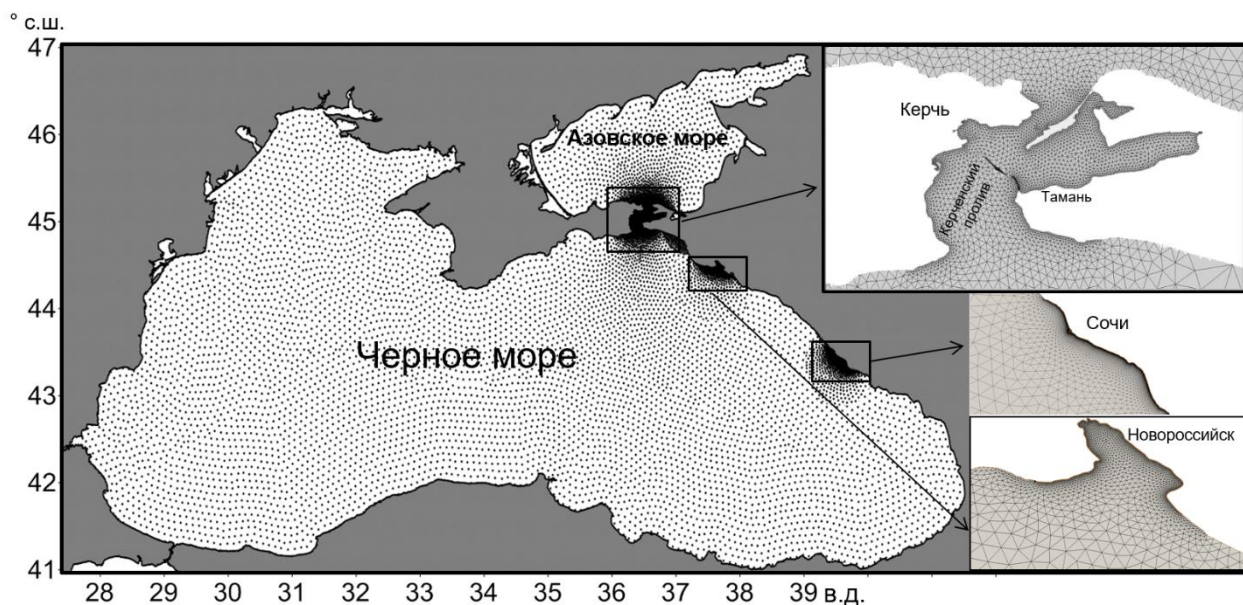


Рис. 3.7.1. Расчетная неструктурная сетка для Черного моря. На врезках – Керченский пролив, район Сочи и Цемесская бухта.

Оперативная прогностическая система работает на основе полей прогноза ветра GFS, доступных с пространственным разрешением 0.5° . Используются данные прогноза ветра на 72 часа с шагом 3 часа, более подробное описание входных данных о ветре приводилось в Главе 2.

Ежедневно в автоматическом режиме с сервера NOAA (<ftp://nomads.ncdc.noaa.gov/GFS/>) происходит скачивание полей прогноза ветра. Далее при помощи скриптов из глобальных полей ветра вырезается область для Черного и Азовского моря. На следующем шаге происходит конвертация полей GFS и формирование входного файла, читаемого моделью SWAN. После формирования входного файла, содержащего поля ветра на 72 часа, происходит запуск модели SWAN. Чтобы избежать занижения высоты волн для первых прогнозов (на 3, 6, 9 часов), связанного с «холодным» стартом модели (начальным условием является отсутствие волн), также используются данные прогноза GFS от 12:00 предыдущего дня. Волновая модель стартует от 12:00 предыдущего дня и к первому прогнозу на 3 часа текущего дня волнение уже разгоняется в течение 15 часов, чего вполне достаточно для первоначального разгона поля волн для Черного и Азовского морей. После окончания расчетов модель выдает файлы содержащие следующую информацию о волнении: значительная высота (м), направление (°), период (с), высота зыби (м), длина волны (м), зональный перенос волновой энергии (Вт/м), меридиональный перенос волновой энергии (Вт/м). Далее при помощи скриптов в программе Surfer производится построение карт распределения параметров волн для акватории Черного моря и для прибрежных районов (Керченский пролив, Цемесская бухта, район Сочи) в увеличенном масштабе. Карты содержат прогноз параметров ветрового волнения с временным шагом 3 часа. На рис. 3.7.2 представлен пример прогноза высоты значительных волн на 24-45 часов от 31.01.2016 для всего Черного моря и отдельно для прибрежных районов, где параметры волнения моделируются с высоким пространственным разрешением.

Все исполняемые файлы системы расположены на сервере CRAY Лаборатории Оценки Природных Рисков (Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова). Полученная продукция содержится на сервере и ежедневно отправляется на указанные адреса по электронной почте.

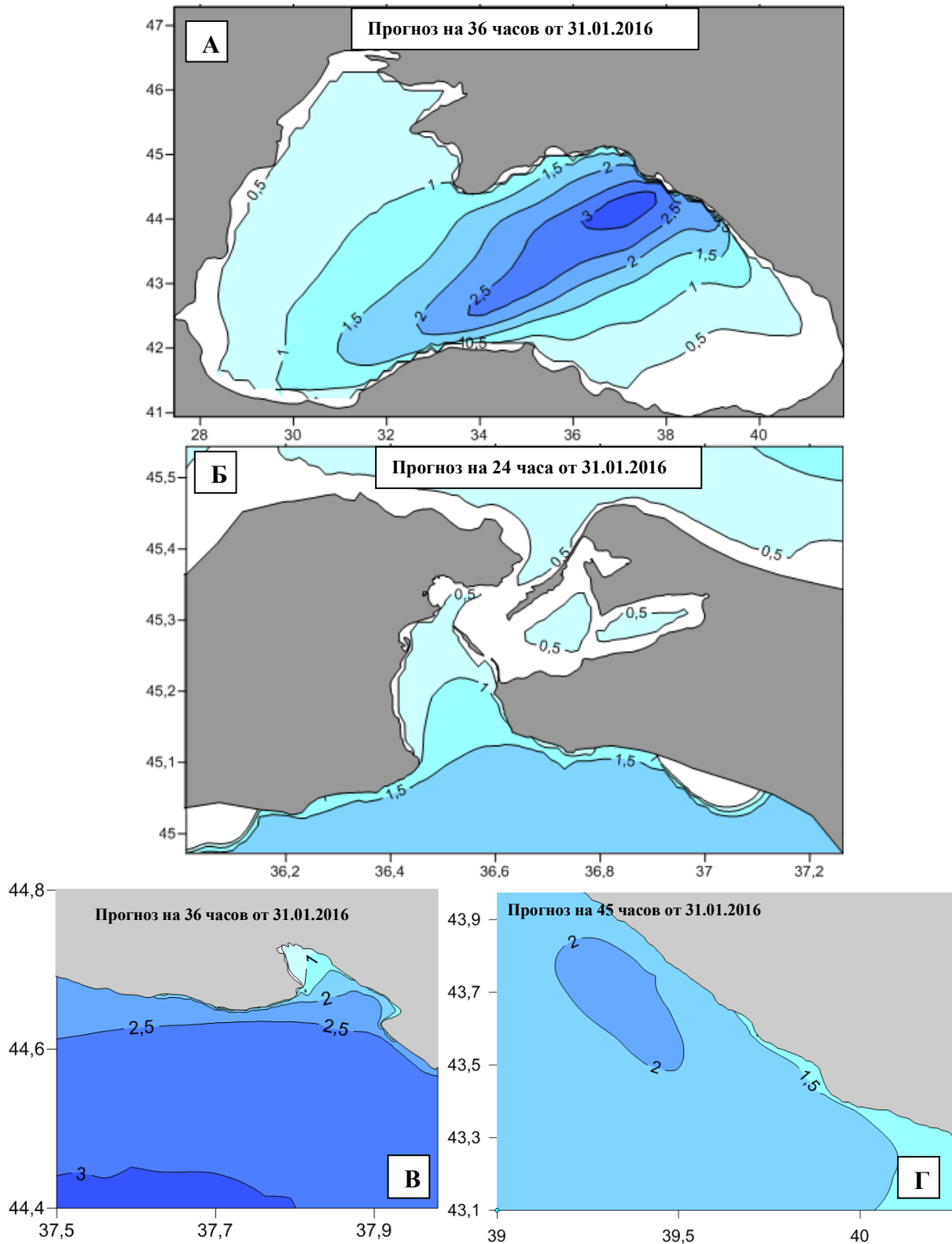


Рис. 3.7.2 Пример прогноза высоты значительных волн (м) для Черного моря (А), Керченского пролива (Б), Цемесской бухты (В) и района Сочи (Г).

На рис. 3.7.3 представлен пример прогноза периода, длины волны и высоты волн зыби для Черного моря и Керченского пролива. Хорошо видно, как в Керченском проливе из-за уменьшения глубины длина волны существенно уменьшается, а волны зыби практически не проникают.

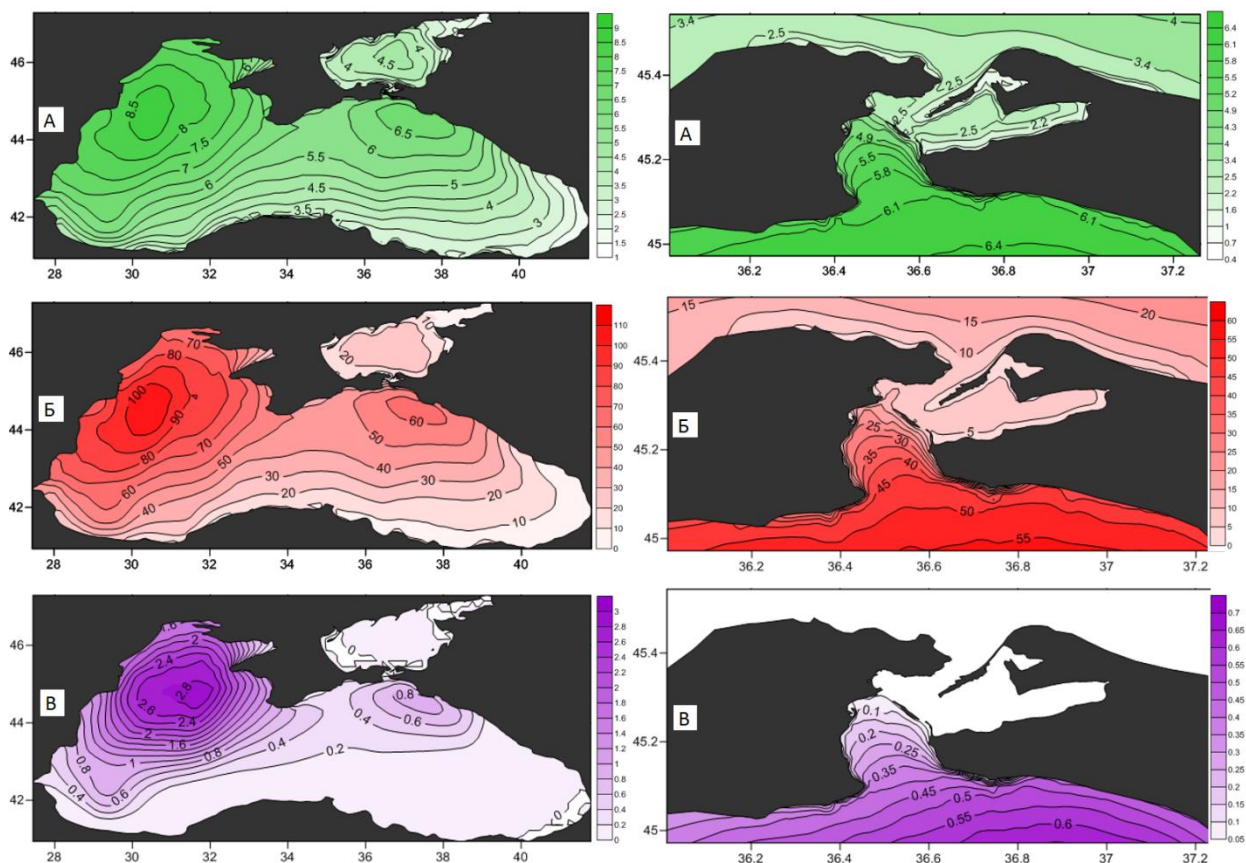


Рис. 3.7.3. Пример прогноза периода (А), длины волны (Б) и высоты волн зыби (В) для Черного моря и Керченского пролива.

Для сопоставления полученных прогнозов параметров ветрового волнения в открытом море на глубокой воде было проведено сравнение расчетов с данными прогностической системы ЕСИМО, где публикуются прогнозы волнения Гидрометцентра России. Для анализа был выбран шторм, проходивший по акватории Черного моря с 31 января по 1 февраля 2015г. Максимальная высота значительных волн во время шторма, по данным ЕСИМО, составила 6.6 м. Запуск модели осуществлялся с 30 января 2015 г. 00:00 часов. В связи с тем, что качество прогноза с течением времени

ухудшается, имеет смысл проводить сравнение для разных сроков. Были выбраны три срока, в которых наблюдается развитие шторма (прогноз на 51 час), пик шторма (прогноз на 63 часа) и процесс затухания шторма (прогноз на 72 часа). Для проведения более удобного сравнения результаты расчета модели SWAN визуализировались по той же шкале, что и прогноз системы ЕСИМО (Рис. 3.7.4).

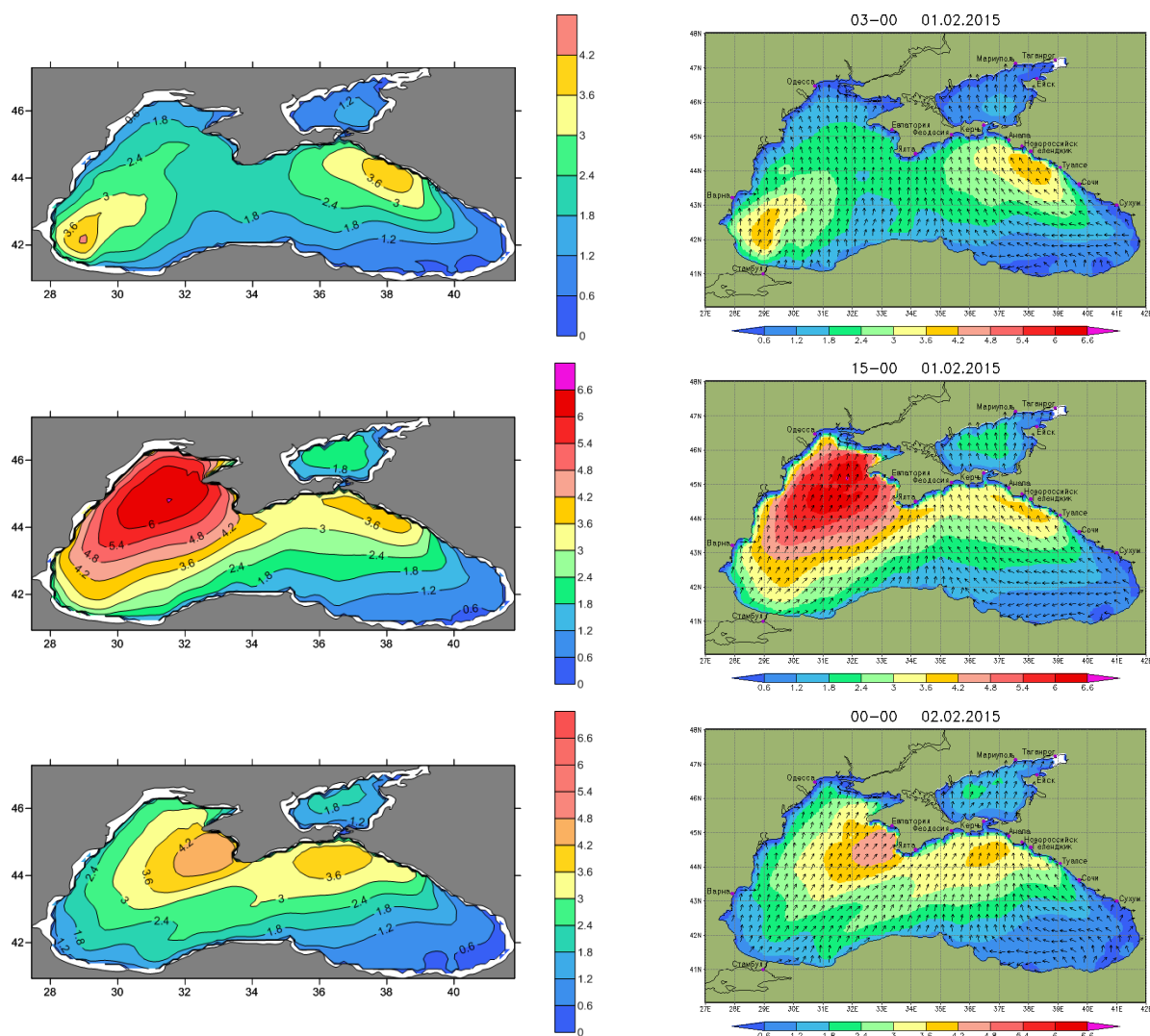


Рис. 3.7.4. Сравнение результатов прогностических расчетов модели SWAN и прогноза системы ЕСИМО на 51 час (сверху), на 63 часа (в центре), на 72 часа (снизу).

Из рис. 3.7.4. видно, что прогностические расчеты высоты волн модели SWAN для всех этапов существования шторма схожи с прогнозами системы ЕСИМО. Небольшая разница наблюдается в пространственном

распределении высоты волны, что возможно вызвано различиями типа расчетной сетки и ее шага. Такое совпадение вызвано использованием одинакового ветрового форсинга GFS для обеих прогностических систем.

Таким образом, можно предполагать, что качество и оправдываемость прогностических расчетов модели SWAN не уступают прогнозам системы ЕСИМО, приведенным в работе [Струков, 2013].

Созданная технология прогноза параметров ветрового волнения в Черном море и шельфовых зонах была протестирована с форсингом GFS-0.25° и GFS-0.5°. Приведем результаты сравнения прогноза ветра и волнения на акватории Черного моря с использованием прогнозов GFS-0.25° и GFS-0.5°.

Были произведены прогнозы поля волн на 3 суток от каждого дня с 7 февраля по 1 марта 2015 г. Для создания начального поля волнения, близкого к реальному, расчеты начинаются от 12:00 предыдущего дня.

Для прогноза волнения использовались данные о полях ветра системы GFS-0.25° и GFS-0.5° (описание данных прогнозов приведено в Главе 2). Для оценки качества прогнозов ветра и волнения использовались спутниковые данные альтиметра AltiKa, находящегося на борту спутника SARAL. Данные о высоте значительных волн и скорости ветра имеют пространственное разрешение около 7 км и доступны на сайте [RADS]. За период с 7 февраля по 1 марта 2015 г. были получены спутниковые данные для 4500 точек, находящихся не более чем в 10 км от узлов расчетной сетки модели SWAN.

В результате проведенных расчетов по модели SWAN были получены прогностические поля ветровых волн при использовании двух вариантов форсинга: GFS-0.5° и GFS-0.25°. На первом этапе, чтобы определить наличие различий, производилось сравнение высоты значительных волн в точке с координатами 44° с. ш., 37° в. д. (рис. 3.7.5).

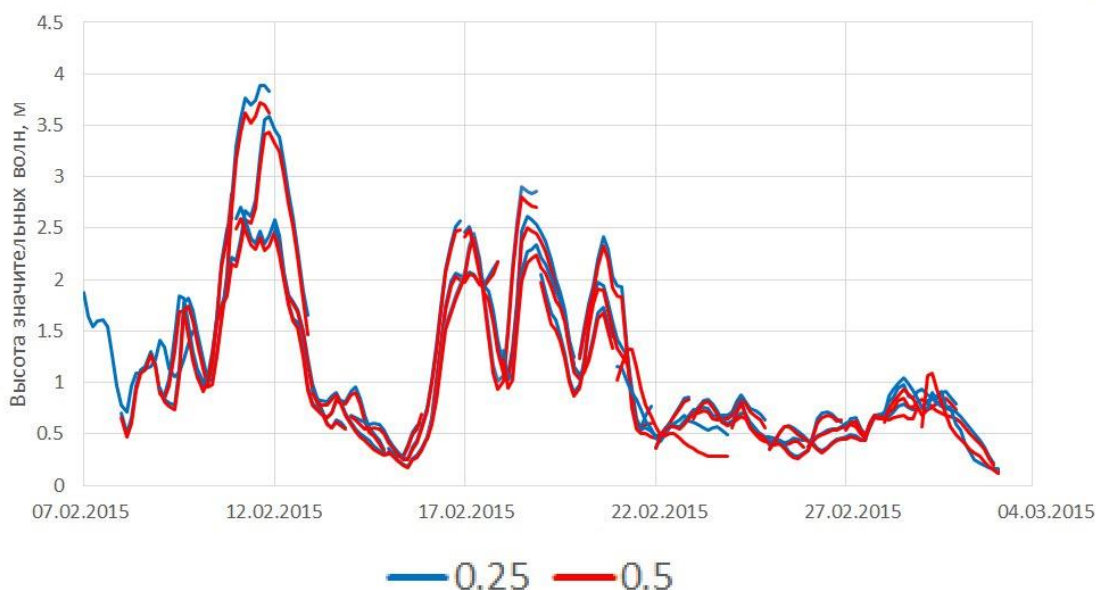


Рис. 3.7.5. Прогноз высоты значительных волн в точке 44° с. ш., 37° в. д. с использованием прогнозов ветра GFS- $0,25^{\circ}$ и GFS- $0,5^{\circ}$.

Сравнение показало, что высоты волн с использованием форсинга GFS- 0.25° немного выше, особенно при высоте волн более 2 м. При небольшом волнении оба прогноза дают подобные результаты. Учитывая тот факт, что модели, в основном, занижают высоту волн при штормовом волнении 3 м и более [Зеленько, 2014; Акрінар, 2012], возникают предпосылки для уменьшения ошибок при использовании форсинга GFS- 0.25° .

Далее проводилось сравнение полей волн обоих прогнозов для самого сильного шторма за рассматриваемый период, который был 11 февраля 2015 г. На рис. 3.7.6 видно, что поля волнения, в целом, похожи, особенно локальный максимум в западной части. Однако максимум, расположенный восточнее, имеет другую площадь при прогнозе GFS- 0.25° .

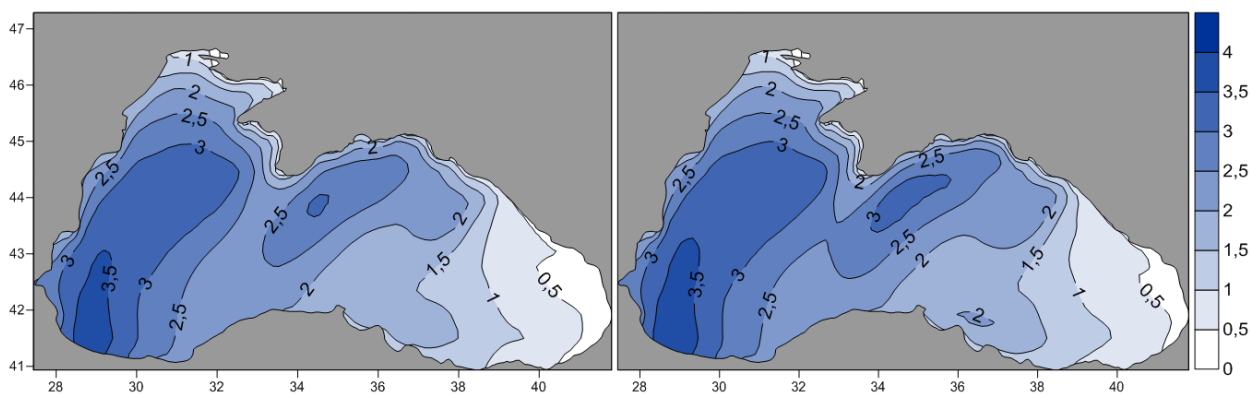


Рис. 3.7.6. Прогноз на 21 час высоты значительных волн от 00 ч 11 февраля 2015 г. с использованием форсинга: GFS-0.5° (слева) и GFS-0.25° (справа).

Поле скорости ветра, построенное по данным обоих прогнозов, также свидетельствует о небольших различиях (рис. 3.7.7). Скорости ветра по прогнозам составили 12-14 м/с для районов с высотой значительных волн более 3 м. Направление ветра также почти одинаково по обоим прогнозам.

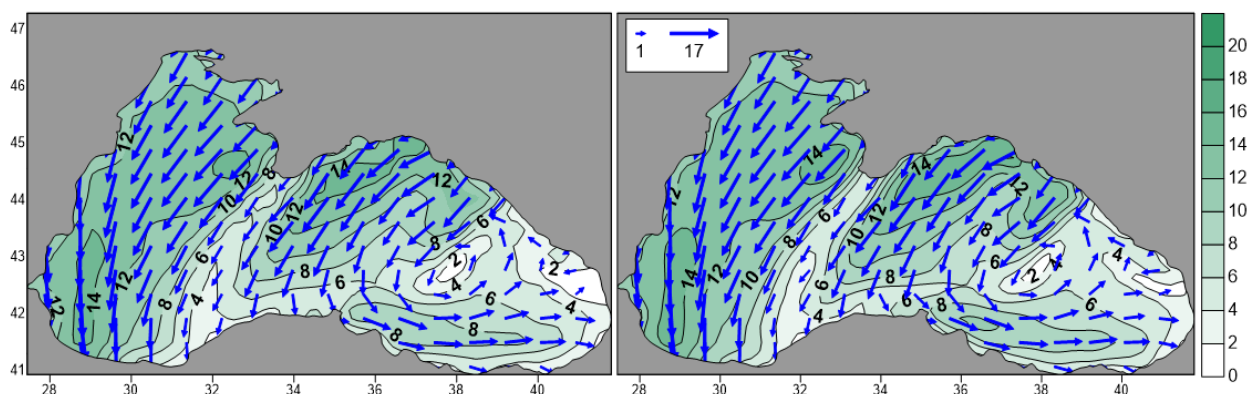


Рис. 3.7.7. Прогноз на 21 ч скорости ветра от 00 ч 11 февраля 2015 г., с использованием форсинга: GFS-0.5° (слева) и GFS-0.25°(справа).

Для большей наглядности и выявления различий между высотой волн и скоростью ветра были построены разности: из поля по прогнозу GFS-0.25° вычиталось поле GFS-0.5°. Разности для поля ветра представлены на рис. 3.7.8а, для поля волн - на рис. 3.7.8б. По высоте волн разность практически на всей акватории Черного моря положительна, следовательно, волны по прогнозу GFS-0.25°, в основном, выше. Однако, величина разности

составляет не более 0.4 м, а чаще 0.1-0.15 м. В разности полей ветра картина несколько отличается: имеются области как положительной, так и отрицательной разности в диапазоне от -1 до 2 м/с. Разность полей ветра менее пригодна для анализа, поскольку временная и пространственная изменчивость поля ветра намного выше, чем у поля волнения. В разности полей волнения имеется «накопленный» сигнал за период порядка 1-2 суток, обусловленный передачей энергии от ветра. Анализируя расположение максимальных разностей по ветру и по высоте волн, можно заключить, что они тяготеют к прибрежным районам, а нулевые разности наблюдаются преимущественно в отдалении от берега.

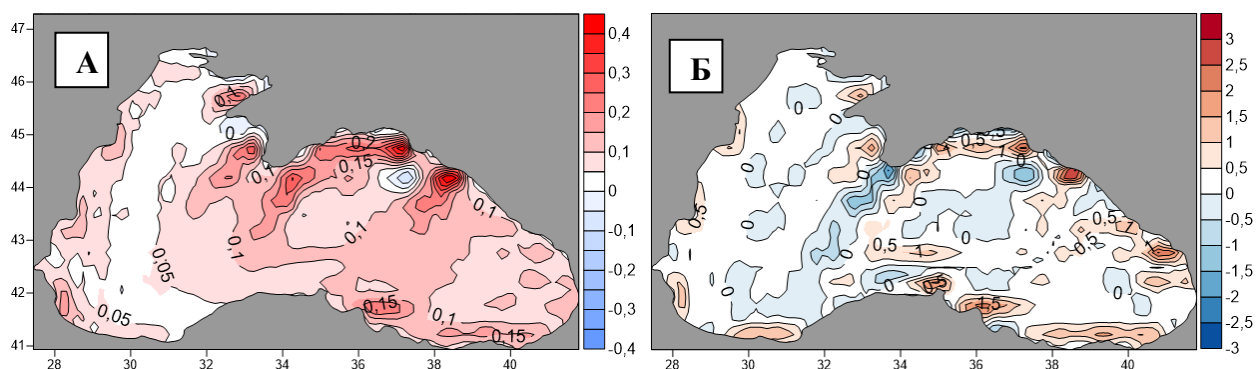


Рис. 3.7.8. Разности между прогнозами на 21 ч высоты значительных волн и ветра от 00:00 11 февраля 2015 г.: высоты значительных волн, м (А), скорости ветра, м/с (Б).

Это объясняется тем, что при увеличении пространственного разрешения в модели атмосферы, в прибрежной зоне возникают районы, где изменение маски рельефа и подстилающей поверхности начинает вносить большой вклад в работу физических механизмов модели. В открытом море, на удалении от берега эти эффекты затухают.

Для всего периода расчетов были сопоставлены скорости ветра и высоты волн в узлах расчетной сетки модели SWAN с данными спутникового альтиметра AltiKa. Расстояние между парами сравниваемых точек составило не более 10 км. Поскольку прогнозы волн и ветра

выполнены на 72 часа от каждого дня, то одни и те же данные спутника за конкретный день служили для оценки качества прогноза разной заблаговременности. Результаты сравнения всех данных (разная заблаговременность) представлены на диаграмме (рис. 3.7.9). В целом, значения хорошо согласованы, корреляция по высоте волн составляет 0.89 при форсинге GFS-0.5° и 0.892 при GFS-0.25°, для скорости ветра 0.839 и 0.835 соответственно. Среднеквадратическая ошибка по высоте волны составляет 0.4 м, по ветру 2 м/с. В целом, ошибки по скорости ветра и по высоте волн немного меньше при использовании форсинга GFS-0.25°, однако, различия эти весьма незначительны. Величина СКО по волнению немного больше, чем по результатам других исследований, но в нашем случае анализировались все высоты волн от 0.15 м. Если рассчитать СКО для волн высотой более 2 м, то ошибка уменьшается до 0.25 м.

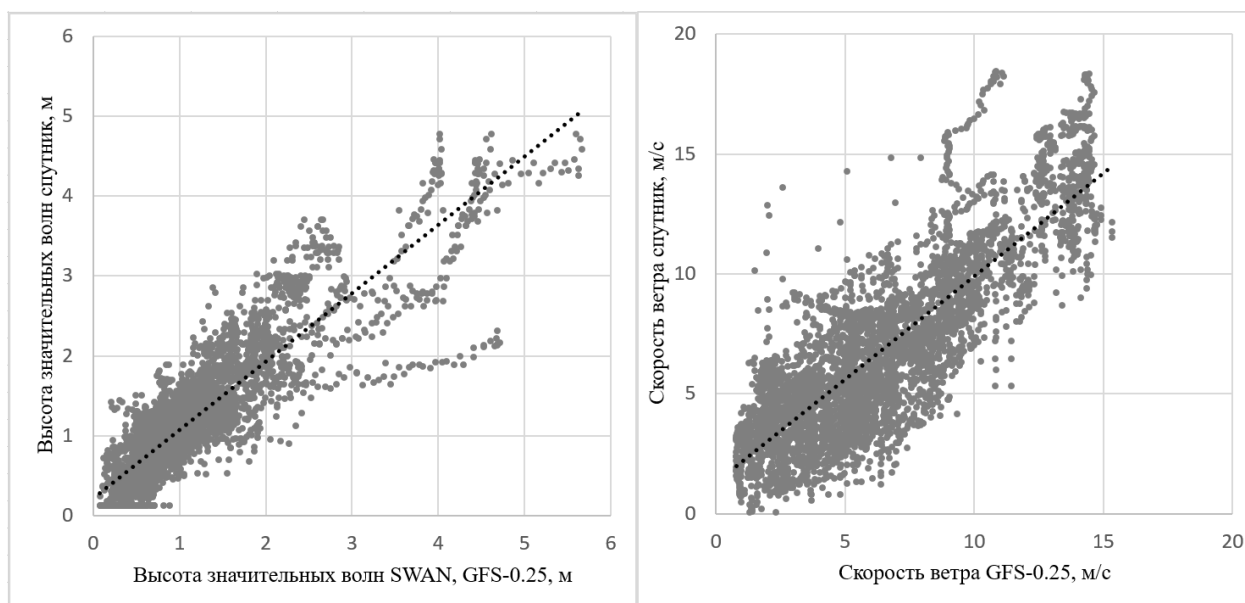


Рис. 3.7.9. Сравнение прогнозов высоты волн (а) и скорости ветра (б) с данными альтиметра.

Как было показано на рис. 3.7.8, основные различия в поле ветра и волн между двумя прогнозами наблюдаются в прибрежной зоне, тогда как спутниковые данные возле берега имеют плохое качество и

отбраковываются. В результате, в открытом море оба прогноза имеют примерно одинаковые ошибки при сравнении со спутниками.

Величина ошибки прогнозов в зависимости от заблаговременности увеличивается, например, для высоты волн RMSE от 0.3 м для прогноза на 21 ч до 0.5 м на 72 ч. Однако, длины нашего ряда прогнозов и соответствующих им спутниковых данных недостаточно для обеспеченных статистических оценок этой динамики.

Таким образом, сравнение прогнозов волнения по модели SWAN при использовании двух вариантов форсинга показало, что высоты волн с использованием форсинга GFS-0.25° немного выше, чем при GFS-0.5°, особенно при высоте волн более 2 м. При небольшом волнении оба прогноза дают схожий результат. Наибольшие различия между двумя прогнозами в поле ветра и волн сосредоточены в прибрежных районах, а нулевые разности наблюдаются преимущественно в отдалении от берега. Это объясняется тем, что увеличение пространственного разрешения в прогнозах GFS-0.25° дает эффект только для прибрежной зоны Черного моря.

Сравнение данных моделирования по значительной высоте волн и скорости ветра со спутниковыми данными показало, что, в целом, поля хорошо согласованы, корреляция по высоте волн составляет 0.89, для скорости ветра 0.84. Среднеквадратическая ошибка по высоте волны составляет 0.4 м, по ветру 2 м/с. В целом, ошибки по скорости ветра и по высоте волн немного меньше при использовании форсинга GFS-0.25°, различия эти весьма незначительны, поскольку сравнение со спутниками ведется преимущественно для открытого моря.

Также проведена оценка качества прогностических расчетов волнения для точки в Цемесской бухте (как и для диагностической версии модели) с использованием форсинга GFS-0.5. На рис. 3.7.10 представлены 72-часовые прогнозы волнения от каждого дня для марта-апреля 2012 г. В рассматриваемый период наблюдалось 5 штормов с высотой волн по данным измерений 2 м и более, по которым и анализируется качество

прогностических расчетов. Схема GFS-SWAN работает более стабильно при заблаговременности 12-72 часа, и ошибка плавно возрастает с увеличением заблаговременности. Если принять ошибку волнения менее 0.5 м за успешный прогноз, в диапазоне 0.5-1 м удовлетворительный, а более 1 м – неуспешный, то окажется, что у схемы GFS-SWAN из 5 случаев 1 оказался успешным, 2 – удовлетворительными и 2 – неуспешными.

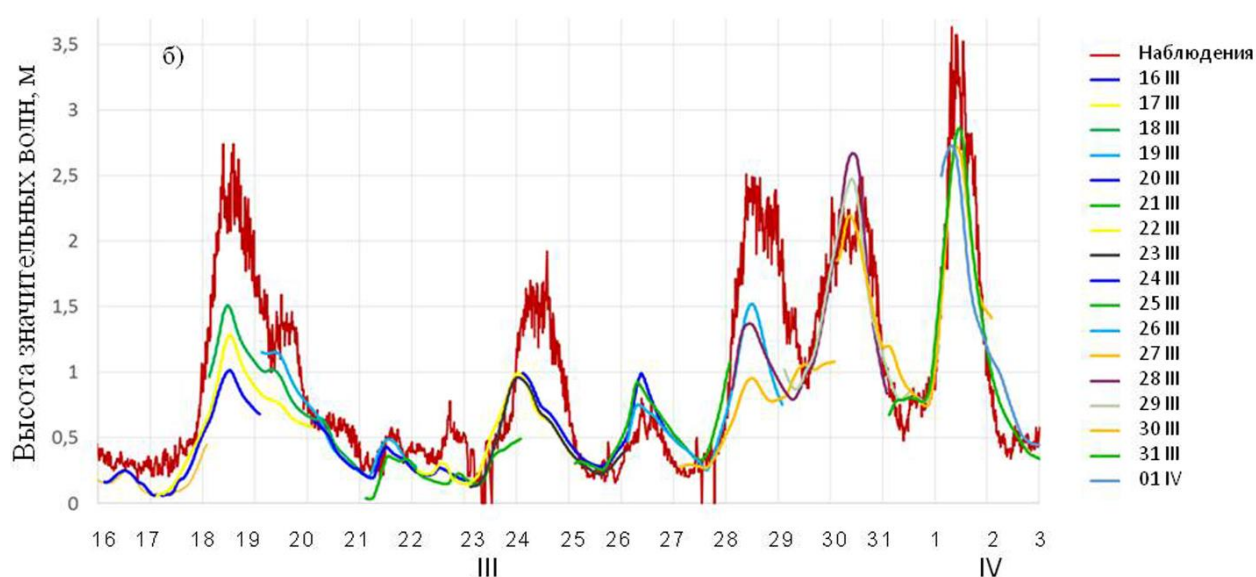


Рис. 3.7.10. Прогноз на 3-72 часа высоты значительных волн по результатам моделирования с использованием форсинга GFS за период 16 марта - 3 апреля 2012 г., прогноз от каждого числа выделен отдельным цветом, в легенде указано соответствие цветов и числа, от которого начинается счет прогноза.

Далее, на основе архивных данных прогнозов ветра GFS за 2010 г., был выполнен прогноз волнения на всей вычислительной сетке. Всего было сделано 149 прогнозов от каждого дня на 72 часа (для периода январь–сентябрь 2010 г.), с шагом 3 часа. Из результатов моделирования волнения были выбраны данные для точки в Цемесской бухте, соответствующей расположению измерителя волнения (рис. 3.2.1). Полученные прогнозы высоты значительных волн сравнивались с данными наблюдений,

статистические параметры оценивались отдельно для каждой заблаговременности.

На рис. 3.7.11 представлено сравнение высоты значительных волн по данным наблюдений и по результатам прогноза на 72 часа от 29 января 2016 г. По данным измерений максимальная высота значительных волн была 3.6 м и наблюдалась 29 января, однако, по данным прогноза высота волны была занижена и составила 2.5 м (рис. 3.7.11).

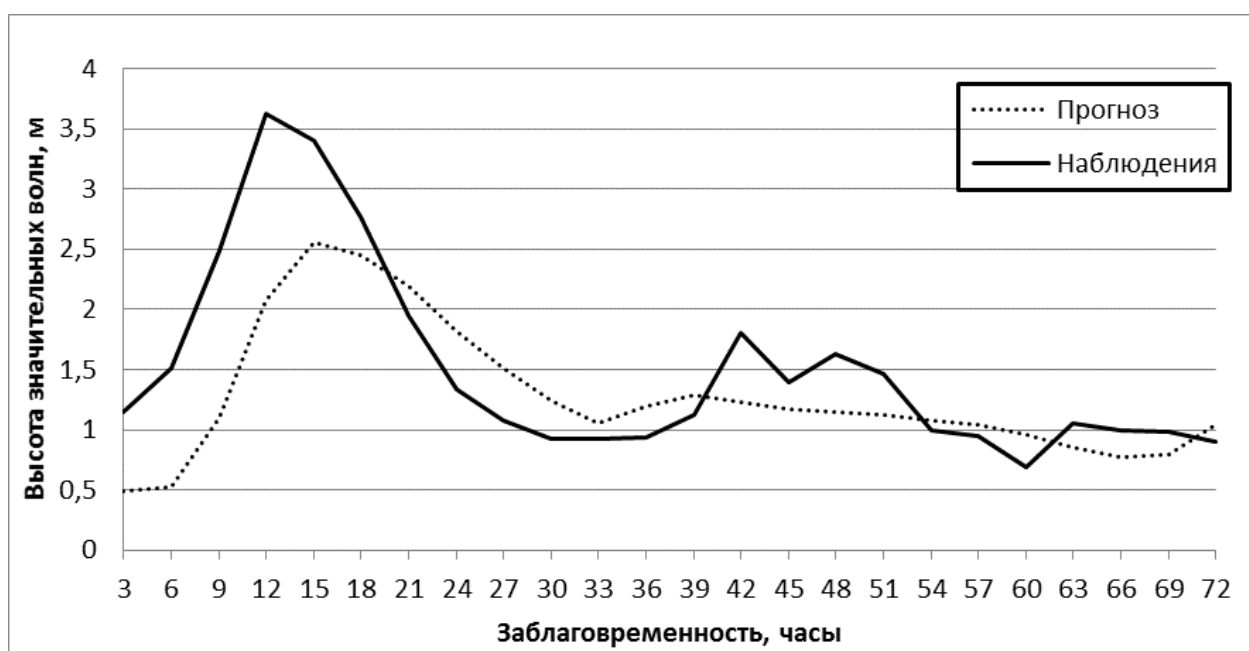


Рис. 3.7.11 Высота значительных волн по данным наблюдений и прогноза от 29 января 2016 г.

Результаты сравнения прогноза на 6 и 72 часа с данными наблюдений приведены на рис. 3.7.12 и рис. 3.7.13. Видно, что качество прогнозов с небольшой заблаговременностью существенно выше.

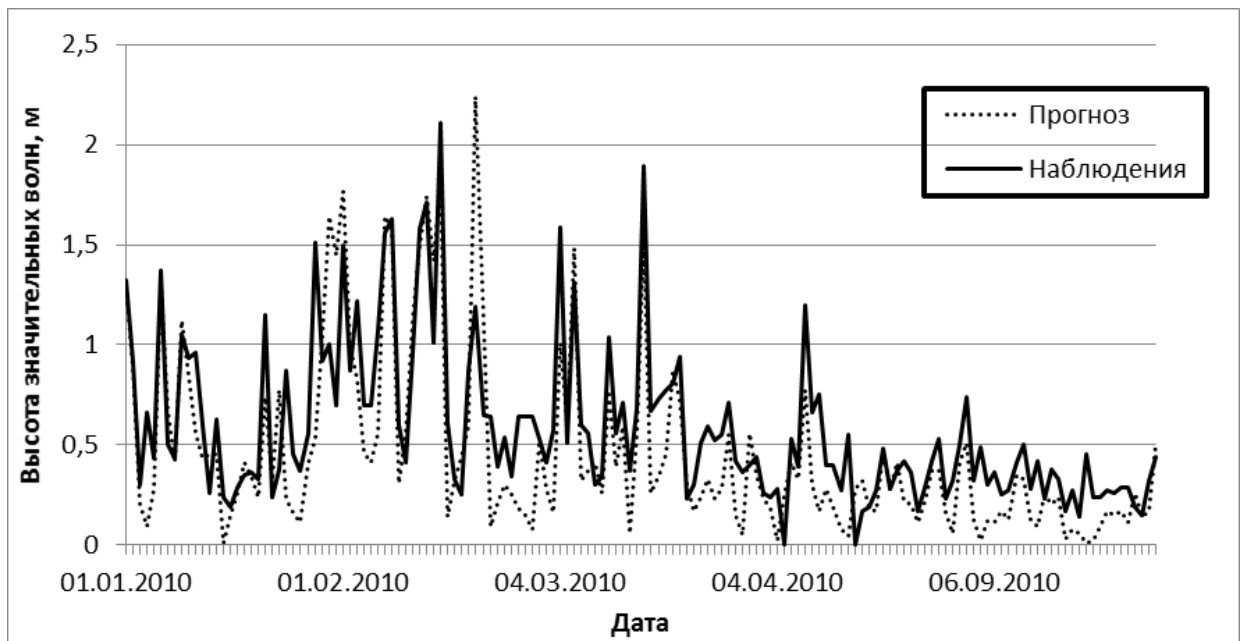


Рис. 3.7.12. Высота волн по данным наблюдений и прогнозов с заблаговременностью 6 часов.

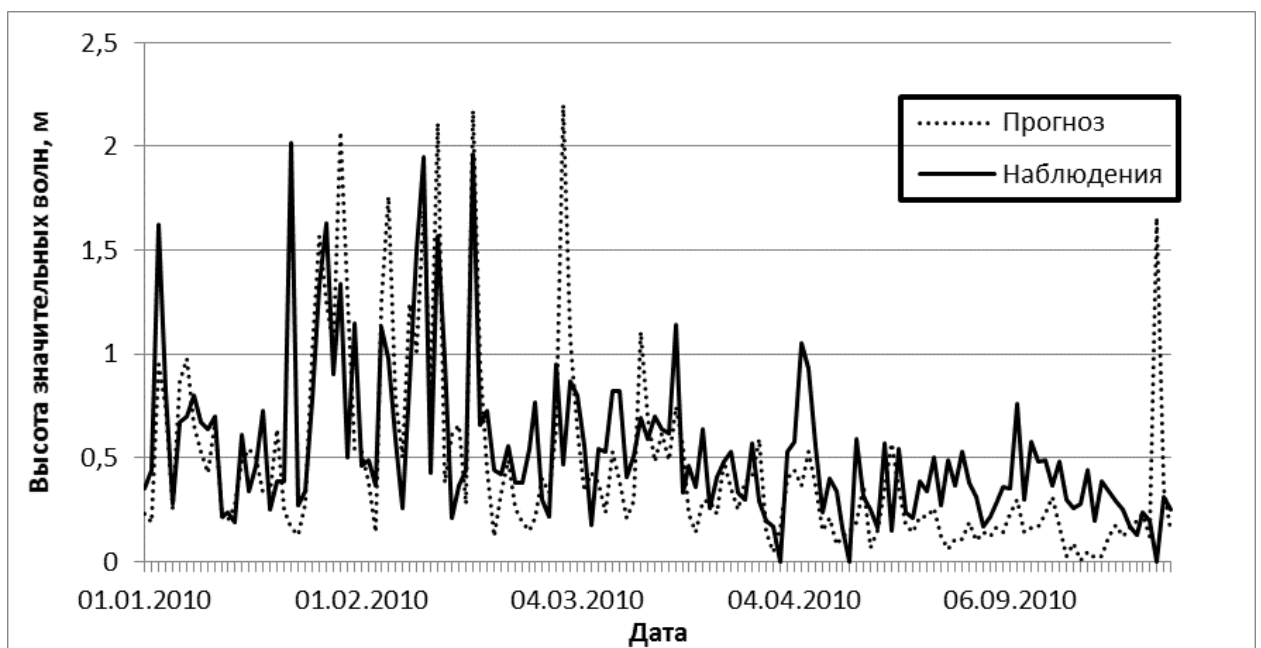


Рис. 3.7.13. Высота волн по данным наблюдений и прогнозов с заблаговременностью 72 часа.

Средняя корреляция между данными наблюдений и прогнозом составила 0.75, максимум 0.82 для прогноза на 6 часов, минимум 0.62 для прогноза на 72 часа (рис. 3.7.14). Среднеквадратическое отклонение

изменяется от 0.08 м до 0.14 м, постепенно увеличиваясь с увеличением заблаговременности прогноза.

Однако, за исследуемый период высота волн по данным измерений редко превышала 2 м, что затрудняет оценку качества прогноза волнения. Для получения более корректных оценок период сравнения должен составлять не менее 2–3 лет.

В целом, полученные оценки качества не уступают подобным оценкам для диагностической версии системы [VanVledder, 2015; Акпинар, 2016; Gusdal, 2009; Willis, 2010; Ortiz-Royero, 2008] и основным мировым системам прогноза волнения [Струков, 2013; Зеленко, 2014; Дымов, 2004].



Рис. 3.7.14. Коэффициент корреляции при сравнении данных наблюдений и прогнозов разной заблаговременности.

Разовая оценка качества прогноза волнения была проведена на основе данных волнового буя, установленного на выходе из в Голубой бухте на глубине 12 м в июне 2014 г. На рис. 3.7.15 представлены три поля прогнозов высоты значительных волн. Максимальная высота по данным наблюдений составила 2.7 м. По данным оперативного прогноза высота волн была воспроизведена очень хорошо, ошибка в пределах 0.2 м.

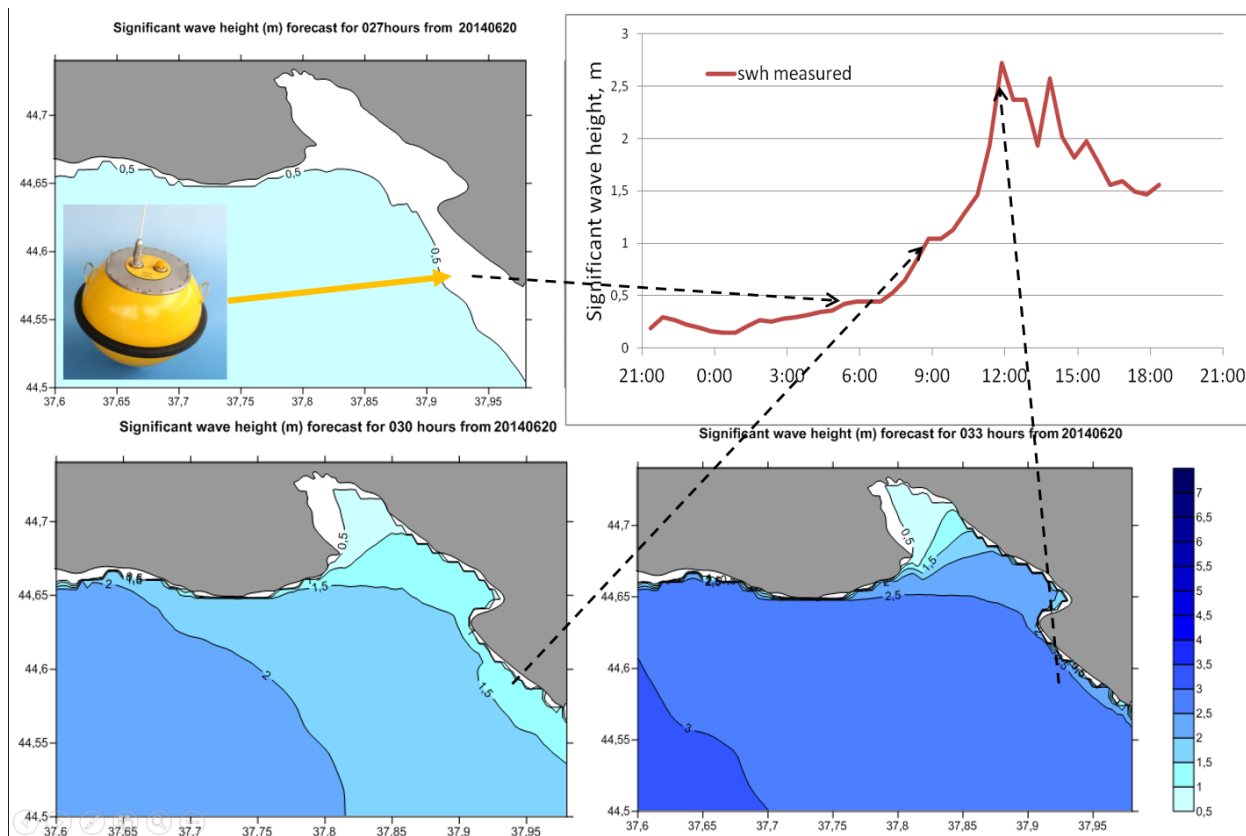


Рис. 3.7.15. Высота волн 21.06.2014 по данным наблюдений в Голубой бухте и поля прогнозов волн с заблаговременностью 27, 30 и 33 часа.

В 2016 г. были проведены тестовые измерения волнения при помощи датчика гидростатического давления на пирсе Голубой бухты (Геленджик, ЮО ИО РАН). Измерения производились с частотой 10 Гц, датчик был установлен на глубине 6.5 м. Получены данные с 11:30 до 17:00 3 декабря 2016 г., когда в Черном море наблюдался шторм.

Данные измерений волнения (рис. 3.7.16) сравнивались с результатами системы прогноза волнения высокого пространственного разрешения [Столярова, 2015]. Пространственное разрешение составляет около 100 м в районе пирса, где установлен датчик волнения. В качестве форсинга система использует прогностические поля ветра GFS-0,25°.

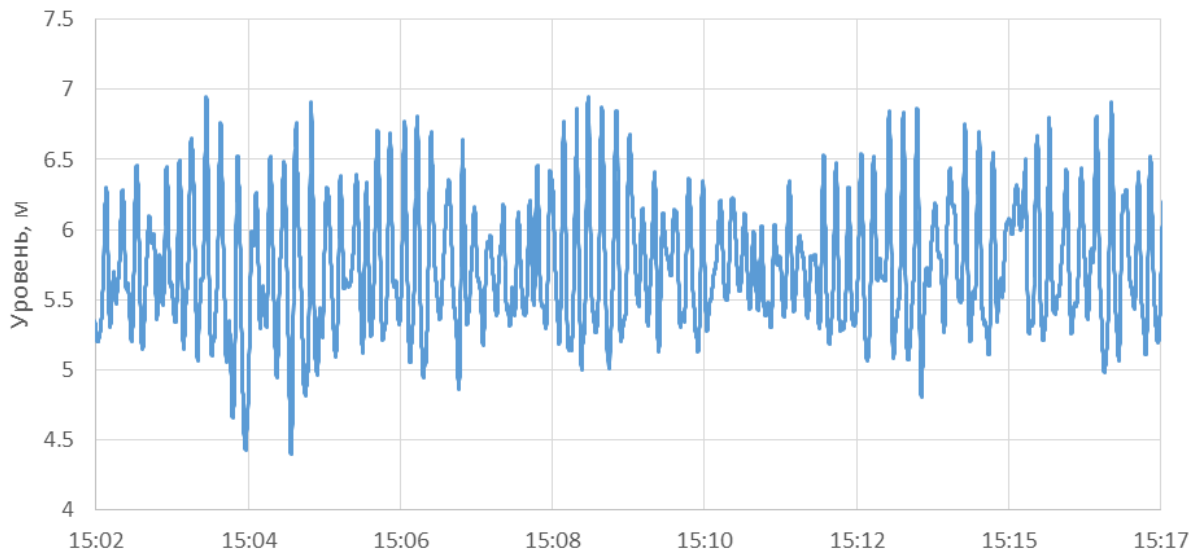


Рис. 3.7.16 Уровень моря по датчику давления на 3.12.2016.

По данным прогноза на 3 декабря 2016 высота волн на Черном море превышала 7 м (рис. 3.7.17). Очаг наиболее высоких волн перемещался с запада на восток и вышел к берегу в районе Сочи. В районе Геленджика в открытом море высота значительных волн была 5–6 м. В Голубой бухте по данным моделирования высота волн составила 2–2.5 м, однако, по данным измерений 1.5–2 м. Такое отличие может быть вызвано недостаточным пространственным разрешением модели.

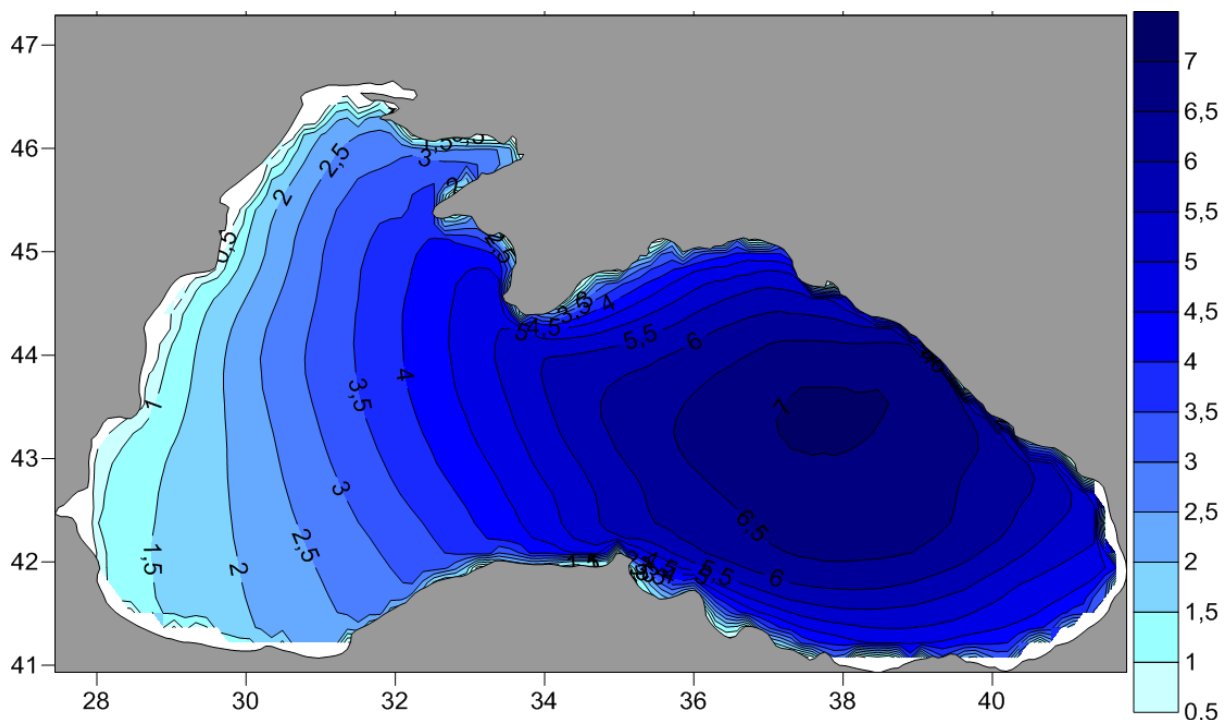


Рис. 3.7.17. Высота значительных волн в Черном море на 15:00 3.12.2016.

По данным измерений были построены спектры в диапазоне периодов 4–22 сек (рис. 3.7.18 а, б). Чтобы проследить эволюцию спектра колебаний, рассмотрены спектры для отрезков длиной 15 минут, с разницей во времени. По данным измерений на рис. 3.7.18а выделяются пики на периодах от 9 до 15 сек. Довольно сильно изменяется максимум и во времени. По результатам моделирования общая форма спектра, в целом, повторяет спектр по данным измерений, однако, он более гладкий и почти не меняется во времени.

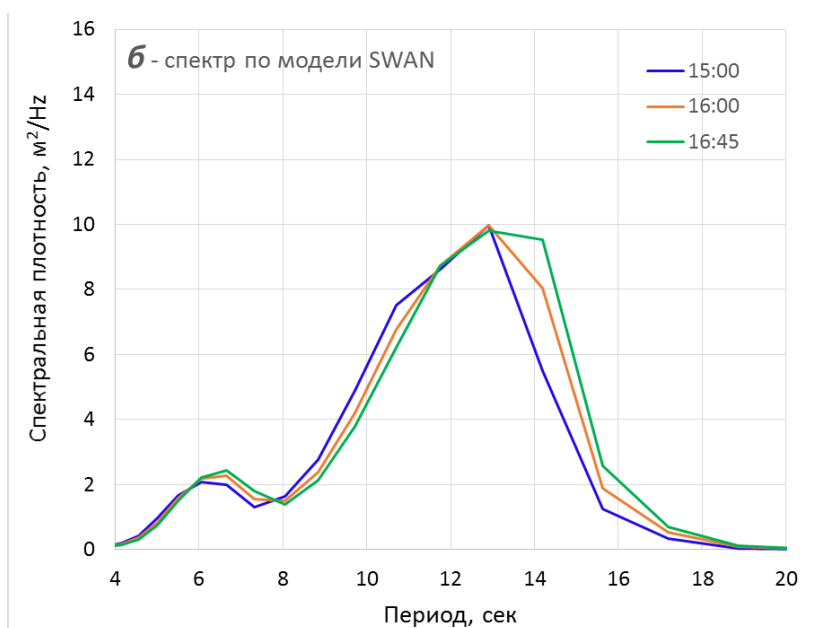
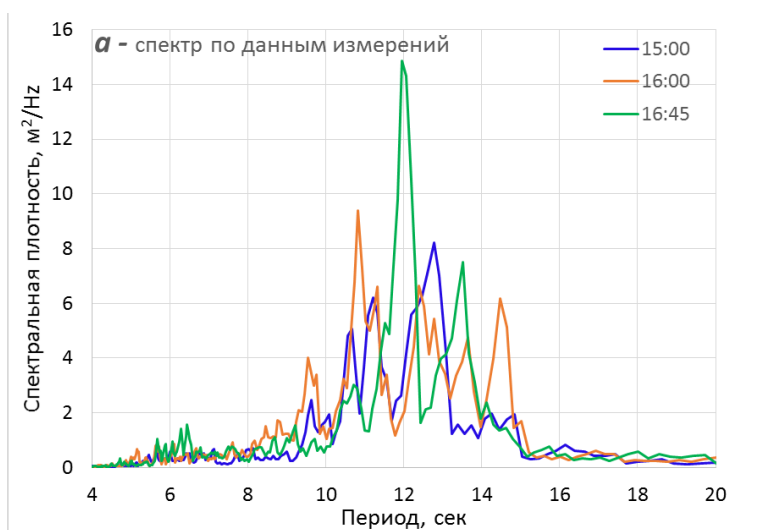


Рис. 3.7.18. Спектр колебаний по данным измерений (а) и по результатам моделирования (б).

Таким образом, после проведения оценки качества прогнозов волнения были получены статистические показатели качества модели, которые являются вполне удовлетворительными для современных волновых моделей (коэффициент корреляции 0.8, среднеквадратическая ошибка 0.3 м). Модель хорошо воспроизводит как фазу наступления максимального волнения, так и абсолютные высоты. Следовательно, прогностическая система для шельфа Черного моря может быть использована потребителями в различных сферах народного хозяйства.

Глава 4. Численные эксперименты по исследованию чувствительности модели к ограничению накачки, диссипации и длины разгона

4.1 Чувствительность модели к локальному отключению ветровой накачки

Исходя из результатов оценки качества данных моделирования наблюдается существенное занижение высоты для волн более 3 м. Эти ошибки возникают, скорее всего, из-за ошибок в поле скорости ветра (см. рис. 2.1.5). Мезомасштабные метеорологические модели способны улучшить качество приземного ветра, благодаря проведению вычислений на сетках высокого пространственного разрешения, благодаря чему удастся более правильно учитывать орографические особенности района, свойства подстилающей поверхности и прочее [Торопов, 2014]. Однако, как правило, мезомасштабные модели используют сетки высокого разрешения для небольших районов, так как увеличение количества узлов вызывает увеличение нагрузки на вычислительные машины. Следовательно, необходимо понять, какого размера должна быть область, где будет целесообразно применение мезомасштабных моделей для улучшения качества прогноза волнения в конкретном месте.

Вообще говоря, волнение в выбранной конкретной точке формируется как за счет непосредственного локального ветрового воздействия, так и в результате распространения волн из других районов. Результаты расчета волнения, приведенные в Главе 3, включают в себя общую высоту волн, как формирующихся в Цемесской бухте, так и приходящих из открытого моря.

Далее представлены результаты специального численного эксперимента для выявления вклада локального ветрового воздействия в общую высоту волн. Суть эксперимента заключается в следующем: в

используемых для моделирования полей ветра часть данных, попадающих в выбранную область искусственно обнулялись.

Согласно представленному в Главе 1 описанию модели SWAN, В правой части уравнения баланса волновой энергии находится член S_{tot} , отвечающий за источники и стоки волновой энергии:

$$S_{tot} = \cancel{S_{in}} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad , \quad (4.1)$$

— где S_{in} — рост волны, вызванный ветром, S_{nl3} и S_{nl4} — перераспределение энергии за счет нелинейного волнового взаимодействия, $S_{ds,w}$ — диссипация энергии через обрушение, $S_{ds,b}$ — диссипация через трение о дно, $S_{ds,br}$ — диссипация за счет обрушения волн в береговой зоне, S_{tot} — итоговый баланс энергии. Все компоненты баланса рассчитываются для каждого узла вычислительной сетки.

Для решения поставленной задачи было проведено два численных эксперимента. В первом эксперименте на участке 60x60 км в районе Новороссийска (рис. 4.1.1) компонент S_{in} задавался равным нулю на каждом шаге вычислений. На остальной акватории Черного моря S_{in} рассчитывался обычным образом на основании полей ветра из реанализа. Таким образом, удалось исключить влияние локального ветра на формирование волн в Цемесской бухте, и волны приходили только из-за границ выделенного района. Во втором контрольном эксперименте расчеты производились по стандартной методике без обнуления компонентов баланса. Подобная методика с обнулением различных областей была использована в работе [Мысленков, 2015] для оценки высоты зыби, приходящей из Северной Атлантики в Белое море.

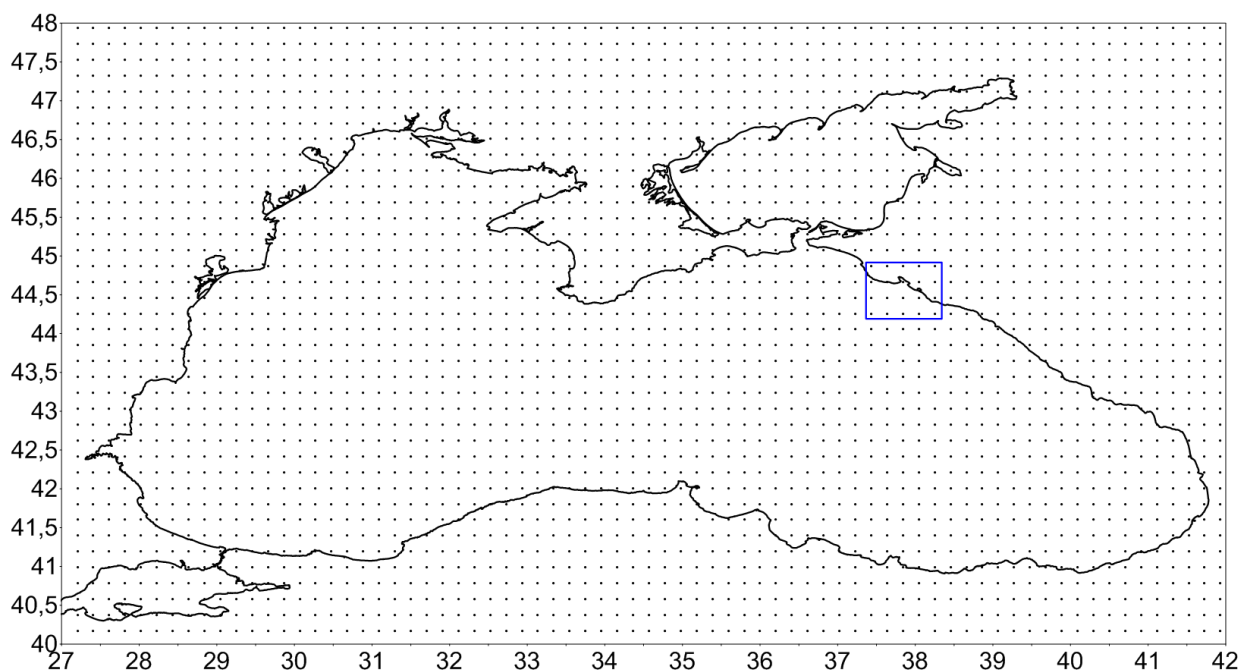


Рис. 4.1.1. Сетка узлов реанализа, синим прямоугольником выделена область, где значения скорости ветра обнулялись.

В результате произведенных расчетов на вычислительной сетке и для выбранной точки в Цемесской бухте (рис. 4.1.2) были получены результаты моделирования для каждого эксперимента. Ряды данных включают в себя значения высоты значительных волн, периода, длины волны, высоты зыби с 01.01.2010 по 31.12.2012 с шагом по времени 3 часа.

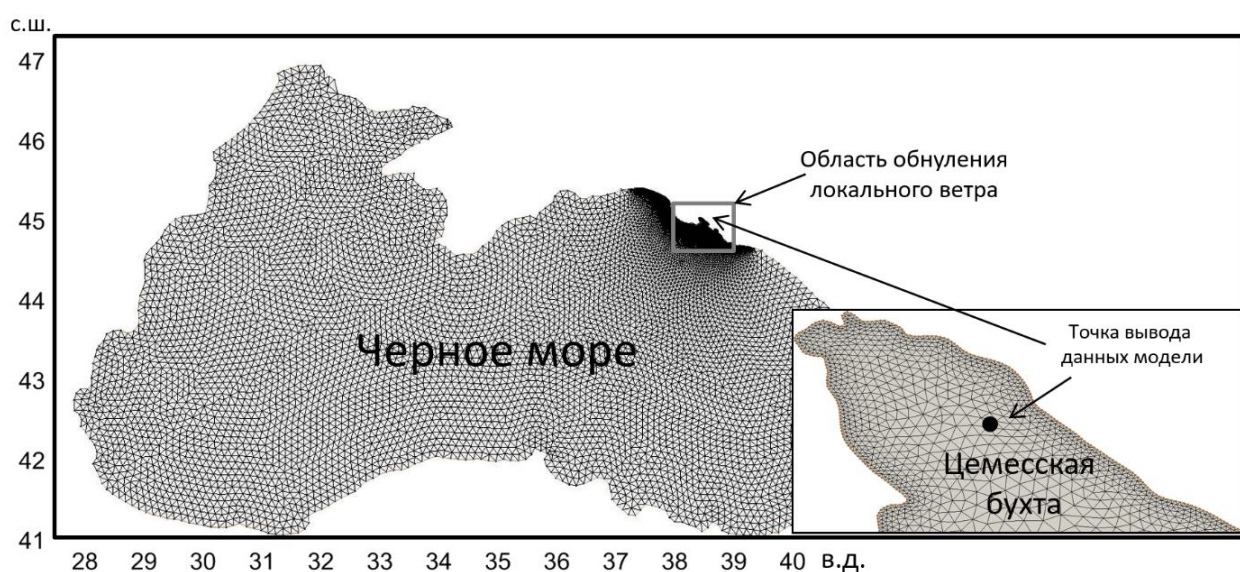


Рис. 4.1.2. Расчетная неструктурная сетка для Черного моря. Прямоугольником выделена область обнуления локального ветра.

Таким образом, в выбранной области в одном из экспериментов на протяжении всего периода моделирования (2010-2012 годы) отсутствовал локальный ветровой форсинг. Результаты моделирования представлены в той же точке в Цемесской бухте (рис. 4.1.2), где ранее производилась оценка качества модели.

Штормовая активность на Черном море наблюдается, в основном, в осенне-зимний сезон [Лопатухин, 2006; Surkova, 2013; Valchev, 2012], высота волн во время шторма достигает 5-8 м в открытом море и 2-4 м в прибрежной зоне. На рис. 4.1.3 представлена высота значительных волн в Цемесской бухте за 2010 год. Высота волн в летнее время обычно менее 1 м, а осенью и зимой наблюдается несколько событий с высотой волн более 2-3 м.

Сравнение высоты значительных волн по результатам эксперимента 1 (с обнулением области) и эксперимента 2 уже позволяет судить о вкладе локального ветра в общую высоту волн (рис. 4.1.3). Высота волн в эксперименте 2 выше приблизительно в два раза на протяжении всего года. Однако, изредка встречаются ситуации, когда величина высоты волн приблизительно одинакова по результатам обоих экспериментов, что говорит об отсутствии вклада локального ветра в формирование волн в Цемесской бухте.



Рис. 4.1.3. Высоты значительных волн (м) по результатам 1 и 2 эксперимента.

Если посчитать среднюю высоту значительных волн эксперимента 1 за весь период моделирования и разделить на соответствующее среднее из эксперимента 2, то получим, что вклад волн, приходящих извне составляет 73%. Соответственно, вклад локального ветра – это оставшиеся 27%. Однако, правильнее анализировать распределение вклада локального ветра в высоту волн в зависимости от значений реальной высоты волн, полученной из эксперимента 2 (рис. 4.1.4). При увеличении абсолютных значений высоты волн вклад локального ветра увеличивается от 17 до 40 %. Отмечается также небольшой максимум 35%, при высоте волн менее 0.5 м. На первый взгляд, результаты из рис. 4.1.4 не согласуются с оценками, полученными при осреднении высоты волн по всему ряду эксперимента 1 и 2. Это несоответствие связано с функцией распределения высоты волн в Черном море [Myslenkov, 2016], исходя из которой в 70% случаев высота волн составляет менее 1 м, следовательно, и их вклад в средние оценки более весомый.



Рис. 4.1.4. Распределение вклада локального ветра (%) по абсолютным высотам волн

Рассмотрим другие параметры ветрового волнения по данным экспериментов на примере шторма 01.04.2012, когда общая высота значительных волн была более 4 м на подходе к Цемесской бухте (рис. 4.1.5). Высота значительных волн по данным эксперимента 1 меньше чем в эксперименте 2, однако видно, что в открытом море различия менее существенны, где диссипативные составляющие баланса имеют меньшее влияние и расстояние до границы области обнуления меньше. Средний период и длина волны наоборот в эксперименте 1 больше, так как из-за отсутствия локального ветра в спектре преобладают более низкие частоты. Судя по высоте волн отметим, что диссипация в первом эксперименте идет более интенсивно и в самой бухте высота волны в 2 раза меньше, чем в открытом море. Это связано с выходом более длинных волн на мелководье, и, как следствие, их более интенсивное разрушение. Во втором эксперименте более короткие волны формируются непосредственно в бухте и меньше подвержены диссипации в мелководной части.

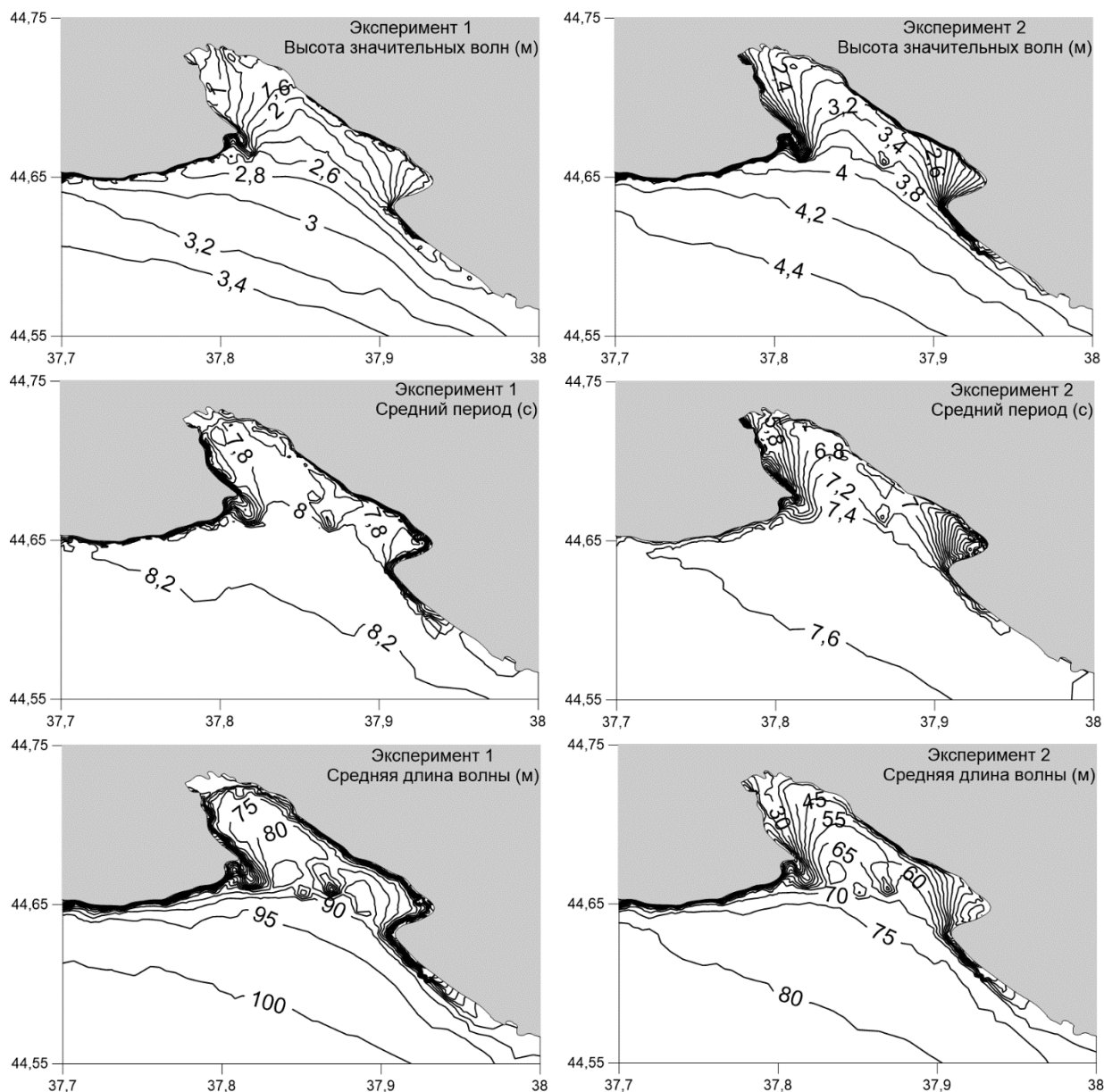


Рис. 4.1.5. Высота, период и длина волны в Цемесской бухте 01.04.2012 по данным моделирования.

На следующем этапе исследования проведена оценка пространственной неоднородности вклада локального ветрового воздействия в высоту волн. Для каждой точки вычислительной сетки в пределах исследуемой области было рассчитано отношение средней высоты волн по данным 1 и 2 эксперимента за 2010 год (для высоты волн более 2 м). На рис. 4.1.6. представлено пространственное распределение вклада локального ветрового воздействия. В открытом море и на входе в бухту вклад

локального ветра не превышает 20%, что связано с близостью к границе области обнуления, где результаты обоих экспериментов совпадают, и слабо выраженной диссипацией на глубокой воде. В глубине бухты влияние локального ветра усиливается до 40%, что связано с диссипацией энергии волн, приходящих из-за границ области. Таким образом, вклад локального ветра для Цемесской бухты составляет 25-40%. Вблизи берега на мелководных участках наблюдаются минимумы до 5-10%. Это связано с более сильной диссипацией более длинных волн (по эксперименту с обнулением), выходящих на мелководье.

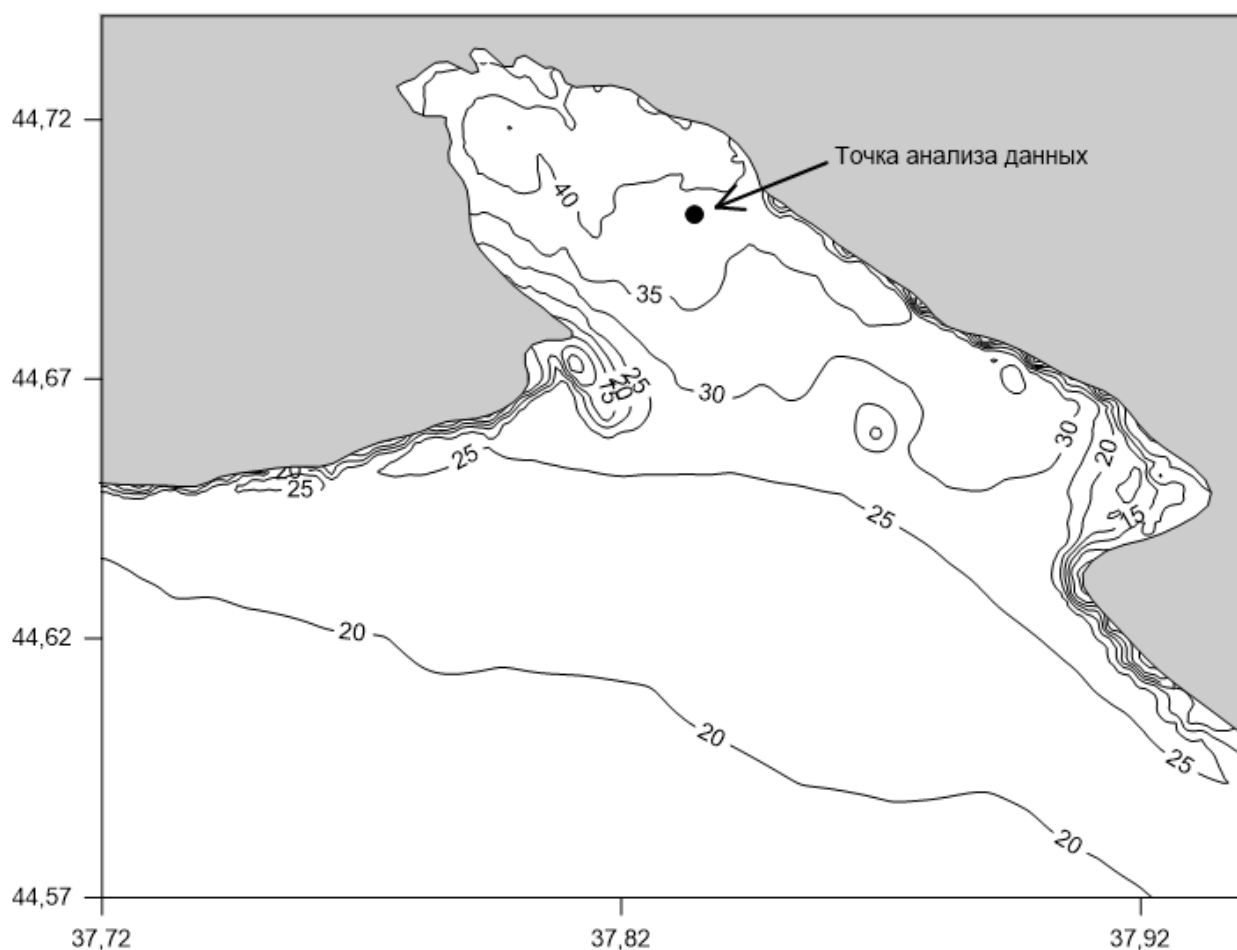


Рис. 4.1.6. Вклад локального ветра (%) в высоту волн в Цемесской бухте.

Однако, при более подробном рассмотрении результатов моделирования из экспериментов 1 и 2, выяснилось, что наступление пиковых высот волн в эксперименте 1 (с обнулением) в ряде случаев запаздывает по фазе относительно эксперимента 2. То есть шторм по данным эксперимента 2 уже затухает, а по данным эксперимента 1 наблюдаются максимальные высоты волн. В результате получается, что при отсутствии локального ветра высота волны может быть выше. Данный факт несколько затрудняет анализ и в будущем планируется применять анализ экстремумов конкретных штормов со смещением фазы.

Таким образом, на основании произведенных численных экспериментов получена оценка вклада локального ветрового воздействия в формирование ветровых волн в Цемесской бухте. При высоте волн более 2 м вклад локального ветра для Цемесской бухты составляет 25–40%. При увеличении высоты волн от 1 м до 3 м, наблюдается увеличение вклада локального ветра от 17 до 40%.

Полученный результат позволяет утверждать, вклад локального ветра (для акватории 60х60 км) не является определяющим для формирования волн для большинства случаев в рассматриваемом районе. Результаты получены при сопоставлении данных сквозного эксперимента длительностью 3 года для одной точки и длительностью 1 год для всех точек выбранного района, следовательно, можно предполагать, что полученные соотношения будут примерно такими же и для других периодов в прошлом и будущем.

Таким образом, если для района Цемесской бухты будет использоваться мезомасштабная метеорологическая модель, позволяющая с высокой точностью воспроизводить поле ветра для небольшой акватории, то максимально возможное улучшение качества моделирования ветровых волн составит не более 30-40%.

Область обнуления ветра можно увеличивать или уменьшать, что естественно приведет к изменению вклада локального ветра. Например, если увеличить область обнуления до 1000 км – то практически 100% волн будут формироваться именно в этой области. Данный метод можно эффективно использовать, если стоит задача максимально сократить область моделирования, но при этом без существенных потерь качества воспроизведения волнения.

Данный подход может быть свободно использован для оценки локального ветрового воздействия других акваторий.

4.2 Эволюция формы энергетических спектров при локальном отключении ветровой накачки

Рассмотрим более подробно один из штормов, зафиксированный в районе Цемесской бухты 20-22 февраля 2010 г. На рис. 4.2.1 представлен ход высоты значительных волн по данным обычного моделирования во время шторма в двух точках: в Цемесской бухте (глубина 22 м) и в открытом море (глубина 1500 м). Расположение точки в открытом море отмечено на рис. 4.3.2. Также на рис. 4.2.1 приведена скорость ветра по данным реанализа для точки в открытом море.

В открытом море на пике шторма высота значительных волн превышала 4 м, а в Цемесской бухте наблюдалось почти 3 м. Скорость ветра (wind speed) доходила до 15-17 м/с (рис. 4.2.1). Для различных стадий шторма были построены графики спектральной плотности. Расположение вертикальных линий Sp1 (10:00 20.02), Sp2(18:00 20.02), Sp3(14:00 21.02), Sp4(12:00 22.02) на рис. 4.2.1 соответствует дате и времени вывода соответствующих спектров за 30 минутные отрезки.

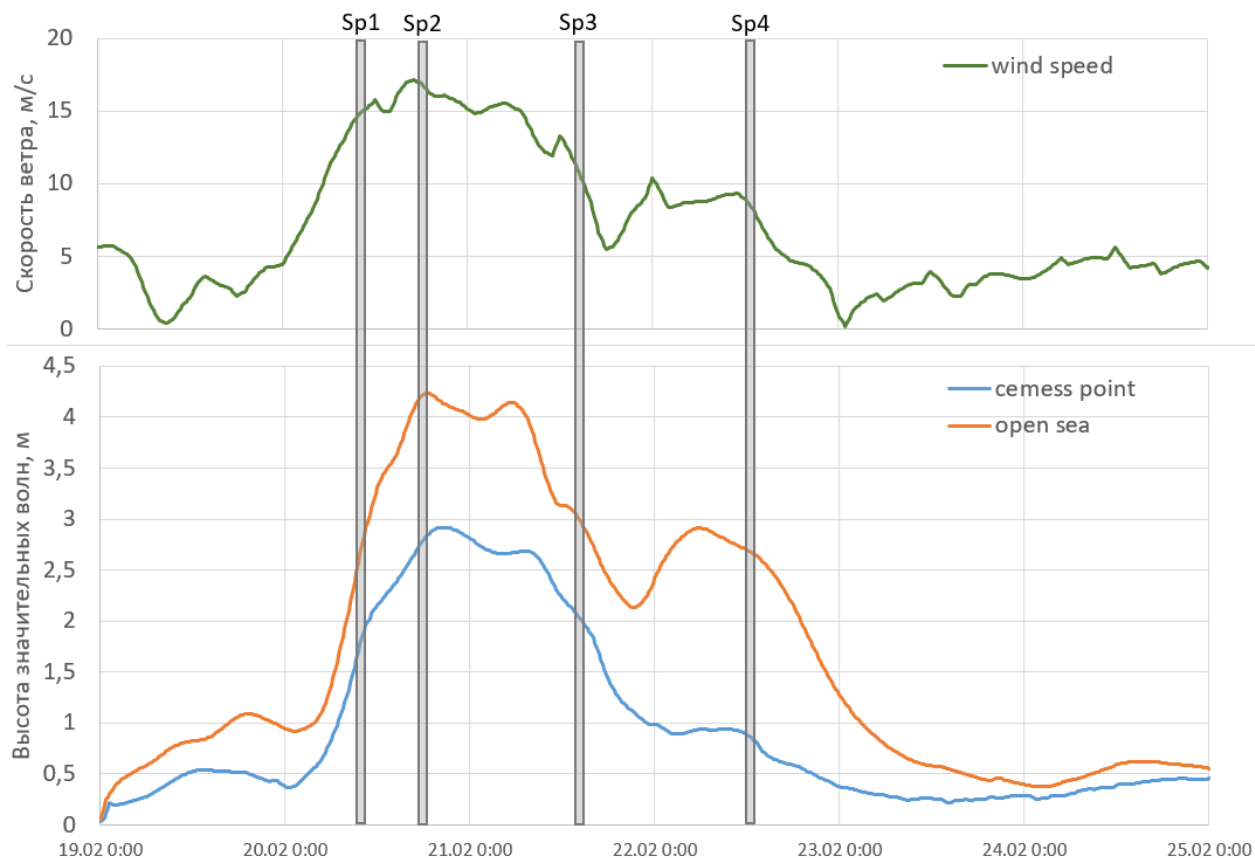


Рис. 4.2.1. Высоты значительных волн (м) в точке в Цемесской бухте (cemess point) и в открытом море (open sea). Sp1, Sp2, Sp3, Sp4 – дата и время вывода спектров.

Спектральная плотность в Цемесской бухте и в открытом море для четырех стадий шторма представлена на рис. 4.2.2-4.2.3. Первое, что необходимо отметить, – для точки в Цемесской бухте спектральная плотность на один порядок больше. В развитии шторма пики спектральной плотности приходятся на следующие частоты для открытого моря: Sp1-0.15 Гц, Sp2-0.11 Гц, Sp3-0.11 Гц, Sp4-0.10 Гц. По мере развития и затухания шторма пик смещается в низкочастотную область. Для Цемесской бухты картина несколько иная: Sp1-0.16 Гц, Sp2-0.12 Гц, Sp3-0.11 Гц, Sp4-0.086 Гц. Пик спектров также смещается в низкие частоты, однако в более широких пределах.

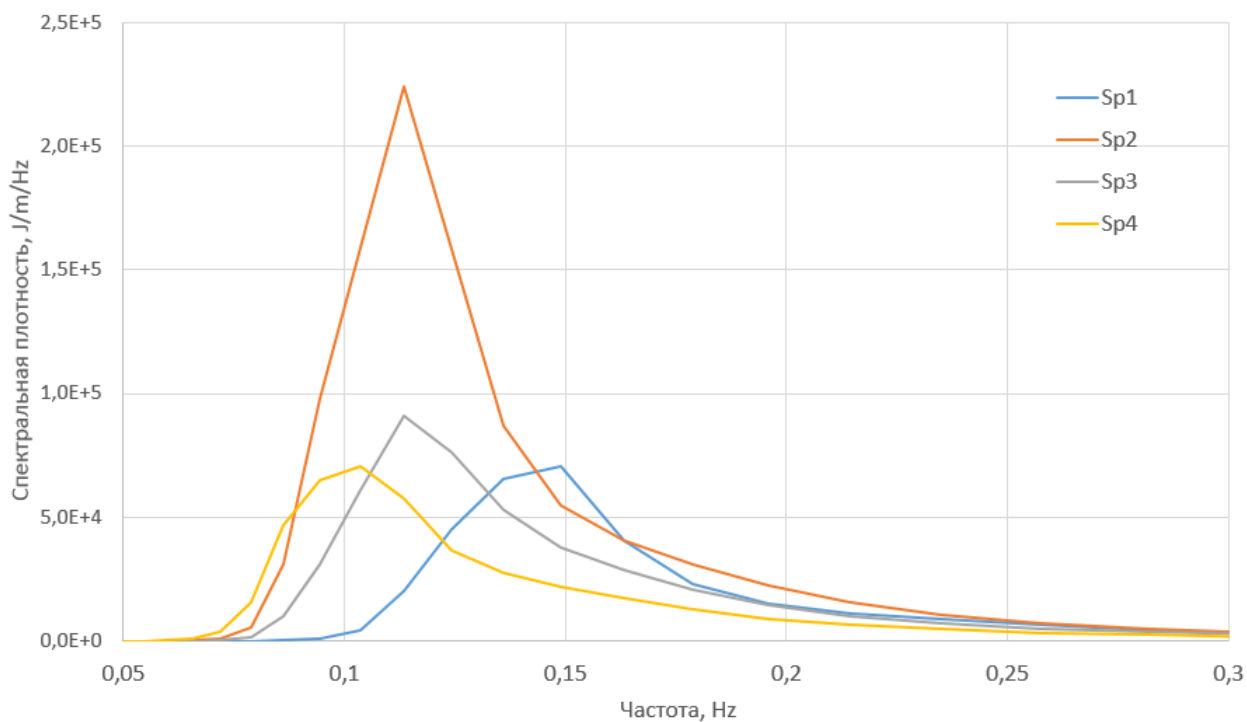


Рис. 4.2.2. Спектральная плотность для точки в открытом море по данным обычного моделирования.

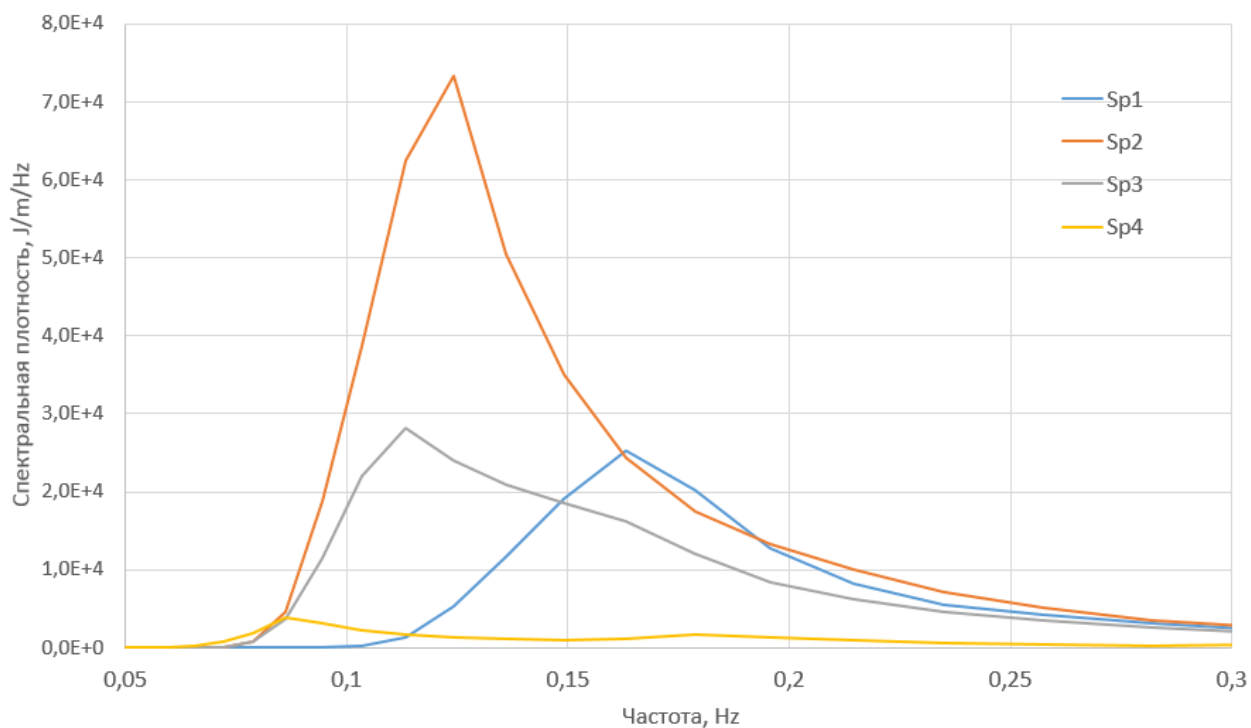


Рис. 4.2.3. Спектральная плотность для точки в Цемесской бухте по данным обычного моделирования.

На следующем этапе были проанализированы спектры для результатов эксперимента №1 (с обнулением локального ветрового воздействия, см. Глава 4.1). Графики спектральной плотности были построены для тех же точек и моментов времени, что и на рис. 4.2.2-4.2.3.

В целом, спектральная плотность для точки в открытом море при обнулении ветра ожидаемо уменьшилась (рис. 4.2.4). Форма спектров стала более компактной, пики спектров также смещаются в сторону низких частот по мере развития и затухания шторма. Максимум пик спектра, соответствующий последней стадии (Sp4), когда ветер уже практически утих, для эксперимента с обнулением и для обычного моделирования практически одинаковы. Это означает, что при отсутствии ветра волны с низкой частотой практически без изменений доходили до точки в открытом море. Также влияет и близость исследуемой точки к границе области обнуления.

Более интересная картина в спектре волнения наблюдается в Цемесской бухте при обнулении ветра в области (рис. 4.2.5). Первый спектр Sp1 практически отсутствует, так как локально волны не генерируются, а из-за границ области обнуления практически ничего не доходит. Максимальную энергию имеет уже не спектр Sp2, а спектр Sp3 – на стадии затухания шторма. На финальной стадии спектр Sp4 так же как и при наличии ветра имеет частоту 0.086 Гц, что соответствует периоду 11.5 сек.

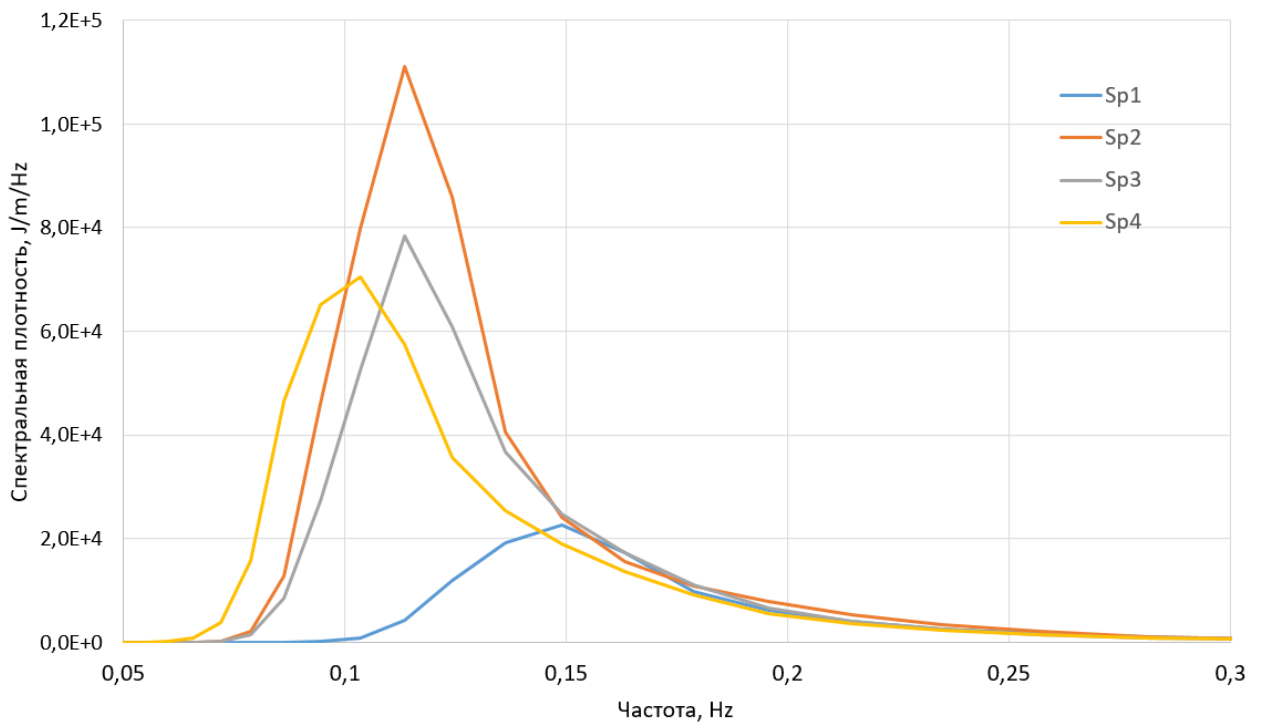


Рис. 4.2.4. Спектральная плотность для точки в открытом море по данным моделирования с обнулением (эксперимент №1).

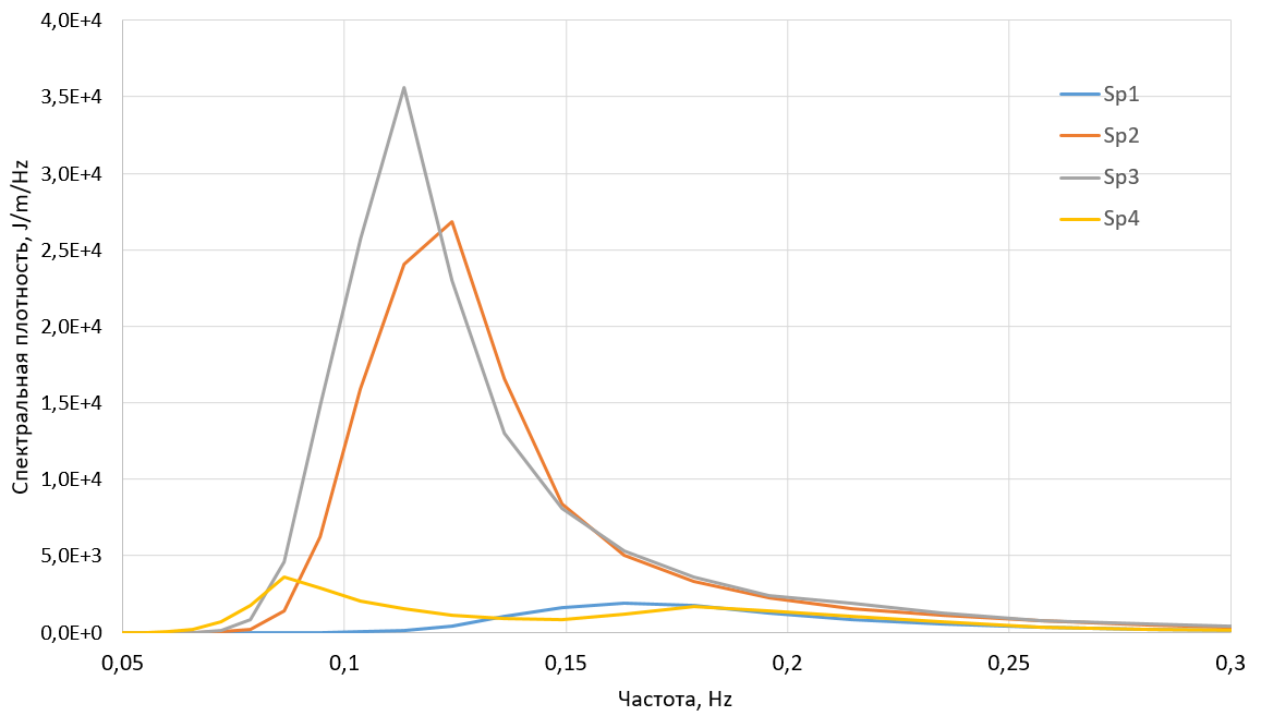


Рис. 4.2.5. Спектральная плотность для точки в Цемесской бухте по данным моделирования с обнулением (эксперимент №1).

4.3 Чувствительность модели к отключению процессов диссипации

Далее был выполнен численный эксперимент №3, в котором были отключены и ветровая накачка, и процессы диссипации:

$$S_{tot} = \cancel{S_{in}} + S_{nl3} + S_{nl4} + \cancel{S_{ds,w}} + \cancel{S_{ds,b}} + \cancel{S_{ds,br}} \quad .$$

Предполагалось оценить вклад нелинейного волнового взаимодействия при отсутствии ветра и диссипации волн. В данном эксперименте ветер был обнулен локально в районе Цемесской бухты, а процессы диссипации отключены на всей акватории Черного моря. Сравнение высоты значительных волн за январь 2010 г. по результатам эксперимента 3 (с обнулением ветра и диссипации) и эксперимента 2 (обычное моделирование) представлено на рис. 4.3.1. Как видно по результатам сравнения, при отсутствии диссипации на акватории всего Черного моря, волны в Цемесскую бухту приходят с высотой в 1.5-2 раза больше, чем при обычном моделировании. Данный эксперимент показывает насколько важен член $S_{ds,w}$ в уравнении (4.1).



Рис. 4.3.1. Высоты значительных волн (м) по результатам 1 и 2 эксперимента.

Однако, не менее важной задачей является исследование чувствительности модели к отключению процессов диссипации непосредственно на той же области, где уже был ранее отключен ветер. Для решения этой задачи необходимо перейти от вычислений на неструктурной сетке к вычислениям на вложенной сетке. На рис. 4.3.2. представлена регулярная сетка для участка $37.5\text{--}38.9^\circ$ в. д., $44.15\text{--}44.75^\circ$ с. ш. с шагом 0.005° (соответственно шаг составляет 250 м по долготе и 500 м по широте), приблизительно соответствующая области обнуления ветра в эксперименте №1. На открытых границах данной области были заданы спектральные характеристики волнения, сохраненные из эксперимента №2 на общей неструктурной сетке и обычными условиями моделирования с шагом по времени 30 минут. Для проверки корректности работы модели на вложенной регулярной сетке («нестинг») было проведено сравнение высоты значительных волн в точке из обычного эксперимента №2 с вариантом, где используется вложенная сетка (рис. 4.3.3). Различия на рис. 4.3.3 невелики, поэтому можно полагать, что модель работает корректно и условия на границе вложенной сетки задаются правильно.

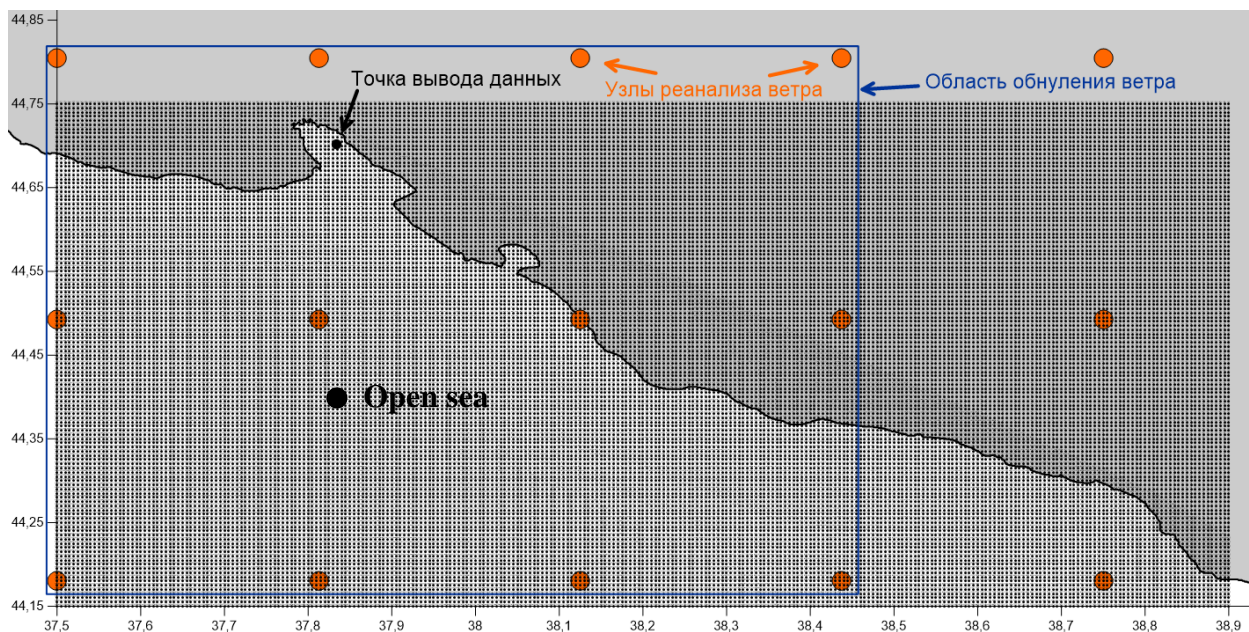


Рис. 4.3.2. Вложенная регулярная сетка для Цемесской бухты. Прямоугольником выделена область обнуления локального ветра.



Рис. 4.3.3. Высоты значительных волн (м) по результатам 2 эксперимента и с вложенной сеткой.

Далее было проведено еще два численных эксперимента. В эксперименте №4 на вложенной сетке был отключен ветер и отключены процессы диссипации. В эксперименте №5 на вложенной сетке был отключен только ветер. По сути результаты эксперимента №5 повторяют эксперимент №1, но с использованием вложенной сетки.

Анализируя результаты можно заметить, что высота значительных волн экспериментов №4 и №5 при сравнении с обычным моделированием практически во всех случаях меньше (рис. 4.3.4). Сравнивая между собой результаты экспериментов №4 и №5 нужно отметить, что высота волн эксперимента №4 на 0.2-0.3 м больше. Это локальный вклад процессов обрушения и донного трения в интегральную высоту волн на выбранной акватории. Также на рис. 4.3.4 видно, что при небольшой высоте волн (менее 1.5 м) влияние процессов диссипации ощущается слабо. Это объясняется малой длиной волн и, как следствие, уменьшение влияния донного трения и обрушения при выходе на мелководье.



Рис. 4.3.4. Высоты значительных волн (м) по результатам 2 эксперимента и с вложенной сеткой.

4.4 Чувствительность модели к ограничению длины разгона

На основе данных моделирования параметров волнения в Цемесской бухте была проведена проверка наличия зависимости между высотой и периодом волн при определенных условиях. Согласно работе [Zakharov, 2015], при ограниченном разгоне (например, если ветер дует с берега) рост волн не зависит от скорости ветра и регулируется только компонентами нелинейного волнового взаимодействия. В условиях ограниченного разгона, высота волн и период связаны следующим соотношением [Zakharov, 2015]:

$$H^* = 8\alpha_0^{3/4} T^{*5/2} \approx 5.59T^{*5/2}, \quad (4.3)$$

где $H^* = \frac{H_s}{x}$ - безразмерная высота волн; $T^* = T \sqrt{\frac{g}{8\pi^2 x}}$ - безразмерный период, x – разгон, H_s – высота значительных волн, T – пиковый период.

Из данных диагностического моделирования за 2011 год были выбраны точки, лежащие вдоль перпендикулярной к берегу линии, обозначенной на рис. 4.4.1. Было выбрано 15 точек, находящихся на расстоянии от 0.2 до 41 км от берега.

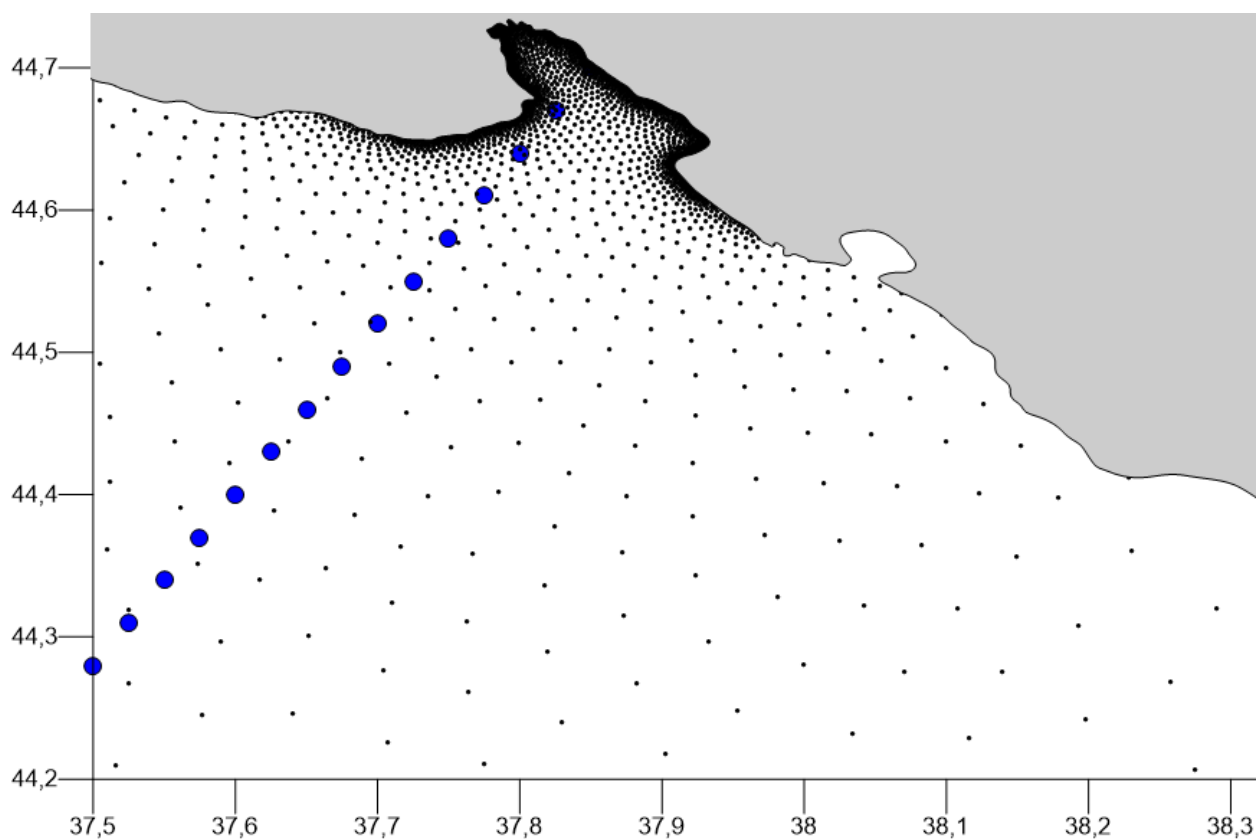


Рис. 4.4.1. Вычислительная сетка для района Цемесской бухты. Синими точками отмечена линия, вдоль которой выбирались данные.

На следующем этапе из результатов моделирования были отобраны случаи, когда ветер имел направление $25-35^\circ$, то есть с берега и вдоль линии выбранных из модели точек (рис. 4.4.1). Такая выборка по пространству и по углу направления ветра позволяет ограничить длину разгона.

Из отобранных случаев на основе высоты значительных волн и среднего периода были рассчитаны безразмерная высота волн и безразмерный период по формулам, представленным выше.

На рис. 4.4.2 представлена зависимость безразмерной высоты волн от безразмерного периода, полученных для ветра с берега. В целом, полученные результаты хорошо согласуются с теоретической зависимостью (4.1) [Zakharov, 2014]. Хорошее совпадение результатов модели с теоретическим соотношением показывает, что в модели верно воспроизводятся процессы генерации и распространения волн, в том числе и

нелинейное волновое взаимодействие. Особенно важно, что при выполнении этой проверки не используются данные о скорости ветра, которая, как было уже показано выше, может содержать ошибки.

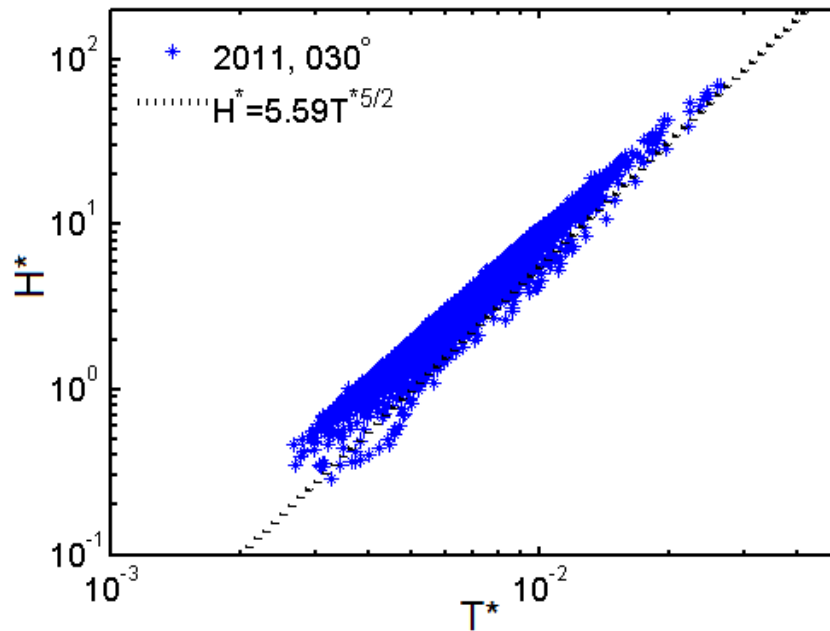


Рис. 4.4.2. Зависимость безразмерной высоты волн от безразмерного периода. Черным пунктиром обозначена линия, соответствующая степенной зависимости $5/2$.

Заключение

В данной работе, на основе волновой модели SWAN создана технология диагноза и прогноза параметров ветрового волнения с детализацией в шельфовых зонах. Впервые для Черного моря применяется неструктурная триангуляционная сетка с высоким разрешением в шельфовых зонах. Проведена оценка качества расчетов диагностической и прогностической версии модели на глубокой и на мелкой воде. Проведен ряд численных экспериментов по оценке чувствительности модели к ограничению ветровой накачки, диссипации и длины разгона. Впервые применяется метод искусственного обнуления области ветрового форсинга для оценки вклада в общую высоту волн локального ветрового воздействия.

Основные результаты, полученные в диссертации:

1. Получена новая реализация волновой модели SWAN для Черного моря на неструктурной сетке с высоким разрешением (20-100 м) в шельфовой зоне. Оценки точности воспроизведения волнения для диагностической версии следующие: на глубокой воде RMSE 0.38 м, коэффициент корреляции 0.88; на мелкой воде RMSE 0.3 м, коэффициент корреляции 0.8.

2. Создана оперативная система прогноза волнения в Черном море с детализацией в шельфовых зонах. Система работает в автоматическом режиме на основе прогностических полей ветра GFS-0.25° с заблаговременностью 72 часа. На мелкой воде средний коэффициент корреляции между данными наблюдений и прогнозами составляет 0.75, максимум 0.82 для прогнозов на 6 часов, минимум 0.62 для прогнозов на 72 часа. Среднеквадратическое отклонение изменяется от 0.08 м до 0.14 м, постепенно увеличиваясь с увеличением заблаговременности.

3. Предложена методика численного эксперимента для оценки чувствительности модели к вариациям параметров, характеризующих ветровую накачку, диссипацию и разгон, позволяющая при необходимости значительно сократить область моделирования без существенных потерь качества воспроизведения волнения.

4. Получена оценка вклада в общую высоту волн локального ветрового воздействия. Вклад локального ветра в высоту волн для акватории 60x60 км составляет 25-40 %. Вклад диссипации оценивается в 10-15% от высоты волн.

5. Выполнена проверка соответствия результатов моделирования теоретической степенной зависимости $(5/2)$ безразмерной высоты волн и безразмерного периода при ограниченном разгоне. Результаты моделирования хорошо согласуются с теоретическим соотношением, следовательно, в модели верно воспроизводятся процессы генерации и распространения волн, в том числе и нелинейное волновое взаимодействие.

Основные работы автора по теме диссертации

Работы из списка ВАК:

1. **Мысленков С.А., Шестакова А.А., Торопов П.А.** Численное моделирование штормового волнения у северо-восточного побережья Черного моря с использованием различного ветрового форсинга // Метеорология и гидрология, 2016, № 10, С. 61-71.

2. **Myslenkov S.A., Chernyshova A.Yu** Comparing wave heights simulated in the Black Sea by the SWAN model with satellite data and direct wave measurements // Russian Journal of Earth Sciences, 2016, Vol. 16, P. 1-12.

3. **Мысленков С.А., Столярова Е.В.** Прогноз ветрового волнения в Черном море с использованием прогностических полей ветра различного

пространственного разрешения // Труды Гидрометцентра России, 2016, № 362, С. 55-65.

4. Ивонин Д.В., Мысленков С.А., Чернышов П.В. и др. Система мониторинга ветрового волнения в прибрежной зоне Черного моря на основе радиолокации, прямых наблюдений и моделирования: первые результаты // Проблемы региональной экологии, 2013, № 4, С. 172-182.

5. P.A. Toropov, S.A. Myslenkov, A. A. Shestakova. Numerical simulation of Novorossiysk bora and related wind waves using the WRF-ARW and SWAN models // Russian Journal of Earth Science, 2012, Vol. 12, P. 1-7.

6. Торопов П.А., Мысленков С.А., Самсонов Т.Е. Численное моделирование Новороссийской боры и связанного с ней опасного ветрового волнения // Вестник МГУ, Сер. 5. География, №2, С. 38-46, 2013.

Прочие публикации:

1. Мысленков С.А., Архипкин В.С. Анализ ветрового волнения в Цемесской бухте черного моря с использованием модели SWAN // Труды Гидрометцентра России. 2013. № 350. С. 58-67.

2. Мысленков С.А., Архипкин В.С. Система регионального прогноза ветрового волнения в Цемесской бухте Черного моря // Труды ГОИН, 2014, № 215, С. 117-125.

3. Столярова Е.В., Мысленков С.А. Прогноз ветрового волнения высокого пространственного разрешения в Керченском проливе // Труды Гидрометцентра России, 2015, № 354, С. 24-35.

4. Мысленков С.А., Столярова Е.В., Архипкин В.С. Прогноз ветрового волнения высокого пространственного разрешения для Керченского пролива, Цемесской бухты и района Сочи // в сборнике конференции КИМР-2016, Севастополь.

5. Мысленков С.А., Столярова Е.В., Маркина М.Ю., Гиппиус Ф.Н. Сравнение потенциала волновой энергии в прибрежной зоне Черного и Баренцева морей // в сборнике конференции «Возобновляемые источники энергии». 2016.

6. Myslenkov S.A., Arkhipkin V.S. Verification of operational wave forecast for Tsemes Bay of the Black Sea. International Scientific Conference "Science of the future", Saint Petersburg, Russia, 2014.

7. Arkhipkin V.S., Myslenkov S.A. The regional wave forecast system for Tsemes Bay of the Black Sea // 3-rd International Conference on the Dynamics of Coastal Zone of Non-Tidal Seas, Russia, Gelendzhik, Россия, 2014.

8. Мысленков С.А., Архипкин В.С., Суркова Г.В., Добролюбов С.А., Koltermann K. Some features of the storm on the Black sea in June 2011. IGC 2012 (IGU), Кельн, Германия, 2012.

В Российском агентстве по патентам и товарным знакам получено свидетельство о регистрации базы данных: Архипкин В.С., Малярченко Е.А., Мысленков С.А., Самсонов Т.Е. База Данных Ветрового Волнения Черного моря // № 2013621524. Федеральная служба по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам.

Список литературы

Абузяров З.К., Думанская И.О., Нестеров Е.С. Оперативное океанографическое обслуживание. М.: Гидрометцентр РФ. – 2009. – 287 с.

Ампиллов Ю.П. Проблемы и перспективы разведки и освоения российского шельфа в условиях санкций и падения цен на нефть // Вести газовой науки, 2015, № 2(22), с. 5-14.

Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Изд-во «Мир». – 1988. – 324 с.

Бухановский А.В. и др. Шторм на Черном море 11 ноября 2007 г. и статистики экстремальных штормов моря // Изв. РГО, т. 141, вып. 2, 2009, с. 71-79.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект «Моря СССР». Т. IV. Черное море. Вып. I. Гидрометеорологические условия /Под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альтмана. СПб: Гидрометеиздат, 1991а. 429 с.

Глуховский Б.Х., Виленский Я.Г. Определение элементов морских волн любой вероятности превышения // Метеорология и гидрология. 1960. № 1. С. 45–49

Грузинов В.М., Борисов Е.В., Григорьев А.В. Прикладная океанография. - Обнинск: Артифекс; М., 2012. -384 с.

Давидан И.Н., И. В. Лавренов, Т.А. Пасечник и др. Математическая модель и метод оперативных расчетов ветрового волнения на морях СССР // Метеорология и гидрология. 1988. № 11. С. 81–90.

Дианский Н.А., Фомин В.В., Кабатченко И.М. и др. Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики // Арктика: экология и экономика. 2014. № 1 (13). С. 57—73.

Дивинский Б.В., Косьян Р.Д., Подымов И.С., Пушкарев О.В. Экстремальное волнение в северо-восточной части Черного моря в феврале 2003 года. Океанология, 2003, том. 43, № 5.

Дьяков Н.Н., Фомин В.В., Мартынов Е.В., Гармашов А.В. Ветро-волновой режим Азовского моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. Вып. № 22. С. 228– 239.

Дымов В.И., Пасечник Т.А., Лавренов И.В. и др. Сопоставление результатов расчетов по современным моделям ветрового волнения с данными натурных измерений // Метеорология и гидрология. 2004. № 7. С. 87—94.

Ефимов В.В., Белокопытов В.Н., Комаровская О.И. Численное моделирование ветрового волнения в северо-западной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2000. № 6. С. 36–43.

Зеленко А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и морях России // Труды государственного океанографического института. 2014. Т. 215. С. 90–101.

Ивонин Д.В., С.А. Мысленков, П.В. Чернышов, В.С. Архипкин, В.А. Телегин, С.Б. Куклев, А.Ю. Чернышова, А.И. Пономарев. Система мониторинга ветрового волнения в прибрежной зоне Черного моря на основе радиолокации, прямых наблюдений и моделирования: первые результаты // Проблемы региональной экологии. 2013. № 4 . С. 172-183.

Ивонин Д.В., Телегин В.А., Чернышов П.В., Мысленков С.А., Куклев С.Б. Возможности радиолокационных навигационных систем X-диапазона для мониторинга прибрежного ветрового волнения // Океанология. 2016. Т. 56. № 4. С. 647-658.

Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазовых сооружений. СП11-114-2004. М.: Госстрой России, 2004. 88 С.

Кабатченко И.М., Матушевский Г.В., Резников М.В., Заславский М.М. Моделирование ветра и волн при вторичных термических циклонах на Черном море. Метеорология и гидрология, 2001, N 5, С. 61-71.

Косьян Р.Д. (под. редакцией). Динамические процессы береговой зоны моря. Научный мир, М. 2003.

Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. – М.: ИКИ РАН, 2011. 480 С.

Лопатухин Л.И. Ветровое волнение. «Учебное пособие». 2-е дополненное издание. Изд. Санкт Петербургского Государственного университета. Санкт-Петербург 2012.- 165 С.

Лопатухин Л.И. и др. О шторме на Черном море в ноябре 2007 г. // Российский речной регистр, М., 2009, 36 С.

Лопатухин Л.И., Бухановский А.В., Иванов С.В., Чернышова Е.С. Справочные данные по режиму ветра и волнения Балтийского, Северного, Черного, Азовского и Средиземного морей // Российский морской регистр судоходства. СПб, 2006. 452 С.

Матушевский Г.В. Современные модели расчета ветрового волнения. // Метеорология и гидрология. 1995. №6. С. 51–62.

Медведев И.П., Архипкин В.С. Колебания уровня моря в Голубой бухте (Геленджик) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2015. № 3. С. 70-78.

Мысленков С.А., Архипкин В.С. Анализ ветрового волнения в Цемесской бухте Черного моря с использованием модели SWAN // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, 2013, Вып. 350, С. 58–67

Мысленков С.А., Шестакова А.А., Торопов П.А. Численное моделирование штормового волнения у северо-восточного побережья черного моря // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 61-71.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Часть I. Гидрометеорологические наблюдения на береговых станциях и постах. // Л. Гидрометиздат, 1984 г. 313 С.

Наумова В.А., Евстигнеев М.П., Евстигнеев В.П., Любарец Е.П. Ветро-волновые условия Азово-Черноморского побережья Украины // Наук. пр. Укр. н.-д. гідрометеорол. ін-ту. 2010. Вип. 259. С. 263-283. - Библиогр.: 19 назв. - рус.

Норри Д., де Фриз Ж. Введение в метода конечных элементов: Пер. с англ. / Норри Д. де Фриз Ж. – М.: Мир, 1981 г. 304 С.

Полонский А.Б, Фомин В.В., Гармашов А.В. Характеристики ветрового волнения Черного моря // Доклады НАН Украины, 2011, № 8, С. 108-112

Раскин Л.Г. Кабатченко И.М. Ветровое волнение. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, том 4, Черное море, выпуск 1. Л., Гидрометеиздат, 1991, С. 354-367.

Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях: науч.-метод. пособие / Федер. служба по гидромет. и мониторингу окр. среды (Росгидромет) ; под ред. Е. С. Нестерова. - М. : Исслед. группа "Социальные науки". 2013. 295 С.

Ржеплинский Г.В., Назаретский Л.Н. Расчет режима волнения шельфовых акваторий на примере Черного моря. Метеорология и гидрология, 1974, № 1, С. 63-68.

Рожков В.А. Методы вероятностного анализа океанологических процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 280 С.

Свердруп Г., Манк В. Ветер, волнение и зыбь. Теоретические основы прогноза. // В кн. Основы предсказания ветровых волн, зыби и прибоа. М.: ИЛ, 1961, С. 15-87

Скворцов А.В. Триангуляция Делоне и ее применение//Изд. Томского ун-та, 2002

Столярова Е.В., Мысленков С.А. Прогноз ветрового волнения высокого пространственного разрешения в Керченском проливе. Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, 2015, № 354, С. 24-35

Струков Б.С., Зеленко А.А., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования ветрового волнения и результаты ее испытаний для акваторий Азовского, Черного и Каспийского морей // Информационный сборник № 40. Новые технологии, модели и методы гидродинамических прогнозов и результаты их оперативных испытаний. 2013. С. 64–79.

Типовые поля ветра и волнения Черного моря. Под ред. Э. Н. Альтмана и Г. В. Матушевского. Севастополь, СОГОИН, 1987, 116 С.

Торопов П.А., Мысленков С.А., Самсонов Т.Е. Численное моделирование новороссийской боры и связанного с ней ветрового волнения // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2013. № 2. С. 38-46.

Торопов П.А., Шестакова А.А. Оценка качества моделирования новороссийской боры с помощью модели WRF-ARW.- Метеорология и Гидрология, 2014, № 7, С.38-51

Трубкин И.П. Ветровое волнение, взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик. М.: «Научный мир». 2007. 263 С.

Шокуров М.В., Дулов В.А., Скиба Е.В., Смолов В.Е. Ветровые волны в прибрежной зоне Южного берега Крыма – оценка качества моделирования на основе морских натурных измерений // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 230-241.

Шулейкин В. В. Физические основы прогноза ветровых волн в океане // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959. № 5, С. 710-724.

Akpinar A., G. Van Vledder, M. İ. Kömürçü, M. Özger, 2012. Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea, Continental Shelf Research, 50–51, 80–99.

Akpinar A., S. Ponce de León. (2016) An assessment of the wind re-analyses in the modelling of an extreme sea state in the Black Sea. Dynamics of Atmospheres and Oceans 73, 61-75.

Alpers W., Ivanov A., Dagestad K. Observation of local wind fields and cyclonic atmospheric eddies over the eastern Black Sea using Envisat synthetic aperture radar images // Исследования Земли из космоса, 2010, № 5, Р. 46–58

Arkhipkin V.S, Gippius F.N., Koltermann K.P., and Surkova G.V. Wind waves in the Black Sea: results of a hindcast study. //Natural Hazards and Earth System Sciences, 2014.

Badulin, S. I. (2014), A physical model of sea wave period from altimeter data, J. Geophys. Res. Oceans, 119, doi:10.1002/2013JC009336

Booij, N., Ris, R.C., and L.H. Holthuijsen (1999) A third-generation wave model for coastal regions. Part I: Model description and validation, *Journal of Geophysical Research*, 104, 7649-7666

Boukhanovsky A.V., Divinsky B.V., Kos'yan R.D., Lopatoukhin L.I. Some results of wave measurement from the buoy near Gelendzhik. The Eighth Workshop of NATO TU-WAVES/Black Sea, METU, Ankara, Turkey. 1998. P. 7-8.

Cavaleri L., Rizzoli P.M. Wind wave prediction in shallow water: theory and application // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 10961–10973.306

Chen C., Beardsley R. C., Cowles G., 2006. An unstructured-grid, Finite-Volume Coastal Ocean Model (FVCOM) system.// *Oceanography* Vol. 19, No. 1, Mar.

Chiranjivi Jayaram , Saurabh Bansal, et. al. Evaluation of SARAL/AltiKa Measured Significant Wave Height and Wind Speed in the Indian Ocean Region // *Journal of the Indian Society of Remote Sensing* 2016, Volume 44, Issue 2, pp 225-231

CFSR <http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/>

CISL Research Data Archive: <http://rda.ucar.edu/datasets/ds094.1/>

Dietrich J. C., S. Tanaka, J. J. Westerink, C. N. Dawson, R. A. Luetlich, M. Zijlema, L. H. Holthuijsen, J. M. Smith, L. G. Westerink, H. J. Westerink. (2012) Performance of the Unstructured-Mesh, SWAN+ADCIRC Model in Computing Hurricane Waves and Surge. *Journal of Scientific Computing* 52:2, 468-497

Divinsky, B.V., Levin, B.V., Lopatukhin, L.I., Pelinovsky, E.N. and Slyunyaev, A.V., “A freak wave in the Black Sea: observations and simulation”, *Doklady Earth Sciences*, 2004, 395A, pp. 438 - 443.

Fomin V.V. , Ivanov V.A. Coupled modeling of currents and wind waves in the Kerch strait// *Physycal Oceanography*, 2007.

GFS <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-forecast-system-gfs>

Gunter H., Hasselman S., Janssen P. The WAM Model Cycle 4. Technical Report N 4, 1992. – 103 23 p.

Gusdal Y., Carrasco A., Furevik B.R., Sætra Ø. Validation of the operational wave model WAM and SWAN – 2009.- Report no.18, 2010, *Oceanography*, Oslo, 28 p.

Hasselmann K., Munk W., McDonald G.J.F. Bispectra of ocean waves. – In: *Time series analysis*, N.Y., Willey, 1963, p. 125 – 139.

Hasselmann, K., Ross, D. B., Müller, P., and Sell, W.: A parametric wave prediction model, *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 200–228, 1976.

Janssen P.A., Romen C.J., De Voogt W.J. An operational coupled hybrid wave prediction model // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. (C3). P. 3635–3654.

Janssen P., Abdalla S., Hersbsch H., Bidlot J-R. Error estimation of buoy, satellite, and model wave height data // Journal of Atmosphere and Oceanic Technology, 2006, vol. 24, issue 9, p. 1665.

Komen G. I. et al. Dynamics and modeling of ocean waves. – Cambridge Univ. Press, 1994. – 532 p.

Komen G. I., Hasselman S., and Hasselman K. On the existence of fully developed wind-sea spectrum // J. Phys. Oceanogr. 1984. Vol. 14. P. 1271–1285.

Korshenko A, Ilyin Y, Velikova V. Oil spill in the Kerch Strait in November 2007 /M: Nauka, 2011 P. 34-78

Miles, J. W.: 1957, ‘On the Generation of Surface Waves by Shear Flows’, J. Fluid Mech. 3, 185

Miles, J.W., On the generation of surface waves by turbulent shear flows. 1. Fluid Mech., 71 469-478. 1960

Myslenkov S., Chernyshova A. Comparing wave heights simulated in the Black Sea by the SWAN model with satellite data and direct wave measurements. Russian Journal of Earth Sciences. 2016. T. 12. № 6. C. 1-7.

NCEP National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce (2015), NCEP GFS 0.25 Degree Global Forecast Auxiliary Grids Historical Archive, Accessed: 03 Jan 2016.

Ortiz-Royero, J. C. and A. Mercado. 2008. An intercomparison of SWAN and WAVEWATCH III MODEL with data from NDBC-NOAA buoy at oceanic scales. *Coastal Engineering Journal* 50:47–73.

Phillips, O.M., 1957. On the generation of waves by turbulent wind. J. Fluid Mech. 2, 417–445.

RADS <http://rads.tudelft.nl/rads/rads.shtml>

Roland, A., & Ardhuin, F. (2014). “On the developments of spectral wave models: numerics and parameterizations for the coastal ocean”, *Ocean Dynamics*, Volume 64, Issue 6, pp 833-846.

Rusu E & Rusu L& Guedes Soares C, Prediction of extreme wave conditions in the Black Sea with numerical models, JCOMM Technical Report No. 34 / WMO-TD. No. 1368, 2006

Rusu, E. 2011. Strategies in using numerical wave models in ocean/coastal applications. *Journal of Marine Science and Technology* 19:58–75.

Saha, S., Moorthi, S., Wu, X. et al. The NCEP Climate Forecast System version 2 // *Journal of Climate*. 2014. Vol. 27(6). P. 2185–2208.

Saleh Abdalla, Ku-band radar altimeter surface wind speed algorithm, Proc. 'Envisat Symposium 2007', Montreux, Switzerland, 23–27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007)

Saleh Abdalla, Peter A. E. M. Janssen & Jean-Raymond Bidlot (2011) Altimeter Near Real Time Wind and Wave Products: Random Error Estimation, *Marine Geodesy*, 34:3-4, 393-406, DOI: 10.1080/01490419.2011.585113

Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., et al. A Description of the Advanced Research WRF Version 3 NCAR. -Boulder, Colorado, USA, National Center for Atmospheric Research, Mesoscale and Microscale Meteorology Division, 2008, 113 p.

SMS Surface-water Modeling System User Manual (v11.1), <http://www.aquaveo.com/sms-intro>.

Snyder R.L., Dobson F.W. et al. Array measurement of atmospheric pressure fluctuation above surface gravity waves // *J. Fluid Mech.* – 1981. – Vol. 102. – P. 1–59.

Surkova, G. V., Arkhipkin, V. S., and Kislov, A. V.: Atmospheric circulation and storm events in the Black Sea and Caspian Sea, *Centr. Eur. J. Geosci.*, 5, 548–559, doi:10.2478/s13533-012-0150-7, 2013.

SWAN Technical Documentation, SWAN Cycle III version 40.51A // University of Technology, Delft, Netherlands, 98. 2007.

SWAN. User manual / Delft University of Technology. Department of Civil Engineering. – Cycle IV, Version 40.31, 2004. 110 p.

Toba, Y.: Local balance in the air-sea boundary processes. Part I. On the growth process of wind waves, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 28, 109–121, 1972.

Tolman H.L., Chalikov D.V. Source Terms in a Third-Generation Wind Wave Model // *J. Phys. Oceanogr.* 1996. Vol. 26. P. 2497–2518.

Tolman H.L. The numerical model WAVEWATCH a third generation model for hindcasting of wind waves on tides in shelf seas // *Communications on Hydraulics and Geotechnical Engineering*. 1989. TU Delft. Report 89-2. – 72 p

Valchev, N. N., Trifonova, E. V., and Andreeva, N. K.: Past and recent trends in the western Black Sea storminess, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 961–977, doi:10.5194/nhess-12-961-2012, 2012.

Valchev N, Davidan I, Belberov Z, Palazov A, Valcheva N, Chin D. Hindcasting and assessment of the western Black sea wind and wave climate. *J Environ Prot Ecol* 2010;11:1001-12.

Van Vledder, G.Ph., and Adem Akpinar, 2015: Wave model predictions in the Black Sea: Sensitivity to wind fields. *Applied Ocean Research*, 53, 161-178.

WAMDI group / S. Hasselman, K. Hasselman et al. The WAM model – a third generation wave prediction model // *J. Phys. Oceanogr.* 1988. N 18. P. 1715–1810.

Weibull W. A statistical distribution function of wide applicability // *J. Applied. Mech.* 1951. Vol. 18. P. 293–297

Willis, M. C., E. Devaliere, J. Hanson, R. Hawkins, J. Lewitsky, D. King, T. Nicolini, S. Tiaden, C. Morgan, S. Schumann, M. Colby, and J. Elardo. 2010. Implementing the SWAN Wave Model at Three East Coasts National Weather Service Offices. 14th Symposium on Integrated Observing and Assimilation System for the Atmosphere, Oceans and Land Surface (IOAS-AOLS)/90th. Atlanta, Georgia American Meteorological Society.

WRF-ARW model: <http://www.wrf-model.org/index.php>

Zakharov, V. E., Badulin, S. I., Hwang, P. A., and Caulliez, G.: Universality of Sea Wave Growth and Its Physical Roots, *J. Fluid Mech.*, 708, 503–535, doi:10.1017/jfm.2015.468, 2015.

Zakharov, V. E., Badulin, S. I., Hwang, P. A., and Caulliez, G.: Universality of Sea Wave Growth and Its Physical Roots, WISE 2014, ECMWF, Reading, U.K.

Zijlema, M.: Computation of wind-wave spectra in coastal waters with SWAN on unstructured grids. *Coast. Eng.* 57, 267–277 (2010)