

Натурные исследования и численное моделирование ветра и поверхностных волн на внутренних водоемах средних размеров

А. М. Кузнецова* **, Г. А. Байдаков* **,
В. В. Папко* **, А. А. Кандауров* **,
М. И. Вдовин* **, Д. А. Сергеев* **,
Ю. И. Троицкая* **

Рассматривается попытка применения современных методов моделирования поверхностного волнения, развитых для океанских условий, к моделированию волн на внутренних водоемах средних размеров (10–100 км). Описаны результаты натурных измерений ветра и волнения, на их основе предложена параметризация зависимости коэффициента аэродинамического сопротивления водной поверхности от скорости ветра $C_D(U_{10})$. Спектральная волновая модель WAVEWATCH III была адаптирована к условиям внутреннего водоема средних размеров. Произведено сравнение результатов расчетов модели с натурными данными. Использование новой параметризации $C_D(U_{10})$ позволило уменьшить значения скорости роста волн из-за ветровой накачки, что улучшило согласие в данных о высоте значительных волн натурального эксперимента и численного моделирования. Обсуждаются направления дальнейшего улучшения качества предсказания адаптированной модели WAVEWATCH III.

Ключевые слова: натурный эксперимент, численное моделирование, ветроволновое взаимодействие, модель WAVEWATCH III.

1. Введение

Проблемы поверхностного волнения, механизмов его генерации и развития, влияния на приводный слой атмосферы и диффузию примесей в океане, роль в климатической системе Земли являются важной составляющей научных интересов и основных направлений исследований академика Г. С. Голицына и его учеников [1]. Эти проблемы имеют ряд приложений, к числу которых относится и моделирование поверхностного волнения в рамках спектральных волновых моделей. Настоящая статья посвящена актуальной задаче прогнозирования поверхностных волн на внутреннем водоеме с помощью спектральных волновых моделей.

Волны на воде — это основная причина эрозии берегов водоема. Кроме того, процессы обмена импульсом, теплом и влагой над водоемом опреде-

* Институт прикладной физики Российской академии наук.

** Нижегородский государственный университет им. Н. И. Лобачевского; e-mail: alexandra@hydro.appl.sci-nnov.ru.

ляют микроклимат прилежащих к нему территорий. Правильный прогноз волнения позволяет обеспечить безопасность речного судоходства. Для прогнозирования волнения разработан ряд численных моделей (WAVEWATCH III [25], WAM [14], SWAN [24]), которые описывают эволюцию полного двухмерного спектра волн под влиянием ветроволнового взаимодействия, диссипации, четырехволнового взаимодействия, а в случае мелкой воды некоторые из моделей учитывают также трение о дно, обусловленное глубиной обрушения, и трехволновое взаимодействие.

На сегодняшний день спектральные волновые модели успешно применяются для прогнозирования волнения на крупных озерах, в частности, WAVEWATCH III используется в этих целях на Великих озерах в США [5, 6]. Данные о текущей ситуации волнения представлены на открытом веб-сайте и обновляются каждые три часа [18]. Модели WAVEWATCH III и SWAN были успешно применены для ретроспективного прогноза ветра и волнения на Каспийском море и Ладожском озере [20]. Недавно были получены первые результаты применения модели WAM для прогнозирования волнения на водоеме средних размеров (с линейным размером 10—100 км) [17]. В данной работе для моделирования поверхностного волнения на внутренних водоемах средних размеров была выбрана модель WAVEWATCH III, в которой в отличие от SWAN и WAM возможно подключение разных параметризаций ветроволнового взаимодействия.

Основная проблема численного моделирования волн с помощью модели WAVEWATCH III на внутренних водоемах средних размеров связана с малыми разгонами, при которых параметры возбуждения и развития волн значительно отличаются от аналогичных параметров, характерных для больших разгонов открытого океана [25]. Чаще всего численное описание волн в озерах и водохранилищах средних размеров основывается на эмпирических моделях [2, 4]. Однако эмпирические соотношения, основанные на усредненных характеристиках, не могут предсказать важные для решения многих задач оперативной метеорологии экстремальные условия (например, шторм [22]), что делает необходимым использование численных волновых моделей.

К особенностям волн на малых разгонах водохранилищ средних размеров относится более интенсивная ветровая накачка, пропорциональная отношению скорости трения ветра (или скорости ветра на высоте 10 м) к фазовой скорости волны [25]. Еще одной особенностью является значительная нелинейность, вызванная большой крутизной волн. Таким образом, подстройка океанской волновой модели к условиям внутренних водоемов средних размеров должна быть осуществлена в два этапа: подстройка ветровой накачки и “интеграла столкновений”. Диссипация из-за опрокидывания волн носит универсальный характер.

Еще одна проблема подстройки численных моделей к условиям водоемов средних размеров — это небольшое число экспериментальных данных, пригодных для верификации [7, 8]. В настоящей статье рассматриваются возможности адаптации модели WAVEWATCH III к условиям внутреннего водоема средних размеров на примере входящего в Волжский каскад Горьковского водохранилища. Методы натурного эксперимента на Горьковском водохранилище, проведенного нами, отличаются от используе-

мых в работах [7, 8] тем, что основаны на проведении измерений воздушного потока в непосредственной близости от поверхности воды. В статье сравниваются результаты численного эксперимента и натуральных экспериментов на Горьковском водохранилище.

2. Параметризации ветроволнового взаимодействия

Программный комплекс модели WAVEWATCH III основан на численном решении уравнения Хассельмана для спектральной плотности волнового действия $N(k, \mathbf{x}, t)$ [25], которое в случае глубокой воды имеет следующий вид:

$$\frac{N}{t} + \mathbf{x} \cdot \dot{\mathbf{x}} N - \frac{\dot{k} N}{k} - \dot{\sigma} N = \frac{1}{\sigma} (S_{nl} + S_{in} - S_{dis}). \quad (1)$$

Левая часть уравнения описывает кинематику волн (где $\dot{\mathbf{x}}$ — групповая скорость; k — волновое число; σ — угловое направление), в его правую часть входят динамические слагаемые: S_{nl} описывает четырехволновое взаимодействие, S_{in} — нарастание волн под действием ветра и S_{dis} — диссипацию, обусловленную, главным образом, обрушением волн; σ — круговая частота.

На водоемах средних и малых размеров, для которых характерны короткие разгоны, влияние ветровой накачки становится существенным и нуждается в более точном описании. В общем случае ветровая накачка S_{in} задается в соответствии с моделью Майлса нарастания волн под действием ветра [21]

$$S_{in} = \text{Im} \cdot N. \quad (2)$$

Здесь Im — безразмерный коэффициент, через который выражается скорость увеличения высоты волн в результате ветровой накачки [21]:

$$\text{Im} = \frac{1}{2} \frac{u_*^2}{c^2}, \quad (3)$$

где Im — мнимая часть комплексной частоты; c — фазовая скорость волны; коэффициент Im зависит от скорости трения ветра u_* , определяемой через турбулентный поток импульса

$$\tau_{\text{turb}} = \rho_a \langle u_x u_z \rangle = \rho_a u_*^2 \quad (4)$$

(ρ_a — плотность воздуха; u_x, u_z — пульсационные составляющие скорости ветра).

Экспериментальное определение величины турбулентного потока импульса — сложная задача. К наиболее распространенным относятся метод профилирования, пульсационный и диссипационный методы. В пульсационном методе поток импульса восстанавливается путем прямого измерения вихревых потоков [27]. Диссипационный метод [13] заключается в анализе распределения спектральной плотности турбулентности и основывается на предположении, что между генерацией и затуханием турбулентности существует баланс. Метод профилирования использует логарифмический закон, основанный на теории пограничного слоя Прандтля и Кармана для плоской пластины: в условиях нейтральной стратификации в слое постоянных потоков (где турбулентный поток импульса не зависит от высоты) профиль скорости ветра близок к логарифмическому [3]

$$U(z) = \frac{u_*}{z_0} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (5)$$

где $\alpha = 0,4$ — постоянная Кармана; z_0 — высота шероховатости поверхности. По аналогии с сопротивлением плоской пластины вводят коэффициент аэродинамического сопротивления водной поверхности, который связывает измеряемую скорость ветра и турбулентный поток импульса (скорость трения ветра)

$$C_D = \frac{C_{D, \text{turb}}}{U_{10}^2} \frac{u_*^2}{U_{10}^2}, \quad (6)$$

где U_{10} — скорость ветра, приведенная к высоте 10 м.

Для описания коэффициента взаимодействия ветра и волн существует ряд эмпирических моделей. Они значительно различаются для длинных волн, типичных для океанических условий, но в диапазоне частот, характерном для исследуемых условий, близки [29], поэтому вид параметризации коэффициента взаимодействия ветра и волн в условиях внутренних водоемов средних размеров несуществен. Таким образом, для уточнения задания ветровой накачки необходима параметризация коэффициента C_D , который определяет переход от измеренной скорости U_{10} к входящей в параметризацию скорости трения ветра u_* .

При расчетах использовалась модель Снайдера WAM 3 [19, 23], которая наиболее удобна из представленных в WAVEWATCH III параметризаций с точки зрения модификации. Модель WAM 3 [19, 23, 28] задается двумя эмпирическими формулами. Первая — для оценки скорости роста волн из-за ветровой накачки

$$\text{Im} = C_{in} \frac{a}{w} \max \left(0, \frac{28u_*}{c} \cos(\theta_{\text{wind}}) - 1 \right), \quad (7)$$

где $C_{in} = 0,25$ — постоянная; a/w — отношение плотности воздуха и воды; θ_{wind} — основное направление ветра. Вторая — параметризация коэффициента аэродинамического сопротивления водной поверхности C_D , предложенная в работе [28]:

$$C_D = 0,001(0,8 + 0,65U_{10}). \quad (8)$$

Эта параметризация обеспечивает связь между скоростью ветра U_{10} и скоростью трения $u_* = U_{10}\sqrt{C_D}$.

Параметризация зависимости $C_D(U_{10})$, использованная для модификации модели WAM 3, была предложена по результатам серии натурных экспериментов, проведенных на акватории Горьковского водохранилища.

3. Оборудование и методика натурных измерений

Измерения проводили в 2012—2014 гг. в период с мая по октябрь на акватории Горьковского водохранилища (глубина водохранилища — 4—20 м, глубина в районе измерений — 9—12 м). Вытянутая форма водохранилища (рис. 1) позволяет исследовать ветровое волнение при разных значениях разгона, зависящих от направления ветра.

Измерительная аппаратура размещалась на буйковой станции — оригинальная разработка на базе океанографической вехи Фруда. Веха представляла собой мачту, частично погруженную в воду и удерживаемую в

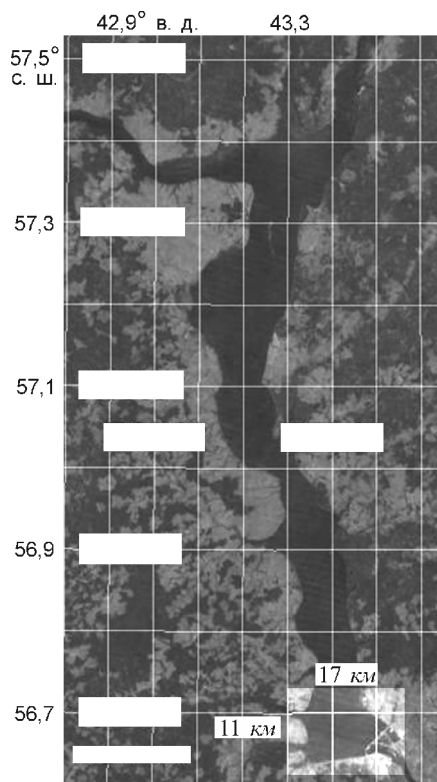


Рис. 1. Горьковское водохранилище.

Данные Google Earth. Светлым прямоугольником выделена область измерений.

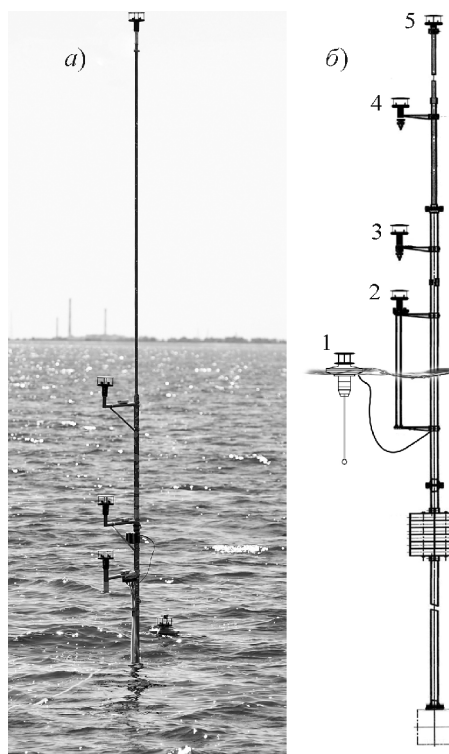


Рис. 2. Реальный вид вехи Фруда (а) и ее схема (б).

вертикальном положении поплавком вблизи поверхности и грузом на глубине (рис. 2). Общая длина вехи — 12 м, длина ее надводной части — 5,3 м. Резонансная частота вертикальных колебаний — 0,25 Гц, что соответствует длине волны 25 м. На мачте вехи на высоте 0,85; 1,3; 2,27 и 5,26 м располагались четыре ультразвуковых датчика скорости ветра WindSonic производства “Gill Instruments” (номера 2—5). Датчик 1 был расположен на поплавке, отслеживающем форму волны, для измерения скорости ветра в непосредственной близости от поверхности воды. Расстояние от поплавка до мачты вехи составило около 1 м, высота зоны измерения скорости ветра от поверхности воды — 10 см. Веха была оборудована датчиками температуры воздуха (на высоте 0,1 м (поплавок), 0,85 и 1,3 м), температуры воды и трехканальным струнным волнографом, позволяющим восстанавливать пространственно-временные спектры волнения.

WindSonic — это ультразвуковой двухкомпонентный датчик скорости ветра (погрешность измерения — 4%, разрешение по скорости — 0,01 м/с). В интервал измеряемых значений скорости (0—60 м/с) входят значения, характерные для штилевых условий. Резистивные датчики температуры измеряют температуру среды с погрешностью 3% и разрешением 0,01 С. Струнный волнограф состоит из трех пар струнных резистив-

ных датчиков, расположенных в вершинах равностороннего треугольника со стороной 62 мм, частота опроса равна 100 Гц. Система позволяет оценивать параметры волн, длина которых превосходит удвоенное расстояние между датчиками ($k_{\max} = 0,5 \text{ см}^{-1}$). Алгоритм обработки сигналов, получаемых с прибора, использует преобразование Фурье и подробно описан в работе [26] (в работе [11] приведен аналогичный алгоритм, использующий вейвлет-преобразование).

Расположение датчиков скорости ветра соответствует структуре воздушного потока. В присутствии волн на поверхности воды функция тока в воздушной среде может быть представлена в виде суммы средней и волновой составляющих [10]

$$U(z) = U_0 + \delta U(z), \quad (9)$$

где z — вертикальная координата; δU — волновое возмущение функции тока. В случае бегущей по ветру монохроматической волны, в которой возвышение поверхности составляет $z = (x, t) = A \operatorname{Re} \exp(-ik(ct - x))$, для расчета справедливо уравнение

$$(U - c)(-k^2) - U'' = 0. \quad (10)$$

В случае, когда величина $U/k^2(U - c)$ много больше или много меньше единицы, приближенным решением уравнения является следующая функция:

$$\delta U = A(U - c)\exp(-kz), \quad (11)$$

где A — амплитуда волны. В случае логарифмического профиля скорости (5) это условие принимает вид $u_* / (kz)^2 |U - c| \ll 1$ (или $u_* / (kz)^2 |U - c| \gg 1$) и хорошо выполняется на высоте z порядка амплитуды волны и выше. Таким образом, основное возмущение, вносимое волнами в воздушный поток (изгиб ветра вдоль поверхности), экспоненциально уменьшается с высотой. Следовательно, чтобы датчик скорости был неподвижен относительно средних линий тока, на удалении от поверхности воды измерять скорость необходимо на фиксированном горизонте, а вблизи к поверхности — с использованием отслеживающего форму волны датчика, размещенного на поплавке. При этом важно, чтобы нижний датчик не находился в волновом пограничном слое, величину которого можно оценить в соответствии с [9]:

$$k \frac{u_*}{z_0} \ln \frac{z}{z_0} = c \left| \frac{u_* z}{2} \right|_z. \quad (12)$$

В условиях Горьковского водохранилища ($k = 2\text{—}3 \text{ м}^{-1}$, $u_* = 0,1\text{—}0,4 \text{ м/с}$) величина z_0 — 1 мм, что значительно меньше высоты измерения нижнего датчика скорости ветра.

Исследование параметров ветрового потока проводилось методом профилирования (см. раздел 2). Общая запись скорости ветра длительностью до 5 ч разбивалась на участки по 5 мин (300 точек измерения) с перекрытием 50%. В результате усреднения для каждого участка получалось пять значений скорости, соответствующих пяти горизонтам измерений. Полученный средний профиль был аппроксимирован функцией (5) с параметрами аппроксимации u_* и z_0 . Из полученной аппроксимации восстанавливались значения скорости ветра U_{10} на высоте 10 м и коэффициент аэродинамического сопротивления C_D .

4. Результаты натурального эксперимента

Был проведен анализ влияния данных с отдельных горизонтов на результат аппроксимации профиля скорости ветра. На рис. 3а представлены восстановленные зависимости $C_D(U_{10})$ для двух комбинаций датчиков скорости: с использованием нижнего датчика и без него, а также результаты, приведенные в работах [7, 8], и океаническая параметризация [12]. Видно, что без использования данных нижнего датчика значения $C_D(U_{10})$ больше и близки к результатам работ [7, 8, 12], а при использовании данных нижнего датчика значения коэффициента аэродинамического сопротивления меньше. На рис. 3б показано сравнение восстановленных зависимостей $C_D(U_{10})$ с использованием данных только двух нижних датчиков и данных пяти датчиков скорости ветра. При использовании только двух датчиков наблюдаются значительные различия в восстановлении параметров ветра в области малых значений скорости ветра.

Эти результаты можно объяснить отличием формы профиля скорости ветра от логарифмической, которое, вероятно, обусловлено стратификацией приподнятого слоя атмосферы и нестационарностью ветра, поскольку нижняя часть профиля быстрее подстраивается под изменяющиеся условия волнения. При этом параметры воздушного потока именно на границе раздела вода — воздух определяют передачу импульса от ветра к волнам.

Таким образом, использование нижнего датчика (в рассматриваемом случае использование только двух нижних датчиков) существенно влияет на результат измерений. Для определения корректности измеренной зависимости $C_D(U_{10})$ она была использована в численном моделировании ветрового волнения в рамках модели WAVEWATCH III. Для этого экспериментальные данные были аппроксимированы (рис. 3б) следующей функцией:

$$C_D = 0,00124U_{10}^{-1} - 0,00034 + 0,000049U_{10}. \quad (13)$$

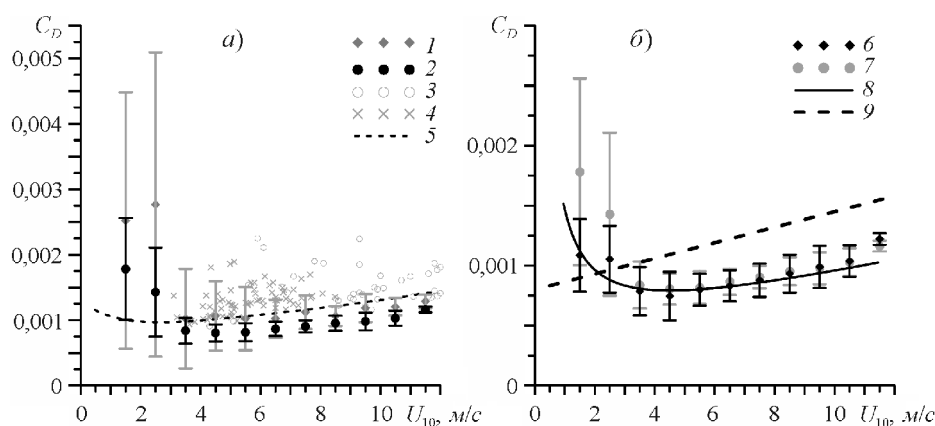


Рис. 3. Сопоставление зависимостей $C_D(U_{10})$, восстановленных с использованием разных комбинаций датчиков.

а) с нижним датчиком скорости и без него: 1 — датчики 2—5 (Горьковское водохранилище); 2 — датчики 1—5 (Горьковское водохранилище); 3 — данные работы [8] (оз. Джорж, Австралия, 2008 г.); 4 — данные работы [7] (оз. Вашингтон, США, 1999 г.); 5 — параметризация COARE 3.0; б) использование всего профиля скорости и двух нижних датчиков: 6 — датчики 1 и 2 (Горьковское водохранилище); 7 — датчики 1—5 (Горьковское водохранилище); 8 — аппроксимация функцией (13); 9 — параметризация WAM3.

5. Численный эксперимент

Модель WAVEWATCH III была адаптирована к условиям внутреннего водоема. Для этого в открытом программном коде было изменено минимальное значение высоты значительных волн (H_S). Для описания водоема была использована топографическая сетка Горьковского водохранилища размерностью 72×108 с шагом $0,00833$, взятая из данных NOAA “Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE)”. В связи с отсутствием надежных батиметрических данных по Горьковскому водохранилищу, находящихся в свободном доступе, а также с учетом того, что навигационные карты показывают достаточно большую глубину водохранилища, было выбрано приближение глубокой воды. Кроме того, в натурных экспериментах не наблюдались волны длиной более $4,5$ м, в связи с чем в расчетах не учитывался рельеф дна, а глубина была выбрана равной 9 м. Диапазон частоты был изменен в соответствии с наблюдаемым в эксперименте — от $0,2$ до 4 Гц, который при моделировании дробился на 31 частоту и задавался логарифмической формулой для увеличения частоты $f_N = (f_1)^{N-1}$, где инкремент f_1 был установлен равным $1,1$ в соответствии с рекомендациями [25]; было рассмотрено 31 угловое направление. Волнение в водохранилище моделировалось по заданным топографическим данным, данным о скорости и направлении ветра, разности значений температуры на границе раздела вода — воздух и при заданном гауссовом начальном возмущении при разных параметризациях ветровой накачки.

Был рассмотрен диапазон умеренной скорости ветра (1 — 9 м/с) разных направлений, сохраняющей постоянное значение над всей поверхностью Горьковского водохранилища. На практике при моделировании ветровых волн на поверхности морей и океанов для задания ветровой накачки обычно используют данные реанализа. Для акваторий внутренних водоемов средних размеров этот подход непригоден из-за слишком низкого пространственного разрешения ($2,5$ км). Кроме того, в рассматриваемой области находятся только две метеостанции (Волжская гидрометобсерватория и Юрвец), расположенные на побережье. При этом было установлено, что значения скорости ветра в прибрежной части водоема и над его акваторией значительно различаются. В связи с этим расчет проводился с обновляющимися каждые 15 мин входными данными, измеренными в натурном эксперименте: модуль и направление ветра на высоте 10 м, разность значений температуры на границе раздела вода — воздух. Важно отметить, что задание скорости и направления ветра над водоемом однородными может явиться источником ошибок в численном эксперименте, поскольку вытянутая форма водоема и высокие берега могут быть причиной заметной пространственной изменчивости с масштабами порядка 1 км или менее.

Сравнение производилось для следующих выходных данных: одномерные спектры возвышений, высота значительных волн H_S , средневзвешенный период волнения T_m . В модели и в эксперименте значение H_S рассчитывали по формуле

$$H_S = 4\sqrt{\hat{E}}, \quad (14)$$

где $\hat{E} = \int_{f_{\min}}^{f_r} E(f)df$ — полная энергия, $E(f)$ — спектральная плотность мощности волнения.

Средневзвешенный период T_m вычисляли по следующей формуле:

$$T_m = T_{m0, -1} = \frac{\int_{f_{\min}}^{f_r} E(f) df}{\int_{f_{\min}}^{f_r} E(f) f^{-1} df}. \quad (15)$$

Все модельные данные были получены в точке, соответствующей точке наблюдений, и были усреднены в промежутке 15 мин для соответствия аналогично усредненным данным натурального эксперимента.

Расчеты проводили двумя способами: в рамках океанской параметризации WAM 3, в которой используется линейная зависимость C_D от U_{10} [28]; с предложенной авторами статьи параметризацией C_D и скоростью роста волн путем ветровой накачки из WAM 3. Различие параметризаций C_D от U_{10} показано на рис. 3б. Видно, что при скорости ветра до 2,5 м/с значения C_D , полученные в результате натурального эксперимента, больше значений C_D по океанской параметризации, а при скорости ветра больше 3 м/с — меньше.

6. Сравнение результатов численного и натурального экспериментов

Одномерные спектры возвышений в точке измерений, полученные в натурном эксперименте, сравнивали с полученными одномерными спектрами численного эксперимента при подключении разных параметризаций ветровой накачки. На рис. 4а видно, что при подключении океанской ветровой накачки значения очень завышены, тогда как использование новой параметризации улучшает соответствие результатов численного и натурального экспериментов.

Было проведено сравнение интегральных характеристик спектров (высоты значительных волн и средневзвешенного периода спектра) для всех проведенных экспериментов. На рис. 4б черной штриховой линией обозначена биссектриса угла, соответствующая равенству характеристик численного и натурального экспериментов, показаны расчетные данные с использованием океанской ветровой накачки WAM 3 и с использованием измененной параметризации WAM 3 с новой параметризацией C_D .

При использовании океанской модели наблюдается систематическое завышение высоты значительных волн и занижение средневзвешенного периода волнения, при этом стандартное отклонение расчетных значений H_S для WAM 3 составляет 52%. Использование новой параметризации C_D уменьшает стандартное отклонение H_S для WAM 3 с 52 до 39%. Это ожидаемый результат, так как в численном эксперименте с заданием предложенной параметризации C_D скорость роста волн из-за ветровой накачки задается более точно, т. е. более точно моделируется количество энергии, поступающей в систему.

Однако на рис. 4г видно, что предсказание средневзвешенных периодов волнения имеет значительную погрешность, и уточнение задания скорости роста волн за счет ветровой накачки не внесло существенных изменений. Возможно, это связано с тем, что модель WAVEWATCH III адаптирована к морским условиям, что выражается не только в функции накачки, но и в особенностях параметрического учета нелинейности, которая обуславлива-

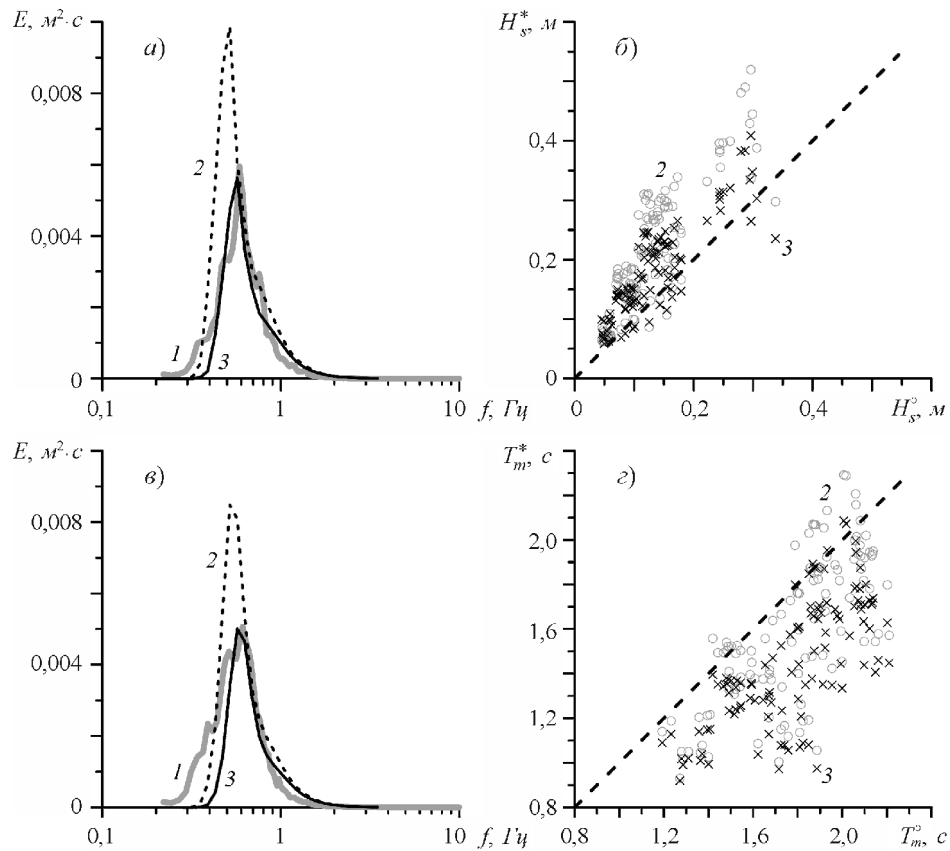


Рис. 4. Сравнение одномерных спектров превышений (а, в) и интегральных характеристик спектров (высоты значительных волн H_s^* (б) и средневзвешенного периода спектра T_m^* (г)).

1) экспериментальные значения; 2) при подключении океанской параметризации WAM 3; 3) при подключении измененной параметризации WAM 3. H_s^* и T_m^* — данные модели WAM 3, H_s^2 и T_m^2 — экспериментальные данные.

ет перераспределение полученной энергии по спектру. Модель предназначена для описания волн, характерных для морских и океанических условий и имеющих меньшую крутизну по сравнению с волнами на внутреннем водоеме средних размеров. Коэффициенты пропорциональности в схеме DIA [15, 16] подстроены именно под морские условия. Для описания более крутых волн внутреннего водоема средних размеров могут потребоваться другие параметры подстройки, соответствующие ситуации с большей нелинейностью, что позволит ускорить сдвиг частот в низкочастотную область. Соответственно и средневзвешенные периоды волн должны быть меньшими. Вероятно, такая подстройка схемы нелинейности не будет влиять на качество предсказания значения H_s , отвечающего за количество поступившей в систему энергии, и даст возможность повысить точность предсказания средневзвешенных периодов волнения. Данную гипотезу планируется проверить в последующих численных экспериментах.

7. Выводы

Рассмотрена возможность адаптации модели WAVEWATCH III к условиям внутреннего водоема средних размеров на примере Горьковского водохранилища, которое задавалось в модели с использованием реальной топографической сетки NOAA "GLOBE". При проведении вычислений были изменены встроенные значения параметров модели на основе данных натурных измерений на водохранилище, в частности, минимальная высота значительных волн, диапазон частот от 0,2 до 4 Гц. Волнение, развивающееся под действием однородного нестационарного ветра, задаваемого на основе данных натурального эксперимента, было рассчитано с использованием как встроенных параметризаций ветровой накачки, адаптированных к условиям открытого океана, так и параметризаций с измененным заданием $C_D(U_{10})$, которое было получено в результате серии натурных экспериментов. Данные натурных экспериментов на Горьковском водохранилище показали, что значение коэффициента аэродинамического сопротивления поверхности C_D в области умеренного и сильного ветра примерно на 50% меньше значений, типичных для океанских условий. Результаты численного эксперимента сравнивались с результатами, полученными в натурном эксперименте на Горьковском водохранилище. Использование встроенной параметризации показало существенное завышение расчетных данных H_S по сравнению с экспериментальными, что авторы объясняют существенным завышением турбулентных напряжений ветра (значений скорости трения u_*) и, соответственно, ветровой накачки. При использовании новой параметризации $C_D(U_{10})$, полученной на основе данных измерений на водохранилище, уменьшились значения u_* и, следовательно, скорость роста волн из-за ветровой накачки, что улучшило согласованность данных H_S натурального эксперимента и численного моделирования. При сравнении результатов расчетов в рамках океанских встроенных моделей ветровой накачки также получены завышенные значения для средневзвешенного периода волнения T_m . В то же время изменение ветровой накачки существенно не повлияло на согласие значений T_m по результатам численного моделирования и натурального эксперимента. Это, вероятно, связано с тем, что схема нелинейности также подстроена под условия морей и океанов, и в дальнейшем необходимо произвести подстройку параметров схемы нелинейности DIA к условиям внутреннего водоема средних размеров.

Кроме того, возможным источником расхождений может быть использование в расчетах приближения глубокой воды. Учет реальной батиметрии Горьковского водохранилища, а также подключение связанных с переходом на мелководье параметризаций в WAVEWATCH III или внедрение модели SWAN для прибрежной зоны могут существенно улучшить результаты.

Следует отметить еще один источник возможных погрешностей численного эксперимента: из-за отсутствия достаточного экспериментального материала скорость ветра принималась однородной над всей акваторией водохранилища с учетом временной изменчивости, задаваемой по результатам эксперимента. В действительности можно ожидать неоднородное распределение скорости и направления ветра, поскольку такие факторы,

как вытянутая форма водоема и высокие берега, могут приводить к заметной пространственной изменчивости с масштабами порядка 1 км или менее. Задание скорости ветра по данным реанализа тоже невозможно из-за его слишком низкого пространственного разрешения (2,5). Учет высокой пространственной изменчивости является сложной задачей, для решения которой планируется использовать атмосферные модели высокого и сверх-высокого пространственного разрешения (например, атмосферная модель Weather Research & Forecasting (WRF) с блоком LES (Large Eddy Simulation)).

Работа выполнена при финансовой поддержке Правительства Российской Федерации (грант 11.G34.31.0048), гранта Президента для молодых ученых (МК-3550.2014.5), РФФИ (гранты 14-05-91767, 14-05-31343, 15-35-20953, 15-45-02580). Натурные эксперименты поддержаны грантом РНФ (Соглашение № 15-17-20009), численное моделирование частично поддержано грантом РНФ (Соглашение № 14-17-00667).

Литература

1. Голицын Г. С. Энергетический цикл ветровых волн на поверхности океана. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2010, т. 46, № 1, с. 10—18.
2. Поддубный С. А., Сухова Э. В. Моделирование влияния гидродинамических и антропогенных факторов на распределение гидробионтов в водохранилищах. Руководство для пользователей. — Рыбинск, Изд-во ОАО “Рыбинский дом печати”, 2002, 120 с.
3. Сеттон О. Г. Микрометеорология. — Л., Гидрометеиздат, 1958.
4. Сутырина Е. Н. Определение характеристик волнового режима Братского водохранилища. — Известия Иркутского государственного ун-та, 2011, т. 4, № 2, с. 216—226.
5. Alves Jose-Henrique G. M., Chawla A., Tolman H. L., et al. The Great Lakes Wave Model at NOAA/NCEP: Challenges and future developments. /In: 12th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Kohala Coast, Hawaii, HI, 2011.
6. Alves Jose-Henrique G. M., Chawla A., Tolman H. L., et al. The operational implementation of a Great Lakes Wave Forecasting System at NOAA/NCEP. — Wea. Forecasting, 2014, vol. 29, pp. 1473—1497.
7. Atakturk S. S. and Katsaros K. B. Wind stress and surface waves observed on Lake Washington. — J. Phys. Oceanogr., 1999, vol. 29, pp. 633—650.
8. Babanin A. V. and Makin V. K. Effects of wind trend and gustiness on the sea drag: Lake George study. — J. Geophys. Res., 2008, vol. 113, C02015; doi: 10.1029/2007JC004233.
9. Belcher S. E. and Hunt J. C. R. Turbulent shear flow over slowly moving waves. — J. Fluid Mech., 1993, vol. 251, pp. 109—148.
10. Brooke B. T. Shearing flow over a wavy boundary. — J. Fluid Mech., 1959, vol. 11, pp. 161—205.
11. Donelan M. A., Drennan W. M., and Magnusson A. K. Nonstationary analysis of the directional properties of propagating waves. — J. Phys. Oceanogr., 1996, vol. 26, No. 9, pp. 1901—1914.
12. Fairall C. W., Bradley E. F., Hare J. E., et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm. — J. Climate, 2003, vol. 16, pp. 571—591.
13. Fairall C. W. and Larsen S. E. Inertial-dissipation methods and turbulent fluxes at the air-ocean interface. — Boundary-Layer Meteorol., 1986, vol. 34, pp. 287—301.
14. Gunter H., Hasselmann S., and Janssen P. A. E. M. The WAM Model Cycle 4. Technical Report No. 4. DKRZ WAM Model Documentation. — Hamburg, 1992, 101 p.

- 15. Hasselmann S. and Hasselmann K.** Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part I: A new method for efficient computations of the exact nonlinear transfer integral. — *J. Phys. Oceanogr.*, 1985, vol. 15, pp. 1369—1377.
- 16. Hasselmann S., Hasselmann K., Allender J. H., and Barnett T. P.** Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part II: Parameterizations of nonlinear energy transfer for application in wave models. — *J. Phys. Oceanogr.*, 1985, vol. 15, pp. 1378—1391.
- 17. Hesser T. J., Cialone M. A., and Anderson M. E.** Lake St. Clair: Storm Wave and Water Level Modeling. — Vicksburg Mississippi, The US Army Research and Development Center (ERDC), Coastal and Hydraulic Laboratory, Report ERDC/CHL TR-13-5, 2013, 156 p.
- 18.** <http://polar.ncep.noaa.gov/waves/viewer.shtml?-glw-latest-hs-grl>.
- 19. Komen G. L., Hasselmann S., and Hasselmann K.** On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. — *J. Phys. Oceanogr.*, 1984, vol. 14, pp. 1271—1285.
- 20. Lopatoukhin L. J., Boukhanovsky A. V., Chernyshova E. S., and Ivanov S. V.** Hindcasting of wind and wave climate of seas around Russia. /In: Proceeding of the 8th International Workshop on Waves Hindcasting and Forecasting, North Shore, Oahu, Hawaii, November 14—19, 2004.
- 21. Miles J. W.** On the generation of surface waves by shear flows. — *J. Fluid Mech.*, 1957, vol. 3, pp. 185—204.
- 22. Newton-Matza M.** Disasters and tragic events: An encyclopedia of catastrophes in American history. — Santa Barbara, California, ABC-CLIO, LLC, 2014.
- 23. Snyder R. L., Dobson F. W., Elliot J. A., and Long R. B.** Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. — *J. Fluid Mech.*, 1981, vol. 102, pp. 1—59.
- 24. SWAN Team.** SWAN – User Manual. — Delft University of Technology, Environmental Fluid Mechanics Section, 2006, 129 p.
- 25. Tolman H. L. and WAVEWATCH III Development Group.** User Manual and System Documentation of WAVEWATCH III version 4.18. — Environmental Modeling Center, Marine Modeling and Analysis Branch /U.S. Department of Commerce/NOAA/NWS/NCEP, 2014, 282 p. + Appendices.
- 26. Troitskaya Yu. I., Sergeev D. A., Kandaurov A. A., et al.** Laboratory and theoretical modeling of air–sea momentum transfer under severe wind conditions. — *J. Geophys. Res.*, 2012, vol. 117, No. C11, C00J21.
- 27. Weber R. O.** Remarks on the definition and estimation of friction velocity. — *Boundary-Layer Meteorol.*, 1999, vol. 93, pp. 197—209.
- 28. Wu J.** Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. — *J. Geophys. Res.*, 1982, vol. 87, pp. 9704—9706.
- 29. Zakharov V. E.** On the domination of nonlinear wave interaction in the energy balance of wind-driven sea. /In: Proceeding of the 11th Wave Workshop, Halifax, Canada, 2009.

Поступила
25 XI 2015

FIELD EXPERIMENTS AND NUMERICAL MODELING OF WIND AND SURFACE WAVES IN MEDIUM-SIZE INLAND RESERVOIRS

A. M. Kuznetsova, G. A. Baidakov, V. V. Papko,
A. A. Kandaurov, M. I. Vdovin, D. A. Sergeev, and Yu. I. Troitskaya

An attempt is made to apply the modern methods of surface wave simulation developed for oceanic conditions to the modeling of waves in medium-size inland reservoirs (10–100 km). The results of field measurements of wind speed and waves are described and the parameterization $C_D(U_{10})$ is proposed based on them. WAVEWATCH III spectral wave model was adapted to the conditions of a medium-size inland reservoir. The simulated data are compared with the field data. The use of the new parameterization $C_D(U_{10})$ allowed reducing the values of wind wave growth rate that improved the consistency in the data H_S of field experiment and numerical modeling. Further steps towards improving the quality of prediction of the adapted WAVEWATCH III model are discussed.