

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

УДК 551.466

DOI: 10.22449/0233-7584-2018-3-192-205

Оценка спектров ветровых волн с длинами от сантиметров до метра по изображениям поверхности моря

В. В. Баханов¹, А. А. Демакова¹, А. Е. Кориненко², М. С. Рябкова¹,
В. И. Титов^{1,*}

¹*Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, Россия*

²*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*

*E-mail: titov@hydro.appl.sci-nnov.ru

Поступила 22.12.2017 г., после доработки – 10.01.2018 г.

Рассматривается метод исследования спектров морских волн, основанный на спектральной обработке изображений морской поверхности в рассеянном свете неба. Обсуждены механизмы формирования изображения морской поверхности при наклонном визировании. Показано, что при освещении поверхности ясным небом в рамках двухмасштабной модели волнения спектр изображения морской поверхности будет пропорционален спектру уклонов волн. Описан разработанный в Институте прикладной физики РАН оптический спектроанализатор на некогерентном свете, позволяющий регистрировать двумерные спектры изображений морской поверхности в реальном времени. Спектроанализатор обладает исключительно широким динамическим диапазоном (до 40–50 дБ). Время регистрации одного двумерного спектра составляет 1 с. При установке спектроанализатора на океанографической платформе или на баке корабля регистрируются спектры волн длиной от метра до нескольких сантиметров в зависимости от высоты над уровнем моря и угла визирования. Представлен метод восстановления абсолютных значений спектров волн, основанный на использовании спектра тест-объекта. Приводятся предварительные результаты измерения спектров волн оптическим методом со стационарной океанографической платформы в п. Кацивели и с движущегося судна, выполненные при различных скоростях ветра. Сделан вывод о соответствии полученных спектров волн имеющейся эмпирической информации о спектрах в рассматриваемом диапазоне ветровых волн. Обсуждаются полученные угловые распределения энергии волн и особенности спектров, наблюдаемые в зонах сликов. Для исследования особенностей динамики спектров волн разработан способ отображения текущих двумерных спектров волн с хорошим разрешением по пространственной частоте и направлению волн.

Временная зависимость текущих спектров уклонов волн представлена в виде горизонтальных полос, каждая из которых соответствует определенному направлению распространения волн, при этом внутри каждой полосы по вертикали меняется пространственная частота волны от коротких до длинных волн. Яркость изображений будет пропорциональна спектру уклонов в условной цветовой шкале.

Ключевые слова: морская поверхность, оптика, изображение поверхности, яркость поверхности, обработка изображений, дистанционное зондирование, спектральный анализ, спектр волн, ветровые волны.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 16-05-00858а, 15-05-07726а, 15-45-02610 р поволжье а. Использованы сопутствующие метеоволновые данные, полученные по государственному заданию № 0827-2014-0010.

Для цитирования: Оценка спектров ветровых волн с длинами от сантиметров до метра по изображениям поверхности моря / В. В. Баханов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 3. С. 192–205. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-192-205

Estimation of the Wind Wave Spectra with Centimeters-to-Meter Lengths by the Sea Surface Images

V. V. Bakhanov¹, A. A. Demakova¹, A. E. Korinenko², M. S. Ryabkova¹, V. I. Titov^{1,*}

¹*Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia*

²*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*

e-mail: titov@hydro.appl.sci-nnov.ru

The method of investigating the sea wave spectra based on spectral processing of the sea surface images made at the diffused sky light is considered. The mechanisms of the sea surface image formation under the oblique viewing are discussed. It is shown that within the framework of a two-dimensional wave model and when the surface is illuminated by a clear sky, the sea surface image spectrum is proportional to that of the wave slopes' spectrum. Described is the developed in the Institute of Applied Physics, RAS optical incoherent light spectrum analyzer permitting to record two-dimensional spectra of the sea surface images in the real time mode. The spectrum analyzer has a wide dynamic range (up to 40–50 dB). The time required to record one two-dimensional spectrum is 1 sec. When the spectrum analyzer is set up at an oceanography platform or a ship bow, the device can record the wave spectra ranging from 1 meter to several centimeters depending on the height above the sea level and the viewing angle. The method for reconstructing the wave spectrum absolute values using the test object spectrum is represented. Preliminary results of the wave spectra measurements carried out by the optical method (under different wind speeds) from the stationary oceanographic platform in Katsiveli and from a moving vessel are given. The drawn conclusion testifies to conformity of the obtained wave spectra to the available empiric information on the spectra within the wind wave range under consideration. The obtained wave energy angular distributions and the spectra features observed in the slicks are discussed. To study the features of wave spectrum dynamics, developed is the method for imaging the current two-dimensional wave spectra with high resolution of spatial frequency and wave direction.

Time dependence of the wave angles' current spectra is represented as the horizontal bands; each of them corresponds to a certain direction of the wave propagation. At that the vertical direction in each band corresponds to the spatial frequency of the wave varying from short to long waves. The brightness of the images is proportional to the slope spectrum in the conventional color scale.

Keywords: sea surface, optics, surface image, surface brightness, processing of images, remote sensing, spectral analysis, wave spectrum, wind waves.

For citation: Bakhanov, V.V., Demakova, A.A., Korinenko, A.E., Ryabkova, M.S. and Titov, V.I., 2018. Estimation of the wind wave spectra with centimeters-to-meter lengths by the sea surface images. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal*, [e-journal] 34(3), pp. 192-205. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-192-205 (in Russian).

Введение

Проблеме дистанционной диагностики морского волнения в последнее время уделяется большое внимание. Натурные измерения спектров ветровых волн имеют научное и прикладное значение. Тем не менее до сих пор не существует достаточно полных данных о диаграмме направленности спектра коротких волн, о частотном спектре коротких волн и о трансформации спектров волнения под действием подповерхностных процессов, а также загрязнений поверхности океана. Такая информация необходима для развития оптических и радиолокационных (РЛ) спутниковых методов зондирования океанов.

Известны работы [1–6], в которых обсуждаются современные модели спектров поверхностного волнения, используемые для решения задач дистанционного зондирования, приводится обзор популярных моделей спектров и примеры решения задач восстановления характеристик поверхности моря по данным радиолокационного зондирования.

Существуют разные способы измерения спектров волн, в том числе с помощью решетки из струнных волнографов, однако волнографические измерения не обладают достаточным разрешением для регистрации спектров коротких волн. В работах [6, 7] для определения спектров короткомасштабных

ветровых волн используются стереоизображения морских волн, полученные с океанографической платформы. В работе [6] приводится также полуэмпирическая модель спектра на основе стереофотографии.

Спектральный анализ изображений морской поверхности является, по видимому, единственным методом измерения двумерных спектров волнения в широком диапазоне длин поверхностных волн как с океанографической платформы, так и с движущегося носителя (кораблей, вертолетов). Классические работы по этой теме [8] используют линейную модель зависимости яркости поверхности от уклонов волн при освещении поверхности ясным небом (или при сплошной однородной облачности) вне зоны солнечных бликов. В этом случае спектр изображения морской поверхности будет пропорционален спектру уклонов волн. Изображение поверхности регистрируется с помощью фотоаппарата, телекамеры или сканирующего оптико-механического устройства с последующей спектральной обработкой. В Институте прикладной физики (ИПФ РАН) развиты методы диагностики спектров волнения по оптическим изображениям поверхности моря и разработан ряд некогерентных оптических анализаторов спектра изображения морской поверхности в реальном времени, которые используются в составе корабельного комплекса для исследования трансформации волнения в поверхностных слайках, в поле внутренних волн, над неоднородностями подводного рельефа, в зонах цветения водорослей и т. д. [8–12].

Модели видимости волн

Модель зависимости яркости поверхности I от уклонов волн при освещении ясным или однородным пасмурным небом использует в первом приближении линейную зависимость [13]

$$I(\mathbf{q}) = I_0 + \mathbf{q}\nabla I. \quad (1)$$

Флуктуации яркости пропорциональны произведению градиента яркости поверхности $\nabla I = (\partial I / \partial q_x, \partial I / \partial q_y)$ на вектор уклонов волн $\mathbf{q} = (\partial z / \partial x, \partial z / \partial y)$, где $z(x, y)$ – возвышения волн; I_0 – средняя яркость поверхности моря.

На поверхности моря наибольший оптический контраст будут иметь волны, распространяющиеся в направлении градиента яркости, а волны с направлением распространения, перпендикулярным градиенту яркости, не будут видны. Спектр волн в рамках линейной модели можно оценить по спектру изображения поверхности моря G_I :

$$G_I(\mathbf{k}) = (\mathbf{k}\nabla I)^2 G(\mathbf{k}) = (\mathbf{k}^2 \nabla I^2 \cos^2 \alpha) G(\mathbf{k}), \quad (2)$$

где $G(\mathbf{k})$ – спектр возвышений поверхности моря; \mathbf{k} – волновой вектор; α – угол между направлением градиента яркости поверхности и направлением распространения поверхностной волны. Выражение $(\mathbf{k}\nabla I / |\nabla I|)^2 G(\mathbf{k})$ называется спектром уклонов волн в направлении градиента яркости поверхности $\nabla I / |\nabla I|$. Спектр изображения морской поверхности будет равен нулю для волн с направлением распространения, перпендикулярным градиенту яркости.

Яркость поверхности моря равна произведению яркости неба на коэффициент отражения света Френеля, и видимые контрасты волн будут определяться как угловой зависимостью яркости неба для зеркального участка небосвода, так и зависимостью коэффициента Френеля от локального угла падения света. При наблюдении в противосолнечных направлениях под скользящими углами градиент яркости поверхности будет ориентирован в направлении визирования.

Дальнейшее развитие этой модели связано с учетом квадратичного слагаемого в разложении яркости поверхности по степеням уклонов волн, что позволило оценить точность оценки спектра волнения по формуле (2) [13].

Новый подход к оценке спектра волнения связан с использованием двухмасштабной модели волнения [14]. Волнение представляется ансамблем не взаимодействующих свободных волн. Возвышения поверхности выражаются в виде суммы возвышений длинных и коротких волн, соответствующих разбиению спектра волнения на две смежные области малых и больших волновых чисел соответственно:

$$z(x, y) = z_l + z_s,$$

а вектор уклонов – в виде суммы двух векторов: градиентов длинных волн $\mathbf{q}_l = (\partial z_l / \partial x, \partial z_l / \partial y)$ и коротких волн $\mathbf{q}_s = (\partial z_s / \partial x, \partial z_s / \partial y)$:

$$\mathbf{q} = \mathbf{q}_l + \mathbf{q}_s. \quad (3)$$

Яркость поверхности разложим в ряд по степеням уклонов коротких волн \mathbf{q}_s в локальной точке на длинной волне \mathbf{q}_l , ограничившись слагаемым второго порядка малости. Рассмотрим случай, когда яркость поверхности I зависит от уклонов коротких волн в одном направлении $q_1(\vec{r}, t) = q_{l1} + q_{s1}$:

$$I(q_1) = I(q_{l1}) + I'(q_{l1})q_{s1} + \frac{1}{2}I''(q_{l1})q_{s1}^2, \quad (4)$$

где $I'(q_{l1}) = \partial I / \partial q_{l1}$ и $I''(q_{l1}) = \partial^2 I / \partial q_{l1}^2$ – производные яркости поверхности по q_1 .

Например, при наблюдении под скользящими углами с корабля или морской платформы при ясном небе, когда солнце находится сзади, или при сплошной облачности яркость поверхности моря будет функцией уклонов волн в направлении визирования.

Тогда из формул (2) и (4) будет следовать следующее выражение для спектра изображения:

$$G_I(\mathbf{k}) = I'^2 \left(1 + \frac{I''^2}{I'^2} \langle q_{l1}^2 \rangle \right) k_1^2 G(\mathbf{k}). \quad (5)$$

Длинные волны обуславливают модуляцию контраста анализируемых коротких волн, что приводит к изменению коэффициента перед спектром уклонов волн. Из формулы (5) следует, что относительные измерения спектров волнения (спектральные контрасты, частотные и угловые характеристики спектров) имеют более высокую точность, чем абсолютные измерения.

Описание двумерного оптического спектроанализатора (ДОСА)

В ИПФ РАН разработан некогерентный двумерный оптический спектроанализатор для спектрального анализа изображения морской поверхности в реальном времени без промежуточной регистрации, использующий принцип модуляции изображения эталоном с гармоническим распределением коэффициента прозрачности [15]. Цикл измерения двумерного спектра изображения анализатором ДОСА занимает 1 с. За это время регистрируется спектр размерностью 140 пространственных частот на 32 направления волн в угловом секторе $120^\circ (\pm 60^\circ)$ от направления визирования ДОСА) с угловым разрешением примерно $3,7^\circ$. Диапазон пространственных частот спектра зависит от геометрии наблюдения и фокусного расстояния объектива.

Для получения двумерных спектров используется модуляция изображения поверхности при помощи вращающегося диска-эталона с гармоническим распределением коэффициента прозрачности (при этом пространственная частота коэффициента прозрачности меняется по периметру диска), а также дополнительный поворот изображения водной поверхности при помощи призмы (используется так называемая призма Пехана). Призма совершает пошаговые вращательные движения в прямом и обратном направлениях в определенном угловом диапазоне. Вращение диска-эталона и поворот призмы синхронизированы так, что при одном обороте диска призма поворачивается на один небольшой шаг. Таких шагов или направлений анализируемых волн может быть несколько десятков в зависимости от требуемого размера двумерного спектра. Модулированное изображение с помощью линзы собирается на фотоприемник.

Анализатором также вырабатывается сигнал, пропорциональный яркости поверхности моря, для чего используется постоянная составляющая коэффициента прозрачности эталона. ДОСА дополнен сканирующим яркомером для регистрации яркости моря I_0 и градиента яркости поверхности ∇I (формула (1)) синхронно с сигналами анализатора.

Все сигналы через многоканальную плату ввода регистрируются на диск ноутбука. Разработана программа обработки сигналов ДОСА, включающая в себя формирование оценки энергетического спектра изображения морской поверхности путем возведения сигнала ДОСА в квадрат, нормировки на квадрат интегральной яркости поверхности и на нормированный энергетический спектр эталона, приведение спектра к координатам на поверхности моря, усреднение определенного количества спектров для получения статистически обеспеченной оценки спектра ветровых волн.

Мгновенное преобразование Фурье позволяет увеличить динамический диапазон и избежать смаза изображения, вызванного движением и качкой корабля, что является преимуществом разработанного устройства оптической спектральной обработки изображения шероховатой поверхности перед аналогичными устройствами с телекамерами. Благодаря этому можно регистрировать по ходу корабля спектры сколь угодно коротких волн, какие только может позволить геометрия наблюдения.

Разработка физического алгоритма восстановления абсолютных значений спектра уклонов волн по спектру изображения поверхности моря

Задача решается в два этапа.

1. Калибровка оптического спектроанализатора.

На этом этапе определяется частотно-контрастная характеристика (ЧКХ) спектроанализатора. Обычно для этой цели используются тест-объекты типа штриховой миры, обладающей узким пространственным спектром. В нашем случае был выбран тест-объект, имеющий изотропный широкий спектр в пределах частотного диапазона ДОСА. Такой тест-объект позволил не только откалибровать ЧКХ, но и построить алгоритм для восстановления абсолютных значений спектра волнения. Этот тест-объект представляет собой случайные белые точки на черном фоне [16], причем центры точек распределены по площади в соответствии с законом Пуассона: координаты центров точек распределены равномерно (рис. 1).

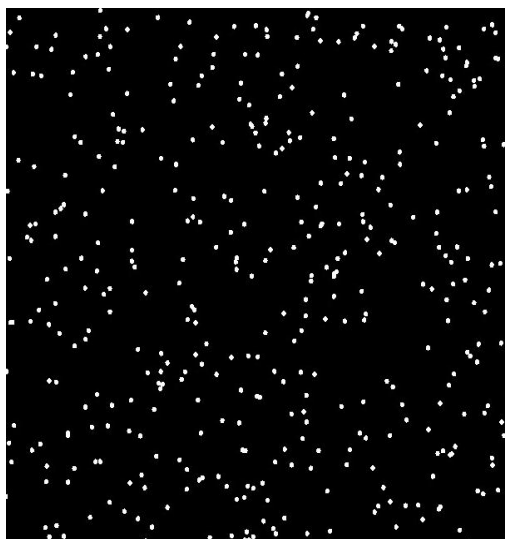


Рис. 1. Фрагмент тест-объекта для калибровки ДОСА
Fig. 1. Fragment of the test-object for calibrating TOSA

Предполагается, что точки тест-объекта редкие, то есть они не перекрываются между собой и диаметр точек в плоскости изображения ДОСА (в плоскости эталона) много меньше (на порядок) минимального периода коэффициента пропускания эталона.

2. Восстановление абсолютных значений спектра волнения.

Сигналы ДОСА регистрируются в вольтах.

Средний сигнал оптического спектроанализатора ДОСА после компьютерной обработки, описанной в предыдущем разделе, будет пропорционален энергетическому спектру распределения яркости морской поверхности:

$$U = A^2 \left| \int I(\mathbf{r}, t) \exp(\mathbf{k}\mathbf{r}) d\mathbf{r} \right|^2 = A^2 (2\pi)^2 S \tilde{G}_I(\mathbf{k}), \quad (6)$$

где A – коэффициент пропорциональности; $\tilde{G}_I(\mathbf{k})$ – оценка энергетического спектра распределения яркости I морской поверхности:

$$\tilde{G}_I(\mathbf{k}) = \frac{1}{(2\pi)^2 S} \left| \int I(\mathbf{r}, t) \exp(\mathbf{k}\mathbf{r}) d\mathbf{r} \right|^2,$$

где S – площадь поля зрения. Интеграл берется по полю зрения ДОСА. Среднее оценки равно энергетическому спектру изображения.

Также регистрируется сигнал, пропорциональный интегральной яркости поверхности моря по полю зрения (формула (1)):

$$P = K \int I(\mathbf{r}, t) d\mathbf{r} = KSI_0,$$

где K – коэффициент пропорциональности.

Аналогичные выражения можно записать для распределения яркости тест-объекта.

Сформируем отношение

$$\frac{UP_t^2}{U_t P^2} = \frac{(2\pi)^2 G_t(\mathbf{k})}{SI_0^2} \frac{A^2 K_t^2 (2\pi)^2 G_t(\mathbf{k})}{A_t^2 K^2 S_t I_t^2}, \quad (7)$$

где нижний индекс t относится к тест-объекту. В этом выражении содержит-ся искомое отношение

$$\frac{G_t(\mathbf{k})}{I_0^2} = \left(\mathbf{k} \frac{\nabla I}{I_0} \right)^2 G(\mathbf{k}), \quad (8)$$

где безразмерное отношение $\frac{\nabla I}{I_0}$ может вычисляться по моделям распреде-

ления яркости неба, по измеренному в эксперименте угловому распределению яркости неба (при скользящих углах наблюдения надо учитывать поляризацию света) [18] или измеряться с помощью сканирующего яркомера, описанного выше. Теоретические оценки и натурные измерения отношения градиента яркости к средней яркости моря для чистого безоблачного неба и неполяризованного света давали по модулю значения в диапазоне 4–6. Для оценки значений зарегистрированных спектров на рис. 3–7 было выбрано

значение отношения $\left| \frac{\nabla I}{I_0} \right|$, равное 4.

Аналогичное отношение для тест-объекта $\frac{(2\pi)^2 G_t(\mathbf{k})}{S_t I_t^2}$ вычисляется. Это

отношение можно оценить как $\frac{1}{N_t}$, где N_t – количество точек теста в поле

зрения ДОСА. В экспериментах с тест-объектом $N_t = 3 \cdot 10^3$ точек.

Отношения коэффициентов $\frac{A}{A_t}$ и $\frac{K}{K_t}$ вычисляются через отношения ко-

эффициентов усиления в каналах спектра и яркости. Отметим, что данная методика позволяет учесть коэффициенты пропускания оптического тракта, в том числе значение диафрагмы объектива, которые автоматически учитываются при формировании отношений (7) для моря и тест-объектов.

Таким образом, данная методика (формула (7)) позволяет восстановить спектр уклонов волн, и по моделям видимости волн, описанным в первом разделе статьи можно определить спектр возвышения волн, при этом надо знать только значения коэффициентов усиления яркости и спектров в натуральных экспериментах и в эксперименте с тест-объектом.

Измерения спектров волнения

Регистрация спектров волнения с помощью ДОСА проводилась на океанографической платформе в п. Кацивели с 4 по 10 октября 2016 г.

На рис. 2 и 3 приведены графики скорости и направления ветра за 06.10.2016 г. Метеостанция Морского гидрофизического института РАН была установлена на верхней палубе (высота 17 м над уровнем моря). Стрелками показаны моменты времени, когда регистрировались приведенные ниже спектры.

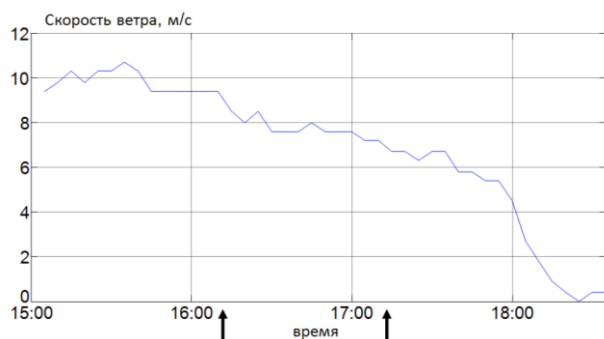


Рис. 2. Скорость ветра, м/с, 06.10.2016 г.
Fig. 2. Wind speed, m/s, 06.10.2016

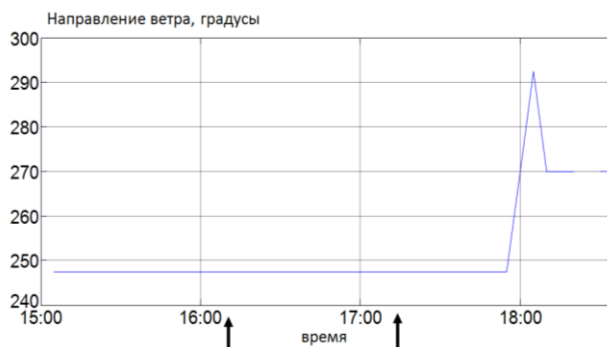


Рис. 3. Направление ветра 06.10.2016 г.
Fig. 3. Wind direction, 06.10.2016

В дальнейшем перейдем к безразмерному спектру насыщения Филлипса [18]: $B = k^4 G(\mathbf{k})$. На рис. 4 представлен двумерный спектр волн B в координатах, волновое число на поверхности моря в рад/м и угол между направлением распространения волн и направлением визирования ДОСА. ДОСА был установлен на нижнем выносном мостике (высота 4,5 м над уровнем моря). Направление визирования – на восток вдоль морской стороны платформы. Часть спектра отсутствует (значения спектра положены равными нулю), что обусловлено перспективными искажениями изображения при наклонном визировании. Спектр получен усреднением 200 спектров за 200 с. Сопутствующие ветровые условия показаны левой стрелкой на рис. 2 и 3.

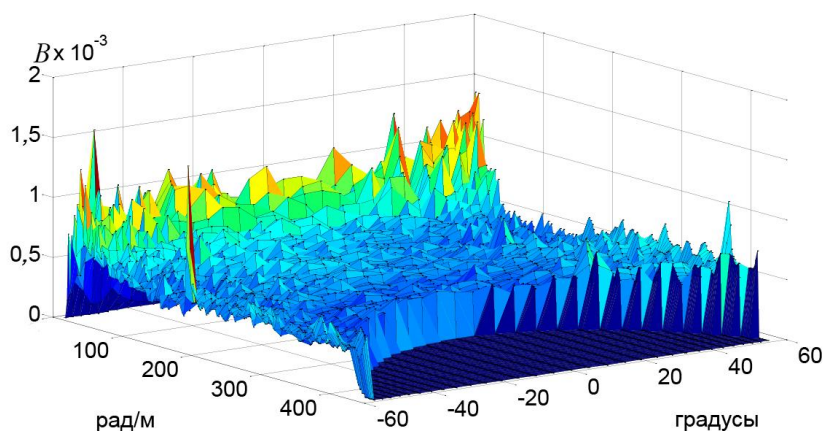


Рис. 4. Двумерный спектр волн B (спектр насыщения Филлипса [18]): по левой оси отложено волновое число в рад/м; по правой оси – направление волн в градусах относительно направления визирования ДОСА

Fig. 4. Two-dimensional spectrum of the waves B (the Fillips saturation spectrum [18]): wave number in rad/m is plotted on the left axis; wave direction in degrees relative to the TOSA sighting direction – on the right axis

О. М. Филлипс [18] формирует так называемый *omnidirectional spectra* (спектр, проинтегрированный по направлениям волн α):

$$\chi(k) = \int_0^{2\pi} G(\mathbf{k}) k d\alpha = k^{-3} \int_0^{2\pi} B d\alpha = B_s k^{-3}$$

Если для оценки положить спектр изотропным ($B(\alpha) = \text{const}$), то для коротких волн ($k > 50$ рад/м или длина волн $\lambda < 13$ см) $B_s = 2\pi B \approx 2,5 \cdot 10^{-3}$, что соответствует данным других авторов [7].

На рис. 5 представлены угловые спектры волн для этого двумерного спектра. Выноски показывают длину волны. Направление ветра лежит вблизи крайних углов спектра: спектры возрастают к крайним углам. Угловые спектры демонстрируют анизотропию: они возрастают к направлению ветра. С уменьшением длины волны угловая анизотропия спектров уменьшается.

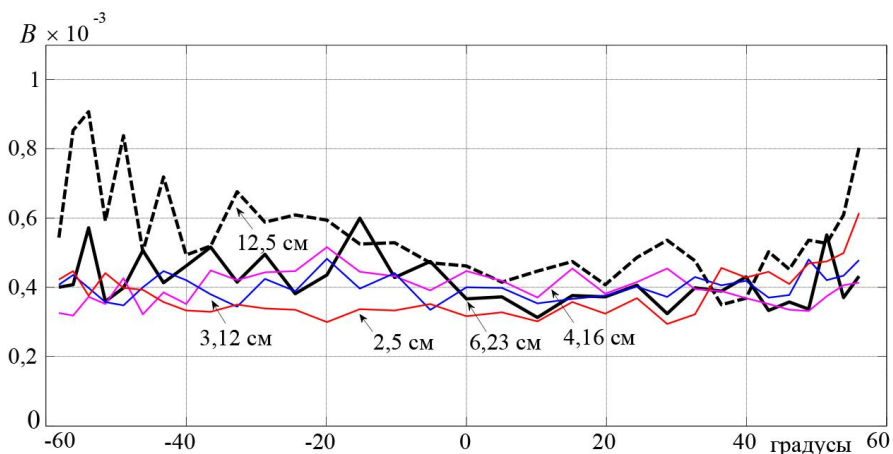


Рис. 5. Угловые спектры волн. Выноски показывают длину волны $\lambda = 2\pi/k$
Fig. 5. Angle spectra of waves. Notes show the wave length $\lambda = 2\pi/k$

Второй спектр (рис. 6) получен усреднением 100 спектров за 100 с в условиях нестационарного ветрового поля, когда возникли порывы ветра с другого направления (данные ИФА РАН). Сопутствующие ветровые условия показаны правой стрелкой на рис. 2 и 3.

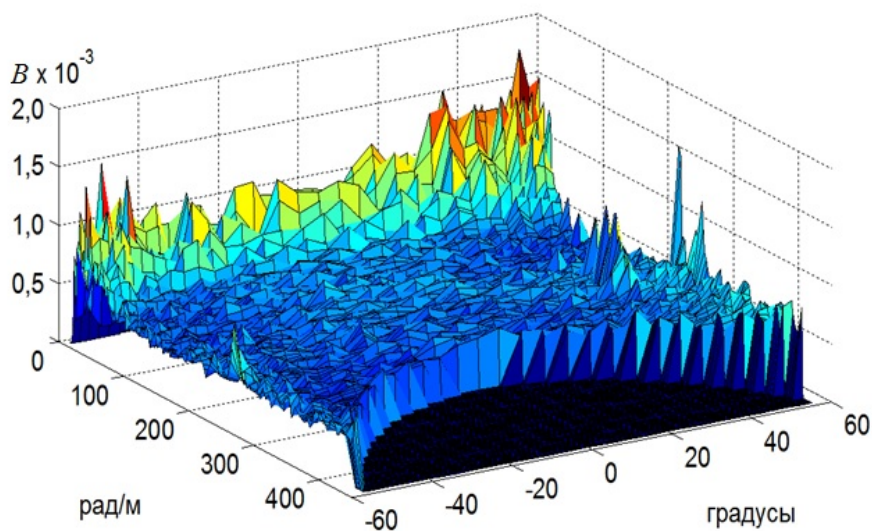


Рис. 6. Двумерный спектр волн B : по левой оси отложено волновое число в рад/м; по правой оси – направления волн в градусах относительно направления визирования ДОСА
Fig. 6. Two-dimensional spectrum of the waves B : wave number in rad/m is plotted on the left axis; wave direction in degrees relative to the TOSA sighting direction – on the right axis

На рис. 7 приведены угловые спектры волн для этого двумерного спектра. Выноски показывают длину волны.

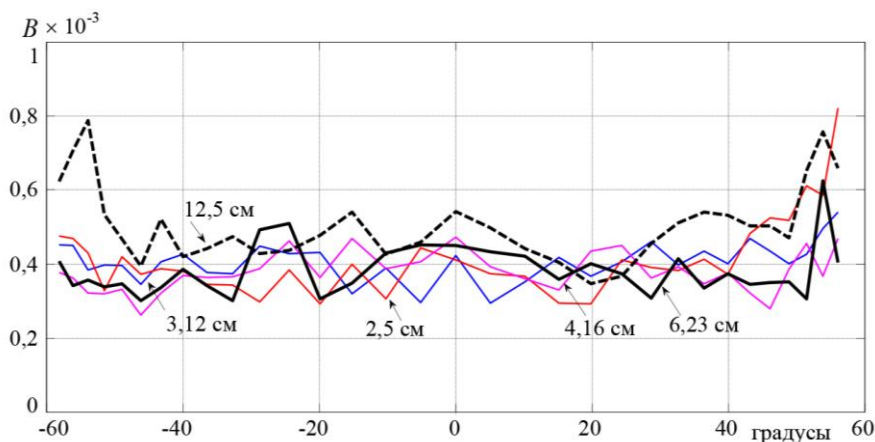


Рис. 7. Угловые спектры волн. Выноски показывают длину волны $\lambda = 2\pi/k$
Fig. 7. Angle spectra of waves. Notes show the wave length $\lambda = 2\pi/k$

На рис. 8 представлен двумерный спектр волн B , полученный 07.10.2016 г. в 15:30. Ветер имел западное направление, и около восточного угла платформы, где был установлен ДОСА (на высоте 14 м над морем), образовался слик. Очертания и границы слика менялись случайным образом. На рис. 8 видно выглаживание водной поверхности (уменьшение спектра) для волн с волновым числом около 20–25 рад/м и направлением распространения от -20 до 40° , обусловленное этим сликом. Спектр получен путем усреднения 200 спектров за 200 с.

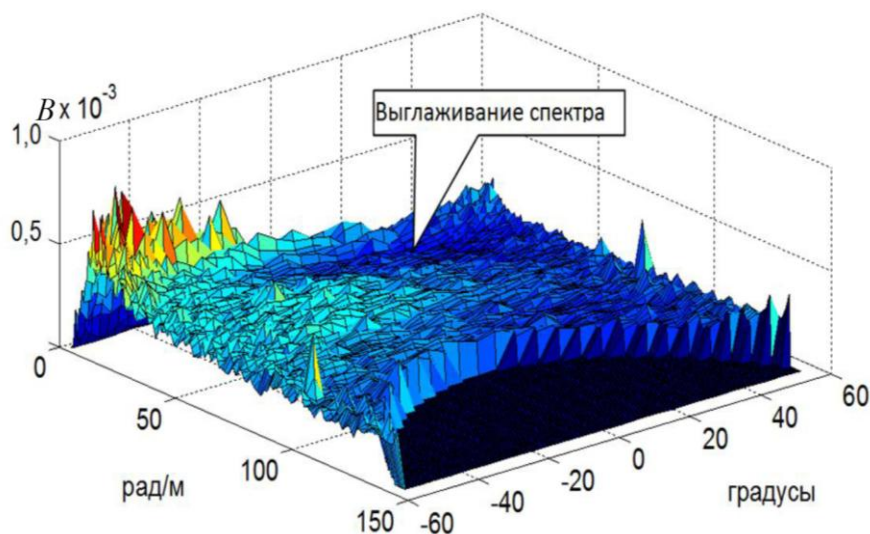


Рис. 8. Двумерный спектр волн B : по левой оси отложено волновое число в рад/м; по правой оси – направление волн в градусах относительно направления визирования ДОСА
Fig. 8. Two-dimensional spectrum of the waves B : wave number in rad/m is plotted on the left axis; wave direction in degrees relative to the TOSA sighting direction – on the right axis

Исследование трансформации спектров уклонов волн в слайдах

Для исследования особенностей динамики спектров волнения разработана программа отображения двумерных текущих спектров ДОСА с хорошим разрешением по пространственной частоте и направлению волн.

Текущие спектры уклонов волн в зависимости от времени представлены в виде горизонтальных полос, каждая из которых соответствует определенному направлению распространения волн, при этом внутри каждой полосы по вертикали меняется пространственная частота волны от коротких до длинных волн. Яркость изображений будет пропорциональна спектру уклонов в условной цветовой шкале.

На рис. 9 представлен пример записи спектров уклонов в штилевой день. Анализатор ДОСА был установлен на баке движущегося судна. Штилевые зоны сменялись областями генераций волнения и полосами слайков.

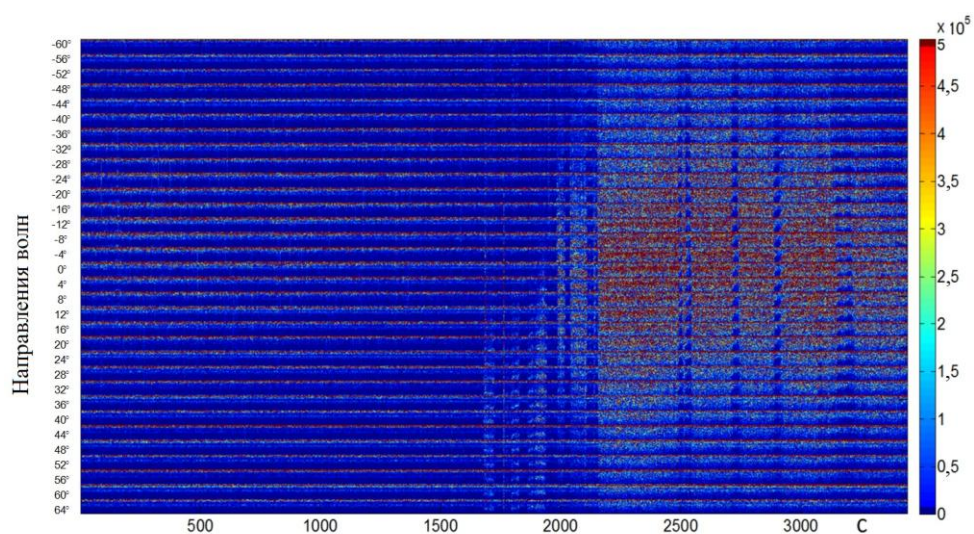


Рис. 9. Спектры уклонов волн: по горизонтали – время в секундах, по вертикали – полосы, соответствующие 32 направлениям распространения волн примерно через 4° в диапазоне направлений волн $\pm 60^\circ$ относительно направления визирования ДОСА (направление 0° соответствует направлению визирования ДОСА). В каждой полосе, соответствующей определенному направлению волн, по вертикали сверху вниз в линейном масштабе отложена пространственная частота волн, соответствующая волнам длиной от 70 до 3 см

Fig. 9. Spectra of wave slopes: along the horizontal – time in seconds, along the vertical – the bands corresponding to 32 directions of wave propagation in approximately every 4° in a wave direction range $\pm 60^\circ$ relative to the TOSA sighting direction (direction 0° corresponds to the TOSA sighting direction). The wave spatial frequency corresponding to the wavelengths from 70 to 3 cm is plotted (top-down mode, linear scale) along the vertical in the each band corresponding to a certain wave direction

Как видно из рис. 10, спектры развивающегося волнения являются существенно анизотропными по пространственной частоте с максимумом в районе волн длиной 15–20 см.

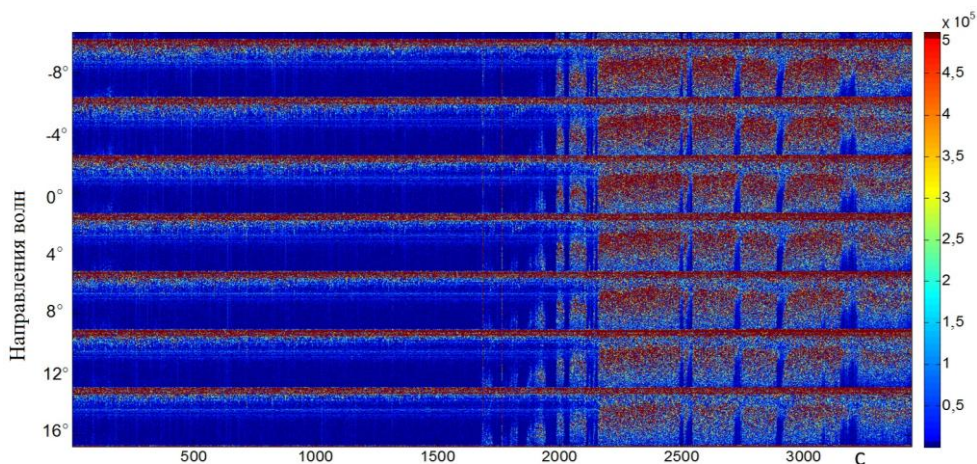


Рис. 10. Спектры волн для нескольких направлений волн около направления визирования ДОСА

Fig. 10. Wave spectra for a few wave directions nearby the TOSA sighting direction

Разработанный метод и аппаратура являются уникальными и позволяют исследовать двумерные спектры волнения с гидрофизической платформы, с движущегося судна в реальном времени, как в данном примере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves / T. Elfouhaily [et al.] // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102, iss. C7. P. 15781–15796. doi:10.1029/97JC00467
2. Караев В. Ю., Баландина Г. Н. Модифицированный спектр волнения и дистанционное зондирование океана // *Исследование Земли из космоса*. 2000. № 5. С. 45–56.
3. Karaev V., Kanevsky M., Meshkov E. The effect of sea surface slicks on the Doppler spectrum width of a backscattered microwave signal // *Sensors*. 2008. Vol. 8, iss. 6. P. 3780–3801. <https://doi.org/10.3390/s8063780>
4. Спектры поверхностного волнения для задач дистанционного зондирования: обзор популярных моделей и обсуждение новой модели / М. С. Рябкова [и др.] // Пятнадцатая Всероссийская открытая конференция "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса": тезисы, 13–17 ноября 2017. Москва: ИКИ, 2017. С. 300.
5. Experimental study of the microwave radar Doppler spectrum backscattered from the sea surface at low incidence angles / M. S. Ryabkova [et al.] // XXXIInd General Assembly and Scientific Symposium of the International Union of Radio Science (URSI GASS), 19–26 Aug. 2017, Montreal, QC, Canada. IEEE, 2017. P. 1–4. doi: 10.23919/URSIGASS.2017.8105008
6. Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography / M. V. Yurovskaya [et al.] // *J. Geophys. Res.* Vol. 118, iss. 9. P. 1–15. doi:10.1002/jgrc.20296, 2013
7. Kosnik M. V., Dulov V. A. Extraction of short wind wave spectra from stereo images of the sea surface // *Measurement science and technology*. 2011. Vol. 22, No. 1. 015504. doi:10.1088/0957-0233/22/1/015504
8. Исследование динамики двумерных спектров морского волнения / В. И. Титов [и др.] // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2010. Т. 7, № 1. С.273–285. URL: http://d33.infospace.ru/d33_conf/sb2010t1/273-285.pdf (дата обращения: 20.04.2018).

9. *Титов В. И., Зуйкова Э. М., Лучинин А. Г.* Исследование пространственно-временных спектров короткомасштабного волнения оптическим методом // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : МГИ, 2010. Вып. 21. С. 197–206.
10. Development of optical remote sensing technique for monitoring of water basins / V. Titov [et al.] // Proc. SPIE. Vol. 8532, Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions 2012. Bellingham, Washington : SPIE, 2012. 85320J. doi:10.1117/12.974421
11. Remote sensing technique for near-surface wind by optical images of rough water surface / V. I. Titov [et al.] // Int. J. Remote Sens. 2014. Vol. 35, iss. 15. P. 5946–5957. doi: 10.1080/01431161.2014.948223
12. Мониторинг состояния поверхности моря по пространственно-временным оптическим изображениям / В. И. Титов [и др.] // Исследование Земли из Космоса. 2014. № 5. С. 3–14. URL: file:///C:/Users/User/Downloads/izkTitov2014.pdf (дата обращения: 20.04.2018).
13. *Chapman R. D., Irani G. B.* Errors in estimating slope spectra from wave images // Applied Optics. 1981. Vol. 20, iss. 20. P. 3645–3652. <https://doi.org/10.1364/AO.20.003645>
14. Определение спектров волнения по оптическому изображению морской поверхности / В. В. Баханов [и др.] // Известия вузов. Радиофизика. 2006. Т. 49, № 1. С. 53–63.
15. Устройство оптической спектральной обработки изображения шероховатой поверхности : пат. 2400705 Рос. Федерация / Зуйкова Э. М., Титов В. И., Троицкая Ю. И.; № 2009103024; заявл. 30.01.2009; опубл. 27.09.2010.
16. *О'Нейл Э.* Введение в статистическую оптику. М. : Мир, 1966. 254 с.
17. *Brunger A. P., Hooper F. C.* Anisotropic sky radiance model based on narrow field of view measurements of shortwave radiance // Solar Energy. 1993. Vol. 51, iss. 1. P. 53–64. doi:10.1016/0038-092X(93)90042-M
18. *Филлиц О. М.* Динамика верхнего слоя океана. Л. : Гидрометеоздат, 1980. 319 с.

Об авторах:

Баханов Виктор Владимирович, зав. лабораторией гидрофизического и акустического моделирования, ИПФ РАН (Россия, 603950, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46), кандидат физико-математических наук, Scopus Author ID: 6603623205, bakh@hydro.appl.sci-nnov.ru

Демакова Анастасия Александровна, стажер-исследователь, аспирант, ИПФ РАН (Россия, 603950, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46), d6365@yandex.ru

Кориненко Александр Евгеньевич, научный сотрудник, ФГБУН МГИ (Россия, 299011, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2), кандидат физико-математических наук, Scopus Author ID: 23492523000, korinenko.alex@gmail.com

Рябкова Мария Сергеевна, стажер-исследователь, аспирант, ИПФ РАН (Россия, 603950, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46), Scopus AuthorID: 57192586907; m.rjabkova@gmail.com

Титов Виктор Иванович, старший научный сотрудник, ИПФ РАН (Россия, 603950, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46), кандидат физико-математических наук, Scopus Author ID: 7201990965, titov@hydro.appl.sci-nnov.ru