

## Восстановление рельефа морской поверхности и спектра волнения по изображению поверхности моря

В. И. Титов, А. А. Антонов

*Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия*

*E-mail: titov@ipfran.ru*

Рассматривается метод диагностики волнения моря, основанный на обработке пространственно-временных изображений поверхности моря в рассеянном свете неба при наклонном визировании. Разработан оригинальный способ восстановления уклонов волн и «рельефа» морской поверхности, который не требует информации о параметрах оптического приёмника и абсолютных значениях яркости неба. Способ основан на формировании относительных флуктуаций яркости морской поверхности в приближении линейной зависимости яркости поверхности моря от уклонов волн. Предложен поляризационный метод повышения контраста и точности определения уклонов волн в изображении морской поверхности. Проведена апробация этого способа в натуральных условиях на примере обработки пространственно-временных изображений морской поверхности в рассеянном свете неба и получен рельеф уклонов поверхности моря, т.е. пространственно-временное распределение уклонов волн. Предложен способ определения временного спектра длинных волн путём интегрирования по пространственной частоте спектра пространственно-временного рельефа поверхности моря в окрестности параболической дисперсионной кривой. Такой способ вычисления временного спектра уклонов волн позволяет выделить длинные волны, которые подчиняются дисперсионному соотношению, и избавиться от лишних «шумов», которые могут содержаться в оптическом изображении (полосы, обрушения, групповая структура волн, слики, нелинейные искажения передаточной функции «яркость поверхности моря – уклон волн» и т.д.). Выполнено сравнение спектра возвышений волн, полученного оптическим методом, с синхронно зарегистрированным с помощью струнного волнографа спектром возвышений волн. Проведено исследование изменчивости статистических характеристик видимых уклонов длинных волн с расстоянием от оптического приёмника.

**Ключевые слова:** свет, поляризация, параметры Стокса, рельеф морской поверхности, уклоны волн, ветровые волны, зыбь, спектральный анализ, спектр волнения, натурные исследования

Одобрена к печати: 03.10.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-5-39-49

### Введение

Проблеме дистанционной диагностики морского волнения в последнее время уделяется большое внимание. В работах (Богатов, Мольков, 2021; Kosnik (Yurovskaya), Dulov, 2011) для восстановления топографии морской поверхности и пространственных спектров ветровых волн используются стереоизображения морских волн, полученные с океанографической платформы или с корабля. Известны работы по восстановлению спектров морских волн по спутниковым изображениям и фотографиям с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) поверхности моря в зоне солнечных бликов (Большаков и др., 1988; Юровская и др., 2014, 2018; Bostater, Closson, 2019; Yurovskaya et al., 2013). Также известны работы (Bondur, Murgynin, 2021; Bondur et al., 2016) по дистанционной регистрации спектров морских волн, где используются так называемые восстанавливающие операторы, которые конструируются компьютерным моделированием с учётом нелинейности зависимости яркости моря от уклонов волн. Следует отметить способ определения двумерных спектров волн спектральным анализом изображения поверхности моря (Лупян, 1988), а также с помощью спектрального анализатора на некогерентном свете (Bakhanov et al., 2018).

Для анализа процессов в верхнем слое океана используется метод пространственно-временных изображений морской поверхности в координатах «дальность – время». Особенностью

пространственно-временных изображений морской поверхности является «разделение» объектов на морской поверхности по скоростям. Такие изображения могут формироваться с помощью линейки фотоприёмников, а также гиперспектрометров, использующих так называемый push-broom метод. Пространственно-временные изображения морской поверхности (Титов и др., 2014, 2021; Titov et al., 2014) позволяют исследовать спектр и групповую структуру длинных волн, изучать приповерхностные процессы по их проявлениям на морской поверхности, в том числе кататические потоки ветра с гор, выделять проявления внутренних волн на морской поверхности, изучать слики, обусловленные поверхностно-активными веществами, и их кинематические характеристики. Такой метод может реализовываться с воздушного носителя, с берега или океанографической платформы.

В настоящей работе предложены способы восстановления «рельефа» уклонов поверхности моря и определения спектра длинных волн по пространственно-временным изображениям поверхности моря при наклонном визировании и освещении поверхности моря рассеянным светом неба с учётом поляризации света. При этом углы падения света на среднюю поверхность моря выбираются с тем, чтобы можно было не учитывать затенение волн.

Способ восстановления уклонов волн основан на анализе относительных флуктуаций яркости морской поверхности и не требует информации о параметрах оптического приёмника и абсолютных значениях яркости неба. Предложен поляризационный метод повышения контраста и точности определения уклонов волн в изображении морской поверхности путём формирования изображения морской поверхности в параллельно поляризованном свете. Проведена апробация способа в натуральных условиях на примере обработки пространственно-временных изображений морской поверхности в рассеянном свете неба при скользящих углах наблюдения.

### Модель яркости морской поверхности для скользящих углов наблюдения

Для скользящих углов наблюдения не будем учитывать подповерхностное обратное рассеянное излучение. Яркость морской поверхности  $I$  без учёта затенения будет равна:

$$I = F(\mathbf{s}_0 \mathbf{n}) I_{sky}(-\mathbf{s}), \quad (1)$$

где  $F$  — коэффициент отражения Френеля для яркости света;  $I_{sky}$  — яркость неба;  $\mathbf{n}$  — нормаль к взволнованной поверхности моря;  $\mathbf{s}_0$  — единичный вектор, совпадающий с отражённым в оптический приёмник лучом света;  $\mathbf{s}$  — единичный вектор, совпадающий с падающим лучом света.

Средняя яркость поверхности моря  $I_m$  с учётом затенения уклонов волн будет определяться выражением (Bakhanov et al., 2018):

$$I_m = \int I(\vec{\eta}) W_v(\vec{\eta}) d\vec{\eta}, \quad (2)$$

где  $\vec{\eta} = \nabla z = \left( \frac{\partial z}{\partial x}, \frac{\partial z}{\partial y} \right)$  — вектор уклонов морских волн;  $z$  — возвышения морских волн;  $x, y$  — координаты на средней поверхности моря;  $W_v(\vec{\eta})$  — функция распределения видимых уклонов морских волн. В работах (Титов и др., 2014; Bakhanov et al., 2018; Titov et al., 2014) приведены некоторые модельные функции распределения видимых уклонов морских волн, учитывающие затенение склонов волн.

Для описания поляризации света используется четырёхмерный вектор Стокса, где первые два параметра равны интенсивности (яркости) света, поляризованного по двум взаимно перпендикулярным осям (Борн, Вольф, 1973). При условии малости уклонов волн  $|\vec{\eta}| \ll 1$  можно разложить матрицу отражения света поверхностью моря в ряд по степеням  $\vec{\eta}$  и ограничиться линейным слагаемым.

### Восстановление уклонов волн

Для иллюстрации метода рассмотрим натуральный эксперимент при освещении поверхности моря однородным пасмурным небом, излучение которого, как известно, является неполяризованным. Яркость неба в этом случае будет зависеть только от зенитного угла наблюдения:

$$I_{sky}(-\mathbf{s}) = I_{sky}(-\mathbf{se}) = I_{sky}(\cos \theta_s),$$

где  $\mathbf{e}$  — нормаль к средней поверхности моря;  $\cos \theta_s = -\mathbf{se}$ ,  $\theta_s$  — зенитный угол точки неба.

Как известно (Brunger, Hooper, 1993), яркость пасмурного неба описывается формулой:

$$I_{sky} = I_h(1 + p \cos \theta_s), \quad (3)$$

где  $I_h$  — яркость неба на горизонте;  $p$  — положительный экспериментальный коэффициент, величина которого, в принципе, может меняться (например, в работе (Brunger, Hooper, 1993)  $p = 2$ ). Яркость пасмурного неба уменьшается к горизонту с увеличением  $\theta_s$  от 0 до 90°. Отметим, что для безоблачного неба его яркость, наоборот, увеличивается к горизонту.

В приближении малых уклонов волн яркость поверхности моря можно разложить в ряд по уклонам волн и ограничиться линейным слагаемым (Bakhanov et al., 2018):

$$I(\vec{\eta}) = I_0 + \vec{\eta} \nabla I, \quad (4)$$

где  $I_0$  — средняя яркость поверхности моря (формула (2); (4) — при отсутствии затенения);

$\nabla I = \left( \frac{\partial I}{\partial \eta_1}, \frac{\partial I}{\partial \eta_2} \right)$  — градиент яркости морской поверхности по уклонам волн.

Принцип восстановления уклонов волн заключается в следующем. В каждой точке поверхности моря формируется безразмерный сигнал (относительные флуктуации яркости моря):

$$S = \frac{I(\vec{\eta})}{I_0} - 1 = \left( \frac{\nabla I}{I_0} \right) \vec{\eta}. \quad (5)$$

В формуле (5) перед искомым вектором уклонов волн  $\vec{\eta}$  находится безразмерный коэффициент  $(\nabla I/I_0)$ , который не зависит от параметров оптического приёмника, а зависит только от относительного градиента коэффициента отражения Френеля регистрируемого излучения и от относительной угловой зависимости яркости неба. Этот коэффициент можно определить вычислением по известной формуле коэффициента отражения Френеля и с помощью регистрации фотоаппаратом яркости зеркального участка неба. Определим на средней поверхности моря систему координат, причём ось 1 — в направлении визирования.

Из выражений (1), (3)–(5) в линейном приближении по уклонам волн получим:

$$I_{sky}(-\mathbf{se}) = I_{sky}(\cos \theta) + 2I'_{sky}(\cos \theta)\eta_1 \sin \theta, \quad F(\mathbf{s}_0 \mathbf{n}) = F(\cos \theta) + F'(\cos \theta)\eta_1 \sin \theta,$$

откуда разложение яркости поверхности моря по уклонам волн будет иметь вид:

$$I(\vec{\eta}) = F(\cos \theta)I_{sky}(\cos \theta) + \left( F'(\cos \theta)I_{sky}(\cos \theta) + 2F(\cos \theta)I'_{sky}(\cos \theta) \right) \eta_1 \sin \theta$$

и безразмерный сигнал будет равен:

$$S = \left( \frac{F'(\cos \theta)}{F(\cos \theta)} + \frac{2I'_{sky}(\cos \theta)}{I_{sky}(\cos \theta)} \right) \eta_1 \sin \theta, \quad (6)$$

где  $\theta$  — угол визирования:  $\cos \theta = (\mathbf{e} \mathbf{s}_0)$ ;  $I'_{sky}(\cos \theta)$  — производная углового распределения яркости неба в зеркальной точке неба.

Здесь стоит безразмерное отношение производной яркости неба к яркости неба. Это отношение можно взять из формулы (3) либо определить по фотоснимку неба. В нашем случае проводилась фотосъёмка окологоризонтного участка неба и моря фотоаппаратом GoPro с периодом 5 с. Вычисление углового распределения яркости неба по фотоснимкам неба в эксперименте дало значение  $p = 0,5$ . Для пасмурного неба из выражений (3), (6) получим:

$$S = \left( \frac{F'}{F} + \frac{2p}{1 + p \cos \theta} \right) \eta_1 \sin \theta. \tag{7}$$

В формулах (6), (7) берутся производные по  $\cos \theta$ ;  $\eta_1$  — уклон поверхности в направлении визирования (вдоль оси 1). Здесь имеются два механизма, определяющие оптические контрасты поверхностных волн: коэффициент отражения света Френеля и угловой градиент яркости неба.

Отношение  $\frac{2I'_{sky}(\cos \theta)}{I_{sky}(\cos \theta)}$  имеет знак, противоположный отношению  $F'/F$ , из-за того что яркость пасмурного неба убывает к горизонту, что уменьшает оптический контраст волн. С другой стороны, для безоблачного неба яркость к горизонту растёт и, соответственно, повышаются оптические контрасты волн по сравнению с пасмурным небом.

На рис. 1 приведены графики оптических контрастов волн в зависимости от угла визирования  $\theta$ : безразмерного отношения  $F'/F$  для излучения поверхности моря без применения поляроида и с применением поляроида, устанавливаемого на объектив оптического приёмника (фотоаппарата, линейки фотоприёмников, гиперспектрометра) для выделения перпендикулярно и параллельно поляризованного света, а также безразмерного отношения  $2I'_{sky}/I_{sky}$  при  $p = 2$ . Рисунок 1 позволяет оценить соотношение между двумя механизмами, определяющими контраст волн для различной поляризации принимаемого излучения морской поверхности. Можно сделать вывод, что наиболее интересный случай — это наблюдение в параллельно поляризованном свете. Здесь относительная производная коэффициента Френеля в несколько раз больше относительной производной угловой зависимости яркости неба, так что контраст волн в основном будет определяться коэффициентом Френеля и в первом приближении не будет зависеть от условий освещения небом, что повышает точность восстановления уклонов волн. Из выражения (7), пренебрегая относительным градиентом яркости пасмурного неба, получим формулу для уклонов волн в направлении визирования:

$$\eta_1 = \frac{S}{(F'/F) \sin \theta}. \tag{8}$$

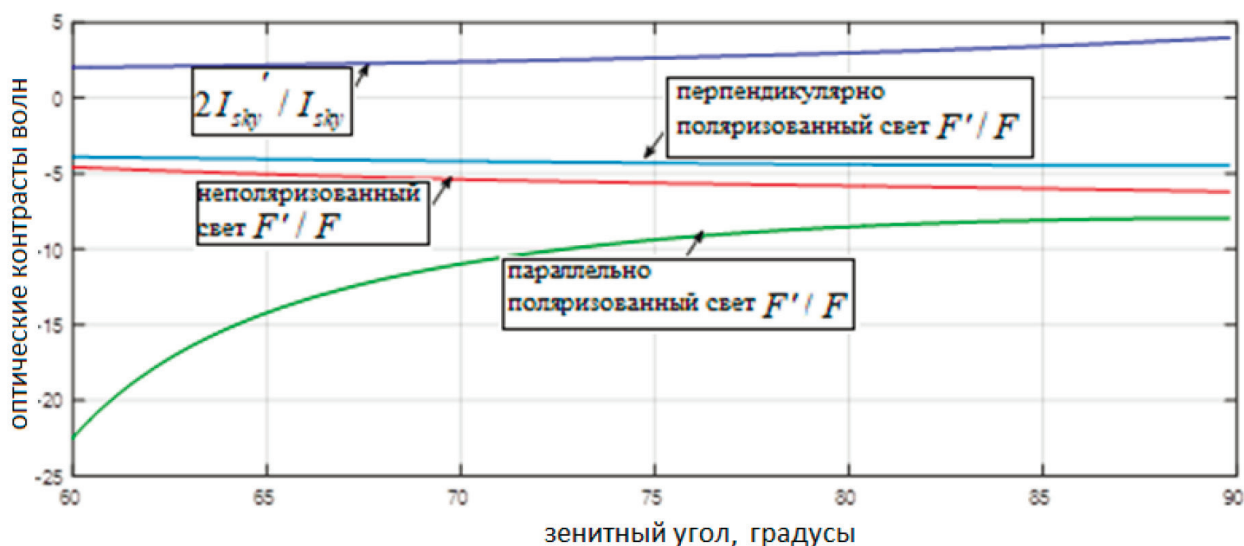
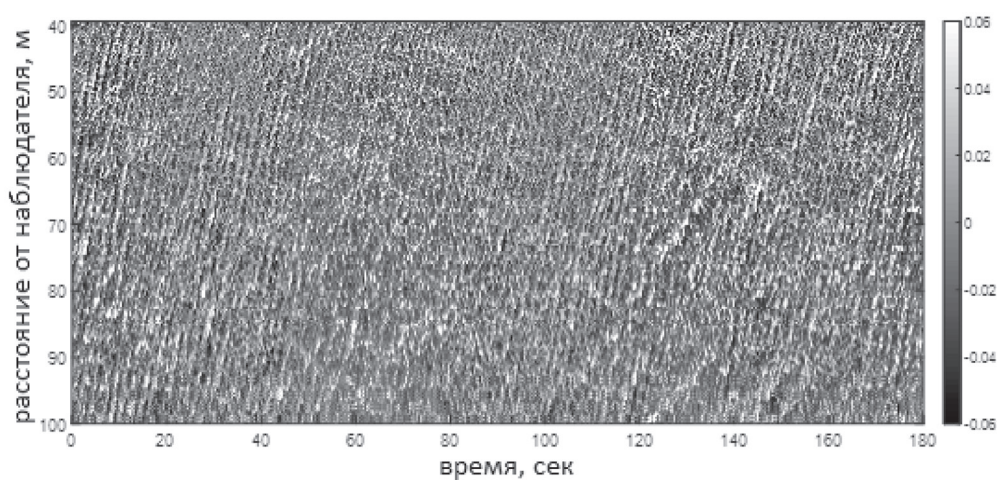


Рис. 1. Оптические контрасты волн в зависимости от зенитного угла наблюдения

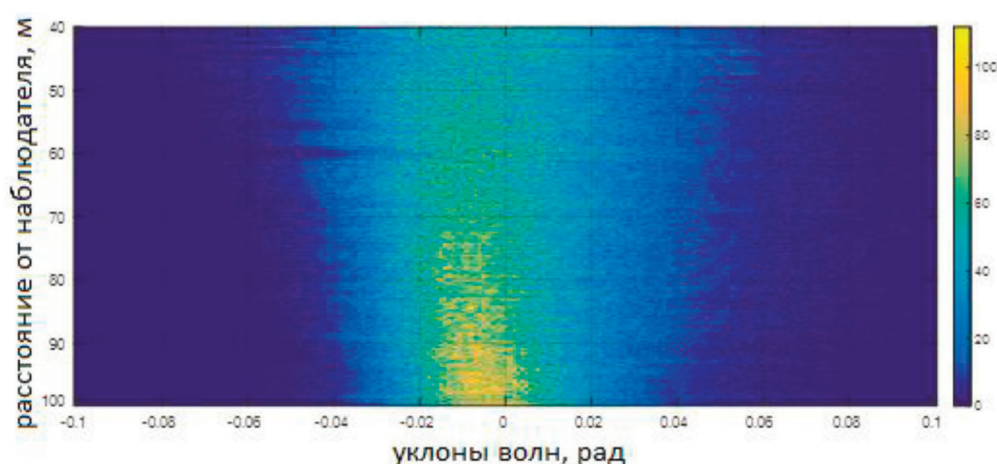
Таким образом, разработанный способ не требует знания абсолютных значений яркости неба, чувствительности и параметров оптического приёмника, так как в приведённых формулах для безразмерного сигнала фигурируют только относительные величины.

## Экспериментальные результаты

На *рис. 2* приведено пространственно-временное изображение (ПВИ) уклонов длинных волн в направлении визирования (наклонные полосы), восстановленное данным методом (по формуле (8)) из изображения поверхности моря при наблюдении под скользящими углами. Интенсивность изображения пропорциональна уклонам волн в направлении визирования в радианах (см. врезку справа). По вертикали отложено расстояние от наблюдателя в метрах, по горизонтальной оси — время в секундах. Уклоны длинных волн можно оценить в несколько градусов, что соответствует по порядку величины литературным данным. Измерения проводились в пос. Кацивели с океанографической платформы, расположенной в море. ПВИ морской поверхности формировались из оптических «сечений» морской поверхности, регистрируемых с помощью линейки фотоприёмников. Высота линейки фотоприёмников над уровнем моря составляла 14 м, направление наблюдения — от берега в открытое море. При создании ПВИ уклонов поверхности моря исправлялись проективные искажения изображения моря при наблюдении под скользящими углами. Как видно на *рис. 2*, волны движутся к наблюдателю, т. е. к берегу.



*Рис. 2.* ПВИ уклонов морской поверхности. Вставка справа — величина уклонов волн в направлении визирования в радианах в серой шкале



*Рис. 3.* Гистограммы уклонов волн в цветной шкале в зависимости от расстояния от платформы

На *рис. 3* приведены гистограммы уклонов волн в цветной шкале в зависимости от расстояния от платформы. Гистограммы вычислялись «построчно», т. е. по времени.

На рис. 4 приведены гистограммы уклонов волн для двух расстояний от платформы: 40 и 100 м. У гистограммы для большого расстояния от платформы (для малых углов скольжения) уменьшается доля отрицательных уклонов волн, т. е. уклонов, обращённых «от наблюдателя», и, соответственно, увеличивается количество малых уклонов волн, что связано с явлением затенения склонов волн при скользящих углах наблюдения.

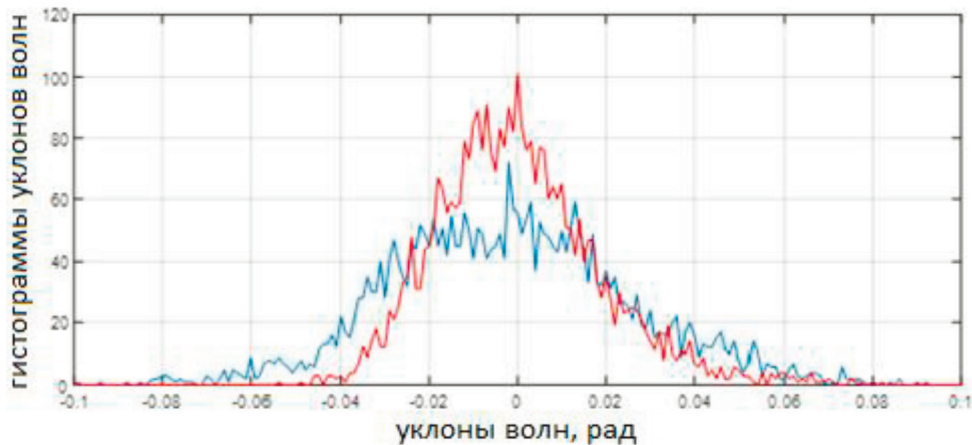


Рис. 4. Гистограммы уклонов волн для двух расстояний от платформы: 40 м (синий график) и 100 м (красный график)

Плотность вероятности распределения уклонов волн в направлении визирования аппроксимируется экспоненциальным распределением уклонов волн (Cox, Munk, 1954), где дисперсия уклонов волн вычисляется по ПВИ уклонов морской поверхности построчно (см. рис. 2). Например, для расстояния от платформы в 40 м дисперсия уклонов длинных волн равна  $\langle \eta^2 \rangle = (0,03)^2$ . Полученное значение дисперсии уклонов волн меньше значения, вычисленного по распределению (Cox, Munk, 1954) для одной и той же скорости ветра. Это объясняется тем, что распределение уклонов волн (Cox, Munk, 1954) получено по изображению солнечного блика, где в распределение уклонов вносят вклад короткие волны.

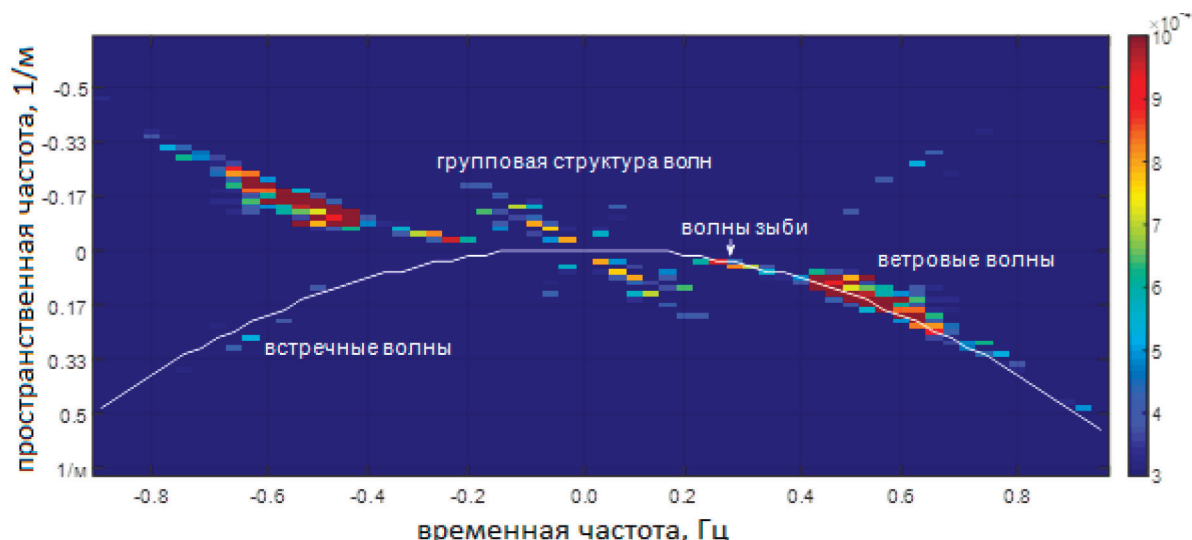


Рис. 5. Спектр ПВИ уклонов поверхности моря (в рад<sup>2</sup>·м·с)

На рис. 5 приведён усреднённый двумерный спектр ПВИ волн в координатах: пространственная частота в 1/м и временная частота в герцах, размерность спектра рад<sup>2</sup>·м·с. Можно

показать, что длинные волны на пространственно-временных изображениях подчиняются следующему дисперсионному соотношению:

$$\omega^2 = \frac{gk}{\cos \varphi}, \quad (9)$$

где  $\omega$  — временная частота;  $k$  — пространственная частота;  $\varphi$  — угол между направлением визирования оптического приёмника и направлением распространения длинной волны.

Спектр длинных волн группируется около параболической дисперсионной кривой, определяемой формулой (9) (см. *рис. 5*, белая кривая в нижней полуплоскости). Это значит, что волны приходят с одного направления, определяемого углом  $\varphi$ . Оценка по формуле (9) даёт значение угла  $\varphi$  в  $5^\circ$ .

Волны разделяются по спектру на волны зыби и длинные ветровые волны (см. *рис. 5*). Также надо отметить, что в спектре существуют слабые «встречные» волны, движущиеся навстречу основной системе волн (левая ветвь параболы).

Рассмотрим  $S_\eta(\omega)$  — спектр уклонов длинных волн  $\eta_1$ , вычисленный интегрированием по пространственной частоте  $k$  спектра  $S_p(k, \omega)$  в окрестности параболической кривой как функция временной частоты. Такой способ вычисления временного спектра уклонов длинных волн позволяет выделить длинные волны, которые подчиняются дисперсионному соотношению (9), и избавиться от лишних «шумов», которые могут содержаться в оптической панораме (полосы, обрушения, групповая структура волн, слики, нелинейные искажения передаточной функции «яркость поверхности моря — уклон волн» и т. д.).

На *рис. 6* приведён спектр уклонов длинных волн, вычисленный интегрированием по пространственной частоте в окрестности параболической кривой как функция временной частоты в герцах. Временной спектр состоит из спектра волн зыби (частота 0,2–0,3 Гц) и спектра длинных ветровых волн (0,4–0,6 Гц). Вычисления с помощью дисперсионного соотношения показывают, что спектр зыби соответствует волне длиной около 20–24 м, спектр ветровых волн — волнам длиной 6–7 м.



*Рис. 6.* Спектр уклонов волн, вычисленный вдоль дисперсионной кривой на *рис. 5*

Связь спектра корреляционной функции уклонов и спектра корреляционной функции возвышений для длинных волн будет определяться формулой:

$$S_\zeta(\omega) = \frac{S_\eta(\omega)}{(\omega^4/g^2)(\cos^2 \varphi)}. \quad (10)$$

Угловой спектр длинных волн считается узким в масштабе  $\cos^2 \varphi$  и сосредоточенным около направления  $\varphi$ . Здесь не учитывается течение моря, так как наблюдение ведётся в направлении

открытого моря, а течение обычно направлено вдоль берега; кроме того, в данном случае анализируются длинные волны, фазовая скорость которых существенно больше наблюдаемых скоростей вдольберегового течения.

На рис. 7 приведены спектр возвышений волн, вычисленный из спектра уклонов волн по формуле (10) (вверху), и соответствующий спектр волнографа (внизу), зарегистрированный в то же время с помощью струнного волнографа Морского гидрофизического института, установленного вблизи платформы. Очевидно хорошее совпадение спектров, однако спектр возвышений, полученный оптическим методом, немного меньше спектра волнографа. Это может быть связано с наличием волн с направлениями распространения относительно направления визирования, которые могут быть не видны на ПВИ морской поверхности. Как известно, оптические контрасты волн уменьшаются с увеличением угла  $\varphi$  между направлением визирования и направлением распространения волны по закону  $\cos^2\varphi$ . В таких случаях для регистрации волн с разными направлениями распространения желательно иметь две линейки фотоприёмников с различными направлениями наблюдения.

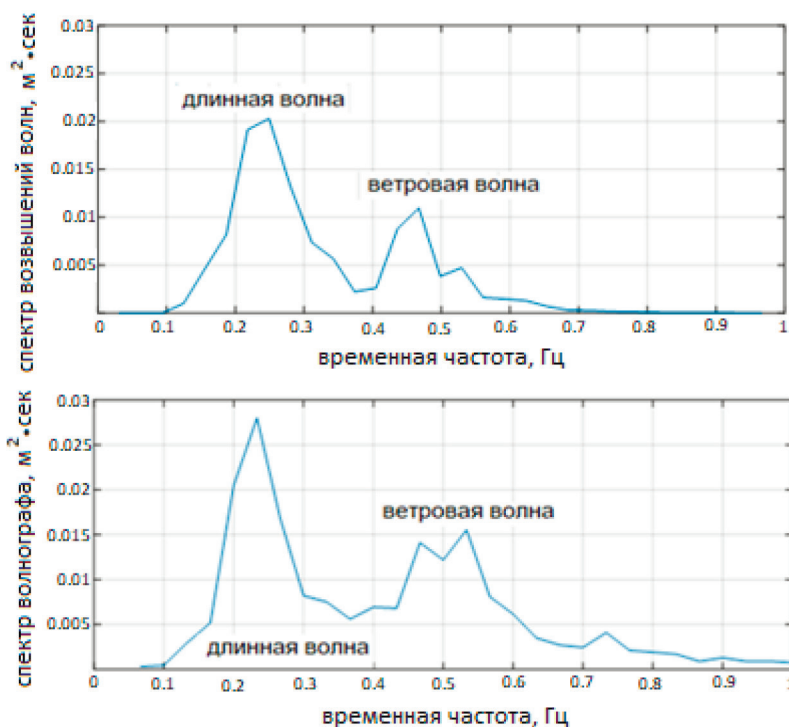


Рис. 7. Спектр возвышений волн, вычисленный вдоль дисперсионной кривой на рис. 5 (вверху), и соответствующий спектр волнографа (внизу)

Следует отметить, что разница между амплитудами спектра уклонов волн зыби и спектра уклонов длинных волн объясняется тем, что уклоны зыби существенно меньше уклонов ветровых волн (см. рис. 6), в то время как амплитуда волн зыби существенно больше амплитуды ветровых волн (см. рис. 7).

### Заключение

Разработан метод восстановления уклонов морской поверхности по оптическому изображению, основанный на анализе относительных флуктуаций яркости поверхности моря. Метод не требует информации о параметрах оптического приёмника и абсолютных значениях яркости неба. Метод применим при безоблачном небе и пасмурном однородном небе. Проведён анализ спектра пространственно-временного изображения морской поверхности, который



показал наличие на морской поверхности волн зыби и ветровых волн, приходящих с моря, а также слабых «встречных» волн, т. е. волн, распространяющихся навстречу основной системе волн, приходящих с моря. Выполнено сравнение спектра возвышений волн, полученного оптическим методом, со спектром возвышений, зарегистрированным с помощью струнного волнографа, и получено хорошее совпадение.

Приведённый метод может использоваться для обработки аэрокосмических снимков поверхности моря в рассеянном свете неба.

Работа выполнена по госзаданию FFUF-2021-0006 («Разработка радиофизических методов исследования океана и внутренних водоёмов»).

## Литература

1. Богатов Н. А., Мольков А. А. Восстановление характеристик ветровых волн в Атлантике по данным судовой стереосъемки // *Фундам. и приклад. гидрофизика*. 2021. Т. 14. № 4. С. 90–97. DOI: 10.7868/S2073667321040080.
2. Большаков А. Н., Бурдюгов В. М., Гродский С. А., Кудрявцев Е. Н. Определение спектра энергонесущих поверхностных волн по изображению солнечного блика // *Исслед. Земли из космоса*. 1988. № 5. С. 11–18.
3. Борн М., Вольф Э. Основы оптики. 2-е изд., испр. / пер. с англ. С. Я. Бреуса, А. И. Головашкина, А. А. Шубина; под ред. Г. П. Мотулевич. М.: Изд-во «Наука», 1973. 719 с.
4. Лупян Е. А. Восстановление углового распределения энергии в двумерном спектре возвышений морской поверхности по ее оптическому изображению // *Исслед. Земли из космоса*. 1988. № 3. С. 31–35.
5. Титов В. И., Артамонов А. Ю., Баханов В. В. и др. Мониторинг состояния поверхности моря по пространственно-временным оптическим изображениям // *Исслед. Земли из космоса*. 2014. № 5. С. 3–14. DOI: 10.7868/S0205961414050078.
6. Титов В. И., Баханов В. В., Зуйкова Э. М., Кориненко А. Е. Исследование приповерхностных слоев в прибрежной зоне океанов оптическими методами // *Материалы 19-й Международ. конф. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»*. М.: ИКИ РАН, 2021. С. 288. DOI: 10.21046/19DZZconf-2021a.
7. Юровская М. В., Кудрявцев В. Н., Шапрон Б., Дулов В. А. Интерпретация оптических спутниковых изображений Черного моря в зоне солнечного блика // *Морской гидрофиз. журн.* 2014. № 4. С. 68–82.
8. Юровская М. В., Кудрявцев В. Н., Широков А. С., Надоля И. Ю. Натурные измерения спектра поверхностных волн по фотографиям с беспилотного мультикоптера // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018. Т. 15. № 1. С. 245–257. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-1-245–257.
9. Bakhanov V. V., Demakova A. A., Korinenko A. E. et al. Estimation of the wind wave spectra with centimeters-to-meter lengths by the sea surface images // *Physical Oceanography*. 2018. V. 25. No. 3. P. 177–190. DOI: 10.22449/1573-160X-2018-3-177-190.
10. Bondur V., Murynin A. The Approach for Studying Variability of Sea Wave Spectra in a Wide Range of Wavelength from High-Resolution Satellite Optical Imagery // *J. Marine Science and Engineering*. 2021. V. 9. Article 823. <https://doi.org/10.3390/jmse9080823>.
11. Bondur V. G., Dulov V. A., Murynin A. B., Ignatiev V. Yu. Retrieving Sea-Wave Spectra Using Satellite-Imagery Spectra in a Wide Range of Frequencies // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. No. 6. P. 637–648. DOI: 10.1134/S0001433816060049.
12. Bostater Jr. C. R., Closson J. L. Remote sensing of water surface small gravity waves characteristics using fixed platform and drone imagery // *Proc. SPIE*. V. 11150. Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions. 2019. Article 111500D. DOI: 10.1117/12.2533788.
13. Brunger A. P., Hooper F. C. Anisotropic sky radiance model based on narrow field of view measurements of shortwave radiance // *Solar Energy*. 1993. V. 51. No. 1. P. 53–64. DOI: 10.1016/0038-092X(93)90042-M.
14. Cox C., Munk W. Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter // *J. Optical Society of America*. 1954. V. 44. No. 11. P. 838–850.
15. Kosnik (Yurovskaya) M. V., Dulov V. A. Extraction of short wind wave spectra from stereo images of the sea surface // *Measurement Science and Technology*. 2011. V. 22. No. 1. Article 015504. DOI: 10.1088/0957-0233/22/1/015504.

16. Titov V., Bakhanov V., Ermakov S. et al. Remote sensing technique for near surface wind by optical images of rough water surface // Intern. J. Remote Sensing. 2014. V. 35. Iss. 15. P. 5946–5957. DOI: 10.1080/01431161.2014.948223.
17. Yurovskaya M. V., Dulov V. A., Chapron B., Kudryavtsev V. N. Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography // J. Geophysical Research: Oceans. 2013. V. 118. Iss. 9. P. 4380–4394. DOI: 10.1002/jgrc.20296.

## Reconstruction of sea surface relief and sea wave spectra using a sea surface image

V. I. Titov, A. A. Antonov

*Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia*  
*E-mail: titov@ipfran.ru*

We consider a method for diagnosing sea waves based on processing of spatiotemporal images of the sea surface in scattered light of the sky with a grazing angle of observation. An original method of reconstructing wave slopes and sea surface relief which does not require information on parameters of optical receiver and absolute values of sky brightness has been developed. The method is based on formation of relative fluctuations of sea surface brightness in the approximation of linear dependence of the sea surface brightness on wave slopes. A polarization method for increasing the contrast and accuracy of determining wave slopes in an image of sea surface is proposed. This method was tested in full-scale conditions using the example of processing spatiotemporal images of the sea surface in scattered light of the sky, and the relief of sea surface slopes, i.e., the spatiotemporal distribution of wave slopes, was obtained. We propose a method for determining the time spectrum of long waves by integrating the spatial frequency spectrum of the spatiotemporal relief of the sea surface in the vicinity of a parabolic dispersion curve. This method of calculating the time spectrum of wave slopes makes it possible to distinguish long waves that obey the dispersion relation and get rid of unnecessary noise that can be contained in the optical image (stripes, breakdowns, wave group structure, slicks, nonlinear distortions of the transfer function of sea surface brightness to wave slope, etc.). The wave elevation spectrum obtained by the optical method and the synchronously recorded wave elevation spectrum obtained using a string waveform are compared. The variability of statistical characteristics of the visible slopes of long waves with the distance from the optical receiver is studied.

**Keywords:** light, polarization, Stokes parameters, sea surface relief, wave's slopes, wind waves, swell, spectral analysis, wave spectra, natural investigations

Accepted: 03.10.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-5-39-49

## References

1. Bogatov N. A., Molkov A. A., Reconstruction of wind waves characteristics in Atlantic on ship's stereo shooting data, *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika*, 2021, Vol. 14, No. 4, pp. 90–97 (in Russian), DOI: 10.7868/S2073667321040080.
2. Bolshakov A. N., Burdyugov V. M., Grodskii S. A., Kudryavtsev E. N., Determination of the energy carrier surface wave's spectra on the image of sun highlight, *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 1988, No. 5, pp. 11–18 (in Russian).
3. Born M., Wolf E., *Principles of optics*, 4<sup>th</sup> ed., Pergamon Press, 1968.
4. Loupian E. A., Reconstruction of the angle distribution of energy in the two-dimensional spectra of the sea surface elevation using its optical image, *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 1988, No. 3, pp. 31–35 (in Russian).
5. Titov V. I., Artamonov A. Yu., Bakhanov V. V. et al., Monitoring of Sea Surface with Optical Technique, *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2014, No. 5, pp. 3–14 (in Russian), DOI: 10.7868/S0205961414050078.
6. Titov V. I., Bakhanov V. V., Zuikova E. M., Korinenko A. E., Investigation of subsurface layers in littoral region of oceans by optical methods, *Materialy 19-i Mezhdunarodnoi konferentsii "Sovremennye problemy*

- distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*” (Proc. 19<sup>th</sup> Intern. Conf. “Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space”), 2021, p. 288 (in Russian), DOI: 10.21046/19DZZconf-2021a.
7. Yurovskaya M. V., Kudryavtsev V. N., Chapron B., Dulov V. A., Interpretation of optical space images of Black sea in sun highlight zone, *Morskoi gidrofizicheskii zhurnal*, 2014, No. 4, pp 68–82 (in Russian).
  8. Yurovskaya M. V., Kudryavtsev V. N., Shirokov A. S., Nadolya I. Yu., Natural measurements of the surface wave’s spectra using the photography from unmanned multicopter, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2018, Vol. 15, No. 1, pp. 245–257 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-1-245–257.
  9. Bakhanov V. V., Demakova A. A., Korinenko A. E. et al., Estimation of the wind wave spectra with centimeters-to-meter lengths by the sea surface images, *Physical Oceanography*, 2018, Vol. 25, No. 3, pp. 177–190, DOI: 10.22449/1573-160X-2018-3-177-190.
  10. Bondur V., Murynin A., The Approach for Studying Variability of Sea Wave Spectra in a Wide Range of Wavelength from High-Resolution Satellite Optical Imagery, *J. Marine Science and Engineering*, 2021, Vol. 9, Article 823, <https://doi.org/10.3390/jmse9080823>.
  11. Bondur V. G., Dulov V. A., Murynin A. B., Ignatiev V. Yu., Retrieving Sea-Wave Spectra Using Satellite-Imagery Spectra in a Wide Range of Frequencies, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016, Vol. 52, No. 6, pp. 637–648, DOI: 10.1134/S0001433816060049.
  12. Bostater Jr. C. R., Closson J. L., Remote sensing of water surface small gravity waves characteristics using fixed platform and drone imagery, *Proc. SPIE, Vol. 11150, Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions*, 2019, Article 111500D, DOI: 10.1117/12.2533788.
  13. 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, No. 1, pp. 53–64, DOI: 10.1016/0038-092X(93)90042-M.
  14. Cox C., Munk W., Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun’s glitter, *J. Optical Society of America*, 1954, Vol. 44, No. 11, pp. 838–850.
  15. Kosnik (Yurovskaya) 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, Article 015504, DOI: 10.1088/0957-0233/22/1/015504.
  16. Titov V. I., Bakhanov V. V., Ermakov S. A. et al., Remote sensing technique of near surface wind by optical images of roughed water surface, *Intern. J. Remote Sensing*, 2014, Vol. 35, Issue 15, pp. 5946–5957, DOI: 10.1080/01431161.2014.948223.
  17. Yurovskaya M. V., Dulov V. A., Chapron B., Kudryavtsev V. N., Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2013, Vol. 118, Issue 9, pp. 4380–4394, DOI: 10.1002/jgrc.20296.