

DOI 10.30898/1684-1719.2020.1.1

УДК 537.877+532.5.013

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ НАВИГАЦИОННЫМ РАДАРОМ

А. С. Запевалов<sup>1,2</sup>, И. П. Шумейко<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Морской гидрофизический институт РАН,  
299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

<sup>2</sup> Севастопольский государственный университет,  
299053, г. Севастополь, ул. Университетская, 33

Статья получена 16 декабря 2019 г.

**Аннотация.** Анализируются физические факторы, ограничивающие точность восстановления поля вектора скорости течения по измерениям радиосигнала, рассеянного морской поверхностью. Анализ проводится для ситуации, когда зондирование осуществляется навигационным радаром. Показано, что использование в процедуре расчета частотного спектра возвышений морской поверхности приводит к ограничению точности определения скорости течения. Ограничения обусловлены неоднозначностью связи спектров морской поверхности, построенных в пространстве волновых векторов и в пространстве частот. Показано, что характеристики навигационных радаров позволяют использовать процедуру определения скорости течения, разработанную для оптических снимков высокого разрешения, получаемых с космических аппаратов.

**Ключевые слова:** морские поверхностные волны, радиоволны, скорость течения, навигационный радар, точность измерений.

**Abstract.** The analysis of physical factors limiting the accuracy of reconstruction of the field of the current velocity vector by measuring the radio signal scattered by the sea surface is carried out. The analysis is performed for a situation when sounding is carried out by a nautical radar. It is shown that one of the factors limiting the accuracy is the use of space-time characteristics of surface waves. The accuracy is limited by the ambiguity of the relationship between the spectra constructed in the space of wave numbers and frequencies. Ambiguity was found in field experiments in

which the characteristics of the sea surface were determined in situ by wave gauges. To calculate the current velocity, it is proposed to use a procedure developed for high-resolution optical images obtained from spacecraft. This procedure is based on cross-spectral analysis of two images of the same area of the sea surface obtained with a small time interval. The current velocity is determined by the deviation of the measured phase velocity from the theoretical value following from the dispersion relation for gravitational waves. It is shown that the characteristics of nautical radars allow the use of this procedure for determining the current velocity.

**Key words:** sea surface waves, radio waves, current velocity, nautical radar, accuracy of remote measurements.

## **Введение**

Широкий круг прикладных задач, связанных с навигацией, экологическим мониторингом, прогнозом состояния морской среды и ряд других, требует получения оперативной информации о поле течений. Особенно актуальна эта информация для прибрежной зоны, характеризующейся сильной изменчивостью, где геофизические процессы имеют сравнительно небольшие пространственные и временные масштабы [1, 2]. Для решения этой проблемы необходим синтез моделей ветрового волнения и *in situ* измерений поля течений в отдельных точках [3, 4]

Исследования возможностей применения радиолокаторов для контроля поля морских поверхностных волн имеют длительную историю. Интенсивное развитие этих исследований привело к появлению нового направления в океанографии, получившего название радиоокеанография [5]. В настоящее время в радиоокеанографии можно выделить два направления, одно из которых связано с зондированием Земли из космоса [6], второе с использованием береговых и судовых радиолокаторов [7, 8]. Здесь исследования проводятся в рамках второго направления.

При анализе факторов, влияющих на точность восстановления поля скорости течений, как правило, основное внимание уделяется исследованию

роли технических характеристик радиоаппаратуры. К таким характеристикам относятся частота вращения антенны, длительность зондирующего импульса, тип и параметры антенны и др. [2, 9]. Целью данной работы является анализ физических факторов, ограничивающих точность восстановления поля скорости течения по измерениям радиосигнала, рассеянного морской поверхностью.

## 1. Процедура определения скорости течений

При зондировании морской поверхности под малыми углами скольжения регистрируемый радаром сигнал определяет резонансный (брегговский) механизм рассеяния [1]. Нормированное сечение обратного рассеяния описывается выражением

$$\sigma_p^0(K, \theta) = 8 K^4 |G_p(\theta)|^2 \Psi(\vec{k}_B), \quad (1)$$

где  $\theta$  – угол падения;  $G_p$  – функция угла зондирования, определяемая видом поляризации  $pp$ , первый индекс соответствует поляризации излучаемого сигнала, второй – принимаемого;  $\Psi$  – спектр возвышения морской поверхности;  $k_R$  – волновое число резонансных волн. Условие резонанса, которое связывает волновые числа поверхностных волн  $k_R$  и рассеянных в обратном направлении электромагнитных волн  $K$ , имеет вид,

$$k_R = 2K \cos \theta. \quad (2)$$

Более длинные, чем резонансные, волны модулируют резонансную рябь и становятся видимыми на радиолокационных изображениях [10, 11].

Процедура определения скорости течений по радиолокационным изображениям включает несколько этапов [2]. Если не учитывать технические моменты (например, связанные с фильтрацией составляющих, связанных со спекл-шумом), то основными являются следующие этапы:

1. получение серии изображений морской поверхности;
2. пересчет изображений из полярных в декартовы координаты, формирование трехмерного массива, в котором третьей координатой является время;

3. трехмерное преобразование Фурье массива изображений, в результате которого строится спектр волновых векторов и частот  $F_3(\vec{k}, \omega)$ ;
4. построение двумерного спектра волновых числа и частот  $F_2(k, \omega)$ ;
5. определение скорости течения по трансформации спектра  $F_2(k, \omega)$ .

В введенных здесь обозначениях спектров нижний индекс показывает его размерность;  $k = |\vec{k}|$  – модуль волнового вектора.

Не останавливаясь на алгоритмах расчета, они описаны в работе [2], укажем что скорость течения определяется по величине сдвига пика в двумерном спектре относительно величины  $\sqrt{gk}$ . Чтобы определить сдвиг рассчитывался максимум интеграла,

$$I(U, \alpha) = \int_{k_1}^{k_2} \int_{\omega_1}^{\omega_2} F_2(k, \omega) dk d\omega, \quad (3)$$

где области интегрирования заданы условиями

$$k_1 = 0.13 \text{ рад/м}; \quad k_2 = 0.27 \text{ рад/м}; \quad (4)$$

$$\omega_1 = \sqrt{gk} + kU \cos \alpha - 2\pi \Delta f; \quad \omega_2 = \sqrt{gk} + kU \cos \alpha + 2\pi \Delta f; \quad (5)$$

$$\Delta f = 0.15 \text{ Гц}.$$

Физической основой определения скорости течения является следующее. Гравитационные волны, видимые на радиолокационных изображениях морской поверхности, в отсутствие течения удовлетворяют дисперсионному уравнению

$$\omega^2 = gk, \quad (6)$$

где  $\omega$  – круговая частота;  $g$  – гравитационное ускорение. В присутствии течения уравнение (3) имеет вид

$$\omega = \sqrt{gk} + kU \cos \alpha, \quad (7)$$

где  $U$  – скорость течения;  $\alpha$  – угол между волновым вектором и направлением течения.

Уравнение (3) справедливо в приближении “глубокой воды”, т.е. при условии, что дно не влияет на поверхностные волны. Если волны

распространяются в области, где влиянием дна нельзя пренебречь, то вместо уравнения (3) получаем

$$\omega = \sqrt{gk \tanh(kH)}, \quad (8)$$

где  $H$  – глубина. Соответственно, если присутствует течение, то

$$\omega = \sqrt{gk \tanh(kH)} + kU \cos \alpha. \quad (9)$$

## 2. Отклонения радиолокационных оценок течений от данных прямых измерений

Радиолокационные измерения течений относятся к группе косвенных измерений. Для оценки достоверности данных, полученных с помощью навигационных радаров, необходимо сравнение с данными прямых измерений. Результаты подобного сравнения представлены в работах [1, 8]. Для сравнения использовались оценки течений, полученных с помощью акустических доплеровских профилографов течений (ADCP) и дрейфтерами.

Приведенные в работах [1, 8] рисунки показывают, что существуют заметные расхождения в значениях скорости течения, определенных разной аппаратурой. Частично эти расхождения можно объяснить методическими особенностями проведения измерений. В частности, приборы ADCP не позволяют мерить скорость течения вблизи поверхности, в то время как именно приповерхностный слой влияет на вид спектра  $F_2(k, \omega)$ .

Наряду с работами по исследованию возможности использования навигационных радаров для контроля волновой обстановки была создана специализированная океанографическая система WaMos. По принципу работы эта система подобна системам с навигационным радаром, но используемые в ней радары имеют лучшие характеристики (соответственно, большую стоимость). Исходя из технических характеристик радара, производитель океанографической системы указывает на то, что возможно проводить измерения вектора течений с точностью по скорости 20 см/с и по направлению 20° [12].

### 3. Ограничение точности радиолокационного определения скорости течений

Описанный выше подход к определению скорости течений основан на предположении о том, что в отсутствие течения уравнения (6) и (8) строго выполняются [2]. Однако, ранее проведенные экспериментальные исследования морских поверхностных волн показали, что в спектрах  $F_2(k, \omega)$  имеют место отклонения от дисперсионного отношения для гравитационных волн [13]. Позднее этот результат неоднократно подтверждался в лабораторных и натуральных экспериментах (см. работу [14] и библиографию к ней).

Схематично изменения формы сечений спектра  $\Xi(k, \alpha_0, \omega = const)$ , полученные на основе прямых волнографических измерений, представлены на рис. 1, построенном на основе работы [15]. Здесь  $\alpha_0$  – основное направление распространения волн. Спектр  $\Xi(k, \alpha, \omega)$  связан со спектром  $F_3(\vec{k}, \omega)$  уравнением  $F_3(\vec{k}, \omega) = k \Xi(k, \alpha, \omega)$ . При построении рис. 1 использовалась нормировка, соответствующая условию равенства площадей сечений. Введено обозначение  $\omega_0$  и  $k_0$  – частота и волновое число доминантных волн соответственно.

Важно отметить, что согласно данным прямых волнографических измерений связь между временными и пространственными характеристиками морских волн не является однозначной. Она однозначна только тогда, когда в волновом поле все компоненты подчиняются одному дисперсионному отношению, и оно является однонаправленным. В этом случае сечения спектра  $\Xi(k, \alpha_0, \omega = const)$  описываются дельта-функцией.

К отклонениям от дисперсионного отношения приводят кинематическая нелинейность волн [16], а также присутствие в волновом поле связанных компонент (гармоник) [17]. Эти эффекты проявляются на масштабах второй гармоники доминантных волн и на более высоких частотах (волновых числах). В работе [18] показано, что даже в двумерном линейном волновом поле, представляющем суперпозицию синусоидальных волн, каждая из которых

подчиняется дисперсионному отношению (3), оно не согласуется с данными измерений массивом разнесенных по пространству датчиков. Связано это с тем, что в подобном волновом поле существуют компоненты, проекция фазовой скорости которых на основное направление распространения волн превышает фазовую скорость волн, распространяющихся в данном направлении.

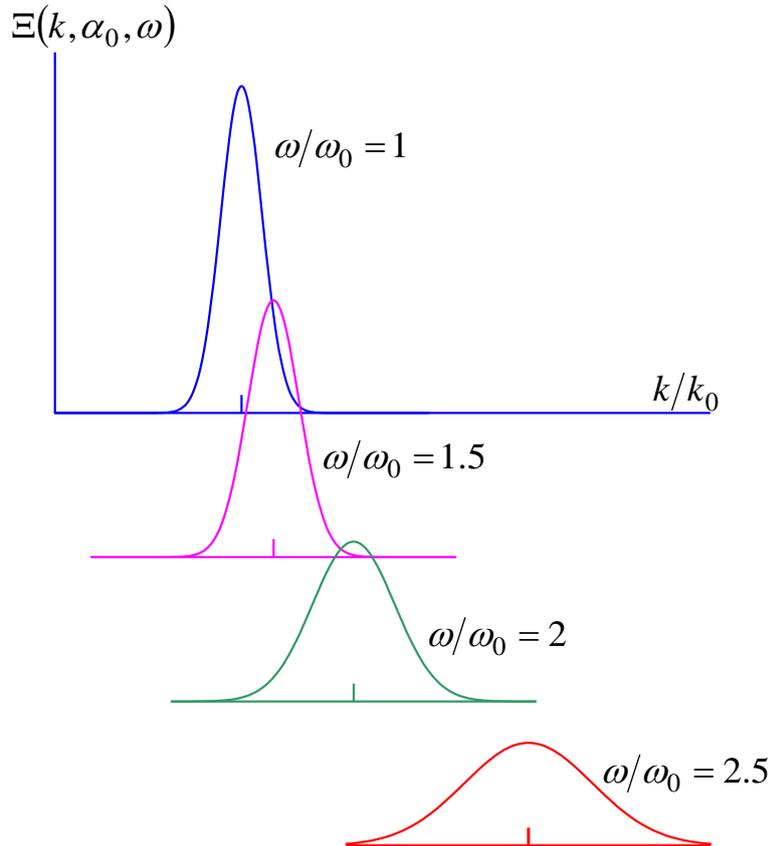


Рис. 1. Сечения спектра  $\Xi(k, \alpha_0, \omega = const)$

Еще одно ограничение точности определения скорости течения обусловлено определением частотного спектра поверхностных волн. Частота вращения антенны навигационных радаров составляет около 30 оборотов в минуту, что соответствует дискретности измерений  $\sim 2$  с. На Черном море период доминантных волн в большинстве случаев лежит в пределах 4-6 с. Также следует отметить, что для получения достоверных спектральных оценок поверхностных волн в частотной области необходим достаточно продолжительный сеанс измерений ( $\sim 10$  мин).

#### 4. Повышение точности

Одним из путей повышения точности радиолокационного определения скорости поверхностного течения является использование методик, разработанных для анализа сделанных из космоса оптических снимков морской поверхности. В последние годы были запущены несколько космических аппаратов (Landsat-8, Sentinel-2, “Ресурс-П”), на которых установлена многоканальная аппаратура для оптического зондирования, позволяющая делать снимки с разрешением 10 м, и получать изображения одного и того же участка морской поверхности со сдвигом во времени 1 с [19, 20]. Для расчета скорости течения использовался кросс-спектральный анализ в пространстве волновых векторов, который осуществлялся для двух последовательно полученных снимков морской поверхности [21]. Спектральный анализ изображений морской поверхности является основным методом построения двумерных спектров поля поверхностных волн [22]. Диапазон, в котором может быть получен двумерный спектр, зависит от разрешения изображений.

Метод определения скорости течения основан на расчете фазового спектра и оценке фазовых скоростей поверхностных волн. Из уравнения (6) следует, что в отсутствие течения теоретическое значение фазовой скорости на глубокой воде равняется  $C_T = \sqrt{g/k}$ . Если присутствует течение и дисперсионное уравнение имеет вид (7), то

$$C = C_T + U \cos \alpha . \quad (10)$$

Таким образом, по отклонению рассчитанной фазовой скорости от теоретического значения можно рассчитать скорость и направление течения.

Необходимым условием определения фазовых скоростей является получение двух последовательных изображений морской поверхности за интервал времени, при котором гребни волн пройдут расстояние менее их длины. В противном случае возникает неоднозначность в определении сдвига фазы.

При проведении измерений навигационным радаром двумерное изображение морской поверхности получают за один оборот антенны.

Следующее изображение будет получено через 2 с, что примерно в два раза превышает интервал времени при получении космических снимков. Однако такая дискретность во времени достаточна для получения оценок фазового спектра путем кросс-спектрального анализа двух последовательных изображений, полученных навигационным радаром. Для расчета скорости течения используется фазовый спектр, определенный на масштабах близких к масштабу доминантных. За указанный интервал времени гребень доминантной волны смещается на расстояние, которое примерно равно или менее половины длины волны.

Расчет скорости течения путем кросс-спектрального анализа двух последовательно полученных изображений также позволяет исключить из процедуры частотные спектры, имеющие низкую достоверность. Погрешность определения частотного спектра связана с малой длиной ряда, по которому он рассчитывается, а также с тем, что дискретность ряда близка к периоду доминантных волн.

### **Заключение**

Проведен анализ физических факторов, ограничивающих точность восстановления поля вектора скорости течения по измерениям радиосигнала, рассеянного морской поверхностью. Анализ проведен для ситуации, когда зондирование осуществляется навигационным радаром. Показано, что одним из факторов, ограничивающих точность, является использование пространственно-временных характеристик поверхностных волн. К ограничению точности приводит неоднозначность взаимосвязи спектров, построенных в пространстве волновых чисел и частот, которая была выявлена в натуральных экспериментах.

Для расчета скорости течения предложено использовать процедуру, разработанную для оптических снимков высокого разрешения, получаемых с космических аппаратов. Данная процедура основана на кросс-спектральном анализе двух полученных с небольшим интервалом времени изображений одного и того участка морской поверхности. Скорость течения определяется по

отклонению измеренной фазовой скорости от теоретического значения, следующего из дисперсионного отношения для гравитационных волн. Показано, что характеристики навигационных радаров позволяют использовать данную процедуру определения скорости течения.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0002 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений».

### Литература

1. Зацепин А.Г., Горбацкий В.В., Мысленков С.А., Дудко Д.И., Шпилев Н.Н., Ивонин Д.В., Сильвестрова К.П., Баранов В.И., Телегин В.А., Куклев С.Б. Сравнение характеристик течений, измеренных КВ и СВЧ радиолокаторами на гидрофизическом полигоне ИО РАН в черном море, с данными ADCP и дрейфтеров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 7. С. 250-266.
2. Ивонин Д.В., Телегин В.А., Азаров А.И., Ермошкин А.В., Баханов В.В. Определение вектора скорости течения по измерениям навигационного радара с широкой диаграммой направленности антенны // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 219-227.
3. Ратнер Ю.Б., Фомин В.В., Иванчик А.М., Иванчик М.В. Система оперативного прогноза ветрового волнения черноморского центра морских прогнозов // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 5 (197). С. 56-66.
4. Reichert K., Hessner K., Nieto Borge J.C., Dittmer J. WaMoS II: A radar based wave and current monitoring system // The Ninth International Offshore and Polar Engineering Conference, 30 May-4 June, Brest, France. 1999.
5. Басс Ф.Г., Брауде С.Я., Калмыков А.И., Мень А.В., Островский И.Е., Пустовойтенко В.В., Розенберг А.Д., Фукс И.М. Методы

радиолокационных исследований морского волнения (радиоокеанография)  
// Успехи физических наук. 1975. Т. 116. С. 741-743.

6. Коротаев Г.К., Пустовойтенко В.В., Терехин Ю.В. Спутниковая океанология: становление, развитие, перспективы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2006. № 14. С. 324-348.
7. Nieto Borge J.C., Rodriguez G.R., Hessner K., Gonzalez P.I. Inversion of Marine Radar Images for Surface Wave Analysis // J. Atmos. Oceanic Technol., 2004. V. 21. P. 1291-1300.
8. Ивонин Д.В., Чернышов П.В., Куклев С.Б., Мысленков С.А. Предварительные результаты сравнения измерений вектора скорости течения навигационным радаром X-диапазона и донной станцией ADCP // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 53-66.
9. Izquierdo P., Nieto Borge J.C., Guedes Soares C. et al. Comparison of wave spectra from nautical radar images and scalar buoy data // Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering. 2005. Vol. 131, No. 3.
10. Plant, W.J. and W.C. Keller. Evidence of Bragg scattering in microwave Doppler spectra of sea return // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. No. C9, P.299-310.
11. Lee P.H.Y., J.H. Barter, K.L. Beach, C.L. Hindman, B.M. Lake, H. Rungaldier, J.C. Shelton, A.B. Williams, R. Yee, and H.C. Yuen, 1995: X-Band microwave backscattering from ocean waves. J. Geophys. Res., Vol 100. No. C2, P. 2591-2611.
12. WaMoS II Wave and Surface Current Monitoring System Operating Manual. Version 4.0, OceanWaveS GmbH. Germany, April 2003, 146 p.
13. Ефимов В.В., Соловьев Ю.П., Христофоров Г.Н. Экспериментальное определение фазовой скорости распространения спектральных составляющих морского ветрового волнения // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1972. Т. 8, № 4. С. 435-446.

14. Phillips O.M. The dispersion of short wavelets in the presence of a dominant long wave // J. Fluid Mech. 1981. Vol. 107. P. 465-485.
15. Ефимов В.В. Динамика волновых процессов в пограничных слоях атмосферы и океана // Киев: Наукова думка. 1981. 255 с.
16. Stokes G.G. On the theory of oscillatory waves // Trans. Cambridge Philos. Soc. 1849. Vol. 8. P. 197-229.
17. Lake B.M., Yuen H.C. A new model for nonlinear gravity waves. Part 1. // J. Fluid Mech. 1978. Vol. 88. P. 33-62.
18. Показеев К.В., Запевалов А.С. К расчету фазовых скоростей в поле морских поверхностных волн // Вестник Московского университета. Серия 3: Физика. Астрономия. 2019. № 4. С. 65–70.
19. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. Sun glitter imagery of ocean surface waves: Part 1. Directional spectrum retrieval and validation // J. Geophysical Research: Oceans, 2017. Vol. 122, No. 2. P. 1369-1383.
20. Юровская М.В., Кудрявцев В. Н., Станичный С.В. Восстановление кинематических характеристик поверхностного волнения и батиметрии по многоканальным оптическим снимкам комплекса «Геотон-Л1» на спутнике «Ресурс-П» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16, № 2. С. 218–226.
21. Yurovskaya M., Kudryavtsev V., Chapron B., Rascle N., Collard F. Wave spectrum and surface current retrieval from airborne and satellite sun glitter imagery, Proc. IGARSS'2018, Valencia, 2018. P. 3192-3195,
22. Баханов В. В., Демакова А. А., Кориненко А. Е., Рябкова М. С., Титов В. И. Оценка спектров ветровых волн с длинами от сантиметров до метра по изображениям поверхности моря // Морской гидрофизический журнал. 2018. № 3. С. 192-205.

**Для цитирования:**

Запевалов А.С., Шумейко И.П. Определение скорости течения по измерениям навигационным радаром. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2020. № 1. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/jan20/1/text.pdf>. DOI 10.30898/1684-1719.2020.1.1