



УДК 004.93'11

**TO THE QUESTION OF USE OF TERRESTRIAL RADAR RADARS FOR
MEASURING THE SPEED OF THE WIND OVER THE SEA SURFACE
К ВОПРОСУ ПРИМЕНЕНИЯ НАЗЕМНЫХ РАДИОЛОКАТОРОВ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ
СКОРОСТИ ВЕТРА НАД МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ**

Chernetsova E.A. / Чернецова Е.А.*s.t.s., as.prof. / к.т.н., доц.*

ORCID: 0000-0001-5805-3111

SPIN: 4825-4974

Shishkin A.D. / Шишкин А.Д.*s.t.s., as.prof. / к.т.н., доц.*

ORCID: 0000-0003-1992-5663

SPIN: 1887-9020

*Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Metallistov Avenue, 3, 195027**Российский Государственный Гидрометеорологический Университет,**Санкт-Петербург, проспект Металлистов, 3, 195027*

Аннотация. В работе рассматривается модель извлечения ветровой информации из радиолокационных изображений с использованием эффективной площади рассеяния (ЭПР). Рассмотренные аспекты использования ЭПР позволяют утверждать, что модели ЭПР комбинируют микроволновое рассеяние с уравнением сохранения энергии волн, записанным в форме ослабления. Показано, что главное различие между моделями относится к описанию рассеяния радара и параметризации уровня ослабления. Анализируются некоторые переменные, входящие в зависимости, используемые для оценки отношения между скоростью ветра над морской поверхностью, ее удельной ЭПР (УЭПР) и функцией геофизической модели (ФГМ).

Ключевые слова: морская поверхность, радиолокатор, эффективная площадь рассеяния, функция геофизической модели

Море является нелинейной динамической системой, процессы которой управляются комплексными законами. Когда над морской поверхностью дует ветер, первыми возникают капиллярные волны. Затем капиллярные волны передают энергию волнам с большей длиной волны. Так продолжается до тех пор, пока не установится равновесие. Такое равновесие зависит от силы ветра. Когда ветер стихает, короткие волны быстро уменьшаются, а длинные распространяются далеко от своего источника. Соответственно можно сказать, что длинные волны генерируются сильными ветрами издалека, тогда как короткие волны генерируются локальными ветрами. Следовательно, можно заключить, что их направления различны, и они взаимодействуют между собой по очень сложным законам.

Поверхностные морские волны имеют длину волны от сотен метров до миллиметров и соответственно делятся на длинные (несколько сотен метров), средние (десятки метров) и короткие (меньше одного метра). Соответственно длинные и средние волны классифицируются как гравитационные волны. Ряд коротких волн включает в себя самые короткие гравитационные волны и гравитационно-капиллярные (от одного сантиметра до нескольких дециметров) и капиллярные (меньше 1 см).



Радиолокационные сигналы, отраженные от морской поверхности, несут информацию не только об отражающей способности морской поверхности (МП), но и о направлении и скорости ветра. Для выявления ветровой информации могут использоваться как радиолокаторы (РЛС), установленные на искусственных спутниках, так и на берегу. В настоящее время в мире разработано несколько автоматических и полуавтоматических методов для выявления такой информации [1,2].

Так для получения данных об океанских ветрах с помощью спутников в Европе были разработаны С-полосовые модели (например, CMOD-IFR2, CMOD4). Эти модели также позволяют получать данные о скорости ветра при обработке данных от наземных радиолокаторов. При этом в качестве исходных данных для них должно быть задано направление ветра.

Рассмотрим более подробно модель извлечения ветровой информации из радиолокационных изображений. Основным источником для оценки скорости ветра над МП является измеренное значение ее эффективной площади рассеяния (ЭПР). Поверхность моря представляется «регулярной» (неразрывной) с вкраплениями некоторого количества разрывных зон. Разрывные волны обеспечивают сильный пикообразный отраженный сигнал радара. Хотя часть поверхности моря, покрытая разрывными зонами обычно мала, она тем не менее может внести значительный вклад в нормализованную ЭПР. Использование ЭПР имеет два аспекта. Во-первых, необходимо оценить отношение между скоростью ветра над морской поверхностью, ее удельной ЭПР (УЭПР) и функцией геофизической модели (ФГМ). Во-вторых, РЛС измеряет только отраженную энергию, из которой определяется УЭПР. Обособленная оценка УЭПР может соответствовать уровню скоростей ветра, завися от угла между направлением обзора РЛС и направлением ветра. Поэтому, чтобы оценить изменение скорости ветра, сначала нужно определить его направление. Наиболее часто используется ФГМ, которая базируется на измерении УЭПР при VV-поляризации (σ_v^0). Переменная σ_v^0 как функция параметров РЛС и скорости ветра задается уравнением [3]

$$\sigma_v^0 = a(\theta)U^{\gamma(\theta)}[1 + b(\theta)\cos\varphi + c(\theta)\cos 2\varphi], \quad (1)$$

где θ - локальный угол визирования,

U – скорость ветра (обычно принимается, что она измеряется на расстоянии 10 м над поверхностью моря и атмосфера является стабильной),

$\gamma(\theta)$ – зависимость энергии от скорости ветра,

φ - угол между направлением обзора РЛС и направлением ветра,

a , b и c - параметры модели.

Когда направление обзора РЛС совпадает с направлением ветра ($\varphi = 0$) УЭПР максимальна. Поскольку $\gamma(\theta) > 1$, уравнение (1) показывает, что УЭПР увеличивается со скоростью ветра. УЭПР также увеличивается с уменьшением локального угла.

ФГМ для HH-поляризации σ_H^0 соотносится с σ_v^0 посредством уравнения



$$\sigma_H^0 = \left(\frac{1 + \alpha \tan^2 \theta}{1 + 2 \tan^2 \theta} \right) \sigma_v^0 \quad (2)$$

Как следует из (2), отношение $I = \frac{\sigma_H^0}{\sigma_v^0}$ является функцией локального угла

и параметра α . Отношение $\frac{\sigma_H^0}{\sigma_v^0}$ для $\alpha = 0$ соответствует предсказанному в

теории рассеянию Брэгга, а для $\alpha = 1$ уравнение (2) дает значение σ_H^0 , предсказанное Кирхгоффом (рассеяние в физической оптике). В работе [3] предлагается брать $\alpha = 0.6$ для воздушных измерений и $\alpha = 1$ для измерений с помощью буев. Уровень УЭПР может также зависеть от относительного направления обзора φ , но до сих пор эта зависимость не выявлена.

Модели ЭПР комбинируют микроволновое рассеяние с уравнением сохранения энергии волн, записанным в форме ослабления. Главное различие между моделями относится к описанию рассеяния радара и параметризации уровня ослабления.

Одна из первых моделей обратного радиолокационного рассеяния базировалась на эффекте Брэгга и показала, что такие модели недооценивают профили волн для всех частотных диапазонов, кроме L-диапазона. Причина этого в том, что ослабление более коротких гравитационных волн, например, для полосы С очень быстрый и это мешает обычным перемещениям водных потоков с шириной порядка 1 км.

Основанные на теории Брэгга, последующие модели радиолокационного рассеяния включали метод интегральных уравнений и сложное моделирование рассеяния. Эти модели показали, что средние волны, переносящие более короткие волны Брэгга, играют ключевую роль в формировании радиолокационного рассеяния. Из-за изменения в наклонном и зеркальном отражении, вызываемых перемещениями воды, добавление этих более длинных волн с небольшим уровнем ослабления сокращает разрыв между моделируемыми и наблюдаемыми аномалиями ЭПР. Однако, несмотря на общее улучшение результата, также имеется значительная разница в нескольких особых случаях, относящихся к образованию внутренних волн и приливных течений в мелкой воде. Некоторые авторы считают, что наблюдаемые различия можно объяснить эффектами разрушения волн микроволнового рассеяния. В предположении, что разрушение волн устанавливает жесткий верхний предел волнового спектра, в работе [4] было обнаружено, что поступление энергии от перемещения воды вызывает дополнительную потерю энергии, которая увеличивает более короткие волны, в особенности Брэгговские. Его исследования качественно показали, что этот эффект может вносить значительный вклад в ЭПР перемещения водных масс.

Литература:

1. P.W.Vachon and F.W.Dobson Validation of wind vector retrieval from ERS-1 SAR images over the Ocean. Global Atmos. Ocean Syst., vol.5, pp.177-187, 1996.



2. G.Engen, H.Johnson SAR-ocean wave inversion using image cross spectra.- IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing.- 1995., July, vol.33, pp.1047-1056.

3. Monaldo at al. Comparison of SAR-derived win speed.- IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing .2001, vol.39.,n 12, December

4. Kudryavtsev V., D. Hauser, G. Caudal, B.Chapron (2003a) A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface: 1. The background model, J. Geophys.Res., 108(C3),8054,doi:10.1029/2001JC001003

References.

1. P.W.Vachon and F.W.Dobson Validation of wind vector retrieval from ERS-1 SAR images over the Ocean. *Global Atmos. Ocean Syst.*,vol.5,pp.177-187,1996.

2. G.Engen, H.Johnson SAR-ocean wave inversion using image cross spectra.- IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing.- 1995., July, vol.33, pp.1047-1056.

3. Monaldo at al. Comparison of SAR-derived win speed.- IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing .2001, vol.39.,n 12, December

4. Kudryavtsev V., D. Hauser, G. Caudal, B.Chapron (2003a) A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface: 1. The background model, J. Geophys.Res., 108(C3),8054,doi:10.1029/2001JC001003

Abstract. The paper considers a model for extracting wind information from radar images using the effective scattering area (ESA). The considered aspects of using ESA allow us to state that ESA models combine microwave scattering with the wave energy conservation equation written in the form of attenuation. It is shown that the main difference between the models relates to the description of radar scattering and parameterization of the attenuation level. Some variables that are analyzed are analyzed and used to evaluate the relationship between the wind speed over the sea surface, its specific ESA (SESA) and the function of the geophysical model (FGM).

Key words: sea surface, radar, effective scattering area, geophysical model function

Статья отправлена: 12.01.2020 г.

© Чернецова Е.А.