

Новый алгоритм определения дисперсии уклонов морского волнения: теоретический подход

В. Ю. Караев¹, М. А. Панфилова¹, М. С. Рябкова¹, Ю. А. Титченко¹, С. Ли²

¹ *Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия
Email: volody@ipfran.ru*

² *Школа морских наук Нанкинского университета информационных наук и технологий, Нанкин, 210044, Китай*

Дождевые радиолокаторы, установленные на спутниках TRMM и GPM, выполняют измерения сечения обратного рассеяния при малых углах падения, когда доминирующим является квазизеркальный механизм обратного рассеяния. По зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения восстанавливается дисперсия уклонов крупномасштабного, по сравнению с длиной волны излучения, волнения вдоль направления зондирования. В 2018 г. на орбиту был выведен французско-китайский спутник CFOSAT, на борту которого размещены китайский скаттерометр RFSCAT и французский спектрометр SWIM. Благодаря особенностям схемы измерения SWIM впервые выполняет измерения сечения обратного рассеяния при малых углах падения под разными азимутальными углами. В данном исследовании рассматривается новый подход к измерению дисперсии уклонов крупномасштабного волнения, в котором впервые используется азимутальная зависимость сечения обратного рассеяния под одним углом падения. В разработанном алгоритме входными параметрами выступают сечения обратного рассеяния под разными азимутальными углами, но под одним углом падения и сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения. Процедура обработки состоит из двух этапов. На первом вычисляются коэффициенты модели, описывающие азимутальную зависимость сечения обратного рассеяния. На втором этапе обработки модель используется для вычисления сечения обратного рассеяния для азимутальных углов 0 и 90°, что позволяет определить полную дисперсию уклонов крупномасштабного волнения, используя аналитические формулы. Тестовая обработка данных SWIM подтвердила работоспособность предложенного подхода.

Ключевые слова: дисперсия уклонов крупномасштабного, по сравнению с длиной электромагнитной волны, волнения, сечение обратного рассеяния, малые углы падения, спектрометр SWIM, алгоритмы обработки

Одобрена к печати: 07.12.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-73-84

Введение

Мировой океан играет важную роль в формировании климата планеты Земля. Он аккумулирует огромное количество тепла в экваториальной и умеренной зонах и течениями переносит это тепло в приполярные районы, значительно смягчая климат, например, в Великобритании и Северной Европе. И наоборот, климат побережий, омываемых холодными течениями, становится прохладнее и суше; так, например, в тропиках образовалась самая сухая пустыня мира — Атакама.

Интенсивность процессов тепло- и газообмена между атмосферой и океаном зависит от скорости ветра и интенсивности поверхностного волнения, поэтому информация о скорости приводного ветра и параметрах волнения крайне важна для решения задач метеорологии и океанологии.

Для получения глобальной и оперативной информации применяются орбитальные радиолокаторы, наиболее известные — скаттерометр, радиолокатор с синтезированной апертурой (РСА) и высотометр (Figa-Saldana et al., 2002; Fu, Cazenave, 2001; Lehner et al., 2000; Spencer et al., 1996; Zhang et al., 2012). Все перечисленные радиолокаторы определяют скорость приводного ветра, но различаются полосой обзора и пространственным разрешением. Кроме

того, высотомер измеряет высоту значительного волнения. По радиолокационному изображению, формируемому РСА, с учётом ряда ограничений можно оценить высоту значительного волнения и доминантную длину волны в спектре волнения.

Менее известными применительно к измерению параметров морской поверхности оказываются дождевые радиолокаторы, установленные на спутниках миссий TRMM (*англ.* Tropical Rainfall Measurement Mission) (TRMM..., 2001) и GPM (*англ.* Global Precipitation Measurement) (GPM..., 2014) Японского агентства аэрокосмических исследований (*англ.* Japan Aerospace Exploration Agency — JAXA). Их основная задача заключается в измерении осадков в полосе обзора с помощью одночастотного (*англ.* Precipitation Radar — PR) и двухчастотного (*англ.* Dual-frequency Precipitation Radar — DPR) дождевых радиолокаторов.

При движении по орбите зондирование выполняется в направлении, перпендикулярном направлению полёта, и при сканировании измеряется зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения. Проведённые исследования показали, что, используя зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения, можно восстановить дисперсию уклонов крупномасштабного, по сравнению с длиной волны радиолокатора, волнения вдоль направления сканирования (далее — дисперсия уклонов крупномасштабного волнения) или полную дисперсию уклонов крупномасштабного волнения (Chu et al., 2012; Freilich, Vanhoff, 2003; Panfilova et al., 2018, 2020; Tran et al., 2007).

Концепция самолётного радиолокатора, работающего при малых углах падения, рассматривалась в работах (Nekrasov et al., 2013, 2018). Благодаря малой высоте полёта самолётный радиолокатор обладает существенно лучшим пространственным разрешением и предоставляет новые возможности при анализе процессов на морской поверхности.

В конце октября 2018 г. на орбиту был выведен спутник CFOSAT (*англ.* Chinese-French Oceanic SATellite), на борту которого установлены французский спектрометр SWIM (*англ.* Surface Waves Investigation and Monitoring instrument) и китайский скаттерометр с ножевой диаграммой направленности антенны. Скаттерометр с ножевой диаграммой направленности антенны измеряет поле приводного ветра (Lin, Dong, 2011; Lin et al., 2019). Спектрометр SWIM — это первый орбитальный радиолокатор с реальной апертурой, способный измерять спектр морского волнения.

Радиолокатор выполняет измерения под шестью углами падения: 0° , 2° , 4° , 6° , 8° и 10° . Ширина диаграммы направленности антенны на уровне 0,5 по мощности равна примерно 2° . Антенна вращается вокруг вертикальной оси со скоростью 5,6 об/мин (Hauser et al., 2001, 2017). Вертикальный луч работает как обычный высотомер и измеряет сечение обратного рассеяния. При последующей обработке определяется высота значительного волнения.

Другие лучи формируют зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения, и эту зависимость можно использовать для восстановления дисперсии уклонов крупномасштабного волнения вдоль направления зондирования. В основе лежат те же алгоритмы, что использовались при обработке данных дождевого радиолокатора.

Отличительная особенность схемы измерения SWIM заключается в том, что за счёт вращения антенной системы измерения выполняются под разными азимутальными углами. Это позволяет измерить дисперсию уклонов крупномасштабного волнения под разными азимутальными углами и построить двумерную функцию распределения уклонов.

Для решения этой задачи можно применять два подхода: 1) использовать дисперсии уклонов крупномасштабного волнения, восстановленные под разными азимутальными углами по зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения; 2) использовать азимутальную зависимость сечения обратного рассеяния под одним углом падения.

Первый метод уже обсуждался и подтвердил свою работоспособность на примере данных SWIM (Караев и др., 2021). В настоящей работе рассматривается второй подход, использующий азимутальную зависимость сечения обратного рассеяния при фиксированном угле падения. Нам известен единственный эксперимент по измерению азимутальной зависимости сечения обратного рассеяния при малых углах падения, когда волнение можно считать однородным (Hesany et al., 2000). Эксперимент выполнялся на морской платформе, и на *рис. 1* (см. с. 75) приведён пример измеренной азимутальной зависимости при скорости ветра 5,6 м/с.

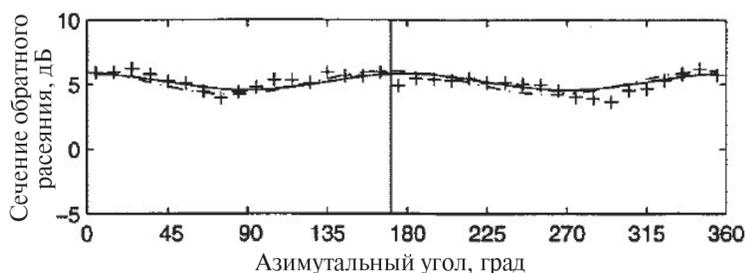


Рис. 1. Азимутальная зависимость сечения обратного рассеяния для угла падения 10° и скорости ветра 5,6 м/с (Hesany et al., 2000)

Рассмотрим вопрос об азимутальной зависимости сечения обратного рассеяния с точки зрения теоретической модели рассеяния.

Алгоритм определения дисперсии уклонов крупномасштабного волнения

Как известно, при малых углах падения для вычисления отражённого морской поверхностью радиолокационного сигнала используется метод Кирхгофа. В рамках двухмасштабной модели морской поверхности сечение обратного рассеяния записывается в следующем виде (Басс, Фукс, 1972):

$$\sigma_0(\theta) \sim \frac{\exp\left[-\frac{\tan^2 \theta}{2(mss_{xx}mss_{yy} - mss_{xy}^2)}mss_{yy}\right]}{\cos^4 \theta \sqrt{mss_{xx}mss_{yy} - mss_{xy}^2}}, \quad (1)$$

где mss_{xx} и mss_{yy} — дисперсии уклонов крупномасштабного волнения вдоль осей X и Y соответственно; mss_{xy} — ненормированный коэффициент корреляции уклонов вдоль осей X и Y ; θ — угол падения.

Дисперсия уклонов крупномасштабного волнения — относительно новый параметр и своим появлением обязан применению для дистанционного зондирования радиолокаторов сверхвысокочастотного диапазона. В рамках двухмасштабной модели рассеивающей поверхности вводится граничное волновое число, которое делит спектр волнения на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие. Мелкомасштабное волнение определяет величину эффективного коэффициента отражения, крупномасштабное влияет на отражение и излучение электромагнитных волн морской поверхностью при малых углах падения через функцию распределения уклонов и для метода Кирхгофа рассматривалось, например, в работах (Данилычев и др., 2009; Запевалов, 2020).

В общем случае азимутальная зависимость сечения обратного рассеяния записывается в следующем виде:

$$\sigma_0(\theta, \varphi) = A_0 + B_0 \cos(\varphi_0 - \varphi) + C_0 \cos(2\varphi_0 - 2\varphi), \quad (2)$$

где φ_0 — направление распространения волнения; φ — направление зондирования.

В этом случае для нахождения коэффициентов необходимо выполнить измерения под тремя азимутальными углами, причём требуется, чтобы присутствовали измерения под азимутальными углами, которые различаются не менее чем на 90° (Pierson, 1983). Этот подход применяется при средних углах падения, например, в скаттерометрии.

Однако было показано (Hossan, Jones, 2021), что при углах падения менее 6° разность между сечениями обратного рассеяния, измеренными по волнению ($\varphi = 180^\circ$) и против направления распространения волнения ($\varphi = 0^\circ$), мала и можно не учитывать этот эффект. В этом случае азимутальная зависимость упрощается:

$$\sigma_0(\varphi) = A_0 + C_0 \cos(2\varphi_0 - 2\varphi). \tag{3}$$

Недостаток малых углов падения состоит в том, что вычисляется только направление, вдоль которого распространяется волнение, но не определяется направление распространения (вектор). В скаттерометрии часто сталкиваются с этой проблемой, и она называется неоднозначностью типа «180°».

Для примера на *рис. 2* приведено сравнение азимутальных зависимостей, вычисленных по формулам (1) и (3): жёлтая и синяя штриховая кривые соответственно. Обычно сечение обратного рассеяния переводится в децибелы, однако нам удобнее оставаться в «натуральных» единицах (см. формулу (1)).

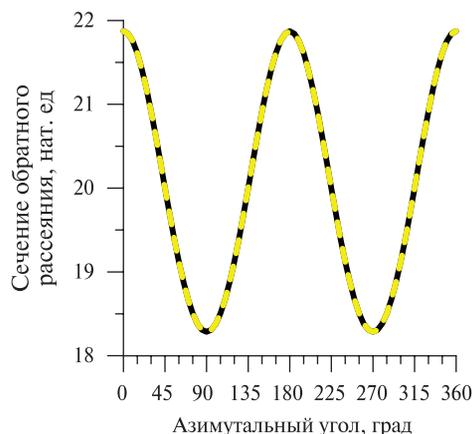


Рис. 2. Зависимость сечения обратного рассеяния в Ку-диапазоне (длина волны 0,021 м) для скорости ветра 5 м/с и полностью развитого ветрового волнения. Вычисления выполнены для угла падения 5°: жёлтая кривая — формула (1), синяя штриховая кривая — формула (3)

Вычисления были выполнены для случая полностью ветрового волнения, скорости ветра 5 м/с и длины волны радиолокатора 0,021 м (Ку-диапазон). Обе кривые хорошо совпадают, т.е. теоретическая модель (формула (1)) достаточно точно описывается эмпирической формулой (3). Это значительно упрощает дальнейшие преобразования.

Далее будет показано, что переход к формуле (3) позволяет однозначным образом связать коэффициенты A_0 и C_0 с дисперсией уклонов крупномасштабного волнения вдоль и поперёк направления распространения волнения.

Процедура обработки состоит из двух этапов. На первом этапе обработки данных SWIM измеренная азимутальная зависимость сечения обратного рассеяния для фиксированного угла падения используется для вычисления коэффициентов A_0 и C_0 в формуле (3).

В общем случае при измерении спектрометром SWIM азимутальной зависимости сечения обратного рассеяния невозможно выполнить измерения под оптимальными для последующей обработки углами, поэтому на втором этапе обработки формула (3) используется для вычисления сечения обратного рассеяния под оптимальными азимутальными углами.

Когда на первом этапе обработки вычисляются коэффициенты A_0 и C_0 , то можно также определить направление, вдоль которого распространяется волнение, и вычислить сечение обратного рассеяния для любого азимутального угла.

Пусть зондирование выполняется вдоль оси X . Тогда сечение обратного рассеяния для азимутальных углов $\varphi = 0^\circ$ и $\varphi = 90^\circ$ (волнение распространяется вдоль осей X и Y соответственно) имеет следующий вид:

$$\sigma_0(\theta, 0) = \frac{\sigma_0(0)}{\cos^4 \theta} \cdot \exp \left[-\frac{\text{tg}^2 \theta}{2mss_{xx}} \right], \tag{4}$$

$$\sigma_0(\theta, 90) = \frac{\sigma_0(0)}{\cos^4 \theta} \cdot \exp \left[-\frac{\text{tg}^2 \theta}{2mss_{yy}} \right], \tag{5}$$

где $\sigma_0(0)$ — сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения.

Следовательно, формулы для дисперсии уклонов крупномасштабного волнения вдоль ($\varphi = 0^\circ$) и поперёк ($\varphi = 90^\circ$) направления распространения имеют следующий вид:

$$mss_{xx} = \frac{\text{tg}^2\theta}{2 \ln \left(\frac{\sigma_0(0)}{\sigma_0(\theta, 0) \cos^4 \theta} \right)}, \quad (6)$$

$$mss_{yy} = \frac{\text{tg}^2\theta}{2 \ln \left(\frac{\sigma_0(0)}{\sigma_0(\theta, 90) \cos^4 \theta} \right)}. \quad (7)$$

Чтобы вычислить дисперсию уклонов крупномасштабного волнения для произвольного азимутального угла, надо воспользоваться следующими формулами:

$$mss_{xx}(\varphi) = 0,5mss_{total} + 0,5\Delta mss \cdot \cos(2\varphi - 2\varphi_0), \quad (8)$$

$$mss_{yy}(\varphi) = 0,5mss_{total} - 0,5\Delta mss \cdot \cos(2\varphi - 2\varphi_0), \quad (9)$$

где

$$mss_{total} = mss_{xx}(0^0) + mss_{yy}(0^0), \quad (10)$$

$$\Delta mss = mss_{xx}(0^0) - mss_{yy}(0^0). \quad (11)$$

Для вычисления дисперсии уклонов обычно используют спектр волнения $S_\xi(\kappa, \varphi)$, и формула имеет следующий вид:

$$mss_{xx} = \iint \kappa_x^2 S(\kappa, \varphi) d\kappa d\varphi, \quad (12)$$

где κ — волновое число. В рамках двухмасштабной модели рассеивающей поверхности интегрирование по волновому числу ведётся до граничного волнового числа κ_c , которое зависит от длины волны излучения и параметров морского волнения (Ryabkova, Karaev, 2018; Ryabkova et al., 2019).

Сравнение зависимости дисперсии уклонов крупномасштабного волнения mss_{xx} от направления распространения волнения (азимутальная зависимость), вычисленной по формуле (8), и дисперсии уклонов крупномасштабного волнения, вычисленной по формуле (12), приведено на рис. 3.

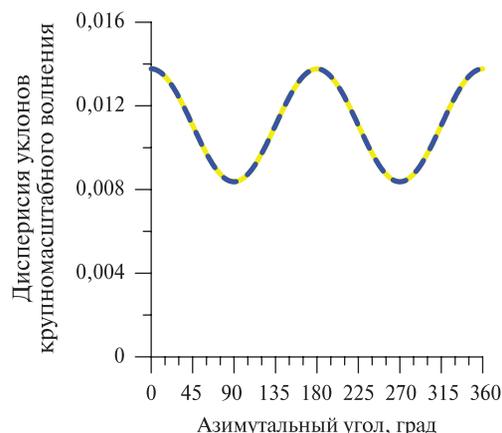


Рис. 3. Азимутальные зависимости mss_{xx} , построенные для скорости ветра 5 м/с и полностью развитого ветрового волнения: жёлтая кривая — формула (12), синяя штриховая кривая — формула (8)

Вычисления были выполнены для полностью развитого ветрового волнения при скорости ветра 5 м/с. Видно, что точное решение по формуле (12) (жёлтая кривая) и аппроксимация по формуле (8) (синяя штриховая) близки. Следовательно, чтобы построить азимутальную

зависимость дисперсии уклонов крупномасштабного волнения достаточно вычислить только два параметра: mss_{total} и Δmss .

Таким образом, в рамках рассматриваемой двухэтапной обработки измеряется поле уклонов крупномасштабного волнения вдоль траектории полёта (слева и справа от трека) с использованием измеренной азимутальной зависимости сечения обратного рассеяния и сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения. Измерение высоты волнения орбитальным высотомером, выполняемое вдоль траектории, используется для построения глобального поля высот. По аналогии можно построить глобальное поле уклонов по данным SWIM.

Однако надо отметить, что такой подход будет работать в случае одномодового волнения или когда одна из волновых систем, формирующих смешанное волнение, доминирующая. Формальная обработка в случае смешанного волнения, когда нет доминирующей системы волнения, будет приводить к ошибкам. Поэтому необходимо по виду азимутальной зависимости отсеивать такие ситуации.

Аналогичная проблема существует в скаттерометрии, когда азимутальная зависимость сечения обратного рассеяния искажается за счёт прихода интенсивных волн зыби при небольшой скорости приводного ветра.

Пример обработки данных SWIM

Выше был рассмотрен теоретический алгоритм построения двумерной функции крупномасштабных уклонов, состоящий из двух этапов. На модельных данных было показано, что лежащие в его основе предположения работают и достоверно описывают зависимости сечения обратного рассеяния и дисперсии уклонов крупномасштабного волнения от азимутального угла.

Спутниковые данные сильно зашумлены (спекл-шум, тепловой шум радиолокатора и т. д.), а кроме того, морская поверхность неоднородна, что при обработке данных приведёт к ошибкам восстановления дисперсии уклонов крупномасштабного волнения. Для количественной оценки этого эффекта необходимо провести обработку большого массива данных SWIM, что выходит за рамки данной статьи и становится задачей следующего исследования. В настоящей статье рассмотрим пример работы нового алгоритма. Данные SWIM можно скачать с сайта AVISO+ (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data, Архив альтиметрической информации; <https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>).

На *рис. 4* показано движение лучей спектрометра SWIM по подстилающей поверхности во время полёта, и разные углы падения обозначены разным цветом.

Данные собираются в «блоки», расположенные слева и справа от трека. Размер блока равен примерно 70×90 км (вдоль и поперёк трека соответственно). При обработке предполагается, что в блоке волнение однородно. Это не всегда справедливо и может стать одной из

причин ошибок при обработке. Диаграмма направленности антенны — около 2° (18×18 км), но в процессе обработки элемент разрешения разбивается на слайсы и удаётся уменьшить шаг по углу падения до $0,5^\circ$, т. е. элемент разрешения, формируемый диаграммой направленности антенны, разбивается на четыре элемента размером $4,5 \times 18$ км.

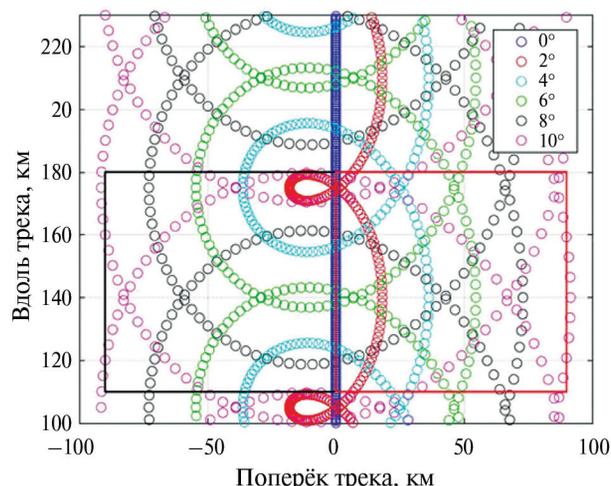


Рис. 4. Траектории движения лучей спектрометра SWIM по подстилающей поверхности: синие кружки — угол падения 0° , красные — 2° , голубые — 4° , зелёные — 6° , чёрные — 8° и фиолетовые кружки — 10°

На рис. 5 приведён пример зависимости сечения обратного рассеяния от азимутального угла в одном блоке для углов падения 4° (чёрный цвет), 6° (синий), 8° (красный) и 10° (зелёный). Если взять два соседних блока, то можно рассмотреть зависимость для всех азимутальных углов ($0-360^\circ$), однако возникает вопрос о стационарности волнения на расстоянии 180 км. Известные оценки пространственной однородности волнения показывают, что переход от 50 к 100 км не приводит к существенной потере однородности волнения (Chu et al., 2012).

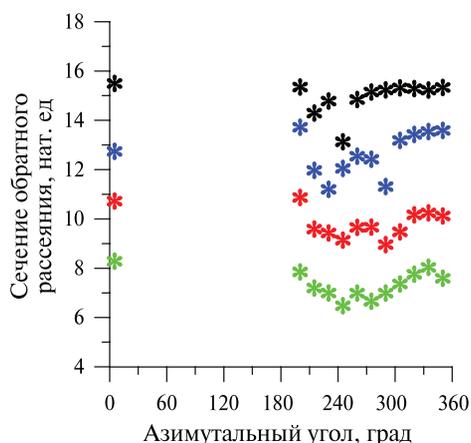


Рис. 5. Зависимость сечения обратного рассеяния от азимутального угла для нескольких углов падения: чёрный цвет — 4° , синий — 6° , красный — 8° ; зелёный цвет — 10° . Данные приведены для одного блока 70×90 км

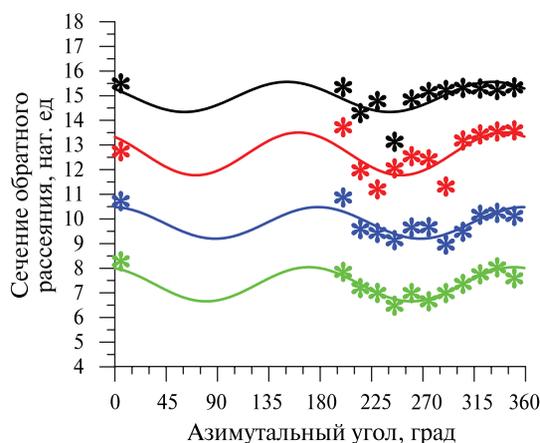


Рис. 6. Азимутальная зависимость сечения обратного рассеяния для углов падения: чёрная кривая — 4° , красная — 6° , синяя — 8° , зелёная — 10° . Звёздочками нанесены измеренные сечения обратного рассеяния для каждого угла падения

В качестве примера реальных данных рассмотрим один блок с азимутальными углами $\sim 180-360^\circ$.

После выполнения первого этапа обработки (регрессионный анализ) будут вычислены коэффициенты A_0 и C_0 формулы (3) для четырёх углов падения; например, для угла падения 8° $A_0 = 9,84$ и $C_0 = 0,64$. Получившиеся азимутальные зависимости показаны на рис. 6. Это модельные оценки по формуле (3), поэтому зависимости на рисунке построены для всего интервала азимутальных углов ($0-360^\circ$).

Из рисунка видно, что для всех углов падения подобраны коэффициенты, описывающие азимутальную зависимость сечения обратного рассеяния. С увеличением угла падения зависимость просматривается более явно.

В результате после первого этапа обработки получим азимутальную зависимость для сечения обратного рассеяния (формула (3)). Используя модель, можно вычислить значение сечения обратного рассеяния для углов 0 и 90° : $\sigma_0(\theta, 0)$ и $\sigma_0(\theta, 90)$, которые оказываются оптимальными для алгоритма, применяемого на втором этапе обработки. Сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения измеряется (восстанавливается), поэтому можно вычислить дисперсию уклонов крупномасштабного волнения по формулам (6) и (7).

Спектрометр SWIM выполняет измерения под разными углами падения, поэтому если воспользоваться известными алгоритмами (Chu et al., 2012), то можно восстановить дисперсию уклонов под разными азимутальными углами и использовать их для оценки эффективности нового подхода.

На рис. 7 звёздочками показаны дисперсии уклонов крупномасштабного волнения, которые были восстановлены по зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения под разными азимутальными углами.

Результат применения нового подхода, использующего азимутальную зависимость сечения обратного рассеяния для одного угла падения, показан на рисунке кривыми: чёрная кривая — угол падения 4° , красная — 6° , синяя — 8° и зелёная — 10° .

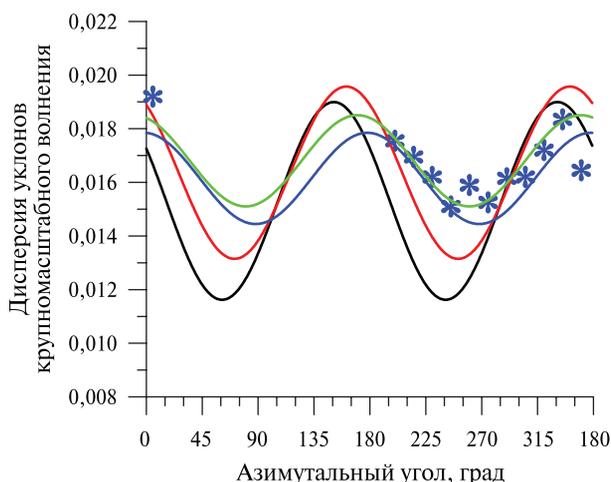


Рис. 7. Азимутальная зависимость дисперсии уклонов крупномасштабного волнения: чёрная кривая — угол падения 4°, красная — 6°, синяя — 8°, зелёная кривая — 10°. Звёздочки — дисперсия уклонов крупномасштабного волнения вдоль направления зондирования, восстановленная по зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения

Видно, что с увеличением угла падения улучшается восстановление азимутальной зависимости. Это связано с тем, что сигнал при малых углах падения более шумный (см. рис. 6) и азимутальная зависимость просматривается хуже.

В таблице приведены восстановленные значения полной дисперсии уклонов крупномасштабного волнения для разных углов падения и направление распространения волнения.

Пример обработки данных SWIM

Угол падения, град	mss_{total}	Δmss	φ_0 , град
4	0,0306	0,00737	331
6	0,0327	0,00642	341
8	0,0323	0,00340	358
10	0,0361	0,0034	350

Несмотря на то, что наблюдаются расхождения в характере азимутальной зависимости для разных углов падения, полная дисперсия уклонов крупномасштабного волнения восстанавливается достаточно точно для всех углов падения.

Ещё один параметр, который восстанавливается, — это направление распространения доминирующей системы волнения. Для оценки точности восстановления направления распространения волнения необходимы данные контактных измерений, и такое исследование будет выполнено в дальнейшем.

Ожидаемые проблемы использования нового подхода будут связаны с отсутствием доминирующей системы волнения в случае присутствия на поверхности смешанного волнения (ветровое волнение плюс волны зыби). Необходимо отсеивать такие данные на этапе подготовки к обработке, как, например, убираются ячейки с дождём при обработке скаттерометрических данных. Критерием выступит вид азимутальной зависимости, которая будет отличаться от модельной (формула (3)).

Выводы

В проведённом исследовании обсуждается новый подход к измерению дисперсии уклонов крупномасштабного волнения, который стал возможен благодаря новому орбитальному радиолокатору. Орбитальный спектрометр SWIM, установленный на спутнике CFOSAT, впервые измеряет сечение обратного рассеяния при малых углах падения (<11°) под разными азимутальными углами.

В предыдущих работах был рассмотрен алгоритм определения двумерного поля уклонов, использующий измерения дисперсии уклонов под разными азимутальными углами (Караев и др., 2021). В настоящей работе рассматривается альтернативный подход к определению дисперсии уклонов крупномасштабного волнения, использующий сечения обратного рассеяния, измеренные под разными азимутальными углами, но под одним углом падения. Новый алгоритм опирается на теоретическую модель рассеяния (метод Кирхгофа) и использует особенности обратного рассеяния при малых углах падения. При выводе предполагалось, что на морской поверхности присутствует одномодовое волнение или смешанное волнение при наличии доминирующей системы волнения. Случай смешанного волнения, образованного примерно равными по интенсивности системами волнения, надо будет исключать из обработки, опираясь на вид азимутальной зависимости сечения обратного рассеяния.

Процедура обработки включает два этапа. На первом выполняется регрессионный анализ и вычисляются коэффициенты модели (A_0 и C_0), которая описывает азимутальную зависимость сечения обратного рассеяния. Также определяется направление распространения доминирующей системы волнения.

Второй этап обработки начинается с вычисления сечения обратного рассеяния для азимутальных углов 0 и 90°, которые оказываются оптимальными для нового алгоритма, так как позволяют получить аналитические формулы, связывающие сечение обратного рассеяния и дисперсию уклонов крупномасштабного волнения.

В результате проведения двух этапов обработки определяется полная дисперсия уклонов крупномасштабного волнения, направление распространения волнения в каждой ячейке размером 70×90 км (слева и справа от трека). По аналогии с высотомером, данные которого используются для построения глобального поля высот волнения, восстановленные уклоны можно использовать для построения глобального поля уклонов. Пример обработки данных SWIM подтвердил работоспособность предложенного метода. Планируемая в дальнейшем обработка данных SWIM позволит оценить устойчивость метода в условиях шумов и его точность.

Работа была выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 20-17-00179).

Литература

1. Басс Ф. Г., Фукс И. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности: пер. с англ. М.: Наука, 1972. 424 с.
2. Данилычев М. В., Николаев А. Н., Кутуза Б. Г. Использование метода Кирхгофа для практических расчетов в микроволновой радиометрии взволнованной морской поверхности // Радиотехника и электроника. 2009. Т. 54. № 8. С. 915–925.
3. Запелов А. С. Распределение дисперсии уклонов морской поверхности по пространственным диапазонам создающих их волн // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 1. С. 211–219. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-211-219.
4. Караев В. Ю., Панфилова М. А., Титченко Ю. А., Рябкова М. С., Мешков Е. М. Восстановление азимутальной зависимости сечения обратного рассеяния и дисперсии уклонов крупномасштабного волнения по данным спектрометра SWIM // Материалы 19-й Международ. конф. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 15–19 нояб. 2021, ИКИ РАН. 2021. С. 232.
5. Chu X., He Y., Karaev V., Chen G. Relationships between Ku-band radar backscatter and integrated wind and waves parameters at low incidence angles // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2012. V. 50. No. 11. P. 4599–4609.
6. Figa-Saldana J., Wilson W., Attema J., Gelsthorpe R., Drinkwater M., Stoffelen A. The Advanced Scatterometer (ASCAT) on MetOp: A follow-on for European scatterometers // Canadian J. Remote Sensing. 2002. V. 28. No. 3. P. 404–412.
7. Freilich M. H., Vanhoff B. A. The relation between winds, surface roughness, and radar backscatter at low incidence angles from TRMM Precipitation Radar measurements // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2003. V. 20. No. 4. P. 549–562.

8. *Fu L., Cazenave A.* Satellite altimetry and earth sciences: a handbook of techniques and applications. San Diego: Academic Press, 2001. 464 p.
9. GPM Data Utilization Handbook. 1st ed. JAXA. Japan, 2014. 92 p.
10. *Hauser D., Soussi E., Thouvenot E., Rey L.* SWIMSAT: A real aperture radar to measure directional spectra of ocean waves from space — Main characteristics and performance simulation // *J. Atmospheric and Oceanic Technology*. 2001. V. 18. No. 3. P. 421–437.
11. *Hauser D., Tison C., Amiot T., Delaye L., Corcoral N., Castellan P.* SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2017. V. 55. No. 5. P. 3000–3014.
12. *Hesany V., Plant W.J., Keller W.C.* The Normalized Radar Cross Section of the Sea at 10 Incidence // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2000. V. 38. No. 1. P. 64–72.
13. *Hossain A., Jones W.L.* Ku- and Ka-Band Ocean Surface Radar Backscatter Model Functions at Low-Incidence Angles Using Full-Swath GPM DPR Data // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. Art. No. 1569. <https://doi.org/10.3390/rs13081569>.
14. *Lehner S., Schulz-Stellenfleth J., Schattler B., Breit H., Horstmann J.* Wind and wave measurements using complex ERS-2 SAR wave mode data // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2000. V. 38. No. 5. P. 2246–2257.
15. *Lin W., Dong X.* Design and optimization of a Ku-band rotating, range-gated fanbeam scatterometer // *Intern. J. Remote Sensing*. 2011. V. 32. No. 8. P. 2151–2171.
16. *Lin W., Dong X., Portabella M., Lang S., He Y., Yun R., Wang Z., Xu X., Zhu D., Liu J.* A perspective on the performance of the CFOSAT rotating fan-beam scatterometer // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2019. V. 57. No. 2. P. 627–639.
17. *Nekrasov A., Ouellette J., Majurec N., Johnson J.* A Study of Sea Surface Wind Vector Estimation from Near-Nadir Cross-Track-Scanned Backscatter Data // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2013. V. 10. No. 6. P. 1502–1506.
18. *Nekrasov A., Gamcová M., Kurdel P., Labun J.* On off-nadir wind retrieval over the sea surface using APR-2 or similar radar geometry // *Intern. J. Remote Sensing*. 2018. V. 39. No. 18. P. 5934–5942.
19. *Panfilova M., Karaev V., Guo J.* Oil slick observation at low incidence angles in Ku-band // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2018. V. 123. No. 3. P. 1924–1936.
20. *Panfilova M., Karaev V., Mitnik L., Titchenko Yu., Ryabkova M., Meshkov E.* Advanced View at the Ocean Surface // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2020. V. 125. No. 11. DOI: 10.1029/2020JC016531.
21. *Pierson W.J.* Highlights of the Seasat-SASS program: a review // *Satellite Microwave Remote Sensing* / ed. T. D. Allan. Ellis Horwood Ltd., 1983. P. 69–86.
22. *Ryabkova M., Karaev V.* A modified wave spectrum for modeling in remote sensing problems // *Proc. IGARSS*. 2018. P. 3274–3277.
23. *Ryabkova M., Karaev V., Guo J., Titchenko Yu.* A review of wave spectra models as applied to the problem of radar probing of the sea surface // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2019. V. 124. No. 10. P. 7104–7134.
24. *Spencer M., Wu C., Long D.* Tradeoffs in the design of a spaceborne scanning pencil beam scatterometer: application to SeaWinds // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1996. V. 35. No. 1. P. 115–126.
25. *Tran N., Chapron B., Vandemark D.* Effects of long waves on Ku-band ocean radar backscatter at low incidence angles using TRMM and altimeter data // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2007. V. 4. No. 4. P. 542–546.
26. TRMM Data Users Handbook. NASDA. Japan, 2001. 226 p.
27. *Zhang B., Perrie W., Vachon P., Li X., Pichel W., Guo J., He Y.* Ocean vector winds retrieval from C-band fully polarimetric SAR measurements // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2012. V. 50. No. 11. P. 4252–4261.

A new algorithm for determining mean square slopes of sea waves: a theoretical approach

V. Yu. Karaev¹, M. A. Panfilova¹, M. S. Ryabkova¹, Yu. A. Titchenko¹, X. Li²

¹ *Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia*
Email: volody@ipfran.ru

² *School of Marine Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology Nanjing 210044, China*

At present, there are radars in near-Earth orbit that measure the backscatter radar cross section at small incidence angles, when the quasi-specular backscatter mechanism is dominant. It is known that from the dependence of the backscattering radar cross section on the incidence angle measured by precipitation radars installed on the TRMM and GPM satellites, the mean square slopes of large-scale, in comparison with the radar wavelength, waves along the sounding direction is determined. In 2018, the France-China satellite CFOSAT was launched into orbit on board of which the Chinese scatterometer RFSCAT and the French spectrometer SWIM were placed. Due to the features of the measurement scheme, SWIM for the first time performs measurements of the backscatter radar cross section at small incidence angles at different azimuthal angles. In this study, a new approach to measuring the mean square slopes (*mss*) of large-scale waves is considered, which for the first time uses the azimuthal dependence of the backscatter radar cross section at one incidence angle. In the developed retrieval algorithm, the input parameters are the backscattering radar cross sections at different azimuthal angles, but at the same incidence angle, and the backscattering radar cross section at zero incidence angle. The processing procedure consists of two stages. At the first stage, the coefficients of the model are calculated, which describe the azimuthal dependence of the backscattering radar cross section. At the second stage of processing, the model is used to calculate the backscatter radar cross section for azimuthal angles of 0 and 90°, which makes it possible to determine the total variance of large-scale wave slopes using analytical formulas. Test processing of SWIM data has confirmed the efficiency of the proposed approach.

Keywords: mean square slopes of large-scale in comparison with radar wavelength, sea wave, backscattering radar cross section, small incidence angles, spectrometer SWIM, retrieval algorithms

Accepted: 07.12.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-73-84

References

1. Bass F., Fuks I., *Wave Scattering from Statistically Rough Surfaces*, N. Y.: Pergamon Press, 1979. 540 p.
2. Danilychev M. V., Nikolaev A. N., Kutuzov B. G., Application of the Kirchhoff method for practical calculations in microwave radiometry of a rough sea surface, *Radiotekhnika i elektronika*, 2009, Vol. 54, No. 8, pp. 915–925 (in Russian).
3. Zapevalov A. S., Distribution of variance of sea surface slopes by spatial wave range, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2020, Vol. 17, No. 1, pp. 211–219 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-211-219.
4. Karaev V. Yu., Panfilova M. A., Titchenko Yu. A., Ryabkova M. S., Meshkov E. M., Retrieval of the azimuthal dependence of the backscattering radar cross section and mean square slopes of large-scale waves from the data of the SWIM spectrometer, *Materialy 19-i mezhdunarodnoi konferentsii "Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa"* (Proc. 19th Intern. Conf. "Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space"), 2021, p. 232 (in Russian).
5. Chu X., He Y., Karaev V., Chen G., Relationships between Ku-band radar backscatter and integrated wind and waves parameters at low incidence angles, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 11, pp. 4599–4609.
6. Figa-Saldana J., Wilson W., Attema J., Gelsthorpe R., Drinkwater M., Stoffelen A., The Advanced Scatterometer (ASCAT) on MetOp: A follow-on for European scatterometers, *Canadian J. Remote Sensing*, 2002, Vol. 28, No. 3, pp. 404–412.
7. Freilich M. H., Vanhoff B. A., The relation between winds, surface roughness, and radar backscatter at low incidence angles from TRMM Precipitation Radar measurements, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 2003, Vol. 20, No. 4, pp. 549–562.

8. Fu L., Cazenave A., *Satellite altimetry and Earth sciences: a handbook of techniques and applications*, San Diego: Academic Press, 2001, 464 p.
9. *GPM Data Utilization Handbook, 1st ed.*, JAXA, Japan, 2014, 92 p.
10. Hauser D., Soussi E., Thouvenot E., Rey L., SWIMSAT: A real aperture radar to measure directional spectra of ocean waves from space — Main characteristics and performance simulation, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 2001, Vol. 18, No. 3, pp. 421–437.
11. Hauser D., Tison C., Amiot T., Delaye L., Corcoral N., Castellan P., SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2017, Vol. 55, No. 5, pp. 3000–3014.
12. Hesany V., Plant W.J., Keller W.C., The Normalized Radar Cross Section of the Sea at 10 Incidence, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2000, Vol. 38, No. 1, pp. 64–72.
13. Hossain A., Jones W.L., Ku- and Ka-Band Ocean Surface Radar Backscatter Model Functions at Low-Incidence Angles Using Full-Swath GPM DPR Data, *Remote Sensing*, 2021, Vol. 13, Art. No. 1569, <https://doi.org/10.3390/rs13081569>.
14. Lehner S., Schulz-Stellenfleth J., Schattler B., Breit H., Horstmann J., Wind and wave measurements using complex ERS-2 SAR wave mode data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2000, Vol. 38, No. 5, pp. 2246–2257.
15. Lin W., Dong X., Design and optimization of a Ku-band rotating, range-gated fanbeam scatterometer, *Intern. J. Remote Sensing*, 2011, Vol. 32, No. 8, pp. 2151–2171.
16. Lin W., Dong X., Portabella M., Lang S., He Y., Yun R., Wang Z., Xu X., Zhu D., Liu J., A perspective on the performance of the CFOSAT rotating fan-beam scatterometer, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2019, Vol. 57, No. 2, pp. 627–639.
17. Nekrasov A., Ouellette J., Majurec N., Johnson J., A Study of Sea Surface Wind Vector Estimation from Near-Nadir Cross-Track-Scanned Backscatter Data, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2013, Vol. 10, No. 6, pp. 1502–1506.
18. Nekrasov A., Gamcová M., Kurdel P., Labun J., On off-nadir wind retrieval over the sea surface using APR-2 or similar radar geometry, *Intern. J. Remote Sensing*, 2018, Vol. 39, No. 18, pp. 5934–5942.
19. Panfilova M., Karaev V., Guo J., Oil slick observation at low incidence angles in Ku-band, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2018, Vol. 123, No. 3, pp. 1924–1936.
20. Panfilova M., Karaev V., Mitnik L., Titchenko Yu., Ryabkova M., Meshkov E., Advanced view at the Ocean Surface, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2020, Vol. 125, No. 11, DOI: 10.1029/2020JC016531.
21. Pierson W.J., Highlights of the Seasat-SASS program: a review, *Satellite Microwave Remote Sensing*, T. D. Allan (ed.), Ellis Horwood Ltd., 1983, pp. 69–86.
22. Ryabkova M., Karaev V., A modified wave spectrum for modeling in remote sensing problems, *Proc. IGARSS*, 2018, pp. 3274–3277.
23. Ryabkova M., Karaev J., Guo J., Titchenko Yu., A review of wave spectra models as applied to the problem of radar probing of the sea surface, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2019, Vol. 124, No. 10, pp. 7104–7134.
24. Spencer M., Wu C., Long D., Tradeoffs in the design of a spaceborne scanning pencil beam scatterometer: application to SeaWinds, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1996, Vol. 35, No. 1, pp. 115–126.
25. Tran N., Chapron B., Vandemark D., Effects of long waves on Ku-band ocean radar backscatter at low incidence angles using TRMM and altimeter data, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2007, Vol. 4, No. 4, pp. 542–546.
26. *TRMM Data Users Handbook*, NASDA, Japan, 2001, 226 p.
27. Zhang B., Perrie W., Vachon P., Li X., Pichel W., Guo J., He Y., Ocean vector winds retrieval from C-band fully polarimetric SAR measurements, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 11, pp. 4252–4261.