

Оценка граничного волнового числа для двухмасштабной модели морской поверхности в Ka- и Ku-диапазонах по данным двухчастотного дождевого радиолокатора

М.А. Панфилова, В.Ю. Караев

*Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия
E-mail: marygo@mail.ru*

При анализе рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона морской поверхностью и сравнении экспериментальных данных с теоретическими расчетами по аналитическим моделям важно знать граничное волновое число, которое отделяет крупномасштабную (по сравнению с волной зондирующего излучения) часть спектра морского волнения от мелкомасштабной. Обычно дается лишь приблизительная интервальная оценка граничного волнового числа, не зависящая от типа волнения и скорости ветра. Двухчастотный дождевой радиолокатор производит сканирование поверхности под малыми углами падения в Ka- и Ku-диапазонах в широкой полосе обзора, что позволяет измерить дисперсию наклонов крупномасштабного волнения вдоль направления сканирования. Была сформирована объединенная база данных, содержащая как данные двухчастотного радиолокатора, так и данные морских буёв о скорости ветра и параметрах волнения. В результате обработки были получены зависимости дисперсий наклонов крупномасштабного волнения в Ka- и Ku-диапазонах от скорости ветра. Этот результат был использован для получения оценки зависимости граничного волнового числа от скорости ветра в случае полностью развитого волнения.

Ключевые слова: радиолокационное зондирование морской поверхности, малые углы падения, дисперсия наклонов, граничное волновое число

*Одобрена к печати: 14.12.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-58-68*

Введение

Для описания рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона морской поверхностью разработано более 20 аналитических моделей (Elfouhaily, Guerin, 2004). Сложность задачи связана с тем, что на морской поверхности присутствует широкий спектр волн, и для описания рассеяния электромагнитного излучения сантиметрового диапазона морской поверхностью в явном виде нельзя использовать ни метод возмущений, ни метод Кирхгофа. Одним из общепризнанных вариантов решения стало введение понятий «двухмасштабной» модели рассеивающей поверхности и «граничного» волнового числа (Басс, Фукс, 1972). В соответствии с двухмасштабной моделью спектр волнения «разбивается» граничным волновым числом на крупномасштабное волнение (слева от граничного волнового числа) и мелкомасштабное волнение (справа от граничного волнового числа). Эксперименты подтвердили, что обратное рассеяние электромагнитных волн сантиметрового диапазона морской поверхностью при малых углах падения хорошо описывается в приближении метода Кирхгофа.

Сечение обратного рассеяния при малых углах падения зависит от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения. Формула для расчёта дисперсии наклонов крупномасштабного волнения по спектру высот морского волнения выглядит следующим образом:

$$\sigma_{tot}^2 = \int_0^{\kappa_b} S(\kappa) \kappa^2 d\kappa, \quad (1)$$

где κ – это волновое число, $S(\kappa)$ – спектр высот.

Если вопросу выбора модели спектра морского волнения посвящено достаточно много работ, то для оценки граничного волнового числа существуют лишь теоретические оценки в следующем виде (Басс, Фукс, 1972):

$$(1/kR)^{1/3} \ll 1, \quad (2)$$

где R – радиус кривизны водной поверхности, k – волновое число радиолокатора. Кривизна поверхности вычисляется по формуле:

$$\frac{1}{R^2} = \int_0^{\kappa_b} \kappa^4 S(\kappa) d\kappa. \quad (3)$$

Неравенство (2) не дает ответа на вопрос о величине κ_b , так как отсутствует количественная оценка понятия «много меньше». Достоверное значение κ_b можно получить из эксперимента. Отметим, что в данном случае граничное волновое число имеет смысл лишь в паре с моделью спектра волнения.

Таким образом, для вычисления граничного волнового числа необходимо иметь массив данных, содержащий информацию о волнении и приповерхностном ветре, независимо измеренную дисперсию наклонов и модель спектра волнения (или измеренный спектр волнения).

Дисперсию наклонов можно восстановить по измерениям при малых углах падения. Инструментом, обеспечивающим такие измерения, является двухчастотный радиолокатор на спутнике миссии Global Precipitation Measurement (глобальное измерение осадков) – GPM (GPM Data Utilization Handbook). Японо-американский спутник миссии GPM был выведен на орбиту в феврале 2014 года. GPM был разработан на смену первому спутнику, предназначенному для измерения осадков в тропической зоне (Tropical Rainfall Measurement Mission – TRMM), проработавшему с 1997 по 1998 год (TRMM Data Users Handbook). На спутнике TRMM был установлен одночастотный дождевой радиолокатор. Его называют Precipitation Radar (PR). Радиолокатор на спутнике GPM обеспечивает постоянно растущий объем синхронных измерений на двух частотах (в Ka- и Ku-диапазонах) в области малых углов падения. Его называют Dual-frequency Precipitation Radar (DPR). Также стоит отметить, что часть треков спутника проходит над морскими буями NDBC (national data buoy center), которые обеспечивают информацию о скорости ветра и параметрах волнения. В нашей работе используются данные DPR, собранные за 2015 год, объединённые с измерениями морских буёв. Принцип работы радиолокаторов, а также методика объединения их измерений с данными буёв описаны в разделе 1.

По данным TRMM были разработаны алгоритмы определения дисперсии наклонов крупномасштабного (по сравнению с длиной волны зондирующего излучения) волнения (Караев и др., 2012; Freilich, Vanhoff, 2003). В настоящей работе этот алгоритм применяется для обработки данных DPR и изложен в разделе 2.

Как было сказано выше, граничное волновое число должно выступать в паре с моделью спектра волнения. Используемая в данной работе модель спектра описана в статье

(Караев, Баландина, 2000). Этот спектр в своей энергонесущей части совпадает с известной моделью JONSWAP по эксперименту в Северном море, а ниспадающая ветвь состоит из четырёх интервалов, законы спадаения которых описаны в работах (Forristall, 1981; Leykin, Rozenberg, 1984; Resio, Perrie, 1989). Начало последнего интервала в гравитационно-капиллярной области подбиралось таким образом, чтобы соответствовать экспериментальной зависимости дисперсии наклонов от скорости ветра в работе (Cox, Munk, 1956). Более подробно особенности модели волнения изложены в работе (Караев, Баландина, 2000).

Цель данной работы – получить зависимость граничного волнового числа для данной модели спектра волнения для Ка- и Ку-диапазонов в зависимости от скорости ветра для полностью развитого волнения. В разделе 3 описана методика определения граничного волнового числа и приводится зависимость его от скорости ветра для Ка- и Ку-диапазонов.

1. Исходные данные

Основной задачей спутника GPM является определение пространственного распределения осадков. Для измерения интенсивных осадков, свойственных тропикам, на предшествующем ему спутнике TRMM был установлен радиолокатор Ку-диапазона (2,1 см).

По данным PR анализировалось объемное рассеяние атмосферы в «столбе» диаметром около 5 км с высоты 10 км до поверхности Земли с разрешением по высоте 250 м. Благодаря такому стробированию по дальности измерялся высотный профиль осадков. Последний строб по дальности соответствует рассеянию сигнала от поверхности Земли или от морской поверхности. Зондирование происходит под малыми углами падения.

На новом спутнике установлен двухчастотный дождевой радиолокатор, состоящий из радиолокаторов Ка- и Ку-диапазона. Необходимость добавления Ка-диапазона (0,8 см) обусловлена тем, что по широте область, покрываемая новым спутником, расширилась до 65° , и для измерения менее интенсивных осадков, характерных для средней полосы, необходимо использовать меньшую длину волны. Информация о пространственном распределении осадков, полученная по данным TRMM и GPM, доступна исследователям.

Данные PR привлекли внимание исследовательских групп, занимающихся дистанционным зондированием океана. В областях, свободных от дождя, изучалось рассеяние непосредственно от морской поверхности. Аналогично в нашей работе используются данные нового радиолокатора DPR.

Схема измерений радиолокаторов показана на *рис. 1*. Высота орбиты GPM составляет 400 км. Радиолокаторы сканируют синхронно в направлении, перпендикулярном направлению полёта, причем угол визирования для антенны Ку-диапазона меняется в пределах $\pm 17^\circ$ и ширина полосы обзора составляет около 245 км, а для антенны Ка-диапазона – в интервале $\pm 8,5^\circ$ и ширина полосы обзора около 125 км. При этом происходит «сплошная» засветка полосы обзора. Размер пятна на поверхности воды составляет около 5 км (при вертикальном зондировании), а смещение радиолокатора за время скана – около 4 км.

Данные радиолокаторов содержат информацию о зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения, а также о наличии и интенсивности осадков. После первичной обработки были оставлены данные, соответствующие областям без осадков.

Данные DPR были объединены с измерениями морских NDBC буёв. Объединение происходило таким образом, что расстояние от буя до центра пятна засветки радиолокатора не превышало бы 40 км, а интервал времени между измерениями не превышал бы 30 мин. Выбор пространственного интервала обусловлен тем, что ячейка для определения скорости ветра в скаттерометрии в открытом океане имеет масштаб порядка 50 км, и на таком пространственном масштабе ветер и волнение считаются однородными. Однако, если на этом масштабе происходит резкое изменение волнения вследствие шторма, смена и прочих факторов, и, следовательно, сигнала, эта область исключается из рассмотрения. Более подробно процедура контроля качества данных описана в (Караев и др., 2012). Выбор временного интервала обусловлен тем, что данные буев доступны с интервалом 1 час. Данные для области вокруг буя содержат измерения сечения обратного рассеяния при нескольких углах падения. Области, в которых было меньше пяти различных углов падения, не использовались при обработке.

Данные буёв содержат информацию о скорости и направлении ветра, а также о высоте значительного волнения и его периоде, который равен периоду в пике спектра. Высота, на которой установлен анемометр на бую, известна. Скорость ветра, измеренная на ней, пересчитывалась по логарифмическому профилю на высоту 10 м, чтобы привести к стандартной величине U_{10} .

В результате объединённый массив данных содержит 2500 областей для последующей обработки.

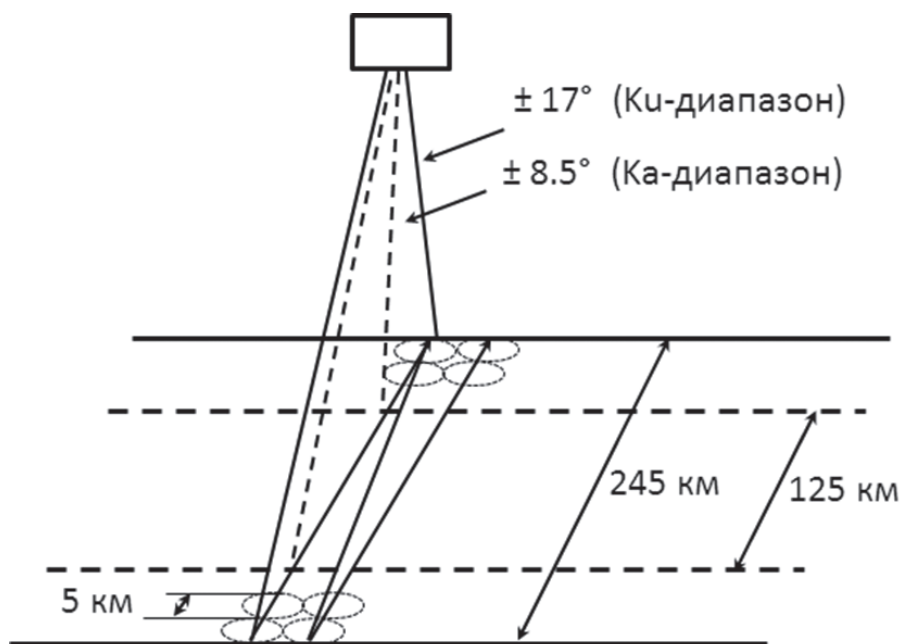


Рис. 1. Схема сканирования двухчастотного радиолокатора

2. Алгоритм определения дисперсии наклонов

Рассмотрим, как меняется сечение обратного рассеяния вдоль направления полета и вдоль направления сканирования. На *рис. 2* приведены зависимости сечения обратного рассеяния в Ka- и Ku-диапазонах от расстояния вдоль траектории полёта спутника для двух постоянных углов падения. Из рисунка видно, что на обеих зависимостях сечение рассеяния для Ku-диапазона выше, чем для Ka-диапазона при угле падения меньшем 10 градусов, что соответствует эксперименту с самолетным альтиметром в Ka- и Ku-диапазонах, описанному в работе (Tanelli, Durden, 2006). В их работе также приводятся зависимости для большего интервала углов падения (0° – 20°).

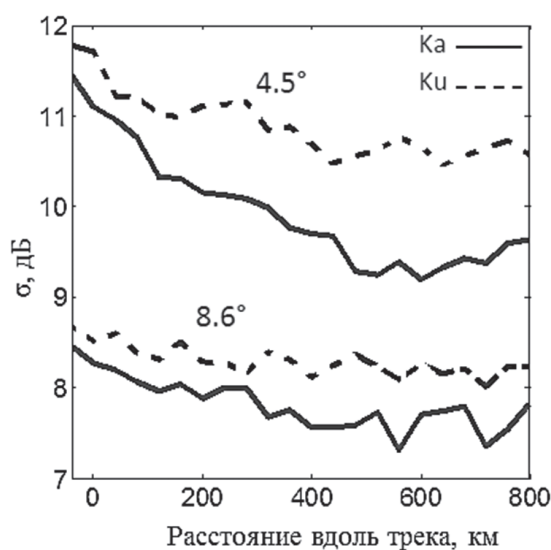


Рис. 2. Сечение обратного рассеяния в Ka- и Ku-диапазонах при малых углах падения по данным DPR

На *рис. 3* приведена зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения вдоль одного скана. «Негладкое» поведение зависимости обусловлено шумами аппаратуры и флуктуациями рассеянного сигнала. Эти флуктуации можно объяснить следующим образом. В рамках двухмасштабной модели поверхности обратное рассеяние происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. Поля, рассеянные различными участками поверхности, складываются когерентно, при этом в зависимости от фаз рассеянного поля для одинаковых со статистической точки зрения поверхностей рассеянный сигнал может сильно различаться.

Как известно, для малых углов падения сечение обратного рассеяния определяется в рамках приближения Кирхгофа (Басс, Фукс, 1972):

$$\sigma(\theta) = \sigma(0) \frac{\exp\left[-\frac{\text{tg}^2 \theta}{2\sigma_{xx}^2}\right]}{\cos^4 \theta}, \quad (4)$$

где θ – угол падения, $\sigma(0) = |R_{eff}(0)|^2 / 2\sqrt{\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2}$ – сечения обратного рассеяния при нуле-

вом угле падения, σ_{xx}^2 – дисперсия наклонов вдоль направления зондирования, а σ_{yy}^2 – дисперсия наклонов поперёк направления зондирования, $R_{eff}(0)$ – эффективный коэффициент отражения, который вводится вместо коэффициента Френеля, чтобы учесть влияние мелкой ряби на мощность рассеянного сигнала.

В работе (Караев и др., 2012) подробно описана методика определения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения по данным сканирующего дождевого радиолокатора. Дисперсия наклонов определяется вдоль направления сканирования. Для уменьшения влияния шумов и флуктуаций отраженного сигнала дисперсия наклонов определяется в достаточно большом статистически однородном участке полосы обзора радиолокатора. Поскольку далее мы сверяемся с данными буёв, для обработки выбирался участок радиусом 40 км вокруг буя.

Далее экспериментальная зависимость сечения обратного рассеяния от угла путём взятия логарифма от правой и левой частей уравнения преобразуется к виду:

$$\ln(\sigma \cos^4 \theta) = a - b \operatorname{tg}^2 \theta. \quad (5)$$

Коэффициенты a и b определяются при помощи линейной регрессии. Тогда сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения при надире равно $\exp(a)$, а дисперсия наклонов σ_{xx}^2 равна $1/2b$.

Следует отметить, что данные при углах падения меньше двух градусов исключаются из рассмотрения, поскольку изменения сечения рассеяния малы по сравнению с шумами (рис. 3).

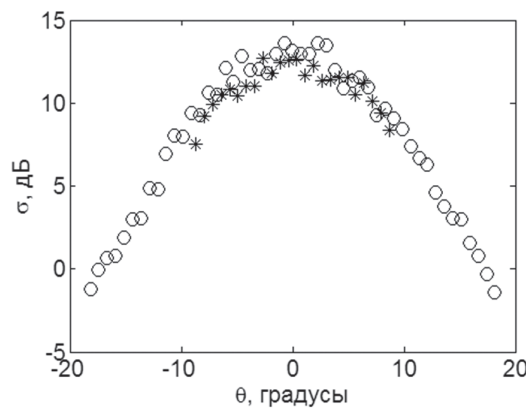


Рис. 3. Пример изменения сечения обратного рассеяния вдоль одного скана в зависимости от угла падения. Кружки – в Ki-диапазоне, крестики – в Ka-диапазоне

3. Определение граничного волнового числа

Покажем, что граничное волновое число должно уменьшаться с ростом скорости ветра. Пусть существует граница, начиная с которой выполняется условие (2). Обозначим её ε . Тогда (2) переписывается в виде:

$$(1/kR)^{1/3} = \varepsilon, \quad (6)$$

где R определяется по формуле (3). Тогда при росте скорости ветра увеличивается спектральная плотность мощности, то есть подынтегральное выражение в уравнении (3), и, чтобы равенство (5) сохранялось, граница интегрирования κ_b должна сдвинуться влево.

Граничное волновое число можно определить по экспериментальным данным, пользуясь идеей из (Freilich, Vanhoff, 2003). Метод заключается в сопоставлении σ_{xx}^2 , полученного по экспериментальным данным и вычисленного по спектру:

$$\sigma_{tot}^{2(\text{experiment})} = \int_0^{\kappa_b} \kappa^2 S(\tilde{X}, H_{swell}, T_{swell}, U_{10}, \kappa) d\kappa. \quad (7)$$

Мы использовали модель спектра (Караев, Баландина, 2000), где спектральная плотность зависит от скорости ветра U_{10} , ветрового разгона \tilde{X} , высоты и периода зыби – H_{swell}, T_{swell} . При расчете по формуле (7) возникают сложности с определением параметров ветрового волнения и зыби по имеющимся измерениям морских буёв. В океане встречаются различные типы волнения от развивающегося, где есть только ветровые волны для различной длины ветрового разгона, до смешанного, когда присутствуют и ветровые волны, и волны зыби. Выделяется случай полностью развитого волнения, когда волн зыби нет, а параметры волнения перестают зависеть от дальнейшего увеличения разгона. В этом случае переменным параметром в спектре является только скорость ветра.

Полностью развитое волнение можно определить, сравнивая скорость доминантной волны в спектре волнения c_p со скоростью ветра (Glazman, Pilorz, 1990). Для полностью развитого волнения выполняется условие:

$$c_p / U_{10} = 1,2, \quad (8)$$

Чтобы среди данных буёв выделить волнение близкое к полностью развитому, применяется следующий критерий:

$$|c_p / U_{10} - 1,2| \leq 0,15. \quad (9)$$

Массив для полностью развитого волнения для обоих диапазонов содержит 237 элементов.

Возникает вопрос, как, имея дисперсию наклонов вдоль направления сканирования, перейти к полной дисперсии наклонов $\sigma_{tot}^{2(\text{experiment})}$. Проведём следующее рассуждение. Полученная нами дисперсия наклонов σ_{xx}^2 соответствует произвольному направлению зондирования относительно направления ветра, поэтому если теперь σ_{along}^2 – дисперсия наклонов вдоль ветра, а σ_{cross}^2 – дисперсия поперёк направления ветра, то удвоенное измеренное значение дисперсии лежит в интервале $2\sigma_{cross}^2 \leq 2\sigma_{xx}^2 \leq 2\sigma_{along}^2$.

Нас интересует полная дисперсия наклонов $\sigma_{tot}^2 = \sigma_{along}^2 + \sigma_{cross}^2$. Она также лежит в пределах $2\sigma_{cross}^2 \leq \sigma_{tot}^2 \leq 2\sigma_{along}^2$. Учитывая, что направление сканирования относительно направления ветра для большого числа буёв в различных районах мирового океана распределено равномерно, то при достаточно большой статистике при проведении регрессии по $2\sigma_{xx}^2$ среднее значение будет равно полной дисперсии наклонов.

Зависимость дисперсии наклонов в Ку-диапазоне от скорости ветра представлен на *рис. 4*. Она построена в виде $2\sigma_{xx}^2(U_{10})$ для того, чтобы оценить разброс полной дисперсии наклонов σ_{tot}^2 . Аналогичная зависимость для Ка-диапазона представлена на *рис. 5*. С ростом скорости ветра дисперсия наклонов для Ка-диапазона растёт быстрее. Это связано с тем, что с ростом скорости ветра быстрее увеличивается спектральная плотность мелких волн, которые дают вклад в дисперсию наклонов для Ка-диапазона.

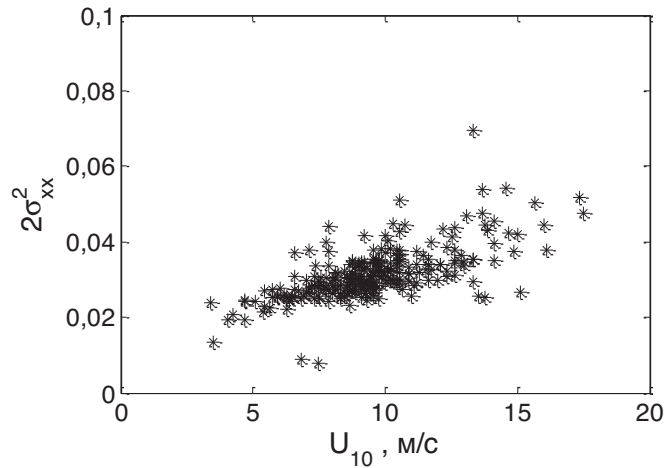


Рис. 4. Зависимость дисперсии наклонов вдоль направления сканирования для случаев, близких к полностью развитому волнению для Ку-диапазона

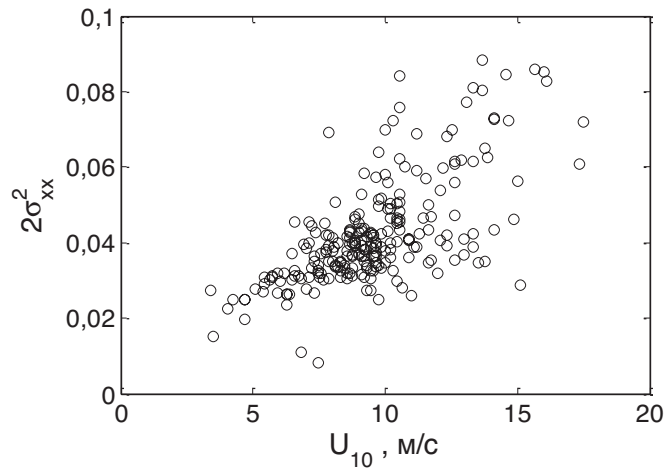


Рис. 5. Зависимость дисперсии наклонов вдоль направления сканирования для случаев, близких к полностью развитому волнению для Ка-диапазона

Мы получили, проведя регрессию по экспериментальным данным для полностью развитого волнения, эмпирические выражения для полной дисперсии наклонов при зондировании в Ка- и Ку-диапазонах:

$$\sigma_{tot}^{2(Ku)} = 0,0022U_{10} + 0,0101 \pm 0,0024, \quad (10)$$

$$\sigma_{tot}^{2(Ka)} = 0,0034U_{10} + 0,0101 \pm 0,0041. \quad (11)$$

Формулы были получены для скоростей ветра в интервале от 5 до 15 м/с. При выводе дополнительно требовалось равенство дисперсий наклонов для обоих диапазонов при $U_{10}=0$. Зависимости (10) и (11) представлены на *рис. 6*.

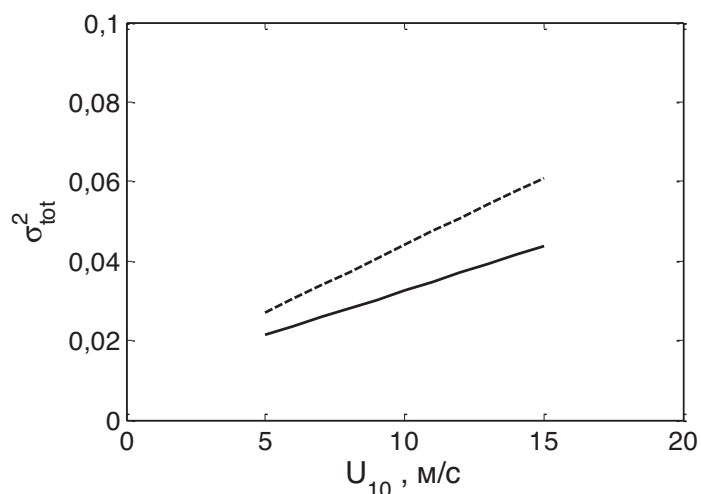


Рис. 6. Аппроксимация зависимости полной дисперсии наклонов для случаев, близких к полностью развитому волнению. Сплошная линия – для Ku-диапазона, пунктирная линия – для Ka-диапазона

Таким образом, чтобы применить формулу (7), в качестве экспериментального значения мы использовали вычисленные по формулам (10) и (11) дисперсии наклонов. При вычислении по спектру дисперсии наклонов высоту волн зыби считали равной нулю, а разгон для ветрового волнения равным 20170. Мы провели расчёты для скоростей ветра от 5 до 15 м/с. Граничное волновое число для каждой скорости ветра подбиралось таким образом, чтобы выполнялось равенство (7).

В результате были получены следующие зависимости граничного волнового числа от скорости ветра для измерений в Ku- и Ka- диапазонах:

$$\kappa_b^{(Ku)} = 35,242 - 658,12U_{10}^{-1} + 6614,8U_{10}^{-2}, \quad (12)$$

$$\kappa_b^{(Ka)} = -11,62 + 1281,2U_{10}^{-1} + 15862U_{10}^{-2}. \quad (13)$$

Формулы работают при ветрах в диапазоне от 5 до 15 м/с. Графики зависимостей (12) и (13) представлены на рис. 7.

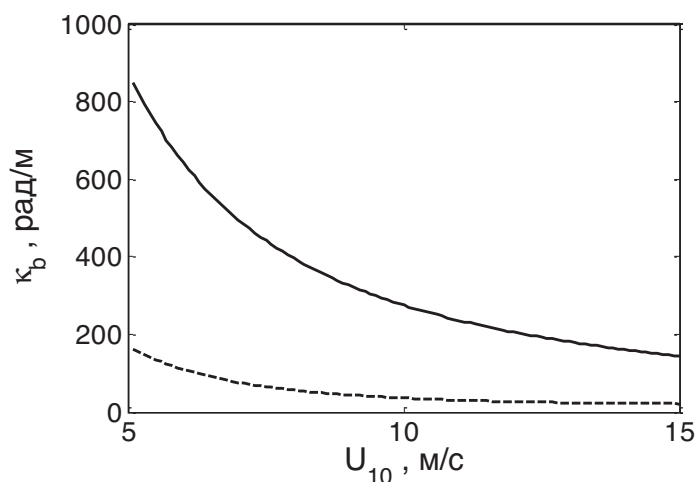


Рис. 7. Зависимость граничного волнового числа от скорости ветра для Ka-диапазона (сплошная линия) и Ku-диапазона (пунктирная линия)

4. Заключение

В работе обсуждается метод обработки данных дождевого радиолокатора совместно с измерениями морских буёв для определения граничного волнового числа. Получены зависимости граничного волнового числа для Ka- и Ku-диапазонов от скорости ветра для случая полностью развитого волнения. Граничное волновое число определено для модели спектра волнения, описанной в работе (Караев, Баландина, 2000).

Полученный результат может быть применён для расчета статистических моментов спектра волнения при моделировании рассеяния морской поверхностью радиоволн Ka- и Ku-диапазона.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 15-45-02501 р_поволжье_a, 16-35-00548 мол_a, 16-35-80022 мол_эв_a, 0035-2014-0022 Разработка радиофизических методов исследования океана (12.13) и 15-55-53046 ГФЕН_a.

Литература

1. *Басс Ф.Г., Фукс И.М.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
2. *Караев В.Ю., Баландина Г.Н.* Модифицированный спектр волнения и дистанционное зондирование океана // Исследование Земли из космоса. 2000. № 5. С. 4556.
3. *Караев В.Ю., Панфилова М.А., Баландина Г.Н., Чу К.* Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне // Исследование Земли из космоса. 2012. № 4. С. 62–77.
4. *Cox C., Munk W.* Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter // Bull. Scripps Inst. Oceanogr. 1956. Vol. 6. P. 401–488.
5. *Elfouhaily T.M., Guerin C.* A critical survey of approximate scattering wave theories from random rough surfaces // Waves in random media. 2004. Vol. 14. No. 4. P. R1–R40.
6. *Forristall G.Z.* Measurements of a saturated range in the spectrum of wind-generated gravity waves // Journal of geophysical research. 1981. Vol. 86. No. C9. P. 8075–8084.
7. *Freilich M., Vanhoff B.* The relationship between winds, surface roughness and radar backscatter at low incidence angles from TRMM precipitation radar measurements // Journal of atmospheric and oceanic technology. 2003. Vol. 20. No. 4. P. 579–562.
8. *Glazman R., Pilorz S.* Effects of sea maturity on satellite altimeter measurements // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. No. C3. P. 2857–2870.
9. *Leykin I.A., Rozenberg A.D.* Sea-tower measurements of wind-wave spectra in the Caspian sea // Journal of physical oceanography. 1984. Vol. 14. No. 1. P. 168–176.
10. *Resio D., Perrie W.* Implication of an f-4 equilibrium range for wind-generated waves // Journal of physical oceanography. 1989. Vol. 19. No. 2. P. 193–204.
11. *Tanelli S., Durden S.* Simultaneous measurements of Ku- and Ka-band sea surface cross sections by an airborne radar // IEEE Geoscience and remote sensing letters. 2006. Vol. 3. No. 3. P. 359–363.

Evaluation of the boundary wave number for the two-scale model of the sea surface in Ka- and Ku-bands using the dual-frequency precipitation radar data

M.A. Panfilova, V.Yu. Karaev

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

The boundary wave number which separates large-scale (compared to the probing wave length) part of sea spectrum from the small-scale is important in the analysis of microwaves backscatter from the sea surface and comparison with theoretical calculations. An approximate evaluation of the boundary wave number is usually made and it does not depend on the sea state and wind speed. The dual-frequency precipitation radar (DPR) scans the sea surface at low incidence angles in Ka- and Ku-bands and has a wide swath which allows one to obtain the slope variance of large-scale waves along the scanning direction. Database containing radar and sea buoys data on wind speed and parameters of waves was formed. The dependencies of slope variance of large-scale waves for Ka- and Ku-band on wind speed were obtained. This result was used to calculate the dependence of the boundary wave number on the wind speed in case of fully developed sea wave.

Keywords: radar sensing of the sea surface, slope variance of sea waves, spectrum, boundary wave number

Accepted: 14.12.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-58-68

References

1. Bass F.G., Fuks I.M., *Rasseyaniye voln na statisticheski nerovnoi poverkhnosti* (Scattering of waves by statistically rough surfaces), Moscow: Nauka, 1972, 424 p.
2. Karaev V.Yu., Balandina G.N., Modifitsirovannyi spektr volneniya i distantsionnoe zondirovanie okeana (The modified spectrum of sea waves and remote sensing of the ocean), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2000, No. 5, pp. 45–56.
3. Karaev V.Yu., Panfilova M.A., Balandina G.N., Chu K., Vosstanovlenie dispersii naklonov krupnomasshtabnykh voln po radiolokatsionnym izmereniyam v SVCh-diapazone (Retrieval of slope variance by microwave measurements), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2012, No. 4, pp. 62–77.
4. Cox C., Munk W., Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter, *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, 1956, Vol. 6, pp. 401–488.
5. Elfouhaily T.M., Guerin C., A critical survey of approximate scattering wave theories from random rough surfaces, *Waves in random media*, 2004, Vol. 14, No. 4, pp. R1–R40.
6. Forristall G.Z., Measurements of a saturated range in the spectrum of wind-generated gravity waves, *Journal of geophysical research*, 1981, Vol. 86, No. C9, pp. 8075–8084.
7. Freilich M., Vanhoff B., The relationship between winds, surface roughness and radar backscatter at low incidence angles from TRMM precipitation radar measurements, *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 2003, Vol. 20, No. 4, pp. 579–562.
8. Glazman R., Pilorz S., Effects of sea maturity on satellite altimeter measurements, *J. Geophys. Res.*, 1990, Vol. 95, No. C3, pp. 2857–2870.
9. Leykin I.A., Rozenberg A.D., Sea-tower measurements of wind-wave spectra in the Caspian sea, *Journal of physical oceanography*, 1984, Vol. 14, No. 1, pp. 168–176.
10. Resio D., Perrie W., Implication of an f-4 equilibrium range for wind-generated waves, *Journal of physical oceanography*, 1989, Vol. 19, No. 2, pp. 193–204.
11. Tanelli S., Durden S., Simultaneous measurements of Ku- and Ka-band sea surface cross sections by an airborne radar, *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, 2006, Vol. 3, No. 3, pp. 359–363.