Обратное рассеяние радиолокационного сигнала СВЧ-диапазона однолетним морским льдом при малых углах падения

В. Ю. Караев, М.А. Панфилова, Л. М. Митник, М. С. Рябкова, Ю.А. Титченко, Е. М. Мешков

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

Сложность построения теоретической модели рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона обусловлена тем, что морской лёд — многокомпонентная среда с особыми электрофизическими и физико-химическими свойствами. В области малых углов падения задача осложняется ещё тем, что экспериментальных данных крайне мало, что затрудняет верификацию моделей. Вывод на орбиту спутника GPM (Global Precipitation Measurement) с двухчастотным дождевым радиолокатором (Ки- и Ка-диапазоны), выполняющим измерения при малых углах падения (0-18°), открывает возможности для верификации существующих моделей и построения новых. В качестве тестового объекта было выбрано Охотское море, которое попадает в полосу обзора двухчастотного дождевого радиолокатора (Dual-frequency Precipitation Radar). Исследовалась зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для сформировавшегося однолетнего ледяного покрова при отрицательной температуре воздуха (сухой лёд). Сравнение экспериментальных зависимостей с тремя моделями рассеяния показало, что наилучшее совпадение с измерениями даёт метод возмущений для плоской шероховатой поверхности. Для спектра эффективных шероховатостей, используемого в модели, предлагается применять степенную функцию, и оптимальным оказался показатель степени –1,3 для обоих диапазонов. Однако вопрос об амплитуде шероховатостей требует дополнительных исследований.

Ключевые слова: двухчастотный дождевой радиолокатор, малые углы падения, сечение обратного рассеяния, однолетний морской лёд, алгоритмы обработки

Одобрена к печати: 06.04.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241

Введение

Морской лёд — многокомпонентная среда, включающая твёрдую, жидкую и газообразную фазы (Вагапов и др., 1993; Шарков, 2014; Місгоwave..., 1992). Свойства ледяного покрова зависят от многих факторов, в том числе от гидрометеорологического режима в период замерзания, роста и таяния льда и от солёности воды. Задачу вычисления сечения обратного рассеяния отражённого радиолокационного сигнала усложняет наличие/отсутствие снежного покрова, а также изменчивость температуры воздуха.

Данные орбитальных радиолокаторов (скаттерометров, радиолокаторов с синтезированной апертурой, радиовысотомеров) применяются для обнаружения, определения характеристик и мониторинга ледяного покрова (Вагапов и др., 1993; Митник, Викторов, 1990; Спутниковые..., 2011; Anderson, Long, 2005; Lebedev et al., 2019; Mitnik, Kalmykov, 1992; Patel et al., 2015; Shuchman et al., 2004).

Для обнаружения ледяного покрова и покрывающего снега и оценки их толщины в ряде работ (например, публикация (Kwok, 2010)) рассматривается применение спутниковых радиовысотомеров. Измерения выполняются в надир, и недостатки данных радиовысотомера связаны с тем, что измерения проводятся только вдоль трека (размер рассеивающей площадки около 5 км) и период повторяемости составляет примерно 10 сут.

Эмпирические алгоритмы картографирования ледяного покрова и оценки его сплочённости при малых углах падения (<20°) были разработаны в исследованиях (Караев и др., 2020; Panfilova et al., 2020). Однако «физика» процесса рассеяния электромагнитного излучения морским льдом не обсуждалась. В настоящей работе проведено сравнение известных моделей рассеяния с экспериментом при малых углах падения.





В общем виде отражающую поверхность можно представить в виде льда, покрытого снегом (*puc. 1*) (Golden et al., 1998). На рисунке показаны границы «воздух – снег», «снег – лёд» и «лёд – вода». Чёрными точками обозначены ячейки с рассолом (*англ.* brine) и кружками — пузырьки воздуха (*англ.* air).

В общем случае концентрация пузырьков воздуха и ячеек с рассолом увеличивается с толщиной, и часто лёд при решении задачи рассеяния рассматривается в виде многослойной среды. В этом случае диэлектрические свойства ледяного покрова в большей степени определяются содержанием жидкой фазы (ячейки с рассолом) в толще льда.

Глубина проникновения радиоволн в ледяной покров равна:

$$\delta = \frac{\lambda \sqrt{\varepsilon'}}{2\pi \varepsilon''},\tag{1}$$

где ε' , ε'' — действительная и мнимая составляющие комплексной диэлектрической проницаемости ε (Боев и др., 2007; Вагапов и др., 1993; Місгоwave..., 1992). В *табл. 1* приведены значения диэлектрической проницаемости серого льда и составляющих его компонентов и значения глубины проникновения на частотах, близких к частотам дождевого радиолокатора. Значения ε и δ использованы при моделировании коэффициентов излучения на частотах 6, 10, 18 и 37 ГГц (модель SFT (*анел.* strong fluctuation theory) для CRRELEX (*анел.* Cold Regions Research and Engineering Laboratory Experiment)) (Winebrenner et al., 1992).

Частота, ГГц	Морская вода		Лёд		Рассол		Морской лёд	
	3	δ, м	3	δ, м	3	δ, м	3	δ, м
18,7	30 + 34i	0	3,15 + 0,0025 <i>i</i>	0,574	14 + 21i	0	3,07 + 0,182i	0,0073
37,0	10 + 20i	0	2,92 + 0,003i	0,252	9,8 + 12 <i>i</i>	0	3,44 + 0,187i	0,0040

Таблица 1. Диэлектрическая проницаемость ε и глубина проникновения δ в серый лёд (Winnebrenner et al., 1992)

При значениях глубины проникновения $\delta < 1$ см основной вклад в отражённый радиолокационный сигнал будет давать поверхность однолетнего льда. Внутренняя структура льда не будет оказывать заметного влияния на характеристики сигнала (Liu et al., 2016).

Тестовый полигон в Охотском море

Многочисленные факторы (тип, заснеженность и сплочённость льда, температура воздуха, скорость ветра, периодические (приливные) и непериодические течения и др.) оказывают сильное влияние на шероховатость поверхности и, следовательно, на характеристики отражённого (рассеянного) радиолокационного (РЛ) сигнала. Для предварительного анализа был выбран ледяной покров в северо-западной части Охотского моря в феврале 2020 г. В этот период здесь наблюдались различные типы морского льда, гидрометеорологические характеристики изменялись в широких пределах. Были собраны данные спутникового зондирования

и наземных измерений и специализированные карты, что служит основой для оценки степени влияния различных факторов.

Ледовая обстановка в Охотском море отображается на картах, подготавливаемых каждые три дня в Научно-исследовательском центре «Планета». На *рис. 2* приведена карта за 23– 25 февраля. Как видно из карты, в феврале 2020 г. в исследуемой акватории Охотского моря в основном располагался дрейфующий тонкий лёд (30–70 см) и серо-белый лёд (15–30 см). Прямоугольником на рисунке выделена исследуемая область.



Рис. 2. Ледовая обстановка в Охотском море за 23–25 февраля 2020 г. Прямоугольник — исследуемая область (НИЦ «Планета», http://planet.iitp.ru)

В феврале наблюдался устойчивый ледяной покров, площадь которого возрастала под действием отрицательной температуры воздуха и сильных ветров. Температура воздуха по данным метеостанции Ныврово, расположенной на северной оконечности о. Сахалин, изменялась от -10 °C (днём) до -25 °C (ночью).

На *рис. 3* приведено видимое изображение северо-западной части Охотского моря, полученное спектрорадиометром MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) в 01:35 UTC 24 февраля 2020 г., показывающее распределение различных типов льда в исследуемом районе.



Рис. 3. Синтезированное в естественных цветах изображение MODIS в 01:35 UTC 24.02.2020

Данные двухчастотного дождевого радиолокатора

Двухчастотный дождевой радиолокатор (*англ.* Dual-frequency Precipitation Radar — DPR) установлен на спутнике GPM (*англ.* Global Precipitation Measurement), выведенном на орбиту Японским агентством аэрокосмических исследований (Japan Aerospace Exploration Agency — JAXA) в 2014 г. (GPM..., 2014). Радиолокатор предназначен для измерения вертикального профиля осадков в полосе обзора шириной около 240 км в Ки-диапазоне (частота 13,6 ГГц) и 125 км в Ка-диапазоне (35,55 ГГц) с пространственным разрешением около 5 км. Угол падения θ меняется в пределах ±18,3° в Ки-диапазоне и в пределах ±9,1° в Ка-диапазоне. Последний отсчёт по дальности относится к отражению от поверхности, что позволяет оценить потенциал DPR для изучения ледяного покрова из космоса при малых (<19°) углах падения.

Для анализа были выбраны пять треков DPR, которые пересекали северо-западную часть Охотского моря 10, 17, 20, 28 и 29 февраля 2020 г. Пример радиолокационных изображений ледяного покрова в Охотском море в Ки- и Ка-диапазонах, полученных DPR 20 февраля, приведён на *рис.* 4. На изображениях хорошо просматривается переход от суши ко льду по центральной линии.



Рис. 4. Радиолокационные изображения в Ки-диапазоне (а) и в Ка-диапазоне (б) 20 февраля 2020 г.



Рис. 5. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения (Ки-диапазон)

Для каждого трека были выбраны однородные области в радиолокационном изображении протяжённостью 220—350 км, проведено усреднение и получена средняя зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения. На *рис.* 5 звёздочками разного цвета показаны зависимости $\sigma^0 = f(\theta)$ для Ки-диапазона для пяти выбранных треков (дней). Наблюдаемый «разброс» данных может быть обусловлен различием шероховатости ледяного покрова от трека к треку и изменением характеристик льда со временем.

Модели рассеяния для ледяного покрова

Для описания рассеяния электромагнитного излучения применяются разные модели, классификация которых приведена, например, в публикациях (Microwave..., 1992; Ulaby et al., 1986).

Одной из первых появилась модель, где рассеяние при малых углах падения предполагалось квазизеркальным (Зубкович, 1968). При увеличении угла падения необходимо учитывать вклад диффузного рассеяния (метод возмущений), связанного с шероховатостью ледяного покрова, и формула для сечения обратного рассеяния принимает следующий вид (Зубкович, 1968):

$$\sigma_0 = \sigma_{0I}(0) \cdot \exp\left[-\frac{\mathrm{tg}^2 \theta}{a_{\mathfrak{s}0}^2}\right] + \sigma_{0II}(0) \cdot \exp\left[-\frac{\mathrm{tg}^2 \theta}{b_{\mathfrak{s}0}^2}\right],\tag{2}$$

где первое слагаемое отвечает за квазизеркальное рассеяние, а второе — за диффузное (метод возмущений) рассеяние, причём:

$$\sigma_{0I}(0) = \frac{K_{f0}^2}{a_{20}^2}, \quad \sigma_{0II}(0) = \gamma \sigma_{0I},$$

где K_{f0} — коэффициент отражения; коэффициент γ отражает соотношение между квазизеркальной и диффузной составляющими отражённого сигнала; θ — угол падения.

Как и для морской поверхности, для льда вводятся параметры шероховатости для крупномасштабной (*L*) и мелкомасштабной (*S*) составляющих. Коэффициенты a_{30}^2 и b_{30}^2 в формуле (1) вычисляются следующим образом:

$$a_{90}^{2} = \frac{4\sigma_{hL}^{2}}{l_{hL}^{2}}, \quad b_{\mathrm{III}}^{2} = \frac{4\sigma_{hS}^{2}}{l_{hS}^{2}}, \quad b_{90}^{2} \approx \frac{b_{\mathrm{III}}^{2}}{1 \pm 2b_{\mathrm{III}}}, \tag{3}$$

где σ_h^2 — дисперсия высот; l_h — радиус корреляции рассеивающей поверхности (Зубкович, 1968). В формуле знак «±» отражает поляризационную зависимость («+» — горизонтальная поляризация).

В *табл. 2* приведены параметры шероховатости и коэффициенты отражения для разных типов льда: тёмного и светлого ниласа, серого льда, белого дрейфующего льда (Зубкович, 1968) для длины волны 0,032 м.

Характеристика льда (толщина)	$1/a_{20}^{2}$	$1/b_{_{90}}^2$	γ	K_{f0}
Тёмный нилас (<0,05 м)	200	5	0,005	0,33
Светлый нилас (<0,1 м)	250	3	0,002	
Серый лёд (0,1-0,2 м)	340		0,003	
Белый ровный лёд (припай)	140		0,01	
Белый дрейфующий лёд (>0,5 м)	90	4	0,05	

Таблица 2. Характеристики ледяного покрова (Зубкович, 1968)

На *рис. 6* приведён пример зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для разных типов льда: красная кривая — серый лёд, голубая соответствует белому дрейфующему льду. Параметр шероховатости для разных типов льда взят из работы (Зубкович, 1968).

Если перейти в формуле (2) к децибелам, то зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения будет пропорциональна θ^2 , т.е. при малых углах падения станет линейной. Следовательно, нельзя подобрать параметры модели, которые будут описывать экспериментальную зависимость, значительно отличающуюся от линейной.

Рис. 6. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения: звёздочки — экспериментальные данные; красная кривая — серый лёд; синяя — дрейфующий белый лёд (по данным (Зубкович, 1968))



Дальнейшее усложнение моделей рассеяния было связано с введением в рассмотрение нижней границы, т.е. учитывается отражение от одного или нескольких слоёв внутри льда, а также от границы «лёд – вода». При решении рассматривалось распространение волны в случайно-неоднородном поглощающем и рассеивающем слое, границы которого характеризуются широким спектром масштабов шероховатостей. Отражение от верхней границы решается в приближении метода Кирхгофа и метода возмущений, а для отражения от нижней границы используется только метод Кирхгофа (например, работы (Тимченко, 1986; Тимченко и др., 1985)).

Объёмные неоднородности в слое льда обусловлены, в основном, ячейками с рассолом и воздушными включениями. Размер этих неоднородностей существенно меньше длины волны радиолокатора, а концентрация относительно высока и изменяется в значительных пределах. Влияние таких неоднородностей на характеристики рассеянных радиосигналов может быть учтено введением эффективной шероховатости поверхности.

В этом случае рассеивающие свойства морского льда можно описать средней величиной комплексной диэлектрической проницаемости слоя, определяющей рассеяние, и параметрами эффективных шероховатостей, учитывающих как объёмные неоднородности, так и неровности верхней границы. Такой подход был рассмотрен, например, в работах (Басс, 1961; Копилович, Фукс, 1981). Однако приведённые в статьях теоретические зависимости сечения обратного рассеяния от угла зондирования (Басс, 1961; Копилович, Фукс, 1981; Тимченко, 1986; Тимченко и др., 1985) отличаются от экспериментальных данных.

При малой спектральной плотности эффективных шероховатостей морского льда рассеяние может быть получено в рамках метода малых возмущений. В этом случае для углов зондирования, отличных от вертикального, сечение обратного рассеяния определяется следующей формулой (Басс, Фукс, 1972; Исимару, 1981):

$$\sigma_0 = 4\pi k^4 \cdot \cos^4 \theta \cdot \left| F_{pp}(\varepsilon, \theta) \right|^2 S_{eff}(\varkappa_{br}), \tag{4}$$

где $\varkappa_{br} = 2k \cdot \sin \theta$; $F_{pp}(\varepsilon, \theta)$ — коэффициент отражения, полученный в рамках метода возмущений (Басс, Фукс, 1972; Исимару, 1981). Индексы *pp* обозначают вертикальную (*вв*) или горизонтальную (*гг*) поляризации; θ — угол падения. Авторы работы (Боев и др., 2007) предлагают использовать следующие значения диэлектрической проницаемости: 1) нилас $\varepsilon = 10 + 3,7i$; 2) однолетний лёд $\varepsilon = 3,3 + 0,16i$ для длины волны 3 см. Значения диэлектрической проницаемости имеют большой разброс, поэтому для сравнения моделей при дальнейших вычислениях будем придерживаться значений, которые приведены в *табл. 1*.

Спектры эффективных шероховатостей задаются в виде (Конюхов и др., 2007):

$$S_{eff}(\varkappa_{br}) \cong A \varkappa^{-n} = \frac{A}{\left(2k \cdot \sin \theta\right)^n}.$$
(5)

Авторы отметили, что оптимальным является значение n = 2 (Боев и др., 2007). Значение коэффициента A определялось из экспериментальных данных и в том частном случае было равно $1,6 \cdot 10^{-2}$ (длина волны радиолокатора — 0,03 м). Модель не работает при нулевом угле падения (деление на ноль).



В нашем случае коэффициент A при подборе оказался равным $2,4\cdot10^{-7}$ для однолетнего льда. На *рис.* 7 звёздочками показаны экспериментальные данные для однолетнего льда, а красная кривая — по модели с подобранными параметрами.

Рис. 7. Зависимость сечения обратного рассеяния в Ки-диапазоне от угла падения. Звёздочки разного цвета — экспериментальные данные; модельные данные получены при расчётах при n = 2 (красная кривая) и при n = 1,3 (синяя)

Более точная аппроксимация получена при n = 1,3 и $A = 2 \cdot 10^{-8}$. На рисунке эта зависимость показана синей кривой. Отметим, что имеется в виду спектр эффективных шероховатостей.

Подробный обзор моделей, применяемых для описания рассеяния электромагнитных волн ледяным покровом, был сделан в статье (Winebrenner et al., 1992). В качестве примера приведём формулу для ещё одной модели (Eom, 1982; Kim et al., 1985):

$$\sigma_0 = 2 \left| F_{pp}(\varepsilon, \theta) \right|^2 \cdot \cos^2 \theta \cdot \exp\left[-k^2 \sigma_h^2 \cdot \cos^2 \theta \right] \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\left(4k^2 \sigma_h^2 \cdot \cos^2 \theta \right)^m}{m!} \cdot \frac{k^2 \left(m/l_h \right)}{\left(4k^2 \cdot \sin^2 \theta + m^2/l_h^2 \right)^{3/2}}, \quad (6)$$

где k — волновое число электромагнитной волны. Для однолетнего морского льда при вычислениях в Ки-диапазоне использовались следующие параметры: $\sigma_h = 0.37$ см, $l_h = 8.5$ см и $\epsilon = 3.15 - 0.01i$ (Kim et al., 1985).

На *рис. 8* приведены результаты вычисления по формуле (6). Формула завышает результат для данных параметров (чёрная кривая), однако после корректировки на –12 дБ угловая зависимость (красная кривая) всё равно отличается от экспериментальных данных.



Модель рассеяния чувствительна к высоте неровностей и их радиусу корреляции. Возможно, что подбор параметров (высоты шероховатостей и радиуса корреляции) позволит получить приемлемое соответствие для каждого частного случая (участка ледяного покрова), однако это не решает задачу в общем случае.

Таким образом, несмотря на успехи в понимании процессов рассеяния электромагнитного излучения морским льдом, сравнение теории и эксперимента не всегда оказывается удовлетворительным, что стимулирует развитие новых моделей и проведение экспериментов (см., например, (Komarov et al., 2015)). Однако при построении моделей основное внимание уделяется средним углам падения, где выполняют измерения большинство орбитальных радиолокаторов.

Измерения обратного рассеяния в Ка-диапазоне

Выполненное выше сравнение показало, что вторая модель (метод возмущений) лучше отражает зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения, и для дальнейшего исследования модели рассеяния возьмём синхронные измерения в Ка-диапазоне. Определённым недостатком данных в Ка-диапазоне является то, что измерения выполняются в меньшем интервале углов падения (~ ±9°).

Для примера на *рис. 9* приведены зависимости сечения обратного рассеяния от долготы для углов падения около 2 и 8°. Наблюдается хорошая корреляция сечения обратного рассеяния на двух частотах: коэффициент корреляции при угле падения 2,23° равен 0,67 и составляет 0,75 при угле падения 8,33°. При увеличении угла падения происходит уменьшение разности в сечениях обратного рассеяния.



Рис. 9. Зависимость сечения обратного рассеяния от долготы для углов падения 2,23° (*a*) и 8,33° (*б*). Чёрная кривая — Ки-диапазон; синяя — Ка-диапазон

Усреднённые зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для обоих диапазонов (за 29.02.2020) показаны на *рис. 10*. Сечение обратного рассеяния для Ка-диапазона меньше, чем для Ки-диапазона в данном диапазоне углов падения.





Рис. 10. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для Ки-диапазона (чёрная кривая) и для Ка-диапазона (красная)

Рис. 11. Зависимость сечения обратного рассеяния (Ка-диапазон) от угла падения: звёздочки разного цвета — экспериментальные данные; красная кривая — по модели со степенью спектра шероховатостей 2; синяя — степень спектра равна 1,3

Повторим обработку для Ка-диапазона. На *рис. 11* показана зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для тех же условий, для которых был построен *рис. 7*: красная кривая построена для степени 2, а синяя — для степени 1,3 и коэффициента $A = 10^{-9}$.

Обсуждение результатов обработки

Классический метод возмущений достаточно хорошо описывает наблюдаемые зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения в Ки- и Ка-диапазонах. Для обеих длин волн показатель степени в спектре шероховатостей (*n*) равен 1,3 (см. формулу (6)), однако наблюдается значительное различие значений коэффициентов *A*. В рамках модели рассеяния отношение сечений обратного рассеяния при одинаковых углах падения будет вычисляться по следующей формуле:

$$\Delta = \frac{\sigma_0(\mathrm{Ku})}{\sigma_0(\mathrm{Ka})} = \frac{k_{\mathrm{Ku}}^{4-n}}{k_{\mathrm{Ka}}^{4-n}} = \frac{\lambda_{\mathrm{Ka}}^{2,7}}{\lambda_{\mathrm{Ku}}^{2,7}},\tag{7}$$

где индексы Ки и Ка обозначают диапазон. Из формулы видно, что при одинаковых углах падения отношение будет постоянным и равно примерно 0,07.

Когда измерения выполняются на одной длине волны, то подобранные параметры спектра шероховатостей принимаются за «истинные», что обычно и происходит при интерпретации экспериментальных данных. При синхронных измерениях на двух частотах появляется возможность сравнения спектров для одинаковых значений волновых чисел в спектре шероховатостей при условии равенства брэгговских длин волн. Связь углов падения задаётся следующей формулой:

$$\sin\theta_2 = \frac{k_{\rm Ku}}{k_{\rm Ka}} \cdot \sin\theta_1,\tag{8}$$

где θ_1 и θ_2 — углы падения для Ки- и Ка-диапазонов соответственно.

На *рис.* 12 приведены коэффициенты *A*, вычисленные по экспериментальным данным в предположении правильности модели рассеяния. Две «линии» звёздочек соответствуют положительным и отрицательным углам зондирования внутри скана, что говорит о некоторой пространственной неоднородности ледяного покрова слева и справа от линии трека.



Для каждого частотного диапазона коэффициент *A* остаётся примерно одинаковым. Однако при переходе к другой длине волны происходит скачок коэффициента *A* более чем в 20 раз. Для объяснения этого эффекта необходимы дальнейшие исследования.

Заключение

Морской лёд — многокомпонентная среда с особыми электрофизическими и физико-химическими свойствами. Множество факторов оказывают влияние на диэлектрическую проницаемость морского льда, что дополнительно усложняет задачу построения модели рассеяния электромагнитного излучения.

Благодаря двухчастотному дождевому радиолокатору, установленному на спутнике GPM, появилась возможность проанализировать синхронные измерения сечения обратного рассеяния ледяного покрова при малых углах зондирования на двух частотах. Чтобы минимизировать

влияние объёмного рассеяния, был выбран тонкий лёд, сформировавшийся в осенне-зимний сезон 2019/2020 гг. при отрицательной температуре воздуха. В случае однолетнего льда основной вклад в отражённый сигнал вносит рассеяние на поверхности, а поэтому можно пренебречь объёмным рассеянием.

В работе рассмотрены три модели рассеяния, которые были разработаны для описания рассеяния электромагнитных волн ледяным покровом. Сравнение теории и эксперимента показало, что лучше всего соответствует экспериментальным данным метод возмущений с показателем степени в спектре эффективных шероховатостей равным –1,3.

Однако сравнение измерений на двух частотах показало, что возникает проблема со спектром шероховатостей: спектральная плотность шероховатостей в Ки- и Ка-диапазонах отличается по амплитуде более чем в 20 раз для одинаковых значений волновых чисел. Для объяснения этого эффекта необходимо проведение дальнейших исследований.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 20-17-00179). Данные GPM были предоставлены в рамках исследовательского проекта с JAXA (PI N ER2GPN108). Авторы выражают благодарность З.В. Андреевой за активное участие в обсуждении результатов и подготовке данных для анализа.

Литература

- 1. *Басс* Ф. Г. Распространение радиоволн над статистически неровной поверхностью // Изв. высш. учеб. заведений. Сер.: Радиофизика. 1961. Т. 4. № 3. С. 476–483.
- 2. *Басс* Ф. Г., Фукс И. М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности: М.: Наука, 1972. 424 с.
- 3. *Боев А. Г., Ефимов В. Б., Цымбал В. Н.* Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей / под ред. С. Н. Конюхова, В. И. Драновского, В. Н. Цымбала. Киев: ООО «Джулия Принт», 2007. 440 с.
- 4. *Вагапов З.Х., Гаврило В. П., Козлов А. И., Лебедев Г.А., Логвин А. И.* Дистанционные методы исследования морских льдов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 343 с.
- 5. *Зубкович С. Г.* Статистические характеристики радиосигналов, отраженных от земной поверхности. М.: Советское радио, 1968. 224 с.
- 6. *Исимару А*. Распространение и рассеяние волн в случайно неоднородных средах. Т. 2. / пер. с англ. М.: Мир, 1981. 317 с.
- 7. Караев В.Ю., Панфилова М.А., Митник Л.М., Рябкова М.С., Титченко Ю.А., Мешков Е.М., Андреева З.В., Волгутов Р.В. Особенности радиолокационного зондирования ледяного покрова при малых углах падения на примере Охотского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 7. С. 187–202. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-187-202.
- 8. *Копилович Л. Е.*, *Фукс И. М.* Индикатрисы рассеяния и альбедо сильношероховатых поверхностей // Изв. высш. учеб. заведений. Сер.: Радиофизика. 1981. Т. 24. № 7. С. 840–850.
- 9. Митник Л. М., Викторов С. В. Радиолокация поверхности Земли из космоса. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 200 с.
- 10. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей: практич. пособие / под ред. В. Г. Смирнова. СПб.: ААНИИ, 2011. 240 с.
- 11. *Тимченко А. И.* Рассеяние электромагнитного излучения в неоднородном ледовом слое с шероховатыми границами // Изв. высш. учеб. заведений. Сер.: Радиофизика. 1986. Т. 29. № 1. С. 55–61.
- 12. Тимченко А. И., Синицын Ю. А., Ефимов В. Б. Моделирование процессов рассеяния радиоволн ледовыми покровами // Изв. высш. учеб. заведений. Сер.: Радиофизика. 1985. Т. 28. № 7. С. 817–822.
- 13. Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы. Т. 1: М.: ИКИ РАН, 2014. 548 с.
- 14. Anderson H.S., Long D.G. Sea ice mapping method for Seawinds // IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 2005. V. 43. No. 3. P. 647–657.
- 15. *Eom H.J.* Theoretical Scatter and Emission Models for Microwave Remote Sensing: Doctoral Thesis. Lawrence, Kansas: University of Kansas, 1982.
- Golden K. M., Cheney M., Ding K., Fung A. K., Grenfell T. C., Isaacson D., Kong J., Nghiem S., Sylvester J., Winebrenner D. Forward Electromagnetic Scattering Models for Sea Ice // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1998. V. 36. No. 5. P. 1655–1674.
- 17. GPM Data Utilization Handbook. First Edition. JAXA, 2014. 92 p.

- 18. *Kim Y.S., Moore R.K., Onstott R.G., Gogineni S.* Towards identification of optimum radar parameters for sea-ice monitoring // J. Glaciology. 1985. V. 31. No. 109. P. 214–219.
- Komarov A. S., Isleifson D., Barber D. G., Shafai L. Modeling and Measurement of C-Band Radar Backscatter from Snow-Covered First-Year Sea Ice // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2015. V. 53. No. 7. P. 4063–4078.
- 20. *Kwok R*. Satellite remote sensing of sea-ice thickness and kinematics: a review // J. Glaciology. 2010. V. 56. No. 200. P. 1129–1140.
- 21. *Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Popov S.K.* Satellite Altimetry of Sea Level and Ice Cover in the Barents Sea // Ecologica Montenegrina. 2019. V. 25. P. 26–35. DOI: 10.37828/em.2019.25.3.
- 22. *Liu M.*, *Dai Y.*, *Zhang J.*, *Zhang X.*, *Meng J.*, *Zhu X.*, *Yin Y.* The microwave scattering characteristics of sea ice in the Bohai Sea // Acta Oceanologica Sinica. 2016. V. 35. No. 5. P. 89–98. DOI: 10.1007/s13131-016-0861-6.
- 23. Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. Carsey F. D. Book Ser.: Geophysical Monograph 68. Washington DC: American Geophysical Union, 1992. 462 p.
- 24. *Mitnik L. M., Kalmykov A. I.*, Structure and dynamics of the Sea of Okhotsk marginal ice zone from "Ocean" satellite radar sensing data // J. Geophysical Research. 1992. V. 97. No. C5. P. 7429–7445.
- 25. *Panfilova M., Shikov A., Karaev V.* Sea ice detection using Ku-band radar onboard GPM satellite, *XXXIII General Assembly and Scientific Symp. Intern. Union of Radio Science.* Rome, Italy, 2020. P. 1–3. DOI: 10.23919/URSIGASS49373.2020.9232361.
- Patel A., Paden J., Leuschen C., Kwok R., Gomez-Garcia D., Panzer B., Davidson W.J., Gogineni S. Fineresolution radar altimeter measurements on land and sea ice // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2015. V. 53. No. 5. P. 2547–2564. DOI: 10.1109/TGRS.2014.2361641.
- Shuchman R.A., Onstott R.G., Johannesen O.M., Sandven S., Johannesen J.A. Process at the ice edge The Arctic // Synthetic Aperture Radar: Marine User's Manual. 2004. P. 373–395. DOI: 10.1029/2005JC003384.
- 28. Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K. Microwave Remote Sensing: Active and Passive. V. 3. From Theory to Applications. Norwood, Massachusetts: Artech House, 1986. 1120 p.
- Winebrenner D. P., Bredow J., Fung A. K., Drinkwater M. R., Nghiem S., Gow A.J., Perovich D. K., Grenell T. C., Han C., Kong J., Lee J. K., Mudallar S., Onstott R., Tsang L., West R. D. Chapter 8. Microwave Sea Ice Signature Modeling // Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. F. D. Carsey. Book Ser.: Geophysical Monograph 68. American Geophysical Union, 1992. P. 137–175. DOI: 10.1029/GM068.

Backscattering of microwave radar signal by first year sea ice at small incidence angles

V. Yu. Karaev, M. A. Panfilova, L. M. Mitnik, M. S. Ryabkova, Yu. A. Titchenko, E. M. Meshkov

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

The complexity of developing a theoretical model for microwave scattering is due to the fact that sea ice is a multicomponent medium with special electrophysical and physicochemical properties. At small incidence angles, the problem is further complicated by the fact that there are very few experimental data, which complicates the verification of the models. Launching the GPM (Global Precipitation Measurement) satellite with a Dual-frequency Precipitation radar (Ku- and Ka-bands), which performs measurements at small incidence angles (0-18), opens up opportunities for verifying existing models and building new ones. The Sea of Okhotsk was chosen as a test object, which falls within the observed area of the Dual-frequency Precipitation Radar. We studied the dependence of backscattering radar cross section on the incidence angle for the first year ice cover at negative air temperatures (dry ice). Comparison of experimental dependences with three scattering models showed that the best agreement with measurements is obtained by the perturbation method for a flat rough surface. For the spectrum of effective roughness used in the model, it is proposed to use a power function, and the exponent -1.3 turned out to be optimal for both radar wavelengths. However, the question of the amplitude of the spectrum requires additional research.

Keywords: Dual-frequency precipitation radar, small incidence angles, backscatter radar cross section, ice cover, processing algorithms

Accepted: 06.04.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241

References

- 1. Bass F.G., Propagation of radio waves over a statistically rough surface, *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Ser.: Radiofizika*, 1961, Vol. 4, No. 3, pp. 476–483 (in Russian).
- 2. Bass F. G., Fuks I. M., *Rasseyanie voln na statisticheski nerovnoi poverkhnosti* (Wave scattering on a statistically rough surface), Moscow: Nauka, 1972, 424 p. (in Russian).
- 3. Boev A.G., Efimov V.B., Tsymbal V.N., *Radiolokatsionnye metody i sredstva operativnogo distantsionnogo zondirovaniya Zemli s aehrokosmicheskikh nositelei* (Radar methods and means of operational remote sensing of the Earth from aerospace carriers), Konyukhov S.N., Dranovskii V.I., Tsymbal V.N. (eds.), Kiev: OOO "Dzhuliya PrinT", 2007, 440 p. (in Russian).
- 4. Vagapov Z. H., Gavrilo V. P., Kozlov A. I., Lebedev G. A., Logvin A. I., *Distantsionnye metody issledovaniya morskih l'dov* (Remote methods of sea ice research), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 1993, 343 p. (in Russian).
- 5. Zubkovich S. G., *Statisticheskie kharakteristiki radiosignalov, otrazhennykh ot zemnoi poverkhnosti* (Statistical characteristics of radio signals reflected from the Earth's surface), Moscow: Sovetskoe radio, 1968, 224 p. (in Russian).
- 6. Ishimaru A., *Rasprostranenie i rasseyanie voln v sluchaino neodnorodnykh sredakh* (Propagation and scattering of waves in randomly inhomogeneous media), Vol. 2, Moscow: Mir, 1981, 317 p. (in Russian).
- Karaev V.Yu., Panfilova M.A., Mitnik L.M., Ryabkova M.S., Titchenko Yu.A., Meshkov E. M., Andreeva Z.V., Volgutov R.V., Features of radar probing of ice cover at small incidence angles by the example of the Okhotsk Sea, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2020, Vol. 17, No. 7, pp. 187–202 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-187-202.
- 8. Kopilovich L. E., Fuks I. M., Of the scattering phase function and albedo strongly rough surfaces, *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Ser.: Radiofizika*, 1981, Vol. 24, No. 4, pp. 840–850 (in Russian).
- 9. Mitnik L. M., Viktorov S. V., *Radiolokatsiya poverkhnosti Zemli iz kosmosa* (Radar of the Earth's surface from space), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990, 200 p. (in Russian).
- 10. *Sputnikovye metody opredeleniya kharakteristik ledyanogo pokrova morei* (Satellite methods for determining the characteristics of the sea ice cover), prakticheskoe posobie, V.G. Smirnov (ed.), Saint Petersburg, AANII, 2011, 240 p. (in Russian).
- 11. Timchenko A.I., Scattering of electromagnetic radiation in an inhomogeneous ice layer with rough boundaries, *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Ser.: Radiofizika*, 1986, Vol. 29, No. 1, pp. 55–61 (in Russian).
- 12. Timchenko A. I., Sinitsyn Yu. A., Efimov V. B., Modeling of radio wave scattering processes by ice sheets, *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Ser.: Radiofizika*, 1985, Vol. 28, No. 7, pp. 817–822 (in Russian).
- 13. Sharkov E., *Radioteplovoe distantsionnoe zondirovanie Zemli: fizicheskie osnovy* (Radiothermal remote sensing of the Earth: physical foundations), Vol. 1, Moscow: IKI RAN, 2014, 548 p. (in Russian).
- 14. Anderson H.S., Long D.G., Sea ice mapping method for Seawinds, *IEEE Trans. Geoscience Remote and Sensing*, 2005, Vol. 43, No. 3, pp. 647–657.
- 15. Eom H.J., *Theoretical Scatter and Emission Models for Microwave Remote Sensing: Doctoral Thesis*, Lawrence, Kansas: University of Kansas, 1982.
- Golden K. M., Cheney M., Ding K., Fung A. K., Grenfell T. C., Isaacson D., Kong J., Nghiem S., Sylvester J., Winebrenner D., Forward Electromagnetic Scattering Models for Sea Ice, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1998, Vol. 36, No. 5, pp. 1655–1674.
- 17. GPM Data Utilization Handbook, First Edition, JAXA, 2014, 92 p.
- 18. Kim Y.S., Moore R.K., Onstott R.G., Gogineni S., Towards identification of optimum radar parameters for sea-ice monitoring, *J. Glaciology*, 1985, Vol. 31, No. 109, pp. 214–219.
- 19. Komarov A. S., Isleifson D., Barber D. G., Shafai L., Modeling and Measurement of C-Band Radar Backscatter from Snow-Covered First-Year Sea Ice, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2015, Vol. 53, No. 7, pp. 4063–4078.
- 20. Kwok R., Satellite remote sensing of sea-ice thickness and kinematics: a review, *J. Glaciology*, 2010, Vol. 56, No. 200, pp. 1129–1140.
- 21. Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Popov S.K., Satellite Altimetry of Sea Level and Ice Cover in the Barents Sea, *Ecologica Montenegrina*, 2019, Vol. 25, pp. 26–35, DOI: 10.37828/em.2019.25.3.

- Liu M., Dai Y., Zhang J., Zhang X., Meng J., Zhu X., Yin Y., The microwave scattering characteristics of sea ice in the Bohai Sea, *Acta Oceanologica Sinica*, 2016, Vol. 35, No. 5, pp. 89–98, DOI: 10.1007/ s13131-016-0861-6.
- 23. *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Carsey F.D. (ed.), Book ser.: Geophysical Monograph 68, Washington D.C.: American Geophysical Union, 1992, 462 p.
- 24. Mitnik L. M., Kalmykov A. I., Structure and dynamics of the Sea of Okhotsk marginal ice zone from "Ocean" satellite radar sensing data, *J. Geophysical Research*, 1992, Vol. 97, No. C5, pp. 7429–7445.
- 25. Panfilova M., Shikov A., Karaev V., Sea ice detection using Ku-band radar onboard GPM satellite, *XXXIII General Assembly and Scientific Symp. Intern. Union of Radio Science*, Rome, Italy, 2020, pp. 1–3, DOI: 10.23919/URSIGASS49373.2020.9232361.
- 26. Patel A., Paden J., Leuschen C., Kwok R., Gomez-Garcia D., Panzer B., Davidson W.J., Gogineni S., Fine-resolution radar altimeter measurements on land and sea ice, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2015, Vol. 53, No. 5, pp. 2547–2564, DOI: 10.1109/TGRS.2014.2361641.
- 27. Shuchman R.A., Onstott R.G., Johannesen O.M., Sandven S., Johannesen J.A., Process at the ice edge The Arctic, In: *Synthetic Aperture Radar: Marine User's Manual*, 2004, pp. 373–395, DOI: 10.1029/2005JC003384.
- 28. Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K., *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Vol. 3, From Theory to Applications*, Norwood, Massachusetts: Artech House, 1986, 1120 p.
- Winebrenner D. P., Bredow J., Fung A. K., Drinkwater M. R., Nghiem S., Gow A. J., Perovich D. K., Grenell T. C., Han C., Kong J., Lee J. K., Mudallar S., Onstott R., Tsang L., West R. D., Chapter 8, Microwave Sea Ice Signature Modeling, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, F. D. Carsey (ed.), Book Ser.: Geophysical Monograph 68, American Geophysical Union, 1992, pp. 137–175, DOI: 10.1029/ GM068.