

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАДИОЛОКАЦИОННОГО СИГНАЛА, ОТРАЖЁННОГО МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ С РАЗНОЙ СПЛОЧЁННОСТЬЮ МОРСКОГО ЛЬДА

Ю. А. Титченко^{*1} , В. Ю. Караев¹ , М. А. Панфилова¹ , К. А. Понур¹ ,
Я. А. Кузнецов² , Е. М. Мешков¹ 

¹Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, г. Нижний Новгород, Россия

²Национальный исследовательский Нижегородский государственный университет им. Н. И. Лобачевского, г. Нижний Новгород, Россия

* **Контакт:** Юрий Андреевич Титченко, yuriy@ipfran.ru

В настоящее время активно развиваются методы радиолокационного дистанционного зондирования при малых углах падения (от вертикали до 15°). Важным приложением этих методов является определение наличия и сплочённости морского льда. В данной работе представлен подход численного моделирования, в рамках которого моделируется отражающая поверхность с различной сплочённостью морского льда, и затем моделируются характеристики радиолокационного сигнала, отражённого этой поверхностью при заданной геометрии измерений. Без потери общности в данной работе будем рассматривать конкретную геометрию радиолокатора DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) на спутнике миссии GPM (Global Precipitation Measurement) и только Ку-диапазон этого радиолокатора. Сигнал, отражённый морским волнением, будет рассчитываться в рамках приближения Кирхгофа. Поскольку общепризнанной модели для сигнала, рассеянного поверхностью морского льда при малых углах падения нет, то в качестве модели будет использоваться эмпирическая формула, полученная по данным DPR. В работе обсуждается метод определения сплочённости морского льда по данным радиолокационного зондирования при малых углах падения.

Ключевые слова: морской лёд, морское волнение, сечение обратного рассеяния, малые углы падения, квазизеркальное отражение, сплочённость морского льда.

Цитирование: Титченко, Ю. А., В. Ю. Караев, М. А. Панфилова, К. А. Понур, Я. А. Кузнецов и Е. М. Мешков Численное моделирование радиолокационного сигнала, отражённого морской поверхностью с разной сплочённостью морского льда // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3007. — DOI: 10.2205/2025es001017 — EDN: KZHTUR

Введение

Дистанционное определение наличия и некоторых характеристик морского льда с помощью радиолокаторов, зондирующих при углах падения 20°–60° хорошо известно и широко применяется для решения различных задач. Задача определения морского льда в данном случае решается с помощью поляризационных соотношений [Заболотский и др., 2023; Радиолокационные ..., 2007; Nekrasov et al., 2020].

Надёжным индикатором наличия морского льда является радиояркостная температура, измеряемая радиометрами [Chan and Comiso, 2013; Comiso et al., 2003; Mitnik et al., 2022]. Использование оптических каналов и ИК-диапазона крайне затруднено из-за отсутствия освещения большую часть времени и большого количества облаков в северных широтах. Но когда есть возможность, эти данные крайне важны для оценки эффективности радиолокационных алгоритмов [Караев и др., 2021]. При

<https://elibrary.ru/KZHTUR>

Получено: 11 марта 2025 г.

Принято: 25 апреля 2025 г.

Опубликовано: 3 мая 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

строго надирном зондировании способы определения сплочённости и толщины морского льда с помощью спутниковых радиоальтиметров высокого разрешения появились сравнительно недавно [Laxon et al., 2013; Zabolotskikh et al., 2021].

Исследование возможности определения наличия морского льда и его параметров при малых углах падения (0° – 15°) стало актуально [Karaev et al., 2021; Panfilova and Karaev, 2024; Peureux et al., 2022] с появлением новых космических радиолокаторов, работающих в этой области углов, например, DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) на спутнике миссии GPM (Global Precipitation Measurement) [JAXA, 2014] и SWIM (Surface Waves Investigation and Monitoring) на спутнике CFOSAT (Chinese-French Oceanic Satellite) [Hauser et al., 2017].

Данная работа развивает подход численного моделирования для изучения свойств радиолокационного сигнала, отражённого морской поверхностью с различной сплочённостью льда при малых углах падения, впервые предложенный в работе [Karaev et al., 2022]. В работе описывается метод численного моделирования работы радиолокатора зондирующего области с различной сплочённостью морского льда. Приводится метод восстановления сплочённости морского льда заданной в рамках численного моделирования. Приводятся результаты восстановления сплочённости морского льда при моделировании отражённого излучения с разными скоростями и направлениями ветра.

Метод численного моделирования

Традиционно для численного моделирования работы радиолокатора необходимо выполнение трёх шагов: моделирование отражающей поверхности, моделирование схемы измерения и нахождение параметров отражённого сигнала для элементарной рассеивающей площадки на поверхности. В нашем случае на первом шаге задаётся распределение морского льда на водной поверхности. Причём в рамках предлагаемого подхода оно может быть любым, например можно моделировать сплошной лёд или разную сплочённость морского льда. На втором шаге необходимо выбрать схему измерений. Она так же может быть любой, оставаясь в квазизеркальной области отражения и можно сравнивать/анализировать работу разных радиолокаторов. На третьем шаге рассчитывается сечение обратного рассеяния для каждого элемента разрешения с учётом смоделированной поверхности и геометрии зондирования.

В данной работе будем моделировать водную поверхность с морским льдом разной сплочённости. Для моделирования отражения от морского льда воспользуемся аппроксимацией экспериментальных данных для Ку-диапазона, выполненной в работе [Karaev et al., 2021]. Для создания аппроксимации зависимостей сечения обратного рассеяния от угла падения для морского льда использовались данные измерений радиолокатора DPR при наблюдении Охотского моря в феврале 2020 года при отрицательной температуре воздуха. Полученная в работе [Karaev et al., 2021] зависимость для нормированного сечения обратного рассеяния морским льдом в дБ от угла падения излучения θ приводится далее:

$$\text{RCS}_{\text{ice}}(\theta) = a_{\text{ice}} + b_{\text{ice}}\theta + c_{\text{ice}}\theta^2 + d_{\text{ice}}\exp(-e_{\text{ice}}|\theta|), \quad (1)$$

где RCS (Radar Cross-Section) – в данном случае нормированное сечение обратного рассеяния, $a_{\text{ice}} = -3,15 \pm 0,1$, $b_{\text{ice}} = -(9 \pm 3) \times 10^{-3}$, $c_{\text{ice}} = -(169 \pm 5) \times 10^{-4}$, $d_{\text{ice}} = 26 \pm 0,3$, $e_{\text{ice}} = (53 \pm 2) \times 10^{-2}$.

Будем считать, что характеристики морского льда не меняются и отражение всегда описывается формулой (1). При этом учтём, что волнение на морской поверхности может сформироваться под действием разных скоростей ветра и в общем виде зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения будет описываться следующей формулой [Басс и Фукс, 1972]:

$$\sigma_0(\theta) = \frac{|R_{\text{eff}}(0)|^2}{2\cos^4\theta\sqrt{mss_{xx}mss_{yy} - mss_{xy}^2}} \exp\left[-\frac{\text{tg}^2\theta}{2(mss_{xx}mss_{yy} - mss_{xy}^2)} \cdot mss_{yy}\right], \quad (2)$$

где mss_{xx} и mss_{yy} – дисперсии уклонов крупномасштабных шероховатостей, по сравнению с длиной волны излучения вдоль осей X и Y в азимутальной плоскости соответственно. Ось X ориентирована вдоль направления изменения угла падения, а ось Y перпендикулярна ей; mss_{xy} – ненормированный коэффициент корреляции между уклонами вдоль осей X и Y ; R_{eff} – эффективный коэффициент отражения.

Параметры морского ветрового волнения, входящие в формулу (2), рассчитываются с использованием модели спектра волнения [Ryabkova et al., 2019], в которой входными параметрами являются скорость приводного ветра, длина ветрового разгона и направление ветра.

В данной работе будем рассматривать случай полностью развитого ветрового волнения. На рис. 1а представлены параметры волнения для скорости ветра 12 м/с в зависимости от направления ветра, где направление 0° соответствует направлению оси X . На рис. 1б приводятся зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения, рассчитанные по формуле (2) и переведённые в дБ.

Зависимости на рис. 1б приводятся для двух скоростей ветра (4 м/с – сплошные линии и 12 м/с – штриховые линии) и для четырёх направлений ветра (0° – чёрные, 30° – красные, 60° – синие, и 90° – зелёные линии).

Из рис. 1б видно, что сечение обратного рассеяния сильно зависит как от скорости, так и от направления ветра, причём с ростом угла падения возрастает влияние на отражённый сигнал направления ветра. При малых углах падения зависимость от направления ветра слабая, т.е. измерения при этих углах падения могут быть использованы для оценки скорости ветра. При больших углах падения можно использовать эту оценку скорости ветра для оценки направления ветра.

На рис. 2а приведено исходное (задаваемое) распределение сплочённости морского льда вдоль траектории движения.

Для того чтобы смоделировать отражающую поверхность с заданной сплочённостью морского льда (рис. 2а) будем случайным образом располагать участки морского льда, «белые точки», обозначающие его на морской поверхности в соответствии с заданной сплочённостью. Чёрные участки – «чёрные точки» соответствуют морскому волнению. Результат моделирования показан на рис. 2б. Функция распределения белых точек в каждой полосе (рис. 2а) равномерная и размер каждой точки 100×100 м.

Белые точки обозначают покрытый морским льдом участок, чёрные – морское волнение. Причём отношение количества белых точек к общему количеству точек в каждой полосе соответствует сплочённости льда в этой полосе.

Заданная таким способом поверхность с полосами разной сплочённости морского льда будет использоваться далее для моделирования отражённого сигнала.

Далее необходимо смоделировать схему измерений. Возьмём схему измерений радиолокатора DPR приведённую на рис. 3а. Радиолокатор сканирует по углу падения в направлении перпендикулярном направлению полёта. Размер «пятна» на поверхности Земли, формируемый диаграммой направленности антенны, равен 5 км. За время скана радиолокатор смещается примерно на 4,3 км.

Без нарушения общности результата, но для упрощения вычислений, будем считать «пятно» квадратом со стороной 5 км. За время сканирования по углу падения спутник движется по оси X . Поэтому каждое сечение поперёк трека оказывается под острым углом наземному треку. Этот эффект проявляется в виде пустот в левом верхнем и правом нижнем углу на рис. 3б.

В каждый элемент разрешения радиолокатора DPR попадает 50×50 точек из рис. 2б. Таким образом, в элемент разрешения радиолокатора попадает 2500 точек поверхности. Соотношение площадей, занятых точками с морским льдом и с морским волнением в «пятне» засветки будет определять значение сечения обратного рассеяния.

Пример моделирования сечения обратного рассеяния в полосе обзора приводится на рис. 3б. Причём отражение от точек «морского льда», рассчитывается по формуле (1), а отражение от точек «морского волнения» – по формуле (2). Считаем, что скорость ветра 12 м/с, направление ветра вдоль оси X . Если в элемент разрешения радиолокатора

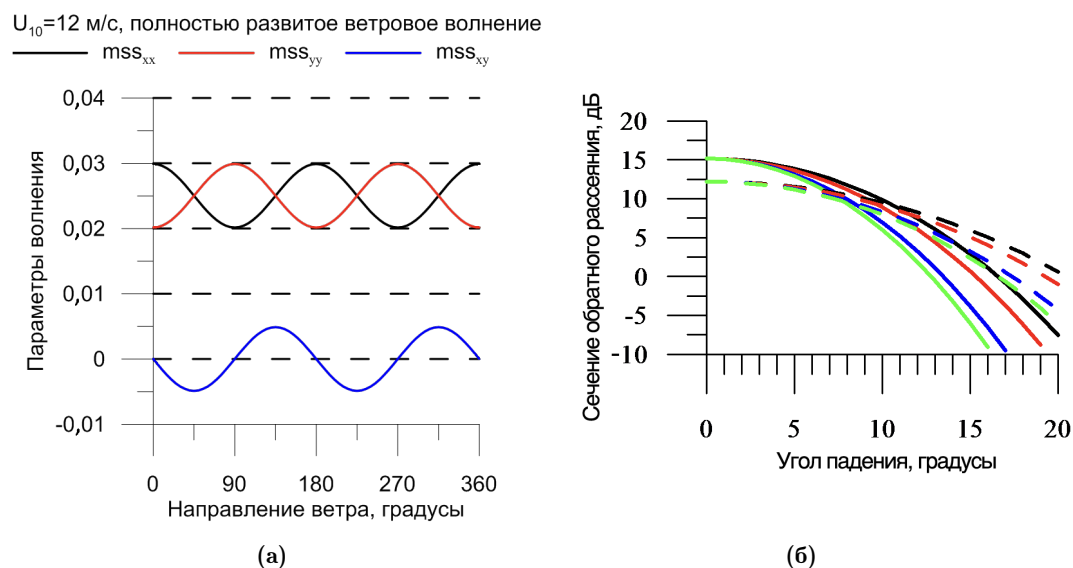


Рис. 1. Параметры волнения в зависимости от направления ветра (а) и зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения (б) для разных скоростей (4 м/с – сплошные линии и 12 м/с – штриховые линии) и направлений ветра (0° – чёрные, 30° – красные, 60° – синие, и 90° – зелёные линии).

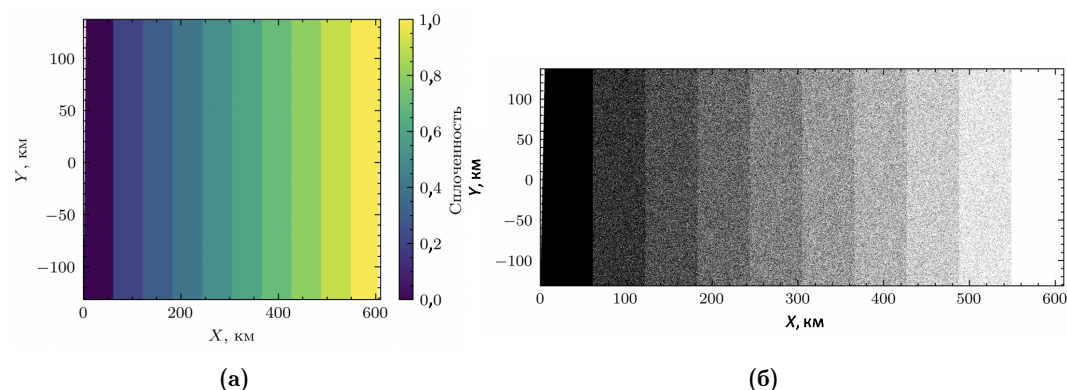


Рис. 2. Распределение сплочённости морского льда в моделируемой поверхности (а) и распределение участков, покрытых льдом (б), где белые точки – лёд, чёрные – морское волнение.

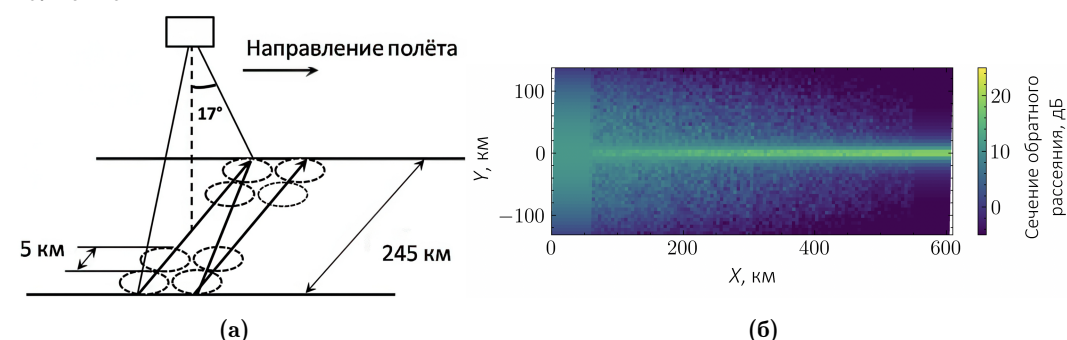


Рис. 3. Схема измерений радиолокатора DPR (а) и смоделированное радиолокационное изображение при пролёте над заданной поверхностью (б).

попадают морской лёд и морское волнение, то сечение обратного рассеяния вычисляется, как сумма двух компонент:

$$\sigma_m(\theta) = \sigma_{ice}\theta \cdot S_{ice} + \sigma_0(\theta) \cdot (1 - S_{ice}) \quad (3)$$

где $\sigma_{ice} = 10^{RCS_{ice}/10}$; S_{ice} это отношение количества точек с морским льдом к общему количеству точек, попадающих в элемент разрешения радиолокатора, или сплочённость морского льда.

Разрезы радиолокационного изображения (РЛИ), показанного на рис. 36, в областях с различной сплочённостью морского льда S_{ice} , приведены на рис. 4. Чёрная сплошная линия – разрез для сплочённости морского льда $S_{ice} = 0,5$, красная пунктирная линия – для сплочённости $S_{ice} = 0,25$, синяя штриховая линия – для сплочённости $S_{ice} = 0,75$. Чёрная пунктирная линия – расчёт по формуле (1), зелёная штрихпунктирная линия – зависимость, построенная по формуле (2) для скорости ветра 12 м/с и направления вдоль оси X.

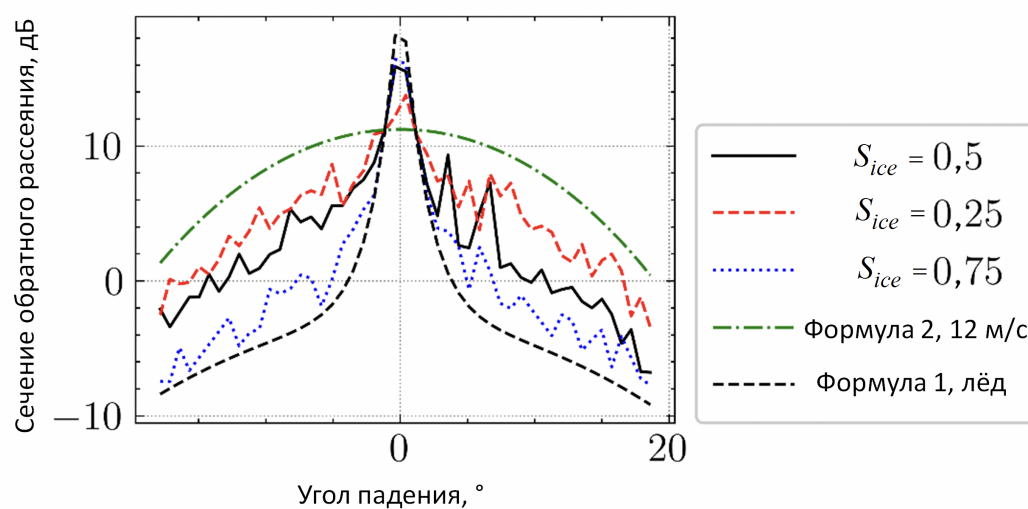


Рис. 4. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для участков с различной сплочённостью морского льда смоделированных на рис. 36.

Из рисунка видно, что все значения смоделированного сечения обратного рассеяния попадают между кривыми для морского волнения (открытой воды) и для сплошного морского льда, что также следует из формулы (3). Изрезанность зависимостей для промежуточных значений сплочённости связана со случайным попаданием областей со льдом в элемент разрешения («пятно») радиолокатора. Далее РЛИ на рис. 36, будем использовать при решении задачи по восстановлению сплочённости морского льда.

Метод решения обратной задачи восстановления сплочённости

Для решения обратной задачи нам требуется знать зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для морского льда и для морского волнения с учётом конкретных условий формирования. Для морского льда всегда используется одна зависимость (1) и она не меняется. При моделировании отражения от морского волнения можно менять скорость, направление ветра и длину ветрового разгона.

Будем считать, что условия формирования морского волнения неизвестны. Поэтому для решения обратной задачи для морского волнения воспользуемся аппроксимацией экспериментальных данных, полученных в Охотском море [Karaev et al., 2022]:

$$RCS_{sea}(\theta) = a_{sea} + b_{sea}\theta + c_{sea}\theta^2 + d_{sea}\theta^3 + e_{sea}\theta^4 + f_{sea}\theta^5, \quad (4)$$

где $a_{sea} = 11,29 \pm 0,02$, $b_{sea} = (6 \pm 4) \times 10^{-3}$, $c_{sea} = -(407 \pm 4) \times 10^{-4}$, $d_{sea} = -(10 \pm 5) \times 10^{-5}$, $e_{sea} = (14 \pm 1) \times 10^{-6}$, $f_{sea} = (8 \pm 13) \times 10^{-8}$.

Так как формула (4) так же, как и формула (1) даны в дБ, формула для вычисления сплочённости морского льда в каждом элементе разрешения будет выглядеть следующим образом:

$$S_{ice}(\theta) = \frac{\sigma_m(\theta) - 10^{RCS_{sea}(\theta)/10}}{10^{RCS_{ice}(\theta)/10} - 10^{RCS_{sea}(\theta)/10}}. \quad (5)$$

Таким образом, при решении обратной задачи не используется информация о скорости и направлении текущего ветра, что требует оценки погрешности даже в случае численного моделирования.

Следует отметить, что целью разработки данного метода решения обратной задачи было показать качественную возможность использования данных дистанционного зондирования при малых углах падения для определения наличия морского льда в предположении справедливости формул (1) и (4) и без учёта влияния морского льда на характеристики ветрового волнения.

Обсуждение результатов

В данном разделе рассмотрим, как скорость и направление ветра, заданные при моделировании РЛИ, влияют на восстановление сплочённости морского льда по формуле (5).

На рис. 5а приведены результаты расчёта сплочённости морского льда по формуле (5) для различных скоростей и направлений ветра. На рис. 5б приводится относительная ошибка восстановления S_{ice} по сравнению с заданной на рис. 2а в процентах. Над рисунками приведены значения скорости и направление ветра, выбранные для численного моделирования. Узкие белые полосы на рисунках соответствуют точке пересечения зависимостей по формулам (1) и (4), когда использовать формулу (5) невозможно. Следует отметить, что точка пересечения может сместиться, если для конкретного случая известны зависимости сечения обратного рассеяния для морского волнения и льда.

На рисунках видно, что в ряде случаев отсутствие данных о скорости и направлении ветра, заданных при моделировании, приводит к ошибкам, достигающим 100%. Наиболее точным такой подход определения сплочённости оказался при ветре 12 м/с с направлением 45° к оси X. Это связано с тем, что зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения (на рис. 6а) для морского волнения в этом случае оказывается наиболее близкой к формуле (4), которая используется при восстановлении.

На всех рис. 5б есть полосы, где погрешность равна нулю. Нулевая погрешность достигается, когда значение сечения обратного рассеяния по формуле (4) совпадает со значением, используемым для моделирования при некотором угле падения. Это совпадение можно наблюдать на рис. 6а и рис. 6б, где пересекаются красная штриховая (4) и синяя пунктирная (2) линии.

На рис. 6а и рис. 6б приведены разрезы соответствующих РЛИ в областях с различной сплочённостью морского льда и зависимости, которые используются при моделировании. На рисунках чёрной сплошной линией приведён разрез смоделированного РЛИ на уровне сплочённости 0,5, красной штриховой линией обозначается формула (4), полученная аппроксимацией экспериментальных данных для открытого морского волнения, зелёной штрихпунктирной линией приведена формула (1), полученная аппроксимацией экспериментальных данных для морского льда и синей пунктирной линией приведены зависимости, построенные по формуле (2) для скорости ветра 12 м/с с направлением 45° и для скорости ветра 4 м/с с направлением 0°.

Таким образом, из анализа результатов численного моделирования решения обратной задачи следует, что области, полностью покрытые морским льдом и полностью свободные ото льда, хорошо различимы даже при отсутствии сведений о параметрах морского волнения. Значительные ошибки появляются при небольших сплочённостях морского льда.

Улучшить точность можно, если в РЛИ имеются области со сплошным морским льдом и свободные ото льда. Тогда зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для морского волнения и для морского льда могут быть измерены в этих областях и использоваться при восстановлении сплочённости по формуле (5).

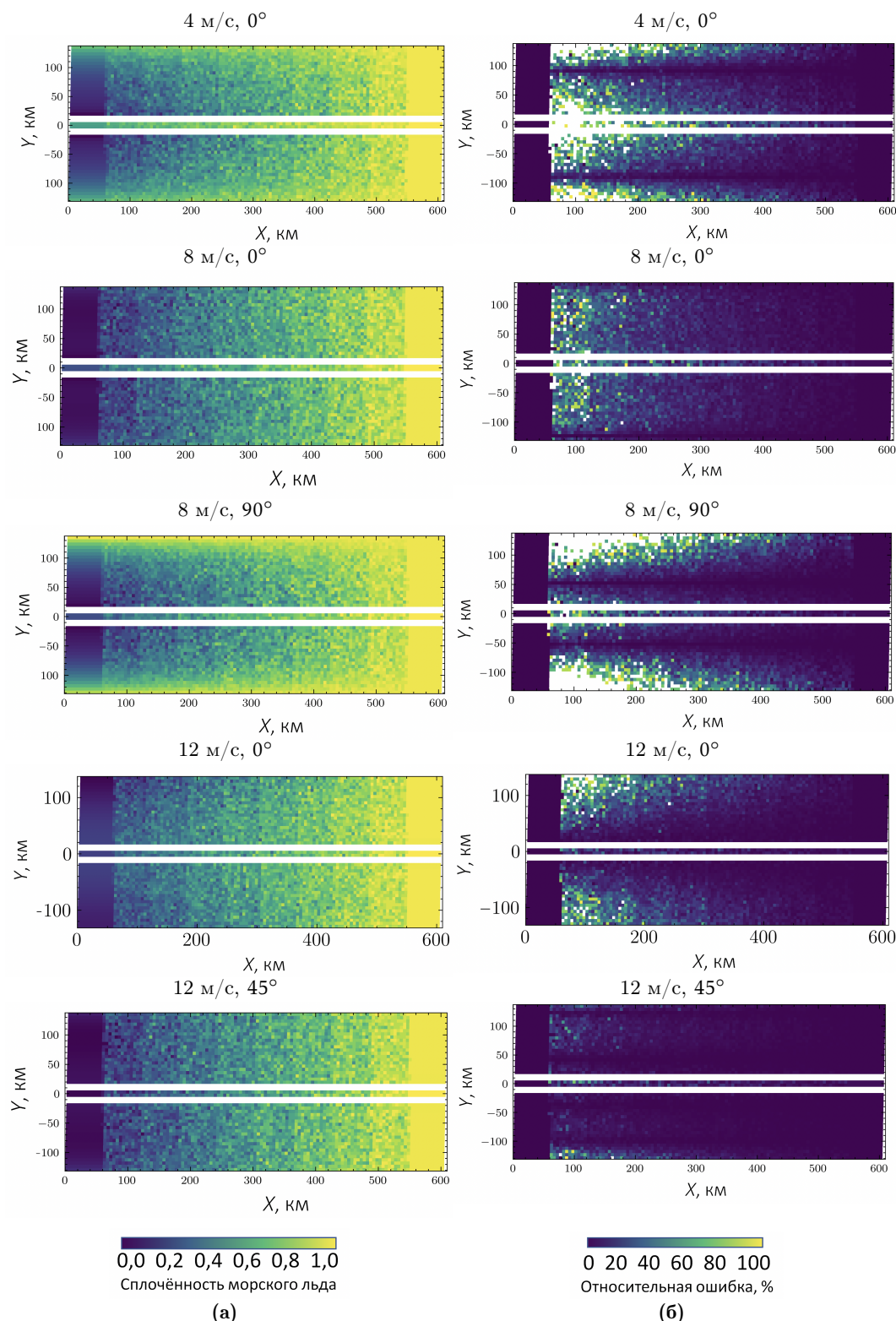


Рис. 5. Результат расчёта сплочённости морского льда по формуле (5) для различных скоростей и направлений ветра (а). Относительная ошибка восстановления сплочённости по сравнению с заданной на рис. 2а в % (б).

При измерениях на длинных трассах переход от взволнованной морской поверхности к сплошному морскому льду и наоборот может происходить часто. Поэтому алгоритм можно (необходимо) «настраивать» для каждого трека.

Можно упростить задачу и определять только тип морской поверхности (лёд или вода), задавая порог сплочённости морского льда, который позволит относить

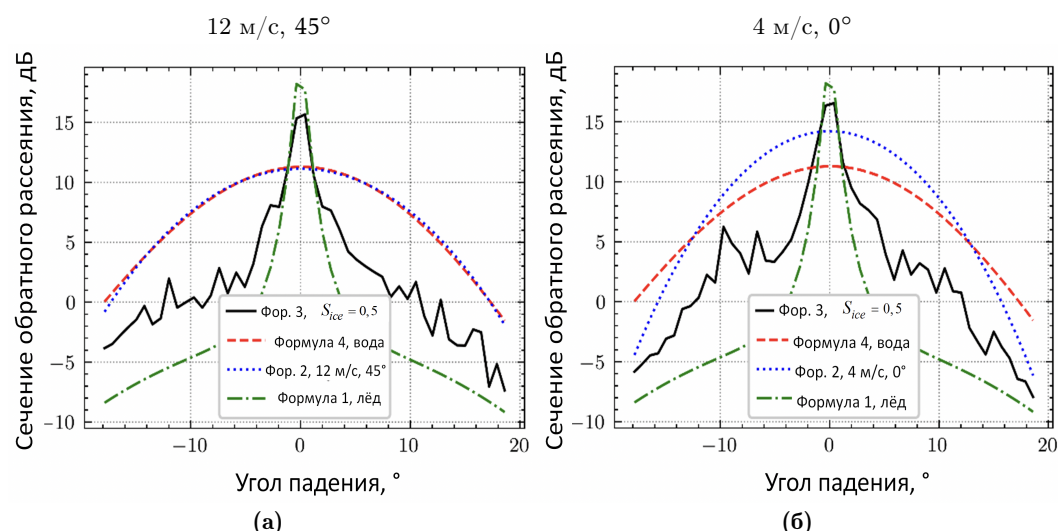


Рис. 6. Зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для скорости ветра 12 м/с с направлением 45°(а) и для скорости ветра 4 м/с с направлением 0°(б).

точку к морскому волнению или льду. Точки, расположенные выше порога S_{ice} будут считаться морским льдом, а ниже – морским волнением. Пример решения такой задачи при скорости ветра 4 м/с и направлении 0°, заданных при моделировании приведён на рис. 7а для порога $S_{ice} = 0,1$ и на рис. 7б – для $S_{ice} = 0,3$. Важно отметить, что на рис. 7а и рис. 7б лёд показан чёрным цветом в отличие от рис. 2б.

В случае пороговой классификации погрешность уменьшается, но информация о сплочённости льда теряется.

Выводы

В работе рассмотрены методы решения прямой и обратной задач дистанционного зондирования морского льда разной сплочённости в рамках численного моделирования. Численное моделирование позволяет задать любое распределение сплочённости морского льда на морской поверхности, а также скорость и направление ветра, и ветровой разгон в областях свободных от морского льда.

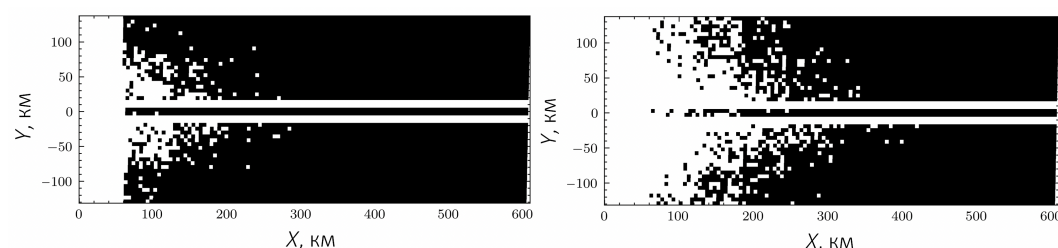


Рис. 7. Пример определения типа отражающей поверхности с порогом сплочённости морского льда 0,1 (а) и 0,3 (б), чёрные точки – лёд.

Можно задать иную геометрию измерений радиолокаторов как существующих, так и перспективных. При решении обратной задачи предлагается по возможности использовать измеренные зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения при пролёте над сплошным морским льдом и над полностью открытым морским волнением для уточнения работы формулы восстановления сплочённости. Следует отметить, что в данной работе при моделировании не учитывались эффекты влияния морского льда на поверхностное волнение, рассеяние на краях льдин и изменчивость рассеяния морского льда в зависимости от окружающих условий.

Дальнейшие исследования в данном направлении будут посвящены сравнению результатов моделирования с экспериментальными данными дистанционного зондирования и тестированию подхода решения обратной задачи.

Значительным развитием в данном направлении станет создание теоретической или эмпирической модели рассеяния морским льдом при малых углах падения, учи-

тывающей влияние типа льда, его солёность, толщину, заснеженность, температуру и влажность.

Благодарности. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда №23-77-10064, <https://rscf.ru/project/23-77-10064/>. Авторы благодарят анонимных рецензентов за ценные замечания, что позволило существенно улучшить работу.

Список литературы

- Басс Ф., Фукс И. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. — Москва : Наука, 1972. — 424 с.
- Заболотских Е. В., Хворостовский К. С., Животовская М. А. и др. Спутниковое микроволновое зондирование морского льда Арктики. Обзор // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2023. — Т. 20, № 1. — С. 9–34. — DOI: [10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34).
- Караев В. Ю., Панфилова М. А., Митник Л. М. и др. Обратное рассеяние радиолокационного сигнала СВЧ диапазона однолетним морским льдом при малых углах падения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2021. — Т. 18, № 3. — С. 229–241. — DOI: [10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241).
- Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэро-космических носителей / под ред. С. Н. Конюхова, В. И. Драновского, В. Н. Цымбала. — Киев : Авиадиагностика, 2007. — 440 с.
- Chan M. A., Comiso J. C. Arctic Cloud Characteristics as Derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat // Journal of Climate. — 2013. — Vol. 26, no. 10. — P. 3285–3306. — DOI: [10.1175/jcli-d-12-00204.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00204.1).
- Comiso J. C., Cavalieri D. J., Markus T. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2003. — Vol. 41, no. 2. — P. 243–252. — DOI: [10.1109/tgrs.2002.808317](https://doi.org/10.1109/tgrs.2002.808317).
- Hauser D., Tison C., Amiot T., et al. SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2017. — Vol. 55, no. 5. — P. 3000–3014. — DOI: [10.1109/tgrs.2017.2658672](https://doi.org/10.1109/tgrs.2017.2658672).
- JAXA. GPM Data Utilization Handbook. Version 1.0. — Japan Aerospace Exploration Agency, 2014. — 92 p.
- Karaev V., Ponur K., Panfilova M., et al. Radar Sensing of SEA ICE at the Small Incidence Angles: Simulation and Comparison of the Different Approaches // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — IEEE, 2022. — P. 3818–3821. — DOI: [10.1109/igarss46834.2022.9883231](https://doi.org/10.1109/igarss46834.2022.9883231).
- Laxon S. W., Giles K. A., Ridout A. L., et al. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // Geophysical Research Letters. — 2013. — Vol. 40, no. 4. — P. 732–737. — DOI: [10.1002/grl.50193](https://doi.org/10.1002/grl.50193).
- Mitnik L., Kuleshov V., Baranyuk A., et al. Monitoring of the Arctic Region Using Optical and Infrared Data from the Highly Elliptical Arktika-M Space System and Microwave Measurements from Low Earth Orbit Satellites // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — 2022. — P. 7194–7197. — DOI: [10.1109/igarss46834.2022.9883384](https://doi.org/10.1109/igarss46834.2022.9883384).
- Nekrasov A., Khachaturian A., Labun J., et al. Towards the Sea Ice and Wind Measurement by a C-Band Scatterometer at Dual VV/HH Polarization: A Prospective Appraisal // Remote Sensing. — 2020. — Vol. 12, no. 20. — P. 3382. — DOI: [10.3390/rs12203382](https://doi.org/10.3390/rs12203382).
- Panfilova M., Karaev V. Sea Ice Detection Method Using the Dependence of the Radar Cross-Section on the Incidence Angle // Remote Sensing. — 2024. — Vol. 16, no. 5. — P. 859. — DOI: [10.3390/rs16050859](https://doi.org/10.3390/rs16050859).
- Peureux C., Longépé N., Mouche A., et al. Sea-Ice Detection From Near-Nadir Ku-Band Echoes From CFOSAT/SWIM Scatterometer // Earth and Space Science. — 2022. — Vol. 9, no. 6. — DOI: [10.1029/2021ea002046](https://doi.org/10.1029/2021ea002046).
- Ryabkova M., Karaev V., Guo J., et al. A Review of Wave Spectrum Models as Applied to the Problem of Radar Probing of the Sea Surface // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2019. — Vol. 124, no. 10. — P. 7104–7134. — DOI: [10.1029/2018jc014804](https://doi.org/10.1029/2018jc014804).
- Zabolotskikh E., Balashova E., Kudryavtsev V., et al. Synergistic Use of Satellite Scatterometer, SAR and Altimeter Data to Study First Year Sea Ice Properties // 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS. — IEEE, 2021. — P. 5633–5636. — DOI: [10.1109/igarss47720.2021.9553828](https://doi.org/10.1109/igarss47720.2021.9553828).

NUMERICAL SIMULATION OF RADAR SIGNAL REFLECTED BY SEA SURFACE WITH DIFFERENT SEA ICE CONCENTRATION

Yu. A. Titchenko^{**1} , V. Yu. Karaev¹ , M. A. Panfilova¹ , K. A. Ponur¹ ,
Ya. A. Kuznetsov² , and E. M. Meshkov¹ 

¹A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia

²National Research Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod, Russia

****Correspondence to:** Yuriy Titchenko, yuriy@ipfran.ru.

Currently, methods of radar remote sensing at small incidence angles (from the vertical to 15°) are actively developed. An important application of these methods is the determination of the presence and sea ice concentration. This paper presents an approach to numerical simulation of an experiment in which a reflecting surface with different sea ice concentrations is modeled and then the characteristics of the radar signal reflected by this surface for a given measurement geometry are modeled. Without loss of generality, in this paper we will consider a specific geometry of the DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) radar on the GPM (Global Precipitation Measurement) mission satellite and only the Ku-band of this radar. The signal reflected by sea waves will be calculated within the Kirchhoff approximation. Since there is no generally accepted model for the signal scattered by the sea ice at small incidence angles, an empirical formula obtained from DPR data will be used as a model. The paper discusses a method for determining sea ice concentration using radar sensing data at low incidence angles.

Keywords: sea ice, sea waves, backscattering cross section, small incidence angles, quasi-specular reflection, sea ice concentration.

Citation: Titchenko, Yu. A., V. Yu. Karaev, M. A. Panfilova, K. A. Ponur, Ya. A. Kuznetsov, and E. M. Meshkov (2025), Numerical Simulation of Radar Signal Reflected by Sea Surface with Different Sea Ice Concentration, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3007, <https://doi.org/10.2205/2025ES001017>, EDN: KZHTUR

Received: 11 March 2025

Accepted: 25 April 2025

Published: 3 May 2025



© 2025. The Authors.

References

- Bass F., Fuchs I. Wave scattering on a statistically uneven surface. — Moscow : Nauka, 1972. — P. 424. — (In Russian).
- Chan M. A., Comiso J. C. Arctic Cloud Characteristics as Derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat // *Journal of Climate*. — 2013. — Vol. 26, no. 10. — P. 3285–3306. — DOI: [10.1175/jcli-d-12-00204.1](https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00204.1).
- Comiso J. C., Cavalieri D. J., Markus T. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. — 2003. — Vol. 41, no. 2. — P. 243–252. — DOI: [10.1109/tgrs.2002.808317](https://doi.org/10.1109/tgrs.2002.808317).
- Hauser D., Tison C., Amiot T., et al. SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. — 2017. — Vol. 55, no. 5. — P. 3000–3014. — DOI: [10.1109/tgrs.2017.2658672](https://doi.org/10.1109/tgrs.2017.2658672).
- JAXA. GPM Data Utilization Handbook. Version 1.0. — Japan Aerospace Exploration Agency, 2014. — P. 92.
- Karaev V. Yu., Panfilova M. A., Mitnik L. M., et al. Backscattering of microwave radar signal by first year sea ice at small incidence angles // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. — 2021. — Vol. 18, no. 3. — P. 229–241. — DOI: [10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241). — (In Russian).
- Karaev V. Yu., Ponur K., Panfilova M., et al. Radar Sensing of SEA ICE at the Small Incidence Angles: Simulation and Comparison of the Different Approaches // *IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. — IEEE, 2022. — P. 3818–3821. — DOI: [10.1109/igarss46834.2022.9883231](https://doi.org/10.1109/igarss46834.2022.9883231).
- Laxon S. W., Giles K. A., Ridout A. L., et al. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // *Geophysical Research Letters*. — 2013. — Vol. 40, no. 4. — P. 732–737. — DOI: [10.1002/grl.50193](https://doi.org/10.1002/grl.50193).

- Mitnik L., Kuleshov V., Baranyuk A., et al. Monitoring of the Arctic Region Using Optical and Infrared Data from the Highly Elliptical Arktika-M Space System and Microwave Measurements from Low Earth Orbit Satellites // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — 2022. — P. 7194–7197. — DOI: [10.1109/igarss46834.2022.9883384](https://doi.org/10.1109/igarss46834.2022.9883384).
- Nekrasov A., Khachaturian A., Labun J., et al. Towards the Sea Ice and Wind Measurement by a C-Band Scatterometer at Dual VV/HH Polarization: A Prospective Appraisal // Remote Sensing. — 2020. — Vol. 12, no. 20. — P. 3382. — DOI: [10.3390/rs12203382](https://doi.org/10.3390/rs12203382).
- Panfilova M., Karaev V. Sea Ice Detection Method Using the Dependence of the Radar Cross-Section on the Incidence Angle // Remote Sensing. — 2024. — Vol. 16, no. 5. — P. 859. — DOI: [10.3390/rs16050859](https://doi.org/10.3390/rs16050859).
- Peureux C., Longépé N., Mouche A., et al. Sea-Ice Detection From Near-Nadir Ku-Band Echoes From CFOSAT/SWIM Scatterometer // Earth and Space Science. — 2022. — Vol. 9, no. 6. — DOI: [10.1029/2021ea002046](https://doi.org/10.1029/2021ea002046).
- Radar methods and means of operational remote sensing of the Earth from aerospace carriers / ed. by S. N. Konyukhov, V. I. Dranovsky, V. N. Tsymbal. — Kyiv : Aviadiagnostika, 2007. — P. 440. — (In Russian).
- Ryabkova M., Karaev V., Guo J., et al. A Review of Wave Spectrum Models as Applied to the Problem of Radar Probing of the Sea Surface // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2019. — Vol. 124, no. 10. — P. 7104–7134. — DOI: [10.1029/2018jc014804](https://doi.org/10.1029/2018jc014804).
- Zabolotskikh E., Balashova E., Kudryavtsev V., et al. Synergistic Use of Satellite Scatterometer, SAR and Altimeter Data to Study First Year Sea Ice Properties // 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS. — IEEE, 2021. — P. 5633–5636. — DOI: [10.1109/igarss47720.2021.9553828](https://doi.org/10.1109/igarss47720.2021.9553828).
- Zabolotskikh E. V., Khvorostovsky K. S., Zhivotovskaya M. A., et al. Satellite microwave remote sensing of the Arctic sea ice. Review // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2023. — Vol. 20, no. 1. — P. 9–34. — DOI: [10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34](https://doi.org/10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34). — (In Russian).