

**Влияние направления ветра на точность восстановления сплочённости морского льда по данным вблизинадирного радиолокатора: численный эксперимент**

Ю. А. Титченко<sup>1</sup>, В. Ю. Караев<sup>1</sup>, М. А. Панфилова<sup>1</sup>, К. А. Понур<sup>1</sup>, Я. А. Кузнецов<sup>2</sup>, Е. М. Мешков<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики им. А.В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, г. Нижний Новгород, Россия*  
E-mail: yuriy@ipfran.ru

<sup>2</sup> *Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования "Национальный исследовательский Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского", г. Нижний Новгород, Россия*

*Представлены результаты исследования влияния направления ветра на восстановление сплочённости морского льда по данным радиолокатора сканирующего по углам падения близким к вертикали, от  $-18^\circ$  до  $+18^\circ$  выполненного в рамках численного моделирования. В рамках работы выполняется численное моделирование радиолокационных изображений, выполненных при обзоре смоделированной водной поверхности с участками разной сплочённости морского льда. Открытая водная поверхность моделируется с учётом скорости и направления ветра, а также ветрового разгона. Для моделирования отражения от участков с ледяным покровом используется эмпирическая аппроксимация, измеренная радиолокатором DPR (англ. Dual-frequency Precipitation Radar) на спутнике миссии GPM (англ. Global Precipitation Measurement) в зимний период в Охотском море. Для восстановления сплочённости морского льда по данным радиолокационных изображений, полученных в численном моделировании эксперимента, используются эмпирические аппроксимации для ледяного покрова и для открытой воды без учёта направления ветра, измеренные радиолокатором DPR в Охотском море.*

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

**Effect of Wind Direction on the Accuracy of Sea Ice Concentration Retrieval from Near-Nadir Radar Data: A Numerical Experiment**

Yu. A. Titchenko<sup>1</sup>, V. Yu. Karaev<sup>1</sup>, M. A. Panfilova<sup>1</sup>, K. A. Ponur<sup>1</sup>, Ya. A. Kuznetsov<sup>2</sup>, E. M. Meshkov<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Federal Research Center A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences.*

<sup>2</sup> *National Research Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod.*

*The article presents the results of a study of the wind direction influence on the retrieval of sea ice concentration based on radar data scanning at angles of incidence close to the vertical, from  $-18^\circ$  to  $+18^\circ$ , performed within the framework of numerical simulation. The work includes numerical simulation of radar images obtained during the survey of a modeled water surface with areas of different sea ice concentration. The open water surface is modeled considering the wind speed and direction, as well as wind fetch. To model the reflection from areas with ice cover, an empirical approximation measured by the DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) radar on the GPM (Global Precipitation Measurement) mission satellite in the winter period in the Sea of Okhotsk is used. To retrieve sea ice concentration based on radar images obtained in the numerical modeling of*

*the experiment, empirical approximations for the ice cover and for open water without considering the wind direction measured by the DPR radar in the Sea of Okhotsk are used.*

*Keywords: sea ice, sea waves, backscattering cross section, small angles of incidence, quasi-specular reflection, sea ice concentration, numerical simulation*

## **Введение**

Радиолокационное и радиометрическое дистанционное зондирование из космоса являются единственными вариантами круглосуточного и круглогодичного и глобального мониторинга ледяного покрова Мирового океана [1, 2]. На сегодняшний день в основном используют методы дистанционного зондирования ледяного покрова при средних углах падения ( $30^\circ$ – $60^\circ$ ). В последнее время с развитием радиоальтиметрии появились подходы определения сплочённости и толщины ледяного покрова при строго вертикальном зондировании [3]. Малые углы падения (до  $15^\circ$ ) только начинают интересовать исследователей в связи с появлением новых орбитальных радиолокаторов работающих в этой области углов [4].

В данной работе исследование влияния направления ветра на точность восстановления сплочённости морского льда при малых углах падения выполнено на основе подхода, предложенного в работе [5].

## **Численное моделирование эксперимента и решение обратной задачи**

Для численного моделирования эксперимента с радиолокатором будем следовать алгоритму из трех шагов: моделирование отражающей поверхности, учёт схемы измерений радиолокатора и расчёт параметров отражённого сигнала.

В качестве отражающей поверхности будем моделировать морскую поверхность из десяти областей с разной сплочённостью морского льда. Для моделирования отражения от ледяного покрова воспользуемся аппроксимацией экспериментальных данных для Ку-диапазона, выполненной в работе [6]. При создании аппроксимации зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для ледяного покрова использовались данные радиолокатора DPR (англ. Dual-frequency Precipitation Radar) над Охотским морем в феврале 2020 при условии отрицательной температуры воздуха. В результате для моделирования ледяного покрова будем использовать следующую формулу для нормированного сечения обратного рассеяния в дБ от угла падения излучения:

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

где  $a_{ice} = -3,1517893$ ,  $b_{ice} = -0,0087084779$ ,  $c_{ice} = -0,016928228$ ,  $d_{ice} = 26,013494$ ,  $e_{ice} = 0,52884205$ .

В данном исследовании будем считать, что характеристики ледяного покрова не меняются и отражение ледяным покровом всегда описывается формулой (1). При этом учтём, что водная поверхность может сформироваться под действием различного ветра и в общем виде зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения будет описываться следующей формулой [7]:

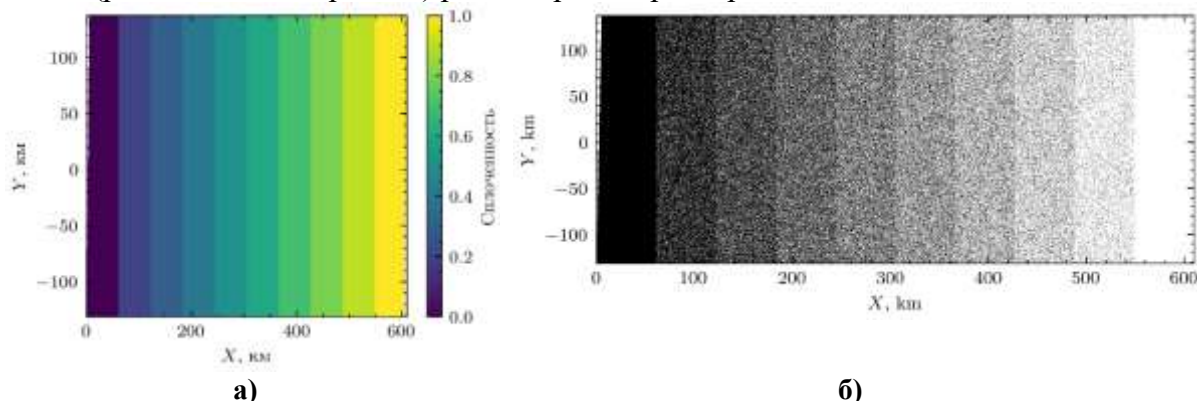
$$\sigma_0(\theta) = \frac{|R_{eff}(0)|^2}{2\cos^4\theta\sqrt{mss_{xx}mss_{yy} - mss_{xy}^2}} \exp\left[-\frac{\text{tg}^2\theta}{2(mss_{xx}mss_{yy} - mss_{xy}^2)} \cdot mss_{yy}\right], \quad (2)$$

где  $mss_{xx}$  и  $mss_{yy}$  - дисперсия уклонов крупномасштабных шероховатостей, по сравнению с длиной волны излучения вдоль осей X и Y соответственно;  $mss_{xy}$  - ненормированный коэффициент корреляции между уклонами вдоль осей X и Y;  $R_{eff}$  - эффективный коэффициент отражения.

Параметры ветрового волнения, входящие в формулу (2), рассчитываются по модели спектра волнения [8] и входными параметрами являются скорость приводного ветра, длина ветрового разгона и направление ветра.

В данной работе будем рассматривать случай полностью развитого ветрового волнения.

Для того чтобы смоделировать отражающую поверхность с заданной сплочённостью морского льда (рис.1а) будем случайным образом располагать участки морского льда («белые точки») на морской поверхности в соответствии со заданной сплочённостью. Черные участки («черные точки») соответствуют морскому волнению. Результат моделирования показан на рис.1б. Распределение «белых точек» на рис.1б в каждой полосе (разные цвета на рис. 1а) равномерное и размер каждой точки 100 x 100 м.



**Рис. 1. Распределение сплочённости льда в моделируемой поверхности (а) и распределение участков, покрытых льдом (б), где белые точки - лёд, черные – вода**

Белые точки соответствуют покрытому льдом участку, черные водной поверхности. Причём отношение количества белых точек к общему количеству точек в каждой полосе соответствует сплочённости льда в этой полосе.

Далее необходимо смоделировать схему измерений. Будем моделировать схему измерений радиолокатора DPR [9]. Радиолокатор сканирует по углу падения ( $-18^\circ - +18^\circ$  от вертикали) в направлении перпендикулярном направлению движения. Размер «пятна» на поверхности, формируемого диаграммой антенны, равен 5 км.

Без нарушения общности результата, но для упрощения вычислений, будем считать «пятно» квадратом с размерами 5 x 5 км. За время сканирования по углу падения спутник движется по оси X. Поэтому каждое сечение поперёк трека оказывается под углом отличным от перпендикуляра к наземному треку. Этот эффект проявляется в моделировании радиолокационных изображений в виде пустот в левом верхнем и правом нижнем углу на рис. 2а в следующем разделе.

В каждый элемент разрешения радиолокатора DPR попадает 50 x 50 точек из рис. 1б. Причём отражение от точек, покрытых льдом, рассчитывается по формуле (1), а отражение от точек, покрытых водой по формуле (2). В случае если в элемент разрешения радиолокатора попадают области, покрытые льдом и с чистой водой то сечение обратного рассеяния будем рассчитывать, как сумму двух компонент:

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

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

Для решения обратной задачи нам требуется знать зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для ледяного покрова и для конкретных условий формирования волнения.

Однако будем считать, что неизвестны условия формирования ветрового волнения, поэтому для решения обратной задачи для морского волнения воспользуемся аппроксимацией экспериментальных данных в Охотском море, аналогично формуле (1) только для водной поверхности [5]:

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

где  $a_{sea} = 11,291178$ ,  $b_{sea} = 0,0062640913$ ,  $c_{sea} = -0,04076229$ ,  $d_{sea} = -0,00010407121$ ,  $e_{sea} = 1,3805852 \cdot 10^{-5}$ ,  $f_{sea} = 7,9111159 \cdot 10^{-8}$ .

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

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

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

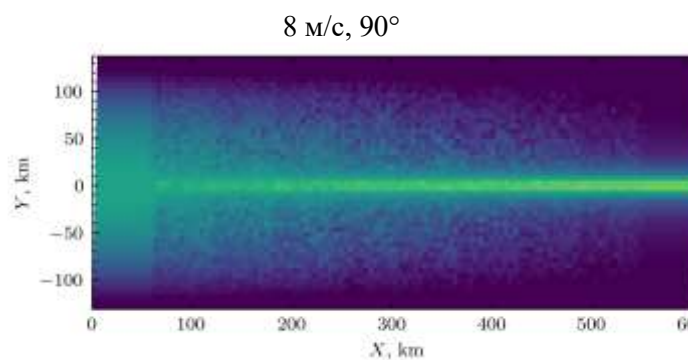
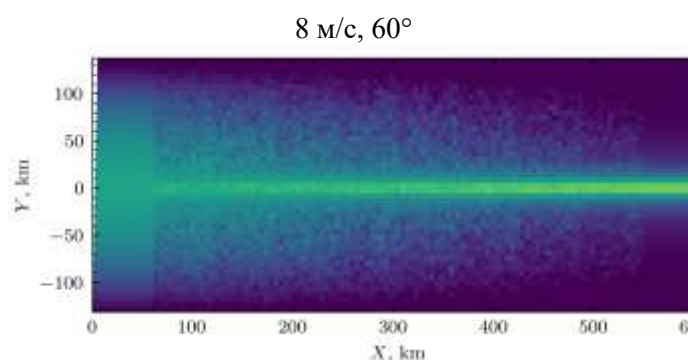
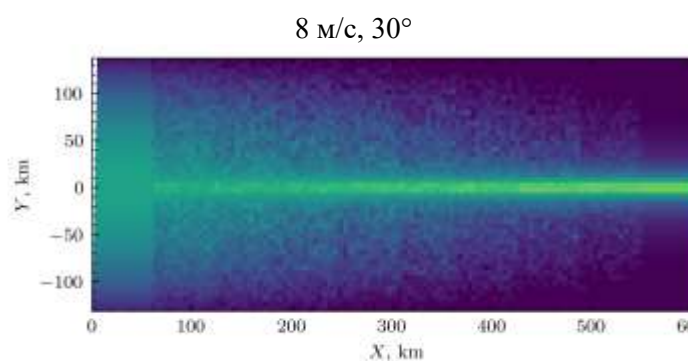
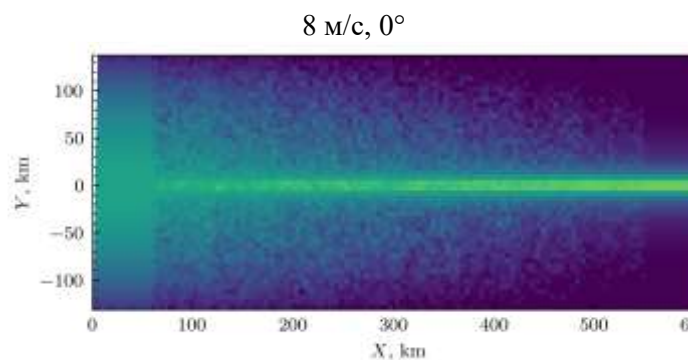
### Обсуждение результатов

Пример, моделирования сечения обратного рассеяния в полосе обзора приводится на рис.2а. Считаем, что скорость ветра 8 м/с, направление ветра от оси X 0°, 30°, 60°, 90°. На рис.2б приведены разрезы соответствующих радиолокационных изображений рис.2а в областях с различной сплочённостью льда и зависимости которые используются при моделировании. На рисунке черной сплошной линией приведён разрез смоделированного радиолокационного изображения на уровне сплочённости 0,5, красной штриховой линией обозначается формула (4), полученная аппроксимацией экспериментальных данных для открытой водной поверхности, зелёной штрихпунктирной линией приведена формула (1), полученная аппроксимацией экспериментальных данных для ледяного покрова и синей пунктирной линией приведена зависимость, построенная по формуле (2) для скорости ветра 8 м/с, направленного под углом 0°, 30°, 60°, 90° к оси X.

Из рисунков видно, что все значения смоделированного сечения обратного рассеяния попадают между кривыми для чистой воды и для чистого льда, что так же следует из формулы (3). Изрезанность зависимостей для промежуточных значений сплочённости связана со случайным попаданием областей со льдом в элемент разрешения («пятно») радиолокатора. По графикам на рис.2б видно, что направление ветра не влияет на значение сечения обратного рассеяния для водной поверхности в диапазоне от -2° до +2°, при этом при больших углах падения значение сечения обратного рассеяния может существенно различаться вплоть до 7 дБ в данном случае.

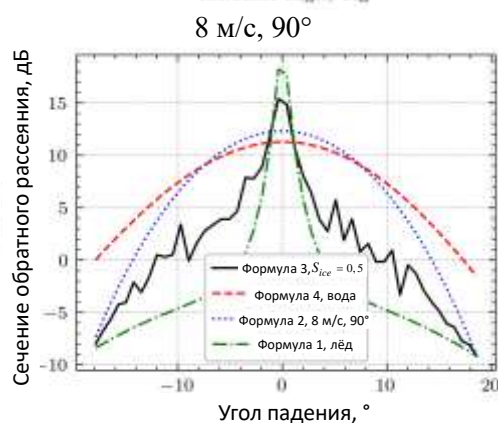
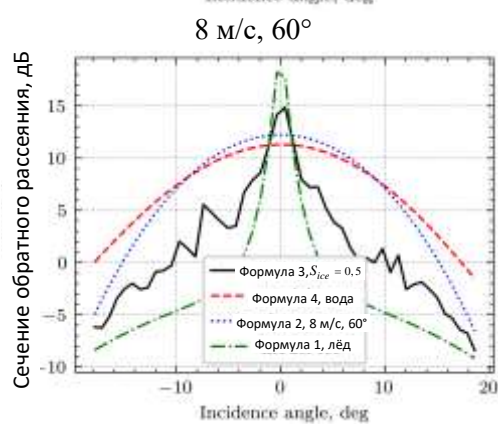
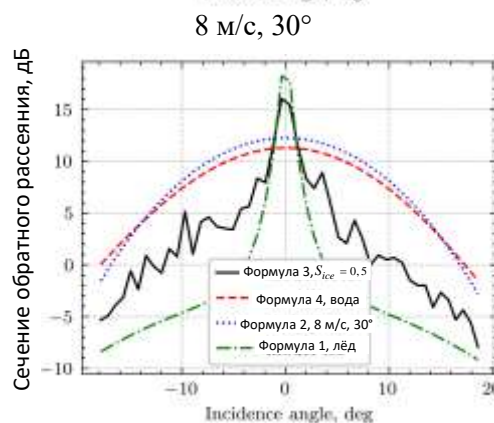
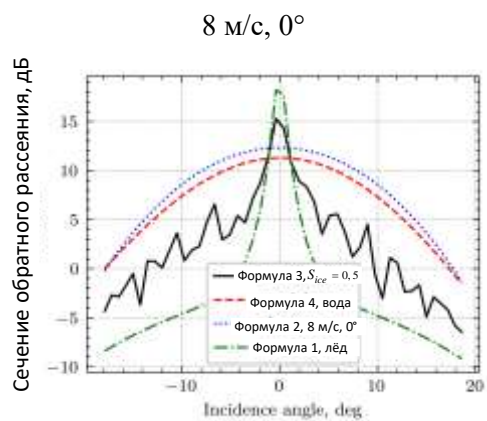
Далее смоделированные радиолокационные изображения, как на рис.2а, будем использовать в качестве входных данных при решении обратной задачи по восстановлению сплочённости льда.

На рис.3а приведены результаты расчёта сплочённости льда по формуле (5) для различных направлений ветра. На рис.3б приводится относительная ошибка восстановления сплочённости по сравнению с заданной на рис.1а в %. Над рисунками приводится скорость и направление ветра, выбранные для численного моделирования.



-5 0 5 10 15 20 25  
Сечение обратного рассеяния, дБ

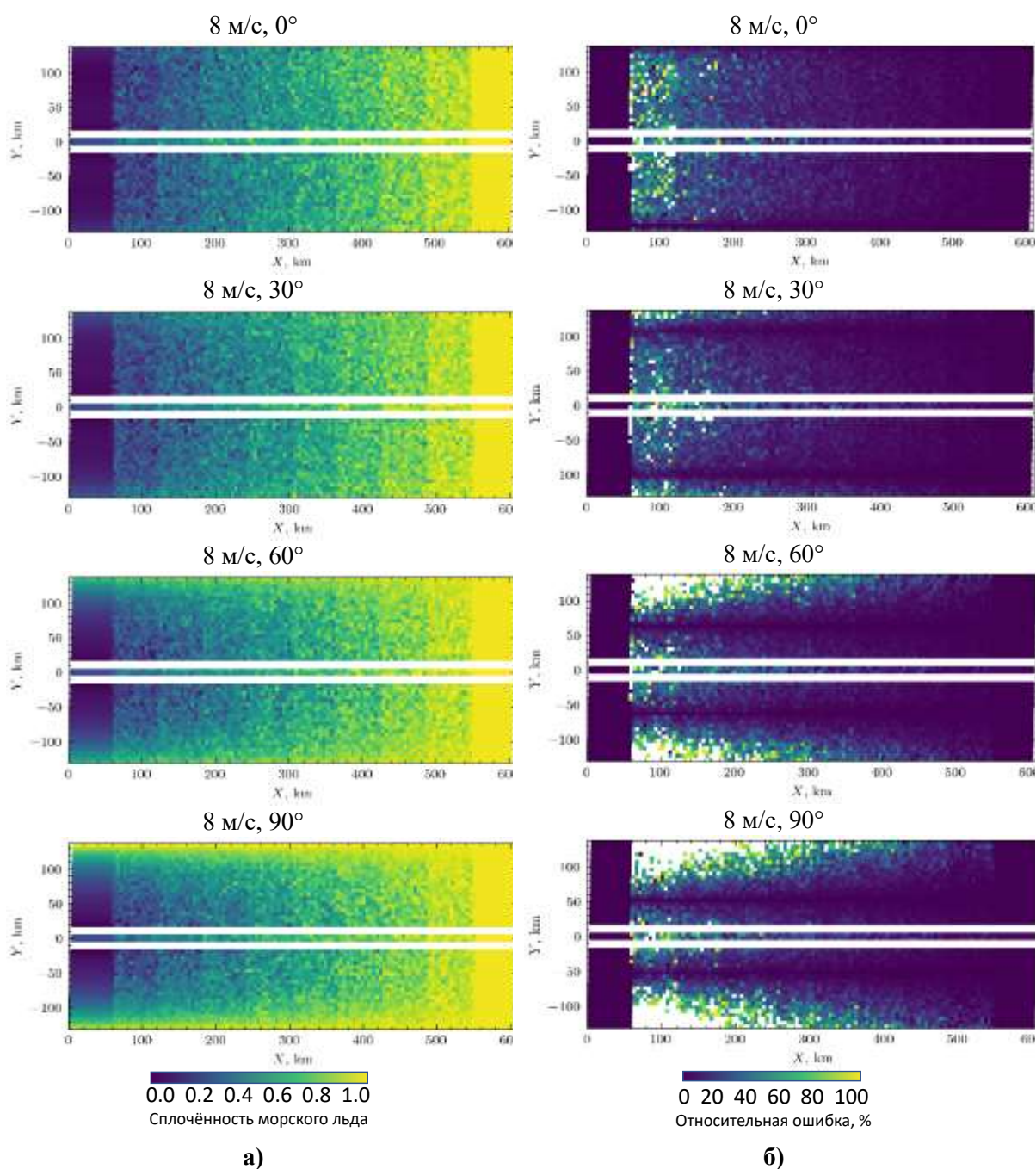
а)



б)

Рис. 2. Смоделированное радиолокационное изображение при пролёте над областью с градиентом сплочённости льда (а) и разрезы радиолокационного изображения и функций, использующихся для расчётов (б). Скорость ветра 8 м/с, направление ветра от оси X 0°, 30°, 60°, 90°

Сплошные белые линии на рисунках соответствуют точке пересечения зависимостей по формуле (1) и (4), что приводит к невозможности использовать формулу (5). Тут следует отметить, что, если бы мы знали зависимости сечения обратного рассеяния для воды и льда в конкретном случае, эта точка пересечения может сместиться.



**Рис. 3. Результат расчёта сплочённости льда по формуле (5) для разных направлений ветра (а). Относительная ошибка восстановления сплочённости по сравнению с заданной на рис.1а в % (б)**

На рисунках видно, что в некоторых случаях, незнание скорости и направления ветра, заданных при моделировании, приводит к ошибкам, достигающим 100%. Наиболее точным такой подход определения сплочённости оказался при ветре с направлением  $0^\circ$  к оси X. Однако это справедливо только для ветра 8 м/с, при других ветрах возможен другой результат. Это связано с тем, что зависимость сечения

обратного рассеяния от угла падения (на рис.2б для направления ветра  $0^\circ$ ) для водной поверхности при ветре 8 м/с оказывается наиболее близкой к формуле (4), которая используется при восстановлении. Так же видно, что на всех рис.3б есть полосы нулевой погрешности. Нулевая погрешность достигается, когда значение сечения обратного рассеяния по формуле (4) совпадает со значением сечения обратного рассеяния используемого для моделирования при некотором угле падения. Это совпадение можно наблюдать на рис.2б, где пересекаются красная штриховая (формула (4)) и синяя пунктирная (формула (2)) линии.

Численное моделирование решения обратной задачи показывает, что, даже не зная параметры шероховатости водной поверхности мы хорошо различаем области, полностью покрытые льдом и полностью свободные ото льда. Значительные ошибки появляются при небольших сплочённостях льда.

### Выводы

В работе рассмотрены методы решения прямой и обратной задач дистанционного зондирования подстилающей поверхности с разной сплочённостью морского льда. При решении обратной задачи восстановления сплочённости морского льда по радиолокационному изображению с использованием формулы (5) могут присутствовать большие погрешности при неизвестном направлении и скорости ветра. Решением данной проблемы может стать использование измеренных зависимостей сечения обратного рассеяния от угла падения при пролёте над сплошным ледяным покровом и над полностью открытой водой для уточнения работы формулы восстановления сплочённости.

*Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-77-10064, <https://rscf.ru/project/23-77-10064/>.*

### Литература

1. 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.
2. Заболотских Е.В., Хворостовский К.С., Животовская М.А., Львова Е.В., Азаров С.М., Балашова Е.А. 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.
3. Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D. J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. No. 4. P. 732–737. <https://doi.org/10.1002/grl.50193>.
4. Peureux, C., Longépé, N., Mouche, A., Tison, C., Tourain, C., Lachiver, J.-M., and D. Hauser, (2022), Sea-ice detection from near-nadir Ku-band echoes from CFOSAT/SWIM scatterometer, Earth and Space Science, 9, e2021EA002046. <https://doi.org/10.1029/2021EA002046>.
5. Karaev V., Ponur K., Panfilova M., Titchenko Y., Ryabkova M. and E. Meshkov (2022), 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, Kuala Lumpur, Malaysia, 2022, 3818-3821, doi: 10.1109/IGARSS46834.2022.9883231.
6. Караев В.Ю., Панфилова М.А., Митник Л.М., Рябкова М.С., Титченко Ю.А., Мешков Е.М. 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.

7. Басс Ф., Фукс И. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности – М: Наука, 1972. 424 с.

8. Ryabkova M., Karaev V., Guo J., Titchenko Y. (2019), A Review of Wave Spectrum Models as Applied to the Problem of Radar Probing of the Sea Surface, Journal of Geophysical Research: Oceans. 124, 10, 7104-7134. doi:10.1029/2018jc014804.

9. GPM Data Utilization Handbook. First Edition, JAXA. 2014. 92 p.