

## О возможности определения сплочённости ледяного покрова арктических морей по данным спутника SMOS

В. В. Тихонов<sup>1,3,2</sup>, Т. А. Алексеева<sup>2,1</sup>, Е. В. Афанасьева<sup>2,1</sup>,  
Ю. В. Соколова<sup>2,1</sup>, И. В. Хвостов<sup>3</sup>, А. Н. Романов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия*  
*E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru*

<sup>2</sup> *Арктический и антарктический научно исследовательский институт*  
*Санкт-Петербург, 199397, Россия*  
*E-mails: taa@aari.ru, afanasieva@aari.ru, j.sokolova@aari.ru*

<sup>3</sup> *Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, 656038, Россия*  
*E-mails: romanov\_alt@mail.ru, nii82@mail.ru*

Представлены первые результаты сравнения сезонной динамики яркостной температуры одной из областей Карского моря, измеренной радиометром MIRAS (*англ.* Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) спутника SMOS (*англ.* Soil Moisture and Ocean Salinity), с данными о сплочённости ледяного покрова, полученными по радиолокационным снимкам и снимкам в видимом диапазоне за 2019 и 2021 гг. Проведённый анализ показал, что яркостная температура очень чувствительна к изменениям состояния морского льда (таяние, замерзание, виды льда) и хорошо коррелирует со сплочённостью ледяного покрова. Полученные результаты открывают возможность использования данных радиометра MIRAS спутника SMOS для оценки состояния морского ледяного покрова Арктики, а также позволяют приступить к разработке методики анализа характеристик морского льда по этим данным.

**Ключевые слова:** спутниковая микроволновая радиометрия, яркостная температура, сплочённость морского льда, видимый и инфракрасный диапазон

Одобрена к печати: 09.11.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-6-329-335

### Введение

Используемые в настоящее время алгоритмы определения сплочённости и площади морского льда по данным пассивного микроволнового зондирования дают существенные ошибки, особенно в летний период в прикромочных зонах (Алексеева и др., 2021, 2022; Alekseeva et al., 2019). Одной из причин таких ошибок стало использование в алгоритмах относительно высокочастотных каналов — от 6,925 ГГц и выше, поскольку современные космические радиометры (SSMIS — *англ.* Special Sensor Microwave Imager/Sounder; AMSR2 — *англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer; МТВЗА-ГЯ — Модуль температурно-влажностного зондирования атмосферы, ГЯ — в память о Геннадии Яковлевиче Гуськове (1918–2002)) работают именно на этих частотах. Схемы большинства алгоритмов разработаны для частот от 18,7 ГГц и более, модернизированный алгоритм Bootstrap использует ещё дополнительный канал 6,915 ГГц вертикальной поляризации (Заболотских и др., 2023; Тихонов и др., 2016). Измерения на данных частотах не позволяют принимать излучение из глубоких слоёв снежно-ледовой толщи, а в период таяния, когда снежный и ледяной покров пропитываются водой, излучение принимается практически с поверхности мокрого льда или снега (Тихонов и др., 2016; Tikhonov et al., 2014). Величина излучательной способности таких поверхностей, в зависимости от их влагосодержания, находится между значениями излучательной способности сухой снежно-ледовой толщи и открытой воды (Emery, Camps, 2017; Spreen et al., 2008), что и приводит к занижению сплочённости морского льда алгоритмами.

Радиометр MIRAS (*англ.* Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis), установленный на спутнике SMOS (*англ.* Soil Moisture and Ocean Salinity) Европейского космического агентства (*англ.* European Space Agency — ESA), запущенном в 2009 г., принимает излучение

на частоте 1,4 ГГц (вертикальная (V от *англ.* vertical) и горизонтальная (H от *англ.* horizontal) поляризация). Приём излучения на этой частоте позволяет радиометру получать данные с более глубоких слоёв ледяного и снежного покрова (Тихонов и др., 2016; McMullan et al., 2008; Oliva et al., 2020).

В работе (Тихонов и др., 2022) было показано, что яркостная температура, получаемая радиометром MIRAS, очень чувствительна к изменению сплочённости и состояния морского ледяного покрова. В настоящей статье представлены результаты сравнения изменений яркостной температуры одной из областей Карского моря, измеренной радиометром MIRAS, со значениями сплочённости ледяного покрова, полученными путём визуального дешифрирования радиолокационных снимков спутника Sentinel-1 и снимков в видимом диапазоне спектро радиометра MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) спутника Terra.

## Регион исследования

Регион исследования — Карское море, где было выбрано несколько областей, по которым были получены данные спутника SMOS. На *рис. 1* показана одна из таких областей с координатами центра  $74^\circ$  с.ш.,  $76^\circ$  в.д. Характерной особенностью этой области представляется периодическое появление в ней Обь-Енисейской полыньи.



*Рис. 1.* Регион исследования. Белым цветом выделена исследуемая ячейка SMOS L1C

Эта полынья начинает развиваться за припаем вдоль побережья и при большом развитии достигает рассматриваемой области. Обь-Енисейская полынья появляется с вероятностью более 75 % в течение семи месяцев из восьми возможных, когда акватория Карского моря покрыта льдом (Карелин, Карклин, 2012).

Ледяной покров в данной области очень динамичный: в течение зимы ледяные поля разламываются, в результате чего возникают трещины и разводья, которые со временем либо заполняются новыми льдами, либо закрываются при смене преобладающих ветров. Часто при отжимных ветрах, а также под воздействием стока Оби и Енисея ранее сформировавшиеся льды отходят к северу, освобождая вдоль границы припая пространство чистой воды (полынью), которое постепенно покрывается молодыми льдами. При смене ветров может наблюдаться обратный процесс, и полынья будет закрываться дрейфующими однолетними льдами Карского моря (Карелин, Карклин, 2012).

## Спутниковые данные

В акватории Карского моря было выбрано несколько областей, по которым за период с 2019 по 2022 г. исследовалась сезонная и межгодовая динамика яркостной температуры поверхности, регистрируемой радиометром MIRAS для вертикально ( $T_V$ ) и горизонтально ( $T_H$ ) поляризованного восходящего излучения при широком диапазоне углов визирования. Для этих целей использовались данные SMOS L1C (продукт MIR\_SCLF1C) (Gutierrez et al., 2017), привязанные географически к дискретной гексагональной геодезической сетке DGG ISEA 4N9 (Sahr et al., 2003) с размером ячейки 16 км (см. *рис. 1*). Максимальная (в высоких широтах — от двух раз в сутки) частота формирования данных SMOS со сплошным покрытием реализуется для измерений под углом визирования  $42,5^\circ$ , при этом пространственное разре-

шение составляет  $35 \times 65$  км. Таким образом, яркостная температура для любой ячейки сетки формируется излучением окружающего участка подстилающей поверхности площадью от  $1780 \text{ км}^2$  (по уровню диаграммы направленности антенны в 3 дБ). Получается, что один пиксель радиометра MIRAS содержит в среднем порядка девяти ячеек геодезической сетки DGG ISEA 4H9. Сама же ячейка расположена в центре этого участка (Sahr et al., 2003).

Сплочённость морского льда определялась визуально по 10-балльной шкале, где 1 балл соответствует 10 % площади морской поверхности, занятой льдом (Афанасьева и др., 2019). Для этого использовались два источника информации:

1. Спутниковые снимки в видимом диапазоне электромагнитного спектра Terra MODIS (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>). Для дешифрирования использовались композитные изображения с разрешением 250 м, составленные из каналов видимого диапазона (Band 1: 0,62–0,67 мкм; Band 4: 0,545–0,565 мкм; Band 3: 0,459–0,479 мкм).
2. Радиолокационные снимки Sentinel-1 (<http://north.seaice.dk>) с разрешением  $300 \times 300$  и  $1000 \times 1000$  м.

## Результаты

Сравнение данных по яркостной температуре со сплочённостью морского ледяного покрова показало, что яркостная температура очень чувствительна к изменениям состояния и вида морского льда и хорошо коррелирует со сплочённостью ледяного покрова. На *рис. 2* (см. с. 330) представлены результаты такого сравнения для ячейки, показанной на *рис. 1*, за первую половину 2019 и 2021 гг., отражающие различную динамику изменений ледяного покрова.

На *рис. 2a* такое сравнение показано для первой половины 2019 г. С 18 февраля по 23 марта исследуемая область была покрыта преимущественно однолетними льдами, а сплочённость колебалась в пределах 9–10 баллов. Яркостная температура за этот временной период изменялась от 204 до 233 К для  $T_H$  и от 235 до 254 К для  $T_V$ , а отношение  $T_H/T_V$  яркостной температуры находилось в интервале от 0,85 до 0,95. 23 марта в данном регионе начала развиваться полынья, и исследуемая область стала освобождаться ото льда. Пик развития полыньи (минимальная сплочённость льда) приходился на период 30 марта – 2 апреля, что отображено на графике в виде сильного уменьшения яркостной температуры. Значения  $T_H$  и  $T_V$  в этот период уменьшились до 115 и 164 К соответственно, а  $T_H/T_V$  опустилось до 0,7.

7 апреля полынья в результате интенсивного замерзания покрылась начальными формами льда, а 13 апреля стала закрываться, и в исследуемую область начали перемещаться однолетние льды с севера. Начиная с 13 апреля и до 8 мая исследуемая область была покрыта преимущественно однолетними льдами сплочённостью 9–10 баллов. В этот период величины  $T_H$  и  $T_V$  изменялись в пределах от 196 до 240 К и от 224 до 260 К соответственно, а отношение  $T_H/T_V$  имело значения в интервале 0,85–0,94. Большой разброс значений  $T_H$  и  $T_V$ , по сравнению с предыдущим периодом, в который участок был занят сплошными льдами, связан с наличием в ледяных полях ниласовых льдов. Этот вид льда имеет толщину не более 10 см, снег на его поверхности отсутствует, поскольку лёд очень влажный; кроме того, этот лёд может содержать до 20 % пор, заполненных рассолом (Масанов, 2022; Petrich, Eicken, 2010). Из-за повышенной влажности и солёности, а также малой толщины яркостная температура у таких льдов ниже, чем у обсохших и опреснённых однолетних, что и вызвало увеличение интервала значений  $T_H$  и  $T_V$ . Необходимо отметить, что интервал значений  $T_H/T_V$  для этого периода остался тем же.

Начиная с 8 мая сплочённость ледяного покрова в связи с начавшимися процессами таяния постепенно понижалась от 9 до 0 баллов (31 мая). Значения  $T_H$  при этом уменьшились от 225 до 90 К,  $T_V$  — от 250 до 135 К, а  $T_H/T_V$  — от 0,9 до 0,65.

В первой половине 2021 г. изменение состояния ледяного покрова происходило иначе (см. *рис. 2б*). С 18 по 28 февраля исследуемая область была покрыта однолетними льдами сплочённостью 9,5–10 баллов. В данный период значения  $T_H$  находились в интервале 212–230 К,  $T_V$  — в интервале 243–252 К, а  $T_H/T_V$  — в интервале 0,85–0,92.

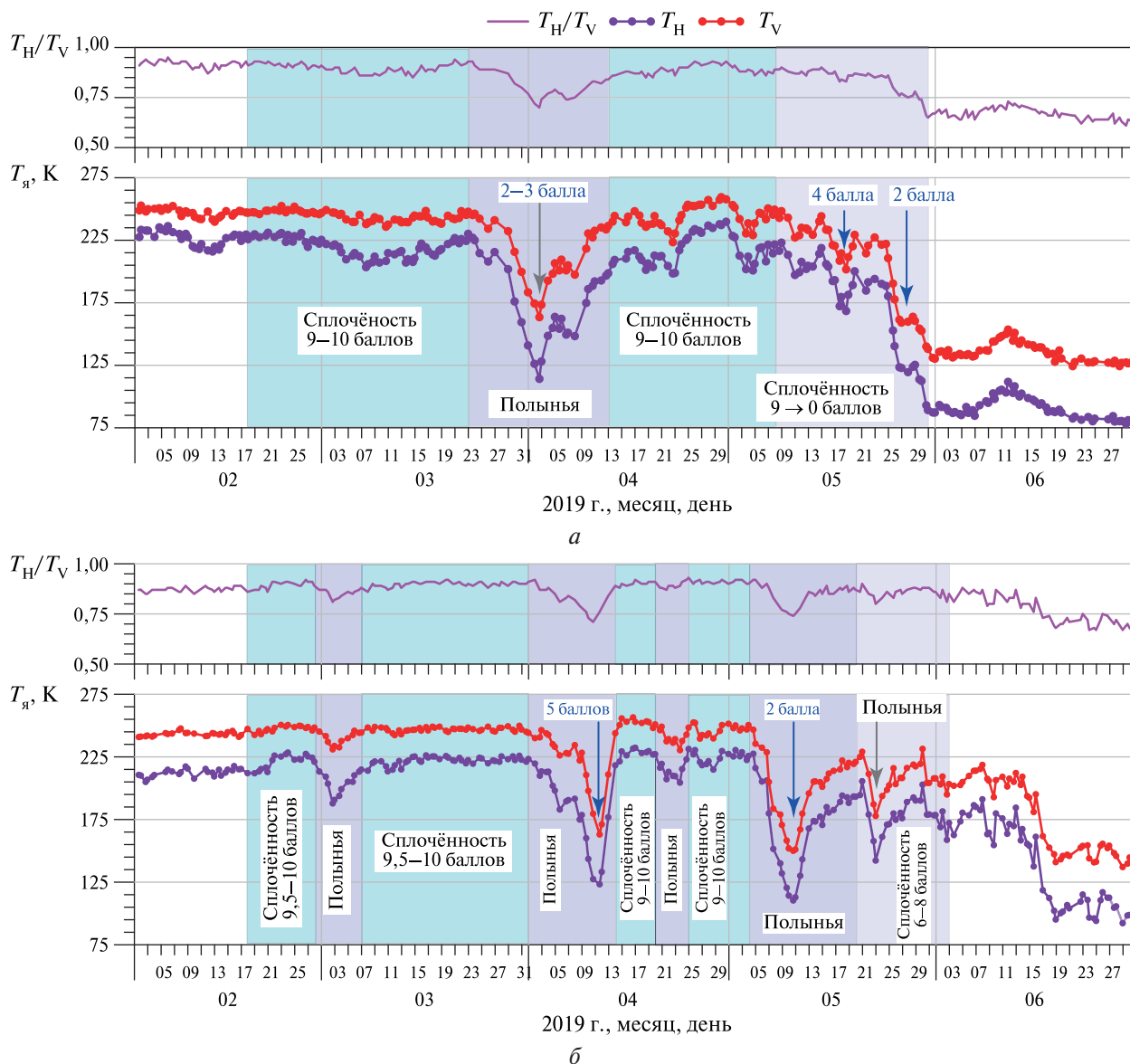


Рис. 2. Динамика яркостной температуры и сплочённости льда: а — 2019 г.; б — 2021 г.

28 февраля в этой области начала открываться полынья, которая быстро покрылась ниласом, а 3 марта уже была покрыта серым льдом (молодой лёд толщиной 10–15 см). 4 марта в регион с северо-востока переместились однолетние льды и половина пикселя радиометра была покрыта ими, а половина — ниласом и серыми льдами. Сплочённость ледяного покрова с 28 февраля по 7 марта колебалась в пределах 9,5–10 баллов. Несмотря на высокую сплочённость льда, яркостная температура значительно уменьшилась: до 186 К для  $T_H$  и до 230 К для  $T_V$ , а отношение  $T_H/T_V$  яркостной температуры опустилось до 0,81. Такие изменения связаны с тем, что вся область 2 марта была покрыта ниласом, яркостная температура которого значительно ниже, чем у однолетних льдов.

В дальнейшем, в связи с приносом в исследуемую область в результате дрейфа однолетних льдов с севера, яркостная температура начала расти и 7 марта достигла 215 К для  $T_H$  и 245 К для  $T_V$ . С 7 марта по 1 апреля вся область была покрыта однолетними льдами сплочённостью 9,5–10 баллов, что хорошо отражается значениями яркостной температуры. В этот период  $T_H$  находилась в интервале 214–227 К,  $T_V$  — в интервале 243–250 К, а  $T_H/T_V$  — в интервале 0,85–0,92.

С 1 апреля начала открываться полынья, которая достигла своего максимума развития 11 апреля. В этот период акватория была покрыта сначала однолетним льдом и ниласом, по-

том только ниласом, 11 апреля половина области была очищена ото льда, а другая половина покрыта ниласом. В этот временной отрезок значения  $T_H$  уменьшились до 123 К, значения  $T_V$  — до 163 К, а  $T_H/T_V$  — до 0,71 К. Такое существенное уменьшение яркостной температуры, несмотря на сплочённость в 5 баллов, также связано с преобладанием ниласа на поверхности воды. Начиная с 11 апреля полынья быстро стала закрываться и полностью исчезла 14 апреля. С этого дня и до 20 апреля регион покрывали однолетние льды сплочённостью 9–10 баллов,  $T_H$  изменялась в пределах 219–234 К,  $T_V$  — в пределах 245–257 К,  $T_H/T_V$  — в пределах 0,87–0,93.

20–25 апреля на юге исследуемой области на короткое время открылась узкая полынья, которая сразу затянулась ниласом. Яркостная температура в этот период сначала понизилась на 20 К, а к 25 апреля вернулась к значениям, соответствующим льду сплочённостью 9–10 баллов.

С 25 апреля по 4 мая вся область была покрыта однолетними льдами сплочённостью 9–10 баллов. В этот период значения  $T_H$  находились в интервале 215–233 К,  $T_V$  — в интервале 240–254 К, а  $T_H/T_V$  — в интервале 0,89–0,93 К.

4 мая с юго-запада исследуемой области опять начала открываться полынья, которая постепенно увеличивалась и достигла своего максимума 10 мая. В этот период сплочённость однолетних льдов понизилась до 2 баллов, значения  $T_H$  — до 110 К,  $T_V$  — до 150 К, а  $T_H/T_V$  — до 0,74. Полынья просуществовала до 20 мая.

С 21 мая регион был покрыт однолетними льдами сплочённостью 8 баллов. До конца срока наблюдения (3 июня) сплочённость льда в регионе колебалась от 6 до 8 баллов, значения  $T_H$  — от 155 до 205 К,  $T_V$  — от 195 до 233 К, а  $T_H/T_V$  — от 0,81 до 0,9. Исключением стало 23 мая, когда яркостная температура опустилась ниже указанных значений на величину порядка 20 К. В этот день произошло кратковременное открытие полыньи и сплочённость льда уменьшилась.

## Заключение

В настоящей работе выполнено сравнение изменений яркостной температуры, измеренной радиометром MIRAS (продукт SMOS L1C), и сплочённости морского ледяного покрова в Карском море. Проведённые исследования показали, что яркостная температура очень чувствительна к изменениям состояния морского льда (таяние, замерзание, начальные формы льда, однолетний лёд) и хорошо коррелирует со сплочённостью ледяного покрова. Полученные результаты открывают возможность использования данных радиометра MIRAS спутника SMOS для оценки и уточнения состояния морского ледяного покрова Арктики. Совместное использование данных продукта SMOS L1C и данных радиометров AMSR2, SSMIS или МТВЗА-ГЯ может способствовать значительному прогрессу в разработке дистанционных всепогодных методов контроля и диагностики морского ледяного покрова морей российской Арктики.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант № 23-17-00161.

## Литература

1. Алексеева Т. А., Соколова Ю. В., Тихонов В. В. и др. Анализ областей морского льда в Северном Ледовитом океане, неопределяемых алгоритмом ASI по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 2021. № 6. С. 22–38. DOI: 10.31857/S0205961421060026.
2. Алексеева Т. А., Соколова Ю. В., Афанасьева Е. В. и др. Влияние загрязнённости морского льда на ошибки в определении сплочённости в период таяния по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 5. С. 30–46. DOI: 10.31857/S0205961422050037.
3. Афанасьева Е. В., Алексеева Т. А., Соколова Ю. В. и др. Методика составления ледовых карт ААНИИ // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 5–20. DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071.

4. *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.
5. *Карелин И. Д., Карклин В. П.* Припай и заприпайные польньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2012. 180 с.
6. *Масанов А. Д.* Альбом ледяных образований в морях / ред. Н. В. Скутина. СПб.: ААНИИ, 2022. 140 с.
7. *Тихонов В. В., Раев М. Д., Шарков Е. А. и др.* Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов: Обзор // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 4. С. 65–84. DOI: 10.7868/S0205961416040072.
8. *Тихонов В. В., Хвостов И. В., Алексеева Т. А. и др.* Анализ гидрологического режима устьевых областей Енисея, Печоры и Хатанги в зимний период по данным спутника SMOS // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 6. С. 47–62. DOI: 10.31857/S0205961422060124.
9. *Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S. et al.* Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data // Remote Sensing. 2019. V. 11. No. 21. Article 2481. <https://doi.org/10.3390/rs11212481>.
10. *Emery W., Camps A.* Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Elsevier Inc., 2017. 856 p.
11. *Gutierrez A., Castro R., Vieira P., Lopes G., Barbosa J.* SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. Lisboa: DEIMOS Engenharia, 2017. 83 p. <https://earth.esa.int/eogateway/documents/20142/37627/SMOS-L1c-Data-Processing-Models.pdf>.
12. *McMullan K. D., Brown M. A., Martín-Neira M. et al.* SMOS: The payload // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2008. V. 46. No. 3. P. 594–605. DOI: 10.1109/TGRS.2007.914809.
13. *Oliva R., Martín-Neira M., Corbella I. et al.* SMOS Third Mission Reprocessing after 10 Years in Orbit // Remote Sensing. 2020. V. 10. No. 12. Article 1645. 24 p. <https://doi.org/10.3390/rs12101645>.
14. *Petrich C., Eicken H.* Chapter 2. Growth, Structure and Properties of Sea Ice // Sea Ice. Wiley-Blackwell, 2010. P. 23–77.
15. *Sahr K., White D., Kimerling A. J.* Geodesic Discrete Global Grid System // Cartography and Geographic Information Science. 2003. V. 30. No. 2. P. 121–134. DOI: 10.1559/152304003100011090.
16. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // J. Geophysical Research: Oceans. 2008. V. 113. Article C02S03. <https://doi.org/10.1029/2005JC003384>.
17. *Tikhonov V. V., Boyarskii D. A., Sharkov E. A. et al.* Microwave Model of Radiation from the Multilayer “Ocean–atmosphere” System for Remote Sensing Studies of the Polar Regions // Progress in Electromagnetics Research B. 2014. V. 59. P. 123–133. DOI: 10.2528/PIERB14021706.

## On the possibility to determine the concentration of Arctic sea ice using SMOS satellite data

V. V. Tikhonov<sup>1,3,2</sup>, T. A. Alekseeva<sup>2,1</sup>, E. V. Afanasyeva<sup>2,1</sup>,  
J. V. Sokolova<sup>2,1</sup>, I. V. Khvostov<sup>3</sup>, A. N. Romanov<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia  
E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru

<sup>2</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg 199397, Russia  
E-mails: taa@aari.ru, afanasieva@aari.ru, j.sokolova@aari.ru

<sup>3</sup> Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul 656038, Russia  
E-mails: romanov\_alt@mail.ru, nii82@mail.ru

The paper presents the first results of comparison of the seasonal dynamics of brightness temperature of a region in the Kara Sea measured by the MIRAS radiometer (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) of the SMOS satellite (Soil Moisture and Ocean Salinity) with data on ice concentration obtained from satellite radar and visible images for 2019 and 2021. The analysis showed that brightness temperature is very sensitive to changes in the state of sea ice (melting, freezing, ice type) and correlates well with ice concentration. The obtained results open the possibility of using data from SMOS MIRAS to assess the state of the Arctic sea ice cover, as well as developing a methodology for analyzing the characteristics of sea ice using these data.

**Keywords:** satellite microwave radiometry, brightness temperature, ice concentration, visible and infra-red range

Accepted: 09.11.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-6-329-335

## References

1. Alekseeva T. A., Sokolova J. V., Tikhonov V. V. et al., Analysis of Sea Ice Areas Undetectable by Satellite Microwave Radiometry (ASI Algorithm) in the Arctic Ocean, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2021, Vol. 57, No. 12, pp 1690–1704, DOI: 10.1134/S0001433821120033.
2. Alekseeva T. A., Sokolova J. V., Afanasyeva E. V. et al., The Contribution of Sea-Ice Contamination to Inaccuracies in Sea-Ice Concentration Retrieval from Satellite Microwave Radiometry Data during the Ice-Melt Period, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2022, Vol. 58, No. 12, pp. 1470–1484, DOI: 10.1134/S0001433822120039.
3. Afanasyeva E. V., Alekseeva T. A., Sokolova J. V. et al., AARI methodology for sea ice charts composition, *Russian Arctic*, 2019, No. 7, pp. 5–20 (in Russian), DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071.
4. Zabolotskikh E. V., Khvorostovsky K. S., Zhivotovskaya M. A. et al., Satellite microwave remote sensing of the Arctic sea ice: Review, *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2023, Vol. 20, No. 1, pp. 9–34 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34.
5. Karelin I. D., Karklin V. P., *Pripai i zapripainye polyn'i arkticheskikh morei sibirskogo shel'fa v kontse XX–nachale XXI veka* (Landfast ice and landfast ice polynyas of the Arctic seas of the Siberian shelf at the end of the XX–beginning of the XXI century), Saint Petersburg: AARI, 2012, 180 p. (in Russian).
6. Masanov A., *Al'bom ledyanykh obrazovaniy v moryakh* (Album of ice formations in the sea), N. V. Skutina (ed.), Saint Petersburg: AARI, 2022, 140 p.
7. Tikhonov V. V., Raev M. D., Sharkov E. A. et al., Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016, Vol. 52, No. 9, pp. 1012–1030, <https://doi.org/10.1134/S0001433816090267>.
8. Tikhonov V. V., Khvostov I. V., Alekseeva T. A. et al., Analysis of the Winter Hydrological Regime of the Yenisei, Pechora, and Khatanga Estuaries Using SMOS Data, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2022, Vol. 58, No. 12, pp. 1519–1531, DOI: 10.1134/S0001433822120234.
9. Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S. et al., Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data, *Remote Sensing*, 2019, Vol. 11, No. 21, Article 2481, <https://doi.org/10.3390/rs11212481>.
10. Emery W., Camps A., *Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application*, Elsevier Inc., 2017, 856 p.
11. Gutierrez A., Castro R., Vieira P., Lopes G., Barbosa J., *SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model*, Lisboa: DEIMOS Engenharia, 2017, 83 p., <https://earth.esa.int/eogateway/documents/20142/37627/SMOS-L1c-Data-Processing-Models.pdf>.
12. McMullan K. D., Brown M. A., Martín-Neira M. et al., SMOS: The payload, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2008, Vol. 46, No. 3, pp. 594–605, DOI: 10.1109/TGRS.2007.914809.
13. Oliva R., Martín-Neira M., Corbella I. et al., SMOS Third Mission Reprocessing after 10 Years in Orbit, *Remote Sensing*, 2020, Vol. 10, No. 12, Article 1645, 24 p., <https://doi.org/10.3390/rs12101645>.
14. Petrich C., Eicken H., Chapter 2. Growth, Structure and Properties of Sea Ice, In: *Sea Ice*, Wiley-Blackwell, 2010, pp. 23–77.
15. Sahr K., White D., Kimerling A. J., Geodesic Discrete Global Grid System, *Cartography and Geographic Information Science*, 2003, Vol. 30, No. 2, pp. 121–134, DOI: 10.1559/152304003100011090.
16. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2008, Vol. 113, Article C02S03, <https://doi.org/10.1029/2005JC003384>.
17. Tikhonov V. V., Boyarskii D. A., Sharkov E. A. et al., Microwave Model of Radiation from the Multilayer “Ocean–atmosphere” System for Remote Sensing Studies of the Polar Regions, *Progress in Electromagnetics Research B*, 2014, Vol. 59, pp. 123–133, DOI: 10.2528/PIERB14021706.