Изменчивость интенсивности микроволнового излучения морского льда в Арктике на частоте 89 ГГц в зимних условиях

Е. В. Заболотских¹, М. А. Животовская¹, Н. Ю. Захваткина^{2,4,1}, Б. Шапрон^{3,1}

 ¹ Российский государственный гидрометеорологический университет Санкт-Петербург, 192007, Россия E-mail: m.zhivotovskaia@rshu.ru
² Арктический и антарктический исследовательский институт Санкт-Петербург, 199397, Россия E-mail: natalia.piotrovskaya@niersc.spb.ru
³ Французский научно-исследовательский институт эксплуатации моря, Брест, Франция E-mail: bertrand.chapron@ifremer.fr

⁴ Научный фонд «Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена», Санкт-Петербург, 199034, Россия

В работе проведён анализ пространственной изменчивости интенсивности микроволнового излучения морского льда в Арктике на частоте 89 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации в январе и феврале 2015 г. на основе данных измерений радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) со спутника GCOM-W1. Физическое моделирование переноса микроволнового излучения в системе «морской лёд — атмосфера» в условиях без рассеяния используется для вычисления радиояркостной температуры (T_a) излучения морского льда на частоте 89 ГГц по данным измерений AMSR2 с использованием данных реанализа Era-Interim для оценки характеристик атмосферного излучения. Данные реанализа Era-Interim по температуре морского льда используются для вычисления коэффициентов излучения морского льда по рассчитанным значениям T_я. Области морского льда со 100%-й сплочённостью идентифицированы на основе анализа изображений радиолокатора с синтезированной апертурой со спутника Sentinel-1. Проведённый анализ позволил выделить области высокой и низкой интенсивности излучения в Арктике, причём области низкой интенсивности излучения характерны для районов как многолетнего, так и однолетнего морского льда. Определены также районы со значениями поляризационной разницы в измерениях над морским льдом, превышающими 20 К. Для этих районов стандартные алгоритмы определения сплочённости морского льда будут существенно занижать её истинные значения.

Ключевые слова: морской лёд, Арктика, микроволновое излучение, радиояркостная температура, физическое моделирование, AMSR2, Sentinel-1, Era-Interim

> Одобрена к печати: 20.02.2018 DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-139-147

Введение

Морской лёд в полярных регионах является важнейшим элементом глобальной климатической системы, и именно мониторинг ледяного покрова в Арктике даёт возможность с наибольшей степенью достоверности судить о происходящих в последние десятилетия изменениях климата из-за полярного усиления (Иванов и др., 2013). Основными средствами мониторинга морского льда на сегодняшний день являются методы спутникового дистанционного зондирования, среди которых методы пассивного микроволнового зондирования выделяются возможностью восстанавливать характеристики ледяного покрова в условиях облачности и при отсутствии солнечного освещения (Смирнов и др., 2010).

Измерения спутниковых микроволновых радиометров позволяют восстанавливать сплочённость ледяного покрова, а также его тип (однолетний или многолетний). Существует большое количество методов восстановления общей сплочённости морского льда. Среди общеизвестных — такие алгоритмы, как NASA Team (Cavalieri et al., 1984), Bootstrap (Comiso, 1983), NASA Team 2 (NT2) (Markus, Cavalieri, 2000), NORSEX (Svendsen et al., 1983), ARTIST Sea Ice (ASI) (Kaleschke et al., 2001; Spreen et al., 2008), VASIA и VASIA2 (Тихонов и др., 2015; Tikhonov et al., 2015). Некоторые из методов применяются для создания ежедневных карт морского льда в оперативном режиме, которые широко используются научным сообществом.

Одним из основных источников погрешностей в алгоритмах получения концентрации морского льда является высокая изменчивость в пространстве и во времени излучательной способности морского льда, которая варьируется в зависимости от возраста, толщины, солёности, плотности, состава и характеристик поверхности (Carsey, 1982; Gloersen et al., 1973; Troy et al., 1981; Vant et al., 1974). Другой источник погрешностей в алгоритмах восстановления характеристик ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров — изменчивая атмосфера. Чем выше содержание в атмосфере водяного пара и жидкокапельной влаги, тем сильнее влияние атмосферы на точность восстановления сплочённости морского льда (С) (Andersen et al., 2006). Поэтому снижение эффективности методов сильнее проявляется летом и ранней осенью. Если алгоритм оценки С основан на использовании только высокочастотных измерений (~90 ГГц), то влияние атмосферы настолько велико, что применяются специальные погодные фильтры для идентификации областей открытой воды (Kaleschke et al., 2001; Spreen et al., 2008). Эти фильтры используют радиометрические измерения на более низких частотах, и их применение ведёт к ухудшению пространственного разрешения методов.

Все методы восстановления сплочённости основаны на различиях в излучательных характеристиках морской воды и льда, и поэтому все они используют в том или ином виде так называемые точки привязки: либо радиояркостную температуру ($T_{\rm g}$), либо поляризационную разницу между $T_{\rm g}$ на вертикальной и горизонтальной поляризации, либо коэффициент излучения сплочённого льда (10 баллов, или 100 % сплочённости) и полностью открытой морской воды (0 баллов, или 0 % сплочённости). Обычно значения для точек привязки определяются экспериментально при определённых условиях, и в дальнейшем используются их фиксированные значения. Однако значения точек привязки существенно зависят от физического состояния льда, наличия и свойств снега на ледяном покрове и многих других факторов (в том числе от атмосферы, если понятие точки привязки включает в себя ослабление излучения подстилающей поверхности столбом атмосферы). Корректное определение точек привязки играет решающую роль в получении достоверной информации о ледяном покрове.

Как правило, в алгоритмах восстановления сплочённости морского льда в арктическом регионе выделяют три типа поверхности: открытый океан и два типа льда — однолетний и многолетний. Электромагнитные свойства льда являются функцией его кристаллической структуры, температуры и солёности. Влияние снежного покрова на излучение льда зависит от плотности и влажности снега: сухой снег рассеивает микроволновое излучение льда. Чем выше влажность снега (сезоны таяния и замерзания), тем ближе его свойства к свойствам воды. Чем выше плотность, тем выше рассеивающие свойства. У однолетнего льда микроволновое излучение формируется главным образом поверхностным слоем и при отсутствии снега практически не рассеивается. Излучение многолетнего льда формируется в более глубоких слоях, и его перенос сопровождается рассеянием не только снегом, но и верхними слоями льда. Отличие многолетнего льда от однолетнего — замена соляного рассола воздушными карманами. Их наличие вызывает рассеяние, которое приводит к уменьшению радиации, наблюдаемой над поверхностью льда (Ulaby et al., 1986).

Очевидно, что, поскольку излучательная способность льдов обладает большой изменчивостью, изучение возможности её картирования для пространственно протяжённых областей является крайне актуальной задачей, решение которой поможет как продвинуться в понимании электромагнитных свойств различных типов морских льдов, так и повысить точность методов восстановления сплочённости по данным спутниковых микроволновых радиометров. В данной работе свойства микроволнового излучения морского льда в Арктике изучались для частоты 89 ГГц по данным измерений радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) на спутнике GCOM-W1 с использованием физического моделирования микроволнового излучения системы «морской лёд — атмосфера» в условиях без рассеяния и данных реанализа Era-Interim для оценки характеристик атмосферного излучения. Области морского льда со 100%-й сплочённостью идентифицировались на основе анализа изображений радиолокатора с синтезированной апертурой (PCA) со спутника Sentinel-1. Оценка радиояркостных температур морского льда в Арктике проводилась для января и февраля 2015 г., поскольку в зимние месяцы, характеризующиеся низкими значениями влажности атмосферы и водности облаков, применимость моделирования переноса излучения без учёта рассеяния представляется обоснованной даже для частоты 89 ГГц.

Исходные материалы и методика исследований

Физическое моделирование переноса микроволнового излучения в системе «морской лёд – атмосфера» в условиях без рассеяния позволяет параметризовать $T_{\rm s}$ излучения морского льда как функцию измеренного общего излучения данной системы, а также излучения и поглощения атмосферы.

В условиях отсутствия рассеяния на крупных каплях и кристаллах льда радиояркостная температура микроволнового излучения системы морской «лёд — атмосфера» (T_B) на вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризации может быть записана как (Zabolotskikh et al., 2016):

$$T_{B}^{V,H} = \varepsilon^{V,H} T_{SI} e^{-\tau} + T_{a}^{\uparrow} + T_{a}^{\downarrow} (1 - \varepsilon^{V,H}) e^{-\tau} + T_{c} (1 - \varepsilon^{V,H}) e^{-2\tau},$$
(1)

где $\varepsilon^{H,V}$ — горизонтально и вертикально поляризованные коэффициенты излучения морского льда на 89 ГГц; T_{SI} — эффективная температура поверхности морского льда; τ —полное атмосферное поглощение на 89 ГГц, $T_a^{\uparrow}, T_a^{\downarrow}$ — атмосферное излучение (нисходящее и восходящее) на 89 ГГц. Пренебрегая добавкой космического излучения $(T_c(1-\varepsilon^{V,H})e^{-2\tau})$, величина которой меньше 0,5 К, из формулы (1) получаем уравнение для радиояркостной температуры микроволнового излучения морского льда:

$$T_{g} \equiv T^{H,V}{}_{B_{SI}} = T_{SI} \varepsilon^{H,V} = \frac{T_{B}^{H,V} - T_{a}^{\uparrow} - e^{-\tau} (T_{a}^{\downarrow} + e^{-\tau} T_{c})}{T_{SI} - (T_{a}^{\downarrow} + e^{-\tau} T_{c})} e^{\tau}.$$
 (2)

С помощью формулы (2) можно рассчитать T_{g} излучения морского льда, используя измерения AMSR2 ($T_{B}^{H,V}$), а также дополнительные данные для расчёта $T_{a}^{\uparrow}, T_{a}^{\downarrow}$ — восходящего и нисходящего атмосферного излучения и τ — величины полного атмосферного поглощения. В качестве таких данных как по профилям атмосферных метеопараметров, так и по эффективной температуре поверхности льда T_{SI} использовались данные реанализа Era-Interim. При расчётах применялась радиационная модель, описанная в статье (Zabolotskikh et al., 2013).

Для уверенности в типе поверхности (отсутствии в рассматриваемых регионах областей открытой воды) была построена база данных сцен Арктики со 100%-й сплочённостью, для которых были скачаны и обработаны данные AMSR2 уровня Level 1R. Районы сплочённого морского льда выбирались ледовым экспертом на основе визуального анализа изображений радиолокатора с синтезированной апертурой (PCA) Sentinel-1.

Поскольку погрешности приближения нерассеивающей атмосферы растут с толщиной атмосферы, для того чтобы избежать больших ошибок при оценке излучения морского льда, отдельно анализировались поля рассчитанных значений полного атмосферного поглощения τ и случаи с большими значениями τ ($\tau > 0,22$) исключались из рассмотрения. Пороговое значение для τ определяется условием: ошибка аппроксимации $T^{\uparrow} \approx \overline{T} \tau$ превышает 10 %

значение для τ определяется условием: ошибка аппроксимации $T_a^{\uparrow} \simeq \overline{T} \tau$ превышает 10 %. Иллюстрация поля T_{s} вертикально поляризованного микроволнового излучения морского льда на 89 ГГц, рассчитанного с помощью формулы (2), и снимка PCA Sentinel-1 для определения области T_{s} , соответствующей сплочённому ледяному покрову в Карском море, приведена на *рис.* 1 (см. с. 142).



Рис. 1. Изображение PCA Sentinel-1 (*a*) и поле радиояркостной температуры вертикально поляризованного микроволнового излучения подстилающей поверхности в Арктике на частоте 89 ГГц 24 января 2015 г. (*б*), усреднённые дневные измерения

Анализ микроволнового излучения морского льда в Арктике на частоте 89 ГГц

Радиояркостные температуры микроволнового излучения морского льда, рассчитанные по формуле (2) с использованием данных реанализа Era-Interim для параметров атмосферы и температуры морского льда, были проанализированы для всего региона Арктики.

По результатам проведённого анализа радиояркостных температур можно выделить следующие основные закономерности пространственного распределения микроволнового излучения морского льда в Арктике в зимние месяцы (в условиях отсутствия активного таяния):

- Излучение морского льда на частоте 89 ГГц большей частью слабо поляризовано: интенсивность вертикально поляризованного излучения в среднем на 7–15 К превышает интенсивность горизонтально поляризованного излучения. Высокие значения поляризационной разницы в излучении морского льда (ПР) характерны для кромки, что, очевидно, связано с разреженным ледяным покровом и влиянием открытой воды. Однако существуют и области сплошного ледяного покрова с повышенными значениями ПР до 20–25 К (*рис. 26*, см. с. 143). Это области многолетнего льда в Гренландском море вблизи материка, припай в восточной части и область однолетнего льда в северной части Карского моря у северо-восточных берегов острова Новая Земля.
- Минимальные значения интенсивности излучения морского льда локализованы в канадской части Северного Ледовитого Океана (СЛО) (включая районы севернее Гренландии), в районе южнее и восточнее Новосибирских островов и у северо-восточных берегов острова Новая Земля (*рис. 2a*). Традиционное объяснение уменьшения интенсивности излучения за счёт рассеяния воздушными карманами в многолетнем льду применимо только к области канадской части СЛО. Однолетний лёд на севере Карского моря обладает стабильно низкими значениями интенсивности микроволнового излучения на частоте 89 ГГц в течение января и февраля.
- Максимальные значения интенсивности излучения морского льда (240–260 К) наблюдаются для однолетнего льда в море Лаптевых, в районе дельты реки Лена, в районе севернее Новосибирских островов, на юге Карского моря и в проливе Карские ворота, в Чукотском море у берегов Аляски.



Рис. 2. Поле радиояркостной температуры вертикально поляризованного микроволнового излучения морского льда в Арктике на частоте 89 ГГц (*a*) и поле поляризационной разницы в излучении на частоте 89 ГГц 15 января 2015 г. (б), усреднённые дневные измерения

На протяжении двух зимних месяцев наблюдается постепенное понижение интенсивности излучения морского льда. Исключение составляет море Лаптевых, для которого характерно увеличение T_g до середины февраля и её уменьшение лишь к концу месяца.

Следует отметить, что, несмотря на то, что делением $T_{\rm g}$ на эффективную температуру льда T_{SI} мы получаем значения излучательной способности морского льда, на данный момент было принято решение воздержаться от окончательных выводов по результатам анализа полученных таким образом излучательных способностей из-за неточности данных Era-Interim. Неточность T_{SI} , входящей в знаменатель в формуле (2), оказывает существенно меньшее влияние на результирующие значения $T_{\rm g}$, чем на значения $\varepsilon^{\rm H,V}$. В дальнейшем планируется использование спутниковых данных по температуре льда, основанных на измерениях спектральных радиометров в инфракрасном диапазоне (ИК). ИК-данные по T_{SI} обладают большей точностью, но недоступны в условиях облачности. В соответствии с используемыми в настоящее время данными, изменчивость излучательной способности морского льда составила от 0,65 (однолетний средний лёд) до 0,95 (молодой лёд).

Выводы

С использованием данных измерений AMSR2, физического моделирования микроволнового излучения системы «морской лёд — атмосфера» и данных реанализа Era-Interim для количественной оценки параметров излучения атмосферы был проведён анализ пространственной изменчивости микроволнового излучения морского льда в Арктике на частоте 89 ГГц для января и февраля 2015 г. Области морского льда определялись на основе анализа изображений PCA Sentinel-1.

По результатам анализа радиояркостной температуры излучения поверхности, идентифицированной как сплошной лёд, был установлен ряд закономерностей интенсивности излучения морского льда на частоте 89 ГГц в Арктике в зимние месяцы, которые приведены ниже.

Излучение морского льда на частоте 89 ГГц поляризовано: в среднем интенсивность вертикально поляризованного излучения на ~7–15 К превышает интенсивность горизонтально поляризованного излучения. Для областей многолетнего льда в Гренландском море вблизи материка, припая в его восточной части и области однолетнего льда в северной части Карского моря у северо-восточных берегов острова Новая Земля значения ПР достигают 20–25 К. Минимальная интенсивность излучения морского льда наблюдается в канадской части СЛО, в районе южнее и восточнее Новосибирских островов и у северо-восточных берегов острова Новая Земля. Однолетний лёд на севере Карского моря обладает низкими значениями интенсивности микроволнового излучения на частоте 89 ГГц в течение января и февраля и минимальной изменчивостью излучения. Максимальная интенсивность характерна для однолетнего льда в море Лаптевых, в районе дельты реки Лены, в районе севернее Новосибирских островов, на юге Карского моря и в проливе Карские ворота, в Чукотском море у берегов Аляски. Для временной изменчивости интенсивности излучения характерна тенденция уменьшения за двухмесячный период для всего региона Арктики, исключая море Лаптевых. Причина может состоять как в понижении температуры льда, так и в увеличении высоты снежного покрова, рассеивающего излучение от нижележащего льда.

Безусловно, корректная интерпретация полученных результатов требует привлечения дополнительной информации, включая более точные данные по температуре поверхности и данные по высоте снежного покрова. Однако даже предварительный анализ позволяет сделать вывод, что предложенный подход открывает новые возможности для изучения состояния ледяного покрова в Арктике. Устойчивое распределение интенсивности излучения для ряда районов на протяжении двух месяцев свидетельствует о том, что интенсивность излучения льда в зимнее время может достигать минимальных значений как для старого льда, так и для молодого. Например, для Карского моря характерна значительная пространственная изменчивость излучения однолетнего льда. В соответствии с опубликованными данными, коэффициент излучения однолетнего льда близок к 1, а наши результаты свидетельствуют о том, что эффективный коэффициент излучения однолетнего льда меняется в пределах от 0,6 до 0,95. Это может быть связано с накоплением снега в определённых районах и уменьшением эффективного излучения за счёт рассеивающих свойств снежного покрова. Данное объяснение согласуется и с результатом, свидетельствующим о понижении интенсивности излучения на протяжении двух зимних месяцев. Увеличение T_я до середины февраля в море Лаптевых и лишь затем её понижение может свидетельствовать о продолжающемся процессе формирования толстого однолетнего льда, поскольку известно, что излучение начальных форм льда ниже, чем у сформировавшегося однолетнего (Tucker et al., 1991). Высокие же значения излучения, характерные для ряда областей, свидетельствуют об окончании процессов формирования толстого однолетнего льда. Существование областей в Арктике с относительно высокими значениями (до 20-25 К) поляризационной разницы в излучении морского льда на 89 ГГц ведёт к ошибкам алгоритмов восстановления сплочённости по данным измерений на этой частоте. В случаях, когда алгоритмы используют фиксированные точки привязки (например, значение 11,7 К для ПР над морским льдом в методе (Spreen et al., 2008)), высокие значения ПР приведут к существенному занижению реальных значений сплочённости.

Дальнейшие исследования и анализ пространственно-временной изменчивости микроволнового излучения морского льда в Арктике в расширенном временном диапазоне потребуют более корректного учёта поглощения и излучения атмосферы.

Исследования, представленные в данной статье, выполнены за счёт гранта Российского научного фонда № 17-77-30019.

Литература

- 1. *Иванов В. В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
- 2. *Смирнов В. Г., Бушуев А. В., Захваткина Н. Ю., Лощилов В. С.* Спутниковый мониторинг морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 85. № 2. С. 62–76.
- 3. Тихонов В. В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Репина И.А., Комарова Н.Ю. Мониторинг морского льда полярных регионов с использованием спутниковой микроволновой радиометрии

// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 5. С. 150–169.

- 4. *Andersen S., Tonboe R., Kern S., Schyberg H.* Improved retrieval of sea ice total concentration from spaceborne passive microwave observations using numerical weather prediction model fields: an intercomparison of nine algorithms // Remote Sensing of Environment. 2006. V. 104. P. 374–392.
- 5. Carsey F. Arctic fall onset of sea ice // J. Geophysical Research. 1982. V. 87. P. 5809–5835.
- 6. *Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J.* Determination of sea ice parameters with the Nimbus 7 SMMR // J. Geophysical Research. 1984. V. 89. P. 5355–5369.
- 7. *Comiso J. C.* Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations // J. Geophysical Research. 1983. V. 88. P. 7686–7704.
- 8. *Gloersen P., Nordberg W., Schmugge T.J., Wilheit T. T., Campbell W.J.* Microwave signatures of first-year and multiyear sea ice // J. Geophysical Research. 1973. V. 78. P. 3564–3572.
- Kaleschke L., Lupkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G. SSM/I Sea ice remote sensing for mesoscale ocean–atmosphere interaction analysis // Canadian J. Remote Sensing. 2001. V. 27. P. 526–537.
- 10. *Markus T., Cavalieri D.J.* An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2000. V. 38. P. 1387–1398.
- 11. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea Ice Remote Sensing Using AMSR-E 89GHz Channels // J. Geophysical Research. 2008. V. 113. P. 1–14.
- Svendsen E., Kloster K., Farrelly K. B., Johannessen O. M., Johannessen J. A., Campbell W.J., Gloersen P., Cavalieri D. J., Matzler C. Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus 7 Scanning multichannel microwave radiometer for sea ice research // J. Geophysical Research. 1983. V. 88. P. 2781–2792.
- Tikhonov V. V., Repina I. A., Raev M. D., Sharkov E. A., Ivanov V. V., Boyarskii D. A., Alexeeva T. A., Komarova N. Y. A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // Advances in Space Research. 2015. V. 56. No. 8. P. 1578–1589.
- 14. *Troy B. E., Hollinger J. P., Lerner R. M., Wisler M. M.* Measurement of the microwave properties of sea ice at 90 GHz and lower frequency // J. Geophysical Research. 1981. V. 86. P. 4283–4289.
- Tucker W. B., Grenfell T. C., Onstott R. G., Perovich D. K., Gow A. J., Snuchman R. A., Sutherland L. L. Microwave and physical properties of sea ice in the winter Marginal Ice Zone // J. Geophysical Research. 1991. V. 96(C3). P. 4573–4587.
- 16. *Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K.* Microwave Remote Sensing, Active and Passive. 1986. V. 3. From Theory to Applications. 1705 p.
- 17. Vant M. R., Gray R. B., Ramseier R. O., Makios V. Dielectric properties of fresh sea ice at 10 and 35 GHz // J. Applied Physics. 1974. V. 4. P. 4712–4717.
- 18. Zabolotskikh E. V., Mitnik L. M., Chapron B. New approach for severe marine weather study using satellite passive microwave sensing // Geophysical Research Lett. 2013. V. 40. P. 1–4.
- 19. Zabolotskikh E. V., Reul N., Chapron B. Geophysical model function for the AMSR2 C- band wind excess emissivity at high winds // IEEE Geoscience and Remote Sensing Let. 2016. V. 13. P. 78–81.

Variability of the Arctic sea ice microwave emission at 89 GHz under winter conditions

E. V. Zabolotskikh¹, M. A. Zhivotovskaia¹, N. Yu. Zakhvatkina^{2,4,1}, B. Chapron^{3,1}

¹ Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg 192007, Russia E-mail: m.zhivotovskaia@rshu.ru

² Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg 199397, Russia E-mail: natalia.piotrovskaya@niersc.spb.ru

³ French Research Institute for Exploitation of the Sea, Brest, France E-mail: bertrand.chapron@ifremer.fr

⁴ Scientific Foundation "Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre", St. Petersburg 199034, Russia

Spatial variability of the sea ice vertically and horizontally polarized microwave radiation at 89 GHz in January and February 2015 is studied using the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) measurements from GCOM-W1 satellite. Physical modeling of the microwave radiation transfer in the sea-ice-atmosphere system under non-scattering conditions is used to calculate the brightness temperatures (BTs) of the sea ice microwave radiation at 89 GHz from the AMSR2 measured brightness and Era-Interim re-analysis data, taken to estimate the atmospheric emission and absorption. Era-Interim data on the sea ice temperature are also used to downscale the sea ice BTs to the sea ice emissivities. Totally consolidated sea ice areas are selected on the basis of the Sentinel-1 Synthetic Aperture Radar (SAR) image expert analysis. The analysis of the results ensured the selection of the areas of high and low microwave radiation of the Arctic sea ice. The areas of low microwave radiation intensity are found both in multi year ice and in first year ice regions. The regions of comparatively high values (>20 K) of the polarization difference at 89 GHz are defined. For these regions the standard algorithms of the sea ice concentration retrieval will definitely underestimate the real concentration values.

Keywords: sea ice, Arctic, microwave radiation, brightness temperatures, physical modeling, AMSR2, Sentinel-1, Era-Interim

Accepted: 20.02.2018 DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-139-147

References

- 1. Ivanov V. V., Alexeev V. A., Alexeeva T. A., Koldunov N. V., Repina I. A., Smirnov A. V., Arkticheskii ledyanoi pokrov stanovitsya sezonnym? (Is the Arctic sea ice getting seasonal 'character?), *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, No. 4, pp. 50–65.
- 2. Smirnov V.G., Bushuev A.V., Zahvatkina N.Yu., Loschilov V.S., Sputnikovyi monitoring morskikh ldov (Satellite monitoring of the sea ice), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2010, Vol. 85, No. 2, pp. 62–76.
- 3. Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Yu., Monitoring morskogo lda polyarnykh regionov s ispolzovaniem sputnikovoi mikrovolnovoi radiometrii (Polar region sea ice monitoring using satellite passive microwave radiometer data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, Vol. 12, No. 5, pp. 150–169.
- 4. Andersen S., Tonboe R., Kern S., Schyberg H., Improved retrieval of sea ice total concentration from spaceborne passive microwave observations using numerical weather prediction model fields: an intercomparison of nine algorithms, *Remote Sens. Environ.*, 2006, Vol. 104, pp. 374–392.
- 5. Carsey F., Arctic fall onset of sea ice, J. Geophys. Res., 1982, Vol. 87, pp. 5809–5835.
- 6. Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J., Determination of sea ice parameters with the Nimbus 7 SMMR, *J. Geophys. Res.*, 1984, Vol. 89, pp. 5355–5369.
- 7. Comiso J. C., Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations, *J. Geophys. Res.*, 1983, Vol. 88, pp. 7686–7704.

- 8. Gloersen P., Nordberg W., Schmugge T. J., Wilheit T. T., Campbell W. J., Microwave signatures of first-year and multiyear sea ice, *J. Geophys. Res.*, 1973, Vol. 78, pp. 3564–3572.
- Kaleschke L., Lupkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G., SSM/I Sea ice remote sensing for mesoscale ocean–atmosphere interaction analysis, *Can. J. Remote Sens.*, 2001, Vol. 27, pp. 526–537.
- 10. Markus T., Cavalieri D.J., An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 2000, Vol. 38, pp. 1387–1398.
- 11. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea Ice Remote Sensing Using AMSR-E 89 GHz Channels, J. *Geophys. Res.*, 2008, Vol. 113, pp. 1–14.
- Svendsen E., Kloster K., Farrelly K. B., Johannessen O. M., Johannessen J. A., Campbell W. J., Gloersen P., Cavalieri D. J., Matzler C., Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus 7 Scanning multichannel microwave radiometer for sea ice research, *J. Geophys. Res.*, 1983, Vol. 88, pp. 2781–2792.
- 13. Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Yu., A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data, *Adv. Space Res.*, 2015, Vol. 56, No. 8, pp. 1578–1589.
- 14. Troy B. E., Hollinger J. P., Lerner R. M., Wisler M. M., Measurement of the microwave properties of sea ice at 90 GHz and lower frequency, *J. Geophys. Res.*, 1981, Vol. 86, pp. 4283–4289.
- Tucker W. B., Grenfell T. C., Onstott R. G., Perovich D. K., Gow A. J., Snuchman R. A., Sutherland L. L., Microwave and physical properties of sea ice in the winter Marginal Ice Zone, *J. Geophys. Res.*, 1991, Vol. 96(C3), pp. 4573–4587.
- 16. Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K., *Microwave Remote Sensing, Active and Passive*, 1986, Vol. III: From Theory to Applications, 1705 p.
- 17. Vant M. R., Gray R. B., Ramseier R. O., Makios V., Dielectric properties of fresh sea ice at 10 and 35 GHz, *J. Appl. Phys.*, 1974, Vol. 4, pp. 4712–4717.
- 18. Zabolotskikh E. V., Mitnik L. M., Chapron B., New approach for severe marine weather study using satellite passive microwave sensing, *Geophys. Res. Lett.*, 2013, Vol. 40, pp. 1–4.
- 19. Zabolotskikh E. V., Reul N., Chapron B., Geophysical model function for the AMSR2 C- band wind excess emissivity at high winds, *IEEE Geosc. Rem. Sens. Let.*, 2016, Vol. 13, pp. 78–81.