

Классификация морского льда в Арктике по данным AMSR2

Е. В. Заболотских, М. А. Животовская, Е. В. Львова, К. И. Ярусов

*Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 192007, Россия
E-mail: liza@rshu.ru*

Классификация морского льда по возрасту является одной из важнейших задач спутникового мониторинга морского льда Арктики, решение которой необходимо для обеспечения безопасности навигации во льдах. В работе представлен новый метод классификации морского льда в Арктике по возрасту по данным спутникового микроволнового радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2), основанный на использовании выраженных различий в разности (D) коэффициентов вертикально поляризованного излучения льда разного возраста. Для изучения значений D создана база данных полигонов трёх типов льда с существенно различными радиофизическими свойствами — многолетнего, однолетнего и молодого льдов, характеризующихся 100 % частной сплочённостью льда. База данных создавалась с использованием Арктического портала на основе анализа снимков радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) Sentinel-1. Для полигонов отобраны измерения AMSR2, совмещённые с измерениями РСА Sentinel-1 в пространстве и во времени. Значения коэффициентов излучения разных типов льда рассчитаны с использованием измерений AMSR2 и разработанного ранее метода оценки параметров микроволнового излучения атмосферы, не требующего для своего применения дополнительных данных. Построенные функции распределения значений трёх разностей коэффициентов вертикально излучения на частотах 36,5, 23,8, 18,7, 10,65 и 6,9 ГГц оказались практически не пересекающимися, что позволило предложить метод классификации льда, основанный на использовании пороговых значений D . Применение метода возможно только для областей льда со 100%-й сплочённостью. Метод верифицирован на основе сопоставления с данными European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility (OSI SAF).

Ключевые слова: Арктика, морской лёд, классификация, типы льда, AMSR2

Одобрена к печати: 18.09.2024

DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-5-263-274

Введение

Доступность данных измерений современных спутниковых приборов позволяет проводить оперативный мониторинг морского ледяного покрова Арктики (Смирнов, 2011). Регулярные измерения активных и пассивных микроволновых спутниковых инструментов в широкой полосе обзора обеспечивают возможность всепогодного круглосуточного наблюдения за морским льдом. Измерения микроволновых сканирующих радиометров в диапазоне частот от 1 до 100 ГГц позволяют классифицировать морскую поверхность по типу лёд/вода (Comiso et al., 2003) и по возрасту льда (однолетний, многолетний) (Grenfell et al., 1998). Физической основой такой классификации становится разница между коэффициентами излучения морского льда и морской воды и между коэффициентами излучения многолетних льдов (*англ.* Multi-Year — MY), переживших летнее таяние и потерявших большую часть рассола из кристаллической структуры и однолетних льдов (*англ.* First-Year — FY) с солёным верхним слоем (Carsey, 1992). Поскольку измерения микроволновых радиометров (*англ.* Passive Microwave — PM) позволяют определять одну из важнейших характеристик морского льда — его сплочённость (*англ.* Sea Ice Concentration — SIC), то алгоритмы классификации, основанные на данных PM, чаще всего позволяют определять значения частной сплочённости FY- и MY-льдов (Belchansky et al., 2005; Cavalieri et al., 1984; Comiso, 1990, 2012; Lomax et al., 1995).

Измерения активных микроволновых инструментов (радиолокаторы, скаттерометры, альтиметры, радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА)) также используются для

классификации поверхности по типу лёд/вода (Dierking, 2013) и по типу льда MY/FY (Kwok et al., 1992; Rinne, Similä, 2016; Swan, Long, 2012). Такая возможность обусловлена увеличением объёмного рассеяния MY-льда и более глубоким проникновением сигнала радиолокационного рассеяния в его толщу относительно FY-льда. Несмотря на зависимость сигнала обратного рассеяния (σ^0) от угла наблюдения, определяемую не только солёностью верхнего слоя льда, но и шероховатостью поверхности (Заболотских и др., 2020), радиолокационные измерения успешно используются для классификации морского льда Арктики как сами по себе (Kwok, 2004; Lindell, Long, 2015; Otosaka et al., 2017; Rivas et al., 2012, 2018; Swan, Long, 2012), так и совместно с данными микроволновых радиометров (Lindell, Long, 2016; Shokr et al., 2008; Ye et al., 2016). Совместное использование радиометрических и радиолокационных измерений позволяет повысить точность классификации льда за счёт использования байесовского классификатора. В то же время, показано (Aaboe et al., 2016), что синергетика данных не позволяет воспользоваться преимуществами одного из типов измерений в тех условиях, когда другой тип измерений ведёт к ошибочной классификации.

В настоящей работе предложен метод классификации морского льда по данным спутникового микроволнового радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2), основанный на использовании различий в разности (D) коэффициентов вертикально поляризованного излучения льда разного возраста и позволяющий классифицировать лёд с существенно различными радиофизическими свойствами (многолетний, однолетний и молодой лёд) на основе использования пороговых значений D . Рассматривались три разности коэффициентов излучения: $D_1 = \chi_{36}^V - \chi_{18}^V$, $D_2 = \chi_{23}^V - \chi_{18}^V$ и $D_3 = \chi_{10}^V - \chi_{06}^V$, где χ_{36}^V , χ_{23}^V , χ_{18}^V , χ_{10}^V , χ_{06}^V — коэффициенты вертикально поляризованного излучения льда на частотах AMSR2 36,5; 23,8; 18,7; 10,65 и 6,9 ГГц соответственно. Для построения функций распределения D для каждого из рассматриваемых типов льда была создана база данных полигонов «чистых» типов, включающих лёд со 100%-й частной сплочённостью. Значения коэффициентов излучения льда рассчитывались с использованием измерений AMSR2 и разработанного ранее метода оценки параметров микроволнового излучения атмосферы, не требующего для своего применения дополнительных данных. Построенные функции распределения значений D_1 , D_2 и D_3 оказались практически не пересекающимися, что позволило использовать метод пороговых значений для классификации. Метод был верифицирован на основе сопоставления со спутниковым продуктом по типу льда от EUMETSAT (*англ.* European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites) OSI SAF (*англ.* Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility).

Методология и данные

Для расчёта значений разностей коэффициентов излучения D_1 , D_2 и D_3 была создана база данных полигонов MY-, FY- и Y-льда, состоящих из льда со 100%-й сплочённостью каждого из рассматриваемых типов (100%-я частная сплочённость). Полигоны выделялись на основании визуального анализа снимков PCA Sentinel-1 с помощью средств Арктического портала (<http://siows.com/>). Каждый полигон состоял из льда одной возрастной категории без наблюдаемых примесей других типов льда. Кроме того, чтобы исключить попадание в диаграмму направленности антенны AMSR2 излучения от любых других типов поверхности, полигоны отбирались таким образом, чтобы они располагались на расстоянии не ближе чем 60 км (пространственное разрешение низкочастотных каналов AMSR2) от берега или от воды, или от областей с другими типами льда. Пример выбора полигонов одной возрастной категории (одного типа) льда с помощью Арктического портала проиллюстрирован на *рис. 1* (см. с. 265).

На основании анализа данных за январь – апрель, октябрь – декабрь 2021 г. было выбрано ~150 полигонов для каждого из типов льда и для каждого полигона были отобраны сопутствующие измерения AMSR2 уровня Level 1R. Спутниковый продукт AMSR2 Level 1R представляет собой калиброванные неусреднённые измерения радиометром радиояркостной темпера-

туры микроволнового излучения (T_b) оригинального пространственно-временного разрешения на частотах 6,925; 7,3; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц на вертикальной (*англ.* vertical — V) и горизонтальной (*англ.* horizontal — H) поляризации. Иллюстрация отбора сопутствующих измерений AMSR2 для выбранных полигонов для нескольких витков измерений за сутки представлена на *рис. 2* (см. с. 266).

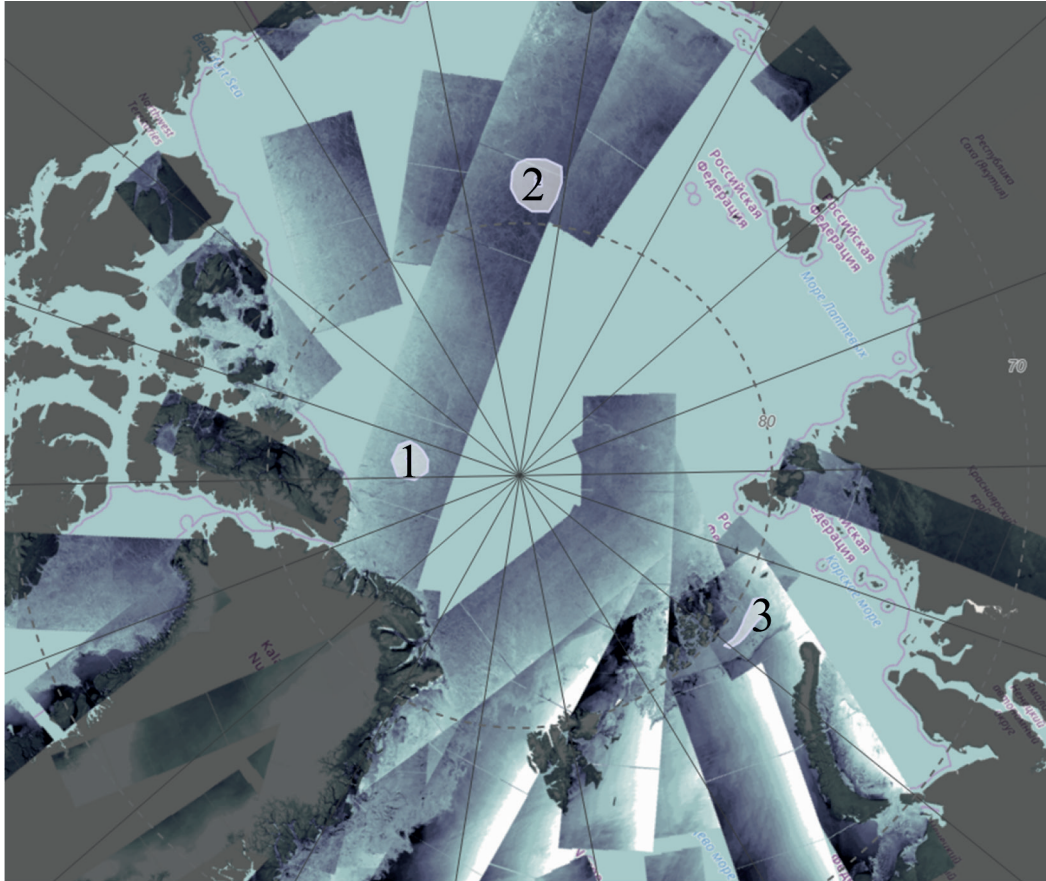


Рис. 1. Пример выбора полигонов одной возрастной категории (одного типа) льда с помощью Арктического портала. 1 — молодой лёд (Y), 2 — многолетний лёд (MY), 3 — однолетний лёд (FY). Снимки PCA Sentinel-1 собраны и визуализированы за один день 5 января 2021 г.

Сопутствующие измерения AMSR2 для каждого набора полигонов льда одной и той же возрастной категории были обработаны для оценки эффективных коэффициентов вертикально поляризованного излучения льда χ_{36}^V , χ_{23}^V , χ_{18}^V , χ_{10}^V , χ_{06}^V и расчёта значений $D_1 = \chi_{36}^V - \chi_{18}^V$, $D_2 = \chi_{23}^V - \chi_{18}^V$ и $D_3 = \chi_{10}^V - \chi_{06}^V$ (Заболотских, Азаров, 2023; Zabolotskikh, Charpon, 2024). Значения χ рассчитывались по формуле:

$$\chi^V = \frac{T_b - T_a - e^{-\tau}(T_a + e^{-\tau}2,7)}{T_s - (T_a + e^{-\tau}2,7)} e^{\tau}, \quad (1)$$

где T_b — радиояркостная температура, измеренная радиометром AMSR2; τ — оптическая толщина атмосферы; T_a — радиояркостная температура уходящего атмосферного излучения; T_s — температура поверхности льда.

Параметры атмосферного излучения τ и T_a на частотах 10,65, 18,7, 23,8, 36,5 ГГц являются функциями влагзапаса атмосферы (*англ.* Water Vapor Column — WVC) и водозапаса облаков (*англ.* Liquid Water Content — LWC) и могут быть выражены через оптическую толщину атмосферы на частоте 89 ГГц (τ_{89}) и WVC с помощью нейронно-сетевых (НС) функций,

коэффициенты которых опубликованы в работе (Заболотских, Азаров, 2023). Значения τ_{89} рассчитывались по данным измерений поляризационной разницы PD в T_b микроволнового излучения на 89 ГГц на V- и H-поляризации с помощью формулы:

$$\tau_{89} = -\ln \left(\frac{-b + \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a} \right). \quad (2)$$

где $a = 1,1\Delta\chi_{89}T_s$; $b = -0,11\Delta\chi_{89}T_s$; $c = PD$; $\Delta\chi_{89}$ предполагается константой; $\Delta\chi_{89} \sim 0,053$; температура поверхности льда рассчитывалась по формуле

$$T_s = T_{b06}^V / \chi_{06}^V, \quad (3)$$

где T_{b06}^V — вертикально поляризованная T_b на частоте 6,9 ГГц; $\chi_{06}^V = 0,96$ (Comiso et al., 2003).

Значения WVC восстанавливались по данным AMSR2 с помощью алгоритма, описанного в работе (Zabolotskikh et al., 2020).

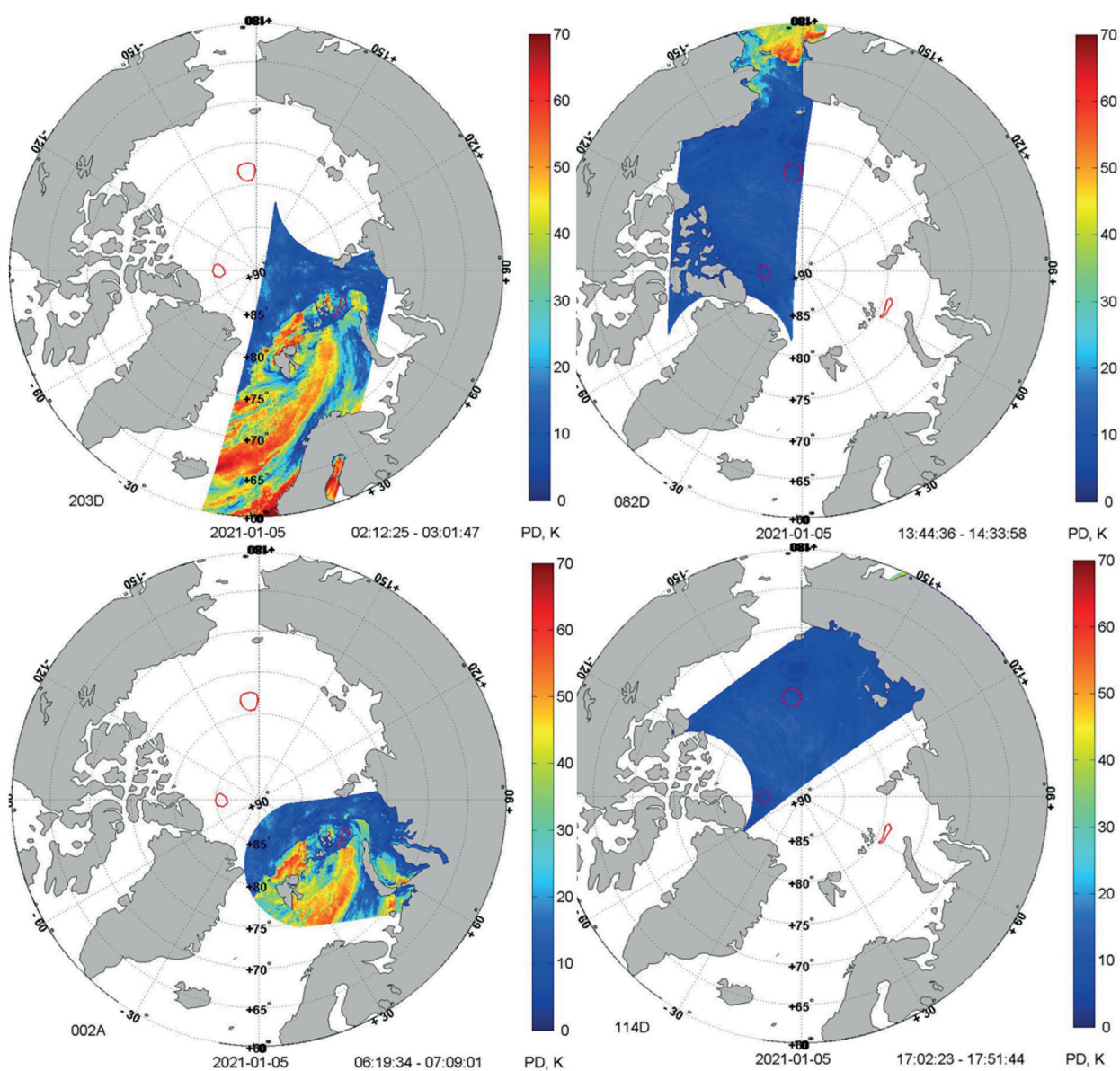


Рис. 2. Пример отбора сопутствующих данных AMSR2 для выбранных полигонов для нескольких витков измерений за 5 января 2021 г. Представлены измерения AMSR2 поляризационной разницы (англ. polarization difference, PD) (в К) в T_b микроволнового излучения на 89 ГГц на V- и H-поляризации

Результаты

Общее количество измерений AMSR2 над многолетним льдом составило $N_{\max}^{\text{MY}} = 114\,703$, над однолетним — $N_{\max}^{\text{FY}} = 39\,996$, над молодым — $N_{\max}^{\text{Y}} = 36\,801$. Для каждого набора полигонов для выбранных возрастных категорий льда (MY, FY и Y) были проанализированы функции распределения плотности вероятности реализации (англ. Probability Density Function — PDF) значений D_1 , D_2 и D_3 . Поскольку количество данных в разных наборах полигонов отличается, на рис. 3 вместо PDF представлено нормализованное количество данных со значениями D_1 , D_2 и D_3 . Нормализация проводилась на общее количество данных в полигонах с многолетним льдом.

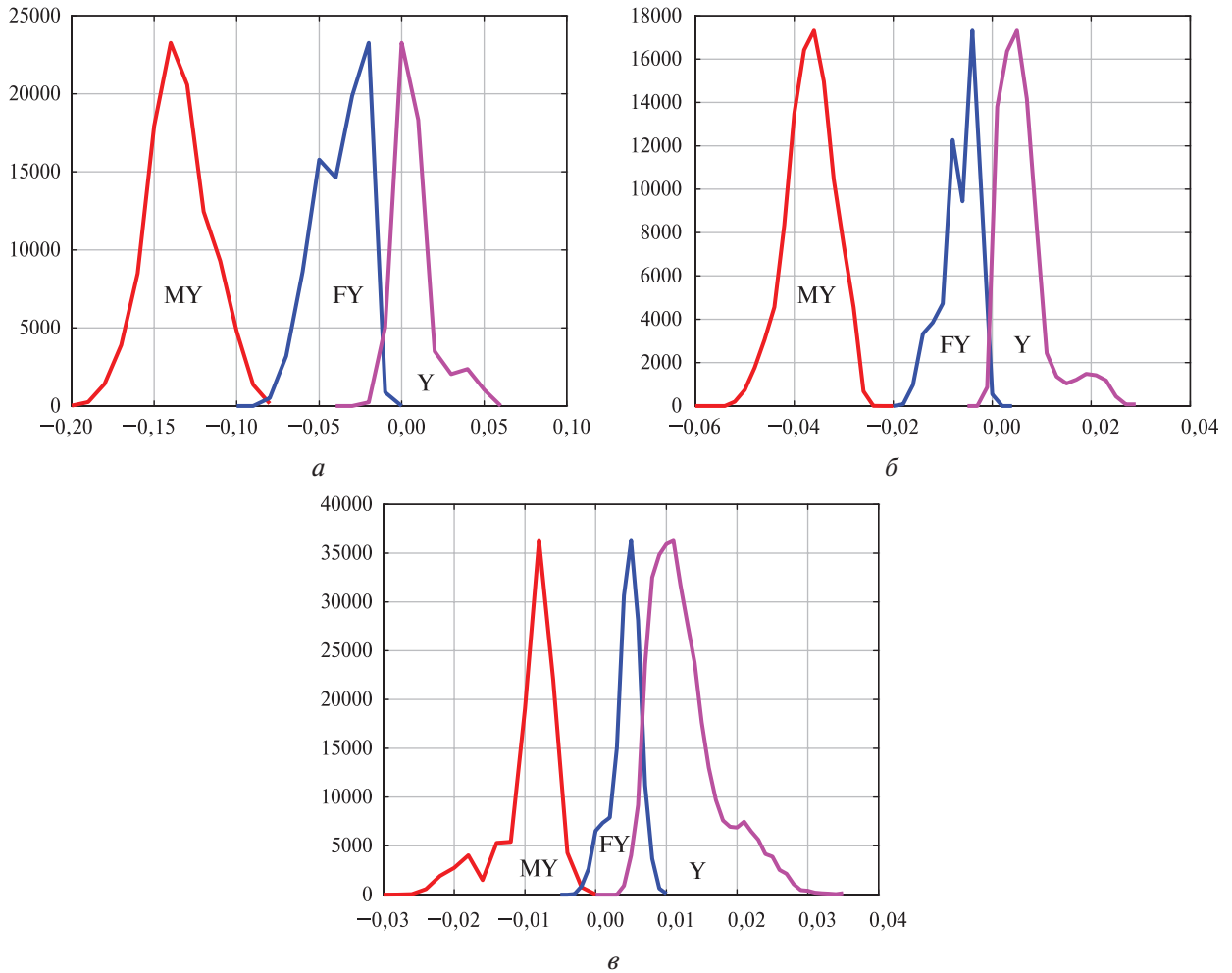


Рис. 3. Нормализованное количество данных $N_n^{\text{FY}} = N^{\text{FY}} \cdot N_{\max}^{\text{MY}} / N_{\max}^{\text{FY}}$ (синие линии); $N_n^{\text{Y}} = N^{\text{Y}} \cdot N_{\max}^{\text{MY}} / N_{\max}^{\text{Y}}$ (сиреневые линии) и $N_n^{\text{MY}} = N^{\text{MY}}$ (красные линии):
 $a - D_1 = \chi_{36}^{\text{V}} - \chi_{18}^{\text{V}}$; $b - D_2 = \chi_{23}^{\text{V}} - \chi_{18}^{\text{V}}$; $v - D_3 = \chi_{10}^{\text{V}} - \chi_{06}^{\text{V}}$

Статистические характеристики распределения представлены в табл. 1.

Практически не пересекающиеся PDF для D_1 и D_2 позволяют использовать для классификации пороговый метод, впервые предложенный применительно к данным микроволновых радиометров в работе (Gloersen, Cavalieri, 1986). Авторы показали, что использование нормализованных градиентов измерений радиояркостной температуры $\{GD_{T_b}\}$ на частотах К- и Ка-диапазона позволяет эффективно разделять области MY- и FY-льда даже в случае гладких ледяных полей многолетнего льда с высокими значениями коэффициентов излучения,

близкими к коэффициентам излучения однолетнего льда. В то же время, если для отобранных нами измерений AMSR2 над «чистыми», со 100%-й сплочённостью областями MY-, FY- и Y-льда, построить PDF для значений GD_{T_b} , мы получим частично пересекающиеся функции (рис. 4).

Таблица 1. Статистические характеристики PDF для D_1 , D_2 и D_3 , рассчитанных по данным измерений AMSR2 над многолетним (MY), однолетним (FY) и молодым (Y) льдом. D_{av} — среднее значение разности, D_{max} — значение разности, соответствующее максимуму PDF, σ — среднеквадратичный разброс данных

	MY			FY			Y		
	D_{av}	D_{max}	σ	D_{av}	D_{max}	σ	D_{av}	D_{max}	σ
D_1	-0,136	-0,140	-0,136	-0,037	-0,020	-0,037	0,007	0,000	0,007
D_2	-0,037	-0,036	-0,037	-0,006	-0,004	-0,006	0,006	0,005	0,006
D_3	-0,009	-0,008	-0,009	0,005	0,004	0,004	0,013	0,011	0,013

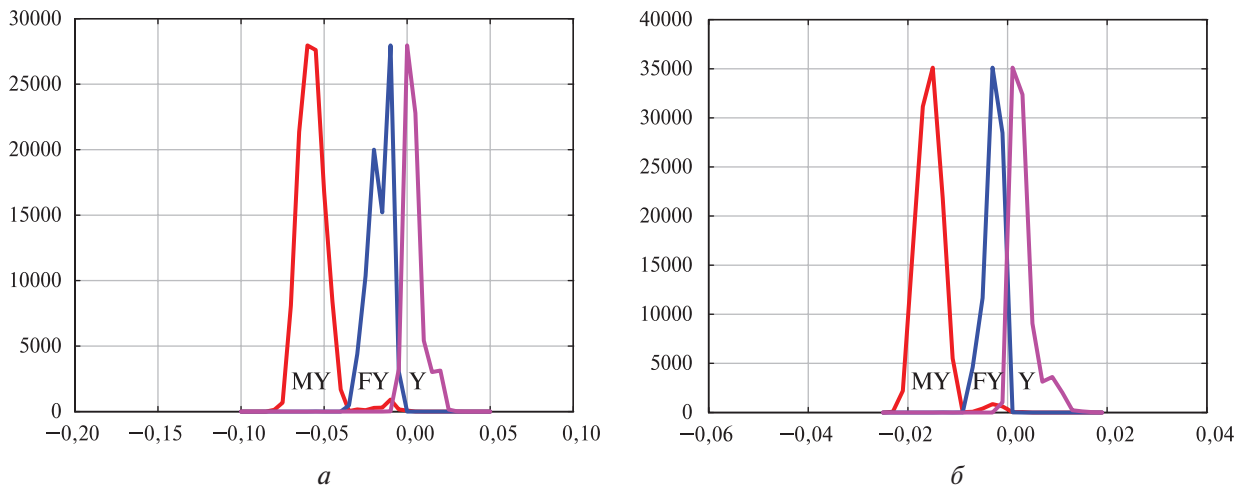


Рис. 4. Нормализованное количество данных $N_n^{FY} = N^{FY} \cdot N_{max}^{MY} / N_{max}^{FY}$ (синие линии); $N_n^Y = N^Y \cdot N_{max}^{MY} / N_{max}^Y$ (сиреневые линии) и $N_n^{MY} = N^{MY}$ (красные линии):
 $a - GD_{T_b} 1 = (T_{b36}^V - T_{b18}^V) / (T_{b36}^V + T_{b18}^V)$; $b - GD_{T_b} 2 = (T_{b23}^V - T_{b18}^V) / (T_{b23}^V + T_{b18}^V)$

Из рис. 4 видно, что использование $GD_{T_b} 1$ (рис. 4а) вместо D_1 (см. рис. 3а) для классификации морского льда внесёт классификационные ошибки, связанные с существованием данных со вторым экстремумом $GD_{T_b} 1$ в районе $-0,01$. Эти данные с $GD_{T_b} 1 > -0,035$ появляются из-за наличия облачности с существенными значениями водозапаса облаков надо льдом, приводящего к большему увеличению атмосферного излучения на частоте 36,5 ГГц, чем на частоте 18,7 ГГц, компенсируя эффект отрицательной разности коэффициентов излучения D_1 , и не связанного со свойствами поверхности, поскольку значения D_1 отрицательны для всех типов морского льда, кроме молодого (Zabolotskikh, Azarov, 2022). Аналогично, наличие в атмосфере над морским льдом водяного пара ведёт к появлению пика в распределении $GD_{T_b} 2$ в районе $-0,003$. При использовании порогового метода классификации эти данные будут классифицированы как однолетний лёд, являясь на самом деле многолетним льдом.

Наименьшие зоны пересечения функций распределения обеспечивают PDF для D_2 , наибольшие — для D_3 . Использование разности коэффициентов излучения на низких частотах (10,65 и 6,9 ГГц) нецелесообразно также из-за низкого пространственного разрешения измерений на соответствующих каналах.

Таким образом, предложенный пороговый метод классификации заключается расчёте значений $D_2 = \chi_{23}^V - \chi_{18}^V$ с помощью методологии оценки параметров атмосферного излучения (детали методологии представлены в работе (Заболотских, Азаров, 2023)) и присвоении поверхности, над которой проводятся измерения, класса MY, если $D_2 < -0,02$, класса FY, если $-0,02 < D_2 < 0$ и класса Y, если $D_2 > 0$. Метод неприменим для летних условий (с мая по сентябрь), характеризующихся повышенными значениями WVC и LWC, не позволяющими проводить атмосферную коррекцию без больших погрешностей.

Неоднородности ледяного покрова (разные типы льда в пределах элемента разрешения радиометра) существенно снижают точность классификации. Самые большие ошибки классификации наблюдаются в зонах смешения разных типов льда и в прикромочной зоне (Aaboe et al., 2016). Предложенный метод работает только для областей со 100%-й сплочённостью, которую необходимо определять предварительно с помощью готового спутникового продукта, либо по данным AMSR2 с применением того или иного алгоритма восстановления сплочённости.

Пример применения предложенного порогового метода к среднесуточным данным AMSR2 измерений (уровня Level 3) представлен на *рис. 5*. Области со 100%-й сплочённостью льда определялись с помощью алгоритма, описанного в работе (Заболотских и др., 2019).

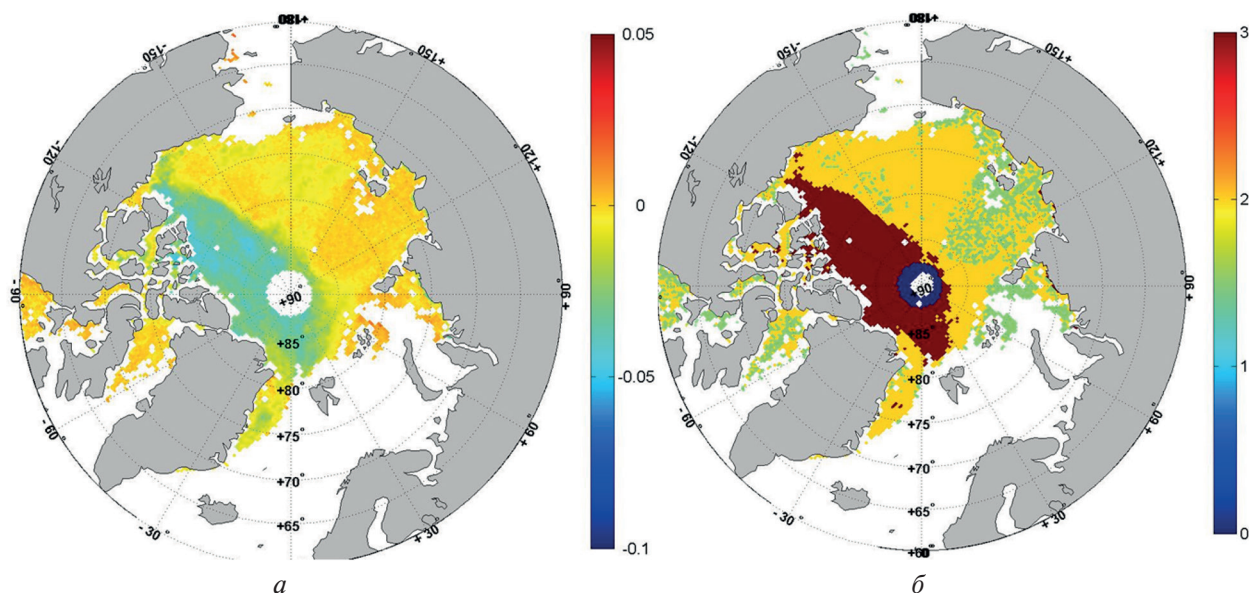


Рис. 5. Поле значений $D_2 = \chi_{23}^V - \chi_{18}^V$, рассчитанных с помощью метода, описанного в работе (Заболотских, Азаров, 2023), по среднесуточным данным AMSR2 за 15 декабря 2021 г. (а); результат классификации морского льда с помощью порогового метода, применённого к D_2 , 1 — многолетний лёд (бордовый цвет), 2 — однолетний (жёлтый); 3 — молодой (зелёный) (б)

Верификация метода

Для верификации метода использовались данные OSI SAF — спутниковый среднесуточный продукт по типу льда OSI-403, построенный на основе радиометрических и скаттерометрических измерений (<ftp://osisaf.met.no/archive/ice/type>). Поскольку продукт OSI SAF выделяет три класса морской поверхности — MY-, FY-лёд и открытая вода без выделения в однолетнем льду отдельной группы тонких (молодых) льдов, при сравнении результаты классификации при помощи порогового метода, относящиеся к молодому (Y) льду, считались однолетним льдом. Для семи месяцев измерений 2021 г. (все месяцы, исключая период май — сентябрь) была рассчитана площадь FY- и MY-льда по результатам предложенного метода (SIA_{FY}^1 и SIA_{MY}^1 соответственно, *англ.* Sea Ice Area) и с использованием продукта OSI SAF (SIA_{FY}^2

и SIA_{MY}^2 соответственно). Иллюстрация различий между двумя классификациями за 15 декабря 2021 г. представлена на *рис. 6*.

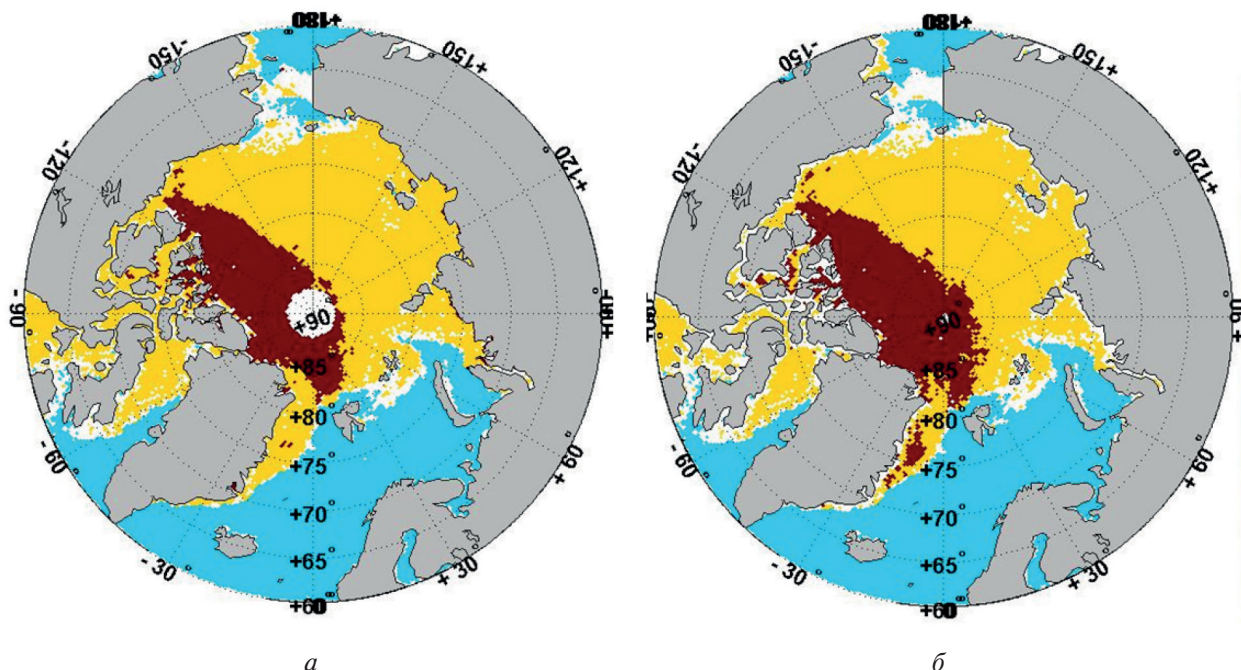


Рис. 6. Результат классификации по пороговым значениям D_2 , рассчитанным по среднесуточным данным AMSR2 за 15 декабря 2021 г. (*а*); карта классификации типов льда по данным спутникового продукта OSI SAF OSI-403 (*б*). Бордовый цвет — многолетний лёд, жёлтый — однолетний лёд, синий — открытая вода

Большинство различий между SIA_{FY}^1 и SIA_{FY}^2 , а также между SIA_{MY}^1 и SIA_{MY}^2 наблюдаются вдоль линии, разделяющей основные области многолетнего и однолетнего льда в Арктике. В начале года (в январе) SIA_{MY}^1 меньше, чем SIA_{MY}^2 , тогда как в феврале, марте и апреле SIA_{MY}^1 превышает SIA_{MY}^2 на $\sim 100\text{--}125$ тыс. км². Осенние значения площади SIA_{MY}^1 оказались значительно (на $\sim 1,5$ млн км²) меньше, чем SIA_{MY}^2 , лишь немного отличаясь от своего значения в конце сезона замерзания. При этом разница в оценках площади многолетнего льда по данным OSI SAF перед летним сезоном и после него составляет примерно 1 млн км². Коэффициент корреляции между SIA_{MY}^1 и SIA_{MY}^2 составляет около 0,96 для января – апреля и около $-0,15$ для октября – декабря. То есть наиболее существенные различия в классификации многолетнего льда наблюдаются в осенний и в начале зимнего периода. Результаты классификации однолетнего льда отличаются меньше: коэффициент корреляции между SIA_{FY}^1 и SIA_{FY}^2 составляет около $\sim 0,93$ для января – апреля и $\sim 0,99$ для октября – декабря.

Заключение

В работе предложен новый подход для классификации морского льда в Арктике по типу (возрасту) с использованием измерений спутникового микроволнового радиометра AMSR2. Рассмотрены три основных типа (три возрастные градации) морского льда — многолетний, однолетний и молодой лёд. Подход основан на существенных различиях в разности между коэффициентами излучения вертикально поляризованного морского льда на частотах 36,5 и 18,7 ГГц (D_1), 23,8 и 18,7 ГГц (D_2) и 10,65 и 6,9 ГГц (D_3) для разных типов арктического мор-

ского льда. Для построения PDF разности коэффициентов излучения использовались данные измерений AMSR2 над полигонами чистых типов морского льда со 100%-й частной сплочённостью. Значения D_1 , D_2 и D_3 рассчитывались с использованием недавно разработанного подхода для учёта атмосферного микроволнового излучения и его оптической толщины.

Показано, что PDF для D_2 для рассматриваемых типов льда практически не пересекаются друг с другом, в отличие от традиционно используемых нормализованных градиентов радиояркостной температуры микроволнового излучения, что позволяет использовать для классификации простой пороговый подход. Для верификации метода использовался спутниковый среднесуточный продукт по типу льда, создаваемый в OSI SAF, который сравнивался с результатами классификации с помощью предложенного нового метода. Для получения количественных характеристик различий сравнивались площади однолетнего и многолетнего льда по данным OSI SAF и по результатам новой классификации. Результаты сравнения показали высокую корреляцию оценок площади однолетнего льда с помощью нового метода и по данным OSI SAF. Наиболее существенные различия в классификации многолетнего льда наблюдаются в осенний и в начале зимнего периода.

Предложенный метод применим для областей арктического морского льда со 100%-й сплочённостью. При наличии в элементе разрешения AMSR2 открытой воды или льда разных типов с существенной частной сплочённостью точность классификации падает аналогично точности продукта OSI SAF. Дальнейшее направление исследований связано с изучением возможностей повышения точности в переходных зонах смешанных типов льда.

Исследование выполнено в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № 0763-2020-0005.

Литература

1. Заболотских Е. В., Азаров С. М. Атмосферная коррекция при изучении морского льда по данным AMSR2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 3. С. 19–34. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-3-19-34.
2. Заболотских Е. В., Балашова Е. А., Шапрон Б. Усовершенствованный метод восстановления сплочённости морского льда по данным спутниковых микроволновых измерений вблизи 90 ГГц // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 4. С. 233–246. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-4-233-243.
3. Заболотских Е. В., Хворостовский К. С., Балашова Е. А., Костылев А. И., Кудрявцев В. Н. О возможности идентификации крупномасштабных областей восторошенного льда в Арктике по данным скаттерометра ASCAT // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 3. С. 165–177. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-3-165-177.
4. Смирнов В. Г. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. СПб.: ААНИИ, 2011. 240 с.
5. Aaboe S., Breivik L.-A., Sørensen A., Eastwood S., Lavergne T. Global sea ice edge and type product user's manual. OSI-403-C EUMETSAT, 2016. 61 p.
6. Belchansky G. I., Douglas D. C., Platonov N. G. Spatial and temporal variations in the age structure of Arctic sea ice // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. No. 18. Article 2005GL023976. DOI: 10.1029/2005GL023976.
7. Carsey F. D. Microwave remote sensing of sea ice. Book ser. Geophysical Monograph 68. Washington D. C.: American Geophysical Union, 1992. 462 p.
8. Cavalieri D. J., Gloersen P., Campbell W. J. Determination of sea ice parameters with the Nimbus-7 SMMR // J. Geophysical Research: Atmospheres 1984–2012. 1984. V. 89. No. D4. P. 5355–5369. DOI: 10.1029/JD089iD04p05355.
9. Comiso J. C. Arctic multiyear ice classification and summer ice cover using passive microwave satellite data // J. Geophysical Research: Oceans. 1990. V. 95. No. C8. P. 13411–13422. DOI: 10.1029/JC095iC08p13411.
10. Comiso J. C. Large decadal decline of the Arctic multiyear ice cover // J. Climate. 2012. V. 25. No. 4. P. 1176–1193. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00113.1.
11. Comiso J. C., Cavalieri D. J., Markus T. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2003. V. 41. No. 2. P. 243–252. DOI: 10.1109/TGRS.2002.808317.

12. *Dierking W.* Sea ice classification on different spatial scales for operational and scientific use // *ESA Living Planet Symp.* 2013. Article 125. DOI: 10013/epic.44280.
13. *Gloersen P., Cavalieri D. J.* Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances // *J. Geophysical Research: Oceans.* 1986. V. 91. No. C3. P. 3913–3919. DOI: 10.1029/jc091ic03p03913.
14. *Grenfell T. C., Hawkins R., Livingstone C. et al.* Evolution of electromagnetic signatures of sea ice from initial formation to the establishment of thick first-year ice // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing.* 1998. V. 36. No. 5. P. 1642–1654. DOI: 10.1109/36.718636.
15. *Kwok R.* Annual cycles of multiyear sea ice coverage of the Arctic Ocean: 1999–2003 // *J. Geophysical Research: Oceans.* 2004. V. 109. No. C11. Article C11004. DOI: 10.1029/2003JC002238.
16. *Kwok R., Rignot E., Holt B., Onstott R.* Identification of sea ice types in spaceborne synthetic aperture radar data // *J. Geophysical Research: Oceans.* 1992. V. 97. No. C2. P. 2391–2402. DOI: 10.1029/2003JC002238.
17. *Lindell D. B., Long D. G.* Multiyear Arctic sea ice classification using OSCAT and QuikSCAT // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing.* 2015. V. 54. No. 1. P. 167–175. DOI: 10.1109/TGRS.2015.2452215.
18. *Lindell D. B., Long D. G.* Multiyear Arctic ice classification using ASCAT and SSMIS // *Remote Sensing.* 2016. V. 8. No. 4. Article 294. DOI: 10.3390/rs8040294.
19. *Lomax A. S., Lubin D., Whritner R. H.* The potential for interpreting total and multiyear ice concentrations in SSM/I 85.5 GHz imagery // *Remote Sensing Environment.* 1995. V. 54. No. 1. P. 13–26. DOI: 10.1016/0034-4257(95)00082-C.
20. *Otosaka I., Rivas M. B., Stoffelen A.* Bayesian sea ice detection with the ERS scatterometer and sea ice backscatter model at C-band // *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing.* 2017. V. 56. No. 4. P. 2248–2254. DOI: 10.1109/TGRS.2017.2777670.
21. *Rinne E., Similä M.* Utilisation of CryoSat-2 SAR altimeter in operational ice charting // *The Cryosphere.* 2016. V. 10. No. 1. P. 121–131. DOI: 10.1109/TGRS.2017.2777670.
22. *Rivas M. B., Verspeek J., Verhoef A., Stoffelen A.* Bayesian sea ice detection with the advanced scatterometer ASCAT // *IEEE Trans. Geoscience Remote Sens.* 2012. V. 50. No. 7. P. 2649–2657. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2182356.
23. *Rivas M. B., Otosaka I., Stoffelen A., Verhoef A.* A scatterometer record of sea ice extents and backscatter: 1992–2016 // *The Cryosphere.* 2018. V. 12. No. 9. P. 2941–2953. DOI: 10.5194/tc-12-2941-2018.
24. *Shokr M., Lambe A., Agnew T.* A new algorithm (ECICE) to estimate ice concentration from remote sensing observations: An application to 85-GHz passive microwave data // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sens.* 2008. V. 46. No. 12. P. 4104–4121. DOI: 10.1109/TGRS.2008.2000624.
25. *Swan A. M., Long D. G.* Multiyear Arctic sea ice classification using QuikSCAT // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing.* 2012. V. 50. No. 9. P. 3317–3326. DOI: 10.1109/TGRS.2012.2184123.
26. *Ye Y., Shokr M., Heygster G., Spreen G.* Improving multiyear sea ice concentration estimates with sea ice drift // *Remote Sensing.* 2016. V. 8. No. 5. Article 397. DOI: 10.3390/rs8050397.
27. *Zabolotskikh E. V., Azarov S. M.* Wintertime emissivities of the Arctic Sea ice types at the AMSR2 frequencies // *Remote Sensing.* 2022. V. 14. No. 23. Article 5927. DOI: 10.3390/rs14235927.
28. *Zabolotskikh E. V., Chapron B.* Estimation of Atmospheric microwave radiation parameters over the Arctic sea ice from the AMSR2 Data // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing.* 2024. V. 62. P. 1–11. DOI: 10.1109/TGRS.2024.3392369.
29. *Zabolotskikh E. V., Khvorostovsky K. S., Chapron B.* An advanced algorithm to retrieve total atmospheric water vapor content from the advanced microwave scanning radiometer data over sea ice and sea water surfaces in the Arctic // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing.* 2020. V. 58. No. 5. P. 3123–3135. DOI: 10.1109/TGRS.2019.2948289.

Arctic sea ice classification using AMSR2 data

E. V. Zabolotskikh, M. A. Zhivotovskaia, E. V. Lvova, K. I. Yarusov

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 192007, Russia
E-mail: liza@rshu.ru

Sea ice classification by age is one of the most important tasks of Arctic satellite monitoring. The solution of this task is necessary to ensure the safety of navigation in ice. This paper presents a new method for classifying sea ice in the Arctic by age (type) with the data from the Advanced Microwave Scanning

Radiometer 2 (AMSR2) based on the significant variations in the differences (D) of vertically polarized effective emission coefficients of sea ice of different age gradations. A database of polygons with three sea ice types with significantly different radiative properties — multi-year, first-year and young ice — was created. Each polygon had a 100% partial sea ice concentration. The database was created using the facilities of the Arctic Portal based on the analysis of Sentinel-1 synthetic aperture radar (SAR) images. AMSR2 measurements collocated with Sentinel-1 SAR images in space and time were used in the analysis of D . The effective emission coefficients for different sea ice types were calculated using the AMSR2 measurements and a previously developed method for atmospheric microwave radiation parameter estimation, not requiring additional data for its application. The probability density functions for the three differences between the coefficients of the vertically polarized sea ice emission at the frequencies of 36.5, 23.8, 18.7, 10.65 and 6.9 GHz turned out to be practically non-overlapping, which made it possible to propose a method for sea ice classification based on the use of D threshold values. The method is applicable only to 100% sea ice concentration areas. The method was verified by a comparison with the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility (OSI SAF) data.

Keywords: Arctic, sea ice, classification, sea ice type, AMSR2

Accepted: 18.09.2024

DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-5-263-274

References

1. Zabolotskikh E. V., Azarov S. M., Atmospheric correction in the Arctic sea ice studies with the AMSR2 data, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2023, Vol. 20, No. 3, pp. 19–34, DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-3-19-34.
2. Zabolotskikh E. V., Balashova E. A., Chapron B., Advanced method for sea ice concentration retrieval from satellite microwave radiometer measurements at frequencies near 90 GHz, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2019, Vol. 16, No. 4, pp. 233–243 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-4-233-243.
3. Zabolotskikh E. V., Khvorostovsky K. S., Balashova E. A., Kostylev A. I., Kudryavtsev V. N., Identification of large-scale sea ice ridge areas in the Arctic using ASCAT data, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2020, Vol. 17, No. 3, pp. 165–177 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-3-165-177.
4. Smirnov V. G., *Sputnikovye metody opredeleniya kharakteristik ledyanogo pokrova morei* (Satellite methods for determining the characteristics of the sea ice cover), Saint Petersburg: AANII, 2011, 240 p. (in Russian).
5. Aaboe S., Breivik L.-A., Sørensen A., Eastwood S., Lavergne T., *Global sea ice edge and type product user's manual*, OSI-403-C EUMETSAT, 2016, 61 p.
6. Belchansky G. I., Douglas D. C., Platonov N. G., Spatial and temporal variations in the age structure of Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 2005, Vol. 32, No. 18, Article 2005GL023976, DOI: 10.1029/2005GL023976.
7. Carsey F. D., *Microwave remote sensing of sea ice*, Book ser. *Geophysical Monograph 68*, Washington D. C.: American Geophysical Union, 1992, 462 p.
8. Cavalieri D. J., Gloersen P., Campbell W. J., Determination of sea ice parameters with the Nimbus-7 SMMR, *J. Geophysical Research: Atmospheres 1984–2012*, 1984, Vol. 89, No. D4, pp. 5355–5369, DOI: 10.1029/JD089iD04p05355.
9. Comiso J. C., Arctic multiyear ice classification and summer ice cover using passive microwave satellite data, *J. Geophysical Research Oceans*, 1990, Vol. 95, No. C8, pp. 13411–13422, DOI: 10.1029/JC095iC08p13411.
10. Comiso J. C., Large decadal decline of the arctic multiyear ice cover, *J. Climate*, 2012, Vol. 25, No. 4, pp. 1176–1193, DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00113.1.
11. Comiso J. C., Cavalieri D. J., Markus T., Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2003, Vol. 41, No. 2, pp. 243–252, DOI: 10.1109/TGRS.2002.808317.
12. Dierking W., Sea ice classification on different spatial scales for operational and scientific use, *ESA Living Planet Symp.*, 2013, Article 125, DOI: 10013/epic.44280.
13. Gloersen P., Cavalieri D. J., Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1986, Vol. 91, No. C3, pp. 3913–3919, DOI: 10.1029/jc091ic03p03913.

14. Grenfell T. C., Hawkins R., Livingstone C. et al., Evolution of electromagnetic signatures of sea ice from initial formation to the establishment of thick first-year ice, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1998, Vol. 36, No. 5, pp. 1642–1654, DOI: 10.1109/36.718636.
15. Kwok R., Annual cycles of multiyear sea ice coverage of the Arctic Ocean: 1999–2003, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2004, Vol. 109, No. C11, Article C11004, DOI: 10.1029/2003JC002238.
16. Kwok R., Rignot E., Holt B., Onstott R., Identification of sea ice types in spaceborne synthetic aperture radar data, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1992, Vol. 97, No. C2, pp. 2391–2402, DOI: 10.1029/2003JC002238.
17. Lindell D. B., Long D. G., Multiyear Arctic sea ice classification using OSCAT and QuikSCAT, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2015, Vol. 54, No. 1, pp. 167–175, DOI: 10.1109/TGRS.2015.2452215.
18. Lindell D. B., Long D. G., Multiyear Arctic ice classification using ASCAT and SSMIS, *Remote Sensing*, 2016, Vol. 8, No. 4, Article 294, DOI: 10.3390/rs8040294.
19. Lomax A. S., Lubin D., Whritner R. H., The potential for interpreting total and multiyear ice concentrations in SSM/I 85.5 GHz imagery, *Remote Sensing Environment*, 1995, Vol. 54, No. 1, pp. 13–26, DOI: 10.1016/0034-4257(95)00082-C.
20. Otosaka I., Rivas M. B., Stoffelen A., Bayesian sea ice detection with the ERS scatterometer and sea ice backscatter model at C-band, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2017, Vol. 56, No. 4, pp. 2248–2254, DOI: 10.1109/TGRS.2017.2777670.
21. Rinne E., Similä M., Utilisation of CryoSat-2 SAR altimeter in operational ice charting, *The Cryosphere*, 2016, Vol. 10, No. 1, pp. 121–131, DOI: 10.1109/TGRS.2017.2777670.
22. Rivas M. B., Verspeek J., Verhoef A., Stoffelen A., Bayesian sea ice detection with the advanced scatterometer ASCAT, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 7, pp. 2649–2657, DOI: 10.1109/TGRS.2011.2182356.
23. Rivas M. B., Otosaka I., Stoffelen A., Verhoef A., A scatterometer record of sea ice extents and backscatter: 1992–2016, *The Cryosphere*, 2018, Vol. 12, No. 9, pp. 2941–2953, DOI: 10.5194/tc-12-2941-2018.
24. Shokr M., Lambe A., Agnew T., A new algorithm (ECICE) to estimate ice concentration from remote sensing observations: An application to 85-GHz passive microwave data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2008, Vol. 46, No. 12, pp. 4104–4121, DOI: 10.1109/TGRS.2008.2000624.
25. Swan A. M., Long D. G., Multiyear Arctic sea ice classification using QuikSCAT, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 9, pp. 3317–3326, DOI: 10.1109/TGRS.2012.2184123.
26. Ye Y., Shokr M., Heygster G., Spreen G., Improving multiyear sea ice concentration estimates with sea ice drift, *Remote Sens.*, 2016, Vol. 8, No. 5, Article 397, DOI: 10.3390/rs8050397.
27. Zabolotskikh E. V., Azarov S. M., Wintertime emissivities of the Arctic Sea ice types at the AMSR2 Frequencies, *Remote Sensing*, 2022, Vol. 14, No. 23, Article 5927, DOI: 10.3390/rs14235927.
28. Zabolotskikh E. V., Chapron B., Estimation of atmospheric microwave radiation parameters over the Arctic Sea ice from the AMSR2 Data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2024, Vol. 62, pp. 1–11, DOI: 10.1109/TGRS.2024.3392369.
29. Zabolotskikh E. V., Khvorostovsky K. S., Chapron B., An advanced algorithm to retrieve total atmospheric water vapor content from the advanced microwave scanning radiometer data over sea ice and sea water surfaces in the Arctic, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2020, Vol. 58, No. 5, pp. 3123–3135, DOI: 10.1109/TGRS.2019.2948289.