# Новый подход для восстановления границы ледяного покрова по данным спутниковых скаттерометров ASCAT

#### Е.В. Заболотских, В.Н. Кудрявцев, Е.А. Балашова, С.М. Азаров

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

В работе представлен новый подход для восстановления границы ледяного покрова по данным спутниковых скаттерометров Advanced Scatterometer (ASCAT). Подход основан на использовании среднеквадратичного разброса  $\Delta$  удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) от линейной функции, аппроксимирующей зависимость УЭПР от угла наблюдения. С использованием измерений ASCAT полного разрешения, данных по сплочённости морского льда, восстановленных по измерениям спутникового микроволнового радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) и карт морского льда Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) построены среднемесячные функции распределения значений  $\Delta$  над морским льдом и над морской водой для всей Арктики. Показано, что средние значения  $\Delta$  над водой в несколько раз превышают средние значения  $\Delta$  над морским льдом, что даёт возможность оценивать границы (протяжённость) ледяного покрова. Построены среднесуточные карты границ ледяного покрова по данным ASCAT и проведено сравнение протяжённости ледяного покрова Арктики (*англ*. Sea Ice Extent — SIE) по данным ASCAT и по данным AMSR2 с использованием оперативных спутниковых продуктов, создаваемых ведущими международными центрами данных. Показано, что среднеквадратичная разница в оценках SIE по данным ASCAT и по данным AMSR2 не превышает 1,5 %. В зимних условиях разница в оценках SIE не превышает 0,5 %. Летние значения SIE по данным ASCAT превышают SIE по данным AMSR2 на 3–5 %. Предложенный метод предоставляет новые возможности для использования скаттерометрических данных. Верификация метода, приводящего к расхождению в оценках SIE по данным микроволновых радиометров, требует дополнительных исследований.

Ключевые слова: спутниковые скаттерометры, ASCAT, морской лёд, протяжённость ледяного покрова, Арктика

Одобрена к печати: 01.07.2022 DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-193-209

#### Введение

Морской лёд — важнейший индикатор климатических изменений и один из наиболее значимых параметров глобальных климатических моделей (Walsh, 1983). Образуя границу между верхним слоем океана и нижней атмосферой, он влияет на радиационный и энергетический баланс поверхности океана, препятствуя тепло- и влагообмену между океаном и атмосферой (Ledley, 1988). Высокие значения альбедо льда уменьшают поглощение солнечной радиации (Curry et al., 1995), а процессы замерзания и таяния морского льда влияют на термохалинную циркуляцию океана (Mauritzen, Häkkinen 1997).

Традиционный мониторинг морского льда с помощью судовых или самолётных наблюдений является крайне дорогостоящим и обладает ограниченным пространственным и временным охватом. В 70-х гг. прошлого века на смену традиционным методам мониторинга пришли спутниковые, позволяющие получать регулярную пространственно протяжённую информацию о параметрах ледяного покрова. Спутниковые микроволновые измерения представляются наиболее информативными за счёт своей всепогодности и независимости от солнечного освещения. Длительные непрерывные наблюдения позволяют строить временные ряды параметров ледяного покрова Арктики, с помощью которых можно оценивать климатические тенденции и тренды (Microwave..., 1992; Ulaby et al., 1981). Оценка границ, или протяжённости, ледяного покрова (*англ*. Sea Ice Extent — SIE) возможна как на основании измерений микроволновых радиометров (Ivanova et al., 2015; Tikhonov et al., 2016), так и на основании скаттерометрических измерений (Long, 2016). Радиометры принимают излучение системы «морской лёд – океан – атмосфера». Их измерения считаются основным источником для картирования морского льда, поскольку они позволяют восстанавливать его сплочённость (Cavalieri et al., 1984; Comiso, 1986). Основными ограничениями становятся высокая чувствительность к параметрам атмосферы и сложность интерпретации измерений летом, когда излучение талой воды на поверхности льда сложно отличить от излучения морской воды (Kern et al., 2016). Скаттерометр измеряет сигнал обратного микроволнового рассеяния и позволяет восстанавливать границы ледяного покрова (Rivas, Stoffelen, 2011; Rivas et al., 2012; Yueh et al., 1997), его тип (Lindell, Long, 2015; Voss et al., 2003; Zhang et al., 2019) и поля дрейфа (Girard-Ardhuin, Ezraty, 2012; Lavergne et al., 2010). Считается, что в отличие от радиометрических измерений измерения скаттерометров не позволяют получать информацию о сплочённости морского льда. Они, однако, гораздо менее чувствительны как к атмосфере (Gray et al., 1982; Meier, Stroeve, 2008), так и к наличию снежниц на поверхности льда (Rivas et al., 2018).

Скаттерометры Европейского космического агентства (англ. European Space Agency — ESA), включая AMI (англ. Active Microwave Instrument) на спутниках ERS-1, -2 (англ. European Remote Sensing) и усовершенствованные скаттерометры ASCAT (англ. Advanced Scatterometer) на спутниках MetOp-A/B/C (англ. Meteorological Operational satellite programme), работают на вертикальной поляризации в С-диапазоне. Впервые данные скаттерометров АМІ были использованы для идентификации морского льда исследователями из Французского исследовательского института по эксплуатации моря IFREMER ( $\phi p$ . Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer) (Gohin, Cavanie, 1994). Они показали, что зависимость измеряемого сигнала (удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР)  $\sigma^0$ ) от азимутального угла (коэффициент анизотропии anis) и от угла падения (dsigma) для воды и льда существенно различна, что позволяет идентифицировать морской лёд. Использование этого различия для разделения сигнала от морской воды от сигнала от морского льда требует специальных подходов и знания геофизических модельных функций (ГМФ) льда и воды (Breivik et al., 2012). При применении данных скаттерометров для определения границ ледяного покрова часто одновременно используются и радиометрические измерения, повышающие вероятность корректной идентификации льда. Так, оперативным алгоритмом OSI SAF (англ. Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility) Европейской организации спутниковой метеорологии EUMETSAT (англ. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) стала байесовская классификация на основе мультисенсорного анализа измерений ASCAT и SSM/I (англ. Special Sensor Microwave/Imager) (Aaboe et al., 2021). Байесовская классификация на основе экспериментально определённых ГМФ льда и воды без дополнительных данных радиометров используется в работах (Rivas, Stoffelen, 2011; Rivas et al., 2012) для скаттерометров SeaWinds и ASCAT соответственно. Эффективность метода была доказана сопоставлением результатов определения границ ледяного покрова с оптическими и радиолокационными изображениями высокого разрешения. Также было показано, что метод обладает более высокой по сравнению с другими методами точностью в сезон таяния.

Несмотря на различия ГМФ морского льда и морской воды, близость этих функций в пространстве углов часто приводит к ошибкам при идентификации льда. Поляризационные измерения в Ки-диапазоне таких инструментов, как NSCAT (*англ.* NASA Scatterometer (NASA — National Aeronautics and Space Administration, Haциональное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства — HACA)) на спутнике ADEOS-1 (*англ.* Advanced Earth Observing Satellite), SeaWinds на спутнике QuikSCAT, OSCAT (*англ.* Oceansat-2 Scatterometer) на спутнике OceanSAT-II, SCAT на спутнике HY-2A (HaiYang, *кит.* 文洋, «океан») и CSCAT (*англ.* CFOSAT SCATterometer) на спутнике Oceanic Satellite), позволяют при идентификации льда использовать поляризационные различия в измерениях на вертикальной (VV) и горизонтальной (HH) поляризации. Алгоритм, известный как Remund/Long-NSCAT (RL-N), использует, кроме зависимости  $\sigma^0$  от угла падения, значения отношения  $\sigma^0$  на VV- и HH-поляризации в качестве основных параметров при классификации поверхности по типу лёд/вода (Hill, Long, 2016; Remund, Long, 1999, 2013). Также были созданы и другие алгоритмы классификации, использующие поляризационные измерения в Ки-диапазоне и разные комбинации входных параметров (угловые зависимости  $\sigma_{\rm HH}^0$ ,  $\sigma_{\rm VV}^0$  и  $\sigma_{\rm VV}^0/\sigma_{\rm HH}^0$ ) (Li et al., 2016; Zhai et al., 2021). Использование соотношения  $\sigma_{\rm VV}^0/\sigma_{\rm HH}^0$  совместно с зависимостью сигнала от угла паде-

ния при интерпретации измерений скаттерометров в Ки-диапазоне значительно упрощает классификацию типа поверхности. Практическое использование азимутальной изменчивости сигнала при оперативном определении границы ледяного покрова затруднено в силу специфики геометрии скаттерометрических измерений (Zhang et al., 2021). В настоящей работе предлагается новый подход для классификации морской поверхности по типу лёд/вода на основе измерений скаттерометра ASCAT, не требующий создания и использования  $\Gamma M \Phi$ льда и воды в пространстве углов измерений. Подход основан на анализе изменчивости  $\sigma^0(\Delta)$ относительно линейной функции, аппроксимирующей зависимость  $\sigma^0$  от угла падения. Впервые возможность использования этой изменчивости для идентификации морского льда обсуждалась в исследовании (Муртазин и др., 2015). В настоящей работе проведён анализ  $\Delta$ над морской водой и над морским льдом на основании измерений ASCAT с января по июнь и в сентябре, ноябре и декабре 2019 г., а также построены функции распределения  $\Delta_{OW}$  (*om* англ. open water) для морской воды и  $\Delta_{SI}$  (*om англ.* sea ice), свидетельствующие о возможности разделения сигнала от морского льда и сигнала от морской воды только на основании значений  $\Delta$ . Предложена простая формула для такого разделения. В качестве дополнительных данных, позволяющих исключить ошибочно идентифицированные области морского льда из-за низких значений  $\Delta$  вследствие стабильных полей ветра над водой, использовались данные измерений спутникового микроволнового радиометра AMSR2 (англ. Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) на частоте 6,9 ГГц. Верификация подхода проведена на основании расчёта среднесуточной протяжённости ледяного покрова SIE в Арктике (выше 60° с.ш.) и сравнения её со значениями SIE, рассчитанными по альтернативным спутниковым продуктам на основе спутниковых радиометрических измерений.

#### Методология

Для расчёта изменчивости  $\sigma^0$  относительно линейной функции, аппроксимирующей зависимость  $\sigma^0$  от угла падения, использовались данные измерений ASCAT Level 1B SZF (Full Resolution) со спутников MetOp-A/B, содержащие калиброванные значения  $\sigma^0$  полного разрешения. Данные были получены из центра данных EUMETSAT для 9 мес 2019 г.: с января по июнь и для сентября, ноября и декабря. Данные за июль, август и октябрь не были предоставлены. Геометрия измерений ASCAT, осуществляемых одновременно шестью антеннами на частоте 5,3 ГГц, позволяет получить для каждого элемента поверхности набор значений  $\sigma^0$ в определённом диапазоне углов падения от 18 до 64°. Пространственное разрешение измерений каждой антенны составляет около 25 км.

Одним из традиционно используемых подходов для анализа данных скаттерометров считается приведение  $\sigma^0$  к одному и тому же углу наблюдения (Rivas et al., 2012, 2018). Этот подход применяется как при анализе временных рядов  $\sigma^0$ , так и при построении карт его пространственного распределения. Подобная нормализация проводится на основании аппроксимации зависимости  $\sigma^0(\theta)$  линейной функцией  $\sigma^0(\theta) = a + b\theta$ , где  $\theta$  — угол падения (Verhoef et al., 2018). Коэффициенты *a* и *b* могут определяться как для каждого элемента поверхности на основании данных измерений за определённый промежуток времени (Ezraty, Cavanié, 1999), так и для разных типов поверхности, объединённых общими рассеивающими свойствами (Otosaka et al., 2017).

В данной работе для анализа изменчивости  $\sigma^0$  относительно линейной функции, аппроксимирующей зависимость  $\sigma^0$  от угла падения, использовались измерения, накопленные за суточный период для пространственных элементов (узлов сетки) с разрешением ~25×25 км. Такое низкое разрешение было выбрано для накопления большего количества данных. Изменчивость  $\Delta_j$  для каждого элемента *j*, содержащего *M* измерений  $\sigma_{ji}^0(\theta_{ji})$ , где *i* = 1, ..., *M*, рассчитывалась по формуле:

$$\Delta_{j} = \sqrt{\sum_{i=1}^{M} \frac{\left(\sigma_{ij}^{0} - (a_{j} + b_{j}\theta_{i})\right)^{2}}{M - 1}},$$
(1)

где функция  $a_j + b_j \theta$  — аппроксимационная прямая для измерений  $\sigma_{ji}^0(\theta_{ji})$  в диапазоне углов от 25 до 60° (Ezraty, Cavanié, 1999) (*puc. 1*). Коэффициенты  $a_j$  и  $b_j$  рассчитываются на основании линейного регрессионного анализа.



*Puc. 1.* Типичная для морского льда зависимость σ<sup>0</sup> от угла наблюдений θ для элемента поверхности *j*. Синие точки — измерения ASCAT; красная линия — аппроксимационная прямая

Количество измерений M для каждого элемента j различается, что обусловлено геометрией сканирования ASCAT. Наличие двух полос обзора формирует максимум точек в районе полюса (севернее ~83–84° с. ш.) вследствие пересечений измерений правополосных антенн и в поясе ~72–75° с. ш. вследствие пересечений измерений левополосных антенн (Заболотских и др., 2020).

УЭПР поверхности уменьшается с ростом угла наблюдения как для морского льда, так и для морской воды. Поэтому в общем случае значения коэффициентов *b* отрицательны (Microwave..., 1992). Для морской воды угол наклона аппроксимирующей прямой  $\beta = \operatorname{arctg}(b)$  (аналог параметра dsigma в работе (Gohin, Cavanie, 1994)) в общем случае больше, чем для морского льда. Однако при определённых ветровых условиях (когда направление ветра совпадает с азимутальным направлением радиолокационного сигнала или ему противоположно) углы наклона аппроксимирующей прямой  $\beta$  для измерений над морской водой уменьшаются. Это приводит к близости ГМФ морской воды и льда и, следовательно, к ошибкам классификации, в основе которой лежит угловая зависимость сигнала (Ezraty, Cavanié, 1999; Gohin, Cavanie, 1994; Zhang et al., 2021).

Значения среднеквадратичных отклонений  $\Delta_j$  от линейной аппроксимирующей функции  $a_j + b_{j} \theta$  были рассчитаны для всего региона Арктики выше 60° с.ш. Результаты расчётов ( $\Delta_j, a_j, b_j$ ) были разделены на относящиеся к морскому льду (SI) и к морской воде (OW). Это разделение было выполнено для зимних месяцев (с января по май, ноябрь и декабрь) на основании совмещённых (приведённых к единой сетке координат) данных по сплочённости морского льда по данным AMSR2 (Spreen et al., 2008). Данные со сплочённостью SIC = 0 (*англ*. Sea Ice Concentration) анализировались как данные для морской воды. Данные с SIC = 100 % анализировались как данные для морского льда. Для летних условий (июнь, сентябрь) радиометрические продукты по сплочённости характеризуются большими ошибками (Ivanova et al., 2015), поэтому вместо полей сплочённости использовались данные Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) (карты морского льда в формате SIGRID-3) (WMO & IOC 2004 — *англ*. World Meteorological Organization; Intergovernmental Oceanographic Commission). Идеология разделения периодов на «зимний» и «летний» заимствована из методики составления ледовых карт ААНИИ. Для

Арктики зимними месяцами, характеризующимися условиями замерзания, считаются месяцы с октября по май, а летними, характеризующимися условиями таяния, считаются месяцы с июня по сентябрь (Афанасьева и др., 2019)

## Результаты

Функции распределения значений  $\Delta$ , *a* и *b* над морским льдом и над морской водой (*англ.* Probability Distribution Function — PDF), построенные на основании всего массива измерений за указанные месяцы 2019 г., представлены на *рис. 2* вместе с характерными зимними картами пространственного распределения данных параметров.



*Рис. 2.* Функции распределения параметров (PDF), построенные на основании измерений за 9 мес 2019 г. (*слева*), и поля параметров *a* (*a*), *b* (*б*), Δ (*в*) 1 января 2019 г. Синие линии — PDF для морской воды; красные линии — PDF для морского льда

На *рис. 2в* видно, что разброс значений УЭПР относительно аппроксимирующей прямой над морской водой существенно (для средних значений — в 3 раза) превышает разброс УЭПР над морским льдом. Эти различия в  $\Delta$  определяются не только различиями в азимутальной анизотропии  $\sigma^0$ , которая мала для морского льда и в общем случае велика для морской воды из-за зависимости УЭПР моря от угла между азимутальным направлением радиолокационного сигнала и направлением ветра (Gohin, Cavanie, 1994), но и почти полным отсутствием изменчивости поверхности морского льда по сравнению с ветровыми волнами на поверхности моря, которые сильно изменчивы под действием пространственно-временных изменений скорости ветра в рассматриваемом промежутке времени.

Ни один из коэффициентов аппроксимирующей прямой не может быть использован для классификации измерений по типу лёд/вода, поскольку PDF пересекаются для более 30 % значений параметров а и b. В то же время использование порогового значения для разброса  $\Delta = 1,3$  позволяет разделить морские лёд и воду. Пороговое значение  $\Delta = 1,3$  приводит к тому, что ~5 % измерений над морским льдом классифицируются как измерения над водой и ~7 % измерений над морской водой классифицируются как измерения над морским льдом (интеграл по «хвостам» функций распределения). Пороговые значения  $\Delta = 2,15$  оставляют лишь 2 % данных, ошибочно классифицированных как морская вода, но увеличивают количество данных, ошибочно классифицированных как морской лёд. Первые ошибки связаны с наличием ориентированных крупномасштабных шероховатостей на льду. Последние ошибки обусловлены определёнными стабильными ветровыми условиями над водой, при которых азимутальная анизотропия  $\sigma^0$  мала и временная изменчивость рассеянного сигнала мала. Для уменьшения ошибок, связанных с ветровыми условиями, может быть использован любой из погодных фильтров, применимых к данным микроволновых радиометров. В настоящей работе в качестве такого фильтра использовались измерения радиояркостной температуры AMSR2 на частоте 6,9 ГГц вертикальной поляризации (T6V). При T6V < 170 К измерения классифицировались как измерения над морской водой. Обоснование для использования такого фильтра представлено в работе (Заболотских и др., 2019).

PDF значений  $\Delta$ , рассчитанные для данных за отдельные месяцы, практически не отличаются друг от друга. Среднемесячные значения  $\langle \Delta \rangle$  и среднеквадратичные отклонения  $\Delta$  от  $\langle \Delta \rangle$  для морской воды и для морского льда представлены на *рис. 3.* Различия  $\langle \Delta \rangle$  и среднеквадратичного отклонения  $\Delta$  от  $\langle \Delta \rangle$  для морского льда — в пределах долей процента. Для морской воды разброс  $\langle \Delta \rangle$  наблюдается в пределах нескольких процентов между зимними и летними (июнь, сентябрь) месяцами.



*Рис. 3.* Среднемесячные значения среднеквадратичного разброса УЭПР от линейной аппроксимирующей функции *a<sub>i</sub>* + *b<sub>i</sub>*θ для морской воды (синие линии) и морского льда (красные линии)

Результаты расчётов  $\Delta$  для морской воды и морского льда свидетельствуют о возможности не только классификации поверхности, над которой проводятся измерения УЭПР, по типу лёд/вода, но также расчёта сплочённости ледяного покрова по данным ASCAT с использованием точек привязки ( $\Delta_{OW}$  и  $\Delta_{SI}$ ) аналогично использованию точек привязки в алгоритмах восстановления сплочённости льда по измерениям радиометров поляризационной разницы микроволнового излучения системы «морской лёд – океан – атмосфера» на частотах вблизи 90 ГГц (*англ.* polarization difference — PD) (Заболотских и др., 2019). Такие алгоритмы восстанавливают сплочённость морского льда с удовлетворительной точностью, несмотря на существенный разброс точек привязки над морской водой. Иллюстрация PDF для значений PD, измеренных микроволновым радиометром AMSR2 на частоте 89 ГГц, и для значений среднеквадратичного разброса УЭПР от линейной аппроксимирующей функции, измеренных микроволновым скаттерометром ASCAT над морским льдом и над морской водой, представлена на *рис. 4*.



*Рис. 4.* Функции распределения параметров (PDF), построенные на основании измерений за 9 мес 2019 г.: *а* — для значений PD, полученных микроволновым радиометром AMSR2 на частоте 89 ГГц; *б* — для значений среднеквадратичного разброса УЭПР от линейной аппроксимирующей функции Δ. Синие линии — PDF для морской воды; красные линии — PDF для морского льда

Если для расчёта сплочённости использовать средние значения точек привязок (они практически совпадают со значениями  $\Delta$ , при которых наблюдаются максимумы PDF), то формулу для расчёта сплочённости можно вывести из соотношения:

$$\Delta = (1 - \text{SIC})\Delta_{\text{OW}} + \text{SIC} \cdot \Delta_{\text{SI}}, \qquad (2)$$

где  $\Delta_{OW}$  — среднее значение среднеквадратичного разброса УЭПР от линейной аппроксимирующей функции над морской водой (~2,4);  $\Delta_{SI}$  — среднее значение среднеквадратичного разброса УЭПР от линейной аппроксимирующей функции над морским льдом (~0,75). При указанных значениях точек привязки SIC можно рассчитать по формуле:

$$\operatorname{SIC} = \frac{2, 4 - \Delta}{1, 65}.$$
(3)

При использовании условия  $\Delta < 2,15$  (что соответствует значению SIC ~15 %) 98 % данных корректно классифицируются как морской лёд (корректно — это в соответствии со 100%-й сплочённостью по данным AMSR2 зимой и по данным ААНИИ летом).

Низкие значения  $\Delta$  над морской водой, обусловленные определёнными ветровыми условиями, ведут к появлению областей ложно идентифицированного льда. Избежать таких ошибок можно либо увеличением временного промежутка для накопления данных (повышением вероятности изменения ветра), либо фильтрованием таких условий с помощью дополнительных данных, в качестве которых традиционно используются измерения спутниковых микроволновых радиометров (Breivik et al., 2012).

### Валидация

С использованием критерия  $\Delta < 2,15$  для классификации поверхности по типу лёд/вода по данным скаттерометра ASCAT были рассчитаны среднесуточные значения протяжённости ледяного покрова в Арктике для широт выше 60° с. ш. (SIE<sub>ASCAT</sub>) для 9 мес 2019 г.



Рис. 5. Различия между результатами классификации типа поверхности Северного Ледовитого океана по данным ASCAT по формуле (3) и по данным AMSR2 с использованием продуктов JAXA (*a*), OSI SAF (*б*), университета Бремена (*в*), NSIDC (*г*) на 1 января 2019 г. Синий цвет означает, что пиксель классифицирован как морской лёд по данным ASCAT и как морская вода по данным AMSR2. Бордовый цвет означает, что пиксель классифицирован как морская вода по данным ASCAT и как морской лёд по данным AMSR2. Зелёный цвет означает одинаковые результаты классификации. Белый цвет — маска суши

Для сравнения с SIE<sub>ASCAT</sub> использовались четыре среднесуточных альтернативных спутниковых продукта, основанных на данных AMSR2: 1) продукт японского космического агентства JAXA (*англ.* Japan Aerospace Exploration Agency), создаваемый с помощью алгоритма Bootstrap (Comiso, 2009); 2) продукт OSI SAF на основе гибридного алгоритма (Comiso, 1983; Smith, 1996); 3) продукт университета Бремена (*нем.* Universität Bremen, *англ.* University of Bremen) на основе алгоритма ASI (*англ.* ARTIST (Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study) Sea Ice) (Spreen et al., 2008); 4) продукт NSIDC (*англ.* National Snow and Ice Data Center) на основе алгоритма NT2 (*англ.* NASA Team 2) (Markus, Cavalieri, 2000). Для каждого из продуктов по сплочённости элементы поверхности были классифицированы как морской лёд при SIC > 15 и как морская вода при SIC = 0 и рассчитаны среднесуточные значения протяжённости ледяного покрова SIE<sub>JAXA</sub>, SIE<sub>OSISAF</sub>, SIE<sub>Bremen</sub> и SIE<sub>NSIDC</sub>. Иллюстрация полей различий между результатами классификации типа поверхности Северного Ледовитого океана по данным ASCAT по формуле (3) и по данным AMSR2 на 1 января 2019 г. представлена на *рис. 5* (см. с. 200).

На *рис. 5* видно, что основные различия между результатами классификации в зимних условиях наблюдаются на границе ледяного покрова. Наиболее близкие результаты демонстрирует продукт университета Бремена.



*Рис. 6.* Диаграммы разброса протяжённости ледяного покрова Арктики SIE<sub>ASCAT</sub>, рассчитанной по данным скаттерометра ASCAT, от протяжённости ледяного покрова Арктики по данным AMSR2 на основе продуктов JAXA (*a*), OSI SAF (*б*), университета Бремена (*в*), NSIDC (*г*)

Верификация формулы расчёта сплочённости льда требует проведения дополнительных исследований с привлечением данных высокого разрешения, особенно для летних условий. Однако граница льда, полученная с использованием нового подхода по данным ASCAT, хорошо соответствует границе льда по данным AMSR2.

Протяжённость ледяного покрова Арктики SIE рассчитывалась как общая площадь поверхности с SIC > 15 % (Comiso et al., 2017). Диаграмма разброса значений SIE<sub>ASCAT</sub> от SIE<sub>JAXA</sub>, SIE<sub>OSISAF</sub>, SIE<sub>Bremen</sub> и SIE<sub>NSIDC</sub> представлена на *рис. 6* (см. с. 201) вместе с средне-квадратичными ( $\sigma$ ) и средними ( $\delta$ ) разницами в оценке SIE:

$$\sigma = \sqrt{\sum_{n=1}^{N} \frac{\left(\mathrm{SIE}_{\mathrm{ASCAT}}^{n} - \mathrm{SIE}_{\mathrm{AMSR2}}^{n}\right)^{2}}{N-1}},$$
(4)

$$\delta = \sum_{n=1}^{N} \frac{\text{SIE}_{\text{ASCAT}}^{n} - \text{SIE}_{\text{AMSR2}}^{n}}{N},$$
(5)

где SIE<sub>AMSR2</sub> — протяжённость ледяного покрова по данным AMSR2, рассчитанная с использованием готовых спутниковых продуктов; N = 272 — число дней 2019 г., для которых проводились расчёты.

Динамика изменения SIE в течение года по разным данным представлена на *рис.* 7. Среднеквадратичная разница о при оценке SIE при сравнении с любым из радиометрических продуктов составляет 54—66 тыс.  $\kappa M^2$ , в то время как средняя разница о варьирует от 63 тыс.  $\kappa M^2$ (с продуктом OSI SAF) до 300 тыс.  $\kappa M^2$  (с продуктом университета Бремена). Для сравнения в работе (Zhai et al., 2021) граница ледяного покрова по данным измерений скаттерометра CSCAT со спутника CFOSAT сравнивалась с SIE по данным OSI SAF и NSIDC, при этом средняя разница в 250—450 тыс.  $\kappa M^2$  оценивалась как достаточно низкая для возможности использования предложенного алгоритма.



*Puc.* 7. Динамика протяжённости ледяного покрова Арктики в 2019 г.:  $1 - \text{SIE}_{\text{Bremen}}$ ;  $2 - \text{SIE}_{\text{JAXA}}$ ;  $3 - \text{SIE}_{\text{OSISAF}}$ ;  $4 - \text{SIE}_{\text{NSIDC}}$ ;  $5 - \text{SIE}_{\text{ASCAT}}$ 

Поскольку средняя разница в оценке SIE во всех случаях положительна, можно сделать вывод, что предложенный метод приводит к бо́льшим значениям протяжённости ледяного покрова для всех рассматриваемых месяцев. Для летних месяцев (из рассматриваемых — июнь и сентябрь) о составляет 80–90 тыс. км<sup>2</sup>, а  $\delta$  — 45–317 тыс. км<sup>2</sup>, (45 тыс. км<sup>2</sup> — с продуктом OSI SAF, 317 тыс. км<sup>2</sup> — с продуктом университета Бремена). То есть наименьшие расхождения при оценке SIE наблюдаются во всех случаях при сравнении с продуктом OSI SAF. Проведённая валидация, безусловно, не является полной. Во-первых, отсутствует сравнение с данными высокого разрешения, подтверждающими наличие/отсутствие морского льда. Например, полынья A в Восточно-Сибирском море на *рис. 8*, хорошо различимая в поле SIC, рассчитанном по формуле (3) по данным ASCAT (см. *рис. 8a*), не видна в поле SIC по данным AMSR2 (продукт университета Бремена) (см. *рис. 8a*). В то же время эта полынья различима как на снимках PCA (радары с синтезированной апертурой) Sentinel-1 (см. *рис. 8c*), так и на инфракрасном (ИК) изображении MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (полынья различима, поскольку над ней нет облачности, и структура изображения позволяет повышенную яркость интерпретировать как более высокую температуру воды относительно льда). Причина наличия полыньи в поле SIC по данным ASCAT и её отсутствия в поле SIC по данным AMSR2 кроется в поле ветра, изменчивость которого приводит к высоким значениям  $\Delta$  (ASCAT), которые приводят к низким значениям поляризационной разницы в измерениях PD (AMSR2) на 89 ГГц. Анализ статистики ветровых условий позволит оценить в будущем их влияние на ошибки восстановления SIC по скаттерометрическим данным с помощью предложенного подхода.







*Рис. 8.* Полынья в Восточно-Сибирском море 10 января 2020 г.: *а* — поле SIC по данным ASCAT, восстановленное по формуле (3); *б* — ИК-изображение MODIS; *в* — поле SIC по данным AMSR2, продукт университета Бремена; *г* — изображения Sentinel-1/А

Во-вторых, точность аппроксимации угловой зависимости УЭПР линейной функцией и определения  $\Delta$  зависит от количества измерений M в пикселе (широты). Следовательно,

необходимы дополнительные исследования влияния M на точность классификации. При низких значениях M применение метода, возможно, потребует увеличения временного промежутка для накопления данных.

Наконец, для полноценного сравнения и значимых выводов не хватает данных для как минимум двух летних месяцев: июля и августа — тех месяцев, для которых различия между радиометрическими продуктами самые большие и для которых в силу меньшей зависимости метода от снежниц на поверхности льда прогнозируются преимущества скаттерометрических оценок.

Тем не менее проведённые сравнения свидетельствуют о возможности использования нового подхода для определения границ ледяного покрова по данным измерений ASCAT. Формулировка ограничений для использования данного подхода требует дополнительных исследований.

#### Заключение

В работе на основе анализа среднеквадратичного разброса УЭПР от линейной функции, аппроксимирующей зависимость УЭПР от угла наблюдения, сформулирован новый подход для восстановления границы ледяного покрова по данным спутниковых скаттерометров ASCAT. Проанализированы данные измерений ASCAT полного разрешения за январь-июнь, сентябрь, ноябрь и декабрь 2019 г. отдельно над морской водой и над морским льдом. Показано, что средние значения  $\Delta$  над водой в несколько раз превышают средние значения  $\Delta$  над морским льдом, что даёт возможность оценивать границы (протяжённость) ледяного покрова. Построены среднемесячные функции распределения значений  $\Delta$  над морским льдом и над морской водой для всей Арктики и на основе их анализа предложена формула для восстановления сплочённости ледяного покрова. С использованием данной формулы и измерений AMSR2 на частоте 6,9 ГГц вертикальной поляризации для фильтрации атмосферных условий, приводящих к ложной идентификации морского льда, построены среднесуточные карты границ ледяного покрова. Проведено сравнение протяжённости ледяного покрова Арктики SIE по данным ASCAT и по данным AMSR2 с использованием оперативных спутниковых продуктов, создаваемых ведущими международными центрами данных. Показано, что среднеквадратичная разница в оценках SIE по данным ASCAT и по данным AMSR2 не превышает 1,5 %. В зимних условиях разница в оценках SIE не превышает 0,5 %. Летние значения SIE по данным ASCAT превышают SIE по данным AMSR2 на 3-5 %. Предложенный метод предоставляет новые возможности для использования скаттерометрических данных. Верификация метода, приводящего к расхождению в оценках SIE по данным микроволновых радиометров, требует дополнительных исследований.

Исследования, представленные в данной статье, выполнены за счёт гранта Российского научного фонда № 19-17-00236.

#### Литература

- 1. Афанасьева Е.В., Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Демчев Д.М., Чуфарова М.С., Быченков Ю.Д., Девятаев О.С. Методика составления ледовых карт ААНИИ // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 5–20. DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071.
- 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 всторошенного 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. *Муртазин А. Ф., Евграфова К. Г., Кудрявцев В. Н.* Применение данных скаттерометра ASCAT для исследования ледового покрова в Арктике // Ученые записки Российского гос. гидрометеоролог. ун-та. 2015. № 40. С. 160–173.
- 5. *Aaboe S.*, *Down E. J.*, *Eastwood S.* Product User Manual for the Global sea-ice edge and type Product / Norwegian Meteorological Inst. Oslo, Norway, 2021. 36 p.
- 6. *Breivik L., Eastwood S., Lavergne T.* Use of C-Band Scatterometer for Sea Ice Edge Identification // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2012. V. 50. Iss. 7. P. 2669–2677. DOI: 10.1109/TGRS.2012.2188898.
- 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. Iss. D4. P. 5355–5369. DOI: 10.1029/ JD089iD04p05355.
- Comiso J. C. Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations // J. Geophysical Research: Oceans (1978–2012). 1983. V. 88. Iss. C12. P. 7686–7704. DOI: 10.1029/ JC088iC12p07686.
- 9. *Comiso J. C.* Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations // J. Geophysical Research: Oceans. 1986. V. 91. Iss. C1. P. 975–994. DOI: 10.1029/JC091iC01p00975.
- Comiso J. C. Enhanced sea ice concentrations and ice extents from AMSR-E data // J. Remote Sensing Society of Japan. 2009. V. 29. Iss. 1. P. 199–215. DOI: 10.11440/rssj.29.199.
- Comiso J. C., Meier W. N., Gersten R. Variability and Trends in the Arctic Sea Ice Cover: Results from Different Techniques // J. Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. Iss. 8. P. 6883–6900. DOI: 10.1002/2017JC012768.
- 12. *Curry J.A., Schramm J.L., Ebert E. E.* Sea ice-albedo climate feedback mechanism // J. Climate. 1995. V. 8. Iss. 2. P. 240–247. DOI: 10.1175/1520-0442(1995)008<0240:SIACFM>2.0.CO;2.
- Ezraty R., Cavanié A. Intercomparison of backscatter maps over Arctic sea ice from NSCAT and the ERS scatterometer // J. Geophysical Research: Oceans. 1999. V. 104. Iss. C5. P. 11471–11483. DOI: 10.1029/1998JC900086.
- Girard-Ardhuin F., Ezraty R. Enhanced Arctic sea ice drift estimation merging radiometer and scatterometer data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2012. V. 50. Iss. 7. P. 2639–2648. DOI: 10.1109/ TGRS.2012.2184124.
- 15. *Gohin F., Cavanie A.* A first try at identification of sea ice using the three beam scatterometer of ERS-1 // Intern. J. Remote Sensing. 1994. V. 15. Iss. 6. P. 1221–1228. DOI: 10.1080/01431169408954156.
- Gray A., Hawkins R., Livingstone C., Arsenault L., Johnstone W. Simultaneous scatterometer and radiometer measurements of sea-ice microwave signatures // IEEE J. Oceanic Engineering. 1982. V. 7. Iss. 1. P. 20–32. DOI: 10.1109/JOE.1982.1145506.
- 17. *Hill J. C., Long D. G.* Extension of the QuikSCAT sea ice extent data set with OSCAT data // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2016. V. 14. Iss. 1. P. 92–96. DOI: 10.1109/LGRS.2016.2630010.
- Ivanova N., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M. Environment Canada Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges // Cryosphere. 2015. V. 9. P. 1797–1817. DOI: 10.5194/tcd-9-1269-2015.
- Kern S., Rösel A., Pedersen L. T., Ivanova N., Saldo R., Tonboe R. T. The impact of melt ponds on summertime microwave brightness temperatures and sea-ice concentrations // The Cryosphere. 2016. V. 10. Iss. 5. P. 2217–2239. DOI: 10.5194/tc-10-2217-2016.
- Lavergne T., Eastwood S., Teffah Z., Schyberg H., Breivik L.A. Sea ice motion from low-resolution satellite sensors: An alternative method and its validation in the Arctic // J. Geophysical Research: Oceans. 2010. V. 115. Iss. C10. Art. No. C10032. 14 p. https://doi.org/10.1029/2009JC005958.
- Ledley T.S. A coupled energy balance climate-sea ice model: Impact of sea ice and leads on climate // J. Geophysical Research: Atmospheres. 1988. V. 93. Iss. D12. P. 15919–15932. DOI: 10.1029/JD093iD12p15919.
- 22. Li M., Zhao C., Zhao Y., Wang Z., Shi L. Polar sea ice monitoring using HY-2A scatterometer measurements // Remote Sensing. 2016. Iss. 8. Art. No. 688. DOI: 10.3390/rs8080688.
- 23. *Lindell D. B., Long D. G.* Multiyear Arctic sea ice classification using OSCAT and QuikSCAT // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2015. V. 54. Iss. 1. P. 167–175. DOI: 10.1109/TGRS.2015.2452215.
- 24. *Long D. G.* Polar applications of spaceborne scatterometers // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Rensing. 2016. V. 10. Iss. 5. P. 2307–2320. DOI: 10.1109/JSTARS.2016.2629418.
- 25. *Markus T., Cavalieri D.J.* An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2000. V. 38. Iss. 3. P. 1387–1398. DOI: 10.1109/36.843033.
- Mauritzen C., Häkkinen S. Influence of sea ice on the thermohaline circulation in the Arctic-North Atlantic Ocean // Geophysical Research Letters. 1997. Iss. 24. P. 3257–3260. DOI: 10.1029/97GL03192.
- Meier W. N., Stroeve J. Comparison of sea-ice extent and ice-edge location estimates from passive microwave and enhanced-resolution scatterometer data // Annals of Glaciology. 2008. V. 48. P. 65–70. DOI: 10.3189/172756408784700743.

- 28. Microwave Remote Sensing of Sea Ice. Geophysical Monograph 68 / ed. Carsey F.D. Washington D.C.: American Geophysical Union, 1992. 462 p.
- 29. *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. V. 56. Iss. 4. P. 2248–2254. DOI: 10.1109/TGRS.2017.2777670.
- 30. *Remund Q. P., Long D. G.* Sea ice extent mapping using Ku band scatterometer data // J. Geophysical Research: Oceans. 1999. V. 104. Iss. C5. P. 11515–11527. DOI: 10.1029/98JC02373.
- 31. *Remund Q. P., Long D. G.* A decade of QuikSCAT scatterometer sea ice extent data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2013. V. 52. Iss. 7. P. 4281–4290. DOI: 10.1109/TGRS.2013.2281056.
- 32. *Rivas M. B.*, *Stoffelen A*. New Bayesian algorithm for sea ice detection with QuikSCAT // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2011. V. 49. Iss. 6. P. 1894–1901. DOI: 10.1109/TGRS.2010.2101608.
- 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. V. 50. Iss. 7. P. 2649–2657. DOI: 10.1109/ TGRS.2011.2182356.
- 34. *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. Iss. 9. P. 2941–2953. DOI: 10.5194/tc-12-2941-2018.
- 35. SIGRID-3: A vector archive format for sea ice charts. WMO/TD-No. 1214. JCOMM Technical Report No. 23. 2004. 24 p.
- 36. *Smith D. M.* Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data // Remote Sensing. 1996. V. 17. Iss. 13. P. 2625–2646. DOI: 10.1080/01431169608949096.
- 37. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // J. Geophysical Research: Oceans (1978–2012). 2008. V. 113. Iss. C2. C02S03. DOI: 10.1029/2005JC003384.
- Tikhonov V. V., Raev M. D., Sharkov E. A., Boyarskii D. A., Repina I. A., Komarova N. Yu. Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2016. V. 52. Iss. 9. P. 1012–1030. DOI: 10.1134/S0001433816090267.
- 39. *Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K.* Microwave remote sensing: Active and passive. Volume 1: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Reading, MA: Addison-Wesley Publishing Co., 1981. 470 p.
- 40. *Verhoef A., Rivas M., Stoffelen A.* ASCAT-A Arctic daily sea ice extent and backscatter maps. Version 1.0. Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI), 2018. DOI: 10.21944/ascat\_a\_nh\_sea\_ice\_v1.0.
- 41. *Voss S., Heygster G., Ezraty R.* Improving sea ice type discrimination by the simultaneous use of SSM/I and scatterometer data // Polar Research. 2003. V. 22. Iss. 1. P. 35–42. DOI: 10.3402/polar.v22i1.6441.
- 42. *Walsh J. E.* The role of sea ice in climatic variability: Theories and evidence // Atmosphere-Ocean. 1983. V. 21. Iss. 3. P. 229–242. DOI: 10.1080/07055900.1983.9649166.
- 43. Yueh S. H., Kwok R., Lou S.-H., Tsai W.-Y. Sea ice identification using dual-polarized Ku-band scatterometer data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1997. V. 35. Iss. 3. P. 560–569. DOI: 10.1109/36.581968.
- 44. *Zhai X., Wang Z., Zheng Z., Xu R., Dou F., Xu N., Zhang X.* Sea Ice Monitoring with CFOSAT Scatterometer Measurements Using Random Forest Classifier // Remote Sensing. 2021. V. 13. Iss. 22. Art. No. 4686. DOI: 10.3390/rs13224686.
- 45. *Zhang Z., Yu Y., Li X., Hui F., Cheng X., Chen Z.* Arctic sea ice classification using microwave scatterometer and radiometer data during 2002–2017 // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2019. V. 57. Iss. 8. P. 5319–5328. DOI: 10.1109/TGRS.2019.2898872.
- Zhang Z., Yu Y., Shokr M., Li X., Ye Y., Cheng X., Chen Z., Hui F. Intercomparison of Arctic Sea Ice Backscatter and Ice Type Classification Using Ku-Band and C-Band Scatterometers // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2021. V. 60. P. 1–18. Art. No. 4301718. DOI: 10.1109/ TGRS.2021.3099835.

# New approach to estimate sea ice edge from ASCAT data

## E. V. Zabolotskikh, V. N. Kudryavtsev, E. A. Balashova, S. M. Azarov

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

The paper presents a new approach for the Arctic sea ice edge retrieval using the Advanced Scatterometer (ASCAT) satellite scatterometer data. The approach is based on the root-mean-square difference  $\Delta$  between the normalized radar cross section (NRCS) from the linear function approximating its dependence on the incidence angle. Using full-resolution ASCAT measurements, sea-ice concentration data retrieved from the measurements of the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) measurements, and the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) sea ice maps, monthly mean distribution functions of  $\Delta$  values over sea ice and over sea water for the whole Arctic are built. It is shown that the average values of  $\Delta$  over water are several times higher than the average values of  $\Delta$  over sea ice edge maps are built and the Arctic sea ice extent (SIE) retrieved from the ASCAT is compared with the AMSR2 sea ice concentration operational satellite products. The general differences do not exceed 1.5 %. Under winter conditions the difference in SIE estimates does not exceed 0.5 %. Summer SIE values retrieved from the ASCAT data exceed SIE calculated from the AMSR2 sea ice concentration data exceed SIE calculated from the AMSR2 sea ice concentration data by 3–5 %. The proposed method provides the new opportunities for using scatterometer data. Verification of the method requires additional studies.

Keywords: satellite scatterometers, ASCAT, sea ice, sea ice extent, Arctic

Accepted: 01.07.2022 DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-193-209

#### References

- 1. Afanasyeva E. V., Alekseeva T. A., Sokolova Yu. V., Demchev D. M., Chufarova M. S., Bychenkov Yu. D., Devyataev O. S., AARI methodology for sea ice charts composition, *Russian Arctic*, 2019, No. 7, pp. 5–20 (in Russian), DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071.
- 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.
- 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. Murtazin A. F., Evgrafova K. G., Kudryavtsev V. N., Arctic Sea ice properties using ASCAT, *Uchenye zapiski Rossiiskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 2015, No. 40, pp. 160–173 (in Russian).
- 5. Aaboe S., Down E.J., Eastwood S., Product User Manual for the Global sea-ice edge and type Product / Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway, 2021, 36 p.
- Breivik L., Eastwood S., Lavergne T., Use of C-Band Scatterometer for Sea Ice Edge Identification, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 7, pp. 2669–2677, DOI: 10.1109/ TGRS.2012.2188898.
- 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.
- Comiso J. C., Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations, *J. Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 1983, Vol. 88, No. C12, pp. 7686–7704, DOI: 10.1029/JC088iC12p07686.
- 9. Comiso J. C., Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1986, Vol. 91, No. C1, pp. 975–994, DOI: 10.1029/JC091iC01p00975.
- 10. Comiso J. C., Enhanced sea ice concentrations and ice extents from AMSR-E data, *J. Remote Sensing Society of Japan*, 2009, Vol. 29, No. 1, pp. 199–215, DOI: 10.1002/2017JC012768.

- 11. Comiso J. C., Meier W. N., Gersten R., Variability and Trends in the Arctic Sea Ice Cover: Results from Different Techniques, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2017, Vol. 122, No. 8, pp. 6883–6900, DOI: 10.1002/2017JC012768.
- 12. Curry J.A., Schramm J.L., Ebert E.E., Sea ice-albedo climate feedback mechanism, *J. Climate*, 1995, Vol. 8, No. 2, pp. 240–247, DOI: 10.1175/1520-0442(1995)008<0240:SIACFM>2.0.CO;2.
- Ezraty R., Cavanié A., Intercomparison of backscatter maps over Arctic sea ice from NSCAT and the ERS scatterometer, J. Geophysical Research: Oceans, 1999, Vol. 104, No. C5, pp. 11471–11483, DOI: 10.1029/1998JC900086.
- Girard-Ardhuin F., Ezraty R., Enhanced Arctic sea ice drift estimation merging radiometer and scatterometer data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 7, pp. 2639–2648, DOI: 10.1109/ TGRS.2012.2184124.
- 15. Gohin F., Cavanie A., A first try at identification of sea ice using the three beam scatterometer of ERS-1, *Intern. J. Remote Sensing*, 1994, Vol. 15, No. 6, pp. 1221–1228, DOI: 10.1080/01431169408954156.
- Gray A., Hawkins R., Livingstone C., Arsenault L., Johnstone W., Simultaneous scatterometer and radiometer measurements of sea-ice microwave signatures, *IEEE J. Oceanic Engineering*, 1982, Vol. 7, No. 1, pp. 20–32, DOI: 10.1109/JOE.1982.1145506.
- 17. Hill J.C., Long D.G., Extension of the QuikSCAT sea ice extent data set with OSCAT data, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2016, Vol. 14, No. 1, pp. 92–96, DOI: 10.1109/LGRS.2016.2630010.
- Ivanova N., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjaer G., Brucker L., Shokr M., Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges, *Cryosphere*, 2015, Vol. 9, pp. 1797–1817, DOI: 10.5194/tcd-9-1269-2015.
- Kern S., Rösel A., Pedersen L. T., Ivanova N., Saldo R., Tonboe R. T., The impact of melt ponds on summertime microwave brightness temperatures and sea-ice concentrations, *Cryosphere*, 2016, Vol. 10, No. 5, pp. 2217–2239, DOI: 10.5194/tc-10-2217-2016.
- Lavergne T., Eastwood S., Teffah Z., Schyberg H., Breivik L.A., Sea ice motion from low-resolution satellite sensors: An alternative method and its validation in the Arctic, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2010, Vol. 115, No. C10, Art. No. C10032, 14 p., https://doi.org/10.1029/2009JC005958.
- Ledley T.S., A coupled energy balance climate-sea ice model: Impact of sea ice and leads on climate, J. Geophysical Research: Atmospheres, 1988, Vol. 93, No. D12, pp. 15919–15932, DOI: 10.1029/JD093iD12p15919.
- 22. Li M., Zhao C., Zhao Y., Wang Z., Shi L., Polar sea ice monitoring using HY-2A scatterometer measurements, *Remote Sensing*, 2016, No. 8, Art. No. 688, DOI: 10.3390/rs8080688.
- 23. 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.
- Long D. G., Polar applications of spaceborne scatterometers, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2016, Vol. 10, No. 5, pp. 2307–2320, DOI: 10.1109/JSTARS.2016.2629418.
- 25. Markus T., Cavalieri D.J., An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2000, Vol. 38, No. 3, pp. 1387–1398, DOI: 10.1109/36.843033.
- 26. Mauritzen C., Häkkinen S., Influence of sea ice on the thermohaline circulation in the Arctic-North Atlantic Ocean, *Geophysical Research Letters*, 1997, No. 24, pp. 3257–3260, DOI: 10.1029/97GL03192.
- 27. Meier W. N., Stroeve J., Comparison of sea-ice extent and ice-edge location estimates from passive microwave and enhanced-resolution scatterometer data, *Annals of Glaciology*, 2008, Vol. 48, pp. 65–70, DOI: 10.3189/172756408784700743.
- 28. *Microwave Remote Sensing of Sea Ice, Geophysical Monograph 68*, Carsey F.D. (ed.), Washington D.C.: American Geophysical Union, 1992, 462 p.
- 29. 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.
- 30. Remund Q.P., Long D.G., Sea ice extent mapping using Ku band scatterometer data, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1999, Vol. 104, No. C5, pp. 11515–11527, DOI: 10.1029/98JC02373.
- 31. Remund Q. P., Long D. G., A decade of QuikSCAT scatterometer sea ice extent data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2013, Vol. 52, No. 7, pp. 4281–4290, DOI: 10.1109/TGRS.2013.2281056.
- 32. Rivas M. B., Stoffelen A., New Bayesian algorithm for sea ice detection with QuikSCAT, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2011, Vol. 49, No. 6, pp. 1894–1901, DOI: 10.1109/TGRS.2010.2101608.
- 33. 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.
- 34. Rivas M. B., Otosaka I., Stoffelen A., Verhoef A. A., Scatterometer record of sea ice extents and backscatter: 1992–2016, *Cryosphere*, 2018, Vol. 12, No. 9, pp. 2941–2953, DOI: 10.5194/tc-12-2941-2018.

- 35. *SIGRID-3: A vector archive format for sea ice charts, WMO/TD-No. 1214, JCOMM Technical Report No. 23, 2004, 24 p.*
- 36. Smith D. M., Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data, *Remote Sensing*, 1996, Vol. 17, No. 13, pp. 2625–2646, DOI: 10.1080/01431169608949096.
- Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, J. Geophysical Research: Oceans (1978–2012), 2008, Vol. 113, No. C2, C02S03, DOI: 10.1029/2005JC003384.
- Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Yu., Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review, *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016, Vol. 52, No. 9, pp. 1012–1030, DOI: 10.1134/S0001433816090267.
- 39. Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K., *Microwave remote sensing: Active and passive, Volume 1: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry*, Reading, MA: Addison-Wesley Publishing Co., 1981, 470 p.
- 40. Verhoef A., Rivas M., Stoffelen A., *ASCAT-A Arctic daily sea ice extent and backscatter maps*, *Version 1.0*, Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI), 2018, DOI: 10.21944/ascat\_a\_nh\_sea\_ice\_v1.0.
- 41. Voss S., Heygster G., Ezraty R., Improving sea ice type discrimination by the simultaneous use of SSM/I and scatterometer data, *Polar Research*, 2003, Vol. 22, No. 1, pp. 35–42, DOI: 10.3402/polar.v22i1.6441.
- 42. Walsh J. E., The role of sea ice in climatic variability: Theories and evidence, *Atmosphere-Ocean*, 1983, Vol. 21, No. 3, pp. 229–242, DOI: 10.1080/07055900.1983.9649166.
- 43. Yueh S. H., Kwok R., Lou S.-H., Tsai W.-Y., Sea ice identification using dual-polarized Ku-band scatterometer data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1997, Vol. 35, No. 3, pp. 560–569, DOI: 10.1109/36.581968.
- 44. Zhai X., Wang Z., Zheng Z., Xu R., Dou F., Xu N., Zhang X., Sea Ice Monitoring with CFOSAT Scatterometer Measurements Using Random Forest Classifier, *Remote Sensing*, 2021, Vol. 13, No. 22, Art. No. 4686, DOI: 10.3390/rs13224686.
- Zhang Z., Yu Y., Li X., Hui F., Cheng X., Chen Z., Arctic sea ice classification using microwave scatterometer and radiometer data during 2002–2017, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2019, Vol. 57, No. 8, pp. 5319–5328, DOI: 10.1109/TGRS.2019.2898872.
- Zhang Z., Yu Y., Shokr M., Li X., Ye Y., Cheng X., Chen Z., Hui F., Intercomparison of Arctic Sea Ice Backscatter and Ice Type Classification Using Ku-Band and C-Band Scatterometers, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2021, Vol. 60, pp. 1–18, Art. No. 4301718, DOI: 10.1109/ TGRS.2021.3099835.