

О возможности идентификации крупномасштабных областей восторошенного льда в Арктике по данным скаттерометра ASCAT

Е. В. Заболотских, К. С. Хворостовский, Е. А. Балашова,
А. И. Костылев, В. Н. Кудрявцев

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

В работе демонстрируется возможность идентификации областей повышенной торосистости морского льда в районах молодых и однолетних льдов по данным спутникового скаттерометра Advanced Scatterometer (ASCAT). Рассмотрены основные механизмы рассеяния морского льда, ответственные за вариации значений радиолокационного сигнала. Для повышения пространственного разрешения измерений ASCAT и приведения значений удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) к одному углу наблюдения использовались данные ASCAT полного разрешения. Полученные среднесуточные поля нормализованных УЭПР с разрешением 5×5 км анализировались совместно с изображениями радиолокаторов с синтезированной апертурой Sentinel-1, с данными по сплочённости морского льда, восстановленными на основе измерений спутникового микроволнового радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2), и с картами морского льда Арктического и антарктического научно-исследовательского института. Продемонстрирована эффективность использования данных ASCAT для мониторинга торосов. Предложенный подход позволяет использовать данные ASCAT для изучения и оперативного мониторинга зон повышенной торосистости, масштаб которых превышает элемент пространственного разрешения скаттерометрических данных и изменчивостью которых в течение суток можно пренебречь. Дальнейшее развитие подхода связано с анализом сопутствующих полей ветра и временной последовательности полей УЭПР.

Ключевые слова: спутниковые скаттерометры, ASCAT, торосы, морской лёд, Арктика

Одобрена к печати: 11.12.2019

DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-3-165-177

Введение

Торосы представляют собой беспорядочное нагромождение кусков битого льда под водой и на поверхности ровного льда. Как правило, области восторошенного льда формируются в области границы припая или при сжатии льдов в полыньях и разводьях (Павлов и др., 2016). Зоны припая широко используются при транспортировке грузов при их разгрузке через припай (Кубышкин, Гудошников, 2015), а проходимость ледовых дорог определяется главным образом торосистостью морского льда (Dammann et al., 2017). Поэтому изучение районов образования, динамики развития и характеристик зон торосов является актуальной задачей, связанной с обеспечением эффективности и безопасности мореплавания и хозяйственной деятельности на Арктическом шельфе (Миронов, Порубаев, 2012). Не менее важная задача состоит в предоставлении оперативной информации о торосистости морского льда, поскольку и прокладка маршрутов ледоколов, и разметка трасс ледовых дорог по припаю зависят от торосистости (Кубышкин, Гудошников, 2015).

Тороситься могут льды всех возрастных стадий, начиная с серых льдов толщиной 10–15 см, однако наиболее интенсивно этот процесс происходит среди серых, серо-белых и белых льдов, когда при сжатиях лёд взламывается и торосится на огромных площадях (Бушуев и др., 1974).

Зоны повышенных значений удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) на радиолокационных снимках могут быть связаны с областями блинчатого льда и ледяных цветов,

часто образующихся при формировании льда из начальных его видов в условиях сильного волнения (Shen et al., 2001). В полыньях такое волнение маловероятно (Smith, Thomson, 2019), а вот в прикромочной ледовой зоне разделение возможных причин повышения яркости требует анализа временной изменчивости полей УЭПР.

Крупномасштабные области восторошенного льда образуются на кромке припая или в прибрежной зоне. Взаимодействие льдин на границе между припаем и паковым льдом приводит к их разламыванию, нагромождению и образованию торосов. В результате продолжительного воздействия сил сжатия происходит скопление и объединение фрагментов льда в ледяные глыбы, протяжённость которых может достигать сотен километров (Hopkins et al., 1999). Часто вдоль кромки припая образуются целые пояса торосов (Бушуев и др., 1974).

До недавнего времени торосистость льда определяли главным образом на основе визуальных наблюдений с поверхности Земли и с использованием данных авиационных разведок (Dammann et al., 2017). Проведение специальных долговременных кампаний по изучению Арктики открыло новые возможности и перспективы изучения торосов на основе самолётных фотоснимков. Так, в 2009 г. стартовала программа НАСА (Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства, *англ.* National Aeronautics and Space Administration — NASA) Operation IceBridge (OIB), в рамках которой уже 10 лет подряд в течение последних месяцев полярной зимы проводятся самолётные измерения в западной и центральной Арктике (Koenig et al., 2010). На основе снимков оптического диапазона в работе (Duncan et al., 2018) предложен метод для определения не только области торосистости, но и параметров торосов, включая их высоту.

Данные спутниковых активных микроволновых инструментов (радаров) служат дополнительным источником информации об областях торосистости. Как правило, на таких картах области повышенных значений УЭПР сигнала очерчиваются как зоны повышенной торосистости (Dammann et al., 2017). Однако причины повышения УЭПР морского льда различаются в зависимости от преобладающего механизма рассеяния микроволнового сигнала. Для морского льда выделяют поверхностное и объёмное рассеяние, относительный вклад которых для определённой частоты зависит от комплексной диэлектрической проницаемости и шероховатости (Смирнов, 2011). Однолетний лёд содержит большое количество соли, что ограничивает проникновение электромагнитных волн и обуславливает преобладание поверхностного рассеяния над объёмным. Соответственно, зоны повышенной яркости сигнала на радиолокационных изображениях молодых солёных льдов свидетельствуют о повышенной шероховатости (торосистости). В окраинных морях Антарктики зоны повышенной яркости УЭПР в период летнего таяния связывают не с торосистостью, а с метаморфизмом снега вследствие многократного таяния и замерзания (Willmes et al., 2011). В то же время для многолетних льдов, поверхностный слой которых тем менее солёный, чем больше периодов летнего таяния они пережили, объёмное рассеяние на пузырьках воздуха в верхнем слое вносит существенный вклад в УЭПР (Ulaby et al., 1981). Поэтому зоны повышенной яркости сигнала в области многолетних льдов могут быть обусловлены как торосами, так и вытаиванием рассола из верхнего слоя льда (Dierking, 2013).

Характеристики морского льда по данным радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) высокого разрешения определяются не столько на основе использования абсолютных значений УЭПР, сколько на основе текстурных характеристик полей УЭПР, позволяющих выделять области разных типов льда, особенности ледяных полей и др. (Ressel et al., 2015). Однако данные РСА нерегулярны, поэтому использовать их для получения оперативной информации о расположении и характеристиках торосов не представляется возможным (Смирнов и др., 2010).

Измерения спутниковых скаттерометров обеспечивают регулярное радиолокационное зондирование морского льда. При этом несколько антенн бокового обзора позволяют принимать рассеянный сигнал под разными азимутальными углами от одних и тех же участков поверхности. Угол наблюдения меняется в пределах ширины полосы обзора каждой из антенн. Измерения скаттерометров традиционно используются для определения границ морского льда и его типов (однолетний, многолетний) (Breivik et al., 2012; Remund, Long, 2013).

Различная зависимость УЭПР морской воды и морского льда от угла падения и от азимутального угла является основой для разделения между поверхностью воды и льда. Граница между морским льдом и водой может быть также определена по амплитуде вариаций УЭПР за определённый интервал времени (например, в течение дня (Муртазин и др., 2015)), так как вариации скорости ветра и, как следствие, волнения и шероховатости водной поверхности приводят к большим колебаниям УЭПР по сравнению с поверхностью льда.

Что касается разделения типов льда, то до недавнего времени считалось, что измерения скаттерометров можно использовать только для разделения (по мощности сигнала) многолетнего и однолетнего льдов (Kwok et al., 1999). Однако в одном из недавних исследований (Rivas et al., 2018) обсуждается возможность выделения также класса двухлетнего льда из многолетних льдов. При разделении типов льда чаще всего применяются фиксированные пороговые значения УЭПР (Kwok, 2004), однако существуют подходы, основанные на анализе сезонной изменчивости УЭПР (Swan, Long, 2012).

В настоящей публикации мы демонстрируем возможность идентификации областей торосистости морского льда в районах молодых и однолетних льдов по данным спутникового скаттерометра Advanced Scatterometer (ASCAT). Несмотря на то, что факт повышенной яркости некоторых областей деформированного молодого льда на радиолокационных снимках давно известен (см. исследование (Rivas et al., 2018) и цитируемую литературу), о возможности использования данных скаттерометра для картирования торосов в опубликованных до настоящего времени работах не упоминается. При классификации льда иногда для выявления причин повышенных значений УЭПР (многолетний или торосистый однолетний лёд) используются географические маски прикромочной ледовой зоны (Kwok et al., 1999).

В работе использовались карты среднесуточных значений УЭПР в Арктике, приведённых к одному углу наблюдения. Кроме данных ASCAT использовались карты морского льда Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), изображения PCA Sentinel-1 и данные по сплочённости морского льда (*англ.* Sea Ice Concentration — SIC), восстановленные на основе измерений спутникового микроволнового радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2).

Методология

Скаттерометры ASCAT, установленные на европейских спутниках MetOp (*англ.* Meteorological Operational satellite programme), проводят наблюдения с января 2007 г. Шесть антенн измеряют УЭПР (σ_0) в С-диапазоне на частоте 5,3 ГГц на вертикальной поляризации (VV) в двух полосах обзора (по три антенны на каждую полосу) в диапазоне углов падения от 18 до 64°. Пространственное разрешение измерений каждой антенны составляет около 25 км.

При использовании данных скаттерометра для построения карт сигнала обратного рассеяния измерения должны быть нормализованы, т. е. приведены к одному и тому же углу наблюдения. Например, в работах М. Б. Ривас (Rivas, Stoffelen, 2011; Rivas et al., 2012, 2018) все данные σ_0 приводятся к углу 52,8°, к которому приводились ранее данные измерений предшественника ASCAT — скаттерометра QuikSCAT, что позволило получить согласованные временные ряды УЭПР. Нормализация σ_0 проводилась с использованием модельной функции, описывающей линейную зависимость $\sigma_0(\theta) = a - b\theta$, где θ — угол падения (Verhoef et al., 2018). При этом коэффициенты a и b определялись для каждого элемента поверхности (узла сетки с разрешением 25×25 км) по данным измерений за неделю (Ezraty, Cavanié, 1999). Существуют также другие процедуры нормализации УЭПР, основанные на анализе функций плотности распределения σ_0 и выделении типов льда (Otosaka et al., 2017), для которых строятся разные зависимости $\sigma(\theta)$. Поскольку, строго говоря, функция $\sigma_0(\theta)$ не является линейной при больших и малых углах падения, то при построении линейной функции рассматривались измерения $\sigma_{0_i}(\theta_i)$ с углами падения больше 25° и меньше 60° (Ezraty, Cavanié, 1999).

В настоящей работе использовались данные ASCAT Level 1B SZF (Full Resolution) со спутников MetOp-A/B, содержащие калиброванные значения σ_0 полного разрешения.

Нормализация выполнялась на основе набора измерений, полученных в течение суток для узлов сетки с разрешением $\sim 5 \times 5$ км, т. е. в 5 раз выше пространственного разрешения измерений скаттерометра. Для каждого элемента сетки (ячейки) j использовались измерения, центры которых попадают в данный элемент $\sigma_i^j(\theta_i^j)$, и строились линейные зависимости:

$$\sigma_0^j(\theta) = a^j + b^j\theta, \tag{1}$$

после чего вычислялось значение $\sigma_0^j(40)$. При этом, следуя исследованию (Ezraty, Cavanié, 1999), измерения с углами наклона меньше 25° и больше 60° не использовались.

Количество точек для каждого элемента j различается, что обусловлено геометрией сканирования ASCAT. Наличие двух полос обзора формирует максимум точек в районе полюса (севернее $\sim 83-84^\circ$ с. ш.) вследствие пересечений измерений правополосных антенн и в поясе $\sim 72-75^\circ$ с. ш. в результате пересечений измерений левополосных антенн. Рисунок 1 показывает покрытие Арктики полосами обзора скаттерометра за один день измерений, иллюстрируя геометрию сканирования ASCAT (см. рис. 1а), и пространственное распределение количества измерений, попадающих в одну ячейку размером 5×5 км (см. рис. 1б). Использование измерений двух инструментов со спутников MetOp-A/B (см. рис. 1а) позволяет, во-первых, увеличить количество точек в элементе сетки, и во-вторых, за счёт смещения полос обзора получить полное покрытие поверхности данными, полученными за один день измерений в низких широтах южнее 65° с. ш.

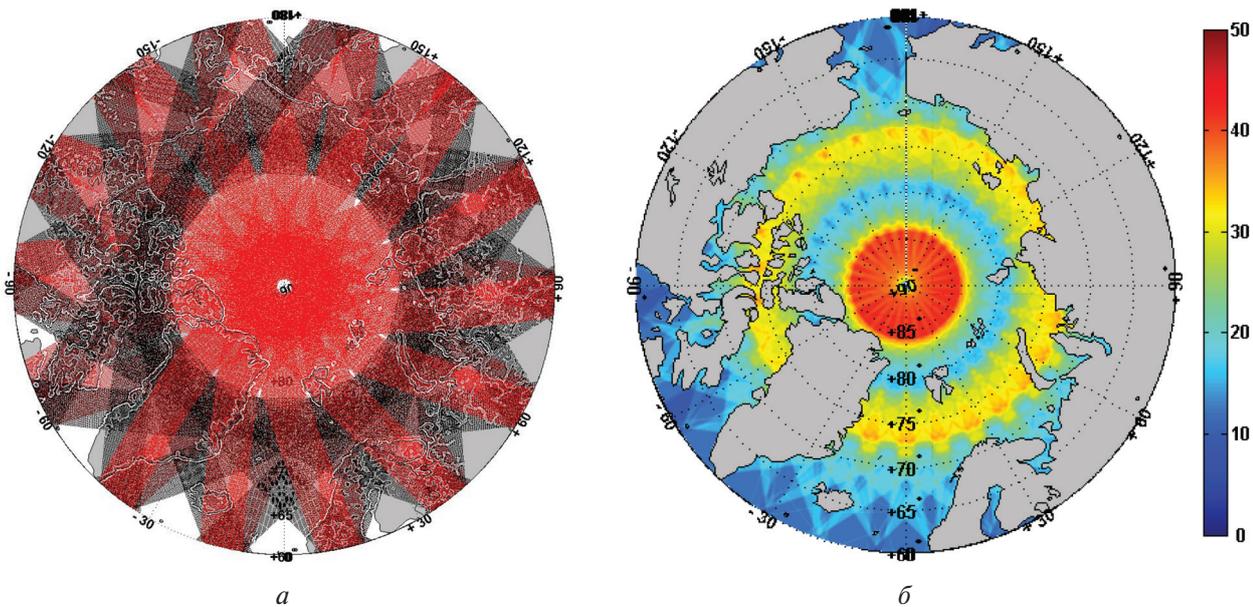


Рис. 1. Покрытие Арктики полосами обзора одного инструмента ASCAT со спутника MetOp-A за 14 марта 2014 г. (а); количество измерений скаттерометров ASCAT со спутников MetOp-A/B в течение одного дня, попадающих в одну ячейку размером 5×5 км (б)

Очевидно, что чем больше измерений попадает в ячейку, тем точнее проводится нормализация σ_0 . Также ясно, что увеличить количество измерений в ячейке можно увеличением её размера или использованием данных за больший промежуток времени. Однако точность нормализации при этом повышается за счёт ухудшения соответственно пространственного или временного разрешения.

С ростом угла падения УЭПР морского льда уменьшается (Microwave..., 1992), поэтому в общем случае значения углов наклона b в выражении (1) отрицательны. Коэффициенты a^j и b^j изменяются от ячейки к ячейке. Угол наклона аппроксимирующей прямой b является не менее важной характеристикой, чем σ_0 . Совместно с σ_0 он определяет масштаб шероховатости на поверхности льда. Как правило, чем выше σ_0 , тем больше b , однако есть районы, где

подобной корреляции не наблюдается. На *рис. 2* представлены поля нормализованных значений σ_0 и углов наклона b функции (1) за 14 марта 2014 г. Детальный анализ изменчивости σ_0 и b и их соотношения выходит за рамки данной работы, но может расширить возможности изучения свойств морского льда.

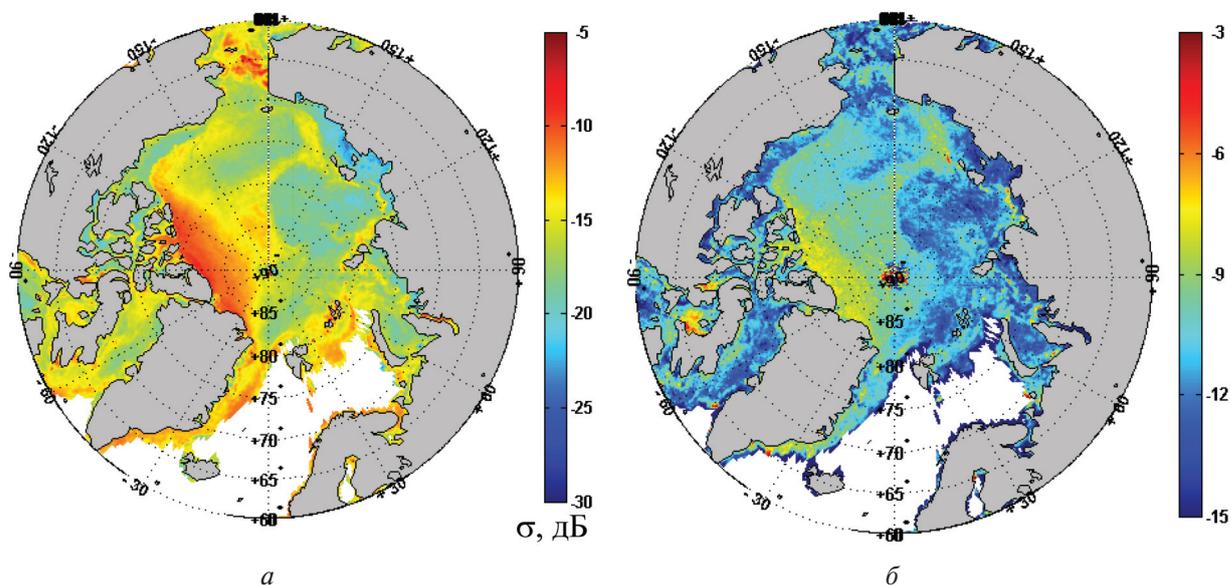


Рис. 2. Поле нормализованных значений σ_0 (а) и поле углов наклона b функции (1) (б) за 14 марта 2014 г. Белым цветом обозначены районы открытой воды по данным AMSR2

Результаты

Для демонстрации возможностей использования полей УЭПР, построенных по данным скаттерометров с использованием описанной выше методологии, для идентификации зон торосистости ниже рассмотрены примеры образования торосов, видимых на изображениях РСА с разрешением 4 м. Совместный анализ измерений ASCAT, Sentinel-1, AMSR2 и карт ААНИИ свидетельствует о проявлении зон торосистости морского льда в полях УЭПР по данным скаттерометров.

Образование гряд торосов вдоль заприпайной полыньи в Восточно-Сибирском море при нагромождении дрейфующих льдов,двигающихся в направлении припая, обнаруживается в поле среднесуточных нормализованных значений УЭПР, полученных по измерениям ASCAT со спутника MetOp-B 25 марта 2019 г. и на снимке УЭПР РСА Sentinel-1A в 20:07 на соосной горизонтальной поляризации (ГГ) (*рис. 3*, см. с. 170). Использование ГГ-поляризации для РСА-снимков в приводимых ниже примерах обусловлено тем, что для углов больше 30° радиолокационные контрасты льда относительно воды, а также вариации яркости разных типов льда на ГГ-поляризации существенно выше, чем на перекрёстной (Partington et al., 2010).

Гряда торосов (см. *рис. 3*, зона 1) сформировалась 25 марта в результате дрейфа пакового льда под воздействием северного ветра. *Рисунок 4* (см. с. 170) демонстрирует динамику полей SIC по данным микроволнового радиометра AMSR2 и полей направления ветра по данным реанализа Era-Interim за период с 21 по 22 марта 2019 г. В эти дни с берега дул отжимной южный ветер, что привело к образованию полыньи за припаем 23 марта. Данная полынья является элементом Великой Сибирской полыньи — полосы открытой воды и молодых льдов, регулярно образующейся за внешней кромкой припая на участке от о. Большой Бегичев в море Лаптевых до Медвежьих островов в Восточно-Сибирском море (Гуков, 2009). Полынья протяжённостью несколько десятков километров с шириной, не превышающей 5 км, просуществовала до 25 марта, когда под воздействием северного ветра произошло её

закрытие, сопровождающееся сильной деформацией молодых дрейфующих льдов у кромки припая, в результате которой образовалась гряда торосов. Зоны повышенной яркости на снимке PCA Sentinel-1A (см. рис. 3б) коррелируют с зонами повышенной яркости σ_0 в поле УЭПР по данным ASCAT (см. рис. 3а), за исключением небольшого повышения яркости слева направо на снимке PCA, связанного с угловой зависимостью УЭПР морского льда, а не с особенностями рельефа поверхности.

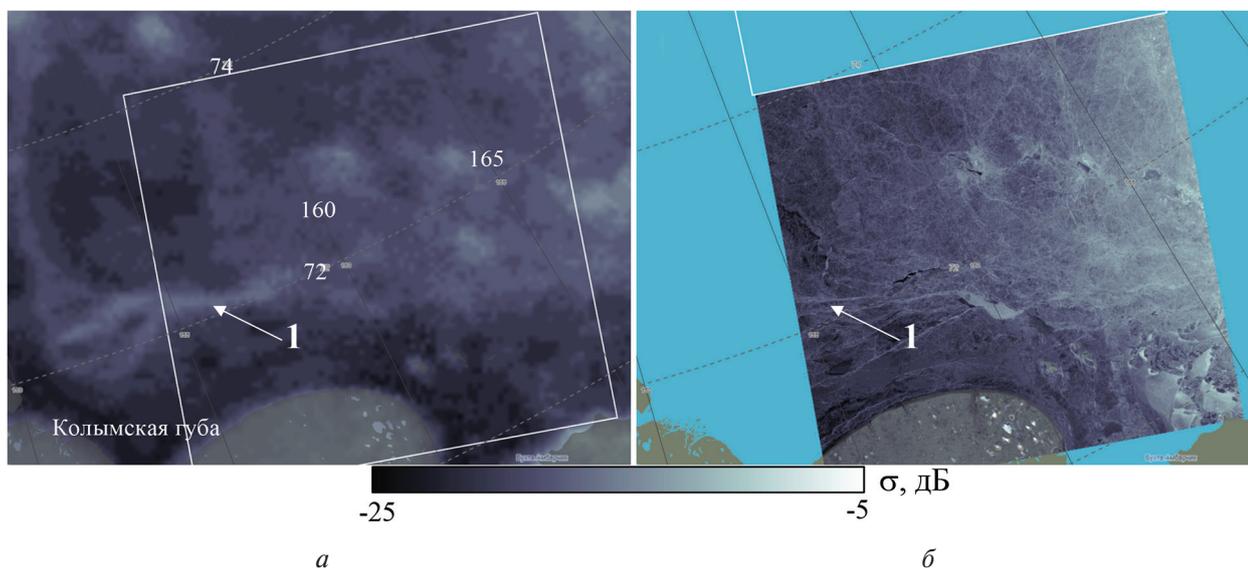


Рис. 3. Поле среднесуточных нормализованных значений УЭПР по измерениям ASCAT со спутника MetOp-B 25 марта 2019 г. (а); снимок УЭПР PCA Sentinel-1A на соосной горизонтальной поляризации (ГГ) 25 марта 2019 г. примерно в 20:07 GMT (б)

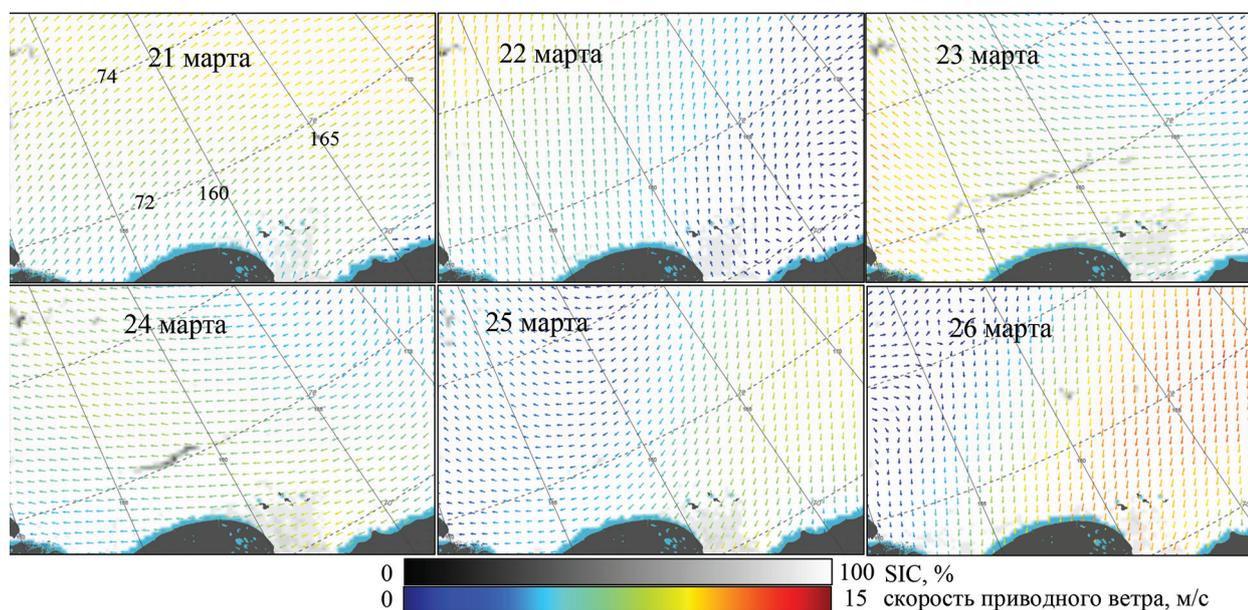


Рис. 4. Сплочённость морского льда по данным микроволнового радиометра AMSR2 (Заболотских и др., 2019) и приводный ветер по данным реанализа Era-Interim за период с 21 по 26 марта 2019 г.

Возможности использования данных ASCAT для изучения особенностей рассеяния микроволнового сигнала как свободной ото льда морской поверхностью, так и поверхностью морского льда иллюстрируется на примере полей УЭПР в районе Новосибирских островов

30 октября 2018 г. (рис. 5). Несмотря на значительно более низкое пространственное разрешение (5 км), поле УЭПР ASCAT находится в соответствии с полем УЭПР Sentinel-1A (40 м). Карта типов льда ААНИИ (см. рис. 5з) свидетельствует, что зоны повышенной яркости УЭПР формируются в окраинных морях Арктики на границе молодых (серо-белого и серого) льдов и воды, т. е. в зонах, для которых характерно образование торосов. Наблюдаемое расхождение карт ААНИИ и полей УЭПР (например, хорошо различимые на изображении Sentinel-1 участки извилистых тёмных и светлых полос ниласа (зоны 1 и 2), не обозначенные на карте ААНИИ) связано с масштабами временного усреднения данных (7 дней) при построении ледовых карт и изменчивостью ледяного покрова. Поскольку зоны повышенной яркости в полях УЭПР могут быть связаны с ветровым волнением морской поверхности, для уверенного разделения областей льда и воды целесообразно дополнительно использовать альтернативные спутниковые продукты, например карты сплочённости льда по данным спутниковых микроволновых радиометров (см. рис. 5в). Ветер над морской поверхностью увеличивает её шероховатость, поэтому разделение областей льда и воды лишь по уровню яркости сигнала УЭПР чаще всего затруднительно.

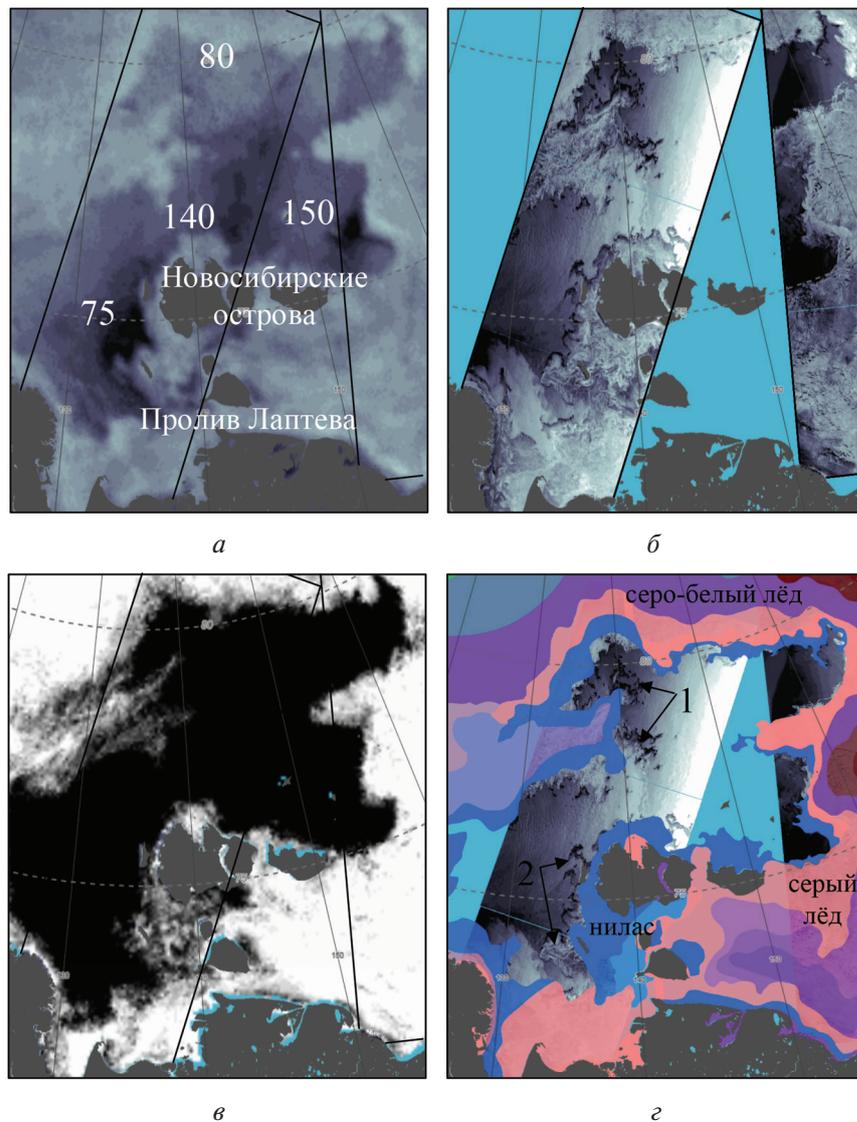


Рис. 5. Поле среднесуточных нормализованных значений УЭПР по измерениям ASCAT со спутника MetOp-A 30 октября 2019 г. (а); снимки PCA Sentinel-1A на соосной горизонтальной поляризации (ГГ) 30 октября 2019 г. примерно в 20:22 и 22:02 GMT (б); среднесуточная сплочённость морского льда по данным AMSR2 30 октября 2019 г. (в); карта типов морского льда ААНИИ за период 24–30 октября 2019 г., наложенная на снимки PCA Sentinel-1A (г)

Высокая степень детальности поля рассеяния микроволнового сигнала на изображениях РСА, безусловно, имеет преимущества при изучении морского льда. Однако возможность регулярного получения полей УЭПР спутниковых микроволновых скаттерометров стала их бесспорным преимуществом. Кроме того, различие яркости УЭПР на изображениях РСА, связанное с разными углами визирования, требует применения сложных специальных процедур удаления тренда перед анализом особенностей поверхности. В то же время поле нормализованных значений УЭПР ASCAT уже свободно от влияния угловой зависимости УЭПР и вариации яркости сигнала связаны только с вариациями шероховатости поверхности.

Рассмотрение формирования зоны торосения в Восточно-Сибирском море вблизи Новосибирских островов (у пролива Санникова), образовавшейся вдоль заприпайной полыньи в ноябре 2014 г., является примером анализа регулярных спутниковых наблюдений, позволяющих идентифицировать крупномасштабные зоны торосов при отсутствии снимков высокого разрешения (рис. 6).

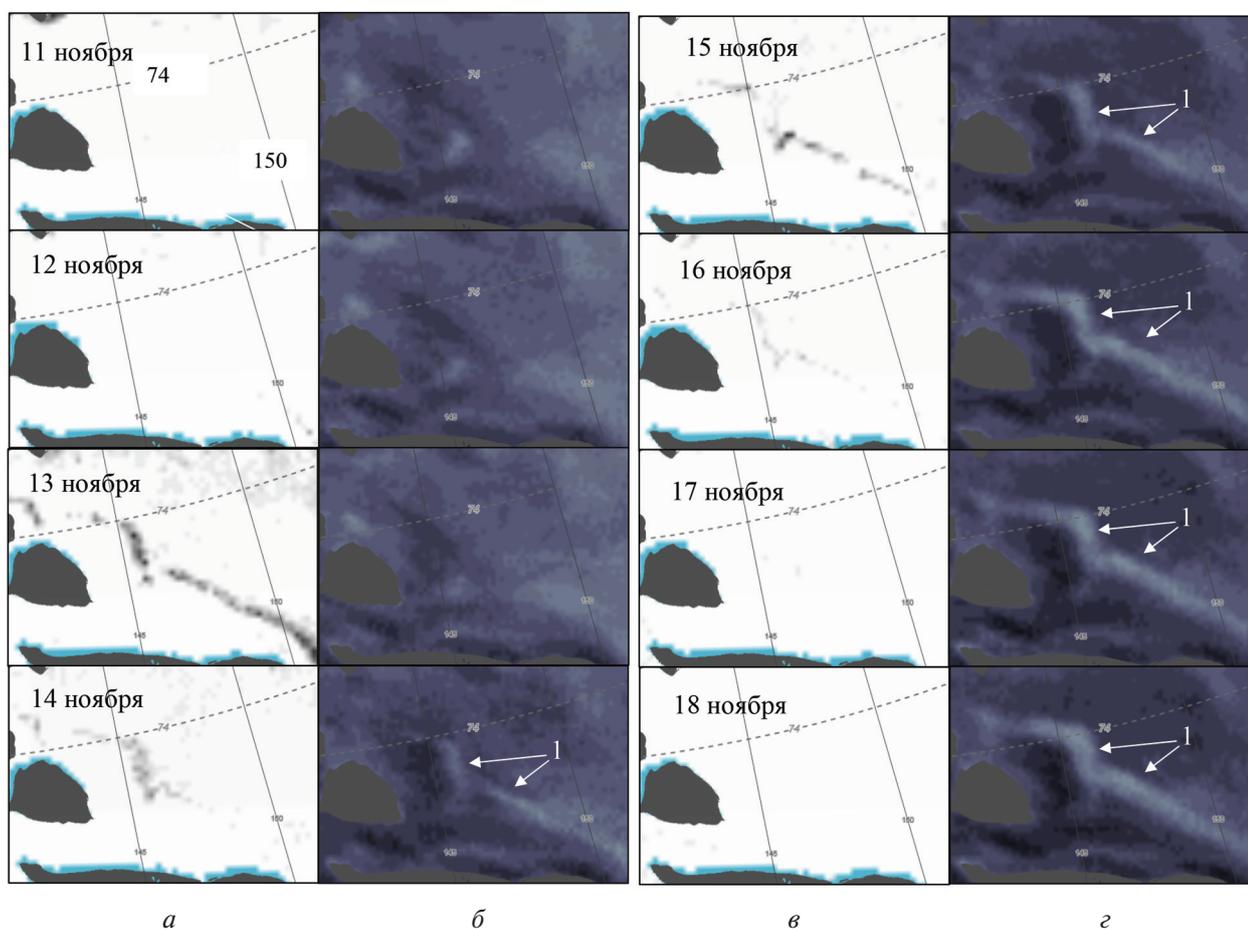


Рис. 6. Поля среднесуточной сплочённости морского льда по данным AMSR2 за период 11–18 ноября 2014 г. (а, в); поля среднесуточных нормализованных значений УЭПР по данным измерений ASCAT со спутника MetOp-A за период 11–18 ноября 2014 г. (б, г)

Поля сплочённости морского льда по данным AMSR2 (см. рис. ба, в) и среднесуточные нормализованные значения УЭПР по данным измерений ASCAT со спутника MetOp-A (см. рис. бб, г) показывают, что зона повышенной торосистости 1 начала формироваться 14 ноября вдоль закрывающейся полыньи. Полынья под воздействием ветра, дующего к берегу, закрылась 17 ноября. И так же, как при закрытии полыньи в марте 2019 г., при деформации льдов у припая образовалась гряда торосов. В течение последующих нескольких дней по мере закрытия полыньи торосистая зона расширялась и к 18 ноября достигла ~25–30 км.

На ледовых картах ААНИИ за период 12–18 ноября 2014 г. данной зоне присвоен тип «нилас», что обусловлено, вероятнее всего, отсутствием радиолокационных данных высокого разрешения (рис. 7а).

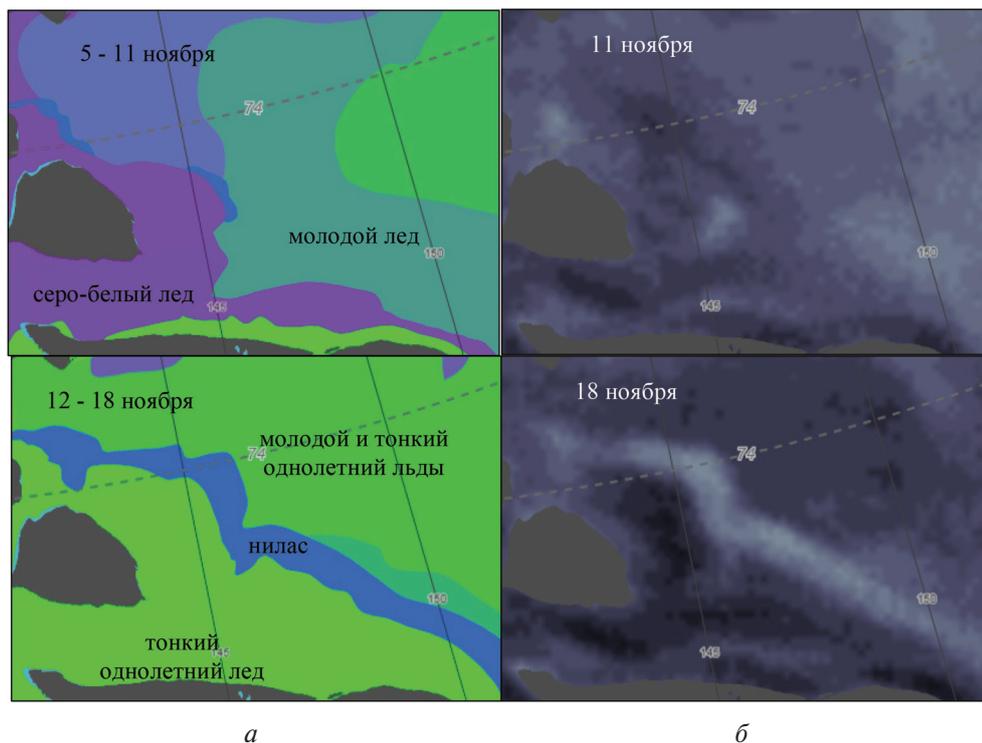


Рис. 7. Карты типов морского льда ААНИИ за периоды 5–11 и 12–18 ноября 2014 г. (а); поля среднесуточных нормализованных значений УЭПР по данным измерений ASCAT со спутника MetOp-A 11 и 18 ноября 2019 г. (б)

Поскольку в период с 13 по 16 ноября 2014 г. карты сплочённости льда по данным AMSR2 свидетельствуют об открытии полыньи, логично предположить, что намерзающий лёд в полынье 18 ноября — это либо нилас, либо молодой лёд с толщиной, не превышающей 30 см. В действительности же поля УЭПР (рис. 7б) свидетельствуют, что на рассматриваемой территории имеет место так называемый обвал сплочённых льдов на трассе плавания (Шаронов, Шматов, 2018). Здесь вдоль заприпайной полыньи проходит традиционная трасса Северного морского пути. Наибольшую опасность для плавания представляет резкое и плохо прогнозируемое изменение ледовой обстановки, которое мы как раз наблюдаем в данном случае в результате выноса на трассы сплочённых льдов со сжатием.

Заключение

Спутниковые измерения микроволновых скаттерометров позволяют изучать характеристики морского льда и проводить их регулярный мониторинг. В то время как возможности высококоразрешающих измерений PCA для изучения морского льда демонстрируются в многочисленных исследованиях (Dierking, 2013), измерения скаттерометров из-за низкого разрешения до сих пор использовались лишь для определения границ ледяного покрова и типов льда (однолетний, многолетний, двухлетний). В то же время геометрия измерений спутниковых скаттерометров и относительная стабильность ледяного покрова в течение суток позволяют использовать высокое временное разрешение исходных данных для повышения пространственного разрешения полей УЭПР. Такие ежедневные поля с разрешением ~3–5 км могут быть использованы для регулярного мониторинга торосов, образующихся в окраинных

морях Арктики. В настоящей работе описан метод получения нормализованных значений УЭПР по данным измерений скаттерометров ASCAT. Кроме того, с использованием сопутствующих снимков PCA Sentinel-1 и полей сплочённости морского льда по данным AMSR2 продемонстрированы возможности использования данных измерений скаттерометров для идентификации зон повышенной торосистости с разрешением 5 км. Дальнейшее повышение разрешающей способности измерений ASCAT возможно при изучении стационарных явлений, когда нормализацию УЭПР можно проводить с использованием большего промежутка времени. Применение предложенного подхода позволит использовать данные ASCAT для изучения и оперативного мониторинга торосов с масштабами, превышающими элемент пространственного разрешения скаттерометрических данных. Возможность оценки параметров крупномасштабных зон торосов, частоты и условий их образования требует дополнительных исследований, связанных в том числе с анализом временной последовательности данных и сопутствующих полей ветра, особенно в условиях быстро меняющейся ледовой обстановки, при которых усреднённые поля становятся неинформативными.

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

Литература

1. Бушув А. В., Волков Н. А., Лоцилов В. С. Атлас ледовых образований. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 140 с.
2. Гуков А. Ю. Великая Сибирская полынья // Наука и техника Якутии. 2009. Т. 16. № 1. С. 1–5.
3. 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. 233–243.
4. Кубышкин Н. В., Гудошников Ю. П. Актуализация технологий перевалки грузов через припай // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. Т. 105. № 3. С. 90–98.
5. Миронов Е. У., Порубаев В. С. Формирование гряд торосов в прибрежной части Карского моря и их морфометрические характеристики // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 4. С. 331–338.
6. 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.
7. Павлов В. А., Корнишин К. А., Ефимов Я. О., Миронов Е. У., Гузенко Р. Б., Харитонов В. В. Особенности развития консолидированного слоя гряд торосов в морях Карском и Лаптевых // Нефтяное хоз-во. 2016. № 11. С. 49–54.
8. Смирнов В. Г. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. СПб.: АНИИ, 2011. 240 с.
9. Смирнов В. Г., Бушув А. В., Захваткина Н. Ю., Лоцилов В. С. Спутниковый мониторинг морских льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Т. 85. № 2. С. 62–76.
10. Шаронов А. Ю., Шматков В. А. Задачи гидрометеорологического обеспечения круглогодичной навигации в Восточно-Сибирском море // Вестн. гос. ун-та морского и речного флота им. адмирала Макарова. 2018. Т. 10. Вып. 1. С. 170–182.
11. Breivik L., Eastwood S., Laverne 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.
12. Dammann D. O., Eicken H., Mahoney A. R., Sait E., Meyer F. J., John C. Traversing sea ice — linking surface roughness and ice trafficability through SAR polarimetry and interferometry // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2017. V. 11. Iss. 2. P. 416–433.
13. Dierking W. Sea Ice Monitoring by Synthetic Aperture Radar // Oceanology. 2013. V. 26. Iss. 2. DOI: 10.5670/oceanog.2013.33.
14. Duncan K., Farrell S. L., Connor L. N., Richter-Menge J., Hutchings J. K., Dominguez R. High-resolution airborne observations of sea-ice pressure ridge sail height // Annals of Glaciology. 2018. V. 59. Iss. 76pt2. P. 137–147.
15. 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.
16. Hopkins M. A., Tuhkuri J., Lensu M. Rafting and ridging of thin ice sheets // J. Geophysical Research: Oceans. 1999. V. 104. Iss. C6. P. 13605–13613.

17. *Koenig L., Martin S., Studinger M., Sonntag J.* Polar airborne observations fill gap in satellite data // EOS: Trans. American Geophysical Union. 2010. V. 91. Iss. 38. P. 333–334.
18. *Kwok R.* Annual cycles of multiyear sea ice coverage of the Arctic Ocean: 1999–2003 // J. Geophysical Research: Oceans. 2004. V. 109. Iss. C11. DOI: 10.1029/2003JC002238.
19. *Kwok R., Cunningham G. F., Yueh S.* Area balance of the Arctic Ocean perennial ice zone: October 1996 to April 1997 // J. Geophysical Research: Oceans. 1999. V. 104. Iss. C11. P. 25747–25759.
20. *Microwave Remote Sensing of Sea Ice.* Geophysical Monograph 68 / ed. Carsey F. D. Washington D. C.: American Geophysical Union, 1992. 462 p.
21. *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.
22. *Partington K. C., Flach J. D., Barber D., Isleifson D., Meadows P. J., Verlaan P.* Dual-Polarization C-Band Radar Observations of Sea Ice in the Amundsen Gulf // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2010. V. 48. Iss. 6. P. 2685–2691.
23. *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.
24. *Ressel R., Frost A., Lehner S.* A Neural Network-Based Classification for Sea Ice Types on X-Band SAR Images // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2015. V. 8. Iss. 7. P. 3672–3680.
25. *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.
26. *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.
27. *Rivas M. B., Otosaka I., Stoffelen A., Verhoef A. A.* A scatterometer record of sea ice extents and backscatter: 1992–2016 // The Cryosphere. 2018. V. 12. Iss. 9. P. 2941–2953.
28. *Shen H. H., Ackley S. F., Hopkins M. A.* A conceptual model for pancake-ice formation in a wave field // Annals of Glaciology. 2001. V. 33. P. 361–367.
29. *Smith M., Thomson J.* Pancake sea ice kinematics and dynamics using shipboard stereo video // Annals of Glaciology. 2019. P. 1–11. DOI: 10.1017/aog.2019.35.
30. *Swan A. M., Long D. G.* Multiyear Arctic sea ice classification using QuikSCAT // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2012. V. 50. Iss. 9. P. 3317–3326.
31. *Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K.* Microwave remote sensing: Active and passive. V. 1: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Reading: Addison-Wesley Publishing Co., 1981. 470 p.
32. *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/ascata_nh_sea_ice_v1.0.
33. *Willmes S., Haas C., Nicolaus M.* High radar-backscatter regions on Antarctic sea-ice and their relation to sea-ice and snow properties and meteorological conditions // Intern. J. Remote Sensing. 2011. V. 32. Iss. 14. P. 3967–3984.

Identification of large-scale sea ice ridge areas in the Arctic using ASCAT data

**E. V. Zabolotskikh, K. S. Khvorostovsky, E. A. Balashova,
A. I. Kostylev, V. N. Kudryavtsev**

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

The study shows the possibility to detect sea ice ridge areas in the Arctic first year and young sea ice using measurements of the Advanced Scatterometer (ASCAT). The general mechanisms of sea ice scattering responsible for radar signal variations are considered. To increase the spatial resolution of the ASCAT measurements and bring the values of the normalized radar backscatter coefficient (NRSC) to a single observation angle, full resolution ASCAT data were used. The resulting daily averaged fields of the normalized NRSC with a resolution of 5×5 km were analyzed simultaneously with Sentinel-1 SAR images, sea ice concentration fields retrieved from the measurements of the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 and sea ice maps of the Arctic and Antarctic Research Institute. The effectiveness

of ASCAT data usage for monitoring hummocks is demonstrated. A proposed approach allows using the ASCAT data for the study and operational monitoring of increased ridging areas with the spatial scales exceeding spatial resolution of scatterometer data, variability of which during the day can be neglected. Further development of the approach is associated with an analysis of collocated wind fields as well as the time sequence of the NRSC fields.

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

Accepted: 11.12.2019

DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-3-165-177

References

1. Bushuev A. V., Volkov N. A., Loshchilov V. S., *Atlas ledovykh obrazovaniy* (Atlas of ice formations), Leningrad: Hydrometeoizdat, 1974, 140 p.
2. Gukov A. Yu., Velikaya Sibirskaya polyn'ya (The Great Siberian polynya), *Nauka i tekhnika Yakutii*, 2009, Vol. 16, No. 1, pp. 1–5.
3. Zabolotskikh E. V., Balashova E. A., Chapron B., Usovershenstvovannyi metod vosstanovleniya splochnosti morskogo l'da po dannym sputnikovykh mikrovolnovykh izmerenii vblizi 90 GHz (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.
4. Kubyshkin N. V., Gudoshnikov Yu. P., Aktualizatsiya tekhnologii perevalki грузов через припай (Actualization of technologies for cargo transshipment via fast ice), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2015, Vol. 105, No. 3, pp. 90–98.
5. Mironov E. U., Porubaev V. S., Formirovanie gryad torosov v pribrezhnoi chasti Karskogo morya i ikh morfometricheskie kharakteristiki (The formation of ridges of hummocks in the coastal part of the Kara Sea and their morphometric characteristics), *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*, 2012, No. 4, pp. 331–338.
6. Murtazin A. F., Evgrafova K. G., Kudryavtsev V. N., Primenenie dannykh skatterometra ASCAT dlya issledovaniya ledovogo pokrova v Arktike (Application of ASCAT scatterometer data to study Arctic ice cover), *Uchenye zapiski Rossiiskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 2015, No. 40, pp. 160–173.
7. Pavlov V. A., Kornishin K. A., Efimov Ya. O., Mironov E. U., Guzenko R. B., Kharitonov V. V., Osobennosti razvitiya konsolidirovannogo sloya gryad torosov v moryakh Karskom i Laptevykh (Features of the development of a consolidated layer of hummock ridges in the Kara and Laptev Seas), *Neftyanoe khozyaistvo*, 2016, No. 11, pp. 49–54.
8. 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.
9. Smirnov V. G., Bushuev A. V., Zakhvatkina N. Yu., Loshchilov V. S., Sputnikovyi monitoring morskikh l'dov (Satellite monitoring of sea ice), *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 2010, Vol. 85, No. 2, pp. 62–76.
10. Sharonov A. Yu., Shmatkov V. A., Zadachi Gidrometeorologicheskogo obespecheniya kruglogodichnoi navigatsii v Vostochno-Sibirskom more (Tasks of hydrometeorological support for year-round navigation in the East Siberian Sea), *Vestnik Gosudarstvennogo universiteta morskogo i rechnogo flota im. admirala Makarova*, 2018, Vol. 10, No. 1, pp. 170–182.
11. 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.
12. Dammann D. O., Eicken H., Mahoney A. R., Sait E., Meyer F. J., John C., Traversing sea ice — linking surface roughness and ice trafficability through SAR polarimetry and interferometry, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2017, Vol. 11, No. 2, pp. 416–433.
13. Dierking W., Sea Ice Monitoring by Synthetic Aperture Radar, *Oceanology*, 2013, Vol. 26, No. 2, DOI: 10.5670/oceanog.2013.33.
14. Duncan K., Farrell S. L., Connor L. N., Richter-Menge J., Hutchings J. K., Dominguez R., High-resolution airborne observations of sea-ice pressure ridge sail height, *Annals of Glaciology*, 2018, Vol. 59, No. 76pt2, pp. 137–147.
15. 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.
16. Hopkins M. A., Tuhkuri J., Lensu M., Rafting and ridging of thin ice sheets, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1999, Vol. 104, No. C6, pp. 13605–13613.

17. Koenig L., Martin S., Studinger M., Sonntag J., Polar airborne observations fill gap in satellite data, *EOS: Trans. American Geophysical Union*, 2010, Vol. 91, No. 38, pp. 333–334.
18. Kwok R., Annual cycles of multiyear sea ice coverage of the Arctic Ocean: 1999–2003, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2004, Vol. 109, No. C11, DOI: 10.1029/2003JC002238.
19. Kwok R., Cunningham G. F., Yueh S., Area balance of the Arctic Ocean perennial ice zone: October 1996 to April 1997, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1999, Vol. 104, No. C11, pp. 25747–25759.
20. *Microwave Remote Sensing of Sea Ice, Geophysical Monograph 68*, Carsey F. D. (ed.), Washington D. C.: American Geophysical Union, 1992, 462 p.
21. 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.
22. Partington K. C., Flach J. D., Barber D., Isleifson D., Meadows P. J., Verlaan P., Dual-Polarization C-Band Radar Observations of Sea Ice in the Amundsen Gulf, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2010, Vol. 48, No. 6, pp. 2685–2691.
23. 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.
24. Ressel R., Frost A., Lehner S., A Neural Network-Based Classification for Sea Ice Types on X-Band SAR Images, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2015, Vol. 8, No. 7, pp. 3672–3680.
25. 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.
26. 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.
27. Rivas M. B., Otosaka I., Stoffelen A., Verhoef A. A., A scatterometer record of sea ice extents and backscatter: 1992–2016, *The Cryosphere*, 2018, Vol. 12, No. 9, pp. 2941–2953.
28. Shen H. H., Ackley S. F., Hopkins M. A., A conceptual model for pancake-ice formation in a wave field, *Annals of Glaciology*, 2001, Vol. 33, pp. 361–367.
29. Smith M., Thomson J., Pancake sea ice kinematics and dynamics using shipboard stereo video, *Annals of Glaciology*, 2019, pp. 1–11, DOI: 10.1017/aog.2019.35.
30. 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.
31. Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K., *Microwave remote sensing: Active and passive, Volume 1: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry*, Reading: Addison-Wesley Publishing Co., 1981, 470 p.
32. 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/ascata_nh_sea_ice_v1.0.
33. Willmes S., Haas C., Nicolaus M., High radar-backscatter regions on Antarctic sea-ice and their relation to sea-ice and snow properties and meteorological conditions, *Intern. J. Remote Sensing*, 2011, Vol. 32, No. 14, pp. 3967–3984.