Восстановление сплочённости морского льда по данным измерений МТВЗА-ГЯ

Е.В. Заболотских, Е.А. Балашова, С.М. Азаров

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

В работе обсуждается возможность восстановления сплочённости морского льда по данным измерений российского микроволнового сканера-зондировщика МТВЗА-ГЯ (модуль температурно-влажностного зондирования атмосферы) на основе использования поляризационной разницы в измерениях микроволнового излучения системы «морской лёд – океан – атмосфера» на частотах 10,6 и 36,7 ГГц. Проведён совместный анализ измерений МТВЗА-ГЯ и японского микроволнового радиометра AMSR2 (англ. Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) на аналогичных частотах над морским льдом и над свободной ото льда морской поверхностью. При определении типа поверхности использован готовый спутниковый продукт по сплочённости, основанный на поляризационных измерениях AMSR2 на частоте 89 ГГц. Продемонстрирована возможность разделения поверхности на лёд и воду по значениям поляризационной разницы на частотах 10,6 и 36,7 ГГц. Получены формулы для восстановления сплочённости льда по данным МТВЗА-ГЯ с использованием фиксированных значений поляризационной разницы на 10,6 и 36,7 ГГц над морской водой и над морским льдом (точек привязки). Определены экспериментальные значения градиентных соотношений в измерениях вертикально поляризованного излучения на частотах 18,7; 23,8 и 36,5 ГГц, позволяющие исключить области ложно идентифицируемого в результате погодных эффектов льда. Результаты использования формул для восстановления сплочённости по данным МТВЗА-ГЯ сравнены с результатами применения алгоритма восстановления сплочённости по данным AMSR2 для региона Гренландского, Баренцева и Карского морей. Использование спутниковых снимков Sentinel-1 и ледовых карт ААНИИ для верификации алгоритма показало, что его применение позволяет избежать недооценки сплочённости традиционными алгоритмами, основанными на измерениях вблизи 90 ГГц.

Ключевые слова: сплочённость морского льда, алгоритмы, Арктика, спутниковые микроволновые радиометры, МТВЗА-ГЯ, AMSR2

Одобрена к печати: 29.11.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-1-27-38

Введение

Сплочённость морского льда в Арктике — один из ключевых параметров, позволяющих оценивать межгодовую и многолетнюю изменчивость ледяного покрова и изучать границы его распространения (Океанография..., 2011). Единственными инструментами, дающими возможность картировать поля сплочённости на регулярной основе и в глобальных масштабах, на сегодняшний день выступают спутниковые сканирующие микроволновые радиометры, принимающие излучение в окнах прозрачности атмосферы (Заболотских, 2019). Именно глобальная информация о сплочённости морского льда позволяет оценивать площадь ледяного покрова в Арктике и анализировать климатические тенденции за последние десятилетия (Comiso et al., 2017). Конкуренцию спутниковым микроволновым радиометрам по глобальности информации о параметрах ледяного покрова и длительности наблюдений могли бы составить спутниковые микроволновые скаттерометры (Rivas et al., 2018), если бы их измерения позволяли оценивать не только границы распространения льда, но и его сплочённость (Breivik et al., 2012).

Возможность использования полей сплочённости морского льда в научных и практических задачах в значительной мере определяется их пространственным разрешением. Так, задачи обеспечения безопасности транспортного морского судоходства и деятельности предприятий по добыче углеводородов в Арктике требуют высокодетальных карт морского льда. В условиях облачности источником информации для таких карт становятся снимки радиолокаторов с синтезированной апертурой (PCA, *анел*. Synthetic Aperture Radar — SAR) (на текущий момент это общедоступные данные Sentinel-1 SAR) (Zakhvatkina et al., 2019). К сожалению, отечественных PCA нет, а европейские центры данных не ориентированы на российскую территорию, поэтому доступные снимки Sentinel-1 редко покрывают районы восточного сектора российской Арктики. В условиях отсутствия альтернативы важным дополнительным источником информации для оперативных задач мониторинга ледяного покрова являются поля сплочённости льда (*анел*. sea ice concentration — SIC).

Измерения спутниковых микроволновых радиометров на частотах вблизи 90 ГГц позволяют получать поля SIC с максимально высоким разрешением (3–5 км) (Svendsen et al., 1987). Анализ поляризационной разницы (*англ.* polarization difference — PD) в измерениях микроволновых радиометров свидетельствует, что для частот в диапазоне 1–100 ГГц морская вода (*англ.* open water — OW) обладает высокими значениями PD, а морской лёд (*англ.* sea ice — SI) — низкими значениями PD. Это фундаментальное различие в электромагнитных свойствах OW и SI позволяет оценивать SIC с использованием так называемых точек привязки — PD морской воды (PD_{OW}) и PD морского льда (PD_{SIC}) (Kaleschke et al., 2001).

Традиционно алгоритмы оценки SIC по данным спутниковых микроволновых радиометров, основанные на PD, работают с измерениями на частотах вблизи 90 ГГц (Заболотских и др., 2019; Spreen et al., 2008; Svendsen et al., 1987). Это связано с тем, что максимально возможное разрешение в окнах прозрачности атмосферы имеют именно эти радиометрические каналы. Использование измерений на более низких частотах позволяет строить карты морского льда умеренного пространственного разрешения (до 30 км) (Тихонов и др., 2014; Comiso, 2009; Markus, Cavalieri, 2000; Shokr et al., 2008). При этом применяются другие подходы, основанные на различиях в спектральных соотношениях (анел. gradient ratio - GR) между измерениями над различными типами поверхности. Ухудшение пространственного разрешения, обусловленное понижением частоты измерений при использовании таких подходов, сопровождается снижением точности оценки SIC, поскольку влияние атмосферы на значения точек привязки морского льда меньше для PD, чем для GR (Ivanova et al., 2015). Существенное влияние атмосферных условий на РD морской воды, приводящее к идентификации ложного льда, решается использованием так называемых атмосферных фильтров, позволяющих классифицировать измерения как измерения над ОW при превышении GR фиксированных пороговых значений (Заболотских, Шапрон, 2019).

В настоящей работе продемонстрирована возможность восстановления сплочённости морского льда по данным измерений российского микроволнового сканера-зондировщика МТВЗА-ГЯ (модуль температурно-влажностного зондирования атмосферы, ГЯ в аббревиатуре добавлены в честь Геннадия Яковлевича Гуськова) на основе использования поляризационной разницы в измерениях микроволнового излучения системы «морской лёд – океан – атмосфера» на частотах 10,6 и 36,7 ГГц.

Радиометрические каналы МТВЗА-ГЯ на спутнике «Метеор-М» № 2 имеют рабочие частоты в окнах прозрачности атмосферы 10,6 ГГц; 18,7; 23,8; 31,5; 36,7; 91,65 ГГц, в линиях поглощения кислорода — 52–57 ГГц и водяного пара — вблизи 183 ГГц (Болдырев и др., 2008). Полоса обзора МТВЗА-ГЯ составляет 1500 км, пространственное разрешение — 16–198 км (в зависимости от радиометрического канала) (Успенский и др., 2016). Расширение сферы использования измерений российского инструмента зависит от наличия эффективных алгоритмов восстановления геофизических параметров, включая сплочённость морского льда.

Поскольку один из каналов измерений на частоте 91,65 ГГц, обладающих максимальным разрешением (14×30 км), у МТВЗА-ГЯ на спутнике «Метеор-М» № 2 не работает, для восстановления сплочённости льда не представляется возможным разработать алгоритм, основанный на поляризационной разнице в измерениях вблизи 90 ГГц, аналогичный описанному в публикациях (Заболотских и др., 2019; Spreen et al., 2008). Поэтому в настоящем исследовании проанализирована возможность использования PD измерений на каналах, работающих на частотах 10,6 и 36,7 ГГц (PD₁₀ и PD₃₆ соответственно), и предложены формулы для расчёта

SIC по PD измерений на 10,6 и 36,7 ГГц. Измерения МТВЗА-ГЯ проанализированы совместно с измерениями японского микроволнового радиометра AMSR2 (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) на аналогичных частотах (10,65 и 36,5 ГГц) над морским льдом и над свободной ото льда морской поверхностью. При определении типа поверхности использовался готовый спутниковый продукт по SIC, основанный на поляризационных измерениях AMSR2 на частоте 89 ГГц (Spreen et al., 2008). Определены экспериментальные значения градиентных соотношений в измерениях вертикально поляризованного излучения на частотах 18,7; 23,8 и 36,7 ГГц, позволяющие исключить области ложно идентифицируемого в результате погодных эффектов льда. Несмотря на практическую невозможность попиксельного сравнения результатов восстановления SIC с готовыми спутниковыми продуктами (вследствие различий в геопривязке измерений), проведено качественное сравнение результатов применения алгоритма восстановления SIC по данным MTB3A-ГЯ с результатами применения алгоритма восстановления SIC по данным MTB3A-ГЯ с результатами применения алгоритма восстановления SIC по данным AMSR2 для отдельного района, включающего Гренландское, Баренцево и Карское моря. Верификация алгоритма проведена на основе использования дополнительных спутниковых данных высокого разрешения.

Данные

Для совместного анализа измерений МТВЗА-ГЯ и AMSR2 для имеющегося массива данных измерений антенной температуры (T_a) МТВЗА-ГЯ уровня Level 1 с 1 марта по 19 декабря 2020 г. были построены поля T_a . Визуальный анализ позволил исключить из дальнейшего рассмотрения данные с некорректной геопривязкой и выделить район, для которого имелось наибольшее количество данных без пространственных сдвигов полей T_a , наличие или отсутствие которых проверялось по положению береговых линий (Ермаков и др., 2021). Из этих данных на сетке 32×32 км (размер пикселя для каналов, работающих на частотах от 10,6 до 36,7 ГГц) были получены среднесуточные значения T_a , которые затем были пересчитаны в радиояркостную температуру (T_a) с помощью линейной калибровочной функции и коэффициентов, представленных в работе (Заболотских, Балашова, 2021). Для дат с имеющимися среднесуточными данными (всего 235 дней) МТВЗА-ГЯ из данных измерений AMSR2 уровня Level 1R на той же координатной сетке были рассчитаны среднесуточные поля T_a . Пример полей T_a , измеряемых МТВЗА-ГЯ и AMSR2 для рассматриваемого района, представлен на *рис. 1*.



Рис. 1. Поля среднесуточных значений радиояркостной температуры *T*_я горизонтально поляризованного излучения, измеренного радиометрами MTB3A-ГЯ (*a*) и AMSR2 (*б*) над рассмотренным районом на частотах 10,6 и 10,65 ГГц соответственно 1 марта 2020 г.

Анализ карт типов морского льда Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) показал, что для выбранного района Арктики в зимний период наблюдается примерно равное соотношение площадей однолетнего, многолетнего и молодого льдов (основные типы льдов с различающимися электромагнитными свойствами). Анализ значений $T_{\rm s}$, поляризационных разностей и градиентных соотношений проводился отдельно для областей морской воды (OW) и морского льда (SI). Классификация поверхности выполнялась на основании использования готового спутникового продукта по SIC университета Бремена (*нем*. Universität Bremen, *англ*. University of Bremen) (Spreen et al., 2008) исходного разрешения $6,25 \times 6,25$ км, гридированного на ту же координатную сетку, что и данные спутниковых измерений. Рассматривались только области полностью свободной ото льда морской воды (SIC = 0) и области со сплошным льдом (SIC = 100 %).

Поляризационная разница в измерениях радиометров

Поляризационная разница в измерениях (PD) на одной и той же частоте в окне прозрачности атмосферы в общем случае зависит от разницы в коэффициентах излучения на вертикальной и горизонтальной поляризации:

$$PD \approx \left(\chi^{\rm V} - \chi^{\rm H}\right) T_s \,\mathrm{e}^{-\tau},\tag{1}$$

где T_s — температура поверхности; χ^V , χ^H — коэффициенты излучения подстилающей поверхности на вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризации соответственно; τ — оптическая толщина атмосферы (Wentz, 1983).

Зависимость PD на частоте ~10,6 ГГц (PD₁₀) от PD на частоте ~36,7 ГГц (PD₃₆), полученная на основании результатов модельных расчётов $T_{\rm g}$ для различных состояний атмосферы и подстилающей поверхности для морской воды и морского льда, представлена на *рис. 2.* Для расчётов использовалась модель переноса микроволнового излучения в системе «морской лёд – океан – атмосфера», модель ветровой поправки к коэффициенту излучения океана и фиксированные значения коэффициентов излучения льда, заимствованные из опубликованных данных (детали и данные для расчётов описаны, например, в работе (Заболотских, Шапрон, 2019)). Для морского льда разброс точек вокруг трёх линейных функций на *рис. 26* обусловлен различными атмосферными состояниями (разным содержанием водяного пара и жидкокапельной влаги облаков), количество прямых и их наклон — количеством рассматриваемых типов льда и их разными коэффициентами излучения (в данном случае — однолетний, многолетний и молодой льды).



Рис. 2. Результаты модельных расчётов PD на частоте 10,65 ГГц (PD₁₀) как функции PD на частоте 36,5 ГГц (PD₃₆): *a* — над открытой морской водой; *б* — над морским льдом (методология и данные для расчётов представлены в работе (Заболотских, Шапрон, 2019))

Главный вклад в разброс $PD_{10}(PD_{36})$ при заданных атмосферных условиях и типе льда вносит температура поверхности. Для морской воды (см. *рис. 2a*) вклад в отличие зависимости $PD_{10}(PD_{36})$ от линейной функции вносит приводный ветер, по-разному меняющий коэффициенты излучения на разных частотах.

На *рис. 3* представлены аналогичные графики зависимостей PD₁₀(PD₃₆), но построенные с использованием данных измерений AMSR2.

Данные МТВЗА-ГЯ не использовались для построения функций PD₁₀(PD₃₆), поскольку из-за низкого пространственного разрешения и проблем с геопривязкой в некоторых файлах для данных характерен сильный разброс, мешающий их корректной интерпретации. Характер представленной на *puc. 36* зависимости позволяет предположить, что выделяемые на сегодняшний день типы льда не демонстрируют существенных различий в разности коэффициентов вертикально и горизонтально поляризованного излучения на частотах вблизи 10,6 и 36,7 ГГц. В противном случае в условиях примерно одинаково представленных площадей разных типов льда на *puc. 36* наблюдались бы несколько линейных зависимостей, а не одна.



Puc. 3. PD_{10} как функция PD_{36} по данным измерений AMSR2: *a* — над открытой морской водой; *б* — над морским льдом. Цвет точек обозначает количество данных в соответствующем диапазоне значений



Puc. 4. Плотность распределения вероятности значений поляризационной разности в измерениях на частоте ~10,6 ГГц (PD₁₀) над морским льдом (красные линии) и над морской водой (синие линии): *a* — по данным измерений AMSR2; *б* — по данным измерений MTB3A-ГЯ

Статистический анализ PD₁₀ и PD₃₆ над открытой морской водой и над морским льдом свидетельствует о наличии ярко выраженных максимумов в плотности распределения

вероятности (*анел.* probability density function — PDF) и, следовательно, о возможности классификации поверхности по типу OW/SI и расчёте значений сплочённости льда с использованием точек привязки, соответствующих максимумам в PDF. PDF для PD_{10} и PD_{36} , рассчитанные с использованием измерений AMSR2 и MTB3A-ГЯ, представлены на *рис.* 4 (см. с. 31) и 5 соответственно.



Puc. 5. Плотность распределения вероятности значений поляризационной разности в измерениях на частоте ~36,7 ГГц (PD₃₆) над морским льдом (красные линии) и над морской водой (синие линии): *a* — по данным измерений AMSR2; *б* — по данным измерений MTB3A-ГЯ

Статистические характеристики для распределения PD_{36} и PD_{10} по данным AMSR2 и MTB3A-ГЯ даны в *таблице*.

	10,6—10,65 ГГц			36,5-36,7 ГГц		
	<pd>, K</pd>	PD _c , K	τ, Κ	<pd>, K</pd>	PD _c , K	σ, Κ
AMSR2 OW	81,0	78	2,8	63,5	64	7,3
AMSR2 SI	26,4	25	8,6	17,2	17	4,3
МТВЗА-ГЯ ОW	117,4	120	6,8	79,5	87	14,0
МТВЗА-ГЯ SI	36,5	29	17,7	19,4	17	12,9

Статистические характеристики распределений PD₃₆ и PD₁₀ по данным измерений AMSR2 и MTB3A-ГЯ над рассматриваемым районом за период март – декабрь 2020 г.

 Π р и м е ч а н и е: <PD> — среднее значение; PD_c — значения PD, соответствующие максимумам функций распределения; σ — стандартное отклонение.

Пересечения PDF для OW и SI для MTB3A-ГЯ частично обусловлены некорректной геопривязкой и низким пространственным разрешением. Из-за смещений в геопривязке продукта по SIC относительно данных MTB3A-ГЯ часть данных, в действительности относящаяся к морскому льду, классифицируется как морская вода, и наоборот. Этих данных немного, но они вносят вклад в «хвосты» PDF. Данные AMSR2 обладают корректной геопривязкой, и пересечения PDF для OW и SI минимальны для PD₁₀, но остаются существенными для PD₃₆. Ширина PDF (σ) и для AMSR2, и для MTB3A для морской воды почти в два раза выше на 36,5 ГГц, чем на 10,6 ГГц, что обусловлено более существенным разбросом атмосферных условий и большей зависимостью коэффициента излучения океана от скорости ветра на более высоких частотах (Заболотских, Шапрон, 2019). В то же время для морского льда для AMSR2 PDF в два раза уже на 36,5 ГГц, чем на 10,65 ГГц. Для MTB3A из-за низкого пространственного разрешения ширина PDF для PD на обеих частотах примерно одинако-

ва. Поэтому использование измерений на 10,6 ГГц при определении сплочённости льда позволит восстанавливать SIC с меньшими погрешностями, хотя и с худшим пространственным разрешением.

Восстановление сплочённости по данным МТВЗА-ГЯ

Поляризационная разница в измерениях МТВЗА-ГЯ на частоте 10,6 или 36,7 ГГц над участком океана, частично покрытым морским льдом с произвольной сплочённостью SIC, равна:

$$PD = PD^{SI} \cdot SIC + (1 - SIC)PD^{OW}, \qquad (2)$$

где PD^{SI} — точка привязки над сплошным морским льдом; PD^{OW} — точка привязки над полностью свободной ото льда морской водой. В качестве точек привязки выбираются значения PD, соответствующие максимумам PDF: $PD_{10}^{SI} \approx 29$ K, а $PD_{10}^{OW} \approx 120$ K, $PD_{36}^{SI} \approx 17$ K, а $PD_{36}^{OW} \approx 87$ K. Отсюда сплочённость льда SIC можно рассчитать по значения PD:

$$SIC = \frac{120 - PD_{10}}{91}$$
(3)

или

$$SIC = \frac{87 - PD_{36}}{70}.$$
 (4)

Использование фиксированных точек привязки неизбежно ведёт к погрешностям восстановления SIC. Те погрешности, которые обусловлены изменчивостью PD^{OW}, особенно связанной с повышенным содержанием в атмосфере жидкокапельной влаги облаков и водяного пара, ведут к диагностике морского льда там, где его нет. Для устранения ошибочных значений SIC в таких ситуациях традиционно используются так называемые погодные фильтры пороговые значения для градиентных соотношений, представляющих собой нормированные разности в измерениях, обладающих разной чувствительностью к разным атмосферным параметрам (Comiso et al., 2003). Применительно к радиометрам МТВЗА-ГЯ эти соотношения можно записать как:

$$GR_{1} = \frac{T_{g}(36,7\,\Gamma\Gamma\mathrm{u},\mathrm{V}) - T_{g}(18,7\,\Gamma\Gamma\mathrm{u},\mathrm{V})}{T_{g}(36,7\,\Gamma\Gamma\mathrm{u},\mathrm{V}) + T_{g}(18,7\,\Gamma\Gamma\mathrm{u},\mathrm{V})},\tag{5}$$

$$GR_{2} = \frac{T_{g}(23,8\,\Gamma\Gamma\mu, V) - T_{g}(18,7\,\Gamma\Gamma\mu, V)}{T_{g}(23,8\,\Gamma\Gamma\mu, V) + T_{g}(18,7\,\Gamma\Gamma\mu, V)}.$$
(6)



Рис. 6. Плотность распределения вероятности значений GR1 (*a*) и GR2 (*б*) по данным измерений МТВЗА-ГЯ над морским льдом (красные линии) и над морской водой (синие линии)

Использование погодных фильтров заключается в классификации измерений, для которых $GR_1 > a_1$ или $GR_2 > a_2$, как измерений над свободной ото льда морской поверхностью. В данной работе значения a_1 и a_2 определялись экспериментально на основании анализа GR_1 и GR_2 над морским льдом и над морской водой. Распределение значений GR_1 и GR_2 по данным MTB3A-ГЯ представлено на *рис. 6*.

Слишком низкие значения a_1 и a_2 приводят к тому, что измерения над разреженным льдом идентифицируются как измерения над водой и часть данных с SIC > 0 теряется. Слишком высокие значения a_1 и a_2 приводят к некорректной работе фильтров и появлению областей ложного льда. Расчёты SIC для данных МТВЗА-ГЯ, использованных в работе, и сопоставление их с измерениями AMSR2 на 6,9 ГГц (достоверный источник информации о наличии или отсутствии морского льда в элементе разрешения (Заболотских и др., 2019)) показывают, что использование значений $a_1 = 0,02$ и $a_2 = 0,02$ для 5 % данных приводит к идентификации областей с SIC до 20 % как областей открытой воды.

Верификация оценок сплочённости по данным МТВЗА-ГЯ с использованием данных AMSR2

Поскольку спутниковый продукт университета Бремена по SIC по данным AMSR2 использовался для определения областей открытой воды и морского льда при определении точек привязки алгоритма, для верификации значения SIC, полученные по данным МТВЗА-ГЯ, сравнивались не с ним, а со значениями SIC, полученными с использованием метода, описанного в работе (Заболотских и др., 2019), и усреднёнными до элемента сетки МТВЗА-ГЯ (размер пикселя МТВЗА-ГЯ на каналах 10,6 и 36,7 ГГц составляет 32×32 км, а размер пикселя AMSR2 на каналах 89 ГГц — 3×3 км). С учётом того, что пространственное разрешение МТВЗА-ГЯ ещё ниже (89×198 км на каналах 10,6 ГГц и 30×67 км на каналах 36,7 ГГц) и геопривязка части данных не совпадает, сравнение проводилось для областей, находящихся на расстоянии более 200 км от границы льда, определяемой как граница, разделяющая область с Т_д вертикально поляризованного излучения морского льда на 6,9 ГГц, равной 170 К (Заболотских и др., 2019). Прикромочная область не включена в рассмотрение. Несмотря на то, что попиксельное сравнение измерений SIC МТВЗА-ГЯ и AMSR2, строго говоря, некорректно из-за наблюдающихся различий в геопривязке, для областей SIC ≠ 0 были рассчитаны значения среднеквадратичного отклонения (σ) SIC1 (SIC, восстановленные по PD₁₀ с использованием выражения (3)) от SIC и SIC2 (SIC, восстановленные по PD₃₆ с использованием выражения (3)) от SIC. Также были построены PDF для SIC, SIC1 и SIC2, представленные на рис. 7.



Рис. 7. Плотность распределения вероятности значений: a - SIC (штрихованная линия) и SIC1 (сплошная линия); $\delta - SIC$ (штрихованная линия) и SIC2 (сплошная линия). Области с SIC = 0, SIC1 = 0 и SIC2 = 0 (открытая вода) исключены из расчётов

Из *рис*. 7 видно, что, несмотря на близкие значения ошибки, распределение SIC2 ближе к SIC: умеренные значения сплочённости в диапазоне 30–70 % оцениваются с помощью PD₃₆ ближе к значениям SIC, полученным по данным AMSR2.

Иллюстрация восстановленного поля SIC2 в сравнении с полем SIC 14 марта 2020 г. приведена на *рис. 8*.



Рис. 8. Поле сплочённости льда SIC2, восстановленное с использованием PD₃₆ по данным МТВЗА-ГЯ (*a*). Поле сплочённости льда SIC, восстановленное с использованием метода (Заболотских и др., 2019) по данным AMSR2 (*б*)

Анализ нескольких десятков областей с большой разницей между SIC2 и SIC (или между SIC₁ и SIC) с привлечением дополнительных данных (снимков PCA Sentinel-1 и ледовых карт ААНИИ) показал, что низкие значения SIC по данным AMSR2 в этих областях (например, в районе Карского моря на *рис. 8*) не подтверждаются ни радиолокационными снимками, ни картами ААНИИ. Восстановленные по данным MTB3A-ГЯ значения сплочённости оказываются ближе к данным, которые можно рассматривать как "ground truth" (истина земли).

Заключение

Для расширения использования российских спутниковых данных как в научных исследованиях, так и в задачах прогноза необходимо развитие методов восстановления геофизических параметров, включая такой важнейший параметр морского льда, как его сплочённость. Несмотря на ряд ограничений, связанных с использованием измерений МТВЗА-ГЯ (неточная геолокация, необходимость дополнительной калибровки, ряд неработающих каналов), эти данные — единственный аналог данных зарубежных спутниковых микроволновых радиометров, и важность повышения эффективности их использования трудно переоценить.

Представленное исследование демонстрирует возможность восстановления сплочённости морского льда на основе поляризационных измерений МТВЗА-ГЯ на частотах 10,6 и 36,7 ГГц. Точки привязки для расчёта SIC определяются на основе анализа измерений над морской водой и над морским льдом. Измерения антенной температуры предварительно калибруются, но никаких коррекций геопривязки в работе не делается, поэтому значения SIC, восстановленные по данным МТВЗА-ГЯ, сравниваются со значениями SIC, восстановленными по данным AMSR2, лишь на уровне распределений SIC. Однако анализ дополнительных снимков PCA Sentinel-1 и ледовых карт ААНИИ свидетельствует об адекватности восстановленных полей SIC, а для некоторых областей — и о повышении точности. Несмотря на низкое по сравнению с зарубежными аналогами пространственное разрешение, поля SIC, обладающие более высокой точностью, с успехом могут заменить эти аналоги, например в климатических исследованиях. Исследования, представленные в данной статье, выполнены за счёт госзадания по теме № 0763-2020-0005.

Литература

- 1. Болдырев В. В., Горобец Н. Н., Ильгасов П. А., Никитин О. В., Панцов В. Ю., Прохоров Ю. Н., Стрельников Н. И., Стрельцов А. М., Черный И. В., Чернявский Г. М., Яковлев В. В. Спутниковый микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 1. С. 243–248.
- 2. Ермаков Д. М. Кузьмин А. В., Мазуров А.А., Пашинов Е.В., Садовский И. Н., Сазонов Д. С., Стерлядкин В. В., Чернушич А. П., Черный И.В., Стрельцов А. М. Концепция потоковой обработки данных российских спутниковых СВЧ-радиометров серии МТВЗА на базе ЦКП «ИКИ-Мониторинг» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 298–303. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-4-298-303.
- 3. *Заболотских Е. В.* Обзор методов восстановления параметров ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 128–151. DOI: 10.31857/S0002-3515551128-151.
- 4. Заболотских Е. В., Балашова Е. А. Внешняя калибровка измерений МТВЗА-ГЯ в каналах сканера с использованием измерений AMSR2. Часть 2: эксперимент // Метеорология и гидрология. 2021. № 11. С. 50–57.
- 5. *Заболотских Е. В., Шапрон Б.* Учет атмосферных эффектов при восстановлении сплоченности морского льда по данным спутниковых микроволновых радиометров // Метеорология и гидрология. 2019. № 2. С. 57–65.
- 6. 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.
- 7. Океанография и морской лед / ред. Фролов И.Е., Ашик И.М., Тимохов Л.А., Юлин А.В. М.: Paulsen, 2011. 432 с.
- 8. *Тихонов В. В., Репина И.А., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю.* Новый алгоритм восстановления сплоченности морского ледяного покрова по данным пассивного микроволнового зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2014. № 2. С. 35–43. DOI: 10.7868/S0205961414020110.
- 9. Успенский А.Б., Асмус В.В., Козлов А.А., Крамчанинова Е.К., Стрельцов А.М., Чернявский Г.М., Черный И.В. Абсолютная калибровка каналов атмосферного зондирования спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 5. С. 57–70. DOI: 10.7868/ S0205961416050079.
- 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. No. 7. P. 2669–2677. DOI: 10.1109/ TGRS.2012.2188898.
- 11. Comiso J. C. Enhanced sea ice concentrations and ice extents from AMSR-E data // J. Remote Sensing Society of Japan. 2009. V. 29. No. 1. P. 199–215.
- Comiso J. C., Cavalieri D. J., Markus T. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2003. V. 41. No. 2. P. 243–252. DOI: 10.1109/TGRS.2002.808317.
- 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. No. 8. P. 6883–6900. DOI: 10.1002/2017JC012768.
- Ivanova N., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjær G., Brucker L., Shokr M. 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.
- Kaleschke L., Lüpkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G. SSM/I sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis // Canadian J. Remote Sensing. 2001. V. 27. No. 5. P. 526–537. DOI: 10.1080/07038992.2001.10854892.
- 16. *Markus T., Cavalieri D.J.* An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2000. V. 38. No. 3. P. 1387–1398. DOI: 10.1109/36.843033.
- 17. *Rivas M. B.*, *Otosaka I.*, *Stoffelen A.*, *Verhoef A. A.* Scatterometer record of sea ice extents and backscatter: 1992–2016 // The Cryosphere. 2018. V. 12. No. 9. P. 2941–2953. DOI: 10.5194/tc-12-2941-2018.
- Shokr M., Lambe A., Agnew T. A new algorithm (ECICE) to estimate ice concentration from remote sensing observations: An application to 85-GHz passive microwave data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2008. V. 46. No. 12. P. 4104–4121. DOI: 10.1109/TGRS.2008.2000624.

- 19. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // J. Geophysics Research. 2008. V. 113. No. C2. DOI: 10.1029/2005JC003384.
- Svendsen E., Matzler C., Grenfell T. C. A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz // Intern. J. Remote Sensing. 1987. V. 8. No. 10. P. 1479–1487. DOI: 10.1080/01431168708954790.
- 21. Wentz F.J. A model function for ocean microwave brightness temperatures // J. Geophysical Research. 1983. V. 88. No. C3. P. 1892–1908.
- 22. Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I. Satellite SAR data-based sea ice classification: an overview // Geosciences. 2019. V. 9. No. 4. P. 152. 15 p. DOI: 10.3390/geosciences9040152.

Sea ice concentration retrieval from MTVZA-GYa measurements

E.V. Zabolotskikh, E.A. Balashova, S.M. Azarov

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

Sea ice concentration (SIC) retrievals from measurements of the Russian microwave imager/sounder MTVZA-GYa, based on polarization difference (PD) in the measurements of the sea ice – ocean – atmosphere system microwave radiation at frequencies of 10.6 and 36.7 GHz, are discussed. A joint analysis of the MTVZA-GYa measurements and the measurements of the Japanese instrument Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) at similar frequencies over sea ice and open water is carried out. SIC satellite product based on polarization measurements of AMSR2 at 89 GHz is used to define the surface type. The possibility of classification of surface as sea ice or open water using PD values at 10.6 or 36.7 GHz has been demonstrated. The formulas are presented to calculate SIC from MTVZA-GYa data using predetermined PD values at 10.6 and 36.7 GHz over open water and over sea ice (tie points). Experimental values of the gradient ratios in the measurements of vertically polarized radiation at 18.7, 23.8 and 36.5 GHz are determined to manage weather effects and remove spurious sea ice areas. The results of SIC retrievals from MTVZA-GYa data are compared with the results of application of the SIC retrieval algorithm to the AMSR2 data for the Greenland, Barents and Kara Seas. Additional high-resolution satellite data are subjectively analyzed to confirm the adequateness of SIC fields and show that for some areas the MTVZA-GYa SIC retrievals allow avoiding SIC underestimation by traditional algorithms based on measurements near 90 GHz.

Keywords: sea ice concentration, algorithms, Arctic, satellite microwave radiometers, MTVZA-GYa, AMSR2

Accepted: 29.11.2021 DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-1-27-38

References

- 1. Boldyrev V.V., Gorobets N.N., Ilgasov P.A., Nikitin O.V., Pantsov V.Yu., Prokhorov Yu.N., Strelnikov N.I., Streltsov A.M., Cherny I.V., Chernyavsky G.M., Yakovlev V.V., Satellite microwave scanner/ sounder MTVZA-GYa, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2008, Vol. 5, No. 1, pp. 243–248 (in Russian).
- Ermakov D. M., Kuzmin A. V., Mazurov A. A., Pashinov E. V., Sadovsky I. N., Sazonov D. S., Sterlyadkin V. V., Chernushich A. P., Cherny I. V., Streltsov A. M., The concept of streaming data processing of Russian satellite microwave radiometers of the MTVZA series based on the IKI-Monitoring Center for Collective Use, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2021, Vol. 18, No. 4, pp. 298–303 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-4-298-303.
- 3. Zabolotskikh E. V., Review of methods to retrieve sea ice parameters from satellite microwave radiometer data, *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 2019, Vol. 55, No. 1, pp. 128–151 (in Russian), DOI: 10.31857/S0002-3515551128-151.

- 4. Zabolotskikh E.V., Balashova E.A., External calibration of MTVZA-GYa measurements in the scanner channels using AMSR2 measurements. Part 2: experiment, *Meteorologiya i gidrologiya*, 2021, No. 11, pp. 50–57 (in Russian).
- 5. Zabolotskikh E.V., Chapron B., Consideration of atmospheric effects for sea ice concentration retrieval from satellite microwave observations, *Russian Meteorology and Hydrology*, 2019, Vol. 44, No. 2, pp. 124–129.
- 6. 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.
- 7. *Okeanografiya i morskoi led* (Oceanography and sea ice), Frolov I.E., Ashik I.M., Timokhov L.A., Yulin A.V. (eds.), Moscow: Paulsen, 2011, 432 p. (in Russian).
- 8. Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N.Yu., New Algorithm Sea Ice Cover Reconstruction on the Basis of Passive Microwave Data, *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*, 2014, No. 2, pp. 35–43 (in Russian), DOI: 10.7868/S0205961414020110.
- Asmus V.V., Uspenskiy A.B., Kozlov A.A., Kramchaninova E.K., Streltsov A.M., Chernyavsky G.M., Cherny I.V., Absolute calibration of Microwave Radiometer MTVZA-GY Atmospheric Sounding Channels, *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, No. 5, pp. 57–70 (in Russian), DOI: 10.7868/ S0205961416050079.
- 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.
- 11. 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.
- Comiso J. C., Cavalieri D.J., Markus T., Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2003, Vol. 41, No. 2, pp. 243–252, DOI: 10.1109/TGRS.2002.808317.
- 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.
- Ivanova N., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjær 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.
- Kaleschke L., Lüpkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G., SSM/I sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis, *Canadian J. Remote Sensing*, 2001, Vol. 27, No. 5, pp. 526–537, DOI: 10.1080/07038992.2001.10854892.
- 16. 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.
- 17. Rivas M. B., Otosaka I., Stoffelen A., Verhoef A. A., Scatterometer record of sea ice extents and backscatter: 1992–2016, *The Cryosphere*, 2018, Vol. 12, No. 9, pp. 2941–2953, DOI: 10.5194/tc-12-2941-2018.
- Shokr M., Lambe A., Agnew T., A new algorithm (ECICE) to estimate ice concentration from remote sensing observations: An application to 85-GHz passive microwave data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2008, Vol. 46, No. 12, pp. 4104–4121, DOI: 10.1109/TGRS.2008.2000624.
- 19. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, *J. Geophysical Research*, 2008, Vol. 113, No. C2, DOI: 10.1029/2005JC003384.
- Svendsen E., Matzler C., Grenfell T. C., A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz, *Intern. J. Remote Sensing*, 1987, Vol. 8. No. 10, pp. 1479–1487, DOI: 10.1080/01431168708954790.
- 21. Wentz F.J., A model function for ocean microwave brightness temperatures, *J. Geophysical Research*, 1983, Vol. 88, No. C3, pp. 1892–1908.
- 22. Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I., Satellite SAR data-based sea ice classification: an overview, *Geosciences*, 2019, Vol. 9, No. 4, p. 152, 15 p., DOI: 10.3390/geosciences9040152.