Усовершенствованный метод восстановления сплочённости морского льда по данным спутниковых микроволновых измерений вблизи 90 ГГц

Е.В. Заболотских¹, Е.А. Балашова¹, Б. Шапрон^{2,1}

 Российский государственный гидрометеорологический университет Санкт-Петербург, 195196, Россия E-mail: liza@rshu.ru
 Французский научно-исследовательский институт эксплуатации моря Брест, Франция E-mail: bertrand.chapron@ifremer.fr

Представлен усовершенствованный метод оценки сплочённости морского льда по данным измерений спутниковых микроволновых радиометров на частотах вблизи 90 ГГц. Метод основан на новом подходе для определения точек привязки — значений поляризационной разницы (*PD*) радиояркостных температур ($T_{\rm g}$) излучения системы «океан – атмосфера» (PD_{W}) и системы «морской лёд – атмосфера» (PD_{SI}). Подход основан на результатах физического моделирования $T_{\rm g}$ системы «морской лёд – океан – атмосфера» и анализе полей измерений спутникового микроволнового радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) в арктическом регионе. Моделирование T_{a} выполнено для диапазонов атмосферных условий и параметров морского льда и океана, характерных для Арктики. Метод восстановления сплочённости льда (SIC, Sea Ice Concentration) использует PD в измерениях на вертикальной и горизонтальной поляризации на частоте 89 ГГц и значения точек привязки над свободной ото льда морской поверхностью и над морским льдом. Проанализирован диапазон изменчивости PD_W и PD_{SI} по данным измерений и по результатам модельных расчётов T_g . Усовершенствование метода по сравнению с традиционными заключается в использовании переменных значений PD_w, зависящих от того, как далеко от кромки льда восстанавливается сплочённость. Тестирование метода проведено с использованием карт Норвежского метеорологического института (НМИ) для морей Северо-Европейского бассейна, Карского и Баренцева. Погрешность восстановления SIC, рассчитанная с использованием нового метода, оказалась равной 4,2 %, что почти в два раза ниже погрешности стандартного продукта университета Бремена, вычисленного с применением того же верификационного массива данных.

Ключевые слова: морской лёд, сплочённость льда, Арктика, спутниковые микроволновые радиометры, радиояркостная температура, AMSR2, поляризационная разница измерений, физическое моделирование

Одобрена к печати: 06.02.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-4-233-243

Введение

Регулярный мониторинг параметров морского льда с использованием данных спутниковых микроволновых радиометров возможен благодаря широкому пространственному охвату, независимости от солнечного освещения и облачности и доступности измерений (Comiso, 2014). Благодаря прогрессу в области разработки сверхчувствительных приёмников микроволнового излучения и современных средств высокоточной инструментальной калибровки интерпретация этих измерений позволяет с высокой степенью достоверности судить о тенденциях климата (Шалина, Бобылев, 2017; Comiso et al., 2017).

Картирование ледяного покрова необходимо для обеспечения безопасности транспортного морского судоходства и деятельности предприятий по добыче углеводородов в морских и прибрежных районах. Традиционно для создания карт ледяного покрова используются данные высокого пространственного разрешения: измерения радиолокаторов с синтезированной апертурой (PCA), снимки спектральных радиометров в оптическом диапазоне (Смирнов, 2011). Однако данные PCA нерегулярны и часто до́роги, а видимые изображения ледяного покрова недоступны в условиях постоянной облачности в Арктике. Поэтому задача оперативного получения точной информации о состоянии ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров, пусть и не столь высокого разрешения, остаётся актуальной и сегодня, несмотря на большое количество уже существующих методов восстановления сплочённости ледяного покрова (Тихонов и др., 2016; Ivanova et al., 2014; Teleti, Luis, 2013). Поля сплочённости морского льда, восстановленные по данным спутниковых пассивных микроволновых измерений, редко используются при обеспечении безопасности ледового плавания даже при отсутствии альтернативной информации. Причиной служит в том числе низкая точность методов в условиях, при которых сплочённость льда (SIC от *англ*. Sea Ice Concentration) далека от 100 % (Andersen et al., 2007; Meier, 2005). В таких областях, как кромка морского льда и плавучие льды (*SIC* < 50 %), результаты применения алгоритмов восстановления SIC очень сильно различаются даже в безоблачных условиях при отсутствии сезонного таяния/замерзания (Ivanova et al., 2015).

Методы восстановления сплочённости морского льда, основанные на использовании измерений спутниковых микроволновых радиометров на частотах К- и Ка-диапазона, позволяют строить карты морского льда умеренного пространственного разрешения ~12-25 км (Тихонов и др., 2014; Comiso, 2009; Markus, Cavalieri, 2000). Использование измерений на частотах вблизи 90 ГГц (85,5 ГГц для радиометров Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) и 89 ГГц для радиометров серий Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR)) позволяет строить карты сплочённости с максимально высоким разрешением (3–5 км) (Svendsen et al., 1987). В основе этих методов лежит низкая поляризованность излучения морского льда на частотах вблизи 90 ГГц независимо от типа льда и параметров снежного покрова. Свободная ото льда морская поверхность обладает сильно поляризованным излучением на всех частотах в диапазоне 1-100 ГГц, что позволяет по величине поляризационной разницы (*PD*, polarization difference) в измерениях на частоте вблизи 90 ГГц определять значения сплочённости (Kaleschke et al., 2001). Для корректной работы в условиях атмосфер с высокими значениями параметров влагосодержания и/или скорости ветра требуется применение так называемых атмосферных фильтров, использующих измерения на более низких частотах. Подобный приём ухудшает пространственное разрешение карт ледяного покрова в областях применения фильтров, но если его не использовать, появляются так называемые ложные (*англ.* spurious) области морского льда. Методы, основанные на использовании PD для расчёта SIC, требуют знания точек привязки — значений *PD* для открытой воды (SIC = 0) и сплочённого морского льда (SIC = 100%). Применение фиксированных точек привязки, как, например, в алгоритме Artist Sea Ice (ASI) (Spreen et al., 2008), ведёт к неизбежным погрешностям при оценке сплочённости. Поэтому иногда практикуется использование динамических точек привязки, рассчитываемых с привлечением данных атмосферных моделей и реанализа (Ivanova et al., 2015). Повышение точности при этом лимитировано точностью данных моделей и реанализа.

В данной работе рассматривается новый подход к определению точек привязки — значений *PD* над свободной ото льда морской поверхностью (PD_{w}) и над морским льдом (PD_{sr}), основанный на использовании измерений на частоте 89 ГГц спутникового микроволнового радиометра AMSR2 со спутника GCOM-W1. На основании анализа измерений AMSR2 и результатов численного моделирования PD для всего диапазона изменчивости параметров атмосферы, океана и морского льда в Арктике определены диапазоны изменчивости РД_{и/} и PD_{st} и оценена погрешность расчёта SIC, обусловленная ошибками при задании значений точек привязки морской воды PD_w. Предложенный подход использован при оценке сплочённости морского льда в Арктике. Сопоставлением восстановленных полей сплочённости льда и оптических изображений MODIS продемонстрировано повышение точности оценки сплочённости по сравнению с оперативным спутниковым продуктом, создаваемым в университете Бремена с использованием данных AMSR2 и алгоритма ASI (http://www.iup.unibremen.de:8084/amsr2data/asi daygrid swath/). Количественная верификация метода проведена с использованием данных по обобщённым градациям сплочённости льда Норвежского метеорологического института (НМИ) для морей Северо-Европейского бассейна, Карского и Баренцева.

Погрешность оценки сплочённости, обусловленная ошибками в определении точек привязки

Поляризационная разница *PD* в измерениях AMSR2 на 89 ГГц над элементом разрешения, содержащим произвольную концентрацию (сплочённость) морского льда *SIC* и морской воды (1 - SIC) определяется как:

$$PD = PD_{SI}SIC + (1 - SIC)PD_{W}, \tag{1}$$

отсюда имеем для *SIC*:

$$SIC = \frac{PD - PD_W}{PD_{SI} - PD_W},\tag{2}$$

$$PD = T_{89}^{\rm V} - T_{89}^{\rm H},\tag{3}$$

где T_{89}^{V} , T_{89}^{H} — измеряемые радиояркостные температуры микроволнового излучения на частоте 89 ГГц на вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризации соответственно, а PD_{W} , PD_{SI} — точки привязки: поляризационные разницы в измерениях над открытой водой и над морским льдом:

$$PD_W = \Delta \varepsilon_W (T_{sW} - T_a) \cdot e^{-\tau}, \tag{4}$$

$$PD_{SI} = \Delta \varepsilon_{SI} (T_{SSI} - T_a) \cdot e^{-\tau}, \tag{5}$$

где $\Delta \varepsilon_W$ — разница в эффективных коэффициентах излучения морской воды на вертикальной и горизонтальной поляризации, которая зависит от скорости ветра: при сильном ветре $\Delta \varepsilon_W$ может стать порядка $\Delta \varepsilon_{SI}$ (разница в эффективных коэффициентах излучения морского льда на вертикальной и горизонтальной поляризации) (Zabolotskikh, Chapron, 2018a); T_{sW} , T_{sSI} — эффективные температуры воды и льда соответственно; T_a — излучение атмосферы; τ — оптическая толщина атмосферы на 89 ГГц.

В алгоритме ASI используются фиксированные значения для PD_W и PD_{SI} : $PD_W = 47$ K, $PD_{SI} = 11,7$ К. Изменчивость PD_{SI} невелика, в то время как у PD_W она может составлять десятки градусов (это утверждение будет доказано в следующем разделе). Формула (2) позволяет вычислить SIC при известных PD_W и PD_{SI}. Рассчитаем величину погрешности определения SIC, вызванной использованием ошибочного (фиксированного) значения PD_w. Pucyhok 1 показывает, как зависит разница между SIC_{false} (от *англ*. false — значения SIC, восстановленные с $PD_{W0} = 47$ K) и SIC_{true} (от *англ*. true — значения SIC, восстановленные с PD_W от 20 до 70 K) от PD при использовании фиксированного $PD_{W0} = 47$ K (ASI) при разных значениях PD_{W} . Увеличение толщины линии соответствует бо́льшим истинным значениям PD_w. Видно, что переоценка PD_{WD} (когда истинные значения PD_W оказываются ниже 47 K) ведёт к завышению восстановленных значений сплочённости относительно истинных. Например, при измеренных PD = 35 К и $PD_W = 40$ К мы получим значения SIC, на 15 % превышающие истинные. При $PD_W = 30$ К (оптически плотная атмосфера, сильный ветер) превышение составит уже порядка 50 %. И наоборот, недооценка PD_{W0} (когда реальные значения выше 47 K) ведёт к недооценке истинных значений сплочённости. То же значение PD = 35 K при $PD_W = 60$ K обеспечит заниженные значения сплочённости на 18 %. С увеличением PD растут как переоценка SIC, так и её недооценка. Так, значения PD > 47 К будут интерпретированы как измерения над открытой водой, в то время как при $PD_W = 60$ К сплочённость льда составит ~20 %.

Анализ зависимости погрешности оценки сплочённости от значений PD_W подтверждает, насколько существенно выбор точки привязки влияет на результаты применения алгоритма. Основная проблема всех алгоритмов, основанных на использовании PD, заключается как раз в недооценке SIC вдали от кромки морского льда, в глубине ледяных массивов, там, где сухая арктическая атмосфера соответствует высоким значениям PD_W , и в переоценке SIC вблизи кромки в условиях атмосфер со сравнительно высокими значениями параметров влагосодержания атмосферы и скорости ветра (Kern et al., 2003).



Рис. 1. Зависимость ΔSIC — разницы между SIC_{false} и SIC_{true} — от *PD* при использовании фиксированных значений для $PD_{W0} = 47$ К при разных истинных значениях PD_W . Увеличение толщины линии соответствует бо́льшим истинным значениям PD_W

Диапазон изменчивости точек привязки над морской водой и морским льдом

Для того чтобы определиться с выбором значений PD_W и PD_{SI} при вычислении значений сплочённости морского льда в Арктике, был произведён расчёт PD излучения системы «морской лёд—океан—атмосфера» на 89 ГГц для всей Арктики по данным Era-Interim 2015 г. по профилям метеопараметров и параметров океана и морского льда. Излучение атмосферы T_a и её оптическая толщина τ рассчитывались с использованием радиационно-метеорологической модели, описанной в деталях в работе (Zabolotskikh et al., 2014). При расчёте ветровой поправки к излучению была применена новая модель (Zabolotskikh, Chapron, 2018а). Для определения PD_{SI} брались одинаковые значения $\Delta \varepsilon_{SI}$, равные 0,05 для всей территории, покрытой морским льдом, в соответствии с опубликованными данными, по параметрам излучения льда на 89 ГГц. При формировании массива данных для расчётов использовались среднесуточные данные реанализа Era-Interim для северного полярного региона по профилям давления, влажности и температуры атмосферы, водности облаков, эффективной температуре льда и воды (T_{sW} , T_{sSI}), общей сплочённости ледяного покрова *SIC*, а также среднеклиматические значения солёности океана.

Для сравнения с расчётными значениями PD_W и PD_{SI} (PD_{Wmodel} и $PD_{SImodel}$) проанализированы данные измерений AMSR2. Среднесуточные значения PD_{AMSR2} были получены с использованием данных AMSR2 уровня Level 1R оригинального пространственного и временного разрешения. Эти данные для корректного сравнения были гридированы на сетку Era-Interim с разрешением 0,75×0,75°. Принадлежность элемента поверхности к классу «лёд/вода» фиксировалась в соответствии с данными реанализа: лёд (SI), если $SIC_{Era-Interim} = 0$.

Рисунки 2 и *3* (см. с. 237) показывают распределение минимальных и максимальных значений *PD* в Арктике в течение 2015 г. по данным Era-Interim (рассчитанные значения *PD*) и AMSR2 (измеренные значения *PD*) над морской водой и морским льдом соответственно.

Графики иллюстрируют характер различий между модельными и измеренными значениями *PD* над водой и льдом и их изменения в течение года. Корреляция модельных и измеренных значений экстремумов *PD* над морской водой составляет 0,95. Минимальные значения летом с июня по октябрь практически неотличимы. Этот результат свидетельствует как о качестве модели T_{g} над морской поверхностью, так и о точности летних данных реанализа по параметрам влагосодержания атмосферы и скорости ветра. Минимальные значения *PD* реализуются: а) при высоких значениях влагозапаса атмосферы Q и водозапаса облаков W (высокие значения т в формуле (4)) и б) высоких значениях скорости ветра (низкие значения $\Delta \varepsilon_W$ в формуле (4)). Систематическое превышение минимальных значений $PD_{WAMSR2 \min}$ над $PD_{W \text{ model min}}$ на 5–10 К в остальное время года означает, что данные Era-Interim либо недооценивают ветер, либо переоценивают параметры влагосодержания атмосферы.



Рис. 2. Минимальные и максимальные значения разностей между радиояркостными температурами вертикально и горизонтально поляризованного излучения системы «океан – атмосфера» на 89 ГГц в Арктике (*PD_w*) в 2015 г. по модельным данным (Era-Interim) и по данным измерений (AMSR2)



Рис. 3. Минимальные и максимальные значения разностей между радиояркостными температурами вертикально и горизонтально поляризованного излучения системы «морской лёд – атмосфера» на 89 ГГц в Арктике (*PD_{SI}*) в 2015 г. по модельным данным (Era-Interim) и по данным измерений (AMSR2)

Максимальные значения $PD_{WAMSR2 min}$ летом выше, чем $PD_{W model min}$. Это связано, наоборот, с переоценкой значений скоростей ветра данными реанализа в летнее время.

Над морским льдом максимальный разброс между $PD_{SI \text{ AMSR2 min}}$ и $PD_{SI \text{ model min}}$ наблюдается летом и осенью. Очевидно, летом поляризационные характеристики морского льда изменяются относительно заложенных в расчёты значений $\Delta \varepsilon_{SI}$. Более того, в условиях летнего таяния затруднена сама классификация поверхности по типу «лёд – вода», поэтому часть данных может быть отнесена к морскому льду ошибочно. Существенны различия в максимальных значениях PD_{SI} по расчётным данным и по результатам измерений. $PD_{SI \text{ model max}}$ практически константа, на 5–30 К меньше $PD_{SI \text{ AMSR2 max}}$. Это означает, что реальные значения $\Delta \varepsilon_{SI}$ существенно более изменчивы, чем принято считать в соответствии с опубликованными экспериментальными данными. Особенно показательны высокие значения $PD_{SI \text{ AMSR2 max}}$ в ноябре – декабре. Феномен резкого увеличения $PD_{SI \text{ AMSR2 max}}$ может быть объяснён началом установления снежного покрова, меняющего $\Delta \varepsilon_{SI}$, электромагнитные свойства которого заметно варьируются ещё два месяца.

Метод восстановления сплочённости морского льда

Для морского льда изменчивость ΔPD_{SI} составляет 5–25 К, за исключением ноября и декабря, когда она может достигать 40 К. Средние значения PD_{SI} составляют: по данным измерений AMSR2 — 9,7 К, стандартное отклонение — 1,2 К; по рассчитанным значениям *PD* с использованием данных Era-Interim — 8,1 К, стандартное отклонение — 1,3 К. Небольшие различия, незначительные вариации как по времени, так и по пространству позволяют использовать фиксированную точку привязки для морского льда, в качестве которой было выбрано среднее значение *PD*_{SI} по данным измерений AMSR2 — 9,7 К.

В то же время как результаты модельных расчётов, так и измерения AMSR2 свидетельствуют о существенной изменчивости ΔPD_W — от 5 до 75 К, — наблюдающейся ежедневно на протяжении всего года. Поэтому в новом методе при оценке сплочённости морского льда вблизи районов открытой воды в формуле (2) используется то значение PD_W , которое измеряет радиометр AMSR2 над открытой водой максимально близко к кромке льда. В глубине ледяных массивов (на расстоянии более 100 км от кромки льда) в качестве точки привязки следует использовать PD_W для сухой безоблачной атмосферы, поскольку влажность атмосферы и водность облаков над морским льдом существенно ниже, чем над водой (Zabolotskikh, Chapron, 2018b). Анализ данных измерений показывает, что максимальные значения PD_W , реализующиеся для такой атмосферы, составляют ~65 К. Поэтому для измерений на расстоянии >100 км от кромки в формуле (2) используются $PD_{W1} = 65$ К. При срабатывании атмосферных фильтров вблизи кромки вместо измеренных значений PD_W берётся заимствованное из алгоритма ASI значение $PD_{W2} = 47$ К.

Кромка морского льда определяется как граница, разделяющая область с радиояркостной температурой вертикально поляризованного излучения морского льда на частоте 6,9 ГГц $T_{6,9}^{V} = 170$ К. Преимущество использования измерений на частотах С-диапазона для разделения льда и воды состоит в том, что коэффициент излучения морского льда близок к единице и практически не зависит ни от типа льда, ни от наличия снега и его свойств. Излучение системы «океан — атмосфера» на частотах данного диапазона почти не зависит от свойств атмосферы. Использование вертикального поляризованного излучения предпочтительнее, поскольку его вариации над водой незначительны: приводный ветер на него влияет существенно меньше, чем на горизонтально поляризованное излучение.

Пороговое значение 170 К также было получено на основании анализа результатов численных расчётов, основанных на данных Era-Interim, и измерений AMSR2 над арктическим регионом. Аналогичный анализ был проведён с целью определения пороговых величин для градиентных соотношений для фильтрации атмосферы с высокими значениями влагозапаса и водозапаса облаков (Cavalieri et al., 1995):

$$GR(36V18V) = \frac{T_{\mathfrak{g}}(36,5V) - T_{\mathfrak{g}}(18,7V)}{T_{\mathfrak{g}}(36,5V) + T_{\mathfrak{g}}(18,7V)},$$
(6)

$$GR(23V18V) = \frac{T_{g}(23,8V) - T_{g}(18,7V)}{T_{g}(23,8V) + T_{g}(18,7V)},$$
(7)

где $T_{\rm g}(18,7{\rm V})$, $T_{\rm g}(23,8{\rm V})$, $T_{\rm g}(36,5{\rm V})$ — вертикально поляризованные радиояркостные температуры микроволнового излучения системы «морской лёд—океан—атмосфера» на частотах 18,7; 23,8 и 36,5 ГГц соответственно. При выполнении условий $GR(36{\rm V}18{\rm V}) > 0,045$ или $GR(23{\rm V}18{\rm V}) > 0,04$ измерение классифицируется как измерение над поверхностью океана, свободной от морского льда.

Верификация метода

Метод расчёта сплочённости морского льда был имплементирован в геоинформационную систему Лаборатории спутниковой океанографии для получения полей сплочённости и их

сравнения с альтернативными продуктами по морскому льду и снимками высокого разрешения (оптическими и PCA), позволяющими диагностировать наличие/отсутствие ледяного покрова. Использовались данные уровня Level 1R, доступные на сервере японского аэрокосмического агентства Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) (https://gportal.jaxa.jp). Наличие дополнительной пары измерений на 89 ГГц (измерения проводятся с удвоенной частотой) позволило картировать морской лёд с разрешением ~3×3 км. Для полосы морской поверхности шириной 3 км вблизи береговой черты расчёт сплочённости не производился из-за влияния суши на измерения. Для 19 следующих ближайших к берегу измерений (пространственное разрешение измерений на каналах на частоте 6,9 ГГц составляет ~60 км, поэтому для полосы вдоль берега шириной ~20 трёхкилометровых пикселей кромка льда не определялась), а также при срабатывании критериев атмосферной фильтрации вблизи кромки льда расчёт сплочённости проводился с использованием фиксированного значения $PD_W = 47$ K.



Рис. 4. Ледяной покров в Кандалакшском заливе 11 апреля 2018 г.: а — среднесуточная поляризационная разница PD в измерениях AMSR2 на 89 ГГц; б — оптическое изображение Aqua MODIS 10:30 Гр.; в — среднесуточное поле сплочённости льда (стандартный продукт университета Бремена); г — среднесуточное поле сплочённости льда, полученное с помощью применения усовершенствованного метода к данным измерений AMSR2

Рисунок 4 иллюстрирует достоинства предложенного подхода при картировании морского льда в Кандалакшском заливе 11 апреля 2018 г. Наличие безоблачного оптического изображения MODIS (см. *рис. 46*) позволяет идентифицировать участок морского льда в зоне A, которому соответствуют пониженные до 30–35 К значения в поле измерений *PD* (см. *рис. 4а*). Поскольку при получении стандартного продукта с помощью алгоритма ASI используется фиксированное значение $PD_W = 47$ К, восстановленные в зоне A значения *SIC* оказываются низкими (~5–15 %) (см. *рис. 46*). Новый метод при расчёте *SIC* использует $PD_W \sim 62-70$ К (значения измерений в окрестности зоны A вблизи кромки льда), поэтому значения *SIC* в зоне оказываются ~70–85 % (см. *рис. 4г*).

Количественная верификация метода была проведена с использованием данных Норвежского метеорологического института. Эти данные представляют собой карты морского льда для региона морей Северо-Европейского бассейна, Карского и Баренцева с указанием градаций сплочённости в нескольких диапазонах, созданные на основе экспертного анализа всех возможных данных высокого разрешения, включая снимки оптического и ИК-диапазона, а также изображения PCA. Рассчитанные путём применения разработанного метода к средне-суточным данным измерений AMSR2 значения *SIC* были сравнены со значениями *SIC* по данным HMИ для девяти месяцев 2017 г. (исключая летний период). Методика сравнения включала в себя присвоение полученным результатам по *SIC* градации от 1 до 6 (1 — вода (0–10 %), 2 — редкий лёд (10–40 %), 3 — разреженный лёд (40–70 %), 4 — сжатый лёд (70–90 %), 5 — сплочённый лёд (90–100 %), 6 — припай (100 %)) и попиксельное сравнение *SIC*_{AMSR2} и *SIC*_{HMИ} после пересчёта *SIC*_{AMSR2} на сетку HMИ. Усреднённая за 9 мес измерений ошибка метода составила 4,2 % по сравнению с 7,3 % при использовании стандартного продукта ASI.

Заключение

Разработан усовершенствованный метод определения сплочённости ледяного покрова в Арктике по данным измерений AMSR2 на частоте 89 ГГц. Метод основан на результатах физического моделирования T_{g} микроволнового излучения системы «лёд – океан – атмосфера» и анализе полей измерений AMSR2 в арктическом регионе. Ключевой особенностью метода является использование переменных значений точки привязки морской воды (PD_{W}), зависящих от того, как далеко от кромки льда восстанавливается сплочённость. Использование нового метода в области сухих атмосфер (центральная Арктика, зимние условия) приводит к увеличению восстанавливаемых значений сплочённости, получению более сплочённой кромки льда и диагностике льда в тех областях, где альтернативные методы демонстрируют его отсутствие. И наоборот, в области влажных/облачных атмосфер (летние условия) применение нового метода ведёт к восстановлению более разреженной кромки и диагностике отсутствия льда в тех областях, где альтернативные кромки и диагностике отсутствия льда в тех областях, где альтернативные кромки и диагностике отсутствия льда в тех областях, где альтернативные кромки и диагностике отсутствия льда в тех областях, где альтернативные методы демонстрируют

Численная верификация метода с использованием данных Норвежского метеорологического института для региона морей Северо-Европейского бассейна, Карского и Баренцева для условий отсутствия активного таяния подтвердила работоспособность метода и возможность его использования при оперативном мониторинге ледяного покрова Арктики.

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

Литература

- 1. Смирнов В. Г. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. СПб.: ААНИИ, 2011. 240 с.
- 2. 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 // Исследование Земли из космоса. 2014. № 2. С. 35–43.
- 3. *Тихонов В. В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Репина И.А., Комарова Н. Ю.* Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов: Обзор // Исследование Земли из космоса. 2016. № 4. С. 65–84.
- 4. Шалина Е. В., Бобылев Л. П. Изменение ледовых условий в Арктике согласно спутниковым наблюдениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 28–41.
- Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L. T. Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice // J. Geophysical Research. 2007. V. 112. Iss. C8. DOI: 10.1029/2006JC003543.
- 6. *Cavalieri D. J., Germain K. M. S., Swift C. T.* Reduction of weather effects in the calculation of sea-ice concentration with the DMSP SSM/I // J. Glaciology. 1995. V. 41. Iss. 139. P. 455–464.

- 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.
- 8. *Comiso J. C.* Sea Ice Concentration and Extent // Encyclopedia of Remote Sensing / ed. E. G. Njoku. N.Y.: Springer, 2014. P. 727–743.
- 9. 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.
- Ivanova N., Johannessen O. M., Pedersen L. T., Tonboe R. T. Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2014. V. 52. Iss. 11. P. 7233–7246.
- 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.
- 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. Iss. 5. P. 526–537.
- Kern S., Kaleschke L., Clausi D.A. A comparison of two 85-GHz SSM/I ice concentration algorithms with AVHRR and ERS-2 SAR imagery // IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 2003. V. 41. Iss. 10. P. 2294–2306.
- 14. *Markus T.*, *Cavalieri D.J.* An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm // IEEE Trans. Geoscience. Remote Sensing. 2000. V. 38. Iss. 3. P. 1387–1398.
- 15. *Meier W. N.* Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic peripheral seas // IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 2005. V. 43. Iss. 6. P. 1324–1337.
- 16. 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. 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. Iss. 10. P. 1479–1487.
- 18. *Teleti P. R., Luis A. J.* Sea Ice Observations in Polar Regions: Evolution of Technologies in Remote Sensing // Intern. J. Geosciences. 2013. V. 4. Iss. 7. P. 1031–1050.
- 19. Zabolotskikh E. V., Chapron B. (2018a) New Geophysical Model Function for Ocean Emissivity at 89 GHz Over Arctic Waters // IEEE Geoscience Remote Sensing Letters. 2018. DOI: 10.1109/LGRS.2018.2876731.
- Zabolotskikh E. V., Chapron B. (2018b) Atmospheric Integrated Water Parameters in the Arctic: Seasonal Variability and Influence on the AMSR2 Measured Microwave Radiation of the Sea Ice-Atmosphere System // Proc. IGARSS'2018. 2018. P. 3035–3038.
- 21. Zabolotskikh E. V., Mitnik L. M., Chapron B. An Updated Geophysical Model for AMSR-E and SSMIS Brightness Temperature Simulations over Oceans // Remote Sensing. 2014. V. 6. Iss. 3. P. 2317–2342.

Advanced method for sea ice concentration retrieval from satellite microwave radiometer measurements at frequencies near 90 GHz

E. V. Zabolotskikh¹, E. A. Balashova¹, B. Chapron^{2,1}

¹ Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 195196, Russia E-mail: liza@rshu.ru
² French Research Institute for Exploitation of the Sea, Brest, France E-mail: bertrand.chapron@ifremer.fr

An advanced method for sea ice concentration retrieval from satellite microwave radiometer measurements at frequencies near 90 GHz is presented. The method is based on the new approach for the determination of the tie points — the polarization differences (*PD*) of the brightness temperatures (T_B) of the ocean-atmosphere system (PD_W) and the sea ice-atmosphere system microwave radiation (PD_{SI}). The approach is based on the results of physical modeling of the sea ice – ocean – atmosphere T_B and the analysis of the measurements of the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) in the Arctic region. The T_B simulation is carried out for the whole ranges of the Arctic atmospheric conditions and sea ice and ocean parameters. The method of sea ice concentration (SIC) retrieval uses PDin measurements on the vertical and horizontal polarization at the frequency of 89 GHz and the values of tie points over the ice-free sea surface and over the sea ice. The range of PD_W and PD_{SI} variability is analyzed basing on the AMSR2 measurement data and the results of T_B model calculations. The advancement of the method as compared to those traditionally used is the use of variable PD_W values depending on how far from the sea ice edge is the pixel for which C is estimated. The method was tested using the maps of the Norwegian Meteorological Institute (NMI) for the Northeren, Kara and Barents seas. The error of SIC estimation, calculated using the new method, turned out to be 4.2 %, which is almost two times lower than the error of the standard product of the University of Bremen, calculated using the same verification data set.

Keywords: sea ice, sea ice concentration, Arctic, satellite passive microwave radiometers, brightness temperatures, AMSR2, polarization difference, physical modeling

Accepted: 06.02.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-4-233-243

References

- 1. 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.
- Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskiy D.A., Komarova N.Yu., Novyi algoritm vosstanovleniya splochennosti morskogo ledyanogo pokrova po dannym passivnogo mikrovolnovogo zondirovaniya (A new algorithm for sea ice concentration retrieval from passive microwave remote sensing), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2014, No. 2, pp. 35–43.
- 3. Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Yu., Sputnikovaya mikrovolnovaya radiometriya morskogo l'da polyarnykh regionov: Obzor (Satellite microwave radiometry of the polar region sea ice. Review), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2016, No. 4, pp. 65–84.
- 4. Shalina E. V., Bobylev L. P., Izmenenie ledovykh uslovii v Arktike soglasno sputnikovym nablyudeniyam (Changes in the Arctic sea ice conditions by satellite observations), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2017, Vol. 14, No. 6, pp. 28–41.
- Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L. T., Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice, *J. Geophysical Research*, 2007, Vol. 112, No. C8, DOI: 10.1029/2006JC003543.
- 6. Cavalieri D.J., Germain K.M.S., Swift C.T., Reduction of weather effects in the calculation of sea-ice concentration with the DMSP SSM/I, *J. Glaciology*, 1995, Vol. 41, No. 139, pp. 455–464.
- 7. 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.
- 8. Comiso J. C., Sea Ice Concentration and Extent, *Encyclopedia of Remote Sensing*, E. G. Njoku (ed.), New York: Springer, 2014, pp. 727–743.
- 9. 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.
- Ivanova N., Johannessen O. M., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2014, Vol. 52, No. 11, pp. 7233–7246.
- 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.
- 12. 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.
- 13. Kern S., Kaleschke L., Clausi D.A., A comparison of two 85-GHz SSM/I ice concentration algorithms with AVHRR and ERS-2 SAR imagery, *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing*, 2003, Vol. 41, No. 10, pp. 2294–2306.
- 14. Markus T., Cavalieri D.J., An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm, *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing*, 2000, Vol. 38, No. 3, pp. 1387–1398.

- 15. Meier W. N., Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic peripheral seas, *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing*, 2005, Vol. 43, No. 6, pp. 1324–1337.
- Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, J. Geophysical Rearch: Oceans 1978–2012, 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.
- 18. Teleti P.R., Luis A.J., Sea Ice Observations in Polar Regions: Evolution of Technologies in Remote Sensing, *Intern. J. Geosciences*, 2013, Vol. 4, No. 7, pp. 1031–1050.
- 19. Zabolotskikh E.V., Chapron B. (2018a), New Geophysical Model Function for Ocean Emissivity at 89 GHz Over Arctic Waters, *IEEE Geoscience Remote Sensing Letters*, 2018, DOI: 10.1109/LGRS.2018.2876731.
- Zabolotskikh E. V., Chapron B. (2018b), Atmospheric Integrated Water Parameters in the Arctic: Seasonal Variability and Influence on the AMSR2 Measured Microwave Radiation of the Sea Ice-Atmosphere System, *Proc. IGARSS'2018*, 2018, pp. 3035–3038.
- 21. Zabolotskikh E. V., Mitnik L. M., Chapron B., An Updated Geophysical Model for AMSR-E and SSMIS Brightness Temperature Simulations over Oceans, *Remote Sensing*, 2014, Vol. 6, No. 3, pp. 2317–2342.