

УДК: 551.501.795

ОБЗОР МЕТОДОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ МИКРОВОЛНОВЫХ РАДИОМЕТРОВ

© 2019 г. Е. В. Заболотских

*Российский государственный гидрометеорологический университет
Россия, 195196, г. Санкт-Петербург, Малоохтинский проспект, д. 98
E-mail: liza@rshu.ru*

Поступила в редакцию 12.04.2018 г.
После доработки 31.05.2018 г.

Мониторинг параметров ледяного покрова с использованием данных долгопериодных измерений спутниковых микроволновых радиометров дает возможность делать количественные оценки климатических изменений. Эти оценки, однако, зависят от используемых методов интерпретации спутниковых данных. В работе представлен обзор методов восстановления параметров морского ледяного покрова по данным измерений спутниковых микроволновых радиометров. Анализ физики формирования микроволнового излучения над морским льдом и его переноса в атмосфере дает возможность определить основные источники погрешностей в работе методов и классифицировать методы по типу используемых подходов. Сформулированы базовые принципы, лежащие в основе методов, используемые допущения и приближения, а также, анализ верификационных данных, на основе которых проводилась проверка их работы. Рассмотрены используемые в методах погодные фильтры для идентификации областей океана, свободных от морского льда. Приведен сравнительный анализ достоинств и ограничений основных современных методов восстановления сплоченности морского льда по данным измерений таких спутниковых микроволновых радиометров, как радиометры серий Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) и Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR). Представлен обзор спутниковых продуктов, созданных на основе данных SSM/I, AMSR-E и AMSR2, и имеющихся интернет-ресурсов с оперативными и архивными данными по сплоченности ледяного покрова.

Ключевые слова: методы восстановления сплоченности морского льда, спутниковые микроволновые радиометры, система морской лед – океан – атмосфера, радиояркие температуры, физическое моделирование, спутниковые продукты

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-3515531128-151>

ВВЕДЕНИЕ

Мониторинг параметров ледяного покрова с использованием данных долгопериодных спутниковых измерений позволяет количественно оценивать происходящие в последние годы изменения климата [1]. Регулярное картирование ледяного покрова возможно лишь при помощи спутниковых измерений, среди которых измерения сканирующих многоканальных микроволновых (СВЧ) радиометров выделяются возможностью количественно восстанавливать сплоченность морского льда независимо от облачности и времени суток [2]. Мониторинг климатических изменений характеристик морского льда с использованием данных измерений микроволновых радиометров возможен благодаря их широкому пространственному охвату,

регулярности и длительности хорошо калиброванных измерений [3]. Благодаря технологическому прогрессу в области разработки сверхчувствительных приемников микроволнового излучения и современных средств высокоточной инструментальной калибровки интерпретация этих измерений позволяет с высокой степенью достоверности судить о тенденциях климата [4]. При этом получение значимых долговременных трендов климатических переменных, в том числе и параметров ледяного покрова, требует постоянных усилий инженеров и исследователей, направленных на калибровку и интеркалибровку спутниковых инструментов [5].

Из-за полярного усиления Арктика является главным индикатором глобальных климатических изменений [6, 7], поэтому изучение сезон-

ной и многолетней изменчивости арктического морского льда представляет собой одну из важнейших задач, решение которой позволяет корректно оценивать эти изменения [8]. Несмотря на различия в методах восстановления сплоченности (площади) и толщины льда по спутниковым данным, уменьшение площади и объема арктического морского льда в последние десятилетия подтверждено многочисленными исследованиями [9–12]. Подробный обзор работ, посвященных изучению долговременных климатических изменений морского льда в Арктике по данным спутниковых микроволновых измерений, представлен, например, в работе [9].

Картирование ледяного покрова используется не только для климатических исследований. Оно необходимо для обеспечения ледовыми картами транспортного морского судоходства и нефте-газодобывающих компаний. Традиционно для этих целей используются, главным образом, данные высокого пространственного разрешения — измерения радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА), снимки инфракрасного (ИК) и оптического диапазонов [13]. Однако, данные РСА нерегулярны, и часто дороги, а видимые и ИК изображения ледяного покрова недоступны в условиях постоянной облачности в Арктике. Поэтому задача оперативного получения точной информации о состоянии ледяного покрова по данным микроволновых радиометров, пусть и не столь высокого разрешения, остается актуальной по сей день, несмотря на большое количество уже существующих методов восстановления сплоченности ледяного покрова. Причиной того, что карты сплоченности морского льда, или его концентрации (термин, использующийся в англоязычной литературе), по данным пассивных микроволновых измерений не используются при обеспечении ледового плавания, является не столько низкое пространственное разрешение, сколько низкая точность методов в условиях, при которых сплоченность льда (C) далека от 100% [14]. Кромка морского льда, плавучие льды ($C < 50\%$) — это те области, для которых результаты применения алгоритмов восстановления C очень сильно различаются даже в безоблачных условиях при отсутствии сезонного таяния/замерзания [15]. Задача данного обзора — дать представление об основных методах восстановления сплоченности и типов арктического морского льда по данным измерений спутниковых микроволновых радиометров, представленных в литературе, и их отличитель-

ных особенностях, а также, о существующих спутниковых продуктах по параметрам ледяного покрова, распространяемых международными центрами обработки и хранения спутниковых данных. Отдельное внимание в обзоре уделено способам проверки работы различных алгоритмов, поскольку этот вопрос заслуживает отдельного обсуждения. В случае интерпретации измерений микроволновых радиометров речь идет о разрешении в десятки и сотни квадратных километров. А при верификации чаще всего используются спутниковые данные более высокого пространственного разрешения (например, снимки РСА), оценки сплоченности по которым имеют свои погрешности [2, 16, 17]. Обзор начинается с краткой истории развития методов восстановления параметров ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров. Представлен также раздел, посвященный физическим основам методов, который предваряется обзором публикаций, содержащих данные экспериментальных и теоретических исследований излучательных характеристик морского льда и океана в микроволновом диапазоне. Для понимания главных принципов работы методов выполнено моделирование радиояркостных температур ($T_{я}$) микроволнового излучения системы морской лед — океан — атмосфера для диапазонов атмосферных условий и параметров морского льда и океана, характерных для Арктики. Результаты анализа модельных значений $T_{я}$ используются в разделе, посвященном описанию основных методов и источников погрешностей в работе алгоритмов. Отдельный раздел дает представление о существующих на сегодняшний день ресурсах спутниковых продуктов по морскому льду, полученных на основе использования данных микроволновых радиометров. Завершает обзор заключение, обобщающее современное состояние исследований, посвященных пассивному микроволновому зондированию морского льда.

Отметим, что обзор таких исследований в том или ином виде, представлен в целом ряде отечественных и зарубежных работ: [2, 9, 13, 17–20]. Особо следует отметить работы ученых из московских Института космических исследований РАН и Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, а также, Арктического и антарктического института (ААНИИ) Санкт-Петербурга. Отличие данного обзора от представленных заключается в сравнительном анализе особенностей рассматриваемых методов и увязке погрешностей с физическими

причинами, лежащими в основе некорректной работы алгоритмов. Задачей данной работы является развитие понимания объективных ограничений, присущих методам спутниковой пассивной микроволновой радиометрии применительно к восстановлению параметров морского льда в Арктике.

1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МЕТОДОВ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ МИКРОВОЛНОВЫХ РАДИОМЕТРОВ

Стремительный прогресс в области разработки алгоритмов восстановления сплоченности морского льда по данным спутниковых микроволновых радиометров начался с запуска в 1978 г. микроволновых радиометров Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) на спутниках Seasat-A и Nimbus-7 [21, 22]. Именно первые калиброванные измерения SMMR послужили началом построения долговременных климатических рядов по протяженности и площади ледяного покрова в Арктике. Вопросы разработки и калибровки радиометрической аппаратуры имеют непосредственное отношение к реализации возможностей спутниковой микроволновой радиометрии по решению задач оценки геофизических параметров, включая параметры ледяного покрова [4]. Продолжаются и работы по калибровке данных измерений российского микроволнового радиометра Модуль Температурно-Влажностного Зондирования Атмосферы (МТВЗА-Гя) со спутников серии "Метеор-М" [23], результаты работы которого в настоящее время усваиваются в модель численного прогноза погоды Гидрометцентра России [24]. Данные МТВЗА-Гя также использовались для анализа свойств ледяного покрова Арктики и Антарктики [25]. До 2021 г. планируется запуск нескольких новых спутников серии "Метеор-М" с МТВЗА-Гя, данные измерений которых можно будет использовать для картирования ледяного покрова. К несомненным достоинствам МТВЗА-Гя следует отнести комбинацию в одном приборе каналов сканера и зондировщика, что открывает дополнительные возможности для изучения параметров атмосферы над морским льдом [23].

Новый этап развития инструментальной калибровки привел к тому, что с запуском спутникового радиометра Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) в 1987 году начался настоящий

переворот в развитии спутниковых пассивных микроволновых методов [26]. Данные радиометров SSM/I со спутников серии Defense Meteorological Satellite Program (DMSP), в дополнение к которым появились, начиная с 2003 г. приборы Special Sensor Microwave Imager and Sounder (SSMIS), сегодня являются наиболее востребованными при изучении изменений климата. Во-первых, из-за самой большой длительности однородных измерений, а во-вторых, из-за калибровки и интеркалибровки ряда измерений, проводимой на регулярной основе в крупнейшем мировом центре обработки спутниковых данных Remote Sensing Systems (RSS – <http://remss.com>).

Для характеристик каналов измерений SSM/I и SMMR были созданы методы восстановления сплоченности, модифицированные версии которых сегодня используются в оперативных центрах обработки, хранения и распространения спутниковых данных: NASA Team алгоритм (NT) [21], алгоритм Bootstrap [27], улучшенная версия NT (NT2) [28], алгоритм NORSEX [22], алгоритм Svendsen (SVE) [29] и его модификация немецкими учеными [30]. Помимо основных алгоритмов, был создан и ряд других, которые, как правило, представляют собой их модифицированные версии. Так, алгоритмы Bristol [31] и TUD [32] – модифицированные версии Bootstrap, SEA LION – вариант алгоритма ASI для однолетнего льда Антарктики [33, 34]. Очередной этап в усовершенствовании методов был связан с запуском в 2002 г. японского сканирующего микроволнового радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observing System (AMSR-E) на спутнике Aqua [35]. Улучшенная система калибровки и более высокое, чем у SSM/I, пространственное разрешение [36] стимулировали исследования, направленные на повышение эффективности методов восстановления сплоченности морского льда [37–39].

Многочисленные исследования, посвященные анализу точности восстановления сплоченности, свидетельствуют о том, что результаты применения различных методов в районе кромки льда (при сплоченностях от 15 до 70%), а также, над сплоченным льдом в сезон замерзания и таяния могут различаться на 50–100% [15, 14, 17, 40, 41, 20]. Причины таких различий лежат в сложности учета всего многообразия условий, складывающихся в системе морской лед – океан – атмосфера и неизбежных ошибках, сопровождающих построение алгоритма

при принятии тех или иных допущений и упрощений [42]. Так, распространенной практикой при разработке методов является использование так называемых точек привязки. Точки привязки представляют собой характеристики излучения для predetermined типов поверхности. Это могут быть как $T_{я}$, так и функции $T_{я}$ на разных каналах измерений, или коэффициенты излучения отдельных типов льда и свободной ото льда морской поверхности. Использование фиксированных значений для точек привязки ведет к погрешностям, поскольку в реальности они изменчивы, и на их значения влияют тип льда и его свойства, наличие снежного покрова и его параметры, а также, свойства атмосферы [13].

Ряд методов восстанавливают не только общую сплоченность морского льда, но и частную сплоченность (C отдельных типов льда), разделяя льды с явно различными характеристиками (например, однолетний и многолетний лед, начальные формы льда) – NT, NORSEX, ECICE [21, 22, 43].

Методы восстановления сплоченности различаются также по пространственному разрешению. С ростом частоты канала улучшается и пространственное разрешение измерений, поскольку горизонтальное разрешение определяется диаграммой направленности антенны, пропорциональной λ/D , где λ – длина волны излучения, D – диаметр антенны [44]. Методы, использующие измерения на частотах К, Ku и Ka диапазона, обладают средним разрешением (~20–30 км), в то время как на основе методов, использующих высокочастотные измерения (вблизи 90 ГГц: 85 ГГц для радиометров SSM/I, SSMIS, 89 ГГц для радиометров серий AMSR), возможно построение карт ледяного покрова с разрешением $\sim 3 \times 3$ км. Возможность достижения такого высокого пространственного разрешения обусловлена наличием дополнительных рупоров антенны для высокочастотных каналов инструментов серии AMSR [36].

Достижение такого высокого разрешения сопровождается существенным увеличением влияния параметров влагосодержания атмосферы на погрешность оценки C . Дополнительным источником ошибок является приводный ветер, меняющий излучательные характеристики морской поверхности [45]. Эти атмосферные факторы, увеличивающие $T_{я}$ системы, ведут к появлению ошибочных значений ненулевой сплоченности льда там, где его на самом деле нет. Использование так называемых погодных

фильтров – пороговых значений для функций $T_{я}$ – позволяет определить области ошибочно идентифицированных C и принудительно задать $C = 0\%$ [21].

Многообразие факторов, которые необходимо учитывать при восстановлении сплоченности морского льда, неудовлетворительная/противоречивая работа методов в сложных погодных условиях, в межсезонье, в условиях кромки и т. п., являются причиной того, что несмотря на обилие алгоритмов, развитых еще в прошлом веке, по сей день продолжается работа по их модернизации, улучшению, а также, по разработке новых методов, использующих принципиально новые подходы. Среди направлений развития методов можно выделить: а) использование динамических точек привязки (например, алгоритм ECICE (Environment Canada's Ice Concentration Extractor) [43], алгоритм CalVal [46]), б) использование дополнительных данных ре-анализов или оперативных анализов для более корректного учета атмосферных эффектов (алгоритм OSI SAF [47]), и в) создание гибридных алгоритмов, основанных на применении разных методов для разных условий [40].

В основе алгоритмов восстановления сплоченности лежат различия в градиентных и поляризационных соотношениях измерений на различных каналах радиометра над морским льдом и открытыми районами океана. При определении сплоченности может быть использован как кластерный анализ функций этих соотношений, так и линейный подход. Российские исследователи в 2013–2015 гг. также создали алгоритмы VASIA и VASIA2 (Variation Arctic/Antarctic Sea Ice Algorithm) [48–50], в основе которых лежат результаты теоретического моделирования излучения системы "морская поверхность – ледяной покров – снежный покров – атмосфера". Алгоритм аналогичен подходу, описанному в алгоритме ECICE [43]. Главное отличие состоит в использовании результатов теоретического моделирования коэффициентов излучения ϵ для широкого диапазона состояний морского льда [51] вместо фиксированных экспериментальных значений ϵ .

Поскольку от определения точек привязки существенно зависит эффективность методов, следующие 2 раздела посвящены анализу опубликованных данных по характеристикам излучения морского льда и морской воды.

2. ИЗЛУЧАТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРСКОГО ЛЬДА

Микроволновые свойства морского льда зависят от частоты излучения и физических характеристик льда, которые, в свою очередь, определяются типом льда, историей формирования поверхности (кристаллической структурой и соленостью), ее шероховатостью и температурой. Существует большое разнообразие типов льда, классификация которых в наиболее полном виде представлена в номенклатуре ВМО морских льдов, которая постоянно уточняется и дополняется [52]. Возможности средств дистанционного зондирования по определению типов льда ограничены и существенно зависят от типа зондирования и пространственного разрешения инструментов. В работе специалистов ААНИИ [16] выделяются некоторые виды льда из международной номенклатуры, наблюдения за которыми успешно осуществляются дистанционными методами. На практике исследователи часто не используют единую терминологию в соответствии с международной номенклатурой. Так, например, в зарубежных публикациях по спутниковому пассивному микроволновому зондированию морского льда чаще всего используют термины "однолетний" (англ. First Year) и "многолетний" (англ. Multi-Year), различая лед, образовавшийся в текущем году, и лед, переживший зиму. Это связано с тем, что основное различие в электромагнитных свойствах морского льда вносят характеристики раствора соли и пузырьков воздуха между кристаллами льда. Однолетний лед во всей толщине содержит много соляных карманов и мало пузырьков воздуха, в то время как у многолетнего льда в верхнем слое находится много воздушных пузырьков, а соляные карманы расположены в нижних слоях, мало влияющих на излучение [53]. Российские ледовые эксперты под термином "многолетний" понимают старый лед (лед с возрастом более 2-х лет) толщиной d более 3 м, а под термином "однолетний" — морской лед, просуществовавший не более одной зимы, толщиной от 30 см до 2 м. Для только что образовавшегося льда используется термин "начальные виды льда" (англ. New), объединяющий ледяное сало, ледяные иглы, снежуру и шугу. Нилас (англ. Nilas) — это следующий по толщине тип льда с $d < 10$ см. Блинчатый лед (англ. Pancake) — пластины льда круглой формы от 30 см до 3 м в диаметре с $d < 10$ см. Молодой лед (англ. Young) — лед в переходной стадии от ниласа

до однолетнего льда в его международной номенклатуре, толщиной $10 \text{ см} < d < 30 \text{ см}$.

При быстром формировании ледяного покрова кристаллы льда захватывают рассол и он остается во льду в виде солевых ячеек; при медленном замерзании образующийся лед близок к пресноводному [13]. Результаты теоретических расчетов коэффициента излучения однолетнего льда показывают, что для микроволновой радиации он практически непрозрачен уже на глубине порядка $\lambda/6$, где λ — длина волны излучения [54]. Это означает, что микроволновое излучение однолетнего льда формируется тонким поверхностным слоем не больше 1 см и не зависит от толщины. С другой стороны, экспериментальные данные свидетельствуют о радиоярких контрастах между только что образовавшимся, молодым и однолетним льдами [55, 56]. Для молодого льда характерно наличие поверхностного рассола, излучательные свойства которого — это свойства соленой воды. Данное обстоятельство затрудняет идентификацию молодого льда по данным микроволновых радиометров [57]. С другой стороны, диэлектрические свойства этого поверхностного рассола коррелируют с толщиной льда, поскольку рассол образуется в процессе его формирования, что дает возможность определять толщину молодого льда микроволновыми методами [58–60]. Однако, поскольку замерзание/таяние такого насыщенного соленого раствора происходят при низких температурах воздуха, излучательные свойства молодого льда с таким рассолом на поверхности очень изменчивы и подвержены влиянию метеорологических условий [60, 61].

Меняет излучательные свойства поверхности и снег. Если он выпадает на поверхность моря с температурой ниже нуля, он пропитывается морской водой и способствует ее замерзанию (образуется так называемая снежура). Выпавший на поверхность льда снег рассеивает излучение льда и формирует собственное излучение. Характеристики обоих процессов сильно зависят от влажности снега, его плотности и частоты излучения [62]. Сухой снег на поверхности морского льда рассеивает излучение от нижележащего льда, что ведет к уменьшению эффективного излучения поверхности. Чем выше частота, тем сильнее рассеивающие свойства сухого снега, что дает возможность определять толщину сухого снега по величине градиентных соотношений в измерениях в Ku- и Ka-диапазонах [63]. В ряде работ проводится теоретическое моделирование излучательных характеристик многослойной

системы морской лед – снежный покров и анализируется влияние свойств снежного покрова на результирующий коэффициент излучения для разных типов морского льда [64, 65]. В работе [14] показано, что вариации сплоченности ледяного покрова, восстановленной по данным спутниковых микроволновых измерений в областях центральной Арктики со сплошным ледяным покровом вызваны не чем иным, как вариациями характеристик снега. Более того, авторы делают вывод о влиянии долговременных трендов в параметрах атмосферы и, соответственно, снежного покрова, на расчетные тренды в площади и протяженности ледяного покрова.

В работе [51] представлена электродинамическая модель излучения арктического ледяного покрова, разработанная с учетом физических и структурных характеристик снега и льда. Данная модель использована российскими исследователями при разработке метода восстановления сплоченности морского льда российскими исследователями [48, 49]. Однако чаще всего при разработке методов используются результаты экспериментальных исследований, несмотря на то, что последние немногочисленны и всегда получены для конкретных условий: для определенных типов льда, состояний снежного покрова, сезона, региона и т. д.

Исторически первые измерения коэффициентов излучения (ϵ) морского льда проводились в рамках специально организованных самолетных экспериментов. Самолетные измерения радиометров в мае 1967 и июне 1970 гг. в районе Аляски подтвердили существование сильных радиояркостных контрастов между морским льдом и водой и наличие двух типов морского льда в Арктике с разными радиометрическими свойствами на частотах 19–37 ГГц [66]. Впервые было сформулировано различие в электромагнитных свойствах однолетнего (FY, от англ. First Year) и многолетнего (MY, от англ. Multi-Year) морских льдов: на частотах ν ниже 40 ГГц излучение FY льда практически не зависит от ν , а излучение MY льда с ν уменьшается.

Весной 1977 г. Naval Research Laboratory провела серию экспериментов по измерению коэффициентов излучения различных типов льда в надир в Гренландском море для широкого диапазона ν от 14 до 90 ГГц [67]. Анализ результатов измерений позволил сформулировать ряд важных выводов, некоторые из которых подтверждаются и в последующих работах. 1) Коэффициент излучения многолетнего (MY) льда ϵ_{MY} уменьшается с частотой до 31 ГГц (с 0.9

до 0.8), а затем остается без изменений или слегка увеличивается. На 90 ГГц ϵ_{MY} составляет порядка 0.81 ± 0.04 . 2) Коэффициент излучения однолетнего (FY) льда ϵ_{FY} выше, чем у всех остальных наблюдаемых типов льда, составляет около 0.95 ± 0.03 и практически не зависит от ν . 3) Коэффициент излучения молодого (Y, от англ. Young) льда ϵ_Y ниже, чем ϵ_{FY} , составляет $0.91–0.94$, слегка увеличиваясь с частотой. 4) Коэффициент излучения начальных форм льда (N, от англ. New) ϵ_N ниже, чем у молодого льда, составляет $0.85–0.92$, растет с ν .

Самолетные измерения радиометров в рамках программы Norwegian Remote Sensing Experiment (NORSEX) в сентябре–октябре 1979 г. над кромкой морского льда к северо-западу от Шпицбергена позволили задокументировать значения коэффициентов вертикально (V, от англ. Vertical) и горизонтально (H, от англ. Horizontal) поляризованного излучения однолетнего и многолетнего льда под углом 50° к надиру для частот 4.9, 10.4, 21, 36 и 94 ГГц [68].

Позднее обширная серия измерений характеристик морского льда под тем же углом была проведена в разные сезоны года в рамках программы Marginal Ice Zone Experiment (MIZEX) в районе пролива Фрама [69, 70]. Результаты этих измерений в целом согласуются с выводами более ранних исследований, за исключением того, что авторы [69] рассматривают новый тип многолетнего льда – подтопленный многолетний лед (в международной номенклатуре отсутствует), свойства которого в прикромочной ледовой зоне за счет подтопления и проникания морской воды в верхние слои льда оказываются близки к свойствам однолетнего льда. В этом случае разделить однолетний и многолетний лед не представляется возможным. Кроме того, значения коэффициентов излучения для начальных видов льда оказались ниже: $\epsilon_{Ni}^H = 0.5–0.85$, $\epsilon_{Ni}^V = 0.7–0.89$ для ниласа (Ni от англ. Nilas), $\epsilon_P^H = 0.63–0.75$, $\epsilon_P^V = 0.75–0.85$ для блинчатого льда (P от англ. Pancake). Для однолетнего льда толщиной более 30 см были получены значения $\epsilon_{FY}^H = 0.85–0.87$, $\epsilon_{FY}^V = 0.9–0.91$. Летние условия, приводящие к появлению влажного слоя снега или льда на поверхности приближают электромагнитные свойства многолетнего льда к свойствам однолетнего. Это подтверждено независимыми измерениями ϵ_{MY} в летний период в разных частях Арктики [71, 72].

Серия более поздних экспериментов в 90-е годы прошлого века частично подтвердила основ-

ные выводы ранних работ: коэффициенты излучения толстых однолетних льдов близки к 1 и уменьшаются по мере старения льда (вытекания рассола из соляных карманов) на частотах вблизи 90 ГГц [73].

Самолетные измерения коэффициентов излучения льда ϵ крайне ограничены по пространственному и временному охвату, зато расчет атмосферной коррекции, как правило, отличается высокой точностью, поскольку основывается на прямых измерениях метеорологических параметров [67, 71, 73]. Определение ϵ по данным спутниковых радиометров всегда сопровождается существенными ошибками, связанными с отсутствием информации по параметрам атмосферы для корректного определения ее вклада в результирующее излучение системы. Например, в работе [74] исследуются эффективные коэффициенты излучения по данным SMMR, под которыми подразумеваются отношения измеренных T_y к температуре поверхности, а коррекция на атмосферу не проводится вовсе. А в исследовании [75] карты ϵ получаются на основе использования данных European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) для расчета характеристик атмосферного поглощения и излучения. Стоит отметить, что данные анализа и реанализа как по параметрам атмосферы, так и по температуре поверхности снега и льда отличаются существенными ошибками, которые влияют на погрешности расчета коэффициентов излучения поверхности. В случае использования данных ИК радиометров по температуре поверхности (ТП) к источникам погрешностей определения ϵ добавляется градиент температуры в поверхностном слое. ИК радиометры измеряют ТП поверхностного слоя, и в весенне-летний период, когда профиль температуры снега и льда отличается изотермичностью, эти погрешности относительно невелики [76]. Однако, в зимний период температурный градиент может служить причиной существенного завышения ϵ [54].

Резюмируя обзор работ по изучению микроволновых коэффициентов излучения морской льда, можно сделать следующие выводы:

– морской лед в Арктике представляет собой сложную многослойную систему, электромагнитные характеристики которой зависят от типа и структуры льда, наличия и свойств снежного покрова, истории формирования поверхности и пр.;

– модели коэффициента излучения системы морской лед – снег позволяют рассчитывать ϵ для широкого диапазона параметров снега и льда, однако практическое применение этих моделей ограничено отсутствием информации по данным параметрам;

Надежные экспериментальные измерения ϵ ограничены и не дают представления о детальной картине пространственно-временной изменчивости излучательных характеристик всех типов морского льда для всех частот и углов зондирования. Однако для некоторых типов льда определенная систематизация результатов экспериментальных исследований возможна:

– максимальным и практически не зависящим от частоты в диапазоне 1–100 ГГц коэффициентом излучения, близким к 1, обладают однолетние (FY) льды;

– излучение молодых (Y) льдов ниже, чем FY, а начальных форм льда (N) ниже, чем Y, увеличивается с частотой ν ;

– излучение многолетнего (MY) льда ниже, чем FY, существенно зависит от ν (уменьшается с ν и может достигать значений, близких к излучению открытой воды) и параметров снежного покрова.

– все типы льда на углах, близких к 50° , демонстрируют низкую поляризованность излучения: коэффициенты излучения на вертикальной поляризации V лишь незначительно превышают коэффициенты излучения на горизонтальной поляризации H.

3. ИЗЛУЧАТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТКРЫТОЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Микроволновое излучение гладкой морской поверхности определяется диэлектрической проницаемостью морской воды и зависит от температуры и солености [77]. При наличии ветра ϵ становится функцией ветра в приповерхностном слое атмосферы. Спокойная морская поверхность характеризуется сильно поляризованным излучением. Под воздействием ветрового напряжения поляризованность излучения ослабевает [78, 79]. Физическое моделирование зависимости ϵ океана от приводного ветра (геофизической модельной функции ГМФ) представляет собой сложную задачу, решение которой требует моделирования изменений структуры поверхности под воздействием ветра [80] и расчета ϵ моря в состоянии ветрового волнения

путем параметризации среднеквадратичного наклона крупномасштабного волнения, доли пенных образований и среднеквадратичной высоты мелкомасштабного волнения [81]. Адекватное описание пены представляет значительные трудности в связи с нестабильностью состояния морской поверхности и разнообразием пенных образований [82]. Тем не менее, моделирование ее излучательных характеристик интенсивно развивается в последние годы [83–86], позволяя строить ГМФ. Практическое использование теоретических ГМФ ограничено использованием большого количества допущений и параметризаций.

Альтернативный подход для построения ГМФ – эмпирическая параметризация ветровой зависимости ϵ . Применение данного подхода требует надежных и статистически достоверных измерений изменений T_y в ответ на ветровой сигнал при разных углах излучения, температурах поверхности, и значениях солености морской воды [87]. Богатый экспериментальный материал по сопутствующим измерениям ветра и характеристик электромагнитного излучения, накопленный за последние годы, кардинально изменил представления о радиометрических ГМФ на частотах 1–100 ГГц. Общей характеристикой ГМФ 70-х–90-х гг. прошлого века является низкая чувствительность сигнала к ветру на вертикальной поляризации и практически линейный рост излучения на горизонтальной поляризации для всего диапазона скоростей ветра, включая экстремальные [88].

Уточненные данные, полученные независимыми исследовательскими группами за последние десятилетия, свидетельствуют о как минимум в два раза более сильном ветровом сигнале для частот С- и Х-диапазона и еще более сильном на более высоких частотах [89]. Также изменились представления о характере ветровой зависимости при экстремальных ветрах. Согласно последним экспериментальным данным, начиная с некоторого порогового значения рост сигнала с увеличением скорости ветра ускоряется, $d\epsilon/dV$ (V – скорость ветра) становится больше 1 К/(м/с) [81].

Обобщение анализа опубликованных данных по моделированию ϵ океана позволяет сделать вывод, что существующие модели ветровой зависимости коэффициента излучения морской воды можно с уверенностью использовать лишь для частот С- и Х-диапазона при слабых и умеренных ветрах. На более высоких частотах существующие ГМФ сильно различаются

даже при умеренных ветрах. Отличия ГМФ при экстремальных ветрах еще существеннее. Это связано с тем, что сильные ветра в Арктике часто сопровождаются облачностью с высокими значениями водозапаса. В этом случае влияние атмосферы мешает корректно оценить приращение сигнала, связанное именно с ветром, а не с параметрами атмосферы, что приводит к существенным различиям в моделях $\epsilon(V)$.

4. МОДЕЛИРОВАНИЕ РАДИОЯРКОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СИСТЕМЫ МОРСКОЙ ЛЕД – ОКЕАН – АТМОСФЕРА

Моделирование T_y микроволнового излучения системы морской лед – океан – атмосфера для диапазона условий, характерных для Арктики, позволяет проанализировать модельные значения T_y , их поляризационные и градиентные соотношения, погодные фильтры и их зависимости от параметров системы. Такой анализ необходим для понимания физических основ методов восстановления сплоченности льда.

Моделирование было выполнено для условий без осадков для параметров измерений радиометра AMSR2. Данный радиометр измеряет микроволновое излучение на частотах 6.9, 7.3, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5 и 89 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации. Использовалась упрощенная форма одномерного уравнения переноса излучения в приближении "чистого поглощения" [90]. Погрешность такого приближения определяется параметром $2\pi\lambda/r$, где λ – длина волны излучения, r – размер гидрометеора, а также погрешностью одномерного приближения (горизонтальной неоднородностью атмосферы и подстилающей поверхности). Статистические данные по размерам облачных капель и кристаллов в Арктике позволяют заключить, что для рассматриваемых частот погрешность приближения "чистого поглощения" не превышает шумов радиометра [91].

Решение уравнения переноса излучения в данном одномерном приближении без учета рефракции, с учетом граничных условий на верхней границе атмосферы и на поверхности представляет собой сумму восходящего излучения атмосферы (T_a^\uparrow), нисходящего излучения атмосферы (T_a^\downarrow), отраженного подстилающей поверхностью (r_{eff} – эффективный коэффициент отражения поверхности), излучения по-

верхности (T_{s_eff}) и космического излучения ($2.7r_{eff}e^{-2\tau}$), величина которого не превышает значений порядка 1 K над водой и 0.7 K над морским льдом:

$$T_{я} = T_a^{\uparrow} + [r_{eff}T_a^{\downarrow} + T_{s_eff} + 2.7r_{eff}e^{-\tau}]e^{-\tau}, \quad (1)$$

$$T_a^{\uparrow} = e^{-\tau} \int_0^{\infty} T(h)\alpha_n(h) \exp\left(-\frac{1}{\mu} \int_h^{\infty} \alpha_n(h') dh'\right) dh, \quad (2)$$

$$T_a^{\downarrow} = \int_0^{\infty} T(h)\alpha_n(h) \exp\left(-\int_0^h \alpha_n(h') dh'\right) dh, \quad (3)$$

$$\tau = \int_0^{\infty} \alpha_n(h') dh', \quad (4)$$

где τ – оптическая толщина атмосферы, h – координата вдоль направления сканирования.

$$T_{s_eff} = \sum_n C_n \epsilon_{icen} T_{icen} + (1 - \sum_n C_n) \epsilon_w T_w, \quad (5)$$

$$r_{eff} = 1 - (\sum_n C_n \epsilon_{icen} + (1 - \sum_n C_n) \epsilon_w). \quad (6)$$

Эффективное излучение поверхности определяется сплоченностью морского льда, или, если в элементе разрешения присутствует n типов льда с разными коэффициентами излучения ϵ_{icen} , то значениями частных сплоченностей C_n , температурами льда и воды (T_{icen}, T_w) и коэффициентом излучения открытой воды ϵ_w .

Параметры атмосферы (формулы (2–4)) рассчитывались с использованием параметров атмосферы и моделей коэффициентов поглощения микроволнового излучения в атмосфере [92]. Эффективное излучение подстилающей поверхности (5) рассчитывалось с использованием модели излучения открытой морской поверхности ([93] для гладкой морской поверхности и [94] для расчета ветрового сигнала) и численных значений коэффициентов излучения морского льда, заимствованных из опубликованных данных.

При формировании массива данных для расчетов использовались данные реанализа Ega-Interim для северного полярного региона по профилям давления, влажности и температуры атмосферы и водности облаков и по эффективной температуре льда и воды (T_{icen}, T_w) и общей сплоченности ледяного покрова C , а также, среднеклиматические значения солености океана. Поскольку данные реанализов занижают истинные значения скоростей ветра, не обеспечивая весь диапазон их значений [95], для каждого

набора данных с $C < 1$, скорость ветра V задавалась искусственно в диапазоне значений от 0 до 35 м/с (значения максимального ветра заимствованы из данных измерений нефтяных платформ Норвежского и Северного морей [96]).

Для получения репрезентативного массива $T_{я}$ выделялись 3 условных типа льда со спектральными и поляризационными отношениями, заимствованными из компиляции опубликованных данных. Рисунок 1 иллюстрирует частотную зависимость использованных при расчетах коэффициентов излучения однолетнего ($\epsilon_{ice1}^H \sim 0.85-0.91$, $\epsilon_{ice1}^V \sim 0.93-0.91$), молодого ($\epsilon_{ice2}^H \sim 0.5-0.85$, $\epsilon_{ice2}^V \sim 0.7-0.89$) и многолетнего ($\epsilon_{ice3}^H \sim 0.83-0.51$, $\epsilon_{ice3}^V \sim 0.93-0.55$) льдов и спокойной морской поверхности.

При моделировании присваивание типа льда осуществлялось случайным образом. При $C < 1$ использовался один из 3-х видов льда, а при $C = 1$ – один из 2-х типов: многолетний или однолетний в соответствии с основными районами распространения начальных типов льда в районе кромки [61]. Схема использования характеристик морского льда является упрощенной: во-первых, в элементе разрешения может оказаться лед разных типов с разной частной сплоченностью. Во-вторых, значения ϵ в рамках одного типа льда также могут изменяться (особенно, для многолетнего и молодого льда). Тем не менее выбранная схема позволяет провести модельные расчеты с использованием спектральных соотношений ϵ наиболее различающихся по микроволновым характеристикам типов морского льда.

5. МИКРОВОЛНОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ СИСТЕМЫ МОРСКОЙ ЛЕД – ОКЕАН – АТМОСФЕРА: РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ

В основе большинства методов восстановления сплоченности морского льда лежит разница в спектральных (GR – от англ. gradient ratio) и поляризационных (PR – от англ. polarization ratio) соотношениях между измерениями над различными типами поверхности. В данном разделе проводится анализ этих соотношений, основанный на результатах модельных расчетов. Следует иметь в виду, что поскольку GR и PR определяются заложенными при моделировании моделями ϵ , полученная картина зависимо-

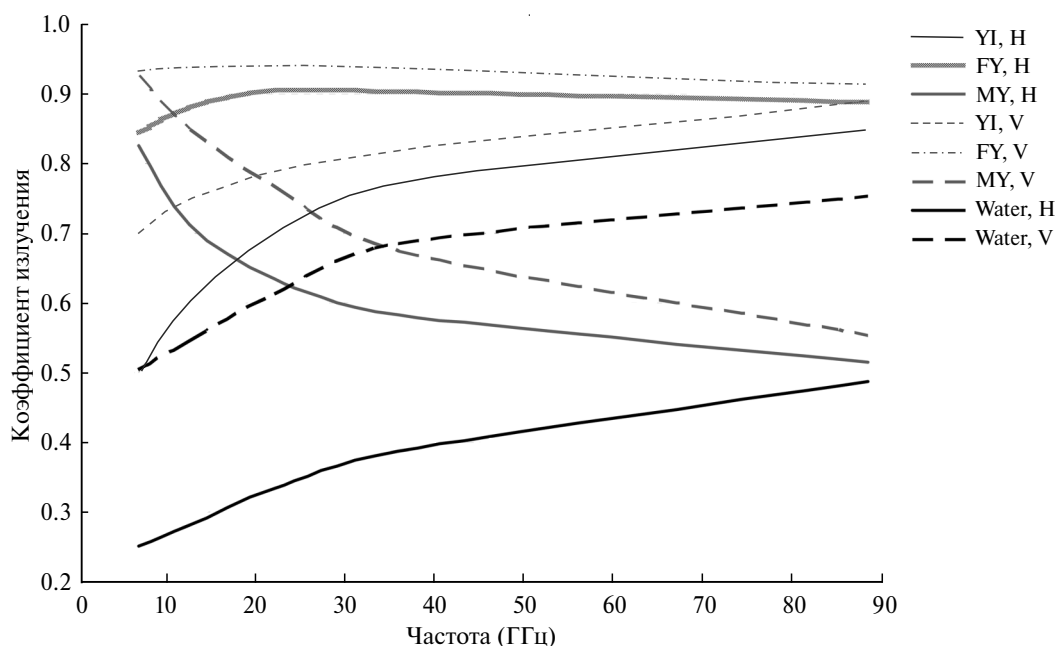


Рис. 1. Частотная зависимость использованных при расчетах коэффициентов излучения однолетнего (FY), многолетнего (MY) и молодого (YI от англ. Young Ice) морского льда и свободной ото льда морской поверхности (Water) при отсутствии ветра: V — для вертикально (от англ. Vertical), H — для горизонтально (от англ. Horizontal) поляризованного излучения.

стей является упрощенной. Упрощение заложено при моделировании дважды:

– Используются 4 типа поверхности — морская поверхность, молодой лед, однолетний лед и многолетний лед. При этом для каждого из типов льда используется фиксированный коэффициент излучения, спектральные характеристики которого определяются зависимостями, представленными на рис. 1.

– Каждый элемент массива $T_{я}$ относится лишь к одному из типов льда со сплоченностью C от 0 до 100%, т. е. возможность наличия нескольких типов льда в пределах одного элемента разрешения не рассматривается.

Рисунок 2 иллюстрирует диапазон изменчивости радиоярких температур на частотах 18.7 ГГц (T18V), 23.8 ГГц (T23V), 36.5 ГГц (T36V) и 89 ГГц (T89V) вертикальной поляризации для "чистых" типов поверхности: полностью сплоченного морского льда с $C = 100\%$ для однолетнего льда (FY), начальных форм льда (YI) и многолетнего льда (MY) и для морской поверхности, полностью свободной ото льда с $C = 0\%$ (W). Представленные зависимости дают возможность также оценить и диапазон разброса PR.

Анализируя рис. 2, можно сделать вывод, что использование фиксированных $T_{я}$ для опреде-

ленных типов поверхности при оценке C неизбежно влечет за собой ошибки. Наличие атмосферы приводит к изменчивости $T_{я}$ до 35, 45, 60 и 75 К на частотах 18.7, 23.8, 36.5 и 89 ГГц соответственно. Диапазон изменчивости спектральных разностей между $T_{я}$ на разных частотах для морского льда существенно меньше. Диапазон изменчивости поляризационных разниц GR еще меньше. При невысоких частотах (18.7 ГГц) использование пороговых значений для нормированных поляризационных разностей PR может даже служить для определения типа льда (рис. 2в). Очевидно, однако, что при большом диапазоне изменчивости PR морской воды снизить ошибки восстановления C возможно лишь заданием априорной информации об атмосфере. Здесь могут быть использованы сезонно-региональные подходы, позволяющие максимально сузить диапазон изменчивости характеристик излучения открытой морской поверхности.

Большинство алгоритмов используют значения GR и PR, а не $T_{я}$. Однако для открытой воды вариации этих величин остаются существенными.

Рисунок 3 иллюстрирует зависимость соотношения GR(36V18V) от PR(18) для 100% (а) и произвольной (б) сплоченности льда одного типа. Видно, что использование фиксированных

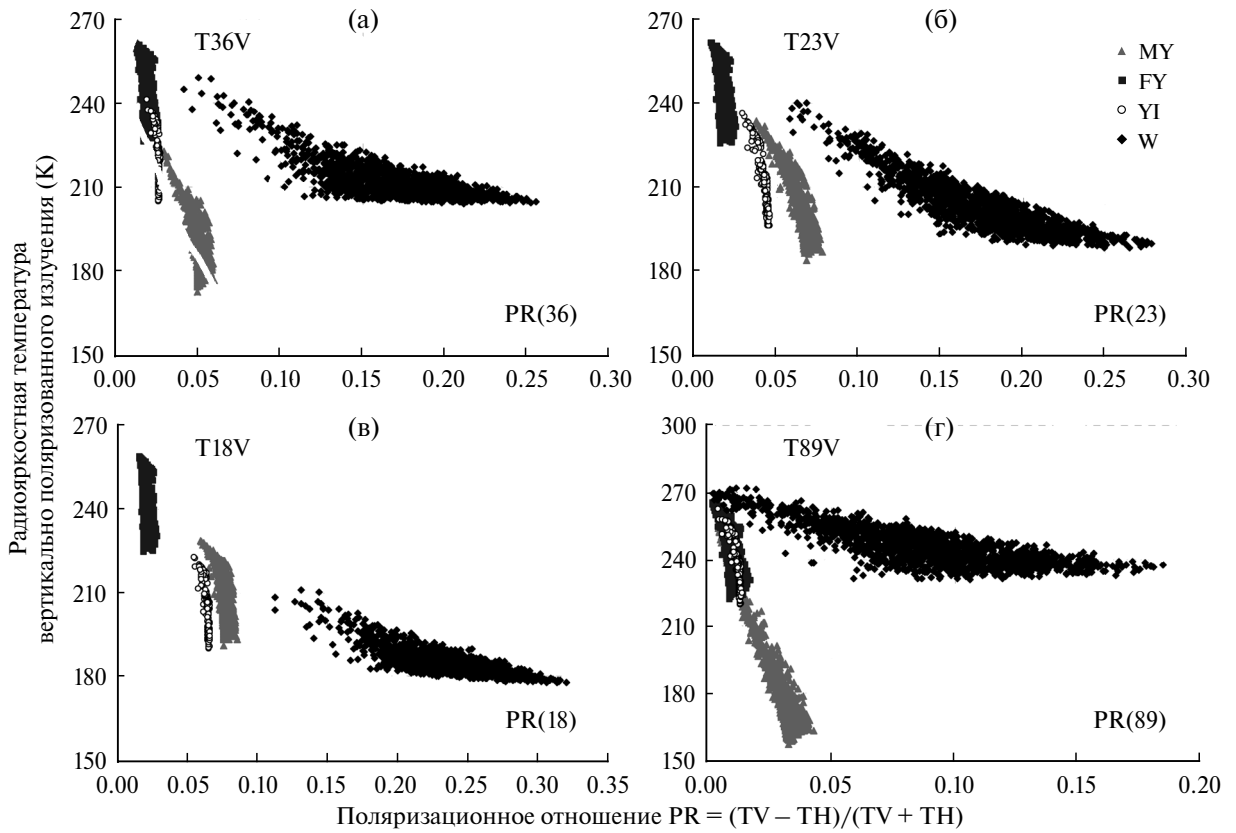


Рис. 2. Зависимости радиоярких температур вертикально поляризованного микроволнового излучения при 100% сплоченности для однолетнего (FY), многолетнего (MY) и молодого (YI) льдов и 100% открытой морской воды (W) от поляризационных отношений на соответствующих частотах: а – 36.5, б – 23.8, в – 18.7, г – 89 ГГц.

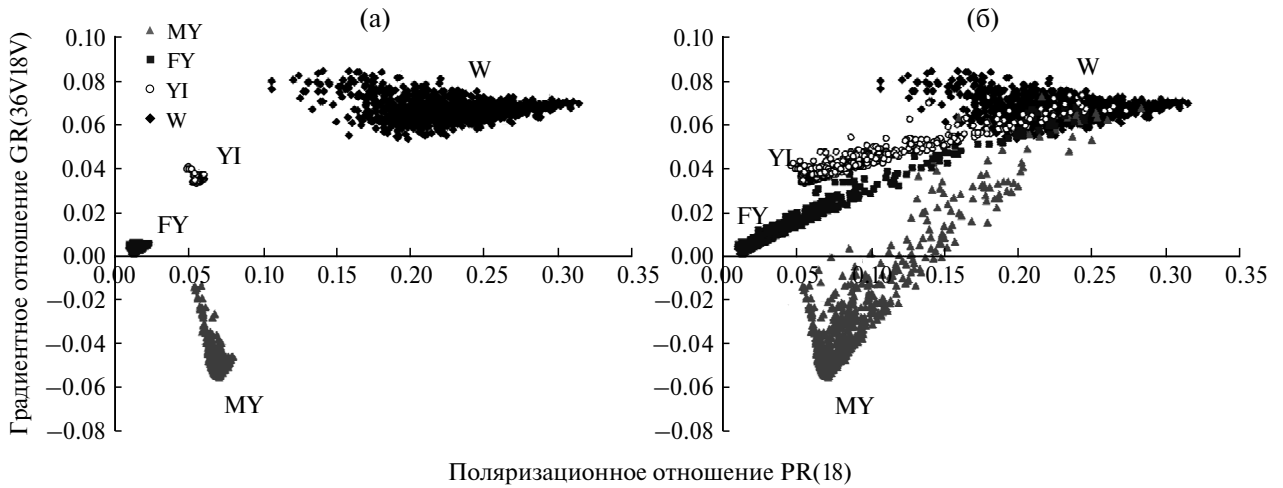


Рис. 3. Зависимости соотношений GR(36V18V) от PR(18): а – для 100% сплоченности льда одного типа (FY – однолетний, MY – многолетний, YI – молодой лед) и воды (W), б – для произвольной сплоченности льда.

$$GR(36V18V) = (T_{я}^V(36.5ГГц) - T_{я}^V(18.7ГГц)) / (T_{я}^V(36.5ГГц) + T_{я}^V(18.7ГГц));$$

$$PR(18) = (T_{я}^V(18.7ГГц) - T_{я}^H(18.7ГГц)) / (T_{я}^V(18.7ГГц) + T_{я}^H(18.7ГГц)).$$

значений для GR определенных типов поверхности даже в рамках приближений численного эксперимента оправдано лишь для однолетнего и молодого льда. Разброс GR(36V18V) для морской воды составляет порядка 0.03, для многолетнего льда еще больше — 0.07. Кластеры точек на рис. За четко обособлены, но это обособление — результат ограничений условий численного эксперимента. Если в элемент разрешения радиометра попадают все 3 типа льда с различными значениями частной сплоченности, точки, относящиеся к морскому льду, займут всю область, ограниченную кластерами MY, FY и YI. Аналогичную зависимость можно построить для величины GR(23V18V), однако разброс точек будет существенно больше. Изменчивость GR(23V18V) в рамках одного типа подстилающей поверхности характеризует изменчивость влагозапаса атмосферы, в то время как изменчивость GR(36V18V) определяется вариациями жидкокапельной влаги облаков.

Анализ значений GR(36V18V) и GR(23V18V) позволяет обосновать и использование погодных фильтров, основанных на их пороговых значениях для открытой морской поверхности. Работа фильтров заключается в классификации измерения, для которого $GR_{3618} > a_1$ или $GR_{2318} > a_2$ как измерения над открытой водой. Слишком низкие значения для порогов a_1 и a_2 приводят к тому, что при низких значениях величин GR измерения надо льдом (или смешанным типом поверхности) будут идентифицированы как измерения над водой и часть данных с $C > 0$ будет потеряна. Слишком высокие значения порогов приведут к некорректной работе фильтров и их неспособности отличить измерения над открытой водой и атмосферой с высокими значениями влагозапаса, водозапа-

са облаков и/или скорости ветра от измерений над морским льдом.

Методы восстановления C , основанные на использовании T_y , GR и PR на частотах К- и Ка-диапазона, применяются для построения карт морского льда умеренного пространственного разрешения ~ 12 – 25 км. Использование измерений на частоте 85 ГГц для SSM/I и 89 ГГц для радиометров серии AMSR позволяет строить карты сплоченности с разрешением до 3 км. В основе данных методов лежат низкие значения поляризованности излучения морского льда независимо от его типа для частот W диапазона [29]. Открытая морская поверхность обладает сильно поляризованным излучением на всех частотах в диапазоне 1–100 ГГц, что позволяет по величине поляризационной разницы в измерениях на частоте вблизи 90 ГГц (PD от англ. polarization difference) определять значения сплоченности. Источники ошибок также лежат в изменчивости атмосферных параметров и понижении поляризации излучения морской поверхности оптически плотными атмосферами и приводным ветром [97]. Иллюстрация зависимости PD на частоте 89 ГГц от общего поглощения в атмосфере τ для морского льда и морской воды представлена на рис. 4.

Так же, как и при использовании данных измерений на каналах К- и Ка-диапазона, проблема выбора точек привязки в методах, использующих поляризационную разницу в измерениях, влияет на точность определения C . С одной стороны, для льда разных типов значения PD(89) близки. С другой стороны, сама атмосфера на высоких частотах обладает большим диапазоном изменчивости PD. Кроме того, PD над открытой водой зависит от приводного ветра, и эта зависимость при модельных расчетах

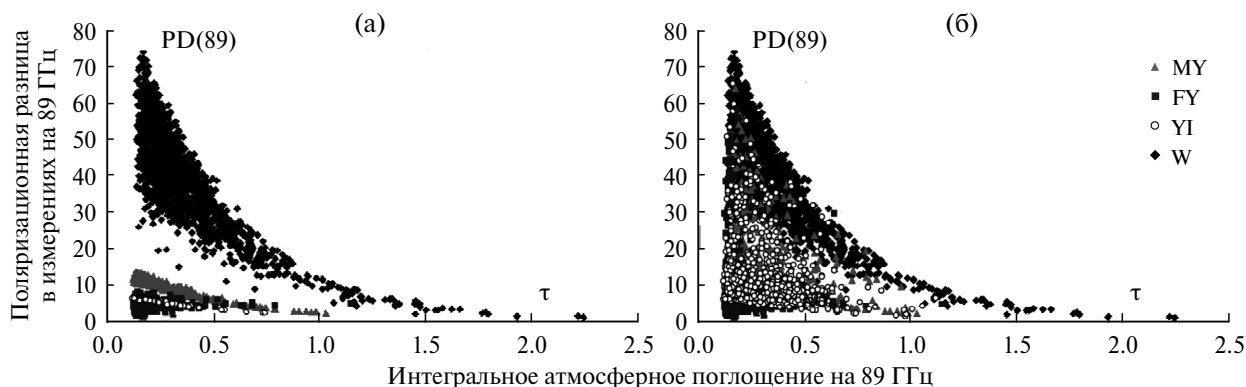


Рис. 4. Зависимости поляризационной разницы в измерениях PD(89) от интегрального поглощения в атмосфере τ на 89 ГГц: а — для 100 % сплоченности льда одного типа (FY — однолетний, MY — многолетний, YI — молодой лед) и воды (W), б — для произвольной сплоченности льда.

определяется используемой ГМФ. Существующие ГМФ для высоких частот, как обсуждается в разделе 3, очень сильно различаются, поэтому на текущий момент сложно считать зависимость $PD(89)$ от скорости ветра установленной и подтвержденной. Это еще больше увеличивает неопределенность в выборе точек привязки и объясняет тот факт, что в области сильных ветров применение стандартных алгоритмов ведет к ложной идентификации морского льда несмотря на использование погодных фильтров.

6. ВЕРИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ И ИХ ПОГРЕШНОСТИ

Методы определения сплоченности морского льда C по данным спутниковых микроволновых радиометров верифицируются с использованием тех или иных независимых данных по C . Информация о точности методов содержится как в работах, посвященных описаниям самих алгоритмов, так и в исследованиях, посвященных сравнению алгоритмов. Обобщение опубликованных результатов многочисленных исследований позволяет заключить, что точность восстановления сплоченности морского льда по данным спутниковых микроволновых радиометров в оптимальных условиях (зимний период, сплоченные льды) составляет 2–12% [14, 15, 17]. В сезоны летнего таяния и осеннего замерзания, в районе кромки льда, в разреженных льдах и над молодым льдом погрешность увеличивается до 20% и более [39, 98].

Анализ результатов физического моделирования, представленный в разделе 5, поднимает вопрос: каким образом в условиях существующей неопределенности в состоянии атмосферы и подстилающей поверхности возможно получение столь высоких точностей даже для оптимальных условий? Коэффициент излучения морского льда даже одного типа зависит от условий его формирования, наличия снежного покрова и его параметров (которые, в свою очередь, зависят от сезона), шероховатости, наличия снежиц [73, 99, 100]. Повышение погрешностей до 50% в период осеннего замерзания и летнего таяния, легко объяснимое и обсуждаемое в большинстве работ [15, 17, 39, 99, 100], не уменьшает общего недоверия к опубликованным высоким точностям методов.

Частичное объяснение лежит в особенностях используемых данных для верификации. Определение сплоченности для районов центральной

Арктики над сплошными льдами проводится в условиях заведомо сухих атмосфер с минимальным содержанием как жидкокапельной, так и парообразной влаги. Радиояркостьная температура идеализированной морской поверхности для таких условий меняется в очень узком диапазоне. Модельные расчеты интегрального атмосферного поглощения излучения τ на частоте 89 ГГц с использованием данных реанализа свидетельствуют о том, что с ноября по апрель τ над морским льдом не превышает 0.2. Для таких условий, к примеру, GR3618 для гладкой водной поверхности составляет около 0.07 и все погрешности алгоритмов связаны с изменчивостью свойств морского льда [14]. Чем ближе к областям, свободным ото льда (кромка льда, разреженные льды), тем выше погрешности, обусловленные изменчивостью точки привязки над водой [101]. Кромка льда и районы с $C < 100\%$ – это именно те области, в которых применение разных алгоритмов дает разные результаты оценки C [15, 40].

Еще один фактор, который следует учитывать при анализе результатов верификации методов, это точность натуральных (ground-truth) данных, с которыми сравниваются результаты применения алгоритмов. В качестве ground-truth используются несколько типов данных:

1. Данные судовых наблюдений. Предполагается, что эти данные очень точные, однако, в реальности их точность ограничена видимым обзором с судна и субъективной экспертной оценкой сплоченности. Экспертное определение типа льда и ледовых условий не вызывает сомнений, а вот распространение визуальной оценки C на весь элемент разрешения спутникового радиометра (десятки и сотни квадратных км) может сопровождаться существенными ошибками [14].

2. Данные оптического и ИК диапазона (как спутниковые, так и самолетные) при отсутствии облачности широко используются для построения карт морского льда с разрешением от нескольких сот метров до ~ 1 км [15, 102–105]. В основе алгоритмов определения сплоченности лежит либо разница в альбедо льда и воды (для оптического диапазона), либо разница в температурах льда и воды (для ИК диапазона) [106]. Карты морского льда на основе данных спектральных радиометров имеют свои погрешности [103], но основной их недостаток в качестве ground-truth данных заключается в том, что они отсутствуют в условиях облачности. Т. е. верификация на основе оптических и ИК снимков

дает представление о погрешностях алгоритмов для заведомо безоблачных условий.

3. Данные радиолокаторов, в том числе, с синтезированной апертурой (РСА) являются надежным всепогодным источником информации о сплоченности морского льда высокого разрешения [107]. Именно снимки РСА составляют главную информационную базу для построения оперативных ледовых карт Арктики специалистами ААНИИ [16]. Однако, как правило, алгоритмы расчета сплоченности по данным РСА носят полуавтоматический региональный характер и их применение ограничено из-за сложной технологии калибровки данных [108, 109].

Поскольку проблема ground-truth данных для промежуточных значений сплоченности стоит особенно остро, иногда при определении погрешности методов используют два набора данных – один для открытой воды ($C = 0\%$), второй – для больших массивов сплошных льдов ($C = 100\%$). Погрешности рассчитываются для этих двух наборов, а для промежуточных значений C ошибка восстановления (σ) рассчитывается интерполяцией [40].

4. Иногда при определении точности метода в качестве ground-truth данных используются значения оперативных продуктов по C , полученные с использованием других, верифицированных ранее методов, как, например, в [50], где результаты работы алгоритма VASIA2 сравниваются с алгоритмами NT и NT2.

Имея в виду все проблемы корректной оценки реальной точности алгоритмов, приведем, тем не менее, основные опубликованные результаты по верификации методов в том виде, в котором они представлены в соответствующих исследованиях.

Точность оперативных алгоритмов NT [21] и Bootstrap [27] оценивается равной 5 % в оптимальных условиях (зимой при $C \sim 100\%$) значениях сплоченности (сплошной лед) в центральной Арктике. Bootstrap алгоритм, модифицированный для радиометра AMSR-E, восстанавливает сплоченность для таких условий с $\sigma \sim 2.5\text{--}4\%$ [37]. Сравнение результатов применения 7 алгоритмов восстановления C по данным SSM/I для $C \sim 100\%$ в центральной Арктике с натурными данными привело к $\sigma \sim 2.5\text{--}5\%$ [14]. Масштабное исследование по сравнению результатов использования двух основных алгоритмов (Bootstrap и NT) и ground-truth (Landsat, AVHRR, РСА) данных для всех сезонов в Ар-

ктике и Антарктике выполнено в [110]. По результатам сравнения было выявлено, что в оптимальных условиях алгоритмы демонстрировали лишь незначительные различия, в то время, как в неоптимальных разница в C достигала $\pm 30\%$. Сравнение алгоритмов отдельно для морей Антарктики показало различия в 10–35% [102]. В целом, применение алгоритма Bootstrap приводит к оценкам C , на 10% превышающим оценки C по алгоритму NT. Погрешности алгоритма NT объясняются, главным образом, наличием молодого льда и вариациями свойств снега и льда, влияющими на величины градиентных соотношений, используемых в алгоритме. В основе ошибок алгоритма Bootstrap лежит неопределенность температур снега и льда. В модифицированной версии NT2 [28] используются высокочастотные измерения для учета вариаций свойств поверхности, однако введение этих измерений вносит дополнительные погрешности, связанные с вариациями атмосферы.

В работе [111] приведены результаты верификации, свидетельствующие о значительных межгодовых вариациях в результатах работы Bootstrap и NT алгоритмов, а также, о большей сезонной стабильности алгоритма Bootstrap. Авторы [15] включили в сравнение также CalVal [46] и NT2 алгоритмы и результат оказался аналогичным. Наблюдались также существенные различия в результате работы разных методов для различных географических регионов. Авторы [112] при сравнении методов включили в стандартный набор (Bootstrap и NT, NT2) алгоритм Bristol [31] и продемонстрировали, насколько существенно улучшаются результаты его применения при использовании динамических точек привязки. Среди упомянутых алгоритмов Bootstrap оказался самым точным, однако в работе [113] было показано, что ни NT, ни Bootstrap не воспроизводят адекватно ледяной покров в присутствии полыней. Авторы работы [99] провели большую работу по сравнению результатов применения NT алгоритма с данными оперативных ледовых карт и обнаружили существенные расхождения (до 44 %) в оценке сплоченностей в летнее время. Зимние погрешности при оценке C сплошных льдов составили $\sim 10\%$.

Резюмируя обзор результатов верификации различных методов восстановления сплоченности по данным спутниковых микроволновых радиометров, можно сделать несколько общих заключений о точности существующих алгоритмов:

Таблица. Основные алгоритмы восстановления сплоченности морского льда

| | Группа | Алгоритмы | Источник | Используемые каналы измерений (на примере SSM/I) |
|---|--|---------------------------------|----------|---|
| 1 | Кластерный анализ с использованием GR и PR | Bootstrap P | [27] | 19V, 19H, 37V, 37H |
| | | NT2 | [28] | 19V, 19H, 37V, 85V, 85H |
| | | TUD | [32] | 19V, 37V, 37H, 85V, 85H |
| | | Bristol | [31] | 19V, 37V, 37H |
| | | ECICE | [43] | 19V, 19H, 37V, 37H |
| | | VASIA | [48] | 19V, 37V, 37H, 85V, 85H |
| | | VASIA2 | [50] | 19V, 37V, 37H, 85V, 85H |
| 2 | Использование T_y и фиксированных точек привязки | NT | [21] | 19V, 19H, 37V |
| | | Bootstrap F | [27] | 19V, 37V |
| | | CalVal | [46] | 19V, 37V |
| | | NORSEX | [22] | 19V, 37V |
| | | UMass-AES | [114] | 19V, 37V |
| | | Sea LION | [34] | 85V, 85H |
| 3 | Использование PD на частоте вблизи 90 ГГц | N90 | [29] | 85V, 85H |
| | | ASI SSM/I | [30] | |
| | | ASI AMSR | [39] | |
| 4 | Гибридные алгоритмы | OSISAF (Bootstrap + Bristol) | [47] | 19V, 37V, 37H |
| | | SICCI (CalVal + Bristol) | [40] | 19V, 37V, 37H |

– Все методы обладают высокой точностью (до 10%) в зимних условиях при определении C сплошных льдов в центральной Арктике.

– Точность оценки C понижается при вариациях (сезонных и внесезонных) характеристик поверхности (появлении и изменении свойств снега, снежиц, шероховатости ледяного покрова) и из-за погодных эффектов (высокие значения влагозапаса атмосферы, водозапаса облаков и скорости приводного ветра).

– Погрешности алгоритмов максимальны (50 % и более) в сезон летнего таяния и осеннего замерзания, а также, при оценке сплоченности молодых льдов и начальных форм льда.

– Максимальные различия в работе методов наблюдаются для областей разреженных льдов, включая кромку морского льда.

– Ключевым моментом при верификации методов является тип используемых ground-truth данных и верификационные условия.

8. Классификация основных методов восстановления сплоченности морского льда по данным спутниковых радиометров.

Несмотря на большое количество существующих методов восстановления сплоченности морского льда по данным спутниковых радиометров, базовые принципы, лежащие в их основе, ограничены. Поэтому можно выделить основные группы методов, использующих близкие подходы. В задачу настоящего обзора не входит детальное описание принципов отдельных конкретных алгоритмов. Такое описание для ряда алгоритмов можно найти, например, в [20]. Здесь, напротив, мы объединим алгоритмы и дадим характеристику каждой группе методов. Алгоритмы, разбитые по группам, представлены в таблице. Пространственное разрешение методов определяется радиометрическим разрешением канала с минимальной частотой из используемых. Однако часто авторы методов приводят данные по разрешению, соответствующему частоте используемых измерений при сканировании, или по размеру ячеек используемой координатной сетки.

1. Первую группу методов представляют алгоритмы, основанные на кластерном анализе поляризационных и градиентных соотношений

между измерениями на разных частотах, а иногда [115], и самих измерений в двумерном или трехмерном пространстве. Кластеры точек, относящиеся к измерениям над открытой морской водой и морским льдом (иногда разного типа) – семейства точек привязки – формируются с использованием либо радиометрических измерений, либо результатов модельных расчетов $T_{я}$. Рис. 2 – типичный пример двумерного пространства градиентных и поляризационных соотношений, в котором выделяются кластеры открытой воды, однолетнего, многолетнего и молодого льдов. К достоинствам кластерного анализа можно отнести использование вместо фиксированных точек привязки их множеств. Сплоченность морского льда (или частная сплоченность разных его типов) определяется путем поиска значения C , обеспечивающего рассчитанное положение точки в пространстве использующихся кластеров. При таком поиске, как правило, применяются различные целевые функции разностей между измеренными и рассчитанными значениями GR и PR. К недостаткам кластерного анализа относится неоднозначность интерпретации точек пространства PR-GR. В разделе 5 показано, что одна и та же точка в градиентно-поляризационном пространстве может быть получена при разных значениях сплоченности льда в зависимости от расположения кластера точек, характеризующих открытую воду. В алгоритмах кластерного типа, как правило при моделировании используется очень ограниченный набор атмосфер и параметров океана, что приводит к компактному расположению кластера W на рис. 2 и уменьшению неопределенности при решении задачи поиска минимума целевой функции. В ряде работ, относящихся к данной группе, при создании кластеров, относящихся к морскому льду, используют достаточно широкий диапазон изменчивости ϵ . При наиболее комплексных подходах, как например, в ЕСИСЕ, для более точного позиционирования кластеров точек для открытой воды используются данные моделей (реанализа) для учета атмосферы. Алгоритмы данной группы обладают высокой точностью при высоких значениях сплоченности льда.

2. Вторая группа методов объединяет методы, основанные на использовании точек привязки для $T_{я}$ и уравнения:

$$T_{я} = \sum_n C_n \cdot T_{яnSI} + (1 - \sum_n C_n) \cdot T_{яW}, \quad (7)$$

где измеренная $T_{я}$ излучения определяется частными сплоченностями n типов морского льда и характерными значениями $T_{я}$ разных типов льда ($T_{яnSI}$) и открытой морской воды $T_{яW}$ (точки привязки). Иногда в методах, относящихся к данной группе, используются подходы, направленные на повышение точности: а) атмосферная коррекция на основе данных атмосферных моделей (NORSEX, UMass-AES), б) использование динамических точек привязки (Sea LION). Простота методов позволяет с использованием предложенных подходов создавать собственные региональные алгоритмы восстановления C с настроенными для конкретных регионов и условий точками привязки. Ограничения глобальных алгоритмов с фиксированными точками привязки очевидны: вариации $T_{яnSI}$ и $T_{яW}$ из-за вариаций свойств поверхности и атмосферы приводят к существенным погрешностям алгоритмов. Достоинством методов данной группы (тех из них, которые не используют высокочастотные каналы) является более низкая чувствительность к атмосферным эффектам, чем у алгоритмов первой группы. Методы как первой, так и второй группы могут быть предназначены для оценки общей сплоченности льда или частных сплоченностей отдельных его типов.

3. Методы, основанные на использовании поляризационной разницы измерений PD на частоте ~ 90 Гц, используют низкую степень поляризации излучения любых типов льда относительно открытой морской поверхности. Ключевой особенностью этих алгоритмов является высокое пространственное разрешение результирующих карт морского льда. Данные алгоритмы не разделяют типы морского льда, и, к сожалению, для корректной работы в условиях атмосфер с высокими значениями параметров влагосодержания и/или скорости ветра, требуют применения атмосферных фильтров, использующих измерения на более низких частотах. Подобный прием ухудшает пространственное разрешение карт ледяного покрова в областях применения фильтров. При восстановлении C используются различные приближения для учета атмосферного влияния на величину PD, большинство из которых справедливы лишь в условиях сухих холодных атмосфер. Методы данной группы также требуют использования точек привязки – значений PD для открытой воды и морского льда. Применение фиксированных точек привязки ведет к неизбежным погрешностям алгоритмов. Поэтому

иногда и в методах данной группы практикуется использование динамических точек привязки, рассчитываемых для разных сезонов с привлечением данных атмосферных моделей и анализа.

4. Разная эффективность разных методов оценки C в разных условиях привела к созданию алгоритмов, основанных на комбинации подходов, т. е. гибридных алгоритмов. Чаще всего, один из подходов в гибридных алгоритмах обладает низкой чувствительностью к атмосферным параметрам над открытой водой, а другой, наоборот, более эффективен для областей сплошного льда. Помимо комбинаций алгоритмов, представленных в таблице, используются такие комбинации, как NT + CalVal, CalVal + N90. Сравнение результатов применения 30 различных алгоритмов в работе [40] с обширным валидационным набором ground-truth данных показало, что комбинация CalVal + Bristol представляет оптимальный выбор, обладающий наименьшей погрешностью оценки C в разных условиях. Алгоритм Bristol используется при высоких значениях C . Его ошибки связаны, главным образом, с изменчивостью свойств поверхности (температуры, коэффициентов излучения). Алгоритм CalVal используется при низких значениях C и обладает наименьшей чувствительностью к ветру, влаге запаса атмосферы и водозапасу облаков. Оба алгоритма максимально эффективны при использовании динамических точек привязки и модельных данных для коррекции атмосферы.

Отдельно можно выделить одноканальные алгоритмы (не представлены в таблице). Они практически не используются в настоящее время. В данных алгоритмах применяются точки привязки, позволяющие вводить коррекции на усредненные атмосферные состояния. Наиболее целесообразно использование подобных алгоритмов для низкочастотных каналов (например, 6.9 ГГц у радиометров серий AMSR), для которых влияние атмосферы не столь существенно [116]. Однако иногда приходится использовать такие алгоритмы и для более высоких частот, как, например, при интерпретации данных измерений радиометра Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR) на спутнике Nimbus-5, работавшего в период 1972–1977 гг. и принимающего излучение на единственном канале 19 ГГц горизонтальной поляризации [117].

7. СПУТНИКОВЫЕ ПРОДУКТЫ ПО СПЛОЧЕННОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ SSM/I, SSMIS, AMSR-E И AMSR2

В настоящее время существует несколько широко используемых ресурсов, распространяющих спутниковые продукты по сплоченности морского льда:

1. Американский центр по снегу и льду National Snow and Ice Data Center (NSIDC) – <http://nsidc.org/> предоставляет большое количество результатов обработки данных спутниковых микроволновых радиометров, включая данные по сплоченности ледяного покрова и его температуре по данным измерений радиометров SMMR, SSM/I, SSMIS, AMSR-E и AMSR2. К сожалению, оригинальных продуктов, основанных на данных AMSR2, NSIDC не распространяет. Главное достоинство продуктов NSIDC – это интеркалиброванные длинные ряды данных на основе измерений SMMR, SSM/I и SSMIS, позволяющие проводить климатические исследования [118]. Две долговременные серии данных по среднедневным значениям C с 1978 г. по весну 2017 г.: продукт, рассчитанный с использованием NT алгоритма (<http://nsidc.org/data/NSIDC-0051>), и продукт, рассчитанный с использованием улучшенной версии Bootstrap алгоритма (<http://nsidc.org/data/NSIDC-0079>). Оба продукта предоставляются на регулярной сетке 25×25 км. Для них доступны также среднемесячные значения сплоченности. Кроме того, NSIDC предоставляет и ряд других продуктов, например, оперативный продукт по сплоченности на основе данных SSMIS и NT алгоритма (<http://nsidc.org/data/NISE>) с аналогичным разрешением.

Центр NSIDC распространяет не только свои спутниковые продукты, но и продукты, созданные другими центрами обработки данных (NASA's Goddard Space Flight Center, NOAA National Ice Center (NIC)), среди которых есть и продукты по сплоченности морского льда для ограниченных промежутков времени.

2. Служба поддержки пользователей JAXA GCOM-W1 Data Providing Service (<http://gcom-w1.jaxa.jp/>) распространяет спутниковый продукт по сплоченности морского льда на основе данных измерений радиометров серии AMSR как оригинального временного разрешения (Level 2) на нерегулярной сетке с шагом ~ 10 – 13 км, так и среднедневные и среднемесячные продукты (Level 3) на сетке 10×10 км. Продукт по спло-

ченности льда создается в оперативном режиме (near real time) на основе усовершенствованного алгоритма Bootstrap, адаптированного для AMSR в центре NASA's Land, Atmosphere Near real-time Capability for Earth Observing Systems (LANCE).

3. Европейская межправительственная организация спутниковой метеорологии – European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) через свое подразделение Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility (OSI SAF) создает и распространяет большое количество спутниковых продуктов по морскому льду, включая оперативные продукты по среднедневной сплоченности ледяного покрова на основе данных SSM/I–SSMIS (OSI-401-b) и AMSR2 (OSI-408) на регулярной сетке 10×10 км. На сетке 25×25 км доступны исторические данные по сплоченности (OSI-430), но только до 2015 г. Сплоченность в текущей версии продукта рассчитывается с использованием гибридного алгоритма Bristol + Bootstrap [47]. Партнерами OSI SAF – организациями, участвующими в процессах обработки данных и создания продуктов – выступают такие крупные европейские научно-исследовательские институты, как французские Météo-France и Ifremer, датский Danish Meteorological Institute (DMI), голландский KNMI и норвежский метеорологический институт. Основной сайт, на котором представлены продукты – <http://www.osi-saf.org/>, а сами данные распространяются через сервера организаций – партнеров (например, через <ftp://osisaf.met.no>).

4. Все перечисленные выше интернет-ресурсы распространяют данные по сплоченности морского льда умеренного разрешения, поскольку представленные спутниковые продукты основаны на использовании каналов радиометров, работающих на частотах от 18 до 37 ГГц. Два немецких университета – университет Бремена (http://www.iup.uni-bremen.de:8084/amr2data/asi_daygrid_swath/) и университет Гамбурга (<ftp://ftp-projects.cen.uni-hamburg.de/seaice/AMSR2>) обрабатывают измерения японских радиометров серии AMSR на частоте 89 ГГц и предоставляют свободный доступ к среднедневным данным по сплоченности льда на регулярной сетке 6.25×6.25 км. Это данные максимально доступного пространственного разрешения из всех существующих на сегодняшний день регулярных продуктов по сплоченности, основанных на данных спутниковых микроволновых радиометров. Оба продукта

используют алгоритм ASI разных версий. Кроме сплоченности с разрешением 6.25×6.25 км, данные ресурсы предоставляют также другие продукты по S на более грубой сетке, полученные с использованием других алгоритмов. А университет Гамбурга на тестовой основе (нерегулярно) выкладывает также данные на сетке 3.125×3.125 км.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ современного состояния исследований, посвященных пассивному микроволновому зондированию морского льда, позволяет заключить, что при восстановлении его сплоченности S даже при помощи наиболее совершенных методов неизбежны ошибки, величина которых зависит от неопределенности в задании характерных значений параметров излучения (точек привязки) льда и воды и масштаба усреднения данных – как пространственного, так и временного. На амплитуду вариаций точек привязки влияют, главным образом, для льда – его тип, температура, шероховатость, наличие и свойства снежного покрова, наличие снежиц на поверхности, для воды – атмосферные параметры (влагозапас атмосферы, водозапас облаков, скорость приводного ветра). Моделирование микроволнового излучения системы морской лед – океан – атмосфера и анализ результатов расчетов характеристик излучения позволяют сделать вывод о фундаментальном характере погрешностей восстановления S и необходимости использования дополнительных данных для их снижения за счет уменьшения неопределенности в задании точек привязки. Использование специальных погодных фильтров для выделения открытых районов океана приводит к потере данных с низкими значениями S , и/или ухудшению пространственного разрешения полей S , что критично при определении границ ледяного покрова и точного положения его кромки. Крупнейшие международные центры обработки данных спутниковых микроволновых радиометров постоянно совершенствуют подходы, использующиеся при восстановлении S , о чем свидетельствуют регулярно обновляемые версии алгоритмов и пересчитываемые серии данных по S . Среди направлений развития алгоритмов с целью повышения точности оценок S можно выделить: а) использование динамических точек привязки, б) улучшение пространственного разрешения за счет включения данных высокочастотных

(~ 90 ГГц) измерений в алгоритмы, в) использование данных оперативного моделирования и реанализов для атмосферной коррекции, г) повышение временного разрешения, д) использование комбинаций алгоритмов для разных условий.

Несмотря на опубликованные успешные результаты валидации различных методов, оценки погрешности восстановления S в экстремальных условиях даже в сезоны отсутствия заморозания/таяния требуют уточнения, поскольку большинство валидационных наборов данных получено в заведомо безоблачных условиях при отсутствии сильного ветра.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Vihma T.* Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review // *Surv. Geophys.* 2014. V. 35, № 5. P. 1175–1214.
- Comiso J. C.* Sea Ice Concentration and Extent // *Encyclopedia of Remote Sensing* / ed. Njoku E. G. New York, NY: Springer New York, 2014. P. 727–743.
- Teleti P.R., Luis A.J.* Sea Ice Observations in Polar Regions: Evolution of Technologies in Remote Sensing // *International Journal of Geosciences.* 2013. V. 4, № 7. P. 1031–1050.
- Митник Л.М., Митник М.Л.* Калибровка и валидация – необходимые составляющие микроволновых радиометрических измерений со спутников серии Метеор-М № 2 // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2016. Т. 13, № 1. С. 95–104.
- Wentz F.J., Schabel M.* Precise climate monitoring using complementary satellite data sets // *Nature.* 2000. V. 403, № 6768. P. 414–416.
- Иванов В. Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // *Исследование Земли из Космоса.* 2013. № 4. P. 50–65.
- Johannessen O.M., Kuzmina S.I., Bobylev L.P., Miles M.W.* Surface air temperature variability and trends in the Arctic: new amplification assessment and regionalisation // *Tellus Dyn. Meteorol. Oceanogr.* 2016. V. 68, № 1. P. 28–234. DOI: 10.3402/tellusa.v68.28234.
- Comiso J.C., Hall D.K.* Climate trends in the Arctic as observed from space: Climate trends in the Arctic as observed from space // *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change.* 2014. V. 5, № 3. P. 389–409.
- 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.
- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L.* Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35, № L01703. DOI: 10.1029/2007GL031972.
- Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114, № C7. DOI: 10.1029/2009JC005312.
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // *Clim. Change.* 2012. V. 110, № 3–4. P. 1005–1027.
- Смирнов В.Г.* Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. СПб., 2011. 240 с.
- 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. Geophys. Res.* 2007. V. 112, № C8. DOI: 10.1029/2006JC003543.
- Meier W.N.* Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic peripheral seas // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2005. V. 43, № 6. P. 1324–1337.
- Смирнов В.Г., Бушнев А.В., Захваткина Н.Ю., Лоцилов В.С.* Спутниковый мониторинг морских льдов // *Проблемы Арктики И Антарктики.* 2010. Т. 85, № 2. С. 62–76.
- 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. Geosci. Remote Sens.* 2014. V. 52, № 11. P. 7233–7246.
- Фролов И.Е.* Океанография и морской лед. Москва: Paulsen, 2011. 432 с.
- Тихонов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Репина И.А., Комарова Н.Ю.* Мониторинг морского льда полярных регионов с использованием спутниковой микроволновой радиометрии // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2015. Т. 12, № 5. С. 150–169.
- 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.

21. *Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J.* Determination of sea ice parameters with the Nimbus 7 SMMR // *J. Geophys. Res. Atmospheres* 1984–2012. 1984. V. 89, № D4. P. 5355–5369.
22. *Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O.M., Johannessen J.A. et al.* Norwegian remote sensing experiment: Evaluation of the nimbus 7 scanning multichannel microwave radiometer for sea ice research // *J. Geophys. Res. Oceans* 1978–2012. 1983. V. 88, № C5. P. 2781–2791.
23. *Успенский А.Б., Асмус В.В., Крамчанинова Е.К., Чернявский Г.М., Черный И.В.* Абсолютная калибровка каналов атмосферного зондирования спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ // *Исследование Земли из Космоса*. 2016. № 5. С. 57–70.
24. *Гайфулин Д.Р., Цырульников М.Д., Успенский А.Б., Крамчанинова Е.К., Свиренко П.И., Горбунов М.Е.* Численные эксперименты по использованию наблюдений микроволнового сенсора МТВЗА-ГЯ, установленного на борту российского метеоспутника «Метеор-М» № 2, в системе усвоения данных Гидрометцентра России // *Метеорология и Гидрология*. 2017. № 9. С. 36–47.
25. *Бухаров М.В.* Распознавание свойств ледяного покрова Арктики и Антарктики по измерениям микроволновым радиометром МТВЗА-Гя // *Метеорология И Гидрология*. 2015. № 7. С. 56–65.
26. *Wentz F.J.* SSM/I Version-7 Calibration Report, report number 011012 // *Remote Sens. Syst. St. Rosa CA*. 2013. P. 46.
27. *Comiso J.C.* Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1986. V. 91, № C1. P. 975–994.
28. *Markus T., Cavalieri D.J.* An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm // *IEEE Trans. on Geosci. Remote Sens.* 2000. V. 38, № 3. P. 1387–1398.
29. *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 // *Int. J. Remote Sens.* 1987. V. 8, № 10. P. 1479–1487.
30. *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 // *Can. J. Remote Sens.* 2001. V. 27, № 5. P. 526–537.
31. *Smith D.M.* Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data // *Remote Sens.* 1996. V. 17, № 13. P. 2625–2646.
32. *Pedersen L.T.* Improved spatial resolution of SSM/I products: Final Rep. № 145. Ed.: S. Sandven: Bergen, Norway: Nansen Environmental and Remote Sensing Center, 1998.
33. *Kern S.* A new method for medium-resolution sea ice analysis using weather-influence corrected Special Sensor Microwave/Imager 85 GHz data // *Int. J. Remote Sens.* 2004. V. 25, № 21. P. 4555–4582.
34. *Kern S., Heygster G.* Sea-ice concentration retrieval in the Antarctic based on the SSM/I 85.5 GHz polarization // *Ann. Glaciol.* 2001. V. 33, № 1. P. 109–114.
35. *Kawanishi T., Sezai T., Ito Y., Imaoka K., Takeshima T. et al.* The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2003. V. 41, № 2. P. 184–194.
36. *Imaoka K., Kachi M., Kasahara M., Ito N., Nakagawa K., Oki T.* Instrument performance and calibration of AMSR-E and AMSR2 // *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spec. Inf. Sci.* 2010. V. 38, № 8. P. 13–18.
37. *Comiso J. C., Kachi M., Kasahara M., Ito N., Nakagawa K., Oki T.* Enhanced sea ice concentrations and ice extents from AMSR-E data // *J. Remote Sens. Soc. Jpn.* 2009. V. 29, № 1. P. 199–215.
38. *Comiso J.C., Cavalieri D.J., Markus T.* Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2003. V. 41, № 2. P. 243–252.
39. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *J. Geophys. Res. Oceans* 1978–2012. 2008. V. 113, № C2. doi: 10.1029/2005JC003384.
40. *Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A. et al.* Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges // *Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 1797–1817.
41. *Beitsch A., Kern S., Kaleschke L.* Comparison of SSM/I and AMSR-E Sea Ice Concentrations With ASPeCt Ship Observations Around Antarctica // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2015. V. 53, № 4. P. 1985–1996.
42. *Кутуза Б.Г., Яковлев О.И., Данилычев М.В.* Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: ЛЕНАНД, 2016. 336 с.
43. *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. Geosci. Remote Sens.* 2008. V. 46, № 12. P. 4104–4121.

44. Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли. Физические основы. Т. 1. М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.
45. Maslanik J.A. Effects of weather on the retrieval of sea ice concentration and ice type from passive microwave data // *Int. J. Remote Sens.* 1992. V. 13, № 1. P. 37–54.
46. Ramseier R.O. Sea ice validation, in: *DMSR Special Sensor Microwave/Imager Calibration/Validation*, edited by: Hollinger. J. P., Naval Research Laboratory, Washington, D. C., 1991.
47. Tonboe R., Lavelle J. The EUMETSAT OSI SAF Sea Ice Concentration Algorithm. Algorithm Theoretical Basis Document. Ocean & Sea Ice SAF, 2016.
48. Тихонов В.В., Репина И.А., Алексеева Т.А., Иванов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю. Восстановление сплоченности ледяного покрова Арктики по данным SSM/I // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2013. V. 10, № 5. P. 182–193.
49. 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 // *Исследования Земли из космоса.* 2014. № 2. P. 35–43.
50. Тихонов В.В., Репина И.А., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю. Комплексный алгоритм определения ледовых условий в полярных регионах по данным спутниковой микроволновой радиометрии (VASIA2) // *Исследования Земли из космоса.* 2015. № 2. P. 78–93.
51. Репина И.А., Тихонов В.В., Алексеева Т.А., Иванов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю. Электродинамическая модель излучения арктического ледяного покрова для решения задач спутниковой микроволновой радиометрии // *Исследования Земли Из Космоса.* 2012. № 5. P. 29–36.
52. Номенклатура ВМО по морскому льду. Терминология – Том 1 WMO/ОММ/ВМО – No. 259. Издание 1970–2017.
53. Carsey F.D. *Microwave Remote Sensing of Sea Ice (Geophysical Monograph 68)*. Washington D. C.: American Geophysical Union, 1992. 462 p.
54. Tonboe R.T. The simulated sea ice thermal microwave emission at window and sounding frequencies // *Tellus A.* 2010. V. 62, № 3. P. 333–344.
55. Hwang B.J., Ehn J.K., Barber D.G., Galley R., Grenfell T.C. Investigations of newly formed sea ice in the Cape Bathurst polynya: 2. Microwave emission // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2007. V. 112, № C5. DOI: 10.1029/2006JC003703
56. Ketchum R.D., Lohanick A.W. Passive microwave imagery of sea ice at 33 GHz // *Remote Sens. Environ.* 1980. V. 9, № 3. P. 211–223.
57. Kwok R., Comiso J.C., Martin S., Drucker R. Ross Sea polynyas: Response of ice concentration retrievals to large areas of thin ice // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2007. V. 112, № C12. DOI: 10.1029/2006JC003967
58. Mäkynen M., Similä M. Thin ice detection in the Barents and Kara Seas with AMSR-E and SSMIS radiometer data // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2015. V. 53, № 9. P. 5036–5053.
59. Naoki K., Ukita J., Nishio F., Nakayama M., Comiso J. C., Gasiewski A. Thin sea ice thickness as inferred from passive microwave and in situ observations // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2008. V. 113, № C2. DOI: 10.1029/2007JC004270
60. Shokr M., Asmus K., Agnew T.A. Microwave emission observations from artificial thin sea ice: the ice-tank experiment // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2009. V. 47, № 1. P. 325–338.
61. Grenfell T.C., Cavalieri D.J., Comiso J.C., Drinkwater M.R., Onstott R. G., Rubinstein I. et al. Considerations for microwave remote sensing of thin sea ice // *Microw. Remote Sens. Sea Ice.* 1992. P. 291–301.
62. Markus T., Cavalieri D.J., Gasiewski A., Klein M., Maslanik J.A., Powell D.C. et al. Microwave Signatures of Snow on Sea Ice: Observations // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2006. V. 44, № 11. P. 3081–3090.
63. Barber D.G., Fung A.K., Grenfell T.C., Nghiem S.V., Onstott R.G., Lytle V.I., et al. The role of snow on microwave emission and scattering over first-year sea ice // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1998. V. 36, № 5. P. 1750–1763.
64. Powell D.C., Markus T., Cavalieri D.J., Gasiewski A.J., Klein M., Maslanik J.A., et al. Microwave signatures of snow on sea ice: Modeling // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2006. V. 44, № 11. P. 3091–3102.
65. Willmes S., Nicolaus M., Haas C. The microwave emissivity variability of snow covered first-year sea ice from late winter to early summer: a model study // *The Cryosphere.* 2014. V. 8, № 3. P. 891–904.
66. Wilheit T., Nordberg W., Blinn J., Campbell W., Edgerton A. Aircraft measurements of microwave emission from Arctic sea ice // *Remote Sens. Environ.* 1971. V. 2. P. 129–139.
67. Troy B.E., Hollinger J.P., Lerner R.M., Wisler M.M. Measurement of the microwave properties of sea ice at 90 GHz and lower frequencies // *J. Geophys. Res. Oceans.* 1981. V. 86, № C5. P. 4283–4289.
68. NORSEX Group. Norwegian remote sensing experiment in a marginal ice zone // *Science.* 1983. V. 220, № 4599. P. 781–787.

69. *Tucker W.B., Grenfell T.C., Onstott R.G., Perovich D.K., Gow A.J., Snuchman R.A., Sutherland L.L.* Microwave and physical properties of sea ice in the winter Marginal Ice Zone // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1991. V. 96, № C3. P. 4573–4587.
70. *Tucker W. B., Gow A. J., Weeks W. F.* Physical properties of summer sea ice in the Fram Strait // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1987. V. 92, № C7. P. 6787–6803.
71. *Grenfell T.C.* Surface-based passive microwave observations of sea ice in the Bering and Greenland seas // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1986. № 3. P. 378–382.
72. *Matzler C., Ramseier R., Svendsen E.* Polarization effects in seaice signatures // *IEEE J. Ocean. Eng.* 1984. V. 9, № 5. P. 333–338.
73. *Hewison T.J., English S.J.* Airborne retrievals of snow and ice surface emissivity at millimeter wavelengths // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1999. V. 37, № 4. P. 1871–1879.
74. *Comiso J.C.* Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations // *J. Geophys. Res. Oceans* 1978–2012. 1983. V. 88, № C12. P. 7686–7704.
75. *Mathew N., Heygster G., Melsheimer C.* Surface emissivity of the Arctic sea ice at AMSR-E frequencies // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2009. V. 47, № 12. P. 4115–4124.
76. *Haggerty J.A., Curry J.A.* Variability of sea ice emissivity estimated from airborne passive microwave measurements during FIRE SHEBA // *J. Geophys. Res. Atmospheres*. 2001. V. 106, № D14. P. 15265–15277.
77. *Liu Q., Weng F., English S.J.* An Improved Fast Microwave Water Emissivity Model // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2011. V. 49, № 4. P. 1238–1250.
78. *Hollinger J.P.* Passive microwave measurements of sea surface roughness // *IEEE Trans. Geosci. Electron.* 1971. V. 9, № 3. P. 165–169.
79. *Stogryn A.* Equations for calculating the dielectric constant of saline water // *IEEE Trans. Microw. Theory Tech.* 1971. V. 19, № 8. P. 733–736.
80. *Stogryn A.* The apparent temperature of the sea at microwave frequencies // *IEEE Trans. Antennas Propag.* 1967. V. 15, № 2. P. 278–286.
81. *Meissner T., Wentz F.J.* The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2012. V. 50, № 8. P. 3004–3026.
82. *Raizer V.* Macroscopic Foam–Spray Models for Ocean Microwave Radiometry // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2007. V. 45, № 10. P. 3138–3144.
83. *Anguelova M.D., Gaiser P.W.* Dielectric and Radiative Properties of Sea Foam at Microwave Frequencies: Conceptual Understanding of Foam Emissivity // *Remote Sens.* 2012. V. 4, № 5. P. 1162–1189.
84. *Anguelova M.D., Gaiser P.W.* Microwave emissivity of sea foam layers with vertically inhomogeneous dielectric properties // *Remote Sens. Environ.* 2013. V. 139. P. 81–96.
85. *Reul N., Chapron B.* A model of sea-foam thickness distribution for passive microwave remote sensing applications // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2003. V. 108, № C10. P. 19.1–19.14.
86. *Wei E.-B.* Effective medium approximation model of sea foam layer microwave emissivity of a vertical profile // *Int. J. Remote Sens.* 2013. V. 34, № 4. P. 1180–1193.
87. *Aziz M.A., Reising S.C., Asher W.E., Rose L.A., Gaiser P.W., Horgan K.A.* Effects of air-sea interaction parameters on ocean surface microwave emission at 10 and 37 GHz // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2005. V. 43, № 8. P. 1763–1774.
88. *Rosenkranz P.W.* Rough-sea microwave emissivities measured with the SSM/I // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1992. V. 30, № 5. P. 1081–1085.
89. *Shibata A.* Features of ocean microwave emission changed by wind at 6 GHz // *J. Oceanogr.* 2006. V. 62, № 3. P. 321–330.
90. *Степаненко В.Д., Шукин Г.Г., Бобылев Л.П., Матросов С.Ю.* Радиотеплокация в метеорологии. Гидрометеиздат. Ленинград, 1987. 284 с.
91. *Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Довгалюк Ю.А.* Вопросы физики облаков. 50 лет отделу физики облаков ГГО. Санкт-Петербург: Астерион, 2008. 513 с.
92. *Liebe H.J., Layton D.H.* Millimeter-wave properties of the atmosphere: Laboratory studies and propagation modeling: NTIA Rep. 87–24. Nat. Tech. Inf. Service Boulder, CO, 1987.
93. *Meissner T., Wentz F.J.* The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2004. V. 42, № 9. P. 1836–1849.
94. *Chapron B., Bingham A., Collard F., Donlon C., Johannessen J.A., Piolle J.F., Reul N.* Ocean remote sensing data integration-examples and outlook // *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society*. ESA Publication WPP-306, 2010.
95. *Li M., Liu J., Wang Z., Wang H., Zhang Z., Zhang L., Yang Q.* Assessment of Sea Surface Wind from NWP Reanalyses and Satellites in the Southern Ocean // *J. Atmospheric Ocean. Technol.* 2013. V. 30, № 8. P. 1842–1853.
96. *Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Chapron B.* GCOM-W1 AMSR2 and MetOp-A ASCAT wind

- speeds for the extratropical cyclones over the North Atlantic // *Remote Sens. Environ.* 2014. V. 147. P. 89–98.
97. *Zabolotskikh E.V.* Numerical simulation of AMSR2 high frequency channel measurements over sea ice and sea water surfaces // *Proc. 2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. 2016. P. 7686–7689.
98. *Meier W., Notz D.* A note on the accuracy and reliability of satellite-derived passive microwave estimates of sea-ice extent. Tromsø, Norway: Clic Arctic sea ice working group, Consensus document, CLIC International Project Office, 2010. P. 4.
99. *Agnew T., Howell S.* The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data // *Atmosphere-Ocean*. 2003. V. 41, № 4. P. 317–331.
100. *Knuth M.A., Ackley S.F.* Summer and early-fall Sea-ice concentration in the Ross Sea: comparison of in Situ ASPeCt observations and satellite passive microwave estimates // *Ann. Glaciol.* 2006. V. 44. P. 303–309.
101. *Oelke C.* Atmospheric signatures in sea-ice concentration estimates from passive microwaves: modelled and observed // *Int. J. Remote Sens.* 1997. V. 18, № 5. P. 1113–1136.
102. *Comiso J.C., Steffen K.* Studies of Antarctic sea ice concentrations from satellite data and their applications // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2001. V. 106, № C12. P. 31361–31385.
103. *Emery W.J., Radebaugh M., Fowler C.W., Cavalieri D., Steffen K.* A comparison of sea ice parameters computed from advanced very high resolution radiometer and Landsat satellite imagery and from airborne passive microwave radiometry // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1991. V. 96, № C12. P. 22075–22085.
104. *Steffen K., Schweiger A.J.* A multisensor approach to sea ice classification for the validation of DMSP-SSM/I passive microwave derived sea ice products // *Photogr. Engin. Rem. Sens.* 1990. V. 56. P. 75–82.
105. *Zibordi G., Van Woert M., Meloni G.P., Canossi I.* Intercomparisons of sea ice concentration from SSM/I and AVHRR data of the Ross Sea // *Remote Sens. Environ.* 1995. V. 53, № 3. P. 145–152.
106. *Drüe C., Heinemann G.* High-resolution maps of the sea-ice concentration from MODIS satellite data // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31, № 20. DOI: 10.1029/2004GL020808.
107. *Karvonen J.* A sea ice concentration estimation algorithm utilizing radiometer and SAR data // *The Cryosphere*. 2014. V. 8, № 5. P. 1639–1650.
108. *Dokken S.T., Hakansson B., Askne J.* Inter-comparison of Arctic sea ice concentration using RADAR-SAT, ERS, SSM/I and in-situ data // *Can. J. Remote Sens.* 2000. V. 26, № 6. P. 521–536.
109. *Zakhvatkina N., Korosov A., Muckenhuber S., Sandven S., Babiker M.* Operational algorithm for ice-water classification on dual-polarized RADAR-SAT-2 images // *The Cryosphere*. 2017. V. 11, № 1. P. 33–46.
110. *Comiso J.C., Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P.* Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques // *Remote Sens. Environ.* 1997. V. 60, № 3. P. 357–384.
111. *Belchansky G.I., Douglas D.C.* Seasonal comparisons of sea ice concentration estimates derived from SSM/I, OKEAN, and RADARSAT data // *Remote Sens. Environ.* 2002. V. 81, № 1. P. 67–81.
112. *Hanna E., Bamber J.* Derivation and optimization of a new Antarctic sea-ice record // *Int. J. Remote Sens.* 2001. V. 22, № 1. P. 113–139.
113. *Kwok R.* Sea ice concentration estimates from satellite passive microwave radiometry and openings from SAR ice motion // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29, № 9. DOI: 10.1029/2002GL014787.
114. *Swift C.T., Fedor L.S., Ramseier R.O.* An algorithm to measure sea ice concentration with microwave radiometers // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1985. V. 90, № C1. P. 1087–1099.
115. *Comiso J. C.* SSM/I concentrations using the Bootstrap algorithm.: 1380. NASA Refer. Publ., 1995. P. 50.
116. *Pedersen L.T.* Retrieval of sea ice concentration by means of microwave radiometry // *Electromagnetics Rep.* 1991. 154p.
117. *Parkinson C.L., Comiso J.C., Zwally H.J.* Nimbus-5 ESMR Polar Gridded Sea Ice Concentrations, 1978–2011: edited by: Meier, W. and Stroeve, J. NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center, NASA, Boulder, Colorado, USA, 2004.
118. *Comiso J.C., Gersten R.A., Stock L.V., Turner J., Perez G.J., Cho K.* Positive trend in the Antarctic sea ice cover and associated changes in surface temperature // *J. Clim.* 2017. V. 30, № 6. P. 2251–2267.

Review of methods to retrieve sea ice parameters from satellite microwave radiometer data

E. V. Zabolotskikh

*Russian State Hydrometeorological University
Malookhtinsky prosp., 98, St. Petersburg, 195196, Russia
E-mail: liza@rshu.ru*

Received: 12.04.2018

Revised version received: 31.05.2018

Sea ice monitoring using long-term data of satellite passive microwave instruments enables climate change estimates. These numerical estimates depend on the methods used for sea ice parameter retrievals. This work presents a review of methods to retrieve sea ice parameters from the data of satellite microwave radiometers. Physical modeling of the sea ice–ocean–atmosphere microwave radiation provides the means to identify the general sources of the retrieval errors and to classify the methods by used approach. The basics of the algorithms are formulated along with assumptions and approximations as well as the data used for the algorithm verification. Weather filters are considered to identify the areas of open water. A comparative analysis of method advantages and limitations is given related to sea ice concentration retrievals from such satellite instruments as the series of Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) and Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR). A review of the basic satellite sea ice products based on SSM/I, AMSR-E and AMSR2 data is complemented by the list of the essential internet resources for operational and historical sea ice data.

Key words: sea ice concentration retrieval methods, satellite microwave radiometers, sea ice–ocean–atmosphere system, brightness temperature, physical modeling, satellite sea ice concentration products