ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СРАВНЕНИЕ СПЛОЧЕННОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ МИКРОВОЛНОВОЙ РАДИОМЕТРИИ С ДАННЫМИ ВИЗУАЛЬНЫХ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2018 Т.А. Алексеева^{1,2,*}, В.В. Тихонов^{3,4}, С.В. Фролов¹, М.Д. Раев³, И.А. Репина^{2,3}, Ю.В. Соколова^{1,2}, Е.В. Афанасьева¹, Е.А. Шарков³, С.С. Сероветников¹

¹ ФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург ² Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва ³ Институт космических исследований РАН, Москва

⁴ Московский физико-технический институт (государственный университет), Долгопрудный

*E-mail: *taa@aari.ru*

Поступила в редакцию 08.05.2018 г.

В работе представлено сравнение сплоченности ледяного покрова, определенной по данным спутниковой микроволновой радиометрии с помощью алгоритмов NASA Team, ASI и VASIA2, с данными специальных судовых наблюдений. Использовалась база данных визуальных наблюдений за ледяным покровом, полученная за время 15 экспедиций в Арктике. Сравнение проводилось по различным градациям сплоченности (редкие, разреженные, сплоченные, очень сплоченные и сплошные льды) отдельно для летнего и зимнего периодов. В среднем в летний период алгоритм NASA Теат недооценивает сплоченность ледяного покрова на 1 балл по сравнению с данными судовых наблюдений, алгоритмы ASI и VASIA2 – на 0.5 балла. Все три алгоритма переоценивают общую сплоченность в зонах редких льдов и недооценивают — в зонах сплоченных, очень сплоченных и сплошных льдов. Максимальные средние ошибки характерны для разреженных льдов, которые наиболее часто наблюдаются в прикромочных районах. В зимний период средняя ошибка для всех алгоритмов составляет не более 1 балла по сравнению с данными судовых наблюдений, однако в редких и в сплоченных льдах средняя ошибка в зимний период существенно выше, чем в летний. Для оценки влияния процессов таяния на значения сплоченности, полученной по данным спутниковой микроволновой радиометрии, использовались судовые данные о степени разрушенности ледяного покрова. Средняя ошибка при максимальной площади снежниц на поверхности льда достигает -2.9 балла для алгоритма NASA Team, -2.8 балла для алгоритма ASI и -5.0 баллов для алгоритма VASIA2. Полученные результаты будут полезны для определения масштабов деградации ледяного покрова в Северном Ледовитом океане, наблюдаемого в последние годы.

Ключевые слова: спутниковая микроволновая радиометрия, алгоритмы, визуальные наблюдения, сплоченность льда, разрушенность льда

DOI: 10.31857/S020596140003369-6

ВВЕДЕНИЕ

Устойчивый ледяной покров, характеризующийся высокой сезонной и межгодовой изменчивостью, ежегодно формируется на поверхности Арктических морей вследствие суровых климатических условий, типичных для полярных регионов. Морской лед играет важную роль в климатической системе Земли и является одним из важнейших индикаторов климатических изменений. Информация о ледовых условиях играет значительную роль для решения ряда практических и научных задач: обеспечения судоходства, добычи полезных ископаемых на шельфе, оценки теплообмена между океаном и атмосферой и др. (Przybylak, 2003; Vavrus, Harrison, 2003; Миронов, 2004; Бузин, Алексеев, 2006; Лихоманов, Степанов, 2006; Хромов, Петросянц, 2006; Фролов и др., 2007; Бондур, 2010; Миронов, Фролов, 2010; Юлин, 2010; Иванов и др, 2013; Gloersen et al., 1992). Учитывая ограниченное покрытие полярных регионов натурными наблюдениями с борта судов и на полярных станциях, в настоящее время основное внимание уделяется дистанционным методам зондирования морского льда (Tedesco, 2015).

Каждый вид информации имеет свои преимущества и недостатки, поэтому для максимально точного и полного анализа характеристик ледяного покрова следует учитывать все имеющиеся виды данных и использовать их в комплексе. Натурные данные, получаемые с борта судов, нерегулярны, но содержат подробнейшую информацию обо всех характеристиках ледяного покрова (Руководство..., 2011; Наблюдения..., 2009). Ежедневные спутниковые изображения покрывают всю акваторию Арктики, но позволяют определить ограниченный набор параметров (Тихонов и др., 2016). Таким образом, представляется целесообразным использовать сочетание доступных спутниковых и судовых данных. Однако спутниковые данные и данные, полученные в ходе судовых наблюдений, могут существенно различаться. Наиболее ярко выраженные различия наблюдаются в районе кромки льда, они обусловливают погрешности в оценке общей сплоченности и ледовитости по данным микроволновой радиометрии, что затрудняет их использование в решении практических и научных задач (Алексеева, Фролов, 2012).

Из всех существующих в настоящее время источников спутниковой информации наиболее представительными являются данные спутниковой микроволновой радиометрии. Пассивные микроволновые датчики, расположенные на борту искусственных спутников Земли (ИСЗ), позволяют контролировать и исследовать распределение морского льда полярных регионов на глобальной основе, независимо от времени суток и погодных условий уже в течение сорока лет (Тихонов и др., 2016).

Для оценки общей сплоченности морского льда по данным пассивного микроволнового зондирования разработано множество алгоритмов (Тихонов и др., 2016). В научной литературе опубликовано большое количество работ по сравнению данных спутниковой микроволновой радиометрии с другими видами спутниковой информации более высокого разрешения (в видимом, инфракрасном (ИК) и радиолокационном (РЛ) диапазонах) (Meier, 2005; Wiebe, 2007; Xiaoping et. al., 2018. и др.), а также с ледовыми картами, построенными на их основе (Agnew, Howell, 2003; Tonboe et al., 2016 и др.). Данные о сплоченности ледяного покрова, полученные с помощью разных алгоритмов и с различных сенсоров (SMMR, AMSR-E, AMSR2, SSM/I, SSMIS), неоднократно сравнивались между собой для поиска особенностей каждого алгоритма при различных ледовых и метеорологических условиях (Andersen et al., 2006; Ivanova et al., 2014, 2015). Проводились также сравнения с данными судовых наблюдений (Comiso et al., 1984; Knuth, 2006; Spreen et al., 2008; Beitsch et al., 2012; Ozsoy-Cicek et al., 2015 и др.).

В статье (Ivanov et al., 2014) приведено сравнение 11 алгоритмов между собой. Авторы определили среднегодовую площадь ледяного покрова Арктики за периоды 1979—2012 гг. и 1992—2012 гг., используя каждый из этих алгоритмов. Результаты показали, что разница в площади ледяного покрова, определяемой с помощью этих алгоритмов, может достигать 1.3 млн км², тогда как графики изменения площади ледяного покрова за рассматриваемые периоды показывают ее уменьшение от 0.534 до 0.978 млн км² за декаду, в зависимости от алгоритма.

Сравнение данных микроволновой радиометрии с данными судовых наблюдений ранее проводилось по результатам от одной до трех экспедиций (Comiso et al., 1984; Knuth, 2006; Spreen et al., 2008). В международной практике судовые визуальные наблюдения производятся один раз в час (или в три часа) по ходу движения судна. Согласно данной методике, ледовые условия определяются в одной точке через каждые, в среднем, 10-20 км, в зависимости от скорости движения судна во льдах (Worby, Allison, 1999; Knuth, Ackley, 2006). В Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) на протяжении многих лет накапливался массив данных специальных судовых наблюдений, выполненных по другой методике, которая заключается в непрерывном наблюдении за ледяным покровом и выделении однородных ледовых зон. Впервые эти данные были использованы для сравнения с данными микроволновой радиометрии (алгоритм NASA Team) в работе Алексеева, Фролов (2012). Также часть из них использовалась при разработке первого отечественного алгоритма VASIA2 (Тихонов и др., 2015; Tikhonov et al., 2015). В данной работе к сравнению добавлены алгоритмы ASI и VASIA2, а также показано влияние разрушенности ледяного покрова на разницу в оценке сплоченности льда.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ Алгоритм NASA Team (NT)

Алгоритм NASA Team, разработанный коллективом NASA, использует два соотношения: поляризационное PR(19) и градиентное GR(37V19V) (Cavalieri et al., 1986). В алгоритме различается излучение трех поверхностей: многолетнего и однолетнего льда, и открытой воды. При расчете сплоченности однолетнего и многолетнего льда используются девять известных значений яркостной температуры — девять точек привязки, которые определяются для каждого радиометра (SMMR, SSM/I, SSMIS) отдельно для Арктики и Антарктики (Meier, 2005). Ошибки в оценке сплоченности могут увеличиваться как в случае временных

отклонений от излучательной способности точек привязки (например, из-за процессов таяния, наличия снежного покрова, ветрового волнения), так и в случае пространственных различий (например, из-за географической разницы в химических и физических свойствах морской воды, ледяного и снежного покрова) (Comiso, 1983). Для уменьшения вероятности ложного обнаружения морского льда в алгоритме NASA Теат применяются два погодных фильтра, основанных на вычислении пороговых значений GR(37V19V) и GR (22V19V) – если GR(37V19V) > 0.05 и/или GR(23V19V) > 0.045, то сплоченность ледяного покрова принимается равной нулю (Тихонов и др., 2016).

Алгоритм ARTIST Sea Ice (ASI)

Алгоритм ARTIST Sea Ice (ASI), разработанный в Бременском Университете, является модернизацией алгоритма Svendsen (также имеющий название Near 90GHz). Алгоритм ASI базируется на расчете разности яркостных температур высокочастотного канала на вертикальной и горизонтальной поляризации (85.5 ГГц – SSM/I, 91.655 ГГц – SSMIS, 89 ГГц – AMSR) (Spreen et al., 2008; Тихонов и др., 2016). В алгоритме ASI используются те же погодные фильтры, что и в алгоритме NASA Team.

Алгоритм Variation Arctic / Antarctic Sea Ice Algorithm (VASIA2)

Алгоритм VASIA2, разработанный в Институте космических исследований РАН, является на данный момент единственным отечественным алгоритмом и принципиально отличается от всех остальных алгоритмов (Тихонов и др., 2015; Tikhonov et al., 2015). В его основе лежат не экспериментальные ланные, а теоретическая модель излучения системы «морская поверхность-ледяной покров-снежный покров-атмосфера» (Репина и др., 2012; Tikhonov et al., 2013). В качестве основных параметров алгоритм использует три тангенса угла наклона прямой, проведенной через значения яркостной температуры для двух разных частот одной поляризации к оси частот: тангенс для частот 85.5 и 19.35 ГГц вертикальной поляризации, тангенс для частот 85.5 и 37 ГГц горизонтальной поляризации и тангенс для частот 37 и 19.35 ГГц вертикальной поляризации. Первые два тангенса определяются в основном сплоченностью ледяного покрова и слабо зависят от изменений различных характеристик поверхности, третий сильно зависит от влажности поверхностного слоя и является критерием наличия или отсутствия снежниц на ледяном покрове.

Все алгоритмы менее чувствительны к гидрометеорам в атмосфере над сплоченными льдами, чем над открытой водой, так как над поверхностью сплоченного льда их содержание в атмосфере меньше. Но при этом в сплоченных льдах причиной ошибок являются изменения поверхности льда во время таяния и накопления снежного покрова. Ошибки, обусловленные изменением поверхности льда, более существенны, чем ошибки, связанные с атмосферными явлениями над открытой водой или редкими льдами (Andersen et al., 2006).

Спутниковые изображения SSM/I и SSMIS (NT алгоритм, разрешение 25 км) и AMSR-E, AMSR2 (ASI алгоритм, разрешение 12.5 км) были получены на сайтах www.nsidc.org и www.seaice.dk соответственно.

СПЕЦИАЛЬНЫЕ СУДОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Визуальные наблюдения выполнялись по единым методическим принципам, традиционно используемым специалистами ААНИИ в своей работе, в строгом соответствии с требованиями регламентирующих документов. Наблюдения производились круглосуточно с ходового мостика по всему маршруту следования судна. Они включали в себя визуальное определение комплекса основных характеристик ледяного покрова: возраста, общей и частной сплоченности каждого из наблюдаемых возрастных видов льда, а также их форм (горизонтальных размеров льдин), диапазона толщин ровного льда и высот снега, торосистости, средней и максимальной высоты торосов, разрушенности, сжатий льда, ориентации и размеров разводий. Ледовые условия в районе плавания (в пределах горизонтальной видимости) могут существенно отличаться от условий непосредственно по пути плавания (в зоне по курсу судна, ширина которой равна 6-кратной ширине, а длина – 6-кратной длине корпуса судна), и поэтому все перечисленные выше характеристики записывались раздельно для района и по пути плавания. Детализация пространственного масштаба определялась протяженностью однородных ледовых зон, временного масштаба – скоростью движения судна в данных ледовых условиях (Алексеева, Фролов, 2012).

Сравнение общей сплоченности льда, полученной по данным микроволновой радиометрии ($C_{\rm мp}$), с общей сплоченностью, полученной во время судовых наблюдений ($C_{\rm суд}$), выполнено отдельно для летнего и зимнего сезонов. Летние наблюдения проводились в ходе шести экспедиций на научно-экспедиционных судах (НЭС) (рис. 1)«Академик Федоров» (2000, 2004 и 2005 гг.) и «Михаил Сомов» (1996 г.), а также на ледоколах «Советский Союз» (2003 г.) и «Капитан Драницын» (2003 г.). Данные девяти зимних экспедиций (рис. 1) были получены на борту научно-экспедиционного



Рис. 1. Маршруты рейсов ледоколов и научно-исследовательских судов, в которых проводились специальные судовые наблюдения, используемые для сравнения со спутниковыми данными: (a) – летний период, (б) – зимний период.

судна «Михаил Сомов» (1996–1997, 1997–1998, 1998, 2001, 2003 и 2004 гг.) и ледоколов «Капитан Николаев» (1995 г.), «Капитан Драницын» (1998 и 2000 гг.). Всего в районе исследования (Баренцевом, Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском морях) было получено порядка 91 тыс. км непрерывных визуальных наблюдений за ледяным покровом по пути движения судов. Для сравнения судовых наблюдений со спутниковыми данными использовалась общая сплоченность ледяного покрова, наблюдаемая в районе движения судна. Поскольку способы получения спутниковых и судовых данных принципиально разные, их пространственное разрешение может отличаться весьма существенно, и поэтому перед началом анализа их необходимо привести к единой дискретности. Для этого траектории движения судов делятся на однокилометровые отрезки пути, в пределах которых усредняются значения общей сплоченности ледяного покрова. Используемые для сравнения данные микроволновой радиометрии, где для расчета сплоченности использовался алгоритм NASA Team, имеют разрешение 25 км × 25 км, следовательно, каждая ячейка на снимке соответствует нескольким километровым отрезкам пути движения судна. В среднем, около 20-25 км пути судно движется в пределах площади одного пиксела. При хорошей видимости визуальные наблюдения охватывают пространство радиусом 8-10 км вокруг судна. Следует отметить, что в данной работе использовались данные, полученные лишь при хорошей видимости; наблюдения, которые проводились при плохой видимости (туман, сильный снегопад, ночное время), были удалены из базы данных. Таким образом, покрытие данными визуальных наблюдений составляет от 51 до 64% площади пиксела на спутниковом снимке. Спутниковые изображения сплоченности ледяного покрова, рассчитанной по алгоритмам ASI и VASIA2, имеют разрешение 12.5 км × 12.5 км. Следовательно, их покрытие данными визуальных наблюдений составляет от 51 до 77% площади пиксела на спутниковом снимке. Далее для каждой ячейки снимка рассчитывалось соответствующее среднее значение общей сплоченности, полученное путем визуальных наблюдений.

Подобные сравнения проводились для валидации спутниковых данных в различных работах. Например, в работе Knuth, Ackley (2006) проводится сравнение с судовыми данными, которые выполнялись один раз в час, и данными видеосъемки с вертолета, которая за 1 мин видео покрывала 0.2 км × 2.6 км поверхности моря. В работе (Comiso, 1984) для валидации данных микроволновой радиометрии с сенсора SMMR использовались визуальные наблюдения, выполненные по российской методике и полученные во время одного рейса на НЭС «Михаил Сомов» в море Уэдделла.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Несмотря на частичное пространственное покрытие судовыми наблюдениями пикселов на спутниковых снимках, сравнение данных микроволновой радиометрии с огромным массивом судовых данных, не имеющим аналогов в мире, имеет большое значение. Помимо общей сплоченности, судовые наблюдения содержат в себе другие параметры ледяного покрова, практически не определяемые в настоящее время методами дистанционного зондирования (ДЗ), но позволяющие оценить степень их влияния на значения сплоченности, получаемой с помощью микроволновой радиометрии.

На рис. 2 показан наглядный пример, каких ошибок могут достигать данные микроволновой радиометрии в период интенсивного таяния ледяного покрова. При составлении обзорной ледовой карты Восточно-Сибирского моря 26 июля 2017 г. в период таяния (температура воздуха к западу от острова Врангеля +3 °C), ледовый эксперт обнаружил существенную разницу между данными пассивного микроволнового зондирования AMSR2 и снимком в видимом диапазоне, полученным с ИСЗ «Terra» (MODIS). Зоны очень сплоченных (9-10 баллов), сплоченных (7-8 баллов) и разреженных (4-6 баллов) льдов, хорошо видимые на снимке ИСЗ «Terra» (MODIS) в центральной части снимка к западу от о-ва Врангеля, на снимке AMSR2 отображаются как чистая вода.



Рис. 2. Ледяной покров в восточной части Восточно-Сибирского моря 26 июля 2017 г.: слева – данные спутникового микроволнового радиометра AMSR2 (сплоченность льда рассчитана с помощью алгоритма ASI, разрешение 6.25 км, источник http://seaice.uni-bremen.de); в центре – снимок спутника «Terra» MODIS (https://worldview.earthdata.nasa.gov); справа – обзорная ледовая карта ААНИИ.



Рис. 3. Распределение средней ошибки между значениями сплоченности, рассчитанной по трем алгоритмам, и сплоченностью, полученной с помощью судовых наблюдений.

Сравнение $C_{\rm мp}$ с данными судовых наблюдений $C_{\rm суд}$ позволило выявить основные закономерности в отображении сплоченности ледяного покрова по различным градациям отдельно для летнего и зимнего периодов. На рис. 3 показаны гистограммы распределения разницы между $C_{\rm мp}$, рассчитанной с помощью трех алгоритмов, и $C_{\rm суд}$ ($C_{\rm мp} - C_{\rm суд}$). В летний период общая сплоченность, рассчитанная по всем трем алгоритмам, переоценивается в районах, покрытых редкими льдами (1–3 балла): алгоритм NASA Теат завышает в среднем на

1 балл, ASI и VASIA2 на 0.5 балла. В сплоченных (7–8 баллов), очень сплоченных и сплошных (9–10 и 10 баллов) льдах данные пассивного микроволнового зондирования, наоборот, занижают общую сплоченность: алгоритм NASA Team занижает в среднем на 2 балла, ASI и VASIA2 на 1.5 балла.

В зимний период разница между $C_{\rm мp}$, рассчитанной с помощью алгоритма NASA Team, и $C_{\rm суд}$ увеличивается почти до двух баллов в редких (1–3 балла) льдах и остается отрицательной до двух баллов в сплоченных льдах (7–8 баллов). Разница между

 $C_{\rm мр}$, рассчитанной с помощью алгоритма ASI, и $C_{\rm суд}$ также увеличивается по сравнению с летним периодом до 1.5 баллов в редких льдах и занижает сплоченность до двух баллов в районах сплоченных льдов. В алгоритме VASIA2 в зимний период происходит ярко-выраженное завышение сплоченности в редких (1–3 балла) и разреженных (4–6 баллов) льдах, но при этом разница с судовыми данными в районах сплоченных льдов снижается до -0.5 баллов.

Для всех алгоритмов и в летний, и в зимний периоды нет явного завышения либо занижения сплоченности по сравнению с судовыми данными в разреженных льдах (4-6 балла). Разреженные льды чаще всего встречаются в прикромочных районах, которые в литературе однозначно считаются наиболее проблемными районами для определения сплоченности льда с помощью спутниковой микроволной радиометрии (Agnew, Howel, 2003; Ivanova et al., 2015 и т.д.). Для этой градации сплоченности данные пассивного микроволнового зондирования могут как занижать, так и завышать сплоченность льда, а небольшие значения ошибок, характерные для этой градации, которые видны на графиках на рис. 3, являются лишь результатом того, что высокие положительные и отрицательные ошибки компенсируют друг друга.

Отдельно можно отметить зоны очень сплоченных и сплошных льдов (9–10, 10 баллов). $C_{\rm Mp}$, определенная с помощью алгоритмов ASI и VASIA2, показывает в таких льдах хорошее соответствие с $C_{\rm суд}$ – как в зимний, так и в летний периоды спутниковые данные занижают сплоченность в среднем лишь на 0.5 балла. Сплоченность, рассчитанная с помощью алгоритма NASA Team, отличается от $C_{\rm сул}$ на 1.5–2 балла в данной градации.

В табл. 1 представлены коэффициенты корреляции и среднеквадратическое отклонение между судовыми данными и данными спутниковой микроволновой радиометрии. Для алгоритмов NASA Team и ASI коэффициенты корреляции в летний период несколько выше, чем в зимний, а среднеквадратическое отклонение ниже. Для алгоритма VASIA2 значения данных статистических характеристик практически одинаковые для летнего и зимнего периодов. Таким образом, не подразделяя сплоченность льда по градациям, $C_{\rm Mp}$ рассчитанные по алгоритма NASA Team и ASI, лучше соответствуют судовым данным в летний период, чем в зимний.

Одним из важных параметров, который входит в состав специальных судовых наблюдений, является разрушенность ледяного покрова. Данный параметр носит не столько количественный, сколько качественный характер. Для его определения используется пятибалльная шкала, которая является не только отображением площади, занимаемой снежницами на поверхности льда, но и учитывает все процессы таяния ледяного покрова. Шкала разрушенности для однолетнего льда приведена в табл. 2.

Из всего массива судовых наблюдений были отобраны те ледовые зоны, где были зафиксированы процессы таяния. Для каждой градации разрушенности были посчитаны средние ошибки (табл. 3), чтобы оценить влияние этого параметра на расчет сплоченности ледяного покрова с помощью различных алгоритмов. В среднем, алгоритм NASA Team недооценивает сплоченность ледяного покрова на один балл по сравнению с данными судовых наблюдений. С началом процесса таяния разница между $C_{\rm мp}$ и $C_{\rm суд}$ увеличивается и достигает -2.9 балла при максимальной площади снежниц на льду (разрушенность 4 балла). Объясняется это тем, что по мере развития процессов таяния до 4-х баллов количество снежниц на льду увеличивается. и ту площадь льда, которая находится под ними, микроволновые сенсоры частично «принимают» за

Летний период					
	NASA Team (25 км)	ASI (12.5 км)	VASIA2 (12.5 км)		
Коэффициент корреляции	0.86	0.88	0.80		
Средняя ошибка, баллы	-1.0	-0.5	-0.4		
Среднеквадратическое отклонение,%	21	19	27		
Зимний период					
	NASA Team (25 км)	ASI (12.5 км)	VASIA2 (12.5 км)		
Коэффициент корреляции	0.80	0.78	0.82		
Средняя ошибка, баллы	-1.0	-0.9	0.1		
Среднеквадратическое отклонение,%	25	25	25		

Таблица 1. Статистические параметры, полученные при сравнении данных микроволновой радиометрии с судовыми данными

Балл	Внешние признаки разрушенности льда
0	Признаки таяния отсутствуют.
1	На поверхности льда наблюдаются отдель- ные снежницы в виде темных пятен и луж. Начался распад сморозей.
2	Поверхность льда потемнела. Снег частич- но растаял. Повсюду видны большие лужи и отдельные озерки.
3	Озерки распространены по всей поверхно- сти льда. Снег полностью растаял. Местами видны проталины. Лед в стадии обсыхания. Цвет льда белесый.
4	Сильно разрушенный лед. Повсюду вид- ны проталины и промоины, закончен рас- пад сморозей. Среди битого льда появи- лись грибовидные льдины с подводными таранами.
5	Преобладает битый лед в виде сильно об- таявших бесформенных глыб, глубоко си- дящих в воде. Лед сильно пропитан водой, имеет темно-серый цвет.

Таблица 2. Шкала разрушенности однолетнего льда (Руководство..., 2011)

Таблица 3. Средняя ошибка между $C_{\rm мp}$ и $C_{\rm суд}$ (в баллах) при различных стадиях разрушенности ледяного покрова

Разрушенность	NASA Team	ASI	VASIA2
M = 5	-1.7	-0.3	0.3
$4 \leq M < 5$	-2.9	-2.8	-5.0
$3 \leq M \leq 4$	-1.2	-0.8	-0.8
$2 \leq M < 3$	-1.8	-0,4	-0.5
1 ≤M <2	-1.4	-0.2	0.6
0 < M < 1	-2.0	-0.7	0.1

чистую воду и, следовательно, занижают реальную сплоченность морского льда (Тихонов и др., 2015; Tikhonov et al., 2015). При максимальной разрушенности в 5 баллов средняя ошибка снова уменьшается, так как особенность данной стадии разрушенности заключается в том, что лед протаивает насквозь в местах, где до этого развивались снежницы, он раскалывается и превращается в бесформенные глыбы, края которых погружены в воду.

Алгоритм ASI в среднем недооценивает сплоченность ледяного покрова на 0.5 балла. При развитии процессов таяния от 1 до 3 баллов средняя ошибка между $C_{\rm мp}$ и $C_{\rm суд}$ колеблется от -0.2до -0.8, и достигает -2.8 при четырехбалльной разрушенности.



Рис. 4. Разница между данными пассивного микроволнового зондирования и судовыми данными (в баллах) в зависимости от стадии разрушенности.

Алгоритм VASIA2 в среднем недооценивает общую сплоченность на 0.4 балла. При разрушенности 1–2 балла средняя ошибка между $C_{\rm мp}$ и $C_{\rm сул}$ становится положительной и составляет 0.1–0.6 балла. Далее при увеличении количества снежниц ошибка становится отрицательной и достигает –5 при разрушенности 4 балла, а затем снова переходит к положительным значениям при максимальной разрушенности 5 баллов.

На рис. 4 показано распределение разницы между $C_{\rm мp}$ и $C_{\rm суд}$ для трех алгоритмов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты данной работы хорошо коррелируют с результатами предыдущих исследований. Например, в работе (Spreen et al., 2008) сравнивалась общая сплоченность, рассчитанная с помощью алгоритмов ASI, NASA Team 2 и Bootstrap, со сплоченностью, определенной с борта НИС «Polarstern» в марте-апреле 2003 г. и июле-августе 2004 г. По результатам сравнения выявлено, что данные спутниковой микроволновой радиометрии переоценивают общую сплоченность на 10-12%. Следует учитывать, что экспедиции на борту НИС «Polarstern» проводились преимущественно в редких и разреженных льдах. В работе (Knuth, Ackley, 2006) сплоченность ледяного покрова, определенная с помощью алгоритма NASA Team. сравнивалась с наблюдениями. полученными в ходе трех экспедиций в море Росса в Южном океане. Полученные результаты полностью совпадают с распределением средних ошибок для алгоритма NASA Team в данной работе: алгоритм переоценивает сплоченность в редких льдах (1-3 балла), показывает большие ошибки (как положительные, так и отрицательные) в разреженных льдах (4-6 баллов) и недооценивает общую сплоченность в сплоченных (7-8 баллов), очень сплоченных и сплошных льдах (9-10, 10 баллов). Один из важных параметров, который входит в состав специальных судовых наблюдений ААНИИ, - разрушенность морского льда - использовался для оценки влияния процессов таяния на среднюю ошибку между сплоченностью, полученной с помощью микроволновой радиометрии, и сплоченностью, определенной в ходе визуальных судовых наблюдений. При максимальном количестве снежниц на поверхности морского льда средняя ошибка увеличивается в несколько раз. Однако при максимальной стадии разрушенности, когда ледяные поля распадаются и принимают вид сильно обтаявших бесформенных глыб, глубоко сидящих в воде, средняя ошибка снова уменьшается.

Таким образом, благодаря большому объему базы данных специальных судовых наблюдений ААНИИ, которые проводились как в легких, так и в тяжелых ледовых условиях в летний и зимний периоды, полученные результаты позволяют оценить общие закономерности в определении общей сплоченности ледяного покрова по данным микроволновой радиометрии. Использовать данные микроволновой радиометрии в оперативных целях (для судоходства) следует крайне осторожно и лишь при отсутствии других источников спутниковых данных с бо́льшим пространственным разрешением (видимый, ИКи РЛ-диапазоны). Для решения крупномасштабных научных задач данные микроволновой радиометрии являются одним из самых важных источников информации о ледяном покрове, поскольку представляют собой самый длинный ряд наблюдений — уже порядка 40 лет. В этом случае необходимо использовать полученные средние ошибки для коррекции данных. Это положение является особенно актуальным при исследовании климатических изменений, основанных на анализе количества и распределения морского льда. Выявленные ошибки в регистрации сплоченности льда могут существенно повлиять на оценку масштабов деградации ледяного покрова в Северном Ледовитом океане, наблюдаемого в последние годы.

Работа выполнена при поддержке ФАНО (тема «Мониторинг», госрегистрация № 01.20.0.2.00164) (Тихонов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А.); при поддержке Минобрнауки РФ, соглашение № 14.616.21.0078 (RFMEFI61617X0078). Обработ-ка спутниковых данных (алгоритмы NASA Team и ASI) проводилась в рамках гранта 2007/2008 от лаборатории Отто-Шмидта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеева Т.А., Фролов С.В. Сравнительный анализ спутниковых и судовых данных о ледяном покрове в морях Российской Арктики // Исслед. Земли из космоса. 2012 г. № 6. С. 69–76.

Бондур В.Г. Аэрокосмические методы и технологии мониторинга нефтегазоносных территорий и объектов нефтегазового комплекса // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 6. С. 3–17.

Бузин И.В., Алексеев Ю.Н. Методы активной борьбы с айсбергами // Ледяные образования морей западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. Ч. 2.3. С. 164–175.

Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50-65.

Лихоманов В.А., Степанов И.В. Интерпретация данных о ледяном покрове при расчете ледовых нагрузок на дно и шельфовые окружения // Ледяные образования морей западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. Ч. 2.1. С. 131–139.

Миронов Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 320 с.

Миронов Е.У., Фролов С.В. Влияние морского льда на судоходство и классификация опасных ледовых явлений. // Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике. СПб.: ААНИИ, 2010. Гл. 1. С. 12–32.

Наблюдения за ледовой обстановкой: уч. пос. СПб.: ААНИИ, 2009. 360 с.

Тихонов В.В., РепинаИ.А., Алексеева Т.А., Иванов В.В., РаевМ.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю. Восстановление сплоченности ледяного покрова Арктики по данным SSM/I // Совр. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 2. С. 182–193.

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) // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 2. С. 78–93.

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 // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 4. С. 65–84.

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 // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 5. С. 29–36.

Руководство по производству судовых специальных ледовых наблюдений. СПб.: ААНИИ, 2011.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 158 с.

Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во Московского унив., Наука, 2006. 582 с.

Юлин А.В. Вторжение труднопроходимых льдов на трассы плавания // Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике. СПб.: ААНИИ, 2010. Гл. 8. С. 269–277.

Agnew T, Howell S. The Use of Operational Ice Charts for Evaluating Passive Microwave Ice Concentration Data // Atm. – Ocean. 2003. V. 41(4). P. 317–331. doi: 10.3137/ao.410405

Andersen S., Tonboe R., Kern S., Schyberg H. Improved retrieval of sea ice total concentration from spaceborne passive microwave observations using numerical weather prediction model fields: An intercomparison of nine algorithms // Rem. Sens. Environm. 2006. V. 104. P. 374–392.

Beitsch A., Kern S., Kaleschke L. Comparison of AMSR-E sea ice concentrations with aspect ship observations around Antarctica. Proc. of the Geosci. and Rem. Sens. Symp. Munich, Germany, 22–27 July 2012.

Cavalieri D.J., Gloersen P., Wilheit T.T. Aircraft and satellite passive microwave observations of the Bering Seaice cover during MIZEX West // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 1986. V. GE-24. № 3. P. 368–377.

Comiso J.C., Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 686–704.

Comiso J.C., Ackley S.F., Gordon A.L. Antarctic sea ice microwave signatures and their correlation with in situ ice observations // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. NO. C1. P. 662–672.

Gloersen P., Campbell W.J., Cavalieri D.J., Comiso J.C., Parkinson C.L., Zwally H.J. Arctic and antarctic sea ice, 1978–1987: Satellite passive-microwave observations and analysis. Washington D.C.: NASA, 1992. 290 p.

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 algorithms // IEEE T. Geosci. Rem. 2014. V. 52. P. 7233–7246.

Ivanova N., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjær G., Brucker L., Shokr M. Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // The Cryos. 9. 2015. P. 1797–1817, doi:10.5194/tc-9–1797–2015

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.

Meier W.N. Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic Peripheral Seas // IEE Transact. Geosci. and Rem. Sens. 2005. V. 43. № 6. doi: 10.1109/TGRS.2005.846151

Ozsoy-Cicek B., Ackley S.F., Worby A., Xie H., Lieser J. Antarctic sea-ice extents and concentrations: comparison of satellite and ship measurements from International Polar Year cruises // Ann. Glaciol. 2015. V. 52. P. 318–326.

Przybylak R. The Climate of the Arctic. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 2003. 271 p.

Tedesco M. Remote sensing of the cryosphere. Oxford, Engl.: JohnWiley & Sons, 2015.

Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Yu. A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // Adv. in Space Res. 2015. V. 56. № 8. P. 1578–1589. DOI:10.1016/j.asr.2015.07.009

Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Sharkov E. A, Raev M.D., Repina I.A., Ivanov V.V, Alexeeva T.A., Komarova N.Yu. Microwave Model of Radiation from the Multilayer "Ocean-atmosphere" System for Remote Sensing Studies of the Polar Regions // Progr. in Electr. Res. B. 2014. V. 59. P. 123–133. DOI:10.2528/ PIERB14021706

Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E89 GHz Channels // J. Geogr. Res. 2008. V. 113. № C2. doi: 10.1029/2005JC003384

Tonboe R. T., Eastwood S., Lavergne T., Sørensen A. M., Rathmann N., Dybkjær G., Toudal Pedersen L., Høyer J.L., Kern S. The EUMETSAT sea ice climate data record // The Cryosphere Disc. 2016. V. 10. P. 2275–2290. Doi: 10.519/tc-2016–34

Vavrus S., Harrison S.P. The impact of sea-ice dynamics on the Arctic climate system // Clim. Dyn. 2003. V. 20 (7–8). P. 741–757.

Worby A.P., Allison I. A technique for making ship-based observations of Antarctic sea ice thickness and characteristics: Pt.I. Observ. Techn. and results. Res. Rep. 14. P. 1–23. Hobart, Tasmania, Australia: Antarct. Coop. Res. Cent., Univ. of Tasmania, 1999.

Wiebe H. Validation of the ARTIST Sea Ice (ASI) Concentration Algorithm and Geolocation of the Microwave Radiometer AMSR-E data. Master Th., Inst. of Env. Phys. Univ. of Bremen, 2007. 84 pp.

Xiaoping P, Jian P, Xi Z., Quing J., Meng Q., Zian C. Comparison between AMSR2 sea ice concentration products and pseudo-ship observations of the Arctic and Antarctic sea ice edge on cloud-free days // Rem. Sens. 2018. V. 10. P. 317. doi:10.3390/rs10020317

Comparing the Satellite Microwave and Visual Shipborne Sea Ice Concentration

T.A. Alekseeva^{*1,2}, V.V. Tikhonov ^{3,4}, S.V. Frolov¹, M.D. Raev³, I.A. Repina^{2,3}, Yu.V. Sokolova ^{1,2}, E.V. Afanasieva ¹, E.A. Sharkov ³, S.S. Serovetnikov ¹

¹ Federal State Budgetary Institution Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg
² A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics Russian Academy of Science, Moscow
³ Space Research Institute Russian Academy of Science, Moscow
⁴ Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny

E-mail: taa@aari.ru*

The total ice concentration from satellite microwave data derived by three algorithms NASA Team, ASI and VASIA2 was used to compare with special shipborne observations. Visual observations were carried out during 15 scientific expeditions in the Arctic. The data were compared by various gradations of ice concentration (very open, open, close, very close and compact ice) for summer and winter seasons. Generally, in summer period the NASA Team algorithm underestimates total ice concentration by 1 tenth, ASI and VASIA2 algorithms – by 0.5 tenth in comparison to the shipborne data. All three algorithms overestimate total ice concentration in areas of very open ice and underestimate in areas of close, very close and compact ice. The mostly pronounced differences are fixed in areas of open ice, which are typical for the ice edge zones. In winter period the mean error does not exceed 1 tenth, however, in areas of very open and close ice the mean error is significantly higher than in summer period. Melting stage observed from the ships was used to estimate influence of ice melting processes on satellite microwave ice concentration. The mean error reaches -2.9 tenth for the NASA Team algorithm, -2.8 tenth for the ASI algorithm and -5.0 tenth for the vASIA2 algorithm, when area of melt ponds on sea surface is maximal. The results obtained in the paper are useful to determine the range of decreasing of ice extent in the Arctic, observed last years.

Key words: satellite microwave radiometry, algorithms, shipborne ice observations, ice concentration, ice melting

REFERENCES

Agnew T., Howell S. The Use of Operational Ice Charts for Evaluating Passive Microwave Ice Concentration Data // Atm. – Ocean. 2003. V. 41(4). P. 317–331 (doi: 10.3137/ao.410405).

Alekseeva T.A., Frolov S.V. Comparing satellite and shipborne sea ice data obtained in the Russian Arctic Seas // Izv. Atm. Oc. Phys. 2013. V. 49 (9). P. 879–885. dx.doi.org/10.1134/S000143381309017X.

Andersen S., Tonboe R., Kern S., Schyberg H. Improved retrieval of sea ice total concentration from spaceborne passive microwave observations using numerical weather prediction model fields: An intercomparison of nine algorithms // Rem. Sens. Environm. 2006. V. 104. P. 374–392.

Beitsch A., Kern S., Kaleschke L. Comparison of AMSR-E sea ice concentrations with aspect ship observations around Antarctica. In Proceedings of the Geoscience and Rem. Sens. Symp., Munich, Germany, 22–27 July 2012.

Bondur V.G. Aerospace Methods and Technologies for Monitoring Oil and Gas Areas and Facilities // Izv. Atm. Ocean. Phys. 2011. V. 47. № 7. P. 1007–1018.

Buzin I.V., Alekseev Ju.N. Metody aktivnoj bor'by s ajsbergami. Ledjanye obrazovanija morej zapadnoj Arktiki. [Methods of intensive control of icebergs. Ice formations in the western Arctic Seas] S. – P.: AANII, 2006. Ch. 2.3. P. 164–175.

Cavalieri D.J., Gloersen P., Wilheit T.T. Aircraft and satellite passive microwave observations of the Bering Seaice cover

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2018

during MIZEX West // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 1986. V. GE-24. № 3. P. 368–377.

Comiso J.C., Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations // J. Geophys. Res. 1983. № 88. P. 686–704,

Comiso J.C., Ackley S.F., Gordon A.L. Antarctic sea ice microwave signatures and their correlation with in situ ice observations // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № C1. P. 662–672.

Frolov I. E., Gudkovich Z. M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smoljanicky V.M. Nauchnye issledovanija v Arktike. Tom 2. Klimaticheskie izmenenija ledjanogo pokrova morej Evrazijskogo shel'fa. [Scientific research in the Arctic. Vol. 2. Climate changes of ice cover in the Eurasian shelf Seas] SPb.: Nauka, 2007. 158 p.

Gloersen P., Campbell W.J., Cavalieri D.J., Comiso J.C., Parkinson C.L., Zwally H.J. Arctic and antarctic sea ice, 1978– 1987: Satellite passive-microwave observations and analysis. Washington D.C.: NASA, 1992. 290 p.

Hromov S.P., Petrosjanc M.A. Meteorologija i klimatologija. [Meteorology and climatology] M.: Izd. Mosk. Univ., Nauka. 2006. 582 p.

Ivanov V.V., Alexeev V.A., Alexeeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V. Does Arctic Ocean ice cover become seasonal? (in Russian with English abstract). Issled. Zemli iz Kosmosa. 2013. № 4. P. 50–65.

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 algorithms // IEEE T. Geosci. Rem. 2014. № 52. P. 7233–7246.

Ivanova N., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjær G., Brucker L., Shokr M. Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // The Cryos. 2015. № 9. P. 1797–1817, doi:10.5194/tc-9–1797–2015

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. \mathbb{N} 44. P. 303–309.

Lihomanov V.A., Stepanov I.V. Interpretacija dannyh o ledjanom pokrove pri raschete ledovyh nagruzok na dno i shel'fovye okruzhenija. Ledjanye obrazovanija morej zapadnoj Arktiki. [Interpretation of data about ice cover during the calculations of ice impacts on bottom and shelf surroundings. Ice formations in the western Arctic Seas] SPb.: AANII, 2006. Ch. 2.1. P. 131–139.

Meier W.N. Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic Peripheral Seas // IEE Transact. Geosci. and Rem. Sens. 2005. V. 43. № 6. doi: 10.1109/TGRS.2005.846151

Mironov E. U. Ledovye uslovija v Grenlandskom i Barencevom morjah i ih dolgosrochnyj prognoz. [Ice conditions in the Greenland and Barents Seas and its long-term forecast] SPb.: AANII, 2004. 320 s.

Mironov E. U., Frolov S. V. Vlijanie morskogo l'da na sudohodstvo i klassifikacija opasnyh ledovyh javlenij. Opasnye ledovye javlenija dlja sudohodstva v Arktike. [Influence of sea ice on navigation and classification of dangerous ice formations] SPb.: AANII, 2010. Ch. 1. P. 12–32.

Nabljudenija za ledovoj obstanovkoj: uchebnoe posobie. [Observations of ice conditions: manual] SPb.: AANII, 2009. 360 s.

Ozsoy-Cicek B., Ackley S.F., Worby A., Xie H., Lieser J. Antarctic sea-ice extents and concentrations: comparison of satellite and ship measurements from International Polar Year cruises // Ann. Glaciol. 2015. № 52. P. 318–326.

Praybylak R. The Climate of the Arctic. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 2003. 271 p.

Repina I.A., Tikhonov V.V., Alekseeva T.A., Ivanov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N.Yu. Electrodynamic model of Arctic ice-cover radiation for solving problems in satellite microwave radiometry // Issled. Zemli iz Kosmosa. 2012. № 5. P. 29–36.

Rukovodstvo po proizvodstvu sudovyh special'nyh ledovyh nabljudenij. SPb.: AANII, 2011.

Tedesco M. Remote sensing of the cryosphere. Oxford, England: JohnWiley & Sons, 2015.

Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Yu. Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review // Izv., Atm. Oc. Phys. 2016. V. 52. \mathbb{N} 9. P. 1012–1030.

Tikhonov V.V., Repina I.A., Alekseeva T.A., Ivanov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarski D.A., Komarova N.Yu. Reproduction of Arctic ice concentration based on SSM/ I data // Sovr. Probl. Dist. Zondir. Zemli iz Kosmosa. 2013. V. 10. № 2. P. 182–193.

Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Yu. A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // Adv. in Space Res. 2015. V56. № 8. P. 1578–1589. DOI:10.1016/j.asr.2015.07.009

Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N. Yu. Integrative algorithm of determining ice conditions in Polar Regions by data of satellite microwave radiometry (VASIA2) // Izv. Atm. Oc. Phys. 2015a. V. 51. № 9. P. 914–928.

Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Sharkov E. A, Raev M.D., Repina I.A., Ivanov V. V, Alexeeva T.A., Komarova N. Yu. Microwave Model of Radiation from the Multilayer "Ocean-atmosphere" System for Remote Sensing Studies of the Polar Regions // Progr. in Electr. Res. B. 2014. V. 59. P. 123–133. DOI:10.2528/PIERB14021706

Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E89 GHz Channels // J. Geogr. Res. 2008. V. 113. № C2. doi: 10.1029/2005JC003384

Tonboe R. T., Eastwood S., Lavergne T., Sørensen A.M., Rathmann N., Dybkjær G., Toudal Pedersen L., Høyer J.L., Kern S. The EUMETSAT sea ice climate data record // The Cryosph. Disc. 2016. V. 10. P. 2275–2290. Doi: 10.519/ tc-2016–34

Vavrus S., Harrison S.P. The impact of sea-ice dynamics on the Arctic climate system // Clim. Dyn. 2003. V. 20 (7–8). P. 741–757.

Worby A.P., Allison I. A technique for making ship-based observations of Antarctic sea ice thickness and characteristics: Pt.I. Observational technique and results. Res. Rep. 14. P. 1–23. Hobart, Tasmania, Australia: Antarct. Coop. Res. Cent., Univ. of Tasmania, 1999.

Wiebe H. Validation of the ARTIST Sea Ice (ASI) Concentration Algorithm and Geolocation of the Microwave Radiometer AMSR-E data. Master Th., Inst. of Env. Phys., Univ. of Bremen, 2007. 84 pp.

Xiaoping P., Jian P., Xi Z., Quing J., Meng Q., Zian C. Comparison between AMSR2 sea ice concentration products and pseudo-ship observations of the Arctic and Antarctic sea ice edge on cloud-free days // Rem. Sens. 2018. № 10. P. 317. doi:10.3390/rs10020317

Yulin A. V. Vtorzhenie trudnoprohodimyh l'dov na trassy plavanija // Opasnye ledovye javlenija dlja sudohodstva v Arktike. [Methods of intensive control of icebergs. Ice formations in the western Arctic Seas] SP_M.: AANII, 2010. Ch. 8. P. 269–277.