

## Восстановление сплоченности ледяного покрова Арктики по данным SSM/I

В.В. Тихонов<sup>1</sup>, И.А. Репина<sup>1,2,3</sup>, Т.А. Алексеева<sup>4</sup>, В.В. Иванов<sup>4</sup>, М.Д. Раев<sup>1</sup>,  
Е.А. Шарков<sup>1</sup>, Д.А. Боярский<sup>1</sup>, Н.Ю. Комарова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru

<sup>2</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

E-mail: repina@ifaran.ru

<sup>3</sup> Российский государственный гидрометеорологический университет,  
Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup> Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, Россия

E-mail: taa@aari.ru

В данной работе представлен новый метод восстановления сплоченности ледяного покрова Арктики из данных SSM/I. Метод разработан на основе электродинамических моделей излучательных характеристик ледяного и снежного покровов. Модели учитывают реальные физические параметры льда и снега и не имеют эмпирических и подгоночных коэффициентов. В работе приводятся результаты сравнения расчетов сплоченности ледяного покрова Арктики, выполненных по предложенной методике с данными визуальных попутных наблюдений, а также с другими известными алгоритмами. В качестве визуальных данных используется массив наблюдений за морским льдом Арктического и Антарктического научно-исследовательского института. В качестве спутниковых данных используется база данных GLOBAL-RT программы DMSP, накопленная и постоянно обновляющаяся в отделе «Исследований Земли из космоса» ИКИ РАН.

**Ключевые слова:** сплоченность ледяного покрова, снежный покров, яркостная температура, электродинамическая модель, глубина формирования излучения, пассивное микроволновое зондирование.

### Введение

В настоящее время существует большое количество алгоритмов обработки SSM/I изображений для получения карт сплоченности морского льда: NASA TEAM, Comiso Bootstrap, TUD, ASI, NORSEX и т.д. (Cavalieri et al., 1984; Markus, Cavalieri, 2000; Comiso, 1986; Kaleschke et al., 2001; Pedersen, 1998; Svendsen et al., 1983; Swift et al., 1985; Kern, Heygster, 2001). В большинстве алгоритмов используется тот факт, что изменение излучательной способности воды с частотой, отличается от изменений у двух основных видов морского льда – однолетнего и многолетнего. Для спокойной морской поверхности величина излучательной способности быстро увеличивается с увеличением частоты. У однолетнего льда величина излучательной способности практически не зависит от частоты и составляет приблизительно 0,9, тогда как излучательная способность холодного многолетнего льда уменьшается с увеличением частоты. Излучательная способность на вертикальной поляризации значительно больше, чем на горизонтальной (Рис, 2006).

На практике для построения ледовых карт наиболее часто применяются алгоритмы NASA TEAM (Cavalieri et al., 1984), Comiso Bootstrap (Comiso, 1986), NORSEX (Svendsen et al., 1983). Эти алгоритмы для анализа используют каналы 19 и 37 ГГц двух поляризаций.

Алгоритм NASA Team (NT), созданный научным коллективом NASA, использует два отношения: поляризационное (горизонтальная и вертикальная поляризации канала 19 ГГц) и градиентное (вертикальная поляризация каналов 19 и 37 ГГц). Для уменьшения вероятности ложного обнаружения морского льда NT использует два погодных фильтра, основанных на вычислении пороговых значений вертикальной поляризации каналов 19 и 37 ГГц. Модернизированная версия этого алгоритма – алгоритм NASA Team 2 (NT2) – использует еще данные канала 85 ГГц, очень чувствительного к атмосферному излучению и менее чувствительного к неоднородности снега или льда.

Алгоритм Comiso Bootstrap, созданный в Центре космических полетов имени Годдарда, также использует каналы 19 и 37 ГГц (вертикальная и горизонтальная поляризации для канала 37 ГГц и вертикальная поляризация для канала 19 ГГц). В алгоритме используются реперные значения яркостной температуры открытой воды и сплошного ледяного покрова. Здесь также используются фильтры для устранения ошибок, связанных с волнением, пеной или повышением температуры поверхности открытой воды. В алгоритме устанавливаются пороговые значения сплоченности: сплоченность ниже 8% считается открытой водой, а сплоченность выше 92% – сплошным ледяным покровом.

В алгоритме NORSEX, разработанном в Международном центре по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена, используются два канала (19 и 37 ГГц на вертикальной поляризации) для определения сплоченности льда. Влияние колебаний температуры льда компенсируется путем использования ее среднего значения для данного сезона. Модернизированный алгоритм NORSEX использует также высокочастотный канал 85 ГГц. Поскольку вклад атмосферы быстро увеличивается с возрастанием частоты, применяются специальные методы для сохранения хорошего разделения воды и льды, полученные при использовании низкочастотных каналов.

По ряду причин, связанных с законами взаимодействия излучения с веществом, сложностью и многообразием строения морского льда и изменчивостью гидрометеорологических условий, объективная интерпретация спутниковых данных в карты сплоченности морского льда пока не является полностью решенной задачей. Сплошенность морского льда, полученная по данным пассивного микроволнового зондирования, чувствительна к смешению калибровок, изменению характеристик датчиков, заданию границ океана и суши. Другим источником ошибок являются ранние формы льда (молодой лед, нилас, шуга), снежники (лужи, образующиеся на поверхности ледяных полей в летний период), всевозможные атмосферные процессы (туман, дождь, снегопад) (Grenfell et al., 1992; Cavalieri et al., 1995; Comiso, Kwok, 1996). Самые значительные ошибки наблюдаются в прикромочных зонах, что следует как из сравнения результатов применения различных алгоритмов (Meier, 2005), так и из сравнения с данными визуальных наблюдений (Алексеева, Фролов, 2012). Одним из источников ошибок может служить тот факт, что существующие в настоящее время алгоритмы восстановления характеристик ледяного покрова по данным SSM/I используют эмпирические зависимости и подгоночные коэффициенты, пренебрегая физикой процесса.

Подавляющее большинство западных публикаций, посвященных спутниковым методам исследования характеристик ледового покрова, основано на рассмотрении разницы

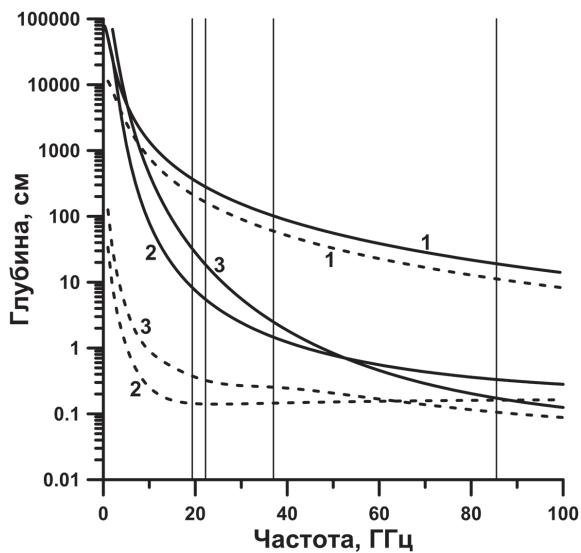
между алгоритмами. И очень редко в литературе встречается сравнение спутниковых данных с полевыми данными, в связи с небольшим количеством систематических наблюдений за ледяным покровом в высоких широтах.

## Анализ модельных расчетов

Для создания методики определения сплошности ледяного покрова из данных спутниковой микроволновой радиометрии, были проанализированы и выявлены параметры электродинамической модели (Репина и др., 2012), существенно влияющие на величину яркостной температуры системы «водная поверхность – ледяной покров – снежный покров – атмосфера». Это температура эффективно излучающего слоя, объемная влажность льда и снега, возраст льда, наличие или отсутствие на поверхности льда снежного покрова, шероховатость поверхности.

Диэлектрические свойства морского льда и снега, полученные при модельных расчетах (Репина и др., 2012; Boyarskii et al., 1994), позволяют рассчитать толщину эффективно излучающего слоя (глубину формирования излучения) ледяного и снежного покрова для частот микроволнового диапазона. Глубина формирования излучения, т.е. толщина слоя среды при котором амплитуда электромагнитной волны, проходящая через слой, уменьшается в  $e$  раз, определяется из следующего выражения (Фейнберг, 1999):  $h = \lambda/(4\pi n'')$ , где  $\lambda$  – длина волны излучения,  $n''$  – мнимая часть комплексного показателя преломления среды. На *рис. 1* представлены рассчитанные зависимости глубины формирования излучения от частоты микроволнового диапазона для: снежного покрова – 3, морского льда – 2 и сплошного пресноводного льда – 1. Сплошные кривые построены при температуре  $-20^{\circ}\text{C}$ , когда в снежном покрове и морском льду отсутствует жидкую фазу; а пунктирные – при  $0^{\circ}\text{C}$ , когда жидкой фазы в снегу и морском льду максимальное количество. Частотные зависимости толщины эффективно излучающего слоя сплошного пресноводного льда, при разных температурах, получены на основе аппроксимационной диэлектрической модели (Hufford, 1991). Тонкими вертикальными прямыми на *рис. 1* обозначены частоты прибора SSM/I (19,35, 22,235, 37 и 85,5 ГГц).

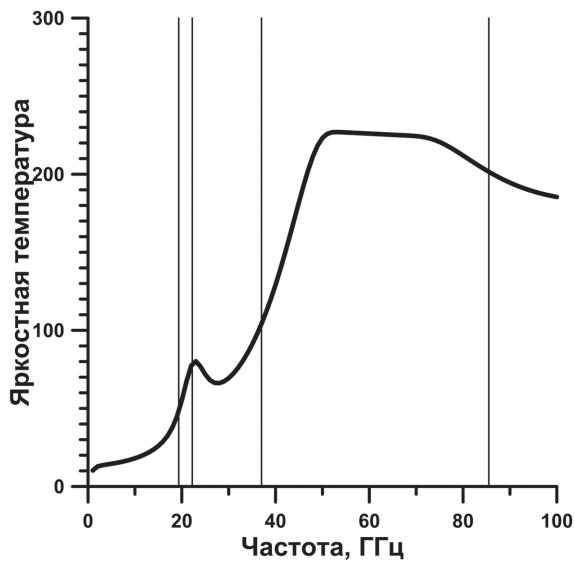
Из *рис. 1* видно, что толщина эффективно излучающего слоя морского льда значительно ниже, чем сплошного. Связано это с тем, что появление пузырьков воздуха во льду приводит к сильному рассеянию излучения, а при появлении воды еще и к сильному поглощению, что, в свою очередь, приводит к существенному увеличению мнимой части комплексного показателя преломления морского льда. Эти же эффекты (рассеяние и поглощение излучения на неоднородностях среды) определяют глубину формирования излучения для снежного покрова. Снежный покров может удержать влаги не более 12% его общего объема (Boyarskii et al., 1994). Однако даже при такой влажности снега, глубина формирования излучения для микроволнового диапазона составляет всего несколько сантиметров (пунктир 3). Для сухого снега (сплошная кривая 3) глубина формирования излучения, для частот прибора SSM/I, составляет всего не более 30 см.



*Рис. 1. Глубина формирования излучения для морского льда с пористостью 30% и снежного покрова с плотностью 0,3 г/см<sup>3</sup>*

Таким образом, для рабочих частот прибора SSM/I, вклад в излучение системы «водная поверхность – лед – снежный покров – атмосфера» дает только небольшой слой твердой поверхности: от 20–30 см на частоте 19,35 ГГц, до нескольких миллиметров на частоте 85,5 ГГц.

Вклад излучения атмосферы становится существенным на частотах выше 35 ГГц. При расчетах использовалась стандартная модель атмосферы (Цейтлин, 1966). Расчетные значения яркостной температуры атмосферы представлены на *рис. 2*.



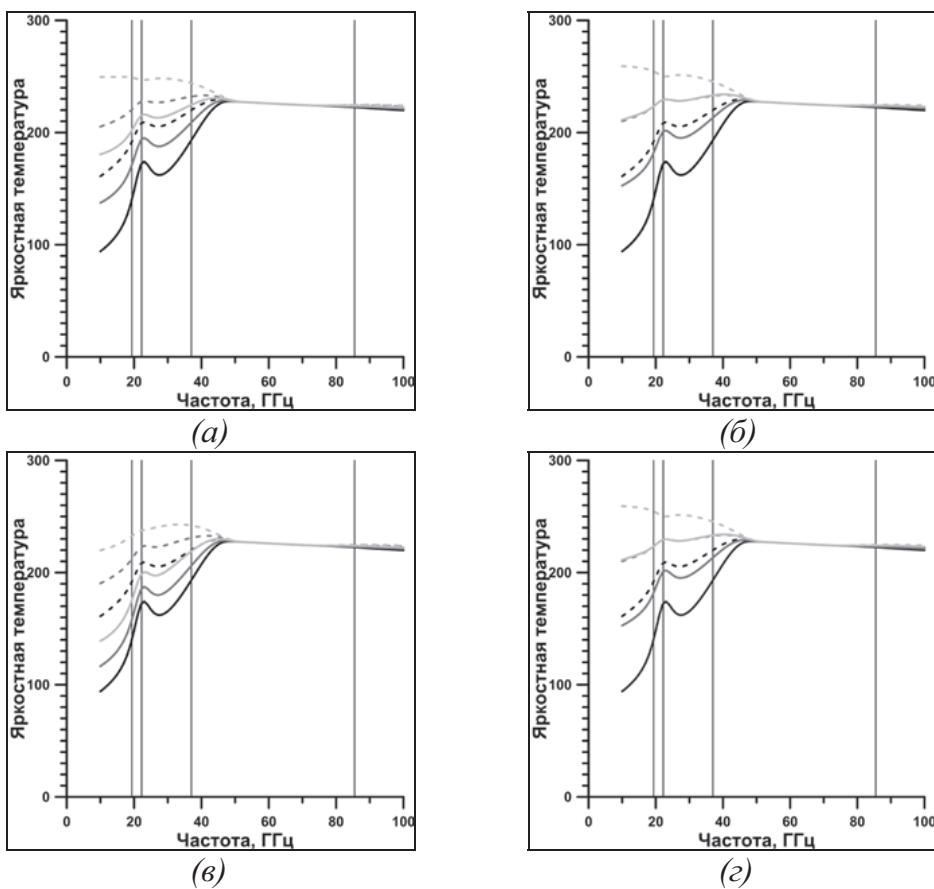
*Рис. 2. Яркостная температура верхних слоев атмосферы при угле зондирования 53°*

Для учета шероховатости поверхности использовалась модель (Choudhury et al., 1979), в соответствии с которой коэффициенты Френеля в выражениях для яркостной температуры системы «водная поверхность – лед – снежный покров – атмосфера» (Репина и др., 2012) умножаются на множитель  $\exp(-l\cos^2\theta)$ , где  $\theta$  – угол зондирования. Параметр

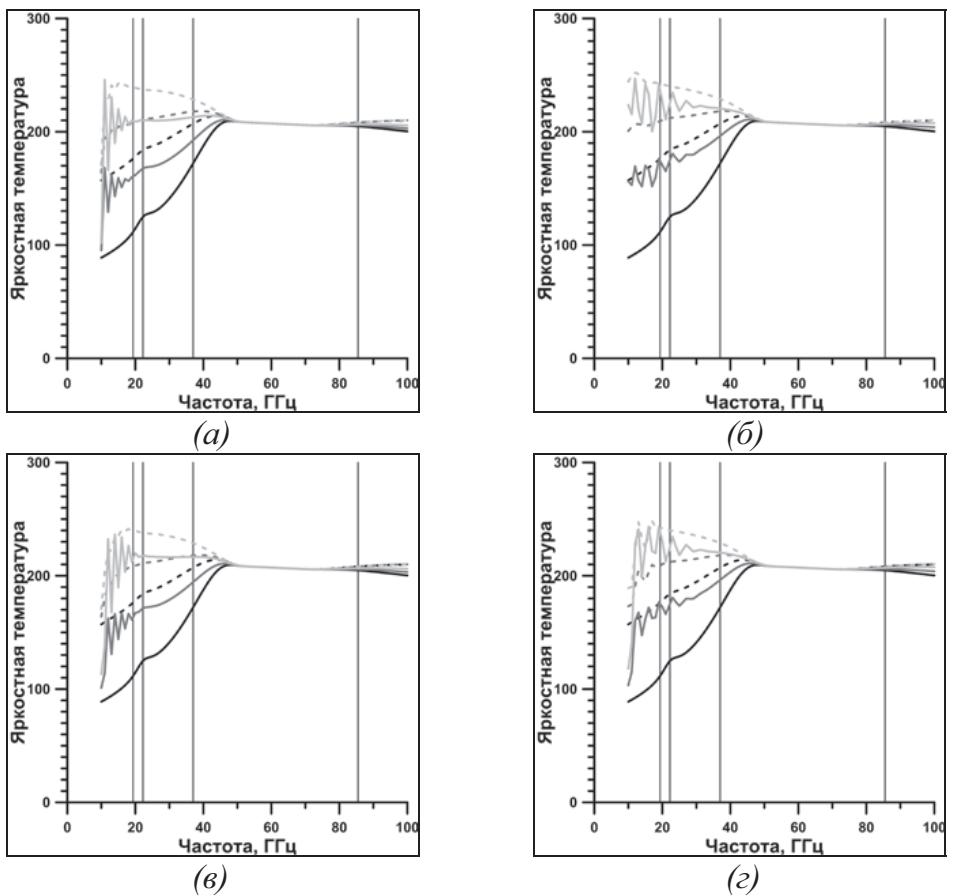
шероховатости  $l$  определяется как:  $l = 4\sigma^2(2\pi/\lambda)^2$ , где  $\sigma$  – среднеквадратичное отклонение шероховатостей на поверхности, а  $\lambda$  – длина волны излучения.

Анализ теоретических зависимостей яркостной температуры системы «водная поверхность – лед – снежный покров – атмосфера» от частоты электромагнитного излучения для различных типов льда, при разных сплоченностях ледяного покрова показал, что изменение сплоченности льда, меняет наклон кривых на частотах ниже 40 ГГц. Этот факт объясняется тем, что излучательная способность воды в этом диапазоне существенно меньше излучательной способности морского льда (Рис, 2006), в то время как излучение атмосферы еще не очень велико (*рис. 2*). Для прибора SSM/I индикатором сплоченности ледяного покрова могут служить частоты 19,35 и 37 ГГц. Частота 22,235 ГГц менее информативна, так как является линией поглощения паров воды.

На *рис. 3, 4* представлены теоретические частотные зависимости яркостной температуры системы «водная поверхность – лед – снежный покров – атмосфера» при различных сплоченностях морского льда. Сплошной линией показана горизонтальная поляризация, пунктирной – вертикальная поляризация. Черный цвет обозначает сплоченность 0 баллов – открытая водная поверхность, серый – 5, светло-серый – 10 баллов, т.е. сплошной ледяной покров. *Рис. 3* соответствует случаю максимальной влажности льда и снега, *рис. 4* – сухому снежному покрову и морскому льду.



*Рис. 3. Яркостная температура системы «водная поверхность – лед – снежный покров – атмосфера» при 0°С. Многолетний лед – а, б; однолетний лед – в, г. Снег отсутствует – а, в; снежный покров 10 см – б, г*



*Рис. 4. Яркостная температура системы «водная поверхность – лед – снежный покров – атмосфера» при  $-20^{\circ}\text{C}$ . Многолетний лед – а, б; однолетний лед – в, г. Снег отсутствует – а, в; снежный покров 10 см – б, г*

Из рис. 3 видно, что на частотах меньше 50 ГГц, для однолетнего льда, кривые, соответствующие одинаковой сплоченности, лежат ниже, чем для многолетнего льда (рис. 3а и рис. 3в). Это связано с более сильным поглощением излучения в жидкой фазе однолетнего льда, поскольку он более пористый, и значит более влажный при  $0^{\circ}\text{C}$ .

При наличии снежного покрова на поверхности льда (рис. 3б и рис. 3г) никаких отличий в яркостной температуре многолетнего и однолетнего льда не существует, так как излучение системы определяет только слой влажного снега (рис. 1).

При температуре поверхности  $-20^{\circ}\text{C}$ , т.е. когда лед и снег можно считать сурами (рис. 4), изменения яркостной температуры многолетнего и однолетнего льда определяются рассеянием излучения на воздушных порах в ледяной среде, а при наличии снежного покрова, еще и рассеянием излучения на ледяных зернах. На низких частотах появляются осцилляции связанные с переотражением излучения от границ льда (рис. 4а, 4в) и границ снежного покрова и слоя льда (рис. 4б, 4г). При расчетах, толщина многолетнего льда принималась равной 100 см, а однолетнего – 30 см.

## Определение сплоченности ледяного покрова

Для создания методики определения сплоченности ледяного покрова из данных спутниковой микроволновой радиометрии необходимо найти параметры модели, устойчивые к изменению физических характеристик поверхности и не зависящие от атмосферных изменений. Основываясь на проведенных исследованиях, можно предположить, что такими параметрами могут быть тангенсы угла наклона прямой проведенной через две частоты SSM/I одной поляризации к оси частот. Такой подход позволяет минимизировать влияние излучения атмосферы, так как рассматривается только ход кривых яркостной температуры, независимо от ее абсолютного значения.

Таким образом, были определены шесть тангенсов – три для вертикальной поляризации и три для горизонтальной:

$$t_{85-37}^v = \frac{T_{85}^v - T_{37}^v}{85,5 - 37}, \quad t_{37-19}^v = \frac{T_{37}^v - T_{19}^v}{37 - 19,35}, \quad t_{85-19}^v = \frac{T_{85}^v - T_{19}^v}{85,5 - 19,35},$$
$$t_{85-37}^h = \frac{T_{85}^h - T_{37}^h}{85,5 - 37}, \quad t_{37-19}^h = \frac{T_{37}^h - T_{19}^h}{37 - 19,35}, \quad t_{85-19}^h = \frac{T_{85}^h - T_{19}^h}{85,5 - 19,35}.$$

Далее были построены зависимости от сплоченности ледяного покрова этих шести тангенсов при различных параметрах поверхности (температуры, типа льда, наличия снежного покрова и т.п.). В процессе анализа этих зависимостей было выявлено два достаточно устойчивых к изменению параметров поверхности тангенса. Это тангенс для частот 85,5 и 19,35 ГГц вертикальной поляризации, и тангенс для частот 85,5 и 37 ГГц горизонтальной поляризации. Каждый тангенс был усреднен линейной функцией, зависящей только от сплоченности ледяного покрова:

$$f_{85-37}^h(I) = -0,08506940012 \times I + 0,9084455154, \quad (1)$$

$$f_{85-19}^v(I) = -0,08604483401 \times I + 0,5500301107. \quad (2)$$

На основе полученных зависимостей был разработан алгоритм определения сплоченности ледяного покрова из данных SSM/I-Variation Arctic Sea Ice Algorithm (VASIA).

Алгоритм VASIA:

Из данных SSM/I определяются два параметра (тангенса):

$$t_{85-19}^v = \frac{T_{85}^v - T_{19}^v}{85,5 - 19,35}, \quad t_{85-37}^h = \frac{T_{85}^h - T_{37}^h}{85,5 - 37}.$$

- Создается целевая функция, представляющая собой сумму квадратов коэффициентов вариации теоретических зависимостей (1) и (2):

$$F = \frac{1}{2} \left[ \frac{(f_{85-37}^h(I) - t_{85-37}^h)^2}{(t_{85-37}^h)^2} + \frac{(f_{85-19}^v(I) - t_{85-19}^v)^2}{(t_{85-19}^v)^2} \right].$$

- В интервале сплоченностей ледяного покрова от 0 до 10 баллов определяется минимум целевой функции  $F$ .
- Минимум целевой функции  $F$  определяет искомую сплоченность ледяного покрова.

Таблица 1

<i>Дата</i>	<i>Широта, гр. с. ш.</i>	<i>Долгота, гр. в. д.</i>	<i>Визуальные данные</i>	<i>Алгоритм</i>
27.08.2009	77,5	127	0	0
25.08.2009	81	131	4	4,1
22.08.2009	82	64,5	7	5,5
21.08.2008	83	59,5	10	10
29.10.2008	78	31,5	0	0
20.10.2008	78,5	109	6	6
19.10.2008	77	126	8	6,5
26.10.2008	81,5	31	10	10

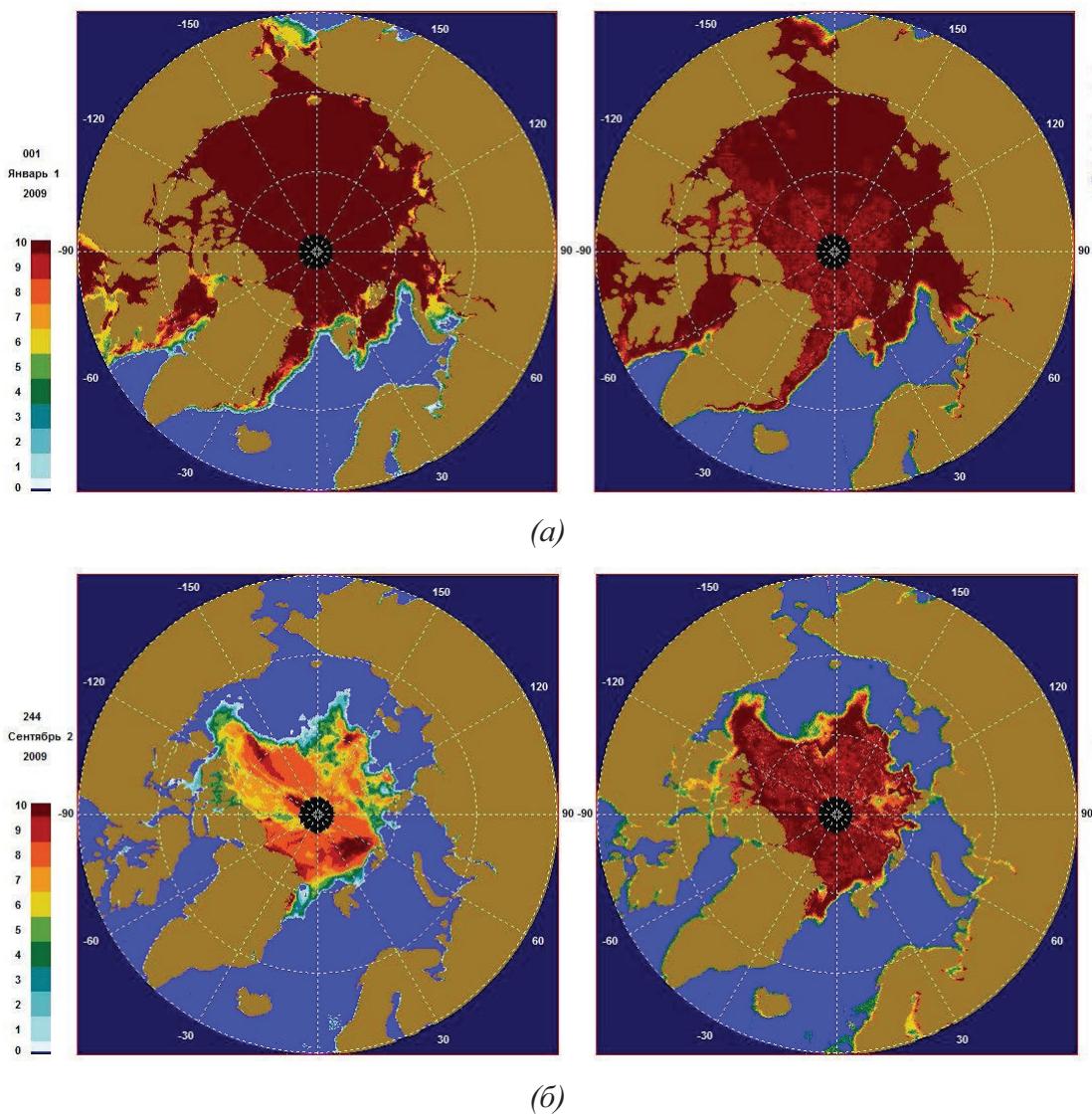
Результаты расчета, выполненные по данному алгоритму, сравнивались с данными визуальных наблюдений. В качестве входных данных модели использовался массив наблюдений за морским льдом Арктического и Антарктического научно-исследовательского института. Измерения проводились в летне-осенний период 2008–2009 гг. с борта ледокола «Капитан Драницын» в рамках российско-американского проекта NABOS-АВЛАП в регионе, ограниченном 30 и 150° в. д. и 75 и 85° с. ш. (Polyakov et al., 2007; Алексеева, Фролов, 2012). Наблюдения включали визуальное определение комплекса основных характеристик ледяного покрова: возрастного состава, общей и частной сплоченности каждого из наблюдавшихся возрастных видов льда, а также их форм, толщин ровного льда и высот снега, степени торосистости, разрушенности и сжатий льда. Все наблюдения сопровождались получением полной метеорологической информации, в том числе и о теплообмене через льды различных форм (Репина и др., 2011). Для сравнения судовых данных со спутниково-выми использовалась общая сплоченность ледяного покрова, которая наблюдалась в районе движения судна.

Из-за различных форматов судовых и спутниковых данных имеется различие в их пространственном разрешении. Для сравнения спутниковых и визуальных данных траектории движения судов делятся на 1-километровые отрезки пути, в пределах которых усредняются значения общей сплоченности ледяного покрова. Разрешение спутниковых снимков SSM/I составляет  $25 \times 25$  км; следовательно, каждая ячейка на снимке соответствует нескольким километровым отрезкам пути движения судна. В среднем одной ячейке снимка соответствует 20–25 км траектории движения судна. При хорошей видимости, а данные, полученные при плохой видимости – тумане, сильном снегопаде, в ночное время, – были исключены из анализа, наблюдатель определяет общую сплоченность по району, визуально охватывая пространство радиусом 8–10 км. Таким образом, покрытие данными визуальных наблюдений составляет от 51 до 64% площади пикселя на спутниковом снимке. Далее, для каждой ячейки снимка считается соответствующее среднее значение общей сплоченности, полученное путем визуальных наблюдений (Алексеева, Фролов, 2012).

В качестве источника спутниковой информации была использована база SSM/I (SSMIS) изображений полярных районов POLE-RT-Fields, созданная на основе, разработанной

в отделе «Исследование Земли из космоса» ИКИ РАН, базы данных GLOBAL-RT (Ермаков и др., 2007; Sharkov, 2003; Астафьева и др., 2006). Некоторые результаты этого сравнения представлены в таблице.

Удовлетворительные результаты сравнения разработанного алгоритма с данными визуальных наблюдений позволили провести сравнение алгоритма VASIA с наиболее используемым в настоящее время алгоритмом NASA Team 2 (NT2). Результаты сравнения представлены на *рис. 5*.



*Рис. 5. Сравнение результатов алгоритма VASIA (слева) с результатами алгоритма NT2 (справа) для двух сезонов:  
а) 1 января 2009 г.; б) 1 сентября 2009 г.*

Наблюданная заниженная сплоченность льда в сентябре объясняется проблемой снежниц. Лужи на поверхности льда (снежницы), которые могут покрывать от 50 до 60% площади ледяных массивов в летний период, являются одной из основных причин некорректности определения сплоченности льда. Излучение от них соответствует излучению открытой воды, в результате чего сведения о сплоченности льда в летний период получаются сильно заниженными. Средство борьбы с этим явлением в рамках пассивного

микроволнового зондирования пока не найдено. В современных алгоритмах ледяные массивы вне прикромочных зон считаются сплошными априори, что часто приводит, наоборот, к завышению реальных значений сплощенности. В зимнее время алгоритм VASIA лучше разрешает сплощенность в прикромочной зоне.

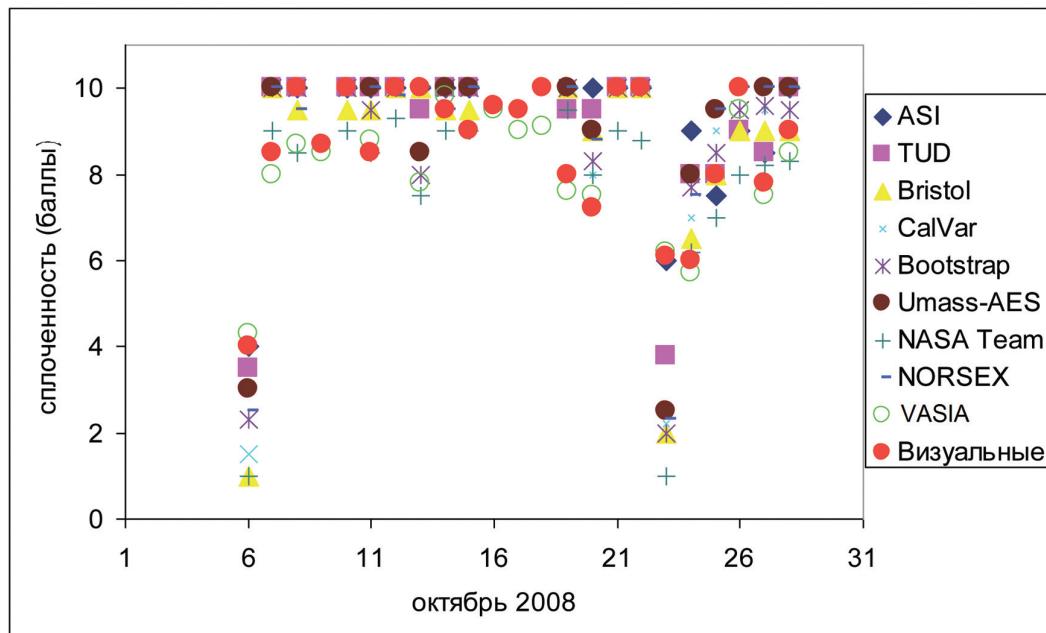


Рис. 6. Сплощенность льда, полученная по различным алгоритмам и из визуальных наблюдений при работе на ледоколе «Капитан Драницын» в октябре 2008 г.

На рис. 6 приведено сравнение результатов расчетов сплощенности льда по различным алгоритмам с данными визуальных наблюдений, полученными во время работ на ледоколе «Капитан Драницын» в октябре 2008 г. в начале зимнего периода, когда снежники на льду уже отсутствуют. Видно, что разброс значений сплощенности может быть значительным, особенно в прикромочной зоне. Наш алгоритм показывает хорошее соответствие с визуальными данными.

## Заключение

Расчеты, выполненные по разработанной методике, хорошо соответствуют данным визуальных наблюдений по сплощенности льда. Сравнение разработанного алгоритма с другими также дало положительные результаты. Для определения точности восстановления данных в прикромочных зонах необходимо провести дальнейшее сравнение алгоритма VASIA с данными визуальных наблюдений, а также с данными оптического диапазона. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 11-05-12019-офи-м, № 13-05-00272, № 11-05-00679, а также в рамках гранта Правительства РФ (Договор № 11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых и гранта министерства науки и образования (соглашение № 8833).

## Литература

1. Алексеева Т.А., Фролов С.В. Сравнительный анализ спутниковых и судовых данных о ледяном покрове в морях Российской Арктики // Исследование Земли из космоса. 2012. № 6. С. 69–76.
2. Астафьев Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. Портрет Земли из космоса: глобальное радио-тепловое поле // Природа. 2006. № 9. С. 17–27.
3. Ермаков Д.М., Раев М.Д., Суслов А.И., Шарков Е.А. Электронная база многолетних данных глобального радиотеплового поля Земли в контексте многомасштабного исследования системы океан – атмосфера // Исследование Земли из космоса. 2007. № 1. С. 7–13.
4. Репина И.А., Артамонов А.Ю., Смирнов А.С., Чечин Д.Г. Исследование взаимодействия океана и атмосферы в полярных районах в рамках международного полярного года // Метеорологические и геофизические исследования / Под ред. Г.В. Алексеева. М.; СПб, 2011. С. 236–250.
5. 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 // Исследование Земли из космоса. 2012. № 5. С. 29–36.
6. Рис У. Основы дистанционного зондирования. М.: Техносфера, 2006. 336 с.
7. Фейнберг Е.Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. М.: Наука, Физматлит, 1999. 496 с.
8. Цейтлин Н.М. Применение методов радиоастрономии в антенной технике. М.: Сов. Радио, 1966. 213 с.
9. Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Kleeorin N.I., Mirovskii V.G. Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow // J. of Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. No. 11. P. 1395–1410.
10. Cavalieri D.J., St. Germain K.M., Swift C.T. Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration with the DMSP SSM/I // J. Glaciology. 1995. V. 41. P. 455–464.
11. Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J. Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 scanning multichannel microwave radiometer // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 5355–5369.
12. Choudhury B.J., Schmugge T.J., Chang A., Newton R.W. Effect of Surface Roughness on the Microwave Emission From Soils // J. of Geophys. Research. 1979. V. 84. No. C9. P. 5699–5706.
13. Comiso J.C. Characteristics of Winter Sea Ice from Satellite Multispectral Microwave Observations // J. Geophys. Rev. 1986. V. 91. No. C1. P. 975–994.
14. Comiso J.C., Kwok R. Surface and radiative characteristics of the summer Arctic sea cover from multisensor satellite observations // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. No. C12. P. 28397–28416.
15. Grenfell T.C., Cavalieri D., Comiso J., Steffen K. Microwave Remote Sensing of Sea Ice. Ed. F. Carsey. Amer. Geophys. Union. Washington, D.C. 1992. Chapter 14: Considerations for Microwave Remote Sensing of Thin Sea Ice. P. 291–300.
16. Hufford G. A Model for the Complex Permittivity of Ice at Frequencies Below 1 THz // Intern. J. Infrared and Millimeter Waves. 1991. V. 12. № 7. P. 677–682.

17. Kaleschke L., Lupkes 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. Rem. Sens. 2001. V. 27. No. 5. P. 526–537.
18. 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. P. 109–114.
19. Markus T., Cavalieri D.J. An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm // IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 2000. V. 38. P. 1387–1398.
20. Meier W.N. Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic Peripheral Seas // IEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2005. V. 43. No. 6. P. 1324–1337.
21. Pedersen L.T. Improved spatial resolution of SSM/I products // IMSI rep. Nansen Environmental and Remote Sensing Center. Bergen. Norway. 1998. No. 8.
22. Polyakov I., Timokhov L., Dmitrenko I., et al. Observational program tracks Arctic Ocean transition to a warmer state. Eos. Transactions. American Geophysical Union. 2007. V. 88. P. 398–399.
23. Sharkov E.A. Passive Microwave Remote Sensing of the Earth: Physical Foundations. Springer/PRAXIS. Berlin, Heidelberg, London, New York etc. 2003. 613 p.
24. Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Campbell W.J., Gloersen P., Cavalieri D., Matzler C. Norwegian Remote Sensing Experiment' Evaluation of the Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer for Sea Ice Research // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. No. C5. P. 2781–2791.
25. Swift C., Fedor L., Ramseier R. An Algorithm to Measure Sea Ice Concentration with Microwave Radiometers // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. No. C1.

### **Arctic sea ice cover reconstruction on the basis of SSM/I data**

**V.V. Tikhonov<sup>1</sup>, I.A. Repina<sup>1,2,3</sup>, T.A. Alexeeva<sup>4</sup>, V.V. Ivanov<sup>4</sup>, M.D. Raev<sup>1</sup>,  
E.A. Sharkov<sup>1</sup>, D.A. Boyarskii<sup>1</sup>, N.Yu. Komarova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Space Research Institute RAS, Moscow, Russia

E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru

<sup>2</sup>A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Moscow, Russia

E-mail: repina@ifaran.ru

<sup>3</sup>Russian State Hydrometeorology University, St.-Petersburg, Russia

<sup>4</sup>Arctic and Antarctic Research Institute, St.-Petersburg, Russia

E-mail: taa@aari.ru

New method of the Arctic sea ice cover reconstruction on the basis of SSM/I data is introduced. The method is based on electrodynamical models of radiation properties of ice and snow. Models take into account physical parameters of ice and snow and do not require any tuning. Comparison of modelled ice concentration with direct shipboard observations collected in Arctic and Antarctic research institute and covering time interval 2004–2009 and with different algorithms is presented. Raw satellite data were taken from the database GLOBAL-RT DMSP program. These data are permanently updated and routinely processed in the department of Earth studies from space in the Institute of space studies RAS.

**Keywords:** ice concentration, snow cover, brightness temperature, electrodynamical model, thickness of effectively radiating layer, passive microwave observations.