

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

ЭЛЕКТРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ИЗЛУЧЕНИЯ АРКТИЧЕСКОГО
ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ СПУТНИКОВОЙ
МИКРОВОЛНОВОЙ РАДИОМЕТРИИ

© 2012 г. И. А. Репина^{1,2*}, В. В. Тихонов², Т. А. Алексеева³, В. В. Иванов³,
М. Д. Раев², Е. А. Шарков², Д. А. Боярский², Н. Ю. Комарова²

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва

² Институт космических исследований Российской академии наук, Москва

³ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

*E-mail: repina@ifaran.ru

Поступила в редакцию 03.05.2012 г.

Начиная с 1978 г. сканирующий многоканальный микроволновый радиометр и специальный микроволновый сенсор (SSM/I) позволяют ежедневно оценивать распределение и общую сплоченность морского льда. Используемые в настоящее время алгоритмы Картографирования состояния ледового покрова по данным пассивного микроволнового зондирования ввиду разных причин дают существенные ошибки. Эти ошибки особенно критичны в важных для развития судоходства прикромочных зонах и в районах с интенсивным ледообразованием. В работе данные визуальных наблюдений за состоянием ледяного покрова в Арктике, полученные в ряде экспедиций Арктического и Антарктического научно-исследовательского института, используются в качестве входных параметров электродинамической модели, разработанной для определения яркостной температуры ледяных и снежных покровов. Сравнение модельных расчетов и данных SSM/I на различных частотах показало хорошие результаты. Это позволяет приступить к разработке физически обоснованной методики определения характеристик ледового покрова по данным спутниковой радиометрии и тем самым значительно улучшить прогнозирование ледовой обстановки арктического региона.

Ключевые слова: пассивное микроволновое зондирование, яркостная температура, электродинамическая модель, эффективная диэлектрическая проницаемость, морской лед, климат полярных регионов

ВВЕДЕНИЕ

Морской лед является одной из важнейших характеристик полярных регионов. Ледяной покров оказывает определяющее влияние на энергетический баланс, так как изменяет альбедо поверхности и вертикальные потоки тепла, вещества и импульса между океаном и атмосферой (Репина, Смирнов, 2000). Морской лед влияет на океаническую циркуляцию из-за появления холодной и тяжелой воды во время замерзания и пресных поверхностных вод в период таяния. Таким образом, между характеристиками ледяного покрова, состоянием атмосферы и океана существует мощная связь. По этой причине, морской лед четко реагирует на все климатические изменения (Wagyu et al., 1993; Алексеев, 2003). Информация о ледовых условиях в полярных регионах играет важную роль для решения ряда практических задач, являясь основой организации судоходства и добычи полезных ископаемых в полярных широтах.

Анализ спутниковых данных, доступных в последние десятилетия, показал, что площадь льда в

Северном Ледовитом океане в летний сезон неуклонно уменьшается с начала 1990-х гг. (Comiso, Nishio, 2009; Алексеев и др., 2009). Сентябрьская площадь льда за несколько последних десятилетий уменьшалась со скоростью $11.1 \pm 3.3\%$ в десятилетие (NSIDC..., 2009). Это уменьшение было гораздо более быстрым, чем рассчитанное климатическими моделями, участвовавшими в докладе IPCC (МГЭИК ..., 2007; Stroeve et al., 2007). Рекордная за всю историю спутниковых наблюдений минимальная площадь льда наблюдалась в сентябре 2007 г. (4.13 млн. км²). При этом драматические изменения произошли не только в летней площади ледяного покрова, но и в толщине льда в зимний период: переход к преобладанию сезонного льда (66%) над многолетним (34%) произошел в период между 2004 и 2008 гг. (Kwok, Rothrock, 2009; Фролов и др., 2009). Толщина льда в центральном Арктическом бассейне уменьшилась в среднем на 1.3–1.5 м за период 1970–2000 гг., и это снижение толщины продолжается.

Очевидно, что мониторинг площади, сплоченности и толщины морского льда в пределах всего полярного бассейна (как северного, так и южного) может выполняться только с использованием средств дистанционного зондирования (ДЗ), установленных на современных искусственных спутниках Земли, осуществляющих, в частности, регулярные, длительные, глобальные микроволновые наблюдения поверхности Земли. Спутниковые измерения в микроволновом диапазоне, начавшиеся в октябре 1978 г. с использованием сканирующего многоканального микроволнового радиометра SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer), продолженные в 1987 г. с использованием специального микроволнового сенсора SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) и продолжающиеся по настоящий день благодаря запущенному недавно спутнику F17 серии DMPS (Defense Meteorological Satellite Program) с новым сенсором SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder), предоставляют беспрецедентную возможность мониторинга современной изменчивости климата нашей планеты (Special Sensor Microwave..., 2010). Уникальность миссии DMSP определяется тем, что в настоящее время это единственная программа долговременного мониторинга, поставляющая оперативную метеорологическую, океанографическую и солнечно-геофизическую информацию, и тем самым позволяющая решать глобальные климатические проблемы (Астафьева и др., 2006; Sharkov, 2003). Спутники этой серии имеют солнечно-синхронную, близкую к полярной, низкую круговую орбиту. Смеканальные четырехчастотные микроволновые радиометрические комплексы SSM/I принимают линейно-поляризованное излучение на частотах 19.35, 22.24, 37.0 и 85.5 ГГц в режиме конусного сканирования. На частоте 22.24 ГГц измеряется только вертикально-поляризованное излучение; на остальных – и горизонтально- и вертикально-поляризованное. Ширина полосы обзора приборов составляет 1400 км, размер разрешения на поверхности Земли зависит от канала прибора и варьируется от 12.5 до 25 км (Гранков, Мильшин, 2004). Специфика траекторий аппаратов этой серии и полей обзора радиометров такова, что наилучшее покрытие и разрешение наблюдается именно в высоких широтах. Орбита и геометрия сканирования SSM/I позволяют охватывать полярные регионы в пределах 60° с.ш. и 60° ю.ш. один раз в сутки. Полное покрытие достигается при использовании трех DMSP спутников (Hollinger et al., 1987).

В настоящее время существует около десятка алгоритмов обработки SSM/I изображений для получения карт сплоченности морского льда (Cavalieri et al., 1991, 1999; Comiso, 1995; Comiso et al., 1992; Kaleschke et al., 2001; Pedersen, 1998; Ramseier, 1991; Smith, Barry, 1994; Svendgen et al., 1983; Swift et al., 1985; Kern, Heygster, 2001). На

практике для построения ледовых карт наиболее часто применяются NASA Team (Cavalieri et al., 1991, 1999) и Comiso Bootstrap (Comiso, 1995) алгоритмы. Оба алгоритма используют для анализа каналы 37 и 19 ГГц на двух поляризациях. Алгоритмы, берущие за основу данные канала 85 ГГц, дают лучшее пространственное разрешение, но более подвержены влияниям атмосферных процессов (Kaleschke et al., 2001). Но 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. Сплоченность морского льда, полученная по данным пассивного микроволнового зондирования, чувствительна к смещению калибровок, изменению характеристик датчиков, заданию границ океана и суши. Другим источником ошибок являются ранние формы льда (молодой лед, нилас, шуга), снежницы (лужи, образующиеся на поверхности ледяных полей в летний период), всевозможные атмосферные процессы (туман, дождь, снегопад) (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 подгонные коэффициенты, пренебрегая физикой процесса. Задача данной работы: на основе использования результатов прямых наблюдений за состоянием льда в Арктическом бассейне разработать методики расчета яркостных температур ледяного и снежного покрова, учитывающие физические и структурные характеристики сред.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В качестве входных данных модели используется массив наблюдений за морским льдом Арктического и Антарктического научно-исследовательского института. Измерения проводились в летне-осенний период 2002–2009 гг. с борта ледокола “Капитан Драницын” в рамках российско-американского проекта NABOS-АВЛАП в регионе, ограниченном 75°–85° с.ш., 30°–150° в.д. (Polyakov et al., 2007). Наблюдения включали визуальное определение комплекса основных характеристик ледяного покрова: возрастного состава, общей и частной сплоченности каждого из наблюдаемых возрастных видов льда, а также их форм (горизон-

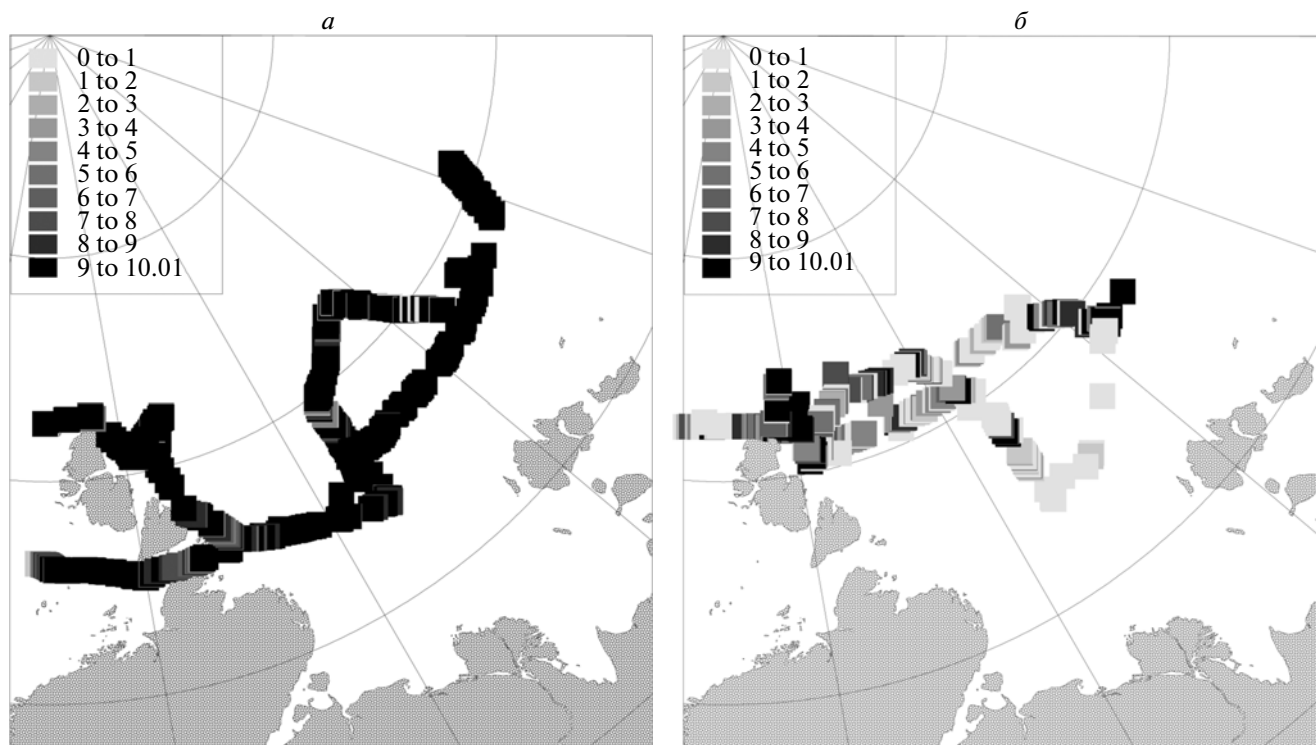


Рис. 1. Сплоченность льда в районе исследований ледокола “Капитан Драницын”: *а* – в октябре 2008 г.; *б* – в августе–сентябре 2009 г.

тальных размеров льдин), диапазона толщин ровного льда и высот снега, степени торосистости, разрушенности и сжатий льда. Сплоченность льда определялась по десятибалльной шкале и делилась на следующие градации: 0 – чистая вода; 1–3 – редкие льды; 4–6 – разреженные льды; 7–8 – сплоченные льды; 9, 9–10 – очень сплоченные льды; 10 – сплошные льды (Руководство по производству..., 1981). Градации 7–8, 9, 9–10, 10 в основном характерны для ледяного массива. Прикромочная область характеризуется редкими (1–3 балла) и разреженными льдами (4–6 баллов). Чтобы учесть избирательный характер судна, основные характеристики ледяного покрова определяются раздельно по пути (в зоне по курсу судна, ширина которой равна шестикратной ширине корпуса судна) и в районе движения (в пределах горизонтальной видимости) (Бузев, Федяков, 1981). Данные по пути движения отображают более легкие ледовые условия навигации, поэтому в качестве входных использовались результаты наблюдений в районе движения. Все наблюдения сопровождалась полной метеорологической информацией, в том числе и о теплообмене через льды различных форм (Репина и др., 2011).

На рис. 1 представлены примеры распределения сплоченности льдов в районе следования судна. В 2008 г. работы проводились в начале арктической зимы при начале интенсивного ледообра-

зования, когда наблюдались сплоченные льды различных возрастов. Напротив, в 2009 г. в разгар арктического лета, преобладали старые редкие и разреженные льды.

Расчеты яркостной температуры арктического ледяного покрова с использованием натуральных данных были сопоставлены с данными приборов SSM/I. В качестве источника информации использовалась база изображений SSM/I полярных районов POLE-RT-Fields, созданная на основе разбитой в Институте космических исследований (ИКИ РАН) базы данных GLOBAL-RT (Астафьева и др., 2006; Ермаков и др., 2007, 2011; Sharkov, 2003). В базу входят данные непрерывных измерений в период 1995–2011 гг., выполненных на аппаратах F10–F17 серии DMSP. Разработанный в ИКИ РАН алгоритм межвиткового и кросс-аппаратного выравнивания и дополнения позволяет на основе полосовых данных базы GLOBAL-RT сформировать по два полных глобальных радиотепловых поля Земли в сутки. База данных POLE-RT-Fields включает в себя радиотепловые поля Северной и Южной полярной шапок Земли – от широты 85° до широты 60° за период с 1995 по 2011 г. на частотах 19.35, 22.24, 37.0 и 85.5 ГГц. На рис. 2 (см. на цветн. вклейках) приведены примеры радиотепловых полей, построенных по данным канала 19 ГГц с горизонтальной поляризацией (H19). Рисунок 2*а* представляет данные за 12 января 2009 г., когда наблю-

далось максимальное для данного года ледовое и снежное покрытие, рис. 2б – данные за 20 августа 2009 г. – вариант минимального ледового покрытия.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Для интерпретации данных пассивного микроволнового зондирования была рассмотрена задача, в которой излучающей системой является водная поверхность, покрытая несколькими слоями ледяного и снежного покрова, над которыми расположен толстый слой атмосферы (рис. 3 на цветн. вклейках). Для расчета яркостной температуры такой системы был использован метод, подробно изложенный в работах (Клепиков, Шарков, 1992; Sharkov, 2003). Это метод расчета показал хорошие результаты при интерпретации данных SSM/I по снежному покрову севера Европейской части России (Tikhonov et al., 2008). Согласно этому методу, яркостная температура слоистой среды T_{br} определяется из следующих выражений:

– для вертикальной поляризации

$$T_{br}^v = \sum_{j=1}^N \frac{T_j |W_j|^2}{|1 - R_j^- R_j^+ \exp(2i\psi_j)|^2} \times \left[(1 - \exp(-2\text{Im}\psi_j)) \left(1 + |R_j^- \exp(i\psi_j)|^2 \right) + 4 \frac{\text{Im}\psi_j}{\text{Re}\psi_j} \text{Re}(R_j^- \exp(i\psi_j)) \text{Im}(\exp(i\psi_j)) \right] \times \left[\frac{|k_{zj}|^2 - k_x^2}{|k_j|^2} \right] \frac{\text{Re} Z_j}{\text{Re} Z_0} + T_{N+1} |W_{N+1}|^2 \frac{\text{Re} Z_{N+1}}{\text{Re} Z_0},$$

– для горизонтальной поляризации

$$T_{br}^h = \sum_{j=1}^N \frac{T_j |W_j|^2}{|1 - R_j^- R_j^+ \exp(2i\psi_j)|^2} \times \left[(1 - \exp(-2\text{Im}\psi_j)) \left(1 + |R_j^- \exp(i\psi_j)|^2 \right) + 4 \frac{\text{Im}\psi_j}{\text{Re}\psi_j} \text{Re}(R_j^- \exp(i\psi_j)) \text{Im}(\exp(i\psi_j)) \right] \times \frac{\text{Re} Z_j}{\text{Re} Z_0} + T_{N+1} |W_{N+1}|^2 \frac{\text{Re} Z_{N+1}}{\text{Re} Z_0},$$

где T_j – температура слоя; R_j^+ , R_j^- – коэффициенты отражения амплитуд электрического поля от верхней и нижней границ слоя соответственно; W_j – коэффициенты пропускания по амплитуде электрического поля от внутренней стороны верхней граница слоя j на границу среды; Z_j – вол-

новой импеданс слоя с диэлектрической проницаемостью ε_{eff}^j ; $k_j = \frac{2\pi}{\lambda} \{\sin\theta_j, 0, \cos\theta_j\} \sqrt{\varepsilon_j}$ – волновой вектор; $\psi_j = k_{zj} h_j$; h_j – толщина слоя; N – количество слоев. Индексом $j = 1$ обозначена атмосфера, индексом $j = N + 1$ – подстилающая поверхность – вода.

Принимаемое радиометром излучение определяется диэлектрическими свойствами каждого слоя системы. Диэлектрические свойства арктического льда сильно зависят от его возраста и метеорологических условий формирования. В молодом (однолетнем) льде присутствует большое количество пузырьков воздуха, на которых происходит рассеяние электромагнитного излучения. Старый (многолетний) лед менее пористый, и рассеяние излучения в нем менее значительно. При температурах, близких к 0°C, воздушные поры в ледяном покрове начинают заполняться рассолом. Пузырьки рассола в ледяной толще не только рассеивают, но и поглощают электромагнитное излучение. Эффекты рассеяния и поглощения излучения в ледяном покрове сильно изменяют его диэлектрические свойства.

Присутствие снежного покрова на ледяной поверхности также влияет на излучательные характеристики всей системы. Излучение, проходящее сквозь снежную толщу, поглощается и рассеивается снежными кристаллами, а появление влаги в снежном покрове приводит к значительному изменению его радиофизических характеристик. Таким образом, для описания диэлектрических свойств слоев системы (льда и снега) необходим учет эффектов рассеяния и поглощения излучения на структурных неоднородностях (включения воздуха, воды, рассола) среды.

Для определения диэлектрических характеристик ледяных и снежных слоев была использована модель многофазной дисперсной среды, которая успешно применялась при интерпретации данных ДЗ снежного покрова (Boyarskii et al., 1994; Boyarskii, Tikhonov, 2000). Указанная модель учитывает физические и структурные особенности среды, а также эффекты рассеяния и поглощения излучения на ее неоднородностях. Согласно этой модели, морской лед представлялся как сплошная ледяная среда, в которой находятся сферические включения воздуха и рассола. Предполагалось, что размеры включений подчинены логарифмически-нормальному распределению. Эффективная диэлектрическая проницаемость слоя морского льда определяется из следующего выражения:

$$\varepsilon_{eff_ice} = \varepsilon_i \left[1 - \frac{4\pi n_a (\varepsilon_a + 2\varepsilon_i) \langle f_{\omega} \rangle_a}{2\varepsilon_{eff_ice} + \varepsilon_a} - \frac{4\pi n_{sw} (\varepsilon_{sw} + 2\varepsilon_i) \langle f_{\omega} \rangle_{sw}}{2\varepsilon_{eff_ice} + \varepsilon_{sw}} \right]^{-1},$$

где $\varepsilon_{eff_ice} = \varepsilon'_{eff_ice} + i\varepsilon''_{eff_ice}$ – эффективная диэлектрическая проницаемость ледяного слоя; k – волновое число; n_a и n_{sw} – концентрации воздушных пор и капель водного рассола соответственно; ε_i , ε_a и ε_{sw} – диэлектрическая проницаемость льда, воздуха и водяного рассола соответственно; $\langle f_{\omega} \rangle_a$ и $\langle f_{\omega} \rangle_{sw}$ – усредненные по размерам амплитуды рассеяния вперед воздушных пор и капель рассола соответственно.

Снежный покров моделировался как воздушная среда, содержащая сферические ледяные зерна, покрытые пленкой воды, и капли воды. Согласно такому представлению, эффективная диэлектрическая проницаемость снежной среды определялась так:

$$\varepsilon_{eff_snow}^{-1} = 1 - \frac{4\pi n_i (\varepsilon_i^w + 2) \langle f_{\omega} \rangle_i}{2\varepsilon_{eff_snow} + \varepsilon_i^w} - \frac{4\pi n_w (\varepsilon_w + 2) \langle f_{\omega} \rangle_w}{2\varepsilon_{eff_snow} + \varepsilon_w},$$

где $\varepsilon_{eff_snow} = \varepsilon'_{eff_snow} + i\varepsilon''_{eff_snow}$ – эффективная диэлектрическая проницаемость снежного слоя; n_i и n_w – концентрации ледяных зерен и капель воды соответственно; ε_i^w – эффективное значение диэлектрической проницаемости ледяной частицы, покрытой оболочкой воды (Boyarskii et al., 2001); ε_w – диэлектрическая проницаемость воды; $\langle f_{\omega} \rangle_i$ и $\langle f_{\omega} \rangle_w$ – усредненные по размерам частиц амплитуды рассеяния вперед ледяной частицы с оболочкой воды и капли воды соответственно. Амплитуды рассеяния вперед рассчитывались по теории Ми.

На рис. 4 (на цветн. вклейках) представлено изменение диэлектрических свойств льда в зависимости от наличия в нем включений воздуха и рассола. Из рисунка видно, что при появлении воздушных пор в ледяной толще сильно увеличивается мнимая часть диэлектрической проницаемости льда по отношению к чистому льду, в то время как действительная часть уменьшается незначительно. При заполнении пор влагой происходит значительное увеличение как действительной (на частотах 10–25 ГГц), так и мнимой части диэлектрической проницаемости, а вид зависимостей полностью повторяет вид зависимостей действительной и мнимой части диэлектри-

ческой проницаемости воды. Различия диэлектрических свойств разных типов льда должны отражаться и на излучательных характеристиках ледяного покрова, в частности на величинах яркостной температуры, получаемые прибором SSM/I.

Расчеты яркостной температуры арктического ледяного покрова, проведенные по представленным выше моделям, были сопоставлены с данными прибора SSM/I за период с 18.08.2009 г. по 01.09.2009 г. на тех же пикселях, что и результаты используемых в моделях натуральных наблюдений. В расчетах использовались прямые наблюдения характеристик ледового и снежного покрова, а также метеорологические измерения. На рис. 5а–е представлены результаты сравнения, полученные из модельных расчетов частотные зависимости яркостной температуры ледового покрова Арктического региона с горизонтальной и вертикальной поляризацией. Для сравнения используется спутниковая информация SSM/I на всех существующих каналах.

Как видно из рис. 5 (на цветн. вклейках), модельные расчеты хорошо соответствуют спутниковым данным. Свободная водная поверхность проявляется на частотах 19.35 и 22.235 ГГц (рис. 5а–в, д). Связано это с тем, что в выбранном диапазоне электромагнитных волн (10–100 ГГц) на данных частотах значения действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости воды максимальны (см. рис. 4), вследствие чего яркостная температура на этих частотах понижается. Присутствие снежного покрова на ледяной поверхности уменьшает крутизну зависимостей на частотах 19.35 и 22.235 ГГц (рис. 5з, е). Снежный покров может удерживать влаги не более 12% от его общего объема (Boyarskii et al., 1994). Однако даже при такой влажности снега глубина формирования излучения составляет всего несколько сантиметров (Боярский, Тихонов, 2004). Стоит отметить, что для сухого снега глубина формирования излучения на этих частотах составляет всего 20–30 см (Боярский, Тихонов, 2004). Таким образом, при наличии небольшого снежного покрова на ледяной поверхности основной вклад в излучение на частотах выше 10 ГГц будет давать слой снега, т. е. ледяной покров практически не будет вносить вклад в яркостную температуру системы. Диэлектрическая проницаемость снега, как влажного, так и сухого, значительно ниже диэлектрической проницаемости воды и влажного льда (рис. 4). Этот факт и приводит к сглаживанию зависимости яркостной температуры на низких частотах данного диапазона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время широкое применение в климатических исследованиях находят методы

ДЗ, позволяющие исследовать природную среду на расстоянии, без непосредственного контакта с ней. В основе большинства этих методов лежит анализ собственного или рассеянного средой электромагнитного излучения. Мониторинг ледяного покрова с применением соответствующих методов интерпретации данных многочастотного ДЗ имеет большое практическое значение. Одно из важных свойств морского ледяного покрова, редко учитываемое в алгоритмах его восстановления по данным спутниковой радиометрии, — его вертикальная неоднородность; такой покров представляет собой среду, состоящую из двух и более слоев с различными физическими свойствами. Интерпретация микроволновых данных ДЗ подобных слоистых сред сложна и неоднозначна из-за отсутствия эффективной теории взаимодействия электромагнитного излучения с гетерогенными средами. В настоящее время эта проблема, как правило, решается с помощью создания различных калибровочных соотношений между радиофизическими характеристиками и физическими параметрами ледяного покрова, которые носят частный и региональный характер. Таким образом, для решения задач восстановления ледового покрова из данных ДЗ возникает необходимость дальнейшего экспериментального и теоретического исследования процессов взаимодействия микроволнового излучения с гетерогенными средами, а для надежной интерпретации данных ДЗ необходим учет стратиграфии льда и снега.

Представленная в данной работе электродинамическая модель излучения арктического ледяного покрова была разработана с учетом физических и структурных характеристик сред (льда, снега, воды и атмосферы). Проведенные расчеты радиояркостной температуры арктического льда различной сплоченности и степени заснеженности на основе предложенной модели хорошо согласуются с экспериментальными данными в рассмотренном диапазоне частот. Это согласие было достигнуто благодаря учету в модели структурных особенностей льда и снега.

Сравнение проведенных в данной работе модельных расчетов с данными прибора SSM/I показало правильность выбранного пути, что позволяет приступить к разработке методики определения характеристик ледового покрова Арктического региона по данным спутниковой радиометрии. Предполагается, что разрабатываемая методика будет учитывать только реальные физические и структурные характеристики сред и в ней не будут использоваться эмпирические и подгоночные коэффициенты, что будет отличать ее от существующих алгоритмов.

Необходимо также отметить, что проведенный анализ и сравнение модельных расчетов со спут-

никовыми данными показали невозможность прямого определения толщины ледового покрова Арктического региона по данным SSM/I. Для частот, принимаемых радиометрическим комплексом SSM/I, глубина формирования излучения ледового и снежного покрова составляет в лучшем случае десятки сантиметров, что значительно меньше реальных толщин льда в данном регионе. Таким образом, определение толщины ледового покрова Арктического региона по данным SSM/I возможно только косвенными способами, например, посредством анализа возраста льда по его диэлектрическим свойствам.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 11-05-12019-офи-м, 11-05-00679, 11-05-01143), а также в рамках гранта Правительства РФ (договор № 11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В.* Исследования изменений климата Арктики в XX столетии // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6–21.
- Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е.* Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Изв. РАН. Сер. ФАО. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
- Алексеева Т.А., Фролов С.В.* Сравнительный анализ спутниковых и судовых данных о ледяном покрове в морях Российской Арктики // Исслед. Земли из космоса. 2012. (в печати).
- Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А.* Портрет Земли из космоса: глобальное радиотепловое поле // Природа. 2006. № 9. С. 17–27.
- Боярский Д.А., Тихонов В.В.* Влияние пространственного распределения влаги и слоистости снежного покрова на его радиояркостную температуру: Препринт. М.: ИКИ РАН, 2004. Пр-2103. 21 с.
- Бузуев А.Я., Федяков В.Е.* Изменчивость ледовых условий на пути плавания судов // Метеорология и гидрология. 1981. № 2. С. 69–76.
- Гранков А.Г., Мильшин А.А.* Взаимосвязь радиоизлучения системы океан–атмосфера с тепловыми и динамическими процессами на границе раздела. М.: Физматлит, 2004. 166 с.
- Ермаков Д.М., Раев М.Д., Сулов А.И., Шарков Е.А.* Электронная база многолетних данных глобального радиотеплового поля Земли в контексте многомасштабного исследования системы океан–атмосфера // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 1. С. 7–13.
- Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Шрамков Я.Н.* Возможности построения краткосрочных глобальных радиотепловых изображений системы океан–атмосфера на базе программной платформы Stream Handler // Совр. проблемы дист. зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 9–16.
- Клепиков И.Н., Шарков Е.А.* Теоретические исследования собственного излучения резконеоднородных не-

- изотермических сред // Исслед. Земли из космоса. 1992. № 6. С. 3–15.
- МГЭИК: Изменение климата, 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II, III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Под ред. Пачаури Р.К., Райзингер А. Женева, Швейцария: МГЭИК, 2007. 104 с.
- 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. Алексеева Г.В. М.-СПб., 2011. С. 236–250.
- Репина И.А., Смирнов А.С. Обмен теплом и импульсом между атмосферой и льдом по данным наблюдений в районе Земли Франца-Иосифа // Изв. РАН. Сер. ФАО. 2000. Т. 36. № 5. С. 672–680.
- Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 240 с.
- Фролов С.В., Федяков В.Е., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э., Алексеев Г.В. Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 104–108.
- Barry R.G., Serreze M.C., Maslanik J.A., Preller R.H. The Arctic Sea Ice–Climate System: Observations and modeling // Rev. Geophysics. 1993. V. 31. № 4. P. 397–422. doi:10.1029/93RG01998.
- Boyarskii D.A., Tikhonov V.V. The Influence of Stratigraphy on Microwave Radiation from Natural Snow Cover // J. Electromag. Waves Appl. 2000. V. 14. № 9. P. 1265–1285.
- 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. Electromag. Waves Appl. 1994. V. 8. № 11. P. 1395–1410.
- Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Komarova N.Yu. Model of Dielectric Constant of Bound Water in Soil for Applications of Microwave Remote Sensing // Progr. Electromag. Res. PIER 35. 2001. P. 251–270.
- Cavaliere D., Gloerson P., Zwally J. updated daily. Near-Real-Time DMSP SSM/I-SSMIS Daily Polar Gridded Brightness Temperatures. 01.01.2010–15.12.2010 / Ed. Maslanik J., Stroeve J. Boulder, Colorado USA: NSIDC, 1999.
- Cavaliere D.J., Crawford J.P., Drinkwater M.R., Eppler D.T., Farmer L.D., Jentz R.R., Wackermann C.C. Aircraft active and passive microwave validation of the sea ice concentration from the defense meteorological satellite program special sensor microwave imager // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № C12. P. 21 998–22 008.
- Cavaliere 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.
- Comiso J.C. SSM/I Sea Ice Concentrations Using the Bootstrap Algorithm. NASA Reference Publication / Goddard Space Flight Center 1380, 1995.
- Comiso J.C., Nishio F. Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I and SMMR data // J. Geophys. Res. 2009. V. 113. № C02S07.
- 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. № C12. P. 28 397–28 416.
- Comiso J.C., Grenfell T.C., Lange M., Lohanick A., Moore R., Wadhams P. Microwave remote sensing of the Southern Ocean Ice Cover. Chapt. 12 In Microwave remote sensing of sea ice / Ed. Carsey F. Amer. Geophys. Union. Washington, D.C., 1992. P. 243–259.
- Hollinger J.P., Lo R., Poe G. Special Sensor Microwave/Imager User's Guide. Washington, DC.: U.S. Naval Research Lab., 1987.
- Hufford G. A Model for the Complex Permittivity of Ice at Frequencies Below 1 THz // Int. J. Infrared and Millimeter Waves. 1991. V. 12. № 7. P. 677–682.
- 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. № 5. P. 526–537.
- 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.
- Kwok R., Rothrock D.A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. № L15501.
- 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. № 6.
- NSIDC – National Snow and Ice Data Center. 2009. (http://nsidc.org/news/press/20091005_minimumpr.html).
- Pedersen L.T. Improved spatial resolution of SSM/I products // IMSI rep. № 8. Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway, 1998.
- Polyakov I.V. et al. Observational program tracks Arctic Ocean transition to a warmer state // Eos. Trans. AGU. 2007. V. 88. P. 398–399.
- Ramseier R.O. Sea Ice Validation. Final Report. Naval Research Lab. Washington, DC, 1991.
- Ray P.S. Broadband Complex Refractive Indices of Ice and Water // J. Appl. Opt. 1972. V. 11. № 8. P. 1836–1844.
- Sharkov E.A. Passive Microwave Remote Sensing of the Earth: Physical Foundations. Berlin–N.Y., – L., – P. – Tokyo: Springer/PRAXIS, 2003. 613 p.
- Smith D.M., Barrett E.C. Satellite mapping and monitoring of sea ice. CB/RAE/9/2/4/2034/113/ARE. RSU. Univ. of Bristol, 1994.
- Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) and Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS) Global Gridded Products. National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NESDIS), NOAA. <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/rsad/ssmi/gridded/index.php>. (Retrieved 24 Dec. 2010).
- Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast // Geophys. Res. Lett.. 2007. V. 34. № L09501. doi:10.1029/2007GL029703.
- Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Campbell W.J., Gloersen P. Cavaliere 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. № C5. P. 2781–2791.

Swift C., Fedor L., Ramseier R. An Algorithm to Measure Sea Ice Concentration with Microwave Radiometers // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. № C1.

Tikhonov V.V., Bojarskiy D.A., Kitaev L.M., Raev M.D., Cherenkova E.A. Regional Features of Microwave Radiation and Snow Cover Interaction on the Example of the North of the European Part of Russia // 10th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of Environment. 11–14 March 2008, Firenze, Italy. 1 CD-ROM. Rep. 152. 4 p.

Electrodynamics Model of Arctic Sea Ice Radiation to Solve the Problems of Satellite Microwave Radiometry

**I. A. Repina^{1,2}, V. V. Tikhonov², T. A. Alexeeva³, V. V. Ivanov³, M. D. Raev²,
E. A. Sharkov², D. A. Boyarskii², N. Yu. Komarova²**

¹ *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow*

² *Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow*

³ *Arctic and Antarctic Research Institute, St.-Petersburg*

Passive microwave sensors provide full coverage of Polar Regions with the sea ice information despite of meteorological conditions. This is an important advantage of this sensor type compared to visual and infrared ones. Since 1978 Scanning Multichannel Microwave Radiometer and Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) allow making estimation of sea ice distribution and total sea ice concentration. Currently used algorithms of sea ice cover properties calculation on the basis of initial data obtained by passive microwave sensors are not free from severe errors due to multiple reasons. These errors are especially critical in the marginal ice zones, which are important navigation routes, and in the regions of intensive ice formation. In the present work we used unique SSM/I dataset, collected in the department of “Satellite-based Earth studies” of the Space Research Institute – the dataset GLOBAL-RT, and the array of visual observations of the Arctic sea ice cover, which were obtained in the research cruises by Arctic and Antarctic Research Institute. Field observations data are used as initial parameters in the electrodynamic model, developed for determination of brightness temperature of ice and snow covered surfaces. Comparison of model results and SSM/I data at a variety of frequencies has shown reasonable correspondence. This outcome provides justification for development of physically-based method of determination of parameters of the ice cover from satellite radiometric data. This new approach is expected to improve the quality of the Arctic sea ice prediction.

Keywords: passive microwave remote sensing, brightness temperature, electrodynamic model, effective dielectric permittivity, sea ice, polar region climate

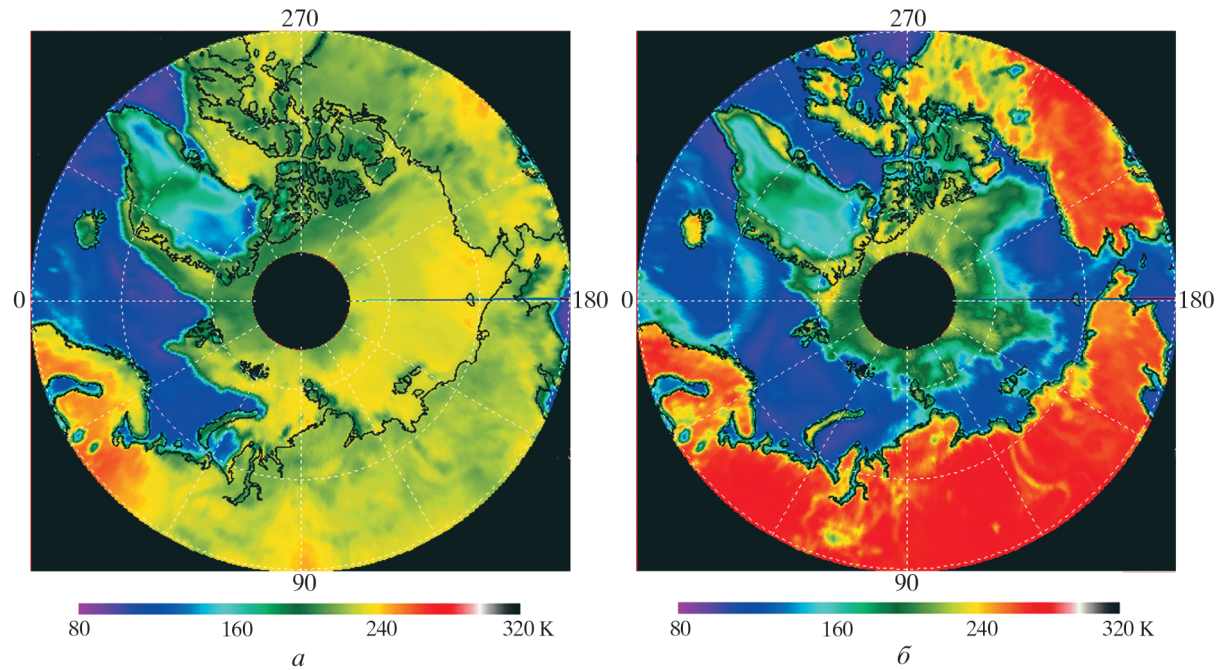


Рис. 2. Радиотепловые поля по данным канала 19 ГГц (Н19), горизонтальная поляризация: *a* — для максимального ледового и снежного покрытия 12 января 2009 г.; *b* — вариант минимального ледового покрытия 20 августа 2009 г.

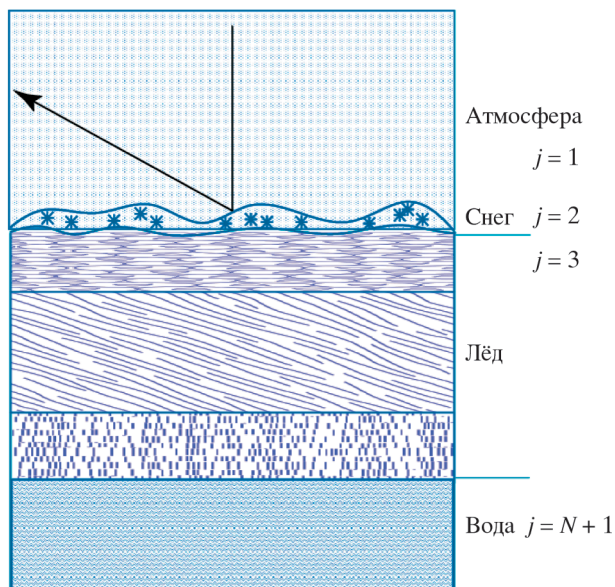


Рис. 3. Схема задачи о расчете яркостной температуры ледяного покрова.

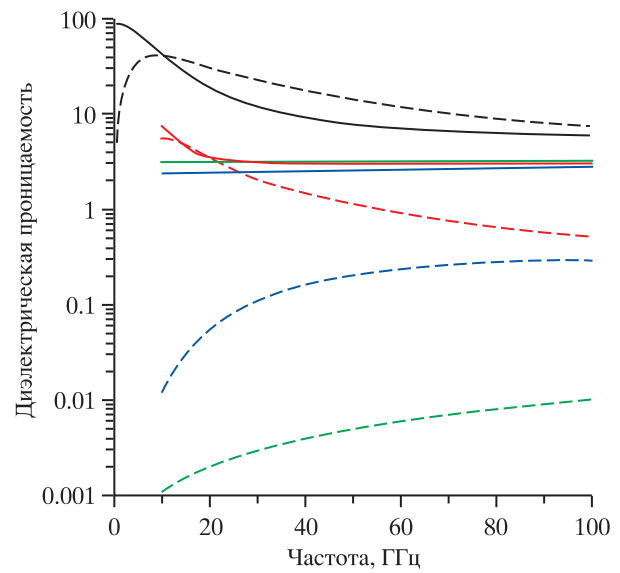


Рис. 4. Частотные зависимости действительной (сплошная линия) и мнимой (пунктир) части диэлектрической проницаемости льда. Зеленый цвет — чистый лед (данные (Hufford, 1991)), синий — лед с пористостью 30 % и средним диаметром пор 1.5 мм (модельный расчет), красный — тот же лед, но поры заполнены водой (модельный расчет), черный — вода при температуре 0° (Ray, 1972).



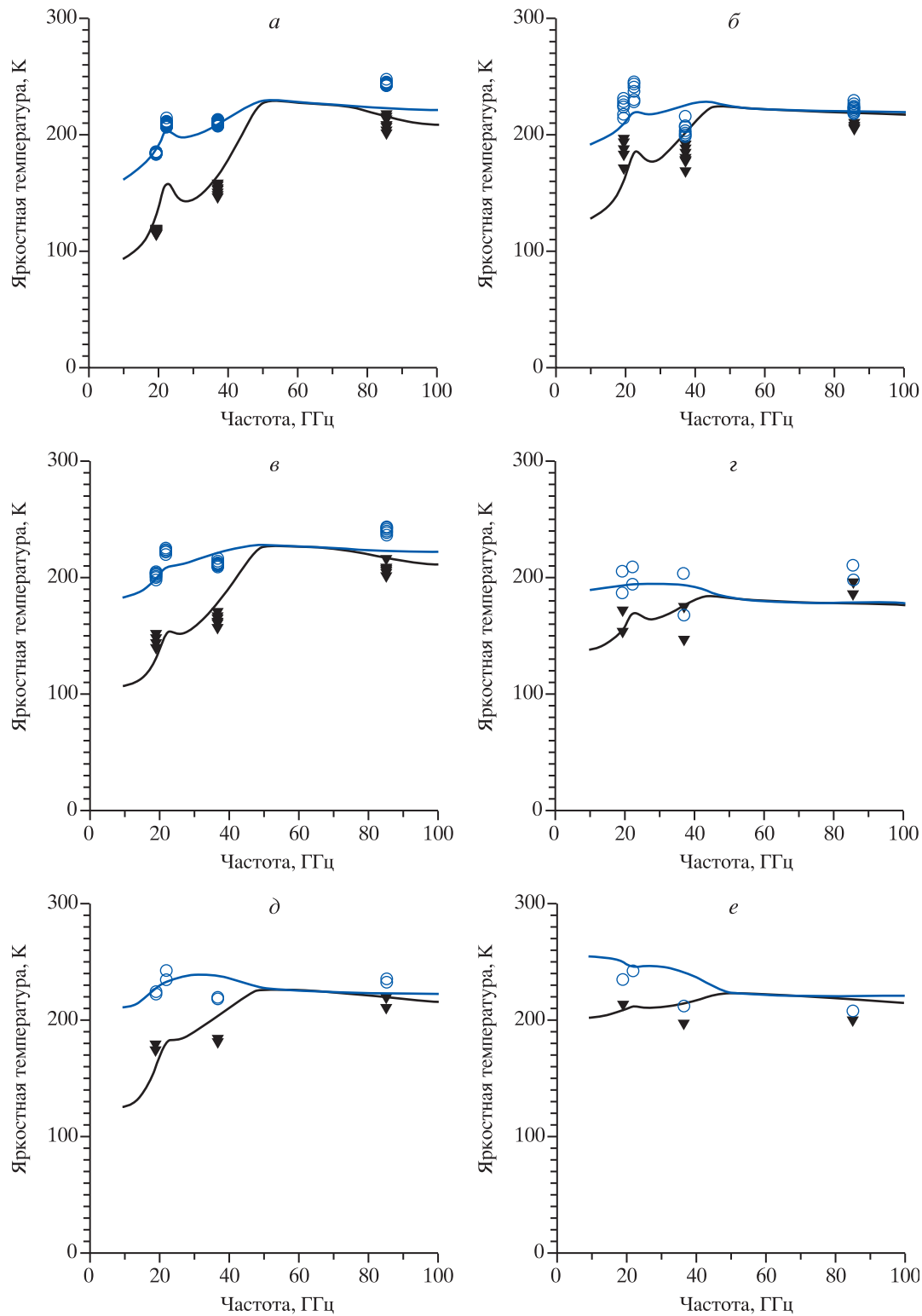


Рис. 5. Частотные зависимости яркостной температуры ледового покрова Арктического региона. Сплошные линии – расчет по предложенным моделям, значки – данные SSM/I. Черный цвет – горизонтальная поляризация, синий – вертикальная. Сплоченность льда: *a* – 0 баллов (сплошная водная поверхность); *б* – 3 балла, снег отсутствует; *в* – 4.5 балла, снег отсутствует; *г* – 7 баллов, толщина снежного покрова 6 см; *д* – 9 баллов, снег отсутствует; *е* – 10 баллов (сплошной ледовый покров), толщина снежного покрова 10 см.

