

Анализ пространственно-временной изменчивости излучения морской воды и морского льда морей Арктики

М. А. Животовская, Е. В. Заболотских, С. М. Азаров

*Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 192007, Россия
E-mail: m.zhivotovskaia@rshu.ru*

Работа посвящена анализу коэффициентов микроволнового излучения морского льда и морской воды в Арктике на частотах 6,9; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации. Коэффициенты излучения были рассчитаны для периода с 1 января по 31 декабря 2020 г. с использованием среднесуточных измерений радиометра AMSR2 (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer) и модели радиояркостной температуры микроволнового излучения системы «морской лёд – океан – атмосфера» без учёта рассеяния излучения. Расчёты проводились с использованием данных реанализа ERA5 для температуры поверхности и профилей атмосферных метеопараметров. Для разделения поверхности по типу морской лёд/морская вода использовался готовый спутниковый продукт по сплочённости льда университета Бремена. Результаты свидетельствуют о существенно большей изменчивости коэффициентов излучения морского льда по сравнению с ранее опубликованными исследованиями. Изменчивость коэффициентов излучения арктического морского льда растёт с частотой и на частоте 89 ГГц в два раза выше, чем на частотах 18,7; 23,8; 36,5 ГГц.

Ключевые слова: морской лёд, Арктика, спутниковые микроволновые измерения, микроволновые радиометры

Одобрена к печати: 14.08.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-5-219-231

Введение

Спутниковое дистанционное зондирование Земли обеспечивает оперативное получение данных о сплочённости морского льда (SIC — *англ.* Sea Ice Concentration) уже более четырёх десятилетий. Данные измерений сканирующих многоканальных микроволновых радиометров регулярны и позволяют восстанавливать SIC в полярных регионах независимо от облачности и времени суток (Comiso, 2014; Comiso et al., 2017). Существует большое количество методов восстановления SIC по данным пассивных микроволновых измерений. Эти методы используют так называемые точки привязки (*англ.* tie points) — характеристики излучения для разных типов поверхности. В качестве точек привязки могут выступать как радиояркостная температура или коэффициенты излучения, так и их функции. Чем выше частота используемых каналов измерений, тем лучше пространственное разрешение готовых спутниковых продуктов по SIC. Максимально возможное (порядка 3×3 км) пространственное разрешение полей SIC достигается при использовании измерений спутникового микроволнового радиометра AMSR2 (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) на частоте 89 ГГц. На излучение системы на данной частоте оказывают большое влияние параметры влагосодержания атмосферы — её влагозапас и водогазобаланс облаков. Поэтому погрешности оценки SIC с помощью алгоритмов, использующих измерения излучения на частотах вблизи 90 ГГц, зависят от параметров влагосодержания атмосферы над рассматриваемой поверхностью. Кроме того, на погрешности оценки SIC влияет изменчивость характеристик излучения морского льда и морской воды. В частности, одно из традиционных упрощений при разработке методов восстановления SIC связано с допущением о постоянных значениях характеристик излучения морского льда. Это допущение приводит к большим погрешностям при восстановлении SIC в районе кромки льда, а также в сезоны замерзания и таяния (Andersen et al., 2007).

Существует большое количество работ, посвящённых анализу коэффициентов микроволнового излучения морского льда. Большинство из них основывается либо на ограничен-

ном количестве измерений *in situ*, либо на спутниковых измерениях для отдельных областей морского льда. Так, в работе (Troy et al., 1981) представлен анализ радиояркостной температуры и коэффициентов излучения четырёх типов льда (многолетнего, однолетнего, молодого и начальных форм) для частот 14, 19, 31 и 90 ГГц, измеренных в ходе серии полётов самолётов Naval Research Laboratory над Гренландским морем в апреле 1977 г. В работе (Hewison, English, 1999) коэффициенты излучения оценивались по данным самолётных микроволновых радиометров для частот 24–157 ГГц в северной части Ботнического зал. и над континентальной областью снежников в Финляндии. Эти коэффициенты были проанализированы для 12 типов поверхности, в том числе для открытой воды, ниласа, припая и однолетнего льда. В исследовании (Mathew et al., 2009) коэффициенты излучения, рассчитанные по данным AMSR-E (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer — Earth Observing) на частотах 6,9; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц для всего 2005 г., были проанализированы для двух тестовых участков многолетнего и однолетнего льда.

В настоящей работе впервые был проведён анализ пространственно-временной изменчивости коэффициентов излучения морского льда и морской воды для всей Арктики на основании данных измерений микроволнового радиометра AMSR2. Коэффициенты излучения были рассчитаны для периода в один год с 1 января по 31 декабря 2020 г. с использованием среднесуточных калиброванных измерений AMSR2 на частотах 6,9; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации. Расчёты проводились на основе решения уравнения переноса в приближении нерассеивающей атмосферы с использованием данных реанализа European Reanalysis 5-го поколения (ERA5) для температуры поверхности и профилей атмосферных метеопараметров. Для выделения областей морского льда использовались данные по сплочённости морского льда университета Бремена (*нем.* Universität Bremen, *англ.* University of Bremen), интерполированные на координатную сетку ERA5. Полученные значения коэффициентов излучения классифицировались как коэффициенты излучения морского льда для областей с SIC > 95 % и коэффициенты излучения морской воды для областей с SIC = 0.

Методология и данные

Радиояркостная температура ($T_{я}$) микроволнового излучения системы «подстилающая поверхность – атмосфера», измеряемая микроволновым радиометром, определяется параметрами атмосферы и эффективным коэффициентом излучения поверхности. В приближении отсутствия рассеяния и без учёта рефракции решение уравнения переноса излучения представляет собой сумму восходящего и нисходящего излучения атмосферы, излучения океана и фонового реликтового излучения (Zabolotskikh, Azarov, 2022):

$$T_{я}^{H,V} = T_a^\uparrow + \chi^{H,V} T_s e^{-\tau} + (T_a^\downarrow + e^{-\tau} T_c) e^{-\tau} (1 - \chi^{H,V}), \quad (1)$$

где

$$T_a^\uparrow = \frac{1}{\cos \theta} \int_0^\infty T(h) \alpha(h) \cdot \exp \left[-\frac{1}{\cos \theta} \int_h^\infty \alpha(h') dh' \right] dh; \quad (2)$$

$$T_a^\downarrow = \frac{1}{\cos \theta} \int_0^\infty T(h) \alpha_n(h) \cdot \exp \left[-\frac{1}{\cos \theta} \int_0^h \alpha(h') dh' \right] dh; \quad (3)$$

$$\tau = \frac{1}{\cos \theta} \int_0^\infty \alpha(h') dh'; \quad (4)$$

T_a^\uparrow , T_a^\downarrow и τ — восходящее и нисходящее излучение и оптическая толщина атмосферы вдоль направления сканирования; θ — угол излучения; χ — коэффициент излучения подстилающей поверхности; T_c — фоновое реликтовое космическое излучение: $T_c = 2,7$ К. Формула (1) по-

зволяет рассчитать $T_{\text{я}}^{\text{A}}$ для горизонтально (H от *англ.* horizontal) и вертикально (V от *англ.* vertical) поляризованного излучения при известных коэффициентах излучения $\chi^{\text{H,V}}$, профилях параметров атмосферы и температуре подстилающей поверхности T_s для заданных частот f и углов излучения θ . И наоборот, при известных значениях $T_{\text{я}}^{\text{V,H}}$, измеренных радиометром AMSR2, зная параметры атмосферы и T_s , можно рассчитать значения эффективных коэффициентов излучения поверхности $\chi^{\text{H,V}}$:

$$\chi^{\text{H,V}} = \frac{T_{\text{я}}^{\text{H,V}} - T_a^{\uparrow} - e^{-\tau} (T_a^{\downarrow} + e^{-\tau} \cdot 2,7)}{T_s - (T_a^{\downarrow} + e^{-\tau} \cdot 2,7)} e^{\tau}. \quad (5)$$

Значения T_a^{\uparrow} , T_a^{\downarrow} и τ зависят только от метеорологических параметров: профилей давления $p(h)$, температуры $T(h)$, влажности $\rho(h)$ воздуха и водности облаков $w(h)$. Для расчёта значений T_a^{\uparrow} , T_a^{\downarrow} и τ по формулам (2–4) использовалась модель поглощения микроволнового излучения в атмосфере (Wentz, Meissner, 2016) и профили атмосферных параметров по данным реанализа ERA5. Также использовалась температура подстилающей поверхности T_s по данным ERA5.

Среднесуточные данные измерений AMSR2 были интерполированы на координатную сетку ERA5 и по формуле (5) были рассчитаны среднесуточные коэффициенты излучения χ_{06}^{H} , χ_{06}^{V} , χ_{10}^{H} , χ_{10}^{V} , χ_{18}^{H} , χ_{18}^{V} , χ_{23}^{H} , χ_{23}^{V} , χ_{36}^{H} , χ_{36}^{V} , χ_{89}^{H} , χ_{89}^{V} на частотах 6,9; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц на H- и V-поляризации соответственно. Расчёты проводились для региона Арктики, определяемого как область с широтами выше 60°, для всего 2020 г.

Данные измерений AMSR2

Микроволновый радиометр AMSR2 со спутника GCOM-W1 измеряет вертикально и горизонтально поляризованное микроволновое излучение в режиме конического сканирования под углом 55° к нормали к поверхности на 7 частотах: 6,9; 7,3; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц (Imaoka et al., 2010). Калиброванные данные разного уровня — от радиояркостной температуры уровня Level 1R до геофизических восстановленных параметров, в том числе разного уровня усреднения, обрабатываются и распространяются через японский пользовательский сервис <https://gportal.jaxa.jp>. В данной работе использовались среднесуточные калиброванные $T_{\text{я}}$ уровня Level 3 с пространственным разрешением 25 км за период с 1 января по 31 декабря 2020 г.

Данные реанализа ERA5

Для расчёта T_a^{\uparrow} , T_a^{\downarrow} и τ вдоль направления сканирования использовались данные ERA5 за 2020 г. на координатной сетке 0,25×0,25° по давлению, влажности и температуре атмосферы и водности облаков (*англ.* pressure level) (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels>). Для расчёта коэффициентов излучения поверхности использовались данные ERA5 по температуре поверхности льда и воды (*англ.* surface level) (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels>). Для получения среднесуточных данных усреднялись данные за каждый час и с использованием формул (2)–(4) рассчитывались значения T_a^{\uparrow} , T_a^{\downarrow} и τ .

Поля SIC, восстановленные по данным измерений AMSR2

Для выделения областей морского льда и морской воды использовался готовый спутниковый продукт по среднесуточным значениям SIC, создаваемый на оперативной основе по данным AMSR2 с помощью алгоритма Artist Sea Ice (ASI) (<http://www.iup.uni-bremen.de:8084/amr2da>).

ta/asi_daygrid_swath/) (Spreen et al., 2008). Данные по SIC с пространственным разрешением $6,25 \times 6,25$ км интерполировались на координатную сетку ERA5. Полученные значения коэффициентов излучения классифицировались как коэффициенты излучения морского льда для областей с $SIC > 95\%$ и как коэффициенты излучения морской воды для областей с $SIC = 0$.

Результаты

Анализ коэффициентов излучения морского льда (SI — от *англ.* sea ice) и морской воды (OW — от *англ.* open water) проводился для усреднённых по всему региону Арктики среднесуточных значений χ . Изменчивость (σ_χ) рассчитывалась как стандартное отклонение от средних по региону значений χ . Для обобщённого анализа пространственно-временной изменчивости рассчитывались также среднемесячные и среднегодовые значения коэффициентов излучения. Анализ χ и σ_χ проводился для всех частот измерений AMSR2, кроме частоты 7,3 ГГц, для вертикальной и горизонтальной поляризации.

На *рис. 1* (см. с. 223) представлены усреднённые по Арктике среднесуточные значения χ морского льда и морской воды для разных частот. Временной ход χ морского льда (наблюдаемое уменьшение усреднённых значений χ начиная с января до летних месяцев) связан с увеличением рассеивающих свойств льда в течение зимы. Рассеяние увеличивается для всех типов льда как за счёт увеличения торосистости поверхности вследствие многократных наслоений и нагромождений ледяных полей в течение зимы в процессе движения льда, так и за счёт вытекания рассола из верхнего слоя льда, начинающегося с момента образования льда (Zabolotskikh, Azarov, 2022). Низкие значения χ морского льда на всех частотах в летний период связаны с тем, что на поверхности льда образуются большие участки с талой водой (снежницы) и диэлектрические свойства поверхности определяются долей талой воды. Электромагнитные характеристики влажного снега близки к характеристикам абсолютно чёрного тела, поэтому таяние снега в весенне-летний период сопровождается ростом эффективного коэффициента излучения на всех частотах выше 10 ГГц (Garrity, 1992; Langlois, Barber, 2007). При появлении в снегу небольшого количества жидкой воды коэффициент излучения возрастает для любой системы «лёд — снежный покров». Это касается не только морского льда, но и пресноводного льда и даже ледникового щита Антарктиды (Tedesco, 2015; Tikhonov et al., 2018; Willmes et al., 2014). Сильные колебания коэффициента излучения морского льда в летний период на частоте 89 ГГц (в большей степени) и частоте 36,5 ГГц (в меньшей степени), наиболее вероятно, связаны с суточными вариациями температуры, влияющей на процессы таяния и замерзания снега и льда, и тонким слоем формирования излучения на этих частотах, быстро реагирующим на суточные изменения температуры воздуха (Langlois, Barber, 2007; Willmes et al., 2006).

Среднесуточные значения изменчивости коэффициента излучения σ_χ морского льда и морской воды показаны на *рис. 2* (см. с. 224). В зимнее время на низких частотах χ морской воды имеет в 1,3–1,6 раз большую изменчивость, чем в летнее. Это связано с тем, что зимой в Арктике развиваются более сильные ветры. Воздействие приводного ветра ведёт как к увеличению шероховатости морской поверхности, так и к появлению пенных образований. Оба этих фактора увеличивают χ морской воды (Liu et al., 2011; Meissner, Wentz, 2012). С увеличением частоты растёт изменчивость χ и морского льда, и морской воды. На частоте 89 ГГц длина волны излучения (~ 3 мм) становится сравнима с размерами соляных карманов во льду, увеличиваются рассеивающие свойства снега и льда и их зависимость от параметров снежного покрова и возраста льда (Eppler et al., 1992).

На *рис. 3* (см. с. 225) показан временной ход среднемесячных значений χ . Наблюдаемый в июле локальный максимум коэффициента излучения морского льда на 36,5 и 89 ГГц на вертикальной поляризации, вероятнее всего, связан с ошибками расчётов χ , вызванными ошибочными значениями параметров влагосодержания атмосферы, заимствованными из реанализа ERA5. Так, например, водность облаков представляет собой один из наиболее неточных параметров реанализа (Zabolotskikh, Chapron, 2019), ошибки которого вносят суще-

ственный вклад в ошибки оценки атмосферных параметров излучения. В летний период, когда в Арктике увеличиваются и интегральная влажность атмосферы, и водозапас облаков, эти ошибки могут вносить существенный вклад в ошибки расчёта коэффициентов излучения.

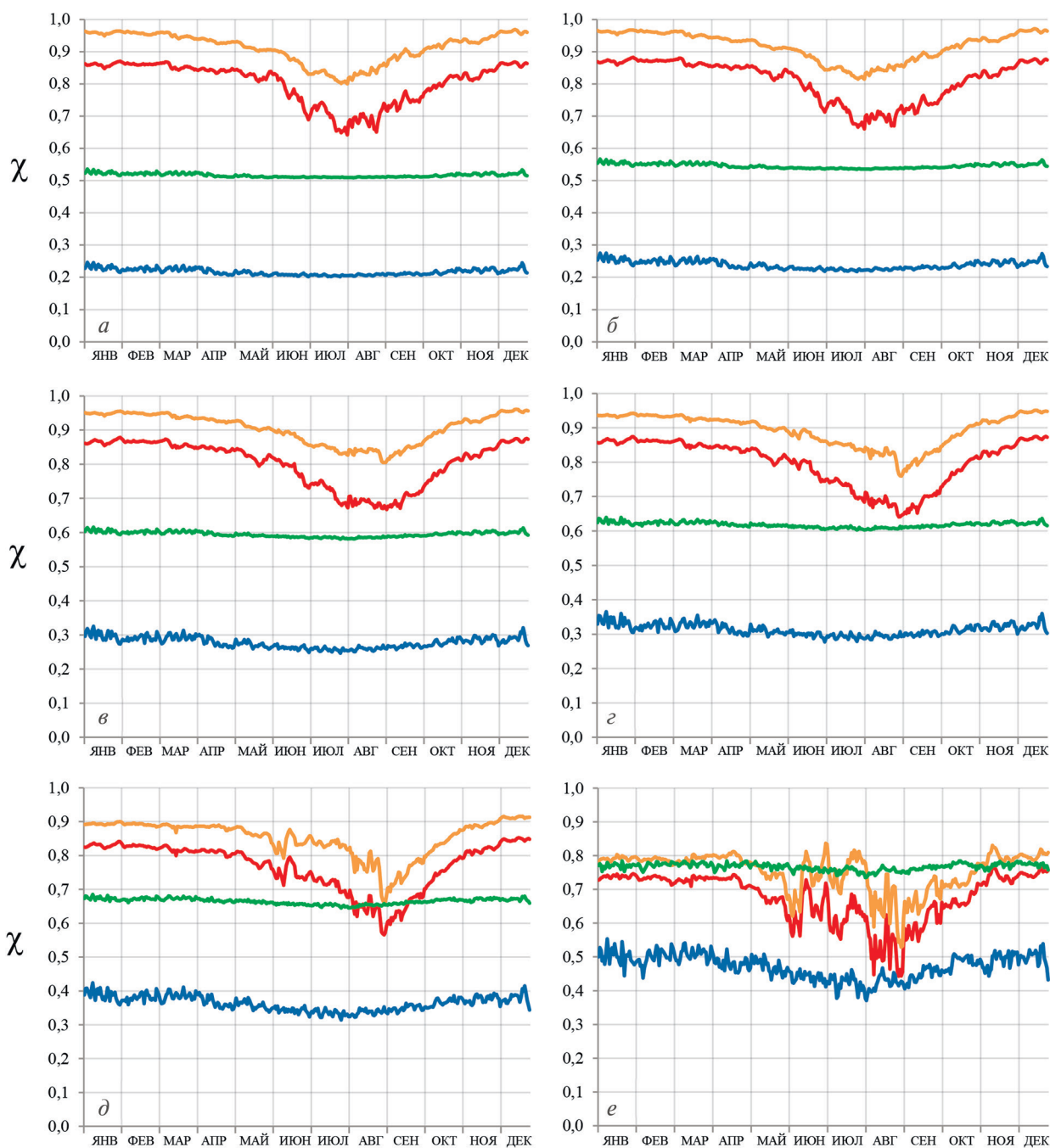


Рис. 1. Усреднённые по Арктике среднесуточные значения χ морского льда (красные линии — H-поляризация, оранжевые линии — V-поляризация) и морской воды (синие линии — H-поляризация, зелёные линии — V-поляризация) на 6,9 ГГц (*a*), 10,65 ГГц (*b*), 18,7 ГГц (*c*), 23,8 ГГц (*d*) и 36,5 ГГц (*e*)

Уменьшение χ морской воды летом связано с особенностями ветрового режима в регионе: летом ветры в Арктике существенно слабее, чем зимой (Przybylak, 2003). И поскольку ветровая добавка к коэффициенту излучения на горизонтальной поляризации значительно больше, чем на вертикальной (Заболотских, Шапрон, 2019), проявление этих особенностей на вертикальной поляризации (см. рис. 2б) гораздо слабее.

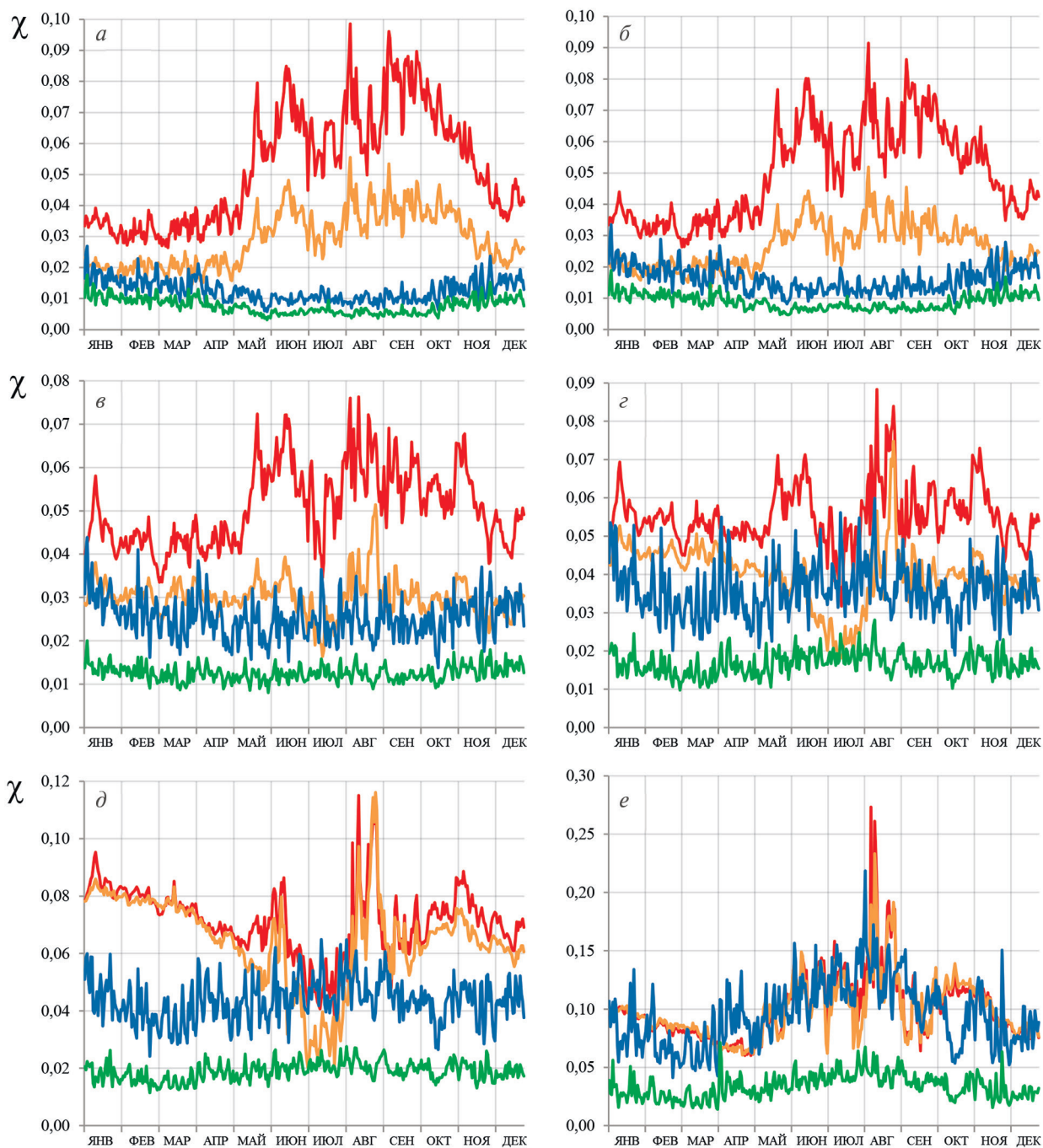


Рис. 2. Среднесуточные значения изменчивости коэффициента излучения σ_χ морского льда (красные линии — H-поляризация, оранжевые линии — V-поляризация) и морской воды (синие линии — H-поляризация, зелёные линии — V-поляризация) на 6,9 ГГц (а), 10,65 ГГц (б), 18,7 ГГц (в), 23,8 ГГц (г), 36,5 ГГц (д) и 89 ГГц (е)

На рис. 4 показана зависимость средних значений коэффициентов излучения (усреднённых по всему ансамблю данных — по площади и по времени) от частоты для морского льда и морской воды.

Для морского льда с увеличением частоты уменьшаются значения коэффициентов излучения на горизонтальной и вертикальной поляризации. Так, на 6,9 ГГц $\chi_{SI}^H = 0,86$, $\chi_{SI}^V = 0,96$. На 89 ГГц $\chi_{SI}^H = 0,75$, $\chi_{SI}^V = 0,79$. Уменьшение χ с частотой объясняется распределением масштабов и типов эффективных рассеивателей (соляных карманов, заполненных либо рассолом, либо воздухом) в верхнем слое льда (Hewison, English, 1999). При уменьшении

длины волны она становится соизмерима с масштабами рассеивателей. Рассеивание увеличивается, коэффициент излучения падает. В зимний период (с ноября по апрель) средние χ_{SI}^H и χ_{SI}^V на частотах до 23,8 ГГц имеют близкие значения: около 0,86 на горизонтальной поляризации и 0,95 — на вертикальной.

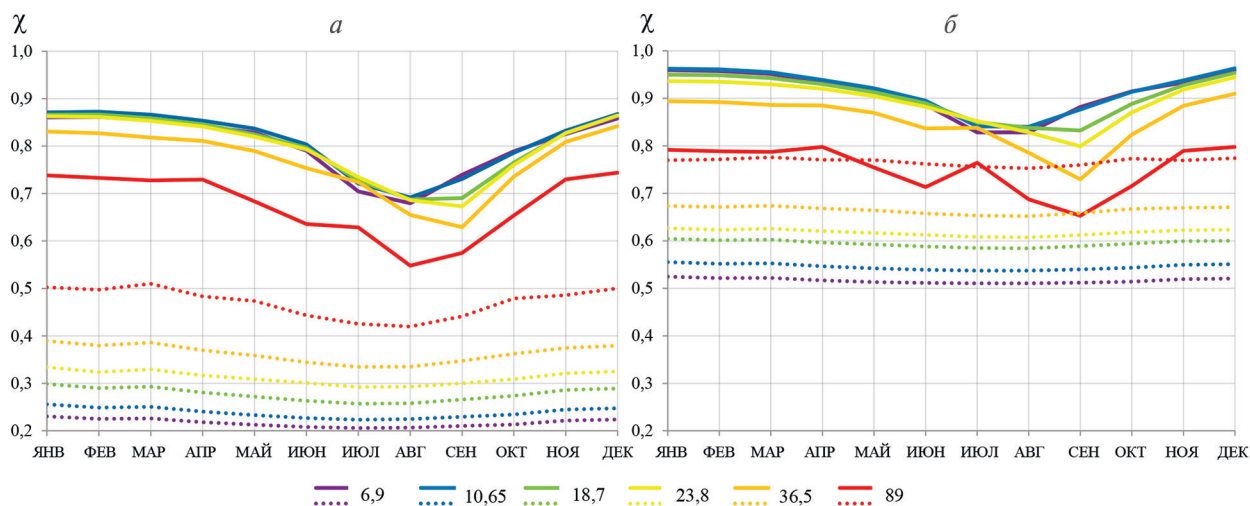


Рис. 3. Среднемесячные значения χ морского льда (сплошные линии) и морской воды (пунктирные линии) на горизонтальной (а) и вертикальной (б) поляризации на 6,9; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц

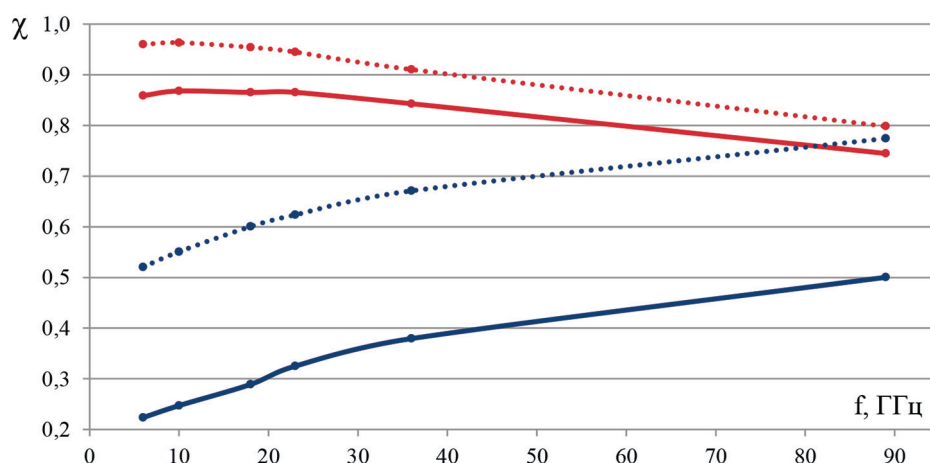


Рис. 4. Зависимость усреднённых по времени и пространству коэффициентов излучения χ от частоты f для арктического морского льда (красные линии) и морской воды (синие линии). Сплошные линии — H-поляризация, пунктирные линии — V-поляризация

Значения χ морского льда, полученные в нашей работе, в среднем на 0,03 больше, чем усреднённые по участкам многолетнего и однолетнего льдов значения χ морского льда в работе (Mathew et al., 2009). Наибольшее различие, в 0,08, наблюдается на частоте 36 ГГц.

На рис. 5 (см. с. 226) представлен график зависимости усреднённой по времени и пространству поляризационной разницы в коэффициентах излучения $\Delta\chi$ от частоты для морского льда и морской воды. Для морского льда $\Delta\chi$ на всех частотах существенно меньше, чем $\Delta\chi$ для морской воды ($\sim 0,1$ по сравнению с $\sim 0,3$), что обусловлено низкими, по сравнению с водой, значениями диэлектрической проницаемости морского льда. Излучение морской воды сильно поляризовано. Значения $\Delta\chi$ морского льда уменьшаются с ростом частоты: на 6,9 ГГц $\Delta\chi \approx 0,11$, на 89 ГГц $\Delta\chi \approx 0,06$. $\Delta\chi$ для морской воды с 6,9 до 18,7 ГГц увеличивается, далее с увеличением частоты — уменьшается.

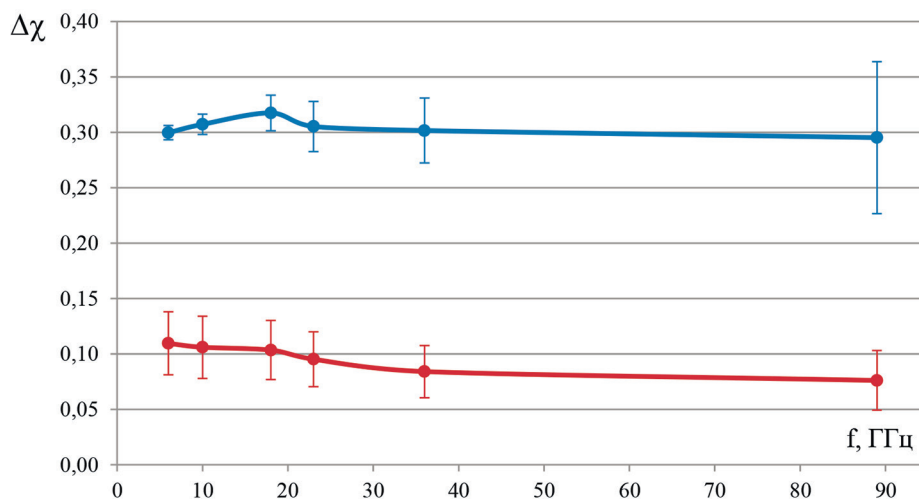


Рис. 5. Зависимость усреднённой по времени и пространству поляризационной разницы в коэффициентах излучения ($\Delta\chi$) и стандартного отклонения $\Delta\chi$ (σ_χ) от частоты f для морского льда (красная линия) и морской воды (синяя линия)

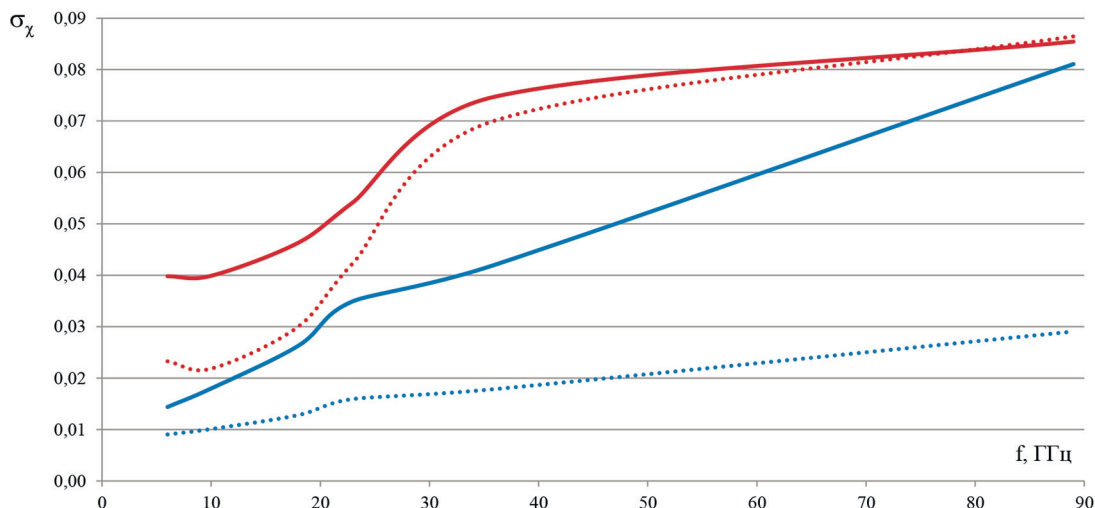


Рис. 6. Зависимость средней изменчивости коэффициента излучения σ_χ от частоты f для морского льда (красные линии) и морской воды (синие линии). Сплошные линии — H-поляризация, пунктирные линии — V-поляризация

Зависимость средней σ_χ от частоты для морского льда и морской воды представлена на рис. 6. У морского льда на обеих поляризациях наблюдается большая изменчивость σ_χ , чем у морской воды. Это объясняется большим количеством факторов, влияющих на формирование излучения. На χ морского льда влияют наличие снега на льду, его влажность, плотность и толщина, талая вода на поверхности льда, возраст льда, количество полостей во льду и их наполнение, а также шероховатость и торосистость льда.

С увеличением частоты изменчивость χ морского льда растёт. Увеличивается доля эффективных рассеивателей (воздушные пузырьки, соляные карманы морского льда, кристаллы снега) и вклад изменчивости их распределения в изменчивость коэффициента излучения. Изменчивость χ морской воды также усиливается за счёт роста влияния ветра на коэффициент излучения (Liu et al., 2011).

Рисунок 7 (см. с. 227) иллюстрирует изменчивость коэффициентов излучения морского льда в Карском море 13 января 2020 г. На рис. 7а–в выделена область Карского моря, для которой χ на 6,9 ГГц на H-поляризации больше 0,95. Выделенная область покрыта однолетним

льдом 10-балльной сплочённости, что подтверждается данными по SIC, визуальным анализом изображения PCA Sentinel-1 (см. рис. 7а) и ледовой картой Арктического и антарктического научно-исследовательского института (не представлена). При этом коэффициенты излучения на 89 ГГц на Н-поляризации (см. рис. 7в) в выделенной области изменяются в диапазоне от 0,7 до 0,95.

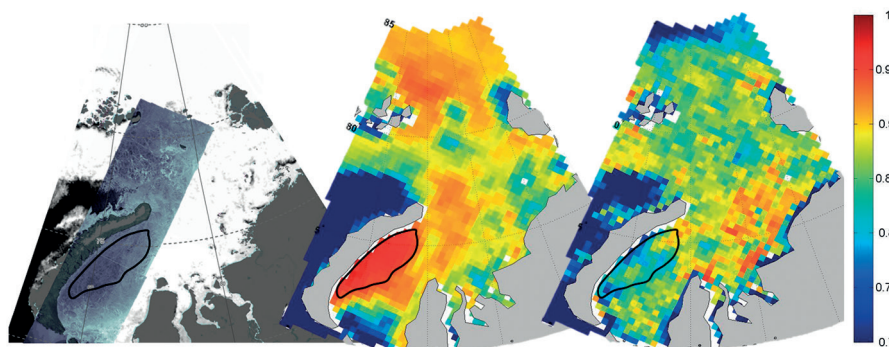


Рис. 7. Карское море 13 января 2020 г.: поле SIC по данным AMSR2 с наложенным изображением Sentinel-1A (02:51 GMT (англ. Greenwich Mean Time)) (а); поле коэффициента излучения поверхности χ на горизонтальной поляризации 6,9 ГГц (б) и 89 ГГц (в)

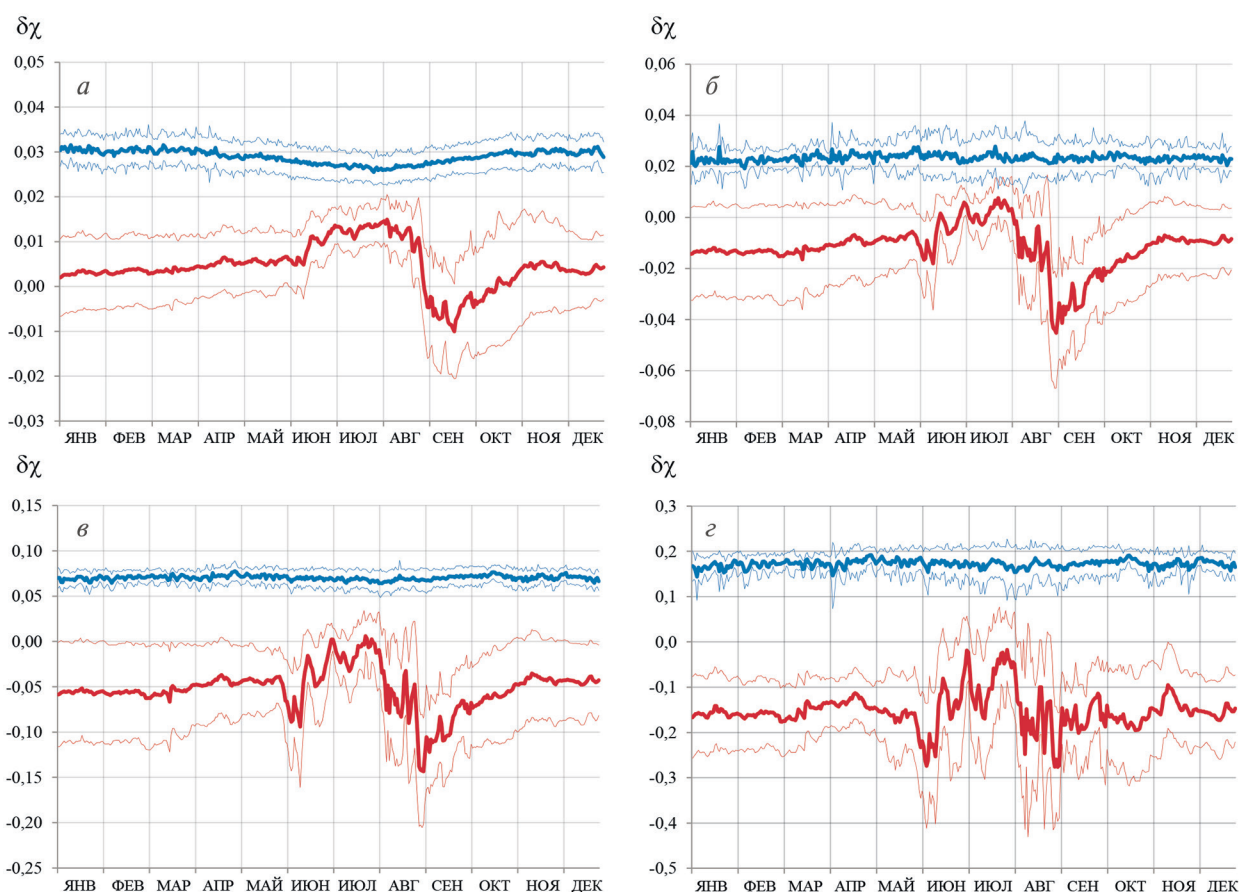


Рис. 8. Зависимость средних значений градиентов коэффициентов излучения и их стандартных отклонений для морского льда и морской воды: а — $\delta\chi_1$, б — $\delta\chi_2$, в — $\delta\chi_3$, г — $\delta\chi_4$

Внутригодовая изменчивость среднесуточных значений градиентов коэффициентов вертикально поляризованного излучения ($\delta\chi_1 = \chi_{10V} - \chi_{06V}$, $\delta\chi_2 = \chi_{23V} - \chi_{18V}$, $\delta\chi_3 = \chi_{36V} - \chi_{18V}$,

$\delta\chi^4 = \chi_{89V} - \chi_{18V}$, где χ_{06V} , χ_{10V} , χ_{18V} , χ_{23V} , χ_{36V} , χ_{89V} — это χ на 6,9; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц соответственно) и их стандартных отклонений $\sigma_{\delta\chi}$ представлена на рис. 8 (см. с. 227). Анализ значений $\delta\chi^1$ – $\delta\chi^4$ для морской воды и морского льда показывает, что их пороговые значения можно использовать в качестве фильтров для разделения морского льда и морской воды, так как их значения $\delta\chi$ далеки друг от друга в течение всего года даже с учётом изменчивости. Например, при превышении $\delta\chi^3$ значений $\sim 0,05$ измерения классифицируются как морская вода. Значения $\delta\chi^2$ и $\delta\chi^3$ выступают аналогами погодных фильтров, традиционно используемых для улучшения точности алгоритмов восстановления SIC для исключения областей ложно идентифицируемого льда в условиях, сопровождающихся высокими значениями содержания парообразной и жидкокапельной влаги в атмосфере (Zabolotskikh, Chapron, 2019).

Заключение

В работе проведён анализ коэффициентов излучения морского льда и морской воды в Арктике, рассчитанных за период в один год на основе данных измерений AMSR2 и модели T_y системы «морской лёд – океан – атмосфера» в приближении нерассеивающей атмосферы. Расчёты параметров атмосферы проводились с использованием данных реанализа ERA5 для частот AMSR2 6,9; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации. Классификация областей выполнялась на основе готового спутникового продукта по сплочённости морского льда.

Проведённый на большом статистическом материале анализ подтвердил известные ранее закономерности: уменьшение коэффициентов излучения морского льда χ_{SI} и увеличение коэффициентов излучения морской воды χ_{OW} с частотой.

Кроме подтверждения известных фактов, мы получили свидетельство уменьшения χ_{SI} для арктического морского льда на всех частотах начиная с февраля. С ростом частоты излучения растёт изменчивость как χ_{SI} , так и χ_{OW} . На 6,9 ГГц максимальная изменчивость составляет 12 %. На 89 ГГц на горизонтальной поляризации изменчивость коэффициента излучения морского льда может достигать 41 % в летний период и 18 % — в зимний (при изменчивости коэффициента излучения морской воды — 46 и 8 % соответственно). Анализ градиентов коэффициентов излучения и их стандартных отклонений для морского льда и морской воды, демонстрирующий отсутствие пересечений функций распределения их значений, может служить обоснованием использования погодных фильтров в алгоритмах восстановления сплочённости морского льда SIC.

Результаты данной работы свидетельствуют о существенно большей изменчивости коэффициентов излучения морского льда, чем описывается в литературе, и подчёркивают важность использования динамических значений точек привязки в методах восстановления параметров морского льда.

Исследования, представленные в данной статье, выполнены при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 19-17-00236. Работа серверного оборудования обеспечена финансированием в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 0763-2020-0005.

Литература

1. *Заболотских Е. В., Шапрон Б.* Геофизические модельные функции зависимости микроволнового излучения холодного океана от скорости ветра на частотах К и Ка-диапазона для угла 55° // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 5. С. 243–254. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-243-254.
2. *Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L. et al.* Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice // J. Geophysical Research. 2007. V. 112. No. C8. DOI: 10.1029/2006JC003543.

3. *Comiso J. C.* Sea Ice Concentration and Extent // Encyclopedia of Remote Sensing / ed. Njoku E. G. N. Y.: Springer, 2014. P. 727–743. DOI: 10.1007/978-0-387-36699-9_162.
4. *Comiso J. C., Meier W. N., Gersten R.* Variability and trends in the Arctic Sea ice cover: Results from different techniques // J. Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. No. 8. P. 6883–6900. DOI: 10.1002/2017JC012768.
5. *Eppler D. T., Farmer L. D., Lohanick A. W. et al.* Passive Microwave Signatures of Sea Ice // Microwave Remote Sensing of Sea Ice. Geophysical Monograph Ser. / ed. Carsey F. 1992. V. 68. P. 47–71. <https://doi.org/10.1029/GM068p0047>.
6. *Garrity C.* Characterization of Snow on Floating Ice and Case Studies of Brightness Temperature Changes During the Onset of Melt // Microwave Remote Sensing of Sea Ice. Geophysical Monograph Ser. / ed. Carsey F. 1992. V. 68. P. 313–328. <https://doi.org/10.1029/GM068p0313>.
7. *Hewison T. J., English S. J.* Airborne retrievals of snow and ice surface emissivity at millimeter wavelengths // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1999. V. 37. No. 4. P. 1871–1879. DOI: 10.1109/36.774700.
8. *Imaoka K., Kachi M., Kasahara M. et al.* Instrument performance and calibration of AMSR-E and AMSR2 // Intern. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2010. V. 38. No. 8. P. 13–18.
9. *Langlois A., Barber D. G.* Passive microwave remote sensing of seasonal snow-covered sea ice // Progress in Physical Geography: Earth and Environment. 2007. V. 31(6). P. 539–573. <https://doi.org/10.1177/0309133307087082>.
10. *Liu Q., Weng F., English S. J.* An Improved Fast Microwave Water Emissivity Model // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2011. V. 49. No. 4. P. 1238–1250. DOI: 10.1109/TGRS.2010.2064779.
11. *Mathew N., Heygster G., Melsheimer C.* Surface emissivity of the Arctic sea ice at AMSR-E frequencies // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2009. V. 47. No. 12. P. 4115–4124. DOI: 10.1109/TGRS.2009.2023667.
12. *Meissner T., Wentz F. J.* The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2012. V. 50. No. 8. P. 3004–3026. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2179662.
13. *Przybylak R.* The Climate of the Arctic. Norwell, MA, USA: Kluwer Academic Publ., 2003. 270 p. DOI: 10.1002/joc.952.
14. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // J. Geophysics Research: Oceans. 2008. V. 113. No. C2. Article C02S03. DOI: 10.1029/2005JC003384.
15. *Tedesco M., Mote T., Steffen K. et al.* Remote sensing of melting snow and ice // Remote Sensing of the Cryosphere / ed. Tedesco M. Oxford: John Wiley and Sons, 2015. P. 99–122. <https://doi.org/10.1002/9781118368909.ch6>.
16. *Tikhonov V. V., Khvostov I. V., Romanov A. N., Sharkov E. A.* Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data // The Cryosphere. 2018. V. 12. No. 8. P. 2727–2740. <https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018>.
17. *Troy B. E., Hollinger J. P., Lerner R. M., Wisler M. M.* Measurement of the microwave properties of sea ice at 90 GHz and lower frequencies // J. Geophysical Research: Oceans. 1981. V. 86. No. C5. P. 4283–4289. <https://doi.org/10.1029/JC086iC05p04283>.
18. *Wentz F. J., Meissner T.* Atmospheric absorption model for dry air and water vapor at microwave frequencies below 100 GHz derived from spaceborne radiometer observations // Radio Science. 2016. V. 51. No. 5. P. 381–391. DOI: 10.1002/2015RS005858.
19. *Willmes S., Bareiss J., Haas C., Nicolaus M.* The importance of diurnal processes for the seasonal cycle of sea-ice microwave brightness temperatures during early summer in the Weddell Sea // Annals of Glaciology. 2006. V. 44. P. 297–302. <https://doi.org/10.3189/172756406781811817>.
20. *Willmes S., Nicolaus M., Haas C.* The Microwave Emissivity Variability of Snow Covered First-Year Sea Ice from Late Winter to Early Summer: A Model Study // Cryosphere. 2014. V. 8. P. 891–904. DOI: 10.5194/tc-8-891-2014.
21. *Zabolotskikh E., Azarov S.* Wintertime Emissivities of the Arctic Sea Ice Types at the AMSR2 Frequencies // Remote Sensing. 2022. V. 14. Article 5927. DOI: 10.3390/rs14235927.
22. *Zabolotskikh E. V., Chapron B.* Consideration of Atmospheric Effects for Sea Ice Concentration Retrieval from Satellite Microwave Observations // Russian Meteorology and Hydrology. 2019. V. 44. P. 124–129. <https://doi.org/10.3103/S1068373919020055>.

Variability of Arctic sea ice and sea water microwave emissivities

M. A. Zhivotovskaia, E. V. Zabolotskikh, S. M. Azarov

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 192007, Russia
E-mail: m.zhivotovskaia@rshu.ru

In the paper, we analyze sea ice and sea water emissivities at frequencies 6.9; 10.65; 18.7; 23.8; 36.5 and 89 GHz in vertical and horizontal polarizations in the Arctic seas. The radiation coefficients were calculated for the period from January 1 to December 31, 2020, using average daily measurements of AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer) and were based on the transport equation in the approximation of a non-scattering atmosphere using ERA5 reanalysis data for surface temperature and profiles of atmospheric meteorological parameters. To separate sea ice from sea water, satellite sea ice concentration product of the University of Bremen was used. The results of this paper indicate a significantly greater variability of sea emissivity than described in the literature. The variability of the emissivity of the Arctic sea ice increases with frequency and at frequency of 89 GHz is twice as high as at frequencies of 18.7; 23.8; 36.5 GHz.

Keywords: sea ice, Arctic, satellite microwave measurements, microwave radiometers

Accepted: 14.08.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-5-219-231

References

1. Zabolotskikh E. V., Chapron B., Geophysical model functions for cold water microwave radiation dependency on wind speed in K and Ka range at an incidence angle of 55°, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2019, Vol. 16, No. 5, pp. 243–254 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-243-254.
2. Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L. et al., Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice, *J. Geophysical Research*, 2007, Vol. 112, No. C8, DOI: 10.1029/2006JC003543.
3. Comiso J. C., Sea Ice Concentration and Extent, In: *Encyclopedia of Remote Sensing*, Njoku E. G. (ed.), New York: Springer, 2014, pp. 727–743, DOI: 10.1007/978-0-387-36699-9_162.
4. Comiso J. C., Meier W. N., Gersten R., Variability and trends in the Arctic Sea ice cover: Results from different techniques, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2017, Vol. 122, No. 8, pp. 6883–6900, DOI: 10.1002/2017JC012768.
5. Eppler D. T., Farmer L. D., Lohanick A. W. et al., Passive Microwave Signatures of Sea Ice, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice, Geophysical Monograph Ser.*, F. Carsey (ed.), 1992, Vol. 68, pp. 47–71, <https://doi.org/10.1029/GM068p0047>.
6. Garrity C., Characterization of Snow on Floating Ice and Case Studies of Brightness Temperature Changes During the Onset of Melt, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice, Geophysical Monograph Ser.*, F. Carsey (ed.), 1992, Vol. 68, pp. 313–328, <https://doi.org/10.1029/GM068p0313>.
7. Hewison T. J., English S. J., Airborne retrievals of snow and ice surface emissivity at millimeter wavelengths, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1999, Vol. 37, No. 4, pp. 1871–1879, DOI: 10.1109/36.774700.
8. Imaoka K., Kachi M., Kasahara M. et al., Instrument performance and calibration of AMSR-E and AMSR2, *Intern. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2010, Vol. 38, No. 8, pp. 13–18.
9. Langlois A., Barber D. G., Passive microwave remote sensing of seasonal snow-covered sea ice, *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 2007, Vol. 31(6), pp. 539–573, <https://doi.org/10.1177/0309133307087082>.
10. Liu Q., Weng F., English S. J., An Improved Fast Microwave Water Emissivity Model, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2011, Vol. 49, No. 4, pp. 1238–1250, DOI: 10.1109/TGRS.2010.2064779.
11. Mathew N., Heygster G., Melsheimer C., Surface emissivity of the Arctic sea ice at AMSR-E frequencies, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2009, Vol. 47, No. 12, pp. 4115–4124, DOI: 10.1109/TGRS.2009.2023667.
12. Meissner T., Wentz F. J., The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 8, pp. 3004–3026, DOI: 10.1109/TGRS.2011.2179662.

13. Przybylak R., *The Climate of the Arctic*, Norwell, MA, USA: Kluwer Academic Publ., 2003, 270 p., DOI: 10.1002/joc.952.
14. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2008, Vol. 113, No. C2, Article C02S03, DOI: 10.1029/2005JC003384.
15. Tedesco M., Mote T., Steffen K. et al., Remote sensing of melting snow and ice, In: *Remote Sensing of the Cryosphere*, Tedesco M. (ed.), Oxford: John Wiley and Sons, 2015, pp. 99–122, <https://doi.org/10.1002/9781118368909.ch6>.
16. Tikhonov V. V., Khvostov I. V., Romanov A. N., Sharkov E. A., Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data, *The Cryosphere*, 2018, Vol. 12, No. 8, pp. 2727–2740, <https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018>.
17. Troy B. E., Hollinger J. P., Lerner R. M., Wisler M. M., Measurement of the microwave properties of sea ice at 90 GHz and lower frequencies, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1981, Vol. 86, No. C5, pp. 4283–4289, <https://doi.org/10.1029/JC086iC05p04283>.
18. Wentz F. J., Meissner T., Atmospheric absorption model for dry air and water vapor at microwave frequencies below 100 GHz derived from spaceborne radiometer observations, *Radio Science*, 2016, Vol. 51, No. 5, pp. 381–391, DOI: 10.1002/2015RS005858.
19. Willmes S., Bareiss J., Haas C., Nicolaus M., The importance of diurnal processes for the seasonal cycle of sea-ice microwave brightness temperatures during early summer in the Weddell Sea, *Annals of Glaciology*, 2006, Vol. 44, pp. 297–302, <https://doi.org/10.3189/172756406781811817>.
20. Willmes S., Nicolaus M., Haas C., The Microwave Emissivity Variability of Snow Covered First-Year Sea Ice from Late Winter to Early Summer: A Model Study, *Cryosphere*, 2014, Vol. 8, pp. 891–904, DOI: 10.5194/tc-8-891-2014.
21. Zabolotskikh E., Azarov S., Wintertime Emissivities of the Arctic Sea Ice Types at the AMSR2 Frequencies, *Remote Sensing*, 2022, Vol. 14, Article 5927, DOI: 10.3390/rs14235927.
22. Zabolotskikh E. V., Chapron B., Consideration of atmospheric effects for sea ice concentration retrieval from satellite microwave observations, *Russian Meteorology and Hydrology*, 2019, Vol. 44, No. 2, pp. 124–129, <https://doi.org/10.3103/S1068373919020055>.