Зависимость поляриметрических параметров морского льда от его торосистости по данным радиолокационного спутника ALOS-1

Е. В. Афанасьева[1,2], Д. М. Ермаков[2], Ю. В. Соколова[2]

[1] *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт Санкт-Петербург, 199397, Россия*
E-mail: afanasieva@aari.ru
[2] *Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия*

Данные радиолокационных спутников ДЗЗ часто выступают основным источником информации о ледяном покрове Северного Ледовитого океана. Ранее было установлено, что радиолокационная поляриметрия даёт дополнительные возможности для обнаружения и классификации ледовых объектов в пределах радиолокационных изображений. В настоящее время для наблюдений за льдами наиболее широко используется С-диапазон. Вместе с тем известно, что зоны торосистого льда более успешно определяются по данным L-диапазона за счёт большей длины волны зондирования. В работе рассматривается возможность использования L-диапазона для обнаружения торосистых зон, а также количественной оценки торосистости. На примере семи изображений спутника ALOS-1 (*англ.* Advanced Land Observing Satellite) по району пролива Вилькицкого показано, что удельная эффективная площадь рассеяния льда постепенно возрастает с увеличением количества торосов на единицу площади ледяного покрова. Для анализа механизма радиолокационного отражения, формируемого льдом с различной торосистостью, выполнены поляриметрические декомпозиции методами Клауда – Потье и Фримена – Дурдена. Метод Клауда – Потье в среднем показал преобладание поверхностного рассеяния с низкой энтропией. Метод Фримена – Дурдена продемонстрировал доминирование поверхностного рассеяния на всей площади ледяного покрова с увеличением вклада объёмного рассеяния на торосистых участках. Компонента двукратного отражения всегда принимает самые низкие значения и практически не показывает связи с торосистостью. Продемонстрировано, что отдельные наблюдения могут существенно отличаться от описанного среднего представления за счёт различий свойств льда в Северном Ледовитом океане.

Ключевые слова: морской лёд, торосистость, радиолокационная поляриметрия, радиолокатор с синтезированной апертурой, L-диапазон

Одобрена к печати: 31.08.2026
DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-5-363-381

Введение

Данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) из космоса на сегодняшний день служат основным источником информации о ледяном покрове Северного Ледовитого океана. Для наблюдений за льдами используются видимый, инфракрасный и микроволновый диапазоны электромагнитного спектра (Спутниковые..., 2011; Shokr, Sinha, 2015). Последний служит для радиометрической и радиолокационной съёмки. Поскольку каждый диапазон имеет свои преимущества и ограничения, необходим их комплексный анализ для наиболее полного описания состояния ледяного покрова (Афанасьева и др., 2019; Морской..., 1997). Между тем на практике все возможные типы данных ДЗЗ редко бывают доступны и информативны. Данные видимого диапазона отсутствуют в период полярной ночи (зимний период), данные инфракрасного диапазона непригодны в летний период и, кроме того, оба подвержены влиянию облачности. Данные микроволновой радиометрии не зависят от условий естественной освещённости и намного менее чувствительны к атмосферной влаге, однако их низкое пространственное разрешение не даёт детального представления о состоянии ледяного покрова (Тихонов и др., 2016). Данные радиолокационной съёмки независимы от естественной

освещённости и погодных условий, а также имеют более высокое пространственное разрешение. Поэтому для мониторинга ледяного покрова морей они часто выступают основным источником информации (Афанасьева и др., 2019).

Исследования характеристик морского льда методами радарной поляриметрии начались в конце 1980-х – начале 1990-х гг. с появлением поляриметрических радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) самолётного базирования. В режиме полной поляриметрии РСА выполняет измерения одновременно в четырёх поляризационных каналах: HH, HV, VH и VV (V, *англ.* vertical; H, *англ.* horizontal). Это обеспечивает максимально полное описание отражательных свойств поверхности и даёт дополнительную информацию для обнаружения и классификации ледовых объектов в пределах радиолокационных изображений (РЛИ) (Захарова и др., 2017).

В 1988 г. первые экспериментальные съёмки были проведены в США с помощью бортовой радиолокационной системы AirSAR (*англ.* Airborne Synthetic Aperture Radar) (Drinkwater et al., 1992; Ngheim et al., 1995; Rignot, Drinkwater, 1994; Winebrenner et al., 1995). Среди систем, участвовавших в изучении поляризационных свойств морского льда, известны также японский РСА Pi-SAR (*англ.* Polarimetric and Interferometric SAR) (Matsuoka et al., 2001; Wakabayashi et al., 2004), датский EMISAR (*англ.* Electromagnetics Institute Synthetic Aperture Radar) (Christensen et al., 1998; Dierking, Dall, 2007), немецкий E-SAR (*англ.* Experimental SAR) (Dierking et al., 2007) и более современный F-SAR (*англ.* Flugzeug Synthetic Aperture Radar) (Krogager, 2018; Reigber et al., 2016), задачей которого стало продолжение программы E-SAR.

Первые данные поляриметрической съёмки морских льдов из космоса были получены в 1994 г. в ходе двух полётов космического корабля американской программы Space Shuttle (Eriksson et al., 1998). На борту шаттла Endeavour был размещён поляриметрический РСА C- и L-диапазонов SIR-C (*англ.* Spaceborne Imaging Radar-C).

В 2006 г. был запущен японский радиолокационный спутник ДЗЗ ALOS-1 (*англ.* Advanced Land Observing Satellite), оснащённый полнополяриметрическим РСА (в 2011 г. выведен из эксплуатации). В 2007 г. на орбиту был выведен канадский космический аппарат (КА) RADARSAT-2, действующий до настоящего времени. Сегодня режим полной поляриметрии поддерживается также РСА спутников ALOS-2, Gaofen-3, SAOCOM-1 (*англ.* Argentine Microwave Observation Satellite), RCM (*англ.* RADARSAT Constellation Mission), NISAR (*англ.* NASA-ISRO Synthetic Aperture Radar) и др. (D'Errico, 2025; Shokr, Dabboor, 2023). Технические характеристики РСА российских КА «Обзор-Р» предполагают возможность выполнения поляриметрических измерений (Руководство..., 2023).

На текущий момент количество данных, доступных для исследования, весьма ограничено. В свободном доступе находится архив данных КА ALOS-1, опубликованный на веб-портале Распределённого центра активного архива спутникового комплекса NASA (*англ.* National Aeronautics and Space Administration) на Аляске (*англ.* Alaska Satellite Facility Distributed Active Archive Center — ASF DAAC) (https://search.asf.alaska.edu/#/).

Спутник ALOS-1 был оборудован РСА L-диапазона PALSAR-1 (*англ.* Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar) (ALOS..., 2007). Несмотря на то, что радиолокационные данные L-диапазона в настоящее время не используются широко для наблюдений за ледяным покровом, его потенциал представляет интерес для исследований.

В конце прошлого столетия результаты экспериментов показали, что для изучения возрастного состава морских льдов C-диапазон может считаться оптимальным, поскольку его длина волны достаточно велика, чтобы проникать сквозь снежный покров на льду, и достаточно мала, чтобы обеспечивать высокие значения удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) σ^0 многолетнего льда на фоне однолетнего за счёт большого вклада объёмного рассеяния (Onstott, 1992).

В последующих исследованиях было показано, что C-диапазон имеет свои ограничения. Так, в зимний период разделение зон торосистого однолетнего, многолетнего и молодого льда может быть затруднительно, поскольку УЭПР этих льдов близки по значению. В летний период, с появлением снежниц, УЭПР разных типов льда очень быстро выравнивается таким образом, что они становятся неразличимы на РЛИ (Sandven et al., 1999).

В работах (Dierking, 2010; Dierking, Busche, 2006) отмечено, что зоны деформированного льда (торосистые зоны, скопления тёртого льда и др.) более успешно определяются по данным L-диапазона за счёт большей длины волны зондирования. L-диапазон чувствителен к объектам масштаба крупных гряд торосов и гораздо менее восприимчив к мелкомасштабным неоднородностям, таким как элементы шероховатости на поверхности молодого льда или воздушные включения в объёме многолетнего льда. Это формирует контраст УЭПР между зонами торосистого льда, с одной стороны, и зонами молодого и многолетнего льда — с другой, что позволяет более точно выделять торосистые льды на РЛИ в зимний период. Кроме того, L-диапазон целесообразно использовать при появлении признаков таяния снега и льда ввиду его большей проникающей способности.

Применение L-диапазона для наблюдений за морскими льдами имеет свои преимущества. Цель настоящего исследования заключается в более детальном изучении сильных сторон L-диапазона, в частности при обнаружении зон торосистого льда в зимний период. Торосистость входит в число важных навигационных характеристик льда, поскольку часто становится серьёзным препятствием на пути судов даже высокого ледового класса (Арикайнен, 1990; Бузуев, 1982). Для достижения этой цели будет проанализирован характер радиолокационного отражения, формируемого льдом с различной торосистостью. Будут рассчитаны значения УЭПР льда, а также выполнены поляриметрические декомпозиции методами Клауда – Потье (Cloude, Pottier, 1997) и Фримена – Дурдена (Freeman, Durden, 1998).

Район исследования

Для исключения влияния процессов таяния, исследование было ограничено зимним периодом года, который в Арктике длится с 1 октября по 31 мая. Исходя из имеющихся данных, районом исследования был выбран пролив Вилькицкого, через который проходит трасса Северного морского пути. Данные ALOS-1 PALSAR-1 по указанному району были получены в апреле – мае 2007 г.

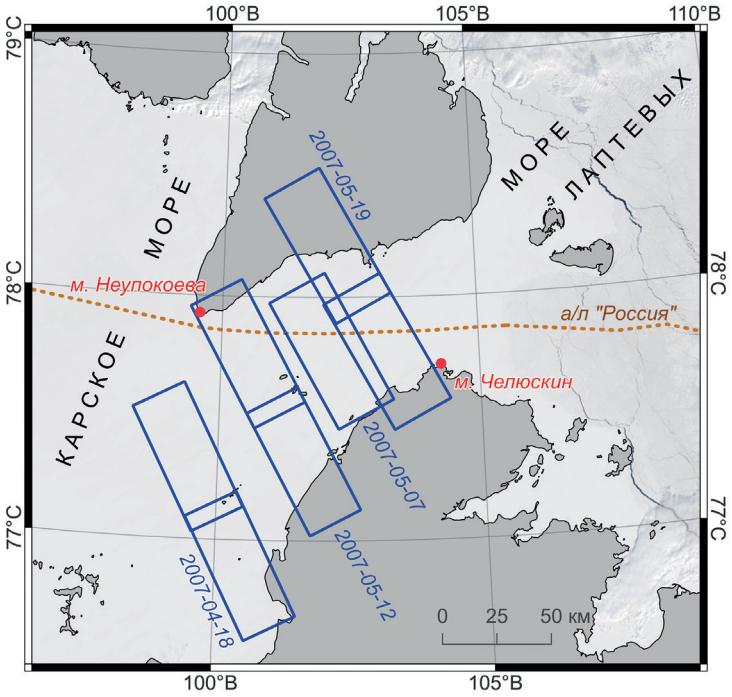


Рис. 1. Ледовые условия в проливе Вилькицкого в апреле – мае 2007 г. по данным MODIS с КА Terra за 13 мая 2007 г. Прямоугольными рамками показано географическое положение РЛИ ALOS-1 PALSAR-1. Пунктиром показан маршрут атомного ледокола (а/л) «Россия» за 18 и 19 июня 2007 г. в ходе экспедиции «Трансарктика-2007»

Согласно данным ледовых карт ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (ААНИИ) (https://data.aari.ru/odata/_d0004.php), в апреле – мае 2007 г. в проливе Вилькицкого отмечался припай однолетнего льда. Для визуальной оценки ледовых условий в момент получения радиолокационных данных на *рис. 1* приведено изображение видимого диапазона радиометра MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) спутника Terra (https://worldview.earthdata.nasa.gov/).

Данные

Радиолокационные изображения спутника ALOS-1

Из архива NASA ASF DAAC (https://search.asf.alaska.edu/#/) было выбрано семь комплексных РЛИ ALOS-1 PALSAR-1 уровня обработки L1.1. Все РЛИ получены с восходящих пролётов спутника при правостороннем обзоре. Диапазон углов визирования θ составлял от 22,8 до 25,0°. Пространственное разрешение РЛИ, спроецированных на земной эллипсоид, достигало ~23 м. Географическое положение выбранных РЛИ показано на *рис. 1.*

Изображения видимого диапазона спутников Terra, Aqua и Landsat-7

Анализ РЛИ ALOS-1 PALSAR-1 выполнялся с привлечением данных оптических радиометров MODIS спутников Terra и Aqua, а также ETM+ (*англ.* Enhanced Thematic Mapper Plus) спутника Landsat-7. Пространственное разрешение этих данных составляет 250 и 30 м соответственно. Изображения Terra, Aqua MODIS доступны через веб-портал Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства США NASA Worldview (https://worldview.earthdata.nasa.gov), данные Landsat-7 ETM+ — через веб-портал Геологической службы США (*англ.* United States Geological Survey — USGS) EarthExplorer (https://earthexplorer.usgs.gov/).

Данные метеорологических наблюдений in situ

В качестве вспомогательных были использованы данные из архива наблюдений гидрометеорологической станции им. Е. К. Фёдорова, которая расположена на м. Челюскин (http://meteo.ru/data/basic-parameters/). На *рис. 2* приведена временная изменчивость приземной температуры воздуха в районе станции. Эта информация необходима для определения наличия или отсутствия талой воды на поверхности льда. Как видно из графика, температура воздуха в период радиолокационной съёмки была стабильно ниже 0 °С. Это косвенно свидетельствует об отсутствии жидкой воды в поверхностном снежно-ледовом слое.

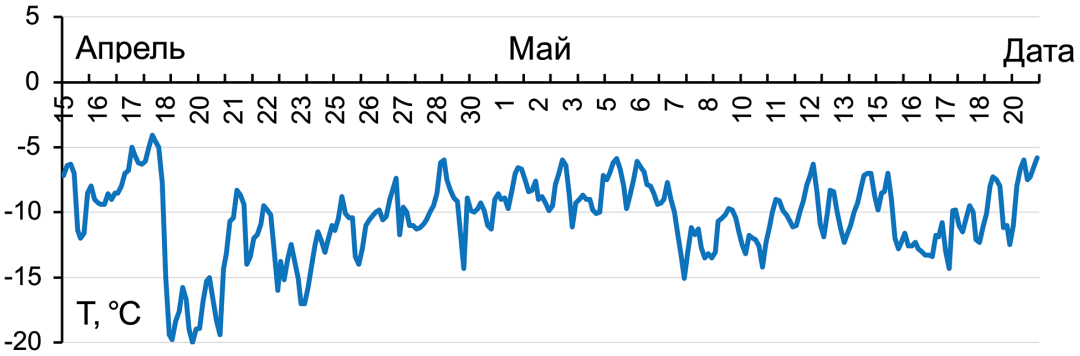


Рис. 2. Временная изменчивость приземной температуры воздуха в апреле – мае 2007 г. в районе станции им. Е. К. Фёдорова (м. Челюскин)

Данные ледовых наблюдений in situ

Для анализа РЛИ были использованы данные визуальных ледовых наблюдений, выполненных специалистами ААНИИ с борта а/л «Россия» в ходе экспедиции «Трансарктика-2007». Маршрут а/л «Россия» показан на *рис. 1.* Согласно отчёту экспедиции, а/л «Россия» следовал западным курсом через пролив Вилькицкого 18 и 19 июня 2007 г. Толщина припая составляла 80–100 см восточнее меридиана 101°30′ в. д. и 120–150 см западнее него. В районе м. Неупокоева торосистость припайных льдов увеличилась до 2–3 баллов по 5-балльной шкале, где одному баллу соответствует 20 % площади, занятой торосистыми образованиями (Производство..., 2025). Признаков таяния на данном участке припая не отмечалось. Наблюдения велись при ясном небе, что соответствует дальности видимости 8–10 морских миль.

Несмотря на то, что спутниковая съёмка была проведена на 1–2 мес. раньше (в апреле – мае 2007 г.) визуальных наблюдений *in situ*, есть основания предполагать, что толщина и торосистость льда за этот период времени не изменились. Дрейф льда отсутствовал, поскольку в проливе установился припай. Увеличение толщины льда за счёт термического нарастания в конце зимнего периода, как правило, незначительно. Торосистость в припайном льду остаётся постоянной, поскольку нет динамических подвижек. Активное таяние на момент визуальных наблюдений *in situ* ещё не началось.

Методы

Обработка РЛИ спутника ALOS-1 и расчёт поляриметрических параметров

Полнополяриметрические РСА позволяют получать РЛИ в четырёх поляризационных каналах, которые в каждом пикселе изображения формируют комплексную матрицу рассеяния:

$$\|S\| = \begin{Vmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{Vmatrix},$$

где S_{tr} (t, r = H, V) — коэффициент отражения при излучении сигнала на t-поляризации и приёме на r-поляризации. Каждый элемент матрицы имеет вид: $S_{tr} = |S_{tr}| e^{i\varphi_{tr}}$, где $|S_{tr}|$ — величина элемента; φ_{tr} — относительная фаза (Захарова и др., 2017; Drinkwater et al., 1992).

Для описания отражательных свойств ледяного покрова, помимо УЭПР, по элементам матрицы $\|S\|$ рассчитываются поляриметрические параметры, которые могут быть поделены на две группы (Захарова и др., 2017; Shokr, Dabboor, 2023). Параметры первой группы характеризуют попарную связь между отражениями на разных поляризациях (Захарова и др., 2017). К ним относятся поляризационные отношения, разности фаз, а также коэффициенты взаимной корреляции. Параметры второй группы рассчитываются на основе всех четырёх элементов матрицы $\|S\|$ (Захарова и др., 2017).

Параметры второй группы могут быть вычислены декомпозицией поляриметрических данных, представленных в виде ковариационной матрицы $\|C\|$ или матрицы когерентности $\|T\|$ (Захарова и др., 2017; Moreira et al., 2013). В настоящей работе рассмотрены декомпозиции Клауда – Потье (Cloude, Pottier, 1997) и Фримена – Дурдена (Freeman, Durden, 1998).

Декомпозиция Клауда – Потье реализуется посредством спектрального разложения матрицы когерентности. Матрица $\|T\|$ имеет собственные векторы $\vec{e}_1$, $\vec{e}_2$, $\vec{e}_3$ и собственные числа λ_1, λ_2, λ_3, по которым вычисляются поляриметрические параметры, характеризующие механизм рассеяния сигнала РСА на различных видах земной поверхности. При $\lambda_1 \geqslant \lambda_2 \geqslant \lambda_3 \geqslant 0$ эти параметры рассчитываются следующим образом: энтропия $H = -P_1 \log_3 P_1 - P_2 \log_3 P_2 - P_3 \log_3 P_3$; анизотропия $A = (\lambda_2 - \lambda_3)/(\lambda_2 + \lambda_3)$; угол $\alpha = P_1\alpha_1 + P_2\alpha_2 + P_3\alpha_3$. Параметр вероятности P_i (i = 1, 2, 3), входящий в формулы, имеет вид:

$P_i = \lambda_i / (\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3)$. Параметр α_i есть арккосинус первого элемента собственного вектора $\vec{e}_i$.

Энтропия H принимает значения от 0 до 1 и характеризует степень деполяризации отражённого сигнала. Деполяризация, в свою очередь, указывает на хаотичность рассеяния. При $H = 0$ наблюдается отражение от абсолютно гладкой поверхности, при котором деполяризация отсутствует. При $H = 1$ отражённый сигнал полностью деполяризован. Между этими экстремумами степень деполяризации растёт с увеличением H.

Анизотропия A также принимает значения от 0 до 1 и служит вспомогательным параметром при интерпретации средних и высоких значений H. При больших A отражённый сигнал имеет преобладающее направление вектора поляризации. При малых A отражение хаотично, у вектора поляризации нет выраженного направления.

Угол α изменяется в пределах от 0 до 90° и характеризует вид механизма рассеяния. Значения α от 0 до 30° указывают на доминирование поверхностного отражения, от 40 до 50° — хаотичного (объёмного) рассеяния, от 60 до 90° — двойного отражения от двугранных уголковых отражателей.

Авторами подхода было предложено разбиение пространства признаков H–α на девять областей, соответствующих различным механизмам рассеяния (Cloude, Pottier, 1997).

Декомпозиция Фримена – Дурдена (Freeman, Durden, 1998) базируется на физически обоснованной трёхкомпонентной модели радиолокационного отражения. Зондируемая поверхность представляется в виде сочетания объектов, комплексные матрицы рассеяния которых известны. Тогда матрица $\|T\|$ может быть записана в виде суммы трёх компонент, которые соответствуют трём механизмам рассеяния: $\|T\| \otimes P_{\acute{A}} \|T\|_{\acute{A}}$ $P \|T\|$ $P \|T\|$ (Захарова и др., 2017). Первое слагаемое соответствует механизму поверхностного отражения, которое в данном случае описывается моделью брэгговского рассеяния. Второе слагаемое характеризует механизм двойного отражения от двугранного уголкового отражателя. Третье слагаемое соответствует объёмному рассеянию. Параметры P_s, P_d и P_v характеризуют мощность сигнала соответствующих механизмов рассеяния.

Полученные компоненты могут быть использованы для построения композитного изображения, где P_d, P_v и P_s задаются в качестве красного (R), зелёного (G) и синего (B) каналов соответственно. Такое изображение может рассматриваться как результат классификации земной поверхности по преобладающим механизмам рассеяния.

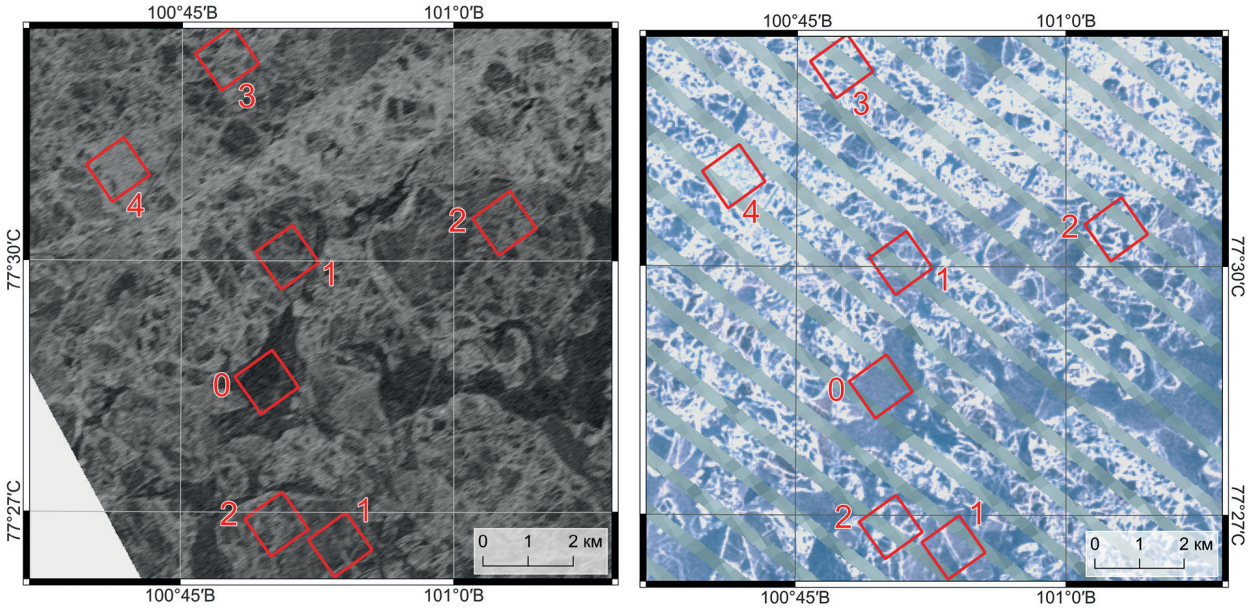
Дополнительная информация о поляриметрических параметрах первой и второй групп может быть найдена в публикациях (Захарова и др., 2017; Cloude, 2009; Lee, Pottier, 2009; Moreira et al., 2013; Shokr, Dabboor, 2023).

Формирование выборки эталонных участков льда

На каждом РЛИ были выделены эталонные участки поверхности, содержащие тот или иной тип льда. При определении типа была использована классификация льда по возрасту и степени торосистости согласно национальной Номенклатуре морских льдов (Номенклатура..., 1974). Выделение эталонных участков проводилось методом визуального анализа спутниковых радиолокационных и оптических изображений в комплексе с другими вспомогательными данными. Информация о торосистости, полученная в ходе экспедиции «Трансарктика-2007», принималась в качестве опорной. При определении торосистости использовались только целочисленные значения баллов (0, 1, 2, 3 и т. д.). На практике же ледовые характеристики часто принимают промежуточные значения (0–1, 1–2, 2–3 балла и т. д.), поэтому в настоящей работе допускается погрешность визуальной оценки торосистости в пределах ±0,5 балла.

В 2007 г., согласно данным ледовых карт ААНИИ (https://data.aari.ru//odata/_d0015.php), припай в проливе Вилькицкого сохранялся до середины июля (дрейф льда отсутствовал). Это сделало возможным сопоставление не синхронных, а разновременных изображений,

что в некоторых случаях удобнее. В летний период, когда снег на поверхности припая тает и талая вода ещё не успевает дренировать через сквозные отверстия во льду, на оптических изображениях становится хорошо виден поверхностный «рисунок» припая, сформированный отдельными элементами ледяного покрова. Становятся различимы затопленные участки ровного льда и гряды торосов, возвышающиеся над уровнем воды в снежницах. Поэтому выделение эталонных участков на РЛИ за апрель – май 2007 г. выполнялось с привлечением оптических изображений за июнь – июль 2007 г. Синхронные оптические изображения в таких случаях менее информативны, поскольку поверхностный рисунок припая не просматривается под снежным покровом. Наличие данных Landsat-7 ETM+ и данных экспедиции «Трансарктика-2007» позволило выделить зоны припая однолетнего среднего и толстого льда, имеющего различную степень торосистости. Как было отмечено выше, торосистость определяется по 5-балльной шкале, где одному баллу соответствует 20 % площади льда, занятой торосистыми образованиями. Придерживаясь этого правила, на снимках Landsat-7 ETM+ были выделены эталонные участки размером 1×1 км, содержащие лёд с торосистостью от 0 до 5 баллов. Примеры таких участков показаны на *рис. 3*. По каждому участку были рассчитаны средние значения УЭПР и параметров декомпозиций, описанных в предыдущем подразделе. Количество выделенных участков льда с различной торосистостью приведено в *табл. 1*.



а *б*

Рис. 3. Эталонные участки припая в проливе Вилькицкого, содержащие лёд с различной торосистостью. Балл торосистости указан цифрой рядом с соответствующим участком. Участки нанесены поверх РЛИ ALOS-1 PALSAR-1 за 12 мая 2007 г. (14:00:16 UTC (*англ.* Coordinated Universal Time)) (*а*), HH-поляризация; изображения видимого диапазона Landsat-7 ETM+ за 30 июня 2007 г. (05:44:23 UTC) (*б*), пробелы в данных заполнены изображением Terra MODIS за 1 июля 2007 г.

Таблица 1. Количество эталонных участков льда с различной торосистостью

Возраст льда*	Торосистость льда, баллы					
	0	1	2	3	4	5
ОЛС	44	24	30	11	5	0
ОЛТ	19	28	38	33	18	2

* ОЛС — однолетний средний лёд (70–120 см), ОЛТ — однолетний толстый лёд (>120 см).

Таблица 2. Средние значения и стандартные отклонения поляриметрических параметров морского льда с различной торосистостью

Параметр*	Возраст льда	Торосистость льда, баллы										
		0		1		2		3		4		5
		Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение	Среднее
σ^0_{hh}, дБ	ОЛС	−20,81	2,82	−20,50	1,65	−19,03	1,30	−17,21	0,90	−15,45	0,92	
	ОЛТ	−20,88	0,83	−19,65	0,78	−17,74	0,73	−16,36	1,03	−14,16	0,95	−13,94
σ^0_{hv}, дБ	ОЛС	−30,35	0,88	−30,46	0,55	−29,93	0,63	−28,95	0,60	−27,99	0,20	
	ОЛТ	−30,98	0,32	−30,35	0,35	−29,41	0,48	−28,42	0,66	−26,29	1,03	−25,76
σ^0_{vh}, дБ	ОЛС	−30,29	0,86	−30,39	0,63	−29,84	0,71	−28,84	0,58	−27,93	0,14	
	ОЛТ	−30,93	0,33	−30,33	0,36	−29,42	0,49	−28,45	0,63	−26,38	1,02	−25,88
σ^0_{vv}, дБ	ОЛС	−20,92	2,98	−20,64	1,76	−19,12	1,37	−17,34	0,83	−15,63	0,93	
	ОЛТ	−21,22	0,82	−19,80	0,79	−17,83	0,79	−16,45	1,09	−14,29	0,94	−13,82
H	ОЛС	0,52	0,17	0,50	0,10	0,42	0,07	0,38	0,03	0,34	0,05	
	ОЛТ	0,51	0,05	0,45	0,05	0,39	0,03	0,38	0,03	0,38	0,02	0,37
A	ОЛС	0,42	0,04	0,43	0,04	0,40	0,03	0,38	0,02	0,34	0,02	
	ОЛТ	0,44	0,03	0,41	0,02	0,37	0,03	0,34	0,03	0,28	0,02	0,26
α, град	ОЛС	21,11	8,38	19,23	4,54	15,40	2,62	13,34	1,48	11,80	1,86	
	ОЛТ	19,00	2,80	16,66	2,22	14,07	1,27	13,34	1,25	13,08	1,01	12,80
P_s/P_v, дБ	ОЛС	4,02	3,43	4,27	1,97	6,02	1,46	7,14	0,66	7,93	0,91	
	ОЛТ	3,52	0,86	5,08	0,94	6,57	0,56	6,99	0,53	6,62	0,57	6,57
P_s/P_d, дБ	ОЛС	4,11	3,56	4,31	1,98	6,26	1,54	8,14	0,83	10,05	1,29	
	ОЛТ	3,53	0,86	5,28	0,99	7,51	0,97	8,93	1,16	11,04	1,12	11,78

* σ^0_{tr} (t, r = H, V) — УЭПР при излучении сигнала на t-поляризации и приёме на r-поляризации.

Результаты и их обсуждение

История развития ледяного покрова в проливе Вилькицкого была такова, что участки однолетнего толстого льда, которые рассматриваются в работе — это льды, сформированные осенью 2006 г. Поскольку в начале осенне-зимнего периода лёд ещё относительно тонкий и дрейфует на обширных безлёдных пространствах, он подвергается большому динамическому воздействию, особенно вблизи естественных преград (континентов, островов), и легко торосится. Поэтому в нашем исследовании достаточно много наблюдений однолетнего толстого льда с торосистостью ⩾3 баллов (*табл. 1*). В конце декабря 2006 г. из осенних льдов начал формироваться припай.

Участки однолетнего среднего льда сформировались в разводьях и обширной полынье, которые возникли в начале–середине января 2007 г. после частичного отрыва припая (Карелин, Карклин, 2012). Причём образование нового льда проходило поэтапно при разных метеорологических условиях. Когда лёд формируется зимой на небольших пространствах воды (в разводьях, полыньях), он, как правило, испытывает меньшее динамическое воздействие. Поэтому торосистость такого льда ниже, и в нашем исследовании большинство наблюдений однолетнего среднего льда имеет торосистость ⩽2 баллов (*табл. 1*).

В *табл. 2* представлены средние значения и стандартные отклонения УЭПР и поляриметрических параметров льда с различной торосистостью, рассчитанные по семи РЛИ ALOS-1 PALSAR-1. Для однолетнего толстого льда с торосистостью 5 баллов приведены только средние значения, так как вычислить стандартное отклонение по двум наблюдениям (*табл. 1*) не представляется возможным.

Ниже приведено обсуждение результатов и их иллюстрация на примере трёх РЛИ, два из которых отражают среднюю картину, полученную в рамках исследования. Эти изображения были получены 18 апреля и 19 мая 2007 г. Первое охватывает область припая однолетнего толстого льда, второе — однолетнего среднего. Отдельно выделено РЛИ, полученное 19 мая 2007 г. на том же витке спутника несколькими секундами ранее. Оно также покрывает область однолетнего среднего льда, однако свойства этого льда отличаются. Это отличие может быть связано с особыми условиями формирования льда в этой зоне на начальной стадии. Его отличие проявляется почти во всех рассчитываемых параметрах.

Результат анализа УЭПР

Из *табл. 2* видно, что УЭПР льда постепенно возрастает с увеличением торосистости. При торосистости 0 баллов (ровный лёд) σ^0_{hh} и σ^0_{vv} составляют около –21 дБ, а σ^0_{hv} и σ^0_{vh} лежат в диапазоне –31...–30 дБ. Для льда с торосистостью 4–5 баллов эти значения равны –15,5...–14 дБ и –28...–26 дБ соответственно.

При торосистости 1–4 балла σ^0_{hh} и σ^0_{vv} однолетнего толстого льда в среднем на 1 дБ больше, чем у однолетнего среднего. Для σ^0_{hv} и σ^0_{vh} эта разница составляет менее 0,1 дБ при малой торосистости и до 1,7 дБ — при значительной. На ровном льду наблюдается противоположная ситуация: σ^0_{hh} и σ^0_{vv} однолетнего среднего льда на 0,1–0,3 дБ, а σ^0_{hv} и σ^0_{vh} — на 0,6 дБ больше, чем у однолетнего толстого. Этот результат требует более детального рассмотрения.

Из семи проанализированных РЛИ участки однолетнего толстого льда были выделены на пяти. На *рис. 4а*, *г* показана зависимость УЭПР от торосистости, полученная по РЛИ за 18 апреля 2007 г. (14:08:52 UTC). Видно, что во всех поляризационных каналах УЭПР увеличивается с ростом торосистости. Остальные четыре РЛИ показали похожий результат, что отражено в малых величинах стандартного отклонения УЭПР (*табл. 2*). Лишь в отдельных случаях оно превышает 1 дБ.

Участки однолетнего среднего льда были выделены также на пяти РЛИ из семи (на трёх РЛИ были отмечены обе градации возраста). В большинстве случаев зависимость УЭПР

от торосистости была подобна той, что показана для однолетнего толстого льда, с небольшими отличиями: УЭПР среднего льда была чуть меньше по величине и в некоторых случаях имела чуть больший разброс значений. Пример такой зависимости, полученный по РЛИ за 19 мая 2007 г. (13:49:50 UTC), приведён на *рис. 4б*, *д*.

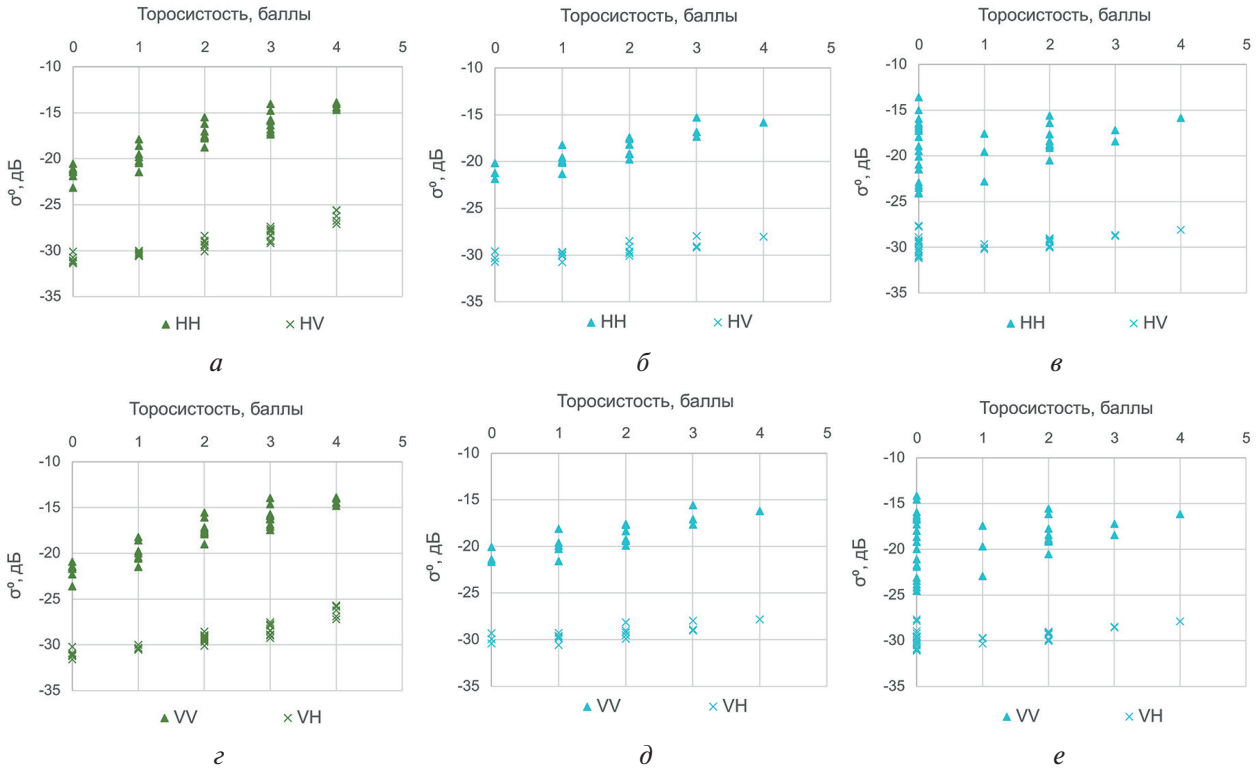


Рис. 4. Зависимость УЭПР льда от торосистости по данным РЛИ ALOS-1 PALSAR-1 за 18 апреля 2007 г. (14:08:52 UTC) для однолетнего толстого льда (*а*, *г*); за 19 мая 2007 г. (13:49:50 UTC) для однолетнего среднего льда (*б*, *д*); за 19 мая 2007 г. (13:49:41 UTC) для однолетнего среднего льда (*в*, *е*)

Радиолокационное изображение за 19 мая 2007 г. (13:49:41 UTC) показало нетипичный результат (см. *рис. 4в*, *е*). В отличие от *рис. 4б*, *д*, виден широкий разброс значений УЭПР на ровном льду. Большие значения могут быть обусловлены шероховатостью поверхности масштаба меньше длины волны L-диапазона. Такая шероховатость могла возникнуть при наслоениях льда по мере его роста в полынье. Другая возможная причина — неоднородность верхнего слоя ледовой толщи. Согласно экспериментальным данным (Hallikainen, Winebrenner, 1992), сигнал L-диапазона (1–2 ГГц) проникает в толщу однолетнего льда с солёностью 5–10 ‰ на глубину ~0,1 м. В работе (Морской..., 1997) отмечено, что солёность морского льда толщиной 1–2 м составляет 4–6 ‰, а в конце зимнего периода и начале лета (в апреле – июле) опускается до 2–3 ‰. Таким образом, сигнал L-диапазона проникает в верхний слой льда и взаимодействует с объёмными неоднородностями среды, что может приводить к высоким значениям УЭПР. Точная причина может быть установлена только посредством контактных измерений характеристик льда. Малые значения УЭПР на ровном льду (см. *рис. 4в*, *е*) могут быть обусловлены тем, что его поверхность для волн L-диапазона абсолютно гладкая. Такой лёд мог сформироваться в полынье при маловетрии. Морской лёд — это очень неоднородная среда, которая образуется при самых разных внешних условиях (штиль, шторм, обильные осадки, пресноводный речной сток, морозы, оттепели и др.). И эти условия определяют большое многообразие свойств льда в Северном Ледовитом океане (Афанасьева и др., 2024). Пример РЛИ за 19 мая 2007 г. (13:49:41 UTC) (см. *рис. 4в*, *е*) подтверждает это. Именно он обусловил то, что в среднем по семи изображениям УЭПР ровного однолетнего среднего льда оказалась выше, чем у однолетнего толстого.

Результат декомпозиции Клауда – Потье

Ш. Р. Клауд и Э. Потье в своей работе (Cloude, Pottier, 1997) указывают, что морской лёд в L-диапазоне попадает в область поверхностного рассеяния с низкой энтропией, которое наблюдается при $0 \leqslant H \leqslant 0{,}5$ и $0 \leqslant \alpha \leqslant 42{,}5°$. К этой области относятся случаи зеркального отражения, а также поверхностного и брэгговского рассеяния. Результат, представленный в *табл. 2*, согласуется с утверждением авторов метода (Cloude, Pottier, 1997). Следует отметить, что при увеличении торосистости от 0 до 4–5 баллов энтропия рассеяния снижается от 0,5 до 0,3–0,4 (*табл. 2*).

Торосы представляют собой нагромождения битого льда, образовавшиеся в результате сжатия (Номенклатура..., 1974). Согласно данным натурных экспериментов (Guzenko et al., 2026), проведённых на северо-востоке Карского моря в конце зимнего периода 2014 и 2015 гг., средняя высота паруса крупных торосов на однолетнем толстом льду составляет 2–2,3 м, ширина паруса — 15–16 м. Средняя толщина ледовых блоков, слагающих торос, равна 0,6–0,7 м (Guzenko et al., 2026). Для сигнала L-диапазона такие блоки формируют шероховатость случайного характера на поверхности торосов. С этой точки зрения с ростом балла торосистости энтропия должна возрастать. В нашей работе получена обратная зависимость H от торосистости. Возможную причину обсудим ниже.

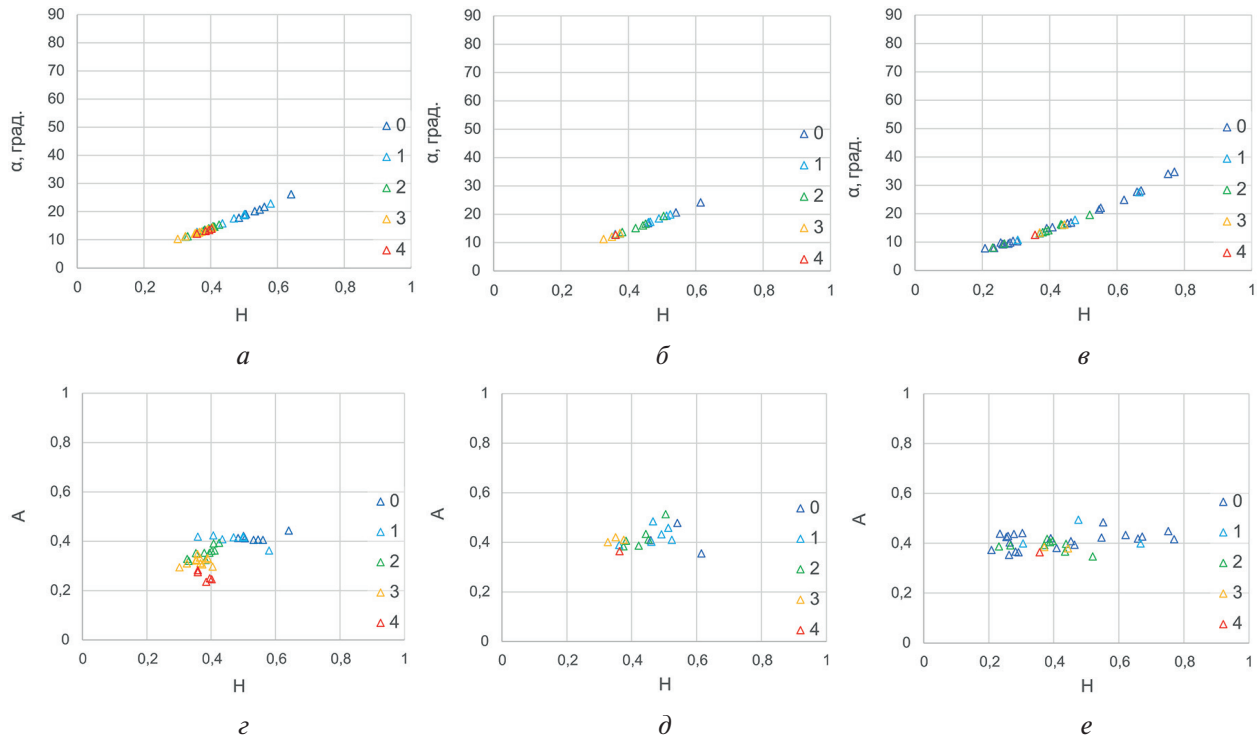


Рис. 5. Распределение морских льдов с различной торосистостью в пространстве признаков H, A и α по данным РЛИ ALOS-1 PALSAR-1 за 18 апреля 2007 г. (14:08:52 UTC) для однолетнего толстого льда (*а*, *г*); за 19 мая 2007 г. (13:49:50 UTC) для однолетнего среднего льда (*б*, *д*); за 19 мая 2007 г. (13:49:41 UTC) для однолетнего среднего льда (*в*, *е*). Шкала торосистости приведена справа

На *рис. 5* представлено распределение морских льдов с различным баллом торосистости в пространстве признаков H, A и α. Диаграммы соответствуют РЛИ, использованным для построения *рис. 4*. Наблюдения в плоскости H–α попадают в область поверхностного рассеяния с низкой и средней энтропией (см. *рис. 5а–в*). Поверхностное рассеяние со средней энтропией имеет место при $0{,}5 < H \leqslant 0{,}9$ и $0 \leqslant \alpha \leqslant 40°$. Эта область включает случаи поверхностного рассеяния, когда на поверхности появляются элементы шероховатости или

добавляется эффект объёмного рассеяния (Cloude, Pottier, 1997). Но наш результат показывает рост энтропии на ровных льдах, торосистость которых составляет 0–1 балл. У ровного однолетнего толстого льда H достигает 0,64 (см. *рис. 5а*), а у однолетнего среднего — 0,61 (см. *рис. 5б*). Этим значениям H соответствуют очень низкие значения УЭПР, которые составляют −24...−22 дБ на согласованных поляризациях и −32...−29 дБ — на перекрёстных. Эквивалентная УЭПР шумов РСА PALSAR-1 в поляриметрическом режиме составляла <−29 дБ при угле $\theta = 21{,}5°$ (ALOS..., 2007). Это даёт основание предположить, что увеличение энтропии обусловлено низким уровнем регистрируемого сигнала на фоне тепловых шумов РСА, в результате чего их вклад возрастает.

Ещё сильнее этот эффект проявился на РЛИ за 19 мая 2007 г. (13:49:41 UTC), где наблюдался большой разброс УЭПР на ровном однолетнем среднем льду (см. *рис. 4в*, *е*). На *рис. 5в* видно, что H достигает 0,77. Этому максимуму соответствуют значения УЭПР около −24 дБ на согласованных поляризациях и −30 дБ — на перекрёстных. Обращает на себя внимание, что на *рис. 5в* имеются также и малые значения H около 0,2. Соответствующие им УЭПР на согласованных поляризациях составляют от −16 до −14 дБ, а на перекрёстных — от −30 до −28 дБ.

В среднем с увеличением торосистости до 3–4 баллов H снижается до 0,3–0,4 (см. *рис. 5а*, *б*, *г*, *д*). На примере однолетнего толстого льда видно, что параметр A может служить вспомогательным для разделения классов льда с низким (<3) и высоким (⩾3) баллом торосистости (см. *рис. 5г*).

Результат нашей работы вполне согласуется с оценками энтропии, полученными ранее для южной части Охотского моря (Wakabayashi et al., 2013). Авторы проанализировали два изображения ALOS-1 PALSAR-1 за февраль 2009 и 2010 гг. Для морского льда в целом были получены значения H в пределах 0,3–0,75 с максимумом распределения вблизи отметки 0,35. Если учесть, что торосистость льда в Охотском море в течение зимы высока (Астафьев и др., 1997), результат работы (Wakabayashi et al., 2013) соответствует полученным нами оценкам.

В других работах приводятся результаты декомпозиции данных бортовых РСА SIR-C (Scheuchl et al., 2001), Pi-SAR (Wakabayashi et al., 2004) и AirSAR (Scheuchl et al., 2005) по районам Лабрадорского, Охотского морей и моря Бофорта соответственно. Примем, что формы деформированного льда, обсуждаемые в этих публикациях (сжатый, шероховатый лёд, смёрзшаяся ледяная каша, гряды торосов), в нашем случае соответствуют льду с высоким баллом торосистости (⩾3 баллов). Тогда средние значения H, A и α из *табл. 2* несколько отличаются от полученных другими авторами, но несмотря на это, общие результаты всех исследований, включая наше, согласуются: декомпозиция Клауда – Потье в L-диапазоне показывает преобладание поверхностного рассеяния с низкой энтропией. Небольшие отличия могут быть обусловлены разной историей развития льда в различных географических районах, погодными условиями во время съёмки, а также разной геометрией наблюдений.

Следует отметить, что в работе (Scheuchl et al., 2005) наблюдается ожидаемый рост энтропии при переходе от ровных льдов к деформированным. Вероятно, это объясняется более высоким уровнем отклика от гладких поверхностей при меньшей высоте съёмки. Вклад тепловых шумов РСА в этом случае уменьшается.

Результат декомпозиции Фримена – Дурдена

В *табл. 2* представлены соотношения компонент обратного рассеяния P_d, P_v и P_s, аналогично работе (Scheuchl et al., 2005). Компонента P_s доминирует над остальными двумя при любой торосистости льда. С увеличением торосистости от 0 до 4–5 баллов отношение P_s к P_v возрастает с 3,5–4 до 6,6–8 дБ, а отношение P_s к P_d — с 3,5–4 до 10–12 дБ.

На *рис. 6* показана зависимость компонент P_d, P_v и P_s от торосистости ледяного покрова. Как на ровных, так и на торосистых льдах видно преобладание компоненты P_s, и с увеличением числа торосов она возрастает. На льду с гладкой поверхностью компоненты P_v и P_d имеют очень низкие и равные друг другу значения, а с увеличением торосистости вклад P_v

возрастает. Этот эффект сильнее проявляется на однолетних толстых льдах (см. *рис. 6а*), чем однолетних средних (см. *рис. 6б*). Возможно, оказывают влияние морфометрические характеристики торосов, но в нашем исследовании информация о них отсутствует. Компонента P_d всегда принимает самые низкие значения и практически не показывает связи с торосистостью. При увеличении торосистости от 0–1 до 4–5 баллов она возрастает всего на ~10^{-2} дБ на однолетних толстых льдах и на ~10^{-4} дБ на однолетних средних.

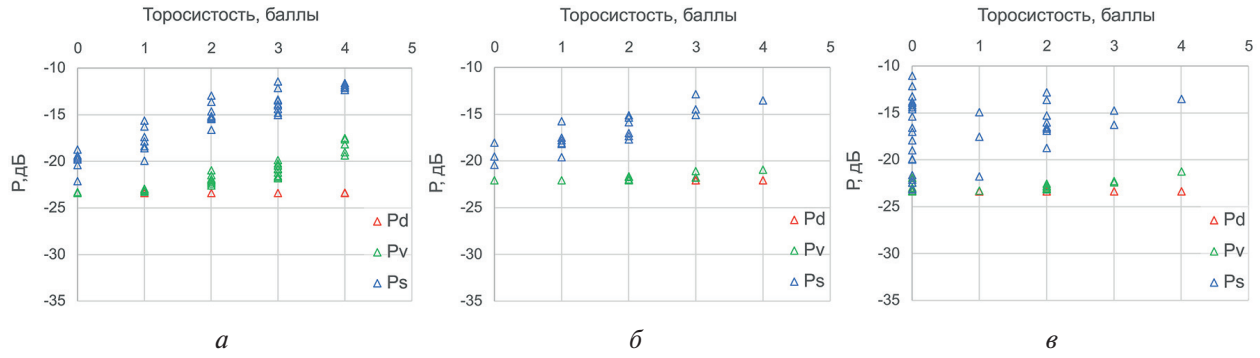


Рис. 6. Зависимость параметров P_d, P_v и P_s морского льда от торосистости по данным РЛИ ALOS-1 PALSAR-1 за 18 апреля 2007 г. (14:08:52 UTC) для однолетнего толстого льда (*а*); за 19 мая 2007 г. (13:49:50 UTC) для однолетнего среднего льда (*б*); за 19 мая 2007 г. (13:49:41 UTC) для однолетнего среднего льда (*в*)

На *рис. 6в* представлена диаграмма, соответствующая *рис. 4в*, *е* и *5в*, *е*. Видно, что большой разброс значений УЭПР на ровном однолетнем среднем льду обусловлен различиями в интенсивности поверхностного рассеяния. Об этом свидетельствуют вариации P_s на *рис. 6в*, аналогичные вариациям σ^0_{hh} и σ^0_{vv} на *рис. 4в*, *е*.

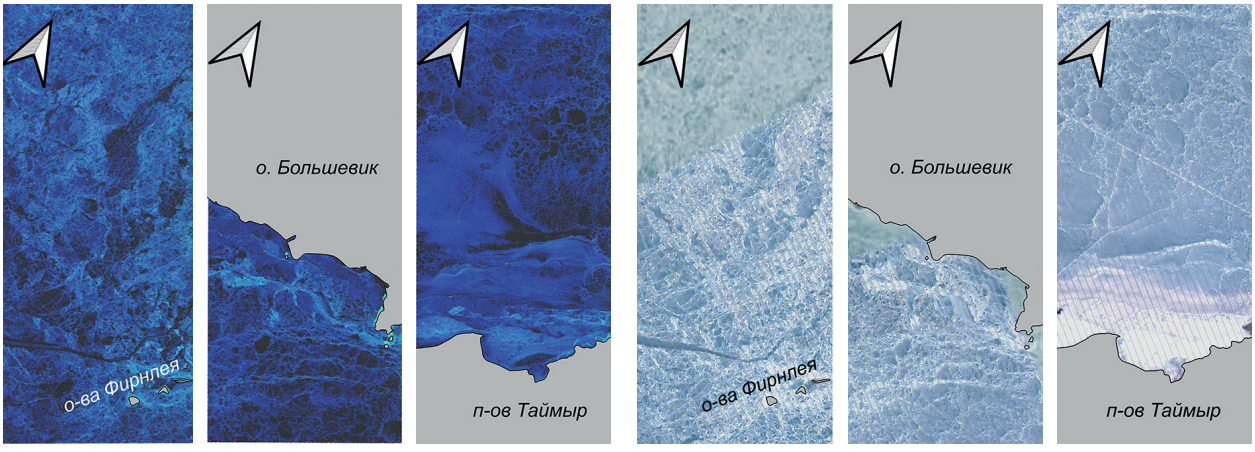


Рис. 7. Композитные изображения, где P_d, P_v и P_s заданы в качестве красного (R), зелёного (G) и синего (B) каналов соответственно (*слева*). Параметры P_d, P_v и P_s рассчитаны по РЛИ PALSAR-1 с КА ALOS-1 за 18 апреля 2007 г., 14:08:52 UTC (*а*); за 19 мая 2007 г., 13:49:50 UTC (*б*), 13:49:41 UTC (*в*). Фрагменты изображения видимого диапазона ETM+ с КА Landsat-7 за 30 июня 2007 г., наложенного поверх изображения MODIS с КА Terra за 1 июля 2007 г. (*справа*)

Полученный результат вполне согласуется с выводами, сделанными в работе (Scheuchl et al., 2005) на основе анализа данных РСА AirSAR по району моря Бофорта. Исключение составляют небольшие зоны сжатого льда, где авторами публикации (Scheuchl et al., 2005)

отмечено доминирование компоненты P_v. В нашей выборке эталонных участков льда такие зоны отсутствуют. Тем не менее на *рис. 7а–в* заметно возрастание P_v (сине-зелёные оттенки) в областях деформированного льда, которые становятся видны на оптических изображениях в период активного таяния. На *рис. 7г–е* такие области отображаются более светлым, белым цветом, а затопленные области ровного льда — голубым. Отметим, что наш результат может отличаться за счёт различий в геометрии радиолокационной съёмки.

Заключение

Результат исследования показал, что радиолокационные данные L-диапазона пригодны для наблюдений торосистости морского льда в зимний период. В большинстве случаев рост балла торосистости приводит к постепенному увеличению УЭПР льда во всех поляризационных каналах РСА (см. *рис. 4а*, *б*, *г*, *д*). Это даёт основание для дальнейших исследований в направлении количественной оценки торосистости с помощью данных L-диапазона. Вместе с тем необходимо детальное изучение вопроса о влиянии свойств льда на формирование радиолокационного отклика. Это важно для правильной интерпретации измерений, которые могут сильно отличаться от среднего представления (см. *рис. 4в*, *е*). Для решения этой задачи необходимо проведение комплексных натурных экспериментов с синхронным выполнением дистанционных и контактных измерений характеристик льда.

При нехватке или отсутствии данных наблюдений *in situ* дополнительная информация о состоянии ледяного покрова может быть получена с помощью поляриметрической декомпозиции отражённого сигнала на составляющие, характеризующие вклад различных механизмов рассеяния. Так, результат декомпозиции Фримена – Дурдена в настоящем исследовании помог установить источник нетипичных вариаций УЭПР ровного льда (см. *рис. 4в*, *е*). Эти вариации были вызваны изменчивостью компоненты поверхностного рассеяния (см. *рис. 6в*). Хотя первопричина (физические свойства льда) по-прежнему неизвестна, некоторые выводы о состоянии поверхности льда всё же могут быть сделаны. Одних значений УЭПР для этого может быть недостаточно.

Из двух рассмотренных методов декомпозиции для наблюдений за льдами, на наш взгляд, более информативен метод Фримена – Дурдена. Декомпозиция Клауда – Потье показала ложное возрастание энтропии рассеяния, когда УЭПР льда сопоставима с эквивалентной УЭПР шумов РСА.

Поскольку РЛИ, получаемые в режиме полной поляриметрии, имеют небольшой пространственный охват, такие данные в настоящее время не используются для оперативного мониторинга ледяного покрова (Shokr, Dabboor, 2023). Однако в нашей статье показано, что зоны торосистого льда в L-диапазоне выделяются по более высоким значениям УЭПР во всех поляризационных каналах. Таким образом, для оперативного мониторинга может оказаться достаточно измерений на двух комбинациях поляризаций, что обеспечит необходимое пространственное покрытие. Режим полной поляриметрии может использоваться для уточнения результатов оперативного анализа РЛИ, а также для решения других научных и научно-практических задач.

Обработка данных ДЗЗ выполнена в рамках темы «Мониторинг» (госрегистрация № 126031818938-6) (Д. М. Ермаков, Ю. В. Соколова). Анализ результатов обработки данных ДЗЗ выполнен при поддержке Российского научного фонда, грант №24-17-00041 «Океанографический режим Арктического бассейна Северного Ледовитого океана в условиях меняющегося климата» (Е. В. Афанасьева).

Авторы выражают благодарность Японскому агентству аэрокосмических исследований (*англ.* Japan Aerospace Exploration Agency — JAXA) за предоставление открытого доступа к архиву данных РСА PALSAR-1 спутника ALOS-1.

Литература

1. *Арикайнен А. И.* Судоходство во льдах Арктики. М.: Транспорт, 1990. 248 с.
2. *Астафьев В. Н.*, *Сурков Г. А.*, *Трусков П. А.* Торосы и стамухи Охотского моря / под ред. В. В. Панова. СПб: Прогресс-погода, 1997. 197 с.
3. *Афанасьева Е. В.*, *Алексеева Т. А.*, *Соколова Ю. В. и др.* Методика составления ледовых карт ААНИИ // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 5–20. DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071.
4. *Афанасьева Е. В.*, *Соколова Ю. В.*, *Тихонов В. В.*, *Ермаков Д. М.* Проблемы использования данных космической радиолокационной съёмки при решении задачи автоматизации ледового картирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 1. С. 9–27. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-1-9-27.
5. *Бузуев А. Я.* Влияние природных условий на судоходство в замерзающих морях / под ред. П. А. Гордиенко. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 200 с.
6. *Захарова Л. Н.*, *Захаров А. И.*, *Сорочинский М. В.* Радиофизические методы исследования характеристик морских льдов методами радарной поляриметрии // Журн. радиоэлектроники. 2017. № 2. 36 с.
7. *Карелин И. Д.*, *Карклин В. П.* Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века / под ред. Е. У. Миронова. СПб: ААНИИ, 2012. 180 с.
8. Морской лёд: справ. пособие / под ред. И. Е. Фролова, В. П. Гаврило. СПб: Гидрометеоиздат, 1997. 402 с.
9. Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 76 с.
10. Производство специальных судовых ледовых наблюдений: метод. пособие / под ред. Т. А. Алексеевой. СПб: ААНИИ, 2025. 48 с.
11. Руководство пользователя данными дистанционного зондирования Земли, получаемыми от космического комплекса «Обзор-Р». М.: ГК «Роскосмос», АО «РКЦ «Прогресс», 2023. 111 с.
12. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей: практич. пособие / под ред. В. Г. Смирнова. СПб.: ААНИИ, 2011. 240 с.
13. *Тихонов В. В.*, *Раев М. Д.*, *Шарков Е. А. и др.* Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов. Обзор // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 4. С. 65–84. DOI: 10.7868/S0205961416040072.
14. ALOS User Handbook. Earth Observation Research Center, JAXA, 2007. 146 p.
15. *Christensen E. L.*, *Skou N.*, *Dall J. et al.* EMISAR: an absolutely calibrated polarimetric L- and C-band SAR // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1998. V. 36. No. 6. P. 1852–1865. DOI: 10.1109/36.729356.
16. *Cloude S. R.* Polarisation: Applications in remote sensing. N. Y.: Oxford University Press, 2009. 466 p.
17. *Cloude S. R.*, *Pottier E.* An entropy based classification scheme for land applications of polarimetric SAR // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1997. V. 35. No. 1. P. 68–78. DOI: 10.1109/36.551935.
18. *D'Errico M.* Evolution of spaceborne SAR missions in Earth orbit // Remote Sensing. 2025. V. 17. No. 22. Article 3773. https://doi.org/10.3390/rs17223773.
19. *Dierking W.* Mapping of different sea ice regimes using images from Sentinel-1 and ALOS synthetic aperture radar // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2010. V. 48. No. 3. P. 1045–1058. DOI: 10.1109/TGRS.2009.2031806.
20. *Dierking W.*, *Busche T.* Sea ice monitoring by L-band SAR: An assessment based on literature and comparisons of JERS-1 and ERS-1 imagery // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2006. V. 44. No. 4. P. 957–970. DOI: 10.1109/TGRS.2005.861745.
21. *Dierking W.*, *Dall J.* Sea-ice deformation state from synthetic aperture radar imagery — Part I: Comparison of C- and L-band and different polarization // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2007. V. 45. No. 11. P. 3610–3622. DOI: 10.1109/TGRS.2007.903711.
22. *Dierking W.*, *Hartmann J.*, *Lüpkes C.* SVALEX 2005 and ICESAR 2007 — Two flight campaigns over sea and land ice in the Svalbard region: Sea ice studies // Proc. Envisat Symp. 2007. Noordwijk, Netherlands: European Space Agency, 2007.
23. *Drinkwater M. R.*, *Kwok R.*, *Rignot E.*, *Israelsson H.*, *Onstott R. G.*, *Winebrenner D. P.* Potential applications of polarimetry to the classification of sea ice // Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. Carsey F. D. Geophysical Monograph Ser. V. 68. Washington, DC: American Geophysical Union, 1992. P. 419–430.
24. *Eriksson L.*, *Drinkwater M.*, *Holt B. et al.* SIR-C polarimetric radar results from the Weddell Sea, Antarctica // Proc. Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. IGARSS'98. IEEE, 1998. P. 2222–2224. DOI: 10.1109/IGARSS.1998.703793.
25. *Freeman A.*, *Durden S. L.* A three-component scattering model for polarimetric SAR data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1998. V. 36. No. 3. P. 963–973. DOI: 10.1109/36.673687.

26. *Guzenko R. B.*, *Mironov Ye. U.*, *May R. I. et al.* Morphometry and internal structure of large ice ridges and stamukhas in the Kara, Laptev and East Siberian seas // J. Ocean Engineering and Science. 2026. V. 11. P. 1630–1652. DOI: 10.1016/j.joes.2026.03.004.
27. *Hallikainen M.*, *Winebrenner D. P.* The physical basis for sea ice remote sensing // Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. Carsey F. D. Geophysical Monograph Ser. V. 68. Washington, DC: American Geophysical Union, 1992. P. 29–46. DOI: 10.1029/GM068p0029.
28. *Krogager E.* Multiband polarimetric SAR in Arctic scenarios // Proc. 2018 Intern. Conf. on Radar (RADAR). IEEE, 2018. 6 p. DOI: 10.1109/RADAR.2018.8557321.
29. *Lee J.-S.*, *Pottier E.* Polarimetric radar imaging: from basics to applications. Boca Raton, FL: CRC Press, 2009. 422 p.
30. *Matsuoka T.*, *Uratsuka S.*, *Satake M. et al.* CRL/NASDA airborne SAR (Pi-SAR) observations of sea ice in the Sea of Okhotsk // Annals of Glaciology. 2001. V. 33. P. 115–119. DOI: 10.3189/172756401781818734.
31. *Moreira A.*, *Prats-Iraola P.*, *Younis M. et al.* A tutorial on synthetic aperture radar // IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine. 2013. V. 1. No. 1. P. 6–43. DOI: 10.1109/MGRS.2013.2248301.
32. *Ngheim S. V.*, *Kwok R.*, *Yueh S. H.*, *Drinkwater M. R.* Polarimetric signatures of sea ice. 2: Experimental observations // J. Geophysical Research: Oceans. 1995. V. 100. No. C7. P. 13681–13698. DOI: 10.1029/95JC00938.
33. *Onstott R. G.* SAR and scatterometer signatures of sea ice // Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. Carsey F. D. Geophysical Monograph Ser. V. 68. Washington, DC: American Geophysical Union, 1992. P. 73–104. DOI: 10.1029/GM068p0073.
34. *Reigber A.*, *Jäger M.*, *Krogager E.* Polarimetric SAR change detection in multiple frequency bands for environmental monitoring in Arctic regions // Proc. Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. IGARSS'16. IEEE, 2016. P. 5702–5705. DOI: 10.1109/IGARSS.2016.7730489.
35. *Rignot E.*, *Drinkwater M. R.* Winter sea-ice mapping from multi-parameter synthetic-aperture radar data // J. Glaciology. 1994. V. 40. No. 134. P. 31–45. DOI: 10.3189/s0022143000003774.
36. *Sandven S.*, *Johannessen O. M.*, *Miles M. W. et al.* Barents Sea seasonal ice zone features and processes from ERS-1 synthetic aperture radar: Seasonal Ice Zone Experiment 1992 // J. Geophysical Research: Oceans. 1999. V. 104. No. C7. P. 15843–15857. DOI: 10.1029/1998JC900050.
37. *Scheuchl B.*, *Caves R.*, *Cumming I.*, *Staples G.* H/A/α-based classification of sea ice using SAR polarimetry // Proc. 23rd Canadian Symp. on Remote Sensing. Quebec City, Canada, 2001.
38. *Scheuchl B.*, *Cumming I.*, *Hajnsek I.* Classification of fully polarimetric single- and dual-frequency SAR data of sea ice using the Wishart statistics // Canadian J. Remote Sensing. 2005. V. 31. No. 1. P. 61–72. DOI: 10.5589/m04-060.
39. *Shokr M.*, *Dabboor M.* Polarimetric SAR applications of sea ice: A review // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2023. V. 16. P. 6627–6641. DOI: 10.1109/JSTARS.2023.3295735.
40. *Shokr M.*, *Sinha N. K.* Sea ice: Physics and remote sensing. Geophysical Monograph Ser. V. 209. New Jersey: Wiley, 2015. 624 p.
41. *Wakabayashi H.*, *Matsuoka T.*, *Nakamura K.*, *Nishio F.* Polarimetric characteristics of sea ice in the Sea of Okhotsk observed by airborne L-band SAR // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2004. V. 42. No. 11. P. 2412–2425. DOI: 10.1109/TGRS.2004.836259.
42. *Wakabayashi H.*, *Mori Y.*, *Nakamura K.* Sea ice detection in the Sea of Okhotsk using PALSAR and MODIS data // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2013. V. 6. No. 3. P. 1516–1523. DOI: 10.1109/JSTARS.2013.2258327.
43. *Winebrenner D. P.*, *Farmer L. D.*, *Joughin I. R.* On the response of polarimetric synthetic aperture radar signatures at 24-cm wavelength to sea ice thickness in Arctic leads // Radio Science. 1995. V. 30. No. 2. P. 373–402. DOI: 10.1029/94RS02313.

Dependence of polarimetric sea ice parameters on ice ridge concentration according to ALOS-1 satellite data

E. V. Afanasyeva[1,2], D. M. Ermakov[2], J. V. Sokolova[2]

[1] *Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg 199397, Russia*
E-mail: afanasieva@aari.ru
[2] *Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia*

SAR data from satellites is often the primary source of information about ice cover in the Arctic Ocean. It has previously been established that radar polarimetry provides additional capabilities for detection and classification of ice objects in radar images. Currently, the C-band is most widely used for sea ice observations. However, it is known that ridged ice areas are more successfully determined using L-band data due to the longer wavelength. The paper examines the possibility of using L-band for ridged ice areas detection as well as ice ridge concentration assessment. Using 7 ALOS-1 images acquired over the Vilkitsky Strait region, it is shown that the ice backscatter coefficient gradually increases with increasing number of ice ridges per unit area of the ice cover. In order to analyze the mechanism of radar backscatter formed by ice with various ice ridge concentrations, polarimetric decompositions have been performed using the Cloude–Pottier and Freeman–Durden approaches. The Cloude–Pottier method showed a predominance of low entropy surface scattering. The Freeman–Durden method showed the dominance of surface scattering component over the entire ice cover area with an increase in volume scattering over ridged ice. The dihedral scattering component is always the lowest and almost unaffected by the number of ice ridges. It is noted that individual observations can differ significantly from the described average representation due to differences in the physical properties of sea ice throughout the Arctic Ocean.

Keywords: sea ice, ice ridge concentration, radar polarimetry, SAR, L-band

Accepted: 31.08.2026
DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-5-363-381

References

1. Arikainen A. I., *Sudokhodstvo vo l'dakh Arktiki* (Ice shipping in the Arctic), Moscow: Transport, 1990, 248 p. (in Russian).
2. Astaf'ev V. N., Surkov G. A., Truskov P. A., *Torosy i stamukhi Okhotskogo morya* (Hummocks and stamukhas of the Sea of Okhotsk), V. V. Panov (ed.), Saint Petersburg: Progress-pogoda, 1997, 197 p. (in Russian).
3. Afanasyeva E. V., Alekseeva T. A., Sokolova J. V. et al., AARI methodology for sea ice charts composition, *Russian Arctic*, 2019, No. 7, pp. 5–20 (in Russian), DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071.
4. Afanasyeva E. V., Sokolova J. V., Tikhonov V. V., Ermakov D. M., Problems of using space-borne SAR data in solving the issue of ice charting automation, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2024, V. 21, No. 1, pp. 9–27 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-1-9-27.
5. Buzuev A. Ya., *Vliyanie prirodnykh uslovii na sudokhodstvo v zamerzayushchikh moryakh* (The influence of natural conditions on navigation in freezing seas), P. A. Gordienko (ed.), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1982, 200 p. (in Russian).
6. Zakharova L. N., Zakharov A. I., Sorochinskii M. W., Radiophysical studies of sea ice properties by means of radar polarimetry technique, *J. Radio Electronics*, 2017, No. 2, 36 p. (in Russian).
7. Karelin I. D., Karklin V. P., *Pripai i zapripainye polyn'i arkticheskikh morei sibirskogo shel'fa v kontse XX – nachale XXI veka* (Fast ice and flaw polynyas of the Arctic seas of the Siberian shelf in the late 20th – early 21st centuries), E. U. Mironov (ed.), Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2012, 180 p. (in Russian).
8. *Morskoi led: spravochnoe posobie* (Sea ice: reference guide), I. E. Frolov, V. P. Gavrilo (eds.), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 1997, 402 p. (in Russian).
9. *Nomenklatura morskikh l'dov, uslovnye oboznacheniya dlya ledovykh kart* (Sea ice nomenclature, symbology for sea ice charts), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974, 76 p. (in Russian).
10. *Proizvodstvo spetsial'nykh sudovykh ledovykh nablyudenii* (Conducting special shipboard ice observations), T. A. Alekseeva (ed.), Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2025, 48 p. (in Russian).

11. *Rukovodstvo pol'zovatelya dannymi distantsionnogo zondirovaniya Zemli*, *poluchaemymi ot kosmicheskogo kompleksa «Obzor-R»* (User's guide to remote sensing data obtained from the Obzor-R satellite), Moscow: SC Roscosmos, JSC SRC Progress, 2023, 111 p. (in Russian).
12. *Sputnikovye metody opredeleniya kharakteristik ledyanogo pokrova morei: prakticheskoe posobie* (Satellite methods for determining sea ice cover characteristics: practical guide), V. G. Smirnov (ed.), Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2011, 240 p. (in Russian).
13. Tikhonov V. V., Raev M. D., Sharkov E. A. et al., Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions. Review, *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2016, No. 4, pp. 65–84 (in Russian), DOI: 10.7868/S0205961416040072.
14. *ALOS User Handbook*, Earth Observation Research Center, JAXA, 2007, 146 p.
15. Christensen E. L., Skou N., Dall J. et al., EMISAR: an absolutely calibrated polarimetric L- and C-band SAR, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1998, V. 36, No. 6, pp. 1852–1865, DOI: 10.1109/36.729356.
16. Cloude S. R., *Polarisation: Applications in remote sensing*, New York: Oxford University Press, 2009, 466 p.
17. Cloude S. R., Pottier E., An entropy based classification scheme for land applications of polarimetric SAR, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1997, V. 35, No. 1, pp. 68–78, DOI: 10.1109/36.551935.
18. D'Errico M., Evolution of spaceborne SAR missions in Earth orbit, *Remote Sensing*, 2025, V. 17, No. 22, Article 3773, https://doi.org/10.3390/rs17223773.
19. Dierking W., Mapping of different sea ice regimes using images from Sentinel-1 and ALOS synthetic aperture radar, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2010, V. 48, No. 3, pp. 1045–1058, DOI: 10.1109/TGRS.2009.2031806.
20. Dierking W., Busche T., Sea ice monitoring by L-band SAR: An assessment based on literature and comparisons of JERS-1 and ERS-1 imagery, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2006, V. 44, No. 2, pp. 957–970, DOI: 10.1109/TGRS.2005.861745.
21. Dierking W., Dall J., Sea-ice deformation state from synthetic aperture radar imagery — Part I: Comparison of C- and L-band and different polarization, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2007, V. 45, No. 11, pp. 3610–3622, DOI: 10.1109/TGRS.2007.903711.
22. Dierking W., Hartmann J., Lüpkes C., SVALEX 2005 and ICESAR 2007 — Two flight campaigns over sea and land ice in the Svalbard region: Sea ice studies, *Proc. Envisat Symp. 2007*, Noordwijk, Netherlands: European Space Agency, 2007.
23. Drinkwater M. R., Kwok R., Rignot E., Israelsson H., Onstott R. G., Winebrenner D. P., Potential applications of polarimetry to the classification of sea ice, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Carsey F. D. (ed.), Geophysical Monograph Ser., V. 68, Washington, DC: American Geophysical Union, 1992, pp. 419–430.
24. Eriksson L., Drinkwater M., Holt B. et al., SIR-C polarimetric radar results from the Weddell Sea, Antarctica, *Proc. Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. IGARSS'98*, IEEE, 1998, pp. 2222–2224, DOI: 10.1109/IGARSS.1998.703793.
25. Freeman A., Durden S. L., A three-component scattering model for polarimetric SAR data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1998, V. 36, No. 3, pp. 963–973, DOI: 10.1109/36.673687.
26. Guzenko R. B., Mironov Ye. U., May R. I. et al., Morphometry and internal structure of large ice ridges and stamukhas in the Kara, Laptev and East Siberian seas, *J. Ocean Engineering and Science*, 2026, V. 11, P. 1630–1652, DOI: 10.1016/j.joes.2026.03.004.
27. Hallikainen M., Winebrenner D. P., The physical basis for sea ice remote sensing, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Carsey F. D. (ed.), Geophysical monograph Ser., V. 68, Washington, DC: American Geophysical Union, 1992, pp. 29–46, DOI: 10.1029/GM068p0029.
28. Krogager E., Multiband polarimetric SAR in Arctic scenarios, *Proc. 2018 Intern. Conf. on Radar* (*RADAR*), IEEE, 2018, 6 p., DOI: 10.1109/RADAR.2018.8557321.
29. Lee J.-S., Pottier E, *Polarimetric radar imaging: from basics to applications*, Boca Raton, FL: CRC Press, 2009, 422 p.
30. Matsuoka T., Uratsuka S., Satake M. et al., CRL/NASDA airborne SAR (Pi-SAR) observations of sea ice in the Sea of Okhotsk, *Annals of Glaciology*, 2001, V. 33, pp. 115–119, DOI: 10.3189/172756401781818734.
31. Moreira A., Prats-Iraola P., Younis M. et al., A tutorial on synthetic aperture radar, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 2013, V. 1, No. 1, pp. 6–43, DOI: 10.1109/MGRS.2013.2248301.
32. Ngheim S. V., Kwok R., Yueh S. H., Drinkwater M. R., Polarimetric signatures of sea ice. 2: Experimental observations, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1995, V. 100, No. C7, pp. 13681–13698, DOI: 10.1029/95JC00938.
33. Onstott R. G., SAR and scatterometer signatures of sea ice, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Carsey F. D. (ed.), Geophysical Monograph Ser., V. 68, Washington, DC: American Geophysical Union, 1992, pp. 73–104, DOI: 10.1029/GM068p0073.
34. Reigber A., Jäger M., Krogager E., Polarimetric SAR change detection in multiple frequency bands for environmental monitoring in Arctic regions, *Proc. Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. IGARSS'16*, IEEE, 2016, pp. 5702–5705, DOI: 10.1109/IGARSS.2016.7730489.

35. Rignot E., Drinkwater M. R., Winter sea-ice mapping from multi-parameter synthetic-aperture radar data, *J. Glaciology*, 1994, V. 40, No. 134, pp. 31–45, DOI: 10.3189/s0022143000003774.
36. Sandven S., Johannessen O. M., Miles M. W. et al., Barents Sea seasonal ice zone features and processes from ERS-1 synthetic aperture radar: Seasonal Ice Zone Experiment 1992, *J. Geophysical Research*, 1999, V. 104, No. C7, pp. 15843–15857, DOI: 10.1029/1998JC900050.
37. Scheuchl B., Caves R., Cumming I., Staples G., H/A/α-based classification of sea ice using SAR polarimetry, *Proc. 23rd Canadian Symp. on Remote Sensing*, Quebec City, Canada, 2001.
38. Scheuchl B., Cumming I., Hajnsek I., Classification of fully polarimetric single- and dual-frequency SAR data of sea ice using the Wishart statistics, *Canadian J. Remote Sensing*, 2005, V. 31, No. 1, pp. 61–72, DOI: 10.5589/m04-060.
39. Shokr M., Dabboor M., Polarimetric SAR applications of sea ice: A review, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2023, V. 16, pp. 6627–6641, DOI: 10.1109/JSTARS.2023.3295735.
40. Shokr M., Sinha N. K., *Sea ice: Physics and remote sensing*, Geophysical Monograph Ser., V. 209, New Jersey: Wiley, 2015, 624 p.
41. Wakabayashi H., Matsuoka T., Nakamura K., Nishio F., Polarimetric characteristics of sea ice in the Sea of Okhotsk observed by airborne L-band SAR, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2004, V. 42, No. 11, pp. 2412–2425, DOI: 10.1109/TGRS.2004.836259.
42. Wakabayashi H., Mori Y., Nakamura K., Sea ice detection in the Sea of Okhotsk using PALSAR and MODIS data, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2013, V. 6, No. 3, pp. 1516–1523, DOI: 10.1109/JSTARS.2013.2258327.
43. Winebrenner D. P., Farmer L. D., Joughin I. R., On the response of polarimetric synthetic aperture radar signatures at 24-cm wavelength to sea ice thickness in Arctic leads, *Radio Science*, 1995, V. 30, No. 2, pp. 373–402, DOI: 10.1029/94RS02313.