

РАДИОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКИХ ЛЬДОВ МЕТОДАМИ РАДАРНОЙ ПОЛЯРИМЕТРИИ

Л. Н. Захарова, А. И. Захаров, М. В. Сорочинский

**Институт радиотехники и электроники им. В.А.Котельникова РАН,
Фрязинский филиал, 141120, г. Фрязино Московской области, пл. Введенского 1**

Статья поступила в редакцию 31 января 2017 г.

Аннотация. Рассмотрены современные методы наблюдения ледовых покровов поляриметрическими радарными с синтезированной апертурой, описаны методы декомпозиции отраженных сигналов и информативные поляризационные признаки объектов подстилающей поверхности. Приводятся результаты экспериментальных исследований морских льдов в различных акваториях и обсуждаются статистические характеристики поляризационных параметров радиолокационных отражений в различных частотных диапазонах при классификации различных типов морских льдов.

Ключевые слова: радиолокационная поляриметрия, модели радиолокационных отражений, радары с синтезированной апертурой, морские льды.

Abstract. Modern remote sensing techniques of sea ice monitoring using polarimetric synthetic aperture radar observations are discussed, as well as backscattered signal decomposition techniques and polarimetric parameters characterizing the underlying surface. The results of experimental studies of sea ice with single polarization SARs in various signal frequency bands are presented. It is stated that single polarization measurements may provide the distinction of first year ice and multiyear ice in water areas, however varying observation conditions, especially weather conditions, may lead to strong alterations of the sea ice and water radiophysical properties and corruption of the ice classification results. Polarimetric radar observations are described in the paper, and different ways of polarization channels assimilation and combination are discussed. Backscatter polarimetric parameters may be split in two groups. The efficiency of first group of parameters:

polarimetric intensity ratio, polarimetric phase difference, polarization channels correlation coefficient is demonstrated using experimental data described in open literature. It is shown that the use of these parameters and their statistical properties significantly expands an amount of sea ice types being discriminated. An application of second group of parameters derived in various decomposition techniques like as Freeman-Durden and Cloude-Pottier is discussed also. It is mentioned that though these parameters provide valuable information about sea ice scattering mechanisms, their standalone utilization is not so justified as surface scattering mechanism is typically dominating in ice covers backscatter. Polarimetric radar observations should be considered as preferable technique of sea ice observations as they provide qualitatively new information describing sea ice covers in addition to capability of single-channel configurations.

Key words: radar polarimetry, models of radar scattering, synthetic aperture radars, sea ice.

1. Основные проблемы в исследовании ледового покрова

Регулярные наблюдения за состоянием ледяного покровов, занимающих в различное время года до 50% поверхности Земли, имеют большое значение как для хозяйственной деятельности человека, так и для изучения многих глобальных геофизических процессов [1]. Одну из ведущих ролей в исследованиях ледовых покровов играют радиолокационные методы наблюдения с помощью радиолокаторов бокового обзора с синтезированной апертурой (РСА). Всепогодные радиолокационные наблюдения незаменимы в условиях плохой освещенности, при наличии облачности и тумана, что особенно существенно для систематического изучения льдов в полярных регионах.

С научной точки зрения исследования ледовых покровов важны для решения задач теплообмена между океаном и атмосферой в северных широтах, существенно влияющих на развитие климатических явлений, изучения процессов образования льдов и исследования их разновидностей.

Практическую значимость представляют, например, задачи навигации морских судов в условиях ледовой обстановки в северных широтах, картографирование льдов, выявление прочных ледовых полей, пригодных для размещения технологического оборудования. Последнее представляет значительный практический интерес особенно для России, которой принадлежит обширная часть Северного Ледовитого океана с протяженной береговой линией.

Наряду с решением фундаментальных научных проблем, относящихся к физике льда, процессам теплообмена в системе “океан – атмосфера” и климатологии использование РСА дает возможность решать ряд оперативных задач [2]. К ним относятся:

- прокладка курса через паковые льды;
- уточнение положения ледяной кромки;
- слежение за ледяными островами, айсбергами и их обломками;
- определение областей с тонким льдом внутри паковых льдов;
- обнаружение ледяных заторов на больших речных системах и наблюдение за вскрытием рек;
- картографирование областей с разводьями и трещинами в прибрежных и материковых льдах;
- картографирование границ шельфовых и материковых льдов;
- картографирование ледовых течений материкового льда.

В связи с расширением хозяйственной деятельности в Арктике особое значение приобретает комплексная проблема мониторинга опасной ледовой обстановки в местах проведения изыскательских работ и эксплуатации промышленных объектов [3,4]. Детализация исследуемых характеристик ледового покрова и решаемых задач приведена в работах [5,6].

Проблемы исследования ледового покрова радиолокационными средствами аэрокосмического базирования детально анализируются, например, в работе [7], где излагаются требования к параметрам сенсоров и рекомендации по их использованию. Работа [8] посвящена сравнительному анализу методов определения типов льдов по поляризационным характеристикам

радиолокационных отражений и оценке эффективности этих. Поиск оптимальных решений в области радиолокационных исследований льдов остается актуальным по настоящее время.

2. Некоторые характеристики радиолокационных отражений от морских льдов

Механизмы формирования радиолокационных отражений. Основной характеристикой льдов, влияющей на процесс отражения радиоволн, является коэффициент обратного рассеяния ледовой поверхности, зависящий от типа льдов. Различия в характере отражения обусловлены диэлектрическими свойствами самого льда, различиями в геометрии поверхности и степенью шероховатости ледовых образований относительно длины волны сигнала радара, а также наличием неоднородностей в его толще (воздушные пузыри, соляные карманы, дренажные трубки и т.п.). Последние являются источником объемного рассеяния радиоволн. К отмеченному следует добавить кратные отражения от кромки айсбергов [2].

Таким образом, все механизмы рассеяния электромагнитных волн покрытой льдом поверхности моря могут быть сведены к четырем группам:

1. Мелкомасштабное поверхностное рассеяние, когда наиболее важными являются такие особенности поверхности льда, как шероховатость, наличие талой воды или ледяных цветов;

2. Мелкомасштабное объемное рассеяние, определяемое соленостью, размерами и формой соляных включений в толще льда, влажностью снегового покрова на нем, особенностями слоев различных типов льда и снега и их толщиной;

3. Рассеяние на крупномасштабных неоднородностях в виде льдин, блинчатого льда, ниласа, а также волнения, ветра и течения в областях с открытой водой;

4. Кратное отражение от кромки айсбергов.

Для количественного описания механизмов рассеяния электромагнитного излучения могут быть использованы различные математические модели. К числу простейших можно отнести модели, описывающие рассеяние на шероховатой поверхности [9]. Здесь основным параметром является степень шероховатости поверхности, характеризуемая изменениями высоты шероховатости. Сочетание поверхностного и объемного рассеяния учитывает полуэмпирическая модель, где дополнительный вклад объемного рассеяния определяется коэффициентом передачи мощности радиоволны через границу поверхности и характеристиками неоднородностей льда [6]. В случае ледниковых покровов с умеренным показателем преломления и малым поглощением на передний план выступает многократное рассеяние на внутренних неоднородностях верхнего слоя. Данной ситуации адекватна модель многократного рассеяния от слабо поглощающего полупространства, содержащего случайные неоднородности [10,11]. Иногда в толще льда могут образовываться довольно крупные пузыри газа диаметром 0,2-10 см, что характерно для льда на некоторых озерах. Геометрические размеры таких включений оказываются соизмеримыми с длиной волны. При этом рассеянное излучение представляет собою сумму излучений некогерентных рассеивателей и может быть описано моделью [12].

Физические основы рассеяния на ледовых образованиях и экспериментальные результаты приведены в работах [13,14].

Ледовый покров – это протяженная отражающая поверхность, радиофизические характеристики которой описываются комплексной матрицей рассеяния

$$\|S\| = \begin{vmatrix} S_{HH} & S_{HV} \\ S_{VH} & S_{VV} \end{vmatrix}, \quad (1)$$

Где S_{ij} ($i, j = H, V$) — коэффициенты отражения при излучении сигнала с i -поляризацией и при приеме отражения на j -поляризации.

Численные параметры. Значительная часть имеющихся экспериментальных данных, касающихся радиолокационных исследований льдов, относится к измерениям коэффициента обратного рассеяния при работе с одной и той же поляризацией на излучении и приеме (горизонтальной H или вертикальной V) [2, 15]. Количество работ, посвященных исследованию поляризационных свойств отраженных сигналов, довольно ограничено.

Тем не менее, существенные дополнительные сведения о характеристиках льдов могут быть получены при совместном применении обеих поляризаций, а также при использовании кросс-отражений с излучением на одной из поляризаций с последующим приемом на ортогональной или кросс-поляризации. К параметрам, характеризующим поляризационные отражения, относятся поляризационные отношения $\sigma_{VV}^0/\sigma_{HH}^0$, $\sigma_{HV}^0/\sigma_{HH}^0$, $\sigma_{VH}^0/\sigma_{VV}^0$, разность фаз

$$\varphi_{HHVV} = \angle \langle s_{HH} s_{VV}^* \rangle, \quad (2)$$

$$\varphi_{HHVH} = \angle \langle s_{HH} s_{VH}^* \rangle \quad (3)$$

и коэффициенты взаимной корреляции

$$\rho_{HHVV} = \frac{\langle s_{HH} s_{VV}^* \rangle}{\sqrt{\langle |s_{HH}|^2 \rangle \langle |s_{VV}|^2 \rangle}}, \quad \rho_{HHHV} = \frac{\langle s_{HH} s_{HV}^* \rangle}{\sqrt{\langle |s_{HH}|^2 \rangle \langle |s_{HV}|^2 \rangle}},$$

$$\rho_{HVVV} = \frac{\langle s_{HV} s_{VV}^* \rangle}{\sqrt{\langle |s_{HV}|^2 \rangle \langle |s_{VV}|^2 \rangle}}. \quad (4)$$

Символы * и $\langle \rangle$ обозначают комплексно сопряженную величину и усреднение [16, 17].

Отмеченные параметры образуют первую группу, характерной особенностью которой является то, что входящие в нее величины отражают попарную связь между отражениями на различных поляризациях.

В работах [18,19] рассматриваются и другие параметры, например, среднегеометрическая яркость и относительный эксцесс.

При построении параметров второй группы используются все четыре элемента матрицы $\|S\|$, образующие четырёхкомпонентный вектор [20]

$$\vec{k} = (s_{HH}, s_{VV}, s_{HV}, s_{VH})^T, \quad (5)$$

где символ T обозначает транспонирование.

Находят применение и другие виды представления элементов матрицы $\|S\|$ в векторной форме [21].

Для большинства поверхностей естественного происхождения $s_{HV} = s_{VH}$ и вместо вектора \vec{k} используют трёхкомпонентный вектор

$$\vec{k}_0 = (s_{HH}, s_{VV}, 2s_{HV})^T. \quad (6)$$

Так как поверхности естественного происхождения, как правило, представляют собой случайные шероховатые структуры, то вектор \vec{k}_0 также является случайным. Его статистические характеристики можно описать ковариационной матрицей

$$\|C_0\| = \langle \vec{k}_0 \vec{k}_0^{*T} \rangle, \quad (7)$$

В ряде случаев удобно пользоваться вектором [22]

$$\vec{k}_p = \frac{1}{\sqrt{2}} (s_{HH} + s_{VV}, s_{HH} - s_{VV}, s_{HV} + s_{VH})^T. \quad (8)$$

Его ковариационная матрица образует матрицу когерентности

$$\|T\| = \langle \vec{k}_p \vec{k}_p^{*T} \rangle = \frac{1}{2} \left\langle \left\| \begin{array}{ccc} t_{11} & t_{12} & t_{13} \\ t_{21} & t_{22} & t_{23} \\ t_{31} & t_{32} & t_{33} \end{array} \right\| \right\rangle, \quad (9)$$

где

$$\begin{aligned} t_{11} &= (s_{HH} + s_{VV})(s_{HH} + s_{VV})^*, & t_{12} &= (s_{HH} + s_{VV})(s_{HH} - s_{VV})^*, \\ t_{13} &= 2(s_{HH} + s_{VV})s_{HV}^*, & t_{21} &= (s_{HH} + s_{VV})^*(s_{HH} - s_{VV}), \\ t_{22} &= (s_{HH} - s_{VV})(s_{HH} - s_{VV})^*, & t_{23} &= 2(s_{HH} - s_{VV})s_{HV}^*, \\ t_{31} &= 2(s_{HH} + s_{VV})^* s_{HV}, & t_{32} &= 2(s_{HH} - s_{VV})^* s_{HV}, \\ t_{33} &= 4s_{HV}s_{HV}^*. \end{aligned}$$

Здесь предполагается, что $s_{HV} = s_{VH}$.

Пусть матрица когерентности $\|T\|$ имеет собственные числа, $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$, расположенные в порядке их убывания. С их помощью можно ввести некоторые информационные признаки, характеризующие ту или иную область радиолокационного изображения, что может служить основой для классификации областей.

Первым параметром классификации является энтропия H [23-26]

$$H = \sum_{i=1}^3 (-P_i \log_3 P_i), \quad (10)$$

где

$$P_i = \frac{\lambda_i}{\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3}, \quad (i = 1, 2, 3).$$

Энтропия характеризует степень хаотичности отражений. При отражениях, близких к зеркальным, $H \rightarrow 0$; в то же время, если $H \rightarrow 1$, то это свидетельствует об их хаотическом характере и деполяризации.

Вид механизма рассеяния (однократное/дипольное/двукратное) характеризуется величиной второго параметра классификации — величиной угла α

$$\alpha = \sum_{i=1}^3 P_i \alpha_i, \quad (11)$$

причем $\cos \alpha_i$ являются первыми элементами собственных векторов [27,28] матрицы когерентности $\|T\|$.

Третий параметр – анизотропия A

$$A = \frac{\lambda_2 - \lambda_3}{\lambda_2 + \lambda_3} \quad (12)$$

отражает относительные вклады второго и третьего механизмов. Равенство $A = 0$ указывает на азимутальную симметрию отражения, в то время как при анизотропном отражении $A > 0$ [24].

Энтропия, анизотропия и угол α образуют вторую группу параметров, каждый элемент которой образуется в результате комбинации эхо-сигналов на всех 4 комбинациях поляризации. Декомпозиция Клауда-Потье [28] позволяет

разделить плоскость значений параметров N и α на 8 областей, характеризующихся специфическим механизмом рассеяния, обеспечивая тем самым выявление доминирующего механизма.

Модели радиолокационных отражений. Ледовый покров может включать области с различными типами льдов, которые обладают, в свою очередь, разными отражательными характеристиками. В зависимости от типа льда в формировании отражений принимают участие разные механизмы в различном сочетании. Именно характер отражения мог бы быть использован в качестве признака при классификации типов льдов. С этой целью предлагаются различные отражательные модели типов ледового покрова.

Среди них — трехкомпонентная модель [29-32], которая представляет суммарное отражение в виде суммы вкладов поверхностного и объемного рассеяния и двукратных отражений. В этом случае матрица когерентности $\|T\|$ представляется в виде суммы

$$\|T\| = P_s \|T\|_{surface} + P_d \|T\|_{double} + P_v \|T\|_{volume}, \quad (13)$$

где P_s , P_v и P_d — мощности компонент, соответствующих поверхностному и объемному рассеянию и двукратным отражениям соответственно. Суммарная мощность отражения P_0 равна

$$P_0 = P_s + P_d + P_v = t_{11} + t_{22} + t_{33}. \quad (14)$$

Модель поверхностного рассеяния строится на основании брэгговского рассеяния первого порядка с матрицей

$$\|T\|_{surface} = \frac{1}{1 + |\beta|^2} \begin{vmatrix} 1 & \beta & 0 \\ \beta^* & |\beta|^2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{vmatrix}, \quad |\beta| < 1. \quad (15)$$

В качестве модели, воспроизводящей рассеяние с четным количеством отражений, может служить двухгранный уголкового отражатель с матрицей

$$\|T\|_{double} = \frac{1}{1 + |\alpha|^2} \begin{vmatrix} |\alpha|^2 & \alpha & 0 \\ \alpha^* & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{vmatrix}, \quad |\alpha| < 1, \quad (16)$$

а объемное рассеяние представлено матрицей

$$\|T\|_{volume} = \frac{1}{4} \begin{vmatrix} 2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix}. \quad (17)$$

Таким образом, чтобы определить структуру отражения, необходимо по элементам матрицы $\|T\|$ найти коэффициенты P_s , P_d и P_v , входящие в равенство (13), и параметры α и β из матриц (15) и (16). Один из вариантов процедуры и результаты этих расчетов даны в работе [29].

В работе [31] дан популярный алгоритм оценки вклада отражений трех механизмов рассеяния, называемый декомпозицией Фримена-Дурдена. Результатом применения этого алгоритма являются оценки мощности отражения для механизмов рассеяния P_s , P_v и P_d . Некоторые другие представления трехкомпонентной модели приведены в работах [33,34].

Идея представить отраженный от протяженной цели сигнал в виде суммы отражений от нескольких источников с известными статистическими характеристиками, свойства которых описываются известными комплексными матрицами рассеяния, получила дальнейшее развитие в работах [35-37]. В отличие от трехкомпонентной модели (13), в них добавлена компонента $f_c \langle \|T\| \rangle_{helix}$, учитывающая спиральный механизм рассеяния:

$$\langle \|T\| \rangle = f_s \langle \|T\| \rangle_{surface} + f_d \langle \|T\| \rangle_{double} + f_v \langle \|T\| \rangle_{vol} + f_c \langle \|T\| \rangle_{helix}, \quad (18)$$

где f_s , f_d , f_v и f_c — коэффициенты, которые определяются через элементы матрицы $\langle \|T\| \rangle$, а

$$\langle \|T\| \rangle_{surface} = \begin{vmatrix} 1 & \beta^* & 0 \\ \beta & |\beta|^2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{vmatrix}, \quad |\beta| < 1, \quad (19)$$

$$\langle \|T\| \rangle_{double} = \begin{vmatrix} |\alpha|^2 & \alpha & 0 \\ \alpha^* & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{vmatrix}, \quad |\alpha| < 1, \quad (20)$$

$$\langle \|T\| \rangle_{volume} = c \begin{vmatrix} v_{11} & v_{12} & 0 \\ v_{21} & v_{22} & 0 \\ 0 & 0 & v_{33} \end{vmatrix}, \quad (21)$$

ГДЕ КОНСТАНТЫ c , v_{11} , v_{12} , v_{21} , v_{22} И v_{33} ЗАВИСЯТ ОТ ВЕЛИЧИНЫ ОТНОШЕНИЯ $\langle |s_{VV}|^2 \rangle / \langle |s_{HH}|^2 \rangle$,

$$\langle \|T\| \rangle_{helix} = \frac{1}{2} \begin{vmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & \pm j \\ 0 & \mp j & 1 \end{vmatrix}. \quad (22)$$

Величины α и β также выражаются через элементы матрицы $\langle \|T\| \rangle$.

В работах [36, 37] содержится модернизация данного метода, и рассматриваются некоторые особенности построения упомянутых выше моделей. Параметры описанных механизмов рассеяния можно также отнести ко второй группе параметров.

3. Экспериментальные радиолокационные поляризметрические исследования радиофизических характеристик морских льдов

Одним из первых экспериментов по радиолокации льдов с использованием космических аппаратов были исследования моря Бофорта, выполненные в 1978 году с помощью спутника Seasat в течение лета и осени. Установленный на борту радиолокатор бокового обзора с синтезированной апертурой работал в L-диапазоне с НН поляризацией с разрешением по поверхности 20 м. Было показано, что в большинстве случаев удается отличить однолетний лед от многолетнего. Легко определяются следующие детали поверхности: структура границы льдов, вновь образовавшиеся расщелины, ледяные острова, торосы и валуны, представляющие главную опасность. По изображениям, полученным последовательно в разные даты, путем простого отслеживания от кадра к кадру общих особенностей могут быть построены карты движения льдов.

В декабре 1983 года был запущен спутник “Космос-1500” с РБО, работавшим в X-диапазоне с разрешением 2 км [38]. С его помощью была показана возможность определения ряда характеристик ледяного покрова,

имеющих важное навигационное значение: зоны преобладания и включения старых льдов, каналы и разводья в массивах многолетних льдов, заприпайные и прибрежные полыньи и прогалины, положение и конфигурацию гигантских ледяных полей, скорость и направление дрейфа льда по всему Северному Ледовитому океану [39]. Однако невысокое разрешение создавало ряд проблем с интерпретацией данных.

Дальнейшее продолжение исследования получили в октябре 1984 года в ходе 8-дневного полета космического корабля “Шаттл”, на борту которого был установлен радиолокатор бокового обзора с синтезированной апертурой L-диапазона с НН поляризацией и разрешением 25 метров (SIR-B). Были изучены некоторые характеристики льдов в антарктических районах Земли [40, 41].

Результаты практического применения радарных изображений со спутника ERS-1 для обеспечения спутникового мониторинга ледяного покрова Карского и Печерского морей в квазиреальном масштабе времени представлены в работе [42]. Спутник был запущен в 1991 году, установленный на его борту радиолокатор с синтезированной апертурой работал в С-диапазоне на частоте 5.3 ГГц с вертикальной поляризацией и разрешением 30×30 м. Угол падения радиоволн в центре полосы обзора составлял 23°.

На базе этого локатора был развернут один из наиболее масштабных проектов, относящихся к изучению морских льдов с применением искусственных спутников Земли, а именно, проект “Ледовая вахта”. Мониторинг морских льдов вдоль Северного морского пути в реальном времени с использованием радиолокационной технологии” (ICEWATCH Real-Time Sea Ice Monitoring of the Northern Sea Route Using Satellite Radar Technology) выполнялся совместно рядом организаций и компаний с августа 1995 года [15]. Одной из первостепенных в этом проекте была проблема определения типов льдов по коэффициенту обратного рассеяния σ° . Было обнаружено, что в процессе формирования ледяного покрова от открытой воды до многолетних льдов σ° изменяется более чем на 15 дБ. Открытая вода дает различный уровень отраженного сигнала в зависимости от ветра и скорости

течения. Молодой лед может отражать радиоволны сильнее, так же или слабее, чем открытая вода в зависимости от окружающих условий в данный момент. По мере снижения диэлектрической проницаемости ослабляется его отражающая способность. В условиях штиля на поверхности тонкого льда из соляного раствора могут образовываться ледяные цветы, в результате чего его диэлектрическая постоянная становится выше, чем у материкового льда, и уровень отраженного сигнала возрастает. При волнении во время замерзания молодой лед крошится, переходя в блинчатый с толщиной порядка 20 см и высокой рассеивающей способностью. Как блинчатый лед, так и ледяные цветы возникают в течение нескольких дней в зависимости от температуры и скорости ветра. По мере роста толщины льда и накопления на его поверхности сухого снега и в зависимости от метеорологических условий изменяется степень шероховатости. В течение весеннего и летнего сезонов таяния сырой снег выравнивает поверхность и уменьшает уровень рассеянного сигнала. Возникающие многочисленные особенности на поверхности льда в виде, например, талой воды или изменяющаяся его влажность могут давать местное как усиление, так и ослабление обратного рассеяния. Следовательно, только по коэффициенту обратного рассеяния трудно однозначно определить тип льда. Тем не менее, объединяя имеющийся опыт интерпретации радиолокационных изображений с результатами прямых измерений в реальных условиях, можно построить классификационные таблицы, позволяющие существенно уменьшить эту неоднозначность.

Важные дополнительные сведения о радиофизических характеристиках льдов, расширяющие возможности классификации ледовых покровов, могут быть получены при совместном использовании данных на обеих согласованных поляризациях, а также при использовании кросс-поляризационных измерений с излучением на одной из поляризаций и последующим приемом на ортогональной. Исходя из способа совместной обработки данных поляризационных измерений, как отмечено выше, можно выделить две группы

поляриметрических параметров, используемых в дальнейшем для классификации ледовых покровов.

Первая группа параметров. Применение первой группы параметров продемонстрируем на примере данных из эксперимента по исследованию поляризационных характеристик морских льдов в районе морей Бофорта, Чукотского и Берингова, выполненных в марте 1988 года [43].

Измерительная аппаратура включала в себя радиолокатор бокового обзора с синтезированной апертурой, установленный на борту самолета-лаборатории DC-8. Радиолокатор работал одновременно в 3-х частотных диапазонах С, L и Р на частотах 5.3, 1.25 и 0.44 ГГц соответственно и обеспечивал регистрацию отражений при 4-х комбинациях линейных поляризаций сигнала: НН, НV, VV и VH, где первая буква обозначает поляризацию излучаемого сигнала, а вторая относится к поляризации на приеме.

Исследования осуществлялись в трех районах акватории Северного ледовитого океана. Первые два района (сцены 137 и 183) находились во льдах моря Бофорта и имели координаты $73^{\circ}13.4$ с.ш. и $142^{\circ}1.1$ з.д. и $73^{\circ}48.9$ с.ш. и $141^{\circ}2.7$ з.д. соответственно, радиолокационная съемка производилась 11 марта в 8 час. 21 мин. и 8 час. 26 мин. местного времени. Третий район (сцена 260) с координатами $58^{\circ}27.3$ с.ш. и $167^{\circ}35.7$ з.д. находился в Беринговом море, его съемка выполнялась 22 марта того же года в 20 час. 12 мин.

Имелась возможность сопоставить данные радиолокационных измерений с данными о метеоусловиях и ледовой обстановке в море Бофорта, полученных на дрейфующей полярной станции ALPIS'88, находившейся в это время в пункте с координатами примерно $72^{\circ}40$ с.ш. и $143^{\circ}42.57$ з.д. на удалении 80 и 148 км первого и второго районов. 11 марта температура колебалась от -12°C до -18°C со средней температурой за предшествующие четыре дня -16°C .

Ледовая обстановка характеризовалась наличием в районе наблюдений многолетних и однолетних льдов. Многолетние льды представляли собой обширные с округлыми краями льдины, между которыми находился деформированный однолетний лед. Однако в узких закрытых промороженных

разводьях, разделявших льдины, часто находился и недеформированный лед, тем не менее на открытых пространствах более старый однолетний лед подвергался значительному деформированию в виде торошения и образования наслоений. Многолетний лед обычно покрыт снегом и имеет гряды торосов с высотой до 6 м. Толщина однолетнего льда была в пределах от 1.5 до 2.4 м.

В районе исследований в Беринговом море (сцена 260) ледовая обстановка была типичной для марта месяца, хотя температура в связи с прохождением холодного фронта в течение недели с 20 по 26 марта изменялась от -5°C до -16°C , что на 14° ниже среднемесячной величины. Наблюдались различные формы сильно деформированного однолетнего льда и отдельные льдины до 1 км в диаметре [43].

При анализе результатов в каждой из 3-х сцен были выделены 5 характерных областей, содержащих тот или иной тип льдов. Основное внимание уделялось изучению поляриметрических характеристик радиолокационных отражений отдельных типов по их поляриметрическому вектору $\vec{k} = (s_{HH}, s_{VV}, s_{HV}, s_{VH})^T$ для каждого из пикселей данной области внутри соответствующей сцены.

Взаимосвязь между отдельными компонентами вектора определялась по коэффициенту корреляции ρ_{HHVV} , величинам $r_{HH/VV} = (S_{HH}S_{HH}^*) / (S_{VV}S_{VV}^*)$ и $r_{HH/HV} = (S_{HH}S_{HH}^*) / (S_{HV}S_{HV}^*)$, характеризующим отношения мощностей, и углам $\Delta\varphi_{HH-VV} = \angle S_{HH}S_{VV}^*$ и $\Delta\varphi_{HH-HV} = \angle S_{HH}S_{HV}^*$, отражающим фазовые соотношения между согласованными и кросс-поляризациями. Отношения r и углы $\Delta\varphi$ представляют собой случайные величины, изменяющиеся внутри данной области от пикселя к пикселу, поэтому при их статистическом описании для отношений r используются средние $\mu_{HH/VV}$ и $\mu_{HH/HV}$, а также стандартные отклонения $\sigma_{HH/VV}$ и $\sigma_{HH/HV}$, а для разностей фаз $\Delta\varphi$ — среднее $\Delta\bar{\varphi}_{HH-VV}$ и стандартное отклонение $\sigma\varphi_{HH-VV}$. Величины $r_{HH/VV}$ и $r_{HH/HV}$ могут служить мерой неидентичности и взаимной развязки между каналами. При калибровке

по уголкового отражателю и работе на согласованных поляризациях неидентичность $r_{HH/VV}$ составляла 1.8 дБ и -0.6 дБ в С- и L-диапазонах соответственно. Взаимная развязка $r_{HH/HV}$ имела величину 27 дБ и 17 дБ для этих же диапазонов. В Р-диапазоне калибровка осуществлялась по отдельной методике. Неидентичность и развязка составляла при этом -0.2 дБ и 22 дБ.

Результаты экспериментальных исследований в каждом из диапазонов представлены в таблицах 1-3. Здесь обозначено: Мн. – многолетний лед; Одн.(тл) – однолетний толстый лед; Одн.(тн, а) – однолетний тонкий лед типа а; Одн.(тн, б) - однолетний тонкий лед типа б; Одн.(дф) – однолетний деформированный лед; θ - угол падения радиоволн на изучаемую поверхность. В графе „Область“ указан номер сцены и области, где находится данный тип льда. В последующих графах отражены его статистические характеристики.

Таблица 1

Статистические характеристики поляризационных параметров радиолокационных отражений в С-диапазоне для различных типов морских льдов (по [43])

Область	Тип льда	θ , град	$\mu_{HH/VV}$	$\sigma_{HH/VV}$	$\mu_{HH/HV}$	$\sigma_{HH/HV}$	$\bar{\phi}_{HH-VV}$	$\sigma_{\phi_{HH-VV}}$
137-1	Мн.	51.43	0.70	1.21	8.84	20.04	8.73	57.34
137-2	Одн.(тл)	43.13	0.81	1.01	20.40	40.25	1.60	28.53
137-3	Мн.	47.86	0.57	0.70	8.82	18.47	7.96	39.45
137-4	Одн.(тн, а)	48.25	0.29	0.51	11.82	21.31	6.01	69.46
137-5	Одн.(тн, а)	45.15	0.36	0.58	9.04	19.95	7.72	63.05
183-1	Одн.(тл)	49.29	1.18	1.59	15.37	27.37	8.18	36.46
183-2	Одн.(тн, б)	43.82	1.00	0.89	25.72	52.70	-1.48	27.27
183-3	Одн.(тн, б)	40.60	0.91	0.90	33.74	56.97	-4.07	23.06
183-4	Одн.(тл)	39.03	0.96	1.13	30.97	55.89	2.05	34.82
183-5	Мн.	43.69	0.79	0.83	9.54	21.92	-1.68	29.39

Типичный многолетний лед сосредоточен в областях 137-1, 137-3, и 183-5. Высокий уровень отражений в С-диапазоне, сглаженные края льдин и другие

морфологические признаки указывают, что этот лед пережил один или более сезонов таяния. Его верхний слой толщиной 10–30 см содержит включения в виде множества воздушных пузырьков миллиметрового размера и имеет плотность порядка $0.75 - 0.85 \text{ г/см}^3$. В марте месяце в море Бофорта такой лед обычно покрыт 5-20-сантиметровым слоем мелкозернистого снега. Это совпадает с данными дрейфующей станции, находившейся в 150 км от районов наблюдения. Рис. 1а) и 1б) показывают распределения $r_{HH/VV}$ и $\Delta\varphi_{HH-VV}$ для каждого пиксела. Обращает на себя внимание схожесть распределений вне зависимости от области. В С-диапазоне при HH- и VV-поляризациях вариации отраженной мощности в пределах области составляли 3 дБ и 2.5 дБ соответственно, в то время как в L-диапазоне они составляли доли дБ. В С-диапазоне распределение $r_{HH/VV}$ существенно шире, нежели в L- или Р-диапазонах, причем для многих пикселов $r_{HH/VV} > 1$, хотя их среднее $\mu_{HH/VV} < 1$ во всех частотных диапазонах, причем в С-диапазоне оно значительно выше (см. табл. 5–7).

Таблица 2

Статистические характеристики поляризационных параметров радиолокационных отражений в Р-диапазоне для различных типов морских льдов (по [43])

Область	Тип льда	θ , град.	$\mu_{HH/VV}$	$\sigma_{HH/VV}$	$\mu_{HH/HV}$	$\sigma_{HH/HV}$	$\bar{\varphi}_{HH-VV}$	$\sigma_{\varphi_{HH-VV}}$
137-1	Мн.	51.43	0.46	0.41	26.90	47.98	-5.40	20.70
137-2	Одн.(тл)	43.13	0.65	1.08	20.79	45.67	8.60	35.72
137-3	Мн.	47.86	0.45	0.30	48.75	59.44	-6.56	13.42
137-4	Одн.(тн, а)	48.25	0.29	0.43	6.72	15.05	3.73	52.07
137-5	Одн.(тн, а)	45.15	0.41	0.60	10.33	24.65	13.37	41.30
183-1	Одн.(тл)	49.29	0.70	0.95	15.68	29.72	6.59	40.25
183-2	Одн.(тн, б)	43.82	0.35	0.45	13.21	24.29	3.58	41.84

В этом же диапазоне наблюдается значительный рост кросс-поляризационных отражений, составляющий в среднем 11.2 дБ и 9.8 дБ ниже

уровня VV- и HH-отражений. Такие особенности, по всей вероятности, связаны с рассеянием радиоволн С-диапазона на неоднородностях в верхнем слое льда. В L- и Р-диапазонах уровень кросс-поляризационных сигналов ниже и находится на уровне 17.1 дБ и 19.6 дБ ниже VV-отражений. Что касается распределения разности фаз $\Delta\varphi_{HH-VV}$ между принятыми сигналами на согласованных поляризациях для многолетнего льда, то если в L- и Р-диапазонах они представляют относительно узкий пик, в С-диапазоне их форма становится более размытой.

Таблица 3

Статистические характеристики поляризационных параметров радиолокационных отражений в L-диапазоне для различных типов морских льдов (по [43])

Область	Тип льда	θ , град	$\mu_{HH/VV}$	$\sigma_{HH/VV}$	$\mu_{HH/HV}$	$\sigma_{HH/HV}$	$\bar{\varphi}_{HH-VV}$	$\sigma_{\varphi_{HH-VV}}$
137-1	Мн.	51.43	0.38	0.39	15.35	33.75	-1.63	19.86
137-2	Одн.(гл)	43.13	0.52	0.86	16.09	33.80	-10.92	62.99
137-3	Мн.	47.86	0.37	0.24	21.57	31.26	-1.54	16.00
137-4	Одн.(тн, а)	48.25	0.27	0.40	6.92	21.88	3.10	66.46
137-5	Одн.(тн, а)	45.15	0.32	0.33	7.54	14.52	5.45	45.90
183-1	Одн.(гл)	49.29	0.43	0.60	18.04	31.75	-4.52	41.07
183-2	Одн.(тн, б)	43.82	0.30	0.69	11.34	16.28	19.66	39.27
183-3	Одн.(тн, б)	40.60	0.27	0.24	9.86	12.95	17.30	26.41
183-4	Одн.(гл)	39.03	0.48	0.66	19.27	23.92	-3.12	35.00
183-5	Мн.	43.69	0.41	0.22	22.96	29.58	-4.05	12.45
260-1	Одн.(гл)	42.89	0.67	0.94	13.05	11.36	-14.09	14.77
260-2	Одн.(дф)	41.84	0.80	0.88	8.36	11.40	-7.31	22.68
260-3	Одн.(тн)	47.66	0.32	0.51	4.92	8.77	3.82	44.20
260-4	Одн.(гл)	46.10	0.71	0.51	16.57	21.58	3.64	17.28
260-5	Одн.(дф)	41.12	0.54	0.31	10.91	13.31	0.86	13.83

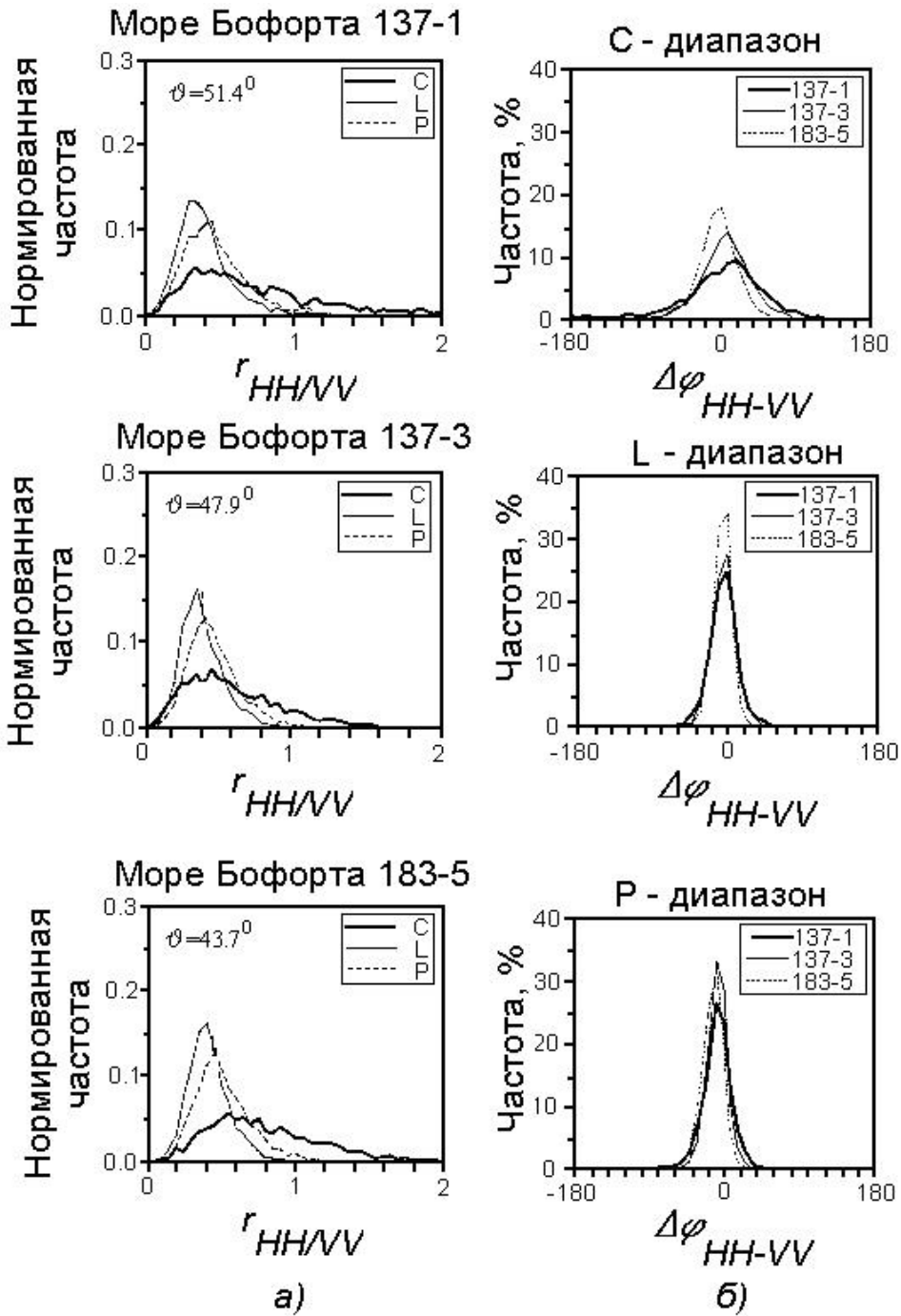


Рис. 1. Гистограммы распределения поляризационных параметров для многолетнего льда для нескольких ледовых областей в различных частотных диапазонах: а) отношение мощностей $r_{HH/VV}$; б) разности фаз $\Delta\varphi_{HH-VV}$ (по [43]).

Однолетний лед принято подразделять на две группы. К первой группе относится толстый однолетний лед с толщиной порядка метра. Он сосредоточен в областях 137-2, 183-1 и 183-4 моря Бофорта и областях 260-1 и 260-4 Берингова моря. Ко второй группе принадлежит тонкий молодой лед с толщиной 30 – 70 см. Он наблюдается в областях 137-4, 137-5, 183-2 и 183-3 моря Бофорта и в области 260-3 Берингова моря. Свойства однолетнего толстого и тонкого льдов довольно сильно отличаются, поэтому целесообразно некоторые комментарии к результатам радиолокационных измерений привести отдельно по этим группам.

Для однолетнего толстого льда вариации уровня отраженного сигнала в пределах области в С-диапазоне на согласованных HH- и VV-поляризациях составляют 2.6 дБ и 4.2 дБ. Уровень мощности при HV-кросс-отражениях находится примерно на 13.4 дБ ниже относительно уровней HH- и VV-отражений. Величина $\mu_{HH/VV}$ в С-диапазоне находится в пределах от 0.81 до 1.18, причем среднее значение ближе к единице, а форма распределения имеет более размытый характер, чем в других диапазонах (рис. 2а). В L-диапазоне обычно уровень HH-отражений ниже уровня VV-отражений на величину около 3.2 дБ, а HV-кросс-отражения ниже этого же уровня в среднем на 15.7 дБ. В целом оказывается, что в наблюдаемых распределениях $\mu_{HH/VV}$ в L- и P-диапазонах стандартное отклонение $\sigma_{HH/VV}$ для толстого однолетнего льда существенно выше, чем для многолетнего. Что касается поведения распределения разности фаз $\Delta\varphi_{HH-VV}$ в С-диапазоне, то оно практически одинаково для обоих типов льдов, в то время как в L- и P-диапазонах оно заметно шире для однолетнего толстого льда (рис. 1б) и 2б)).

Тонкий однолетний лед, в свою очередь, исходя из характеристик его отражающей способности, может быть разделен на две подгруппы а и б. В подгруппу а входят области 137-4 и 137-5, дающие по сравнению с многолетним льдом более темные радиолокационные изображения во всех трех

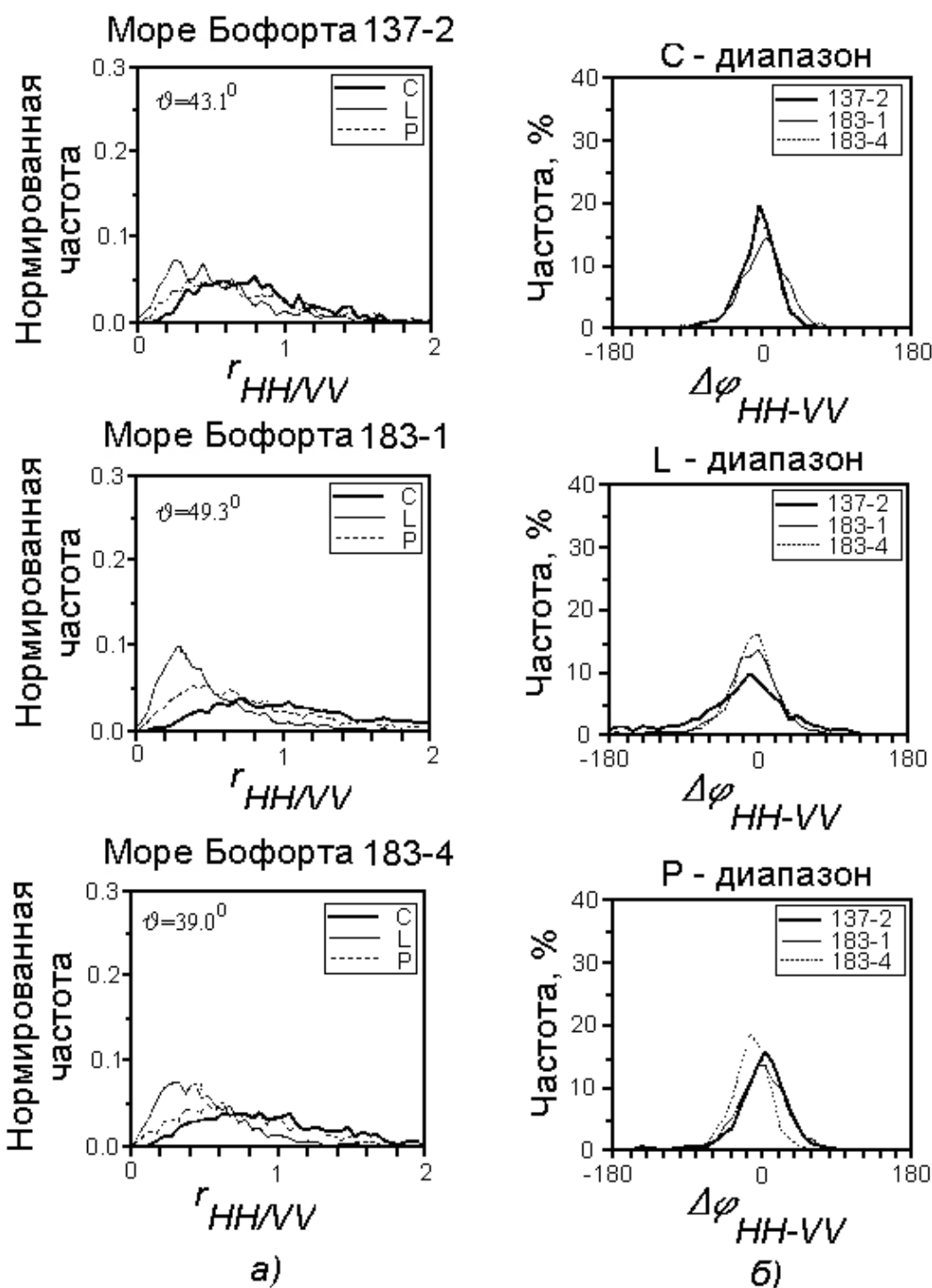


Рис.2. Гистограммы распределения поляризационных параметров для однолетнего толстого льда для нескольких ледовых областей в различных частотных диапазонах: а) отношение мощностей $r_{HH/VV}$; б) разности фаз $\Delta\varphi_{HH-VV}$ (по [43]).

частотных диапазонах. Этот лед тоньше, чем толстый однолетний лед в области 137-2. Подгруппа б состоит из областей 183-2 и 183-3, дающих такое же темное

изображение в L- и P-диапазонах, как и области из группы *a*, но создающих аномально яркое изображение в C-диапазоне. На рис. 3*а*) и 3*б*) представлены поляриметрические характеристики тонкого однолетнего льда для обеих подгрупп. Величины $r_{HH/VV}$ для областей 183-2 и 183-3 в L- и P-диапазонах не отличаются существенно от величин в областях 137-4 и 137-5 (рис. 3*а*). Усредненное по всем областям обеих подгрупп значение $r_{HH/HV}$ составляет -5.4 дБ и -4.4 дБ для соответствующего частотного диапазона, а отношение $\mu_{HH/HV}$ оказывается примерно равным 10 дБ для каждого из них. Однако, в C-диапазоне наблюдается иная картина. Отношение $r_{HH/VV}$ в областях 183-2 и 183-3 составляет 1.0 и 0.91, что сравнимо с его значением для толстого однолетнего льда и значительно выше, чем у многолетнего льда. Вариации отраженной мощности в подгруппе *б* равны 3.5 дБ и 3.9 дБ при HH- и VV-поляризациях. Они отчасти снижаются в подгруппе *а*, где принимают значения 3.5 дБ и 3.9 дБ при тех же поляризациях. Значение $\mu_{HH/HV}$ в подгруппе *а* примерно на 4.6 дБ ниже, чем среднее отношение 29.7 для подгруппы *б*. Кроме того, уровень кросс-поляризационных отражений в подгруппе *б* выше на 3 или 4 дБ, чем в подгруппе *а*. Такая аномалия в подгруппе *б* может быть связана с наличием ледяных „цветов“ на поверхности льда. Средние значения разности фаз между отражениями при согласованных поляризациях в C-диапазоне для всех областей с тонким однолетним льдом существенно не отличаются от значений, характерных для многолетнего льда. Стандартные отклонения $\sigma\varphi_{HH-VV}$ для подгруппы *б* также сопоставимы с величинами $\sigma\varphi_{HH-VV}$ для многолетнего льда, в то время как отклонения, наблюдавшиеся в подгруппе *а*, оказываются гораздо больше отклонений, зарегистрированных во всех других областях с более толстым льдом.

Деформированный лед в Беринговом море обладал несколько иными свойствами. Он проявляется на радиолокационных изображениях в виде ярких текстурированных пятен. Поляризационные характеристики этого льда в области 260-2 в L-диапазоне могут быть объяснены рассеянием на шероховатой

сильно деформированной поверхности однолетнего льда. Под влиянием волновой деятельности его поверхность в области кромки, видимо, подвергалась действию соляного аэрозоля и заливанию морской водой, в результате чего формировался слой, обуславливавший интенсивное поверхностное рассеяние. Распределение $r_{HH/VV}$ для этой области имеет вытянутый „хвост“ со средним значением $\mu_{HH/VV}=0.8$ (табл. 3). Соответствующее отношение средних мощностей VV- и HV-отражений составляет 10.2 дБ. Такие значения поляризационных параметров, вероятно, связаны с отражением от весьма шероховатой поверхности с большими среднеквадратичными наклонами. В противоположность этому форма распределения для области 260-5 является более типичной для отражений от толстого однолетнего льда. Распределение разности фаз между отражениями при согласованных поляризациях для областей 260-2 и 260-5 аналогично распределениям при отражениях от толстого однолетнего льда в море Бофорта.

Далее выделим и рассмотрим наиболее существенные поляризационные характеристики морских льдов [43]. На рис. 4 представлены основные поляриметрические параметры первой группы для четырех преобладающих типов льдов: многолетнего Мн., однолетнего толстого Одн.(тл), однолетнего тонкого типа *a* Одн.(тн, *a*) и однолетнего тонкого типа *б* Одн.(тн, *б*) для трех частотных диапазонов С, L и Р. Данные из таблиц 1– 3 сгруппированы в четыре группы по числу основных типов льдов в море Бофорта. Внутри каждой из групп они расположены в порядке убывания частоты диапазонов С, L и Р. Рис 4а) отражает характерное возрастание $\mu_{HH/VV}$ от многолетнего льда к толстому однолетнему с последующим спаданием к тонкому однолетнему во всех областях кроме аномальных областей 183-2 и 183-3. Внутри каждого типа льда все $\mu_{HH/VV}$, соответствующие одному и тому же частотному диапазону, группируются довольно плотно, причем наибольшая разность достигается в С-диапазоне и составляет 1.6 дБ для толстого однолетнего и 1.4 дБ для многолетних льдов.

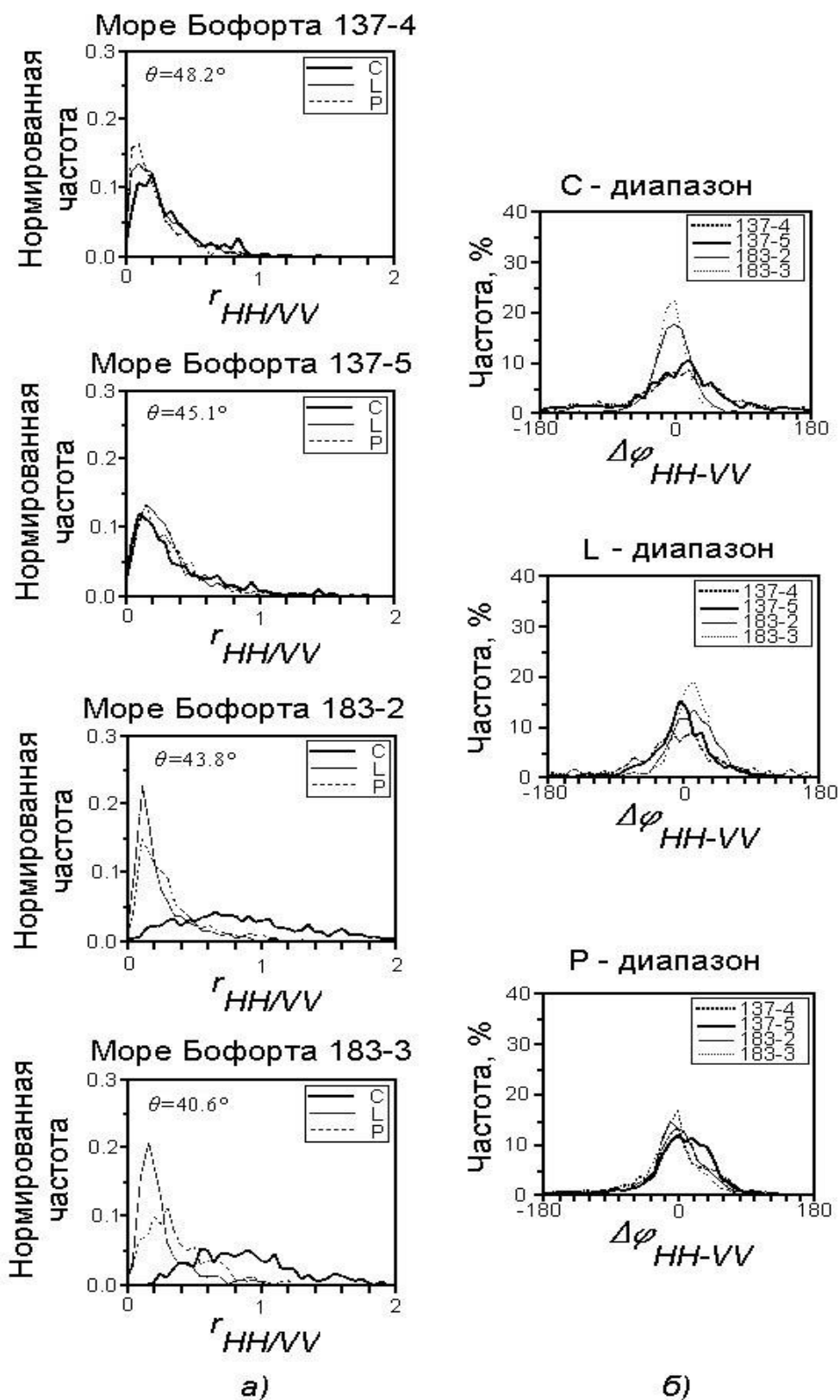


Рис.3. Гистограммы распределения поляризационных параметров для однолетнего тонкого льда для нескольких ледовых областей в различных частотных диапазонах: а) отношение мощностей $r_{HH/VV}$; б) разности фаз $\Delta\varphi_{HH-VV}$ (по [43]).

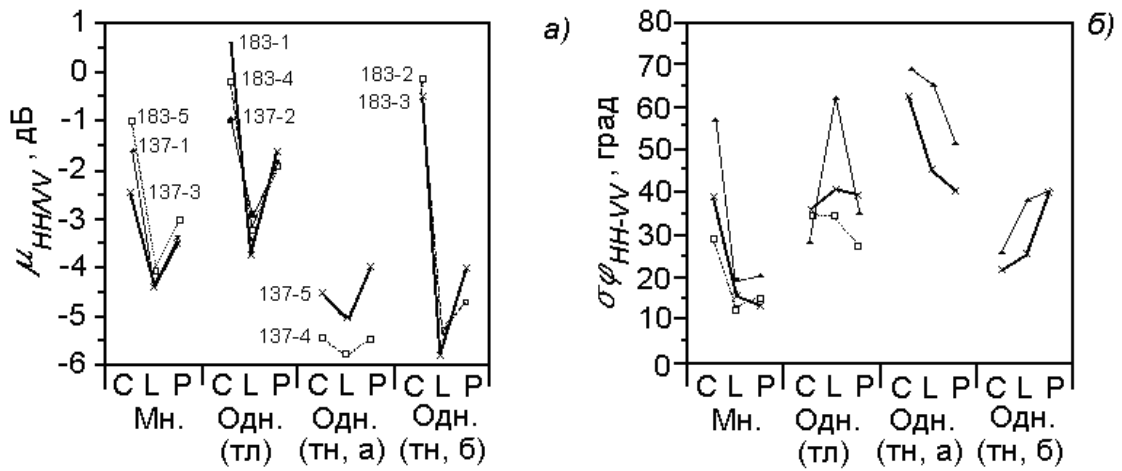


Рис.4. Обобщенные зависимости среднего отношения мощностей $\mu_{HH/VV}$ (а) и стандартного отклонения разности фаз $\sigma\varphi_{HH-VV}$ (б) на согласованных поляризациях от частоты для многолетнего и двух групп тонкого однолетнего льдов (по [43]).

Если исключить из рассмотрения значения $\sigma\varphi_{HH-VV}$ в С-диапазоне для многолетних льдов, то наблюдается тенденция возрастания стандартного отклонения разности фаз при движении от многолетнего льда к тонкому однолетнему типа а (рис. 4б)). В пределах тонкого однолетнего льда характер изменения $\sigma\varphi_{HH-VV}$ в зависимости от частотного диапазона для типов а) и б) взаимно обратный.

Следует обратить внимание на то, что существует достаточно хорошая разделяемость между рассмотренными выше поляризационными характеристиками, которые могут быть применены для идентификации различных типов льдов [44].

Вторая группа параметров. Информативность второй группы параметров проиллюстрируем на примере данных съемки морских льдов в С-диапазоне в арктических морях, в море Беллинсгаузена и в море Уэдделла, полученных с помощью PCA RADARSAT-2 в пяти сеансах, выполнявшихся в период с 26.11.2010 г. по 18.09.2011 г. Здесь, кроме параметров первой группы и их статистических характеристик, рассматривались параметры и второй группы — энтропия H (10), анизотропия A (12) и угол α (11), вычисляемые и

используемые в декомпозиции Клауда-Потье. Эти поляриметрические параметры второй группы представлены в таблицах 4 и 5 [16].

В таблицах даны обозначения следующих типов льдов:

- PI — паковый лед с отдельными льдинами с максимальным размером порядка нескольких сотен метров с колотым льдом между ними (умеренно встороженный паковый лед),
- FI — фрагментированный паковый лед, состоящий из меньших льдин с колотым льдом между ними,
- OW — открытая вода,
- FYI — однолетний лед,
- YI — серый или серо-белый лед,
- RTI — наслоенный тонкий лед.
- IB — айсберги.

Символами μ и σ обозначены статистическое среднее и среднеквадратичное отклонение соответствующей величины.

Таблица 4

Поляриметрические хапараметры второй группы для морских льдов района в области моря Беллинсгаузена (по [16])

		26.11.2010				27.11.2010			
		IB	PI	FI	OW	IB	PI	FI	OW
Н	μ	0.80	0.60	0.62	0.73	0.76	0.52	0.55	0.55
	σ	0.07	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09
α	μ	49.12	30.98	32.01	42.48	44.55	26.67	27.12	30.52
	σ	6.26	5.97	6.12	7.25	7.95	5.43	5.38	5.04

Для ледовых покровов из таблицы 4 в первый день съемки характерно неплохое отделение айсбергов от ледовых полей по параметру Н и хорошее — по параметру α . Открытая вода по обоим параметрам ближе к айсбергам, а паковый и однолетний льды почти не различаются. На снимках во второй день айсберги также хорошо различимы по Н и α , а вода, паковые и однолетние льды практически не различаются.

**Поляриметрические параметры второй группы для морских льдов района
в области моря Уэддела (по [16])**

		11.09.2011			18.09.2011a			18.09.2011b			
		IB	FYI	YI	IB	FYI	YI	IB	FYI	YI	RTI
H	μ	0.68	0.51	0.28	0.68	0.50	0.29	0.69	0.48	0.32	0.17
	σ	0.11	0.13	0.11	0.11	0.14	0.10	0.13	0.14	0.10	0.09
α	μ	43.08	24.96	13.38	42.10	24.16	13.71	39.71	23.23	15.78	10.35
	σ	8.01	7.76	5.38	8.18	7.83	5.11	9.52	7.72	5.19	4.08

В море Уэдделла айсберги так же надежно выделяются среди других типов покровов. Новый класс льдов — молодые льды, присутствующие здесь, — отличаются от однолетних льдов и по параметру H, и по параметру α . Причиной заметного разделения айсбергов, однолетних и молодых льдов является соответствующее понижение уровня диффузного рассеяния вследствие снижения степени проникновения радиоволны в ледовый слой. Можно констатировать, что параметры второй группы H- α (декомпозиция Клауда-Потье) являются альтернативным классификационным признаком, который позволяет различать айсберги, однолетние и молодые льды. Однако далеко не все возможные типы льдов обнаруживаются при решении задачи классификации ледовых покровов при помощи этих параметров.

Иной набор параметров второй группы в дополнение к параметрам H- α — а именно, параметры трехкомпонентной модели в декомпозиции Фримена-Дурдена, исследован в работе [8] в ходе анализа данных съемки территории 137 в L- и C- диапазонах из Таблицы 1 выше. Особенностью примененного в работе метода была двухступенчатая классификация данных, в которой на первом этапе классы ледовых объектов разделялись в соответствии с механизмом рассеяния, после чего выполнялся второй этап классификации по критерию максимального правдоподобия в предположении статистики Вишарта по каждому из трех ранее выделенных классов.

Отмечено, что поверхностное рассеяние доминирует во всех частях участка на снимке, объемное рассеяние присутствует на некоторых участках, а

отражение по типу двугранного углового отражателя встречается редко. В таблицах 6 и 7 ниже приведены среднего значения уровня сигнала по каждому выделенному классу, а также соответствующие этим классам параметры второй группы из декомпозиции Клауда-Потье и Фримена-Дурдена. В этих таблицах приняты следующие обозначения: A — анизотропия; H — энтропия; HH и VV — интенсивность сигнала согласованных поляризаций; HV — интенсивность сигнала на кросс-поляризации; P_d — интенсивность сигнала двойного переотражения; P_s — интенсивность сигнала поверхностного рассеяния; P_v — интенсивность сигнала объемного рассеяния; TP — суммарная мощность; α — угол альфа; $|\rho|$ — коэффициент корреляции сигналов согласованных поляризаций. Для ледовых покровов приняты следующие обозначения: $CFYI$ — спрессованный однолетний лед, $FYIRR$ — однолетний торосистый лед, $RFYI$ — шероховатый деформированный однолетний лед, MYI — многолетний лед, $SFYI$ — гладкий однолетний лед, ThI — тонкий лед.

Таблица 6

Поляриметрические параметры ледовых покровов в С-диапазоне (по [8])

Ice type	TP (dB)	Ps/Pv (dB)	Ps/Pd (dB)	HH (dB)	HV (dB)	VV (dB)	H	A	α , град	$ \rho $
CFYI	-6.5	0.8	9.2	-10.2	-19.2	-9.9	0.69	0.19	28.3	0.65
MYI	-7.7	3.1	10.7	-11.3	-21.8	-10.8	0.58	0.23	22.5	0.73
FYIRR	-13.3	5.2	9.6	-16.6	-29.1	-16.5	0.52	0.39	20.7	0.74
RFYI	-16.3	6.1	9.4	-19.4	-32.7	-19.5	0.50	0.47	19.1	0.74
SFYI	-18.6	6.1	8.8	-21.6	-35.1	-22.0	0.52	0.51	19.6	0.72
ThI	-23.5	0.5	5.4	-27.8	-36.4	-26.3	0.76	0.39	34.8	0.46

Таблица 7

Поляриметрические параметры ледовых покровов в L-диапазоне (по [8])

Ice type	TP (dB)	Ps/Pv (dB)	Ps/Pd (dB)	HH (dB)	HV (dB)	VV (dB)	H	A	α , град	$ \rho $
CFYI	-8.9	3.7	22.2	-14.4	-23.2	-10.8	0.49	0.06	24.8	0.79
MYI	-15.1	11.2	20.1	-20.6	-35.6	-16.6	0.19	0.21	16.6	0.93
FYIRR	-13.6	5.6	13.4	-19.0	-29.4	-15.4	0.45	0.25	23.5	0.78
RFYI	-19.5	6.9	12.1	-25.0	-36.4	-21.1	0.42	0.37	23.8	0.77
SFYI	-25.1	7.5	11.4	-30.9	-42.6	-26.7	0.41	0.44	24.7	0.76
ThI	-30.4	5.0	11.9	-37.4	-45.8	-31.7	0.50	0.30	32.2	0.63

Согласно данным таблиц, все перечисленные типы льдов довольно хорошо разделяются по величине отраженного сигнала (TP, HH, HV, VV), по уровню поляризационных отношений, и не столь хорошо – с помощью энтропии, анизотропии, угла альфа и корреляции сигналов согласованных поляризаций.

Поверхностное рассеяние доминирует в отраженном сигнале для всех типов льдов. В районах ледовых трещин и полыней объемное рассеяние практически сравнивается с поверхностным в С-диапазоне. Это явление объясняется низким уровнем отраженного сигнала и для поверхностного, и для объемного рассеяния, причем сигнал на кросс-поляризации, определяющий уровень объемного рассеяния, приближается по уровню к тепловому шуму радарной системы, что искажает измерения. В L-диапазоне доминирование поверхностного рассеяния усиливается.

Вывод из [8] таков, что сами по себе поляриметрические параметры из декомпозиций Клауда-Потье и Фримена-Дурдена в данном приложении не столь информативны. Будучи разработаны для исследований суши, они не позволяют выделять столь же большое количество классов отражающих объектов при исследовании ледовых покровов. Тем не менее, эти методы декомпозиции дают непротиворечивое физическое описание механизмов рассеяния и способствуют дальнейшей успешной классификации типов ледовых покровов с помощью применявшихся в работе методов классификации в качестве начального решения. Кроме того, такие параметры как P_S/P_V из декомпозиции Фримена-Дурдена, а также энтропия и угол альфа из декомпозиции Клауда-Потье могут быть прямо использованы для идентификации некоторых типов льдов. Например, в С-диапазоне отношение P_S/P_V для льдов CFYI и ThI меньше 1 дБ, что позволяет отличить их от MYI (отличие 3 дБ) и FYI (отличие около 6 дБ). Энтропия для этих типов льда равна 0.7, а для других — меньше 0.6. Угол альфа для них на 10° больше, что говорит о повышенном уровне объемного рассеяния. При этом, у льдов CFYI и ThI уровень обратного рассеяния существенно отличается, что является основой для их распознавания.

Заключение

В заключение необходимо подчеркнуть несомненную ценность поляриметрических измерений. Результаты проведенных исследований показывают, что радиолокационные методы являются эффективным средством наблюдения ледовых покровов, определения их параметров в интересах различных научных и прикладных задач. Измерения отражательных свойств льдов на одной комбинации поляризации сигнала на излучении/приеме обеспечивают принципиальную возможность распознавания однолетних и многолетних льдов на фоне открытой водной поверхности, однако меняющиеся условия наблюдения, особенно погодные, могут приводить к сильному изменению отражательных свойств отражающих покровов, приводя к ошибкам классификации.

Радарная поляриметрия, предполагающая проведение многоканальных поляризационных измерений, расширяет возможности классификации типов ледовых покровов. Поляризационные параметры первой группы, объединяющие данные пар поляризационных каналов в различных комбинациях, их средние и стандартные отклонения, поляризационное отношение и поляризационная разность фаз обеспечивают хорошую разделяемость многолетних, однолетних толстых и однолетних тонких льдов на радиолокационных изображениях.

Параметры второй группы, сформированные на основе полной матрицы рассеяния с помощью различных методов декомпозиции, характеризуют вклад различных механизмов рассеяния. Несмотря на существенное доминирование поверхностного рассеяния сигнала ледовыми покровами над остальными механизмами рассеяния, что сужает возможности классификации только методами поляриметрической декомпозиции, параметры второй группы являются ценным независимым источником сведений о типах ледовых покровов.

Можно констатировать, что поляриметрические радарные наблюдения дают новое качество в решении задачи классификации типов ледовых покровов.

Работа проводилась при финансовой поддержке РФФИ, грант №15-29-06003 офи-м.

Литература

1. Савельев Б.А. Гляциология. – М: Изд. Московского университета, 1991.
2. SAR. Synthetic aperture radar. Earth observing system. Instrument panel report: Earth observing system reports, volume Iff /National Aeronautics and Space Administration (NASA).
3. Смирнов В. Г. Спутниковый мониторинг опасных ледяных образований в районах эксплуатационных работ на морских месторождениях углеводородного сырья // Проблемы Арктики и Антарктики, 2012, № 1(91).
4. Баскаков А. И., Исаков М. В., Егоров В. В., Махалов А. М., Михайлов М. С., Пермяков В. А. Проблемы радиолокации морских льдов с буровых платформ в Арктике // Журнал радиоэлектроники: электронный журнал. 2014. N 7. URL: <http://jre.cplire.ru/jre/jul14/9/text.pdf>.
5. Волков А.М., Гриценко В.Д., Куревлева Т.Г. и др. Принципы построения космической системы нового поколения для ледовых и гидрометеорологических наблюдений// Исследование Земли из космоса, 1995, № 1, с. 63-73.
6. Вагапов Р.Х., Гаврило В.П., Козлов А.И. и др. Дистанционные методы исследования морских льдов / Под ред. А.И. Козлова. С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1993.
7. Falkingham J.C. Global satellite observation requirements for floating ice focusing on synthetic aperture radar // Contract report for Environment Canada, March 2014. URL:

https://www.wmo.int/pages/prog/sat/meetings/documents/PSTG-4_Doc_08-04_GlobSatObsReq-FloatingIce.pdf

8. Scheuchl B. Sea ice monitoring using spaceborne multipolarization and polarimetric SAR imagery // The University of British Columbia tesis of dr. philosophy, 2006, April.
9. Радиолокационные методы исследования Земли/Ю.А.Мельник, С.Г. Зубкович, В.Д. Степаненко и др. / Под ред. Ю.А. Мельника. М.: Сов. радио, 1980.
10. Кейз К., Цвайфель П. Линейная теория переноса. М.: Мир, 1972.
11. Бурцев А.И., Кровотынцев В.А., Назиров М. и др. Радиолокационные карты Арктики и Антарктиды по данным ИСЗ «Космос-1500» и предварительные результаты их анализа //Исследование Земли из космоса, 1985, № 3, с. 54-63.
12. Matsuoka T., Uratsuka S., Takahashi A., *et al.* A backscattering model for bubbles in lake ice and comparisons with satellite and airborne SAR data//Proc. of IEEE IGARSS'99, 1999.
13. Nghiem S.V., Kwok R., Yueh S.H., and Drinkwater M.R. Polarimetric signatures of sea ice. 1. Theoretical model// Journal of geophysical research, 1995, vol. 100, no. C7, pp. 13665 - 13679.
14. Nghiem S.V., Kwok R., Yueh S.H., and Drinkwater M.R. Polarimetric signatures of sea ice. 2. Experimental observations// Journal of geophysical research, 1995, vol. 100, no. C7, pp. 13681 - 13698.
15. Icewatch. Real-time sea ice monitoring of the Northern sea ice route using satellite radar technology. Final report: Technical report No. 113/ Nansen Environmental and Remote Sensing Center (NERSC), 1997.
16. Dierking W. and Wesche C. C-Band radar polarimetry—useful for detection of icebergs in sea ice? //IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2014, vol. 52, no. 1, pp. 25-37.

17. Pottier E., Lee J.-S., Ferro-Famil L. Advanced Concepts //PolSARpro V3.0 – Lecture Notes. URL: https://earth.esa.int/documents/653194/656796/LN_Advanced_Concepts.pdf
18. Moen M.-A. N., Doulgeris A. P., Anfinson S. N., Renner A. H. H., Hughes N., Gerland S., and. Eltoft T. Comparison of automatic segmentation of full polarimetric SAR sea ice images with manually drawn ice charts // The Cryosphere Discuss., 2013, no 7, pp. 2595–2634.
19. Dabboor M., Geldsetzer T. Towards sea ice classification using simulated RADARSAT Constellation Mission compact polarimetric SAR imagery // Remote Sensing of Environment, 2014, no. 140, pp. 189–195.
20. Ferro-Famil L., Pottier E., and Lee J.-S. Unsupervised classification of multifrequency and fully polarimetric SAR images based on the H/A/Alpha–Wishart classifier//IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2001, vol. 39, no. 11, pp. 2332-2342.
21. Haldar D., Das A., Mohan S., Pal O., Hooda R.S., and Chakraborty M. Assessment of L-band SAR data at different polarization combinations for crop and other landuse classification // Progress in electromagnetics research B, 2012, vol. 36, pp. 303-321.
22. Singh G., Yamaguchi Y., and Park S.-E. General four-component scattering power decomposition with unitary transformation of coherency matrix // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2013, vol. 51, no. 5, pp. 3014-3022.
23. Pottier E., Lee J.S. Application of the «B/A/ α » polarimetric decomposition theorem for unsupervised classification on fully polarimetric SAR data based on the Wishart distribution // Proc. of the CEOS SAR Workshop, Toulouse, 26-29 October 1999, ESA SP-450, March 2000.
24. Scheuchl B., Caves R., Cumming I., Staples G. H/A/ α -based classification of sea ice using SAR polarimetry // Proceedings of the 23rd Canadian Symposium on Remote Sensing, Quebec City, August 21-24, 2001.

25. Moreira A., Prats-Iraola P., Younis M., Krieger G., Hajnsek I., and Papathanassiou K.P. A tutorial on synthetic aperture radar // IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine, 2013, March, pp. 6-43.
26. Marapareddy R., Aanstoos J.V. and Younan N.H. Advanced Unsupervised Classification Methods to Detect Anomalies on Earthen Levees Using Polarimetric SAR Imagery // Sensors, 2016, v. 16, p. 898.
27. Benz U., Pottier E. Object Based Analysis of Polarimetric SAR Data in Alpha-Entropy-Anisotropy Decomposition Using Fuzzy Classification by eCognition // Proc. of IEEE IGARSS'01, 2001.
28. Cloude S., and Pottier E. An entropy based classification scheme for land applications of polarimetric SAR // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1997, vol. 35, no. 1, pp. 68-78.
29. An W., Cui Y., and Yang J. Three-component model-based decomposition for polarimetric SAR data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2010, vol. 48, no. 6, pp. 2732–2739.
30. An W., Cui Y., Yang J. Three-component decomposition for polarimetric SAR // Proc. of IGARSS'2009.
31. Freeman A., Durden S.L. A Three-Component Scattering Model for Polarimetric SAR Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1998, vol. 36, no. 3, pp. 963-973.
32. Eltoft T., Doulgeris A., Grahm J. Model-based polarimetric decomposition of Arctic sea // Proc. of EUSAR'2014, 2014.
33. Cui Y., Yamaguchi Y., Yang J., Park S.-E., Kobayashi H. and Singh G. Three-component power decomposition for polarimetric SAR data based on adaptive volume scatter modeling // Remote Sensing, 2012, no 4, pp. 1559-1572.
34. Zhang H., Liu M., and Wang C. A Three-Component Scattering Model for Compact Polarimetric SAR Data Generated from TerraSAR-X, TerraSAR-X Data // Science Team Meeting. DLR – Oberpfaffenhofen, 14-16 February, 2011.

35. Yamaguchi Y., Sato A., Boerner W.-M., Sato R., and Yamada H. Four-component scattering power decomposition with rotation of coherency matrix // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2011, vol. 49, no. 6, pp. 2251-2258.
36. Singh G., Yamaguchi Y., and Park S.-E. General four-component scattering power decomposition with unitary transformation of coherency matrix // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2013, vol. 51, no. 5, pp. 3014-3022.
37. Yamaguchi Y., Moriyama T., Ishido M., and Yamada H. Four-Component Scattering Model for Polarimetric SAR Image Decomposition // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2005, vol. 43, no. 8, p. 1699-1706.
38. Калмыков А.И., Курекин А.С., Ефимов В.Б. и др. Радиолокатор бокового обзора ИСЗ «Космос-1500»//Там же. - 1985. - № 3.- С. 76-83.
39. Бушуев А.В., Грищенко В.Д., Масанов А.Д. Дешифрирование морских льдов на радиолокационных спутниковых снимках//Там же. - С. 9-15.
40. Carsey F.D., Holt B., Martin S., *et al.* Weddel - Scotia sea marginal ice zone observations from space October, 1984//*Journal of Geophysical Research*. - .1986, vol. 91. - No. C3. - P.3920.
41. Martin S., Holt B., Cavalieri D., *et al.* Shuttle imaging Radar-B (SIR-B) Weddal sea ice observations: a comparison of SIR-B and SMMR ice concentrations//*Journal of Geophysical Research*. -.1987, vol. 92. -No. C7. - P.7173.
42. Кондратьев В.А., Мелентьев В.В., Бобылев Л.П. и др. Опыт практического использования ERS-1 SAR изображений для целей мониторинга и совершенствования гидрометеорологического обеспечения ледового плавания по трассе северного морского пути//*Исследование Земли из космоса*. - 1995. - № 1. - С. 74-88.

43. Drinkwater M.R., Kwok R., Winebrenner D.P., and Rignot E. Multifrequency polarimetric aperture radar observations of sea ice // Journal of geophysical research, 1991, vol. 96, no. C11, pp. 20679 – 20698.
44. Nghiem S.V. and Bertola C. Study of multi polarization C-band backscatter signatures for Arctic sea ice mapping with future satellite SAR // Canadian Journal of Remote Sensing, 2001, vol. 27, no. 5, pp. 387-402.
45. van Zyl J.J., Arie M., and Kim Y. Model-based decomposition of polarimetric SAR covariance matrices constrained for nonnegative eigenvalues // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2011, vol. 49, no. 9, p. 3452-3459.

Ссылка на статью:

Л. Н. Захарова, А. И. Захаров, М. В. Сорочинский. Радиофизические методы исследования характеристик морских льдов методами радарной поляриметрии. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2017. №2. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/feb17/1/text.pdf>