

**А. Б. Веселовская***Институт радиофизики и электроники им. А. Я. Усикова НАН Украины**12, ул. Ак. Проскуры, Харьков, 61085, Украина*E-mail: [veselovskaya3@ukr.net](mailto:veselovskaya3@ukr.net)**ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ СНЕГОПАДОВ. ОБЗОР**

Снег является самым распространенным видом твердых осадков, поэтому значительный интерес представляет разработка методов дистанционного исследования характеристик снега путем решения обратных задач на основе детального изучения свойств подобных явлений. В общем случае проблема вычисления характеристик отражения частиц осадков несферической формы имеет давнюю историю, однако наибольшей завершенностью отличаются исследования обратного радиолокационного рассеяния частиц только жидких осадков. В данной статье приведен обзор физико-механических и электрофизических свойств снега, а также анализируются особенности физического и численного моделирования характеристик радиолокационного рассеяния частиц осадков. В работе показана целесообразность изучения характеристик радиолокационного рассеяния частиц осадков и проанализированы достоинства и недостатки известных современных методов расчета радиолокационных характеристик рассеяния диэлектрических объектов. Дистанционное измерение интегральных характеристик снегопадов на больших площадях позволяет определять запасы воды для нужд сельского хозяйства, а также составлять гидрологические прогнозы для обеспечения снеголавинной безопасности в горных районах. Ил. 8. Табл. 2. Библиогр.: 62 назв.

**Ключевые слова:** кристалл снега, эффективная площадь рассеяния, интенсивность осадков.

Вода имеет большое значение в жизни человечества, так как участвует практически во всех физических, климатических и биологических процессах, происходящих на Земле.

С течением времени вода вступает в прочные соединения с другими веществами и перестает существовать как свободное образование – абсолютно чистую воду можно получить только в лабораторных условиях. При этом в верхних слоях атмосферы вокруг ядер кристаллизации (мельчайших инородных частиц) формируются ледяные кристаллы, которые при перемещении вниз попадают в слои с переохлажденными каплями воды и образуют снег – самый распространенный вид твердых осадков. В связи с этим значительный интерес представляет разработка методов дистанционного исследования характеристик снега путем решения обратных задач на основе детального изучения природы и свойств подобных осадков, а также внешних факторов, которые влияют на них.

Целью настоящей работы является обзор физико-механических и электрофизических свойств снега, а также методов расчета его отражаемости в различных диапазонах радиоволн.

*Условия возникновения и классификация снежных кристаллов.* Отличительными особенностями снега являются разнообразие и плохая повторяемость формы снежинок, причем единственное, что их объединяет – это гексагональная форма частиц. В 1951 г. Международная комиссия по снегу и льду приняла довольно простую классификацию твердых осадков [1], которая получила широкое распространение. Согласно этой классификации, существуют семь основных видов снежных кристаллов (рис. 1): пластины  $F1$ , звездчатые кристаллы (дендриты) –  $F2$ , столбцы (колонны) –  $F3$ , иглы –  $F4$ , пространственные

дендриты –  $F5$ , столбцы с наконечником –  $F6$  и неправильные кристаллы –  $F7$ . Кроме того, существуют также дополнительные три вида обледеневших осадков: мелкая снежная крупа –  $F8$ , ледяной дождь –  $F9$  и град –  $F10$ .



Рис. 1. Типы снежных кристаллов согласно международной классификации

В то же время форма и размеры частиц твердых осадков, достигающих земной поверхности, зависят от условий зарождения и роста кристаллов льда в атмосфере, включая температуру приземного слоя воздуха. Механизм, который приводит к возникновению и росту ледяных частиц за счет диффузии водяного пара, называется осадением. В результате формируются частицы, которые называются ледяными кристалла-

ми или кристаллами снега. Снежные кристаллы могут также расти в результате столкновения с переохлажденными каплями, которые впоследствии превращаются в иней.

Еще одним механизмом увеличения снежных кристаллов является процесс слипания или агрегации, когда кристаллы могут расти при столкновениях друг с другом.

Японские ученые экспериментально исследовали условия образования снежинок разных форм в зависимости от температуры и относительной влажности воздуха, результаты чего обобщаются диаграммой профессора Хоккайдского университета У. Накайя [2] (рис. 2). При этом относительная влажность воздуха, т. е. отношение фактического давления пара к давлению насыщенного пара при данной температуре, определяется выражением [3]

$$\gamma = \frac{e}{e_n}, \quad (1)$$

где  $e$  – фактическая влажность;  $e_n$  – влажность, соответствующая насыщению воздуха парами воды при данной температуре.

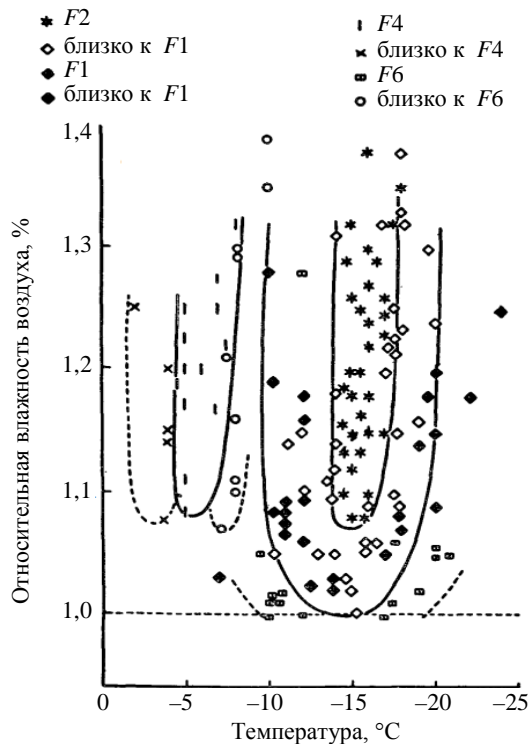


Рис. 2. Рост снежных кристаллов различных типов при изменении температурного режима и влаги [2]

Как показывает анализ, формирование кристаллов происходит следующим образом:

– при температуре окружающей среды на высоте формирования снежных кристаллов в диапазоне  $(-2...-8)^\circ\text{C}$  их форма соответствует кристаллам игольчатого типа ( $F4$ );

– вблизи температуры  $-9^\circ\text{C}$  формируются гексагональные пластины ( $F1$ ) и гексагональные столбцы ( $F3$ );

– в диапазоне  $(-14...-17)^\circ\text{C}$  формируются дендриты ( $F2$ );

– температурный предел для гексагональных пластинок ( $F1$ ) соответствует  $-20^\circ\text{C}$ ;

– при температурах ниже  $-20^\circ\text{C}$  типичной формой кристаллов является гексагональный столбец ( $F3$ ).

Большинство столбчатых кристаллов являются полыми и легко формируются искусственно в перенасыщенной атмосфере в широком диапазоне температур [4], причем кристаллизация паров воды возможна только при значении параметра  $\gamma > 1$  (1), которое соответствует режиму перенасыщения.

Приведенная диаграмма демонстрирует связь между формообразованием снежинок, температурой и влажностью воздуха, при этом неожиданным является тот факт, что кристаллы в форме снежных звезд ( $F1, F2$ ) появляются в очень узком температурном интервале  $(-14...-17)^\circ\text{C}$  при значении параметра  $\gamma > 1,06$ .

При формировании снежных кристаллов из водяного пара образуются частицы в основном двух типов – пластинчатые и имеющие форму призмы. Важно отметить, что основными факторами, определяющими тип снежного кристалла, являются температура и влажность воздуха [5], в связи с чем в табл. 1 представлены результаты исследований для соотношений между наименьшим ( $S$ ) и наибольшим ( $L$ ) размерами кристаллов (размеры приведены в мм).

Наиболее распространенными формами снежных кристаллов в верхних слоях тропосферы, в том числе в перистых облаках, являются пластины  $F1$ , пулеобразные розетки (близко к  $F4$ ), столбцы  $F6$  и иглы  $F4$ . Большая ось подобных частиц обычно варьируется от 10 мкм до 1...2 мм и, как правило, направлена горизонтально благодаря силе аэродинамического сопротивления. Как показывают поляризационные радиолокационные измерения, одиночные снежинки ориентируются преимущественно горизонтально со стандартным отклонением около  $9^\circ$  в отсутствие сильного бокового ветра. При этом существуют эмпирические соотношения [5], связывающие толщину пластинки  $h$  с ее описанным диаметром  $D_c$ , а также диаметр  $D_p$  игл или столбиков с их длиной  $l$ :

$$h = XD_c^\Omega, \quad (2)$$

$$D_p = Yl^\Delta,$$

где  $X, \Omega, Y$  и  $\Delta$  – коэффициенты, полученные в результате экспериментов, значения которых [5] представлены в табл. 2.

Таблица 1

Соотношения размеров снежных кристаллов

Тип кристалла	Источник	Соотношение размеров	Наблюдаемый диапазон размеров
Гексагональная пластина (F1)	Auer и Veal [6]	$S = 0,04491L^{0,449}$	15 мкм – 3 мм
	Davis [7]	$S = 0,047777L^{0,474}$	10 мкм – 3 мм
Гексагональный столбец (F3)	Auer и Veal [6]	$S = 0,5L$ для $L < 0,3$ мм	10 мкм – 3 мм
	Heymssfield [8]	$S = 0,1973L^{0,414}$ для $L \geq 0,3$ мм	
	Hobbs et al. [9]	$S = 0,2378L^{0,938}$	30 мкм – 2 мм
Пластина с секторами (F2)	Auer и Veal [6]	$S = 0,0398L^{0,431}$	50 мкм – 5 мм
	Davis [7]	$S = 0,0383L^{0,415}$	10 мкм – 1,5 мм
Пулеобразная розетка (близко к F4)	Heymssfield [8]	$S = 0,25L^{0,7856}$ для $L < 0,3$ мм	50 мкм – 0,82 мм
		$S = 0,185L^{0,532}$ для $L \geq 0,3$ мм	

Таблица 2

Коэффициенты для соотношения размеров (в см) для различных типов снежных кристаллов

Тип кристалла	X	Ω	Y	Δ
Толстая пластина	0,138	0,778	–	–
Гексагональная пластина (F1)	0,014	0,474	–	–
Сплошной столбец (F3)	–	–	0,578	0,958
Сплошная пулеобразная розетка	–	–	0,153	0,786
Длинный столбец	–	–	0,035	0,437
Игла (F4)	–	–	0,031	0,611

Описанный диаметр пластинчатых кристаллов меняется в пределах от 20 мкм до 10 мм, а их толщина – от 10 до 90 мкм, в то время как размеры столбчатых кристаллов находятся в пределах от 20 мкм до 3 мм в длину и от 10 до 40 мкм по толщине. Поперечные сечения столбиков толщиной менее 160 мкм имеют гексагональную форму, а игольчатые кристаллы имеют размеры от 20 мкм до 3 мм в длину и от 10 до 350 мкм по толщине, причем их поперечное сечение обычно имеет круглую форму.

В связи с большим разнообразием форм снежных кристаллов большой интерес представляют вероятностные характеристики их выпадения по типам кристаллов, результаты расчетов которых представлены на рис. 3 с учетом температурных данных (рис. 2).

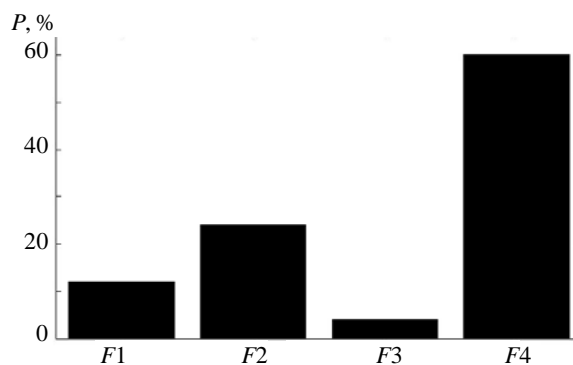


Рис. 3. Вероятность выпадения снежных кристаллов

Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод о наибольшей вероятности выпадения снежных кристаллов игольчатого типа (F4) и звездчатых кристаллов (дендритов) – F2.

*Плотность снежных кристаллов и скорости их падения.* Снежинка представляет собой смесь воздуха, воды и льда и обычно состоит на 95 % из воздуха. Соотношение между средней плотностью массы снежной частицы  $\langle \rho_s \rangle$  (г/см<sup>3</sup>) и ее диаметром  $D_s$  (мм) записывается в виде [10]:

$$\langle \rho_s \rangle = \frac{0,7}{D_s}. \quad (3)$$

Также известно, что плотность кристаллов снега меньше плотности чистого снега и равна 0,91 г/см<sup>3</sup>. В частности, на рис. 4 представлена объемная плотность снега, полученная на основе измерений [8] (гексагональный столбец –  $\rho = 0,848L^{-0,014}$  г/см<sup>3</sup> (рис. 4, а), пулеобразная розетка –  $\rho = 0,848L^{-0,014}$  г/см<sup>3</sup> (рис. 4, б)).

Плотность снежной массы может быть ниже 0,03 г/см<sup>3</sup> для больших снежинок с размерами порядка 25 мм, а скорость падения снежинок зависит от аэродинамического сопротивления воздуха и, следовательно, от плотности воздуха. Как показало численное моделирование [11], скорость падения варьируется между 0 и 2 м/с, однако когда снежинки тают – их скорость увеличивается, пока не достигнет скорости падения дождевых капель. В отличие от капель, скорость падения снежинок зависит не только от их размеров,

но также от плотности и формы кристаллов. В частности, в работе [12] удалось исследовать соотношение между скоростью падения (м/с) и размерами частиц снежинок, а также предложена эмпирическая формула, применимая для широкого диапазона плотностей снежинок:

$$v(D) = 3,94[(\rho - \rho_a)r_{cp}]^{0,5}, \quad (4)$$

где  $\rho$ ,  $\rho_a$  – плотности снежинок и воздуха (г/см<sup>3</sup>) соответственно;  $r_{cp}$  – средний радиус снежинок (мм).

В результате благодаря детальным измерениям, в том числе влажного и обводненного снега, показано, что скорость падения снежинок достигает 5...6 м/с.

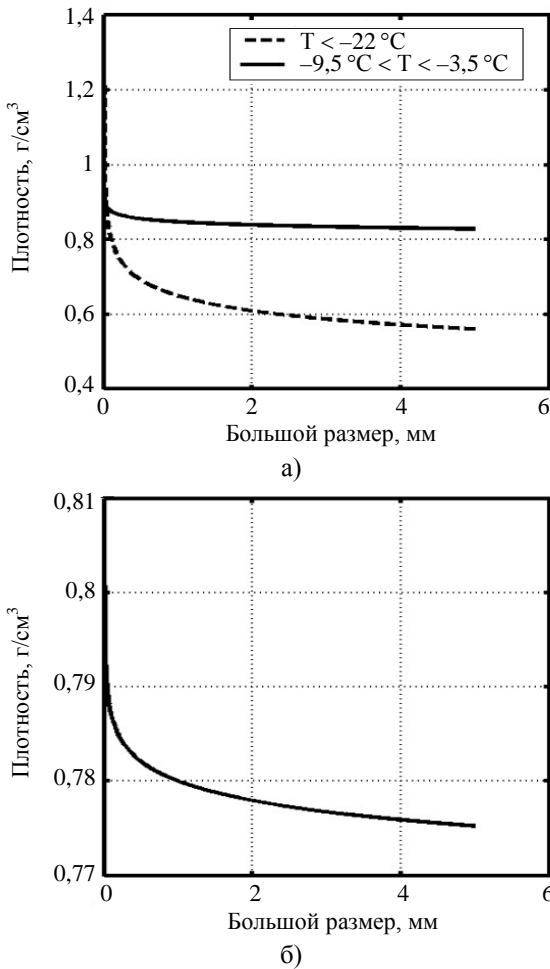


Рис. 4. Плотность снежных кристаллов: а) столбец; б) пулеобразная розетка

*Диэлектрические свойства и водность снежных кристаллов.* Диэлектрические свойства вещества обычно описываются с помощью комплексной диэлектрической константы  $\dot{\epsilon} = \epsilon' + j\epsilon''$  [13] или комплексного коэффициента преломления

$$\dot{N} = \sqrt{\dot{\epsilon}} = n + i\chi, \quad \text{где} \quad n = \sqrt{\frac{\epsilon' + \sqrt{(\epsilon')^2 + (\epsilon'')^2}}{2}},$$

$\chi = \sqrt{\frac{-\epsilon' + \sqrt{(\epsilon')^2 + (\epsilon'')^2}}{2}}$ , причём мнимые части приведенных коэффициентов описывают потери электромагнитного поля в веществе.

Так как снежная масса представляет собой сложную смесь льда с воздухом и водой, то ее относительное содержание меняется в зависимости от внешних метеорологических условий, а выражение для эффективной диэлектрической проницаемости можно получить из соотношения:

$$\frac{\dot{\epsilon}_s - 1}{\dot{\epsilon}_s + u} = p_i \frac{\dot{\epsilon}_i - 1}{\dot{\epsilon}_i + u} + p_w \frac{\dot{\epsilon}_w - 1}{\dot{\epsilon}_w + u} + p_a \frac{\dot{\epsilon}_a - 1}{\dot{\epsilon}_a + u}, \quad (5)$$

где  $\dot{\epsilon}_i$ ,  $\dot{\epsilon}_w$ ,  $\dot{\epsilon}_a$  – диэлектрические проницаемости для льда, воды и воздуха;  $p_i$ ,  $p_w$ ,  $p_a$  – части общего объема, занятые льдом, водой и воздухом;  $u$  – коэффициент формы ( $u = 2 \dots \infty$ ). Поскольку проницаемость воздуха близка к единице ( $\dot{\epsilon}_a \approx 1$ ), то третьим слагаемым в правой части (5) обычно пренебрегают.

Нахождение эффективной диэлектрической функции смеси оказывается довольно сложной задачей, так как процентное содержание компонент может меняться в широких пределах, а решение может быть получено только с помощью различных приближений.

Например, для вычисления реальной части диэлектрической проницаемости сухого снега в диапазоне 4...18 ГГц предложена линейная модель [14]:

$$\epsilon'_s = 1 + 1,91\rho_s, \quad (6)$$

где  $\rho_s$  – относительная плотность сухого снега (отношение плотности сухого снега к плотности воды). При этом мнимая часть описывается с помощью полинома второго порядка

$$\frac{\epsilon''_s}{\epsilon'_s} = 0,52\rho_s + 0,62\rho_s^2. \quad (7)$$

Как отмечено в работе [15], для частот выше 10 МГц и ниже 100 МГц реальная часть диэлектрической постоянной для мокрого снега практически не зависит от частоты, размера снежных частиц и определяется следующим выражением:

$$\epsilon'_s = 1 + 2,2\rho_s + 21,3W_v, \quad (8)$$

где  $\rho_s$  – относительная плотность мокрого снега;  $W_v$  – объемная влажность (отношение объема воды в образце к объему образца). Несмотря на разнообразие экспериментальных работ по измерению относительной диэлектрической проницаемости мокрого снега [14–16], результаты для мнимой части проницаемости часто являются

противоречивыми, в частности, из-за трудностей определения содержания водности снега.

Дистанционное измерение интегральных характеристик снегопадов на больших площадях представляет значительный интерес при определении запасов воды для нужд сельского хозяйства, а также для составления гидрологических прогнозов и обеспечения снеголавинной безопасности в горных районах.

В работах, посвященных радиолокационному исследованию снегопадов, рассматривается возможность измерения их интенсивности с помощью корреляционного соотношения, аналогично  $Z-I$ -соотношению  $Z = AI^b$  для жидких осадков, где константы  $A$  и  $b$  зависят от параметров распределения частиц по размерам и определяются происхождением осадков. При этом в качестве интенсивности снегопада рассматривается количество воды, выпаренной из слоя снега на площади  $1 \text{ м}^2$ . Другими словами, если заменить снежинки эквивалентными водяными сферами, исходя из условия равенства масс снежинки и образующейся из нее при плавлении водяной капли, то можно оценить интенсивность снегопада  $I$  по эквивалентному содержанию жидкой воды, выражая ее в мм/ч. Значения коэффициентов корреляции при этом зависят от параметров распределения снежинок по размерам, их формы, плотности и агрегатного состояния. Это приводит к тому, что  $Z-I$ -соотношение отличается не только для разных регионов, но также и для разных синоптических условий формирования снегопада. В результате, как показывают экспериментальные исследования [17], параметры  $A$  и  $b$  могут принимать значения в широких пределах:  $A \in 200 \div 2000$  и  $b \in [1,6 \div 2]$  соответственно. Неопределенность в выборе параметров  $A$  и  $b$  приводит к тому, что измерение интегральных характеристик снегопадов без учета их микроструктуры связано с большим разбросом полученных результатов.

Поэтому необходимо рассмотреть возможности измерения водности и интенсивности снегопадов на основе учета зависимости характеристик рассеяния радиолокационного излучения от микроструктуры снегопадов.

При этом водность  $W$  ( $\text{г/м}^3$ ) и интенсивность  $I$  (мм/ч) снегопадов могут быть представлены следующими выражениями:

$$W = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 \rho(D) dD, \quad (9)$$

$$I = 1,89 \int_0^{\infty} N(D) D^3 \rho(D) V(D) dD.$$

В работе [18] показано, что распределение снежинок по размерам в 70 % случаев удовлетворительно аппроксимируется выражением

$N(D) = N_0 D^n e^{-\Lambda D}$  при  $n = 0$ , т. е. простой экспонентой. В результате анализа экспериментальных данных [19] найдены следующие зависимости  $\rho$  и  $V$  от  $D$ :

$$\rho(D) = 0,012 D^{0,73}, \quad V(D) = 1,52 D^{0,1}. \quad (10)$$

Тогда выражения для водности  $W$  и интенсивности  $I$  запишутся как

$$I = 2,4 \cdot 10^{-2} N D^{2,37}, \quad W = 4,2 \cdot 10^{-3} N D^{2,27}. \quad (11)$$

Таким образом, измеряя параметры  $N$  и  $D$  на основе измерения радиолокационных отражаемостей на двух длинах волн и используя известную зависимость отношения этих величин от среднекубического диаметра, можно определять интенсивность и водность снегопадов.

*Распределение частиц по размерам.* По сравнению со сведениями о распределении капель по размерам, информация о распределении реальных (нерастаявших) снежных частиц незначительна. Однако экспериментальные данные и данные моделирования [20, 21] показывают, что распределение снежинок по размерам в основном описывается экспоненциальным законом, когда размеры частиц менее 1 мм. В то же время снежные кристаллы с размерами более 1 мм, как правило, преобладают при радиолокационной отражаемости. В результате детальных измерений [22] предложено следующее экспоненциальное распределение частиц по размерам:

$$N(D) = N_0 D^n \exp(-\Lambda D), \quad (12)$$

где

$$N_0 = 7,6 \cdot 10^3 I^{-0,87} \left( \frac{1}{\text{мм} \cdot \text{м}^3} \right), \quad (13)$$

$$\Lambda = 5,1 I^{-0,48} (1/\text{мм}).$$

Как и для дождя,  $N(D)$  определяет количество снежинок в единичном объеме пространства, а  $I$  – интенсивность падения снежных частиц.

Для снегопадов с меньшим содержанием воды в работе [23] предложено использовать следующие параметры в выражении (12):

$$N_0 = 5 \cdot 10^3 I^{-0,94} \left( \frac{1}{\text{мм} \cdot \text{м}^3} \right), \quad (14)$$

$$\Lambda = 4,58 I^{-0,45} (1/\text{мм}).$$

*Методы исследования характеристик радиолокационного рассеяния частиц осадков.* Проведенный выше анализ свидетельствует о важности исследования характеристик радиолокационного рассеяния частиц осадков для решения задач метеолокации. Рассматриваемые характеристики могут быть исследованы с помощью методов физического [24–30] и математического [21–51] моделирования, которые разви-

ваются параллельно. Физическое моделирование позволяет получать наиболее достоверные данные о характеристиках радиолокационного рассеяния различных объектов, однако проведение физических экспериментов для широкого многообразия типов объектов и условий локации связано со значительными временными и финансовыми затратами. Этому недостатка лишены методы математического моделирования, не требующие существенных затрат. Вместе с тем, используемые численные методы должны учитывать основные физические процессы при радиолокационном зондировании искомых объектов и по возможности проходить верификацию по результатам физического эксперимента. Далее в статье анализируются особенности физического и численного моделирования характеристик радиолокационного рассеяния частиц осадков.

*Экспериментальные результаты измерения рассеивающих свойств ледяных частиц и снежных кристаллов.* Одними из первых попыток изучения рассеивающих свойств сплошных гидрометеоров являются работы [26, 27], в которых авторы экспериментально исследовали эффекты поляризации при обратном рассеянии от диэлектрических сфероидов с соотношениями осей 0,5...0,8 [26], и позже, от диэлектрических сфероидов с соотношениями осей 0,2 и от диэлектрических столбиков и дисков с соотношениями размеров 0,1; 0,2 и 0,4 [27]. Геометрия рассеяния показана на рис. 5: в качестве направления распространения падающей волны выбрано положительное направление оси  $z$ , ось сфероида находится в плоскости  $xz$  и образует с осью  $z$  угол  $\theta$ .

Для эксперимента был выбран радиолокатор с двойной поляризацией: сигналы излучались с левосторонней и правосторонней круговой поляризацией, приемник измерял мощность в каждом из двух приемных каналов, а также корреляцию и отношение фаз двух принятых сигналов. Для эксперимента выбирался материал со свойствами, позволяющими имитировать лед, при этом рабочая длина волны составляла  $\lambda = 10$  см.



Рис. 5. Геометрия рассеяния сфероидальной частицы [28]

На рис. 6 представлены результаты измерений (штрих пунктир) обратного рассеяния от синтетических диэлектрических сфероидов [27] ( $kb = 0,609$ ;  $a/b = 5$ ;  $\epsilon = 3,14 - i0,036$ , где  $a$  и  $b$  – большая и малая полуоси соответственно), которые сравниваются с результатами вычислений А. R. Holt [53] (сплошные линии), при этом рассчитаны значения коэффициентов рассеяния  $\sigma$ ,  $\nu$  и  $\delta$  для тех же сфероидов методом интегральных уравнений Фредгольма. Из рисунка видно, что согласие между теорией и измерениями удовлетворительное, а сдвиг экспериментальных и теоретических кривых по  $\theta$  связан с неточностью, неизбежной при измерении  $\theta$ .

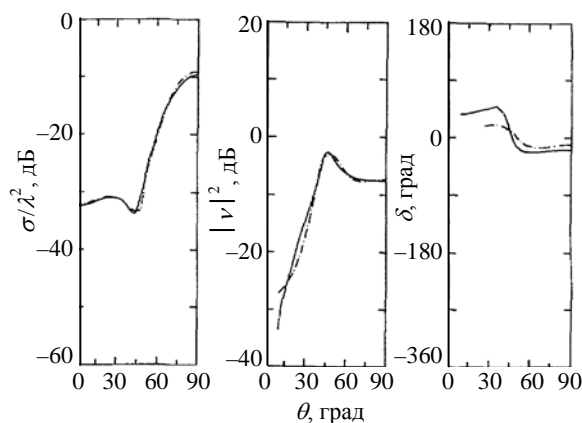


Рис. 6. Зависимость коэффициентов рассеяния диэлектрического вытянутого сфероида от угла визирования

Однако для эффективной площади рассеяния (ЭПР) снегопада имеется весьма ограниченное количество данных в коротковолновой части мм диапазона [54, 55]. Недостаточная обусловленность данных связана не столько с ограниченным объемом проведенных исследований, сколько с принципиальной невозможностью выразить искомые характеристики через интегральные метеопараметры (интенсивность, влаго-содержание).

Сказанное остается в силе и для случая спектральных характеристик сигналов, отраженных от осадков, где преждевременно делать какие-либо выводы ввиду ограниченного объема проведенных исследований. Для случая когерентного зондирования имеющиеся данные [55, 56] относятся только к длинноволновой части СВЧ-диапазона и проведены натурные измерения [28–30] с помощью РЛС 2-мм диапазона.

Для практических приложений значительный интерес представляют такие параметры спектра, как максимум спектральной плотности  $\sigma_{\max}$  ( $\text{м}^{-1} \cdot \text{Гц}^{-1}$ ), равный максимальному удельному значению ЭПР осадков в полосе 1 Гц, а также эффективное значение ширины доплеровского спектра



$$\Delta f_{ef} = \frac{1}{\sigma_{max}} \int_0^{\infty} df \sigma(f), \quad (22)$$

где  $\sigma_{max}$  – максимум спектральной плотности.

Однако указанные параметры плохо коррелируют с интегральными метеопараметрами, поэтому более информативным показателем является интегральное распределение измеренных значений, например в течение сезона.

В результате проведенных натурных измерений были получены записи отраженных сигналов от дождя и града за период наблюдений 3,5 месяца, а от снегопадов – за период 1,5 месяца. Измерения проводились на территории г. Харькова в основном в дневное время и охватывали примерно 50...60 % общего времени выпадения осадков, причем минимальные зарегистрированные интенсивности дождя, града и снега составили 0,5, 0,3 и 0,05 мм/ч соответственно, а максимальные интенсивности – 28, 8 и 4 мм/ч соответственно. Результаты статистической обработки данных измерений приведены в виде интегрального распределения максимума спектральной плотности удельного значения ЭПР (рис. 7) и эффективной ширины спектра (рис. 8) в масштабе  $(\lambda \Delta f_{ef})/2$  (см·Гц). Кривые 1–3 на обоих рисунках соответствуют характеристикам дождя, снега и града (ввиду ограниченного объема экспериментальных данных в последнем случае возможно лишь качественно оценивать характеристики распределения). Как видно из приведенных зависимостей, наименьшую отражаемость имеет снег, в то время как дождь и град имеют практически на порядок более высокие значения удельной ЭПР. Эффективная ширина спектра (рис. 8) по уровню обеспеченности  $t/T_n = 1\%$  ( $T_n$  – общее время наблюдений) составляет 6,5 кГц для дождя, 10 кГц для снега и 18 кГц для града, причем ширина спектра отраженных от града сигналов наибольшая, несмотря на, казалось бы, меньшую по сравнению со снегопадом подвижность частиц.

Значение удельной ЭПР  $\sigma_0$ , полученное как произведение максимума спектра на его эффективную ширину  $\sigma_0 = \sigma_{max} \Delta f_{ef}$ , хорошо коррелирует со значениями ЭПР, измеренными в ряде работ [55, 57, 58]. Данные для параллельного и перпендикулярного направления ветра отличаются в силу инвариантности значения удельной ЭПР  $\sigma_0$  относительно направления ветра. Ширина спектра для параллельного направления ветра всегда больше в 1,5...2 раза, чем для перпендикулярного, при этом значение максимума спектра имеет обратную тенденцию в силу отмеченных выше причин.

Так как ширина спектра сигналов, отраженных от объемно-распределенных рассеивате-

лей, обратно пропорциональна рабочей длине волны, то пересчет данных измерений в масштабе  $(\lambda \Delta f_{ef})/2$  (см·Гц) показывает, что в коротковолновой части мм диапазона ширина спектра отраженных сигналов существенно больше, чем в длинноволновой части см диапазона [55], за счет возрастания роли взаимных затенений частиц при падении и их вибрации.

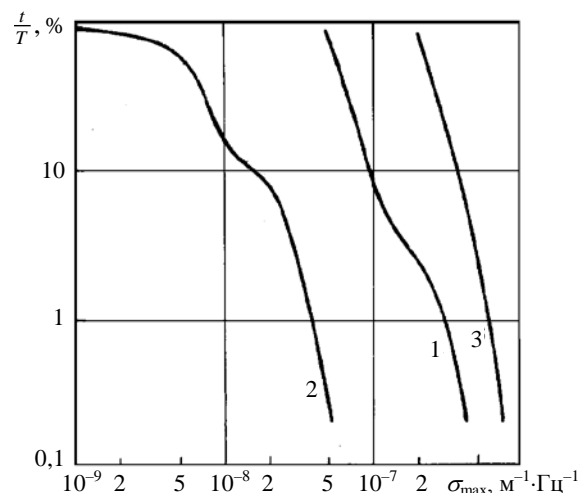


Рис. 7. Распределение максимума спектральной плотности ЭПР осадков

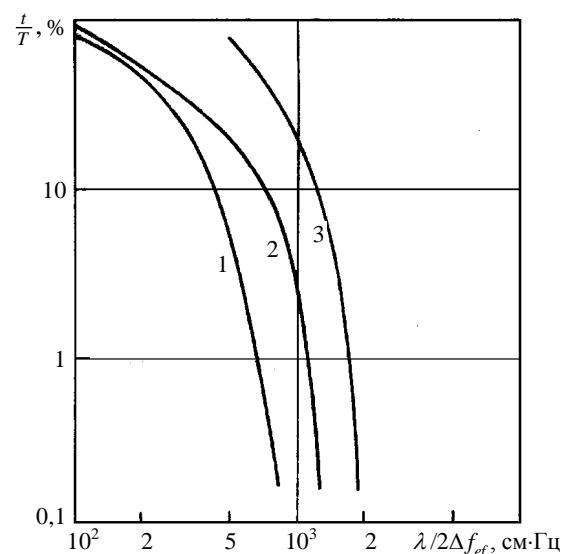


Рис. 8. Распределение ширины спектра осадков

*Расчет параметров радиолокационных отражений от снега.* В естественных условиях наблюдается очень большое разнообразие частиц осадков различного происхождения (дождевые капли, ледяные кристаллы различной формы, снежинки, крупа, градины с сухой и обводненной поверхностью и т. д.), которые встречаются на различных высотах и, как следствие, имеют разную структуру, форму и температуру. Кроме то-

го, различная фазовая структура частиц определяет различие их диэлектрических свойств и существенно влияет на значения поперечных сечений обратного рассеяния.

В общем случае, проблема вычисления характеристик отражения частиц осадков несферической формы имеет давнюю историю. При этом наибольшей завершенностью отличаются исследования обратного радиолокационного рассеяния частиц жидких осадков. Первоначально при расчетах традиционно использовалось приближение сферичности капель, что позволило применить известную теорию Ми о дифракции электромагнитной волны на диэлектрической сфере [59]. Однако форма реальных капель может существенно отличаться от сферической, особенно для крупных капель, что существенно влияет на характеристики рассеяния. Поэтому значительный прогресс был достигнут путем решения задачи о дифракции электромагнитной волны на каплях несферической, в частности эллипсоидальной, формы [60] и на деформированных эллипсоидальных каплях (модель капли Пруппахера-Питтера) [60]. При этом использовались приближенный метод, основанный на дипольном рассеянии [61], а также метод интегральных уравнений, относящийся к классу строгих [47–49, 60]. В частности, в работе [60] определены границы применимости приближенного метода дипольного рассеяния путем сравнения с результатами, рассчитанными методом интегральных уравнений.

Однако несмотря на многочисленные работы, посвященные исследованиям рассеяния на несферических частицах, вопросы дифракции электромагнитных волн на твердых и смешанных частицах осадков рассмотрены менее детально, чем для частиц жидких осадков.

Проведенный анализ показывает, что при применении метеолокаторов, функционирующих в диапазоне от метровых до миллиметровых длин волн, частицы осадков по электрическим размерам принадлежат к рэлеевской или резонансной области рассеяния. Учитывая размеры, многообразие форм и физических параметров частиц осадков (как однородных диэлектрических объектов) для достаточно точного расчета их ЭПР применяются методы, которые анализируются далее.

Приближение дискретных диполей (*discrete dipole approximation – DDA*) [31] является гибким методом расчета рассеяния и поглощения электромагнитных волн частицами произвольной формы. В основе метода лежит аппроксимация фактических целей массивом из диполей, при этом исследуемый объект представляют в виде кубической решетки из большого числа точек, обладающих свойством поляризуемости. Не обязательно, чтобы узлы ячеек были заняты

диполем, поэтому с помощью этого метода можно приближенно описывать систему произвольной формы и состава. В результате воздействия на каждый элемент электрического поля, являющегося суммой падающего и полей от всех остальных диполей (они предполагаются монохроматическими), возникает дипольный момент. Путем нахождения всех дипольных моментов определяют сечение поглощения и рассеяния исследуемого объекта.

Метод конечных разностей во временной области (*finite differences in time-domain method – FDTD*) [24, 32–38] позволяет численно решать задачи электродинамики с использованием нестандартной дискретизации уравнений Максвелла во времени и пространстве, относится к классу сеточных методов решения дифференциальных уравнений. Уравнения Максвелла подвергаются дискретизации, используя центральную-разностную аппроксимацию по времени и пространственным координатам. Полученные уравнения решаются в каждый момент временной сетки, причем, как правило, рассчитанные поля разделены во времени половиной шага дискретизации. Расчет полей в ячейках сетки повторяется до тех пор, пока не будет получено решение поставленной задачи в исследуемом промежутке времени. В современном алгоритме реализации метода *FDTD* используется явная конечно-разностная схема второго порядка, разработанная *Yee* [62], исходными являются уравнения Максвелла в дифференциальной форме.

Одним из универсальных и эффективных методов строгого расчета электромагнитного рассеяния снежных кристаллов на основе прямого и численно-точного компьютерного решения макроскопических уравнений Максвелла является так называемый *T*-матричный метод (метод нулевого поля, или метод расширенных граничных условий) [39]. Характерной чертой этого подхода является формулировка проблемы рассеяния электромагнитных волн в виде поверхностных интегральных уравнений (ИУ) и разложение полей (или потенциалов) по сферическим волновым функциям.

Для решения задач рассеяния диэлектрическими объектами применяются также методы, основанные на решении ИУ [40–51]. Для решения ИУ наиболее часто применяется метод моментов (MoM) [47–50] (проекционный метод [41]). Точность решения в этом случае существенно зависит от выбора базисных и тестовых функций, в качестве которых используются *RWG* (*Rao, Wilton, Glisson*) [45, 47, 49, 50] или другие [48, 49] функции.

Другой разновидностью методов решения ИУ являются методы, основанные на применении квадратурных формул (интерполяционные



методы [40, 41, 51]). В частности, в работе [51] предложен численный метод решения системы ИУ типа Мюллера [42, 43, 46, 48, 49]. В статье [51] на примере расчетов сечения обратного рассеяния моделей снежинок показано, что предложенный в ней алгоритм расчета характеристик рассеяния диэлектрических объектов позволяет получать устойчивые решения при меньшем количестве узлов тока по сравнению с известными методами, что наиболее заметно при расчете характеристик рассеяния электрически тонких диэлектрических объектов и объектов, имеющих ребра. Предложенные решения позволяют расширить разнообразие форм и размеров исследуемых рассеивателей, сократить время расчетов, что особенно важно при проведении большого объема вычислений.

Анализ приведенных методов указывает на возможность получения достаточно точных характеристик радиолокационного рассеяния диэлектрических объектов сложной формы, что свидетельствует о целесообразности их применения для исследования радиолокационного рассеяния частиц осадков. При выборе конкретного расчетного метода следует учитывать особенности этих методов применительно к форме и размерам исследуемых частиц осадков.

**Выводы.** Таким образом, в обзоре проведен анализ физико-механических и электрофизических свойств снега, определены условия образования снежных кристаллов. В связи с разнообразием форм снежных кристаллов необходимым условием является учет вероятностных характеристик их выпадения по типам. Исследования показали, что наиболее вероятными видами кристаллов являются звездчатые кристаллы ( $F2$ ) и иглы ( $F4$ ). В отличие от жидких осадков, скорость падения снежных кристаллов зависит не только от их размеров, но и от плотности, формы кристаллов, и достигает 5...6 м/с. Интенсивность снегопадов можно измерить с помощью корреляционного соотношения, аналогично  $Z-I$ -соотношению для жидких осадков, однако неопределенность параметров  $A$  и  $b$  приводит к необходимости измерения влажности и интенсивности снегопадов на основе учета зависимости характеристик рассеяния радиолокационного излучения от микроструктуры снегопадов. В работе рассмотрены результаты измерения рассеивающих свойств ледяных частиц и снежных кристаллов, которые показывают удовлетворительное соответствие результатам математического моделирования. Показана целесообразность изучения особенностей характеристик радиолокационного рассеяния частиц осадков. Метеорологические радиолокаторы являются эффективным средством получения информации об атмосферных явлениях. Учитывая частотный диапазон функционирования метеорологических радиолокаторов (от 5 до

0,8 см), электрические размеры кристаллов снега принадлежат рэлеевской или (чаще) резонансной области. Форма кристаллов снега может быть разнообразной. Поверхность кристаллов снега распространенных форм может содержать гладкие участки, элементы с малыми радиусами кривизны, а также ребра. Перечисленные выше свойства определяют их характеристики рассеяния, которые могут быть исследованы методами физического и математического моделирования. В обзоре проанализированы известные результаты физических экспериментов по измерению характеристик рассеяния частиц осадков. Вследствие многообразия размеров, форм, электрофизических параметров кристаллов снега, а также условий радиолокационного зондирования проведение полномасштабных физических экспериментов сопряжено со значительными временными и аппаратными затратами. Поэтому физическое моделирование целесообразно проводить в комплексе с численными расчетами. Для этого необходимо создавать соответствующие математические модели. Основное назначение физического эксперимента в данном случае состоит в верификации разрабатываемых расчетных методов. В обзоре также проанализированы достоинства и недостатки известных современных методов расчета радиолокационных характеристик рассеяния диэлектрических объектов. Показано, что для получения достаточно точных оценок характеристик рассеяния следует использовать достоинства рассмотренных методов применительно к разнообразной форме и размерам частиц осадков. Результаты анализа свидетельствуют о том, что наибольшими возможностями для получения достаточно точных оценок характеристик радиолокационного рассеяния кристаллов снега имеют методы  $FDTD$  и основанные на решении ИУ.

#### Библиографический список

1. Дюнин А. К. В царстве снега / А. К. Дюнин. – Новосибирск: Наука, 1983. – 161 с.
2. Nakaya U. Snow crystals: Natural and artificial / U. Nakaya. – 1<sup>st</sup> ed. – Harvard Univ. Press, 1954. – 510 p.
3. Относительная влажность [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9E%D1%82%D0%BD%D0%BE%D1%81%D0%B8%D1%82%D0%B5%D0%BB%D1%8C%D0%BD%D0%B0%D1%8F%D0%B2%D0%BB%D0%B0%D0%B6%D0%BD%D0%BE%D1%81%D1%82%D1%8C>. – Заглавие с экрана.
4. Kobayashi T. The growth of snow crystals at low supersaturations / T. Kobayashi // Phil. Mag. – 1961. – 6, Iss. 71. – P. 1363–1370.
5. Pruppacher H. R. / Microphysics of Clouds and Precipitation / H. R. Pruppacher, J. D. Klett. – 2<sup>nd</sup> ed. – Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1997. – 954 p.
6. Auer A. H. The dimension of ice crystals in natural clouds / A. H. Auer, D. L. Veal // J. Atmos. Sci. – 1970. – 27, N 6. – P. 919–926.
7. Davis 1974: PhD. Thesis, Depart. Environ. Sciences, Univ. of Wyoming, Laramie, Wyoming.

8. *Heymtsfield A. J.* Ice crystal terminal velocities / A. J. Heymtsfield // *J. Atmos. Sci.* – 1972. – 29, N 7. – P. 1348–1357.
9. *Hobbs P. V.* The Dimensions and Aggregation of Ice Crystals in Natural Clouds / P. V. Hobbs, S. Chang, J. D. Locatelli // *J. Geoph. Res.* – 1974. – 79, N 15. – P. 2199–2206.
10. *Klaassen W.* Radar observations and simulation of the melting layer of precipitation / W. Klassen // *J. Atmos. Sci.* – 1988. – 45, N 24. – P. 3741–3753.
11. *Matsuo T.* Melting of snowflakes below freezing level in the atmosphere / T. Matsuo, Y. Sasyo // *J. Meteorological Society of Japan.* – 1981. – 59, N 1. – P. 10–24.
12. *Magono C.* Aerodynamic study of falling snowflakes / C. Magono, T. Nakamura // *J. Meteor. Soc. Japan.* – 1965. – 43. – P. 139–143.
13. *Диэлектрическая проницаемость* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%94%D0%B8%D1%8D%D0%BB%D0%B5%D0%BA%D1%82%D1%80%D0%B8%D1%87%D0%B5%D1%81%D0%BA%D0%B0%D1%8F.%D0%BF%D1%80%D0%BE%D0%BD%D0%B8%D1%86%D0%B0%D0%B5%D0%BC%D0%BE%D1%81%D1%82%D1%8C>. – Заглавие с экрана.
14. *Hallikainen M.* Measurements of the dielectric properties of snow in the 4–18 GHz frequency range / M. Hallikainen, F. T. Ulaby, M. Abdel-Razik // *12<sup>th</sup> Eur. Microwave Conf. Proc.* – Kent: Microwave Exhibitions and Publ. Ltd., 1982. – P. 151–156.
15. *Ambach W.* The dielectric behavior of snow: A study versus liquid water content / W. Ambach, A. Denoth // *NASA Workshop on the Microwave Remote Sensing of Snowpack Properties.* – Ft. Collins, CO, NASA CP-2153, 1980. – P. 69.
16. *A comparative study of instruments for measuring the liquid water content of snow* / A. Denoth, A. Foglar, P. Weiland et al. // *J. Appl. Phys.* – 1984. – 57, N 7. – P. 2154–2160.
17. *Gunn K. L. S.* The distribution with size aggregate of snowflakes / K. L. S. Gunn, J. S. Marshall // *J. Met.* – 1958. – 15, N 5. – P. 452–461.
18. *Абшаев М. Т.* Исследования микроструктуры снегопадов / М. Т. Абшаев, Ю. А. Дадали, С. М. Сижажев // *Труды ВГИ.* – 1971. – Вып. 19. – С. 49–56.
19. *Литвинов И. В.* Опыт изучения распределения частиц снегопадов по величине / И. В. Литвинов // *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.* – 1959. – № 10. – С. 22–27.
20. *Harimaya T.* Characteristics of snowflake size distributions connected with the difference of formation mechanism / T. Harimaya, H. Ishida, K. Muramoto // *J. Meteor. Soc. Japan.* – 2000. – 78. – P. 233–239.
21. *Senn P.* In-situ observations and modeling of aggregation of snowfall / P. Senn, E. Barthazy // *Proc. Europ. Conf. on Radar Meteorology (ERAD-2004).* – Visby, 2004. – P. 253–256.
22. *Gunn K. L. S.* The distribution with size of aggregate snowflakes / K. L. S. Gunn, J. S. Marshall // *J. Meteorol.* – 1958. – 15. – P. 452–461.
23. *Sekhon R. S.* Snow size spectra and radar reflectivity / R. S. Sekhon, R. C. Srivastava // *J. Atmos. Sci.* – 1970. – 27, Iss. 2. – P. 299–307.
24. *Львова Л. А.* Радиолокационная заметность летательных аппаратов / Л. А. Львова. – Снежинск: РФЯЦ – ВНИИТФ, 2003. – 232 с.
25. *Experimental determinations of the back-scattering cross-sections of water drops and of wet and dry ice spheres at 3.2 centimeters* / J. R. Gerhardt, C. W. Tolbert, S. A. Brunstein, W. W. Bahn // *J. Meteorol.* – 1961. – 18. – P. 340–347.
26. *Allan L. E.* Measurements of the backscatter matrix of dielectric spheroids / L. E. Allan, G. C. McCormick // *IEEE Trans. Antennas Propagat.* – 1978. – AP-26, Iss. 4. – P. 579–587.
27. *Allan L. E.* Measurements of the backscatter matrix of dielectric bodies / L. E. Allan, G. C. McCormick // *IEEE Trans. Antennas Propagat.* – 1980. – AP-28, Iss. 2. – P. 166–169.
28. *Хлопов Г. И.* Когерентная радиолокация в миллиметровом диапазоне / Г. И. Хлопов // *Зарубежная радиоэлектрон. Успехи современной радиоэлектрон.* – 1999. – № 9. – С. 3–27.
29. *Коростелев В. С.* Экспериментальные исследования спектров когерентных сигналов, отраженных от снегопада в диапазоне 140 ГГц / В. С. Коростелев, Г. И. Хлопов, В. П. Шестопалов // *Изв. вузов. Радиофизика.* – 1991. – 34, № 3. – С. 227–233.
30. *Khlopov G. I.* Spectra of the Coherent Millimeter Wave Signals, reflected from Hydrometeors / G. I. Khlopov // *Telecommunications and Radio Engineering.* – 1997. – 51, N 1. – P. 17–24.
31. *Yurkin M. A.* The discrete dipole approximation: an overview and recent developments / M. A. Yurkin, A. G. Hoekstra // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer.* – 2007. – 106, Iss. 1–3. – P. 558–589.
32. *Taflove A.* Review of FDTD Numerical Modeling of Electromagnetic Wave Scattering and Radar Cross Section / A. Taflove, K. R. Umashankar // *IEEE Transactions on Antenna and Propagation.* – 1989. – 77, N 5. – P. 682–699.
33. *Shankar V.* A Time-Domain Differential Solver for Electromagnetic Scattering Problems / V. Shankar, W. F. Hall, A. H. Mohammadian // *IEEE Transactions on Antenna and Propagation.* – 1989. – 77, N 5. – P. 709–721.
34. *Cole J. B.* High-Accuracy Yee Algorithm Based on Nonstandard Finite Differences: New Development and Verifications / J. B. Cole // *IEEE Transactions on Antenna and Propagation.* – 2002. – 50, N 9. – P. 1185–1191.
35. *Rylander T.* Application of Stable FEM-FDTD Hybrid to Scattering Problems / T. Rylander, A. Bondeson // *IEEE Transactions on Antenna and Propagation.* – 2002. – 50, N 2. – P. 141–144.
36. *Radar Cross Section (RCS) Modeling and Simulation, Part 1: A Tutorial Review of Definitions, Strategies, and Canonical Examples* / Ç. Uluişik, G. Çakir, M. Çakir, L. Sevgi // *IEEE Antennas and Propagations Magazine.* – 2008. – 50, N 1. – P. 115–126.
37. *Sun W.* Finite-difference timedomain solution of light scattering by dielectric particles with a perfectly matched layer absorbing boundary condition / W. Sun, Q. Fu, Z. Chen // *Appl. Optics.* – 1999. – 38, Iss. 15. – P. 3141–3151.
38. *Mishchenko M. I.* Light scattering by nonspherical particles: Theory, measurements, and applications / M. I. Mishchenko, J. W. Hovenier, L. D. Travis. – Academic Press, 2000. – 690 p.
39. *Barber P.* Scattering of electromagnetic waves by arbitrarily shaped dielectric bodies / P. Barber, C. Yeh // *Appl. Opt.* – 1975. – 14, Iss. 12. – P. 2864–2872.
40. *Вычислительные методы в электродинамике* / под ред. Р. Митры; пер. с англ. под ред. Э. Л. Бурштейна. – М.: Мир, 1977. – 485 с.
41. *Васильев Е. Н.* Возбуждение тел вращения / Е. Н. Васильев. – М.: Радио и связь, 1987. – 272 с.
42. *Дмитриев В. И.* Интегральные уравнения в краевых задачах электродинамики / В. И. Дмитриев, Е. В. Захаров. – М.: МГУ, 1987. – 167 с.
43. *Harrington R. F.* Boundary Integral Formulations for Homogeneous Material Bodies / R. F. Harrington // *J. Electromagnetic Waves and Applications.* – 1989. – 3, N 1. – P. 1–15.
44. *Хижняк М. А.* Теорія хвильових процесів: навч. посібник / М. А. Хижняк – Х.: Штрих, 2003. – 308 с.
45. *Ylä-Oijala P.* Application of Combined Field Integral Equation for Electromagnetic Scattering by Dielectric and Composite Objects / P. Ylä-Oijala, M. Taskinen // *IEEE Transactions on Antennas and Propagation.* – 2005. – 53, N 3. – P. 1168–1173.
46. *Ylä-Oijala P.* Well-Conditioned Müller Formulation for Electromagnetic Scattering by Dielectric Objects / P. Ylä-Oijala, M. Taskinen // *IEEE Transactions on Antennas and Propagation.* – 2005. – 53, N 10. – P. 3316–3323.
47. *Ylä-Oijala P.* Surface integral equation method for General Composite Metallic and Dielectric Structures with Junctions / P. Ylä-Oijala, M. Taskinen, J. Sarvas // *Progress in Electromagnetics Research.* – 2005. – 52. – P. 81–108.
48. *Yan S.* Improving the Accuracy of the Second-Kind Fredholm Integral Equations by Using the Buffa-Christiansen Functions / S. Yan, J. M. Jin, Z. Nie // *IEEE Transactions on Antenna and Propagation.* – 2011. – 59, N 4. – P. 1299–1310.
49. *Ubeda E.* Taylor-Orthogonal Basis Functions for the Discretization in Method of Moments of Second Kind Integral Equa-

- tions in the Scattering Analysis of Perfectly Conducting or Dielectric Objects / E. Ubieda, J. M. Tamayo, L. M. Rius // Progress in Electromagnetics Research. – 2011. – 119. – P. 85–105.
50. Volakis J. L. Integral Equation Methods for Electromagnetics / J. L. Volakis, K. Sertel. – Raleigh: SciTech Publ., Inc. – 2012. – 391 p.
  51. Сухаревский О. И. Расчет характеристик радиолокационного рассеяния гидрометеоров методом интегральных уравнений / О. И. Сухаревский, Г. С. Залевский, А. Б. Веселовская // Прикладная радиоэлектрон. – 2015. – 14, № 1. – С. 111–118.
  52. Oguchi T. Scattering and absorption of a millimeter wave due to melting hailstones / T. Oguchi // J. Radio Res. Labs. – 1966. – 13. – P. 141–172.
  53. Holt A. R. Electromagnetic wave scattering by spheroids: A comparison of experimental and theoretical results / A. R. Holt // IEEE Trans. Antennas Propagat. – 1982. – AP-30. – P. 758–760.
  54. Nomarich J. Backscatter and Attenuation by Falling Snow and Rain at 96, 140 and 225 GHz / J. Nomarich, R. J. Welman, J. Lacombe // IEEE Trans. in Geosc. And Remote Sens. – 1988. – 26, N 3. – P. 39–329.
  55. Кулемин Г. П. Обратное рассеяние радиоволн сантиметрового и миллиметрового диапазонов осадками и другими атмосферными образованиями / Г. П. Кулемин. – Х.: ИРЭ НАН Украины, 1985. – 34 с. – (Препр. / АН Украины, Ин-т радиофизики и электрон., № 287).
  56. Гейстер С. Р. Статистические характеристики спектрального портрета помех от дождей облаков в сантиметровом диапазоне / С. Р. Гейстер // Электромагнитные волны и электронные системы. – 2000. – 5, № 2. – С. 25–34.
  57. Wallace A. B. Millimeter-wave propagation measurements at the ballistic research laboratory / A. B. Wallace // IEEE Trans on Geosc. and Remote Sensing. – 1988. – 26, N 3. – P. 253–258.
  58. Richard V. W. Rain backscatter measurements at millimeter wavelengths / V. W. Richard, J. F. Kammerer, A. B. Wallace // IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sensing. – 1988. – 26, N 3. – P. 244–252.
  59. Ван-де-Хюлст Г. Рассеяние света малыми частицами / Г. Ван-де-Хюлст; пер. с англ. под ред. В. В. Соболева. – М.: Изд. иностр. лит. – 1961. – 536 с.
  60. Веселовская А. Б. Обратное рассеяние электромагнитных волн полидисперсной средой несферических капель в задачах двухчастотного дистанционного зондирования: дис. канд. физ.-мат. наук: 01.04.03 / А. Б. Веселовская. – Х., 2014. – 147 с.
  61. Шупяцкий А. Б. Радиолокационное измерение интенсивности и некоторых других характеристик осадков / А. Б. Шупяцкий. – М.: Гидрометеиздат, 1960. – 119 с.
  62. Kane Yee. Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's equations in isotropic media / Yee. Kane // IEEE Transactions on Antennas and Propagation. – 1966. – 14, Iss. 3. – P. 302–307.

Рукопись поступила 02.07.2015.

G. Veselovska

## REMOTE SENSING OF SNOWFALLS. REVIEW

Snow is the most common type of solid precipitation, therefore the development of remote sensing methods for studying the characteristics of snow by solving the inverse problems based on a detailed study of properties of such phenomena is of a considerable interest. In general, the calculating problem of reflection characteristics for nonspherical particles of precipitation has a long history, but researches of inverse radar scattering of liquid precipitation are characterized by the most completeness. The review of mechanical and electrical properties of snow was performed and the characteristics of physical and numerical modeling of the radar scattering characteristics for precipitation particles are analyzed. The paper shows the feasibility of studying the radar scattering characteristics of precipitation particles and its advantages and disadvantages of the modern calculation methods of radar scattering characteristics for dielectric objects were analyzed. Remote measurement of integral characteristics of snowfalls over large areas allows determining the reservation of water for agriculture, as well as components of the hydrological forecasts and providing avalanche safety in mountainous areas.

**Key words:** crystal of snow, radar cross section, rain intensity.

Г. Б. Веселовська

## ДИСТАНЦІЙНЕ ЗОНДУВАННЯ СНІГУ. ОГЛЯД

Сніг є найпоширенішим видом твердих опадів, тому значний інтерес представляє розробка методів дистанційного дослідження характеристик снігу шляхом розв'язання обернених задач на основі детального вивчення властивостей подібних явищ. Загалом проблема обчислення характеристик відбиття частинок опадів несферичної форми має давню історію, однак найбільшою завершеною відрізняються дослідження зворотного радіолокаційного розсіяння часток тільки рідких опадів. У цій статті наведено огляд фізико-механічних і електрофізичних властивостей снігу, також аналізуються особливості фізичного і чисельного моделювання характеристик радіолокаційного розсіяння частинок опадів. У роботі показано доцільність вивчення характеристик радіолокаційного розсіяння частинок опадів і проаналізовано переваги та недоліки відомих сучасних методів розрахунку радіолокаційних характеристик розсіяння діелектричних об'єктів. Дистанційне вимірювання інтегральних характеристик снігопадів на великих площах дозволяє визначати запаси води для потреб сільськогосподарства, а також складати гідрологічні прогнози для забезпечення сніголавинної безпеки в гірських районах.

**Ключові слова:** кристал снігу, ефективна площа розсіяння, інтенсивність опадів.