

Концепция системы ледовой разведки в Арктике

Н.П. Чубинский

«Московский физико-технический институт (государственный университет)»,
nchub940@yandex.ru

Рассмотрены вопросы мониторинга толщины морского льда с борта низколетящего летательного аппарата в Арктике. Средствами стандартной импульсной сверхширокополосной радиолокации эта задача не может быть решена. Причиной этого являются пространственная неоднородность и дисперсионные свойства морского льда, которые существенным образом зависят от его физических параметров и их распределения по глубине. Проанализированы возможности широкополосной интерференционной радиолокации с разрешением по толщине льда около 0,2 м и установлены ее существенные недостатки. Предложены технические решения по их устранению и рабочая блок-схема двух частотного радиолокатора.

The issues of monitoring the thickness of sea ice from a low-flying aircraft in the Arctic are considered. Using standard pulsed ultra-wideband radar, this task cannot be solved. The reason for this is the spatial heterogeneity and dispersion properties of sea ice, which significantly depend on its physical parameters and their depth distribution. The possibilities of broadband interference radar with a resolution of about 0.2 m through the thickness of ice are analyzed and its significant drawbacks are established. Technical solutions for their elimination and a working block diagram of two frequency radar are proposed.

В связи с планами широкого освоения арктического шельфа, задача определения параметров ледового покрытия морских акваторий приобретает глубокий практический интерес, особенно для диапазона толщин ледяного покрова 0,3...2,0 м. Эта задача имеет более чем полувековую историю [1], но остается актуальной и по сей день. Несмотря на то, что за эти десятилетия прогресс в технике подповерхностного зондирования материальных сред привел к созданию серийных радиотехнических средств, удовлетворяющих высоким эргономическим требованиям. Главным ограничением для использования наработанных методов зондирования сред с потерями при реализации радиолокатора для измерения толщины морского льда является громадное погонное затухание радиоволн УКВ и СВЧ диапазонов. Причем дисперсионные свойства соленого льда существенным образом зависят от его солености и температуры, которые имеют ярко выраженный сезонный характер.

Самой насущной задачей ледовой разведки в Арктике является измерение толщины льдов для обеспечения движения судов, самостоятельно или в сопровождении ледоколов. Это необходимо для прокладки маршрутов их движения в сложной ледовой обстановке и продления сезонного периода работы Северного морского пути. Известный метод измерения структуры слоистых земных покровов, имеющих большое погонное затухание, соизмеримое с потерями в морских льдах, основан на использовании сверхширокополосных (СШП) двухпозиционных импульсных радиолокаторов (георадаров). Блок его антенн должен при перемещении плотно прилегать к поверхности исследуемой среды. Последнее послужило одной из главных причин поиска других конструкций, поскольку в большинстве случаев поверхность морских льдов существенно неровная, что приводит к возникновению неустраняемых помех. Кроме того, скорость перемещения георадара мала, и он не может быть использован в большинстве случаев для проведения оперативных промеров на длинных трассах. Потому мы предлагаем проект радара, базирующегося на вертолете или БПЛА

для зондирования морских льдов с толщинами 0,3...2,0 м и разрешением около 0,3 м при одновременном определении толщины снежного покрова толщиной до 1,5 м с разрешением около 0,1 м. Обратимся теперь к обзору физических характеристик морского льда.

1. Свойства морских льдов

1.1. Характеристики и особенности структуры морского льда

Пресный и морской льды сильно отличаются по своим диэлектрическим характеристикам, что определяет радиолокационные методы измерения их толщины. Льды по месту формирования делятся на материковые (Антарктика, Гренландия и некоторые арктические острова) и плавучие (морской, речной и озерный льды – последние два называют пресноводными). В устьях замерзающих рек образуются опресненные льды, занимающие промежуточное положение между морскими и пресноводными.

Морской лед по возрасту принято делить на начальные виды (ледяные иглы, ледяное сало, снежура, шуга), нилас толщина менее 10 см, молодые льды (серый толщиной 0,1...0,15 м, серо-белый толщиной 0,15...0,3 м), однолетние льды (тонкий однолетний толщиной 0,3...0,7 м, средний толщиной 0,7...1,2 м и толстый – до 1,8 м) и старые льды (остаточный однолетний, то есть лед, который не растаял за лето и находится в новом цикле замерзания толщиной 0,6...1,8 м), двухлетний, многолетний или паковый лед толщиной 3...5 м [2, 3].

По районам распространения и подвижности морской лед разделяется на припай, или неподвижный лед, и плавучие или дрейфующие льды. Припай зимой окаймляет берега и острова или стоит на мелях, а летом взламывается, отрывается от берега и дрейфует. Топография морских льдов тоже разнообразна: ровный лед, наслоенный лед (образуется в результате наслоения одного ледяного поля на другое), торосистый лед (торосы возникают из-за нагромождения одной льдины на другую).

Характерной особенностью морского льда является наличие на его нижней поверхности переходного слоя с повышенной соленостью, толщина которого сильно зависит от возраста льда (для однолетних льдов толщина этого слоя около 0,1 м, а для старых льдов может достигать 0,2...0,3 м).

Нижняя граница молодых льдов обычно достаточно ровная и имеет неровности типа шероховатостей высотой 1...5 см. Верхняя граница ниласа ровная. Что же касается однолетних льдов, то встречаются как поля сравнительно ровного льда, имеющего неровности в виде мелких шероховатостей, так и поля льда, покрытого неровностями типа битого льда, углублений и торосов.

Верхняя поверхность паковых льдов выровнена и сглажена. Характерны высокие (до 10 м) сглаженные холмы, торосы встречаются только по краям паковых полей. Рельеф нижней поверхности многолетних льдов имеет сложное строение с большим числом выступов различной длины и формы. В районах спокойного подводного рельефа эти выступы простираются вглубь на 2...3 м, а в зонах бывших торосений – на 2...4 м и даже до 15...20 м [4].

Следует отметить, что ледовый покров Арктики редко остается в спокойном состоянии. Разлом льда и торосение от сжатия часто начинаются еще на ранней стадии его образования и повторяются в течение всего времени существования льда. Когда друг на друга надвигаются плоские льдины (обычно это бывает при молодом сравнительно тонком льде), то образуются набивные торосы, а при взломе и выдавливании крупных льдин формируются торосы взломов. При дроблении краев льдин на мелкие обломки формируются торосы раздробления, часто образующие ледяные гряды и валы.

Наиболее важными параметрами для радиолокационного зондирования ледовых массивов являются их электрические параметры, определяющее погонное затухание радиоволн. Оно в свою очередь существенным образом зависит от солености и температуры льда и их распределения по глубине.

1.2. Соленость морского льда. Разнообразие условий формирования льда является причиной очень сильной пространственно-временной изменчивости абсолютных значений солености морских льдов. Льды более умеренной климатической зоны имеют меньшую соленость, чем, например, льды высокоширотной Арктики. Типичные распределения по толщине солености морского льда $S_{л}$ для различных толщин h по данным [4] представлены на рис. 1, а сезонная изменчивость средневзвешенных значений солености льда для шести возрастных градаций льда, отмеченных выше, показана на рис. 2.

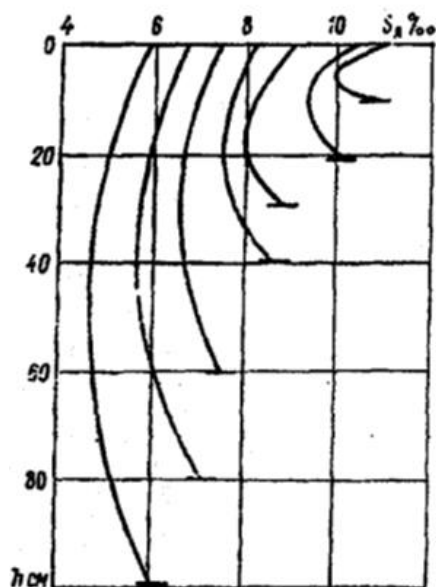


Рис. 1. Профили солености морского льда различной толщин

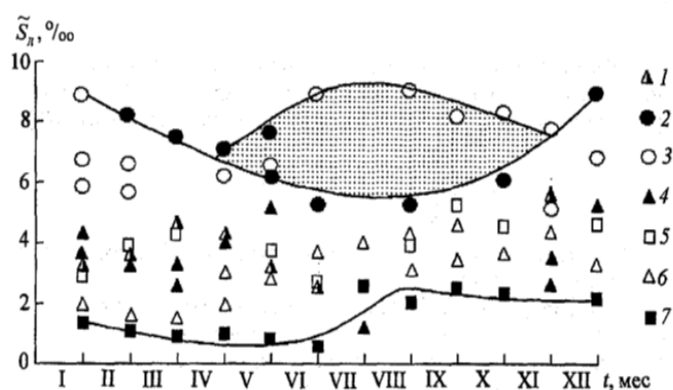


Рис. 2. Сезонная изменчивость средневзвешенной солености морского льда различной толщины

1 – экспериментальные данные для однолетнего льда Карского моря; 2 – $h=0,1...0,3$ м; 3 – $h=0,3...0,7$ м; 4 – $h=0,7...1,2$ м; 5 – $h=1,2...2,0$ м; 6 – $h=2,0...3,0$ м; 7 – $h>3,0$ м

Профили температуры морского льда.

Особенности вертикального профиля температуры морского льда и его изменения во времени сводятся к тому, что температура нижней поверхности льда близка к температуре замерзания, а верхней – к температуре воздуха. Для обычно встречающихся в природе изменений температуры воздуха вертикальный профиль температуры тонкого льда сравнительно слабо отличается от линейного. Характерные распределения температуры в толще многолетнего морского ледяного покрова (на основе экспериментальных данных) представлены на рис. 3, а семейство из шести кривых на Рис.4 дает представление о сезонной изменчивости средневзвешенной температуры $T_{л}$ ледяных покровов отдельных возрастных градаций для средних широт Арктики [4, 5]. За основу оценки $T_{л}$ были приняты данные наблюдений за сезонной изменчивостью температуры льда в различных слоях относительно толстого ($h = 1,6$ м) ледяного покрова.

С наступлением периода таяния характер изменения температуры по толщине изменяется: минимальные температуры наблюдаются в средних горизонтах, а максимальные – у границ. Снежный покров существенно изменяет характер

распределения температуры у верхней поверхности льда, благодаря низкой теплопроводности снега. Он хорошо экранирует лед от воздействия низких температур воздуха.

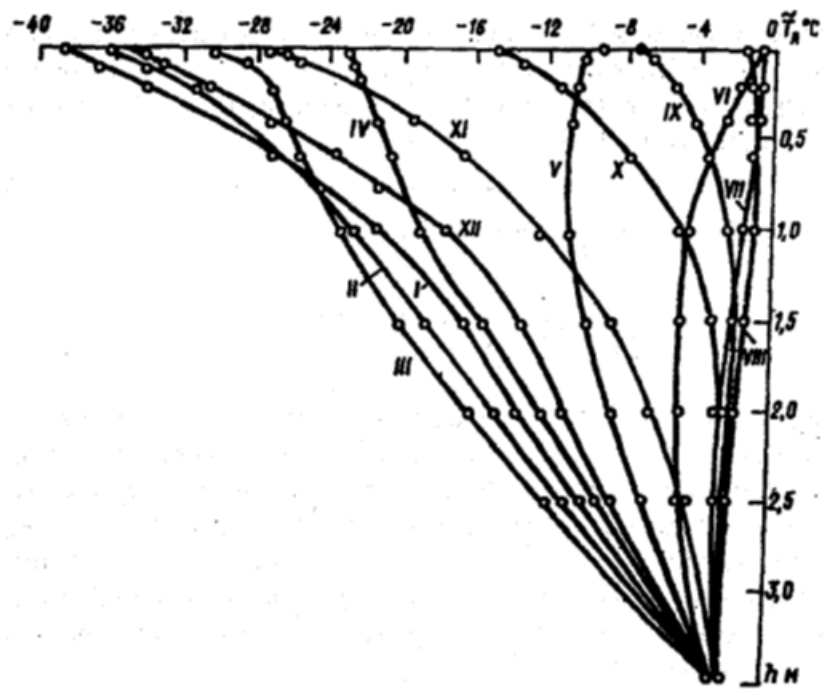


Рис. 3. Изменение среднемесячной температуры T_l по толщине морского многолетнего льда

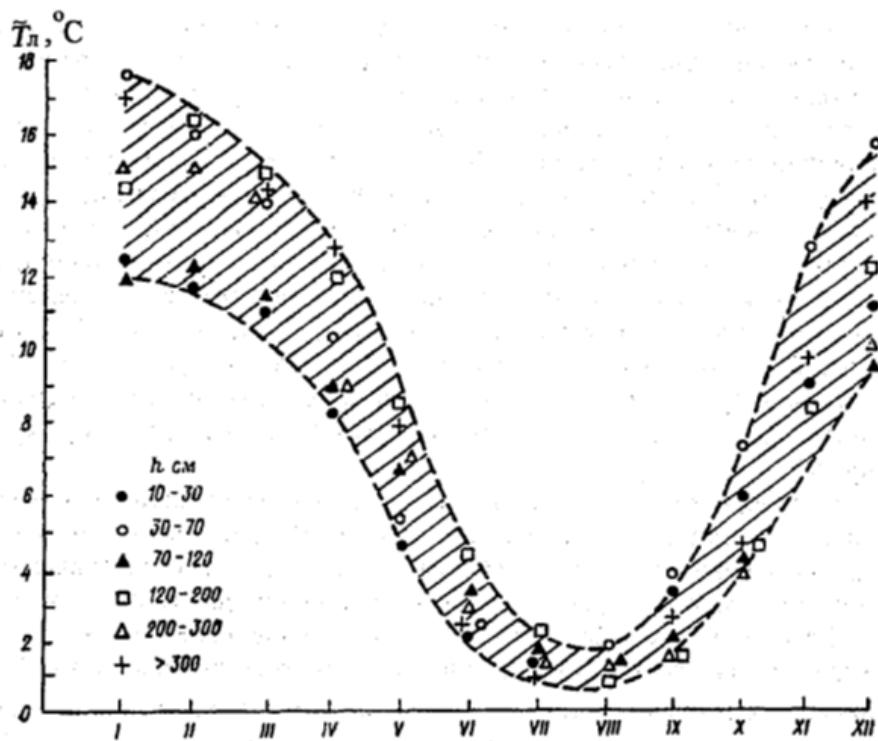


Рис. 4. Сезонная изменчивость средневзвешенной среднемесячной температуры T_l ледяного покрова различной толщины

1.3. Электрические характеристики морского льда.

Как следует из сказанного выше, морской лед является сложной многокомпонентной структурой, состоящей из кристаллов льда и вытянутых ячеек, заполненных рассолом. Теоретически исследовать электрические характеристики такой системы весьма сложно, а имеющиеся многочисленные попытки обоснования зависимости диэлектрической проницаемости морского льда от различных факторов редко согласуются с результатами экспериментов.

Несмотря на многочисленные работы за последние десятилетия электрические характеристики морского льда исследованы не достаточно полно. Наиболее подробными до сих пор являются только работы Аддисона [6]. В лабораторных условиях с использованием мостовых измерительных устройств ими получены частотные зависимости комплексной диэлектрической проницаемости льдов $\vec{\epsilon} = \epsilon' - j\epsilon''$ для четырех значений солёности ($S \approx 5, 8, 12$ и 16‰) в широком интервале температур ($T = -12,5 \dots -35^\circ$) на дискретных частотах в диапазоне $10^2 \dots 10^8$ Гц. В последующих десятилетиях частотный диапазон измерений был расширен до сотен ГГц.

На Рис. 5 приведены частотные зависимости погонного затухания морского льда умеренной солёности для ряда температур, характерных для арктической зоны. На рис. 6 даны аналогичные зависимости для средней солёности, характерной для прибрежной зоны Северного ледовитого океана. Графики построены по данным Аддисона.

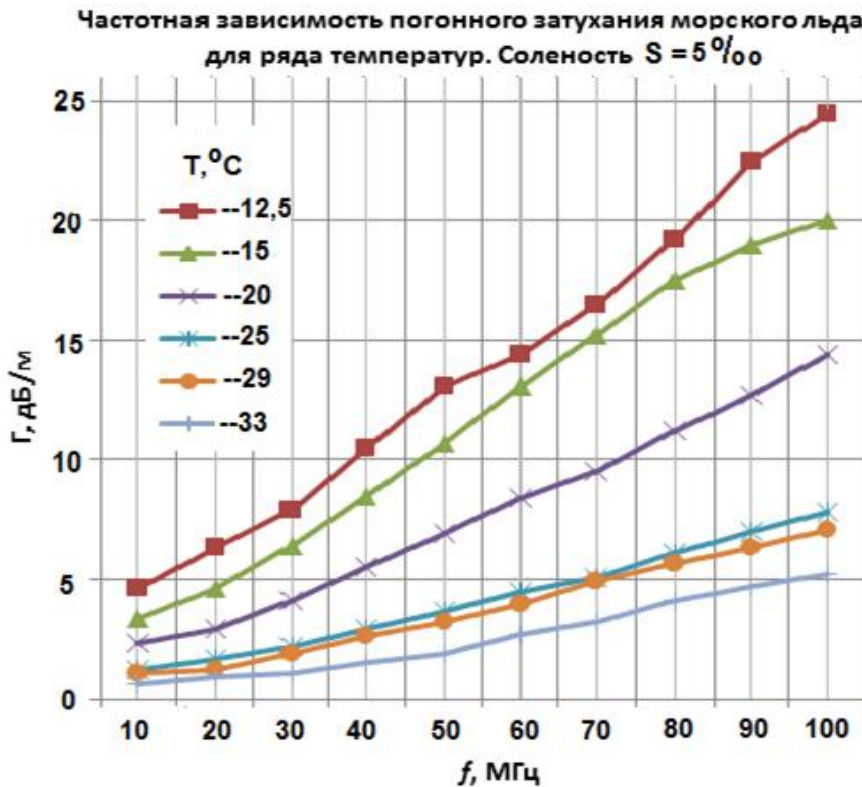


Рис. 5.

Будем ориентироваться на максимальную толщину льда до 2-х м при разрешении около 0,2 м, указанных в начале работы. Выделим на графиках частотных зависимостей погонного затухания (Рис. 5 и Рис. 6) области, в которых суммарное затухание при двукратном прохождении радиоволны в толще льда не превысит 30...40 дБ. Это достаточно грубая оценка основана на том, что отношение амплитуд сигналов, отраженных от нижней и верхней границ льда, обусловлено только затухания в нем.

Тогда предельное погонное затухание надо ограничить приблизительно уровнем 10 дБ/м. Оговорка «приблизительно» более детально будет уточнена ниже, по крайней мере она выполняется и при большем затухании, но в меньшей полосе частот. Не следует так же забывать, что температура льда приблизительно линейно увеличивается от поверхности до значения около минус одного-двух градусов, что сопряжено с ростом погонного затухания. Не будем пока детально оценивать поправки, они будут даны ниже. Предварительные оценки указывают на верхнюю границу спектра зондирующего сигнала около 80...100 МГц. Однако, как идеально Аддисон выбрал диапазон частот для подробных измерений параметров морского льда. Нижняя граница спектра в первом приближении ограничена 20-ю мегагерцами, определяющими максимальные размеры основного антенного блока.

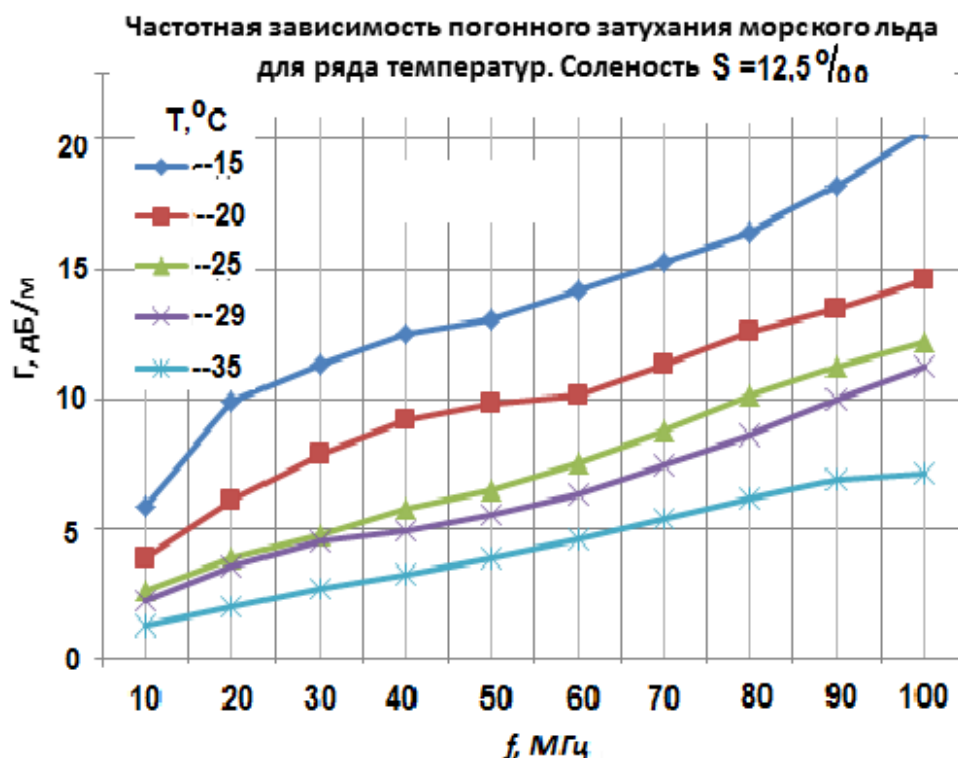


Рис. 6.

2. Георадар (прототип устройства для измерения толщины льда).

На Рис. 7 показана блок-схема сверхширокополосного (СШП) двухпозиционного радара для обнаружения границы раздела сред с потерями и диэлектрических включений в них [7]. Так как суглинистые грунты близки по потерям к соленым льдам, были предприняты попытки использования георадаров для зондирования последних. Излучаемый ими сигнал представляет собой импульс, содержащий всего один период колебаний, а ширина его спектра близка к октаве. С одной стороны, это обеспечивает идеальный компромисс между дальностью обнаружения и разрешающей способностью, а с другой, понижает его энергетический потенциал. Поясним это оценкой ширины спектра зондирующего импульса для достижения разрешающей способности по дальности δz . Очевидно, что $\Delta f \approx 1/\delta t$, где δt – временной интервал разрешения, который равен $\delta t \approx 2n(f)\delta z/c$. Откуда искомая ширина спектра равна

$$\Delta f \approx c/2n\delta z, \quad (1)$$

где $n(f) = \text{Re}\sqrt{\epsilon} \approx 2,5 \dots 4,5$ – коэффициент преломления морского льда, $\delta z = 0,2$ м заданное разрешение по толщине. С учетом диапазона изменения $n(f, S, T)$ необходимая ширина спектра составляет $\Delta f \approx 170 \dots 300$ МГц. Очевидно, что для всех $n(f, S, T)$ эти значения выходят далеко за рамки 100 МГц, учитывая еще и то, что спектр такой ширины нельзя разместить в начале шкалы частот (это требует неограниченного увеличения размеров антенн). Мощность только теплового шума в полосе около 300 МГц составляет около 10^{-14} Вт, а мощность шума стробоскопических преобразователей, которые традиционно используется в СШП георадарах, достигает значений 10^{-10} Вт. Это в первую очередь и ограничивает их энергетический потенциал.

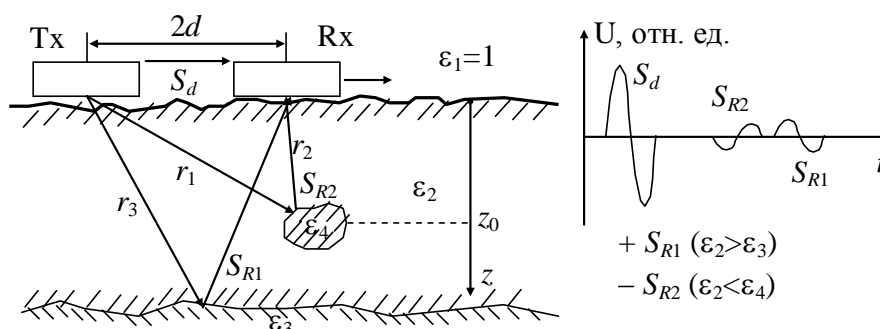


Рис. 7. Схема обнаружения границы раздела сред и диэлектрических включений

3. Двухдиапазонная радиолокационная система для измерения толщины морского льда и снежного покрова.

Блок-схема предлагаемой радиолокационной системы показана на Рис. 8. Она базируется на вертолете или БПЛА и выполняет две функции. Основной измерительный канал необходим для измерения толщины льда h_l толщиной до 2,0 м с разрешением 0,2...0,3 м. Он работает в диапазоне частот 20...100 МГц и включает две (идентичные) антенны – передающую A_t и приемную A_r , блоки передатчика Tx и приемника Rx .

Второй канал СВЧ диапазона является классическим импульсным радиолокатором (радиовысотомером). Он содержит общую приемно-передающую антенну A_{tr} , блок приемо-передатчика RLs и выполняет функции измерителя высоты H (20...40 м) над поверхностью льда и толщины снежного покрова h_s до 1,5 м. Его задачей является так же выдача точного отсчета расстояния до поверхности льда для основного канала с погрешностью 5...10 см.

Рассмотрим подробно широкополосный интерференционный метод в доступном по оценкам диапазоне частот 20...100 МГц. Излучающая антенна A_t , формирует волны $St1-St2$, которые частично отражаются от поверхности льда (пренебрежем пока влиянием снега), и формирует два отраженных сигнала. Первый $Sr1$ отражается от верхней поверхности льда, а второй $Sr2$ – от нижней. Последний значительно ослабляется в соленом льде. Оба сигнала через антенну A_r поступают в приемник. Для упрощения будем считать, что направления падающей на лед и отраженных волн ортогональны его поверхности. Порядок такого приближения легко оценить, зная расстояния между фазовыми центрами антенн $2d$ и расстояние их до поверхности льда H . Первое составляет 2,0...3,0 м, а второе – 20...50 м, то есть угол падения не превышает нескольких градусов. Для определенности примем, что поляризация

излучаемой волны вертикальная, а вектор электрического поля E_0 ориентирован вдоль общей оси антенн вдоль направления полета. Введем систему координат, начало которой находится посередине общей оси антенн x , а вертикальную ось z направим вниз.

В радиолокационной системе присутствуют еще два сигнала, которые редко упоминают при анализе работы радиолокатора. Во-первых, это S_d – сигнал прямого прохождения между антеннами и, во-вторых, сигнал S_n , отраженный от летательного аппарата, несущего радиолокационное оборудование, и элементов СВЧ радиовысотомера, и так же попадающий в приемную антенну. Оба сигнала являются помехами и имеют амплитуды, существенно большие, чем полезные сигналы S_{r1} и S_{r2} .

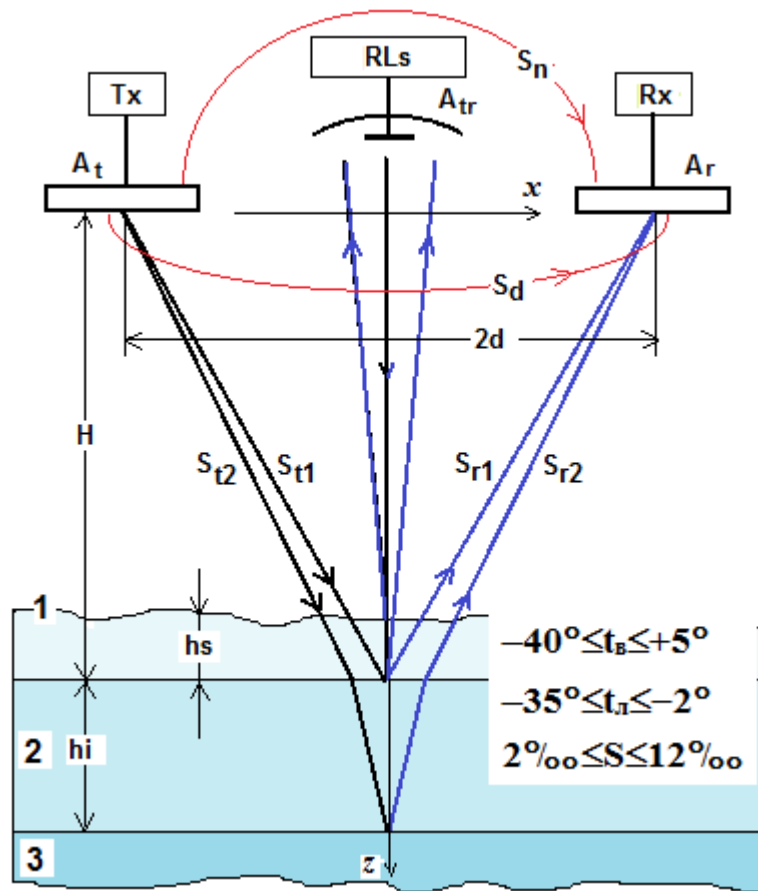


Рис. 8. Схема измерения толщин морского льда и снега

4. Импульсный радиовысотомер.

Для оценки энергетического потенциала Q импульсного радиовысотомера используем упрощенную формулу радиолокации:

$$Q_{01} = P_r / P_0 = \frac{G_{t1} S_{эф} |\vec{R}_{01}|^2}{16\pi H^2}, \quad (2)$$

где основные необходимые параметры: P_0 и P_r – излучаемая и принимаемая мощности, соответственно, $S_{эф} \approx \pi R_s^2$ – эффективная площадь зеркала радиусом $R_s = 0,1$ м, $G_{t1} = 4\pi S_{эф} / \lambda^2$ – коэффициент усиления апертуры $S_{эф}$, $\lambda \approx 0,03$ м – длина волны,

$|\bar{R}_{01}(f, T, S)|$ – коэффициент отражения от верхней поверхности снежного покрова, H – высота фазового центра антенны над верхней плоскостью льда, принимающая значения 20...50 м (в расчетах $H=30$ м). Соотношение можно упростить. Тогда затухание сигнала, отраженного от поверхности снега равно

$$Q_{01} = 0,028 |\bar{R}_{01}|^2 / H^2, \quad (3)$$

а для сигнала, отраженного от границы снег-лед – Q_{12} , коэффициент надо заменить на \bar{R}_{12} .

Коэффициенты отражения определяются контрастом диэлектрической проницаемости на границах сред:

$$\text{на верхней границе} - \bar{R}_{01} = (1 - \bar{n}_s) / (1 + \bar{n}_s), \quad (4a)$$

$$\text{и на нижней} - \bar{R}_{12} = (\bar{n}_s - \bar{n}_i) / (\bar{n}_s + \bar{n}_i), \quad (4б)$$

где \bar{n}_s и \bar{n}_i коэффициенты преломления снега и льда, соответственно. Диэлектрическая проницаемость снега мала и связана с его плотностью $\rho - \epsilon_s \approx 1 + 2\rho_s$. Для свежеснежавшего снега ($\rho_{us} \approx 0,01...1,2$ г/см³) проницаемость $\epsilon_{us} \approx 1,02...1,2$ и растет по мере уплотнения до $\epsilon_{us} \geq 1,5$. Сухой уплотненный снег имеет $\epsilon' = 1,2...2,8$, $\epsilon'' = 10^{-4}...10^{-2}$. Мокрый же снег ($T \approx 0^\circ\text{C}$) имеет $\epsilon' = 2...6$, $\epsilon'' = 10^{-3}...1,0$ [1], а коэффициенты отражения R_{01} от его поверхности равны соответственно: 0,005...0,05 для свежеснежавшего снега, 0,05...0,2 для уплотненного снега и 0,2...0,4 для талого.

В перечисленных параметрах мы пренебрегаем затуханием в снежном покрове, которое в большинстве случаев не превышает десятых долей дБ. Потери мощности сигнала, отраженного от поверхности свежего снега Q_{01} , составляют $8 \cdot 10^{-11}...8 \cdot 10^{-7}$, снега средней плотности – $8 \cdot 10^{-7}...3,4 \cdot 10^{-4}$, талого снега $1,2 \cdot 10^{-5}...1,5 \cdot 10^{-4}$, соответственно, а отраженного от границы снег-лед – $Q_{12} \approx 2,0 \cdot 10^{-8}$. Интересно, что в большинстве случаев сигнал, отраженный от поверхности снега бывает существенно больше сигнала, отраженного от границы снег-лед.

Полоса частот, необходимая для уверенного разрешения по высоте с погрешностью 0,1...0,15 м, составляет $\Delta f_x = 1,0...1,5$ ГГц. Мощность шума равна $P_n = kT\Delta f = 4,14 \cdot 10^{-12}$ Вт. Минимальная мощность принимаемого сигнала с учетом коэффициента шума входного усилителя и требуемого соотношения сигнал/шум должна лежать в пределах не менее $P_{min} \approx 410^{-11}$ Вт. Таким образом, для работы импульсного радиовысотомера необходима мощность источника сигнала P_{min} / Q_{01} не более 0,5 Вт. Оценки энергетического потенциала приведены для минимальной мощности сигнала, отраженного от верхней границы свежеснежавшего снега, для которого коэффициент отражения существенно меньше, чем для сигнала отраженного от границы снег/лед.

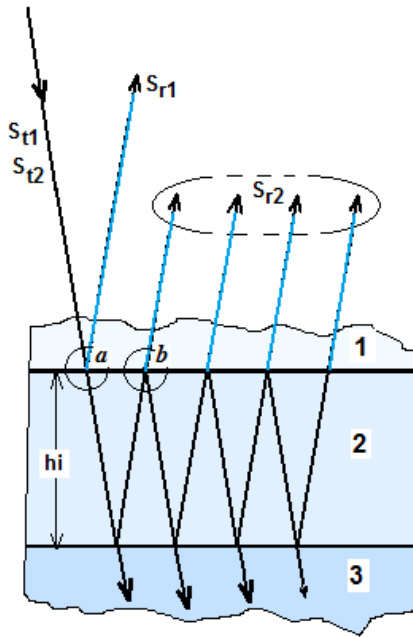


Рис. 9. Схема формирования интерференционной картины

5. Измеритель толщины льда.

Перейдем к аналогичным оценкам для основного канала измерителя толщины льда. В нем использована регистрация интерференционной картины сигналов $|\vec{S}_{r1} + \vec{S}_{r2}|$, отраженных от границ льда в частотном диапазоне 20...100 МГц. Оценим амплитуды сигналов, отраженных от верхней R_{12} (S_{r1}) и нижней R_{23} (S_{r2}) границ льда (Рис. 9). Для R_{12} используем соотношение (4а): $\vec{R}_{12} = (\vec{n}_s - \vec{n}_i) / (\vec{n}_s + \vec{n}_i) \approx (1 - \vec{n}_i) / (1 + \vec{n}_i)$, где n_i – коэффициент преломления соленого льда, а для снега – $n_s \approx 1$. Были рассчитаны $R_{12}(S_{r1})$ и $R_{23}(S_{r2})$ в диапазоне частот 20...100 МГц при температуре $T_i = -12^\circ$ и солёности $S = 5\text{‰}$. Они лежат в диапазоне 0,8...0,91, и $R_{23} = 0,44...0,63$. Поэтому в дальнейших оценках приняты средние по частоте значения $R_{12} \approx 0,85$ и $R_{23} \approx 0,54$.

На Рис. 9 отмечена область «а» отражения сигнала $S_{t1} + S_{t2}$. Локальное граничное условие в точке «а» ($1 + \vec{R}_{12} = \vec{T}_{12}$) определяет амплитуду первой прошедшей в ледяную среду волны \vec{T}_{12} , которая возбуждает серию многократных переотражений между верхней и нижней границами. Серия выходящих волн в области «b» генерирует первую волну этой серии. Амплитуды всех последующих элементарных волн образуют геометрическую прогрессию со знаменателем $\vec{R}_{21}\vec{R}_{23}\exp(-2\vec{\gamma}_i h_i)$. Итоговое выражение для R_{23} (S_{r2}) следующее:

$$\vec{S}_{r2} = \frac{(1 - \vec{R}_{12}^2) \vec{R}_{23} \exp(-2\vec{\gamma}_i h_i)}{1 - \vec{R}_{21}\vec{R}_{23} \exp(-2\vec{\gamma}_i h_i)}, \quad (5)$$

где $\vec{\gamma}_i = \alpha_i + j\beta_i$ – постоянная распространения в морском льде, \vec{R}_{nm} – коэффициенты отражения на nm -х границах сред. Учитывая большое затухание во льде и при максимальной его толщине слагаемым в знаменателе $\vec{R}_{21}\vec{R}_{23}\exp(-2\vec{\gamma}_i h_i)$ можно пренебречь.

Результаты расчетов S_{r1} , S_{r2} и их отношений при единичной мощности в антенне A_t приведены в таблицах 1 и 2 при солёности льда $S = 5\text{‰}$ для двух толщин льда и двух температур.

Наибольший интерес для реализации интерференционного метода представляют две последние строки данных о соотношении сигналов, отраженных от верхней и нижней границ льда. Если это отношение менее десяти в ту или иную сторону, то можно говорить, что интерференционный минимум будет зарегистрирован. На Рис. 10 даны результаты численного моделирования интерференционного метода измерения толщины соленого льда [1]. Амплитуда волны \vec{S}_{r1} , отраженной от поверхности льда, принята *постоянной* во всем частотном диапазоне, а амплитуда волны, отраженной от

нижней границы льда $\vec{S}r2$, экспоненциально убывает с ростом частоты и толщины слоя в соответствии с ростом погонного затухания. Собственно, эта идеальная иллюстрация с четко прорисованным интерференционным минимумом, в которой не учтены многие параметры, присутствующие в реальном измерителе толщины морского льда, дала надежды на возможность создания работоспособной конструкции.

Таблица 1. Толщина льда 2 м.

f , МГц	20	60	100	
$Sr1$, Вт	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$	
$Sr2$, Вт	$2,3 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-8}$	$5,0 \cdot 10^{-1}$	T_i = -12°
	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-6}$	T_i = -25°
$Sr1/Sr2$	$3,2 \cdot 10^1$	$4,5 \cdot 10^3$	$6,2 \cdot 10^4$	T_i = -12°
	1,8	6,8	28	T_i = -25°

Таблица 2. Толщина льда 0,2 м.

f , МГц	20	60	100	
$Sr1$, Вт	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$	
$Sr2$, Вт	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	T_i = -12°
	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	T_i = -25°
$Sr1/Sr2$	1,2	1,6	2,6	T_i = -12°
	0,9	1,0	2,6	T_i = -25°

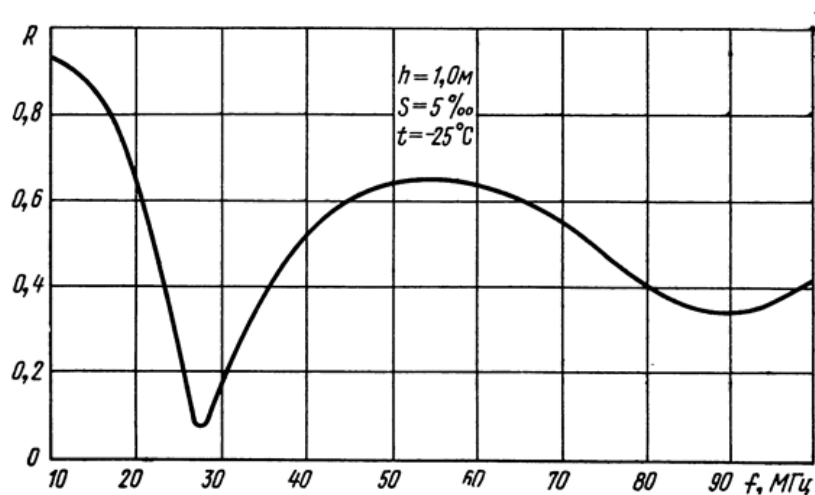


Рис. 10. Частотная зависимость суммы сигналов $|\vec{S}r1 + \vec{S}r2|$

6. Анализ оценочных расчетов.

Результаты Таблиц 1 и 2 представлены на гистограмме Рис. 11 и соответствуют в частотном диапазоне 20...100 МГц единичной мощности сигнала, подводимого к антенне A_t . В первых двух столбиках показаны предполагаемые диапазоны изменения уровней сигналов прямого прохождения S_d и отраженного от летательного аппарата S_n в диапазоне частот 20...100 МГц, попадающие в приемную антенну вместе с полезными сигналами S_{r1} и S_{r2} . Ось частот направлена вниз. В третьем столбике отображен диапазон уровней сигнала S_{r1} , отраженного от верхней границы льда, в четвертом и шестом столбиках даны диапазоны изменения сигнала S_{r2} , отраженного от нижней границы льда максимальной толщины 2 м для двух температур -12° и -25° , соответственно. Аналогичные данные отображены в пятом и седьмом столбиках для минимальной толщины льда около 0,2 м, соответствующей элементу разрешения по глубине.

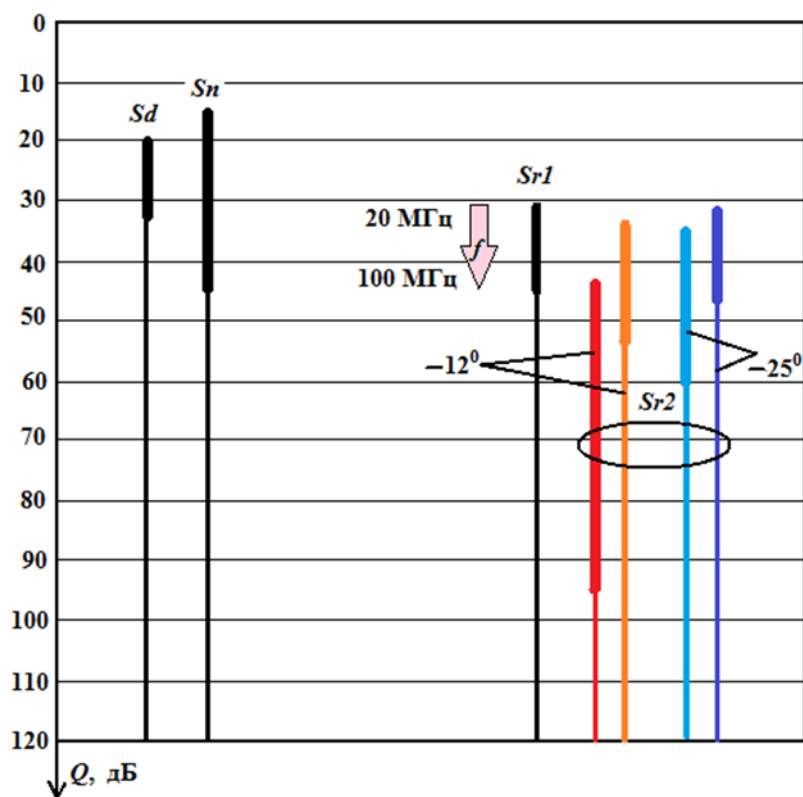


Рис. 11. Гистограмма относительных уровней сигналов.

Опустим пока обсуждение уровней сигналов помех S_d и S_n . Сравним 3-й и 4-й столбики, полагая, что каждой точке амплитуды S_{r1} (нет температурной зависимости) соответствует точка в красном столбике S_{r2} при температуре льда -12° . Пусть для определенности перепад уровней между верхними точками около 15 дБ, который соответствует разности амплитуд S_{r1} и S_{r2} , которая может быть достоверно зарегистрирована. Если на этой частоте сигналы противофазны, то это и есть искомый интерференционный минимум. Для того, чтобы убедиться в этом, сместимся вверх по частоте (то есть вниз по нашим столбикам). Так как шаг перемещения вниз по частоте $\Delta Q_1(\Delta f, S_{r1})$ ощутимо меньше шага $\Delta Q_2(\Delta f, S_{r2})$, перепад между соответствующими точками столбцов будет увеличиваться, а значит, мы удаляемся от минимума. Если гипотетически пролонгировать наши столбики вверх при прежнем соотношении

$\Delta Q_2/\Delta Q_1 \geq 1$, то мы найдем минимум при $f < 20$ МГц, который, кстати, относится к максимальным толщинам льда). Таким образом, для модельных данных на Рис. 11 мы не сможем достоверно измерить толщину льда всех меньших толщин.

Аналогичным образом сравним амплитуды $Sr1$ и $Sr2$ (черный и голубой столбики) при толщине льда 2 м и его температуре -25° . Разность этих сигналов на всех частотах менее 20 дБ, поэтому интерференционные минимумы будут зарегистрированы для всех толщин льда. Ещё лучше дело обстоит с тонкими льдами. При минимальной толщине льда 0,2 м и больше во всем диапазоне температур от -12° (черный и оранжевый столбики) до -25° (черный и фиолетовый столбики) интерференционные минимумы будут зарегистрированы с большим контрастом в нижней части графических линий, то есть в верхней части диапазона 70...100 МГц. Резюмируя наши выводы, можно констатировать следующее. Толщина льдов малой толщины (0,2...0,5 м) может быть измерена при всех температурах ниже -5° , а большой в 1...2 м – только при температурах ниже -20° .

7. Соотношения амплитуд полезных сигналов и помех и некоторые способы их коррекции.

Выше приведенное резюме сформулировано на основе анализа только полезных сигналов, формирующих интерференционные зависимости. Указанные на гистограмме (рис. 11) частотные зависимости мешающих сигналов являются ориентировочными. Причем сигнал, обусловленный влиянием корпуса БПЛА S_n , возможно завышен (например, возможными резонансными откликами корпуса, длина которого соизмерима с длинами волн излучаемых сигналов). Сигнал S_d имеет вполне реальный диапазон частотной зависимости. И тот и другой сигналы более, чем на порядок – в нижней части частотного диапазона и на несколько порядков – в верхней значительно превышают амплитуду сигнала $Sr1$, отраженного от верхней границы льда. Он является опорным в интерференционной схеме, поэтому при учете сигналов помех резко понижает контраст интерференционной картины. Кстати, необходимо вспомнить, что все приведенные сигналы имеют одну и ту же частоту из диапазона частотного сканирования. Поэтому частотное выделение полезных сигналов $Sr1$ и $Sr2$ не может быть осуществлено.

Еще раз напомним, что результаты моделирования соответствуют одинаковой амплитуде напряжения на входе передающей антенны на каждой частоте. Однако есть возможность в некоторой мере улучшить соотношение сигнал/помеха, определенным образом подобрав частотные характеристики антенн. Например, оставив коэффициенты передачи между передающей и приемной антеннами на верхней частоте прежними и понизить их на один-два порядка на нижней части используемого диапазона. Нижние точки *всех* столбиков гистограммы останутся на прежнем уровне, а все верхние точки сдвинутся вниз на один-два порядка. Это заметно расширит возможности измерения, но не решит радикально преобладания сигналов помех над полезными сигналами.

Для радикального уменьшения сигналов помех можно использовать метод компенсации через дополнительную цепь между трактами передатчика и приемника, дополненными соответствующими амплитудно-фазовыми фильтрами.

Теперь представим, что все проблемы решены и мы получаем идеальные интерференционные картины (рис. 10). Для получения искомого параметра мы запишем условие минимума для суммы волн $|\vec{S}r1 + \vec{S}r2|$, отраженных от верхней и нижней границ льда.

Достаточно точно это соответствует условию:

$$\arg Sr_2 - \arg Sr_1 \approx 2\pi \cdot 2h_d \cdot n_i / \lambda_i = \pi(2m+1), m=0, 1, 2, \dots - \text{номер моды} \quad (6a)$$

$$\text{Отсюда} \quad h_d \approx \lambda_i(2m+1) / 4n_i \quad (6b)$$

Последнее простое соотношение показывает, что для определения толщины льда необходимо знать коэффициент преломления льда на данной частоте n_i , который нам известен приближенно! Удивительно, что этот факт не упоминается в работах ученых, занимающихся разработкой устройств для мониторинга распределения толщины морских льдов.

В области подповерхностной радиолокации [6], в которой блок приемно-передающих антенн перемещается по поверхности зондируемой среды, эта проблема стоит также остро. Способ определения коэффициента преломления зондируемой среды при использовании импульсных радиолокаторов с отдельными антеннами приема-передачи был заимствован из сейсмологии и заключается в проведении опыта *серединной общей точки* (только в том случае, когда антенны не скреплены жестко, а расстояние между ними может варьироваться) и только в случае наличия еще одной хорошо «видимой» плоской границы раздела сред. При расположении блока антенн на летательном аппарате при небольшой высоте, этот эксперимент технически сложно реализовать. И процедуры его использования необходимо повторять на каждом отрезке трассы, на которых толщина льда изменяется очень мало.

Решение этой задачи для измерителей толщины морского льда, базирующихся на БПЛА, будет завершено в ближайшее время.

Выводы

1. Показано, что классический сверхширокополосный импульсный георадар, широко используемый для зондирования грунтов со значительным погонным затуханием, не пригоден для измерения толщины морских льдов, хотя успешно применяется для пресных, в том числе, с базированием на вертолетах.

2. Проанализирован, предложенный М.И. Финкельштейном, метод широкополосной интерференционной радиолокации для измерения толщины морских льдов. Он проиллюстрирован интерференционной кривой в частотной области, не учитывающей АЧХ антенн и сигналов помех, существенно превосходящих полезные сигналы.

3. Предложен двухканальный радиолокатор, базирующийся на низколетящем БПЛА. Его основной блок для измерения толщины морского льда толщиной до 2...2,5 м с разрешением около 0,2 м имеет независимые антенны прием-передача, работающие в диапазоне 20...100 МГц. Второй блок представляет собой классический импульсный радиовысотомер с одной общей антенной, реализованный в СВЧ диапазоне 10 ГГц или выше, осуществляет измерение толщины снежного покрова с разрешением 5...10 см, а так же дает точный отсчет высоты полета над верхней границей льда.

4. Для компенсации влияния больших погонных затуханий на верхних частотах рабочего диапазона основного радара, особенно при температурах выше -5° , предложено сдвинуть максимумы АЧХ антенн с эквивалентной добротностью 1...2 на верхнюю частоту рабочего диапазона частот 100 МГц. Это в свою очередь позволяет уменьшить габариты антенн в разы, что актуально при их установке на летательных аппаратах.

5. Для снижения уровня сигналов помех предложено использовать цепи компенсации с частотными фильтрами.

6. В результате обработки широкополосных интерферограмм согласно (6б) мы получаем не фактическую, а электрическую толщину льда. Для расчета реальной толщины льда необходимо знать его коэффициент преломления. Завершаются работы для одновременного измерения коэффициента преломления морского льда, дающие возможность правильно рассчитать его толщину.

Литература

1. Финкельштейн М.И., Мендельсон В.Л., Кутев В.А. Радиолокация слоистых земных покровов. М., Сов. Радио, 1977. С. 176
2. Номенклатура морских льдов. Л. Гидрометеоздат, 1974. С. 86
3. Паундер Э. Физика льда. Пар. С англ. М Мир 1967 с.192
4. Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л., Гидрометеоздат. 1975. С. 320
5. Г.А. Лебедев, К.К. Сухоруков. Распространение электромагнитных и акустических волн в морском льду // С.-Петербург. Гидрометеоздат, – 2001. 84 с
6. Addison I.R. The electrical of saline ice. – J. Appl. Phys. 1969. V. 40. № 8. P. 3105-3114
7. Арманд Н.А., Лукин Д.С., Чубинский Н.П. Современные проблемы подповерхностной радиолокации // Сверхширокополосные системы в радиолокации и связи: Конспекты лекций. –Муром: Изд.-пол. центр МИ ВлГУ, 2003. -С.92-107