АКУСТИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Том XIX 1973 Вып. 2

УДК 534.286.2 : 551.463

ЗАТУХАНИЕ ЗВУКОВЫХ ВОЛН ВО ЛЬДУ В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ 200—1100 *КГЦ*

В. В. Богородский, А. В. Гусев

Приводятся результаты измерения затухания ультразвуковых волн в диапазоне частот 200—1100 *кгц* в пресноводном и морском льду. При измерениях использовался импульсный метод сквозного прозвучивания. В крупнокристаллическом пресном льду затухание определяется отражением на границах кристаллов и слабо зависит от частоты. Частотная зависимость коэффициента затухания в верхних и средних опресненных слоях пакового льда имеет вид $\alpha = c_1 f + c_2 f^2$, где $c_1 = 4{,}8 \cdot 10^{-2}$ *дб/м·кгц*, $c_2 = 0{,}4 \cdot 10^{-4}$ *дб/м·кгц*^{2}. Для нижнего слоя пакового льда и льда замерзшего разводья при температурах порядка — 18° С и в диапазоне 0,3—0,7 *мгц* вид частотной зависимости сохраняется, но возрастает роль квадратичного члена. Полученные результаты показывают, что релеевское рассеяние на воздушных включениях, имеющих размеры значительно меньшие длины волны, не вносит заметного вклада в общий механизм ослабления звуковых волн во льду.

При исследовании механических характеристик льдов все более широкое применение находят акустические методы [1—10]. Большая часть этих исследований относится к изучению скорости распространения звуковых волн в искусственно приготовленном льду и в монокристаллах. Меньшее число работ посвящено изучению затухания звука. Имеющиеся данные по измерению декремента затухания относятся либо к монокристаллам [3, 6, 8, 10], либо выполнены на образцах небольших размеров и только в звуковом диапазоне частот [2, 3, 6, 8].

Потребности определения толщины пресноводного льда [11], измерения глубины водоемов, покрытых льдом, и поисков рыбы через лед с помощью импульсных ультразвуковых устройств [12—16] выдвигают задачу изучения затухания во льдах естественного происхождения в ультразвуковом диапазоне частот. Это необходимо как для оптимизации параметров аппаратуры, так и для установления связей между структурными характеристиками льда и скоростью и затуханием распространяющихся в нем звуковых волн.

Остановимся вкратце на существующих сведениях о затухания звука во льдах естественного происхождения на частотах выше 100 *кгц*. В работе [14] для пресноводного льда на частотах 200 и 400 *кгц* были получены значения затухания в 40 *дб/м*. Ланглебеном [15] были проведены измерения затухания звуковых колебаний в ледяном покрове фиорда в диапазоне частот 10—500 *кгц*. Толщина льда составляла 2,5 *м*. Керамические излучатели и приемники вводились в пробуренные во льду до глубины 1,3 *м* и заполненные керосином скважины. При различных расстояниях между скважинами излучателя и приемника (от 7,6 до 1,3 *м*) записывались амплитуды принимаемого сигнала при плавном изменении частоты от 10 до 500 *кгц*. Опыты показали, что экспериментальные точки довольно хорошо ложатся на кривую вида $\alpha = c_1 f + c_2 f^4$, где $c_1 = 4{,}45 \cdot 10^{-2}$ *дб/м·кгц*, $c_2 = 2{,}18 \cdot 10^{-10}$ *дб/м·кгц*^{4}, f — частота в *кгц*. Наконец, Дантлом [10] при

использовании импульсного ультразвукового метода получено при $t = -17°$ и частоте 5 *мгц* значение коэффициента затухания в монокристалле пресноводного льда при прозвучивании вдоль оптической оси, равное 20 *дб/м*.

При исследовании затухания ультразвука в твердых телах применяются различные методы [16]. Наиболее приемлемым для работы в полевых условиях со льдом различной структуры и в широком диапазоне температур является метод, основанный на сравнении амплитуд импульсов, прошедших в исследуемом образце различные расстояния. Коэффициент затухания при этом определяется по формуле

$$\alpha = \frac{A}{8{,}68\,(l_2 - l_1)} - \delta, \tag{1}$$

где A — выраженное в *дб* отношение амплитуд импульсов, прошедших в образце расстояния l_1 и l_2, δ — член, учитывающий эффекты, вызывающие дополнительное ослабление импульса. Учет дополнительного ослабления импульса, обусловленного конечностью размеров преобразователей, может быть выполнен теоретически. Так, Басс [17] получил следующую формулу, справедливую при расстоянии z между идентичными преобразователями, превышающем их радиус a:

$$\bar{p} = \rho c v_0 e^{-ikz}\left\{1 - \left(1 - \frac{\xi^2}{2k^2a^2}\right)[I_0(\xi) + I_1(\xi)]e^{-i\xi} - \frac{\xi^2}{k^2a^2}\left[\frac{iI(\xi)}{\xi}\right]e^{-i\xi}\right\}, \tag{2}$$

где $\bar{p}$ — среднее звуковое давление на приемном преобразователе, расположенном соосно с излучателем, ρ — плотность среды, c — скорость звука, v_0 — амплитуда колебательной скорости поверхности излучателя, $k = \omega / c$ — волновое число, I_0, I_1 — функции Бесселя, z — расстояние между излучателем и приемником, $\xi = k / 2[(z^2 + 4a^2)^{1/2} - z]$. Более универсальной является формула Гитиса и Химунина [18]:

$$\bar{p} = p_0 - p_0 \frac{\lambda z}{\pi b^2} e^{-ik\left(\frac{a^2}{2z} + \frac{b^2}{2z} - \frac{a^2b^2}{4z^3}\right)}\left[\sum_{n=0}^{\infty}(-1)^n(2n+1)I_{2n+1}\left(\frac{kab}{z}\right)\left(\frac{b}{a}\right)^{2n+1} + \right.$$

$$\left. + i\sum_{n=0}^{\infty}(-1)^n(2n+2)I_{2n+2}\left(\frac{kab}{z}\right)\left(\frac{b}{a}\right)^{2n+2}\right] = p_0 - p_{\text{диф}}, \tag{3}$$

где $p_0 = \rho c v_0 e^{-i(\omega t - kz)}$ — звуковое давление в плоской волне, $p_{\text{диф}}$ — составляющая давления, обусловленная влиянием дифракционных эффектов, a, b — радиусы излучателя и приемника соответственно.

Допущения, принятые при выводе (3), выполняются тем лучше, чем больше z по сравнению с a и b.

Из формул (2) и (3) видно, что поправка является осциллирующей функцией z и ее роль возрастает с увеличением длины волны и уменьшением размеров преобразователей.

Измерения затухания ультразвука во льду осуществлялись нами путем импульсного сквозного прозвучивания при последовательном укорочении длины образца. Блок-схема прибора, разработанного для работы в полевых условиях, включала в себя генератор высокочастотных импульсов с регулируемой в пределах от 100 до 1100 *кгц* частотой заполнения и длительностью импульсов от 5 до 150 *мксек*, осциллографический блок с ждущей разверткой, генератор временных меток и широкополосный усилитель со ступенчатым аттенюатором на входе. Кроме входного аттенюатора, обеспечивавшего регулировку в пределах 0—61 *дб*, была предусмотрена возможность дополнительного изменения коэффициента усиления на 20 *дб*. При измерениях использовался набор пьезопреобразователей из титаната бария

с толщинами пластин от 2,5 до 15 *мм* и диаметрами от 5 до 12 *см*. Такие размеры преобразователей позволяли в указанном выше диапазоне частот избежать отражений от боковых граней образцов при длине 40—80 *см* и размерах сечения около 20 *см*. Колонки льда диаметром 30 или 22 *см* извлекались из ледяного покрова с помощью кольцевого бура. При изготовлении образцов большое внимание уделялось параллельности и тщательной обработке торцевых поверхностей; для обеспечения соосности устанавливаемых на образце пьезопреобразователей применялись специальные приспособления и шаблоны.

Значение A в формуле (1) получалось как разность показаний делителя при уравнивании амплитуд импульсов на экране индикатора. В окончательные значения затухания вносились поправки на дифракцию, которые определялись из таблиц, вычисленных по формуле (3) *. Отсчет амплитуды производился по центральной части импульсов. Длительность импульса выбиралась так, чтобы он содержал по крайней мере 4—5 периодов несущей частоты. Обращалось внимание на исключение возможностей возникновения в образце стоячих волн.

Проведению измерений предшествовали опыты по выбору способа осуществления надежного акустического контакта преобразователей со льдом. Наилучшим оказался способ прижимания преобразователя ко льду под определенным давлением с введением между ними тонкого слоя незамерзающего масла.

Измерения затухания и скорости звука были выполнены нами как для пресноводного озерного льда, так и для морского. Направление прозвучивания было во всех опытах одинаковым — вдоль оси колонки льда, т. е. перпендикулярно поверхности ледяного покрова.

Пресноводный озерный лед (Ладожское озеро) содержал небольшое число воздушных включений. Вследствие особенностей условий начала ледообразования, происходившего в тихую, безветренную погоду и без предварительного выхолаживания толщи воды, ледяной покров формировался из крупных монокристаллов с преимущественно вертикальной ориентировкой оптических осей. Поперечные размеры кристаллов в горизонтальном сечении в несколько раз превышали длину звуковой волны. Плотность льда при температурах от —2 до —10° С составляла 0,913—0,914 *г/см*³. Скорость распространения продольных волн при $t = -5°$ С была равна 4020 *м/сек* при значении коэффициента Пуассона, вычисленного по скорости распространения продольных и поперечных волн, равном 0,37. Сравнительно высокое значение скорости продольных волн, близкое к значению скорости продольных волн в монокристаллах льда при прозвучивании вдоль оптической оси [7], объясняется преобладавшей вертикальной ориентировкой осей кристаллов в ледяном покрове.

Образцы из многолетнего дрейфующего ледяного покрова брались из слоев, находившихся в пределах 20—80, 180—230 и 400—450 *см* от верхней его поверхности. Образцы из слоя 20—80 *см* представляли собой лед неправильно зернистой структуры с хаотичным распределением оптических осей. Средние размеры кристаллов в горизонтальной плоскости составляли 2—3 *мм*, вертикальные — до 8 *мм*. Воздушные включения почти сферической формы диаметром 1—2 *мм* образовывали скопления общим объемом до нескольких десятков кубических сантиметров. Плотность образцов была равна 0,905 *г/см*³, соленость 0,19‰, скорость продольных волн 3720 *м/сек*.

Лед в слое 180—230 *см* отличался несколько повышенной соленостью (1,4‰) и бо́льшими размерами кристаллов (средний горизонтальный размер 6 *мм*, размер по вертикали до 20 *мм*).

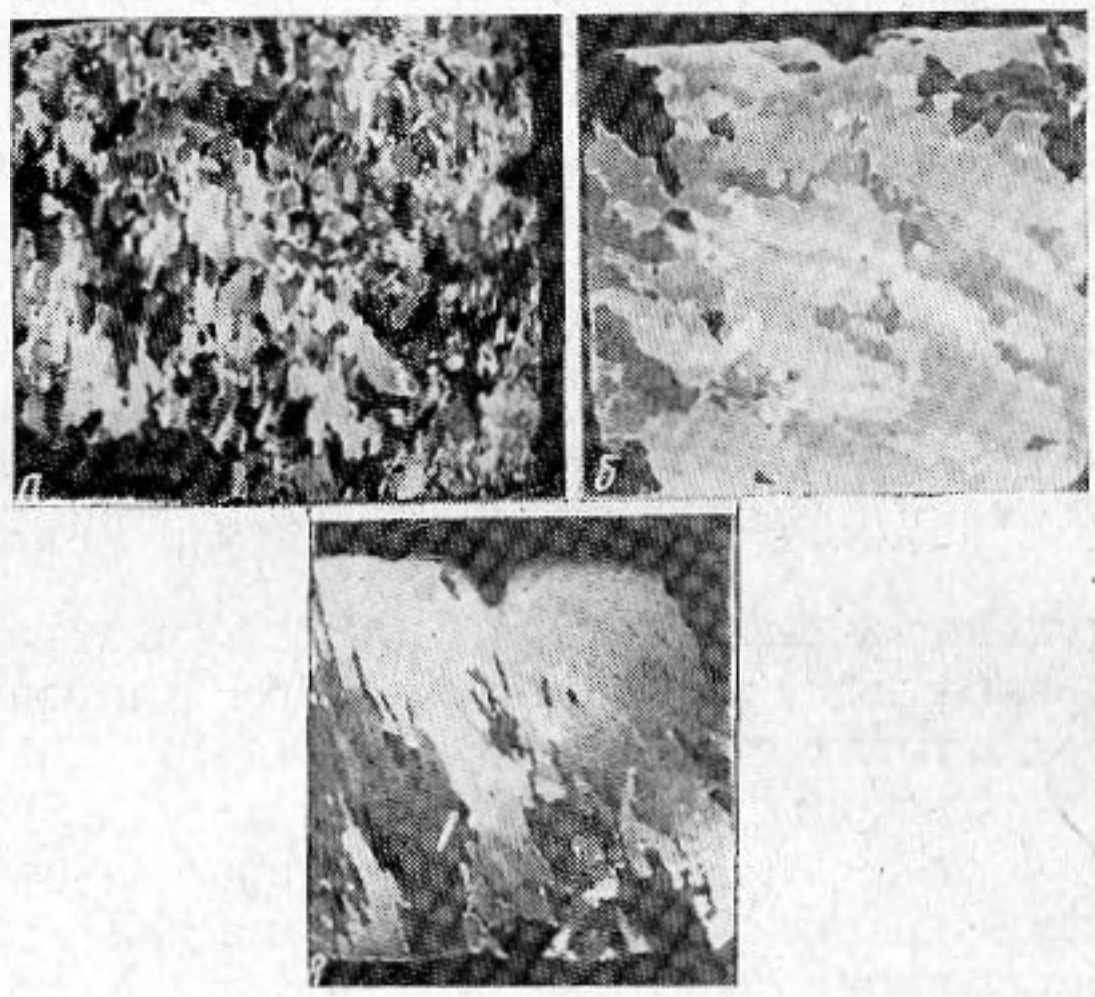
Образец из нижнего слоя многолетнего льда (слой 400—450 *см* при общей толщине покрова 468 *см*) имел соленость 3,01‰, плотность 0,913 *г/см*³;

---

* Эти таблицы были любезно предоставлены А. С. Химуниным, за что авторы приносят ему большую благодарность.

скорость продольных волн составляла 3470 *м/сек* при температуре – 19° С. Размеры кристаллов в горизонтальном сечении были около 10 *мм*. Лед содержал большое число воздушных и солевых включений в виде вытянутых по вертикали каналов диаметром 0,3–1,2 *мм* и сфер диаметром 0,2–0,8 *мм*.

Измерения во льду осеннего образования, который к марту месяцу достиг толщины 185 *см*, выполнялись на образце, извлеченном из слоя на глубине 50–100 *см*. Кристаллы льда в этом слое имели форму вертикальных волокон диаметром 5–7 *мм* и длиной более 50 *мм*. Включения в виде пузырьков диаметром 1–3 *мм* распределялись неравномерно по объему образца. Соленость льда составляла 1,7‰, плотность 0,916 *г/см*³, скорость



Фиг. 1. Фотографии шлифов горизонтального среза многолетнего льда: *а* — верхний слой, *б* — средний слой, *в* — нижний

продольных волн была равна 3420 *м/сек* при температуре –18° С. Образец из ледяного покрова толщиной 47 *см*, образовавшегося в конце зимы на разводье, состоял из льда волокнистой мелкоагрегатной структуры с преимущественно вертикальным направлением оптических осей. Горизонтальные размеры кристаллов лежали в пределах 7–15 *мм*. Лед был непрозрачным из-за большого количества включений. Соленость льда составляла 9,2‰, плотность 0,913 *г/см*³. Скорость продольных волн при температуре –19° С была равна 3390 *м/сек*. На фиг. 1 приведены снятые в поляризованном свете фотографии горизонтальных шлифов для многолетнего льда.

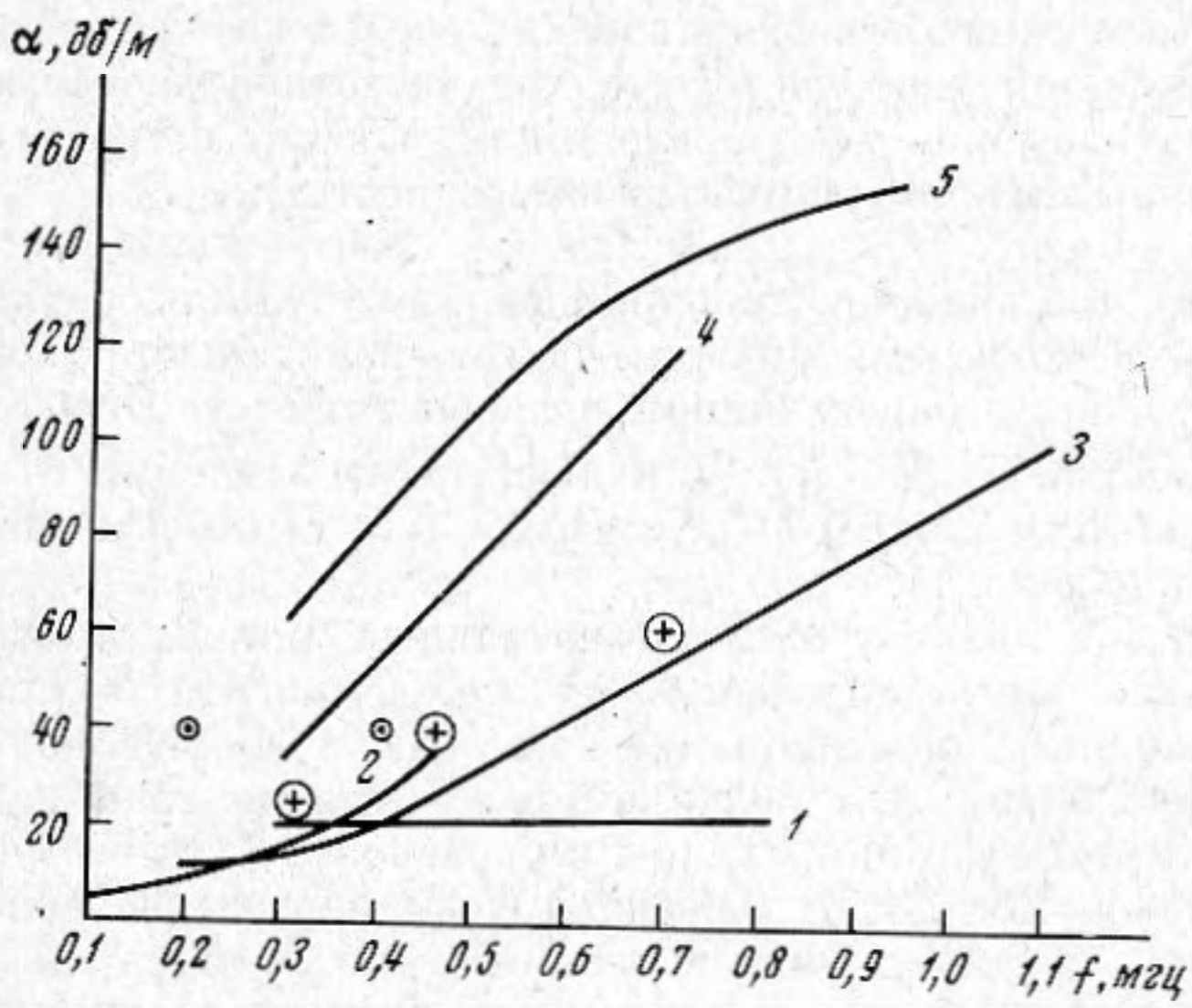
Результаты измерения затухания звука во льду представлены на фиг. 2. Кривая *1* относится к прозрачному пресному озерному льду при температуре –5° С. Коэффициент затухания продольных волн для такого льда в диапазоне 300–800 *кгц* слабо зависит от частоты и близок к значению 20 *дб/м*, полученному для монокристалла на частоте 5 *мгц* при $t = -17°$ С [10]. С другой стороны, полученные данные на 20 *дб* ниже значений, приводимых для естественного льда в работе [14]. Это расхождение связано со значительным отличием характеристик исследуемых льдов. Последнее следует из того, что скорость продольных волн во льду Ладожского озера составила 4020 *м/сек* по сравнению с 3120 *м/сек* для льда, исследованного в работе [14].

Кривая *2* является результатом осреднения результатов измерений в нескольких образцах из верхней и средней частей многолетнего ледяного покрова. Крестиками на фиг. 2 обозначены результаты измерений на трех частотах во льду осеннего образования. Образец был взят из горизон-

та 50—100 *см* при температуре воздуха −26° С. Температура образца при измерениях составляла −17° С.

Кривые *3* и *4* относятся к измерениям в образцах из льда замерзшего разводья и из нижней части многолетнего льда. Хотя образцы были извлечены на поверхность при температуре воздуха −22° С, а измерения производились при температуре −17 — −21° С, нельзя гарантировать, что часть рассола из них не могла вытечь.

Для сравнения на фиг. 2 приведены (кривая *5*) результаты измерений Ланглебена в годовалом льду при $t = -6°$ С (прозвучивание по направле-



Фиг. 2. Частотные зависимости коэффициента затухания звука во льду: *1* — крупнокристаллический лед Ладожского озера, $t = -5°$ С; *2* — однолетний морской лед по данным работы [15], $t = -6°$ С; *3* — опресненные слои многолетнего льда, $t = -19°$ С; *4* — лед замерзшего разводья, $t = -19°$ С; *5* — нижний слой многолетнего льда, $t = 17°$ С; ⊕ — средний слой годовалого льда, ⊙ — пресный лед по данным [14]

нию вдоль поверхности ледяного покрова) и данные из работ [14] для пресноводного льда (кружки с точками).

Перейдем к обсуждению полученных данных. Лед является поликристаллической упругой неоднородной средой. Наличие упругостной анизотропии [7, 10], упорядоченности или, напротив, хаотичности ориентации оптических осей кристаллов льда в покрове, воздушных и солевых включений приводят к тому, что механизм ослабления интенсивности ультразвука во льду оказывается довольно сложным. В общем случае коэффициент затухания определяется диссипативным поглощением и рассеянием.

Наиболее общее теоретическое рассмотрение задачи о рассеянии звука в неоднородных поликристаллических средах дано в работе [19], где показано, что в случае слабой анизотропии зерен для кристаллов кубической системы при длине волны $\lambda \gg 2\pi\overline{D}$ ($\overline{D}$ — средний размер зерен) процесс рассеяния носит некогерентный характер и коэффициент рассеяния $\alpha^{(p)}$ пропорционален $\overline{D}^3 f^4$. Такая же зависимость справедлива и для гексагональной решетки, в которой кристаллизуется лед. В этом случае для продольных волн [20]

$$\alpha^{(P)} = \frac{4\pi^3 V f^4}{450\rho^2 c_l^3}\left(\frac{a_1}{c_l^5} + \frac{b_1}{c_t^5}\right), \tag{4}$$

где V — объем кристалла, c_l, c_t — скорости продольных и поперечных волн, a_1, b_1 — коэффициенты, зависящие от степени упругостной анизотропии.

При $\lambda < 2\pi\bar{D}$ $\alpha^{(p)} \approx \bar{D}f^2$, что обусловлено когерентным характером рассеяния. При $\lambda \ll \bar{D}$ должен происходить переход от когерентного рассеяния к рассеянию, связанному к отражениям волн от границ отдельных кристаллов. В этом случае коэффициент рассеяния не зависит от частоты и определяется степенью анизотропии скоростей упругих волн в монокристалле. Для ряда горных пород такая зависимость наблюдалась уже при $\lambda < 0{,}5\bar{D}$ [21].

Диссипативные потери в поликристаллах в области ультразвуковых частот могут быть вызваны явлением упругостного гистерезиса и потерями, обусловленными теплопроводностью. Как показано рядом исследователей, поглощение в поликристаллических средах вследствие явления гистерезиса пропорционально частоте, а ход частотной зависимости потерь, обусловленных наличием теплопроводности, зависит от размеров кристаллов, длины волны звука и температуропроводности [22].

На малых частотах ($f \ll \chi / 2\pi\bar{D}^2$, где χ — коэффициент температуропроводности льда) поглощение пропорционально f^2. Для средних размеров кристаллов льда это справедливо для частот значительно ниже 100 *кгц*.

В области частот, определяемой неравенствами $\chi / \bar{D}^2 \ll f \ll c_l / \bar{D}$, поглощение пропорционально $\sqrt{f}$. Для льда такая зависимость может ожидаться при частотах ниже 100 *кгц*. При $f \gg c / \bar{D}$ коэффициент поглощения пропорционален f^2.

Возвращаясь к анализу экспериментальных данных, можно отметить, что очень слабая частотная зависимость коэффициента затухания ультразвука в крупнокристаллическом пресном льду в диапазоне частот 0,3—0,8 *мгц* говорит о том, что механизм рассеяния на границах отдельных кристаллов является доминирующим по сравнению с другими механизмами. Для опресненных верхних и средних слоев многолетнего льда в использованном нами при опытах диапазоне частот $\lambda \geqslant \bar{D}$; здесь следует ожидать зависимости вида $\alpha = c_1 f + c_2 f^2$. Коэффициенты этого выражения, полученные по экспериментальным данным методом наименьших квадратов, оказались равными $c_1 = 4{,}8 \cdot 10^{-2}$ *дб/м·кгц*, $c_2 = 0{,}4 \cdot 10^{-4}$ *дб/м·кгц*^{2}. Следовательно, для этого вида льда в низкочастотной области потери вследствие упругостного гистерезиса играют бо́льшую роль, чем рассеяние. Отличие полученной частотной зависимости коэффициента затухания от приведенной в работе [15] для перекрывающихся участков диапазона частот может определяться различием характеристик льда, его температуры, направления прозвучивания, а также различием в методах измерений. По нашему мнению, использование импульсного метода на резонансных частотах пьезопреобразователей и их гармониках дает более надежные результаты.

Зависимость коэффициента затухания для образцов из нижнего слоя пакового льда и льда замерзшего разводья в диапазоне 0,3—0,7 *мгц* также можно представить в функции частоты в виде суммы линейного и квадратичного членов. Однако здесь роль квадратичного члена возрастает. Увеличение коэффициента затухания для этого вида льда может быть вызвано значительным содержанием солей в жидкой фазе и большей пористостью льда.

Поскольку для исследованных видов морского льда частотная зависимость затухания представляется суммой членов линейного и квадратичного членов, можно сделать вывод, что в диапазоне частот 300—1000 *кгц* релеевское рассеяние на воздушных включениях вносит меньший вклад в общее затухание, чем потери, связанные с термоупругостным поглощением и когерентным рассеянием. В озерном пресноводном льду, имеющем крупнокристаллическую структуру с преобладающей вертикальной ориентировкой оптических осей, в диапазоне частот 300—800 *кгц* наблюдается очень слабая частотная зависимость коэффициента затухания ультразвуковых волн. Основным механизмом ослабления является рассеяние на границах отдельных кристаллов.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. В. Богородский, А. В. Гусев, Г. П. Хохлов. Физика пресноводного льда, Гидрометеоиздат, Л., 1971.
2. В. П. Берденников. Изучение модуля упругости льда. Тр. Гос. Гидрометеорологического ин-та, вып. 7 (61), 1948, 76—93.
3. H. Knesser, S. Magum, G. Ziegler. Mechanische Relaxation von einkristallinem Eis. Naturwissenschaften, 1955, **42**, H. 15, 437.
4. R. Green, L. Mackinon. Determination of the elastic constants of ice singl cristals by an ultrasonic pulse method. J. Acoust. Soc. Amer., 1956, **28**, 6, 1292.
5. В. В. Богородский. Упругие характеристики льда. Акуст. ж., 1958, 4, вып. 1, 19—23.
6. P. Schiller. Die mechanische relaxation in reinen eincristallen. Z. Physic, 1958, **153**, 1, 1—15.
7. В. В. Богородский. Упругие модули кристалла льда. Акуст. ж., 1964, **10**, вып. 2, 152—155.
8. D. Kuroiwa. Internal friction of ice. Contribut. from. Institute of low temperature Science, Ser. A, 1964, **18**, 3—51.
9. T. Proctor. Low-temperature speed of Sound in Singl cristal ice. J. Acoust. Soc. Amer., 1966, **39**, p. 1, 5, 972—977.
10. G. Dantl. Alterungsvorgänge in einkristallinem Eis. Polarforschung, 1967, **37**, 1—2, 129—132.
11. В. В. Богородский. Ультразвуковой метод измерения толщины льдов. Проблемы Арктики, 1958, 4, 65—79.
12. Л. Дальбергер. Ультразвуколокационное устройство для измерения глубины океана через слой льда и воды. Электроника (русск. перев.), 1961, 31, 27—30.
13. А. А. Ганьков, О. Н. Кисилев. Обнаружение рыбных скоплений через лед. Рыбное хозяйство, 1963, 3, 40—42.
14. T. Hashimoto. Echosounding through ice. Mod. Fish. Gear. World, 2, London Fish News, 1964.
15. M. P. Landleben. Attenuation of Sound in Sea ice 10—500 kc. J. Glaciology, 1969, 8, 54, 399—406.
16. А. Е. Колесников. Ультразвуковые измерения. Изд-во Стандартов, М., 1970.
17. R. Bass. Diffraction effects in ultrasonic field of a piston source. J. Acoust Soc. America, 1958, **30**, 602—605.
18. М. Б. Гитис, А. С. Химунин. О поправках на дифракцию при измерении коэффициента поглощения и скорости звука. Акуст. ж., 1968, **14**, вып. 3, 363—371.
19. И. М. Лифшиц, Г. Д. Пархомовский. К теории распространения ультразвуковых волн в поликристаллах. ЖЭТФ, 1950, **20**, вып. 2, 175—182.
20. Л. Г. Меркулов. Исследование рассеяния ультразвука в металлах. ЖТФ, 1956, **26**, вып. 1, 64—75.
21. В. М. Меркулова. Частотная зависимость затухания ультразвука в горных породах для мегагерцовой области. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, 8, 47—60.
22. Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшиц. Теория упругости, т. VII, «Наука», М., 1965.

Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт

Поступила
9 декабря 1971 г.