АКУСТИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ, 1995, том 41, № 3, с. 364 - 369

УДК 551.463

ДАЛЬНЯЯ РЕВЕРБЕРАЦИЯ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЗВУКА В ОКЕАНЕ

© 1995 г. Д. И. Абросимов, В. С. Авербах, Е. И. Болоничева, В. Н. Голубев, В. Ю. Гольдблат, Л. С. Долин, А. Г. Нечаев, К. Е. Пигалов, Н. И. Сироткина

Институт прикладной физики РАН
603600 Н. Новгород, ул. Ульянова, 46

Поступила в редакцию 26.10.94 г.

Представлены результаты экспериментальных исследований характеристик дальней низкочастотной реверберации звука в зимних гидрологических условиях (приповерхностный канал) Северо-Западной части Тихого океана. Обсуждается роль дна в формировании сигнала поверхностной реверберации (ПР). Приведены экспериментальные оценки уровней ПР и величины уширения частотного сигнала донной реверберации (ДР). Рассмотрены вероятностные распределения интенсивностей ПР и ДР. Проведено сопоставление экспериментальных данных с расчетными.

Дальняя реверберация низкочастотного звука в океане формируется в условиях, когда существенным является волноводный характер распространения акустического сигнала. В зависимости от природы рассеивателей выделяют донную (ДР), объемную (ОР) и поверхностную (ПР) реверберацию. Исследованию дальней реверберации звука в океане посвящен ряд теоретических [1 - 4] и экспериментальных [2, 4 - 7] работ. Если в теоретическом плане рассматривались характеристики сигналов различных типов реверберации, то круг экспериментальных исследований крайне ограничен. В связи с этим можно отметить экспериментальные исследования дальней ДР для районов с глубоководным профилем скорости звука [5, 6], а также измерение характеристик обратного рассеяния от ледового покрова в Северном Ледовитом океане [7]. В то же время представляет значительный интерес исследование характеристик дальней реверберации звука в случае приповерхностного звукового канала, когда существенными являются эффекты рассеяния звука на морском волнении. Предлагаемая ниже работа посвящена обсуждению и уточнению результатов такого эксперимента [8], в котором помимо сигналов ДР были также зарегистрированы и сигналы дальней ПР.

Эксперимент был проведен в Северо-Западной части Тихого океана в зимнее время года [8]. НИС "Академик Александр Виноградов", находясь в дрейфе (скорость дрейфа была 0.5 - 1.2 м/с) в зоне берегового шельфа, излучал тонально-импульсные посылки длительностью τ = 128 с и τ = 32 с и периодом повторения T = 1024 с на частоте 228 Гц. Ненаправленный излучатель звука опускался на глубину порядка 40 м. Прием осуществлялся на горизонтально-расположенную цепочку фазируемых гидрофонов, благодаря чему имелась возможность формировать диаграмму направленности в горизонтальной плоскости. По данным синоптических наблюдений во время проведения измерений скорость приводного ветра на акватории, прилегающей к точке излучения (приема), равнялась $V \simeq$ 10 - 15 м/с. Средний для данной акватории профиль скорости звука, а также схематичный рельеф дна по двум направлениям приема показаны на рис. 1.

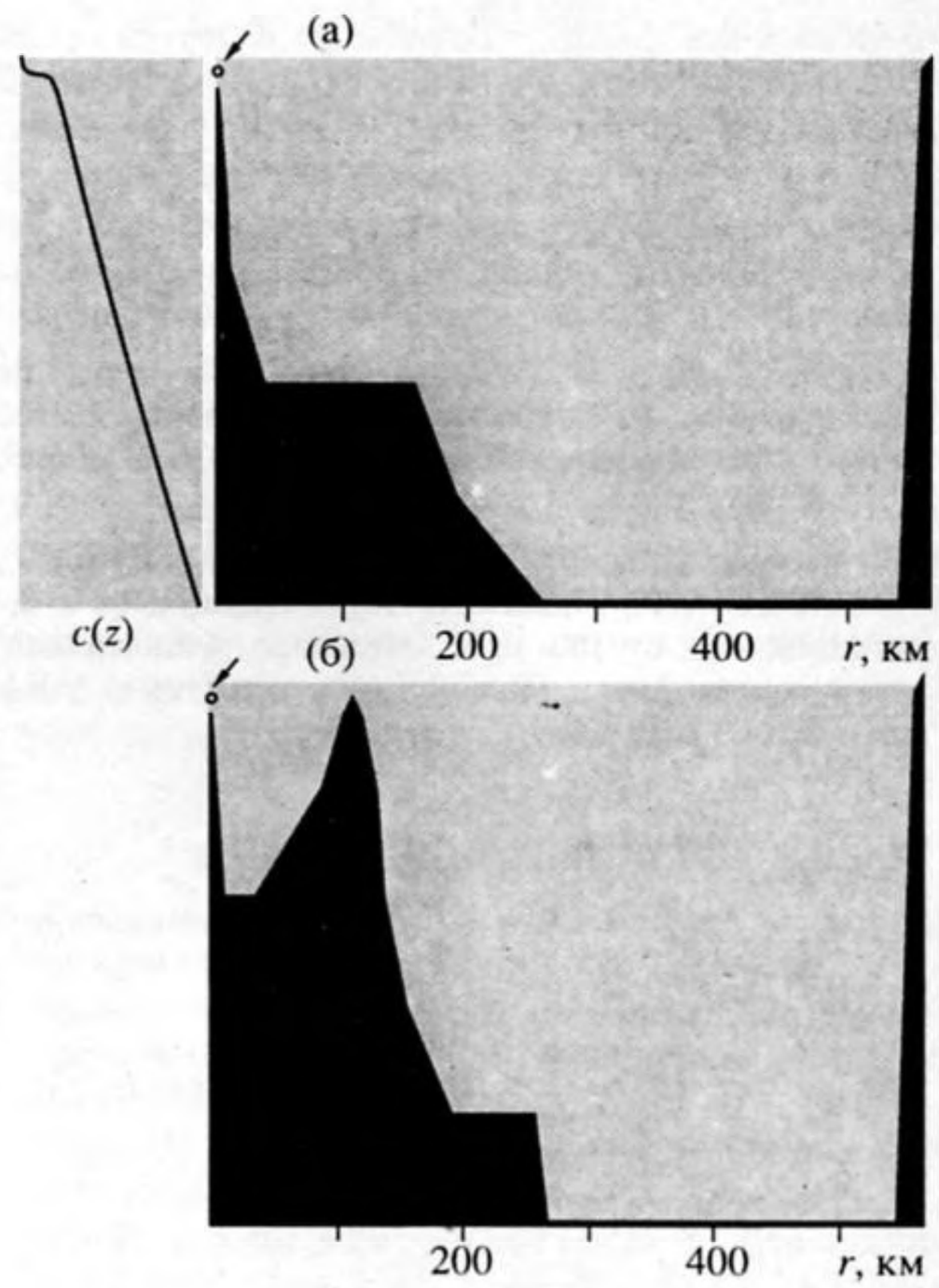

Рис. 1. Профиль скорости звука и схематичный рельеф дна для двух направлений приема акустических сигналов. Стрелками указано положение источника и приемных гидрофонов.

Прежде, чем мы начнем обсуждать результаты экспериментальных измерений, остановимся на некоторых особенностях формирования дальней реверберации для конкретных условий, при которых проводился эксперимент. Статистически средняя интенсивность сигнала донной (I_b), поверхностной (I_s) и объемной (I_v) реверберации в рамках лучевого описания вычисляется по формуле:

$$I_{b,s,v} = \frac{\rho c P S M_{b,s,v}}{2\pi r^2 D_1^{(0)}} \frac{\Delta\psi_1}{a} A_{b,s,v}^{(1)} \frac{\Delta\psi_2}{a} A_{b,s,v}^{(2)}, \quad (1)$$

где ρ – плотность воды, c – средняя скорость звука, P – акустическая мощность излучателя, S – площадь участка поверхности, с которой в данный момент времени приходит рассеянный сигнал (определяется характеристиками направленности приемника в горизонтальной плоскости, а также длительностью зондирующего импульса τ), r – расстояние от рассеивающего участка до источника (приемника), $a = c\tau/2$, $M_{b,s,v}$ – не зависящий от направления падающего поля множитель коэффициента обратного рассеяния звука дном, поверхностью и звукорассеивающим слоем, $\Delta\psi_{1(2)}$ – задаваемая при расчете дискретность углов выхода траекторий лучей из приемника (источника) в вертикальной плоскости.

$$D_{1(2)}^{(0)} = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} D_{1(2)}(\psi)\cos\psi d\psi, \quad (2)$$

где $D_{1(2)}(\psi)$ – характеристики направленности приемника (источника) в вертикальной плоскости, ψ – угол скольжения лучей.

Коэффициенты $A_{b,s,v}^{1(2)}$ в формуле (1) определяются характеристиками направленности источника $D_1(\psi)$ и приемника $D_2(\psi)$, угловыми зависимостями коэффициентов рассеяния различной природы, а также пространственной структурой падающего и рассеянного полей. При вычислении коэффициентов $A_{b,s,v}^{1(2)}$ суммируются все лучи, дающие вклад в интенсивность реверберации при соответствующей временной задержке.

На основе лучевой модели (1) была создана программа, с помощью которой были рассчитаны уровни ДР, ПР и ОР. Поскольку достаточно точный расчет ДР в данном случае был практически невозможен из-за недостатка информации о детальной структуре и рельефе морского дна в районе эксперимента, то представленный ниже расчет ДР характеризует собой только качественную зависимость уровня ДР от времени t.

При расчетах множители коэффициентов рассеяния звука поверхностью M_s и сила слоя объемных неоднородностей M_v задавались в соответствии с изотропной моделью спектра развитого ветрового волнения Пирсона–Московица [9] и моделью турбулентности Колмогорова–Обухова [10]:

$$M_s = 1.6\times10^{-4}\exp\left(-\frac{0.74g^2}{4V^4k^2}\right)\mathrm{tg}^4\psi, \quad (3a)$$

$$M_v = 2\pi k^4 \Delta Z \frac{0.033 C_n^2}{(4k^2 + k_L^2)^{11/6}}, \quad (3b)$$

где V – скорость приводного ветра; $g = 9.81$ м/с^2, Δz – толщина слоя, рассеивающего звук, (~100 м), $C_n = 6.6 \times 10^{-5}$ 1/м – структурная постоянная, $k_L = 2\pi/L$, L – внешний масштаб турбулентности ($L \simeq 10$ м), $k = \omega/c$. Коэффициент рассеяния звука дном M_b определялся соотношением Ломмеля–Зеелигера [11]: $M_b = (4.5 - 10)\times10^{-4}\sin\psi$. Коэффициенты $A^{1(2)}$ представлялись в виде сумм по всем лучам, участвующим в формировании реверберационного сигнала:

$$A_b^{1(2)} = \sum_k \frac{D^{1(2)}(\psi_{ok})\cos\psi_{ok} T_k}{\sqrt{|\sin\psi_k|}}, \quad (4a)$$

$$A_s^{1(2)} = \sum_k \frac{D(\psi_{ok})\cos\psi_{ok} T_k \mathrm{tg}^2(\psi_k + \varphi)}{|\sin\psi_k|}, \quad (4b)$$

$$A_v^{1(2)} = \sum_k \frac{D(\psi_{ok})\cos\psi_{ok} T_k}{|\sin\psi_k|}, \quad (4c)$$

где ψ_{ok} – угол выхода k-го луча из источника или приемника в вертикальной плоскости, ψ_k – текущий угол скольжения, T_k – полные энергетические потери, связанные с отражением луча от поверхности и дна и с поглощением звука водной толщей, φ – среднеквадратичный угол уклонов поверхности.

Коэффициент отражения звука от взволнованной поверхности воды рассчитывался по формуле, полученной в [11]. Поскольку влияние дна на распространение звука сказывалось в основном вблизи берега, то коэффициент отражения звука от дна задавался в соответствии с экспериментальными данными [12, 13], характерными для мелководных и шельфовых районов Мирового океана. Для расчета поглощения звука в воде использовалась формула Торпа [14].

На рис. 2а, 2б показаны рассчитанные зависимости уровней ДР, ПР и ОР от расстояния $r = ct/2$ между рассеивающим участком и приемником и от временной задержки t, соответствующие профилям дна, изображенным на рис. 1а и 1б. На представленных зависимостях можно выделить три зоны, каждая из которых характеризуется своими специфическими условиями распространения и рассеяния звука. Распространение звукового сигнала на 1-м участке (r = 0 - 120 км) в существенной степени определяется влиянием берегового склона, рассеяние звукового поля на

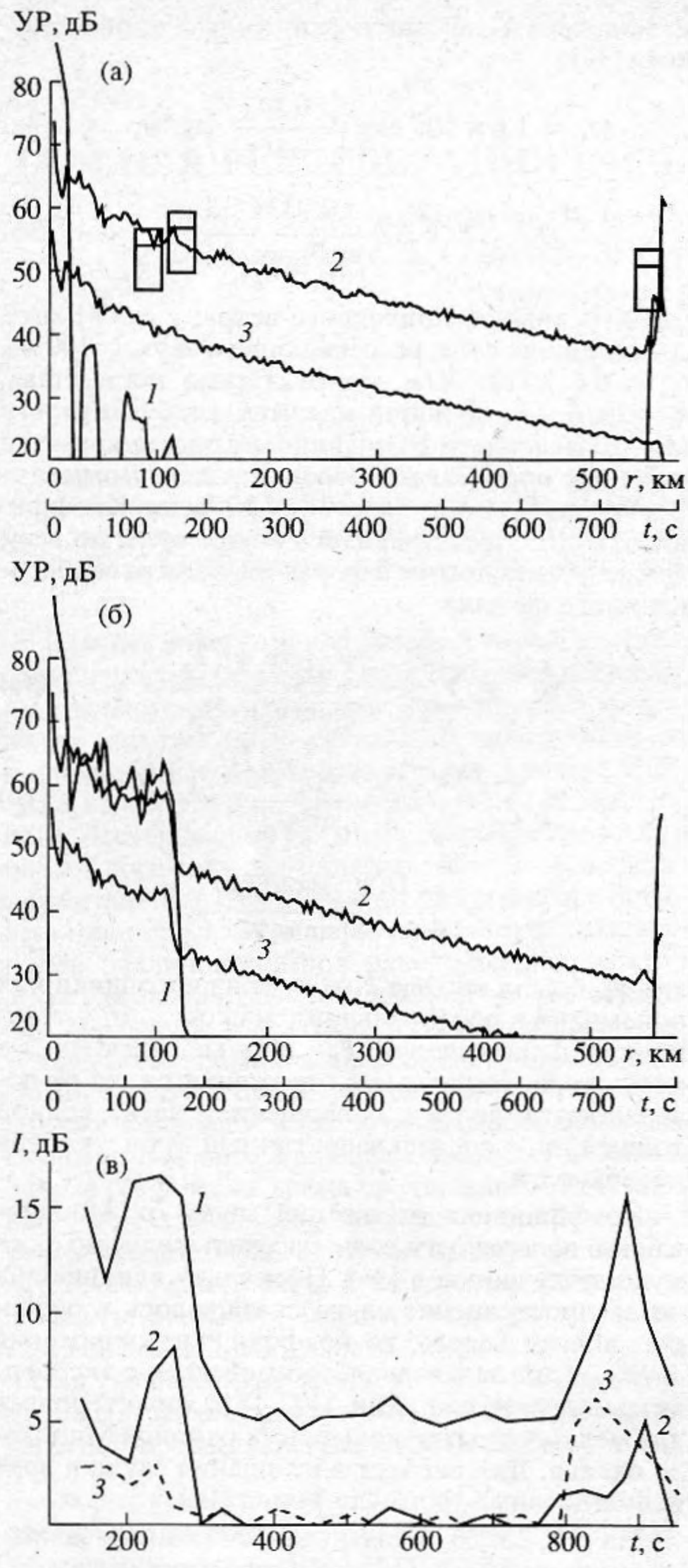

Рис. 2. а, б – зависимости уровней ДР, ПР и ОР от расстояния до рассеивающей области r и времени задержки сигнала t в дБ относительно некоторого условного уровня. График (а) соответствует рельефу дна рис. 1а, график (б) – рельефу рис. 1б; *1* – расчет уровня ДР, *2* – расчет уровня ПР, *3* – расчет уровня ОР, ⊟ – экспериментальные значения уровня ПР. в – зависимость уровней интенсивности ДР и ПР от временной задержки в дБ относительно некоторых условных уровней (разных для ДР и ПР). Длительность зондирующего сигнала $\tau = 32$ с. *1* – ДР, *2* – ПР на смещенной частоте ($+\Delta F$), *3* – ПР на смещенной частоте ($-\Delta F$).

котором формирует значительный сигнал ДР. На этом участке существенным также является и вклад сигналов, отраженных от берегового склона и принятых на боковые лепестки диаграммы направленности приемной антенны*. На 2-м участке ($r = 120 - 500$ км) дно не играет существенной роли в распространении и рассеянии звука и ДР здесь не наблюдается. Наконец, на 3-м участке ($r > 500$ км) влияние дна опять становится существенным и сигнал ДР вновь возрастает.

Интересной особенностью 3-го участка на рис. 2а является резкое увеличение уровня ПР, что обусловлено влиянием наклонного участка дна, который увеличивает угол скольжения луча, падающего на поверхность, и повышает "озвученность" поверхности моря. При этом возрастает и уровень ДР. Ранее такая корреляция уровней ДР и ПР была отмечена в [8]. Следует однако, заметить, что всплески сигналов ДР и ПР могут наблюдаться с некоторым разрывом во времени.

Влиянием дна объясняется и отсутствие пика ПР при $r > 500$ км в уровне реверберации на рис. 2б: подводная возвышенность на расстоянии $r \sim 100$ км "отфильтровывает" достаточно крутые лучи, которые формируют пики ПР и ДР при $r > 500$ км. При этом в области $r > 120$ км уровень ПР существенно ослабляется по сравнению с первым случаем (хотя в области $r \sim 100$ км уровень ПР заметно возрастает аналогично тому, как это имело место при $r > 500$ км на рис. 2а).

"Озвучивание" поверхности моря "донными" лучами можно, по-видимому, считать одной из существенных причин, вызывающих зависимость уровня ПР от азимутальной ориентации диаграммы направленности приемника [8].

Сопоставление расчетных уровней реверберационных сигналов различных типов для конкретных параметров источника и приемника, использованных в эксперименте, с уровнем шумов моря показывает следующее. Сигналы ДР и ПР должны были наблюдаться при относительно небольших временных задержках, соответствующих расстояниям $r = 0 - 120$ км, и при относительно больших задержках ($r > 500$ км) для направлений приема акустических сигналов, соответствующих рельефу дна 1а. Сигналы ОР из-за их малой интенсивности не могли быть зарегистрированы.

Как известно [1, 11, 15], спектр ПР при тонально-импульсном зондировании океана и малых значениях параметра Релея должен иметь вид достаточно узких линий с частотами $f_0 \pm \Delta F$, где f_0 – частота зондирующего сигнала, $\Delta F \simeq \sqrt{g/\pi, \lambda}$, λ – длина звуковой волны. Реверберационные

*Экспериментальные данные о спектрально-энергетических характеристиках дальней низкочастотной реверберации, создаваемой материковым склоном, приведены в [20], опубликованной после посылки настоящей работы в печать.

линии порождаются резонансными гармониками волнения с частотами ΔF и пространственными периодами $\simeq \lambda/2$, одна из которых бежит навстречу зондирующему импульсу (формирует частоту $f_0 + \Delta F$), а другая – попутно с ним (формирует частоту $f_0 - \Delta F$). Поэтому для анизотропного волнения и приемной системы, обладающей достаточно узкой диаграммой направленности, амплитуды этих линий могут существенно различаться. В частности, при рассеянии звука на развитом ветровом волнении и параллельных направлениях ветра и диаграммы направленности приемника в спектре дальней ПР должна присутствовать только одна линия.

Следует также отметить, что в эксперименте сигнал обратного рассеяния формировался гармониками ветрового волнения, соответствующими универсальной части его энергетического спектра, для которого спектральная плотность возвышений поверхности $\sim k^{-4}$ и слабо зависит от скорости ветра. Поэтому пространственная изменчивость ветрового волнения (скорости приводного ветра) вдоль трассы распространения звука сказывалась в основном на величине потерь при отражении звука от поверхности (и, как, следствие, на величине потерь при распространении), но не на величине коэффициента обратного рассеяния.

Обработка зарегистрированных сигналов заключалась в получении спектров мощности реализаций длительностью r с последующим их накоплением по 25 - 30 посылкам. При накоплении энергетические спектры подстраивались к центральной частоте спектра донной реверберации (данная методика обработки аналогична описанной в [16]). Это позволило компенсировать медленные (от посылки к посылке) допплеровские блуждания частоты зондирующего поля, вызванные неравномерностью дрейфа НИС. На рис. 3 представлены примеры накопленных спектров реверберации $S(\tilde{f})$, где $\tilde{f} = f - f_0$, f – текущая частота, для случая зондирования импульсами длительностью $\tau = 32$ с и направления приема, отвечающего рельефу дна 1а. При суммировании частотных спектров отдельных реализаций, подстройка осуществлялась по спектральной линии относительно мощного сигнала ДР временнóго окна, соответствующего дальности $r \sim 600$ км [8].

На спектрах помимо линий ДР с частотой зондирующего сигнала (на спектре 3в сигнал ДР отсутствует) наблюдаются линии ПР (отмечены стрелками), смещенные по частоте на величину ΔF. Детальный анализ метеоданных показал, что на удалении от берега $r = 0$ - 120 км ветровые волны двигались примерно в направлении на судно, а на удалении $r \sim 500$ - 550 км – от судна. В соответствии с этим на рис. 3а, 3б наблюдается положительный допплеровский сдвиг частот ПР, а на рис. 3в, 3г – отрицательный.

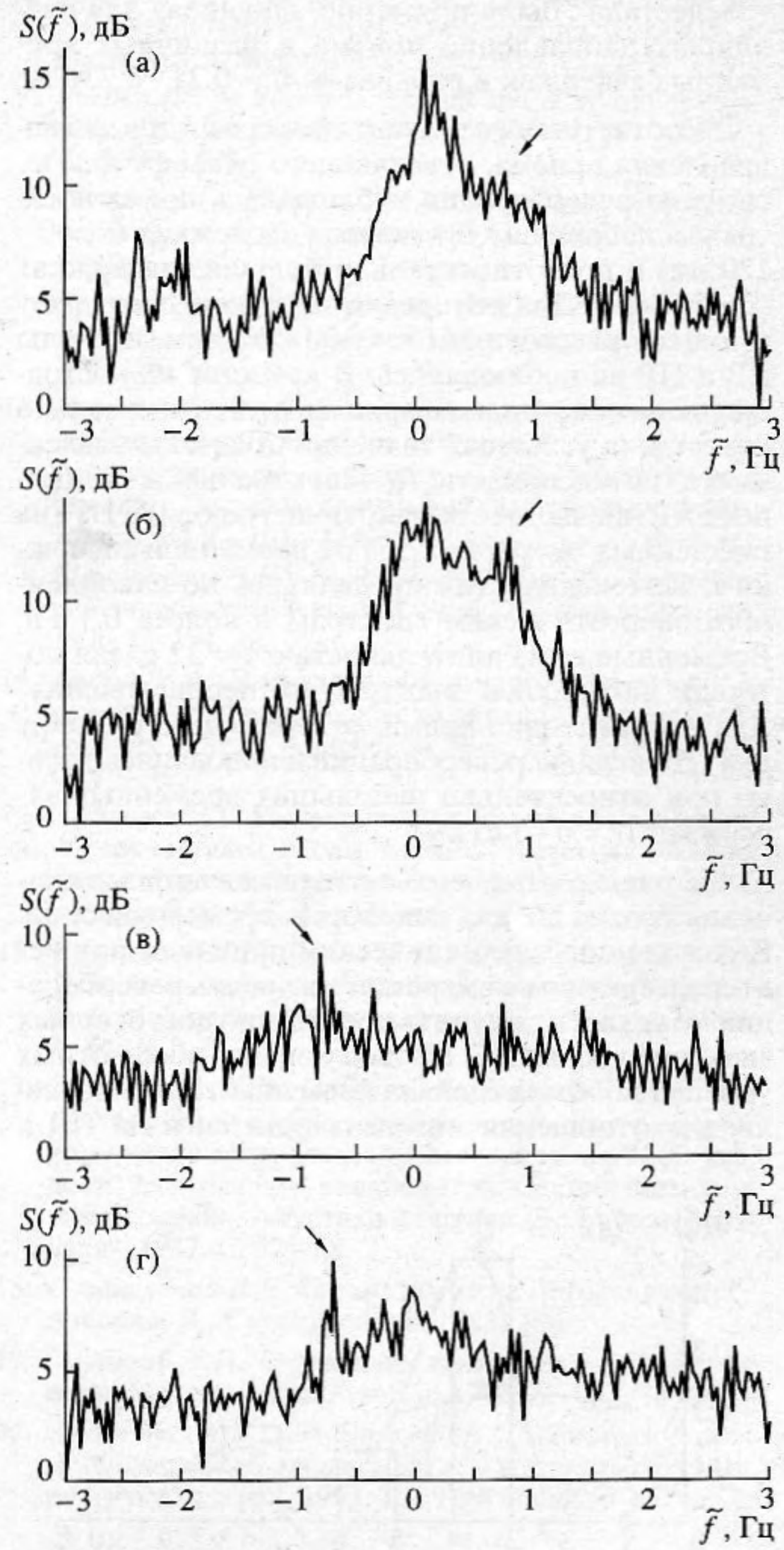

Рис. 3. Частотные спектры реверберации $S(\tilde{f})$ в дБ относительно некоторого условного уровня. а – $r \simeq$ $\simeq 100$ км; б – $r \simeq 120$ км; в – $r \simeq 530$ км; г – $r \simeq 550$ км.

В "подстроенных" спектрах ДР (рис. 3а, 3б, см. также [8]) имеется широкий частотный "пьедестал". Возможны два механизма возникновения этого "пьедестала" [16]. Первый механизм связан с нестационарным характером излучения звука, второй обусловлен эффектами многократного рассеяния звука на взволнованной поверхности воды. Величина уширения спектральной линии ДР, вычисленная по второму моменту спектра в интервале [–0.5 Гц; 0.5 Гц], с учетом вклада

"пьедестала" была примерно одинакова для различных направлений приема и различных временных задержек и равнялась $\Delta f \simeq 0.21$ - 0.23 Гц.

В соответствии с результатами расчетов для направления приема, отвечающего рельефу дна 1а, сигналы реверберации наблюдались при относительно небольших временных задержках (r = 0 - 120 км) и при относительно больших задержках (r > 500 км). Для интервала задержек, соответствующего расстояниям r = 120 - 500 км, сигналы ДР и ПР не наблюдались. В качестве иллюстрации вышесказанного на рис. 2в в дб относительно некоторых условных значений показаны зависимости интенсивности $I(t)$ спектральных компонент ДР (на частоте зондирующего поля) и ПР (на смещенных частотах $\pm\Delta F$) от временной задержки t. Интенсивности определялись по накопленным энергетическим спектрам в полосе 0.1 Гц. Временные окна длительностью τ = 32 с, для которых находились спектры, не перекрывались. Для направления приема, отвечающего рельефу дна 1б, сигналы реверберации наблюдались только при относительно небольших временных задержках (r = 0 - 120 км).

На рис. 2а отмечены экспериментальные значения уровня ПР для некоторых временных окон. К сожалению, по техническим причинам при непосредственном измерении сигналов реверберации не удалось получить достаточно достоверных значений уровня ПР. Поэтому оценка абсолютных уровней ПР была сделана косвенным путем по величине отношения интенсивности сигнала ПР к интенсивности шумов моря. При этом при расчете учитывалось характерное для данного района азимутальное распределение поля шумов [17]. Возможный диапазон экспериментальных значений ПР построен в соответствии с возможным разбросом уровня шумов моря от минимального значения до максимального. Отрезок прямой, делящий экспериментальный прямоугольник на две части, соответствует оценке, при расчете которой использовалось наиболее характерное в данном районе в данное время года значение уровня шумов моря. Сопоставление теоретического расчета и экспериментальных данных показывает, что в целом они согласуются друг с другом.

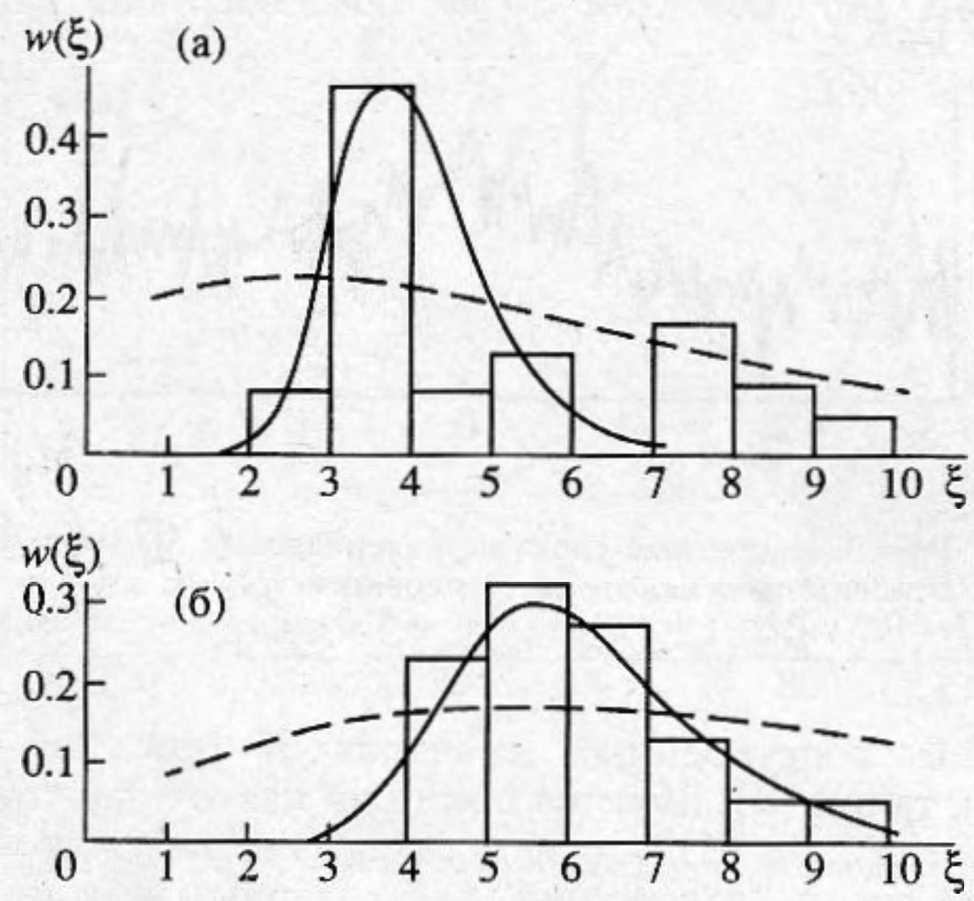

Рис. 4. Гистограммы интенсивности ДР и аппроксимирующие их распределения. Сплошная черта – логнормальное распределение, пунктир – распределение интенсивности, отвечающее обобщенному релеевскому закону для амплитуды. а – $r \simeq 100$ км, $\zeta = 3.82$, $\Delta\zeta = 1.24$, $q \simeq 3.82$, $\sigma = 0.22$, $l = 1.36$; б – $r \simeq 600$ км, $\zeta = 6.1$, $\Delta\zeta = 1.41$, $q \simeq 6.1$, $\sigma = 0.23$, $l = 1.78$.

Считается, что функция распределения амплитуд сигнала реверберации должна подчиняться обобщенному релеевскому закону, в котором в качестве параметра стоит величина q, характеризующая отношение интенсивности квазидетерминированной компоненты к среднему значению интенсивности случайной компоненты [18]. С целью проверки этой модели для сигналов дальней реверберации были построены гистограммы интенсивности $W(\xi)$, где $\xi = 10I/I_{max}$, I – текущее значение интенсивности ДР или ПР, вычисленные соответственно в частотных интервалах [–0.5; 0.5 гц] и [0.6; 0.8 гц](или [–0.8; –0.6 гц]), I_{max} – максимальное значение интенсивности ДР или ПР в выборке. Как правило, гистограммы интенсивности ПР и ДР имели мультимодальный вид, поэтому оценка параметра q проводилась по расположению пика низшей моды.

Для сигналов ПР было получено, что параметр $q < 1$, а гистограммы интенсивности достаточно хорошо аппроксимируются экспоненциальным распределением $W(\xi) = |\xi|^{-1}\exp[-\xi/\bar{\xi}]$. Это согласуется с тем фактом, что возвышения взволнованной поверхности воды и, следовательно, однократно рассеянное назад звуковое поле можно считать гауссовскими случайными величинами [19], что соответствует распределению Релея для амплитуды и экспоненциальному распределению для интенсивности [18].

Оценка параметра q для сигнала ДР показала, что квазидетерминированная компонента существенно превалирует над случайной компонентой. Следует, однако, отметить, что для полученных гистограмм интенсивности ДР аппроксимация с помощью зависимости $W(\xi)$, отвечающей обобщенному релеевскому закону для амплитуды, как правило, была неудовлетворительной. С точки зрения минимизации невязки $\int_0^{10} [W_а(\xi) - W_э(\xi)]^2 d\xi$, где $W_э$ и $W_а$ – экспериментальная и аппроксимирующая распределения,

более оправданным оказывается аппроксимация логнормальным распределением

$$W(\xi) = \begin{cases} [\xi\sigma\sqrt{2\pi}]^{-1} \exp\left[-(\ln\xi - l)^2/2\sigma^2\right], \\ \qquad \xi > 0, \\ 0, \quad \xi \le 0. \end{cases}$$

Примеры гистограмм интенсивности ДР и аппроксимирующих их распределений для случая зондирования звуковыми импульсами длительностью $\tau = 128$ с представлены на рис. 4 ($\bar{\xi}$ и $\Delta\xi$ – среднее значение и дисперсия экспериментальных данных).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абросимов Д.И., Долин Л.С.* О поверхностной реверберации при распространении звука в океане // Акуст. журн. 1981. Т. 27. № 6. С. 808 - 816.
2. *Андреева И.Б., Гончаров В.Н.* Методы расчета многолучевой реверберации и контрольные сравнения с экспериментом. Проблемы акустики океана / Под ред. Бреховских Л.М., Андреевой И.Б. М.: Наука, 1984. С. 69 - 77.
3. *Клячин Б.И.* К вопросу об обратном рассеянии звука при наличии подводного волновода // Акуст. журн. 1987. Т. 33. № 4. С. 680 - 682.
4. *Ольшевский В.В.* Статистические свойства морской реверберации. М.: Наука, 1966. 202 с.
5. *Абросимов Д.И., Авербах В.С., Долин Л.С. и др.* Экспериментальные исследования низкочастотных полей в океане и оценка возможностей прогнозирования их характеристик // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 2. С. 477 - 481.
6. *Гертнер Дж.А.* Модельное прогнозирование на ЭВМ реверберации океанического бассейна от больших подводных взрывов. Акустика дна океана / Под ред. Купермана У. и Енсена Ф. М.: Мир, 1984. С. 399 - 411.
7. *Brown J.R., Milne A.R.* Reverberation Under Arctic Sea Ice // JASA. 1967. V. 42. P. 78 - 82.
8. *Авербах В.С., Бондарь Л.Ф., Голубев В.Н. и др.* Дальняя поверхностная реверберация звука в океане // Акуст. журн. 1990. Т. 36. № 6. С. 1119 - 1121.
9. *Fortuin H., de Boer J.G.* Spatial and remporal correlation of the sea surface // JASA. 1971. V. 49. № 5 (2). P. 1677 - 1679.
10. *Гостев В.С., Швачко Р.Ф.* О микроструктуре температурного поля в океане // ФАО. 1969. Т. 5. № 10. С. 1066 - 1074.
11. *Бреховских Л.М., Лысанов Ю.П.* Теоретические основы акустики океана. М.: Гидрометеоиздат, 1982. 262 с.
12. *Хаструп О.Ф.* Аномалии потерь при отражении вблизи малых углов скольжения и их влияние на распространение в мелком море. Акустика дна океана / Под ред. Купермана У. и Енсена Ф. М.: Мир, 1984. С. 101 - 114.
13. *Матвиенко В.Н., Тарасюк Ю.Ф.* Дальность действия гидроакустических средств. Л.: Судостроение, 1976. С. 204.
14. *Вадов Р.А.* Затухание низкочастотного звука в океане. Проблемы акустики океана / Под ред. Бреховских Л.М. и Андреевой И.Б. М.: Наука, 1984. С. 31 - 42.
15. *Андреева И.Б.* Рассеяние звука поверхностью и приповерхностным слоем океана. Акустика океана. Современное состояние / Под. ред. Бреховских Л.М. и Андреевой И.Б. М.: Наука, 1982. С. 118 - 132.
16. *Бурлакова И.Б., Дубовой Ю.А., Зейгман А.Л. и др.* О возможности акустической томографии взволнованной поверхности океана // Акуст. журн. 1988. Т. 34. № 3. С. 423 - 430.
17. *Диденкулов И.Н., Зверев В.А., Коротков А.С.* Характеристики шумового поля в шельфе и в открытом океане и проблемы их исследования. В сб. тез. докл. 3 съезда сов. океанологов. Секция физика и химия океана. Акустика и оптика. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 57 - 58.
18. *Ольшевский В.В.* Статистические методы в гидролокации. Л.: Судостроение, 1983. 280 с.
19. *Трубкин И.П.* О распределении высот ветровых волн. Метеор. и гидрология. 1987. № 4. С. 78 - 85.
20. *Андреева И.Б., Луповской В.Н.* Бистатическая морская реверберация вблизи материкового склона // Акуст. журн. 1993. Т. 39. № 4. С. 565 - 574.

Far Reverberation of Low-Frequency Sound in the Ocean

D. I. Abrosimov, V. S. Averbakh, E. I. Bolonicheva, V. N. Golubev, V. Yu. Gol'dblat, L. S. Dolin, A. G. Nechaev, K. E. Pigalov, and N. I. Sirotkina

Experimental investigations of the far reverberation of low-frequency sound in winter hydrological conditions (subsurface channel) in the north western Pacific Ocean are presented. The role of the bottom in surface reverberation (SR) signal formation is discussed. Experimental estimates of SR levels and the frequency spreading of bottom reverberation (BR) signals are presented. Intensity distributions of SR and BR are considered. A comparison of experimental and calculated data is carried out.