АКУСТИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Том XXXII 1986 Вып. 4

УДК 551.463.26

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИМПУЛЬСНЫХ СИГНАЛОВ, МНОГОКРАТНО ОТРАЖЕННЫХ ОТ СЛОИСТОГО ДНА И ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Голубев В. Н., Орлов Е. Ф., Петухов Ю. В.

Теоретический анализ и экспериментальные исследования изменений, наблюдающихся в спектрах отраженных от дна импульсных сигналов при увеличении номера отражения, показали, что существование в спектрах высших номеров отражений узких резонансных пиков позволяет надежнее, чем по первому отражению, определить наличие слоистости дна океана.

На интерференционную структуру акустического поля в слоисто-неоднородных океанических волноводах влияет не только стратификация водной толщи океана [1, 2], но и слоистость его дна [1—3], причем как в мелководных [4, 5], так и в глубоководных акваториях [6—8] Мирового океана. Если в мелководных районах существенная роль дна и его свойств очевидна [1—3], поскольку дисперсионные свойства таких океанических волноводов определяются в основном их границами, то при описании интерференционных эффектов в глубоководных районах слоистость дна, как правило, не учитывают [1, 2]; исключение составляют лишь исследования акустического поля в придонных областях [7]. Однако известно [1, 2], что в глубоководных районах, дисперсионные свойства которых определяются в основном стратификацией скорости звука при наличии подводного звукового канала вблизи поверхности и дна океана, образуются обширные области тени для водных лучей, где акустическое поле формируется за счет сигналов, многократно отраженных от дна и поверхности. В зонах акустической тени должны заметно проявляться свойства осадочной толщи на спектральном составе акустических сигналов, что наряду с другими причинами (см., например, [3]) послужило стимулом изучения слоистой структуры донных отложений в глубоководных акваториях Мирового океана.

В данной работе приведены результаты теоретического анализа и экспериментальных исследований изменений, наблюдающихся в спектрах импульсных сигналов, отраженных от слоистого дна океана в зависимости от номера отражения.

Поскольку здесь представляет интерес лишь влияние слоистости дна океана, то в дальнейшем стратификацию скорости звука в водном слое, глубина которого H, учитывать не будем и предположим, что на расстоянии $z=h$ от дна расположен точечный источник импульсной волны давления, исходный спектр которой $S_0(\omega)$. Тогда спектр $S(\omega)$ импульсного сигнала, принятого на произвольном горизонтальном расстоянии r и глубине z, определится следующим выражением [9]:

$$S(\omega)=S_0(\omega)\,\Psi(r, z, h, \omega),$$

$$\Psi(r, z, h, \omega)=\int\limits_0^\infty \frac{[e^{\gamma_s(z-H)}+V_b e^{-\gamma_s(z+H)}][e^{\gamma_s(H-h)}+V_s e^{-\gamma_s(H-h)}]}{(1-V_b V_s e^{-2\gamma_s H})}\frac{k}{\gamma_s}J_0(kr)\,dk,$$

$$0\leqslant z\leqslant h \tag{1}$$

$$\Psi(r, z, h, \omega)=\int\limits_0^\infty \frac{[e^{\gamma_s(h-H)}+V_b e^{-\gamma_s(h+H)}][e^{\gamma_s(H-z)}+V_s e^{-\gamma_s(H-z)}]}{(1-V_b V_s e^{-2\gamma_s H})}\times$$

$$\times \frac{k}{\gamma_s} J_0(kr)\,dk, \qquad h \leqslant z \leqslant H.$$

Здесь $\gamma_s = \sqrt{k^2 - k_s^2}$, $k_s = \omega/c_s$, ω — циклическая частота, k — модуль волнового вектора в цилиндрической системе координат, $V_b(k)$ и $V_s(k)$ — коэффициенты отражения от дна и поверхности океана соответственно. Пусть прием сигналов осуществляется в области $0 \leqslant x \leqslant h$; тогда, используя равенство $(1 - V_b V_s e^{-2\gamma_s H})^{-1} = \sum_{n=0}^{\infty} (V_b V_s)^n e^{-2\gamma_s n H}$, из (1) нетрудно получить выражение для спектра $S^{(m)}(\omega)$ сигнала, m-кратно отраженного от дна океана ($m = 1, 2, \ldots$):

$$S^{(m)}(\omega) = S_0(\omega) \int_0^{\infty} [V_b(k) V_s(k)]^m [1 + V_s(k) e^{-2\gamma_s (H-h)}] \times$$

$$\times \{e^{-\gamma_s [z+h+2(m-1)H]} + V_s(k) e^{\gamma_s [z-h-2mH]}\} \frac{k J_0(kr)}{\gamma_s V_s(k)}\, dk. \qquad (2)$$

Для проведения расчетов по формуле (2) необходимо знание зависимостей $V_s(k)$ и $V_b(k)$, вид которых определяется акустическими характеристиками дна и поверхности океана. Если не учитывать наличие атмосферы, то можно положить $V_s(k) = -1$ [1, 2]. Поскольку известно также, что чаще всего в глубоководных районах океана осадки представляют собой жидкую среду [3, 7, 8], то для описания процессов взаимодействия акустических сигналов с его дном воспользуемся простейшей моделью осадков в виде $(L-1)$ однородных жидких слоев с соответствующими значениями плотности ρ_l, скорости звука c_l и толщины H_l ($l = 2, 3, \ldots$), лежащих на однородном жидком полупространстве с параметрами ρ_1, c_1. В этом случае найдем следующие выражения для $V_b(k)$ (см. [9]):

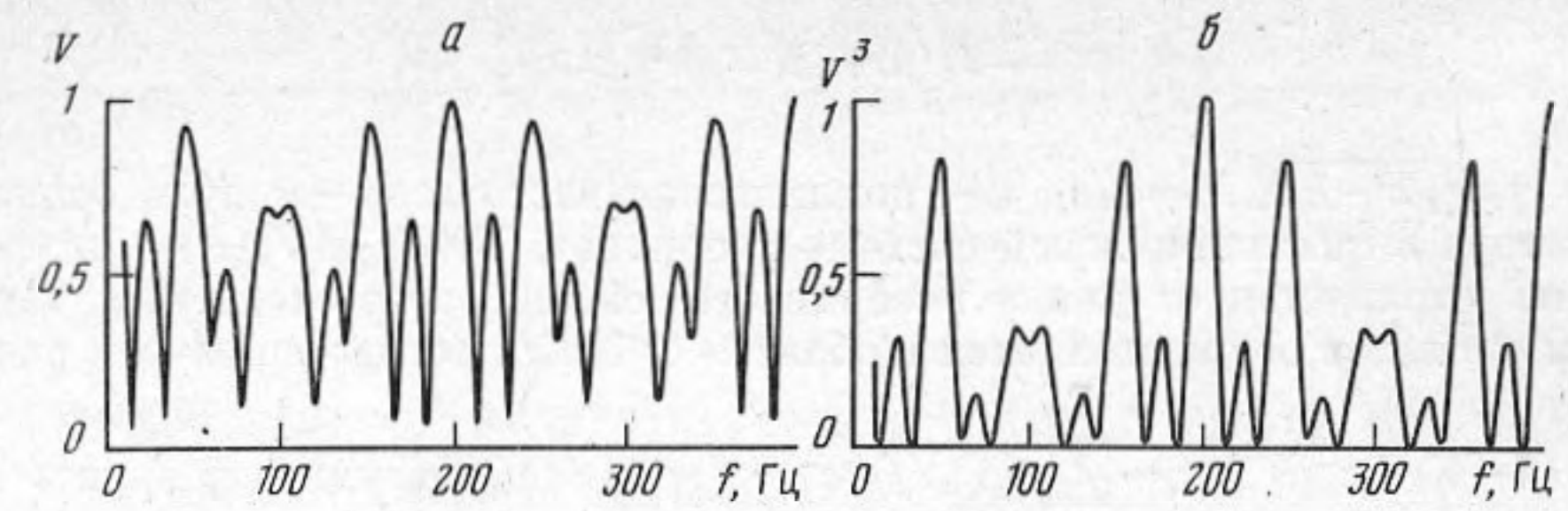
$$V_{\text{в}}(k) = \frac{Z_{\text{вх}}^{(L)} - Z_s}{Z_{\text{вх}}^{(L)} + Z_s}, \qquad Z_{\text{вх}}^{(l)} = \frac{Z_{\text{вх}}^{(l-1)} - iZ_l \operatorname{tg}(\gamma_l H_l)}{Z_l - iZ_{\text{вх}}^{(l-1)} \operatorname{tg}(\gamma_l H_l)} Z_l, \qquad (3)$$

где $Z_l = \rho_l c_l k_l / \gamma_l$, $\gamma_l = \sqrt{k_l^2 - k^2}$, $k_l = \omega/c_l$, $Z_{bx}^{(1)} = Z_1$, $Z_s = i\rho_s c_s k_s/\gamma_s$, ρ_s — плотность водного слоя.

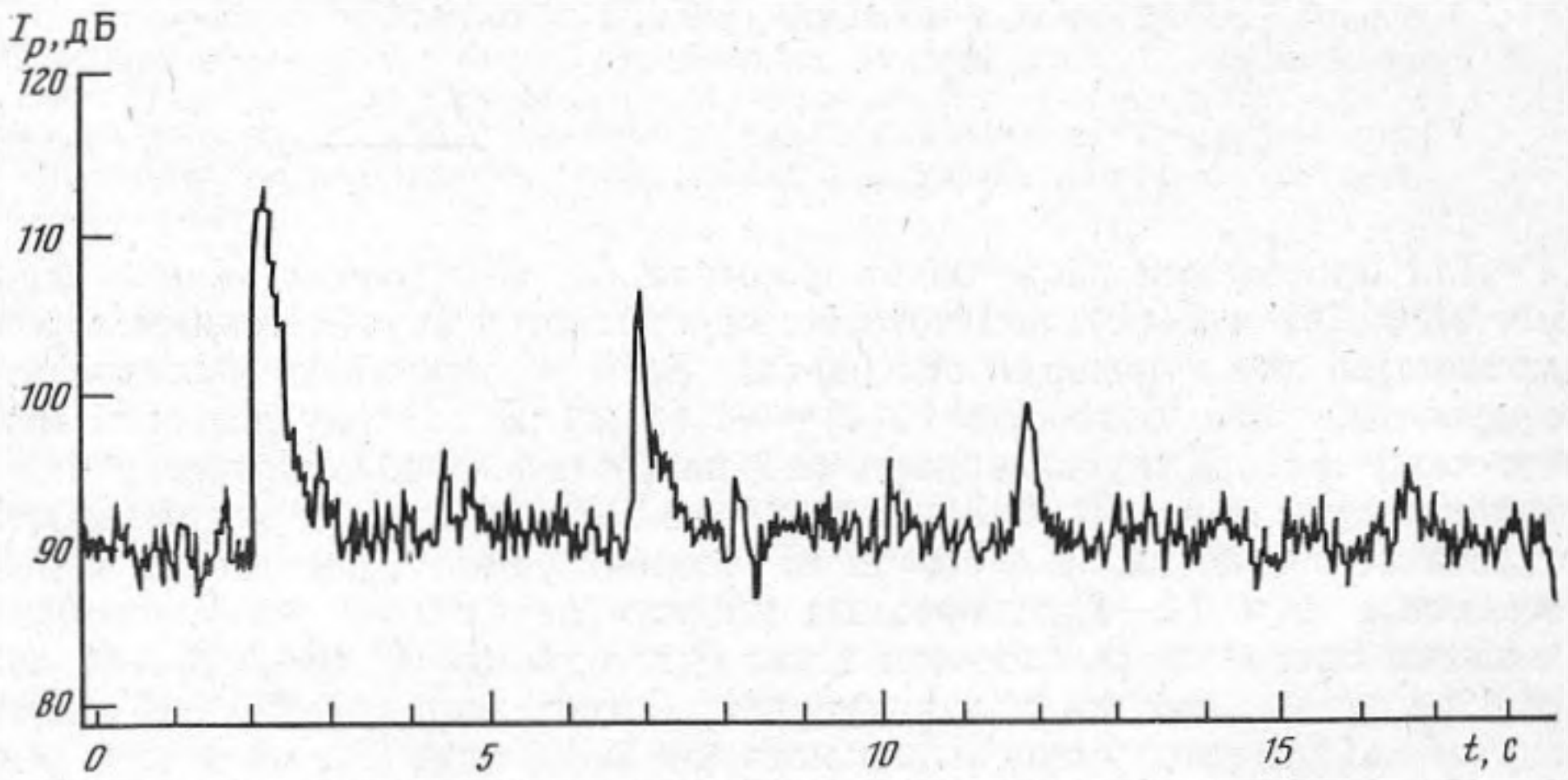
Рассмотрим нормальное отражение импульсных сигналов ($r = 0$), представляющее интерес при профилировании дна океана [10—12]. Если глубина водного слоя существенно превышает размеры приповерхностных слоев дна $\sum_{l=2}^{L} H_l/H \ll 1$, что, кстати, характерно для глубоководных районов [3, 7, 8], а также $\sum_{l=2}^{L} H_l/z \ll 1$, то для высокочастотной области спектра излучения $S_0(\omega)$ ($k_s z \gg 1$) из (2) и (3) можно получить простое аналитическое выражение, описывающее изменение спектра импульсного сигнала при отражении от слоистого дна в приближении геометрической акустики. Действительно, учитывая, что в (2) основной вклад в значение интеграла дает малая область спектра волновых чисел k вблизи нуля, ширина которой обратно пропорциональна радиусу первой зоны Френеля $k \leqslant \sqrt{2k_s/R_j}$ ($j = 1, 2, 3, 4$), где $R_1 = z + h + 2(m-1)H$, $R_2 = h - z + 2mH$, $R_3 = z - h + 2mH$, $R_4 = 2(m+1)H - z - h$, и, используя приближенное равенство $\gamma_s \approx i(k_s - k^2/2k_s)$, получаем

$$S^{(m)}(\omega) \approx S_0(\omega)(-1)^{m-1}[V_b(\omega)]^m \left\{ \frac{e^{-ik_s R_1}}{R_1} - \frac{e^{-ik_s R_2}}{R_2} - \frac{e^{-i_s R_3}}{R_3} + \frac{e^{-ik_s R_4}}{R_4} \right\}, \qquad (4)$$

$V_b(\omega) = V_b(k)|_{k=0}$. Чтобы найти выражение для $S^{(m)}(\omega)$ в области волно-



Фиг. 1. Зависимость коэффициента отражения от частоты для трехслойной модели жидкого дна с параметрами: $Z_1/Z_2=1{,}6$; $Z_2/Z_3=1{,}5$; $Z_3/Z_4=1{,}56$; $Z_4/Z_5=2{,}13$; $H_2/c_2=0{,}005$; $H_3/c_3=H_4/c_4=0{,}01$; *а* — V, *б* — V^3, где $V=|V_b(\omega)|/\max\{|V_b(\omega)|\}$, $\max\{|V_b(\omega)|\}=0{,}78$



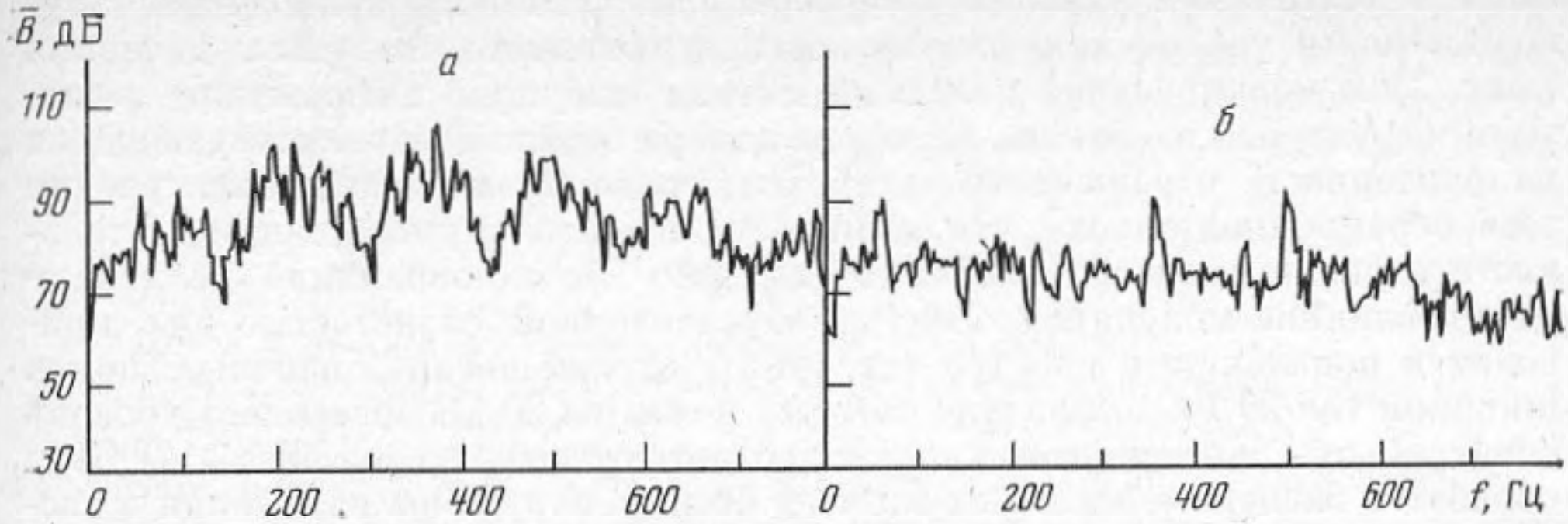
Фиг. 2. Интегральный уровень давления I_p в дБ относительно 1 мкПа для четырех отражений в полосе частот 50 Гц÷10 кГц; время усреднения 0,02 с

вода над источником $h\leqslant z\leqslant H$, достаточно в (2), (4) сделать замену $z\rightleftarrows h$.

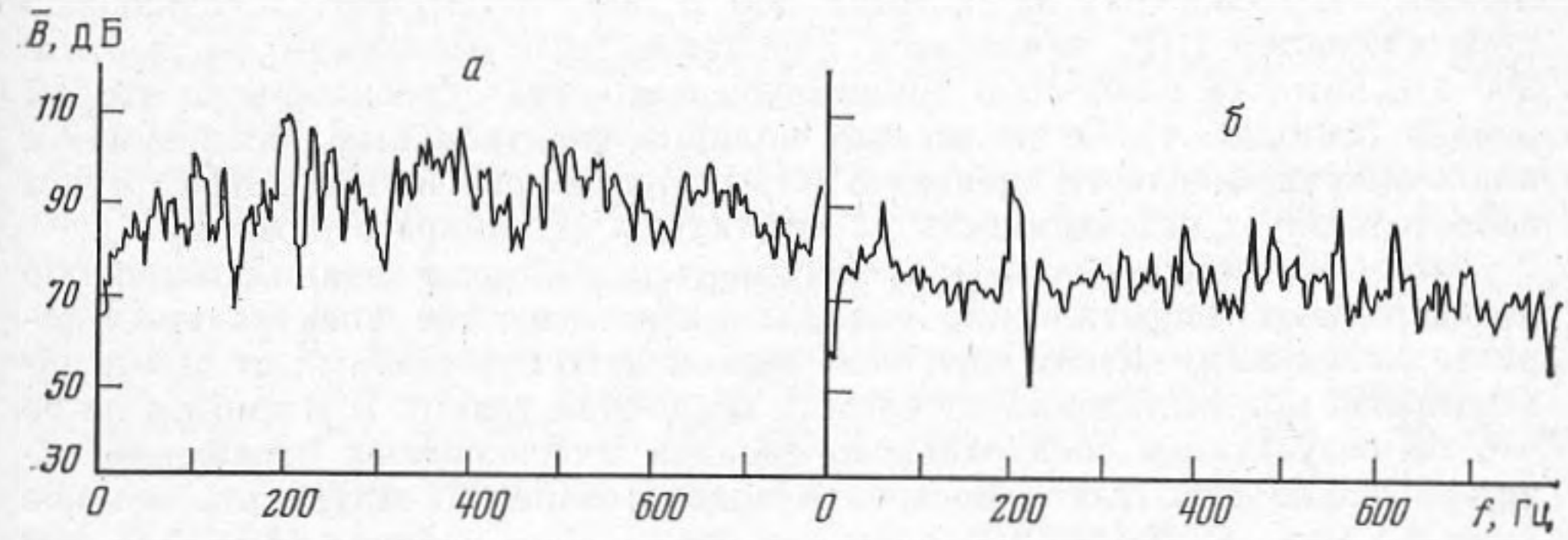
Приближенное выражение (4) для интеграла (2) становится более справедливым с ростом номера отражения m, поскольку увеличивается направленность отраженного импульса (фронт волны становится более плоским, так как уменьшается $\sqrt{2k_s/R_j}$ [13]). Отметим, что при неровных границах раздела увеличение направленности отраженного импульса с ростом m приведет к существенному ослаблению реверберационного сигнала от дна и поверхности океана [2], являющегося в данном случае помехой; тем самым будет заметнее выделяться когерентная часть сигнала, несущая информацию о слоистости дна [1, 2].

Как видно из анализа (4), с увеличением номера отражения m амплитуда модуляции $S^{(m)}(\omega)$, обусловленной интерференцией сигналов в точке приема (см. слагаемые в фигурной скобке выражения (4)), увеличивается незначительно, если источник и приемник расположены вблизи поверхности $h\to H$, $z\to H$; так, для $z=h$ она изменяется от h/H (при $m=1$) до 1 (при $m\to\infty$). В то же время модуляция $S^{(m)}(\omega)$, обусловленная слоистостью дна, усиливается всегда по степенному закону $S^{(m)}(\omega)$ (см. фиг. 1). Поэтому можно надеяться, что несмотря на уменьшение уровня отраженного сигнала с ростом номера отражения, два фактора: усиливающаяся в его спектре модуляция из-за слоистости дна и понижающийся уровень реверберационной помехи позволят по спектрам высших номеров отражений надежнее определить наличие приповерхностной слоистости осадков в глубоководных районах океана.

Это предположение было проверено при обработке результатов экспериментальных исследований, полученных в районе Средиземного моря, дно которого было относительно ровным на протяжении 20 км. Сейсмопрофилирование осуществлялось с использованием комплекса аппаратуры, вклю-



Фиг. 3. Изменение усредненного по трем соседним реализациям спектра отраженного сигнала $\bar{B}$ в зависимости от номера отражения m для первого района: $a - m=1$, $б - m=4$



Фиг. 4. Изменение усредненного по трем соседним реализациям спектра отраженного сигнала $\bar{B}$ в зависимости от номера отражения m для второго района: $a - m=1$, $б - m=4$

чающего импульсный излучатель, протяженный приемник и регистрирующее устройство. В качестве излучателя использовался электроискровой источник с электрической энергией в импульсе 25 кДж, генерировавший акустические сигналы, спектральный состав которых занимал полосу до 10^3 Гс с максимумом на частоте 500 Гц; он буксировался на глубине около 25 м и на расстоянии 30 м от кормы НИС, двигавшегося со скоростью 2,5 м/с. Для приема донных отражений использовался протяженный приемник длиной 13 м, созданный из 150 стандартных гидрофонов сейсмокосы ПДС-21, включенных параллельно. Буксировка приемника осуществлялась на глубине 5÷6 м и на расстоянии 180 м от кормы НИС, что позволило снизить уровень помех, источником которых являлось НИС, до 90 дБ относительно 1 мкПа в полосе 50 Гц÷1 кГц с коррекцией «А». Коррекция сигнала была необходима для выравнивания спектральной плотности мощности помехи, имеющей подъем в области частот ниже 10^2 Гц.

Использованная в экспериментах аппаратура и условия их проведения позволяли выделять до четырех отражений от дна и поверхности океана (см. фиг. 2); причем поскольку период следования излучающихся импульсов составлял 30 с, то интервал выборок по трассе следования НИС равнялся 75 м. Угол падения импульсов на дно для всех четырех отражений был менее 2°, что позволяет считать отражение нормальным. Результаты спектрального анализа сигналов, который проводился узкополосным анализатором спектра типа 2033 с разрешением 200 точек по частоте в полосе 1 кГц, представлены на фиг. 3, 4 для двух районов, отстоящих друг от друга на расстоянии $7{,}5\cdot10^3$ м. Как видно (см. фиг. 3, 4), в спектре первого отражения проявляется в основном модуляция с частотой 130÷140 Гц, обусловленная расположением приемника вблизи поверхности, и с частотой 30 Гц, обусловленная расположением источника вблизи поверхности; поэтому сделать какие-либо заключения относительно свойств дна весьма затруднительно. Малая информативность спектра первого отражения вы-

звана значительным уровнем реверберационной помехи, приводящей к существенному увеличению длительности отраженного импульса давления (фиг. 2) и маскирующей полезный сигнал, несущий информацию о слоистой структуре дна океана. С ростом номера отражения увеличивающаяся направленность отраженного импульса приводит к ослаблению уровня реверберационной помехи, что заметно проявляется в уменьшении длительности сигнала второго отражения (см. фиг. 2); одновременно усиливающееся влияние модуляции спектра, обусловленной слоистостью дна, приводит к появлению в спектре четвертого отражения резонансных пиков шириной 15—20 Гц, амплитуда которых почти на 20 дБ превышает уровень спектральных компонентов в других областях спектра (см. фиг. 3, 4). При обработке экспериментальных записей были обнаружены изменения в расположении максимумов и их амплитуде при движении НИС, вызванные, по-видимому, изменчивостью свойств слоистой структуры осадочной толщи дна в исследованном районе. Так, в первом районе заметно проявляются максимумы в спектрах на частотах 360 и 500 Гц (см. фиг. 3), однако по мере движения НИС появляется дополнительный максимум на частоте 200 Гц, который полностью доминирует в спектрах отражений во втором районе (см. фиг. 4). Отметим, что наличие спектральных максимумов в низкочастотной области спектра $S^{(m)}(\omega)$ обусловлено шумами НИС, о чем свидетельствует независимость их амплитуды от номера отражения.

Таким образом, результаты экспериментальных исследований полностью подтверждают теоретические выводы о преимуществе спектральных характеристик импульсных сигналов, многократно отраженных от дна и поверхности, при выявлении слоистости осадочной толщи. И несмотря на то что по результатам спектрального анализа многократных отражений затруднительно однозначно построить модель слоистой структуры осадков (как и в методе отраженных волн при нормальном падении [10, 11]), тем не менее по ширине максимумов и их положению в спектрах можно сделать вывод, что в исследованном районе осадочная толща представляет собой многослойную среду с достаточно резкими границами раздела. Так, например, расчеты величины $V_b^{(m)}(\omega)$ с использованием трехслойной модели осадков (см. фиг. 1) дают хорошо совпадающие с экспериментальными данными значения для резонансных частот и ширины максимумов, если учесть наличие модуляции, характерной для условий проведения экспериментов. Здесь отметим, что многократные отражения в водном слое (или частично кратные волны по терминологии [10, 11]) ранее не использовались для получения полезной информации, а более того, считались мешающим фактором, затрудняющим интерпретацию данных по глубинному сейсмическому зондированию дна океана [10—12] и устранялись специальными, довольно сложными аппаратурными приемами [10] или с помощью методики, заключающейся в проведении взрывов как вблизи поверхности, так и на большой глубине [10, 11].

В заключение кратко рассмотрим влияние слоистости осадков на спектры многократных отражений при наклонном взаимодействии импульсных волн давления с дном океана. В приближении геометрической акустики из (2), используя метод стационарной фазы при $k_s(r) \gg 1$, получим следующее выражение для $S^{(m)}(\omega)$:

$$S^{(m)}(\omega) \approx S_0(\omega)(-1)^{m-1}\{[V_b(k_1)]^m e^{-ik_sR_1}/R_1 - \\ -[V_b(k_2)]^m e^{-ik_sR_2}/R_2 - [V_b(k_3)]^m e^{-ik_sR_3}/R_3 + \\ +[V_b(k_4)]^m e^{-ik_sR_4}/R_4\}, \qquad (5)$$

где в отличие от (4) R_j определяются следующими соотношениями:

$$R_1 = \sqrt{r^2 + [z+h+2(m-1)H]^2}, \quad R_2 = \sqrt{r^2 + [h-z+2mH]^2},$$
$$R_3 = \sqrt{r^2 + [z-h+2mH]^2}, \quad R_4 = \sqrt{r^2 + [2(m+1)H-h-z]^2};$$

значения волнового числа $k_j = k_s r/R_j$ определяются соответствующими точками стационарной фазы. Как следует из (5), при заданном $r \neq 0$ модуляция $S^{(m)}(\omega)$, обусловленная слоистостью дна, и модуляция $S^{(m)}(\omega)$ из-за

расположения корреспондирующих точек относительно границ океанического волновода будут взаимосвязаны; кроме этого, с увеличением расстояния будет наблюдаться смещение максимумов $S^{(m)}(\omega)$ в высокочастотную область и увеличение их ширины при заданном значении m, что существенно усложнит выделение резонансных пиков в $S^{(m)}(\omega)$.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Толстой И., Клей К. С.* Акустика океана. М.: Мир, 1969. 301 с.
2. Акустика океана/Под ред. Бреховских Л. М. М.: Наука, 1974. 694 с.
3. Акустика морских осадков/Под ред. Хэмптона Л. М.: Мир, 1977. 533 с.
4. *Morris H. E.* Bottom-reflection-loss model with a velocity gradient.– J. Acoust. Soc. Amer., 1970, v. 48, № 5, p. 1198–1202.
5. *Stickler D. C.* Negative bottom reflection coefficient.– J. Acoust. Soc. Amer., 1977, v. 61, № 3, p. 707–715.
6. *Frisk G. V., Doutt J. A., Hays E. E.* Bottom interaction of low-frequency acoustic signals at small grazing angels in the deep ocean.– J. Acoust. Soc. Amer., 1981, v. 69, № 1, p. 84–94.
7. *Веденеев А. И., Курьянов Б. Ф., Гончаров В. В.* Определение акустических характеристик донных осадочных слоев в глубоководных районах океана.– Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 2, с. 328–331.
8. *Воловов В. И., Краснобородько В. В., Лысанов Ю. П., Сечкин В. А.* Влияние слоистости подводного грунта на корреляционно-спектральные характеристики отраженных частотно-модулированных сигналов.– Акуст. журн., 1977, т. 23, № 5, с. 687–693.
9. *Бреховских Л. М.* Волны в слоистых средах. М.: Наука, 1973. 343 с.
10. *Непрочнов Ю. П.* Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 178 с.
11. *Зверев С. М.* Сейсмические исследования на море. М.: МГУ, 1964. 178 с.
12. *Seeman B., Horowicz L.* Vertical seismic profiling. Separation of upgoing and downgoing acoustic waves in stratified medium.– Geophysics, 1983, v. 48, № 5, p. 555–568.
13. *Вайнштейн Л. А.* Открытые резонаторы и открытые волноводы. М.: Сов. радио, 1966. 475 с.

Институт прикладной физики
Академии наук СССР

Поступила в редакцию
25.VI.1985