具有速度梯度的海底反射损失模型

Halcyon E. Morris

海军水下研究与发展中心，圣迭戈、加里福尼亚

本文用多层海底模型计算了理论上的海底反射损失，所考虑的海底是分层的具有速度梯度的液态吸收沉积层，假设每层沉积物的声速近似为深度Z的线性函数，在这种情况下，沉积层的声场表示为 Airy 函数的线性组合，本文对频率从 0.1 到 1.6 千赫在三个海区所测得的海底反射损失与理论上的计算作了比较。

引　　言

本文提出了一种声波从海底反射的数学模型，该海底由分层的具有"线性"速度梯度的吸收沉积物构成。深海沉积层的速度梯度已经由 Houtz 和Ewing[1][2]，Hamilton[3]，和 Houtz，Ewing，和 Le Pichon[4] 等测量过。在最初 500 米内，大多数测得的速度梯度是在 0.5 和 2.0 秒$^{-1}$之间，其平均速度梯度为 1.0 秒$^{-1}$。本文对 0.1 和 1.6 千赫间三种频率在三种深海区作了理论的海底反射损失和实验测得数据的比较。

1．数学模型

图 1 描述了两层沉积层这一特殊情况下的海底反射过程的数学模型，认为在区间 $-\infty<z_1<0$ 内为等速水层半空间，那里，声速为 v_0，密度为 ρ_0，假设入射平面波，其速度函势数表示为 $\exp[i\ (kaz_1+kx-\omega t)]$，以掠射角 $\gamma(a=\tan\gamma)$在 x,z_1 方向传播，同时，反射平面波表示为 $B_0\exp[i(-kaz_1+kx-\omega t)]$，入射波振辐假设为 1，在等速半空间内入射波与反射波用速度势函数 Φ_0 来表示：

$$\Phi_0(z_1)=\exp(ikaz_1)+B_0\exp(-ikaz_1) \qquad (1)$$

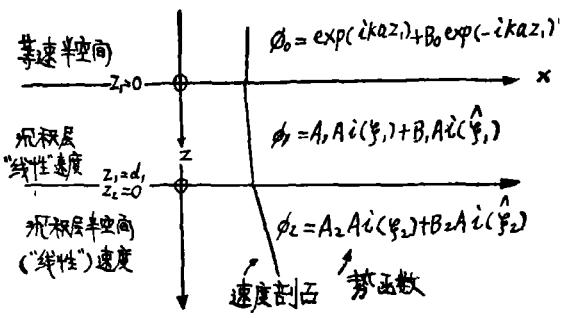

图 1．具有势函数的理论模型的声速剖面图

这里，$k=(\omega/v)\cos\gamma$，$(ka)=(\omega/v)\sin\gamma$，$\omega$ 是角频率，v 是声速，γ 是入射波与反射波的掠射角，$\exp[i\ (kx-\omega t)]$ 因子被省略。

在第一层沉积层中 $(0<z_1<d_1)$，密度为 ρ_1，声速 $v\ (z_1)$ 由下式确定。

$$[v_1/v(z_1)]^2=1+\beta_1 z_1 \qquad (2)$$

这里，v_1 是层 1 顶部$(z_1=0)$处声速，而 β_1 是剖面常数。因为，$\beta_1 z_1\ll 1$ 对感兴趣的情况，$v(z_1)$近似地是 z_1 的线性函数，所以说，

沉积层是具有“线性”速度梯度的模型，这一特殊形式已被应用于表面声道的梯度模型，例如 Pedersen 和 Gordon[5]。

让 Φ 表示在 $0<z_1<d_1$ 区域内的速度势函数，然后从波动方程

$$d^2\Phi_1/dz_1^2+[k_1^2(1+\beta_1z_1)-k^2]\Phi_1=0 \tag{3}$$

这里，$k_1=\omega/v_1$，v_1 是 $z_1=0$ 处的声速，

令
$$\eta_1=(k_1^2\beta_1)^{1/3} \tag{4}$$

结果有
$$d^2\Phi_1/d\eta_1^2+[(k_1^2-k^2)\eta_1^{-2}+\eta_1z_1]\Phi_1=0 \tag{5}$$

再定义
$$\xi_1=(k^2-k_1^2)(k_1^2\beta_1)^{-\frac{1}{3}}-\eta_1z_1 \tag{6}$$

方程(3)变成
$$d^2\Phi\xi_1/_1^2-\xi_1\Phi_1=0 \tag{7}$$

这是 Airy 方程，因而，Φ_1 的一般形式能写成：

$$\Phi_1(z_1)=A_1A_i(\xi_1)+B_1A_i(\hat{\xi}_1) \tag{8}$$

这里 A_i 是 Airy 函数[6]，而 $\hat{\xi}_1=\xi_1\exp(i2\pi/3)$。

Брехоьских[7]给出了由 Hankel 函数来表示的速度势方程。与上述情况有些类似，所给出的方程适用上半空间为均匀，下半空间为无吸收的速度梯度介质。

为了使模型能表示出由海底沉积层所引起的声衰减，这里必须是复声速，

让
$$k_1=\omega/v_1+ik_1^* \tag{9}$$

其中，k_1^*是声衰减系数，则 $8.686\ k_1^*$是每单位长度的声衰减分贝数，在 Airy 函数的计算中，根的选取必须按照如方程 4 所指示的来做。当 β_1 是正的，根的选取应使 η_1 紧位于正实轴上，当 β_1 是负的，η_1 的选取应紧位于负实轴上。

对于图 1 所示的例子，第二沉积层也就是下半空间，建立一坐标系统 z_2，使层的顶部位于 $z_2=0$ 处，这样做是方便的。对 $0<z_2<\infty$区域，速度势函数 Φ_2 的一般形式由下式给出。

$$\Phi_2(z_2)=A_2A_i(\hat{\xi}_2)+B_2A_i(\hat{\xi}_2)$$

其中：
$$\hat{\xi}_2=\xi_2\exp(i2\pi/3)$$
$$\xi_2=(k^2-k_2^2)\eta_2^{-2}-\eta_2z_2$$

而
$$\eta_2=(k_2^2\beta_2)^{1/3},$$
$$K_2=\omega/v_2+ik_2^*,$$
$$[v_2/v(z_2)]^2=1+\beta_2z_2$$

与上相同，v_2 是层顶部($z_2=0$)的声速，β_2 是剖面常数，k_2^*是衰减常数。因为层 2 是下半空间，Φ_2 必须满足 Sommerfeld 辐射条件，如果层 2 存在负梯度，（即 β_2 是正的），Φ_2 必然表示为向下传播的波，且 A_2 必须使之等于零。如果层 2 是正梯度（即 β 是负的），Φ_2 必定表示为非均匀的或衰减波、且 B_2 必须使之等于零。所以，常数 A_2 和 B_2 的分别为零，这要视 $A_i(\xi)$和 $A_i(\xi)$在大宗量时的渐近展开而定[8]。为此目的，ξ_2 的表达式可以近似地用$(k_2^2\beta)^{1/3}$。立方根可任意选取，但是，为了提供一个唯一的解，在渐近展开中，正确选取平方根是必要的。

到目前为止，借助于四个系数 B_0, A_1, B_1，和 A_2 或者 B_2 已经建立了水层和沉积层中的势函数，这些对求解速度势的反射系数 B_0 或反射损失，它等于 $-20\log10\ |B_0|$（分贝）是必需的。为此，需要复声压、它等于 $\rho(\alpha\Phi/\alpha t)$，以及，质点速度的垂直分量、它等于 $-\alpha\Phi/\alpha z$，二者均为深度的连续函数，例如，在界面 $z_1=0$ 处，要满足

$$\rho_0\Phi_0(0)=\rho_1\Phi_1(0) \tag{10a}$$

和 $$d\Phi_0/dz_1\,|_{z_1=0}=d\Phi_1/dz_1\,|\,z_1=0 \tag{10b}$$

在其它界面，$(z_1=d_1,\ z_2=0)$ $\rho_1\Phi_1(d)_1=\rho_2\Phi_2(0)$ (10c)

和 $$d\Phi_1/dz_1\,|_{z_1=d_1}=d\Phi_2/dz_2|_{\,z_2=0} \tag{10d}$$

由于方程(10)是以四个未知系数构成的四个代数方程的线性系统，写出 B_0 的明确解是没有问题的，这里没有去解它，因为随着现代程序技术的应用，对任意层数去求解，比起求解两层的 B_0，多化不了多少功夫。

2. 海底参数

所有的模型都假设上半空间为常声速层，下层的淤泥、粘土的沉积层和淤泥式的火山灰，A和B两个海区是由介于水层和半空间之间的沉积层表示，海区C有5种这样的中间层。Hamilton提供了(表1中)密度、压缩波速度、和层厚度[9]，其值是根据海底采样数据和回声测深仪的记录所得。当这些数据不能利用时，其密度和速度是由Hamilton估计的，并且，假设的值在表中用括号括起，对海区A和C假设速度梯度为1秒$^{-1}$，对海区B为1.5秒$^{-1}$。

对这里所提到的海区，假设表层的而不是沉积层半空间的海底衰减在1千赫时，其初始值为0.5分贝/米。为了使理论与实验数据符合，随后调整该衰减值，对于下半空间，假设了低衰减值(<0.01分贝/米)，将记录进行时间为1秒的积分后，用此信号作实验数据的处理，这个积分时间可以允许信号在海底沉积层中有相当大的穿透距离，特别是在低频情况下更是如此。为了调整理论与实验间的差值，将这些衰减值用一个组合衰减值来表示，这样假设是合理的。

表1. 理论模型的海底参数(克、米、秒)

海区	分层	编号	声速	密度	层厚度	声速梯度，秒$^{-1}$	衰减值(分贝/米)频率				
							0.1千赫	0.2千赫	0.5千赫	1.0千赫	1.6千赫
A	水层	…	1544.9	1.051		…					
	淤泥、粘土	1	(1530)	(1.4)	(4.6	(1.0)		0.15	0.25		0.8
	火山灰	2	(1575.8)	(1.6)	∞	(1.0)		0.004	0.004		0.001
B	水层	…	1509.1	1.044	…	…					
	淤泥、粘土	1	1493	1.29	4.5	(1.5)	0.15		0.3	0.6	
	粘土质粉砂	2	(1562)	(1.57)	∞	(1.5)	0.006		0.006	0.004	
	水层	…	1513.3	1.043	…	…					
	淤泥、粘土	1	1512	1.19	3.2	(1.0)		0.2	0.25	0.5	
	火山灰	2	(1559)	(1.66)	0.1	(1.0)		0.25	0.28	0.7	
C	淤泥、粘土	3	1512	1.19	2.8	(1.0)		0.2	0.25	0.5	
	火山灰	4	(1559)	(1.66)	0.1	(1.0)		0.25	0.28	0.7	
	淤泥、粘土	5	1512	1.19	1.6	(1.0)		0.2	0.25	0.5	
	火山灰	6	(1559)	1.66	∞	(1.0)		0.006	0.004	0.002	

3. 结　果

以掠射角为函数的海底反射损失的计算曲线与实验数据作了图形比较，这些数据是由爆炸波实验所测得，宽带声压信号通过 1/3 倍频程滤波器后再送到模拟计算机，模拟计算机将信号平方并积分，图上的每个数据点，表示一次爆炸，并用滤波器的中心频率标出，为了进行比较，采用中心频率是合理的，因为，数据未表明有很大的频率变化。在确定海底反射损失的实验值时必须利用具有一次海底反射的四根射线进行射线计算。

理论上与实验测得结果的直观比较表明，理论与数据有相当好的符合，图 2—4 介绍了在海区A，频率为 0.2，0.5 和 1.6 千赫的结果，海区B的结果由图 5—7 给出，其频率为 0.1，0.5，和 1.0 千赫，海区C为六层沉积层情况，频率为 0.2，0.5 和 1.0 千赫，其结果如图 8—10 所示。图中实线表示理论上的海底反射损失，而圆点是实验数据，对海区C，用初步的实验验据来说明多层理论。

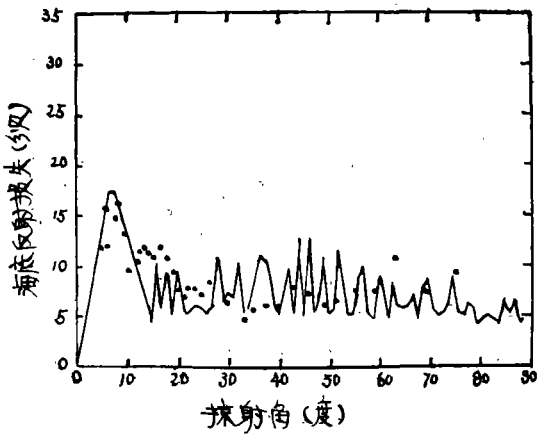

图 2.　海区 A在 0.2 千赫，海底反射损失的理论值(——)和测量值(……)的比较

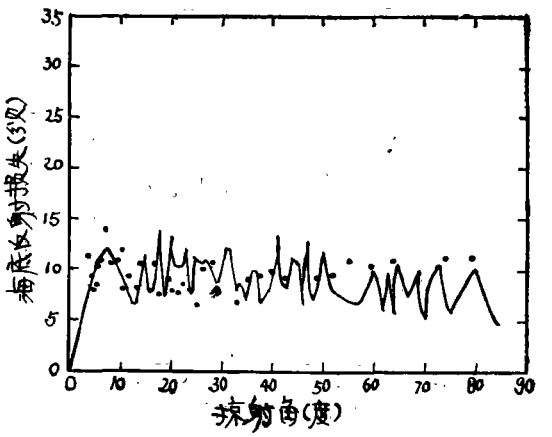

图 3.　海区 A.在1.5千赫，海底反射损失的理论值(——)和测量值(……)的比较

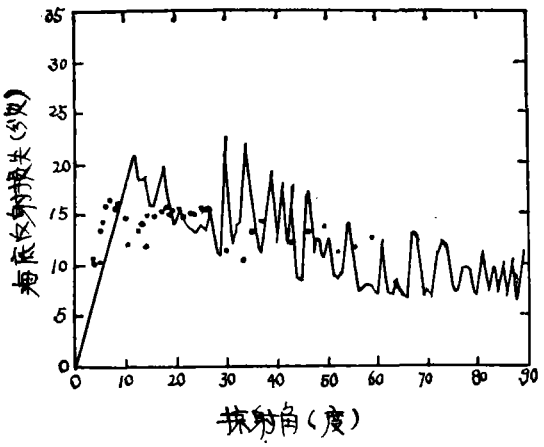

图 4.　海区 A.在 1.6 千赫，海底反射损失的理论值(——)和测量值(……)的比较

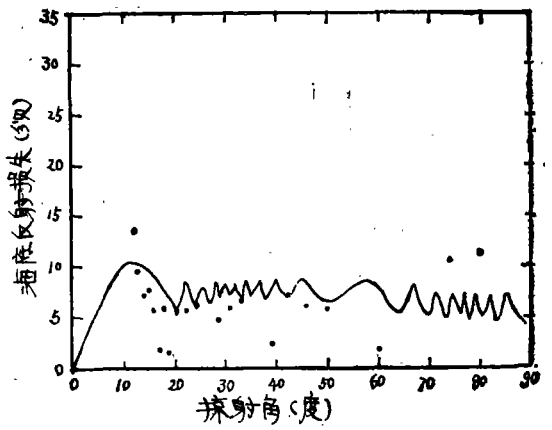

图 5.　海区B.在0.1千赫，海底反射损失的理论值(——)与测量值(……)的比较

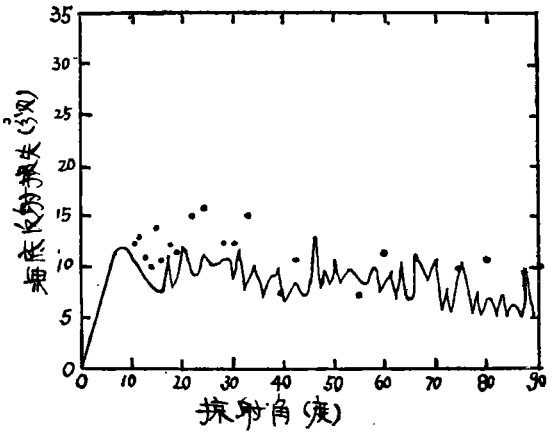

图 6. 海区 B.在 0.5 千赫，海底反射损失的理论值(——)与测量值(……)的比较

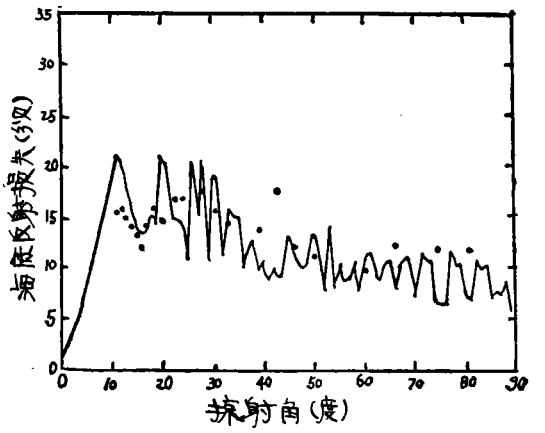

图7. 海区 B.在1.0千赫，海底反射损失的理论值(——)与测量值(……)的比较

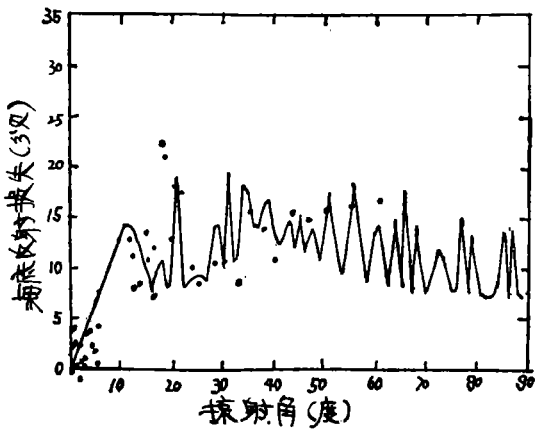

图8. 海区 C.在0.2 千赫，海底反射损失的理论值(——)与测量值(……)的比较

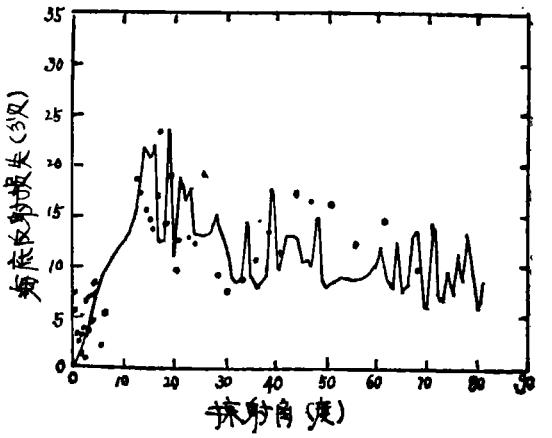

图9. 海区 C.在 0.5 千赫，海底反射损失的理论值(——)与测量值(……)的比较

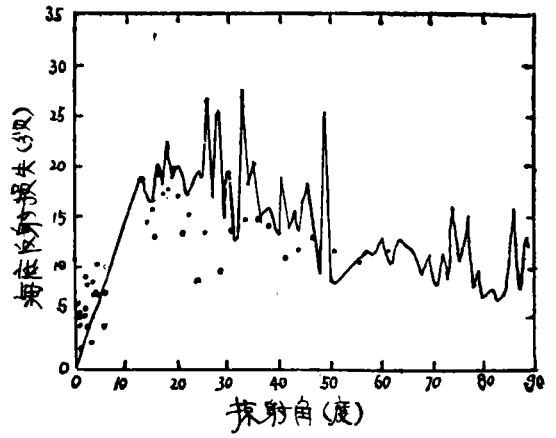

图10. 海区C.在1.0千赫，海底反射损失的理论值(——)与测量值(……)的比较

可以发现，较浅层的衰减系数的变化，对大致在 15°到 20°以下的掠射角的海底损失有影响，而半空间的衰减系数则影响到较大掠射下的海底损失值。这是可以理解的，因为在小掠射角下，声波几乎在第一层就发生折射，而不能穿透到更深层。

为了说明线性梯度在各种频率上的影响，在图 11 中，比较了在具有和不具有沉积物声速梯度的情况下的估算结果，图中表明了对海区 A 在 0.2，1.6 和 3.2 千赫时的理论结果，应用了表 1 所列入的各种速度和衰减值，此外，在沉积层中 3.2 千赫的衰减值是

2.0分贝/米，而在沉积层半空间，其衰减值为0.001分贝/米，对0.2和1.6千赫低频时在具有或不具有梯度的两种理论上的近似之间是存在相当大的差别，对等速和线性梯度情况下，在3.2千赫，海底损失幅度本质上是相同的，线性梯度情况有明显的干涉效应。值得注意的是，具有梯度的情况，在所有各种频率下，都有更多的干涉，这是因为在沉积层中存在着折射声线，在底层半空间中频率为3.2千赫，其衰减增至2.0分贝/米（从0.001分贝/米），而结果却没有表明降低了干涉，因此，有梯度存在时的结果与等速情况一致。

本文提供的有限海区，不允许做出结论性的陈述，但是，研究结果表明，具有这里所使用的衰减值的速度梯度模型是特别适合于低频情况的。

感谢从略

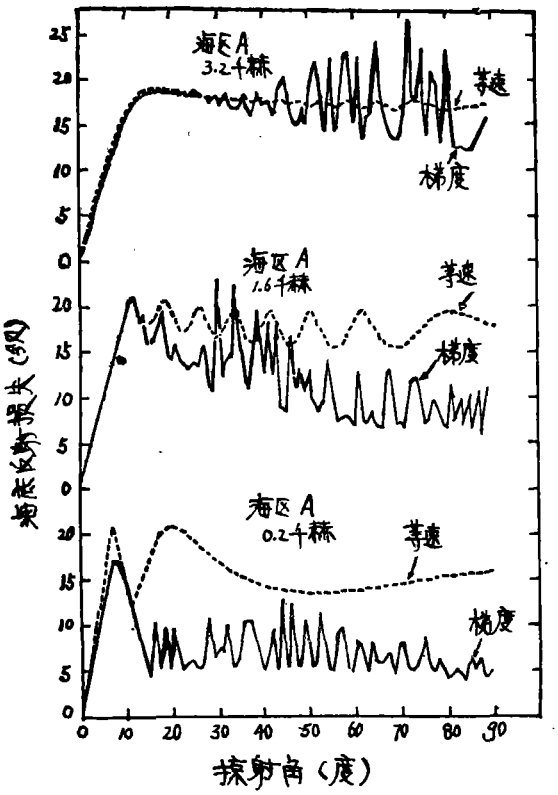

图11. 频率为0.2千赫，1.6千赫和3.2千赫时对具有(——)和不具有(……)沉积层声速梯度的理论模型的比较。

参 考 文 献

[1] R. E. Houtz and J. I. Ewing, J. Geophys. Res. No. 18, 5233—5258 (1963).
[2] R. E. Houtz and J. I. Ewing, Bull. Seismol. Soc. Amer. 54, 867—895 (1964).
[3] E. L. Hamilton, Geophysics 30, No. 2, 257—261 (1965).
[4] R. Houtz, J. Ewing and X. Le Pichon, J. Geophys. Res. 73, No. 8, 2615—2641 (1968).
[5] M. A. Pedersen and D. F. Gordon, J. Acoust. Soc. Amer. 37, 105—118 (1965).
[6] Handbook of Mathematical Functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables, Nat. Bur. Stand., Appl. Math. Ser. 55 (June 1964).
[7] L. M. Brekhovskikh, Waves in Layered Media(Academic, New York, 1960), P.189.
[8] Ref. 7, P. 448.
[9] E. L. Hamilton (private communication) (1969).

译自 J. A. S. A. 1970. Vol: 48. No. 5. (part 1～2). P. 1198—1202.
译者 张学琦 校者 丁 东