◇ 李启虎院士八十华诞学术论文 ◇

水声学中地声反演的新进展*

尚尔昌1,2†

(1 中国科学院声学研究所 北京 100190)(2 中国科学院水声环境特性重点实验室 北京 100190)

摘要 地声反演自20世纪70年代以来一直是水声学中的热点问题,至今热度未减。然而,几乎所有的海底 反演工作都建立在假设的地声模型之上,因此反演得到的海底地声参数只是"等效"意义上的结果,而不是介 质本身的固有参数,尤其是海底衰减系数的频率特性会发生严重的畸变。该文通过重新回顾海底声学反射特 性的概念,给出所谓"等效"海底参数的物理意义;为了克服地声模型失配的困难,建议采用海底反射特性参 数(*P*,*Q*)来描述海底(海底分层时用*P*(*f*)、*Q*(*f*));最后介绍两种能够提取海底介质真实衰减系数的新方法: "WKB+*P*(*f*)"方法和"*N*×HHS"方法。

关键词 地声反演,海底反射系数,模型失配,海底衰减系数

中图法分类号: O427.1文献标识码: A文章编号: 1000-310X(2019)04-0468-09DOI: 10.11684/j.issn.1000-310X.2019.04.001

Progress of geoacoustic inversion in underwater acoustics

SHANG $Erchang^{1,2}$

(1 Institute of Acoustics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China)

(2 Key Laboratory of Underwater Acoustic Environment, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China)

Abstract Research on geoacoustic (GA) properties inversion has been a very active area in underwater acoustics, since 1970s until today. Most of those approaches are "model-based", thus only so-called "effective" parameters can be obtained and critical distortion in $\alpha(f)$ exists due to "model-mismatching". In this paper, we recall the concept of bottom reflective coefficient and provide an explanation on the physical meaning of "effective parameters". In order to overcome the model-mismatching problem, we propose to use model-free reflective parameters P and Q(P(f) and Q(f) for layered bottom). Two new approaches: "WKB+P(f)" and " $N \times$ HHS" are introduced in order to invert the intrinsic $\alpha(f)$.

Key words Geoacoustic inversion, Bottom reflective coefficient, Model mismatch, Bottom attenuation coefficient

2019-02-15 收稿; 2019-03-25 定稿

^{*}国家自然科学基金项目 (11174311, 11804363)

作者简介:尚尔昌(1932-),男,辽宁沈阳人,教授,研究方向:水声物理。

[†]通讯作者 E-mail: shangerchang32@aol.com

0 引言

水声探测系统的效能严重受制于海洋环境特性,因此,无论从声呐系统的设计角度或实战使用角度,都应对环境因素的影响予以重视^[1-2]。对浅海 环境而言,海底对声场之影响无疑成为研究之重点。

描述海底声学特性的参数为"地声"参数 (Geoacoustics parameters), 简称 GA 参数, 即: 介质 密度 ρ 、纵波声速c、声衰减 α 。如果海底沉积物存 在分层结构,则通过GA参数的剖面 $\rho(z), c(z), \alpha(z)$ 来描述。不同于海洋水体,对海底参数难以通过在 底质中布设测量系统进行直接测量。对沉积层表 层,可以进行岩心采样(Core sampling)并后期进行 实验室分析。美国 Scrips 海洋研究所的 Hamilton^[3] 于20世纪70年代到80年代对岩心采样分析开展了 大量研究,并对海底表面的声学特性进行了较为全 面的总结,他所提出的方法成为获得海底表面的声 特性的有效方法之一。但是深层参数剖面信息的提 取十分困难。需要指出,这里所谓的"深层"的具体 范围是与声呐使用的频率直接相关,对于远场小掠 射角情形,声波与海底的作用深度约为波长的数量 级(例如目前声呐常用频段100~3000 Hz,其作用 范围在20m以内)。通过测量水体中的声场信息来 反演(或估计)此深度范围内的地声参数,自20世纪 70年代以来成为研究热点(以SACLANT研究中心 的大量工作为代表)并持续至今[4-5]。

由于计算机技术的迅速发展,目前对正问题 (已知环境参数信息计算声场)已基本解决,但是 逆问题(通过声场反推环境信息)的解决仍十分困 难,特别是海底地声参数反演中关于介质的固有衰 减(Intrinsic attenuation)的反演问题。正如Pierce 等^[6]指出的"对于通常的典型海底沉积层,在频率 5000 Hz以下,无法直接测量得到海底固有衰减系 数,而间接获取往往又会引入另外的物理机制的干 扰"。例如,反演海底宽频带衰减系数为α(f)时,将 实际的分层海底用假设的半无限空间来处理会导 致"模型失配"和固有衰减系数的"畸变"^[7]。由于缺 乏可靠实测数据的支持,关于衰减系数的频率关系 的"线性"与"非线性"争论持续数十年,至今未得 解决。

本文内容结构组织如下:第1节回顾分层介质 波导中格林函数的积分表示,重新表明海底反射系 数的应有地位;第2节通过讨论Brekhovskih"反射 系数"原理, 阐释当存在模型失配时得到的"等效 地声参数"的真实物理含义; 第3节, 简述海底反射 相位参数 P(f) 和衰减参数 Q(f) 的引进及应用现状 和前景; 第4节中, 介绍可以克服模型失配从而获 得海底介质固有衰减系数的两种新方法: "Modelfree(WKB+P(f))"方法和" $N \times HHS$ "方法。第5节 给出全文总结。

1 分层介质波导中格林函数的积分表示

基于图 1(a) 所示波导模型, Pekeris^[8]于 1947年 发表了创始性的关于浅海声场的经典文献。



图 1 Pekeris 波导模型和实际浅海波导模型 Fig. 1 The Pekeris waveguide model and the practical shallow water waveguide model

Brekhovskih^[9] 在其经典著作《分层介质中的 波》对图1(a)所示之浅海波导给出格林函数的积分 表示:

$$\varphi = \frac{i}{2} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1 + V_2}{1 - V_1 V_2} f_1(\xi, z) H_0^{(1)}(\xi r) \xi d\xi / \alpha,$$

$$z \leqslant 0,$$

$$\varphi = \frac{i}{2} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1 + V_1}{1 - V_1 V_2} f_2(\xi, z) H_0^{(1)}(\xi r) \xi d\xi / \alpha,$$

$$z \geqslant 0,$$
(1)

其中, V_2 为海面反射系数, $V_2 = -1$; V_1 为瑞利海底 反射系数:

$$V_1 = \frac{(\rho_b/\rho_w)\sin\theta - \sqrt{n^2 - \cos^2\theta}}{(\rho_b/\rho_w)\sin\theta + \sqrt{n^2 - \cos^2\theta}}.$$
 (1a)

对于如图1(b)所示之分层介质波导,则得到式(2)~(3)关于点源声场的积分表示如下^[10]:

应用声学

$$\psi(r,z) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\left[F_1(z) + \frac{B_1}{A_1}F_2(z)\right] \left[F_1(z_0) + \frac{B_2}{A_2}F_2(z_0)\right]}{W(F_1,F_2) \left[\frac{B_1}{A_1} - \frac{B_2}{A_2}\right]} \cdot H_0^{(1)}(\mu r)\mu d\mu, \quad 0 < z < z_0,$$
(2)

$$\psi(r,z) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\left[F_1(z_0) + \frac{B_1}{A_1} F_2(z_0)\right] \left[F_1(z) + \frac{B_2}{A_2} F_2(z)\right]}{W(F_1,F_2) \left[\frac{B_1}{A_1} - \frac{B_2}{A_2}\right]} \cdot H_0^{(1)}(\mu r) \mu \mathrm{d}\mu, \quad z_0 < z < H,$$
(3)

其中,

$$W(F_1, F_2) = [F_1(z_0)F_2'(z_0) - F_1'(z_0)F_2(z_0)], \qquad (4)$$

符号撇表示微分,
$$\frac{B_1}{A_1} = \frac{B_2}{A_2}$$
分别由式 (5) 和式 (6) 确定:

$$\frac{B_1}{A_1} = -\frac{F_1(\mu, 0)}{F_2(\mu, 0)} = \frac{1}{V_s} \cdot \frac{F_1(\mu, 0)}{F_2(\mu, 0)},$$
(5)

$$\frac{B_2}{A_2} = -\frac{\left[\frac{G_1'(H)}{G_1(H)} + \frac{1}{2\rho_1(H)} \frac{d\rho_1(H)}{dz}\right] - \frac{\rho_1(H)}{\rho_0} \cdot \frac{F_1'(H)}{F_1(H)}}{\rho_0 \cdot \frac{F_1'(H)}{F_2(H)}} \cdot \frac{F_1(H)}{F_2(H)} = V_b(\mu) \cdot \frac{F_1(H)}{F_2(H)},$$
(6)

其中,G₁(z)为满足熄灭条件的解;V_s、V_b分别为海面和海底反射系数。

由式(6)所示 B₂/A₂可视为"广义反射系数", 当 H 处于 WKB"亮区"或对于 SRBR(海面反射-海 底反射)及 RBR(海面折射-海底反射)模函数,则退 化为常规反射系数;若海底为均匀半空间,则退化为 式(1a)之瑞利反射系数。

2 "布氏反射系数"原理及"等效地声参数" 的物理意义

近年来,"场匹配"(Matched field process, MFP)在声源定位、环境监测及参数反演中得到 极大发展。"场匹配"处理所需两方面的快速运算: 数值声场算法和全局最佳搜索算法(模拟退火及遗 传算法等)均已成熟。20世纪80年代以来,出现了 大量的基于MFP方法的地声参数反演工作。然而, MFP是一种建立在地声模型基础上的方法(Model based),通常采用的假设地声模型与真实的地声模 型有差别,因而通过MFP搜索得到的地声参数(等 效参数)无法与真实的地声参数一一对应。

这样一来,如何正确理解"等效参数"以及如何 克服模型失配的问题提到日程^[11-12]。由于 MFP 是对声场的格林函数进行匹配,首先要弄清楚的就 是地声参数在预报格林函数过程中的地位和作用, 而"布氏反射系数"原理正确回答了这个问题,见 图2及式(7)。

由图2可见, 反演得到的等效地声参数 $[m]_A^{\text{eff}}(f_s)$ 的真实物理含义由图2中最终等式(同 式(7))来体现:

$$V_b^R(f_s; [m]_R) = V_b^A(f_s; [m]_A^{\text{eff}}(f_s)), \qquad (7)$$

即在给定的频率 f_s下,格林函数的匹配并不要求地 声参数一对一的匹配,而只需地声参数组合对应的 反射性能相匹配,即通过 MFP 得到的"等效"地声



图 2 通过场匹配流程认识"等效地声参数"的物理 含义

Fig. 2 Understanding the physical meaning of "effective" GA parameters through the progress of matched field processing

参数组合所具有的反射性能与真实海底的反射性 能相吻合(注意:这里不是绝对意义上的吻合,只是 最佳意义上的吻合,只有模型不存在失配时才有绝 对一致)。

可见,一组地声参数所反映的声反射特性才是 直接影响声场的物理量,也就是说,用声反射参数来 描写海底不仅具有实质物理意义,也更具实用意义。 实际上,匹配场反演采用的一般是远场数据,因此得 到的是"小掠射角"的反射特性,这一点带来的处理 问题的方便性在下一节讨论。

3 海底小掠射角反射特性参数(P,Q) 的引进

用反射系数来描写海底在物理上是合适的,但 是在技术层面上有困难,因为反射系数是一个"函 数"(以掠射角为自变量)而非一个信息集中的参数。 反射系数参数化描述在小掠射角范围内(小于海底 临界角)是可能做到的。

1971年,Weston^[13]提出,对液态半空间的瑞利 反射系数在小掠射角范围内可做线性近似描写:

$$\ln|V(\theta)| \cong -Q\theta,\tag{8}$$

$$\arg V(\theta) \cong -\pi + P_s \theta,$$
 (9)

其中,

$$P_s = \frac{2(\rho_b/\rho_w)}{\sqrt{1 - (c_w/c_b)^2}},\tag{10}$$

$$Q = 2 \frac{(\rho_b/\rho_w)(c_w/c_b)^2 \eta}{[1 - (c_w/c_b)^2]^{3/2}},$$
(11)

$$\eta = \alpha/2k_b, \quad k_b = 2\pi f/c_b. \tag{12}$$

Harrison^[14]对上述线性近似对传播损失预报 所引起的误差做过分析,结果表明在距离为30倍水 深的范围内传播损失的预报误差在1.5 dB左右。

1980年,SACLANT研究中心的Hastrup^[15]对 能激发横波的弹性半无限空间海底的反射系数的 计算结果也表明,无论是大横速波 ($c_s > c_b$)还是小 横速波 ($c_s < c_b$),小掠射角范围内均有较好的线性近 似关系,见图3。

2014年, Zhao 等^[16]借助于等效半无限空间的 概念, 把上述线性近似的关系推广到分层介质海底, 此时参数 *P*和 *Q*均为频率的函数: *P*(*f*)、*Q*(*f*)。此 外, 还引进一个新的代表"全局"(指掠射角在零和临 界角之间, 区别于掠射角接近零的情形)的线性相 位近似:

$$\arg |V(\theta; f)| \cong -\pi + P_c(f) \cdot \theta, \tag{13}$$

其中,

$$P_c(f) = \frac{\pi}{\theta_c(f)} = \frac{\pi}{\cos^{-1} c_w/c_b(f)}.$$
 (14)



参数 P_s(式(10)) 和参数 P_c(式(14)) 虽然都是 对反射相移的描写,但是近似方法不同,前者是在小 掠射角区域(掠射角趋于零)相位信息的近似表示, 后者是在整个全内反射区全局平均的相位信息的 线性近似表示,更为重要的是它与临界角的信息相 联系。由于实际的相移-角度之间并非严格线性关 系,因而P。和P。在数值上虽很接近但存在差别,具 体应用中可甄别选用。总体而言,方程组{式(10); 式(11);式(14)}构成了地声参数(p,c,a)空间与反 射系数 (P_s, P_c, θ) 空间的双向映射关系。对于半无 限空间海底,地声参数为常数,上述映射关系与频率 无关;而对于具有分层结构的海底,上述映射关系仍 然成立,只不过所有参数都是频率的函数,这就是 "等效半无限空间"海底的概念^[16]。基于这种双向 映射关系,我们可以对同一个海底对象从两个窗口 来进行观察、研究和对比[17]。事实证明,多一个窗 口就增多了解决问题的可能性。这里要特别强调参 数P(f)的重要性。在WKB近似下,简正波的频散 方程表示为

$$2\int_{0}^{H}\sqrt{k_{0}^{2}-k_{m}^{2}}\mathrm{d}z+P\theta_{m}=2m\pi,$$
 (15)

由式(15)可见,参数*P*(*f*)总揽了海底介质对简正 波的频散的贡献,显而易见,它也一定蕴含着有关地 声参数分层剖面的信息^[17]。

4 反演海底固有衰减的两种新方法

1987年, Rajan等^[18]发展了基于微扰理论的 沉积层声层析 (Tomography) 方法。之后于 1998年 再次提出可同时重建海底声速剖面和密度剖面的 声层析方法^[19]。该方法要求输入的数据是简正波 水平波数 k_m 的微扰量 Δk_m 。然而 Δk_m 不仅受海底 介质的影响,更大程度上受制于水层中环境参数的 影响,后者影响远大于前者,因此实际上很难获得 不受水体扰动影响的可靠的 Δk_m 数据,使得该方法 到目前为止并未得到实际应用。在传统的海洋声学 层析 (Ocean acoustic tomography, OAT) 中, 大多 是利用与群速相联系的"走时"(Travel time)或"到 达时间差"(Difference of arrival time)作为输入数 据。在实用的地声反演中为降低难度并结合实用 目的,常会预设一个有限的频段 $[f_L f_H]$,从而能 选出在此频段内较为敏感、模糊度较小并具"鲁棒 性"(Robustness)的场量作为输入数据。

而简正波衰减指数 $\beta_m(f)$ 基本上只受海底参数影响,在现代声呐感兴趣的频段(100~3000 Hz)

内,是反演沉积层地声参数的可靠的输入数据,其积 分表达式为^[20]

$$\beta_m(f) = C_m \int_H^\infty \left(\frac{\alpha_b(f, z)}{c_b(z) \rho_b(z)} \right) \left| \psi_m(z) \right|^2 \mathrm{d}z.$$
(16)

如忽略 α 的深度分布,简化为

$$\beta_m(f) = C_m \cdot \alpha_b(f) \cdot \int_H^\infty \left(\frac{1}{c_b(z) \rho_b(z)}\right)$$
$$\cdot |\psi_m(z)|^2 \, \mathrm{d}z. \tag{17}$$

首先利用式(17)进行海底衰减系数 $\alpha(f)$ 反 演的是美国NRL的Ingenito^[21], Ingenito假定在 式(16)中海底模型是半无限空间(HHS),而且海 底声速 c_b 和密度 ρ_b 是可测得的常数,因而式(16)中 积分可解算,最终得到海底衰减系数的频率依赖关 系是非线性的: $\alpha(f) \sim f^{1.75}$ 。Ingenito的文章发表 于1973年,之后有众多的研究者跟随Ingenito用假 设的半无限空间海底模型进行了海底衰减特性的 反演,Holmes等^[22]总结了1973年到2004年间的反 演结果,得到的海底衰减系数均为频率的非线性关 系(见表1^[22],所有n > 1,平均 $n_{ave} = 1.8$)。

在文献 [7] 中,我们讨论了通过式 (16) 反演海底 衰减系数 $\alpha(f)$ 时,由模型失配带来的畸变:

$$\alpha^{\nabla \mathrm{\bar{g}}\mathrm{d}\mathrm{d}}(f) = \mathfrak{D}_m(f)\alpha^{\mathrm{\bar{g}}\mathrm{g}\mathrm{d}\mathrm{d}}(f) \,. \tag{18}$$

式(18)中畸变因子由式(19)给出:

$$\mathfrak{D}_m(f) = \frac{\int_H^\infty \left[G(z) \left| \psi_m(z) \right|^2 \right]_{[m]_R} \mathrm{d}z}{\int_H^\infty \left[G(z) \left| \psi_m(z) \right|^2 \right]_{[m]_A} \mathrm{d}z}, \qquad (19)$$

其中,

$$G(z) = 1/c_b(z) \rho_b(z).$$
 (20)

由式 (19) 所表示的畸变因子,可以理解为由模型失 配所造成的"附加"频散,由于分层海底是一个频 散系统,当模型完全匹配时,畸变因子 $\mathfrak{D}_m(f)=1$, 即无畸变。当模型失配时,这部分"附加"频散将会 附加到介质固有衰减系数的本质频散上去(这就是 Pierce所担心的"另外的物理机制"),从而得到畸变 后的频散特性(式(18))。

为克服模型失配, Zhao 等^[23]提出一种"无模型 (Model-free)"的反演方法——"WKB+P(f)"; Zeng 等^[24]提出另一种基于"不同频率采用不同 等效模型"的反演方法——"*N*×HHS"。

下面,分别简要介绍这两种方法。

Author, date ^a	$\rm Freq.Range(Hz)$	Bottom type ^{$1,16$}	C.A.	(n)	Type of Exp.*
Ingenito, 1973^2	$400 \sim 750$	Sand	19	1.75	М
Beebe <i>et al.</i> , 1982^3	$100 \sim 600$	Medium to coarse sand	29	1.76	TL
Zhou, 1985^{27}	80~800	Sand-silt-clay	19	1.84	М
Zhou <i>et al.</i> 1987^8	$100 \sim 1000$	Fine sand and silt	21	1.6	INV
Tatersall and Chizhik, $1992^{11,12}$	$100 \sim 8000$	Medium sand	24	2.0**	TL
Tappert, 1993, ¹⁰	$50 \sim 800$	Sand-silt-clay	19	2.0	TL
Carey and Evans, $1998,^4$	$500 \sim 1000$	Sand-silt-clay	25	1.85	TL
Dediu, Carey, and Siegmann ⁵					
Rozenfeld, 2001^{13}	$747 \sim 604$	Sand-silt	23	1.8	TL
Peng <i>et al.</i> , 2004^{14}	$100 \sim 500$	Very fine sand	21	1.65	TL
Zhou <i>et al.</i> , 2004^9	$100 \sim 700$	Very fine sand	22	1.63	INV
$Holmes^{17,19}$	$200 \sim 1228$	Fine sand	22	1.87	TL
			The av	erage value is $\langle 1.8 \rangle$	$\sigma=\pm 0.2$
C.A.=Critical angle, *M=Modal, TL=Transmission loss, INV=Inversion. **Paper actually reports					
agreement with Biot theory, which gives $n = 2.0$ in the 100~1000 Hz range.					

表1 1973年到2004年间的海底衰减系数反演结果

Table 1 The results of bottom attenuation inversion during 1973 and 2004

^aSuperscript numbers refer to References and links section.

4.1 "WKB+P(f)"方法^[23]

在解算式(17)以求 $\alpha(f)$ 时,不对海底做任何模型假设,而是利用先验信息P(f)来计算被积函数(包括剖面和模函数两部分)。按照文献[7]中 $\alpha(f)$ 对被积函数各部分的敏感度分析结果,"WKB+P(f)"近似对被积函数中较为敏感的模函数的估计最为精确,在WKB近似下,沉积层中的模函数可表示为^[25]

$$\psi_m(z,f) = \psi_m(H,f) \mathrm{e}^{-\gamma_m(f)(z-H)}, \qquad (21)$$

其中,

$$\gamma_m = \sqrt{k_m^2 - k_b^2} \approx \sqrt{k_m^2 - \left(\frac{\omega}{c_0/\cos(\pi/P)}\right)^2},$$
(22)

$$\psi_m(H,f) = \sqrt{\frac{2 \cdot \rho_w}{H_{\text{eff}}(f)}} \cdot \sin\left(\theta_m \cdot \frac{P(f)}{2}\right). \quad (23)$$

通过P(f)信息来估计 $c_b(z)$ 剖面的思路如下^[17]:

(1) 对于给定频点,由对应的等效声速 c_b^{eff} 和穿 透深度 z_m^{eff} 来建立剖面信息;

(2) 假定 $c_b(f)$ 是在穿透深度 z_m^{eff} 范围内声速的

平均值,而且*c*_b是深度的线性函数,得到下列表达式:

$$c_b^{\text{eff}}(f) = \frac{1}{2} [c_b(H) + c_b(H + z^{\text{eff}}(f))].$$
 (24)

(3) 当 $c_b(H)$ 已知时,式(24)中 $c_b(H + z^{\text{eff}})$ 即 估计得到的声速剖面。

以图4所示 SACLANT 海底模型为例,利用上述方法得到的海底声速分布如图5所示,可见至少在沉积层区域,此方法可以有效获得海底声速分布曲线。



图4 本文数值计算采用的SACLANT^[26]分层海 底模型

Fig. 4 The SACLANT layered bottom model used in this paper



图5 通过 P(f) 数据信息重构海底声速剖面

Fig. 5 The re-constructed bottom sound speed profile through data P(f)

4.2 "N×HHS"方法^[24]

根据"布氏反射系数"原理(见公式(7)),所谓 "等效地声参数"是一个窄带的概念,即利用半无限 空间模型,如图6所示,在每个频点分别进行海底反 演将得到不同的等效结果 { $c_b(f)$, $\rho_b(f)$ }。然后把所 得的 { $c_b(f)$, $\rho_b(f)$ }分别代入式(17)中,所需模函数 通过简正波模型预报(KRAKEN)来计算,从而得 到对应的 $\alpha(f)$ 。

5 结论与讨论

(1)本文根据分层介质波导中格林函数的积分 表示,揭示了海底对格林函数的影响是通过平面波 反射系数来实现的,我们称此为"布氏反射系数原 理",用以纪念布烈霍夫斯基赫的开创性工作。

(2) 根据"布氏反射系数原理",我们认为解释 所谓"等效地声参数"这一概念的关键在于式(7)。 (3) 在过去数十年的地声反演中,由于模型失 配导致反演的地声参数的畸变,多数反演结果并不 能反映海底固有地声参数,尤其是海底底质固有衰 减系数α(f)。

(4) 引进了不基于地声模型的海底反射特性参数 (*P*, *Q*),为研究海底打开一扇新的窗户,也增加 了解决海底反演问题的途径。

(5) 为克服模型失配带来的反演结果失真, 我们提出两种解决方法: "WKB+*P*(*f*)"方法和 "*N*×HHS"方法。

以SACLANT海底模型为例进行数值分析,通过上述两种方法提取海底无畸变的固有衰减系数,采用畸变因子 $\mathfrak{D}_m(f)$ 作为指标来检验方法的有效性,结果分别如图7(a)和图7(b)所示,两种方法均足够精确(畸变因子 $\mathfrak{D}_m(f)$ 均十分接近于1.0);作为对比,图7中同时给出当采用假设的半无限空间海底模型(Ingenito模型^[20])时得到的畸变的反射系数。

(6) 将"WKB+P(f)"和"N×HHS"两种方法 融合,可以得到下列关于α(f)的一个简明的解 析表达式:

$$\alpha(f) = \frac{\beta_m(f)}{B_m(f)},\tag{25}$$

其中,

$$B_m(f) = \left(\frac{c_m}{c_b(f)}\right) \left(\frac{\rho_w}{\rho_b(f)}\right) \left(\frac{\Delta m}{H_{\text{eff}}}\right) \sin^2\left(\frac{P}{2}\theta_m\right),\tag{26}$$

$$\Delta m = \left[\sqrt{k_m^2 - k_b^2(P(f))}\right]^{-1},$$
(27)

$$\theta_m = \arcsin\left(\frac{m\pi}{k_0 H_{\text{eff}}}\right),$$
(28)

$$H_{\rm eff} = H + P(f)/2k_0.$$
 (29)



Fig. 6 The principle of the " $N \times HHS$ " method

3.0



图 8 以 P(f) 曲线作为沉积层分类识别的"指纹" Fig. 8 P(f) can be used as the fingerprint of bottom sediment type

参考文献

- Wang D C. The important issues in modern underwater acoustics[M]//侯志强. 汪德昭文集. 北京:科学出版社, 1995: 129-141.
- [2] 李启虎. 声纳信号处理引论 [M]. 北京: 科学出版社, 2012.
- [3] Hamilton E L. Geoacoustic modeling of the sea floor[J]. Journal of the Acoustical Society of America, 1980, 68(6): 1313–1340.
- [4] Kuperman W A, Jensen F B. Bottom-interacting ocean acoustics[C]. NATO Conference Series, Plenum, 1980.
- [5] Chapman N R, Tolstoy A. Benchmarking geoacoustic inversion methods[J]. Journal of Computational Acoustics, 1998, 6(1/2): 1–28.
- [6] Pierce A D, Carey W M. Difficulties in the indirect experimental inference of the low-frequency intrinsic acoustic attenuation in marine sediments[J]. Journal of the Acoustical Society of America, 2010, 128(5): 2357.
- [7] Zeng J, Zhao Z D, Ma L, et al. Distortion of the frequency dependency of bottom attenuation $\alpha(f)$ inverted from modal attenuation β_m due to bottom modelmismatching[J]. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 2016, 42(4): 672–680.
- [8] Pekeris C L. Theory of propagation of explosive sound in shallow water[J]. Geological Society of America Memior, 1948, 27: 1–117.
- [9] 布烈霍夫斯基赫. 分层介质中的坡 [M]. 杨训仁, 译. 第二版. 北京: 科学出版社, 1985.



图7 两种方法效果验证

Fig. 7 Verification of the two procedures

公式(25)表明,当测得简正波衰减数据 $\beta_m(f)$ 时,只要有参数 $P_s(f)$ 和 $P_c(f)$ 的数据就可得到无畸变的沉积层的声衰减系数 $\alpha(f)$ 。

用上述新的反演方法,我们对 2018年黄海海域 声传播数据进行海底反演分析,首次得到无畸变的 海底衰减系数,随频率呈线性关系,在 200~1000 Hz 范围内为 $\alpha(f) = 0.32 \text{ dB}/\lambda$ 。

(7) 对于沉积层的声层析以及实用的沉积层分 类(Pattern recognition) 建议:

(a) 声层析可由下列三步完成:

① 在中近场用 HHS 模型做多频点的场匹配 (MFP) 以便得到数据 $\rho_b(f)$ 、 $c_b(f)$ 、P(f);

② 用上述两种方法,估计 $\alpha(f)$;

③ 将 $\alpha(f)$ 带入式(17),以 $\frac{\beta_m(f)}{\alpha(f)}$ 为数据结合 海底浅层剖面仪提供的断层界面信息,以非线性方 法估计 $\rho(z), c(z)$ 剖面。

(b) 以 P(f) 曲线特征作为"指纹"用于沉积层 分类识别,图8给出2002年和2018年分别位于黄海 两个不同实验海区的 P(f) 曲线,并与SACLANT

- [11] Shang E C. How to deal with model-mismatching in GA parameter inversion[C]. Proceedings of ICTCA 2015, Keynote Speech, Hangzhou, China, 2015.
- [12] Chapman N R. A critical review of geoacoustic inversion: what does it really tell us about the ocean bottom?[J]. Journal of the Acoustical Society of America, 2016, 140(5): 3023.
- [13] Weston D E. Intensity-range relations in oceanographic acoustics[J]. Journal of Sound and Vibration, 1971, 18(3): 271–287.
- [14] Harrison C H. An approximate form of the Rayleigh reflection loss and its phase: application to reverberation calculation[J]. Journal of the Acoustical Society of America, 2010, 128(1): 50–57.
- [15] Hastrup O F. Some bottom-reflection anomalies near grazing and their effect on propagation in shallow water[M]//Bottom-Interacting Ocean Acoustics, NATO Conference Series, 1980: 135–152.
- [16] Zhao Z D, Ma L, Shang E C. Modeling of Green's function with bottom reflective parameters (P, Q) instead of GA parameters[J]. Journal of Computational Acoustics, 2014, 22(1): 1450014.
- [17] Zhao Z D, Shang E C, Rouseff D. The comparison of bottom parameter inversion in geoacoustic space and in (P, Q) space[J]. Journal of Computational Acoustics, 2017, 25(3): 1750011.
- [18] Rajan S D, Lynch J F, Frisk G V. Perturbative inversion methods for obtaining bottom geoacoustic parameters in shallow water[J]. Journal of the Acoustical Society

of America, 1987, 82(4): 998-1017.

- [19] Rajan S D. Simultaneous reconstruction of compressional wave speed and density profiles from modal eigenvaluess[J]. Journal of Computational Acoustics, 1998, 6(1/2): 257–267.
- [20] Jensen F B, Kuperman W A, Porter M B, et al. Computational ocean acoustics[M]. 2nd Edition. New York: Springer, 2011: 385–389.
- [21] Ingenito F. Measurements of mode attenuation coefficients in shallow water[J]. Journal of the Acoustical Society of America, 1973, 53(4): 858–863.
- [22] Holmes J D, Carey W M, Dediu S M, et al. Nonlinear frequency-dependent attenuation in sandy sediments[J]. Journal of the Acoustical Society of America, 2007, 121(6): EL218–EL222.
- [23] Zhao Z D, Zeng J, Ma L, et al. A model-free approach for inverting the intrinsic attenuation α(f) of sea-bed sediment[C]. The 6th PRUAC2018, Conference Book of Abstract, Hualian Taiwan, 2018.
- [24] Zeng J, Zhao Z D, Ma L, et al. Extracting the intrinsic geo-acoustic parameters from the "effective" Geo-acoustic parameters[J]. Journal of the Acoustical Society of America, 2018, 144(3Pt2): 736.
- [25] Shang E C, Gao T F, Wu J R. A shallow water reverberation model based on perturbation theory[J]. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 2008, 33(5): 451–461.
- [26] Kuperman W A, Hodgkiss W S, Song H C. Phase conjugation in the ocean: experimental demonstration of an acoustic time-reversal mirror[J]. Journal of the Acoustical Society of America, 1998, 103(1): 25–40.