国家自然科学基金
地震科学联合基金 资助

地震测深资料解释的新方法

李松林 奚计昌 吴宇远 编著

地震出版社

责任编辑：张晓梅
封面设计：徐雁生

ISBN 7-5028-2858-3

9 787502 828585 >

ISBN 7-5028-2858-3/P • 1275

（3455）定价：25.00元

国家自然科学基金
地震科学联合基金 资助

地震测深资料解释的新方法

李松林 樊计昌 吴宁远 编著

地震出版社

图书在版编目(CIP)数据

地震测深资料解释的新方法/李松林，樊计昌，吴宁远编著 .—北京：地震出版社，2006.1

ISBN 7-5028-2858-3

Ⅰ.地… Ⅱ.①李… ②樊… ③吴… Ⅲ.地震勘探-地震数据-数据处理 Ⅳ.P315.63

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2006）第 000437 号

地震版 XT200500220

地震测深资料解释的新方法

李松林 樊计昌 吴宁远 编著

责任编辑：张晓梅

责任校对：庞娅萍

出版发行：地震出版社

北京民族学院南路 9 号 邮编：100081

发行部：68423031 68467993 传真：88421706

门市部：68467991 传真：68467991

总编室：68462709 68423029 传真：68467972

E-mail：seis@ht.rol.cn.net

经销：全国各地新华书店

印刷：北京地大彩印厂

版（印）次：2006 年 1 月第一版 2006 年 1 月第一次印刷

开本：787×1092 1/16

字数：186 千字

印张：7.5

印数：001～600

书号：ISBN 7-5028-2858-3/P·1275（3455）

定价：25.00 元

版权所有 翻印必究

（图书出现印装问题，本社负责调换）

前　言

本书的书名为《地震测深资料解释的新方法》，顾名思义，就是试图将该领域国际上的新方法介绍给读者。在近几年的研究课题中，为了地震测深资料解释的需要，作者特意对国际上在该领域内所出现的新思路和新方法进行了全面的查阅和收集，系统的对比和总结，并根据需要作了一些必要的改动。其中一些方法，作者还结合国内观测资料作了首次应用的尝试。本书就是在此基础上整理而成的。

众所周知，地壳深部结构的探测，不仅对于大地构造、地壳演化和地球动力学的研究具有十分重要的理论意义，而且对于地震预测、地震烈度区划及矿产资源探测等具有非常重要的现实意义。因此，该项探测工作一直是地学界最为活跃的课题。

在众多的地球物理探测方法中，地震波方法最为有效，精度最高。按照地震波激发方式的不同，可分为主动震源（即人工地震）和被动源（即天然地震）两大类。相比之下，人工地震方法由于震源位置和发震时刻已知，因此可以得到更加可靠的结果。因而该方法备受国内外学者的重视。我国开展人工地震地壳深部结构的探测工作至今已有近 50 年的历史。人工地震剖面遍及全国各地，总数达一百余条，剖面总长度达 5 万余公里。这些剖面绝大部分为地震折射/宽角度反射剖面。同石油勘探中常用的地震反射方法相比，这种方法探测的深度和范围更大些，且能得到莫霍面的形态和地壳内各层的速度值，因此是目前国内外普遍采用的方法，通常所说的地震测深即指此种方法。

随着地震测深工作的逐步开展和资料的大量积累，相应的资料处理和解释工作便成了一个极其重要的环节。目前，已初步形成了一套常规的处理方法，包括从资料的预处理到震相对比；从一维和二维初始模型的建立到模型参数的修改；从射线追踪、理论走时的计算到理论地震图的合成等。这些常规处理方法，已在许多文献上作了系统的描述，并已被国内地震测深界所广泛应用，这里就不再赘述。然而，随着资料解释工作的逐步深入，许多新的问题又很自然地被提了出来，

亟待解决。譬如，如何充分利用记录资料中所含的有关断层面和界面位置的信息，将这些参数确定得更加准确一些；对于同一剖面既有宽角度反射观测资料又有近垂直反射资料的情况，如何对其进行合理的综合解释？如何对多个互相交叉的地震剖面进行联合反演，求得一个统一的三维地壳模型？

有关这些问题，国际上近几年来出现了许多新思路和新方法。作者对这些方法一直很感兴趣，试图通过本书将其介绍给国内的同行和各界朋友们。为了使本书名副其实，本书的宗旨和显著特点就是突出一个新字。本书所涉及的都是国际上新近出现的比较适用的新方法。这些方法，新就新在目前在国内还鲜为人知。其中一些方法作者曾结合国内观测资料作了首次应用，另外一些方法在国内还是空白。这些方法，新就新在思路新颖，从新的角度出发考虑和解决问题。这些方法，新就新在能够从已有的观测资料中提出新的信息。笔者认为，这些新方法在国内的推广和应用，将会使我国地震测深的资料解释水平提高到一个新的高度，使我们对地壳深部结构有一个新的认识。

本书共分六章。第一章为单个剖面速度分布和界面位置的联合反演。由于速度分布和界面位置这两类参数的作用是相互耦合在一起的，共同影响地震波的走对。因而对此两类待求参数统一考虑、联合反演便显得尤为必要。该章除对方法进行了介绍外，对相应计算程序的特点和使用作了描述。第二章为透射波在界面反演中的应用及回折波层析成像。事实上，在上一章所述的反演程序中，已利用了透射波走对资料反演所穿透的界面的位置。本书中我们将这部分内容单独列为一章，以突出其重要性，并希望引起大家的注意。这是因为，以往的反演方法多局限于利用反射波走时资料确定界面位置，而对透射波中所含的界面位置的信息注意不够。本章介绍了利用透射波走时资料确定界面位置的原理和基于上述原理的回折波层析成像方法。文中还列举了作者的一个应用实例。第三章为单个剖面折射/宽角度反射资料和近垂直反射资料的联合反演，这与第一章刚好相反，这里的联合反演所指的不是不同类型的待求参数，而是两种不同类型的观测资料，即沿同一剖面上的折射/宽角度反射资料和近垂直反射资料。如何充分发挥这两类观测资料各自的优势，将两类走时资料有机地结合起来，建立统一的反演方程组，便成了该方法的关键，也是该章所要解决的问题。前面三章的方法都是针对单个地震测深剖面的资料解释的，而第四章的方法则适用于同一地区多条地震测深剖面资料的统一解释。该方法考虑了不同剖面资料间的相互联

系，通过联合反演，同时得到每个剖面的二维速度结构。如果研究地区人工地震测线足够密的话，还可通过线性插值的办法，由这些二维模型得到三维模型。这样得到的三维模型，我们称之为准三维模型。该方法尤其适合于我国地震测深剖面较多的地区。书中还给出了京、津、唐地区的计算结果。第五章介绍了剑桥大学地球科学系 Hobro 教授 2002 年提出的三维层析成像方法。该方法可利用不同类型的地震体波走时反演三维速度结构和界面位置。可使用折射波、宽角反射波、垂直入射和多道地震数据的走时，尤其适合于这些数据的联合使用。这是真正意义上的三维模型反演。第六章为断层震相与地壳盲断层的三维成像。我们将关注的目光聚焦于地学界的最热门的话题之一：断层成像的问题。文中介绍了几种与断层有关的震相及其在断层研究中的应用，包括断层围陷波（Fault zone trapped waves）、断层面反射波和尖点衍射波。由于这些地震波直接来自断层面，因此携带了与断层有关的更加直接的信息，可用来更加精确地确定断层的位置和介质性质。近几年来，断层通道波的研究和利用已成了地震学界的热门话题。我国访美学者郦永刚博士在该领域作了开创性的工作。

除上述六章的内容外，本书还附上了中国大陆范围内现已完成的人工地震折射/宽角反射剖面位置图、各剖面有关参数及相应的参考文献，以便国内同行查阅。

由于时间仓促，更主要的是由于作者水平有限，因此书中错误肯定不少，恳切同行们给予指正。这对我们来说也是一个难得的学习和提高的机会。本书如果能够起到一个抛砖引玉的作用，由此唤起国内同行对新方法的重视，从而引出国内更多更好的新方法和更新成果来，作者将感到无比的欣慰和荣幸。

本书的编写是在国家自然科学基金会（40374032）和地震科学联合基金会（504002）的资助和鼓励下进行的。孙武域研究员、刘福田教授给予了我们热情的指导，对本书提出了宝贵的意见。朱世龙司长、李明副司长给予了大力的支持和帮助。张晓普高级工程师绘制和修改了大部分图件，张晓梅编审在文字和图件方面提出了宝贵的修改意见。作者在此一并表示衷心的感谢。

作　者

2005.12

目　录

第一章　单个剖面速度分布和界面位置的联合反演 …… (1)

第一节　联合反演的必要性 …… (1)

第二节　原理和方法 …… (1)

第三节　方法和计算程序的特点 …… (6)

第四节　数字模型检验 …… (7)

第五节　地震观测资料处理 …… (10)

第六节　结论与讨论 …… (15)

参考文献 …… (15)

第二章　透射波在界面反演中的应用及回折波层析成像 …… (17)

第一节　地震回折波 …… (17)

第二节　原理和方法 …… (18)

第三节　数字模型检验 …… (20)

第四节　地震观测资料处理 …… (22)

第五节　结论与讨论 …… (24)

参考文献 …… (24)

第三章　单个剖面宽角反射和近垂直反射资料的联合反演 …… (26)

第一节　引言 …… (26)

第二节　方法 …… (27)

第三节　理论数据反演试验 …… (34)

第四节　方法在 SAGE90-91 地震观测资料反演中的应用 …… (37)

第五节　结论 …… (42)

参考文献 …… (42)

第四章　多个剖面资料的准三维联合反演 …… (44)

第一节　引言 …… (44)

第二节　原理和方法 …… (45)

第三节　首都圈地区多条人工地震宽角反射/折射剖面资料的联合反演 …… (47)

参考文献 …… (52)

第五章　多个剖面资料的三维联合反演 …… (54)
第一节　引言 …… (54)
第二节　反演方法 …… (56)
第三节　合成数据试验 …… (62)
第四节　方法应用于观测数据 …… (71)
第五节　结论 …… (76)
参考文献 …… (76)
第六章　断层震相与地壳盲断层的三维成像 …… (79)
第一节　引言 …… (79)
第二节　断层震相的识别和利用 …… (80)
第三节　利用断层围陷波研究昆仑山 8.1 级地震的破裂面 …… (86)
第四节　利用断层围陷波研究海原 8.6 级地震的破裂面 …… (94)
第五节　利用断层面反射波研究海原 8.6 级地震的断层面 …… (97)
第六节　结论与讨论 …… (104)
参考文献 …… (105)
附录　中国大陆范围内现已完成的人工地震折射/宽角反射剖面 …… (107)
一、剖面位置图 …… (107)
二、中国地震局地球物理勘探中心完成的剖面 …… (108)
三、其他单位完成的剖面及参考文献 …… (110)

第一章　单个剖面速度分布和界面位置的联合反演

本章介绍了一种联合反演速度分布和界面位置的方法。该方法采用横向非均匀的介质模型，由地震波走时同时反演速度分布及各界面的位置。接着，介绍了基于上述方法的计算程序及其数值模拟试验。最后，以穿过青藏高原东北缘的玛沁-兰州-靖边人工地震剖面的实测资料处理为例，说明了该方法和程序的应用。

第一节　联合反演的必要性

随着深部探测工作的步步深入和日益增加的人工地震记录资料的取得，寻求一种有效的资料反演方法成了目前急待解决的问题。到现在为止，虽然已研制了不少走时反演程序，但许多程序中所采用的模型过于简单。例如有些采用分层均匀模型，有些采用分块均匀模型。前一种模型不能反映每层内速度的垂向和横向变化，后一种模型则引入了人为的垂向和横向的间断面。另外，很多程序没有将速度值和界面位置的调整同时考虑。事实上，界面和速度结构的作用是耦合在一起的，共同影响地震波的走时，对任何一方的近似或忽略都会影响另一方的反演效果。只有对速度分布和界面位置这两种参数同时进行反演，才能得到较可靠的结果（Bishop，1985；李松林，1995；李松林，1997a；李松林，1997b）。

走时反演，就是利用地震波的走时残差反演模型的改变量。联合反演中即为节点速度值和界面节点深度两种不同的物理量。这是两种不同性质和量纲的物理量，两者不但方差不同，且对走时的影响程度亦不同。针对这一问题，国内外现已提出了多种方法，实现两类参数的相互分离（Pavlis，Booker，1980；刘福田等，1986）。我们采用了 Pavlis 和 Booker 的参数分离法。

第二节　原理和方法

2.1　介质模型离散化

采用如图 1-1 所示的横向非均匀二维介质模型，内含若干界面。界面由一系列节点描述。在每一个界面节点处，赋于两个速度值，分别对应于界面两侧的速度。此外，还可根据需要在界面的其他位置增设速度节点。根据上述界面和速度的节点，每层内可划分为若干梯形块体。介质中每一点的速度由所在梯形四个顶点的速度二维线性内插得到。

有时，为了描述层内速度梯度随深度的不连续变化，亦可在该层内再增加些虚界面。沿虚界面速度无跳跃现象。

上述模型较真实地反映了地球介质的情况。它既刻画了介质的分层情况，又反映了每层内速度沿垂向和横向的变化，并且没有产生人为的间断面。在这样的模型下，问题归结为利用地震波走时资料同时反演界面节点的位置和各节点处的速度值。

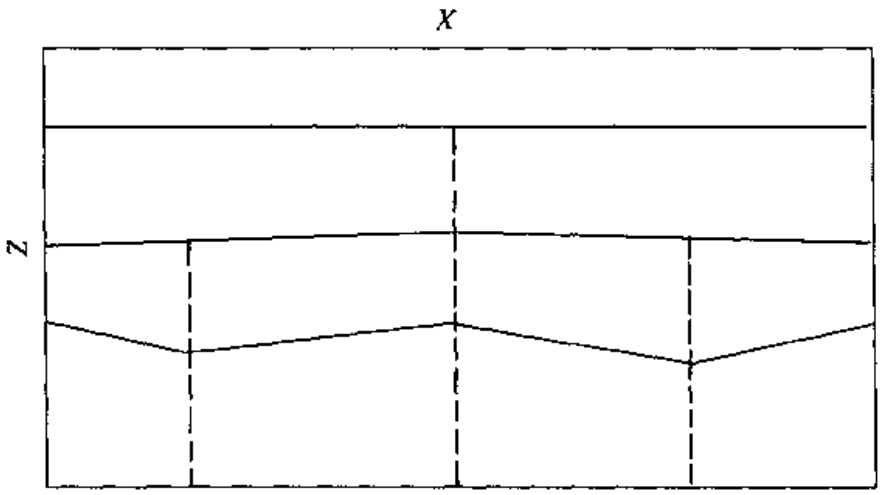


图 1-1　二维介质模型示意图

2.2　二维介质中的射线追踪

正演计算采用了横向非均匀的二维介质中的射线追踪方法。射线追踪可由龙格-库塔法求解下列一阶微分方程组来实现（Cerveny et al.，1977）：

$$\begin{aligned}\frac{\mathrm{d}x(t)}{\mathrm{d}t} &= v(x,z)\sin\theta \\ \frac{\mathrm{d}z(t)}{\mathrm{d}t} &= v(x,z)\cos\theta \\ \frac{\mathrm{d}\theta(t)}{\mathrm{d}t} &= -\frac{\partial v}{\partial x}\cos\theta + \frac{\partial v}{\partial z}\sin\theta\end{aligned} \tag{1}$$

其中，θ为射线与垂向间的夹角。

上式中，可用空间变量取代 t 作为新的积分变量。在目前流行的各种算法中，都采用了固定步长的方法。我们则运用了变步长技术，积分步长可通过关系式：

$$\Delta = \frac{kv}{\left|\frac{\partial v}{\partial x}\sin\theta + \frac{\partial v}{\partial z}\cos\theta\right|} \tag{2}$$

沿射线自动改变。其中，k 为比例因子，θ值取前一个步长的角度作为近似值。

步长Δ与速度沿射线方向的微商成反比。它在介质速度变化较小，射线接近直线的区域自动变得很大，而在介质速度变化剧烈、射线弯曲的地区自动变得很小。由于该技术的采用，大大加快了射线追踪的运算速度，并保证了射线追踪的精度。

为了克服界面上角点所引起的波的散射和会聚效应，射线追踪过程中应对界面进行适当

的平滑。

2.3 偏导矩阵的计算和反演公式的建立

建立反演公式时，需同时考虑界面位置和节点速度值两种变化因素。

首先，考虑节点速度 v_j 的变化对地震波走时的影响。由关系式

$$t = \int_S \frac{1}{v(v,z)} \tag{3}$$

可得到

$$\frac{\partial t}{\partial v_j} = \int_S -\frac{1}{v^2}\frac{\partial v}{\partial v_j} \mathrm{d}S \tag{4}$$

积分沿地震射线路径 S 进行。在射线追踪过程中，沿射线进行累加，顺便求得 $\partial t/\partial v_j$ 的值。其中，$\partial v/\partial v_j$ 可由所对应的梯形块体内速度的二维线性插值公式求得，这里不作详述。

其次，考虑界面各节点深度的变化对走时的影响。下面结合图 1-2 给出反射波走时对于界面各节点深度变化的偏导公式。关于透射波相应的偏导公式，将在下一章另外给出。

图 1-2（a）中，界面两侧的速度分别为 v_1 和 v_2。根据反射定律，射线的入射角和出射角均为 θ_1。实线为界面和地震射线原来的位置，虚线为扰动后的位置。

由于界面位置变化 δl 引起的走时差异为：

$$\delta t = 2\delta l \frac{\cos\theta_1}{v_1} \tag{5}$$

于是

$$\frac{\partial t}{\partial l} = 2\frac{\cos\theta_1}{v_1} \tag{6}$$

图 1-2（b）中，X_1 和 X_2 为界面上两节点的横坐标。由于该段界面左端点垂直下移 δz，引起段内某一点垂直移动 δh。很明显

$$\frac{\partial l}{\partial h} = \cos\alpha \tag{7}$$

其中 α 为该段界面和水平方向的夹角。

由简单的几何关系可得到（Zelt，Smith，1992）：

$$\frac{\partial t}{\partial z} = 2\frac{\cos\theta_1}{v_1}(\cos\alpha)\left(\frac{x - x_1}{x_2 - x_1}\right) \tag{8}$$

根据以上公式计算出偏导数后，对于每一条射线可求得一线性方程

$$\Delta t_i = \sum_{j=1}^{m_1}\frac{\partial t_i}{\partial v_j}\Delta v_j + \sum_{k=1}^{m_2}\frac{\partial t_i}{\partial z_k}\Delta z_k \tag{9}$$

其中，m_1，m_2 分别为速度值和界面节点位置的个数。

综合各条射线的方程（假设共有 n 个），可得到线性方程组

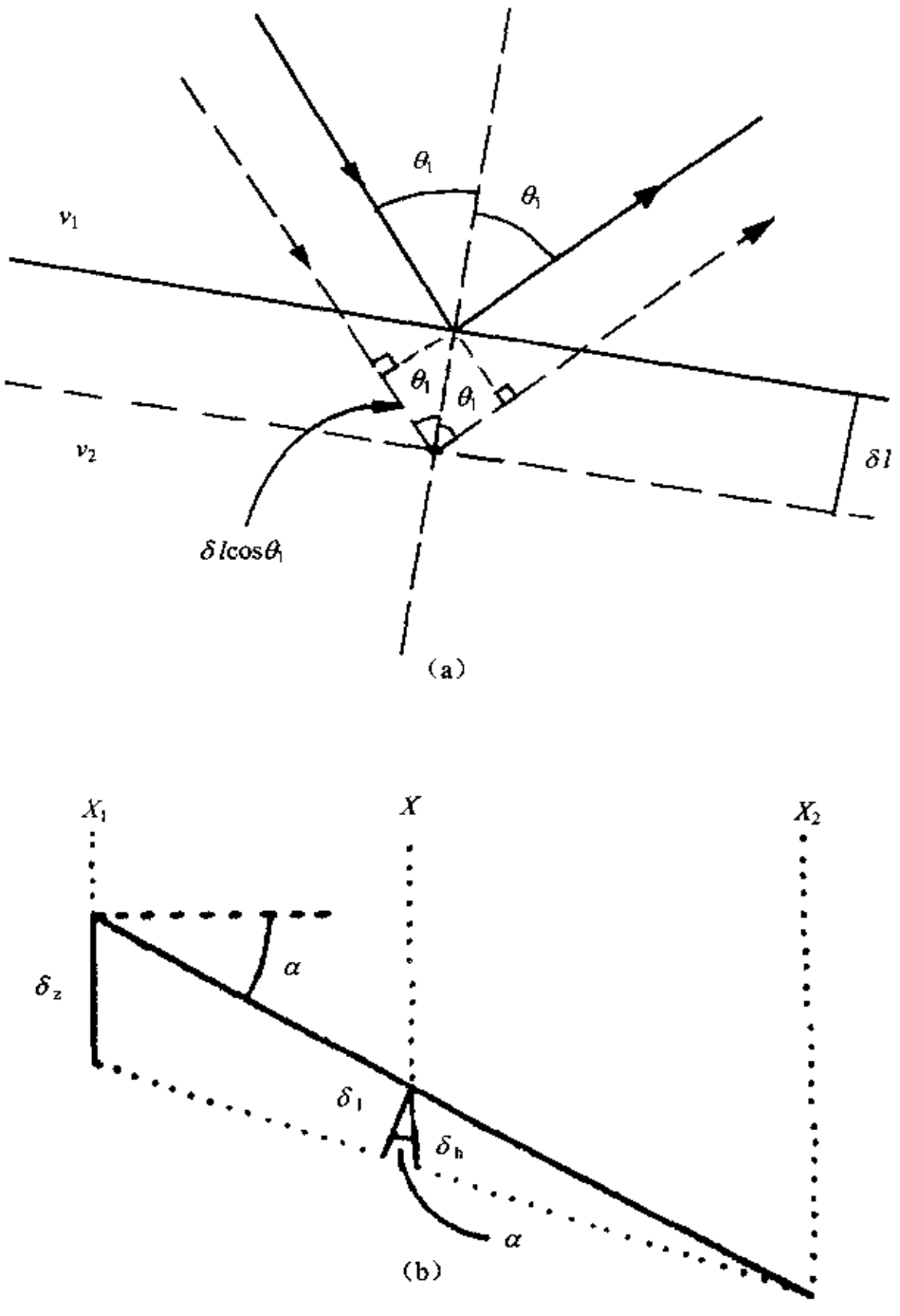


图 1-2　界面节点位置的扰动对反射波走时的影响

（a）界面位置扰动δl所引起的射线路径的变化；

（b）δl与界面节点位置垂向变化的几何关系

$$\Delta \boldsymbol{t} = \boldsymbol{A}_1 \Delta \boldsymbol{v} + \boldsymbol{A}_2 \Delta z \tag{10}$$

其中，$\boldsymbol{A}_1$为一$n \times m_1$维矩阵，相应于对速度的偏导矩阵，$\boldsymbol{A}_2$为一$n \times m_2$维矩阵，相应于对界面位置的偏导矩阵，$\Delta \boldsymbol{v}$和Δz分别为节点速度改正量和界面位置改正量，$\Delta \boldsymbol{t}$为实测走时与理论走时之差。

式（10）正是我们所需要的求解反演问题的方程组。

2.4 方程的求解

式（10）中，Δv 和Δz 为两种不同性质和量纲的物理量。两者不但方差不同，且对走时的影响程度亦不同。针对这一问题，我们采用了参数分离法（Pavlis，Booker，1980）。

利用奇异值分解法，可将矩阵 A_2 化为：

$$A_2 = U_p A_p V_p^T \tag{11}$$

的形式（Menke，1984）。

设 U_0 为零本征值对应的空间，则有

$$U_0^T A_2 = 0 \tag{12}$$

（10）式两边左乘以 U_0^T 并利用（12）式，便可得到：

$$U_0^T \Delta t = U_0^T A_1 \Delta v \tag{13}$$

上式中，若Δv 为Δv 的估计值，代入（10）可得：

$$A_2 \Delta z = \Delta t - A_1 \Delta v \tag{14}$$

（13）、（14）两式中，两类不同的未知量Δv 和Δz 实现了相互分离。由于参数分离的结果，大大降低了方程的维数和所需的内存量。

利用阻尼最小二乘法可分别求得上述两个方程组的解（Marquardt，1963）。

由于射线路径与模型参数有关，因而地震走时反演为一高度非线性问题。因此，在计算过程中采用了多次迭代的方法，反复修改模型，直至最终得到满意的结果。另外，注意到模型参数的任何微小变化都会导致射线路径的较大变化，每次迭代中，我们都重新进行了射线追踪，重新计算了偏导矩阵，这样可提高收敛速度。

2.5 剥皮法与分层反演

在人工地震折射/宽角反射方法中，观测到的震相种类较多，分别来自不同的层位。最常见的有上地壳的回折波 Pg，中地壳康拉德界面的反射波 PcP，莫霍面的反射波 PmP 和上地幔顶部的回折波 Pn。

在综合利用不同类型地震波的走时资料进行反演时，有两个因素应当考虑。第一个因素是，各种波传播的路径互不相同，因而所携带的介质信息也互不相同。如 Pg 波仅携带了上地壳介质速度结构的信息，而与下地壳的介质状况无关。依此类推，PcP 波携带了上地壳的速度结构和康拉德界面位置的信息，与下地壳的速度结构及莫霍面的位置无关。PmP 波携带了上、下地壳介质速度结构和莫霍面位置的信息。Pn 波除了与整个地壳的速度结构及莫霍面位置有关外，还与上地幔顶部的速度有关。

第二个因素是，读取各类震相到时的精度互不相同。如 Pg 波为初至波，因而震相到时资料的精度较高，PcP 波和 PmP 波由于是续至波，因而震相到时的精度就差一些。Pn 波振幅较小，到时的精度就更差一些。

考虑到上述两个因素，采用自上而下的逐层剥皮法，进行分层反演不失为一种好的选择。该方法可将各种震相资料区别对待，充分地利用各类震相的特点，因而可以达到较好的反演结果。一个可行的反演步骤如下：

(1) 考虑到 Pg 波为初至波，读取该震相到时的精度较高，且其走时仅与上地壳的速度结构有关，因此，应首先利用 Pg 波资料反演上地壳的速度结构。在以后的反演过程中将上地壳速度结构固定，用其他震相的资料反演中、下地壳的结构。

(2) 用 PcP 走时资料仅反演康拉德界面的位置。

(3) 保持上地壳速度结构和康拉德界面位置不变，利用 PmP 波资料反演下地壳的速度结构和莫霍面的位置。

(4) 保持整个地壳速度结构和莫霍面位置不变，利用 Pn 波资料反演上地幔顶部的速度结构。

第三节　方法和计算程序的特点

基于上述原理和方法，我们编制了走时反演的计算程序 JOINT-VI。同目前流行的同类方法及计算程序相比，本文的方法和程序有以下几个特点：

(1) 模型较完善、合理，同时反演介质的速度分布和界面位置。

(2) 程序运算速度较快。

(3) 初反射波外，还充分利用了透射波资料中所含的界面位置的信息，大大提高了资料的利用效率。

(4) 程序具有多功能性，使用起来灵活。

其中第（1）条，前面已进行了系统的叙述，这里就不再重复了。为了突出透射波的应用，第（3）条将在下一章单独论述。这里着重对（2）、（4）条加以说明。

运算速度较快是该程序的一个特点。为了最大限度地提高运算速度，在正演和反演计算中都采取了许多措施。

首先，在射线追踪时，采用了自动变步长技术。由于该方法的应用，避免了在介质速度变化较小、地震射线接近直线的区域仍以小步长缓慢前进，浪费时间。同时，又避免了在介质速度剧烈变化、射线曲率很大的区域步长过大，影响射线追踪的精度。

在射线追踪过程中，引入了内插技术。震源至各个观测点的理论走时及其对于模型参数的偏导数均可由出射点距该观测点最近的两相邻射线的对应值线性内插得到。由于这一技术的引入，避免了非常耗费机时的两点射线追踪，而只需实施试射法即可。

以上两种技术的运用，对提高计算程序的运行速度起了相当大的作用，同目前国内同类程序相比，该程序运算速度快 5 倍以上。

下面再来看程序的多功能性和灵活性。

(1) 程序在射线追踪时采用了分层计算和分层编码的方式，因此，可灵活处理各层的问题。既可用于“一揽子”解决问题的整个模型一块儿反演，也可用于化整为零的“分层反演”。后一种方法可对不同观测资料区别对待，并大大减少未知数的个数，因而深受大家的推崇。

(2) 保速度梯度反演的应用：采用这种反演方式时，可让层顶部速度和与其相对应的层底部的速度在速度改正过程中同步变化，维持原来的速度梯度值不变。当已知某层内的速度随深度变化的梯度值时，这种方式就特别有用，且能减少未知数的个数。

(3) 保厚度反演的应用：该反演方式与（2）的处理方式类似，它适用于对界面节点深度改正时的情况。在这种方式下，相邻两个界面位置将同步变化，以保持层厚度不变。

第四节　数字模型检验

我们安排了专门的数值模拟试验，以检验方法和计算程序的可靠性。实验中，“实测”走时资料是通过对检验模型（即“真实”模型）射线追踪求得的。

图 1-3 给出了数字模型试验中的“真实”模型。该模型长 300km，深 40km，为一包含界面的横向非均匀模型。模型内部的四个界面将介质分为五层，分别对应于上地壳、中地壳、下地壳、壳幔过渡带和上地幔。地表略有起伏，用 13 个节点描述。上地壳和中地壳的分界面为水平状，深 10km。中地壳和下地壳的分界面呈上凸形状，深度由 22km 上隆至 17km，上凸幅度为 5km。下地壳内顶部与底部的速度差保持恒定，均为 0.4km/s。下地壳和上地幔之间为一个 2km 厚的壳幔过渡带。该带左段向上隆起，带内速度恒定为 7.5km/s。上地幔速度恒定为 8.0km/s。整个模型共划分为 24 个梯形。图中给出了每个梯形顶点处的速度值，介质中每一点的速度由所在梯形四个顶点的速度二维线性内插得到。

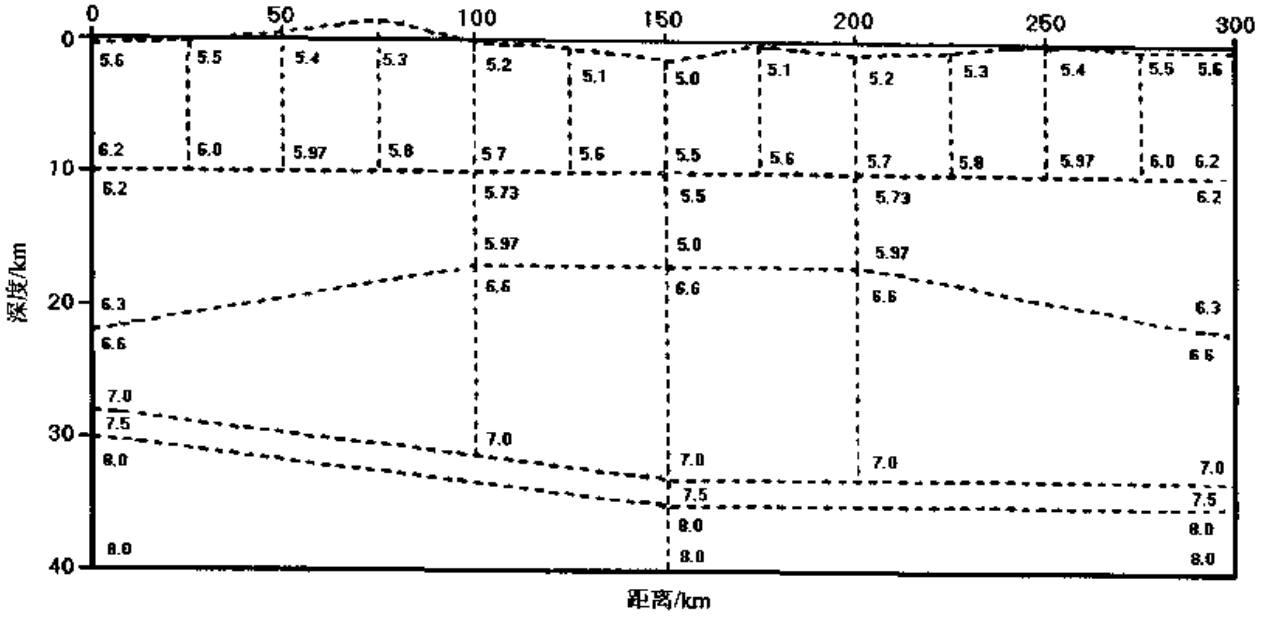
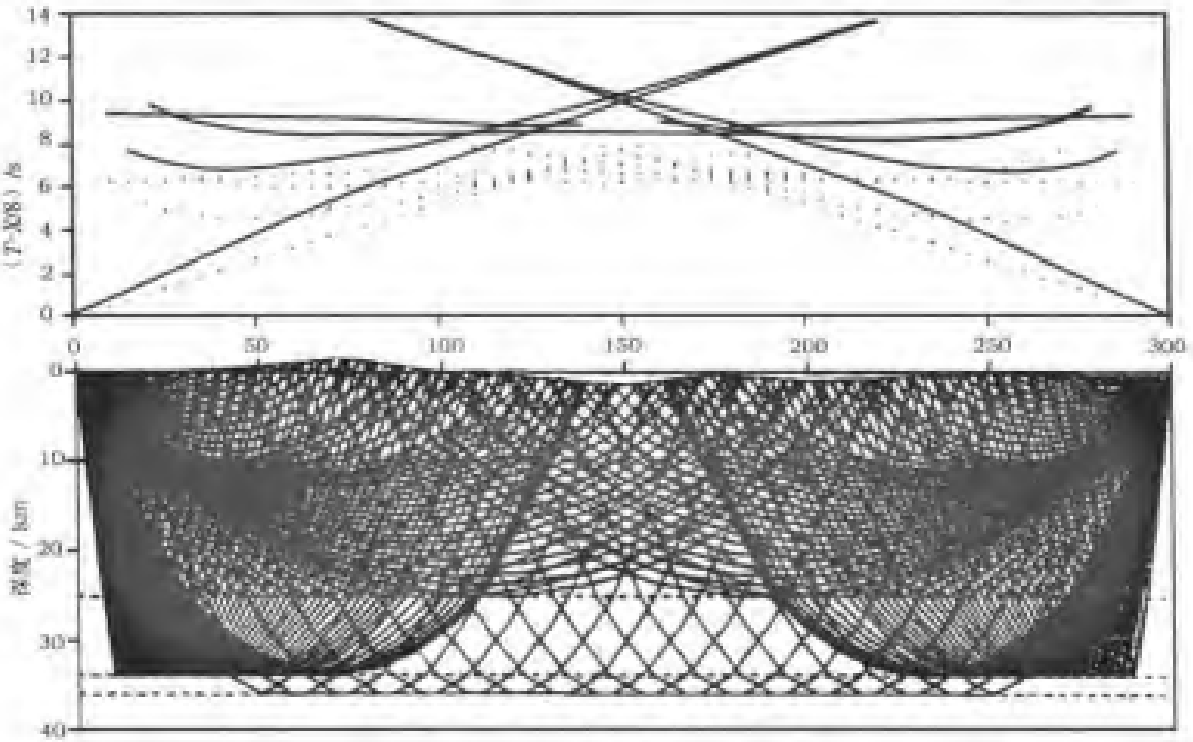


图 1-3　数字模型试验中的“真实”模型

接收仪器位于地表，接收点距为 5km。假定有两个地表炮点，分别位于测线的两端点，即 $X=0$km 及 $X=300$km 处，构成了相遇观测系统。利用这两个炮点对上述模型进行射线追踪，求得射线路径和理论走时。计算中考虑了上地壳和中地壳的回折波、中地壳底部和下地壳底部的反射波、以及沿壳幔过渡带底部滑行的首波，即 Pn 波。对计算得到的理论走时再附加上随机噪声成份，便构成了数值模拟试验中的“观测”走时资料。

初始模型中，除地表外，假定其他界面为水平且比“真实”模型中的相应界面深一些；所有层内顶部和底部速度均无横向变化，且每一节点处的速度值均低于“真实”模型中的相应值。因此，初始模型中除了近地表部分外，均为横向均匀的。从这一模型出发，利用上地



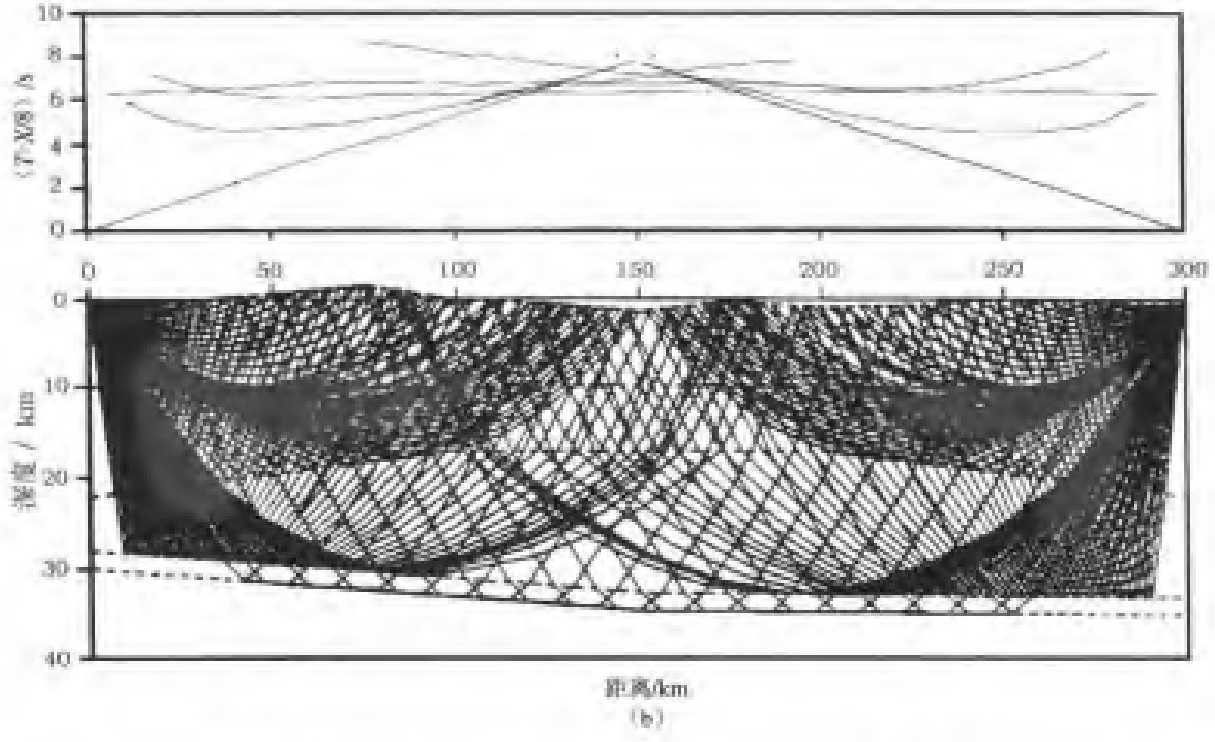


图 1-4　数字模型试验中的射线追踪以及理论走时曲线与“实测走时”的对比

(a) 初始模型；(b) 最终模型

壳和中地壳的回折波、中地壳底部和下地壳底部的反射波、以及沿壳幔过渡带底部滑行的首波等震相的走时进行反演计算。反演过程中，上地壳底界面位置保持不变。同时，保持下地壳的梯度速度不变，保持壳幔过渡带的厚度不变。经过 3 次迭代后，所得结果已和“真实模型”非常接近。图 1-4 为初始模型和最终模型的射线追踪及理论走时曲线图，其中短竖线为“实测”走时资料及其误差限。可以看出，虽然开始时理论走时曲线远远偏离观测资料，但经反演后，两者已非常接近。图 1-5 为经过 3 次迭代后所得的到的最终模型。

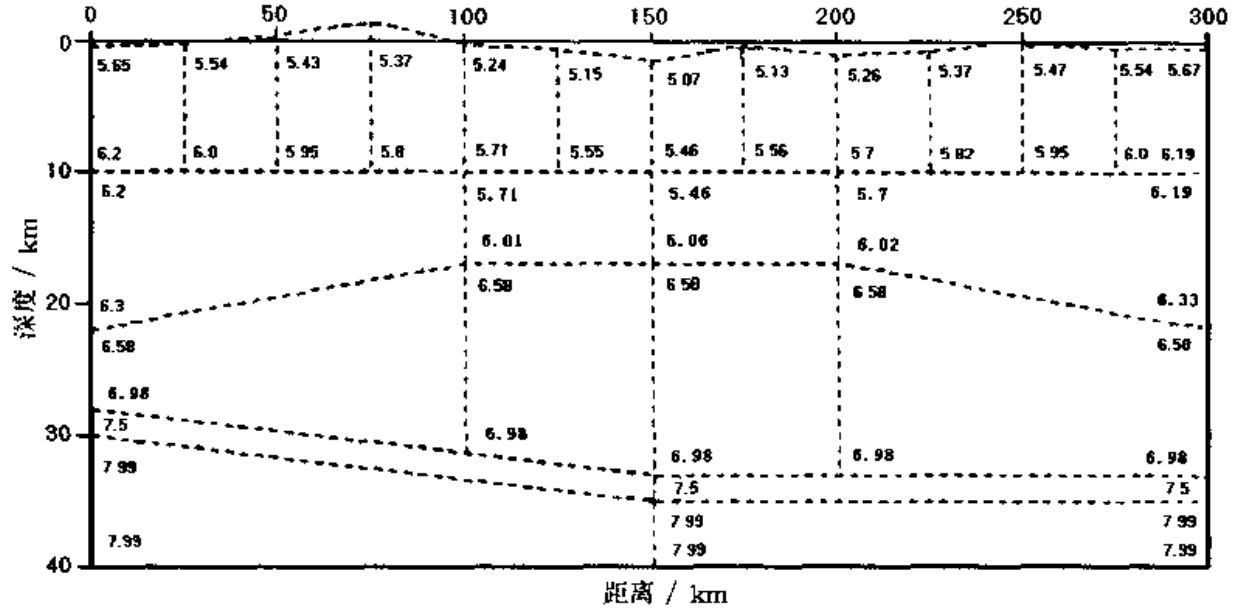


图 1-5　反演得到的最终模型

为了检验模型初始值对反演结果的影响，我们采用了几种不同的初始模型进行尝试。结果表明，只要初始模型与真实模型相比不是偏离得太远，则初始值虽然不同，但反演结果仍很接近。

程序还可给出各节点速度和界面位置的分辨及误差。总起来看，模型内部各节点处的分辨与地震射线分布有关。地震射线较密处，对该区域提供了较多的信息，因而分辨较高。射线较稀疏处，提供的信息较少，因而分辨较低。

为了检验观测系统对反演结果的影响，我们针对不同数目的炮点进行了数值试验。试验过程中，保持地震射线总条数大致相等。结果发现，炮点个数越多，则模型的分辨越高。也就是说，增加炮点个数比增加观测点个数更为有效。当然，这一结论是针对地震测深观测系统中，观测点个数远远大于炮点个数这一特定场合而言的。

从层析成像的角度来看，模型内不同区域的分辨不但与该区域内射线的疏密程度有关，更重要的是还与射线分布的角度范围有关。射线分布的角度范围越大，即射线越交叉，则该处的分辨越高。极端情况下，如只有一个炮点，尽管观测点数再多，由于各邻近射线近于平行，因而模型的分辨极低。

第五节　地震观测资料处理

作为上述方法的一个应用实例，李松林等（2002）运用所编制的计算程序 JOINT-VI 处理了玛沁-兰州-靖边人工地震剖面的观测资料。利用八个炮点的地震波走时资料，共 1000 多个资料点，反演了该剖面的地壳-上地幔二维速度结构。

5.1　剖面位置和地质概况

玛沁-兰州-靖边人工地震剖面西南起青海的达日，东北至陕西靖边（图 1-6），剖面全长 980km。该剖面穿经青藏高原块体和鄂尔多斯地块；在青藏高原内部，剖面从西南至东北依次经过了巴颜喀拉地块、柴达木地块和祁连地块。后两个块体相应于图 1-6 中的秦祁褶皱系。

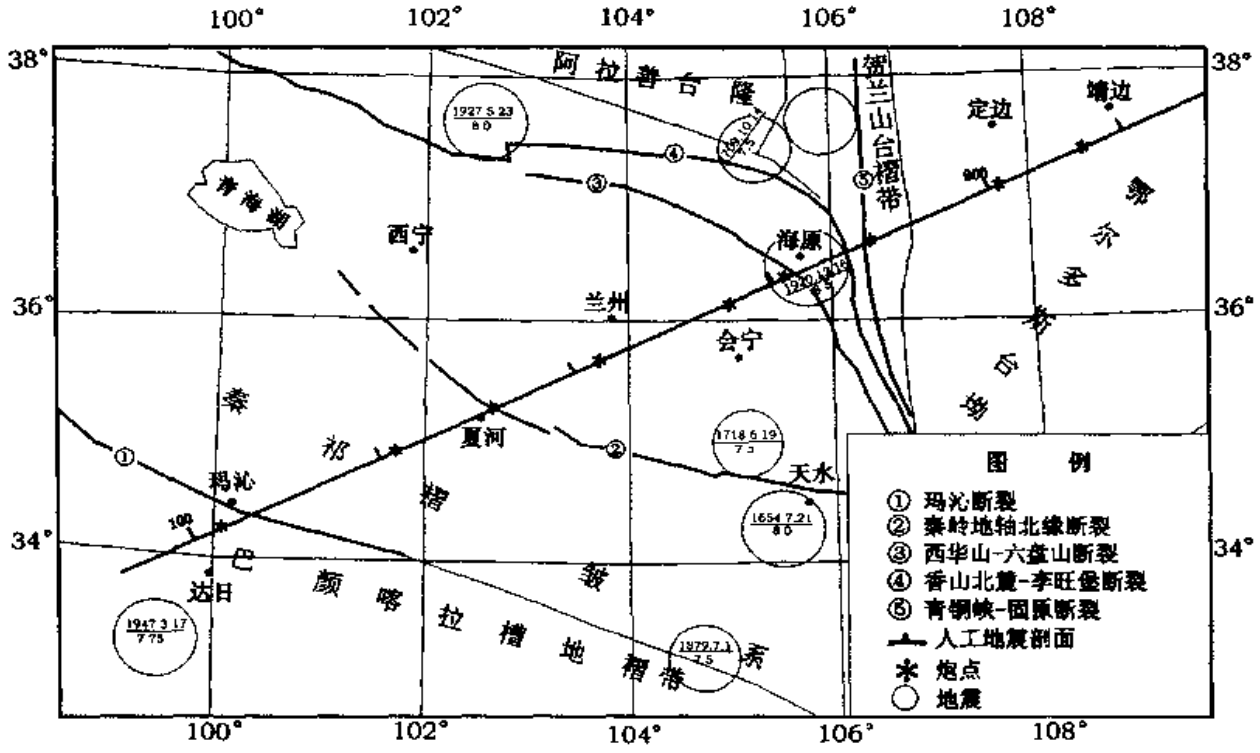


图 1-6　地质构造与玛沁-兰州-靖边剖面位置图

地块之间均以断裂为界，巴颜喀拉地块和柴达木地块以玛沁断裂为界，柴达木地块与祁连地块则以秦岭地轴北缘断裂为界，祁连地块与鄂尔多斯地块则以一组弧形断裂为界，自西向东为西华山-六盘山断裂、香山北麓-李旺堡断裂和青铜峡-固原断裂。

该剖面经过海原 8.5 级大震的震中地区，並沿布格重力异常和地壳厚度变化最快的方向，即梯度方向展布。

5.2 观测资料及分析

沿该剖面分别在 9 个炮点上进行了 12 次爆炸观测，炸药量为 2t 左右。所用观测仪器为自制的 DAS-1 型三分向数字地震仪。共投入 200 台地震仪器，接收点距较小，为 1～3km。

在波组对比中，充分利用了追逐和相遇观测系统的记录特征，以保证震相识别的可靠性和地震波到时读取的正确性。同时，为了消除观测点场地效应和介质小尺度非均匀性的影响，还对得到的走时曲线进行了适当的平滑。

根据 P 波资料的记录特征，识别、对比出了上地壳的回折波 Pg，C 界面和 Moho 界面的反射波 Pc 和 Pm，以及穿透到上地幔顶部的折射波 Pn 等波组（图 1-7，图 1-8）。Pc 波可连续追踪对比，在强度上仅次于 Pm 波。由此可以推断，除地壳底界面 Moho 面外，在地壳内部 C 界面是最主要的界面，据此，可将地壳在垂向上划分为上地壳和下地壳两大层。此外，还观测到一些次要的反射震相 Pc1，Pc3，Pc4，Pc5 等。不过，这些震相大都比 Pc 波弱，且不太连续。因此，上、下地壳又可再细分成一些数目不等的次一级的层。

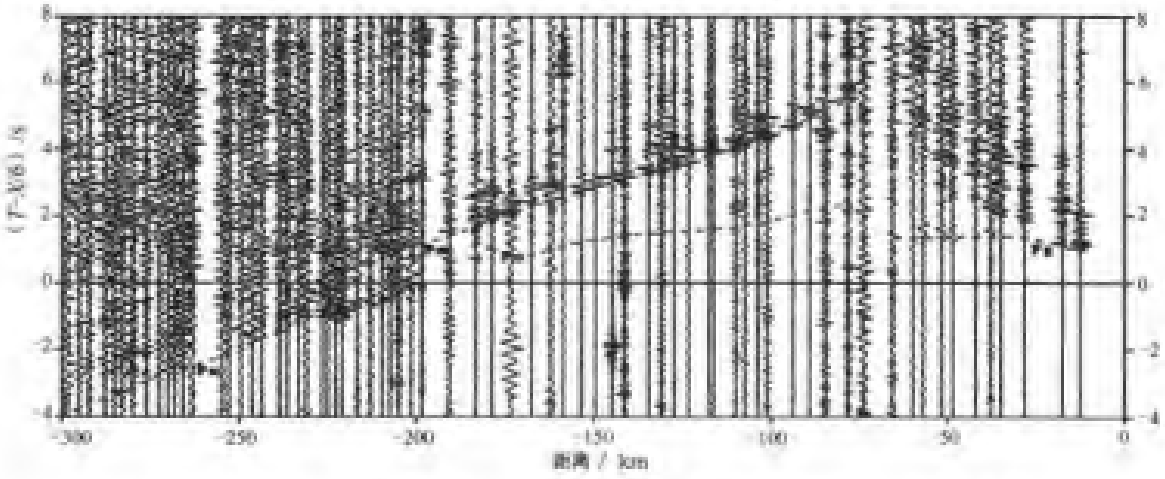


图 1-7　玛沁-兰州-靖边人工地震剖面靖边炮点（SP1032）记录截面图

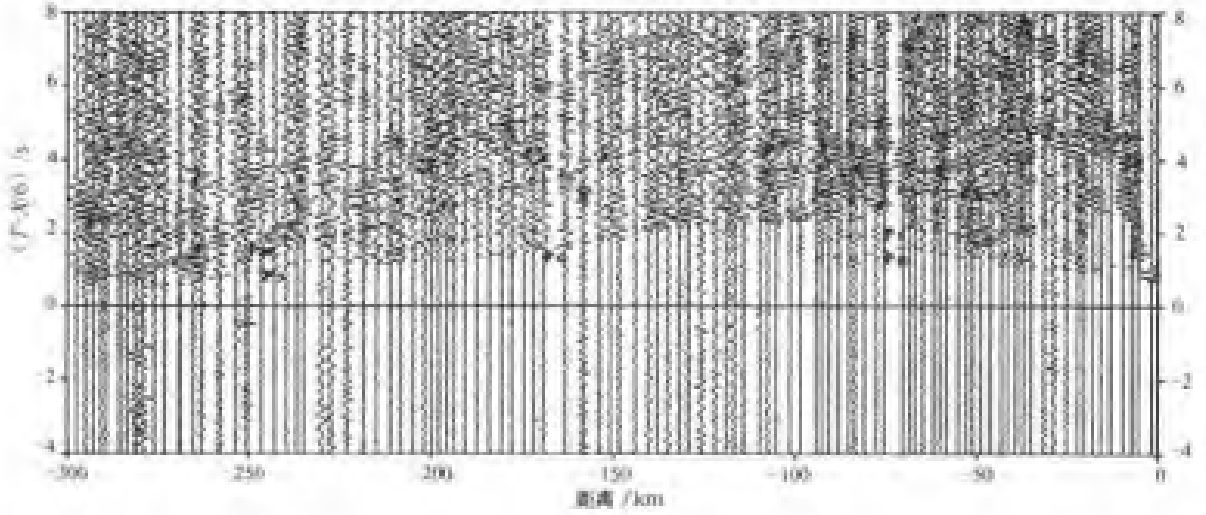


图 1-8　玛沁-兰州-靖边人工地震剖面同心炮点（SP800）记录截面图

靖边炮点和同心炮点的记录截面，分别反映了鄂尔多斯地块内部和海原地区的地壳结构。这两个记录截面中 Pm 波在走时和波形方面都有较大的差异。反映沿剖面 Moho 面横向变化剧烈。从靖边炮的记录截面来看，Pm 波的波形较简单，波的振幅大，起始尖锐，延续时间短。这表明在鄂尔多斯地块内部 Moho 面是一个非常尖锐的速度间断面。相反，在同心炮西支的记录截面上 Pm 波延续时间长，且呈多个波包的形式。这表明在海原地区 Moho 面不是一个简单的速度间断面，而是一个相当复杂的过渡带。

为了清楚地表明 Moho 面位置的横向变化，图 1-9 绘出了沿整个剖面 Pm 波走时曲线的综合对比。从图 1-9 可以看出，对于沿测线自东北至西南的 4 个炮点，Pm 波的走时曲线呈迭瓦状，依次抬升，临界距离逐渐增加，反映 Moho 面由东北至西南逐渐变深的总趋势。

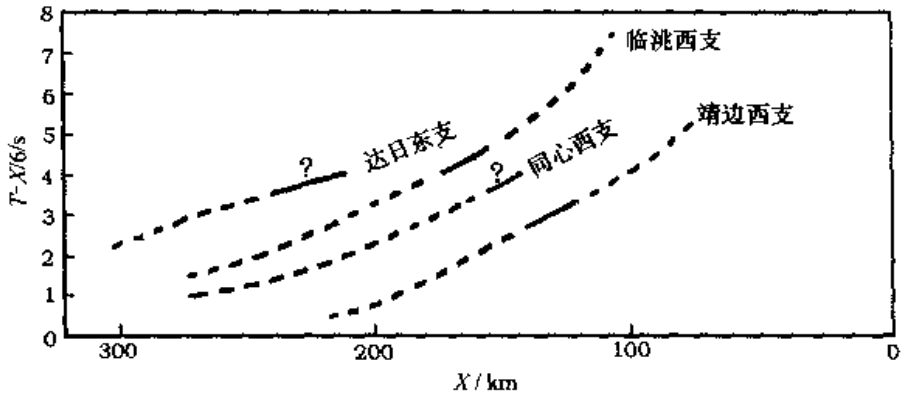


图 1-9　不同炮点 Pm 波走时曲线综合对比图

5.3　反演计算

首先，利用 X^2-T^2 方法计算了各炮点所对应的 C 界面和 Moho 界面的深度和平均速度。然后，通过一维反演计算，求出各炮点所对应的速度-深度函数（图 1-10）。综合这些速度-深度函数，建立沿剖面的二维速度结构初始模型，以此出发，实施走时反演。

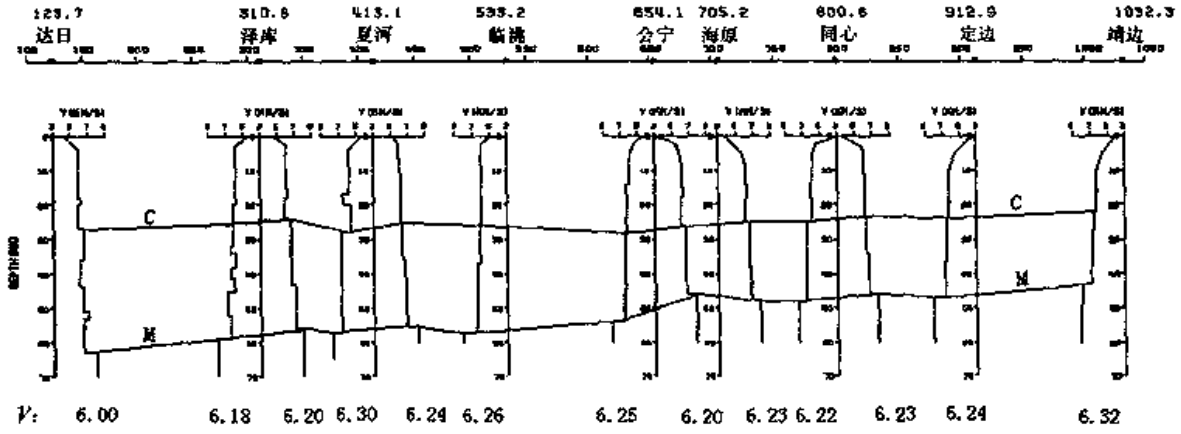


图 1-10　玛沁-兰州-靖边剖面地壳速度-深度函数

（下部数字为相应的地壳平均速度 $\bar{V}$）

利用了八个炮点的地震波走时资料，共 1000 多个资料点，进行反演计算，由程序 JOINT-V1 求得最终的二维速度结构。我们发现，经过三次迭代后，已达到了设计的走时残差范围，便停止了运算。

图 1-11 为最后得到的二维地壳速度结构。图 1-12 和图 1-13 为根据最终模型正演计算的射线追综和理论地震图，分别与图 1-7 和图 1-8 所示的记录截面相对应。从图 1-12 和图 1-13 可以看出，经过三次迭代后，理论走时与实测走时符合较好，理论地震图也反映了记录截面中主要波组的基本特征。

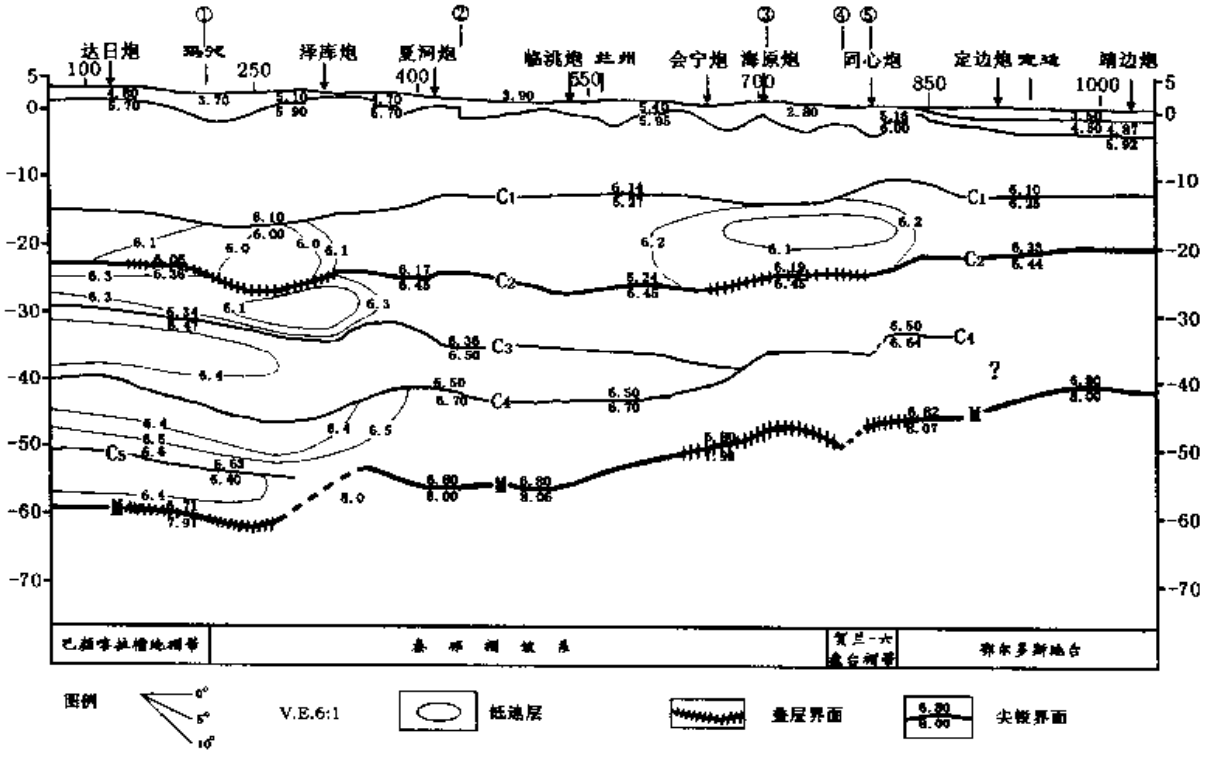


图 1-11　玛沁-兰州-靖边地震测深剖面二维地壳速度结构图

①玛沁断裂；②秦岭地轴北缘断裂；③六盘山断裂；④香山北麓-李旺堡断裂；⑤青铜峡-固原断裂

由图 1-11 可以看出，地壳在垂向上以 C 界面为界可分为上地壳和下地壳两大层，在横向上变化剧烈。地壳厚度变化的总趋势是自西北至东南逐渐变厚。由于 C 界面埋深沿剖面变化不大，因此地壳厚度的变化主要是由于下地壳自西北至东南逐渐变厚所引起的。在玛沁和海原两地区 Moho 面起伏较大。

除 C 界面外，上、下地壳内还存在一些次一级的界面。从地壳内反射界面的个数来看，沿剖面亦存在较显著的变化。沿剖面从东北至西南壳内反射界面的个数逐渐增加，表明地壳垂向非均匀性的增强。

从图 1-11 还可以看出，在泽库以西地区地壳内存在多个低速层，在海原地区，靠近 C 界面处，存在一个低速层。另外，在上述两地区，Moho 界面和 C 界面也出现了异常。在玛沁附近和海原附近，这两界面不再是尖锐的速度界面，而是复杂的过渡带。

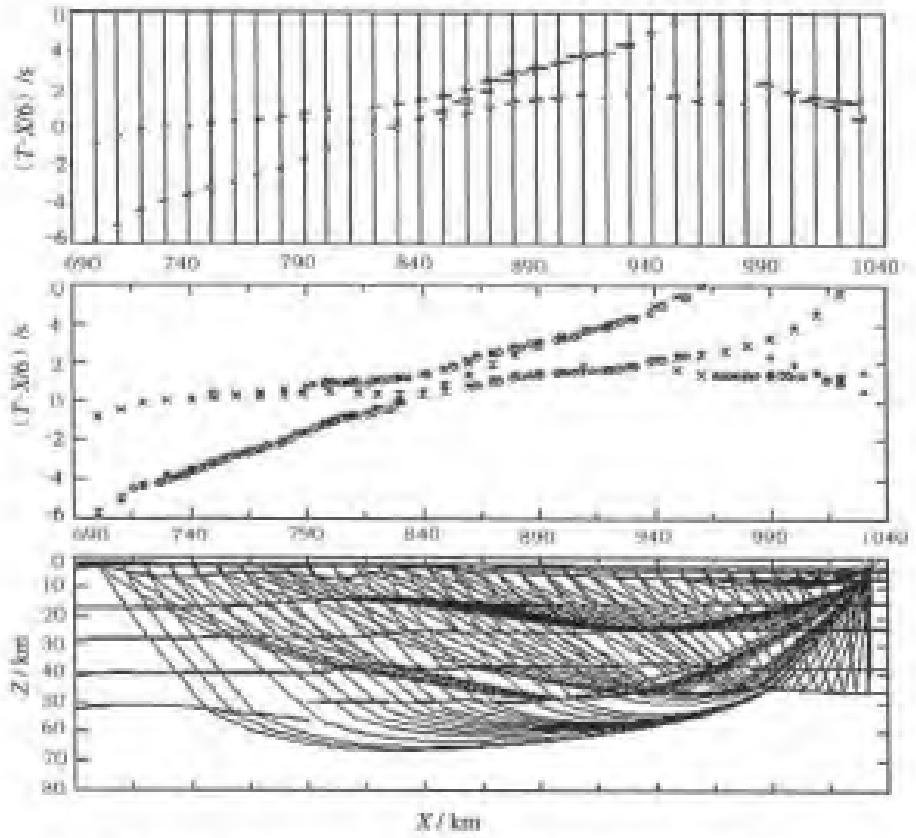


图 1-12　靖边炮点（SP1032）射线追综和理论地震图

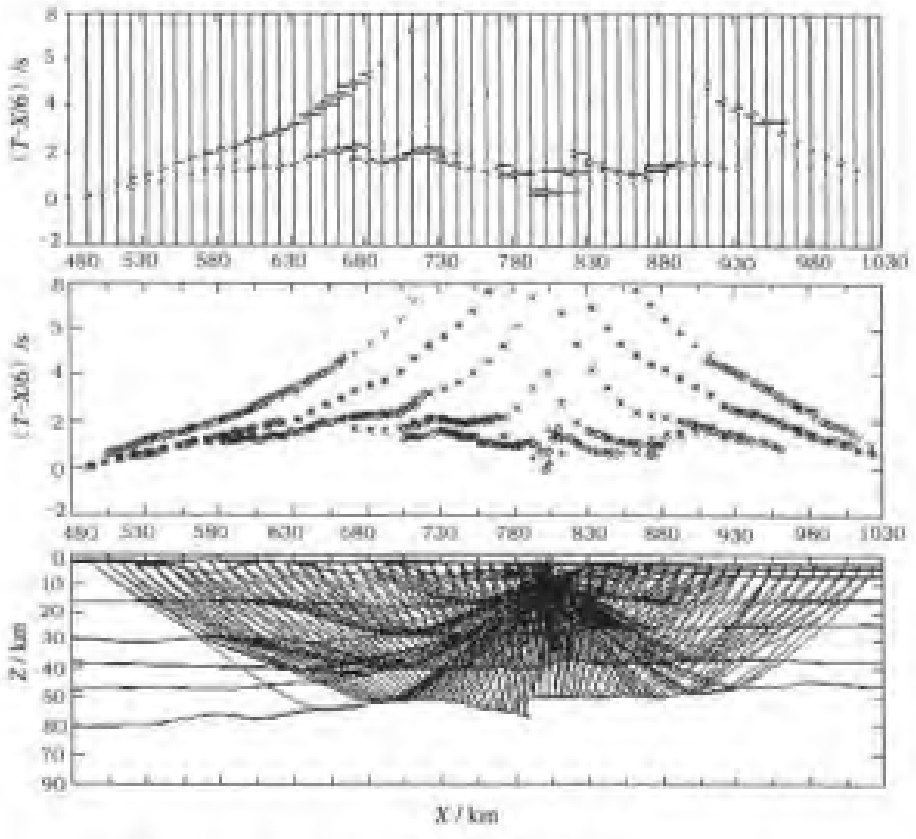


图 1-13　同心炮点（SP800）射线追综和理论地震图

第六节　结论与讨论

(1) 利用本章所述的方法，可由地震波的走时资料同时反演界面位置和速度分布。数值模拟和实测资料的计算结果说明了该反演方法和计算程序的有效性及实用性。

(2) 由于射线追踪变步长技术和地震波走时、偏导矩阵线性内插技术的应用，大大提高了程序的运算速度。

(3) 模型的选择一直是反演问题的关键。本文中，我们尽可能地选择接近实际情况的较合理的介质模型。例如在每层内，让介质速度在纵向和横向上均呈连续性变化。由于要将模型离散化，这就势必存在着模型参数化方式的问题。如介质的层数，每层内描述介质速度的节点个数，描述界面的节点的个数等。显然，不同的参数化方式所得的结果会有一定的差别。然而，所得到的模型的基本特征不应相差太远。在目前的观测系统下，我们倾向于采用较简化的模型，尽可能减少界面节点和速度节点的个数，并尽量使模型平滑变化。

(4) 该方法中，描述界面位置的节点在调整过程中仅可沿垂直方向上下移动，如同时还能沿水平方向左右移动，则反演效果会更佳。最近，已有不少人致力于这方面的研究，探讨模型节点位置的最佳调整（Michelini，1995）。

(5) 本文中的方法和程序编制技巧可设法推广至三维问题中去，从而使三维介质模型下正反演计算的精度和速度提高一步。

参　考　文　献

李松林、樊计昌、吴宁远，1995，利用地震层析成像技术确定横向非均匀介质中的速度分布和界面位置（英文），地震研究，18（4）：430～444。

李松林，吴宁远，宋占龙等，1997a，速度分布和界面位置的联合反演，地震学报，19（4）：383～392。

李松林，宋占龙，石金虎等，1997b，利用地震回折波资料反演速度分布和界面位置，地震研究，20（4）：402～408。

李松林、张先康、张成科等，2002，玛沁-兰州-靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究，地球物理学报，45卷，2期，210～217。

刘福田、曲克信、吴华等，1986，华北地区地震层面成像。地球物理学报，29（5）：442～449。

Bishop，T.N.，Bube，K.P.，Cutler，R.T. et al.，Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media.Geophysics，50（6）：903～923，1985.

Cerveny，V.，Molotkov，I. Psencik，I.，Ray Method in Seismology.University of Karlova，Prague，Czechoslovakia，58～63，1977.

Marquardt，D.W.，An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. SIAM J.，11：431～441，1963.

Menke，W.，Geophysical Data Analysis：Discrete Inverse Theory.Academic Press Inc.，San Diego，USA. 119～125，1984.

Michelini, A., An adaptive-grid formalism for traveltime tomography. Geophys. J. Int., 121: 489～510, 1995.

Mooney, W. D., Seismology of the continental crust and upper mantle. Reviews of Geophysics. 25 (6): 1168～1176, 1987.

Pavlis, G.L., Booker, J.R., The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of earthquake hypocenter and velocity structure. J. Geophys. Res., 85: 4801～4810, 1980.

Zelt, C. A., Smith, R. B., Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. Geophys. J. Int., 108: 16～34, 1992.

第二章　透射波在界面反演中的应用及回折波层析成像

上一章在介绍界面位置的反演时，曾提到了地震透射波的问题。事实上，在该章所述的反演程序中，已利用了透射波走时资料反演所穿透的界面的位置。本书中我们将这部分内容单独列为一章，以突出其重要性，并希望引起大家的注意。这是因为，以往的反演方法多局限于利用反射波走时资料确定界面位置，而对透射波中所含的界面位置的信息注意不够。如何充分利用这些信息，准确地确定界面位置，实在是摆在我们面前的一个十分重要的问题。

本章给出了利用地震透射波走时资料确定界面位置的原理，推导了透射波走时对于界面位置偏导数的计算公式。在此基础上，论述了利用地震回折波资料反演界面位置与速度分布的方法。

数值模拟和实测资料的计算结果表明了该方法的有效性和所编制的计算程序的实用性。该方法最突出的特点是充分地利用了透射波资料中所含的界面位置的信息。界面位置的分辨率与界面两边的速度反差有关，速度差别越大，则分辨率越高。

第一节　地震回折波

地震回折波，有时也称潜波（diving waves），是地震测深（折射/宽角度反射方法）中最常见的、也是最重要的地震波组（Giese，1976）。这是因为，地球介质的各层，尤其是浅部层位多为波速随深度变化的正梯度层。在这些正梯度层内，地震射线不再是直线，而是呈弧形逐步向上弯曲，至地下某一深度后开始向上回返，表现为地震回折波的形式。由于回折波在人工地震记录图上总是以初至波的形式出现，因而震相清晰可靠、容易识别。读取该震相到时的精度比读取续至波的要高得多。因此，在人工地震的资料解释中，回折波走时资料就显得十分优越和宝贵。

目前，在横向非均匀介质的地震层析成像技术中，多利用该波组走时资料确定速度分布，而界面位置的反演则主要依靠该界面上的反射波。文献（Bishop，1985）和（李松林，1995）中的工作，即属上述类型。其实，同所有的透射波一样，只要回折波在传播过程中穿透某一界面，它就必然还携带了大量有关该界面位置的宝贵的信息。如何充分利用这些信息，准确地确定界面位置，就显得尤为重要。尤其是近年来，随着地震测深工作的逐步深入，大家对高分辨地震折射剖面给予了高度重视，在这方面开展了大量的探测工作。在高分辨地震折射剖面的资料解释中，一个十分迫切的问题便是，如何更加有效的利用回折波资料反演界面的位置。

针对上述问题，本章中给出了利用地震透射波走时资料确定界面位置的原理。在此基础上，重点介绍了利用回折波同时反演界面位置与速度分布的方法。

第二节　原理和方法

与上一章相同，采用横向非均匀的二维介质模型。在 X-Z 平面内将介质划分为若干层，每层内再进一步划分为若干块体，每个块体为一梯形（图 2-1）。介质中每一点的速度由所在梯形的四个顶点的速度线性内插得到。界面由一系列节点描述。在界面节点处，赋于两个速度值，分别对应于上层和下层的速度。

针对上述模型，下面讨论利用地震层析成像技术，由回折波走时资料同时反演界面位置和各节点处速度值的方法。

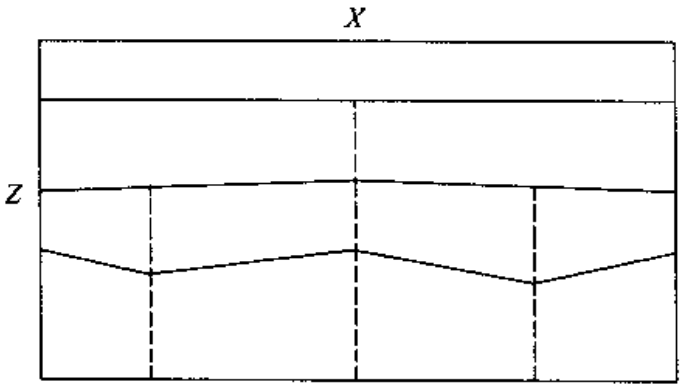


图 2-1　介质模型示意图

正演计算采用横向非均匀的二维介质中的射线追踪方法。文献（Cerveny，1977）对此已进行了详细的描述，这里就不再重复了。但有两点需要指出。一点是，为了克服界面上角点所引起的波的散射和会聚效应，在射线追踪过程中，应对界面进行适当的平滑。另一点是，通过变步长技术的应用，可大大提高射线追踪的运算速度（李松林，1995）。对于以上两点，第一章已作了论述。

反演计算可采用阻尼最小二乘法，通过反复迭代求解线性方程组：

$$\boldsymbol{A}\,\Delta\boldsymbol{m} = \Delta\boldsymbol{t} \tag{1}$$

最终得到满意的结果（Cerveny，1977；Menke，1984）。其中 $\boldsymbol{A}$ 为偏导矩阵，$\Delta\boldsymbol{m}$ 为模型改正量，包括节点速度改正量ΔV_j和界面位置改正量ΔZ_j两种。$\Delta\boldsymbol{t}$ 为实测走时与理论走时之差。

首先，考虑节点速度的变化对地震波走时的影响。由关系式

$$t = \int_S \frac{1}{v(x,z)}\,\mathrm{d}S \tag{2}$$

可得到

$$\frac{\partial t}{\partial v_j}=\int_S -\frac{1}{v^2}\frac{\partial v}{\partial v_j}\mathrm{d}S \tag{3}$$

其中 S 为地震射线的路径。一般在射线追踪的过程中，沿射线进行累加，顺便求得 $\partial t/\partial v_j$ 的值。

其次，考虑界面各节点深度的变化对走时的影响。图 2-2（a）中，实线为界面和地震射线原来的位置，虚线为扰动后的位置。设界面两侧的速度分别为 v_1 和 v_2，射线的入射和出射角分别为 θ_1 和 θ_2（两者服从折射定律），那么，由于界面位置变化引起的走时变化为：

$$\delta t=\delta l\left(\frac{\cos\theta_1}{v_1}-\frac{\cos\theta_2}{v_2}\right) \tag{4}$$

可得到

$$\frac{\partial t}{\partial l}=\frac{\cos\theta_1}{v_1}-\frac{\cos\theta_2}{v_2} \tag{5}$$

其次，考虑界面节点位置的垂向变化与 δl 间的几何关系。这与第一章的情况完全相同。图 2-2（b）中，设 x_1 和 x_2 为界面上相邻两节点的横坐标。由于该段界面左端点垂直下移 δz，引起段内某一点垂直移动了 δh。很明显

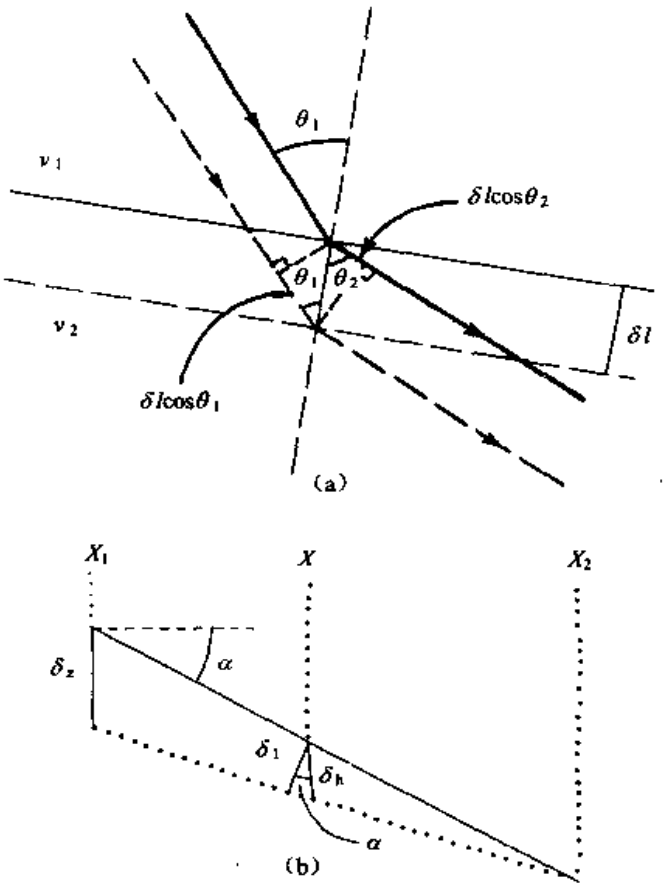


图 2-2　界面节点位置的扰动对透射波走进的影响

（a）界面位置扰动 δl 所引起的射线路径的变化；

（b）界面节点位置的垂向变化与 δl 间的几何关系

$$\frac{\partial l}{\partial h}=\cos\alpha \tag{6}$$

其中，α为该段界面和水平方向的夹角。

因此，由简单的几何关系很容易得到

$$\frac{\partial t}{\partial z}=\left(\frac{\cos\theta_1}{v_1}-\frac{\cos\theta_2}{v_2}\right)(\cos\alpha)\left(\frac{x-x_1}{x_2-x_1}\right) \tag{7}$$

事实上，图 2-2 和公式（4）～（7）可适用于任何形式的透射波。无论是回折波，还是更深层的反射波均可。只要地震射线穿透这一界面，就一定携带有关该界面位置的信息。信息量的多少与界面两侧的速度反差有关。利用（4）～（7）式，便可方便地求出其相应的偏导数。

由于地震走时反演问题的高度非线性，实际计算中，每次迭代开始时，都要重新进行射线追踪，重新计算偏导矩阵。这样，才能保证反演问题的收敛性，并提高收敛速度。

第三节　数字模型检验

基于上述原理和方法，我们编制了回折波走时反演的计算程序 REFRACT-VI。该程序可顺利地在 PC 机上运行。

为了检验方法和计算程序的可靠性，进行了数值模拟实验。首先，针对给定的模型，由正演方法计算出地震波的理论走时。尔后，将这些计算出来的走时视作该“已知模型”的“观测资料”。由这些资料出发，反演计算介质模型，看得出的结果是否接近该“已知模型”。若偏离太远，则程序不可靠，难以投入实际应用。

图 2-3 中，（a）为“真实”模型。该模型长 120km，深 20km，内有一起伏的界面。上层为恒速层，下层为梯度层，且在下层中部有一垂直的低速条带。该低速条带宽 20km，速度比背景值低 0.4km/s，图中用重阴影区表示。在其两侧各有一个宽 10km 的速度过渡带，以轻阴影区表示。从内侧至外侧，过渡带内速度与背景值的差呈线性减小，从 0.4km/s 降至零。共有 4 个炮点，分别位于地表的 $X=0$，40，80，120km 处，其中 $X=40$，80km 两炮为双边接收。

我们从一个界面为水平且速度为横向均匀的初始模型出发，仅利用下层的回折波走时资料进行反演计算。经 6 次迭代后，便得到了满意的结果，走时残差达到了指定的范围。图 2-3（b）为所得到的最终模型，下层中实线为反演后速度偏离背景值的等值线，虚线为低速条带的真正位置。对比图（a）和图（b），可以看出，反演所得到的界面位置几乎与原位置完全重合；速度值的反演也相当有效，下层低速条带的大致位置和基本形态都反映了出来。图 2-4 给出了最终模型的射线路径。

表 2-1 给出了自左至右各节点速度和界面位置的分辨及误差。总起来看，模型内部各节点处的分辨高于模型左右两端。这是由于射线分布不均匀造成的。在模型内部，地震射线较密，因而对该区域提供了较多的信息。而在两端，射线较稀疏，提供的信息较少。

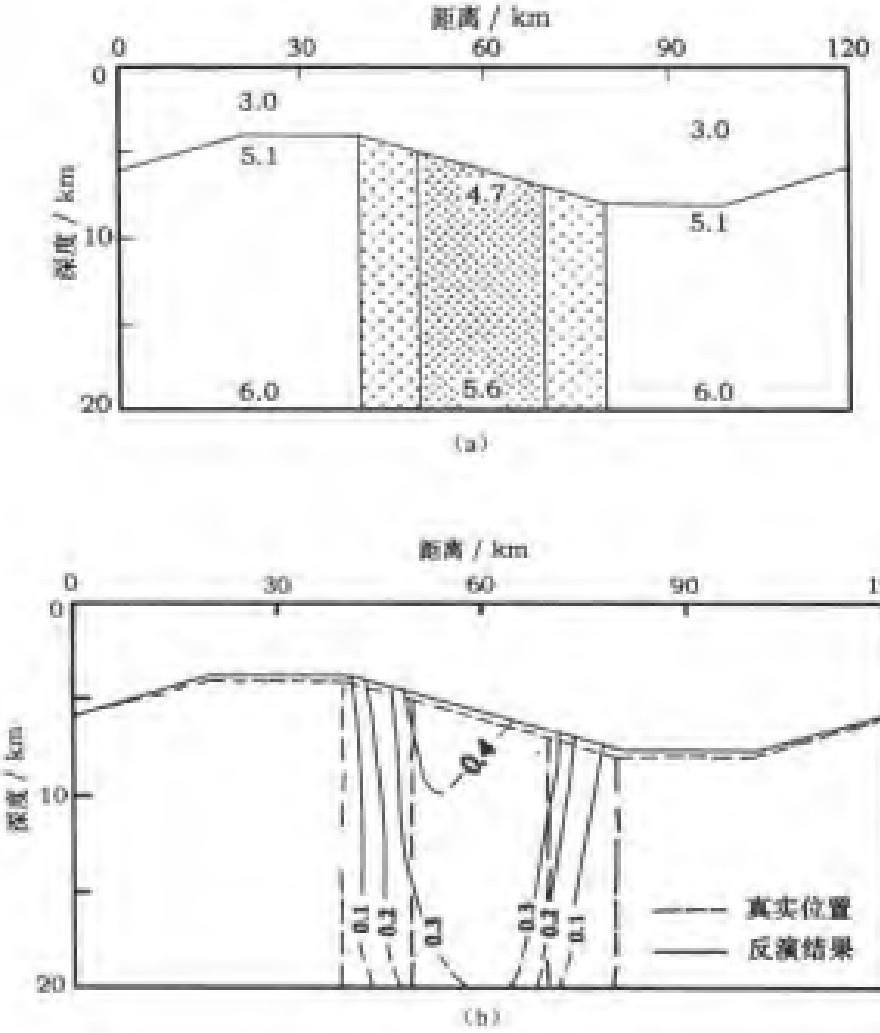


图 2-3　数字模型检验结果

(a)“真实”模型；(b)经 6 次迭代后的反演结果

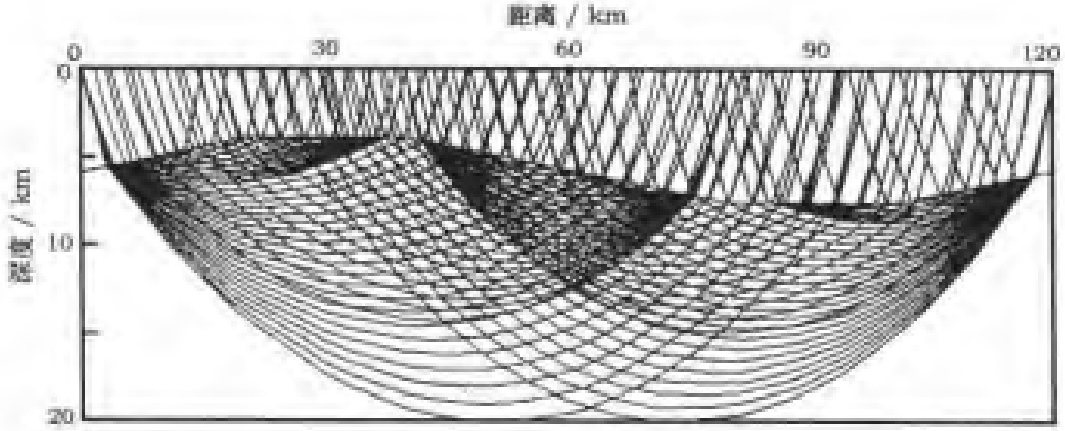


图 2-4　最终模型的射线路径

表 2-1　各节点速度和界面位置的分辨及误差

	界面节点						速度节点							
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8
分辨	0.88	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.33	0.85	0.81	0.87	0.86	0.81	0.85	0.33
误差	0.13	0.07	0.03	0.05	0.07	0.10	0.08	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.08

以上结果表明，利用所编制的计算程序，由回折波资料可以同时反演界面位置和速度分布。除模型边界个别点外，解的分辨都较高。

同时，我们还针对不同的界面速度反差进行了试验。试验发现界面位置的分辨率与速度反差有关，速度反差越大，则分辨率越高。

此外，为了检验模型初始值对反演结果的影响，我们采用了几种不同的初始模型进行尝试。结果表明，只要初始模型与真实模型相比不是偏离得太远，则初始值虽然不同，但反演结果仍很接近。因此，模型初始值对反演结果的影响不大。由于篇幅限制，本文不再给出上述两种试验的结果。

第四节　地震观测资料处理

作为上述方法的一个应用实例，李松林等（1997）运用所编制的计算程度处理了荷泽-林县-长治地震测深剖面中的部分资料。利用该剖面中段五个炮点的 Pg 波走时资料，共二百多个资料点，反演了汤阴、菏泽地区结晶基底的起伏形态和速度分布。

从地质构造上看来，该剖面穿过汤阴地堑、内黄隆起、东明凹陷等不同性质的构造单元。沿着剖面中、新生代沉积层厚度有较大的变化。图 2-5 给出了剖面位置图和各炮点的分布。图 2-6 为 SP253.8 炮点的记录截面图。

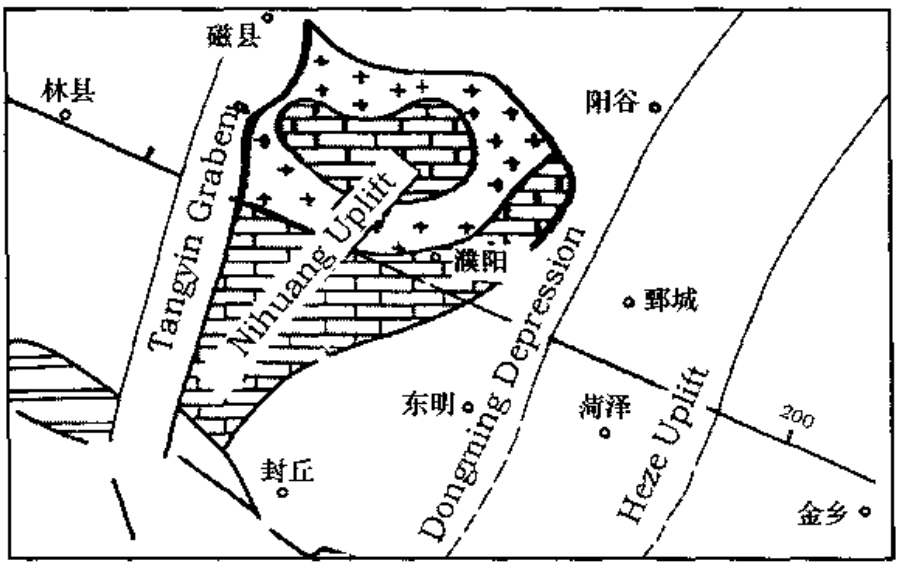


图 2-5　地质构造及人工地震测线位置图

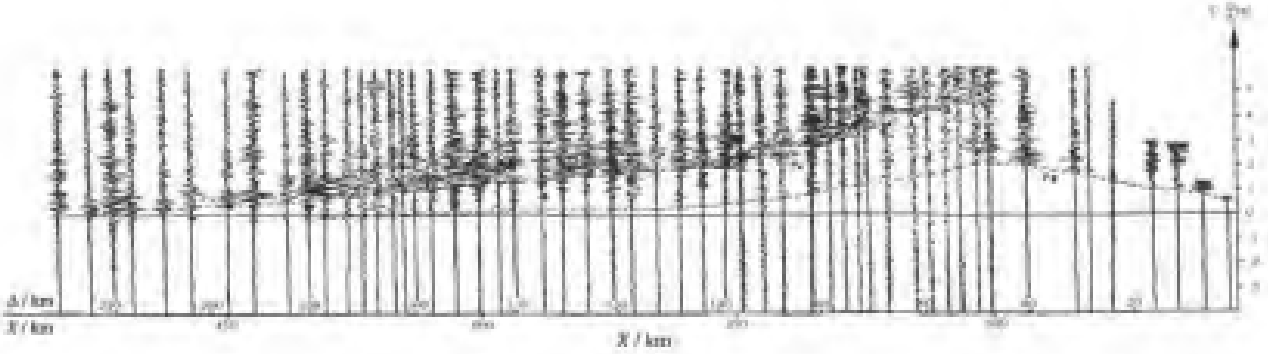


图 2-6　菏泽-林县-长治人工地震剖面 SP253.8 记录截面图

从一个界面为水平，速度为横向均匀的简单模型出发，利用该程序进行了反演计算。经数次迭代后，便得到了满意的结果。走时残差的均方根值由原来的 1.1 降到 0.1 左右。图 2-7 显示了最终模型的射线路径，并给出了理论走时曲线和实测走时的对比。其中短竖线为实测走时及其误差限。

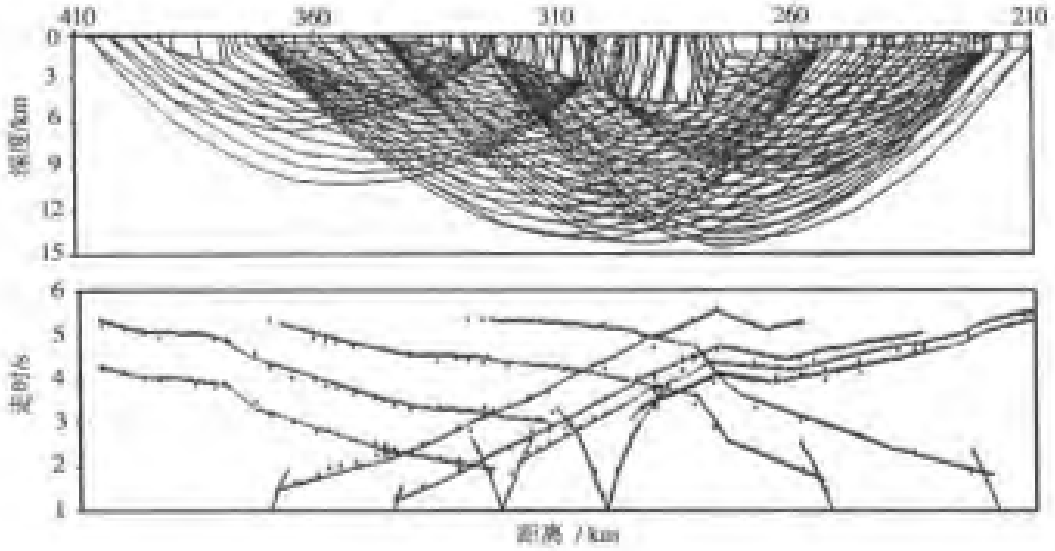


图 2-7　剖面中段射线路径及理论走时曲线图

反演计算的最终模型示于图 2-8。沿着该剖面，结晶基底起伏变化较大。在东明凹陷，基底埋深达 5km 左右。沿西北方向在内黄仅 200m 左右。再往西北在汤阴拗陷又变深，达 2km 左右。

应该说明的是，由于该剖面上观测点位之间的距离较大，为 3～5km，因而在一定程度上限制了解的分辨。另外，结晶基底到底属于什么岩性，对应于地质上的什么时代，还难以作出具体的推断。从地震波速来看，该层顶部的速度一般为 6km/s 左右。

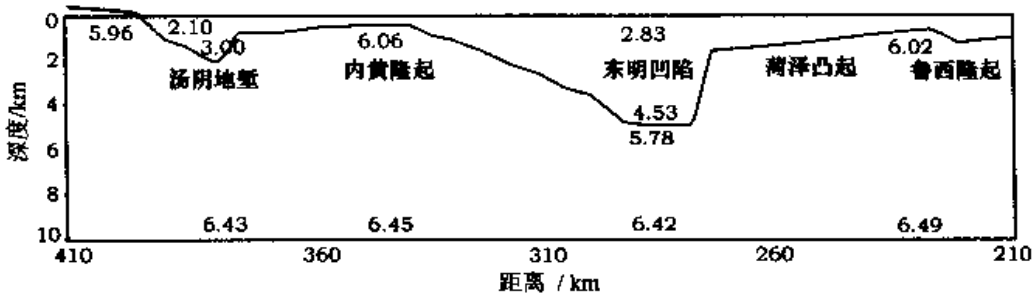


图 2-8　剖面中段结晶基底界面的反演结果

第五节　结论与讨论

(1) 利用本文所述的方法，可由回折波的走时资料同时反演界面位置和速度分布。文中介绍了偏导矩阵的计算，系统地推导了走时对于界面位置偏导的计算公式。数值模拟和实测资料的计算结果说明了该反演方法和计算程序的有效性及实用性。

(2) 该方法在确定结晶基底上界面位置时显示了其特有的优越性。这是由于在折射/宽角度反射观测系统下，来自结晶基底的反射波记录资料很少，仅能在近炮点处的很少几道上得到。因此，难以利用反射波确定整个界面的位置。然而，借助于回折波 Pg 资料，便可达到上述目的。

(3) 事实上，文中所述计算界面位置偏导矩阵的方法可适用于任何形式的透射波。除回折波外，亦适用于来自下部各层的反射波。这样就可充分提取资料中所含的信息，极大地提高了资料的利用效率。

(4) 该方法中，描述界面位置的节点在调整过程中仅可沿垂直方向上下移动，如同时还能沿水平方向左右移动，则反演效果会更佳。最近，已有不少人致力于模型参数化的研究，探讨模型节点位置最佳选择（Michelini，1995）。

参　考　文　献

Bishop，T. N. et al.，Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media，Geophysics，50，903～923，1985.

Cerveny，v.，Molotkov，I. & Psencik，I.，Ray Method in Seismology，Un-iversity of Karlova，Prague，Czechoslovakia，1977.

Giese，P.，Prodehl，C. and Stein，A.，Explosion Seismology in Central Europe，Berlin-Heideberg-New York，Springer，1976.

Menke，W.，Geophysical Data Analysis：Discrete Inverse Theory，Acade-mic Press，Orlando，1984.

Michelini，A.，An adaptive-grid formalism for tranveltime tomography，Geophys.J.Int.，121，489～510，1995.
李松林、宋占隆、石金虎等，利用地震回折波资料反演界面位置与速度分布，地震研究，20卷，4期，402～408，1997。
李松林、樊计昌、吴宁远，利用地震层析成震技术确定横向非均匀介质中的速度分布和界面位置（英文），《地震研究》，18，4，430～444，1995。
李松林，人工地震测深资料解释概述，见：中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，1988。

第三章　单个剖面宽角反射和近垂直反射资料的联合反演

联合反演问题，是本书讨论的重点。该问题可分为两大类。一类是仅利用一种资料，通过反演计算同时得到两种或两种以上的未知参数。前面两章所介绍的，便属此类。另一类则刚好相反，是同时利用多种资料，通过反演计算仅得到一种类型的未知参数。本章所涉及的，便是这一类。这类联合反演最突出的一个优点是，由于同时利用了多种资料，因而大大地减小反演结果的非唯一性。

本章主要介绍了美国 Purdue 大学地球与大气科学系 Wang 和 Braile 教授（1996）提出的一个同时利用垂直反射和折射/宽角度反射地震资料反演速度模型的方法，对该方法进行了数值模型试验，并将该方法应用于观测地震资料。

众所周知，共中心点（CMP）叠加反射时间剖面可提供可靠的和详细的构造形态，如界面、断层等。而折射/宽角度反射资料可得到可靠的速度模型。如果折射/宽角度反射资料和垂直反射资料沿同一条剖面的话，那末，对这两种资料进行联合反演可减小反演结果的非唯一性，得到更好的速度结构和构造形态。再者，由于垂直反射资料可对界面深度进行很好的约束，所以也可以减少震相识别的不确定性。

另外，考虑到常用的阻尼最小二乘反演方法经常产生严重的人为的虚假结构，本章介绍了一个比较有效的方法。通过阻尼因子和光滑因子的利用，可以有效地减少阻尼最小二乘反演方法造成的虚假现象。

合成资料试验的结果表明：联合反演方法可以有效地改善分辨率，可用于构造复杂的速度模型。该方法已经成功地应用于观测的反射和折射资料，分辨出了张性断层块体和地层单元。

第一节　引　言

地震反射层析成像最初由石油勘探工业应用于观测地震资料（Bishop et al.，1985；Kennett et al.，1988；Williamson 1990；Stork et al.，1992），例如，海湾石油公司与美国加州大学合作，开展了利用反射资料重建地下速度结构的研究，并在 1984 年 SEG（勘探地球物理）年会上首次公布了地震层析成像的结果。这一结果引起了轰动。走时反演方法最初由地震学界应用于折射 / 宽角反射地震资料（Elbring 1984；Benz et al.，1984；Huang et al.，1986；Ankeny et al.，1986；Lutter et al.，1990；Zelt et al.，1992；Hughes et al.，1992；Nowack et al.，1993；Braile et al.，1994；Zelt et al.，1994）。通常，走时反演技术对这两种类型地震资料的研究与应用一直是独立进行的。虽然有些研究机构已经取得了这两种类型的资料，但没有对这些资

料进行联合反演。

显然，为了使反演结果的非唯一性达到最低，在反演过程中应该尽量同时利用多种信息。垂直地震反射资料和折射/宽角反射地震资料的同时利用，便是一个很好的途径。我们知道，共中心点叠加反射时间剖面可提供清晰可靠的界面和断层构造信息，但对速度结构的约束较差。相反，折射/宽角反射地震资料可提供较好的速度信息，但对界面的约束较差。可见，如果折射/宽角反射地震剖面和垂直反射剖面重合的话，那么，对这两种类型的资料进行联合反演，将会得到更准确的速度结构、界面位置以及断层的几何分布。

Zelt 和 Smith（1992）的走时反演算法只能用折射 / 宽角反射资料确定速度模型，Wang 和 Braile（1996）对其进行了改进，使其能够对折射 / 宽角反射资料和垂直反射资料进行联合反演。由于对界面提供了约束信息，所以减小了反问题的非唯一性，因而反演更加稳定，结果更加可靠。更确切地说，由于对界面提供了更多的约束信息，因而减少了震相识别的模糊性和确定不同震相初至时间的人为性。

第二节　方　法

2.1　模型参数化

前已述及，本章所提出的垂直反射和折射/宽角反射资料联合反演的方法，是通过对 Zelt 和 Smith（1992）方法的改进而得到的。这里，仍采用原来的模型参数化方法。速度模型由多层构成，界面通过对一组深度节点线性插值定义。在每一层内，速度结构由两组速度节点来确定：一组节点沿层的顶部，另一组沿层的底部。沿每层的顶部及底部，介质速度呈线性变化。另外，每一层内，速度在层的上下界面之间的垂直方向上线性变化。深度节点的间隔和速度节点的间隔可以不均匀。

2.2　射线追踪

对基于地震射线的走时反演来说，地震射线追踪是其中非常关键的一个环节。射线追踪采用与前面两章相同的方法，由 Runge-Kutta 法求解射线追踪方程实现。

用下式计算由震源至接收点间的走时：

$$T = \int_{\text{raypath}} \frac{\mathrm{d}\,l}{V} \tag{1}$$

式中，$V = V(x, y)$ 为速度；x 为水平距离；y 为深度。方程（1）的离散形式为：

$$T = \sum_{i=1}^{m} \frac{\Delta l_i}{V_i} \tag{2}$$

式中，V_i 为射线第 i 步的平均速度；Δl_i 为射线步长。

在确定了速度-界面模型之后，沿每条射线路径计算走时和偏导数（Zelt 和 Smith，1992）。用走时残差和偏导（包含在下面描述的逆算子中）来计算初始模型的校正量。反复以上过程，直到走时残差达到给定的精度为止。

正演计算还涉及到针对某一特定的层或界面的反射或折射射线，确定对应于每一对震源—接收点的射线路径（相位校正）。为了把垂直反射资料纳入到 Zelt 和 Smith 的算法中，需要一个追踪垂直入射射线的子程序。Zelt 和 Smith 算法使用二分法搜索离源角，该搜索方法适合于折射/宽角反射资料。该方法对每个炮点和每个震相只需进行一次搜索，勿需对每条射线进行单独的搜索。然后，可很容易地计算出该震相在所有距离上的走时。但是，对垂直入射的射线，每条射线均需要一次单独的搜索过程。

为了追踪垂直入射的反射波射线，使用了“爆炸反射面”的概念（Claerbout，1985）（图 3-1）。不是从震源开始追踪射线，而是从界面开始向上追踪射线。离源角（始于反射面）与界面总是 90°（垂直入射）。因为入射和反射的路径相同，所以只需追踪一个方向的射线，并计算沿射线路径的走时和偏导。对每个反射面，从反射面开始以相等的水平间隔追踪一组射线。根据接收点附近的射线路径插值得到接收点处的走时和偏导。

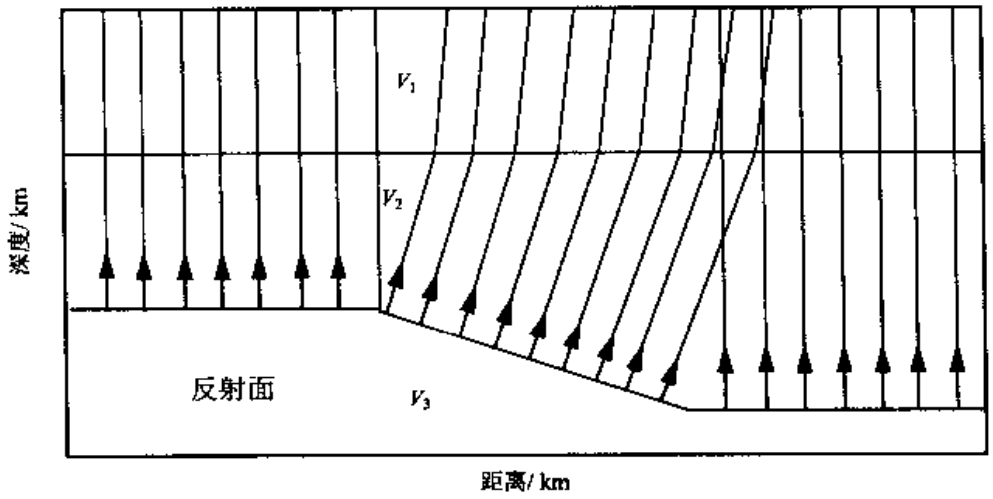


图 3-1　“爆炸反射面”概念示意图。射线从反射面开始并垂直向上进行追踪自反射面的离源角总是与界面为 90°；V_i 是速度

2.3　初至震相层位的自动分派技术

对折射资料，能够清楚地识别出初至波。用初至波资料通常只能得到光滑速度模型或平界面速度模型。但是从叠加反射记录截面来看，地壳模型一般是一个非常复杂的层状模型。为了对层状模型使用初至波资料，通常人为地将初至波划分为多个分支，每个分支视为来自某一层位的折射波。如果划分不正确，那么或者不能拟合资料，或者得到的速度模型不正确。然而，在折射和反射资料都可利用的情况下，采用下述方法可自动地将初至波分派到合适的层位。

首先，追踪每层的折射射线（首波或速度梯度产生的潜波）（图 3-2（a））并计算其走时（图 3-2（b））。然后，比较不同震相的走时并选择每个距离的最小走时（图 3-2（c））。当初始模型与实际模型相差很大时，在头几次迭代过程中，震相的自动分派可能不精确。但是，如果反射和折射资料都能用的话，由反射资料对界面提供的约束能够使速度模型收敛到真实

模型。下一节的合成模型试验表明，如果只有折射资料可用，则不能保证收敛。反射资料对界面深度的约束使得震相自动分派成为一个实用的技术。在修改后的 Zelt 和 Smith 的计算程序中（Wang 和 Braile，1996），对计算初至走时有两个选择。一个是追踪折射波（潜波）射线，另一个是追踪首波。图 3-3（a）和 3-3（b）给出了射线路径和首波走时。如果每层的垂向梯度不强的话，由这两种方法计算的走时差别可以忽略。例如，图 3-2 和图 3-3 的走时差大部分小于 1ms，最大不超过 5ms。从射线追踪稳定性的角度来看，首波更容易计算。

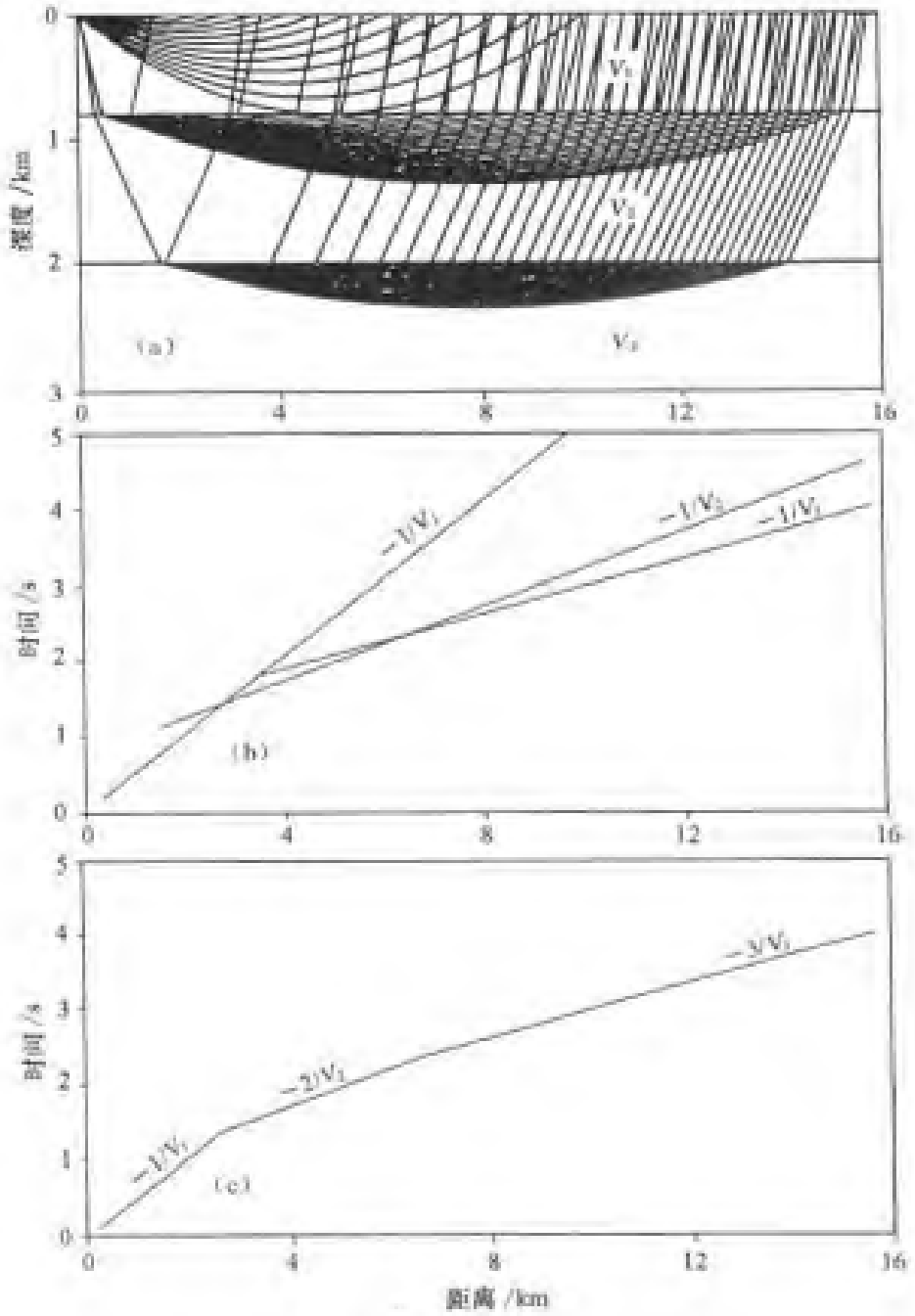


图 3-2　初至波理论走时和射线路径

（a）每层的折射波射线，每层为弱正速度梯度；（b）每个折射震相的理论走时，各折射震相的斜率分别大约是 $1/V_1$，$1/V_2$，$1/V_3$；（c）初至波走时

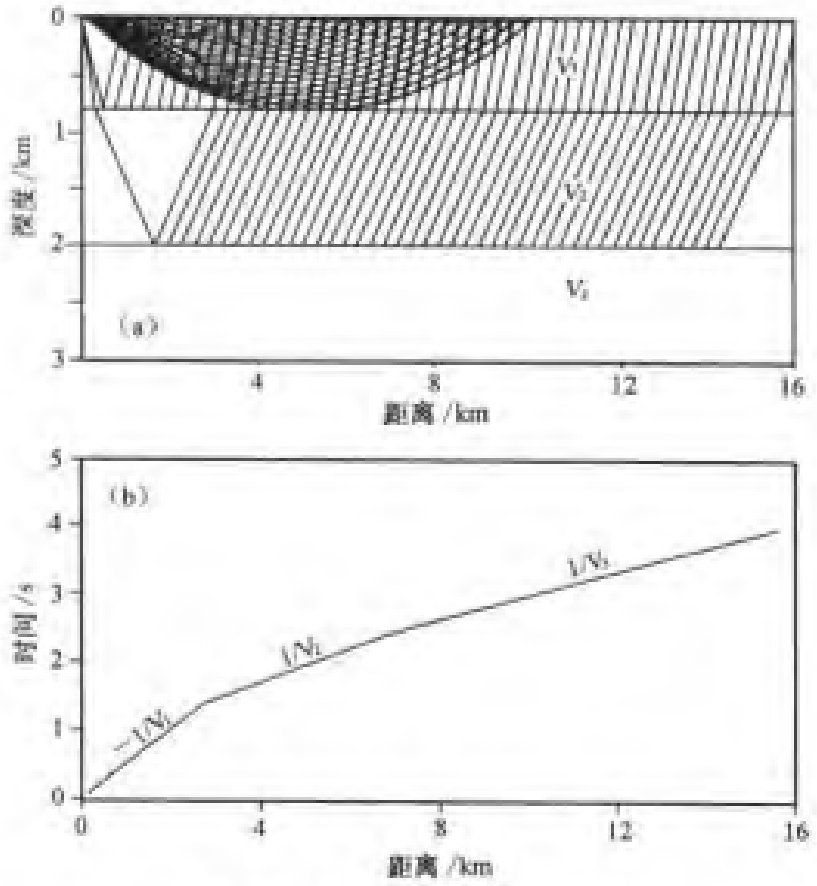


图 3-3　首波理论走时及射线路径

（a）首波射线路径图，第一层为弱正速度梯度；（b）直达波和第二、第三层首波的理论走时，斜率分别为 $1/V_1$、$1/V_2$、$1/V_3$

2.4　Zelt 和 Smith 的逆算子

Zelt 和 Smith（1992）用下述算子计算逆矩阵，通常称为随机逆（Franklin，1970）：

$$\boldsymbol{A}_g^{-1} = (\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_d^{-1}\boldsymbol{A} + \boldsymbol{C}_m^{-1})^{-1}\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_d^{-1} \tag{3}$$

式中，$\boldsymbol{A}_g^{-1}$ 为广义逆算子；$\boldsymbol{A}$ 是灵敏度矩阵，由地震波走时对速度和界面参数的偏导构成；$\boldsymbol{C}_m$ 为先验模型协方差矩阵；$\boldsymbol{C}_d$ 为资料协方差估计矩阵。在 Zelt 和 Smith 的程序中，$\boldsymbol{C}_d$ 和 $\boldsymbol{C}_m$ 是对角矩阵：

$$\boldsymbol{C}_d = \mathrm{diag}\{\mu_j^2\} \tag{4}$$

$$\boldsymbol{C}_m = \mathrm{diag}\{\sigma_i^2\} \tag{5}$$

式中，标准偏差 μ_j 为第 j 个走时的不确定性估计；σ_i 为第 i 个模型参数的先验不确定性估计。当选择 $\boldsymbol{C}_d$ 和 $\boldsymbol{C}_m$ 为对角矩阵时，方程（3）变为加权阻尼最小二乘法。

当资料高度不均匀时，阻尼最小二乘法可能得不到最优解（Wang，1993）。虽然阻尼最小二

乘法旨在得到最小范数解（在每次迭代中，它把总体模型参数改正量限制到尽可能地小），但它不能保证得到光滑模型解或稳定解。把垂直反射资料加到反演中的目的是给模型增加信息。为了得到更真实的细结构，通常需要更多的深度节点。在这种情况下，由于模型的待求参数太多，使得逆矩阵不稳定，因而阻尼最小二乘法可能得到很粗糙不平的界面，且造成后续的射线追踪难以进行。阻尼最小二乘法经常产生比较严重的人为虚假结构，尤其当观测系统在地表的几何分布不规则以及射线覆盖非常不均匀时（Wang，1993）。考虑到这些问题，不用方程（3）那样的逆算子，而用下面给出的逆算子，这些算子是通过对正则化方法和随机逆修改而得到的。

2.5 修改的正则化方法

在程序中，使用了下面的逆算子：

$$\boldsymbol{A}_{\mathrm{g}}^{-1}=[\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}\boldsymbol{A}+\lambda(\boldsymbol{D}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1}\boldsymbol{D}+\varepsilon\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1})]^{-1}\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1} \tag{6}$$

式中，ε 为无量纲平衡因子，控制算子中光滑和阻尼的相对量；λ 为另一无量纲平衡因子，控制先验信息和观测资料相对权重；$\boldsymbol{D}$ 为一阶差分光滑算子，用于减小模型粗糙度。λ 由关系式 $\lambda=\alpha\ \mathrm{trace}(\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}\boldsymbol{A})/\mathrm{trace}(\boldsymbol{D}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1}\boldsymbol{D}+\varepsilon\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1})$ 确定（Wang，1993）。根据经验（Wang，1993），α 取值范围为 1～10，ε 头几次迭代约为 0.1～1。当资料残差接近噪音水平时，α 降到 0.1～1，ε 增加到 1～10。某种程度上，根据期望的模型光滑度，光滑系数和阻尼系数的选择带有一定的主观性。当然，在选择了光滑系数和阻尼系数后，模型的分辨率和方差估计也将受影响。方程（6）是对用于井间层析成像的正则化方程（Philips 和 Fehler，1991）

$$\boldsymbol{A}_{\mathrm{g}}^{-1}=(\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{A}+\lambda\boldsymbol{D}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{D})^{-1}\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}} \tag{7}$$

进行修改而得到的。与方程（7）比较，方程（6）有如下优点：

(1) 阻尼和光滑均被实现；

(2) 用可变的不确定性对观测资料进行加权；

(3) 使正则化（使用光滑和阻尼）无量纲，如果模型参数不止一种类型（比如速度节点和深度节点）的话，这点很重要；

(4) 通过选择无量纲因子 α，容易控制正则化的总量；

(5) 能够有效地选择阻尼和光滑的相对量。

(6) 方程（6）是逆算子，与下面的三个无量纲方程关联：

$$\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1/2}\boldsymbol{A}\boldsymbol{m}=\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1/2}\boldsymbol{d} \tag{8}$$

$$\frac{\lambda}{\sigma_i}m_i=\frac{\lambda}{\sigma_{i+1}}m_{i+1}\qquad(i=1,\ n-1) \tag{9}$$

$$\frac{\lambda}{\sigma_i}m_i=0\qquad(i=1,\ n) \tag{10}$$

式中，$\boldsymbol{m}$ 为模型参数矢量；$\boldsymbol{d}$ 为资料矢量；σ_i 为第 i 个模型参数的先验不确定性估计；m_i 为

第 i 个模型参数，模型参数的总数为 n。

在程序中，以灵活的方式实现光滑算子。可以是二维光滑、水平光滑或其他光滑函数。可以避免在速度节点和界面节点之间或不同层之间的光滑。为了分别控制速度节点和深度节点的光滑量，可以选择一个因子，使得深度节点比速度节点更光滑，反之亦然。

用下式计算模型分辨矩阵

$$\boldsymbol{R}=[\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}\boldsymbol{A}+\lambda(\boldsymbol{D}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1}\boldsymbol{D}+\varepsilon\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1})]^{-1}\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}\boldsymbol{A} \tag{11}$$

由下式计算先验模型协方差矩阵，

$$\boldsymbol{C}=[\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}\boldsymbol{A}+\lambda(\boldsymbol{D}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1}\boldsymbol{D}+\varepsilon\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}}^{-1})]^{-1} \tag{12}$$

而不用 Lutter 等人（1990）和 Zelt 和 Smith（1992）使用的公式：

$$\boldsymbol{C}=(\boldsymbol{I}-\boldsymbol{R})\boldsymbol{C}_{\mathrm{m}} \tag{13}$$

式中，$\boldsymbol{I}$ 为单位矩阵。容易证明方程（12）和（13）是等价的（Tarantola，1987）。但是，根据经验，方程（12）在数值上比（13）更稳定，尤其当反演的矩阵接近奇异时。

2.6 修改的随机逆方法

在联合反演程序中也使用了下面的逆算子：

$$\boldsymbol{A}_{\mathrm{g}}^{-1}=\boldsymbol{C}_0(\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1}\boldsymbol{A}\boldsymbol{C}_0+\lambda\boldsymbol{I})^{-1}\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_{\mathrm{d}}^{-1} \tag{14}$$

方程（14）通过设 $C_{\mathrm{m}}=\lambda C_0$ 可以从方程（3）导出，其中，λ 为常数。

对随机逆反演，先验信息被认为是不依赖观测资料的真实信息。通过定义一个先验模型协方差矩阵（C_{m}），该信息便容易加到反演中。因为认为先验信息是与其他源无关的独立信息，所以加到反演中的先验信息应该与观测资料无关。如果观测资料和先验信息不足以分辨模型，那么反演过程可能不稳定。在实际应用中，先验协方差矩阵通常只定义为一个对角矩阵（Lutter et al.，1990）。在这种情况下，随机逆方法实际上变成了加权阻尼最小二乘法。几位研究人员（Tarantola，1982）使用了非对角元素不为零的先验模型协方差矩阵，并指出模型参数间的相关等价于对模型进行了光滑（Nolet，1993）。我们建议拓宽先验信息的严格含意并使用术语“a priori”来表示除了观测资料外的一切信息。当把所有的正则化（例如，光滑和阻尼）看作“a priori”信息时，可以证明正则化方法和随机逆方法等价（Wang，1993）。更明确地说，如果用指数函数作为模型协方差矩阵的相关函数，当使用一阶差分光滑和阻尼时，则方程（14）准确地等价于方程（6）。所以，可以用随机逆反演公式进行阻尼和光滑。和方程（6）相比，方程（14）的主要优点是可以灵活地实现光滑约束且容易控制模型光滑的程度。严格地讲，常用的一阶差分算子仅适合于均匀网格模型。当网格间隔高度不均匀时，很难定义一个有意义的光滑算子。相反，对应用光滑约束的随机逆方法来说，非常适合于高度非均匀的网格间隔的情况，因为两个节点间的相关系数是根据它们的间隔来计算的。此外，方程（14）仅通过选择不同类型的相关函数就可实现不同类型的光滑。这种实现的详细描述见 Wang（1993）。

相应于逆算子（方程 14），模型分辨矩阵和模型先验协方差矩阵分别为

$$\boldsymbol{R}=\boldsymbol{C}_0(\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_d^{-1}\boldsymbol{A}\boldsymbol{C}_0+\lambda\boldsymbol{I})^{-1}\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_d^{-1}\boldsymbol{A} \tag{15}$$

$$\boldsymbol{C}=\boldsymbol{C}_0(\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_d^{-1}\boldsymbol{A}\boldsymbol{C}_0+\lambda\boldsymbol{I})^{-1} \tag{16}$$

分辨矩阵的对角元素常用来估计模型参数的分辨率。通过显示分辨矩阵的对角元素得到本文的分辨图。但是，当解释分辨图时，必须考虑下面的因素：

(1) 对给定观测资料的模型分辨率应该解释为是一个相对分辨率估计。因为在分辨和不确定性之间有折衷，所以人们总是以高的模型不确定性为代价来提高模型的分辨率。如何平衡这些折衷取决于使用何种类型的正则化（比如，阻尼和光滑的类型）以及正则化的使用程度（阻尼和光滑的量）。所以，分辨分析应该伴随不确定性估计。虽然分辨的绝对值依赖于很多因素，但分辨的相对值能够表明模型的哪一部分分辨的更好，因而，该部分就更可靠。

(2) 对基于射线的走时反演，分辨图通常定性地反映了地表下射线的覆盖率。而表示射线覆盖率更定量的方法是将矩阵 $\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_d^{-1}\boldsymbol{A}$ 对角元素的平方根用图像来显示（Wang，1993）。分辨图和射线覆盖图的不同见图 3-4。图 3-4（a）是射线路径，（b）是用分辨矩阵的对角元素估计的分辨率，（c）是射线覆盖率。一个节点的分辨不仅依赖于有多少条射线对其采样，而且还依赖于射线穿过该节点及其附近节点的方向。

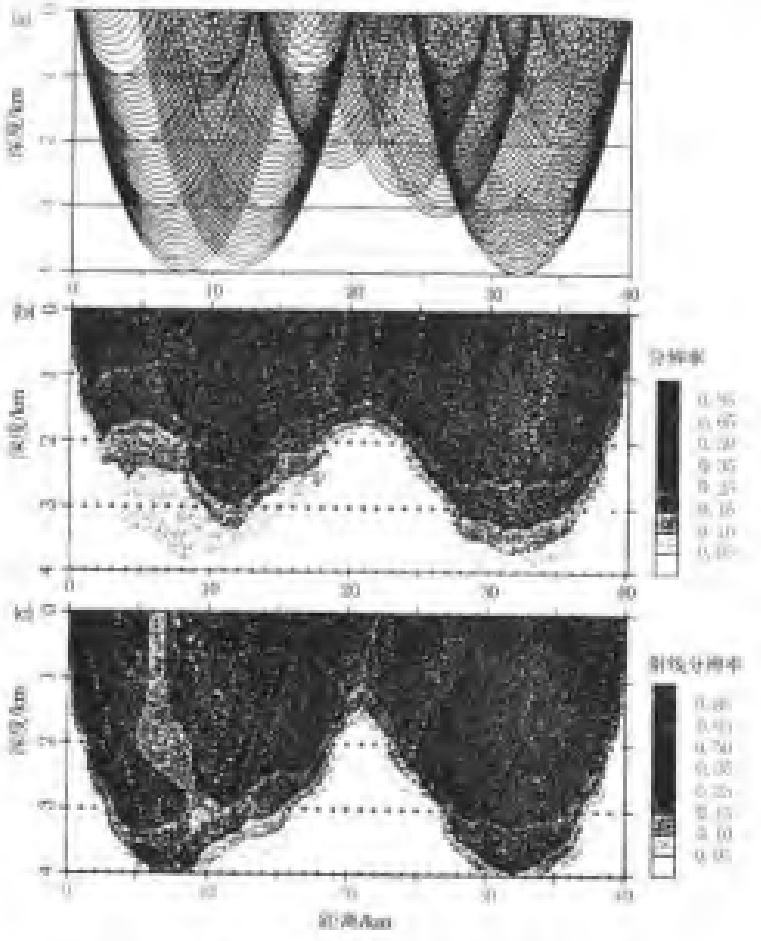


图 3-4　分辨率和射线覆盖率的比较

(a) 射线路径图；(b) 由分辨矩阵对角元素给出的分辨率图；

(c) 由矩阵 $\boldsymbol{A}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{C}_d^{-1}\boldsymbol{A}$ 的对角元素给出的射线覆盖率图

(3) 对不均匀的节点间隔，分辨率也会依赖于节点的分布。一个节点与附近诸节点的距离较大，则分辨率也较低，这与把分辨核解释为平均函数的权的概念一致。如果离附近诸节点的距离大，则平均面积就大。对特定面积，可通过显示分辨矩阵的非对角元素来描述资料分辨率。所以，对不均匀的节点间隔，分辨图也应该显示节点的位置。

2.7 垂直反射资料和折射/宽角反射资料的平衡

在对反射资料和折射资料进行联合反演时，一个实际问题是如何平衡这两种资料的信息。对联合反演问题，折射资料对速度提供了更多的控制，反射资料对界面深度提供了更多的控制。由于反射记录截面中的道间距通常较小，而走时是由记录截面解释的结果得到的（沿反射面对每道拾取走时），因此，反射资料的数量往往较多。为了在速度和界面深度两类参数之间进行折衷，应选择大约相同数目的反射资料点和折射资料点。在对某些结构成像时，比如断层位置，这时反射资料需要更小的接收间隔，可以用一个因子乘以它们的不确定性便可有效地减小反射资料总的权重，因为每一个资料点用其自身的不确定性的倒数进行加权。

在联合反演的计算程序中，计算垂直反射射线的偏导有一个选择。可以只计算反射射线的深度偏导，而不计算速度节点的偏导。这样可避免反射资料对速度引入太多的约束（因为对垂直入射的射线路径，在速度和深度之间有一个固有折衷）。如果只计算反射射线的深度偏导，则反演的每一次迭代等价于利用折射资料的速度反演（折射资料对深度也有一些约束）加上一个在上次迭代的速度基础上主要利用反射资料的深度反演。

第三节 理论数据反演试验

这一节给出了用理论数据联合反演的试验结果。在合成模型试验中，主要研究了下面几个方面：

(1) 从无噪音资料中恢复真实模型的能力；

(2) 方法对噪音含量的灵敏度；

(3) 反演复杂的二维结构模型（比如，断层或尖灭）的能力；

(4) 反演中加入反射资料的重要性。

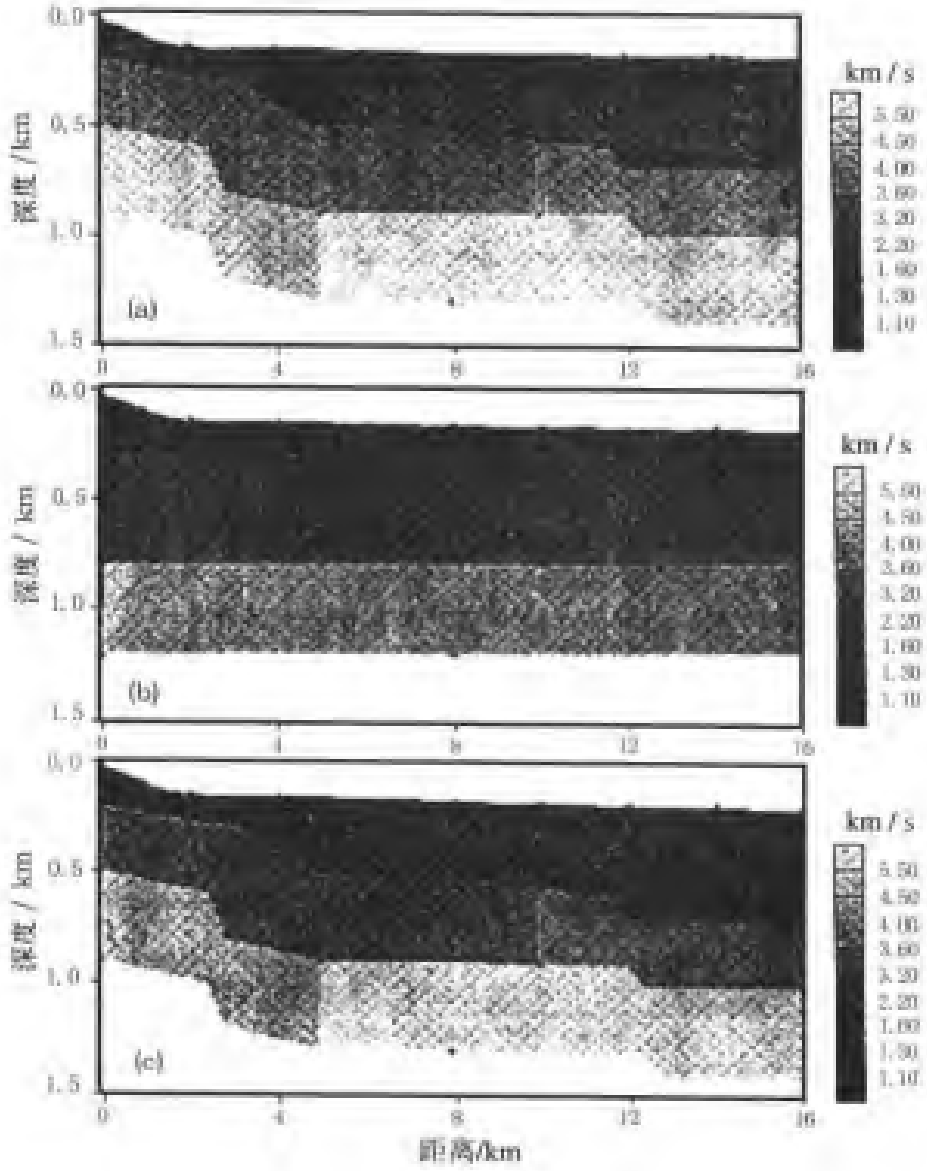
下一节将评论分辨率和不确定性估计，并讨论联合反演方法对实际资料的应用。

图 3-5（a）给出了速度模型，用于产生试验用的理论资料。模型有 4 层，每层的速度横向有变化。为了测试算法处理复杂结构的能力，模型中包括了断层和尖灭。速度模型的尺度与从 SAGE90-91 地震资料得到的模型尺度大体相同。产生合成资料的炮点—接收点的几何分布与 SAGE90-91 资料的类似（但不包括短偏移距，中等偏移距炮点的折射资料）。产生的合成资料包括每个炮点的初至波和来自界面上的双程反射走时。为了比较不同情况的反演结果，对所有情况均使用相同的反演程序、正则化和初始模型。图 3-5（b）给出了反演用的初始模型，除了尖灭外，初始模型为平界面。初始模型每层的速度分布均匀。图 3-5（c）是用无噪音合成资料得到的反演结果。界面深度和那些构造（断层或尖灭）已完全恢复，大多数速度节点的模型误差小于 0.01km/s，最大为 0.03km/s。注意初始模型中尖灭层的位置与真实模型的相同。当然，用实际资料，从反射记录截面上以合理的精度可以估计尖灭层的位置。

如果需要，尖灭层的位置经几次迭代后便可以调整。

为了测试算法对资料不确定性的灵敏度，把 5ms 标准误差的随机噪音加到合成资料中。这是 SAGE90-91 大多数资料点的大致的噪音水平。图 3-5（d）是含噪音资料的反演结果。尽管加上了资料噪音，构造的成像结果仍非常好，除某些边缘节点外，速度误差一般小于 0.02km/s，边缘节点的最大误差是 0.1km/s。界面略显粗糙是加进随机噪音的缘故。

为了说明把垂直反射资料加到反演中的重要性，文中比较了上述的模型和只用初至波资料得到的模型。首先，这两种情况使用了相同的层状初始模型和相同的反演程序。由于只用初至波资料进行反演，第一次迭代后得到的界面很粗糙，所以反演不能够继续，则后续的射线追踪无法进行。对模型进行光滑后，反演才可以继续进行。但是，反演得到的模型（图 3-5（e））只是真实模型（图 3-5（a））的一个近似。这个例子说明一个事实，仅仅靠初至波资料来控制界面深度其能力是很有限的。



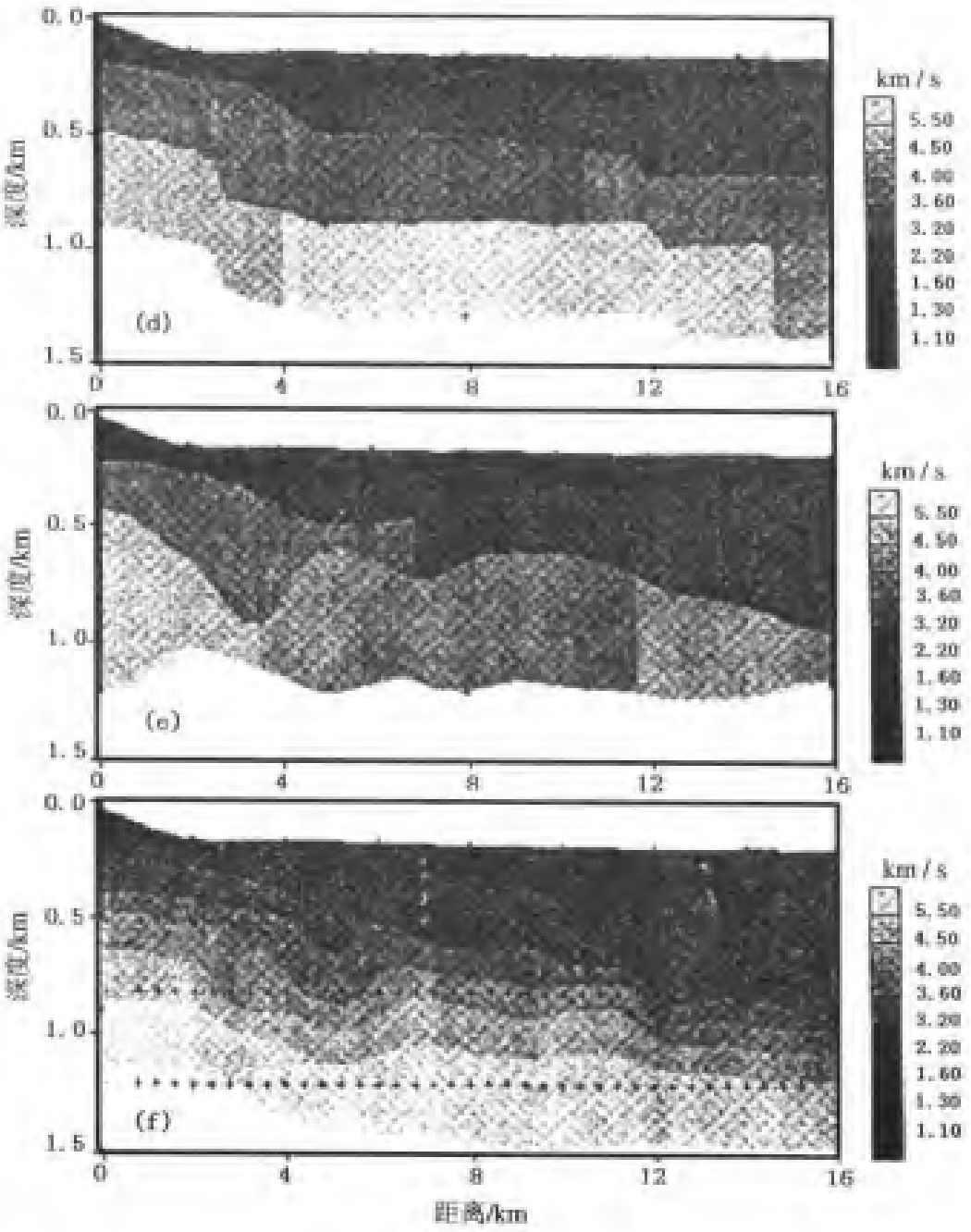


图 3-5　测试联合反演方法的模型。加号＋是速度节点。界面节点均匀分布，间隔为 0.4km

（a）计算理论走时的速度模型；（b）初始速度模型；（c）对无噪音资料反演得到的速度模型；（d）对有噪音（5ms 随机噪音）资料反演得到的速度模型；（e）对无噪音资料反演得到的层状速度模型；（f）对无噪音资料反演得到的速度模型（由速度网格节点来定义的速度模型）

按照惯例，初至波走时用来得到光滑速度模型。用同样的初至波走时（没有用垂直反射走时）来得到光滑速度模型（速度模型由一组网格节点而不是层来定义，图 3-5（f））。将反演结果（图 3-5（f））和真实速度模型（图 3-5（a））比较可知，虽然总体上速度分布是类似的，但真实速度模型的若干细节未能分辨出来。

第四节　方法在 SAGE90-91 地震观测资料反演中的应用

4.1　SAGE90-91 资料的采集

将上面叙述并经测试的联合反演方法用于 SAGE90-91 地震资料来得到速度模型。SAGE（Summer of Applied Geophysical Experience，是地球物理野外课程，是由 Los Alamos 国家实验室加州大学行星物理与地球物理研究所主办的）1983 年在（美国和墨西哥之间的）格兰德河裂谷的某盆地开始进行，致力于解决与大陆裂谷有关的构造问题。这次资料采集的目的是研究格兰德河裂谷西部边缘（图 3-6）。SAGE90-91 地震资料由两种类型的资料构成，一种是折射波初至走时资料，另一种是垂直反射记录截面。两类资料沿同一剖面进行采集。专门设计了 9 炮来采集折射波初至走时。它们比最大偏移距才 7km 的垂直反射炮有更长的偏移距（共 268 个接收点，接收点间隔为 33.5m）。为了增加地表附近速度的分辨率，一些中等长度的短偏移距的炮（用于采集反射资料）也用来拾取初至波走时。地震信号的主频范围约 30Hz，多数道的走时误差估计约 5～10ms。图 3-7（a）给出了初至波的折射地震截面。

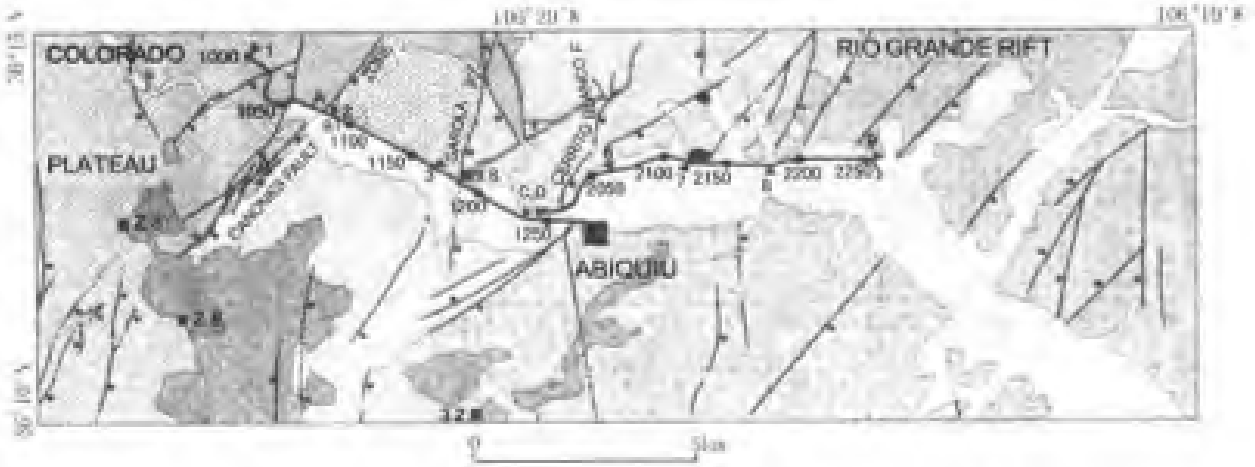


图 3-6　格兰德河裂谷和科罗拉多高原（位于美国西部）之间的边界地质图

注：地球物理剖面旁边的数字是震动源（VP）的位置和折射震源点位置（SP，三角形）

图 3-7（b）和（c）给出了 SAGE 项目中的一个 16km 长的 CMP 反射叠加截面图，可以识别出 4 个反射波。根据露出地面的岩层的位置（图 3-6）、地震速度、岩性和单元厚度，这 4 个反射波与 Chinle 的地层，Cutler 的地层，Madera 的地层和基底相对应。虽然在临近的地区没有钻井信息可以利用，但这种解释和格兰德河裂谷北部钻井的地层信息以及地质露头是一致的。有关 SAGE90-91 反射资料的采集、处理和解释的更多的信息见 Baidridge 等人（1994）的资料。

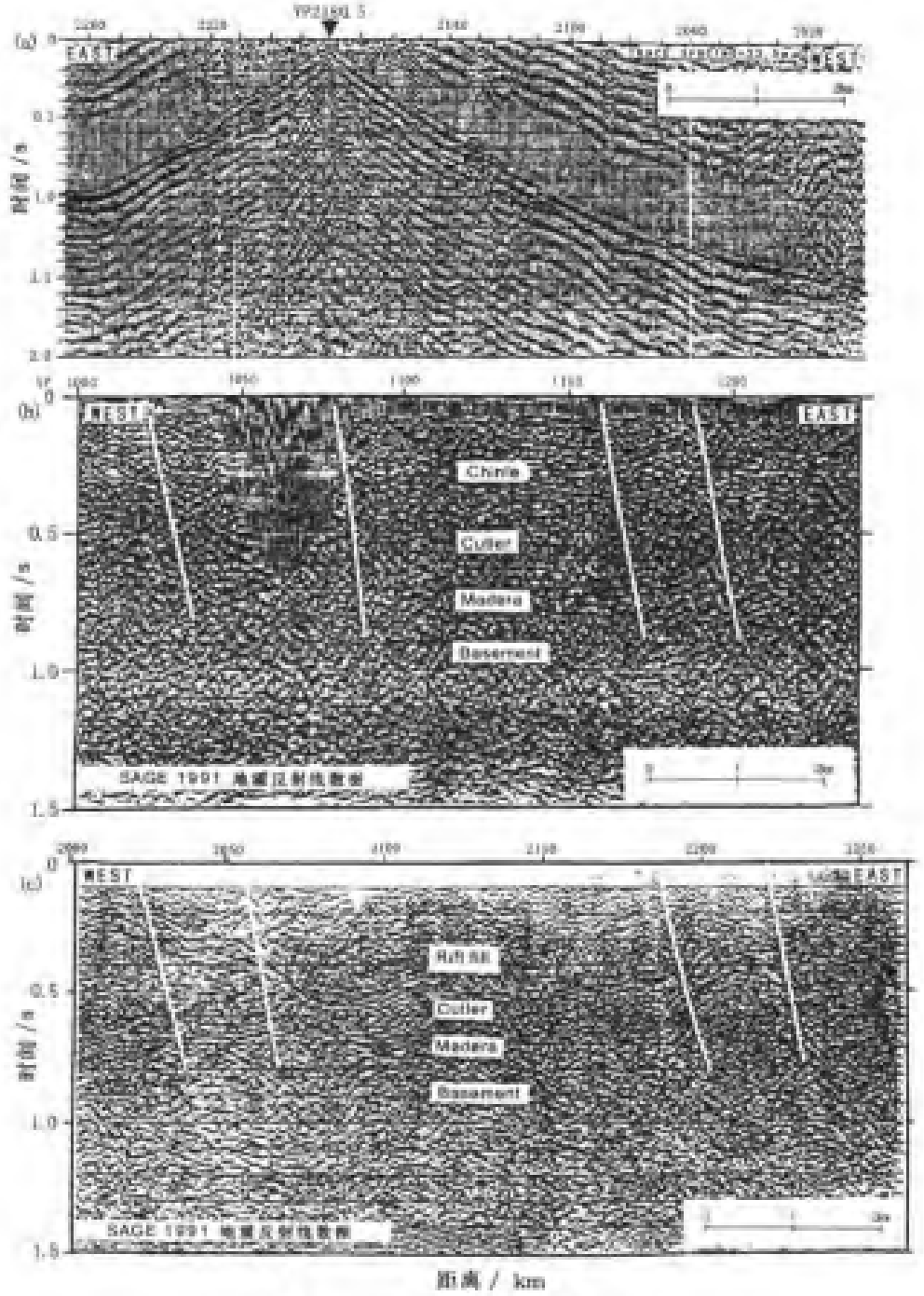


图 3-7　SAGE90-91 地震资料实例

(a) SAGE 资料集当中的地震折射记录截面（共炮集）例子。VP 位置是 2180.5，接收点位置示于记录截面图顶部以及图 3-6 中。(b) 和 (c) SAGE90 (b) 和 SAGE91 (c) 地震反射资料的 CMP 叠加记录截面。近水平的虚线是推断的地层边界，近垂直的白线是推断的断层位置

4.2　SAGE90-91 资料的反演

根据两组信息建立了联合反演 SAGE90-91 反射和折射资料的初始模型：从折射资料反演得到的光滑速度模型和解释的反射记录截面。虽然在上述的反射截面中仅仅有把握地确定

了4个反射界面，但在速度模型中在Chinle地层之上就有二个以上界面。加上这些界面有两个原因：①在 Chinle 地层之上有一些不连续的反射波（记录截面东边 Cutler 地层之上）；②近地表的速度期望在水平和垂直方向有很大的变化；所以，需要增加些速度节点或层来描述模型中的这种速度突变。但是，由于缺乏反射控制，在反演的早期阶段两个浅层的界面固定不变，仅在反演的后期才反演这两个界面。尖灭层和断层的位置主要基于反射截面，并且为了更好地拟合资料在几次迭代后人工进行调整。深度节点的分布（沿每条界面的间隔）根据描述构造的水平变化的需要进行调整。

图3-8给出了联合反演的结果，（a）是走时拟合，三角形表示炮点位置。近水平的实线表示反射波理论走时。粗垂直棒表示观测的反射波走时（同时也表示拾取误差）；（b）是射线路径，（c）是得到的速度模型和地质解释，虚界面处由于射线覆盖率低因而约束较差。深度相对于海拔2km。数字表示速度km/s。垂直轴放大约4倍，对最终反演模型，总体均方根走时残差为0.018s。图3-9（a）给出了模型不确定性估计。

从上面的讨论可知，分辨率估计从相对意义上讲更有意义，分辨率不仅依赖于射线覆盖率，而且依赖于网格间隔。从分辨图（图 3-9（a））可以看到，浅部的速度通常比深部的要分辨的好，模型边缘分辨较差是射线覆盖率低的缘故。对模型的深部，模型东边的速度比西边的分辨的更好，这主要是因为地震剖面东部的炮点有更长的接收段。图3-9（a）模型深部较差的分辨率与射线路径覆盖率低（图3-8（b））是一致的。

不确定性图（图 3-9（b））中，大多数速度节点的不确定性估计大约是0.03km/s，最大的速度不确定性是0.05km/s。应指出，模型的不确定性稍有低估，因为走时残差约为0.018s，拾取走时的误差估计大约是0.005～0.010s。对于所得的模型，计算的理论走时与观测资料的拟合程度尚不能达到噪音水平之内，这说明有下列可能性：

(1) 低估了观测资料的不确定性。观测资料的不确定性可能有不同的来源，比如，走时拾取误差、炮点可能的系统误差以及由于3-D效果和弯曲地震测线的投影成直线造成的不同炮点间的不一致性。仅走时拾取误差可合理地估计出来。

(2) 模型参数化的限制。由于资料有限，所以只能确定一小部分模型参数，这对模拟真实模型的复杂性缺乏足够的信息。因为最终资料残差大约是观测资料误差的两到三倍，期望真实模型的不确定性大约是不确定性估计的两到三倍。所以，建议对大多数速度节点其不确定性大约为0.06～0.1km/s，而对于射线覆盖率较低的那些地方的速度节点，其不确定性大约为0.1～0.15km/s。

为了改进分辨率，某些中等长度的短偏移距炮的初至波资料也被用来反演速度模型（图3-8（c））。当没有利用这些炮的初至波资料时，其模型的分辨率和不确定性见图3-10。比较图3-10和图3-9可以看到当利用更多的炮时，模型浅部的分辨率和不确定性大大改善。由于包括了中等长度的短偏移距炮的资料，模型浅部分辨率和不确定性的改进也使得模型深部的分辨率和不确定性得以改进。这个观测对改进地震折射/反射试验的设计提出了一个有用的策略（增加小和中等偏移距的炮点）。反演SAGE90-91资料得到的模型（图3-8（c））表明新墨西哥州格兰德河裂谷的西部边缘由很宽的断层带构成，因而，其弯状之物是一个浅的台地，而不是深部裂谷盆地的陡峭边界，至少在SAGE地震剖面的范围内是如此。断层的偏移量小且断层块体内缺乏明显的地层扭动，正如从得到的速度模型解释的那样，表明该裂谷西部边界的总体扩张较小。SAGE90-91资料更多的讨论和速度模型的解释见Baldrige, et. al.,（1994）。

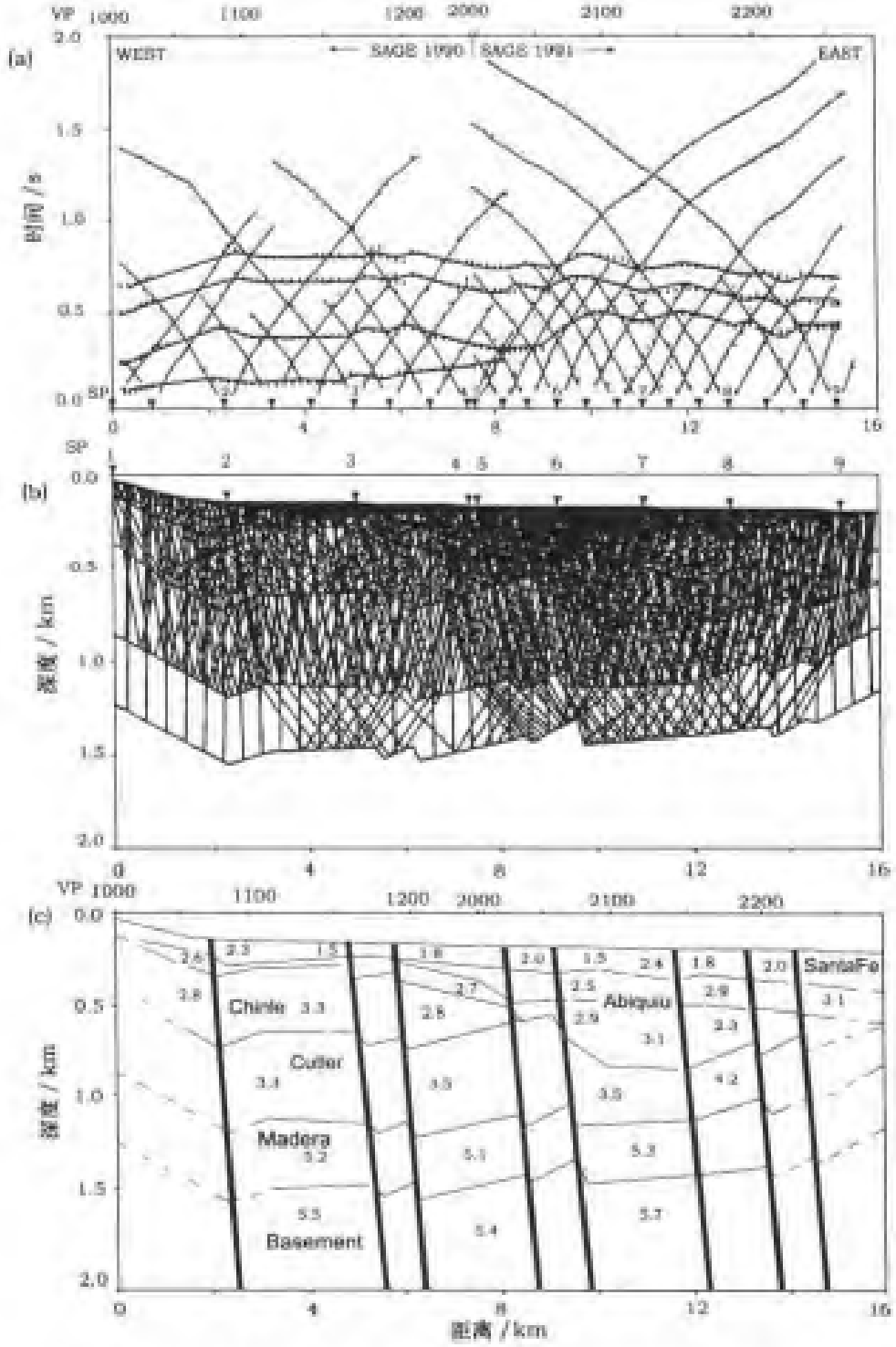


图 3-8　SAGE90-91 反射波和初至折射波资料的联合反演结果

(a) 观测走时（垂直棒）（其长度等于走时拾取误差的标准偏差的两倍）和理论走时（实线）；(b) 反射和折射波射线路径以及界面图，深度相对于海拔 2km；(c) 得到的速度模型和地质解释图

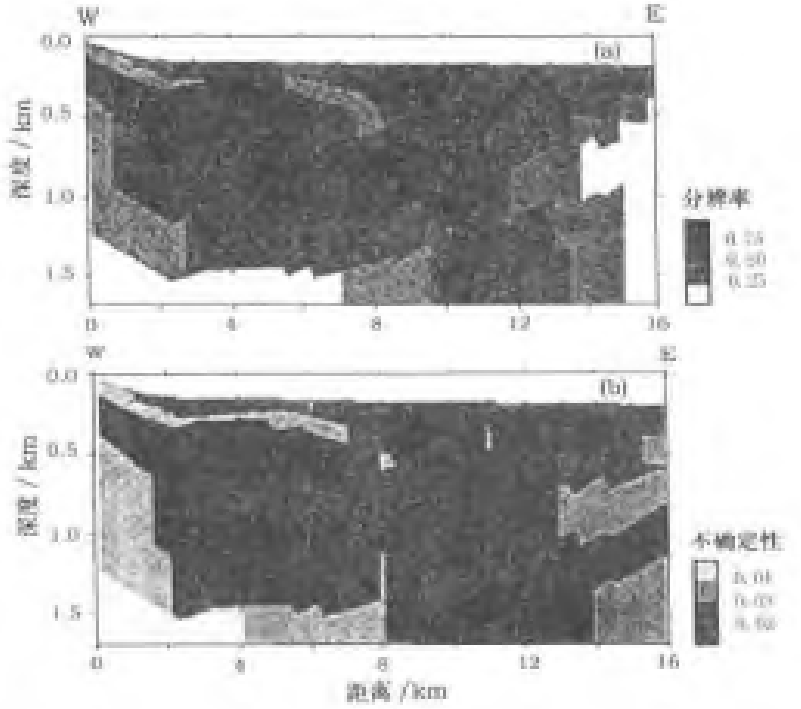


图 3-9　联合反演 SAGE90-91 反射和初至波资料得到的模型（图 3-8（c））的分辨率和不确定性图。初至波资料从中等长度偏移距的炮点得到

（a）分辨率；（b）不确定性（km/s）

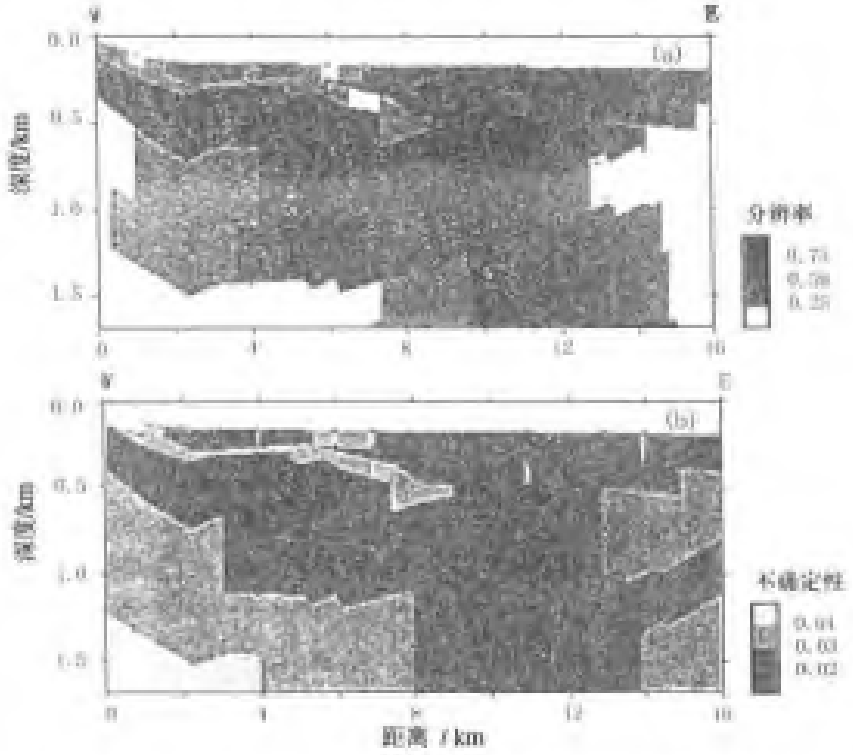


图 3-10　联合反演 SAGE90-91 反射和初至波资料得到的分辨率和不确定性图

（a）分辨率；（b）不确定性

第五节 结 论

本章介绍了同时利用垂直反射资料和折射/宽角反射资料的反演方法。合成资料的试验表明折射资料只能得到光滑速度模型。将垂直反射资料和折射/宽角反射资料联合反演则大大改善模型的速度和构造图像。

常用的阻尼最小二乘法使得反演出现虚假结构。为了解决这个问题，给出了对常规正则化方法和随机逆方法进行修改后得到的两个逆算子。修改的随机逆公式具有光滑约束作用，即使当模型的网格间隔不均匀时也有效。

用合成资料对联合反演方案进行了测试，并成功地应用于 SAGE90-91 资料。根据合成和实际资料的测试，得出结论：联合反演改善了走时模拟的成像能力，且对含有复杂构造的速度模型能够有效地进行分辨。

参 考 文 献

Ankeny，L.A.，Braile，L.W. & Olsen，K.H.，Upper crust structure beneath the Jemez Mountains volcanic field，New Mexico，determined by three-dimensional simultaneous inversion of seismic refraction and earthquake data，J. geophys. Res.，91，6188～6198，1986.

Baldridge，W.S.，Ferguson. J.F.，Braile，L.W.，Wang，B.，Eckhardt，K，Evans，D.，Schultz，C.，Gilpin，B.，Jiracek. G.R. & Biehler，S.，The western margin of the Rio Grande Rift in northern New Mexico：An aborted boundary？Geol. Soc. Am. Bull.，105，1538～1551，1994.

Benz. H.M. & Smith. R.B.，Simultaneous inversion for lateral velocity variations and hypocenters in the Yellowstone region using earthquake and refraction data，J. geophys. Res.，89，1208～1220，1984.

Bishop，T.N，Bube，K.P.，Cutler. R.T.，Langan. R.T.，Love. P.L.，Resnick. R.T.，Spindler. D.A. & Wyld. H.W，Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media，Geophysics，50，903～923，1985.

Braile，L.W.，Wang，B.，Daudt，Keller，G.R. & Patel，J.P.，Modeling the 2-D seismic velocity structure across the Kenya Rift，Tectonophysics，236，251～269，1994.

Claerbout，J.F.，Imaging the Earth's Interior，Blackwell Scientific Publications，Amsterdam.Eibring，GJ.，1984，A method for inversion of two-dimensional seismic refraction data with applications to the Snake River plain region of Idaho，PhD thesis. Purdue University，IN，USA，1985.

Franklin，J.N.，Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear problems，J. Math. Anat. Appt.，31，682～716，1970.

Huang，H.，Spencer，C. & Green，A.，A method for inversion of refraction and reflection traveltimes for laterally varying velochty structures，Bull. seism. Soc. Am.，76，837～846，1986.

Hughes，S. & Luetgert，J.H.，Crustal structure of the southeastern Grenville Province，northern New York State and eastern Ontario，J. geophys. Res.，97，17455～17479，1992.

Kennett, B.L.N., Sambridge, M.S. & Williamson, P.R., Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes, Geophys. J., 94, 237~247, 1988.

Lutter, W.J. & Nowack, R.L., Inversion for crustal structure using reflections from the PASSCAL Quachita Experiment, J. geophys. Res., 95, 4633~4646, 1990.

Lutter, W.J., Nowack, R.L. & Braile, L.W., Seismic imaging of upper crustal structure using traveltimes from the PASSCAL Quachita experiment, J. geophys. Res., 95, 4621~4631, 1990.

Nolet, G., Solving large linearized tomographic problems, in: Seismic Tomography, pp. 227~247, eds Iyer, H.M. & Hirahara, K., Chapman and Hall, London, 1993.

Nowack, R.L. & Braile, L.W., Refraction and wide-angle reflection tomography: Theory and results, in Seismic Tomography Theory and Practice, pp.733~763, eds Iyer, H.M. & Hirahara, K., Chapman & Hall, London. 1993.

Philips, W.S. & Fehler, M.C., Traveltime tomography: A comparison of popular methods, Geophysics, 56, 1639~1649, 1991.

Stork, C. & Clayton, R.W., Using constraints to address the instabilities of automated prestack velocity analysis, Geophysics, 57, 404~419, 1992.

Tarantola, A., Inverse Problem Theory. Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation, Elsevier, Amsterdam. 1987.

Tarantola, A. & Valette B., Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, Rev. Geophys. Space Phys., 20, 219~232, 1982.

Wang, B., Improvement of seismic traveltime inversion methods and application to observed data, PhD thesis, Purdue University, IN, USA. 1993.

Wang, B. and Braile, L.W., Simultaneous inversion of reflection and Refraction seismic data and application to field data from the northern Rio Grande rift, Geophys. J. Int., 125, 443~458, 1996.

Williamson, P.R., Tomographic inversion in reflection seismology, Geophys. J. Int., 100, 255~274, 1990.

Zelt, C.A. & Smith, R.B., Traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure, Geophys. J. Int., 108, 16~34, 1992.

Zelt, C.A. & Forsytla, D.A., Modeling wide-angle seismic data from crustal structure: southeastern Grenville Province, J. Geophys. Res., 99, 11687~11704, 1994.

第四章　多个剖面资料的准三维联合反演

前面三章的资料解释方法都是针对单个地震测深剖面的。然而，随着地震测深工作的逐步深入，同一地区往往完成了多个地震测深剖面。如何考虑不同剖面资料间的相互联系？能否对同一地区所有地震测深剖面进行统一的资料解释？针对上述问题，本章提出了多个地震测深剖面资料联合反演的方法。该方法考虑了各剖面交点处的约束条件，通过建立统一的偏导矩阵，将各剖面资料一起联立求解，同时得到每个剖面的二维速度结构。如果研究地区人工地震测线足够密的话，还可通过线性插值的办法，由这些二维模型得到三维模型。这样得到的三维模型，我们称之为准三维模型。该方法尤其适合于我国地震测深剖面较多的地区，因而有一定的推广和应用价值。作为该方法应用的一个实例，对首都圈地区多条人工地震宽角反射/折射剖面资料进行了联合反演，得到了该地区地壳的三维速度结构和构造特征。

第一节　引　言

随着地震测深工作的逐步深入，在一些重点地区往往完成了多条人工地震测线。这些地震测线相互交叉，覆盖了整个研究地区。然而，在以往的资料解释中，每个剖面资料的反演计算都是独立进行的，对不同剖面资料间的相互联系考虑不够或根本没有考虑。这样，就难以得到可靠的反演结果。事实上，沿不同剖面的地震资料并不是孤立的，它们之间存在着有机的内在联系。这种联系的一个重要体现是，在剖面相交处，不同方向的剖面在该处对应界面的深度值应该相同。如果地壳介质的各向异性可以忽略不计的话，对应的速度值也应该相同。只有考虑到这些联系，将同一地区所有地震测深剖面视为一整体，进行统一的资料解释，才可以得到更加可靠的反演结果。

基于上述考虑，Zelt（1994）提出了多个地震测深剖面资料联合反演的方法。该方法考虑了各剖面交点处的约束条件，通过建立统一的偏导矩阵，将各剖面资料一起联立求解，同时得到每个剖面的二维速度结构。从本质上看，该方法仍属二维模型的反演。然而，同以前的单剖面资料的独立解释方法相比，所得到的每个剖面的二维速度结构更加可靠。

如果研究地区人工地震测线足够密的话，还可从这些二维模型出发，通过插值，进一步得到研究的三维模型。这样得到的三维模型，虽然是间接的，但是建立在较可靠的二维模型的基础上。因此，该方法仍不失为一种研究地壳三维结构的好方法。事实上，由于条件的限制，在我国完整的三维地震测深观测系统的资料还很少。迄今为止，几乎所有人工地震观测系统均沿直线布设，即为二维的。因此，上述联合反演方法在我国有一定的推广和应用价值。本章介绍了该方法的原理，并以首都圈地区多条人工地震宽角反射/折射剖面资料的联合反演为例，说明了该方法的应用。

第二节　原理和方法

“多条人工地震测深剖面资料的联合反演”从本质上看仍属二维模型的反演，所不同的是将各剖面反演的方程组合并在一起联立求解。各方程组间的联系体现在剖面交点处。不同剖面在该交点处对应的速度值和界面深度值相等，应取为同一个值。这样既保证了各二维模型在交点处的一致性，又大大地减少了方程未知数的个数。在形成总的偏导矩阵过程中，可通过各子矩阵对应列的搬家来实现上述约束条件。

如图 4-1 所示，假定每个剖面的速度和界面深度均由 4 个节点来描述，其中 2 个节点位于交点处，另外 2 个节点位于两端点。各剖面节点顺序号为由左至右排列。图中，I_{12} 表示剖面 P_1 和剖面 P_2 的交点，后面的（2，3）则表示该交点在 P_1 中为第 2 个节点，在 P_2 中为第 3 个节点。其余两交点 I_{13} 和 I_{23} 表示与此类同。

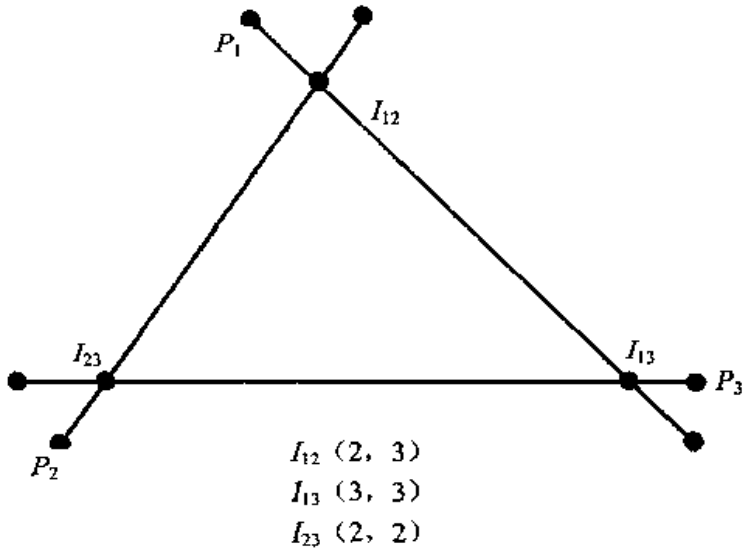


图 4-1　多条人工地震测深剖面资料的联合反演

假定剖面 P_1，P_2 和 P_3 所对应的偏导矩阵分别为 $\boldsymbol{A}$，$\boldsymbol{B}$ 和 $\boldsymbol{C}$

$$\boldsymbol{A}=\begin{bmatrix} \boldsymbol{A}_{11} & \boldsymbol{A}_{12} & \boldsymbol{A}_{13} & \boldsymbol{A}_{14} \\ \boldsymbol{A}_{21} & \boldsymbol{A}_{22} & \boldsymbol{A}_{23} & \boldsymbol{A}_{24} \\ \boldsymbol{A}_{31} & \boldsymbol{A}_{32} & \boldsymbol{A}_{33} & \boldsymbol{A}_{34} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \boldsymbol{A}_{l1} & \boldsymbol{A}_{l2} & \boldsymbol{A}_{l3} & \boldsymbol{A}_{l4} \end{bmatrix}$$

其中 A_{ij} 为行矩阵，维数等于第 j 个节点处未知数（待定速度和界面深度）的个数。A_{ij} 的元素为 P_1 剖面中第 i 个观测走时相对于第 j 个节点处各待定参数的偏微商。l 为 P_1 剖面观测走时的总个数。

类似地

$$B=\begin{bmatrix} B_{11} & B_{12} & B_{13} & B_{14} \\ B_{21} & B_{22} & B_{23} & B_{24} \\ B_{31} & B_{32} & B_{33} & B_{34} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ B_{m1} & B_{m2} & B_{m3} & B_{m4} \end{bmatrix}, \qquad C=\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ C_{n1} & C_{n2} & C_{n3} & C_{n4} \end{bmatrix},$$

将 A，B，C 作为分块矩阵的对角元素，其余部分置零，即构成了 3 个剖面联立求解的总的偏导矩阵 H

$$H=\begin{bmatrix} A_{11} & A_{12} & A_{13} & A_{14} & & & & & & & & \\ A_{21} & A_{22} & A_{23} & A_{24} & & & & & & & 0 & \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & & & & & & & & \\ A_{11} & A_{12} & A_{13} & A_{14} & & & & & & & & \\ & & & & B_{11} & B_{12} & B_{13} & B_{14} & & & & \\ & & & & B_{21} & B_{22} & B_{23} & B_{24} & & & & \\ & & & & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & & & & \\ & & & & B_{m1} & B_{m2} & B_{m3} & B_{m4} & & & & \\ & & & & & & & & C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} \\ & & 0 & & & & & & C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} \\ & & & & & & & & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ & & & & & & & & C_{n1} & C_{n2} & C_{n3} & C_{n4} \end{bmatrix}$$

然而，对这样拼合而成的 H，三个剖面的求解还只是形式上的联立。为了实现真正意义上的联立，必须考虑交点处的约束条件。

首先考虑交点 I_{12}。对应于 A 矩阵的第二列和 B 矩阵的第三列。由于这两列对应的未知数应该相同，因此可以合并为一列，从操作上相当于将 B 的第三列搬家，和 A 的第二列对齐。

对 I_{13} 和 I_{23} 亦作同样的处理，可得

$$H=\begin{bmatrix} A_{11} & A_{12} & A_{13} & A_{14} & & & & & \\ A_{21} & A_{22} & A_{23} & A_{24} & & & & 0 & \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & & & & & \\ A_{11} & A_{12} & A_{13} & A_{14} & & & & & \\ & B_{13} & & & B_{11} & B_{12} & B_{14} & & \\ & B_{23} & & & B_{21} & B_{22} & B_{24} & & \\ & \cdots & & & \cdots & \cdots & \cdots & & \\ & B_{m3} & & & B_{m1} & B_{m2} & B_{m4} & & \\ & & C_{13} & & & C_{12} & & C_{11} & C_{14} \\ & & C_{23} & & & C_{22} & & C_{21} & C_{24} \\ & 0 & \cdots & & & \cdots & & \cdots & \cdots \\ & & C_{n3} & & & C_{n2} & & C_{n1} & C_{n4} \end{bmatrix}$$

采用联合反演方法得到每个剖面的二维速度结构后，再进行插值，便可得到整个模型的三维速度结构。

插值时，需综合考虑平滑度、连续度以及与原有点的拟合度。下面结合图 4-2 所示的曲线插值方法，对上述概念略作解释。所谓平滑度，是指插值曲线平滑的程度。当然希望插值曲线尽可能的平滑。这有点类似与反演问题中的最平滑模型，在数学上要求一阶微商的模数尽可能的小。所谓连续度，指插值曲线连续的程度。当然希望插值曲线尽可能的连续、间断点尽可能的少。拟合度比较容易理解，指插值曲线拟合原有资料点的程度。当然希望插值曲线尽可能的靠近原有资料点。通常应对上述三个因素综合考虑，在三者之间取折衷。

如图 4-2 所示，D 为已有的资料点及其误差限，要对其进行曲线插值。曲线 A 为一极端情况。它充分考虑了连续度和与原有点的拟合度，但平滑度太差。曲线 B 则为另一极端。它充分考虑了平滑度，但曲线的连续度太差，曲线被分成了过多的不连续的小段。曲线 C 同时考虑了上述三个因素，在三者之间取得了较好的折衷，因此，可视为最佳方案。

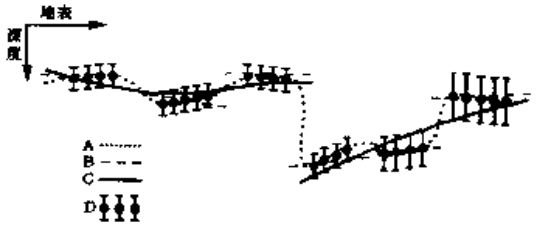


图 4-2　几种不同的曲线插值方法

第三节　首都圈地区多条人工地震宽角反射/折射剖面资料的联合反演

3.1 概　述

所研究的首都圈范围为：东经 114° 30′ ～117° 30′，北纬 39° 00′ ～41° 00′。首都圈地区在我国政治、经济和文化等方面具有非常重要的地位。同时，该地区又是新构造运动比较强烈的地区，近代地震活动十分活跃。有史记载以来，这一地区曾发生过多次强震，如三河-平谷 8.0 级和唐山 7.8 级地震等。因此，多年来中国地震局一直将京津唐张地区列为全国地震重点监视地区。

70 年代以来，为了配合地震监测和地震研究，中国地震局地球物理勘探中心在首都圈范围内做了大量的地震测深工作，共完成人工地震剖面 20 余条，剖面总长度 3000 多 km。然而，由于条件限制，以往所做的地震测深工作都采用了二维观测系统。因此，在过去的资料解释中，对每条剖面的处理都是独立进行的，对各剖面交点处速度结构的一致性难以考虑。

“九五”期间，中国地震局专门设立了一个重点课题，研究首都圈深浅孕震构造，建立该地区强震发生的地质—地球物理模型。本项研究属该课题的一部分，利用已有的人工地震测深剖面资料，研究首都圈三维地壳结构和异常体分布。李松林等（2001）采用了上述联合反演的方法，对首都圈范围内 6 条地震测深剖面的资料进行了重新解释，同时得到了每个剖面的二维速度结构。在此基础上，通过插值，得到了首都圈范围内地壳三维速度结构。

3.2 多条地震测深剖面资料的联合反演

在首都圈已有的人工地震测深宽角反射/折射剖面中，被选择的 6 条剖面的依据为：①观测系统完整，点距较小，记录质量优良；②能够基本反映整个研究区的构造特征。

这 6 条剖面分别为：北东向的石家庄-喀喇沁旗、太原-宣化剖面，北西向的文安-蔚县-察哈尔右翼中旗、盐山 大兴 延庆剖面，北西西向的北京 怀来 丰镇剖面和北北西向的塘沽-密云剖面（图 4-3）。

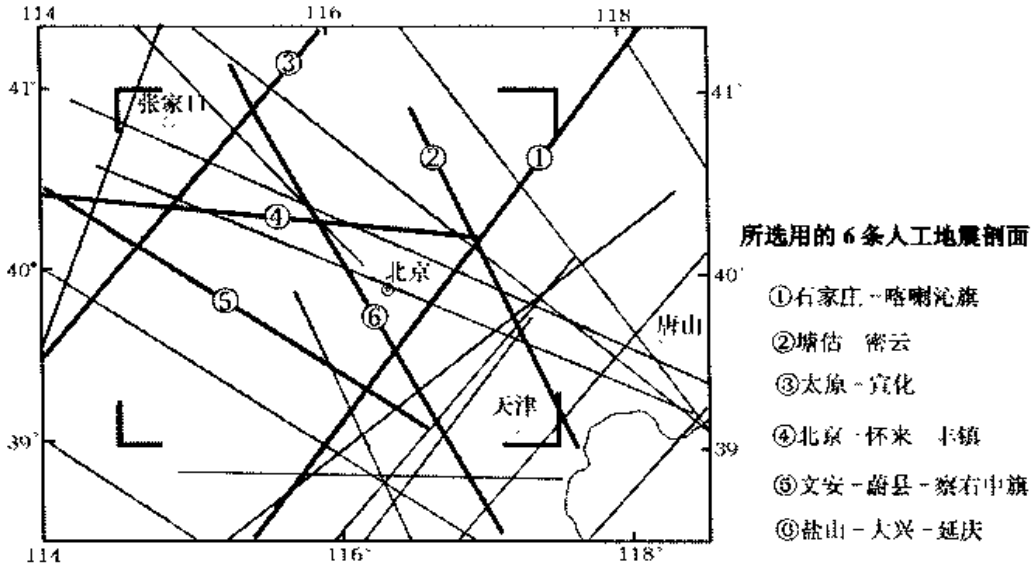


图 4-3 首都圈人工地震剖面位置

所选的 50 个记录截面资料清楚显示，在研究区内，Pg 波（上地壳回折波）和 Pm 波（莫霍界面反射波）为优势波，最为清晰；在炮检距 80～120km 左右的范围内，可观测到一组较为清楚的反射波 Pc，其反射界面（康氏界面）埋深 21～25km；另外，部分地段还可观测到来自上地幔顶部的回折波 Pn。图 4-4 为一典型的记录截面。

运用上述方法，对所选 6 条剖面的走时资料统一反演，同时得到了每个剖面的二维速度结构。图 4-5 给出了北京-怀来-丰镇剖面的计算结果。其中地壳深断层的推测，考虑了以下几个因素：①壳内界面深度的差异；②层间速度的变化；③震相的错断、转折、衰减等运动学及动力学变化（岳华峰，1988；祝治平，1997）。

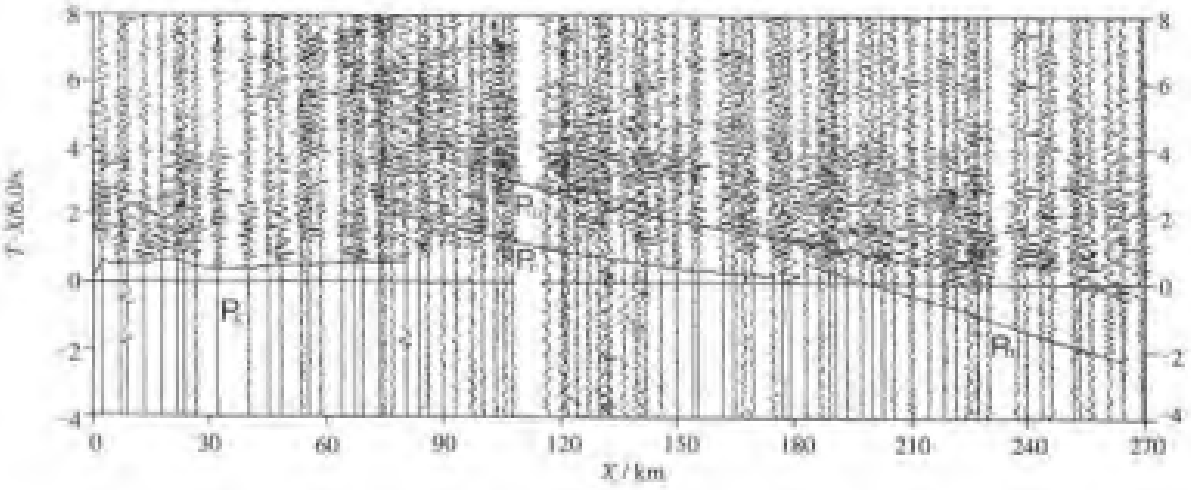


图 4-4　北京-怀来-丰镇剖面 SP14.87km 记录截面

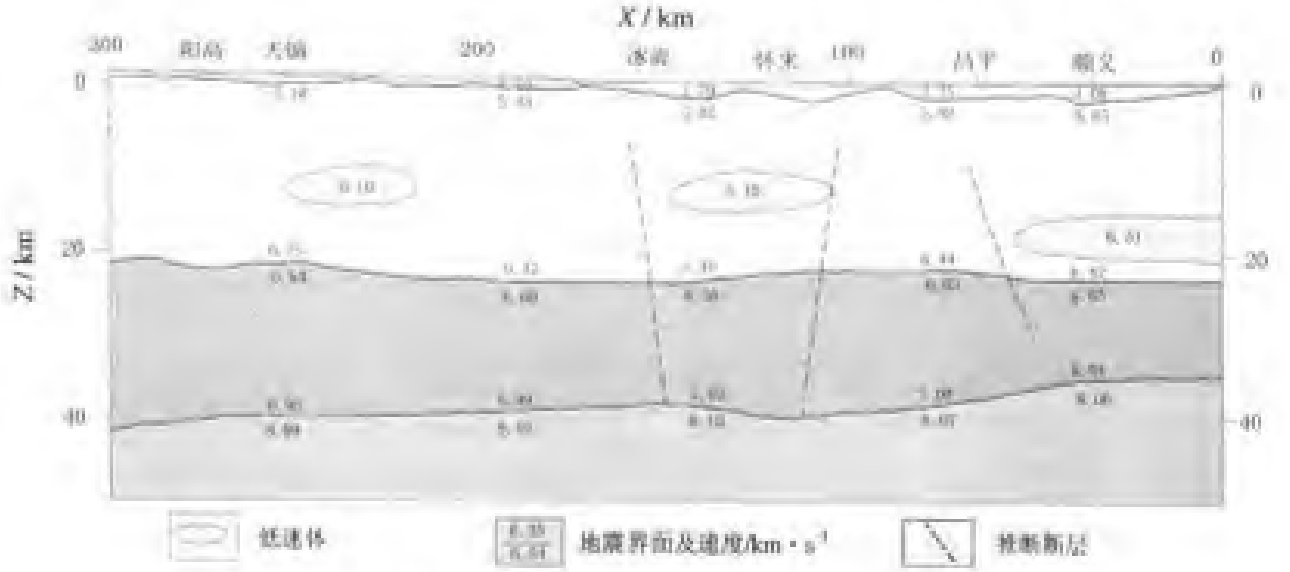


图 4-5　北京-怀来-丰镇剖面速度结构图

在此基础上，对上述 6 个地震测深剖面的二维模型进行插值，便可得到首都圈三维地壳速度结构（图 4-6）。插值时，我们综合考虑了平滑度、连续度以及与原有点的拟合度。此外，还充分考虑了地质构造的合理性。

3.3 结　果

由图 4-6 可以看出，在研究区内，地壳大致为两层结构。由地表至 Pc 波的反射界面（康氏界面）之间为上地壳，康氏界面以下到莫霍界面之间为下地壳。

1）上地壳

上地壳包括沉积盖层和其下的结晶基岩，它由 3 个不同的速度梯度层组成：第一层为新生代低速盖层，速度一般为 2.00～3.50km/s；第二层为一强速度梯度层，速度从盖层以下的

3.00～4.20km/s 急增至结晶基底顶部的 5.70～5.90km/s；第三层为下部的弱速度梯度层，其速度由 6.10km/s 左右增至底部的 6.40km/s。

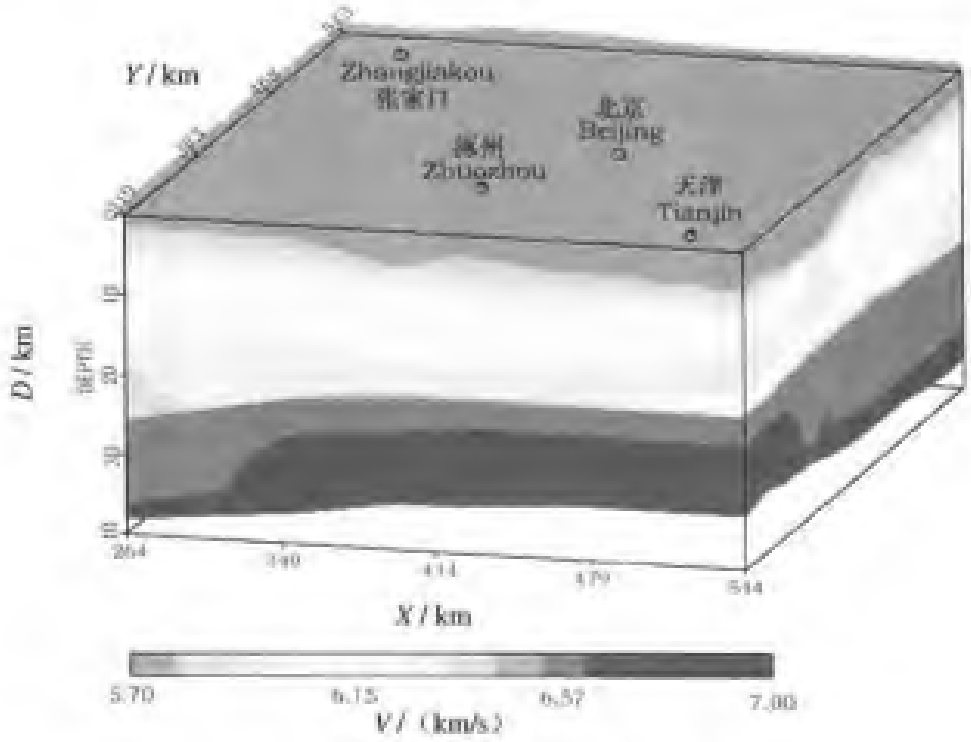


图 4-6　首都圈三维地壳速度结构图

结晶基底起伏变化较大，最深处为 7.00km，最浅处接近地表（图 4-7（a））。

区域内上地壳厚度变化不大，总的趋势是东薄西厚。最浅部位于东部的三河、宝坻一带，为 20～21km，北京附近为 22km，至张家口北西加厚到 23～24km。在北京-涿鹿间上地壳较厚，为 24km。易县至蔚县北为一康氏界面隆起区，上地壳厚度为 21km 左右。由蔚县向涞源方向上地壳迅速变厚，至研究区边缘约为 26km。其他地区上地壳厚度大致在 22～24km 之间变化，且存在着局部起伏（图 4-7（b））。

2）下地壳

下地壳基本上由两层组成，上层为一弱速度梯度层，速度为 6.5～6.6km/s。下层为一强速度梯度层，在靠近莫霍界面 3.0～4.0km 左右，速度值由 6.7km/s 迅速增加到 7.1km/s，反映了壳幔过渡的特征。

研究区下地壳厚度自东向西逐渐加厚，东部下地壳厚约 10km，西部最厚为 19km。涞水、北京、密云的东南下地壳等厚线走向为北东向，由天津附近的 10km 向北西逐渐变厚，涞水、北京、密云一线为 14km。西部以昌平、怀来、宣化为界分为南北两部分：北部地区下地壳等厚线走向为北东东方向，其东部的昌平北下地壳厚约 15km，向西逐渐变厚，到张家口为 19km；南部地区相当于山西隆起的北端，其下地壳等厚线的走向呈南东方向，下地壳厚度由昌平、怀来附近的 16km，向南西逐渐变薄。北京西至涿鹿间有一下地壳较薄区，其厚度约 15km。由该区向南西方向易县至蔚县北下地壳厚度为 16～17km，蔚县、易县向南西方向下地壳变薄

至13km。

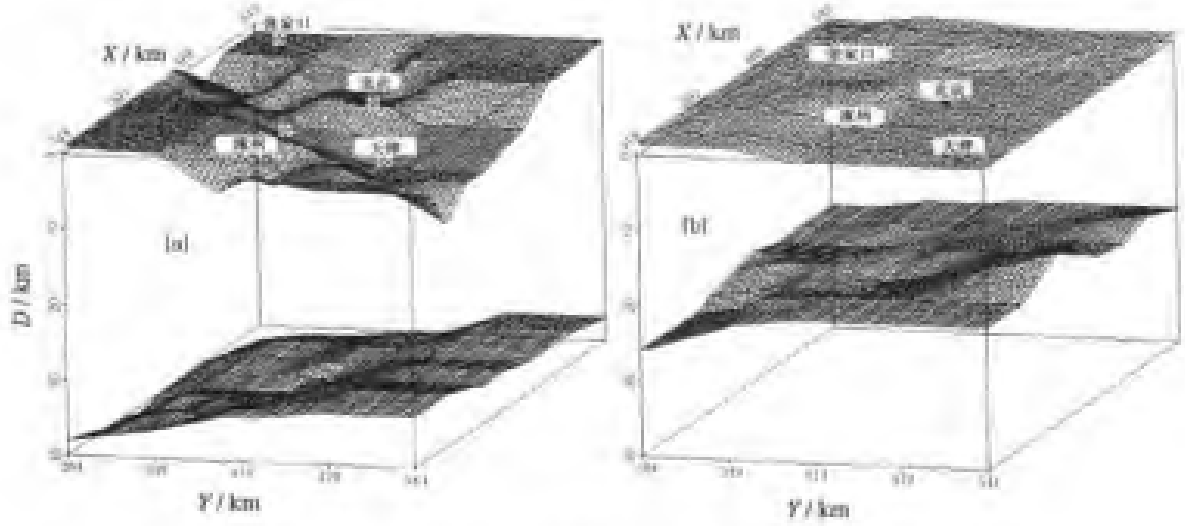


图 4-7　首都圈壳内界面形态图

（a）结晶基底及莫霍界面；（b）地表及康氏界面

3）莫霍界面

区域内地壳由南东向北西方向逐渐变厚。东南部华北拗陷区地壳厚 31～34km，由天津向北西逐渐变厚，天津地壳厚 31～32km。由大兴、保定向北西地壳急剧变厚，由 33～34km 很快变为 37km，说明平原区临近山区的边缘地带为平原区地壳与山区地壳的过渡带。北京、易县、涿鹿之间 M 面较平缓，地壳厚度约为 39km。由该带向北西地壳变厚，张家口一带厚 42km。蔚县、涞源向南西地壳厚度变化不大，一般为 40km（图 4-7（a））。

4）壳内异常体分布

根据对研究区的 6 条人工地震测深宽角反射/折射剖面的重新处理解释结果，综合分析其他折射剖面的研究成果和延怀盆地的深反射资料（岳华峰，1988；祝治平，1997；张先康，1998；张先康，1996），确定了研究区内壳内低速层（体）的分布（图 4-8）。

阳原盆地区：

该低速层（体）的顶面深度为 10.0km 左右，底面深度为 14.0km 左右，速度为 6.00km/s，与围岩的相对速度差为 2%。

延庆-怀来地区：

其范围与延怀盆地基本一致，顶面深度为 11.0～13.0km，底面深度为 15.0～17.0km，速度为 6.00～6.10km/s，与围岩的相对速度差为 2%～3%。

太行山燕山山前地带：

该低速区位于紫荆关断裂带和太行山前断裂带之间，呈北东向条带状。上地壳内有两个低速层：第一个低速层的顶面深度为 10.0～11.5km，厚度为 2.0～4.5km，速度为 6.00km/s，主要分布在昌平、易县、容城一带；第二个低速层的顶面深度为 16.2～17.5km，厚度为 3.0～3.8km，速度为 6.20～6.30km/s，主要分布在易县、涿州、容城、定兴、雄县一带。上地壳低速层的速度与围岩的相对速度差为 2%～4%。

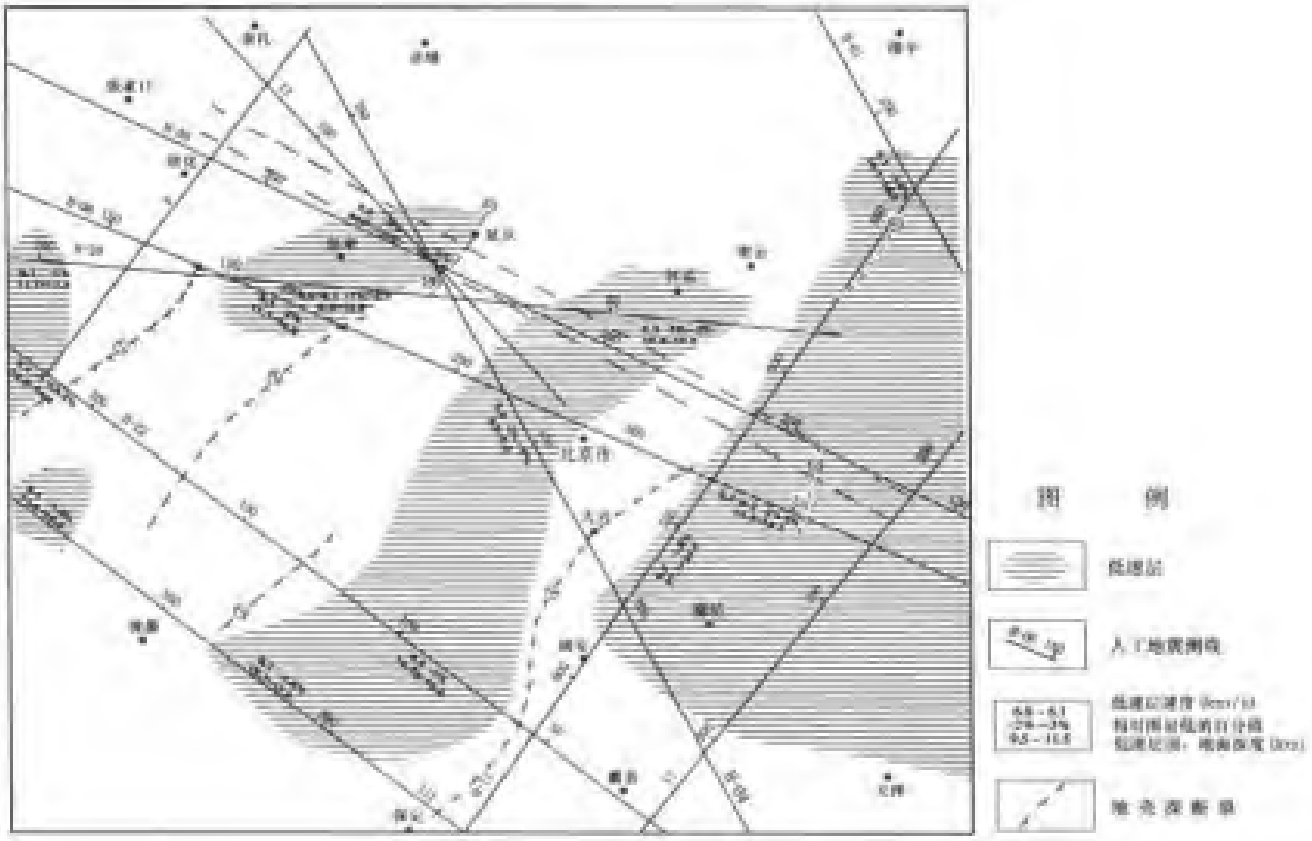


图 4-8 首都圈低速层（体）分布

华北平原地区：

该低速区位于以通县—固安为西界的华北平原区。该低速区在香河、廊坊、通县地区低速层的顶面深度为 15.0～17.0km，底面深度为 19.0～24.0km，速度为 6.20～6.30km/s，与围岩的相对速度差达 2%～3%。低速区的北部和东部资料不足，有待进一步研究。

参 考 文 献

Zelt，C.A.，3-D velocity structure from simultaneous traveltime inversion of in-line data along intersecting profiles，Geophys. J. Int.，118，795～801，1994.

李松林，张先康，宋占隆等，多条人工地震测深剖面资料联合反演首都圈三维地壳结构，地球物理学报，44卷，3期，360～368，2001。

岳华峰，宋占隆，从石家庄-喀喇沁旗人工地震测深结果看燕山山区与华北平原区地壳深部结构的差异，见：国家地震局科技监测司编，中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，216～226，1988。

祝治平，张先康，张建狮等，北京-怀来-丰镇剖面地壳上地幔构造与速度结构研究，地震学报，19（5）：499～505，1997。

张先康，祝治平，张成科等，张家口-渤海地震带及其两测地壳上地幔构造与速度结构研究，见：活动断裂研究编委会与中国地震局科技发展司编，活动断裂研究（6），北京：地震出版社，1～16，1998。

张先康，王椿镛，刘国栋等，延庆-怀来地区地壳细结构—利用深地震反射剖面，地球物理学报，39（3）：356～364，1996。

第五章　多个剖面资料的三维联合反演

本章主要介绍了剑桥大学地球科学系 Hobro 教授 2002 年提出的三维层析成像方法。该方法可利用不同类型的地震体波走时反演三维速度结构和界面位置。可使用折射波、宽角反射波、垂直入射和多道地震数据的走时，但最适合于这些数据的联合使用。多种地震数据的联合使用可以对速度和界面深度提供更好的不相关约束。反演程序通过对数据失配和模型粗糙度的范数同时极小化，来搜索最小结构的层－界面模型。这种正则化反演方法通过一系列线性步骤来逼近高度非线性的层析成像问题。反演过程从一个非常光滑的初始模型开始，在随后的每一步中，逐步增加模型的细结构，直到数据满意拟合为止。然后通过分析后验协方差矩阵来估计最终模型参数的不确定性。用速度和深度结点的规则网格对光滑层－界面模型进行参数化，通过对这些结点进行样条插值可确定任意一点的界面和速度值。用射线扰动理论和两点射线追踪方法实现正演模拟，这非常适合于有大量排列密集的炮点和接收点的情况。该方法可以得到一维和二维模型（例如，从垂直地震剖面（VSP）数据或 2-D 探测数据），还可以解决三维探测的几何布局问题。本章通过一个合成盐丘反演例子，说明了该方法对典型目的层结构的分辨能力。对一组含噪音的走时数据，从不同的初始模型出发，很快收敛到分辨很好的最终模型。最后，通过对卡斯卡底古陆边缘范库弗峰岛（北美洲）的甲烷氢氧化物稳定区的折射和反射数据的三维层析成像，说明了该方法对实际数据的应用能力。

第一节　引　言

从 20 世纪 80 年代至今，根据地震走时资料反演地壳和上地幔的速度结构的理论和方法得到了迅速发展。在这期间，基于射线追踪的试错法正演模拟技术逐渐被层析成像方法所代替，它不仅更客观而且可以同时反演大量的和不同类型的地震数据。目前的采集技术已经可以获得大量的二维和三维数据，并且已经用地震反射和折射走时资料联合反演方法得到了很多地区地壳和上地幔的速度结构。射线追踪方法正逐渐被更完善的全波模拟技术代替，但其仍还有一定的应用空间。由于很多地震资料是沿剖面采集的，所以大部分层析成像技术是针对二维介质发展的，以便根据折射和（或）反射资料得到详细的二维速度结构。现在，三维地震勘探日益变得普遍，但由于问题的规模和复杂性，所以至今三维层析成像的算法主要侧重于初至走时方面或天然地震资料的直达波走时方面。在这些算法中，正演只模拟初至波走时，而且要模拟反射波走时还不容易修改，结果导致这些技术仅仅能得到单层速度模型，只利用了数据信息的一小部分。现在，通常用反射和折射数据来确定速度和界面结构。但是，同时反演反射和折射数据相对而言仍比较少。本文给出的方法可以同时反演垂直反射，折射/宽角反射数据，因而克服了二维宽角地震折射勘探的某些限制，并且能够优化模型的分辨率

和减少速度深度的折衷。

本文给出了地震走时三维层析成像的新方法。该方法可以同时反演垂直反射，折射/宽角反射数据，模型包括速度层和界面，可以构成很复杂的结构。此外，通过极小化失配函数和模型粗糙度（model roughness）这一联合函数而不是单独应用模型光滑将其应用于反演中。这就保证了所得到的解可以很好地拟合残差和粗糙度范数，但如果在两个反演步骤之间使用光滑就不能保证了。所用的反演策略是迭代“跳跃”法（Shaw & Orcutt，1985），它选择最光滑的模型，该模型拟合数据最佳（图 5-1）。在图 5-1 中，（a）在爬行方法中，搜索可接受的失配模型，该模型极小化模型扰动 $\delta \boldsymbol{m}_0$。（b）由于非线性，通常需要几次迭代。（c）缺点是反演路径和最终模型明显依赖于初始模型。（d）更好的策略是最终模型对初始模型的小变化不敏感。（e）跳跃策略搜索最终模型，该模型极小化相对于绝对原点 O 的范数，去掉了明显依赖于初始模型的缺点。（f）跳跃策略的迭代形式，可用来解非线性问题，通过不断调整最佳拟合模型的粗糙度直到获得可接受的失配模型为止。

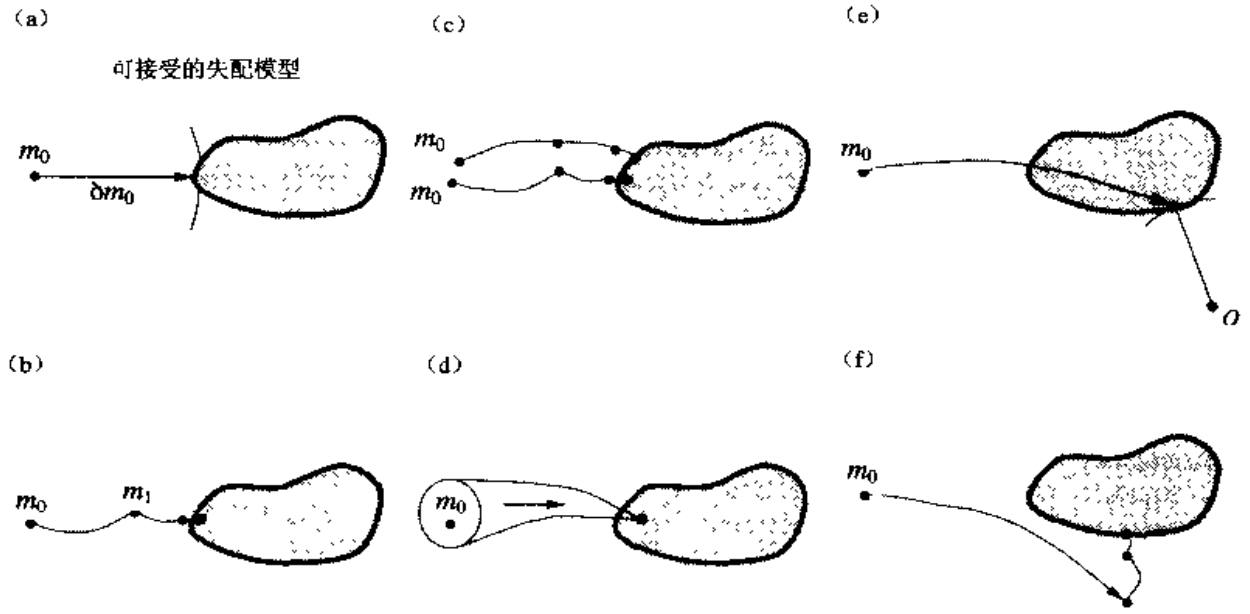


图 5-1　从初始模型到最终模型的“爬行”和“跳跃”策略示意图（据 Shaw & Orcutt，1985）

反演通过一系列线性步骤来完成，每一步都改进模型。在每一步，反演算法需要理论走时（通过射线追踪得到）和 Frechet 导数（走时对模型参数的偏导数）。用试射法（Cerveny，1987）可得到这些参数，用来确定射线的位置。使用试射法是因为它对多路径传播来说是健全的，而且可以很好地模拟不同类型的射线（反射，折射，转换波射线，或这些射线的任何组合），对中等复杂的反演问题（几万个模型参数，几万条射线）这是一个很有效的解决方案。但对很复杂的反演问题（模型参数在十万个以上），试射法无效，这种情况下，用基于程函方程的解决方案可能更合适。

通过线性插值可求出源到接收点的射线，走时和 Frechet 导数。如上所述的复杂光滑介质中的射线追踪可以用射线扰动理论来获得（Chapman，1985）。射线扰动理论是一个半解析方法，其计算走时和 Frechet 导数的速度比数值方法更快。

只要源和接收点的位置已知，那么，对任何体波走时，用该反演方法可以得到一维、二

维和三维模型。所以，可用于折射，宽角反射，垂直反射，多道和垂直地震剖面（VSP）数据。该反演方法最适合于这些数据的组合，这样对地震速度和界面深度有更好的约束。

下面将详细介绍该方法，并通过数值试验说明其特性，最后，应用于实际三维走时数据。

第二节　反演方法

走时反演的应用很广泛，从地震波速度梯度的简单确定，到复杂地质构造的层析成像。通过对地壳尺度的宽角地震走时的分析，已经得到了地球的分层结构，每层的速度梯度有常数的，有连续变化的；界面有一级间断的，有速度梯度分界面的（二级间断）。然后，对这些分层结构做一些扩展来形成二维或三维模型用于解释实际数据，处理和解释时通常把试错正演模拟方法和反演方法结合起来进行。一个数据集可以用很多不同的模型来解释，而大多数这样的模型没有实际意义，所以必须有一种选择好模型的方法。当建立初始模型时，不可避免地要引入主观性，因为模型的特征和数据的特征之间的复杂关系可能很微妙且难以看出。

虽然地震速度的变化通常含有很多不同的空间频率的信息，但地震数据的频带有限且拾取走时也造成分辨率损失，这表明为了克服反问题的非唯一性，应选择光滑的模型。按照奥卡姆剃刀简化规则（最简单者最可取；未知现象的解释应首先建立在已知的东西上）（Constable et al.，1987）并认识到数据采集和正演模拟方法的局限性，所以寻找最光滑模型对解释数据是非常有用的。为了达到这个目的，采用变量光滑方法（Williamson，1990）：首先，用一个很光滑的模型对数据进行最好地拟合，然后，不断修改模型（逐步增加细结构）直到数据被满意解释为止。该方法通过使用光滑可变的界面和速度结构，使反演地震反射和折射走时这一高度非线性的反问题可以有效地化为一系列的线性步骤。它得到的模型仅仅包含拟合数据所需的最低程度的结构。

2.1　模型参数化

模型如何参数化是任何走时反演方法的一个非常重要的问题。只有几个参数的简单模型可由数据很好地约束，但一般不能描述大多数目标结构的复杂性。有些反演方法（Zelt & Smith 1992）扩展了这一模型参数化的途径，容许用户改变模型参数化的密度，以便匹配数据中包含的结构。为使这一过程自动进行，应该设置高参数化密度足以解释大部分结构的细特征。为使反演过程稳定以及模型结构的程度可以控制，这一过参数化的方法要求网格光滑正则化（smoothing regularization）。

模型由一系列界面分开的层构成。每层内地震波速度是位置的函数。在界面处速度间断，可以产生反射和折射波，界面深度是横向位置的函数。速度函数和界面函数连续且光滑（即他们的一阶空间导数连续），可以用 4 次和 3 次双样条（Bachanan & Turner，1992，第五章）根据规则网格结点上的速度和深度参数推导出来。在每一层或每一个界面上，结构的变化量级限定在一个网格跨度内，无人为产生的虚假结构，以保证参数的总数为最少。在每一层 P 波和 S 波速度之比为常数。

两个界面位置所包围的为每一层的范围。但是，描述每一层的网格是固定的，为长方体

形，能包含层所期望的最大范围。如果需要，层和界面可以仅跨模型的一部分，对模型的无约束部分不进行定义，从而减少了多余的反演参数。相邻的界面有部分可以重合，因而模型中可以有尖灭层。

2.2 正问题

射线追踪提供了从速度模型得到理论走时的有效手段，且在层析成像中有分辨相当细节的能力，对复杂的光滑速度场不能解析地计算射线路径和走时。但利用射线扰动理论可以半解析地快速得到射线路径和走时，而数值方法则比较费时。所以，采用了 Virieux & Farra(1991) 的方法，这很适合于本方法的参数化而且简化了走时和 Frechet 导数的计算。使用光滑模型可以保证射线能穿过模型，所以，对应于模型参数的扰动，计算的理论走时在可预测的范围内变化，这大大增强了反演过程的稳定性。

数据集的几何布局由一组“源”和“接收点”来描述。这些“源”和“接收点”均在模型内。射线从源开始，穿过模型到达一组接收点，这一过程对少量的源和很多接收点而言是合适的。源可以位于模型的任何位置，但接收点必须位于一个水平平面上或模型中第一个界面上，它可代表地球表面的局部几何形态。走时互易原理容许这种形式被采用到不同的实验地球物理中去，在很多海洋实验中，源可以用来代表海洋底部的仪器，接收点代表炮点。对陆上的可控源而言，源和接收点的数量可比，也可以使用互易排列。

正问题（确定每一对源和接收点的走时和 Frechet 导数）分两个阶段来解决。一束“扇形”的三维射线首先从每一个源开始传播，通过模型到达接收点表面（试射法）。通过这些射线来确定模型。在这一阶段，射线追踪是非常高效的，因为每条射线所需的唯一信息是接收点处的波至点，所以无需计算走时和 Frechet 导数。模型对这些射线的响应可由式（1）表示：

$$\boldsymbol{x} = \boldsymbol{f}(\boldsymbol{\theta}) \tag{1}$$

式中，$\boldsymbol{x}=(x, y)$ 为接收点表面的波至点；$\boldsymbol{\theta}=(\theta, \phi)$ 为离源角，确定当射线离开源时它传播的方向。这是一个两个变量的二维函数，它映射由扇形射线覆盖的所有模型结构，包括界面和速度特征，以及接收点表面的起伏形态。该函数分成几段，在每段中，$\boldsymbol{x}$ 为 $\boldsymbol{\theta}$ 的单值函数（图 5-2），在每段中 x，y 的最大和最小值被记录下来。这个例子在给定域内以 1000×1000 等间距点从一个点开始以出射角 $\boldsymbol{\theta}=(\theta, \phi)$ 用试射法进行采样。大部分射线到达模型表面，得到出射位置 $\boldsymbol{x}=(x, y)$。函数 $\boldsymbol{x}=\boldsymbol{f}(\boldsymbol{\theta})$ 的拐点（标黑处）把域分为几段，每一段内函数单调。灰色区域是射线不能到达模型表面的区域，因而函数无定义。对一个复杂的三维模型来说，可能有几十甚至几百个段。扇形射线的范围和密度必须足以映射被数据采样的模型的所有结构。

在正问题的第二阶段，即两点问题，依次考虑每个源和接收点对。对每一段，通过比较接收点位置（x_{rec}，y_{rec}）与 x，y 的最大和最小值，可能有解的那些段被很快选择，在这些段内，通过对以前追踪的射线数据的连续线性插值，解被搜索到规定的范围内。在这一阶段，计算每条射线的走时和 Frechet 导数。在很多情况下，接收点位置比较密集，所以一个射线解在第一次尝试时可以用以前追踪的射线的数据来求解。在海洋实验中，炮点位置沿直线密集排列，实验表明该方法的射线追踪超过 10%左右（即，追踪的射线条数比接收

点数多 10%以上）。对一对源一接收点而言，在同一个震相范围内，有多个波至，则选择走时最小的波至。该方法优于很多别的两点技术（Moser，1991），多解存在并被识别且做一致性选择。

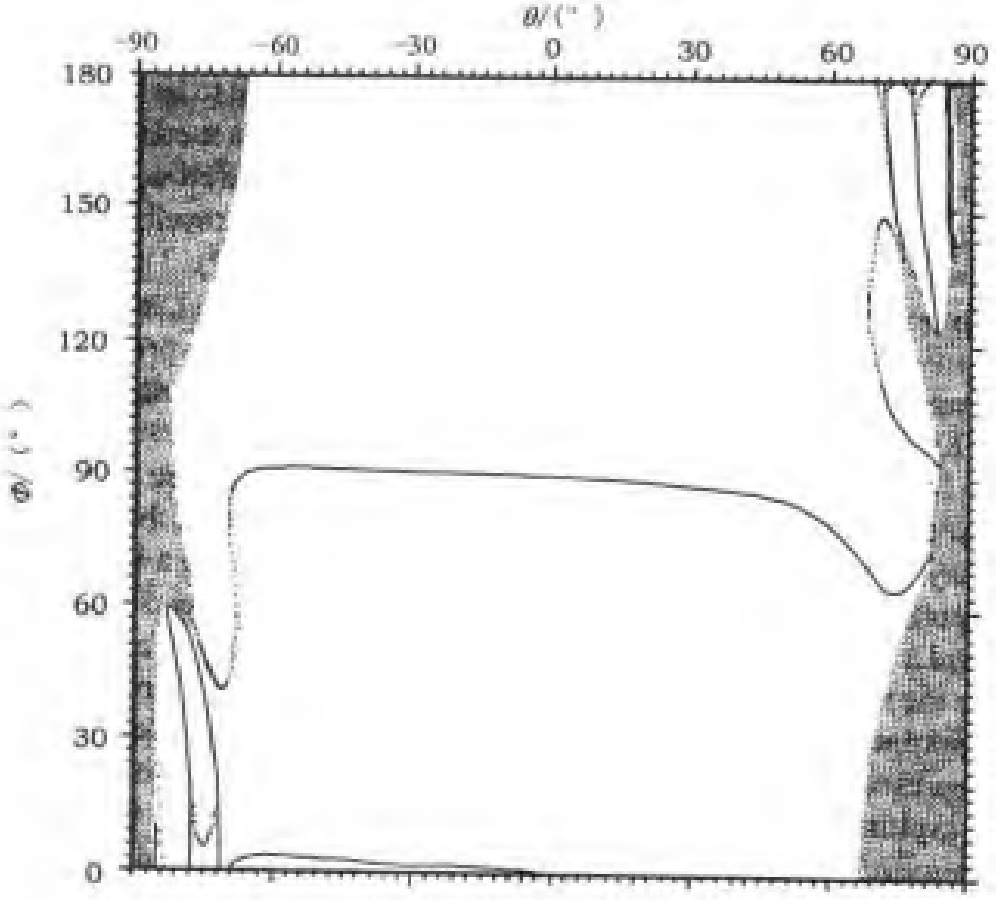


图 5-2　一个相对简单的 3-D 模型界面反射波的出射函数（emergence function）$x = f(\theta)$ 范围图

2.3　反问题

为了用数学语言描述反问题，定义模型矢量为 $\boldsymbol{m}$，为包含所有模型参数的有序集，走时矢量为 $\boldsymbol{t}$，为观测或理论走时的有序集。在每一步，反演过程对当前模型 $\boldsymbol{m}_i$（第 i 步）进行，从实际数据（$\boldsymbol{t}_{\text{real}}$）、当前模型计算得到的理论走时（$\boldsymbol{t}_i$）及 Frechet 导数矩阵（$\boldsymbol{A}_i$），产生一个模型修正矢量 $\delta \mathrm{m}_i$。走时残差矢量

$$\boldsymbol{r}_i = \boldsymbol{t}_{\text{real}} - \boldsymbol{t}_i \tag{2}$$

是一个优化对象。该优化基于逼近，在逼近过程中，走时数据矢量的扰动和当前模型矢量的扰动的联系见方程（3）

$$\delta \boldsymbol{t}_j = \boldsymbol{A}_i \delta \boldsymbol{m}_i \tag{3}$$

式中

$$[A_i]_{jk} = \frac{\partial t_j}{\partial m_k} \tag{4}$$

是 Frechet 导数。它只是泰勒级数的首项，定义在所有可能模型空间中的当前模型附近的“线性区域”内，仅对模型的小变化量有效。这个关系的正确性是由 McCaughey 和 Singh（1997）证明的，他们用射线扰动理论推导了式（4）。在反演的每一步，通过量$\delta \boldsymbol{m}_i$来扰动矢量 $\boldsymbol{m}_i$ 以改进对数据的拟合。新模型

$$\boldsymbol{m}_{i+1} = \boldsymbol{m}_i + \delta \boldsymbol{m}_i \tag{5}$$

如果它位于 $\boldsymbol{m}_i$ 周围的线性区域内，一般会提供更好的拟合。

由于方程（3）的解一般位于线性区域之外，故不能直接求解方程（3）。另外，希望对解进行光滑约束。明确表述该问题的最有效和最灵活的方式之一是最小二乘优化，它非常适合下列的反问题：

(1) 反演中，先用大的模型变化量来解决最大的数据残差。

(2) 公式表述比较容易通过后验协方差分析来得到最终模型参数的不确定性。广义最小二乘目标函数可取下面的形式：

$$F(\delta \boldsymbol{m}_i) = \left\| r_i - \boldsymbol{A}_i \delta \boldsymbol{m}_i \right\|_{\mathrm{D}}^2 + \lambda \left\| (\boldsymbol{m}_i + \delta \boldsymbol{m}_i) \right\|_{\mathrm{M}}^2 \tag{6}$$

式中，$F(\delta \boldsymbol{m}_i)$ 为失配函数和优化目标。它包括衡量数据失配的一个单项和一系列衡量模型特性的项。$\|.\|_{\mathrm{D}}$ 和 $\|.\|_{\mathrm{M}}$ 是加权的 l_2 范数，λ_i，λ_j 是反演过程中控制各项重要性的标量。该目标函数可用于约束各种方式的反演，比如，为了防止模型修改量过大，可在模型的特定区域引入先验信息加以控制，或使模型变化平缓或光滑。本方法采用 Tikhonov 和 Arsenin （1977）的目标函数形式

$$F(\delta \boldsymbol{m}_i) = \left\| r_i - \boldsymbol{A}_i \delta \boldsymbol{m}_i \right\|_{\mathrm{D}}^2 + \lambda \left\| (\boldsymbol{m}_i + \delta \boldsymbol{m}_i) \right\|_{\mathrm{M}}^2 \tag{7}$$

式中，$\|.\|_{\mathrm{D}}$ 为按照走时数据的不确定性加权每一个残差；$\|.\|_{\mathrm{M}}$ 为衡量模型演变过程中每一层和每个界面的粗糙度。注意模型并非被约束到靠近任何特定的模型（例如，初始模型，或前一步的结果），以保证模型演变不强烈依赖于初始模型。范数 $\|.\|_{\mathrm{D}}$ 和 $\|.\|_{\mathrm{M}}$ 含有多种加权系数和归一化系数。当某些参数是深度和别的速度时，他们的单位和量级可能非常不同。如果没有归一化，在反演过程中就会有只改变一种类型参数的倾向。为了避免这种情况，每种类型的模型参数用式（8）进行归一化：

$$n = \sqrt{\sum_{\text{all } j,k} [\boldsymbol{A}_i]_{jk}^2} \tag{8}$$

式中，求和对那种类型的所有 Frechet 导数进行，等值的 Frechet 导数被 n 的倒数来归一。这就在两种参数类型之间均匀地平衡了目标函数的梯度，同时保证了积 $\boldsymbol{A}_i \delta \boldsymbol{m}_i$ 不改变。两个范数的每一个含有一个归一化常数，它用于将两项接近于一。这就使得数据的个数和模型的几何分布对阻尼参数λ不会有很大的影响。额外的加权也可以应用于 $\|.\|_{\mathrm{M}}$ 以便调整界面和横向、垂向速度之间的相对光滑约束。权系数 $1/n_{\text{total}}$ 应用于 $\|.\|_{\mathrm{D}}$，其中，n_{total} 是可用的走时数

据的总数。矢量 $\boldsymbol{r}$ 包含 n_{res} 个元素，$n_{\text{res}} <= n_{\text{total}}$，这是由于它或许不可能得到所有已知数据的残差。为了使反演过程稳定，用 n_{total} 而不是 n_{res} 计算 $\|.\|_{\text{D}}$ 的加权，这是因为若反演中的某一步造成 n_{res} 减小，则 $\|.\|_{\text{D}}$ 的大小也减小，这时反演往往会使模型光滑，以便防止仅仅对部分数据有好的拟合。

模型 $\boldsymbol{m}$ 的粗糙度项 $\|\boldsymbol{m}\|^2_{\text{M}}$ 包含了一系列积分的近似，这些积分衡量模型的每一界面和速度层的粗糙度。在三维情况下，对界面而言：

$$\|\mathbf{m}\|^2_{\text{M}_I} = S\int_s (\frac{\partial^2 z}{\partial x^2})^2 + (\frac{\partial^2 z}{\partial y^2})^2 + (\frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y})^2 \mathrm{d}S \tag{9}$$

式中，S 为界面的面积；z（x，y）为描述界面的函数。对速度层而言：

$$\|\boldsymbol{m}\|^2_{\text{M}_V} = V^{1/2}\int_V (\frac{\partial^2 v}{\partial x^2})^2 + (\frac{\partial^2 v}{\partial y^2})^2 + (\frac{\partial^2 v}{\partial z^2})^2 + 2(\frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y})^2 + 2(\frac{\partial^2 v}{\partial y \partial z})^2 + 2(\frac{\partial^2 v}{\partial y \partial x})^2 \mathrm{d}V \tag{10}$$

式中，V 为速度层的体积；v（x，y，z）为速度函数。被积函数用有限差分算子来近似

$$(\frac{\partial^2 m}{\partial x^2})_{ij} = \frac{1}{(\Delta x)^2}(m_{i-1,j} - 2m_{i,j} + m_{i+1,j}) \tag{11}$$

$$(\frac{\partial^2 m}{\partial x \partial y})_{ij} = \frac{1}{\Delta x \Delta y}(m_{i-1,j-1} - 2m_{i+1,j-1} - m_{i-1,j+1} + m_{i+1,j+1}) \tag{12}$$

式中，m_{ij} 为网格下标（i，j）处的模型参数；Δx，Δy 为沿 x 轴和 y 轴的参数间隔。为了约束界面和速度的横向梯度，横跨模型横向边缘的一组等值一阶导数项也被包括，而对垂向速度梯度不加约束。对反问题而言，并不总是希望必须要一个全局最小化失配函数，因为它通常在当前模型周围的线性区域之外取模型更新矢量。但需要一个局部方法，它会朝着失配函数的全局最小值移动，而又保持在线性区域之内。本文使用共轭梯度法（Hestenes & Stiefel，1952），该法已经成功地解决了地震学中大型的层析成像问题（Nolet，1987）并且对处理稀疏矩阵有优势。达到失配函数的最小值所需的迭代次数等于参数空间的维数，最小化过程可以在较少的迭代次数（图 5-3）后停止，这时得到一个靠近最小值的解，而该解仍位于线性区域之内。在这个例子中，为了更好地拟合数据，模型得有很大的变化，这在整个拟合过程的头 10%经常出现。

这一系列反演步骤被进行，λ 值不变，最小化过程在相继的后续阶段停止，以全局最小化而结束。在这一过程中，模型收敛到一个对应于 λ 值的优化解。虽然每一步的修改量比较小，但所有这些步骤的总和则能大大地改变模型。

为了得到最少结构的模型，如上所述，反演开始时，λ 值要足够大以便阻止模型中的细结构出现。在反演的第一步，以“零”结构级模型来拟合数据，从而得到总体的速度、速度梯度和界面的平均深度。然后，在每步中降低 λ 值，在每一步得到一个优化模型解。该过程一直进行直到有一个满意的拟合为止。可通过归一化的 χ^2 参数来大致估计拟合质量，

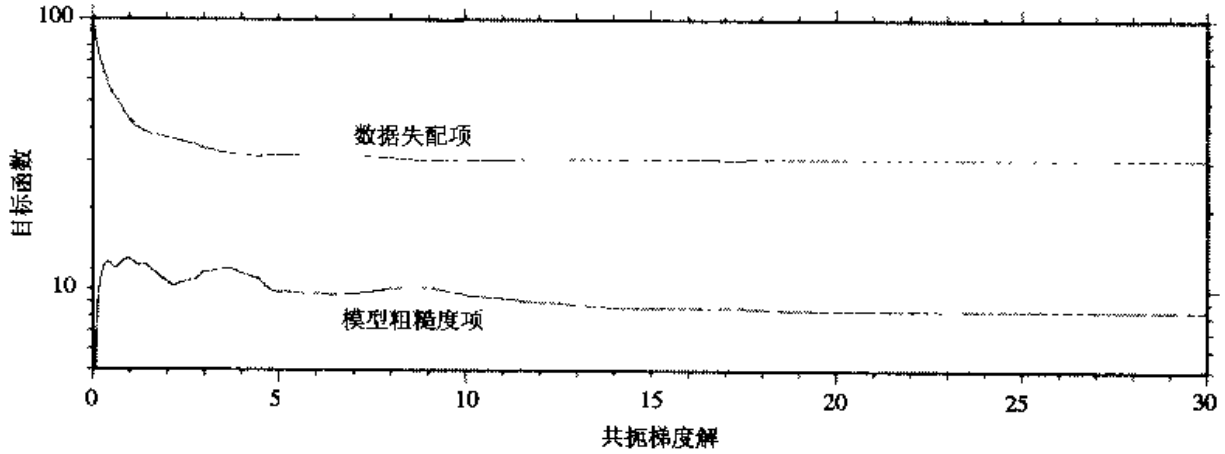


图 5-3　在反演的一个迭代过程中两个目标函数项（数据失配和模型粗糙度）的收敛图

$$\chi^2 = \frac{1}{n_{\text{res}}} \sum_{j=1}^{n_{\text{res}}} \left(\frac{r_j}{\sigma_j}\right)^2 \tag{13}$$

式中，r_j为 $\boldsymbol{r}$ 的元素，它对应于第 j 个走时数据；σ_j为数据的不确定性。如果不确定性估计的好，而且不相关又符合高斯分布，那么，当χ^2等于 1 时在平均意义上得到了满意的拟合。实际上，拟合质量的变化和从一个估计良好的正态分布得到的不确定性偏差经常意味着χ^2仅仅作为一个拟合质量的近似度量是合适的，应通过考察整个数据集的走时残差的总体情况来估计它。

原则上，在拾取误差范围内模拟实际数据中所有的结构特征，但又不对可见噪音进行模拟时，则认为得到了满意的拟合。实际上，在反演的每一步都将会得到对实际数据的更精确的拟合，那么为了知道何时达到满意的拟合，则必须在反演的每一步根据整体数据残差的检查作出判断。如果数据信号和噪音分量的空间频率能分开的话，那么这样的决定可直接作出：如果两者不能很好分开的话，那么数据空间的明显的特征（如界面的断层）在最终模型中可能被光滑掉。对于更复杂的情况，在何处停止反演很难确定，含有不同层次细节的几个可能的最终模型均应该被考虑。

2.4　不确定性分析

模型参数的不确定性估计对任何速度模型都是非常重要的。在 2.3 节的线性近似下，最终模型中参数值的不确定性可以通过估计后验协方差矩阵而得到（Taratola 1987）：

$$\boldsymbol{C}_{\text{M}} = \boldsymbol{H}^{-1} \tag{14}$$

式中，$\boldsymbol{H}$ 为海赛矩阵，它衡量失配函数的曲率。如果方程（7）中的范数 $\|.\|_{\text{D}}$和$\|.\|_{\text{M}}$ 按照它们相应的协方差矩阵 $\boldsymbol{C}_{\text{D}}$和$\boldsymbol{C}_{\text{M}}$ 展开的话，海赛矩阵可写为：

$$\boldsymbol{H} = 2(\boldsymbol{A}^{\text{T}}\boldsymbol{C}_{\text{D}}^{-1}\boldsymbol{A} + \lambda\boldsymbol{C}_{\text{M}}^{-1}) \tag{15}$$

因而，计算后验协方差矩阵涉及到海赛矩阵的计算和求逆，而对于用共轭梯度法求失配函数

的最小值而言，这两者都是不需要的。在本文提供的几个例子中，以未压缩的形式计算和求逆海赛矩阵，因为它的不规则稀疏特征在求逆中不能作为稀疏矩阵来对待。本文使用了公共域库 LAPACK 中的求逆程序 DSYTR1。

C'_M 的对角元素给出了每一模型参数的方差，其他元素包含了参数间的相关信息。第 i 个参数的标准误差 σ_i 的测量和参数间的相关 ρ_{ij} 由下式给出（Taratola，1987）：

$$\sigma_i = \sqrt{C'_{ii}}\ ,\quad \rho_{ij} = \frac{C'_{ij}}{\sqrt{C'_{ii}C'_{jj}}} \tag{16}$$

这些不确定性和相关性对速度和深度参数空间中最终模型周围的小扰动是正确的。它们没有考虑任何模型的拟合质量，而这些模型与最终模型有很大不同。一个大的正相关（$\rho_{ij} \approx 1$）或负相关（$\rho_{ij} \approx -1$）表明两参数没有被独立约束。

2.5 数据准备

对走时反演，数据的准备方式对重建模型有重要的含意。在数据采集、处理和走时拾取中，任何测量错误和误解释都会传播到模型中作为虚假结构或作为模型参数值的系统误差。为了消除或最小化这些错误的影响，在处理和拾取走时时，需采取很多防范措施。用于本方法的最小二乘反演公式中没有考虑拾取走时的系统误差，所以在拾取走时之前先校正记录截面中的任何静态漂移。然后，确定震相。在有些情况下，为了区分不同的震相并且更好地解释这些震相，需要用试错法。

一旦所有要用的震相确定下来之后，就可拾取每个震相的走时。给每个走时赋予一个不确定性值，由于信噪比或波形随炮检距而变化，所以给每个走时赋予单独的不确定性值是比较合适的。最小二乘优化方法使用高斯分布函数来模拟走时中的噪音，这种噪音的非高斯分量将被解释为数据集中的结构。所以，重要的是在规定的不确定性范围之外确保走时中不含有“离群值”或虚假值，因为这些值在反演中可能被错误地模拟，给出的不确定性值应该有一个范围，约 66%的走时应落在这个范围内。

第三节　合成数据试验

用合成数据测试反演算法是非常重要的，原因如下：

(1) 评估从含噪数据中恢复实际结构的能力；

(2) 评价反演中可能引入的任何人为假象；

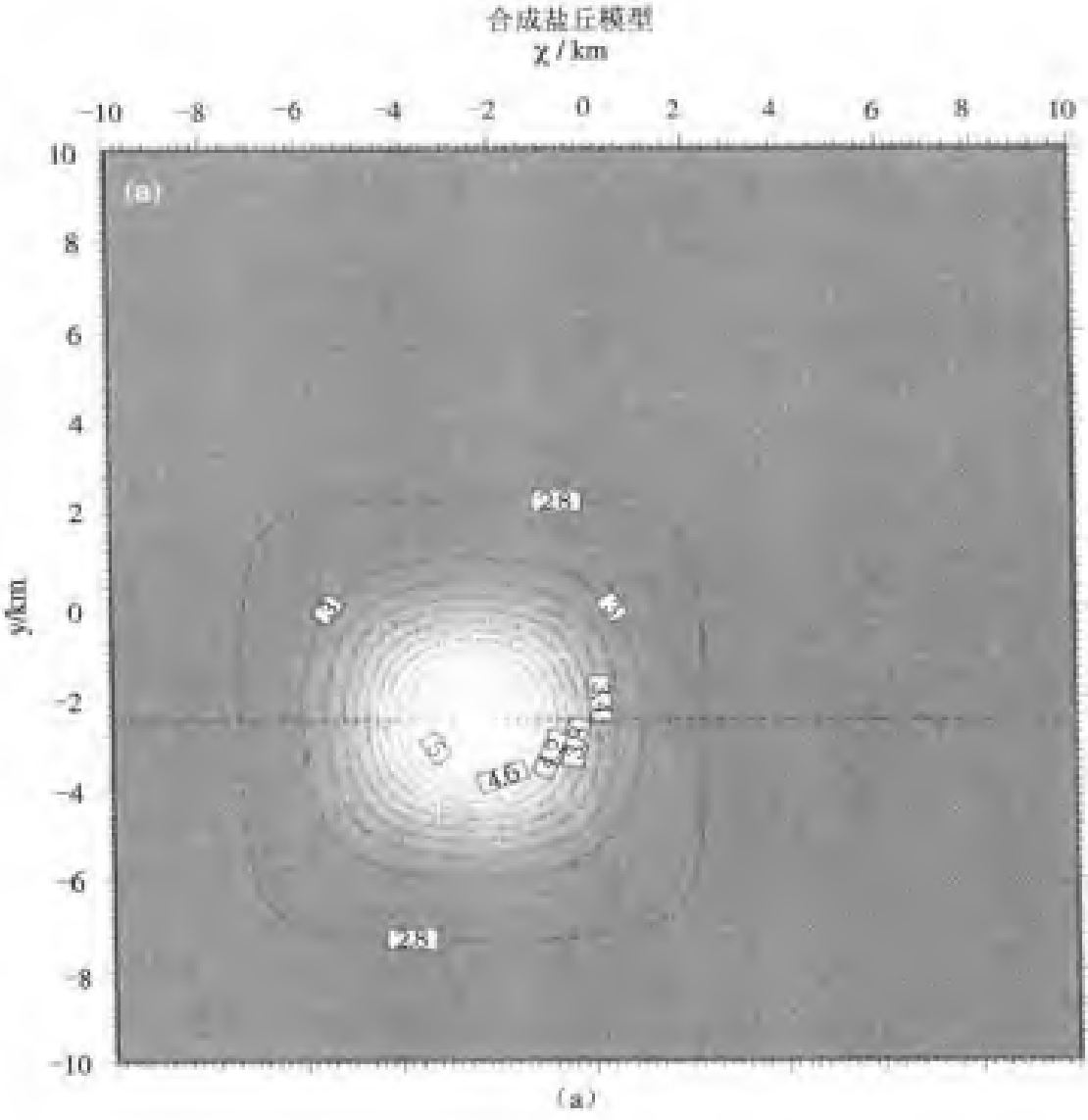
(3) 评估不同初始模型对反演的影响；

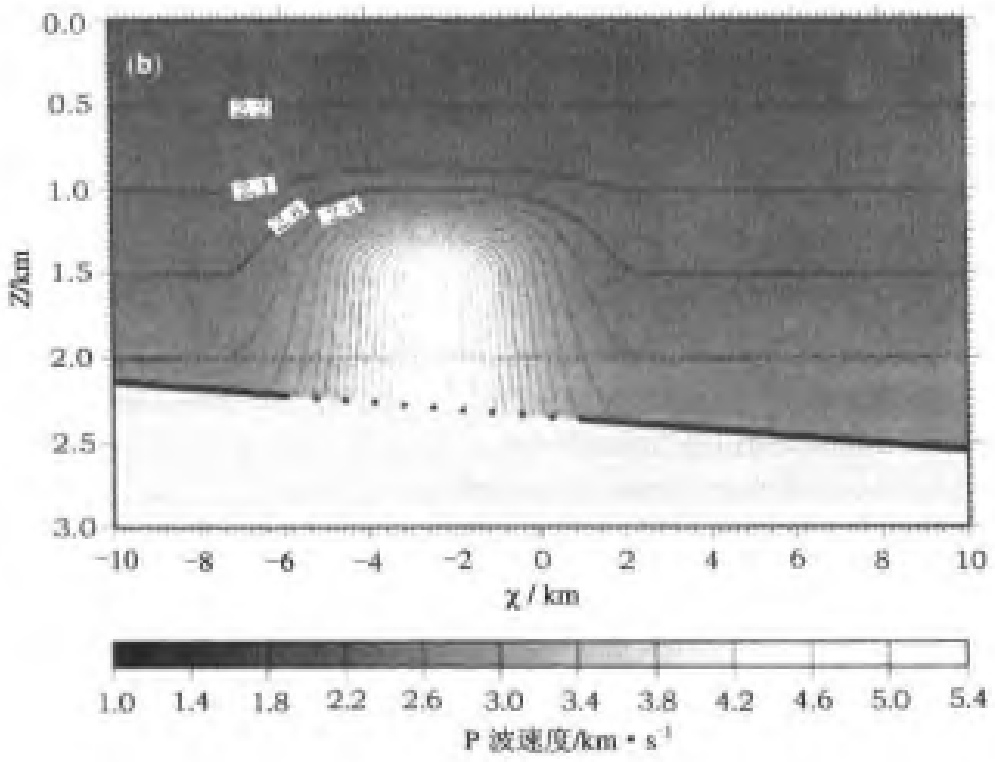
(4) 研究反演过程的收敛性；

(5) 评价不确定性分析的性能。

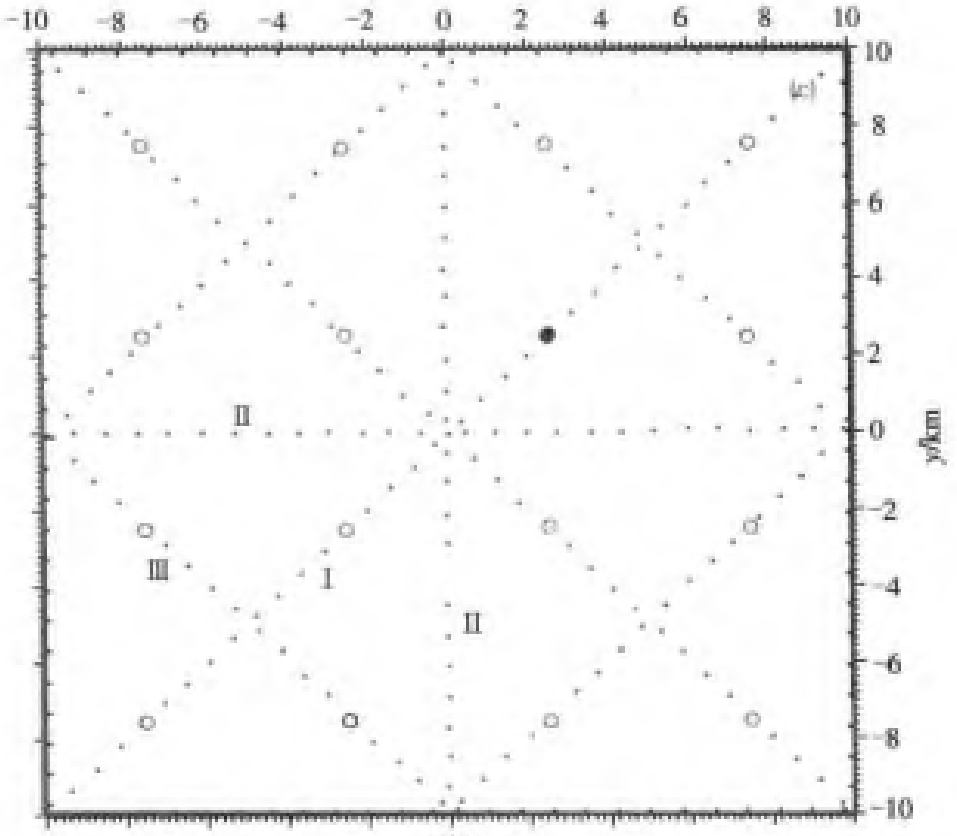
一个实用的反演算法必须能够分辨包含在地震数据中的结构。为了测试该算法分辨实际结构的有效性，设计了一个模型用于试验，该模型由一组含有明显反射界面的沉积序列和一个侵入该沉积序列的盐丘构成。该盐丘模型包含一个约 2km 厚的具有速度梯度的沉积序列，

在其底部有一个平缓的反射界面，并被一个盐丘入侵体打断。穿过模型的两个截面见图 5-4（a）和（b）。用 2.2 节给出的正演模拟方法从该模型计算理论数据集。一组仪器（源）位于模型表面，呈网格状；炮点（接收器）以规则间隔位于一组交叉线上，其观测系统见图 5-4（c）。被盐丘覆盖的界面不允许产生反射波（区域为 $-6< x <1$，$-6< y <1=$，以便阻止该试验中的反射数据对盐丘内部提供不切实际的约束。从该模型和所有源－接收点对构成的观测系统上得到了几组垂直反射、宽角反射和宽角折射走时数据。10ms 的常数标准偏差的伪随机高斯噪音加到了走时数据中。单个仪器（包括所有炮点）的宽角度数据见图 5-4（d）和 5-4（e），走时被折合。在该图中，偏移距的符号据炮点的 x 坐标相对于仪器（源）而得到，所以正偏移距的数据的特征仅受常数梯度背景速度影响，而负偏移距的数据特征还包含盐丘的特征。折射波曲线包含三个明显的震相，是地震波沿图 5-4（c）所示三条炮点线穿过盐丘而产生的。盐丘没有产生明显的反射波，但在负偏移距反射波的走时由于盐丘速度高而偏小是比较明显的。





(b)



合成数据的观测系统

(c)

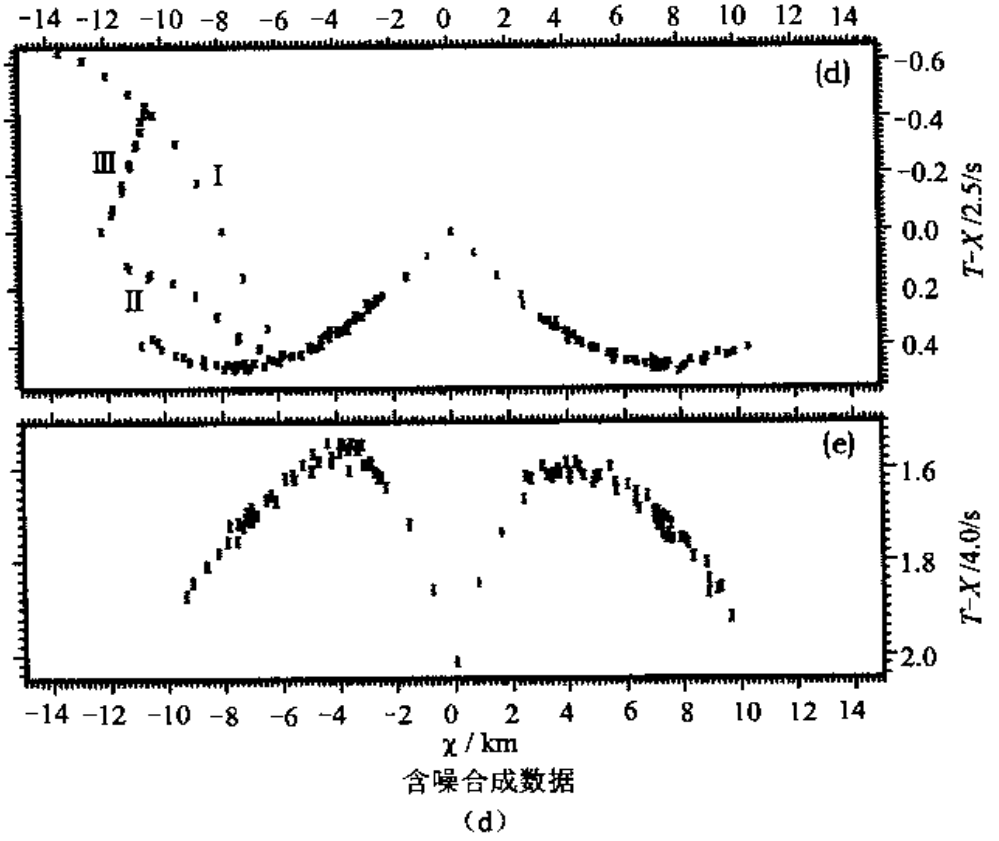


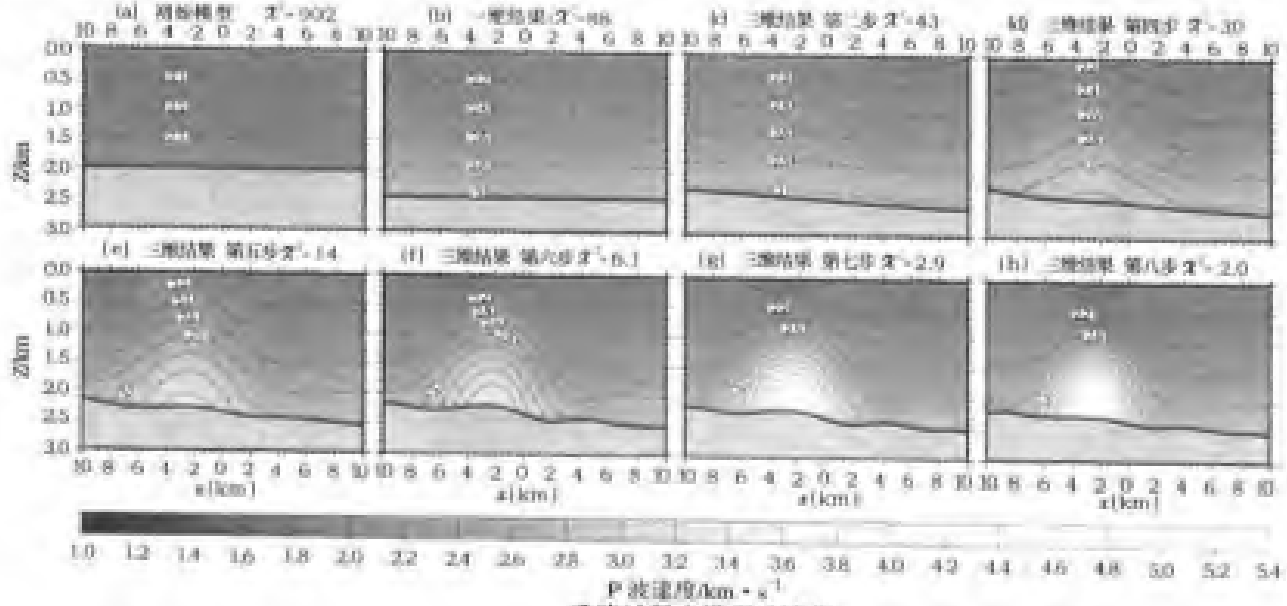
图 5-4　合成盐丘试验的模型、观测系统和数据

（a）用于产生合成数据的模型的水平截面图；（b）用于产生合成数据的模型的垂直截面图，界面的虚线部分无反射波；（c）合成试验的观测系统，地表有 16 台仪器（圆圈）和 290 个炮点（圆点）；（d）来自所有炮点的单台仪器的折射数据时距曲线；（e）来自所有炮点的单台仪器的反射数据时距曲线。穿过盐丘的三个折射震相在图（d）已经标出，且与图（c）中的相应的炮点线相对应

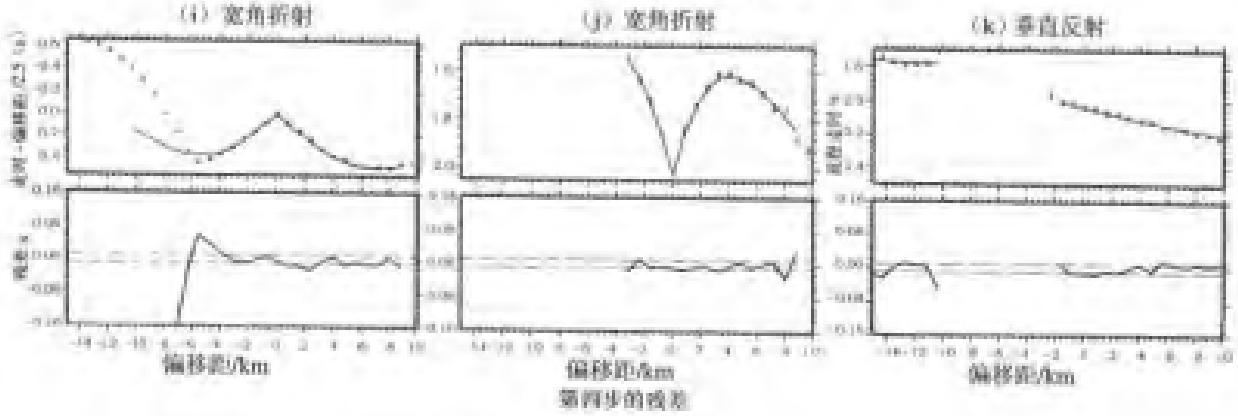
这些数据被反演，速度网格点为（10×10×10），界面网格点为（10×10）。初始模型的界面是水平的，梯度为常数，其梯度和界面深度与实际模型的不同。没有以加权因子的形式引入先验信息，比如在速度的光滑和界面函数之间或在横向和垂线速度光滑之间。反演分 8 步进行。在每一步，正演模拟和反演进行 4 次迭代，正则化强度为常数值。然后正则化强度在下一步减小。反演过程中模型演变的统计分析见图 5-6，（a）和（b）分别为反演的第四步和第八步四次迭代的模型失配和粗糙度的变化情况，第一次迭代有非常明显的变化，随后只有小的调整，其特点是模型更光滑及由于在粗糙度和失配间的折衷而造成的小振荡变化；（c）随着正则化强度逐步减小，模型失配和粗糙度从第一到第八步的变化情况。演变中模型的垂向切面图见图 5-5。图 5-5 给出的所有切面图是按照图 5-4（b）那样相同的切面给出的。

对该模型系列进行了严格的测试。在反演的第一阶段（模型 a 和 b：1-D 优化），平均速度、速度梯度和界面深度都收敛到使数据残差为最小。这一阶段，不允许横向有变化，由正则化来约束速度随深度变化的函数。得到了优化的 1-D 模型，残差值大大减小。在三维优化的早期阶段（模型 c 和 d），模型的特征开始浮现，但由于正则化使模型被高度光滑。在这一阶段，界面被很好地确定，其倾斜是正确的。随着反演的进行（模型 e-h），盐丘的形状逐步

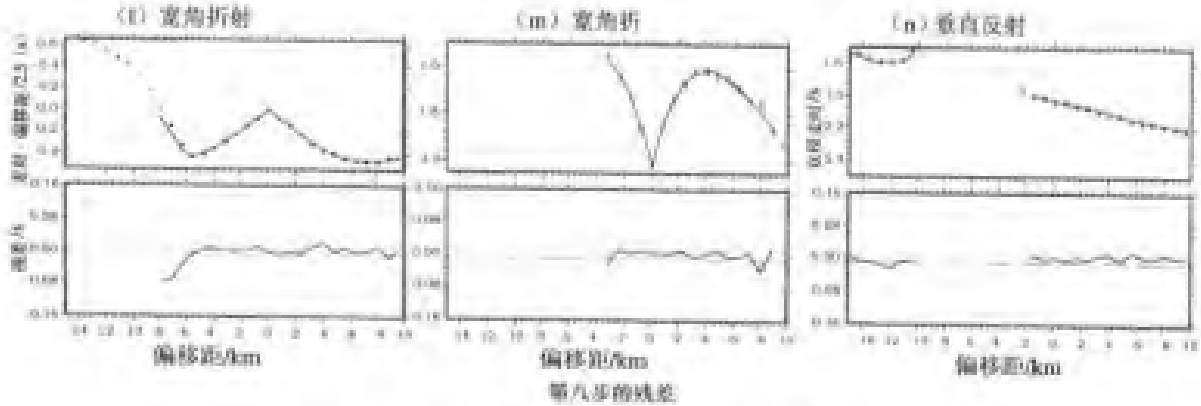
明晰。在最终模型中，通过对整个数据集走时残差的检查以及当$\chi^2=2$ 时，就可判断数据的拟合已经满意。事实上，在这种情况下，不可能得到$\chi^2=1$ 时的稳定解，只有当盐丘内的速度梯度非常高时才能得到，但这时仅用单层模型是得不到满意解的。



反演过程中模型的演化



第四步的残差



第八步的残差

图 5-5　盐丘反演的演变及残差图

(a) 初始模型；(b)一维优化结果；(c)—(h) 三维优化结果，从 (c)—(h) 正则化强度逐渐减弱；(i, l) 宽角折射波残差及含误差范围的走时；(j, m) 宽角反射波残差及含误差范围的走时；(k, n) 垂直反射波残差及含误差范围的走时

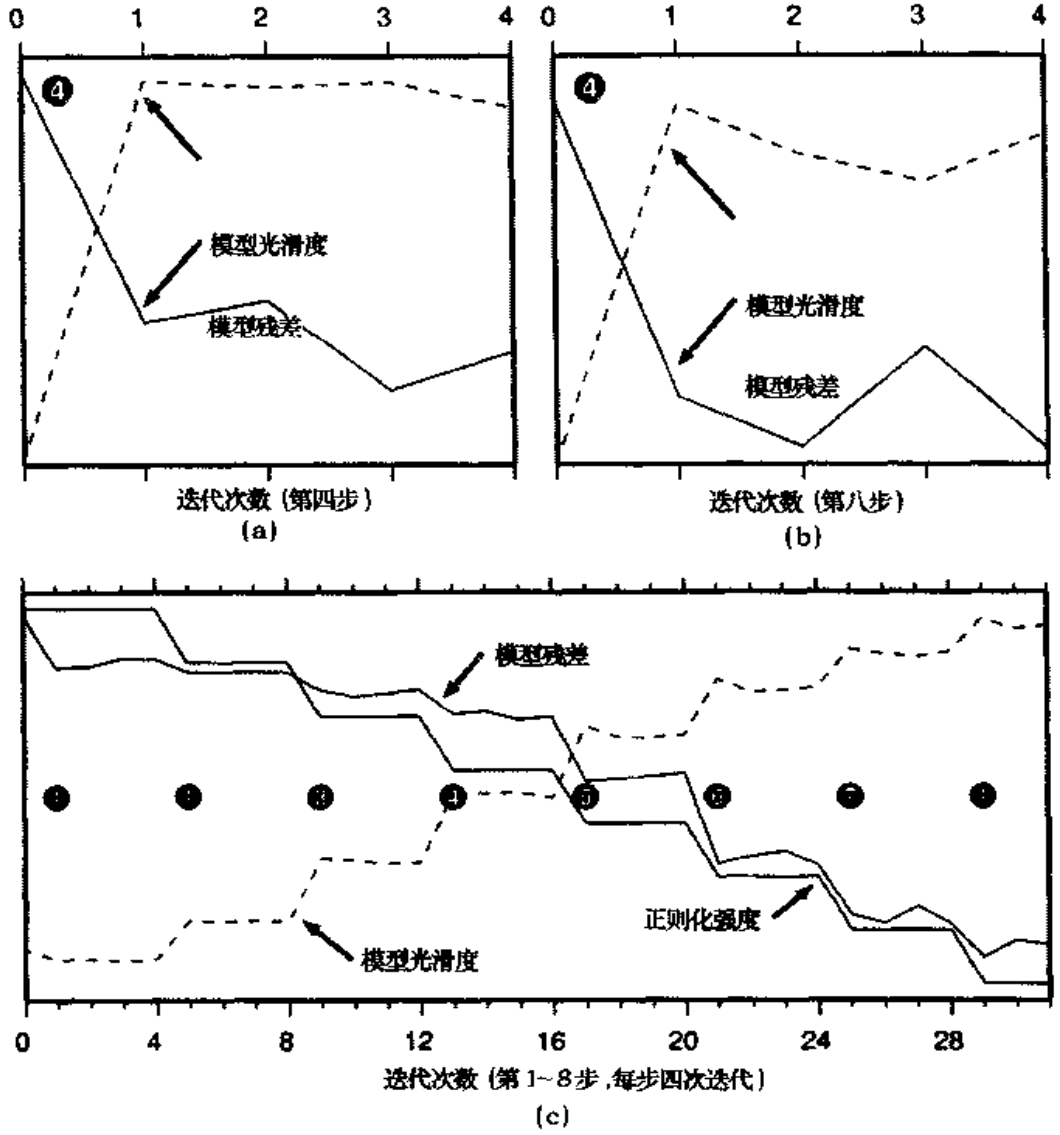


图 5-6　合成反演的收敛性

对较早模型和最终模型（第 4 和第 8 步），宽角折射和反射数据以及垂直反射数据的单个截面的残差见图 5-5。较早模型的残差在正偏移距上是小的，在那部分区域已经很好地确定了速度和界面；而在负偏移距上残差却较大，在盐丘区，尤其是在折射波出现的地方。在最终模型中，这个区域的残差已大大减小，折射数据在确定盐丘速度结构的重要性方面通过比较图 5-5 的（i）和（l）便可知道。

这个反演的实际模型和最终模型的切面图以及最终速度函数的不确定性见图 5-7，不确定性由 2.4 节的方法得到。图 5-8 给出了最终模型的差异（实际模型的速度减去最终模型的速度）和沿穿过盐丘测线的不确定性估计之间的比较。如期望所示，不确定性表明该模型的边缘和更深处的角落约束很差。盐丘内也有一个区域，强速度梯度使地震波的能量被偏转，且无反射波，结果无法得到盐丘内的信息。图 5-8 给出的这个地区的不确定性恰恰说明：相对于周围地区的差异而言，本方法得到的速度偏低。在模型的边缘，不确定性较大，而最终模型的差异则较小，这是因为实际的模型在该地区是光滑的，作为由于在反演中使用了光滑

正则化，所以得到了相同的模型。有趣地是，不确定性分析一贯高估最终模型中的实际差异。

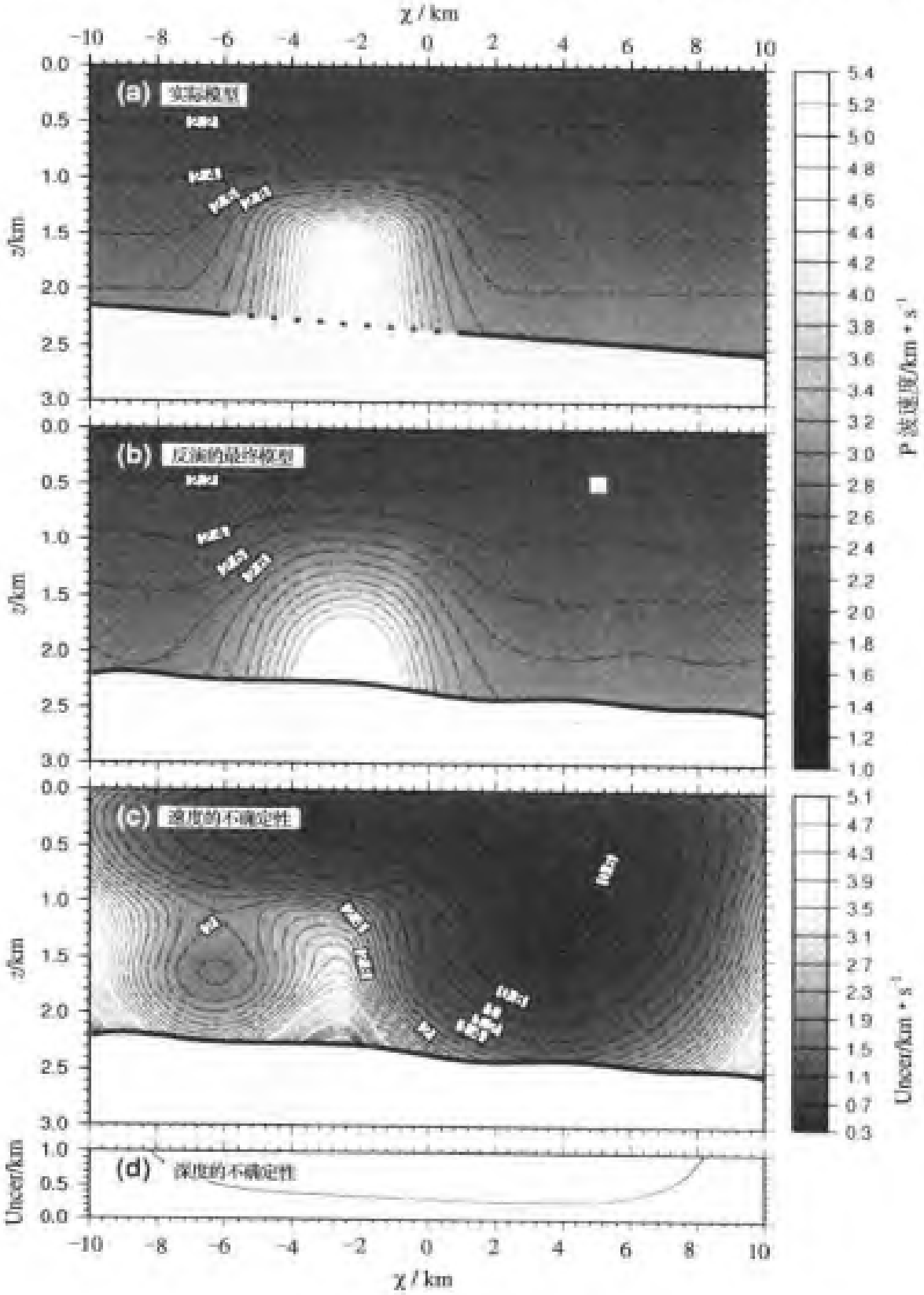


图 5-7　垂向切面图（y = -2.5）

（a）实际的盐丘模型；（b）反演得到的盐丘最终模型；（c）和（d）最终模型的不确定性

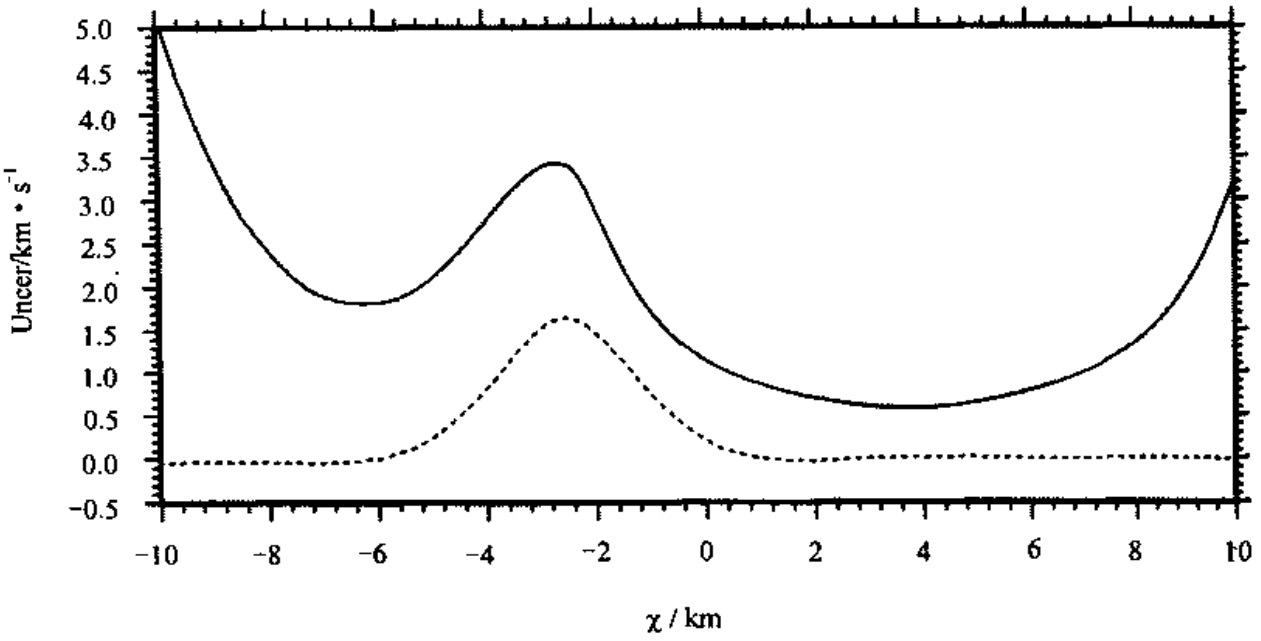


图 5-8　图 7 中 $y=-2.5$ 和 $z=-1.5$ 处最终模型的不确定性（实线）和实际的差异（虚线）

盐丘反演实例说明正则化的最小二乘反演方法使模型产生了严重的虚假结构。图 5-5 中一系列模型中较后面的模型都含有一些小波动，如远离盐丘的速度等值线的波动，界面的波动。由于观测资料表明该地区的结构简单且平坦，而且正则化又加上了光滑约束，所以需要解释是什么原因产生的这些波动。这些波动类似于吉普斯现象，或者是阻尼简谐系统对突变的一种响应。吉普斯现象是一种“铃声”效果，当高频成分从某些波形中去掉时，可能产生该效果（例如，从无限系列的正弦波分量构成的时间系列方波）。这里描述的虚假结构与吉普斯现象相似，因为光滑过程压制了速度函数的高频成分。当它试图模拟大的速度梯度或大的界面深度梯度这样的结构时，这个“铃声”由正则化的最小二乘算法产生。所产生的模型仍是最光滑的，它能在最小二乘意义下拟合数据到所要求的水平。

在盐丘模型中（图 5-5），当盐丘结构开始形成时（第 5 步），“铃声”出现了，而且当确定盐丘的边界时（第六步），“铃声”增大，然后，当盐丘内的速度结构被模拟时，“铃声”消失。由于速度一深度的折衷，产生了界面的“铃声”，该折衷与速度和深度特征的演变联系在了一起。图 5-9 中的简单的一维速度反演说明了这种铃声效应。震源位于地表，直达波走时由间距 10m 的一组接收点接收，深度间隔见图（a）。然后，用正则化最小二乘法反演这些走时，正则化强度依次降低（b～h）。0.5km 处间断面以上的速度约束很好，但间断面下面模型中的相互依赖导致“铃声”。模型的不对称是由于该试验几何布局的不对称所致。

用一个完全不同的初始模型再次对盐丘模型进行反演，来测试不同初始模型对反演过程的影响。在初始 1—D 优化期间，所得到的模型与以前反演的一维优化模型难以区别（比较图 10（b） 和（e）。然后，对两个反演以类似的方式进行三维优化，收敛到几乎是同一个模型。图 10 给出了两种反演在每一阶段的模型横截面。在这个合成反演中，由于数据能够很好地约束一个简单的目标结构，所得结果与使用的初始模型无关。

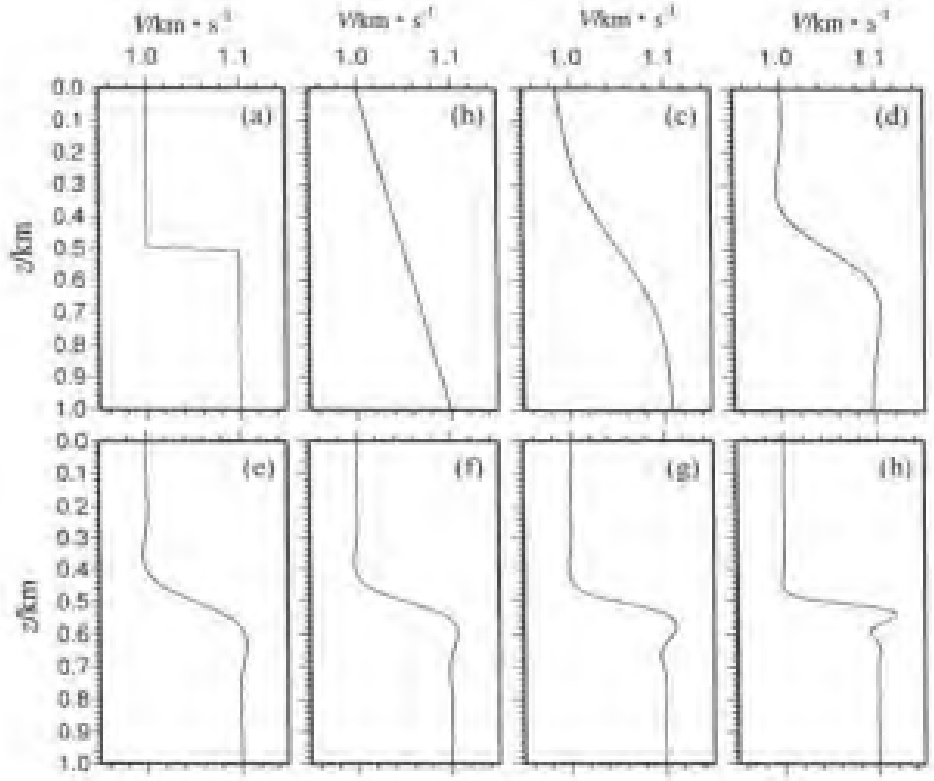


图 5-9　当模拟有很强约束的强速度梯度时，由正则化最小二乘法产生的“铃声”效应图

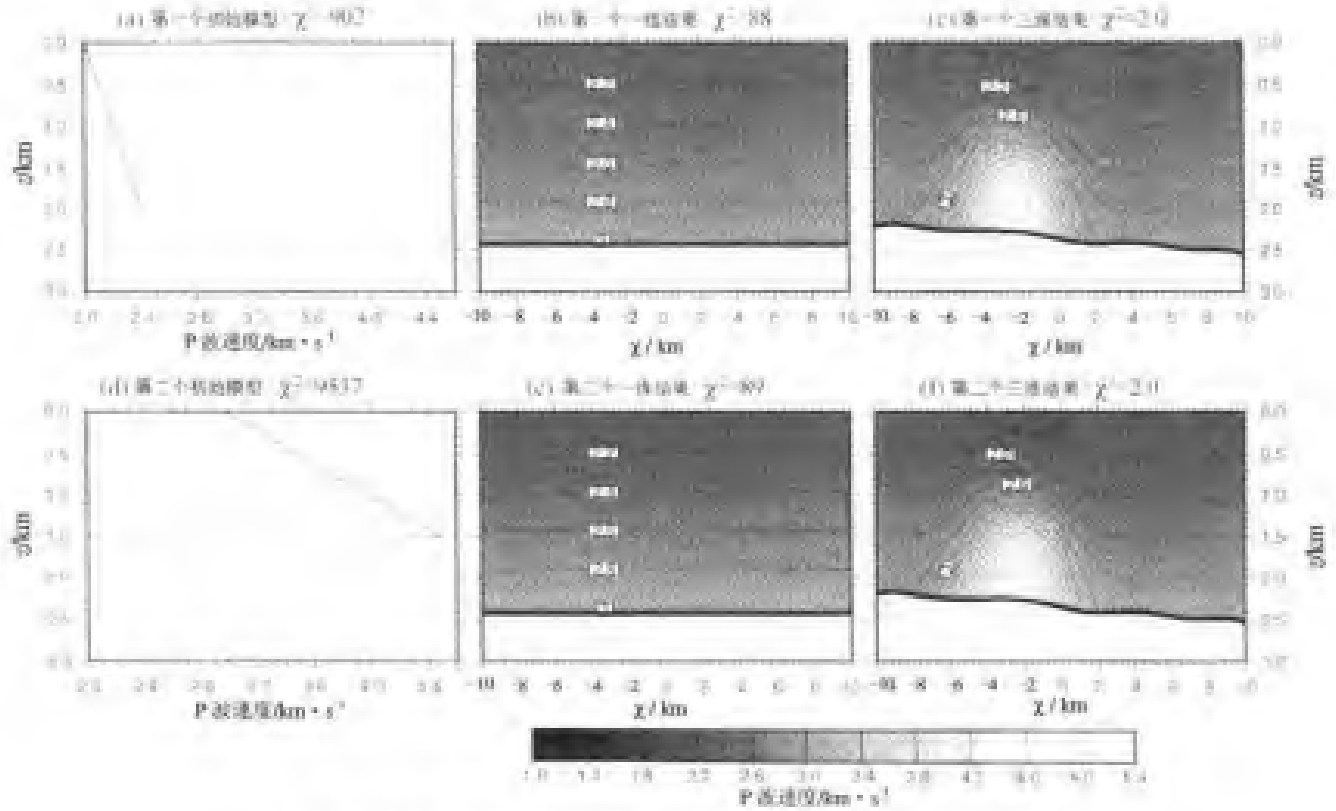


图 5-10　从两个不同的初始模型（a）和（d）得到的盐丘反演结果

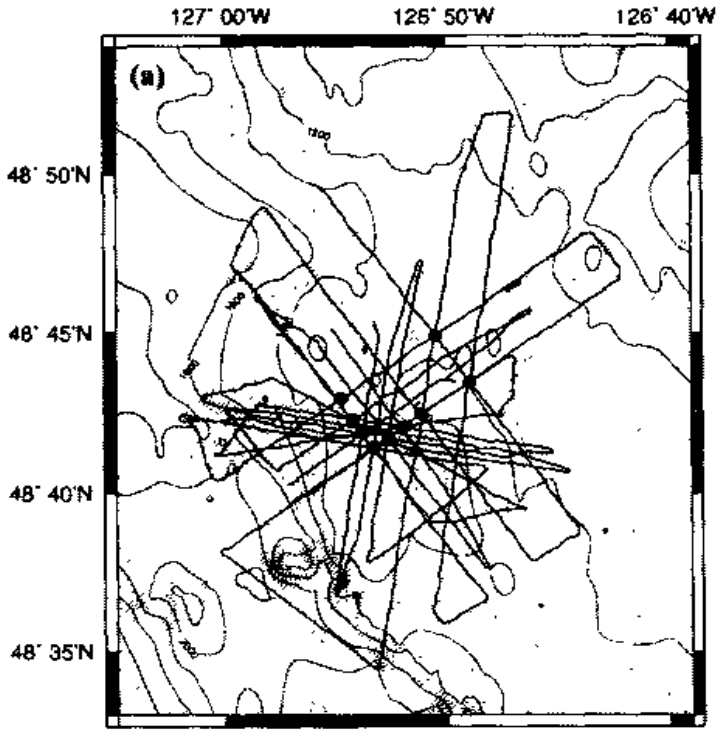
第四节　方法应用于观测数据

将该反演方法应用于实际的三维地震观测数据，该数据集在大约北纬 49° 卡斯卡底古陆边缘的增生棱体上得到的。该地区是一个强的连续的反射体（BSR），它通常与气体氢氧化物存在有关，在地震反射剖面上已经观测到了这种反射体（Hyndman et al.，1994）。

该三维地震数据集在 1993 年 7 月获得。其主要目的是得到 BSR 反射面上下的速度结构。研究区位于大洋钻探项目（ODP）场地的中心部位（Westbrook et al.，1994）。本研究中使用的数据是两个项目（项目 A，项目 B）中的 5 个洋底检波器（OBHs）记录的结果，在很多剖面上记录了宽角数据，偏移距达 13km，同时有一台位于水面上的检波器记录了单道反射数据。在项目 B 中提供了比项目 A 更高分辨率的约束。震源优势频率是 60～90Hz。单道记录检波器的采样率是 2ms，洋底检波器（OBHs）的采样率是 4ms。

这些数据的一个子集，是沿一条采集线记录的，Hobro 等（1998）用 McCaughey 和 Singh（1997） 的方法对其进行了处理，得到了二维结构。在本研究中，通过联合反演反射和折射地震数据得到了勘探区高度变形地区的二维速度模型。

这里分析的两个数据集的观测系统见图 5-11（a）。在项目 A 中，在 8 条测线上进行了爆破，最大偏移距为 10～13km。在项目 B 中，有 16 条测线，最大偏移距为 6～8km。在这两个项目中，仪器位置和测线分布能够对浅层沉积层提供良好的 3-D 速度约束，炮点在设计上是等间隔的，实际上是 35m 左右。在总共 120 条宽角 OBH 记录截面中，112 个记录截面上记录到了有用信息，其中 99 条记录到了反射和 / 或折射走时数据。图 5-11（b）和（c）给出了宽角和单道地震记录截面。



观测系统

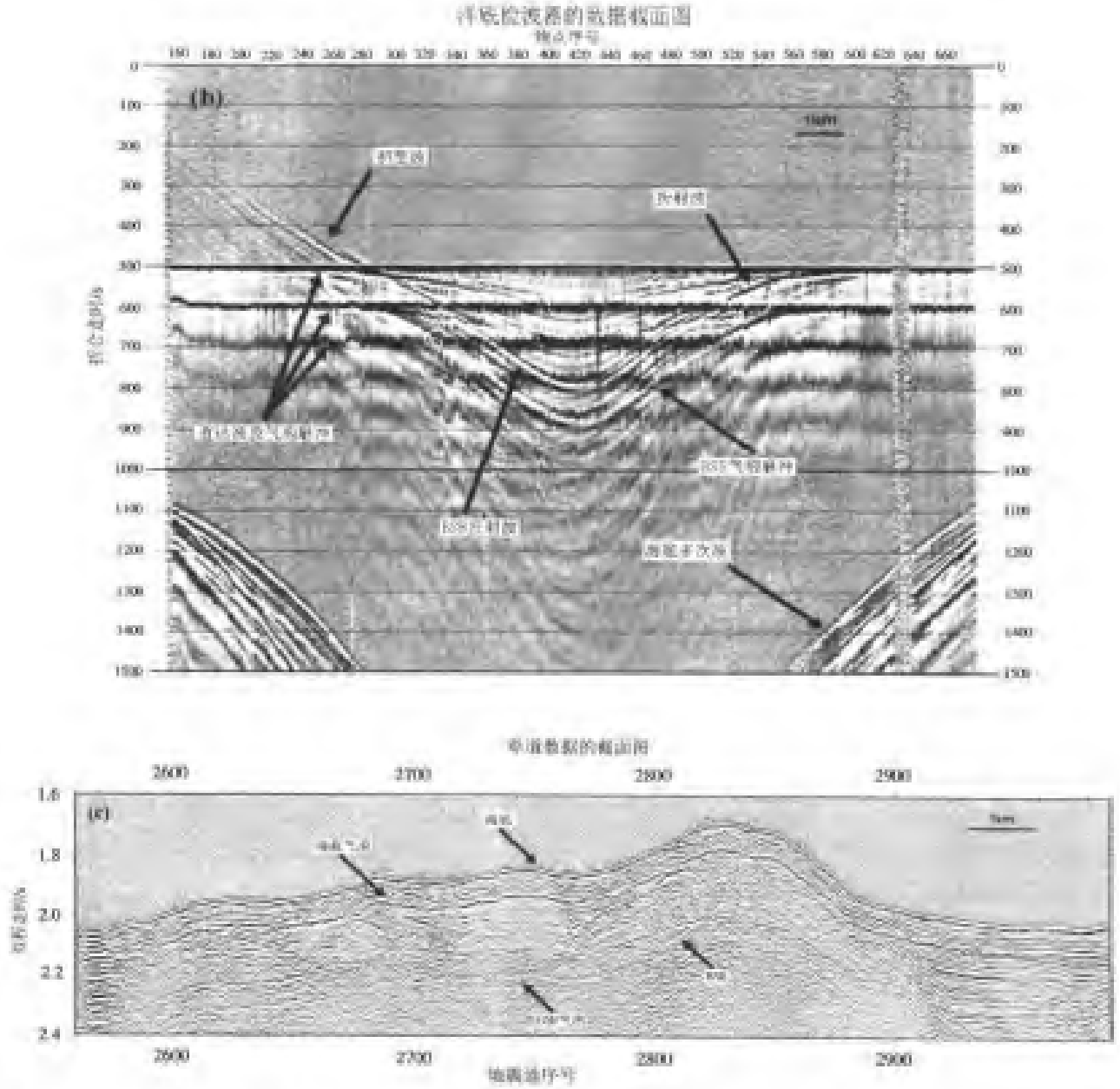


图 5-11　观测系统和记录截面（a）测线图，黑点是 OBHs 的位置；（b）用直达波折合的 OBH 记录截面，主要特征已展示出来；（c）单道地震截面图，显示了海底反射波和 BSR 反射波

从 OBH 数据中（从层位上，解释为 BSR 反射波和 BSR 上面的沉积层的折射波）和单道反射数据（海底和 BSR 反射波）拾取了走时。用所有单道数据（沿图 5-11（a）中所有测线）的海底反射波按照本文的反演方法初步建立海底的精确模型以及根据传导率—温度—深度剖面初步建立海水的速度模型。该地区的海底地形变化大且复杂（深度达 1km），而海底和 BSR 之间的区域仅仅 200m 厚。

海底作为界面被参数化，范围为 25km×29km，用 100×100 的深度结点进行网格化。用 9952 个海底反射走时对反映海底结构的 10000 个模型参数在反演中进行约束，这些走时是从两个项目中的单道数据中得到的。反演得到了对所有数据均拟合很好的最少结构模型。

在 10km×11km×600m 的体积范围内确定了一个沉积层，该体积包括了模型中采样良好

的区域。用 30×30×12 的速度网格对它进行参数化。该层的底部是 BSR 界面，该界面也是该层的底界面，由 30×30 个深度节点进行参数化。这样的结点密度能最大限度地反映 BSR 和其上面的地震速度结构。通过检查反射数据并考虑采样限制（如，菲涅尔带宽度），估计了预期的复杂性。实际计算表明，用这种参数密度不能很好地拟合数据，应该用更多的深度和速度结点重新拟合这些数据。

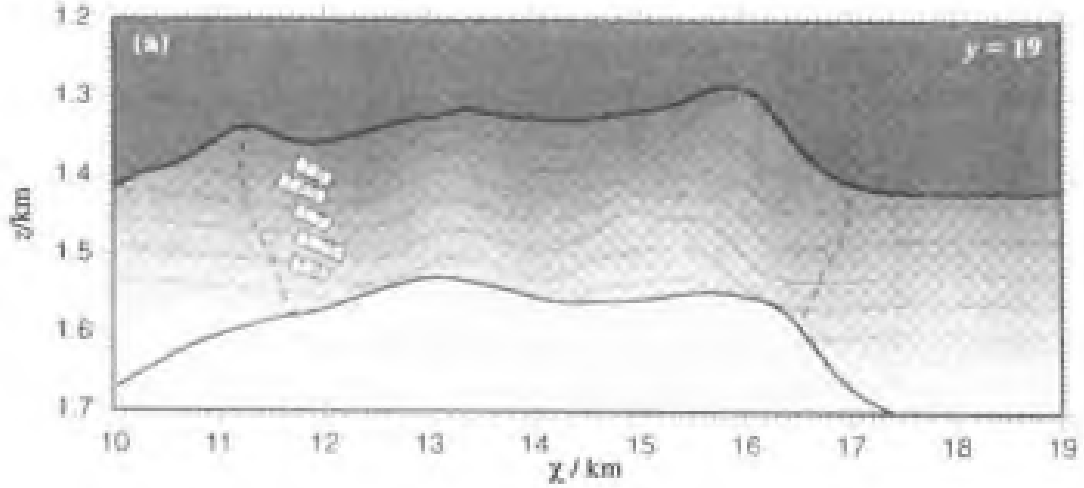
用这个模型同时反演了地表下一个界面速度和 BSR 的深度，其中海水层和海底界面固定。总共使用了 12446 个走时（3042 个单道 BSR 反射波走时，3866 个 BSR 界面以上的回折波走时和 5538 个 BSR 反射波走时）。由于单个层位的总体数据质量、清晰度、一致性等变化很大，故对每一个地震波走时均赋予适当的不确定性。赋予大多数单道反射波走时的不确定性是±2.5ms，该值是根据所记录数据的带宽估计的。在一些区域，由于 BSR 不强，层位虽然可辨认，但在走时拾取中引入了一定的不确定性，使不确定性增加到±4ms。BSR 垂向反射密集地覆盖了勘探区（x =11～17km，y =17～20km），而其他地方是很稀疏的覆盖。OBH 数据中 BSR 反射波震相的不确定性的范围从±4ms （由数据带宽约束的最小不确定性） 到±12ms（反射波的位置不能准确识别，故赋予大的不确定性）。OBH 数据中后续的折射波，不确定性范围从±5 ms～±8 ms；对初至波（通常比后续的两个震相难确定），从±12 ms～±20 ms 。由于存在强速度梯度和浅部强反射层，因而产生了一组复杂的折射和反射波，所以这个数据集对层析成像反演方法的要求是非常苛刻的。

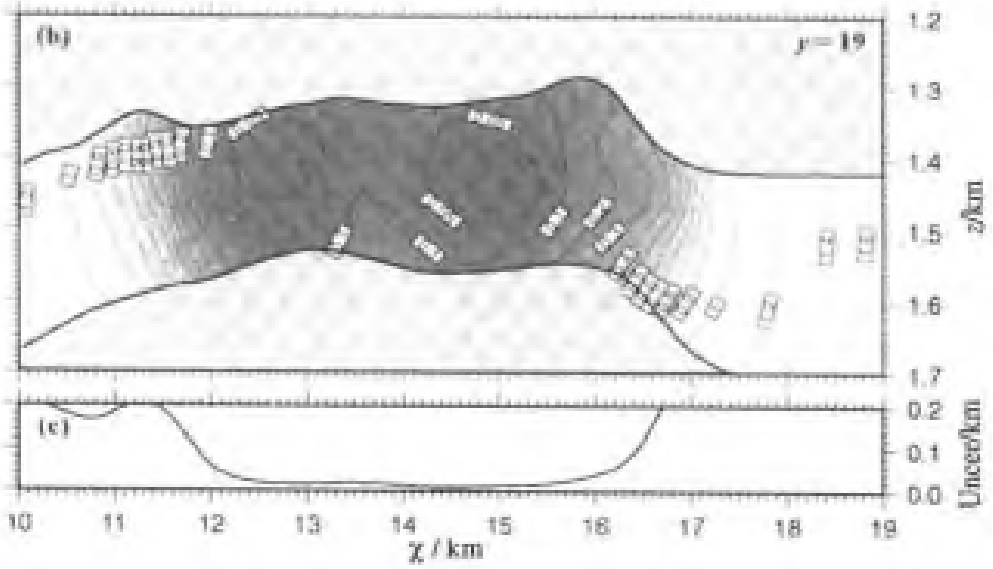
为了极小化由于 OBH 的不正确定位而引入结果中的任何错误，所有的仪器位置均垂直投影到海平面（这次试验中仪器的实际高度）以上 3m 处。然后，把从折合的宽角数据截面上（以水中传播的速度为折合速度）拾取的走时加上直达波走时而成为绝对走时，直达波走时是通过追踪穿过炮点和仪器之间的海水柱的射线得到的。

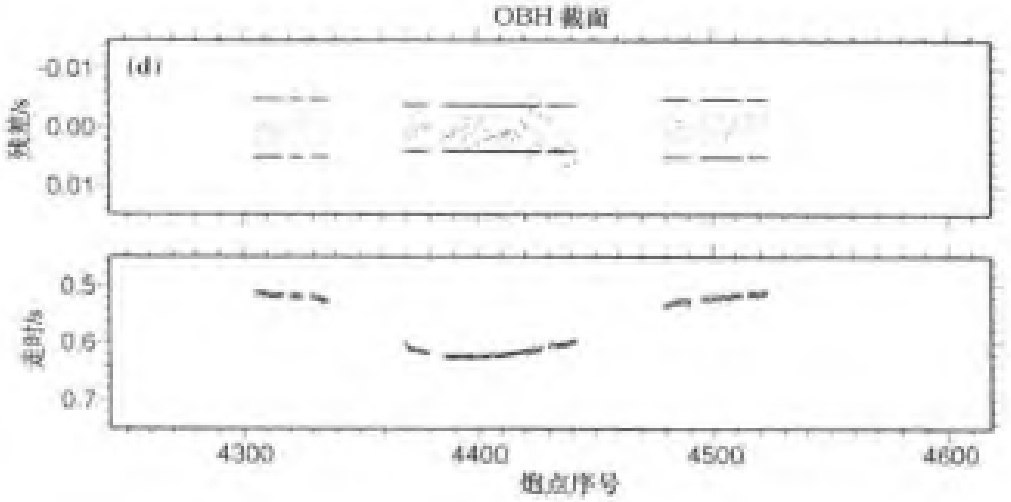
该反演方法被应用于这些数据，其主要步骤为，开始用一维反演方法确定 BSR 的平均深度、沉积层的 P 波速度和其梯度。然后，逐步降低正则化强度，如图 5-6 所示的合成反演。当一维模型收敛到光滑的三维中间模型时，在模型中地形变化大的地方，出现了横向强速度梯度。模型稳定地收敛，最终模型在某点被选择（6 步之后），在该点处系统分量已经从绝大部分数据残差中消除掉了（图 5-12（d），（e），（f）和（g），只留下随机噪音，在图中，观测的和合成的数据被叠合到一起，在每一个走时图的上面，是每个震相的残差（黑点和灰色点）与不确定性比较图（折射波为灰色，反射波为黑色）。这表明那样的点已经达到，在那点处数据中几乎所有的结构已经被模拟，而没有模拟任何噪音。最终模型的数据残差给出了一个总的拟合情况χ^2=0.76。穿过最终模型的最复杂地区的垂直切面图见图 5-12（a），其相应的不确定性由 2.4 节的方法得到，见图 5-12（b）和（c）。该模型的切面图说明反演方法在模型约束很好的中心地区如何分辨细结构，而光滑正则化则稳定了约束很差的模型边缘。约束很好的地震速度的区域见图 5-12（a），是从图 5-11（e）的不确定性函数的等值线得到的（不确定性为±0.6km·s^{-1}）。

Hobro（1999）详细分析了这个数据集。本文没有提供该数据集、它的分析和最终模型解释的详细描述。但为了说明反演方法从观测数据模拟三维细结构的能力，本文仅给出了该数据集的分析。该反演方法很适合于处理这样的数据集，因为在这个构造变形严重且速度梯度很强的地区，反射和折射数据的联合使用对地震速度结构提供了比单独任何一种数据有更好的约束。

Funck 等人,（2000）和 Tong 等人,（2000）给出了观测数据的进一步应用。







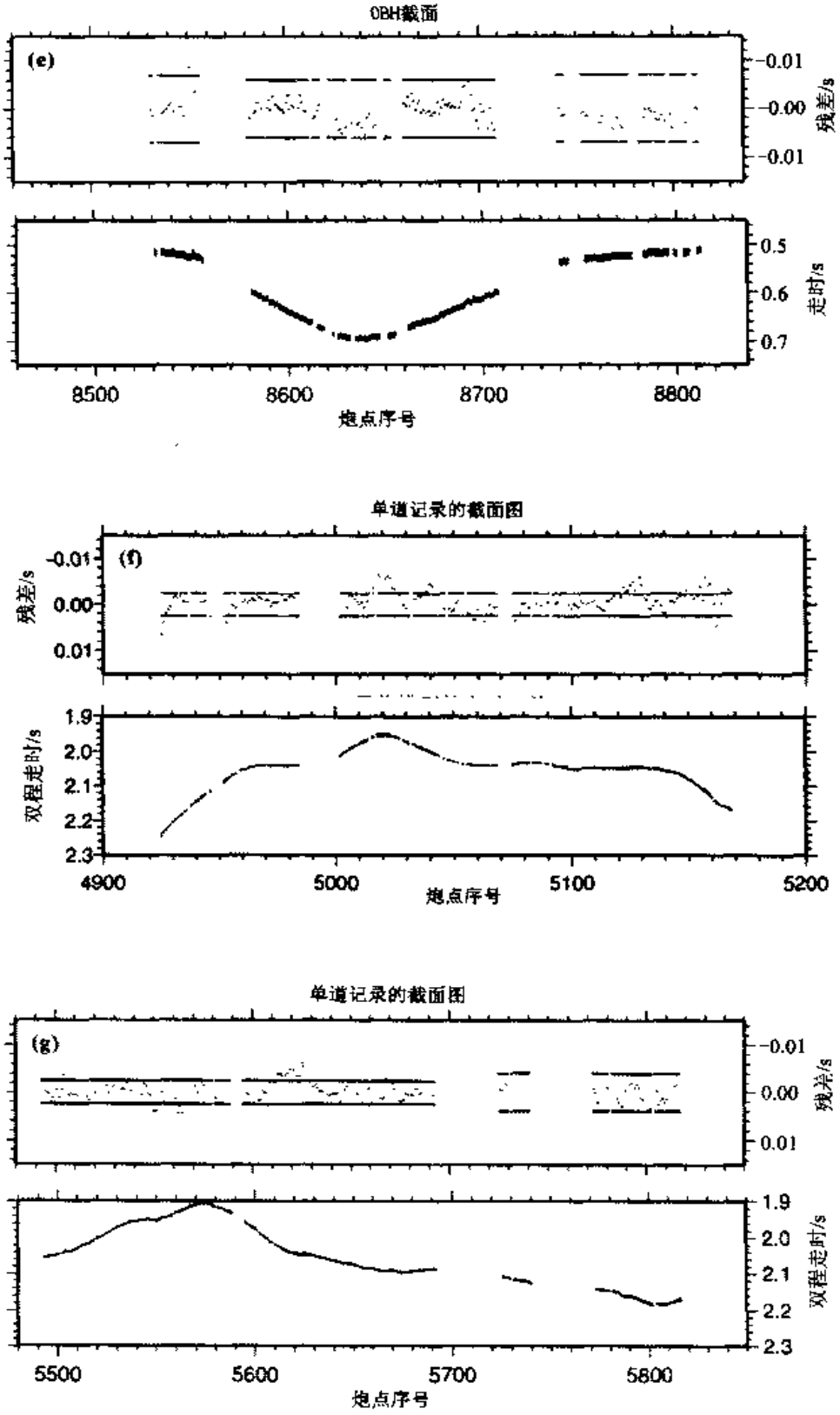


图 5-12　最终模型切面图及其走时残差

（a）最终模型的一个切面图，给出了 BSR（虚线标出的区域，该区域速度被很好地约束）界面以上的速度结构的变化；（b）速度不确定性；（c）深度不确定性。（d）、（e）、（f）和（g）宽角和单道数据截面的走时残差，反映了拟合质量

第五节 结 论

本文给出了层析成像反演方法并利用反射和折射地震走时数据得到了三维速度一深度模型。该方法在约束反演中同时利用了反射和折射数据，约束反演要求最小限度的用户交互以及选择光滑的最少结构模型。在模型参数化中使用了光滑基函数，这就减少了正反演的非线性性，因而增加了该方法的健全性和效率。射线扰动理论对穿过这些光滑介质正演模拟提供了一个半解析方法。该反演方法开始仅仅模拟模型的整体特性（平均速度，速度梯度和界面平均深度），随着反演过程的继续，细结构逐步进入模型。这就提供了一种有效和客观的方法来解决高度非线性的层析成像问题，而保持与初始模型的高度独立性。

本文提供了一系列的合成数据的试验，从中可得到以下结论：

(1) 利用本方法从含噪音的走时数据中很好地重建了实际的目标结构。

(2) 通过不确定性分析可估计模型质量。

(3) 得到的最终模型不依赖于初始模型。

该方法已经应用于实际的 3-D 数据集，该数据集由地震反射和宽角数据组成，其目标是卡斯卡底古陆边缘的甲烷氢氧化物稳定地带的一个区域。得到了该区域的最少结构速度一深度模型，它很好地拟合了所有震相的走时数据。这些结果说明在适当的参数化条件下该方法能够成功地模拟复杂的地震结构。

参 考 文 献

Aki，K. & Lee. W.H.K.，Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes，J. geophys. Res.，81，4381～4399，1976.

Buchanan J.L. & Turner，ER.，Numerical Methods and Analysis，McGraw-Hill，Inc. 1992.

Catchings. R.D. & Mooney，W.D.，Crustal structure of the Columbia Plateau：Avidence for continental rifting，J. Geophys. Res.，93，459～474，1988.

Cerveny，V.，Ray tracing algorithms in three-dimensional laterally varying layered structures，in Seismic Tomography with Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics，ed. Nolet. G，Reidel，Dordrecht，1987.

Cerveny，V.，Molotkov，I.A. & Psencik. I，Ray Method in Seismology，University of Karlova Press. Prague，1977.

Chapman，CH.，Ray theory and seismograms，J. Geophys.，58，27-4-3 Bull. Seism. Soc. Am.，76，1025～1052，1985.

Firbas. P.，Tomography from seismic profiles，in Seismic Tomography with Applications in Global Seismology and Exploration，Nolet. G，Reidel. Dordrecht，1987.

Funck，T.，Louden. K.E.，Wardle. R.J.，Hall. J. Htobro. J.W.D.，Salisbury，M.H. & Muzzatti，A.，Three-dimensional structure of the Torngat Orogen （NE Canada） from active seismic tomography. J. Geophys. Res.，105. 23403～

23420，2000.

Ghose，S.，Hamburger. M. W. & Virieux. J.，Three-dimensional structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan. central Asia. J. geophys. Res.，103，2725～2748，1998.

Henry. W.J.，Mcchie. J.，Maguirc，P.K.H.，Khan，M.A.，Prodehl. C.，Keller，GR. & Patel，J.，A seismic investigation of the Kenya Riff Valley. Geophys. J. Int.，100，107～130，1990.

Hcstenes. M. & Stiefel，E.，Methods of conjugate gradients for solving linear systems，Nat. B. Stand. J. Res.，49. 400～436，1952.

Hobro. J.W. Minshull，T.A. & Singh. S.C.，Tomographic seismic studies of the methane hydrate stability zone in the Cascadia Margin，in Gas Hydrates：Relevance to World Margin Stabihty and Climate Change，vol. 137. pp. 133～140，Geological Socıety，London. 1998.

Hobro. J.W.D.，Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic traveltime data. PhD thesis，Department of Earth Sciences. University of Cambridge，Cambridge，1999.

Hobro.J.W.D.，Three-dimensional tomographic inversion of combined refcection and refraction seismic traveltime data，Geophys.J.Int，152，79～93，2003.

Holbrook，W.S.，Reiter，E.C.，Purdy. GM.，Sawyer，D.，Stoffa，EL.，Austin. J.A. Oh，J. & Makris. J.，Deep structure of the U.S. Atlantic con-tinental margin，offshore South Carolina，from coincident ocean bottom and multichannel seismic data，J. geophys. Res.，99，9155～9178，1994.

Hole，J.A.，Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography，J. geophys. Res.，97，6553～6562，1992.

Htuang，H.，Spencer. C. & Green，A.，A method for tile inversion of refraction and reflection traveltimes for laterally varying velocity structures，Bull. seism. Soc. ，4m. 76，837～846，1986.

Hyndman，R.D.，Spence，GD.，Yuan，T. & Davis. E.E.，Regional geophysics and structural framework of the Vancouver Island margin accretionary prism，in Proc. ODP，Init. Rept.，146，Part I. 399-419，eds Westbrook，GK.，Carson，B. & Musgrave，R.J.，et al.，1994.

Korenaga，J.，Holbrook，W.S.，Kent，GM.，Keleman，EB.，Derrick，R.S.，Larsen，H.C.，Hopper，J.R. & Dahl-Jensen，T.，Deep structure of the U.S. Atlantic continental margin，offshore South Carolina. from coincident ocean bottom and multichannel seismic data，J. geophys. Res.，105，21 591～21 614，2000.

Lutter. W.J.，Nowack，R.L. & Braile. L.W.，Seismic imaging of upper crustal structure using traveltimes from the PASSCAL Ouachita experiment，J. geophys. Res.，95，4621～4631，1990.

McCaughey，M. & Singh，S.C.，Simultaneous velocity and interface tomography of normal-incidence and wide-aperture seismic traveltime data，Geophys. J. Int.，131，87～99，1997.

Moser，T.J.，Shortest path calculations of seismic rays，Geophysics，56，59～67，1991.

Ni. J.F.，Ibenbrahim，A. & Roecker. S.W.，Three-dimensional velocity structure and hypocenters of earthquakes beneath the Hazara arc，Pakistan：Geometry of underthrusting Indiana plate，J. Geophys. Res.，96，19865～19877，1991.

Nolet. G，Seismic wave propagation and seismic tomography，in Seismic Tomography，with Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics. ed. Nolet，G，Reidet，Dordrecht. Robertsson. J.O.A.，Blanch. J.O. & Symes. W.W.，1994. Viscoelastic finitedifference modeling，Geophysics，59，1444～1456，1987.

Shaw. P.R. & Orcutt. J.A.，Waveform inversion of seismic refraction data and applications to young pacific crust.

Geophys. J. R. astr. Soc., 82, 375～414, 1985.

Spence, G.D., Clowes. R.M. & Ellis, R.M., Seismic structure across the active subduction zone of western Canada. J. geophys. Res., 90, 6754～6772, 1985.

Tarantola. A., Inverse Problem Theory: methods for data fitting model parameter estimation, Elsevier, Amsterdam. 1987.

Tikhonov. A.N. & Arsenin, MY., Solutions of Ill-posed Problem Wiley, New York. 1977.

Tong, C.H. et al., Asymmetric melt sills and upper crustal construction beneath overlapping ridge segments, Geology, 30, 83～86, 2002.

Toomey, D.R., Solomon, S.C. & Purdy, G.M., Tomographic imaging of the shallow crustal structure of the east pacific rise at 9 30' n, J. geophys. Res., 99, 24135～24157, 1994.

Virieux. J. & Farm, V., Ray tracing in 3-D complex isotropic media: An analysis of the problem. Geophysics. 56, 2057～2069, 1991.

Wang, B. & Braile, L.W., Simultaneous inversion of reflection and refraction seismic data and application to field data from the northern Rio Grande rill, Geophys. J. Int., 125, 443～458, 1996.

Westbrook, G.K., Carson. B., Musgrave. R.J. et al., eds., Proc. ODP. Init. Rept. 146, (Part I), 1994.

Williamson, P. R., Tomographic inversion in reflection seismology, Geophys. J. Int., 100, 255～274, 1990.

Zelt. C.A. & Barton, P.J., Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faroe Basin. J. geophys. Res., 103, 7187～7210, 1998.

Zelt. C.A. & Smith. R.B., Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure, Geophys. J Int., 108, 16～34, 1992.

Zhang, J., ten Brink, U.S. & Toksbz. M.N., Nonlinear refraction and reflection traveltime tomography, J. Geophys. Res., 103. 29743～29757, 1998.

第六章　断层震相与地壳盲断层的三维成像

前面几章介绍了多种利用人工地震折射/宽角反射资料反演介质的速度结构和界面位置的方法，包括二维，准三维和三维模型的反演。本章中我们将关注的目光缩小，聚焦于地学界的最热门的话题之一：断层成像的问题。

在由前面几章的反演方法得到介质的速度结构和界面位置后，也可从中推测断层的大致位置和范围，但这样的推测毕竟过于间接。最直接的方法当然是从断层震相入手，这正是目前国际上最流行的和最受推崇的方法。也是本章所要论述的问题。除了方法介绍外，本章还给出了作者在国内几个地区的观测资料和处理的结果。

当然，该项研究目前在国内还刚刚起步，我们的工作还很肤浅。我们希望本章能够起到一个抛砖引玉的作用，通过本章的介绍，引起国内同行对这一领域的关注，将该项研究再深入一步。

第一节　引　言

目前，地震层析成像技术日益受到人们的重视。然而，到现在为止，大部分工作局限于对地球介质的速度结构和界面位置成像。随着地震反演技术的日趋完善，一个很自然的延伸便是对地壳深部断层进行成像。相比之下，对断层成像难度更大一些，但是所得结果也更具有科学价值。对断层位置的精确确定，不仅对认识强震的深部构造背景和孕震机制具有十分重要的意义，而且对于地震灾害的估计和防震减灾工作具有十分重要的作用。台湾集集地震和洛杉矶地震的烈度异常情况均清楚地表明，强震的破坏程度和断层位置密切相关。因此，对断层位置的精确确定，成了城市防震减灾工作的关键。

在国际上，对地壳内部盲冲断层的研究成了目前地学界最前沿和最活跃的课题之一。例如，美国为研究洛杉矶地区的发震断裂，于 1994 年开始执行 LARSE 计划（Los Angeles Region Seismic Experiment），现已提出了多种用地震学手段确定地壳内断层位置的方法。“九五”期间，中国地震科学联合基金会曾为此专门设立了一个重点基金课题，着重研究了由介质的三维速度结构、三维 Q 值结构及地震震源分布综合确定断层位置和几何形态的方法。该课题除了进行方法的探讨外，还结合伽师地震区和张北地震区流动地震台网的余震观测资料，求出了这两个地区地震断层的空间展布（李松林等，2001；石金虎等，1999）。

对于断层位置和几何形态的确定，除了利用介质三维速度图像和其他物性参数的反演结果外，近年来，世界各国地震学家更加注意到了断层震相的利用，如断层面反射波（Stadtlander and Brown，1997；Hole et al.，1996），破碎带绕射波（Diffraction）（Grad，1984）等。由于这些地震波直接来自断层，携带了断层的更加直接和可靠的信息，因而可用来精确地确定断层的位置和几何形态。尤其是南加州大学郦永刚博士和 Aki 教授提出的断层围陷波（Fault zone trapped waves）方法现已引起了各国地震学家的高度重视，成了目前国际上精确地确定断层

位置、几何形态和内部结构的一个非常有效的手段（Li et al.，1998）。相比之下，我国在断层震相研究和应用方面还做得很不够，急需加强。尽快开展断层震相的研究，可填补我国在这一研究领域的空白，使我国在地壳深部探测方面达到或接近世界先进水平。

鉴于上述情况，中国地震科学联合基金会在“十五”重点课题中，专门设置了一个课题，集中研究利用断层震相确定地壳深部断层位置和几何形态的方法。这样的研究在国内还是首次。

本项研究的重点是断层震相的研究和识别。对密集分布台站的地震记录进行多种数字方法的预处理，如数字滤波、S 波和尾波频谱校正、频散效应分析等技术的应用，以突出断层震相。在识别出断层这些震相之后，通过正反演计算精确确定断层的位置和几何形态。

第二节　断层震相的识别和利用

断层的几何形态和内部结构与地震破裂的物理过程密切相关（Mooney and Ginzburg，1986）。在地震危险性预测中，一个极为重要的问题是：地震破裂发生在断层的哪一段，破裂段从哪里开始，如何传播，终止于何处，破裂引起的振动在空间的分布如何（丁国瑜等，1993）。断层在几何、结构和活动性方面的时空不连续性将直接影响地震的破裂过程。断层结构的时空变化知识将有助于预测将来地震的行为。

为此，世界各国地震学家普遍注意到了断层震相的利用。由于这些地震波直接来自断层，携带了断层的更加直接和可靠的信息，因而可用来精确地确定断层位置、几何形态和内部结构。在断层震相的开发和利用中，最引人注目的是南加州大学郦永刚博士和 Aki 教授提出的断层围陷波（Fault zone trapped waves）方法（Li et al.，1998）。此外，各国地震学家还考虑到了断层面反射波（Stadtlander and Brown，1997；Hole et al.，1996）和破碎带绕射波（Diffraction）（Grad，1984）等断层震相的利用。

2.1　断层围陷波

断层围陷波（Fault zone trapped waves）又称为断层通道波、导波、槽波，是波在断层的两个边界内侧多次反射并相干叠加而形成的（图 6-1）。由于其振幅和频率特性与断层的几何参数及物理性质密切相关，因而可用来确定断层在深部的细节。

近年来，世界各国的地震学家普遍注意到了该波组在断层研究中的应用。我国留美学者郦永刚博士在这一领域作了开拓性的工作（ Li et al.，1990），并先后在美国加利福尼亚州的兰道斯、海克特曼、日本的神户等地震区开展了大量的断层围陷波的观测（Li et al.，1994a，b；1998；1999；2000；2001；2002；2003）。通过对断层围陷波资料的分析和模拟，确定了上述地区地震破裂带的内部结构和延伸状况，并探讨了断层的愈合过程。

地震波自断层带内发出，在与围岩形成的边界面上反射和透射。当入射点距震源足够远时，在一定的相速度范围内将发生全反射，大部分能量在断层带内来回反射并相干叠加。其中一部分形成具有面波性质的槽波，另一部分则保持体波特征，形成类似驻波的干涉（汪洪，1989）。因为在边界面上发生了全反射，因此大部分地震波能量都集中在这个低速带中传播。这个低速带犹如一个围陷带，所以槽波也叫围陷波。从围陷波的极性来看，可把它们区分为两种相互独立的围陷波类型：由平行层状界面极性的 SH 波组成了勒夫波，由垂直层状界面

极性的 SV 波和 P 波组成了瑞利波。这两种围陷波都有频散现象（Igel，1997），即它们的相速度依赖于频率。勒夫围陷波和瑞利围陷波在一个“围岩-低速层-围岩”层中的传播，类似于一个在相互平行层状的半空间中传播的表面波（严寿民，1989）。

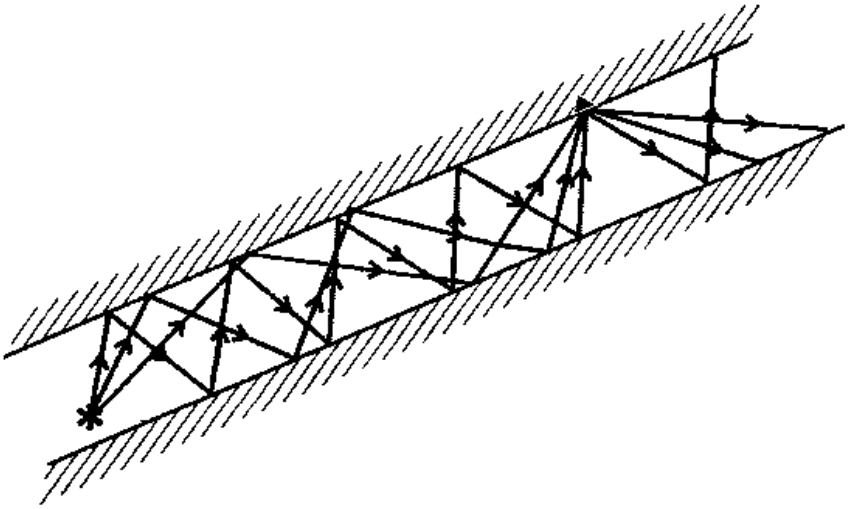


图 6-1　断层围陷波形成机制示意图

根据相速度的大小，能区分两种不同模型的围陷波（严寿民，1989）：波能漏失模型（Leaking modes）和正常模型。当低速层中传播的围陷波其相速度大于围岩的横波速度时，一部分围陷波就会作为折射波的形式向围岩半空间发射。因而低速层中的围陷波能量会不断地减少，这就是波能漏失模型。当围陷波的相速度介于低速层内的横波速度和围岩的横波速度之间时，则属于正常模型范围。这时围陷波在界面上产生全反射，不会向围岩半空间发射。因而没有能量损失，并能在低速层中传播得很远。用属于正常模型范围内的围陷波来探测断层是非常合适的。

断层围陷波可以由天然地震激发，也可以由人工震源激发，只要震源位于断层带内或紧靠断层附近即可。围陷波既然是由于断层带内低速介质和高速围岩之间的相干多次反射波构成，因而其振幅和频率强烈地依赖于断层带内介质的物理性质和断层的几何形态。所以观测、分析和模拟断层围陷波能够揭示断层的细结构和断层随深度的延续及物性参数。其振幅较 P 波、S 波振幅强得多。可以利用各种谱估计方法分析计算围陷波的频谱特征，从其频谱特征中提取与断层有关的信息，如几何形态和物性参数等。在此基础上，可进一步利用理论地震图方法精确确定断层的几何形态和物性参数。

2.2　围陷波的分析和计算

(1) 围陷波的初步识别：由于 P 波和 S 波在高速围岩中传播，而断层围陷波的能量主要在低速带中传播，因而从到时上看，断层围陷波出现在 P 波和 S 波之后，从波的频率上看，该波的频率较 P 波和 S 波低。

将同一条地震测线各观测点的地震记录绘制成地震记录截面的形式。对每道地震记录进行带通滤波后，便可从记录截面中发现断层围陷波。该波组出现在位于断层带内部或非常靠近断层带的台站记录道上。其振幅比 P 波和 S 波大，但随与断层带距离的增加而迅速减小。可据此推断断层带的位置和宽度。

(2) 围陷波的频谱分析：对围陷波计算振幅谱时，时间窗通常取 2～6s。一般使用 Hanning 窗，其圆锥度可以取 60ms。为了消除震源、场地和仪器对围陷波振幅谱的影响，需要用尾波谱或 S 波谱对其进行归一化。尾波振幅谱的计算，其时窗长度和围陷波的应相同，但起点不同。从尾波或 S 波归一化的围陷波振幅谱可知，在断层带内及附近，在某一频率 f_0 处振幅最大。随着接收点与断层带距离的增加，其振幅将迅速减小。f_0 称为围陷波的中心频率，它与断层破碎带的宽度和带内部介质速度有关。断层带越宽，断层带内部介质速度越低，则观测到的断层围陷波的优势频率越低。

(3) 断层带内速度的计算：对位于断层带内的观测点接受到的不同震源深度和不同震源距的部分观测资料进行多带通滤波，以便研究围陷波的速度频散特征。取 N 个频带，带宽为 δF，低频为 F_l，高频为 F_h，则各频带为：$F_l+(n-1)\times\delta F-F_l+n\times\delta F$，$n=1, 2, \cdots, N$，$F_h=N\times\delta F$。使用 Butterworth 滤波器进行多带通滤波，并对滤波后的地震图用 Hilbert 变换计算能量包络曲线。低频围陷波的速度比高频的要高，而高频段的地震波的能量在断层带内更集中些。因为在断层带内及其附近断层围陷波出现频散和能量集中，所以可以利用这些特征来获取断层带的细结构。观测资料表明，围陷波的频散现象在沿断层的测线上更明显。根据多带通滤波的地震图的计算结果表明，群速度随频率增加而减少，随深度增加而增加。

(4) 断层带内 Q 值的计算：通常利用沿断层的测线的地震记录来计算 Q 值。首先对各观测点的地震图计算 S 波的振幅谱，并对振幅谱进行几何扩散校正。在此基础上，针对每一固定的频率值，求得所有观测点相应的振幅谱随炮检距或震源距的变化曲线。经计算可知，这种以频率为参数的振幅谱随炮检距或震源距的增加而减小。然后利用下面的公式对 N 条振幅谱随炮检距或震源距的变化曲线进行最小二乘拟合，即可得到不同深度和不同中心频率的 Q 值。计算表明，Q 值随深度增加而增大。

$$\ln(A_1 / A_i)=\pi f(r_i-r_1)/QV_S,\ i=1, 2, \cdots, N$$

式中，A_i 为第 i 个台站归一化的振幅；r_i 为第 i 个台站的炮检距或震源距；V_S 为 S 波速度；f 为频率；N 为台站数。

(5) 断层的几何形态的估计：可综合利用 P 波、S 波和围陷波的运动学和动力学特征确定。利用断层围陷波的波形特征可确定其倾斜度；利用不同深度和不同频率的围陷波可确定其宽度。

(6) 断层的几何形态和物性参数的精确确定：利用上面得到的断层带内的速度，Q 值以及其断层带的宽度和倾斜度等信息建立三维模型，利用三维理论地震图方法（Graves，1996）可进一步精确确定断层的几何形态和物性参数。

总之，综合利用断层围陷波的运动学和动力学特征，通过现代谱估计方法和三维理论地震图方法可以提取断层的几何形态和物性参数等信息。

2.3 利用 Matlab 语言实现人机交互界面

MATLAB 语言是一种“演草纸式的科学计算语言”，它在数值计算、信号处理、优化计算、小波分析、图像处理等众多领域有着广泛的用途。特别是它提供的各种工具箱，使得我们在科学计算、图形处理、信号处理等领域的工作变的相当简单。通过几条简单的语句，就可完成一大串高级计算机语言才能完成的任务。同时，MATLAB 语言也提供了 WINDOWS 系统下的 GUI（图形用户接口）设计技术，使得我们非常容易地做出与 WINDOWS 系统相类似的图形用户界面。我们充分利用了 MATLAB 语言的这些优势，开发出了一套利用地震

围陷波确定断层几何形态和物性参数的人机交互系统，可以方便地利用人工源或天然地震产生的围陷波来确定断层的几何形态和物性参数。

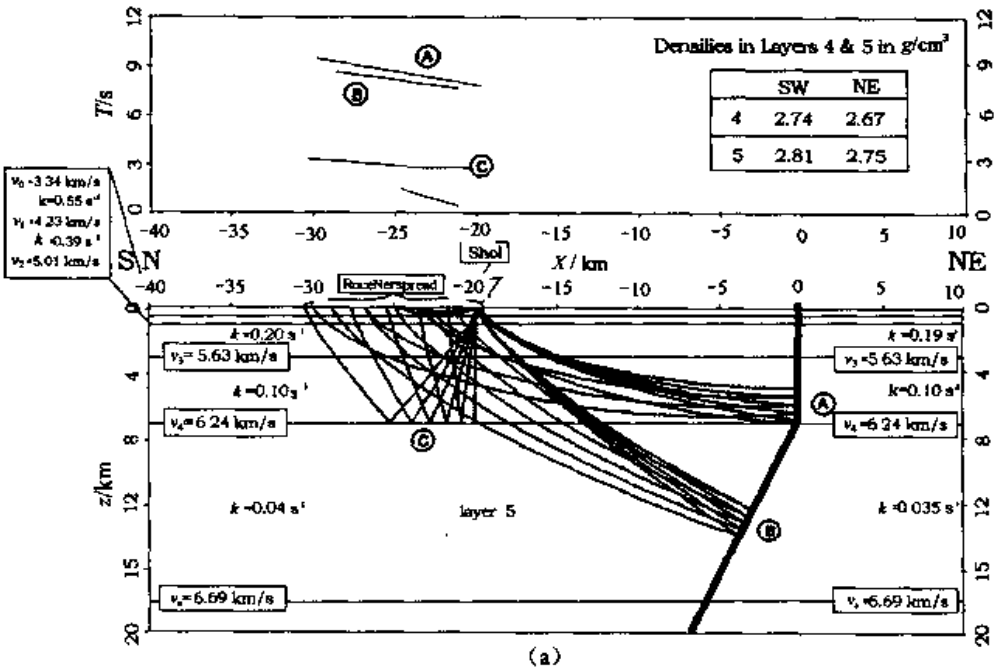
本系统的滤波功能有：常规滤波（包括 Butterworth 滤波，FFT 滤波等）；小波滤波；小波包滤波。

本系统的显示功能有：显示原始地震记录截面；显示滤波的记录截面；显示地震记录的频谱图；显示地震记录的分频图；对图形的任意缩放和更新；本系统的计算功能有：计算断层带内介质的速度和 Q 值。

2.4 断层面反射波

断层破碎带内介质的物理性质与围岩相比有较大的差异。当两者之间的波阻抗足够大时，便可在其分界面上产生地震反射波。该类反射波的性质与通常意义下的地层界面上的反射波完全相同，其反射系数亦可由相应的公式计算得到。

绝大多数情况下，震源位于断层带以外，地震波在断层面外侧反射。由于是从高速到低速介质的分界面上反射，因而总是出现半波损失现象。另外一个显著的特点是，这类反射波的入射射线段与反射射线段相当不对称。这是由于反射界面的几何性质所造成的。地层界面往往近于水平，因而入射、反射段对称性相当好；而断层面却往往有相当大的倾角。通常情况下，上地壳内地震波速随深度逐渐增加，即呈正梯度层的形式，于是断层面反射波表现为回折-反射波的形式（Turning Wave Reflection）。其射线路径和走时可由射线追踪法计算求得。如图 6-2 所示，当震源位于断层面倾向一侧的半空间时，在地表便可观测到回折-反射波。在图 6-2（a）中，断层为 A 和 B 组成的折线。 C 为地壳内的界面。地震射线抵达 A 和 B 部分后均产生了反射，形成了两组回折-反射波。在 C 的反射则为通常意义下的界面反射波。图中显示了这三组波的射线路径，上图则为其相应的走时曲线。图 6-2（b）给出了与其对应的理论地震图。



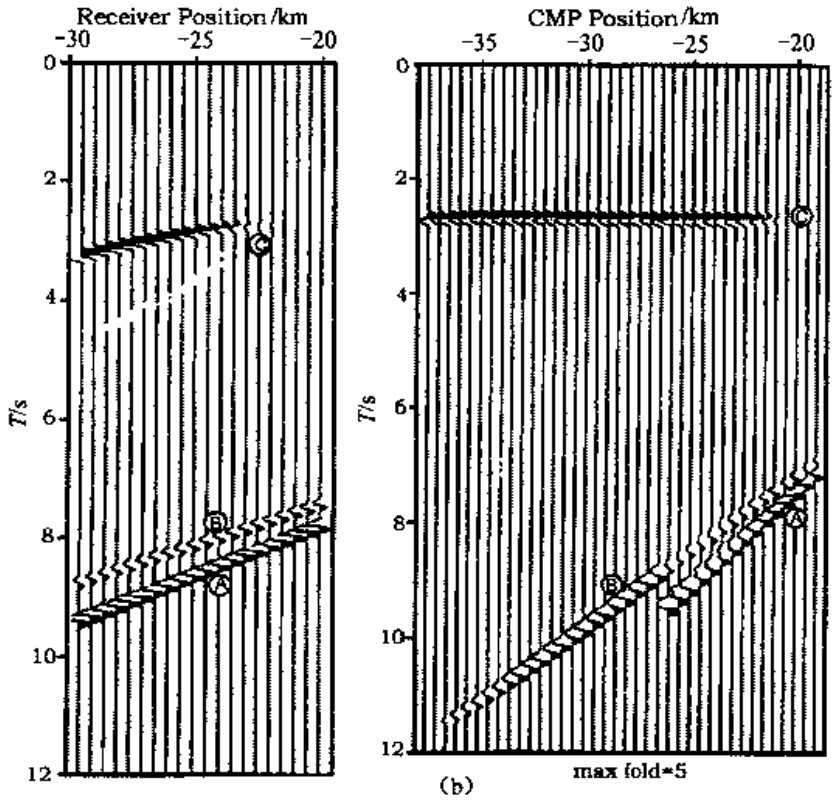
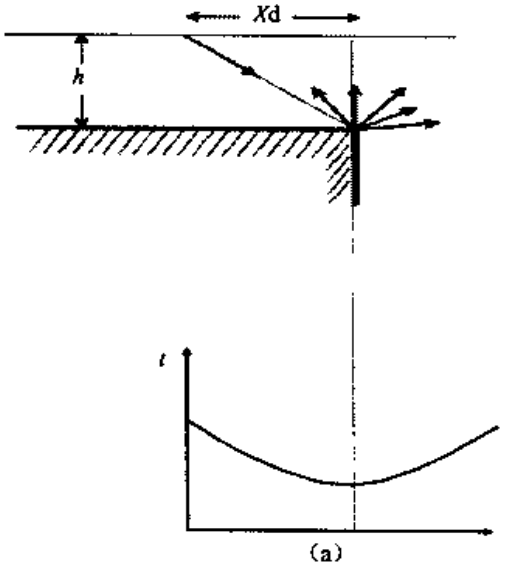


图 6-2　断层面反射波示意图

（a）射线路径及相应的走时曲线；（b）对应的理论地震图

2.5　破碎带绕射波

破碎带绕射波实质上是一种衍射波，是由于波在断层的角点或尖点衍射所形成的。图 6-3 中，图 6-3（a）显示了该类波的射线路径及其走时曲线。可以看出，走时曲线呈双曲线形式。在角点的正上方处，走时为最小。图 6-3（b）为相应的振幅的变化曲线。最大振幅不是在角点的正上方处，而是出现在震源的对称点处（以角点在地面投影点为对称）。利用上述走时曲线和振幅的变化特征，我们可推测出衍射点的位置。



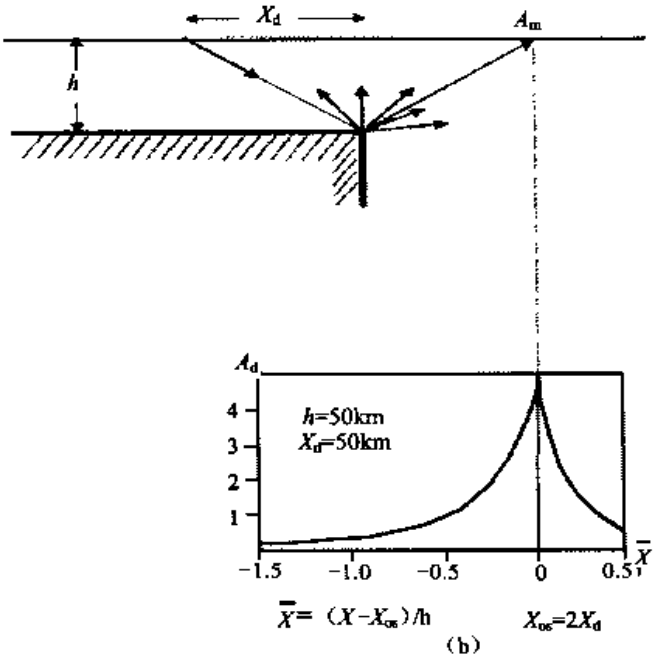


图 6-3　角点和尖点的绕射波

（a）绕射波的产生及其走时曲线；（b）绕射波的振幅变化曲线

设想如图 6-4 上部所示的一个隐伏断层模型，该断层在两边界分别有角点 *A* 和 *B*。对同一个震源，*A* 和 *B* 处都产生了绕射波，所对应的走时曲线分别为 *a* 和 *b*。走时曲线 *a* 和 *b* 的最低点分别与 *A*、*B* 两点在地面的投影点相对应。因此，我们便可利用两走时曲线推断该断层的位置和宽度。

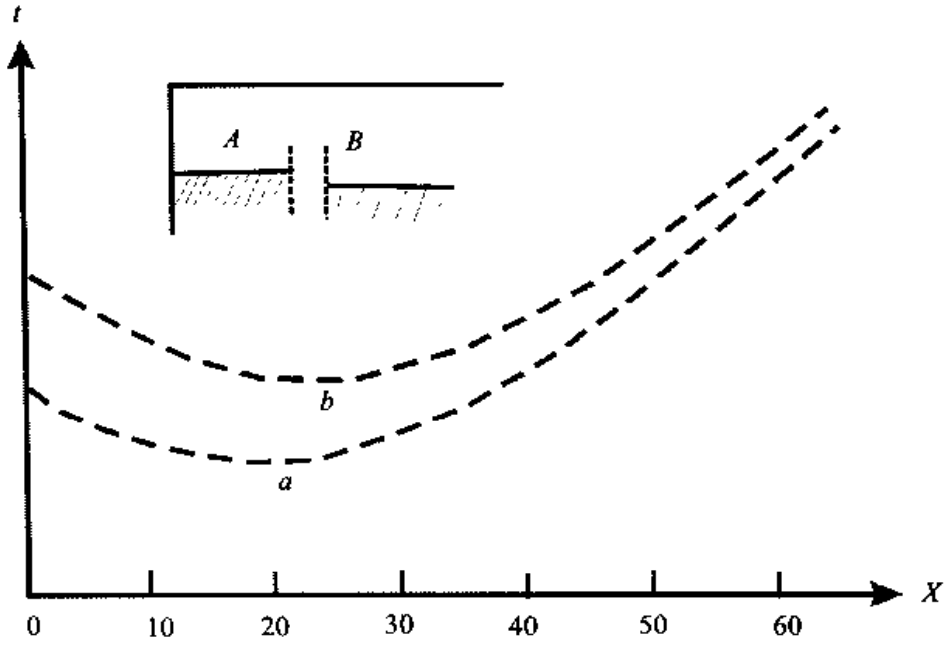


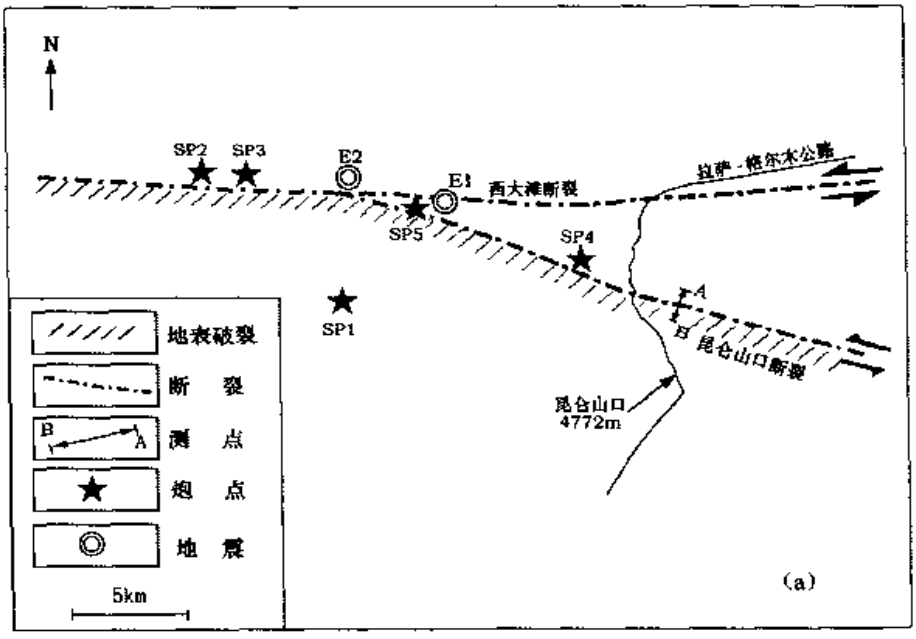
图 6-4　隐伏断层和相应的绕射波走时曲线

第三节　利用断层围陷波研究昆仑山 8.1 级地震的破裂面

2001 年 11 月 14 日在昆仑山地区发生的 8.1 级强震为我国开展断层围陷波的观测和研究提供了一次难得的机遇。这次地震造成的地震破裂达 300 余公里，地表最大错距 5～6m，实属世界罕见（陈文彬等，2001）。为了利用断层围陷波对该次地震破裂处的细节进行研究，中国地震局地球物理勘探中心于2002年3月下旬在地震区布设了一条横跨地表破裂处的地震测线。该测线由 16 台三分向数字地震仪组成。这些地震仪除记录到了大量的余震外，还观测到了中国地震局地球物理研究所实施的几次爆破。爆炸震源较浅，所激发的断层围陷波可用以研究断层数公里深度范围内的状况。相对而言，余震震源较深，因而所激发的断层围陷波可用来研究断层带在深部的状况。下面给出由这些观测资料所得出的初步结果。

3.1　野外观测

野外观测工作始于 2002 年 3 月下旬，2002 年 4 月中旬结束，历时 20 余天。因当时距 8.1 级强震发生仅有四个月，因而该地区小震活动仍很频繁，并且强震所造成的地表破裂带仍保存良好，清楚可见。图 6-5 显示了地表破裂带的分布和地震测线的位置。测线呈北北东向，横跨北西西向的地表主破裂带。测线全长 1.3km，沿测线布设了 16 台三分向数字地震仪。地震仪器之间的间距为 30～80m。沿测线仪器间隔不等，越靠近破裂处间距越小，所采用仪器为中国地震局地球物理勘探中心研制的 DAS-1 型数字化地震仪。该仪器采样率为 100 次/s，采用了触发式自动记录。每个仪器均配备有 GPS 时间服务系统。在 20 多天内，共记录到了地震事件 800 余次，并且记录到了中国地震局地球物理研究所沿地表破裂带的五次爆破。爆破炸药量为 500kg 左右。



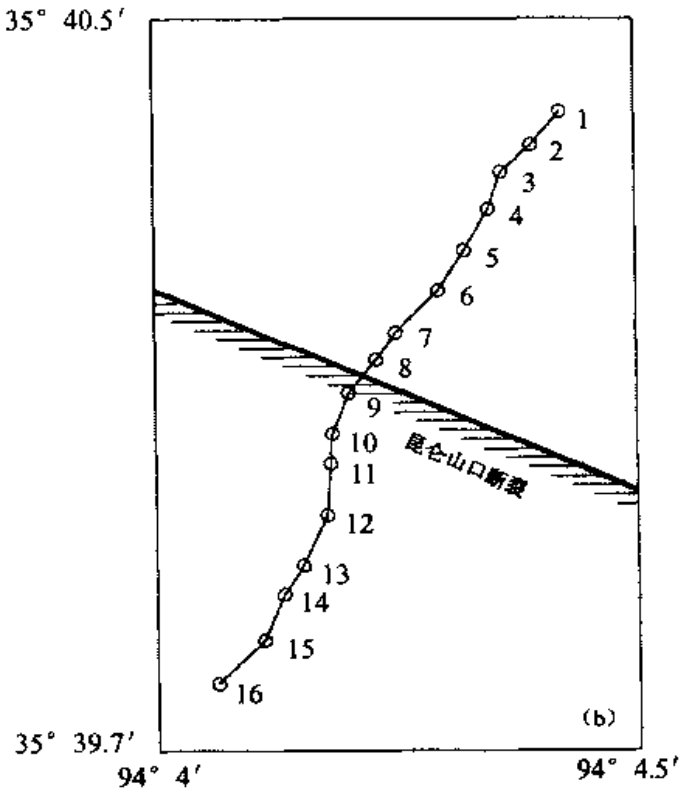


图 6-5　昆仑山口地区地质构造及观测点位分布

（a）地质构造及测线位置图；（b）观测点位分布图

3.2　爆破震源产生的断层围陷波

中国地震局地球物理研究所于 2002 年 4 月 9 日沿地表破裂带共实施了五次爆炸，除了 SP1 炮点稍偏离地表破裂带外，其余四个炮点均在破裂带内或紧靠破裂带。爆破炸药量为 150～600kg。SP2 和 SP3 两炮炸药量较少，且距地震测线较远，因此在我们的测线上观测效果不太好。SP1 由于偏离破碎带达 3kg 多，因而难以激发较强的断层围陷波。相比之下，SP4 和 SP5 两次爆破在地震测线上的记录效果较好，观测到了断层围陷波。这里将重点对这两炮的记录资料进行讨论。炮点的位置示于图 6-5。

SP4 炮点距测线中点为 4.8kg。图 6-6 为该炮点的记录截面，其中（a）为原始地震记录，（b）为经过 0.1～2Hz 波段滤波后的地震记录图。所采用的是四阶巴特沃斯滤波器。由图可以看出，P 波出现在 1.3s，S 波出现在 2.6s，从 4 号站到 8 号站的四个记录道上可以看到断层围陷波的存在。该波出现在 5.5s 之后，表现为多个波包的形成，延续达 5s 左右。这表明在破裂带内，介质速度随深度增加而逐渐增加。在破裂带深部传播的断层围陷波到达较早。相反，在破裂带浅部传播的围陷波则到达的较晚。同 P 波和 S 波相比，该波的频率较低，为 1～2 Hz。图中的字母 P、S 和 Fz 分别表示 P 波、S 波和断层围陷波，RZ 表示地表破裂带的位置。

断层围陷波既然是由于波在断层的两个边界内侧多次反射并相干叠加而形成的，因此，可以在断层带内部或非常靠近断层带的台站记录到。反之，远离断层带的台站则难以观测到该类波形。从图 6-6（b）中可以看出，从 4 号站到 8 号站断层围陷波的振幅较大。据此推断，

昆仑山 8.1 级地震破裂带的宽度至少在 300m 以上。

图 6-6（c）为各台站记录的频谱曲线。采样时间窗口自断层围陷波到达时刻 5.5s 开始，长度为 5s。频谱曲线是经过 S 波频谱归一化后得到的，因而消除了仪器和接收点处的场地效应。由图（c）可以看出，对于靠近地表主破裂的几个台站，频谱曲线存在一明显的峰值，峰值处的频率为 1.5～1.8Hz。该频率小于郦永刚等在美国加州兰道斯和海克特曼观测到的结果。在这两次试验中观测到的断层围陷波的优势频率分别为 2Hz 左右和 3Hz 左右（Li et al.，1999；2003）。断层围陷波起源于多次反射的相干叠加，因而其优势频率必然与断层带的宽度及其内部介质的速度有关。断层带越宽，或断层带内部介质速度越低，则观测到的断层围陷波的优势频率越低，据此推断，昆仑山 8.1 级地震的破裂带宽度大于美国兰德斯 7.5 级地震和海克特曼 7.1 级的地震破裂带。根据郦永刚等人的结果，这两次地震破裂带的宽度分别为 200m 左右和 100m 左右（Li et al.，1999；2003）。

为了进一步研究断层围陷波的性质，我们对最靠近地表主破裂带的第六号台站的地震记录进行了分频道滤波处理。图 6-7 中（a）为经过分频道滤波后的地震记录，（b）为又经过振幅归一化处理后的地震记录，（c）为与（b）相应的振幅包络，振幅包络由希尔伯特变换的方法求得。包络的峰值表明了该频段波的能量的到达。由图（c）可以看出，波的传播速度与频率有关，低频成分传播得快，高频成分传播得慢，也就是说，断层围陷波存在着频散效应。这一点可作为断层围陷波识别的一个重要方法。

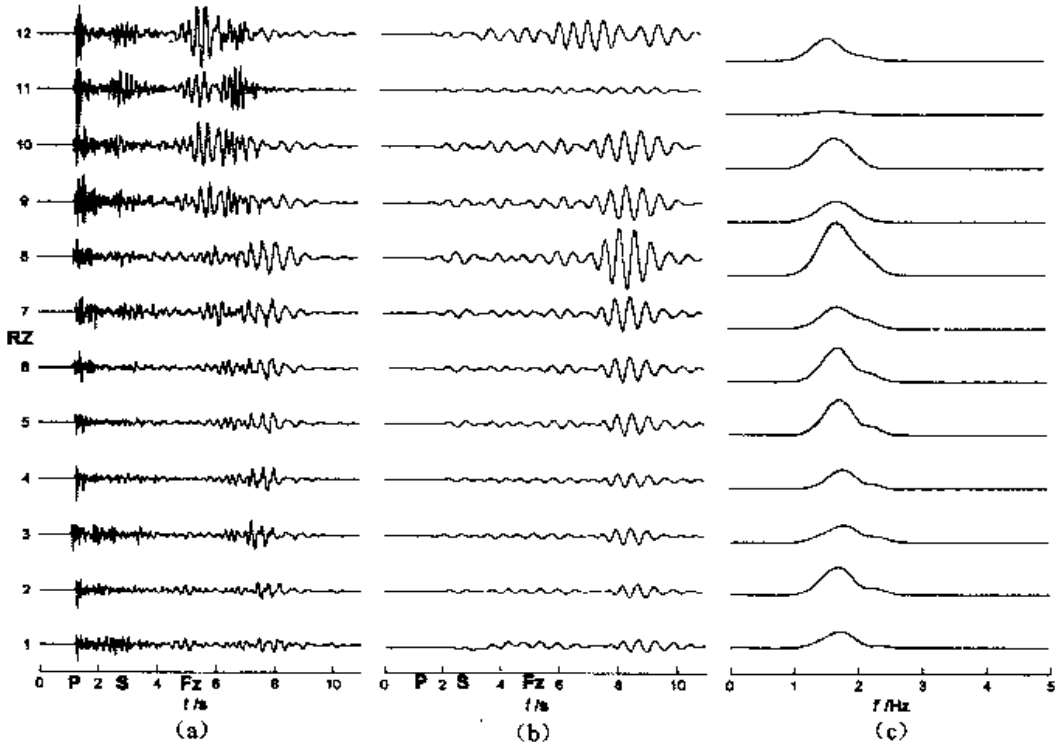


图 6-6　SP4 炮点地震记录截面和相应的频谱曲线

（a）原始地震记录；（b）经过 0.1～2Hz 波段滤波后的地震记录；（c）经过 S 波频谱归一化后的频谱曲线

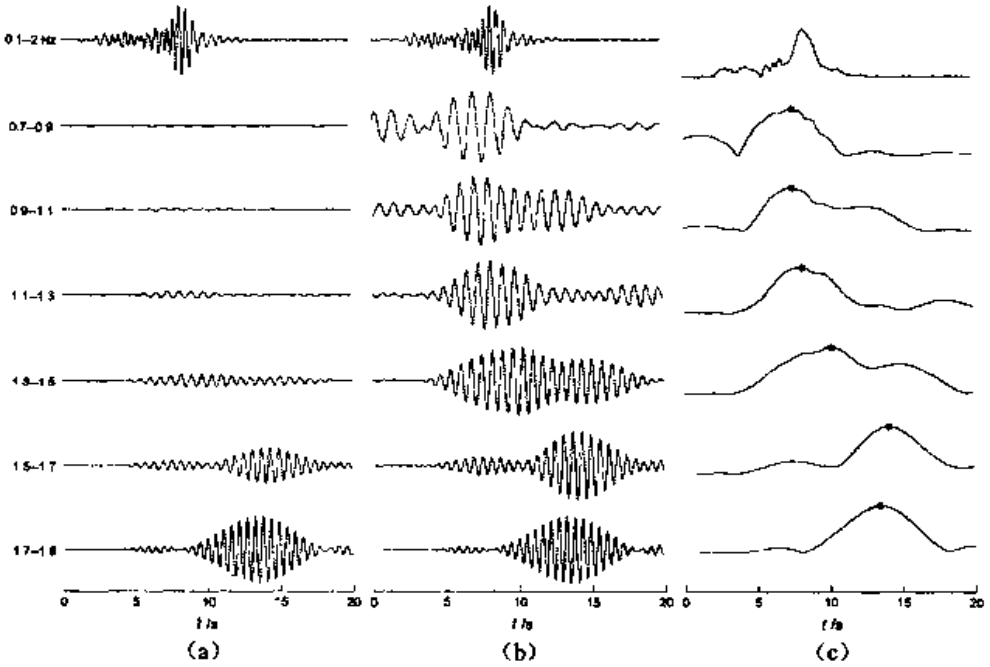


图 6-7　SP4 炮点第六号台站分频道地震记录

（a）分频道地震记录；（b）振幅归一化的分频道地震记录；（c）与（b）相应的振幅包络

图 6-8 为 SP5 炮点的地震记录和相应的频谱曲线，图中符号表示方法与图 6-6 相同。该炮点距测线中点为 11.5 km。由图可以看出，P 波出现在 2.5s，S 波出现在 5s。类似地，从第 4 号站到第 8 号站观测到了较明显的断层围陷波。该波出现在 7s 之后，表现为多个波包的形式，其优势频率亦在 1.5～1.8Hz 范围内。对比 SP4 和 SP5 两个炮点的断层围陷波的走时，不难发现，该走时与距离有关，距离越远　则走时越大，但两者不成正比。这是由于当距离较大时，围陷波沿较深的路径传播，因而速度稍大一些。

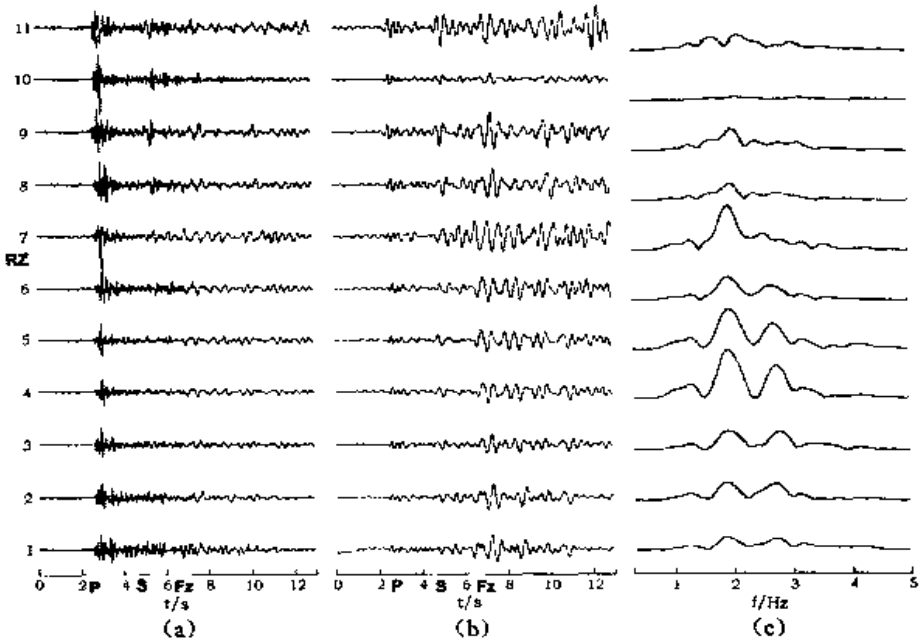


图 6-8　SP5 炮点地震记录截面和相应的频谱曲线

（a）原始地震记录；（b）经过 0.1～2Hz 波段滤波后的地震记录；（c）经过 S 波频谱归一化后的频谱曲线

图 6-9 为与 SP5 相应的第六号台站的分频道地震记录图。和图 6-7 类似，我们再次观测到了断层围陷波的频散现象。但相比之下，图 6-9 所示的频散现象没有图 6-7 的强。这可能与 SP5 距测线较远、断层围陷波信号较弱有关。在这种情况下，S 波的尾波对围陷波波形有较大的影响，从而也在一定程度上影响了其频散现象。

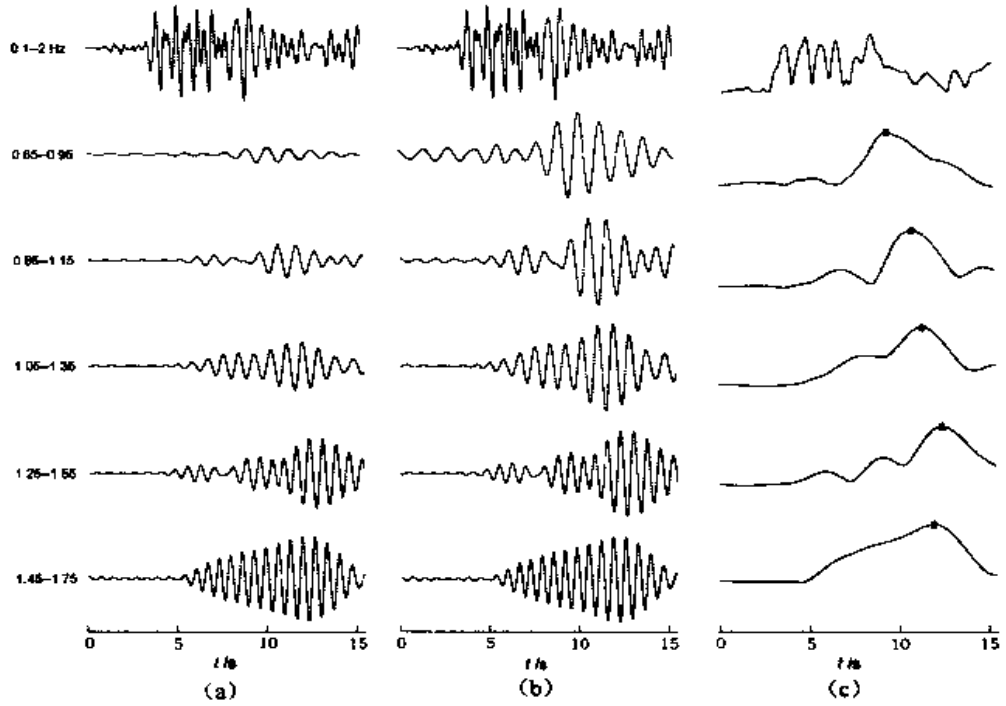


图 6-9 SP5 炮点第六号台站分频道地震记录

(a) 分频道地震记录；(b) 振幅归一化的分频道地震记录；(c) 与 (b) 相应的振幅包络

3.3 余震震源产生的断层围陷波

当余震震源位于断层带内或紧靠断层带时，亦可观测到断层围陷波。下面给出余震 E1 和 E2 的观测及分析结果。这两个地震的位置如图 6-5 所示。余震 E1 距测线中点 11.2 km。图 6-10 为该地震的记录图和相应的经 S 波归一化后的振幅谱。可以看出，P 波出现在 3s，S 波出现在 4.6 s，在 6.2s 之后，可观测到断层围陷波。该震相也是出现在距地表主破裂带较近的几个台上。图 6-11 为其中第七号台的分频道地震记录。从图 6-11 (c) 的振幅包络亦可看出断层围陷波的频散现象。其低频分量传播速度较快，到达较早。相反，高频分量传播速度较慢，到达较晚。上述现象与爆破源激发的断层围陷波的情形类似。E1 和 SP5 很接近，距测线比 SP4 远，因而所表现的频散现象也没有 SP4 的强。

图 6-12 为余震 E2 的地震记录，该地震距测线中点 13.5km。图 6-13 为其中第七号台的分频道地震记录。

综合人工地震和天然地震断层围陷波的观测结果，可将昆仑山 8.1 级地震地下破裂面宽度大致确定下来。图 6-14 是根据上述四个震源的地震记录，由断层围陷波频谱的最大峰值所

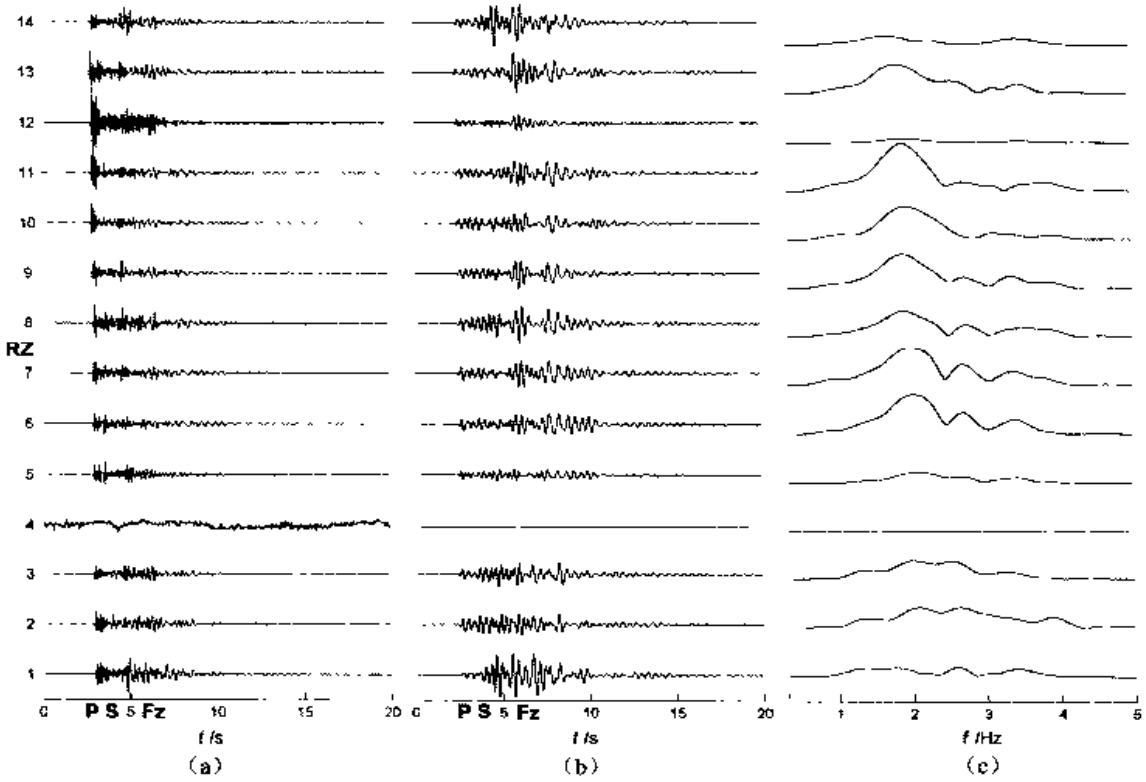


图 6-10　余震 E1 的地震记录截面和相应的频谱曲线

（a）原始地震记录；（b）经过 0.1～2Hz 波段滤波后的地震记录；（c）经过 S 波频谱归一化后的频谱曲线

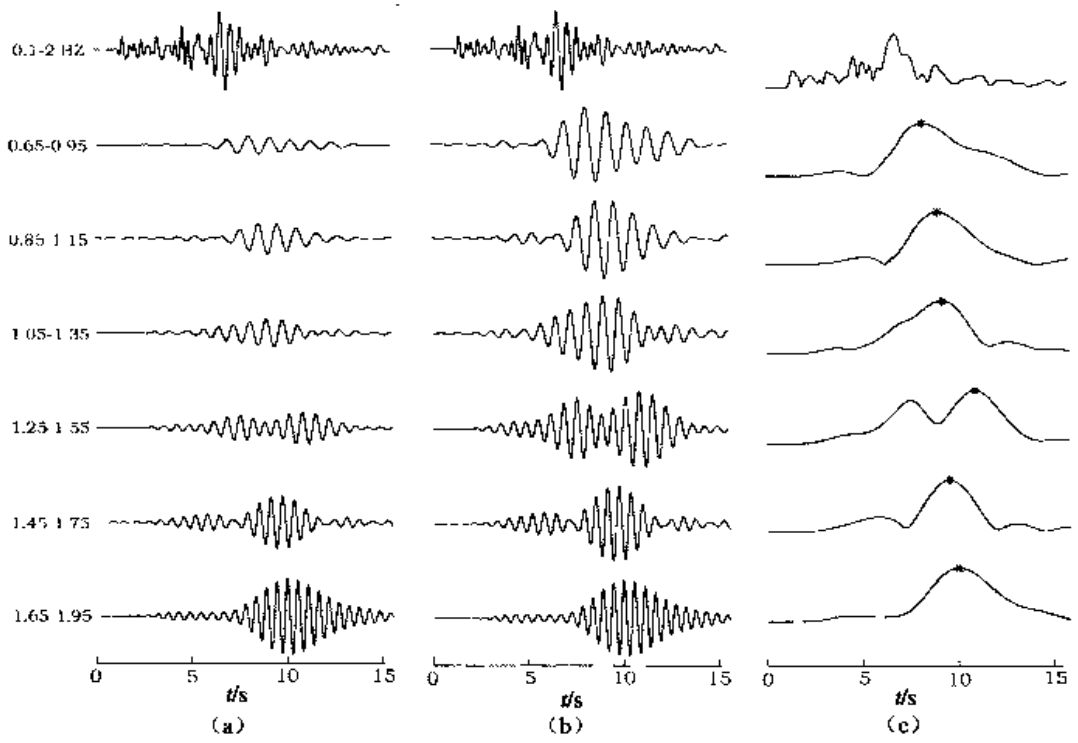


图 6-11　余震 E1 第七号台站分频道地震记录

（a）分频道地震记录；（b）振幅归一化的分频道地震记录；（c）与（b）相应的振幅包络

拟合出来的最大振幅沿测线的变化曲线。可以看出，四条曲线形态非常相近，距地表主破裂带 150m 处急剧下降。这些结果一致表明，昆仑山 8.1 级地震地下破裂面的宽度大致为 300m 左右。这远远大于出露在地表的主破裂的宽度，该宽度只有几米。当然这一数值仅反映了测线所在的昆仑山口附近地下破裂面的情况。昆仑山 8.1 级地震地表破裂自西北至东南长达 350km，测线所在位置距地表破裂带东南端为 70km 左右。

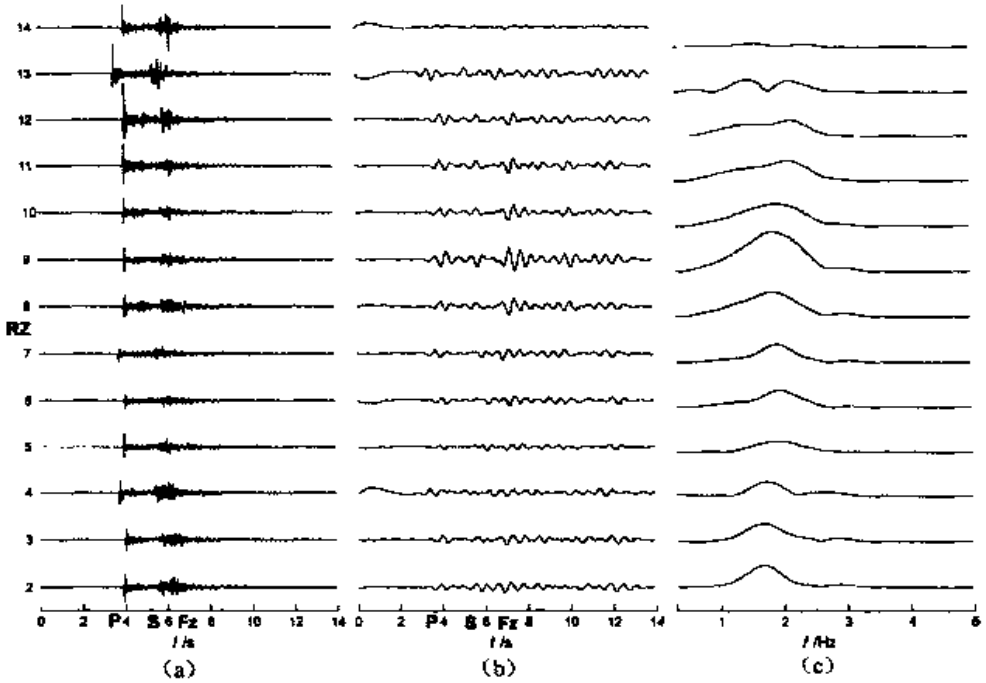


图 6-12　余震 E2 的地震记录截面和相应的频谱曲线

（a）原始地震记录；（b）经过 0.1～2Hz 波段滤波后的地震记录；（c）经过 S 波频谱归一化后的频谱曲线

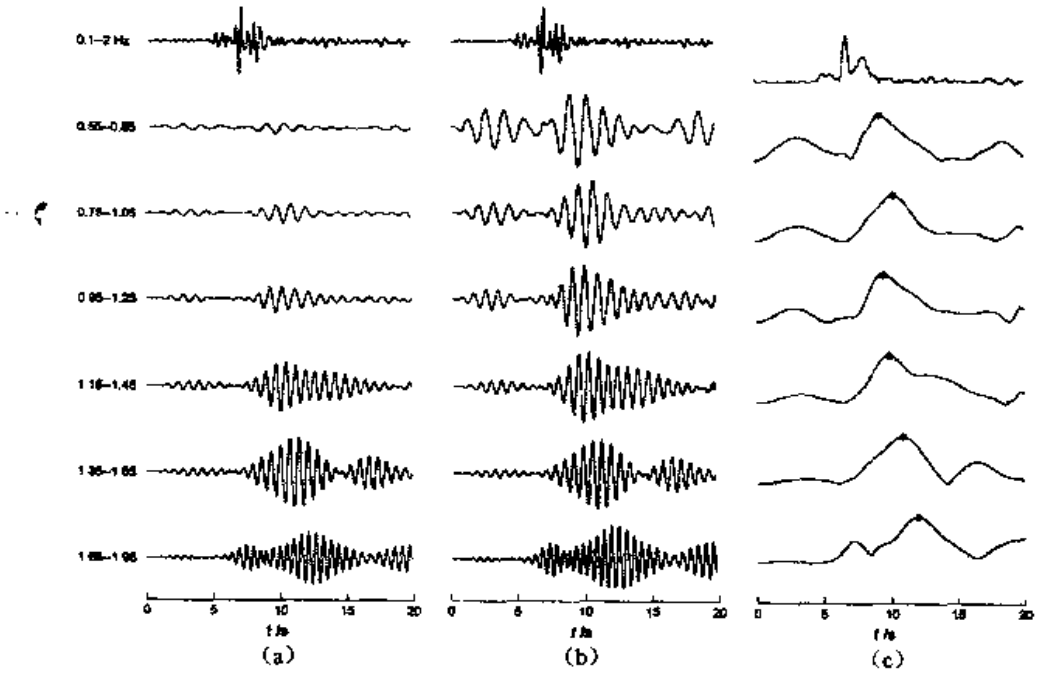


图 6-13　余震 E2 第七号台站分频道地震记录

（a）分频道地震记录；（b）振幅归一化的分频道地震记录；（c）与（b）相应的振幅包络

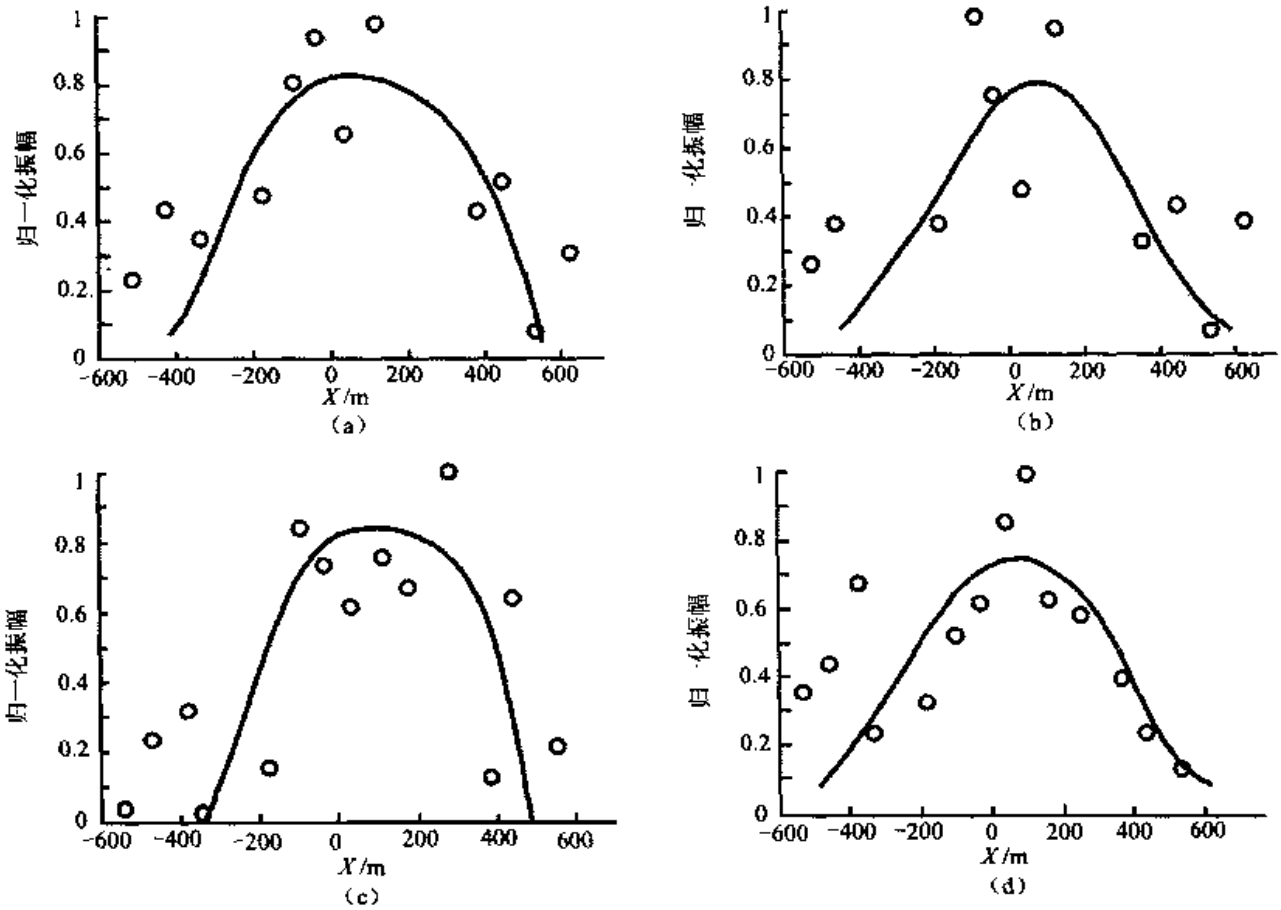


图 6-14　断层围陷波最大振幅沿测线的变化曲线

(a) SP4; (b) SP5; (c) E1; (d) E2

图中圆圈表示各测点断层围陷波的最大振幅，为其相应频谱的最大峰值。实线为拟合曲线

3.4 讨　论

(1) 断层围陷波是由于波在断层的两个边界内侧多次反射并相干叠加而形成的。无论是人工地震震源还是天然地震震源，只要位于断层带内或紧靠断层带，均能激发断层围陷波。横跨断层带布设小点距的地震测线，便可观测到该类波形。

(2) 断层围陷波的能量主要集中于断层带内，其振幅随测点与断层带距离的增加而急剧衰减。可据此推测地下断层的宽度。

(3) 断层围陷波的优势频率与断层的宽度及断层带内介质的速度有关，因此可利用优势频率推断断层带的宽度，并推断断裂带内介质的性质。

(4) 断层围陷波存在着频散现象，可以利用其频散规律研究断裂带内介质的物理性质。

(5) 根据昆仑山口地震测线断层围陷波的观测结果，可推断该处破裂面宽度为 300m 左右，远远大于地表破裂带的宽度。

第四节　利用断层围陷波研究海原 8.6 级地震的破裂面

海原断裂带为青藏高原地块与鄂尔多斯地块相交的弧形构造区西南边界断裂（图 6-15）。弧形构造区由南西向北东发育一系列弧顶指向北东的弧形断裂带，主要有海原断裂、香山-天景山断裂、烟囱山断裂和牛首山断裂。单条断裂平面上呈反“S”形，并以向东北凸出段为主体。从横切断裂的横剖面上看，山地与盆地相间分布，呈波状起伏（《国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组，1988）。

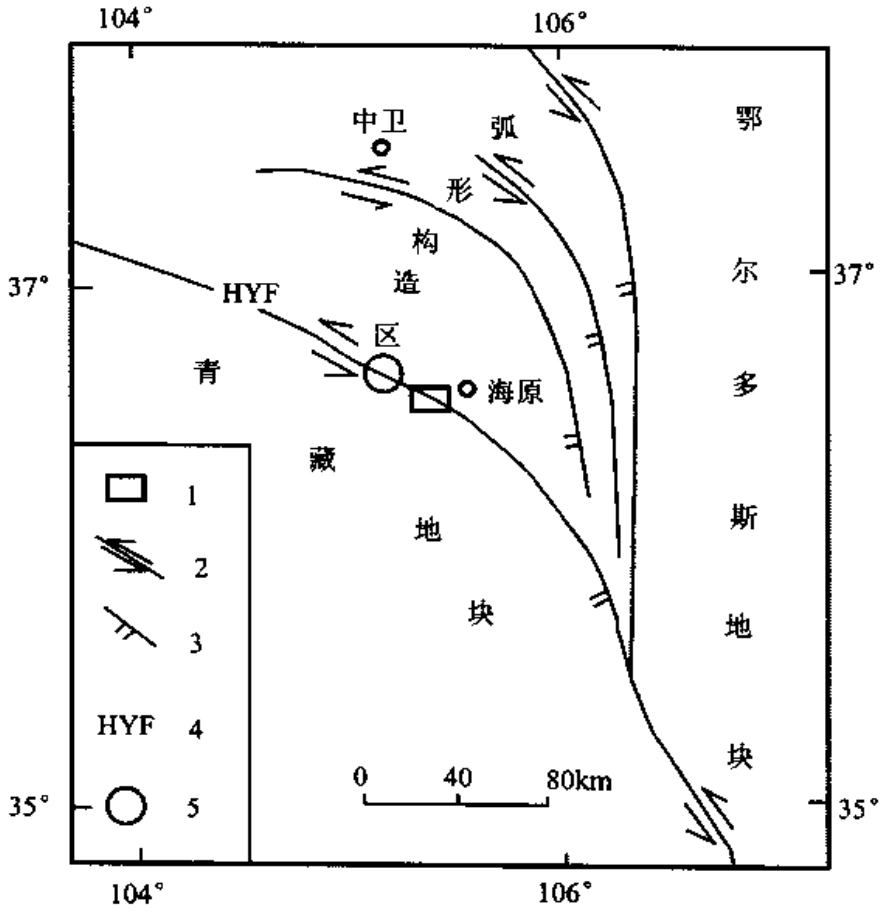


图 6-15　海原断层围陷波观测区构造位置图

海原断裂带（在宁夏境内又称为西华山-六盘山断裂带）西起雷公山南麓，向南东东经毛毛山、老虎山、西华山、南华山、六盘山，向宝鸡方向延伸。其走向为北西西—北北西，长 550 km，倾向多为南西。该断裂规模大，结构复杂，是青藏高原块体的东北边界断裂。它在第四纪以前为逆冲断裂，第四纪后由于区域应力场的改变而形成逆左旋走滑断裂（国家地震局地质研究所，宁夏回族自治区地震局，1990）。宽角地震反射/折射资料表明，海原断裂错断了莫氏面（李松林等，2001，2002）。1920 年海原 8.6 级地震就发生在该断裂带上。

4.1 野外观测

野外观测工作自 2001 年 10 月下旬开始，历时半个月。横跨 1920 年 8.6 级地震的地表破裂带布置了两条测线（测线 1 和测线 2），接收由爆破产生的断层围陷波（图 6-16）。每条测线布设了 14 台 DAS-2 数字地震仪。每台地震仪配置的 3 分量检波器，有 1 个垂直道和 2 个互相垂直的水平道，其中 1 个水平道方向与断层走向平行。测线 1 长 1.37 km，台站间距 30～230 m。测线 2 长 2.1 km，台站间距 40～250 m。地表破裂附近台站间距较小，远离断裂的台站间距稍大些。另外，图中还给出了 973 项目所完成的地震深反射测线的位置（灰色直线）。

两测线的台站同时接收了位于测线之间的多次爆破。爆破深度 25 m，最大一次爆破的炸药量为 50 kg。这条断裂处在山地与盆地的交界部位，由于钻井施工的困难，实际炮点并未在地表破裂带正中而是稍偏西安州盆地一侧（图 6-16）。

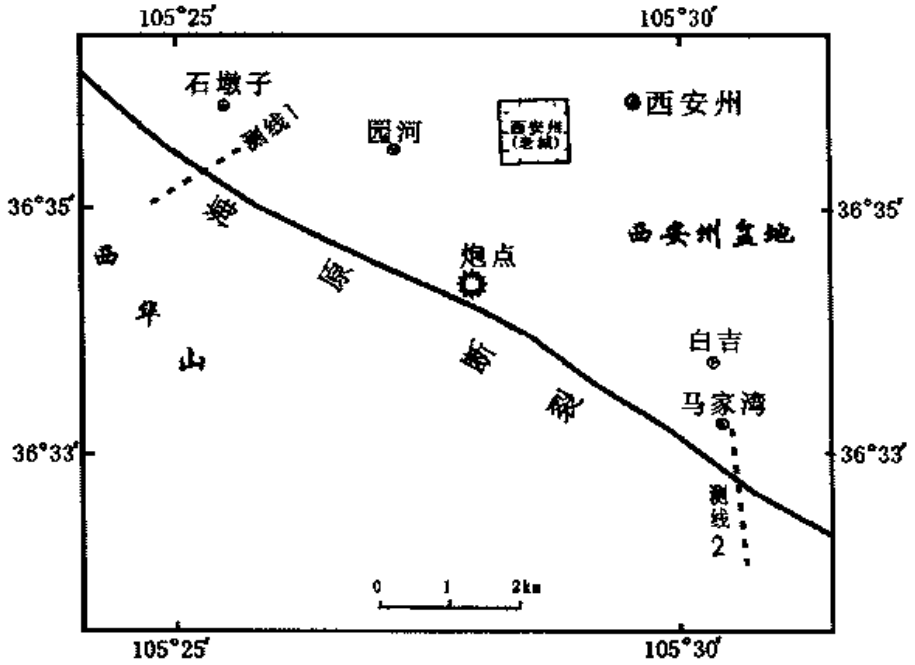


图 6-16 海原断裂带断层围陷波观测测线和炮点位置分布图

4.2 初步结果

在试验中，获得了很多地震记录。从识别断层围陷波的角度来看，记录质量相差很大，其原因是爆破能量的差异、炮检距的差异、背景干扰程度的差异。现对横穿海原断裂地表破裂的测线 1 接收到的一次爆破的地震记录截面作一展示，并对其结果作一初步分析。

该爆破炸药量 50 kg，炮点距测线 1 为 4.3 km。图 6-17 是测线 1 垂直道总体归一化的地震图。图 6-17（a）为原始地震记录，图 6-17（b）为经 0.1-4.0 Hz 频段滤波的地震图。横轴为“观测点号”和“距离”，而“距离”中的“0”位置处于 1920 海原地震地表破裂处，纵轴为时间轴。

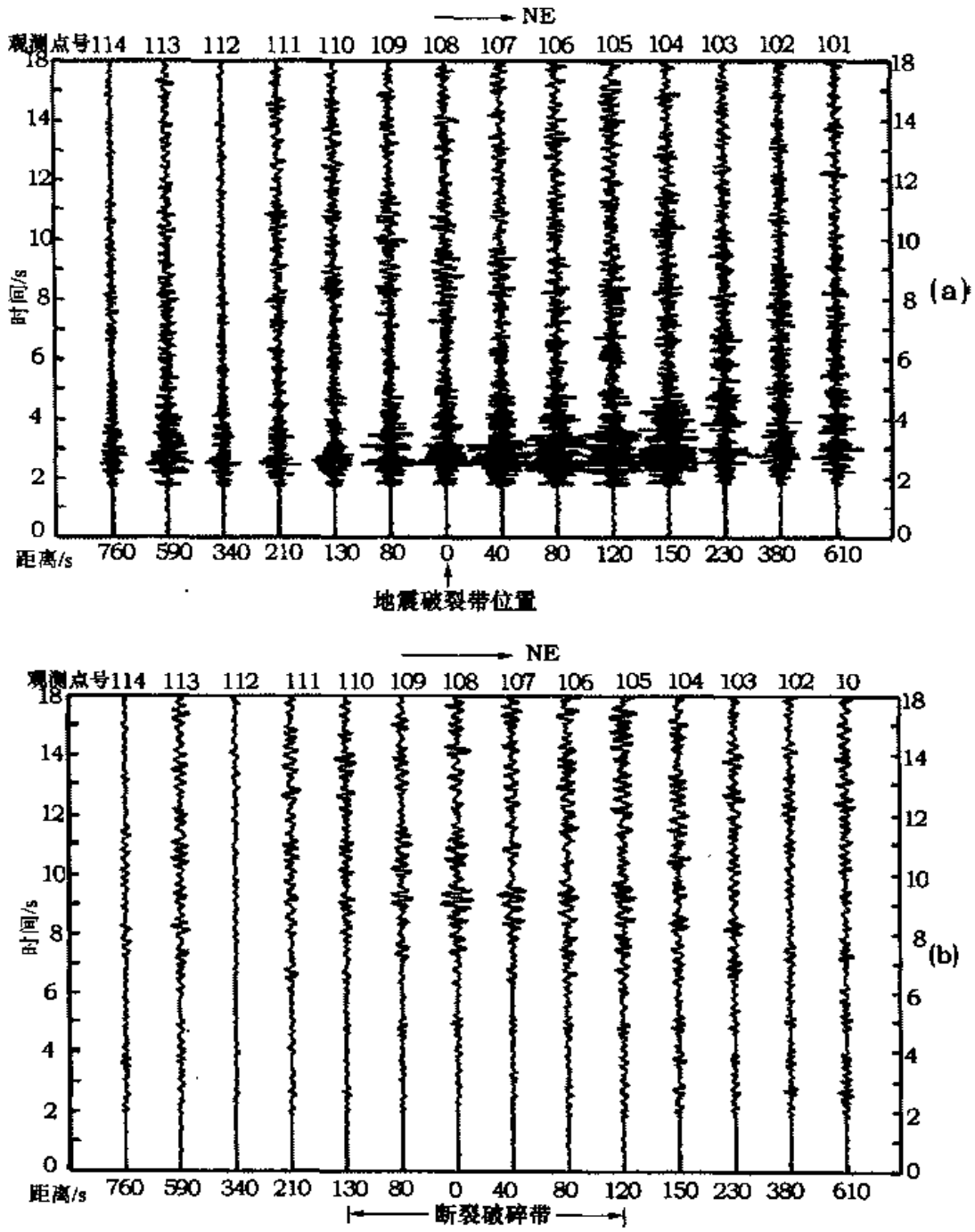


图 6-17　原始地震图及滤波后的地震图

（a）测线 1 垂直道地震图；（b）测线 1 垂直道滤波频段 0.1～4.0 Hz 的地震图

测线 1 接收到了较好的断层围陷波震相。图 6-17（a）表明测线 1 的 P 波在时间轴的位置约 1.8s，S 波为 2.5s 左右。图 6-17（b）是图 6-17（a）的地震记录经频段 0.1～4.0 Hz 的滤波之后得到的。从图 6-17（b）可以看到，在观测点 105～110 之间，在时间轴 5s 处有一组震幅不是很大的震相。在时间轴 6.5～10s 之间又出现了多组强振幅、低频率的震相，其最大振幅位于 9～9.5s 处。这一观测段中间的 108 号测点刚好位于 1920 年海原地震地表破裂处。而在这一观测段之外的测点上这组震相就不明显或没有。研究表明（Li et al.，2003），断层围陷波出现在 S 波的到时之后，有相对大的振幅、低的频率和长持续时间的波链。在断层破

碎带上接收点的围陷波振幅较大，而随着接收点远离断层带其围陷波最大振幅迅速减小。因此，图 6-17（b）显示的观测点 105～110m 之间，时间轴 5～10s 间的较大震幅的震相应该是断层围陷波。105 与 110 号观测点间 250 m 长的距离即是断层围陷波反映的海原断裂带地下破碎带的宽度。多组震相的出现可能反映来自不同深度的断层围陷波。

为了定量分析围陷波，我们对部分观测资料的围陷波计算了振幅谱，并用尾波谱对其进行归一化，以便消除震源和仪器的影响。从归一化的振幅谱可知，在 2～3 Hz 处振幅最大，且随着接收点远离断层带其围陷波最大振幅迅速减小。由此可以看出，4 Hz 以下的振幅主要由围陷波贡献，大于 4 Hz 的振幅主要由 P 波和 S 波贡献。

另外，我们对部分观测资料进行了多带通滤波，以便研究围陷波速度的频散特征。初步结果表明，低频段的围陷波速度比高频段的更高，而高频段的地震波的能量更集中些。这些特征可用来获取断层带的细结构。

上述是初步结果，我们将进一步求取断层带及附近地区的速度，Q 值等，以便能更精细地刻画断层带的几何形状和物理性质。

4.3 讨 论

用断层围陷波研究断层的细结构具有广阔的前景。从结构上来说，大的断层常常以有几百米到几公里宽度的低速带为标志。这些低速带被认为是由集中在断层附近的流体、富粘土的断层泥、增加的孔隙度和地震过程中扩大的裂隙以一种未知的组合形式引起的。低速带两侧是结构较为完整的高速围岩，断层围陷波则是产生于断层带内、夹持于高速围岩间、由地震波在边界多次相干反射而形成的。因断层围陷波直接来源于断层带，故对其深入研究便能够反映断层带内部的结构。断层围陷波为断层细结构的研究提供了一种新的有效方法。

海原断裂带断层围陷波观测对断裂破碎带宽度的认识取得了较好的成果，但仍有很多方面需要进一步研究。本研究表明，在宁夏海原县西安州附近，海原断裂带由断层围陷波揭示的断裂破碎带的宽度为 250 m 左右，远大于 1920 年海原 8.6 级地震产生的地表破裂带的宽度。事实上，海原断裂带具有很长的活动历史，而且探槽揭露了多次古地震事件（国家地震局地质研究所，宁夏回族自治区地震局，1990），所以有较宽的破碎带是不奇怪的。当然，破碎带的宽度在不同的地段可能不同。这与断裂带在不同地段的表现形式有关，如单条断层出现的地段与多条断层共同出现的地段或雁列断层交接地段的断裂破碎带宽度就会有较大的差异。本研究的观测测线布设在地表破裂迹线单一、第四纪以来断裂走滑量较大的地段，其破碎带的宽度较其他地段可能更小。海原断裂带的其他结构，如频散特征、Q 值结构、几何形态等，我们将进一步研究。

第五节 利用断层面反射波研究海原 8.6 级地震的断层面

海原地区位于青藏高原、鄂尔多斯和阿拉善三个块体的似三联点构造区内。1920 年在该地区发生过 8.6 级大地震。为探测该强震震源区地壳细结构及其与强震发生关系，我单位在 2001 年穿过海原大震区和弧形构造带作了两条深地震反射剖面（HY1，HY2）。通过叠加偏移，获得了海原大震区的地壳细结构，结果表明，HY2 剖面存在一系列时隐时现、强弱不均的

斜列反射带，反映了逆冲断层的存在。它们的位置基本上与该区一系列弧形构造带的位置相当。

为了更加精确地确定海原断裂的几何形态和速度结构，本课题对 HY2 剖面中穿过海原断裂一段的记录资料进行了重新处理。该测段的桩号为 15～50km。海原断裂位于桩号 38km 处，见图 6-18（a）。

该剖面野外观测使用了德国 DMT 公司生产的新一代 SUMMIT 遥测数字地震仪。工作道 120 道，备用道 50 道，道间距 100 m，炮间距 200 m，最小偏移距 600 m，最大偏移距 12.5 km，构成了追逐观测系统。图 6-18（b）是本文所用的 9 炮的观测段构成的观测系统。采样率为 500/s，记录长度为 20s。

在叠加偏移方法中，仅利用了来自界面的反射波，而迴折波和其他种类的波均被作为干扰波给去掉了。我们所采用的是与此不同的二维走时反演的方法，该方法充分利用了来自上地壳的迴折波震相。更重要的是，在这次资料处理中，还识别出了断层面上的反射波震相，并利用它来确定海原断裂的几何形态。这种震相的识别和利用，对我们来说还是第一次。

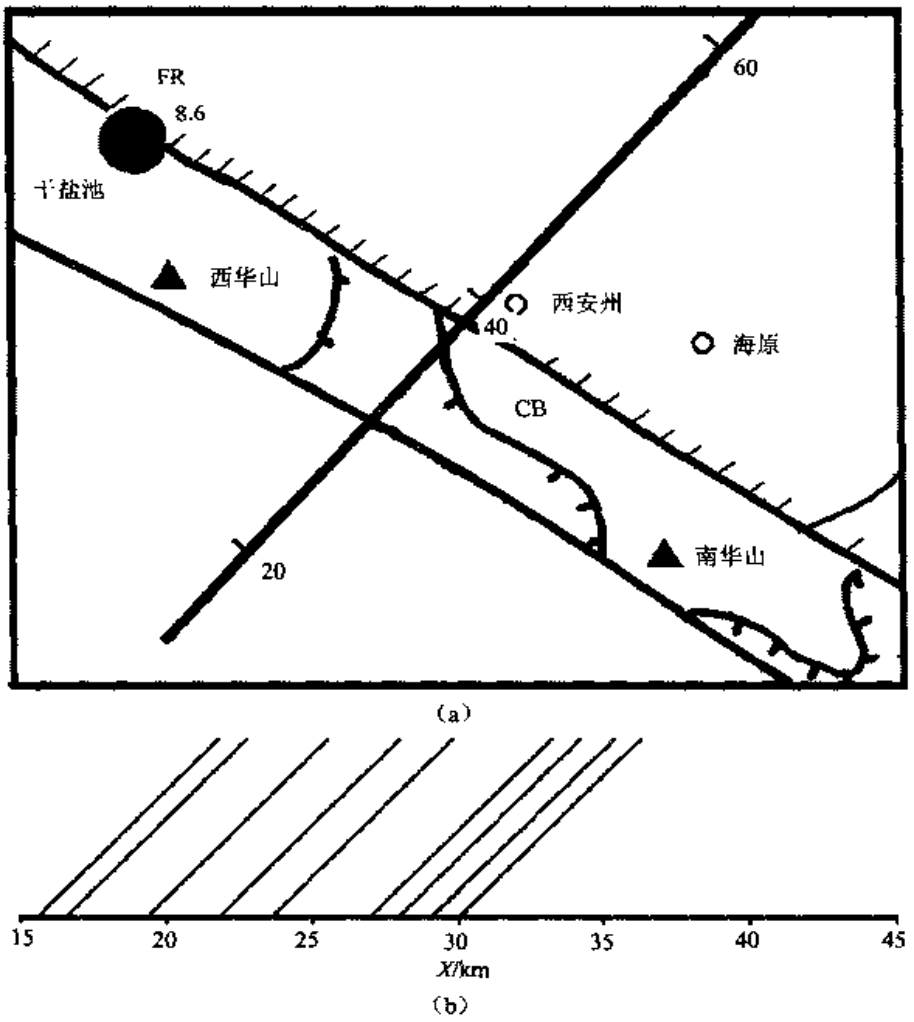


图 6-18　研究区地震构造和深地震反射剖面位置图（a）以及观测系统（b）

5.1 地质概况

六盘山弧形逆冲带由一系列中间开阔向两端收敛并向东北突出的构造带组成。本区区域构造是以大型逆冲断层和夹在其间的逆冲席为主要特征。海原断裂和海原逆冲席就是其中之一。海原断裂向西南倾，主要定型于第三纪末的喜山运动，至今新构造运动还十分强烈，对现在的构造地貌影响很大，是本区多发性地震的原因之一。

海原断裂西起甘肃景泰兴泉堡，东至宁夏哨口。西段呈北西西方向，东段走向北西，与六盘山断裂接连，并呈向北东方向凸起的弧形。该断裂系由十余条断裂呈阶梯状排列而成，全长约 200km，其中不乏有各断裂阶间的拉分盆地。断面向西南倾，是一条大型逆冲断裂，是走廊过渡带与北祁连褶皱带的分界线（李清河等，1999）。在西华山北麓，中上元古界海原群变质岩系逆冲到第三系之上。在断裂带前缘，发现数个由海原群组成的飞来峰。在海原县干盐池及大沟门观察到断面南倾，倾角 60°～70°，且在海原西面的大门沟一带分布宽约 100m 左右的杂色和黑灰色的断裂混杂岩，在其中清楚得见到破碎带，断层泥和糜棱岩。其中许多构造透镜体具有挤压性质。1985 年石油地震勘探证实，在西安州附近断面向深部变缓具逆掩性质，断面的视倾角为 30°～60°（汤锡元等，1992）。1920 年震惊世界的 8.6 级大地震就是西华山-南华山北麓断层强烈左旋扭动引起的。

根据地面地质和物探来看，海原盆地的基底为白垩系。基底面由西南向东北隆起，形成一个平缓的大单斜，是一个典型的逆冲席构造。该逆冲席东北部出露地层老，主要为白垩系和下第三系。西南部为很厚的第四系所覆盖。东北部的沉积盖层薄，仅厚 1400m。向西南盖层逐渐加厚，在西华山东麓断裂和兴仁宝断层之间的逆地堑式凹陷中，沉积盖层可达 4000m 以上。在南华山北侧，西南倾的逆冲断层发育，断面上陡下缓，前寒武系呈叠瓦状覆盖于中新生界之上（汤锡元等，1992）。

5.2 原理和方法

5.2.1 数据的格式转换

由于折射/宽角度反射方法要求的数据格式与深地震反射资料的不一致，故首先对海原地震区的深地震反射资料进行了数据格式转换，从 SEG-2 转到 SEG-Y 再转到 SU 格式。之后用 MATLAB 语言编写了人机交互程序，以便对深地震反射资料进行记录截面显示、滤波和走时拾取等工作。

5.2.2 震相的选取

地震回折波，也称潜波（diving waves），是地震测深（折射/宽角度反射方法）中最常见的、也是最重要的地震波震相。同样，在深地震反射地震图上除了反射波外，也有很强的初至回折波 Pg 震相。这是因为地壳介质的各层，尤其是浅部层位多为波速随深度变化的正梯度层。由于回折波在人工地震记录图上总是以初至波的形式出现，因而震相清晰可靠、容易识别。读取该震相到时的精度比续至波要高得多，这就使得回折波走时资料显得更加优越。目前，在横向非均匀介质的地震层析成像技术中，多利用该波组走时资料确定上地壳速度分布，而界面位置的反演则主要依靠来自界面上的反射波（李松林等，1995，1997）。其实，回折波在传播过程中还携带了大量有关界面位置的宝贵信息，尤其是结晶基底的界面信息（李松林等，1997）。所以，本文利用初至回折波反演上地壳的速度和结

晶基底的界面。

在折射／宽角度反射方法中，断层的确定主要利用间接的信息，比如，断层切断某界面，则利用该断层两边同一界面上的反射波或沿界面的折射波信息来确定断层的断距。若能充分利用来自断层面上的反射波这一直接的信息，则能更加准确地确定断层的几何形态和速度结构（Stadtlander et al.，1997）。我们充分挖掘了来自断层面上反射波的信息，以便更加准确地确定断层的几何形态和速度结构。

我们对九炮叠前地震记录截面重新进行了震相对比，系统地读取了初至回折波 Pg 以及断层面上的反射波 Pf 走时数据。利用 Pg 和 Pf 震相通过走时反演方法确定海原断裂深度为 10km 以内的几何形态及断层内和围岩的速度结构。

5.2.3 初始模型的确定

海原断裂模型的确定大致分以下几步：首先，确定背景速度模型:用不含断层的速度模型拟合 9 炮的观测走时数据，以便确定背景速度模型。从拟合结果可知，各炮的理论走时曲线在断层处是连续的，但观测走时曲线在断层处是不连续的。这表明，必须在背景速度模型上加上断层及合适的断层内的速度才能使理论走时曲线在断层处不连续，从而与观测走时曲线吻合。然后，确定断层倾角及断层内的速度：根据断层在地表的出露情况、该区以前的物探结果以及观测地震图上来自断层面上的反射波，我们设计断层在 3km 深度范围内其倾角为 60°～70°，断层内速度较围岩低 0.5～1.0km/s，3～10km 的深度范围内其倾角为 50°～60°，断层内速度较围岩低 0.5～0.7km/s。

5.2.4 走时的正演和反演

理论走时为

$$t_{\mathrm{cal}} = \int_{r(x,z)} \frac{1}{V(x,z)} \mathrm{d}r(x,z) \tag{1}$$

走时的正演即已知速度模型求理论走时的问题，是通过式（1）用二维射线追踪来完成的。

走时的反演归解为在已知初始速度模型的情况下，以非线性的方式迭代求解式（2）所示的方程组，得到最终的速度模型。

$$\boldsymbol{A}\Delta\boldsymbol{m} = \Delta\gamma \tag{2}$$

式中，$\boldsymbol{A}$ 为由 $\delta t/\delta V$ 和 $\delta t/\delta Z$ 组成的偏导矩阵（李松林等，1995，1997a，1997b）；$\Delta\boldsymbol{m}$ 为速度和界面残差构成的模型向量，$\Delta\gamma$ 是观测走时 t_{obs} 与计算的理论走时 t_{cal} 构成的残差向量。式（2）通过阻尼最小二乘法迭代求解

$$\Delta\boldsymbol{m} = (\boldsymbol{A}^T\boldsymbol{A} + \lambda^2\boldsymbol{I})^{-1}\boldsymbol{A}^T\Delta\gamma \tag{3}$$

反演过程自动进行。给定初始速度结构模型和初始阻尼值入进行迭代，在迭代过程中自动选择合适的阻尼因子。为了使速度和界面的修正量 $\Delta\boldsymbol{m}$ 更合理些，在每次迭代时重新计算新的偏导矩阵。如此不断迭代直到走时 残差 δt 小于预先给定的可接收的值为止，最终得到满足要求的速度结构模型。

5.3 观测资料分析和处理

从穿过海原断裂的几炮观测资料来看，如图 6-19 所示。最明显的特征是，虽然断层在地表位于桩号 38km 处，但桩号从 37—39km 的范围内，观测地震图的振幅大大衰减。这表明，虽然地表在海原西面的大门沟一带分布仅仅宽约 100m 左右的杂色和黑灰色的断裂混杂岩，但断层在地表以下有相当的宽度。图 6-19 中下图位于桩号 34km 处，Pg 波振幅比较弱，是由于 4—6s 之间的振幅比较强的缘故，因为地震图是按道归一的。

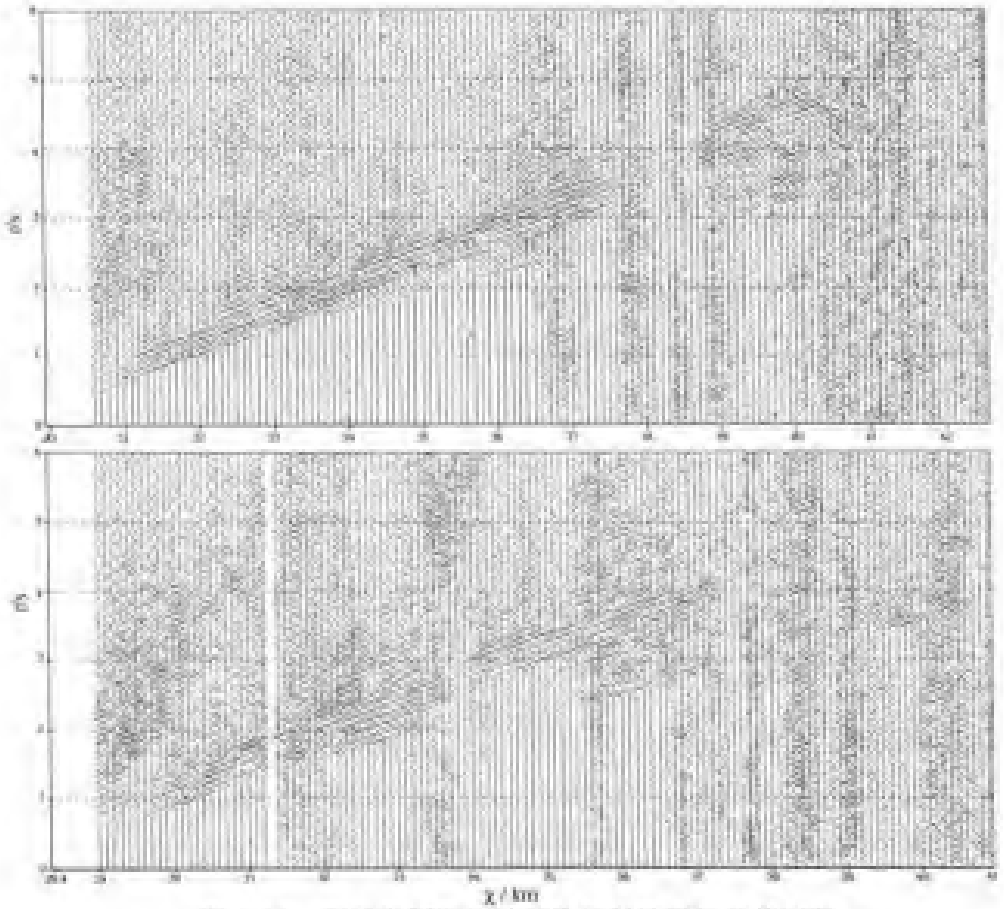


图 6-19 穿过海原断裂的两炮反射地震记录截面图

上图为 518 号炮点，炮点桩号 30km；下图为 526 号炮点，炮点桩号 28.4km

我们选取了海原断裂以南的 9 炮记录质量好的资料，炮点桩号从 15—31km，海原断裂位于桩号约 38km 处。对 9 炮资料拾取了 Pg 波走时和来自断层面上的反射波走时。然后根据来自浅部 Pg 波的走时曲线形态、视速度、地质资料以及他人在本区做的工作等，设计一维初始速度模型。利用一维走时反演程序拟合各炮的走时曲线，得到各炮的一维速度-深度模型。然后，利用原理和方法一节中确定初始速度模型的方法来设计沿剖面的二维速度-深度初始模型。之后，利用界面位置和速度结构联合反演的方法（李松林等，1995，1997a，1997b）拟合 9 炮的观测走时曲线。结果如图 6-20 和 图 6-21 所示。

从拟合结果可知，在加上断层及合适的断层速度后，各炮的理论走时曲线在断层处变为不连续的了，与观测走时曲线吻合很好。

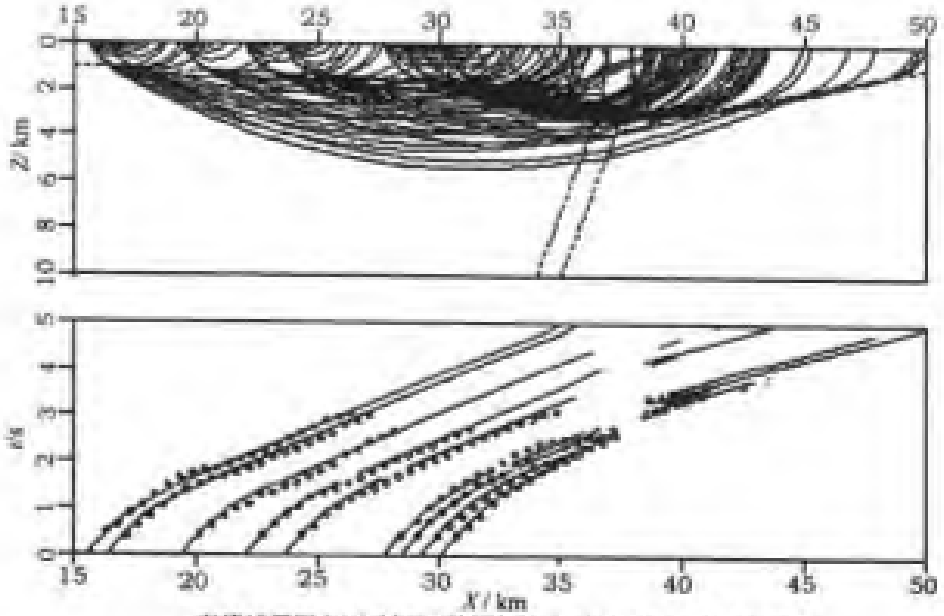


图 6-20　海原地震区 HY2 剖面 9 炮回折波走时曲线拟合图和射线图

注：上图是射线图，下图是观测走时（圆圈）和理论走时（实线）的拟合图

5.4 讨　论

从所得结果图 6-21 和图 6-22 可知，在海原断裂以北，基底面由西南向东北隆起，形成一个平缓的大单斜。在西安州附近中生代褶皱基底深约 3km，速度约 5.5km/s，向东北方向逐渐变浅。在海原断裂以南，在西华山和南华山之间的盆地内，褶皱基底深约 2km，速度约 4.5km/s，向西南方向逐渐变浅。

从图 6-22 可以看出，断层两边的速度结构有明显的不同。在断裂北侧，3km 深处的中生代褶皱基底的速度为 5.5km/s，向下逐渐增大，到 10km 深处为 6.2km/s 左右，速度梯度为 0.1/s。在断裂南侧，2km 深处的褶皱基底的速度为 4.5km/s，向下逐渐增大，到 10km 深处为 6.2km/s 左右，速度梯度为 0.2/s。可见，在断裂面北侧，基底面以下的速度总体上大于断裂面南侧基底面以下的速度；但北侧的速度变化率小于南侧的速度变化率。

从图 6-21 和图 6-22 可以看出，断层在深度为 3km 以内的倾角约 70°，与在海原县干盐池及大沟门观察到的倾角 60°～70° 基本吻合。在深度为 3～10km 范围内的倾角约 60°。该结果与前人在西安州附近断面向深部变缓，断面的视倾角为 30°～60° 的结果有一定的差别。我们的结果不支持断面向深部变缓的看法。虽然断面向深部略有变缓的迹象，但仍是陡立的。这可从几个方面加以阐述。从块体构造的角度来说，海原断裂处于青藏块体、阿拉善块体与鄂尔多斯块体的交接部位，而块体的分界线通常由陡立的缝合线或陡立的超壳断裂构成。从海原断裂的类型来说，它属于挤压走滑型的，而走滑型断裂通常是陡立的。从震源和地表断裂的空间几何关系来说，海原 8.6 级大地震就发生在海原断裂上，而其震源深度约为 20km（李清河等，1999），震源在地表的投影为震中，正好位于海原断裂上。这表明地表的断层线与该震源位于同一个陡立的断层面上。从玛沁-兰州-靖边地震测深剖面的结果可知，海原断裂往南 10～20km 处，下面的 Moho 面为一陡变带（李松林等，2002），这一陡变带通

常与超壳断裂相联系。若将该陡变带与地表的海原断裂线连起来，其倾角约 60°～70°，这表明海原断裂为一陡立的超壳断裂。从大地电磁测深资料的结果来看，该断裂错断 Moho 面，断距达 4km（丁国瑜，1991）。从地表出露的岩石来看，沿该断裂带花岗岩、花岗闪长岩体十分发育，并发现有超基性岩分布，说明其下延深度较大。从本文得到的结果及上述六个方面的引证，我们认为海原断裂从地表到地壳深处均处于陡立状态。

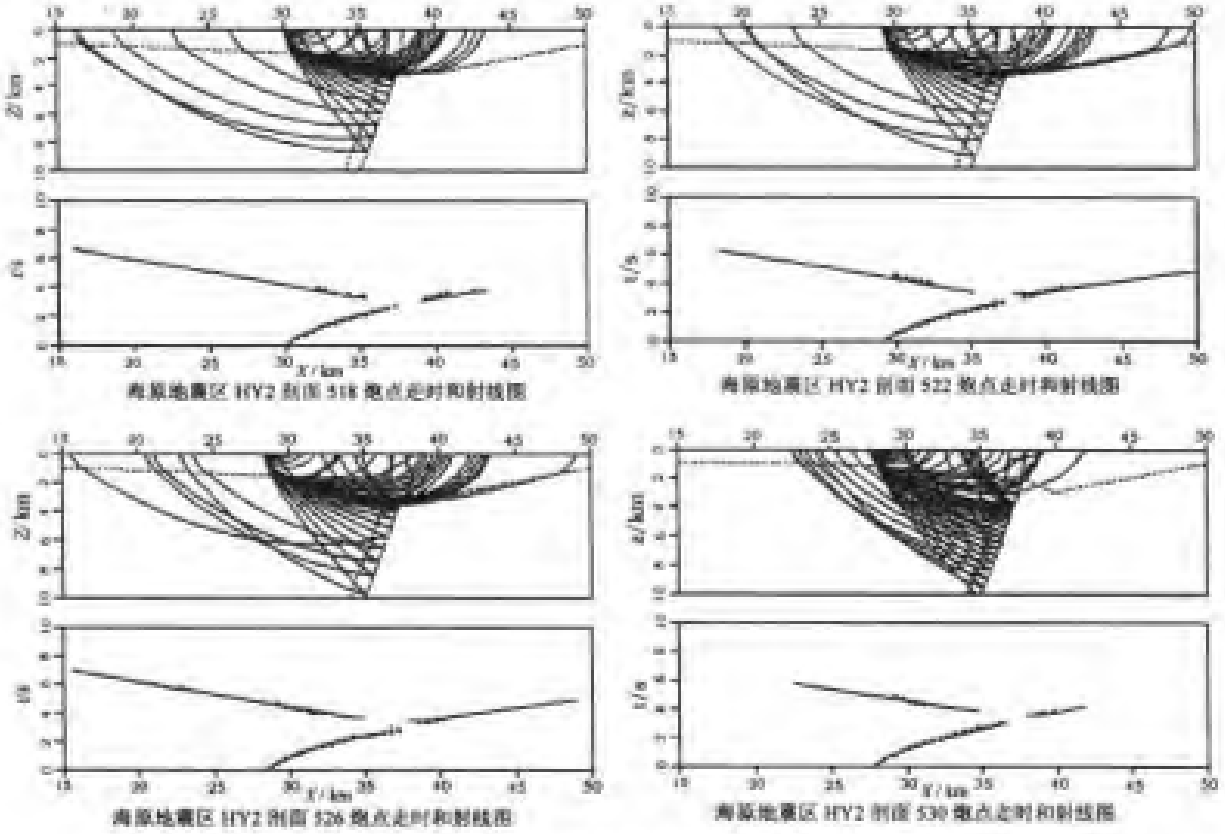


图 6-21　海原地震区 HY2 剖面反射和回折波理论走时（实线）和观测走时（圆圈）拟合图及射线图

（a）518 炮点；（b）522 炮点；（c）526 炮点；（d）530 炮点

断层的几何形态与其动力学过程密切相关。海原断裂带在加里东期就已开始活动，经历了多次构造运动。在新生代早期，海原断裂带以强烈挤压为主，使前新生代地层逆冲到第三系之上（《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组，1988）。后来，海原断裂转为以左旋走滑为主兼有逆冲的活动特点。尽管走滑活动的起始时间和走滑总量存在着争论（Tapponnir，et.al.，1977；国家地震局地质研究所等，1990），但其现今的左旋逆走滑的活动特点为大多数学者所接受。走滑断层的倾角往往是近于直立的，而逆断层的倾角则较缓。本研究得到的海原断裂的几何形态介于两者之间，既不像纯走滑断层那样直立又不像逆断层那样倾角较缓。这与逆走滑断层的活动性质是相吻合的。前人得到的海原断裂向深部变缓的结果，很可能反映了该断裂在新生代早期受到强烈挤压而形成的逆冲推覆滑脱面的产状，而非现今仍在活动并发生了 1920 年 8.6 级地震的海原断裂带的空间几何形态。

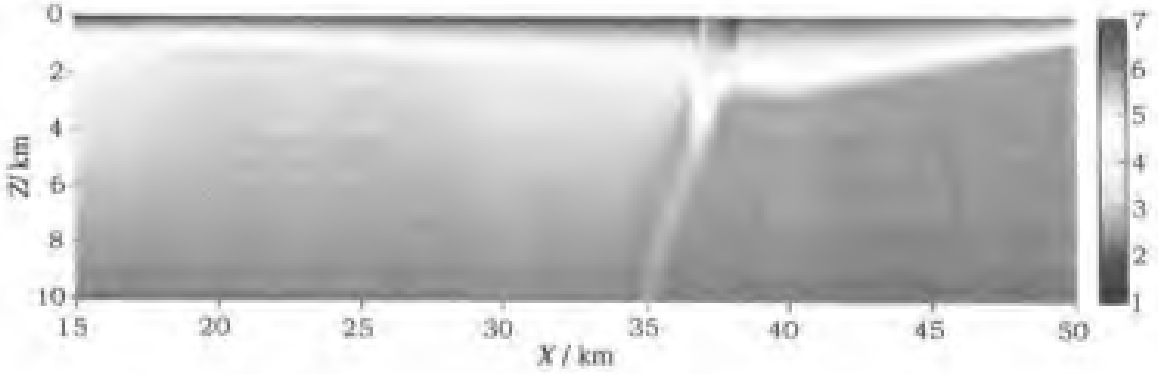


图 6-22　海原地震区 HY2 剖面二维速度结构图

第六节　结论与讨论

(1) 用断层围陷波研究断层的细结构具有广阔的前景。从结构上来说，大的断层常常以有数百米宽度的低速带为标志。这些低速带被认为是由集中在断层附近的流体、富粘土的断层泥、增加的孔隙度和地震过程中扩大的裂隙以一种未知的组合形式引起的。低速带两侧是结构较为完整的高速围岩。断层围陷波则是产生于断层带内、夹持于高速围岩间、由地震波在边界多次相干反射而形成的。因断层围陷波直接来源于断层带，携带了断层的更加直接和可靠的信息，因而可用来精确地确定断层位置、几何形态和内部结构。

(2) 无论是人工地震震源还是天然地震震源，只要位于断层带内或紧靠断层带，均能激发断层围陷波。横跨断层带布设小点距的地震测线，便可观测到该类波形。

(3) 断层围陷波的能量主要集中于断层带内，其振幅随测点与断层带距离的增加而急剧衰减。可据此推测地下断层的宽度。

(4) 断层围陷波的优势频率与断层的宽度及断层带内介质的速度有关，因此可利用优势频率推断断层带的宽度，并推断断裂带内介质的性质。

(5) 断层围陷波存在着频散现象，可以利用其频散规律研究断裂带内介质的物理性质。

(6) 根据昆仑山口和宁夏海原地震测线断层围陷波的观测结果，可推断该两处破裂面宽度分别为 300m 和 250m 左右，远远大于地表破裂带的宽度。

(7) 对海原地震深反射资料进行了重新处理，识别出了断层面上的反射波震相。由此求得断层在深度为 3km 以内的倾角约 70°，与在海原县干盐池及大沟门观察到的倾角 60°—70° 基本吻合。在深度为 3～10km 范围内的倾角约 60°。

参 考 文 献

陈文彬，徐锡伟，张志坚等，2001 年 11 月 14 日青新交界 M_S 8.1 地震地表破裂带的初步调查，西北地震学报，23 卷，4 期，313～317，2001。

丁国瑜主编，中国岩石圈动力学概论，北京：地震出版社，469，1991。

丁国瑜，田勤俭，孔凡臣等，活断层分段，北京：地震出版社，1993。

国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局，海原活动断裂带，北京：地震出版社，99～116，1990。

国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组，鄂尔多斯周缘活动断裂系，北京：地震出版社，152，1988。

李松林、樊计昌、吴宁远，利用地震层析成像技术确定横向非均匀介质中速度分布和界面位置（英文），地震研究，18 卷，4 期，430～444，1995。

李松林、吴宁远、宋占隆、石金虎、张先康、杨健、宋建立，速度分布和界面位置的联合反演，地震学报，19 卷，4 期，383～392，1997a。

李松林、宋占隆、石金虎、吴宁远，利用地震逦折波资料反演界面位置和速度分布，地震研究，20 卷，4 期，402～409，1997b。

李松林，张先康，任青芳等，西吉-中卫地震测深剖面及其解释，地震地质，23 卷，1 期，86～92，2001。

李松林、张先康、Walter D. Mooney 等，伽师地震区地壳细结构及发震断层的初步研究，地球物理学报，45 卷，1 期，76～82，2002.

李松林、张先康、张成科、赵金仁、成双喜，玛沁-兰州-靖边地震测深剖面地壳速度结构的初布研究，地球物理学报，45 卷，2 期，210～217，2002。

李清河，郭守年，吕德徽，鄂尔多斯西缘与南缘深部结构与构造，北京:地震出版社，13～15，229，1999。

石金虎、赖晓玲、段永红等，张北地震近场观测资料的初步解释，中国地震，15 卷，2 期，151～158，1999。

汤锡元，郭忠铭，陈荷立，王润三，李笃行，张军，陕甘宁盆地西缘逆冲推覆构造油气勘探，西安：西北大学出版社，97，1992。

汪洪，赵鸿儒，低速夹层地震模型内体波干涉现象及其分析方法，地球物理学报，32 卷，专辑 I，1989。

严寿民，瑞利型槽波在层状“岩石－煤层－岩石”中的传播特性，地球物理学报，32 卷，专辑 I，1989。

Grad，M.，Reflected-diffracted waves in fracture zone models，Geophys. J. R. Astr. Soc.，79，353～361，1984.

Graves，R.W.，Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences，Bull. Seismol. Soc. Am. vol.86，1996.

Hole，J. A.，Klemperer，S. L.，Zelt，B. C. and Thybo，H.，Tuning-wave reflections from deep vertical faults，Proceedings of 7th International Symposium on Deep Seismic Profiling of the Continents，P.119，1996.

Igel，H.，Ben-Zion，Y. and Leary，P.，Simulation of SH and P-SV wave propagation in fault zone，Geophys. J. Int. vol.128，1997.

Li，Y. G. and Leary，P. C.，Fault-zone trapped seismic waves，Bull. Seismol. Soc. Am. vol.80，1990.

Li，Y. G.，Aki，K.，Adams D.，et al.，Seismic guided waves trapped in the fault zone of the Landers，California，earthquake of 1992，J. Geophys Res，99，11705～11722，1994a.

Li，Y. G.，Vidale，J. E.，Aki K.，et al.，Fine structure of the Landers fault zone：segmentation and the rupture process，

Science, 256, 367~370, 1994b.

Li, Y. G., Aki, K., Vidale, J. E., et al., A delineation of the Nojima fault ruptured in the *M*7.2 Kobe, Japan, earthquake of 1995 using fault zone trapped waves, J. Geophys. Res., 103, 7247~7263, 1998.

Li, Y. G., Aki, K., Vidale, J. E., et al., Shallow structure of the Landers fault zone using explosion-excited trapped waves, J. Geophys. Res., 104, 20257~20275, 1999.

Li, Y. G., Vidale, J. E.and Aki, K., Depth-dependent structure of the Landers fault zone using fault zone trapped waves generated by aftershocks, J. Geophys. Res., 105, 6237~6254, 2000.

Li, Y. G and Vidale, J. E., Healing of the shallow fault zone from 1994-1998 after the 1992 *M* 7.5 Landers, California earthquake, Geophys. Res. Lett., 28, 2999~3002, 2001.

Li, Y. G., Vidale, J. E., Day, S. M., et al., Study of the 1999 M 7.1 Hector Mine, California earthquake fault plane by trapped waves, Bull. Seismol. Soc. Am., 92, 1318~1332, 2002.

Li, Y. G., Vidale, J. E., Oglesby, D. D., et al., Mulyiple-fault rupture of the *M* 7.1 Hector Mine, California earthquake from fault-zone trapped waves, J. Geophys. Res., 108, 2165~2190, 2003.

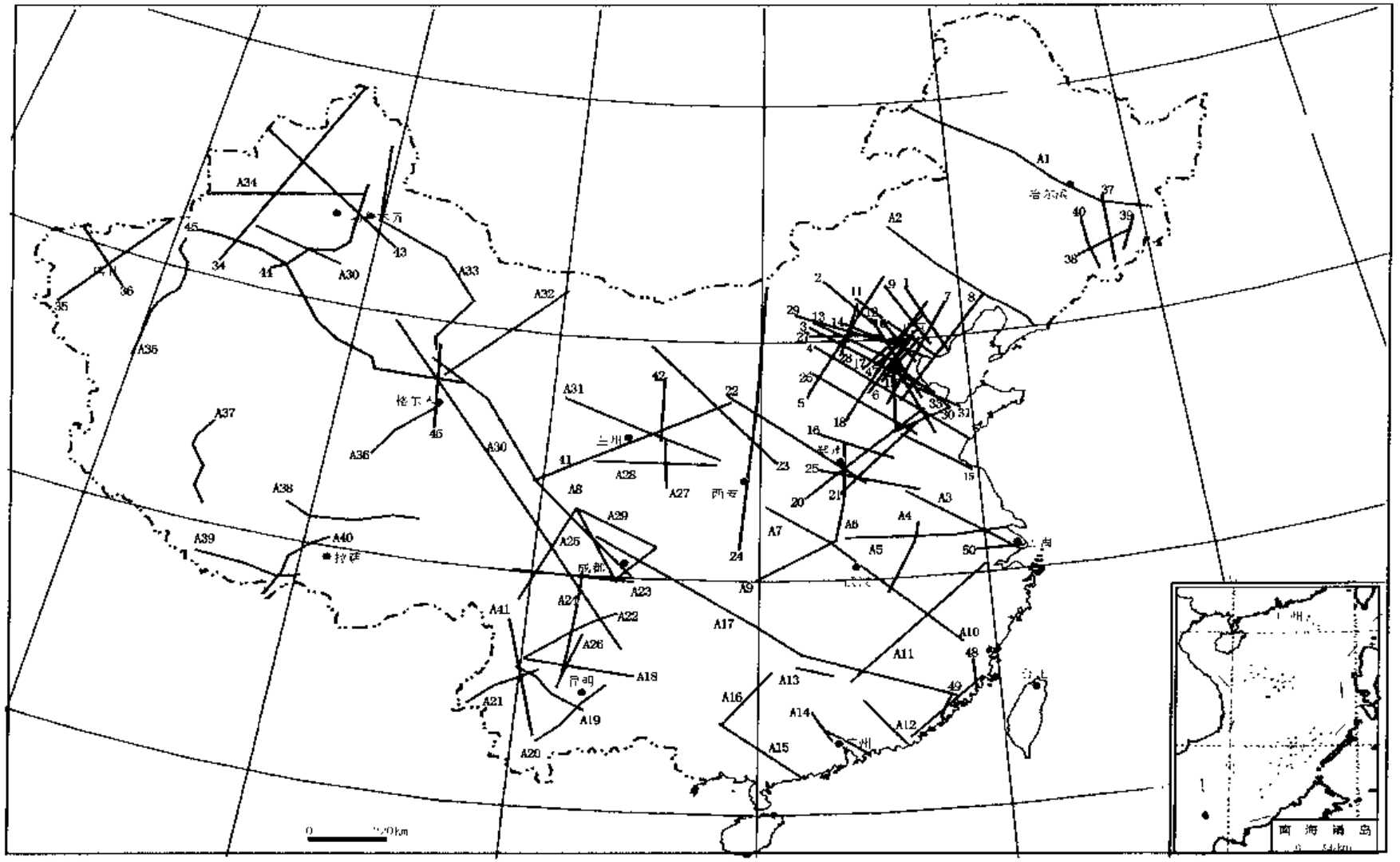
Mooney, W. D. and Ginzburg, A., Seismic measurements of the internal properties of fault zones, Pure Appl. Geophys., 124, 141~157, 1986.

Stadtlander R. and Brown, L., Turning waves and crustal reflection profiling, Geophysics, 62, 335~341, 1997.

Tapponnir, P. and Molnar, P., Active faulting an Cenozonic tectonics of China, J. Geophys. Res., 82, 2905~3930, 1977.

附录　中国大陆范围内现已完成的人工地震折射/宽角反射剖面

一、剖面位置图（剖面的名称和信息见附录二和三）



10　中国地震局地球物理勘探中心完成剖面　　A20　其他单位完成剖面

二、中国地震局地球物理勘探中心完成的剖面*

序号	剖面代号	剖面名称	剖面长度/km	测线方位	炮点数	爆破次数	记录张数	有效率/%	探测时间
1	Ⅰ	昌黎-承德-达莱诺尔	364.0	334°	4	4	384	89.42	1984
2	Ⅱ	北京-张家口-化德	300.0	318° 46′	4	5	480	87.5	1984
3	Ⅲ	海兴-阳原-丰镇	579.0	305° 30′	9	16	884	93.59	1980，1982
4	Ⅳ	诸城-定县-托克托	774.2	307°	7	8	816	89.54	1983，1984
5	Ⅴ	太原-宣化	650.0	35°	6	7	364	93.82	1983
6	Ⅵ	任县-河涧-武清	431.0	50° 20′	10	14	532	94.32	1980，1981
7	Ⅶ	沧州-天津-喀喇沁左旗	510.0	37°	8	9	468	96.51	1982，1984
8	Ⅷ	德州-秦皇岛	587.0	37°	9	10	666	90.05	1983
9	H-01	柏各庄-丰宁-正蓝旗	407.0	325°	7	16	842		1979
10	H-02	塘沽-三河-密云	220.0	338°	4	4	208		1979，1981
11	H-03	南堡-赤城-康保	493.0	314°	2	9	468	87.5	1981
12	H-04	盐山-大兴-延庆	476.0	333° 05′	8	13	560		1979
13	H-05	乐亭-张家口	440.0	295° 15′	10	23			1976，1981
14	H-06	宁河-北京-涿鹿	375.0	115°	10	10			1978
15	H-07	连云港-临沂-泗水	328.0	306°	15	18	899	96.05	1980
16	H-08	菏泽-林州-长治	304.0	294° 50′	8	9	468	98.1	1981
17	H-10	安国-永清-遵化	350.0	50° 36′	9	11		92.3	1977，1981
18	H-11	石家庄-喀喇沁旗	746.0	35°	10	10	780	96.2	1982
19	H-12	河间-武青	168.0	35° 04′	2	2	104	92.3	1981
20	H-13	郑州-济南	600.0	58° 30′	5	8	744	83.2	1984
21	H-14	襄城-菏泽-章丘	488.0	59° 05′	2	2	196		1983
22	H-15-1	郑州-临汾-靖边	633.0	309°	5	5	456	73.1	1985
23	H-15-2	郑外-银川（西）	680.0	312°	6	8	808	90.51	1986
24	H-16	西安-延安-包头-白云鄂博	1120.0	4°	8	10	959	87.0	1987
25	H-18	灵壁-郑州	501.8	286°	9	10	990	95.34	1989
26	H-19	泰安-隆尧-忻县	480.0	303°	6	9	765	94.7	1992
27	H-20	北京-怀来-丰镇	342.0	275°	7	7	784	88.8	1993
28	H-21	繁峙-怀来-太朴寺旗	302.0	22°	5	5	559	91.4	1993
29	H-21	文安-蔚县-察右中旗	420.0	304°	6	6	696	95.99	1994

续表

序号	剖面代号	剖面名称	剖面长度/km	测线方位	炮点数	爆破次数	记录张数	有效率/%	探测时间
30	L1	齐河-章丘-寿光	240.0	75°	3	6	294	92.4	1993
31	L2	寿光-沾化-文安	291.0	315°	3	6	340	92.4	1993
32	L3	文安-德州-齐河	289.6	3°	4	4	312	92.4	1993
33	L4	沂源-乐陵-大城	315.0	345°	6	6	930	92.4	1993
34	KDB	库车-独山子-布尔津	950.0		9	11	1238	93.1	1997
35	JA1	塔什库尔干-伽师-阿合奇	533.0		5	5	720	90.0	1998
36	JA2	莎车-阿图什-托云	295.0		4	4	430	90.0	1998
37	CHBSH-L1	长白-敦化	270.0		4	5	378	90.0	1998
38	CHBSH-L2	靖宇-朝阳川	250.0		3	3	171	90.0	1998
39	CHBSH-L3	广坪-朝阳川	120.0	29°	2	2	28	90.0	1998
40	CHBSH-L4	八道沟-桦甸	180.0		3	3	99	90.0	1998
41	MLJ	玛沁-兰州-靖边	941.6		9	12	2024	85.0	1999
42	XHZH	西吉-海原-中卫	248.0		3	3	195	85.0	1999
43	QKM	奇台-克拉玛依-额敏	620.0	300°	8	9	1970	99.8	2000
44	KTJ	库尔勒-托克逊-吉木萨尔	600.0		5	5	985	98.9	2000
45	DRB	大柴旦-若羌-拜城	1292.4		10	10	1843	98.9	2000
46	GDH	格尔木-大柴旦-花海子	353.6		3	3	516	98.9	2000
47	XXK	安心-香河-宽城	320.0		4	4	600	90.0	2002
48	JSHNH	江田-尚干屿-鸿尾	80.0		16	16	2400	95.2	2002
49	ZHT	漳浦-同安	160.0	41°	9	9	1350	94.6	2002

注：° 据《中国地震局地球物理勘探中心地震监测志》（中国地震局地球物理勘探中心，2005）。

三、其他单位完成的剖面及参考文献

A1	满洲里-绥芬河地学断面，杨宝俊等，1994。
A2	闾阳-海城-东沟地震测深剖面，卢造勋等，1988。
A3	江苏奉贤-安徽灵壁（HQ-13）地学断面，陈沪生等，1993。
A4	庄墓-张公渡剖面，王椿镛等，1997。
A5	随县-马鞍山剖面，郑晔等，1989。
A6	随县-安阳剖面，胡鸿翔等，1986。
A7	随县-西阳剖面，丁韫玉等，1987。
A8	阿尔金-龙门山地学断面，王有学等，2004。
A9	贾家湾-沙园剖面，陈步云等，1988。
A10	宁德-永平-信阳剖面，国家地震局永平爆破联合观测小组，1988。
A11	杭州-永平-赣州剖面，国家地震局永平爆破联合观测小组，1988。
A12	福州-泉州-汕头剖面，廖其林，1988。
A13	棋梓桥-灵县剖面，李运祓等，1988。
A14	
A15	阳江-柳州剖面，广西柳州爆破观测小组，1988。
A16	柳州-全州剖面，广西柳州爆破观测小组，1988。
A17	黑水-邵阳-泉州剖面，崔作舟，等，1996。
A18	丽江-者海剖面，熊绍柏，等，1986。
A19	洱源-江川剖面，胡鸿翔等，1988。
A20	思茅-马龙剖面，阚荣举等，1988。
A21	遮放-宾川剖面，胡鸿翔等，1988。
A22	丽江-新市镇剖面，崔作舟，等，1987。
A23	竹巴龙-资中剖面，王椿镛等，2003。
A24	丽江-攀枝花-者海剖面，熊绍柏等，1993。
A25	唐克-奔子栏剖面，王椿镛等，2003。
A26	西昌-牟定剖面，伊周勋，等，1992。
A27	成县-西吉剖面，李清河等，1991。
A28	灵台-阿木去乎剖面，闵祥仪等，1991。
A29	唐克-蒲江-阆中三角剖面，陈学波等，1988。
A30	天山南麓-罗布泊-云南东川剖面，宋仲和等，1988。
A31	门源-平凉-谓南剖面，张少泉等，1985。
A32	格尔木-额济纳期地学剖面，崔作舟等，1995。
A33	阿尔泰-哈密-阿克塞剖面，王有学等，2003。
A34	乌鲁木齐-昭苏剖面，国家地震局《深部物探成果》编写组。
A35	新疆地学断面（泉水沟-独山子），李秋生等，2001。

续表

A36	沱沱河-格尔木剖面，卢德源等，1990。
A37	措勤-改则-三个湖剖面，潘裕生等，1998。
A38	色林错-蓬错-那曲-索县剖面，滕吉文等，1985。
A39	佩枯错-定结-普莫雍错剖面，滕吉文等，1983。
A40	当雄-亚东剖面，中科院地球物理研究所，1981。
A41	思茅-中甸剖面，胡鸿翔，等，1986。
A1	杨宝俊、刘财、梁铁成等，满洲里-绥芬河地学断面，见金旭、杨宝俊主编，中国满洲里-绥芬河地学断面地球物理及深部构造特征研究，北京：地震出版社，75～85，1994。
A2	卢造勋、张国臣、李竟志等，爆破地震研究辽南地区地壳与上地幔结构的初步结果，中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，114～128，1988。
A3	陈沪生等主编，中国东部灵璧-奉贤（HQ-13）地学断面图说明书，北京：地质出版社，21～43，1994。
A4	王椿镛、张先康、陈步云等，大别造山带地壳结构研究，中国科学（D辑），27：221～226，1997。
A5	郑晔、滕吉文，随县-马鞍山地带地壳与上地幔结构及郯庐构造带南部的某些特征，地球物理学报，32：648～659，1989。
A6	胡鸿翔、陈学波、张碧秀等，中国中原地区随县-安阳剖面深地震测深资料的解释，地震学报，8：37～49，1986。
A7	丁韫玉、曹家敏、黄长林等，随县-西安剖面地壳结构的初步研究，地球物理学报，30：31～38，1987。
A8	王有学、韩果华、袁学诚等，阿尔金-龙门山地学断面的地壳纵波速度结构，中国大陆地球深部结构与动力学研究，北京：科学出版社，134～152，2004。
A9	陈步云、高文学，贾家湾-沙湾剖面地壳上地幔的深部结构，见：中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，154～168，1988。
A10	国家地震局永平爆破联合观测小组，永平爆破与我国东南地区深部构造的初步研究，见：国家地震局科技监测司编，中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，140～153，1988。
A11	国家地震局永平爆破联合观测小组，永平爆破与我国东南地区深部构造的初步研究，见：国家地震局科技监测司编，中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，140～153，1988。
A12	廖其林、王振明、王屏路等，福州-泉州-汕头地区地壳结构的爆破地震研究。
A13	李运拔、徐志成等，棋梓桥爆破地震观测及其初步研究，见：中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，180～191，1988。
A14	
A15	广西柳州爆破观测小组，广西柳州爆破观测和桂东地区地壳结构，见：中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，246～252，1988。
A16	广西柳州爆破观测小组，广西柳州爆破观测和桂东地区地壳结构，见：中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，246～252，1988。
A17	地矿部地质科学院562综合大队，第二综合物探大队，1988。 黑水-泉州地学断面西部，黑水-邵阳爆炸地震研究报告，华南地区邵阳-泉州深部地球物理调查报告，1988。
A18	熊绍柏，滕吉文，伊周勋，等，1986，攀西构造带南部地壳与上地幔结构的爆破地震研究，地球物理学报，29(3)，235～244。

续表

A19	胡鸿翔、陆涵行、王椿镛等，滇西地区地壳结构的爆破地震研究，见：中国大陆深部构造的研究与进展，253～266，1988。
A20	阚荣举、胡鸿翔、曾融生，中国云南省地壳的结构与演化-折射剖面法结果，见：中国大陆深部构造的研究与进展，253～266，1988。
A21	胡鸿翔、陆涵行、王椿镛等，滇西地区地壳结构的爆破地震研究，见：中国大陆深部构造的研究与进展，253～266，1988。
A22	崔作舟，卢德源，陈纪平等，1987，攀西地区的深部地壳结构与构造，地球物理学报，30(6)，566～580。
A23	王椿镛、吴建平、楼海等，川西藏东地区的地壳 P 波速度结构，中国科学（D 辑），33，增刊，181～189，2003。
A24	熊绍柏、郑晔、尹周勋等，丽江-攀枝花-省海地带二维地壳结构及其构造意义，地球物理学报，36：434～444，1993。
A25	王椿镛，韩渭宾，吴建平，等，2003，松潘-甘孜造山带地壳速度结构，地震学报，25(3)，229～241。
A26	伊周勋，熊绍柏，1992，西昌-渡口-牟定地带二维地壳结构的爆破地震研究，地球物理学报，35(4)，451～458。
A27	李清河、郭建康、周民都等，成县-西吉剖面地壳速度结构，西北地震学报，13，增刊，37～43，1991。
A28	闵祥仪，周民都、郭建康等，灵台-阿木去乎剖面地壳速度结构，西北地震学报，13，增刊，29～36，1991。
A29	陈学波、吴跃进、杜平山等，龙门山构造带两侧地壳速度结构特征，见：国家地震局科技监测司编，中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，97～113，1988。
A30	8301 工程组，塔里木盆地东部及青藏高原东部地壳和上地幔速度结构初步研究结果，见：国家地震局科技监测司，中国大陆深部构造的研究与进展，北京：地质出版社，89～96，1988。
A31	张少泉、武利均、郭建明、陈学波等，中国西部地区门源-平凉-渭南地震测深剖面资料的分析解析，地球物理学报，28：349～361，1985。
A32	崔作舟、李秋生、吴朝东等，格尔木-额济纳旗地学断面地壳结构与深部构造，地球物理学报，38，（增刊Ⅱ）：15～28，1995。
A33	Youxue Wang,W.D.Mooney et.al.，The crustal structure from the Altai Mountains to the Altyn Tagh fault，northwest China，J.G.R.108(B6)，7～16，2003。
A34	国家地震局《深部物探成果》编写组，中国地壳上地幔地球物理探测成果，北京：地震出版社，243～244，1986。
A35	李秋生、卢德源、高锐等，2001，新疆地学断面（泉水沟-独子山）深地震测深成果综合研究，地球学报，22（6）：534～540。
A36	卢德源、王香泾，青藏高原北部沱沱河-格尔木地区的地壳结构和深部作用过程，中国地科院院报，第 21 号，227～238，1990。
A37	潘裕生、孔祥儒主编，青藏高原岩石圈结构演化和动力学，广东科技出版社，3～17，1998。
A38	滕吉文、尹周勋、熊绍柏，西藏高原北部地区色林错-蓬错-那曲-索县地带地壳结构与速度分布，地球物理学报，28，（增刊Ⅰ）：28～42，1985。

续表

A39	滕吉文、熊绍柏、尹周勋等，喜马拉雅北部地区的地壳结构模型和速度分布特征，地球物理学报，26：525～540，1983。
A40	中国科学院地球物理研究所，青藏高原当雄-亚东地带地壳与上地幔结构和速度分布的爆炸地质研究，地球物理学报，24：155～170，1981。
A41	胡鸿翔，陆涵行，王椿镛，等，1986，滇西地区地壳结构的爆破地震研究，地球物理学报，29(2)，133～144。