

联合利用走时与波形反演技术研究地壳 三维速度结构(II)——应用

张元生 李清河

(中国地震局兰州地震研究所, 兰州 730000)

徐果明

(中国科技大学, 合肥 230026)

摘要 使用阻尼最小二乘法进行震源参数和地壳三维速度结构的走时联合反演. 所用资料为 S 波和 P 波到时差, 并用人工地震资料的二维解释结果作为三维速度模型的特定约束条件. 为建立初始模型, 又利用天然地震构成了准二维剖面. 在走时反演基础上, 利用遗传算法进行了几个地震事件的波形反演尝试, 并对走时反演获得的地壳速度结构模型的局部进行了修正. 以 $34^{\circ} \sim 42^{\circ}\text{N}$, $94^{\circ} \sim 112^{\circ}\text{E}$ 作为研究区域, 在该区域中收集了 1986 年以来大量地震的 S 波和 P 波到时差资料, 7 条人工地震二维速度剖面资料和 2 个数字化地震台的几个地震的三分向记录资料. 对这些资料进行了处理, 最后得出了 0~25 km 深度不同截面的速度分布, 并对所得结果进行了分析.

主题词 波形反演 地壳结构 速度结构 准二维剖面 遗传算法

中国图书分类号 P315.3; P313

1 资料及处理结果

1.1 初始模型的建立

本文研究的区域范围为 $34^{\circ} \sim 42^{\circ}\text{N}$, $94^{\circ} \sim 112^{\circ}\text{E}$. 在该研究区域内共有 7 条人工地震测深剖面, 它们是: 西安—延安—包头—白云鄂博剖面, 郑州—银川剖面, 门源—渭南剖面, 阿木去乎—灵台剖面, 成县—西吉剖面, 花石峡—敦煌剖面 and 格尔木—额济纳旗剖面. 从所收集的地震资料来看, 所有的震源都分布于 25 km 以上, 其中大部分地震发生在 10~20 km 深度范围内. 根据这些实际资料, 把模块的大小定为 $18\text{ km} \times 18\text{ km} \times 1\text{ km}$, 网格模型共由 $76 \times 48 \times 25$ 个立方块组成. 人工地震测深资料的解释结果有很高的可信度, 基于这一点, 我们利用速度剖面来给模块赋初值, 尤其是人工地震的速度剖面所穿过的那些模块, 在反演迭代过程中, 那些模块中的速度值是不加以修改的. 对于没有人工地震测深剖面穿过的模块, 我们使用了 2 种基本的而且是可行的方法: 第一种是根据地震和台站的分布情况, 在研究区内划分许多个条带, 要求在条带之内要有一定数量的地震和台站, 其中的每一个地震至少被一个台站接收到. 把每

一个条带之内的所有地震当作一个事件来处理,进行二维速度反演.在反演过程中,震源参数可以不做校正.经过这种方法处理之后,得到许多纵横交错的准二维速度剖面.所谓准二维剖面是将分布在一个条带上的地震和台站分别看作类似人工地震剖面的爆炸源和测点,即在一条剖面上有多个震源和多个台站,若选择合适,可以构成多个相遇追踪系统,分段反演出二维速度结构.在各交叉剖面处,所得结果可以相互验证补充,进而对模型进行修改.在实际处理过程中,有两个因素必须考虑:

(1) 震源深度的影响.因各个事件震源深度不同,不能在同一条时距曲线上处理,我们首先选择定位精度较高的A类地震,对不同深度进行走时校正,以尽可能减少因深度不同和不准造成的影响.

(2) 资料少的影响.因为天然地震和台站分布有限,按人工地震方法所构成的剖面测点数目少,结果可信度降低.为克服此缺点,我们在实际处理时按不同“测线”把地震归并,分布距离相近的地震可视为同一个震源.它们在不同台站上的走时可作为同一震源上不同炮检距的走时,这样可以大大增加每一“炮点”的实测数据.但这样做因震源深度不同造成的影响则相当大,因此,我们除了对深度进行校正外,还对获得的时距曲线进行统计处理.对于偏离大多数点的个别点予以剔除.一般每个“剖面”可获得2~4个“炮点”,即获得1~6个相遇系统.在某些准二维剖面的相互交叠之处,可能有几个速度值,在这种情况下取它们的平均值.对于每一个未赋初值的边界模块,运用搜索办法寻找离它最近的已经赋予初值的模块来获得初值.第二种方法为插值法.用这种方法对未赋初值的模块赋值.虽然建立初始模型要花大量的时间,但这样做是值得的.在反演方法中,初始模型的可信度越高,其反演结果越可靠.如果初始模型与真实模型相差太大,则反演结果的可信度降低,且所费机时颇多,收敛很慢.

波形反演的初始模型是从走时反演结果中获取的.由于波形数据都是单台记录,因此只需建立层状的一维模型就可以了.用射线追踪的方法,但不考虑射线在块边界的横向折射,把射线所穿过块中的速度和相应的 z 轴坐标从走时反演结果中读取出来,从而得到各层的厚度和速度.在此基础上,给每一层的速度值限定边界,并给定各层速度值的变化步长(0.05 km/s),这就为波形反演的遗传算法建立起了随机选择的模型空间.

1.2 资料的收集及处理

有关本文所用方法的理论,作者已另文给出^[1].利用区域台网1986—1995年的地方震走时资料和张掖数字台网三分向及兰州台三分向数字化记录资料,在研究区域内共选出94个台站(图2),2 531个地震,地震的震级为 $2.0 \leq M_s \leq 4.5$,同时记到直达P波和直达S波的记录共有14 514条,这些资料都为A类和B类.对资料的筛选条件是:(1)每一个地震都必须至少有4个台站同时记录到;(2)考虑到地壳内部0~70 km深度范围内,P波的速度变化范围为4~8 km/s,由理论速度比 $\lambda=1.732$ 即得到虚波速度变化范围为5.5~11.0 km/s,如果虚波速度值不在这一范围内,则删除相应的记录.经过筛选同时满足以上条件的地震有2 157个(图1),获得S波和P波到时差共13 013个.由于 P_m , S_m , P_n 和 S_n 震相收集得少,故在本文中没有处理.另外我们利用S波和P波到时差资料进行反演有两个优点,一是在反演时不考虑发震时刻,减少了待定参数的个数,克服了发震时刻带来的误差;二是克服了仪器本身带来的误差.利用走时反演得到了图3、图4和图5所示的三维速度结构分布结果.

数字化地震波形三分向记录资料包括5个地震的单台记录,见表1,表中的地震矩的计算及射线上的平均Q值见文献[2].在这些资料中,兰州台是位移记录,张掖台为速度记录,为了与合成地震图相比较,我们把张掖台速度记录波形对时间进行积分,使之变成位移记录波形.

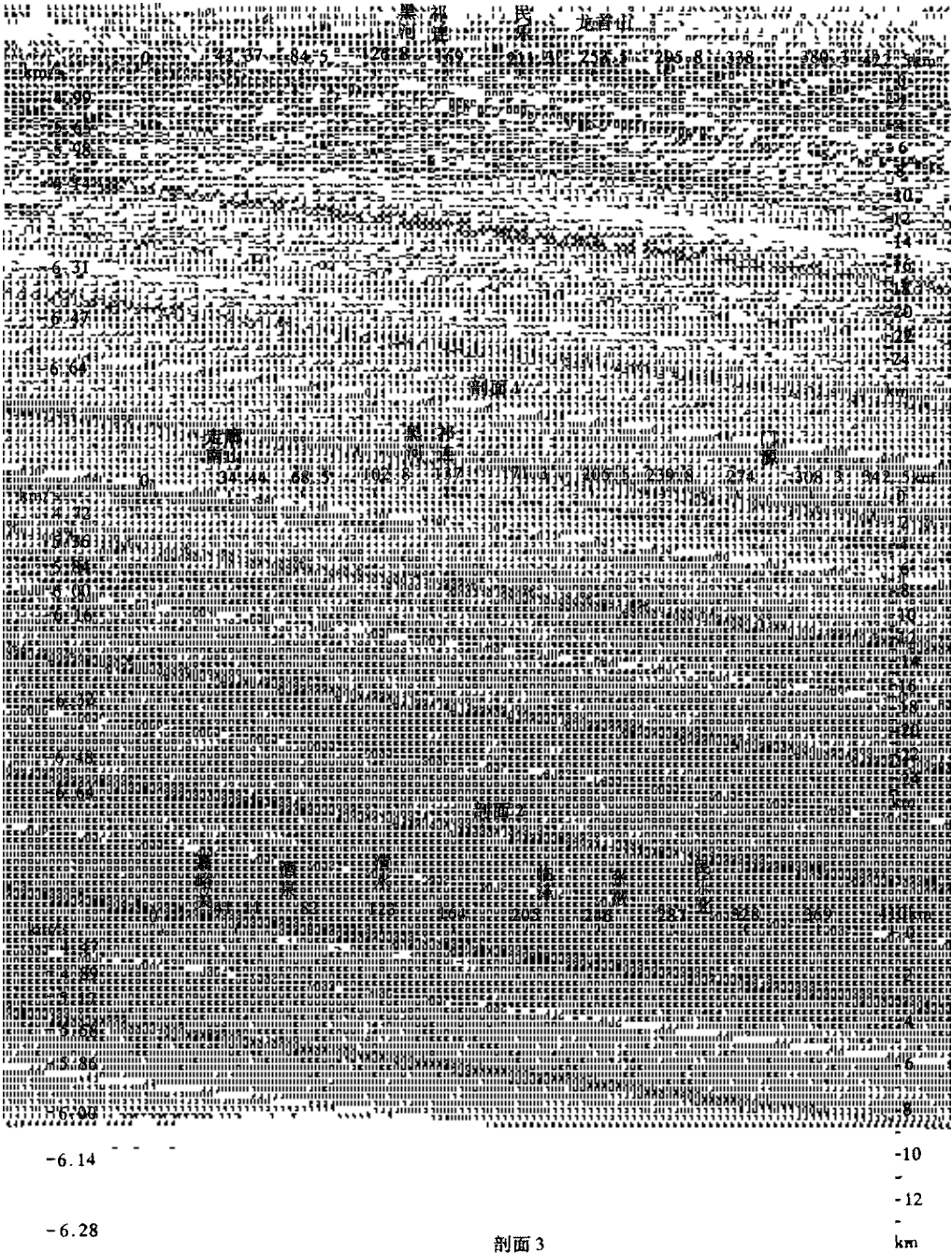


图3 研究区内3个剖面地震波速度成像(剖面位置见图1)
Fig. 3 Seismic velocity tomography of three sections in research area.

只要在扣除位移记录波形中的仪器参数部分之后所得到的波形就能反映地面运动随时间的变化情况。

在波形反演中,速度的扰动值为0.05 km/s。设第*i*层的P波初始速度为 V_i ,其相应的上下边界速度值分别为 $(V_i \pm 0.15)$ km/s, $N_i = 7$, $d_i = 0.05$ km/s。对于每一个地震,在其相应的模型空间中随机地选择100个模型作为遗传算法的父模型。利用单台地震波记录资料进行

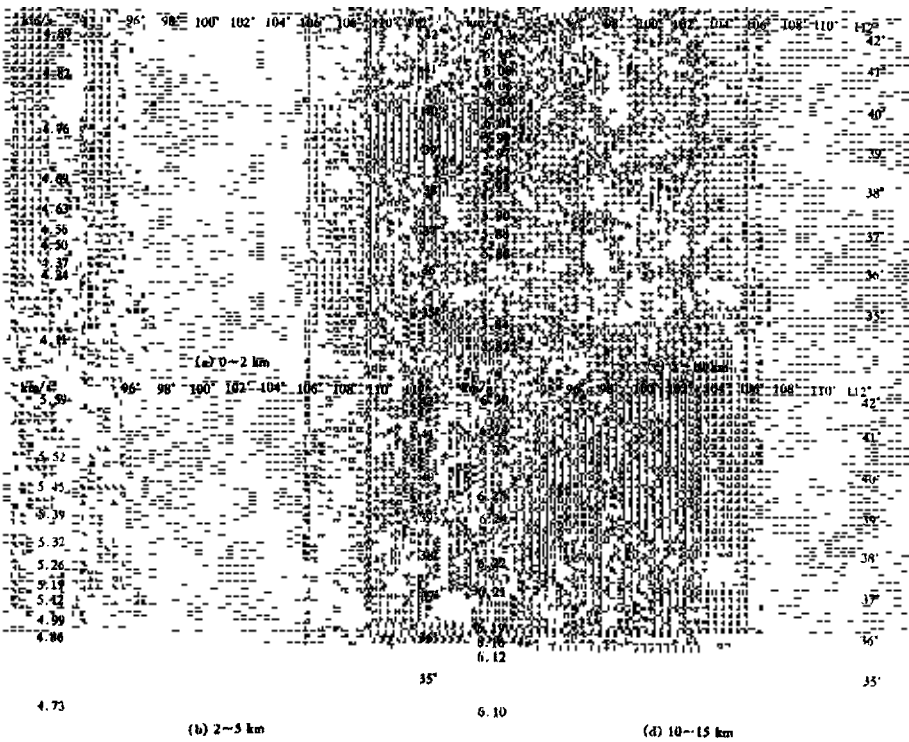


图4 研究区内不同深度的地震波速度成像

Fig. 4 Seismic velocity tomography in different depths of research area.

反演,首先要解决的问题是源函数的数学描述.但对于天然地震震源,往往震源机制都是未知的,震源本身具有相当的复杂性,根据统计学原理,可以得到剪切位错源谱表示公式^[3].在本文中只强调波形的形状,而不考虑波形振幅的绝对大小,因此源谱振幅值的绝对大小并不重要,重要的是在地震波有效频带之内振幅随频率的相对变化形态.震源的持续时间 τ 视观测资料而定.在波形反演的同时,要求走时误差不大于在阻尼最小二乘法中的计算走时误差.

2 讨论与结论

2.1 地质构造特征

在研究区域内主要构造有(图6):华北地台的鄂尔多斯台拗,贺兰—六盘山褶皱带及内蒙地轴西段,祁连褶皱系,秦岭褶皱系北段,巴颜喀拉—甘孜褶皱系中段,昆仑褶皱系东段,柴达木地块东部,塔里木地台东部,天山褶皱系东部和内蒙大兴安岭褶皱系西部.

鄂尔多斯台拗为华北地台西部的一个巨型中生代拗陷区,其陆相地层厚度巨大,可达5~7 km.该区是华北地台内比较稳定的地区之一.从图1可见,该区是一个无震区.

贺兰—六盘山褶皱带为华北地台西缘的台缘拗陷带,也是华北地台与祁连山山槽之间



图5 20~25 km深处地震波速度成像

Fig. 5 Seismic velocity tomography in depths of 20~25 km in research area.

的构造过渡带,呈狭长带状展布.该台褶皱带是华北地台上活动较强烈的二级构造单元,在中元古代—古生代为近南北向的拗陷带,中、新生代其南北差异升降显著.该台褶皱带为多震地带.

表 1 用于波形反演的地震参数

事件	日期	发震时刻	震中位置		深度 / km	震级 (M_L)	地震距 / $N^{\circ}m$	Q_p	Q_s	台站
			纬度	经度						
地震 1	1989-03-25	04: 05: 33. 18	38. 61	99. 55	20	2. 7	$1. 25 \times 10^{13}$	600	250	张掖
地震 2	1989-02-25	00: 51: 32. 75	39. 15	100. 88	20	2. 1	$1. 14 \times 10^{12}$	600	225	张掖
地震 3	1988-10-01	14: 42: 09. 36	38. 61	99. 54	19	3. 1	$4. 95 \times 10^{13}$	600	300	张掖
地震 4	1988-10-23	08: 35: 59. 37	38. 65	99. 55	16	2. 9	$0. 94 \times 10^{13}$	600	225	张掖
地震 5	1990-04-15	15: 08: 46. 30	37. 01	103. 67	11	3. 6	$25. 1 \times 10^{13}$	500	210	兰州

内蒙地轴位于华北地台北缘,呈近东西向带状展布.其西段多为沙漠地区,地震活动较频繁.

祁连褶皱系位于青海、甘肃两省接壤地区和宁夏回族自治区的西南部,包括著名的祁连山脉、河西走廊和陇西地区,为一呈北西西向延伸的加里东地槽褶皱系,长达 1 000 多公里,宽 250~300 km.祁连山区经历了 3 个不同性质的大地构造发展阶段.地槽发展阶段的特点有:内部构造分异明显,中央隆起(地背斜),南北两侧拗陷(地向斜).该区是多震地区.

秦岭褶皱系主要包括秦岭褶皱系的北秦岭带,它以青海湖—北淮阳深大断裂与中秦岭带(礼县—柞水)和武当—淮阳隆起带为界.其北部主要发育寒武系冒地槽沉积.其南部发育早古生代碎屑岩、火山岩、火山碎屑岩和碳酸岩,厚近万米,属优地槽环境.

柴达木地块位于青海西北部,呈三角状.它处于祁连加里东褶皱系和东昆仑华力西褶皱系之间,东邻秦岭印支褶皱系,边界多为深断裂.地块中南部大部分被新生代沉积层覆盖.

2.2 三维速度结构

从图 1 中得知,地震主要分布于贺兰—六盘台褶皱带、内蒙地轴、祁连褶皱系、秦岭褶皱系北段、鄂尔多斯地台边缘及其邻近的一些区域内.台站主要分布于贺兰—六盘台褶皱带、内蒙地轴、祁连褶皱系、秦岭褶皱系北段、鄂尔多斯地台的北缘和南缘区域.根据地震和台站分布情况可以看出,在该研究区域内存在一些空白区.这些空白区主要分布于研究区域的四周,尤其是鄂尔多斯地台、内蒙大兴安岭褶皱系西部以及研究区的最西部.在三维速度结构截片图中都反映出了这些空白区内的速度值未得到修正,其值是常数,这与实际情况不符.产生这种现象的根源是无地震波射线穿过这些区域.下面分析 3 个剖面的速度结构分布情况.

剖面 1(图 3):这条剖面横穿祁连褶皱带,向南进入秦岭褶皱带的北段,北端位于内蒙地轴的西部.其南端点坐标为(37°N, 99°E),北端点坐标为(40°N, 102°E).剖面长度达 422.5 km.在此剖面上有 2 个沉积层较厚的地区,它们是民乐盆地和黑河地区.P 波速度的分布明显地反映出了 2 个盆地的形态,在 0~7km 深度范围内的速度要低一些,其 P 波速度为 4.79~5.98

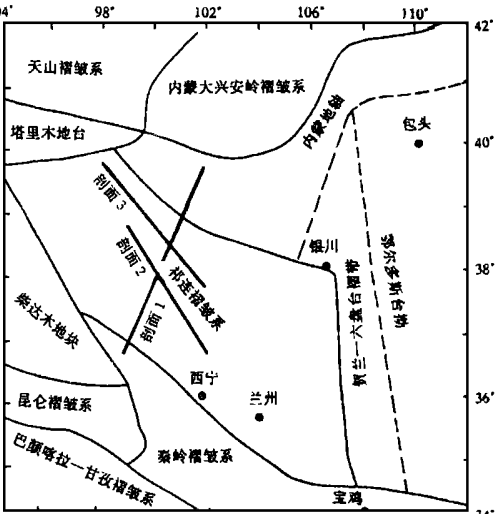


图 6 研究区内大地构造分布
Fig. 6 The tectonic sketch in research area.

- 1 , . (I)—— . , 1998, 20(2): 8
~ 15.
- 2 , . . : . .
: , 1994. 104 ~ 114.
- 3 , . . : , 1982. 345 ~ 349.

COMBINED INVERSION TECHNIQUE TO STUDY 3-D CRUSTAL VELOCITY STRUCTURE
BY USING SEISMIC TRAVEL-TIME AND WAVEFORM(II)——APPLICATION

ZHANG Yuansheng LI Qinghe

(Lanzhou Institute of Seismology, CSB, Lanzhou 730000)

XU Guoming

(University of Science and Technology of China, Hefei 230026)

Abstract

Damped least squares method is used in combined inversion for three-dimensional crustal velocity structure and hypocenter parameters. Used data are travel-time difference between P wave and S wave, and two-dimensional velocity structure from deep seismic sounding data is regarded as restricting condition of three-dimensional velocity model. And by using earthquake data, quasi-2-D velocity profiles are constituted for building initial model. Based on travel time inversion, waveforms of several earthquakes are inverted applying genetic algorithms. The crustal velocity model from travel time inversion result has been revised. An area of $34^{\circ} \sim 42^{\circ}\text{N}$ and $94^{\circ} \sim 112^{\circ}\text{E}$ is selected as research area and gathered many travel-time difference between P wave and S wave from 1986 to 1995, seven two-dimensional velocity profiles from deep seismic sounding and seismic waveform records in three components of several earthquakes from two digital stations in the area. The velocity tomographies of different sections in depth of $0 \sim 25 \text{ km}$ are obtained, and the results are discussed.

Key words **Waveform inversion. Crustal structure. Velocity structure.** Quasi-2-D Profile,
Genetic Algorithms