

文章编号: 0253-3782(2002)02-0144-09

用地震走时反演长白山天池火山地区的二维地壳结构^{*}

王夫运 张先康 杨卓欣

(中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心)

摘要 应用一种同时获得地壳上地幔二维速度结构和界面形态的地震走时反演算法, 对在长白山天池火山区 L_1 剖面获得的人工地震折射和宽角反射走时数据进行反演, 得到了该剖面的地壳上地幔二维速度结构和构造. 结果表明: 长白山天池火山口下方中下地壳存在一倒三角状的低速体, 壳内反射界面和莫霍面一致呈下凹形态, 幅度 2~6 km 不等, 形成一个地壳根, 推测是长白山天池火山系统. 最后将所得结果与 SEIS83 正演试错模拟结果进行了比较.

关键词 地震走时反演 二维速度结构 长白山天池火山

中图分类号: P315.6

文献标识码: A

引言

二维速度结构宽角地震反射和折射走时数据的正演试错拟合, 即使对有经验的解释者也是非常耗时的. 对于有许多炮组成的宽角地震反射和折射实验, 通过反复的正演模拟试错, 建立一个数据拟合可接受的二维模型是相当困难的(Cerveny *et al.*, 1977; 张先康等, 2002). 此外, 正演试错拟合不能提供模型参数不确定性、分辨及唯一性的定量信息, 也不能保证数据拟合是某一特定范数下的极小.

为了克服正演试错拟合存在的上述局陷, 一些研究者(Spence, 1984; Huang *et al.*, 1986; Firbas, 1987; Lutter *et al.*, 1990)发展了地震宽角反射和折射走时反演方法. 这些方法直接利用为正演拟合设计的参数化方法和射线追踪算法, 但遇到算法稳定性差和效率不高等困难.

Zelt 和 Smith(1992)发展了一种同时获得二维速度和界面结构的地震走时反演方法. 该方法由模型参数化、射线追踪和阻尼最小二乘反演 3 部分组成. 灵活的参数化方法和层边界光滑模拟是该算法的主要特色: 模型被分为若干层, 每一层由大小可变的四边形或三角形块体构成, 描述每一层的模型参数的数目和位置可以根据数据对地下的覆盖和分辨情况而灵活改变; 光滑的层边界可以减小由分块参数化引起的人为的射线焦散和聚焦. 我们把该方法应用于穿过长白山天池火山的人工地震宽角反射/折射剖面(L_1)的数据解释, 得到该剖面的二维速度结构, 发现了长白山天池火山口下的地壳异常结构, 并初步解释为火

^{*} 中国地震局“九五”重点项目(95-11-02-01)资助. 中国地震局地球物理勘探中心论著 RCEG200129. 2001-07-31 收到初稿, 2001-12-11 收到修改稿, 2001-12-14 决定采用.

山系统. 最后与 SEIS83 方法(Cerveny *et al.*, 1977)解释的结果(张先康等, 2002)进行了比较.

1 理论与方法

1.1 参数化方法

按照 Zelt 和 Smith(1992)的参数化方法, 模型被分成若干层, 层内分为若干大小可变的四边形块体(图 1). 层边界由连接边界节点的直线段构成, 必须从左到右穿过模型而不与其它边界相交. 不同边界的边界节点的个数和位置可以不同, 单个节点可表示水平边界, 形态复杂的边界可用多个点描述. 每一层内需要指定层顶和层底速度, 速度节点的个数和位置可以顶底不同, 也可与其它层的不同. 由 4 个速度点确定的每一个四边形块体的 4 条边上, 速度线性变化. 层边界可以是速度不连续的, 也可以是连续的.

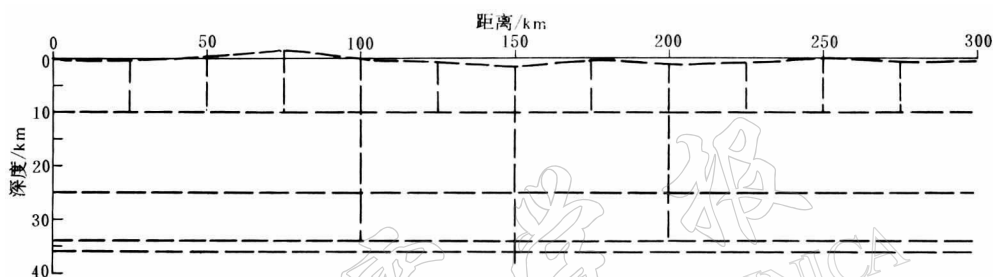


图 1 速度模型参数化示意图

模型分 5 层, 被 21 个独立参数定义, 13 个边界节点和 8 个速度点.

为进行射线追踪, 模型自动分成 24 个四边形块体

这种参数化方法有以下优点: ① 四边形块体和其速度场表示具有普遍性, 只需要最小数目的四边形就可以表示复杂的地壳模型; ② 模型分层的好处在于使射线追踪的参数相对简单和有效, 模型和射线组的定义也更直接; ③ 所有边界节点和速度点之间的线性内插确保模型是可预测的且有好的行为; ④ 任何一个边界节点和速度点被调节时, 模型仍保持一致和较好的被定义; ⑤ 不规则四边形网格灵活的改变可适应地下射线的覆盖和观测数据分辨的情况. 这种参数化也允许层厚度减小为 0, 以便于尖灭和孤立体的描述. 这时毗邻于尖灭体的四边形将变为三边块体, 它的速度场将被 3 个角点而不是 4 个角点定义.

1.2 射线追踪

本研究使用的射线追踪算法是初值射线追踪. 二维射线追踪方程可写成如下两种形式(Zelt, Smith, 1992):

$$\frac{dz}{dx} = \cot\theta \quad \frac{d\theta}{dx} = \frac{v_z - v_x \cot\theta}{v} \quad (1a)$$

或

$$\frac{dx}{dz} = \tan\theta \quad \frac{d\theta}{dz} = \frac{v_z \tan\theta - v_x}{v} \quad (1b)$$

式中, θ 是射线和 z 轴的夹角; v 是波速度; v_x , v_z 是波速度关于 x 和 z 坐标的偏导数. 方程的初始条件为源位置坐标 x_0 , z_0 和射线发射角 θ_0 . 有误差控制的 Runge-Kutta 法用于求解方程组(1a)或(1b). 当 θ 角接近于 0 时使用方程组(1b). 当射线遇到界面时, 使用 Snell

定理. 用该算法求得一组其终点与观测点小于某一给定距离的射线, 然后从中选出两条最近的射线内插得到要追踪的射线.

1.3 射线步长

射线步长 Δ 定义为(Zelt, Smith, 1992)

$$\Delta = \frac{\alpha v}{|v_x| + |v_z|} \tag{2}$$

α 是用户指定的常数. 步长按照局部的速度和速度梯度场调节, 速度梯度大的地方, 步长变小; 反之, 步长被调大.

1.4 射线组概念与射线离源角的确定

快速的正演模拟通过使用试射或两分技术确定特定射线组的离源角实现. 一个射线组定义为在同一层或某些层内有相同回折点或反射点的一组射线. 回折射线组由最浅射线和最深射线的离源角确定; 反射射线组由掠射反射界面的射线的离源角和一个指定的近 90° 的角确定; 首波射线组由以临界角和指定的层边界交叉的射线的出射角决定(图 2).

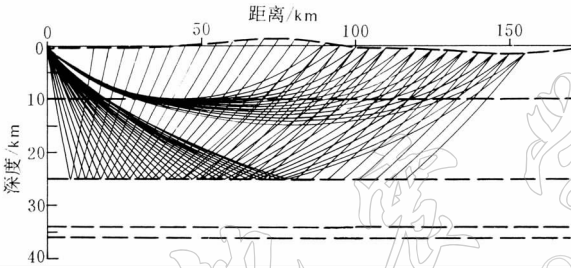


图 2 同一层内回折波、反射波和首波射线组示意图

1.5 光滑层边界模拟

层内分块模型参数化使得层边界为折线, 线段相交处往往出现人为的射线的焦点或焦散点. 射线追踪前, 在这些点附近进行数百个点重的采样并进行 3 点平均滑动滤波, 用光滑的层边界代替折线的层边界, 从而避免参数化引起的射线奇异点. 使得追踪各观测点的射线更容易、算法更稳定.

1.6 反演

在源与接收点之间沿着一条射线的走时可由积分形式给出

$$t = \int_L \frac{1}{v(x, z)} dl \tag{3}$$

离散形式 $t = \sum_{i=1}^n \frac{l_i}{v_i}$ 用于实际计算, l_i 和 v_i 是第 i 个射线段的路径长度. 走时是慢度的线性组合, 但走时反演是非线性问题, 因为射线路径依赖速度.

模型改正向量和走时残差关系为

$$A \Delta m = \Delta t \tag{4}$$

A 是 $M \times N$ 阶偏导数矩阵, M 是观测数据的个数, N 是模型参数个数; Δm 是模型改正向量; Δt 是走时残差向量. 射线追踪时, 计算偏导数; 追踪后, 求解式(4)求得模型改正向量并加至现模型. 这个过程重复进行, 直到满足所有射线基本被追到、误差和分辨到可以接受为止, 一般迭代需要 3~6 次. 反问题一般是超定的, 所以我们不直接解式(4), 而是求其阻尼最小二乘解(Zelt, Smith, 1992)

$$\Delta m = (A^T C_t^{-1} A + D C_m^{-1})^{-1} A^T C_t^{-1} \Delta t \tag{5}$$

C_t 和 C_m 是估算数据和模型的协方差矩阵(Zelt, Smith, 1992)

$$C_l = \text{diag} \{ \sigma_i^2 \} \qquad C_m = \text{diag} \{ \sigma_j^2 \}$$

D 是总的阻尼参数, σ_i 是走时测量误差, σ_j 是第 j 个模型参数的先验误差估计.

模型分辨矩阵(Zelt, Smith, 1992)

$$R = (A^T C_l^{-1} A + D C_m^{-1})^{-1} A^T C_l^{-1} A \tag{6}$$

模型后验协方差矩阵(Zelt, Smith, 1992)

$$C = (I - R) C_m \tag{7}$$

反演迭代停止准则和模型参数的个数及节点间隔也是反演算法两个相互关联的重要方面. 某次地震数据反演的最终模型是否可取, 解释者须掌握两个准则: ① 反演结果是否达到了想要的均方根走时残差和模型分辨. 这两个值之间存在如下关系: 增加模型参数可使走时残差减小, 但同时总的参数分辨也将下降; ② 全部观测点的所有射线尽可能地被追踪到.

2 长白山人工地震宽角反射和折射走时数据的反演

1998 年 7~9 月, 中国地震局地球物理勘探中心在长白山地区实施了“长白山天池火山区岩浆系统、地壳结构的三维深地震测深探测研究”子专题. 已利用多种一维、二维和三维结构解释方法对观测资料进行解释, 取得了较好的结果. 本研究将采用上述的走时反演算

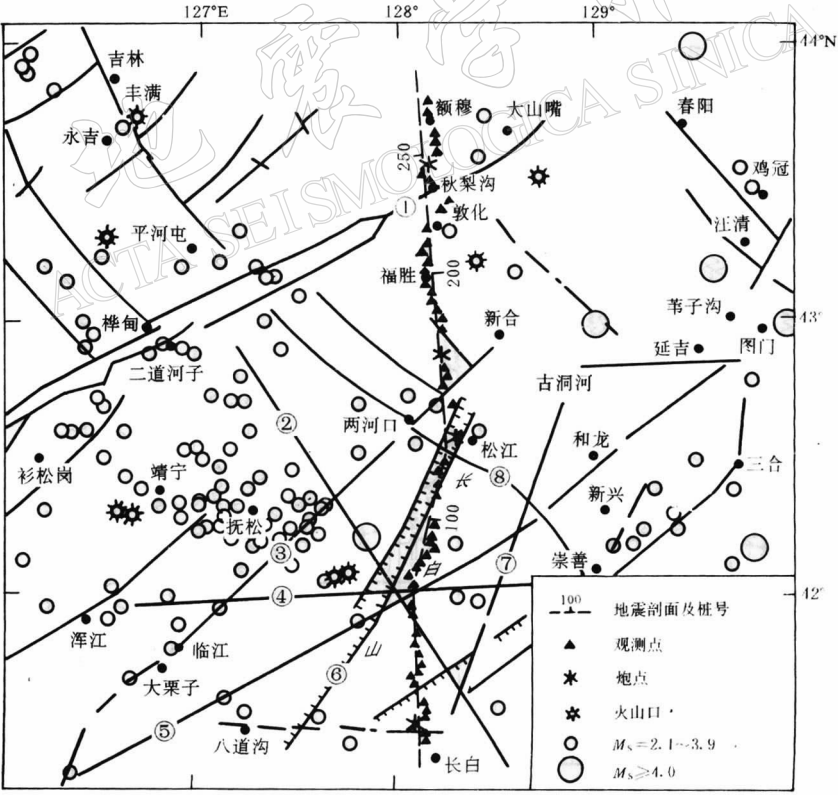


图 3 长白山天池火山区深地震测深剖面位置、构造和地震分布图

- ① 密山—敦化断裂; ② 白山—天地断裂; ③ 鸭绿江断裂; ④ 鸭绿江—甄峰山断裂;
⑤ 天池—广坪断裂; ⑥ 马鞍山—三道白河断裂; ⑦ 长白—甄峰断裂; ⑧ 富尔河—红旗河断裂

法, 对其中一条约 280 km 长近南北向穿过长白山天池火山的主剖面 L_1 的走时数据进行反演, 获得有误差和分辨率信息的二维速度结构, 并与正演试错拟合取得的结果进行比较.

主剖面 L_1 的观测系统如图 3 所示. 分别在桩号 19.1, 134.6, 166.6 和 243.7 km 进行 5 次 1.5 t 化学炸药井下爆破. 5 次爆破期间, 沿整个剖面摆放的仪器均投入了观测, 平均观测间隔为 4 km, 最长的排列为 250 km. 这个观测系统能够对莫霍界面和中下地壳内的界面连续采样, 也基本上可以反映中上地壳内界面的形态和趋势. 从 4 张反映 P 波特征的记录截面上可以识别出 6 个波组, 分别是上地壳上部的回折波 P_g , 上地壳内的反射波及其底面的反射波 P_1 和 P_2 , 下地壳内的反射波 P_3 , 莫霍面的反射波 P_m 及其首波 P_n . 共获得 P 波走时数据 502 个. 其中 P_g 波走时数据 108 个、 P_1 波走时数据 95 个、 P_2 波走时数据 96 个、 P_3 波走时数据 65 个、 P_m 波走时数据 128 个和 P_n 波走时数据 13 个. 按照有关文献估算走时误差的经验和本次实验的数据质量, 我们取走时拾取误差 P_g 震相为 0.05、 P_n 震相为 0.08、 P_m 震相为 0.12 以及 P_1 , P_2 和 P_3 震相为 0.15. 图 4 是 19.1 km 桩号炮记录截面图, 展示了本次实验的数据质量和 6 组震相.

在一维反演结果的基础上, 我们建立了二维反演使用的初始模型. 初始模型共分为 10 层、187 块、84 个速度待反演参数和 30 个界面深度待反演参数(图 5). 除自由表面按实际地形数据给出外, 其余 9 个内界面均给成平界面, 它们的深度分别是 4.5, 7.5, 11.0, 14.0, 17.0, 20.0, 23.0, 29.0, 35.0 和 40.0 km. 其中, 17.0, 23.0, 29.0 和 35.0 km 的界面为速度一级间断面, 另外 5 个是虚界面. 除第一层外, 其它层均为均匀层或横向均匀层. 模型顶部的速度采用一维反演的结果, 反演中被固定.

在反演迭代过程中, 反演参数取如下值: 总阻尼参数 D 取 1, 速度参数先验误差取 0.10 km/s, 深度参数先验误差取 1.20 km. 每次迭代都使用了层边界光滑模拟. 反演迭代

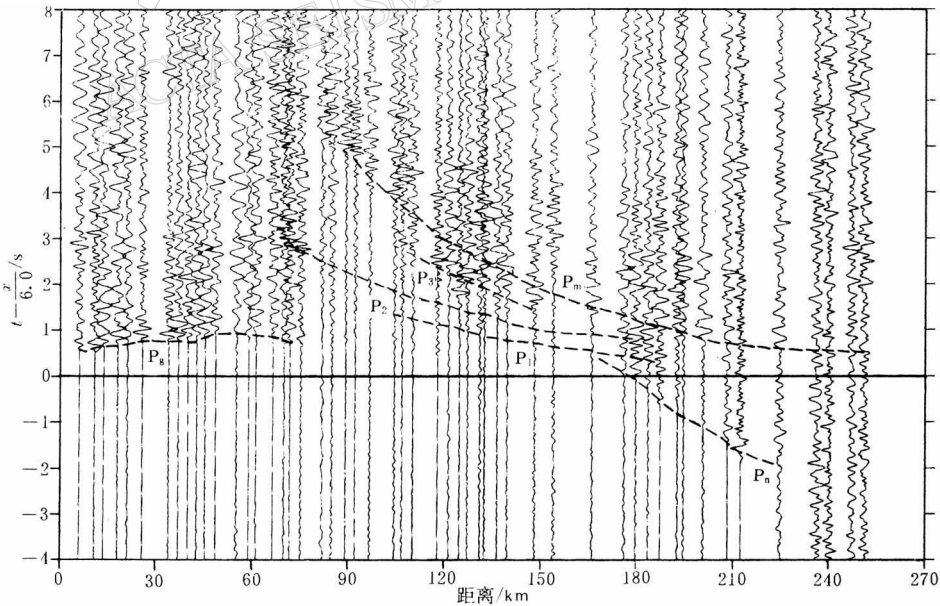


图 4 长白山天池火山区 L_1 地震剖面炮 9 道归一地地震记录截面
折合速度为 6 km/s. 标识了 6 组震相: P_g , P_1 , P_2 , P_3 , P_m 和 P_n

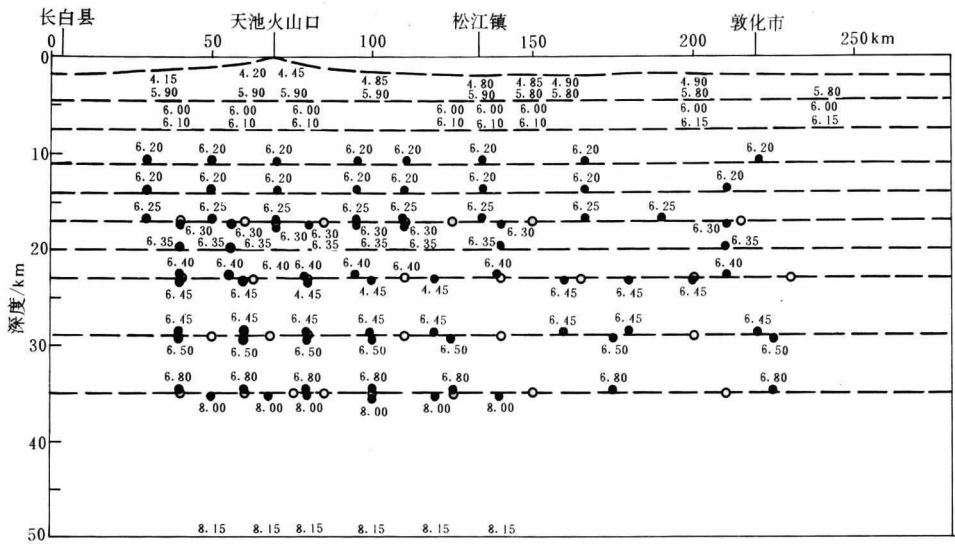


图 5 长白山天池火山区 L_1 剖面地壳 P 波速度初始模型

虚线是层边界；实心圆表示速度，单位 km/s；模型顶部速度是一维结果，边界点用空心圆表示

共进行 3 次就达到了理想的精度和分辨。均方根走时残差从 0.505 下降到 0.115， χ^2 值从 16.157 下降到 1.550，初始模型的射线追踪共得到 490 根射线，最终模型共追踪到 470 根射线，基本上满足了迭代终止准则。由于模型中射线分布和交叉的情况差别较大，模型参数的分辨和误差改善也不相同。内界面深度参数分辨较好，绝大多数的分辨率在 0.6 以上，误差由初始的 1.2 km 减小到平均 0.7 km 左右，最好的分辨率可达 0.95，误差改善到 0.32 km；速度参数的分辨和误差改善稍差，分辨率最大可达 0.5，误差从 0.10 km/s 改善到 0.05 km/s，大多数分辨率在 0.3 左右，后验误差在 0.07 km/s 左右。最终模型和射线追踪示于图 6 和图 7。

从图 6 可以看出， L_1 剖面所揭示的地壳结构有如下特征：① 地壳上地幔分层。该区地壳和上地幔共有 6 层，分别与记录截面上的波组相对应。Pg 波揭示了地壳最上层位(层厚平均 6~8 km)的速度特征和结晶基底顶面的形态；结晶基底顶面和 P_1 反射震相对应的 C_1 界面之间是第二层，层厚平均为 7~8 km； P_1 反射震相对应的 C_1 界面和 P_2 反射震相对应的 C_2 界面之间是第三层，层厚平均在 10 km 左右。以上 3 层组成了上地壳。 P_3 反射震相对应的 C_3 界面把下地壳分成两层，上层的厚度约 5~6 km，下层厚约 5~7 km。地壳总厚度在 34~40 km 之间；② 界面形态。穿过整个剖面和反射震相对应的界面 C_1 ， C_2 ， C_3 与莫霍面的形态基本相似。大于 150 km 桩号界面基本平坦；在 110~150 km 桩号之间，除 C_3 界面外，其它 3 个界面均呈上隆的形态，隆起幅度 1~3 km；在桩号 40~100 km 的长白山天池火山口之下，4 个反射界面急剧下降，其幅度分别是 3，3.5，3 和 6 km。莫霍面下陷幅度最大，形成一个地壳根；③ 层内速度结构。地表附近横向和纵向速度变化都较大。在长白山天池火山口之下存在一显著的呈倒三角状低速体，上部的展布范围约 90 km。大于 150 km 桩号的速度截面显示出较小的层间速度梯度，属“正常的”地壳结构；④ 火山系统。长白山天池火山口下方的低 P 波速度值分布很可能是炽热岩浆体的反映，揭示了壳内火山

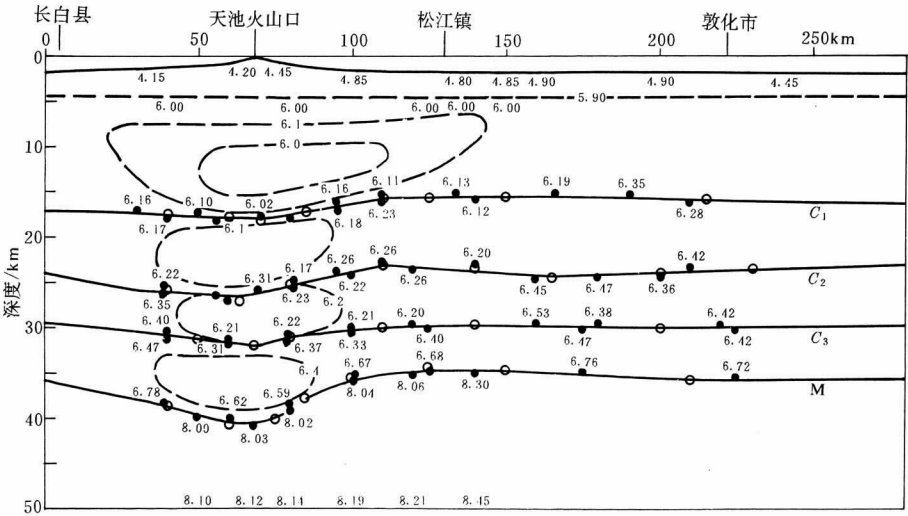


图 6 由 L_1 剖面数据反演得到的最终 P 波速度模型
粗线是层边界；速度用实心圆表示，单位 km/s；模型顶部速度是一维结果，
边界点用空心圆表示； C_1 、 C_2 、 C_3 、M 表示内界面

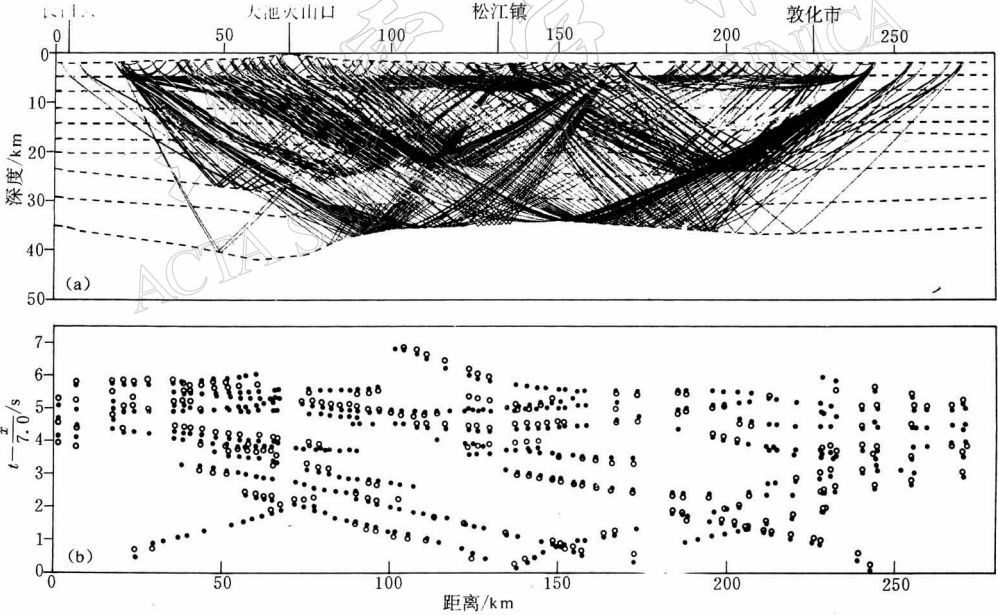


图 7 长白山天池火山区 L_1 剖面最终地壳速度模型所有震相的射线路径图(a)和
走时比较图(b). 实心圆表示实测走时, 空心圆表示理论走时

系统的储藏、通道位置和形态. 地壳根的存在说明长白山天池火山系统至少延伸至上地幔的深度范围内.

张先康等(2002)利用 SEIS83 算法(Cerveny *et al.*, 1977), 对 L_1 剖面地震走时数据进行射线追踪试错正演模拟, 获得了 L_1 剖面的二维速度结构模型. 该模型在最上部的几公

里范围内有较大的横向和垂向速度变化，特别是垂向速度梯度较大，可达 0.5 s^{-1} ，基底埋深约 8.0 km ，速度范围在 $6.0\sim 6.18\text{ km/s}$ (图 8)。

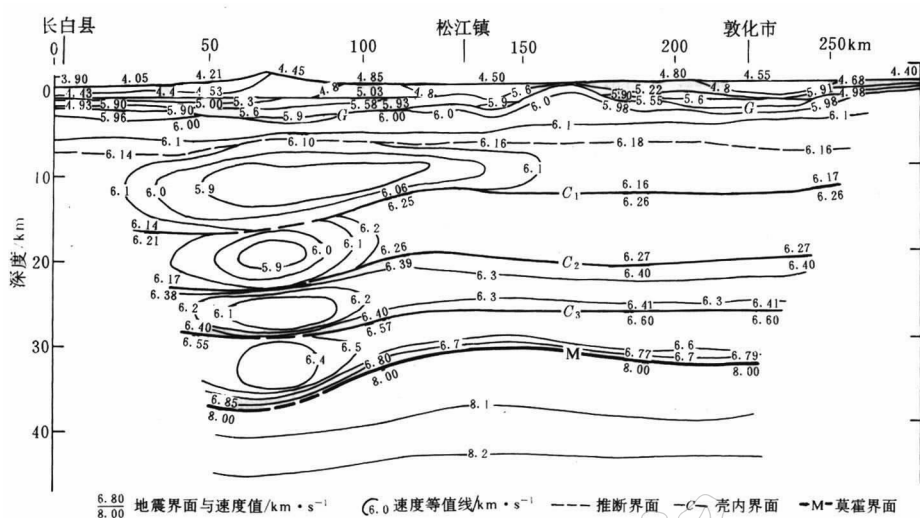


图 8 L_1 地震测深剖面二维壳幔速度结构与构造图(引自张先康等, 2002)

反演得到的模型也有类似的特征，基底埋深约 7.0 km ，速度范围在 $6.1\sim 6.15\text{ km/s}$ 。在长白山天池火山口之下，两个模型都揭示出一个上部范围大、下部小的壳内低速体。总体上，两个模型揭示的长白山天池火山区的地壳结构和构造特征是基本类似的。两个模型差别在于：① 低速体的形状略有不同；② 4 个内界面的埋深存在系统的偏差，反演得到的 4 个内界面偏深 $1\sim 2\text{ km}$ ；③ 基底以上的速度结构存在差异。两个模型存在的差别可能是以下两个原因造成：a. 模型参数化的方法不同。SEIS83 算法(Cerveny *et al.*, 1977)应用了较密的规则矩形速度网格和内界面采样，而反演算法采用了相对稀疏的不规则四边形网格和内界面样点；b. 我们的模型给出了较浅的结晶基底，使得其下的 4 个内界面偏深。

3 讨论

本文介绍了一种获得二维速度结构的地震走时反演算法，并把该算法用于长白山天池火山区 L_1 剖面地震数据解释，最后与其它方法得到的结果进行了比较。与 SEIS83 方法需要高密度的规则矩形速度网格不同，该算法的参数化方法可以灵活地设置速度和边界节点的个数和位置，使得不规则四边形网格划分与地下介质被数据的分辨状况相一致，并应用光滑层边界模拟，因而具有较高效率，并且炮数越多越显出该方法的效率。传统的射线追踪正演试错模拟要用数星期去拟合，该方法仅需几分钟就能达到。与所有应用射线追踪的算法一样，当模型中有大的速度梯度存在时，会遇到个别观测点的射线追踪不到的困难，这本质上是由于低空间密度的数据不能分辨被它采样的浅部小尺度不均匀体所致，也是 χ^2 不能接近 1 的原因。两个方法所得结果均揭示出长白山天池火山口下方壳内有一低速体存在，且内界面均向下凹，形成了一个地壳根。初步推测这个异常地壳图象可能是长白山天池火山系统的表现，图象清晰地显示了火山物质的输运通道、储藏位置和可能的来源。

张成科、赵金仁给予了工作上的支持,刘宝峰、张建狮做了部分图件,李竹青打印了部分文字.在此一并致谢.

参 考 文 献

- 张先康,张成科,赵金仁,等. 2002. 长白山天池火山区岩浆系统深部结构的深地震测深研究[J]. 地震学报, **24**(2): 135~143
- Cerveny V, Molotkov I A, Psencik I. 1977. *Ray Method in Seismology*[M]. Prague: University of Karlova, 79~86
- Firbas P. 1987. Tomography from seismic profiles[A]. In: Nolet G ed. *Seismic Tomography*[C]. Dordrecht: Reidel Press, 189~202
- Huang H, Spencer C, Green A. 1986. A method for the inversion of refraction and reflection travel times for laterally varying velocity structures[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **76**: 837~846
- Lutter W J, Nowack R L, Braile L W. 1990. Seismic imaging of upper crustal structure using travel times from the PASSCAL Ouachita experiment[J]. *J Geophys Res*, **95**: 4 621~4 631
- Spence G D. 1984. Seismic structure across the active subduction zone of western Canada[D]: [PhD thesis]. University of British Columbia, 34~37
- Zelt C A, Smith R B. 1992. Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure[J]. *Geophys J Int*, **108**: 16~34

2-D CRUSTAL STRUCTURE OF CHANGBAISHAN-TIANCHI VOLCANIC REGION DETERMINED BY SEISMIC TRAVELTIME INVERSION

Wang Fuyun Zhang Xiankang Yang Zhuoxin

(Research Center of Exploration Geophysics, China Seismological Bureau, Zhengzhou 450002, China)

Abstract: 2-D velocity structure and tectonics of the crust and upper mantle is revealed by inversion of seismic refraction and wide-angle reflection traveltimes acquired along the profile L1 in the Changbaishan-Tianchi volcanic region. It is used in this study that seismic traveltimes inversion for simultaneous determination of 2-D velocity and interface structure of the crust and upper mantle. The result shows that, under Changbaishan-Tianchi crater, there exists a low-velocity body in the shape of an inverted triangle, and the crustal reflecting boundaries and Moho all become lower by a varying margin of 2~6 km, forming a crustal root which is assumed to be the Changbaishan-Tianchi volcanic system. Finally, we make a comparison between our 2-D velocity model and the result from the studies by using trial-and-error forward modeling with SEIS83.

Key words: seismic traveltimes inversion; 2-D velocity structure; Changbaishan-Tianchi volcanic