

文章编号: 0253-3782(2005)03-0324-08

# 用地震走时反演计算长白山天池 火山区二维地壳泊松比<sup>\*</sup>

刘 志 张先康 王夫运 段永红 赖晓玲

(中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心)

**摘要** 尝试应用一种同时获得地壳二维速度结构和界面形态的地震走时反演算法, 通过分别反演 P 波和 S 波速度结构, 计算深地震测深剖面的泊松比分布的方法, 并对长白山天池火山区测深剖面( $L_1$ )进行处理解释。计算表明, 该方法克服了传统基于正演计算方法的诸多缺陷, 是计算测深剖面泊松比分布的行之有效的方法, 特别是在对火山岩浆系统及地壳断裂带研究中具有重要意义。研究结果显示, 天池火山口下的地壳低速体内有一宽约 30 km、高约 12 km 的高泊松比异常区, 其泊松比值高于周围介质 8% 左右, 应为高温熔融岩石介质, 即岩浆囊。在其上方直至上地壳顶部有一高泊松比条带, 代表了热物质上移的通道。在其下部高泊松比区域, 局部深达莫霍面形成了地幔热物质底侵的可能通道。三维台阵观测的层析成像和大地电磁测深研究结果均与上述结论相印证。

**关键词** 地震走时反演 S 波 长白山天池火山 岩浆囊

**中图分类号:** P313.2      **文献标识码:** A

## 引言

用地震宽角反射和折射资料解释二维地壳结构通常采用正演拟合方法。而正演拟合在实际应用中, 不仅工作量大、人为干预性强, 而且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范数下的极小。为克服正演拟合存在的缺陷, Zelt 和 Smith(1992)发展了一种稳定高效的速度和界面联合反演方法。这一方法在 P 波资料解释中被证明是十分有效的(王夫运等, 2002)。然而, 随着观测和处理技术的不断提高, 人工地震观测提取的 S 波资料越来越丰富。由于 S 波具有与 P 波不同的物理性质, 尽管其不易捕捉, 但却携带着更多的介质物性信息。利用同源的 P 波、S 波联合处理, 特别是反映岩石物性的泊松比计算, 对解释地壳岩石性质及其破裂、温度、应力状态有着重要意义(刘志等, 2003)。而 S 波的资料解释目前普遍采用的仍是正演拟合计算方法, 笔者尝试利用上述反演算法, 对长白山天池火山的人工地震宽角反射/折射剖面( $L_1$ )的 P 波和 S 波资料进行解释, 并根据反演结果得到了该剖面二维泊松比分布。这样, 不仅使 S 波的解释克服了正演拟合的缺陷, 也使泊松比计算结果的可靠性有了判别的依据。

\* 中国地震局“九五”重点项目(95-11-02-01)和科技部社会公益专项资金项目(2001DIA10003)资助。中国地震局地球物理勘探中心论著 RCEG200401。

2004-01-17 收到初稿, 2004-07-26 收到修改稿, 2004-09-17 决定采用。

## 1 理论简介

### 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。层边界由连接边界节点的直线段构成, 且从左到右穿过模型而不与其它边界相交。不同边界节点的个数和位置可以不同。每一层内需要指定层顶和层底速度, 其速度节点的个数和位置可与顶底不同, 也可与其它层的不同。每一个四边形块体的四条边上, 其速度线性变化。层边界可以是速度不连续的, 也可以是速度连续的。这种参数化方法与等间距网格化方法相比, 具有参数相对简单、灵活、有效以及边界节点与速度点之间可靠的线性内插等诸多显著优点(王夫运等, 2002)。

### 1.2 射线追踪

射线追踪利用了零阶渐近射线理论求解射线追踪方程组, 详细的理论和公式见 Cerveny 等(1977)文献。二维射线追踪采用初值射线追踪算法, 可写成如下两种形式(Zelt, Smith, 1992):

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

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

式中,  $\theta$  是射线与  $z$  轴的夹角;  $v$  是波速;  $v_x$ ,  $v_z$  是波速关于  $x$  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  $\theta_0$ 。有误差控制的 Runge-Kutta 法用于求解上述方程组。当  $\theta$  接近于 0 时使用第二个方程组。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 反演

在源与接收点之间沿着一条射线的走时可由如下积分给出:

$$t = \int_L \frac{1}{v(x, z)} dl \quad (2)$$

离散形式  $t = \sum_{i=1}^n l_i/v_i$  用于实际计算,  $l_i$  和  $v_i$  是第  $i$  个射线段的路径长度,  $n$  为对应射线段数。

模型改正量和走时残差方程为:  $\mathbf{A}\Delta\mathbf{m} = \Delta\mathbf{t}$ 。其中,  $\mathbf{A}$  是  $M \times N$  阶偏导矩阵,  $M$  为观测数据个数,  $N$  为模型参数个数;  $\Delta\mathbf{m}$  是模型改正向量,  $\Delta\mathbf{t}$  是走时残差向量。先通过射线追踪计算偏导数, 然后用走时残差方程求得模型改正量并加至现模型。重复该过程, 直到满足所有射线基本被追到、误差和分辨达到可以接受为止。反演为求走时残差方程的阻尼最小二乘解(Zelt, Smith, 1992):

$$\Delta\mathbf{m} = (\mathbf{A}^T \mathbf{C}_t^{-1} \mathbf{A} + D \mathbf{C}_m^{-1})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{C}_t^{-1} \Delta\mathbf{t} \quad (3)$$

其中,  $\mathbf{C}_t$  和  $\mathbf{C}_m$  是估算数据和模型的协方差矩阵,  $D$  是总的阻尼参数。模型分辨矩阵为

$$\mathbf{R} = (\mathbf{A}^T \mathbf{C}_t^{-1} \mathbf{A} + D \mathbf{C}_m^{-1})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{C}_t^{-1} \mathbf{A} \quad (4)$$

模型后验协方差矩阵为

$$\mathbf{C} = (\mathbf{I} - \mathbf{R}) \mathbf{C}_m \quad (5)$$

## 2 二维泊松比计算

由于走时观测结果不能直接反演泊松比, 但其值可由 P 波、S 波速度唯一确定. 其计算公式如下:

$$\sigma = \frac{1}{2} \left( 1 - \frac{1}{k^2 - 1} \right) \quad (6)$$

式中,  $\sigma$  为泊松比,  $k = v_p/v_s$  为波速比,  $v_p$  为 P 波波速,  $v_s$  为 S 波波速. 据此, 用反演得到的 P 波和 S 波速度, 即可求得泊松比分布. 同时, 泊松比计算的可靠性也可根据 P 波、S 波反演的分辨率来判定.

## 3 长白山人工地震 $L_1$ 剖面 P 波 S 波走时反演

中国地震局地球物理勘探中心 1998 年在长白山地区完成了 4 条地震测深剖面和一个三维台阵观测系统, 并利用 P 波资料进行了多种方法的解释和研究工作, 取得了一些重要的研究成果(张先康等, 2002). 本研究采用上述计算方法, 对其中一条约 280 km 长近南北向穿过天池火山的主剖面  $L_1$  的走时数据进行 P 波 S 波反演, 并计算其泊松比分布.

主剖面  $L_1$  的位置及观测系统如图 1 所示. 4 个炮点分别设在桩号 19.1, 134.6, 166.6 和 234.7 km 处, 平均观测点距 3~4 km, 最长排列为 250 km.

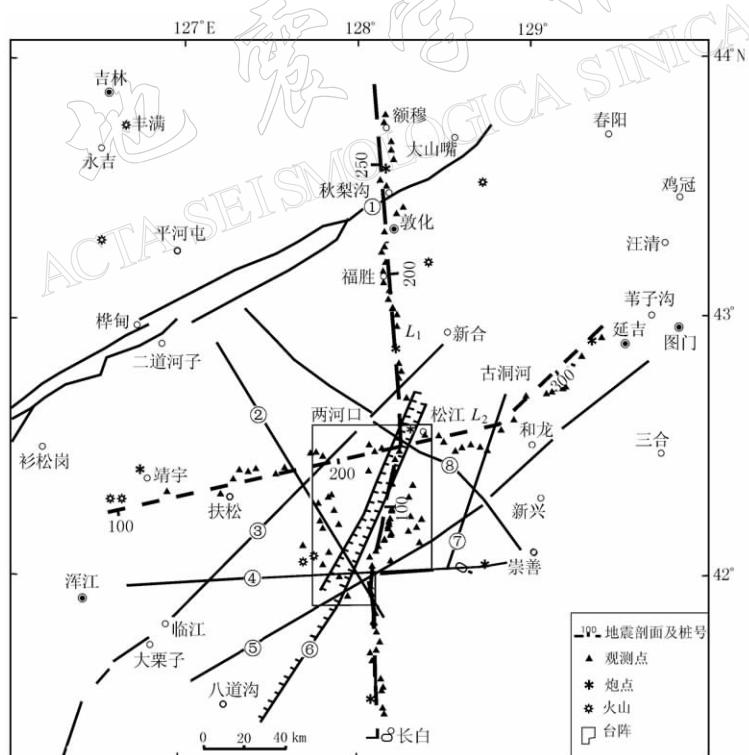


图 1 长白山天池火山区深地震测深剖面位置和构造分布图

- ① 密山—敦化断裂; ② 白山—天池断裂; ③ 鸭绿断裂; 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 长山—甄峰断裂; ⑧ 富尔河—红旗河断裂

### 3.1 P 波走时反演

从四炮记录截面上可以识出 6 个 P 波波组, 分别是上地壳上部回折波 Pg, 上地壳内的底面反射波  $P_1$ 、 $P_2$ , 下地壳内的反射波  $P_3$ , 莫霍面反射波  $Pm$  及其首波  $Pn$ .

根据一维反演结果建立二维反演初始模型. 初始模型共分 10 层. 除地表外, 9 个内界面均给成平界面, 其中有 4 个速度一级间断面、5 个虚界面. 除第一层外, 其它层均为速度横向均匀层. 其反演结果如图 2 所示.

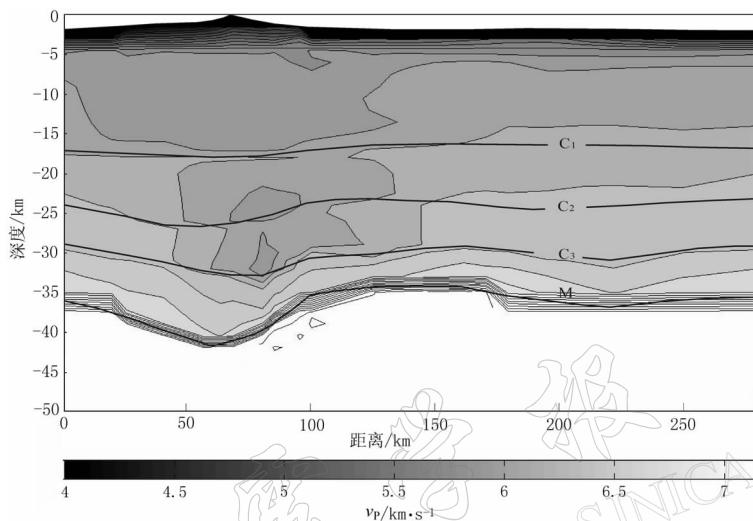


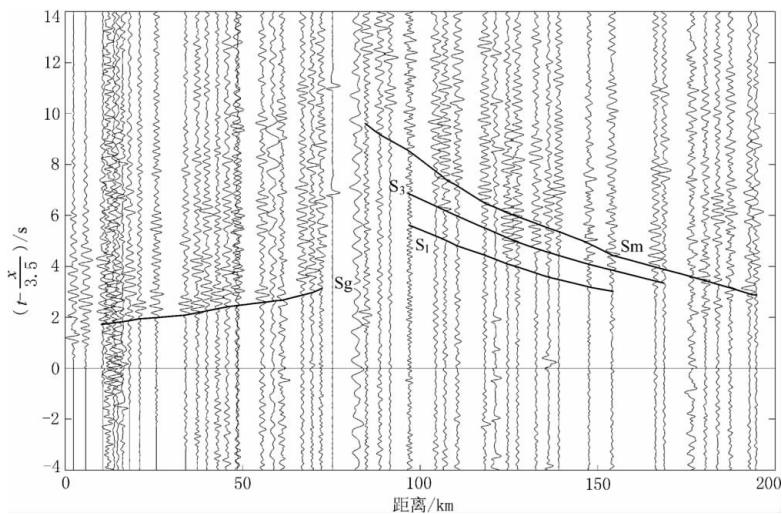
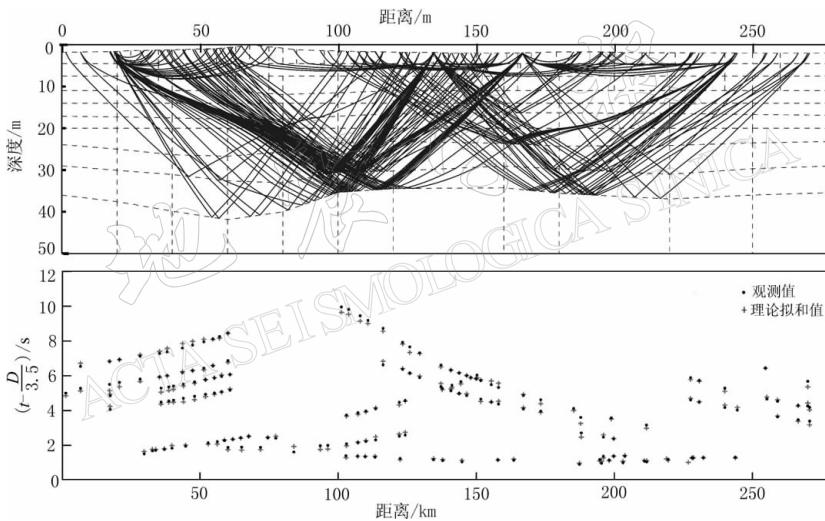
图 2 由  $L_1$  剖面 P 波走时反演得到的 P 波速度结构

反演过程和结果与王夫运等(2002)所作基本相同. 从得到的 P 波速度结构图中可以看出, 在天池火山区下存在一明显呈倒三角状的低 P 波速度分布, 这意味着在这一地壳范围内可能存在岩浆系统(张先康等, 2002). 下面我们将试图在这一推断基础上进一步给出该岩浆系统存在的证据以及岩浆囊的大致形态.

### 3.2 S 波走时反演

由于 S 波处于续至区, 波震相受各种杂波和噪声干扰, 同时受炮点激发环境影响, 其信噪比通常远低于 P 波. 因此 S 波震相的识别较 P 波困难. 为保证可靠的反演结果, 我们采用多种 S 波震相识别技术(刘志等, 2003), 得到了 4 组 S 波震相, 即  $Sg$ ,  $S_1$ ,  $S_3$  和  $Sm$ . 例如, 第 9 炮由于激发和接收条件较好, 处理后的记录截面信噪比较高(图 3). 尽管如此, 我们所提取的 S 波信息仍然不如 P 波震相精度高、可靠性大. 因此, 在构造 S 波反演模型时, 利用 P 波得到的界面, 只反演 S 波速度结构. 从方法上讲, 利用了速度与界面联合反演的松弛法手段(赖晓玲等, 1994), 这样作避免了界面形态的不一致, 而且也满足了计算泊松比所需要的 P 波和 S 波速度网格点相对应.

界面参数固定之后, 参照 P 波初始模型, 给出除第一层外, 其余均为横向均匀速度层的初始 S 波速度结构. 在反演迭代过程中, 总阻尼参数  $D$  从大到小逐渐减小, 最终  $D$  取 5. 速度先验误差取 0.15 km/s. 每次迭代都使用层边界光滑模拟. 均方根走时残差从 0.443 下降到 0.134,  $\chi^2$  值从 24.488 下降到 1.829, 最终模型共追踪到 162 根射线, 基本满足迭代终止准则. 射线追踪路径和走时比较见图 4. 速度参数分辨最好可达 0.65, 大部分在 0.2

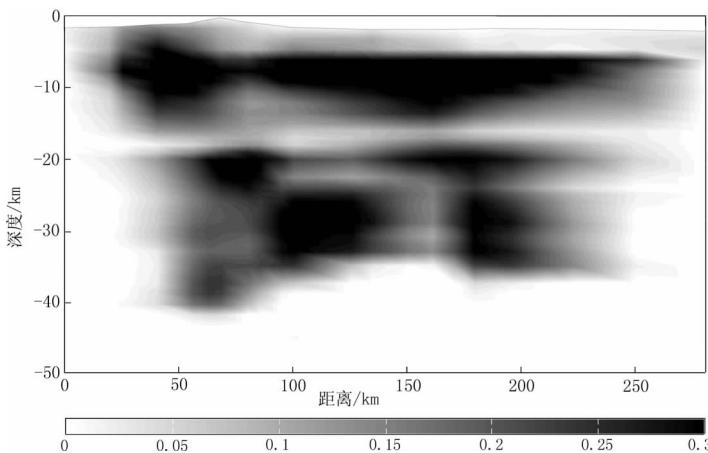
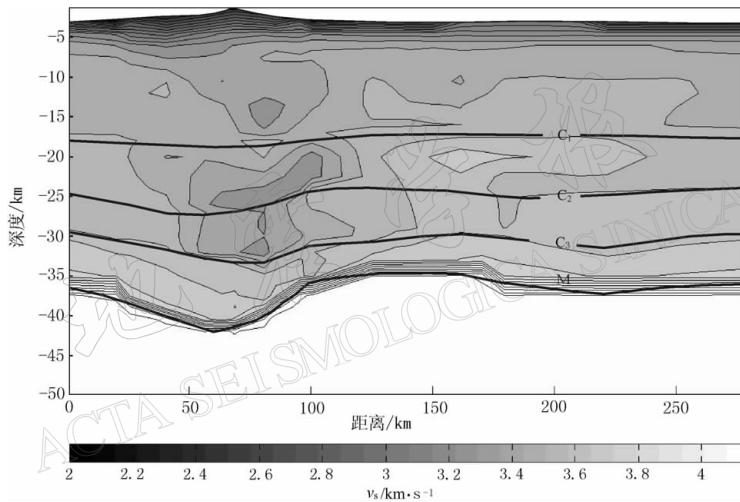
图 3  $L_1$  剖面第 9 炮 S 波地震记录截面图 4  $L_1$  剖面所有 S 波震相的射线路径图和走时比较图

以上, 其在剖面上的分布见图 5. 由图 5 我们可以直观地看出, 射线很少穿过的剖面两端分辨率较低. 而我们所关注的火山下的低速区, 基本上处在相对较高分辨率(或被观测数据所分辨)的区域内, 其结果是可信的.

图 6 为 S 波速度分布的最终反演结果. 比较 P 波和 S 波速度结构(图 2、图 6)可以看出, S 波与 P 波速度分布在局部有所差异, 但总体趋势相一致. 特别是在天池火山下同样存在一明显呈倒三角状的低 S 波速度分布. 但无论从 P 波或 S 波速度结构都无法得到岩浆分布的更确切的图象.

#### 4 天池火山区二维泊松比分布

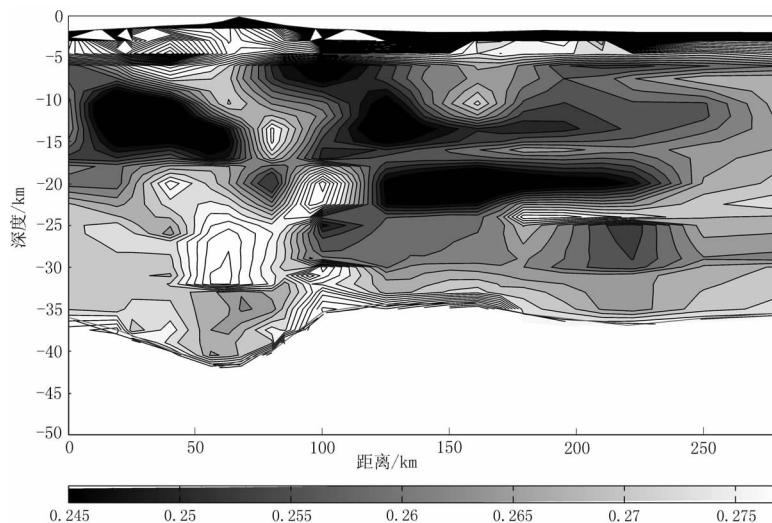
通常当我们把地壳视为理想弹性介质时, 其泊松比应为 0.25, 但实际的地壳介质性质是十分复杂的. 它不仅与岩石性质相关, 而且与构造性质密切相关. 从岩石性质来看,

图 5  $L_1$  剖面 S 波速度反演的分辨率分布图图 6 由  $L_1$  剖面 S 波走时反演得到的 S 波速度结构

一般认为, 泊松比从小到大的变化反映了岩石从长英质到铁镁质的变化。当地壳(特别是下地壳)富含来自地幔的铁镁质时, 泊松比较高(胡家富等, 2003)。此外, 异常的高泊松比(波速比)意味着该处地壳介质具有局部断裂、破碎、多裂隙、熔融等特征或称之为介质较“软”(Walck, 1988; 刘志等, 2003)。

根据上述反演得到的 P 波和 S 波速度, 由前述泊松比与波速比关系, 计算出  $L_1$  剖面泊松比分布(图 7)。由于 P 波分辨率高于 S 波, 我们可直接通过 S 波的分辨率来判断泊松比计算结果的可靠性。

结果表明, 该剖面上地壳泊松比小于下地壳, 其变化范围大致为 0.22~0.31。地表以下约 4~5 km, 泊松比普遍高达 0.3 左右, 可视为火山灰沉积盖层所致。在水平坐标 140~160 km 处, 有一深达 14 km 的相对高泊松比条带。从构造上看, 北东向的鸭绿江断裂和北西向的富尔河—红旗河断裂在此附近穿过测线。因此有理由认为, 岩石的断裂、破碎是该处泊松比异常的主要原因。天池破火山口下有一更为明显的深达 17 km 高泊松比带, 形成

图 7  $L_1$  剖面泊松比分布

一个可能或残存的岩浆活动通道, 有数条断裂在此附近与测线相交。结合广泛出现的地热活动, 推测此处的高泊松比异常不仅与断裂构造有关, 更主要的是与火山熔岩的高温和幔源物质岩性相关。特别值得注意的是, 火山口下水平坐标 55~85 km、深度 22~34 km 范围内, 有一清晰的异常高泊松比区。其泊松比在 0.278~0.287 之间, 比周围介质泊松比值平均高出 8% 以上。这一异常高泊松比应为岩石高温熔融或地幔物质上涌所致。因此我们推测它即为现存的岩浆囊。同时, 从图中看出, 在水平坐标 100 km 左右, 该高泊松比区域(岩浆囊)几乎与莫霍面以下地幔相连, 这可视为幔源物质底侵的通道。由以上分析可以看出天池火山岩浆系统从储存到运移的较为完整的构造图象。

## 5 讨论和结论

1) 传统的用于计算测深剖面泊松比(波速比)的方法都基于正演拟合计算, 但无法对最终结果给出客观的评价。本文介绍的基于反演计算得到泊松比分布的方法, 则可以通过 P 波和 S 波的分辨率和误差对泊松比的结果给出一个客观的评价, 使结果的可信度大大增加。同时, 计算效率也有很大提高, 炮数越多效率提高越显著。但是, 该方法比正演拟合在更大程度上依赖于 S 波信息的提取。然而, 足够的信息量也正是结果可靠性的基础。

2) 天池火山区  $L_1$  剖面泊松比计算结果显示, 地表以下尤其是火山口附近有深达 5 km 的高泊松比层, 应为低剪切应力的火山灰盖层。 $L_1$  剖面水平坐标 140~160 km 处, 上地壳异常高泊松比主要与岩石断裂和破碎相关。

3) 在天池火山口下的上地壳范围内有一条状高泊松比异常。从该区域三维台阵观测的层析成像结果(赵金仁等, 2003)可以看出, 在 6 km 以下波速比扰动分布截面图中均存在一个高值区, 其位置与上述高泊松比异常区几乎相同。这一高泊松比(波速比)条带应为热物质上涌或喷发通道。

4) 在上地壳下部至下地壳的大范围低速层上, 存在一个高约 12 km、宽约 30 km 的高泊松比异常区, 这显然对应了岩浆囊的二维分布, 而岩浆囊与地幔热物质之间的物质运移通道应在火山山根的北侧或莫霍面隆起的拐点附近。大地电磁测深研究(汤吉等, 2001)表

明, 在天池火山口下的地壳中存在可能为岩浆囊的低阻体。该低阻体在北北东剖面上的中心位置比高泊松比异常的中心仅偏北 6~8 km。虽然分布形态有所不同, 但仍足以说明二者结果的一致性, 即该区域岩石的熔融或部分熔融不仅表现为其泊松比值的升高(低抗剪强度), 而且表现为岩石电性质的变化(高导性)。由于泊松比和电阻率分别代表了岩石不同的物理性质, 加之测线位置的不重合, 其结果中有限的位置差异是可以理解的。

## 参 考 文 献

- 胡家富, 苏有锦, 朱雄关, 等. 2003. 云南的地壳 S 波速度与泊松比结构及其意义[J]. 中国科学, D 辑, **33**(8): 714~722  
 赖晓玲, 张先康, 杨健. 1994. 二维反射地震成像——界面与速度联合反演[J]. 华北地震科学, **12**(4): 9~17  
 刘志, 张先康, 周雪松, 等. 2003. 帕米尔东北侧地壳物性结构及其发震环境探讨[J]. 地震学报, **25**(3): 242~249  
 汤吉, 邓前辉, 赵国泽, 等. 2001. 长白山天池火山区电性结构和岩浆系统[J]. 地震地质, **19**(2): 164~170  
 王夫运, 张先康, 杨卓欣. 2002. 用地震走时反演长白山天池火山地区的二维地壳结构[J]. 地震学报, **24**(2): 144~152  
 张先康, 张成科, 赵金仁, 等. 2002. 长白山天池火山岩浆系统的深地震测深研究[J]. 地震学报, **24**(2): 135~143  
 赵金仁, 张先康, 杨卓欣, 等. 2003. 长白山天池火山区上地壳三维速度层析成像[J]. 地球物理学报, **46**(6): 796~802  
 Cerveny V, Molotkov I A, Psencik I. 1977. *Ray Method in Seismology*[M]. Prague: University of Karlova, 79~86  
 Walck M C. 1988. Three-Dimensional  $v_p/v_s$  variations for the Coso region, California[J]. *J Geophys Res*, **93**: 2 047~2 052  
 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 POISSON'S RATIO FROM SEISMIC TRAVEL TIME INVERSION IN CHANGBAISHAN TIANCHI VOLCANIC REGION

Liu Zhi Zhang Xiankang Wang Fuyun Duan Yonghong Lai Xiaoling

(Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China)

**Abstract:** Based on the inversion method of 2-D velocity structure and interface, the crustal velocity structures of P-wave and S-wave along the profile  $L_1$  are determined simultaneously with deep seismic sounding data in Changbaishan Tianchi volcanic region, and then its Poisson's ratio is obtained. Calculated results show that this technique overcomes some defects of traditional forward calculation method, and it is also very effective to determine Poisson's ratio distribution of deep seismic sounding profile, especially useful for study on volcanic magma and crustal fault zone. Study result indicates that there is an abnormally high Poisson's ratio body that is about 30 km wide and 12 km high in the low velocity region under Tianchi crater. Its value of Poisson's ratio is 8% higher than that of surrounding medium and it should be the magma chamber formed from melted rock with high temperature. There is a high Poisson's ratio zone ranging from magma chamber to the top of crust, which may be the uprise passage of hot substance. The lower part with high Poisson's ratio, which stretches downward to Moho, is possibly the extrusion way of hot substance from the uppermost mantle. The conclusions above are consistent with the study results of both tomographic determination of 3-D crustal structure and magnetotelluric survey in this region.

**Key words:** seismic travel time inversion; S-wave; Changbaishan Tianchi volcano; magma chamber