

和锐, 张翼, 杨建思, 等. 多震相在近震体波层析成像中的应用[J]. CT 理论与应用研究, 2011, 20(4): 453-464.
He R, Zhang Y, Yang JS, et al. New seismic body-wave tomography on the local scale [J]. CT Theory and Applications, 2011, 20(4): 453-464.

多震相在近震体波层析成像中的应用

和锐¹✉, 张翼², 杨建思¹, 张鹤翔³

1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081
2. 新疆维吾尔自治区地震局, 乌鲁木齐 830011
3. 防灾科技学院, 河北 三河市燕郊 065201

摘要: 近震体波层析成像方法利用地震波走时来反演地下结构, 这需要观测到时准确。在实际情况中, 观测到时或多或少包含一定的误差, 包括人为误差、仪器误差(如钟差)等。本文提出了一种新的近震体波层析成像方法, 来消除随时间积累的误差对反演结果的影响, 并验证了该方法的正确性和可行性。

关键词: 近震体波; 层析成像; 钟差

文章编号: 1004-4140 (2011) 04-0453-12 **中图分类号:** P 315 **文献标识码:** A

近震体波层析成像是利用地震波的某些震相到时来计算地下结构的一种反演方法, 根据计算得到的理论到时与观测到时的差值(即残差)在模型空间搜寻与真实的地下结构相匹配的模型。如果数据足够多, 观测到时与理论到时足够精确, 残差则反映了理论模型与真实地下结构之间的差别, 近震体波层析成像正是根据走时残差大小来修正理论模型, 使理论模型逐渐逼近真实地下结构。因此, 数据质量好坏对反演结果影响非常大, 在计算前需要对计算使用的数据进行人工筛选, 筛选的主要原则是剔除残差较大的数据。

在实际情况中, 残差不仅反映理论模型与真实地下结构之间的差别, 还包括观测误差, 观测误差包括到时读取的误差、震中参数的误差、地震台站及记录仪器效应、钟差等, 其中钟差是较为普遍的一种误差。

地震台网建设初期, 测震仪器采用模拟仪, 时间服务系统不精确, 一些历史记录资料中带有较大的钟差, 而且钟差无规律可寻, 无法直接从观测资料中剔除钟差。数字仪器虽配有高精度的时间服务系统(GPS), 仍然可能产生钟差, 特别是流动台记录, 由于天气、环境等因素, 使得测震仪器无法对钟, 从而导致记录中带有钟差。在识别震相时, 由于分析人员认识上的差别, 读取的震相到时有一定差别, 对同一个分析人员来讲, 这种差别基本上是相同的, 属于系统误差。

地震观测数据是非常有限的, 如果能够合理地利用某些被剔除掉的数据, 无疑可以增加反演结果的信息量。为此, 本文尝试用 P 波震相和 S 波震相同时来反演地层结构解决这一矛盾。

收到日期: 2011-04-21。

基金项目: 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项(DQJB10812)。

Waldhauser 等^[1]在 2000 年提出了双差定位方法, 使用两个地震的走时差的观测值与理论计算值的残差, 即双差, 确定地震相对位置。Wolfe^[2]又将该方法进行了改进, 使得这一定位方法能够适用于震中位置间隔较大的地震定位。Zhang 等^[3]在双差定位的基础上提出了双差层析成像方法, 即通过拟合不同地震的到时差值, 来计算速度模型。

此外, 利用多种震相反演地层结构是层析成像的一种方法。Kim 等^[4]利用 Pg、Sg、Pm、Sm、Pn 和 Sn 等震相进行约束, 通过波形反演做地震层析成像。Zhao 等^[5]利用美国 Landers 地震余震进行的多震相 (S、SmS、sSmS) 走时 S 波的成像, 其中仅用了相距 200km 的两个观测台站和其间发生的 180 个余震, 结果表明使用多震相走时成像可提高其空间分辨率; Zhao^[6]等还利用 P、PP、PcP、pP、Pdiff 等震相研究地幔柱和俯冲板块, 取得了大量的成果。白超英等^[7]考虑不同震相种类走时的拾取误差不同, 反演算法中引入了不同震相种类数据的权系数。Lei 等^[8]利用 P、pP、PP、PcP、Pdiff、PKPad、PKPbc、PKiKP、PKKPab 和 PKKPbc 10 种 P 波震相到时数据反演地下结构, 研究了夏威夷的地幔柱。

1 近震体波层析成像原理

按一般意义来讲, 近震体波层析成像可以描述为: 在速度模型空间中搜寻一个速度模型, 这一速度模型使得计算的理论走时与观测走时的残差尽可能最小。具体的实现过程一般为: 首先建立某种模型来描述地下介质的速度, 即模型参数化, 可以采用不分块模型^[9-13]和分块模型^[14-16], 现在通用的大都是分块模型。在已建立好的模型基础上, 利用 Fermat 原理或者 Huygens 原理可以计算出地震到台站射线传播的路径, 在已知速度模型的和射线传播的路径后, 我们可按照 (1) 式计算出这条射线的理论走时。

$$t_{cal} = \int_{L(v)} \frac{dl}{v(r)} \quad (1)$$

其中: dl 表示路径元, $L(v)$ 表示从震中到台站的射线路径, $v(r)$ 表示速度场。同时, 也就得到了这条射线的理论走时 t_{cal} 与观测走时 t_{obs} 的差值, 即走时残差。

按照上述过程计算所有地震——台站对射线路径和走时残差, 将计算的结果写成矩阵形式为:

$$\mathbf{G}\mathbf{x} = \mathbf{b} \quad (2)$$

其中: \mathbf{G} 为系数矩阵; \mathbf{b} 为射线走时残差向量; \mathbf{x} 为待求向量, 表示对速度模型的修正值。由于震中参数和模型参数是耦合在一起的, (2) 式又可写为:

$$(\mathbf{G}_e \quad \mathbf{G}_m) \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_m \end{pmatrix} = \mathbf{b} \quad (3)$$

其中: \mathbf{G}_e 为震中参数系数矩阵, \mathbf{G}_m 为速度模型的系数矩阵; \mathbf{x}_e 、 \mathbf{x}_m 为待求向量, 分别是震中参数的修正值和模型格点的速度修正值; \mathbf{b} 为观测向量, 即射线走时残差。

通过反演方法, 如 ART、SIRT、SVD、LSQR^[17]等, 可以解得震中参数的修正 \mathbf{x}_e 和模型格

点的速度修正值 \mathbf{x}_m , 通过对初始模型的修正, 可以得到比初始模型更加接近真实地下速度结构的模型, 将这个模型作为初始模型。重复上述过程, 反复迭代, 就可以不停的对模型进行修正, 最后得到一个比较接近真实地下速度结构的模型。

2 新方法的原理

上述反演地下速度模型是假设残差仅反映真实地下速度结构与理论模型的差别。在实际情况下, 残差不仅仅是反映了真实地下速度结构与理论模型之间的差别, 而且还反映了观测误差, 观测误差包括到时读取的误差、震中参数、地震台站记录仪器效应钟差等。只有当观测误差足够小、观测数据足够多时, 走时层析成像才能忽略由于观测误差对反演结果带来的影响。实际上, 地震资料中或多或少都会带有像钟差这样的观测误差, 为了减少资料中像钟差这样的观测误差值带来的影响, 从中提取有用的信息, 本文提出了一种新的近震体波层析成像方法, 下面以带有钟差的资料为例讲述该方法的基本原理。

钟差是由于测震仪的时间服务系统不准, 经过长时间积累, 生成的误差。在短时间(如数分钟)内积累的时间误差很小。因此, 我们可以假设同一台测震仪器记录的同一地震的不同震相的到时所含钟差是相同的。利用这一性质, 一种直观的想法就利用不同震相(如Pg震相和Sg震相)到时差消除钟差, 来反演地下的速度结构。

一般的走时层析成像是按照初始模型和正演得到(3)式, 然后按某种反演方法(如LSQR)求解(3)式, 当数据带有钟差时, (3)式应写为:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}_e & \mathbf{G}_m \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_m \end{pmatrix} = \mathbf{b} + \mathbf{\Delta} \quad (4)$$

其中: $\mathbf{\Delta}$ 为钟差项向量, 其他同上。

与一般的走时层析成像不同, 在一次计算中, 新方法需要同时计算P波、S波速度模型。在射线追踪过程中, P波和S波的射线路径可能不同, 因此在建立模型时应分别建立P波和S波的速度模型。

当仅用P震相反演地下结构时对应的矩阵为:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}_{p,e} & \mathbf{G}_{p,m} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_{p,m} \end{pmatrix} = \mathbf{b}_p + \mathbf{\Delta}_p \quad (5)$$

仅S震相反演地下结构时对应的矩阵为:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}_{s,e} & \mathbf{G}_{s,m} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_{s,m} \end{pmatrix} = \mathbf{b}_s + \mathbf{\Delta}_s \quad (6)$$

其中: 下标 p 和 s 分别代表P波和S波, 其他同上。当使用的是同一组带有钟差的观测数据时, 并且(5)式与(6)式同一行对应的是相同的一次地震事件, 根据前面的假设我们

有 $\Delta_p = \Delta_s$ 。因此 (6) 式与 (5) 相减, 就可消去钟差项 Δ , 得到如下公式:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}_{s,e} - \mathbf{G}_{p,e} & -\mathbf{G}_{p,m} & \mathbf{G}_{s,m} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_{p,m} \\ \mathbf{x}_{s,m} \end{pmatrix} = \mathbf{b}_{s-p} \quad (7)$$

待求向量包括了震中参数 \mathbf{x}_e 、P 波速度模型的修正量 $\mathbf{x}_{p,m}$ 和 S 波速度模型的修正量 $\mathbf{x}_{s,m}$; 残差 \mathbf{b}_{s-p} 为 S 波走时残差 b_s 减去 P 波走时残差 b_p , 为了叙述的方便, 以下我们称 \mathbf{b}_{s-p} 为 S-P 残差。(7) 式也可简写为:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{G}_{s-p,e} & \mathbf{G}_{s-p,m} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_{s-p,m} \end{pmatrix} = \mathbf{b}_{s-p} \quad (8)$$

这样 (8) 式从形式上就和一般走时层析成像的反演矩阵 (3) 式相同。其中, $\mathbf{G}_{s-p,e}$ 为震中参数的系数矩阵; $\mathbf{G}_{s-p,m}$ 为速度模型的系数矩阵, 包括 P 波和 S 波两部分速度模型的系数; \mathbf{x}_e 不变, 仍为震中参数的修正值; $\mathbf{x}_{s-p,m}$ 为速度模型的修正值, 包括 P 波和 S 波两部分速度模型。通过上面的推导虽然消除了钟差, 但扩大了待求解参数的个数, 相对于其他近震体波层析成像方法, 该方法从相同量的地震数据中获取的信息将会减少, 在实际计算中, 我们只对有钟差的数据采用新方法, 在本文第 4 部分对此将会进一步说明。

3 新方法的检验

为了验证上述方法正确性和可行性, 我们设计了一套验证方案, 验证的基本思路如图 1 所示。首先设计一个速度模型作为“真实”速度模型, 在此基础上合成带有钟差的理论走时数据, 然后用 tomogla 程序^[18]和新的成像方法分别计算“真实”速度模型, 比较它们还原“真实”速度模型的能力来判断方法的好坏。其中, 新成像方法是按照本文第 2 部分讲述的原理, 通过扩展赵大鹏 (1994 年) 用于 Northridge 地震的近震体波层析成像程序 tomogla 实现的。

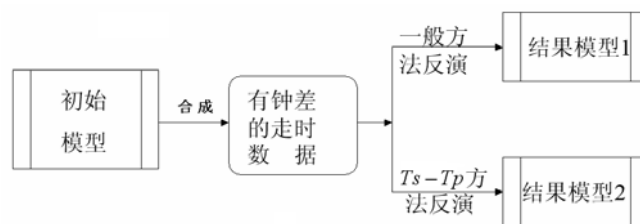
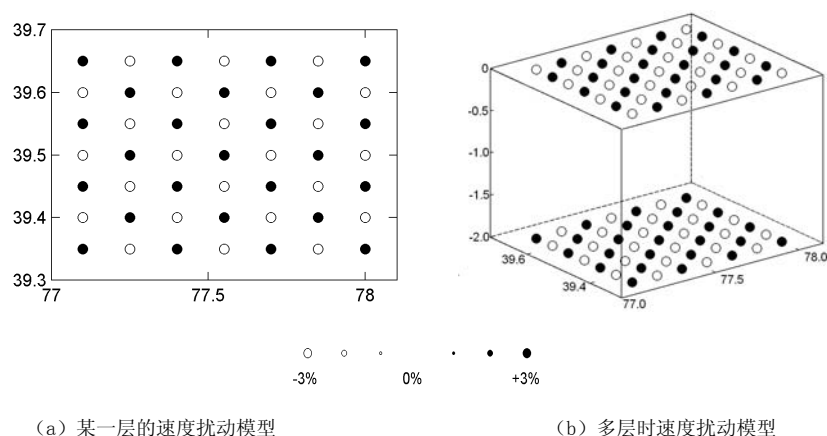


图 1 验证 $T_s - T_p$ 程序结果的流程图

Fig.1 Flow chart of verifying the $T_s - T_p$ program

“真实”速度模型应尽可能简单, 以便分析比较。我们建立如图 2 所示的“棋盘式”分布作为“真实”速度模型, 即速度扰动值为大小相等、正负相间的数值, 其中扰动值设

为 $\pm 3\%$, 实心代表正值, 空心代表负值。上下两层上同一经纬度上格点值大小相等、互为相反。



(a) 某一层的速度扰动模型

(b) 多层时速度扰动模型

图 2 初始模型示意图

Fig. 2 Diagram of initial velocity model

我们以 2003 年巴楚—伽师 $M_s 6.8$ 地震为原型合成“真实”速度模型, 其中地震、地震台站等参数采用“新疆巴楚—伽师地区上地壳三维速度层析成像”^[19]一文所给出的值, 其中地震台 9 个, 地震事件 1 722 次, 台站、地震以及射线平面分布见图 3。合成 P 波和 S 波走时数据各 15 498 条, 对同一地震到同一台站的 P 波和 S 波理论走时加上了一个 4~20 s 的随机数作为钟差。

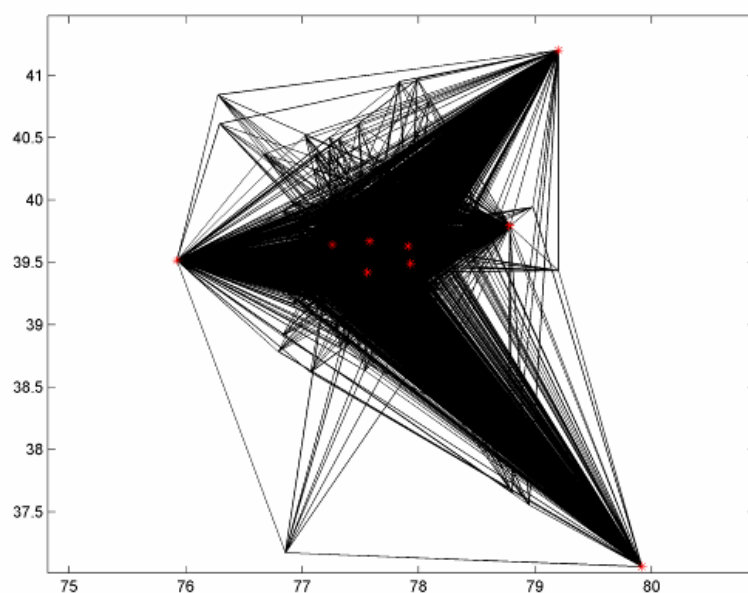
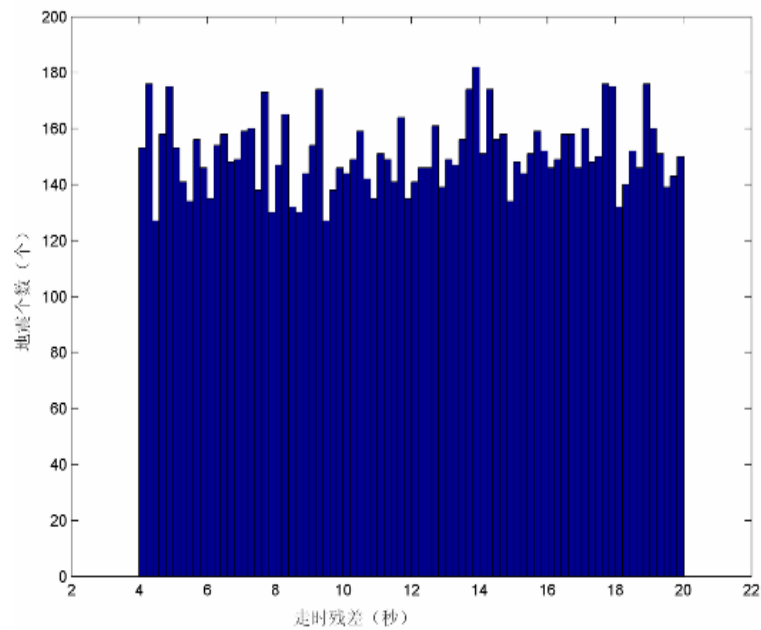
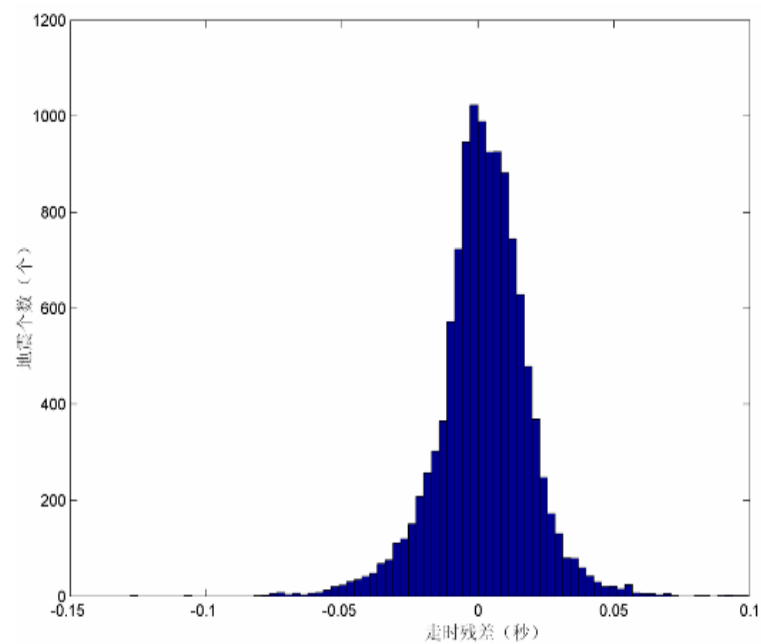


图 3 射线平面分布图

Fig. 3 Distribution of seismic ray



(a) 一般方法走时残差



(b) P-S 方法的走时残差

图 4 走时残差分布图

Fig.4 Distribution of arrival time residual

用 tomogla 反演这个合成的走时数据的结果我们称为结果模型 1, 用新成像方法反演的结果称为结果模型 2. 最后将结果模型 1、2 分别与初始模型比较, 如果结果模型 2 与初始

模型差别较大, 说明新成像方法的程序或理论存在问题; 如果结果模型 1、2 均能较好地还原初始模型, 则需进一步分析; 如果结果模型 1 与初始模型差别较大, 而结果模型 2 与初始模型差别小, 则说明新成像方法有其价值, 理论和程序正确。

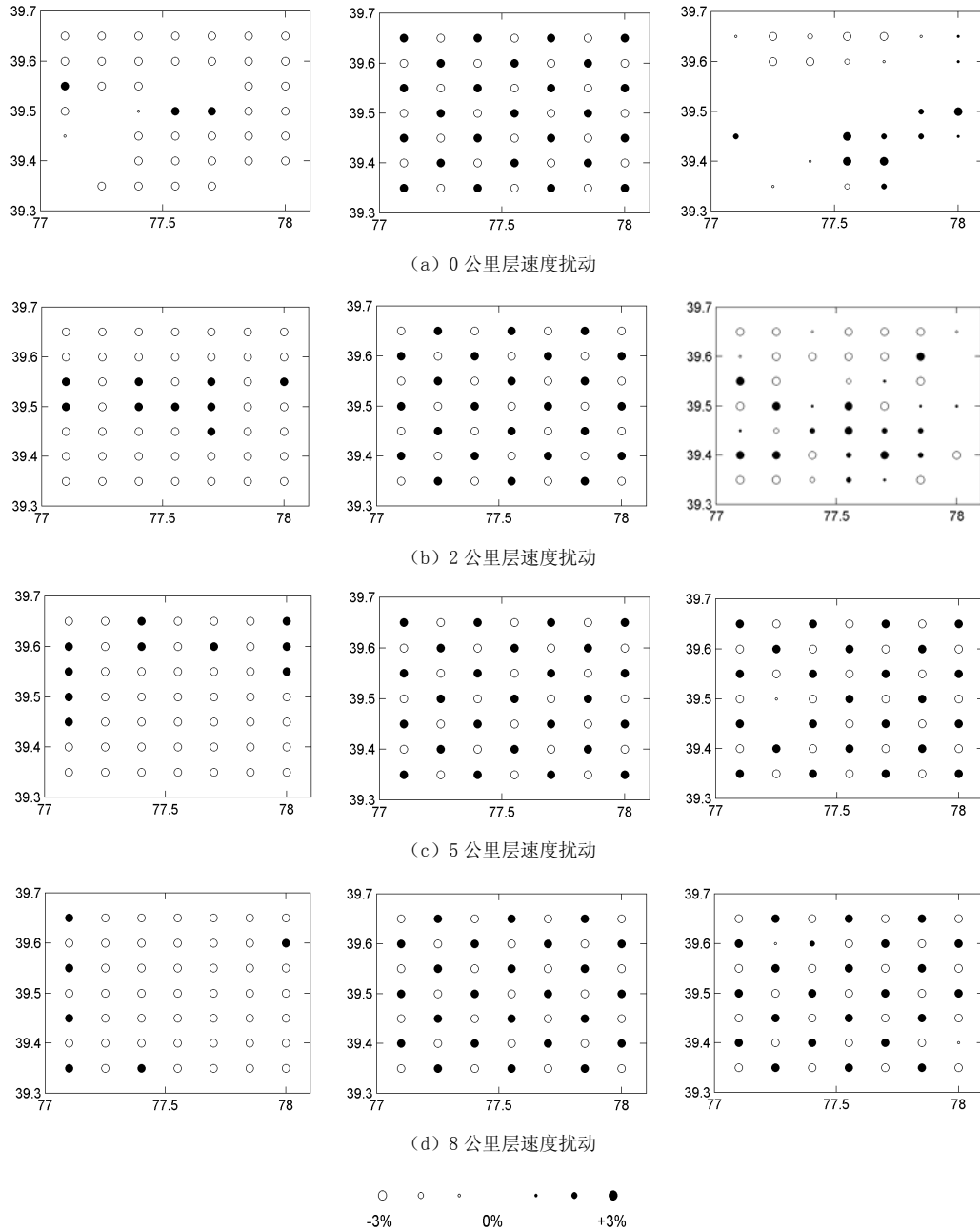


图 5 tomogra 和 $t_s - t_p$ 方法还原能力对比

Fig.5 The result of comparison between tomogra method and $t_s - t_p$ method

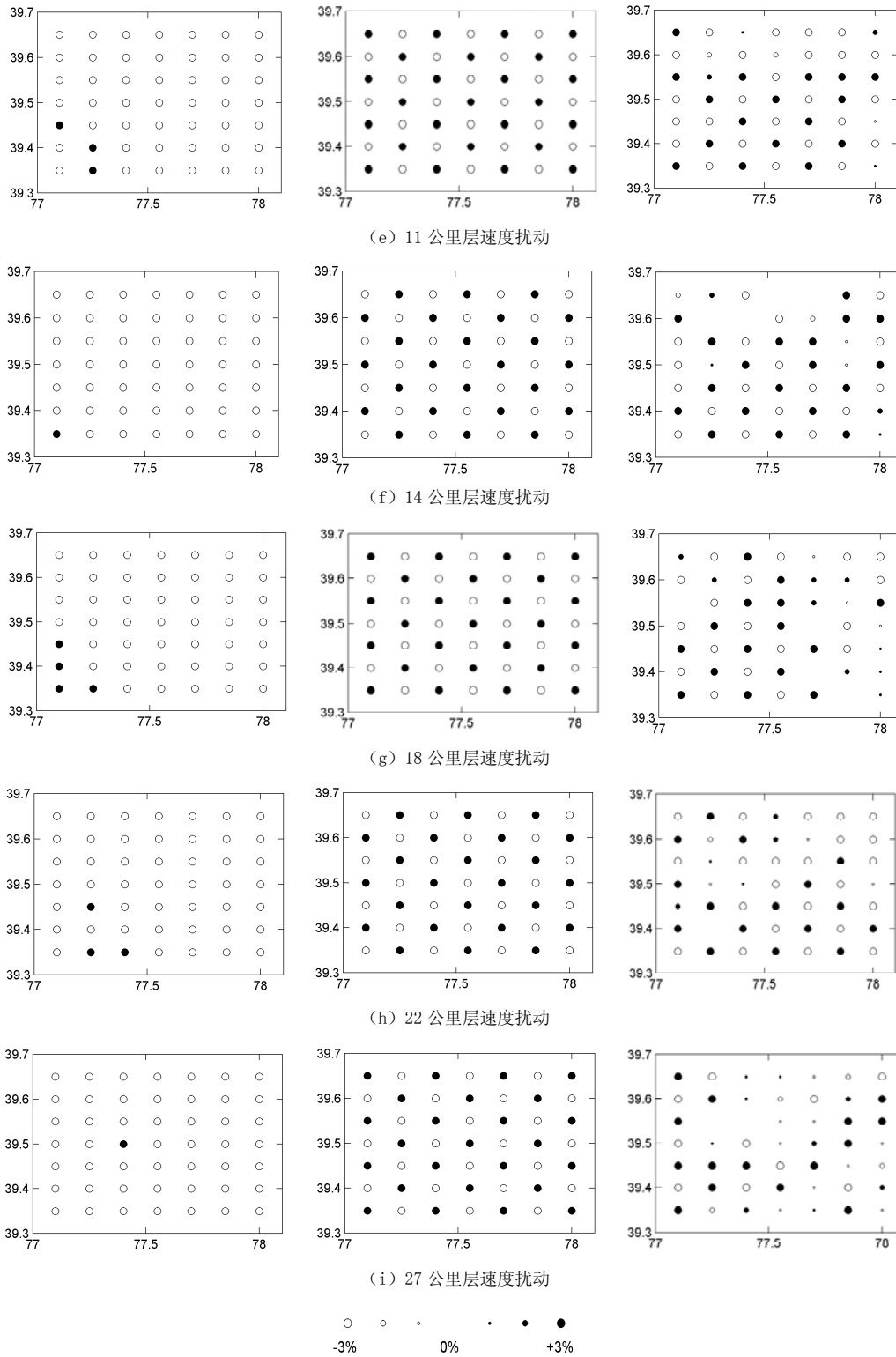
图5 tomogra 和 $t_s - t_p$ 方法还原能力对比 (续)Fig.5 The result of comparison between tomogra method and $t_s - t_p$ method (continued)

图 4 (a) 是一般方法计算的走时残差, 是观测 P 波走时减去理论 P 波走时, 观测 P 波走时中包括了 4 到 20s 随机误差作为钟差, 所以残差集中在 4~20 s 的范围内。图 4 (b) 是新成像方法计算的走时残差, 是观测到的 P 波走时减 S 波走时后减去理论 P 波走时减 S 波走时差的差, 残差主要集中在 -0.05~0.05 s 的范围内, 呈正态分布。

下面将两种方法反演的速度扰动与初始模型的速度扰动作对比, 来验证理论和方法实现的可靠性。在图 5 中, 左图是一般方法计算得到的各层速度扰动值, 中间图是合成数据时使用的初始模型, 右图是新成像方法计算得到的速度扰动值。实心和空心分别代表正的和负的速度扰动值, 圈的大小代表扰动值的大小。将左图、右图与中间图作对比, 与中间图图形越接近者, 其对应的方法还原能力就越好。

从图 5 对比可以看出, 右图中除了在 0 km、2 km 和 27 km 层不能很好地还原初始速度模型, 其他层均在一定程度上还原了初始速度模型, 特别是 5 km、8 km 和 14 km 层较与中间图的图形基本一致, 说明该方法可以消除钟差等因素的影响。0 km、2 km 和 27 km 层主要是由于记录到的地震数据有限, 以及受地震和台站空间分布的限制, 造成其他还原能力差。由于每个到时数据都加上一个随机误差作为钟差, 左图基本上无法还原初始速度模型。从以上结果可以看出新成像方法可以解决因为钟差误差对反演结果的影响。

4 新成像方法的进一步讨论

从第 3 部分的推导可以看出, 新成像方法可以消除钟差对反演结果的影响, 但是在反演求解的矩阵 (7) 式或 (8) 式, 待求参数的未知个数增加, 通过这种方法求解不带钟差的数据时, 从相同的数据中获取的信息量将会减少。因此, 在实际计算时我们把数据分为两种情况考虑, 对残差较小的数据, 我们仍按一般方法计算得到反演矩阵 (3) 式, 对 (3) 式补 0 扩展为 (7) 式的形式, 得:

$$\begin{pmatrix} -\mathbf{G}_{p,e} & -\mathbf{G}_{p,m} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_{p,m} \\ \mathbf{x}_{s,m} \end{pmatrix} = -\mathbf{b}_p \quad \text{或} \quad \begin{pmatrix} \mathbf{G}_{s,e} & 0 & \mathbf{G}_{s,m} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_{p,m} \\ \mathbf{x}_{s,m} \end{pmatrix} = \mathbf{b}_s \quad (9)$$

(7) 式和 (9) 式展开后是一样的, 所以 (7) 和 (9) 从对于相同量的走时数据中获取的有用信息是一样的。对于残差较大的数据, 即舍去不用的数据, 我们再看它的 S-P 残差大小, 如果 S-P 残差比较小, 采用新成像方法计算, 得到反演矩阵 (7) 式。最后, 合并 (9) 式和 (7) 式得到最终反演矩阵 (10) 式:

$$\begin{pmatrix} -\mathbf{G}_{p,e} & -\mathbf{G}_{p,m} & 0 \\ \mathbf{G}_{s-p,e} & -\mathbf{G}_{p,m} & \mathbf{G}_{s,m} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_{p,m} \\ \mathbf{x}_{s,m} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\mathbf{b}_p \\ \mathbf{b}_{s-p} \end{pmatrix} \quad \text{或} \quad \begin{pmatrix} \mathbf{G}_{s,e} & 0 & \mathbf{G}_{s,m} \\ \mathbf{G}_{s-p,e} & -\mathbf{G}_{p,m} & \mathbf{G}_{s,m} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_e \\ \mathbf{x}_{p,m} \\ \mathbf{x}_{s,m} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{b}_s \\ \mathbf{b}_{s-p} \end{pmatrix} \quad (10)$$

从 (10) 式反演求解时等于用一般走时成像方法求解不带钟差数据获得的信息加上新成像方法求解带钟差的数据获得的信息量。

新成像方法是对一般近震体波层析成像方法的扩展,当一般近震体波层析成像程序添加新成像方法后,不但可以处理残差较小的数据,获取有用信息,也能从部分一般近震层析成像剔除不用的、残差较大的数据获取额外的有用信息,增加信息量。

5 讨论

本文提出的方法实际是对一般近震体波层析方法的扩展,可以结合某一种具体的方法和程序实现。对某一种具体近震体波层析程序应该做如下两方面修改:①扩展速度模型,使速度模型包含 P 波和 S 波速度模型两部分;②在计算时首先判断残差大小,如果残差较大,则判断 S-P 残差大小,对不同情况分别按照(7)和(9)式构造反演用的矩阵。其他过程仍按一般近震体波层析成像方法计算。新成像方法在处理一般近震层析成像剔除不用的数据时,有一个假设条件,即假设同一台测震仪器记录的同一地震的不同震相的到时所含观测误差值相同或基本相同,对于不满足这一假设条件数据的处理仍需要进行继续的研究的探讨。

致谢:本文使用的 tomogla 是由赵大鹏提供。

参考文献

- [1] Waldhauser F, Ellsworth WL. A double difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2000, 90(6): 1353-1368.
- [2] Wolfe CJ. On the mathematics of using difference operators to relocate earthquakes[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2002, 92: 2879-1892.
- [3] Zhang HJ, Thurber H C. Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2002, 92(5): 1875-1889.
- [4] Kim SG, 李清河, Lkhasuren E, 等. 由多震相走时和波形作三维地震成像[J]. CT 理论与应用研究, 2000, 9(4): 44-47.
Kim SG, Li QH, Lkhasuren E, et al. 3D seismic tomography by using travel times and waveforms of multi-phase[J]. CT Theory and Applications, 2000, 9(4): 44-47.
- [5] Zhao DP, Todo S, Lei JS. Local earthquake reflection tomography of the Landers aftershock area[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 235(3-4): 623-631.
- [6] Zhao DP. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: Insight into deep Earth dynamics[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2004, 146(1-2): 3-34.
- [7] 白超英, 黄国妖, 李忠生. 三维复杂层状介质中多震相走时联合反演成像[J]. 地球物理学报, 2011, 54(1): 182-192. DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2011.01.019.
Bai CY, Huang GJ, Li ZS. Simultaneous inversion combining multiple-phase travel times within 3D complex layered media[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2011, 54(1): 182-192, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.01.019.
- [8] Lei JS, Zhao DP. A new insight into the Hawaiian plume[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 241(3-4): 438-453.
- [9] Tarantola A, Valette B. Inverse-problems quest for information[J]. Geophysics, 1982, 50: 159-170.

- [10] Tarantola A, Nercessian A. Three-dimensional inversion without blocks[J]. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 1984, 76: 299-306.
- [11] Tarantola A. Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation[M]. Amsterdam: Elsevier Press, 1987.
- [12] 朱露培, 曾融生, 刘福田. 一种新的三维速度结构反演构型参数化[J]. *地球物理学报*, 1990, 33(1): 34-43.
Zhu LP, Zeng RS, Liu FT. A new model parameterization method for inversion of 3-Dimensional velocity structure[J]. *Chinese journal of Geophysics*, 1990, 33(1): 34-43.
- [13] Dziewonski MA. Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1984, 89(B7): 5929-5952.
- [14] Thurber HC. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1983, 88(B10): 8226-8236.
- [15] Aki K, Lee WK. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes-1. A homogeneous initial model[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1976, 81(23): 4381-4399.
- [16] Aki K, Christoffersson A, Husebye ES. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1977, 82(B2): 277-296.
- [17] Paige CC, Saunders AM. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares[J]. *ACM Transactions on Mathematical Software*. Association for Computing Machinery, 1982, 8(1): 43-71.
- [18] Zhao DP, Kanamori H. The 1994 Northridge earthquake: 3-D crustal structure in the rupture zone and its relation to the aftershock locations and mechanisms[J]. *Geophysical Research Letters*, 1995: 22(7): 763-766.
- [19] 和锐, 杨建思, 张翼. 新疆巴楚-伽师地区上地壳三维速度层析成像[J]. *西北地震学报*, 2010, 32(2): 139-143, 149.
He R, Yang JS, Zhang Y. Tomographic determination of the upper crustal structure in Bachu-Jiashi area, Xinjiang[J]. *Northwestern Seismological Journal*, 2010, 32(2): 139-143, 149.

New Seismic Body-Wave Tomography on the Local Scale

HE Rui^{1✉}, ZHANG Yi², YANG Jia-nsi¹, ZHANG He-xiang³

1. Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2. Earthquake Administration of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830011, China

3. Institute of Disaster Prevention Science and Technology, Yanjiao, Sanhe City, Hebei Province 065201, China

Abstract: Seismic body-wave tomography on the local scale is a technique of imaging 3-D velocity and/or attenuation structure of the Earth, according to minimum principle of difference between theory arrival time and observe arrival time. Hence, the accuracy of observe arrival time is very important to this technique. In practice, observe arrival time include more or less error, such as artificial error, instrumental error, among which some error

is a value which increase with increasing of time. The paper propose a new technique, which can eliminate an effect of the value which increase with increasing of time on the inversion results, and validate the correctness and feasibility of this technique.

Key words: seismic body-wave; tomography; clock error

作者简介: 和锐[✉] (1975—), 男, 中国地震局地球物理研究所助理研究员、在读博士, 中国地球物理学会会员, 主要从事地震层析成像和地震标准化工作, Tel: 010-68486141, E-mail: andrui@126.com。