中国科学: 地球科学 2021 年 第 51 卷 第 1 期: 103 ~ 119
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

首都圈地壳结构的拟波形层析成像研究

黄雪源[1], 杨顶辉[2*], 童平[3,4], 高原[5], 石玉涛[5], 吴昊[2]

1. 北京工商大学数学与统计学院应用统计系, 北京 100048;
2. 清华大学数学科学系, 北京 100084;
3. Division of Mathematical Sciences, School of Physical and Mathematical Sciences, Nanyang Technological University, Singapore 637371, Singapore;
4. Asian School of the Environment, Nanyang Technological University, Singapore 637371, Singapore;
5. 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036
* 通讯作者, E-mail: ydh@tsinghua.edu.cn

收稿日期: 2019-11-24; 收修改稿日期: 2020-06-10; 接受日期: 2020-07-20; 网络版发表日期: 2020-11-02
国家自然科学基金项目(批准号: U1839206、41230210、41704047、11871297)和清华大学自主科研计划项目资助

摘要 地震层析成像是研究地球内部结构的主要方法. 文章利用首都圈区域内3231个地震挑选出来的29839条直达P波走时和29972条直达S波走时数据, 首次使用拟波形层析成像方法对首都圈地区地壳的P波和S波速度, 以及泊松比进行反演成像, 获得了该区域三维高分辨率V_P、V_S以及泊松比结构. 成像结果表明, 首都圈地壳结构非均匀性强烈, 地表地质构造特征与浅层的速度异常具有明显的一致性. 中地壳康拉德面深度附近广泛存在的相对低速异常层可能是多期构造运动叠加的结果. 该区域地震多发生于高低速及泊松比异常交界区域. 唐山地震和历史上的三河-平谷地震震源下方都存在明显的相对低速异常, 可能与流体的存在有关. 深部速度结构异常的一致性可能暗示唐山地震和三河-平谷地震的深部发震构造具有一定的相似性. 高分辨率精细速度结构的获得, 为深入认识首都圈地区地壳结构的精细非均匀性和动力学机制提供了重要的科学依据.

关键词 拟波形成像, 首都圈, 层析成像, 地壳速度结构, 非均匀性

1 引言

2020年5月26日, 地处北京西部的门头沟发生3.6级地震, 震源深度为18km; 2019年4月, 北京海淀和怀柔分别发生了2.9级(4月7日, 震源深度17km)和3.0级(4月14日, 震源深度19km)地震; 北京市区大部分区域有震感. 这几次地震, 特别是2019年在一周内连续发生的两次地震, 使得人们对北京及其周边区域(简称首都圈)的地震活动、地震的孕育以及地下构造等科学问题更加关注. 作为中国重要的政治文化中心, 北京具有发达的经济、稠密的人口, 但地处中国东部板内地震活跃区域内(如图1)(嘉世旭等, 2005; 黄雪源, 2016). 该区域地处华北平原最北端, 其西部相邻太行山, 北部紧靠燕山山脉, 近东西向的阴山-燕山造山带在此与西部的鄂尔多斯块体交汇, 东部为渤海湾(齐诚等, 2006; Tian等, 2009). 区域内地震活动活跃, 西部的太行山隆起和北部的燕山隆起呈带状分布; 东侧渤海湾内, 郯庐断裂带在此穿过(Tian等, 2009; 吕作勇,

中文引用格式: 黄雪源, 杨顶辉, 童平, 高原, 石玉涛, 吴昊. 2021. 首都圈地壳结构的拟波形层析成像研究. 中国科学: 地球科学, 51(1): 103–119, doi: 10.1360/SSTe-2019-0278
英文引用格式: Huang X, Yang D, Tong P, Gao Y, Shi Y, Wu H. 2021. Quasi-waveform seismic tomography of crustal structures in the capital circle region of China. Science China Earth Sciences, 64(1): 110–126, https://doi.org/10.1007/s11430-019-9663-4

© 2020 《中国科学》杂志社

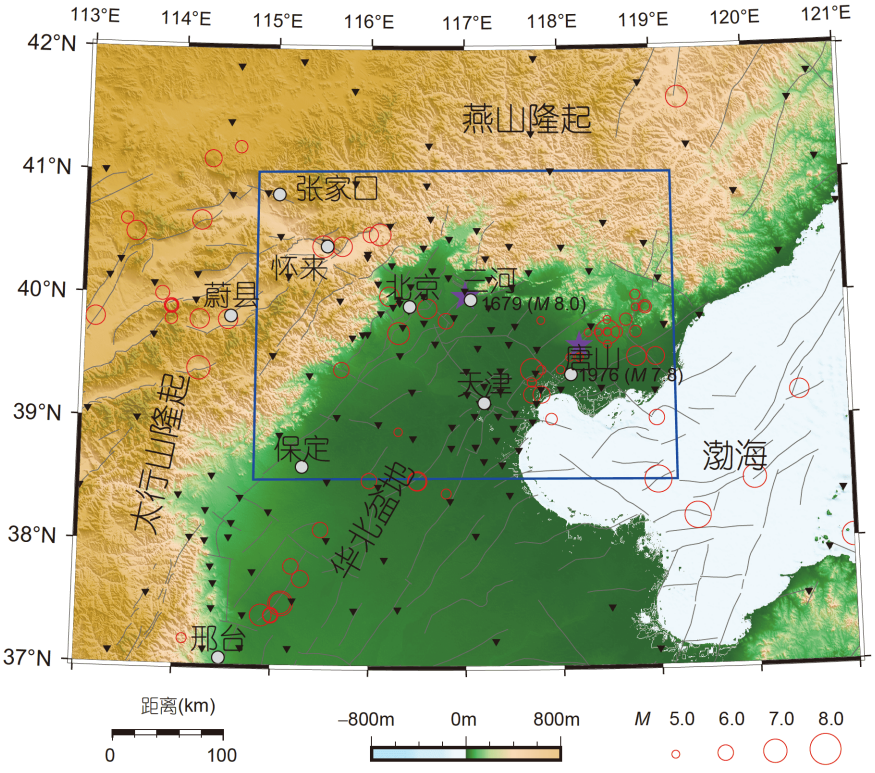

图 1　首都圈区域构造背景

蓝色方框内为本文研究区域，空心圆圈表示自公元1500年以来发生的5.0级及以上的地震震源位置和大小，两个紫色五角星分别表示发生于1679年的三河-平谷*M*8.0级地震与1976年的唐山*M*7.8级地震. 黑色倒三角为地震台站分布，灰色曲线表示断层，彩色背景为研究区地形，地形高程色标示于图的底部

2009); 区域内地壳厚度变化较大, 西部、北部较厚, 东南部较薄(张先康等, 1998; Li等, 2001; Shi等, 2014; Zhang等, 2019). 从更大尺度上看, 首都圈位于太平洋俯冲区域与欧亚大陆板块交界东部前沿, 具有复杂的地质构造和频繁的地震活动, 对区域内的经济发展和人类生存带来威胁.

历史上北京及其周边区域频繁发生大地震(如图1所示), 例如发生于1679年北京东部的三河-平谷8.0级地震, 是该区域有史记载以来的最强烈地震(张先康等, 2002); 发生于1976年的唐山7.8级地震, 造成超过24.2万人死亡, 16.5万人重伤. 除了特大地震外, 5.0级以上的强震也时有发生, 例如1998年发生于张北的6.2级地震、2006年7月发生在文安的5.3级地震等. 北京及其周边区域的地震活动还具有周期性的特点(马文涛等, 2004), 每年有大量的小地震发生(赵博等, 2013).

从地质构造的角度来看(如图2), 华北平原内冀中凹陷、临清凹陷、沧县隆起、黄骅凹陷、埕宁隆起等一系列构造单元自西向东呈北北东向相间排布(Ye等, 1985, 1987; Liu, 1987; Huang和Zhao, 2004; 吕作勇, 2009; 黄雪源, 2016), 大致与太行山隆起区及太行山山前断裂平行. 区域内还包含蔚县-延庆断裂、沧县断裂、昌黎-宁河断裂、太行山山前断裂等多个断裂带(吕作勇, 2009). 区域北部东西向的燕山隆起区地质构造相对稳定, 活断层主要集中在北东向的华北盆地内部和太行山隆起区(Huang和Zhao, 2009). 地震活动主要分布在呈东北-西南向的宁河-唐山-滦县一线, 呈西北-东南向的张家口-蓬莱地震带, 以及三河-平谷、怀来-蔚县一线等(Huang和Zhao, 2004; 赵博等, 2013). 在此复杂构造背景下, 研究首都圈地壳精细结构和动力学机制, 以及该区域复杂构造与地震活动的关系, 具有重要意义.

自1976年唐山大地震发生以来, 首都圈深部结构被广泛研究, 其中大部分工作集中在地壳(于湘伟等, 2003, 2010; 孙若昧等, 1993; Li等, 2001; Huang和Zhao,

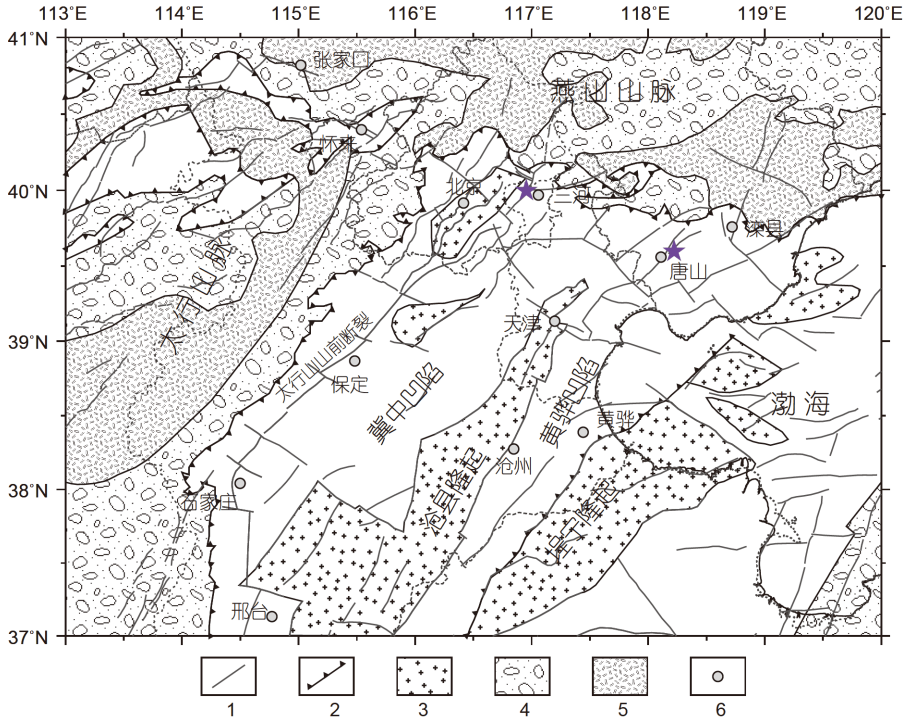

图 2　首都圈地质构造简图

1, 断层; 2, 新生代盆地边界; 3, 华北盆地隆升区域; 4, 花岗岩区域; 5, 前寒武纪基岩; 6, 主要城市. 五角星为三河-平谷*M*8.0级地震与唐山*M*7.8级地震. 根据Huang和Zhao(2004)修改

2004; 段永红等, 2016; 杨妍等, 2018). 一些工作利用了远震数据来研究首都圈地壳、上地幔速度结构(如金安蜀等, 1980; 王椿镛等, 2017; Shedlock和Roecker, 1987; 朱露培等, 1990; Huang和Zhao, 2009; Fu等, 2015). 这些研究结果表明, 首都圈地壳和上地幔在西北部为相对高速区, 东南部为相对低速区, P波速度具有明显的横向不均匀性, 深部的地震活动与这种横向不均匀性相关性明显(金安蜀等, 1980). 朱露培等(1990)对京津唐张地区的研究工作表明, 该区域地表以下50km内的速度异常结构与地表地质构造具有良好的对应, 在100km深度范围内速度横向不均匀性明显. 例如地震波速在燕山和太行山隆起区主要呈现高速异常, 在冀中凹陷、黄骅凹陷等区域主要表现为低速异常(吕作勇, 2009); 区域内强震多发生于高低速异常的过渡带上. 张岭等(2007)对首都圈的研究表明, 该区域地壳速度异常结构受深大断裂和地表主要构造单元影响, 呈北北东向展布, 具有"东西分带, 南北分块"的特点; Lei等(2008)在研究首都圈地壳三维P波速度结构工作中同时利用了直达P波和莫霍面(Moho discontinuity)反射P波(PmP), 有效提升了研究区域中下地壳成像分辨率. 中上地壳的各向异性研究结果显示, 太行山隆起与华北盆地的交汇区, 有明显不同的结构特性(Gao等, 2011). 这些研究结果为人们深入认识首都圈地下结构, 动力学机制以及与地震孕育和发生之间的联系提供了重要证据.

然而, 这些大部分基于传统射线理论的层析成像结果, 所利用的地震台站分布较为稀疏, 走时数据精度不高. 过去的十几年中, 中国地震台网中心在首都圈地区布设了一大批高精度数字台站(如图3), 并积累了大量的地震数据. 本研究将使用基于波动方程求解的拟波形地震层析成像方法来反演首都圈地壳三维P波、S波速度以及泊松比结构, 进一步获取首都圈地区的地壳、特别是中上地壳的精细速度结构及动力学机制的新认识.

2　拟波形层析成像方法

波形层析成像方法是以匹配波形信号来建立目标

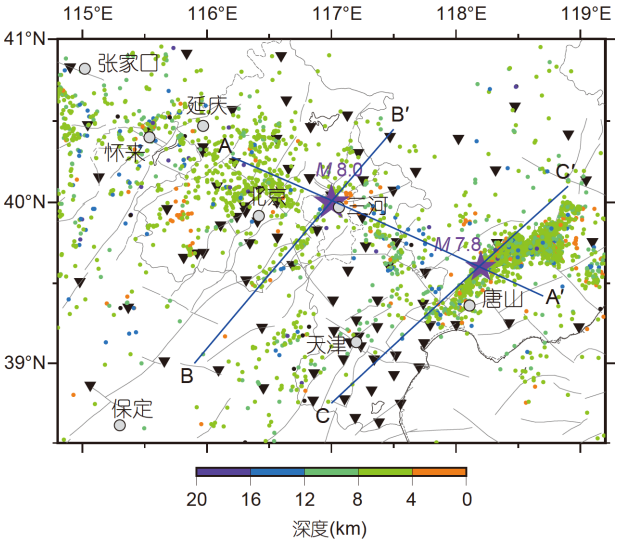

图 3　本研究使用的地震台站和地震事件位置分布

彩色圆点表示地震震中位置, 颜色表示深度, 对应数值见下侧色标. 黑色倒三角为台站位置. 两个紫色五角星分别表示三河-平谷*M*8.0级地震与唐山*M*7.8级地震. 蓝色直线为三条纵向剖面位置

函数, 通过最小化观测波形资料和合成地震波形资料之间的差异来进行反演成像, 进而反推地下介质结构和性质. 波形反演的结果强烈依赖于初始模型, 对扰动非常敏感, 它要求初始模型和真实模型之间具有良好的匹配. 如果初始模型不够精确, 成像控制方程推导过程中的伯恩近似(Born approximate)将不再成立, 波形成像的结果可能完全失真(Liu和Gu, 2012; Virieux和Operto, 2009). 然而在实际成像应用中, 由于地下结构的复杂性, 利用数值方法准确模拟观测波形、特别是高频波形是非常困难的. 同时, 台站所记录的波形信号包含了各类噪声, 地震波本身又具有周期性质, 这进一步增加了波形匹配难度. 最近, Wang等(2019)基于卡曼滤波和无放回抽样思想, 发展了一种具有较大收敛域的全波形反演方法, 一定程度上解决了全波形反演强烈依赖于初始模型选取的问题, 但目前尚未实现利用天然地震观测数据的反演成像, 其实际应用还有待于进一步开展. 利用数值方法合成较为精确的地震记录仍然面临很多挑战, 利用波形反演方法来获得高精度层析成像结果任重而道远. 地震波走时信息被认为是当前可利用的最稳定、最可靠的地震资料(童平, 2012). 走时反演成像应用研究也验证了地震震相走时信息的有效性(Tong等, 2014a, 2014b, 2017; Huang等, 2016a; Dong等, 2019). 因此, 在本研究中, 我们将发展基于声波方程的拟波形走时层析成像方法, 并利用地震走时信息进行反演成像, 以获得首都圈可靠且高分辨率的成像结果.

2.1　拟波形层析成像方法

在各向同性介质中, P波或S波的传播满足下面的声波方程:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial^2 s(t,\mathbf{x})}{\partial t^2} = \nabla\cdot[c^2(\mathbf{x})\nabla s(t,\mathbf{x})] + f(t)\delta(\mathbf{x}-\mathbf{x}_s),\ \mathbf{x}\in\Omega; \\ s(0,\mathbf{x}) = \dfrac{\partial s(0,\mathbf{x})}{\partial t} = 0,\quad \mathbf{x}\in\Omega; \\ \mathbf{n}\cdot[c^2(\mathbf{x})\nabla s(t,\mathbf{x})] = 0,\quad \mathbf{x}\in\partial\Omega; \end{cases} \tag{1}$$

式中, $c(\mathbf{x})$为P波或S波的传播速度, $s(t, \mathbf{x})$为压力或者位移, f为震源时间函数, $\mathbf{x}_s$为震源参数模型的初动位置, Ω为模型区域, $\mathbf{n}$为模型区域边界$\partial\Omega$的外法向. 假设$t_{\mathrm{syn}}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$和$t_{\mathrm{obs}}(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$分别表示基于初始模型$c_0(\mathbf{x})$计算得到的特定震相的理论走时和在台站$\mathbf{x}_r$处接收到的观测走时. 定义实际走时与理论走时之间的差异函数为

$$\chi(\mathbf{m},\mathbf{m}_0,\mathbf{x}_r) = t_{\mathrm{obs}}(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s) - t_{\mathrm{syn}}(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s), \tag{2}$$

式中, $\mathbf{m}$表示真实的地球介质, 而$\mathbf{m}_0$为给定的初始参数模型. 如果理论走时的一个小扰动$\Delta t(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$由相对于初始模型$\mathbf{m}_0$的微小扰动$\delta\mathbf{m}$产生, 则式(2)可以改写为

$$\begin{aligned} \chi(\mathbf{m},\mathbf{m}_0+\delta\mathbf{m},\mathbf{x}_r) = {} & t_{\mathrm{obs}}(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s) \\ & - t_{\mathrm{syn}}(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s) - \Delta t(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s). \end{aligned} \tag{3}$$

利用式(3)减去式(2)可以得到:

$$\begin{aligned} \delta\chi &= \chi(\mathbf{m},\mathbf{m}_0+\delta\mathbf{m},\mathbf{x}_r) - \chi(\mathbf{m},\mathbf{m}_0,\mathbf{x}_r) \\ &= -\Delta t(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s). \end{aligned} \tag{4}$$

由给定模型$\mathbf{m}_0$变化到$\mathbf{m}_0+\delta\mathbf{m}$, 相应的合成地震走时信息可以通过互相关函数得到(Dahlen等, 2000; 童平, 2012):

$$\begin{aligned} \delta\chi &= -\Delta t(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s) \\ &= -\frac{\int_0^T \omega(t)\delta s(t,\mathbf{x}_r)\dfrac{\partial s(t,\mathbf{x}_r)}{\partial t}\mathrm{d}t}{\int_0^T \omega(t) s(t,\mathbf{x}_r)\dfrac{\partial^2 s(t,\mathbf{x}_r)}{\partial t^2}\mathrm{d}t}. \end{aligned} \tag{5}$$

上式建立了走时扰动$\Delta t(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$与波形扰动$\delta s(t, \mathbf{x}_r)$以及波形$s(t, \mathbf{x}_r)$之间的关系. 因此, 通过求解波动方程, 初始模型下和扰动模型下的走时信息都可以从接收器处获

得的波形数据里提取. 从波动方程(1)出发, 利用初始模型$\mathbf{m}_0$和$\mathbf{m}_0+\delta\mathbf{m}$所满足的声波方程, 可以获得波场扰动$\delta s(t, \mathbf{x})$所满足的方程, 进而基于伴随方法的基本思想(Tromp等, 2005)、一阶伯恩近似、格林函数方法和一系列的数学推导, 得到基于波动方程的地震层析成像控制方程为(黄雪源, 2016):

$$\begin{aligned}\Delta t(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s) &= t_{\mathrm{obs}}(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s)-t_{\mathrm{syn}}(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s)\\ &=-\int_{\Omega}\left[\int_0^{\mathrm{T}}2c_0^2(\mathbf{x})\nabla s^*(T-t,\mathbf{x})\cdot\nabla s(t,\mathbf{x})\mathrm{d}t\right]\\ &\quad\times\frac{\delta c(\mathbf{x})}{c(\mathbf{x})}\mathrm{d}\mathbf{x},\end{aligned}\tag{6}$$

式中, T为波形记录总时长, $s^*(t, \mathbf{x})$为伴随波场, 它由如下方程定义(Tong等, 2014a; 黄雪源, 2016):

$$\begin{cases}\dfrac{\partial^2 s^*(t,\mathbf{x})}{\partial t^2}=\nabla\cdot[c^2(\mathbf{x})\nabla s^*(t,\mathbf{x})]\\ \qquad\qquad+\dfrac{\omega(T-t)\dfrac{\partial s(T-t,\mathbf{x})}{\partial t}\delta(\mathbf{x}-\mathbf{x}_r)}{\displaystyle\int_0^{\mathrm{T}}\omega(T-t)s(t,\mathbf{x}_r)\frac{\partial^2 s(t,\mathbf{x}_r)}{\partial t^2}\mathrm{d}t},\quad \mathbf{x}\in\Omega;\\ s^*(T,\mathbf{x})=\dfrac{\partial s^*(T,\mathbf{x})}{\partial t}=0,\quad \mathbf{x}\in\Omega;\\ \mathbf{n}\cdot[c^2(\mathbf{x})\nabla s^*(t,\mathbf{x})]=0,\quad \mathbf{x}\in\partial\Omega;\end{cases}\tag{7}$$

式中, $\omega(t)$为时间窗口函数, 用来选择合适的地震波震相; $s(t, \mathbf{x}_r)$为原波场在$\mathbf{x}_r$获得的地震记录. 从方程(7)可以看出, 伴随波场同样满足波动方程, 其与方程(1)的差别仅在于震源项. 因此两者可以采用相同的数值算法进行求解.

从方程(5)和(6)可以看到, 走时提取、控制方程的计算是基于数值求解全波方程(1)和(7)来获得相应的波形或波场信息. 从数学上讲, 可以将方程(6)简写成与台站位置和震源位置有关的原波场$s(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$和伴随场$s^*(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$的复合函数, 即

$$\Delta t(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s)=F\left[s(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s),s^*(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s)\right].\tag{8}$$

这种并不直接利用理论地震记录拟合实际观测波形, 也不通过运动学方程来计算理论走时, 但又同时利用了地震波的动力学和运动学信息的层析成像方法, 我们称其为拟波形层析成像方法.

2.2　数值方法与模型参数化

拟波形层析成像方法需要求解正演波场(1)和伴随波场(7)来获得接收器处的波形记录, 同时计算控制方程(6). 特别地, 在计算(6)的过程中, 如果能直接获得正演波场和伴随波场的梯度场信息, 则计算精度将能够得到进一步的提高, 进而层析成像结果的精度也会相应提升. 目前为止, 人们发展了众多的数值算法用于求解波动方程. 例如, Chen等(2007)发展的波形层析成像方法, 利用交错网格有限差分方法来计算敏感核并合成地震资料. Fichtner等(2010)和Tape等(2009, 2010)在地震波形层析成像中采用谱元法进行波传播数值模拟. Tong等(2014b)在波形走时层析成像和Huang等(2016a, 2016b)对层析成像敏感核的计算中, 使用有限差分方法来求解波动方程. 正演方法的精度决定了成像结果分辨率, 其计算效率则决定了层析成像方法的可行性. 以上方法在精度和计算效率上优缺点明显. 在实际的反演成像中, 往往需要利用数万乃至数百万的地震记录, 这意味着需要数值求解庞大数量的波动方程. 因此, 准确有效、快速的正演方法是实现拟波形层析成像的关键. 近似解析离散化方法是一类能够在较大网格尺度下压制数值频散的高效率有限差分方法, 且可以直接计算梯度场(Yang等, 2003, 2004, 2006, 2012; Huang等, 2016b). 该方法的本质是同时利用了位移波场及其梯度信息或位移波场和粒子速度及其梯度信息逼近高阶空间偏导数, 来实现波场的高精度重构. Tong等(2014b)在近似解析离散化方法的基础上发展了一种简化的有限差分格式, 它通过对空间网格点直接插值计算梯度场来提升计算效率. 本研究中, 我们将沿用这种高计算效率、低内存需求、高并行性且可直接获得波场梯度的高阶中心差分格式来求解正演波场(1)和伴随波场(7).

方程(6)中, 我们将速度扰动量相对于真实速度模型的比值$\delta c(\mathbf{x})/c(\mathbf{x})$作为未知量进行计算. 如果将该方程离散化为维度为$M$的一组未知向量$X$, 则该方程可以改写为

$$\sum_{i=1}^{M}a_iX_i=\Delta t(\mathbf{x}_r,\mathbf{x}_s),\tag{9}$$

式中, a_i为相应的系数. 该线性方程表示地震台站$\mathbf{x}_r$处所接收到的从震源$\mathbf{x}_s$产生的地震记录对反演参数空间的约束, 具有M个未知数. 足够多地震记录所产生的约束条件构成一个线性代数方程组. 此时, 拟波形成像的反演问题转化成为求解线性代数方程组的问题. 假设在层析成像中使用N条地震记录进行反演, 则N个线性

方程构成一个线性系统, 记为$AX=b$. 其中A是大小为$N\times M$的矩阵, 常称为Fréchet矩阵或者Jacobin矩阵; b为N维走时残差向量. 在实际反演成像应用中, 线性系统$AX=b$大多数情况下是病态的, 不具有常规意义下的解或解不唯一. 因此, 该线性系统通常转化为一个优化问题来求解, 其目标函数可以表示为如下形式(Tong等, 2014a):

$$\chi(X)=\frac{1}{2}(AX-b)^{\mathrm{T}}C_{\mathrm{d}}^{-1}(AX-b)+\frac{\varepsilon^2}{2}X^{\mathrm{T}}C_{\mathrm{m}}^{-1}X+\frac{\eta^2}{2}X^{\mathrm{T}}D^{\mathrm{T}}DX, \tag{10}$$

式中C_{d}和C_{m}分别是先验数据和模型协方差矩阵, D为一个二阶导数光滑算子. 上式(10)中的后两项也称为正则化项, ε和η分别为阻尼系数和光滑系数, 其中阻尼系数决定了反演模型与初始模型的差异和解与数据的拟合程度, 光滑系数则控制了反演模型的光滑程度(Tarantola, 2005; Rawlinson等, 2010; Tong等, 2014a; 黄雪源, 2016).

综上所述, 拟波形成像方法的实现步骤可以归纳如下:

(1) 选取初始模型$c_0(\mathbf{x})$, 设定迭代停机准则.

(2) 利用正演算法求解波动方程(1)和伴随场方程(7)以获得原波场$s(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$和伴随场$s^*(\mathbf{x}_r, \mathbf{x}_s)$.

(3) 离散化拟波形层析成像控制方程(6), 获得关于反演参数增量$\delta c(\mathbf{x})/c(\mathbf{x})$所满足的线性代数方程(9); 进而获得以反演参数扰动向量X为未知数的线性系统$AX=b$.

(4) 将求解线性系统$AX=b$转化成(10)式为目标函数的优化问题进行求解, 获得模型更新增量$\delta c(\mathbf{x})$.

(5) 更新模型: $c(\mathbf{x})+\delta c(\mathbf{x})$.

(6) 若目标函数值小于给定停机准则, 则停止计算; 否则, 以$c(\mathbf{x})+\delta c(\mathbf{x})$为新的参考速度模型, 并转向步骤(2)进行迭代.

3 分辨率测试和比较

3.1 数据与初始模型

本文从2008年1月到2014年5月中国地震台网中心提供的地震震相报告中挑选走时数据进行首都圈三维地壳速度结构反演. 研究区域范围为114.8°~119.2°E, 38.5°~41.0°N(如图1所示). 所有地震均为区域内地震, 台站和震源位置均位于研究区域内. 我们严格挑选了地震走时记录, 以减少震源分布不均匀和走时拾取误差对成像结果的影响.

我们遵循以下几个原则进行数据处理(黄雪源, 2016): (1) 所选记录所对应的震中距应小于100km. 地震波在传播过程中, 由于地球内部的非均匀性, 可能产生反射波、散射波等多种类型波的叠加. 震中距大于一定的范围, 直达波可能混合了多个震相, 包括来自深层界面的反射震相. 将震中距限定在一个合理的范围内可减少复杂震相的干扰. 另一方面, 震中距直接决定到整个反演过程的计算量, 较大的震中距会对成像过程带来严重挑战. (2) 选择的地震事件应至少同时包含5条直达P波和5条直达S波记录, 以保证震源位置的精度. 通常来说, 震源位置依赖于给定的近似模型, 较多的初至走时信息可以提高震源定位精度. (3) 设置理论走时与观测走时差阈值, 使P波走时差小于1.0s, S波的走时差小于为1.5s. 地震记录走时拾取误差是普遍存在的, 且与反射震相容易混淆, 震相识别错误可能造成走时拾取存在更大的误差. 对走时差进行合理的约束可以限制震相识别误差在一定的范围内, 以保证震相到时的准确性. (4) 我们将研究区域划分立方体区域, 其中水平方向的间隔为5.0km, 深度方向间隔为1.0km, 每一个立方体区域中只选取一个具有最多记录的地震, 使震源分布趋于均匀, 避免地震分布过于密集造成对反演区域约束的强相关性和线性方程组的强病态性(齐诚等, 2006). 通过数据处理, 我们从3231个地震中挑选出了29839条P波和29972条S波直达走时记录. 如图3所示, 除渤海湾和其他边缘区域外, 记录这些地震的87个台站较均匀地覆盖了研究区域.

许多研究工作显示, 起伏的康拉德面(Conrad discontinuity)和莫霍面等地球内部不连续面对地震层析成像结果有显著的影响, 特别是在不连续面深度横向变化较为剧烈的区域(Zhao等, 2005; Tian等, 2007; Zhu和Kanamori, 2000; Huang等, 2016a; 黄雪源, 2016). 已有的研究表明, 华北地区的Moho深度变化较大(张先康等, 1998; Li等, 2001; Shi等, 2014; Zhang等, 2019). 因此, 本文以张先康等(1998)和Li等(2001)给出的该地区康拉德面和Moho面深度分布为约束开展地壳速度结构的成像研究.

如图4所示, 我们选取被广泛应用于成像研究的一维模型为初始速度模型(国家地震局, 1986; Huang和

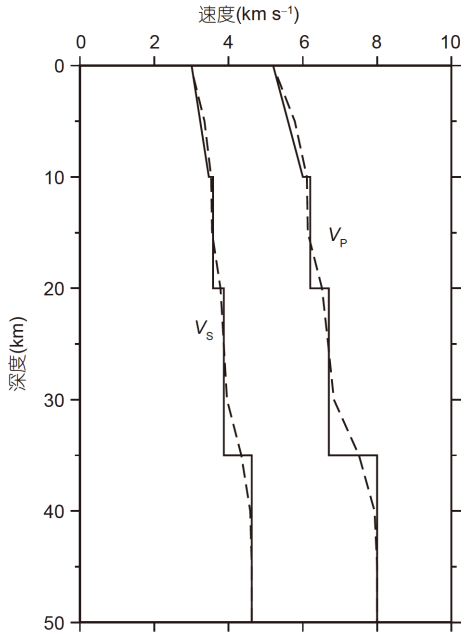

图 4　一维初始速度模型

实线为初始速度模型曲线, 虚线为反演得到的平均速度曲线

Zhao, 2004; 齐诚等, 2006), 其中两条实线分别为P波和S波速度随深度的变化曲线, 20和35km处存在的明显速度间断分别对应康拉德面和莫霍面(张先康等, 1998; Li等, 2001). 正演波场模拟中随时间变化的震源函数选取如下形式的雷克子波(Tong等, 2014b):

$$f(t)=A\left[2\pi^2 f_0^2\left(t-\frac{1.2}{f_0}\right)^2-1\right]\times\exp\left[-\pi^2 f_0^2\left(t-\frac{1.2}{f_0}\right)^2\right], \tag{11}$$

式中, A为振幅, 此处取为单位振幅1. 根据地震的震级、拐角频率以及震源主频之间的关系, 本研究中地震P波和S波子波主频率f_0分别取2.0和1.2Hz, 并限制所使用的地震震级在M1.0~M4.0(Tong等, 2011; 黄雪源, 2016).

我们采用两套不同的网格划分来进行正演和反演计算. 正演波场模拟中, 基于波动方程的拟波形层析成像方法采用“2D-3D”的近似方法将正演网格通过插值的方式投影到三维的反演网格中, 因此正演网格根据震源-接收器对所确定的垂直于地表的二维平面进行划分(Tong等, 2014b). 正演网格划分较细, 约为0.2km, 以保证正演模拟的稳定性和精度. 反演网格根据层析成像的分辨率水平以及所用地震数据集的特点, 比如地震和台站的覆盖密集程度等进行设置, 相对较粗. 本研究中水平方向上反演网格为矩形规则网格, 中部区域台站和地震分布密集, 设置反演网格大小为纬度0.15°, 经度0.2°; 边界区域地震资料较少, 设置网格大小为纬度0.2°, 经度0.4°, 如图5所示. 深度上共设置十个反演代表层, 空间步长约为5km(即1、5、10、15、20、25、30、35、40和45km). 反演网格涵盖了整个首都圈地壳(黄雪源, 2016).

3.2　检测板测试

我们首先进行检测板分辨率试验, 以确定利用这些数据所能获得的成像分辨率以及反演结果的可靠性. 相对于初始速度模型, 我们在反演网格点上添加正负交错5%的速度扰动作为检测板输入模型, 并以此计算理论到时. 所有其他数据、参数、正演、反演网格、初始速度模型和正反演方法均与实际成像过程保持一致. 考虑到地震主要分布在中上地壳(如图3), 本研究聚焦25km以上的地壳结构反演结果.

图6和图7分别给出了P波和S波检测板分辨率测试经过一次反演得到的结果. 从两图可以看到, 在中上地壳以上部分, 输入的检测板模型能够较好地恢复. 特别是在研究区域中间部分, 正负交替结构和速度异常的幅值都得到了良好恢复. 1和25km深度层的检测板测试结果与其他深度相比稍差, 部分区域的异常速度幅值与输入模型相差较大. 由于地震波自下而上传播, 波传播路径在近地表具有大致相同的传播方向, 造成

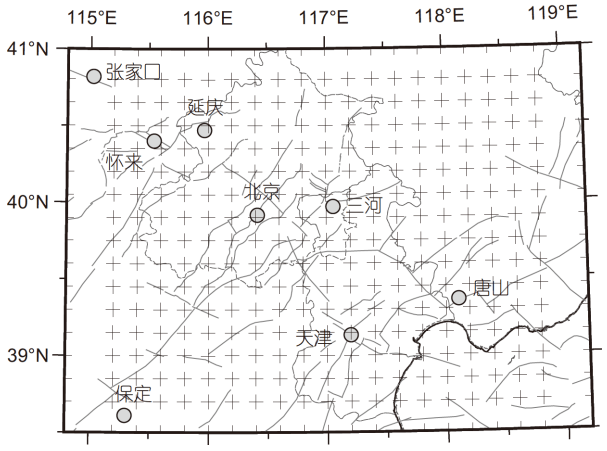

图 5　水平方向上的反演网格划分

灰色十字表示反演网格点, 灰色曲线代表研究区域内的断层分布

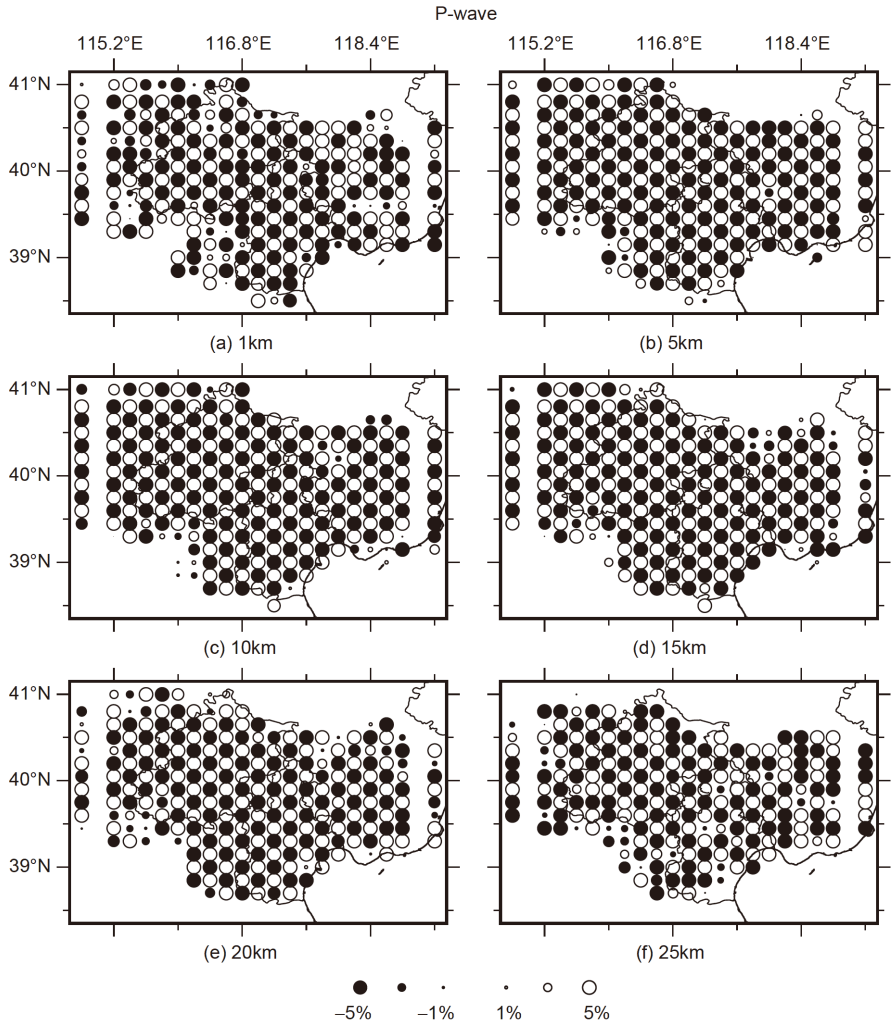

图 6　由拟波形层析成像方法获得的P波检测板测试结果

反问题中约束条件的相关性较强，导致1km深度的分辨率较低. 在25km深度上，由于震源深度分布的限制，地震资料的覆盖较差, 反演结果分辨率较低. 此外研究区域西南部和东南部的渤海湾区，以及河北的东北部台站较少, 数据覆盖不足, 检测板测试结果也较差. 此外，普遍存在于实际数据中的走时拾取误差可能会对成像结果分辨率产生影响. 因此，我们进一步进行了含随机误差的检测板试验，在输入的P波理论走时上添加标准差为0.1s的随机误差，在S波理论走时上添加标准差为0.173s的随机误差. 结果表明(见网络版附图S1和S2，http://earthcn.scichina.com)，随机误差会影响成像结果的分辨率，但输入的检测板结构仍能够较好地恢复. 总体上，由于台站较少及台站和地震分布的不均匀性，且只利用了区域地震和台站的原因，部分地区地震资料覆盖程度差，导致了部分区域检测板测试结果相对较差，但大部分研究区域都得到良好的恢复. 这说明数据的质量和分布在地震层析成像反演中起着相当重要的作用. 更高分辨率结果需借助更为密集的台站和远震资料. 在首都圈层析成像反演结果中，我们主要讨论研究区域中部检测板模型得到恢复的区域.

4　首都圈地壳结构层析成像

图4中虚线给出了反演得到P波和S波的平均速度曲线. 可以看到, 反演得到的平均速度曲线与初始速度

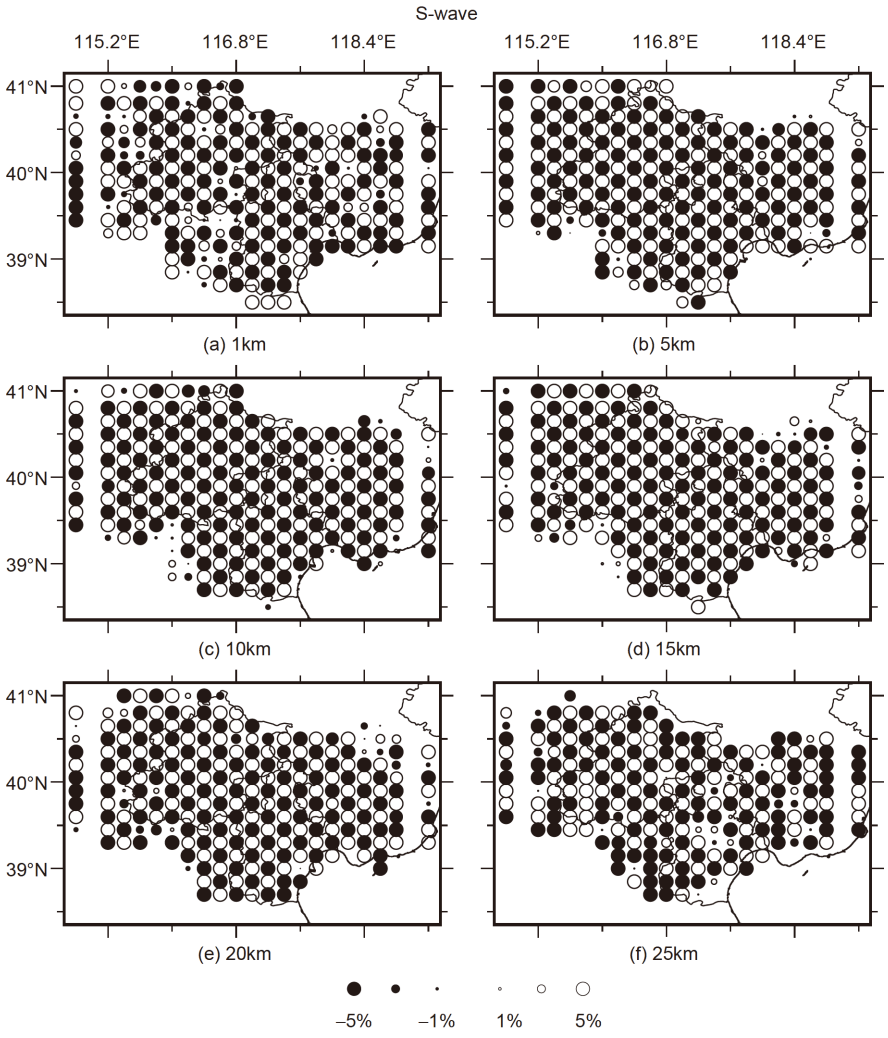

图 7　由拟波形层析成像方法获得的S波检测板测试结果

模型偏差不大. 检测板测试结果表明, 该方法未经迭代即可获得较高分辨率的结果, 考虑到拟波形成像的计算量和时间成本, 反演不再进行额外迭代. 反演中阻尼系数和光滑系数通过L-曲线给出(Tong等, 2014b). 其中, P波速度结构反演中, 阻尼系数ε=2.5, 光滑系数η=5.0; S波速度结构反演中, 阻尼系数ε=2.5, 光滑系数η=5.5. 图8和图9分别给出了利用拟波形层析成像方法获得的不同深度的V_P、V_S扰动分布. 总体上, 研究区域中上地壳速度结构的非均匀性非常强烈(嘉世旭等, 2005; 齐诚等, 2006; Huang和Zhao, 2004, 2009; 吕作勇, 2009; 黄雪源, 2016). 在1~5km深度, 速度异常结构与地表地质构造单元具有良好的对应. 由于裸露的古生代地层和前寒武纪基岩广泛分布(Huang和Zhao, 2004, 2009; 齐诚等, 2006; 段永红等, 2016), 北部的燕山隆起及北京西部区域V_P、V_S均呈相对高速异常. 与之相反, 华北盆地内部呈低速的凹陷区和呈高速的隆起区相间分布, 特别是北京-天津之间以及唐山-天津之间东北-西南向的低速异常带非常明显, 分别与冀中凹陷和黄骅凹陷对应. 与冀中凹陷对应的低速异常比周围的低速异常具有更大厚度(图8b和图9b). 宁河-唐山-滦县地震带位于黄骅凹陷内部. 天津所在的高速异常与沧县隆起相对应. 在太行山隆起和华北盆地之间, 太行山山前断裂将两构造所对应的高、低速异常分隔开来. 太行山与燕山山脉在研究区域的西北部交汇, 延庆-怀来盆地等小的山间盆地呈现小范围的低速异常(图8a和图9a)(黄雪源, 2016), 其厚度一般不超过5km深度,

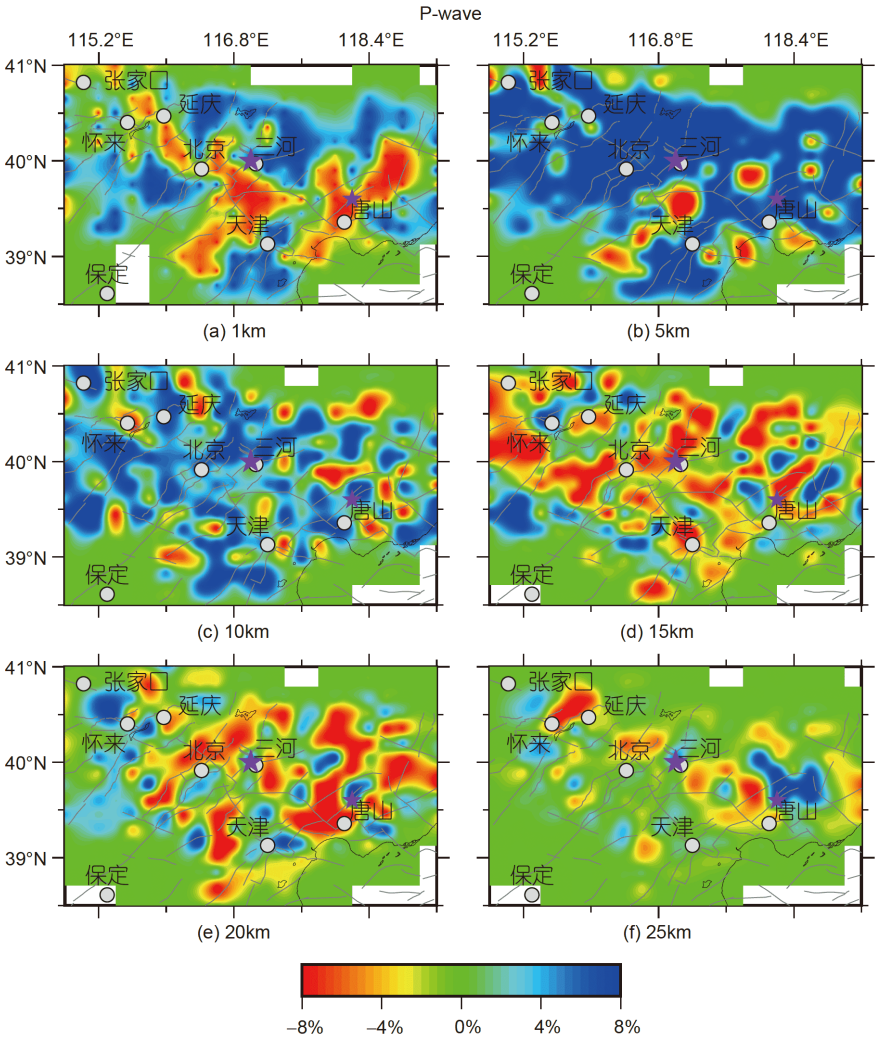

图 8　不同深度上的P波速度扰动

蓝色表示相对高速, 红色表示相对低速, 图底给出了速度扰动振幅色标. 浅灰色曲线表示该区域内的断层. 紫色五角星分别为三河-平谷地震和唐山地震震中位置

下方主要是以花岗岩及前寒武纪基岩为代表的高速异常(段永红等, 2016). 近地表的速度异常结构整体上呈东北-西南走向, 东西分割明显, 南北存在差异, 高低速异常自西向东带交替展布. 这些结果与前人层析成像结果基本一致(嘉世旭等, 2005; 齐诚等, 2006; Huang和Zhao, 2004, 2009; 吕作勇, 2009; 段永红等, 2016).

相对高速异常在5和10km深度剖面上占据主导地位(如图8b、8c和图9b、9c). 从10~15km深度, 低速异常逐渐增多, 并成为主要特征. 这一深度范围内地震波速度变化比较剧烈, 是地震发生的优势深度区间(赵燕来等, 1993; 齐诚等, 2006). 剧烈的速度变化反应了地壳结构的不稳定, 可能意味着不同性质的地下异常结构的相互作用, 导致地震在此深度区间频繁发生. 1679年的三河-平谷M8.0地震震源深度为13~15km(张先康等, 2002), 1976年唐山地震震源深度约为11km, 都处于这一深度范围内. 之前的研究表明, 震源位置往往与高低速交界具有明显的相关性. Zhao等(2002)对日本和Lin等(2007)对美国南加利福尼亚地区的成像结果表明, 地壳内的大地震往往发生在高低速异常交界处, 与速度异常具有强烈的关联性. 而首都圈地区的成像结果也有类似的结论(Huang和Zhao, 2004, 2009; 嘉世旭等, 2005; 齐诚等, 2006; 王椿镛等,

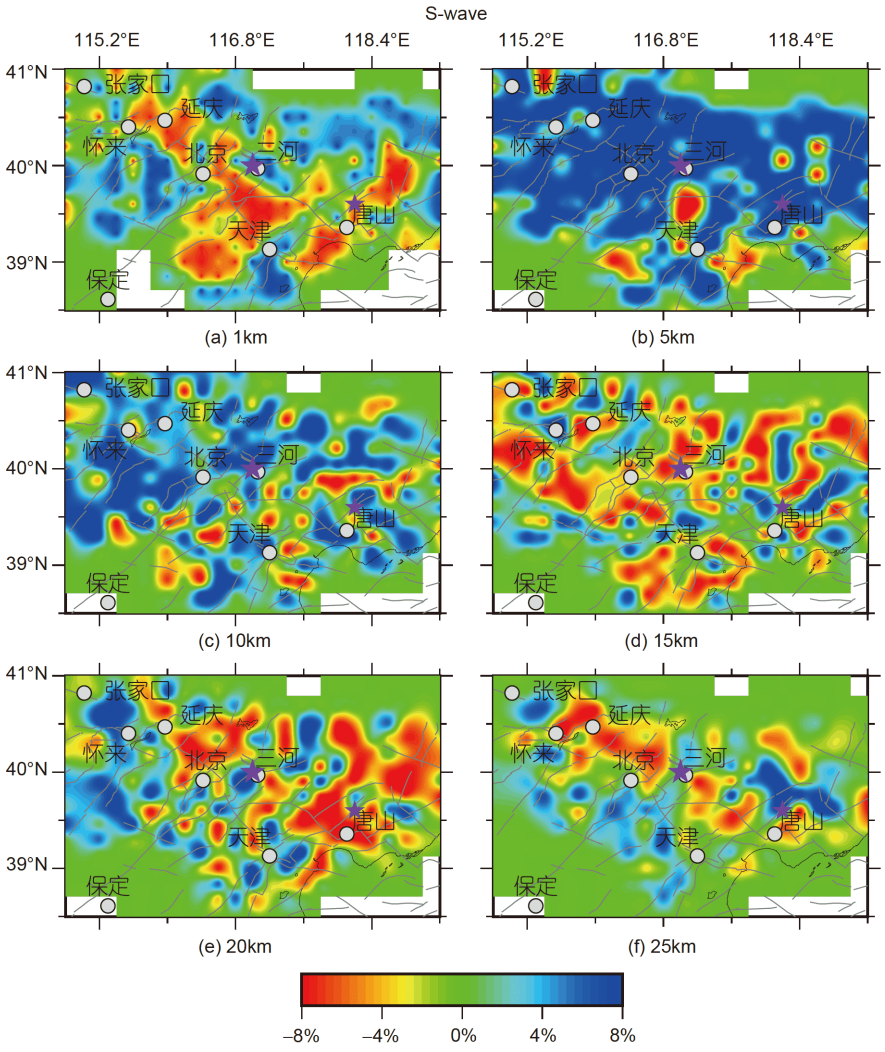

图 9　不同深度上的S波速度扰动

符号含义与图8一样

2017). 在中地壳, 宁河-唐山-滦县一带速度结构的非均匀性异常显著. 北京下方的低速异常体分布在这一深度与唐山地下结构的相似性十分明显, 但两个低速异常条带间存在一个东北-西南向的弱高速异常区域. 在20km及以下的深度剖面主要显示为低速异常, 但在更深层, 唐山北部区域随深度变化逐渐有高速异常出现.

我们选取三条典型的剖面(见图3)来讨论速度异常随深度的变化情况. 其中AA′剖面呈西北-东南向, 经过三河-平谷地震和唐山地震震中; BB′和CC′剖面呈西南-东北向, 分别经过了三河-平谷地震和唐山地震震中. 同时, 我们根据如下关系式(Tong等, 2014a), 利用反演得到的V_P、V_S速度模型获得了这些剖面上的泊松比σ扰动分布:

$$\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2=\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}. \tag{12}$$

需要说明的是, 泊松比的计算依赖于P波和S波速度的反演, 由数据和反演参数造成的分辨率差异可能会对泊松比的计算带来一定的影响. 从检测板测试结果来看, 三条剖面上的输入检测板结构都得到较好恢复, 这表明这三条剖面上的P波和S波速度异常相对可靠, 因此定性地讨论泊松比异常是有意义的.

图10给出了沿三个剖面的P波速度扰动(图10a、

10d、10g)、S波速度扰动(图10b、10e、10h)以及泊松比扰动分布(图10c、10f、10i). 沿AA′剖面, 可以看到近地表区域(0~10km)主要表现为相对高速异常, 但北京和唐山地区近地表都存在一层薄的低速异常, 对应于两座城市所在的冀中凹陷和黄骅凹陷盆地内的沉积盖层. 以古生代地层和前寒武纪基岩为主要代表的浅层物质使得位于燕山隆起南麓的AA′剖面上部表现为相对高速异常(Huang和Zhao, 2004, 2009). 而该剖面中下地壳则主要表现为相对低速异常, 其上边界深度与康拉德面的分布相当. 段永红等(2016)认为, 该深度地壳内存在低速层是华北克拉通中、东部的一个重要的地质现象, 是多期构造运动叠加的结果. 投影在该剖面上的三河-平谷地震(深度按照14km投影)和唐山地震震源下方, 都存在一个明显的高速异常体. 在此剖面上, 无论是P波速度还是S波速度, 在两个地震震源附近表现出了高度的一致性: 震源上下都存在相对高速异常, 中间为薄的低速扰动; 两地震均发生于高低速异常交界区域, 其中唐山地震震源位于偏高速一侧, 与在中国西南地区发现的7级以上地震的震源更深入到高速区一侧的结果一致(王琼和高原, 2014). 对于三河-平谷地震, 由于历史地震资料没有震源深度的测定, 其真实的震源深度不确定, 因此三河-平谷地震震源位置是否更深入到高速区, 还需要更多证据. 此外, 历史上有数次5.0级以上的地震分布于高低速异常、高低泊松比异常交界区域, 或低泊松比区域, 这与之前的层析成像研究结论一致(齐诚等, 2006).

BB′剖面主要位于冀中凹陷内部. 剖面南段的浅地表表现为薄的相对低速异常, 其中S波低速异常较为明显. 剖面北段为燕山隆起区域, 上地壳显示为高V_P、高V_S异常, 厚度略大于10km. 该高速异常的下方中地壳深度存在相对较薄的低速异常, 主要存在于康拉德面以上. 在北京西南方向, 这一低速异常不再明显, 但在康拉德面下方转换为相对弱的S波高速异常; 在北京东北方向, 随着向燕山隆起的延伸, 低速异常更加明显, 且有变厚趋势. 此剖面上的三河-平谷地震震源投影仍处于高低速异常边界以及低泊松比异常边缘. 从地质构造上看, 三河-平谷地震震源位于燕山隆起与华北平原沉降区之间的过渡地带, 且北北东向同近东西向的二组断裂在此交汇, 地质构造复杂(张先康等, 2002). BB′剖面的南段和北段纵向速度分布具有一致性: 表层具有薄的低速异常, 上地壳以高速异常为主, 中地壳附近存在一个低速异常; 大约以三河为界分为两段. 泊松比异常相对于速度异常来说振幅相对较弱, 但也具有类似的结构. 这与张先康等(2002)利用反射波探测得到的剖面结果类似.

东北-西南向的CC′剖面沿宁河-唐山-滦县地震带分布, 主要位于黄骅凹陷区内. 该剖面上除了1976年唐山大地震主震外, 还通过了宁河地震(6.9级)和滦县地震(7.1级)两个较大余震的震中. 两余震分别位于主震东北方向约20km及西南方向约25km, 震源深度分别为17和8km. 剖面南端上部高速异常明显, 对应沧县隆起区域; 下部为高泊松比以及弱V_P, 强V_S的相对低速异常. 剖面在天津以北部分, 近地表显示相对较薄(小于5km)的低速异常, 对应了黄骅凹陷区(图10g~10h). 天津下方的低速异常将沧县隆起和黄骅凹陷分割开来, 并与康拉德面深度上广泛分布的低速异常相连. 天津东北方向, 表层的低速异常下方可看到一个厚度大约为10km高速异常层, 历史上发生于此剖面附近的5.0级以上地震多位于该高速异常底部与康拉德面深度上低速异常的交界区域(图10g~10h). 天津与唐山之间, 高速异常底部的P波低速异常较唐山地震以北部分要深, 一直穿过康拉德面延伸到下地壳; S波低速异常类似, 但略小; 发生于该段的地震围绕S波低速异常的边缘分布. 唐山地震以北, 低速异常有逐渐变厚的趋势, 但在其底部存在一个明显的高速异常. 从泊松比结构上看, 沿着该剖面的泊松比异常相对AA′和BB′剖面略微复杂, 地震多发生于强弱泊松比异常边界偏弱泊松比异常区域. 总体上看, 沿该剖面从南向北异常体分层增多, 地震波速度纵向不均匀性显著. 强烈的地壳非均匀性可能是该区域地震活跃的重要原因之一.

5 讨论和结论

本文使用2008年1月到2014年5月中国地震台网中心发布的地震震相报告中挑选的直达波数据, 利用拟波形层析成像方法对首都圈地壳结构进行反演成像, 获得了该区域三维P波和S波速度以及泊松比的高分辨率结构. 检测板测试说明了该方法的分辨率及可靠性. 由于本研究首次采用了具有理论高分辨率的拟波形成像方法对首都圈地壳进行反演成像, 为确定结果的准确性, 并在分辨率方面进行对比, 我们在相同条

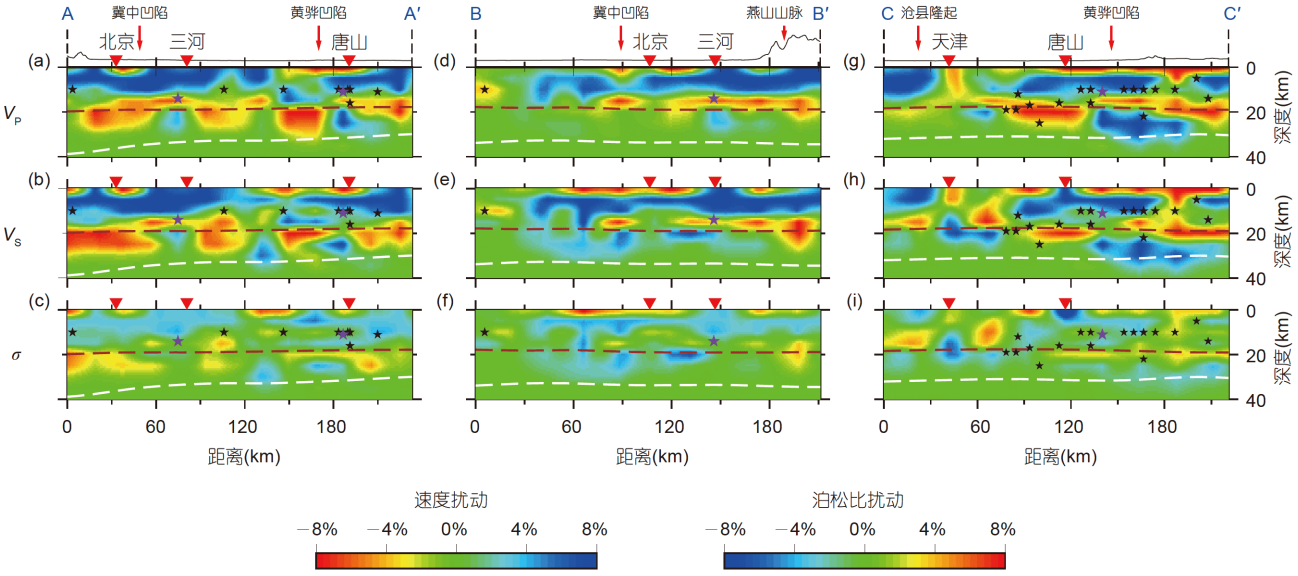

图 10　沿三个典型剖面的V_P((a)、(d)、(g))、V_S((b)、(e)、(h))与泊松比结构σ((c)、(f)、(i))扰动图像

剖面位置如图3所示. 白色虚线表示莫霍面, 褐色虚线为康拉德面. 本地区内有历史记录的5.0级以上地震且距离剖面10km内的震中位置由黑色五角星标出, 紫色五角星分别表示三河-平谷地震和唐山地震震源位置. 不同颜色所对应的扰动异常幅度对应下侧色标

件给出了射线走时层析成像(Tong等, 2017)结果. 图11给出了沿AA′和CC′两个剖面上两种方法获得的P波、S波速度异常分布情况对比. 从整体上看, 两种方法在大尺度上获得了相似的结果. 例如: 在两个剖面上, 两结果均显示上地壳以高速异常为主, 高速异常的下方存在明显的低速异常; 历史上沿两剖面的5.0级以上地震均位于高低速异常的交界区域, 特别是三河-平谷地震和唐山地震, 其下方都存在明显的相对低速异常; 在CC′剖面上, 天津以南上地壳都存在高速异常, 对应沧县隆起; 唐山以北的部分都相对复杂, 分层结构明显. 然而, 除了这些特征, 拟波形层析成像结果展示了更多的细节结构. 例如, 唐山和北京的近地表能够看到薄的相对低速异常, 对应冀中凹陷和黄骅凹陷两个地质单元; 在康拉德面深度的低速异常展示了更为复杂的形态, 特别是在三河-平谷地震和唐山地震下方的相对低速异常中还存在小的高速异常体; CC′剖面上, 唐山地震下方低速异常之下的高速异常体比较明显, 而射线方法成像结果仅表现为大片的低速异常. 检测板结果表明, 拟波形成像在25km以上的反演结果在理论上是可信的. 但射线方法成像结果在莫霍面深度以下仍有显著的低速异常存在; 由于该深度数据匮乏, 这些异常在大概率上是假象. 需要指出的是, 尽管在理论上基于波动方程的层析成像方法相对于射线方法具有更高的分辨率, 而且本研究给出的拟波形成像结果与地表地质单元的对应更好, 但是拟波形层析成像在反演过程中需要求解大量的波动方程来计算理论走时并构建线性代数系统, 而本文使用的射线方法利用台式计算机即可在短时间内完成. 因此与射线方法相比, 仍存在计算量大和对计算机要求高的问题. 然而, 随着高性能计算机和计算技术的发展, 计算量和硬件的短板对拟波形成像的限制将会越来越小.

拟波形反演成像结果表明, 首都圈地壳速度结构非均匀性强烈. 地震波速度异常在浅地表与地表地形和地质构造等具有良好的对应关系. 与以裸露在地表古生代地层和前寒武纪基岩为代表的燕山隆起和太行山隆起对应, 研究区域的北侧和西侧主要表现为地震波高速异常(黄雪源, 2016). 华北盆地中, 浅地表反演结果很好对应了以东北-西南向依次排列的地质结构单元. 其中, 低速异常主要对应着冀中凹陷和黄骅凹陷, 高速异常则对应于沧县隆起区. 太行山山前断裂作为中间分隔线将相对高速的太行山隆起和相对低速的冀中凹陷分割开来(黄雪源, 2016). 在宁河-唐山-滦县地震带上, 地壳纵向速度结构的非均匀性表现得更为强烈. 整体来看, 该区域地震主要发生于高低速异

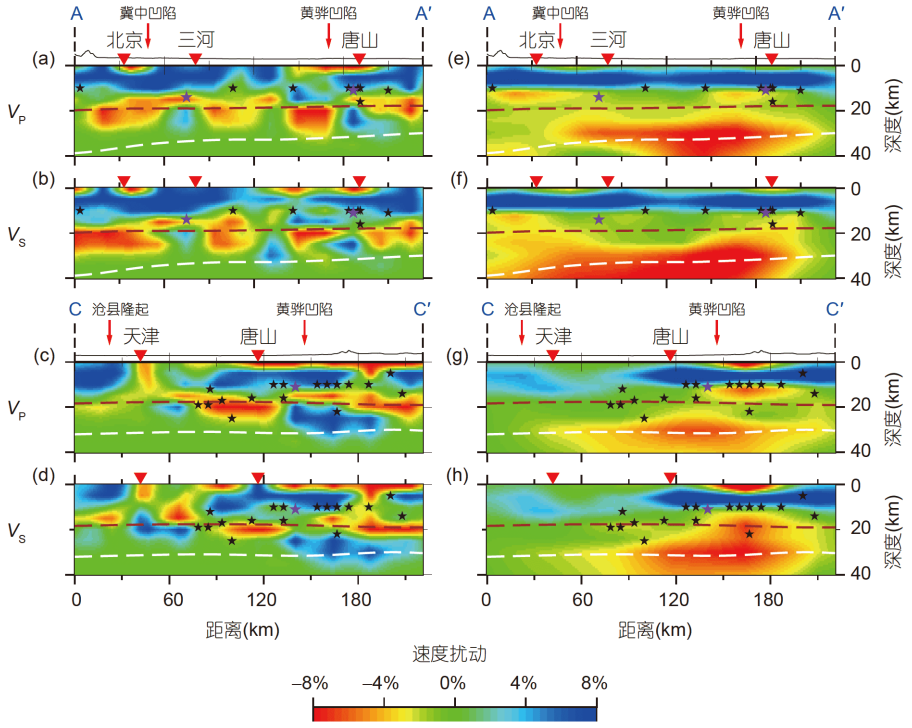

图 11　拟波形层析成像和射线方法获得的反演结果在AA′和CC′两个剖面上的对比

(a)~(d)为拟波形成像结果, (e)~(h)为射线方法结果

常的过渡带附近. 中地壳存在的低速异常普遍存在, 与段永红等(2016)的结论一致. 从几个剖面不同深度的波速扰动可以看到, 中地壳康拉德面上下的低速层, 在近东西向通常是间断的, 在东北-西南向表现为连续的. 这与该研究区域内主要地质构造呈东北-西南向分布是一致, 其形成可能与华北地区及其周边区域的沉降、断裂以及其他第三纪、第四纪等时期的地质构造活动有关(吕作勇, 2009; 黄雪源, 2016; 王椿镛等, 2017).

从成像结果可以看到, 唐山和北京地区地下速度异常分布相似性明显, 它们在中地壳被一个北东向的弱高速带分隔开来. 这一相似性表明两区域地震的孕育和发生机制可能也具有一定类同. 1679年发生于北京东郊的8.0级三河-平谷地震以及在1976年发生在唐山的7.8级地震是这两个区域强震的代表. 两地震详细的发生机制和发震成因与这两个区域地下构造的相似性之间的关系是该区域地震学和地球动力学研究的焦点之一.

前人对京津唐地区的地壳结构与强震发生之间的关系研究表明, 唐山地震与三河-平谷地震所处的构造背景极为相似, 且都处在速度变化剧烈部位(于湘伟等, 2010; 孙若昧等, 1993; 张先康等, 2002), 这与我们的结果非常一致. 对其他区域强震震源区域的研究也存在类似的结论: Tong等(2011)对1995日本神户地震震源区域的研究表明, 地震发生于高低速交界区域, 震源下方存在明显的低速异常; Zhao等(2002)发现日本地壳内强震都发生在高低速异常的交界处, 其下部的低速异常是共同特征, 并认为这些低速异常体可能与板块脱水上涌的底侵作用以及岩浆活动有关. 王琼和高原(2014)发现, 青藏东南缘7级以上地震除了发生在高低速异常变化的交界处, 其震源位置还更多地深入到高速体内. 之前对唐山地震震源区域的研究表明, 下方存在的低速异常可能是唐山地震及其两个较大的余震发生的主要原因之一(齐诚等, 2006; 黄金莉和赵大鹏, 2005). 以高热流值、高导电率和负的重力异常为特征的低速异常体, 可能是低速异常体中流体存在的一个证据. 流体的存在导致了中上地壳弱部位应力集中, 以及孕震层的进一步弱化, 从而导致大地震的发生(黄雪源, 2016). 但是徐常芳(2003)认为不能将唐山地震及其大部分余震的发生归结于高温异常, 她认

为唐山地震震源区域的热流值不高，而地震主要发生在高导电率层的上方，从而判断地震发生主要是由于流体的作用所致(Nakajima等, 2001). 低速异常内的流体的转移和扩散也可能是该区域中小地震频发的重要原因(齐诚等, 2006). 孙若昧等(1993)认为唐山大地震序列的三个强震具有不同的震源机制解，可以认为华北盆地、渤中凹陷、下辽河凹陷对唐山地震及其余震的影响是不一致的. 但除了唐山地震主震所造成的地下岩层的破坏和应力变化、运移外，流体对岩石的侵蚀和弱化作用也可能是两个余震发生的重要原因(黄雪源, 2016).

张先康等(2002)对三河-平谷地震震源区域的研究认为，三河-平谷地区与其相邻区域的速度结构在横向上具有明显的差异，三河-平谷地震震源处在高、低速交汇的过渡带附近, 横向和纵向均显示为强烈的非均匀性. 拟波形成像结果进一步验证了这一结论. 张先康等(2002)还在三河-平谷地震下方存在局部强反射能量团, 可能对应本研究在该地震震源下方发现的小块高速异常体. 张先康等(2002)推断此处为上地幔物质上涌冷却形成的岩墙或岩体, 由于岩浆活动造成了局部应力分布的差异, 导致了地壳在此形成深断裂，从而引发了三河-平谷8.0级地震. 这与唐山地震可能与流体侵蚀、岩浆活动的解释具有很强的相似性. 拟波形层析成像结果揭示了两个地震震源区域速度结构具有高度相似性，为这一解释提供了新证据.

无论三河-平谷地震、唐山地震及其余震成因如何，其震源位于地震波高、低速异常交界带的这一共同特征已经表明该区域地震的孕育和发生与地壳结构高度不均匀性具有很强的关联. 大地震的发生与介质中的物理与化学性质紧密相关，而不仅仅是一个简单的力学问题(Zhao等, 2002; 齐诚等, 2006; 黄雪源, 2016). 通过拟波形地震层析成像获得的高分辨率异常结构，为该区域地震的孕育过程和发生的研究提供了重要的理论支持. 大地震的发生与异常体及其物理和化学性质更具体的关系，还有待于更进一步的深入研究.

致谢　感谢主编、编委以及两位匿名评审者对本文所给出的建设性意见，论文使用的地震数据来自中国地震台网中心, 本文所有图片使用GMT绘制, 在此一并致谢.

参考文献

段永红, 王夫运, 张先康, 林吉焱, 刘志, 刘保峰, 杨卓欣, 郭文斌, 魏运浩. 2016. 华北克拉通中东部地壳三维速度结构模型(HBCrust1.0). 中国科学: 地球科学, 59: 1477–1488

国家地震局. 1986. 中国地壳上地幔地球物理探测成果. 北京: 地震出版社

黄金莉, 赵大鹏. 2005. 首都圈地区地壳三维P波速度细结构与强震孕育的深部构造环境. 科学通报, 50: 348–355

黄雪源. 2016. 基于波动方程的地震层析成像应用研究. 博士学位论文. 北京: 清华大学

嘉世旭, 齐诚, 王夫运, 陈棋福, 张先康, 陈颙. 2005. 首都圈地壳网格化三维结构. 地球物理学报, 48: 1316–1324

金安蜀, 刘福田, 孙永智. 1980. 北京地区地壳和上地幔的三维P波速度结构. 地球物理学报, 23: 172–182

吕作勇. 2009. 华北地区地震层析成像研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地球物理研究所

马文涛, 徐锡伟, 于贵华, 张兰凤. 2004. 首都圈地区的地震活动性与断裂的关系. 地震地质, 26: 293–304

齐诚, 赵大鹏, 陈颙, 陈棋福, 王宝善. 2006. 首都圈地区地壳P波和S波三维速度结构及其与大地震的关系. 地球物理学报, 49: 805–815

孙若昧, 赵燕来, 梅世蓉. 1993. 渤海及其邻区的地震层析成像. 地球物理学报, 36: 44–54

童平. 2012. 地震层析成像方法及其应用研究. 博士学位论文. 北京: 清华大学

王椿镛, 吴庆举, 段永红, 王志铄, 楼海. 2017. 华北地壳上地幔结构及其大地震深部构造成因. 中国科学: 地球科学, 47: 58–93

王琼, 高原. 2014. 青藏东南缘背景噪声的瑞利波相速度层析成像及强震活动. 中国科学: 地球科学, 44: 2440–2450

徐常芳. 2003. 中国大陆壳内与上地幔高导层成因及唐山地震机理研究. 地学前缘, 10: 101–111

杨妍, 姚华建, 张萍, 陈凌. 2018. 用接收函数方法研究华北克拉通中部造山带及其邻域地壳方位各向异性. 中国科学: 地球科学, 48: 912–923

于湘伟, 陈运泰, 王培德. 2003. 京津唐地区中上地壳三维P波速度结构. 地震学报, 25: 1–14

于湘伟, 陈运泰, 张怀. 2010. 京津唐地区地壳三维P波速度结构与地震活动性分析. 地球物理学报, 53: 1817–1828

张岭, 刘劲松, 郝天珧, 刘建华, 胥颐. 2007. 渤海湾盆地及其邻域地区地壳与上地幔层析成像. 中国科学: 地球科学, 37: 1444–1455

张先康, 赵金仁, 刘国华, 宋文荣, 刘保金, 赵成斌, 成双喜, 刘建达, 顾梦林, 孙振国. 2002. 三河-平谷8.0级大震区震源细结构的深地震反射探测研究. 中国地震, 18: 326–336

张先康, 祝治平, 张成科, 盖玉杰, 赵金仁, 张建狮, 聂文英, 任青芳,

张文斌, 阮虹, 杨健, 吴涛. 1998. 张家口-渤海地区地震带及其两侧地壳上地幔构造与速度结构研究. 见:《活动断裂研究》编委会和中国地震局科技发展司, 编. 活动断裂研究——理论与应用(6). 北京: 地震出版社. 1–16

赵博, 高原, 石玉涛. 2013. 用双差定位结果分析华北地区的地震活动. 地震, 33: 12–21

赵燕来, 孙若昧, 梅世蓉. 1993. 渤海地区地震参数的修定. 中国地震, 9: 129–137

朱露培, 曾融生, 刘福田. 1990. 京津唐张地区地壳上地幔三维P波速度结构. 地球物理学报, 33: 267–277

Chen P, Zhao L, Jordan T H. 2007. Full 3D tomography for the crustal structure of the Los Angeles region. Bull Seismol Soc Am, 97: 1094–1120

Dahlen F A, Hung S H, Nolet G. 2000. Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes—I. Theory. Geophys J Int, 141: 157–174

Dong X P, Yang D H, Niu F L. 2019. Passive adjoint tomography of the crustal and upper mantle beneath eastern Tibet with a W2-norm misfit function. Geophys Res Lett, 46: 12986–12995

Fichtner A, Kennett B L N, Igel H, Bunge H P. 2010. Full waveform tomography for radially anisotropic structure: New insights into present and past states of the Australasian upper mantle. Earth Planet Sci Lett, 290: 270–280

Fu Y V, Gao Y, Li A, Shi Y. 2015. Lithospheric shear wave velocity and radial anisotropy beneath the northern part of North China from surface wave dispersion analysis. Geochem Geophys Geosyst, 16: 2619–2636

Gao Y, Wu J, Fukao Y, Shi Y, Zhu A. 2011. Shear wave splitting in the crust in North China: Stress, faults and tectonic implications. Geophys J Int, 187: 642–654

Huang J, Zhao D. 2004. Crustal heterogeneity and seismotectonics of the region around Beijing, China. Tectonophysics, 385: 159–180

Huang J, Zhao D. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle under Beijing and surrounding regions. Phys Earth Planet Inter, 173: 330–348

Huang X, Yang D, Tong P, Badal J, Liu Q. 2016a. Wave equation-based reflection tomography of the 1992 Landers earthquake area. Geophys Res Lett, 43: 1884–1892

Huang X, Yang D, Tong P, Zhou Y. 2016b. 3D nearly analytic central difference method for computation of sensitivity kernels of wave-equation-based seismic tomography. Bull Seismol Soc Am, 106: 2877–2899

Lei J, Xie F, Lan C, Xing C, Ma S. 2008. Seismic images under the Beijing region inferred from P and PmP data. Phys Earth Planet Inter, 168: 134–146

Li S L, Zhang X K, Song Z L, Shi J H, Deng H Z, Yang J, Zhang C K, Ren Q F. 2001. Three-dimensional crustal structure of the capital area obtained by a joint inversion of deep seismic sounding data from multiple profiles. Chin J Geophys, 44: 357–365

Lin G, Shearer P M, Hauksson E, Thurber C H. 2007. A three-dimensional crustal seismic velocity model for southern California from a composite event method. J Geophys Res, 112: B11306

Liu G. 1987. The Cenozoic rift system of the North China Plain and the deep internal process. Tectonophysics, 133: 277–285

Liu Q, Gu Y J. 2012. Seismic imaging: From classical to adjoint tomography. Tectonophysics, 566-567: 31–66

Nakajima J, Matsuzawa T, Hasegawa A, Zhao D. 2001. Three-dimensional structure of V_P, V_S, and V_P/V_S beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. J Geophys Res, 106: 21843–21857

Rawlinson N, Pozgay S, Fishwick S. 2010. Seismic tomography: A window into deep Earth. Phys Earth Planet Inter, 178: 101–135

Shedlock K M, Roecker S W. 1987. Elastic wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath the North China Basin. J Geophys Res, 92: 9327–9350

Shi Y T, Gao Y, Jing H L. 2014. Crustal thickness and V_P/V_S ratio in Shanxi Graben, China. Earthq Sci, 27: 589–597

Tape C, Liu Q, Maggi A, Tromp J. 2009. Adjoint tomography of the southern California crust. Science, 325: 988–992

Tape C, Liu Q, Maggi A, Tromp J. 2010. Seismic tomography of the southern California crust based on spectral-element and adjoint methods. Geophys J Int, 180: 433–462

Tarantola A. 2005. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. SIAM, doi: 10.1137/1.9780898717921

Tian Y, Zhao D, Sun R, Teng J. 2009. Seismic imaging of the crust and upper mantle beneath the North China Craton. Phys Earth Planet Inter, 172: 169–182

Tian Y, Zhao D, Teng J. 2007. Deep structure of southern California. Phys Earth Planet Inter, 165: 93–113

Tong P, Yang D, Li D, Liu Q. 2017. Time-evolving seismic tomography: The method and its application to the 1989 Loma Prieta and 2014 South Napa earthquake area, California. Geophys Res Lett, 44: 3165–3175

Tong P, Zhao D, Yang D, Yang X, Chen J, Liu Q. 2014a. Wave-equation-based travel-time seismic tomography—Part 1: Method. Solid Earth, 5: 1151–1168

Tong P, Zhao D, Yang D, Yang X, Chen J, Liu Q. 2014b. Wave-equation-based travel-time seismic tomography—Part 2: Application to the 1992 Landers earthquake (M_w7.3) area. Solid Earth, 5: 1169–1188

Tong P, Zhao D, Yang D. 2011. Tomography of the 1995 Kobe

earthquake area: Comparison of finite-frequency and ray approaches. Geophys J Int, 187: 278–302

Tromp J, Tape C, Liu Q. 2005. Seismic tomography, adjoint methods, time reversal and banana-doughnut kernels. Geophys J Int, 160: 195–216

Virieux J, Operto S. 2009. An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics. Geophysics, 74: WCC1–WCC26

Wang J, Yang D, Jing H, Wu H. 2019. Full waveform inversion based on the ensemble Kalman filter method using uniform sampling without replacement. Sci Bull, 64: 321–330

Yang D. 2006. Optimal nearly analytic discrete approximation to the scalar wave equation. Bull Seismol Soc Am, 96: 1114–1130

Yang D, Lu M, Wu R, Peng J. 2004. An optimal nearly analytic discrete method for 2D acoustic and elastic wave equations. Bull Seismol Soc Am, 94: 1982–1992

Yang D, Peng J, Lu M, Terlaky T. 2003. A nearly analytic discrete method for acoustic and elastic wave equations in anisotropic media. Bull Seismol Soc Am, 93: 882–890

Yang D, Tong P, Deng X. 2012. A central difference method with low numerical dispersion for solving the scalar wave equation. Geophys Prospect, 60: 885–905

Ye H, Shedlock K M, Hellinger S J, Sclater J G. 1985. The North China Basin: An example of a Cenozoic rifted intraplate basin. Tectonics, 4: 153–169

Ye H, Zhang B, Mao F. 1987. The Cenozoic tectonic evolution of the Great North China: Two types of rifting and crustal necking in the Great North China and their tectonic implications. Tectonophysics, 133: 217–227

Zhang P, Yao H, Chen L, Fang L, Wu Y, Feng J. 2019. Moho depth variations from receiver function imaging in the Northeastern North China craton and its tectonic implications. J Geophys Res-Solid Earth, 124: 1852–1870

Zhao D, Mishra O P, Sanda R. 2002. Influence of fluids and magma on earthquakes: Seismological evidence. Phys Earth Planet Inter, 132: 249–267

Zhao D, Todo S, Lei J. 2005. Local earthquake reflection tomography of the Landers aftershock area. Earth Planet Sci Lett, 235: 623–631

Zhu L, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. J Geophys Res, 105: 2969–2980

(责任编委: 陈凌)