

鄂尔多斯西缘中上地壳 Pg 波速度成像研究*

曾宪伟¹, 冯建刚^{2♣}, 龙 锋³, 莘海亮⁴

(1. 宁夏回族自治区地震局, 宁夏 银川 750001; 2. 甘肃省地震局, 甘肃 兰州 730000;
3. 四川省地震局, 四川 成都 610041; 4. 中国地震局地球物理勘探中心, 河南 郑州 450002)

摘要: 利用鄂尔多斯西缘 30 个测震台站记录到的 5 370 次地震的 24 860 条 Pg 波射线数据, 反演了该区域中上地壳 Pg 波速度横向变化结果, 以及台站走时校正和地震事件走时校正项。结果表明: (1) 鄂尔多斯西缘中上地壳 Pg 波速度结构呈现明显的横向不均匀性; 稳定的阿拉善块体和鄂尔多斯块体主要表现为高速区, 两块体边界两侧存在高速到低速的明显转换; 银川盆地与吉兰泰盆地属于相对低速区, 几条主要的断裂带或断裂段属于显著低速区。(2) 1970 年以来研究区 5 级以上中强地震多发生于高、低速区的转换地带, 反映了地壳结构横向变化剧烈区为地震频发区。(3) 台站台基及走时钟差造成的系统走时误差较小; 研究区周边地震定位误差偏大、中部地震定位误差偏小, 说明地震定位误差大小与台站分布密切相关。

关键词: 鄂尔多斯西缘; 中上地壳; Pg 波速度结构; 中强地震

中图分类号: P315.24

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2017)02-0176-10

0 引言

地震层析成像通常采用体波(P、S波)和面波观测数据研究地球内部结构, 其中以研究区域地壳和上地幔速度结构的居多, 比如在小范围的川滇(王椿镛等, 2002; 李飞等, 2011)、新疆(李强等, 1994; 裴顺平等, 2002)、青藏高原(丁志峰等, 1999; 崔仲雄, 裴顺平, 2009; 周民都等, 2012; 余大新等, 2014)、华北(刘福田等, 1986; 段永红等, 2002; 王志铄等, 2008)、华南(傅竹武等, 1993; 熊绍柏等, 2002)等地区以及大范围的中国大陆(刘福田等, 1989; 汪素云等, 2003; 裴顺平等, 2004)均有相关研究成果。由于中国大陆地震基本上都集中于地壳的中上部(张国民等, 2002), 因此我们更关心的是中上地壳这一发震层的速度结构, 这对于了解区域地震的孕育和发生背景有重要意义。

鄂尔多斯西缘位于南北地震带的北段, 区域地质构造复杂、活动断裂发育, 该区域在青藏块

体北东向的强烈推挤作用下, 形成陡变的地球物理场和强烈的地震活动(国家地震局鄂尔多斯活动断裂系课题组, 1988; Deng, Liao, 1996)。有历史记录以来, 鄂尔多斯西缘地区曾发生过 1739 年银川—平罗 8.0 级地震和 1920 年海原 8.5 级地震以及 3 次 7 级地震和 9 次 6 级地震(杨明芝等, 2007)。如此强烈的地震活动与鄂尔多斯西缘所处的特殊的大地构造位置是密不可分的。鄂尔多斯西缘北部位于稳定的阿拉善块体和鄂尔多斯块体交汇部位, 其中发育有拉张型的银川盆地和吉兰泰盆地(刘建辉等, 2010), 前者被贺兰山东麓断裂和黄河—灵武断裂所围限, 后者则被巴彦乌拉山断裂和磴口—本井断裂所围限(图 1); 鄂尔多斯西缘南部位于青藏块体向北东方向扩展的前缘——青藏块体东北缘, 属于青藏块体东北部边界构造带(邓启东等, 2014), 区域内发育有海原断裂、六盘山断裂和西秦岭北缘断裂等几条主要活动断裂(图 1)。

20 世纪 80 年代以来, 不少学者对鄂尔多斯西缘地区的地壳速度结构进行过研究。刘建华等

* 收稿日期: 2016-02-26.

基金项目: 宁夏回族自治区科技攻关项目(102164170)和宁夏回族自治区重点研发计划(2016KJHM135)联合资助.

♣ 通讯作者: 冯建刚, 副研究员, 主要从事地震活动性和数字地震波资料的应用等方面研究工作.

E-mail: fjspring@163.com.

(1989) 利用相当数量的近震和远震 P 波到时数据反演了南北地震带地壳和上地幔三维速度结构, 研究结果显示 20 km 以上的地壳速度结构表明银川盆地属于低速区, 阿拉善块体为高速区, 并且所有强震震中都分布在高速与低速区间的过渡条带上。90 年代初期, 由原国家地震局组织完成的 2 条地学断面均通过鄂尔多斯西缘地区 (国家地震局地学断面编委会, 1992; 王椿镛等, 1995); 21 世纪初, 中国地震局地球物理勘探中心又布设完成了经过该区域的 2 条地震测深剖面 (李松林等, 2001, 2002)。这些宝贵的人工地震测深资料为研究该区域地壳速度结构提供了重要的科学依据。近些年, 位于鄂尔多斯西缘地区的城市活断层探测工作取得了显著进展, 相关探测区域的地壳三

维速度结构研究也取得了重要成果, 比如方盛明等 (2009) 利用布设于银川盆地的深地震反射探测剖面得到了该区域的地壳精细结构, 杨卓欣等 (2009) 利用布设于银川盆地中北部的三维地震透射台阵获得的数据反演了银川盆地的上地壳结构, 尤其是研究区盖层和基底的三维速度结构 (约从地表至地下 7 km)。

以上研究成果大多给出的是某个区域的三维地壳速度结构或某个剖面的二维地壳速度结构, 研究区存在一定的局域性。虽然针对稍大范围的区域地壳速度结构也有相关研究成果发表 (刘建华等, 1989; 金延龙等, 1999; 金春华等, 2011), 但由于使用的地震资料时间短, 以致到时数据的数量有限, 在一定程度上降低了地壳结构的反演

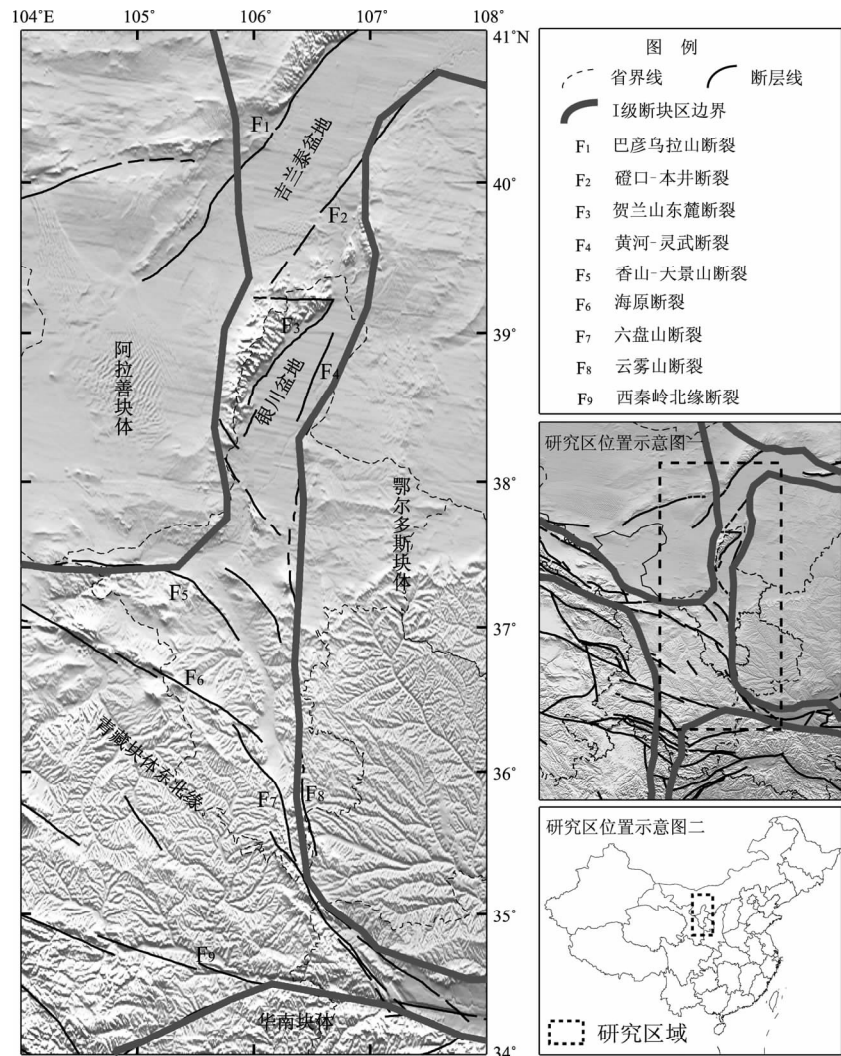


图 1 鄂尔多斯西缘活动构造图

Fig. 1 Active tectonic in western margin of Ordos

分辨率, 所以这些数据更适合于分辨率较低的大尺度研究。我们知道, 地球浅部的岩石层结构比深部的物质具有更强的非均匀性 (丁志峰等, 1999), 因而要求反演解具有较高的分辨率。因此, 本文拟通过丰富到时数据来提高反演解的分辨率, 采用 1970—2008 年宁夏、内蒙古和甘肃省的弱震台站所记录到的近震 Pg 波到时数据, 利用二维 Pg 波速度层析成像方法 (Pei, Chen, 2012), 反演鄂尔多斯西缘中上地壳更高分辨率的 Pg 波速度横向变化图像。

1 资料选取与反演方法

本文研究范围为 ($34^{\circ} \sim 41^{\circ} \text{N}$ 、 $104^{\circ} \sim 108^{\circ} \text{E}$), 作为重点研究区域的鄂尔多斯西缘位于其中部。震相报告选自 1970—2008 年的宁夏地震台网观测报告, 其中 1970—2002 年为宁夏模拟测震台站运行时段 (简称模拟时段), 2003—2008 年为宁夏“九五”数字测震台站运行时段 (简称“九五”数

字时段)。“九五”数字时段测震台站仅有 7 个, 且与模拟时段的台站位置基本一致。虽然 2009 年后宁夏数字测震台站数增至 13 个, 但新增台站记录地震时段较短, 本文不做研究。因此, 为保证同一台站记录的地震射线数足够丰富, 本文仅选用 1970—2008 年的震相观测报告。

首先利用 Hypo2000 绝对定位方法 (Klein, 2007), 使用宁夏地区的 4 条人工地震测深结果 (杨明芝等, 2007) 抽取研究区部分台站下方的地壳速度模型 (图 2), 对研究区内地震进行单事件重新定位, 然后利用双差定位方法 (Waldhause, Ellsworth, 2000) 再次进行震源位置的精确定位。结果显示, 85% 以上的地震水平向和垂直向定位误差均小于 1 km。将其中水平向和垂直向定位误差大于 1 km 的地震删除后, 计算得到东西向误差均值为 103 m, 南北向误差均值为 83 m, 深度误差均值为 141 m, 显示定位精度较高。

震源深度重新定位结果显示: 90% 以上的地震发生于中上地壳内 (深度小于 20 km)。由于本文

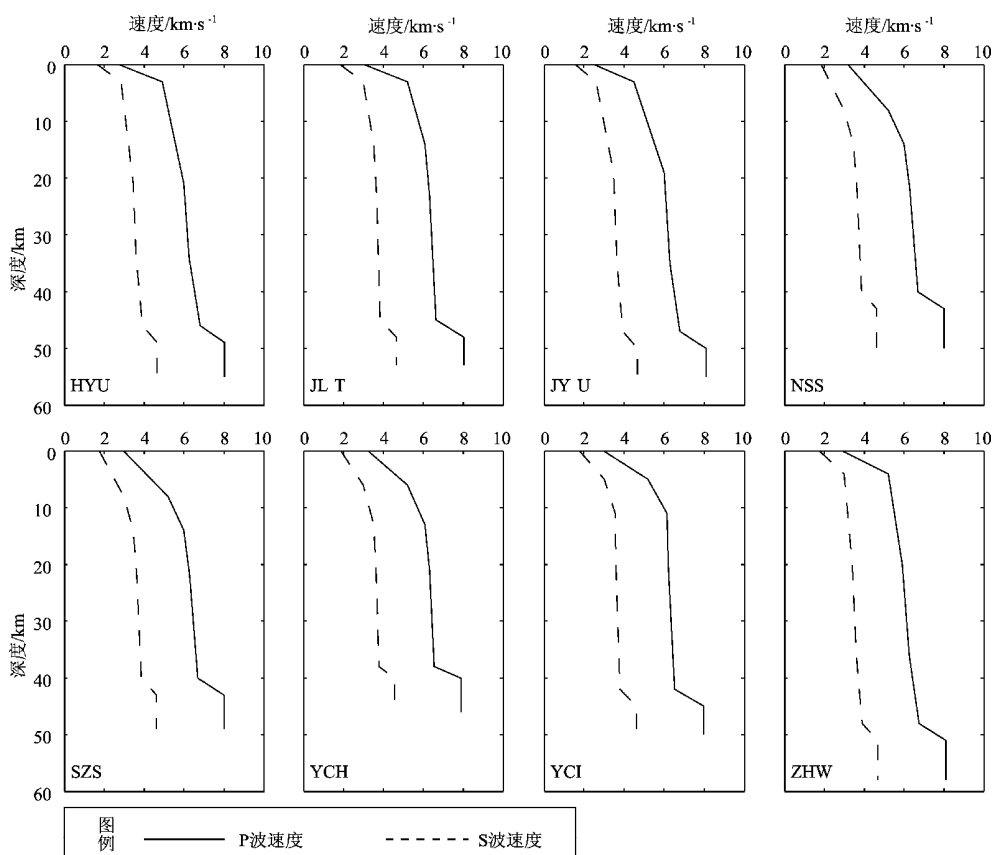


图 2 宁夏部分台站下方地壳速度结构分层图

Fig. 2 Crustal seismic wave velocity structures under eight seismic stations

所使用的 Pg 波到时数据和震源深度均为重新定位后的结果, 因此考虑到本文研究的地壳深度范围, 并为了保证参与反演的到时数据的精度, 本文所选的数据均采用以下条件进行筛选: ①每个地震事件至少有 3 个测震台站记录到; ②每个测震台站至少记录到 3 个地震事件; ③震源深度小于 20 km; ④震中距介于 $0.1^\circ \sim 2^\circ$ 之间; ⑤到时残差介于 $-2 \sim 2$ s 之间。最终挑选出 30 个测震台站记录到 5 370 次地震的 24 860 条 Pg 波射线, 射线分布如图 3 所示。从图中可以看出, 在研究区周边区域射线密度较低, 而中间区域射线密度分布较高。

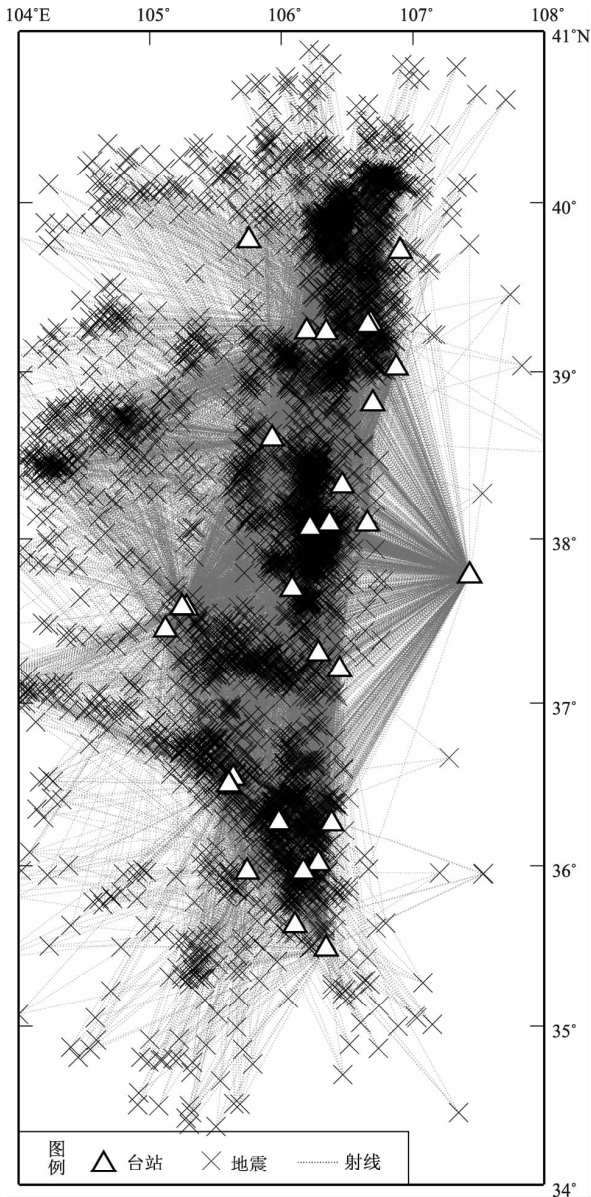


图 3 台站、地震事件与射线分布图

Fig. 3 Distribution of stations, events and ray paths

Pg 波由震源发出经过地壳介质直接到达台站, 它携带了射线经过区域的诸多信息, 包括地壳结构信息。因此, 本文采用裴顺平发展的一种新的二维层析成像方法 (Pei, Chen, 2012), 利用 Pg 波到时数据研究区域地壳速度横向变化特征。

相对于水平距离, 地壳发震层 (小于 20 km) 可以近似为一层厚度很薄的薄层, 由此带来的误差表示为台站误差项 t_{sta} 和地震事件误差项 t_{evt} 。忽略速度随深度的变化, Pg 波的观测走时方程可以写为:

$$t_{obs} = \sqrt{h^2 + \Delta^2} / v + t_{sta} + t_{evt} \quad (1)$$

式中: h 代表震源深度; Δ 代表震中距; v 代表 Pg 波的速度; 台站项 t_{sta} 代表台基地质状况的差异和到时钟差等因素造成的走时误差; 事件项 t_{evt} 代表震源深度误差和发震时刻误差造成的走时误差。

那么, 震源深度校正后的走时可以表示为:

$$t_{obs} - \left(\sqrt{h^2 + \Delta^2} - \Delta \right) / v = \Delta / v + t_{sta} + t_{evt} \quad (2)$$

如果将地壳发震层划分为二维网格, 则校正后的走时方程可以写成:

$$t_{ij} = a_i + b_j + \sum d_{ijk} \cdot s_k \quad (3)$$

式中: t_{ij} 为地震 i 到台站 j 的深度校正后的走时; a_i 为第 i 个地震的事件项; b_j 为第 j 个台站的台站项; d_{ijk} 是第 i 个地震到第 j 个台站的射线在第 k 个网格内的传播距离; s_k 为网格 k 的慢度 (速度的倒数)。采用经典 LSQR 方法 (Paige, Saunders, 1982) 可以求解式 (3), 获得不同网格的 Pg 波速度值。

2 研究结果与分析

根据前文设定的数据筛选条件得到了本文用于速度成像反演的 Pg 波到时数据 (图 4 中虚线框所示), 并利用最小二乘法拟合了 Pg 震相时距曲线 (图 4), 其斜率表征的 Pg 波平均速度为 6.1 km/s。将研究区划分为 $15' \times 15'$ 的二维网格, 并设定阻尼系数为 200, 经过 60 次迭代反演计算, 得到了研究区中上地壳 Pg 波速度横向变化图像 (图 5) 和台站

校正项 (图 6a) 以及事件校正项 (图 6b)。

图 5 只显示了分辨率较高、成像结果较可靠的区域图像。图中红色表示低于平均速度的负扰动, 即低速区, 蓝色表示高于平均速度的正扰动, 即高速区。成像结果显示地壳速度结构呈现明显的横向不均匀性。从构造分区来看, 成像区两侧属于稳定的阿拉善块体和鄂尔多斯块体的区域主要表现为高速区, 块体交汇部位主要表现为低速区, 其中银川盆地和吉兰泰盆地属于相对低速区。与已有研究成果 (刘建华等, 1989, 张先康等, 2003; 郭飏等, 2004) 得到的认识基本一致。从地区行政区划上看, 低速区主要集中在宁夏中部, 高速区主要集中在宁夏周边地区。

台站正校正表示台站地质状况差和到时钟差等因素导致地震波走时延长, 台站负校正则主要与到时钟差等因素带来的地震波走时缩短有关。图 6a 显示了台站校正分布情况, 多数台站走时校正值较小, 只有个别台站走时校正值较大, 说明多数台站由台基地质状况的差异和到时钟差等因素造成的走时误差较小。同时, 台站正校正多分布于研究区北部、负校正基本分布于研究区南部, 这一分布规律似乎与该区域地质结构差异 (北部主要为沉积盆地、南部主要为基岩山区) 有关, 因为研究区北部的台站校正更易在台基岩性较差的影响下表现为正校正, 而南部的台站校正受台基地质状况的影响要小很多, 主要与到时钟差等因素有关。

事件正校正表示震源深度定位偏深或发震时刻偏大, 事件负校正则表示震源深度定位偏浅或发震时刻偏小, 事件校正值大小与地震定位误差

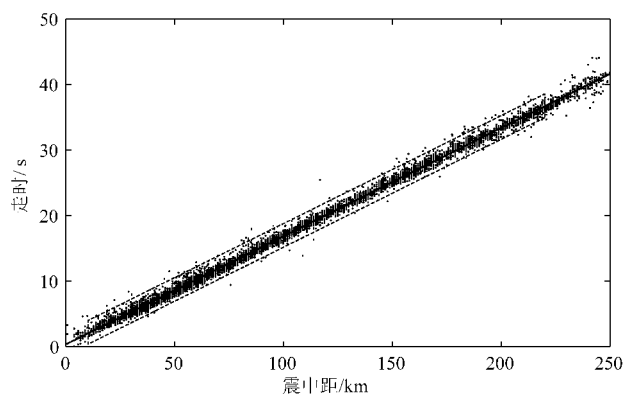


图 4 Pg 震相时距曲线

Fig. 4 Travel time - distance curve for the Pg phase

大小有关。图 6b 显示了地震事件校正分布情况, 相对台站校正项, 地震事件的走时补偿较显著, 在一定程度上反映了地震深度及发震时刻定位往往存在误差。从图中可以看出, 区域事件校正值大小存在差异, 研究区周边地震的事件校正值偏大, 中部区域的地震事件校正值相对偏小。这一分布规律恰恰反映了台站分布与地震定位误差的关系, 即台站网缘地震的定位误差偏大、网内地震的定位误差偏小。

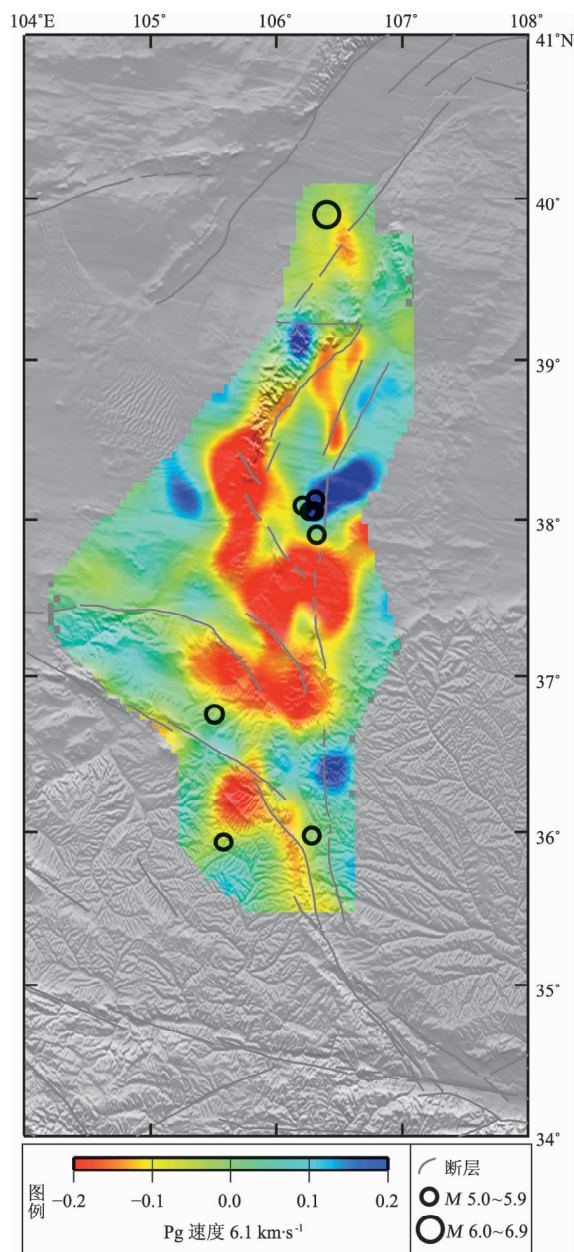


图 5 中上地壳 Pg 波速度横向变化图像

Fig. 5 The lateral variations of Pg - wave velocity in the middle - upper crust from the tomographic inversion

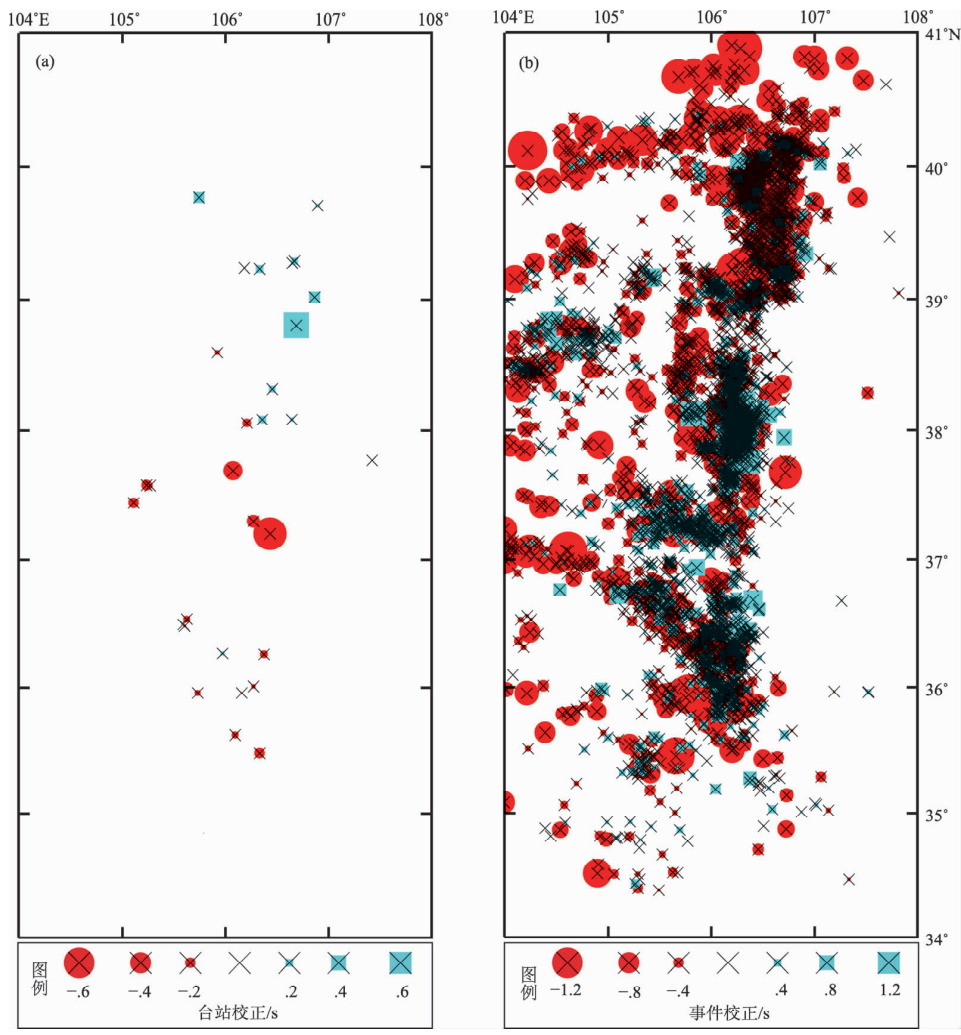


图 6 台站校正项 (a) 和事件扰动项 (b)
Fig. 6 Station term perturbations (a) and event term perturbations (b)

3 分辨率测试

为了检验数据的数量和分布能否反演出分辨率尺度大小的异常体，需要进行分辨率测试。本文采用检测板（Checkboard）方法（Inoue *et al*, 1990）进行分辨率检验。网格大小取 15' × 15'，阻尼系数取 20，迭代次数取 60，理论速度模型选取振幅为 0.2 km/s 的正弦波速度扰动（图 7a），然后按照实际的射线分布计算理论走时，再加上均值为 0 方差为 0.1 s 的正态分布随机噪声作为观测走时进行反演，反演后的理论速度模型如图 7b 所示，其中白色框显示的区域为反演后速度模型恢复较好的区域，这与图 5 显示的成像结果较可靠的

区域是一致的。分辨率测试结果表明：分辨率的高低与射线分布密度大小呈正相关，即研究区中部射线密度较高，分辨率也较高，反之亦然。

图 8 为反演前、后走时残差随震中距的分布情况。从图中可以看出，反演后的走时残差离散度整体变小，其标准差由反演前的 0.6 s 降至反演后的 0.46 s，尤其是震中距大于 80 km 的走时残差明显向均值集中。

4 讨论

4.1 与已有研究结果对比分析

分析研究区中上地壳速度横向变化图像（图 5），结果显示地壳速度结构呈现明显的横向不均匀性。这和青藏高原东北缘与鄂尔多斯地块之间

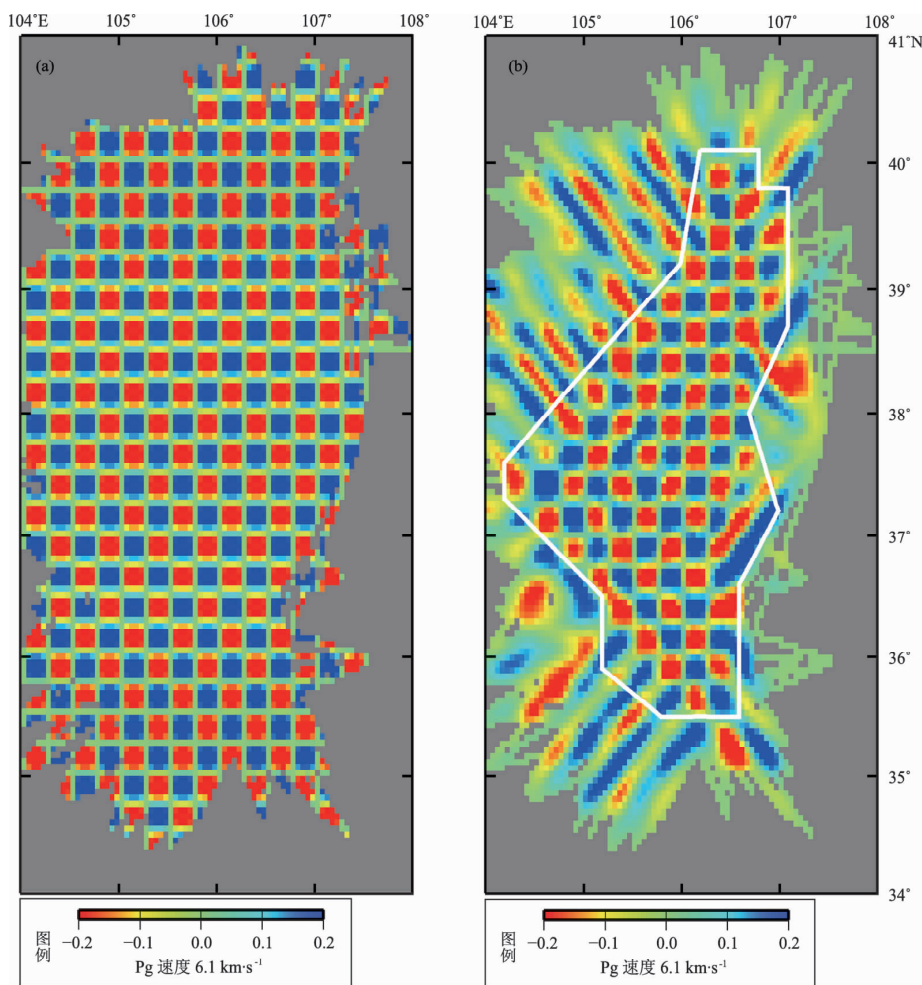


图7 检测板测试 $15' \times 15'$ 理论速度模型 (a) 和反演结果 (b)
(红色表示速度负扰动, 蓝色表示速度正扰动)

Fig. 7 Checkerboard test with resolution of $15' \times 15'$ for theoretical velocity models (a) and inversion results (b) (red represents decrease of velocity and blue represents increase of velocity)

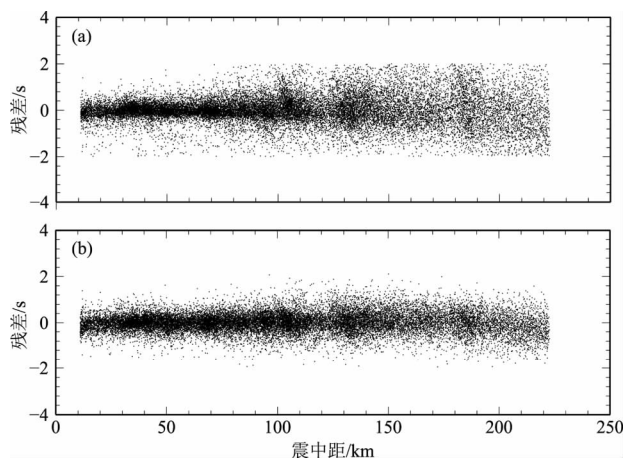


图8 反演前 (a) 与反演后 (b) 的
残差随震中距的分布

Fig. 8 Distribution of residuals with the change of epicenter distance before (a) and after inversion (b)

的过渡带地壳变形强烈、地壳结构较为破碎有关,同时也与该区域地震频发相一致(陈九辉等, 2005)。

刘建华等(1989)利用近震与远震P波到时数据反演了南北地震带地壳三维速度结构,结果显示20 km以上的地壳速度结构在银川盆地表现为低速区,阿拉善块体表现为高速区;张先康等(2003)、郭飏等(2004)的研究结果表明鄂尔多斯块体P波平均速度偏高;滕吉文等(2008)认为,盆地、凹陷、较大的断裂或断裂带在速度结构上一般表现为相对低速区,在构造单元的边界、较大断裂或岩性接触面两侧,速度变化强烈。从图5显示的P波高速与低速区分布来看,属于稳定的阿拉善块体和鄂尔多斯块体的区域主要表现为高速区,块体交汇部位主要表现为低速区,其中

银川盆地与吉兰泰盆地属于相对低速区，几条主要的断裂带或断裂段属于显著低速区；阿拉善块体与鄂尔多斯块体边界两侧存在高速到低速的明显转换。由此，本文成像结果与以上研究得到的认识一致性较好。

梅世蓉（1995）提出坚固体孕震模式，认为高速体（坚固体）的存在是高应力集中的重要条件。已有研究表明，地震易发生于高速区与低速区的过渡带或高速体的边侧（刘福田等，1986；Lees *et al*，1990；孙若昧，刘福田，1995；王椿镛等，2002；陈九辉等，2005；曾宪伟等，2014）。将1970年以来发生于分辨率较高区域的5级以上地震投影到图5中，显示这些地震多发生于高、低速区的转换地带，尤其是20世纪七八十年代集中发生于宁夏中部吴忠、灵武地区的5级地震均发生于低速区向高速区的过渡区并偏向高速体一侧。地壳结构横向变化剧烈区，是介质不均匀且强度较低的薄弱带，也是应力较易集中的地带，这些区域在构造应力场作用下易于破裂而成为地震多发区。

4.2 地震危险性分析

由于本文研究区域仅限于鄂尔多斯西缘，并且选取了多个省区域台网有弱震记录以来的近震资料，Pg波到时数据非常丰富，网格划分较密的情况下也能达到成像要求，因此，本文的成像结果能够实现分辨率较高的小尺度研究，与以往该区域较大范围的大尺度成像结果相比，水平面上的成像精细程度更高，也首次计算反演了以 $15' \times 15'$ 划分水平网格的鄂尔多斯西缘中上地壳Pg波速度结构。

速度成像结果显示，鄂尔多斯西缘多数断裂带或断裂段表现为相对低速，而黄河断裂灵武段、香山—天景山断裂西段、海原断裂带西段以及云雾山断裂则表现为相对高速，与较大断裂或断裂带在速度结构上一般表现为相对低速区的认识（滕吉文等，2008）存在差异。其中海原断裂带曾发生1920年海原 $8\frac{1}{2}$ 级大地震，断裂带较破碎，更易表现为相对低速，而成像结果显示该断裂带表现为不显著的低速和相对高速。海原断裂带位于青藏块体东北缘，为青藏高原向大陆内部扩展的前缘部位，长期受印度板块北东向的挤压作用，易于积累应力，海原断裂带的相对高速可能说明

该区域一直处于应力积累状态。

基于地震易发生于高、低速区的过渡带以及坚固体孕震模式——高速体（坚固体）的存在是高应力集中的重要条件（梅世蓉，1995）这两个原因，黄河断裂灵武段、香山—天景山断裂西段以及云雾山断裂的高速区及其周围地区很可能是未来中强地震的有利孕育场所。研究表明（孙若昧，刘福田，1995；王椿镛等，2002），速度急剧变化的梯度地带，是介质最不均匀强度较低的薄弱带，也是应力最易集中的地带，这样的环境具备了积累大量能量的介质条件，又是应力易于释放的场所，这些区域在横向挤压下的构造应力场作用下易于破裂而引发地震。因此，更应重点关注和加强研究以上3条断裂带及周边地区的高、低速转换部位的地震危险性。

5 结论

本研究利用鄂尔多斯西缘30个测震台站记录到5370次地震的24860条Pg波射线数据，首次反演了该区域 $15' \times 15'$ 水平网格的中上地壳Pg波横向速度结构，并得到了台站走时校正和地震事件走时校正分布图。结果表明：

（1）鄂尔多斯西缘中上地壳Pg波速度结构呈现明显的横向不均匀性。稳定的阿拉善块体和鄂尔多斯块体主要表现为高速区，两块体边界两侧存在高速到低速的明显转换；银川盆地与吉兰泰盆地属于相对低速区，几条主要的断裂带或断裂段属于显著低速区。

（2）1970年以来鄂尔多斯西缘的5级以上地震多发生于高、低速区的转换地带，尤其是20世纪七八十年代集中于宁夏中部吴忠、灵武地区的5级地震均发生于低速区向高速区的过渡区并偏向高速体一侧。这是由于地壳结构横向变化剧烈区是应力较易集中并释放而发生地震的区域。

（3）台站走时校正结果说明多数台站带来的系统走时误差较小。事件走时校正图像则显示研究区周边地震定位误差偏大、中部地震定位误差偏小，说明地震定位误差大小与台站分布密切相关。

（4）海原断裂带表现出的不显著低速和相对高速可能说明该区域一直处于应力积累状态。黄

河断裂灵武段、香山—天景山断裂西段以及鄂尔多斯西南缘（包括六盘山断裂、云雾山断裂等）高、低速转换部位很可能是未来中强地震的有利孕育场所。

本文绘图采用 GMT 绘图软件。“M7”专项工作组为本研究工作提供了到时数据，中国科学院青藏高原研究所裴顺平研究员为本文提供了计算程序，并给予了热情指导，中国地震局监测预报司预报管理处马宏生处长提供了交流学习平台，中国地震台网中心周龙泉研究员给予了热情指导和帮助，审稿专家对文章提出了建设性修改意见，本文编辑对文字进行了悉心编辑和加工，在此一并致谢。

参考文献：

- 陈九辉,刘启元,李顺成,等. 2005. 青藏高原东北缘——鄂尔多斯地块地壳上地幔 S 波速度结果[J]. 地球物理学报, 48(2): 333–342.
- 崔仲雄,裴顺平. 2009. 青藏高原东构造结及周边地区上地幔顶部 Pn 速度结构和各向异性研究[J]. 地球物理学报, 52(9): 2245–2254.
- 邓启东,程绍平,马冀,等. 2014. 青藏高原地震活动特征及当前地震活动形势[J]. 地球物理学报, 57(7): 2025–2042.
- 丁志峰,何正勤,孙为国,等. 1999. 青藏高原东部及其边缘地区的地壳上地幔三维速度结构[J]. 地球物理学报, 42(2): 197–205.
- 段永红,张先康,方盛明. 2002. 华北地区上部地壳结构的三维有限差分层析成像[J]. 地球物理学报, 45(3): 362–369.
- 方盛明,赵成彬,柴焱章,等. 2009. 银川断陷盆地地壳结构与构造的地震学证据[J]. 地球物理学报, 52(7): 1768–1775.
- 傅竹武,庄真,吕梓龄,等. 1993. 由长周期地震面波研究华南地区地壳和上地幔三维构造[J]. 地震学报, 15(2): 159–167.
- 郭飏,刘启元,陈九辉,等. 2004. 青藏高原东北缘——鄂尔多斯地壳上地幔地震层析成像研究[J]. 地球物理学报, 47(5): 790–797.
- 国家地震局地学断面编委会. 1992. 上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面(说明书)[M]. 北京:地震出版社.
- 国家地震局鄂尔多斯活动断裂系课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系[M]. 北京:地震出版社, 5–328.
- 金春华,赵卫明,陈晓非,等. 2011. 利用地震和爆破资料反演宁夏及邻区浅层三维速度结构[J]. 地震学报, 33(5): 614–623.
- 金延龙,杨明芝,赵卫明,等. 1999. 利用区域台网记录的直达、反射和折射波反演宁夏及邻区地壳 P 波三维速度结构[J]. 地震学报, 21(7): 394–402.
- 李飞,周仕勇,苏有锦,等. 2011. 川滇及邻区 Pn 波速度结构和各向异性研究[J]. 地球物理学报, 54(1): 44–54.
- 李强,刘瑞丰,杜安陆,等. 1994. 新疆及其毗邻地区地震层析成像[J]. 地球物理学报, 37(3): 311–320.
- 李松林,张先康,任青芳,等. 2001. 西吉—中卫地震测深剖面及其解释[J]. 地震地质, 23(1): 86–92.
- 李松林,张先康,张成科,等. 2002. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究[J]. 地球物理学报, 45(2): 210–217.
- 刘福田,曲克信,吴华,等. 1986. 华北地区的地震层面成像[J]. 地球物理学报, 29(5): 442–449.
- 刘福田,曲克信,吴华,等. 1989. 中国大陆及其邻近地区的地震层析成像[J]. 地球物理学报, 32(3): 281–291.
- 刘建华,刘福田,吴华,等. 1989. 中国南北带地壳和上地幔的三维速度图象[J]. 地球物理学报, 32(2): 143–152.
- 刘建辉,张培震,郑德文,等. 2010. 贺兰山晚新生代隆升的剥露特征及其隆升模式[J]. 中国科学:地球科学, 40(1): 50–60.
- 梅世蓉. 1995. 地震前兆场物理模式与前兆时空分布机制研究(一)——高速异常体模式的由来与证据[J]. 地震学报, 17(3): 273–282.
- 裴顺平,许忠淮,汪素云,等. 2002. 新疆及邻区 Pn 速度层析成像[J]. 地球物理学报, 45(2): 218–225.
- 裴顺平,许忠淮,汪素云. 2004. 中国大陆及邻近地区上地幔顶部 Sn 波速度层析成像[J]. 地球物理学报, 47(2): 250–256.
- 孙若昧,刘福田. 1995. 京津塘地区地壳结构与强震的发生——I. P 波速度结构[J]. 地球物理学报, 38(5): 599–607.
- 滕吉文,王夫运,赵文智,等. 2008. 鄂尔多斯盆地地壳速度分布与沉积建造和结晶基底起伏的构造研究[J]. 地球物理学报, 51(6): 1753–1766.
- 汪素云,许忠淮,裴顺平. 2003. 中国大陆 Pn 波速度结构与强震孕育的深部背景[J]. 地球物理学报, 46(6): 779–785.
- 王椿镛,MOONEY W D,王溪莉,等. 2002. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究[J]. 地震学报, 24(1): 1–16.
- 王椿镛,林中洋,陈学波. 1995. 青海门源—福建宁德地学断面综合地球物理研究[J]. 地球物理学报, 38(5): 590–598.
- 王志铄,王椿镛,曾融生,等. 2008. 华北及邻区地壳上地幔三维速度结构的地震走时层析成像[J]. CT 理论与应用研究, 17(2): 15–27.
- 熊绍柏,刘宏兵,王有学,等. 2002. 华南上地壳速度分布与基底、盖层构造研究[J]. 地球物理学报, 45(6): 784–791.
- 杨明芝,马禾青,廖玉华. 2007. 宁夏地震活动与研究[M]. 北京:地震出版社, 1–6.
- 杨卓欣,段永红,王夫运,等. 2009. 银川盆地深地震断层的三维透射成像[J]. 地球物理学报, 52(8): 2026–2034.
- 余大新,李永华,吴庆举,等. 2014. 利用 Rayleigh 波相速度和群速度联合反演青藏高原东北缘 S 波速度结构[J]. 地球物理学报, 57(3): 800–811.
- 曾宪伟,冯建刚,吕俊强. 2014. 2003 年民乐 $M_s 6.1$ 地震前后 Pg 波速度横向变化特征[J]. 地球物理学进展, 29(4): 1601–1608.
- 张国民,汪素云,李丽,等. 2002. 中国大陆地震震源深度及其构造含义[J]. 科学通报, 47(9): 663–668.
- 张先康,李松林,王夫运,等. 2003. 青藏高原东北缘、鄂尔多斯和华北唐山震区的地壳结构差异——深地震测深结果[J]. 地震地

- 质, 25(1): 52–59.
- 周民都, 王椿镛, 曾融生. 2012. 青藏高原东北缘地壳上地幔速度结构的地震层析成像研究[J]. 西北地震学报, 34(3): 224–233.
- DENG Q D, LIAO Y H. 1996. Paleoseismology along the rang – front fault of Helan Mountains, North Central China [J]. J Geophys Res, 101 (B3): 5873–5894.
- INUUE H, FUKAO Y, TANABE K, *et al.* 1990. Whole mantle P – wave travel time tomography [J]. Phys Earth Planet Interiors, 59(4): 294–328.
- KLEIN F W. 2007. User's Guide to HYPOINVERSE – 2000, a Fortran Program to Solve for earthquake Locations and Magnitudes, U. S. Geological Survey Open – File Report [R].
- LEES J M, MAIN P E. 1990. Tomographic images of P – wave velocity variation at Parkfield, California [J]. J Geophys Res, 95 (B13): 21793–21804.
- PAIGE C C, SAUNDERS M A. 1982. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares [J]. ACM Trans Math Software, 8(1): 43–71.
- PEI S P, CHEN Y S. 2012. Link between seismic velocity structure and the 2010 $M_s 7.1$ Yushu earthquake, Qinghai, China: Evidence from aftershock Tomography [J]. Bull Seism Soc Amer, 102 (1): 445–450.
- WALDHAUSE F, ELLSWORTH W L. 2000. A Double Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the North Hayward Fault, California [J]. Bull Seism Soc Amer, 90 (6): 1353–1368.

Research on Mid – upper Crustal Velocity Tomography of Pg Wave in Western Margin of Ordos

ZENG Xianwei¹, FENG Jiangang², LONG Feng³, XIN Hailiang⁴

(1. Earthquake Administration of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750001, Ningxia, China)

(2. Earthquake Administration of Gansu Province, Lanzhou 730000, Gansu, China)

(3. Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, Sichuan, China)

(4. Geophysical Exploration Center, Zhengzhou 450002, Henan, China)

Abstract

In the paper, we obtained the inversion result of mid – upper crustal velocity tomography of Pg wave, station term perturbations and event term perturbations in western margin of Ordos, using 24 860 Pg wave rays of 5 370 earthquakes recorded by 30 seismic stations in the region. The results show that: (1) The mid – upper crustal velocity structure of Pg wave presents obvious lateral inhomogeneity. The stable Alashan block and Ordos block are mainly high speed regions, and there exist obvious high speed to low speed conversion on both border sides of the two blocks. The Yinchuan basin and Jilantai basin belong to relatively low velocity zone, and several major fault or fault segments belong to significant low velocity zone. (2) Since 1970, $M \geq 5$ moderate – strong earthquakes in the region mainly occurred in the high speed to low speed conversion zone. Therefore, the region where lateral velocity structure changes fiercely is that where earthquakes occur frequently. (3) In addition, the system travel time error caused by station base and clock correction is small. And, location error of earthquakes occurring in the surrounding region is larger than that occurring in the central region. It illustrates that the size of earthquake location error is closely related to the seismic station distribution.

Keywords: western margin of Ordos; mid – upper crust; velocity structure of Pg wave; moderate – strong earthquake