

韩晓明, 张帆, 王树波, 赵星, 李娟, 刘永梅. 2016. 河套地震带 Pg 波速度过渡区的地震空间相关长度幂律变化. 地震学报, 38(5): 761-775. doi:10.11939/jass.2016.05.010.

Han X M, Zhang F, Wang S B, Zhao X, Li J, Liu Y M. 2016. Power-law variation of seismic spatial correlation length in Pg wave velocity transitional zone of Hetao seismic belt. *Acta Seismologica Sinica*, 38(5): 761-775. doi:10.11939/jass.2016.05.010.

# 河套地震带 Pg 波速度过渡区的地震 空间相关长度幂律变化<sup>\*</sup>

韩晓明<sup>\*</sup> 张帆 张晖 王树波  
赵星 李娟 刘永梅

(中国呼和浩特 010010 内蒙古自治区地震局)

**摘要** 基于 Pg 波速度反演和地震重新定位, 运用单键群算法对 Pg 波速度过渡带的地震空间相关长度进行了幂律拟合分析。Pg 波速度反演结果表明, 其速度的横向变化表现出构造相依的特征, 速度高低与地壳厚度呈正相关, 并在包头—西山嘴凸起和岱海凹陷两个区域形成 Pg 波速度过渡带。利用重新定位的地震数据计算了这两个速度过渡区的地震空间相关长度, 结果显示其幂律拟合曲线均呈一定的增长趋势, 表明 2008 年以来两个 Pg 波速度过渡区域的应力作用不断集聚、增强, 断层有逐步进入协同化阶段的可能, 加之速度过渡带通常是地壳运动强烈区域, 未来将成为孕育中强地震的有利场所。在有效控制定位误差的条件下, 重新定位可以明显减小地震空间相关长度的离散形态, 提高计算精度。

**关键词** 河套地震带 Pg 波速度反演 地震重新定位 单键群算法 地震空间相关长度  
doi:10.11939/jass.2016.05.010 中图分类号: P315.01 文献标志码: A

## Power-law variation of seismic spatial correlation length in Pg wave velocity transitional zone of Hetao seismic belt

Han Xiaoming<sup>\*</sup> Zhang Fan Zhang Hui Wang Shubo  
Zhao Xing Li Juan Liu Yongmei

(The Inner Mongolia Autonomous Region Seismological Bureau, Hohhot 010010, China)

**Abstract:** Based on Pg wave velocity inversion and earthquake relocation, this paper analyzes the seismic spatial correlation length of Pg wave velocity in the transition zone of Hetao seismic belt by using the single link cluster (SLC) algorithm and power-law fitting. The inversion results of Pg velocity show that the lateral variation of Pg wave velocity images is dependent on the structure, the velocity of Pg wave is positively correlated to the thickness of the crust, and two transitional zones of Pg wave velocity are formed in Baotou-Xishanzui bulge and Daihai sag. Furthermore, the seismic spatial correlation lengths of the two

\* 基金项目 中国地震局地震科技星火计划项目(XH15010Y)资助。

收稿日期 2015-12-09 收到初稿, 2016-06-10 决定采用修改稿。

† 通讯作者 e-mail: hxmpower@126.com



velocity transition zones are calculated based on the relocation data. The results show that the power-law fitting curve exhibits a trend growth to a certain degree, suggesting that the stress level of the above two Pg wave velocity transitional zones have been enhanced since 2008, and regional faults are likely to be entered into the stage of coordination. In addition, the Pg wave velocity transitional zone is usually a strong area of crustal movement, therefore it is deduced that the two zones will become the favorable place for occurrence of moderate earthquakes in future. On the condition of effective control of the positioning error, seismic relocation can reduce the discrete form and improve the calculation accuracy of seismic spatial correlation length.

**Key words:** Hetao seismic belt; inversion of Pg wave velocity; earthquake relocation; single link cluster (SLC) algorithm; seismic spatial correlation length

## 引言

地震是地壳岩石在变形过程中不断产生裂纹的结果，但地壳岩石在压缩应力状态下所产生的裂纹系的最基本性质是无特征尺度(郑捷, 1992)，故很难用传统的几何学方法对其进行描述，而用分形几何学方法则可以给出地震和岩石破裂现象的时间集聚特征、空间分布、震级大小统计规律和破裂表面的几何形态及分形结构，使得裂纹系统具有某种有序性。Allègre 等(1982)在分形理论的基础上，利用重整化群法研究了地壳介质破裂的尺度定律，并根据岩石破裂概率定量描述裂隙尺度的变化过程，为运用单键群算法计算地震空间相关长度提供了理论基础(Frohlich, Davis, 1990; Davis, Frohlich, 1991; 周蕙兰等, 1997; Zöller *et al*, 2001; 荣代潞等, 2006)。

地震的孕育和发生过程也是地壳岩石由于缺陷演化而发生大规模破坏的过程，其产生机制与室内岩石受载产生声发射的机制有相似之处(秦四清, 李造鼎, 1993)，岩石力学实验能近似地反映地震的发生过程。已有研究结果(雷兴林, 1989; 秦四清, 李造鼎, 1993; 马胜利等, 1995a, b; 刘力强等, 1999; 施行觉等, 2012)表明，岩石声发射实验中的波速变化主要受岩石物性、微裂隙尺度和分布、温压条件和加载方式等众多因素的影响。地震较易发生在板块边界和新构造活动强烈的地区，这些地区通常是横纵波低速带与高速带的过渡带(裴顺平等, 2002)。如果我们通过研究地震横波或纵波的速度结构分布，找到低速带与高速带的过渡带，再根据地震空间相关长度来定量判断速度过渡带地壳介质破裂尺度的变化，就可以利用地震资料呈现地震破裂尺度与地震波速变化之间的关系。

本文将以河套地震带作为研究区域，通过层析成像法研究 Pg 波速度的横向变化，确定速度过渡带以作为进一步研究的空间范围；然后尝试利用重新定位后的地震震中位置数据，考察地震波速度过渡带的空间相关长度变化，以期发现地震波速度变化、地壳破裂尺度与应力作用三者之间存在的关系，并对地震重新定位在提高空间相关长度计算精度方面的应用效果进行讨论。

## 1 研究区概况

### 1.1 研究区地质构造背景

河套断陷带位于阴山隆起与鄂尔多斯隆起之间，西界为狼山山前断裂，北界为色尔腾

山山前断裂, 东界为和林格尔断裂, 南界为鄂尔多斯北缘断裂。该断陷带南北宽 40—80 km, 东西长约 440 km, 总体呈近 EW 向的左旋剪切拉张带, 带内多分布左旋正走滑断裂(邓起东, 尤惠川, 1985)。重力航磁和石油地震勘探资料表明, 河套断陷盆地并非单一的构造盆地, 在纵剖面上西深东浅, 西部的临河盆地沉降幅度最大, 其沉积厚度约为 6 km, 中间的白彦花盆地的沉积厚度约为 0.9 km, 东部的呼包盆地的沉积厚度约为 1.8 km, 沉降中心均靠近山前断裂一侧, 断陷带由西向东构造活动有所减弱(国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组, 1988)。另根据滕吉文等(2010)和张永谦等(2013)的研究可知, 河套地震带是鄂尔多斯盆地与阴山隆起之间的盆山耦合地区, 其深层动力学过程复杂, 壳幔结构和速度分布存在明显的区域差异, 基底埋深达 7—8 km, 岩石圈地幔物质上涌导致莫霍面相对其两侧抬升了 3—4 km, 柔性下地壳密度略高于两侧, 脆性上地壳中的深断裂是孕育地震的主要场所。公元 849 年以来, 河套断陷带曾发生过 7 次  $M \geq 6$  地震, 即公元 849 年包头西  $M_7$ 、1929 年毕克齐  $M_6$ 、1934 年五原  $M_{6\frac{1}{4}}$ 、1976 年和林格尔  $M_s 6.2$ 、1976 年巴音木仁  $M_s 6.2$ 、1979 年五原  $M_s 6.0$  和 1996 年包头  $M_s 6.4$  地震, 是我国华北地区地震活动最为强烈的地区之一。河套地震带所辖断裂基本呈 ENE 至近 EW 向分布, 且主要受到来自 NE 向的挤压作用和 NW 向的拉张作用, 带内多发生走滑兼正断型地震, 如图 1 所示。

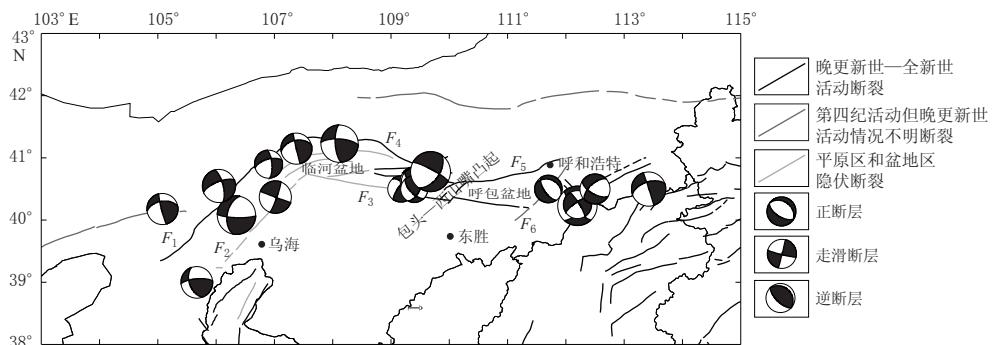


图 1 研究区构造背景及 1970 年以来  $M_s \geq 4.7$  地震的震源机制

$F_1$ : 狼山山前断裂;  $F_2$ : 瞪口一本井断裂;  $F_3$ : 鄂尔多斯北缘断裂;  $F_4$ : 色尔腾山

山前断裂;  $F_5$ : 大青山山前断裂;  $F_6$ : 和林格尔断裂。断裂名称下同

Fig. 1 Tectonic settings of the studied area and focal mechanisms of  $M_s \geq 4.7$  earthquakes since 1970

$F_1$ : Langshan piedmont fault;  $F_2$ : Dengkou-Benjing fault;  $F_3$ : Northern Ordos marginal fault;  $F_4$ : Serteng mountain piedmont fault;  $F_5$ : Daqingshan piedmont fault;  $F_6$ : Horinger fault, the same below

## 1.2 台网监测能力

2001 年开始的“十五”台网改造升级工程使得河套地震带的地震监测能力大幅度提升, 数字地震资料较之前相对丰富和完整, 但此时的“拾震”工作仍以内蒙古区域台网为主; 2003 年以来, 河套地震带台站数目稳定保持在 18 个, 特别是 2009 年以来, 邻省测震台站的震相数据参与地震定位后, 大幅增加了每个地震事件被记录的台站数目和震相数目(图 2a)。

确定最小完整性震级可为 Pg 波反演、地震重新定位和地震空间相关长度分析提供相对可靠的计算依据。由地震台站数目的时序分布(图 2a)可以看出, 自 1985 年以来, 地震台

站数目逐步趋于稳定。为尽可能地规避历史中强地震的余震干扰和保证相对稳定的台网监测条件,本文选取自1985年以来的地震目录,运用最大曲率(maximum curvature)法进行完整性检验(Woessner, Wiemer, 2005);检验过程中设定每个计算窗长为50次地震,滑动步长包含20次地震,每组参与计算的地震数目下限为50个,震级 $M_L$ 的滑动步长为0.1,重采样次数为200,求得了自2000年以来河套地震带的完整性震级 $M_c=2.0\pm0.06$ (图2b)。

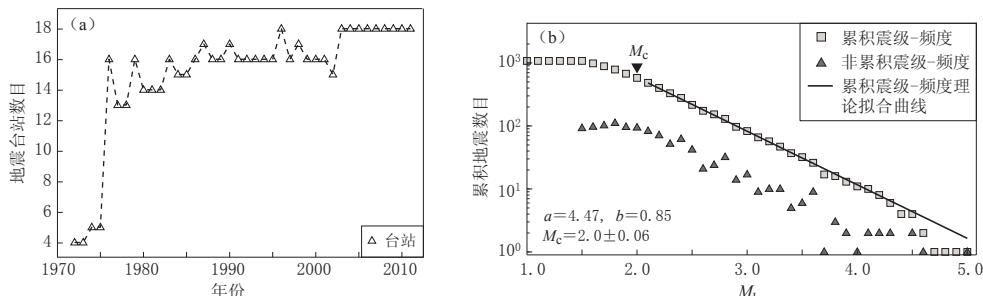


图2 地震台站数目的时序变化(a)和最小完整性震级 $M_c$ (b)

$a$  和  $b$  为古登堡-里克特公式中的常数

Fig. 2 Temporal variation of seismic station number (a) and minimum completeness magnitude  $M_c$  (b)  
 $a$  and  $b$  are constants in the Gutenberg-Richter recurrence law. In Fig. (a), the triangle represents station.

In Fig. (b), the square represents cumulative frequency *versus* magnitude, the solid triangle represents noncumulative frequency *versus* magnitude, the line represents Gutenberg-Richter power-law

## 2 Pg 波速度反演成像

由于地震波速度与岩石性质的相关性比较稳定,为确定地球内部的精细结构和局部非均匀性,一般利用地震波形数据进行地震层析成像,是目前地震层析成像的主要方法(雷栋,胡祥云,2006)。反演速度结构的地震波走时须具有较高信噪比且柱面波和球面波走时规律均相同。国内研究人员利用地震波到时数据研究了不同地区的地壳和上地幔的三维速度结构(刘福田等,1989;张先康等,1994;雷建设等,2009),由于中国大陆的板内地震多发生在中、上地壳(刘福田等,1989),穿越该范围内的直达Pg波经过地壳介质传播至地震台站,其所携带的射线路径信息可较为真实地反映发震层的速度结构。随着较为成熟的Pn波反演方法的提出及应用(Hearn *et al*, 1991; Hearn, 1996),裴顺平等(2002)提出了利用直达Pg波到时数据反演地壳速度横向变化的方法。Pg波反演的横向速度变化主要代表地壳浅层5—10 km深度的水平速度,即该方法首先将地壳发震层近似为一薄层,同时引入台站项 $t_{sta}$ 和事件项 $t_{evt}$ 来弥补二维假设和震源深度误差,当震中距不大时可忽略速度随深度的变化,Pg波可近似为直线传播,其走时方程为

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

式中, $t_{obs}$ 为震源深度为 $h$ 、震中距为 $\Delta$ 时的观测走时, $t_{sta}$ 为台基地质差异和到时差等造成的走时差, $t_{evt}$ 为震源深度和发震时刻的误差, $v$ 为Pg波速度。

式(1)经过震源深度校正后为

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

式中, 等号左侧为经过震源深度校正后的走时。如果将地壳发震层划分为二维网格, 则校正后的走时方程为

$$t_{ij} = a_i + b_j + \sum_k d_{ijk} S_k, \quad (3)$$

式中,  $t_{ij}$  为地震  $i$  到台站  $j$  经深度校正后的走时,  $a_i$  和  $b_j$  分别为第  $i$  次地震和第  $j$  个台站校正到大地水准面上的到时延迟扰动,  $d_{ijk}$  为第  $i$  次地震到第  $j$  个台站的射线经过第  $k$  个网格的长度,  $S_k$  为网格  $k$  的慢度(速度的倒数)。考虑地震层析成像是一个典型的非线性问题, 故本文采用最小二乘正交分解法(least squares QR decomposition, 简写为 LSQR)迭代求解 Pg 波速度的横向变化(裴顺平等, 2002)。

本文选取自 2008 年以来, 河套地震带( $39^{\circ}\text{N}$ — $42^{\circ}\text{N}$ ,  $106^{\circ}\text{E}$ — $115^{\circ}\text{E}$ )发生的 635 次  $M_{\text{L}} \geq 2.0$  地震事件参与 Pg 波反演, 共收集周边 17 个台站的 Pg 波到时数据 6 639 条, 平均每次地震有 11 条震相数据参与计算(图 3a)。

由于解的分辨率矩阵需要较大的存储空间和耗费较长的运算时间(Menke, 1984), 故本文采用检测板法(Inoue *et al.*, 1990; Zhao *et al.*, 1992)进行分辨率测试。由图 3b 可以看

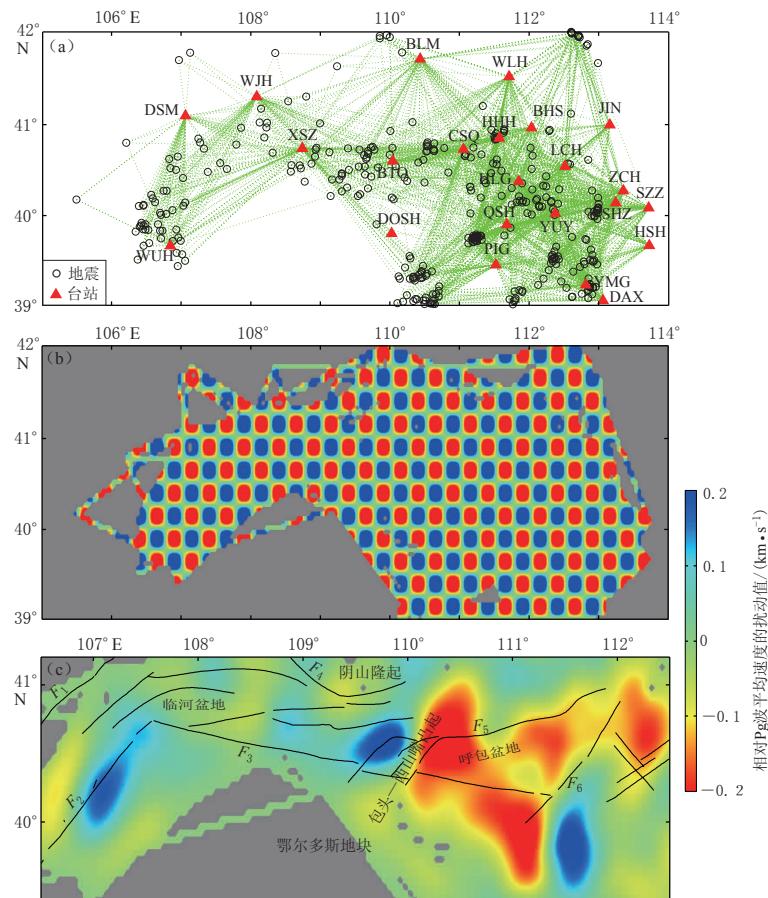


图 3 射线路径(a)、检测板理论速度模型(b)和 Pg 波速度(平均值为  $6.0 \text{ km/s}$ )的横向变化(c)

Fig. 3 Ray path (a), theoretical velocity model of checkerboard (b) and lateral variation of Pg wave velocity, while their average value is  $6.0 \text{ km/s}$  (c)

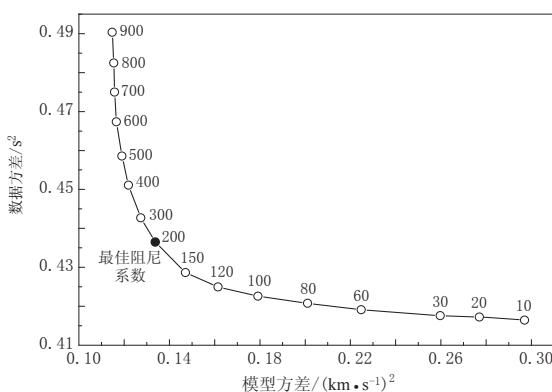


图 4 数据方差与模型方差的关系曲线

Fig. 4 The relationship between data variance and model variance. The solid dot indicates the optimum damping coefficient

网格速度扰动值的均方根值给定, 然后用数据方差与模型方差所形成的“L”曲线进行权衡 (Eberhart-Phillips, 1986), 并以曲线拐点所对应的阻尼系数作为最佳阻尼系数进行反演, 如图 4 所示。

兼顾误差控制和射线数目, 设定每次地震至少被 4 个台站记录, 最大残差为 2.0 s, 最大震中距为 2°(满足 Pg 波近似直线传播的要求), 最大震源深度为 25 km。图 3c 中红色区域为低速异常, 蓝色区域为高速异常, 相对于 Pg 波的平均速度 (6.0 km/s), 速度变化为 -0.2—0.2 km/s, 走时残差集中在 -0.5—0.5 s(图 5a), 震中距集中在 30—220 km(图 5b)。

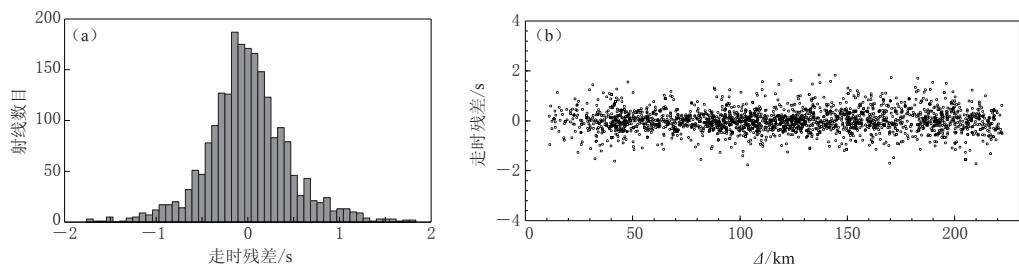


图 5 Pg 波反演得到的走时残差分布直方图(a)及其随震中距  $\Delta$  的变化(b)

Fig. 5 Histogram distribution (a) of travel-time residual obtained by Pg wave inversion and its variation with epicentral distance  $\Delta$  (b)

岩石力学实验(方华, 伍向阳, 1999; 刘建坡等, 2010; 施行觉等, 2012)表明, 波速受到所处环境的温度和围压的影响分别发生负相关和正相关变化。就浅源地震而言, 围压与地壳厚度呈正比关系(裴顺平等, 2002), 因此, 波速变化应与地壳厚度呈正相关。呼包盆地的地壳厚度为 36—38 km, 明显低于其南部的鄂尔多斯地台、北部的阴山隆起及其东西两侧凸起地区的地壳厚度(40—42 km)(嘉世旭, 张先康, 2005), Pg 波速度表现出明显的构造相依分布特征(图 3c), 而呼包盆地的左旋拉张性质也决定了其 Pg 波速度低于其周缘地区。另外, 河套地震带的 Pg 波速度以 110°E 为界呈现出差异明显的高低值异常分布

出, 检测板理论模型的速度分布效果整体良好, 边缘位置分辨率较差, 这可能是由于地震事件和台站分布稀疏而产生较小的射线覆盖密度所致。在明确解的分辨率检测效果后进行 Pg 波反演成像。首先利用 Pg 波到时计算得到其平均速度为 6.0 km/s, 将地壳发震层沿横向分割成  $20' \times 20'$  的网格, LSQR 迭代次数设定为 60。适当提高阻尼系数可有效压制计算误差, 但阻尼系数过高反而会增大误差(裴顺平等, 2002)。为了确定最佳的阻尼系数, 本文选取不同的阻尼系数分别进行反演, 每次反演可得一个走时残差的数据方差, 模型方差则由各个

(图 3c), 与汪素云等(2013)测定的我国北部地区 Pn 波速度以  $110^{\circ}\text{E}$  为界的东西侧差异分布特征较为吻合。在呼包断陷盆地两侧, 即包头—西山嘴凸起和岱海盆地, Pg 波速度出现显著的高低速快速转换, 为地震波低速带与高速带的过渡带, 因此选择此区域作为考察区域, 利用重新定位后的地震资料开展地壳破裂尺度和分布状态的定量计算。

### 3 地震重定位

利用 HypoDD 双差定位法(Waldhauser, Ellsworth, 2000)进行地震重新定位。该方法利用震相走时差反演震源位置, 能够有效地消除震源至台站间的传播路径效应且其对速度模型的依赖性较小, 可以得到相对精确的定位结果(杨智娴等, 2003; 黄媛等, 2008; 房立华等, 2013)。魏文博等(2007)根据大量的人工地震宽角反射/折射测深剖面资料, 利用地理信息系统(ARC/INFO)的“矢量化”功能以及克里格数据网格化技术构建了华北地区的地壳三维速度结构模型; 滕吉文等(2008)基于地震宽角反射和折射波资料, 通过走时差分层析成像法对鄂尔多斯盆地北缘的上地壳速度结构进行了精细研究。为考察定位结果的可靠性, 本文分别使用魏文博等(2007)的速度模型、Crust1.0 速度模型(Laske *et al.*, 2012)和组合模型(魏文博等, 2007; 滕吉文等, 2008)分别进行地震重新定位, 并对定位结果进行对比分析。其中, 组合模型的上地壳( $0\text{--}15\text{ km}$ )速度模型采用滕吉文等(2008)的研究

表 1 P 波速度模型

Table 1 Velocity model of P wave

组合模型		魏文博等(2007)模型		Crust1.0 模型	
界面深度/km	$v_p/(\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$	界面深度/km	$v_p/(\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$	界面深度/km	$v_p/(\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$
0	2.2	1	4.6	1	4.5
6	5.0	10	6.15	16	6.1
9	5.6	20	6.3	30	6.3
20	6.34	30	6.55	37	7.0
30	6.55	35	6.6		
35	6.6				

结果, 中下地壳的速度模型采用魏文博等(2007)的研究结果(表 1)。对于每种速度模型, 均采用张洪双等(2009)利用远震接收函数测定的该区域平均波速比值 1.73。

采用 2009 年以来研究区( $39.5^{\circ}\text{N}$ — $41.5^{\circ}\text{N}$ ,  $108^{\circ}\text{E}$ — $113^{\circ}\text{E}$ )  $M_L \geq 2.0$  地震目录和震相观测报告<sup>①</sup>, 用于重新定位的 P 波震相数据 995 条, S 波震相数据 1012 条, 震相数目大于 8 条的地震事件 134 个, 平均每次地震有 14 条震相数据(约 7 个台站)。从 P 波和 S 波的震相走时曲线(图 6)可以非常清楚地区分 Pg 和 Sg 震相

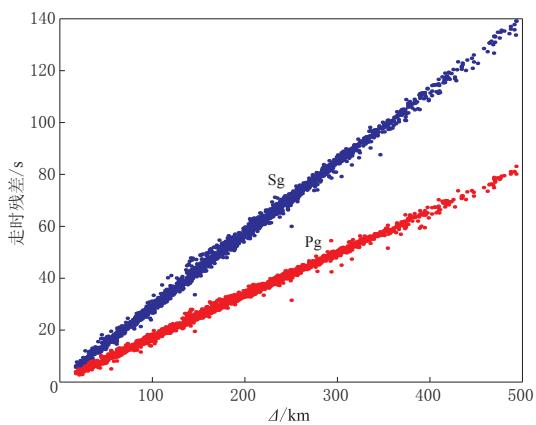


图 6 震相走时曲线

Fig. 6 Travel-time curves of earthquake phases

① 中国地震局全国统一编目网. <http://10.5.202.22/bianmu/index.jsp>

走时曲线，且震相走时的离散度较小。

基于组合模型、魏文博等(2007)模型和Crust1.0模型分别给出了102次、99次和97次地震的重新定位结果，如图7a所示，可以看出重新定位后的地震集中性更加明显，其中A区和B区分别为Pg波横向变化非均匀性较为显著的两个区域。重定位前，震源深度分布范围为1—22 km，92%的地震集中分布在3—10 km。重定位后，组合模型定位深度正态分布的均数为6.9 km，分布范围为2.5—13.1 km，86%的地震集中分布在3—10 km(图7b)；魏文博等(2007)模型定位深度正态分布的均数为6.2 km，分布范围为2.3—11.0 km，90%的地震集中分布在3—10 km(图7c)；Crust1.0模型定位深度正态分布的均数为6.7 km，分布范围为2.8—12.9 km，87%的地震集中分布在3—10 km(图7d)。3种定位结果均显示震源深度在中、上地壳的分布比率没有太大变化，深度分布的均匀性更加明显。

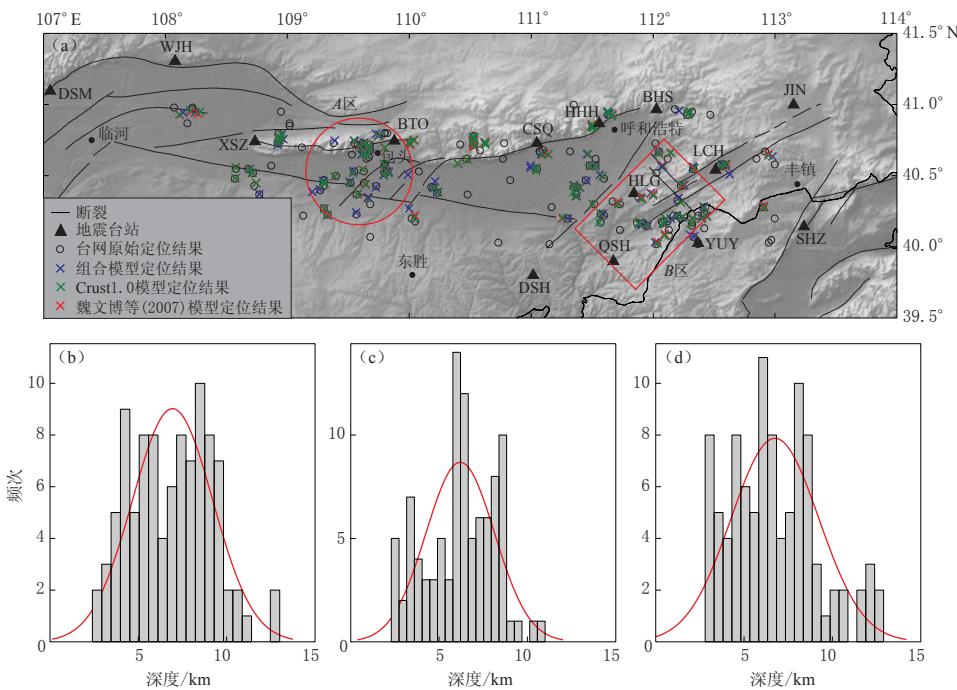


图7 3种速度结构模型的重定位结果及震源深度分布

(a) 基于3种速度结构模型得到的重定位结果，大圆圈和方框分别为Pg波速度横向变化异常区域A和B；

(b)–(d) 分别为组合模型、魏文博等(2007)模型和Crust1.0模型给出的重定位后的震源深度统计图

Fig. 7 Relocation results and focal depth distribution calculated based on three crustal velocity models

(a) The relocation results of earthquakes calculated based on three crustal velocity models, and the large

circle and frame show the anomaly regions A and B of lateral variation of Pg velocity;

(b)–(d) are statistics on focal depth after relocation based on combined model,

Wei et al.'s (2007) model and Crust1.0 model, respectively

利用累积概率函数考察了这3种模型的定位精度：基于组合模型得到的EW向和NS向定位误差在0—1.0 km的累积分布概率分别为0.92和0.86，垂直向定位误差在0—1.5 km的累积分布概率为0.91，走时残差在0—0.5 s区间的累积分布概率为0.98(图8a)；基于Crust1.0模型得到的EW向和NS向定位误差在0—1.0 km的累积分布概率分

别为 0.88 和 0.83, 垂直向定位误差在 0—1.5 km 区间内的累积分布概率为 0.88, 走时残差在 0—1.0 s 的累积分布概率为 0.91(图 8b); 基于魏文博等(2007)模型得到的 EW 向和 NS 向定位误差在 0—1.0 km 的累积分布概率分别为 0.88 和 0.87, 垂直向定位误差在 0—1.5 km 的累积分布概率为 0.89, 走时残差在 0—1.0 s 的累积分布概率为 0.95(图 8c). 对比基于这 3 种速度模型得到的重新定位结果可以看出, 水平向的定位精度优于垂直向, 组合模型的定位精度略高于其它两种模型.

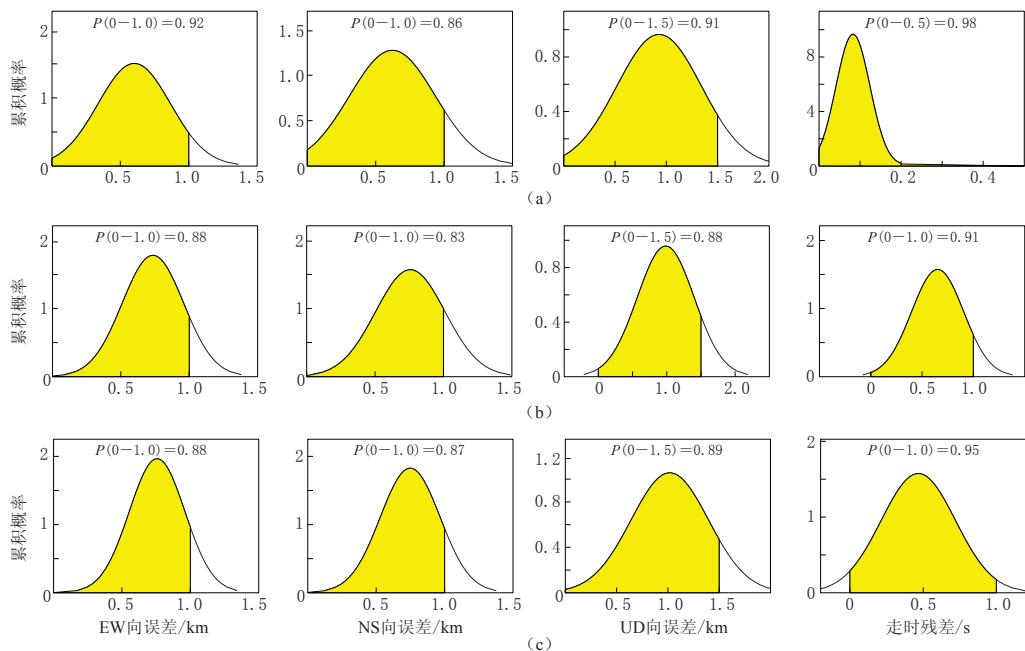


图 8 由组合模型(a)、Crust1.0 模型(b)和魏文博等(2007)模型(c)得到的定位误差统计结果  
第 1—3 列分别为 EW 向、NS 向和 UD 向定位误差分布, 第 4 列为走时残差分布

Fig. 8 Statistical results of location errors calculated by combined model (a),  
Crust1.0 model (b) and Wei *et al.*'s (2007) model (c)

The first column to the third column represent distribution of location errors in EW, NS and UD directions, respectively. The fourth column represents distribution of travel-time residuals

## 4 地震空间相关长度计算

前已述及, 如果将地震孕育过程与岩石破裂过程进行类比, 则地壳破裂尺度可用地震空间相关长度进行定量描述(Allègre *et al.*, 1982; Zöller *et al.*, 2001; 荣代潞等, 2006). 现在关键问题是, 重新定位后地震位置变化的数量级能否引起地震空间相关长度的变化. 根据已有的研究成果(Zöller *et al.*, 2001; 荣代潞等, 2006; 荣代潞, 李亚荣, 2009; 韩晓明等, 2010)可知, 地震空间相关长度的值域一般不超过 50 km, 而重新定位前后单个地震事件的水平位置和震源深度的差异一般在 0—2 km, 该量级相对地震空间相关长度而言不能被忽略, 且地震空间相关长度是由一组地震进行计算得到, 多次地震累加后的位置差异会更大, 其变化量从理论上讲足以影响地震空间相关长度的分布构架.

采用单键群法(SLC)计算地震空间相关长度  $\xi$ , 其核心为单键群构架, 即如果选定一个

地区分布有  $N$  次地震，首先将每次地震与其空间分布最邻近的地震相连，循环产生  $N-1$  个键，键长即两次地震的震间距  $d_{ij}$  (Bruce, Wallace, 1989; 刘振, 周蕙兰, 1997)：

$$d_{ij} = \sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2 + (z_j - z_i)^2}, \quad (4)$$

式中， $x, y, z$  分别为震中的经度、纬度和深度。这样即可得到一个由  $N-1$  个键长所组成的序列，在统计学中，随机数据的概率密度函数表示瞬时数据值落在某指定范围内的概率，即

$$p(x) = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta x} \left[ \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{T_x}{T} \right]. \quad (5)$$

一个序列  $x$  中，其瞬时值  $x \leq x_0$  的概率  $P(x_0)$  等于概率密度函数  $p(x)$  从  $-\infty$  到  $x_0$  的积分，即

$$P(x_0) = \int_{-\infty}^{x_0} p(\xi) d\xi. \quad (6)$$

如果用  $P(x_0)=0.5$  来定义  $x_0$ ，即在这个序列中， $x \leq x_0$  的值有一半的几率出现，反过来说， $x \geq x_0$  的值也有一半的几率出现，用该值代表这个序列的特征值是合理的。用键长  $d \leq \xi$  的概率为 0.5 的条件来定义地震空间相关长度 (Zöller et al., 2001)，并按照地震的自组织临界系统的观点给出了相关长度表达式 (Bruce, Wallace, 1989)，即

$$\xi(t) \sim (t_f - t)^{-k}, \quad (7)$$

式中： $t_f$  为计算终止时间； $k$  为地震空间相关长度的增长速率 ( $k > 0$ )， $k$  值越大表明幂率拟合曲线上升速率越小， $k$  值越小表明幂率曲线上升速率越大。

根据式(7)进行幂律拟合，最终用滑动时间窗法得到地震空间相关长度的时间演化进程，其中步长和窗长均用固定的地震数目表示，如图 9 所示。

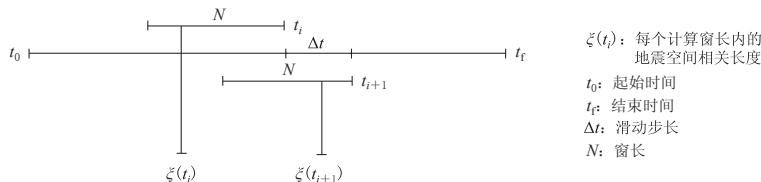


图 9 由滑动时间窗法计算地震空间相关长度示意图

Fig. 9 Schematic diagram for calculating seismic spatial correlation length by sliding time window method  
 $t_0$  and  $t_f$  represent the starting time and ending time, respectively.  $\Delta t$  is sliding step,  $N$  is window length,  
 $\xi(t_i)$  is seismic spatial correlation length in each calculation window length

由于地震空间相关长度更多地表达了地壳介质在中期时段内的宏观尺度变化，为了与 Pg 波反演和 HypoDD 重新定位的起始时间保持一致，空间相关长度的起算时间也定为 2009 年 1 月 1 日，震级下限设为  $M_{L2.0}$  (图 2b)。荣代璐和李亚荣 (2009) 通过虚拟与真实地震目录的多次对比试验证明，选定区域内相关长度的幂率增长并非由计算过程中步长和窗长等参数的选取所造成，即步长和窗长的选取不会对计算结果产生本质影响。根据 Pg 波速度过渡带的地震活动实况，本文选取计算窗长为 8 次地震，滑动步长为 4 次地震，采用重定位前、后的地震目录，利用式(7)分别进行幂律拟合。地震空间相关长度时序变化曲线和矩加速释放曲线均基于同一假设，旨在观测和发现地震前的临界现象。

图 10 为地震空间相关长度的时序变化及其幂率拟合曲线，曲线出现拐折上升的程度

反映了区域应力作用的大小, 即曲线转折上升明显表示应力作用的显著增强。重新定位前、后, Pg 波速度过渡带的地震空间相关长度的时序变化及其幂率拟合结果如下:

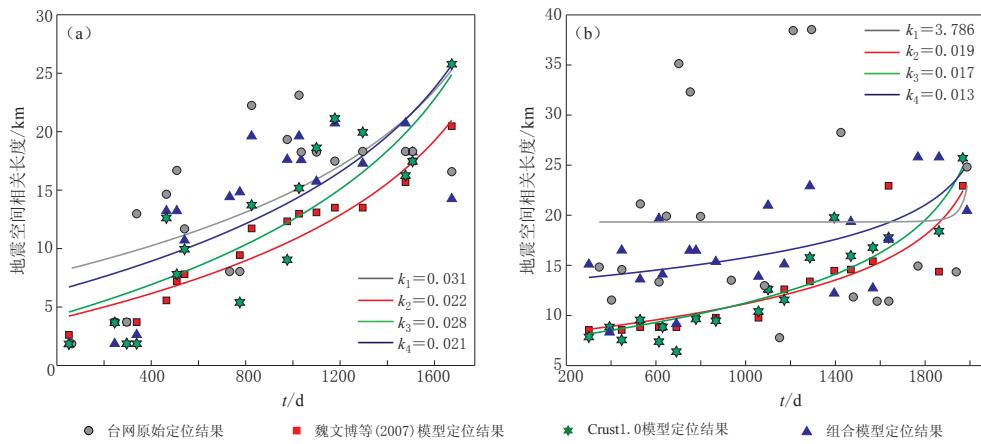


图 10 重新定位前后 A 区(a)和 B 区(b)地震空间相关长度的幂律拟合曲线及其时序变化

$k$  为幂律指数, 反映了地震空间相关长度的增长程度

Fig. 10 Power-law fitting curves and temporal variation of seismic spatial correlation length in the regions A (a) and B (b) before and after relocation

Grey dot, red square, green star and blue triangle indicate the location results based on original records from seismic network, Wei *et al.*'s (2007) model, Crust1.0 model and combined model, respectively.

Grey, red, green and blue lines indicate corresponding fitting curves of location results.  $k$  is the power index, reflecting the growth degree of seismic spatial correlation length

1) A 区地震空间相关长度的时序变化及幂率拟合结果。重新定位前, 根据原始台网记录求得的地震空间相关长度  $\xi$  的浮动范围为 1.85—23.12 km, 差值为 21.27 km。利用 3 种速度模型重新定位后, 数据离散度明显减小, 代表幂律拟合曲线增长速率的  $k$  值变小, 幂律拟合曲线的趋势增长现象更加明显。相比较而言, 组合模型和魏文博等(2007)模型求得的地震空间相关长度幂率拟合曲线的  $k$  值更小(图 10a)。

2) B 区地震空间相关长度的时序变化及幂率拟合结果。重新定位前, 地震空间相关长度  $\xi$  的浮动范围为 7.78—38.53 km, 差值为 30.75 km。利用 3 种速度模型重新定位后, 数据离散度明显减小,  $\xi$  的值域减小比率达 44%; 重新定位前的数据离散度较大, 基本不存在幂律增长现象。相比较而言, 组合模型和 Crust1.0 模型求得的地震空间相关长度幂率拟合曲线的  $k$  值更小(图 10b)。

## 5 讨论与结论

本文利用 Pg 波走时资料, 采用地震层析成像法反演了河套地震带中、上地壳的速度横向变化, 以 Pg 波速度横向变化非均匀性显著的过渡带作为研究区域, 利用 HypoDD 重新定位后的数据分析 Pg 波速度过渡带的地震空间相关长度是否存在幂律增长变化, 并对地震重新定位在提高地震空间相关长度计算精度方面的应用效果进行了讨论, 主要结论如下:

1) 2008 年以来, 河套地震带的 Pg 波速度的横向变化表现出构造相依的分布特点。整体来看, 以 110°E 为界 Pg 波速度呈东低西高的分布。具体而言, Pg 波速度的高低与地壳

厚度存在正相关，地壳厚度相对较薄的呼包凹陷为低速区，周缘的凸起和鄂尔多斯地块由于地壳较厚为高速区，在凹陷与隆起之间的包头—西山嘴凸起和岱海盆地为地壳厚度差异变化区域，也是低速区与高速区的过渡带。另根据张之立等(1980)的观点，地壳运动强烈和地震活跃的地区通常也是地壳厚度变化或地壳温度变化或二者兼有的地区。因此，Pg 波速度过渡带既然处于地壳厚度差异变化地区，则具备有利条件成为地壳运动和地震活动较为强烈的区域。

2) 利用组合模型、魏文博等(2007)模型和 Crust1.0 模型分别对地震事件进行了双差定位，结果表明，地震重新定位在一定程度上改善了地震分布集中度，且水平方向定位效果明显优于垂直方向。地震重定位前后，地震事件在水平方向的位置差异约为 1—2 km；震源深度整体差异变化较大，约为 3—10 km，而其在中、上地壳的分布并没有太大变化。

3) 根据重新定位前后的数据，结合单键群法和滑动时间窗法分析了速度过渡带的地震空间相关长度的时序变化。结果表明，重新定位后的地震空间相关长度的数据离散度减小，代表幂律增长速率的  $k$  值明显变小，时序曲线的变化趋势更加明晰，即 A 区和 B 区的地震空间相关长度均出现一定程度的幂律增长变化，表明区域应力作用水平有不断增强的趋势(Zöller *et al.*, 2001; 荣代潞等, 2006)，也可能是区域断层逐步进入协同化阶段的一个标志(马瑾等, 2012)，加之 A 区和 B 区是 Pg 波速度过渡带，地壳运动较为强烈，2008 年以来地震空间相关长度的幂律变化及其蕴含的应力增强现象很可能使得上述区域成为孕育破坏性地震的有利场所。

4) 从地震空间相关长度的幂律拟合曲线看，重新定位对地震的空间分布进行了有效校正，地震在重新定位前后的位置差异影响了空间相关长度的分布构架，提高了地震空间相关长度的计算精度。

甘肃省地震局荣代潞研究员提供了地震空间相关长度计算程序，中国科学院青藏高原研究所裴顺平研究员提供了 Pg 波反演程序，最小完整性震级由 Zmap 程序包<sup>①</sup>计算完成，审稿专家对本文提出的修改建议，作者在此一并表示感谢。

## 参 考 文 献

- 邓起东, 尤惠川. 1985. 鄂尔多斯周缘断陷盆地带的构造活动特征及其形成机制[G]//现代地壳运动研究(1). 北京: 地震出版社: 58—78.
- Deng Q D, You H C. 1985. Mechanism and tectonic activity feature of Ordos basin[G]//Research on Modern Crustal Movement (1). Beijing: Seismological Press: 58—78 (in Chinese).
- 方华, 伍向阳. 1999. 温压条件下岩石破坏前后的力学性质与波速[J]. 地球物理学进展, 14(3): 73—78.
- Fang H, Wu X Y. 1999. The mechanical properties and velocities of rocks pre- and post-failure under pressure and temperature[J]. Progress in Geophysics, 14(3): 73—78 (in Chinese).
- 房立华, 吴建平, 王未来, 吕作勇, 王长在, 杨婷, 蔡妍. 2013. 四川芦山  $M_{\text{S}}7.0$  级地震及其余震序列重定位[J]. 科学通报, 58(20): 1901—1909.
- Fang L H, Wu J P, Wang W L, Lü Z Y, Wang C Z, Yang T, Cai Y. 2013. Relocation of mainshock and aftershock sequence of  $M_{\text{S}}7.0$  Sichuan Lushan earthquake[J]. Chinese Science Bulletin, 58(28): 3451—3459.
- 国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系[M]. 北京: 地震出版社: 39—76.

<sup>①</sup> <http://www.earthquake.ethz.ch/>

- Research Group of Active Fault System Around Ordos Massif, State Seismological Bureau. 1988. *Active Fault System Around Ordos Massif*[M]. Beijing: Seismological Press; 39–76 (in Chinese).
- 韩晓明, 刘芳, 刘文广. 2010. 2003年内蒙古巴林左旗—阿鲁科尔沁旗 5.9 级地震测震学指标异常分析[J]. 地震研究, **33**(3): 247–252.
- Han X M, Liu F, Liu W G. 2010. Analysis of the abnormality of seismometry index before Balinzuoji-Alukeerqinqi Ms5.9 earthquake in Inner Mongolia Autonomous region in 2003[J]. *Journal of Seismological Research*, **33**(3): 247–252 (in Chinese).
- 黄媛, 吴建平, 张天中, 张东宁. 2008. 汶川 8.0 级大地震及其余震序列重定位研究[J]. 中国科学: D 辑, **38**(10): 1242–1249.
- Huang Y, Wu J P, Zhang T Z, Zhang D N. 2008. Relocation of the M8.0 Wenchuan earthquake and its aftershock sequence[J]. *Science in China: Series D*, **51**(12): 1703–1711.
- 嘉世旭, 张先康. 2005. 华北不同构造块体地壳结构及其对比研究[J]. 地球物理学报, **48**(3): 611–620.
- Jia S X, Zhang X K. 2005. Crustal structure and comparison of different tectonic blocks in North China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **48**(3): 611–620 (in Chinese).
- 雷栋, 胡祥云. 2006. 地震层析成像方法综述[J]. 地震研究, **29**(4): 418–426.
- Lei D, Hu X Y. 2006. Review of seismic tomography methods[J]. *Journal of Seismological Research*, **29**(4): 418–426 (in Chinese).
- 雷建设, 赵大鹏, 苏金蓉, 张光伟, 李凤. 2009. 龙门山断裂带地壳精细结构与汶川地震发震机理[J]. 地球物理学报, **52**(2): 339–345.
- Lei J S, Zhao D P, Su J R, Zhang G W, Li F. 2009. Fine seismic structure under the Longmengshan fault zone and the mechanism of the large Wenchuan earthquake[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **52**(2): 339–345 (in Chinese).
- 雷兴林. 1989. 岩石声发射实验研究概况[J]. 地震地质译丛, **11**(6): 55–60.
- Lei X L. 1989. Summary of experimental studies on rock acoustic emission[J]. *Seismic Geological Translations*, **11**(6): 55–60 (in Chinese).
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 李强, 刘建华, 胡戈. 1989. 中国大陆及其邻近地区的地震层析成象[J]. 地球物理学报, **32**(3): 281–291.
- Liu F T, Qu K X, Wu H, Li Q, Liu J H, Hu G. 1989. Seismic tomography of the Chinese continent and adjacent region [J]. *Acta Geophysica Sinica*, **32**(3): 281–291 (in Chinese).
- 刘建坡, 李元辉, 田军, 赵兴东, 刘洪涛, 甘怀营. 2010. 基于单键群方法的岩石破裂声发射时空分布特征的试验研究 [J]. 岩石力学与工程学报, **29**(增 2): 3488–3497.
- Liu J P, Li Y H, Tian J, Zhao X D, Liu H T, Gan H Y. 2010. Experimental study of temporal and spatial distribution characteristics of acoustic emission during rock fracture based on single-link cluster method[J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, **29**(Suppl 2): 3488–3497 (in Chinese).
- 刘力强, 马胜利, 马瑾, 雷兴林, 楠瀨勤一郎, 西泽修, Jouniaux L. 1999. 岩石构造对声发射统计特征的影响[J]. 地震地质, **21**(4): 377–386.
- Liu L Q, Ma S L, Ma J, Lei X L, Kusunose K, Nishizawa O, Jouniaux L. 1999. Effect of rock structure on statistic characteristics of acoustic emission[J]. *Seismology and Geology*, **21**(4): 377–386 (in Chinese).
- 刘振, 周蕙兰. 1997. 单键群方法的算法研究和程序实现[J]. 中国科学院研究生院学报, **14**(1): 57–65.
- Liu Z, Zhou H L. 1997. Study on single-link cluster algorithm and its implementation[J]. *Journal of the Graduate School of the Chinese Academy of Sciences*, **14**(1): 57–65 (in Chinese).
- 马瑾, Sherman S I, 郭彦双. 2012. 地震前亚失稳应力状态的识别: 以 5°拐折断层变形温度场演化的实验为例[J]. 中国科学: 地球科学, **42**(5): 633–645.
- Ma J, Sherman S I, Guo Y S. 2012. Identification of meta-instable stress state based on experimental study of evolution of the temperature field during stick-slip instability on a 5° bending fault[J]. *Science China Earth Sciences*, **55**(6): 869–881.
- 马胜利, 刘力强, 邓志辉, 刘天昌, 马文涛, 马瑾, 曾文正. 1995a. 雁列式断层变形过程中物理场演化的实验研究(一) [J]. 地震地质, **17**(4): 327–335.

- Ma S L, Liu L Q, Deng Z H, Liu T C, Ma W T, Ma J, Zeng W Z. 1995a. Experimental study on evolution of physical field during deformation of en-echelon faults (1)[J]. *Seismology and Geology*, **17**(4): 327–335 (in Chinese).
- 马胜利, 刘力强, 邓志辉, 刘天昌, 马文涛, 马瑾, 曾文正. 1995b. 雁列式断层变形过程中物理场演化的实验研究(二) [J]. 地震地质, **17**(4): 336–341.
- Ma S L, Liu L Q, Deng Z H, Liu T C, Ma W T, Ma J, Zeng W Z. 1995b. Experimental study on evolution of physical field during deformation of en-echelon faults (2)[J]. *Seismology and Geology*, **17**(4): 336–341 (in Chinese).
- 裴顺平, 许忠淮, 汪素云, Hearn T M. 2002. 新疆及邻区 Pn 速度层析成像[J]. 地球物理学报, **45**(2): 218–225.
- Pei S P, Xu Z H, Wang S Y, Hearn T M. 2002. Pn velocity tomography of Xinjiang, China and adjacent region[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **45**(2): 218–225 (in Chinese).
- 秦四清, 李造鼎. 1993. 岩石声发射的损伤模式及其在地震研究中的初步应用[J]. 中国地震, **9**(1): 54–59.
- Qin S Q, Li Z D. 1993. A damage model of acoustic emission in rock and its initial applications in seismological research [J]. *Earthquake Research in China*, **9**(1): 54–59 (in Chinese).
- 荣代潞, 李亚荣, 韩晓明. 2006. 地壳介质破裂的尺度理论在研究山丹—民乐 6.1 级地震地震学前兆特征中的应用[J]. 地震学报, **28**(4): 438–447.
- Rong D L, Li Y R, Han X M. 2006. Application of scaling-rule theory in crustal rock fracture to studying characteristic of seismological precursors associated with  $M_S = 6.1$  Shandan–Minle earthquake[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **28**(4): 438–447 (in Chinese).
- 荣代潞, 李亚荣. 2009. 青藏块体东北缘 6 次中强地震前地震相关长度增长现象[J]. 地球科学, **34**(4): 673–681.
- Rong D L, Li Y R. 2009. Growing correlation length prior to moderate strong earthquakes in the boundaries along the northeast margin of Tibet block[J]. *Earth Science*, **34**(4): 673–681 (in Chinese).
- 施行觉, 赵闯, 杨映希, 温丹, 李成波. 2012. 岩石临破裂前波速变化特征的实验研究[J]. 地球物理学报, **55**(10): 3386–3392.
- Shi X J, Zhao C, Yang Y X, Wen D, Li C B. 2012. Experimental study of velocity characteristic before rock fracture[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **55**(10): 3386–3392 (in Chinese).
- 滕吉文, 王夫运, 赵文智, 赵金仁, 李明, 田小波, 同雅芬, 张永谦, 张成科, 段永红, 杨卓欣, 徐朝繁. 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.
- Teng J W, Wang F Y, Zhao W Z, Zhao J R, Li M, Tian X B, Yan Y F, Zhang Y Q, Zhang C K, Duan Y H, Yang Z X, Xu C F. 2008. Velocity distribution of upper crust, undulation of sedimentary formation and crystalline basement beneath the Ordos basin in North China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **51**(6): 1753–1766 (in Chinese).
- 滕吉文, 王夫运, 赵文智, 张永谦, 张先康, 同雅芬, 赵金仁, 李明, 杨辉, 张洪双, 阮小敏. 2010. 阴山造山带—鄂尔多斯盆地岩石圈层、块速度结构与深层动力过程[J]. 地球物理学报, **53**(1): 67–85.
- Teng J W, Wang F Y, Zhao W Z, Zhang Y Q, Zhang X K, Yan Y F, Zhao J R, Li M, Yang H, Zhang H S, Ruan X M. 2010. Velocity structure of layered block and deep dynamic progress in the lithosphere beneath the Yinshan orogenic belt and Ordos basin[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **53**(1): 67–85 (in Chinese).
- 汪素云, 裴顺平, 胥广银, 高阿甲. 2013. 蒙古及邻区上地幔顶部 Pn 速度结构[J]. 地球物理学报, **56**(12): 4106–4112.
- Wang S Y, Pei S P, Xu G Y, Gao A J. 2013. Pn velocity structure at the uppermost mantle of Mongolia and neighboring regions[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **56**(12): 4106–4112 (in Chinese).
- 魏文博, 叶高峰, 金胜, 邓明, 景建恩. 2007. 华北地区地壳 P 波三维速度结构[J]. 地球科学, **32**(4): 441–452.
- Wei W B, Ye G F, Jin S, Deng M, Jing J E. 2007. Three dimensional P-wave velocity structure of the crust of North China[J]. *Earth Science*, **32**(4): 441–452 (in Chinese).
- 杨智娴, 陈运泰, 郑月军, 于湘伟. 2003. 双差地震定位法在我国中西部地区地震精确定位中的应用[J]. 中国科学: D 辑, **33**(增刊): 129–134.
- Yang Z X, Chen Y T, Zheng Y J, Yu X W. 2003. Accurate relocation of earthquakes in central-western China using the double difference earthquake location algorithm[J]. *Science in China: Series D*, **46**(Suppl): 181–188.
- 张洪双, 田小波, 刘芳, 曹井泉, 滕吉文. 2009. 呼包盆地周缘壳、幔结构研究[J]. 地球物理学进展, **24**(5): 1609–1615.
- Zhang H S, Tian X B, Liu F, Cao J Q, Teng J W. 2009. Structure of crust and mantle beneath the Hu-Bao basin and its

- adjacent region[J]. *Progress in Geophysics*, **24**(5): 1609–1615 (in Chinese).
- 张先康, 杨玉春, 赵平, 赵金仁, 罗力雷, 王春林, 宋建立. 1994. 唐山滦县震区的三维地震透射研究: 中、上地壳速度层析成像[J]. 地球物理学报, **37**(6): 759–766.
- Zhang X K, Yang Y C, Zhao P, Zhao J R, Luo L L, Wang C L, Song J L. 1994. Three-dimensional seismic transmission experiment in the Luanxian earthquake region of North China: Tomographic determination of the upper and middle crust structure[J]. *Acta Geophysica Sinica*, **37**(6): 759–766 (in Chinese).
- 张永谦, 滕吉文, 王谦身, 胡国泽, 皮娇龙. 2013. 河套盆地及其邻近地域的地壳结构与深层动力学过程[J]. 地球物理学进展, **28**(5): 2264–2272.
- Zhang Y Q, Teng J W, Wang Q S, Hu G Z, Pi J L. 2013. Crustal structure and the geodynamic process beneath the Hetao basin and adjacent area[J]. *Progress in Geophysics*, **28**(5): 2264–2272 (in Chinese).
- 张之立, 刘新美, 张肇良. 1980. 横向非均匀性对地壳应力场的影响[J]. 中国科学, **10**(9): 891–898.
- Zhang Z L, Liu X M, Zhang Z L. 1981. Effects of lateral nonuniformity on stress field of earth's crust[J]. *Scientia Sinica*, **24**(3): 374–385.
- 郑捷. 1992. 研究地震和岩石破裂现象的非线性科学方法[J]. 地球物理学进展, **7**(1): 20–35.
- Zheng J. 1992. Nonlinear scientific methods applied to rock rupture and earthquake phenomena[J]. *Progress in Geophysics*, **7**(1): 20–35 (in Chinese).
- 周蕙兰, 刘振, 高原. 1997. 单键群方法与昆仑山—阿尔金山弧型构造顶部地震时空群集特征[J]. 中国地震, **13**(3): 197–206.
- Zhou H L, Liu Z, Gao Y. 1997. SLC method and earthquakes' clustering features in time-space in the top area of Kunlun-Altun-Arc[J]. *Earthquake Research in China*, **13**(3): 197–206 (in Chinese).
- Allègre C J, Le Mouel J L, Provost A. 1982. Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake prediction[J]. *Nature*, **297**(5861): 47–49.
- Bruce A, Wallace D. 1989. Critical point phenomena: Universal physics at large length scales[G]// *The New Physics*. New York: Cambridge University Press: 236–267.
- Davis S D, Frohlich C. 1991. Single-link cluster analysis, synthetic earthquake catalogues, and after shock identification [J]. *Geophys J Int*, **104**(2): 289–306.
- Eberhart-Phillips D. 1986. Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Ranges for inversion of local earthquakes arrival times[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **76**(4): 1025–1052.
- Frohlich C, Davis S D. 1990. Single-link cluster analysis as a method to evaluate spatial and temporal properties of earthquake catalogues[J]. *Geophys J Int*, **100**(1): 19–32.
- Hearn T, Beghoul N, Barazangi M. 1991. Tomography of the western United States from regional arrival times[J]. *J Geophys Res*, **96**(B10): 16369–16381.
- Hearn T M. 1996. Anisotropic Pn tomography in the western United States[J]. *J Geophys Res*, **101**(B4): 8403–8414.
- Inoue H, Fukao Y, Tanabe K, Ogata Y. 1990. Whole mantle P-wave travel time tomography[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **59**(4): 294–328.
- Laske G, Ma Z, Masters G, Pasyanos M. 2012. A new global crustal model at  $1 \times 1$  degree[EB/OL]. [2015-09-22]. <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>.
- Menke W. 1984. *Geophysical Data Analysis, Discrete Inverse Theory*[M]. San Diego: Academic Press: 1–280.
- Waldhauser F, Ellsworth W L. 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **90**(6): 1353–1368.
- Woessner J, Wiemer S. 2005. Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainties[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **95**(2): 684–698.
- Zhao D P, Hasgawa A, Horiuchi S. 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan[J]. *J Geophys Res*, **97**(B13): 19909–19928.
- Zöller G, Hainzl S, Kurths J. 2001. Observation of growing correlation length as an indicator for critical point behavior prior to large earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **106**(B2): 2167–2175.