

李霞、刘希强、李亚军等, 2012, 山东及邻区地震的重新定位及其与活动构造的关系, 中国地震, 28 (4), 381 ~ 392。

山东及邻区地震的重新定位及其 与活动构造的关系

李霞 刘希强 李亚军 董晓娜 张慧峰

山东省地震局, 济南市文化东路 20 号 250014

摘要 对山东及其邻区 1975 ~ 2010 年发生的地震经震相到时数据校正后, 用双差定位 (Hypodd) 和 Hypoinverse 2000 定位法对其进行重新定位, 分析结果表明: 重新定位的地震在空间分布上与区域构造结合更为紧密, 震源深度的分布与人工地震勘探所推测的断裂相吻合; 研究区地震多发生在 5 ~ 25km 深度范围内, 分别在 10km 和 16km 左右存在两个明显的优势分布层, 推断为这两个优势分布层分别位于上地壳底面和中地壳; 地震活动图像表明中强震易发生在上下地壳交界的脆 - 韧转换带内, 是区域应力作用下深部构造动力与浅层断裂运动变形的结果。

关键词: 双差定位法 地震构造 震源深度 地震优势分布 脆 - 韧转换带

[文章编号] 1001-4683 (2012) 04-0381-12 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地震是地下应力累积到一定程度的一种释放形式, 而绝大多数地震发生在地壳中的活动断裂带上, 所以通过地震来研究活动断裂带是最直接的方法之一, 而地震定位结果的精度往往影响研究结果的可靠性。近年来, 精定位技术得到快速发展和应用, 相应的利用地震的精定位结果来研究活动断裂就成为了一个被关注的领域。Waldhauser 等 (2000) 提出了一种比绝对定位法精度高又比主事件定位法空间跨度大的丛集地震的相对定位法——双差地震定位 (Hypodd)。之后, 国内外许多地震工作者将之应用于具体工作, 并证明其是一种较有效的提高地震相对定位精度的方法。在加州地区, Waldhauser 和 Ellsworth 利用精定位后的地震活动图像发现了在 Hayward 断层的地表下存在一条几近垂直的断层, 且多数地震集中分布在向西北方向延伸的构造上。同样 Shearer (2002) 发现沿 Imperial 断层存在一条与地表平行的、深约 9km、宽约 2km 的断层。朱艾澜等 (2005) 对川西地区小震重新定位后发现, 川西高原存在厚度约 5km 的缺震层。李乐等 (2007) 通过对首都圈活动构造成因的小震精定位分析, 揭示了首都圈地区潜在的地震空区和陡倾角的隐伏断层。

[收稿日期] 2012-01-12

[项目类别] 2012 年度山东省自然科学基金青年项目 (ZR2012DQ009)、2012 年度国家科技支撑计划课题 (2012BAK19B04-01)、山东省地震局重点基金 (JJ1207Y) 和“中国大陆未来 10 年 $M \geq 7.0$ 地震危险区预测”工作专项资助

[作者简介] 李霞, 女, 1975 年生, 工程师, 主要从事数字地震学、地震监测等方面的研究工作。

E-mail: lixia@eqsd.gov.cn

山东及邻区地处中国东部,是中国大陆地质构造最复杂的地区之一,这里地震活动频繁,地震灾害严重,曾发生 6 次 $M \geq 7$ 地震及中国东部强度最大的地震——1668 年郯城 8½ 级地震。从发震构造上看,此区主呈由 NNE 向、NW 向和 NNW 向的几组断裂形成的网状格局。如图 1 所示,山东及邻区中小地震主要分布在郯庐断裂带及其在渤海中部与之交汇的 NW 向张家口-渤海断裂带上;其次是横切郯庐带的一系列 NNW 向分布的次级断裂及聊考断裂带南段的小震集中区,反映了现代地震构造的最新活动特点。

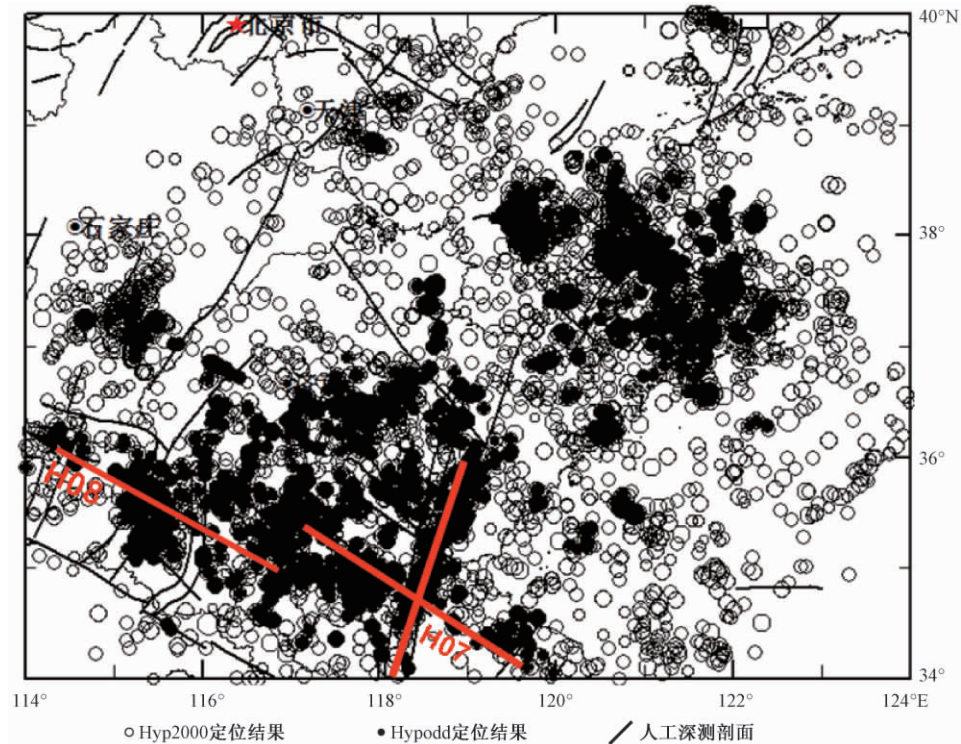


图 1 用 Hypodd 和 Hypoinverse 2000 方法对山东及邻区地震(1975~2010 年)的重新定位结果

山东及邻区地震台网分布密集,自 20 世纪 70 年代至今已积累了大量的地震资料。由于北部和东部地区地处海域,造成台网分布不均匀,使得海域地震定位精度偏低。另外,目前应用的原始目录定位程序均采用全国通用的速度模型,因地区差异势必会造成较大的定位误差。适当选取“地震对”之间的距离是实现双差定位的关键,但又会造成一些可定位地震的丢失。依据研究区地震分布特点,本文先采用 Hypoinverse 2000 (Klein, 2002)^①定位法对 1975~2010 年所有事件进行绝对定位,以保证地震目录的完整;然后用双差定位法对地震密集成带的区域再进行精确定位。将这两种定位结果合并,即用双差定位结果替换 Hypoinverse 2000 定位结果,最后获得研究区完整的重新定位结果。

① Klein F, 2002, 地震定位和定震级的 Fortran 程序的 Hypoinverse 用户指南, USGS Open File Report Ver 1.0

1 地震定位方法

1.1 Hypoinverse 2000 定位法

该方法是一种线性单事件绝对定位方法。其最大优点是对比较复杂的地下结构和水平各项异性较强的区域可在不同区域采用不同的速度模型。这样就可以依据地质体的赋存位置和范围设定不同的速度模型参数,引入误差计算,并且只要 3 个台站就可进行定位计算,从而得到更多单个地震的位置,特别适合近场定位。计算时,通过各台站 P、S 波到时差与震源距的关系得到一线性方程组,采用奇异值分解法求解方程,确定震中位置。

1.2 双差定位法

双差定位法(Waldhauser et al,2000)的基本思想是:如果两个地震震源之间的距离相对于地震到台站的距离以及介质速度变化的尺度足够小,那么震源区到台站之间的整个射线路径几乎相同。除去震源区附近小区域内射线路径存在的差别,不同事件绝对误差的来源应该相同。因此在同一个台站记录到的两个事件的走时差来自于事件之间的高精度的空间位置的差异(郑钰等,2009)。

双差定位法用既得地震观测报告中的走时差及用波形互相关技术得到的两个地震事件之间的 P 波和 S 波的走时差,通过调节“地震对”中两个震源位置的矢量差,使剩余残差最小。在算法中定义两个地震事件之间观测和计算走时差的残差为双差,即:

$$dt_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal}$$

式中 t_k^i 和 t_k^j 是两个不同的事件在台站 k 的走时, $(t_k^i - t_k^j)^{obs}$ 指的是观测走时差, $(t_k^i - t_k^j)^{cal}$ 指的是理论计算走时差。假设两震源间的距离与震中距和速度非均匀性的尺度相比足够小,双差可表示为

$$dt_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j$$

$\Delta m (\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta \tau)^T$ 为震源参数的扰动量。将所有事件对在所有台站上的双差方程联立,得到线性方程组

$$WGm = Wd$$

其中 G 为偏导数矩阵; m 为震源参数的扰动量; W 是一用以对每个方程加权的对角线矩阵; d 是双差数据矢量。

2 地震重新定位

2.1 资料选取及校正

研究区范围为 $34^\circ \sim 39^\circ N, 114^\circ \sim 124^\circ E$ 。重新定位所用资料为山东、辽宁、河南和江苏计 4 个地震台网共 121 个台站所记录到的震相资料。共收集 1975 ~ 2010 年台网观测报告中所记录的 5982 次地震,震级分布范围为 $M_L 1.0 \sim 6.2$,震相包括直达波 Pg、Sg 及首波 Pn、Sn 的到时资料,其中给出震源深度的地震仅有 2137 次,走时观测数 ≥ 8 个的地震为 4125 次。

首先利用和达法对所有地震震相资料逐一校检,因近台资料对确定震源深度至关重要,所以对偏离拟合直线较远的近台资料通过查阅记录波形重新量取;偏离拟合直线较远的远台记录资料及记录质量较差的资料,为避免影响定位精度则直接丢弃不用。

2.2 地壳速度模型

山东及邻区曾做过大量的人工深地震勘测工作,包括反射、宽角反射和折射的地震测深,分辨率较高。我们分别收集了横跨郯庐断裂带和聊考断裂带南段的人工地震测深剖面资料,获得沿剖面附近地区壳幔二维速度结构(刘昌铨等,1983;张碧秀等,1996;嘉世旭等,1991;张成科等,1994)以及利用地震层析成像技术得到的胶辽渤海地区地壳速度分布结果(卢造勋等,1999;孙若昧等,1993;张岭等,2005),并将这些结果和 crust 2.0 给出的结果相互佐证、补充使用。依据 Hypoinverse 2000 定位方法适合近场定位并可使用多重速度模型的特点及研究区地质体的赋存位置和范围,选取 23 个节点,内圆最大半径 40km,内外圆半径差最大 40km,每个节点依据人工测深和 crust2.0 结果设定不同的地下速度层参数,并使所有节点壳幔速度模型能够覆盖整个研究区域。双差定位时依据地震活动分布的疏密程度采用小区域割据式精定位方式,每个区域分别设置了最多 8 个水平梯度层状参数作为研究区的地壳速度初始模型,表 1 给出双差定位时各小区域使用的速度模型。

表 1 各地震密集区 Hypodd 定位所用 P 波平均速度模型

	深度 (km)	0	5	10	15	20	25	30	35	40
	沂沭带南段	P 波速度 (km/s)	4.40	6.00	6.16	6.30	6.35	6.50	6.35	6.50
沂沭带北段	深度 (km)	0	5	10	15	20	25	30	38	40
	P 波速度 (km/s)	4.00	6.00	6.20	6.30	6.40	6.50	6.60	6.80	8.10
胶东半岛	深度 (km)	0	5	10	15	20	25	30.9	35	40
	P 波速度 (km/s)	4.00	6.10	6.20	6.30	6.40	6.40	6.80	7.50	8.20
渤海中部	深度 (km)	4	13	20.5	30.5	34	40			
	P 波速度 (km/s)	3.60	6.00	6.60	7.20	7.40	8.00			
鲁中地区	深度 (km)	0.5	5	10	15	20	25	30	35	40
	P 波速度 (km/s)	4.00	6.20	6.20	5.90	6.20	6.70	6.80	7.30	8.00
聊考带北段	深度 (km)	0.5	5	10	15	20	25	30.5	35	40
	P 波速度 (km/s)	4.00	6.10	6.20	6.20	6.40	6.70	7.00	7.20	8.1
冀鲁豫交界地区	深度 (km)	0	2	10	18	28	32	40		
	P 波速度 (km/s)	2.20	4.40	6.10	6.36	6.60	7.07	8.00		

2.3 定位过程及结果

研究区共收集 1975~2010 年 5982 个地震的资料,震相数据 182345 个,用 Hypoinverse 2000 定位法对 5867 个地震进行重新定位,用双差(Hypodd)定位法对 3045 个地震完成了重新定位。

定位过程中,首先对所有地震使用线性单事件绝对定位法(Hypoinverse2000)重新定位,每个地震事件至少有 3 个台站同时记录。通常情况下由于 S 波到时不如 P 波到时清晰可靠,因此在定位过程中,P 波权重为 0.7,S 波权重为 0.3,得到 5867 个地震的绝对定位结果(图 1),重新定位后结果在空间分布上与原始地震目录结果相比有一定的变化,但变化不很明显,但地震的条带状分布与区域活动断裂更加紧密。

由误差分析结果看,重新定位后 76% 的地震走时残差的均方根在 0.6s 以内,70% 的地震水平向震中误差在 3km 以内,57% 的地震垂直向震中误差小于 4km(图 2)。由于研究区内相当多的地震位于海域,而由于台站布局偏于一侧,导致定位误差较大,影响到整个系统定位误差,事实上,陆地网内地震的定位误差会更小,精度会更高。

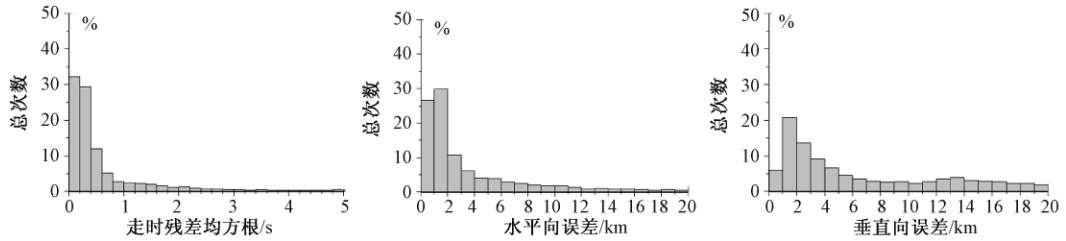


图2 Hypinverse 2000 定位结果的误差分析

在双差定位处理中首先利用 ph2dt 程序确定地震对的走时差,选取走时观测记录数 ≥ 8 、震源间距 $< 15\text{km}$ 、距观测台站 200km 范围内的地震进行两两组合。根据设定的参数,组成地震簇参与双差定位的地震有 3930 个。然后利用程序 Hypodd 进行定位,第一轮 8 次迭代中,以秒为截断值;第二轮 8 次迭代中采用以标准差的 6 倍为截断值。通过反复迭代,舍去残差大于阶段值的台站数据。将每次迭代得到的残差作为下一次迭代的加权函数,这样经过多次迭代,较高质量地震成了对 3045 个地震的重新定位(见图 2),海域地震因超过事件对之间的最大距离阈值而未能够和其他地震组成事件对而丢失地震较多。双差定位后走时残差均方根平均值由 Hyp2000 定位结果的 0.623s 降为 0.241s ,震源位置的估算误差(2 倍标准偏差)在 EW 方向平均为 1.012km ,在 NS 方向平均为 0.926km ,在垂直方向平均为 2.8km 。定位后震中分布形态更清晰,条带状更明显,表现为与区域构造关联更密切的活动分布图像。最后,将双差定位结果与 Hyp2000 定位结果进行合并,即用双差定位结果替换 Hyp2000 定位结果中相同地震事件的定位结果,得到了该区域定位精度高、相对完整的新地震目录。

将青岛地区 2003 年及 2004 年两次 4 级 (M_L) 震群事件采用双差定位法重新定位后的结果与台网原始定位结果在小区域内比较(图 3)。定位结果在 EW 方向上存在较大偏差,原始定位结果大部分震中密集分布在芝坊-刁龙嘴断裂(图 3(a)中的①)与王哥庄-沙子口断裂(图 3(a)中的②)交汇处以东的空段上,震中存在明显径向与横向整齐排列的分布特征;双差定位后的部分震中位置在空间分布上向西偏移约 $3\sim 4\text{km}$,紧密分布在芝坊-刁龙嘴断裂与王哥庄-沙子口断裂以及崂山口断裂(图 3(a)中的③)沿线。对于出现的明显偏差,分析认为与所选用速度模型、定位方法关系较大。用原始目录进行定位时采用 J-B 走时表,在双差定位时采用区域 DSS 深地震人工探测的二维速度结构模型,定位方法的精度得到很大改善。

沿郯庐断裂带做剖面(起点 $34.18^\circ\text{N}, 118.20^\circ\text{E}$; 终点 $39.91^\circ\text{N}, 120.80^\circ\text{E}$),将剖面两侧 100km 范围内重新定位的 $M_L \geq 2.0$ 地震结果投影到剖面上。结果表明,重新定位为许多原始目录中无震源深度的地震确定了震源深度(图 4),并且 90% 的震源深度分布在 $5\sim 27\text{km}$,在 10km 和 16km 左右存在两个明显地震优势分布层,安丘至渤海之间存在一个 35km 左右的明显集中分布层。利用宽频带远震接收函数反演得到的鲁西隆起区至郯庐断裂带地壳及上地幔剪切波速度结构显示,莫霍面位于地下 $31.6\sim 36.0\text{km}$ 处,郯庐断裂带下方莫霍面埋深较鲁西隆起区略浅,并且在 41km 处存在一个平均厚度约 8km 的低速层(Zheng et al., 2008)。莫霍面是具有较强力学性质反差的壳、幔分界面,当超壳断裂深部在岩石圈底辟作

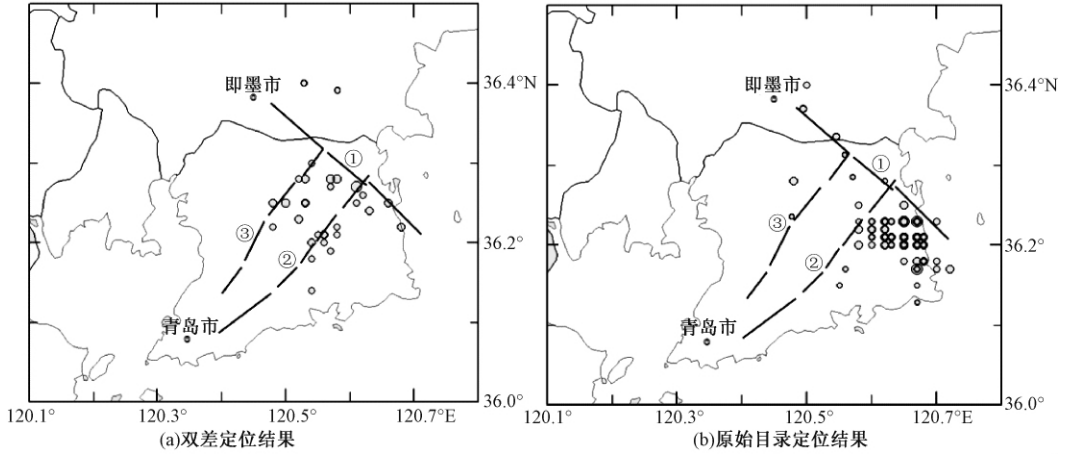


图3 青岛震群双差定位前后结果对比

用下,软流圈熔体上升时,在莫霍面的阻碍下,会在其附近横向漫延,形成高导-低速体(林长佑等,1995)。在区域应力场作用下,地壳底部较塑性岩体与莫霍面附近较脆韧岩体在速度逆转部位产生“摩擦”而引发地震,这与安丘-渤海地区在莫霍面附近地震集中活动的现象是吻合的。

另外,理论与实际观测证明,地震易发生在地壳介质的脆性层(黄耘等,2008)。重定位结果在地壳中、上层存在的两个地震优势分布层即反映出郯庐断裂带在该深度处可能是脆性介质,该区域的人工地震勘探结果表明沿剖面不同构造部位的中地壳下部均存在大小不一的低速层或低速体。

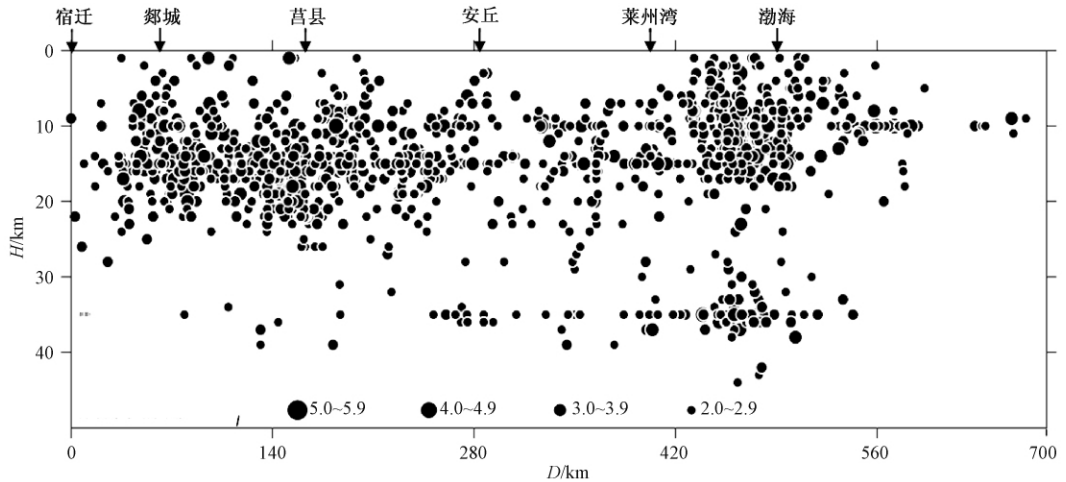


图4 重新定位后的地震沿郯庐断裂带的震源深度剖面(宿迁-渤海)

为了更好地检验重新定位后震源参数的准确程度,我们沿宿迁-高桥做剖面,将剖面两侧各20km范围内的地震投影到已有的人工测深二维速度结构剖面图上(张碧秀等,1988;晁洪太等,1998)(图5),剖面中95%的地震分布在中地壳内,优势分布集中在16km

左右,中小地震由南向北逐步密集,震源深度也逐步加深,河阳以南的中地壳内存在厚约4km的低速层,断层面上中小地震集中分布在高、低速体介质的脆韧转换带周围。人工测深结果表明,河阳附近地壳中间层反射波、莫霍面反射波不很清晰,说明地壳破裂程度较高(张碧秀等,1988)。即重新定位后震源深度的分布与通过人工地震推测的地壳深部结构相吻合。

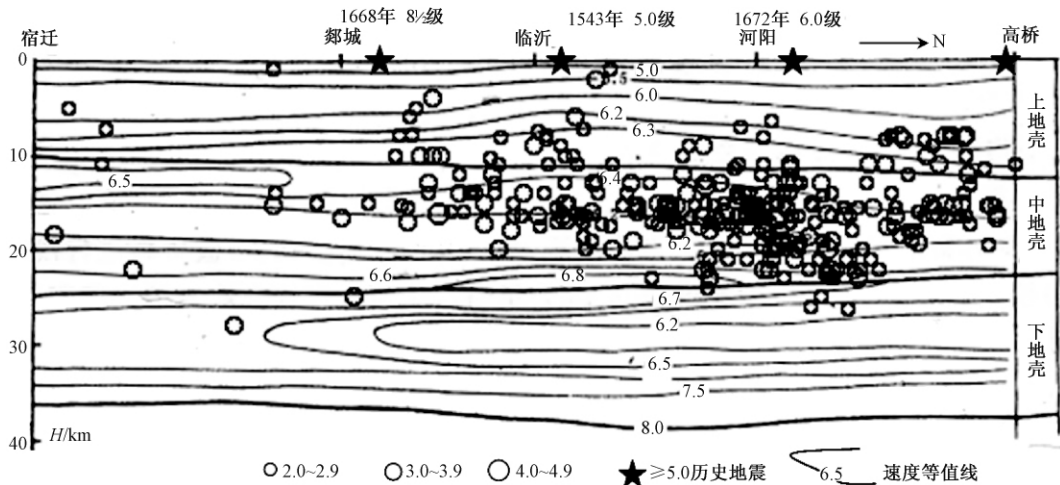


图5 宿迁-高桥壳幔二维速度、深部结构及震源深度剖面图(底图据张碧秀等,(1988))

3 地震活动与断裂的相关性

为分析菏泽1937年7级地震、1983年5.9级地震和1668年郟城8½级地震、1995年苍山5.2级地震活动的深部发震构造特征,我们利用地震重新定位的机会对已经完成的2条人工地震测深剖面即长治-菏泽(H08)剖面东段的林县-菏泽及泗水-连云港(H07)进行分析。

3.1 林县-菏泽剖面(H08)

由东向西横切鲁西隆起、华北拗陷南部和山西隆起区东南部的长治-菏泽剖面(H08)是一条NWW向的剖面。华北拗陷区南部是以内黄隆起为中心,东西两侧分别由NE和NNE向两条深大断裂所控制的东明凹陷,汤阴地堑和南侧由南东向断裂所控制的开封凹陷所组成。它们的共同特点是,一侧均由高角度正断层控制,另一侧地层急剧下倾,使古生界顶面下陷很深(张成科等,1994)。人工地震测深剖面的壳幔速度结构(图6)显示该区域深部构造复杂,地壳介质在纵向和横向上存在明显非均匀性。浅部断裂较发育,对应其深部界面和速度等值线起伏变化较明显。将剖面两侧40km范围内 $M_L 2.0$ 以上重定位后的地震投影到该速度结构剖面上,呈现出的3个地震密集丛分别与汤阴地堑、东濮凹陷及菏泽东侧的小宋-解元断裂、菏泽断裂相对应,且分布在地壳中上部的3个不连续的速度间断面之间。大部分地震震源深度集中在5~16km的范围内,清晰展现出了该剖面附近地壳深部构造的背景图像。

3处地震密集丛中80%的地震集中分布在东明拗陷东侧隆起边缘及其附近,显然主要

受控于深部的聊考断裂和壳内小宋 - 解元断裂、东明 - 成武断裂、菏泽断裂的构造运动。并且该处壳内 15 ~ 17km 处存在低速 - 高导体层,会对上层的运动及层间解敷、滑动提供了有力条件。由图 6 可见,1983 年菏泽 5.9 级地震并未发生在聊考深断裂上,但聊考断裂带的深部活动背景起着控震作用。当区域应力增强,并附有深部热液活动时,原有的应力平衡很容易被破坏,即聊考断裂带在水平分量占优势的 NEE 向压应力和 NNW 向张应力及源于上地幔垂力作用的构造应力的共同作用下做右旋顺扭稳滑运动时,势必会牵动浅部距其仅 15 ~ 20km 处 NE 向小宋 - 解元断裂及与其相交的 NEE 向成武 - 东明断裂做双向错动,并在地壳中上部岩体脆 - 韧相交的转换带触发地震。震源机制资料(胡长和等,1991)同样表明,在菏泽地区存在共轭的发震构造,即在近 EW 向的区域主压应力作用下,NE 和北西西向的断层都积累了剪切应变能。同时,聊考带西侧的东濮凹陷内地震簇主要受控于 NNE 向黄河断裂及次级盖层断裂。凹陷内断裂交织,结构破碎,因而阻力较小,随时可产生稳滑调整,因此不易积累较大能量。但邻区发生构造活动时,又可提供累计变形空间,促进累计单元的应力释放。1983 年菏泽 5.9 级地震即是在这种深部构造背景和区域应力的作用下发生在速度逆转层内。虽然无法准确确定 1937 年菏泽 7.0 级、1948 年 6¼ 级(国家地震局灾害防御司,1995)地震的震源位置,但很有可能具有相同的发震构造背景。

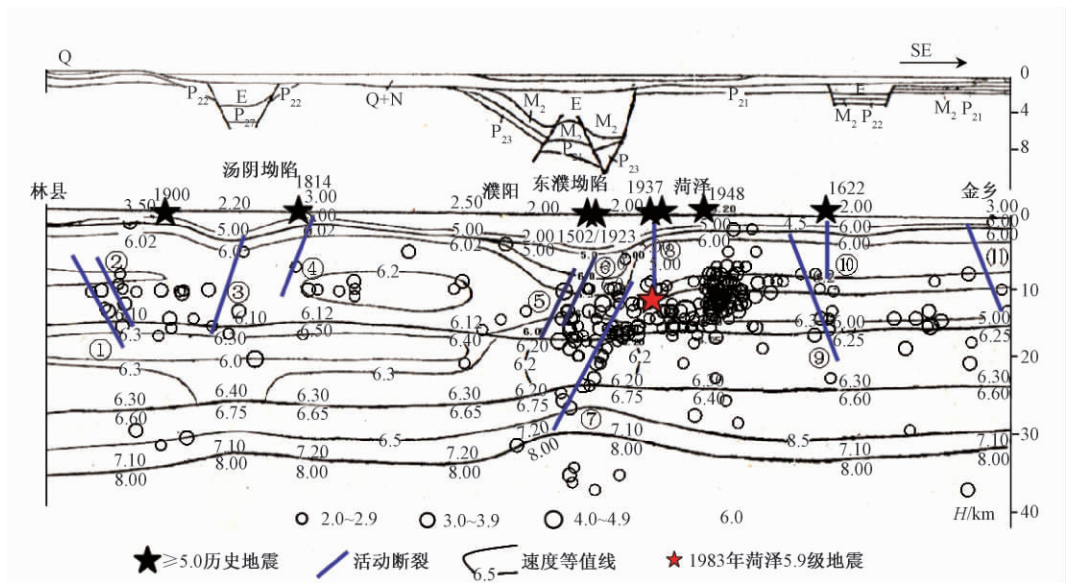


图 6 林县 - 金乡宿迁 - 高桥(H08)壳幔二维速度、深部结构及震源深度剖面图(底图据嘉世旭等,1991)
 ①汤西断裂 ②汤阴凹陷西缘断裂 ③汤东断裂 ④汤阴凹陷东缘断裂 ⑤长垣断裂 ⑥黄河断裂 ⑦聊考断裂
 ⑧小宋 - 解元集断裂 ⑨曹县断裂 ⑩巨野断裂 ⑪单县断裂

菏泽下方的地震密集簇则主要受控于近 EW 向的郟城断裂、成武 - 东明断裂与菏泽断裂及 NE 向小宋 - 解元断裂的共同作用,集中发生在共轭断裂交汇部位附近,震源深度集中在 14km 以内,较其西侧地震簇震源深度相对变浅,应该主要受控于壳内活动断裂的变形运动。聊考断裂带附近除菏泽显著地震外,在相同的深部构造背景下还发生了 1502 年鄆城 6½ 级、1923 年东明 5.0 级和 1622 年巨野 6.0 级中强地震。

剖面西侧汤阴地堑下方相对稀疏地震段也具有相同的深部构造背景,主要受控于太行山东缘断裂带南段的深大断裂和横向切割它的安阳断裂及浅层的次级断裂,并与地壳中部的正负速度梯度层密切相关。这里也曾发生过 1814 年浚县 5½ 级地震和 1900 年安阳 5.0 级地震,但无 6.0 级以上地震发生。汤阴地堑虽然有与东明凹陷相同的深部构造背景,但汤阴地堑无论在地震频次与强度上都远不及东明拗陷,这与其下方上地幔隆起不明显,横向断裂比较发育,正处于一种解体状态有关(胡长和等,1991)。

3.2 泗水 - 连云港 (H07)

穿过鲁中南隆起、临沂盆地、郯庐断裂及鲁东隆起的泗水 - 连云港剖面 (H07) 附近地质构造复杂,图 7 展示了剖面两侧各 30km 范围内 $M_L 2.0$ 以上地震的震源深度分布与 P 波速度结构,剖面中介质的纵向和横向不均匀性十分明显,地壳呈高、低速体相间的异常结构。剖面上临沭下方展示了沂沭断裂带附近的壳幔结构。沂沭断裂带上壳内介质速度等值线较西侧上隆,上地壳底层存在速度间断面,中地壳存在两个低速层,下层地壳也含有一个低速层,反映了沂沭断裂带下地壳及莫霍面是强烈挠曲突变的(魏光兴等,1993)。深大断裂做为上地幔热物质入侵通道使区域壳内温度增高、速度降低,非均匀的地壳结构和存在的深断裂成为局部应力集中的深部条件,因而造成该区域显著的历史地震活动,除 1668 年郯城 8½ 级地震外,全新世以来至少还有 3 次古地震事件,且这 3 次古地震事件的震级与 1668 地震相当(林伟凡等,1987)。

深部探测认为,沂沭断裂带主要是由 4 条自东而西的主干断裂(昌邑 - 大店断裂、百芬子 - 浮来山断裂、沂水 - 汤头断裂、郯部 - 葛沟断裂)形成的“两堑夹一垒”构造格局,西侧两条断裂东倾,东侧两条几近直立,并且沿西地堑的两条断裂从未发现全新世活动迹象,第四纪早期活动也远不及东地堑活动强烈。另外一条安丘 - 莒县断裂位于东地堑内,现代活动强烈,特别是全新世以来的活动遗迹丰富,1668 年郯城大震的断层就是沿这条断裂展布(满洪敏,2005)。沂沭带近代中小地震分布的东西分形特征显著,沿西地堑两条断裂带小震分布稀疏、高角度东倾。而东侧断裂现代小震沿安丘 - 莒县断裂成带状密集分布,震源深度分布在 5 ~ 20km 范围内,几乎呈垂直分布,与该区域的综合小震震源机制解的两节面近于直立的结果相吻合(图 7)。对于 1668 年郯城 8½ 级地震震源深度的推测,王华林等(1996)的研究认为,依据地震的错动方式及参考华北地区其它 7 级以上地震的主余震之间的关系,郯城的震源深度应在 25 km 上下,超过 30 km 的可能性较小。图 7 中沂沭断裂带上投影地震在空间分布上与 1668 年郯城 8½ 级大震的极震区几乎重合,断层面上重定位后中小地震的震源深度最深在 23km,并且在沂沭断裂带下方约 24km 处存在厚约 3km 左右的低速体,大地震在速度转换层周围触发的可能性极大。因此认为,郯城 8½ 级地震在 25km 左右的中、下地壳过渡带附近发生是比较合理的。

值得关注的是沂沭断裂带西侧的一系列规模不等的 NW、NWW 向次级断裂,如双山 - 李家庄断裂、苍尼断裂等已明显交汇或穿越沂沭断裂带。这些 NW 向断裂有效地释放着沂沭带西侧的应力积累,沿其发生了多次 5 级地震(满洪敏等,2005),1995 年苍山 5.2 级地震即发生在苍尼断裂与蒙山山前断裂之间的万家庄断裂上。苍尼断裂与蒙山山前断裂是鲁西断块的边界断裂,其下部深度大约在 29.5 ~ 32.0km,接近低速带。断裂之间的块体上还有北西向万家庄断裂、苍山断裂、甘霖断裂和近南北向神山断裂、惠民断裂等一系列规模小的

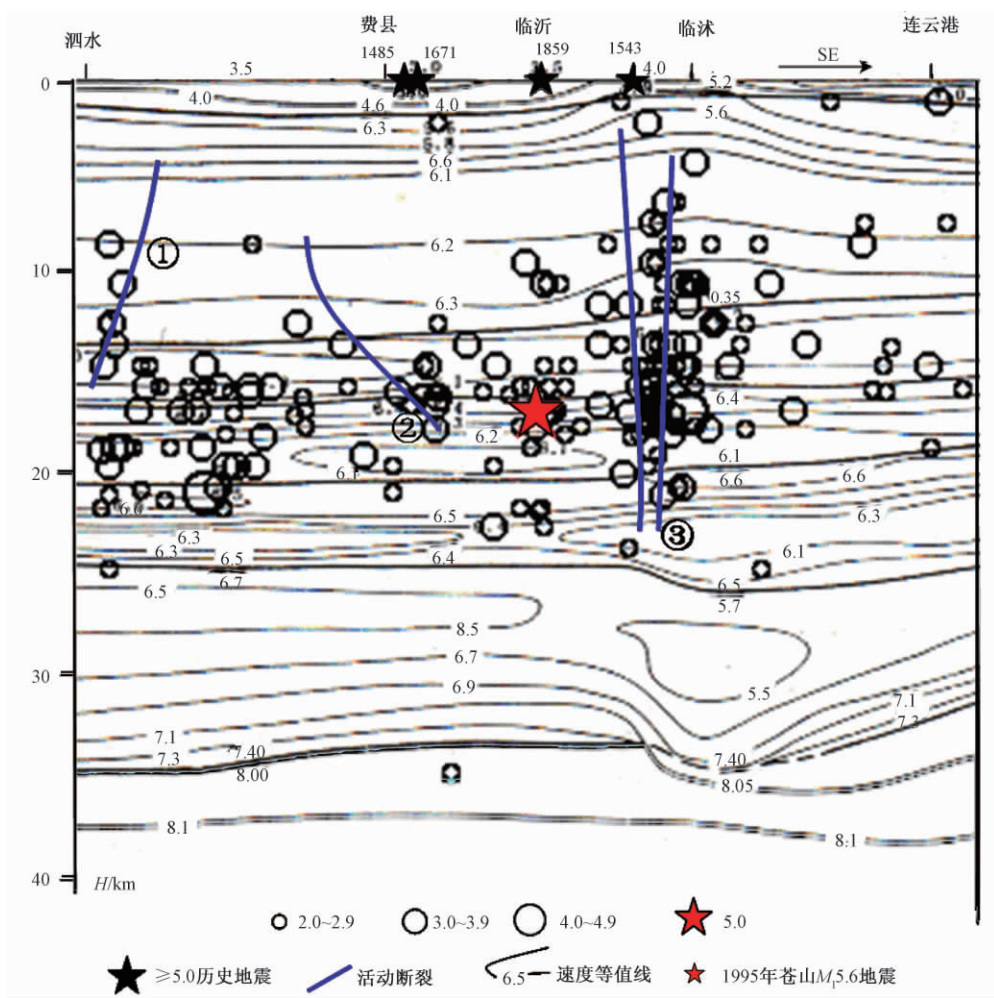


图7 林县 - 金乡 (H07) 壳幔二维速度、深部结构及震源深度剖面图 (底图据刘昌铨等, 1983)

① 独角 - 梁丘断裂 ② 铜石 - 甘霖断裂 ③ 沂沭断裂

浅层断裂, 这些断裂在第四纪时期有一定活动 (王志才等, 1999)。从应力场分析, 苍山 5.2 级地震时万家庄断裂在局部应力场作用下应做左旋逆冲运动, 震源机制解结果表明, 节面 B 与万家庄断裂地表走向相近, 界面 A 反映了次级的共轭断裂的破裂 (魏光兴, 1988)。可以认为, 苍山 5.2 级地震是在苍尼断裂与蒙山山前断裂的深部构造运动动力和局域构造块体运动变形共同作用下发生的。1859 年临沂 5.2、1485 年费县 5 $\frac{1}{2}$ 及 1671 年费县 5.0 级地震也应该具有相同的深部发震背景。图 7 中, 剖面西侧费县 - 泗水间 10 ~ 20km 范围内密集小震, 主要受控于与剖面几乎平行或相交的苍尼断裂、蒙山山前断裂、汶泗断裂、独角 - 梁山断裂和铜石 - 甘霖断裂及一些隐伏的浅层断裂。但费县以西地区缺 5 级以上地震记录, 且该处中地壳低部约 23km 和 27km 附近存在两个长约 50km, 厚约 3km 的低速异常体, 认为是未来 5 ~ 6 级中强地震活动的区域, 值得关注。

4 结论

(1) 利用双差 Hypodd 法和 Hypoinvers 2000 定位法对山东及邻近地区 1975 ~ 2010 年间发生地震进行重新定位,重新定位后的地震走时残差、水平与垂向误差均明显优于原始地震目录结果。地震活动的条带状分布更加明显,表明了研究区地震活动与深浅断裂构造的紧密相关性。

(2) 结合已有地震测深剖面分析,重定位后震源深度分布与人工地震勘探所推断的深大断裂相吻合。震源深度集中分布在 5 ~ 25km 的范围内,并在 10km 和 15km 左右存在两个优势分布层,表明研究区发震层主要位于上地壳底部和中地壳。

(3) 分析了林县 - 菏泽、泗水 - 连云港地区壳幔速度结构的深部构造背景,证实了与中强地震发生相关联的深浅构造的变形关系,即深部断裂切割地壳,热流上涌,使地壳下部的韧性变形逐渐过渡到地壳中、上部的脆性变形,相交的脆 - 韧转换带在区域应力的作用下往往是中强地震发生的场所。

致谢:对郑勇博士的指导与帮助、山东省地震局刁守中研究员、山长仑高级工程师进行了有益的讨论,评审专家亦给出了许多有益建议。作者在此一并表示感谢。

参考文献

- 晁洪太、李家灵、赵清玉等,1998,沂沭断裂带活动褶皱及其与活动断层的关系,地震研究,23(3),542 ~ 553。
- Klein F,2002,地震定位和定震级的 Fortran 程序的 Hypoinverse 用户指南,USGS Open File Report Ver1.0。
- 国家地震局震灾防御司,1995,中国历史强震目录(公元前 23 世纪 ~ 公元 1911 年),北京:地震出版社。
- 胡长和、许坤福等,1991,1937 年菏泽地震,北京:地震出版社。
- 黄耘、李清河、张元生等,2008,江苏及邻区地震重新定位和构造特征分析,51(1),175 ~ 184。
- 嘉世旭、刘昌铨,1991,华北裂谷盆地南部菏泽 - 长治地震测深剖面结果解释,华北地震科学,23(2),12 ~ 20。
- 李乐、陈棋福、陈颀,2007,首都圈地震活动构造成因的小震精定位分析,地球物理学进展,22(1),24 ~ 34。
- 林长佑、武玉霞等,1995,天水地区莫霍面附近的高导层及壳幔过渡带,地震学报,17(2),228 ~ 235。
- 林伟凡、高维明,1987,沂淋断裂带大地震复发周期,中国地震,3(3),34 ~ 40。
- 刘昌铨、祝治平等,1983,连云港 - 临沂 - 泗水测深剖面及临沂 8.5 级地震深部构造背景,地震,12(3),11 ~ 17。
- 卢造勋、蒋秀琴等,1999,胶辽渤海地区地壳上地幔结构特征与介质的横向非均匀性,17(2),40 ~ 51。
- 满洪敏,2005,沂沭断裂带内部的差异活动及其成因分析,华北地震科学,23(3),12 ~ 21。
- 孙若味、赵燕来、梅世荣,1993,渤海及其邻区的地震层析成像,地球物理学报,36(1),1 ~ 16。
- 王华林、耿杰,1996,1668 年郯城 8.5 级地震震源参数及其讨论,地震学刊,16(4),27 ~ 33。
- 王志才、晁洪太等,1999,1995 年苍山地震的发震构造,地震地质,21(2),115 ~ 120。
- 魏光兴,1988,沂冰断裂带现代构造应力场和震源错动性质,中国地震,4(3),96 ~ 101。
- 魏光兴、刁守中、周翠英等,1993,郯庐带地震活动性研究,北京:地震出版社。
- 张碧秀、汤永安,1988,沂沭断裂带地壳结构特征,中国地震,4(3),16 ~ 22。
- 张碧秀、汤永安,1996,聊城 - 荣成地壳二维速度结构——初探“泰山震”之谜,中国地震,12(2),141 ~ 146。
- 张成科、赵金仁、任青芳等,1994,豫北及其外围地区地壳上地幔结构研究,地震地质,16(3),244 ~ 253。
- 张岭、刘劲松、郑天珧等,2005,利用 Ground-Truth 资料和 Messy GA 方法繁衍渤海湾盆地及其邻区地壳 P 波速度模型,地球物理学进展,20(1),186 ~ 97。
- 郑钰、杨建思,2009,双差算法的剖析及参数对定位的影响,地震地磁观测与研究,29(3),85 ~ 93。
- 朱艾斓、徐锡伟、周永胜等,2005,川西地区小震重新定位及其活动构造意义,地球物理学报,48(3),268 ~ 636。

- Shearer P M, 2002, Parallel fault strands at 9km depth resolved on the imperial fault, Southern California, *Geophys Res Lett*, **29** (14), 1 ~ 4, doi:10. 1029/2002GL015302.
- Waldhauser F, Ellsworth W L, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward Fault California, *Bull Seism Soc Amer*, **90**, 1353 ~ 1368.
- Zheng T Y, Zhao L, Xu W W, Zhu R X, 2008, Insight into modification of North China Craton from seismological study in the Shandong Province, *Geophys Res Lett*, **35**, L22305, doi:10. 1029/2008GL035661.

Relocation of earthquakes in Shandong and its neighboring areas in China and relationship between their tectonics

Li Xia Liu Xiqiang Li Yajun Dong Xiaona Zhang Huifeng

Earthquake Administration of Shandong Province, Jinan 250014, China

Abstract The earthquake in and around Shandong Province from 1975 to 2010 were corrected precisely to onset time of seismic phase and relocated by using Double-Difference (Hypodd) method and Hypoinvers 2000 (Hypo 2000). The results show that the relocated seismicity is clearly associated with regional tectonics in space, and is also in agreement with the existence of deep faults imaged by wide-angle and deep seismic reflection profiling. Most earthquakes are located in a scope of 5 ~ 25km, and there are two visible predominant depths: about 10km and 16km. We infer that they are in the bottom of the upper crust and in the middle crust respectively. The image of seismic activity indicated that moderately strong earthquakes occurred in the brittle-ductile transition. That is the effect of the deep tectonic dynamics under the area stress and the deformation of the upper and shallow fault movement.

Key words: The double-difference algorithm Seismotectonics Focal depth Predominant depth of earthquakes Brittle-ductile transition