

文章编号: 0253-3782(2004)01-0019-11

中国中西部地区地震的重新定位和 三维地壳速度结构^{*}

杨智娴¹⁾ 于湘伟¹⁾ 郑月军²⁾ 陈运泰¹⁾
倪晓晞³⁾ Winston Chan³⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100085 中国地震局地壳应力研究所

3) 美国华盛顿 20774 迈特技术公司华盛顿地球物理研究中心

摘要 采用中国中西部地区($21^{\circ} \sim 36^{\circ}\text{N}$, $98^{\circ} \sim 112^{\circ}\text{E}$)193 个地震台在 1992~1999 年间记录到的 9 988 次地震的 Pg 和 Sg 震相走时的读数资料, 用 Roecker 的 SPHYPIT90 程序, 反演了该地区三维地壳 P 波速度结构, 并用 SPHREL3D90 程序进行了地震的重新定位。反演结果揭示了中国中西部地区地震 P 波速度结构明显的横向不均匀性, 这些不同深度上波速的横向变化多以该地区的活动断裂为分界线。可以看出活动断裂两侧存在明显的速度反差。通过重新定位, 得到了 6 459 次地震的震源参数, 这些精确定位的地震震中明显沿该区活动断裂呈现条带状分布, 其范围和尺度清晰地表示了这一地区地震活动与活动断裂的紧密关系。其中, 82% 重新精确定位的事件的震源深度在 20 km 以内。这一结果与笔者用双差地震定位法得到的重新定位的震源深度分布相一致。

关键词 联合反演 三维地壳 P 波速度结构 地震重新定位 中国中西部

中图分类号: P315.3^{±1} **文献标识码:** A

引言

阐明大陆强震发生机理是大陆强震预测的基础。现有的地震构造理论和地震预测思路主要是在研究板间地震基础上发展形成的, 然而, 中国大陆内部的地震大多属板内地震。从震源分布看, 与板间地震沿板块边界分布不同, 板内地震的震源分散分布在板块内部, 活动大陆内部纵横交错的活动断裂的格局, 深部和浅部构造应力的相互作用和耦合, 也比相对比较“简单”的板间断裂复杂。在研究板内地震时, 必须研究其内部的运动与形变; 描述板内区域性地震活动时, 也就需要相应尺度的和更高精度的地震定位资料。因此, 精确地测定这些地震位置、震源深度和发震时间, 对于确定板块内部, 包括中国大陆内部不同尺度的活动构造, 探明其运动方式和速度等特点, 进而认识和阐明强震孕育和发生与活动构造的关系, 可望在解释和预测强震发生机制方面, 在板间地震机制模型的基础上有所前进。

对震源参数和地震波速度模型联合反演(Aki, Lee, 1976; Roecker, 1982; Roecker *et al.*,

* 国家科技部国际科技合作重点项目“地质过程与灾害发生机理与预测”(2001CB711005-1-3), 国家重点基础研究发展规划(973)“大陆强震机理与预测”项目(G1998040702)资助课题(95-13-02-04), 中国地震局地球物理研究所论著 02AC1007。

2002-10-25 收到初稿, 2003-06-17 收到修改稿并决定采用。

1987, 1993), 能取得高精度的地震震源参数, 并同时获得区域的三维地震波速度结构。在过去的 30 多年里, 我国积累了数量大、质量高的区域台网和地方台网的资料。这些记录已用于中国中西部地区的三维速度结构反演, 并得到了一些有意义的结果(刘福田, 1984; 赵珠, 张润生, 1987; 刘福田等, 1989a, b; 刘建华等, 1989; 孙若昧等, 1991; 刘瑞丰等, 1993; 赵珠等, 1997; 黄金莉等, 2001; 王椿镛等, 2002)。但是, 这些数据尚未得到充分使用。在这些成果中, 极少给出地震事件重新定位的结果。

地震定位的日常工作, 也没有完全和充分使用这些资料。尤其是对某些发生于省界地区(通常也是区域台网网际地区)的地震, 没有使用邻省地震台网的资料对地震事件进行精确定位。同时, 速度结构模型也还不完善, 缺乏震源参数和结构联合反演意义上的地震事件精确定位结果。

在本研究中, 我们将云南、四川、广西、陕西区域性地震台网, 以及全国地震台网 5 个来源的到时数据集中用于联合反演。研究区不仅包含中国西南构造复杂、地震活跃的川滇地区, 而且向北扩展至甘肃南部和陕西南部地区, 甚至山西南部的小部分; 并向东扩展, 穿过大约在 104°E 附近的中国巨型活动构造界线(南北地震带), 将四川东部、云南东部以及贵州、广西西部等不同活动构造单元, 不同地震活动水平的地区包含在内, 形成东西反差强烈的研究区($21^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $98^{\circ}\sim 112^{\circ}\text{E}$)。

经过联合反演, 我们得到了研究区内深度 $0\sim 50\text{ km}$ 范围的三维速度结构, 体现了复杂的构造格局与三维 P 波速度结构之间的关系, 同时得到 6 459 次地震的精确震源参数。首次在这样大的地理范围内获得数量众多的地震精确定位结果。其震源分布清晰地显示出这一地区活动断裂与地震之间的密切关系。

1 研究区地震与活动构造格局

本研究区范围是: $21^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $98^{\circ}\sim 112^{\circ}\text{E}$ (图 1)。本区西部是受欧亚板块和印度洋板块碰撞影响的川滇地震活动区, 主要的活动断裂有围限了川滇菱形构造块体(阚荣举等, 1977)边缘的红河断裂带(南界, 图 1 中的 F_1)、小江断裂带(东界, 图 1 中的 F_2)、鲜水河断裂带(北界, 图 1 中的 F_3)和金沙江断裂带(西界, 图 1 中的 F_4)。这些断裂带的构造活动、地震活动都十分强烈。红河断裂带年位移量 $4\sim 9\text{ mm}$, 其北段 $4\sim 6\text{ mm}$ (虢顺民等, 1984), 南段 $7\sim 9\text{ mm}$ (虢顺民等, 1984; 苏有锦, 秦嘉政, 2001), 历史上和近代都发生过 7 级地震(1652 年弥渡地震, 1925 年大理地震)。小江断裂带自第四纪以来年位移量 $6.4\sim 8.8\text{ mm}$ (李坪, 1993; 苏有锦, 秦嘉政, 2001), 东支和西支差别不大。1833 年嵩明发生过 8 级地震, 1966 年东川也发生过 6.5 级地震。鲜水河断裂带自第四纪以来年位移量 $8\sim 15\text{ mm}$ (苏有锦, 秦嘉政, 2001), 其北段和中段位移量稍大, 年平均约为 $14\sim 15\text{ mm}$ (闻学泽, 1995), 南段也有 $7\sim 10\text{ mm}$ (李坪 1993; 闻学泽, 1995)。历史上, 1786 年康定发生过 7 级地震; 1973 年, 炉霍也发生过 7.7 级地震, 等等。

不仅围限菱形构造块体边缘的断裂活动强烈, 在菱形块体以外, 也存在相当活跃的断裂带。例如, 研究区东北, 北东走向的龙门山断裂带(图 1 中的 F_5), 历史上和近代都发生过 6 级左右地震(1657 年汶川 $6\frac{1}{2}$ 级地震, 1970 年大邑西 6.2 级地震)。块体西南方的腾冲-龙陵一带(图 1 中的 R_1)1976 年发生过震级为 7.3 和 7.4 的双震型地震; 耿马-澜沧一带(图 1 中的 R_2)1988 年发生过震级为 7.6 和 7.2 的双震型地震(姜葵, 1993), 等等。

在菱形块体内部，同样有相当规模的活动断裂和强地震活动带存在。例如，丽江一带(图1中的 R_3)在1996年发生过震级为7.0的地震(云南省地震局滇西地震预报试验场, 1998)；永胜—宁南一带(图1中的 R_4)，1515年发生过永胜7.4级地震，2001年10月27日，永胜再度发生地震，震级6.4；块体内的东南部，通海—石屏一带(图1中的 R_5)，1970年发生了通海7.7级地震，等等。可以说川滇地区是中国大陆构造最复杂，活动最新、最强的地区之一，也是中国大陆上强烈的板内地震活动区。

与西部形成对比，研究区东部构造活动很弱，地震不多。研究区东北部，以秦岭北侧大断裂(F_6)为界，将陕西的南部与川滇地区分隔开，这一地区的地震活动主要沿渭河断裂相对集中分布。研究区东南部广西地区地震活动水平不高，与已有活动断裂的关系也不像川滇地区那样直接。

为了更好地了解中国中西部地区与上述复杂的构造环境有关的地震活动性，我们重新定位了1992~1999年这一地区的地震。重新定位地震震源不仅用来了解该地区的地震活动性，也用来估计中国中西部地区地震发震层的厚度。

2 反演方法

根据 Tarantola 和 Valette (1982) 的非线性反演问题最小二乘解的公式 (Crosson, 1976), Roecker 建立了 SPHYPIT90 反演程序 (Roecker, 1982; Roecker *et al.*, 1987, 1993). 该程序可用记录到时数据对研究区地震波速度结构进行反演 (Calvert *et al.*, 2000). 震相到时与模型间的关系可以写为

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{p}) \quad (1)$$

式中， \mathbf{d} 是地震波到时， \mathbf{p} 的估计是模型参量， \mathbf{d} 和 \mathbf{p} 之间的关系是非线性关系。通过泰勒展开将其线性化以后，可用反复迭代的方法求解与观测到时符合最好的最小二乘解。第 $k+1$ 次迭代 \mathbf{p} 的估计

$$\mathbf{p}_{k+1} = \mathbf{p}_k + (\mathbf{G}_k^T \mathbf{C}_{dd}^{-1} \mathbf{G}_k + \mathbf{C}_{pp}^{-1})^{-1} \{ \mathbf{G}_k^T \mathbf{C}_{dd}^{-1} \mathbf{G}_k [\mathbf{d} - \mathbf{g}(\mathbf{p}_k)] - \mathbf{C}_{pp}^{-1} (\mathbf{p}_k - \mathbf{p}_0) \} \quad (2)$$

式中， \mathbf{p}_0 是模型参数 \mathbf{p} 的初始估计， \mathbf{p}_k 是第 k 次迭代 \mathbf{p} 的估计， \mathbf{G}_k 是 $m \times n$ 阶偏微商矩阵， \mathbf{C}_{dd} 是初始的数据协方差矩阵， \mathbf{C}_{pp} 是初始的模型协方差矩阵， $\mathbf{g}(\mathbf{p}_k)$ 是由射线理论预期的走时。每次迭代，SPHYPIT90 都给出解的扰动量 $\mathbf{p}_{k+1} - \mathbf{p}_k$ ，从而得到新的速度模型。用这一新的模型对反演所用的事件重新定位，这一步骤需要运行另一个名为 SPHREL3D90

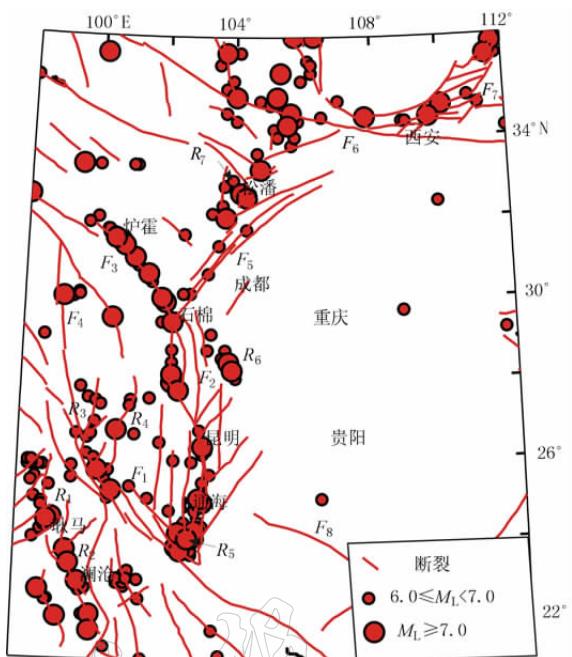


图1 中国中西部地区活动构造格局和公元前1767~公元1999年 $M \geq 6$ 地震震中分布图

的程序,从而得到建立在新模型基础上的震源参数。对事件进行分类,剔除方差过大的事件,就完成了一次完整的模型反演—重新定位的过程。重新定位得到的震源位置,用作下一轮模型反演。通过上述反复迭代,直至残差达到设定的收敛条件。

3 三维反演

用上述方法和程序,本研究对中国中西部地区进行了三维 P 波速度结构反演,并对地震事件做了重新精确定位。

3.1 数据

本文使用 1992~1999 年研究区($21^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $98^{\circ}\sim 112^{\circ}\text{E}$)内有记录的 9 988 次地震,共 193 个台站记录的 Pg 和 Sg 震相数据。这 193 个台站中包括云南 62 个台,四川 69 个台,陕西 16 个台,广西 18 个台,全国台网 28 个台。经过筛选,只使用记录台站 ≥ 4 的地震数据。这样,总计 9 988 次事件,共计 76 385 条 Pg 波(图 2)和 71 200 条 Sg 波记录用于反演。

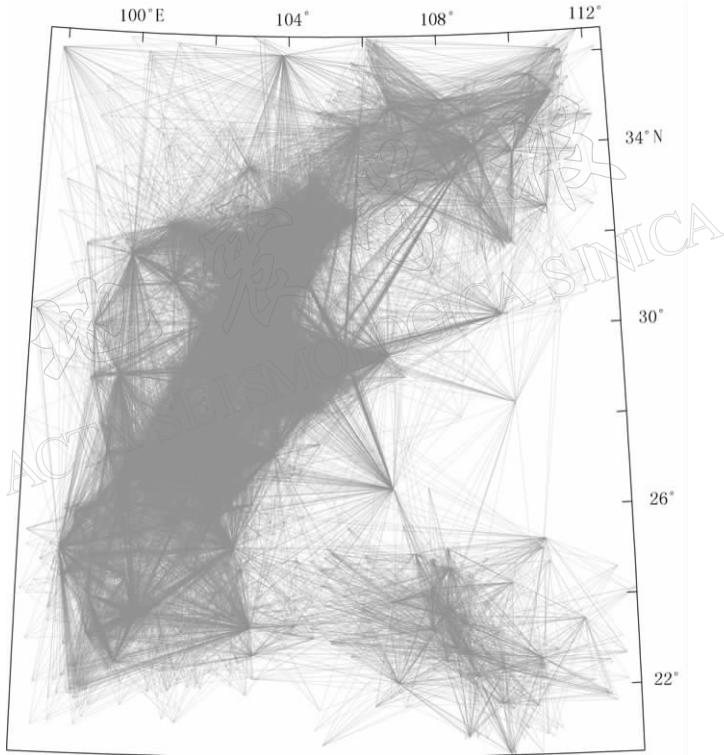


图 2 事件—台站间射线分布图

3.2 初始一维速度模型和块体划分

本研究区是中国大陆最复杂的地震构造区之一。此前,许多研究者给出了不同尺度、不同的速度结构结果(阚荣举,林中洋,1986;熊绍柏等,1986,1993;赵珠,张润生,1987;刘建华等,1989;孙若昧等,1991;尹周勋,熊绍柏,1992;林中洋等,1993;刘瑞丰等,1993;赵珠等,1997;黄金莉等,2001;王椿墉等,2002)。我们在这些工作的基础上建立了本研究的初始一维速度模型。由于本研究的重点是这一地区地震事件的重新定位,因此,我们在反演时把对事件定位有主要影响的,深度在 30 km 以内的介质分层划细,以

便减小横向不均匀性对地震定位的影响。我们对研究区划分了8个速度层，其初始的P波和S波速度如表1所示。

在上述垂直方向分为8层的基础上，在水平方向以 $1^\circ \times 1^\circ$ 的间隔对介质分块，这样共划分了2 176个小块体，每个小块体中穿过的射线数由0~6 887不等。反演中，只选用穿过射线数 ≥ 8 的小块体参加反演。这样，共有1 396个小块体，占全部小块体的64%（表2）。

3.3 三维反演和地震的重新定位

用SPHYPIT90程序进行三维P波速度结构反演。每一次修正模型都按震中距和走时残差大小作为一个先验的权对数据进行再加权。为了降低较远距离的读数误差对反演结果造成的影响，我们以400 km为界，大幅度降低震中距大于400 km的数据权重。而在走时残差方面，则以5 s为界，走时残差大于5 s的数据权重也被显著降低，以降低走时残差较大的数据对反演结果的影响。

表2 被N条射线穿过的小块体数

深度/km	$N=0$	$0 < N < 30$	$30 \leq N \leq 500$	$501 \leq N \leq 1 000$	$N > 1 000$
-4	171	10	46	19	26
0	99	45	75	22	31
7.5	80	59	93	17	23
12.0	73	61	102	14	22
16.0	69	69	103	10	21
20.0	65	62	109	14	22
30.0	55	65	123	25	4
50.0	55	56	128	33	0

每一次对速度模型进行反演后，都对地震进行重新定位。这一重新定位工作也是通过迭代进行的。进行地震重新定位时，迭代的收敛条件是：① 残差的最大改变量小于上一轮改变量的1%；② 确认残差的方差达到最小值；③ 当迭代计算达到8次时，则停止迭代。

重新定位后要淘汰约束不好的解，保留质量高的数据。符合下述原则的数据是质量高的数据：① 条件数 < 100 ；② RMS < 2 s；③ 震源位置改变量 ≤ 10 km；④ 震源校正量的标准差 ≤ 10 km；⑤ 震源位置的总体改变量（最终位置与反演前的初始位置相比） ≤ 50 km。

这样，经过多次迭代的速度结构反演和事件重新定位，我们得到了6 459次地震新的精确定位的震源位置。我们将在后面讨论这些地震活动图象的意义。

3.4 解的分辨率分析

由于研究区内台站和地震事件分布都不均匀，因而有部分小块体很少被射线穿过，也有部分小块体虽然能参与反演，但是分辨率较差。图3给出不同深度上解的分辨率，以16 km深的P波为例，在所有272个小块体中，分辨率0.5以上的有113块，其中0.8以上的有94块（图3）。本文最后给出结果的小块体，其分辨率均 ≥ 0.5 ，可以认为是可靠的。

4 结果

4.1 中国中西部地区三维地壳速度结构和地震的重新定位

图4给出了深度为12, 16, 20, 30 km的三维P波速度结构。参照图3所示解的分辨率

度, 我们可以看到, 在不同深度上速度结构都呈现明显的横向不均匀性。研究区内一些主要断裂带是波速横向变化的分界线。由图 3 可看出, 以龙门山断裂带(图 1 中的 F_5)为例, 在深度为 12 km 的较浅部, 该断裂东侧相对于西侧为相对低速区; 在深度为 16, 20, 30 km 的较深部, 该断裂东侧则为相对于西侧的高速区。很明显, 龙门山断裂带是其两侧波速反差的分界线。相类似的情况也可以在红河断裂带(图 1 中的 F_1)两侧观测到。在深度为

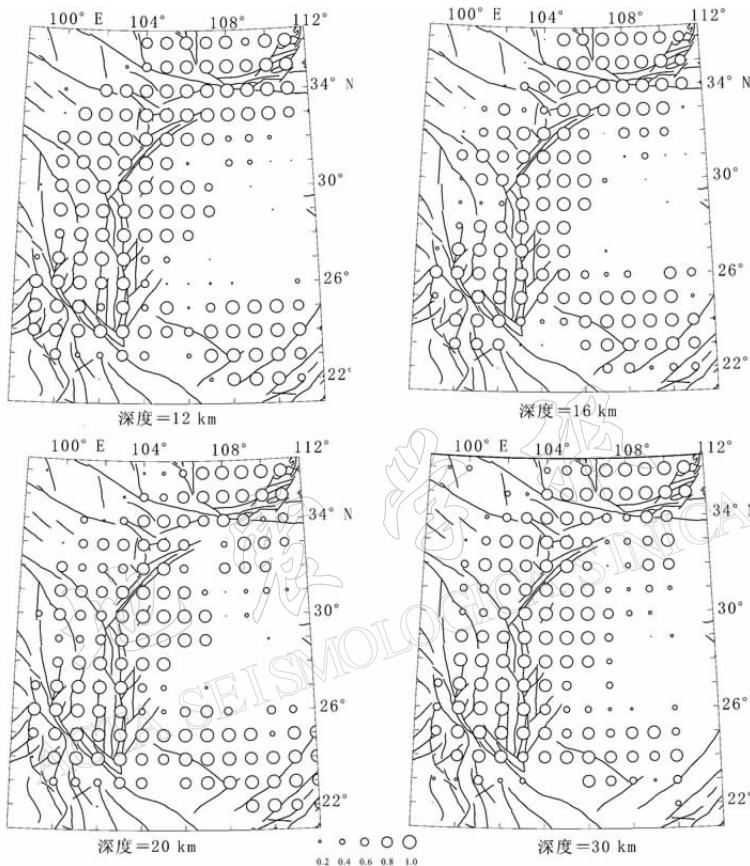


图 3 深度为 12, 16, 20, 30 km 的 P 波速度结构的分辨率

12 km 的较浅部, 该断裂南侧相对于北侧相对高速(图 4); 在深度为 16, 20, 30 km 的较深部, 该断裂南侧则为相对于北侧的低速区。在鲜水河断裂带和小江断裂带两侧也不同程度地观测到这种反差。如前所述, 川滇地区是我国大陆上最强烈的板内地震活动区之一, 已有研究者指出, 这一地区的强地震常发生在波速异常的过渡带上(刘建华等, 1989; 孙若昧等, 1991; 刘瑞丰等, 1993; 黄金莉等, 2001; 王椿镛等, 2002)。本文的联合反演结果进一步表明, 该区内区域活动断裂带多是速度反差分界线。

通过上述对速度模型及地震震源位置的反复迭代, 保留了质量高的 6 459 次地震的重新精确定位的震源位置。重新定位后, 平均残差由 1.12 s 下降到 0.26 s, 均方根残差由 1.87 s 下降到 0.88 s, 标准偏差由 1.67 s 下降到 0.70 s。重新定位的事件, 其发震时刻、经度、纬度和深度的平均偏差分别由反演前的 0.49 s, 2.86 km, 2.39 km, 3.37 km 下降到 0.13 s, 0.60 km, 0.55 km 和 1.37 km。确定发震时刻的标准偏差也降低到与震相读数精

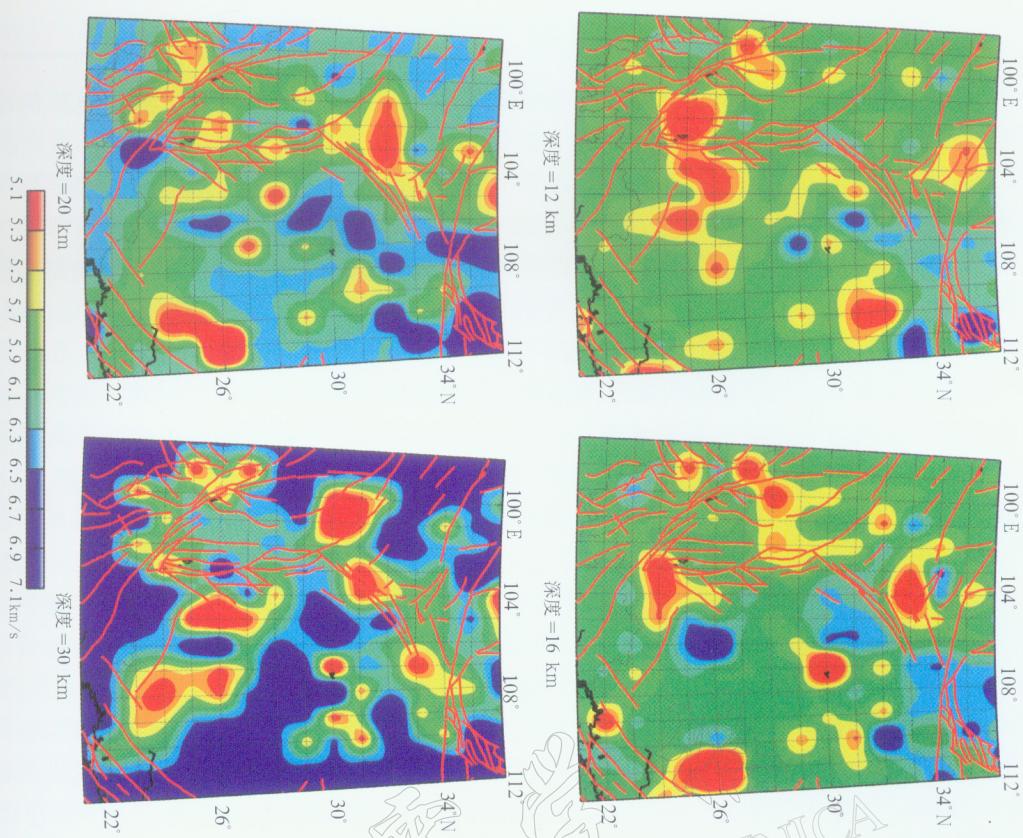


图 4 深度为 12, 16, 20, 30 km 的三维 P 波速度结构

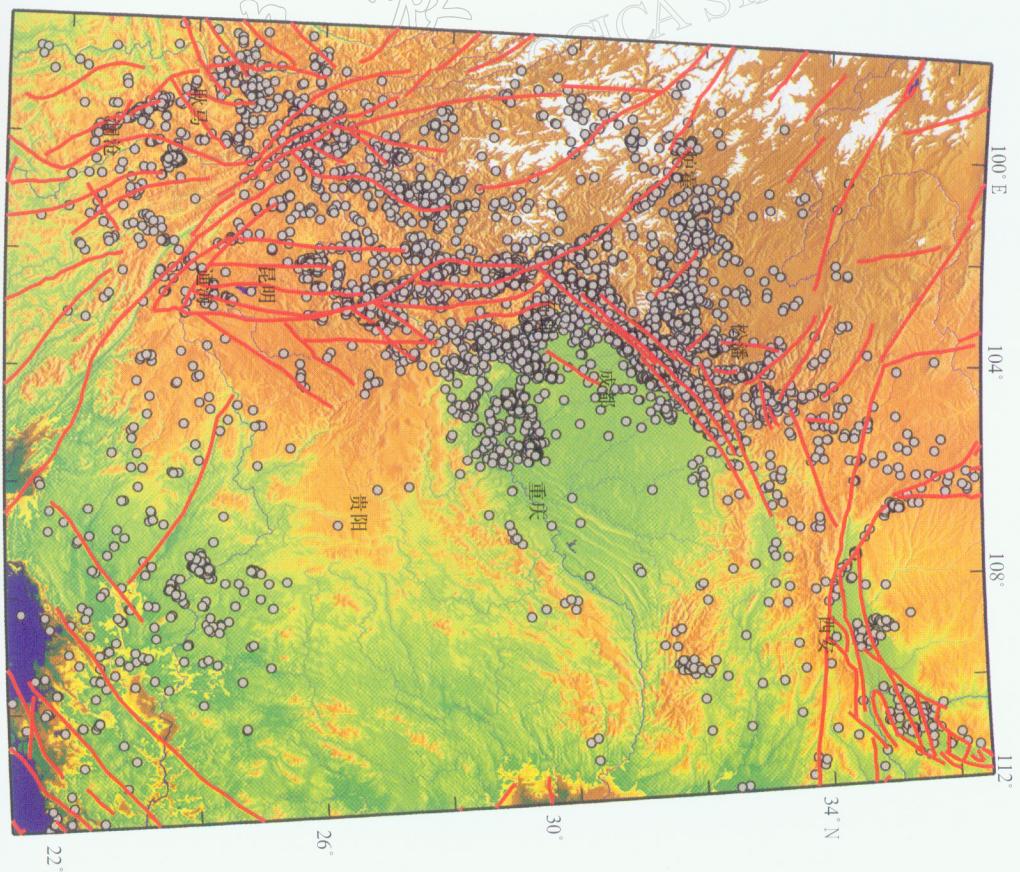


图 5 重新定位的中国中西部地区地震震中分布图

度相应的水平,表明本研究对于速度模型的迭代恰当。与原来位置相比,这些地震的新的震中分布显示了与当地活动构造符合得非常好的震中分布图象。

因此,本研究的联合反演可以得到两个主要结论:①本研究区内区域的活动断层带多是地壳P波速度横向不均匀性强烈反差过渡带的界线;②重新定位的震中显示非常清楚的沿已有断层带的线性分布。这些结果表明,研究区内板内地震的发生是与活动断层的运动密切相关联的,而活动断层的运动则受到研究区内以及周围更大尺度地块运动的驱动。

4.2 中国中西部地区地震活动图象特征

经重新定位后,可以看出我国中西部地区的地震震中分布具有以下主要特点:①地震震中呈现十分清晰地沿活动断裂密集的线性分布(图5)。而重新定位前的地震分布图象与地表观测到的活动断裂的关系不十分明确。例如,在川滇菱形块体周边的鲜水河断裂(图1中的 F_3)和小江断裂(图1中的 F_2)上,地震震中的条带状分布的轮廓与已有活动断裂的展布非常一致,线性比以前更好。这一特点在块体外的龙门山断裂带(图1中的 F_5)、耿马-澜沧断裂带(图1中的 R_2)等处也有十分清晰的显示。在松潘地震带(图1中的 R_7),震中分布显示出清晰的南北向展布,并在北纬33°处转折,继续向北西方向延伸。经重新定位后的地震震中分布图象表明了我国中西部地区的地震活动与活动构造的密切关系。这一结果为确定大陆内部活动块体及其边界提供了更高观测精度的基础资料;②地震条带范围和尺度更为确定。例如,在菱形块体内的地震区内的丽江(图1中的 R_3)一带,震中呈现出清晰的南北向展布,范围比原来更为密集。在菱形块体外的地震区内亦有类似的情况,如在雷波-马边地震区(图1中的 R_6)等。这些结果为这一地区的地震防御和地震危险性分析提供了约束;③前述及,本研究所用原始数据中,51%没有给出初始的震源深度值。经过本研究重新定位后的6459次地震都给出了新测定的震源深度值。考虑震源深度在0~20 km内的地震,重新定位前后它们均占事件总数的82%。如果进一步考虑震源深度在0~10 km的地震,重新定位前它们占事件总数的37%,重新定位后占52%;考虑震源深度在0~15 km内的事件,重新定位前后的百分比为66%和71%。这表明重新定位后的我国中西部地区地震震源深度,比长期以来一般认为的要浅。尤需指出的是,本研究对用于反演的1992~1999年9988次地震中的一半以上(6459)事件重新定位后给出了震源深度,这其中又有2000多次地震是本研究第一次给出深度的。图6是这些地震震源深度分布的直方图。与常规定位给出的不完全的深度资料相比,重新定位后的震源深度更浅。这一特点与笔者利用双

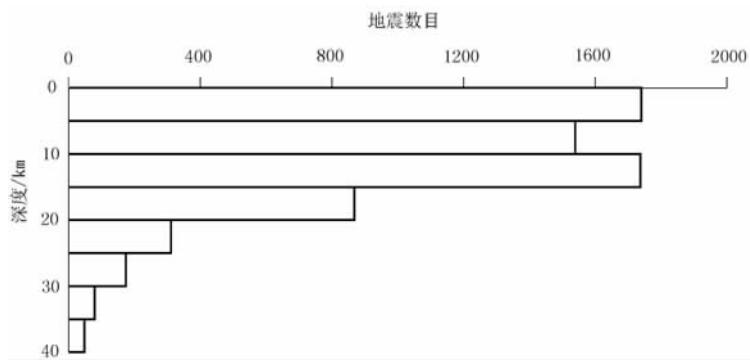


图6 经重新定位的中国中西部地区地震震源深度分布图

差地震定位法对相同地区、同一时间段内地震所作的重新定位结论一致(杨智娴等, 2003)。

笔者曾利用双差地震定位法(Waldhauser, Ellsworth, 2000)这一相对定位的算法, 对本研究区内相同时间段地震进行了精确定位, 得出: 重新定位后的地震震中呈现更加明确地沿断裂带密集地呈线性分布图象, 显示了研究区内地震活动与活动构造的密切关系(杨智娴等, 2003)。本研究中进行的地震波速度结构和地震震源参数联合反演系采用“绝对”走时的方法, 得到了地震波速过渡带与活动断裂的密切关系, 以及地震震源分布与活动断裂的密切关系。可以说“相对”定位方法和“绝对”定位方法得到的结论一致。两种方法得到的结论一致表明, 我国中西部大陆板块内部地震的发生是源于区域构造运动, 表现为沿活动断层分布高度密集的地震活动带形式。

5 讨论和结论

本研究采用中国中西部地区($21^{\circ} \sim 36^{\circ}\text{N}$, $98^{\circ} \sim 112^{\circ}\text{E}$)内 193 个地震台站在 1992~1999 年间记录到的 9 988 次地震的 Pg 和 Sg 震相走时资料, 反演了该地区三维地震波速度结构, 并对 6 459 次地震事件进行了重新精确定位。联合反演结果揭示了我国中西部地区地壳 P 波速度结构明显的横向不均匀性, 而区域的活动断裂带常常是强烈的地壳内速度反差的分界线。重新精确定位的 6 459 次地震的震源, 揭示了我国中西部地区地震震源深度较浅的特征, 以及地震震中的条带状分布的轮廓更为清晰的特征, 表明了研究区地震活动与活动断裂的清晰而密切的关系。在我国中西部地区这样大的地理范围内, 取得数目如此众多的(近万次)、建立在三维地震波速度结构基础上的精确定位结果, 是过去任何研究川滇的作者从未给出过的。这些特征对于进一步了解该地区的地壳运动和变形, 大陆地壳内部从脆性至延展性的转换, 大陆地壳内部的孕震层, 以及大陆地壳内部块体边界的确定等问题, 提供了重要的观测数据与约束。

云南省地震局监测中心、四川省地震局监测中心、陕西省地震局、广西壮族自治区地震局、中国地震局地球物理研究所国家数字地震台网分中心为本项研究提供了资料; 云南省地震局沈斯伟、龙晓帆、陈树林高级工程师、中国地震局地壳应力研究所冯东英高级工程师在资料处理工作中给予了许多帮助。在此, 笔者表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 虢顺民, 张靖, 李祥根, 等. 1984. 云南红河断裂带北段断裂位错与地震重复发生的时间间隔[J]. 地震地质, 6(1): 1~12
- 黄金莉, 赵大鹏, 郑斯华. 2001. 川滇活动构造区地震层析成像[J]. 地球物理学报, 44(增刊): 127~136
- 姜葵主编. 1993. 1988 年云南澜沧-耿马地震[M]. 北京: 云南大学出版社, 9~11
- 阙荣举, 张四昌, 晏凤桐, 等. 1977. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨[J]. 地球物理学报, 20(2): 96~109
- 阙荣举, 林中洋. 1986. 云南地壳上地幔的初步研究[J]. 中国地震, 2(4): 50~61
- 李坪主编. 1993. 鲜水河—小江断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 267
- 林中洋, 胡鸿翔, 张文彬, 等. 1993. 滇西地区地壳上地幔的速度结构特征的研究[J]. 地震学报, 15(4): 427~440
- 刘福田. 1984. 震源位置和速度结构的联合反演(I)——理论和方法[J]. 地球物理学报, 27(2): 167~175
- 刘福田, 李强, 吴华, 等. 1989a. 用于速度图象重建的层析成像法[J]. 地球物理学报, 32(1): 46~61
- 刘福田, 曲克信, 吴华, 等. 1989b. 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): 143~151
- 刘瑞丰, 陈培善, 李强. 1993. 云南及其邻近地区三维速度图象[J]. 地震学报, **15**(1): 61~67
- 孙若昧, 刘福田, 刘建华. 1991. 四川地区的地震层析成像[J]. 地球物理学报, **34**(6): 708~716
- 苏有锦, 秦嘉政. 2001. 川滇地区强震活动与区域新构造运动的关系[J]. 中国地震, **17**(1): 24~34
- 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
- 闻学泽. 1995. 活动断裂地震潜势的定量评估[M]. 北京: 地震出版社, 150
- 熊绍柏, 滕吉文, 尹周勋, 等. 1986. 攀西构造带轴部地区地壳与上地幔的结构的爆炸地震研究[J]. 地球物理学报, **29**(3): 235~245
- 熊绍柏, 郑晔, 尹周勋, 等. 1993. 丽江—攀枝花—昭通地带二维地壳结构及其构造意义[J]. 地球物理学报, **36**(4): 434~444
- 杨智娴, 陈运泰, 郑月军, 等. 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, **33**(增刊): 129~134
- 尹周勋, 熊绍柏. 1992. 西昌—渡口—牟定地带二维地壳结构的爆炸地震研究[J]. 地球物理学报, **35**(4): 451~458
- 云南省地震局滇西地震预报试验场. 1998. 一九九六年丽江地震[M]. 北京: 地震出版社, 188
- 赵殊, 张润生. 1987. 四川地区地壳上地幔速度结构的初步研究[J]. 地震学报, **9**(2): 154~166
- 赵殊, 范军, 郑斯华, 等. 1997. 龙门山断裂带地壳速度结构和震源位置的精确修定[J]. 地震学报, **19**(6): 615~622
- Aki K, Lee W H K. 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes. Part 1. A homogeneous initial model[J]. *J Geophys Res*, **81**: 4 381~4 399
- Calvert A, Sandvo E, Seber D et al. 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography[J]. *J Geophys Res*, **105**: 10 871~10 898
- Crosson R S. 1976. Crustal Structure modeling of earthquake data, Part 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *J Geophys Res*, **81**: 3 036~3 046
- Roecker S W. 1982. Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: Possible evidence of subducted crust[J]. *J Geophys Res*, **87**: 945~959
- Roecker S W, Yen Y H, Tsai Y B. 1987. Three-dimensional P and S wave velocity structure beneath Taiwan: Deep structure beneath an arc-continent collision[J]. *J Geophys Res*, **92**: 10 547~10 570
- Roecker S W, Sabitova T M, Vinnik P L, et al. 1993. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien Shan[J]. *J Geophys Res*, **9**: 15 779~15 795
- Tarantola A, Valette B. 1982. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion[J]. *Rev Geophys Space Phys*, **20**: 219~232
- Waldhauser F, Ellsworth W L. 2000. A double difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **90**(6): 1 353~1 368

EARTHQUAKE RELOCATION AND THREE-DIMENSIONAL CRUSTAL STRUCTURE OF P-WAVE VELOCITY IN CENTRAL-WESTERN CHINA

Yang Zhixian¹⁾ Yu Xiangwei¹⁾ Zheng Yuejun²⁾ Chen Yuntao¹⁾
Ni Xiaoxi³⁾ Winston Chan³⁾

1) Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China

2) Institute of Crustal Dynamics, China Seismological Bureau, Beijing 100085, China

3) Washington Geophysical Center, Multimax, Inc, MD 20774, USA

Abstract: A simultaneous inversion of earthquake relocation and three-dimensional crustal structure of P-wave velocity in central-western China (21°N to 36°N , 98°E to 112°E) is performed in this paper. The crustal P-wave velocity model and the earthquake relocation for this region are obtained using Pg and Sg phase readings of 9988 earthquakes during 1992 to 1999 recorded at 193 seismic stations in central-western China by SPHYPIT90 and SPHREL3D90 programs. A lateral inhomogeneous structure of P-wave velocity in this region is obtained. An obvious contrast of P-wave velocities is revealed on both sides of the active fault zones. The relocated epicenters of 6459 events show clear lineation along active faults, which indicated a close correlation between the seismicity and the active faults in this region. The focal depths of 82% relocated events range from 0 to 20 km, which is in good agreement with that from the double-difference earthquake location algorithm.

Key words: simultaneous inversion; 3-D P-wave velocity structure; earthquake relocation; central-western China