

2014年云南鲁甸6.5级地震震源位置及震源区速度结构联合反演^{*}

赵小艳, 孙楠

(云南省地震局, 云南 昆明 650224)

摘要: 利用震源位置和速度结构的联合反演, 得到了2014年云南鲁甸6.5级地震序列的震源位置及震源区速度结构。结果表明, 鲁甸地震序列呈共轭分布, 余震主要分布在NNE向包谷垭—小河断裂上, 另一小部分分布在近EW向的共轭未知断裂上。震源深度剖面结果显示包谷垭—小河断裂是一个走向NNW、高倾角、且倾向为SWW的断裂。震源区地壳结构复杂, 存在大面积高速区, 地震主要分布在P波速度较高的地区。

关键词: 云南鲁甸6.5级地震; 地震序列; 联合反演; 震源位置; 速度结构; 高速区

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2014)04-0523-09

0 引言

2014年8月3日16点30分, 云南昭通市鲁甸县发生6.5级地震(27.1°N, 103.3°E)。地震震中位于鲁甸县城西南, 震中发育有NE向的连峰山断裂、昭通断裂和近NS向的则木河断裂、小江断裂、安宁河断裂、元谋—绿汁江断裂。根据主震震源机制解、余震空间分布、区域地质构造、地震烈度、强地面运动记录等资料, 分析认为此次地震的发震断层是NNW向包谷垭—小河断裂, 该断裂是NE向昭通—鲁甸断裂系的NW向次级走滑断层, 均属于小江断裂系(徐锡伟等, 2014)。

昭通—鲁甸断裂北东起于彝良牛街西, 向南西经昭通、鲁甸止于牛栏江西南。平面上由新寨—马海边断裂、鲁甸断裂、罗马口断裂呈右阶雁列式展布。全长约160 km, 总体走向30°, 倾向南东, 倾角60°~80°(谢英情等, 2006)。震源机制解(成尔林, 1981)反映NE向昭通、莲峰断裂带则表现出右旋走滑兼逆冲、或者以逆冲为主要错动方式, 其活动与变形的动力源是直接来自大凉山次级块体的南东向运动, 而间接来自川滇块体的南南东向运动(闻学泽等, 2013)。该断裂历史活动以5.0~5.8级地震为主, 强度不大。但近十年来, 该构造带及其附近发生的中强地震明显增

多, 分别发生2003年云南鲁甸 $M_s5.0$ 和 $M_s5.1$ 地震、2004年鲁甸 $M_s5.6$ 地震、2006年盐津两次 $M_s5.1$ 地震、2012年彝良 $M_s5.7$ 、 $M_s5.6$ 地震和本次鲁甸 $M_s6.5$ 地震。隶属于昭通—鲁甸断裂系的包谷垭—小河断裂历史上没有 $M \geq 5.0$ 地震记录, 最大地震为1989年8月6日鲁甸4.4级地震。本次地震是该断裂及其所处大断裂系的最大地震。

鲁甸地震序列精定位结果显示地震并不是发生在震区显著大断裂上, 而是包谷垭—小河断裂, 该断裂规模很小, 以往对此断裂的研究程度很弱。随着层析成像技术的发展, 利用地震体波、面波资料, 并结合层析成像技术可以获得地下的速度结构, 这些研究结果有助于进一步了解地震的发震构造(张杰卿等, 2009)。在地震层析成像过程中加入震源项, 进行震源和速度结构的联合反演可在提高定位精度的同时并得到速度结构。该方法已经成功应用于诸多地震序列和区域地震定位的研究中(周龙泉等, 2007, 2009; 马宏生等, 2008; 叶秀薇等, 2013)。本文采用震源位置和速度结构的联合反演方法(周龙泉等, 2006)分别对2014年云南鲁甸6.5级地震序列的震源位置以及余震区的速度结构进行反演, 通过研究地震序列的分布特征以及震源区速度结构特点, 探讨2014年云南鲁甸6.5级地震震源区的介质性质及地震发生的深部环境。

^{*} 收稿日期: 2014-09-19.

基金项目: 国家“十二五”科技支撑计划(2012BAK19B01-07)资助.

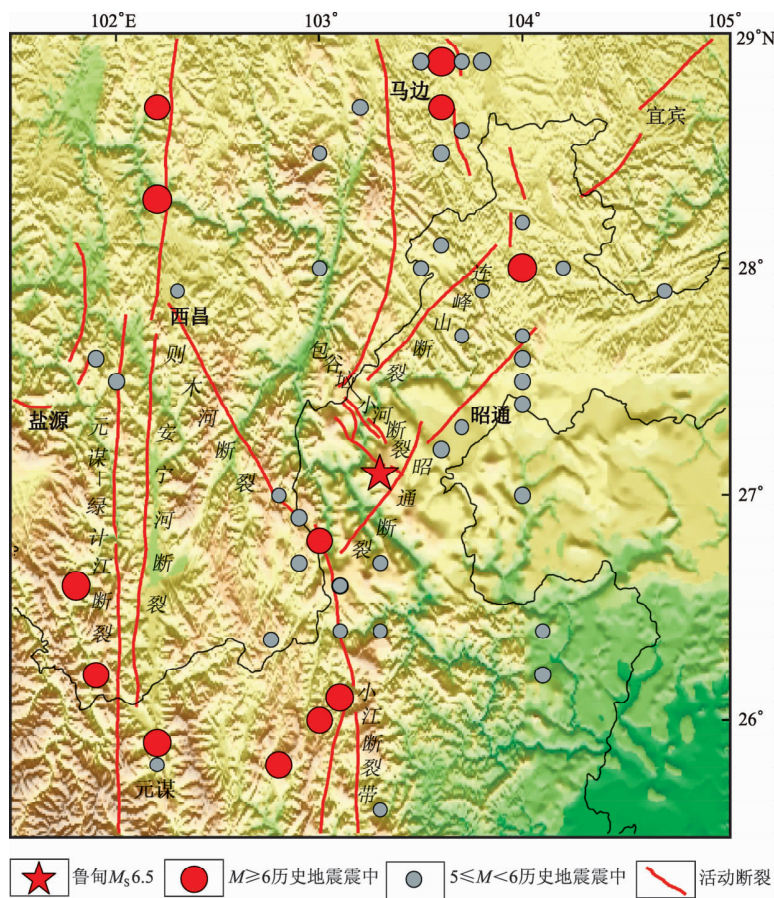


图 1 云南鲁甸 6.5 级地震发震构造与历史地震分布

Fig. 1 Seismogenic structure of Yunnan Ludian $M_s6.5$ earthquakes and distribution of historical earthquakes

1 数据资料和初始模型

1.1 数据资料

2014 年云南鲁甸 6.5 级地震发生后, 云南省地震局在余震区布设了由 3 套数字测震仪组成的小孔径流动数字台网, 该流动数字台自 8 月 4 日 15 时 52 分开始观测。其后, 又从昭通市小孔径测震台网和中国地震局地球物理研究所巧家台阵测震台中分别选取了 3 个和 5 个测震台进行组网观测, 加上云南省区域地震台网中心原有的固定台站, 为我们提供了丰富的地震波到时数据。

考虑到整个序列地震数量不多, 为提高反演精度, 进行速度结构反演时扩大了研究时段及研究区域。共选用 2009 年 1 月 1 日至 2014 年 8 月 12 日组网观测台站记录的 $M \geq 1.0$, 且同时被 3 个以上台站记录的地震事件, 最终有 2 369 次地震事件参与反演, 其中参加反演的 P 波到时 14 791 个, S 波到时 15 657 个, 其中鲁甸 6.5 级地震序列共有

651 次地震参与反演, 共计 P 波到时 4 518 个, S 波到时 4 430 个。

地震与台站射线分布图(图 2)显示, 受地震分布、台站分布影响, 研究区内射线密度较高, 但高低不一, 因此进行速度结构反演时不能进行等间距网格划分, 而需根据射线密度进行适当调整。

1.2 初始速度模型

云南地区的地壳速度结构已有不少研究结果(陈培善等, 1990; 王椿镛等, 1994, 2002; 何正勤等, 2004), 结合在云南实施的人工地震测深研究结果(胡鸿翔等, 1986; 尹周勋等, 1987; 熊绍柏等, 1986, 1993), 选定了研究区成像的一维参考速度模型, 如表 1 所示。

表 1 本文使用的初始地壳 P 波速度模型

Tab. 1 Initial crustal velocity model of P wave in this study

| 深度/km | -3 | 2 | 5 | 18 | 40 |
|-------------------------------------|------|------|------|------|------|
| 速度/ $\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$ | 4.30 | 5.10 | 6.10 | 6.50 | 7.50 |

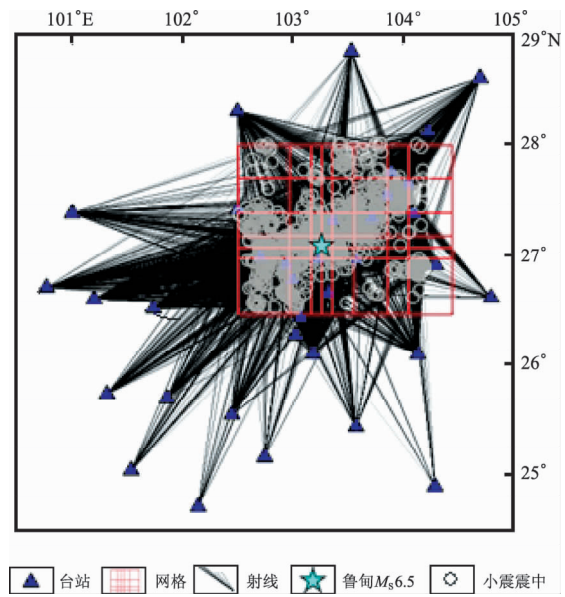


图 2 研究区地震、台站、射线分布及网格划分
Fig. 2 Distribution of the earthquakes、seismic stations、rays between earthquakes and stations and the grid division in the study area

用网格方法对速度模型参数化，在平面方向上将研究区域水平面划分成如图 2 所示的网格，垂直方向上的划分如表 1 所示。在模型中速度结构用连续函数表示，网格内任意一点的速度用内插方式计算 (Zhao *et al.*, 1992)。

2 分析方法

本文采用的是震源位置和速度结构联合反演

方法，(刘福田，1984；周龙泉等，2007，2009)，笔者仅对计算过程作简要说明。

进行三维 P 波速度结构反演前，笔者进行了检测板分辨实验，以确定在上述台站、地震的数据和网格化条件下，保证速度结构结果具有可靠的分辨，并将此模型参数化数据作为正式三维 P 波反演的模型化参数。该方法的基本原理是在给定速度模型参数基础上，对各节点正负相间进行扰动，然后根据实际射线分布，通过正演计算得到理论走时数据；将理论走时数据加上一定随机误差 (本文取 $\pm 3\%$) 后作为观测数据进行反演，要求反演方法与实际成像过程中的方法一致；最后比较反演结果和检测板的相似程度，作为解的可靠性的估计。

根据实际射线分布，通过正演计算得到理论走时数据，将理论走时数据加上一定随机误差后作为观察数据进行反演，比较反演结果与检测板的相似程度，作为解的可靠性估计。结果表明，在鲁甸 6.5 级地震震源区及 2012 年彝良 5.7、5.6 级地震震源区，由于地震和台站密度较高，在上地壳 3 ~ 18 km 深度解的分辨率符合预期，本文分别给出了 5 km、18 km 深度的检测板结果如图 3 所示，更浅和更深的深度，由于地震数目少，穿过研究区的射线少，检测板结果不理想。

联合反演中速度参数和震源参数是相互耦合的，用正交投影算子 (刘福田，1984) 对其进行解耦后，速度扰动量的确定仅与震源位置的初值有关，而震源位置扰动量则与速度扰动量明显有

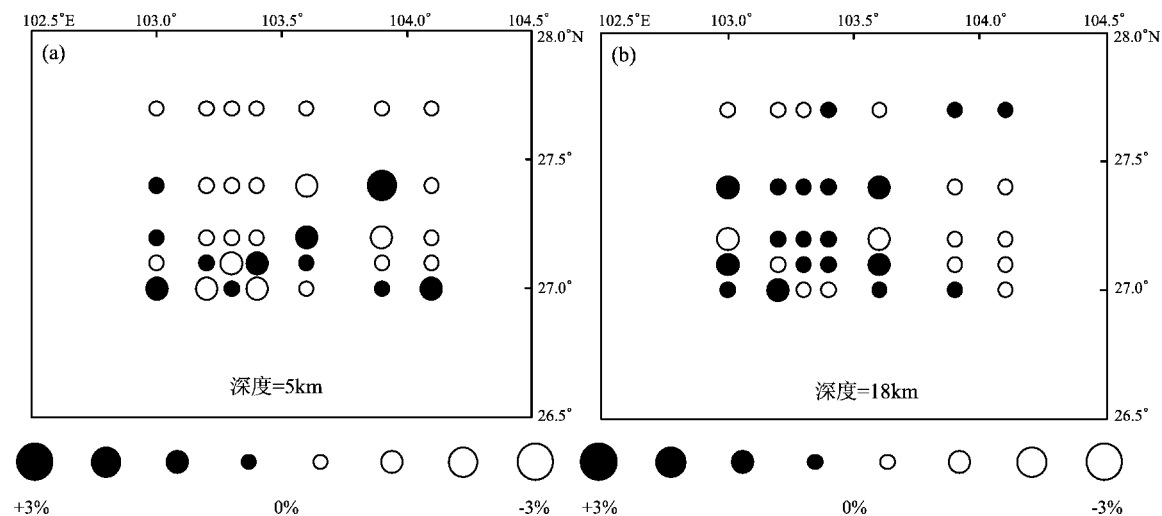


图 3 P 波检测板分辨实验在深度为 5 km (a)、18 km (b) 的检测结果
Fig. 3 Test result at depth of 5 km (a) and 18 km (b) in check board resolution test of P wave

关。因此,联合反演过程中先确定研究区的速度结构参数,再确定震源参数,从而消除了速度结构的不确定性对定位精度的影响。同时这种方法可以利用速度结构对地震的分布特点进行解释,同时有利于探讨地震的产生机制(周龙泉等, 2007, 2009),便于认识鲁甸 6.5 级地震的发震断裂及断裂的介质特性。

地震定位精度除了受地震台网的布局、可用定位的震相和地震波到时读数的精度的影响外,还主要受到速度结构的影响。周龙泉等(2009)曾对 Giger、双差和联速度结构联合定位方法进行对比研究,结果显示在联合反演过程中,先确定研究区的速度结构参数,再确定震源参数,可以一定程度上消除速度结构的不确定性对定位精度的影响。因此,通过震源位置和速度结构的联合反演可以有效提高地震定位的精度。

本文在速度结构反演中,采用逐步迭代反演方式。首先利用鲁甸 6.5 级地震序列的到时数据,以初始速度模型为基础(表 1),采用 LSQR 方法确定鲁甸 6.5 级地震后震源区的速度结构及其序列的位置。

3 定位结果分析

经过 5 次迭代反演后,得到了鲁甸 6.5 级地震

序列的震源位置,图 4 给出了定位前后鲁甸 6.5 级地震序列的震中分布。从图中可以看出,联合定位后的震中分布线性更好,NNE 向的地震更加收敛于包谷垭—小河断裂。张勇等(2014)对鲁甸地震的震源破裂过程研究结果显示鲁甸地震存在优势破裂方向,不同于中小地震的以震源为中心的圆盘型破裂模式,联合定位后的线性优势分布特征与这一结果相符。同时可以看出余震分布呈现出明显的共轭分布特征,其中绝大多数余震分布在 NNE 向包谷垭—小河断裂上,其次主要分布在近 EW 向的共轭未知断裂上,与王未来等(2014)利用双差定位给出的鲁甸地震序列具有两个优势分布方向的特征一致。

根据序列共轭分布的特征,分别选取如图 4b 所示的 AB、CD 两个剖面,分析地震活动与断裂之间的相互关系。沿剖面 AB 可见,地震沿着包谷垭—小河断裂分布在约 15 km 的范围内(图 5a),而沿着 CD 剖面的地震展布范围较小,约 8 km(图 5b),表明地震主要沿着包谷垭—小河断裂分布。沿着 CD 剖面靠近 C 端的地震主要表示 EW 向共轭地震的分布,靠近 D 端的地震可以勾勒出一个倾角为 70° 的破裂面,与主震震源机制走向 SSE 节面的 69° 倾角较为一致,表明包谷垭—小河断裂是一个高倾角且倾向为 SWW 的一个断裂。此外,地震震源深度分布在 3 ~ 17 km 范围内,8 月 5 日以后

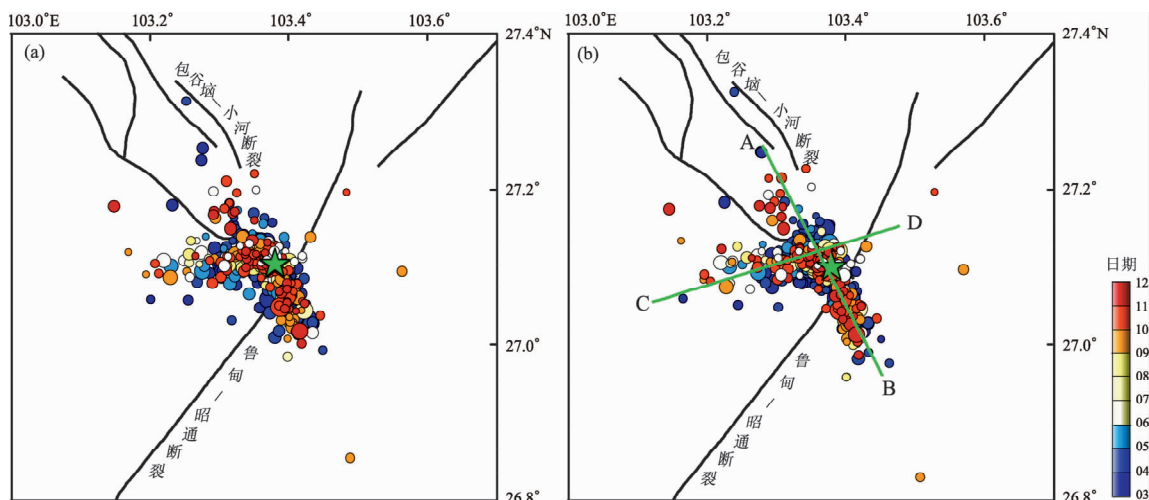


图 4 联合反演定位前 (a)、后 (b) 鲁甸 6.5 级地震序列震中分布
(原点表示余震震中,大小与震级成正比;绿色五角星表示主震震中位置)

Fig. 4 Distribution of the epicenters of Ludian $M_s 6.5$ sequence before (a)、
after (b) simultaneous inversion relocation
(solid circles denote epicenters of aftershocks, circle size is proportional to its
magnitude; green star denotes the epicenter of the mainshock)

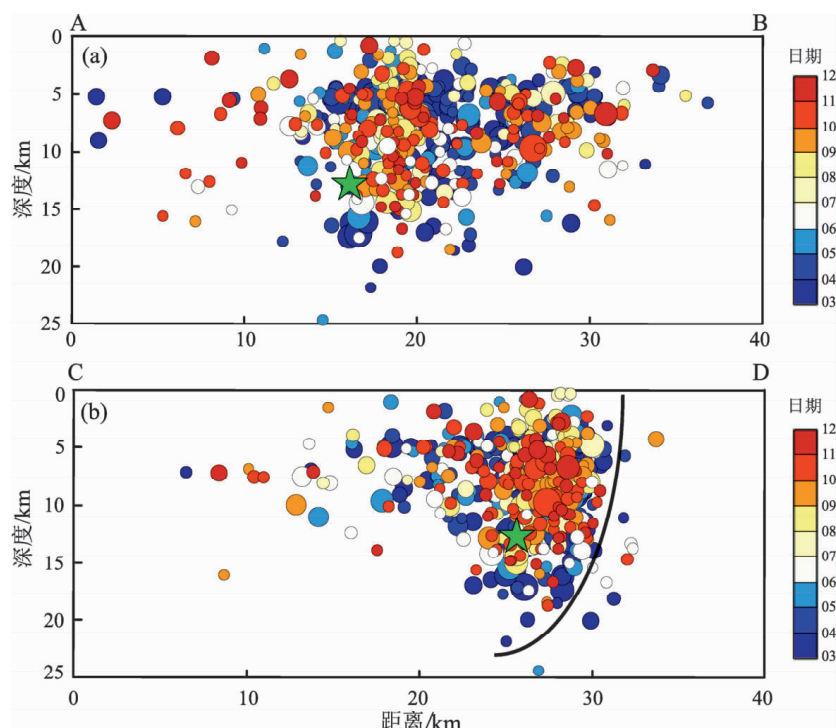


图5 震源深度沿着 AB (a)、CD (b) 的分布
(原点表示余震震中, 大小与震级成正比; 绿色五角星表示主震震中位置)

Fig. 5 Focal depths along the sections AB (a), CD (b)
(solid circles denote epicenters of aftershocks, circle size is proportional to its magnitude;
green star denotes the epicenter of the mainshock)

的地震定位使用了震区3个流动台的数据, 可以看出地震深度分布从发散到集中的现象, 较深 (> 18 km) 和较浅 (< 5 km) 的地震明显变少, 表明流动台的数据对深度有较好的约束。从 AB、CD 两个方向余震分布时间演化过程来看 (图4、5), 主震发生后余震分布即显示出共轭分布特性, 沿着 AB、CD 方向均有地震分布。随着时间推移, 沿 AB 方向的余震显著增多, 而沿 CD 方向的余震活动水平相对较低。

从图5给出的沿着 AB、CD 剖面余震深度分布随时间的变化可以看出, 主震后绝大多数余震分布主震上方, 这与张勇等 (2014)、刘成利等 (2014) 给出的鲁甸地震的破裂过程相符, 即破裂从震源处开始、向浅部地表处扩展。

4 速度结构特征

震源深度结果显示震中主要分布在 3 ~ 17 km 范围内, 为此, 我们给出了 3、5、10、15 km 4 个深度的震区速度结构及震中分布。从反演结果看, 深度较浅时 (3、5 km) 研究区存在大面积的高速

区, 且地震主要分布在 P 波速度较高的地区, 其中鲁甸 6.5 级地震序列和 2012 年彝良 5.7、5.6 级地震序列震源区都为高速体。这与刘瑞丰等 (1993) 认为云南地区 $M \geq 5$ 的大部分地震都发生在速度梯度较大的地方, 特别是高速、低速的过渡地区, 低速区地震很少这一结论相符。这可能是因为高速区多属地壳脆性介质, 易于造成应力集中, 导致发生地震; 反之, 低速区则可能代表破碎程度较高、富含流体或温度较高区域, 因而更倾向于产生无震变形 (田有等, 2007)。3、5、10 km 深度的速度结构均显示在鲁甸震区及其以北地区存在一条 NNW - NS 和近 EW 向的高速区, 与鲁甸地震的共轭地震的分布相符, 这些高速区的分布反映了鲁甸地震的孕震区速度结构。随着深度的加深, 高速区不断缩小, 在 15 km 深度, 仅鲁甸 6.5 级地震震区及其以北的小部分地区存在一定的高速区。

从图6中还可以大致看出该区主要大型活动断裂的影像, 断裂都处于高速岩体与低速岩体的边界上, 即断裂两边存在明显的速度差异。昭通—鲁甸断裂、莲峰山断裂、包谷垭—小河断裂在 3、

5 和 10 km 深度影像明显,而包谷垱一小河断裂直至 18 km 仍然十分清楚,可能是受该深度分辨率的影像所致。

部分研究结果显示,三维速度结构显示的高速体的高低速过渡带可能是未来强震震源区:孙若昧和刘福田(1995)发现,京津唐地区地壳内大震大多分布在高速内或高速块体与低速块体相交地带偏高速体的一侧;2009 年姚安 6.0 级地震及其余震主要分布在高低速过渡带及高速体一侧(王长在等,

2011);周龙泉等(2007)发现在 2003 年大姚地震前震源区附近形成一条北北西向的高、低速交界带,震源位于交界带的高速体一侧;1885~1999 年发生在日本地壳内的大地震几乎都位于由层析成像结果所解释的低速带和高速带的边界上(Zhao *et al.*, 2002);另外,闻学泽在 2012 年 2 月测震学科培训班上指出,凹凸体的表现之一为断层面上的相对高速体部位。因此,我们要关注鲁甸 6.5 级地震后未来在 B 端发生强震的可能。

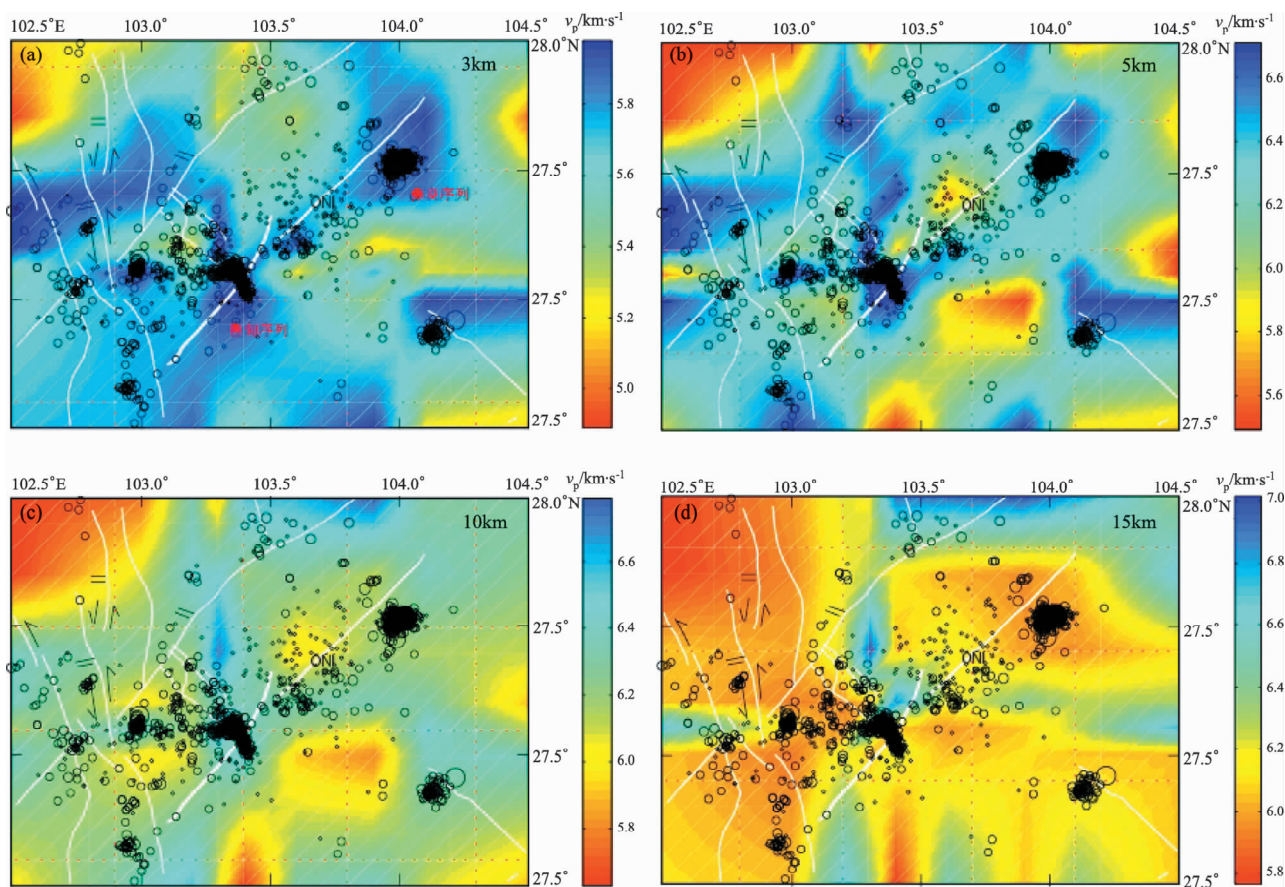


图 6 研究区不同深度 P 波速度及震中分布

Fig. 6 Distribution of P-wave velocity and epicenters at different depth in the study area

选取如图 4b 所示的 AB、CD 两个剖面,做深度剖面的速度结构与震中分布图(图 7)。沿着 AB 剖面的深度结构显示在 18 km 深度为一相对低速带,余震的分布截止于低速区的顶部。黄金莉等(2001)分析川滇地区强震活动与速度结构关系认为,大部分构造型强震发生在由大断裂勾画的块体边界上,而那些发生在非大断裂附近的强震下部存在低速带或由低速带向高速带过渡的部位,表明川滇地区下部低速层是其上部中强震的一个

重要构造背景。沿着 CD 剖面的深度结构显示在距离 C 端 20 km 左右存在一个高速区,沿着 CD 剖面的余震正好终止于这一高速区,表明此次鲁甸 6.5 级地震的破裂遇到了此高速区的阻挡。越过此高速障碍物,在高低速交界地区又有地震零星分布。裴顺平等(2012)利用二维层析成像方法获得了玉树地区 Pg 波速度横向变化和各向异性,结果显示 2011 年玉树 7.1 级地震发生在高速异常区内,这一现象与本次鲁甸 6.5 级地震极为相似。

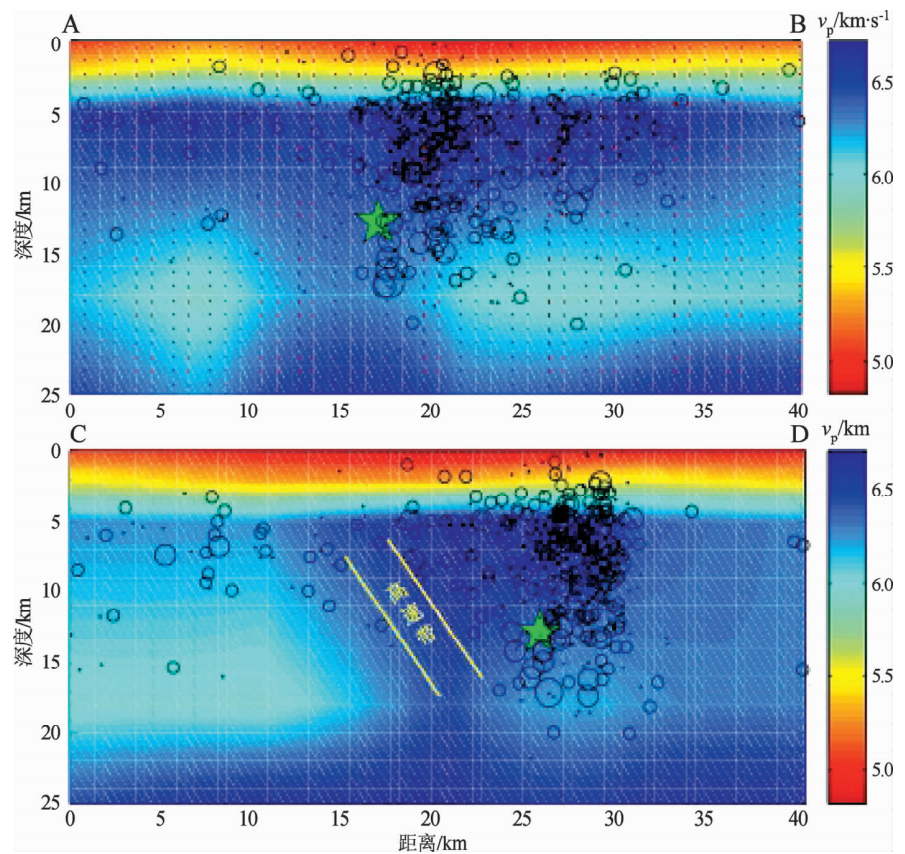


图 7 鲁甸地震震源区 P 波速度垂向图

Fig. 7 Distribution P-wave velocity in vertical in Ludian hypocentral region area

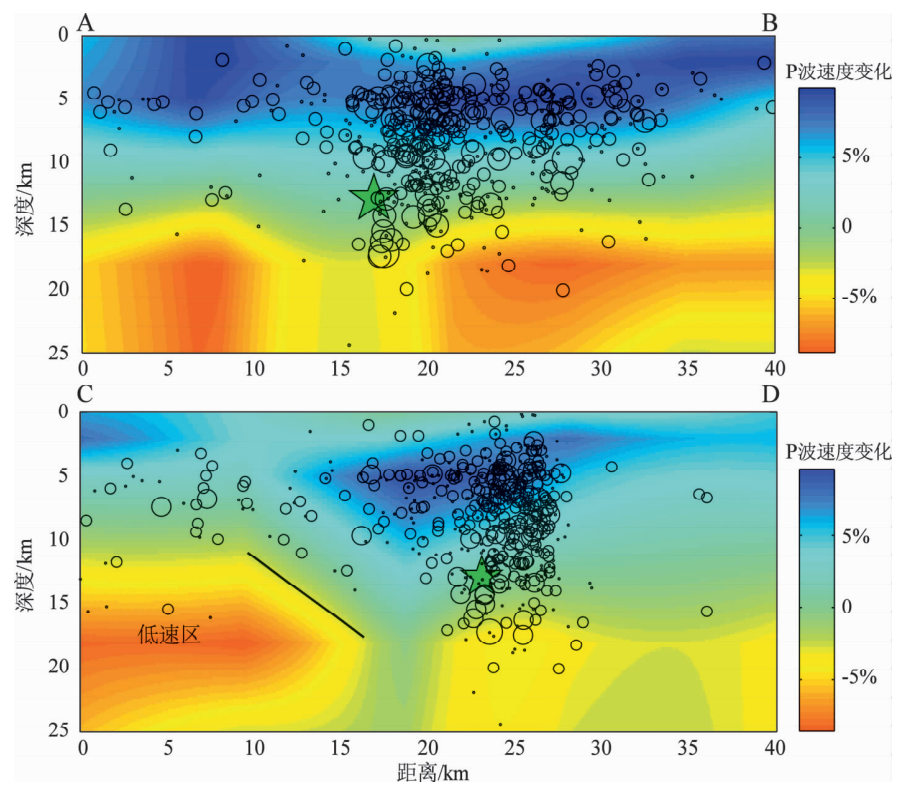


图 8 鲁甸地震震源区 P 波速度垂向变化图

Fig. 8 Vertical change of P-wave velocity in Ludian hypocentral region area

由于垂向速度差异较大,从图7中仅能看出震源区P波速度结构的大致分布,无法看出震源区与外围地区速度结构明显的差异性,图8给出了P波垂向速度变化图,即反演得到的速度减去初始模型给出的速度。从图8a可见,在17 km左右深度P波速度变化显著减小,但在主震正下方,速度减小的幅度明显偏小,表明地震序列发生在不同深度速度均为相对高速体内。同时可以看出在0~13 km深度范围内,沿AB剖面反演得到的速度结构相比初始速度结构明显增加,绝大多数地震发生在这一深度范围内。图8b与图7b一致,在C端的低速区内鲜有余震发生。P波速度和P波速度垂向变化结果均显示沿着包谷垭一小河断裂,从A端到B端,速度结构变化不大,无法从速度结构及其变化上给出地震集中向B端破裂的原因。

5 结论与认识

利用2009年1月1日至2014年8月12日云南数字地震台网、鲁甸地震后震区3个流动台、昭通市小孔径3个测震台及中国地震局地球物理研究所巧家台阵5个台记录的地震事件到时数据,采用震源位置和速度结构联合反演方法,反演得到了鲁甸6.5级地震序列震源位置及研究区速度结构,主要认识如下:

(1) 联合定位后的序列震中分布相比震前更加收敛于包谷垭一小河断裂,且余震分布呈现出明显的共轭分布特征,绝大多数余震分布在NNE向包谷垭一小河断裂上,另一部分地震分布在近EW向的共轭未知断裂上。

(2) 根据震源深度剖面分析,可以大致勾勒出包谷垭一小河断裂的断层分布情况,即走向NNW,高倾角且倾向为SWW的一个断裂。

(3) 速度结构反演结果表明震源区存在大面积高速区,其走向与震区主要断裂的走向相符。地震主要分布在P波速度较高的地区,其中鲁甸6.5级地震序列和2012年彝良5.7、5.6级地震序列震源区都为高速体。

参考文献:

陈培善,刘福田,李强,等.1990.云南地区速度结构的横向不均匀性[J].中国科学(B辑),(4):431-438.
成尔林.1981.四川及其邻区现代构造应力场和现代构造运动特征

[J].地震学报,3(3):231-241.
何正勤,叶太兰,苏伟.2004.云南地区地壳中上部横波速度结构研究[J].地球物理学报,47(5):838-844.
胡鸿翔,陆涵行,王椿塘,等.1986.滇西地区地壳结构的爆破地震研究[J].地球物理学报,29(2):133-144.
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):127-135.
刘成利,郑勇,熊熊,等.2014.利用区域宽频带数据反演鲁甸 $M_s6.5$ 级地震震源破裂过程[J].地球物理学报,57(9):3028-3037.
刘福田.1984.震源位置和速度结构的联合反演(T)——理论和方法[J].地球物理学报,27(2):67-75.
刘瑞丰,陈培善,李强.1993.云南及邻近地区三维速度图象[J].地震学报,15(1):61-67.
裴顺平,封彪,陈永顺.2012.玉树地震震源区Pg波方位各向异性及其意义[J].国际地震动态,(6):59.
孙若昧,刘福田.1995.京津唐地区地壳结构与强震的发生—P波速度结构[J].地球物理学报,38(5):599-607.
田有,赵大鹏,孙若昧,等.2007.1992年美国加州兰德斯地震地壳结构不均匀性对地震发生的影响[J].地球物理学报,50(5):1488-1496.
王长在,吴建平,房立华,等.2011.2009年姚安地震序列定位及震源区三维P波速度结构研究[J].地震学报,33(2):123-133.
王椿塘,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.
王椿塘,王溪莉,颜其中.1994.昆明地震台网下方的三维速度结构[J].地震学报,16(2):167-175.
王未来,吴建平,房立华,等.2014.2014年云南鲁甸 $M_s6.5$ 地震序列的双差定位[J].地球物理学报,57(9):3042-3051.
闻学泽,杜方,易桂喜,等.2013.川滇交界东段昭通、莲峰断裂带的地震危险背景[J].地球物理学报,56(10):3361-3372.
谢英情,厉建明,非明伦.2006.鲁甸震群型地震成因探讨[J].地震研究,29(增刊):459-465.
熊绍柏,滕吉文,尹周勋,等.1986.攀西构造带南部地壳与上地幔结构的爆炸地震研究[J].地球物理学报,29(3):235-244.
熊绍柏,郑晔,尹周勋,等.1993.丽江—攀枝花幔带海地幔二维地壳结构及其构造意义[J].地球物理学报,36(4):434-444.
徐锡伟,江国焰,于贵华,等.2014.鲁甸6.5级地震发震断层判定及其构造属性讨论[J].地球物理学报,57(9):3060-3068.
叶秀薇,黄元敏,胡秀敏,等.2013.广东东源 $M_s4.8$ 地震序列震源位置及周边地区P波三维速度结构[J].地震学报,35(6):809-819.
尹周勋,滕吉文,熊绍柏.1987.渡口及其邻近地区地壳浅层结构的研究[J].地球物理学报,30(1):22-30.
张杰卿,刘杰,周龙泉.2009.2000年云南姚安地震余震区的速度和衰减结构层析成像分析[J].地震,29(3):126-135.
张勇,许力生,陈运泰,等.2014.2014年8月3日云南鲁甸 $M_w6.1$ ($M_s6.5$)地震破裂过程[J].地球物理学报,57(9):3052-3059.
周龙泉,刘杰,马宏生,等.2009.2003年大姚6.1级、6.1级地震序列震源位置及震源区速度结构的联合反演[J].地震,29(2):12

- 24.

成像[J]. 地球物理学报, 49(4): 1062 - 106.

周龙泉, 刘杰, 张晓东. 2007. 2003年大姚6.2和6.1级地震前三维
波速结构的演化[J]. 地震学报, 29(1): 20 - 30.

Zhao D., Hasegawa A., Horiuchi S. 1992. Tomographic imaging of P and
S wave velocity structure beneath northeastern Japan[J]. J. Geophys
Res., 97: 19909 - 19928.

周龙泉, 刘福田, 陈晓非. 2006. 三维介质中速度结构和界面的联合

Simultaneous Inversion for Focal Location of Yunnan Ludian M_s 6.5 Earthquake Sequence in 2014 and Velocity Structure in the Source Region

ZHAO Xiao-yan, SUN Nan

(Earthquake Administration of Yunnan Province, Kunming 650224, Yunnan, China)

Abstract

The focal location of Ludian M_s 6.5 earthquake on Aug. 3, 2014 and the velocity structure model in the source region were obtained by using a simultaneous inversion method for focal location of and velocity structure. The results show that the characteristic of Ludian earthquake sequence is a conjugate rupture, the aftershocks dominantly occurred along the Baogunao-Xiaohe Fault in NNW-trending and a small part of earthquakes extended toward a blind fault in EW-trending. The section along different focal depth revealed that the Baogunao-Xiaohe Fault is a NNW strike, high dip angle and SWW rake fault. The crustal velocity structure was very complicated in the source region, and there was a large area of high velocity. The aftershocks were mainly happened in the high velocity regions of P wave.

Key words: Yunnan Ludian M_s 6.5 earthquake; seismic sequence; simultaneous inversion; focal location; velocity structure; high velocity area