中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 4 期: 538 ~ 550
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

芦山地震序列震源机制及其构造应力场空间变化

罗艳[①*], 赵里[②], 曾祥方[③], 高原[①]

① 中国地震局地震预测研究所地震预测重点实验室, 北京 100036;
② 台湾中研院地球科学研究所, 台北 11529;
③ 中国科学院大学中国科学院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049
* E-mail: luoyan.wind@gmail.com

收稿日期: 2014-07-16; 接受日期: 2014-10-16; 网络版发表日期: 2015-03-31
国家自然科学基金项目(批准号: 41104032)和地震行业科研专项项目(编号: 201308013)资助

摘要 利用近震波形拟合方法获得2013年芦山 M_s7.0地震序列共37个余震的震源机制解及其深度($3.4 \leqslant M_w \leqslant 5.1$). 大部分地震震源机制以逆冲为主, 有个别走滑型地震. 震源深度主要分布在 10~20 km 范围. 在稳定可靠的震源机制解基础上, 用阻尼线性逆推法, 划分不同间距网格, 分别计算研究区平均构造应力场. 结果表明, 芦山及其周边地区的应力状态以挤压为主, 应力性质主要为逆冲型, 但局部地区出现走滑应力性质, 最大主应力方向主体呈 NW-SE, 不同深度的构造应力性质和方向在局部地区存在一定差异. 对比分析汶川地震震源区一带的构造应力场, 龙门山断裂带西南段, 除北西向小鱼洞破裂带外(最大主压应力和最小主压应力近水平, 应力性质以走滑为主), 其应力状态基本一致, 以挤压为主, 应力性质主要是逆冲型, 有少量走滑型, 最大主应力方向与龙门山构造带近垂直.

关键词
芦山地震
震源机制解
构造应力场
余震序列

龙门山断裂带位于青藏高原东缘中部, 是构造活动强烈的青藏高原和构造活动较弱的华南块体的边界构造带, 由于印度与欧亚板块碰撞引起的地壳物质东流, 在此遇到四川盆地刚性块体阻挡, 应变能长期积累(张培震等, 2009; Royden 等, 2008), 定量计算模拟表明, 整个龙门山断裂带上地壳底部都是应力高增长率区(柳畅等, 2012). 2008 年汶川 M_s8.0 地震破裂过程中地震断裂带长达近 300 km, 几乎整个龙门山断裂带都发生了破裂, 但是西南段约 100 km 没有破裂, 余震活动也较小, 因此其上积累的应变能并没有得到释放. 汶川地震对周围断层的影响较大, 根据完全弹性和黏弹性情况下计算得到的库仑应力变化(单斌等, 2009; 邵志刚等, 2010; 石耀霖和曹建玲, 2010), 龙门山断裂带南段的库仑应力增加量约为 0.01 MPa. 秦向辉等(2013)在龙门山断裂带南段进行的原地应力测量结果也表明这一区域的最大水平主应力已达断层活动应力临界下限值, 断裂活动进入临界状态, 芦山地震正是发震断层面上剪切应力超过阈值引起的断层错动. 地震的孕育发生是地壳应变能积累超过了岩层的受力极限, 应变能快速释放, 断裂带破裂失稳的结果. 地震前是应变能长期积累的过程, 地震发生后, 地壳构造应力场将进行调整, 直到达到新的相对平衡.

地震的发生与地应力状态有直接的因果关系, 大地震的孕育和发生是在一个大区域内地应力长期积累、集中、加强的过程和在应力集中区最终导致应

中文引用格式: 罗艳, 赵里, 曾祥方, 等. 2015. 芦山地震序列震源机制及其构造应力场空间变化. 中国科学: 地球科学, 45: 538–550
英文引用格式: Luo Y, Zhao L, Zeng X F, et al. 2015. Focal mechanisms of the Lushan earthquake sequence and spatial variation of the stress field. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-5017-y

变能突然释放的结果(张培震等, 2009), 而震源机制反映了区域应力状态, 是研究区域构造应力的基础, 发震断层的属性或每个地震的震源机制对震源区周围构造应力具有一定的约束. 用震源机制解求解唯一构造应力场的方法有很多(McKenzie, 1969; Angelier, 1979, 1984; Gephart 和 Forsyth, 1984; Michael, 1984, 1987). 近年来, Hardebeck 等(2006)将阻尼因子引入到线性应力反演中, 从而发展了阻尼线性逆推法, 可以同时得到构造应力场的时空变化.

2013 年 4 月 20 日芦山 M_S7.0 级地震(以下简称芦山地震)之前, 该区域地震活动相对较弱, 无 6.5 级以上历史地震记录, 近代仅发生了 1941 年 6 月 12 日宝兴与康定间 M6.0 和 1970 年 2 月 24 日大邑 M6.2 两次 6 级以上地震. 以往对该区域的研究更多地关注于构造演化和现今地壳变形等问题. 随着数字地震记录的增多, 有条件也很有必要对地震数据进行全面的分析, 从地震学的角度为该区域构造环境和构造演化提供更多的证据. 芦山地震之后, 该区域发生了大量的余震, 而该地区也布设了方位角覆盖较好的宽频带数字地震台网, 记录到了大量的数字地震波形, 利用这些丰富的资料, 可以研究龙门山断裂带南段构造应力场时空变化.

本文收集了四川及邻省区域台网宽频带台站记录到的部分芦山地震序列波形数据, 使用近震波形反演的方法确定了芦山地震共 37 个余震($3.4 \leqslant M_W \leqslant 5.1$)的震源机制解, 包括断层面解、震源深度和矩震级, 再以震源机制解为基础数据, 将研究区域划分网格, 使用阻尼线性逆推法(Hardebeck 和 Michael, 2006)计算了芦山及周边地区构造应力场, 探讨与板块运动、块体内部相互作用及块体与断裂带相互作用相关的动力学问题.

1 震源机制解

近震波形反演是研究地震震源机制解的重要手段, 有多种计算方法(Patton 和 Zandt, 1991; Dreger 和 Helmberger, 1993; Romanowicz 等, 1993; Zhao 和 Helmberger, 1994; Zhu 和 Helmberger, 1996; Herrmann 等, 2011). 近年来还提出远震、近震联合反演震源机制解(陈伟文等, 2012), 发展了使用远震波形的 CAPtele 方法, 利用远震深度震相确认近震 CAP 可靠性研究方法(陈伟文等, 2012; Chen 等, 2013; Zhan 等, 2012). 在本文的研究中, 使用了 CAP(Cut 和 Paste)方法(Zhao 和 Helmberger, 1994; Zhu 和 Helmberger, 1996), 该方法利用近震和区域地震数据反演双力偶机制解, 将地震图分成较短周期的 Pnl(P 波及其后续震相)和较长周期的面波部分, 分别计算它们的合成波形和真实记录的误差函数, 在相关参数空间中进行网格搜索得出最佳解. 该方法考虑了距离影响进行了距离加权, 并允许 Pnl 波和面波在拟合的时候有不同的时间移动, 以减少速度模型不确定性带来的的影响, 同时在反演时给 Pnl 波和面波赋予不同的权重, 可以避免面波在反演的时候占主导作用. 该方法适用于台站方位分布较为稀疏、速度模型不是很准确的情形. 在中小地震(>M3.5)的研究中得到了广泛的应用. 尤其在确定地震深度方面, CAP 方法具有优势, 一方面 Pnl 中的 sPmP(或者 sPg)、sPn 等震相可以提供深度约束. 另外一个方面, Pnl 与面波的相对强度也可以限制深度, 因此可以较好地确定震源的矩心深度, 使用该方法在国内已经取得了一些研究成果(郑勇等, 2009; 罗艳等, 2010, 2011; 曾祥方等, 2013).

本文使用 CAP 方法分析了 2013 年芦山 M_S7.0 强震的余震序列震源机制解和震源深度, 地震目录来源于中国地震台网中心, 波形数据来源于区域台网宽频带台站记录. 不同事件根据震中距的远近信噪比的高低选用不同的台站, 一般 4 级左右的地震, P 波选用震中距在 100 km 以内, 面波选用 200 km 以内且信噪比高的台站记录, 对于 5 级左右的地震 P 波选取 150 km 以内, 面波选取 300 km 以内的台站记录. 首先挑选在上述震中距范围的台站波形, 将信噪比差的台站记录去掉, 然后将原始波形经过仪器响应改正、去均值和去线性等处理, 并将两个水平分量旋转到径向和切向分量, 截取适当长度的波形进行分析. 在波形反演过程中根据不同事件的震级大小和波形特征, 适当地调整反演参数, 比如滤波频段、Pnl 和面波各部分截取窗长、时移窗长(time shift). 单次事件要通过多次反演, 每次将理论波形和实际记录波形拟合互相关系数低、波形相差大的分量去掉后, 再进行重新计算波形拟合, 搜索最佳的震源机制解. 为保证震源机制解的反演质量, 我们仅使用理论波形和实际记录之间的波形拟合互相关系数大于 0.7 的分量, 而且保证有 5 个以上台站, 20 个以上分量满足条件参与波形反演.

理论地震图的计算使用了频率-波数法(Zhu 和

Rivera, 2002), 一维速度模型使用了图 1(a)所示的龙门山地区分层速度模型, 该模型考虑了四川盆地和川西高原的地壳结构差异, 结合人工地震和 Crust2.0 模型, 为平衡不同方向上的地震波到时差异, 采用了折衷的 46 km 地壳厚度(郑勇等, 2009). 图 1 是使用 CAP 方法反演 2013 年 4 月 20 日 11 点 34 分余震的震源机制解实例, 其中一个断层节面解的走向 221°, 倾角为 51°, 滑动角为 90°, 矩震级 M_w5.1, 震源深度为 13 km.

使用 CAP 方法, 共得到 37 个地震($3.4 \leqslant M_w \leqslant 5.1$)震源机制解, 如图 2 所示. 大部分余震的震源机制与主震相似, 总体来说整个震源破裂带以逆冲型地震占优势, 研究区从破裂带西南端到东北端都有逆冲型地震分布, 有 3 个走滑型地震(20130420: 101905, 20130420: 133635, 20130420: 160602, 其走向/倾角/滑动角分别为: 348°/31°/20°, 180°/28°/31°, 336°/53°/23°), 还有 5 个混合类型的地震(20130420: 174514, 20130420: 144320, 20130420: 093934, 20130421: 170154, 20130421: 221655, 其走向/倾角/滑动角分别为: 276°/63°/–46°, 348°/29°/47°, 0°/41°/44°, 360°/39°/52°, 10°/31°/52°). 余震的走向集中分布在 180°~210°, 滑动角集中在 70°~90°, 断层倾角分布在 30°~60°范围(图 3),

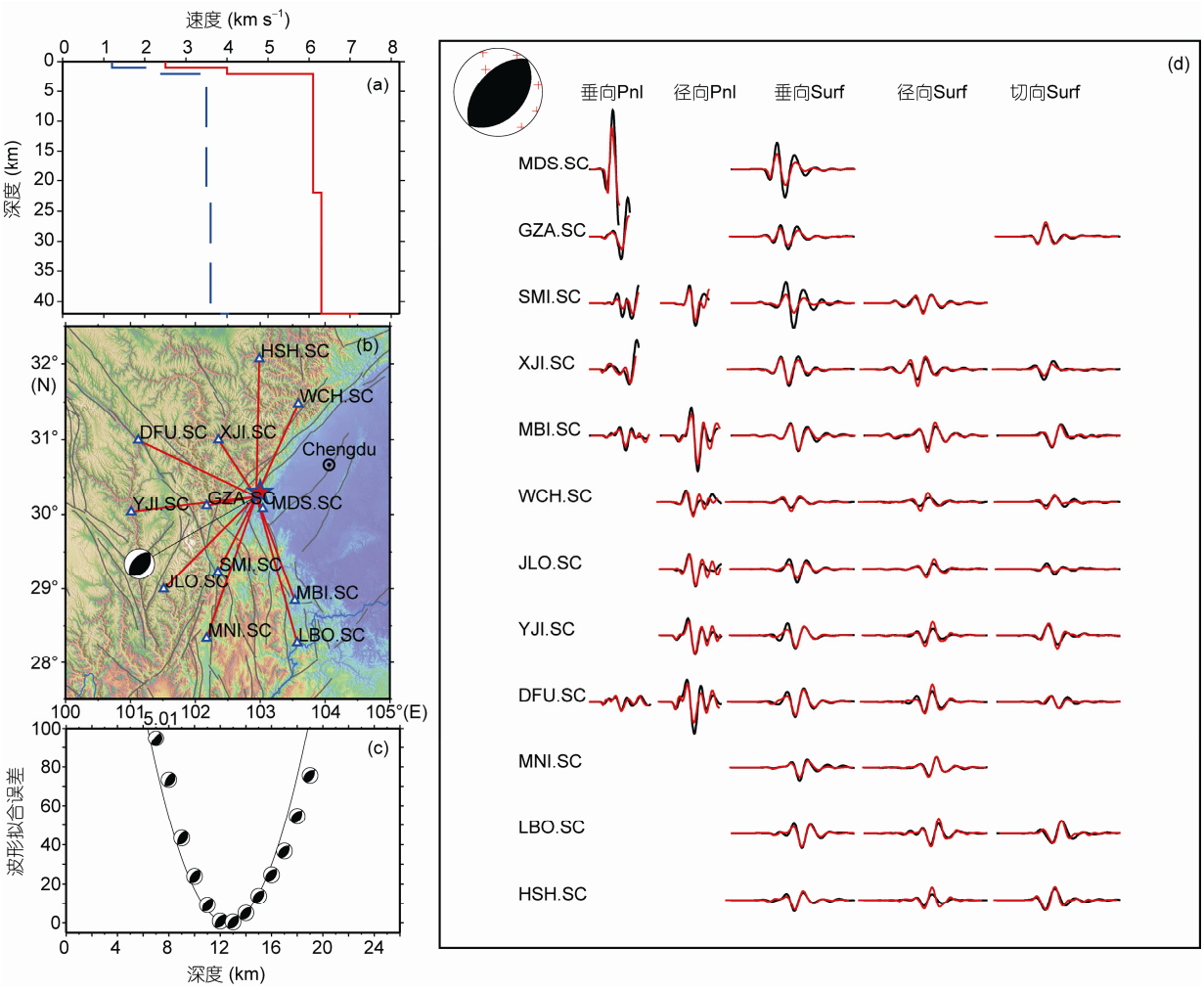


图 1　2013 年 4 月 20 日 11 点 34 分 M_w5.1 余震的震源机制解反演实例

(a) 计算理论地震图使用的速度模型; (b) 反演过程使用的台站分布; (c) 深度误差分布, 在深度空间搜索误差最小的震源机制解, 当震源深度为 13 km 时, 误差最小; (d) 最佳深度对应的理论波形与实际记录的波形拟合, 红线代表理论波形, 黑线表示实际记录波形, 最左边的字母表示台站名称

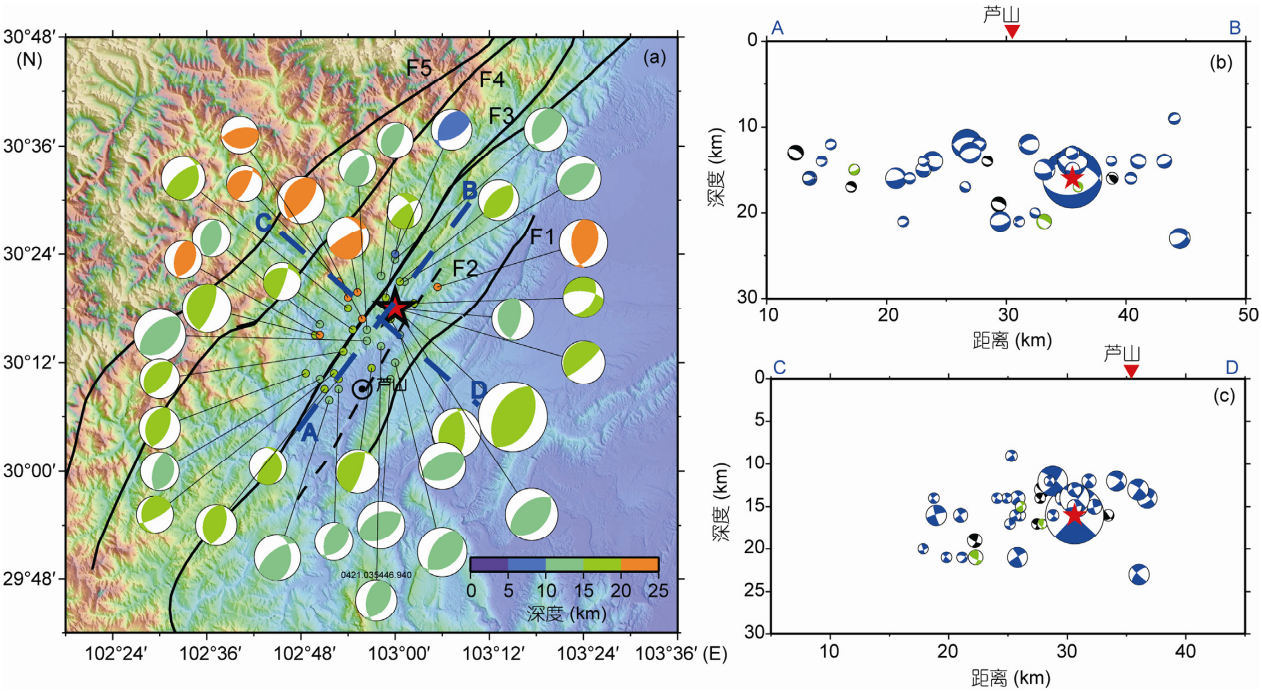


图 2　震源机制解反演结果

(a) 震源机制解平面分布, 震源球大小表示地震震级, 震源球颜色代表震源深度; (b) AB 剖面图, (c) CD 剖面图. 震源球大小表示震级, 颜色代表不同机制类型, 蓝色表示逆冲型地震(55°≤滑动角≤125°), 绿色表示走滑型地震(–35°≤滑动角≤35°或–180°≤滑动角≤–145°或 145°≤滑动角≤180°), 黑色表示混合型地震(35°<滑动角<55°或 125°<滑动角<145°或–55°<滑动角<–35°或–145°<滑动角<–125°)

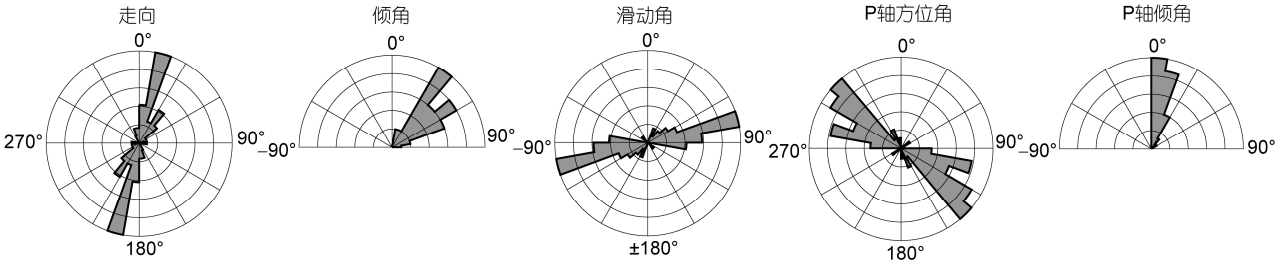


图 3　芦山地震余震走向、倾角、滑动角分布及 P 轴方位角和倾角分布玫瑰图

余震的走向集中分布在 180°~210°, 断层倾角分布在 30°~60°范围, 滑动角集中在 70°~90°, 逆冲型余震大多是发生在高倾角断层上

逆冲型余震大多是发生在高倾角断层上, 而这一地区的地质考察也表明该地存在倾角较高的断裂(杨晓平等, 1999). 20130420: 155326 地震, 其走向/倾角/滑动角为: 256°/60°/79°, 震源深度 21 km, 其走向近 E-W, 与龙门山断裂带主破裂带北东走向近垂直, 该次地震有可能是主震发生之后, 震源区应力调整引起深部东西向小断层的活动造成的. 20130421: 164538 地震逆冲兼走滑分量, 这个地震的共轭断层面, 一个是走滑, 一个是高角度的逆冲断层, 有可能是数据分辨不清引起的. 20130420: 091153 和 20130421: 173027 两个地震其走向/倾角/滑动角分别为: 181°/19°/70°和 210°/10°/70°, 倾角都小于 20°, 表现出与此次地震序列高倾角不同的低倾角特征. 其共轭断层分别为 22°/72°/96°和 50°/80°/93°. 22°/72°/96° 是一个倾向东南的高角度逆冲断层, 也有可能是一个倾向西北的 45° 左右角的逆冲断层, 也有可能是数据分辨不清引起的.

深度反演结果显示, 大多数余震分布在 10~20 km 深度范围, 有 6 个地震超过了 20 km, 20130421:

045345 地震的震源深度达到了 23 km. 整体趋势是, 龙门山断裂带东部较浅, 西部较深, 表明断裂带可能倾向西北. 同时断裂带北部较深, 南部较浅, 与余震分布趋势相近, 表明断裂带可能存在一定的分段特性. 从地震成因角度看, 震源深度是确定地壳脆性-韧性的重要指标, 是研究发震机制的关键. 对于研究区域发生的地震序列而言, 有模型认为青藏高原东缘中下地壳中的物质通道流(crustal channel flow)是汶川地震的动力来源(Burchfiel 等, 2008). 中下地壳通道流所对应的地层因为容易流动所以应力水平低, 不容易发生地震, 所以最深的地震深度有可能是地壳通道流的上界面深度. 根据本研究的结果推断, 龙门山地区上地壳为脆性, 可以孕育发生地震. 而更深处可能处于韧性状态, 无法积累足够的能量发生地震.

所确定的震源机制解对应的 P, T 轴水平投影如图 4 所示, 大部分地震的 P 轴与水平面夹角小于 35°近水平, 而 T 轴与水平面的夹角大于 55°近垂直(如图 3 中 P 轴玫瑰图所示), 地震以逆冲型为主, 也有少量走滑型地震, 其 P, T 轴都近水平. P 轴的水平投影方向主体呈 NW-SW, 近似垂直于龙门山断裂带的走向, 与 GPS 观测的地表速度场方向吻合(Shen 等, 2005; 王阎昭等, 2008; Zhang, 2013)

2 构造应力场空间变化

虽然地震震源的错动类型可以反应地壳应力与构造环境, 但是单个地震震源机制解的 P, B, T 轴代表的仅仅是单次地震破裂的等效释放应力场, 并不能代表地下实际作用的构造应力场 3 个主应力轴σ_1, σ_2, σ_3 (最大、中间、最小压应力轴)(McKenzie, 1969). 然而, 多个地震震源机制解的 P, B, T 轴在一定条件下可平均地反映某个区构造应力场的 3 个主应力轴, 用震源机制解推断构造应力场只有与某种“平均”应力状态对应才有确定含义. 有多种方法使用多个地震的断层面解来研究构造应力的空间分布(Angelier, 1984; Gephart 和 Foryth, 1984; Michael, 1984, 1987). 应力场的变化可以通过将地震划分成空间和时间上不同单元, 进而分别对每个单元进行求解.

线性逆推法假设统计地震分布地区其受力状态是均匀的, 地震断层面上的切向作用力(tangential traction)方向和断层滑移向量方向平行, 从而滑移矢量的各分量和应力张量的各分量之间可以建立起线性关系, 如果应力场在某一时空单元里是均匀不变的, 那么足够多的地震震源机制解就可以用来反演得到该时空单元里的应力张量(Michael, 1984, 1987). Hardebeck 等(2006)在应力场的线性反演中引入了时空阻尼参数, 发展了阻尼线性逆推法(DRSSI)用来反演区域尺度的应力. 在阻尼线性逆推问题中, 应力场的反演问题就变成了求下列方程的最小二乘解:

$$(G^{\mathrm{T}}G+e^2D^{\mathrm{T}}D)m=G^{\mathrm{T}}d\,, \tag{1}$$

式中, m 即为待求解的模型矢量, 包括每个网格单元

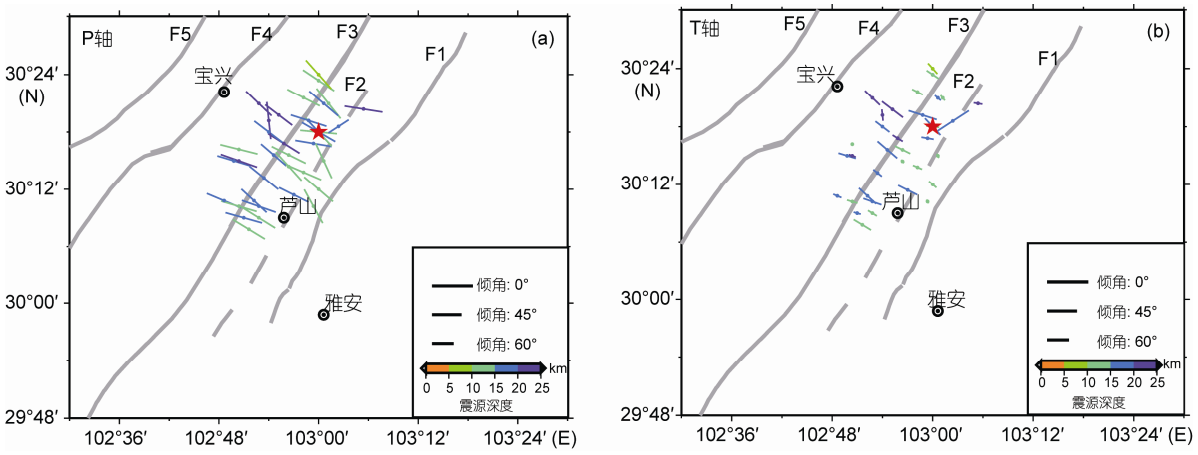


图 4 震源机制对应的 P 和 T 轴水平投影

(a) P 轴水平投影. 圆点为余震震中位置, 线段长度为 P 轴投影到水平面的分量, 当轴越接近水平时, 其倾角越小, 投影至水平面的分量就越大, 反之越小. 线段颜色代表震源深度, 灰色粗线条代表活动构造. (b) T 轴水平投影, 其线段长度和颜色意义与 P 轴水平投影图相同

应力张量, d 为数据, 包括模型相对应的网格点内地震断层面滑移矢量的各分量, G 为地震断层面法向量所定义的系数矩阵, G^{T} 为 G 的转置矩阵. 再加入一个模型平滑因子, 用来最小化相邻格点之间应力张量的差异, 因此引入一个阻尼矩阵 D. e 为阻尼系数, 代表在最小化过程中控制数据拟合差和模型长度的相对权重. DRSSI 方法无需人为的划分地震, 在使用区域地震震源机制解来反演应力的时空变化研究中是非常有用的.

我们使用 DRRSI 方法反演了芦山及周边地区的构造应力场. 由于所使用的地震时间范围短(2013-04-20~2013-04-30), 因此在时间段没有进行分段研究, 空间上尝试了划分经纬度 0.2°×0.2°和 0.05°×0.05°不同间距的网格. 在划分好网格之后, 首先要确定阻尼参数, 在反演过程中阻尼参数起到折衷调节作用, 使得观测数据与理论计算符合得最好, 同时相邻点之间的应力张量变化不太剧烈. 阻尼参数的确定使用 Zhao 等(2013)的方法, 通过设定一系列的阻尼值, 计算对应的数据拟合误差与模型长度(模型在相邻网格点之间变化剧烈程度, 受阻尼值控制), 得到一条数据拟合差和模型长度之间的折衷曲线, 再通过求解该曲线的曲率与阻尼值之间的一一对应关系, 选取使曲率最大点对应的阻尼值, 即为最优的阻尼值. 在经纬度 0.05°×0.05°的网格反演中, 我们选定的阻尼值 e 为 0.3(图 5). 经纬度 0.2°×0.2°网格反演结果显示, 最大主压应力总体呈现 NW-SE 向, 与 GPS 观测的地表速度场方向一致(Shen 等, 2005; 王阎昭等, 2008; Zhang, 2013), 但无法分辨更小尺度的局部应力场变化(图 6(a)). 通过多次测试我们最终选定经纬度 0.05°×0.05°的网格, 由于单个地震的震源机制解不但与区域构造应力场有关, 而且还受震源区局部构造条件的影响, 此外, 地震定位也存在一定误差, 因此以网格点为中心, 搜索一定半径范围内的地震作平均来代表该网格点的应力. 在本文的研究中选取了每个网格点 0.05°范围内的地震参与该网格点的反演(图 6(b)).

使用 DRRSI 方法得到每个网格点的应力张量之后, 通过计算应力张量的特征值和特征向量从而得到每个网格点内应力主轴. 芦山地震震源区及其周围的应力变化如图 6(b)所示. 实心线段代表最大主压应力轴 σ_1 的水平面投影, 其方向代表最大主压应力方向, 空心线段代表最小主压应力轴水平投影. 当最大主应力轴与垂直方向的夹角小于 35°时, 应力性质属于正断型, 用红色实心线段表示; 当中间主应力轴与垂直方向的夹角小于 35°时, 视为走滑型, 用绿色实心表示; 当最小主应力轴与垂直方向的夹角小于 35°时, 视为逆冲型, 用蓝色实心线段表示; 若皆不符合上述角度时, 则为混合类型, 用黑色实心线段表示. 图 6(b)所示较小尺度 0.05°×0.05°网格的应力分布, 最大主应力在主体呈现 NW-SE 的背景下, 应力性质和方向有一些局部变化, 在芦山以北最大主应力主体呈 NW 方向, 局部地区应力性质出现走滑型; 而芦山以南地区最大主应力方向没有表现出很好的一致性, 而是较为杂乱, 有 NW, NNW, 近 EW 方向的偏转. 但是该区域下方的地震不多(如图 6(b)的圆圈所示), 不能很好的约束应力场的反演, 因此, 这种最大主压应力场方向杂乱也有可能与数据采样不足有关.

为了考察不同深度应力状态, 我们将研究区域

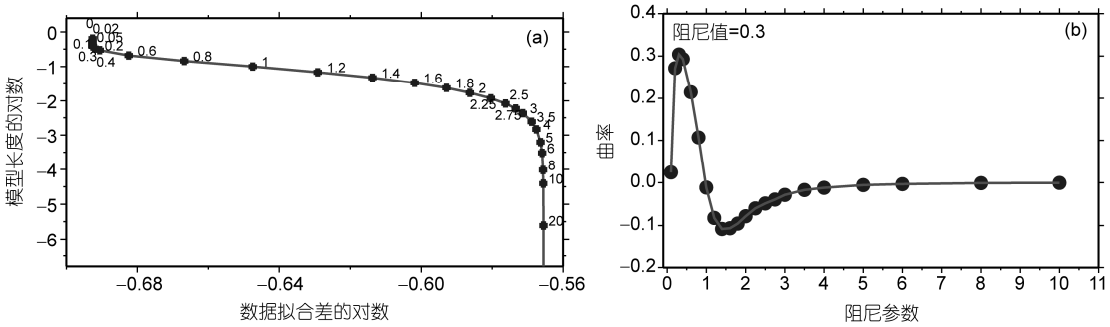


图 5　最佳阻尼值选取曲线

(a) 数据拟合差和模型长度折衷曲线. 圆点上面对应的数字为设定的阻尼值; (b) 阻尼值与折衷曲线曲率对应关系, 当阻尼值为 0.3 时折衷曲线曲率最大, 此时 0.3 即为最优阻尼值

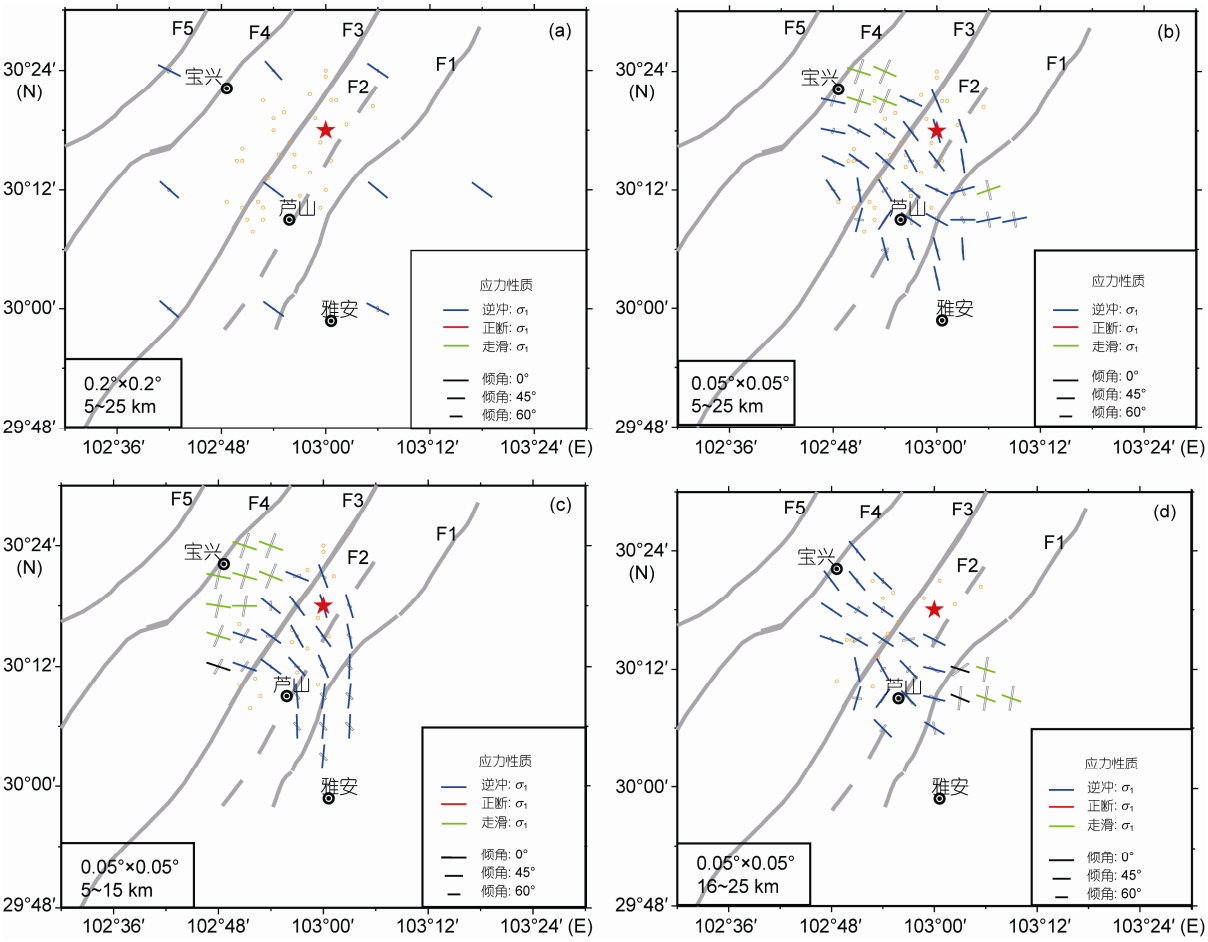


图 6　芦山地震震源区应力场空间变化

(a) 经纬度网格划分 0.2°×0.2°, 0.2°范围内地震参与每个网格点的应力反演, 黄色空心小圆点表示地震位置, 实心线段表示最大主压应力水平投影, 蓝色实心线段表示应力为逆冲性质, 绿色表示走滑, 黑色表示混合类型. 空心线段表示最小主压应力水平投影. 灰色的长线条代表活动构造. (b) 经纬度网格划分 0.05°×0.05°, 0.05°范围内地震参与每个网格点的应力反演; (c) 5~15 km 深度范围应力场分布, 经纬度网格划分 0.05°×0.05°, 0.05°范围内地震参与每个网格点的应力反演; (d) 16~25 km 深度范围应力场分布, 经纬度网格划分 0.05°×0.05°, 0.05°范围内地震参与每个网格点的应力反演

的地震按震源深度分成两组, 一组震源深度在 5~15 km 范围, 另一组震源深度在 16~25 km 范围. 图 6(c)是震源深度在 5~15 km 范围内地震震源机制反演得到的应力场, 图 6(d)是震源深度在 16~25 km 范围内地震震源机制反演得到的应力场, 两组应力场从总体上来看都是逆冲性质占主导, 最大主应力方向呈 NW-SE, 但浅部和深部的应力性质和方向在局部地区存在一些差异. 但是从两组地震的分布看(图 6(c), (d)中黄色小圆圈), 存在差异地区也正好是地震分布稀疏的区域, 有可能是过少的地震震源机制解对该区域应力场的约束不好造成这种局部的差异. 通常来说, 应力反演需要多个地震断层面参数, 尤其是阻尼线性逆推法反演区域尺度的应力在空间上进行了平滑, 这种应力场反演结果反映的应该是多个地震所反应的一种平均的结果. 因此, 该区域这种深浅部应力差异需要更多的地震震源机制来进一步验证.

3　讨论

龙门山地区地形起伏大, 东西两侧速度结构差异较大(Li 等, 2012; 李志伟等, 2011; Li 等, 2013; 郑勇等, 2013), 高频地震波传播特性较为复杂. 为了减少三维速度结构的影响, CAP 方法在计算波形互相关系数时, 允许合成地震图和实际波形记录之间有一

个时间平移, 同时采用较低频段记录进行反演, 降低了速度结构对反演结果的影响.

本文使用CAP方法得到了37个地震的震源机制解和深度, 大部分余震的震源机制与主震相似, 以逆冲性质为主, 走向主体分布在 180°~210°. 但也存在走向与主震差别较大的余震, 还有走滑型地震. 这种差异有可能与发震系统有关, 发震构造是一个逆冲断层系统, 由一个主滑脱面和之上分支多个次级断裂系统组成, 主应力释放以基底滑脱面为主, 主滑脱面运动的同时有可能带动上盘次级断层运动, 而次级断层有些可能是正向逆冲断层, 有些可能是不同走向的反逆冲断层, 还有可能走向近平行的次级断层, 在这样一个大的逆冲应力背景之下, 余震主体运动与主震有较好的一致性, 大都发生在主滑脱面上, 但发生在次级断层上的余震, 走向和性质与主震有可能不同, 因此出现这种走向近东西向或近南北向的逆冲型地震, 或走滑型地震, 这些差异有可能是主震主滑脱面运动带动次级断层运动造成的. 谢祖军等(2013)使用了 CAPJoint 方法对主震的震源机制解进行反演, 曾祥方等(2013)分别使用了 P 波初动和 CAPJoint 方法对主震的震源机制解和深度进行反演, 赵博等(2013)也得到了主震及 20 多个余震的震源机制解. 几组研究结果与我们的主震反演结果相差不大. 吕坚等(2013)使用 CAP 方法对 36 个 M_L 4.0 以上的余震震源机制解进行反演, 本文的结果与其进行了对比分析. 我们采用 Kagan Angle(1991)来定义两个震源机制解的差异. 两个震源机制解的差异总可以通过在空间坐标进行一定角度的旋转, 使两个机制解达到一致, 该角度即为这两个震源机制解旋转角度, 若旋转角度越小表示两个震源机制解越相近, 反之则差异越大. 都有解的地震共 28 个, 我们计算了两组解之间的 KA(Kagan Angle), 如表 1 所示. 大部分地震两组解的旋转角 KA 都小于 30°, 视为两组解差异不大, 仅有三次地震的 KA 超过了 30°. 我们仔细分析了这三次地震的波形拟合情况, 波形记录的信噪比较低, 可能对反演结果的稳定性和可靠性造成一定的影响.

地震的发生与一定构造应力作用下应变能的积累有因果关系, 同时构造应力还决定了断层的破裂机制. 大地震的孕育和发生是应变能积累超过了岩石强度, 应变能在应力集中区突然释放的结果. 有研究表明地震前后地壳构造应力会发生调整(郭啓良等, 2009; Wu 等, 2010). 汶川地震破裂过程中, 主要破裂集中在龙门断裂带北段, 西南段没有发生地震破裂, 余震活动也较少, 芦山地震位于龙门山断裂带南段, 因此该区域积累的应变能并没有得到释放. 静态库仑破裂应力计算表明, 2008年汶川地震引起的龙门山断裂带南段的库伦应力增加可达 0.01~0.1 MPa (Parsons 等, 2008; Toda 等, 2008; 万永革等, 2009; 单斌等, 2009; 邵志刚等, 2010). 据秦向辉等(2013)对比分析 2003, 2008 和 2010 年在宝兴、康定地区 4 个钻孔的水压致裂应力测量资料, 表明龙门山断裂带西南段, 尤其是康定地区, 地震后仍然积累有较高的地应力; 龙门山断裂西南端的最大水平主应力已经达到断层活动应力临界下限值, 断裂活动进入临界状态; 宝兴钻孔应力测量结果主压应力为 NW-SE, 本文的研究结果与此接近.

芦山地区的应力状态如何? 应力性质和主压应力的方向是怎么样的? 原地应力测量所反映的浅部构造应力和震源机制解所反映的深部构造应力状态否一致? 本文对此进行了初步的研究. 由于芦山地震之前此区域的地震活动少, 没有得到主震之前的应力状态, 本文仅分析了主震之后的应力状态. 从二维的经纬度网格 0.05°×0.05°小尺度的构造应力场反演结果看, 芦山地区的构造应力性质整体以逆冲为主, 最大主应力方向呈 NW-SE. 但局部地区的应力性质和主应力方向都存在局部变化, 在宝兴以北至西岭一带应力性质出现走滑, 宝兴以南至芦山这段区域的应力性质为逆冲为主, 最大主应力方向比较一致, 为NW-SE. 而芦山以南到雅安一带, 虽然应力性质仍然为逆冲, 但是最大主应力方向发生了一定偏转, 有偏向 NNE-SSW 的也有偏向 N-S 向, 而从三维的构造应力场反演结果也显示不同深度的构造应力存在一定差异, 这样的应力分布格局有可能与当地地质构造条件有关. 反演得到主震的震源深度(centroid depth)大约在 15 km 左右, 此次发震系统的主滑脱面有可能在15 km深度, 主滑脱面以上上盘次级块体(冲断席)在大的应力构造背景下运动, 以双石-大川断裂为界, 左边呈现 NWW 向走滑性质, 过了双石-大川断裂在另一个冲断席上运动有一定偏转, 为 NW 向, 然后到芦山隐伏断裂以南变成近 SN 向, 这样的运动存在地质构造上的让位条件. 而主滑脱面之下可能主要是次级断层的运动, 表现比较稳定, 整体表现比较一致. 但是这种变化也有可能是因为

表 1　与吕坚等(2013)反演结果对比 [a)]

发震时间	经度(N)	纬度(E)	深度(km)	M_W	走向/倾角/滑动角(°)	*深度(km)	*M_W	*走向/倾角/滑动角(°)	KA(°)
20140420:080247	103.00°	30.30°	16	6.64	210/47/90	14	6.60	209/46/94	4.85
20140420:090258	102.93°	30.28°	21	4.56	199/31/72	18	4.40	186/19/81	24.61
20140420:091153	102.83°	30.25°	16	4.72	181/19/70	15	4.60	204/14/102	12.81
20140420:092010	102.99°	30.17°	14	4.59	55/44/81	12	4.50	228/42/94	17.09
20140420:092601	102.95°	30.19°	15	4.27	19/77/81	12	4.20	152/8/42	16.66
20140420:093729	102.99°	30.28°	15	4.71	360/61/77	12	4.60	357/72/80	12.09
20140420:093934	102.86°	30.13°	13	4.47	0/41/44	10	4.30	215/54/91	27.84
20140420:101905	102.92°	30.33°	21	4.15	348/31/20	17	4.00	245/60/124	20.48
20140420:102947	102.81°	30.18°	16	4.00	197/33/82	11	3.80	186/29/83	12.52
20140420:103836	103.01°	30.25°	12	4.54	241/50/84	10	4.40	213/50/92	33.69
20140420:113416	102.94°	30.24°	12	5.06	228/51/90	14	5.00	212/50/98	21.99
20140420:151833	103.00°	30.39°	14	4.16	191/37/58	10	4.00	219/33/104	28.12
20140420:155326	102.90°	30.32°	21	3.66	256/60/79	17	3.50	266/51/80	13.06
20140420:174514	103.04°	30.31°	16	3.92	276/63/-46	14	3.80	203/61/-159	87.00
20140420:185903	103.00°	30.40°	9	3.96	207/39/60	12	3.90	253/60/124	51.15
20140420:191250	103.02°	30.35°	14	4.32	43/50/78	11	4.20	242/31/129	26.63
20140421:001435	102.85°	30.15°	16	3.97	190/36/82	12	3.80	198/24/96	14.44
20140421:023207	103.01°	30.35°	16	3.95	32/37/78	10	3.80	232/30/114	26.61
20140421:035446	102.97°	30.23°	12	4.01	190/50/71	9	3.90	192/40/78	11.53
20140421:045345	103.09°	30.34°	23	4.68	177/49/73	16	4.50	200/30/106	27.96
20140421:092932	102.91°	30.26°	17	3.62	19/80/63	17	3.50	292/20/-171	16.04
20140421:115940	103.00°	30.20°	13	4.81	210/54/75	11	4.70	213/53/99	22.37
20140421:123918	102.89°	30.22°	16	3.87	39/61/90	13	3.70	238/22/134	28.81
20140421:170525	103.00°	30.30°	14	5.07	41/41/81	10	4.90	202/40/90	27.60
20140421:173027	103.00°	30.30°	15	4.21	210/10/70	9	4.10	174/21/62	30.34
20140421:184825	103.00°	30.30°	13	4.07	170/30/69	9	4.00	203/21/106	17.91
20140421:221655	102.90°	30.30°	19	4.22	10/31/52	16	4.10	247/57/121	16.14
20140421:232523	102.84°	30.25°	21	3.66	191/51/78	17	3.60	203/30/103	27.23

a) 标有*的列为吕坚等反演结果

该区域的震源机制解数据太少不能很好约束该地区应力场, 还需要更多震源机制解数据来加以验证.

为了比较芦山地震震源区与汶川地震震源区应力场的变化, 了解龙门山西南段应力分布, 我们同时反演了部分汶川地震余震的震源机制解, 将龙门山断裂带西南段分成 A~D 四个区域进行分析(图 7). 将这四个区分别使用 LSIB(linear stress inversion with bootstrpping)线性反演方法(Michael, 1984, 1987)得到每个区域的三个应力主轴σ_1, σ_2, σ_3, 其中 $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, $0\leqslant R\leqslant 1$, 我们使用的是 2000 次 Bootstrap 重采样达到95%的置信水平(Michael, 1987). 如图 7 所示, 椭圆里橙色粗线条代表的就是相应区域平均的最大主应力轴水平投影, 旁边的圆是 LSIB 反演结果. 沿龙门山断裂带北东走向 A, B, D 区构造应力场的性质以逆冲为主, 最大主压应力轴σ_1 近水平而最小主压应力轴σ_3 近垂直, 最大主压应力轴的方向主体呈 NW-SE 方向, 大致与龙门山断裂带垂直. 而北西向小鱼洞破裂带的应力性质以走滑为主, 最大主压应力轴方向主体呈 NE-SW. 但 A, B, D 三个区域的最大主应力方向还有一定差异. A 区即芦山地震震源区, 平均最大主压应力轴σ_1的方向为 127.2°, 倾角 3.0°; B 区平均最大主压应力轴σ_1的方向为 125.3°, 倾角 9.5°; D 区平均最大主压应力轴σ_1 的方向为 102.3°, 倾角 15.3°. 显然 A 区和 B 区的最大主压应力方向更接近, 而 D 区最大主压应力方向更偏 NWW-SEE. 而 C 区北西向小鱼洞破裂带的应力性质为走滑型, 最大主压应力轴σ_1和最小主压应力轴σ_3都在近水平面, σ_1的方向为 72.7°, 倾角 4.2°.

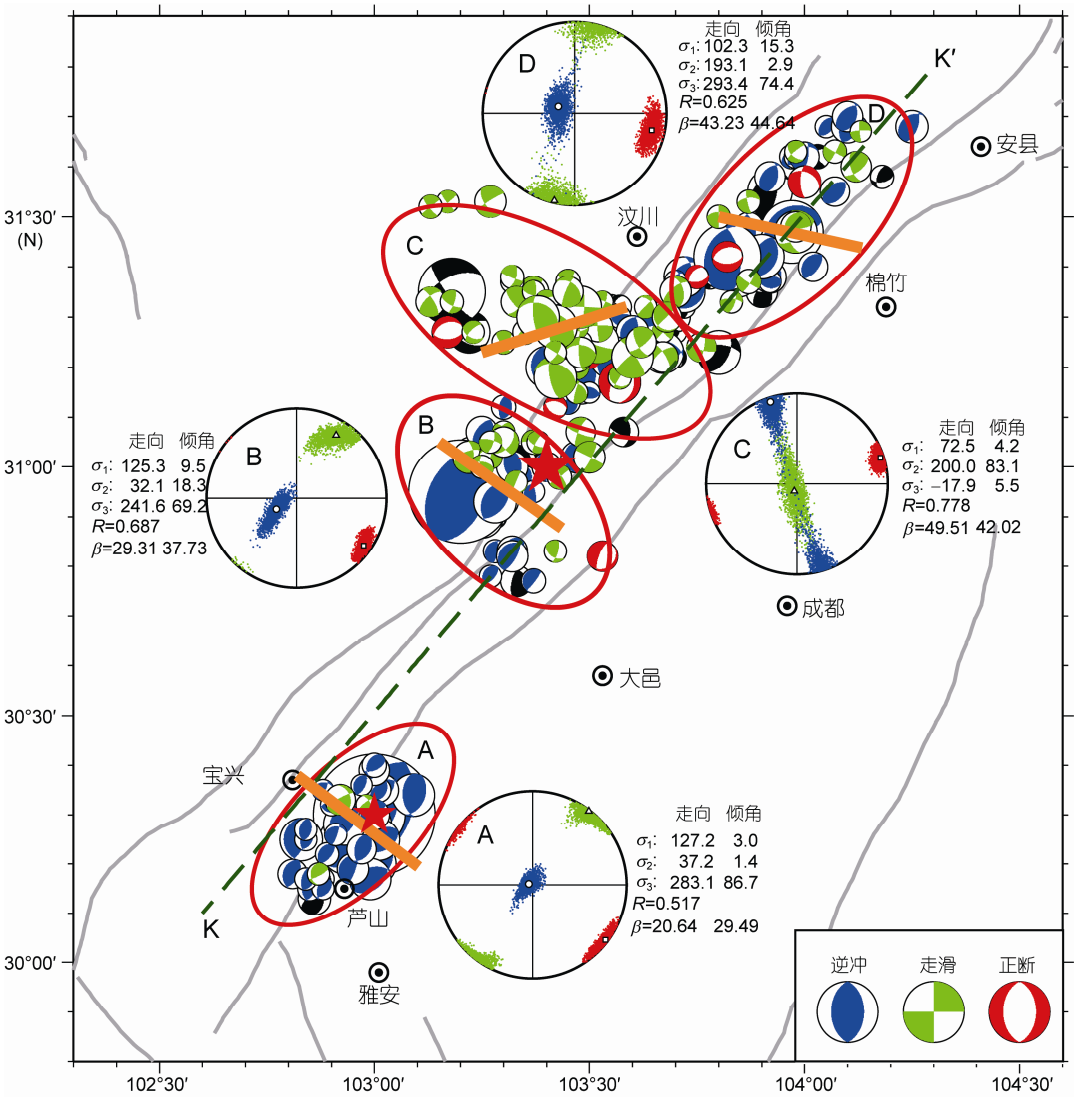


图 7　龙门山断裂带西南段平均应力

将研究区分成 A~D 四个椭圆形区域, 椭圆里橙色粗线条表示对应区域的平均最大主应力轴水平投影, 旁边的圆是 LSIB 反演结果, 红色表示最大主应力轴, 蓝色表示最小主应力轴, 绿色表示中间主应力轴反演结果

Zoback(1992)将与全球板块运动有关的大尺度变化的应力场称为一级应力场, 龙门山断裂带属于中国大陆一级应力分区边界, 位于南北地震带中段. 汶川 M_s8.0 地震之前的青藏高原地区, 现代构造应力场的主体特征为近南北-北北东方向的挤压,与印度板块的推挤方向一致. 但在青藏高原东缘地区, 主应力方向由北段的东北方向逐步变化到南段的东南方向(许忠淮, 2001; 谢富仁等, 2004). 形成该应力场最重要的动力源来自印度板块与欧亚板块的碰撞, 以及由此导致的青藏高原的隆起(许忠淮, 2001). 巴颜喀喇块体向南东方向移动, 对龙门山断裂带施加近垂直于龙门山断裂带的挤压作用, 龙门山断裂带的不同段落由于局部构造条件不同, 所受到的影响也有所区别, 断裂带西南段受强烈挤压, 主要受到东南向挤压应力作用, 目前龙门山断裂带南段(不包括北西向小鱼洞破裂带)的应力场仍保持了与一级应力场相似的特征. 有研究认为(邓起东等, 2011), 北西向小鱼洞破裂是一条调整龙门山主断裂带具有不同缩短量的构造段落的掖断裂, 由于其西南端构造段落的缩短量远大于其东北端构造段落, 所以作左旋走滑

运动, 这与我们得到的余震机制解性质一致. 北西向破裂带靠近中央断裂的东南端有部分逆冲分量, 这是由于汶川地震震源断裂西南段经受着强烈的挤压作用, 小鱼洞断裂也因此具有明显的挤压分量. 在北西向小鱼洞地震条带内, 还出现一些正断型地震, 这有可能是龙门山断裂带长期受到南东向的强烈挤压, 使断裂带的某些部位拱起, 在持续挤压作用下产生了正断性质的破裂带, 汶川大震引发了这些断裂带应力场调整, 触发了正断滑移.

构造应力场有多种研究方法, 通过地震震源机制解反演、进行原位地应力测量, 通过剪切波分裂研究等. 使用震源机制解反演, 受限于地震分布, 主要反映发震断层发震深度上的构造应力场. 采用大范围的地震资料进行研究, 可以得到板块运动产生的作用力控制下大尺度大环境的应力场. 而采用原地应力测量方法, 可以得到更浅部(数百米)的应力场. 剪切波分裂研究反映的则是台站下方直到下地壳(区域地震剪切波震相)或上地幔顶部(远震剪切震相)的平均地应力, 但是受限于台站分布. 综合其他研究成果, 对讨论本文结果可以起到一个相互补充, 相互印证的作用. 许忠淮等(2001)利用 2993 个浅源地震的地震矩张量解、404 个 P 波初动方向震源机制解和 47 个深井孔的孔壁崩落资料, 编制了东亚地区现今地壳构造应力场主应力方向和应力类型分布图, 其中也讨论了青藏高原东缘的构造应力; 谢富仁等(2011)以“中国大陆地壳应力环境基础数据库”资料为基础, 讨论了青藏高原地区的构造应力性状. 上述研究也表明龙门山断裂带西南段最大主压应力为 NW-SE 向. 剪切波分裂参数能够比较好地反映出区域应力状态及当地的局部构造特征, 尤其是对研究小尺度应力环境特征非常有效. 石玉涛等(2009, 2013)通过研究区域地震的剪切波分裂分析了龙门山断裂带地壳介质的各向异性特征, 测量得到在龙门山断裂带西南段的 MDS 台和 L5503 台下方地壳最大主压应力方向为近 NW 向; 高原等(2013)的结果显示, 芦山地震震中附近区域主压应力为 NW 方向,往西南方向渐变为近 EW 方向. 王椿镛等(2007)使用远震剪切波 SKS 震相的分裂研究了数个台站下方上地幔各向异性参数, 也得到与石玉涛等(2013)相似的结果. 综上, 不论是较大尺度还是较小尺度的应力场反演, 其他研究方法所得到龙门山西南段的构造应力性质和方向都与本文结果大体相似, 应力性质以逆冲为主, 最大主应力为 NW-SE 向. 本文的构造应力场是利用汶川地震序列和芦山地震序列震源机制解反演得到, 主要反映发震断层(龙门山断裂带西南段)附近, 发震深度(5~25 km)的构造应力场, 在这个范围内具有较高的空间分辨能力, 不仅得到了研究区二维平面的应力分布, 还得到了不同深度空间的应力分布, 比已有研究得到更小尺度更祥细的区域应力场空间分布.

4 结论

本文使用区域台网的宽频带波形记录, 利用 CAP 方法获取 2013 年芦山 M_s7.0 地震序列共 37 个地震的震源机制解及其深度($3.4 \leqslant M_w \leqslant 5.1$). 大部分地震的震源机制以逆冲为主, 走向与龙门山断裂带北东走向基本一致, 在芦山震中区西部有个别走滑分量兼逆冲型地震(20140421: 164538, 20140420: 101905), 而且出现走向与龙门山断裂带近垂直的逆冲型地震(20140420: 155326). 这有可能是芦山地震主震引起了震源区附近断层的应力调整触发其他断层活动所致. 震源深度主要分布在 10~20 km 范围, 震源深度整体趋势是, 东部较浅, 西部较深, 表明断裂带可能倾向西北. 同时北部较深, 南部较浅, 与余震分布趋势相近, 表明断裂带可能存在一定的分段特性.

在获得了稳定可靠的震源机制解之后, 使用阻尼线性逆推法(DRSSI), 划分经纬度 0.2°×0.2°较大尺度网格和 0.05°×0.05°较小尺度不同间距网格, 分别计算了的研究区二维空间应力变化. 0.2°×0.2°网格所显示的应力性质在芦山地震震源区都表现为逆冲, 最大主应力方向为 NW-SE 向约 127°, 与 GPS 观测的地表速度场方向大致相符(Shen 等, 2005; 王阎昭等, 2008; Zhang, 2013); 而 0.05°×0.05°网格显示最大主压应力在主体呈现 NW-SE 向的背景之下, 应力性质和方向有一些局部变化. 在宝兴附近局部地区出现走滑应力性质, 而且最大主应力方向在芦山以南区域发生一定 NW-SE 到 NNW-SSE 的偏转. 此外, 将研究区域的地震分成 5~15 和 16~25 km 两组, 对不同深度的应力状态进行对比分析, 两组应力场总体都是逆冲性质占主导, 最大主压应力轴方向呈 NW-SE.但浅部和深部的应力性质和方向在局部地区存在一定的差异.

对比分析芦山地震震源区和汶川地震震源区的平均地应力, 显示龙门山断裂从芦山地区南段到汶

川地区西南段, 构造应力性质以逆冲为主, 最大主压应力轴σ_1近水平而最小主压应力轴σ_3近垂直, 最大主应力方向没有大的变化, 主体呈 NW-SE 方向, 大致与龙门山断裂带垂直.

致谢 本文研究使用的近震波形反演震源机制解的 CAP 程序来源于美国圣路易斯大学的朱露培博士, 应力场反演程序(SATSI)是由 Hardebeck J L 和 Michael A J 开发, 所有图件使用由 Wessel 和 Smith 开发的 GMT 画图程序完成(http://www.globalcmt.org). 研究使用的数据来源于地震预测研究所数据中心, 在研究过程中得到了闻学泽研究员的热心指导, 图中断裂 F1, F2 及修改的 F3 来自于闻学泽研究员等地质考察队对芦山地震的现场考察, 并由博士生王琼将其数字化, 在此深表感谢.

参考文献

陈伟文, 倪四道, 汪贞杰, 等. 2012. 2010 年高雄地震震源参数的近远震波形联合反演. 地球物理学报, 55: 2319–2328
邓起东, 陈桂华, 朱艾斓. 2011. 关于 2008 年汶川 M_s8.0 地震震源断裂破裂机制几个问题的讨论. 中国科学: 地球科学, 41: 1559–1576
郭啓良, 王成虎, 马洪生, 等. 2009. 汶川 M_s8.0 级大震前后的水压致裂原地应力测量. 地球物理学报, 52: 1395–1401
高原, 王琼, 赵博, 等. 2013. 龙门山断裂带中南段的一个破裂空段-芦山地震的震后效应. 中国科学: 地球科学, 43: 1038–1046
李志伟, 胥颐, 黄润秋, 等. 2011. 龙门山地区的 P 波速度结构与汶川地震的深部构造特征. 中国科学: 地球科学, 41: 283–290
柳畅, 朱伯靖, 石耀霖. 2012. 粘弹性数值模拟龙门山断裂带应力积累及大震复发周期. 地质学报, 86: 157–169
罗艳, 倪四道, 曾祥方, 等. 2010. 汶川地震余震区东北端一个余震序列的地震学研究. 中国科学: 地球科学, 40: 677–687
罗艳, 倪四道, 曾祥方, 等. 2011. 一个发生在沉积盖层里的破坏性地震: 2010 年 1 月 31 日四川遂宁-重庆潼南地震. 科学通报, 56: 147–152
吕坚, 王晓山, 苏金蓉, 等. 2013. 芦山 7.0 级地震序列的震源位置与震源机制解特征. 地球物理学报, 56: 1753–1763
秦向辉, 陈群策, 谭成轩, 等. 2013. 龙门山断裂带西南段现今地应力状态与地震危险性分析. 岩石力学与工程学报, 32: 2870–2876
单斌, 熊熊, 郑勇, 等. 2009. 2008 年 5 月 12 日 M_w7.9 汶川地震导致的周边断层应力变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 527–545
邵志刚, 周龙泉, 蒋长胜, 等. 2010. 2008 年汶川 M_s8.0 地震对周边断层地震活动的影响. 地球物理学报, 53: 1784–1795
石耀霖, 曹建玲. 2010. 库仑应力计算及应用过程中若干问题的讨论——以汶川地震为例. 地球物理学报, 53: 102–110
石玉涛, 高原, 赵翠萍, 等. 2009. 汶川地震余震序列的地震各向异性. 地球物理学报, 52: 398–407
石玉涛, 高原, 张永久, 等. 2013. 松潘-甘孜地块东部、川滇地块北部与四川盆地西部的地壳剪切波分裂. 地球物理学报, 56: 481–494
王椿镛, 常利军, 吕智勇, 等. 2007. 青藏高原东部上地幔各向异性及相关的壳幔耦合型式. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 495–503
万永革, 沈正康, 盛书中, 等. 2009. 2008 年汶川大地震对周围断层的影响. 地震学报, 31: 128–139
王阎昭, 王恩宁, 沈正康, 等. 2008. 基于 GPS 资料约束反演川滇地区主要断裂现今活动速率. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38: 582–597
谢富仁, 崔效锋, 赵建涛, 等. 2004. 中国大陆及邻区现代构造应力场分区. 地球物理学报, 47: 654–662
谢富仁, 张红艳, 崔效锋, 等. 2011. 中国大陆现代构造应力场与强震活动. 国际地震动态, 385: 4–12
许忠淮. 2001. 东亚地区现今构造应力图的编制. 地震学报, 23: 492–501
谢祖军, 金笔凯, 郑勇, 等. 2013. 近远震波形反演 2013 年芦山地震震源参数. 中国科学: 地球科学, 43: 1010–1019
杨晓平, 蒋溥, 宋方敏, 等. 1999. 龙门山断裂带南段错断晚更新世以来地层的证据. 地震地质, 21: 341–345
张培震, 闻学泽, 徐锡伟, 等. 2009. 2008 年汶川 8.0 级特大地震孕育和发生的多单元组合模式. 科学通报, 54: 944–953
曾祥方, 罗艳, 韩立波, 等. 2013. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 7.0 地震: 一个高角度逆冲地震. 地球物理学报, 56: 1418–142
赵博, 高原, 黄志斌, 等. 2013. 四川芦山 M_s7.0 地震余震序列双差定位、震源机制及应力场反演. 地球物理学报, 56: 3385–3395
郑勇, 马宏生, 吕坚, 等. 2009. 汶川地震强余震($M_s\geq$5.6)的震源机制解及其与发震构造的关系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 413–426
郑勇, 葛粲, 谢祖军, 等. 2013. 芦山与汶川地震震区地壳上地幔结构及深部孕震环境. 中国科学: 地球科学, 43: 1027–1037
Angelier J. 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56: 17–26
Angelier J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. J Geophys Res, 89: 5835–5848
Burchfiel B C, Royden L H, Van der Hilst R D. 2008. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. GSA Today, 18: 4–11
Chen W W, Wang D, Wei S J. 2013. A study on the uncertainties of the centroid depth of the 2013 Lushan earthquake from teleseimic body wave data. Acta Seismol Sin-Engl Ed, 26: 161–168
Dreger D, Helmberger D V. 1993. Determination of source parameters at regional distances 360 with single station or sparse network data. J Geophys Res, 98: 8107–8125

Gephart J W, Forsyth D V. 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. J Geophys Res, 89: 9305–9320

Hardebeck J L, Michael A J. 2006. Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. J Geophys Res, 111: B11310

Herrmann R B, Benz H, Ammon C J. 2011. Monitoring the earthquake source process in North America. Bull Seismol Soc Amer, 101: 2609–2625

Kagan Y Y. 1991. 3-D rotation of double-couple earthquake sources. Geophys J Int, 106: 709–716

Li Z W, Ni S D, Hao T Y, et a1. 2012. Uppermost mantle structure of the eastern margin of the Tibetan plateau from interstation Pn traveltime differellce tomography. Earth Planet Sci Lett , 335-336: 195–205

Li Z W, Tian B F, Liu S, et al. 2013. Asperity of the 2013 Lushan earthquake in the eastern margin of Tibetan Plateau from seismic tomography and aftershock relocation. Geophys J Int, 195: 2016–2022

McKenzie D P. 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directionsof the principal stresses. Bull Seismol Soc Amer, 59: 591–601

Michael A J. 1984. Determination of stress from slip 393 data: Faults and folds. J Geophys Res, 89: 11517–11526

Michael A J. 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. J Geophys Res, 92: 357–368

Patton H, Zandt G. 1991. Seismic moment tensors of western US earthquakes and implications for the tectonic stress field. J Geophys Res, 96: 18245–18259

Parsons T, Ji C, Kirby E. 2008. Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan basin. Nature, 454: 509–510

Romanowicz B, Dreger D, Pasyanos M, et al. 1993. Monitoring of strain release in central and northern California using broadband data. Geophys Res Lett, 20: 1643–1646

Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau. Science, 321: 1054

Shen Z K, Lu J, Wang M, et al. 2005. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 110: B11409

Toda S , Lin J, Meghraoui M, et al. 2008. 12 May 2008 *M*=7.9 Wenchuan, China, earthquake calculated to increase failure stress and seismicity rate on three major fault systems. Geophys Res Lett, 35: L17305

Wu Y M, Hsu Y J, Chang C H, et al. 2010. Temporal and spatial variation of stress field in Taiwan from 1991 to 2007: Insights from comprehensive first motion focal mechanism catalog. Earth Planet Sci Lett, 298: 306–316

Zhan Z W, Helmberger D, Simons M, et al. 2012. Anomalously steep dips of earthquakes in the 2011 Tohoku-Oki source region and possible explanations. Earth Planet Sci Lett, 353-354: 121–133

Zhang P Z. 2013. A review on active tectonics and deep crustal processes of the Western Sichuan region, eastern margin of the Tibetan Plateau. Tectonophysics, 584: 7–22

Zhao L, Luo Y, Liu T Y, et al. 2013. Earthquake focal mechanisms in Yunnan and their inference on regional stress field. Bull Seismol Soc Amer, 103: 2498–2507

Zhao L S, Helmberger D V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms. Bull Seismol Soc Amer , 84: 91–104

Zhu L, Rivera L A. 2002. A note on the dynamic 440 and static displacement from a point source in multi-layered media. Geophys J Int, 148: 619–627

Zhu L P, Helmberger D V. 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms. Bull Seismol Soc Amer, 86: 1634–1641

Zoback M L. 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. J Geophys Res, 97: 11703–11728