科学通报 2019 年 第 64 卷 第 4 期: 474 ~ 484
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

云南景谷地震震源深度: 新生断裂脆韧性转换带深度探讨

王烁帆[1,2], 曾祥方[1*], 王向腾[1,2], 王清东[1]

1. 中国科学院测量与地球物理研究所, 大地测量与地球动力学国家重点实验室, 武汉 430077;
2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: zengxf@whigg.ac.cn

2018-07-07 收稿, 2018-09-30 修回, 2018-09-30 接受, 2018-11-02 网络版发表
国家自然科学基金重大项目(41590854)和国家自然科学基金(41704066)资助

摘要 地震深度能够约束地壳流变结构, 成熟断裂的脆韧性转换带深度为10 km左右, 而存在于古老稳定地块的新生断裂上, 地壳脆韧性转换带深度在地壳浅部数千米处. 但是构造活动区新生断裂的相关研究较少, 2014年10月7日云南景谷M_w6.1地震为此提供了一个较为难得的案例. 本文使用基于Pn/Pg相对定位方法和CAP(cut and paste)方法分别反演得到了景谷主震和2次5级以上余震的震源起始破裂深度和矩心深度. 主震的起始深度为9.5 km, 矩心深度为5.0 km, 主震破裂于深部然后向浅部发展, 而2次余震可能表现为圆盘式破裂, 其震源矩心深度与起始深度较为接近. 综合大地电磁测深结果和区域流变结构, 发现3次地震的深度与电性高低阻分界面和岩石强度拐点深度接近, 由此可以认为这一新生断裂的脆韧性转换深度约为10 km. 此次景谷地震研究结果表明, 构造活动强烈区新生断裂的脆韧性转换带深度与成熟断裂类似, 不同于古老稳定地块新生断裂的流变结构.

关键词 新生断裂, 脆韧性转换带, 地壳流变结构, 震源深度, 景谷地震

地壳流变性是地震破裂动力学中的关键问题[1~3], 一个常用的大陆地壳流变模型包含了脆性、闭锁的上地壳以及韧性、流动的中下地壳. 在此模型中, 上地壳岩石强度随着深度增加呈近乎线性的增加, 但是在中下地壳, 当受温度影响的韧性形变成为岩石强度的主控因素时, 脆性强度随着深度增加而迅速降低; 在脆韧性转换带常孕育6级或更强地震的发生(图1(a))[4~7]. 对于地壳流变结构, 目前可以通过InSAR, GNSS, 卫星重力(如GRACE)等多种大地测量技术研究震后形变以及冰后回弹, 定量得到岩石介质韧性区黏性系数[8,9]. 在缺乏可靠大地测量资料的地区, 可以使用地震深度分布信息提供定性约束[10~12]. 大量研究表明, 发生于成熟断裂(如圣安德列斯断裂)的地震, 其深度大致分布在10~15 km区间内, 反映出成熟断裂脆韧性转换带深度为10 km左右(图1(b)). 然而一些地震发生在古老稳定地块的新生断裂上, 震源深度通常较浅, 例如1993年印度M_w6.1地震(震源矩心深度2.6 km)以及发生于澳大利亚的多次中强浅源地震事件[13,14], 表明转换带深度可能较浅. 但构造活动强烈地区的新生断裂孕震深度是否与古老稳定地块类似, 尚待研究. 云南滇缅地块受新生代青藏高原加速隆升影响, 构造活动强烈, 地震频发, 其中龙陵-澜沧地区存在大量以北北西向为主的新生断裂(图2)[15~17], 2014年10月7日景谷发生一次M_w6.1级地震, 本文利用该地震及其余震的震源深度推测地壳流变性结构, 希望有助于加深对于构造活

引用格式: 王烁帆, 曾祥方, 王向腾, 等. 云南景谷地震震源深度: 新生断裂脆韧性转换带深度探讨. 科学通报, 2019, 64: 474–484
Wang S F, Zeng X F, Wang X T, et al. Focal depth of the Yunnan Jinggu M_w6.1 earthquake: Discussion on depth of the brittle-ductile transition zone of a young fault (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 474–484, doi: 10.1360/N972018-00678

© 2018《中国科学》杂志社

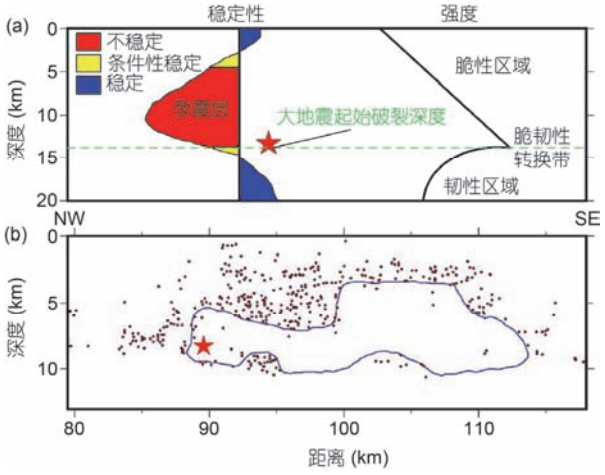


图 1 震源深度与地壳流变性关系示意图[5,6]. (a) 红色代表不稳定区域(孕震层), 其下边界往往对应强震起始深度以及脆韧性转换带. (b) 红色五角星标记 1984 年Morgan Hill *M*6.2 主震位置, 红点表示余震分布, 蓝色曲线勾勒出主震破裂区

Figure 1 Schematic diagram of the relationship between focal depth and crustal rheology[5,6]. In (a), the red region represents the unstable region (seismogenic layer), and its lower boundary often corresponds to the hypocenter depth of strong earthquakes and the brittle-ductile transition zone. In (b), the red star marks the hypocenter of the 1984 Morgan Hill *M*6.2 earthquake, the red dots indicate aftershocks, and the rupture zone of the mainshock is outlined with a blue line

动强烈地区新生断裂孕震环境的认识.

2014年10月7日云南景谷M_w6.1地震发生在龙陵-澜沧第四纪新生断裂带附近, 同年12月5, 6日分别发生了*M*5.8和*M*5.9两次较强余震. 有记录以来, 云南龙陵-澜沧地区发生过70多次5级以上地震, 包括1976年龙陵、耿马2次7级以上的地震和1988年澜沧、耿马2次7级以上的地震(图2), 学者们认为一条新生的断裂带正在形成[15~17]. 我们统计了2007年6月3日宁洱M_L6.4级地震之后到景谷M_w6.1级主震之前发生的3级以上地震, 空间上选取了以景谷主震为中心, 1°范围内的区域(即纬度23°~24°, 经度100°~101°). 宁洱地震之后, 2008年出现一例M_L4.1级余震, 2009年~2012年9月期间, 该地区没有4级及以上地震的发生, 在2012~2013年, 地震活动性增强(图2(b)). 综合前人的研究, 发现景谷地震之前的地震活动变化与宁洱地震存在明显不同, 和新生断裂地震的前震-主震型活动特征相对应[19~21]. 根据景谷主震震源机制解和余震的重定位信息, 推测地震发生在北北西向新生断裂上, 切割晚更新世形成的、北东向的无量山断裂和景谷断裂[22~24]. 我们将景谷地震作为案例, 探讨构造活动强烈区新生断裂流变结构.

对于景谷地震的震源深度, 不同机构和学者们做了大量研究, 但是结果存在较大差异. 据中国地震台网中心测定震源深度为5.0 km; 徐甫坤等人[24]利用川滇地区三维走时表和三维速度模型对景谷主震进行了重新定位, 得到深度结果为19.7 km. Global CMT(www.globalcmt.org)使用长周期波形反演矩心深度为12.1 km; 韩立波等人通过矩张量反演的深度为7.0 km (http://www.cea-igp.ac.cn/tpxw/270888.html, 2014); 陈浩等人[25]利用远震P波数据, 使用Herrmann提出的CPS程序中互相关函数作为目标函数, 搜索最佳震源矩心深度为9.0 km. 不同研究结果存在较大差异, 其原因可能来自于两个方面. 一方面震中区附近台网覆盖稀疏, 缺少近台, 基于震相到时的绝对定位方法获得准确震源深度是相当困难的. 另一方面, 基于到时和波形反演得到的震源深度物理含义不同, 基于到时方法测定的深度一般指震源起始破裂深度, 而波形反演方法主要确定震源的矩心深度[26,27]. 6级强震破裂长度在10 km量级, 起始深度和矩心深度的差异可达5 km[28].

为了研究景谷地震深度与新生断裂脆韧性转换带的关系, 有必要重新确定景谷地震起始深度与矩心深度. 本文首先选取可以近似为点源的余震作为参考事件, 使用基于Pn/Pg相对定位方法确定了主震和2次较强余震的起始深度; 然后利用近远震波形数据联合反演进一步确定了3次强震的矩心深度. 最后, 通过矩心深度与起始深度相对位置分析, 讨论地震的破裂方式; 将景谷地震起始深度结果与震区大地电磁资料、岩石强度数据进行对比, 分析震源区新生断裂的流变结构.

1 数据与方法

本研究从中国地震局地球物理研究所国家测震台网数据备份中心(doi:10.11998/SeisDmc/SN)获取了景谷主震及较大余震事件(图2)震中距0°~5°范围内的固定台网波形数据[29], 还收集了主震发生后5个洛扎渡水库地震台和4个流动台对于余震的观测数据(图3(a))[24]. 全球地震台网也清晰记录到了景谷M_w6.1主震的波形数据, 通过IRIS(ds.iris.edu)网站获得了震中距30°~90°范围内的远震波形记录(图3(b)). 将波形数据通过以下的预处理, 包括去除仪器响应、根据地震事件时间进行数据对齐、旋转至大圆路径等步骤, 获得径向、切向和垂向的地面质点运动位移记录. 在计

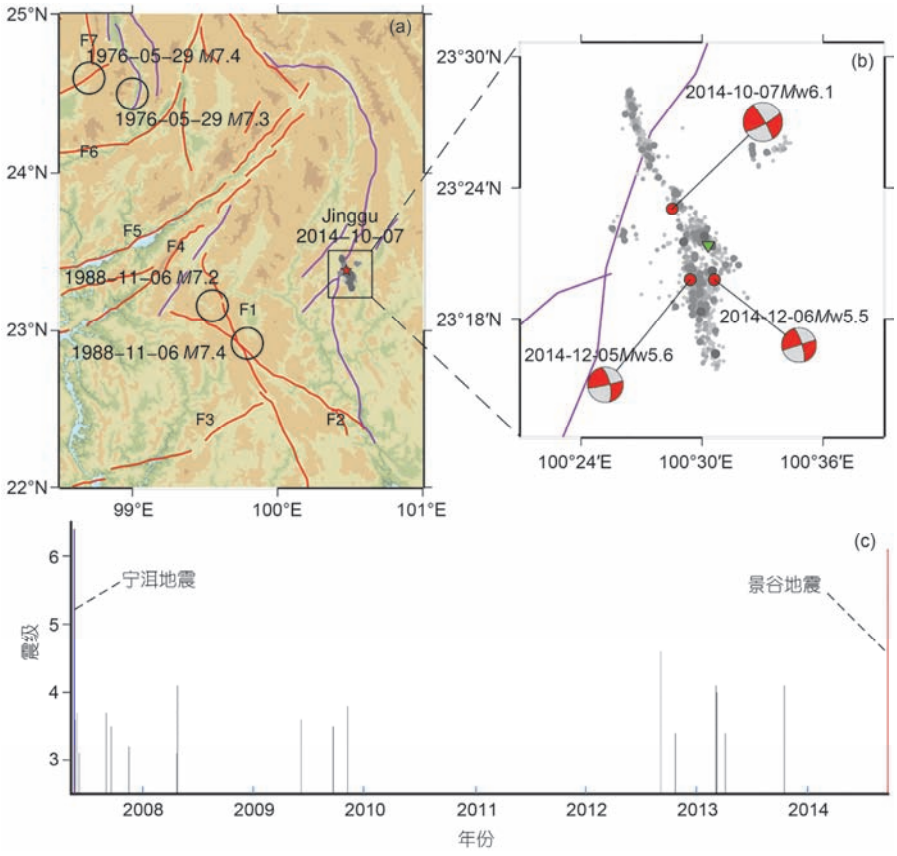


图 2 景谷震源区构造背景及地震活动性. (a) 黑色圆圈分别表示 1976 年龙陵、耿马 2 次 7 级以上的地震和 1988 年澜沧、耿马 2 次 7 级以上的地震, 黑色方框表示 2014 年景谷地震震区, 其中, 红色五角星表示主震, 余震信息来源于Wang等人[18]的余震序列重定位结果. (b) 景谷2014-10-07, 2014-10-18, 2014-12-05, 2014-12-06 震例的震级、位置信息和震源机制解均为本文结果. 断层资料参考邵延秀等人[17]及虢顺民等人[16]. 红色断裂表示全新世断裂, 紫色断裂表示晚更新世断裂. 其中, F1, 汗母坝-澜沧断裂; F2, 黑河断裂; F3, 孟连断裂; F4, 南汀河断裂东支; F5, 南汀河断裂西支; F6, 畹町-安定断裂; F7, 龙陵-瑞丽断裂; F8, 无量山断裂. (c)中地震目录来自于国家地震科学数据共享中心

Figure 2 Geotectonic background and seismic activity of the Jinggu seismic area. In (a), the black circles indicate the two M>7 earthquakes in Longling and Gengma in 1976, and the two M>7 earthquakes in Lancang and Gengma in 1988. The black square marks the Jinggu earthquake area in 2014, and the red star represents the mainshock, and the aftershock information is from Wang et al. [18]. In (b), the source parameters of four events are the results of this study. The fault data are based on Shao et al. [17] and Guo et al. [16]. The red lines indicate Holocene faults, and the purple lines mark Late Pleistocene faults: F1, Hanmuba-Lancang Fault; F2, Heihe Fault; F3, Menglian Fault; F4, East branch of Nantinghe Fault; F5, West branch of Nantinghe Fault; F6, Wanding-Anding Fault; F7, Longling-Ruili Fault; F8, Wulingshan Fault. In (c), the earthquake catalogue is derived from the China Earthquake Data Center

算合成地震图以及震相理论到时的过程中, 均采用人工测深的景谷一维速度结构(图3(c))[24].

在测定不同地震事件的震源起始深度时, 本文使用HYPO2000绝对定位方法对有较多近台数据的余震事件进行精定位, 同时利用CAP(cut and paste)方法反演的矩心深度, 共同约束震源深度的准确性. 对于缺乏近台记录的地震事件, 我们将深度信息准确的余震作为确定强震起始深度的参考事件, 采用基于Pn/Pg相对定位方法测定震源起始深度[1]. 该方法利用Pg和Pn的不同敏感性提高了相对定位精度, 其中Pg波离源角较大, 对水平位置敏感; Pn波离源角较小, 对于震源深度约束较好. 同时, 利用相对定位方法可减小三维速度结构复杂性所带来的误差. 本文测定震源的矩心深度, 主要采用Zhao和Helemberger等人[30,31]提出的CAP方法, 以及在此基础上改进的CAPjoint方法[32,33]. 对于4~6级地震, 仅使用近震波形数据中Pnl波以及面波进行反演; 而对于更大的地震, 还采用了远震竖直向P波和切向SH波数据.

1) 魏星, 王向腾, 李志伟, 等. 基于Pn/Pg相对定位方法研究2017年8月8日九寨沟M7.0地震起始破裂深度. 地球物理学报 (已接受)

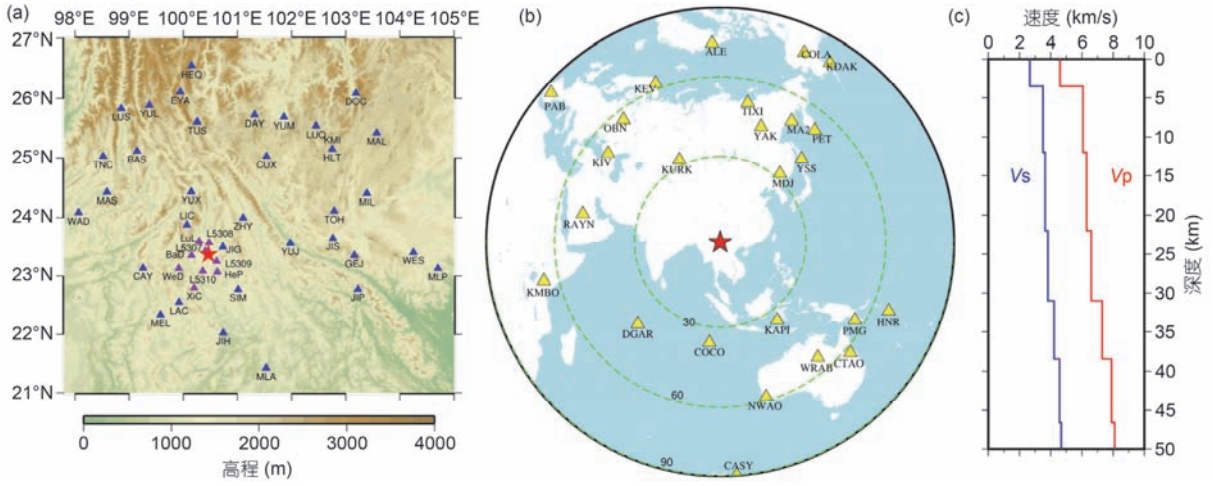


图 3 台站分布图和速度结构模型. (a), (b) 红色五角星表示震中区, 紫色三角形为洛扎渡水库台网和流动台, 蓝色三角形代表固定台站. 黄色三角形为景谷主震CAPjoint反演使用的全球地震台网中较高信噪比远震台站. (c) 红、蓝线分别代表P, S波速度变化曲线

Figure 3 Seismic station map and crustal velocity model used in this study. (a), (b) The red star represents the epicenter, the purple triangles indicate the Lozhadu reservoir network and the temporary seismic stations, the blue triangles mark the permanent seismic stations, and the yellow triangles represent the higher signal-to-noise ratio teleseismic stations of the global seismic network used by the CAPjoint inversion of the Jinggu mainshock. (c) The red and blue lines represent the P and S wave velocity models, respectively

2 震源深度反演

景谷主震发生后徐甫坤等人[24]布设的流动台和洛扎渡水库台网, 为研究余震活动提供了小震中距台站的震相到时, 利用这些到时可以更好地确定余震震源深度. 使用基于Pn/Pg相对定位方法, 需要挑选到足够数量且清晰的Pn波初至震相, 所以选用4级左右地震作为参考事件. 2014-10-18M_w4.3余震最近的流动台L5307和L5309[24]的震中距分别是12.9和16.1 km, 本文采用HYPO2000绝对定位方法对该余震事件重新定位. 定位过程中使用了震中距50 km以内6个Pg震相和5个Sg震相的到时, 得到水平位置为23.356°N, 100.505°E, 深度为8.7 km, 水平位置和深度误差分别为0.47和1.63 km, 到时残差为0.09 s. 4级地震破裂尺度在1 km量级[28], 通过CAP方法得到的矩心深度为8.0 km, 和HYPO2000方法测定的起始深度能够相互印证, 结果较为可靠. 在接下来使用Pn/Pg相对定位方法过程中, 将2014-10-18M_w4.3余震作为参考事件.

对于缺乏足够近台数据的景谷3次5级以上的地震事件, 使用基于Pn/Pg相对定位方法来测定其起始深度[1)]. 在本文所用速度模型下, 震中距240 km以内Pg为初至波, 而在此震中距之外Pn先于Pg到达. 拾取了参考事件和待测事件震中距150 km以内, 250 km以外共同台站的初至波到时信息(图4). 同时统计了不同方位的台站所记录参考事件与待测事件初至波(Pn或Pg)到时之差值的分布规律, 观察到Pn或Pg相对到时差随着方位角增大呈正(余)弦函数的变化趋势, 其对称轴可以表征参考事件和待测事件相对位置. 例如, 图5(a)中Pg, Pn相对到时差在方位角120°左右取得最小值, 表明参考事件位于待测事件南偏东60°左右(图2(b)). 在反演过程中, 以0.01°的水平步长和0.5 km的深度步长搜索得到3次5级以上地震事件的水平位置, 即2014-10-07M_w6.1(23.384°N, 100.475°E), 2014-12-05M_w5.6(23.330°N, 100.490°E), 2014-12-06M_w5.5(23.330°N, 100.510°E)与云南地震局观测报告结果以及中国台网统一地震目录的结果较为一致; 起始深度分别为9.5, 12.0, 11.0 km(图6(d)~(f)).

基于上述CAP方法, 使用近远震波形联合反演2014-10-07M_w6.1景谷主震事件震源矩心深度. 选取了较高信噪比的14个近震数据和25个远震数据, 未使用盆地内受沉积层影响的近台以及噪声较大的远震海岛台站. 继而采用FK(频率-波数法)和MultiTel3分别计算近震和远震范围的格林函数[33,34], 后者考虑了核幔界面反射震相, 可以更准确地描述理论远震波形. 为了压制三维结构的影响以提升一维格林函数的适应性, 以及满足震源的点源近似条件, 对主震的近震Pnl波进行了0.01~0.12 Hz带通滤波; 而面波的滤波频段则为0.03~0.1 Hz. 远震P波垂向分量和SH波切向分量的滤波分别采用0.01~0.1和0.02~0.1 Hz频段.

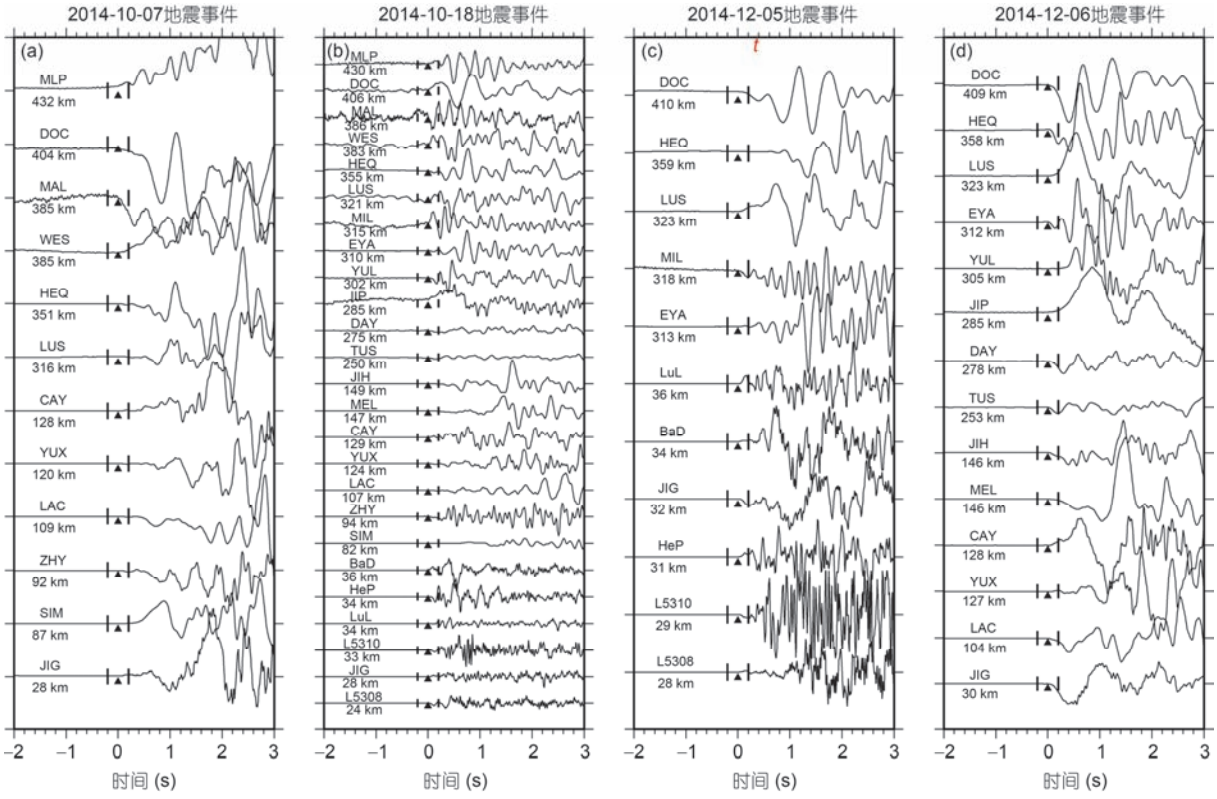


图 4 Pn和Pg到时拾取图. 三角形标记初至波到时, 短竖线代表 0.2 s的震相拾取误差范围. 震中距在 150 km以内、250 km以外的台站分别标记Pg, Pn的初至波到时

Figure 4 Picking of Pn and Pg waves arrival times for four events. The triangles mark the arrival time of the first arrival, and the short vertical lines represent the 0.2 s picking error. The stations with the epicenter distances of less than 150 km and more than 250 km mark the first arrival of Pg and Pn respectively

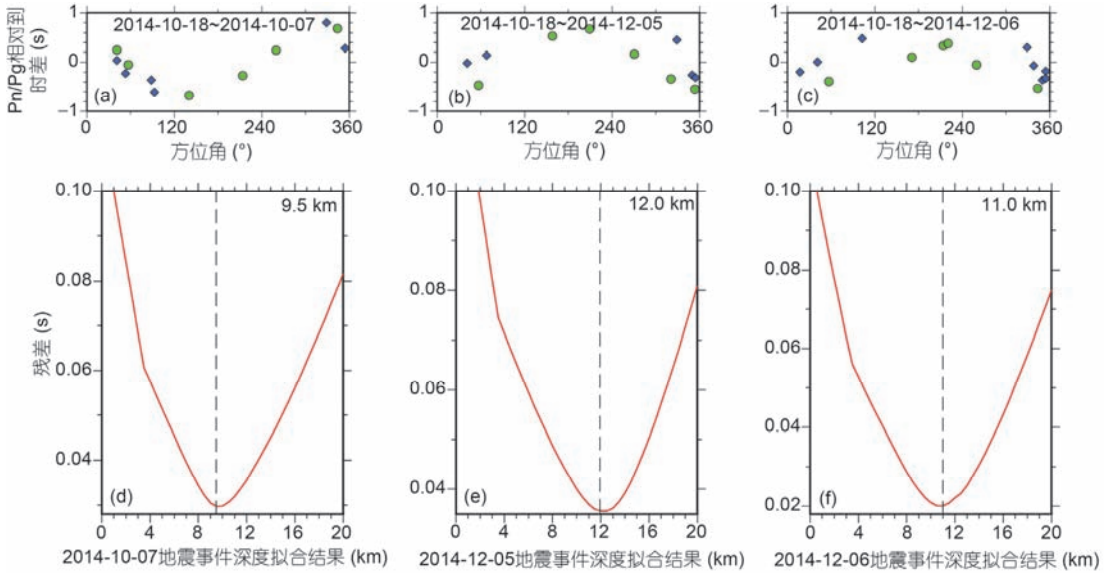


图 5 Pn, Pg相对到时差和起始深度结果图. (a)~(c) 分别表示 2014-10-07, 2014-12-05, 2014-12-06 三次事件与 2014-10-18 参考事件的Pn, Pg相对到时差, 其中蓝色菱形代表Pn相对到时差, 绿色圆圈代表Pg相对到时差; (d)~(f) 分别表示基于Pn/Pg相对定位方法得到的最佳起始深度结果图

Figure 5 The relative times of Pn and Pg waves and the hypocenter depth results. (a)–(c) Respectively show the relative time difference of Pn/Pg between the relocated event (2014-10-07, 2014-12-05, 2014-12-06) and the reference event (2014-10-18). The blue diamonds and green circles represent Pn and Pg, respectively. (d)–(f) Represent the hypocenter depth results based on the Pn/Pg relative positioning method, for the same three relocated events

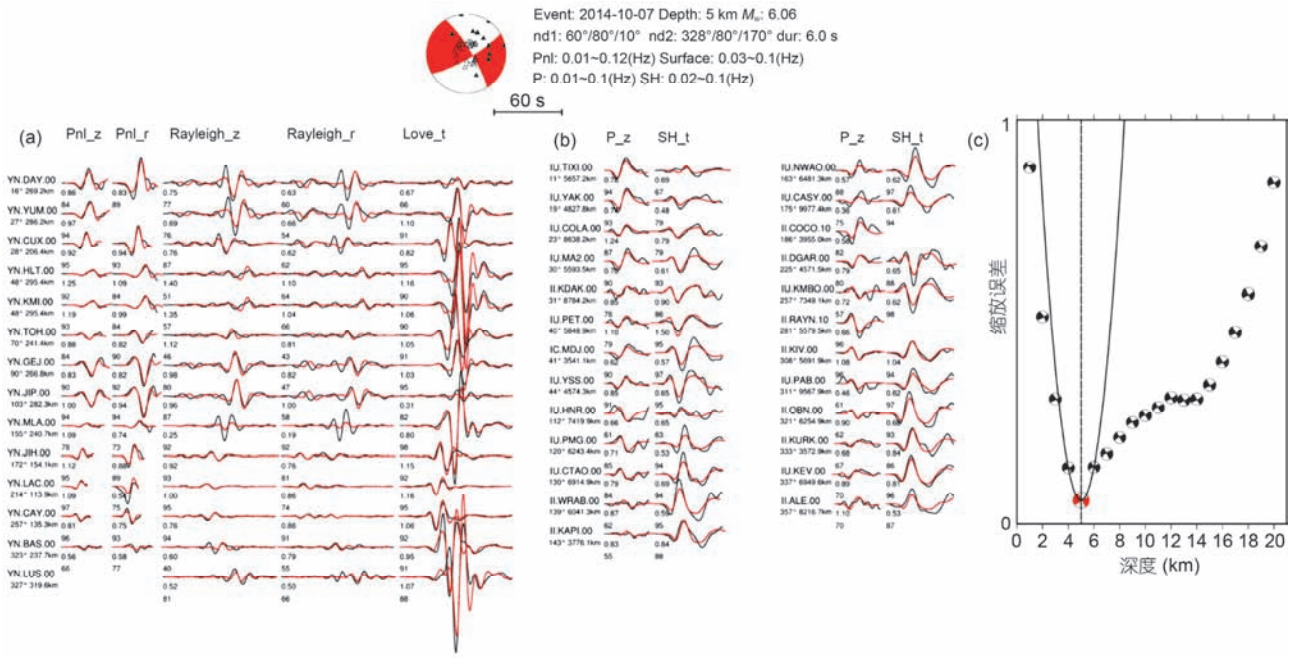


图 6 主震波形拟合及不同深度解误差图. 红色波形为理论合成地震图, 黑色代表实际波形. 台站名下方, 分别是方位角和震中距. 波形下方的数值分别为理论和实际波形互相关得到的各个波段时间偏移以及相关系数. (a)~(c) 分别展示了近震波形拟合, 远震波形拟合以及不同深度对应的误差分布. 远台离源角小, 分布在震源球中心; 近台离源角大, 分散在震源球的边缘

Figure 6 Waveform modeling of the mainshock and dimensionless fitting error versus depth. The beachball on the top shows the focal mechanism and takeoff angles of used stations. The projected takeoff vector (open triangles) of teleseisimc stations concentrate in the center with small takeoff angle, whereas the local stations (solid triangles) with larger takeoff angles are projected along the edge. (a)–(c) The local and teleseismic waveforms fitting, and the dimensionless fitting error corresponding to different depths. The red waveform is the theoretical seismogram and the black one represents the observation. The azimuth and the epicenter distance are indicated below the station name. The values below the waveform are the time offsets and correlation coefficients of the respective waveform segments obtained by cross-correlation between the theoretical and observed waveforms

震源深度的搜索范围为1~20 km, 得到主震最佳矩心深度为5.0 km, 同时地震标度律表明[28], 6级地震的震源持续时间为3~10 s, 在此区间本文搜索获得的最佳震源持续时间为6 s. 主震的波形拟合图及其不同深度最优解的误差分布参见图6. Chen等人[35]通过InSAR观测到主震发生在走向为323°的滑移断层上. CAP反演得到主震北西向断层面的走向/倾角/滑动角分别为328°/80°/170°, 同时与Global CMT的结果329°/81°/174°较为一致. 类似地, 得到2014-12-05M_w5.6地震矩心深度为12.0 km, 断层面走向为347°; 2014-12-06M_w5.5地震矩心深度为10.0 km, 断层面走向为344°.

3 讨论

本文采用波形反演方法得到景谷主震断层面走向为328°, 而两次强余震的断层面走向较为接近, 均与主震存在近20°的偏差. 余震序列的重定位结果(图7(a))表明早期余震沿北西-南东方向展布[18], 12月5日、6日M_w5.5和M_w5.6两次强余震后大量余震集中在另一条北北西走向的新生断裂上, 这与本研究得到不同地震事件的机制解相对应. 由波形反演得到的景谷M_w6.1主震矩心深度为5.0 km, 同时使用基于Pn/Pg相对定位方法确定主震起始深度为9.5 km(表1). 景谷地区地壳深部韧性变形区随着外部加载持续运动, 而浅部脆性变形区基本锁定导致局部应力增大, 一旦应力积累超过阈值, 便自发地从地壳脆韧性转换带开始向上破裂(图7(b)), 其破裂尺度约为9.0 km. 这一破裂深度范围与InSAR反演结果(2~8 km)[35]和远震有限断层反演结果(3~9 km)(http://www.cea-igp.ac.cn/tpxw/270908.html, 2014)较为一致, 也能较好地解释余震分布(图7(b)). 本文使用同样方法得到12月发生的M_w5.6, M_w5.5两次强余震的矩心深度和起始深度, 但同一个地震事件的两种深度相差较小, 由此我们认为这两次余震可能表现为圆盘式破裂, 起始破裂点位于破裂区中心(图7(c)). 3个较强地震的震源起始破裂深度都在10 km左右, 据此推测新生断裂上的脆韧性转换带也位于这一深度.

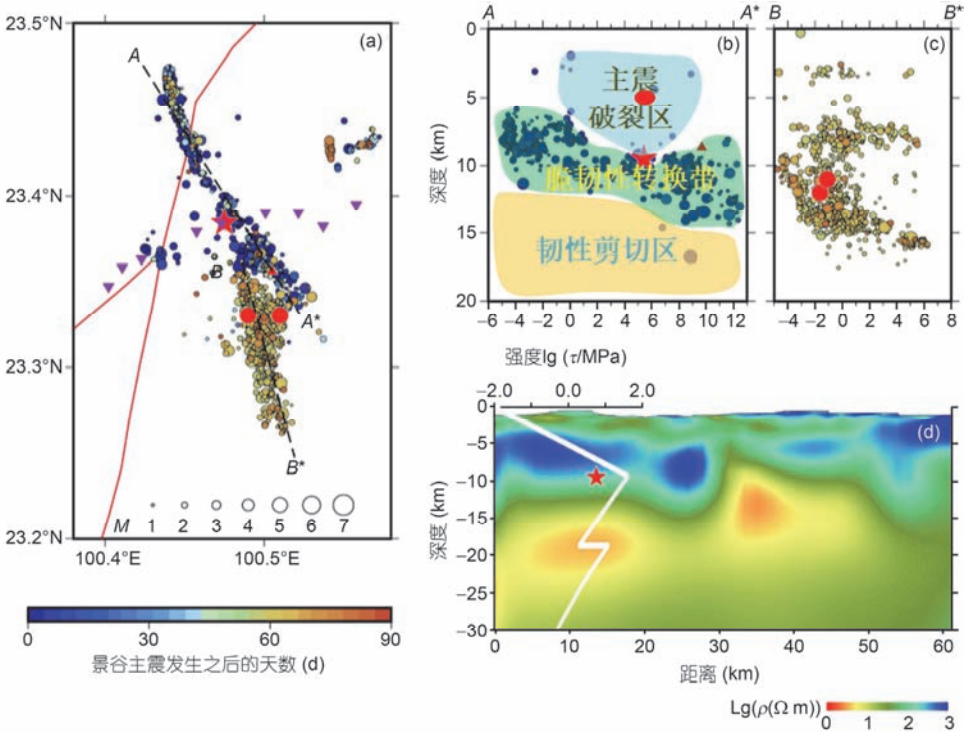


图 7 景谷地震序列分布图与震源区电性结构及岩石强度模型. 红色五角星代表景谷主震起始位置, 红色椭圆代表景谷主震的矩心深度, 红色圆形代表 12 月 2 次大于 5 级的强余震起始位置, 红色正三角为 4 级余震参考事件, 紫色倒三角表示大地电磁剖面在震区附近的测点. (a)~(c) 红色实线表示无量山断裂, 余震序列引用Wang等人[18]重定位结果. (b) 蓝绿黄区域分别示意主震破裂区、地壳脆韧性转换带以及韧性剪切区; (d) 改自程远志等人[38]的景谷震区电性结构模型, 其中白色实线表示岩石强度随深度的变化曲线(数据源于孙玉军等人[39]的成果)

Figure 7 The hypocenter map of the Jinggu earthquake sequence and the electrical structure and rock strength model of the source area. The red star and the red oval indicate the hypocenter depth and centroid depth of the Jinggu mainshock, and the red circles mark the two M>5 aftershock hypocenters. The red upright triangle represents the reference event of M4 aftershock, and the purple inverted triangles indicate the measurement points of the magnetotelluric profile near the source area. In (a)–(c), the red lines mark the Wuliangshan fault, and the aftershock information is from Wang et al. [18]. In (b), the blue, green and yellow areas indicate the mainshock rupture zone, the crustal brittle-ductile transition zone and the ductile shear zone. (d) is modified from the electrical structure model of the Jinggu earthquake area of Cheng et al. [38], and the solid white line indicates the curve of rock strength with depth (data from Sun et al. [39])

表 1 景谷地震事件震源深度的结果

Table 1 Source parameters of events used in this study

发震时间	矩震级(M_w)	起始深度(km)	矩心深度(km)
2014-10-07	6.1	9.5	5.0
2014-10-18	4.3	8.7	8.0
2014-12-05	5.6	12.0	12.0
2014-12-06	5.5	11.0	10.0

大地电磁测深方法获得电阻率随深度的变化, 能较为直观地反映地壳流变性结构[36,37]. 程远志等人[38]于2012年在云南进行大地电磁观测, 其中一条测线横跨景谷震源区. 他们反演了震源区的地壳电性结构如图7(d)所示, 其中高低阻的深度分界面深度约为10 km. 景谷震源区的浅部为低阻层, 对应较厚的沉积层, 且难于发生地震(图7(b)); 5~10 km深度的介质表现为高阻, 岩石强度较高, 有利于应力积累和发生脆性破裂, 对应景谷地震序列的发震深度; 15~30 km为中下地壳低阻层, 可能是由于温度较高引起的部分熔融和脱水作用引起, 岩石强度较低, 以蠕变为主, 属于韧性剪切区, 15 km以深只有个别余震. 因此可以认为电性结构中~10 km深度的高低阻界面对应脆韧性转换带深度, 与本文基于震源深度的推测较为一致. 孙玉军等人[39]综合利用大区域的地温、地震波波速、GPS位移等数据构建了中国大陆岩石圈三维流变结构模型, 这一模型在震源区附近(23.50°N, 100.53°E)的岩石强度模型表明脆韧性转换深度约为9.3 km(图7(d)). 虽然该流变结构模型受限于分辨率, 主要反映较大区域的平均结果, 但与电性结构和震源深度推断的结果差异较小, 说明发震断裂的流变结构与区域流变结构较为一致.

通过景谷中强震震例研究, 我们粗略地推断了

地震的破裂方式以及新生断裂带脆韧性转换带深度. 所用方法依赖于中强地震, 要准确地确定更多中小地震的震源深度, 还需要使用密集台阵进行观测. 此外, 通过震源深度分布只能大致推断出断裂区域脆韧转换带的深度, 较大区域的三维流变结构还需采用多种方法开展研究, 例如2004年Parkfield地震后采用GPS和InSAR等大地测量学方法获得震后长期的地壳形变[40], 用于反演震后位错模型, 有助于获得更好的流变结构, 或者是结合地震波速结构、地表地温、GPS数据等构建三维流变结构[39].

4 结论

本文主要采用基于到时与基于波形的方法, 确定了发生在构造活动强烈地区新生断裂上的景谷M_w6.1级地震及其2次5级以上余震的起始深度和矩心深度, 两种方法得到的深度差异, 可以用不同的破裂模式解释. 景谷主震从深度10 km左右的脆韧性转换带上边界向浅部破裂, 而被主震触发的强余震可能发生圆盘式破裂. 3个地震的起始破裂点深度均为10 km左右, 因此我们推测这一深度为该断裂的脆韧性转换带, 与区域流变结构预测的岩石强度拐点深度也较为一致, 也与大地电磁测深获得的电性结构中, 中地壳低阻层和上地壳高阻层分界面深度相近. 这一结果表明构造活动强烈地区新生断裂的流变结构与成熟断裂相似, 相比于古老稳定克拉通板块内的新生断裂, 具有更深的中强震孕震层.

致谢 本文采用的地震波形数据是由中国地震局地球物理研究所国家数字测震台网数据备份中心和IRIS网站提供, 在此深表谢意. 作者特别地感谢中国科学院地质与地球物理研究所程远志博士提供景谷震区大地电磁剖面反演结果, 中国地质科学院地质力学研究所孙玉军博士提供中国大陆岩石圈流变结构模型, 感谢美国威斯康辛大学麦迪逊分校Clifford Thurber教授对文章的热心帮助, 感谢中国科学院测量与地球物理研究所倪四道研究员对本文的悉心指导.

参考文献

1 Rice J R, Cocco M. Seismic fault rheology and earthquake dynamics. In: Handy M R, Hirth G, Hovius N, eds. Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth. Cambridge: MIT Press, 2007. 99–137
2 Shi Y L, Zhu S B. Contrast of rheology in the crust and mantle near moho revealed by depth variation of earthquake mechanism in continental China (in Chinese). Chin J Geophys, 2003, 46: 359–365 [石耀霖, 朱守彪. 中国大陆震源机制深度变化反映的地壳——地幔流变特征. 地球物理学报, 2003, 46: 359–365]
3 Ji S C, Zhong D L, Xu Z Q, et al. Rheology: A new departure in structural geology and geodynamics (in Chinese). Geotect Metal, 2008, 32: 257–264 [嵇少丞, 钟大赉, 许志琴, 等. 流变学: 构造地质学和地球动力学的支柱学科. 大地构造与成矿学, 2008, 32: 257–264]
4 Scholz C H. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. Geol Rundsch, 1988, 77: 319–328
5 Scholz C H. Earthquakes and friction laws. Nature, 1998, 391: 37–42
6 Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002
7 Zhang G M, Li L. Rheology of crustal media and a related seismogenic model (in Chinese). Seismol Geol, 2003, 25: 1–10 [张国民, 李丽. 地壳介质的流变性与孕震模型. 地震地质, 2003, 25: 1–10]
8 Panet I, Pollitz F, Mikhailov V, et al. Upper mantle rheology from GRACE and GPS postseismic deformation after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. Geochem Geophys Geosyst, 2010, 11: Q06008
9 Jackson I. The Earth's Mantle: Composition, Structure, and Evolution. Cambridge: Cambridge University Press, 1998
10 Wei S J, Ni S D, Chong J J, et al. The 16 August 2003 Chifeng earthquake: Is it a lower crust earthquake (in Chinese)? Chin J Geophys, 2009, 52: 111–119 [韦生吉, 倪四道, 崇加军, 等. 2003 年 8 月 16 日赤峰地震: 一个可能发生在下地壳的地震? 地球物理学报, 2009, 52: 111–119]
11 Luo Y, Ni S D, Zeng X F, et al. Seismological study of an aftershock sequence at the northeast end of the Wenchuan earthquake aftershock region (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2010, 40: 677–687 [罗艳, 倪四道, 曾祥方, 等. 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, 2010, 40: 677–687]
12 Dong Y, Ni S, Yuen D A, et al. Crustal rheology from focal depths in the North China Basin. Earth Planet Sci Lett, 2018, 497: 123–138
13 Seeber L, Ekström G, Jain S K, et al. The 1993 Killari earthquake in central India: A new fault in Mesozoic basalt flows? J Geophys Res: Solid Earth, 1996, 101: 8543–8560

14 Wu W Z, Wei Z G, Chen W W, et al. Australian shallow earthquakes study progress and prospect (in Chinese). Prog Geophys, 2016, 31: 371–379 [吴为治, 危自根, 陈伟文, 等. 澳大利亚浅源地震研究进展和展望. 地球物理学进展, 2016, 31: 371–379]

15 Guo S M, Zhou R Q. Longling-Lancang fault zone in the southwestern Yunnan: A new rupture zone on the continental crust (in Chinese). Chin Sci Bull, 1999, 44: 2118–2121 [虢顺民, 周瑞琦. 滇西南龙陵-澜沧断裂带: 大陆地壳上一条新生的破裂带. 科学通报, 1999, 44: 2118–2121]

16 Guo S M, Xu X W, Xiang H F, et al. Segmentation of earthquake rupture and earthquake prediction along the Longling-Lancang fault zone in the southwestern Yunnan province (in Chinese). Seismol Geol, 2002, 24: 133–144 [虢顺民, 徐锡伟, 向宏发, 等. 龙陵-澜沧新生断裂带地震破裂分段与地震预测研究. 地震地质, 2002, 24: 133–144]

17 Shao Y X, Yuan D Y, Liang M J. Seismic risk assessment of Longling-Lancang fault zone, southwestern Yunnan (in Chinese). Acta Seismol Sin, 2015, (6): 1011–1023 [邵延秀, 袁道阳, 梁明剑. 滇西南地区龙陵-澜沧断裂带地震危险性评价. 地震学报, 2015, (6): 1011–1023]

18 Wang Q, Chu R, Yang H, et al. Complex Rupture of the 2014 M_s6.6 Jinggu earthquake sequence in Yunnan Province inferred from double-difference relocation. Pure Appl Geophys, 2018, doi: 10.1007/s00024-018-1913-y

19 Xu X W, He R C. Research on Formation of New-generation Fault and Its Foreshock Activity (in Chinese). Research on Active Fault (5). Beijing: Seismological Press, 1996. 192–197 [徐锡伟, 何昌荣. 新生断层的形成及其前震活动性研究. 活动断裂研究(5). 北京: 地震出版社, 1996. 192–197]

20 Deng J M, Gao Q, Chen J, et al. About characteristics of seismicity anomalies before Jinggu M6.6 earthquake in Yunnan Province 2014 (in Chinese). Seismol Geomagn Observ Res, 2016, 37: 15–20 [邓嘉美, 高琼, 陈佳, 等. 2014 年云南景谷 6.6 级地震前地震活动异常特征研究. 地震地磁观测与研究, 2016, 37: 15–20]

21 Liu Y, Shao Z G. Analysis of seismicity changes prior to the 2014 Yunnan Jinggu M_s6.6 earthquake (in Chinese). Seismol Geol, 2016, 38: 1070–1081 [刘月, 邵志刚. 2014 年云南景谷 M_s6.6 地震前地震活动变化分析. 地震地质, 2016, 38: 1070–1081]

22 Li Y H, Xu X M, Zhang E H, et al. Three-dimensional crust structure beneath SE Tibetan Plateau and its seismotectonic implications for the Ludian and Jinggu earthquakes (in Chinese). Seismol Geol, 2014, 36: 1204–1216 [李永华, 徐小明, 张恩会, 等. 青藏高原东南缘地壳结构及云南鲁甸, 景谷地震深部孕震环境. 地震地质, 2014, 36: 1204–1216]

23 Xu X W, Cheng J, Xu C, et al. Discussion on block kinematic model and future themed areas for earthquake occurrence in the Tibetan Plateau: Inspiration from the Ludian and Jinggu earthquakes (in Chinese). Seismol Geol, 2014, 36: 1116–1134 [徐锡伟, 程佳, 许冲, 等. 青藏高原块体运动模型与地震活动主体地区讨论: 鲁甸和景谷地震的启示. 地震地质, 2014, 36: 1116–1134]

24 Xu F K, Liu Z F, Zhang Z Q, et al. Double difference relocation and focal mechanisms of the Jinggu M_s6.6 earthquake sequences in Yunnan Province in 2014 (in Chinese). Earth Sci-China Univer Geol, 2015, 10: 1741–1754 [徐甫坤, 刘自凤, 张竹琪, 等. 2014 年云南景谷 M_s6.6 地震序列重定位与震源机制解特征. 地球科学: 中国地质大学学报, 2015, 10: 1741–1754]

25 Chen H, Chen X F. Focal mechanism inversion and relocation of the Yunnan Jinggu M_w6.2 earthquake on 7 October 2014 (in Chinese). Prog Geophys, 2016, 31: 1413–1418 [陈浩, 陈晓非. 2014 年 10 月 7 日云南景谷 M_w6.2 地震震源机制解反演和重定位. 地球物理学进展, 2016, 31: 1413–1418]

26 Zheng Y, Xie Z J. Present status and prospect of earthquake focal depth locating (in Chinese). J Seismol Res, 2017, 40: 167–175 [郑勇, 谢祖军. 地震震源深度定位研究的现状与展望. 地震研究, 2017, 40: 167–175]

27 Li Z W, Huang Z B, Wang X X, et al. A study on the reliability of M4–5 earthquakes with anomalous focal depth in the USGS earthquake catalog: Several earthquakes in the North-South seismic belt (in Chinese). Chin J Geophys, 2015, 58: 1236–1250 [李志伟, 黄志斌, 王晓欣, 等. USGS 地震目录中 4~5 级震源深度异常地震可靠性初步研究: 以南北地震带若干地震为例. 地球物理学报, 2015, 58: 1236–1250]

28 Kanamori H, Brodsky E E. The physics of earthquakes. Phys Today, 2001, 54: 1429–1496

29 Zheng X F, Ouyang B, Zhang D N, et al. Technical system construction of data backup centre for China seismograph network and the data support to researches on the Wenchuan earthquake (in Chinese). Chin J Geophys, 2009, 52: 1412–1417 [郑秀芬, 欧阳飚, 张东宁, 等. “国家数字测震台网数据备份中心”技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑. 地球物理学报, 2009, 52: 1412–1417]

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

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

32 Chen W, Ni S, Kanamori H, et al. CAPjoint, a computer software package for joint inversion of moderate earth-quake source parameters with local and teleseismic waveforms. Seismol Res Lett, 2015, 86: 432–441

33 Qian Y Y, Ni S D. The effects of the core-reflected wave ScS on source parameters in inversion with teleseismic body waves (in Chinese). Chin J Geophys, 2016, 59: 2014–2027 [钱韵衣, 倪四道. 核幔边界反射震相 ScS 对远震体波反演震源参数精度影响. 地球物理学报, 2016, 59: 2014–2027]

34 Zhu L, Rivera L A. A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. Geophys J Int, 2002, 148: 619–627

35 Chen J, Feng W, Sergey S, et al. InSAR measurements for the 2014 M_w6.0 Jinggu, Yunnan earthquake. EGU General Assembly Conference. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2016

36 Wei W, Unsworth M, Jones A, et al. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. Science, 2001, 292: 716–718

37 Unsworth M J, Jones A G, Wei W, et al. Crustal rheology of the Himalaya and southern Tibet inferred from magnetotelluric data. Nature, 2005, 438: 78–81

38 Cheng Y Z, Tang J, Deng Y, et al. Electrical Structure of upper crust in the source region of Jinggu Yunnan M_s6.6 earthquake and the seismogenic environment (in Chinese). Seismol Geol, 2016, 38: 352–369 [程远志, 汤吉, 邓琰, 等. 云南景谷 M_s6.6 地震震源区深部电性结构及其孕震环境. 地震地质, 2016, 38: 352–369]

39 Sun Y J, Dong S W, Fan T Y, et al. 3D rheological structure of the continental lithosphere beneath China and adjcent regions (in Chinese). Chin J Geophys, 2013, 56: 2936–2946 [孙玉军, 董树文, 范桃园, 等. 中国大陆及邻区岩石圈三维流变结构. 地球物理学报, 2013, 56: 2936–2946]

40 Bruhat L, Barbot S, Avouac J P. Evidence for postseismic deformation of the lower crust following the 2004 M_w6. 0 Parkfield earthquake. J Geophys Res: Solid Earth, 2011, 116: B08401

Summary for "云南景谷地震震源深度: 新生断裂脆韧性转换带深度探讨"

Focal depth of the Yunnan Jinggu M_w6.1 earthquake: Discussion on depth of the brittle-ductile transition zone of a young fault

Shuofan Wang[1,2], Xiangfang Zeng[1*], Xiangteng Wang[1,2] & Qingdong Wang[1]

[1] *State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China;*
[2] *College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*
* Corresponding author, E-mail: zengxf@whigg.ac.cn

Since most continental earthquakes occur in the brittle layer instead of ductile layers, the focal depth of an earthquake provides an important constraint on the rheology structure of fault zone. According to the results of previous studies, the typical depth of brittle-ductile transition zone on mature faults is about 10 km. However, several moderate earthquakes occurred on young faults in stable cratons, and focal depths of those events are very shallow (e.g. the 1993 M_w6.1 India Killari earthquake and a series of shallow earthquakes in Australia). Those observations suggest that depth of the brittle-ductile zone on young faults in cratons is shallower than that on mature faults. In this study, we report a case on a young fault in a tectonically active region that has not been well studied and discuss implications for the rheology structure.

On October 7, 2014, an M_w6.1 earthquake occurred in Jinggu, Yunnan (China), the southeastern part of the tectonically active Yunnan-Myanmar block, followed by two aftershocks of M>5 in December. According to historical seismicity and geologic studies in this region, it is suggested that the seimogenic fault of the Jinggu earthquake is a young fault. We use data from global and regional seismic networks, as well as aftershock data from the Lozhadu reservoir network and temporary stations, to study focal depths of the mainshock and aftershocks. The hypocenter of a reference event (M_w4.3) that was recorded with two close temporary stations is determined, and then the hypocenters of the mainshock and two moderate aftershocks are relocated with a relative method based on Pn/Pg arrival times. The relocated hypocenter of the mainshock is 9.5 km deep, whereas the hypocenters of the two aftershocks are about 10 km deep. The centroid depth is investigated with the CAP method based on waveform modeling. Both teleseismic and regional waveforms are used to invert for the centroid depth of the mainshock. The optimal waveform fit is obtained with a depth of 5 km. The two aftershocks are studied with regional waveforms only and the results are close to the hypocenter depths. Since the hypocenter indicates the initial point of rupture whereas the centroid location is close to the center of the main rupture patch, we propose the mainshock initiated at 10 km depth and expanded to the brittle layer at shallower depth. For two aftershocks, the consistency of hypocenter depth and centroid depth suggests circular rupture patterns.

Therefore, we propose the bottom of the seismogenic layer and brittle-ductile transition zone is about 10 km deep. This hypothesis is also supported by other observations. Magnetotelluric study in this region reveals a low conductivity layer above 10 km that is regarded as brittle rock, whereas the high conductivity layer beneath 15 km is regarded as ductile rock. Furthermore, a regional rheology model, which is obtained with surface temperature, seismic velocity, and GPS data, also suggests the brittle-ductile transition zone is at about 9 km depth. In summary, the depth of the brittle-ductile transition zone on the young fault in the tectonic active region is similar to that of mature faults, which is useful information for lithosphere geodynamics studies.

young fault, brittle-ductile transition, crustal rheological structure, hypocenter depth, Jinggu earthquake

doi: 10.1360/N972018-00678