

GPS 连续监测鲜水河断裂形变场动态演化

王敏^{①②*}, 沈正康^{①③}, 甘卫军^①, 廖华^④, 李铁明^①, 任金卫^②, 乔学军^⑤, 王庆良^⑥,
杨永林^④, 加藤照之^⑦, 李鹏^②

① 中国地震局地质研究所, 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029;

② 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036;

③ Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Angeles, California 90095-1567, USA;

④ 四川省地震局, 成都 610041;

⑤ 中国地震局地震研究所, 武汉 430071;

⑥ 中国地震局第二监测中心, 西安 710054;

⑦ 东京大学地震研究所, 东京, 日本

* E-mail: mwang@gps.gov.cn

收稿日期: 2007-08-31; 接受日期: 2007-12-15

国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB418403)资助项目

摘要 利用跨鲜水河断裂的二对 GPS 连续观测点资料, 获得了跨鲜水河断裂高精度形变场(误差约 1 mm)的动态演化轨迹. 该轨迹清晰地反映了鲜水河断裂乾宁段和道孚段形变场的明显不同, 前者为稳态、后者为非稳态. 道孚段的非稳态形变可能与鲜水河断裂在此分段并呈现东、西二支有关. 采用一多段脆韧转换带模型对形变场动态演化给出初步的模拟与解释: 鲜水河断裂南段转换带内蠕滑稳定, 而北段和道孚段呈现间歇状状态且平均滑移率高于南段. 这可能与断层面介质的物理性质有关, 揭示当前断裂南段转换层强度可能高于北段, 对应于更长的发震周期.

关键词

鲜水河断裂

GPS

形变场

动态演化

脆韧转换带

近年来国际上与地震物理机制相关的前兆现象和研究取得相当进展, 其中在加拿大西部海岸、日本和墨西哥等俯冲带地区观测到的周期性反向位移和周期性脉动尤为瞩目^[1-5]. 这些结果的重要性在于它给出了地震发生过程中可能的物理机制: 断层由上地壳内的脆性层和下地壳内的韧性层组成, 在孕震期间形变表现为脆性层的闭锁和韧性层的稳态蠕滑. 存在于脆性层与韧性层间的脆韧转换带则表现出某种不稳定性, 间隔一段时间就可能产生慢滑移, 相应的位移和脉动信号可以被地表布设的 GPS 和地震台站观测到. 每一次脆韧转换带上滑移的产生都会转移部分应力到其上部的锁定层, 使其应力承载在滑移时刻明显增加, 造成地震危险性的增加. 中国大陆

存在着许多高错动率的走滑断层, 是地震的多发区. 那么, 在大陆的走滑断层上是否存在与俯冲带类似的慢滑移现象? 如果存在, 其位置、时间、方式如何? 这一问题的回答不仅具有重要的理论意义, 而且对于防震减灾工作有重大的现实意义.

位于青藏高原东部的鲜水河断裂带是现今东亚大陆最活动的断裂带之一, 以左旋走滑为特征. 相对于欧亚板块, 青藏高原物质在印度板块的北向挤压作用下产生东向挤出, 其东南地区则形成绕东喜马拉雅构造结的顺时针回转, 其北部和东部边界即为鲜水河断裂带(包括甘孜-玉树、鲜水河、安宁河、则木河和小江断裂). 由于该地区形变场的急剧变化及其在研究青藏高原动力学模式中的特殊作用, 鲜水

河断裂带一直是地学界的研究热点, 有大量的地质、地震及大地测量方面的研究成果发表^[6~14]. 作为鲜水河断裂带的一个部分, 鲜水河断裂位于甘孜与乾宁之间, 长约 210 km. 本文试图通过布设在鲜水河断裂二侧的二对 GPS 连续观测点, 监测得到 GPS 点随时间的演化序列, 扑捉断裂带上与构造运动相关的精确时空信息, 并利用脆韧转换带滑移模型给予初步解释.

1 连续站的设置和数据采集

二对跨断层的 GPS 连续观测点布设在道孚和乾宁附近: 七美(QIME)和瓦日(WARI)、牦牛(MAON)和塔公(TAGO)(见图 1), 点距分别为 16.7 和 36.9 km. 台站跨断层成对设置是为了增加对断层形变场监测的精度, 相关的精度分析将在后面给出. 4 个点皆为钢筋混凝土标墩, 埋深 2 m 至基岩层, 开挖的基础部分和观测墩一次浇筑而成, 并采用强制对中装置. 除 MAON 在一定的环视范围内有高度角 15°~20°的遮挡外, 其他 3 个点基本上满足 10°以上无遮挡的环视条件. 对于短基线而言, 15°~20°的遮挡并不会给观测结果带来显著的影响.

4 个点上配备的 GPS 接收机/天线是 LEICA GRX1200PRO/AT504, 于 2006 年 2 月 15 日正式开始数据的采集. 本研究采用的数据截止到 2007 年 11 月 14 日, 其间由于雷击、停电、接收机故障等原因, 数据采集有不同程度的中断, 4 个点的数据可用率分别为 QIME 81%, WARI 93%, MAON 95% 和 TAGO 83%, 可以满足连续形变场研究的需求.

2 数据处理和精度分析

2.1 处理方法与模型

在我们的研究区域没有中国地壳运动观测网络的基准站存在, 为此我们选择了研究区域外围 6 个基准站拉萨(LHAS)、卢洲(LUZH)、下关(XIAG)、昆明(KMIN)、西宁(XNIN)和德令哈(DLHA)的数据同步处理, 并对基准站在 ITRF2000 框架下的先验坐标施加 0.02, 0.02 和 0.05 m 约束作为参考框架的控制. 同步处理的数据还包括四川省地震局在四川盆地布设的 11 个区域连续站, 以尽可能多地组成同步观测.

数据处理以 24 h 为一时段, 采用双差模式, 由 GAMIT 软件^[15]完成. 对于短基线而言, 通常的作法是固定卫星轨道(精密星历)直接估算测站的位置. 但

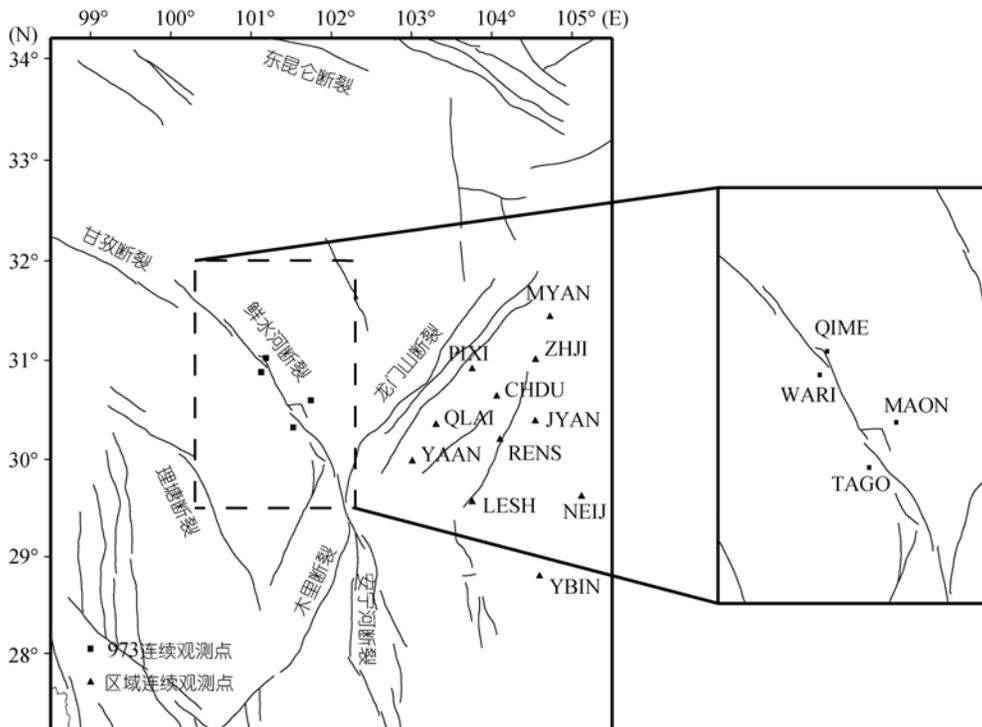


图 1 鲜水河断裂及 GPS 连续观测点分布

由于IGS在GPS 1400 周(2006 年 11 月 5 日)启用了绝对的卫星天线相位中心模型(IGSMAIL5438, 2006, <http://igs.cb.jpl.nasa.gov/mail/igsmail/2006/msg00161.html>), 可能会导致IGS精密星历在前后不同时间段存在系统偏差. 为了保证数据处理结果的一致性, 我们在估算测站位置的同时, 还允许卫星轨道(IGS精密星历)和地球自转参数(Bull_A)有微量的调整. 数据处理中涉及到的地球重力场、固体潮和极潮模型都遵循IERS的最新规范IERS2003^[16]. 海潮引发的测站地壳形变改正采用最新的全球海潮模型FES2004^[17], 并同时顾及海潮导致的地球质心变化.

卫星截止高度角 $elev$ 大于 10° 的数据用于数据编辑与参数估计(数据编辑 $30''$ 采样; 参数估计 $120''$ 采样), 数据误差取决于其卫星截止高度角的函数($\sigma = a^2 + b^2 / \sin^2(elev)$, 单位mm), 函数系数由数据验后残差拟合确定. 对流层干分量的天顶延迟由GPT模型^[18]计算获得, 同时每个测站每 2 h 估计 1 个参数以改正湿分量导致的天顶延迟, 映射函数采用GMF模型^[19]. 顾及大气的不均匀性, 对每个测站的東西向和南北向各附加 1 个大气水平梯度参数.

2.2 结果与精度分析

由于本研究的目的是为了监测鲜水河断裂的运动状态, 所以我们没有强求测站在全球参考框架下

的位置, 而是直接采用 WARI 至 QIME, TAGO 至 MAON 的基线解. 如果忽略测站所属活动块体刚性运动的影响, 我们可以将二条基线水平矢量的平均年变化率(见图 2)分别投影到平行和垂直于鲜水河断裂的方向上, 从而得到鲜水河断裂在道孚处平均左旋走滑速率(6.3 ± 0.3) mm/a 和垂向拉张速率(1.0 ± 0.3) mm/a; 在乾宁处平均左旋走滑速率(7.8 ± 0.2) mm/a 和垂向拉张速率(2.2 ± 0.2) mm/a. $6 \sim 8$ mm/a 的左走旋滑速率略小于 Chen 等^[12]和 Shen 等^[14]利用区域流动观测得到的 $10 \sim 11$ mm/a 的结果. 这种差异在很大程度上源于观测时间和地点的不同. 不同时期的断层形变率可能有所不同(这一点我们下面还会讨论); 而且, 尤为重要, 我们的台站距断层的垂向距离为几公里至十几公里, 在这样的距离范围内, 由于断层上部的锁定效应, 台站观测到的相对运动仅为断层二盘相对运动的一部分, 完整的相对运动需要远离断层几十公里至上百公里才可观测到. 需要指出的是, 我们台站的位置虽然不能观测到断层二盘的全部相对运动, 但对于断层上, 特别是十几公里深处转换带内可能存在的精细滑移却具有观测优势, 信号相对较强而误差较小, 这正是台站近距离并成对设计的目的所在.

从 GPS 相对定位原理可知, 基线解能较好地消

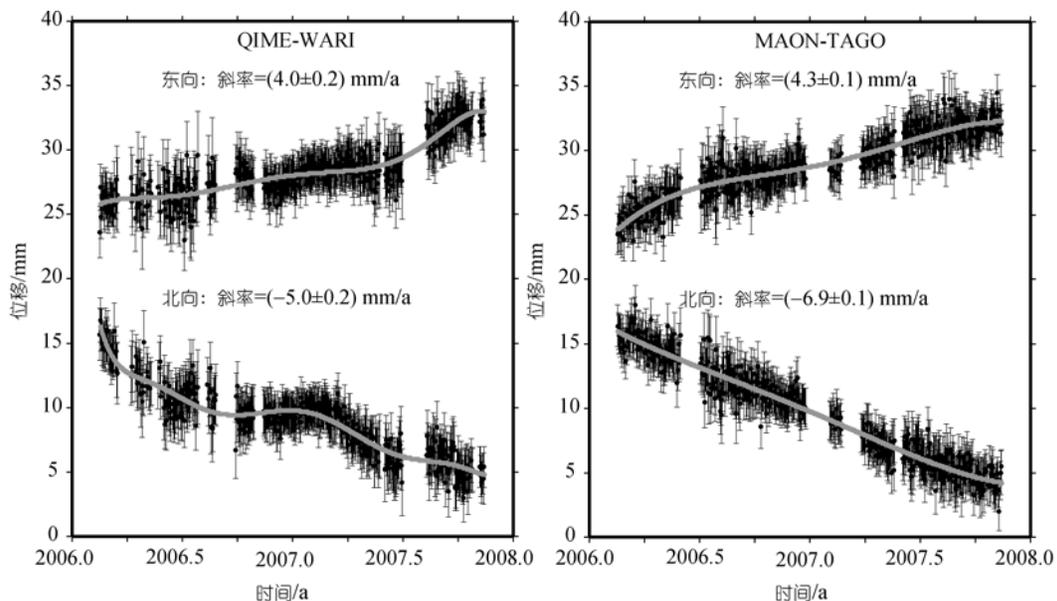


图 2 基线水平矢量的时间序列

除或减弱所有与空间尺度相关的误差源的影响,如卫星轨道误差、各种地球物理模型的区域偏差、大气折射改正残差、参考框架不稳定影响等等. 黄立人等 [20] 的研究也表明相邻连续观测站噪声序列有着近似的谱指数. 由此,基线的结果,特别是短基线的结果,具有非常高的精度和可靠性. 我们生成了本研究中涉及到的所有基线的时间序列,将时间序列的离散度与基线长度的关系标示于图 3,精度随基线缩短而提高的规律得到了充分验证;而且,我们还可以清楚地看到基线 QIME-WARI 和 MAON-TAGO 时间序列的离散度只有 1 mm 左右,更优于整体的趋势. 这要归结于 99.2% 和 98.3% 的整周模糊度固定率. 整周模糊度固定与否是影响定位精度的重要因素之一. 短基线在固定整周模糊度方面具有无可比拟的优势.

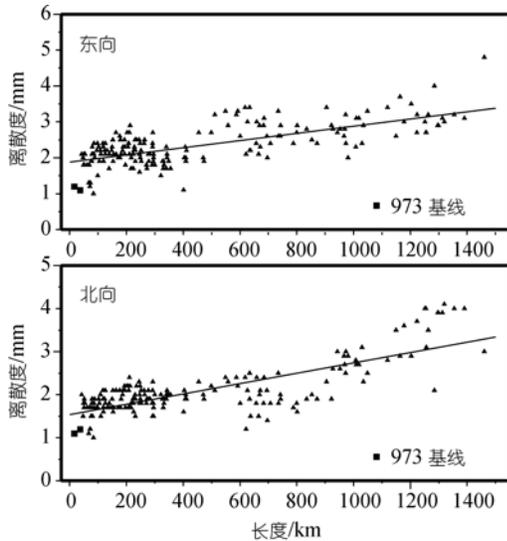


图 3 基线矢量时间序列的离散度与基线长度的关系

3 运动轨迹和模型解释

3.1 运动轨迹

图 2 的基线矢量时间序列,特别是 QIME-WARI 的时间序列,清楚地显示了运动在时间和空间上的不均一性. 从基线精度分析,我们认为这种运动状态很可能是构造运动的真实反映. 如果以 90 d 为一时间段,可以分别得到 WARI 相对于 QIME, TAGO 相对于 MAON 的运动轨迹. 为了弥补其间的缺失,我们对基线矢量时间序列进行了多项式拟合(见图 2 中的粗体线),由拟合值得到基线矢量的运动轨迹(见图 4).

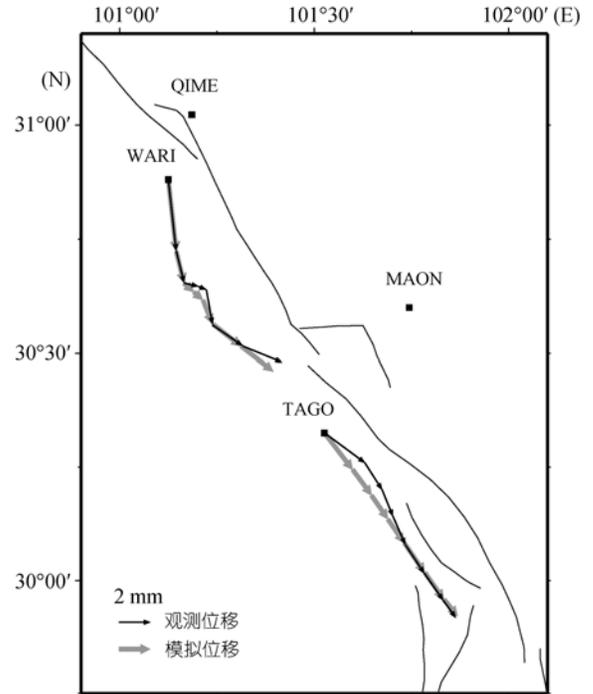


图 4 GPS 基线矢量的运动轨迹

每一矢量箭头代表 90 d 内的整体运动,黑色为观测结果,灰色为模型模拟结果

3.2 模型反演

我们试图采用一个多段的脆韧转换带滑移模型来解释这二条基线矢量的运动. 假定断层上部锁定,下部至地幔深处以一定的速率稳态滑移,中间则存在一脆韧转换带,其滑移并不稳定. 鲜水河断裂结构虽然相对简单,但依然具有明显的分段性,特别是在道孚段,断层表现为二支 [8]. 在经过大量的试算后,我们最终采用了如图 5 所示的一个 5 段脆韧转换带模型: 道孚以北为鲜水河断裂北段,道孚以南为鲜水河断裂南段,道孚段分为东、西二支,而东支又分为北段和南段. 受限于观测量的不足,我们无法通过实测的 GPS 数据反演确定断层的锁定深度及转换带的下边界. 在假设断层的不同段具有相同的锁定深度并且转换带下边界也处于同一深度的条件下,根据朱艾澜等 [21] 小震重新定位的结果,我们设定锁定深度为 10 km,转换带下边界位于 22 km 处. 转换带下的韧性层存在 11 mm/a 的长期蠕滑 [12,14].

在上述设定的断层分段与分层的条件下,对应每个时间段的基线矢量变化,利用 Okada [22] 半无限空间中断层剪切位错导致的地表位移的解析表达式反

演计算转换带每一段的滑移量. 由于断层的左旋走滑特征明确, 我们对转换带每段的滑移方向给予先验约束, 即不允许右旋走滑发生. 各时间段的反演结果见图 6. 由此模型正演得到二条 GPS 基线矢量的变化并标示于图 4. 模拟结果与观测结果基本符合, 表明模型具有可行性.

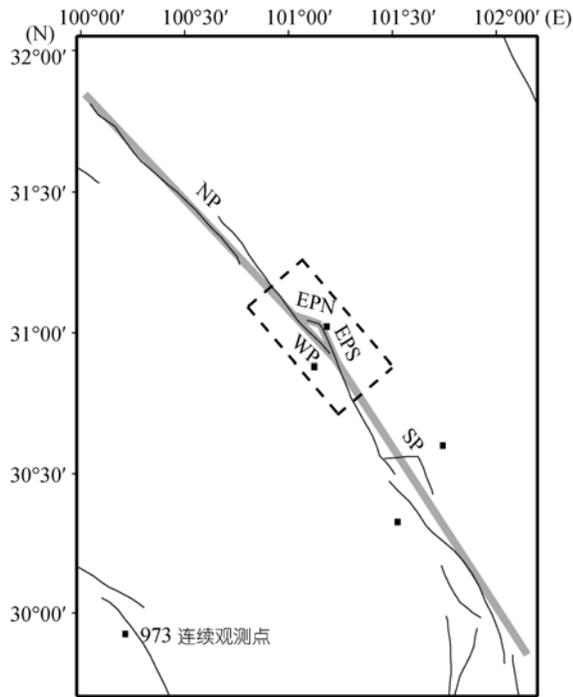


图 5 断层分段模型

分段模型由灰色线段表示, NP, SP 分别表示鲜水河断裂北段和南段; WP, EPN, EPS 分别表示道孚段西支、道孚段东支北段和南段

3.3 结果解释

我们的转换带滑移模型 (见图 6) 显示, 除 2007-08-15~2007-11-14 时间段外, 鲜水河断裂南段的滑移基本呈稳态, 每个时间段(1 个季度)的滑移量在 4~6 mm 范围. 鲜水河断裂北段每个时间段平均滑移 15.1 mm, 但由于没有 GPS 观测的约束, 其反映出的非稳态规律可能缺乏可靠性. 值得注意的是道孚段的二支断层: 在有观测数据的 21 个月时间内, 西支断层的转换带始终处在“休眠”状态, 而东支断层的转换带则表现为滑移和静止交替的不稳定状态, 特别是在 2006-02-15~2006-05-14 时间段产生了很大的滑移, 达到了 103 mm.

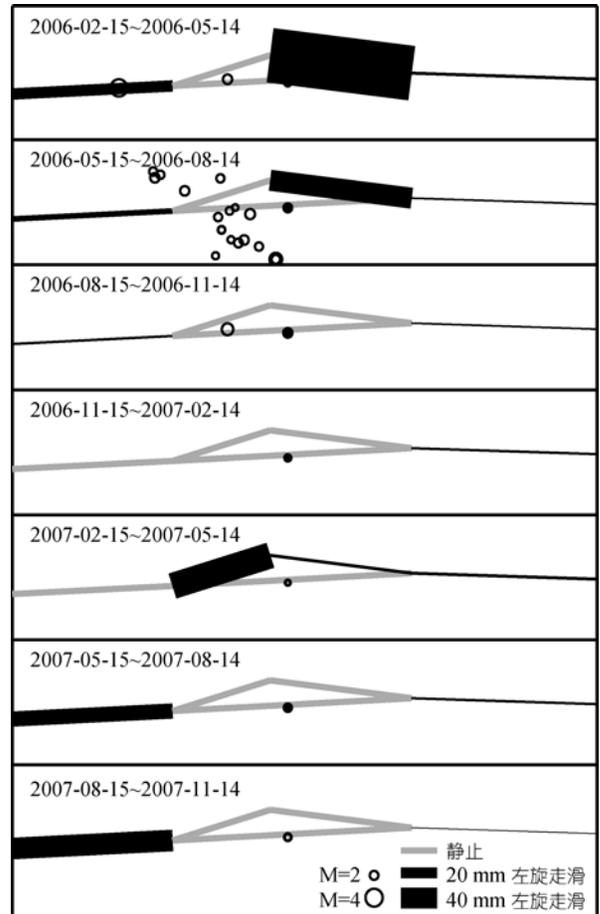


图 6 各时间段的转换带滑移和地震分布

黑实线宽度正比于转换带滑移量. 圆点为震中位置, 大小正比于地震震级

图 6 还标示了每个时间段内的地震分布. 我们可以很清楚地看到道孚东支断层大的滑移(2006-02-15~2006-08-14)正好对应了一个非常密集的小震群. 图 7 给出了道孚段每个时间段内分别由转换带滑移和地震震级导出的地震矩, 从中也可以看出转换带滑移和地震之间存在一定的关系. 由转换带滑移计算得到的地震矩在量级上大于地震震级导出的地震矩, 所以两者并不能等价. 事实上, 两者发生在断层的不同深度范围, 可以认为是转换带内增强的非稳态滑移造成转换带所承受的部分弹性应力的释放和其上部锁定层内弹性应力的增加, 以至触发锁定层内小震的发生.

此外, 转换带滑移模型所提示的断层各段的整体活动状态, 与 1973 年炉霍地震和 1981 年道孚地震

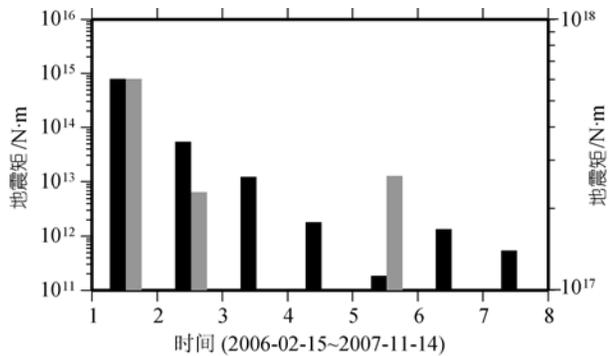


图7 道孚段各时间段内的地震矩

黑柱: 地震震级计算, 灰柱: 转换层滑移反演

后的蠕滑形变状态基本一致, 而且与跨断层短基线测量得到的地表形变也有可比之处. 跨断层短基线测量得到的是断层在地表的蠕滑, 其运动与转换层的运动并不贯通, 中间相隔一个十多公里厚的锁定层, 但两者的运动均受到区域构造应力场驱动, 故可能存在一定的相关关系. 杨永林等 [23] 分析了鲜水河断裂 25 a (1981~2005 年) 的跨断层短基线测量资料, 结果显示各场地的形变量呈逐年减小趋势, 2002~2005 年已趋于稳定. 在 2002~2005 年时间段, 北段 4 个场地中的侏倭和虾拉沓的水平错动量呈现较高值, 分别为 0.8 和 2.0 mm/a, 道孚段沟普的水平错动量为 1.7 mm/a, 而南段仅有的二个场地龙灯坝和老乾宁的活动量都低于 0.5 mm/a. 我们的结果也显示北段和道孚段转换层平均滑移速率高于南段, 而转换层的高滑移率有利于驱动地表断层的蠕滑. 这种断层活动的分段特征可能是与不同断层面介质的物理性质有关. 断裂北段和道孚段转换层的介质强度可能低于南段, 滑移在出现诱因的情况下很容易发生, 因此地震的复发周期也相对较短 [8,10]; 断裂南段转换

层的介质强度可能较高, 能够承受较高的应力水平, 地震复发周期相对较长. 此外, 由于应力的高低与地震-频级关系中的 b 值成反比关系, 道孚段平均 b 值低于南段 [24] 也能解释道孚段和南段不同的运动差异.

需要指出的是, 尽管我们已经取得了相当不错的观测成果并给出了模型解释, 但由于观测时间还比较短, GPS 点数目有限, 给出的解释并不唯一. 我们仅在众多可能的物理模型中选择了我们认为最为合理的模型, 并给出相应解释. 深入的研究和解释还有待于获取更多和更长时间段的观测资料.

4 初步结论

通过在鲜水河断裂二侧设立 GPS 连续观测点监测鲜水河断裂形变场时空演化并建立模型, 我们获得以下几点认识:

(1) 在断层二侧成对设立 GPS 连续观测点可以明显提高形变场观测精度, 日误差仅为 ~1 mm, 可以用来有效监测断层内、特别是脆韧转换带内的细微形变变化.

(2) 鲜水河断裂乾宁段和道孚段的形变场明显不同, 前者为稳态、后者为非稳态. 道孚段的非稳态形变有可能与断裂在此分段并呈现东、西二支有关.

(3) 模型显示的鲜水河断裂道孚段转换层大的滑移正好对应了一个密集的小震群, 表明转换层的滑移可能触发其上部锁定层内地震的发生.

(4) 模型结果表明鲜水河断裂南段转换带内蠕滑稳定, 而北段和道孚段呈现间歇状态且平均滑移率高于南段. 这可能与断层面介质的物理性质有关, 揭示断裂南段转换层强度可能高于北段, 在其它构造环境与加载背景相似的情况下, 将对应于更长的发震周期.

参考文献

- 1 Dragert H, Wang K, James T S. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction Interface. *Science*, 2001, 292(5521): 1525—1528 [DOI]
- 2 Rogers G, Dragert H. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: the chatter of silent slip. *Science*, 2003, 300: 1942—1943 [DOI]
- 3 Kostoglodov V, Singh S K, Santiago J A, et al. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(15): 1807 [DOI]
- 4 Ozawa S, Miyazaki S, Hatanaka Y, et al. Characteristic silent earthquake in the eastern part of the Boso Peninsula, central Japan. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(6): 1283 [DOI]

- 5 Ozawa S, Hatanaka Y, Kaidzu M, et al. Aseismic slip and low-frequency earthquakes in the Bungo Channel, southwestern Japan. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, L07609[DOI]
- 6 Allen C R, Luo Z, Qian H, et al. Field study of a highly active fault zone: the Xianshuihe fault of southwestern China. *Geol Soc Am Bull*, 1991, 103(9): 1178—1199
- 7 Burchfiel B C, Wang E. Northwest-trending, middle Cenozoic, left-lateral faults in southern Yunnan, China, and their tectonic significance. *J Struct Geol*, 2003, 25(5): 781—792[DOI]
- 8 闻学泽. 四川西部鲜水河-安宁河-则木河断裂带的地震破裂分段特征. *地震地质*, 2000, 22(2): 239—249
- 9 向宏发, 徐锡伟, 虢顺民, 等. 丽江-小金河断裂第四纪以来的左旋逆推运动及其构造地质意义: 陆内活动地块横向构造的屏蔽作用. *地震地质*, 2002, 24(2): 188—198
- 10 徐锡伟, 张培震, 闻学泽, 等. 川西及其邻近地区活动构造基本特征与强震复发模型. *地震地质*, 2005, 27(3): 446—461
- 11 Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276(5313): 788—790[DOI]
- 12 Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J Geophys Res*, 2000, 105(B7): 16215—16227
- 13 Replumaz A, Tapponnier P. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *J Geophys Res*, 2003, 108(B6): 2285[DOI]
- 14 Shen Z K, Lü J, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2005, 110: B11409[DOI]
- 15 King R W, Bock Y. Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 10.2. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology, 2004
- 16 McCarthy D D, Petit G. IERS Convention (2003). 2004
- 17 Lyard F, Lefevre F, Letellier T, et al. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dyn*, 2006, 56(5-6): 394—415[DOI]
- 18 Boehm J, Heinkelmann R, Schuh H. A global model of pressure and temperature for geodetic applications. *J Geodesy*, 2007, 81(10): 679—683[DOI]
- 19 Boehm J, Niell A, Tregoning P, et al. Global Mapping Function(GMF): a new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophys Res Lett*, 2006, 33, L07304[DOI]
- 20 黄立人, 符养. GPS 连续观测站的噪声分析. *地震学报*, 2007, 29(2): 197—202
- 21 朱艾斓, 徐锡伟, 周永胜, 等. 川西地区小震重新定位及其活动构造意义. *地球物理学报*, 2005, 48(3): 629—636
- 22 Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Seism Soc Am Bull*, 1992, 82(2): 1018—1040
- 23 杨永林, 苏琴. 鲜水河断裂带现今运动特征研究. *大地测量与地球动力学*, 2007, 27(6): 22—27
- 24 易桂喜, 范军, 闻学泽. 由现今地震活动分析鲜水河断裂带中-南段活动习性与强震危险地段. *地震*, 2005, 25(1): 58—66