

GPS 资料反映大震前后青藏高原东北缘的水平形变^{*}

杨国华, 杨 博, 占 伟, 刘志广, 梁洪宝

(中国地震局第一监测中心, 天津 300180)

摘要: 利用 1999 ~ 2007 年和 2009 ~ 2011 年青藏高原东北缘地区水平形变观测与处理结果, 分析了汶川、玉树地震前后该区域水平形变场及其变化, 得出: (1) 1999 ~ 2007 年水平运动的大小与方向变化明显, 但清晰有序, 相对运动一般在 15 mm/a 以内, 2009 ~ 2011 年的水平运动轮廓虽然与 1999 ~ 2007 年相似, 但变化可辨, 主要体现在震源较近的地域; (2) 1999 ~ 2007 年的主压应变优势方向为南东—北西向, 有序与一致性较强, 值域一般在 $(\pm 35 \sim 38) \times 10^{-9}/a$ 之内, 最大主应变区呈带状分布于祁连构造带上, 2009 ~ 2011 年最大主应变的大小及空间分布则有一定的差别, 震中附近最大约为 $180 \times 10^{-9}/a$, 但主应变方向与 1999 ~ 2007 年基本保持一致; (3) 1999 ~ 2007 年最大剪切应变率大小的空间分布呈北西向条带状, 较大值域的条带为祁连构造带达 $27 \times 10^{-9}/a$, 2009 ~ 2011 年最大剪切应变率的空间状态不同于以前, 最大值位于震源及其附近地区接近 $120 \times 10^{-9}/a$, 其他区域相对较小; (4) 1999 ~ 2007 年的旋剪形变呈北西向条带左、右旋交替的分布状态; 2009 ~ 2011 年则没有如此清晰, 最大值也位于震中及附近地域。总之, 震后区域形变场有较大的调整, 可能还在继续中。

关键词: 青藏高原东北缘; 水平形变; 汶川地震; 玉树地震

中图分类号: P315.7

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2012)03-0295-08

0 引言

2008 年 5 月 12 日在四川汶川县境内的龙门山断裂带上发生 $M_s 8.0$ 地震, 震中位置 ($30.986^\circ N$, $103.364^\circ E$), 分别产生了长约 240 km 和 70 km 的地表破裂带, 最大逆冲量和右旋走滑量都达到了 9 ~ 12 m, 是以逆冲为主兼右旋走滑的地震 (付碧宏等, 2009; 王敏, 2009; 国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络”项目组, 2008)。2010 年 4 月 14 日青海省玉树县发生 $M_s 7.1$ 地震, 震中位置 ($33.1^\circ N$, $96.6^\circ E$), 野外地质调查表明地表破裂长度 23 ~ 50 km, 以左旋走滑活动为主, 兼有挤压逆冲活动, 最大滑动量为 1.75 ~ 2.1 m (刘超等, 2010; 张勇等, 2010; 张军龙等, 2010; 张永生等, 2010)。这两次地震均发生在青藏高原的东北缘, 地震时在一定的空间范围内形变相当突出, 表明震前存在弹性形变积累。由于能量的释放及应力场调整, 必然会在一定区域范围内存在相应的形变场调整, 这种调整甚至会影响地震的孕育和活动。本文依据形变信息提取与一些描述形变

特征有关的新方法 (杨博等, 2010, 2011; 杨国华等, 2005, 2010), 重新描述了 1999 ~ 2007 年青藏高原东北缘地区的水平形变场, 同时也给出了震后 2009 ~ 2011 年该区的水平形变结果。在前人研究成果的基础上, 以 1999 ~ 2007 年的水平形变作为青藏高原东北缘具有常态意义的形变场、对比了 2009 ~ 2011 年的形变场, 试图进一步认识大震之后形变场时空变化的动态 (杨国华等, 2002, 2006, 2009; 江在森等, 2003; 王敏等, 2003; 王琪等, 2000; 顾国华, 张晶, 2002)。

1 数据处理方法简述

由于较大尺度运动场的描述是在球面上进行的, 故可利用多核函数进行数值逼近, 其具体表达式为

$$\begin{cases} f(\lambda, \varphi) = \sum c_j s_j(\lambda, \varphi, \lambda_j, \varphi_j) = S^T C \\ s_j(\lambda, \varphi, \lambda_j, \varphi_j) = d_j^{1.1} + 1 \end{cases} \quad (1)$$

式中, d_j 为球面上两点间的大地线长度 (单位为

^{*} 收稿日期: 2012-03-05.

基金项目: 行业科研专项 GNSS 地壳形变场相关信息的提取及在地震趋势预测中的应用 (201208006) 资助。

km), $\mathbf{S}^T = (s_1, s_2, s_3, \cdots, s_{n_x})$, $\mathbf{C}^T = (c_1, c_2, c_3, \cdots, c_{n_x})$. 由于上述数值解析所得到的水平运动, 它不仅包含运动信息同时也包含误差干扰, 故需要对其进行滤波与信息分离. 具体表达式为

$$\begin{cases} F_e(\lambda, \varphi) = \sum a_i s_i(\lambda, \varphi, \lambda_i, \varphi_i) = \mathbf{S}^T \mathbf{A} \\ F_n(\lambda, \varphi) = \sum b_i s_i(\lambda, \varphi, \lambda_i, \varphi_i) = \mathbf{S}^T \mathbf{B} \end{cases} \quad (2)$$

式中, $\mathbf{S}^T = (s_1, \cdots, s_{n_x})$ 为核函数阵, $\mathbf{A}^T = (a_1, \cdots, a_{n_x})$, $\mathbf{B}^T = (b_1, \cdots, b_{n_x})$, $\mathbf{C}^T = (c_1, \cdots, c_{n_x})$ 均为待定系数. 此时核函数选择为

$$s_i(\lambda, \varphi, \lambda_i, \varphi_i) = \exp(- (d_i/780)^{2.8}). \quad (3)$$

式中, (λ_i, φ_i) 为核点位置坐标, d_i 为两点间的大地线长度. 然后以网格化数据为基础, 利用最小二乘法即可求解上述任意方向运动的待定系数.

若假定东西向应变为 $\varepsilon_E(\lambda, \varphi)$ 、南北向应变为 $\varepsilon_N(\lambda, \varphi)$ 、它们之间的剪应变为 $\gamma_{EN}(\lambda, \varphi)$ 、

$$\begin{cases} d(\lambda, \varphi) = \varepsilon_E(\lambda, \varphi) + \varepsilon_N(\lambda, \varphi), \\ \gamma_{\max}(\lambda, \varphi) = (\varepsilon_{\max}(\lambda, \varphi) - \varepsilon_{\min}(\lambda, \varphi))/2, \\ \varepsilon_{\max}(\lambda, \varphi) = (\varepsilon_E(\lambda, \varphi) + \varepsilon_N(\lambda, \varphi) + \sqrt{4\gamma_{EN}^2(\lambda, \varphi) + (\varepsilon_N(\lambda, \varphi) - \varepsilon_E(\lambda, \varphi))^2})/2, \\ \varepsilon_{\min}(\lambda, \varphi) = (\varepsilon_E(\lambda, \varphi) + \varepsilon_N(\lambda, \varphi) - \sqrt{4\gamma_{EN}^2(\lambda, \varphi) + (\varepsilon_N(\lambda, \varphi) - \varepsilon_E(\lambda, \varphi))^2})/2, \\ \theta(\lambda, \varphi) = \arctg((\varepsilon_{\max}(\lambda, \varphi) - \varepsilon_E(\lambda, \varphi))/\gamma_{EN}(\lambda, \varphi)). \end{cases} \quad (6)$$

上式中依序分别为面应变、最大剪切应变、最大主应变、最小主应变、及最大主应变方位角.

2 水平形变场及其动态变化

中国地壳运动观测网络项目组在青藏高原的东北缘地区布设了较密集的 GPS 流动测站, 2009 年以后又在原有的基础上实施了测站布设的空间加密, 用于监测该地区地壳形变及其动态变化. 地壳动态变化研究的一个基本问题是对现阶段该区常态运动尽量给予较精确的描述. 因此, 所用资料为常态环境下的多期复测资料, 或已剔除曾在某时刻受到污染的成分, 并且资料具有较长的时段. 到目前为止已分别在 1999、2001、2004、2007、2009 和 2011 年对该区进行观测. 由于 2008 年汶川 8.0 级地震对该区具有一定程度的影响, 为了较有效地获取具有常态意义的形变场, 故在计算其形变场时所用资料为 1999 ~ 2007 年的 4 期资

料. 首先利用 GAMIT/GLOBK/QOCA 软件获得该时段 ITRF 参考框架下运动的“观测结果”; 其次, 以此获得相对于区域无旋转基准的运动结果 (杨国华等, 2005), 再依据 (1) 式对研究区相对运动速度及误差结果进行数据逼近; 然后在此基础上结合以经、纬步长均为 30 km 计算网格点上的运动结果, 进行空间滤波计算, 在核点经、纬步长为 150 km 等间隔的条件下, 依据 (2) ~ (3) 式进行计算, 可获得二维经滤波后的运动结果 (图 1 和图 6, 图中的五星为玉树震中位置); 最后, 依据 (5) ~ (6) 式计算形变场的有关结果 (图 2 ~ 5, 图中蓝点为测站位置, 浅蓝或浅黄线为断层).

$$f_{\text{itr}}(\lambda, \varphi) = f_{\text{ie}}(\lambda, \varphi) \vec{i} + f_{\text{in}}(\lambda, \varphi) \vec{j}. \quad (4)$$

在现行球面坐标系统下球面应变与旋转量算式则为

$$\begin{cases} \varepsilon_E(\lambda, \varphi) = \frac{\partial f_E(\lambda, \varphi)}{\partial s_\lambda} - \frac{f_N(\lambda, \varphi)}{R} \tan \varphi, \\ \varepsilon_N(\lambda, \varphi) = \frac{\partial f_N(\lambda, \varphi)}{\partial s_\varphi}, \\ \gamma_{EN}(\lambda, \varphi) = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial f_N(\lambda, \varphi)}{\partial s_\lambda} + \frac{\partial f_E(\lambda, \varphi)}{\partial s_\varphi} + \frac{f_E(\lambda, \varphi)}{R} \tan \varphi \right], \\ \omega(\lambda, \varphi) = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial f_N(\lambda, \varphi)}{\partial s_\lambda} - \frac{\partial f_E(\lambda, \varphi)}{\partial s_\varphi} - \frac{f_E(\lambda, \varphi)}{R} \tan \varphi \right]. \end{cases} \quad (5)$$

式中 R 为地球的平均半径, s_λ 和 s_φ 分别为经向和纬向的弧长. 其他相应的参数则描述为

料. 首先利用 GAMIT/GLOBK/QOCA 软件获得该时段 ITRF 参考框架下运动的“观测结果”; 其次, 以此获得相对于区域无旋转基准的运动结果 (杨国华等, 2005), 再依据 (1) 式对研究区相对运动速度及误差结果进行数据逼近; 然后在此基础上结合以经、纬步长均为 30 km 计算网格点上的运动结果, 进行空间滤波计算, 在核点经、纬步长为 150 km 等间隔的条件下, 依据 (2) ~ (3) 式进行计算, 可获得二维经滤波后的运动结果 (图 1 和图 6, 图中的五星为玉树震中位置); 最后, 依据 (5) ~ (6) 式计算形变场的有关结果 (图 2 ~ 5, 图中蓝点为测站位置, 浅蓝或浅黄线为断层).

2.1 水平运动场

1999 ~ 2007 年研究区水平运动场是相对于区域整体无旋转基准的水平运动场. 从图 1a 中可看出有序与差异活动信息突出. 确切地说, 青藏高原东北缘水平运动尽管各异, 但并非杂乱无章.

构造环境方面，研究区东邻鄂尔多斯块体，北侧是阿拉善块体，这两个块体都较为完整和坚固，因此不易变形。由于受北东向的挤压（图 4）以及东侧与北侧的阻挡，所以在研究区内产生形变。也就是说，这一运动是在北东向挤压等环境作用下，区域内部产生的结果。产生形变的形态可以是多种多样，但归纳起来有两种基本特征：一种是垂直形变，即质元的“上出下入”；另一种是水平形变，即质元在水平方向上的移动。理论上，当物质受到挤压产生位移时，位移的方向总是指向物质相对软弱的部位。

由图 1a 可以看出，研究区受到两种初始运动的控制，一种是该区域南端受到了来自于北东向推挤控制，另一种是该区东端受到来自于西向运动（北大南小）的控制；结合图 4 所示的主应变方向可知，研究区东侧主要起阻挡作用，这是因为挤压应力的方向并没有显著的变化，因此可明确水平动力源来自于西南地区的北东向推挤。通过细部观察发现，该区的北部（阿拉善及附近的祁连构造带）存在着顺时针运动的迹象，即运动方向由东侧的南西向逐渐变到西部的北西向。虽然运动的量级越往西越大（西端约 7 mm/a），但变化的值域范围并不大，且基本呈线性变化。同理可知该区域东南部西端北北东向运动随着向东南地域的纵深其方向也在有序的变化着，到该区的东南端其优势运动方向已指南；运动大小也发生了变化，东端约 5 mm/a，向西逐渐变小。结合区域北部的结果，进一步证明了东侧鄂尔多斯块体、北部阿拉善块体具有较刚性的阻挡作用，故而迫使物质不得不向两端运移。研究区西南区域的运动形态呈扇形展布，这种展布与物质逐渐向西北和东南 2 个方向的运移是相辅相成的；该地区最大运动位于其西南部，最大运动速率约 18 mm/a，随着向西北、东南和东的延伸而逐渐变小。总之，在研究区域内物质运移的方向变化和地壳形变几乎处处可见，因此必然会导致该区域构造活动强烈、分布范围宽广；运动上表现为大小与方向不能始终如一，这是该区现今趋势性水平运动的基本特征。

2009 ~ 2011 年研究区的水平运动场如图 1b 所示，从轮廓上看，该水平运动场与 1999 ~ 2007 年相似，但细微差异在某种程度上是可辨的。对比图 1 a 与图 1b 可知，首先是地域性的运动所示不

同，例如 2009 ~ 2011 年间研究区北部的阿拉善及周边的运动速率比 1999 ~ 2007 年大 1 ~ 2 mm/a，运动方向也略有变化，由原来顺时针旋转运动的趋向变为逆时针旋转运动；区域南部的运动较图 1a 也大，其西侧运动速率较大是由玉树地震同震与震后地壳的破裂活动和调整性活动所致，其东侧运动速率较大的原因是汶川地震“疏通了”龙门山断裂带的压性右旋活动，故而使其物质向东南运移，且速度明显加快。这也说明震后的调整还在持续中。此外，研究区北部西侧的运动方向与东侧并未保持同步，前者为北西向与以前相同，后者为南东向与以前不同。这样的结果固然与这两次地震有某种关系，可能也显现了构造活动的一些其他信息，因为图 1a 的结果较难解释断裂

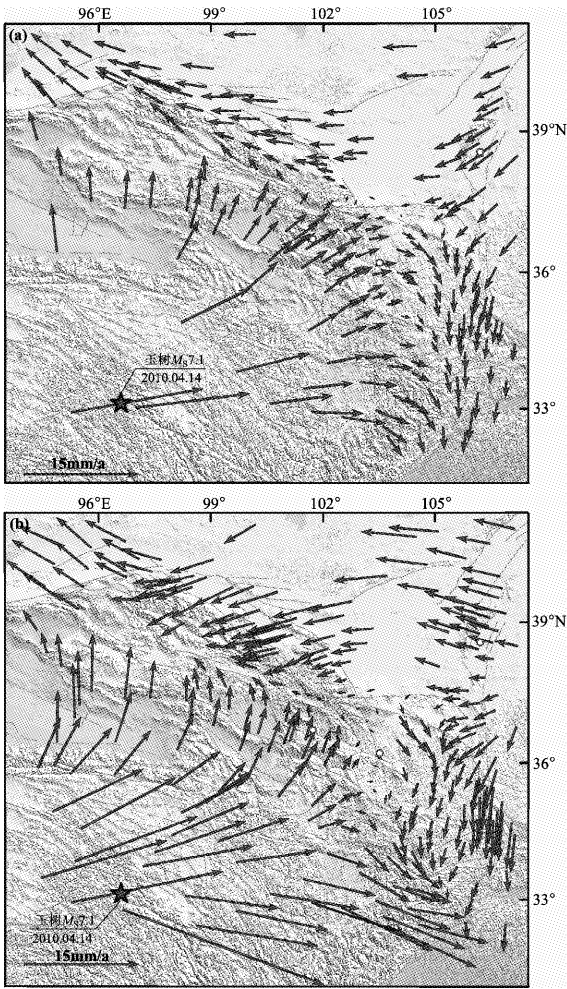


图 1 1999 ~ 2007 年 (a) 和 2009 ~ 2011 年 (b) 青藏高原东北缘地区水平运动场
Fig. 1 Horizontal movement field in Northeastern Tibetan Plateau area from 1999 to 2007 (a) and from 2009 to 2011 (b)

带西侧构造活动的“常态性”，图 1b 的结果可给出合理的解释；换言之上述结果或许还可为我们显现区域构造活动较初始的或常性质质的某些信息，而 1999 ~ 2007 年的运动只是某一阶段运动的展现，并非一定是恒定不变的状态。

2.2 最大主应变

图 2 所示为 1999 ~ 2007 年和 2009 ~ 2011 年两个时段青藏高原东北缘最大主应变率。理论上最大主应变为负值时，所在区域则处在围压的受力状态。从图中可以看出，这样的状态是存在的。事实上，地壳介质的各项同性并不太理想，这也是大震分布非随机分布的原因。图 2a 显示研究区最大主应变率值有正有负，空间分布也并非均匀，这除了体现了地壳介质的非均匀性，同时也可能体现区域应力场的差异状态；但总体正值的空间分布占优势。最大的张应变区位于玉树地震区的

周围，该区域的正值范围也相对较大。结合图 4a 可知，张应变产生的一个重要原因是北东向的挤压导致北西向的引张；然而，从大震的孕育角度看，由于玉树孕震体在震前的相对闭锁使得构造左旋活动向周边转移，因此也加大了北西向张应变，导致了玉树北侧的高应变值和相对集中的应变空间。图 4a 中张、压应变率大小的尺度也证明了这一点。2009 ~ 2011 年与 1999 ~ 2007 年的最大主应变率相似程度并不明显，这说明主应变在大小上有了较大的变化。除了震中区由于左旋破裂而导致的较高张应变外，其北部较高张应变的空间范围及大小都减小，甚至还出现了负值。就机理而言，因为伴随着地震的发生出现了玉树断裂带的左旋破裂，因此致使其北部在一定的时间内失去了东南向的牵引。此外，在此时段内张、压应变有北东向条带状展布的迹象，故伴随西北向具有张、压交替波浪式分布迹象。虽然 1999 ~ 2007 年的张应变也有优势性北东向条带状，但波浪式的交替并不清晰。因此，它们在时间上的动态变化是存在的，尤其在震源体的周围地区。

2.3 最小主应变

与最大主应变相辅相成的另一应变参数是最小主应变。由图 3a 可以看出，最小主应变的空间分布较为有序，主要呈条带状分布，且无张性空间存在。最小主应变率最小值为 $-35 \times 10^{-9}/a$ ，且呈条带状分布，其空间区域恰好位于祁连构造带上。表明祁连构造带是该区域现今最为活跃、形变也较大的构造带。另一个最小值的分布条带位于研究区的南边缘，其展布大体与祁连构造带平行，最小值近 $-30 \times 10^{-9}/a$ ，但有序性略差，表明了该条带是研究区另一个构造活动较强的区域。玉树断裂带的活动并不太大，可能体现了形变的亏损特征。其他地区压性应变均不大。该时段最小主应变率大小的空间分布基本上为北东向的交替空间变化。2009 ~ 2011 年的最大主应变率（图 3b）也体现了大小交替空间变化的特征。除玉树震源区和汶川附近地区外，其数值变化范围一般在 $(-60 \sim 25) \times 10^{-9}/a$ 之间，区内出现了张性应变；其有序性也不如 1999 ~ 2007 年间，形态颇为复杂。尽管最小主应变大小的分布特征与上一期相似，但变化也是可见的，如最小值优势性条带的展布方向在 1999 ~ 2007 年时段为北西向，2009 ~ 2011 时段却为北北西向。但总的来说，靠

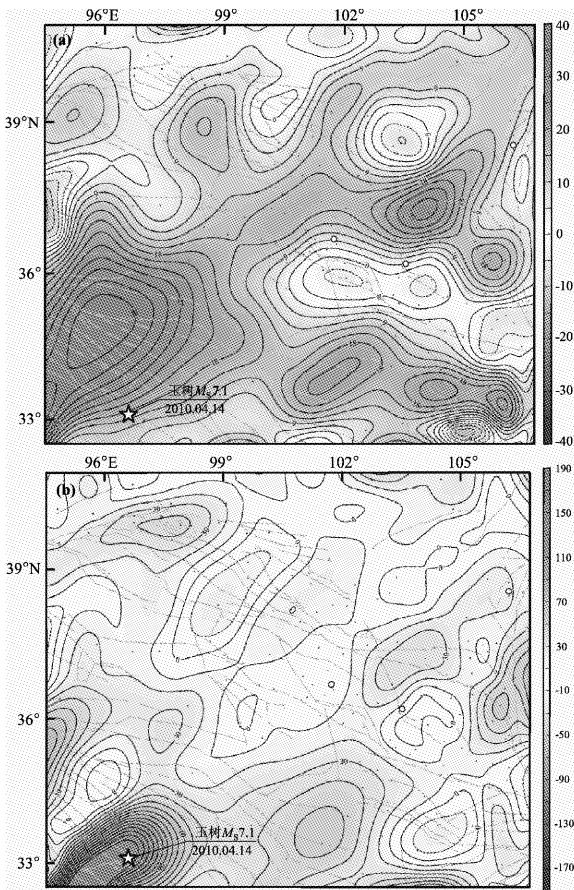


图 2 1999 ~ 2007 (a) 和 2009 ~ 2011 年 (b) 青藏高原东北缘最大主应变率 (单位: $10^{-9}/a$)

Fig. 2 Maximum main strain rate in Northeastern Tibetan Plateau from 1999 to 2007 (a) and from 2009 to 2011 (b) (unit: $10^{-9}/a$)

近震源区的变化较大些，其他地区相对小一些。

2.4 主应变方向和大小

笔者以张量形式展现主应变方向和大的空间分布状态（图 4）。图 4a 的结果表明区域主压应变优势方向为北西—南东向，在空间上虽有变化，但有序性较好。从宏观上看，自西向东主压应变的方向从西部的北西—南东向变到东部的近东西向。这可能是由于西南印度板块向北推挤的过程中受到阻挡迫使物质不得不向东北流动，在此过程中又受到东侧的鄂尔多斯块体阻挡，因此主压应变方向发生了变化，这是 1999 ~ 2007 年主应变方向的基本特征。2009 ~ 2011 年显示主应变大小的空间差异较突出（图 4b），但主应变方向除玉树地震区差异变化稍大以外，其它地区的一致性仍保持的较好，与 1999 ~ 2007 年的结果相比没有明显的差别。这说明地震发生后，尽管区域形变有

所不同，区域应力的大小也有所变化，但应力作用的方向仍保持不变。

2.5 面应变

面应变是反映形变状态另一种描述参量，在受力状态下可观察面的膨胀与收缩的大小及在空间上的分布。1999 ~ 2007 年的面应变率如图 5a 所示，从应变率的膨胀与收缩空间范围来看面收缩占优势，这表明该区是以压性为主的方式积累应变能。应变大小的空间分布除西南与东北角为面膨胀外其余区域基本为面收缩，面收缩较大值主要分布在祁连带上，最大绝对值均位于玉树地震和汶川地震震中的周围地区，说明大震的孕育有着深刻的形变背景。且大震之后这一格局明显被打破，原有的状态不复存在（图 5b），震中及周围

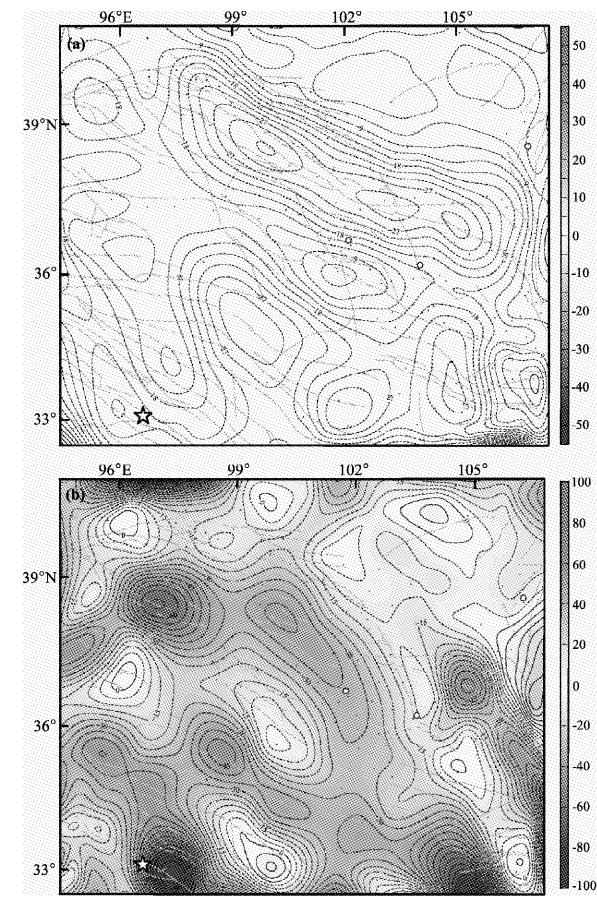


图 3 1999 ~ 2007 (a) 和 2009 ~ 2011 年 (b) 青藏高原东北缘最小主应变率 (单位: $10^{-9}/a$)

Fig. 3 Minimum main strain rate in Northeastern Tibetan Plateau area from 1999 to 2007 (a) and from 2009 to 2011 (b) (unit: $10^{-9}/a$)

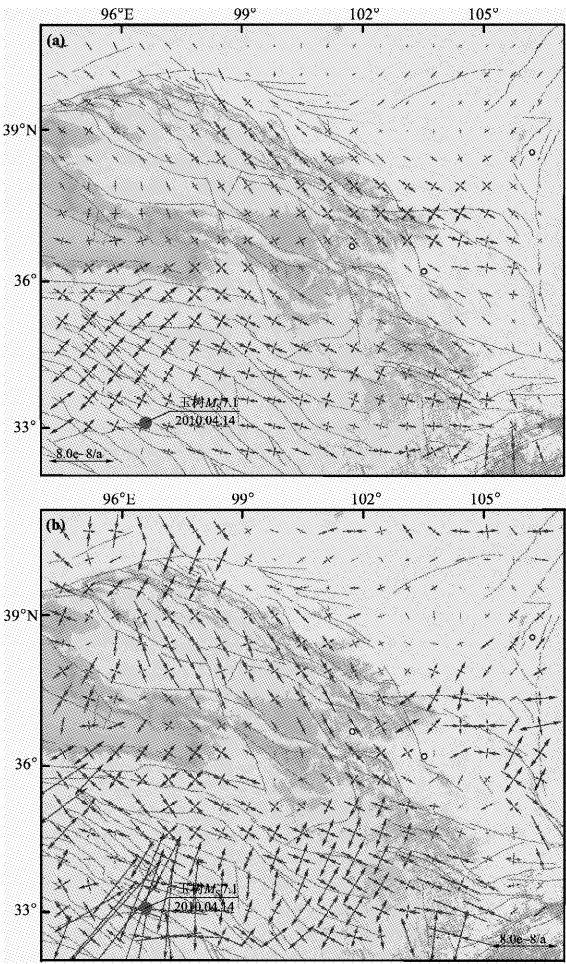


图 4 1999 ~ 2007 (a) 和 2009 ~ 2011 年 (b) 青藏高原东北缘主应变方向及大小

Fig. 4 Direction and size of main strain rate in Northeastern Tibetan Plateau from 1999 to 2007 (a) and from 2009 to 2011 (b)

地区变化最突出。结合图 4 发现, 尽管面应变的空间形态已改变, 但主应力方向并没有变化。因此, 笔者推测得知: 区域应力场的震后调整基本上是在大小上而并非在方向上, 形变的变化由其大小变化所生, 且这一状态还可能表明形变的调整目前尚未结束。

2.6 最大剪切应变率

1999 ~ 2007 年最大剪切应变率结果 (图 6a) 表明, 较大的值域呈条带状展布在区域内, 一个位于祁连带, 另一个位于其南面靠近区域南端且与其平行的条带上, 最大值分别位于祁连带的东端和其相邻南带的西端 (玉树震中的北侧), 约为 $27 \times 10^{-9}/a$ 。此外, 的其他区域最大剪切应变率值均较小, 整体上构成了以条带状展布、大小相间的“波浪式”分布状态, 体现了该区剪切式构造活动的不均匀性及有序性。大震之后玉树震中及周围

地区的剪切应变值最大接近 $120 \times 10^{-9}/a$ (图 6b), 但其空间范围有限。靠近汶川地震震中的地区剪应变也较大。除此之外, 原有的应变格局也有一定变化, 表现在有序性和“波浪式”变化不如以前突出, “南大北小”也是其一个变化特征, 反映了震后区域最大剪切应变率也发生了较大的调整。

2.7 水平旋转量

水平旋转量不但可描述局域单元旋转活动的大小, 还可描述断裂带走滑活动的性质与大小, 但又不同于通常意义的剪应变, 所以根据其含义称其为旋剪形变量。如图 7a 所示, 1999 ~ 2007 年的水平旋转率的正负在空间上的分布比较有序, 左旋活动 (绿色区域) 与右旋活动 (红色区域) 呈区域性展布。祁连带为左旋活动带, 旋剪形变最大部位位于该带东端, 数值超过 $12 \times 10^{-9} \text{ rad}/a$; 另一个左旋剪形变区域位于玉树地震区的北部,

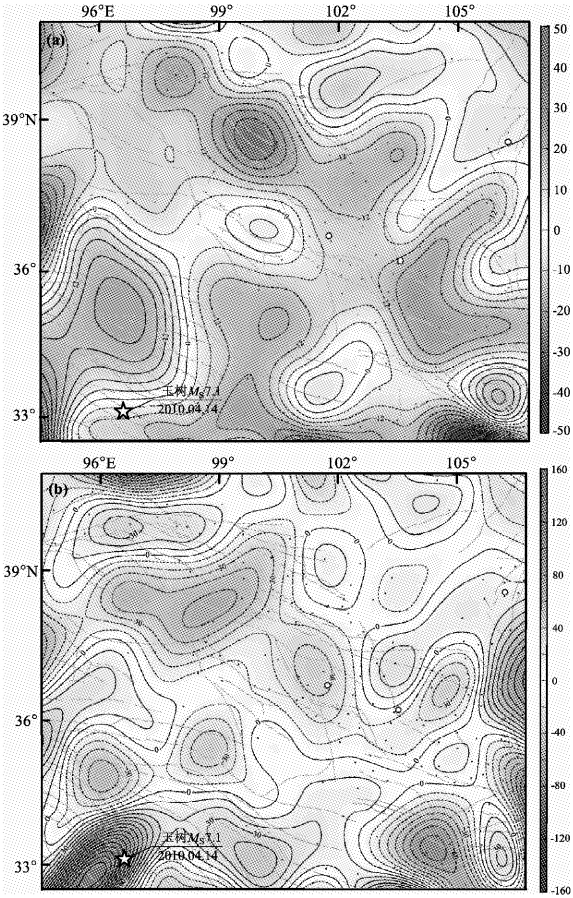


图 5 1999 ~ 2007 (a) 和 2009 ~ 2011 年 (b) 青藏高原东北缘面应变率 (单位: $10^{-9}/a$)

Fig. 5 Plane strain rate in Northeastern Tibetan Plateau from 1999 to 2007 (a) and from 2009 to 2011 (b)) (unit: $10^{-9}/a$)

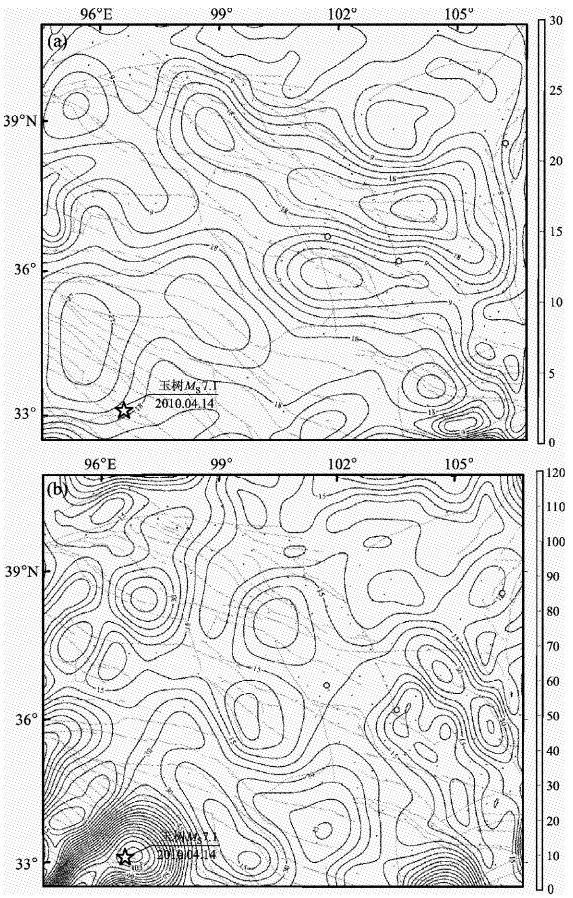


图 6 1999 ~ 2007 (a) 和 2009 ~ 2011 年 (b) 青藏高原东北缘最大剪切应变率 (单位: $10^{-9}/a$)

Fig. 6 Maximum shear strain rate in Northeastern Tibetan Plateau from 1999 to 2007 (a) and from 2009 to 2011 (b) (unit: $10^{-9}/a$)

最大达 18×10^{-9} rad/a。除此之外,基本上为右旋活动区,最大数值位于祁连带东端的南部,超过 21×10^{-9} rad/a;靠近汶川震区的部位也比较大,余下的其它地区则相对较小。这说明汶川、玉树地震也有着旋剪形变的背景,同时也说明除了其他性质的形变外还存在着较为明显的旋剪变形,这为我们深入研究区域形变特征与机理提供了另一个角度。2009~2011 年的水平旋转率结果同样比较复杂(图 7b)。一方面是数值比较大(最大约为 70×10^{-9} rad/a),另一方面是由于原有的图像特征遭到了不同程度的破坏。例如区域南部变为以左旋活动为主,这说明通过汶川与玉树地震的活动,其南部物质较北部向东流动更快。区域北部原有的形变性质虽留有痕迹,但正负的空间分布与范围有某种程度的变化,这说明这两个地震也影响到区域北部。但就整体来说,越远离震中

影响的程度就越弱。

研究资料中的两个时间段长度并不相同。一般资料间隔时间越长,其处理结果的相对误差就越小,时间轴上高频运动成份在速度中所占的比重就越低,趋势性运动特征就更加明显,反之亦然。所以,理解上述对比分析时应该考虑这样的背景,即使时段长度相同,若时间长度较短也需考虑这样的背景。

3 结语

综上所述,以汶川地震、玉树地震为界,青藏高原东北缘地区的形变前后有很大的不同,表现在各种应变与形变参量的大小及在空间上的分布上,这表明震后的调整是明显的并还在持续中,影响的范围也是较大,但主应变的方向这个参量基本不变。这可能说明区域应力场的调整主要是在大小上。这一现象是否有一定普遍性还需进一步研究。震后形变场的调整可以较大,反应在数值上明显高于震前、形变状态也迥然不同。目前这种调整似乎还未结束。但是,由于研究区是中国大陆主要的运动削减和转化区,这种调整与区域内强震孕育是否有明显的关系尚难给出定论,因此有必要进一步跟踪监测。

参考文献:

付碧宏,时丕龙,王萍,等. 2009. 2008 年汶川地震断层北川段的几何学与运动学特征及地震地质灾害效应[J]. 地球物理学报, 52(2): 485-495.

顾国华,张晶. 2002. 中国地壳运动观测网络基准站 GPS 观测的时间序列结果[J]. 大地测量与地球动力学, 22(2): 61-67.

国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络”项目组. 2008. GPS 测定的 2008 年汶川 $M_s 8.0$ 地震的同震位移场[J]. 中国科学, 38(10): 1 195-1 206.

江在森,马宗晋,张希. 2003. GPS 初步结果揭示的中国大陆水平应变场与构造变形[J]. 地球物理学报, 46(3): 352-358.

刘超,许力生,陈运泰. 2010. 2010 年 4 月 14 日青海玉树地震快速短张量解[J]. 地震学报, 32(3): 366-368.

王敏,沈正康,牛之俊,等. 2003. 现今中国大陆地壳运动与活动块体模型[J]. 中国科学(D 辑), 33(增): 21-32.

王敏. 2009. 基于 GPS 同震位移场约束反演 2008 年“5·12”汶川大地震破裂空间分布[J]. 地球物理学报, 52(10): 2 519-2 526.

王琪,丁国瑜,乔学军,等. 2000. 天山现今地壳快速缩短与南北地块的相对运动[J]. 科学通报, 45(14): 1 543-1 547.

杨博,张风霜,占伟,等. 2010. 水平运动场滤波的尝试及其应变计算[J]. 大地测量与地球动力学, 30(5): 106-112.

杨博,张风霜,韩月萍. 2011. 球面水平应变场无偏差计算与滤波

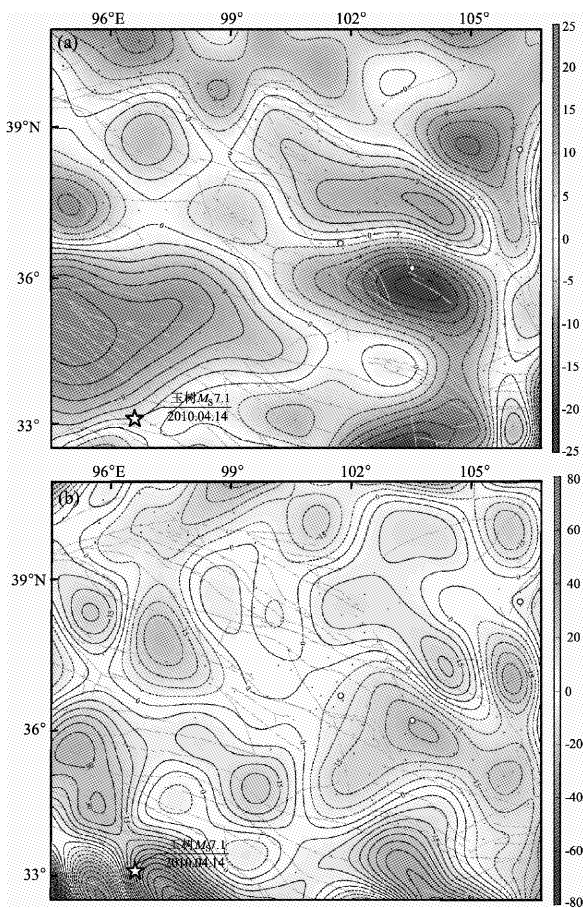


图 7 1999~2007 (a) 和 2009~2011 年 (b) 青藏高原东北缘水平旋转率 (单位: 10^{-9} rad/a)
Fig. 7 Horizontal rotation rate in Northeastern Tibetan Plateau from 1999 to 2007 (a) and from 2009 to 2011 (b) (unit: 10^{-9} rad/a)

[J]. 地震研究, 34(1): 59-66.

杨国华, 韩月萍, 杨博, 等. 2009. 川滇地区地壳水平运动与变形场的演化特征及其机制讨论[J]. 地震研究, 32(3): 275-282.

杨国华, 江在森, 王敏. 2006. 印尼地震对我国川滇地区地壳水平活动的影响[J]. 大地测量与地球动力学, 26(1): 9-14.

杨国华, 江在森, 武艳强, 等. 2005. 中国大陆整体无净旋转基准及其应用[J]. 大地测量与地球动力学, 29(4): 6-10.

杨国华, 李延兴, 韩月萍, 等. 2002. 由 GPS 观测结果推导中国大陆现今水平应变场[J]. 地震学报, 24(4): 337-347.

杨国华, 杨博, 武艳强, 等. 2010. 应变计算与分析的若干问题及有关偏差的修正[J]. 大地测量与地球动力学, 30(4): 59-63.

张军龙, 陈长云, 胡朝忠, 等. 2010. 玉树 $M_s 7.1$ 地震地表破裂带及其同震位移分布[J]. 地震, 30(3): 1-12.

张永生, 马寅生, 胡道功, 等. 2010. 玉树地震地表破裂调查与灾后重建避让选址研究[J]. 地质学报, 84(5): 593-605.

张勇, 许力生, 陈运泰. 2010. 2010 年 4 月 14 日青海玉树地震破裂过程快速反演[J]. 地震学报, 32(3): 361-365.

Horizontal Deformation of the Northeastern Edge of Qinghai-Tibetan Plateau before and After Large Earthquake Reflected by GNSS Data

YANG Guo-hua, YANG Bo, ZHAN Wei, LIU Zhi-guang, LIANG Hong-bao

(First Crust Monitoring and Application Center, CEA, Tianjin 300180, China)

Abstract

Based on the GNSS observation data and its processing result from 1999 to 2007 and from 2009 to 2011 in the northeastern edge of Qinghai-Tibetan plateau, we analyzed the horizontal deformation field and its variation before and after Wenchuan $M8.0$ and Yushu $M7.1$ earthquakes. The results show as follows: (1) The rate and direction of horizontal movement changed obviously, but it was clear and ordered, its relatively movement was within 15mm/a from 1999 to 2007. Although the movement profile from 2009 to 2011 was similar as before, there was little difference especially in the region near by the epicenters. (2) The principal compressive strain from 1999 to 2007 had more orderliness and consistency. Its value is between $\pm 35 \times 10^{-9}/a$ and its superior direction is SE-NW. The region of maximal principal compressive strain showed zonal distribution and located in Qilian tectonic zone. The size and space distribution of maximal principal compressive strain from 2009 to 2011 is different, the maximal value of principal compressive strain near by the epicenter is about $180 \times 10^{-9}/a$. However, the direction of it remained the same. (3) The space distribution of the maximal shear strain rate from 2009 to 2011 showed a banding distribution along the north-west direction, the more value of bending which lay in Qilian tectonic belt was $27 \times 10^{-9}/a$. The spatial shape of the maximal shear strain rate from 2009 to 2011 is different from the result of 1999~2007, the maximum value of the strain rate from 2009 to 2011 which lay in the epicenter and its adjacent region was $120 \times 10^{-9}/a$. The strain rate in the other region is less. (4) The revolving shear deformation from 1999 to 2007 showed bending distribution along North-West direction and was orderly alternate change with left-lateral and dextral. However, the state of revolving shear deformation from 2009 to 2011 was not clear, and there was the maximum value was around epicenter and its adjacent area. In a word, there were major changes of crustal deformation after earthquakes and it might be on still.

Key words: northeastern edge of Tibetan Plateau; horizontal deformation; Wenchuan $M8.0$ earthquake; Yushu $M7.1$ earthquake