2014 年 9 月

Sep. 2014

曹建玲、王辉、武艳强等,2014,1991~2004年 GPS 观测到的中国大陆地壳动态变形特征,中国地震,30(3),399~408。

•研究论文•

# 1991~2004 年 GPS 观测到的中国 大陆地壳动态变形特征

曹建玲<sup>1,2)</sup> 王辉<sup>1,2)</sup> 武艳强<sup>1,2)</sup> 刘晓霞<sup>1,2)</sup> 张晶<sup>1,2)</sup>

1) 中国地震局地震预测重点实验室,北京市海淀区复兴路63号 100036

2) 中国地震局地震预测研究所,北京市海淀区复兴路 63 号 100036

摘要 利用 1991~2004 年间的 GPS 资料和最小二乘配置方法计算了中国大陆现今地壳变 形及其动态变化,结果表明,1991~2004 年间中国大陆整体运动特征变化不大;西部特别是青 藏高原及川滇地区应变速率存在显著高值;不同期的 GPS 资料显示地壳的动态变化与区域强震 活动相关,如 2004 年的 GPS 资料明显指示出 2001 年昆仑山口西 M<sub>s</sub>8.1 地震的震后变形特征。

关键词: 中国大陆 GPS 观测 地壳变形 最小二乘配置 [文章编号] 1001-4683 (2014) 03-0399-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

以 GPS 为代表的空间大地测量是监测现今地壳运动的基本手段之一。从 20 世纪 80 年 代以来,我国首先在川滇地区开展了 GPS 观测实验(King et al,1997)。随后,在新疆、青藏 高原、华北等区域也陆续建立了区域 GPS 观测网,为研究区域地壳运动及变形特征提供了 基本观测资料(杨少敏等,2008;乔学军等,2008;Zhang et al,2004)。"九五"期间,中国完成 了覆盖中国大陆的"中国地壳运动观测网络"这一重大科学工程,包括 27 个连续站,55 个基 本站和近 1000 个流动站,并开始了统一的 GPS 观测和数据处理。从 1998 年开始观测以来, 中国地壳运动观测网络获取了大量的地壳形变 GPS 观测资料,获得了大量对中国大陆现今 地壳运动变形的新认识,推动了地球科学进展。

研究人员利用不同方法分析了 GPS 资料显示的中国大陆现今运动变形特征(杨少敏等,2005;陈小斌,2007;Zhu et al,2006;Wu et al,2011;王辉等,2005;江在森等,2010),但是 其中大部分是针对单个时间段的静态观测进行的分析,缺乏对不同时间段 GPS 资料反映的

<sup>[</sup>收稿日期] 2013-10-09; [修定日期] 2013-11-25

<sup>[</sup>项目类别] 国家科技支撑项目(2012BAK19B01)、国家自然科学基金(41104057,41104058)、中国地震局地震预测 研究所基本科研业务专项(2012IES0405、2012IES0406)联合资助

<sup>[</sup>作者简介] 曹建玲,女,1981 年生,博士,助理研究员,主要从事地壳形变及其动力学的模拟等研究。 E-mail:caojianl@gmail.com

30 卷

地壳变形的动态演化特征的研究。而且,中国大陆地壳运动观测网络开始运行以来,中国大陆内部发生了 2001 年昆仑山口西 *M*<sub>8</sub>8.1 地震和 2008 年汶川 *M*<sub>8</sub>8.0 地震等两次特大地震,还发生了多次 7 级以上地震。虽然 GPS 观测给出了这些地震所造成的地表同震变形特征 等,但对这些地震给中国大陆现今地壳变形造成的影响仍缺乏整体的认识(任金卫等,2005;Wang et al,2011)。本文利用 2001、2003 及 2004 年中国大陆 GPS 观测资料,研究了不同时段间中国大陆现今地壳变形动态特征及其与中国大陆强震活动的关系。

## 1 资料与方法

#### 1.1 中国大陆 GPS 观测资料

中国大陆地壳运动观测网络自建成以来,基准站为连续观测,区域站分别于 1999、2001、2004 和 2007 年进行观测,获得了 4 期的观测数据。通过整合中美两国 10 个不同机构得到的 GPS 观测资料,Wang 等(2001)给出了 1991 ~ 2001 年中国大陆 354 个 GPS 站点的地壳运动图像,平均误差为 2.2 ~ 2.4 mm/a。王敏等(2003)利用中国地壳运动观测网络特别 是区域网 1998 ~ 2001 年的数据,得到了中国大陆 1000 多个 GPS 站点的地壳运动图像。牛之俊等(2005)根据 1998 ~ 2004 年的观测资料给出了中国大陆 1199 个观测站点的速度场。在此基础上,Gan 等(2007)整合了其他人的 3 组 GPS 资料,给出了中国大陆约 1300 个站点的地壳运动图像。在中国大陆地壳运动观测网络建设的基础上,"中国大陆构造环境监测网络"新建了 233 个连续观测基准站和 1000 个定期观测区域站。李强等(2012)根据"网络工程"1056 个区域站 1998 ~ 2007 年观测资料及"陆态网络"共计 2056 个区域站 2009 年 和 2011 年两期观测资料给出了中国大陆新变形图像。

这些不同时间发布的 GPS 资料给出了 1991~2011 年间不同时间窗内的中国大陆地壳运动状态。其中,1998~2001 年和 1998~2004 年由网络工程产出的 GPS 观测数据的处理 遵循了统一的原则(王敏等,2003;Gan et al,2007),因此可以用来分析中国大陆地壳现今应 变场的动态特征。而 1991~2001 年 GPS 资料和 1998~2001 年、1998~2004 年的资料中同 样都包含了中国大陆周边 GPS 观测资料(图 1),速度场融合误差为 2mm/a (Wang et al, 2001;王敏等,2003;Gan et al,2007)。这 3 期资料中,1998~2004 年的 GPS 资料包含了 2001 年昆仑山口西地震造成的同震位移,Gan 等(2007)利用静态位错模型估计了地表同震 位移,在速度场解算中予以扣除。因此 1991~2001 年和 1998~2001 年资料可为研究中国 大陆现今地壳运动与变形动态提供参考。

#### 1.2 最小二乘配置球面应变解算方法

利用 GPS 资料计算现今地壳应变场的方法很多,包括三角剖分法、球谐函数法(石耀霖 等,2004)、多面函数法(刘经南等,2001)、双三次样条函数法(杨少敏等,2005)和最小二乘 配置法(江在森等,2010)等。Wu等(2011)通过比较这些方法,认为最小二乘配置方法的精 度和稳定性最好,并且受 GPS 观测站几何分布影响较小。因此,本文采用最小二乘配置方 法(江在森等,2010)计算现今地壳应变场。

最小二乘配置求解中必须首先确定协方差矩阵,而协方差矩阵可以根据观测资料统计特征获取的经验协方差分布函数确定。通常,经验协方差分布函数可采高斯经验协方差函数(*C*(*d*) = *C*(0)e<sup>-k<sup>2</sup>d<sup>2</sup></sup>)表示,其中*d*代表观测点之间距离,*C*(0)为观测信号的方差,*k*为



图 1 (a)、(b)、(c)分别为 1991~2001 年、1998~2001 年、1998~2004 年 中国大陆 GPS 速度场(相对于欧亚大陆)图

待定参数。应用最小二乘配置方法分析球面坐标系下的地壳水平变形场时,根据最小二乘 配置方法求解得到球面上的位移场后,可以进一步求得球面上的应变场(Wu et al,2011)。

如果观测值包含了整体刚性运动,对球面应变计算结果可能有影响,因此,在利用上述 公式求解应变场时,需首先扣除整体运动部分。也就是说,在计算协方差与高斯型函数拟合 结果时,以观测速度场减去研究区的整体运动作为输入信号。

### 2 中国大陆应变率场

利用中国大陆 1991~2001 年、1998~2001 年和 1998~2004 年的 GPS 观测资料,首先 反演了中国大陆地壳的整体刚性运动,并确定了高斯经验协方差函数的参数(表1)。从表

1 可以看出,虽然这3 期观测资料的观测时间不同,GPS 观测点数量也存在差异,但反演得 到的欧拉矢量差异并不大。欧拉运动是中国大陆现今地壳运动的一阶近似,稳定的欧拉运 动说明中国大陆地壳运动在这10 余年时间内基本保持稳定。

#### 中国大陆的整体刚性运动参数和高斯经验协方差函数参数

时段	欧拉极经度	欧拉极纬度	欧拉旋转速度	观测信号方差	高斯经验协方差
	(°)	(°)	(°/Ma)	C(0)	系数 k
1991~2001年	109.085 ± 2.017	15. 394 ± 3. 223	$0.176 \pm 0.012$	38.462	0.002
1998~2001年	$101.633 \pm 1.065$	17. 454 ± 1. 996	$0.168 \pm 0.007$	27.011	0.002
1998~2004年	$105.232 \pm 1.009$	16.398 ± 1.715	$0.182 \pm 0.007$	35.587	0.002

在扣除中国大陆整体刚性运动的基础上,根据表 1 中的高斯经验协方差系数及 3 期 GPS 资料计算得到了中国大陆水平应变场及其误差分布(图 2)。从总体上看,应变率的误差随着 GPS 台站密度的增加和台网覆盖面的扩张而减小。中国大陆内部 GPS 观测点分布 较密,应变率误差较小;中国大陆周边的 GPS 观测点分布较稀疏,应变误差相对较大。其 中,1991~2001年间的 GPS 观测点较少,观测误差相对较大,由此计算的地壳应变率误差相 对较大,一般为  $0.2 \times 10^{-8}/a \sim 0.3 \times 10^{-8}/a$ ;误差最大的区域位于中国大陆边境地区,达  $1.0 \times 10^{-8}/a$ (图 2 (d))。而"中国大陆地壳运动观测网络"建成并观测以来,GPS 观测精度 大大提高,计算的地壳应变率误差小于  $0.2 \times 10^{-8}/a$ ,边境地区的误差也在  $0.2 \times 10^{-8}/a \sim$  $0.3 \times 10^{-8}/a$ 之间(图 2 (e)、(f))。

中国大陆现今(1991~2004年)地壳东西向应变率总体分布特征差异不大,西部地区的数值明显高于东部地区,呈现显著的分区特征,尤其在青藏高原地区。在青藏高原西部表现为东西向引张,而其东部则转变为挤压,这一现象与青藏高原物质东向挤出相关,青藏高原东部物质在挤出过程中遇到华南地块阻挡使挤压变形集中在高原东部,且随时间推进高原东部的挤压变形不断增强。

图 3 表明中国大陆现今(1991~2004年)地壳水平面应变率的分布总体上差异不大,从 南到北大致可以分为 2 个压缩区和 2 个拉张区,压缩区和拉张区总体上呈东西条带状交替 出现。

中国大陆地壳面应变率压缩区主要是喜马拉雅地区和天山-祁连山地区。其中,喜马拉 雅地区是中国大陆地壳压缩率最大的地区,大部分地区大于 2.0×10<sup>-8</sup>/a,压缩面应变率的 分布较均匀。该地区从南到北分布着主边界断裂(main boundary thrust)和主中央逆冲 (main central thrust),是印度板块与欧亚板块陆-陆碰撞的主要吸收带(Meade, 2007)。天 山-祁连山地区的压缩面应变率由西向东递减,西天山地区压缩面应变率达 2.0×10<sup>-8</sup>/a,而 东天山和祁连山地区的压缩面应变率约为 1.0×10<sup>-8</sup>/a。这两个地壳压缩面应变率高的地 区逆断层广泛分布,是印度板块和欧亚板块陆-陆碰撞的次要吸收带(Zhang et al, 2004; Yin et al, 2000)。

中国大陆地壳面应变率拉张的地区主要是青藏高原中部和华北地区。青藏高原中部膨胀区位于喜马拉雅压缩带和天山-祁连山压缩带之间,面应变率大约为1.0×10<sup>-8</sup>/a~2.0×10<sup>-8</sup>/a。印度板块的碰撞导致青藏高原地壳抬升,地壳厚度增大。受到青藏高原抬升所造成的巨大重力势能作用,该地区中下地壳发生部分熔融,黏滞系数较低(石耀霖等,



图 2 据 GPS 资料计算得到的中国大陆东西向应变率及误差分布图 图 (a)、(b)和 (c)分别为 1991 ~ 2001 年、1998 ~ 2001 年和 1998 ~ 2004 年东西向应变率;图(d)、(b)和 (c)分别 为 1991 ~ 2001 年、1998 ~ 2001 年和 1998 ~ 2004 年中国大陆东西向应变率误差;图中线条为一级活动地块轮廓

2008)。这些物质在青藏高原抬升过程中向侧向运移,并在川滇地区和青藏高原东北隅地 区形成侧向挤出的通道(Royden et al, 2008; Bai et al, 2010)。从地表看,青藏高原中部广泛 分布着南北向的拉张地堑,地表运动表现为东向挤出(Zhang et al, 2004; Liu et al, 2003; 曹 建玲等, 2009)。受到中生代发生的华北块体-华南块体碰撞所导致岩石圈拆沉和热侵蚀 (Bryant et al, 2004; Xu, 2001),以及西太平洋板块的俯冲导致的华北块体地幔上涌(Huang et al, 2006)的影响,华北克拉通在新生代受到破坏,导致该地区广泛分布拉张盆地。GPS 资 料所反映的地表变形表明该地区的张性面应变水平相对较低,面应变率平均为 0.5 × 10<sup>-8</sup>/a。

1991~2004年间不同时期的最大剪切应变率分布图像(图4)显示,剪切应变率高值区



图 3 (a)、(b)、(c)分别为1991~2001年、1998~2001年和1998~2004年中国大陆面应变率分布图

主要集中在青藏高原及其周边地区和天山地区,这些地区最大剪应变率达到 3.0×10<sup>-8</sup>/a。 而中国大陆东部最大剪切应变率平均为 0.5×10<sup>-8</sup>/a,比青藏高原地区的最大剪切应变率 大约小1个量级。青藏高原及周边地区则形成最大剪切应变率变化的高梯度带。中国大陆 地壳最大剪切应变率分布与强震活动分布一致。青藏高原及其周边地区吸收了印度板块大 约50mm/a的向北推挤运动,地壳变形剧烈,而中国东部地区地壳运动变形主要受到西太平 洋板块和菲律宾板块共同作用,构造活动水平相对较低。

虽然最近 20 余年以来的 GPS 观测结果表明中国大陆地壳水平运动变形的总体趋势保持稳定,但是不同期的观测资料所反映的地壳运动变形趋势仍然存在一些差异。2001 ~ 2004 年间,华北平原地区面应变率增加,而在青藏高原东部,虽然面应变率仍然表现为膨胀,但是 2001 ~ 2004 年间的面膨胀速率在下降。同时,作为最大剪切应变率高值区,青藏高



图 4 (a)、(b)、(c)分别为 1991~2001 年、1998~2001 年、1998~2004 年 中国大陆最大剪切应变率分布图

原地区的最大剪切应变率变化也是最大的,且一直在增加,最大剪切应变率变化最大的地区 位于青藏高原中部。青藏高原地区持续增加的最大剪切应变率和面应变率表明,印度板块 和欧亚板块陆-陆碰撞对青藏高原及其周边地区现今地壳变形的影响还在持续增强(Yang et al,2009)。在中国大陆东部,最大剪切应变率变化较大的区域位于渤海盆地周围以及东南 沿海地区,表明这些地区的现今地壳变形可能还在增强。

## 3 中国大陆现今地壳变形与强震活动的关系

地震活动反映了地壳弹性能量的释放过程,而根据两次大地震之间的 GPS 观测得到的 中国大陆最大剪切应变率在一定程度上反映了地壳能量的积累,两者在大尺度空间范围的 分布图像相对应。青藏高原及其周边地区是中国大陆强震频发的地区,这些区域的最大剪 切应变率也很高。中国大陆东部地区的地震活动水平相对较低,区域最大剪切应变率也较 低(Zhu et al,2006)。

1991 年至今,青藏高原及其周边发生了2次8级以上特大地震。2001 年的昆仑山口西 8.1级地震发生在青藏高原内部的东昆仑断裂带上,此次地震为剪切破裂型地震,造成了超 过400 km长的地表破裂带。该地震的震中区位于1991~1998 年间青藏高原内部大范围最 大剪应变率的高值区。此次地震后,震中区附近的最大剪切应变率较震前有所降低。除此 之外,2008 年的汶川 8.0 地震发生在青藏高原东边缘的龙门山断裂带上,此次地震为带走 滑分量的逆冲型地震,其震中同样位于发生在震前东西向应变率大范围高值区的东边缘。

另外,由于 GPS 观测的时间较短,此观测的地壳变形包括弹性变形和非弹性变形两部 分(Shen et al,2007)。弹性变形主要与强震活动有关,非弹性变形则主要与其他的构造活 动相关。中国大陆不同时间段内的 GPS 观测结果明显反映了强震造成的震后变形效应。 为调查昆仑山口西地震前后应变场变化,将 1991~2001年的应变减去 1998~2001年的应 变得到 1991~1998年的累积应变;同样,将 1998~2004年的应变减去 1998~2001年的应 变,得到 2001~2004年累积应变,对照同期发生的强震,可见最大剪应变与同期强震活动对 应很好(图5)。虽然 2004年的 GPS 资料在处理时直接扣除了 2001年昆仑山地震的同震效 应,但是受到震源区下地壳黏性松弛的影响,大地震附近的地壳发生震后变形,这些震后变 形仍然能够被 GPS 观测到(任金卫等,2005; Ryder et al,2011; 郭良迁等,2004)。



图 5 中国大陆不同时期最大剪应变
(a) 1991~1998年; (b) 2001~2004年
○ M<sub>s</sub> > 8 ○ 7 < M<sub>s</sub> ≤ 8 ○ 6 ≤ M<sub>s</sub> ≤ 7

## 4 结论与讨论

本文利用"中国大陆地壳运动观测网络"1998~2004年的 GPS 观测资料研究了中国大陆现今地壳水平应变率的动态变化,不同时间段内的面应变率和最大水平应变率变化幅度均大于计算误差,说明这些动态变化反映了中国大陆现今地壳运动在不同时间段内的变化。 虽然 1991~2001年的 GPS 观测点远少于 1998~2004年的观测点,但整体分布趋势基本一致,说明这些观测获得的地壳变形动态可信度较高。 中国大陆 1991~2004 年的 GPS 观测资料显示中国大陆现今地壳变形整体运动非常稳定,体现在不同期欧拉速度没有显著变化,这一特征也反映了中国大陆构造活动动力学背景在 10 年内的一致性。利用最小二乘配置法计算的应变场分布显示:在 1991~2004 年间,中国大陆不同期的应变速率存在继承性;由于西部地震强度高,地壳变形强烈,在应变速率分布图中为显著高值区,这些总体特征与现有认识相符(江在森等,2003);青藏高原东南部及川滇地区的面应变率和最大剪切应变率都高于中国大陆其他地区,可能是由于这个区域广泛分布大型走滑断层,且川滇地区又是青藏高原物质东向挤出的重要通道所致(曹建玲等,2009)。在 2004 年 GPS 资料中扣除 2001 年昆仑山口西大地震的同震变形后,与 2001 年资料的显著差异体现在青藏高原中部,可能反映了这次大地震的震后变形特征。对比不同时期的强震活动及累积的应变,其中最大剪切应变高值区与同期强震活动有很好的对应关系。

**致谢**:甘卫军、王敏和王琪教授提供了不同时期的 GPS 观测数据,审稿专家的建设性意见使得本文得 到改进,在此致谢!

#### 参考文献

- 曹建玲、石耀霖、张怀等,2009,青藏高原 GPS 位移绕喜马拉雅东构造结顺时针旋转成因的数值模拟,科学通报,54(2), 224~234。
- 陈小斌,2007,中国陆地现今水平形变状况及其驱动机制,中国科学 D 辑,37(8),1056~1064。
- 郭良迁、张祖胜、李延兴等,2004,昆仑山口西 M 8.1级地震的形变应变场研究,地球物理学报,47(6),1068~1075。
- 江在森、刘经南,2010,应用最小二乘配置建立地壳运动速度场与应变场的方法,地球物理学报,53(5),1109~1117. doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2010.05.011。
- 江在森、马宗晋、张希等,2003,GPS初步结果揭示的中国大陆水平应变场与构造变形,地球物理学报,46(3),252~258。
- 李强、游新兆、杨少敏等,2012,中国大陆构造变形高精度大密度 GPS 监测——现今速度场,中国科学 D 辑,42(5),629 ~632。
- 刘经南、施闯、姚宜斌等,2001,多面函数拟合法及其在建立中国地壳平面运动速度场模型中的应用研究,武汉大学学报: 信息科学版,26(6),500~503。
- 牛之俊、王敏、孙汉荣等,2005,中国大陆现今地壳运动速度场的最新观测结果,科学通报,50(8),839~840。
- 乔学军、陈颙、王琪等,2008,首都圈地区现今地壳运动的 GPS 观测与构造活动模拟,武汉大学学报(信息科学版),33 (7),692~696。
- 任金卫、王敏,2005,GPS观测的2001年昆仑山口西 M\_8.1级地震地壳变形,第四纪研究,25(1),34~44。
- 石耀霖、曹建玲, 2008, 中国大陆岩石圈等效粘滞系数的计算和讨论, 地学前缘, 15(3), 82~95。
- 石耀霖、朱守彪,2004,利用 GPS 观测资料划分现今地壳活动块体的方法,大地测量与地球动力学,24(2),1~5。
- 王辉、张国民、江在森等,2005,利用多种地震学参数研究中国大陆地壳应变场,地震,25(2),9~18。
- 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,中国科学 D 辑,33(增刊),21~32。

杨少敏、李杰、王琪, 2008, GPS研究天山现今变形与断层活动, 中国科学 D 辑, 38(7), 872~880。

杨少敏、王琪、游新兆,2005,中国现今地壳运动 GPS 速度场的连续变形分析,地震学报,27(2),128~138。

- Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, et al, 2010, Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging, Nature Geoscience, **3**(5), 358 ~ 362. doi:10.1038/NGEO830.
- Bryant D L, Ayers J C, Gao S, et al, 2004, Geochemical, age, and isotopic constraints on the location of the Sino-Korean/Yangtze Suture and evolution of the Northern Dabie Complex, east central China. Geological Society of America Bulletin, **116** (5-6), 698 ~ 717.
- Gan W J, Zhang P Z, Shen Z, et al, 2007, Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements, Journal of Geophysical Research-Solid Earth, **112** (B08416). doi:10.1029/2005JB004120.
- Huang J L, Zhao D P, 2006, High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions, Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 111 (B09305). doi:10.1029/2005JB004066.

King R W, Shen F, Burchfiel B C, et al, 1997, Geodetic measurement of crustal motion in southwest China. Geology, 25 (2),

3 期

408

179 ~ 182.

Liu M, Yang Y, 2003, Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling, Journal of Geophysical Research-Solid Earth, **108** (8,2361). doi:10.1029/2002JB002248.

Meade B J, 2007, Present-day kinematics at the India-Asia collision zone, Geology, 35 (1), 81 ~ 84. doi:10.1130/G22924A.1

- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D, 2008, The geological evolution of the Tibetan Plateau, Science, **321**, 1054 ~ 1058. doi:10.1126/science.1155371.
- Ryder I, Burgmann R, Pollitz F, 2011, Lower crustal relaxation beneath the Tibetan Plateau and Qaidam Basin following the 2001 Kokoxili earthquake, Geophysical Journal International, **187**, 613 ~ 630. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05179.x.
- Shen Z K, Jackson D D, Kagan Y Y, 2007, Implications of geodetic strain rate for future earthquakes, with a Five-year forecast of M5 earthquakes in Southern California, Seismological Research Letters, 78 (1), 116 ~ 120.
- Wang Q, Qiao Q, Lan Q, et al, 2011, Rupture of deep faults in the 2008 Wenchuan earthquake and uplift of the Longmen Shan, Nature Geoscience, 4, 634 ~ 640. doi:10.1038/NGEO1210.
- Wang Q, Zhang P Z, Greymueller J T, et al, 2001, Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements, Science, 294, 574 ~ 577.
- Wu Y, Jiang Z S, Yang G H, et al, 2011, Comparison of GPS strain rate computing methods and their reliability, Geophysical Journal International, 185,703 ~717. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.04976.x.
- Xu Y G, 2001, Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China: evidence, timing and mechanism, Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 26 (9-10), 747 ~757.
- Yang Y, Liu M, 2009, Crustal thickening and lateral extrusion during the Indo-Asia collsion: A 3D viscous flow model, Tectonophysics, 465, 128 ~ 135.
- Yin A, Harrison M, 2000, Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **28**,211 ~ 280.
- Zhang P Z, Shen Z, Wang M, et al, 2004, Continuous deformation of the Tibetan Plateau from Global Positioning System data, Geology, **32** (9), 809 ~ 812. doi:10.1130/g20554.1.
- Zhu S B, Cai Y , Shi Y L, 2006, The contemporary tectonic strain rate field of continental china predicted from GPS measurements and its geodynamic implication, Pure and Applied Geophysics, 163, 1477 ~ 1493.

## Crustal deformation derived from GPS in Chinese mainland in 1991 ~ 2004

Cao Jianling<sup>1,2)</sup> Wang Hui<sup>1,2)</sup> Wu Yanqiang<sup>1,2)</sup> Liu Xiaoxia<sup>1,2)</sup> Zhang Jing<sup>1,2)</sup>

1) Key Laboratory of Earthquake Prediction, CEA, Beijing 100036, China

2) Institute of Earthquake Science, CEA, Beijing 100036, China

**Abstract** Based on the GPS data in 1991 ~ 2004 and the least-squares collocation method, we analyze the crustal deformation in Chinese mainland. The results show that the first-order crustal deformation is unchanged in different periods in Chinese mainland. It reflects the background of regional tectonic activity. The strain rate is much higher in the Western China, especially in the Qinghai-Tibetan Plateau and Sichuan-Yunnan area. The variations in different periods are affected by seismicity in the same time. The GPS data after 2004 show the post-seismic deformation of 2001 Kunlun Mountains M8.1 earthquake.

## Key words: Chinese mainland GPS Present-day crustal deformation Least Squares Collocation