

文章编号: 1000-050X(2000)06-0471-05

# 华北地区地壳形变的 GPS 及地震矩张量反演分析<sup>\*</sup>

许才军<sup>1</sup> 董立祥<sup>1</sup> 李志才<sup>1</sup>

(1 武汉测绘科技大学地学测量工程学院, 武汉市珞喻路 129 号 430079)

**摘要** 给出了在椭球面上利用 GPS 速度场计算地壳应变率张量的公式, 利用华北地区 GPS 监测网 1992 年、1995 年和 1996 年观测数据所得的速度场在椭球面上进行了应变率计算, 得到了其最大剪切应变率、主应变率的图像; 并利用 1966 年以来 25 次大于 5.0 级地震的地震矩张量, 由 Kostrov 公式计算了地震应变率, 对两种数据所得的应变率进行了比较分析; 结合地质构造背景探讨了华北地区现今形变特征及地震危险性地区的分布。

**关键词** 地壳形变; GPS; 地震矩张量; 反演分析; 华北地区

**分类号** P227. 1; P228. 42 文献标识码 A

华北地区 GPS 地壳形变监测网建立于 1992 年, 它以地震预报为目的, 现已有多期 GPS 观测值。利用 GPS 复测资料, 主要是两期资料(1992 年、1995 年或 1995 年、1996 年)就华北地区地壳运动与地震活动性关系等进行了讨论(李延兴等, 1998; 杨国华等, 1998; 黄立人等, 1998; 顾国华等, 1998; 郭良迁等, 1998; 徐菊生等, 1999; 许才军等, 1999)。利用 GAMIT 软件(King and Bock, 1995)将 1992 年、1995 年及 1996 年 3 期 GPS 数据同全球 IGS 跟踪站资料进行了重新统一处理, 并用 GLOBK 软件(Herring, 1995)及 QOCA 软件(Dong, et al, 1998)进行了网平差, 消除了系统误差, 给出了合理的 GPS 速度场(Shen, et al, 2000)。本文利用此速度场计算华北地区 GPS 地壳应变率, 并利用 1966 年以来 25 次大于 5.0 级地震的地震矩张量, 由 Kostrov 公式计算了地震应变率; 综合 GPS 地壳应变率、地震应变率及地质构造背景探讨了华北地区现今形变特征及地震危险性地区分布。

## 1 GPS 地壳应变率计算

### 1.1 GPS 地壳应变率计算公式

由大地坐标系中计算应变的公式(顾国华等, 1998), 可进一步推广得到由大地坐标速度场计算地壳应变率张量的公式如下:

$$\begin{bmatrix} V_E \\ V_N \\ V_U \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial V_E}{\partial E} & \frac{\partial V_E}{\partial N} & \frac{\partial V_E}{\partial U} \\ \frac{\partial V_N}{\partial E} & \frac{\partial V_N}{\partial N} & \frac{\partial V_N}{\partial U} \\ \frac{\partial V_U}{\partial E} & \frac{\partial V_U}{\partial N} & \frac{\partial V_U}{\partial U} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta V_E \\ \Delta V_N \\ \Delta V_U \end{bmatrix} = \varepsilon \mathbf{V}_P + \omega \mathbf{V}_P \quad (1)$$

式中,  $\varepsilon$  与  $\omega$  分别为大地坐标系中的地壳应变率张量与旋转率张量。

对于区域 GPS 监测网, 若只考虑椭球面上二维速度  $V_E$ 、 $V_N$ , 则可计算二维应变率。由式(1)得:

$$\begin{bmatrix} V_E \\ V_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial V_E}{\partial E} & \frac{\partial V_E}{\partial N} \\ \frac{\partial V_N}{\partial E} & \frac{\partial V_N}{\partial N} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta V_E \\ \Delta V_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial V_E}{\partial E} & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial V_E}{\partial N} + \frac{\partial V_N}{\partial E} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial V_N}{\partial E} + \frac{\partial V_E}{\partial N} \right) & \frac{\partial V_N}{\partial N} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta V_E \\ \Delta V_N \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial V_E}{\partial N} - \frac{\partial V_N}{\partial E} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial V_N}{\partial E} - \frac{\partial V_E}{\partial N} \right) & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta V_E \\ \Delta V_N \end{bmatrix} = \varepsilon' \mathbf{V}'_P + \omega' \mathbf{V}'_P \quad (2)$$

收稿日期: 2000-08-10.

\* 国家杰出青年科学基金资助项目(49725411); 国家自然科学基金资助项目(49904001); 测绘遥感信息工程国家重点实验室开放研究基金资助项目(990203)。

式中,  $V'_P = [\Delta V_E, \Delta V_N]^T$ ;  $\epsilon'$  与  $\omega'$  分别是椭球

面上的应变率张量和旋转率张量。

应变率分量为:

$$\epsilon_{EE} = \frac{\partial V_E}{\partial E}, \epsilon_{NN} = \frac{\partial V_N}{\partial N}$$

$$\epsilon_{EN} = \epsilon_{NE} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial V_E}{\partial E} + \frac{\partial V_N}{\partial N} \right)$$

主应变率为:

$$\epsilon_1 = \frac{1}{2} (\epsilon_{EE} + \epsilon_{NN}) + \frac{1}{2} [(\epsilon_{EE} - \epsilon_{NN})^2 + \epsilon_{EN}^2]$$

$$\epsilon_2 = \frac{1}{2} (\epsilon_{EE} + \epsilon_{NN}) - \frac{1}{2} [(\epsilon_{EE} - \epsilon_{NN})^2 + \epsilon_{EN}^2]$$

最大主应变率  $\epsilon_1$  的方位角为:

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left( \frac{\epsilon_{EN}}{\epsilon_{EE} - \epsilon_{NN}} \right)$$

面膨胀率为:

$$\Delta = \epsilon_1 + \epsilon_2$$

最大剪切应变率为:

$$\gamma_m = \epsilon_1 - \epsilon_2$$

发生最大剪切应变率的方向同主应变率方向成  $45^\circ$  角。

## 1.2 GPS 速度场

1992 年、1995 年及 1996 年 3 期 GPS 数据共有公共点 66 个, 其中 3 期重复监测点 32 个。本文所给出的 GPS 速度场 (Shen, et al. 2000), 其东西向的不确定性为  $1.7 \text{ mm/a}$ , 南北向的不确定性为  $1.6 \text{ mm/a}$ 。

由 1992 年、1995 年和 1996 年 3 期 GPS 所得的速度场计算的华北块体应变率、9 个块体的水平主应变率场、最大剪切应变率等值线图、面膨胀率等值线图分别见表 1、图 1、图 2 和图 3, 其应变率的中误差比相应应变率一般都小  $1 \sim 2$  个数量级。

表 1 用 GPS 速度计算的华北块体应变率

Tab. 1 Geodetic Strain Rates of Blocks from GPS Velocities in North China

编号	主应变率		主方位角/°		$\gamma_m$	$\Delta$
	$\epsilon_1$	$\epsilon_2$	$\alpha_1$	$\alpha_2$		
阴山	0.99	-0.41	35	125	1.39	0.58
河套	19.24	-15.31	138	48	34.55	3.93
鄂尔多斯	19.09	-24.99	131	41	44.07	-5.90
燕山	-0.05	-0.35	92	2	0.30	-0.40
山西	0.43	0.05	157	67	0.39	0.48
太行	0.21	-2.24	104	14	2.45	-2.03
冀鲁	0.96	-4.81	113	23	5.77	-3.84
鲁西	-0.74	-5.08	86	176	4.33	-5.82
胶辽	1.62	-0.56	30	120	2.18	1.05
华北	0.22	-0.61	115	25	0.83	-0.39

注: 表中数字未标明单位的均为  $1 \times 10^{-8}$ 。

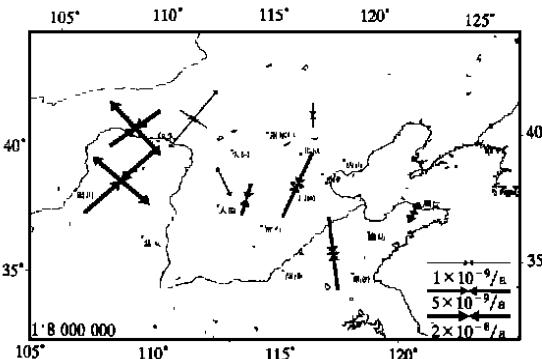


图 1 华北地区 9 个块体的水平主应变率场

Fig. 1 The Horizontal Principal Strain-rate Field as Determined from GPS in North China

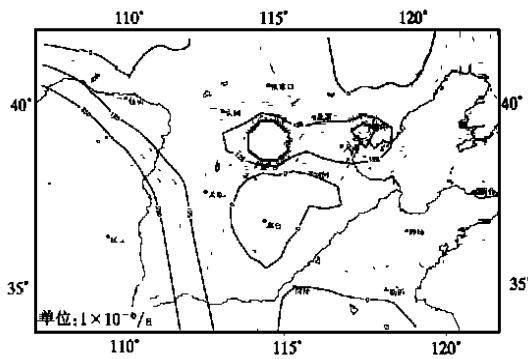


图 2 华北地区最大剪切应变率等值线图

Fig. 2 The Isoline of Maximum Shearing Strain-rates as Determined from GPS in North China

从表 1 与图 1 可见, 9 个块体应变情况是: 阴山块体以北北东-南南西向拉张为主, 北西西-南东东向挤压为辅; 河套断陷带以南东-北西向拉张为主, 北东-南西向挤压为辅; 鄂尔多斯块体以北东-南西向挤压为主, 北西南东向拉张为辅; 燕山块体呈挤压趋势; 山西断陷带呈拉张趋势; 太行块体以北北东-南南西向挤压为主, 北西西-南东东向拉张为辅; 冀鲁块体以北北东-南南西向挤压为主, 北西西-南东东向拉张为辅; 鲁西块体呈挤压趋势; 胶辽块体以北北东-南南西向拉张为主, 北西西-南东东向挤压为辅。

整个华北地区则处于以北北东-南南西向挤压为主, 北西西-南东东向拉张为辅的应变状态中。或者说其总体情况是北西-南东向拉张, 北东-南西向挤压或近东西向的挤压, 但仍有局部的变化, 这与由震源机制解给出构造应力场的结果是基本一致的。

从图 2 和图 3 明显看出, 华北地区存在两个面压应变率区: 一个在北京与天津之间, 另一个在张家口南边、大同东南地区; 两个高剪切应变率区: 一个在唐山与天津之间, 另一个在张家口南边、大同东南地区。

## 2 地震应变率计算

考虑一条简单的单断层, 其面积为  $A$ , 在时间  $T$  内发生了  $N$  次地震矩已知的地震, 那么断层的滑动速率为(Brun, 1968):

$$\dot{u} = \frac{1}{\mu A T} \sum_{k=1}^N M_0^{(k)}$$

另一方面, 考虑在体积  $V$  内存在多条断层, 则由 Kostrov (1974) 公式计算该体积的应变率(地震应变率)公式为:

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2\mu VT} \sum_{k=1}^N M_{ij}^{(k)} \quad (3)$$

式中,  $\epsilon_{ij}$  为断裂带平均应变率;  $\mu$  是剪切模量;  $V$  和  $T$  分别表示断裂带的体积和时域;  $M_{ij}^{(k)}$  表示断裂带内第  $k$  个地震的地震矩在  $i$  平面  $j$  方向的分量。

由方程(3)解算出的应变率张量可进一步解算出主应变率和应变率主方向, 其方程为:

$$\begin{aligned} (\epsilon_{xx} - \epsilon)l + \epsilon_{xy}m + \epsilon_{xz}n &= 0 \\ \epsilon_{xy}l + (\epsilon_{yy} - \epsilon)m + \epsilon_{yz}n &= 0 \\ \epsilon_{xz}l + \epsilon_{yz}m + (\epsilon_{zz} - \epsilon)n &= 0 \end{aligned} \quad (4)$$

式中,  $\epsilon$  为主应变率;  $l, m, n$  分别代表应变率主方向, 可用数学中求特征值的方法解出该未知量。

鉴于小于 5.0 级地震的地震矩张量对计算地震应变率影响很小, 本文收集了 1966 年至 1999 年发生在华北地区大于 5.0 级的 25 次地震的地震矩张量, 应用式(3)、式(4)计算了地震应变率和应变率主方向, 并进一步计算了运动速率。计算中经度范围为  $105^\circ \sim 120^\circ$ , 纬度范围为  $33^\circ \sim 42^\circ$ , 取地震平均深度 18km, 地块宽度 900km, 长度 16 000km。以 1937 年 8 月 1 日在山东菏泽发生的 7 级地震为华北地区第二幕活跃幕(张国民, 1990)的结束震, 1938 年为第三幕平静幕开端计算,  $t$  取 62a, 具体结果见表 2、表 3。

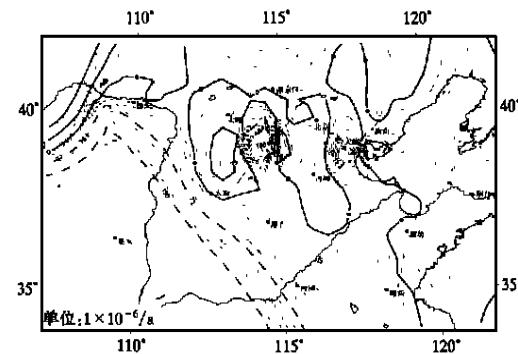


图 3 华北地区地壳应变面膨胀率等值线图

Fig. 3 The Isoline of Surface Expansion and Contraction Rate as Determined from GPS in North China

表中数字显示, 南北向拉张速率大约为  $2.2 \text{ mm/a}$ , 东西向压缩速率大约为  $3.0 \text{ mm/a}$ , 最大主张应变率为  $2.48 \times 10^{-9} \text{ /a}$ , 最小主压应变率为  $-2.07 \times 10^{-9} \text{ /a}$ 。华北地块处于南北向拉张、东西向压缩状态之中, 这与由震源机制解给出构造应力场的结果是一致的。

表 2 华北地区地震矩张量、应变率和运动速率

Tab. 2 Seismic Moment Tensor, Strain Rates and Motion Rates in North China

地震矩张量 $/10^{18} \text{ Nm}^2 \text{ a}^{-1}$	地震应变率 $/10^{-9} \text{ a}^{-1}$	运动速率 $/\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$
$M_{xx}$ 264.2	$E_{xx}$ 2.41	$V_{xx}$ 2.20
$M_{xy}$ -56.2	$E_{xy}$ -0.51	$V_{yx}$ -0.59
$M_{xz}$ 20.0	$E_{xz}$ 0.19	$V_{xz}$ 0.01
$M_{yy}$ -208.0	$E_{yy}$ -1.89	$V_{yy}$ -3.03
$M_{yz}$ -49.6	$E_{yz}$ -0.45	$V_{yz}$ -0.03
$M_{zz}$ -56.1	$E_{zz}$ -0.56	$V_{zz}$ -0.02

## 3 华北地区地壳应变分析及地震危险性估计

由表 1、表 3 可知, 由 GPS 速度场反演得到的

华北地区地壳应变率与由地震矩张量反演得到的地壳应变率基本上是一致的, GPS 最大、最小主应变率分别为  $2.2 \times 10^{-9}/\text{a}$  和  $-6.1 \times 10^{-9}/\text{a}$ ; 地震最大、最小主应变率分别为  $2.5 \times 10^{-9}/\text{a}$  和  $-2.1 \times 10^{-9}/\text{a}$ , 它们属于同一数量级, 但前者以压应变为主。更具体地说, 由 GPS 速度反演地壳应变状态以北北东-南南西向挤压为主, 北西南东东向拉张为辅, 而地震矩张量反演地壳应变状态基本是南北向拉张、东西向压缩。特别是由 GPS 速度场反演得到的华北地区地壳应变率场存在两个面压应变率区, 两个高剪切应变率区, 且基本重合。京津唐三角地区与张家口一大同地区是两个值得关注的地方, 它们属于张家口—蓬莱地震活动带, 是地震发生的危险区, 有发生 5 级左右地震的可能性。一般地说, 剪切应变率越大则发生地震的危险性越大, 但强度则与面膨胀和面压缩有关, 若高剪切应变率位于面压缩区, 则发生地震的强度可能强一些, 反之则弱一些。

表 3 华北地区主应变率和主应变率方向

Tab. 3 Seismic Principal Strain Rates in North China

地震主应变率/ $10^{-9}/\text{a}^{-1}$	方位角/°	俯角/°
$E_1$	2.48	8.43
$E_2$	-2.07	84.34
$E_3$	-0.41	96.23

由 GPS 速度反演地壳应变状态符合华北地区现代变形轮廓及构造活动特点。山西断陷带呈拉张趋势可能与山西断陷带的断裂活动有关, 山西断陷带、太行块体和冀鲁块体一致向南东东向运动, 与鄂尔多斯块体隆起之间产生拉张, 主要发生在山西断陷带中。山西断陷带的地壳相对两侧的地块隆起较薄, 地幔上隆, 产生向上的应力作用于地壳, 使之出现拉张。而鄂尔多斯由于受印度板块与欧亚板块碰撞作用受到一北东向推挤力, 加之与华北平原块体拉张作用, 使之以北东-南西向挤压为主。渤海地区的胶辽块体是华北块体中地壳最薄的地带, 地幔物质上隆, 使之形成裂陷扩张区, 由 GPS 反演的应变率来看, 邢州断裂带渤海段以拉张为主, 沂水-郯城段呈挤压趋势。

本文所用的 GPS 速度来源于 1992 年、1995 年和 1996 年 3 期 GPS 观测资料, 所作的应变分析仍有一定的局限性, GPS 观测资料的增多将使地壳应变分析及地震危险性估计更可靠。

## 参 考 文 献

- Jackson D, Kagan Y, Shen Z K, et al. Earthquake Forecasting with GPS. GPS99, Tsukuba; Japan, 1999
- Holt E, James F N, Wallace T C, et al. The Active Tectonics of Eastern Himalayan Syntaxis and Surrounding Regions. JGR, 1991, 96(B9): 14 595~14 632
- Holt E, Li M, Haines A J. Earthquake Strain Rates and Instantaneous Relative Motions within Central and Eastern Asia. Geophys. J. Int., 1995, 122: 569~593
- Aki K, Richards P G. Quantitative Seismology Theory and Methods. W H Freeman and Company, 1980
- Liu L B, Linde A T. Aseismic Ault Slip and Block Deformation in North China. PAGEOPH, 1996, 146: 718~740
- Molnar P, Deng Q D. Faulting Associated with Large Earthquakes and the Average Rate of Deformation in Central and Eastern Asia. JGR, 1984, 89(B7): 6 203~6 227
- Steven N W. On the Consistency of Earthquake Moment Rates Geological Fault Data, and Space Geodetic Strain. Geophys. J. Int., 1998, 134: 172~186
- Shen Z K, Zhao C K, Yin A, et al. Contemporary Crustal Deformation in East Asia Constrained by GPS Measurements. JGR, 2000, 105: 5 721~5 734
- 顾国华, 孙汉荣, 孙惠娟, 等. 利用 GPS 地形变在大地坐标系中计算应变. 地壳变形与地震, 1998, 18(3): 26~31
- 郭良迁, 应绍奋. 从 GPS 复测结果初步研究华北北部的水平形变及构造活动. 中国地震, 1998, 14(4): 11~19
- 胡明城, 鲁 福. 现代大地测量学(下). 北京: 测绘出版社, 1994
- 李延兴, 胡新康, 王 敏, 等. 华北地区 GPS 监测网建设、地壳水平运动与应力场及地震活动性的关系. 中国地震, 1998, 14(2): 116~125
- 徐菊生. 华北 1992~1995 年 GPS 复测资料的初步分析. 地壳形变与地震, 1998, 18(1): 31~37
- 杨国华, 韩月萍. GPS 用于区域地壳运动及地震危险区判定的初步研究. 中国地震, 1998, 14(1): 40~46
- 尹祥础. 固体力学. 北京: 地震出版社, 1985

许才军, 男, 36 岁, 教授, 博士生导师。现主要从事大地测量地球物理反演及动力大地测量研究。代表成果: 青藏高原现今地壳运动的监测及其动力学机制的研究; 青藏高原地壳运动与形变的 GPS 研究, 等。

E-mail: cju@wutsm.edu.cn

# Analyze Crustal Deformation in North China by Inverting Seismic Moment Tensors and GPS Velocity

XU Caijun<sup>1</sup> DONG Lixiang<sup>1</sup> LI Zhicai<sup>1</sup>

(1 School of Geo-science and Surveying Engineering, WT USM, 129 Luoyu Road, Wuhan, China, 430079)

**Abstract** Repeated GPS surveys in North China provide a direct measurement of current crustal motions. GPS surveys have been carried out in the region in 1992, 1995, and 1996 respectively by the First Crustal Deformation Monitoring Center (FCDMC) of the China Seismological Bureau (CSB). The velocity field are derived at 16 permanent stations in east Asia and 68 campaign mode sites in North China by using GAMIT software (King and Bock, 1995), GLOBK software (Herring, 1995) and QOCA software (Dong, et al, 1998; Shen, et al, 2000), and the North China region is moving at about  $(5 \sim 11)\text{mm/a} \pm 1.8\text{mm/a}$  eastward relative to stable Eurasia. The horizontal crustal deformation and tectonic activity have been studied by using of GPS measurements. GPS measurements also offer a magnificent tool for measuring tectonic strain rates, which are assumed to be indicative of earthquake potential. The strain on the earth surface (ellipsoid surface) is calculated directly from above GPS velocity. Earthquake potential is often estimated from strain rates using Kostrov's (1974) formula, which essentially states that the moment rate inferred from geodetic straining can be equated to the moment rate to be expended in earthquakes. The seismicity in North China is of relatively high level either in its frequency or in its intensity. Since the beginning of historical records up to now, there were 127 earthquakes of  $M \geq 6$  occurred, and about 34 earthquakes of  $M \geq 6$  occurred in the Capital Circle area. The probability of earthquakes in a few years is discussed according to the geodetic strain rates and earthquake strain rates in North China area. As a result, the deformation rates from seismic moment tensors and from GPS velocities are basically agree with each other. The max principal strain rate and min principal strain rate is  $2.5 \times 10^{-9}/\text{a}$  and  $-2.1 \times 10^{-9}/\text{a}$  from earthquake moment tensors, and  $2.2 \times 10^{-9}/\text{a}$  and  $-6.1 \times 10^{-9}/\text{a}$  from GPS velocities respectively. It is viable for analyzing earthquake potential by comparing with geodetic strain rate and seismic strain rate. There is no strong earthquake potential ( $> M7$ ) in the North China area, but there is about  $M5$  earthquake potential in few years. Maybe the earthquake will occur in Tianjin-Beijing-Tangshan deltoid region and Zhangjiakou-Datong region because there are of high shear strain rate and they are also of compression surface strain rate.

**Key words** crustal deformation; GPS; seismic moment tensor; strain rate; North China

---

XU Caijun, male 36, professor, Ph.D supervisor. His interested fields include geodesy & geophysics inversion, geodesy & geodynamics. His typical achievements are monitoring the present-day crustal movements and studying its geodynamical mechanism in Qinghai-Tibet Plateau; Studying the crustal movements and deformations in the Qinghai-Tibet plateau by using GPS measurements etc.

Email: cjxu@wtusm.edu.cn