

崔笃信, 王庆良, 胡亚轩, 王文萍, 朱桂芝. 2009. 用 GPS 数据反演海原断裂带断层滑动速率和闭锁深度. 地震学报, 31(5): 516-525.

Cui Duxin, Wang Qingling, Hu Yaxuan, Wang Wenping, Zhu Guizhi. 2009. Inversion of GPS data for slip rates and locking depths of the Haiyuan fault. *Acta Seismologica Sinica*, 31(5): 516-525.

用 GPS 数据反演海原断裂带断层 滑动速率和闭锁深度^{*}

崔笃信^{*} 王庆良 胡亚轩 王文萍 朱桂芝

(中国西安 710054 中国地震局第二监测中心)

摘要 以“中国地壳运动观测网络”区域站在海原断裂带附近的所有观测数据及跨断裂 GPS 剖面观测数据作为约束, 用 Smith 3-D 体力模型反演了海原断裂带断层滑动速率和断层闭锁深度. 从西到东断裂共分为 5 段, 采用遗传算法拟合 GPS 水平运动速度场, 拟合残差均方根为 1.1 mm/a. 反演结果为: 毛毛山断裂左旋走滑运动速率为 3.5 mm/a, 闭锁深度为 22.0 km; 老虎山断裂左旋走滑速率为 6.5 mm/a, 闭锁深度为 10.3 km; 海原断裂带西段、中段和东段的滑动速率依次为 4.5 mm/a、5.6 mm/a 和 5.5 mm/a, 闭锁深度依次为 8.4 km、3.6 km 和 4.3 km. 表明毛毛山断裂左旋走滑运动速率小, 闭锁深度大, 有利于应变能的积累, 使得该断裂及附近地区存在发生强震的背景.

关键词 海原断裂带 3-D 体力模型 反演 滑动速率 闭锁深度

文章编号: 0253-3782(2009)05-0516-10

中图分类号: P315.2

文献标识码: A

Inversion of GPS data for slip rates and locking depths of the Haiyuan fault

Cui Duxin^{*} Wang Qingling Hu Yaxuan Wang Wenping Zhu Guizhi

(Second Crust Monitoring Center of China Earthquake Administration, Xian 710054, China)

Abstract: We have inverted Haiyuan faults slipping rates and locking depths by use of Fourier solution of 3-D body force model based on Crustal Movement Observation Network of China and other of GPS profiles data. Genetic algorithm has been used to simulate the GPS velocity field iteratively. The final RMS of fitting residual is 1.1 mm/a. The result reveals that the left lateral slip rate of Maomao Shan fault is 3.5 mm/a and its locking depth is 22 km. For Laohushan fault the slip rate is 6.5 mm/a and locking depth is 10.3 km. The slip rates in western, middle and eastern segment of the Haiyuan fault are 4.0 mm/a, 5.6 mm/a and 5.5 mm/a, respectively, and the locking depths in corresponding segments are 8.4 km, 3.6 km and 4.3 km, respectively. The slip rate of

^{*} 基金项目 国家自然科学基金项目(40674057)和地震科学联合基金(A07132)资助.

收稿日期 2008-07-01 收到初稿, 2009-04-14 决定采用修改稿.

⁺ 通讯作者 e-mail: cuiduxin@163.com

Maomao Shan fault is low, while its locking depth is large, being favorite for strain energy accumulation on this fault.

Key words: Haiyuan faults; 3-D body force model; inversion; slip rate; locking depth

引言

位于青藏高原东北缘的海原断裂带是中国大陆重要的活动地块边界断裂带之一。该断裂带由冷龙岭断裂、毛毛山断裂、老虎山断裂、海原断裂(狭义)等断裂组成,在西边与祁连山主干断裂相接。在该断裂带上曾发生 1920 年 8.5 级大地震(图 1)。研究海原断裂带的活动特征和应力积累状态对该断裂带及其附近地震预测有很重要的意义,而应力的积累则主要与断层滑动速率和闭锁深度有关(国家地震局地质研究所,宁夏回族自治区地震局,1990; Smith, Sandwell, 2003)。海原断裂带的分段活动特点,前人已进行了大量的研究(冉勇康,邓起东,1998;徐锡伟等,2007;张培震等,2003;刘静等,2007;Gan *et al*, 2007)。一种是通过研究地形地貌的特征和测年确定断层滑动速率。国家地震局地质研究所和宁夏回族自治区地震局(1990)、袁道阳等(1997)、何文贵等(1994, 1996, 2000)用此方法研究表明,海原断裂带的左旋走滑速率一般在 2—6 mm/a 之间,小于 Lasserre 等(1999, 2002)用同样方法确定的 (8 ± 4) mm/a— (12 ± 4) mm/a 的滑动速率量级。另一种是用大地测量方法来确定。中国地壳运动观测网络的 GPS 观测结果表明,海原断裂带南北两侧表现为比较显著的左旋运动特征,其远场位移所揭示的海原断裂左旋活动速率只有 5—6 mm/a(王敏等,2003;Thatcher, 2007;Zhang *et al*, 2004),与袁道阳等(1997)、何文贵等(1994, 1996, 2000)利用地质地貌方法确定的断层活动速率比较一致。张希等(2005)用负位错模型反演的滑动速率为 1—2 mm/a,与 Lasserre 等(1999, 2002)的结果同

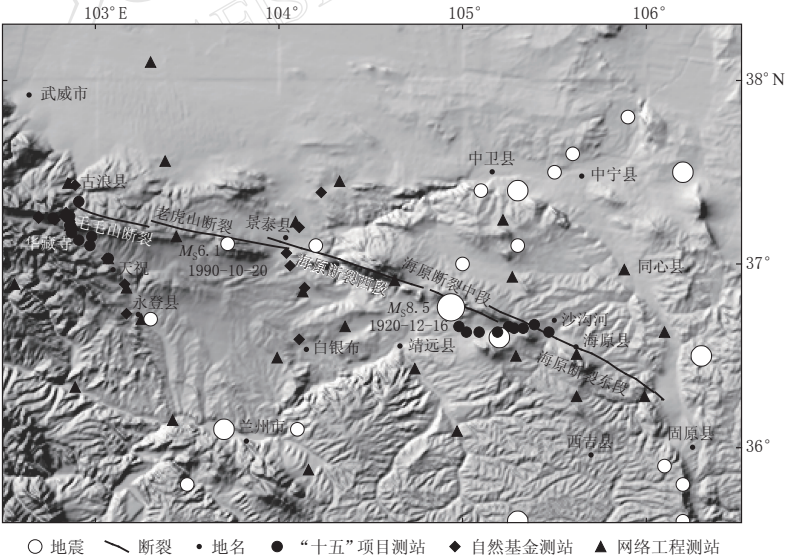


图 1 海原断裂带断层和 GPS 测站分布图。白色圆为 1900 年以来 $M_s \geq 5$ 地震
Fig. 1 Map of faults and GPS sites in Haiyuan fault zone
White circles indicate $M_s \geq 5.0$ earthquakes after 1900

样存在很大差异,产生这种差异的原因主要有以下几个方面:对于用地形地貌方法来说,差异的主要来源为探槽位置差别和测年误差;对于用大地测量方法来说主要由测量点位稀疏、观测时间太短而导致的约束不足,如 GPS 观测站间距在 50 km 以上,所用数据仅是 1999 年和 2001 年的观测结果;另一种可能的原因是所使用的模型差别.因此,使用最新观测数据,用新的模型、方法反演断裂滑动速率是非常必要的.对于断层闭锁深度的确定更为困难,用地震波成像方法来反演海原断裂带地壳结构(李松林等,2001),由于在该断裂带上只有一条地震剖面,在现阶段用此方法很难确定断层闭锁深度分段特点.因此,用大地测量数据反演断层闭锁深度成为确定断层闭锁深度主要途径.

Smith 和 Sandwell(2003)提出了三维弹性半空间形变分析方法.该方法与 Okada(1985)位错模型的主要区别是:前者将断层远场块体位移转换为地面下一定深度上的体力矢量,而 Okada 模型则认为地面位移是由断层位错引起的;Smith 的模型不是解析解,而是在波数域解弹性方程,然后进行傅里叶逆变换得到空间域的解,该方案在保持计算精度与数值解一致的前提下大大地提高了计算效率,特别适合于断层比较复杂的断裂带;Okada 模型的断层面为有限宽度,Smith 模型的断层下界可以为无限深,它更适合由非震断层滑动引起的形变模拟. Smith 模型已经用于研究美国圣安德列斯断裂系形变分析,取得了满意的结果(Smith, Sandwell, 2003, 2004). 本文应用多个项目的多次 GPS 观测数据作为反演约束条件,采用 Smith 三维弹性半空间形变分析方法反演海原断裂带断层滑动速率和闭锁深度.

1 所用观测资料及速度场计算

1.1 资料使用概况

本文使用了以下 3 个项目 64 个观测站的观测数据:① 徐锡伟、王庆良等依托科技部的重点平台项目、国家自然科学基金课题、中法合作项目建立的古浪—永登 GPS 剖面、景泰—白银 GPS 观测剖面 1999 年、2004 年和 2005 年 3 期观测数据,测点均为基岩标志,观测采用三角架、光学对中,连续观测 3 天;② 中国地震局第二监测中心承担的“‘十五’数字地震网络建设项目”建立的华藏寺、沙沟河 GPS、水准、重力综合观测剖面 2005 年、2006 年和 2007 年的 GPS 观测数据;③ “中国地壳运动观测网络”区域站 1999 年、2001 年、2004 年和 2007 年在该地区的 GPS 观测数据. ②和③项目中测站均为强制对中钢筋混凝土观测墩,连续观测 4 天. 所有项目的观测采用 Ashtech Z12 接收机,扼流圈天线.

1.2 数据处理

如上所述,我们使用了多个项目的多次观测数据. 为了避免由于约束条件及处理方法不同而产生的速度基准及差别,我们用统一的数据处理方案对所有数据进行了重新处理,这样可以避免采用不同的固体潮、极潮等地球物理模型,以及卫星和接收机的天线相位中心模型所导致的系统偏差(王敏,2008). 具体方案如下:

首先采用 GAMIT 软件进行单日解计算(King, Bock, 2006),用 GRED 计算时间序列,以检查基线及坐标重复性,最后用 GLOBK 计算站点速度(Herring, 2006). 其中, GAMIT 数据处理时把中国大陆及周边约 10—15 个 IGS 站的原始数据与区域站观测数据一起处理. IGS 站坐标(x, y, z)约束取(0.05 m, 0.05 m, 0.05 m),区域站坐标(x, y, z)统一给定约束(1.0 m, 1.0 m, 1.0 m),卫星轨道约束取 10^{-8} .

用相似变换法计算速度，即通过对坐标和速度的平移和旋转实现 ITRF 参考框架. 这种方法的优点是不会引起网扭曲变形，基准的稳定性依赖于所选取的 IGS 站的稳定性，如果选取的 IGS 稳定点的速度线性比较好，基准就比较稳定. 具体做法是：① 用 GLOBK 把全球 H 文件和区域 H 文件组合起来；② 用 GLORG 求速度场，选择位于中国周边和欧亚板块的 10 个速度稳定的 IGS 站，以 ITRF2000 提供的站坐标和速度作为先验值，以其误差的 2 倍作为约束，区域站的坐标约束为 1.0 m，速度约束为 0.1 m/a；③ 把由②求得的速度中扣除欧亚板块旋转影响后的值作为区域地壳运动的速度场，速度的误差一般在 0.5—3.0 mm/a.

2 3-D 体力模型

Smith 和 Sandwell(2003, 2004)提出的半无限空间 3-D 体力模型见图 2. 在均匀各项同性的弹性介质中，得到直立断层体力矢量(F_x, F_y, F_z)作用于断层下界 d_1 和上界 d_2 引起的位移公式，任何深度 z 处的位移为源部分、像部分和 Boussinesq 改正 3 项之和

$$\begin{bmatrix} U_x(k) \\ U_y(k) \\ U_z(k) \end{bmatrix} = [U^s(k, z-d_2) - U^s(k, z-d_1)] \begin{bmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{bmatrix} + [U^i(k, z+d_2) - U^i(k, z+d_1)] \begin{bmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} U_B \\ V_B \\ W_B \end{bmatrix} \tag{1}$$

这里

$$U^s(k, z) = \begin{bmatrix} U_x & U_y & U_z \\ U_y & V_y & V_z \\ U_z & V_z & W_z \end{bmatrix} \quad U^i(k, z) = \begin{bmatrix} U_x & U_y & U_z \\ U_y & V_y & V_z \\ -U_z & -V_z & -W_z \end{bmatrix} \tag{2}$$

$$\begin{bmatrix} U_x \\ U_y \\ U_z \\ V_y \\ V_z \\ W_z \end{bmatrix} = \frac{C}{\beta^2} \begin{bmatrix} D + \frac{k_y^2}{|k|^2} - \frac{k_x^2}{|k|^2} & -\frac{k_x^2}{|k|^2} \\ -2\frac{k_x k_y}{|k|^2} & -\frac{k_x k_y}{|k|^2} \\ -i\frac{k_x}{|k|} & -i\frac{k_x}{|k|} \\ D + \frac{k_x^2}{|k|^2} - \frac{k_y^2}{|k|^2} & -\frac{k_y^2}{|k|^2} \\ -i\frac{k_y}{|k|} & -i\frac{k_y}{|k|} \\ D + 1 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} e^{-\beta|z|} \\ \beta|z| e^{-\beta|z|} \end{bmatrix} \tag{3}$$

Boussinesq 改正为

$$U_B = -i2\pi k_x \frac{1}{2\mu} \frac{\tau_3(k)}{\beta^3} \left[1 - \frac{1}{\alpha} - \beta z \right] e^{\beta z} \tag{4}$$

$$V_B = -i2\pi k_y \frac{1}{2\mu} \frac{\tau_3(k)}{\beta^3} \left[1 - \frac{1}{\alpha} - \beta z \right] e^{\beta z} \tag{5}$$

$$W_B = -\frac{1}{2\mu} \frac{\tau_3(k)}{\beta^2} \left[\frac{1}{\alpha} - \beta z \right] e^{\beta z} \tag{6}$$

$$\begin{aligned} \tau_3 = & -i \frac{k_x}{|k|} \left\{ e^{\beta d_2} \left[\alpha \beta d_2 - \frac{\lambda}{(\lambda + 2\mu)} \right] - e^{\beta d_1} \left[\alpha \beta d_1 - \frac{\lambda}{(\lambda + 2\mu)} \right] \right\} F_x - \\ & i \frac{k_y}{|k|} \left\{ e^{\beta d_2} \left[\alpha \beta d_2 - \frac{\lambda}{(\lambda + 2\mu)} \right] - e^{\beta d_1} \left[\alpha \beta d_1 - \frac{\lambda}{(\lambda + 2\mu)} \right] \right\} F_y + \\ & \left\{ e^{\beta d_2} \left[\alpha \beta d_2 - \frac{\mu}{(\lambda + 2\mu)} - 2\alpha \right] - e^{\beta d_1} \left[\alpha \beta d_1 - \frac{\mu}{(\lambda + 2\mu)} - 2\alpha \right] \right\} F_z \end{aligned} \tag{7}$$

上式中, $C = \frac{(\lambda + \mu)}{4\mu(\lambda + 2\mu)}$, $D = \frac{\lambda + 3\mu}{\lambda + \mu}$, $\alpha = \frac{\lambda + \mu}{\lambda + 2\mu}$, $|k| = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$, $\beta = 2\pi|k|$, $\lambda\mu$ 为拉梅常数, i 为虚数单位.

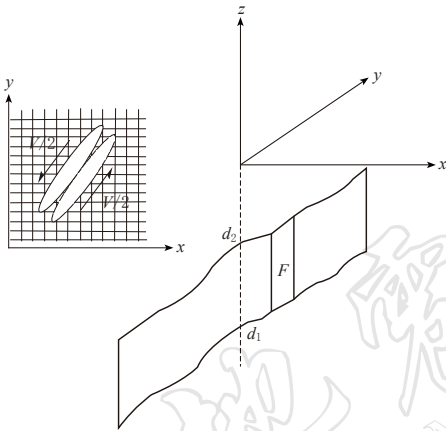


图 2 3-D 半空间断层模型示意图

断层由上界 d_2 深度延伸至下界深度 d_1 , 位移的非连续性通过置于网格中有限宽度的力偶 F 来模拟

Fig. 2 Sketch of a 3-D fault in elastic space
The fault extends from lower depth of d_1 to upper depth d_2 . A displacement discontinuity across the fault is simulated using a finite-width force couple of F , imbedded in fine grid

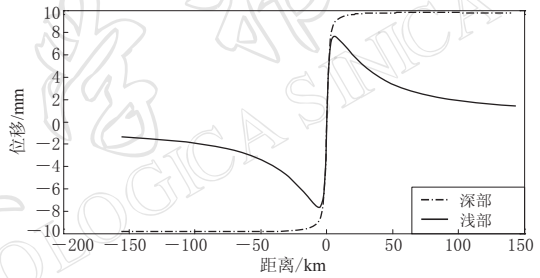


图 3 断层走滑位移随断层距离分布

浅部模型的位移达到最大值后随距断层距离增大而变小, 深部模型的位移达到最大值后随距断层距离增大变化而很小

Fig. 3 Variation of displacement with distance away from a strike slip fault

Displacements of shallow fault model, after reaching maximum, decrease with distance from the fault, while displacements of deep fault model decrease insignificantly with distance

通过求点源在断层法方向倒数来设置一个力偶, 在实际应用中用高斯函数的导数来近似计算由跨断层引起的应力不连续, 由此产生一个有限厚度的断层. 断层埋置在经傅里叶变换后的二维网格中, 与上述转换函数相乘, 再进行傅里叶逆变换就得到了网格每个结点上的速度矢量.

在该模型中有两种模式: 一种是浅部模型, 即断层滑动发生在浅部矩形断裂面内, 这种模型与 Okada(1985)模型一致; 第二种是深部模型, 这种模型假设断层下界面为无穷深, 它与负位错模型相似(图 3).

3 海原断裂带断层参数反演

在进行断层参数反演时，采用遗传算法。遗传算法是基于生物进化论的原理发展起来的搜索优化算法，该算法有利于避免最终解陷入适应度局部最大处，而能搜索到全局最大处。遗传算法不需要对模型函数求导，因而被广泛应用于地学问题反演的多个领域。我们在使用遗传算法计算时初始种群数为 100，交叉概率为 0.6，变异概率为 0.01，目标函数为模型值与观测值残差加权平方和，具体如下式：

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (v_r^i)^2$$

(8)

$$v_r^i = \frac{v_{\text{GPS}}^i - v_m^i}{\sigma^i}$$

(9)

式中， N 为观测站数的 2 倍， v_{GPS}^i 和 v_m^i 分别为第 i 号点的 GPS 观测速度分量和模型速度分量。

适应度函数为

$$f(x) = \chi_{\text{max}} - \chi$$

(10)

根据已有的研究结果(邓起东, 1982; 国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局, 1990), 把海原断裂段分为 5 段, 由西向东依次为毛毛山断裂、老虎山断裂、海原断裂西段、海原断裂中段和海原断裂东段(图 1)。断层的位置走向等参数由 MapSIS 2.0 中的中国活动断裂数据库中得到, 在反演中把它们作为已知参数, 断层下界深度 d_1 取无穷大; 把每一段的断层闭锁深度 d_2 、走滑速率和垂直于断层的速率(缩短速率)作为模型参数。从海原断裂带 GPS 水平运动图象看(图 4), 存在明显的顺时针旋转。因此, 我们把旋转轴位置及旋转角速度也作为待定参数, 这样反演的参数总共为 18 个。计算中, 剪切模量均为 4.12×10^{10} Pa, 泊松比取 0.25。为了克服闭锁深度与滑动速率的相关性, 我们先把根据地质方法确定的断层滑动速率作为固定值, 只反演闭锁深度, 然后将反演的闭锁深度值加 50% 的

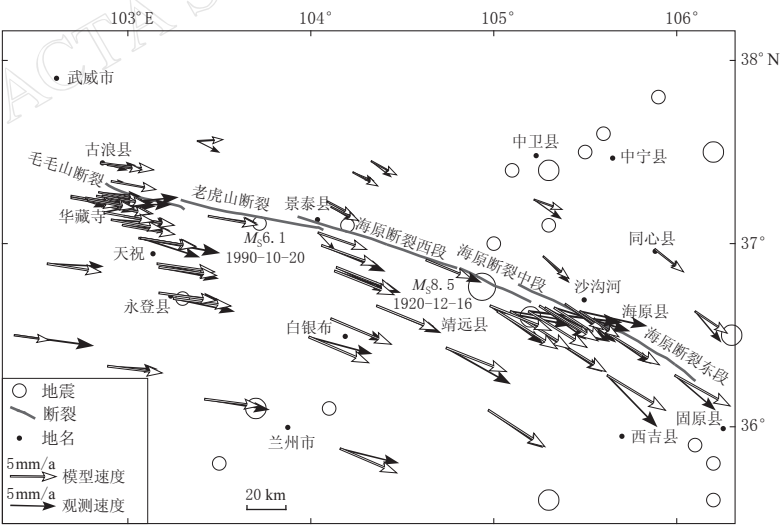


图 4 海原断裂带 GPS 水平运动观测值与模拟值比较
Fig. 4 Comparison between the simulated (void arrow) and observed (solid arrow) rates in Haiyuan fault zone

变化作为闭锁深度的初始种群范围,走滑速率初始种群范围为 0—20 mm/a,拉张速率为 0—5 mm/a. 通过 20 000 次的迭代,残差均方根为 1.1 mm/a,小于速率分量的观测误差.

初步反演结果显示,老虎山断裂走滑速率为 10.5 mm/a. 这一结果与何文贵等(1994)用地质方法的结果(4.1—5.5 mm/a)相差太大,这主要是由于位于老虎山断裂以北的 GPS 测站太少导致约束太弱. 对此我们把老虎山断裂走滑速率的初始范围设为 0—7 mm/a,反演结果为 6.5 mm/a. 反演最终结果见表 1 和图 4. 由观测速度场与模型速度场对比来看,总体大小和方向比较一致,而东部速度在 NS 方向上差异稍大,这可能是由于断层模型与实际存在一定差异,实际断层面并非绝对直立,而所用模型假定断层为直立走滑断层.

表 1 海原断裂带断层速率与闭锁深度反演结果

Table 1 Inversion results of fault slip rates and locking depths

序号	断裂名称	起点坐标		终点坐标		长度 /km	闭锁深度 /km	走滑速率 /mm·a ⁻¹	拉张速率 /mm·a ⁻¹
		λ _E /°	φ _N /°	λ _E /°	φ _N /°				
1	毛毛山断裂	102.1	37.6	103.3	37.2	37.37	22.0	3.5	-0.4
2	老虎山断裂	103.3	37.2	104.1	37.1	68.01	10.3	6.5	-0.2
3	海原断裂西段	103.9	37.1	104.8	36.9	80.56	8.4	4.0	-0.3
4	海原断裂中段	104.8	36.9	105.2	36.7	37.60	3.6	5.6	-0.1
5	海原断裂东段	105.1	36.8	106.1	36.3	101.9	4.3	5.5	-0.6

注:表中右边一列数值前的负号表示压性.

4 反演结果分析与讨论

4.1 反演参数的精度估计

用遗传算法反演,不能直接给出反演参数的精度. 由于我们使用的 3-D 体力模型的傅里叶解在 2 维、直立、走滑断层假设下,断层中部位置剖面上的位移与 Weertman(1964)的代数模型结果一致(Smith, Sandwell, 2003),因此,我们从 Weertman 的代数模型出发,来近似估计反演参数的精度.

Weertman 模型的位移表达式为

$$v(x) = \frac{v_0}{\pi}(\arctan \frac{x}{w_u} - \arctan \frac{x}{w_l}) \tag{11}$$

式中, v 为地表观测速度, v_0 为断层水平走滑速率, x 为观测点距断层的水平距离, w_u 为断层上界面深度, w_l 为断层下界面深度. 我们使用的模型中假设断层下界面深度 w_l 为无穷深,所以式(11)变为

$$v(x) = \frac{v_0}{\pi} \arctan \frac{x}{w_u} \tag{12}$$

上式两边对反演参数 v_0 和 w_u 微分

$$dv = \frac{1}{\pi} \arctan \frac{x}{w_u} dv_0 - \frac{v_0 x}{\pi(w_u^2 + x^2)} dw_u \tag{13}$$

根据误差传播定律得(武汉大学测绘学院, 1982)

$$m_v^2 = \left(\frac{1}{\pi} \arctan \frac{x}{w_u}\right)^2 m_{v_0}^2 + \left(\frac{v_0 x}{\pi(w_u^2 + x^2)}\right)^2 m_{w_u}^2 \tag{14}$$

式中, m_v , m_{v_0} , m_{w_u} 分别为 v , v_0 和 w_u 的误差. 由于

$$\left(\frac{1}{\pi} \arctan \frac{x}{w_u}\right)^2 m_{v_0}^2 = m_v^2 - \left(\frac{v_0 x}{\pi(w_u^2 + x^2)}\right)^2 m_{w_u}^2 \leq m_v^2 \quad (15)$$

所以

$$m_{v_0} \leq \pi \left(\arctan \frac{x}{w_u}\right)^{-1} m_v \quad (16)$$

同理可得

$$m_{w_u} \leq \pi \left(\frac{w_u^2 + x^2}{v_0 x}\right) m_v \quad (17)$$

我们取 $v_0 = 30$ mm/a, 距离 x 取中等距离 50 km, w_u 取中等闭锁深度 5 km, m_v 取拟合残差均方根 1.1 mm/a, 得断裂滑动速率误差 $m_{v_0} = 2.7$ mm/a, 闭锁深度误差 $m_{w_u} = 3.2$ km. 因此反演结果是可信的.

4.2 分析与讨论

毛毛山断裂. 毛毛山断裂西部与北祁连山活动断裂带相连, 东端与老虎山断裂相接, 长约 40 km, 总体走向 N70°W. 大约自中更新世以来其断裂力学性质由压性转变为以左旋走滑为主的压扭性. 反演结果表明(表 1), 毛毛山断裂左旋走滑运动速率为 3.5 mm/a, 为 5 个断裂中最小的. 这与何文贵等(1996)利用地质地貌方法得到的全新世滑动速率 3.69 mm/a, 袁道阳等(1997)利用黄土剖面古土壤年龄方法得到的结果(2.3—3.9 mm/a)非常一致. Lasserre 等(1999)同样用地质地貌方法计算的滑动速率为 (12 ± 4) mm/a, 我们的结果与其相差较大. 这可能有两个原因: 首先 Lasserre 的结果是毛毛山—老虎山断裂平均结果, 并未分段; 其次是由于研究的地点和方法有所不同. 该段有跨断裂、站间距为 5 km 左右的华藏寺 GPS 剖面作为约束, 反演结果比较可靠.

老虎山断裂. 老虎山断裂带位于青藏高原隆起区的东北缘, 该断裂主要形成于加里东期, 后经多次构造变动, 在中更新世断裂的力学性质由挤压逆冲转化为左旋走滑. 反演结果显示, 老虎山断裂左旋走滑速率为 6.5 mm/a, 与 Lasserre 等(1999)根据地形地貌计算的毛毛山—老虎山断裂的滑动速度 (12 ± 4) mm/a 差异较大, 与甘卫军等(2005)根据 GPS 资料正演的结果(8.3 mm/a)比较接近. 何文贵等(1994)根据最新测年资料, 求得老虎山断裂中更新世中期以来的水平滑动速率为 2.4—2.8 mm/a, 中更新世晚期以来为 3.65—4.17 mm/a, 晚更新世早期以来为 4.1—4.8 mm/a, 最大为 5.5 mm/a, 该断裂全新世以来滑动速率具有明显加快的趋势. 与何文贵等结果相比我们的结果稍偏大, 这种差异一方面可能是由于方法不同, 反映的断裂滑动的时间尺度也不同. 后者反映的是全新世以来 1 万年尺度的平均速度, 而用 GPS 观测数据反演得到的是断裂几年至几十年的滑动速度. 另一方面, 在该断裂附近, GPS 观测站较少, 反演结果的可靠性有所降低.

海原断裂带(狭义). 海原断裂带是 1920 年海原 8.5 级地震产生过破裂和错动的断裂段. 其西段西自景泰东至大营水, 长约 80 km; 中段西自大营水东到干盐池盆地, 位于南华山与西华山之间, 长约 40 km; 东段西起干盐池经南华山东至固原以西长约 110 km. 其晚第四纪活动以左旋走滑为主要特征, 1920 年海原 8.5 级大地震产生了 10.5 m 的最大左旋位移(张培震等, 2003). 反演结果显示, 海原断裂带西段、中段和东段滑动速率依次为 4.0 mm/a、5.6 mm/a 和 5.5 mm/a. 西段最小, 中段和东段的滑动速率相当, 这与国家地震局地质研究所和宁夏回族自治区地震局(1990)、甘卫军等(2005)的结果(2.9—3.3 mm/a, 4.1—5.4 mm/a, 5.8—7.7 mm/a)比较一致. 中段和东段与 Ding 等(2004)的结果

(6 mm/a)很接近,也接近 Lasserre 等(1999)结果(8 ± 2) mm/a 的下边界值. 但与张希等(2005)的结果(1.1—1.7 mm/a)相差很大. 他们仅用了网络工程区域站 1999—2001 年的 GPS 观测数据,观测站间距平均在 50 km 以上,也未使用 GPS 剖面观测数据. 综上所述,在海原断裂带(狭义)上,大多数的研究结果比较一致.

反演结果还显示(表 1),毛毛山断裂闭锁深度为 22.0 km,为 5 段断裂中最深的一段;老虎山断裂闭锁深度为 10.3 km;而海原断裂带(狭义)西段、中段东段闭锁深度依次为 8.4 km、3.6 km 和 4.3 km. 这与该地区地壳厚度沿该断裂带由西向东逐渐变小的变化趋势基本一致. 老虎山断裂 20 世纪以来发生的最大一次地震为 1990 年天祝—景泰 6.1 级地震,其深度为 12 km. 我们反演的闭锁深度与其基本一致. 1920 年海原 8.5 级地震的震源深度一般认为在 17—20 km,而我们反演的闭锁深度与之相比要小得多. 这可能是由于海原 8.5 级地震使断裂贯通比较彻底,在地壳下部还没有完全形成闭锁. 由于闭锁深度浅,不能形成大量应变能积累,这可能是海原断裂带(狭义)自 1920 年海原 8.5 级地震后 88 a 来未发生 6.0 级以上地震的主要原因.

5 结论

1) 用基于力偶的 3-D 体力模型,通过傅里叶变换模拟任意深度的位移场、断层数目和断层迹的复杂性对计算量影响很小,在保持计算精度与数值方法一致的前提下大大地提高了计算效率. 其缺陷是只适用于直立型断裂.

2) 毛毛山断裂左旋走滑运动速率为 3.5 mm/a,闭锁深度为 22.0 km;老虎山断裂左旋走滑速率为 6.5 mm/a,闭锁深度为 10.3 km;海原断裂带西段、中段和东段的滑动速率依次为 4.0 mm/a、5.6 mm/a 和 5.5 mm/a,闭锁深度依次为 8.4 km、3.6 km 和 4.3 km.

3) 毛毛山断裂左旋走滑运动速率小,但闭锁深度大,有利于积累应变能. 该断裂也是 6 级以上地震的空区. 因此该断裂及附近地区具有发生强震背景条件. 老虎山断裂左旋走滑速率为 5 段中最大的,其闭锁深度为 10.3 km,有利于中强地震的孕育. 海原断裂带中西段,断裂闭锁深度小,不利于能量积累.

参 考 文 献

- 邓起东. 1982. 中国活动断裂[M]. 北京:地震出版社:80—300.
- 甘卫军,程朋根,周德敏,唐方头,李金平. 2005. 青藏高原东北缘主要活动断裂带 GPS 加密观测及结果分析[J]. 地震地质, 27(2): 178—187.
- 国家地震局地质研究所,宁夏回族自治区地震局. 1990. 海原活动断裂带[M]. 北京:地震出版社:6—277.
- 何文贵,刘百箴,吕太乙,袁道阳,刘建生,刘小凤. 1994. 老虎山断裂带的分段性研究[J]. 西北地震学报, 16(3): 67—72.
- 何文贵,刘百箴,袁道阳,杨明. 2000. 冷龙岭活动断裂的滑动速率研究[J]. 西北地震学报, 22(1): 91—96.
- 何文贵,刘百箴,袁道阳. 1996. 毛毛山断裂带晚第四纪活动特征[G]//海原活动断裂研究(5). 北京:科学出版社:63—77.
- 李松林,张先康,张成科,任青芳,石金虎,赵金仁,方盛明,刘宝峰,潘素珍,张建狮. 2001. 海原 8.5 级大震区地壳结构探测研究[J]. 中国地震, 17(1): 17—23.
- 刘静,徐锡伟,李岩峰,冉勇康. 2007. 以海原断裂甘肃老虎山段为例浅析走滑断裂古地震记录的完整性[J]. 地质通报, 26(6): 250—260.
- 冉勇康,邓起东. 1998. 海原断裂的古地震及特征地震多破裂的分级性讨论[J]. 第四纪研究, (3): 272—276.

- 王敏, 沈正康, 牛之俊, 张祖胜, 孙汉荣, 甘卫军, 王琪, 任群. 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**(增刊): 22-31.
- 王敏. 2008. GPS 数据处理方面的最新进展及其对定位结果的影响[J]. 国际地震动态, (7): 3-8.
- 武汉大学测绘学院. 1982. 误差理论与测量平差基础[M]. 武汉: 武汉大学出版社: 30-50.
- 徐锡伟, 于贵华, 陈桂华, 李陈侠, 张兰凤, Yann Klinger, Paul Tapponnier, 刘静. 2007. 青藏高原北部大型走滑断裂带近地表地质变形带特征分析[J]. 地震地质, **29**(2): 201-217.
- 袁道阳, 刘百箴, 吕太乙, 何文贵, 刘小凤. 1997. 利用黄土剖面的古土壤年龄研究毛毛山断裂的滑动速率[J]. 地震地质, **19**(1): 1-7.
- 张希, 江在森, 王琪, 王双绪, 崔笃信, 张晓亮. 2005. 青藏块体东北缘弹性块体边界负位错反演与强震地点预测[J]. 地震学报, **27**(6): 622-628.
- 张培震, 闵伟, 邓起东. 2003. 海原活动断裂带的古地震与强震复发规律[J]. 中国科学: D 辑, **33**(8): 705-713.
- Ding G Y, Chen J, Tian Q J, Shen X H, Xing C Q, Wei K B. 2004. Active faults and magnitudes of left-lateral displacement along the northern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Tectonophysics*, **380**: 243-260.
- Gan W J, Zhang P Z, Shen Z K, Niu Z J, Wang M, Wan Y G, Zhou D M, Cheng J. 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements[J]. *J Geophys Res*, **112**(B8): 1-14.
- Herring T A. 2006. *Global Kalman Filter VLBI and GPS an Analysis Program Version 4.10*[M]. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology: 65-70.
- King R W, Bock Y. 2006. *Documentation for the GAMIT GPS an Analysis Software Version 10.3*[M]. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology: 65-70.
- Lasserre C, Morel P H, Gaudem Y, Tapponnier P, Ryerson F J, King G C P, Metivier F, Kasser M, Kashgarian M, Liu B C, Lu T Y, Yuan D Y. 1999. Post-glacial left slip-rate and past occurrence of $M > 8$ earthquakes on the western Haiyuan fault (Gansu, China) [J]. *J Geophys Res*, **104**(B4): 17633-17651.
- Lasserre C, Tapponnier P, Gaudem Y, Meriaux A S, Woerd J, Yuan D Y, Yerson F J, Finkel R C, Caffee M W. 2002. Fast late Pleistocene slip-rate on the Leng Long Ling segment of the Haiyuan fault, Qinghai, China[J]. *J Geophys Res*, **107**(B11): ETG 4-1-4-15.
- Okada Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **75**(4): 1135-1154.
- Smith B, Sandwell D. 2003. Coulomb stress along the San Andreas fault system[J]. *J Geophys Res*, **108**(B6): ETG 6-1-6-14.
- Smith B, Sandwell D. 2004. A Three-dimensional semi-analytic viscoelastic model for time-dependent analyses of the earthquake cycle[J]. *J Geophys Res*, **109**(B12401): 1-25.
- Thatcher W. 2007. Microplate model for the present-day deformation of Tibet[J]. *J Geophys Res*, **112**(B01401): 1-13.
- Weertman J. 1964. Continuum distribution of dislocations on faults with finite friction[J]. *Bull Seism Soc Amer*, (54): 1035-1058.
- Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, Gan W J, Burgmann R, Molnar P, Wang Q, Niu Z J, Sun J Z, Wu J C, Sun H R, You X Z. 2004. Continuous deformation of the Tibetan plateau from global positioning system data[J]. *Geology*, **32**: 809-812.