

郝金来,王卫民,王 建等. 台湾地区地壳形变的弹性块体位错模型. 地球物理学报, 2009, **52**(5):1223~1232, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.05.011

Hao J L, Wang W M, Wang J, et al. A dislocation model of elastic block for aseismic crustal deformation in Taiwan. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(5):1223~1232, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.05.011

台湾地区地壳形变的弹性块体位错模型

郝金来^{1,2}, 王卫民³, 王 建¹, 姚振兴¹

1 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085

摘 要 在经典的非震形变位错模型中, 地壳形变被认为是活动块体刚性运动和上部断层锁定影响的叠加, 本文对此模型进行了改进: (1) 用活动块体整体运动和内部线性应变、旋转的贡献代替活动块体刚性运动的贡献; (2) 用分层介质地壳模型代替半无限介质模型计算断层锁定的影响. 利用改进后的非震形变位错模型, 拟合了台湾地区 1990~1995 年间 GPS 观测资料. 结果显示, 在东部海岸山脉区, 约有 $30 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 的汇聚率被奇美断层消耗掉, 运动速度从奇美断层向北迅速衰减. 在西部平原地区, 南部断层是岛内锁定最为强烈的断层, 该地区相应的也是史上灾害性地震多发的地区. 根据反演结果计算出的应变率与旋转率分布与前人结果在大部分地区一致, 主应变率场显示台湾大部分地区存在近 NW-SE 方向的主压应变, 主压应变方向呈扇形分布. 旋转率场显示台湾东部和南部地区存在着逆时针旋转率, 而西部和北部地区则为顺时针旋转率.

关键词 台湾地区, 地壳形变, 弹性块体, 位错模型

DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.05.011

中图分类号 P315

收稿日期 2008-09-25, 2009-03-27 收修定稿

A dislocation model of elastic block for aseismic crustal deformation in Taiwan

HAO Jin-Lai^{1,2}, WANG Wei-Min³, WANG Jian¹, YAO Zhen-Xing¹

1 *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2 *Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

3 *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China*

Abstract In previous dislocation model, the aseismic crustal deformation is regarded as the sum of the rigid block motion and the effect of the locked fault. We modify the dislocation model in two aspects. Firstly, the block motion is assumed to be the sum of rotation and linear strain rather than the rigid motion. Secondly, the elastic layered-earth model rather than the homogenous half-space model is applied to calculate the effect of the locked part. The 1990~1995 Global Position System (GPS) velocity data of the Taiwan area are used in our dislocation model. Our simulation shows that in eastern Coastal Range, the velocity decreases northward rapidly from Chimei Fault, which may result from the high crustal compressive rate of about $30 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ at Chimei Fault. In western Taiwan, the most strongly locked faults appear in the southern Coastal Plain where many disaster earthquakes occur frequently. The calculated strain and rotation rates consist with previous results in most areas. The strain rate field reveals the nearly NW-SE compression in most parts of Taiwan with a fan-shaped distribution. The rotation rate field reveals anticlockwise rotation in eastern and southern Taiwan while clockwise rotation in

western and northern Taiwan, generally.

Keywords Taiwan, Crustal deformation, Elastic block, Dislocation model

1 引言

台湾位于欧亚大陆板块与菲律宾海板块的汇聚边界上,菲律宾海板块向西北方向运动,与欧亚大陆板块发生了强烈碰撞.在其南部吕宋岛弧地区,欧

亚大陆板块向东俯冲到菲律宾海板块之下;在东北部琉球岛弧地区,菲律宾海板块向北俯冲到欧亚大陆板块之下,如图 1 所示^[1,2].两个板块的强烈碰撞引发了快速的造山运动,地壳形变剧烈,地震活动频繁,吸引了众多学者对台湾地区的动力学过程和运动学特征进行研究^[3~6].

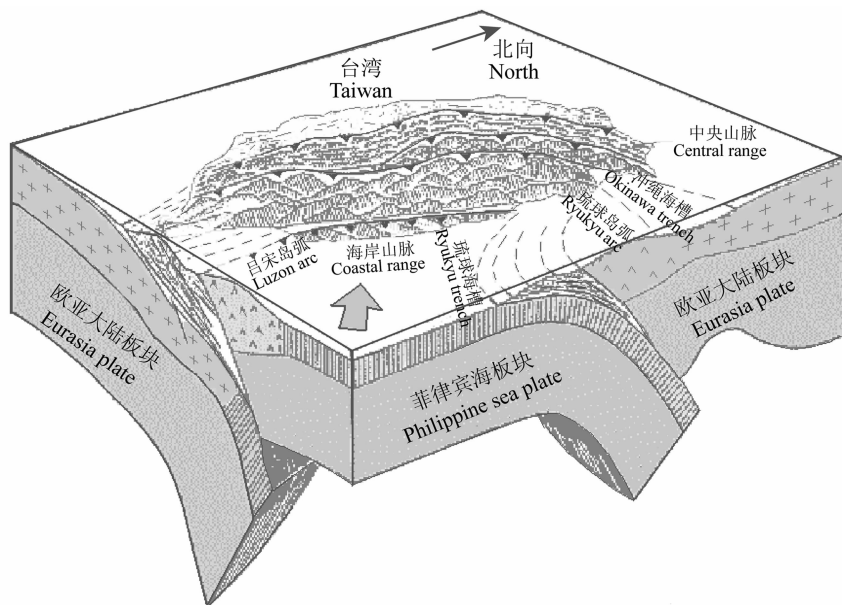


图 1 台湾地区构造背景图^[1,2]

Fig. 1 Tectonic background of Taiwan region^[1,2]

众多学者利用震源机制解、有限元等方法对台湾地区的应力场进行了研究^[7~10],结果表明,该地区主压应力方向接近 NW-SE 向,并且呈扇形分布.随着 GPS 技术的快速发展,人们越来越多地利用 GPS 技术研究该地区的运动速度场和地壳形变场^[11~13]. Yu 等^[11]利用台湾 GPS 网 1990~1995 年间 4~6 次观测数据计算出了台湾地区地壳运动速度场.利用 Yu 等计算出的速度场资料^[11], Bos 等^[13]得到了台湾地区主应变率,旋转率以及断层滑动速率分布,并结合构造特征,认为台湾南部存在向南的侧向挤出,台湾北部存在着正在进行的重力垮塌. Chang 等^[10]比较了台湾地区主应变与主应力分布,认为在一级近似下两者方向基本一致,并且都呈扇形分布.

何玉梅和姚振兴^[14]通过建立非震形变位错模型,对台湾中南部(北纬 24°以南)及其附近岛屿的观测速度进行了拟合.在该模型中地壳形变被看成活动块体的刚性运动和上部地壳阻力影响的叠加,

由于块体并不是纯刚性的,更接近于弹性体或黏弹性体^[15,16],因此还需要考虑块体应变、旋转的影响.本文对原有非震形变位错模型进行了两方面改进:(1)用块体整体运动和线性应变、旋转代替块体刚性运动;(2)用分层介质地壳模型代替半无限介质模型计算静力学位错影响,通过对台湾地区 GPS 观测速度进行反演,希望得到应变率场,旋转率场和断层锁定的相关信息,对台湾地区地壳形变有更进一步的认识.

2 方法

在非震形变位错模型中,地壳被一系列断层划分成若干个体,每个断层面又被分成下部“塑性区”和上部“脆性区”,下部塑性区可以自由滑动,而上部脆性区由于摩擦阻力会阻碍块体之间相对运动^[17~19].地壳形变被看成活动块体的刚性运动和上部地壳锁定(断层面脆性区)影响的叠加,上部地

壳锁定被认为是边界上的一个负位错^[17~19]。由于块体并不是纯刚性的,更接近于弹性体或黏弹性体^[15,16],因此还需要考虑块体应变、旋转的影响,类似前人的研究^[16,20],在本文中,用块体整体运动和线性应变、旋转代替块体刚性运动。

第 i 个台站的运动速度 \mathbf{W}_i ^[14] 表示为

$$\mathbf{W}_i = \mathbf{V}_j - \mathbf{U}_i,$$

式中 \mathbf{V}_j 是第 i 个台站所在块体 j 由于块体整体运

$$\begin{cases} dv_n = \frac{\partial v_n}{\partial x} dx + \frac{\partial v_n}{\partial y} dy = \frac{\partial v_n}{\partial x} dx + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_n}{\partial y} + \frac{\partial v_e}{\partial x} \right) dy + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_n}{\partial y} - \frac{\partial v_e}{\partial x} \right) dy, \\ dv_e = \frac{\partial v_e}{\partial x} dx + \frac{\partial v_e}{\partial y} dy = \frac{\partial v_e}{\partial y} dy + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_n}{\partial y} + \frac{\partial v_e}{\partial x} \right) dx - \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_n}{\partial y} - \frac{\partial v_e}{\partial x} \right) dx, \end{cases} \quad (1)$$

即

$$\begin{cases} dv_n = \epsilon_n dx + \epsilon_{en} dy + \omega_s dy, \\ dv_e = \epsilon_e dy + \epsilon_{en} dx - \omega_s dx, \end{cases} \quad (2)$$

其中 $\epsilon_n, \epsilon_e, \epsilon_{en}, \omega_s$ 分别为块体南北向、东西向的线应变率,东西向和南北向之间的剪应变率,块体由于应变而产生的旋转角速度。压应变率以负值表示,张应变率以正值表示,旋转角速度以逆时针方向为正。

假设 $\epsilon_n, \epsilon_e, \epsilon_{en}, \omega_s$ 为位置的线性函数

$$\begin{cases} \epsilon_n = A_0 + A_1 x + A_2 y, \\ \epsilon_e = B_0 + B_1 x + B_2 y, \\ \epsilon_{en} = C_0 + C_1 x + C_2 y, \\ \omega_s = D_0 + D_1 x + D_2 y, \end{cases} \quad (3)$$

其中 $A_0, A_1, A_2, B_0, B_1, B_2, C_0, C_1, C_2, D_0, D_1, D_2$ 为比例系数,将公式(3)代入公式(2),并对公式两边进行积分,其中独立系数只有 10 个,积分后得到:

$$\begin{cases} v_n = v_{n0} + A_0 x + (C_0 + D_0) y + A_2 xy \\ \quad + \frac{1}{2} A_1 x^2 + \left(C_2 - \frac{1}{2} B_1 \right) y^2, \\ v_e = v_{e0} + (C_0 - D_0) x + B_0 y + B_1 xy \\ \quad + \left(C_1 - \frac{1}{2} A_2 \right) x^2 + \frac{1}{2} B_2 y^2. \end{cases} \quad (4)$$

在本文计算中,用最小主应变率 ϵ_{01} ,最大主应变率 ϵ_{02} ,最大主应变率的方位角 α_0 代替参数 A_0, B_0, C_0 (即块体坐标原点的应变率),方位角 α_0 从北向开始,顺时针方向为正。 \mathbf{V}_j 即可表示为

$$\mathbf{V}_j = \mathbf{V}_j(v_{n0}, v_{e0}, \epsilon_{01}, \epsilon_{02}, \alpha_0, A_1, A_2, B_1, B_2, C_1, C_2, D_0). \quad (5)$$

在非震形变位错模型^[14,19]中,断层负位错在第 i 个台站的贡献 \mathbf{U}_i 表示为

$$\mathbf{U}_i = \mathbf{U}_i(x', y'; d, \lambda, \delta, \omega), \quad (6)$$

其中 x', y' 为台站 i 相对于断层的坐标, $d, \lambda, \delta, \omega$ 分

别为断层面的滑动量、滑动方向、倾角、宽度; \mathbf{U}_i 是断层负位错在第 i 个台站所导致的速度。

在块体中,利用高斯投影变换,以块体中心为坐标原点,以北向为 x 轴正方向,以东向为 y 轴正方向,将经纬度转换成为平面直角坐标系。用 (x, y) 表示台站坐标,将速度 \mathbf{V}_j 分解为沿北向速度 v_n 和沿东向速度 v_e 。根据李延兴等^[16]建立的块体弹性运动方程可得到

别为断层面的滑动量、滑动方向、倾角、宽度。

如果建立了一个包含 p 个块体, q 个断层的模型,那么第 i 个台站的运动速度 \mathbf{W}_i 可以写为

$$\mathbf{W}_i = \mathbf{V}_j(v_{n0}, v_{e0}, \epsilon_{01}, \epsilon_{02}, \alpha_0, A_1, A_2, B_1, B_2, C_1, C_2, D_0) - \sum_{k=1}^q \mathbf{U}_k(x'_k, y'_k; d_k, \lambda_k, \delta_k, \omega_k), \quad (7)$$

其中, x'_k, y'_k 为台站 i 相对于第 k 断层的坐标, $d_k, \lambda_k, \delta_k, \omega_k$ 分别为第 k 个断层的滑动量、滑动方向、倾角和宽度。

我们用分层介质地壳模型代替半无限介质模型,用谢小碧和姚振兴^[21],何玉梅等^[22]发展的方法计算断层位错在台站所产生的速度,根据公式(7)正演每个台站的理论运动速度。然后,采用姚振兴和纪晨^[23],姚振兴和张霖斌^[24]发展的模拟退火反演方法,以台站观测运动速度与理论运动速度之差的绝对值的平均值为目标函数,反演得到每个块体中心速度,块体线性应变及旋转参数、断层滑动量、滑动方向、倾角和宽度等参数。采用随机加权方法^[25]多次反演,统计得到反演参数的平均值和均方差。根据最终反演结果,进一步计算块体和断层的汇聚率和滑动率:

$$\text{块体滑动率: } s_b = (\mathbf{V}_j - \mathbf{V}_i) \cdot \mathbf{t}, \quad (8)$$

$$\text{块体汇聚率: } c_b = (\mathbf{V}_j - \mathbf{V}_i) \cdot \mathbf{n}, \quad (9)$$

$$\text{断层滑动率: } s_f = -d \cos \lambda, \quad (10)$$

$$\text{断层汇聚率: } c_f = d \sin \lambda \cos \delta, \quad (11)$$

其中 $\mathbf{V}_j, \mathbf{V}_i$ 表示断层上某个位置两侧块体的滑动速度, \mathbf{t} 为平行于断层走向,以右倾走滑为正的 单位矢量, \mathbf{n} 为垂直于断层走向,以汇聚方向为正的 单位矢量。

考虑断层影响,则正应变率,剪应变率以及旋转率的最终表达式为

$$\begin{cases} \epsilon_n = A_0 + A_1 x + A_2 y + \sum_{k=1}^q \frac{\partial u_k^n(x'_k, y'_k; d_k, \lambda_k, \delta_k, \omega_k)}{\partial x}, \\ \epsilon_e = B_0 + B_1 x + B_2 y + \sum_{k=1}^q \frac{\partial u_k^e(x'_k, y'_k; d_k, \lambda_k, \delta_k, \omega_k)}{\partial y}, \\ \epsilon_{en} = \epsilon_{ne} = C_0 + C_1 x + C_2 y + \frac{1}{2} \left(\sum_{k=1}^q \frac{\partial u_k^n(x'_k, y'_k; d_k, \lambda_k, \delta_k, \omega_k)}{\partial y} + \sum_{k=1}^q \frac{\partial u_k^e(x'_k, y'_k; d_k, \lambda_k, \delta_k, \omega_k)}{\partial x} \right), \\ \omega_s = D_0 + (A_2 - C_1)x + (C_2 - B_1)y + \frac{1}{2} \left(\sum_{k=1}^q \frac{\partial u_k^n(x'_k, y'_k; d_k, \lambda_k, \delta_k, \omega_k)}{\partial y} - \sum_{k=1}^q \frac{\partial u_k^e(x'_k, y'_k; d_k, \lambda_k, \delta_k, \omega_k)}{\partial x} \right). \end{cases} \quad (12)$$

用面膨胀率 Δ 和最大剪应变率 ϵ_{\max} ^[16] 分别度量应变率的类型以及大小:

$$\begin{cases} \Delta = \epsilon_n + \epsilon_e, \\ \epsilon_{\max} = \epsilon_2 - \epsilon_1, \end{cases} \quad (13)$$

其中 ϵ_1, ϵ_2 分别为最小和最大主应变率。

定义一个单位标量地震矩 M' 来度量断层锁定的强度:

$$M' = \mu d w l, \quad (14)$$

$\mu = 4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2, l = 1.0 \text{ km}, M'$ 数值越大则断层锁定越强烈。

3 模型

台湾地区主要地质单元从东向西依次是海岸山脉、基盘变质岩区、脊梁山脉、雪山山脉、西部麓山区、西部平原区和澎湖群岛。基盘变质岩区、脊梁山脉和雪山山脉统称中央山脉地质区,台东纵谷将海岸山脉地质区和中央山脉地质区分隔开,屈尺—潮州断层将中央山脉地质区和西部麓山地质区分隔开。在中央山脉地质区内,梨山断层又把脊梁山脉和雪山山脉分隔开^[2,9]。我们按照这样的基本构造格局划分块体断层,根据台湾地区活动断层分布图 (<http://www.atmos.pccu.edu.tw/weather/Fault/> <http://cgsweb.moeacgs.gov.tw/result/Fault/web/index-1.htm> <http://gis.geo.ncu.edu.tw/act/actq.htm> 最后访问时间 2009 年 1 月 12 日) 以及地质构造单元^[2,9],将所研究区域划分成为 7 个块体。图 2 显示了本文所采用的模型,包含了 7 个块体和 28 条断层,28 条断层尽量与台湾岛内主要地质区分界线(图中台湾岛内部的曲线)重合。

与先前所采用的模型^[14] 相比,最主要不同点是增加了块体 VII 和第 28 条断层奇美断层,这主要基于以下原因。第一,从台湾经济部中央地质调查研究所台湾活动断层分布图上可以看出,奇美断层确

实存在。第二,从何玉梅和姚振兴拟合的理论值和观测资料对比图^[14] 可以看出,海岸山脉区北部,奇美断层附近以北,一些台站的理论值和观测值相比,误差普遍较大。第三,从 GPS 速度图^[11] 可以看出,海岸山脉区北部,奇美断层附近向北,台站的观测速度存在明显衰减,可能是由于奇美断层的作用而引起的。

参考前人研究成果^[9,14],将各断层在地表的起点、走向、长度这些几何参数作为已知量。由于反演参数较多,各参数间存在均衡,而且反演结果会受到反演参数取值范围影响。为了克服这些困难,提高结果可靠性,根据前人研究成果对反演参数范围进行约束,如可以根据对断层性质的研究,缩小断层参数取值范围,根据应变率研究^[10,13],缩小应变率参数的取值范围。在此基础上选取很多组参数进行试验,最终选择残差最小的一组。基于上述方法和模型,拟合了台湾 GPS 观测网 1990~1995 年间全部 140 个台站的 GPS 速度资料^[11]。由于该速度场以澎湖白沙站为参考点,因此在模型中将澎湖白沙站作为块体 V 的参考坐标原点,并将该点速度取为 $0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

4 结果

4.1 方法比较

我们分别用原有的非震形变位错模型和改进的非震形变位错模型对全部观测资料进行了拟合,在原有方法中,用半无限介质模型计算锁定部分影响^[26],而在改进方法中,采用分层介质模型计算^[21,22],分层地壳模型如表 1^[27] 所示。拟合结果如图 3 所示,在原有模型理论计算值与观测资料的对比图(图 3a)中,中央山脉地质区北部,拟合出的速度方向与观测资料几乎相反,而在改进模型(图 3b)中,两者较为一致。同时从残差矢量分布图(原有模型图 3c,改进模型图 3d)中可见,改进模型的残差明显更小,由此可见,通过在两方面改进非震形变位错

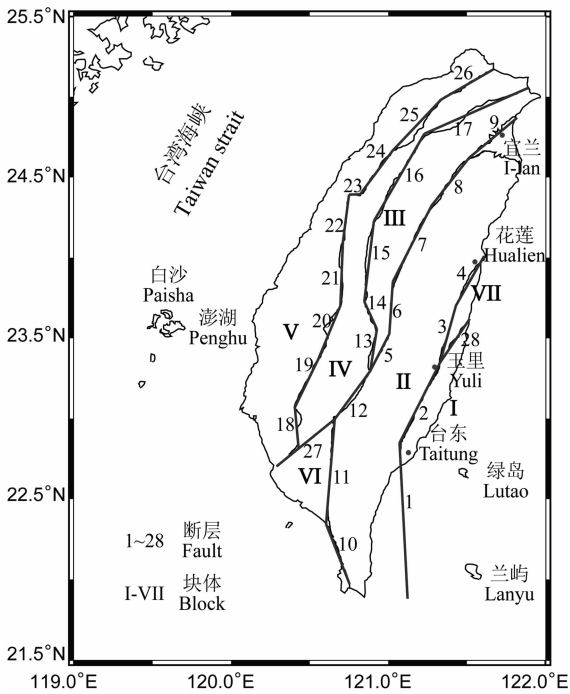


图2 本文结构模型(修改自文献[2,9])

1~28 断层: 1 吕宋弧北沿; 2 海岸山脉断层南段; 3 海岸山脉断层北段; 4 美仑断层; 5~9 梨山断层; 10 恒春断层; 11 潮州断层; 12~17 屈尺断层; 18 左镇断层; 19~20 大尖山一触口断层; 21~23 车笼埔断层; 24~26 台湾西北部断层; 27 池上断层; 28 奇美断层; I-VII 块体: I 海岸山脉区南部; II 中央山脉地质区东部; III 雪山山脉区; IV 西部麓山区; V 西部平原区和澎湖群岛; VI 屏东地区; VII 海岸山脉区北部。

Fig. 2 The tectonic model used in this paper (Modified from references[2,9])

1~28 Faults: 1 Northern Extension of the Luzon Arc; 2 Southern Longitudinal Valley Fault; 3 Northern Longitudinal Valley Fault; 4 Meinung Fault; 5~9 Lishan Fault; 10 Hengchun Fault; 11 Chaochou Fault; 12~17 Chuchih Fault; 18 Cuochen Fault; 19~20 Choukou Fault; 21~23 Chelungpu Fault; 24~26 Fault at Northern Taiwan; 27 Chishan Fault; 28 Chimei Fault. I-VII Blocks: I Southern Coastal Range; II Eastern Central Range; III Hsüehshan Range; IV Western Foothills; V Coastal Plain; VI Pingtung Valley; VII Northern Coastal Range.

模型,改善了拟合效果,提高了拟合精度。

4.2 上部地壳锁定与速度场

最终得到反演参数均值与方差如表2所示。东部台东纵谷地区,海岸山脉断层宽度约为5.0~7.0 km, Yu等^[19]利用台东纵谷附近地区三角测量和水准测量资料,通过非震形变位错模型对台东纵谷附近地区地壳形变进行了研究,得到附近断层宽

表1 台湾中部地壳模型^[27]

Table 1 Crustal model of centre Taiwan^[27]

$V_p/(km \cdot s^{-1})$	$V_s/(km \cdot s^{-1})$	$\rho/(g \cdot cm^{-3})$	Th/km
3.50	2.00	2.0	1.0
3.78	2.20	2.3	3.0
5.04	3.03	2.5	5.0
5.71	3.26	2.6	4.0
6.05	3.47	2.6	4.0
6.44	3.72	2.6	8.0
6.83	3.99	3.0	6.0

注: V_p , V_s , ρ , Th 分别表示每层的P波波速, S波波速, 密度以及厚度。

度约为0.7~2.7 km, 本文结果明显大于 Yu等^[19]的结果, 差异可能是由于我们所使用的是1990~1995年间较大尺度的GPS观测资料, 而 Yu等^[19]使用的是较早的区域资料。西部地区, 南部断层宽度为6.0~14.0 km, 北部断层宽度为5.0~9.0 km; 滑动量南部为12.0~32.0 $mm \cdot a^{-1}$, 北部为5.0~10.0 $mm \cdot a^{-1}$, 南部断层锁定明显强于北部, 并且平原区南部断层在整个研究区域中锁定最为强烈。

东部台东纵谷地区, 台东附近断层东侧块体相对于西侧块体运动速度为 $30 \pm 6 mm \cdot a^{-1}$, 方向 $N36^\circ \pm 7^\circ W$, 玉里附近断层东侧块体相对于西侧块体运动速度为 $36 \pm 5 mm \cdot a^{-1}$, 方向 $N33^\circ \pm 7^\circ W$, Yu等^[19]得到台东附近的运动速度为 $34 \pm 3 mm \cdot a^{-1}$, 方向 $N46^\circ \pm 4^\circ W$, 玉里附近的运动速度为 $33 \pm 3 mm \cdot a^{-1}$, 方向 $N27^\circ \pm 3^\circ W$, 两者基本上一致。奇美断层附近, 南侧块体相对于北侧块体运动速度为 $34 \pm 4 mm \cdot a^{-1}$, 方向 $N54^\circ \pm 9^\circ W$, 相对运动速度的方向与块体碰撞方向^[28]大致相同。平均而言, 约有 $30 mm \cdot a^{-1}$ 左右的汇聚率被吕宋弧北沿、海岸山脉南部断层和奇美断层消耗掉, 由于奇美断层的作用, 海岸山脉区北部运动速度明显减小。

根据反演参数计算出块体与断层的汇聚率、滑动率如表3所示, 在东部海岸山脉区, 块体间的相对运动以汇聚加之左旋走滑为主, 块体汇聚率、滑动率向北递减。在海岸山脉断层南段, 断层汇聚率明显小于块体汇聚率, 存在着明显的蠕滑, 通过 InSAR 等手段^[29,30]也监测到了这种显著的蠕滑。

4.3 主应变率场

主应变率场如图4所示, 每组垂直的箭头标明了该处主应变的大小和方向, 灰色向外的箭头表示主张应变, 黑色向内的箭头表示主压应变, 长度表示应变率值的大小。

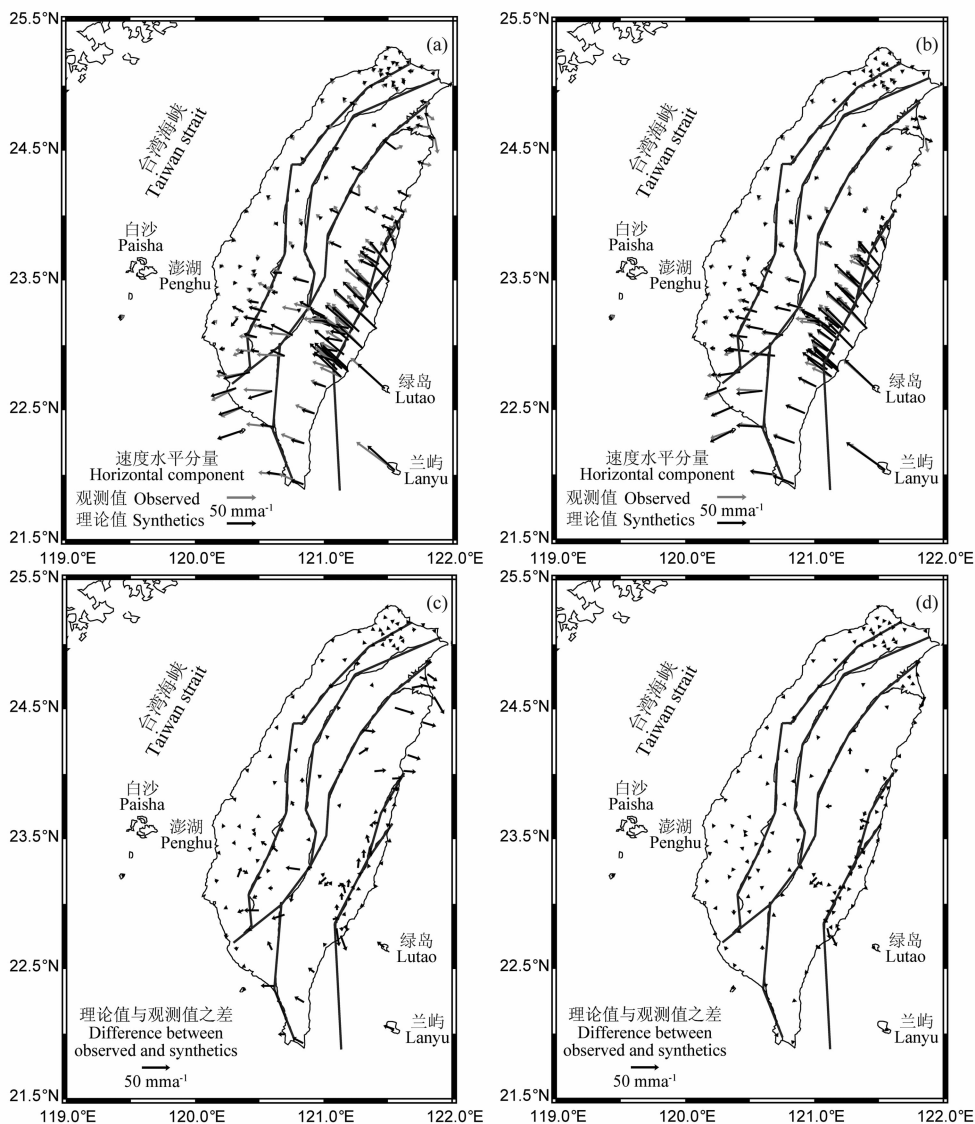


图3 原有模型与改进模型的拟合结果

Fig. 3 Results of previous model and improved model

表2 断层与块体参数

Table 2 Parameters of faults and blocks

断层参数									
编号	$\delta/(\circ)$	$\lambda/(\circ)$	$\tau w/(\text{km})$	$d/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	编号	$\delta/(\circ)$	$\lambda/(\circ)$	$\tau w/(\text{km})$	$d/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$
1	69±8	53±16	5±2	26±8	15	59±7	90±16	7±5	6±3
2	78±8	61±20	6±3	22±8	16	63±6	88±15	8±3	6±2
3	76±9	58±16	7±2	23±5	17	57±8	77±18	5±2	8±4
4	82±6	84±17	6±3	7±5	18	56±8	86±14	14±3	32±6
5	76±10	82±16	7±4	12±6	19	58±9	86±14	12±4	28±9
6	80±4	73±18	7±4	12±7	20	59±7	103±14	14±4	28±6
7	80±4	56±18	8±4	7±6	21	52±7	90±16	7±6	8±5
8	81±5	-60±17	6±3	12±5	22	52±7	80±14	9±4	9±4
9	68±9	-82±20	11±2	22±6	23	60±9	75±14	7±4	8±4
10	76±9	80±19	6±4	13±5	24	58±9	95±12	7±4	6±4

编号	$\delta/(\circ)$	$\lambda/(\circ)$	$\omega/(\text{km})$	$d/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	编号	$\delta/(\circ)$	$\lambda/(\circ)$	$\omega/(\text{km})$	$d/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$
11	71±9	85±15	8±4	15±6	25	57±9	-78±18	9±3	10±4
12	64±9	71±18	9±3	12±4	26	58±8	-72±12	5±2	7±4
13	62±3	86±18	8±3	12±5	27	63±8	95±15	6±3	17±8
14	61±9	-106±14	7±5	5±3	28	74±10	87±15	8±2	22±9

块体参数						
块体	$v_{n0}/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	$v_{e0}/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	$\epsilon_{01}/(10^{-8} \text{a}^{-1})$	$\epsilon_{02}/(10^{-8} \text{a}^{-1})$	$\alpha_0/(\circ)$	$A_1/(10^{-14} \text{a}^{-1})$
I	47.7±1.5	-49.1±1.9	-43.2±9.1	19.5±4.8	33.0±5.8	-139.2±31.3
II	14.6±1.5	-18.6±2.3	-9.8±5.7	28.7±9.1	75.9±6.9	23.1±16.1
III	2.1±1.7	-4.6±2.4	-16.6±9.7	4.4±3.6	25.6±15.3	25.3±9.7
IV	4.8±2.2	-9.4±2.6	-19.4±7.6	4.6±1.1	24.6±12.3	-61.3±16.4
V	0.0±0.0	0.0±0.0	-3.6±2.1	2.6±1.1	19.3±12.5	-22.4±10.5
VI	-13.2±4.1	-41.8±1.9	-24.0±14.2	31.7±9.9	23.9±10.3	4.4±16.8
VII	15.6±2.6	-5.3±2.5	-71.5±22.2	13.4±10.9	76.0±10.6	14.4±19.4

块体	$A_2/(10^{-14} \text{a}^{-1})$	$B_1/(10^{-14} \text{a}^{-1})$	$B_2/(10^{-14} \text{a}^{-1})$	$C_1/(10^{-14} \text{a}^{-1})$	$C_2/(10^{-14} \text{a}^{-1})$	$D_0/(\circ \text{Ma}^{-1})$
I	-57.9±27.6	113.4±24.3	30.9±26.6	-20.3±16.7	-51.4±23.5	5.9±1.5
II	-137.7±19.5	-86.5±26.7	-149.1±32.6	-7.1±16.8	-195.6±24.1	-1.2±2.8
III	8.1±8.6	-4.5±11.2	7.4±10.9	-17.8±12.0	15.0±15.1	-5.4±2.0
IV	31.1±18.1	7.1±15.7	35.1±14.9	-66.5±19.5	-4.4±15.4	-7.1±2.0
V	-18.0±10.5	8.6±9.9	2.6±9.9	-33.4±11.3	15.4±10.6	-0.5±0.9
VI	60.5±19.6	13.0±17.5	15.8±18.3	-61.8±21.1	61.2±24.8	9.0±1.8
VII	17.6±24.1	60.3±20.1	0.4±15.6	15.1±13.4	-27.8±21.1	5.9±3.6

表 3 由反演结果计算出的汇聚率与滑动率

Table 3 Convergence rate and slip rate derived from inverse data

编号	$S_b/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	$S_t/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	$C_b/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	$C_t/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	编号	$S_b/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	$S_t/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	$C_b/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$	$C_t/(\text{mm} \cdot \text{a}^{-1})$
1	-15±4	-15±8	22±6	7±3	15	1±2	0±2	1±3	3±1
2	-16±3	-9±6	28±3	4±5	16	0±2	0±2	0±3	2±1
3	-15±5	-12±6	8±3	4±2	17	-3±2	-2±3	0±5	4±2
4	-2±3	-1±3	1±4	1±1	18	-8±5	-3±8	29±5	17±5
5	-2±7	-2±4	6±7	3±3	19	4±4	-2±7	21±5	14±6
6	-5±6	-4±4	3±6	2±2	20	1±3	6±7	13±3	13±4
7	-6±5	-3±3	1±5	1±1	21	-4±3	0±3	4±3	5±4
8	-9±4	-6±4	-7±4	-1±1	22	-4±3	-1±3	-2±3	5±3
9	-11±4	-2±8	-17±4	-8±4	23	-5±3	-2±2	3±3	4±2
10	-20±11	-2±4	-10±5	3±3	24	-5±3	0±1	-3±3	3±2
11	-8±6	-2±4	2±3	5±3	25	-4±2	-1±3	-4±2	-5±3
12	-1±5	-4±4	4±5	4±1	26	-3±1	-2±2	-3±2	-3±2
13	-2±5	-1±4	-3±5	5±2	27	16±5	1±5	6±5	8±5
14	0±4	1±1	-1±4	-2±1	28	4±7	-1±8	30±5	6±5

图中结果与先前结果^[10,13]在大部分地区基本一致。在东部海岸山脉区,以主压应变为主,存在着NW-SE向的主压应变,与板块碰撞方向^[28]和主应力方向^[8~10]大致相同;在中部中央山脉地质区,主

张应变占优势,南部主张应变方向接近E-W向,向北呈逆时针方向偏转,到了北部宜兰地区,主张应变方向接近NW-SE向,与该地区冲绳海槽弧后扩张方向^[31,32]较为一致;在西部地区,南部主应变率较

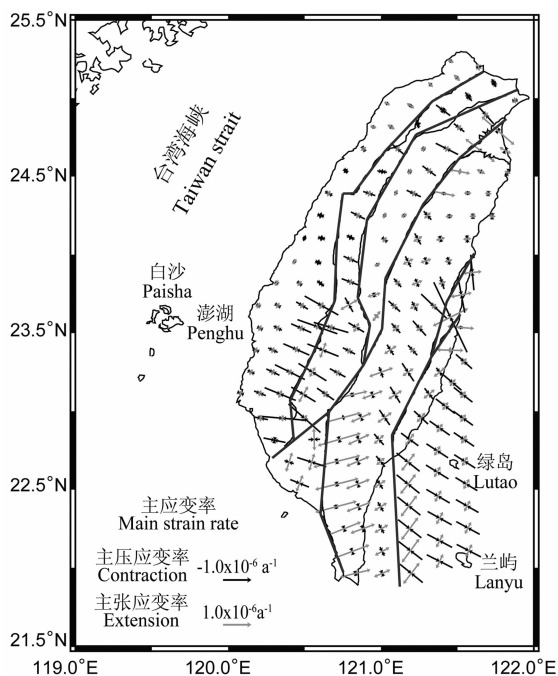


图 4 应变率场

Fig. 4 Strain rate field

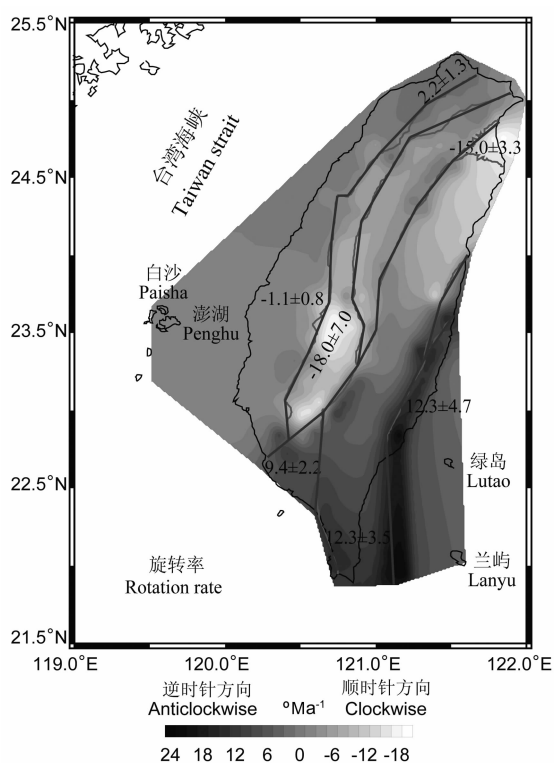


图 5 旋转率场

Fig. 5 Rotation rate field

大而北部主应变率较小,平原地区触口断层附近,主压应变率值向西迅速衰减,主压应变方向呈扇形分布,分布趋势与该地区运动速度方向分布^[11]和主应力方向分布^[8~10]相同。

在北部雪山山脉区,图中结果与先前结果存在较大不同,图 4 显示该地区主压应变方向为 NW-SE 向,而 Bos 等^[13],Chang 等^[10]的结果显示该地区主压应变方向为 NE-SW 向,原因可能为,在本文模型中,将雪山山脉区作为一个独立块体划分出来,仅有几个 GPS 台站对这个较大块体进行约束,由于约束过少,产生了不同的结果。

4.4 旋转率场

旋转率场如图 5 所示,在东部海岸山脉区,存在着逆时针方向旋转;在中部中央山脉地质区,南部为较大的逆时针旋转率,旋转率向北逐渐减小,到了北部则转变为较大的顺时针旋转率,南部恒春半岛地区旋转率约为 $12.3 \pm 3.5^\circ \text{Ma}^{-1}$,北部宜兰地区约为 $15.0 \pm 3.3^\circ \text{Ma}^{-1}$;在西部地区,北部旋转率较小,方向从顺时针方向向北变化到逆时针方向,中部平原地区旋转率值明显大于西部麓山区,南部屏东地区附近,逆时针方向旋转率约为 $9.4 \pm 2.2^\circ \text{Ma}^{-1}$,同时该地区主压应变近 E-W 向,主张应变近 N-S 向,反映了该地区的南向侧向挤出^[13,33]。

5 讨论

结合地质构造和得到的应变率结果可以看出,菲律宾海板块向西北方向运动,与欧亚大陆板块碰撞^[1,2],在东部海岸山脉区产生了 NW-SE 向的主压应力^[7~10]以及 NW-SE 向主压应变,在南部这种挤压作用一直持续到台湾西部,主压应变率值在西南部地区的断层附近仍然较大,在西南部平原地区向西迅速衰减;而在北部,由于受到奇美断层以及高应变率的影响,在西北部地区这种挤压作用已经较弱了,相应的主压应变率值较小,在宜兰地区附近由于受到冲绳海槽弧后扩张作用的影响,表现出了较大的张性应变,以及顺时针旋转率。根据计算出的应变率进一步得到最大剪应变率与面膨胀率分布。就最大剪应变率(图 6a)而言,总体上南部应变率值较大,而北部除宜兰地区应变率值较大外,其他地区应变率值普遍较小。就面膨胀率(图 6b)而言,台湾大部分地区处于压性面膨胀率下,中央山脉地质区表现出较为一致的张性面膨胀率,有观点认为该地区的快速隆升不仅由于受到碰撞挤压作用影响,而且

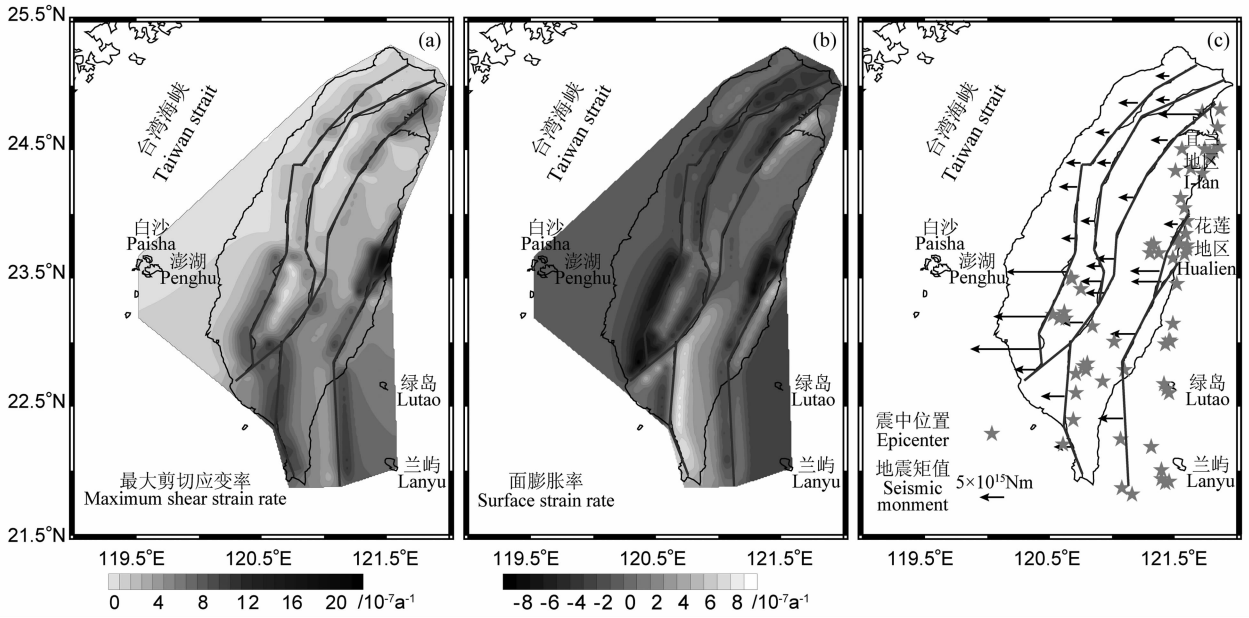


图 6 最大剪应变率(a)、面膨胀率(b)以及断层地震矩(c)

Fig. 6 Maximum shear strain rate (a), surface strain rate (b) and seismic moment of fault (c)

受到正浮力影响^[34],由于地壳物质的剥蚀作用,中央山脉中存在正断层性质的地震^[35],这些与张性膨胀一致。

在 GPS 数据覆盖范围内,根据美国地震研究联合会(IRIS)提供的地震目录,选取 1990~1998 年间震级 5.5 级以上,震源深度小于 35 km 的地震,图 6c 中星号给出了震中分布,地震活动主要集中在南部地区,东部花莲地区和东北部宜兰地区,而西北部地区地震活动性较弱。我们采用地震矩衡量断层锁定强弱,图 6c 中箭头的长短标明了地震矩的大小,值越大表明锁定越强烈,总体上南部断层锁定较强,而北部除宜兰地区断层锁定较强外,其他地区普遍较弱。断层锁定南部强,西北部弱与地震活动性南部强,西北部弱有较好的对应关系。西南部平原地区的断层在整个研究区域内锁定最为强烈,该地区是历史上地震灾害频发的地区,在这段时期内也有明显的地震活动。

花莲附近地区,东部菲律宾海板块俯冲到欧亚大陆板块之下,而西南面则为两个板块的碰撞造山带,这里为两个板块边界上的转换区域^[34],该地区最大剪应变率值最大,面膨胀率表现为强压性应变,且两者都存在强烈的梯度变化,虽然附近断层锁定较弱,但是这种应变率的趋势可能是地震活动性的一个反应。

我们利用改进的非震形变位错模型,更好地拟合了 GPS 观测数据,得到了断层锁定、应变率以及

旋转率的相关信息。由于反演参数较多,结果受到反演参数取值范围以及台站密度的制约。对于前者可以利用前人研究成果对取值范围做约束,并采用了多组参数进行计算,选取误差最小的一组,增加了可信度。对于后者则需要更为密集在台站资料,如果一个较大的块体上台站数目过少,结果可能会不可靠,如果资料较为密集,则能够得到更为可信的结果。

参考文献(References)

- [1] Angelier J. Preface. *Tectonophysics*, 1986, **125**: IX~X
- [2] Ho C S. A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, 1986, **125**: 1~16
- [3] Tsai Y B. Seismotectonics of Taiwan. *Tectonophysics*, 1986, **125**: 17~37
- [4] Vita-Finzi C, Lin J C. Serial reverse and strike slip on imbricate faults: The Coastal Range of east Taiwan. *Geology*, 1998, **26**: 279~281
- [5] Fruneau B, Pathier E, Raymond D, et al. Uplift of Tainan Tableland (SW Taiwan) revealed by SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**: 3071~3074
- [6] Kao H, Jian P R. Seismogenic patterns in the Taiwan region insights from source parameter inversion of BATS data. *Tectonophysics*, 2001, **333**: 179~198
- [7] Huchon P, Barrier E, Bremaecker J C D, et al. Collision and stress trajectories in Taiwan; A finite element model. *Tectonophysics*, 1986, **125**: 179~191
- [8] Yeh Y H, Barrier E, Lin C H, et al. Stress tensor analysis in the Taiwan area from focal mechanisms of earthquakes.

- Tectonophysics*, 1991, **200**: 267~280
- [9] 郑世楠. 台湾及其邻近地区大地应力分布的研究[博士论文]. 台北: 国立中央大学地球物理研究所, 1995
Cheng S N. The study of stress distribution in and around Taiwan [Ph. D. thesis]. Taipei: National Central University, 1995
- [10] Chang C P, Chang T Y, Angelier J, et al. Strain and stress field in Taiwan oblique convergent system: constraints from GPS observation and tectonic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, **214**:115~127
- [11] Yu S B, Chen H Y, Kuo L C. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 1997, **274**: 41~59
- [12] Wang W M, He Y M, Yao Z X. Complexity of the coseismic rupture for 1999 Chi-Chi Earthquake (Taiwan) from inversion of GPS observations. *Tectonophysics*, 2004, **382**: 151~172
- [13] Bos A G, Spakman W, Nyst M C J. Surface deformation and tectonic setting of Taiwan inferred from a GPS velocity field. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**: 2458~2475
- [14] 何玉梅, 姚振兴. 中国台湾南部及其周边岛屿现今地壳形变的位错模型. 地球物理学报, 2002, **45**: 638~645
He Y M, Yao Z X. Dislocation model for current crustal deformation in and around southern Taiwan, China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**: 638~645
- [15] Yang Y Q, Liu M. Deformation of convergent plates: Evidence from discrepancies between GPS velocities and rigid-plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29**: 1472~1475
- [16] 李延兴, 李智, 张静华等. 中国大陆及周边地区的水平应变场. 地球物理学报, 2004, **47**: 222~231
Li Y X, Li Z, Zhang J H, et al. Horizontal strain field in Chinese mainland and the surrounding areas. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**: 222~231
- [17] Savage J G. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 1983, **88**: 4984~4996
- [18] Matsu'ura M, Jackson D D, Cheng A. Dislocation model for aseismic crustal deformation at Hollister. *California. J. Geophys. Res.*, 1986, **91**: 12661~12674
- [19] Yu S B, Jackson D D, Yu G K, et al. Dislocation model for crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 1990, **183**:97~109
- [20] 张希, 江在森, 王双绪等. 川滇地区地壳水平运动的弹性块体边界负位错模型与强震地点预测. 地震研究, 2005, **28**: 119~124
Zhang X, Jiang Z S, Wang S X, et al. Negative dislocation model of elastic block boundary of horizontal crustal movement and the prediction of strong earthquake position in Sichuan-Yunnan area. *Journal of Seismological Research* (in Chinese), 2005, **28**:119~124
- [21] 谢小碧, 姚振兴. 计算分层介质中位错点源静态位移场的广义反射、透射系数矩阵和离散波数方法. 地球物理学报, 1989, **32**: 270~280
Xie X B, Yao Z X. A generalized reflection-transmission coefficient matrix method to calculate static displacement field of a stratified half-space by dislocation source. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1989, **32**:270~280
- [22] He Y M, Wang W M, Yao Z X. Static deformation due to shear and tensile faults in a layered half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2003, **93**: 2253~2263
- [23] 姚振兴, 纪晨. 时间域内有限地震断层的反演问题. 地球物理学报, 1997, **40**: 691~701
Yao Z X, Ji C. The inverse problem of finite fault study in time domain. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 1997, **40**: 691~701
- [24] 姚振兴, 张霖斌. 波阻抗反演的混合最优化算法. 地球物理学进展, 1999, **14**:1~6
Yao Z X, Zhang L B. Hybrid optimization method for acoustic impedance inversion. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 1999, **14**: 1~6
- [25] 郑忠国. 随即加权法. 应用数学, 1987, **10**: 247~253
Zheng Z G. Random weight method. *Acta Mathematicae Applicatae Sinica* (in Chinese), 1987, **10**: 247~253
- [26] Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1992, **82**: 1018~1040
- [27] Ma K E, Wang J H, Zhao D P. Three-dimensional seismic velocity structure of the crust and uppermost mantle beneath Taiwan. *J. Phys. Earth*, 1996, **44**: 85~105
- [28] Seno T. The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian Plate. *Tectonophysics*, 1977, **42**: 209~226
- [29] Lee J C, Angelier J, Chu H T, et al. Active fault creep variations at Chihshang, Taiwan, revealed by creep meter monitoring, 1998~2001. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**: 2528~2548
- [30] Hsu L, Bürgmann R. Surface creep along the Longitudinal Valley fault, Taiwan from InSAR measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, **33**: doi:10.1029/2005GL024624
- [31] Sibuet J C, Letouzey J, Charvet J, et al. Back arc extension in the Okinawa Trough. *J. Geophys. Res.*, 1987, **92**:14041~14063
- [32] Viallon C, Huchon P, Barrier E. Opening of the Okinawa basin and collision in Taiwan: a retreating trench model with lateral anchoring. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, **80**:145~155
- [33] Lacombe O, Mouthereay F, Angelier J, et al. Structural, geodetic and seismological evidence for tectonic escape in SW Taiwan. *Tectonophysics*, 2001, **333**:323~345
- [34] Lin C H, Yeh Y H, Yen H Y, et al. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Hualien region of Taiwan: Evidence of active crustal exhumation. *Tectonics*, 1998, **17**:89~103
- [35] Crespi J M, Chan Y C, Swaim M S. Synorogenic extension and exhumation of the Taiwan hinterland. *Geology*, 1996, **24**: 247~250