

刘代芹, LIU Mian, 王海涛等. 2016. 天山地震带境内外主要断层滑动速率和地震矩亏损分布特征研究. 地球物理学报, 59(5):1647-1660, doi:10.6038/cjg20160510.

Liu D Q, Liu M, Wang H T, et al. 2016. Slip rates and seismic moment deficits on major faults in the Tianshan region. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 59(5):1647-1660, doi:10.6038/cjg20160510.

天山地震带境内外主要断层滑动速率和地震矩亏损分布特征研究

刘代芹¹, LIU Mian², 王海涛¹, 李杰^{1*}, 程佳³, 王晓强¹

¹ 新疆维吾尔自治区地震局, 乌鲁木齐 830011

² University of Missouri, Columbia, MO 65211, USA

³ 中国地震台网中心, 北京 100045

摘要 本文搜集、整理 1998—2013 年境内外天山及周边地区(包括中国新疆、哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦等)500 余个 GPS 观测点数据,采用 GAMIT/GLOBK 软件对其进行解算和平差计算,并利用了弹性块体模型计算区域块体边界断层闭锁深度、块体运动参数和主要活动断层的滑动速率. 研究表明,东、西昆仑地震带闭锁深度最大(19 km),其次为南天山地区,闭锁深度达到 17 km,闭锁深度最小的为哈萨克斯坦(13 km);各块体相对欧亚板块作顺(逆)时针旋转,旋转速率最大($-0.7208 \pm 0.0034^\circ/\text{Ma}$)为塔里木块体,其围绕欧拉极($38.295 \pm 0.019^\circ\text{N}$, $95.078 \pm 0.077^\circ\text{E}$)顺时针方向转动,旋转速率最小为天山东段($0.108 \pm 0.1210^\circ/\text{Ma}$),而天山东、西两段无论是在旋转速率上还是在旋转方向上都有显著的区别. 西昆仑断裂带的滑动速率($10.2 \pm 2.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$)最大,南天山西段滑动速率为 $9.5 \pm 1.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,其东段为 $3.9 \pm 1.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$;而北天山东段滑动速率($4.7 \pm 1.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$)高于北天山西段($3.7 \pm 0.9 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$);塔里木盆地南缘的阿尔金断裂带平均滑动速率为 $7.6 \pm 1.4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,其结果与阿勒泰断裂带滑动速率($7.6 \pm 1.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$)基本相当;天山断裂带运动方式主要以挤压为主,而阿尔金、昆仑、阿尔泰以及哈萨克斯坦断裂带均是以走滑运动方式为主,除阿勒泰断裂带走滑方式为右旋以外,其余几个断裂带均为左旋运动. 最后,利用主要断裂带的滑动速率计算出各地震带的地震矩变化率以及 1900 年以来地震矩累计变化量,其结果与利用地震目录计算所得到的地震矩进行比较,判定出各地震带上地震矩均衡分布状态,研究结果显示阿尔金、西昆仑、东昆仑和北天山东段断裂带存在较大的地震矩亏损,均具有发生 7 级以上地震的可能性,南天山东段和哈萨克斯坦断裂带地震矩亏损相对较小,具有孕育 6~7 级地震的潜能,而天山西段、阿勒泰地震矩呈现出盈余状态,不具有在 1~3 年内有发生强震的可能.

关键词 弹性块体; GPS; 断层; 滑动速率; 地震矩亏损

doi:10.6038/cjg20160510

中图分类号 P223, P542

收稿日期 2015-02-05, 2015-07-10 收修定稿

Slip rates and seismic moment deficits on major faults in the Tianshan region

LIU Dai-Qin¹, LIU Mian², WANG Hai-Tao¹, LI Jie^{1*}, CHENG Jia³, WANG Xiao-Qiang¹

¹ Earthquake Administration of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830011, China

² University of Missouri, Columbia, MO 65211, USA

³ China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

Abstract Over 500 GPS stations observed from 1998 to 2013 in the Tianshan region (including

基金项目 地震科技星火计划(XH14054Y), 国家自然科学基金(41374030, 41474016, 41274036), 自治区科研机构创新发展专项资金(2013016)联合资助.

作者简介 刘代芹,男,1979年生,高级工程师,主要从事大地测量、重力测量及地壳形变研究. E-mail: xjdjldq@126.com

* **通讯作者** 李杰,男,1975年生,高级工程师,主要从事大地测量及地壳形变研究. E-mail: lijiejxj@sohu.com

Xinjiang, Kazakhstan and Kyrgyzstan) were collected and analyzed using the GAMIT/GLOBK software. The site velocities were then used in an elastic block model to calculate both the locking depths and slip rates of the major active faults. The maximum locking depth (19 km) were found in the Eastern and Western Kunlun seismic zones; the locking depth is about 17 km in the Southern Tianshan region, while the minimum locking depth is 13 km in the Kazakhstan region. All blocks show some rotation relative to the stable Eurasian Plate. The Tarim block has the highest rotation rate ($-0.7208 \pm 0.0034^\circ/\text{Ma}$), around the Euler Pole at $38.295 \pm 0.019^\circ\text{N}$ and $95.078 \pm 0.077^\circ\text{E}$. The eastern Tianshan block has the lowest rotation rate ($0.108 \pm 0.1210^\circ/\text{Ma}$), and the eastern and western sections of the Tianshan differ in both rotation rates and directions. The Western Kunlun fault zone has the highest slip rate ($10.2 \pm 2.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$), while the western and eastern segments of the Southern Tianshan fault slip at $9.5 \pm 1.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ and $3.9 \pm 1.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, respectively. On the Northern Tianshan fault, the slip rate of its eastern segment is higher ($4.7 \pm 1.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$) than the west segment ($3.7 \pm 0.9 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$). The average slip rate on the Altyn Tagh fault is $7.6 \pm 1.4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, comparable to that on the Altay fault ($7.6 \pm 1.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$). The Tianshan faults are dominantly compressive, while the Altyn Tagh, Kunlun, Altay and Kazakhstan faults were mainly strike-slip; all faults in this region are left lateral strike slip faults except the Altay fault, which is right lateral strike-slip. By comparing moment accumulation calculated by the slip rates with seismic moment release based on earthquake catalogue since 1900, the balance of seismic moment on each fault is estimated. The results show significant seismic moment deficits on the Altyn, the Western Kunlun, the East Kunlun, and the eastern segment of the Northern Tianshan faults, capable to produce magnitude 7.0 earthquakes on these faults. Lower moment deficits are found on the eastern segment of the Southern Tianshan and Kazakhstan fault zones, where earthquakes with magnitude 6.0~7.0 are possible. The western segments of the Tianshan and Altay faults shows surplus of seismic moment, thus are unlikely to have large earthquake in the new future.

Keywords Elastic blocks; GPS; Fault; Slip rate; Seismic moment deficit

1 引言

活动构造学是研究大地构造和新构造发展史中最接近现代的最新构造活动,它紧密地与现代地壳运动观测技术(如 GPS、重力、InSAR 和地磁等)相结合,通过其观测可以进一步得到活动构造的现今运动状态.中亚地区岩石圈新生代和现代构造变形的最显著特征是活动断裂十分发育,将天山构造带周边区域切割成为不同级别的构造地块,地块内部相对稳定,而地块边界构造活动较强烈,绝大多数强震都发生在地块边界的活动构造带上(邓起东等, 2002),天山构造带周边区域一直是全球地震多发区之一(图 1),新疆境内发生的 6 级以上强震基本都位于该区域,其中包括多次 8 级左右强震,如 1906 年玛纳斯 7.7 级强震、1902 年阿图什 8 级强震、1931 年富蕴 8.0 级地震和 2001 年昆仑山 8.1 级强

震,其中在南天山与帕米尔交界的喀什地区,更是全球大陆强震的高发区,包括了 1996 年发生的阿图什—伽师强震群,该震群包括了 10 余次 6 级以上强震活动.

中亚地区有亚欧最主要、年轻的山系——天山、西昆仑山、阿尔金山和阿勒泰山,山体之间夹着塔里木盆地和准噶尔盆地,在塔里木盆地东北边缘有两个相对较小的焉耆盆地和吐鲁番—哈密盆地,可见,中亚地区是一个活动构造较为复杂的地区,这里是地学专家们研究地质构造的优越实验场地.近十几年来,许多学者对新疆乃至全国的活动断裂进行了大量的调查与研究,积累了丰富的资料,提出了断块构造理论(张文佑,1984)和活动亚板块、构造地块学说(马杏垣,1989;丁国瑜,1991),认为板块内部以地块运动为主要特征,地块活动是板块内部构造活动的最基本形式,邓起东等(2002)认为板块边界构造带是最重要的活动构造带,块体边缘断裂是强震孕育的主要区域,90%以上的 7 级强震均发生在块体

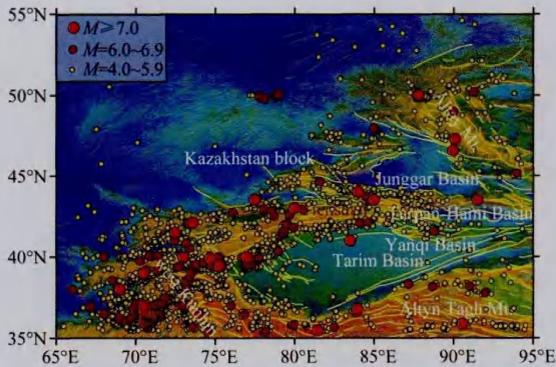


图1 1900—2013年4级以上地震分布图

Fig. 1 Map of the epicenters of earthquake (Magnitude ≥ 4) from 1900 to 2013 in the Tianshan region

边缘。

诸多研究学者利用 GPS 资料,并采用不同方法研究了天山及附近地区的地壳形变特征,大多数专家(Wang et al., 2001; 党亚民等, 2002; 王晓强等, 2006, 2007; 王治民等, 2007; Mohadjer et al., 2010; 李杰等, 2012)的研究结果只是针对天山及邻近地区的地壳形变特征进行了初步分析,即给出了各测点的运动速率、应变场变化特征,少数研究学者(Meade, 2007; 牛之俊等, 2006; 杨少敏等, 2008;)给出了天山部分地区主要断层的滑动速率结果,但只有 Wang 等(2011)大致给出了新疆地区的平均闭锁深度和主要断裂带的地震矩分布特征,其研究内容并未对境内外天山及周边地区进行细化,因此,为了能更清晰地研究整体上天山及周边地区的主要块体、断裂带的运动参数及地震矩均衡分布特征,本文将天山境外地区细化分为 8 个块体,深入研究各块体的运动特征、闭锁深度和各断裂带的滑动速率,最后主要分析各断裂带上地震矩亏损与强震之间的响应关系。

针对新疆区域地块划分的研究,作者查阅了许多专家的文献,发现划分结果有很多种,如 Avouac 等(1993)根据研究内容需要将新疆区域大致划分为两个块体;张培震等(2003)、Replumaz 等(2003)、Chen 等(2004)和 Wang 等(2011)研究结果将新疆区域划分为 3 个大的块体进行研究;张国民等(2005)比上述研究者增加了一个块体(阿勒泰块体);牛之俊等(2006)在研究天山地壳形变特征时将天山首次划分为东、西天山两部分块体;而朱红彬等(2010)在进行研究中,只是将新疆区域大致划分为一个新疆块体(西域块体)。可见,根据研究的内容不同,划分的结果也是不一样的,但块体划分的原则基本不变,即均是沿着断裂带进行了大致划分。本文在

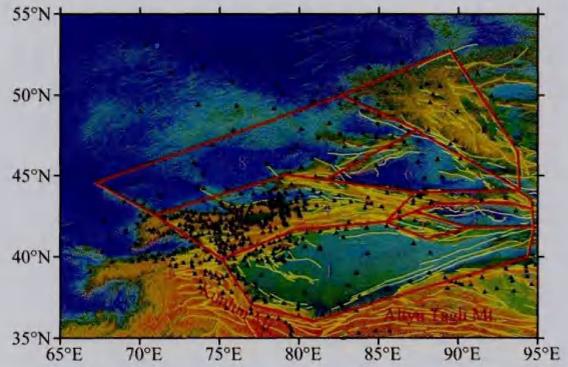


图2 块体划分与 GPS 点位分布图

1 塔里木; 2 焉耆; 3 吐鲁番—哈密; 4 天山(西);
5 天山(东); 6 准噶尔; 7 阿勒泰; 8 哈萨克斯坦。

Fig. 2 The configuration of the elastic block model and the location of GPS stations

1 Tarim; 2 Yanqi; 3 Turpan-Hami; 4 Tianshan (West);
5 Tianshan (East); 6 Junggar; 7 Altay; 8 Kazakhstan.

进行“块体划分”时(图 2),作者查阅了邓起东、张培震和徐锡伟等有关地质构造研究结果,根据各个不同构造及断裂带的分布进行了大致划分。由于本文采用的计算模型要求各块体必须闭合,因此,作者在进行块体划分时,采用的基本原则是以主要活动断层为主、次断层为辅。由于块体边界一般是由一系列断裂耦合构成,因此作者根据本文计算程序的需要,尽可能地选择多条且活动性相对较强的断层,将其进行耦合成为块体的边界,当然这种块体的大致划分忽略了个别断层特性的获取,对本文的计算精度有一定的影响,但针对本文的最终研究结果影响不大。本文将天山及周边地区简化为 8 个块体进行研究,分别为塔里木、焉耆、吐鲁番—哈密、天山(西)、天山(东)、准噶尔块体、阿尔泰块体和哈萨克斯坦块体,每个块体都包含着不同数量的 GPS 点位(图 2),由于哈萨克斯坦块体边界断层数据缺失,块体的划分将按照地震活动性进行初步划分。最后将利用弹性块体模型对中亚主要地块的运动、变形及地块间断裂带的变形进行统一研究,确定各主要地块的运动参数以及估算主要断层的滑动速率,分析该地区的地震矩均衡分布状态。本文研究为揭示中亚地块及断裂带形变的基本格局及地震危险性判定具有十分重要的意义。

2 数据处理

2.1 GPS 原始数据处理

本文采用麻省理工学院(MIT)解算软件

GAMIT/GLOBK 进行 GPS 数据处理. 首先用 GAMIT 解算每期区域网观测结果的测站坐标和卫星轨道的单日松弛解, 然后利用 GLOBK 融合 IGS 连续站和大陆基准站单日松弛解, 最终得到各 GPS 测站相对欧亚板块的速度(图 3a)和各测站点的位移矢量. 据统计, 测站平均位移速率精度误差在 $0.3 \sim 2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$.

2.2 弹性块体模型原理

Okada(1985)、McCaffrey(1988, 2002)通过弹性半空间位错模型描述了闭锁断层附近的应变, Savage 和 Burford(1973)利用一维弹性位错模型和震间的大地测量数据研究相对断层的滑动速率, 有

$$v = v_0 \pi^{-1} \tan^{-1}(x/D), \quad (1)$$

其中, v 是 GPS 测站速率, v_0 是断层的滑动速率, x 是测点到滑动断层的距离, D 是滑动断层闭锁的深度.

但上述模型只是适合计算简单的、单一的断层

滑动速率, 并未考虑块体的旋转、断层倾向和多个块体运动参数. 鉴于上述原因, Meade 等(2002)和 Meade 和 Hager(2005)在原有基础上了, 对一维模型进行了扩展, 使其适用于断层的二维、三维运动模拟计算中,

$$Tv_B = Tv_1(x_S) + f(d, x_S, x_F), \quad (2)$$

其中 T 为整体震间位移总和, v_1 是同震形变速率, d 是同震滑动分量, x_S 是测站坐标, x_F 断层几何参数.

利用弹性位错模型原理(Okada, 1992), 假定 f 是线性变化, 将可以通过块体的运动速度 v_B 和每年同震滑动亏损速度来计算断层的震间运动速度 v_{CSD} :

$$v_1 = v_B(x_S) - x_G(x_S, x_F) = v_B(x_S) - v_{\text{CSD}}(x_S, x_F), \quad (3)$$

将以上方程运用到球体框架上, 对每个块体都可以直接计算出旋转几何分量 $\Omega(\Omega_x, \Omega_y, \Omega_z)$:

$$v_B(x_S) = \Omega \times x_S. \quad (4)$$

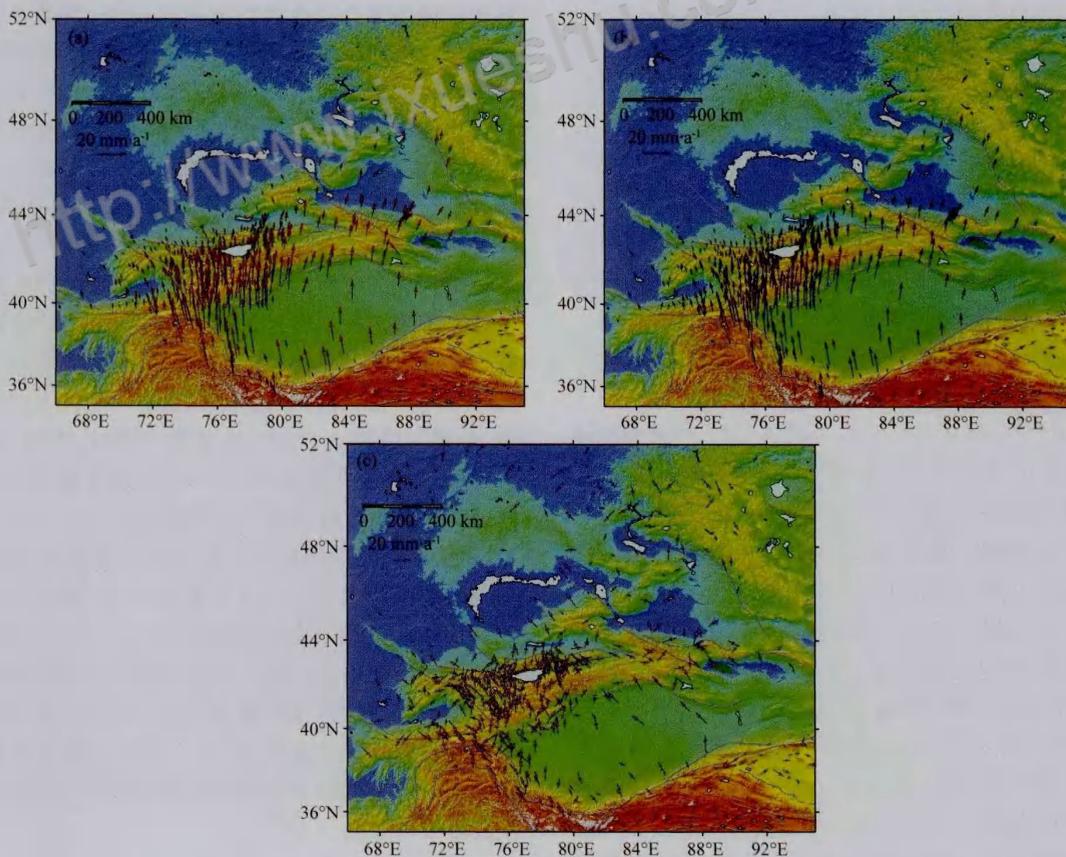


图 3 GPS 速率及模拟残差分布图

(a) GPS 观测速率分布; (b) GPS 模拟速率分布; (c) GPS 模拟残差分布.

Fig. 3 GPS site velocities and the map of the residual values

(a) The observed GPS site velocities (relative to the Eurasia Plate); (b) The simulated GPS velocities;

(c) The residuals between the observed and simulated GPS site velocities.

本文通过解算不同的权重和 χ^2 最小参数来估算各块体是否运动、如何运动,并最终求得最佳解,

$$\partial_b r(b) C^{-1} r(b) = 0, \quad (5)$$

其中 r 是速率残差分量, C 是协方差矩阵.

弹性块体模型计算得到的任何一个断层滑动速率必须满足块体内部一致性,即任何封闭路径积分的速度矢量和为零(Meade et al., 2002). Meade 和 Hager(2005)采用其原理编制了一套计算块体运动的程序包,本文将假定各研究块体均是封闭状态(图 2),且断层的位移方式适合弹性半空间模型(Okada, 1985),泊松比选取了 0.25,本文应用其程序计算境内外天山及邻近区域块体运动参数和断裂带滑动速率.

2.3 模拟计算

本文通过境内外天山及邻近地区 GPS 速度场,并利用弹性块体模型模拟该地区地壳运动速率.首先试验、调整所输入的初始条件(各闭合块体边界坐标、块体内部点位坐标、边界断层几何形状、倾角、走滑方向和闭锁深度初值定义),经过多次试验后得到最佳模型使所有 GPS 残差 χ^2 达到最小.最终模拟出 GPS 速率结果(图 3b),使其与原始 GPS 数据比

较,求出其 GPS 东西和南北方向的速度分量残差值(图 3c),统计速度残差结果显示,东西向速度分量残差平均值为 $0.13 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,南北方向速度残差分量为 $0.52 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,可见,模拟计算结果可靠,置信度达到 90% 以上.

3 模拟结果分析

3.1 主要断层闭锁深度和块体旋转运动特征

3.1.1 主要断裂带闭锁深度

本文选取了不同区域内的主要活动断层进行解算,首先将块体模型赋予一个闭锁深度的估算初始值,然后分别调试各块体边界的闭锁深度,使 χ^2 变化量达到最小,最终得到不同区域的断层闭锁深度(图 4). 计算结果表明,位于塔里木盆地南缘的阿尔金断裂带其闭锁深度为 $14 \pm 2 \text{ km}$,该地区分布有阿尔金断层、江孜勒萨依等多个左旋走滑逆冲断层.塔里木盆地西南边缘的昆仑山断裂带闭锁深度为 $19 \pm 3 \text{ km}$;而位于塔里木盆地北缘的南天山地区闭锁深度为 $17 \pm 3 \text{ km}$,该地区主要有柯坪、普昌等一系列断层组成.准噶尔南缘的北天山闭锁深度为 $16 \pm$

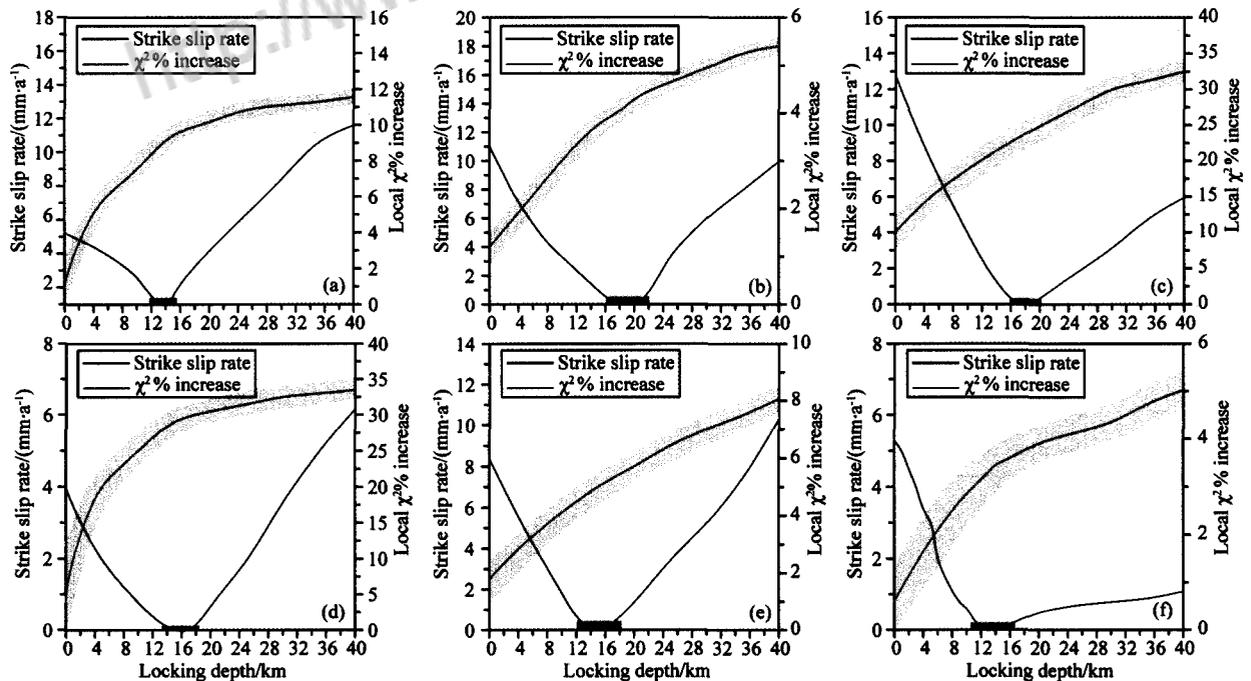


图 4 滑动速率、卡方百分比与闭锁深度关系图

(a) 阿尔金断裂带; (b) 昆仑山断裂带; (c) 南天山断裂带; (d) 北天山断裂带; (e) 阿勒泰断裂带; (f) 哈萨克斯坦断裂带. 蓝色代表滑动速率,红色代表随闭锁深度不同的 χ^2 变化量,粉色代表最佳闭锁深度,阴影部分代表滑动速率的不确定性 ($\pm 1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$)

Fig. 4 Correlation of slip rate, Chi-Square test score, and the locking depth

(a) Alkin fault zone; (b) Kunlun fault zone; (c) Southern Tianshan fault zone; (d) Northern Tianshan fault zone; (e) Altay fault zone; (f) Kazakhstan fault zone. Blue color represents slip rates, red color represents χ^2 variation with locking depths, pink color represents the optimum locking depth, shaded parts represents uncertainty of slide rate ($\pm 1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$).

3 km,该地区主要包括霍尔果斯—玛纳斯—吐鲁鲁、独山子—安集海等主要断层.准噶尔东北部的阿勒泰山地区的闭锁深度为 14 ± 3 km,该地区断层均属于右旋走滑,而昆仑山、阿尔金山、天山地区活动断层基本上以左旋走滑为主.另外,由于哈萨克斯坦地区的 GPS 点位分布较少,且点与点之间距离较远,大致计算出其闭锁深度为 13 ± 3 km.本文计算结果与前人给出的研究结果基本吻合,如张国民等(2005)认为在中国西部震源深度平均 18 ± 8 km,而新疆地区的平均震源深度为 21 ± 3 km;马宗晋和薛锋(1983)提出的中国大陆易震层的深度范围为 $10 \sim 25$ km;王海涛等(2007)研究得出北天山地震带的平均震源深度为 19 km;李莹甄等(2008)认为天山地震的优势震源深度段为 $16 \sim 25$ km;Wang 等(2011)研究结果给出了新疆整体地区平均闭锁深度为 9 km.因此,本文计算结果具有可靠性,为下一步研究提供了科学依据.

3.1.2 块体旋转运动特征

为了能较清晰研究各块体的运动特征,本文将研究区域划分为 8 个块体,即塔里木、焉耆、吐鲁番—哈密、天山(西)、天山(东)、准噶尔、阿勒泰和哈萨克斯坦块体.利用弹性块体模型计算,分别获得各块体的运动参数见表 1.

8 个块体中有 4 个块体为顺时针旋转,其余块体为逆时针运动.块体旋转速率较大的为塔里木块体(图 5),为 $-0.7208 \pm 0.0034^\circ/\text{Ma}$,其围绕欧拉极($38.295 \pm 0.019^\circ\text{N}$, $95.078 \pm 0.077^\circ\text{E}$)相对欧亚板块作顺时针旋转.England 和 Molnar(1997),Holt 等(2000),牛之俊等(2006),Wang 等(2011)的结果与本文结果基本一致,前两者均采用地质资料获得

了该块体的运动参数,后两者基于弹性块体模型,分别采用 McCaffrey 和 Meade 计算程序而获得参数.研究表明塔里木地块向北东向运动并兼顺时针转动,其原因可归结于阿尔金、昆仑山及天山左旋走滑断层之间作顺时针方向旋转,这与前人所研究的结果有所差别,是因为彼此自定义运动参考基准不同,但其最终结果不影响塔里木盆地作为刚性地块顺时针旋转和境内天山汇聚速率由西向东递减这一结论(Wang et al., 2001;王晓强等, 2006,2007).

位于东天山南缘的两个较小的盆地,即焉耆盆地、吐鲁番—哈密盆地分别围绕欧拉极($37.478 \pm 0.033^\circ\text{N}$, $93.359 \pm 0.042^\circ\text{E}$)、($43.519 \pm 4.742^\circ\text{N}$, $101.692 \pm 3.484^\circ\text{E}$)相对欧亚块体均作顺时针旋转,其角速度分别为 $-0.5097 \pm 0.0012^\circ/\text{Ma}$ 和 $-0.1843 \pm 0.049^\circ/\text{Ma}$.二者相比较,吐鲁番—哈密块体相对运动较慢,其原因是焉耆块体位于南北天山交汇部位,该地区构造运动相对活跃,其地壳动力驱动焉耆盆地快速旋转.

天山(西)块体整体围绕欧拉极($38.436 \pm 1.248^\circ\text{N}$, $53.188 \pm 1.475^\circ\text{E}$)作逆时针旋转,其角速度 $0.108 \pm 0.1210^\circ/\text{Ma}$,天山(东)块体与天山(西)运动方向相反,其围绕欧拉极($34.396 \pm 0.015^\circ\text{N}$, $104.008 \pm 0.045^\circ\text{E}$)作顺时针旋转,角速度为 $0.282 \pm 0.1639^\circ/\text{Ma}$,相对天山(西)块体运动较快,其结果与牛之俊等(2006)基本一致.

准噶尔块体围绕欧拉极($42.062 \pm 0.021^\circ\text{N}$, $65.772 \pm 0.078^\circ\text{E}$)以速度 $0.3486 \pm 0.0022^\circ/\text{Ma}$ 作逆时针旋转,与 Wang 等(2011)研究结果基本一致,其旋转速度比其略高 $0.06^\circ/\text{Ma}$,但牛之俊等(2006)研究结果表明准噶尔块体以(35.5995°N , 110.1046°E , $-0.3082^\circ/\text{Ma}$)顺时针旋转.

阿勒泰和哈萨克斯坦块体分别围绕欧拉极($45.519 \pm 0.203^\circ\text{N}$, $77.589 \pm 0.266^\circ\text{E}$)、(49.864 ± 0.177 , 61.861 ± 1.549)以速率 $0.1835 \pm 0.0080^\circ/\text{Ma}$ 、 $0.0783 \pm 0.0237^\circ/\text{Ma}$ 作逆时针旋转,从旋转速度上来看,哈萨克斯相对欧亚板块只是作轻微的逆时针方向运动,这可能是在该区域内 GPS 测站稀少、分布不均匀所导致的.

根据块体计算结果可以看出,各个块体的旋转方向和运动速率具有不一致性,特别是位于天山南、北两侧的塔里木和准噶尔两个盆地块体,其旋转方向相反,运动速率也相差 2 倍.就两盆地块体而言,其边界活动性较强的块体是塔里木盆地,这与该盆

表 1 主要块体旋转参数

Table 1 Rotation parameters of major blocks

块体	经度(°)	纬度(°)	角速度 ^① (rad/Ma)
塔里木	95.078 ± 0.077	38.295 ± 0.019	-0.7208 ± 0.0034
焉耆	93.359 ± 0.042	37.478 ± 0.033	-0.5097 ± 0.0012
吐鲁番—哈密	101.692 ± 3.484	43.519 ± 4.742	-0.1843 ± 0.0490
天山(西)	53.188 ± 1.475	38.436 ± 1.248	0.108 ± 0.1210
天山(东)	104.008 ± 0.045	34.396 ± 0.015	-0.282 ± 0.1639
准噶尔	65.772 ± 0.078	42.062 ± 0.021	0.3486 ± 0.0022
阿勒泰	77.589 ± 0.266	45.519 ± 0.203	0.1835 ± 0.0080
哈萨克斯坦	61.861 ± 1.549	49.864 ± 0.177	0.0783 ± 0.0237

注: ① 正值代表块体逆时针旋转,反之,代表顺时针旋转.

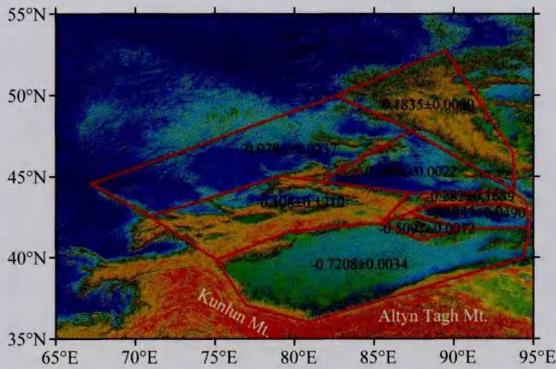
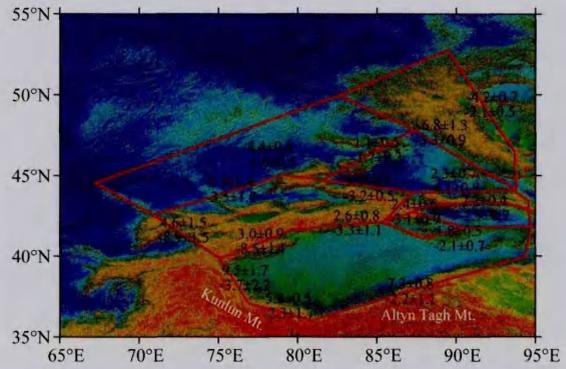


图 5 块体运动速率图 (单位为 rad/Ma)

Fig. 5 The motion of the blocks (Unit: rad/Ma)

图 6 主要断裂带运动速率分布图 (单位: $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)Fig. 6 The distribution of slip rates on the main faults (Unit: $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)

地所处的构造环境密切相关。塔里木地块东南边界为阿尔金断裂带,西南和北边界分别由活动性较强的帕米尔西缘的西昆仑断裂带和南天山断裂带组成,青藏高原构造应力的强烈推挤决定了塔里木盆地运动方向和速率。而准噶尔盆地的形状是三角形,其南临北天山褶皱和逆冲断裂带,西北接西域活动地块边界的一部分,东北临额尔齐斯河断裂带和富蕴断裂带。准噶尔地块内部构造活动性微弱(马杏垣, 1989; 丁国瑜, 1991; 邓起东, 2002), 近年来没有中强地震发生。虽然塔里木地块内部构造活动性较弱, 但于 2012 年 03 月 09 日在新疆洛浦($81.3^{\circ}\text{E}, 39.4^{\circ}\text{N}$)发生 $M_s 6.0$ 级地震; 准噶尔盆地西南缘 GPS 点位速率约为 $7 \sim 8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 的量级, 而塔里木块体边缘点位平均运动速率约为 $13 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 表明塔里木块体地震活动性相对准噶尔地块较强。

3.2 主要断层滑动速率

本文通过固定闭锁深度, 估算得到各断裂带的最佳滑动速率结果(见表 2)。各个断裂带的滑动速率和运动方式具有不统一性(图 6), 阿尔金、昆仑山、阿勒泰断裂带以及哈萨克斯坦等断裂带的运动方式主要以走滑为主, 而南、北天山断裂带的运动方式基本上以挤压为主, 且除了阿勒泰断裂带走滑方式为右旋以外, 其余几个主要断裂带走滑方式均以左旋运动为主。

本文中的 9 条断裂带活动性相比较而言, 西昆仑断裂带最活跃, 主要原因是该地区受青藏高原构造应力推挤作用的影响, 其南北边界分别为喀喇昆仑断裂和天神达坂断裂(郑剑东, 1993; 陈应涛等, 2010), 喀喇昆仑断裂表现为右旋走滑作用, 而天神达坂断裂在 1996 年 11 月 19 日发生过左旋走滑型的 $M_s 7.1$ 级地震(罗福忠等, 2003)。另外, 由于昆仑山东、

表 2 主要断裂带的走滑和挤压或拉张速率结果

Table 2 Strike-slip rates and contraction/extension rates of major faults

主要断裂带	走滑速率① ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	拉张/挤压 速率② ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	以前结果($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	
			GPS	地质
阿尔金	7.3 ± 0.8	-2.2 ± 1.1	5.1 ± 2.0	20~30
			~9	3~5
			$\sim 9 \pm 4$	17.8 ± 3.6
			$8 \sim 10$	$14 \sim 9$
西昆仑	9.5 ± 1.7	-3.7 ± 2.2	6.9 ± 0.9	
			13.7 ± 2.2	9.0 ± 2.0
			2	
东昆仑	5.8 ± 0.5	-2.3 ± 1.7	$2.4 \sim 5.4$	6.0 ± 4.0
			10.1 ± 1.2	
南天山(西)	3.8 ± 1.2	-8.7 ± 1.3	10	
			-9.0 ± 1.0	-18.0 ± 6.0
南天山(东)	2.4 ± 0.6	-3.1 ± 0.9	$-6.8 \pm 0.8 \sim$	$-10 \sim 13$
			2.9 ± 1.0	
北天山(西)	1.9 ± 0.7	-3.2 ± 0.5	-2.4 ± 0.6	-18.0 ± 6.0
			-6.3 ± 1.1	$-2 \sim 12$
北天山(东)	2.3 ± 0.7	-4.1 ± 0.8	$4 \sim 5$	$2 \sim 6$
				$2 \sim 5$
			-3.6 ± 1.7	-5.0 ± 2.5
阿勒泰	-6.8 ± 1.3	-3.3 ± 0.9	$4 \sim 5$	$2 \sim 6$
				$2 \sim 5$
哈萨克斯坦	4.4 ± 0.5	-1.2 ± 0.5	$-2 \sim 3$	
			-6	

注: ① 正值代表断层左旋, 反之, 代表右旋; ② 正值代表拉张(正断层), 反之, 代表压缩(逆断层)。

西两部分断裂带滑动速率有较明显的差异, 因此, 本文将昆仑山断裂带分为东、西两部分逐一进行计算。研究结果表明西昆仑断裂带比东昆仑相对活跃, 西昆仑断裂带走滑速率优于东部的走滑速率约 $3.7 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,

西昆仑断裂走滑速率为 $9.5 \pm 1.7 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 挤压速率为 $3.7 \pm 2.2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$; 而东部走滑速率为 $5.8 \pm 0.5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 挤压速率为 $2.3 \pm 1.7 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. 牛之俊等(2006)认为西昆仑断裂带的走滑速率应为 $13.7 \pm 2.2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 东昆仑的滑动速率较西昆仑小, 为 $2.4 \sim 5.4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$; England 和 Molnar(2005)也给出了其结果, 认为西昆仑走滑速率为 $9.0 \pm 2.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 东昆仑速率为 $6.0 \pm 4.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$; Wang 等(2011)利用弹性模型也给出了昆仑山东西段的走滑速率分别为 $10.1 \pm 1.2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $0.5 \pm 2.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 挤压速率分别为 $3.0 \pm 2.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $3.0 \pm 1.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$; Meade(2007)认为西昆仑的走滑速率为 $2 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 东昆仑为 $10 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$; Wang 和 Meade 结果认为东部的走滑速率优于西部, 与本文及上述研究者结论有所不同.

南天山断裂带相对较活跃, 其西段运动方式以挤压为主, 挤压速率为 $8.7 \pm 1.3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 南天山东段挤压速率($3.1 \pm 0.9 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$)相对较小. 北天山东段断裂带活动性略高于西段 $1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 其东段挤压速率为 $4.1 \pm 0.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 西段为 $3.2 \pm 0.9 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. England 和 Molnar(2005)利用地质资料研究表明天山西段滑动速率为 $18.0 \pm 6.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 东段为 $5.0 \pm 2.5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$; 牛之俊等(2006)认为南天山西段挤压速率为 $9.0 \pm 1.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 东段为 $4.1 \pm 2.2/a$, 而北天山西段挤压速率为 $2.4 \pm 0.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 东段挤压速率为 $3.6 \pm 1.7 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Yang 等(2005)和 Wang 等(2011)均将天山划分为南北两部分, 前者研究结果为南天山滑动速率为 $10 \sim 13 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 北天山滑动速率应为 $2 \sim 12 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 后者认为南天山挤压速率为 $6.8 \pm 0.8 \sim 2.9 \pm 1.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 北天山速率 $6.3 \pm 1.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Burchfiel 等(1999)研究认为准噶尔盆地南缘的北天山第四纪平均缩短速率为 $2 \sim 6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 邓起东等(2000)研究表明全新世以来北天山的缩短速率估计在 $2 \sim 5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 杨少敏等(2008)估算乌鲁木齐凹陷前缘的滑脱断层倾滑速率为 $4 \sim 5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 上述研究结果与本文基本一致. 从南、北天山的运动方式和滑动速率量级可以清楚看到, 天山的构造运动主要集中分布在天山褶皱带上, 其中以北天山吉尔吉斯斯坦伊赛克湖以西地区、南天山与西昆仑北缘及帕米尔高原结合部位较为明显. 天山东西两段的地壳缩短变形量有明显差异, 从西到东地壳汇聚幅度呈递减的势态(王琪, 2000), 这一结果表明随着天山从西到东逐步远离板块边界, 板块的推挤作用

力逐渐减弱, 天山的褶皱变形相应趋缓.

位于青藏高原与塔里木盆地边界带的阿尔金断裂经历了巨大的左旋走滑运动(Molnar et al., 1987), 是地球上最大的走滑断层和亚洲大陆滑移速率最快、最活跃的构造断裂之一(Yue et al., 2001). 诸多研究学者给出其不同的滑动速率结果, 如 Peltzer 和 Tapponnier(1988)给出了 $20 \sim 30 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 的全新世滑动速率, 国家地震局《阿尔金活动断裂》课题组(1992)获得的全新世滑动速率只有 $3 \sim 5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 二者给出的结果相差较大. 本文通过弹性块体模型计算了阿尔金断裂带滑动速率, 其结果显示, 该断裂带平均走滑速率 $7.3 \pm 0.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 挤压速率为 $2.2 \pm 1.1 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. Shen 等(2000)利用 GPS 作剖面的方法研究阿尔金断裂左旋走滑速率为 $5.1 \pm 2.0 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Bendick 等(2000)和 Shen 等(2001)均认为其现今滑动的速率不过 $9 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Wallace 等(2004)的实测结果为 $9 \pm 4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 牛之俊等(2006)研究结果为 $8 \sim 10 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 地质学者 Mériaux 等(2005)和 Cowgill 等(2009)分别给出了该断裂带的滑动速率 $17.8 \pm 3.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 、 $9 \sim 14 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, Wang 等(2011)等计算结果显示该断裂带的走滑速率为 $6.9 \pm 0.9 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. 本文计算得到的结果与上述部分研究学者(Shen 等; Bendick 等; Wallace 等; 牛之俊等; Wang 等)的基本一致. 阿尔金构造区域主要受到近南北向印度板块对欧亚大陆的挤压和巴颜喀拉块体向东拉张作用的影响, 易发生左旋走滑与正断型为主的地震, 阿尔金断裂带左旋走滑向拉张逐渐过渡过程中曾于 2008 和 2014 年发生过两次 $M_s 7.3$ 级地震. 两次地震具有相同的力源, 从运动方式上看, 2008 年 $M_s 7.3$ 级地震的拉张运动对 2014 年 $M_s 7.3$ 级地震有明显的促进作用(程佳等, 2014).

阿勒泰断裂带运动主要以右旋走滑为主, 平均走滑速率为 $6.8 \pm 1.3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 主要受西伯利亚板块和准噶尔块体的挤压. Calais 等(2003)和王晓强等(2006)研究结果显示该断裂带右旋走滑速率为 $2 \sim 3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$; 谭凯等(2007)给出了其走滑结果约为 $6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$; Wang 等(2011)计算结果也显示该地区断裂带走滑速率为 $4.9 \sim 7.9 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$. 因此, 本文计算结果比 Calais 等(2003)和王晓强等(2006)计算得出的走滑速率大 $3 \sim 4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 但与上述其他研究者的结果一致. 本文计算结果和采用地质资料得到的长期滑动速率 $4 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ (沈军等, 2003)均表明, 阿勒泰断裂带扣除部分弹性形变后还有较

大的剩余形变场,形变场的运动量主要以山体的变形和强震的方式给予释放,小部分能量通过蒙古及以北地区物质的运移来调节(李强等,2012)。

境外西天山哈萨克地台基底滑脱面闭锁段底端不是位于山盆边缘,而是向南深入天山内部。本文初步计算了该地区断裂带左旋走滑速率为 $4.4 \pm 0.5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,这与杨少敏等(2008)根据 GPS 速度剖面反演推算该处的滑动速率为 $8 \sim 10 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 有较大的差异,其主要原因是该区域 GPS 点位相对稀少,且分布不均匀。

4 地震矩均衡特征

4.1 地震矩累计速率分布特征

1966 年美国地震学家 Aki 提出了地震矩的概念,研究学者常用地震矩 M_0 来表示地震所释放出的能量,其一般定义为

$$M_0 = \mu \bar{D} \times S, \quad (6)$$

其中 μ 为剪切模量,一般为 $3 \times 10^{10} \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$; \bar{D} 为地震破裂平均位错量, S 为破裂面面积。假定断裂带的滑动速率已求出,可将公式(6)变换为公式(7),即获得地震矩累计变化速率函数 \dot{M}_0 , 即

$$\dot{M}_0 = \Sigma \mu |s| A, \quad (7)$$

其中 $|s|$ 是各地震带的平均滑动速率,其中滑动速率是由走滑和挤压(或拉张)速率两部分组成; A 是闭锁断层面面积,其等于闭锁深度乘以断层位错长度,各地震带的闭锁深度选取了图 4 计算结果,将研究区域内各地震带的滑动速率结果代入公式(7)计算出各地震带地震矩的平均变化率(表 3)。

根据地震活动性和地质构造数据,本文将天山及邻近地区细划分为 9 个地震带(图 7)。依据断裂

带的走滑、挤压或拉张速率,计算得出各断裂带的平均滑动速率见表 3。从表 3 可知,西昆仑的滑动速率变化最大,达到 $10.2 \pm 2.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,而北天山西段滑动速率最小,为 $3.7 \pm 0.9 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

通过公式(7)计算得到天山及邻近地区各地震带的地震矩变化率(表 3),该地区地震矩平均变化率为 $(3.42 \pm 0.73) \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m/a}$ 。自 1900 年以来,天山及邻近地区平均地震矩累计量达到 $(3.86 \pm 0.82) \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$;而地震矩变化率最大区域为南天山西段(图 10),该地区地震矩变化率为 $(8.26 \pm 1.57) \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m/a}$,远远高于整个研究区域内地震矩的平均变化率。自 1900—2013 年,南天山西段地震矩累计量达到了 $(9.33 \pm 1.77) \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$,表明该地区地质构造运动非常活跃,因而,自 1900 年至今,在南天山西段曾发生多次中强地震(图 1);阿尔金断裂带地震矩变化率较天山地区的低,为 $(5.75 \pm 1.06) \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m/a}$;而北天山西段和东昆仑的地震矩变化较小,分别为 $(1.56 \pm 0.38) \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m/a}$ 和 $(1.61 \pm 0.46) \times 10^{18} \text{ N} \cdot \text{m/a}$,均低于研究区地震矩变化率的平均值。整体认为,北天山西段和东昆仑地区构造活动比南天山西段相对较稳定,但上述两地区也是中强地震的多发区(图 1)。

4.2 地震矩能量的释放

1977 年美国地震学家金森博雄(Hiroo Kanamori)提出了矩震级 M_w 的概念,地震学者给出了计算矩震级(M_w)的公式,即

$$M_w = \frac{2}{3} \lg M_0 - 6.03, \quad (8)$$

其中, M_0 为地震矩。

由公式(8)可知,根据地震级大小,可推算地震所释放的地震矩。中国地震目录一般是采用面波记

表 3 主要地震带的滑动速率和地震矩均衡计算结果

Table 3 Result of slip rates and seismic moment balances for major seismic belts

编号	地震带	地震矩累计变化量			释放地震矩 M_0 ($10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$)	地震矩亏损 $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$	矩震级 (M_w)	
		滑动速率 ($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)	变化速率 \dot{M}_0 ($10^{18} \text{ N} \cdot \text{m} \cdot \text{a}^{-1}$)	起始时间				累计量 \dot{M}_0 ($10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$)
1	阿尔金	7.6 ± 1.4	5.75 ± 1.06	1900	6.49 ± 1.20	3.85 ± 1.05	2.64	7.6
2	西昆仑	10.2 ± 2.8	3.20 ± 0.87	1900	3.61 ± 0.99	2.92 ± 1.02	0.69	7.2
3	东昆仑	6.2 ± 1.8	1.61 ± 0.46	1900	1.82 ± 0.52	1.45 ± 0.49	0.37	7.0
4	南天山(西)	9.5 ± 1.8	8.26 ± 1.57	1900	9.33 ± 1.77	12.78 ± 3.51	-3.45	
5	南天山(东)	3.9 ± 1.1	1.97 ± 0.55	1900	2.23 ± 0.62	2.05 ± 0.71	0.18	6.8
6	北天山(西)	3.7 ± 0.9	1.56 ± 0.38	1900	1.77 ± 0.43	2.27 ± 0.73	-0.5	
7	北天山(东)	4.7 ± 1.1	1.86 ± 0.43	1900	2.1 ± 0.49	1.4 ± 0.52	0.7	7.2
8	阿勒泰	7.6 ± 1.6	4.21 ± 0.88	1900	4.76 ± 1.00	13.13 ± 2.36	-8.37	
9	哈萨克斯坦	4.6 ± 0.7	2.37 ± 0.36	1900	2.68 ± 0.41	2.45 ± 0.48	0.23	6.9

录地震震级(M_s),但国际上是通过地震矩计算的结果发布其地震矩震级(M_w),二者相差甚微,一般为 ± 0.2 (Liu et al., 2006),因此,可视为 $M_s \approx M_w$.

利用公式(8)进行计算,结果表明,孕育一个5级左右地震需要 $0.00035 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 的能量,因此,本文选取了1900年以来天山及邻近地区6级以上地震作为研究对象,最终计算获得各个地震带自1900年以来6级以上地震所释放的地震矩(表3).整体分析可知(图9),阿勒泰地区地震矩释放最大达到 $(13.13 \pm 2.36) \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$,这与1931年富蕴县 $M_s 8.0$ 地震和 $M_s 7.3$ 余震密切相关,这两次地震地震矩的释放量达到 $12.08 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$;其次是南天山西段,地震矩释放量为 $(12.78 \pm 3.51) \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$.图1表明,6级以上地震大多都发生在南天山西段;而北天山西段、南天山东段以及哈萨克斯坦地震带所释放的地震矩基本相当,地震矩释放最小的地区为北天山东段,释放量达到 $(1.4 \pm 0.52) \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$.



图7 天山及周边地震带分布图

Fig. 7 Earthquake distribution in the Tianshan and adjacent regions

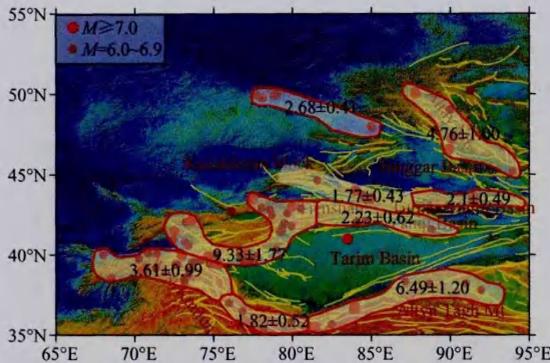


图8 天山及周边地震带地震矩累计量分布图

(单位量级: $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$)

Fig. 8 The accumulation of seismic moment in the Tianshan and adjacent regions (Unit magnitude; $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$)

4.3 地震矩亏损分布特征

根据断裂带滑动速率计算结果,本文估算得到自1900—2013年各地震带的地震矩累计量,同时,通过地震目录,计算得到各地震带地震所释放的地震矩,比较二者之间差异关系,得到研究区域内1—3年各地震带上地震矩亏损和盈余分布情况(见图10).当地震矩累计量(亏损)到一定程度后,将通过地震将其释放,因此,地震带是否具有孕震能力,可通过比较各地震带上地震矩的亏损量进行研判.本文计算结果表明,阿尔金地震带自1900年以来,该地区地震所释放的地震矩累计达到 $(3.85 \pm 1.05) \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$,而通过滑动速率计算得到该地

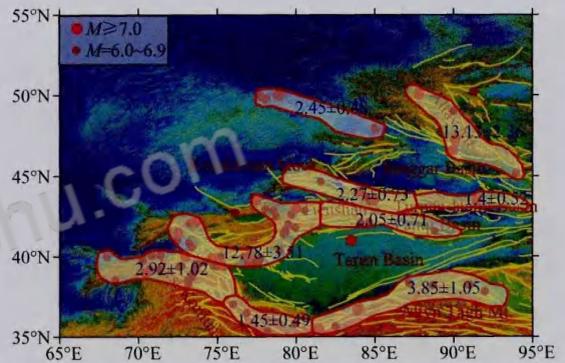


图9 天山及周边地震带地震矩释放量分布图

(单位量级: $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$)

Fig. 9 Seismic moments released in the Tianshan and adjacent regions (Unit magnitude; $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$)

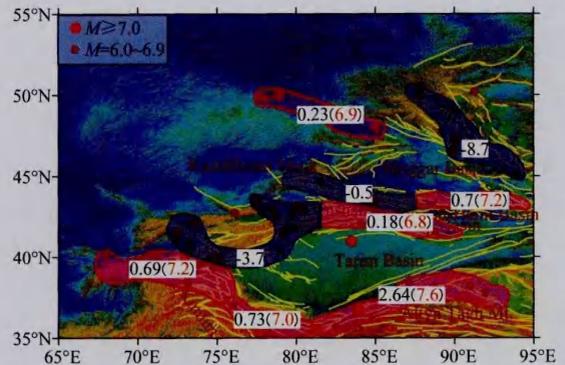


图10 地震矩亏损与盈余量分布图

红色区域为地震矩亏损地震带,蓝色区域为地震矩盈余地震带;正值代表地震矩亏损,反之,负值代表盈余,单位为 $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$;括号内红色数值代表矩震级.

Fig. 10 Distribution of seismic moment balance

Red areas represents seismic zones of seismic moment deficit (positive values), blue areas represents seismic zones of seismic moment surplus (negative values). Units: $10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$; red value in the bracket represents seismic moment.

区地震矩累计为 $(6.49 \pm 1.20) \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$, 表明该地区地震矩亏损量达到 $2.64 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 即可孕育一个约 7.6 级地震。同样, 西昆仑、东昆仑以及北天山东段地震带均具有发生 7 级以上地震的潜能。南天山东段和哈萨克斯坦地震带相对上述四个地震带地震矩累计量较小, 分别为 $0.18 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$, $0.23 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$, 具有发生 6 级以上地震可能。自 1900 年以来, 南天山西段、北天山西段以及阿勒泰地震带的地震矩通过多次中强地震的释放, 目前震矩并未达到亏损状态, 其盈余量分别为 $-3.45 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 、 $-0.5 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 和 $-8.37 \times 10^{20} \text{ N} \cdot \text{m}$ 。可见, 阿勒泰地震带上的地震矩盈余量最大, 目前不具备孕育 6 级以上地震的能力(见图 10)。

5 结论与讨论

本文通过弹性块体模型理论, 结合 1998—2013 年的 GPS 数据, 首先研究了天山及周边地区主要块体闭锁深度与 χ^2 之间的对应关系, 根据 χ^2 变化量最小, 选取各块体(断层)闭锁深度的最佳结果。东、西昆仑地震带闭锁深度最大(19 km), 南、北天山地区闭锁深度分别为 17 km、16 km, 阿尔金和阿勒泰块体的闭锁深度均为 14 km, 而闭锁深度最小的为哈萨克斯坦(13 km)。研究结果表明, 由于各块体的地质构造不同, 各断裂带的闭锁深度也有显著的区别。

本文计算了各块体的旋转速率以及运动方向, 由于构造运动的不均匀性, 各块体相对欧亚板块的运动方向(顺、逆时针)、旋转速率呈现出的一致性, 如塔里木块体旋转速率最大($-0.7208 \pm 0.0034^\circ/\text{Ma}$), 且向东北方向运动的同时围绕欧拉极作顺时针方向转动; 准噶尔盆地则以 $0.3486 \pm 0.0022^\circ/\text{Ma}$ 速度作逆时针旋转, 旋转速率最小的为天山东段($0.108 \pm 0.1210^\circ/\text{Ma}$), 而天山东、西两段在旋转速率和方向上都有显著的区别, 因而, 盆地与盆地、山体与山体以及山体与盆地之间的块体运动参数有着较大的差异性。

利用滑动速率、地震矩亏损结果分析了天山及邻近地区构造运动特征, 表明不同断裂带的运动方式(走滑、挤压/拉张、左旋、右旋)及速率是不同的, 块体间的差异运动在其边界最强烈。如西昆仑、南天山裂带的滑动速率分别为 $10.2 \pm 2.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 、 $9.5 \pm 1.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 二者相比, 西昆仑地震带地震矩亏损较大, 该地区活动断裂密集、规模较大, 地壳缩短速

率大, 地震构造能量的积累速率较高, 因此, 具备发生 7.6 级地震的潜能。2014 年 2 月 12 日在阿尔金断裂带发生了于田 7.3 级地震, 之后又发生了多次 5 级以上的余震, 此次地震释放的地震矩与本文研究结果很吻合, 也较好地印证了本文计算结果的准确和可靠性。同样, 阿尔金、东昆仑和北天山东段断裂带也存在较大的地震矩亏损态势, 均具有发生 7 级以上地震的可能性。南天山东段和哈萨克斯坦断裂带地震矩亏损相对较小, 具有孕育 6~7 级地震的潜能, 天山西段和阿勒泰地区地震矩呈现出盈余状态, 不具有发生强震的可能。

本文虽然利用 500 多个 GPS 点资料进行解算, 但由于 GPS 观测资料时间周期较长, GPS 测点分布不均匀等因素, 特别是塔里木、焉耆、吐鲁番—哈密东部及边缘 GPS 测点较稀疏, 而点位的稀疏将影响断裂带滑动速率的计算结果, 以此降低判定各断裂带地震矩均衡分布的准确度, 特别是焉耆、吐鲁番—哈密两块体, 因此, 本文只是大致给出了焉耆、吐鲁番—哈密两块体的运动参数, 并未对其进行了深入分析和讨论。因为很少有专家对这两块体运动参数进行研究分析, 作者只是希望给出初步结果供大家参考。塔里木块体内的 GPS 点数相对焉耆、吐鲁番—哈密两块体的 GPS 点分布较多, 基本位于塔里木块体的边缘, 而盆地内部测点较稀少(图 2), 因此, 本文尽可能较多地利用该区域的 GPS 结果。经过反复模拟计算表明, 塔里木块体内 GPS 点基本上满足了本文模型的计算需要。不同断裂对应的 GPS 测点的分布情况也将影响最终的计算结果, 如果 GPS 点位较均匀地分布于断裂带两侧, 计算结果将更加可靠, 但由于外界客观因素, 特别是在高海拔山区, GPS 点位分布不是较理想。为了能尽可能地提高计算精确度, 本文针对分布在断裂带之上的 GPS 点位也进行了剔除, 尽可能地选用断裂带两侧较稳定的 GPS 数据加以利用。

区域性深大断裂产状、向深部地壳的延伸状态对断层表层的“锁闭”性质及深度起着至关重要的约束作用, 断裂带的闭锁深度精确计算势必与地壳结构、断层产状以及深部地壳物质特性密切相关, 而本文采用的 Meade and Hager 模型仅考虑了利用各地块内断裂带的几何参数(倾角、走滑方向等), 忽略了各块体区域地壳结构模拟计算, 由此获得各块体闭锁深度的精确度有所降低, 但对地震矩的均衡计算影响不大。如果在模型设计中考虑到各个块体的地壳分布结构、断裂带的产状和断层延伸的状态, 将更

加精确地计算出各断层的闭锁深度和地震矩累计变化量,从而大大提高结果的严谨性和科学性,为下一步强震的研判提供更可靠、更科学的依据。

致谢 感谢美国密苏里大学哥伦比亚分校库稳飞博士、叶际阳博士和中国地震局地球物理研究所陈石博士、中国地震局地震预测研究所王辉研究员以及新疆地震局吴传勇博士等在论文撰写和数据处理方面给予的指导和帮助;感谢哈萨克斯坦地震研究所、俄罗斯科学院比什凯克科学考察站和中国地震局第一监测中心杨国华研究员提供的 GPS 数据;感谢两位评审专家给予的宝贵意见。

References

- Altyn Tagh Active Fault Research Group, CEA, 1992. Altyn Tagh active fault. Beijing: Seismological Press (in Chinese), 85-86.
- Avouac J P, Tapponnier P. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 20: 895-898.
- Bendick R, Bilham R, Freymueller J T, et al. 2000. Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system. *Nature*, 404(6773): 69-72.
- Burchfiel B C, Brown E T, Deng Q D, et al. 1999. Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China. *Int. Geo. Rev.*, 41(8): 665-700.
- Calais E, Vergnolle M, Sankov V, et al. 2003. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994—2002): Implications for current kinematics of Asia. *J. Geophys. Res.*, 108(B10): 2501, doi: 10.1029/2002JB002373.
- Chen Q, Freymuelle J T, et al. 2004. A deforming block model for the present-day tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 109, B0143.
- Chen Y T, Zhang G W, Lu R K, et al. 2010. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Guozhuacuo fault in the northwestern margin of Qinghai-Tibet Plateau—New evidence for the western extension of Altyn Tagh fault. *Geological Bulletin of China* (in Chinese), 29(8): 1129-1137.
- Cheng J, Liu J, Sheng S Z, et al. 2014. Tectonic background of the Yutian $M_s7.3$ earthquake and its relationship with the Yutian $M_s7.3$ earthquake in 2008. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 30(2): 143-150.
- Cowgill E, Gold R D, Chen X H, et al. 2009. Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geologic rates along the Altyn Tagh fault, northwestern Tibet. *Geology*, 37(7): 647-650, doi: 10.1130/G25623A.1.
- Dang Y M, Chen J Y, Zhang Y P, et al. 2002. Analysis crustal deformation characteristics of South Tianshan by GPS. *Science of Surveying and Mapping* (in Chinese), 27(4): 13-15.
- Deng Q D, Fang X Y, Zhang P Z, et al. 2000. Active Tectonic of Tianshan (in Chinese). Beijing: Seismological Press.
- Deng Q D, Zhang P Z, Ran Y K, et al. 2002. Active tectonic characteristics in China. *Science in China* (in Chinese), 32(12): 1020-1030.
- Ding G Y. 1991. Relative motion of Activities the plate and tectonic block. // Introduction to China Lithosphere Dynamics (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 142-153.
- England P, Molnar P. 1997. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults. *Geophys. J. Int.*, 130(3): 551-582.
- England P, Molnar P. 2005. Late Quaternary to decadal velocity fields in Asia. *J. Geophys. Res.*, 110: B12401, doi: 10.1029/2004JB003541.
- Holt E W, Chamot-Rooke N, Le Pichon X L, et al. 2000. Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rates and Global Positioning System observations. *Geophys. J. Res.*, 105(B8): 19185-19210.
- Li J, Wang Q, Wang X Q, et al. 2012. Characteristics of present crustal deformation and distribution of strain field in southern Tianshan-Pamir region. *Journal of Geodesy and Geodynamics*. (in Chinese), 32(1): 1-4.
- Li Q, You X Z, Yang S M, et al. 2012. A precise velocity field of tectonic deformation in China as inferred from intensive GPS observations. *Science in China Earth Sciences* (in Chinese), 55(5): 695-698.
- Li Y Z, Gao G Y, Gao G, et al. 2008. Study on the relationship between the characteristics of focal depth and faults in Urumqi region, Xinjiang. *Seismology and Geology* (in Chinese), 30(2): 534-543.
- Liu R F, Chen Y T, Bormann P, et al. 2006. Comparison between earthquake magnitudes determined by China seismograph network and US seismograph network (II): Surface wave magnitude. *Acta Seismologica Sinica*, 19(1): 1-7.
- Luo F Z, Qu Y J, Wang J. 2003. Study on the $M=7.1$ earthquake at the mouth of Kalakunlun Mt. in Hetian, Xinjiang on Nov. 19, 1996. *Inland Earthquake* (in Chinese), 17(1): 33-38.
- Mériaux A S, Tapponnier P, Ryerson F J, et al. 2005. The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate. *J. Geophys. Res.*, 110: B04404, doi: 10.1029/2004JB003210.
- Ma X Y. 1989. China Lithosphere Dynamics Atlas (in Chinese). Beijing. SinoMaps Press.
- Ma Z J, Xue F. 1983. Discuss to earthquake depth distribution and Earthquake-prone layer in China. *Journal of Seismological Science Research* (in Chinese), (3): 43-46.
- McCaffrey R. 1988. Active tectonics of the eastern Sunda and Banda Arcs. *J. Geophys. Res.*, 93(B12): 15163-15182.
- McCaffrey R. 2002. Crustal block rotations and plate coupling. // Plate Boundary Zones. AGU: 100-122.
- Meade B J, Hager B H, McClusky S C, et al. 2002. Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(1): 208-215,

- doi: 10.1785/0120000837.
- Meade B J, Hager B H. 2005. Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 110(B3): B03403, doi: 10.1029/2004JB003209.
- Meade B J. 2007. Present-day kinematics at the India-Asia collision zone. *Geology*, 35(1): 81-84, doi: 10.1130/G22924A. 1.
- Mohadjer S, Bendick R, Ischuk A, et al. 2010. Partitioning of India-Eurasia convergence in the Pamir-Hindu Kush from GPS measurements. *Geophysical Research Letter*, 37, L04305, doi: 10.1029/2009GL041737.
- Molnar P, Burchfiel B C, Liang K Y, et al. 1987. Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia. *Geology*, 15(3): 249-253.
- Niu Z J, Wang M, Sun H R, et al. 2006. The latest observation results of China continental crustal movement velocity field. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 50(8): 839-840.
- Okada Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75(4): 1135-1154.
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(2): 1018-1040.
- Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *J. Geophys. Res.*, 93(B12): 15085-15117.
- Replumaz, Tapponnier. 2003. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric block. *J. Geophys. Res.*, 108(B6): 2285.
- Qiao X J, Wang Q, Du R L, et al. 2002. Characteristics of crustal deformation relating to $M_s 8.1$ Kunlunshan earthquake. *Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 22(4): 6-11.
- Savage J C, Burford R O. 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California. *J. Geophys. Res.*, 78(5): 832-845.
- Shen J, Li Y Z, Wang Y P, et al. 2003. The active faults in Altai mountains. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 10(S1): 132-141.
- Shen Z K, Zhao C K, Yin A, et al. 2000. Contemporary crustal deformation in East Asia constrained by Global Positioning System measurements. *J. Geophys. Res.*, 105(B3): 5721-5734.
- Shen Z K, Wang M, Li Y X, et al. 2001. Crustal deformation along the Altyn Tagh fault system, western China, from GPS. *J. Geophys. Res.*, 106(B12): 30607-30621.
- Tan K, Li J, Wang Q. 2007. Lithospheric rheological structure constrained by geodetic data in Altay. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 50(6): 1713-1718.
- Wallace L M, Beavan J, McCaffrey R, et al. 2004. Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, B12406, doi: 10.1029/2004JB003241.
- Wang H, Liu M, Cao J L, et al. 2011. Slip rates and seismic moment deficits on major active faults in mainland China. *Journal of Geophysical Research*, 116: B02405, doi: 10.1029/2010JB007821.
- Wang H T, Li Z H, Zhao C P, et al. 2007. Relocation of the $M_s \geq 2.0$ earthquakes in the northern Tianshan Region, Xinjiang, using double difference earthquake relocation algorithm. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 23(1): 47-55.
- Wang Q, Ding G Y, Qiao X J, et al. 2000. Research on present in crustal deformation in the southern Tianshan (Jiashi), China by GPS geodesy. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 22(3): 262-270.
- Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al. 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements. *Science*, 294(5542): 574-577.
- Wang X Q, Li J, Alexander Z, et al. 2007. Horizontal movement and strain characteristics in Tianshan and its adjacent region with GPS deformation data. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 29(1): 31-37.
- Wang X Q, Tan K, Li J, et al. 2006. Crustal deformation field in Fuyun area of Xinjiang in past 50 years. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 26(3): 10-15.
- Wang Z M, Wang X Q, Zhu L R, et al. 2007. Recent horizontal crustal deformation in Tianshan and Pamir plateau area. *Plateau Earthquake Research* (in Chinese), 19(3): 29-34.
- Yang S M, Li J, Wang Q. 2008. Study on Tianshan recent deformation and faulting by GPS. *Science in China* (in Chinese), 38(7): 872-880.
- Yang Z X, Waldhauser F, Chen Y T, et al. 2005. Double-difference relocation of earthquakes in central-western China, 1992-1999. *J. Seismol.*, 9(2): 241-264, doi: 10.1007/s10950-005-3988-z.
- Yue Y J, Ritts B D, Graham S A. 2001. Initiation and long-term slip history of the Altyn Tagh fault. *International Geology Review*, 43(12): 1087-1093.
- Zhang G M, Ma H S, Wang H, et al. 2005. Boundaries between active-tectonic blocks and strong earthquakes in the China mainland. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 48(3): 602-610.
- Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, et al. 2003. Active tectonic blocks and strong earthquakes in the continent of China. *Science in China* (in Chinese), 46(z2): 13-24.
- Zhang W Y. 1984. An Introduction to Fault-Block Tectonics. Beijing: Petroleum Industry Press, 1-361.
- Zheng J D. 1993. Karakorum fault and Taxkorgan seismic deformation zone. *Seismology and Geology* (in Chinese), 15(2): 107-116.
- Zhu H B. 2010. The similar evolution of seismicity patterns of strong-moderate earthquakes before about $M_s 8$ earthquakes of Qinghai-Tibet block. *Chinese Journal of Geophysics*. (in Chinese), 53(7): 1611-1621.

附中文参考文献

- 陈应涛, 张国伟, 鲁如魁等. 2010. 青藏高原西北缘郭扎错断裂 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究—阿尔金断裂西延的新证据. *地质通报*, 29(8): 1129-1137.
- 程佳, 刘杰, 盛书中等. 2014. 2014 年新疆于田 $M_s 7.3$ 强震构造背

- 景及其与 2008 年 M_s 7.3 地震之间的关系讨论. 中国地震, 30(2): 143-150.
- 党亚民, 陈俊勇, 张燕平等. 2002. 利用 GPS 资料分析南天山地区的地壳形变特征. 测绘科学, 27(4): 13-15.
- 邓起东, 冯先岳, 张培震等. 2000. 天山活动构造. 北京: 地震出版社.
- 邓起东, 张培震, 冉勇康等. 2002. 中国活动构造基本特征. 中国科学(D 辑), 32(12): 1020-1030.
- 丁国瑜. 1991. 活动亚板块、构造地块相对运动. // 中国岩石圈动力学概论. 北京: 地震出版社, 142-153.
- 国家地震局《阿尔金活动断裂带》课题组. 1992. 阿尔金活动断裂带. 北京: 地震出版社, 85-86.
- 李杰, 王琪, 王晓强等. 2012. 南天山—帕米尔现代地壳形变特征与应变场分布. 大地测量与地球动力学. 32(1): 1-4.
- 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, 42(5): 629-632.
- 李莹甄, 高国英, 高歌等. 2008. 新疆乌鲁木齐地区震源深度分布与断层关系研究. 地震地质, 30(2): 534-543.
- 罗福忠, 曲延军, 王坚. 2003. 1996 年 11 月 19 日新疆和田喀喇昆仑山口 7.1 级地震. 内陆地震, 17(1): 33-38.
- 马杏垣. 1989. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社.
- 马宗晋, 薛锋. 1983. 中国大陆地震深度分布与“易震层”初探. 地震科学研究, (3): 43-46.
- 牛之俊, 王敏, 孙汉荣等. 2006. 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.
- 沈军, 李莹甄, 汪一鹏等. 2003. 阿尔泰山活动断裂. 地学前缘, 10(特刊): 132-141.
- 谭凯, 李杰, 王琪. 2007. 大地测量约束下的阿尔泰山岩石圈流变结构. 地球物理学报, 50(6): 1713-1718.
- 王海涛, 李志海, 赵翠萍等. 2007. 新疆北天山地区 $M_s \geq 2.0$ 地震震源参数的重新测定. 中国地震, 23(1): 47-55.
- 王琪, 丁国瑜, 乔学军等. 2000. 用 GPS 研究南天山(伽师)地区现今地壳形变. 地震学报, 22(3): 263-370.
- 王晓强, 谭凯, 李杰等. 2006. 新疆富蕴地区近五十年形变场研究. 大地测量与地球动力学, 26(3): 10-15.
- 王晓强, 李杰, Alexander Z 等. 利用 GPS 形变资料研究天山及邻近地区地壳水平位移与应变特征. 地震学报, 29(1): 31-37.
- 王治民, 王晓强, 朱令人等. 2007. 南天山及帕米尔高原现代地壳水平形变. 高原地震, 19(3): 29-34.
- 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: 地球科学, 38(7): 872-880.
- 张国民, 马宏生, 王辉等. 2005. 中国大陆活动地块边界带与强震活动. 地球物理学报, 48(3): 602-610.
- 张培震, 邓起东, 张国民等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33(增刊): 12-20.
- 张文佑. 1984. 块断构造导论. 北京: 石油工业出版社. 1-361.
- 郑剑东. 1993. 喀喇昆仑断层与塔什库尔干地震形变带. 地震地质, 15(2): 107-116.
- 朱红彬. 2010. 青藏块体 8 级左右地震前后中强地震活动图像的相似性演化. 地球物理学报. 53(7): 1611-1621.

(本文编辑 胡素芳)

word版下载: <http://www.ixueshu.com>

免费论文查重: <http://www.paperyy.com>

3亿免费文献下载: <http://www.ixueshu.com>

超值论文自动降重: http://www.paperyy.com/reduce_repetition

PPT免费模版下载: <http://ppt.ixueshu.com>
