

# 由 $M_w$ 7.8 昆仑山地震地表位错推断滑动位移<sup>\*</sup>

米 琦<sup>1</sup>, 李彦恒<sup>2</sup>, 申文豪<sup>1†</sup>, 史保平<sup>1</sup>

(1 中国科学院大学, 北京 100049; 2 第二炮兵工程设计研究院, 北京 100011)

(2014 年 10 月 13 日收稿; 2015 年 4 月 3 日收修改稿)

Mi Q, Li Y H, Shen W H, et al. Estimation of slip distribution for the  $M_w$  7.8 Kunlunshan earthquake by coseismic displacements[J]. Journal of University of Chinese Academy of Sciences, 2015, 32(5): 652-660.

**摘 要** 2001 年  $M_w$  7.8 昆仑山口西地震形成约 400 km 的地震破裂带, 主震断层为一长度 350 km、呈东西走向且近直立的走滑断层. 主震断层附近的同震滑动位错为研究断层内部的力学性质及几何形态提供了重要参考. 本文根据 Freund 的 III - 型位错模型, 以实地测量和卫星测量的地表错动数据为约束条件, 求取沿主震断层走向断层内部各点的滑动位移分布以及破裂面沿断层深度方向的扩展宽度. 计算结果表明: III - 型位错模拟结果所得断层面滑动位移分布特征和由有限断层模型体波反演得到的结果有较高的吻合程度, 且在深度方向上呈现强烈的不均匀性. 由 III - 型位错模型给出的断层内部的破裂宽度小于 20 km, 其平均值为 8.4 km. 进一步的对比分析表明: 地表同震位移量的大小同断层的破裂宽度在尺度上存在明确的比例关系, 沿断层走滑方向各点的滑动位移随深度的变化特征具有自相似性的分形特征. 结合 III - 型位错模拟和体波反演结果, 基于 Andrews 方法计算断层面上静态应力变化的分布, 其分布特征同样具有很高的吻合度.

**关键词** 昆仑山口西地震; 地表同震位移; 滑移模型; 断层面应力变化

**中图分类号:** P315 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7523/j. issn. 2095-6134. 2015. 05. 011

## Estimation of slip distribution for the $M_w$ 7.8 Kunlunshan earthquake by coseismic displacements

MI Qi<sup>1</sup>, LI Yanheng<sup>2</sup>, SHEN Wenhao<sup>1</sup>, SHI Baoping<sup>1</sup>

(1 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

2 Engineering Design & Research Institute of the Second Artillery Corps, Beijing 100011, China)

**Abstract** The  $M_w$  7.8 Kunlunshan earthquake of November 14, 2001, which ruptured over a total distance of about 400 km, was characterized by a 350-km-long main fault with an east-ward-propagating pulse of left-lateral slip. The field observations of coseismic displacement along the main fault provide us a good opportunity to study the earthquake source mechanism and fault geometry inside the earth. In this paper, based on Freund's III-dislocation model and constrained by two groups of surface rupture data from field investigation and geodetic measurement, we invert the slip distribution, the variation of static stress drop on the fault surface, and the fault width extending at

<sup>\*</sup> 中国科学院、国家外国专家局创新团队国际合作伙伴计划(KZZD-EW-TZ-19)资助

<sup>†</sup> 通信作者, E-mail: shenxiaoxi200212@163.com

depth along the fault strike-slip direction. The pattern of slip distribution on the fault surface deduced from the III-dislocation model is very similar to the result of the finite-fault solution based on the teleseismic body-wave inversion, showing that both slip distributions appear intensively heterogeneous in the special domain. The fault rupture width is much less than 20 km. These results also imply that the coseismic displacement along the fault strike direction on the earth surface is proportional to the fault width. In addition we also calculate the static stress change on the fault based on the III-dislocation model and slip distribution by teleseismic inversion. The analytical and numerical results show that they have high-level consistency.

**Key words** Kunkunshan earthquake; surface coseismic displacement; slip model; stress change

大陆内部所发生的大地震通常伴随着宏观尺度的地表破裂以及断层两侧的同震位错(相对位移),而对同震位移空间分布特征的研究是深入了解断层断裂力学过程的关键.地表同震位错数据为此提供了对震源参数直接测量评估的依据,且该数据不依赖于地震仪器的位置、密集度和采集质量,而且地震同震位错沿断层走向的长波长的变化特征也提供了了解震源破裂特征的物理基础.

2001 年  $M_w$  7.8 中国昆仑山口西大地震和 2002 年  $M_w$  7.9 美国阿拉斯加 Denali 大地震都是本世纪发生在大陆内部最大的走滑型大地震.上述两个地震分别都形成了长达 350 ~ 400 km 的地表破裂和数量很大的同震位错<sup>[1-2]</sup>.对比二者地表同震位错分布,二者的空间分布有着极为相似的特征<sup>[3]</sup>,而且其最大位错量和平均位错量也比较相近:昆仑山口西地震的最大位错量和平均位错量分别为 7.6 m 和 4.9 m,后者分别为 8.8 m 和 4.9 m.远场体波反演的结果显示,如果将地表位移量作为约束条件,那么断层面上相对位移分布一般在近地表处取最大值<sup>[4]</sup>,沿深度方向的分布一般局限在 20 km 以上且与地表位错值的大小直接有相关性,这些结果同较前无地表位移约束的反演结果<sup>[5]</sup>是完全不一致的.因此,建立恰当的力学模型,定量地描述这些地震的力学过程有助于了解大地震发生的力学机制,也有助于预测大地震所造成的潜在危险.

地震断层破裂的动力学过程十分复杂,用于描述断层力学特征的主要物理参数包括平均滑移(位错)量  $\bar{D}$ 、静态应力降  $\Delta\sigma_s$ ,断层破裂长度  $L$ 、断层破裂宽度  $W$ .根据位错理论,静态应力降  $\Delta\sigma_s$  同平均滑移量  $\bar{D}$  和断层特征尺度  $\bar{L}$  有如下关系:

$$\Delta\sigma_s = c\mu \frac{\bar{D}}{\bar{L}}, \quad (1)$$

其中,  $c$  为几何因子,与破裂源的几何等效模型(圆盘或矩形)和震源机制(走滑、逆冲或正断层)有关<sup>[6]</sup>,  $\mu$  为剪切模量.如果断层长度  $L$  远大于其宽度  $W$ ,那么有  $\bar{L} = W$ .对于圆盘模型,  $c = 7\pi/16$ ;而对于出露地表长方形断层模型,  $c = 2/\pi$ <sup>[7]</sup>.由于构造地震通常发生在地壳内部的某个深度以上(seismogenic zone),因此断层宽度可以假定为一有限值,统计分析表明大多数中小地震的地表观测静态应力降  $\Delta\sigma_s$  基本上与断层特征尺度无关<sup>[8]</sup>.对大地震而言,  $\Delta\sigma_s$  一般小于 10 MPa. Scholz<sup>[9]</sup> 根据对地表观测数据的分析给出平均地表位移  $\bar{D}$  同断层破裂长度  $L$  成正比,这就是著名的  $L$ -模型(地震矩  $M_0 \sim L^2 W$ );而 Romanowicz<sup>[10]</sup> 则认为平均地表位移正比于断层宽度,即  $W$ -模型(地震矩  $M_0 \sim W^2 L$ ).对于两种模型的孰是孰非一直是地震学家争论的焦点. Bodin 和 Brune<sup>[11]</sup> 应用准静态模型得到随着地震矩的增加局部动态应力降也增大,从而导致平均地表位移  $\bar{D}$  正比于断层破裂长度  $L$  的结论. Shaw 和 Scholz<sup>[12]</sup> 认为断层内部的应力分布不均匀性影响断层的平均滑移. Zeng 等<sup>[13]</sup> 则提出断层内部滑移的不均匀性影响静态应力降的大小.基于弹性位错的裂纹扩展模型, King 和 Wensnosky<sup>[14]</sup> 近期的研究成果表明:对于大地震,断层面沿深度方向的进一步扩展同地表破裂位移存在某种必然联系.

在本研究中,我们利用昆仑山口西地震后得到的地表同震位错(实地观测数据和卫星测量数据),基于 Barnett 和 Freund<sup>[15]</sup> 给出的 III-型位错模型,反推了主震断层内部的滑动位移场分布,以及沿断层走滑方向各点的断层破裂面宽度和静态应力降在空间上的分布,对比有限断层远场体波反演结果<sup>[4]</sup>,定量地给出地表位移同断层破裂宽

度之间的自相似关系,并得到断层内部破裂面宽度的变化十分明显.进一步,由 III - 型位错模型计算了断层面上静态应力变化的分布图,通过分析得到的结论,至少可对该地震的破裂机制加深了解.

1 研究区概况及数据处理

2001 年 11 月 14 日在东昆仑构造带青海与新疆交界处的昆仑山口西发生了  $M_w7.8(M_s8.1)$  强烈地震,此次地震是 1951 年 11 月 18 日西藏当雄  $M_s8.0$  级地震后发生在中国大陆地区震级最大、地表破裂最长的地震事件.地震造成青藏公路 2 894 km 处断裂,正在施工的青藏铁路格尔木—拉萨段受到影响,通讯光缆纳赤台—五道梁段发生中断、花土沟—格尔木输油管线部分泵站建筑物遭受破坏.本次 8.1 级地震发生在 1997 年玛尼  $M_w7.5$  级地震震中北东约 300 km 处,使得东昆仑山活动断裂继续向东破裂扩展,太阳湖—库水流断裂、布喀达坂峰—库塞湖断裂的全部发生断裂,昆仑山口断裂的西端部分断裂.整个地震地表破裂带全长约 426 km,宽数米至数百米,总体走向  $E90^\circ \sim 110^\circ$ .近直线状分布的地表破裂表明其主断层面倾角较陡,在大部分地段断层面垂直或近似垂直.主破裂带西起新青交界海拔 6 860 m 的布喀达坂峰附

近( $36^\circ01.353'N,91^\circ08.759'E$ ),向东经红水河口、库赛湖、玉西峰南缘、昆仑山口,至玉珠峰东南( $35^\circ32.393'N,94^\circ47.736'E$ )逐渐消失,主体呈近东西( $N80^\circ W$ )走向,长度约 350 km.

2002 年 2 月中国地震局成立“昆仑山口西 8.1 级地震综合科学考察队”对此次地震进行了多学科的综合科学考察,地质考察组沿地震破裂带进行追踪考察,野外考察点有 500 多个,实测位移数据点有 271 个<sup>[16]</sup>.本文采用的实测数据即来自中国地震局昆仑山口地震综合考察队的考察报告<sup>[1]</sup>,76 个数据点(图 1(a))基本涵盖了此次地震整个主破裂带,但是由于断层个别地段的地形环境复杂造成局部的地表位移变化大,这些变化不一定是真实的地震断层面上相对位移的变化,另外设备携带的困难也会影响实地测量的效果.另一方面,高精度的卫星测量观测可以从一定程度上弥补这些不足,Klinger 等<sup>[17]</sup>在其研究中给出一组从高精度的卫星图像(Ikonos 和 Quickbird 卫星,单个像素精度为 60 cm ~ 1 m)读出的 83 个昆仑山地震同震位移测量数据(图 1(b)),这组数据主要集中在库塞湖主断层上,数据精度虽不及实地测量,但是卫星数据略去局部的涨落较好地测量了地表破裂的宏观位错.

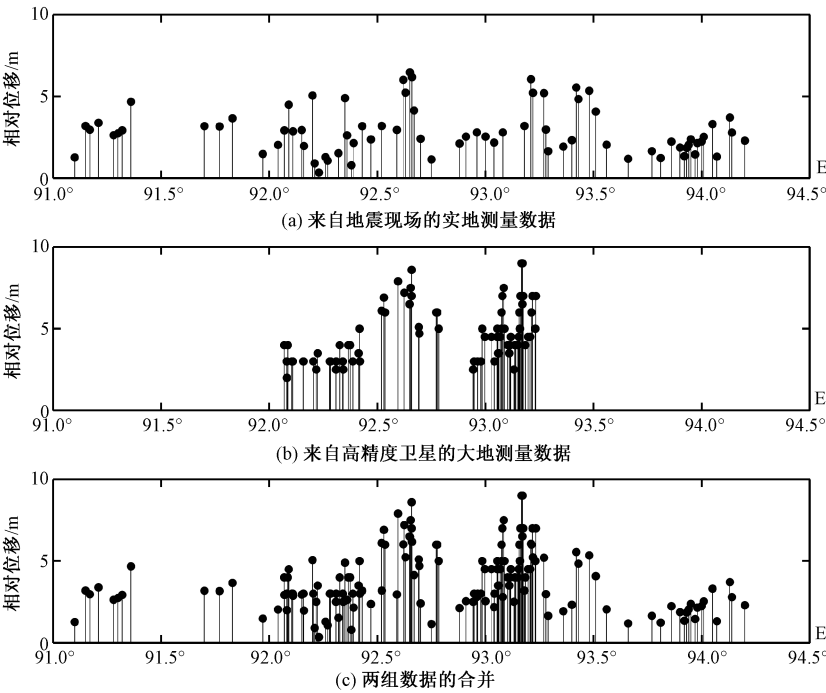


图 1 主破裂带( $91^\circ08.759'E \sim 94^\circ47.736'E$ )上沿断层走滑方向的地表相对位移分布

Fig. 1 Coseismic surface displacement along the strike direction

根据以上两组数据,我们得到的整个地表断层破裂的平均水平位错约为 2.8 m,这一值低于卫星观测结果<sup>[17]</sup>,主要是因为卫星数据主要集中在库塞湖主断层上,而此处离宏观震中较近故水平位错值相对较高<sup>[1]</sup>. 地表破裂带垂直相对位移以北盘抬升为主,沿断层出现高度不等的地震断层陡坎,局部南盘抬升,并在地表形成反向断层陡坎,从沿断层分布来看,垂直相对位移变化不大,大都小于 1 m,从存在垂直相对位移这一事实,可以推测形成这次地震的断层错动过程应该为 II - 型和 III - 型复合位错形态,而且以 III - 型位错为主,而不是简单 II - 型位错模型所描述的矩形破裂,断层破裂在深度方向含有 III - 型位错所导致的裂纹在深度方向的扩展.

2 研究方法

由地表位错以及断层前端的应力非奇异性作为约束条件,Barnett 和 Freund<sup>[15]</sup>从理论上推导了断层面上静态应力降  $\Delta\sigma$  同深度方向上断层宽度  $W$  之间的关系. 一个垂直走滑断层的地震,可以简单地看成是发生在一个平行于半无限空间 ( $x > 0$ ) 弹性体自由表面的 III - 型位错(图 2). 从地表上看位错发生在有限区域  $0 \leq x \leq a, y = 0$ ; 在断层面上任意一点 ( $x = u, y = 0$ ), 位错方向 ( $z$  方向)上的位错函数  $d(x, y)$ <sup>[18]</sup>如下

$$d(x, y) = \frac{b}{2\pi} \left[ \tan^{-1} \frac{y}{x - u} - \tan^{-1} \frac{y}{x + u} \right], \tag{2}$$

$b$  是位错模型的 Burge 矢量. 假定在地表的断层区域的位错分布是  $f(u) du$ , 则在此半无限空间边界, 地表的位错梯度分布为

$$\left( \frac{\partial d}{\partial y} \right)_{x=0} = - \frac{b}{\pi} \int_0^a \frac{tf(u)}{y^2 + u^2} du, \tag{3}$$

而对应的断层面上应力变化分布  $\Delta\sigma(x)$  (静态应力降)为

$$\begin{aligned} \Delta\sigma(x) &= \tau_\infty - \sigma_f(x) \\ &= - \frac{\mu b}{2\pi} \int_0^a f(u) \left\{ \frac{1}{x - u} - \frac{1}{x + u} \right\} du \\ &= - \frac{\mu b}{\pi} \int_0^a \frac{tf(u)}{x^2 - u^2} du, \end{aligned} \tag{4}$$

其中  $\tau_\infty$  为远场加载,  $\sigma_f$  为断层在地表处的摩擦应力;式(4)右端的积分是 Cauchy 积分,其主值在区间  $(0, a)$  上;为了排除奇点  $x = a$ ,加入下面的

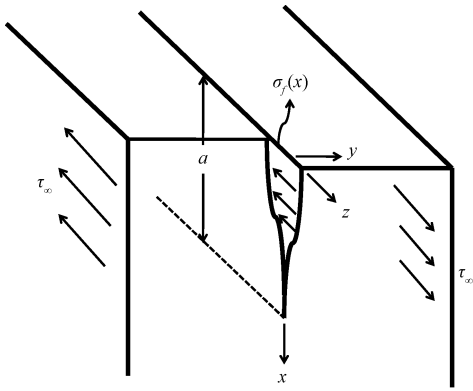


图 2 宽度为  $a$  的垂直走滑断层位错示意图  
Fig. 2 Spatial geometry of a vertical strike-slip fault at the depth of  $a$

约束条件

$$\int_0^a \frac{\Delta\sigma(x) dx}{(a^2 - x^2)^{1/2}} = 0, \tag{5}$$

而式(4)可以反推出

$$\begin{aligned} f(t) &= - \frac{4u}{\pi\mu b (a^2 - u^2)^{1/2}} \\ &\int_0^a \frac{\Delta\sigma(x) (a^2 - u^2)^{1/2}}{x^2 - u^2} dx, \end{aligned} \tag{6}$$

将式(6)代入式(3), 经过整理可以最终得到

$$\begin{aligned} \left( \frac{\partial d}{\partial y} \right)_{x=0} &= - \frac{2y}{\pi\mu (y^2 + a^2)^{1/2}} \\ &\int_0^a \frac{\Delta\sigma(x) (a^2 - x^2)^{1/2}}{y^2 + x^2} dx, \end{aligned} \tag{7}$$

一般来说,方程组(4)和(7)无解析解,较为简单的方法是将  $\Delta\sigma(x)$  预设成一个在各点光滑的函数,其中的待定系数由地表位错分量  $D(y) = d(0, y) = d(0, -y)$  来确定,于是  $\Delta\sigma(x)$  可以取以下简单形式

$$\Delta\sigma(x) = p_0 (1 + p_1 x^2/a^2), \tag{8}$$

其中,  $p_0, p_1$  为待确定的常数系数. 将式(8)代入式(7)可以最终得到沿走滑方向, 地表的位错分量为

$$\begin{aligned} \left( \frac{\partial d}{\partial y} \right)_{x=0} &= D(y) = \frac{p_0 a}{\mu} \left\{ \left( 1 + \frac{y^2}{a^2} \right)^{1/2} - \frac{y}{a} - \right. \\ &p_1 \left[ \frac{1}{3} \left( 1 + \frac{y^2}{a^2} \right)^{3/2} - \frac{1}{3} \left( \frac{y^2}{a^2} \right)^3 - \frac{1}{2} \left( 1 + \frac{y^2}{a^2} \right)^{1/2} \right] \Big\}, \end{aligned} \tag{9}$$

根据加州圣安德烈斯断层上 1906 年  $M_w$  7.9 旧金山地震的 4 个地表观测数据<sup>[19]</sup> 给出  $p_1 = -2$ , 进一步由断层上的地表位错及其一次导数



$$D'_0 = \text{d}D/\text{d}y|_{y=0} = -p_0/\mu,$$

$$D_0 = p_0a/\mu(1 + \frac{1}{6}p_1) = 2p_0a/3\mu, \quad (10)$$

得到沿深度方向上各点的断层破裂宽度

$$a = -3D_0/2D'_0, \quad (11)$$

而静态应力降  $\Delta\sigma(x)$  和沿断层破裂宽度相对位移的分布  $\Delta d(x)$  可由以下两式给出:

$$\Delta\sigma(x) = -\mu D'_0 \left\{ 1 - \frac{2x^2}{a^2} \right\}, \quad (12)$$

$$\Delta d(x) = -\frac{4D'_0}{3a^2} \left\{ a^2 - x^2 \right\}^{3/2} = 2D_0 \left\{ 1 - \frac{x^2}{a^2} \right\}^{3/2}, \quad (13)$$

从式(12)、式(13)中的数学形式上看,略去常数项,断层面上应力变化和相对位移分布呈现出明显的分形特征;对于无量纲量  $x/a$ ,其分形维数分别为 2 和 3,而且不管深度方向上的破裂宽度大小如何,其分布标度无关,具有自相似性.进一步,由式(12)和式(13)还可分别得到断层内部的平均应力降和平均滑动位移:

$$\overline{\Delta\sigma} = \frac{1}{a} \int_0^a \Delta\sigma(x) \text{d}x = -\frac{\mu D'_0}{3}, \quad (14)$$

$$\overline{\Delta d} = \frac{1}{a} \int_0^a \Delta d(x) \text{d}x = -\frac{\pi D'_0}{4}a, \quad (15)$$

显然,如果给定地表位错在断层附近的一次导数  $D'_0$ ,沿断层走滑方向的平均静态应力降  $\overline{\Delta\sigma}$  为不依赖于宽度  $a$  的常数,而断层内部平均相对位移  $\overline{\Delta d}$  只与宽度有关.

### 3 结果与分析

#### 3.1 断层面滑动位移分布

为了求解方程(12)、(13)及相应的(14)和(15),除地表位错值  $D_0$ ,还需要知道断层上的地表位错的一次导数  $D'_0$ ,但由于缺少此次昆仑山地震的地表垂直断层方向位错分布,  $D'_0$  的确定较困难.1906 年发生在美国加州旧金山地震在震级、破裂类型、尺度和断层几何形态等方面都非常类似于 2001 年的昆仑山口西地震<sup>[20]</sup>,因此借用它的一些参数是可靠的合理的.在此采用 Weertman<sup>[19]</sup> 给出的旧金山地震的  $D'_0$  值( $-0.55 \text{ m/km}$ ),得到断层破裂宽度方向上的平均静态应力降  $\overline{\Delta\sigma} = 5.5 \text{ MPa}$ ,这与用体波反演的办法<sup>[4]</sup>得到的反演结果  $\overline{\Delta\sigma} =$

$3.75 \text{ MPa}$  以及其他方法<sup>[5]</sup>  $\overline{\Delta\sigma} = 4.0 \text{ MPa}$  相近.根据已有的地表断层上的位错分布  $D_0$ ,利用式(13)可以得出沿走滑方向主断层上滑动位移变化图案(图 3(a)).从图 3 中可以看出:地表相对位移大的区域,其在深度方向的平均相对位移就大,而且如果认为断层深部位错为零的界面是断层破裂底部,那么断层底部是起伏不平的,断层破裂向下扩展的距离即断层宽度可由地表位错的分布形态所决定.在主断层  $150 \sim 250 \text{ km}$  的区域上,断层的破裂宽度出现最大值,并且在此区间断层宽度变化尤为显著,也对应于地表破裂错动最大的区域,即红水河—库塞湖东西一线, Das<sup>[20]</sup> 讨论的超剪切破裂也发生在这一段,特别  $150 \sim 200 \text{ km}$  之间也是哈佛大学(Harvard CMT Catalog)给出此次地震的宏观震中( $35.54^\circ \text{N}$ ,  $92.75^\circ \text{E}$ )附近,这也说明这一区域是此次地震最为活跃、能量释放较多的区域,因此当断层相对运动较快时,断层有足够的能量使得它在深度方向上持续破裂,这也是符合本文给出的物理模型的.图 3(b)给出了近期由地表位错<sup>[1]</sup>作约束条件,有限断层体波反演所得断层内部滑动位移分布.比较图 3(a)和图 3(b),我们可看出,沿断层走向,二者的断层破裂宽度及位移分布随距离变化的走势大体一致,在  $0 \sim 150 \text{ km}$  的区域内,虽有起伏但变化不大;在  $150 \sim 250 \text{ km}$  的区域断层破裂宽度及位错在深度变化较大,而且最深;在  $200 \sim 250 \text{ km}$  的区域,由于卫星测量数据的加入,我们的结果同反演结果有较大的差别,这种差别是由体波反演中地表位移约束所需要的位移分布缺少造成的.此外,一些局部小范围的不一致也可能源于地表位移的测量误差和理论模型的局限性.

#### 3.2 断层面应力变化分布

如何利用已知的断层面的滑移分布来求取断层面上静态应力变化分布一直是震源物理学中重要的研究课题<sup>[21]</sup>,因为静态应力变化与断层的动态破裂、能量释放及地震波辐射有直接关系<sup>[22]</sup>. Andrew<sup>[23]</sup> 给出在波数域内断层面滑移分布  $d(k)$  与静态应力变化  $\Delta\tau(k)$  的关系:

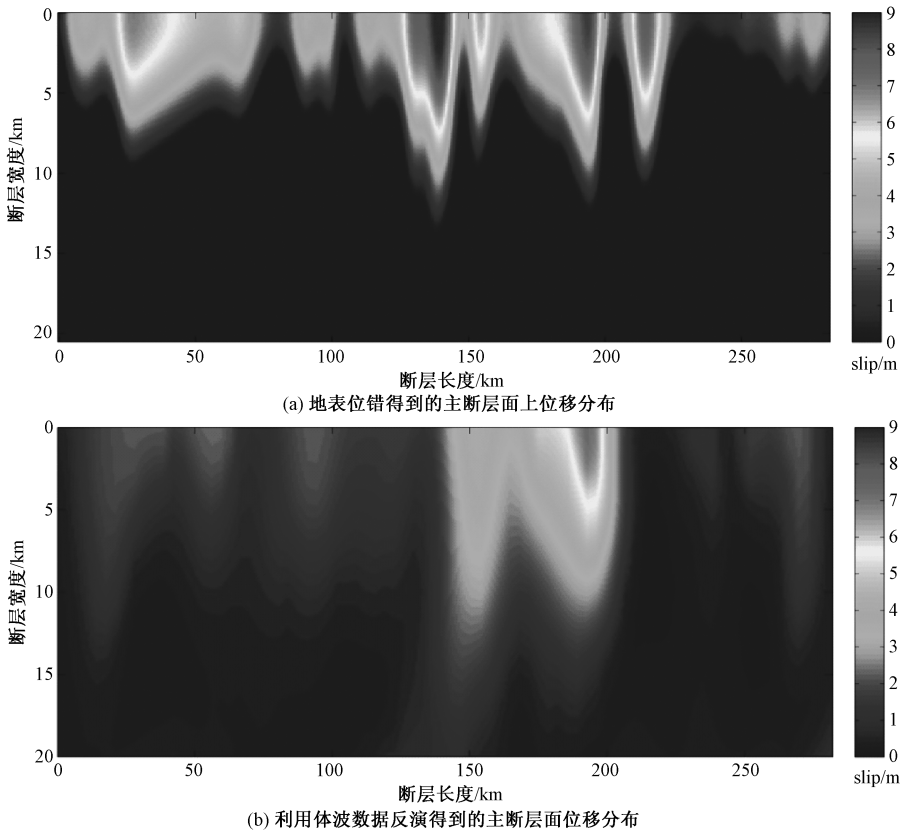


图 3 基于地表位错数据和有限断层体波反演得到的断层面位移分布

Fig. 3 Slip distribution on the fault estimated from coseismic surface displacement and body wave inversion

$$\Delta\tau(\mathbf{k}) = K(\mathbf{k}) \cdot d(\mathbf{k}), \quad (16)$$

其中,  $K(\mathbf{k})$  为静态刚度函数, 对一维情况而言  $K(\mathbf{k}) = -0.5\mu k$ ,  $k$  为波数. 图 4 给出了一维情况下 3 种不同的滑移模型和相应的剪应力变化(取应力降为正)随深度改变的示意图, 其中图 4(a) 是常数滑移模型, 即在滑移区滑移分布为常数, 可以看到在这种情况下在滑移区应力降从中心到边缘迅速增加, 而在滑移区之外应力降为负, 在滑移区破裂边缘则产生了奇点; 图 4(b) 是常数应力降模型, 在滑移区的滑移分布为  $\Delta d(x) = 2D_0(1 - x^2/a^2)^{1/2}$ , 在该情况下滑移区内的应力降为常数; 图 4(c) 中滑移分布函数为式(13), 可以看到在这种情况下即使是在滑移区内也会发生应力增加的情况.

对二维情况而言:

$$\begin{cases} \Delta\tau_{\parallel}(\mathbf{k}) = K_{\parallel}(\mathbf{k}) \cdot d(\mathbf{k}), \\ K_{\parallel}(\mathbf{k}) = -\frac{1}{2} \frac{\mu}{\sqrt{k_{\parallel}^2 + k_{\perp}^2}} \left[ \frac{2(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} k_{\parallel}^2 + k_{\perp}^2 \right], \end{cases} \quad (17)$$

$$\begin{cases} \Delta\tau_{\perp}(\mathbf{k}) = K_{\perp}(\mathbf{k}) \cdot d(\mathbf{k}), \\ K_{\perp}(\mathbf{k}) = -\frac{1}{2} \frac{\mu}{\sqrt{k_{\parallel}^2 + k_{\perp}^2}} \left[ \frac{2(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} - 1 \right] k_{\parallel} k_{\perp}, \end{cases} \quad (18)$$

$\Delta\tau_{\parallel}(\mathbf{k})$  和  $\Delta\tau_{\perp}(\mathbf{k})$  分别为波数域内走向和倾向方向的应力变化,  $k_{\parallel}$  和  $k_{\perp}$  为走向和倾向方向的波数,  $\lambda$  和  $\mu$  为 Lamé 常数, 在计算中取  $\lambda = \mu^{[24]}$ . 如果已知断层面的滑动位移分布, 将其通过 2D 傅氏变换并利用式(17)、式(18)就能得到同震位移场所产生的静态剪应力变化场, 这种方法相较于 Okada<sup>[25]</sup> 提出的有限差分法速度更快而计算精度亦不逊色. 由于此次昆仑山地震为一次纯走滑型地震, 几乎没有倾向方向上的位移分量, 所以我们基于地表位错和体波反演(图 3)得到的断层面滑移分布, 利用式(17)分别计算两种滑移模型下断层面上产生的静态应力变化.

图 5(a) 是根据地表位错计算得到的断层面滑移模型并利用式(17)得到的断层面上静态应力变化分布情况, 图 5(b) 是根据体波反

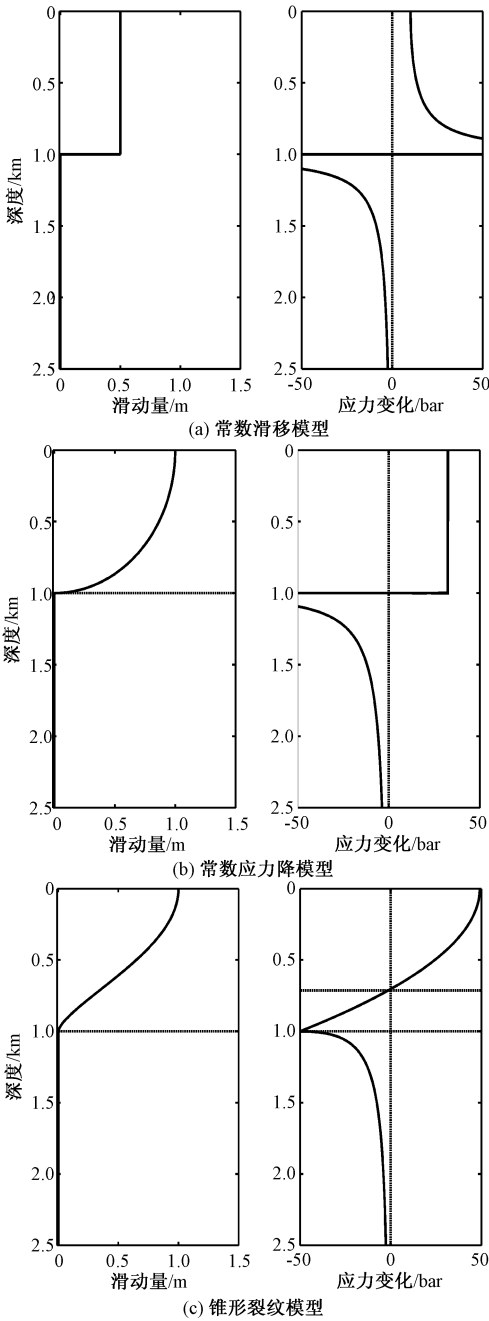


图 4 一维情况下 3 种不同的滑移模型和相应的剪应力变化随深度改变的示意图

Fig. 4 Three different slip models and the corresponding shear stress changes with depth in 1-D case

演的断层面滑移模型基于式 (17) 得到的断层面上静态应力变化分布情况. 在计算过程中先通过快速傅里叶变换 (FFT) 得到滑移模型的傅里叶谱, 在波数域内利用式 (17) 进行计算, 然

后再通过傅里叶反变化得到空间域静态应力变化分布. 对比图 5(a) 和图 5(b) 发现, 应力降较大的区域都集中在断层顶部近地表部分, 而这一区域也是滑动位移较大的区域. 计算结果表明, III - 型位错反演结果所求得的平行于走向的剪应力变化最大值约为 15.7 MPa, 最大应力降为 20.2 MPa; 体波反演结果所求得的平行于走向的剪应力变化最大值约为 18.6 MPa, 最大应力降为 24.5 MPa.

4 讨论与结论

式 (14) 和式 (15) 给出的形式说明断层破裂面上滑动位移的分布是自相似的, 因为不管断层破裂宽度  $a$  多大, 滑动位移分布在断层宽度上的变化形态是一致的, 只依赖于断层宽度. King 和 Wesnousky<sup>[14]</sup> 近期的研究表明: 断层在深度方向的持续破裂扩展过程和大小决定了地表破裂时的位错值, 大地震断层具有的足够多的能量使得断层能够在深度方向上持续破裂, 在这种情况下, 断层破裂扩展形态为椭圆形, 破裂开始于某一局部区域 (小的椭圆内), 随着滑动位移的增加, 椭圆不断变宽变长, 如果破裂越深, 即椭圆越长, 而且破裂面上部出露地表的部分越大, 对应的地表位错也越大, 也即椭圆宽度随之变大.

本文从讨论地震的  $L$ -模型和  $W$ -模型之争出发, 利用 2001 年  $M_w$  7.8 昆仑山口西地震丰富的地表同震位移资料, 应用 III - 型位错模型估算断层破裂宽度沿断层走向的变化, 以及主断层面的相对位移分布, 同近期用有限断层模型的体波反演结果对比, 二者结果相当一致, 为描述大地震的力学演化机制提供了简单直观的新途径, 深入的分析显示: 沿走滑方向滑移分布具有自相似性的分形特征, 地表同震位移值的同断层的破裂宽度存在明确的比例关系. 因此, 由 III - 型位错模型所估算的结果表明同震过程中除沿断层走向的滑动位移, 断裂在深度方向应当包含新生裂纹的进一步扩展, 即破裂在宽度方向上的传播, 这与通常的 II - 型矩形断层模型是完全不一样的.

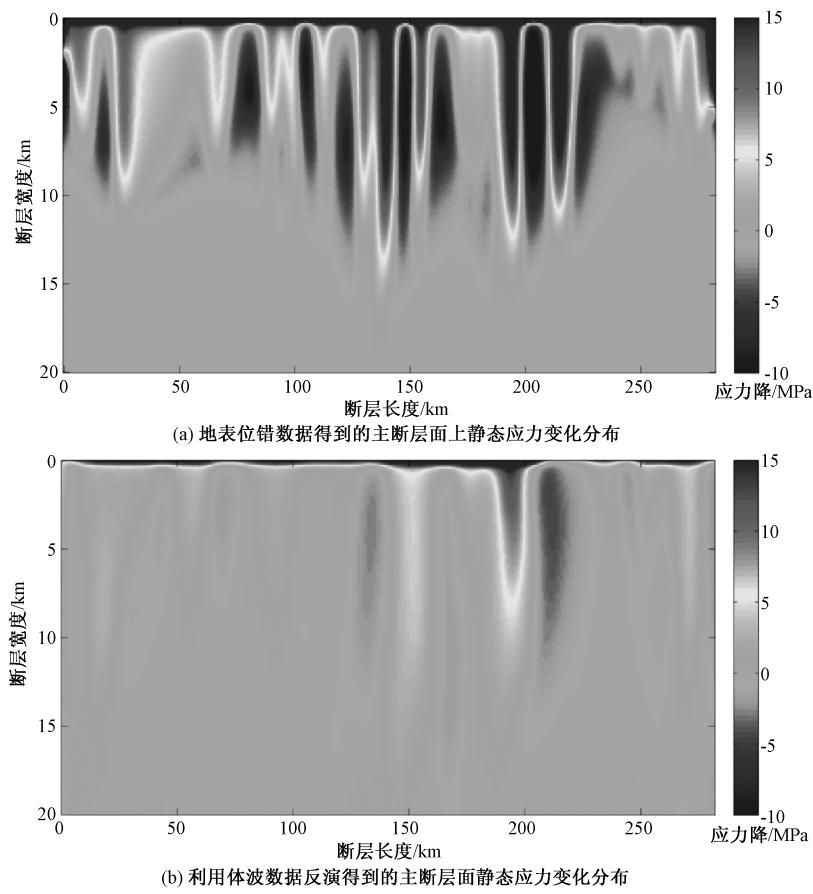


图 5 基于地表位错和体波数据反演得到的主断层面上静态应力变化分布

Fig. 5 Static stress change on the fault estimated from coseismic surface displacement and body wave inversion

参考文献

[ 1 ] Xu X, Chen W, Ma W, et al. Surface rupture of the Kunlunshan earthquake ( $M_s$  8.1), northern Tibetan plateau, China [J]. Seismology Research Letter, 2002, 73:884-892.

[ 2 ] P J, Schwartz D P, Dawson T E, et al. Surface rupture of the 2002 Denali Fault, Alaska, earthquake and comparison with other strike-slip ruptures [J]. Earthquake Spectral, 2004, 20: 565-578.

[ 3 ] Ozaxar A A, Beck S L. The 2002 Denali fault and 2001 Kunlun fault earthquakes: complex rupture processes of two large strike-slip events [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2004, 94:S278-S292.

[ 4 ] Antolik M, Abercrombie R E, Ekstrom E. The 14 November 2001 Kokoxili (Kunlunshan), Tibet, earthquake: rupture transfer through a large extensional step-over[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2004,94: 1 173-1 194.

[ 5 ] Xu L S, Chen Y T. Temporal and spatial rupture process of the great Kunlun Mountain Pass earthquake of Nov. 14, 2001, from GDSN long period waveform data [J]. Science in China, 2004,34 (3) :256-264.

[ 6 ] 周仕勇,许忠淮,陈晓非. 伽师强震群震源特征及震源机制力学成因分析 [J]. 地球物理学报, 2001, 44 (5) : 654-662.

[ 7 ] Scholz C. The mechanics of earthquakes and faulting[M]. New York: Cambridge U Press, 1990.

[ 8 ] Kanamori H, Anderson D L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1975, 65:1 073-1 095.

[ 9 ] Scholz C. Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1982, 72:1-14.

[ 10 ] Romanowicz B. Strike-slip earthquakes on quasi-vertical transcurrent faults: inferences for general scaling relations [J]. Geophysical Research Letters, 1992, 19:481-484.

[ 11 ] Bodin P, Brune J N. On the scaling of slip with rupture length for shallow strike-slip earthquakes; quasi-static models and dynamic rupture propagation [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1996, 86:1 292-1 299.

[ 12 ] Shaw B E, Scholz C H. Slip-length scaling in large earthquakes: observations and theory and implications for earthquake physics[J]. Geophysical Research Letters, 2001,



28;2 991-2 994.

[13] Zeng L Z, Heaton T, Christopher D. The effect of slip variability on earthquake slip-length scaling[J]. *Geophysical Journal International*, 2005, 162(3): 841-849.

[14] King C P G, Wensnosky S G. Scaling of fault parameters for continental strike-slip earthquakes [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2007, 97;1 833-1 840.

[15] Barnett D M, Freund L B. An estimate of strike-slip fault friction stress and fault depth from surface displacement data [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1975, 65;1 259-1 266.

[16] 陈杰,陈宇坤,丁国瑜,等. 2001 年昆仑山口西 8.1 级地震地表破裂带[J]. *第四纪研究*,2003, 23(6):629-639.

[17] Klinger Y, Xu X W, Tapponnier P, et al. High-resolution satellite imagery mapping of the surface rupture and slip distribution of the  $M_s7.8$ , 14 November 2001 Kokoxili Earthquake, Kunlun Fault, Northern Tibet, China [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2005, 95 (5):1 970.

[18] Hirth J P, Lothe J. *Theory of dislocations*[M]. New York: McGraw-Hill,1968.

[19] Weertman J. Relationship between displacements on a free surface and the stress on a fault [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1965, 55: 945-953.

[20] Das S. The need to study speed[J]. *Science*, 2007, 317 (17): 905.

[21] Cotton F, Archuleta R, Causse M. What is sigma of the stress drop? [J]. *Seismological Research Letters*, 2013,84(1): 42-48.

[22] Toda S, Stein R S, Beroza G C, et al. Aftershocks halted by static stress shadows[J]. *Nature*, 2012,5:410-413.

[23] Andrew D J. A stochastic fault model; 1. Static case[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1980, 85;3 867-3 877.

[24] Paul S. *Earthquake and volcano deformation*[M]. Princeton University Press, Princeton and Oxford. 2010.

[25] Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*,1992,82;1 018-1 040.