

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

青藏高原地震断裂共轭角分布特征及其大陆动力学意义

王绳祖

中国地震局地质研究所, 中国地震局构造物理开放实验室, 北京, 100029

内容提要 青藏高原走滑型地震断裂共轭角的分布范围约为 $50^{\circ}\sim 110^{\circ}$, 总的趋势是随着与喜马拉雅驱动边界距离的增大而减小, 并具有波状起伏的特征, 反映多震层内应变随距离的变化。该层共轭角的波状起伏与岩石圈下层的应变起伏相互对应, 前者滞后于后者, 表明上层共轭角的变化主要受控于下层应变的波动传播。对于地震断裂共轭角分布特征的研究为多震层应变场的推测提供了新的途径。

关键词 青藏高原 地震断裂 地震线 共轭角 塑性流动网络 应变场

大陆板块内部地震活动的线状或条带状分布图像引起了众多地学研究者的关注(王嘉荫, 1963; Karnik, 1971; 丁国瑜等, 1979; 马宗晋, 1982; 王绳祖, 1985; 张四昌, 1985, 1991; 马宗晋等, 1989a, b)。在这些图像中, 延伸较长的大型地震带, 按照岩石圈塑性流动网络与多层构造变形的观点, 它们主要受控于岩石圈下层(含下地壳和岩石圈地幔)的塑性流动网带(王绳祖, 1985, 1993a; Wang, 1993c; 王绳祖等, 2001); 中等或较小尺度的地震线(最大延伸长度可达数百千米), 一般认为是地震断裂的显示, 它们主要位于上部地壳多震层的深度范围(张四昌, 1985, 1991; 马宗晋等, 1989a; 王绳祖等, 2001)。

地震线的数量和间距有可能作为地震活动分区的依据(马宗晋等, 1989a), 共轭相交的地震线及其共轭角的指向还为震源共轭构造(张四昌, 1991)和多震层构造应力场(王绳祖, 2002)的研究提供可能的途径, 而本文着重研究的关于地震断裂(地震线)共轭角的分布特征, 则将进一步为认识地震线的破裂或滑移性质以及青藏高原应变场的波动特性等提供依据。

1 走滑型断裂剪切角和共轭角的可能范围

走滑型断裂活动是水平挤压作用下沿其走向剪切变形的显示, 包括新生断裂的产生或沿先存断裂的错动。剪切角是指最大压应力方向与剪切面(断裂

面或错动面)法线的夹角。在共轭剪切的情况下, 两断裂共轭相交, 其中面向或背向驱动力源的夹角即共轭角。如图1所示, 多震层位于网状流动层之上, 其深度范围为 $5\sim 10$ 至 $25\sim 35$ km。该层处于脆性和半脆性域, 在完整岩体剪切破裂的情况下, 其初始剪切角和共轭角的变化范围如表1所示。随着岩体的挤压变形, 沿已有断裂的剪切角逐渐较小, 共轭角相应增大。在持续变形的情况下, 脆性域先后出现的单斜剪切断裂也可共轭相交, 其共轭角有可能小于 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 。

根据石英岩、花岗岩、花岗闪长岩、辉长岩和玄武岩等岩石的实验结果, 在多震层的围压条件下, 先存断裂剪切角的下限约为 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}$, 共轭角上限约为 $100^{\circ}\sim 90^{\circ}$ (王绳祖, 1988)。自然条件下, 由于断裂含水或受断层物质的影响, 剪切角和共轭角都可能超出上述限值。例如, 华北地区18例震源共轭断裂的共轭角为 $88^{\circ}\sim 111^{\circ}$, 剪切角的范围多数情况下为 $30^{\circ}\sim 75^{\circ}$, 个别剪切角的下限可减至 $21^{\circ}\sim 23^{\circ}$ (王绳祖等, 2001)。

综上所述, 在上地壳多震层的条件下, 走滑型地震断裂的共轭角可能在较大的范围内变动, 在新生断裂或小变形先存断裂条件下, 其下限可能小于 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$, 而大变形条件下的先存断裂, 其上限可达 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}$; 一般情况下, 剪切角的可能范围约为 $30^{\circ}\sim 75^{\circ}$, 个别情况下其下限可能降至约 20° 。这些变动范围为地震线的识别提供了必要的约束条件。

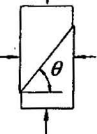
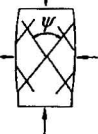
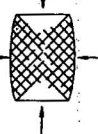
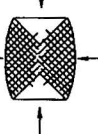
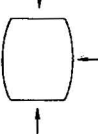
注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 49834002)和地震科学联合基金课题(编号 199061)资助成果。

收稿日期: 2003-11-20; 改回日期: 2004-02-17; 责任编辑: 王思恩、任希飞。

作者简介: 王绳祖, 男, 1933年生。毕业于北京矿业学院采矿工程系, 研究员, 主要从事地球动力学与构造物理学及地震机理与预测方法研究。电话: 010-62009060; Email: shengzuwang@263.net。

表 1 完整岩石剪切破坏的剪切角和共轭角(据王绳祖, 1993b; Wang, 1993c)

Table 1 Shear angles and conjugate angles of shear failure in intact rocks (after Wang, 1993b, 1993c)

破坏型式	脆性	半脆性	半延性	延性	延性
结构型式	单斜	稀疏共轭	稠密共轭	稠密共轭	均匀
剪切角 $\theta(^{\circ})$	75~55	65~50	50~45	45	
共轭角 $\psi(^{\circ})$	—	50~80	80~90	90	
中强以上地震的可能性	可能	可能	不可能	不可能	不可能
变形试件示意剖面					

2 走滑型地震线的识别

沿一陡立断裂发生的一系列地震,其震中呈线状或条带状分布,表现为地震线(earthquake line 或 seismogenic lineament)。走滑型共轭地震线有可能是

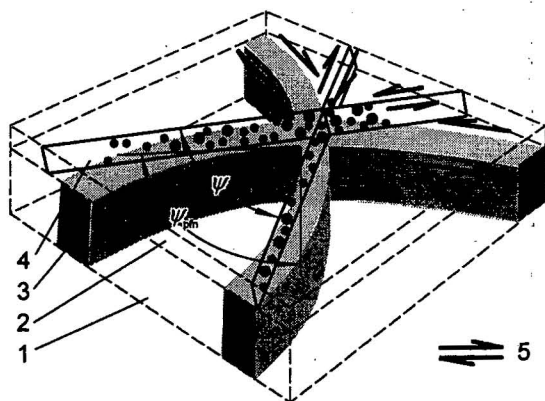


图 1 塑性流动网带与地震断裂示意图

Fig. 1 Scheme of plastic-flow network and seismic faults

1—网状流动构造变形层,即岩石圈下层;2—上地壳多震层;3—塑性流动网带,两组网带共轭相交构成网络;4—走滑型地震断裂,地震(圆点)沿断裂分布,形成地震线;5—剪切变形; ψ_{pfn} 和 ψ 分别为塑性流动网络和地震断裂的共轭角

1—Netlike plastic-flow tectonic deformation layer, i. e. the lower lithosphere; 2—seismogenic layer in the upper crust; 3—plastic-flow belt, two sets of which intersect each other forming plastic-flow network; 4—strike-slip seismic fault, along which earthquakes (circular points) are distributed forming earthquake line; 5—shear deformation; ψ_{pfn} and ψ denote the conjugate angles of plastic-flow network and seismic faults, respectively

水平挤压作用下多震层内共轭断裂活动的显现。然而,地震震中的分布受多种因素的控制,很可能是多种活动图像的叠加。因此,对于地震活动图像的识别往往具有多解性,而由于地震资料的不足和地震定位精度的限制等原因,更增添了识别的难度。

对于岩石剪切角可能范围和岩石圈多层构造应力场的认识以及地震地质研究结果的积累,为识别走滑型地震断裂(地震线)提供了必要的约束条件。根据这些约束,针对青藏高原地震分布的实际状况,就走滑型地震线的识别采取了如下的实施步骤:

(1)多震层最大压应力水平作用方向的初步估计。根据塑性流动网络与多层构造应力场的观点(王绳祖等, 2001; 王绳祖, 2002), 板块边界驱动力主要通过岩石圈下层的网络状塑性流动实现其向板内的远程传递,故上地壳多震层的构造应力场主要受岩石圈下层应力场的控制,导致上、下层的应力方向在总体趋势上的一致性;而靠近驱动边界的地段,则因边界驱动力沿上地壳直接传递的份额相对增大而可能造成上、下层之间应力方向的差异。岩石圈下层和多震层的最大压应力方向可分别采用塑性流动网络共轭角平分线方法(王绳祖等, 2001; 王绳祖, 2002)和震源机制解方法(杜兴信等, 1999; Xu et al., 1989; Zoback et al., 1989)予以估计。根据上、下层应力场的研究结果,凡二者本一致的地段以下层应力方向为主,差异显著的地段则以上层的为主,并适当考虑边界驱动力作用方向的约束。应说明的是,待走滑型地震线(地震断裂)一经确定,即可根据其共轭角平分线的取向,对初步估计的应力方向进行调

整(王绳祖,2002)。

(2)地震线的初步识别。根据初步估计的多震层最大压应力方向,从各种中等尺度地震条带中筛选出符合以下约束条件的走滑型地震线(地震断裂):

$$75^{\circ} \geq \theta \geq 20^{\circ} \quad (1)$$

式中 θ 为剪切角。符合上述条件的地震线共计58条(图2),主要依据4级或5级以上地震的分布图像,仅少数地震线(编号24、30、36、37和50~53)涉及的震级下限为3级。所引用地震的起止年限为:5级以上地震,公元前780年至公元1996年;4.0~4.9级,公元318~1998年;3.0~3.9级,公元1970~1998年(主要根据:《中国地震简目》汇编组1988年编《中国地震简目, $M \geq 4.7$, B. C. 780~A. D. 1986》和中国地震信息数据中心公布数据)。

(3)活动断裂的对比检验。根据青藏高原活动断裂的研究结果,对下列19条地震线(图2)进行核实、修正和补充:地震线4、12、14、17、18、19、26、38、42、48、49、51、52、56、57,与“中国地震构造”(马杏垣,1989)进行对比表明,这些地震线与浅表构造形迹(或延伸线)相互重合或平行;地震线29,地震的条带状分布不明显,图中所示地震线主要根据崩错断裂的研究结果(吴章明等,1989);地震线38,与玛尔盖—茶卡断裂(李建华,1998)相符;地震线54、55,分别与察尔汗—锡铁山断裂和锡铁山—阿木尼克山断裂(王子潮等,1987)相符。

3 青藏高原地震断裂共轭角分布特征

根据图2所示地震线共轭交叉点的位置和共轭

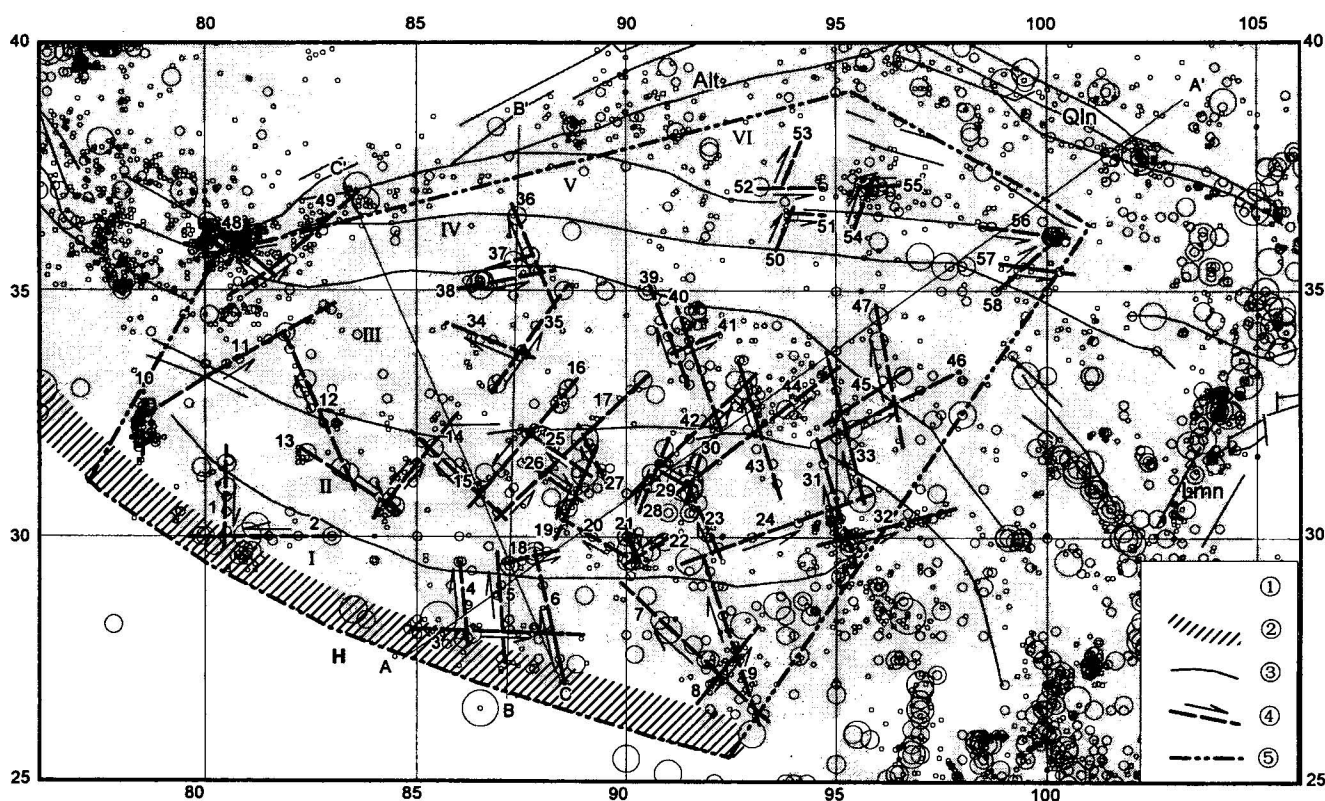


图2 青藏高原走滑型地震断裂(地震线)的分布

Fig. 2 The distribution of strike-slip seismic faults (earthquake lines) in the Qinghai-Tibet plateau

①—塑性流动网带,两组网带相交形成塑性流动网络;②—驱动边界(喜马拉雅弧H);③—主要断裂带,其中Alt、Qln和Lmn依次为阿尔金山、祁连山和龙门山断裂带;④—走滑型地震断裂(地震线),编号为1、2、…、58;⑤—地震断裂共轭角研究区边界;圆圈表示地震震中,由小至大震级依次为4.0~4.9、5.0~5.9、6.0~6.9、7.0~7.9和8.0~8.6;I、II、III、IV、V和VI依次为喜马拉雅块体、冈底斯块体、羌塘块体、南昆仑-巴颜喀拉块体、北昆仑块体和柴达木块体

①—Plastic-flow belt, two sets of which intersect each other forming plastic-flow network; ②—driving boundary (the Himalayan arc H); ③—the major fault zones, including the Altun (Alt), Qilian (Qln) and Longmen (Lmn) mountains fault zones; ④—strike-slip seismic faults (earthquake lines) marked with numbers of 1, 2, ..., 58; ⑤—the region for the research on conjugate angles of seismic faults; circles show earthquake epicenters with magnitudes of 4.0~4.9, 5.0~5.9, 6.0~6.9, 7.0~7.9 and 8.0~8.6, respectively; I, II, III, IV, V and VI show the Himalayan, Gangdise, Qiangtang, South Kunlun-Bayan Har, North Kunlun and Qaidam blocks, respectively

角大小,图3给出了共轭角随驱动边界距离(沿研究区侧边方向)而变化的状况。由图3可见,青藏高原走滑型地震断裂的活动及共轭角的分布具有以下主要特征:

(1)沿新生断裂与先存断裂发震:不同的地质块体基本上都有数据点显著低于ULCA线,接近LLCA线,表明不论距离远近,地震都可能沿新生断裂或小变形先存断裂发生。同时,除了远离驱动边界的柴达木块体外,有众多数据点高于ULCA线,表明这些块体都存在沿大变形先存断裂发震的情况。

(2)共轭角随边界距离增大而减小的总趋势:除了喜马拉雅块体和冈底斯块体的3处共轭角显著偏小外,多数地震断裂的共轭角落在图示上、下包络线之间,显示出共轭角随边界距离增大而减小的总趋势,而共轭角的减小意味着应变量的减小。

(3)两种状况的过渡区(距边界300~1000 km):下包络线的斜线段与ULCA和LLCA线分别交于300和1000 km附近,水平段与LLCA线重合。300 km以近地区,地震主要发生于大变形的先存断裂;1000 km以远地区,地震发生于新生断裂或变形较小的先存断裂;300~1000 km地区,属于二者的

过渡区。

(4)上包络线的波状起伏:上包络线所表示的是不同距离处地震断裂共轭角的近似最大值。波状起伏的上包络线表明,在共轭角随距离总体趋于减小的背景上,还表现出交替增减的波动性质。

4 地震断裂共轭角波状分布的起因与意义

共轭角的大小取决于初始剪切破裂角的大小和后继的变形。如表1所示,岩石越趋于延性域,新生断裂的初始剪切角就越小,共轭角越趋近于90°。岩石由脆性向延性的转变,不仅与岩石类型有关,而且受温度、围压和应变速率等因素的影响。一般地说,在多震层的深度范围内,温度和围压条件被相对限定,而岩石类型的影响因较高的围压而相对减弱,因此,可以认为,共轭角的差异主要起因于断裂形成之后不同的变形量。

在板块边缘驱动下,板块内部变形呈非均匀状分布,其中包括跨度以数百千米计交替出现的变形起伏。一种解释是将其归因于地质单元(如“褶皱带”与“刚性”块体)之间的差异。然而,这种解释往往与实际情况不尽相符。以西藏块体为例,大致相当于本文所述的冈底斯块体和羌塘块体,如图2和图3所示,其内部地震频发,地震断裂的最大共轭角超过100°,表明具有较大的变形。相反地,东昆仑褶皱带,大致相当于本文所述的南昆仑-巴颜喀拉块体和北昆仑块体的西段,地震活动相对较弱,地震断裂的共轭角不超过94°,表明变形相对较小。这意味着,就现今的构造变形而言,地质历史上的这些“褶皱带”和“刚性”块体恐已失去其原有的意义。

据推测,冈底斯、羌塘与昆仑等块体拼合于中生代或之前(李春昱等,1982;程国良等,1995),印度、喜马拉雅与冈底斯块体拼合于早第三纪(Audley-Charles, 1989;马杏垣,1987)。块体拼合之后,块体之间的“边界带”转变为板块内部的残存构造带,它们在新的驱动边界(如喜马拉雅驱动边界)的挤压作用下,可能以新的活动方式继续参与变形,也可能经受改造,甚至终止活动。因此,地震断裂共轭角的分布与古陆块(“刚性”块体)或古边界带(褶皱带)之间并无必然的联系,它们的波状分布特征主要取决于板块形成后板内变形的某种规律性。岩石圈下层塑性流动网络的研究为认识其中的规律提供了依据。塑性流动网带共轭相交,与地震断裂不同的是,其初始共轭角因岩体处于延性、半延性域而成直角(见表

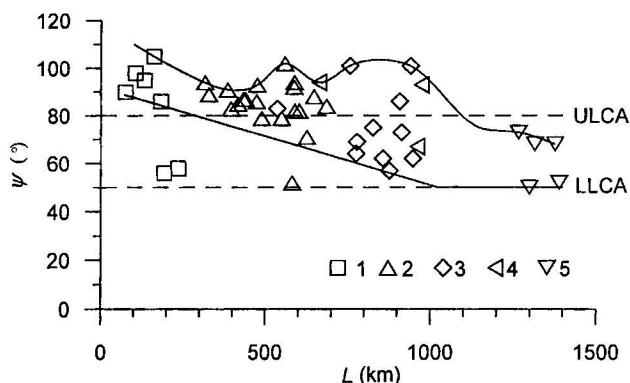


图3 青藏高原地震断裂的共轭角 ψ 与驱动边界距离 L 的关系

Fig. 3 Conjugate angle of plastic-flow network, ψ , as a function of its distance from the driving boundary, L , in the Qinghai-Tibet plateau

1、2、3、4和5 依次属于喜马拉雅、冈底斯、羌塘、南昆仑-巴颜喀拉和北昆仑-柴达木块体;LLCA 和 ULCA 分别表示半脆性域新生断裂的剪切角下限和上限;实线为多数数据点的上、下包络线
1, 2, 3, 4 and 5 show the Himalayan, Gangdise, Qiangtang, South Kunlun - Bayan Har and North - Kulun - Qaidam blocks, respectively; LLCA and ULCA show the lower and upper limits of conjugate angles for newly-generated faults in the semi-brittle field, respectively; Solid lines are the upper and lower envelopes for most of data points

1和图1)。因此,可导出应变与共轭角增量的关系式,由此估计应变量的大小(王绳祖,2001)。图4给出了青藏高原岩石圈下层最大压应变沿A—A'、B—B'和C—C'线的分布,反映了在喜马拉雅驱动边界的挤压下应变沿岩石圈下层的波动传播。

如图2所示,沿A—A'和B—B'线及近旁有一系列走滑型地震断裂分布,可绘制相应的共轭角分布曲线(图5),以表示应变量的相对变化。上文图3中的上包络线大致反映了这种起伏变化,而与该图相比,图5更确切地展示了共轭角沿不同方向波状分布的具体情况,避免了图3因沿研究区宽度方向的投影叠加等原因而可能引起的不确定性。

图4和图5分别表示的是岩石圈延性下层与脆性上层(多震层)应变的波状起伏。对比上、下层的应变分布可见,各曲线均含波峰3处,上、下对应,下层波峰超前于上层。以 L' 和 L'' 分别表示下层和上层波峰至驱动边界的距离,由图6可见,上、下层的应变波动具有较好的相关性,上层应变的传播距离约为下层传播距离的70%。应指出的是,图5中沿B—B'线,随距离的增大,各峰值并无明显下降的趋势,与图4所示下层应变的变化不一致。上、下层之间的这种不一致可能反映了青藏高原在紧邻驱动边界的条件下,因边界驱动力沿上部地壳直接传递的份额相对增大而导致的复杂性。

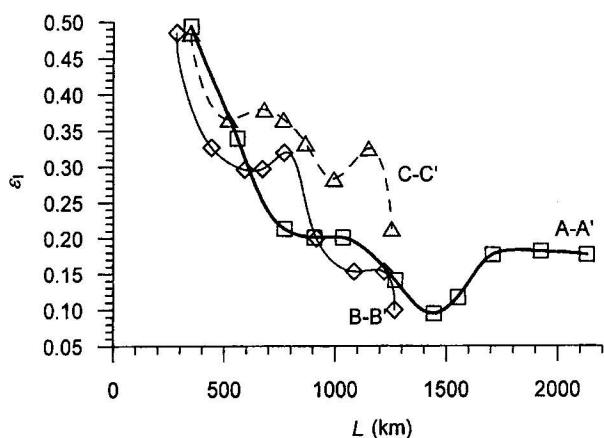


图4 青藏高原岩石圈下层应变的波状分布
(引自王绳祖等,2001)

Fig. 4 The undulatory distribution of strains in the lower lithosphere in the Qinghai-Tibet plateau

ϵ_1 —水平最大压应变; L —与喜马拉雅驱动边界距离; A—A'、B—B'和C—C'线位置见图2

ϵ_1 —Maximum strain in the horizontal plane; L —distance from the Himalayan driving boundary; the locations of the lines A—A', B—B' and C—C' illustrated in Fig. 2

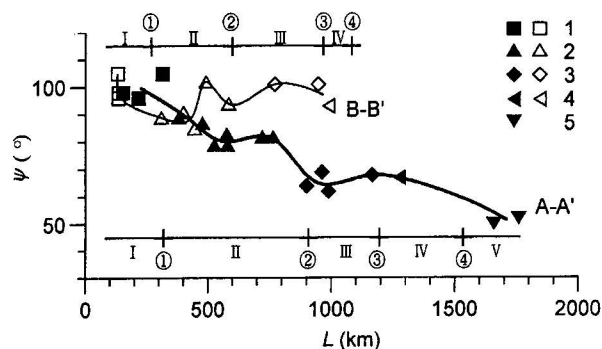


图5 青藏高原地震断裂共轭角沿A—A'和B—B'线的分布

Fig. 5 The distribution of conjugate angles of seismic faults along the lines A—A' and B—B' in the Qinghai-Tibet plateau

ϕ —地震断裂的共轭角; L —与喜马拉雅驱动边界距离; A—A'和B—B'线位置见图2; 1、2、3、4和5地震断裂共轭角依次位于I、II、III、IV和V块体, 实心和空心符号分别表示沿A—A'和B—B'线; ①、②、③和④依次为雅鲁藏布江断裂带、班公湖-怒江断裂带、乌兰乌拉-金沙江断裂带和库赛湖-玛沁断裂带; 其余同图2

ϕ —Conjugate angle of seismic faults; L —distance from the Himalayan driving boundary; Lines A—A' and B—B' see Fig. 2; 1, 2, 3, 4 and 5 denote the data points for conjugate angles of seismic faults located in the blocks I, II, III, IV and V, where the solid and empty symbols show those along lines A—A' and B—B', respectively; ①、②、③ and ④ are the Yarlung Zangbo, Bangong Co—Nu Jiang, Ulan Ul Hu—Jinsha River and Hoh Sai Hu—Maqen fault zones, respectively; others as in Fig. 2

5 结论

(1)多震层位于脆性、半脆性的上部地壳,所含地震断裂的初始共轭角(新生断裂共轭角)为锐角,共轭角随变形而逐渐增大。青藏高原地震断裂共轭角的分布范围约为 $50^\circ \sim 110^\circ$ 。不论距喜马拉雅驱动边界远近,都有新生断裂或小变形先存断裂存在,但总的趋势是共轭角随距离的增大而减小,并具有波状起伏的特征,反映了应变随距离的变化。

(2)地震断裂共轭角的大小分布与古陆块及其边界带(褶皱带)之间无明显的相关性,古“刚性”块体内部可能多震,并有较大的断裂共轭角和应变,而古“褶皱带”却可能少震,并具有较小的共轭角和应变。在现今的驱动条件下,先期残留的构造带已失去其原有的意义,它们可能经改造后参与或影响后续的构造变形,也可能被弃置而成为历史的遗迹。

(3)多震层地震断裂共轭角的波状起伏反映了

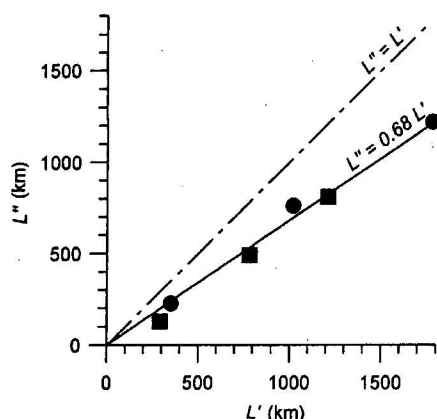


图6 青藏高原岩石圈上、下层应变波峰位置的对比

Fig. 6 Comparison of the locations of strain crests between the upper and lower lithosphere in the Qinghai-Tibet plateau

L' 和 L'' —岩石圈下层和上层应变波峰至喜马拉雅驱动边界的距离; ●和■分别表示沿 A—A' 和 B—B' 线的情况, 两线位置见图 2; 实线 $L'' = 0.68 L'$ 为回归关系线, 相关系数为 0.998; 点划线 $L'' = L'$ 表示二者相等的情况, 供对比参考。

L' 和 L'' —Distances between the Himalayan driving boundary and the crests of strain waves propagated along the lower and upper layer of the lithosphere, respectively; ● and ■ denote the situations along the lines A—A' and B—B' (see Fig. 2); The solid line $L'' = 0.68 L'$ is the regression curve with the correlation coefficient of 0.998 and the dot-dash line $L'' = L'$ for reference.

边界驱动条件下应变的波动传播。它们对应并滞后于岩石圈下层应变的波动传播, 从而在总体上表明了下层流动牵引上层的传力方式及其对上层构造变形的控制。

致谢 此项研究得到马宗晋院士(国家自然科学基金 No. 49834002 项目负责人)的大力支持, 在此深表感谢! 本文为中国地震局地质研究所论著(编号 2004B0001)。

参 考 文 献

- 程国良, 孙宇航, 孙青格, 等. 1995. 显生宙中国大地构造演化的古地磁研究. 地震地质, 17(1): 69~78.
- 丁国瑜, 李永善. 1979. 我国地震活动与地壳现代破裂网络. 地质学报, 53(1): 22~34.
- 杜兴信, 邵辉成. 1999. 由震源机制解反演中国大陆现代构造应力场. 地震学报, 21(4): 354~360.
- 李春昱, 王荃, 刘雪亚, 等. 1982. 亚洲大地构造图(1:800万)及说明书. 北京: 中国地图出版社.
- 李建华. 1998. 利用卫星图像研究西藏羌塘及邻区的断裂活动性. 地震地质, 20(3): 201~207.
- 马杏垣. 1987. 中国及邻近海域岩石圈动力学图(1:400万)及说明书. 北京: 地质出版社.

- 马杏垣主编. 1989. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社.
- 马宗晋. 1982. 地震与断裂关系的讨论. 见: 中国地震学会地震地质专业委员会编. 中国活动断裂. 北京: 地震出版社, 14~18.
- 马宗晋, 张德成, 蒋铭. 1989a. 地震线. 见: 马杏垣主编. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 图28.
- 马宗晋, 陈章立, 薛峰. 1989b. 中国及邻区浅源强震活动时序. 见: 马杏垣主编. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 图29.
- 王嘉荫. 1963. 中国地质史料. 北京: 科学出版社.
- 王绳祖. 1985. 岩石共轭剪切网络的实验研究. 见: 现代地壳运动研究(1). 北京: 地震出版社, 171~178, 190~192.
- 王绳祖. 1988. 烈度分布的几何特征和震源参数的估计. 地震地质, 10(1): 61~69.
- 王绳祖. 1993a. 亚洲大陆岩石圈多层构造模型和塑性流动网络. 地质学报, 67(1): 1~18.
- 王绳祖. 1993b. 岩石的脆性—延性转变及塑性流动网络. 地球物理学进展, 8(4): 25~37.
- 王绳祖. 2001. 亚洲中东部岩石圈下层网络状塑性流动与应变场. 地质论评, 47(5): 459~466.
- 王绳祖. 2002. 青藏高原岩石圈多层构造应力场. 地震, 22(3): 21~26.
- 王绳祖, 张四昌, 田勤俭, 等. 2001. 大陆动力学—网状塑性流动与多级构造变形. 北京: 地震出版社.
- 王子潮, 王绳祖, 张宗淳. 1987. 柴达木盆地中东部地区北北东向构造基本特征及第四纪的活动性. 见: 国家地震局地质研究所编. 现代地壳运动研究(3). 北京: 地震出版社, 26~36.
- 吴章明, 邓起东. 1989. 西藏崩错8级地震地表破裂的变形特征及其破裂机制. 地震地质, 11(1): 15~25.
- 张四昌. 1985. 华北地区的地震分布图象与共轭孕震构造. 华北地震科学, 3(2): 9~18.
- 张四昌. 1991. 中国大陆共轭地震构造研究. 中国地震, 7(2): 69~76.

References

- Audley-Charles M G, Ballantyne P D and Hall R. 1989. Mesozoic—Cenozoic rift-drift sequence of Asian fragments from Gondwanaland. Tectonophysics, 155(1~4): 317~330.
- Cheng Guoliang, Sun Yuhang, Sun Qingge, et al. 1995. Paleomagnetic research on the Phanerozoic tectonic evolution of China. Seismology and Geology, 17(1): 69~78 (in Chinese with English abstract).
- Ding Guoyu, Li Yongshan. 1979. Seismicity and recent fracturing pattern of the earth crust in China. Acta Geologica Sinica, 53(1): 22~34 (in Chinese with English abstract).
- Du Xingxin, Shao Huicheng. 1999. Modern tectonic stress field in the Chinese mainland inferred from focal mechanism solutions. Acta Seismologica Sinica, 21(4): 354~360 (in Chinese with English abstract).
- Karnik V. 1971. Seismicity of the European Area, Part 2. Dordrecht: D. Reidel.
- Li Chunyu, Wang Quan, Liu Xueya, et al. 1982. Tectonic Map of Asia (Scale 1:8000000) with Explanatory Notes. Beijing: China Cartographic Publishing House (in Chinese and English).
- Li Jianhua. 1998. A study on fault activity of Qiangtang and its neighboring areas in Xizang (Tibet) by using landsat images. Seismology and Geology, 15(1): 201~207 (in Chinese with English abstract).

- Ma Xingyuan. 1987. Lithospheric Dynamics Map of China and Adjacent Seas (Scale 1:4000000). Beijing: Geological Publishing House.
- Ma Xingyuan. 1987. Lithospheric Dynamics Atlas of China. Beijing: China Cartographic Publishing House (in Chinese with English abstract).
- Ma Zongjin. 1982. The relationship of earthquake and faults. In: Committee on Seismogeology, the Seismological Society of China, ed. The Active Faults in China. Beijing: Seismological Press, 14~18 (in Chinese).
- Ma Zongjin, Zhang Chengde, Jiang Ming. 1989a. Seismogenic lineaments. In: Ma Xingyuan, ed. Lithospheric Dynamics Atlas of China. Beijing: China Cartographic Publishing House, Map No. 28 (in Chinese with English Abstract).
- Ma Zongjin, Chen Zhangli, Xue Feng. 1989b. Time-space sequence of shallow strong earthquakes in China and adjacent area. In: Ma Xingyuan, ed. Lithospheric Dynamics Atlas of China. Beijing: China Cartographic Publishing House, Map No. 29 (in Chinese with English Abstract).
- Wang Jiayin. 1963. Historical Data of Geology in China. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Wang Shengzu. 1985. Experimental investigation of conjugate shear networks in rocks. In: Institute of Geology, State Seismological Bureau, ed. Research on Recent Crustal Movement (1). Beijing: Seismological Press, 171~178, 190~192 (in Chinese).
- Wang Shengzu. 1988. Estimation of hypocentral parameters from geometry of seismic intensity distribution. Seismology and Geology, 10(1): 61~69 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shengzu. 1993a. Multi-layer tectonic model for intraplate deformation and plastic-flow network in the Asian continental lithosphere. Acta Geologica Sinica, 6(3): 247~271.
- Wang Shengzu. 1993b. Brittle-ductile transition and plastic-flow networks in rocks. Progress in Geophysics, 8(4): 25~37 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shengzu. 1993c. Net-like earthquake distribution and plastic-flow network in central and eastern Asia. Phys. Earth Planet. Inter., 77: 177~188.
- Wang Shengzu. 2001. Netlike plastic-flow and strain field in the lower lithosphere in central-eastern Asia. Geological Review, 47(5): 459~466 (in Chinese with English Summary).
- Wang Shengzu. 2002. Multi-layer tectonic stress field in the lithosphere of the Qinghai-Tibet plateau. Earthquake, 22(3): 21~26 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shengzu, Zhang Sichang, Tian Qinjian et al. 2001. Continental Dynamics: Netlike Plastic-Flow and Hierarchical Tectonic Deformation. Beijing: Seismological Press (in Chinese with English Summary).
- Wang Zichao, Wang Shengzu, Zhang Zongchun. 1987. The main characteristics of NNE-trending structures in the eastern-central Qaidam Basin and their activity since Quaternary. In: Institute of Geology, State Seismological Bureau, ed. Research on Recent Crustal movement (3). Beijing: Seismological Press, 26~36 (in Chinese).
- Wu Zhangming, Deng Qidong. 1989. Deformation features and fracture mechanism of surface rupture of 1951 Bengco, Tibet Ms = 8 earthquake. Seismology and Geology, 11(1): 15~25 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhonghuai, Wang Suyun, Huang Yurui, Gao Ajia. 1989. China's tectonic stress field deduced from earthquakes. Acta Geophysica Sinica, 32(4): 509~520.
- Zhang Sichang. 1985. Seismic pattern and conjugate earthquake preparation structure in North China. North China Earthquake Sciences, 3(2): 9~18 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Sichang. 1991. Studies of conjugate seismotectonics of the continental earthquakes in China. Earthquake Research in China, 7(2): 69~76 (in Chinese with English abstract).
- Zoback M L, et al. 1989. Global patterns of tectonic stress. Nature, 341: 291~298.

Distribution of Conjugate Angles of Seismic Faults in the Qinghai-Tibet Plateau and Its Implications for Continental Dynamics

WANG Shengzu

Institute of Geology & Laboratory of Tectonophysics, China Seismological Bureau, Beijing, 100029

Abstract

The conjugate angles of strike-slip seismic faults range from about 50° up to 110° in the Qinghai-Tibet plateau and, generally, tend to decrease and undulate with the increase of the distance from the Himalayan driving boundary, which principally show the variation of strain versus distance in the seismogenic layer. The undulation of conjugate angle values in the seismogenic layer corresponds, with some delay, to that of strains in the lower lithosphere, indicating the variation of the conjugate angles in the upper layer to be controlled mainly by the propagation of strain waves in the lower layer. The study of the distribution of conjugate angles of seismic faults is expected to provide a new approach to the estimation of strain field in the seismogenic layer.

Key words: Qinghai-Tibet plateau; seismic fault; earthquake line; conjugate angle; plastic-flow network; strain field