

青藏高原东南缘弧形旋扭活动构造体系及其动力学特征与机制

吴中海, 龙长兴, 范桃园, 周春景, 冯 卉, 杨振宇, 仝亚博

WU Zhonghai, LONG Changxing, FAN Taoyuan, ZHOU Chunjing, FENG Hui,
YANG Zhenyu, TONG Yabo

中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081

Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China

摘要:在系统总结前人成果资料基础上,结合最新的遥感解译与地表调查资料发现,青藏高原东南缘地壳最新的顺时针旋转运动主要受控于由川滇外弧带和滇西内弧带构成的双弧型川滇弧形旋扭活动构造体系。进一步的综合分析认为,该构造体系的弧形旋扭运动学变形模式的动力学机制及其内部块体变形的差异性与不均匀性,主要是该区边界力的作用方式、先存地质结构和现今的地壳与岩石圈结构、岩石圈物质组成及其物理性质、深部的热状态、重力势能等多种因素共同作用的结果。其中,印度板块与扬子地块之间的右旋剪切和青藏高原内部物质向东南的不均匀挤出共同产生的力偶作用和岩石圈性质与结构,可能是造成该区围绕东喜马拉雅构造结整体发生顺时针旋转运动和旋扭叠加伸展变形最重要的因素。

关键词:青藏高原;川滇地块;活动构造体系;玉树—鲜水河—小江断裂系;旋扭构造

中图分类号:P315.2;P542 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2015)01-0001-31

Wu Z H, Long C X, Fan T Y, Zhou C J, Feng H, Yang Z Y, Tong Y B. The arc rotational-shear active tectonic system on the southeastern margin of Tibetan Plateau and its dynamic characteristics and mechanism. *Geological Bulletin of China*, 2015, 34(1):1-31

Abstracts: On the basis of previous data on active faults in combination with information of active faults on the southeast margin of the Tibetan Plateau obtained by the authors based on remote sensing and ground survey, the authors hold that the main active fault zones constitute a large convex for the east arc-shaped tectonic system called Sichuan-Yunnan arc-shaped rotational-shear active tectonic system. The related factors mainly include the boundary forces between different blocks, the existing structural features and crustal structure, lithospheric material composition and its physical properties and deep thermal state, as well as gravitational potential energy between different lithospheric blocks. Among these factors, lithosphere structure and physical properties boundary force as well as the boundary forces resulting from right lateral shear between India plate and Yangtze plate and the eastward extrusion of the Tibetan Plateau might have been the most important factors that controlled and affected clockwise rotation of Sichuan-Yunnan blocks and produced shear and extension deformation around the EHS.

Key words: Tibetan Plateau; Sichuan-Yunnan block; active tectonic system; Yushu-Xianshuihe-Xiaojiang fault system; rotational-shear structure

中国大陆由许多地质演化历史不同的块体拼贴而成,新生代期间又被夹持在处于快速移动过程

中的印度板块与太平洋板块之间。因此,现今地壳活动非常强烈,大陆内部强震频发,尤其是处于东

收稿日期:2013-12-24;修订日期:2014-01-21

资助项目:中国地质调查局项目(编号:1212011120163和12120114002101)、基本科研业务费项目(编号:DZLXJK201410)和国家自然科学基金项目(批准号:41171009)

作者简介:吴中海(1974-),男,博士,研究员,从事活动构造与地震研究。E-mail: wzh4488@sina.com

喜马拉雅构造结邻侧,近SN向实皆断裂系以东至玉树—鲜水河—小江弧形断裂系之间的青藏高原东南缘地区(包括藏东、川西、云南、缅甸中东部和中缅老越边界区,但以川滇地区为主的区域)(或简称川滇地区)(图1),是青藏高原周边活动构造最复杂、强震活动最为频繁的区域。因此,该区一直是深入了解青藏高原现今地壳变形方式及其动力学机制、探索高原内部物质向东挤出作用及其调节方式的关键地区。

川滇地区在大地构造上是扬子地块、松潘—甘孜地块、兰坪—思茅地块、保山地块、泸水—龙陵地块、冈底斯—腾冲地块等多个微陆块汇聚的地带,新生代期间处于印度板块与欧亚板块间碰撞造山带的东南边缘,经历了多期岩浆活动和强烈的构造变形作用,形成了众多规模与性质不同的断裂构造。进入新构造运动期间,特别是第四纪或晚第四纪,在印度板块与欧亚板块之间持续碰撞的动力学背景下,该区的地壳运动十分活跃,发育有众多规模、类型、活动性等都不相同的活动断裂(图1),也是中国最为显著的强震活动区带,地震活动具有频度高、强度大的特点,并且还伴有第四纪火山活动,如著名的腾冲火山区。前人^[1-20]针对该区的新构造运动与构造变形过程及现今地壳变形方式、动力学机制等,在新构造与活动构造、地震地质、地球物理等方面都曾开展过大量研究,并先后提出过众多不同观点,其中最具代表性的包括歹字型构造体系、川滇菱形块体挤出模式或旋转模式、大陆逃逸模式、断块旋转运动模式、下地壳流模式等^[1-4,8,10,15,20-23]。但新资料的不断涌现,尤其是活动断裂研究、地球物理探测、GPS观测等方面的新成果表明^[11-17,24],现有模式难以全面解释该区的现今地壳活动方式及强震活动与迁移特征。

构造体系强调从整体上认识和掌握一个区域主要活动构造形迹及其相互之间的成生联系^[21,25],因此,构造体系研究是确定区域地壳变形方式及其动力学机制的重要途径。对于现今地壳运动而言,关键是活动断裂控制下的地壳变形问题,因此更关注的是活动构造体系。活动构造体系分析,有助于全面了解和掌握一个区域活动构造的基本格局及其运动学与动力学特征,也有助于合理分析和判断该区构造活动强度的差异性及相关的强

震活动性问题。因此,本文从活动构造体系角度,在综合分析前人观点与认识的基础上,通过综合已有的调查研究成果资料,结合近年来围绕该区的活动断裂解译与地表调查新资料,初步归纳总结出关于该区现今地壳变形方式的新运动学模式——川滇弧形旋扭活动构造体系,并分析其运动学特征与动力学机制。希望这一新认识有助于从宏观上更深入地理解该区最新的地壳变形过程及其控震作用。

1 青藏高原东南缘现今地壳运动的基本特征

青藏高原东南缘在新生代期间经历了从右旋压扭、大规模走滑挤出到左旋张扭等多个不同的构造变形阶段,形成了多期和多组复杂的构造形迹,其中多数至今还在地表保留着极为显著的线性特征。新近纪晚期,特别是进入第四纪后,该区转入了新的构造幕,地壳活动仍非常强烈。对青藏高原东南部地区进行的地震活动分析、GPS观测、新构造、活动构造等的研究表明,青藏高原东南缘现今的地块活动以围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转为特征(图1),起着调节青藏高原地区物质向东挤出的作用,或调节着印度板块与扬子地块之间强烈右旋剪切的作用^[6,9,13,15,17,19]。该区的地震活动表现出突出的震级大、频率高的特点^[26]。活动断裂的遥感解译与地表调查可以发现,该区整体处于张扭性的构造变形过程中,形成了NE-NEE向、NNW-NW向、近SN向等多组规模和运动性质不同、活动强度差异显著的断裂带(图1)。其中NW向和NE向断裂带多为走滑断裂,将区域地壳切割为多个规模不等的活动断块,而在断块之中或之间,又发育了一些近SN向的正断层或张扭性断裂,起着调节断块内部变形的作用。

总体上,川滇地区新构造期的地壳活动以水平运动为主,垂直运动为辅,众多规模不等和活动强度不同的多组断裂带控制了整个区域的地壳活动格局,并构成区域上主要的控震构造带。前人的活动断裂调查研究与GPS观测结果表明^[10,17,27],川滇地区现今地表的水平变形主要集中在几个构成区域断块边界带的大型走滑断裂带或张扭性变形带上,包括左旋走滑的鲜水河—小江断裂带、滇西北裂陷带、南汀河断裂带和畹町断裂带,以及右旋走滑的耿马—澜沧断裂带等。在各断块内部,主要发育一



图1 青藏高原东南缘主要活动断裂及地震分布
(活动断层编号与表1对应,推测断裂未编号)

Fig. 1 Main active faults and earthquake events on the southeastern margin of the Tibetan Plateau

- 1—中-强走滑活动断裂;2—弱走滑活动断裂;3—第四纪前走滑断裂;4—推测第四纪活动断裂;
5—推测第四纪前活动断裂;6—活动正断层;7—活动逆断层;8—GPS运动速度(相对于欧亚大陆);
9—M5.0~5.9地震;10—M6.0~6.9地震;11—M7.0~7.9地震;12—M8.0~8.9地震

系列数量不等、活动强度相对较弱的断裂带,如峨山—曲江断裂、石屏—建水断裂、剑川断裂、腾冲断裂带等。同时,区域内一些早期的(主要是新近系—古近系)断裂带在第四纪期间局部也存在一定活动性或重新复活现象,并伴有中—强地震活动,如楚雄—姚安、宁洱—思茅地区等(图1)。另外,区域上还发育一些规模较小、活动较弱的第四纪新生断裂。因此,川滇地区的活动断裂带至少包含3个层次或级别:活动强烈的块体边界断裂带、活动中等的块体内部断裂带、活动相对较弱的第四纪新生断裂带或老断裂带的局部复活或继承性活动。

2 青藏高原东南缘活动构造格局的研究现状及存在问题

系统分析前人资料可知,国内外学者对于川滇地区的活动构造变形特征与形成机制的主流观点包括:①李四光地质力学理论中所强调的在压扭作用下导致地壳发生旋卷变形而形成的歹字型构造体系^[21];②NW向红河断裂带右旋走滑作用主导下,刚性块体发生横向挤出运动导致的走滑断裂作用及区域共轭断裂活动^[4-5,28];③由鲜水河—小江断裂带与红河断裂带所围限的川滇菱形地块,向东南方向侧向滑移运动过程中的地壳变形响应^[1,3,29],或川滇多级菱形断块顺时针旋转模式^[15];④印度板块向北运移过程中与华南板块之间右旋剪切作用,导致多断块顺时针转旋转运动及其所引发的地壳变形响应^[6,22-23],或实皆断裂带右旋剪切拖曳作用造成的东侧块体走滑旋转变形^[19];⑤由向东突出的鲜水河—小江弧形左旋走滑断裂带所围限和主导作用下的川滇地块,发生围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转运动导致的地壳变形过程^[10,30];⑥重力作用下的青藏高原下地壳物质从青藏高原东南缘向外流动过程导致的地表变形作用^[8,20,31];⑦由红河断裂带这一NW向大型走滑变形带主导作用下的区域构造变形过程^[32-34]。

2.1 歹字型构造体系

地质力学理论中,对中国及其邻区的构造体系划分结果认为^[21,25,35],川滇地区恰好处于青藏川滇缅印歹字型构造体系中的头部与中部之间的转折部位,并认为这一部位主要受到区域性的右旋剪切变形作用,发育一系列以弧形展布为主的压扭性断裂与褶皱带(图2)。青藏川滇缅印歹字型构造体

系重点强调了其中构造形迹整体呈反S状弧形展布的几何学特点,以及构造块体普遍存在发生旋扭运动的运动学特征,并认为该构造体系是西侧块体整体相对向北和东部块体往南运动过程中产生的顺时针力偶作用的结果(图2)。由于受到当时认识水平和技术手段的限制,早期的构造体系划分过于注重构造形迹的形态分析与综合,而在构造形迹的活动时代与期次鉴别方面存在明显不足,因此,常常将不同期次或时代的构造形迹混入同一构造体系。青藏川滇缅印歹字型构造体系的划分同样存在这样的问题,如该构造体系认为川滇地区的构造形迹以压扭变形为主,但近年来对该区的活动构造调查研究表明,张扭性断裂活动是该区新构造期间的主要变形特点。

2.2 刚性块体横向挤出模式

在Tapponnier等^[4,37-44]提出的刚性块体横向挤出模式中(图3-A),横穿云南地区的NW向红河走滑断裂带和相伴的点苍山—哀牢山韧性剪切带一直被当作调节块体横向挤出的重要边界断裂带或变形带,认为在34~17Ma期间,NW向点苍山—哀牢山左旋韧性剪切带构成了印支地块向南东挤出的

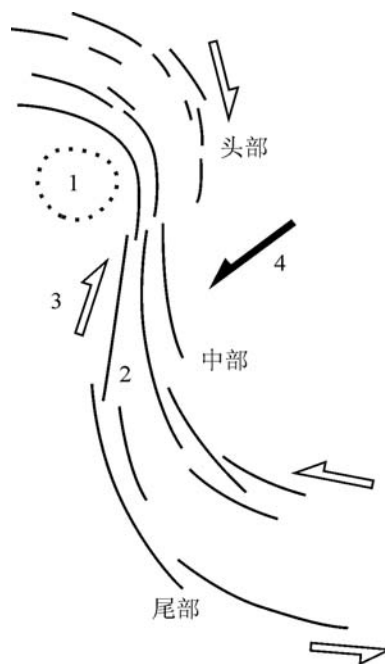


图2 歹字型构造形态及受力方式(据参考文献[36]修改)

Fig. 2 The diagram showing "Z" shaped shear structure and its mechanic model
1—砥柱或漩涡;2—压扭带;3—旋扭应力;
4—纬向力和径向力的合力

北侧主边界,并与西侧近SN向高黎贡山韧性剪切带右旋走滑作用一起调节了印支块体的挤出运动(图4)。但上新世以来,红河断裂带转为右旋走滑,并与北部的近EW向秦岭左旋走滑断裂带一起调节着华南地块向东南方向的挤出运动(图4)。刚性块体横向挤出模式强调大型走滑边界断裂带在调节块体运动中的主导作用(图3-A),认为块体内部变形微弱或可以忽略,如该观点将青藏高原北部的东昆仑断裂带和东南部的鲜水河—小江断裂带都解释为内部块体小角度旋转运动的结果^[39-40]。这一模

式显然无法解释在川滇块体内部有大量活动断裂的存在,以及鲜水河—小江断裂带的第四纪走滑活动强度明显高于红河断裂带的事实^[10,45]。同时,最近的GPS观测结果揭示^[7,12,16,46-47],包括川滇地区在内的青藏高原东南缘块体围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转应该是该区现今地壳运动的基本形式,这支持了部分学者根据该区新构造变形与断裂活动研究结果提出的,新构造期间,川滇地块以围绕东喜马拉雅构造结发生顺时针旋转运动为特征的运动学模式和观点^[10,45]。但应注意到,受区域活动断裂

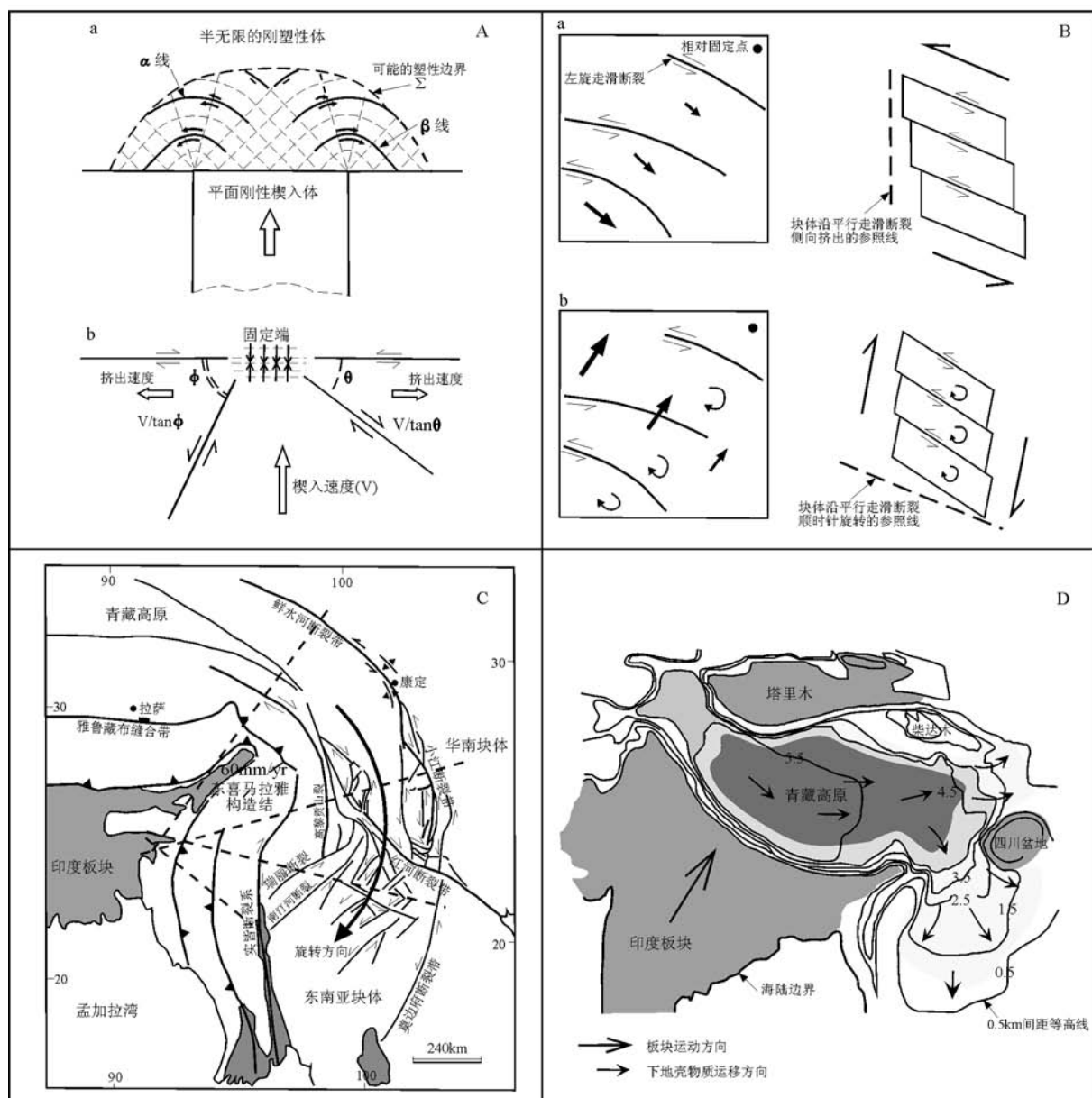


图3 川滇及邻区活动构造变形的四种代表性运动学模型(A~D 分别据参考文献[2,22-23,10,31])

Fig. 3 Four typical kinematics models for active deformation of Sichuan-Yunnan block

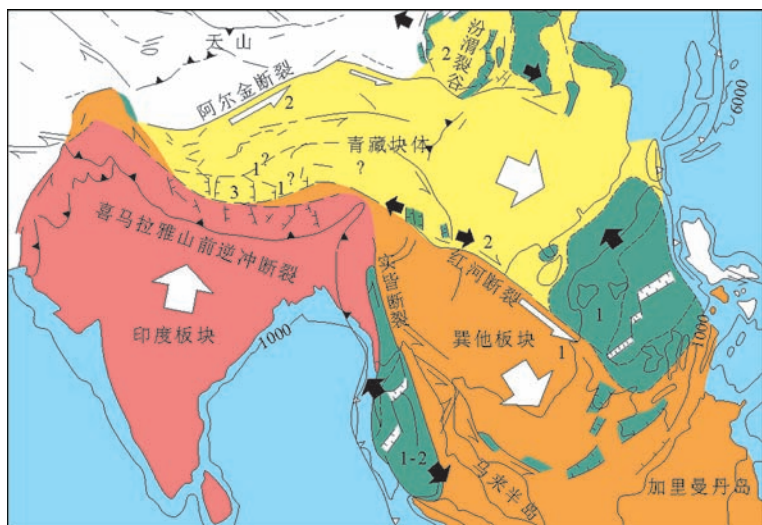
图4 东亚块体多阶段挤出过程^[39]

Fig. 4 Multi-stage extrusion process of East Asia block

研究程度的制约,以及对于红河断裂带活动性认识的不同,争议仍未完全解决。国内仍有部分学者支持红河断裂带的右旋走滑运动在川滇地区活动构造格局中的主导地位,认为红河断裂带两侧块体的内部变形可以被归结为该断裂带右旋走滑运动派生或伴生的次级构造变形作用^[32-34]。

2.3 川滇菱形地块侧向滑移模式和旋转模式

20世纪70年代,由李坪等^[3,48]主持开展的西南地区地震烈度区划与地震地质调查工作中,针对川滇地区的活动构造特征,总结提出了川滇菱形块体侧向滑移模型,认为在印度板块与欧亚板块碰撞挤压的动力学背景下,该区主要通过由红河断裂带(又称元江断裂带)和鲜水河—小江断裂带所围限的川滇菱形块体向东南的侧向滑移运动来调节地壳变形(图5)。该模式与刚性块体挤出模式最大的不同是,认为NW—近SN向的鲜水河—小江左旋走滑断裂带和NNW—NW向的金沙江—红河右旋走滑断裂带在调节区域地壳变形中的作用同等重要,并突出强调了这2条大型的走滑边界断裂带对川滇地区活动构造格局及区域强震活动的控制作用。该模式下,川滇菱形地块内部应该是相对稳定的,表现为活动断裂少、强震活动水平低。

之后,随着区域活动断裂调查研究工作的逐渐深入,徐锡伟等^[15]认为,在川滇菱形地块内部实际上也存在着多种不同类型、活动性显著的活动断裂带,特

别是其中的NE向逆走滑活动断裂在区域活动构造格局中起着调节变形的重要作用。据此,在川滇菱形地块侧向滑移模式的基础上,进一步提出了多级菱形断块的叠瓦状旋转逆冲转换—有限挤出模型(图5)。在该模型中,认为青藏高原物质确实存在向东挤出的运动,但挤出的速率与幅度都是有限的,因为川滇菱形地块可以被其内部多条走滑断裂和逆冲断裂切割为多个呈叠瓦状排列的次级菱形断块。次级断块的顺时针旋转运动及断块边界的横向逆冲断裂活动对块体挤出的逐步吸收和转换作用,可导致青藏块体的挤出幅度存在由西向东逐渐减弱的趋势。这一模式突出了活动断裂与不同级别断块划分的密切关系,并强调了断裂带的分段性及其在调节区域地壳

运动中可能起到的不同作用,因此,对更深入认识该区现今的地壳变形起到了重要作用。但该模型弱化了大型走滑断裂带在区域地壳变形中的整体性。另外,该模式所强调的NE向逆走滑横向构造,如金沙江断裂带、丽江—小金河断裂带等的活动性及活动性质并没有被充分证明或验证。

2.4 断块顺时针旋转模式

Molnar等^[22]和England等^[23]先后提出,整个青藏高原东部地区的活动构造格局可以被解释为一系列整体凸向北东侧的大型弧形左旋走滑断裂带,从南到北包括NWW—NW向的海原断裂带、近EW—SEE向的东昆仑断裂带、NW—近SN向的鲜水河—小江断裂带等,以及断裂控制下的断块顺时针旋转变形作用(图3-B)。此模式强调,青藏高原内部块体的挤出只是有限挤出或可能并不存在,或块体的挤出运动大部分已被断块的旋转作用所吸收而未进一步向东传递^[22-23]。同时指出,青藏高原东部断块的顺时针旋转运动可以用青藏块体与东部华南地块之间的右旋剪切作用来解释(图3-B)。

王二七等^[9-10]通过综合区域地质资料,并结合地表调查,对川滇地区的滇西北裂陷带(其称之为大理断裂系)、红河断裂带和鲜水河—小江断裂系三大断裂系统进行综合研究后提出,川滇地区在上新世,特别是约4Ma以来,地壳变形的方式是以围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转为主要特征(图3-

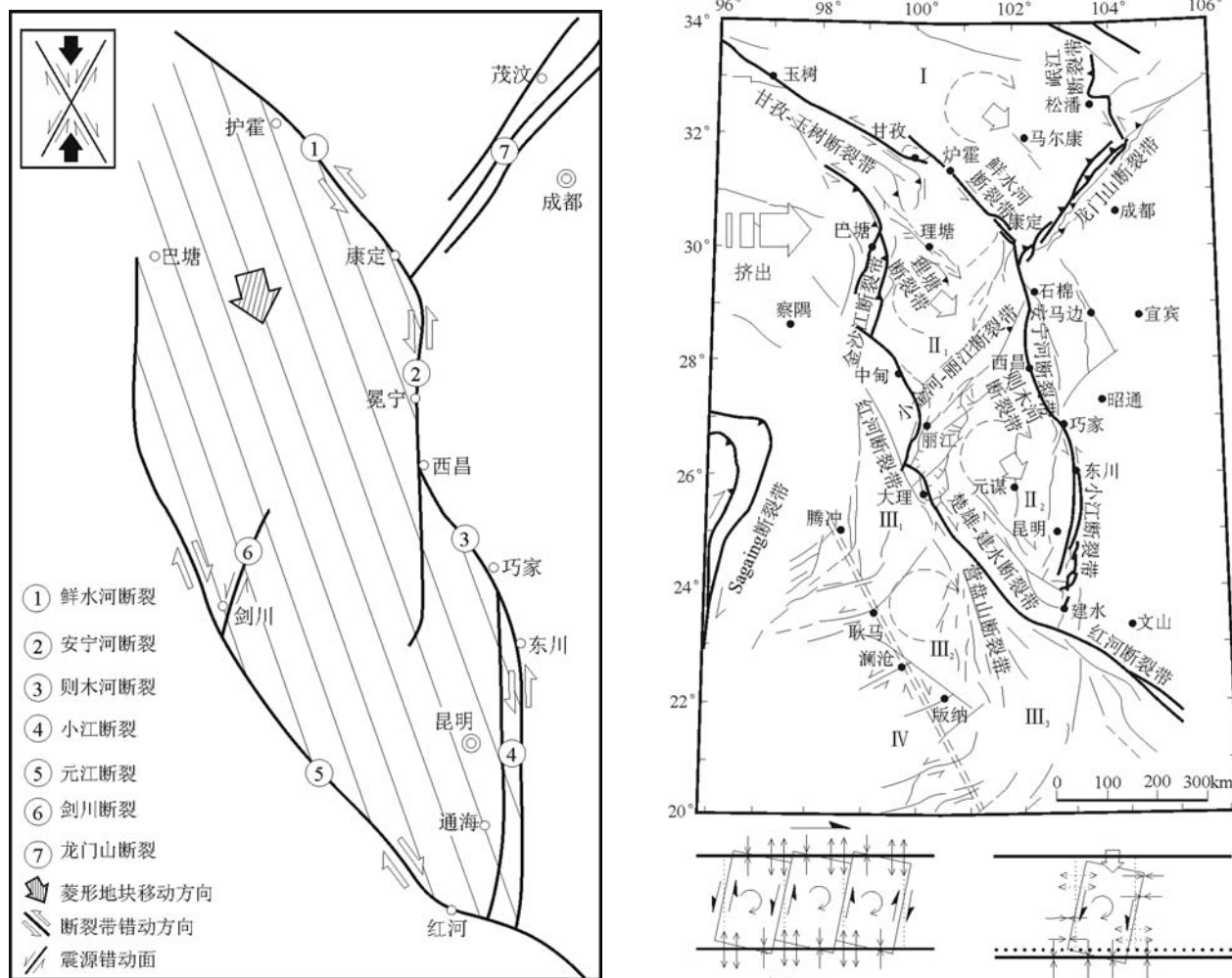


图5 川滇菱形地块侧向滑移与叠瓦状旋转逆冲转换—有限挤出模式
(左图据参考文献[29],右图据参考文献[15])

Fig. 5 The lateral sliding model of Sichuan-Yunnan rhombic block (left) and the imbricated rotating block thrust conversion-limited extrusion model (right)

C),认为凸向NE的大型弧形左旋走滑活动断裂带鲜水河—小江断裂带,构成了旋转块体的东部主边界,并指出大理断裂系统(即滇西北裂陷带)只是其中次一级断块顺时针旋转变形作用的结果。关于这一观点,这里称之为川滇块体顺时针旋转变形模式。该模式突出强调了鲜水河—小江断裂带在块体旋转变形中的主导地位,指出该断裂带可以穿过红河断裂带继续向南延伸,但分散为多条次一级的NE向弧形左旋走滑断裂带或与越南境内的NE向奠边府(Dien Bien Phu)左旋走滑断裂带相接。同时指出,红河断裂带的右旋走滑活动性在约4Ma以来已明显减弱,不再在区域活动构造格局中占据重

要地位,而是作为被动构造标志,在川滇块体顺时针旋转运动中发生了顺时针旋转变形。因此,该模式认为青藏高原物质的向东挤出作用范围不会超出鲜水河—小江断裂带^[10,45]。

另外,Socquet等^[19]对滇西及中缅交界地区的新构造变形与活动断裂进行研究后指出,沿印度板块与东印度印支板块之间的边界断裂,即实皆断裂带的右旋走滑拖曳作用也可能引起川滇地区西南部次级断块的顺时针旋转,以及其中近SN向与NE向弧形断裂的左旋走滑活动,这一观点也为深入分析川滇内部次一级块体的顺时针旋转变形的动力来源提供了新的思路。

2.5 下地壳物质流动模式或通道流模式

Royden 等^[8]基于青藏高原东部,特别是东南缘地区的新构造变形特点,结合数值模拟分析结果指出,青藏高原东部地壳的新构造变形方式可以用青藏高原内部热而弱的下地壳物质在印度板块向北楔入背景下的向东流动来解释。之后的一些研究者^[31]对这一观点进一步进行了完善和细化,认为青藏高原东北缘和东南缘地区是高原内部下地壳物质向东流动的 2 个主要通道(图 3-D),青藏高原东南缘地壳围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转运动可以被看作是下地壳物质向东南流动的地表变形响应。同时该模式认为,在下地壳物质流动驱动下,上地壳变形与下地壳或地幔应该是解耦的,即上地壳变形可以不表现在岩石圈深部。后人^[20]的进一步模拟研究认为,经历了地壳显著增厚过程的青藏高原与周边块体之间的重力势能差,可能是导致高原内部下地壳物质向东流动的主要动力来源,并且由于下地壳物质流向的转变或分散化,还可以导致块体不同部位出现方向不同的拉张变形作用。

近年来,青藏高原东部或东南缘地区的断块顺时针旋转运动特征不断得到 GPS 观测结果的支持^[30],同时也正逐渐成为青藏高原地壳变形动力学数值模拟研究中参考的重要运动学模型^[49-50]。虽然关于该区地壳旋转运动特征的认识为进一步全面认识青藏高原的现今地壳变形方式开拓了新途径,也为进一步开展青藏高原活动构造体系研究提供了新思路,但受地表地质调查研究程度的制约,目前关于该区活动断裂的认识仍很不全面,且分歧较大,关于该区地壳内部不同块体究竟是通过何种地表变形方式来调节地块旋转运动的仍不清楚^[30]。因此,如何从构造体系的角度更全面地理解和认识该区的地壳变形特征与机制还需更深入的调查研究。

3 川滇弧形旋扭活动构造体系的划分

3.1 活动构造体系划分的主要原则与方法

根据地质力学对构造体系的定义^[21,25],将活动构造体系定义为:在现今构造应力场作用下形成的,由不同形态、不同性质、不同等级和序次,但在运动学和动力学机制上具有密切成生联系的活动构造带,以及它们之间所夹持的岩块或地块组合而成的,能够体现特定区域现今地壳变形与构造运动总

体格局及其特征与规律的各类活动构造形迹与相关构造块体的有机组合。这里强调的活动构造特指晚第四纪以来(主要指距今约 0.5Ma 以来)发生过多次活动,并且现在仍在活动或未来仍将活动的断裂带和构造变形带。

活动构造体系划分的主要步骤是:①确定纳入体系之中的断裂带和构造带是同时或同期活动的,关键是断裂活动性的判别;②确定区域主要活动断裂带的空间分布及其几何学与运动学特征,并在此基础上,对其进行级别和序次划分;③根据活动断裂的组合方式,区分出不同的活动构造区带。最后,综合现今地表活动构造形迹的组合样式及其内在运动学关系与动力学联系,确定活动构造体系的存在与范围,深入分析其动力学机制,从而科学合理地建立现今的地壳运动学模式。上述过程中遵循的主要原则与方法包括如下几个方面。

(1)断裂活动性判别。这是活动构造体系研究的基础,因为活动构造体系划分的第一步是必须准确全面地筛分出区域上晚第四纪活动的构造形迹,包括对已知活动断裂的进一步确认、未知活动断裂的识别、区域性断裂带的活动性鉴别等。这方面主要遵循以下 3 个准则。

①地质—地貌准则:活动断裂作为正在活动的构造,必然会影响到地表地貌的形成、演化及第四纪盆地的发育,或导致晚第四纪地质—地貌体的断层错动与变形。第四纪断陷盆地或构造盆地是活动断裂判别重要的宏观特征,因为正在发育的第四纪盆地,如果形态特征符合构造盆地的特点,则其形成与演化往往都与第四纪断裂构造的控制密不可分,而且不同性质活动断裂形成的盆地形态明显不同。如正断层作用常形成锯齿状盆地和弓状或弯月形盆地,逆断层一般形成扁豆状盆地,走滑断层通常形成菱形或长条形盆地等,并且第四纪盆地沿断层常呈串珠线性分布,断裂斜接部位多出现拉分断陷盆地等。因此,通过对盆地形态、分布、发育阶段与特征等的综合分析,可以帮助判定活动断裂的存在与活动性。如沿云南大理至瑞丽铁路沿线开展活动构造调查的过程中发现^[51],在多种类型和多层次断裂活动作用下,该区发育了一系列成因上与活动断裂带密切相关、规模不等、特征有所差异的晚新生代和第四纪断陷盆地,包括:洱海盆地、保山盆地、永平盆地、镇安盆地、陇川盆地、大盈江盆

地、腾冲—梁河盆地、瑞丽盆地等。其中边界断裂的活动越强,盆地的断陷幅度与规模也越大。因此,第四纪盆地的发育规模与断陷幅度不仅是断裂活动性的重要判别指标,而且可以反映断裂活动性的强弱。晚第四纪地质—地貌体的错动与变形是地表调查中判定断裂活动性、活动强度及其运动性质的重要标志,常见的包括:地震地表破裂带、松散沉积物的断层错动与褶皱变形,发育在阶地、冲洪积扇、冰川侧碛、冰水扇等晚第四纪地貌体上的断层崖与断层陡坎,走滑错动晚第四纪地貌体与水系形成的断塞塘、挤压脊、挡水凸起、反向断坡、拉分凹陷、断头沟、断尾沟等。因此,将第四纪盆地分析与晚第四纪地质—地貌体的错动标志相结合,可以更好地判定区域上主要活动断裂的空间分布、几何形态和运动学特征、活动性的强弱等。

②遥感解译准则:遥感解译是断裂活动性判别中不可或缺的主要技术手段之一。首先,在遥感影像上,由于活动断裂会在地表产生一系列线性的地貌标志,包括:线性的沟谷与盆山边界、串珠状第四纪盆地、断层三角面与断层崖、地震地表破裂形迹、性质差异比较大的地质—地貌体分异带边界等,因此,在遥感影像上都会表现出非常典型的线性影像特征,而且活动性越强,其线性影像标志会更为显著和突出,断裂活动标志也会越多。第二,从遥感影像上,能够更直观和全面地观察到与活动构造相关的各类构造地貌标志,包括隆升山地或台地、第四纪断陷盆地、褶皱等,以及夷平面、山梁与山脊、现今水系等典型晚新生代地貌面或地貌体的错动和变位。第三,结合高分辨率的遥感影像,可以进一步识别出第四纪不同期次的冲—洪积扇、冰碛垄、阶地等的错动与变形变位,从而帮助判定活动断裂的活动强度与活动性质。因此,利用不同分辨率的遥感影像,通过线性构造影像标志、第四纪构造盆地影像标志、地质—地貌体错动影像标志等的综合解译与分析,不仅可以初步确定特定区域主要活动断裂的存在、分布及其几何学与运动学特征,而且可以较为准确地判定一条断裂是否活动,以及活动性如何。如果解译标志比较可靠和全面,还可以对区域内不同活动断裂的活动性进行分级和序次划分。如果解译标志不够充分则需要进一步结合其他证据(如地表调查、地震活动性等)进一步明确断裂的活动性。

③地震活动性准则:地震本身就是岩石破裂过程,即地壳一定深度的断层活动。统计结果表明,地震活动的强度越大与地表活动断裂的相关性便越紧密,特别是中强地震和大地震。因此,区域上 $M \geq 5.0$ 的中—强震和 $M7.0$ 及以上大地震活动绝大多数是断裂活动的结果。如果中—强地震活动在特定区域或沿一个构造带反复发生,在地表必然形成相对应的构造形迹或构造地貌。基于这一原则,针对区域上地表活动断裂调查研究程度相对薄弱,但历史上或现今发生过多次 $M \geq 5.0$ 的强震地区,可以通过综合分析地震活动的地震参数、烈度分布、震源机制解等资料,并结合遥感解译,帮助识别和掌握相关区域主要活动断裂的空间分布与活动特征。另一方面,如果 $M \geq 5.0$ 中强震活动沿区域上的某个断裂带或构造带密集分布或多次发生,即使该构造带或断裂带的地表活动或遥感影像标志不明显或不太发育,仍可被认为存在活动断裂,但一般归为活动性较弱的断裂。

(2)厘定区域主要活动断裂带的空间分布及其几何学与运动学特征。在识别区域活动断裂和判定断裂带活动性的过程中,最重要的环节是准确厘定主要活动断裂的空间展布范围,并确定其几何学与运动学特征。这方面需要开展的工作主要包括3个部分。

①通过系统收集整理和分析研究区内与活动构造相关的各类国内外调查研究资料与成果,全面了解活动断裂的研究现状、主要认识与存在问题等,并初步掌握主要活动断裂带的空间分布与基本运动特征。同时,结合活动断裂的判别准则,对区域主要断裂的活动性研究资料和成果的准确性、可靠性进行甄别,一般划分为非常可信、基本可信和不可信3级,为进一步的断裂活动性验证提供重要参考。

②针对研究相对薄弱的地区和争议较大的关键地带,研究资料可信度低的断裂带,以及区域上控震构造或控震断裂带不清楚或存在争议,或认识模糊的强震活动区,通过深入分析相关强震活动资料,包括地震与地表破裂分布、地震烈度、震源机制解等,并进一步利用区域地质图与地形图、DEM数据、遥感影像、Google-earth 软件系统等数据资料,开展断裂活动性与活动性质方面的综合解译,重新识别、厘定断裂带的活动性、空间展布及几何学与

运动学特征,从而完善对区域活动断裂分布与活动特征的认识。

③开展区域关键构造带与断裂带的地表调查与验证,重点解决断裂带的活动性、空间延伸性与展布方式、运动性质与特征等方面认识不一致或存在明显争议的问题,明确重要断裂带的晚第四纪活动性、运动性质、空间展布等,从而更准确和全面地认识与了解区域活动断裂的基本格局与特征。

(3)活动断裂分级。因为活动断裂的分级与断裂组合方式密切相关,因此,确定断裂级别是活动体系研究中的重要环节,也是决定活动构造体系格局的关键所在。一般而言,高级别的断裂可影响、控制或派生低级别的断裂活动,并且区域上一级的,最多到二级的断裂带和构造带才是决定区域活动构造体系格局的主要构造。因此,只有正确梳理出断裂级别后,才能获取更可靠的断裂分布与运动学图像,进而准确划分活动构造体系。采用何种方法分级和划分为多少级,都要针对研究区的特点而定。分级的依据主要包括以下3个方面。

①断裂规模分级:断裂规模分级主要是根据断裂的空间尺度,包括长度与切割深度,将其划分为不同级别。其中断裂长度和切割深度越大,级别越高,相应地其所围限的块体规模也越大,在活动构造体系中的地位与作用也越大。如对于青藏高原造山带而言,总长度超过3000km,深切岩石圈的喜马拉雅山前主边界断裂带构成了现今印度板块与欧亚板块之间的边界,无疑属于一级构造边界带,而东昆仑断裂带和鲜水河—小江断裂带的长度都在1500~1600km之间,构成的是青藏高原内部块体边界,应该属于二级构造边界带。

②断裂活动性分级:通过综合活动断裂带在晚第四纪期间的活动速率、地表显示度、现今地震活动性等指标对断裂活动性进行分级^[52]。如据云南大理至瑞丽地区的活动断裂调查研究结果,可把断裂的活动性划分为极强烈活动、强烈活动、中等活动、弱活动、极弱活动或不活动等级别^[51]。由于中国及西南地区活动构造体系的研究范围很大,包含活动断裂数量众多,根据现有的研究程度和已有资料,尚难以对所有断裂进行详细的活动性分级。因此,在当前的活动构造体系初步划分方案中一般只将活动断裂的活动性划分为强烈活动、中等活动和弱活动3个层次,其中强烈活动断裂一般构成活动构

造体系中的一级与二级断裂带或构造带中的主干断裂,中等活动断裂多属于主边界断裂带中的次级断裂或断块内部的主干断裂,弱活动断裂一般属于边界带上或断块内部的派生断裂或一些老断层的现今构造应力场作用下的局部复活。

③断裂活动时代分级:一般常根据断裂错动第四纪地层的情况,划分出第四纪活动断裂、晚更新世活动断裂和全新世活动断裂类型,或划分为潜在活动断裂、能动活动断裂、全新世活动断裂等^[53]。由于板内活动断裂的活动性相对于板块间的活动断裂明显较弱,同时,大地震原地复发间隔的时间跨度也较大,可从百年尺度到万年尺度,甚至十万年尺度。活动构造体系研究强调的是同时活动的晚第四纪活动断裂,主要包括距今约0.5Ma以来多次活动,并且未来仍将活动的晚第四纪活动断裂带。因此,不再对晚第四纪活动断裂做进一步的活动时代分级,而是认为所有晚第四纪活动断裂在万年至十万年的长时间尺度上是同时活动的。

(4)确定活动断裂的组合方式及活动构造体系的样式。活动断裂的组合方式与活动构造体系的样式紧密相关,其核心是区域上不同断裂带或构造带之间的组合关系问题,包括同级别活动断裂带之间的关系以及高级别与低级别断裂带之间的关系,因此,是确定活动构造体系及其运动学特征的决定性因素。这方面需要遵循的主要原则如下。

①断裂活动性与级别的匹配性:任何一条大型断裂带或构造带都是由众多不同级别的断裂组合而成的,并具有高级别断裂带派生低级别断裂带,且前者的活动性大于后者的规律。将不同断裂带进行组合,同样遵循这一规律。首先是同级别断裂带之间组合,并且需保证活动性(主要指活动速率)相当或接近。在此基础上,再进一步确定低级别断裂带与高级别断裂带之间的派生或伴生关系,即高级别断裂可以派生低级别断裂,而不能相反,或者说低级别断裂带只能是高级别断裂带的次生构造或附属性构造。

②构造应力场的一致性:构造体系或断裂组合既可以由活动性质相同的断裂带或构造带组合而成,也可以包含不同活动性质的断裂带或构造带,但同一构造体系或断裂组合中的构造形迹必形成于统一的构造应力场中,并在空间分布上表现出有序分布的特征。其中高级别的断裂带与构造带与

区域性的构造应力场关系更为密切,而低级别的断裂带与构造带往往会更多地受到局部构造应力场的控制和影响。

③运动学的协调性:构造体系或断裂组合中不同性质与级别的断裂带或构造带之间都应具有相协调的运动学特征,如:按照川滇菱形块体挤出模式,除了北东侧与南西侧主边界断裂带走滑运动方向相反这一必要条件外,还需要块体的东南端(小江断裂带与红河断裂带的交会部位)出现挤压缩短构造,但实际情况却是在块体的东南端出现了伸展构造,表现为一系列近SN向和NW向的断陷湖盆,包括滇池、抚仙湖、杞麓湖、异龙湖等,因此,该模式不符合运动学协调性的原则。另外,构造体系中运动性质相同的断裂带还常具有相似的活动特征与几何形态,常表现为平行分布或斜列分布,典型的如环鄂尔多斯裂陷带、滇西北裂陷带、藏南裂谷带等。

(5) 活动构造体系的划分与命名的主要原则如下。

①活动构造体系的划分:在获得区域上主要活动断裂的空间分布及其几何学与运动学特征,并进行正确的断裂带级别划分的基础上,根据活动断裂的组合方式与相互之间的运动学关系,通过进一步深入分析不同活动构造区带之间的动力学联系,可比较可靠地划分出活动构造体系。即将空间上紧密相邻,属于同一断裂带以及处于同一运动学机制下,并存在密切动力学关系的活动构造区带或构造形迹组合归并为活动构造体系。例如构成共轭走滑活动格局的多组活动断裂带可归为一个活动构造体系,在同一旋扭构造变形作用下形成的所有构造形迹也可归为同一活动构造体系。如川滇弧形旋扭构造体系的滇西内弧带包含了滇西北裂陷带、滇西南弧形左旋走滑断裂带、滇西活动地块等多个不同的活动构造区带。

②活动构造体系的命名:在李四光最早提出的地质力学理论中,构造体系命名主要是从宏观几何形态和地理位置或两者的组合等角度出发,特别是在对扭动构造体系的命名中,经常采用地理位置加几何形态术语的方式,著名的如青藏滇缅印尼歹字型构造体系和祁吕贺兰山字型构造体系。这样的命名对于国内的研究者而言,非常形象、具体,且易于理解,但显然不利于国际上的推广和应用。因

此,在活动构造体系研究中,命名主要综合考虑活动构造体系的动力源、所处的区域构造部位与地理位置、地壳变形方式或运动学特征、活动构造体系的整体几何形态等因素,进行综合命名。如根据川滇地区活动构造体系整体显示弧形展布特征,并表现为旋扭变形的特点,将其称为川滇弧形旋扭活动构造体系。又如几何形态呈马尾状或扫帚状,并表现出旋扭变形特点的,可命名为帚状旋扭活动构造体系。另外,前面可加地名。

3.2 青藏高原东南缘的主要活动构造区带与断裂带

系统整理与分析前人^[3,9-11,15,26-28,48,54-60]对川滇地块及邻区活动断裂的调查研究成果资料,并结合笔者2005年以来围绕该区开展的多次活动断裂野外调查研究成果^[51,61-62]^①,首先梳理出主要活动断裂带的分布及其几何学与运动学特征。再依据前述的断裂活动性判定准则,通过全面开展活动断裂遥感解译,对该区主要活动断裂带进一步进行系统梳理,从而可比较全面地获得主要活动断裂带的空间分布及其几何学与运动学特征(图1,表1)。在此基础上,进一步完成了断裂活动性分级,确定了活动断裂的组合方式,并划分出区域上主要的活动构造区带,结果见表1。

在活动断裂带的梳理过程中,为了区分断裂的活动性,并为活动构造带的分级提供依据,约束主要活动断裂带的平均位移速率是关键一环,这里主要采用3个判定方法。

(1)断层位移—错动时间方法:即利用走滑断裂带上水系错动的最大值除以断裂的错动时间确定断裂活动速率。因为青藏高原东南缘地区的水文网密度大,水系极为发育,断裂错动水系的现象较为常见,而不同断裂带上级别相近水系的错动量可近似代表同一时期以来的断裂位移量。因此,利用遥感影像资料,获取不同断裂带上水系错动的最大值,可以代表该断裂带的最大位移量,而最大位移量的差异,也近似代表了断裂活动强度的不同。同时,由于关于断裂活动时代的数据太少,为了便于对比,可认为同一构造体系中的主要活动断裂带是同时开始活动的,借鉴前人认同的断裂活动时代^[11,45,63],暂定主要断裂带的活动都开始于距今约5Ma的上新世以来。基于这一方法估算出的断裂走滑活动速率见表1。

(2)构造地貌分析方法:活动断裂带的活动过

表1 青藏高原东南缘主要活动构造区带与活动断裂及其活动特征
Table 1 Main active tectonic zones and active faults and their activities
on the southeastern margin of the Tibetan Plateau

名称与 编号	级别	主要断裂带		运动性质	几何学特征			最大走滑位 移/km	走滑速 率估算 /mm·a ⁻¹	活动性
		编号	断裂名称		走向	长度 /km	形态			
实皆断裂系(F1)	一级构造边界带	F1-1	实皆断裂带	右旋走滑	NNE-近 SN	1200	弧形	>65	>13	强烈
		F1-2	班茂断裂	右旋走滑	近 SN	300	直线型	—	—	中等
		F1-3	莫冈断裂	右旋走滑	近 SN-NE	340	弧形	—	—	强烈
		F1-4	密支那断裂	右旋走滑	近 SN-NE	450	弧形	35	7	强烈
		F1-5	八莫断裂	右旋正断	近 SN-NE	340	弧形	15	3	中等
		F1-6	东枝断裂	右旋走滑	近 SN	420	直线型	—	—	中等
		F1-7	帕本断裂	右旋走滑	NW-NNW	330	弧形	2.5	0.5	弱
玉树—鲜水河—小江—莫边府弧形断裂系(F2)	一级构造边界带	F2-1	玉树断裂带	左旋走滑	NWW-NW	270	直线型	14~18	2.8~3.6	中等
		F2-2	甘孜断裂	左旋走滑	NWW	310	直线型	65	13	强烈
		F2-3	鲜水河断裂	左旋走滑	NW-NNW	390	弧形	65	13	强烈
		F2-4	安宁河断裂	左旋走滑	近 SN	220	直线型	—	—	强烈
		F2-5	则木河断裂	左旋走滑	NNW	140	直线型	—	—	强烈
		F2-6	普雄断裂带	左旋走滑	NNW-SN	260	弧形	11~16	2.2~3.2	中等
		F2-7	小江断裂带	左旋走滑	NNW-SN	420	弧形	64	13	强烈
		F2-8	会理—易门断裂	左旋走滑	近 SN	180	直线型	3.5~4.5	0.7~0.9	弱
		F2-9	普威—红格断裂	左旋走滑	近 SN	140	直线型	4~5.5	0.8~1.1	弱—中等
		F2-10	曲江断裂	右旋走滑	NW-NWW	100	弧形	—	—	中等
		F2-11	石屏—建水断裂	右旋走滑	NW-NWW	140	弧形	4.6~5.4	0.9~1.1	中等
		F2-12	杨武断裂	左旋走滑	NNW	50	直线型	2.5	0.5	弱
		F2-13	莫边府断裂	左旋走滑	NNW-NNE	200	弧形	11.6~12.7	2.3~2.5	中等
理塘—大理—瑞丽弧形断裂系(F3)(1400km)	二级构造边界带	F3-1	理塘断裂带	左旋走滑	NW-NNW	400	弧形	5~10	1~2	中等
		F3-2	剑川断裂	左旋走滑	NNE	110	直线型	1.6	0.3	弱
		F3-3	程海—宾川断裂	左旋正断	近 SN	200	Z 形	4.4~5.4	0.9~1.1	中等
		F3-4	丽江—大理裂陷	正断层	NW-SN-N	260	Z 形	—	—	中等
		F3-5	马登—巍山裂陷	正断层	NW	200	直线型	—	—	弱
		F3-6	畹町断裂	左旋走滑	NE-近 EW	250	弧形	10~12	2~2.4	中等
		F3-7	南汀河断裂	左旋走滑	NE-近 EW	460	弧形	16~20	3.2~4.0	中等
		F3-8	孟瑙断裂	左旋走滑	NEE-EW	99	弧形	~1.1	~0.1	弱
耿马—景洪断裂系(F4)	二级构造边界带	F4-1	澜沧—景洪断裂	右旋走滑	NW	240	直线型	11~13	2.2~2.6	中等
		F4-2	耿马断裂	正断层	NNE	90	直线型	—	—	弱
		F4-3	临沧—双江裂陷	走滑正断	NNE	110	直线型	—	—	弱
中缅老边界区梳齿状旋扭构造区(F5)	二级构造区	F5-1	南榜断裂	左旋走滑	NEE-EW	190	弧形	4.5~4.7	~0.9	弱
		F5-2	孟连断裂	左旋走滑	NEE-EW	130	弧形	2.5~3.7	0.5~0.7	弱
		F5-3	打洛断裂	左旋走滑	NEE-EW	125	弧形	5.5~7.5	1.1~1.5	中等
		F5-4	万冈断裂	左旋走滑	NE-NEE	110	弧形	8~8.5	1.8~1.9	中等
		F5-5	孟帕亚断裂	左旋走滑	NE-NEE	300	弧形	7.5~22.5	1.4~4.5	中等
		F5-6	芒新断裂	左旋走滑	NE-NEE	230	弧形	11~12	2.2~2.4	中等
		F5-7	琅南塔断裂	左旋走滑	NE-NEE	200	弧形	2.4~2.7	~0.5	弱
大姚—楚雄张扭裂陷区(F6)	三级构造区	F6-1	南华—楚雄断裂	右旋走滑	NW	85	直线型	5.5~8.0	1.1~1.6	中等
		F6-2	牟定断裂	右旋走滑	NW	80	直线型	—	—	弱
		F6-3	三台—者纳么断裂	右旋走滑	NWW	60	直线型	—	—	弱
		F6-4	中和—晏华断裂	左旋走滑	NNE	70	直线型	—	—	弱
		F6-5	苍岭断裂	正断层	近 SN	20	直线型	—	—	弱
		F6-6	姚安断裂	正断层	近 SN	30	直线型	—	—	弱
腾冲直扭构造变形区(F7)	三级构造区	F7-1	苏典断裂	右旋走滑	NNW-SN	100	直线型	1.2~1.8	0.2~0.4	弱
		F7-2	腾冲断裂	右旋走滑	NNW-SN	90	直线型	—	—	弱
		F7-3	龙川江断裂	右旋正断	近 SN	140	直线型	~1.0	~0.2	弱
		F7-4	大盈江断裂	左旋正断	NE	130	弧形	3.0~3.5	0.6~0.7	弱
		F7-5	杉木龙断裂	左旋正断	近 EW	40	直线型	—	—	弱
思茅带状旋扭构造区(F8)	三级构造区	F8-1	红河断裂带	右旋走滑	NW-NWW	800	弧形	6.0~7.0	1.2~1.4	中等
		F8-2	墨江—绿春断裂	右旋走滑	NW-NWW	300	弧形	—	—	弱
		F8-3	把边江断裂	右旋走滑	NNW-NW	330	弧形	—	—	弱
		F8-4	宁洱断裂带	右旋走滑	NNW-NW	200	弧形	—	—	弱
		F8-5	普文断裂	右旋走滑	SN-NW	110	弧形	—	—	弱
		F8-6	云仙断裂	右旋走滑	NNW	90	直线型	1.0~1.5	0.2~0.3	弱
		F8-7	益智—思茅港断裂	右旋走滑	近 SN-NW	110	弧形	2.5~3.2	0.5~0.6	弱
		F8-8	麻栗河断裂	右旋走滑	NNW-NW	40	弧形	2.0~2.4	0.4~0.5	弱

续表 1

名称与 编号	级别	主 要 断 裂 带		运动性质	几 何 学 特 征			最大走 滑位移 /km	走滑速 率估算 /mm·a ⁻¹	活动性
		编号	断裂名称		走向	长度 /km	形态			
其他主要的块体内部活动断裂(F9)	三级或更低级别构造区带	F9-1	丁青—郭庆断裂	左旋走滑	NW	270	直线型	——	——	中等
		F9-2	美玉断裂	右旋走滑	近 SN	85	直线型	——	——	弱
		F9-3	沙益断裂	右旋走滑	NNE	85	直线型	——	——	弱
		F9-4	如美断裂	右旋走滑	NNE	85	直线型	5~6	1.0~1.2	中等
		F9-5	巴塘断裂	右旋走滑	NNE	200	直线型	15~22	3.0~4.4	中等
		F9-6	亚日贡断裂	右旋走滑	NNE	190	直线型	5	1	中等
		F9-7	贡嘎山断裂	左旋走滑	NNE	160	直线型	——	——	弱
		F9-8	德钦—中甸断裂	左旋走滑	NW	170	直线型	13~15	2.6~3.0	中等
		F9-9	小金河断裂	左旋走滑	NE	240	直线型	4~5	0.8~1.0	弱
		F9-10	云龙—永平断裂带	右旋走滑	NW	100	弧形	——	——	弱
		F9-11	蒲缥—施甸断裂	右旋走滑	NW	60	直线型	1.6~1.7	~0.3	弱
		F9-12	龙新共轭断裂系	走滑	NE/NW	50	直线型	——	——	弱
		F9-13	平村—大文断裂	左旋走滑	NNE—NE	140	弧形	8~9	1.6~1.8	中等
		F9-14	景谷—半坡断裂	左旋走滑	NE—NNE	110	弧形	2.0~2.5	0.4~0.5	弱
		F9-15	班堂(Ban Tang)断裂	左旋走滑	NNE	60	直线型	3.5~4.0	0.7~0.8	弱
		F9-16	毛垭坝断裂	正断层	近 EW	70	直线型	——	——	中等
		F9-17	章纳断裂	正断层	近 EW	40	直线型	——	——	弱
		F9-18	盐源盆缘断裂	正断层	近 SN	40	直线型	——	——	弱
		F9-19	永宁盆缘断裂	正断层	NNW	36	直线型	——	——	弱
		F9-20	宁蒗断裂	正断层	近 SN	40	直线型	——	——	弱
		F9-21	元谋断裂	正断层	近 SN	70	直线型	——	——	弱
		F9-22	保山断裂	正断层	近 SN	50	直线型	——	——	弱

程与现今地貌的发育演化之间存在密切的相互作用。因此,断裂的相对活动性必然会体现在构造地貌特征上,包括断裂在地貌上的线性程度与连续性、断裂带上第四纪断陷盆地发育程度与规模、断裂活动对水系发育的控制性或水系对断裂形迹的改造程度、走滑断裂带上水系错动的一致性与可辨识度等标识。活动性越强的断裂,其地貌上的线性程度越好,第四纪断陷盆地的发育也较显著,水系对构造形迹的改造程度相对弱,走滑断裂带上的水系错动现象相对丰富且遗迹保留的多,活动性弱的断裂带上上述现象则相反。因此,综合活动断裂带上的各类构造地貌特征,可以定性区分出断裂活动性的相对强弱。这在活动断裂研究的初步阶段,或缺少活动断裂速率定量数据的情况下,是较为常用的方法。

(3)构造类比方法:在缺乏断裂活动速率数据的情况下,可以通过构造类比的方法对断裂的活动性做出定性判别。即认为构造地貌特征类似和断裂规模相近的断裂带,它们的活动性也应该相似。

考虑到现有的研究程度和数据的有限性,本文

综合应用上述方法,初步将青藏高原东南缘的主要活动断裂带的活动性划分为强烈活动、中等活动和弱活动3类。其中,强烈活动走滑断裂的平均位移速率大于等于5.0mm/a,中等活动的断裂平均位移速率为1.0~5.0mm/a,弱活动断裂的位移速率小于1.0mm/a。

通过对活动断裂及其组合方式的系统厘定,共梳理出主要活动断裂带79条(断裂进行了统一编号,见图1)。在活动断裂分级的基础上,结合对断裂带的几何学和运动学特征、组合方式等的综合分析,并综合考虑活动断裂所构成的活动构造区带的长度或规模、活动性等,可将断裂带归并为9个主要活动构造区带,包括2个一级活动构造边界带,3个二级活动构造区带和3个三级活动构造区带(表1)。其中2个一级构造边界带分别包括:长度超过1400km,整体呈近SN向展布的右旋走滑断裂系——实皆断裂系;总长度在1800km左右,走向从北西向南东由NWW—NW—近SN向逐渐转变,整体呈凸向NE的弧形左旋走滑变形带玉树—鲜水河—小江断裂系。3个二级构造边界带分别为:总长度在1400km

左右,走向从北西向南东由 NWW-NW-近 SN 向逐渐转变,整体呈凸向 NE 的弧形展布的左旋走滑张扭变形带理塘—大理—瑞丽断裂系;总长度约 280km,整体呈 NW 走向的右旋走滑张扭变形带耿马—景洪断裂系;总跨度 560km 左右,由一系列走向 NE-NEE 的弧形左旋走滑断裂带沿 NW 方向近平行排列构成的剪切变形区中缅老边界梳齿状旋扭构造区。3 个三级构造区包括大姚—楚雄张扭裂陷区、腾冲直扭构造变形区和思茅帚状旋扭构造区。另外,其他相对独立的和组合关系尚不清楚的活动断裂则暂时被统一归为其他主要的块体内部活动断裂。

3.3 红河断裂带的第四纪活动性及其在现今地壳变形中的作用

综合前人对川滇地区活动构造格局的多种认识不难发现,对该区活动构造变形模式的认识变化过程,实际上经历了一个由 NW 向红河断裂带主导该区活动构造格局向以弧形的鲜水河—小江断裂带为主导的演变过程。因此,正确理解该区活动构造格局的关键之一就是如何认识红河断裂带的第四纪或晚第四纪活动性及其在现今地壳变形中的作用。

红河断裂带作为扬子地台与兰坪—思茅地体之间的构造边界带,在遥感影像或航片上也表现出了极为显著的线性影像特征,因此,其新构造期间的活动性与活动特征一直备受重视。前人^[11,32-34,41-45,62-72]对红河断裂带的研究焦点主要集中在其新生代期间在调节印度板块与欧亚板块之间强烈缩短变形中的作用,作为控制印支地块向东逃逸的主边界断裂带的走滑变形时间与幅度,晚新生代的构造转变过程、第四纪活动性及现今地壳变形过程中所起的作用等多个方面。在 20 世纪 70 年代的西南地区地震地质调查研究和 80 年代初中美开展的红河断裂带第四纪活动性联合考察工作之后,红河断裂带一直被当作是第四纪期间具有强烈右旋走滑运动性质的区域性重要活动断裂带,并认为担负着大型活动块体主边界构造带的作用^[1,3,32-34]。但 90 年代后期以来,随着地震活动数据的积累与 GPS 观测数据的出现^[12,16-17,73-75],以及许多新的新构造与活动构造调查研究结果^[10,45,71-72,76-78],都不断对这一认识提出了挑战。综合多方面的调查研究资料,笔者赞成关于红河断裂带在第四纪,特别是晚第四纪期间

的走滑活动性已大大减弱,其作为川滇活动地块西南边界的作用也已明显弱化的观点^[10,45,67,71-72,76-77]。相关证据主要包括以下方面。

(1)地震活动性:历史与仪器地震资料梳理发现,包括有上千年地震历史记载的云南地区,迄今为止,沿红河断裂带的 $M \geq 6.0$ 强震活动都集中在其北端的弥渡—大理—丽江一线的滇西北裂陷带上,而在弥渡直力以南至越南红河三角洲入海口长逾 800km 的段落上,震中分布相对离散,且地震活动水平低,表现为少震、弱震的特点,不仅没有 $M \geq 6.0$ 强震活动,5.0 级左右的破坏性地震也极少发生^[66-67]。上述分析表明,该断裂带的现今地震活动性不强,这显然不符合强烈活动断裂的特征。

(2)GPS 观测的现今活动性:已有的 GPS 观测结果一致表明^[12,16-17,73-74],红河断裂带的现今活动性不明显或很弱。如 Chen 等^[14]的 GPS 观测结果显示,川滇块体现今以与红河断裂带呈大角度相交的 SE-S 方向运动为主,运动态势在跨越红河断裂带时未发生显著变化,而是揭示出了近 SN 向的左旋剪切变形作用。张培震等^[73]给出的跨红河断裂带的 GPS 速度剖面显示,该区沿 SEE 方向的右旋剪切变形分散在宽 300km 左右的区域内,其中跨澜沧—景洪断裂带和南华—楚雄断裂带的右旋走滑变形较明显,而跨红河断裂带却未出现明显的右旋走滑。沈正康等^[17]和王阎昭等^[74]对川滇地块 GPS 速度场的分析,给出了类似的结果,发现红河断裂带中段的右旋走滑速率只有 $1 \pm 2 \text{ mm/a}$ 或 $0.3 \pm 1.3 \text{ mm/a}$,表明红河断裂带的现今活动性不强。在越南境内,跨红河断裂带南段的 GPS 结果也同样显示现今的右旋走滑活动很小或不明显,最大值小于 2 mm/a ^[67],只有 $1 \sim 2 \text{ mm/a}$ ^[79-80]。

(3)地质—地貌标志:自 20 世纪 80 年代 Allen 等^[54,64-65]利用水系偏转来定量分析红河断裂带上新世晚期以后右旋走滑活动以来,红河及其支流水系的右旋式偏转一直被作为分析该断裂带上新世以来右旋走滑活动及其运动速率的重要证据和标志^[10,34,41-45,63,65-68,71-72,81-82]。其中,Allen 等^[54,64-65]对水系错动的分析结果认为,红河断裂带的最大右旋走滑量为 5~6km,并推断这一错动量最可能发生在 2~3Ma 以来,据此估算其平均走滑速率为 $2 \sim 3 \text{ mm/a}$ 。虢顺民等^[66]在开展红河断裂带 1:5 万活断层填图与分段性研究过程中,采用 Allen 等的方法更系统地梳理了

红河支流水系跨断层的右旋偏转量,并依据水系规模差异,进行了水系分级及其位错量分析。结果认为,该区Ⅰ级水系的平均右旋走滑位错量为5.1~6.4km,最大达7.4km,并推断这代表了红河断裂带早更新世以来的最大右旋位移量,相应的平均走滑速率为3.0mm/a。Ⅱ级及以下水系的右旋偏转量都在3.0km以下,发生在中晚更新世以来,对应的平均走滑速率为2.0~2.6mm/a,并据此认为该断裂第四纪活动总的趋势是从早到晚活动性逐渐减弱。Replumaz等^[63]考虑到红河断裂带的右旋走滑运动可能造成跨断层水系出现河流改道、袭夺等现象,并据此采用跨断层上、下游水系的拟合分析结果认为,红河断裂带最大的右旋走滑断距可能达到 25 ± 0.5 km,认为这如果代表了约5Ma以来的位移量,则相应的平均走滑速率约为5mm/a。王二七等^[10]和 Schoenbohm等^[45]基于红河断裂带两侧地质体可能存在的走滑错动现象、邻侧盆地充填地层的物源区分析等证据,分别认为该断裂的最大右旋位移量可能达到20~54km和约40km,但后者认为其中只有约25km的位移量发生在5Ma以来,因此,相应的平均走滑活动速率约为5mm/a^[45]。同时, Schoenbohm等^[45]还认为,红河断裂带的右旋走滑运动主要发生在上新世及之前,第四纪期间由于川滇地块围绕东喜马拉雅构造节顺时针旋转运动的加强,其活动性大大减弱或已不明显。另外,向宏发等^[81]根据中新世地层的分布推测,红河断裂带的最大右旋位错量可达65km,但因缺乏可靠的地质证据的支持,其结果值得商榷。在综合前人资料的基础上,笔者通过进一步核对遥感影像资料发现,其中大于等于25km较大级别的右旋位移量,推测性较大,需要进一步的验证和商榷,或可能相当一部分包含了上新世之前的断裂右旋走滑成分。而5.0~7.4km级别的最大右旋走滑位移量比较可靠,因为有2处水系右旋式偏转极为典型,并都伴有明显的断层沟槽地貌。一处是弥渡县东南的大苴箐一带,礼社江跨红河断裂出现6.2~6.5km的右旋偏转,另一处是元江县城西北的水塘至曼莱村之间的元江一级支流,存在6.2~7.0km的右旋偏转。因此,这2处水系的偏转量可较好地代表该区主要水系下切以来红河断裂带的最大右旋位错量,即主要发生在约5Ma的上新世以来^[72]。据此估算,红河断裂带上新世以来的平均走滑速率只有1.2~

1.4mm/a。在越南境内的红河断裂带南段,基于水系偏转和地层变形恢复的最大右旋错动量为1.7~4.3km,也按5Ma估算,走滑速率为0.3~0.9mm/a。明显较低的活动速率表明,红河断裂带在第四纪期间仅具有弱活动性,这与断裂带上的弱地震活动性、GPS所揭示的不明显的现今活动性等现象都是吻合的,并可进一步得到越南境内北部湾地区的地层研究结果的支持。因为该区的钻井和地震反射剖面揭示,约5.5Ma以来的地层整体不整合覆盖在早期显著变形的地层之上,而未显示出明显的与红河断裂带右旋走滑运动相关的构造活动证据^[68]。

(4)其他构造特征方面:据笔者近年来围绕红河断裂带及邻区开展的活动断裂调查研究发现,处于红河断裂带北西端的滇西北裂陷带整体呈Z型展布,是主要由近SN向与NNW-NW向的正断层和NNE向的左旋走滑断裂构成的张扭性复合式活动构造带^[61,78],其几何形态特征与运动方式事实上并不符合走滑断裂带尾端拉张区的特点。因此,长期以来将滇西北裂陷带作为红河断裂带的尾端构造,并当成红河断裂带第四纪强烈活动的证据,显然是需要进一步商榷的。同时,从构造活动的协调性方面考虑,无论是断裂的晚第四纪活动性、地震活动性还是现今的GPS观测结果都一致表明,滇西北裂陷带的活动性明显强于红河断裂带本身,这显然违背了高级别断裂带活动性应强于低级别断裂带的规律。近期对红河—通海一带的新构造地表调查还发现,沿元江—红河一带的第四纪松散地层基本都以水平产状为主,很少受后期构造活动的扰动。相反,在红河断裂带北侧的石屏断裂带、曲江断裂带和小江断裂带附近,第四纪地层受后期活动构造扰动,发生构造倾斜、断裂错动等的现象却非常普遍。另外,从红河断裂的宏观几何形态还可看出,其走向在元江—黄草坝段发生了明显的约20°的左阶式弯曲^[10,45],从断裂运动学角度,右旋走滑断裂的左阶式弯曲部位应该属于挤压阶区,但事实上该区在第四纪期间不仅无明显的挤压变形,反而局部段落或多或少存在伸展变形,显然这也反映了红河断裂带第四纪期间右旋走滑活动不显著的特点^[63]。

上述一系列证据表明,不包括滇西北裂陷带的红河断裂带本身,即所谓狭义的红河断裂带^[67],主要是新近系—古近系早期强烈活动的左旋走滑断裂

带,虽中新世晚期—上新世期可能存在较明显的右旋走滑活动,但第四纪期间未表现出强烈的走滑活动特征,或者说活动性已大大减弱,特别是晚第四纪和现今的活动性都是不显著的。因此,综合上述因素,在活动构造体系划分中,笔者不再将红河断裂带作为区域性一级活动构造边界带的作用,而被归为中等—弱活动的三级活动构造区带的边界带,主要作用是对新构造形迹的发育和发展起限制作用的早期构造形迹。

3.4 川滇双弧型旋扭活动构造体系

基于川滇块体整体围绕东喜马拉雅构造结发生顺时针旋转的现今地壳运动特征,在对川滇及邻区活动断裂进行系统梳理的基础上,进一步通过断裂级别与组合方式的划分,可将该区的活动构造格局归纳为川滇弧型旋扭活动构造体系(图1、图6),并定义为:由弧形玉树—鲜水河—小江—莫边府断裂系和近SN向实皆右旋走滑断裂系所夹持的以川滇地区为主体的弧形断块区及其中以旋转、剪切和伸展变形为主的活动区带所共同组成的活动构造系统。在该构造体系中,青藏高原东南部的大型弧形玉树—鲜水河—小江左旋剪切变形带构成了其东侧的主边界带,该带西侧的断块以围绕东喜马拉雅构造结发生顺时针旋转运动为主,内部发育各类规模不等的次级弧形断裂带和弧形断块。因此,川滇弧形构造体系是该区的一级构造体系,根据其内部的活动构造级别及断裂组合形态的变化,还可进一步划分出二级和三级甚至更低级别的构造体系,而划分的详细程度则主要受调查研究水平的制约。综合目前的调查研究成果资料,笔者重点对川滇弧形构造体系做了三级划分(图6,表1),并对不同级别活动构造体系的基本特征进行了初步分析与总结。

3.4.1 活动构造体系的主要构造边界带

川滇弧形旋扭活动构造体系的主体部分主要受控于2条一级构造边界带和1条二级构造带,前者包括实皆断裂系和玉树—鲜水河—小江—莫边府弧形断裂系,后者为理塘—大理—瑞丽弧形构造带。3条构造边界带的主要构造特征如下。

(1)实皆断裂系:实皆断裂系指由实皆断裂带及其临侧伴生的次级断裂共同构成的近SN向右旋走滑剪切断裂系统。该断裂系穿过了缅甸的中部,主断层实皆断裂带从安达曼海北缘的宋割一带向北经勃固、彪关、实皆,至辛古以北,呈马尾状散开为4~5条分支断裂(图1,表1)。其中莫岗断裂为主干断裂,西侧分支暂统称班茂断裂带,呈向NW偏转的弧形,具右旋逆冲性质。主干断裂及其东侧的密支那断裂与八莫断裂呈向东北偏转的弧形,显示出明显近SN向拉张分量的右旋走滑性质。另外,在实皆断裂带东侧,还发育一些与其近于平行,但规模明显减小的近SN向或NW-NNW向右旋走滑断裂,最显著的是东枝断裂和帕本断裂,这些属于



图6 川滇弧型旋扭活动构造体系划分与主要断裂分布

Fig. 6 Arc-shaped Sichuan-Yunnan rotation-shear active tectonic system and main active faults

- I—川滇外弧带; I-1—玉树—鲜水河—小江—莫边府弧形构造边界带;
- I-2—雅江—楚雄—景洪断块区; I-2-1—楚雄直扭活动构造体系;
- I-2-2—思茅帚状旋扭活动构造体系; I-2-3—中缅老边界区梳齿状旋扭活动构造体系。II—滇西内弧带(理塘—保山弧形旋扭活动构造体系); II-1—理塘—大理—瑞丽弧形构造边界带;
- II-2—德钦—保山断块区; II-2-1—腾冲近SN向直扭构造体系

实皆断裂系中的次级断裂。整个实皆断裂系北端终止于缅甸北部的葡萄县至奈加之间,全长近1400km,构成了快速向北运移的印度板块东侧走滑边界,区域上与顺苏门答腊岛西南缘的大苏门答腊走滑断裂带呈右阶斜列分布,两者一起构成了调节印度与其东侧华南、印支与巽他等块体之间右旋剪切作用的主变形带,安达曼海则属于其间的右阶拉分盆地。跨断裂的GPS观测结果显示,该断裂系中主干断裂现今的右旋走滑运动速率达18~22mm/a^[83-86],大致吸收了印度板块与其东侧块体之间右旋剪切变形量的一半。因此,该断裂系显然属于区域上板块运动的一级边界带,同时构成川滇弧形旋扭构造体系的西侧主边界。

(2)玉树—鲜水河—小江—莫边府断裂系:该断裂系属于大型的复合型左旋剪切构造带,由多条走向与运动性质都有所不同的断裂带构成(图1、图6,表1)。其中主干断裂带为左旋走滑活动的玉树—鲜水河—小江断裂带,全长近1500km。从北西向东南,分别包含了NWW向的当江—玉树断裂带与甘孜断裂带、NW—NNW向的鲜水河断裂带、近SN向的安宁河断裂带、NW—NNW向的则木河断裂与普雄断裂及NNW—SN向的小江断裂带(图6)。根据水系错动量可大致估算出该断裂带甘孜—小江段上新世以来的平均走滑活动速率为13mm/a左右,GPS观测结果给出的鲜水河—小江段现今的走滑活动速率为5~13mm/a,两者的最大值相近,充分证实了该断裂带在整个第四纪具有非常强烈的左旋走滑活动性。在红河断裂带以北的小江断裂带西侧,还发育多条规模较小、与小江断裂带近于平行的左旋走滑断裂带,包括会理—易门断裂、普威—红格断裂、杨武断裂等,它们的平均左旋走滑速率只有0.5~1.1mm/a,表现出中等—弱活动性,可归为断裂系中的次级断裂带。另外,在小江断裂带与红河断裂的交汇部位发育2条中等活动性的NW—NWW向右旋走滑断裂带,曲江断裂带和石屏—建水断裂带。这2条断裂出现在整个左旋剪切变形带发散展宽的部位,因此,在区域上可看作是剪切带内部的横向构造,实际上也起着调节近SN向左旋剪切变形的作用^[10]。小江断裂带的延伸明显受到红河断裂带限制,因此,对于其是否南延及如何南延一直不十分确定,但多数人^[10,45,75]认为,越南境内NNW—NNE向的莫边府弧形左旋走

滑断裂带可看作是其南延部分,或认为其呈弥散状穿过红河断裂带与思茅块体后分散为多条NE—近EW向的弧形左旋走滑断裂。水系的错动与GPS观测结果都指示,莫边府断裂带为平均活动速率达2.3~2.5mm/a,且不大于3mm/a的中等活动断裂,表明过红河断裂带后的近SN向左旋剪切变形作用确实有相当一部分被其他的断裂带所吸收。考虑到整个断裂系在空间几何关系上的相对延续性,笔者暂将莫边府断裂带作为其南端。据此,该断裂系从青藏高原的东部,穿过高原边缘和云贵高原,可一直延伸至印支地块的西北边缘,全长近1800km,整体呈凸向东侧的弧形展布,并且构造带的主体在第四纪及现今都显示出了整体较强的左旋剪切变形作用,显然属于调节青藏高原东南缘块体向东运动并发生顺时针旋转运动的一级构造边界。

(3)理塘—大理—瑞丽构造带:这是由多条走向、活动性及运动性质有所不同的断裂带断续相接构成的复合型构造带。从北向南主要包括NW—NNW向弧形展布的理塘左旋走滑断裂带,呈Z型展布的滇西北裂陷带(属左旋拉张变形带),以及由NE—近EW向的畹町断裂带、南汀河断裂带、孟珙断裂等构成的弧形左旋走滑断裂束(图1,表1)。上述断裂带都显示出以左旋走滑运动为主的变形特点。其中,滇西北裂陷带的构造最为复杂,由西向东包含了3条不同的近SN向断裂带,分别为左旋走滑的剑川断裂带、Z型展布的大具—丽江—鹤庆—大理地堑系(由北向南由大具—丽江盆地、鹤庆盆地、松桂盆地、洱源—大理盆地等多个裂陷盆地构成)和Z型展布的具左旋张扭性质的程海—宾川断裂带(从北到南由金官—永胜—木耳坪阶梯状地堑、程海左旋走滑断裂、宾川盆地、毛栗坡左旋走滑断裂、弥渡地堑等构成),整体显示出近SN向左旋剪切与近EW向拉张变形相叠加的构造活动特征^[61,78]。区域上,由理塘断裂带、滇西北裂陷带、畹町断裂、南汀河断裂带等共同组成的活动构造带,整体属于局部具有明显拉张特征的大型左旋剪切变形带。该构造带从青藏高原东南部的昌都北东部一直延伸到缅甸东部的孟密附近,全长达1400km左右,呈凸向东侧的弧形展布,与玉树—鲜水河—小江—莫边府断裂系呈近平行分布,且两者的活动性质相似,并穿过了由后者和实皆断裂系所围限的一级块

体—青藏高原东南部弧形块体(图1、图6),是该块体内部规模最大、最显著的活动构造带,这里称之为理塘—大理—瑞丽弧形构造边界带。该构造带主要由一些中等活动性和部分弱活动性的断裂带构成。水系错动标志与地质估算、GPS观测结果等指示^[11,15,17,59],其中的中等活动走滑断裂带的第四纪平均活动速率为1~4mm/a(表1),而弱活动断裂带的平均走滑速率在0.1~0.3mm/a之间。因此,该构造带在整体活动性及空间连续性上,都明显不如玉树—鲜水河—小江—莫边府断裂系和实皆断裂系,可归为川滇弧形活动构造体系中分割了一级块体的二级构造边界带。

3.4.2 活动构造体系的基本结构与特征

上述3条大型的构造边界带将川滇弧形旋扭活动构造体系分隔为了内、外2个部分,这里称之为川滇外弧带和滇西内弧带,属于2个次级弧形活动构

造区带(图6、图7-a)。每个弧形构造区带都由弧形边界带及其内侧断块区两部分组成。其中外弧带包括了由玉树—鲜水河—小江—莫边府断裂系构成的主边界构造变形带及其西侧的雅江—楚雄—景洪断块区;内弧带包括理塘—大理—瑞丽弧形主边界构造变形带及其西侧的德钦—保山断块区。后者实际属于一级构造体系中的二级弧形旋扭活动构造体系。因此,川滇弧形旋扭活动构造体系也可以被看做是一个双弧型的“旋扭构造体系”(图6、图7-a)。进一步的断裂组合样式与运动方式分析可知,在川滇2个弧形活动构造区带内部(包括构造边界带和断块区)还包含了多个几何形态与变形特征各不相同的次级活动构造体系(图6、图7-b~e)。其中主要包含了两大类:一类为主要由一系列弧形断裂束所构成的旋扭型构造体系(图7-b、c),如川滇外弧带的中、南段(主要指NW向红河断裂带以南

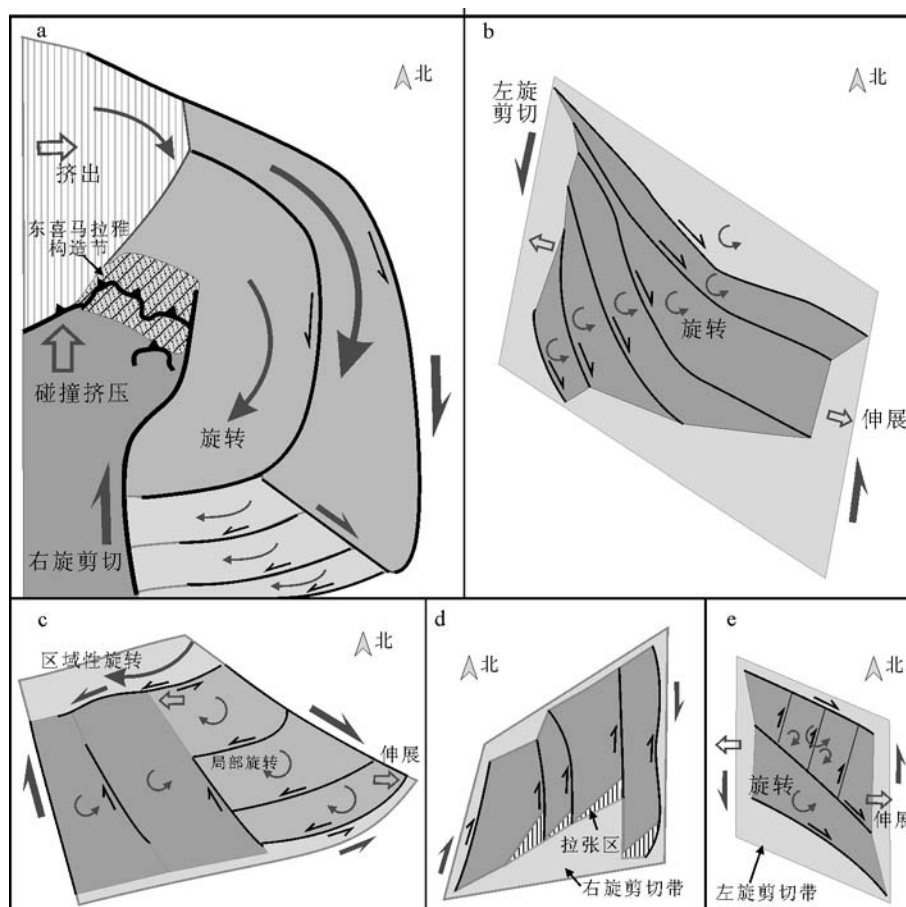


图7 川滇弧形活动构造体系中的典型构造变形样式

Fig. 7 Typical surface active deformation models in Sichuan-Yunnan tectonic system

a—弧形断块的挤出-旋转变形;b—帚状弧形断裂束的剪切旋扭变形;c—双向剪切复合式旋扭变形;d—简单剪切直扭变形;e—简单剪切直扭旋转变形

地段),以NW向澜沧—景洪断裂带为界,分处其南北两侧的思茅帚状旋扭活动构造体系和中缅老边界区梳齿状旋扭活动构造体系(图6),两者在变形样式上也略有差异,前者为帚状弧形断裂束的剪切旋扭变形样式,后者为双向剪切复合式旋扭变形样式。另一类为以一系列近平行的直线型走滑断裂带为主构成的直扭型构造体系(图7-d、e),如腾冲地区的近SN向直扭构造体系和楚雄—大姚地区的NW向直扭构造体系,两者的变形样式同样有所差异,前者为简单剪切直扭变形样式,后者属于简单剪切直扭旋转变形样式。这里重点对川滇弧形旋扭活动构造体系及其中主要的次级构造体系基本特征进行简要分析与总结。

3.4.3 川滇外弧带的组成及其特征

川滇外弧带主边界构造带的运动性质主要为左旋剪切走滑运动,其走向由北向南呈现出规律性的转动过程,即由玉树—甘孜断裂带至鲜水河断裂带段的NW向,向东南在则木河断裂带—小江断裂带段转为近SN向,至红河断裂带南侧的奠边府断裂段进一步转为NNE向(图6)。该变形带的结构方面,其中北西的玉树—鲜水河段和南段的奠边府断裂段都相对简单,主要由内部几条断裂相互斜列或斜接组成,而中部近SN向段落的结构明显较复杂,如该区北段的则木河—安宁河断裂与大凉山断裂带及其间的断块一起构成了扁豆状左旋剪切变形带,南段的小江断裂带南端出现由2条NW向右旋走滑断裂带(即曲江断裂带和石屏—建水断裂带)及所夹断块的逆时针旋转作用来调节近SN向左旋剪切作用的现象,并且西侧还发育了多条平行分布的次一级近SN向走滑断层(图1)。

在雅江—楚雄—景洪断块区内及其南部区域,存在几个区域上比较显著的活动断裂集中分布区,包括红河断裂带北部的楚雄—大姚地区,以及红河断裂带南侧的思茅块体内部和中国与缅甸、老挝交界地区。根据上述区域活动断裂带的组合特点与活动方式差异,可初步归纳出3个不同的次级活动构造体系(图6):楚雄直扭活动构造体系、思茅帚状旋扭活动构造体系和中缅老边界区梳齿状旋扭活动构造体系。

(1) 楚雄直扭活动构造体系

系指由分布于楚雄至大姚一带的一系列规模不等的NW向右旋走滑断裂带和穿插其中的次一级近

SN向正断层,与NNE向左旋走滑断层及其所夹的断块共同构成的构造体系(图1、图6,表1, F_{6-1-6})。该构造体系中的断裂带多为直线型,并以走滑活动为主,其中近平行分布的NW向断裂长度为60~85km,规模中等,活动性以中等—弱活动为主,构成了该构造体系的主干构造,其右旋走滑活动应该是区域性近SN向左旋剪切变形的结果(图7-e),进一步反映了弧形旋扭构造体系中不同构造层次块体旋转运动的特点。该构造体系中的NNE向和近SN向断层规模相对较小,普遍为弱活动性,可能主要是NW向断裂右旋走滑运动和断块逆时针旋转运动导致的局部顺时针旋转和近EW向伸展变形作用的结果(图7-e),因此,都可归为构造体系中的次级伴生构造。

(2) 思茅帚状旋扭活动构造体系

该构造体系发育于NW向的澜沧—景洪断裂带北侧与红河断裂带之间的思茅地块中,并夹持在南汀河断裂带与奠边府断裂带之间,主要由一系列整体向NW方向收敛的多个NNW—NW向的弧形右旋走滑断裂带及其间夹持的微地块共同组成。该构造体系主要包括了8条长度在几十千米至几百千米不等、NNW—NW走向、大致呈弧形展布的右旋走滑断裂带(图1,表1, F_{8-1-8}),以及其间的多个规模不等的狭长条状断块,并整体组成了向西北端收敛、南东方向撒开的帚状形态。其中的弧形断裂束以弱活动性为主,且走滑活动速率相近。它们的几何形态主要继承了思茅地块早期的构造形迹,一致的右旋走滑运动性质指示其间所夹持的北向狭长断块整体发生了逆时针旋转作用,而这一旋转作用显然又是沿NE向区域性左旋剪切变形作用的结果,并产生NNW向的伸展效应(图7-b)。该构造体系中宁洱(原普洱县)一带多次发生的6.0级以上强震活动多与该构造体系旋扭变形作用导致的NNW—NW向右旋走滑断裂活动有关^[87-88]。这种在顺时针旋转的雅江—楚雄—景洪弧形断块内部产生的局部逆时针块体旋转运动现象,一方面反映了高一级构造体系的变形方式对低一级构造体系运动状态的控制作用,另一方面也反映出块体早期构造形迹对后生断裂体系的生成与发育具有明显的影响。

(3) 中缅老边界区梳齿状旋扭活动构造体系

该活动构造体系被限制在近SN向的实皆断裂

系与NW向的澜沧—景洪右旋走滑断裂系之间(图6),由澜沧—景洪走滑断裂带及南侧的十多条NE向至近EW向弧形左旋走滑断裂带及其间的微地块所共同构成。该构造体系中的澜沧—景洪走滑断裂系主要由直线型的澜沧—景洪断裂带和其西北端的末端拉张构造,包括耿马裂陷盆地和澜沧—双江断裂带组成,以中等—弱活动性为主(表1)。该断裂系南部是一系列NE—NEE向的弧形左旋走滑断裂束。从遥感影像上可以看出,NE—NEE向的弧形断裂束在西北方向可从孟瑙断裂带一直分布到老挝的琅勃拉邦省境内,横向全长近600km,其中在中缅老边界区至少包含7条NE—NEE向的弧形走滑断裂带,活动性以中等为主,其次为弱活动性(表1, F_{3-1-7})。该构造体系的整体形态类似一个梳子,其中的NW向澜沧—景洪断裂带相当于梳柄,而南侧的多条弧形断裂带相当于梳齿。根据这一构造体系的几何形态与断裂活动性质分析,澜沧—景洪断裂以南,被多个NE向左旋走滑活动断裂带分割的多个断块普遍发生了顺时针旋转运动,这一旋转运动可能一方面起着调节区域上NNW向至近SN向右旋剪切变形的作用,另一方面也受NE向区域性左旋剪切作用的影响,且块体的旋转运动会产生近EW向的伸展拉张效应(图7-c)。从区域上和整体的活动性看,该活动构造体恰好处于雅江—楚雄—景洪断块区南段的印支板块与思茅地块的边界带上,且活动性显著,曾多次发生7.0级以上大地震。因此,该构造体系达到了二级构造边界带的级别,属于二级构造体系。

3.4.4 滇西内弧带的组成及其特征

滇西内弧带主要包括理塘—大理—瑞丽弧形构造边界带及其西侧的德钦—保山断块区(或称滇西活动地块)两大部分(图6)。其中整体凸向东的理塘—大理—瑞丽弧形构造带构成主边界。该弧形构造带包含了多个规模不等的活动断裂带或断裂系(图1,表1)。根据该主边界断裂带的分段性及走向的显著变化,滇西内弧带可进一步划分为北、中、南3段。其中北段的构造线主要呈NW—NNW向的弧形展布,包括NW向的理塘断裂带及其内侧的巴塘断块部分,理塘断裂带是一条凸向NE的弧形左旋走滑活动断裂带,活动性中等(图6)。巴塘断块内部发育了活动性中等的NW向丁青—郭庆左旋走滑断裂(F_{9-1})和NNE向的巴塘断裂带(F_{9-5})与亚日

贡断裂(F_{9-6}),活动性较弱的NNE向走滑断层有美玉断裂、沙益断裂、如美断裂等(F_{9-2-4}),以及活动性中等—弱的近EW向正断层毛垭坝断裂和章纳断裂($F_{9-16,9-17}$)。中段的边界转为近SN走向,包括滇西北裂陷带及其西侧块体,其中主边界构造滇西北裂陷带属于Z字型的复合左旋走滑拉张活动构造带(图1),内侧断块中主要发育有活动性中等的NW向左旋张扭断层德钦—中甸断裂(F_{9-8})。南段转为NE向至近EW向的弧形,包括孟瑙断裂带和畹町断裂带及其北西侧的保山—腾冲块体,属于凹向NW的弧形复合式左旋走滑活动构造带(图1)。遥感解译与地表调查揭示,腾冲—保山断块内部的构造活动性也比较显著,发育了包括NW向的云龙—永平右旋走滑弧形断裂束、近SN向的正断层—保山断裂带、近SN向的龙川江断裂带、NW向的镇安断裂带、龙新共轭破裂带等一系列规模和运动性质不同的活动断裂带,并构成了区域上比较显著的强震活动带^[51]。尤其是在腾冲断块,在靠近实皆断裂系的部位发育了一系列近SN向的直线型右旋走滑断裂,从西到东分别为苏典断裂、腾冲断裂和龙川江断裂(F_{7-1-3}),这一系列右旋走滑断裂与其南侧伴生的大盈江左旋拉张断裂带(F_{7-4})和近EW向的杉木龙左旋走滑断裂(F_{7-5})共同构成了腾冲直扭构造体系(图6)。该构造体系表现为典型的右旋剪切变形作用,并伴生了近SN向拉张和局部的NE向左旋走滑变形作用,属于典型的简单剪切直扭变形活动方式,反映了区域上近SN向的右旋剪切变形作用,这可能与实皆断裂系右旋走滑运动过程中在其东侧产生的拖曳变形效应有关(图7-d)。

整体来看,滇西内弧带最显著的特点是,不同段落的主边界构造带都大致以弧形断裂带的方式出现,并且走向从南到北存在规律性的显著变化,但活动性质基本保持一致,都以左旋走滑变形为主,仅近SN向的滇西北裂陷带出现明显的近EW向伸展拉张变形。地壳的区域性顺时针旋转运动过程中,其内侧断块区由于先存构造样式和周边边界断裂带剪切变形的共同影响,在不同段落表现出了较明显的构造变形差异性。

4 川滇弧形旋扭活动构造体系的其他主要证据和表现

双弧型的川滇弧形旋扭活动构造体系运动学

模式可以极好地解释最新的GPS观测数据揭示的川滇及其邻区现今的地壳运动状态,并可得到地震活动性、构造应力状态、深部探测成果、古地磁研究等多方面数据资料的支持。

4.1 GPS揭示的川滇及其邻区块体的旋转运动状态

近年来,陆续获得的GPS观测结果充分证明,由弧形的鲜水河—小江断裂带所围限的青藏高原东南缘地块相对华南地块的现今地壳运动状态主要表现为围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转运动,这种旋转运动可能起着调节青藏高原地区物质向东移动的作用,或调节着印度板块与华南地块之间的强烈右旋剪切作用^[12-13,16-17,46,86,89]。其中,最具代表性的是沈正康^[17]等最近综合1998—2004年的GPS观测资料,获得的川滇及其邻区块体的现今地壳运动速度场结果,其揭示了川滇地区主要断块现今运动的两大特点:①在相对于扬子地块的地壳运动速度场中,玉树—鲜水河—小江—莫边府断裂系西侧的川滇弧形块体表现出非常协调一致的围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转运动现象(图8);②根据现今地块运动的GPS速度场差异性,川滇弧形块体可被划分为至少5个不同的次级断块,且不同断块顺时针旋转运动幅度和速率都存在明显的差异性。上述GPS观测结果显然与川滇弧形活动构造体系给出的该区地块的运动学图像是基本吻合的,特别是内部块体的差异性旋转运动现象,实际上对应了不同级别构造体系中活动断裂及其所夹持断块的活动方式差异。

4.2 区域构造应力场的展布特征

前人^[90-94]利用地震震源机制解资料曾先后研究探讨了中国及西南地区现今的构造应力场方向及其与周边板块作用之间的相互关系。综合相关研究结果可以发现,与川滇弧形构造体系主边界构造带的走向变化相对应,该区的区域构造应力场方向从南到北也是围绕东喜马拉雅构造结呈顺时针旋转变化的(图9)。其中北段(包括理塘—巴塘地区等)的近水平挤压应力方向为近EW—NNW向,水平最小主应力方向(即拉张方向)为近SN向,这与该区主要发育近EW向地堑构造相一致,如近EW向的毛垭坝盆地和章纳盆地(图1)。中段(包括滇西北丽江—大理地区、滇中昆明—玉溪地区等)的水平主压应力方向转为NW—NNW向,伸展方向为NEE—近EW向,发育了滇西北裂

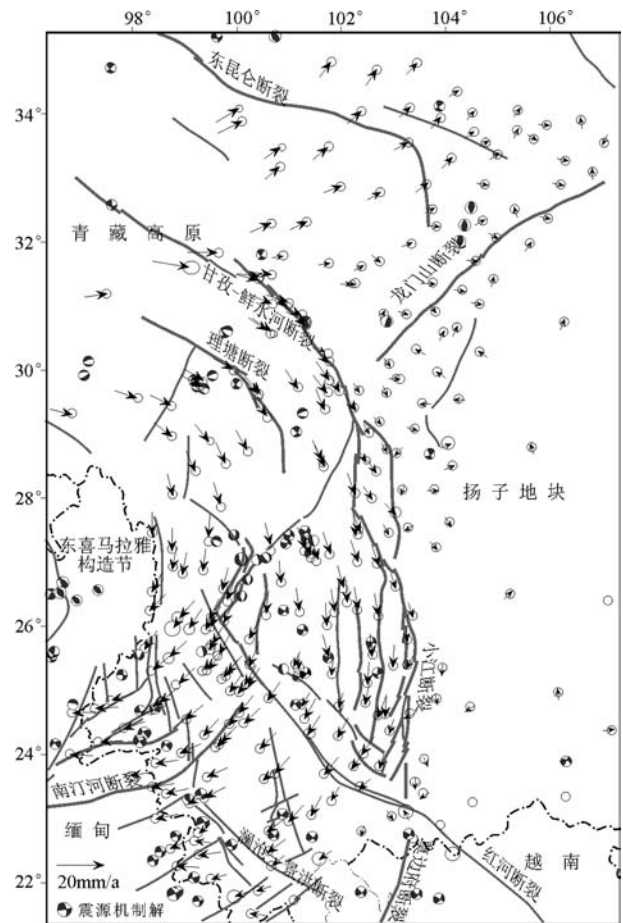


图8 青藏高原东缘的现今GPS速度场^[17]

Fig. 8 Current GPS velocity field on the east margin of the Tibetan Plateau

陷带和滇中裂陷盆地群。而南段(包括龙陵—瑞丽地区、中缅老边界区等)转为NNE—NE向,以发育NE—近EW向左旋走滑断裂为主(图1)。这种区域应力场旋转的现象与青藏高原东南缘物质运移方向围绕东喜马拉雅构造结发生顺时针旋转是相对应的,即应力场方向的规律性转动是该区断块发生旋扭运动的重要体现。因为,北段的近EW向挤压作用与青藏高原内部物质的向东挤出作用相一致,而块体的挤出在遇到扬子地块阻挡后,转而向南便产生了NNW—近SN向的挤压水平应力场,再向南,物质运移方向转向西,水平挤压应力也随之转为了NE向。因此,该区主构造应力场方向的规律性顺时针转动现象也可看作是块体发生旋转变形的重要证据之一,并进一步证实该区块体在最新的构造活动阶段主要处于旋转扭动变形过程中。

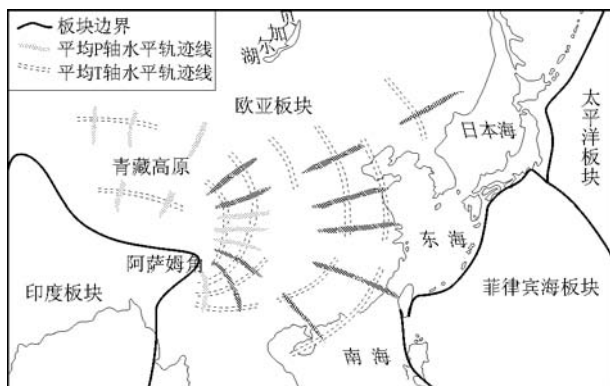
图9 中国大陆构造应力轨迹^[93]

Fig. 9 Tectonic stress path of China's mainland

4.3 地球物理探测揭示的深部信息

地球物理方面近年来也涌现出不少有助于深入理解青藏高原东南缘地壳与岩石圈变形过程及其动力学特征的成果资料,其中比较重要的成果包括上地幔各向异性分析、地壳泊松比计算、地壳性质的大地电磁测深观测等。

针对上地幔各向异性的剪切波分裂研究发现^[95-101],青藏高原东南缘地区SKS快波(剪切波的一种)的偏振方向围绕东喜马拉雅构造结表现为非常典型的顺时针转动现象,在其北侧的藏东地区为近EW-SE方向,东侧的川西与滇西北高原区转为近SN向,至东南部的滇中—滇西南和中缅老交界区则转为了近EW-NWW向。对比该区现今地壳的GPS速度场、构造应力场和地表应变场发现^[95,99-101],大致以N26°为界,北侧的剪切波分裂方向与现今地壳相对欧亚板块的运动方向、最大左旋剪切方向、水平最小主应力方向等吻合很好,但南侧的上地幔各向异性分布与最小主应力方向相不一致,与地壳的GPS运动场和应变场出现了明显不一致。尤其是快波的偏振方向与区域上的水平最小主应力方向之间具有较好的一致性。由于SKS快波偏振方向所代表的上地幔各向异性分布总体反映了岩石圈上地幔的变形场特征或物质的水平运动方向,而地壳的最小主应力方向也近似代表着物质运移的方向。因此,两者之间较好的一致性表明,该区的壳、幔运动状态宏观上应该是协调一致的,即该区上地幔也发生着围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转运动,而且地壳的旋转运动还很可能是岩石圈上地幔旋转运动所驱动的,特

别是N26°以北的东喜马拉雅构造结周边地区,壳、幔之间的运动与变形具有力学耦合性。N26°以南滇中—滇西南和中缅老交界区,上地幔各向异性分布与上地壳运动场和应变场之间的明显偏差,主要有2种解释:①认为可能是边界条件变化和岩石圈结构与性质差异导致该区的壳、幔运动与变形都发生了一定程度的力学解耦^[98,100];②认为壳幔变形未发生力学解耦,但在N26°的南北两侧,变形机制发生了转变,北侧为简单剪切变形区,而南侧属于纯剪切变形区^[95,101]。

利用接收函数方法获得的地壳泊松比结果表明,印支与扬子地块之间的川滇块体具有相对较高的地壳泊松比值^[102-104],但尚未达到地壳发生广泛部分熔融的程度,仅可能存在局部的中下地壳部分熔融^[104-105],尤其是其东部与松潘—甘孜及扬子地块的交会地带和滇西北与滇中的局部地区^[103]。因此,这一结果并不支持“下地壳流动”模式对该区地壳变形机制的解释。最近横跨青藏高原东南缘3个不同地段的大地电磁测深结果揭示^[24],在东喜马拉雅构造结与玉树—鲜水河—小江断裂系之间的青藏高原东南缘地区,20~40km深的中下地壳中,围绕东喜马拉雅构造结存在内、外2条非常明显的在剖面上呈渠道状的高导层带,该高导层带从构造结北部可向南延伸至腾冲—昆明一线,全长超过800km。2条高导层带在空间上与川滇弧形活动构造体系中的川滇外弧带和滇西内弧带有很好的对应关系,指示该区的中下地壳普遍存在易发生塑性变形或能够流动的较软弱物质,有利于川滇地壳围绕东喜马拉雅构造结发生弧形旋扭运动。但也要考虑到,这一运动方式也可以通过地壳或岩石圈深部物质的塑性变形实现,而不一定是中下地壳物质的流动。

4.4 区域强震活动上的表现及意义

活动构造体系的特点决定了主边界构造带应该属于该区最活跃的构造变形带。区域内绝大多数7.0级及以上的大震活动都主要发生在构造体系的一级与二级构造边界带上,三级及以下构造带和块体内部以 $6.0 \leq M < 7.0$ 强震为主,7.0级及以上的大地震活动鲜有发生。以滇西内弧带为例,历史与仪器地震记录表明,滇西内弧带主边界活动构造带上的强震活动显示出频度高、强度大的特点,曾先后发生过包括1515年程海M7.8地震、

1652年弥度 M7.0 地震、1925年大理 M7.0 地震、1941年耿马 M7.0 地震、1996年丽江 M7.0 地震等至少5次 $M \geq 7.0$ 大地震。而滇西活动地块内部的断裂带规模明显较小,强震活动的频度和强度也明显降低,历史记录以来的主要强震活动以 $6.0 \leq M < 7.0$ 为主,如沿云龙—永平断裂带先后发生的1876年和1963年 M6.0 永平地震; $M \geq 7.0$ 大地震只有2次,分别为公元1870年的巴塘 M7.2 地震和1976年的龙陵 M7.3 和7.4 地震。

除了不同级别构造体系在地震活动性上的明显差异性外,云南地区的强震活动梳理结果还发现^[26],大致以程海—宾川断裂带—红河断裂带为界,该区的 M6.5 及以上强震活动的主体区域(即滇东与滇西地区)还具有群体迁移的现象,且交替出现强震活跃高峰(图10)。由于滇西地区的主体处于滇西内弧带中,而滇东主要属于川滇外弧带,因此,这种东、西部交替出现强震活动的特点,实际上是双弧形川滇弧形旋扭构造体系的内弧带与外弧带的主要活动断裂带协调运动、交替活动在地震活动性上的表现。另外,从川滇及邻区的强震活动分布可以看出(图1),活动构造体系级别与强震活动的频度与强度呈正相关性,即构造体系的级别越高,其主边界断裂或其中主干断裂的强震活动频度越高、强度也越大。云南作为川滇弧形活动构造体系的主体区域,也是中国西南地区著名的强震活跃区。该区的强震活动梳理结果显示^[26],云南地区1900年以来的 $M \geq 6.8$ 大震活动可划分为4个活跃阶段,其间的3个相对平静期只有

7~14a,但在最近的1996年丽江7.0地震之后,该区已经历了17a的相对平静阶段,平静期越长,意味着应变积累的时间也越长,未来发生大震的震级便会越大,危险性也将越高。因此,需要特别关注该区活动构造体系中主干断裂的未来大震危险性,因为这些断裂带是区域上主要的发震构造,尤其是高级别活动构造体系的主要边界断裂带,如小江断裂系、滇西北裂陷带、畹町断裂带、南汀河断裂带、澜沧—景洪断裂带等。

从更大空间尺度上,川滇弧形旋扭构造体系实际上是青藏滇缅印尼反S状(或Z状)旋扭活动构造体系(即地质力学中的歹字型构造体系)的中段,因此,该区的强震活动与西段(及青藏高原内部)和东段(主要为苏门答腊岛弧带)的强震活动密切相关。最近对该构造体系中 $M \geq 6.8$ 历史大地震活动状况的梳理与分析结果发现,青藏滇缅印尼反S状(或Z状)旋扭活动构造体系头部、中部和尾部之间的大地震活动具有明显的联动效应,即当头部与尾部发生大地震序列后不久(大致为几个月、几年或十几年尺度),其中部(尤其是中国的川滇强震区)随即也会发生大地震^[106]。而这种大地震活动上的联动效应显然是活动构造体系控震作用的典型反映,同时也是构造体系中各组成部分的构造活动之间存在密切的运动学与动力学联系的体现。

4.5 古地磁研究揭示的块体旋转运动及其不均匀现象

古地磁学研究结果表明^[107-110],川滇地块、邻区的兰坪—思茅地块、印支地块等在晚白垩世之后的

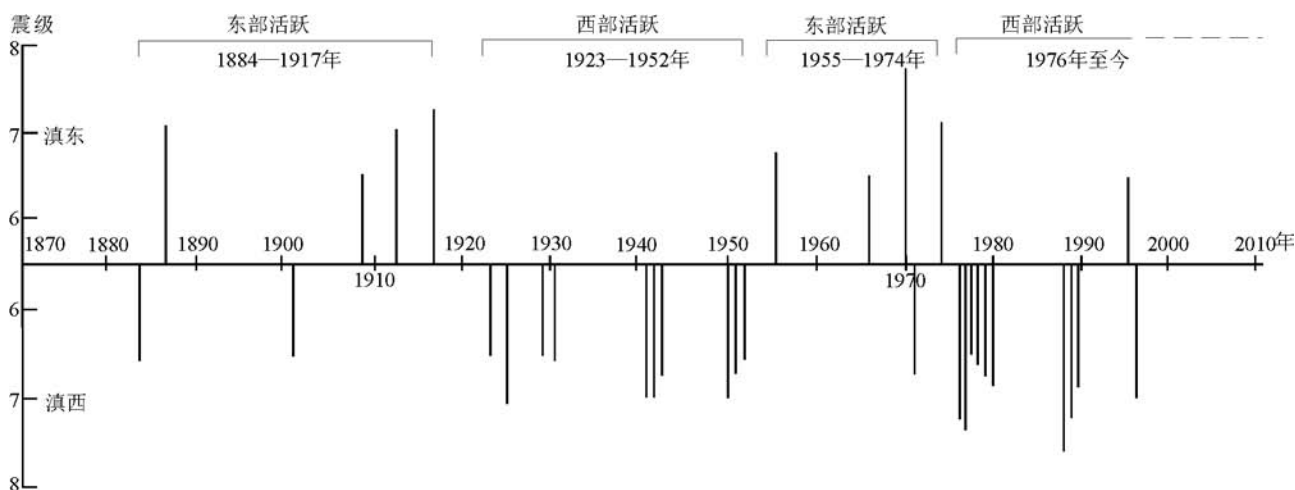


图10 云南地区 $M \geq 6.5$ 强震 M-T 图^[26]

Fig. 10 Magnitude-time chart of ≥ 6.5 earthquakes in Yunnan area

印度板块与欧亚板块发生强烈陆陆碰撞过程中,相对于欧亚大陆或华南地块普遍发生了顺时针旋转运动,尤其是其中的思茅地块,其顺时针旋转量甚至可达 $35^{\circ}\sim 68^{\circ}$ ^[10],其次川滇块体的顺时针旋转量为 $30^{\circ}\sim 48^{\circ}$ ^[108]。同时,前人对青藏高原东南缘地区古地磁学研究成果的总结发现^[109],该区相对稳定的欧亚大陆在新生代整体经历了 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 的顺时针旋转运动,局部的旋转量甚至高达 100° 以上。构造旋转量随时间的变化进一步表明,该区主要的构造旋转发生在始新世与中中新世之间,与哀牢山—红河断裂的左行走滑时间基本一致^[109]。最近开展的中国地质调查局项目“川滇地块旋扭变形过程定量研究”,通过更为系统的晚白垩世至新近纪—古近纪早期地层的构造磁学研究发现,川滇地区的楚雄块体、兰坪—思茅地块、保山块体等,在新生代期间都存在明显的顺时针旋转运动,而且不同微地块的旋转幅度有所不同。另外,兰坪—思茅地块中部的景东地区和小江断裂带内部一些微地块相对周边地块还发生了逆时针转动现象。因此,目前的古地磁研究结果充分表明,川滇地区在新生代期间经历了普遍和复杂的块体旋转运动过程。虽然对于各块体旋转幅度及其构造机制的解释各有不同,并且关于其中究竟多少是整体旋转,多少是局部旋转及多少旋转量发生在新构造期间等问题也有待深入研究或更精确地加以限定,但至少可以表明,近年来先后提出的刚性块体挤出逃逸、地壳均匀缩短增厚、下地壳流模式等地壳或岩石圈运动学模型,在解释该区新生代期间的块体顺时针旋转变形方面都具有较明显的局限性^[110]。因此,在认识该区新生代期间和现今地壳变形过程及其机制时,必须重视走滑断裂所导致的块体旋转运动或旋扭变形作用的重要性。

5 讨论与结论

活动构造体系的几何学形态是对其运动学过程的直观反映,而对构造体系运动学特征的深入分析则是探究其动力学机制的必要途径。因此,本文在综合分析川滇活动构造体系的运动学特征的基础上,对其动力学机制加以初步探讨。

5.1 川滇弧型旋扭构造体系的运动学特征

虽然青藏高原东南缘物质整体围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转运动是非常清晰的,但由于

该区在大地构造上是由多个经历过不同地质演化历史的微板块拼合而成的,并在新生代期间经历了强烈的变形,造成该区的地壳普遍比较破碎,且不同块体间的地壳性质与结构差异性也比较突出。因此,该活动构造体系内部的运动学图像比较复杂,主要表现为构造活动的多层次性,不同层次构造变形样式的差异性、变形方式的转变等。总体而言,可将川滇弧形旋扭活动构造体系的运动学特征归纳为简单剪切作用下的块体旋转和区域性伸展变形2种基本方式。

5.1.1 剪切变形作用

走滑断裂活动是川滇弧形活动构造体系中主要的断裂活动方式,其中尤以弧形走滑断裂带最为常见,其次是直线型的(图7)。在活动方式上,左旋走滑断裂最为显著,构成了大多数一级和二级构造边界带的主体,其次是右旋走滑断裂,一般构成一级与二级构造带中的次级构造,或构成一些三级构造带的主体。上述特征充分体现了该区旋扭与直扭变形的基本特征。并且从众多断裂带的弧形展布特点可知,走滑断裂带控制下的微断块旋转运动是该区地块的主要运动方式。如前面已经提及,虽然川滇弧形旋扭活动构造体系的内弧带和外弧带都表现出围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋转变形特征,但内部局部地段存在逆时针反向旋扭运动,特别是在弧形带穿越NW向的红河断裂带和兰坪—思茅地块的部位(图6),如永平帚状断裂系、思茅帚状旋扭构造变形区及小江断裂带南端NW向曲江断裂带、石屏—建水断裂带控制下的微断块逆时针旋转现象等(图1)。从构造体系的角度,变形带或断块内部的次级块体或断裂活动应该与高一级的块体变形存在协调性,即构造体系中高一级块体的变形作用决定了其中次级块体的运动变形方式或为其提供了动力条件。根据这一原则,川滇弧形旋扭构造带在横跨NW向的横向构造带时,容易出现旋转运动的不均匀现象,因为在块体顺时针旋转过程中,内侧物质的运动角速度总是大于外侧,因此,当遇到横向构造阻挡时,容易产生局部的左旋力偶作用,从而导致其中块体的逆时针反向旋转运动的出现,永平帚状断裂系和思茅帚状活动构造体系区中断块逆时针旋转运动的出现应该属于这种情况。同时,局部逆时针旋转运动的出现也反映了岩石圈变形可能存在局部解耦作用,因为逆时针

旋扭几乎无一例外地出现在区域构造线与高一级活动构造边界带横向交叉或交会的部位,这应该是岩石圈深部物质通过以粘塑性变形为主的顺时针扭动在驱动上部块体变形时,受到上部块体的先存横向构造制约,造成运动学上的变形解耦现象。除了反向扭动作用外,在川滇弧形活动构造体系中还常见顺时针旋转块体内部出现次一级的同向旋转作用,主要包括2种情况:①区域断块发生顺时针旋转运动,导致边界带上局部微断块或碎块的同向运动,如内弧带的滇西北裂陷带中微断块顺时针旋转所反映的弧形构造带内部的近SN向左旋剪切作用^[61];②大型右旋走滑断裂带活动引起的区域右旋剪切力偶作用,如在实皆断裂带等大型右旋走滑断裂带的右旋拖曳作用或与兰坪—思茅块体之间的右旋剪切力偶作用下,中缅老边界区梳状旋扭活动构造体系中澜沧—景洪断裂带南侧NE向断块出现的“多米诺骨牌”式顺时针旋转运动(图7-c),主要反映了区域性的NW向右旋剪切力偶作用。

5.1.2 伸展变形作用

川滇地区主要的正断层与相关断陷盆地的分布及发育特点表明(图1),第四纪伸展变形是该区比较突出的变形样式,并主要与4类动力作用有关:①大型弧形剪切变形带中的拉张效应,形成与剪切带走向基本一致的裂陷带或盆地群,表现出典型的盆岭构造地貌,并且活动性较强,最具代表性的是丽江—大理地区的滇西北裂陷带和昆明—玉溪地区的滇中盆地群,前者包括了一系列NW—NNW向和近SN向的地堑,如大理—洱源地堑系、宾川盆地、弥渡盆地,以及一些弧形裂陷盆地,如大具—丽江盆地、金官盆地、永胜盆地等,并整体构成指示走滑剪切拉张变形的Z形展布^[61]。后者包含了一系列与小江断裂带近于平行的近SN向裂陷盆地,如滇池盆地、抚仙湖盆地、玉溪盆地、江川盆地、杞麓湖盆地等,形态多为半弯月形或长条形,指示了左旋走滑剪切拉张与区域性拉张叠加作用的特征;②块体内部相对独立的裂陷盆地,盆地规模中等或较大,垂直盆地走向方向一般可反映区域性伸展方向,但活动性中等或较弱,如理塘地区的近EW向毛垭坝盆地与章纳盆地,滇西北裂陷带内部的近SN向鹤庆盆地与松桂盆地、邻侧的宁蒗盆地等,云南中—西部的近SN向保山盆地与元谋

盆地;③走滑断裂带的尾端拉张作用,最典型的是澜沧—景洪断裂带尾端的耿马盆地与临沧—双江裂陷带,活动性中等或较弱,盆地走向近于主垂直走滑断裂带,拉张方向可指示走滑运动方向。另外,在腾冲直扭变形区和大姚—楚雄张扭变形区中也都有规模不等的走滑末端拉张盆地发育;④走滑拉分盆地,一般规模较小,常为长轴近于平行走滑断裂的菱形或狭长条状盆地,如剑川断裂带中的沙溪盆地与九河盆地,程海断裂带上的期纳盆地,小江断裂带中的清水海盆地、嵩明盆地、阳宗海盆地、宜良盆地等。最后从宏观上看,川滇地区的区域性伸展方向由北向南是存在明显变化的。在北部的巴塘—理塘地区为近SN向伸展,形成了近EW向裂陷盆地。在中部的大理—丽江、昆明—玉溪、保山等区域,为近EW向拉张,形成的主要是近SN向断陷盆地。到南部的耿马地区,开始出现NNE向盆地,指示NNW向区域伸展。上述的区域伸展方向,从北向南整体上围绕东喜马拉雅构造结发生顺时针的转动,这显然与该区的弧形活动构造体系所控制的整体顺时针旋扭变形作用相一致。

需强调的是,对于活动体系运动学特征的分析需要结合更高一级活动构造体系的运动学特征及其边界条件加以判别,必要时还需要结合深部动力学背景资料。另外,受研究程度的制约,目前对该活动构造体系运动学特征的了解还存在一定局限性,特别是对其中一些关于块体运动学的推论或认识,还需今后更详细的调查研究工作加以验证或补充完善。

5.2 弧形活动构造体系的旋转极与旋转量问题

川滇弧形活动构造体系的划分结果表明,川滇旋转块体具有比较完美的近似半圆状的几何形态,并且垂直内、外弧形块体的直线都恰好各自相交到内侧的一点(图1)。其中外弧带的交点(即旋转极)位于缅甸弧与印度板块交界的帕特凯山中部,可称之为帕特凯山旋转极,旋转半径为 $750\pm 50\text{km}$ 。内弧带的旋转极也位于缅甸弧与印度板块交界处,但向NE偏移了 $220\sim 240\text{km}$,出现在缅甸北端的奈加附近,可称之为奈加旋转极,旋转半径为 $400\pm 50\text{km}$ 。内、外2个旋转极表面上分处东、西2个不同部位,但构造上却都属于实皆断裂带与缅甸弧及喜马拉雅山山前边界逆冲断裂带

的相交部位,即现今的构造结点部位。前者位于实皆断裂带的西北端,后者位于实皆断裂带的东北端,这也指示实皆断裂带的强烈右旋走滑活动对川滇弧形活动构造体系中的块体旋转起着重要的控制作用。

在确定了旋转极位置和旋转半径的前提下,根据控制圆弧形断块旋转的主边界断裂最大走滑位移量,可估算出断块的旋转角度。对于外弧带,考虑到红河断裂带以南的思茅块体与中缅泰老边界地区断块的旋转运动,变形解耦发生了明显差异化,而在红河断裂带以北的统一性较好,并沿甘孜—鲜水河—小江断裂带表现出比较一致的左旋走滑位移量,最大值都保持在 65km 左右,据此估算,被实皆断裂带与甘孜—鲜水河—小江断裂带所围限的一级块体整体顺时针旋转的最大角度为 $5.0 \pm 0.3^\circ$ 。由理塘—大理—瑞丽构造带所围限的内弧带最大旋转角度,可根据该边界带的最大左旋走滑位移量 10~32km 估算,为 $1.3 \sim 5.2^\circ$ 。由于内弧带围限的二级断块是在一级断块发生顺时针旋转的基础上进一步发生旋转的,即内弧带的旋转量要大于外弧带,因此,两者相加才是内弧带块体的累积旋转量,可达 $6.0 \sim 10.5^\circ$ 。如果上述块体旋转主要发生在约 5Ma 以来,则川滇地区断块发生整体顺时针旋转的平均旋转速率为 $1 \sim 2^\circ/\text{Ma}$,这一结果与前人的地质估算结果比较一致^[10,23]。川滇地区不同块体的构造差异性,必然会或多或少地出现旋转运动的不均一性,包括沿弧形构造带走向旋转运动的差异,以及不同构造部位导致的旋转运动差异性,且局部还存在逆时针旋转。因此,上述计算结果主要反映的是内、外弧块体整体旋转的角度与平均速率,对于更次一级的断块,还需要进一步考虑运动的差异性问题。

5.3 动力学机制的初步探讨

如前所述,前人对川滇块体围绕东喜马拉雅构造结发生顺时针旋转运动的动力学机制,曾提出过多种不同观点,代表性的观点包括:印度板块向北楔入欧亚板块过程中导致的印度—青藏块体与华南地块之间的右旋剪切力偶作用^[6,22-23];青藏高原与周边块体的重力势能差与缅甸弧西侧俯冲板块后撤的联合作用^[10];近 SN 向实皆断裂右旋走滑运动导致的拖曳变形作用^[10,19];印度板块挤压作用或青藏高原重力势能导致的热而弱的下地壳物质向

东挤出或流动过程产生的地表变形结果^[8,20,111]。根据川滇双弧型旋扭活动构造体系的运动学特征可知,川滇地块旋扭变形的动力学机制除了需要合理解释围绕东喜马拉雅构造结的整体顺时针转动之外,还必须能够合理解释其内部复杂的运动学图像,而该区复杂的运动学图像和简单剪切叠加伸展变形的运动学特征表明,单一的青藏高原物质挤出或下地壳流动或右旋剪切力偶作用等,都难以圆满解释该区复杂的块体旋转运动学特征和变形过程。但综合已有认识可以发现,前人提出的多种动力因素或条件都是存在的或具有一定的合理性,但对于解释川滇地区地壳变形的运动学过程又存在一定的局限性,而且还存在如何认识不同动力的作用范围与影响程度的问题。在充分吸收前人观点的基础上,笔者认为,全面认识川滇弧形活动构造体系的动力学机制,至少需要综合考虑包括边界力的作用、地壳或岩石圈的性质与结构、深部热状态和重力势能作用 4 个方面的因素。

在边界力作用方面,因为围绕垂直轴的水平旋转是川滇地区最基本的块体运动方式,而造成块体旋转的最直接因素应该是力偶作用。因此,能够导致川滇地壳变形的条件之一应该是能够产生力偶作用的边界力。从青藏高原现今的地壳变形与运动特征不难看出,能够产生大范围、区域性力偶作用的边界力主要有 3 种(图 11):①印度板块向北运动并推挤青藏高原所产生的与东侧扬子地块之间的区域性近 SN 向右旋剪切力偶作用(图 11-a);②青藏高原内部物质向东不均匀挤出所产生的水平力偶作用(图 11-b);③近 SN 向实皆断裂系强烈右旋走滑运动对东侧块体造成的拖曳变形力偶作用(图 11-c)。综合而言,这 3 种边界力的作用范围和影响程度显然是不同的。区域性右旋剪切作用是由于印度板块与青藏高原、扬子地块等区域上的一级构造块体之间的差异性运动产生的,因此,它的作用范围也应该最大,可以说位于印度板块及青藏高原与东侧扬子地块之间的区域都会受到广泛影响。而青藏高原物质向东挤出作用产生的影响应该主要局限在青藏高原东缘—东南缘地区,并且越靠近青藏高原影响越大,而远离青藏高原影响将逐渐减小。走滑断层侧向拖曳作用的影响应该主要集中在断裂带附近,具体范围可随断层的规模和活动性发生变化,但和前两者相比,即使是规模

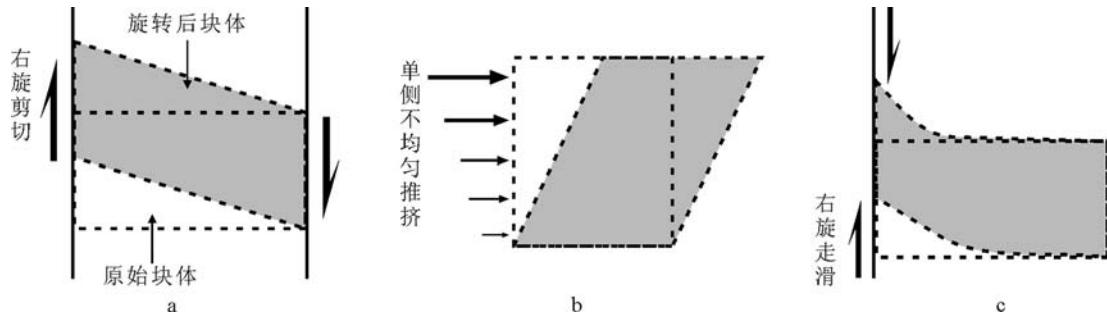


图11 川滇弧形旋扭活动构造体系中的3种主要力偶作用方式

Fig. 11 Three main kinds of shear force couple rotation effects in

Sichuan-Yunnan rotation-shear active tectonic system

a—区域性右旋剪切力偶作用;b—单侧不均匀挤出力偶作用;c—右旋走滑拖曳力偶作用

很大的实皆断裂系,其影响范围和程度也应比较局限。结合川滇弧形构造体系中的断裂活动特点及该构造体系从北到南的明显分段性可进一步发现,区域性右旋剪切作用的影响遍布全区,但对该构造体系南段的影响更为显著,主要是红河断裂带以南区域,包括高黎贡山以西的腾冲地区,中缅老边界区的NE-NEE向梳齿状弧形左旋走滑断裂束发育区。而青藏高原物质向东挤出作用的影响集中在该构造体系的北段,主要是丽江—攀枝花一线以北。中间部位则是两者共同作用和相互影响的区域。实皆断裂系右旋走滑拖曳作用更多的是影响到了其东侧中缅交界地区,包括腾冲地区的近SN向右旋直扭变形、中缅老边界区南侧区域一系列NNW向次级右旋走滑断裂的活动等。因此,川滇弧形活动构造体系的旋扭变形作用是多种动力联合作用的结果,特别是青藏高原物质的向东挤出与印度—青藏板块、华南—印支板块之间右旋剪切力偶的联合作用;同时,又受到了区域上大型走滑断裂带,主要是印度板块与滇缅块体之间近SN向实皆断裂带拖曳作用的影响。缅甸弧西侧俯冲板块的后撤造成的边界挤压力减弱等因素也会影响到边界条件或局部构造应力场的变化,但不是持续控制区域主要活动构造格局的主要动力因素。

地壳或岩石圈的性质与结构、深部热状态、重力势能作用等因素在川滇弧形活动构造体系形成和发育中的作用也非常重要。川滇块体比较破碎,完整性差。普遍较高的大地热流背景和上新世—第四纪火山活动的存在表明,该区的地壳或岩石圈

深部温度较高,易于发生粘塑性变形,并可能存在深部物质的上涌,因此,容易导致地表发生伸展变形。根据岩石圈地幔各向异性的研究结果可知,如果地壳与岩石圈地幔之间处于明显的力学耦合作用下^[95-96,98,100-101],则在岩石圈地幔运动驱动地壳变形的情况下,地幔会对上部地壳的运动产生底部拖曳作用。如果两者结构相似,便会产生力学耦合效应,反之更易于出现变形解耦作用。因此,岩石圈地壳与地幔变形驱动机制,以及两者的结构、性质差异等也是影响地壳变形的重要方面。另外,青藏高原与云贵高原之间的岩石圈重力势能差对驱动高原内部物质向东南方向的挤出也起到了不可忽视的作用^[8,20,111]。因此,川滇弧形活动构造体系的形成是多种动力因素共同作用的结果,但在更深入认识其动力学机制的过程中,还需进一步运用地球物理探测、模拟分析等方法,更好地区分不同动力因素所起的作用及其影响程度。

5.4 主要结论

(1)青藏高原东南缘现今地壳运动过程主要由以弧形张扭变形为主的大型活动断裂带和构造带所控制,整体表现出围绕东喜马拉雅构造结的顺时针旋扭运动,可以用双弧型的川滇弧形旋扭活动构造体系加以描述。其中一级边界带是以左旋走滑活动为主的玉树—鲜水河—小江断裂系和莫边府断裂带,构成了川滇外弧带的主边界。二级边界构造带从北向南,分别由NW向左旋走滑的理塘断裂带、近SN向左旋张扭的滇西北裂陷带及呈NE-近EW向弧形展布的左旋走滑运动的畹町断裂带、南汀河断裂带、孟瑯断裂带等组成,它们共同构成了

滇西内弧带的主边界构造带。地壳表层表现出的弧形活动构造体系与该区的现今 GPS 速度场和构造应力场具有很好的对应关系,并可得到新生代地层构造磁学研究、大地电磁测深揭露的地壳性质、岩石圈地幔各向异性研究等方面的验证,指示该区的地表变形和块体旋扭运动实际上是对岩石圈尺度变形的反映,并且还明显控制或影响了区域上的强震活动性。

(2)简单剪切旋扭变形和伸展变形作用是川滇弧形旋扭活动构造体系中最基本的2种变形方式,主要表现为区域上规模不等及活动性不同的弧形和直线型的走滑断裂带与正断层活动、盆地裂陷过程、不同规模断块的旋转运动等。川滇块体内部多层次的断裂活动和不同性质活动断裂的广泛分布表明,其内部并不是刚性的或性质均匀的,而是包含了众多规模不等、展布方向不同且地壳和岩石圈性质与结构都存在明显差异的微断块。因此,该弧形构造体系在整体发生顺时针旋扭变形的过程中,存在块体变形的差异性和不均匀性,主要表现为块体内部存在强度不同的断裂活动,并且局部出现了逆时针的块体旋转运动。

(3)川滇弧形旋扭活动构造体系的形成及其动力学机制与该区边界力的作用方式、先存地质结构和现今的地壳与岩石圈结构、岩石圈物质组成及其物理性质、深部的热状态、重力势能等因素密切相关。其中,边界作用力主要是青藏高原内部物质挤出引起的向东南推动力、印度板块与扬子—华南地块之间右旋剪切作用下的力偶作用和由重力势能引起的岩石圈底部软弱物质向东南运移过程中产生的底部拖曳力。另外,实皆断裂带强烈的右旋走滑运动产生的拖曳作用也对引发块体旋转运动起到了重要作用。而先存地质结构和现今的地壳与岩石圈结构及其物性差异,对该活动构造体系中块体变形方式的差异性、不均性、断裂活动方式的变化等产生着重要影响。

致谢:该项工作得到中国地质科学院董树文研究员、地质力学研究所张岳桥、胡道功研究员等的积极指导和帮助,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献

- [1]李坪,汪良谋.云南川西地区地震地质基本特征的探讨[J].地质科学,1975,4:308-326.
- [2]Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision[J]. Science, 1975, 280: 419-426.
- [3]国家地震局西南烈度队.西南地区地震地质及烈度区划探讨[M].北京:地震出版社,1977.
- [4]Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine[J]. Geology, 1982, 10: 611-616.
- [5]Dain A Y L, Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics of Burma and surrounding regions[J]. Journal of Geophysical Research, 1984, 89(B1): 453-472.
- [6]Holt W E, Ni J F, Wallace T C, et al. The active tectonics of the eastern Himalayan syntaxis and surrounding regions[J]. Journal of Geophysical Research, 1991, 96 (B9): 14595-14632.
- [7]King R W, Shen F, Burchfiel B C, et al. Geodetic measurement of crustal motion in southwest China[J]. Geology, 1997, 25(2): 179-182, doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0179:GMOCMI>2.3.CO;2.
- [8]Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet[J]. Science, 1997, 276: 788-790.
- [9]Wang E C, Burchfiel B C. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodating zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan synaxis[J]. International Geology Review, 1997, 39: 191-219.
- [10]Wang E C, Burchfiel B C, Royden L H, et al. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang Red River, and Dali fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China[J]. Geological Society of America Special Paper, 1998, 327: 108.
- [11]Lacassin R, Replumaz A, Leloup P H. Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast Asian strike-slip faults[J]. Geology, 1998, 26(8): 703-706.
- [12]Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intracontinental deformation[J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105: 16215-16227.
- [13]张培震,王琪,马宗晋.青藏高原现今构造变形特征与GPS速度场[J].地学前缘,2002,9(2):442-450.
- [14]Kirby E, Reiners P W, Krol M A, et al. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U/Th)/He thermochronology[J]. Tectonics, 2002, 21 (1): doi: 10.1029/2000TC001246.
- [15]徐锡伟,闻学泽,郑荣章,等.川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源[J].中国科学(D辑),2003,33(增刊):151-162.
- [16]Zhang P Z, Shen Z, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data[J]. Geology, 2004, 32: 809-812.
- [17]Shen Z K, Lü J, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan plateau[J]. Journal of Geophysical Research, 2005: 110, B11409, doi:10.29/2004JB003421.
- [18]Clark M K, Bush J M W, Royden L H. Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogene-

- ities bordering the Tibetan Plateau[J]. *Geophys. J. Int.*, 2005, 162: 575–590.
- [19] Socquet A, Pubellier M. Cenozoic deformation in western Yunnan (China–Myanmar border)[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2005, 24: 495–515.
- [20] Copley A. Kinematics and dynamics of the southeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Geophys. J. Int.*, 2008, 174: 1081–1100, doi: 10.1111/j.1365–246X.2008.03853.x.
- [21] 李四光. 地质力学概论[M]. 北京: 科学出版社, 1973.
- [22] Molnar P, Lyon–Caen H. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins[J]. *Geophys. J. Int.*, 1989, 99: 123–153.
- [23] England P, P Molnar. Right–lateral shear and rotation as the explanation for strike–slip faulting in eastern Tibet[J]. *Nature*, 1990, 344: 140–142.
- [24] Bai Denghai, Unsworth M J, Meju M A. Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3: 358–362.
- [25] 李四光. 地质力学方法[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [26] 毛玉平, 韩新民, 谷一山, 等. 云南地区强震($M \geq 6$)研究[M]. 昆明: 云南科技出版社, 2003.
- [27] 国家地震局地质研究所, 云南省地震局. 滇西北地区活动断裂[M]. 北京: 地震出版社, 1990.
- [28] 四川省地震局. 鲜水河活动断裂带[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1989.
- [29] 黄祖智. 四川西昌强震区断层结构与地震关系的探讨[C]//国家地震局西南烈度队. 川滇强震区地震地质调查汇编. 北京: 地震出版社, 1979: 104–120.
- [30] Burchfiel B C. New technology: New geological challenges[J]. *GSA Today*, 2004, 14(2): 4–10, doi: 10.1130/1052–5173(2004).
- [31] Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow[J]. *Geology*, 2000, 28: 703–706, doi: 10.1130/0091–7613(2000)28<703:TOBTEM>2.0.CO;2.
- [32] 魏顺民, 李祥根, 向宏发, 等. 云南红河走滑断裂尾端拉张区的运动学模式[C]//国家地震局地质研究所. 现代地壳运动研究(5). 北京: 地震出版社, 1991: 1–12.
- [33] 魏顺民, 向宏发, 计凤桔, 等. 红河断裂带第四纪右旋走滑与尾端拉张转换关系研究[J]. *地震地质*, 1996, 18(4): 301–309.
- [34] 向宏发, 韩竹军, 魏顺民, 等. 红河断裂带大型右旋走滑运动与伴生构造地貌变形[J]. *地震地质*, 2004, 26(4): 597–610.
- [35] 李四光. 旋扭构造[M]. 北京: 科学出版社, 1974.
- [36] 李东旭, 周济元. 地质力学导论[M]. 北京: 地质出版社, 1986.
- [37] Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia[C]//Coward M P, Ries A C. *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, 1986, 19: 115–157.
- [38] Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. The Ailao Shan/Red river metamorphic belt: Tertiary left–lateral shear between Indochina and South China[J]. *Nature*, 1990, 343: 431–437.
- [39] Peltzer G, Tapponnier P. Formation and evolution of strike–slip faults, rifts, and basins during the India–Asia collision: An experimental approach[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93: 15085–15117.
- [40] Avouac J P, Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in Central Asia[J]. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20: 895–898.
- [41] Leloup P H, Kienast J R. High temperature metamorphism in a major Tertiary ductile continental strike–slip shear zone: The Ailao Shan–Red River (P.R.C.) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 118: 213–234, doi: 10.1016/0012–821X(93)90169–A.
- [42] Leloup P H, Harrison T M, Ryerson F J, et al. Structural petrological and structural evolution of a Tertiary ductile strike–slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98: 6715–6743.
- [43] Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al. The Ailao Shan–Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina[J]. *Tectonophysics*, 1995, 251: 3–84.
- [44] Leloup P H, Arnaud N, Lacassin R, et al. New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan–Red River shear zone, SE Asia[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(B4): 6683–6732.
- [45] Schoenbohm L M, Burchfiel B C, Chen L, et al. Miocene to present activity along the Red River fault, China, in the context of continental extrusion, upper–crustal rotation, and lower–crustal flow[J]. *GSA Bulletin*, 2006, 118(5/6): 672–688.
- [46] Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al. Present–day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements[J]. *Science*, 2001, 294 (5542): 574–577.
- [47] 张培震, 甘卫军, 沈正康, 等. 中国大陆现今构造作用的地块运动和连续变形耦合模型[J]. *地质学报*, 2005, 79(6): 748–756.
- [48] 国家地震局西南烈度队. 川滇强震区地震地质调查汇编[M]. 北京: 地震出版社, 1979.
- [49] 王辉, 曹建玲, 张怀等. 川滇地区下地壳流动对上地壳运动变形影响的数值模拟[J]. *地震学报*, 2007, 29(6): 581–591.
- [50] 范桃园, 孙玉军, 吴中海. 青藏高原东缘旋转变形机制的数值模拟分析[J]. *地质通报*, 2014, 33(4): 497–502.
- [51] 吴中海, 赵希涛, 范桃园, 等. 泛亚铁路滇西大理至瑞丽沿线主要活动断裂与地震地质特征[J]. *地质通报*, 2012, 31(2/3): 191–217.
- [52] Slemmons D B, Depolo C M. Evaluation of active faulting and associated hazards[C]//Wallace R E. *Active Tectonics*. Washington: National Academy Press, 1986: 45–62.
- [53] Machette M N. Active, capable, and potentially active fault—a paleoseismic perspective[J]. *Journal of Geodynamics*, 2000, 29(2000): 387–392.
- [54] Allen C R, Gillespie A R, Han Y, et al. Red River and associated faults, Yunnan province, China: Quaternary geology, slip rate and Seismic hazard[J]. *GSA Bulletin*, 1984, 95: 686–700.
- [55] 吴根耀. 中缅泰交界区的断裂及其新构造活动方式[J]. *第四纪研究*, 1991, 11(1): 28–37.
- [56] 唐荣昌, 韩渭滨. 四川活动断裂与地震[M]. 北京: 地震出版社,

- 1993.
- [57]李坪, 主编. 鲜水河—小江断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 1993.
- [58]宋方敏, 汪一鹏, 俞维贤, 等. 小江活动断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 1998.
- [59]徐锡伟, 张培震, 闻学泽, 等. 川西及其邻区活动构造基本特征与强震复发模型[J]. 地震地质, 2005, 27(3): 446–461.
- [60]邓起东, 冉永康, 杨晓平, 等. 中国活动构造图(1:400 万) [M]. 北京: 地震出版社, 2007.
- [61]吴中海, 张永双, 胡道功, 等. 滇西北哈巴—玉龙雪山—东麓断裂晚第四纪正断层作用及其动力学机制探讨[J]. 中国科学(D 辑), 2008, 38(11): 1361–1375.
- [62]张永双, 胡道功, 吴中海, 等. 滇藏铁路沿线地壳稳定性与重大工程地质问题[M]. 北京: 地质出版社, 2009.
- [63]Replumaz A, Lacassin R, Tapponnier P, et al. Large river offsets and Plio–Quaternary dextral strike–slip rate on the Red River fault (Yunnan, China) [J]. Journal of Geophysical Research, 2001, 106(B1): 819–836.
- [64]艾伦 C R, 韩源, 西 K E, 等. 红河断裂的第四纪活动研究(一): 现代活动概貌和活动断裂证据[J]. 地震研究, 1984, 7(1): 39–51.
- [65]艾伦 C R, 韩源, 西 K E, 等. 红河断裂的第四纪活动研究(二): 断裂活动特征、滑动速率与地震重复间隔探讨[J]. 地震研究, 1984, 7(2): 171–186.
- [66]魏顺民, 计凤桔, 向宏发, 等. 红河活动断裂带[M]. 北京: 海洋出版社, 2001.
- [67]张建国, 谢英情, 金明培, 等. 中越红河断裂活动性研究[M]. 昆明: 云南科技出版社, 2009.
- [68]Rangin C, Klein M, Roques D, et al. The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam[J]. Tectonophysics, 1995, 243: 209–222.
- [69]Wang P L, Lo C H, Lee T Y, et al. Thermochronological evidence for the movement of the Ailao Shan–Red River shear zone: A perspective from Vietnam[J]. Geology, 1998, 26(10): 887–890.
- [70]Wang, P L, Lo C H, Chung S L, et al. Onset timing of left–lateral movement along the Ailao Shan–Red River shear zone: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating constraint from the Nam Dinh Area, northeastern Vietnam [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2000, 18(2000): 281–292.
- [71]Gilley L D, Harrison T M, Leloup P H, et al. Direct dating of left–lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(B2): 2127, doi: 10.1029/2001JB001726.
- [72]Schoenbohm L M, Whipple K X, Burchfiel B C, et al. Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China[J]. GSA Bulletin, 2004, 116(7/8): 895–909; doi: 10.1130/B25364.1.
- [73]张培震, 王敏, 甘卫军, 等. GPS 观测的活动断裂滑动速率及其对现今大陆动力作用的制约[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 81–92.
- [74]王闯昭, 王恩宁, 沈正康, 等. 基于 GPS 资料约束反演川滇地区主要断裂现今活动速率[J]. 中国科学(D 辑), 2008, 38(5): 582–597.
- [75]Lai K, Chen Y, Lâm D. Pliocene–to–present morphotectonics of the Dien Bien Phu fault in northwest Vietnam[J]. Geomorphology, 2012, 173/174: 52–68.
- [76]向宏发, 魏顺民, 张晚霞, 等. 红河断裂带南段断裂活动性转换的地质特征研究[C]//邓起东, 汪一鹏, 张培震, 等. 活动断裂研究(4). 北京: 地震出版社, 1995: 38–45.
- [77]向宏发, 魏顺民, 徐锡伟, 等. 川滇南部地区活动地块划分[J]. 地震地质, 2000, 22(3): 253–264.
- [78]Wu Z H, Zhang Y S, Hu D G, et al. Late Quaternary normal faulting and its kinematic mechanism of eastern piedmont fault of the Haba–Yulong Snow Mountains in northwestern Yunnan, China [J]. Science in China (Series D), 2009, 52(10): 1447–1678.
- [79]Duong C, Feigl K L. Geodetic measurement of horizontal strain across the Red River fault near Thac Ba, Vietnam[J]. J. Geod., 1999, 73: 298–310.
- [80]Feigl K L, Duong C, Becker M, et al. Insignificant horizontal strain across the Red River fault near Thac Ba, Vietnam from GPS measurements 1994–2000[M]. Geophys. Res. Abst., 2003, Abstract 04707.
- [81]向宏发, 魏顺民, 张晚霞, 等. 红河断裂带南段中新世以来大型右旋位错量的定量研究[J]. 地震地质, 2007, 29(1): 34–50.
- [82]Lacassin R, Scharer U, Leloup P H, et al. Tertiary deformation and metamorphism of SE Tibet: The folded Tiger–leap decollement of NW Yunnan, China[J]. Tectonics, 1996, 15(2): 605–622.
- [83]Vigny C, Socquet A, Rangin C, et al. Present–day crustal deformation around Sagaing fault, Myanmar[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(B11): 2533, doi: 10.1029/2002JB001999.
- [84]Socquet A C, Vigny N, Chamot–Rooke W, et al. India and Sunda plates motion and deformation along their boundary in Myanmar determined by GPS[J]. J. Geophys. Res., 2006: 111, B05406, doi: 10.1029/2005JB003877.
- [85]Sahu V K, Gahalaut V K, Rajput S. Crustal deformation in the Indo–Burmese arc region: implications from the Myanmar and Southeast Asia GPS measurements[J]. Current Science, 2006, 90(12): 1688–1693.
- [86]Maurin T, Masson F, Rangin C, et al. First global positioning system results in northern Myanmar: Constant and localized slip rate along the Sagaing fault[J]. Geology, 2010, 38(7): 591–594.
- [87]魏顺民, 汪洋, 计凤桔. 云南思茅—普洱地区中强震群发生的构造机制[J]. 地震研究, 1999, 22(2): 105–115.
- [88]谢英情, 李岩峰, 张建国, 等. 2007 年宁洱 6.4 级地震发震构造分析[J]. 地震研究, 2007, 30(4): 350–358.
- [89]杨国华, 韩月萍, 杨博. 川滇地区地壳水平运动与变形场的演化特征及其机制讨论[J]. 地震研究, 2009, 32(3): 275–282.
- [90]阚荣举, 张四昌, 宴风桐, 等. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨[J]. 地球物理学报, 1977, 20(2): 96–107.
- [91]阚荣举, 彭万里. 西南地区应力场变动与强震活动秩序及实验研究[J]. 地震研究, 1980, 3(4): 181–192.
- [92]阚荣举, 王绍晋, 黄琨, 等. 中国西南地区现代构造应力场与板内断块相对运动[J]. 地震地质, 1983, 5(2): 79–90.
- [93]许志准, 汪素云, 黄雨蕊, 等. 由大量的地震资料推断的我国大陆构造应力场[J]. 地球物理学报, 1989, 32(6): 636–647.

- [94]许忠淮. 东亚地区现今构造应力图的编制[J]. 地震学报, 2001, 23(5): 492–501.
- [95]王椿镛, 常利军, 吕智勇, 等. 青藏高原东部上地幔各向异性及相关的壳幔耦合型式[J]. 中国科学(D辑), 2007, 37(4): 495–503.
- [96]王椿镛, 常利军, 苏伟, 等. 青藏高原东部及其邻区力学耦合的岩石圈变形模式[J]. 地学前缘, 2008, 15(6): 208–218.
- [97]Holt W E. Correlated crust and mantle strain fields in Tibet[J]. *Geology*, 2000, 28(1): 67–70, doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<67:CCAMSF>2.0.CO;2.
- [98]Flesch L M, Holt W E, Silver P G, et al. Constraining the extent of crust–mantle coupling in Central Asia using GPS, geologic, and shear–wave splitting data[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 238: 248–268, doi: 10.1016/j.epsl.2005.06.023.
- [99]Lev E, Long M D, van der Hilst R D. Seismic anisotropy in eastern Tibet from shear wave splitting reveals changes in lithospheric deformation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 251: 293–304, doi: 10.1016/j.epsl.2006.09.018.
- [100]Sol S, Meltzer A, Burgmann R, et al. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy[J]. *Geology*, 2007, 35(6): 563–566, doi: 10.1130/G23408A.1.
- [101]Wang C Y, Flesch L M, Silver P G, et al. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications[J]. *Geology*, 2008, 36(5): 363–366, doi: 10.1130/G24450A.
- [102]胡家富, 苏有锦, 朱雄关, 等. 云南的地壳S波速度与泊松比结构及其意义[J]. 中国科学(D辑), 2003, 33(8): 714–722.
- [103]Xu L L, Rondenay S, van der Hilst R D. Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2007, 165: 176–193.
- [104]徐强, 赵俊猛, 崔仲雄, 等. 利用接收函数研究青藏高原东南缘的地壳上地幔结构[J]. 地球物理学报, 2009, 52(12): 3001–3008.
- [105]Zurek B, Meltzer A, Sol S, et al. Measurements of crustal thickness and Poisson’s ratio in southeastern Tibet from receiver functions [C]//*Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, 2005, 86: abstract T41A–1283.
- [106]吴中海, 赵根模, 龙长兴, 等. 青藏高原东南缘现今大震活动特征及其趋势: 活动构造体系角度的初步分析结果[J]. 地质学报, 2014, 88(8): 1401–1416.
- [107]杨振宇, 孙知明, 马醒华, 等. 红河断裂两侧早第三纪古地磁研究及其地质意义[J]. 地质学报, 2001, 75(1): 35–44.
- [108]徐锡伟, 程国良, 于贵华, 等. 川滇菱形块体顺时针转动的构造学与古地磁学证据[J]. 地震地质, 2003, 25(1): 61–69.
- [109]李仕虎, 黄宝春, 朱日祥. 青藏高原东南缘构造旋转的古地磁学证据[J]. 地球物理学报, 2012, 55(1): 76–94.
- [110]张海峰, 全亚博, 王恒, 等. 印支地块思茅地区早白垩世古地磁结果及其构造意义[J]. 地质学报, 2012, 86(6): 923–939.
- [111]Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D. The geological evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Science*, 2008, 321: 1054–1058, doi: 10.1126/science.1155371.
- ①吴中海, 周春景. 中国及西南地区活动构造体系格局[C]//杨振宇, 范桃园, 吴中海. 等. 西南地区活动构造与应力场模拟成果报告. 2011.