中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 9 期: 1311 ~ 1326
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

川滇菱形块体东边界各断层段强震演化特征研究

程佳[①②*], 刘杰[①], 甘卫军[②], 余怀忠[①], 李纲[①]

① 中国地震台网中心, 北京 100045;
② 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029
* E-mail: chengjiajc@gmail.com

收稿日期: 2010-03-16; 接受日期: 2011-04-18
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2008CB425704)和中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室开放基金(编号: LED2009B02)资助

摘要 在搜集整理川滇菱形块体东边界断裂带的断裂分段、特征地震和古地震资料基础上, 结合各特征参数之间的经验关系, 给出东边界断裂带各断层段的长度、宽度、特征地震震级、错动距离等参数. 以 GPS 速度场为约束, 利用弹性位错模型反演各断层段深部的年平均滑动速率; 针对某些特征地震断层段, 根据错动距离及复发周期, 确定其位错年积累速率. 比较这二种速率之间的定量关系, 并利用这一关系给出所有断层段上地震位错年积累速率和地震复发周期. 在此基础上, 利用弹性位错模型逐次反演 1700 年以来所有 $M \geqslant 6.8$ 级地震对各断层段位错积累的影响, 并将这种影响纳入特征地震的离逝时间中, 得到了离逝时间与复发周期的比值, 并进行归一化处理最终获取了各断层段的临震危险程度. 震例研究表明, 当比值为 0~1 时, 断层较安全; 当比值>1 时, 断层段地震危险程度较高. 2009 年的结果表明: 临震危险程度接近或大于 1 的断层段有鲜水河断裂带塔公段、安宁河断裂带北段、小江断裂带蒙姑-东川段、东川-寻甸段和宜良-澄江段, 其临震危险程度分别为 1.35, 0.92, 1.17, 1.04 和 1.09.

关键词
川滇菱形块体东边界
断层段
特征地震
复发周期
滑动速率
临震危险程度

川滇菱形块体位于青藏高原东南缘, 是青藏高原向东挤出最强烈的地区之一, 这种强烈的东向挤出作用在川滇菱形块体东边界断裂带上表现为高速的左旋走滑运动和强烈而频繁的地震活动[1~4]. 该边界断裂带由甘孜-玉树断裂带、鲜水河断裂带、安宁河断裂带、则木河断裂带和小江断裂带组成. 这些断裂带均具有较大的左旋走滑运动[5~7]. 由于具有较高的左旋滑动速率, 这些断裂的能量积累也相应地较快, 通过大地震释放能量的强度和频度也较高. 该断裂带从公元 1327 年以来发生了至少 18 次的 7 级以上地震, 其中包括 3 次震级相当于 8 级左右的大地震[8]. 另外, 邻近的理塘断裂带也是一条强震发生频度较高的断裂带, 分别在三条相邻的断层段上发生了 1886, 1890 和 1948 年 3 次 7 级以上地震[9], 如此相近的断层段之间连续发生地震可能与断层段间相互作用有较大的联系; 而位于石棉和巧家之间且在空间上与安宁河断裂、则木河断裂带平行的大凉山断裂带虽然未见有历史地震记载, 但最近的研究结果显示该断裂带也具有较高的滑动速率并有多次古地震的遗迹, 且可能逐渐取代安宁河和则木河断裂带在川滇菱形块体东边界断裂带中的作用, 因此大凉山断裂带也可能是未来有强震活动危险性较高的断裂[6,10,11]. 因此, 这些断裂带各断层段的

英文引用格式: Cheng J, Liu J, Gan W J, et al. Characteristics of strong earthquake evolution around the eastern boundary faults of the Sichuan-Yunnan rhombic block. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4290-2

历史地震活动情况、强震断层段的划分、强震复发周期以及断层段间的相互作用研究对于各断层段未来地震危险性的判定具有十分重要的意义.

对于川滇菱形块体东边界的研究, 大量工作集中在地震活动和复发周期等方面, 其中 Wen 等[8]通过对多年的野外工作和研究成果分析后, 基本上给出了 1327 年以来各次强震的发生时间、发生断层段以及震级等资料. 在强震复发周期方面, 也有许多研究成果[3,12,13]. 鉴于该断裂系频繁的地震活动特征, 断层间的相互作用问题成为研究的一个热点, 许多学者都从应力变化的角度给出了地震间的相互影响[14~16]. 受到自然条件的限制以及历史地震和古地震资料缺失的影响, 各主要断层段的强震复发周期很难系统得到, 目前尚没有综合性研究该地区强震复发周期、强震间的相互作用以及未来地震危险性评估的成果.

为了开展这方面的研究, 本文进行了如下工作: (1) 对川滇菱形块体东边界断裂带进行特征地震分段, 并利用经验公式对各地震破裂参数进行分析, 得到这些地震破裂段较为合理的破裂参数, 包括了破裂长度、平均位错量、破裂宽度等. (2) 对研究程度较高的断层段的古地震和历史地震资料进行整理, 给出这些断层段的强震复发周期, 并结合得到的平均位错量, 确定这些断层段特征地震的位错年积累速率. (3) 利用 GPS 资料给出该地区地壳形变场, 反演各断层段的深部滑动速率, 并与某些研究程度较高的断层段特征地震位错年积累速率进行对比, 确定两者之间的比例关系; 然后利用这一比例关系, 反演得到由各断层段现今滑动速率转化为的特征地震位错年积累速率, 并给出各条断层段的强震复发周期. (4) 利用各断层段的地震破裂参数计算出 1700 年以来所有 6.8 级以上地震引起的同震形变场, 并反演各断层段深部错动层在同震形变场中的潜在调整作用, 结合 GPS 反演得到的深部滑动速率和强震复发周期资料, 最终给出这些强震间的影响程度以及这些断层段未来的强震危险性评估结果.

1 川滇菱形块体东边界断裂带强震分布、断层段的划分

1.1 川滇菱形块体东边界断裂带分段特征

本文研究的主要断裂带包括川滇菱形块体东边界断裂带和川滇菱形块体内部左旋走滑速率较高的理塘断裂带, 其中东边界断裂带包括了甘孜-玉树断裂带、鲜水河断裂带、安宁河断裂带、则木河断裂带、大凉山断裂带、小江断裂带. 已有的强震活动资料记载显示, 几乎所有的断层段都有地震破裂痕迹, 而合理的破裂分段模型是判定独立发震构造单元及特征震级的依据, 也是研究断层段相互作用的基础[17]. 本文通过收集地震破裂和断裂分段特征方面的资料, 对各条断裂带进行了更为精细的分段(图 1).

鲜水河断裂带的分段主要根据了闻学泽[18]给出的地震破裂分段方案, 将鲜水河断裂带分为了 9 个分段; 关于则木河断裂带分段特征, 根据李坪[3]和张崇立等[19]的结果, 将则木河断裂带一分为二, 历史地震资料主要参见了文献[3,12,20,21]; 其他断层段主要是根据了前人的资料给出的分段特征, 如甘孜-玉树断裂带[22]、安宁河断裂带[23]、小江断裂带[2,8]、大凉山断裂带[10]、理塘断裂带[9].

通过上述分段划分(图 1, 2; 表 1), 川滇菱形块体主要地震破裂单元及其对应强震基本已给出, 而这些资料为研究地震破裂以及各断层段之间的相互作用提供了基础.

1.2 地震破裂段破裂参数计算以及自适应性

虽然川滇菱形块体东边界断裂的研究程度较高, 但由于自然环境以及地震本身错动特征的不均匀性, 现有的资料仅对地表破裂尺度有较详细的阐述, 而对强震所引起的其他参数, 如破裂宽度、错动距离等知之甚少. 在相应震级的地震与所引起的地表破裂长度、破裂宽度(深度)、平均错动距离、最大错动距离等参数的关系上, 有许多经验公式[29~31], 其中最常见的是 Wells 等[31]利用全球 244 个地震破裂资料拟合得到的震级与各参数之间的统计公式.

考虑到川滇菱形块体东边界各断裂基本以左旋走滑为主, 本文认为这些断裂带的倾滑分量近似为零(甘孜拉分盆地张剪性断裂除外). 因此我们选取了其中的走滑断裂强震震级与各参数之间的关系公式(公式(1)~(5)):

$$\log(SRL) = -3.55 + 0.74 \times M, \quad (1)$$

$$\log(RW) = -0.76 + 0.27 \times M, \quad (2)$$

$$\log(RA) = -3.42 + 0.90 \times M, \quad (3)$$

$$\log(AD) = -6.32 + 0.90 \times M, \quad (4)$$

$$M = 6.81 + 0.78 \times \log(MD), \quad (5)$$

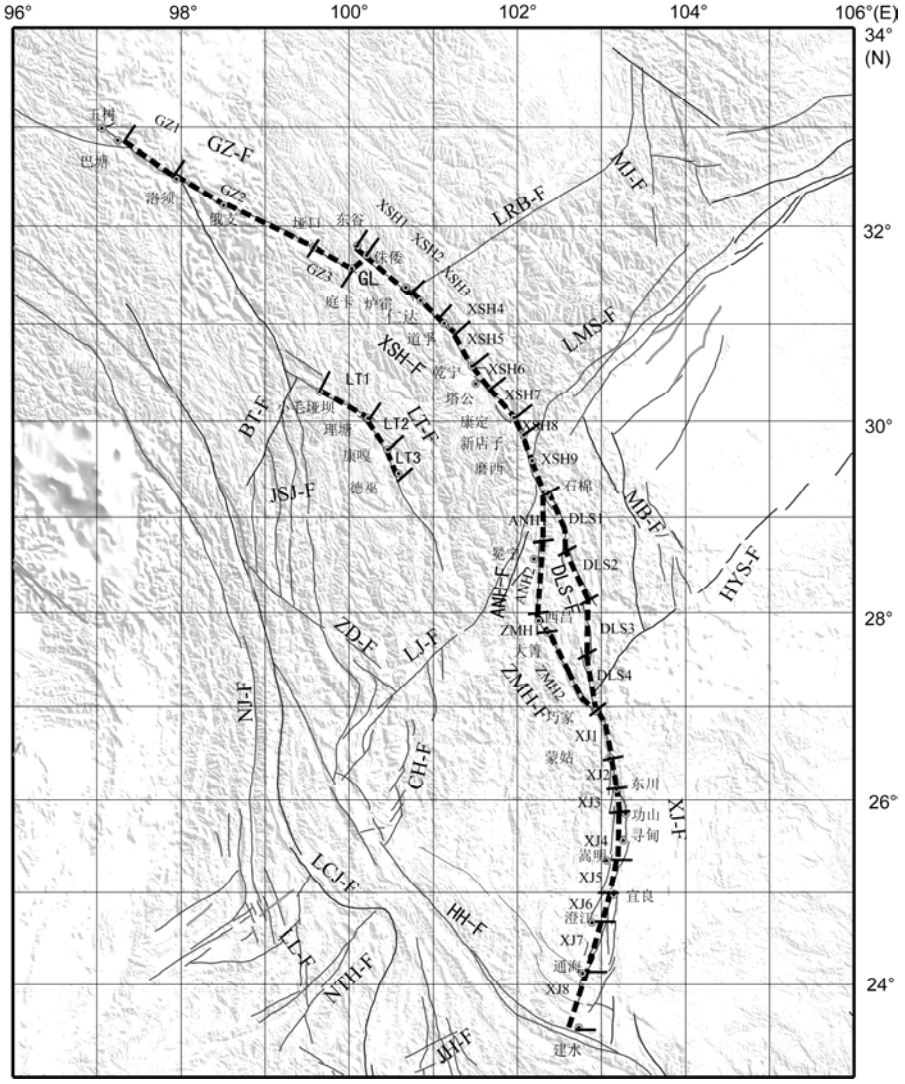

图 1　川滇菱形块体断裂带分布与东边界断裂带分段特征

GZ-F, 甘孜-玉树断裂带; GL, 甘孜拉分盆地内部断裂; XSH-F, 鲜水河断裂带; ANH-F, 安宁河断裂带; ZMH-F, 则木河断裂带; DLS-F, 大凉山断裂带; XJ-F, 理塘断裂带; LRB-F, 龙日坝断裂带; LMS-F, 龙门山断裂带; MJ-F, 岷江断裂带; LJ-F, 丽江-小金河断裂带; CH-F, 程海断裂带; BT-F, 巴塘断裂带; JSJ-F, 金沙江断裂带; ZD-F, 中甸断裂带; HH-F, 红河断裂带; LCJ-F, 澜沧江断裂带; NJ-F, 怒江断裂带; NTH-F, 南汀河断裂带; LL-F, 龙陵-澜沧断裂带; JH-F, 景洪断裂带; MB-F, 马边断裂带; HYS-F, 华蓥山断裂带

其中 M 为矩震级, SRL 为地表破裂长度, RW 为破裂宽度, RA 为破裂面积, MD 为最大地表位错量, AD 为地表平均位错量.

在矩震级 M_{w} 与面波震级 M_{s} 以及标量地震矩 M_0 的转换过程中, 本文采取了钟羽云等[32]给出的走滑断层中主余型地震的关系式(6), 其中 M_0 单位为 N m.

$$\log M_0 = 1.64 \cdot M_{\mathrm{s}} + 7.56, \tag{6}$$

$$M_{\mathrm{W}} = \frac{2}{3}\log M_0 - 10.7. \tag{7}$$

强震引起的震级可以通过这些统计公式给出, 但考虑到区域特殊性以及各种参数之间是否存在内部的自适应问题, 因此本文首先选取了一些现今研究程度较高的断层段进行初步分析, 通过这些野外观察到的错动参数与 Wells 公式计算结果的对比情况, 检查这些公式之间是否具有自适应性(表 2).

在断裂的破裂长度方面, 表 2 和图 3 的结果显示多数情况吻合较好, 相差较大的有 1893 年乾宁地震. Heim[33]认为该地震破裂带从松林口开始延伸至惠远寺

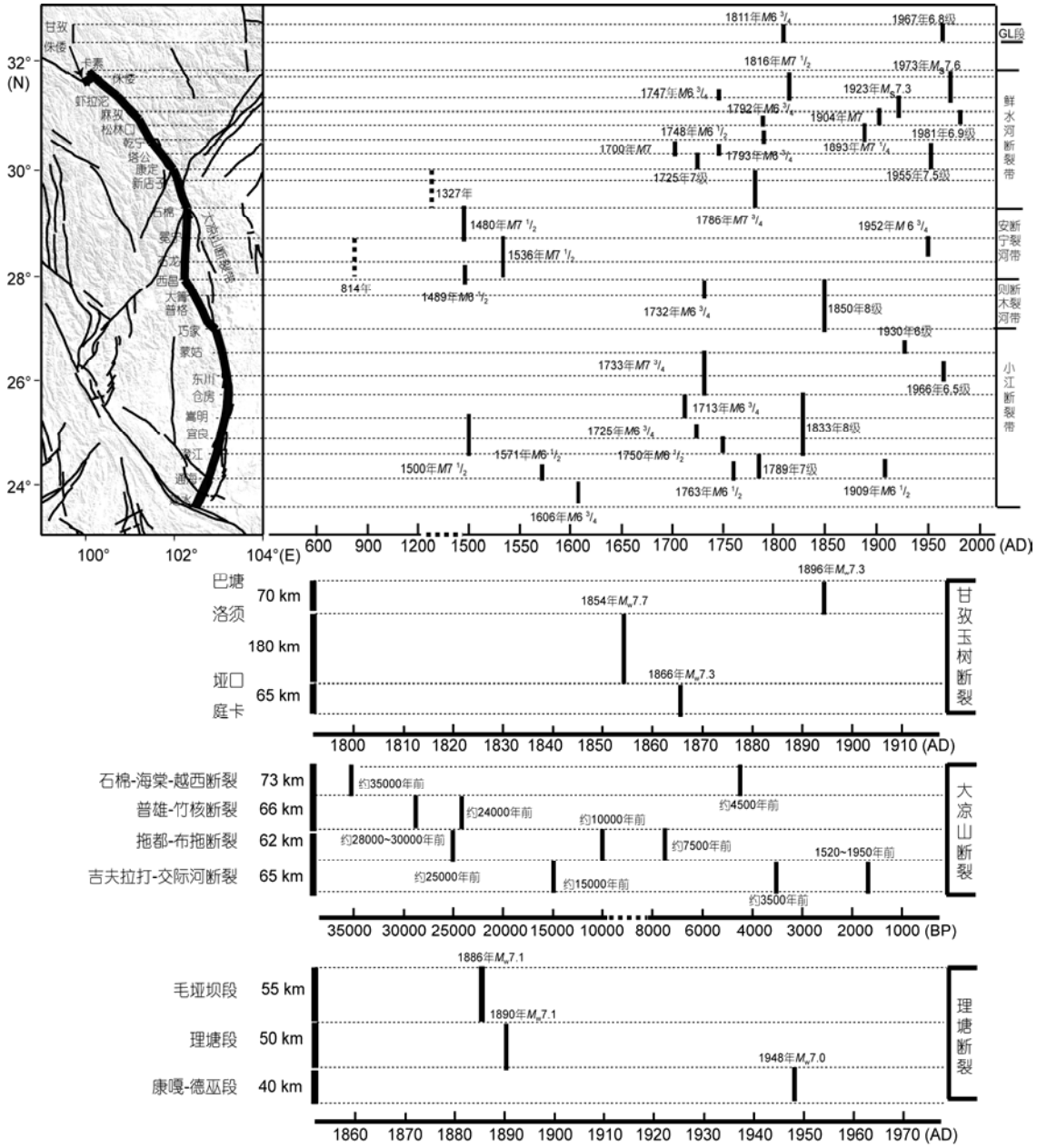

图 2　川滇菱形块体东边界各断裂带分段特征与强震分布

附近, 长度约为 54 km, 并被后续的调查支持[4,34]. 长度 54 km 的破裂段, 地震震级在 M_S7.4 级左右, 与 M7 ¼ 的历史地震震级吻合. 根据公式(1)~(5)该破裂长度 50 km, 最大同震错动距离为 2.34 m, 与野外观测资料较为吻合.

关于断裂的破裂宽度(深度), Wells 等[31]给出了地震震级与破裂的宽度(深度)的关系式, 但考虑到川滇地区岩石圈结构随深度增加逐渐由弹性向塑性转变的特点, 断层的破裂可能局限在某一范围内, 这一范围也即表示断裂的闭锁深度. 朱艾斓等[35]通过小震精定位资料给出了川滇地区的平均闭锁深度大致在 15 km 左右. 王阎昭等[6]在利用 GPS 资料反演该地区各条断裂的滑动速率时, 也发现当闭锁深度在等于 15 km 左右时, 反演得到的残差最小, 结果也最可靠. 因此本文在破裂宽度的选取上, 认为其破裂的宽度基本上维持在 15 km 的范围内, 而不采用 Wells 公

表 1　川滇菱形块体东边界分段特征与破裂参数表

断裂名	断裂区间	断裂段	长度 (km)	地质滑动速率		发生整段破裂的地震	最大水平错动距离 (m)	平均复发周期(a)	复发周期 (a)	参考文献
				左旋(mm a^{-1})	挤压(mm a^{-1})					
甘孜-玉树断裂带	巴塘-洛须	GZ1	70	12±2	−0.6~−1.2	1896 年 M_w7.3	5	–	–	[22, 24]
	洛须-垭口	GZ2	180			1854 年 M_w7.7	9	–	–	
	垭口-庭卡	GZ3	65			1866 年 M_w7.3	5.3	–	–	
甘孜拉分盆地内部断裂	庭卡-侏倭	GL	20	–	–	1811 年 $M6\frac{3}{4}$ 1967 年 6.8 级	–	–	156	[16]
鲜水河断裂带	东谷-侏倭	XSH1	20	–	–	1973 年 M7.6	–	–	–	[18]
	炉霍段	XSH2	70	8.8±3.5	–	1816 年 $M7\frac{1}{2}$ 1973 年 M7.6	4	131~161	157	[4, 18, 25~27]
	仁达段	XSH3	45	10~15	–	1923 年 M_s7.3	3	93~126	–	
	道孚段	XSH4	33	10~15	–	1904 年 M7 1981 年 M_s6.9	0.78	70~96	77	
	乾宁段	XSH5	54	10~15	–	1893 年≥$M7\frac{1}{4}$	2.44	84~118	100~101	
	塔公段	XSH6	31	7.5±0.8	–	–	–	197~269	–	
	康定段	XSH7	44	9.1±0.9	–	1725 年 M7 1955 年 $M7\frac{1}{2}$	3	225~310	230	
	康定-新店子	XSH8	20	9.9±0.6	–	1786 年 $M7\frac{3}{4}$ 1955 年 $M7\frac{1}{2}$	–	–	169	
	磨西段	XSH9	90	9.9±0.6	–	1327 年 1786 年 $M7\frac{3}{4}$	–	360~490	459	
安宁河断裂带	冕宁以北	ANH1	62	3.8±4.2	1.4	1480 年 $M7\frac{1}{2}$	3±0.5	520~660	–	[13]
	冕宁以南	ANH2	84	5~8	–	814 年 $M7\frac{1}{2}$ 1536 年 $M7\frac{1}{2}$	–	–	722	
则木河断裂带	大箐以北	ZMH1	23	6.4±0.6	–	1732 年 $M6\frac{3}{4}$ 1850 年~8 级	–	885~1275	118	[19]
	大箐以南	ZMH2	108	6.4±0.6	–	1850 年~8 级	–		1226	[3]
小江断裂带	巧家-蒙姑	XJ1	50	10±2	−0.2~−0.7	–	–	–	–	[10]
	蒙姑-东川	XJ2	45	10±2	−0.2~−0.7	1733 年 $M7\frac{3}{4}$	–	~1000	~900	[2, 3, 28]
	东川-寻甸	XJ3	40	10±2	−0.2~−0.7	1733 年 $M7\frac{3}{4}$	–			
	寻甸-嵩明	XJ4	48	10±2	−0.2~−0.7	1833 年 8 级	–	830~930	–	[2, 3, 10]
	嵩明-宜良	XJ5	48	10±2	−0.2~−0.7	1500 年 $M7\frac{1}{2}$ 1833 年 8 级	–		333	
	宜良-澄江	XJ6	32	10±2	−0.2~−0.7	1500 年 $M7\frac{1}{2}$ 1833 年 8 级	–		333	
	澄江-通海	XJ7	60	10±2	−0.2~−0.7	–	–	–	–	[8]
	通海-建水	XJ8	60	–	–	–	–	–	–	
大凉山断裂带	石棉-越西次级断裂段	DLS1	73	1~3	–	35000 年前 4500 年前	–	–	–	[10, 11]
	普雄-竹核次级断裂段	DLS2	66	2	–	28000~30000 年前 约 24000 年前	–	–	–	
	拖都-布拖次级断裂段	DLS3	62	2.6~3.9	–	25000 年前 10000 年前 7500 年前	–	–	–	
	吉夫拉打-交际河次级断裂	DLS4	65	3	–	15000 年前 3500 年前 1520~1950 年前	–	–	–	
理塘断裂带	毛垭坝段	LT1	55	4	0.1~1.8	1886 年 M_w7.1	4.1	–	–	[9]
	理塘段	LT2	50	4	0.1~1.8	1890 年 M_w7.1	≥4	500~1000	–	
	康嘎-德巫段	LT3	40	4	0.1~1.8	1948 年 M_w7.0	4.3	–	–	

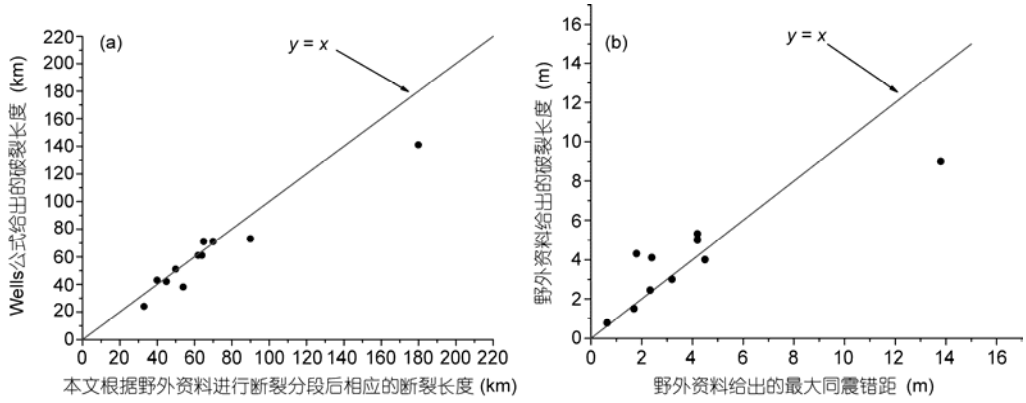

图 3　Wells 经验公式与实际野外观测值对比图

(a) 破裂长度; (b) 最大同震错距

式计算断裂的破裂宽度.

在断裂引起的最大错动距离上, Wells 公式给出的结果与野外观测资料基本符合, 其中相差较大的有 1923 年仁达地震所引起的最大同震位移, 而本文引用 Papadimitriou 等[16]的数据来源于 Allen 等[4], 该文认为其 3 m 的位错量可能是两次地震的错距之和, 如此则 1923 年乾宁地震所引起的最大地表错动量应该为 1.5 m 左右, 这与 Wells 公式的计算结果较为接近.

图 3(a)和 3(b)是 Wells 公式给出的相应震级的破裂长度和最大同震位错量与野外观测资料的结果对比情况. 从图 3(a)中可以看出, 当震级小于 7.5 级时两者的结果较为接近, 但震级变大时, 震级每增大 0.1 级, 其所引起的破裂长度和最大错距的上升幅度也越大, 野外观测资料与 Wells 公式所给出的结果偏差也较大. 另外, 在理塘断裂带理塘段和康嘎-德巫段的两次历史震级问题上, 徐锡伟等[9]利用 Wells 公式根据破裂长度和同震位错量反推出的理塘段震级分别为 M_w7.1 和 M_w7.3, 而康嘎-德巫段则为 M_w7.0 和 M_w7.3. 考虑到强震所引起的最大同震位移容易受到地表破坏以及局部小构造的影响, 而破裂长度虽然也有可能存在一些差别, 但与破裂长度较大的基数相比一般都较小, 因此, 在对于理塘断裂的理塘段和康嘎-德巫段的地震震级标定中, 依据了破裂段长度与震级的关系, 认为理塘段震级为 M_w7.1, 康嘎-德巫段的地震震级为 M_w7.0, 这导致其最大同震错距与 Wells 公式给出的结果有一定的差距(图 3).

通过上述野外观测资料和经验公式的对比可知, Wells 给出的经验公式在本区具有较好的实用性, 由震级推出的破裂长度和最大同震错动距离与实际野外观测的情况较为接近, 在野外资料较为缺失的破裂段可以用来近似计算破裂参数或者根据破裂参数反推震级. 另外本文在利用破裂长度推导震级时, 也考虑到了历史地震的记录情况.

虽然 Wells 也给出了震级与平均同震位错量之间的统计关系式, 但考虑到断裂错动所引起的位移往往在地表破裂带各部分表现不同, 野外观测资料所给出的结果具有相当大的误差, 而 Wells 根据全球强震资料通过拟合所给出的公式(4)同样也存在这方面的问题, 因此本文利用断裂的标量地震矩与破裂长度、错动宽度和平均错动距离的计算公式来给出(表 2). 根据标量地震矩公式:

$$M_0 = \mu \cdot L \cdot W \cdot D, \tag{8}$$

其中μ为地壳的刚度系数, L 为破裂长度, W 为破裂宽度, D 为错动距离. 本文取地壳刚度系数为μ=3×10^{10} N m^{-2}, 断裂宽度为 15 km. 计算结果见表 2(其中 1893 年乾宁地震的震级为 M_S7.4, 1890 年理塘断裂地震为 M_w7.1, 1948 年康嘎-德巫断裂地震为 M_w7.0).

1.3　地震破裂段的滑动速率

川滇菱形块体东边界各主要地震破裂断层段的现今滑动速率的获得, 是检验所计算地震破裂参数的合理性的依据, 也是利用同震位错和现今滑动速率计算特征地震复发周期的基础. 通过上述方法, 可得到相应断层段的平均位错量, 将这一平均位错量除以特征地震复发周期, 即可得到破裂段的位错年积累速率. 位错年积累速率的给出及其与 GPS 反演断层段深部滑动速率对比情况可以直接反映出本方法的可行性.

表 2 川滇菱形块体东边界断裂带各断层段参数表

断裂段	特征震级 (M_s)	破裂段长度(km)		破裂段宽度(km)		最大错动距离(m)		平均错动距离(m)		复发周期(a)		特征地震时间(公元: 年)	断层段年积累速率(mm a^{-1})		GPS 反演的断层段深部速率(mm a^{-1})	
		本文	文献[31]	本文	文献[31]	野外观测	文献[31]	文献[31]	本文计算	历史记录	本文		断层段计算	深部速率折算	走滑速率	倾滑速率
GZ1[22]	7.6	70	71	15	16.3	5	4.2	2.5	3.35	–	356±24	1896	–	9.4±0.8	12.0±0.8	–0.1±0.9
GZ2[22]	8.0	180	141	15	21	9	13.8	6.1	4.91	–	517±34	1854	–	9.5±0.8	12.1±0.8	–0.5±0.9
GZ3[22]	7.6	65	71	15	16.3	5.3	4.2	2.5	3.61	–	391±41	1866	–	9.5±1.0	12.1±1.0	–0.2±0.9
GL[16]	6.8	20	–	15	–	–	–	–	0.23	156	256±110	1811, 1967	–	1.1±0.6	1.4±0.6	–4.1±0.9
XSH1	6.8	20	73	15	16.4	4	4.5	1.84	0.57	–	⩾403	–	–	0.24±1.5	0.3±1.5	0.0±0.9
XSH2[16]	7.5	70							2.3	157	240±26	1816–1973	16.7	9.7±1.3	12.3±1.3	–0.1±0.8
XSH3[16]	7.3	45	42	15	13.4	3	1.7	0.9	1.7	–	176±16	1923	–	9.6±1.5	12.2±1.1	–0.1±0.8
XSH4[16]	7.0	33	24	15	10.9	0.78	0.64	0.47	0.74	77	78±7	1904, 1981	9.6	9.5±1.1	12.1±0.7	–0.1±0.8
XSH5[16]	7.3	54	38	15	12.9	2.44	1.44	1.2	1.4	–	144±13	1893	–	9.8±1.4	12.4±0.7	–0.1±0.8
XSH6[16]	7.1	31	–	15	–	–	–	–	1.7	–	192±20	–	–	8.8±1.2	11.2±0.7	–0.1±0.8
XSH7[16]	7.3	44	61	15	15.3	3	3.2	1.5	1.7	230–459	193±19	1725–1955	10.9–8.3	8.9±1.1	11.4±0.9	0.5±0.6
XSH8[16]	6.8	20							0.84		95±9			8.9±1.0	11.3±0.9	0.6±0.6
XSH9	7.5	70	-	15	–	–	–	–	2.3	–	285±39	1786–1327	–	8.2±1.4	10.4±0.9	1.2±0.6
ANH1[8]	7.5	62	61	15	15.3	3±0.5	3.2	1.5	2.6	520~660	518±72	1480	4.4±0.6	5.1±0.9	6.5±0.9	0.6±0.6
ANH2	7.7	84	–	15	–	–	–	–	4.1	722	708±77	814, 1536	–	5.8±0.8	7.4±0.8	0.6±0.6
ZMH1	6.9	23	–	15	–	–	–	–	0.73	118–1226	149±17	1732–1850	–	5.0±0.7	6.3±0.7	–1.3±0.6
ZMH2	7.8	108	–	15	–	–	–	–	4.6	–	850±98	–	–	5.5±0.8	7.0±0.8	–1.3±0.6
XJ1	7.4	50	–	15	–	–	–	–	2.2	–	282±26	–	–	7.9±0.9	10.0±0.9	–0.7±0.6
XJ2	7.3	45	–	15	–	–	–	–	1.7	900	220±25	1733	–	7.7±1.1	9.8±1.1	–0.7±0.6
XJ3	7.3	40	–	15	–	–	–	–	1.9		249±23		–	7.6±0.9	9.7±0.9	–0.7±0.6
XJ4	7.3	48	–	15	–	–	–	–	1.6	–	200±22	–	–	8.0±1.1	10.1±1.1	–0.7±0.6
XJ5	7.3	48	–	15	–	–	–	–	1.6	333	200±22	1500–1833	–	8.0±1.1	10.1±1.1	–0.7±0.6
XJ6	7.1	32	–	15	–	–	–	–	1.1		143±13		–	7.8±0.9	9.9±0.9	–0.7±0.6
XJ7	7.5	60	–	15	–	–	–	–	2.7	–	365±35	–	–	7.4±0.9	9.4±0.9	–0.7±0.6
XJ8	7.5	60	–	15	–	–	–	–	2.7	–	508±48	–	–	5.0±1.1	6.3±1.1	–0.7±0.6
DLS1	7.6	73	–	15	–	–	–	–	3.2	–	1065±213	–	–	3.1±0.8	4.0±0.8	0.5±0.6
DLS2	7.5	66	–	15	–	–	–	–	2.4	–	806±162	–	–	3.1±0.8	4.0±0.8	0.5±0.6
DLS3	7.5	62	–	15	–	–	–	–	2.6	–	860±172	–	–	3.1±0.8	4.0±0.8	0.7±0.6
DLS4	7.5	65	–	15	–	–	–	–	2.5	–	820±164	–	–	3.1±0.8	4.0±0.8	0.5±0.6
LT1	7.4	55	–	15	–	–	–	–	2.0	–	620±130	1886	–	3.4±0.9	4.3±0.9	0.5±0.6
LT2[9]	7.4	50	51	15	14.4	4.1	2.4	1.2	2.2	–	649±130	1890	–	3.4±0.9	4.5±0.9	0.5±0.6
LT3[9]	7.3	40	43	15	13.5	4.3	1.8	1	1.9	–	555±111	1948	–	3.4±0.9	4.5±0.9	0.4±0.6

1.3.1 历史资料得到的位错年积累速率

本文通过搜集资料得到了某些断层段的强震复发周期, 而这些强震复发资料的研究方法大致可分为两种: 一种是根据一定地质历史事件以来的平均积累速率(通过地貌断错幅度和年代学资料方法给出)和同震平均错动距离来计算出的断裂的平均复发周期, 如闻学泽[26]给出的鲜水河断裂带平均复发周期, 李坪[3]得出的则木河断裂带全新世以来的 8 级地震复发周期为 888~1275 年, 小江断裂带东川地震破裂段的地震复发周期 1000 年左右, 嵩明地区的 8 级地震原地复发周期为 830~930 年之间. 另外一种则由一定地质时期以来的多次古地震的平均间隔给出, 如冉永康等[13]利用 1700 年以来的 3 次地震事件得出安宁河北段强震复发间隔为 520~600 年, 李坪[3]对东川地震破裂段的两次古地震 ^{14}C 测年结果进行分析后, 认为其时间间隔在 900 年左右.

如果利用上述第一种方法来计算断层段的位错年积累速率, 然后再根据这一位错年积累速率求得的复发周期资料, 计算这些断层段的位错年积累速率, 属于循环计算. 所以本文在使用地震复发周期时,

只选择了有历史地震复发现象的复发间隔和古地震给出的平均间隔资料.

在所研究的断层段中, 存在着一条比较特殊的断层段, 即甘孜拉分盆地内部断裂, 它位于甘孜-玉树断裂带与鲜水河断裂带之间, 而并非位于主边界断裂上. 甘孜拉分盆地内部断裂在 1811 年和 1967 年发生了两次约 6.8 级左右的地震, 断裂长度约 20 km, 并伴有 0.23 m 的左旋位错量和 0.64 m 的拉张分量[16]. 由于该断裂位于甘孜拉分盆地内部, 震级较小以及兼具走滑和正断的特征, 因此在计算断裂滑动参数时, 认为该断裂的断裂参数为破裂长度 20 km, 左旋分量为 0.23 m, 拉分分量为 0.64 m, 倾角为 85°. 甘孜拉分盆地的错动距离为 $D=\sqrt{\left(\frac{0.23}{\sin 85^{\circ}}\right)^{2}+0.64^{2}}=0.68$ m, 从而根据公式 8 得到其破裂宽度为 12.6 km.

综合上述资料, 本文得到川滇菱形块体东边界断裂带各断层段的错动距离和位错年积累速率(表 2).

1.3.2 基于三维深断裂位错模型反演各断层段滑动速率

前人通过 GPS 反演给定的滑动速率只是某些断裂带的滑动速率[6,7], 而本文所需要的滑动速率则是更为细化的独立各断层段滑动速率, 因此本文没有采用前人的结果, 而是基于三维深断裂位错模型来反演这些断层段的深部滑动速率, 进而与位错年积累速率进行对比.

在进行同震形变计算以及同震形变对周围断层段影响值的反演过程中, 采用了根据弹性体位错理论[36,37]建立的三维深断裂位错模型[38~40]. 该模型在研究间震期的断层形变过程中, 认为断裂的闭锁层呈现闭锁状态, 闭锁层之下在以长期不变的速率错动, 此时断层闭锁层两侧的地壳处于弹性能量的积累过程; 而在研究同震位移形变时, 闭锁层发生瞬间错动, 能量迅速释放, 但闭锁层之下断裂在很短时间内可被视为一种“闭锁”状态; 当地震发生后的相当长时间内, 闭锁层逐渐恢复闭锁, 重新进入间震期的能量积累阶段, 并伴随着各断裂对震后形变的调整作用. 该模型与 Shen 等[7]利用刚性块体模型及跨断层的剖面投影方法和王阎昭等[6]利用断层连接元模型给出了川滇地区主要活动断裂的滑动速率结果相类似. 与王阎昭等[6]给出的连接元模型相比, 三维深断裂位错模型更多的考虑到断裂的几何分布特征, 认为断裂并非总是以直立的形式存在于闭锁层之下, 可能具有一定的倾角, 这与地球物理探测资料所给出的断层剖面的结果一致.

在 GPS 速度场资料方面, 本文选取了 Shen 等[7]所给出的位于该地区的 248 个 GPS 站点多期数据, 利用三维深断裂模型来反演川滇菱形块体东边界的滑动速率[41], 主要断裂的几何模型及其参数见参考文献[42].

在建立断裂错动的几何模型中, 本文参考了前人大量的野外地质观察和 GPS 研究所给出的断裂活动习性方面的资料, 对该地区主要活动断裂进行了简化(图 4). 其简化原则见参考文献[42], 另外本文将主要活动断裂尽量闭合, 这样既可以减小断裂端点的效应, 又可以充分考虑断裂所围限的活动块体的整体运动特征.

区域的活动断裂具体参数来源于前期的研究[42], 断裂几何模型主要包括了断裂的位置、倾向、倾角、闭锁深度, 其中断裂的闭锁深度为川西高原地区的缺震层深度在 15 km 左右, 四川盆地内部断裂为 20 km 左右, 且在三维深断裂位错模型中闭锁深度对反演结果影响不大, 尤其是本文所研究的以走滑作用为主的断裂带.

考虑到本文的目的是得到川滇菱形块体东边界断裂带各分段错动层的深部滑动速率, 因此在几何模型中对这些断裂带按照前文给出的分段模式进行细化, 并采用约束条件以保持其相邻的断裂段之间的滑动速率具有一定的连续性; 由于断裂调节区域形变场的长期性, 在反演时也考虑了区域整体的平移和旋转作用.

基于断裂的三维几何模型和几何分段特征, 本文利用三维深断裂位错模型进行了多次反演. 由于 GPS 站点多集中在东边界断裂带附近, 本文首先对川滇菱形块体东边界各断裂段进行初步反演, 然后将反演所得到的东边界断裂带滑动速率作为宽松约束条件来反演所有断裂带的滑动速率, 这样基本上保证了所研究的川滇菱形块体东边界断裂带各地震破裂段反演结果的合理性和准确性, 这一过程可以通过修改滑动习性不确定性较大断裂的滑动初值, 使所得到残差平方根的总和达到最小, 并最终得到了 GPS 速度场与断裂错动引起位移场之间的最佳拟合结果, 获得这一 GPS 速度场所需各条断裂段错动层的滑动调节量(图 4), 本文结果与 Shen 等[7]和王阎昭等[6]给

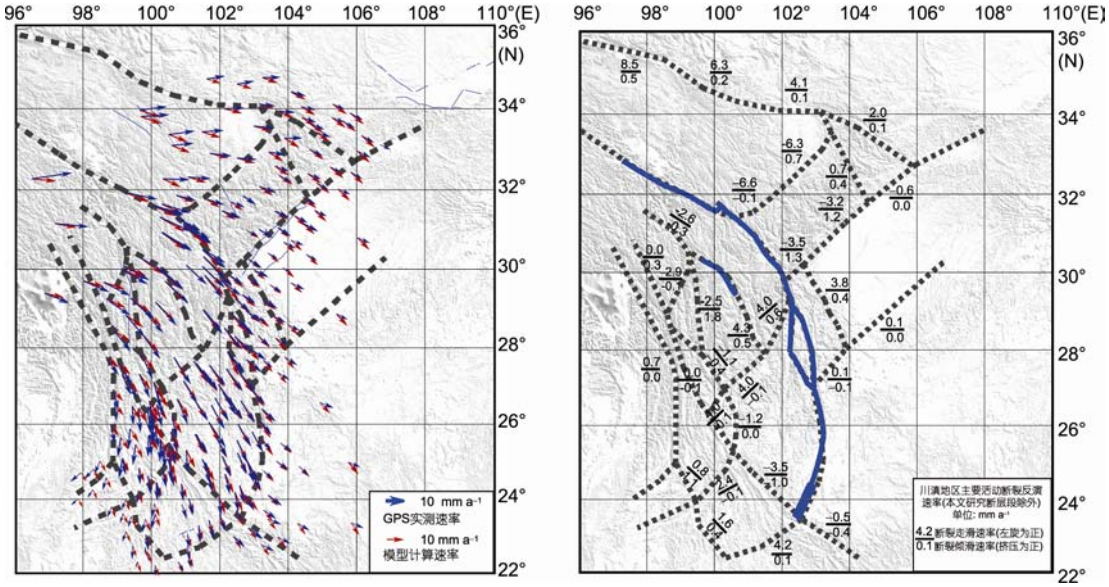

图 4　利用深断裂位错模型对川西地区现今地壳形变场的反演

出的结果相差不大. 图 4 给出了本文所研究的各条断裂段的滑动速率反演情况及其结果, 其中表 2 中给出了本文所研究的各断层段的深部滑动速率.

1.3.3　地震破裂的积累滑动速率与 GPS 反演速度的对比

对比前文通过地震破裂资料得到的位错年积累速率与 GPS 反演得到断层段深部滑动速率(表 2, 图 5), 结果显示 GPS 反演得到的深部滑动速率与根据地震破裂资料得到的断层段的位错年积累速率对应程度较好, 即前者大的断层段后者也较大, 且前者较后者大, 仅个别断层段的位错积累滑动速率大于深部滑动速率.

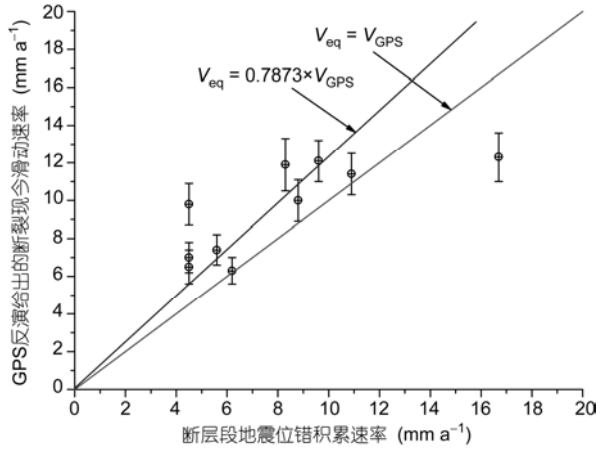

图 5　本文得到的 GPS 滑动速率与位错年积累速率结果对比图

在对比两者关系时, 将其中地震位错年积累速率与深部滑动速率比值最大的事件和最小的事件除去(表 2 中的 XSH2 段和 XJ2+XJ3 段两次事件), 利用其他段两者之间的关系给出位错年积累速率和深部滑动速率的比例关系式:

$$V_{eq} = 0.7873 \times V_{GPS}, \tag{9}$$

其中 V_{eq} 代表特征地震位错年积累速率(浅部速率), V_{GPS} 代表 GPS 反演反映的断层段深部滑动速率.

对未知断层段, 利用该关系式以 GPS 反演出的深部滑动速率来求得浅部的地震位错年积累速率, 然后利用断层平均位错量和该地震的位错年积累速率, 求得特征地震的复发周期(表 2).

2　同震形变场及其对周边断裂的影响程度的反演

利用各地震破裂段的破裂参数同样也可计算出历史地震所形成的形变场以及这一同震形变所造成的邻近断层段的应变积累和释放, 该积累和释放对周边断层段的地震复发会产生影响. 从历史地震的情况看, 1700 年以来该地区的历史地震记录较为完整[8], 且从计算出的复发周期看, 大多数断层段的特征地震复发周期在 300 年的范围内, 因此本文选取了

1700 年以来的历史强震(不小于 $M6\frac{3}{4}$)来计算这一影响作用. 其中某些地震可能未完全破裂其断层段, 但为了考虑所引起的变化, 本文仍然认为其破裂为整段, 破裂长度和宽度与特征地震一样, 只是引起的平均位错量较小. 表 2 给出了这些历史地震的破裂参数, 具体地震事件及所发生断层段.

对于同震形变场影响的计算, 本文采用程佳[42]在计算汶川地震的同震形变场对川滇地区其他断裂的地震发生趋势影响时所使用的方法. 首先利用弹性位错模型计算出强震所引起的同震形变场, 在计算各次地震引起的同震形变场时, 将研究区设置成 0.5°×0.5°的 GPS 网格, 每个网格点设置一个虚拟的 GPS 站点, 另外在每个发震断层段两个端点的中心点处设置一个虚拟的 GPS 剖面. 当某个断层段发生地震时, 其所引起的同震形变场的变化将在这些 GPS 剖面上体现, 这一剖面两侧的 GPS 站点位错量的差异, 决定了该剖面所穿过的断层段的潜在位移量, 这样的 GPS 点设置有利于对断层段的潜在滑移量的逐次反演. 然后基于该同震形变场和川滇地区活动断裂三维几何模型来反演各条断裂段在该同震形变的调整情况, 其中主要为本文所研究的各断层段深部错动层对各次地震同震形变场的反映. 这样既能够考虑到同震位移场对周边断层的影响情况, 也能够反映区域整体运动特征在同震形变场中的变化情况.

在该反演过程中, 第一步利用所有的 GPS 站点的位移量来反演主破裂段发震层(闭锁层)之下的错动层的潜在滑动量, 由于邻近发震断层段的 GPS 站点同震位移量较远处的 GPS 站点同震位移量大得多, 其反映的主要为主破裂段的滑动情况. 在此过程中将虚拟 GPS 站点的同震位移量的误差设置为一个趋近于 0 的值, 而断层滑动初值设置为 0, 误差值相应的较大, 并逐渐调节周边断层的滑动速率, 使所得到残差平方根的总和达到最小, 得到 GPS 速度场与断裂错动引起位移场之间的最佳拟合结果. 第二步将主破裂段两侧的 GPS 剖面除去, 利用剩余的虚拟 GPS 站点的位移量来反演相邻的断层段在同震形变场中的潜在滑动量, 先利用各断层段两侧 GPS 剖面反演单个断层段的调整情况, 然后将这些反演值作为初值整体反演这些断层段的调整情况. 采用与第二步相同的方法, 进行逐步计算, 将上述相邻断层段两侧的虚拟 GPS 站点剖面除去, 反演更远的断层段错动层的潜在滑动量.

按照这样的方法逐步进行, 最终得到该次地震同震形变场下的川滇菱形块体东边界各断层段错动层的潜在滑动量, 并将这一潜在的滑动量除以 GPS 反演得到的深部滑动速率, 得到其对周边地震能量积累的影响值, 即: 地震对周边断层段能量积累有多少年的促进或减缓作用. 如果将这一影响值再除以断层段的复发周期, 即可得到断层段发震趋势在各次地震中的影响程度(图 7).

以 1854 年 GZ2 段 M_s8.0 级地震为例, 简要说明本文的反演过程及其结果. 1854 年在甘孜-玉树断裂带 GZ2 段上发生了 M_w7.7 级左右地震[9], 其 M_s 震级则在 8.0 级左右. 首先本文利用 Okada 三维深断裂位错模型计算该破裂所引起的同震形变场(图 6), 即深部错动层视为闭锁, 浅部闭锁层(发震层)发生错动所形成的各虚拟 GPS 站点的同震位移量, 然后逐步反演出各断层段的深部错动层在同震形变场中的潜在滑动量, 反演结果见图 6.

通过这样的方式, 本文得到了 1854 年 GZ2 上的 M_s8.0 地震对川滇菱形块体东边界各主要断层段的影响, 这一影响值为各断层段错动层的潜在滑动量, 将该潜在滑动量除以断层段深部的平均速率(GPS 反演给出), 即可得各断层段在该次地震中的调整量. 从结果可以看出(图 7), 该次地震对相邻两断层以及甘孜拉分盆地内部断层段的复发现象影响较大, 分别为 29.3, 16.1 和 77.9 a, 另外对整个鲜水河断裂带的各断层段以及理塘断裂带的三段都有影响, 对其他发震断层段影响程度不大. 其中该调整量为正值时, 表明地震对断层段的能量积累有促进作用. 从影响效果看, GZ1 段和 GZ3 段分别在 1896 和 1866 年发生了特征地震, 可能与 1854 年地震的影响作用有一定的联系.

与 1854 年 GZ2 段 M_s8.0 级地震的结果类似, 其他各次地震也都对其他断层段有一定的影响, 其中对相邻的断层段的影响较大(图 7).

其中本文计算的 1893 年地震的发生使得 1904 年地震的发生提前了 7.9 a, 1904 年地震的发生对 1923 年地震提前了 5.4 a; 1923 年地震的发生使得 1955 年地震提前了不到 0.1 a; 1967 年地震的发生使得 1973 年地震提前了 4.8 a, 1973 年地震的发生使得 1981 年地震提前了 3.6 a; 与王辉等[15]利用应力触发资料给出的 6.6, 8.4, 0.7, 8.1 和 5.3 a 结果有一定相似

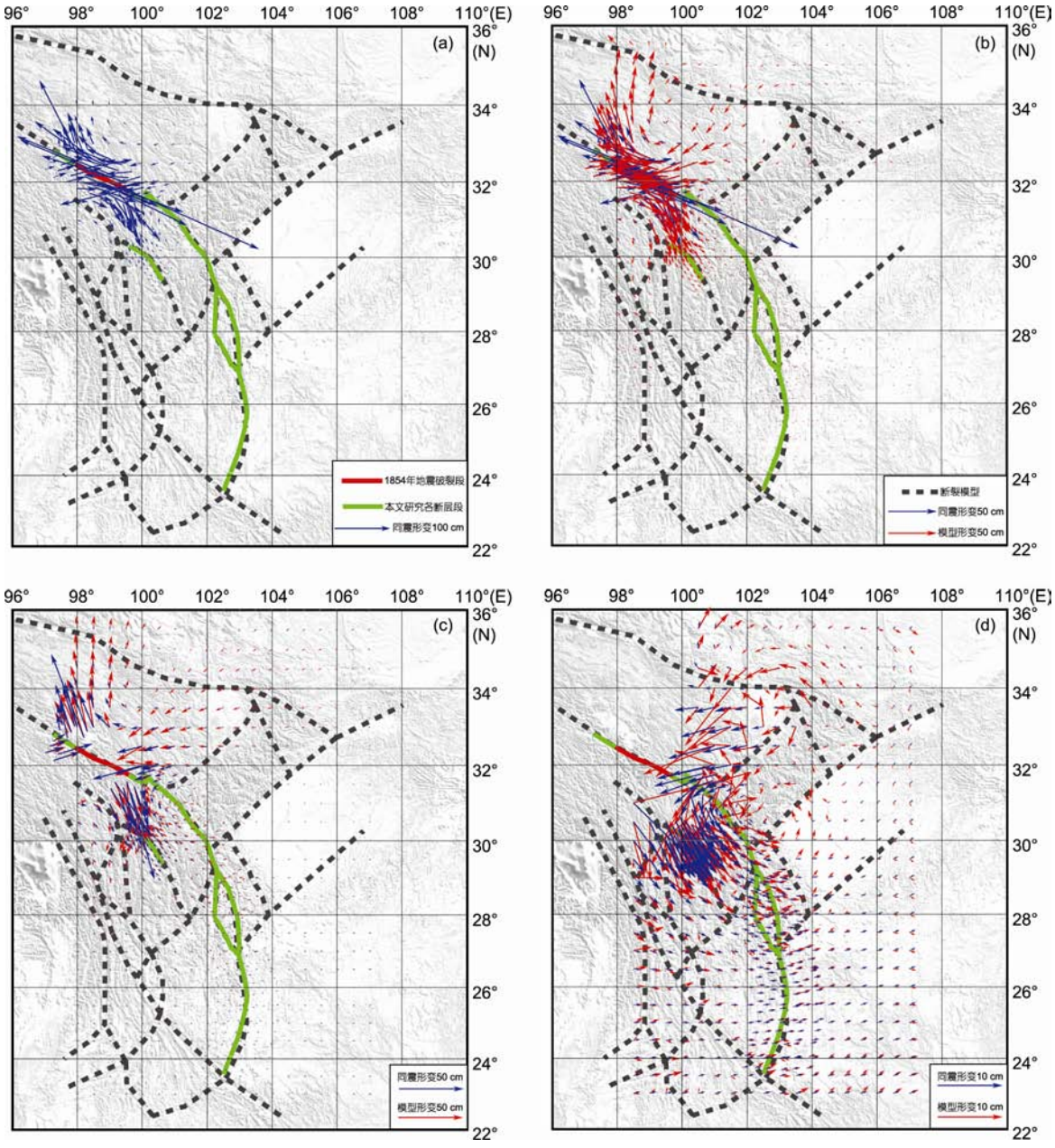

图 6　周边断层段对 1854 年强震调节作用的反演

(a) 1854 年甘孜-玉树断裂带 Ms8.0 级地震同震形变场; (b) 主破裂段对 1854 年同震形变场的调节作用反演图; (c) 甘孜-玉树断裂对 1854 年同震形变场的调节作用反演图; (d) 川滇东边界断层段对 1854 年同震形变场的调节作用反演图

之处, 也有部分差别较大.

如果利用相同的原始数据计算, 两者相差结果并不大, 引起该差别的原因是本文使用的震级是根据断层段长度利用统计公式得到的, 然后利用该震级计算出的标量地震矩与王辉等[15]根据其他资料得到的标量地震矩相差较大, 对所计算结果有一定的影响, 另外断层分段的差别也会引起一定的差别.

3　强震演化特征分析

为了更为直观的体现各断层段的能量积累程度及其所反映的临震危险程度, 本文采取了以下方法:

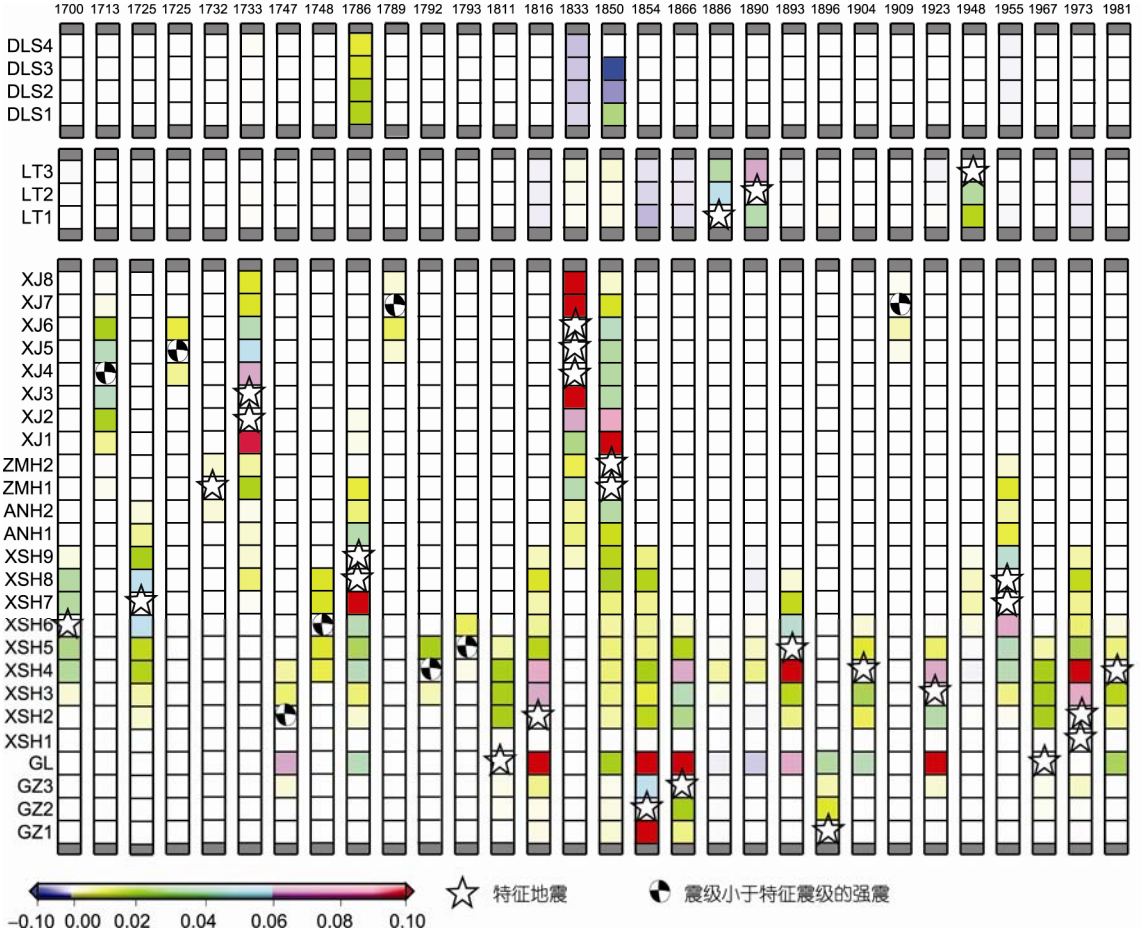

图 7　川滇东边界主要活动断裂带地震间相互影响效果图

横坐标为地震发生的时间, 纵坐标为地震发生的断层段, 五角星和震源球表示发生的地震, 其中五角星为特征地震, 震源球表示为震级小于特征震级的地震. 图中颜色代表地震对该段的影响程度, 没有单位, 大致范围在–0.1~0.1, 部分值超过该范围; 蓝色为负值, 表示地震对该断层段的能量积累有减缓作用; 白色为 0, 表示地震对该断层段作用不明显; 其他彩色代表地震对该断层段的能量积累有促进作用, 颜色越深, 促进作用越明显

首先将各断层段的特征地震离逝时间除以复发周期(平均值), 得到该断层段的离逝程度. 其中在某两次特征地震之间, 可能发生过强震, 而其震级远小于特征地震, 但能量释放较为明显, 本文的处理办法是将该次地震所产生的平均位移量从该断层段的总位移积累量中减去, 如 XSH6 段在 1748 年发生的 M_S6.8 级地震, 与特征震级 M_S7.1 级相差较大. 然后将各次地震的对断层段发震趋势影响程度的总和纳入到各断层段离逝程度中, 得到各断层段在各个时间点的能量积累程度. 在此过程中选取了各断层段在各次地震震前的能量积累程度, 以便显示出每次地震震前破裂断层段的能量积累程度(见图 8). 如 GL 段在 1967 年震前的能量积累程度是: 1811 年和 1967 年之间各次地震对该段影响程度的累加, 再加上 156 年的离逝程度(其中 1811 年 GL 段震后的能量积累程度为 0, 而其他各段在 1967 年震前的能量积累程度并不包括 1967 年地震的影响程度), 这样该能量积累程度可被认为是一种临震危险程度(如果某段之前没有发生过地震, 该段无法进行离逝时间计算, 其临震危险程度一直设为零).

结果显示具有复发现象的断层段的临震危险程度一般都大于 1, 甘孜拉分盆地内部断裂(GL 段)1967 年临震危险程度为 1.85, 鲜水河断裂带炉霍段(XSH2 段)1973 年临震危险程度为 0.75, 鲜水河断裂带道孚段(XSH4 段)1981 年临震危险程度为 1.17, 鲜水河断裂带康定段(XSH7 段)与康定-新店子段(XSH8 段)在

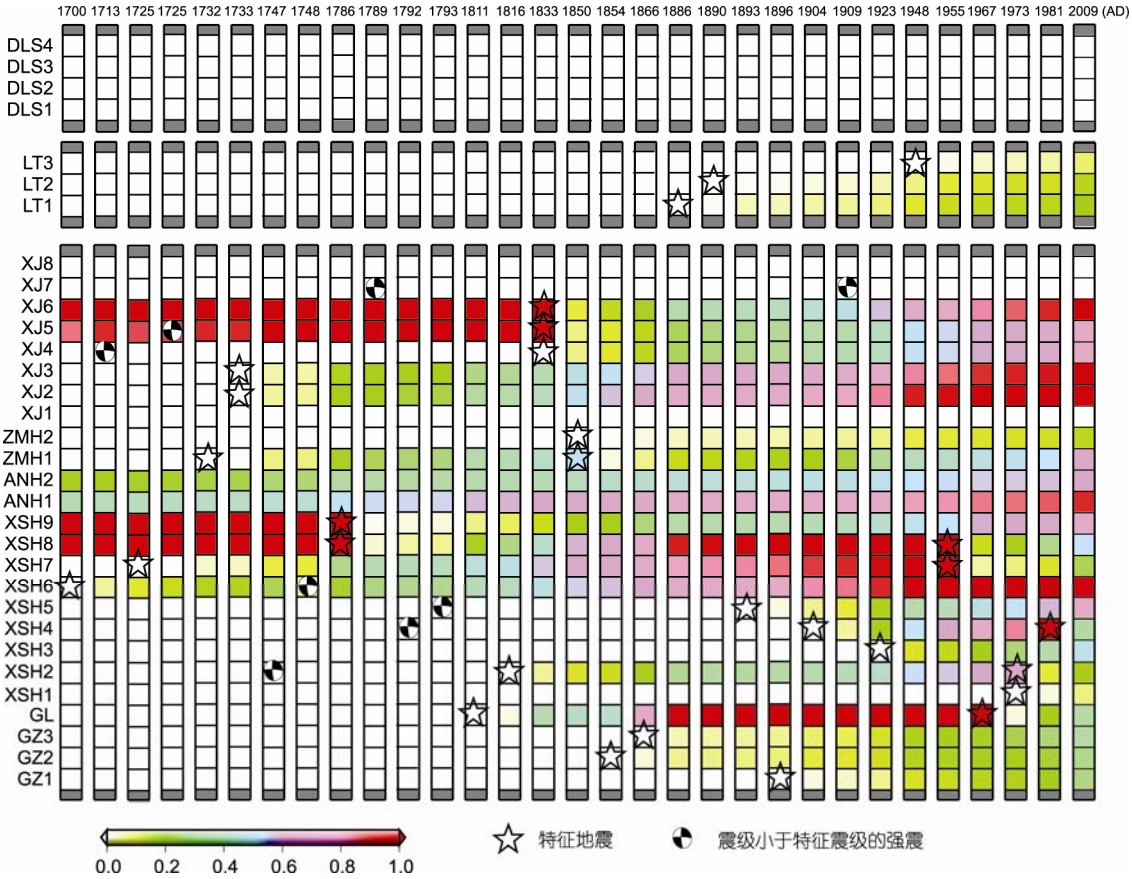

图 8　川滇东边界主要活动断裂带各段的临震危险程度

横坐标为地震发生的时间, 纵坐标为地震发生的断层段, 五角星和震源球表示发生的地震, 其中五角星为特征地震, 震源球表示为震级小于特征震级的地震. 方框内的不同颜色分别代表断层段的临震危险程度, 颜色越深临震危险程度越高, 大于 1 时为红色. 方框颜色为白色表示断层段没有特征地震的记载, 临震危险程度设置为 0

1955 年临震危险程度分别为 1.31 和 1.82, 鲜水河断裂带康定-新店子段(XSH8 段)与鲜水河断裂带磨西段(XSH9 段)在 1786 年临震危险程度为 4.92 和 1.62, 则木河断裂带大箐以北段(ZMH1 段)1850 年临震危险程度为 0.6.

其中某些数字较大或较小的原因可能有: 1973 年发生在 XSH1 段和 XSH2 段上的炉霍地震, XSH2 临震危险程度为 0.75, 小于 1. 从图 3 和表 2 中的数据可以看出, 本文根据 GPS 给出的断层段位错年积累滑动速率(12.3×0.7873 mm a^{-1})与现实断层段位错年积累速率(16.7 mm a^{-1})之间有较大的差别, 该差别的原因可能是该断层段位于鲜水河断裂带尾端, 现今活动状态不明显的 XSH1 段(1816 年未破裂)在很长一段时间内积累了较大的能量, 在 XSH1 段首先破裂所引起的同震形变场作用下, XSH2 段提前破裂, 也直接导致了本文计算的该段复发周期较小以及位错年积累速率较高(图 2, 表 2). 如果按照 16.7 mm a^{-1} 的断层段位错年积累速率计算, 其值为 1.29, 该数值更能代表此断层段在 1973 年炉霍震前的临震危险程度; 1786 年震前鲜水河断裂带康定-新店子段(XSH8 段)的临震危险程度为 4.92, 该结果可能有出入. 其根据是: 第一, 该段长度较磨西段(XSH9 段)甚小, 可能为磨西段破裂后引起的同时破裂; 第二, 该段在 1327 年至 1786 年之间发生过地震, 且其特征震级仅为 6.8 级, 产生的影响较少, 故历史记录和地表破裂资料未有. 1850 年震前大箐以北段(ZMH1 段)的临震危险程度为 0.6, 而该段的长度较大箐以南段(ZMH2 段)小很多, 可能是该次地震的破裂尾端部分所致.

其他断裂段的临震危险程度可认为是合理的. 因为这些断层段(除 XSH9 段外)都在 1700 至今发生

过两次特征地震, 而 XSH9 段的长度和特征震级较大, 在公元 1327~1786 年之间的特征地震不应该有缺失现象出现.

综合上述结果, 本文认为临震危险程度较为合理的有: 1967 年 GL 段的临震危险程度 1.85, 1973 年 XSH2 段的临震危险程度 1.29, 1981 年 XSH4 段临震危险程度 1.17, 1955 年鲜水河断裂带 XSH7 段的临震危险程度 1.31, 1955 年 XSH8 段的临震危险程度 1.82, 1786 年鲜水河断裂带磨西段(XSH9 段)临震危险程度 1.62. 由此可见, 一般当临震危险程度接近或大于 1.2 时, 该段危险性较高. 此时临震危险程度接近或大于 1.2 而非 1 的原因可能是本文在计算地震复发周期时, 最原始的数据都来源于实际观测到的复发周期, 这一复发周期则已经包括了断层自身能量积累和其他地震对这些断层的作用, 而本文又计算了各次地震对周边断层段的影响, 且这一影响值均为促进作用(图 7), 因此两者的叠加作用导致了临震危险程度的偏大. 本文为了既能突显出各断层之间的相互作用情况, 又能真实的反映断层自身的能量积累情况, 将所求得的临震危险程度进行了归一化处理, 即各值均除以 1.17. 这样上述震例所显示的临震危险程度的最小值为 1, 即 1967 年 GL 段的临震危险程度 1.58, 1973 年 XSH2 段的临震危险程度 1.10, 1981 年 XSH4 段临震危险程度 1, 1955 年鲜水河断裂带 XSH7 段的临震危险程度 1.12, 1955 年 XSH8 段的临震危险程度 1.56, 1786 年鲜水河断裂带磨西段(XSH9 段)临震危险程度 1.38. 从上述结果看, 本文归一化后最终给出的临震危险程度与实际观测的断层段的离逝程度也较为一致.

因此采用上述方法, 到 2009 年为止, 临震危险程度大于 1 的断层段有鲜水河断裂带塔公段(XSH6) 1.35, 小江断裂带蒙姑-东川段 1.17(XJ2), 东川-寻甸段 1.04(XJ3), 宜良-澄江段 1.09(XJ6); 临震危险程度接近于 1 的断层段有安宁河断裂带北段(ANH1), 其值为 0.92(图 8). 这些断层段也是最大剪应变率高值区[43], 与 Wen 等[8]根据地震破裂空区给出地震危险断裂段也较为一致, 其给出的危险性断层段为鲜水河断裂带康定-八美段(XSH6 和 XSH7 段), 安宁河断裂带冕宁-西昌段(ANH2 段), 小江断裂带巧家-东川段(XJ1, XJ2 和 XJ3 段), 小江断裂带最南端(XJ6, XJ7 和 XJ8 段). 本文的结果仅在安宁河断裂带上与 Wen 等[8]的结果有一定的差别, 其主要原因是本文给出的 ANH1 段的历史地震资料主要来自于冉永康等[13]根据古地震资料得出的最新结果, 因此较 Wen 等[8]的资料更全面.

4 讨论与结论

特征地震复发周期问题一直是地震科学中的热点问题, 也是研究各断层段地震危险性的主要依据. 在古地震研究程度较高和历史地震记载较全面的地区比较容易获得, 但是考虑到古地震研究的难度和人类有历史记载的时间较短, 一般很难获得较为全面的关于某个断裂系的各断层段的特征地震复发周期. GPS 等新技术在地壳形变中的应用, 为我们认识各活动断裂带的现今活动程度提供了依据, 而利用 GPS 资料来反演各断层段的深部滑动速率已成为一种可能. 综合以上两个方面的情况, 得到特征地震位错年积累速率和 GPS 反演给出的各断层段的深部错动速率之间的关系, 然后将这一关系推广到所有断层段上, 给出了各断层段的复发周期.

从本文所得到的 V_{eq} 和 V_{GPS} 的结果看, V_{eq} 所代表的地震位错能量积累速率小于 V_{GPS} 所代表的断层段的滑动速率, 这也与 Wallace[44]认为的断层的地震平均位错积累速率是断层段的滑动速率减去蠕滑速率的结论较为一致, 如果按照本文的结论, 那么这些断层段的蠕滑速率所占滑动速率的比率大致为 $(V_{GPS}-V_{eq})/V_{GPS}$=21.27%, 与 Wallace[44]给出的 6 级地震以上断层段蠕滑速率大致在 10%~30%左右也较为接近, 因此该结论较为合理.

利用地震破裂参数来计算断层间的相互影响, 是一种在当前条件下较为行之有效的方法. 川滇菱形块体东边界断裂带位于同一构造体系中, 主要以高速左旋走滑运动为主, 倾滑速率较小, 部分断层段现今研究程度较高, 地震活动强烈, 具有较为详细的复发周期研究资料, 另外该地区也具有较为密集的 GPS 资料, 这些都为我们研究特征地震复发现象和地震间相互作用提供了较好的基础. 在本文的各个研究环节均存在着一定的误差, 其中包括了地震破裂段划分的误差、地震破裂不均匀性、统计公式的不确定性、GPS 反演断层段长期滑动速率的误差、同震形变场及其对周边断裂的影响程度的反演误差等方面, 且很难将这些误差进行明确的表示, 通过以上过程和结果的分析可以认为, 这些误差并未影响到本

文方法的可行性以及计算结果的合理性.

综合本文的研究工作, 得到了以下结论:

从地震间的相互影响上看, 川滇菱形块体东边界各断层段的地震对周边断层段都有一定的影响, 大地震对周边的断层段的影响一般都较大, 另外影响程度还与周边断裂带的几何尺度和现今滑动速率(GPS 反演得到)有关. 由于各断层段基本上都有左旋错动为主, 而各次地震的影响基本上都是一种促进作用, 鲜水河断裂带、安宁河断裂带、则木河断裂带和小江断裂带各断层段所受各次地震的影响程度基本上都大于 0; 理塘断裂带与鲜水河断裂带平行展布, 其所后的各次地震的影响程度有正值也有负值; 大凉山断裂带所受的影响程度有正值有负值, 其中比较明显的是1850年则木河断裂带M_s8.0级地震, 该地震位于与大凉山断裂带平行展布的则木河断裂带上, 其对大凉山断裂带各断层段的影响较大, 其中对拖都-布拖次级断层段的影响程度尤为明显, 对该断层段的能量积累有延缓作用.

从历史上看, 特征地震的发生基本上都集中在临震危险程度大于 1 的情况(图 8), 1967 年 GL 段的临震危险程度 1.58, 1973 年 XSH2 段的临震危险程度 1.10, 1981 年 XSH4 段临震危险程度 1, 1955 年鲜水河断裂带 XSH7 段的临震危险程度 1.12, 1955 年 XSH8 段的临震危险程度 1.56, 1786 年鲜水河断裂带磨西段(XSH9 段)临震危险程度 1.38.

到 2009 年为止, 临震危险程度大于 1 的断层段有鲜水河断裂带塔公段(XSH6)1.35, 小江断裂带蒙姑-东川段 1.17(XJ2), 东川-寻甸段 1.04(XJ3), 宜良-澄江段 1.09(XJ6); 临震危险程度接近于 1 的断层段有安宁河断裂带北段(ANH1), 其值为 0.92.

致谢 感谢闻学泽研究员给出复发周期资料以及对本文作者疑问的解答, 感谢两位评审专家给出的宝贵意见.

参考文献

1 阚荣举, 张四昌, 晏凤桐, 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. 地球物理学报, 1977, 20: 96–109

2 闻学泽. 小江断裂带的破裂分段与地震潜势概率估计. 地震学报, 1993, 15: 322–330

3 李坪. 鲜水河-小江断裂带. 北京: 地震出版社, 1993

4 Allen C R, Han Y, Sieh K E, et al. Red River and associated faults, Yunnan Province, China, Quaternary geology, slip rates, and seismic harzard. Geol Soc Am Bull, 1984, 95: 686–700

5 徐锡伟, 张培震, 闻学泽, 等. 川西及其邻近地区活动构造基本特征与强震复发模型. 地震地质, 2005, 27: 446–461

6 王阎昭, 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. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 582–597

7 Shen Z K, Lu J N, Wang M, et al. Contemporary crustal deformation around the southeast borderland of the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 2005, 110: B11409, doi: 10.1029/2004JB003421

8 Wen X Z, Ma S L, Xu X W. Historical pattern and behavior of earthquake ruptures along the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan faulted-block, southwestern China. Phys Earth Planet Inter, 2008, 168: 16–36

9 徐锡伟, 张培震, 于贵华, 等. 川西理塘断裂带平均滑动速率、地震破裂分段与复发特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2005, 35: 540–551

10 宋方敏, 李如成, 徐锡伟. 四川大凉山断裂带古地震研究初步结果. 地震地质, 2002, 24: 27–34

11 何宏林, 池田安隆, 何玉林, 等. 新生的大凉山断裂带——鲜水河-小江断裂系中段的裁弯取直. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 564–574

12 任金卫. 川西则木河断裂带强震复发周期的初步研究. 内陆地震, 1990, 4: 107–115

13 冉勇康, 陈立春, 程建武, 等. 安宁河断裂冕宁以北晚第四纪地表变形与强震破裂行为. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 543–554

14 张秋文, 张培震, 王乘, 等. 断层间相互作用的触震与缓震效应定量评价. 地球学报. 2004, 25: 483–488

15 王辉, 刘杰, 石耀霖, 等. 鲜水河断裂带强震相互作用的动力学模拟研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 808–818

16 Papadimitriou E E, Wen X Z, Karakostas V G, et al. Earthquake triggering along the Xianshuihe fault zone of western Sichuan, China. Pure Appl Geophys, 2004, 161: 1683–1707

17 Slemmons D B. A procedure for analyzing fault-controlled lineament and active fault. In: Proceedings 3rd International Conference on Basement Tectonic Association, 1982. 33

18 闻学泽. 四川西部鲜水河-安宁河-则木河断裂带的地震破裂分段特征. 地震地质, 2000, 22: 239–249
19 张崇立, 任金卫. 则木河断裂的现今活动方式及其地形变鉴别标志探讨. 地震地质, 1995, 17: 427–431
20 黄圣睦. 历史强震活动特征与地震大形势判定信息初探. 地震研究, 1985, 8: 485–495
21 闻学泽, 马胜利, 雷兴林, 等. 安宁河-则木河断裂带过渡段及其附近新发现的历史大地震破裂遗迹. 地震地质, 2007, 29: 826–833
22 闻学泽, 徐锡伟, 郑荣章, 等. 甘孜-玉树断裂的平均滑动速率与近代大地震破裂. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 199–208
23 裴锡瑜, 王新民, 张成贵. 晚第四纪安宁河断裂分段的基本特征. 四川地震, 1997, 21: 52–61
24 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. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 151–162
25 唐荣昌, 韩渭宾. 四川活动断裂与地震. 北京: 地震出版社, 1993
26 闻学泽. 鲜水河断裂带未来三十年内地震复发的条件概率. 中国地震, 1990, 6: 8–16
27 周荣军, 何玉林, 黄祖智. 鲜水河断裂带乾宁-康定段的滑动速率与强震复发间隔. 地震学报, 2001, 23: 250–261
28 俞维贤. 刘玉权. 何蔚. 云南小江断裂带现今地壳形变特征与地震. 地震地质, 1997, 19: 17–21
29 郭增建, 秦保燕. 震源物理. 北京: 地震出版社, 1979
30 邓起东, 于贵华, 叶文华. 地震地表破裂参数与震级关系的研究. 见: 国家地震局地质研究所, 编. 活动断裂研究(2). 北京: 地震出版社, 1992. 247–264
31 Wells D L, Coppersmith K J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull Seismol Soc Am, 1994, 84: 974–1002
32 钟羽云, 朱新运, 张震峰. 不同类型地震的地震矩-震级标度关系研究. 西北地震学报, 2004, 26: 57–61
33 Heim A. Earthquake region of Taofu. Bull Geol Soc Am, 1934, 45: 1035–1050
34 闻学泽. 鲜水河全新世断裂带的分段性、几何特征及其地震构造意义. 地震学报, 1989, 11: 360–370
35 朱艾斓, 徐锡伟, 周永胜, 等. 川西地区小震重新定位及其活动构造意义. 地球物理学报, 2005, 48: 629–636
36 Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull Seism Soc Am, 1985, 75: 1135–1154
37 Okada Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull Seism Soc Am, 1992, 82: 1018–1040
38 Savage J C, Svarc J L, Prescott W H. Geodetic estimates of fault slip rates in the San Francisco Bay area. J Geophys Res, 1999, 104: 4995–5002
39 Gan W, Svarc J L, Savage J C, et al. Strain accumulation across the Eastern California Shear Zone at latitude 36°30′N. J Geophys Res, 2000, 105: 16229–16236
40 程佳, 甘卫军, 王泽河, 等. 2001 年昆仑山口西 M_s 8.1 级地震前背景形变场的模拟研究. 地震地质, 2009, 31: 97–111
41 Gan W J, Zhang P Z, Shen Z K, et al. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. J Geophys Res, 2007, 112: B08416, doi: 10.1029/2005JB004120
42 程佳, 刘杰, 甘卫军, 等. 汶川地震同震形变场对川滇地区主要活动断裂带. 地震学报, 2009, 31: 1–14
43 沈正康, 王敏, 甘卫军, 等. 中国大陆现今构造应变率场及其动力学成因研究. 地学前缘, 2003, 10(增刊): 93–100
44 Wallace R E. Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault. Geol Soc Am Bull, 1970, 88: 2875–2890