

亚洲大陆逃逸构造与现今中国地震活动

嵇少丞^{1,2)}, 许志琴²⁾, 王茜¹⁾, 孙圣思¹⁾, 李海兵²⁾

1) 加拿大蒙特利尔综合工学院民用、地质与采矿工程系, 蒙特利尔, H3C 3A7

2) 中国科学院地质研究所大陆动力学实验室, 北京, 100037

内容提要: 2008年5月12日汶川地震让中国地学界强烈感受到深入研究地震地质与构造变形的重要性和肩负防震减灾巨大的社会责任。本文作者从构造地质学家的角度对中国大陆地震分布、成因规律以及发展趋势做了一些讨论。按地震分布, 中国大陆可以粗分为两个区域, 其交界是一条过渡带。该过渡带的东界是郯庐断裂及其和海南岛的连线, 西界是齐齐哈尔-北京-邯郸-郑州-宜昌-贵阳-(越南)河内连成的线, 后者其实就是松辽盆地的西界(大兴安岭的东界、太行山的东界、大娄山的东界。我们不妨将上述两线所夹过渡带称之为“地震区分界线”。分界线以西的广大地区, 活动断裂、活动褶皱、活动盆地都与印度板块楔入欧亚大陆造成的青藏高原隆升、快速侧向扩展、亚洲大陆逃逸构造活动有关。流变性较好的造山带(如青藏高原和天山)和流变性较差的古老地块(如塔里木、准噶尔、阿拉善、鄂尔多斯、四川盆地等)在其边界强烈对抗, 形成强震。地震区分界线以东的中国沿海地区受太平洋和菲律宾海板块运动的影响也会发生地震, 但其强度和频度与该线以西的青藏高原周边、天山、鄂尔多斯地块周缘以及张家口-渤海断裂带上地震低得多。由太平洋板块在日本海沟向西深俯冲形成的地震在中国仅分布在吉林省珲春-汪清一带, 这些深源地震对地面工程建筑破坏性不大。处于欧亚、菲律宾海和南海三个板块的交汇部位的台湾地震不断。受台湾地震的影响, 闽粤沿海NW和NE向断裂往往被激活, 形成地震。总之, 虽然中国大陆的现代地震受太平洋、欧亚、印度和菲律宾海四大板块联合作用控制, 但最主要、最直接、影响最大的还是印度板块楔入欧亚大陆造成的青藏高原隆升、快速侧向扩展和大陆逃逸。因此, 对中国的地震研究不能仅局限于某区域或某条断裂, 而应把整个亚洲大陆逃逸构造作为整体的、统一的“一盘棋”看待。

关键词：中国地震；印度板块楔入欧亚大陆；青藏高原隆升和侧向扩展；大陆逃逸构造

1 引言

2008年5月12日14点28分四川省阿坝藏族羌族自治州汶川县映秀镇附近发生 $M_s=8.0$ 级特大地震，震中位于映秀镇牛圈沟蔡家村(31.0N, 103.4E)，媒体称之为汶川地震。汶川地震是位于青藏高原北部的松潘—甘孜地块沿龙门山主中央断裂向四川盆地强烈推覆斜冲造成的。震源深度16-19 km，此深度以上所有岩层瞬时破裂，释放出巨大的能量，其中约90%的能量耗散于岩石破裂、碎裂、摩擦、升温(形成假熔岩)等，另外10%左右的能量以地震波的形式迅速传遍亚洲，震撼整个中国大陆。特别在从映秀经北川到青川长达280 km北东向延伸的同震破裂带及其附近地区，地震波引起的强烈地面震动造成大量房屋倒塌，从而造成69,226人死亡(已确认)，17,923人失踪(尸体尚埋在废墟中)，374,643人受伤，4,500多万人失去家园，导致上万亿元的财产损失。汶川地震的极重灾区和重灾区位处高山深谷，地形地貌条件极为恶劣，加之强烈地震引发地面隆起和陷落、道路错裂、桥梁倒塌，还有山崩、滑坡、塌方、泥石流、堰塞湖等严重地质灾害(图1-2)，造成交通阻塞，给营救工作带来巨大困难。汶川地震最大烈度11度，主震后112天内共发生余震27,000多次，最大余震6.4级，余震范围长达300 km，宽80 km。正如温家宝总理所说，汶川地震是中华人民共和国建国以来损失最惨重、波及范围最广而且援救最困难的一次强烈地震。这次巨灾使山河哭泣、举国同悲、全球震惊。作为地球科学家，我们为这次地震没能得以预报、预测或预警深感痛惜，从来没有像现在这样强烈地感受到深入研究地震地质和构造变形的重要性和肩负防震减灾巨大的社会责任。

胡锦涛总书记在2008年6月23日中国科学院和中国工程院院士大会上提出要提高地震灾害监视和预警的能力，加强对地震孕育、发生、发展和机理的研究。温家宝总理也多次强调加强中国地震机制的研究。5.12之后，我们通过资料的收集和分析，从构造地质学工作者的角度对中国大陆地震分布与成因规律和趋势做了一些思考，现整理于此，和大家讨论，还请批评指正。

2 亚洲大陆逃逸构造模式

5.12 汶川 8.0 级地震之后几个月内，在龙门山断裂带内又发生几万次余震。同年 6 月 18 日四川雅安市石棉县发生 4.7 级地震，7 月 17 日青海唐古拉地区 (33.2N, 92.1E) 发生 5.3 级地震，8 月 21 日云南省盈江县 (24.9N, 97.8E) 发生 5.9 级地震，8 月 26 日在西藏日喀则仲巴县 (30.7N, 83.4E) 发生 5.0 级地震；8 月 27 日在俄罗斯贝加尔湖地区 (51.7N, 104.3E) 发生 6.4 级地震。8 月 30 日在四川攀枝花市仁和-会理两县交界 (26.2N, 101.9E) 发生 6.1 级地震。10 月 5 日新疆克孜勒苏柯尔克孜自治州乌恰县境内发生 6.8 级地震 (39.5N, 73.9E)，10 月 6 日西藏拉萨当雄县羊八井镇格达乡附近发生 6.6 级地震。所有这些地震活动都可以在“亚洲大陆逃逸构造 (Escape structures)”这个大地构造模式下获得令人满意的解释。

本文作者的其中三位——嵇少丞、许志琴和李海兵都和法国巴黎地球物理研究所 Paul Tapponnier 教授有过密切地合作研究，亚洲大陆逃逸构造的模式正是他年轻时代的杰作 (Tapponnier and Molnar, 1976, 1979; Tapponnier et al., 1982, 1986; Peltzer and Tapponnier, 1988)，1975-1976 年他在美国麻省理工学院做博士后期间，用胶泥模拟欧亚大陆在向北漂移相对刚性的印度大陆板块 (在图 3 中印度板块用钢活塞代表) 挤压下，亚洲大陆逐渐裂解，分成断块向东或东南方依次逃逸 (图 4-5)。

印度板块和欧亚板块相碰于约 45 Ma 前。碰撞之后，流变学强度较小的亚洲大陆挤压缩短了近 1500-2000 km，形成了厚度近乎是正常大陆地壳 (35-40 公里) 两倍的青藏高原增厚地壳 (60-70 km)。当青藏高原隆起到一定的海拔高度 (山峰 7-8 km 高) 后就再也不能继续上升了，原因是处于高温高压条件下的深部地壳在其上覆岩石的重力载荷下已作韧性流动 (Ji and Xia, 2002; Ji, 2008)，青藏高原下面深部地壳的物质在差应力作用下不得不向东 (太平洋方向) 侧向运动，离开青藏高原的腹地向高原的边缘涌进，以便在印度板块前进的道路上腾出空间，从而使青藏高原随时间推移不断向北、向东北、向东和东南扩展。青藏高原深部地壳高温塑性物质推拥着高原周边的地块向压力低的地方侧向逃逸。与此同时，青藏高原内部一系列近东西向的断裂带的性质也从原先的挤压推覆转变成侧向走滑。最早被挤出的是印支地块 (中国滇西、越南、老挝、柬埔寨、泰国)，挤出开始于大约 32 Ma 之前。印支地块原先和西藏的冈底斯地块连为一体，呈近东西向，横在印度板块向北前进的道路上。随着印度板块继续向北运移，整

个印支地块像一个抽屉一样一边往外抽，一边绕喜马拉雅东构造结作顺时针旋转，最终到了现在我们所观察的这个位置。由于在喜马拉雅东构造结处遭受了强烈变形，压扁伸长，印支地块和冈底斯地体被拉得越来越细，一旦拉断最终将形成大陆规模的布丁构造 (图 5)。

印支地块的东界是红河-哀牢山断裂带，它在 32-10 Ma 之间作左旋走滑剪切 (吴海威等, 1999; Zhong et al., 1989; Tapponnier et al., 1990; Leloup et al., 1995)。距今约 10 Ma 之后，红河断裂带又转变成右旋走滑剪切 (Tapponnier and Molnar, 1977; Allen et al., 1984)，这条断裂带西北边和金沙江断裂带相接，经洱源向南，凤仪-弥渡-南涧-戛沙-元江-红河-河口，然后进入越南境内，最后潜入南海。红河断裂带呈 NW 向，5-6 Ma 后由于小江断裂带的左旋走滑运动，遭受变形而呈弧形，元江之北红河-哀牢山断裂带呈 NNW 向，而元江之南呈 NW 向。现今红河断裂带的右旋走滑速率达 7-8 mm/a (邓起东, 1996)。脆性的红河断裂带分成两段：(1) 北段，从洱源到南涧，历史上曾发生过数次破坏性地震，例如，从北到南分别是 1893 年洱源 6.5 级地震，1901 年邓川东南 6.25 级地震，1925 年大理 7.0 级地震，1652 年弥渡 7.0 级地震，1925 年南涧 6.25 级地震，1993 年丽江 7.3 级地震，1996 年 2 月 3 日的丽江 7.0 级大地震。(2) 南段，即南涧以南的红河-哀牢山断裂带，右旋滑移速率 3-4 mm/a (魏顺民等, 2001)。历史上好像没有 > 6 级的地震，连 4-5 级地震都相对较少，是因为这段断裂蠕滑 (无震滑动) 还是近 2000 年来一直处于闭锁状态？这个问题有必要研究清楚。5-6 Ma 之后，随着羌塘地块加快向 SE 方向逃逸的步伐，鲜水河-小江断裂带开始发生大规模的左行走滑。

印支地块的西边界以前是高黎贡断裂带，现在移至腾冲以西的缅甸境内，即 Sagaing 断裂带。滇西的澜沧江断裂带在印支地块逃逸过程中也起到非常重要的作用。2008 年 8 月 21 日云南省盈江县的 5.9 级地震、2007 年 6 月 3 日云南普洱哈尼族彝族自治县 (23.0N, 101.1E) 的 6.4 级地震、2004 年 10 月 19 日云南保山 (25.1N, 99.0E) 的 5.0 级地震、2005 年 1 月 26 日云南思茅 (22.7N, 100.8E) 的 5.0 级地震、，2006 年 1 月 12 日云南墨江哈尼族自治县 (23.4N, 101.6E) 的 5.0 级地震等都和上述断裂带的活动有关。据 Tapponnier et al. (1996)，Briais et al. (1993) 印支地块和华南地块左旋相对运动造成的“间隙”则是中国的南海，它是形成于红河-哀牢山断裂带南端的半拉分盆地。

云南大理苍山脚下美丽的洱海也是红河-哀牢山断裂带中一个拉分盆地 (Wu and Wang, 1988)。

第二个被挤出的先是华南地块 (图 3 中的 B 或图 5 中的 3)，然后是华北地块 (图 5 中的 4)。华南地块包括松潘-甘孜地体、龙门山、四川盆地以及云南红河断裂以东、秦岭以南的华南和中国中部的众多省份，即扬子地块 (图 4-5)。挤出始于 15 Ma 左右。这个阶段里，青藏高原向东扩张和挤出受东部不同流变学性质地块的阻挡，例如，松潘-甘孜地体挤出受到流变学强度大的四川盆地的阻挡，5.12 汶川 8.0 级地震正是松潘-甘孜地体向流变强度大的四川盆地地壳挤压推覆与斜冲的结果。华南地块的西南边界也从原先的金沙江-红河断裂带东移到安宁河-小江左旋走滑断裂以及滇南和越南境内的红河走滑断裂，导致川滇地体 (羌塘地块的南部) 和扬子地块绝裂分离 (图 5)。2008 年 8 月 30 日在四川攀枝花会理发生的 6.1 级地震就是昔格达-元谋断裂活动的结果。在四川省境内，映秀-宝兴-泸定一线的龙门山南段以及它与鲜水河-安宁河断裂交界的地区是一个重要的地震空白区，随时都有发生强震的可能，但具体的发震时间目前尚无法预测。2001 年 1 月 14 日昆仑山 8.1 级大地震发生在东昆仑左旋走滑断裂带上。华北地块还包括柴达木—祁连山地体、鄂尔多斯地块以及秦岭以北的华北省份如陕西、山西、河北等。柴达木—祁连山地体向北东方向位移速率为 10-14 mm/a (张培震等, 2003)。

华南地块东移的北边界是阿尔金左旋走滑断裂、祁连山推覆断裂、左旋斜冲海原断裂。阿尔金断裂的左旋走滑速率 9-10 mm/a (Bendick et al., 2000; Shen et al., 2001)，横跨祁连山推覆断裂带地壳的缩短速率是 7-10 mm/a，海原断裂的左旋走滑速率约为 7.5 mm/a (张培震等, 2003)。遇到坚硬的鄂尔多斯地块，逃逸构造只好绕着走，应变的强烈不协调造成在鄂尔多斯地块东西两侧皆形成拉分盆地，西侧是银川盆地，东侧是山西地堑。然后在山西地堑的北端连结上京津唐张 (北京、天津、唐山、张家口) 地区的近东西断裂，最后向东潜入渤海。历史上华北地块的边界断裂上发生过许多特大地震，例如，1920 年 12 月 16 日晚 8 时 06 分发生的 8.5 级海原大地震，地震发生时，宁夏海原黄土高原六盘山山区剧烈晃动，鸣声如雷，山头滑落河谷。仅仅几分钟，极震区两万多平方公里内山崩地裂，房屋倒塌，惨象寰生。地震波环绕地球七圈，强烈的震动持续近 20 分钟。当时全球 96 个地震台全部记录到了这次大地震。“海原地震

释放出的能量，相当于投放了 2.2 亿吨 TNT 炸药或 11.2 个唐山大地震”。公元 1556 年 1 月 23 日发生的陕西华县 8.0 级大地震也在这条断裂带上，这次地震死亡人口达 83 万之多，为古今中外地震历史的罕见。这条断裂带使北京及其周围地区在近一千年来曾遭受过 9 次 6 级以上破坏性地震的袭击。

第三个正被挤出的是东北-蒙古地块，它包括内蒙古、中国东北、蒙古国、俄罗斯远东地区(图 4)，挤出时间是近 5 Ma 到未来的 20-30 Ma。该地块西南边界是阿尔金断裂，东北边界由一系列断断续续尚未并合连贯的断裂组成。贝加尔湖就是形成于两条走滑断裂之间的一个巨大的拉分盆地 (Tapponnier and Molnar, 1976; Tapponnier et al., 1986)。2008 年 8 月 27 日 9 点 35 分俄罗斯贝加尔湖地区 (51.7N, 104.3E) 发生的 6.4 级地震就是和这些断层活动有关。

青藏高原及其周围的地块逃逸构造构成一个完整的地质构造体系 (Tectonic system)，系统内各断裂带彼此关联，协同合作，往往牵一线带动一片，出现多米诺骨牌式的连锁反应，某一个地块向前迈了一步，它会将应力传递给前面的地块使其前进，也会腾出空间让后面的地块往前赶一步，从而使得地震活动具丛集性，即地震在某一时间段内密集成丛发生。地块间的相互错动，在高温高压的下地壳中表现为韧性滑移(位错蠕变、扩散蠕变、超塑性变形等，Ji and Xia, 2002; Ji, 2008)，在脆-韧性转变带之上的中上地壳中呈脆性，表现为破裂和摩擦滑动，产生地震 (Ji et al., 2002)。当某一地块在前进的道路上遇到绊脚石(断层急转弯处、断层面凹凸处、断层碰到强岩体或障碍物、不同方向断裂的交汇点等)，这个系统就会出现一个阶段相对的平静期，在这个时段内应力逐渐积累，一旦应力达到足以踢开绊脚石(例如，剪断龙门山彭灌杂岩)的程度，岩石破裂或摩擦失稳、断层滑移，于是该构造体系又进入新一轮的活跃期。因此，对中国的地震研究不能仅局限于某区域或某条断裂，而应把整个亚洲大陆逃逸构造作为整体的、统一的“一盘棋”看待。

3 中国地震分布

按地震分布(图 5)，中国大陆可以粗分为两个区域，其交界是一条过渡带。该过渡带的东界是郯庐断裂及其和海南岛的连线，西界是齐齐哈尔-北京-邯郸-郑州-宜昌-贵阳-(越南)河内连成的线，后者其实就是松辽盆地的西界(大兴安岭的东界)、太行山的

东界和大娄山的东界。我们不妨将上述两线所夹过渡带称之为“地震区分界线”。分界线以西的广大地区，活动断裂、活动褶皱、活动盆地都与印度板块楔入欧亚大陆造成的青藏高原隆升、快速侧向扩展、亚洲大陆逃逸构造活动有关。流变性较好的造山带(如青藏高原和天山)和流变性较差的古老地块(如塔里木、准噶尔、阿拉善、鄂尔多斯、四川盆地等)在其边界强烈对抗，形成强震。地震区分界线以东的中国沿海地区受太平洋和菲律宾海板块运动的影响也会发生地震，但其强度和频度与该线以西的青藏高原周边、天山、鄂尔多斯地块周缘以及张家口-渤海断裂带上地震低得多。地震区分界线的过渡带内是上述的两种地质构造作用的“拉锯区”。例如，山东省菏泽市就在这个过渡带内，1937年8月1日菏泽市西部解元集一带发生7.0级地震、同日小留集一带发生6.75级地震，1983年11月7日菏泽市又发生了5.9级地震(胡长和，1991；王瑞田等，1994)。1937年的菏泽地震影响范围广阔，北起北京，南至镇江、武汉，西起洛阳，东至黄海、渤海沿岸。有感面积约65万平方公里。菏泽市受灾最重，死亡达3350人，受伤12701人，房屋倒塌32万间。喷沙，冒水和塌陷现象普遍，有人和牲畜陷落坑中，后又被水喷出。震后发生降雨，整个震灾区均成泽国。据史料记载，此次地震前的地震前兆现象十分明显。井水变浑、变色、起沫、冒泡、水位忽升忽降，甚至外溢、自喷。震前地声、地光、地气明显。临震前“咯噔咯噔”地响声似沉雷。一道白光闪过，惊魂未定，大震来临。菏泽县城有多人看到东城墙外有红色火球升起，大如磨盘，形如照明弹，在空中停留2秒钟后消失。震后此处有北东向地裂缝，最宽处10厘米。

1957年在山东省郯城至安徽省庐江之间发现一条NE向带状航磁异常，据此地质学家发现了中国东部一条深大断裂，命名为郯庐断裂。后来人们发现，郯庐断裂并不仅存于郯城与庐江之间，向南到湖北省长江北岸的武穴，向NNE方向经安徽省的宿松、潜山、庐江、嘉山、江苏省的泗洪、宿迁、山东省郯城、沂水、潍坊，进渤海，然后过辽东半岛，穿过东北三省去了俄罗斯。在中国境内就长达2400 km，宽几十至200 km，总体走向NE10-20°(图5)。

纵观亚洲和中国地质构造图(图5)，以上述的地震区分界线为边界划成两个大构造区，东边是太平洋扩张运动区，西边是由印度板块挤入造成的地壳增厚和逃逸构造区。两个构造域的作用在郯庐断裂上交汇，使郯庐断裂作右旋走滑运动。由太平洋板

块在日本海沟向西深俯冲造成的、在中国境内的深源地震主要分布在吉林省珲春-汪清一带，这样的深源地震对地面工程建设破坏性较小。例如，2002年6月29日01时19分，在吉林省汪清县(43.5N, 130.6E)发生7.2级地震，震源深度540公里。尽管震级较高，影响范围较大，但由于属深源地震，地震波在传播过程中，能量大大衰减，到达地面后对地表没有造成多大破坏。

台湾作为太平洋岛弧系的一环，又处于欧亚板块、菲律宾海板块和南海板块的交汇部位，西受逃逸构造的挤压、东受菲律宾海板块的俯冲，两面夹击，地震不断(图5)。NE向的右旋逆冲走滑断裂和NW向左旋走滑断裂作用是台湾及附近海域主要的地震成因。此外，台湾中央山脉西麓的活动逆断裂与活动褶皱也是重要的发震构造。受台湾地震的影响，闽粤沿海NW向特别是NE向断裂往往被激活，形成地震，例如，福建省南日岛到广东省南澳一线的泉州-汕头地震带(丁学仁，1998)。1604年12月29日(明万历三十二年)，泉州以东海域发生8.0级地震，中国东南沿海最大的一次地震，古城泉州及邻区遭受严重破坏。据史料记载，地震时，山石海水皆动，泉州城内外楼房店铺全都倾倒。

江苏省南通市和盐城市以东的南黄海也是地震活动较为集中的地方。黄海是在扬子克拉通基础上由早新生代裂陷作用形成的。地堑正断层走向NNE-SSW或NE-SW，并被NWW-SEE向左旋走滑断层错断。例如，1984年5月21日南黄海发生的 $M_s=6.3$ 级地震，震中位于32.61N, 121.60E，震源深度17 km。据Chung and Brantley(1989)分析，地震发生在一条(120, 88)左旋走滑兼逆冲的断层上，位移矢量的侧伏角为 $28^\circ W$ 。很明显，南黄海的地震尽管位于郯庐断裂以东，还是受大陆逃逸作用影响较大(图5)。

郯庐断裂在侏罗世时，是一条左行走滑断裂带，当时长度也仅是武穴(湖北)至安丘(山东)，左行错断了大别-苏鲁超高压变质岩带近500 km，而且郯庐断裂东侧的地块发生了 $15-25^\circ$ 逆时针旋转(王小凤等，2000)。在白垩世，郯庐断裂带和河北、北京、天津、辽西、渤海等华北地区一样遭受NWW向拉张，形成地堑等断陷盆地，此时郯庐断裂带进入渤海，渤海中央成为当时的沉降中心。45 Ma以来，印度大陆挤入欧亚大陆、青藏高原形成和侧向扩大、大陆向东逃逸，逃逸构造造成的构造应力和太平洋向西俯冲造成的构造应力同时作用于郯庐断裂，使其转变成右行走滑断裂带，进

一步向 NE 方向传播扩展，穿过整个东北三省最后进入俄罗斯境内 (图 5)。现今的郯庐断裂水平滑移速率约为 2.3 mm/a (邓起东, 2002)。据王小凤等 (2000) 的研究，郯庐断裂带上最大主应力 (σ_1) 定向，在东北三省为 60° ，山东境内为 97° ，在安徽境内为 116° ，如此分布，说明郯庐断裂带在现今亚洲大陆逃逸构造运动中发挥了重要的作用。

1668 年 7 月 25 日晚 8 时左右 (清康熙七年) 山东省郯城和莒县之间一带发生 8.5 级大地震，震中位于 35.1°N ， 118.6°E ，形成的同震破裂至少 130 km 长，走向 $\text{NE}20\text{-}25^\circ$ ，倾角 $60\text{-}80^\circ$ ，右旋走滑位移为 7-9 m (李家灵等, 1994)。这是发生在郯庐断裂带上的一次特大地震，也是中国东部迄今为至最强烈的地震，有感范围波及到陕西、山西、河北、河南、湖北、江西、浙江、福建、安徽和江苏等省，总面积约 100 万平方公里。地震破坏的地区约 19 万平方公里，其中破坏惨重的有山东省郯城、临沂、莒县、沂水、江苏省新沂、宿迁等地，最高烈度达 12 度。1668 年郯城地震属于主余震型，震后又发生 6.5-7.1 级余震 6 次。该地震造成建筑物倒塌性破坏，地面遭受强烈变形，至少 5 万人死亡。据历史记载：郯城，“一时楼房树木皆前俯后仰，以顶至地者连二、三次，遂一颤即倾。城楼垛口、官舍民房并村落寺观一时俱倒塌如平地”，“城内四关六百户尽倒，城垛全坍，周围坼裂，城楼倾尽，城门压塞，监仓衙库无存，烟灶俱绝”。当时正值夏季炎热多雨季节，随之而来的瘟疫流行。史料记载：“其时死尸遍于四野，不能殓藏者甚多，凡值村落之处，腥臭之气达于四十余里，臭不可闻”，“天灾存至，痢疾继发，号哭之声，彻于四野”，“先时自谓灾方过，谁知灾后病还来”。

据林伟凡与高维明 (1987) 研究，除 1668 年地震外，仅全新世以来郯城和莒县之间的郯庐断裂带上，至少还有另外三次 ≥ 8.0 级的古地震，平均复发周期约 3200 年。为什么这个地区多次发生 ≥ 8.0 级的巨震？肯定这个地区具有特殊的地质条件。我们认为这个特殊的条件就是强岩，只有震源区有强岩才能产生强震。郯城和莒县之间的地下正是高强度的苏鲁超高压变质岩，如长英质片麻岩、花岗岩和榴辉岩等。从 1969 年到现在，地震台网的记录显示，郯城和莒县之间的郯庐断裂带上小震密集成带，表明 1668 年地震的震源区至今尚未完全愈合，断层岩尚未完全固结。由此可见，由压溶-体搬运 (Pressure solution and mass transfer) 主导的断层愈合作用是非常缓慢的过程。1995

年日本阪神大地震之后，日本科学家立即在发震的 Nojima 断裂带实施了科学钻探，并分别于 1997 年，2000 年和 2003 年进行了三次注水试验，以了解大地震之后断裂带空隙度和渗透性的演化规律，他们发现地震 6 年后断裂带的渗透性仅减少 40% (Kitagawa et al., 2007)，说明断层愈合作用往往是非常缓慢的。在 1668 年地震前 2000 年的历史上，山东省郯城-莒县地区没有发生过强震，说明该段郯庐断裂曾处于闭锁和弹性应变能积累阶段 (地震空区)。由此证明，巨震总是发生在本该活动而又长期未活动的地震空区。

4 由亚洲大陆逃逸构造运动形成的中国主要地震活动区

4.1 拉萨地块

本文所说的拉萨地块包括喜马拉雅地体和拉萨地体。雅鲁藏布江断裂带分开了南边的喜马拉雅地体和北面的拉萨地体，它是印度与欧亚板块碰撞的缝合带，喜马拉雅地体是这两大板块碰撞产生的增生地体。雅鲁藏布江断裂带原先是逆冲推覆 (10 Ma 之前)，现今是右旋走滑，速率是 5 mm/a。嘉黎断裂是拉萨地体和冈底斯地体之间的边界，嘉黎断裂绕过喜马拉雅东构造结与怒江断裂带和缅甸境内的 Sagaing 断裂带相连，构成印支地块的西界。嘉黎断裂在晚第四纪右旋走滑速率为 6-10 mm/a (Armijo et al., 1989; 任金卫等, 2000)。

西藏最危险的地震莫过于发生在喜马拉雅主边界逆冲断裂带 (Main Boundary Thrust) 上的地震，例如，1950 年 8 月 15 日 22 时 9 分 34 秒，西藏察隅县 (28.5N, 96.0E) 发生震级为 8.5 级的强烈地震 (图 5)。此次地震，震中烈度 12 度，强烈地震在顷刻间造成庙宇、官署、村庄毁灭、大地开裂、雪峰崩塌、巨型山石滚滚而下，堰塞江河，山体面貌全非，森林毁没。山间公路两旁连日飞尘蔽日，经旬不散。雅鲁藏布江溃决，水势暴涨。印度布拉马普特河洪水为患，堰渠冲毁，道路切断，桥梁损坏。地震破坏总面积达 40 平方公里。西藏死亡 3300 多人，印度死亡 1500 多人。雅鲁藏布江边山腰上的耶东村，被地震连房带人一起从江西岸被抛到江东岸。毕波村也被整个抛落江心。喜马拉雅边界逆断裂的滑移速率 50mm/a。

西藏拉萨地块上有 14-15 条 NS 或近 NS 向的裂谷 (图 5)，它们是由近 EW 或 SEE-NWW 向拉伸作用造成的上地壳的脆性变形。受到印度板块和欧亚板块 NS 向的强

烈挤压，青藏高原发生隆升和快速侧向伸展，在高温高压的中下地壳岩石作塑性形变，但在弹性的上地壳中在垂直于 NS 挤压方向上形成 EW 向水平拉张，形成 NS 向脆性正断层。这些裂谷有的是双侧对称断陷、有的是单侧不对称断陷，这些 NS 向裂谷控制一些第四纪盆地现代湖泊的分布 (Molnar and Tapponnier, 1978; Tapponnier et al., 1981; 韩同林, 1987; 吴中海等, 2007a)。这些 NS 向的裂谷是历史上人类徒步穿越喜马拉雅山脉的方便之路，所以为中国与印度之间宗教、文化、商务交流发挥了重要的作用。青藏高原现代许多地震的成因都与这些 NS 向裂谷带中的正断活动有关。例如，2008 年 8 月 25 日西藏仲巴县 6.8 级地震，震中位于 31.341N, 82.998E，震源深度 11 km，发震断层为一条正断层，断层产状 (180, 62)。1992 年 7 月 30 日尼木 6.5 级地震发生在羊易和安岗断陷盆地西边界的 NNE 向正断层上。2004 年 3 月 7 日西藏安多县懂错盆地内发生 Ms=5.6 级地震 (31.68N, 91.31E)，震源深度 16 km，发震断层产状 (055, 83)，是一条长约 40 km 具左旋走滑分量的正断层 (吴中海等, 2007b)。

1951 年 11 月 18 日在拉萨市当雄县境内崩错湖发生一次 8.0 级大地震，震中位于 31.1N, 91.4E，崩错湖是一个夹在两条走向 N50W，倾向 NE，倾角 60-80° 的右行右阶羽列走滑断层之间的拉分盆地，这次地震在 NW-SE 对角线方向上打通了拉分盆地 (吴章明和邓起东, 1989)。同震破裂带总长 100 多公里，最大水平位移和最大垂直位移分别是 7.3 m 和 1.5 m，震源应力场的 σ_1 为 NNE， σ_2 垂直， σ_3 定向 SSE。1952 年在上述破裂的 SE 端，还发生过一次 7.5 级地震。

1993 年 3 月 20 日拉孜、昂仁之间发生的 6.6 级地震，震中位于 29.33N, 87.42E，震源深度 8 km，发震断裂是定日-查拉近南北向的正倾滑断层 (周荣军等, 1996)，断层面产状 (175, 20)。2004 年 7 月 11 日在中国西藏与尼泊尔的边界附近发生一次 Ms=6.2 级地震 (李娟等, 2005)，震中位于 30.597N, 83.685E，震源深度 13 km，发震断层产状 (149, 47)，断层上滑移矢量的侧伏角为 63°，Harvard CMT 震源机制解显示： $\sigma_1(345, 70)$ ， $\sigma_2(169, 19)$ ， $\sigma_3(078, 01)$ 。所以，发震断层应为一条右旋斜滑正断层。历史上，申扎-萨迦-定结南北向断裂带、泽当-错那南北向断裂带、桑雄-亚东南北向断裂带等都曾发生过地震，例如，1941 年 1 月 21 日错那南 6.75 级地震，1980 年 2 月 22 日申扎南 6.6 级地震，1980 年 11 月 20 日亚东 6.6 级地震，1992 年

7月10日尼木6.5级地震。总之，和这些正断层活动有关的地震其震级一般都小于7级，震源浅(<15 km)。

2008年10月6日16时30分，拉萨市当雄县羊八井镇格达乡附近发生6.6级地震，震中位于29.704N, 90.273E，发震断层产状(038, 49)，滑移矢量侧伏角64°，为一个兼具左旋走滑分量的正断层。地震发生在羊八井—当雄盆地的西边界断裂上。羊八井—当雄地堑位于拉萨地块中部，长120 km，宽10-25 km，是最早为人们所知的晚新生代地壳伸展构造，青藏铁路从其中通过。该地堑中，左旋正断层呈斜列分布，总体走向NE。羊八井—当雄盆地西边界断裂亦即念青唐古拉山东南麓活动断裂，其上1411年发生过8级地震，震中位于羊八井盆地西南部(吴章明等，1992)，垂直位移达8 m。第四纪平均垂直位移速率为1.1 mm/a，估计7.5-8.0级地震的复发周期为2300±700年(吴中海等，2004)。当雄盆地之内，1952年还发生了九子拉7.5级地震，垂直位移2-4 m，最大达4.0-4.5 m。

4.2 鲜水河—小江断裂带

鲜水河断裂带是松潘-甘孜地块与羌塘地块的分界线(图5)，该断裂带自西藏自治区的玉树向东南延伸，经四川省的甘孜、炉霍、道孚、康定、磨西，过了石棉之后转为近南北走向，并分成两支：东支叫普雄河断裂；西支叫安宁河-则木河断裂，途经西昌、普格和会理。普雄河断裂和安宁河-则木河断裂在云南境内称之为小江断裂，小江断裂向南延伸，最后在云南省元江附近与红河断裂相交。鲜水河-安宁河(则木河)-小江断裂带是一条大型的左旋走滑剪切带(Molnar and Lyon-Caen, 1989)，晚新生代总走滑位移量从西北向东南逐渐减小：在玉树-甘孜段为78-100 km，炉霍-康定段有60 km，安宁河-则木河段13-15 km，整个小江断裂带上有30 km。鲜水河—安宁河—小江断裂带现今左旋走滑速率为10-13 mm/a(张培震等，2003)。

历史记载的鲜水河断裂带上就曾发生过至少13次≥7.0级强震(图5)，例如，1923年3月24日四川炉霍-道孚7.25级地震，炉霍全县的官署民房全部倾陷，死3000余人。道孚县死亡总数超过1500人，其中，孔色、麻孜两乡人民屋宇粮食牲畜荡然无存，压毙500余人。1955年4月14日康定折多塘7.5级地震，地震裂缝密集成带，总长约30公里。山崖垮塌严重，飞沙走石，埋没公路，河水上涨。1981年1月24日甘孜藏族自治州道孚县6.9级地震，地震引起地裂缝、鼓包、滑坡、崩塌以及喷砂冒水。

鲜水河断裂带上其他段历史上都发生过强震，惟独石棉地区没有强震记载，仅 1989 年 5 月 5.3 地震和 2008 年 6 月 18 日的 4.7 级地震。唐汉军等 (1995) 曾在石棉县新民乡花岗岩（强岩）中发现出现在 16, 000-17, 000 年前一次强烈古地震的遗迹，说明鲜水河断裂在石棉地区目前呈闭锁状态，有发生大震的危险。

云南省境内的小江断裂是川滇活动地块和稳定的扬子地块边界，它北起滇川边界金沙江的巧家县北，向南经东川、宜良、通海、建水，最后并入红河断裂，走向近南北 (周光全等, 2003)，平均水平滑移速率 10 mm/s (张培震等, 2003)。自东川小江村起，小江断裂分东西两支，近乎平行向南延伸。小江断裂是一条构造成熟度较低的断裂带，带内有多条次级断层，彼此雁行排列，形态复杂，不仅断裂阶区多，断层面陡且转弯亦多，这些部位常处于闭锁状态，剪应力易强烈集中而引发强震，1500 年以来仅在小江断裂的云南段上就发生 10 多次 >6 级的地震，例如，1500 年 1 月 4 日宜良 7.5 级地震，1571 年 9 月 9 日通海 6.3 级地震，1588 年 6 月 18 日曲江 7.75 级地震，1713 年寻甸 6.76 级地震，1725 年万寿山 6.75 级地震，1733 年东川 7.75 级大地震，1763 年 12 月 30 日江川 6.5 级地震，1789 年 6 月 7 日华宁西北 7.0 级地震，1799 年石屏宝秀 7.0 级地震，1833 年 9 月 6 日嵩明 8.0 级大地震，1887 年 12 月 16 日石屏 7.0 级地震，1909 年 5 月 11 日华宁 6.5 级地震，1966 年 2 月 5 日东川 6.5 级地震，1970 年 1 月 4 日通海 7.7 级地震。1500 年以前小江断裂上也曾发生过许多次大地震，例如，1377 年 (明洪武十年) 江川地震，明星弯子沟一个村在地震陷落入湖中 (云南省江川县志)。历史上俞元古城可能在北魏至唐之间一次大地震中沉入抚仙湖 (见杨鸿勋，“抚仙湖水下考古勘察的初步收获”，2001 年 7 月 11 日《中国文物报》)。

历史上对 1833 年 9 月 6 日 (清道光十三年) 云南嵩明州杨林 8 级地震有较详细的记载。“计十余州县相次厄，或裂或坟，或高者谷，或渊者陵，滇池水腾，震延千里。嵩明等州县计倒瓦草房八万七千六百二十余间，压死六千七百余入”。“嵩明城垣倾圮过半，城乡十余座寺庙，阁亭崩颓、倒塌，五孔永剂桥摇平，锁水桥塌损，民居倾圮，人民压毙，地面裂而复合，黑泉涌出。杨林庙宇、民房几全倒尽，压毙人民，地裂复合，夹死人牛。回辉村、本作村房屋除一户未倒外，余全部倒塌。罗邦村、董官营地陷成塘，地裂缝宽二至三尺，长十余丈。狗街北蛇山上南北向地裂，长约半里，东升西降，高差约三尺。鱼枝本村旁山上裂开二大缝，牛陷没，人被抛掷，城乡死伤

极多”。“宜良庙宇、民房、学宫、书院皆倒塌、城内房屋倒塌十分之七，城外更重。凤鸣村三元宫片瓦不存，一木不立，压死人，地裂复合。马头山靠河一侧土崖震崩，堵塞河水，河道改流。汤池地裂宽一尺，震后水竭。城乡伤毙居民无算”。“昆明、寻甸、河阳、呈贡等三十州县亦遭破坏”。

地震前气象变化异常，先是“黄沙日塞，昏晓不能辨”，如此连续三天。又是“降淫雨九日，雨色黑”。将震时白天昏暗，屋内都点上蜡烛，过了一阵又重新明亮，地震就发生了。主震发生后，余震频繁，影响较广，持续时间 3 年有余。1834 年夏于元江，同年 9 月 17 日于澄江和路南，1835 年 6 月于元江、新平又相继发生地震，均属嵩明地震余震，皆发生在小江断裂带。

1833 年云南嵩明 8.0 大地震发生在小江断裂西支。同震地表破裂带北起昆明市寻甸回族彝族自治县沧溪，向南经甸沙、清水海、嵩明陆良山、南冲、上下李子箐、火头村、玉溪市澄江县阳宗镇的阳宗丫口附近，全长 130 km，原先呈雁行排列的 6 条断裂在地震中得以贯通，6 条断裂之间 5 个阶区处于局部拉张，地震中断陷，5 个阶区分别对应于 5 个拉分盆地 (湖泊或槽地)：清水海 (湖泊)、上游水库 (湖泊)、南冲杨林 (槽地)、前所 (槽地) 和阳宗海 (湖泊)。同震断裂总体走向 NE5-15°，倾角陡，倾向有的地方是 NWW，有的地方又是 SEE (俞维贤等，1996)。同震断裂为左旋走滑，最大水平滑移量达 12 m。

4.3 滇西地震区

滇西的构造很复杂，除了前面谈到过的红河断裂带外，澜沧江断裂带、怒江断裂带、大盈江断裂带、龙陵-端丽断裂带、程海-宾川断裂带、澜沧-耿马断裂带、兰坪-思茅断裂带等都是地震活动断裂 (图 5)。1976 年 5 月 29 日 7.5 和 7.6 级两次强震都发生在 NW-SE 向的镇安断裂上，后者是怒江断裂带的一个派生断裂，作右旋走滑逆冲。普洱-思茅地区近百年来发生 ≥ 6.0 级强震至少 10 次，震中大多位于高强度的巨大的临沧花岗岩基东侧，发震断裂主要是澜沧江断裂带及其派生断裂，例如 NW 向的黑河断裂和 NE 向的南定河断裂 (云南省地震矿产局，1990)。

1988 年 11 月 6 日 21 时 03 分 14.5 秒在云南省澜沧地区的木戛河断裂发生了 $M_s=7.6$ 级地震 (22.83N, 99.71E)。13 分钟之后，在其西北方向上约 63 km 处耿马地区的南汀河断裂上又发生 7.2 级地震 (23.40N, 99.77E)，后者由前者触发而起。这两个地

震的余震分布带都呈 N25°W，但并不重合，澜沧地震的长 75 km，耿马地震的长 60 km。木戛河断裂 (143, 80) 为正-右旋走滑断层， σ_1 (187, 19)， σ_2 (352, 71)， σ_3 (093, 04)；南汀河断裂 (318, 80)，为逆-右旋走滑断裂， σ_1 (007, 07)， σ_2 (112, 68)， σ_3 (274, 21) (王洋龙等, 1994)。木戛河断裂和南汀河断裂合在一起就是澜沧-耿马断裂带。这两次地震还触发了一条近东西走向的汉田坝断裂，产生 4 次 6 级多的余震。

在云南境内，介于红河断裂北段和小江断裂之间还有条地震活动断裂—程海-宾川断裂。程海-宾川断裂在弥渡南边并入红河，向北经祥云、宾川、期纳、程海、永胜，然后达金官转为 NW 向。全长 200 多 km，是一条左旋走滑断层，它主要协调红河断裂北段和小江断裂的构造运动。1515 年永胜 7.75 级地震、2001 年永胜 6.0 级地震就发生在这条断裂上。

4.4 龙门山断裂带

龙门山是青藏高原东缘边界山脉，横恒于青藏高原和四川盆地之间。龙门山脉 NE-SW 向长约 500 km，NW-SE 向宽约 30-40 km，从东到西分别是山前冲积平原 (海拔约 500 m)、高山地貌 (海拔 2000-5000 m) 和高原地貌 (海拔 4000-5000 m)，为当今世界上坡度最陡的高原边界，这样的地貌特征本身就说明垂直龙门山方向上水平构造应力分量很大。先前的野外地质考察 (邓起东等, 1994; 李勇等, 2006; 贾秋鹏等, 2007) 和古地磁资料 (Kirby et al., 2000) 都证明龙门山脉晚新生代以来经受了强烈的右旋斜冲。但是，横跨龙门山布设的 GPS 区域观测网测量结果的却显示基本上没有位移 (King et al., 1997; Wang et al., 2001; Chen et al., 2000; Zhang et al., 2004)，说明在 GPS 观测的时间段内，龙门山断裂带处于闭锁状态，并不证明龙门山断裂带是不活动的构造 (Xu et al., 2008)。

与龙门山隆起有关的主干断裂主要有三条 (图 6)：西边一条叫龙门山后山断裂，沿茂县-汶川-卧龙一线，也被称之为汶川-茂县断裂；东边一条叫龙门山前主边界断裂，沿安县-都江堰-天全一线，也被称之为安县-灌县断裂；中间那条叫龙门山主中央断裂，沿映秀-北川-青川一线，也被称之为映秀-北川断裂。三条断裂都向 NW 倾。在地表，后山断裂的倾角为 60-85°，中央断裂倾角为 50-80°，这两条断裂都表现为脆性

变形叠加在早期的 (~130 Ma) 韧性变形 (糜棱岩、构造片岩) 之上 (Xu et al., 2008)。前山断裂发育在中生带地层中, 地表的倾角也较陡, 主要呈脆性。在印支期, 龙门山主中央断裂作韧性推覆, 后山断裂为韧性正断, 夹在这两条断裂之间的彭灌杂岩和宝兴杂岩被韧性挤出 (隧道流)。这些杂岩是活化了扬子克拉通的结晶基底 (Xu et al., 2008)。晚新生代之后, 龙门山三条主干断裂都作脆性右旋斜冲。

2008 年 5 月 12 日的 $M_s=8.0$ 大地震就发生在映秀镇附近、途经破裂和摩擦强度都大的彭灌杂岩的龙门山主中央断裂上。震源机制解表明 (图 7), 震源点上断层的产状为 (238, 59), 三个主应力方向分别是: $\sigma_1(302, 06)$, $\sigma_2(036, 31)$, $\sigma_3(202, 57)$ 。同震破裂从震源出发在不到两分钟的时间内向 NE 方向传播了近 280 km, 根据地表同震破裂的产状以及上面的擦痕侧伏角 (表 1), 可以看出, 在映秀-北川段断面很陡 (70-80°), 断层上下两盘相对运动以推覆为主, 右旋走滑为辅, 垂直位移最大达 10 m, 水平位移最大达 4 m; 但在北川-青川段, 断层上下两盘相对运动以右旋走滑为主, 推覆为辅。这样的构造变形的样式过去 5 Ma 可能一直如此, 从而造成从 SW 向 NE 方向, 山的高度逐渐减少。起源于主中央断裂上的 $M_s=8.0$ 大地震还激发了都江堰-安县之间的山前主边界断裂 (图 6), 形成总长近百公里断断续续的地表同地震破裂, 也具有明显的逆冲兼右行走滑特征, 垂直位移 4-5 m, 水平位移 2-3 m。在都江堰-安县断裂东侧 5-10 km 的山前盆地中虽然地表看不到同震破裂, 但出现喷水冒沙, 并且呈 NE 向成带分布, 说明地下隐伏盲断层被地震触发。汶川县城向南至 $N31^\circ$ 经度线之间, 这段龙门山后山断裂有可能在 5.12 大地震中也被激活, 断层运动可能集中在深部, 同震断裂不一定都能传到地表。2008 年 5 月 14 日 $M_s=5.6$ 和 5 月 16 日 $M_s=5.9$ 两个强余震都发生在龙门山后山断裂之西, 震源机制解指示龙门山后山断裂作右旋走滑, 推覆的分量很小 (图 6)。INSAR 雷达干涉影像表明龙门山后山断裂也有活动 (Xu et al., 2008)。

1800 年以来, 龙门山中段的前主边界断裂上先后曾发生过 4 次中强地震, 最大一次是 1970 年发生在大邑西边的 6.2 级地震。龙门山后山断裂自 1597 年以来, 共发生过 4 级以上地震 13 次, 最大一次是 1657 年的汶川 6.5 级地震, 史书上记载那次地震: “地震有声, 昼夜不断, 山石崩裂, 江水皆沸, 房屋城垣多倾, 压死男妇无数”。龙门山主中央断裂自 1168 年以来只发生过 12 次 4 级地震, 仅一次 6.2 级, 发生在北川。映秀一带的龙门山主中央断裂一直很平静, 说明断层一直处于闭锁状态, 直到 2008 年

5月12日下午14点28分突然发生了Ms=8.0大地震，不是“小震闹，大震到”的“前震-主震-余震”系列，而是“要则不鸣，一鸣惊人”的“主震-余震”系列。

本文的第一作者在汶川地震发生的当天在接受加拿大华文媒体记者说过：“青藏高原周界及其高原内部数条大断裂历来是地震的频发区。印度大陆板块向北漂移并和欧亚大陆板块碰撞挤压，形成了世界屋脊喜马拉雅山和巨大的青藏高原。青藏高原平均海拔高度达5000米，在重力作用下，巨大的青藏高原就像一个大胖子突然躺到一个水床上。青藏高原深部地壳的岩石在高温高压下发生部分熔融(Ji and Xia, 2002; Ji et al., 2002; Ji, 2008)，就像水床垫中的水在大胖子重重身体的挤压下向四边周界涌动一样，向高原的周缘挤流。古老的四川盆地下面是强硬的岩石圈，深深地扎根于其下的上地幔之中，强烈地阻挡着青藏高原向东扩张。在青藏高原扩张和四川盆地反扩张的前沿阵地，于是就挤压形成了高耸的龙门山，这次四川汶川大地震正是人类遭遇龙门山造山运动的悲惨一幕”。

通过对5.12汶川地震的成因分析，我们认为特大强震发生需要满足以下几个条件：

(1) 地震的起发点(地震成核处)为强岩，强岩破裂强度和摩擦强度都大(Ji et al., 2002)，起发地震的能量高，一旦触发，传之围岩，“居高临下，势如破竹”，周围老断层能被瞬时激活，多米诺骨牌效应，连锁反应，犹如“一颗炸弹引爆一个或连续几个炸药库”。5.12之前，那些老断层本来就处于临界状态，一旦被引发，可想而知。5.12汶川地震的震源位于龙门山脉内彭灌杂岩体之中。彭灌杂岩体在地面上呈透视镜形，北东—南西向上长约105公里，南东—北西方向上宽约30公里(图6)。该杂岩体主要由闪长岩、花岗岩、混合岩、片麻岩等组成(许志琴等, 2007)。这些结晶岩石，形成于新元古代(距今约8.30-7.45亿年)，主要组成矿物是石英和长石，岩石的剪切强度和摩擦强度都特别大，绝不轻易破裂和滑动，除非在外力作用下岩石内应力积累得非常高。一旦应力达到其破裂强度或摩擦强度，必然要瞬时释放出巨大的能量，从而形成大地震。彭灌杂岩体西北侧出现的是前寒武纪的沉积岩，如粉砂岩、板岩、页岩、砾岩等；在彭灌杂岩体的东北方和东侧分布的是古生代和中生代的沉积岩和浅变质岩，如千枚岩、绿泥石片岩、灰岩、煤系地层等，这些成层的沉积岩和浅变质岩的剪切强度和摩擦强度比彭灌杂岩体中的结晶岩石低得多。正由于如此，从彭灌杂岩

体中形成和传出的地震断裂立刻所向披靡地向东北方向迅速打穿所有的沉积岩和浅变质岩层，过了北川后又向青川和陕西宁强方向传了近 150 公里才停下来。主震后第 13 天青川县境内还发生一次 6.4 级余震。所以说，这次 5.12 汶川大地震是始于强岩，传之弱岩，故强度大，波及范围广。地壳中蛇纹岩、绿泥石片岩、云母片岩、千枚岩等变质岩和页岩、板岩、泥岩等沉积岩属于屈服强度和摩擦系数都低的岩石，在地质构造应力作用下，这些岩石常常是作韧性变形即蠕变，“走而不断”，岩石在“走”（变形）但不形成脆性断裂。灰岩在地表看似很硬，但在地下十几公里深处温度压力较高和有水环境中，其强度并不太高。在沉积岩和浅变质岩中，力学性质较强的（如砂岩）和较弱的（如页岩）岩层总是互层出现的，根据最小能原理，断层总是选择在弱岩层中通过，尽量避免切割强岩层。在弱岩体中形成不了强震。所以，我们认为“强岩强震、弱岩小震、软岩不震（蠕滑）”。这条规律可以用到区域地震预测中去。

(2) 震源深度适中。在龙门山地区震源深度约为 15-20 km，刚好在脆—韧性转变带之内，即地壳强度剖面的峰值段，能成强震。在脆性应变区，岩石摩擦强度随深度增加而作线性增加；在韧性应变区，岩石流变强度随深度增加而作非线性减少。所以，在脆—韧性转变带上岩石强度最大，最有可能形成强震。震源太浅（如几公里深）肯定形成不了大震，例如，洋中脊的正断层上就无强震。

(3) 高倾角 (>53 度) 的近纯逆断层。纯正断层往往形成不了强震。激发一个倾角 26.5° 的逆断层所需的差应力要比激发一个正断层高约 4 倍，比激发一个走滑断层高约 2.5 倍。活动一个高倾角 (>53°) 逆断层，不仅需要构造差应力非常之高，而且要求岩石中流体压力在起发地震之时等于或大于静岩压力。大地震中，震源深度岩石破裂，流体向上排放，原先溶解在高压流体中的矿物质此时在张破裂中析出结晶（甚至可能成矿），断裂的完全愈合（即断裂带的孔隙度和渗透率的完全消失）要靠压溶和体搬运作用完成。压溶是一个较为缓慢的过程，所以高差应力特别是岩石中流体压力的重建都需要很长时间，这就是为什么特大地震都是几千年一遇的原因。等到有一天逐渐积累的差应力和流体压力又达到一定的阈值之时，就会发生一次新的大地震。断层带中这样的过程会不断地循环往复。

汶川地震正好满足上述条件，故原地复发周期长，积累能量大。青藏高原的北东边界（四川盆地西界、鄂尔多斯地块和阿拉善地块的南缘）都是如此。写到这里，有人

可能会问：“是不是可以这么理解，汶川地震已经把几千年积累的应力释放完了，四川要发生大地震的可能性又在几千年之后”？汶川地震把震源点(可以简单地把它看作是一个直径约 15 km 的球)上应力和流体压力释放差不多了，在这个点上 2000-3000 年不会有地震了，这并不等于说整个四川三千年就不震了。相反，龙门山断裂带南段(映秀-宝兴-泸定)、石棉附近的鲜水河断裂带以及四川盆地内部的龙泉山断裂带和华蓥山断裂带南部因汶川大地震发生应力反而增加。即使在龙门山断裂带的中段和北段，应力释放也主要集中在映秀-北川-青川断层(280 km 长)和灌县-安县断层(100 km 长)上。附近地区其他断裂如岷江断裂、虎牙断裂、平武-青川断裂、江油-广元断裂基本上都没有参与 5.12 地震系列的活动。所以，我们绝对不能说“汶川地震后，四川三千年不震，四川省的防震工作从此就可以不做了”。

四川盆地西侧有龙门山断裂带，东面有华蓥山断裂带，中间还有龙泉山断裂带，盆地内部还有一些隐伏的盲断层(邓起东等，1994；贾秋鹏等，2007)，这些断层具逆冲推覆或右旋斜冲推覆性质，隐伏地下 5-15 公里深处，地表很少有形迹可循，与之相伴生的往往是一些非对称性的地层褶皱(即断层传播褶皱)。在未来 5-10 Ma 之内，龙门山褶皱带将进一步东移，华蓥山和龙泉山都向西推覆，四川盆地将越来越小，盆地内沉积岩层的活动褶皱越来越强(薄皮构造)。另外，四川盆地中较厚的松散的沉积，具有明显的震害放大作用，沙土震动液化以及软土震陷等作用对工程建筑的破坏极为严重。四川盆地内隐伏盲断层之上人口稠密、工业发达、即使一次 6.5 级地震都会给成都这样的大城市带来惨重的社会经济损失和人员伤亡。希望四川省领导和有关部门居安思危，具强烈的忧患意识，密切监测四川盆地内部断裂带的构造活动，同时提高建筑物的抗震标准，并严格把好建筑质量关。

4.5 昆仑断裂带和西秦岭断裂带

昆仑断裂带是青藏高原北部-东北部一条重要的断裂带(图 5)，它从西向东，起于布喀达板峰，经库赛湖、西大滩、东大滩、秀沟、阿拉克湖、托素湖、玛沁，经阿尼玛卿山之后呈马尾状，分叉成三支：南支叫阿万仑断裂；北支叫哈拉-郎木寺-迭部-武都断裂；中支即东昆仑主干断裂，经四川九寨沟与南北向延伸的岷江断裂和虎牙断裂相接。整个昆仑断裂带都以左旋走滑为主，平均滑移速率达 12-13 mm/a(张培震等，

2003)。在 N101° 以西，昆仑断裂带的走滑速率约为 10-12 mm/a (van der Woerd et al., 2002)，玛沁-玛曲段的平均走滑速率为 13 mm/a (青海省地震局，1999)。

1879 年 7 月 1 日 (清光绪五年) 甘肃省南部武都和文县之间发生 8.0 级地震，震中位于 33.01N，104.80E，地震发生在昆仑断裂带东端的一个分支断裂—哈南-稻哇子-毛坡拉断裂带，该断裂呈 NE 向，西起四川省南屏县哈南寨，向东过甘肃省文县的堡子坝、桥头屯岸、梨平，然后在固水子和外纳一带穿越白龙江，最后到达甘泉东边和另一条 EW 向的断裂汇合，全长 170 km，为一条左旋走滑，局部兼具逆冲或正断性质的断层。1879 年同震破裂的左旋水平位移量 6 m，垂直位移分量 3-5 m (侯康明等，2005)。

昆仑断裂带于 1902 年在都兰西发生了 6.9 级地震，1963 年 4 月 19 日在都兰的阿拉克湖附近又发生了 7.1 级地震 (35.53N，97.60E)，断层产状 (277，80)。1937 年 1 月 7 日花石峡、托索湖一带 7.5 级地震 (35.40N，97.69E)，地表破裂带长 208 km，走向在托索湖以西为 100-110°，在托索湖以东为 130-140°。破裂带倾角陡 (>70°)，断层性质为左旋走滑，倾滑分量很小，位移的水平分量是垂直分量的 4-5 倍。2001 年 11 月 14 日在庫赛湖段发生了 8.1 级地震 (35.82N，92.85E)，地表破裂带走向 70°-90°，长 350 km，左旋走滑为主，最大水平滑移量 6 m。东昆仑断裂带的鲸鱼湖段于 1973 年 7 月 14 日和 1997 年 11 月 8 日发生两次 $M_s \geq 7.0$ 地震 (徐锡伟等，2007；胡道功等，2006，2007)。

东昆仑断裂带在 86°-88° 之间也经常发生强震 (万永革等，2003)。例如，1997 年 11 月 8 日西藏玛尼的 $M_s=7.9$ 地震发生于 NEE 向玛尔盖茶卡—若拉错断裂上，该断裂属于东昆仑断裂带的一部分，玛尼地震形成了一条自西向东传播的大约 170 km 的同震地表破裂带，震源处断层产状是 (250，88)，滑移矢量的侧伏角为 19°E，应力方位 σ_1 (029，07)， σ_2 (256，71)， σ_3 (116，14)，指示玛尔盖茶卡—若拉错断裂是一条左旋走滑为主、斜冲推覆为辅的断裂。据单新建等 (2006) 估计，该断裂的平均滑移速率为 9.04-10.84 mm/a。1973 年 7 月 14 日申扎俄久多 $M_s=7.3$ 级地震也发生在玛尔盖茶卡—若拉错断裂上。

泯山隆起长约 150 km，宽约 50-60 km，由一系列海拔 >4500 m 的山峰组成，最高峰雪宝顶海拔高度 5588 m。泯山隆起的东西边界分别是虎牙断裂和泯江断裂 (图 5-

7) 。泯江断裂为左行斜冲断裂，垂直分量大于水平分量，地表断层破碎带特别发育。1933 年的叠溪地震 ($M_s=7.5$) 就发生在泯江断裂上。2 Ma 以来左旋位移 2.4 km，平均水平滑移速率 1.2 mm/a (邓起东等, 1994; Chen et al., 1994)。虎牙断裂也是一条左旋走滑斜冲断层，东西两侧地形高差达 1000 m。1976 年 8 月 16 日和 23 日松潘-平武两次 $M_s=7.2$ 地震就是发生在虎牙断裂上。泯江断裂和虎牙断裂过去被看作是龙门山断裂带的一部分 (邓起东等, 1994)，这里我们有必要将它们归之于昆仑断裂带东端的转折部，原因如下：(1) 汶川地震的余震系列全部集中在四川省映秀到陕西省勉县之间 NE 向延伸的带内，并没有进入泯山地区。(2) 虎牙断裂和泯江断裂都是左旋走滑斜冲断裂，与其东边的右旋走滑斜冲的龙门山断裂带性质截然不同，证明泯江断裂与虎牙断裂和龙门山断裂带不统属于一个构造系统。

昆仑断裂带和秦岭断裂带的交汇地段即是西秦岭断裂带，甘肃省天水市历史上多次遭受西秦岭断裂带活动的震害。公元 759 年 (唐肃宗乾元二年) 杜甫写过一首诗，名叫《山寺》：“野寺残僧少，山圆细路高。麝香眠石竹，鸚鵡啄金桃。乱石通人过，悬崖置屋牢。上方重阁晚，百里见秋毫”。那一年，杜甫到了秦州 (今甘肃省天水市秦安县叶堡乡)，住在侄儿杜佐家里，在游览位于秦州府东南约 70 km 的麦积山石窟时写下了这首诗。麦积山为一孤峰拔地而起，好象农民夏收后晒场上堆起的麦垛，故有麦积山之名。

734 年 (唐开元二十二年) 秦州发生了 7.5 级地震，震中位于现今天水市马跑泉镇 (34.5N, 105.9E)，震中烈度 10 度。庙宇及庐舍崩塌殆尽，地面开裂，裂而复合，“陵迁为谷，城复于隍” (山体滑塌，城垣破坏)，压死四千余人。麦积山石窟东西崖佛龕也被地震一劈为二。震后秦州中都督府异地重建，从现在的水市秦城区搬迁到了现今秦安县叶堡乡，那时候叫敬亲川金城里新城。取名“金城里”，图“固若金汤”之意。附近几个县府也异地重建了。例如，成纪县府搬迁到金城里新城，清水县府也从现今的清水县北李家崖村搬迁到牛头河南岸 (雷中生等, 2007)。

7.5 级地震后 25 年，杜甫在麦积山石窟，依然看到的是残垣断壁、杂草丛生、荒凉败落的寺院，僧人无几 (大地震加上后来的安史之乱，僧人死的死、逃的逃)，人迹稀罕。顺着长满青草的羊肠山道艰难地向上走，路旁却有着一种自然无为的宁静，麝香鸟酣睡于石竹花丛中，鸚鵡正啄着熟黄的桃子。25 年前地震中从山上滚落下来的巨

石，还时不时挡住道路，游人只好绕开巨石走。僧人居住的石屋凿在高高的悬崖上。在夕阳下，诗人登上了山顶的寺阁，极目远眺，宁静的美景尽收眼底，顿时诗人心清气爽。

734 年的天水地震发生在 NWW 向西秦岭北缘断裂带上，它东自宝鸡，经天水、武山、漳县，过太子山，然后到达青海同仁附近，全长 440 km，为一陡倾的（倾角 65-80°）、左旋走滑为主、兼具倾滑的大断裂（雷中生等，2007）。这条断裂带上，还发生过 143 年甘谷 7.0 级地震，1765 年甘谷-武山 6.5 级地震，1936 年康乐 6.7 级地震。

920 年后，即 1654 年 7 月 21 日（清顺治十一年），甘肃天水又发生了一次 8.0 大地震，震中位于 34.3N，105.7E，余震持续了一年多。“秦州城垣、宫舍崩塌殆尽”。“木门里山崩，土陷数百尺，压埋村落近十里，被土覆盖者千家；罗家堡七十峪两山合成一处，壅河成潭（即堰塞湖）；吕家坡苑珠寺倒塌；伏羌山山崩地裂，压塌庐舍。省内礼县、西和、秦安、宁远、通渭、静宁、成县、阶州、安定、环县、文县、临洮府、兰州、宝鸡、宁羌、郿县等四十余府州县遭到破坏，波及山西、四川、河南甚至直隶九十多个府州县，共计压死三万一千余人”（《清世祖实录》卷 84）。地震时，城崩楼毁，平地夷为谷，丘陵易位，有一半的人死于倒塌的房屋城墙之中，余下不多的人，无室无家，飘摇在风雨之中，与猎狗同坐卧，到了秋天，震撼未宁。“云阴阴而变色，日惨惨而无光。彼陇头之流水，亦呜咽而悲鸣。或夫亡而妻寡，或子免而父戕。遍哀号于四野，哭魂魄于川梁。余东归以戾止，望郊原而断肠。愧百身其莫赎，更生者之堪伤。嗟一枝之靡托，沐风雨以悲凉。念下民其何罪，实余德之无良”。“久不归秦不欲问，恍惚传闻秦地震。小者地裂大崩城，死者无算十三生。去年冰雹打禾稼，雹大如磨人已惊。今又千里郡邑土不宁，将无夷峰堙谷平不平。地震德莫测天更远，我欲叩天泪沾纓”。1654 年天水县罗家堡 8.0 级地震，发生于宕昌-礼县-罗家堡-街子口断裂带上，断裂带总长 155 km，断层面产状 (055-060, 65-75)，断层面上擦痕侧伏角 20°，同震破裂以左旋走滑为主、兼具正断分量，水平位移量 5.2 m，正断位移量 1.9 m。据韩竹军等 (2001) 的研究，该断裂平均水平位移速率 0.95 mm/a，垂直位移速率 0.35 mm/a。

4.6 阿尔金与祁连山断裂带

阿尔金与祁连山断裂带构成青藏高原北边界。阿尔金左行走滑断裂带全长约 1800 km，总体走向 60-70°，分隔了塔里木盆地和柴达木盆地 (Tapponnier et al., 2001)。据李海兵等 (2007) 估计，沿阿尔金断裂带累计总滑移量 500-1000 km。阿尔金断裂带过了柴达木盆地之后呈帚状转变为一系列的近东西向左行走滑逆冲断裂，穿行于祁连山、大雪山-托勒南山、党河南山及柴达木山的南北边缘，构成显著的盆山偶合的特征。

1932 年 12 月 25 日 10 时 4 分 27 秒，中国甘肃玉门市昌马乡 (昌马堡) 东南 50 km 的红窑子南沟发生 7.6 级地震，震中 (39.7N, 97.0E)，震源深度 20 km，烈度 10 度，死亡 7 万人。地震发生时，山岩乱蹦冒出灰尘，中国著名古迹嘉峪关城楼被震坍一角，疏勒河南岸雪峰崩塌，千佛洞落石滚滚，余震频频，持续竟达半年。发震断裂是昌马断裂，位于祁连山北部昌马—西水峡山间盆地的南缘，由多条活动性断层组成，总体走向 NWW 向。沿昌马断裂带分布有加里东期超基性岩，晚第三纪末，沿该断裂前震旦系的结晶灰岩逆冲在中下第三系河流相沉积 (白杨河组) 之上。第四纪时，昌马断裂控制了北侧昌马盆地的形成和发展。1932 年同震断裂产状 (275, 79)，左旋走滑兼具斜冲 (侯珍清等, 1993)。

1125 年 8 月 30 日 (宋徽宗宣和七年) 在兰州市西固区以南至河口一带发生 7.0 地震，发震断裂是马衔山北缘断裂，它是祁连山数条大断裂中一个分枝。马衔山北缘断裂东起定西内官营、西至兰州河口八盘峡，长 116 km，在 1125 年古地震遗址处断层产状 (290, 70)，左旋走滑为主兼具一点逆冲运动分量，晚第四纪以来，该断裂的水平走滑速率约为 2.50-3.73 mm/a (袁道阳等, 2002)，这条断裂的复发将会给甘肃省会兰州带来震灾。

田勤俭等 (2002) 把青藏高原与鄂尔多斯地块、阿拉善地块之间三角区域称之为青藏高原的东北隅。区内有两条著名的断裂带，一条是海原断裂带，另一条是中卫-同心断裂带，都具左旋走滑逆冲性质 (Burchfiel et al., 1991; Zhang et al., 1991)。海原断裂带西连祁连山 (甘肃景泰)，东接六盘山 (宁夏固原)，全长 240 km，宽 20-30 km，总体走向从西向东由近 EW 向转为 NW-SE 向，现今的左旋滑动速率达 6.8-9.2 mm/a (邓起东, 2002)。1920 年 12 月 16 日 20 时 5 分 53 秒，8.5 级强烈地震发生在北西向 (N56W) 挤压逆冲的海原断裂带上，震中位于 36.5N, 105.7E，震中烈度 12 度，震源深度 17 公

里，死亡 24 万人，毁城四座，数十座县城遭受破坏。它是中国历史上一次波及范围最广的地震，宁夏、青海、甘肃、陕西、山西、内蒙古、河南、河北、北京、天津、山东、四川、湖北、安徽、江苏、上海、福建等 17 地有感，有感面积达 251 万平方公里。海原地震还造成了中国历史上最大的地震滑坡。地震发生时山崩土走，有房屋随山体移动二三百米。另外，1622 年固原北的 7.0 级地震和 1927 年古浪 8.0 级地震均发生在海原断裂带上。古浪地震死伤约 10 万人，郑文俊等 (2004) 认为古浪是中天桥沟—黄羊川断裂、皇城—双塔断裂以及武威—天祝断裂等共同作用的结果，这些断裂都是海原断裂带内的次级断裂。中卫-同心断裂带西起祁连山东端的古浪附近，向东依此经长岭山、天景山、桃山、庙山、直达六盘山北端，总长 200 km。1709 年中卫 7.5 级地震就发生在该断裂带上。

4.7 天山断裂带

天山夹在塔里木和准噶尔两大盆地之间 (图 5)。有历史记载以来，塔里木地块内部没有发生过强震，是一个正在作顺时针旋转的刚性地块，其 GPS 位移速度由西向东逐渐减小，从西边的 10-12 mm/a 减到东边的 4-5 mm/a (张培震等，2005)。塔里木地块绕直立轴顺时针旋转的速度为 $0.679^{\circ} \pm 0.059^{\circ}/\text{Ma}$ ，如此旋转使天山断裂带中地震活动由西向东的衰减。天山西高东低，西边的汗腾格里山海拔 5000 m 以上，最高峰托木尔峰海拔 7435 m；库鲁克塔格以东一般在海拔 1000-2000 m，说明构造挤压是西强东弱。张培震等的 GPS 资料显示：在西天山喀什以西，地壳缩短率约为 18 mm/a，喀什以东的地壳缩短率约为 13 mm/a，库车一带地壳缩短率约为 7 mm/a，乌鲁木齐南边东天山地壳缩短率 < 2 mm/a，在向东哈密一带东天山的地壳缩短率 < 1 mm/a。在依连哈比尔尕山的哈希勒根达坂附近最大抬升速率达 17.8 mm/a (邓起东等，2000)。在天山及邻区，近东西向的断裂带大多为逆断层或走滑逆断层，北东向的破裂带主要是左旋走滑断层，北西向的破裂带主要是右旋走滑断层，近南北向的破裂带是正断层或走滑正断层。上述特征说明区域构造应力场的最大挤压应力呈南北向。

乌恰-喀什-阿拉什地区一直是天山断裂带中地震活动最强烈的地区，原因是该地区处于南天山、塔里木盆地和帕米尔高原的交汇点，应力集中。1985 年 8 月 23 日 (39.43N, 75.43E) 新疆乌恰县城东南 40 km 的克孜勒苏河谷中发生 $M_s=7.4$ 级地震，震源深度 19 km，发震断层是卡兹克阿尔特推覆断层，产状 (294, 46) (冯先岳，1999；

邓起东等, 2003)。乌恰县城被毁, 后在原县城 NE 6 km 的博鲁什重建新县城, 1989 年 10 月落成 (杨欣和赵乔, 2003)。2002 年 12 月 25 日乌恰县发生 5.8 级地震 (39.583N, 75.05E)。2008 年 10 月 5 日晚 23 时 52 分, 乌恰县吉根乡斯姆哈纳村附近发生 6.8 级地震, 震中 (39.5N, 73.9E), 震源深度 12 公里, 发震断层产状 (077, 47), 所幸没有造成人员伤亡。1974 年 8 月 11 日该断层的西段乌孜别山口一带发生 7.1 级地震。1996 年 3 月 19 日阿图什 6.9 级地震 (40.00N, 76.77E) 发生在走向近 EW 长约 200 km 的托特拱拜孜-阿尔帕勒克断裂带上 (也称柯坪断裂), 产状 (252, 30), 断裂性质是逆冲兼具少量左旋走滑, 震源深度 13 km (何玉梅等, 2001; 杨成荣等, 2002; 敖雪明等, 2007), 该断裂带上历史上曾发生过 1902 年 8.25 级大地震和多次 6-7 级地震。1997 年 1 月 21 日至 1998 年 10 月, 新疆伽师附近地区即南天山南缘塔里木盆地一侧戈壁滩里, 相继发生 9 次 ≥ 6.0 级地震, 发震断层既有走滑又有正断 (王卫民等, 2005)。2003 年 2 月 24 日伽师地区又发生 6.5 级地震, 发震断层产状 (300, 28), 震源深度 7.5 km, 为一条逆冲稍具左旋走滑的断裂带。

新疆省会乌鲁木齐受地震灾害威胁的状况和四川省的成都很相似 (图 5)。乌鲁木齐位于天山北麓的山前拗陷之中, 这个前陆盆地东西长约 300 km, 南北宽 50-80 km。乌鲁木齐前陆盆地南边就是天山, 它是由三排逆断层-褶皱带组成, 逆断层皆向南倾, 上盘皆向北推覆。1965 年 11 月 13 日乌鲁木齐东博格达山 (43.98N, 88.1E) 发生 6.6 级地震, 以 EW 走向博格达断裂倾滑逆冲的结果 (高国英和曲廷军, 1998)。1906 年玛纳斯 7.7 级地震 (43.90N, 85.47E) 就发生在乌鲁木齐山前拗陷与北天山山体的分界线-准噶尔南缘断裂带上 (周伟新等, 2003), 断裂面近东西, 南倾 25-30°。张培震等 (1994) 和邓起东等 (2000) 认为, 1906 年玛纳斯 7.7 级地震以及其它许多发生在北天山山前盆地内的地震都与沉积岩层褶皱下面的隐伏逆断层活动有关 (Stein and Yeats, 1989), 这类地震同震破裂往往传不到地表, 逆断层的上端点和背斜褶皱相连, 同震变形在地表以地面隆起 (背斜褶皱) 的方式出现, 地面上的破坏主要是地震震动和重力效应造成的, 由断裂在地震时扩展造成的岩层褶皱称之为断展褶皱或活动褶皱 (Stein and Yeats, 1989; 邓起东和冯先岳, 1999)。

在乌鲁木齐以西东经 84°-85° 地区发生的地震多以走滑为主, 例如, 1944 年 3 月 10 日乌苏 7.2 级地震和 1949 年 2 月 24 日年轮台 (42.0N, 84.0E) 7.25 地震 (高国英和曲

廷军, 1998)。再往西就到了距乌鲁木齐约 500 km 中天山西段的伊犁哈萨克自治州尼勒克县, 这里曾于 1812 年 3 月 8 日 (清嘉庆十七年) 发生了 8.0 级地震。据记载, “兖造哈、胡吉尔台、齐木库尔图等处山裂四处, 长二十至六十里不等, 宽五六里不等, 深十丈至二十丈, 平地涌出高阜。房屋倾倒。压死放牧官兵 39 人, 官府家奴 8 人, 伐木工人及犯人 11 人, 共计 58 人。官府和私人牲畜压死 5300 余匹”。据后来人考察, 这次地震造成长 100 余公里宽约 40 公里的走滑逆断裂带, 走向 280-290°, 北倾 60-80° (邓起东等, 2000)。

4.8 阿尔泰断裂带

阿尔泰断裂带包括好几条彼此近乎平行呈NW-SE向延伸的右旋走滑断裂 (图 5), 例如, 额尔齐斯断裂、二台断裂、布尔根断裂、额尔格朗图断裂、乌列盖断裂等 (沈军等, 2003)。2003 年 9 月 27 日在新疆维吾尔自治区友谊峰东北 (49.9N, 87.9E) 中、俄、蒙三国交界发生 $M_s=7.9$ 级地震, 震源深度 10 km (柔洁等, 2004)。发震断层是乌列盖断裂带, 走向 310-320°、倾角陡、断续延伸 500 多km, 作右旋走滑稍具逆冲。1923 年 9 月 22 日伊尼亚 $M_s=6$ 级地震发生在乌列盖断裂带的北端。1931 年 8 月 11 日 05 时 18 分 47 秒新疆富蕴县和青河县发生 8 级大地震, 发震断层是NW或 NNW向陡倾的二台右旋走滑断裂带 (柏美祥, 2001), 同震破裂全长 176 公里, 一般宽度 10 米, 最大宽度达 4 公里, 最大右旋水平位移量达 14 米。在震中所在地的卡拉先格尔附近, 在长 1500 m, 宽 350 m 的地震塌陷区内, 地裂缝纵横交错, 劈开山梁、断开水系, 岩石酥裂, 岩层被拉开了宽 6 m, 深 10 m 的深槽。长约 20 km 的高山竟然整体下降了 10 m, 并因山体的断裂, 在塌陷区还形成了高度在 60 m 以上崩滑破、裂面。好在当时这一地带人烟稀少, 牧民住在毡房里, 虽然这是 8 级大震, 造成的人员伤亡并不大。

4.9 鄂尔多斯地块周边断陷系

鄂尔多斯地块是一稳定地块, 其结晶基底与华北克拉通的相同, 都由早前寒武纪 (太古宙-早元古代) 高级变质岩石组成。鄂尔多斯地块内部没发生过 6 级以上地震, 它的北缘以阴山为界, 南缘以秦岭和伏牛山为界, 西缘以贺兰山和六盘山为界, 东缘以吕梁山山为界, 包括的范围是 33.1-42N, 103.5-114.5E。鄂尔多斯地块现代的受力情况很像简单剪切糜棱岩中的一个碎斑晶, 以 2-4 mm/a 的速率向 NE 方向运动, 同时绕直

立轴逆时针旋转使其东西两边缘受力拉张形成两个断陷系，西边的是银川地堑，东边的是山西裂谷 (张岳桥等, 2006)。鄂尔多斯地块南北两侧分别是渭河和河套盆地，它们分别受控于近东西向左旋正走滑断裂带。控制渭河盆地的是华山—秦岭北缘断裂，垂直滑移速率 2-3 mm/a，水平滑移速率 1.5-2.2 mm/a (Peltzer et al., 1985)。渭河断陷带在宝鸡、西安、渭南、华县等地的震源机制解分析显示， σ_1 近 NW 向， σ_2 垂直， σ_3 近 NS 向 (张学民等, 2005)。控制河套盆地的是阴山断裂带，其垂直滑移速率 2.4-6.5 mm/a，左旋走滑速率为 5 mm/a (徐锡伟和邓起东, 1990; 徐锡伟等, 1992; 江娃利等, 2001)。鄂尔多斯地块周边断陷系是中国重要的地震活跃区之一，据历史记载，近 2000 年期间该区曾发生 5 次 8 级地震，6 次 7.0-7.5 级地震，28 次 6.0-6.75 级地震。鄂尔多斯地块周边断陷区的古地震原地复发周期一般为 1500-2000 年，有些可达 2000-3000 年 (邓起东, 2002)。蒋溥等 (1985) 统计了鄂尔多斯周缘中小地震的断裂滑移矢量数据，发现 60% 的断裂属于斜滑型，23% 属于倾滑型，17% 属于走滑型。鄂尔多斯地块周边断裂带上或附近地区分布有许多大中城市，如大同、太原、呼和浩特、包头、银川、西安、咸阳、宝鸡等，其中四个是省会城市，所以防震防灾工作尤为重要。

阴山断裂带西起内蒙古的乌海、磴口、经临河、五原、包头、呼和浩特、东到山西大同。该断裂在鄂尔多斯地块和阴山山脉 (狼山、色尔腾山、乌拉山和大青山) 之间形成一系列地堑式断陷盆地，即河套盆地 (何仲太等, 2007)。阴山断裂带曾于公元前 7 年发生过一次 7.0 级地震，以后好像一直没有 7.0 级以上的地震记录。近一百年来发生几次 6 级多地震，例如，1934 年 1 月 21 日内蒙古五原的 6.3 级地震 (40.70N, 111.30E)，1976 年 4 月 6 日内蒙古和林格尔的 6.3 级地震 (40.23N, 112.20E)，1976 年 9 月 23 日内蒙古巴音木仁的 6.2 级地震 (40.08N, 106.35)，1979 年 8 月 25 日内蒙古五原的 6.0 级地震 (41.23N, 108.12E)，1996 年 5 月 3 日内蒙古包头西 6.4 级地震 (40.78N, 109.68E)，1998 年 1 月 10 日河北省张北 6.2 级地震 (41.10N, 114.30E)。薛丁等 (2001) 认为阴山断裂带西部的五原-乌海之间是长期存在的明显的地震空区，有发生 7.0 级大地震的危险性。

银川地堑的西边界断层是贺兰山东麓山前断裂，银川地堑的东边界断层即黄河断层，银川地堑内部还有两条主要断层，它们分别是永宁-贺兰-姚伏断裂和平吉堡-潮湖-筒泉断裂。这四条断层都呈 NNE 向，西边两条向东倾，东边两条向西倾，都是活动断

层，平均位移速率约 5 mm/a，它们的活动控制着银川地堑中第四纪沉积与地震灾害，宁夏省会银川正位于银川地堑的中央。银川可能是中国唯一受过直下型地震严重破坏的省会城市。1739 年 1 月 3 日宁夏回族自治区银川市与平罗县之间发生 8.0 级特大地震，震中位于 38.8N, 106.50E，震发于贺兰山东麓山前断裂，断裂呈 NNE 向延伸，SEE 倾、震源深度约 15-20 km，形成长约 180 km 的右旋正断同震破裂带。建于明嘉靖十九年 (1540 年) 的明长城在这次地震中被右旋错断 1.45 m，垂直错断 0.9 m (白铭学和焦德成, 2005)。据清朝王绎辰《银川小志》记载，“地忽震有声。地下如雷，来自西北往东南，地摇荡掀簸，衙署即倾倒，太守顾尔昌，全家死焉”。堂堂银川府太守坚固的衙署即刻倒塌，何况那时候普通老百姓的民房？“倒塌无存。男妇人口，被压大半”。地震压死官民五万余人，被溺、被冻死者亦复不少，这在当时人口稀少的宁夏可是一个巨大的数字。“房倒火起，火势甚炽，延烧彻夜，三四日不息”。

鄂尔多斯地块的东缘是山西裂谷，它是由一系列地堑或半地堑型断陷盆地右行斜列而成的断陷带 (例如，大同盆地、忻定盆地、灵丘盆地、太原盆地、临汾盆地、运城盆地等) (Xu et al., 1993)，每个断陷盆地基本上都是一侧深一侧浅，属不对称的掀斜盆地。GPS 测量显示山西裂谷的拉张速率约 4 mm/a (Shen et al., 2000)。山西裂谷内历史上曾发生过许多次强震。例如，公元 512 年 7.5 级山西大同地震，发震断裂是一条长 90 余公里、走向 NE、倾角 40-75° 的正断层，名叫黄花梁-山自皂断层，同震断距约 2.3 米 (丁学文等, 1999)。大同盆地内，1022 年和 1305 年曾分别发生两次 6.5 级地震。1989 年 10 月 18 日大同盆地许家堡乡一带 (39.37N, 113.43E) 发生 6.1 级地震，发震断层产状 (204, 74)，滑移矢量侧伏角为 10°NE，为一个右旋走滑稍具正断分量的断层 (仇转和刘巍, 2005)。在大同地区，最大、中间和最小主应力的平均方位分别是 σ_1 (048, 00)， σ_2 (000, 90)， σ_3 (138, 00)。

1303 年 9 月 17 日位于临汾盆地山西省洪洞赵城发生 7.5 地震，等烈度线呈长椭圆形，长轴 NE 向 (武烈, 1995)。烈度 9 度以上的极震区北起太原盆地的平遥和介休、南达临汾盆地南端的侯马和曲沃，死亡数至少 20 余万人。地震发生在霍山断裂上 (徐锡伟和邓起东, 1990)，这是一条 NNE 向、倾向西、高角度 (70°) 的右旋走滑兼具正断分量的断层，构成临汾盆地的东界。1614 年平遥附近发生 6.5 级地震，1695 年临汾盆地又发生另一次 7.75 级地震，史称平阳地震或临汾地震，死亡 52, 000 余人，震中

位于 36.0N, 111.5E, 震源深度 15 km, 发震断裂产状 (305, 60)。1815 年 10 月 23 日, 山西运城平陆县 (34.8N, 111.20E) 发生 6.8 地震 (顾功叙, 1983), 死亡 6800 多人。据史料记载, 受灾严重的原因是“平陆、芮城、本系土山环绕, 居民多于通衢两旁, 负岩穿穴, 聚族而居, 一经震动, 岩土被卸, 窑孔全塌, 遂致初次地震, 该二县所属之地, 被灾独重”。

1556 年 1 月 23 日陕西华县地震发生 8.25 级强烈地震, 震中位于 34.5N, 109.70E。发震的是华山山前断裂, 产状 (070, 70), 性质为左旋正断。此次地震是在中国历史记载中最惨烈的一次, 死亡人口高达 83 万, 为古今中外之罕见。陕、甘、宁、晋、豫 5 省 101 个县遭受了地震的破坏, 总面积约 28 万平方公里。震中区为西安市以东的渭南、华县、华阴、潼关、朝邑至山西省永济县等, 约 2700 平方公里。震灾损失极其严重。民房、官署、庙宇、书院荡为废墟, 即使较坚固的高大建筑物如城楼、宝塔和宫殿也全部倒塌。地震造成华阴县城北大员村地裂数丈, 水涌数尺。黄河南岸的大庆关和蒲州河堤尽数崩塌。震时正值隆冬, 灾民冻死、饿死和次年的瘟疫大流行及震后其它次生灾害造成的死者无数可计。地表出现大规模形变, 如山崩、滑坡、地裂缝、地陷、地隆、喷水、冒砂等。历史文献记载地震裂缝“裂之大者, 水出火出, 怪不可状, 人有坠于穴而复出者。有附于水穴之下, 地复合, 他日掘一丈余得之者”。据历史地震学家分析, 华县地震之所以造成巨大损失, 还与震中位于河谷盆地和冲积平原, 松散沉积物厚, 地下水位高, 地基失效, 黄土窑洞极易倒塌; 且地震发生在午夜时分, 大多数人正在熟睡之中; 加之地震前两年关中地区大旱, 岁荒粮歉, 地震后完全丧失了抗御灾害的能力。

鄂尔多斯地块内没有壳内低速层, 但在银川盆地以及山西地堑中普遍出现壳内低速层, 低速层有时出现在下地壳 (如银川盆地), 有时在中地壳 (如临汾盆地)。京津唐张 (北京、天津、唐山、张家口) 及周边华北平原地壳中也有低速层, 介于 10-20 km 之间 (周永胜和何昌荣, 2002)。地震波低速层往往和电流高导层相对应 (白来旺和候廷爱, 1994), 可能是含流体层, 说明流体压力可能对发震起到一定的促进作用。

山西盆地东边的太行山地区也受右旋正断作用影响, 形成破坏性地震。例如, 1966 年河北省邢台 7.2 级地震发生在一条 NNE 走向、倾向 NWW、约 70 多 km 长、右旋正断的隐伏断裂上, 名叫新河断裂, 它是束鹿盆地-半地堑东边界铲形主断层。地震

在地表断断续续形成长约 50 km 的地裂缝带 (李传友等, 2007; 张宏志等, 2007)。1830 年河北省邯郸市磁县 7.5 级地震也发生在 NNE 向和 NWW 向两组断裂的交汇部位 (江娃利和张英礼, 1996)。

4.10 张家口—渤海断裂带

张家口-渤海断裂带的活动构造影响京津唐张及周边地区的安全, 它西起山西裂谷的北端, 往东经五台山, 然后经过河北省尚义和张北、北京市的官厅水库、顺义、三河, 最后在唐山与天津之间进入渤海, 全长近千公里。这条断裂带是阿尔金左行走滑断裂带跳越鄂尔多斯地块之后向东在华北平原上新的延伸和继续, 预计 5-10 Ma 之后, 阿尔金断裂带将从其与祁连山交界处向 NEE 方向扩展, 从而直线连上张家口-渤海断裂带。目前张家口-渤海断裂带成熟度尚低, 断裂宽, 应变尚未高度集中。断裂带内次级断裂连续性差, 多呈羽列状分布、断断续续、倾向不一、时陡时缓、急转弯和叠断障碍体非常普遍, 应力容易集中形成地震。所以, 华北断裂带历史上发生过多次大地震。

崔效峰和谢富仁 (2001) 统计分析了河北省和北京、天津两市地震震源机制, 发现该地区造成地震的构造应力场基本一致: σ_2 近垂直, σ_1 NEE ($\sim 68^\circ$) 向近水平, σ_3 NNW 向近水平。地质和 GPS 资料皆显示, 张家口-渤海断裂带的总体性质是左旋走滑兼具正断 (张培震等, 2003)。然而, 华北断裂带内各个次级断层的性质随其定向不同而有所不同。例如, 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级主震 (39.6 N, 118.1 E) 发生在一条 NE 向、约 140 km 长的隐伏右旋走滑断层上, 震源机制显示, 断层面产状 (030, 90), σ_1 (255, 00), σ_2 (030, 90), σ_3 (165, 00) (李钦祖等, 1980, 1983)。由于唐山地区第四纪松散沉积层较厚 (50-800 m), 地表上能看到的同震破裂带仅约 8 km 长, 30 m 宽, 大部分同震破裂带隐蔽在第四纪松散沉积物之下。地表观测到的最大右旋位移量 1.53 m, 垂直位移量 0.7 m (杜春淘等, 1985), 这些正断性质的垂直位移是浅表现象, 可能并不代表地下基岩的运动。前人的研究表明, 地下基岩的斜滑运动到了地表沉积层常解耦成倾滑型和走滑型两种不同的应变 (Gaudemer et al., 1995; Allen, 1984; Armijo et al., 1989)。主震之后的三年内余震都发生在这个 NE 向总长 140 km 的带内。

张宏志等 (2008) 发现自 2004 年 12 月 24 日印尼 8.9 级巨震之后, 唐山地区正断层性质的地震活动明显增多, 可能也说明大陆逃逸被印尼巨震拉开新一轮加速前进的序幕。

华北断裂带使北京及其周围地区在近 1000 年来曾遭受过 9 次 6 级以上破坏性地震的袭击, 它们分别是: 1057 年北京南郊 6.8 级地震, 1337 年怀来 6.5 级地震, 1484 年居庸关 6.8 级地震, 1536 年通县南 6.0 级地震, 1658 年涑水 6.0 级地震, 1665 年通县西 6.5 级地震, 1679 年七月二十八日 (清朝康熙十八年) 三河-平谷 8.0 级地震, 1720 年沙城 6.8 级地震和 1730 年北京西郊 6.5 级地震等, 其中 1679 年 9 月 2 日三河-平谷夏垫潘各庄一带的 8.0 级大地震最为惨重, “势若雷电奔, 声如刀兵鬩。夏屋化为泥, 平原裂成缝。上摧缥缈峰, 下坼清虚洞”。“城郭尽倾圮, 毙者成丘山, 存者愁卵累”, 仅三河一县地震死亡人数就达 2677 人。三河-平谷地震发生在 NE 向新夏垫断层, 地表破裂带仅约 10 km 垂直滑移量 3.12 m (向宏发等, 1988), 平均复发周期 6500 年 (冉永康等, 1997)。这就是为什么目前中国在首都北京周围布置了非常密集的地震台站的原因。

1975 年 2 月 4 日 7.3 级辽宁海城地震发生在一条 NWW 向隐状左旋走滑逆断层 (析木河断裂) 上 (朱凤鸣和吴戈, 1982), 震源机制显示, 断层面 (108, 86), σ_1 (063, 08), σ_2 (302, 74), σ_3 (154, 14)。在这些 NE 向郯庐断裂通过的附近地区, 产生地震的断层不是 NE 向的右旋走滑断层, 而是 NWW 向略具逆冲分量的左旋走滑断层, 说明析木河断裂应该是张家口-渤海断裂带在辽南的分枝断裂, 此外也佐证即使在中国沿海地带印度-欧亚大陆碰撞挤压造成的大陆逃逸构造运动仍然起主导作用。

5 结束语: 中国的应对策略

中国大陆地震分布看起来很弥散, 其实规律性很强。中国大陆可以分为两个区域, 其交界是一条过渡带。该过渡带的东界是郯庐断裂及其和海南岛的连线, 西界是齐齐哈尔-北京-邯郸-郑州-宜昌-贵阳- (越南) 河内连成的线, 后者也就是松辽盆地的西界 (大兴安岭的东界、太行山的东界、大娄山的东界。上述两线所夹过渡带即“地震分界线”。分界线以西的广大地区, 活动断裂、活动褶皱、活动盆地都与印度板块楔入欧亚大陆造成的青藏高原隆升、快速侧向扩展、大陆逃逸构造活动有关。流变性较好的造山带 (如青藏高原和天山) 和流变性较差的古老地块 (如塔里木、准噶尔、阿拉善、鄂

尔多斯、四川盆地等) 在其边界强烈对抗, 形成强震。地震线以东的中国沿海地区受太平洋和菲律宾海板块运动的影响也会发生地震, 但其强度和频度与该线以西的青藏高原周边、天山、鄂尔多斯地块周缘以及张家口-渤海断裂带上地震低得多。由太平洋板块在日本海沟向西深俯冲形成的地震在中国仅分布在吉林省珲春-汪清一带, 这些深源地震对地面工程建筑破坏性不大。处于欧亚、菲律宾海和南海三个板块的交汇部位的台湾地震不断, 但由于众所周知的原因目前台湾尚不在中国中央政府的实际管辖范围之内。受台湾地震的影响, 闽粤沿海 NW 向特别是 NE 向断裂往往被激活, 形成地震。综上所述, 虽然中国大陆的现代地震受太平洋、欧亚、印度和菲律宾海四大板块联合作用控制, 但最主要、最直接、影响最大的还是印度板块楔入欧亚大陆造成的青藏高原隆升、快速侧向扩展、大陆逃逸。有必要把上述过程作为一个完整的、统一的“一盘棋”加以详尽的计算机数字和实验室物理模拟, 研究中要充分考虑各地块及其边界带的流变学性质及其随深度的变化以及各断裂带三维空间的几何形态, 厘清印度板块向欧亚大陆楔入的每一步是如何造成中国大陆各断裂带的脆性变形(地震) 响应。

种种迹象证明青藏高原及其周边的大陆逃逸构造系统正进入新一轮的活跃期。中国应在政治、组织、技术等各个层次上迅速采取措施, 迎接新一轮大陆逃逸构造活动的挑战。政治上, 进一步落实胡锦涛总书记为首的党中央“以人为本, 执政为民”的政治理念, 为居住在地震带上或附近地区的民众普及必要的防震抗震知识, 并且提高建筑的抗震质量, 杜绝豆腐渣工程。组织上在汶川地震科学总结和反思过程中, 进一步加强人口密集地区活断层普查、加强地震预报、预测的技术力量, 让真正懂地震、地质、地球物理的、事业心强、业务素质高的人来领导各级地震部门。我国近十年来花巨资引进很多世界上最先进的地震仪器设备, 但因为某些众所周知的原因, 这些仪器设备还没有充分发挥它们应有的作用。地震数据透明开放无疑更有利于中国地震的科学研究。防震抗震工作做的好坏, 不在于地震部门的绝对人数多少, 关键取决于高质量人才。所以, 要解放思想, 把立志献身祖国地震事业的海内外优秀华人学者吸收到地震部门, 使地震部门成为地震科学研究的前沿阵地和各级政府防震、抗震的咨询机制。只有这样, 我国的地震事业才能向中国人民交出满意的答卷, 才能答谢中国人民对地学人的供养之恩!

参 考 文 献

- 敖雪明, 龙海英, 周仕勇, 王桂岭. 2007. 1996年3月19日新疆阿图什6.7级地震前震群的时空分布特征. 内陆地震, 21(2): 97~101.
- 白来旺, 侯廷爱. 1994. 山西裂谷系的深部地球物理探测. 华北地震科学, 12(3): 27~35.
- 白铭学, 焦德成. 2005. 1939年银川—平罗8级地震灾害的历史辨析. 西北地震学报, 27(2): 135~140.
- 柏美祥. 2001. 富蕴地震断裂带北部细部结构特征. 内陆地震, 15(2): 97~103.
- 仇转, 刘巍. 2005. 山西大同-阳高地震的震源机制及发震模式. 山西地震, 4: 8~26.
- 崔效锋, 谢富仁. 2001. 1976年唐山地震前后华北地区现代构造应力场的时空变化特征. 中国地震, 17(3): 280~288.
- 单新建, 李建华, 张桂芳. 2006. 1997年玛尼7.9级地震的构造环境和地表破裂带特征. 地球物理学报, 49(3): 831~837.
- 邓起东(主编). 2007. 中国活动构造图, 北京: 地震出版社.
- 邓起东, 陈社发, 赵小麟. 1994. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学. 地震地质, 16(4): 389~403.
- 邓起东, 陈社发, 赵小麟. 1994. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学. 地震地质, 16(4): 389~403.
- 邓起东, 冯先岳, 张培震, 徐锡伟, 杨晓平, 彭斯震, 李军. 2000. 天山活动构造. 北京: 地震出版社.
- 邓起东, 冯先岳. 1999. 乌鲁木齐山前坳陷逆断裂—褶皱带及其形成机制. 地学前缘, 6(4): 191~201.
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 杨晓平, 闵伟, 陈立春. 2003. 中国活动构造与地震活动. 地学前缘, 10: 66~73.
- 邓起东. 1996. 中国活动构造研究. 地质论评, 42(4): 295~299.
- 邓起东. 2002. 中国活动构造研究的进展与展望. 地质论评, 48(2): 168~177.
- 丁学仁. 1998. 闽粤海外历史地震与台湾海峡现今强震活动图像. 中国地震, 14(3): 51~59.
- 丁学文, 程新源, 陈国顺. 1999. 公元512年山西省北部7.5级地震发震断层初探. 地震研究, 22(4): 390~396.
- 杜春淘, 孟宪梁, 陈书贤. 1985. 唐山地震的地裂缝. 见: 刘恢先主编, 唐山大地震震害(1). 北京: 地震出版社, 174~189.
- 冯先岳. 1999. 1985年新疆乌恰地震烈度与发震构造. 内陆地震, 13(2): 169~178.
- 高国英, 曲延军. 1998. 乌鲁木齐地区构造应力场与中强震活动特征研究. 内陆地震, 12(4): 296~303.
- 顾功叙, 等. 1983. 中国地震目录. 北京: 科学出版社.
- 魏顺民, 计凤桔, 向宏发, 等. 2001. 红河活动断裂带. 北京: 地震出版社.
- 韩同林. 1987. 西藏活动构造. 北京: 地质出版社.

- 韩竹军, 向宏发, 冉勇康. 2001. 青藏高原东缘礼县—罗家堡断裂带晚更新世以来的活动性分析. 地震地质, 23 (1): 43~48.
- 何玉梅, 郑天愉, 单新建. 2001. 1996年3月19日新疆阿图什6.9级地震: 单侧破裂过程. 地球物理学报, 44 (4): 510~519.
- 何仲太, 马保起, 卢海峰. 2007. 大青山山前活动断裂带分段与潜在震源区划分. 地震地质, 4: 765~775.
- 侯康明, 雷中生, 万夫岭, 李丽梅, 熊振. 2005. 1879年武都南8级大地震及其同震破裂研究. 中国地震, 21 (3): 295~310.
- 候珍清, 等. 1993. 昌马活动断裂带. 北京: 地震出版社.
- 胡长和. 1991. 1937年菏泽地震. 北京: 地震出版社, 126~127.
- 胡道功, 吴中海, 吴珍汉, 赵希涛, 叶培盛. 2007. 东昆仑断裂带库赛湖段晚第四纪古地震研究. 第四纪研究, 27 (1): 27~34.
- 胡道功, 叶培盛, 吴珍汉, 吴中海, 赵希涛, 刘琦胜. 2006. 东昆仑断裂带西大滩段全新世古地震研究. 第四纪研究, 26 (6): 1012~1020.
- 贾秋鹏, 贾东, 朱艾斓, 陈竹新, 胡潜伟, 罗良, 张元元, 李一泉. 2007. 青藏高原东缘龙门山冲断带与四川盆地的现今构造表现: 数字地形和地震活动证据. 地质科学, 42 (1): 31~44.
- 江娃利, 张英礼. 1996. 河北磁县北西西向南山村—岔口活动断裂带活动特征与1830年磁县地震. 地震地质, 18 (4): 349~357.
- 蒋溥, 等. 1985. 现代地壳运动研究: 鄂尔多斯周边地堑系体积扩张和大震累积和周期. 北京: 地震出版社.
- 雷中生, 袁道阳, 葛伟鹏, 何文贵, 刘兴旺. 2007. 734年天水7级地震考证与发震构造分析. 地震地质, 29 (1): 51~62.
- 雷中生, 袁道阳, 葛伟鹏, 何文贵, 刘兴旺. 2007. 734年天水7级地震考证与发震构造分析. 地震地质, 29 (1): 51~62.
- 李传友, 汪一鹏, 王志才. 2007. 中国东部城市地区隐伏断裂上断点与最新活动时代关系的初步分析——以邢台, 唐山地震区为例. 地震地质, 29 (2): 431~445.
- 李海兵, 许志琴, 杨经绥, 戚学祥, Tapponnier P. 2007. 阿尔金断裂带最大累积走滑量 - 900 km? 地质通报, 26 (10): 1288~1303.
- 李家灵, 晁洪太, 崔昭文, 赵清玉. 1994. 1668年郯城8.5级地震断层及其破裂机理. 地震地质, 16 (03): 229~237.
- 李家灵. 1992. 郯庐断裂带的活断层与郯城8.5级地震的构造条件. 山东地质, 8 (1): 43~52.
- 李娟, 王卫民, 赵连锋, 姚振兴. 2005. 2004年7月11日西藏Mw 6.2级地震震源破裂过程研究. 地球物理学报, 48 (4): 843~850.
- 李钦祖, 刁桂苓, 戴英华. 1983. 唐山地震序列的应力释放调整过程. 地球物理学报, 26 (3): 224~239.
- 李钦祖, 张之立, 靳雅敏, 于新昌, 李志勇. 1980. 唐山地震的震源机制. 地震地质, 2 (4): 61~69.

- 李勇, 周荣军, Densmore A L, Ellis M A, 黎兵. 2006. 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑挤压作用的沉积响应. 地震地质, 24 (2): 153~164.
- 林伟凡, 高维明. 1987. 沂沭断裂带大地震复发周期. 中国地震, 3 (3): 34~40.
- 马宗晋, 郭增建. 1988. 中国特大地震研究. 北京: 地震出版社.
- 青海省地震局. 1999. 东昆仑活动断裂带. 北京: 地震出版社.
- 冉勇康, 邓起东, 杨晓平, 张晚霞, 李如成, 向宏发. 1997. 1679 年三河—平谷 8 级地震发震断层的古地震及其重复间隔. 地震地质, 19 (3): 193~201.
- 任金卫, 曹忠权. 2000. 西藏东南部嘉黎断裂新知. 地震地质, 22 (4): 344~350.
- 柔洁, 杨又陵, 宋和平. 2004. 俄、蒙、中交界M7.9 地震特征. 中国地震, 20 (2): 204~210.
- 沈军, 李莹甄, 汪一鹏, 宋方敏. 2003. 阿尔泰山活动断裂. 地学前缘, 10 (u8): 132~141.
- 唐汉军, 史兰斌, 胥怀济, 应绍奋, 李祖信, 刘行松. 1995. 鲜水河断裂带东南段一次强烈古地震的发现. 地震研究, 18 (1): 86~89.
- 田勤俭, 申旭辉, 申旭辉. 2002. 青藏高原东北隅强震构造模型. 地震, 22 (1): 9~22.
- 万永革, 沈正康, 甘卫军, 齐福荣. 2003. 东昆仑活动断裂带大地震之间的弹性应力触发研究. 西北地震学报, 25 (1): 1~7.
- 王瑞田, 赵宪超, 毕桂香. 1994. 1937 年菏泽地震地裂缝追踪研究. 西北地震学报, 16 (4): 70~75.
- 王卫民, 李丽, 赵连锋, 李娟, 姚振兴. 2005. 2003 年 2 月 24 日新疆伽师Ms 6.5 级地震震源破裂过程研究. 地球物理学报, 48 (2): 343~351.
- 王小凤, 李中坚, 陈柏林, 陈宣华, 董树文, 张青. 2000. 郟庐断裂带. 北京: 地质出版社.
- 王洋龙, 覃玉玺, 顾正光, 邓英娥. 1994. 1988 年澜沧—耿马双主震型地震破裂与震区的现代构造运动. 地震研究, 17 (1): 46~55.
- 吴章明, 曹忠权, 申屠炳明, 等. 1992. 西藏中部活动断层. 北京: 地震出版社.
- 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.
- 吴中海, 吴珍汉, 胡道功, 彭华, 叶培盛. 2007b. 2004 年西藏懂错Ms5.6 地震的宏观烈度调查与控震构造分析. 地震地质, 29 (1): 63~76.
- 吴中海, 张永双, 胡道功, 赵希涛, 叶培盛. 2007a. 西藏桑日县沃卡地堑的第四纪正断层活动及其机制探讨. 地质学报, 81 (10): 1328~1337.
- 武烈. 1995. 关于 1695 年临汾大地震若干问题的商榷和思考. 山西地震, 3、4: 20~23.
- 向宏发, 方仲景, 徐杰, 李如成, 贾三发, 郝书俭, 王景钵, 张晚霞. 1988. 三河-平谷 8 级地震区构造背景与大震重复性研究. 地震地质, 10 (1): 15~28.
- 徐锡伟, 于贵华, 陈桂华, 李陈侠, 张兰凤, Klinger Y, Tapponnier P, 刘静. 2007. 青藏高原北部大型走滑断裂带近地表地质变形带特征分析. 地震地质, 29 (2): 201~217.
- 徐锡伟, 邓起东, 董瑞树, 张崇立, 高维安. 1992. 山西地堑系强震的活动规律和危险区段的研究. 地震地质, 14 (4): 305~316.

- 徐锡伟, 邓起东, 董瑞树, 张崇立, 高维安. 1992. 山西地堑系的强震的活动规律和危险区段的研究. 地震地质, 14 (4): 305~316.
- 徐锡伟, 邓起东. 1990. 山西霍山山前断裂晚第四纪活动特征和 1303 年洪洞 8 级地震. 地震地质, 12 (1): 21~30.
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 张建新, 吴才来, 等. 2007. 造山的高原. 北京: 地质出版社.
- 薛丁, 燕志强, 刘芳, 朱学健. 2001. 阴山地震带中强地震的活动特征. 山西地震, 2: 17~24.
- 杨成荣, 单新建, 何玉梅, 朱燕, 马宝柱. 2002. 伽师强震群震源机制与区域应力场特征. 地震, 22 (3): 89~94.
- 杨欣, 赵乔. 2003. 2002 年 12 月 25 日乌恰 5.8 级地震序列分析及地震趋势预测. 内陆地震, 17 (4): 300~308.
- 俞维贤, 汪一鹏, 宋方敏, 候学军, 曹忠权, 申旭辉, 李志祥, 沈军. 1996. 1833 年云南嵩明 8 级大地震地表破裂带的考查研究. 地震研究, 19 (4): 385~390.
- 袁道阳, 雷中生, 刘百箴, 才树华, 刘小凤, 王永成. 2002. 兰州 1125 年 7 级地震考证与发震构造分析. 中国地震, 18 (1): 67~75.
- 云南省地质矿产局, 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 张宏志, 刁桂苓, 陈祺福, 胡新亮, 王晓山, 张跃刚. 2008. 1976 年唐山 7.8 级地震震区现今地震震源机制分析. 地震研究, 31 (1): 1~6.
- 张宏志, 刁桂苓, 赵英萍, 王成亮, 张骁, 李光, 马利军. 2007. 邢台地区近年的震源机制. 大地测量与地球动力学, 27 (6): 91~95.
- 张培震, 甘卫军, 沈正康, 王敏. 2005. 中国大陆现今构造作用的地块运动和连续变形耦合模型. 地质学报, 79 (6): 748~756.
- 张培震, 王敏, 甘卫军, 邓起东. 2003. 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. 地学前缘, 10: 81~92.
- 张培震, 徐锡伟, 冯先岳, 彭斯震, 杨晓平, 赵瑞斌, 李军. 1994. 盲断裂、褶皱地震与 1906 年玛纳斯地震. 地震地质, 16 (3): 193~204.
- 张学民, 刁桂苓, 王为民, 束沛镒. 2005. 陕西省数字地震台下方壳幔速度结构研究. 华北地震科学, 23 (2): 1~9.
- 张岳桥, 廖昌珍, 施炜, 胡博. 2006. 鄂尔多斯盆地周边地带新构造演化及其区域动力学背景. 高校地质学报, 12 (3): 285~297.
- 郑文俊, 袁道阳, 张东丽, 何文贵, 郭华, 刘百箴. 2004. 1927 年古浪 8 级地震的破裂习性及其破裂机制的数据模拟. 中国地震, 20 (4): 353~363.
- 周光全, 苏有锦, 王永安. 2003. 云南东部地区近期大震危险性地点分析. 地震研究, 26 (3): 217~224.
- 周荣军, 黄伟, 龚宇, 伍先国, 蒲玉太, 曾勇. 1996. 1993 年 3 月 20 日拉孜、昂仁间 6.6 级地震与西藏南北向地震构造带. 四川地震, 2: 50~55.

- 周伟新, 杨主恩, 孙君秀, 赵瑞斌. 2003. 1906 年玛纳斯 7.7 级地震孕震过程的数值模拟研究. 地震地质, 25 (4): 609~616.
- 周永胜, 何昌荣. 2002. 华北地区壳内低速层与地壳流变的关系及其对强震孕育的影响. 地震地质, 24 (1): 124~132.
- 朱凤鸣, 吴戈. 1982. 1975 年海城地震. 北京: 地震出版社, 22~33.
- Allen C R, Gillespie A R, Han Y, Sich K E, Zhang B, Zhu C. 1984. Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary geology, slip rates and seismic hazard. Geological Society of America Bulletin, 95: 686~700.
- Armijo R, Tapponnier P, Han T L. 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. Journal of Geophysical Research, 94: 2787~2838.
- Avouac J P, Tapponnier P. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia. Geophysical Research Letters, 20: 895~898.
- Bendick R, Bilham R, Freymueller J, Larson K, Yin G. 2000. Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system. Nature, 404: 69~72.
- Briaux A, Patriat P, Tapponnier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the south China Sea, implications for the Tertiary tectonics of SE Asia. Journal of Geophysical Research, 98: 6299~6328.
- Burchfiel B C, Zhang P Z, Wang Y P, Zhang W Q, Song F M, Deng Q D, Molnar P, Royden L. 1991. Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia-Hui autonomous region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan plateau. Tectonics, 10 (6) : 1091~1110.
- Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, Zhao X L, Luo Z L. 1994. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Minshan and Longmen mountains, northeastern Tibetan plateau. Journal of Geophysical Research, 99: 24,025~24,038.
- Chen Z L, Burchfiel B C, Liu Y, King R W, Royden L H, Tang W, Wang E, Zhao J, Zhang X. 2000. Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. Journal of Geophysical Research, 105: 16215~16227.
- Chen Z, Burchfiel B C, Liu Y, King R W, Royden L H, Tang A, Wang E, Zhao J, Zhang X. 2000. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. Journal of Geophysical Research, 105 (B7) : 16,215~16,227.
- Chung W Y, Brantley B J. 1989. The 1984 southern Yellow Sea earthquake of Eastern China: Source properties and seismotectonic implication for a stable continental area. Bulletin of the Seismological Society of America, 79 (6) : 1863~1882.
- Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B, Peltzer, G, Guo S M, Chen Z T, Dai H G, Cifuentes I. 1995. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan and evidence for a major

- seismic gap, the "Tianzhu gap", on the western Haiyuan fault, Gansu (China). *Geophysical Journal International*, 120: 559~645.
- Ji S C. 2008. *Deformation Mechanisms, Rheology, and Seismic Properties of Rocks*, Beijing: Geological Publishing House.
- Ji S C, Wang Q, Xia B. 2002. *Handbook of Seismic Properties of Minerals, Rocks and Ores*. Montreal: Polytechnic International Press.
- Ji S C, Xia B. 2002. *Rheology of Polyphase Earth Materials*. Montreal: Polytechnic International Press.
- King R W, Shen F, Burchfiel B C, Royden L H, Wang E, Chen Z, Liu Y, Zhang X Y, Zhao J X, Li Y. 1997. Geodetic measurement of crustal motion in Southwest China. *Geology*, 25: 179~182.
- Kirby E, Whipple K X, Burchfiel B C, Tang W Q, Berger G, Sun Z, Chen Z L. 2000. Neotectonics of the Min Shan, China: Implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 375~393.
- Kitagawa Y, Fujimori K, Koizumi N. 2007. Temporal change in permeability of the Nojima fault zone by repeated water injection experiments. *Tectonophysics*, 443 (3-4) : 183~192.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, Scharer U, Zhong, D L, Liu X, Zhang L, Ji S C, Phan T T. 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251: 3~84.
- Molnar P, Lyon-Caen H. 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophysical Journal International*, 99: 123~153.
- Molnar P, Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 83 (B11) : 5361~5375.
- Peltzer G, Tapponnier P, Zhang Z, Xu Z Q. 1985. Neogene and Quaternary faulting in and along the Qinling Shan. *Nature*, 317: 500~505.
- Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision-An experimental approach. *Journal of Geophysical Research*, 93 (B12) : 15085~15117.
- Shen Z K, Wang M, Li Y, Jackson D D, Yin A, Dong D, Fang P. 2001. Crustal deformation associated with the Altyn Tagh fault system, Western China, from GPS. *Journal of Geophysical Research*, 106: 30607~30621.
- Shen Z K, Zhao C, Yin A, Li Y, Jackson D D, Fang P, Dong D. 2000. Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positioning System measurement. *Journal of Geophysical Research*, 105: 5721~5734.
- Stein R S, Yeats R S. 1989. Hidden earthquakes. *Scientific American*, 260 (6) : 48~57.
- Tapponnier P, Mercier J L, Armijo R, Tonglin H, Zhou J. 1981. Field evidence for active normal faulting in Tibet. *Nature*, 294 (5840) : 410~414.

- Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264 (5584): 319~324.
- Tapponnier P, Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, 82 (20): 2905~2930.
- Tapponnier P, Molnar P. 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions. *Journal of Geophysical Research*, 84 (B7): 3425~3459.
- Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geological Society London Special Publications*, 19: 115~117.
- Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M P, Ries A C. (eds.), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, 19: 115~157.
- Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R, Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611~616.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 671~1677.
- Tapponnier, P., R. Lacassin, P.H. Leloup, U. Schaerer, Zhong, D., Wu, H., Liu, X., Ji, S.C., Zhang, L. and Zhong J., 1990, The Ailao Shan/Red river metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China, *Nature*, 343: 431~437.
- Van der Woerd J, Meriaux A S, Klinger Y, Ryerson F J, Gaudemer Y, Tapponnier P. 2002. The 14 November 2001, Mw=7.8 Kokoxili earthquake in northern Tibet (Qinghai Province, China). *Seismological Research Letters*, 73 (2): 125~135.
- Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, Bilham R, Larson K M, Lai X, You X, Niu Z, Wu J, Li Y, Liu J, Yang Z, Chen Q. 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System (GPS) measurements. *Science*, 294: 574~577.
- Wu F T, Wang P. 1988. Tectonics of western Yunnan Province, China. *Geology*, 16: 153~157.
- Wu H, Zhang L, Ji S C. 1989. Himalayan ductile shear in the large sinistral strike-slip of Honghe-Ailaoshan. *Scientia Geologica Sinica*, 1: 1~7.
- Xu Z Q, Ji S C, Li H B, Hou L W, Fu X F, Cai Z H. 2008. Uplift of the Longmen Shan range and the Wenchuan earthquake. *Episodes*, 31(3): 291~301.
- Xu, X W, Ma X Y, Deng Q D. 1993. Neotectonic activity along the Shanxi rift system, China. *Tectonophysics*, 219 (4): 305~325.
- Zhang P Z, Burchfiel B C, Molnar P, Zhang W Q, Jiao D C, Deng Q D, Wang Y P, Royden L, Song F M. 1991. Amount and style of late Cenozoic deformation in the Liupan Shan area, Ningxia autonomous region, China. *Tectonics*, 10 (6): 1111~1129.

Zhang P Z, Shen Z, Wang M, Gan W, Burgmann R, Molnar P, Wang Q, Niu Z, Sun J, Wu J, Sun H, You X. 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from Global Positioning System data. *Geology*, 32: 809~812.

Zhong D L (Ed.). 1998. Paleotethyan orogen in western Yunnan and western Sichuan. Beijing: Science Press.

Zhong D L, Tapponnier P, Wu H W, Zhang L S, Ji S C, Zhong J Y, Liu X H, Lacassin R, Leloup P. 1989. Intracontinental strike-slip: an important structure of post-collision deformation. *Letters of China Science*, 34 (07) : 526~529.

图名

图 1 2008 年 5 月 12 日汶川地震毁坏楼房 (a) 和高速公路桥 (b)、扭曲的铁轨 (c) 和吊桥 (d)、破裂的地面 (e) 和造成的山体滑塌 (f)

Fig. 1. Effects of the 12 May 2008 earthquake ($M_s=8.0$). Damage to buildings (a), bridges (b and d) and railways (c), and ground ruptures (e) and landslides (f).

图 2 地表同震破裂与滑移 (a) 同震破裂通过两教学楼之间, 垂直位移 2.2 m ; (b) 同震破裂通过公路中间, 西半边相对于东半边抬升 2.7 m ; (c) 地震中西段河床相对东段的抬升 2.2 m ; (d) 高角度逆断层, NW 盘相对于 SE 盘抬升 4.3 m 。断层面上擦痕和阶步都很明显, 指示倾滑逆冲运动。

Fig. 2. Typical coseismic surface ruptures produced by the 2008 Wenchuan earthquake. (a) A NE-striking, 2.2 m high reverse fault scarp along the Anxian-Guanxian rupture zone, which went through between two buildings in the Bailu School. (b) A NE-striking, 2.7 m high reverse fault scarp along the Yingxiu-Beichuan rupture zone. (c) A NE-striking, 2.2 m high reverse fault scarp along the Yingxiu-Beichuan rupture zone. (d) A NE-striking, 4.3 m high reverse fault scarp along the Yingxiu-Beichuan rupture zone at Bajiaomiaoyao Village.

图 3 Paul Tapponnier 的物理模拟试验, 树胶和钢活塞分别代表欧亚大陆和印度板块。

Fig. 3. The India-Eurasia collision and resulting lateral extrusion simulated by Paul Tapponnier using plasticene layers (Eurasia) and steel piston (India).

图 4 亚洲活动构造简图。印度板块楔入欧亚大陆造成青藏高原隆升、侧向扩展以及大陆构造逃逸。箭头代表各地块运动方向, 箭头中数字代表构造逃逸的期次。解释见文字。

Fig. 4. Simplified map of Asian tectonics. The penetration of India into Asia induces uplift and lateral growth of the Tibetan plateau and northeastward extrusion of the adjacent continental blocks. The movement direction of each block is indicated by an arrow. Several stages of lateral extrusion have been identified. See text for detailed explanation.

图 5 中国现代活动构造与 $M_s \geq 6.0$ 级地震分布。地震分布参见邓起东 (2007)。箭头代表各地块运动方向，箭头中数字代表构造逃逸的期次。解释见文字。

Fig. 5. Active faults and seismicity ($M_s \geq 6.0$) in China. Seismicity data from Deng (2007). The movement direction of each block is indicated by an arrow. Several stages of lateral extrusion have been identified. See text for detailed explanation.

图 6 龙门山地质简图与构造剖面图。从 Xu et al. (2008) 修改而来。

Fig. 6. Simplified tectonic map and cross sections of the Longmen Shan range and adjacent areas (modified from Xu et al. 2008).

图 7 汶川地震 (红星) 造成的地表同震破裂 (红线) 及其 $M_s \geq 3.0$ 级余震分布。

Fig. 7. Focal mechanism solutions and coseismic surface ruptures (red lines) of the 2008 Wenchuan earthquake sequence ($M_s \geq 3.0$)

表 1 同震破裂及擦痕产状

Table 1 Measurements for orientations of coseismic ruptures and slickensides

经度 (°)	纬度 (°)	断裂面 走向、倾角	擦痕 (倾角)
映秀-北川断裂			
31.08	103.56	252, 71	
31.08	103.56	250, 75	
31.15	103.69	223, 78	75 SW
31.15	103.69	220, 80	78 SW
31.15	103.69	225, 78	35 SW
31.15	103.69	220, 75	45 SW
31.15	103.69	245, 72	32 SW
31.83	104.46	235, 80	
31.83	104.46	239, 68	50 SW
31.83	104.46	245, 75	40 SW
31.83	104.46	210, 80	30 SW
安县-灌县断裂			
31.45	104.16	246, 46	
31.40	104.12	240, 60	
31.46	104.17	250, 56	

Continental Extrusion and Seismicity in China

Ji Shaocheng^{1,2)}, Wang Qian¹⁾, Sun Shengsi¹⁾, Xu Zhiqin²⁾, Li Haibing²⁾

1) Department of Civil, Geological and Mining Engineering, Ecole Polytechnique de Montreal, Montreal, Quebec, H3C 3A7, Canada

2) Key Laboratory of Continental Dynamics, Ministry of Lands and Resources, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, P.R. China

Abstract

The 12 May 2008 Wenchuan earthquake ($M_s=8.0$) ruptured the Longmen Shan range between the eastern Tibetan plateau and the Sichuan Basin, killed at least 87,165 people, and damaged 32.38 million homes. The scientific workforce of the nation should be immediately built to advance our understanding of continental earthquake's formation and spatial and temporal distributions through detailed and comprehensive studies of active faults. The tectonic model of continental extrusion proposed by Paul Tapponnier and his coworkers is as revolutionary as was sea-floor spreading some four decades ago. The uplift and lateral growth of the Tibetan plateau and resulting northeastward continental extrusion, induced by the northward penetration of India into Asia, are the main cause of seismicity in the Chinese continental crust west of the Tanlu fault zone and its prolongation to the Hainan Island. This paper provides a new overview of how viably the model of continental extrusion explains the active faulting and seismicity in the Chinese continent.

Key words: Seismicity in China, Penetration of India into Asia, Uplift and lateral growth of the Tibetan plateau, Continental extrusion



Fig. 1



Fig. 2

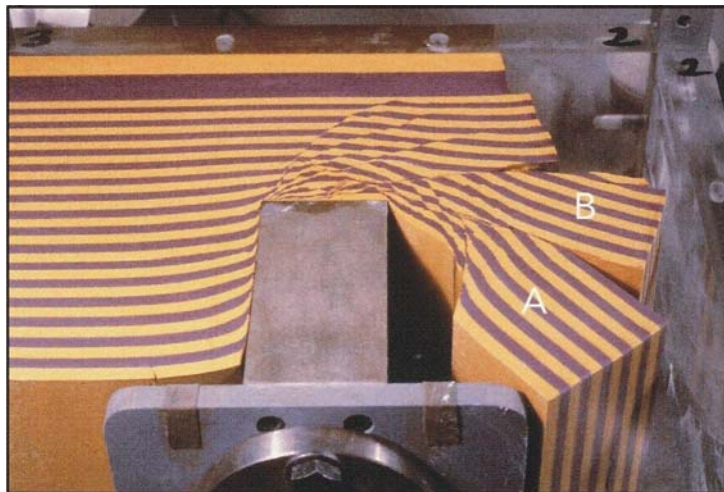


Fig. 3

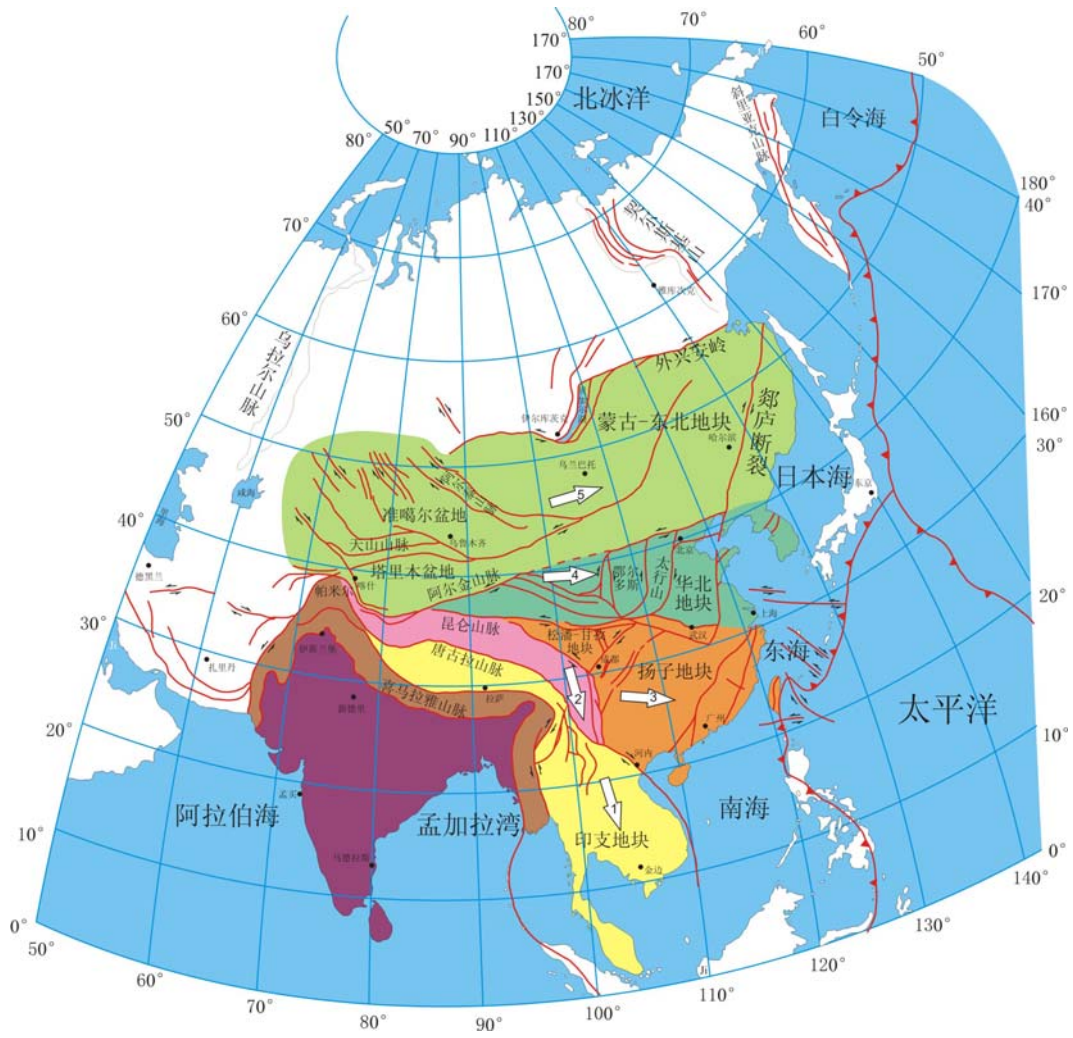


Fig. 4

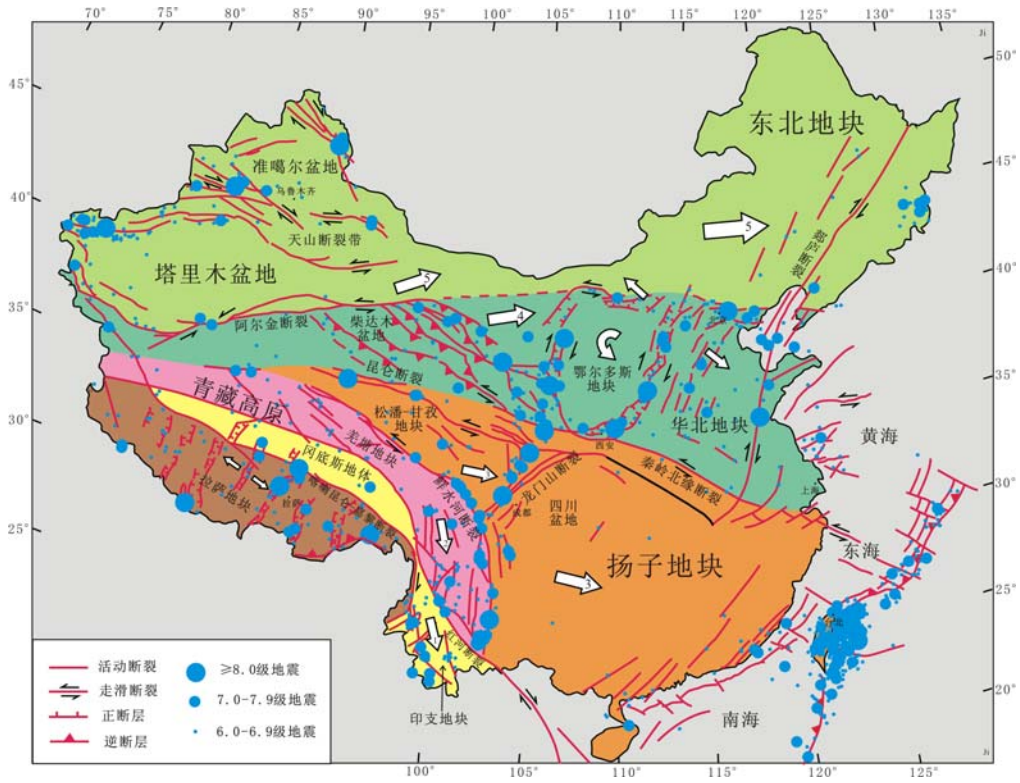


Fig. 5

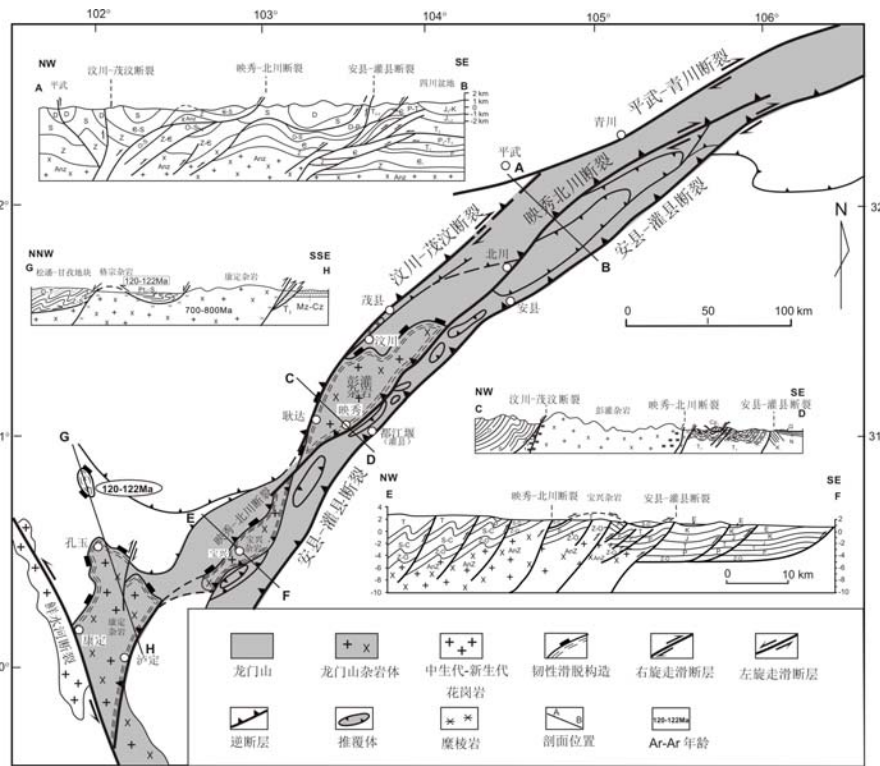


Fig. 6

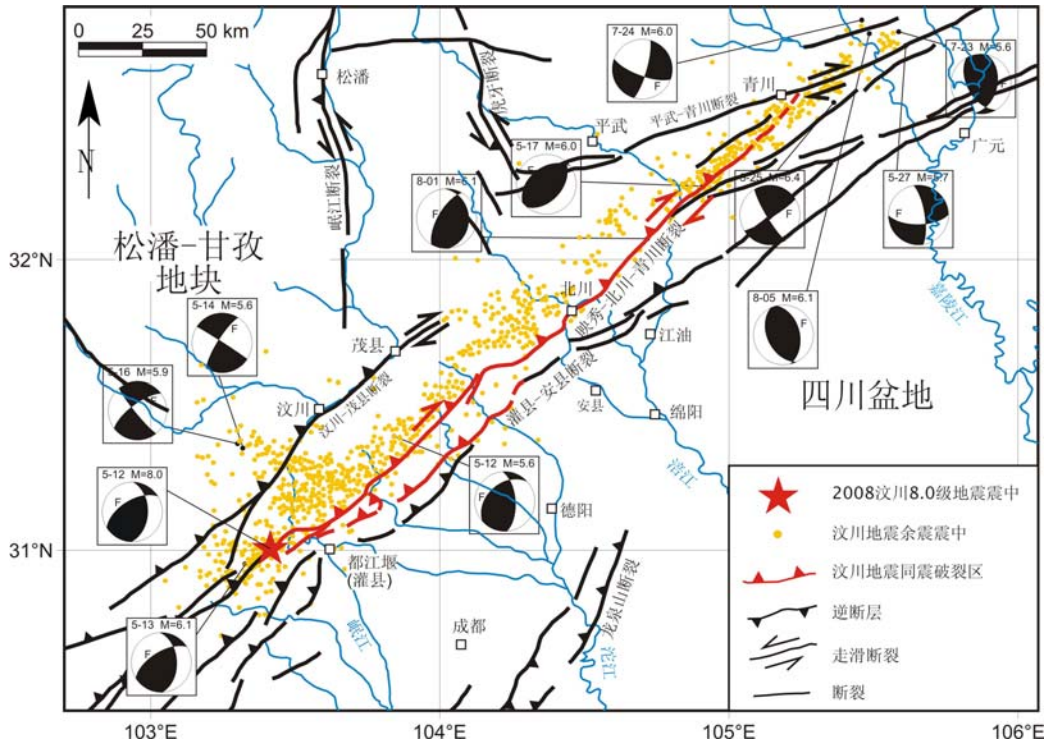


Fig. 8