

中国大陆的强震活动与活动地块*

张培震^{①②} 邓起东^① 张国民^③ 马 瑾^{①②} 甘卫军^{①②}

闵 伟^① 毛凤英^① 王 琪^④

(^①中国地震局地质研究所, 北京 100029; ^②中国地震局构造物理开放实验室, 北京 100029; ^③中国地震局分析预报中心, 北京 100036; ^④中国地震局地震研究所, 武汉 430071)

摘要 中国大陆晚新生代和现代构造变形以地块运动为主要特征, 活动地块是被形成于晚新生代、晚第四纪(10~12 万年)至现今强烈活动的构造带所分割和围限、具有相对统一运动方式的地质单元. 不同活动地块的运动方式和速度是不同的, 地块间的差异运动在其边界最强烈. 强震是在区域构造作用下, 应力在变形非连续地段不断积累并达到极限状态后突发失稳破裂的结果, 活动地块边界带由于其差异运动强烈而构造变形非连续性最强, 最有利于应力高度积累而孕育强震. 我国大陆几乎所有 8 级和 80%~90% 的 7 级以上强震发生在活动地块边界带上, 表明地块间的差异运动是大陆强震孕育和发生的直接控制因素.

关键词 活动地块 相互作用 差异运动 强震活动

中国是大陆强震最多的国家, 在占全球 7% 的国土上发生了全球 33% 的大陆强震^[1]. 我国 20 世纪后期因地震死亡的人数达 28.5 万, 占同期我国 7 大自然灾害所造成人口死亡总数的 54%^[2]. 其中城市地震灾害尤为突出, 1976 年唐山 7.8 级地震, 顷刻之间将一座百万人口的新兴工业城市变成一片废墟, 24 万人死亡, 直接经济损失超过 100 亿元^[3].

印度、太平洋、菲律宾海板块与欧亚板块的相互作用及欧亚板内深部地球动力作用造就了中国大陆不同类型的活动构造, 控制着中国大陆强震的空间展布格局^[4-6], 其最显著的特征之一就是巨大的晚第四纪活动断裂十分发育, 将中国大陆切割成为不同级别的活动地块^[1,6-11]. 有历史记载以来, 中国大陆的几乎所有 8 级和 80%~90% 7 级以上的强震^[1]发生在这些活动地块的边界带上(图 1). 因而, 活动地块的运动及其相互作用对中国大陆强震孕育和发生起着直接的控制作用. 本文重点研究中国大陆活动地块的几何特征、运动方式及其对强震的控制作用.

1 活动地块定义与划分

中国大陆晚新生代和现代构造变形以活动地块运动为主要特征^[1,6-11]. 活动地块是被形成于晚新生代、晚第四纪(10~12 万年)至现今强烈活动的构造带所分割和围限、具有相对统一运动方式的地质单元. 活动地块边界构造活动强烈, 绝大多数强震都发生在其边界的活动构造带上. 地块边界可以与地质历史上的地质块体相一致, 也可以具有新生性, 与老块体边界不一

2002-05-20 收稿, 2002-09-28 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1998040701)资助

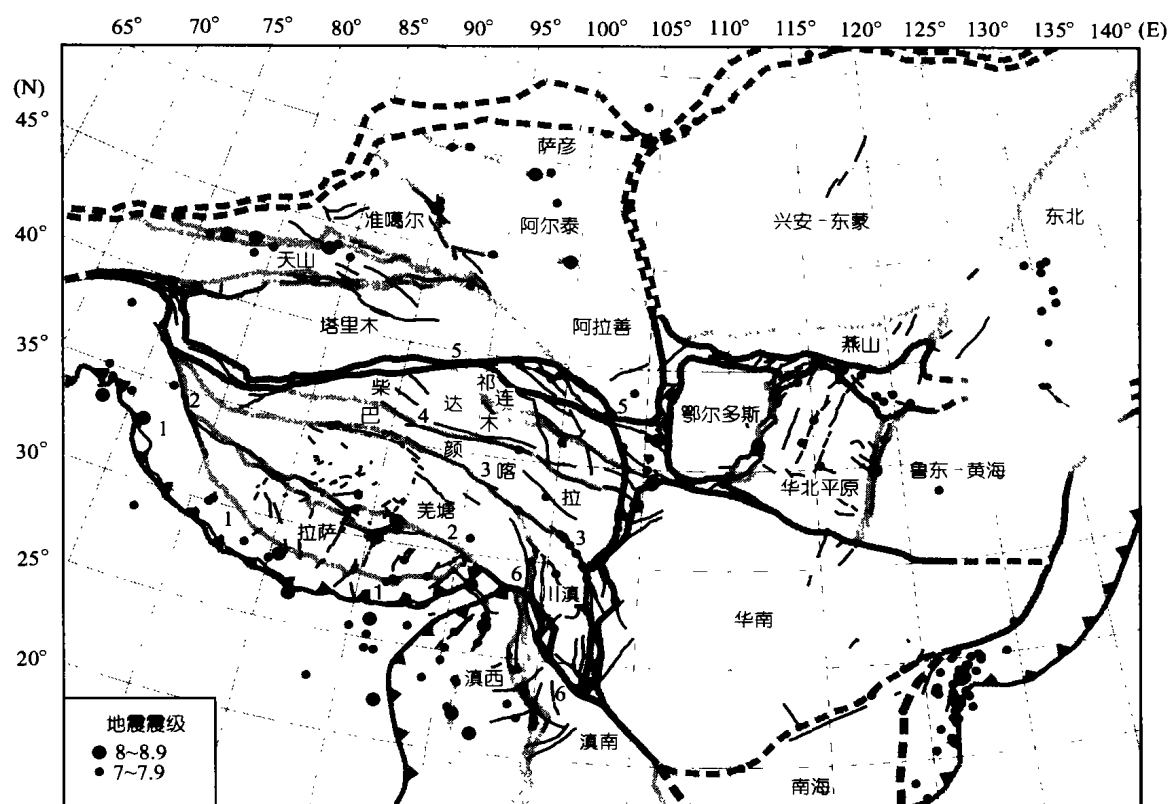


图1 中国大陆活动地块划分初步方案与强震分布

锯齿状深色线条是板块边界带; 深色粗线条是活动地块区边界带; 浅色粗线条是活动地块边界带; 黑色细线条是晚更新世以来活动断裂。1. 喜马拉雅主逆冲带; 2. 喀喇昆仑-嘉黎断裂带; 3. 玛尼-玉树-鲜水河断裂带; 4. 昆仑-玛沁断裂带; 5. 阿尔金-海原断裂带; 6. 金沙江-红河断裂带

致。活动地块具有分级性, 高级别地块内部可能存在次级地块, 但不同地块之间或不同级别地块之间的构造变形在更大区域框架下具有协调性。地块内部的构造活动有两种形式: 一种是相对稳定, 不发生大幅度构造变形; 另一种是内部次级地块之间发生相对运动, 具有一定的构造活动性, 但不论是其活动强度还是频度都远小于边界活动构造带。活动地块的运动不仅受到板块边界力的驱动作用, 还受到深部动力作用; 地块的底边界可能受不同层次的拆离带或滑脱带所控制, 因深部动力作用不同, 所表现在浅表的脆性构造变形和强震活动也不同。

与张文佑^[12]的断块构造(fault-block)理论和马杏垣^[7]、丁国瑜^[8]提出的活动亚板块、构造块体相比较, 活动地块有如下特点: 从时间尺度上是研究形成于晚新生代、晚第四纪强烈活动的地质构造, 着重强调与未来强震活动密切相关的现今时段; 从状态上是指现今仍在活动, 并且与未来强震有关的地块运动及相关的构造变形。

根据活动地块的定义、性质以及研究目标, 可以将晚第四纪到现今的构造活动性作为活动地块的划分原则。原因主要有两条: 第一, 影响着中国大陆内部地貌格局和环境演变的构造运动起始于新生代晚期, 而控制着强震发生的活动地块边界带从晚第四纪到现今强烈活动^[8,13~14]。第二, 划分活动地块的目的是从地块相互作用和区域变形协调的角度研究成组强震

的发生机理, 只有晚第四纪到现今时段的构造活动性才与未来强震密切相关, 那些构造活动性弱或不活动的地质构造与强震的发生没有直接关系。

在上述原则的指导下, 中国大陆及其邻区的活动地块可作两级划分: I 级为活动地块区 (active tectonic-block region)(简称地块区), II 级为活动地块 (active tectonic-block)(简称地块)。中国大陆及邻区可以划分出 6 个 I 级活动地块区, 它们是: 青藏、西域、南华、滇缅、华北和东北亚; 还可以进一步划分出拉萨、羌塘、巴颜喀拉、柴达木、祁连、川滇、滇西、滇南、塔里木、天山、准噶尔、萨彦、阿尔泰、阿拉善、兴安-东蒙、东北、鄂尔多斯、燕山、华北平原、鲁东-黄海、华南、南海等活动地块(图 1)。由于构造变形和强震主要发生在活动地块区和地块的边界带附近, 边界带实际上是几何结构各异、宽度变化不同的变形带或活动构造带。因而, 在图 1 中我们利用活动构造带的宽度来勾绘活动边界带的形状。

2 活动地块性质与运动特征

活动地块的变形与运动是大陆强震孕育与发生的主要原因^[1,11], 活动地块的现今运动状态是预测未来强震的重要背景资料, 本文根据活动断裂研究和 GPS 观测资料^[15-17]研究主要活动地块的运动方式, 其中 GPS 观测给出的运动是指相对于稳定的西欧和西伯利亚地盾的运动(图 2)^[15]。

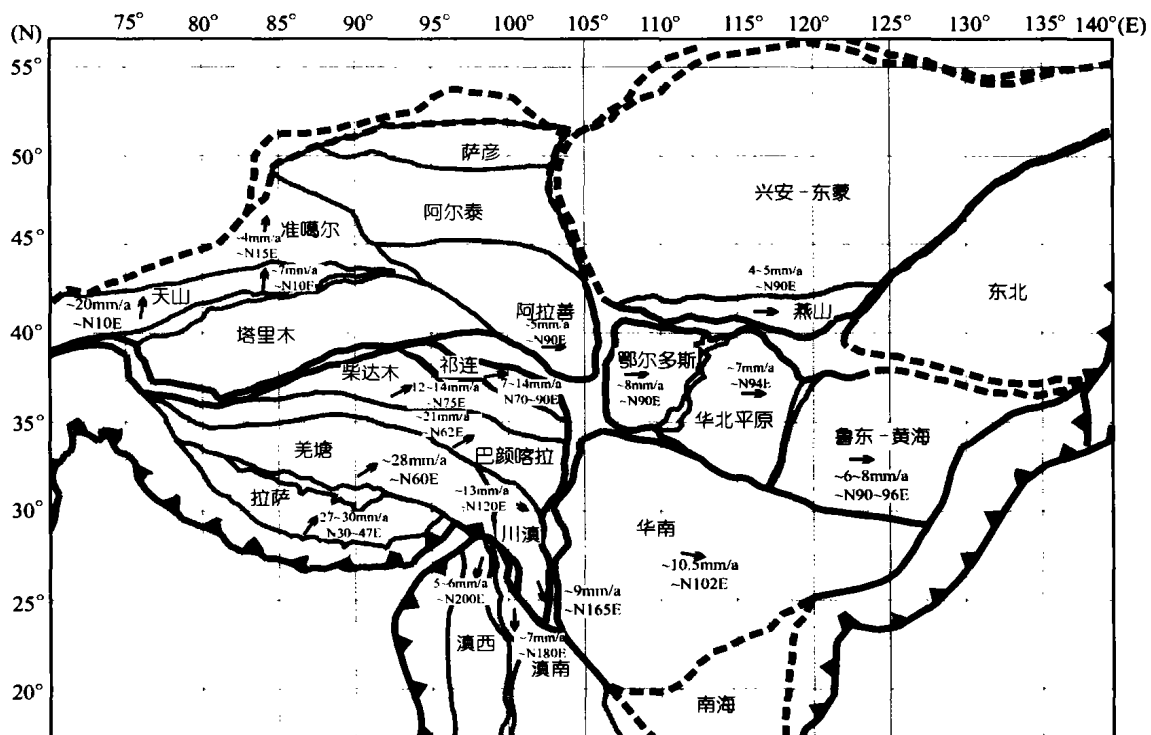


图 2 中国大陆活动地块运动速度矢量图

2.1 青藏活动地块区

从地质历史演化的角度, 青藏高原在结构上由南向北可划分为 6 个地块, 各地块被缝合带

分开^[18~19]。自新生代欧亚和印度板块碰撞以来, 这些古老的缝合带被重新改造, 形成了一系列规模宏大、活动性强的弧形断裂带, 自南而北有: 喜马拉雅主逆冲带、喀喇昆仑-嘉黎断裂带、玛尼-玉树-鲜水河断裂带、昆仑-玛沁断裂带、阿尔金-海原断裂带和金沙江-红河断裂带。这 6 条断裂带将青藏高原地块区分隔成 6 个不同形状的活动地块(拉萨、羌塘、巴颜喀拉、柴达木、祁连、川滇), 活动构造研究和 GPS 观测结果揭示了这六个地块的现今地壳运动状态是不同的(图 1, 2)。

青藏高原南部拉萨地块的晚第四纪构造变形以一系列近南北向正断裂-地堑系和断续的北西西走向的右旋走滑断裂相互组合为主要特征^[20~21], 反映了近东西向拉张和右旋剪切作用。GPS 揭示出拉萨地块的优势运动方向 $NE30^{\circ} \sim 47^{\circ}$, 平均速率为 $27 \sim 30$ mm/a(图 2)。羌塘地块显示出向 $NE60^{\circ}$ 优势方向的运动, 速率平均在 (28 ± 5) mm/a。巴颜喀拉地块的运动方向约为 $NE61.45^{\circ}$, 速率约为 21 mm/a。柴达木地块的运动方向与巴颜喀拉地块没有太大的差别, 但平均运动速度骤减到 $12 \sim 14$ mm/a。再向北到祁连地块, 优势运动方向变为 $NE70^{\circ} \sim 90^{\circ}$, 速度则减小为 $7 \sim 14$ mm/a。川滇活动地块位于青藏高原的东南隅, 即川滇菱形块体, 是中国大陆地震活动最强烈的地区之一。与活动构造研究结果类似^[22~24], 川滇活动地块上的 GPS 速度矢量主要表现为向 $SE120^{\circ} \sim 165^{\circ}$ 方向的运动, 在北部的鲜水河一带运动方向 $SE120^{\circ}$ 左右, 而到南部的昆明一带方向变为 $SE165^{\circ}$ 左右(图 2), 既反映了鲜水河-小江断裂的左旋走滑运动, 又反映了川滇地块向南南东方向的总体运动和顺时针旋转。

青藏高原的南边界是喜马拉雅逆冲推覆带, GPS 观测表明喜马拉雅边界带的平均地壳缩短速率为 $13 \sim 15$ mm/a^[15~17], 与全球板块构造模型(NUEVEL-1A)的改进预测结果基本相同^[25]。阿尔金-海原断裂带构成了青藏高原北边界, 近年来在阿尔金断裂附近的 GPS 观测获得了 $7 \sim 9$ mm/a 的左旋滑动速率^[15, 26~27], 与 Peltzer 等^[28]的 ~ 30 mm/a 速率相去甚远, 而与中国地质学家根据活动断层研究得到的 $3 \sim 5$ mm/a 速率^[29]相近。北边界中段的祁连山一带经历着强烈的地壳缩短和左旋剪切^[30~31], GPS 给出的地壳缩短速率是 (4.0 ± 1.0) mm/a, 左旋走滑速率是 (7.5 ± 1.5) mm/a^[15~17], 与地质学方法获得的全新世和第四纪的长期平均滑动速率类似^[32, 33]。青藏高原的东边界龙门山断裂和小江断裂带的地壳缩短作用不明显^[34], 但具有较大的左旋走滑特征^[35], 特别是南部的小江断裂左旋走滑速率可达 $10 \sim 15$ mm/a^[36]。

2.2 西域活动地块区

西域活动地块区包括塔里木、天山、准噶尔、阿拉善、阿尔泰和萨彦 6 个活动地块(图 1), 其中天山地块及其边界的构造活动性和地震活动性最强。由于其他地块的资料较少, 地震活动性不强烈, 本文仅介绍天山的运动特征。

天山活动地块是大陆内部典型的复活或再生造山带^[37~40], 南北分别被古老而稳定的塔里木和准噶尔地块所夹持。晚第四纪构造变形以前陆盆地的褶皱和逆冲断裂为主要特征, 山体内部也发生变形, 形成受逆断裂控制的山间挤压盆地^[40]。与数值模拟^[37]和地质^[38]结果类似, GPS 测量也揭示了整个天山地壳缩短由西向东逐渐衰减的趋势(图 2)。在西天山喀什以西, GPS 观测站向北的运动速度约为 20 mm/a, 向北跨过天山进入哈萨克地盾之后, 逐渐衰减为 $0 \sim 2$ mm/a^[41], 该经度上天山的地壳缩短速率约为 18 mm/a; 喀什以东的地壳缩短速率减小约 13 mm/a; 横跨东天山乌鲁木齐一带的地壳缩短量约小于 2 mm/a; 再向东到天山东端的哈密一带, 向北运动的分量基本上趋于 0。这种衰减方式可能是由于帕米尔高原向北挤压和塔里木盆地

顺时针旋转共同作用的结果^[27, 37~38]。

2.3 华北活动地块区

华北活动地块区由鄂尔多斯、华北平原和鲁东-黄海活动地块所构成(图 1)。鄂尔多斯地块除西南角受青藏高原东北边缘的强烈挤压作用外,其东、西两侧分别为北北东向右旋正走滑断裂控制的银川-吉兰泰盆地和山西盆地,南、北两侧则为受近东西向左旋正走滑断裂控制的渭河和河套断陷盆地^[42]。鄂尔多斯地块内部构造活动性微弱,不发育大规模的活动断层。GPS 观测结果表明,地块周边盆地的运动比较复杂,西边界向北东方向运动,北边界向东运动,东边界和南边界总体上向南东方向运动^[15, 16, 27]。地块内部的 5 个测站表现出相对均匀的向东运动,速度为 $(8 \pm 1) \text{ mm/a}$ ^[16],证明了鄂尔多斯地块的整体性和运动的一致性(图 2)。

华北平原地块的西边界是山西断陷盆地,东边界是郯庐断裂,而宽几十公里、断续出露的张家口-渤海断裂带构成其北边界,大别山山前隐伏断裂可能构成其南边界。华北平原在新生代早期遭受了强烈的拉张和裂陷作用,形成了一系列北北东走向的正断裂和地堑系;上新世以来停止了裂陷作用,开始了整体下沉,并在北北东向正断层的基础上形成右旋走滑正断裂。华北平原地块内部又可以划分出更次一级的地块,如太行山、河北、河淮等次级地块。GPS 观测结果表明华北平原正经历着整体的向东运动,为 7 mm/a 左右(图 2),只是华北平原的北边界具有明显的左旋走滑分量,张家口-渤海断裂带以南向东运动的速度比其以北快 $2\sim 4 \text{ mm/a}$ ^[15~16, 27]。

鲁东-黄海地块也显示出向南东方向运动的趋势,但 GPS 观测表明其速度稍大于华北平原上 GPS 站点的速度,二者之间存在着少量的近东西方向的拉张作用^[16]。

2.4 南华活动地块区

南华活动地块区由华南和南海两个活动地块所组成(图 1)。华南在新构造运动上属于比较稳定的地块,内部不发育明显的活动断裂和褶皱,地震活动性相对较弱,唯东南沿海发育少量晚更新世活动断裂和地震。22 个 GPS 观测站的资料表明^[15~16, 27],整个华南地块内部不存在明显的速度梯度带,作为一个整体向 $\text{NE}102^\circ$ 方向运动,平均速率约为 10.5 mm/a (图 2)。南海地块的主体部分被海洋所覆盖,现今构造活动性和地震活动都较弱。

2.5 东北亚活动地块区

东北亚活动地块区由燕山、兴安-东蒙、东北 3 个地块在组成。本地块区是一个构造活动相对稳定的地区,除了在与中国和朝鲜交界一带有深源地震($300\sim 600 \text{ km}$)发生和火山活动之外,第四纪构造变形微弱。中国境内 11 个 GPS 观测站表明各站点运动速度较小(小于 $3\sim 4 \text{ mm/a}$),方向变化很大,再加上观测时间较短(一般只有 2~3 期观测资料),其误差可能很大^[15~16]。上述现象表明,东北亚活动地块区与欧亚板块的稳定部分(西欧、西伯利亚)之间的相对运动可能不大,内部差异运动也不明显。

2.6 滇缅活动地块区

滇缅活动地块区位于青藏高原的东构造结以南,包括我国云南西部、缅甸、越南等国,是强震频繁发生的重要地区。西边界是缅甸弧形板块俯冲带,印度板块斜向俯冲于缅甸弧形山脉之下,并在弧后形成近南北走向的 Sagaing 右旋走滑断裂带,控制了一系列强震(包括一些中源强震)的发生。东边界是金沙江-红河断裂带,北段控制了一些强震的发生,南段的断裂构造活动性明显,但没有历史强震的发生。地块区的南边界可能位于安达曼海和苏门达拉一带的

板块边界。

滇缅活动地块区内部又可以分成滇西和滇南两个活动地块, 二者之间的怒江-澜沧江断裂带构成了一条构造活动和强震活动十分强烈的边界带。但该带在地表上没有与之相对应的大规模活动断裂, 而是由一系列近南北走向和北东走向的活动断裂交汇而构成的不连续的、宽阔的、弥散的、走向北北西的构造带和强震带, 这种边界带可能是一种正在形成的新生断裂带^[43,44]。

3 活动地块与强震关系

强震是在区域构造作用下, 应力在变形非连续地段的不断积累并达到极限状态后而突发失稳破裂的结果, 强震往往发生在非连续构造变形最强烈的地方, 这些地方就是切割地壳表层的活动断裂系统。特别是构成活动地块区和地块边界的断裂带, 由于其切割地壳深度大、差异运动强烈而非连续性更强, 最有利于应力的积累而孕育大地震(图 1, 2)。这可能就是为什么绝大部分强震发生在活动地块区和地块边界带的重要原因。

2001 年 11 月 21 日发生在昆仑山口西的 8.1 级强震就是一个极好的例子。该地震发生在巴颜喀拉与柴达木活动地块的边界带上, 是近 50 年来发生在中国大陆强度最大的地震, 形成了长达 300 多公里的地表断裂带, 最大左旋位移达 6m^[45]。1991 到 1998 年间沿青藏公路进行了 5 期 GPS 观测, 图 3 是青藏高原巴颜喀拉和羌塘地块相对于柴达木的运动速度矢量, 表明昆仑断裂的差异运动幅度最大, 而柴达木本身的运动具有较好的一致性。

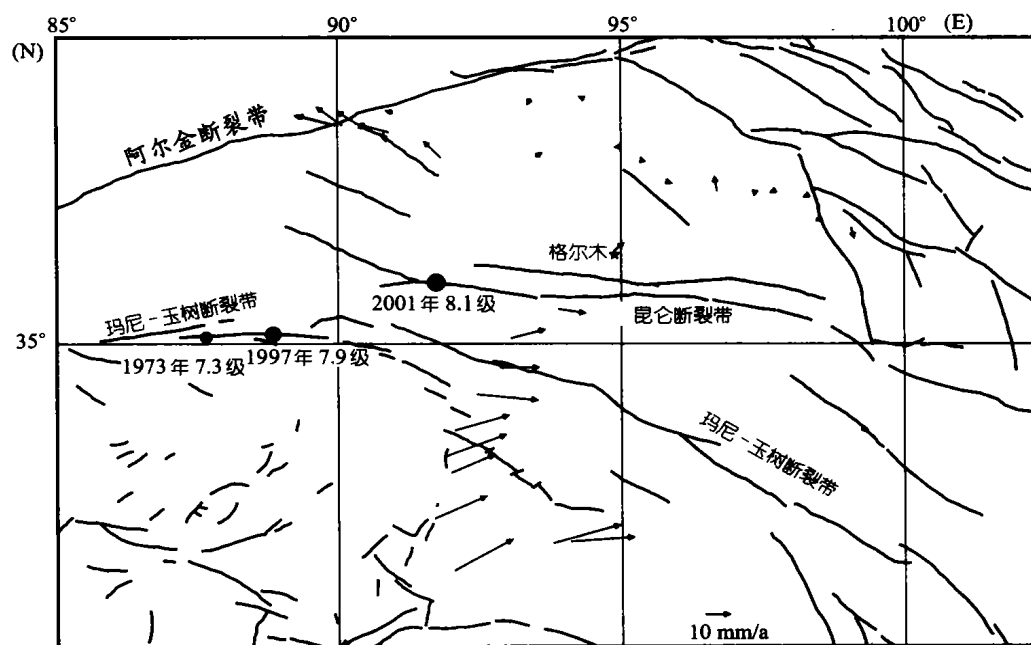


图 3 青藏高原中部相对于柴达木活动地块运动的 GPS 速度矢量

青藏高原的主要强震都发生在活动地块区和地块的边界带上, 其南边界由向南突出的弧形喜马拉雅逆冲带所组成, 控制了包括 1950 年察隅 8.5 级地震在内的有历史记载以来的 5 次 8

级以上强震。拉萨地块上近南北向正断裂-地堑系和北西西走向右旋走滑断裂的交汇部位往往是强震的发生场所,如 1951 年西藏当雄 8 级地震就发生在这样的构造部位。羌塘和巴颜喀拉地块的边界以左旋走滑为特征,控制一系列左旋走滑型强震的发生,如 1997 年玛尼 7.9 级强震发生在羌塘和巴颜喀拉地块之间的边界带上,2001 年昆仑山口西 8.1 级强震则发生在巴颜喀拉与柴达木活动地块的边界带上^[45]。向北东方向的地壳缩短在祁连山地区被分解为沿祁连山山前的逆冲和沿祁连山主峰一线的高角度左旋走滑运动^[28],有历史记载以来沿祁连山-河西走廊发生的 7 次 7 级以上强震就是这种变形的结果。

川滇活动地块位于青藏高原的东南隅,有历史记载以来共发生 7 级以上强震 23 次。地块的西南边界是红河断裂带及其北部拉分构造区^[24],北段历史上曾发生过 3 次 7 级以上地震,包括 1996 年云南丽江 7 级地震,并有大量的 6 级左右地震发生;南段的强震不沿红河断裂发生,而是向北迁移到楚雄-建水断裂带,控制了一系列 7 级以上强震的发生。川滇活动地块的北东边界是晚第四纪构造活动十分强烈的左旋走滑鲜水河-小江断裂带,控制了有历史记载以来 17 次 7 级以上强震的发生。

天山活动地块的两侧边界均以前陆盆地的褶皱和逆冲断裂为主要特征,强震主要发生在活动褶皱和逆冲断裂带上,如北天山 1906 年的玛纳斯 7.7 级强震,南天山 1902 年阿图什 8 级强震。特别是南天山与帕米尔交界的乌什地区更是全球大陆强震的高发区。天山两侧的强震往往以“褶皱地震”为特征^[46]也就是地表变形不以大规模破裂为特征,而以垂直的褶皱隆起为主要方式。

鄂尔多斯地块内部构造活动性微弱,周边的地震活动却十分强烈,控制了有历史记载以来的 19 次 7 级以上强震的发生^[42]。其中 1303 年山西洪洞 8 级地震发生在其东边界,1556 年陕西华县 8 级大地震发生在南边界的华山山前断裂上,而 1739 年宁夏平罗 8 级地震和 1920 年宁夏海原 8.5 级地震则发生在地块的西边界^[42]。

华北平原活动地块的西边界是分割鄂尔多斯地块的山西断陷盆地,有历史记载以来发生过 7 次 7 级以上强震;东边界的郯庐断裂 1668 年发生过 8 级以上强震;北边界的张家口-渤海断裂带^[43]与地块内部北北东向次级地块边界的交汇地带往往是强震的孕育场所,1679 年三河-平谷 8 级强震发生在冀中次级活动地块边界与张家口-渤海断裂带的交汇区附近,而造成 24 万人死亡的 1976 年唐山 7.8 级地震则发生在沧州次级活动地块边界与张家口-渤海断裂带的交汇区(图 1)。华北平原活动地块的 7 级以上地震还沿内部次级地块的边界发生,如 1937 年山东菏泽县和河北 1966 年邢台地震。

台湾位于菲律宾板块与欧亚板块的交界带,属环太平洋火山与地震带,是世界上强震活动最频繁的地区之一。台湾省的地震属板缘地震,以频度高、强度大为特征,1999 年 9 月 21 日集集地震形成了长达 80 km、垂直位移近 8 m 的地表破裂带。

除了上述这些受主要活动地块边界带控制的强震和东北亚地块区的深震(深达数百公里)之外,中国大陆其他地区的强震活动相对较弱,一般很少发生 7 级以上地震。

4 结论

(1) 中国大陆的晚新生代构造变形以活动地块为特征,不同活动地块区和地块的运动方式及速度是不同的,地块间的差异运动在其边界最强烈。多个活动地块相互交汇、相互作用的

地带往往是强震高发区;特别是几个活动地块区的交汇部位,更是强震集中发生的地区。

(2)强震是在区域构造作用下,应力在变形非连续地段的不断积累并达到极限状态后而突发失稳破裂的结果,活动地块边界带由于其差异运动强烈而构造变形非连续性最强,最有利于应力的积累而孕育强震。

(3)我国大陆和边界地区的几乎所有8级和80%~90%以上的7级强震发生在活动地块区和地块边界带上,这表明活动地块区和地块间的差异运动是大陆强震孕育和发生的直接控制因素。

致谢 感谢丁国瑜、马宗晋、陈颙、梅世蓉、张先康、陈晓非、李延兴、任金卫、吴忠良、吴建春、李明等在本文形成过程中的多次指教与帮助。

参 考 文 献

- 1 张国民, 张培震. “大陆强震机理与预测”中期学术进展. 中国基础科学, 2000, (10): 4~10
- 2 国家科委全国重大自然灾害综合研究组. 中国重大自然灾害及减轻对策. 北京: 科学出版社, 1994. 9~43
- 3 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组. 一九七六年唐山地震. 北京: 地震出版社, 1982. 1~4
- 4 Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 1975, 189: 419~426
- 5 Teng Chitong, Chang Yuming, Hsu Keilin, et al. Tectonic stress field in China and its relation to plate movement, Phys. Earth and Planet Inter, 1979, 18: 257~273
- 6 邓起东. 中国新生代断块构造的主要特征. 见: 国际交流地质学术论文集——为第26届国际地质大会撰写. 地质、地质力学. 北京: 地质出版社, 1980. 101~108
- 7 马杏垣. 中国岩石圈动力学图. 北京: 地图出版社, 1989
- 8 丁国瑜. 活动亚板块、构造块体相对运动. 见: 丁国瑜, 主编. 中国岩石圈动力学概论. 北京: 地震出版社, 1991. 142~153
- 9 邓起东, 徐锡伟, 于贵华. 中国活动断裂的分区特征. 见: 中国地震学会地震地质专业委员会主编. 中国活动断层研究. 北京: 地震出版社, 1994. 1~14
- 10 马瑾. 从断层中心论向块体中心论转变. 地学前缘, 1999, 6(4): 363~370
- 11 张培震. 中国大陆岩石圈最新构造变动与地震灾害. 第四纪研究, 1999, (5): 404~413
- 12 张文佑. 断块构造导论. 北京: 石油工业出版社, 1984. 1~23
- 13 李吉均, 方小敏, 马海洲, 等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆升. 中国科学, D 辑, 1996, 26(4): 316~322
- 14 崔之久, 高全洲, 刘耕年. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. 中国科学, D 辑, 1996, 26(4): 378~385
- 15 Wang Qi, Zhang Pei-zhen, Jeffrey T, et al. Present-day crustal deformation in continental China constrained by Global Positioning System measurements. Science, 2001, 249: 574~577
- 16 张培震, 王琪, 马宗晋. 中国大陆现今构造变形的GPS速度场与活动地块. 地学前缘, 2002, 9(2): 430~441
- 17 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. 地学前缘, 2002, 9(2): 442~450
- 18 常承法, 郑锡澜. 中国西藏南部珠穆朗玛地区地质构造特征及其青藏高原东西向诸山系形成的探讨. 中国科学, 1973, 2: 190~201
- 19 潘裕生. 青藏高原第五缝合带的发现与论证. 地球物理学报, 1994, 37(2): 184~192
- 20 Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L, et al. Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications. Journal of Geophysical Research, 1986, 91: 13803~13872
- 21 国家地震局地质研究所. 西藏中部活动断层. 北京: 地震出版社, 1992. 105~115
- 22 李坪. 鲜水河-小江断裂带. 北京: 地震出版社, 1993. 121~138
- 23 闻学泽. 鲜水河断裂带未来三十年地震复发的条件概率. 中国地震, 1990, 6: 8~16

- 24 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. 北京: 地震出版社, 1990. 68~83
- 25 Gordon R G, Argus D F, Heflin M B. Revised estimate of the angular Velocity of India relative to Eurasia (Abstract). EOS, 1999, 80: 273
- 26 Bendick R, Bilham R, Freymueller J T, et al. Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system. Nature, 2000, 404: 69~72
- 27 Shen Z K, Zhao Ch, Yin A, et al. Contemporary crustal deformation in eastern Asia constrained by Global Positioning System measurements. J Geophys Res, 2000, 105: 5721~5734
- 28 Peltzer G, Tapponnier P, Armijo R. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacements along the northern edge of Tibet. Science, 1989, 246: 1283~1289
- 29 国家地震局阿尔金活动断裂课题组. 阿尔金活动断裂带. 北京: 地震出版社, 1993
- 30 国家地震局地质研究所, 国家地震局兰州地震研究所. 祁连山-河西走廊活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1993. 175~210
- 31 Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, et al. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet Plateau. Geophys J Int, 1998, 135: 1~47
- 32 Burchfiel B C, Zhang P, Wang Y, et al. Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia Autonomous Region, China and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. Tectonics, 1991, 10: 1091~1110
- 33 Zhang P, Molnar P, Burchfiel B C, et al. Bounds on the Holocene slip rate along the Haiyuan fault, north-central China. Quaternary Research, 1988, 30: 151~164
- 34 Burchfiel B C, Chen Zh, Liu Y, et al. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, central China. Intern Geological Review, 1997, 37(8): 661~735
- 35 邓起东, 赵小麟, 陈社发. 龙门山及其邻区的构造和地震活动及动力学. 地震地质, 1994, 16(4): 389~403
- 36 何宏林, 池田安隆, 宋方敏, 等. 小江断裂带第四纪晚期左旋走滑速率及其构造意义. 地震地质, 2002, 24(1): 14~26
- 37 Avouac J P, Tapponnier P, Bai M, et al. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. J Geophys Res, 1993, 98: 6755~6804
- 38 张培震, 邓起东, 杨晓平, 等. 天山的晚新生代构造变形及其地球动力学问题. 中国地震, 1996, 12(2): 127~140.
- 39 Yin A, Nie S, Craig P, et al. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tianshan. Tectonics, 1998, 17: 1~27
- 40 邓起东 冯先岳, 张培震, 等. 天山活动构造. 北京: 地震出版社, 2000. 1~399
- 41 Abdrakhmatov K Ye, Aldazhanov S A, Hager B H, et al. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. Nature, 1996, 384: 450~453
- 42 国家地震局鄂尔多斯活动断裂系课题组. 鄂尔多斯活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1988. 225~253
- 43 徐 杰, 宋长青, 楚全芝, 等. 张家口-蓬莱断裂带地震构造特征的初步探讨. 地震地质, 1998, 20(2): 146~154
- 44 魏顺民, 向宏发, 徐锡伟, 等. 滇西南龙陵-澜沧断裂带: 大陆地壳上一条新生的破裂带. 科学通报, 1999, 44(19): 2118~2121
- 45 徐锡伟, 陈文彬, 于贵华, 等. 2001 年 11 月 14 日昆仑山库赛湖地震($M_s 8.1$)地表破裂带的基本特征. 地震地质, 2002, 24(1): 1~13.
- 46 张培震, 邓起东, 徐锡伟, 等. 盲断裂、褶皱地震与 1906 年玛纳斯地震. 地震地质, 1994, 16(3): 193~204