

川西强震活动与块断运动之间关系的初步探讨

方和弟 蒋能强

(四川温江地区地办) (四川省地震局地震研究室)

摘 要

本文从块断构造观点出发,研究了四川7级以上强震活动的时空特征及其规律性。结果表明,四川强震活动具明显的块体性,在发震时间上具有“成对性”和“趋短性”。同时,对1900年以来四川地震活动的周期提出了新的划分意见,这对中长期地震趋势的估计将是一次有益的尝试。

四川是一个多震省,破坏性强震大多集中在川西境内(东经 99° — 104.2° 、北纬 27.8° — 22.7°)。研究四川强震活动的特点及其规律性,不仅引起了广大地学工作者的关注和问津,而且具有重要的现实意义。对四川7级以上强震活动规律,目前虽有一些研究^{[1][2][8]*1)},但专述不多。本文试图从块断构造观点出发,着重研究四川强震($M \geq 7.0$ 级)活动的时空特征及其与构造运动之间的关系。

一、区域构造基本格架

从中国地壳、上地幔构造的总体看,我国西部,特别是青藏高原(包括藏东及川西)均属上地幔拗陷区,其深部处在挤压的构造背景之下,大都为逆断裂和逆掩断裂的分布地带^[5]。现有资料表明,川西地区的地质结构,实际上具有拗褶和明显的块断性质。特别是后者,不仅地表形迹可见,而且已被重力、航磁等深部区域地球物理资料所证实^{•2)}。根据区测资料分析,该区自中生代以后,这种块断构造格局已基本定型,喜山期遭受进一步分割和解体。因此,明显的分割——条块构造和近代强烈的新构造活动——不均匀的大面积抬升,强烈水平挤压及突发性的快速运动,是本区现代地壳运动的主要特点。强震也沿着由各断裂所围限的块体周边分布和迁移,且强震发生的时间比较“同步”,震级也大致相近或相

• 1) 国家地震局西南烈度队,西南地区地震地质及烈度区划探讨, 1977。

• 2) 陕西省测绘局, 1:100万宝鸡、重庆、玉树、昌都幅布格重力异常图, 1980。

当。川西地区的地壳块体,一方面是处在统一的区域构造应力场作用下正在被改造,另一方面,各块体还有其独立运动的一面^[1]。四川西部地跨川青块体与川滇块体之间,是我国西南强震活动区之一。特别是晚近时期以来,除了块体间的鲜水河构造带地震活动急剧加强之外,同时在东经104°以西的四川名山、马边、雷波及云南永善一线,地震活动也显著增强,它很可能是未来强震活动的主要构造带之一。

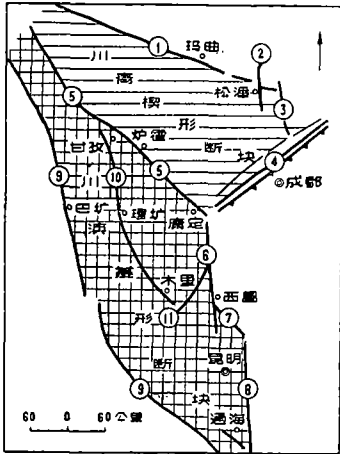


图1 川西及其邻区区域构造格架图

1. 花石峡断裂, 2. 岷江断裂, 3. 虎牙断裂,
4. 龙门山断裂, 5. 鲜水河断裂,
6. 安宁河断裂, 7. 则木河断裂, 8. 小江断裂,
9. 金沙江—红河断裂, 10. 甘孜—理塘断裂,
11. 金河—菁河断裂。

1. 川青地块: 主要展布在川、甘、青交界区。西北狭小, 东南宽阔, 外貌似楔形。构成块体的边界的主要有花石峡断裂, 岷江断裂、虎牙断裂、龙门山断裂及鲜水河断裂带等(图1)。据航磁工作发现, 大致以若尔盖草地为中心的宕昌、南坪、马尔康、阿坝、久治、玛曲等地, 在绝对磁场上, 是一个不同于巴颜喀拉其他地区的正磁场区^{•1)}。在布格重力图上, 为一块状高值异常区。经定量计算, 发现在6.0公里的地下深处, 潜存着一个硬性地块。早年黄汲清教授命名为“阿坝地块”^[6], 近年任纪舜、姜春发等又名为“若尔盖地块”^[5]。通过近年区测及石油编图工作, 发现地块在二迭系下就已存在明显的水下隆起和上覆三迭系显著变薄的特点, 卫星照片上的环形影象及团块状构造亦清晰醒目^{•2)}。从而表明川青块体的内部结构是不均一的, 这也是导发地震的深部因素之一。

2. 川滇地块: 位于川、滇、藏交界地区。为一系列北西和近南北向的断裂所割切, 外貌似菱形。构成地块的边界的主要是鲜水河、安宁河、则木河、小江及金沙江等断裂(图1)。在菱形地块内部, 还囊括了一些规模较小的次级块体。这些小块体, 由边界断裂及内部更次一级的断裂所进一步分割。

四川境内的地震, 尤其是7.0级以上的强震的发生严格受上述两地块的活动所控制。

二、地震活动的周期与重复性

从不同的角度出发, 对地震的周期就会得出不同的理解和认识。强烈地震与中强地震的周期是不相同的, 不同地质构造背景, 其地震的周期与重复性也是各不相同的。应当指出, 这里我们所说的周期与重复, 是指川西地区的范围而言。检验一个地区地震活动周期的划分是否合理、恰当, 就看它能否反映地震活动的客观实际。一般说来, 一个地震周期往往包含有平静段与活跃段。但就一个特定的地区范围来说, 平静段与活跃段的划分, 应有一定的标准。为此, 本文拟定, 平静段中应无6.0级以上的地震发生, 而且5.0级以上地震的年频次小于1; 活跃段中应有7.0级以上的“挂帅”地震发生, 而且不是发生在同一年内。

• 1) 国家地质总局航空物探大队908队, 川青地区1:20万航空磁测成果报告, 1978。

• 2) 四川省地质局遥感地质站, 四川卫星象片的地质构造解释, 四川地质科技情报, No.17, 1979。

因此,依据7.0级以上地震的发生和 $M \geq 5.0$ 级地震的年频次,从块断构造背景着眼,同时考虑历史地震的遗漏,我们将1900年以来四川地震活动周期作如下初步划分(表1):

四川地震活动周期划分表 表1

周期	起止年代	历时 年数	平静段		活跃段	
			起止年代	年数	起止年代	年数
I	1900—1941	42	1900—1912	13	1913—1941	29
II	1942—1963	22	1942—1946	5	1947—1963	17
III	1964—1978	15	1964—1966	3	1967—1978	12
IV	1979—1990	12	1979—1980	2	1981—1990	10

由上表和图2A不难看出,四川地震活动具有如下四个特点:

1.每一周期中都经历了平静段和活跃段,而且平静的时间总是短于活跃的时间,这种现象符合四川是个多震省的实际情况。

2.每一周期中都曾发生过两次7.0级以上的强震,并且两次7.0级以上强震的发展时间相当接近(图2A)。

3.7.0级以上的“挂帅”地震,都发生在每一周期的活跃段内,而平静段内一般无 $M \geq 6.0$ 级的地震发生。

4.从1979年起,四川的地震活动已进入了第四周期的平静段*,可能经过短暂的平静之后,将很快跃入第四周期的活跃段。

三、强震活动的特点

根据历史地震资料^[4],我们试作了公元1500年以来四川境内的地震年最大震级图(图2A)和年频次图(图2B)。从地震的时空特点分析,强震的活动有如下三个方面的显著特征:

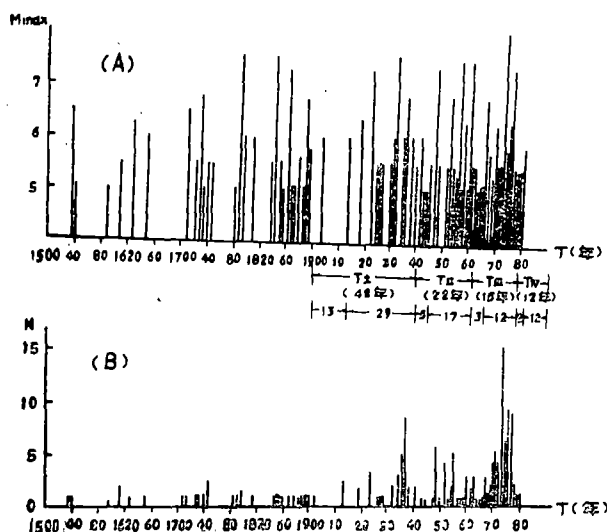


图2 四川地震($M \geq 5.0$)强度频度图
(A)四川地震年最大震级图 (B)四川地震年频次图

1. 强震发生的“成对性”:

从图3可知,1923年道孚发生7 $\frac{1}{2}$ 级地震后,相隔10年,即发生了1933年的迭溪7 $\frac{1}{2}$ 级地震与之相对应;1948年理塘发生7 $\frac{1}{2}$ 级地震后,相隔7年,则发生了1955年的康定7 $\frac{1}{2}$ 级地震;1973年炉霍发生7.9级地震后,相隔3年,在松潘便发生了7.2级强震群。

从上述地震事件可以看出,自1900年以来,仅80年的时间,就出现了三对这样在10年内发生两次7.0级以上的强震的事实。

据历史地震资料初步分析,1900年前的强震,也有类似的现象存在,所不同的是仅两次强震发生的时间间隔稍长而已(图3)。如1850年西昌

发生7 $\frac{1}{2}$ 级地震后,相隔20年,即1870年则发生了巴塘7 $\frac{1}{2}$ 级地震。

*1979年10月在四川灌县召开的“龙门山协作区地震趋势会商会”上作者曾提出过。

综上所述事实,四川7.0级以上的强震,似乎都有在短期内、在不同的地点发生的特点。结合块断构造的背景分析,1900年以来强震发生的时段都在10年以内。这样,在时间概念方面,

强震的发生似乎也就具有“成对性”了。因此,我们把强震活动的这种现象称为强震发生的“成对性”。

2. 强震发生的块体性:

如前所述,川西地跨活动性的川青块体与川滇菱形块体之间。四川境内的10次强震大多集中展布在上述块体的边缘,即活动性断裂带上或其附近(图4)。其中有9次强震发生在

北西向的断裂带上,如两块体之间的鲜水河断裂,自有记载以来,就发生有5次7.0级以上的强震;5.0—6.9级地震为数更多,据不完全统计有44次,沿带小震活动更是频频发生。因此,川西高原强震发生的呈带性与块体性是惹人注目的。此外,川西部分强震还具明显的重复现象,如1786年康定的7 $\frac{1}{2}$ 级地震与1955年康定的7 $\frac{1}{2}$ 级地震就基本重复;1923年的道孚7 $\frac{1}{2}$ 级地震与1973年的炉霍7.9级地震也有类似的重复现象^{•1)},就强震地质标志而言,强震主要是发生在断裂的一些特殊部位,诸如断裂的交汇点、端部(包括羽接部位)、拐弯处和构造—岩浆岩结点或晚期岩浆岩充填地段^{•2)};在深部构造背景上,多数强震发生在潜存隆起的顶部或隆凹的拗折部位^{•3)},壳层块体的边缘结合带,深部隐伏断裂的交汇处或单条断裂的端点。

通过强震活动特点的研究表明,自1850年以来,强震都发生在一定构造块体的周边。如1850年西昌7 $\frac{1}{2}$ 级地震与1870年巴塘7 $\frac{1}{2}$ 级地震,就分别发生在川滇菱形地块的东边界—安宁河断裂带上和西边界金沙江岸的白玉巴塘断裂带上。又如1923年道孚7 $\frac{1}{2}$ 级地震与1933年迭溪7 $\frac{1}{2}$ 级地震,也分别发生在北西向的鲜水河断裂带和近南北向的岷江断裂附近,亦即川青地块的西南和北东边界带上,而同期菱形地块的北段则相对平静,无强震发生。1948年的理塘7 $\frac{1}{2}$ 级地震与1955年康定的7 $\frac{1}{2}$ 级地震,又回迁到川滇菱形地块北段的边界带上发生,而川青地块的东南段同期却保持相对平静。1973年炉霍7.9级地震与1976年松潘7.2级强震群,又转迁到川青地块的东南段活动,而川滇菱形地块在同期又复转为平静。据此预计在1976年当川青块体强震活动结束后,经一定

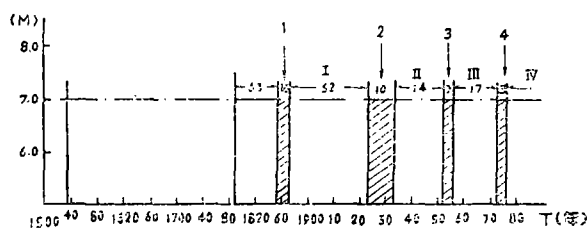


图3 四川强震活动时序及间歇(隙)图
(横坐标:1900年前0.5cm=40年,1900年后0.5cm=10年)

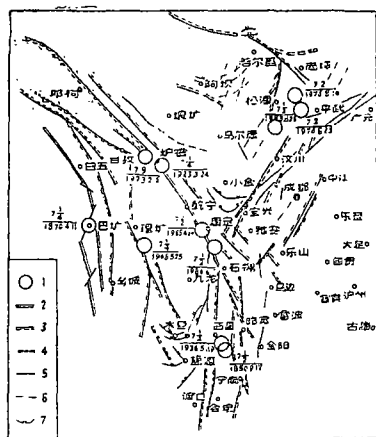


图4 川西地区活动性断裂
与强震震中分布图

1. 最强活动性断裂, 2. 强烈活动断裂,
3. 较强活动断裂, 4. 微弱活动断裂,
5. 卫星照片及物探资料解释和推断断裂, 6. 弧形断裂

• 1) 成都地震大队地震地质队, 甘孜—炉霍震区地质构造背景的初步认识, 1975。
• 2) 徐成忠、张存贵, 对四川地震强震地质标志的初步认识, 四川地震战线, No 4, 1979,
• 罗灼礼、蒋能强、罗伟, 构造地貌特征及其理论解释, 1980,

的间歇(即能量的积累时间),未来7.0级以上的强震,很可能再次转移到川滇菱形块体北段的东、西边界带上发生。

由图4可以看出,四川7.0级以上的强震都发生在上述两大块体的边界带上。结合图2.3进一步分析,四川强震发生的周期,都体现在具有一定活动性的构造块体上(即周期的划分),表明了相应地质构造块体的活动性具有活动—间歇—再活动—再间歇的交替重复现象。如1900年以来,第一周期主要是川青地块东南段的强震最活跃;第二周期川滇菱形地块北段的强震最活跃;第三周期又重复了第一周期的活动轨迹,预计第四周期也将重复第二周期的活动程式。

3. 强震发生的“趋短性”:

由图2和表1可知,四川地震活动的周期似乎存在着趋势性缩短的迹象。如1900年以来,第一周期42年,第二周期22年,第三周期为15年。各期中其活跃段的时间分别为29年→17年→12年(表1)。

若把一个块体上相近的两次强震发生的时间间隔视为“间隙年”,则可以看出,川青块体上的1973年炉霍7.9级地震到1976年松潘7.2级强震群,间隙为3年;而川滇菱形块体北段的1948年理塘7 $\frac{1}{4}$ 级地震到1955年康定7 $\frac{1}{4}$ 级地震,间隙为7年;1923年道孚7 $\frac{1}{4}$ 级地震到1933年迭溪7 $\frac{1}{4}$ 级地震,间隙为10年;1900年前的两次7.0级以上地震的间隙时间为20年(图3),这样则有20年→10年→7年→3年的间隙年变化趋势,明显具有缩短的迹象。因此,我们从块断构造格局分析,把一个块体的强震活动结束到另一个块体强震的发生时间间隔称为“间歇年”,则由图3可知,其间歇年变化是52年→14年→17年。事实表明,由川滇菱形块体转入川青块体的第一次间歇年是52年,即1870年巴塘7 $\frac{1}{4}$ 级地震到1923年道孚7 $\frac{1}{4}$ 级地震之间的时段;第二间歇则是17年,即由1955年的康定7 $\frac{1}{4}$ 级地震至1973年炉霍7.9级地震之间的时段。而由川青块体转入川滇菱形块体至今只经历了一次转换,即由1933年的迭溪7 $\frac{1}{4}$ 级地震到1948年的理塘7 $\frac{1}{4}$ 级地震之间的时段为14年,预计第二次再由川青块体转入川滇菱形块体的间歇时段也将小于14年,即从1976年松潘7.2级强震后,将在1990年前转入后者的北段活跃,则7.0级以上的强震将在川滇菱形块体的北段边界带上发生。

显而易见,四川强震发生的周期与块体活动的间歇年限以及块体内两次强震发生的时间间隔,都具有趋势性缩短的现象,故我们把地震活动出现的这一现象叫做强震发生的“趋短性”。

四、强震活动与块断运动关系的讨论

川西地区的强震活动为什么具明显的块体性、“成对性”和“趋短性”呢?按照辩证唯物主义观点,世界上的一切事物都是在不断的运动和变化的,彼此并有着密切的内在联系。地震的孕育和发生亦是如此。川西同整个西南地区一样,同处在一个复杂的区域构造应力场中。从力源来看,川西地区受四种不同的力源作用:

1. 印度洋板块对欧亚板块正面挤压力下产生的区域性剪切应力和主压应力〔8〕。
2. 青藏高原地幔物质侧向流动产生的侧向压应力〔7〕。
3. 川滇菱形地块向南南东方向移动的主动应力〔8〕。
4. 从地球自转惯性力学观点看,由于川滇菱形块体与川青块体的质量不同(指深部岩相

结构), 两者所处地理纬度不同, 则势必在地球运转角速度发生变化时, 而使转动惯量产生较大的差异, 即有不同的离心力。这就是两块体在统一的区域构造应力场中独立运动的原因所在。

事实上根据鲜水河断裂带的形变测量和震源机制解的结果, 其水平错动分量大于垂直分量, 显示水平错动占主导地位, 且为反扭。表明川滇菱形地块相对川青地块向南南东方向滑动。据有关资料计算〔8〕, 鲜水河断裂的平均位错速度为4.7—9.6毫米/年, 这也可以证明两块体间的相对移动。由于鲜水河断裂为两活动块体的共同边界, 每当其中一个块体活动时, 必然会牵动另一块体的活动。这就是川滇、川青两块体交替活动和导致鲜水河断裂带地震活动频度高、强度大的主因。但由于两块体的控震构造与发震构造不同, 川滇地块上北段为南北或近南北向的构造, 而川青地块则是北西和北东方向的构造控制, 因而两者在应变能的积累与释放上表现出了明显的差异性——块体交替活动受到相互制约。

当川滇菱形块体活动并首先发生强震时, 在其块体与紧邻的川青块体边缘上的特殊构造部位, 如断裂的端点、拐弯、枢纽及交汇部位, 便相应产生一些应力集中点。其中少数应力集中点, 在区域应力场和构造应力场的迭加作用下, 便进一步形成个别高应力集中点, 即产生震源应力场。而其他一些应力集中点, 由于应力作用的方式和方向的关系, 一部分产生应力解除, 另一部分则以小震或中强地震的方式而释放能量。只有那些个别高应力集中点, 特别是处在同一块体而又属同一构造体系的或具有共轭构造关系的高应力集中点, 在周围介质(或岩体)强度较高的情况下, 或处于断层的闭锁段时, 在区域应力场、构造应力场和震源应力场的长期综合作用下, 应变才有可能长期积累。当震源区的应力达到并超过其周围介质的破裂强度时, 便在同一块体上发生“一对”强震中的后一个强震。此时由于菱形地块北段的东、西两边界先后发震, 应变能得到大量释放, 因而菱形地块北段这时才处于相对稳定状态。而紧邻的川青块体在两次强震发生的牵动下, 使应力场得到调整, 对那种处于两块体共同边界带上的个别高应力集中点(如鲜水河断裂带上的炉霍—道孚段)有利于应变能的不断积累, 为川青块体强震的发生奠定了基础, 因此菱形地块北段两次强震结束后, 都是首先在体两块的共同边界带—鲜水河断裂带上发生强震, 以后才是在块体的东北边界或其附近发生强震。如1870年巴塘7 $\frac{1}{2}$ 级地震发生后, 转入川青地块时首先是在道孚发生1923年的7 $\frac{1}{2}$ 级地震, 尔后才是1933年的迭溪7 $\frac{1}{2}$ 级地震。1955年康定发生7 $\frac{1}{2}$ 级地震后, 1973年首先在炉霍发生7.9级地震, 以后才在虎牙断裂发生松潘7.2级强震群。由于应力场的调整和随之而产生的发震断裂方向的改变, 块体之间地震活动的转换也需要有一个相当的过程, 这就是“间歇年”总是长于“间隙年”之故。如1933年至1948年间, 是川青、川滇两块体强震活动转换的间歇年, 为期14年。它既大于1923年至1933年川青块体两次强震的间隙年, 也大于1948年至1955年间川滇地块北段的两次强震活动的间隙年。

(本文1981年8月6日收到)

参 考 文 献

- 〔1〕 阚荣举等, 我国西南地区现代构造应力场与现代构造运动特点探讨, 地球物理学报, №. 2, 1977.
- 〔2〕 韩渭宾等, 松潘、平武地震与川青块体的运动, 地震科学研究, №. 1, 1980.
- 〔3〕 罗灼礼, 印度板块向北顶撞与我国西部及邻区现代构造应力场和地震活动的关系, 西

〔8〕钱洪等, 西南地区近代构造应力场和地壳运动特征的实验研究, 地震研究, №. 3, 1980.