

# 从能量及地质条件探讨主-余震型 地震序列活动的特征

王振声

(国家地震局兰州地震研究所)

## 一、前 言

观测表明,在地壳形变区域中,如果发生一次较大的地震,那么由主震所激发而与主震有关的余震便立即进行活动,余震释放能量的总和与主震释放能量的比值,取决于地震序列活动的类型、根据我国境内6.0级以上地震统计的研究,大致分为下列几种类型。

1. **孤立型** 这种类型的地震序列活动,其能量基本上通过主震一次释放;前震和余震能量的总和常常不到主震的千分之一。

2. **震群型** 这种类型的地震序列与孤立型相反,其能量是通过多次震级相近似的地震释放出来的,没有突出的主震,最大地震能量在全序列中所占比例,一般均小于80%;其特点是频度高,持续时间较长。

3. **主震-余震型** 这是介于上述二种类型的序列,主震释放能量大致占全序列的98%以上,我国地震序列活动多属这种类型,对主-余震型序列活动的详尽探索,则有助于对地震活动的趋势及其成因进行研究。

最近以来,国内外学者对余震活动问题的研究增多,但多偏重于时空的分布方面;而对其物理意义的探讨则一般较少,本文通过对三种主-余震型地震序列范例的观测,用以阐述主震后余震活动在能量分布方面的特征及其所发生的地质条件,并试从余震活动范围以计算主震前应变区所积累的能量,从而对估计未来较大余震的危险性作一初浅的尝试。

## 二、三 个 震 例

这里列举了三个6—7级的地震序列活动,它们发生在三个不同程度的地震活动区中。

1. **1975年南坪6.5级地震** 南坪位于南北地震带南北两段交接处的甘川交界部位,该地区构造复杂,历史上地震活动强烈。在一个不太大的范围内曾发生过多次强烈地震(图1),其中7级以上在此以南的有1933年茂汶7 $\frac{1}{2}$ 级地震,在此以北的有1879年武都7 $\frac{1}{2}$ 级地震,近几十年来,这一地区又发生过多次4—5级中强震;它们分布于四川省平武、松潘与甘肃省舟曲之间。在1973年5月8日南坪发生—5.1级地震后,又于8月11日发生6.5级地震。主震

后余震群密集于北纬 $32^{\circ}42'$ — $33^{\circ}08'$ ，东经 $103^{\circ}50'$ — $104^{\circ}12'$ 间（图2）；震源深度是在10—20公里之间；主震释放能量占全序列释放总能量的97%，余震释放能量仅占全序列释放能量的0.2%，是为主-余震型的序列活动。主震后两天内频次由52次降至13次，衰减系数 $P=1.8$ ，14日起又有向密集区以外扩散的趋势。由于地震活动水平高，能量积累快，又于1976年8月发生松潘平武7.2级地震。

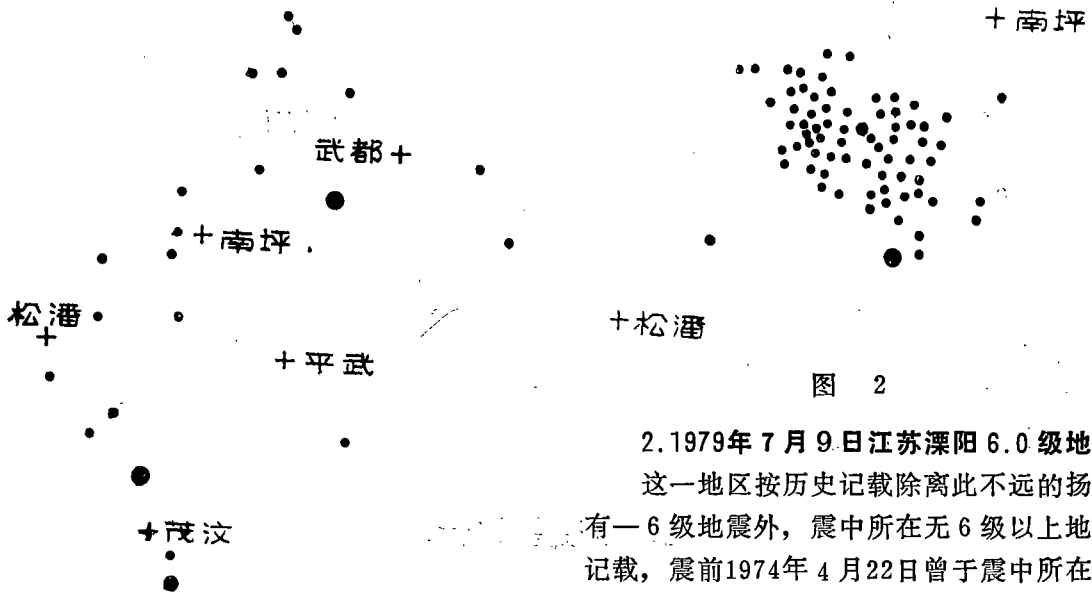


图 2

2. 1979年7月9日江苏溧阳6.0级地震

这一地区按历史记载除离此不远的扬州有一6级地震外，震中所在无6级以上地震记载，震前1974年4月22日曾于震中所在发生5.5级地震，1977年溧水发生一次4级地震，在6级主震发生前近半年的时间内没有

记录到一次大于2级以上地震，是属于地震活动水平低的地区，主震后余震空间分布相当集中，余震群密集于主震东侧附近，位于北纬 $31^{\circ}23'$ — $31^{\circ}28'$ ，东经 $119^{\circ}14'$ — $119^{\circ}18'$ 间，震源深度大致分布于6—12公里之间。震源体无明显向外扩散现象，主震释放能量占序列总能量的98.3%，余震释放总能量占主震释放能量的1.7%，所以也是一次主-余震型的序列活动（图3）。

图 1

3. 1976年9月23日宁夏巴音木仁6.2级地震

这个地区地震活动介乎上述两者之间，在其南面的银川地震带上曾发生1739年平罗8级大震；它的西南有1954年民勤7.0级地震；在其东面有1934年五原6.4级地震。本区则无6级以上地震（图4）。自1956年以来，吉兰泰、海勃湾、乌达一带曾发生过16次大于和等于4级地震。1976年6.2级地震发生后，余震与上述两地震同，也密集于主震附近，位于北纬 $39^{\circ}48'$ — $40^{\circ}06'$ ，东经 $105^{\circ}57'$ — $106^{\circ}27'$ 间，震源深度大体分布于20—30公里范围内（图5）。两天后余震频次由67次显著降低，其衰减系数 $P=1.1$ ，余震持续至次年5月止。主震释放能量占序列总能量的99.6%，余震释放总能量占主震释放能量的0.4%。同上述两主-余震型序列活动的不同点是震前4月16日在巴音木仁附近的磴口附近有一小震群活动，最大震级是为3.7。

综述以上不同地震活动水平的地震区中所发生的上述三个主-余震型序列活动，其主震后余震群都有一密集现象密集于主震附近；这一密集现象表明余震能量不是均匀地分布在震源区域内，而是具有一个能量集中分布区，这个集中区可以认为在主震前曾经有过形变的地

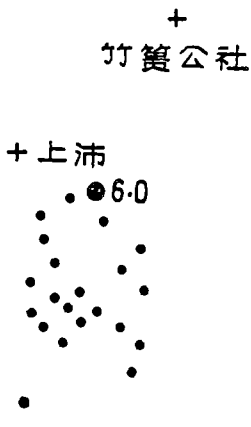


图 3

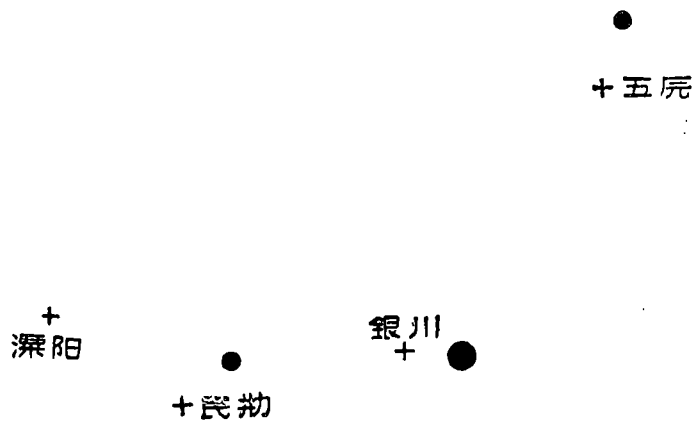


图 4

区, 当形变区域内的介质达到临界应变 $\varepsilon$ 时, 不可能期望与一个大地震相伴随的破裂会将全部积累起来的应变能即刻释放完, 而是通过一系列的余震活动释放其剩余的应变能。这是因为这个破裂在震源附近许多地方调整了应力和应变, 致使介质在某些点上接近于发生破裂的应力以达到临界应变, 造成了破坏而形成余震。

### 三、应变能的计算

理论表明, 变形体的单位体积所积累的能量可按下式计算:

$$W = \frac{1}{2} \sigma \varepsilon = \frac{1}{2} \mu \gamma^2 \quad (1)$$

式中:  $W$ ——应变能;  $\mu$ ——剪切模量;  $\sigma$ ——应力;  $\gamma$ ——剪切应变;  $\varepsilon$ ——应变。

在三维应力状态下, 取 $\sigma_1$ 、 $\sigma_2$ 、 $\sigma_3$ 为主应力;  $\varepsilon_1$ 、 $\varepsilon_2$ 、 $\varepsilon_3$ 为主应变则(1)式表达为:

$$W = \frac{1}{2} (\sigma_1 \varepsilon_1 + \sigma_2 \varepsilon_2 + \sigma_3 \varepsilon_3) \quad (2)$$

当 $W$ 达到一定值时, 便发生破坏, 破坏时的应力值为:

$$\sigma_0 = \frac{1}{2} [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2] \quad (3)$$

地壳中岩石多由八面体的晶体所构成; 因此八面晶体中应力 $\tau_{oct}$ 应由下式计算:

$$\tau_{oct}^2 = 1/9 \{ (\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2 \}.$$

在晶体破坏情况下:

$$\tau_{oct} = \frac{\sqrt{2}}{3} \sigma_0 \quad (4)$$

由于地震发生于地壳深处, 有关参数难于测量, 许多学者应用地震波的方法来测量。1958年地震学家巴特(Bath)与班尼沃夫(Benioff)求得弹性应变 $\varepsilon$ 与地震波能量 $E$ 的关系为下: [2]:

$$E = C^2 \varepsilon^2 \quad (5)$$

式中 $C$ 是与震源体积有关的常数。

梅世蓉同志曾利用等震线的半径 $R$ 及地壳平均厚度 $h$ 以下式估算震源体积: [4]

$$V = \pi R^2 \cdot h \quad (6)$$

从而计算弹性应变 $\epsilon$ 。

作者认为余震群密集于主震附近现象，可以将余震密集区作为应变区来考虑，而应变区体积的大小可由下式来计算：

$$V = C(\lambda_1 - \lambda_2)(\varphi_1 - \varphi_2)(h_1 - h_2) \quad (7)$$

式中： $\lambda_1 - \lambda_2$ ——转换当量； $\lambda_1 - \lambda_2$ ——余震分布的经度范围；

$\varphi_1 - \varphi_2$ ——余震分布的纬度范围， $h_1 - h_2$ ——余震分布的深度范围。

设 $\gamma_0$ 为剪切应变极限即岩石达到破坏时极限切应变值，则地震释放的应变能E便为：

$$E = VW = \frac{1}{2} V \cdot \mu \cdot \gamma_0^2 \quad (8)$$

对于临界应变的取值问题，寺田，官部及坪井〔5〕、〔6〕根据大震后大地测量结果给出 $\gamma_0 = 5 \times 10^{-4}$ ，力武常次〔7〕则给出小一位的数量级是为 $4.7 \times 10^{-5}$ ，作者根据国内外7次6—7级地震所给出 $\bar{\gamma}_0$ 的平均值认为 $5.3 \times 10^{-5}$ 较为合适，并以实验结果取 $\mu = 5 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>代入(8)式求得上述三个地震序列震前积累应变能如表(1)所示。表中所示主震能量系根据Gutenberg-Richter式换算：

$$\lg E = 11.8 + 1.5M \quad (9)$$

计算表明南坪6.5级地震相当于能量 $3.5 \times 10^{21}$  erg；以此值与应变区积累能量之比为0.22，这一数据表明6.5级主震释放的能量远没有将形变区的应变能释放完毕，这意味着还隐着一个较大地震孕育的危险性，暗示着将有一次1976年松潘，平武7.2级地震的发生；而地震活动较低的地区如巴音木仁和溧阳地震，因主震释放能量与所积累应变能基本上相当，所以上述两震在主震后无较大余震发生。

表 1

地 震	M <sub>s</sub>	能 量	余 震 体 积	应 变 能	主震能 应变能
深 阳	6.0	$6.3 \times 10^{20}$ ergs	$9.1 \times 10^{17}$ cm <sup>3</sup>	$6.8 \times 10^{21}$ ergs	0.93
巴音木仁	6.2	$8.9 \times 10^{20}$ ergs	$4.5 \times 10^{18}$ cm <sup>3</sup>	$3.2 \times 10^{21}$ ergs	0.37
南 坪	6.5	$3.5 \times 10^{21}$ ergs	$2.3 \times 10^{19}$ cm <sup>3</sup>	$16 \times 10^{21}$ ergs	0.22

由此可见，从上述三个震例中可以得到如下的启示。即在主震释放能量远比形变区岩石应变能小时，就有发生另一次大地震的可能，如按上表所列试取0.35为临界标志，则在此值以上者即表明无更大余震的发生。由此可以鉴别其他主-余震型地震序列的余震活动有无较大余震发生的危险性。

#### 四、 构 造 背 景

地震活动是与活动的构造带紧密关联的，构造基础不同，地震活动亦随之而异。中国地震主要发生在板块内部块体边缘的断裂带中，特别是那些山前凹陷地区的破裂带。因此，在一定的地质条件下就会产生一定的地震类型〔1〕，进一步深入研究上述三个地震的地质条件，则有助于对序列活动类型的认识。

南坪位于青芷高原东麓岷山南北隆起带主干断裂的东侧。岷山在地貌上主要表现为现代隆起，其东侧是隆起与凹陷的转折部位，展布着近南北走向的断裂；隆起东侧凹陷内部发生

了南坪6.5级地震，震区受有强大的北西向次一级构造影响（图6）。

巴音木仁6.2级地震发生于阿拉善块体弧形构造的东翼，震中位于巴音乌拉山东麓大断裂的山前凹陷区，这一凹陷区沙漠覆盖，具体构造不清楚，但有长达160公里的航磁异常；推测这是基底断裂的反映。两侧基底高差1300—1600米左右。震中位于基底主干断裂东侧并有石咀山以北的正宜关与之交接的东西向断裂附近。（图7）

深阳6.0级地震位于茅山主干断裂东侧。茅山隆起大致位于西阳镇—薛埠—上兴埠—上沛埠一线以西，西部边界到湖熟附近总体方向成北北东向，这一地区自第三纪以来强烈上升，所以缺失第三系沉积，第四系厚度也不大，小于20米。茅山北端由于新华夏系复合在宁镇反射弧的脊柱上，所以它隆起得特别高。（图8）

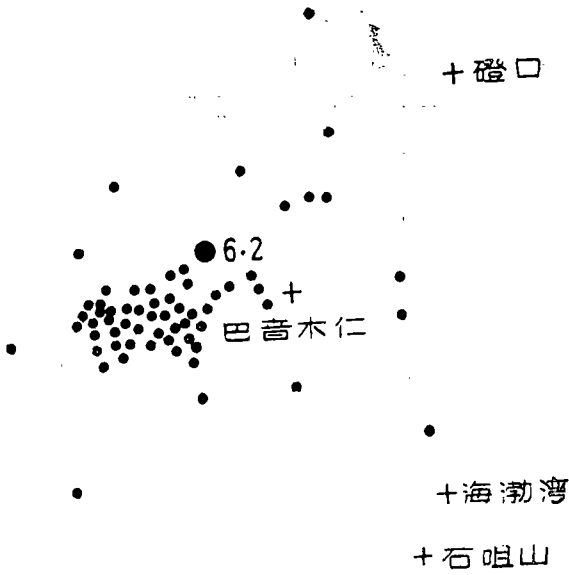


图 5

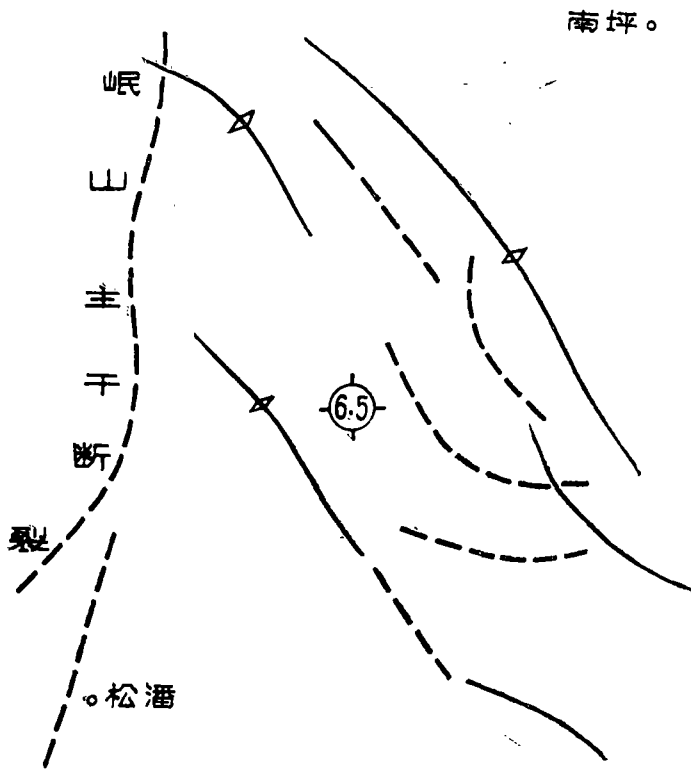


图 6

震中南面有一北西西向张性断裂与之交接。

上述三个主-余震型的中强震有一共同特点，它们都是发生于块体边缘主断裂带隆起与凹陷的交接部位。由主震所激发的余震常分布于次一级断裂带上。

由此可见，在地震活动区距块体边缘的主干断裂带上的隆起区有一定距离的山前凹陷部位是地震序列活动的场所。而次一级构造与主干断裂相交复合的地方则是主-余震型发生的地质条件。

### 五、结论

总结上述三个震例，可以对主-余震型序列活动特征得出下列几点初步认识：

1. 余震活动区的相对集中，常集中于主震的附近。块体边缘主干断裂一侧的山前凹陷区内的构造复合交接部位则是发生主-余震型序列活动的地质条件。

2. 主震释放能量与形变区应变能之比，其比值在0.35以上者无更大余震发生的危险性。

#### 参考文献

[ 1 ] 地球物理研究所，地震序列的基本类型及其在地震预报中的应用。地震战线，第7期 1971年

(1980年5月4日收到)

[ 2 ] Bath, M. and Benioff, H., The aftershock sequence of the Kamchatke earthquake of Nov. 4, 1952.

[ 3 ] Bullen, K.E., On the size of the strain region prior to an extreme

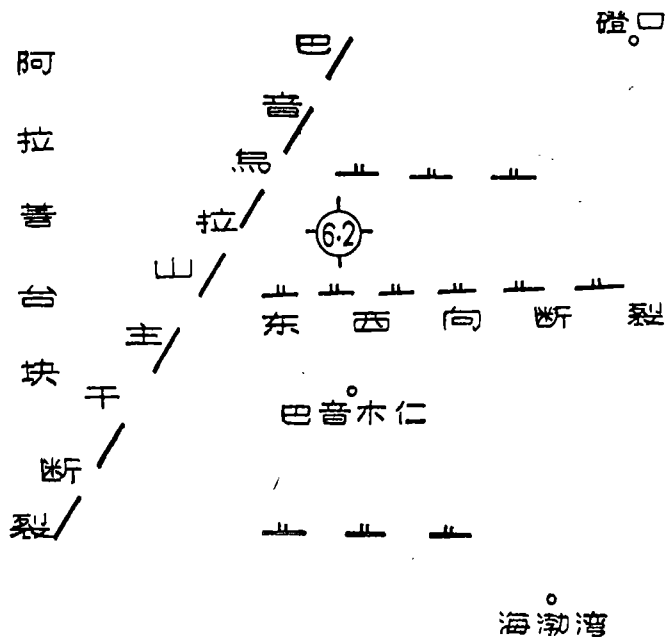


图 7

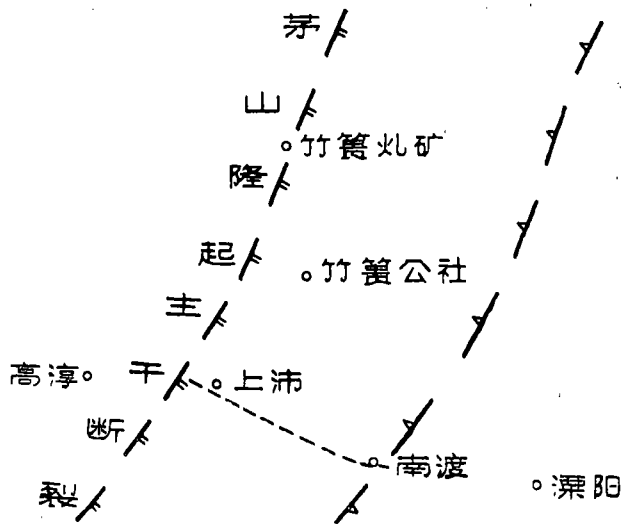


图 8

- earthquake. Bull. Seism. Soc. Am., 45 (1955), № 1.
- [ 4 ] 梅世蓉, 中国的地震活动性. 地球物理学报, Vol. 9, № 1, 1960
- [ 5 ] 坪井忠二, Investigation on the Deformation of the Earth's crust found by precise Geodetic Means. 天文学地球物理学辑报, 10 (1933), pp. 215~216.
- [ 6 ] 寺田寅彦、宫部直己, Tilting and Strength of Earth's Crust. Proc. Imp. Acad., 8 (1932), PP288—291
- [ 7 ] 力武常次, 地震予知, 中公新书376 (1974), PP. 193~195.
- [ 8 ] Damlara, T., A method of adjustment of the secondary geodetic net, and horizontal displacements in Tanna and Yamakita areas. J. Geod. Soc. Japan, inpress (in Japanese) 1975.
- [ 9 ] Tsuboi, C., Investigation on the deformation of the earth's crust in the Tango district connected with the Tango earthquake of 1927, 4. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 10: PP. 411—439.
- [ 10 ] 松泽武雄, 地震の理論と応用, 东京大学出版会 (1976)。

## A STUDY OF THE CHARACTERISTICS IN MAJOR— AFTER SHOCK TYPE BASED ON ENERGY AND GEOLOGICAL CONDITIONS.

Wang Zhen sheng

(Seismological Institute of Lanzhou, State Seismological Bureau)

### Abstract

Generally Speaking, there are three types in the seismic activities. One of them is usually the type of major-after shock. They are related to

- ( 1 ) The mode and the rate of the force;
- ( 2 ) The physical characteristics of the rocklayer and the geological conditions in the focus region.

In this paper we have discussed the characteristics from the viewpoint of energy and based on geological conditions. It shows that the major-after shock activities usually occur in the second order tectonics connected with the major-fault.

The volume of the aftershock may be regarded as a region which has been deformed. The product of the critical value of the strain energy per unit volume in the rock and the after-shock volume is in the same order as the energy released by the major-shock.

We may calculate the strain value of the fracture from the strain energy per unit volume.

It is smaller than the value based on geodesy.