

大震系的层次、频度及时间分布特征

张立人

(国家地震局分析预报中心)

摘 要

根据地震构造类型、规模及大地震的强度和累积地震矩, 将12个大震系划分为4个层次。在一个大震系中, 累计的地震数为7—10次, 最大地震的地震矩约为总地震矩的0.5左右。用分数维的概念对大震系中大震的频度和能量特征作了初步分析。对大震系内的地震的时间分布, 可以用随机统计的方法给出其统计的规律。多数大震系的地震累计数 N 可近似地用时间 t 的指数函数表示: $N = Ae^{Bt}$

在一定的地震构造单元(区或带)相继发生的大地震的组合, 称为大地震系列或大震系。大震系是地震构造单元整体活动的表现。它存在于不同类型的构造单元中。从宏观系统的角度, 研究一定时、空范围内的强震的群体特征, 可能是探索大地震发生规律的一种途径, 同时亦能对地震区(带)的大地震的长期预测提供一定的依据。

一、大震系的层次

根据文献[1—10], 给出12个大震系内的地震的有关参数(表1)。从表1可以看出, 每个大震系的地震构造背景、类型和规模不同; 构成大震系地震的起始震级 M 和最大地震震级 M_1 存在很大差别; 每个大震系的总地震矩 M_T 可相差1—4个数量级。大震系地震活动水平的总体差异是不同层次地震构造活动的结果, 据此, 可以粗略地划分出4个不同层次的大震系(表2)。

1. 全球巨震系

由于一般的震级标度对于长周期波占优势的 $M \geq 7.7$ 级的巨大地震(茂木清夫, 1976)已达到饱和, 故以矩震级 M_w ⁽¹⁾度量巨震的大小是合理的。1906—1965年, 全球共发生 $M_w \geq 8.5$ 级的巨大地震10次, 总地震矩达 4.39×10^{23} Nm, 占同期全球大地震释放总能量的90%以上(Kanamori, 1979)⁽¹⁾, 其中有7次巨震集中发生在1950—1965年。这10次巨震均发生在环太平洋板块消减带和喜马拉雅板块碰撞带上, 是全球规模构造活动的表现。

表 1 强震系的有关参数

| 编号 | 强震系 | 参 数 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|----|-----------|-----|------------------|-------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|-------|
| 1 | 全 球 | 时间 | 1906 | 1922 | 1938 | 1950 | 1952 | 1957 | 1960 | 1963 | 1964 | 1965 |
| | | 地点 | 厄瓜多尔 | 智利中部 | 班达海 | 察隅 | 勘察加 | 阿留申 | 智利南部 | 千岛 | 阿拉斯加 | 阿留申 |
| | | 震级 | (8.8) | (8.5) | (8.5) | (8.6) | (9.0) | (9.1) | (9.5) | (8.5) | (9.2) | (8.7) |
| | | 地震距 | 204 | 67 | 70 | 100 | 350 | 585 | 2000 | 69 | 820 | 125 |
| 2 | 阿留申—阿拉斯加 | 时间 | 1929 | 1938 | 1949 | 1957 | 1958 | 1964 | 1965 | | | |
| | | 地点 | 阿留申 | 阿拉斯加 | 阿拉斯加 | 阿留申 | 阿留申 | 阿留申 | 阿留申 | | | |
| | | 震级 | 8.1 | 8.3 | 8.1 | 8.1 | 7.9 | 8.4 | 8.2 | | | |
| | | 地震距 | 6.7 | 28 | 15 | 585 | 29 | 820 | 125 | | | |
| 3 | 千岛—日本海沟北部 | 时间 | 1918 | 1933 | 1952 | 1958 | 1963 | 1968 | 1969 | 1973 | | |
| | | 地点 | 千岛 | 三陆 | 十胜冲 | 千岛 | 千岛 | 十胜冲 | 千岛 | 千岛 | | |
| | | 震级 | 8 ^{1/4} | 8.5 | 8.3 | 8.7 | 8.1 | 7.9 | 7.8 | 7.7 | | |
| | | 地震距 | (27) | 43 | 17 | 40 | 67 | 28 | 22 | 6.7 | | |
| 4 | 喜马拉雅 | 时间 | 1806 | 1833 | 1897 | 1905 | 1934 | 1947 | 1950 | 1951 | | |
| | | 地点 | 错那 | 聂拉木 | 西隆 | 克什米尔 | 尼泊尔 | 朗县 | 察隅 | 当雄 | | |
| | | 震级 | 8 | 8 | 8.7 | 8.6 | 8.4 | 7.7 | 8.6 | 8.0 | | |
| | | 地震距 | 12.6 | 12.6 | 183 | 41 | 16 | 2 | 100 | 1.9 | | |
| 5 | 天山—贝加尔 | 时间 | 1812 | 1862 | 1902 | 1905 | 1911 | 1931 | 1946 | 1949 | 1957 | 1957 |
| | | 地点 | 尼勒克 | 贝加尔 | 阿图什 | 蒙古 | 土耳其斯坦 | 富蕴 | 吉尔吉斯 | 塔吉克 | 贝加尔 | 蒙古 |
| | | 震级 | 7—8 | ≥7 ^{1/2} | 8.6 | 8 ^{1/4} | 8.4 | 8.0 | 7.6 | 7.5 | 7.9 | 8.3 |
| | | 地震距 | 2.2 | 2.2 | 7.5 | 50 | 4.9 | 12 | 0.75 | 2.24 | 1.4 | 18 |
| 6 | 青藏高原北部 | 时间 | 1654 | 1709 | 1718 | 1879 | 1920 | 1927 | 1932 | 1933 | 1937 | 1947 |
| | | 地点 | 天水 | 中卫 | 通渭 | 武都 | 海原 | 古浪 | 昌马 | 茂汶 | 阿兰湖 | 达日 |
| | | 震级 | 8 | 7 ^{1/2} | 7 ^{1/2} | 8 | 8 ^{1/2} | 8 | 7.6 | 7 ^{1/2} | 7 ^{1/2} | 7.7 |
| | | 地震距 | 6.1 | 3.0 | 0.5 | 4.3 | 30 | 4.3 | 2.8 | 0.72 | 15.0 | 2.0 |
| 7 | 大华北 | 时间 | 512 | 1303 | 1556 | 1668 | 1679 | 1695 | 1739 | 1830 | 1888 | 1976 |
| | | 地点 | 定襄 | 洪洞 | 华县 | 郟城 | 三河 | 临汾 | 银川 | 磁县 | 渤海 | 唐山 |
| | | 震级 | 7 ^{1/2} | 8 | 8 | 8 ^{1/2} | 8 | 8 | 8 | 7 ^{1/2} | 7 ^{1/2} | 7.8 |
| | | 地震距 | 0.72 | 1.5 | 8.7 | 25.1 | 8.7 | 2.1 | 17.6 | 0.7 | 0.7 | 2.1 |
| 8 | 天水—银川 | 时间 | 734 | 1362 | 1561 | 1622 | 1654 | 1709 | 1718 | 1739 | | |
| | | 地点 | 渭水 | 会宁 | 中宁 | 固原 | 天水 | 中卫 | 通渭 | 银川 | | |
| | | 震级 | 7 | 7 | 7 ^{1/4} | 7 | 8 | 7 ^{1/2} | 7 ^{1/2} | 8 | | |
| | | 地震距 | 0.12 | 0.12 | 0.3 | 0.1 | 6.1 | 3 | 0.5 | 17.6 | | |

续表 1

| 编号 | 强震系 | 参数 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|----|--------|-----|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------|-------------------------------|-------------------------------|---------------|------|------|----|
| 9 | 华县—三河 | 时间 | 512 | 1038 | 1303 | 1501 | 1556 | 1626 | 1679 | 1683 | 1695 | |
| | | 地点 | 代县 | 定襄 | 洪洞 | 朝邑 | 华县 | 灵丘 | 三河 | 原平 | 临汾 | |
| | | 震级 | 7 ¹ / ₂ | 7 ¹ / ₄ | 8 | 7 | 8 | 7 | 8 | 7 | 8 | |
| | | 地震距 | 0.72 | 0.3 | 1.5 | 0.33 | 8.7 | 0.5 | 8.7 | 0.7 | 2.1 | |
| 10 | 华北平原 | 时间 | 1597 | 1830 | 1888 | 1937 | 1966 | 1969 | 1975 | 1976 | | |
| | | 地点 | 渤海 | 磁县 | 渤海 | 菏泽 | 宁晋 | 渤海 | 海城 | 唐山 | | |
| | | 震级 | 7 | 7 ¹ / ₂ | 7 ¹ / ₂ | 7 | 7.2 | 7.4 | 7.3 | 7.8 | | |
| | | 地震距 | 0.12 | 0.7 | 0.7 | 0.1 | 0.2 | 0.4 | 0.3 | 2.1 | | |
| 11 | 川 滇 | 时间 | 1870 | 1913 | 1923 | 1925 | 1948 | 1955 | 1970 | 1973 | 1974 | |
| | | 地点 | 巴塘 | 峨山 | 炉霍 | 大理 | 理塘 | 康定 | 通海 | 炉霍 | 大关 | |
| | | 震级 | 7 ¹ / ₄ | 7 | 7 ¹ / ₄ | 7 | 7 ¹ / ₄ | 7 ¹ / ₂ | 7.8 | 7.6 | 7.1 | |
| | | 地震距 | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.13 | 0.6 | 1.8 | 0.2 | |
| 12 | 北安纳托里亚 | 时间 | 1939 | 1942 | 1943 | 1944 | 1953 | 1957 | 1967 | 1983 | | |
| | | 震级 | 7.8 | 7.3 | 7.6 | 7.4 | 7.2 | 7.1 | 7.1 | 7 | | |
| | | 地震距 | 4.5 | 0.37 | 3.1 | 2.4 | 0.7 | 0.4 | 0.86— 0.88 | 0.4 | | |

表 2 大震系的层次划分

| 层 次 | 构造类型及规模 | 最大地震震级 M_{11} | 起始震级 M | 总地震矩 $M_T (N_m)$ |
|-----|----------------|-----------------|--------------|---------------------|
| 1 | 全球板块主要消减带及碰撞带 | 9.5(M_w) | 8.5(M_w) | 4×10^{23} |
| 2 | 一级板块的消减碰撞带 | 8.7 | 7.7 | $10^{22} - 10^{23}$ |
| 3 | 板内一级断块区或次级板块边缘 | 8.5 | 7.5 | $10^{21} - 10^{22}$ |
| 4 | 板内次级断块区或断块边界 | 8.0 | 7.0 | $10^{20} - 10^{21}$ |

2. 板块消减碰撞带巨震系

该类巨震系发生在全球一级板块的板缘地带。阿留申—阿拉斯加、千岛—日本海沟巨震系分别与太平洋板块与北美、亚欧板块的俯冲消减有关。喜马拉雅巨震系则是沿印度板块与亚欧板块的主碰撞带发生的。

3. 大一巨震系

这一层次的地震活动是沿次级板块的边界或板内一级断块区的断裂发生的。天山—贝加尔大震系与欧洲—北亚板块与中国东南亚次级板块之间发展的断裂活动有关。青藏断块北区和大华北断块区为板内的一级断块区。

4. 大震系

大地震沿断块区的边界或次级断块间的剪切带发生。天水—银川大震系的主体属我国南北地震带的北段。它位于青藏断块、大华北断块和阿拉善地块的交界处，地震构造复杂。从地震构造的特征、总体的走向和地震活动的相关性考虑，该带1739年银川 8 级大震与华北断块区的地震活动有更密切的关系。1654年天水 8 级大震、1709年中卫 7¹/₂ 级大震、1718年通

渭7½级大震和1920年海原8½级大震应划归青藏断块北区大震系。华县—三河大震系（丁国瑜，1982）和华北平原大震系的地震主要沿华北断块区内的北东向剪切断裂带发生。川滇大震系的地震是二条平行的北西向断裂，即鲜水河断裂及红河断裂活动的产物。土耳其北安那托里亚大震系的地震发生在北安那托里亚转换断层上，与板块碰撞带内的次级断块的向西滑动有关。这一大震系的强度和能量低于板缘地震带，与板内走滑断裂带的大震系能量相当。

不同层次的大震系之间存在着一定的关联。高层次的地震系涉及较广的构造域，在它的组成中可以包括较低层次地震系中的较大的地震。因此，可将每个地震系看成是一个相对独立的系统，但它又隶属于更高层次的地震系，或包容若干较低层次的地震系。

二、大震系的地震频度和能量

对于大震系中震级 $\geq M$ 的地震，其累计频度 N 符合G—R关系：

$$\log N = a - bM. \quad (1)$$

对于矩震级 M_w 上式同样成立。大震系中最大地震震级 M_1 及 N 是已知的，由(1)式可得到：

$$b = \log N / (M_1 - M). \quad (2)$$

由(2)式便可得到各大震系的震级—频度关系中的参数 b 值(表3)。

表3 大震系的震级(M)与频度关系(N)中的 b 值

| 大震系编号 | $M (M_w)$ | $M_1 (M_w)$ | N | b |
|-------|-----------|-------------|-----|------|
| 1 | (8.5) | (9.5) | 10 | 1.0 |
| 2 | 7.7 | 8.4 | 7 | 1.21 |
| 3 | 7.7 | 8.5 | 8 | 1.13 |
| 4 | 7.7 | 8.7 | 8 | 0.90 |
| 5 | 7.5 | 8.6 | 10 | 0.91 |
| 6 | 7.5 | 8.5 | 10 | 1.0 |
| 7 | 7.5 | 8.5 | 10 | 1.0 |
| 8 | 7 | 8 | 8 | 0.9 |
| 9 | 7 | 8 | 9 | 0.95 |
| 10 | 7 | 7.8 | 8 | 1.13 |
| 11 | 7 | 7.8 | 9 | 1.19 |
| 12 | 7 | 7.8 | 8 | 1.13 |

近来，分数维 D 的概念被引入到 b 值的研究中(K·Aki, 1981, G·king, 1983)：

$$b = c - \frac{D}{d}. \quad (3)$$

其中 C 是震级 M 与地震矩 M_0 关系中的系数，对二维破裂 $d = 2$ ，三维破裂 $d = 3$ 。分数维的定义可由下式给出：

$$N_n = (r^n)^{-D}$$

$$\text{或} \quad D = \log N_n / \log r^{-n}. \quad (4)$$

N_n 是第 n 级断层的个数， $r = L_{n+1}/L_n$ 是相邻级次断层的长度比。若 $n = 0$ ， $L_0 = 1$ ， $M_{T_0} =$

1, 则有 $L_n = r^{-n}$ 。这样 n 级以上的断层总数

$$N = 1 + N_1 + N_2 + \dots + N_n \\ = 1 + r^D + r^{2D} + \dots + r^{nD} \quad (5)$$

n 级断层的矩 $M_{T_n} \propto L_n^d$, 故 n 级以上的断层的总矩

$$M_T = 1 + N_1 M_{T_1} + N_2 M_{T_2} + \dots + N_n M_{T_n} \\ = 1 + r^{d-D} + r^{2(d-D)} + \dots + r^{n(d-D)} \quad (6)$$

在所研究的大震系中, 最大地震震级 M_1 与 M 一般相差一个震级单位。由震级 M 和破裂长度 L 的统计关系 $\log L = 0.5M - 1.8$ (谢巴林, 1971) 可得到 $L_M/L_{M_1} = 1/3$ 。因而, 取 $n = 1$, $r = 1/3$, 有 $N_1 = 9$, $N = 10$ 。

大震系的地震矩总和 $M_1 = 1 + r^{d-D}$ 。若 D 的取值范围为 1.5—2.32, d 分别取 2 和 3, 则可得出大震系的总矩 M_T 以及最大地震 M_1 的矩与 M_T 的比值 $1/M_T$ (表 4)。

表 4 大震系的分数维、频度及能量的关系

| D | | 1.5 | 1.58 | 2 | 2.32 |
|-------|------------|------|------|------|------|
| d = 8 | M_T | 1.19 | 1.21 | 1.47 | 1.47 |
| | M_T^{-1} | 0.84 | 0.83 | 0.75 | 0.68 |
| d = 2 | M_T | 1.58 | 1.63 | 2.0 | 2.42 |
| | M_T^{-1} | 0.63 | 0.61 | 0.5 | 0.41 |
| N_1 | | 5.20 | 5.67 | 9 | 12.8 |
| N | | 6.20 | 6.67 | 10 | 13.8 |

12 个大震系的实际计算的 M_T^{-1} , 除千岛—日本海沟的偏低外, 其余 11 个为 0.38—0.63 (表 5), 平均值为 0.45 ± 0.09 。值得指出的是, 对于大地震, $M_n \propto L^3$, 对于小地震, $M_n \propto L^2$ (Shimazaki, 1985)。当取 $d = 3$ 时, 理论计算的 M_T^{-1} 值均大于实际值。取 $d = 2$, M_T^{-1} 则为 0.41—0.63, 与绝大多数实际的 M_T^{-1} 的估值相近。这表明, 在描述大地震的破裂长度与其能量的关系中, 取 $d = 2$ 较 $d = 3$ 更合理。

表 5 大震系的最大地震矩 M_{T_0} 及总地震矩 M_T

| 大震系编号 | 最大地震矩 M_{T_0} (N_m) | 总地震矩 M_T (N_m) | M_T^{-1} |
|-------|---------------------------|-----------------------|------------|
| 1 | 2×10^{29} | 4.39×10^{28} | 0.46 |
| 2 | 8.2×10^{28} | 1.61×10^{28} | 0.51 |
| 3 | 0.67×10^{28} | 2.28×10^{27} | 0.29 |
| 4 | 1.83×10^{28} | 3.7×10^{27} | 0.49 |
| 5 | 5×10^{27} | 1.0×10^{27} | 0.50 |
| 6 | 8×10^{27} | 6.87×10^{26} | 0.44 |
| 7 | 2.5×10^{27} | 5.91×10^{26} | 0.42 |
| 8 | 1.76×10^{27} | 2.79×10^{26} | 0.63 |
| 9 | 8.7×10^{26} | 2.36×10^{26} | 0.38 |
| 10 | 2.1×10^{26} | 4.62×10^{25} | 0.45 |
| 11 | 1.8×10^{26} | 3.87×10^{25} | 0.47 |
| 12 | $4. \times 10^{25}$ | 1.25×10^{25} | 0.36 |

上述初步分析表明，大震系的频度和能量分布的特征值大约为 $N = 10$ 及 $M_T^{-1} = 0.5$ 。

三、大震系的地震的时间分布

大震系的地震的时间分布显示出随机过程的统计特征，同时亦受某种确定的物理过程所制约。

张国民等（1985）在研究华北地区大震的时间分布特征时，提出在一个地震活动期内大震的累计频度 N 是时间 t 的指数函数：

$$N = Ae^{Bt} \quad (7)$$

其中 A 、 B 为系数，可以用最小二乘法拟合实际资料求得。

所研究的12个大震系的 $N-t$ 关系，可分为三种情况：

(1) $\Delta N/\Delta t^2 > 0$ ，地震随时间 t 加速发生，一般可用 (7) 式加以描述；(2) $\Delta N/\Delta t^2 < 0$ ，地震随时间 t 呈减速发生；(3) 地震加速发生与减速发生兼有。12个大震系中有10个呈明显加速发震的趋势。它们的 A 值为 $0.8-1.3$ ，而 B 值有较大的差异。板缘大震系的 B 值较高，为 $0.01-0.05$ ；板内的大震系，除川滇大震系外， B 值均小于 0.01 (表6)。 B 值的大小与构造活动程度、大震的重复率有某种内在联系。

表6 大震系的时间分布参数

| 大震系编号 | A | B | 相关系数 r | 泊松离散指数 σ_n^2/E_n | 地震发生方式参数 ν |
|-------|-------|-------|----------|-------------------------|----------------|
| 1 | 0.968 | 0.037 | 0.989 | 0.967 | 0.549 |
| 2 | 1.102 | 0.050 | 0.991 | 0.696 | 0.710 |
| 3 | 1.019 | 0.036 | 0.991 | 0.523 | 0.627 |
| 4 | 1.137 | 0.012 | 0.980 | 1.100 | 0.508 |
| 5 | 0.938 | 0.016 | 0.990 | 1.210 | 0.482 |
| 6 | 1.342 | 0.006 | 0.941 | 2.487 | 0.309 |
| 7 | | | | 1.268 | 0.329 |
| 8 | 0.825 | 0.002 | 0.938 | 1.369 | 0.330 |
| 9 | 0.863 | 0.002 | 0.976 | 1.292 | 0.440 |
| 10 | 0.803 | 0.005 | 0.946 | 2.000 | 0.370 |
| 11 | 1.009 | 0.020 | 0.985 | 1.070 | 0.489 |
| 12 | | | | 0.861 | 0.596 |

沿土耳其北安那托里亚断裂所发生的一系列大震是减速发震的典型，大震的发生间隔随时间 t 有规律地增加 (图1)。大华北地区 $M \geq 7.5$ 级地震的 $N-t$ 关系可分为二段：1512—1695年，大震的间隔随时间变短，为加速发震段；1695—1976年，大震间隔逐渐增长，表现为减速的趋势。文献[11]假定大震的强固区的强度相同，用线性流变体简化模型对大震的加速发生过程做了物理解释。事实上，强固区的强度存在着差别，区域载荷是变化的以及大震区的发震历史不同等多种因素均可使大震系的 $N-t$ 关系出现复杂的变化。例如，喜马拉雅大震系、中亚大震系和川滇大震系均在1897—1905、1902—1911、1913—1925和1948—1955年出现了短期加速的现象。以统计概率方法，分析大震在时间上的随机性仍是必要的。

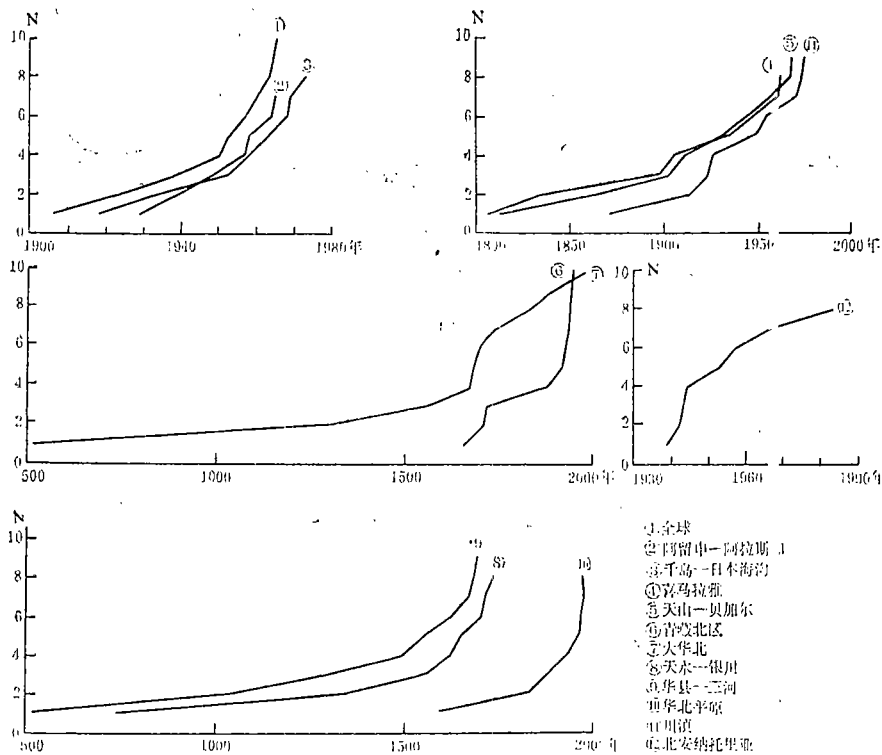


图1 大震系的累计频度N与时间t的关系

Fig. 1 The relationship between the cumulative frequency N and time T in large seismic systems

一般认为，在一个地震区、带，相邻的大震的时间间隔τ遵循泊松分布，其概率密度函数为：

$$f(\tau) = \mu e^{-\mu\tau}, \tag{8}$$

$$n = \mu \Delta t.$$

其中μ为强震的平均发生率。单位时间Δt内发生的地震数n的方差σ²与其数学期望En的比值σ²/En称为泊松离散指数。对于泊松分布该指数等于1；当该指数大于1时，地震趋于丛集分布；小于1时，则趋于周期分布。

亦可以假定一个地震区、带内的地震在时间上呈韦布尔分布，由矩量法可求得地震发生方式的参数ν（松村正三，1982）：

$$\nu = \{ \Gamma(1/p + 1) \}^2 / \Gamma(2/p + 1)$$

$$= (\overline{\tau})^2 / \overline{\tau^2}.$$

$$\tag{9}$$

当ν=0.5时，地震的发生在时间上呈泊松分布；ν>0.5时，则为周期分布；ν<0.5时呈丛集分布。由（8）式和（9）式分别计算出各大震系的泊松离散指数和地震发生方式参数ν（表6）。两种参数对各大震系的地震发生的时间分布特征给出一致的描述。

不同构造类型的大震系，大震发生的时间分布特征不同。对于板缘碰撞带及消减带型的大震系，其泊松离散指数≤1或ν≥0.5，地震的发生呈泊松分布或准周期分布。典型的板内大震系，其泊松离散指数>1或ν<0.5，地震呈丛集分布。据历史记载，1939年以前，北安那托里亚断层起码存在100—200年的地震平静期，有些学者认为平静期约有1000年。若从

更长时间尺度看，板缘地震活动也可能存在着较长的平静期，这样大震在时间上的分布，可能具有丛集发生的特征。

(本文1988年6月4日收到)

参 考 文 献

- [1] H. Kanamori, The energy release in great earthquakes, *J.G.R.*, Vol.82, No.20, 1977.
 [2] K. Abe, Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet Inter.*, Vol.27, 1981.
 [3] 西藏自治区科学技术委员会等, 西藏地震史料汇编, 西藏人民出版社, 1982.
 [4] L. Seeber, J.G. Armbruster, Great detachment earthquakes along the Himalayan arc and long-term forecasting, *Earthquake Prediction: An international review, Maurice Ewing Ser.*, Vol. 4, 1981.
 [5] L. R. Sykes, R. C. Quittmeyer, Repeat times of great earthquakes along simple plate boundaries, *Earthquake Prediction: An international review, Maurice Ewing ser.*, Vol. 4, 1981.
 [6] P. Molnar, D. Qidong, Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in Central and Easter Asia, *J.G.R.*, Vol.89, No.B7, 1984.
 [7] 顾功叙, 中国地震目录, 地震出版社, 1983.
 [8] T. Lay et al., The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthquake Prediction Research*, Vol. 1, 1982.
 [9] 高维明等, 青藏高原的现代构造运动、地震线及地震幕, *中国地震*, Vol. 1, No. 4, 1985.
 [10] S.G. Wesnousky et al., Historical seismicity and rates of crustal deformation along the margins of the Ordos block, North China, *B.S.S.A.*, Vol.75, No. 5, 1984.
 [11] 张国民等, 华北强震的时间分布及地球物理解释, *地球物理学报*, Vol.28, No. 6, 1985.

THE LEVEL AND FREQUENCY-TIME DISTRIBUTION CHARACTERISTICS OF LARGE SEISMIC SYSTEMS

Zhang Liren

(Center for Analysis and Prediction, SSB)

Abstract

Based on the types of seismic structures, scale, large earthquake magnitude and cumulative seismic moment, 12 large seismic systems can be divided into 4 levels. The cumulative earthquake number in a large seismic system is 7 to 10, seismic moment of maximum earthquake about accounts for 50 percent of total seismic moment. The frequency and energy characteristics have been explained by use of the concepts of fractional dimension.

The time distribution of large seismic systems has not only stochastic statistic regular patterns but also certain physical laws. Large earthquakes in intraplate are of cluster character. The cumulative number N for most of large seismic systems can be a exponent function of time t :

$$N = Ae^{Bt}$$