

中国黄土地区基岩地震动经验衰减关系

丁伯阳 雷中生 方淑兰

(国家地震局兰州地震研究所)

摘 要

本文收集我国黄土地区历史地震烈度衰减场的资料,以衰减公式 $\text{Ln}y = a + bM - c \ln R - dR$ 为基础,对比美国西部资料,用烈度距离法统计了中国黄土地区分频率的十二个衰减关系。本文的改进尝试是:(1)在历史地震烈度衰减场的统计中,区分了黄土区和基岩区,并把黄土区的地震动参数以0.6向基岩区折减;(2)对于断层两边不对称的等震线,如果是由于沉积深度不等引起的,出于安全计,取衰减慢的,即等震线半短轴长的一边;(3)在不确定性分析中,鉴于上述衰减公式中, $\text{Ln}R$ 和 R 相关性极好,没有采取一般表示各参数相互独立的方差分析,而是利用1976年8—9月松潘地震时文县台的五次强震记录作为样板,再进行分析。最后把本文的结果同前人的工作以及实际记录作了对比。

一、前 言

地震动衰减关系在地震危险性分析中起着极其重要的作用。地震动衰减关系一般是利用多次强震记录资料来回归。

中国强震记录少,历史等震线资料丰富。利用历史地震等震线资料来研究地震动衰减关系有着非常实用的意义。对此,过去一般都用加速度同烈度的对应转换关系来互换,这就是烈度法。由烈度法所得的统计公式常常由于同实际烈度区取得的地震动记录离差太大,或者由于仅在某一烈度时符合较好,而在其他烈度区偏高或偏低,而不断有人提出异议,不断有人修订但却没有取得较理想的结果。

1984年胡聿贤先生首先提出了地震动法。由地震动法派生的烈度距离法和烈度震级法已在全国取得了公认,并取代着烈度法。本文利用烈度距离法统计中国黄土地区地震动衰减关系。

二、公 式 推 导

地震烈度是表征地震时在一定地点的地震动和破坏强弱的平均程度。它归根结底是地

震波能量在地面释放的结果和由此而造成的一定范围内各类建筑破坏的统计平均特征。因此,地震烈度与地震波能量之间应该存在一定的关系。

一般认为地震烈度与地震波能量密度(E)的对数成比例,即

$$I(\Delta) = K_1 + K_2 \ln E$$

地震波能量从震源经过传播介质到达某地的空间衰减以下列形式表示:

$$E = \left(\frac{E_0}{4\pi} \right) \Delta^{-\rho} e^{-\gamma \Delta}$$

式中 E_0 为地震释放的总能量, ρ 为几何扩散系数, γ 为介质吸收系数。由上两式可得:

$$I(\Delta) = K_1 + K_2 \ln \left(\frac{E_0}{4\pi} \right) - K_2 \rho (\ln \Delta) - K_2 \gamma \Delta \quad (1)$$

在震中区则为:

$$I_0 = K_1 + K_2 \ln \left(\frac{E_0}{4\pi} \right) - K_2 \rho (\ln H) - K_2 \gamma H$$

其中 H 为震源深度。

倘若令

$$C_1 = K_2 \rho (\ln H) + K_2 \gamma H;$$

$$C_2 = K_2 \gamma; \quad C_3 = K_2 \rho$$

(1)式可写为

$$I(\Delta) = I_0 + C_1 - C_2 \Delta - C_3 \ln \Delta \quad (2)$$

式中 I_0 是震中烈度, Δ 是震中距, $I(\Delta)$ 是震中距为 Δ 处的地震烈度, C_1 、 C_2 、 C_3 是同研究区有关的系数[8]。

(2)式虽然是由地震波衰减关系推出的,但它只能反映在一定置信度下,当 I_0 、 Δ 取某一定值时,随机变量 I 的取值情况。

将表示震级和震中烈度的公式 $I = A + BM$ 代入(2)式后,若再令

$$a = \alpha A + \alpha C_1 - \beta; \quad b = \alpha B; \quad c = \alpha C_3; \quad \alpha = \alpha C_2$$

可得衰减经验关系的一般表达式:

$$\ln y = a + bM - c \ln R - dR + \varepsilon \quad (3)$$

这里引入了肯肯尼公式的一般表达形式

$$\ln y = \alpha I + \beta \quad (2)$$

其中 y 为地面运动加速度值, α 、 β 为系数。(2)式中的 ε 是考虑不确定性的随机函数, $R = \sqrt{\Delta^2 + H^2}$ 。引入震源深度 H ,可改变靠近震源时,衰减曲线的下凹曲率,不使地震参数无限增大[4]。这也与近年来积累的近场观察数据一致。

三、中国黄土地区地震动衰减关系统计的原则

本文采用(3)式,对中国黄土地区的地震动衰减关系进行统计,所涉及的历史地震资料见表1。其范围为 $E90^\circ \sim 114^\circ$, $N32^\circ \sim 42^\circ$,包括甘、陕、宁、晋四省和青海、内蒙、河南、四川部分地区。上述地区普遍都有黄土覆盖,黄土又有独特的土动力学特性,因此,在地震动衰减关系统计中,应该独立考虑。

表 1

本文统计所用地震资料

序号	发震时间	震中	震级	统计加权数			衰减场地质
				第1次	第2次	第3次	
1	1303.9.17	山西赵城	8	1	1	1	黄土区
2	1556.2.2	陕西华县	8	1	1	1	黄土区
3	1609.7.12	甘肃红崖堡	7.5	1	1	1	沉积区
4	1654.7.21	甘肃天水	8	1	1	1	基岩区
5	1718.6.19	甘肃通渭	7.5	1	1	1	黄土区
6	1739.1.8	宁夏银川平罗	8	1	1	1	沉积区
7	1765.9.2	甘肃甘谷	6.5	1	1	1	黄土区
8	1785.4.18	甘肃窑回堡	6.5	1	1	1	基岩区
9	1879.7.1	甘肃武都	8	1	1	1	基岩区
10	1920.12.16	宁夏海原	8.5	1	2	2	黄土区
11	1920.5.23	甘肃古浪	8	1	2	2	基岩区
12	1929	内蒙毕克齐	6	1	2	2	黄土区
13	1936.2.7	甘肃康乐	6.75	1	2	2	基岩区
14	1936.8.1	甘肃天水	6	1	2	2	黄土区
15	1952.10.8	山西原平	5.5	1	2	2	黄土区
16	1954.2.11	甘肃山丹	7.25	1	2	3	沉积区
17	1954.7.31	甘肃民勤	7	1	2	3	基岩区
18	1959.8.11	陕西韩城	5.4	1	2	3	黄土区
19	1960.2.8	甘肃舟曲	5.25	1	2	3	基岩区
20	1962.7.27	宁夏海原	5.0	1	2	3	黄土区
21	1962.10.9	宁夏海原	4.7	1	2	3	黄土区
22	1962.12.7	宁夏灵武	5.4	1	2	3	沉积区
23	1962.12.11	甘肃甘谷	5	1	2	3	黄土区
24	1962.12.18	宁夏灵武	5.5	1	2	3	沉积区
25	1963.1.11	青海门源	4.75	1	2	3	基岩区
26	1956.1.13	山西垣曲	5.5	1	2	3	黄土区
27	1967.8.20	陕西南郑	5	1	2	3	基岩区
28	1967.10.16	甘肃靖远	4.8	1	2	3	黄土区
29	1967.12.18	山西蒲县	5.4	1	2	3	黄土区
30	1970.12.8	宁夏西吉	5.5	1	2	3	黄土区
31	1971.6.28	宁夏吴忠	5.1	1	2	3	沉积区
32	1974.9.23	甘肃玛曲	5.6	1	2	3	沉积区
33	1978.8.16	甘肃民乐	5	1	2	3	黄土区
34	1979.7.25	甘肃礼县	4.7	1	2	3	黄土区

统计资料遵循以下几个原则:

1. 在地震危险性分析中, 采用A·Der·Kiureghian和A·H—S·Ang的断层破裂模型。该模型把等震线抽象为矩形在其两端附加半圆(图一), 长轴方向的衰减有断层破裂过程的影响, 短轴方向为其自然衰减规律。

2. 用Der·Kiureghian和A·H—S·Ang等震线模型, 我们所选地震基本上都是记载较为可靠或经过实地调查的地震, 并取衰减方向正交于断层方向。

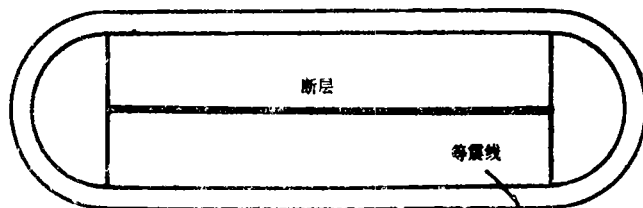


图1 洪华生等震线模型

Fig. 1 Der-Kiureghian's and A-H-S Ang's isoseism model

3. 对于断层两边不对称的等震线, 如果是由于沉积深度不等引起的, 出于安全计, 取衰减慢的, 即等震线短轴较长的一面。在统计过程中, 为了较合理地得到衰减关系, 本文对历史等震线衰减所在的黄土沉积区、基岩区进行了分类。

作者认为, 把历史等震线按其所包括面积改画为等面积的椭圆, 从而统计其衰减有所不妥。因为等震线要反映某地区衰减的真实情况, 务需尽量求实。

4. 一般认为, 由于历史等震线可靠性不同, 对近期的地震在统计中应当加权, 但目前的加权方法人为因素过大。为了克服这一缺点, 本文先对参加统计的资料作等权处理, 而后, 又对20世纪的资料以2为权进行统计, 但对1954年后的资料以3为权进行统计。为了对比三种统计的可靠性, 我们把目前已取得的五次强震记录(即1976年8月—9月松潘地震的文县记录)[6]视为整个黄土地区峰值加速度总体的一个样本, 如果说峰值加速度的不确定性服从于正态分布, 那么根据这五次记录可计算出其置信度为90%的置信区间。保留其置信区间小的, 摒弃置信区间大的, 即可挑选出优化的统计关系。

由于统计关系式 $I = a + bM - c \ln R - dR$ 中 $\ln R$ 和 R 的相关性极好(本文统计资料表明 γ 都在0.96以上), 所以一般表示各参数相互独立的方差分析不宜在此使用。为此, 我们设想:

$$\ln \bar{y} = a + bM - c \ln R - dR + N(\mu, \delta)$$

其中 $\bar{y}$ 表示加速度的随机量值, $N(\mu, \delta)$ 为一服从均值为 μ , 方差为 δ 的正态分布。其余一切皆为确定量。将

$$\ln \bar{y} - (a + bM - c \ln R - dR) = N(\mu, \delta)$$

代入文县记录和统计的预测值, 通过计算, 将三种加权统计方法的置信度为90%的置信区间结果列于表2。由表2可知, 等权和1954年后再加权的方案较好。同时也说明在本例统计中加权的意义不大(本例资料中含有较多的近期地震)因此我们选用等权的统计结果:

$$\ln \bar{y} = -3.066 + 0.2347M - 0.4137 \ln R - 0.00127R \quad (4)$$

(4)式和文献[5]中统计的中国西北和华北峰值加速度衰减关系对比见图2。和文献[4]所统计的青藏高原北部地震区峰值加速度衰减关系对比见图3。由图可见, 中国黄土地区的地

震动衰减关系比西南、华北要慢得多。这与实际地震考察资料相符。需要指出的是, 上述文献中的统计关系都尚未扣除场地土的影响, 而(4)式是基岩地震动加速度衰减关系, 结果也偏小。

表 2

加 权 方 案 统 计 对 比

PGA/2 文县记录	LnPGA/2	M	R	LnPGA/2 (统计)			LnPGA/2 (统计) - LnPGA/2 (文县)		
	文 县 记 录			第一方案	第二方案	第三方案	第一方案	第二方案	第三方案
74.35	-2.598	7.2	80	-3.8977	-4.2414	-4.0085	-1.3857	-1.6834	-1.4103
14.3	-4.247	5.8	77	-4.2930	-4.6934	-4.2331	-0.0460	-0.4464	0.0139
46.65	-3.065	6.7	85	-3.8670	-4.5373	-4.0762	-0.8020	-1.4728	-1.0112
44.8	-31.055	7.2	94	-4.0683	-4.5044	-4.0153	-0.9628	-1.3989	-0.9098
8.1	-4.816	5.2	94	-4.5380	-5.0992	-4.4815	0.2870	-0.2832	0.001
						差值置信度置信区间 $\alpha=90\%$	-0.8366 -0.3308	-1.3948 -0.8190	-0.8492 -0.3440

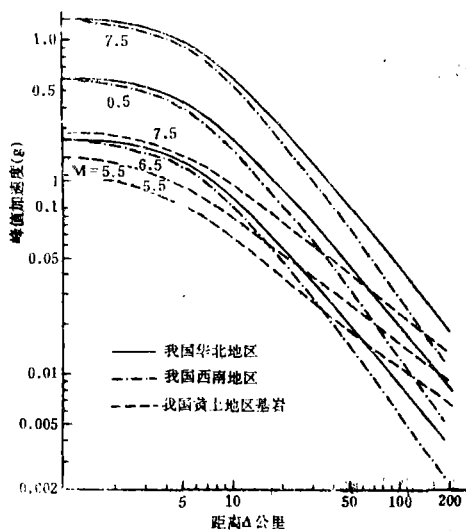


图 2 我国华北、西南地区 and 黄土地区
基岩峰值加速度衰减曲线

Fig. 2 Basment PGA attenuation curve in north, Southwest and Loess region of China

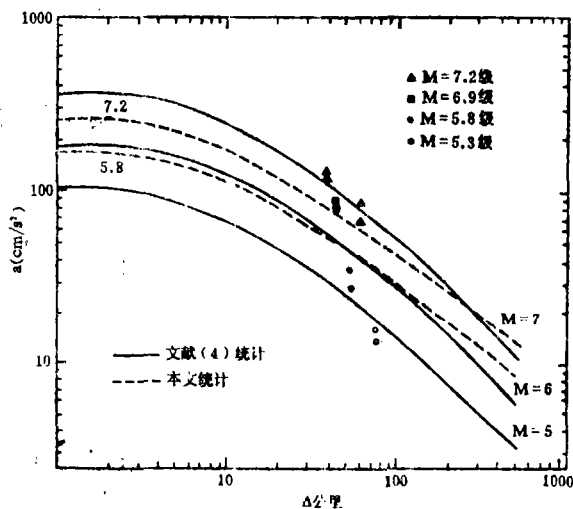


图 3 本文统计衰减关系和
文献[4]对比

Fig. 3 Comparison paper's PGA attenuation with reference[4]

5. 因为本文对衰减进行了分类统计, 消除历史等震线资料中场地土的影响, 统一以基岩为统计对象, 从而得出比较合理的地震动经验衰减关系。为此, 作者作了如下的尝试。

根据地震波传播理论, 对于 S_V 波入射, 其传播介质内一点的位移振幅为 $\bar{A}_{SV}$, 入射角为 i_s ; 在入射面所产生反射 S_V 和 P 的位移振幅为 A'_{SV} , A'_{P} , 反射角分别为 i_s , i_p (图4)。则:

$$\bar{A}_{SV\text{垂直}} = \bar{A} A_{SV} \sin i_s + A'_{SV} \sin i_s + A'_{P} \cos i_p$$

$$\widetilde{A}_{SV\text{水平}} = \widetilde{A}_{SV}\cos i_s + A'_{SV}\cos i_s + A'_P\sin i_p$$

其中 $\widetilde{A}_{SV}$ 垂直和 $\widetilde{A}_{SV\text{水平}}$ 分别表示 S_V 波在地表产生的垂直和水平位移,亦即地表的地震动参数分量。

$$\widetilde{A}_{SV} = \frac{\widetilde{A}_{SV\text{水平}}}{\left(1 - \frac{A'_{SV}}{\widetilde{A}_{SV}}\right)\cos i_s + \frac{A'_P}{\widetilde{A}_{SV}}\sin i_p} = \frac{\widetilde{A}_{SV\text{水平}}}{K}$$

式中

$$\frac{A'_{SV}}{\widetilde{A}_{SV}} = \frac{V_s^2 \sin 2i_p \sin 2i_s - V_p^2 \cos^2 2i_s}{V_s^2 \sin 2i_p \sin 2i_s + V_p^2 \cos^2 2i_s}$$

$$\frac{A'_P}{\widetilde{A}_{SV}} = \frac{2V_p \cdot V_s \sin 2i_s \cos 2i_s}{V_s^2 \sin 2i_p \sin 2i_s + V_p^2 \cos^2 2i_s}$$

其中 V_P 、 V_S 分别为介质中的纵横波速。

对于 S_H 波。这时的情况很简单,只有反射的 S_H 波。且入射的 S_H 波位移振幅

$\widetilde{A}_{SH} = \frac{A_{SH}}{2}$, $\widetilde{A}_{SH}$ 表示传播介质内一点的振幅参数。这样, S 波入射在介质内一点产生的振动,其水平位移的振幅是:

$$\widetilde{A}_S = \sqrt{\left(\frac{A_{SH}}{2}\right)^2 + \left(\frac{A_{SV}}{K}\right)^2}$$

在实际工作中往往对其进行简化。因为对于 S_H 波总有

$$\frac{A_{SH}}{\widetilde{A}_{SH}} = 2$$

而对于 S_V 波和 P 波有 $\frac{A_{SV}}{\widetilde{A}_{SV}} = 1.8 \sim 2.3$, $\frac{A_P}{\widetilde{A}_P} = 1.8 \sim 2.3$ [7]

所以可以认为

$$\frac{A}{\widetilde{A}} \approx 2$$

即无论那种波入射,在传播介质内一点产生的位移振幅近似为地动位移振幅的一半。但是,若用地震图上水平振幅最大的分量的地动位移 A_g^{Max} ,来近似地表达地动位移的总振幅 A ,则它们之间的经验关系为

$$A = \sqrt{2} A_g^{\text{Max}} \quad [8]$$

于是可得

$$\widetilde{A} = \frac{A}{2} = \frac{1}{\sqrt{2}} A_g^{\text{Max}} = 0.71 A_g^{\text{Max}}$$

倘若烈度反映最大水平加速度,则强震记录应该是反映各分量地震动参数。因此,两者从地震参数向传播介质内一点振动大小转换,其参数是不同的,所差因子约为0.7。

另外,以宝鸡、西安小区划场地反应计算发现,对于地表地震动反应,西安50年10%超越概率的,约以0.65向基底折减,100年10%超越概率的,约以0.6向基底折减。宝鸡50年10%超越概率的和100年10%超越概率的折减数相同,都是0.6,也就是说,西处黄土的放大倍数

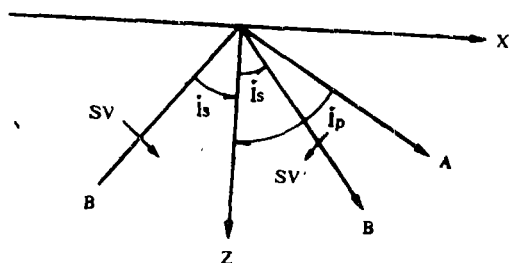
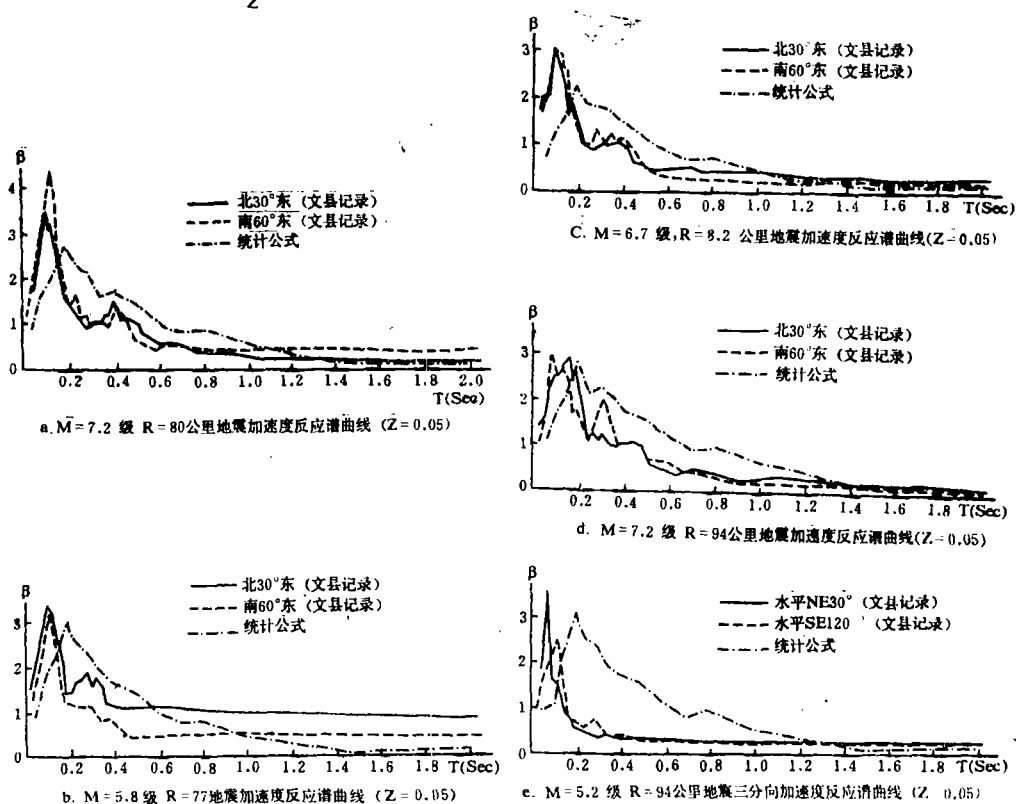
图4 S_V 波入射在入射面产生的反射情况Fig. 4 S_V wave reflection

图 5

表 3

中国黄土地区地震动衰减关系参数

周 期	a	b	c	d
0.05	-4.2735	0.2475	0.1612	0.00239
0.10	-2.7493	0.1909	0.2311	0.00509
0.15	-2.2776	0.1846	0.2937	0.00449
0.20	-3.3757	0.1849	0.0741	0.00729
0.25	-2.9088	0.1935	0.1576	0.00345
0.30	-3.8537	0.2136	0.0174	0.00382
0.35	-4.5488	0.2529	0.1072	0.00508
0.40	-3.9336	0.2383	0.0433	0.00472
0.50	-5.1453	0.2503	0.1808	0.00452

续表 3

周 期	a	b	c	d
0.60	-7.3039	0.3139	0.4979	0.00469
0.70	-7.8418	0.3269	0.5259	0.00403
0.80	-7.7343	0.2006	0.5395	0.00560
0.90	-8.7160	0.3403	0.6912	0.00476
1.00	-9.1551	0.3701	0.6434	0.00317
1.50	-11.0677	0.4449	0.4018	0.00000
2.00	-12.5469	0.4757	0.8641	0.00000
2.50	-12.4462	0.4272	0.9776	0.00000
3.00	-13.1650	0.4370	1.0931	0.00038
4.00	-14.4012	0.4533	1.3028	0.00204

表 4

 β 谱的差值不确定性分析

周 期	统计值	统计值	统计值	统计值	统计值	记录值	记录值	记录值	记录值	记录值	差值的置信区间90%
0.05	0.905	0.88	0.71	0.93	0.93	1.99	2.25	2.00	1.50	2.08	-1.057 -1.381
0.10	1.64	1.69	1.31	1.6	1.05	3.67	3.25	3.00	2.42	2.25	-1.306 -1.614
0.15	2.00	2.24	1.60	1.95	2.16	2.74	2.50	2.50	2.83	1.42	-0.179 -0.637
0.20	2.68	2.85	2.15	2.67	2.95	1.58	1.41	1.50	2.33	0.67	2.412 0.912
0.25	2.24	2.37	1.8	2.05	2.46	1.17	1.75	0.92	1.08	0.58	1.241 0.927
0.30	2.11	2.15	1.68	2.18	2.28	1.08	1.50	1.25	1.75	0.58	1.118 0.766
0.35	1.87	1.78	1.43	1.89	1.82	1.17	1.41	1.17	1.33	0.42	0.806 0.51
0.40	1.67	1.64	1.30	1.68	1.67	1.50	1.08	1.08	0.99	0.42	0.722 0.434
0.50	1.46	1.41	1.14	1.53	1.49	1.08	1.08	0.50	0.67	0.25	0.814 0.566
0.60	1.06	0.94	0.81	1.17	0.99	0.58	1.08	0.42	0.58	0.25	0.523 0.301
0.70	0.81	0.69	0.61	0.90	0.75	0.58	1.08	0.50	0.42	0.25	0.306 0.066
0.80	0.87	0.77	0.67	0.96	0.84	0.58	1.00	0.37	0.33	0.25	0.43 0.202
0.90	0.72	0.60	0.55	0.82	0.67	0.42	1.00	0.41	0.25	0.25	0.33 0.082
1.00	0.55	0.44	0.41	0.63	0.48	0.42	1.00	0.33	0.25	0.21	0.152 0.092
1.50	0.07	0.05	0.05	0.09	0.06	0.42	0.92	0.25	0.16	0.21	0.222 0.434
2.00	0.14	0.20	0.10	0.18	0.10	0.37	0.83	0.25	0.08	0.21	0.171 0.317
2.50	0.17	0.12	0.12	0.21	0.14						
3.00	0.14	0.10	0.10	0.18	0.12						
4.00	0.10	0.07	0.08	0.14	0.09						
	M=7.2	M=5.8	M=6.7	M=7.2	M=5.2	M=7.2	M=5.8	M=6.7	M=7.2	M=5.2	
	R=80km	R=77km	R=82km	R=49km	R=94km	R=80km	R=77	R=82	R=94	R=94	

几乎相同, 都在1.67左右。因此, 当黄土区衰减和基岩区衰减都以基岩区为依据时, 黄土区必须以0.6进行折减, 以扣除土层放大倍数的影响。

按烈度距离法所得中国黄土地区地震动衰减规律如表3, 鉴于R和 $\ln R$ 相关极好, 其不确定性也没有采用一般表示参数相互独立的方差分析, 而仍以1976年8—9月松潘地震文县的五次记录作为地震动参数的一个样板进行分析, 结果见表4, 其相对反应谱对比见图5。

(本文1987年3月17日收到)

参 考 文 献

- [1] H.S.H. Asegana et al., Attenuation relating for seismic ground motion in Canada, BSSA., Vol.71, No.6, 1981.
- [2] M.D. Trifunac et al., On the correlation of seismic intensity scales with the peak of recorded strong ground motion, BSSA., Vol.65, No.1, 1975.
- [3] 周炳云等, 云南地震随距离的衰减规律, 地震研究, Vol.6, No.4, 1983.
- [4] 田启文等, 根据烈度资料估算我国地震动参数衰减规律, 地震工程与工程振动, Vol.6, No.1, 1986.
- [5] 何锡如等, 松潘强震记录的谱分析, 地震出版社, 1979.
- [6] 布内, B.N.等, 地震活动性的详细研究方法, 谢毓寿译, 科学出版社, 1965.
- [7] 徐果明等, 地震学原理, 科学出版社, 1982.

EXPERIMENTAL ATTENUATION RELATIONSHIP OF GROUND MOTION ON BASEMENT ROCK IN CHINESE LOESS REGION

Ding Boyang, Lei Zhongsheng, Fang Shulan
(The Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB)

Abstract

Collecting intensity attenuation information of historical earthquakes and using $\ln y = a + bm - \ln R - dR$ formula and ground motion attenuation in west part of U.S.A, authors got 20 experimental attenuation relationships of different frequency by Hu Yuxian's method. Reforming in this paper: (1) Authors talk different from intensity on basement rock and loess region. The ground motion in basement rock is greater 0.6 time than in loess region. The coefficient 0.6 is from site response calculation of Xian and Baoji microzoning. (2) In unsymmetrical isoseismic on fault authors used longer side of short axis for safety. (3) Because of $\ln R$ and R is dependence, authors used 5 records of strong motion of Songpan earthquake in Aug.-Sept., 1976 for uncertainty assessment and didn't use formula of error of square.