

文章编号: 0253-3782(2004)01-0047-06

云南姚安地区的尾波衰减^{*}

李白基 秦嘉政 钱晓东 叶建庆

(中国昆明 650041 云南省地震局)

摘要 2000 年 1 月 15 日云南姚安发生了 6.5 级地震. 震后围绕震中区架设了一个由 6 套拾震器-记录仪组成的临时数字地震台网. 在所记录的余震中, 有 402 次余震有较精确的定位. 依照 Sato 的单散射模型分析观测的尾波短记录, 获得了姚安地区地壳的尾波平均品质因子 $Q_c(f) = 49f^{0.95}$, $f = 1.5 \sim 20.0$ Hz. 具有高构造活动性区域的衰减特征.

关键词 尾波 Q_c Sato 模型 云南姚安

中图分类号: P315.5 **文献标识码**: A

引言

地震波传播品质因子 Q 是量度衰减(Q^{-1})的地球介质的基本物理参数之一, 是介质非均匀性和非弹性的反映, 在震源物理和工程地震研究中有重要应用. 品质因子与地区的构造活动性和地震活动性密切相关. 这一特性曾作为预测地震的一个因素而加以研究(Chouet, 1979; Jin, Aki, 1986, 1989). 在云南地区, 秦嘉政(1992)和秦嘉政等(1995)用模拟记录研究尾波 Q_c 的区域变化和大震前后的起伏, 发现大震前在主震震中附近的近源区的 Q_c 值较高, 大震后变小 30% 左右; 而主震前后远源区的 Q_c 值则变化不明显. 对云南地区的 Q_c 值研究结果表明, 地震活跃的云南西部地区平均 Q_c 值小于 200, 而地震活动相对平静的云南东部地区, Q_c 值则大于 200. 也就是说, 构造活动强烈的地区为低 Q_c 值背景区, 构造活动相对稳定的地区为高 Q_c 值背景区.

但是, 从模拟记录中只能看出地震图上出现的所谓主频率波的衰减, 难以得出不同频率与尾波衰减之间的关系, 应用的广泛性受到限制.

2000 年姚安地震系列震中区附近布设的临时地震数字台网记录了大量余震, 提供了研究品质因子的一个机会. 我们用 Sato(1977)的单散射模型测量了地壳尾波的 Q_c 值.

1 研究区域

姚安震区处于滇中块体内的滇中中台陷的中南部. 滇中块体在扬子准地台西端, 由一级断裂——小江、红河、安宁河断裂和二级断裂——剑川—丽江断裂所围限, 晚近时期整体作南南东向的运动(阚荣举等, 1977). 滇中中台陷是地台“活化”的产物, 新构造运动产生了第四纪的类磨拉石建造(王洋龙, 2001). 其地壳分 6 层, 厚约 53 km(胡鸿翔等, 1986).

^{*} 云南省“十五”科技攻关“云南强震中短期预测研究”项目(2001NG46)资助.
2002-09-02 收到初稿, 2003-04-09 收到修改稿, 2003-06-17 决定采用.

在滇中中台陷周边,磨盘山—绿汁江断裂、楚雄—建水断裂、永胜—宾川断裂和金沙—程海断裂诸活动断裂中,历史地震活动频繁,曾发生多次 6 级以上地震;但在其内部尚未记载发生过 6 级以上的地震.距 2000 年姚安 6.5 级震区最近的一次较大地震,是 1993 年 8 月 4 日发生在姚安南约 7 km 仁和附近的 5.6 级地震.

流动台网区域西部为山区,东部为姚安盆地,海拔在 1 800 m 以上.网区内无较大断裂,通过震中地区与 2000 年姚安地震破裂带走向相同的一条原断裂是近垂直倾滑的(王洋龙, 2001).姚安主震和余震都是近垂直的走滑断裂(王绍晋等, 2002; 李白基等, 2000a).

2 资料

2000 年 1 月 15 日云南姚安 6.5 级地震发生以后,云南省地震局围绕震中区架设了 6 套 EDAS-3M 型数字地震记录仪,采样率 100 Hz.拾震器是自然周期为 1 s 的 JC-V100-3D 型 3 分向速度仪,带宽 1~80 Hz.系统幅频特性平直范围在 1~20 Hz,动态范围 90 dB.系统配有 GPS 定位接收机,受时精度 1 μ s,定位精度可达 20 m.台网位置见图 1.姚安台处于盆地内,其余 5 台均在西边的山区,除茈拉台基为红砂岩外,其它 5 台均为土层(叶建庆, 2001).

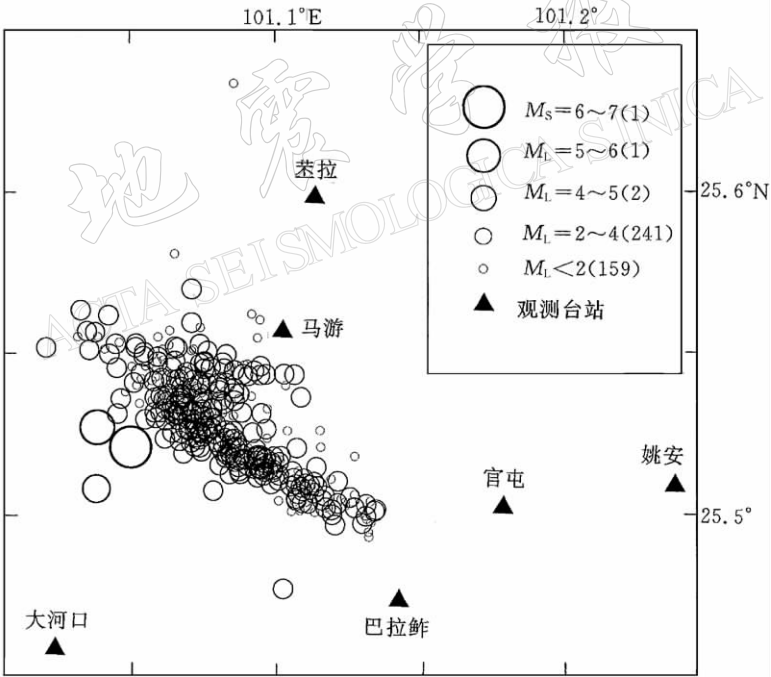


图 1 地震震中和流动地震台位置分布图

6.5 级主震和 5.9 级前震为云南区域台网观测资料测定

图 1 显示,地震台围绕震中,大多数地震都有方位分布宽广的观测,这是精确震中定位的必要前提.台网口径约 22 km,震中距在 25 km 范围之内,大致相当于最深震源深度 14 km 的 1.7 倍,这给测定震源深度提供了有利的条件.

地震记录从 2000 年 1 月 15 日 16 时 40 分开始,至 2 月 1 日的半个月,共记录到 3 100 次余震.其中 5 台以上记录的余震有 402 次,绝大多数记录有清晰尖锐的 P 和 S 波震

相，S—P 时间在 2~3 s 内，都是直达波，可得到较精确的定位。

震源区位于滇中中台陷中心附近，靠近滇深-82 地震测深工程的宾川—马龙测线(胡鸿翔等，1986)，相距约 20 km。我们用该测线的楚雄段地壳 P 波速度模型，取 S 波速度 $v_s = v_p/\sqrt{3}$ 。定位结果表明，姚安地震序列分布在长约 17 km 的破裂带上，走向北西。余震序列的深度在 2~14 km，P 波和 S 波都是直达波，定位实际只用到地壳速度模型上地壳的两层参数，其中层 1 厚 1.5 km， $v_p = 4.30$ km/s；层 2 厚 18.5 km， $v_p = 5.79$ km/s。

本研究所用资料从上述 402 次余震中选取。图 2 是记录波形的一个实例。

3 方法

测量 S 波品质因子 Q_s 的方法可分为两类：一类用 S 波振幅随距离衰减的性质，常用的有 Aki(1980)的尾波规一法，它要求有分布在一定距离范围和多方位的多次地震的联合使用，消除震源辐射方向性，求取平均值；另一类用尾波振幅随时间衰减的性质，有适当长度单台尾波记录即可获得结果，最常用的有单次散射的 Aki 和 Chouet

(1975)模型和 Sato(1977)模型。后一类可用于测量 Q_s ，是因为许多观测结果证明，尾波是由 S 波的散射波组成，尾波 Q_c 和 S 波 Q_s 一致(Rautian, Khalturin, 1978; Aki, 1980; Herrmann, 1980)。

姚安余震多为 2~3 级的小震，记录长度短。Sato(1977)模型将 S 波和尾波联合使用，适于短尾波记录(Steck *et al*, 1989)。按照 Sato 模型 Dominguez 等(1997)的变式，尾波振幅的频率和时间函数可写为

$$\lg\left[\left(\frac{A_c(t)}{A_s}\right)^2 K^{-1}(\alpha)\right] = C(f) - b(t - t_s) \tag{1}$$

式中， A_s 是 S 波最大振幅， $A_c(t)$ 是流逝时间 t 附近的尾波平均振幅， $K(\alpha)$ 是依赖时间的扩散因子。

$$K(\alpha) = \frac{1}{\alpha} \ln\left(\frac{\alpha + 1}{\alpha - 1}\right) \tag{2}$$

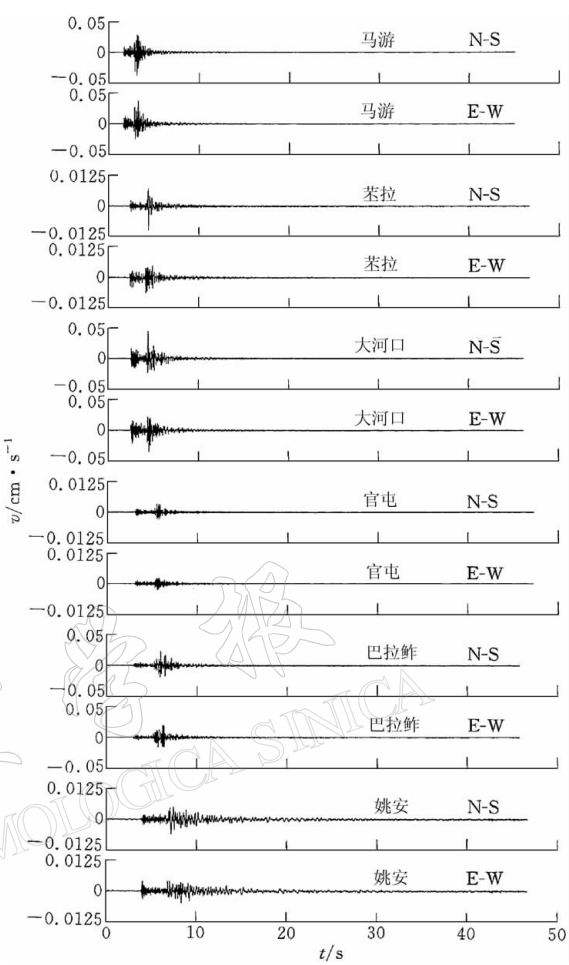


图 2 数字记录波形图例(水平分量)
2000 年 1 月 25 日 37 分， $M_L 2.3$ 地震，
时间轴零点对应发震时刻

式中, $\alpha=t/t_s$, t_s 是 S 波的流逝时间. $C(f)$ 是 f 频率波的源因子, 可看为常数. $b=\pi f \lg e/Q_c$. 将最小二乘法用于式(1)数据, 求出斜率 b 即可获得 $Q_c(f)$.

4 数据处理和结果

取 7 个中心频率: 1.5, 3.0, 6.0, 9.0, 12.0, 16.0 和 20.0 Hz 计算 $Q_c(f)$. 对每一地震每一台站记录的两水平分量作 7 个频率的 8 阶椭圆带通滤波, 带宽为 $f \pm f/3$. 图 3 左半部最上一个子图是原水平分量记录波形, 其下是各中心频率滤波波形. 在滤波地震图上, 从直达 S 波前 1 s 开始, 取一系列长度为 2 s 的数据窗, 每窗重复 1 s, 计算各窗尾波的均方根(rms)振幅, 它与窗中心的流逝时间对应. 取 P 波前 2 s 的水平二分量的最大 rms 振幅 $A_n(f)$ 作为噪声背景的校正值, 于是有

$$A_c(f, t) = \sqrt{\frac{\sum (A_{EW}(f, t)^2 + A_{NS}(f, t)^2 - A_n(f)^2)}{m}} \tag{3}$$

式中, m 是窗内取样数目. 图 3 右边曲线是各中心频率的 $\lg[(A_c(t)/A_s)^2 K^{-1}(\alpha)]-t$ 图例. 审查图形, 选择开始平稳下降的直线部分用最小二乘法求出式(1)斜率 b , 从而得出 $Q_c(f)$.

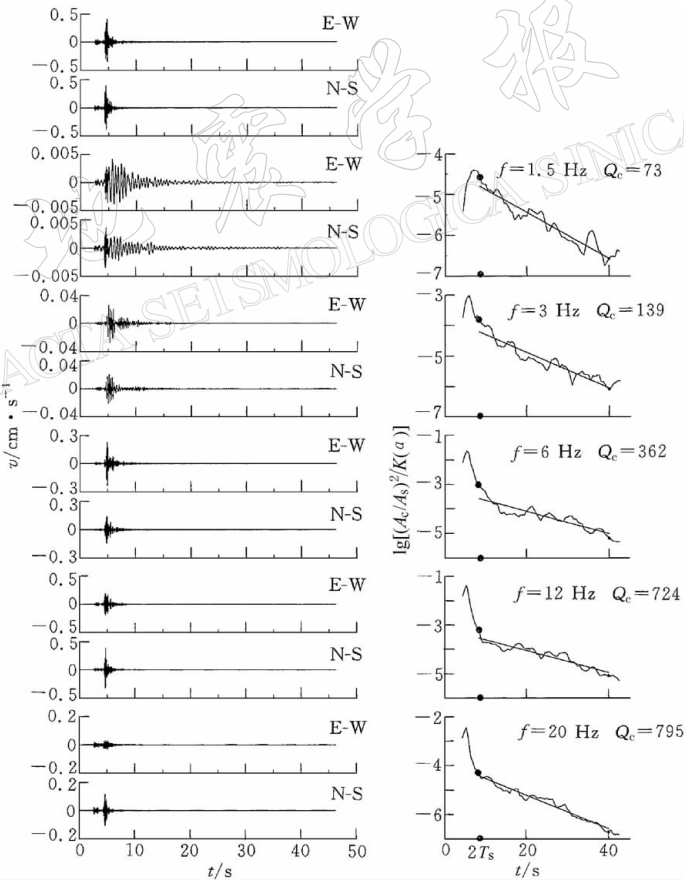


图 3 Sato 模型求 $Q_c(f)$ 图(2000 年 01 月 17 日 23 点 36 分地震, 巴拉鲑台记录)
左边最上子图为未滤波水平分量波形图, 其下为滤波后各中心频率的波形图. 右边曲线为对应左边波形的 $\lg[(A_c/A_s)^2/K(\alpha)]-t$ 图形. 直线为最小二乘结果, 所用数据即该直线所跨越部分. 横坐标零点对应发震时刻

目视审查式(1)图形是一个很重要的步骤,从记录图或滤波图上,看似正常平稳衰减的波形,而在其式(1)图上出现强烈起伏的波动,表明有其它扰动叠加,则该记录不宜选用.此外,作为一个取舍控制条件,我们在计算结果中舍去了标准偏移大于 15% 的 $Q_c(f)$ 结果.

虽说 Sato 模型可从 S 波最大振幅开始取式(1)数据求 b 值(Steck *et al*, 1989),但在我们的记录中,大多数记录是从最大振幅处开始,有一短时间的急剧下降,大约从 $2T_s$ (T_s 为 S 波走时)开始才是平稳的衰减(图 3).能从 S 波最大振幅处开始与尾波形成一直线的记录非常少.

表 1 列出了从 59 次地震的 168 条记录获得的 $Q_c(f)$ 值,拟合 $Q_c(f) = Q_0 f^h$,得出 $Q_c(f) = 49 f^{0.95}$.

表 1 姚安震区平均尾波 $Q_c(f)$ (Sato 模型)

频率/Hz	Q_c	标准偏移	样本数
1.5	67	2	137
3.0	108	1	141
6.0	228	9	141
9.0	368	7	140
12.0	468	12	138
16.0	689	11	136
20.0	804	10	136

5 讨论和结论

Dominguez 等(1997)在用 Sato(1977)单散射模型研究墨西哥 Baja California 的 Cerro Prieto 地热区的尾波衰减时,未能得出小于 6 Hz 的 Q_c ,认为 Sato 模型无能力获得低频的 Q_c . Wong 等(2001)用同样的模型和方法研究墨西哥 Baja California 的 Tres Virgenes 火山区尾波衰减时,关于低频 Q_c 得出了与 Dominguez 等(1997)相同的结论.

根据我们的经验,上述两例可能是所用滤波器对低频滤波不甚有效,而非 Sato(1977)模型本身有问题.该两例用的都是 8 阶 Butterworth 滤波器.我们也将 8 阶甚至更高阶的 Butterworth 滤波器用于姚安的数字地震记录,确实得不出小于 6 Hz 的有效的滤波结果.后来改为 8 阶椭圆滤波器用于同一记录,获得了很好的滤波输出.在我们处理过的记录中,的确有些记录得不出低频的滤波输出,其原因可能是地震太小未能诱发出足够强的低频成分.所以我们认为, Sato(1977)模型是适用于分析小于 6 Hz 的尾波衰减的.

本研究所用尾波大多数在 30 s 流逝时间以内.以速度 3.3 km/s 计算, S 波走过的距离当在 100 km,达到的深度在 50 km 左右.而姚安地壳厚 53 km(胡鸿翔等, 1986),所以 Q_c 反映的是整个地壳的平均衰减性质.

李白基等(2000b)用 Aki 和 Chouet(1975)单次散射模型,研究云南武定 1995 地震余震尾波,得出田心台 $Q_c(f) = 59 f^{0.95}$ 和云龙台 $Q_c(f) = 52 f^{0.90}$,与本文所得姚安地区尾波 $Q_c(f) = 49 f^{0.95}$ 非常接近,都属于低 Q_0 高 h 值为特征的构造活跃地区的尾波性质.事实上,武定和姚安都在滇中块体内,有相同的地震活动等级.它们有类似的介质不均匀性和散射,反映出一致的 $Q_c(f)$ 是合理的结果.这也是滇中中台陷是扬子准地台活化的产物的必然结果.

参 考 文 献

胡鸿翔,陆函行,王椿镛,等. 1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究[J]. 地球物理学报, 29: 133~144
阚荣举,张四昌,晏凤桐,等. 1977. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨[J]. 地球物理学报, 20: 96~109
李白基,秦嘉政,叶建庆,等. 2000a. 2000 年云南姚安地震的发震断裂[A]. 见: 陈运泰编. 中国地震学会第八次学术

大会论文摘要集[C]. 北京:地震出版社, 29

- 李白基, 秦嘉政, 谢庆茵, 等. 2000b. 云南武定 1995 年地震余震尾波 Q_c [J]. 地震地磁观测与研究, **21**(2): 1~6
- 秦嘉政. 1992. 澜沧-耿马地震后尾波衰减的区域特征[J]. 地震学报, **14**(1): 71~82
- 秦嘉政, 刘祖荫, 龙晓帆. 1995. 滇西实验场两次中强地震前后尾波衰减的区域特征分析[J]. 中国地震, **11**(3): 212~221
- 王绍晋, 龙晓帆, 李忠华. 2002. 2000 年 1 月 5 日姚安 6.5 级地震的震源断层与震源应力场[J]. 中国地震, **18**(1): 59~66
- 王洋龙. 2001. 滇中块体构造与地震[A]. 见: 毛玉平编. 2000 年云南姚安 6.5 级地震[C]. 昆明: 云南科技出版社, 289~209
- 叶建庆. 2001. 近场流动数字地震台网监测[A]. 见: 毛玉平编. 2000 年云南姚安 6.5 级地震[C]. 昆明: 云南科技出版社, 55~84
- Aki K. 1980. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz[J]. *Phys Earth Planet Interiors*, **21**: 50~60
- Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects[J]. *J Geophys Res*, **80**: 3 322~3 342
- Chouet B. 1979. Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California[J]. *Geophys Res Lett*, **6**: 143~146
- Dominguez T, Rebollar C J, Fabriol H. 1997. Attenuation of coda waves at the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **87**: 1 368~1 374
- Herrmann R B. 1980. Q estimates using the coda of local earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **70**: 447~468
- Jin A, Aki K. 1986. Temporal change in Q_c before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975[J]. *J Geophys Res*, **91**: 665~673
- Jin A, Aki K. 1989. Spatial and temporal correlation between coda Q^{-1} and seismicity and its physical mechanism[J]. *J Geophys Res*, **94**: 14 041~14 059
- Rautian T G, Khalturin V I. 1978. The use of the coda for determination of earthquake source spectrum[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **68**: 923~948
- Sato H. 1977. Energy propagation including scattering effects: Single isotropic scattering approximation[J]. *J Phys Earth*, **25**: 27~41
- Steck L K, Prothero W A, Scheimer J. 1989. Site-dependent coda Q at Mono Craters, California[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **79**: 1 559~1 574
- Wong V, Rebollar C J, Munguia L. 2001. Attenuation of coda waves at the Tres Virgenes volcanic area, Baja California Sur, Mexico[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **91**: 683~693

THE CODA ATTENUATION OF THE YAO'AN AREA IN YUNNAN PROVINCE

Li Baiji Qin Jiazheng Qian Xiaodong Ye Jianqing

(Seismological Bureau of Yunnan Province, Kunming 650041, China)

Abstract: An earthquake with $M=6.5$ happened on January 15, 2000 in Yao'an of Yunnan Province. After the earthquake, a temporary digital network with 6 detectors around the epicenter area was set up. 402 aftershocks were located more precisely. According to coda shorting recording observed by Sato single scattering model analyses, the coda averaging quality factor has been acquired, $Q_c(f)=49f^{0.95}$, $f=1.5\sim 20.0$ Hz, which has the attenuation characteristics of high tectonic structural active region.

Key words: coda Q_c ; Sato model; Yao'an of Yunnan, China