

文章编号: 0253-3782(2005)06-0588-10

云南地区与频率有关的 P 波、S 波衰减研究*

王勤彩^{1, 2, 3)} 刘杰²⁾ 郑斯华²⁾ 陈章立²⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

3) 中国石家庄 050021 河北省地震局

摘要 分析了 1999 年 7 月—2003 年 12 月发生在云南地区的由 22 个地震台站记录的 5 668 次地震的数字波形资料, 从中选出保山、永胜、丽江、鹤庆、易门和禄劝 6 个地震台用扩展的尾波归一化方法计算 P 波、S 波衰减。这 6 个台分为 3 个研究区, 保山研究区内 $Q_s^{-1} = 0.008\ 67 f^{-0.86}$, $Q_p^{-1} = 0.011\ 55 f^{-0.93}$; 永胜、丽江、鹤庆研究区内 $Q_s^{-1} = 0.018\ 24 f^{-0.94}$, $Q_p^{-1} = 0.022\ 88 f^{-0.92}$; 禄劝、易门研究区内 $Q_s^{-1} = 0.016\ 47 f^{-0.91}$, $Q_p^{-1} = 0.028\ 26 f^{-0.97}$ 。后两个研究区衰减结果比较接近, 而保山研究区的 P 波、S 波衰减明显偏低。与全球其它地区采用同样方法得到的 P 波、S 波衰减结果对比表明: 永胜、丽江、鹤庆研究区和禄劝、易门研究区的 P 波、S 波衰减与日本关东地区很接近, 而远高于韩国东南部的衰减; 保山研究区的 P 波、S 波衰减略高于韩国东南部。此外, 还与前人得到的云南地区的尾波衰减结果进行了对比分析, 发现本文 S 波衰减值与他们的结果相近。

关键词 扩展的尾波归一化方法 P 波衰减 S 波衰减 云南地区

中图分类号: P315.3⁺¹ **文献标识码:** A

引言

参数 Q^{-1} 的研究是了解与地球内部结构、物理条件相关的地震波衰减物理机制的重要参数(Sato, 1992), 也是工程地震中定量预测强地面运动必不可少的参数。因此, 在世界范围内, 地震学家用不同方法对地震活动带和人口密集地区的 Q^{-1} 进行了大量研究。

由于工程地震的需要, 对地壳内 S 波衰减的研究远远领先于对 P 波衰减的研究。通常人们用震源谱、传播路径、场地响应联合反演的方法求某一地区 S 波的衰减参数(Atkinson, Mereu, 1992; Ordaz, 1992; Singh *et al.*, 1999; Shi *et al.*, 1998; Kinoshita, 1994; 黄玉龙等, 2003; 王勤彩等, 2004)。Aki(1980)首先用 S 波尾波归一化方法得到日本关东地区与频率有关的 S 波衰减; Sato(1980)利用深孔资料用同样方法得到该区的 S 波衰减。在此基础上, Yoshimoto 等(1993)把尾波归一化方法扩展到 P 波, 得到能同时测定 P 波、S 波衰减的扩展尾波归一化方法, 并用此方法得到日本关东地区与频率有关的 Q_p^{-1} 和 Q_s^{-1} 。Chung 和 Sato(2001)、Yoshimoto 等(1998)采用同样的方法分别计算了韩国东南部和日本长野地区的 Q_p^{-1} 和 Q_s^{-1} 。

* 国家重大基础研究前期研究专项(2002CCD01700)和国家“十五”重点科技攻关项目(2004BA601B01-04-03)资助。
中国地震局地球物理研究所论著 05AC1030。

2004-11-22 收到初稿, 2005-04-08 收到修改稿, 2005-05-12 决定采用。

云南地区由于其强烈的地震活动和火山、高温热泉的存在而倍受地震学者的关注。到目前为止, 该区的衰减研究多用尾波资料。张天中等(1990)、李白基等(2004)利用数字资料, 通过带通滤波求得滇西地区、姚安地区随频率变化的尾波 Q_s 值; 秦嘉政和阚荣举(1992)以及秦嘉政和刘祖荫(1995)利用模拟记录主频幅值, 求得滇西地区的尾波衰减 Q_p^{-1} , 并通过 P 波初动半周期求得龙陵、腾冲和保山地区的 Q_p^{-1} (秦嘉政, 阚荣举, 1986, 1992)。这些研究结果对了解滇西地区的岩石圈结构特征起到了很大作用。但该区缺少与频率有关的 P 波、S 波衰减研究结果。

云南省地震局数字遥测台网 1999 年 7 月正式运行, 到现在已积累了大量的数字波形资料, 这使得我们有条件对该区进行与频率有关的衰减研究。本文利用扩展的尾波归一化方法, 计算云南地区 P 波、S 波与频率有关的衰减 Q_p^{-1} 和 Q_s^{-1} , 并与不同方法得到的该地区的结果和相同方法得到的其它地区结果进行了对比分析。

1 方法原理

通过给定流逝时间的尾波谱振幅使震源谱振幅归一化, 就能利用单台波形资料计算 Q_s^{-1} 。尾波谱振幅 A_c 可表示为

$$A_c(f, t_c) = S_s(f)P(f, t_c)G(f)I(f) \quad (1)$$

式中, f 是频率, $S_s(f)$ 是 S 波震源谱振幅; $P(f, t_c)$ 是尾波激发因子, 它表示尾波谱振幅如何随流逝时间衰减; $G(f)$ 是场地响应因子, $I(f)$ 是仪器响应。

直达 S 波谱振幅 A_s 可表示为

$$A_s(f, r) = R_\phi S_s(f) r^{-\gamma} \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_s(f) v_s} r\right) G(f, \psi) I(f) \quad (2)$$

式中, R_ϕ 是震源辐射因子, r 是震源距, γ 是几何扩散系数, $Q_s(f)$ 是 S 波品质因子, v_s 是 S 波平均速度, ψ 是 S 波在台站的入射角。

式(2)除以式(1)可得到归一化震源谱振幅

$$\frac{R_\phi^{-1} A_s(f, r) r^\gamma}{A_c(f, t_c)} = \frac{G(f, \psi)}{G(f)} P^{-1}(f, t_c) \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_s(f) v_s} r\right) \quad (3)$$

对震中相对台站分布均匀的地震数据, 假设取所有地震的震源节面解的平均, 则 R_ϕ 和 $G(f, \psi)/G(f)$ 都可视为常数。当给定 t_c 值时, 对某一频率 $P(f, t_c)$ 是一个常数。取直达体波的几何扩散系数 $\gamma = 1$, 对式(3)两边取对数得

$$\langle \ln \left[\frac{A_s(f, r) r}{A_c(f, t_c)} \right] \rangle_{r \pm \Delta r} = -\frac{\pi f}{Q_s(f) v_s} r + \text{const}(f) \quad (4)$$

式(4)左边 $\langle \rangle$ 指在很小的震源距范围 $r \pm \Delta r$ 内求平均。

假设在很小的震级范围, 很窄的频带内 $S_p(f)/S_s(f) = \text{const}$, 那么就可以把这种方法扩展到 P 波(Yoshimoto et al, 1993):

$$\langle \ln \left[\frac{A_p(f, r) r}{A_c(f, t_c)} \right] \rangle_{r \pm \Delta r} = -\frac{\pi f}{Q_p(f) v_p} r + \text{const}(f) \quad (5)$$

式(5)中, $A_p(f, r)$ 为直达 P 波谱振幅, $Q_p(f)$ 是 P 波的品质因子, v_p 是 P 波平均速度。

求出各地震 P 波、S 波和尾波的谱振幅和震源距后, 式(4)和式(5)中等式左边的归一化振幅与震源距用最小二乘线性拟合, 求斜率即可得到研究区的 P 波、S 波各频点的衰减, 然后由公式 $Q_p^{-1} = Q_{p_0} f^\gamma$ 和 $Q_s^{-1} = Q_{s_0} f^\gamma$ 拟合得到 P 波、S 波衰减与频率的关系。

2 数据资料

本研究使用的数据是 1999 年 7 月—2003 年 12 月发生在云南地区的由 22 个地震台站记录的 5 668 次地震的数字波形资料。这些资料的 P 波和 S 波到时及震源参数是经云南省遥测台网重新整理的。以各台站为中心选取半径为 30~140 km 环带内的 2.5 级以上地震，从中选出环带内地震多且分布均匀和地震仪运行稳定、记录连续、噪声低、波形好的台站，且要求这些台站记录到的地震能覆盖一定的构造区域。对发生震群和有地震序列记录的地区，仅保留其中震级较大或记录较好的地震，以保证地震在空间分布的均匀性。最后确定保山、永胜、丽江、鹤庆、易门和禄劝 6 个地震台为计算台站。图 1 给出了 6 个台站及研究区震中分布。台站的参数及各台站计算 Q_P^{-1} 和 Q_S^{-1} 所用地震数目见表 1。地震仪均为三分量速度型地震仪，型号 FBS-3A。该仪器在 0.05~20 Hz 速度平坦，16 位数采，型号 EDAS-3，采样率为 50 点/秒。

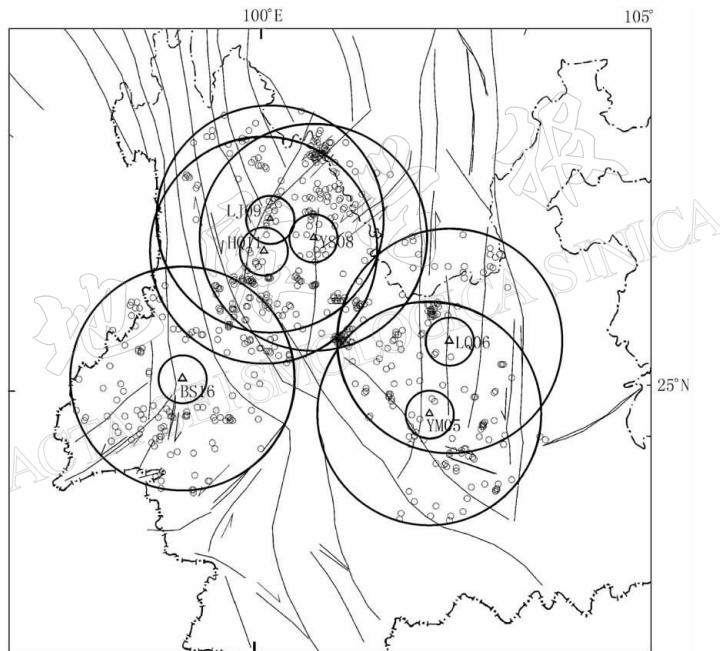


图 1 台站及研究区震中分布图

图中细线表示断层；空心三角表示台站，字母表示台站的代码；小圆圈表示参与计算的地震

表 1 台站参数及以台站为中心各区计算 Q_P^{-1} 和 Q_S^{-1} 所用地震数

台站名	代码	台基岩性	仪器型号	地震次数	震级范围
保山	BS16	砂岩	FBS-3A	178	2.5~4.7
永胜	YS08	砂岩	FBS-3A	230	2.5~4.5
丽江	LJ09	灰岩	FBS-3A	221	2.5~4.7
鹤庆	HQ11	灰岩	FBS-3A	234	2.5~4.7
易门	YM05	灰岩	FBS-3A	158	2.5~4.6
禄劝	ALQ06	砂岩	FBS-3A	136	2.5~4.7

由于云南地区地震的震源深度范围为 0~36 km，且多数为 10 km，因此，在地表选取

半径为 30~140 km 环带内的地震基本上包含了震源距范围为 42~140 km 的地震。云南地区的平均虚波速度为 8.4 km/s, 因此, 与震源距相应的 S-P 时间为 5~16.67 s。本文取 5 s 时间窗求直达 P 波、S 波幅值随震源距的衰减, 是因为直达波最大幅值常常出现在初动到时后几秒内 (Yoshimoto *et al.*, 1993), 这也是去掉小圆内 (半径 30 km) 地震的原因。最大震源距不超过 140 km 是为保证流逝时间 t_c ($t_c = 60$ s) 大于 1.5 倍 S 波走时。

3 资料处理

首先把台站记录校正到零基线, 再对数据两端各加 5% 汉宁窗消除边瓣效应, 然后用无相四极 Butterworth 滤波器得到 4 个倍宽频带 1~2, 2~4, 4~8, 8~16 Hz 的波形 (图 2)。

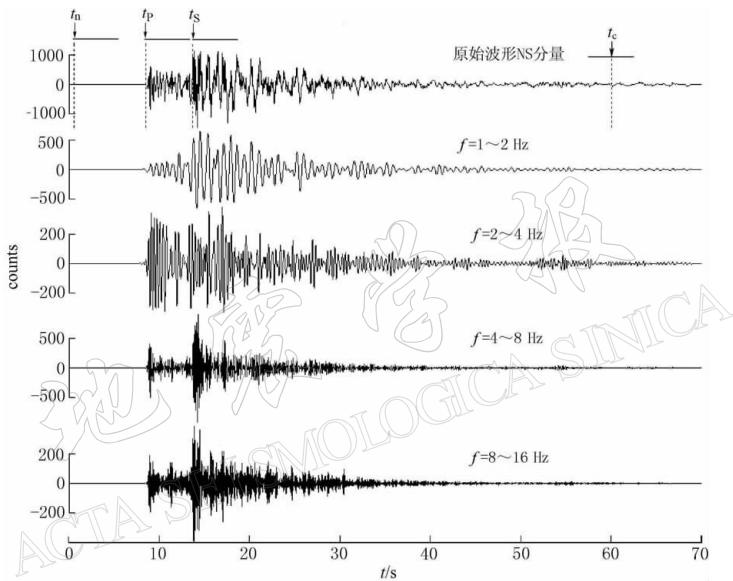


图 2 原始波形和 Butterworth 滤波后波形实例 (2000-02-15, M_L 3.4, NS 分量, 保山台记录)

图中 4 条竖虚线依次是各频带噪声窗开始取值时间 t_n 、P 波到时 t_p 、S 波到时 t_s 、尾波流逝时间 t_c ,

4 条横线依次是噪声、P 波、S 波、尾波的 5 s 长时间窗。滤波频带标在各波形上面

震源处的地震信号近似脉冲, 振幅随震源距的增加而迅速衰竭 (Sato, 1989)。在这种情况下, 读取的峰值振幅不一定代表直达波的振幅。因此, 本研究首先使用最大值法求得 5 s 时间窗内直达波的谱振幅, 然后使用均方根法, 并对两种方法的计算结果进行对比分析。

最大值法是对各滤波后的波形, 自 P 波、S 波到时开始各取 5 s 的时间窗, 在此时间窗内量出直达 P 波、S 波峰谷最大值的一半作为式(4)、式(5)中的 $A_S(f, r)$ 和 $A_P(f, r)$ 。本研究从垂直分量读取 $A_P(f, r)$, 从南北分量读取 $A_S(f, r)$, 因为与 Chung 和 Sato (2001) 在韩国以及 Yoshimoto 等 (1993) 在日本所做的工作类似, 在云南地区所使用的资料中也未观测到南北分量与东西分量幅值的明显不同。所以分析 P 波衰减时尾波谱振幅和噪声在垂直分量取值, 分析 S 波衰减时在南北分量取值。均方根法是求 5 s 时间窗内直达 P 波、S 波各数据点的均方根作为 $A_P(f, r)$ 、 $A_S(f, r)$ 。两种方法计算尾波振幅谱的方法相同, 即在

流逝时间 $t_c = 60$ s 时, 求 5 s 时间窗内尾波各点幅值的均方根值 $A_c(f, t_c)$. 均方根计算公式为

$$A(f, r) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N v(f, t_n, r)^2} \quad (6)$$

式中, $v(f, t_n, r)$ 是南北分量或垂直分量地面运动速度幅值, f 是频率; t_n 是流逝时间, 流逝时间自发震时刻算起; r 是震源距, N 是分析所用时间窗内数据点数.

在本研究所选定的地震中, t_c 至少大于 1.5 倍的 S 波走时, 大多数地震 t_c 大于 2 倍的 S 波走时. 噪声计算是由直达 P 波到时向前推 2 s, 然后再向前取 5 s 计算均方根值作为噪声, 以避免取到 Pn 波. 本研究选用的波形尾波振幅谱均大于 2 倍的噪声谱.

取云南地区 P 波、S 波地壳平均速度 $v_p = 6.0$ km/s、 $v_s = 3.5$ km/s, 把 $A_p(f, r)$ 、 $A_s(f, r)$ 和 $A_c(f, t_c)$ 代入式(4)和式(5), 用最小二乘线性拟合, 通过求斜率计算 Q_p^{-1} 和 Q_s^{-1} . 以保山地区为例, 图 3、图 4 给出了该区各频带 S 波、P 波尾波归一化振幅与震源距关系图. 由于地震的振幅值随震源距衰减分布均匀, 所以直接对所有数据进行拟合而不对 Δr 求平均. 由图 3、图 4 可以看到, 除 1~2 Hz 两者差异稍大外, 其它频带非常接近, 而且均方根衰减值的标准偏差较小.

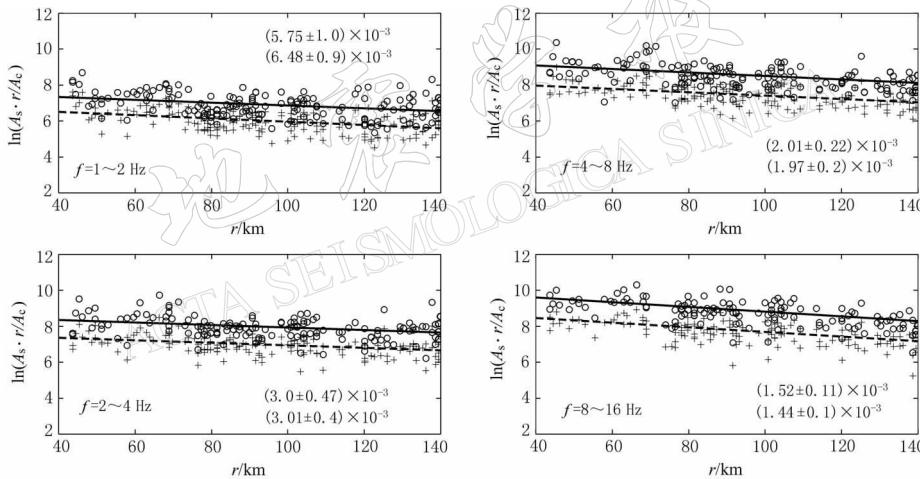


图 3 保山地区经尾波归一化后的 S 波振幅随震源距衰减图

图中空心圆和十字分别表示峰值振幅和均方根振幅, 实线和虚线分别表示峰值振幅和均方根振幅的最小二乘拟合线. 图中数字上面一行是峰值振幅的衰减值(Q_s^{-1}), 下面一行是均方根振幅的衰减值($Q_s^{-\text{mean}}$)

在计算 P 波衰减时, 曾假设很小的震级范围内 $S_p(f)/S_s(f) = \text{const.}$ 为了比较震级因素的影响, 本文又计算了 $2.5 \leq M_L \leq 3.5$ 震级范围内的 Q_p^{-1} 与 $Q_{p\text{mean}}^{-1}$, 并与保山地区所有地震 ($M_L 2.5 \sim 4.7$) 的计算结果进行比较(表 2). 可以看出, 两者差异不超过 10%.

据以上分析, 其余各台研究 P 波、S 波衰减时, 均使用全部数据并用均方根振幅值进行计算.

4 结果

表 3、表 4 给出了保山、永胜、丽江、鹤庆、易门、禄劝 6 个台各频带的 P 波、S 波衰减值, 各频带拟合时使用的地震波形数, 以及衰减与频率关系的拟合结果. 在进行衰减与频

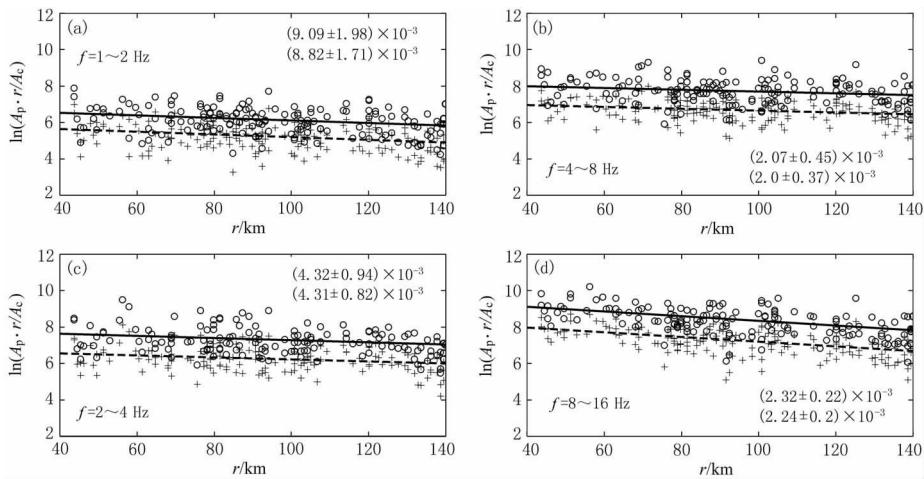


图 4 保山地区经尾波归一化后的 P 波振幅随震源距衰减图

图中空心圆和十字分别代表峰值振幅和均方根振幅, 实线和虚线分别代表峰值振幅和均方根振幅的最小二乘拟合线。图中数字上面一行是峰值振幅的衰减值($Q_{P\max}^{-1}$), 下面一行是均方根振幅的衰减值($Q_{P\text{mean}}^{-1}$)

表 2 保山地区不同震级范围内 $Q_{P\max}^{-1}$ 与 $Q_{P\text{mean}}^{-1}$ 结果比较 10^{-3}

Q^{-1}	1~2 Hz	2~4 Hz	4~8 Hz	8~16 Hz
$Q_{P\max}^{-1} (M_L 2.5 \sim 3.5)$	8.33 ± 2.08	4.0 ± 0.99	1.93 ± 0.46	2.3 ± 0.24
$Q_{P\text{mean}}^{-1} (M_L 2.5 \sim 3.5)$	9.44 ± 2.05	4.13 ± 0.87	1.95 ± 0.39	2.21 ± 0.22
$Q_{P\max}^{-1} (M_L 2.5 \sim 4.7)$	9.09 ± 1.98	4.32 ± 0.94	2.07 ± 0.45	2.32 ± 0.22
$Q_{P\text{mean}}^{-1} (M_L 2.5 \sim 4.7)$	8.75 ± 1.95	4.31 ± 0.87	2.0 ± 0.38	2.24 ± 0.20

率关系拟合时, 由于保山地区 8~12 Hz 的衰减值与其它 3 个频带偏离(P 波尤为明显), 所以使用前 3 个值进行拟合, 其它台使用所有频带的衰减值进行拟合。可以看出, 衰减与频率有很强的依赖关系。

图 5、图 6 给出了 6 个台 P 波、S 波各频带的衰减及标准偏差以及本文 3 个研究区的 P 波、S 波随频率衰减的拟合线和前人工作结果。3 个研究区的划分见图 1。第一个是以保山台为中心的研究区域, 区内 $Q_S^{-1} = 0.00867 f^{-0.86}$, $Q_P^{-1} = 0.01155 f^{-0.93}$; 第二个是以永胜、丽江、鹤庆 3 个地震台为中心的滇西实验场及外围地区, 区内平均 $Q_S^{-1} = 0.01824 f^{-0.94}$, $Q_P^{-1} = 0.02288 f^{-0.92}$; 第三个是以禄劝、易门为中心的滇中地区, 区内平均 $Q_S^{-1} = 0.01647 f^{-0.91}$, $Q_P^{-1} = 0.02826 f^{-0.97}$ 。从结果可以看出, 第二、第三个研究区的衰减结果比较接近, 而保山地区的 P 波、S 波衰减明显低于其它两个区(图 5、图 6)。在各区内部, 以不同台为中心的衰减也稍有差异, 第二个研究区中的 P 波衰减值是以永胜、丽江、鹤庆依次递减; S 波衰减永胜稍高, 丽江、鹤庆很接近。第三个研究区中易门的衰减大于禄劝。

区域衰减差异可以从地壳结构中得到解释。云南省地壳结构虽然复杂, 但基本可分 3 层(阙荣举, 韩源, 1992)。遮放—宜宾地震测深剖面显示保山地区的上地壳深度约 15 km, 中地壳深度约 36 km, 且中地壳为高速层(刘祖荫等, 1999)。刘建华等(1989)、陈培善等(1990)得到的 0~20 km P 波速度结构显示保山地区基本为高速区, 仅东北角速度较低。吴建平等(2001)得到的 5 km、10 km S 波速度分布也显示保山研究区速度较高, 仅东北方

表 3 云南地区 6 个台各频带的 P 波衰减值及所用波形数

台站	1~2 Hz		2~4 Hz		4~8 Hz		8~16 Hz		$Q_P^{-1}(f)$	
	$Q_P^{-1}/10^{-3}$	波形数	$Q_P^{-1}/10^{-3}$	波形数	$Q_P^{-1}/10^{-3}$	波形数	$Q_P^{-1}/10^{-3}$	波形数	$Q_0^{-1}/10^{-3}$	$-\eta$
保山	8.82±1.71	161	4.31±0.82	148	2.0±0.37	158	2.24±0.20	151	11.55	0.93
永胜	17.98±1.99	214	9.6±1.1	209	4.76±0.48	196	2.4±0.27	143	27.18	0.97
丽江	14.56±2.78	214	10.85±1.36	198	4.69±0.66	176	2.55±0.5	115	23.34	0.87
鹤庆	13.12±2.4	226	6.7±0.81	220	3.64±0.42	200	1.94±0.27	159	18.74	0.92
易门	19.62±2.53	137	12.79±1.19	136	5.33±0.46	129	3.33±0.35	113	29.73	0.89
禄劝	16.57±2.34	124	8.59±1.17	128	4.3±0.58	120	1.7±0.31	92	20.78	0.91

表 4 云南地区 6 个台各频带的 S 波衰减值及所用波形数

台站	1~2 Hz		2~4 Hz		4~8 Hz		8~16 Hz		$Q_S^{-1}(f)$	
	$Q_S^{-1}/10^{-3}$	波形数	$Q_S^{-1}/10^{-3}$	波形数	$Q_S^{-1}/10^{-3}$	波形数	$Q_S^{-1}/10^{-3}$	波形数	$Q_0^{-1}(10^{-3})$	$-\eta$
保山	6.48±0.9	167	3.01±0.4	150	1.97±0.2	158	1.44±0.1	133	8.67	0.86
永胜	13.54±0.99	213	7.17±0.53	208	3.75±0.3	180	1.9±0.17	106	20.05	0.94
丽江	10.16±1.36	213	7.21±0.74	199	3.52±0.39	177	1.62±0.29	89	17.46	0.96
鹤庆	12.02±0.98	224	6.26±0.42	215	3.26±0.24	191	1.61±0.16	101	17.96	0.96
易门	15.76±1.24	135	6.77±0.5	132	3.56±0.25	123	2.34±0.23	86	20.58	0.92
禄劝	9.79±1.2	129	4.9±0.6	129	2.45±0.3	125	1.48±0.19	87	13.68	0.92

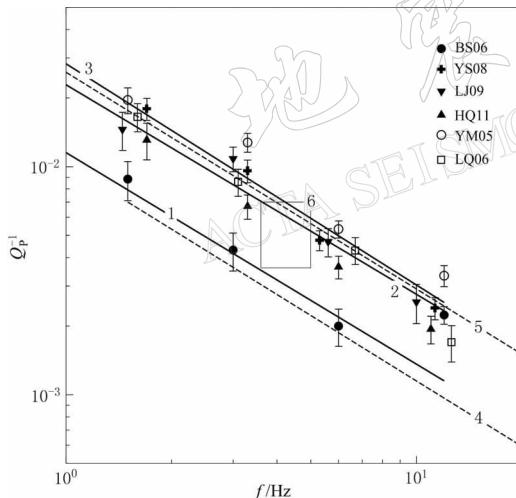


图 5 P 波与频率有关的衰减

图中 6 种符号分别代表保山、永胜、丽江、鹤庆、易门、禄劝 6 个台的 P 波衰减值，误差棒代表标准偏差。实线是本研究各区 P 波衰减与频率的最佳拟合，虚线是其它国家用同样方法得到的结果，细实线是本研究区前人的结果。1. 保山研究区；2. 永胜、丽江、鹤庆研究区；3. 鹤庆、易门研究区；4. 韩国东南部；5. 日本关东地区；6. 龙陵、腾冲和保山地区的 Q_P^{-1} (秦嘉政, 阚荣举, 1986, 1992)

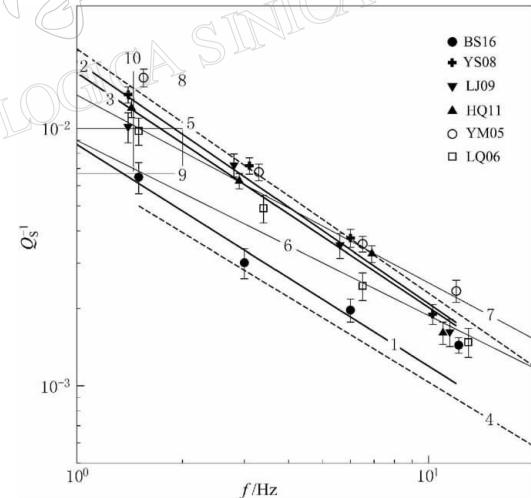


图 6 S 波与频率有关的衰减

1~5 号线的含义与图 5 同。细实线是本研究区前人的结果。6. 滇西尾波衰减(张天中等, 1990); 7. 姚安尾波衰减(李白基等, 2004); 8. 永胜地区尾波衰减(秦嘉政, 刘祖荫, 1995); 9. 滇西尾波衰减(秦嘉政, 阚荣举, 韩源, 1992); 10. 滇西 Lg 波衰减(秦嘉政, 刘祖荫, 1995)

向速度较低。这与保山地区较低的 P 波、S 波衰减相一致。丽江—者海地震剖面显示永胜、丽江上地壳深度约 17 km, 中地壳深度约 36 km, 上地壳浅层和中地壳为低速层。这与此区较高的衰减值相一致。吴建平等得到的 5 km 的 S 波速度分布显示昆明、禄劝为低速区。这样就解释了易门、禄劝衰减值较高的事实。本研究的衰减结果以红河为界北高南低, 与吴建平等的 S 波速度结构北低南高相一致。

由图 5、图 6 可知, 永胜、丽江、鹤庆研究区和禄劝、易门研究区的 P 波、S 波衰减与日本关东地区很接近, 而远高于韩国东南部的衰减; 保山研究区的 P 波、S 波衰减略高于韩国东南部。

以永胜、丽江、鹤庆 3 个地震台为中心的研究区域位于欧亚板块的缅甸弧以东, 滇缅泰板块、印支板块和扬子板块三大地质板块的会聚地(国家地震局科技监测司, 滇西地震预报实验场, 1996), 也是滇西地震预报实验场区。该区和保山研究区内有不少有关衰减的研究成果。秦嘉政和阚荣举(1992)及秦嘉政和刘祖荫(1995)用模拟记录主频幅值得到滇西地区尾波和 Lg 波的衰减值; 张天中等(1990)用数字记录窄带通滤波的方法得到洱源附近的尾波衰减值。他们的结果介于本研究保山区和永胜、丽江、鹤庆研究区 S 波衰减值之间。李白基等(2004)姚安地区尾波衰减结果与本文永胜、丽江、鹤庆区和易门、禄劝两区 S 波衰减值较接近。这两个研究区包含姚安地区。虽然前人的研究方法和研究范围大小与本研究不同, 但他们的衰减结果在本研究 S 波衰减值变化范围之内。秦嘉政和阚荣举(1986, 1992)用 P 波初动半周期所得龙陵、腾冲和保山地区 Q_p^{-1} 值比本研究保山区的 P 波衰减高, 他们的研究是划出 3 个很小的区分别进行计算。两者差异可能是研究范围不同所致。

5 讨论

使用扩展的尾波归一化方法首先要考虑区域选择。该方法是以台站为中心, 用单台求 P 波、S 波衰减。方法要求研究区内有较多的地震且分布均匀, 以消除辐射花样和入射角的影响。

其次是震级选择, 衰减计算中要求 $t_c = 60$ s 时尾波谱振幅要大于 2 倍的噪声。如果震级太低, 那么尾波谱振幅由于太小, 将不能满足这个条件。所以通常选 $M_L \geq 2.5$, 同时保证一定的地震数。对于地震较少, 震级偏低的研究区域, 如果舍弃太多小震, 将不能保证结果的稳定。要解决这个问题, 可以先做一个尾波幅值随流逝时间衰减的量板, 然后计算 $t_c = 50$ s 或 40 s 时的尾波幅值, 用量板预测 $t_c = 60$ s 时的尾波幅值, 那么震级下限可降到 2.0 左右。

地震的震源深度对结果的可能影响也要考虑。因为本文各研究区所用地震 20%~25% 没有震源深度数据, 所以没有考虑震源深度对衰减的影响。如果所选地震的震源深度较精确, 可以通过筛选不同深度的地震分别计算衰减值, 分析地壳不同深度的衰减差异。

扩展的尾波归一化方法的适用范围较广, 不仅可以研究区域性 P 波、S 波衰减, 还可用于研究小范围内高频 P 波、S 波衰减。此时可以通过减小直达波时间窗的长度、取较小的 t_c 的方法计算 P 波、S 波衰减。只要保证直达 P 波、S 波最大振幅在时间窗内, t_c 大于 1.5 倍 S 波走时即可。考虑到震源距小的地震波形高频信息丰富, 可以选取较高频带进行计算, 如 Yoshimoto 等(1998)对日本长野西部所作的研究一样。Yoshimoto 分析了井下地震仪记到的震源距 2~12 km 范围内的地震, 对原始记录带通滤波求出中心频点为 16,

25, 40, 64, 102 Hz 的 5 个频带的波形, 然后取 $t_c=5.5$ s, 尾波窗长 0.5 s, P 波、S 波窗长 0.1 s, 计算日本长野西部上地壳的 P 波、S 波高频衰减.

使用尾波归一化方法时, 流逝时间 t_c 要大于 1.5 倍 S 波走时, 此时 t_c 处所取幅值才是尾波幅值. Chung 和 Sato (2001) 计算韩国东南部地区的衰减时, 取 $v_s=3.5$ km/s, 震源距最大为 160 km. 要满足 t_c 大于 1.5 倍 S 波走时, 需 $t_c \geqslant 69$ s, 但他取了 $t_c=60$ s. 那么震源距大于 140 km 的数据不满足尾波归一化方法的要求, 这对他的计算结果可能有一定影响.

云南省地震局遥测台网为本研究提供资料; 云南省地震局分析预报中心苏有锦、付虹, 中国地震局地震预测研究所王伟君、马宏生在资料处理中给予帮助. 在此一并表示衷心感谢.

参 考 文 献

- 陈培善, 刘福田, 李强, 等. 1990. 云南地区速度结构的横向不均匀性[J]. 中国科学, B辑, **20**(4): 431~438
 黄玉龙, 郑斯华, 刘杰, 等. 2003. 广东地区地震衰减和场地响应的研究[J]. 地球物理学报, **46**(1): 54~61
 阚荣举, 韩源. 1992. 云南遮放至马龙地学断面(说明书). 北京: 地震出版社, 28~37
 李白基, 秦嘉政, 钱晓东, 等. 2004. 云南姚安地区的尾波衰减[J]. 地震学报, **26**(1): 47~52
 刘建华, 刘福田, 吴华, 等. 1989. 中国南北带地壳和上地幔的三维速度图象[J]. 地球物理学报, **32**(2): 143~151
 刘祖荫, 皇甫岗, 金志林, 等. 1999. 一九七〇年通海地震[M]. 北京: 地震出版社, 115
 秦嘉政, 阚荣举. 1986. 龙陵地震前后区域 Q 值和平均剪应力的分布特征[J]. 地震学报, **8**(1): 57~72
 秦嘉政, 阚荣举. 1992. 滇西地区应力场和 Q 值的时空变化与地震前兆分析[J]. 地震, (5): 44~53
 秦嘉政, 刘祖荫. 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
 王勤彩, 高景春, 郑斯华, 等. 2004. 华北中北部地面运动衰减研究[J]. 防灾减灾工程学报, (3): 314~319
 吴建平, 明跃红, 王椿镛, 等. 2001. 云南数字地震台站下方的 S 波速度结构研究[J]. 地球物理学报, **44**(2): 228~237
 张天中, 高龙生, 张卫平. 1990. 滇西实验场区的 Q 值及其随时间窗的变化[J]. 地震学报, **12**(1): 12~21
 Aki K. 1980. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz[J]. *Phys Earth Planet*, **21**: 50~60
 Atkinson G M, Mereu R F. 1992. The shape of ground attenuation curves in Southeastern Canada[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 2 014~2 031
 Chung Tae-Woong, Sato H. 2001. Attenuation of high-frequency P and S waves in the crust of Southeastern Korea[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **91**: 1 867~1 874
 Kinoshita S. 1994. Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the Southern Kanto area, Japan[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 1 387~1 396
 Ordaz M. 1992. Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquake and evidence of amplification in the hill zone of Mexicalo city[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 24~43
 Sato H. 1980. Q^{-1} value for S-wave under the Kanto district in Japan[J]. *Zisin*, **33**, 541~543
 Sato H. 1989. Broadening of seismogram envelopes in the randomly inhomogeneous lithosphere based on the parabolic approximation: Southeastern Honshu, Japan[J]. *J Geophys Res*, **94**: 17 735~17 747
 Sato H. 1992. Thermal structure of the mantle wedge beneath Northeastern Japan; magmatism in an island arc from the combined data of seismic anelasticity and velocity and heat flow[J]. *Volcanol Geotherm Res*, **51**: 237~252
 Shi Jinghua, Kin W Y, Richard P G. 1998. The corner frequency and stress drops of intraplate earthquake in the northeastern United States[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **88**: 531~542
 Singh S K, Ordaz M, Dattatrayam R S. 1999. A spectral analysis of the 21 May 1997 Jabalpur India, earthquake and estimation of ground motion from future earthquakes in the India shield region[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **89**: 1 620~1 830

- Yoshimoto K, Sato H, Yoshihisa, et al. 1993. Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method[J]. *Geophys J Int*, **114**: 165~174
- Yoshimoto K, Sato H, Yoshihisa I, et al. 1998. Frequency-dependent attenuation of high-frequency P and S waves in the upper crust in western Nagano, Japan[J]. *Pure Appl Geophys*, **153**: 489~502

FREQUENCY-DEPENDENT ATTENUATION OF P AND S WAVES IN YUNNAN REGION

Wang Qincai^{1, 2, 3)} Liu Jie²⁾ Zheng Sihua²⁾ Chen Zhangli²⁾

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

3) Earthquake Administration of Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China

Abstract: We analyzed digital seismogram data of 5 668 earthquakes that occurred in Yunnan region during July of 1997 to December of 2003, then selected six seismic stations from the 22 ones and calculated their attenuations of P and S waves by using the extended coda-normalization method. We classified six stations into three regions according to their location, that is, Baoshan area, Yongsheng-Lijiang-Heqing (YLH) area and Luquan-Yimen (LY) area. The values of Q_s^{-1} and Q_p^{-1} are expressed as $Q_s^{-1} = 0.00867f^{-0.86}$, $Q_p^{-1} = 0.01155f^{-0.93}$, $Q_s^{-1} = 0.01824f^{-0.94}$, $Q_p^{-1} = 0.02288f^{-0.92}$ and $Q_s^{-1} = 0.01647f^{-0.91}$, $Q_p^{-1} = 0.02826f^{-0.97}$ in Baoshan, YLH, LY areas respectively. The attenuation of YHL and LY are closer to each other, however, Baoshan area is apparently lower. Comparing attenuations of the three areas with that in other areas of the world using the same method, it is suggested that the attenuation of P and S wave in YLH area and LY area is close to Kanto of Japan, but much higher than southeast of South Korea. The Q_s^{-1} and Q_p^{-1} in Baoshan area is slightly higher than southeast of South Korea. Furthermore, the results indicate that our Q_s^{-1} in Yunnan area was close to predecessors by analyzing the coda attenuation.

Key words: extended coda-normalization method; attenuation of P wave; attenuation of S wave; Yunnan region