

粤西地区的地震尾波Q值和尾波衰减特征

梁 劳 林 美 江秋云

(广东省地震局)

摘 要

根据Aki的尾波理论,利用短周期仪器记录的地震资料,用两种方法估测了粤西地区的尾波Q值,得到了如下结果:Q₀值为260—370,频率相关系数 η 值为0.0—0.2。阳江地区的Q₀值较低,其它地区大致相同。Q₀值的分布与地质构造和地震活动有较好的相关性。

研究了粤西地区的尾波衰减特征,得到尾波衰减率K为1.88—3.18, K值与Q值的分布彼此有较好的对应性。以上结果可为地震烈度衰减和地震危险性分析等方面的研究提供参考。

一、前 言

随着地震科学研究的深入发展和实际应用的需要,人们越来越认识到研究地震波在传播介质中的衰减特征的重要性。地震波介质吸收特征的Q值研究也日益为人们所重视。在实际应用方面,由于区域的Q值与烈度衰减和地震波振幅的衰减密切有关,所以,Q值的研究成果可以用来预测地震烈度的衰减,以及讨论区域地壳介质的本征结构。如若能区别地震活动区与平静区之间的Q值的明确差异,则有可能为地震危险区划提供介质特征方面的依据;再如,若在大地震前后能识别出在构造应力作用下Q值的时空变化,则Q值有可能成为有希望的前兆手段之一。

在估测Q值的各种方法中,根据Aki的单次反向散射尾波理论提出的用短周期仪器记录的地方震尾波资料估测Q值的方法,因其具有明显的实用性而得到广泛的应用。不少研究者已报道了这方面的大量成果。

本文利用粤西地震台站短周期仪器记录的地方震资料,根据上述理论和方法,估测了该区的地壳Q值($f=1.0\text{Hz}$),讨论了Q值的空间分布和尾波衰减特征及其与地质构造和地震活动之间的关系,以祈对地震烈度衰减和地震危险区划的研究,提供地壳介质特征方面的有关背景参考值。

二、理论与方法

Aki(1969), Aki和Chouet(1975)提出尾波单次向后散射理论,把近震地震图中

征相似的尾波作为是由地壳介质中随机分布的非均匀体（散射体）对初始波（S波）产生的次生波向后散射迭加的结果，并提出用以下方程来描述对掠过时间 t 时的尾波峰—峰平均振幅⁽¹⁻²⁾：

$$A(t)/\sqrt{g} = I(f_p) Q^{\frac{1}{4}} t^{-\frac{1}{2}} \left[\frac{dt}{df_p} \right]^{-\frac{1}{4}} M_0 B(f_p) \exp(-\pi f_p t / Q) \quad (1)$$

Herrmann (1980) 认为在 (1) 式中，尾波的卓越频率是震源谱、仪器响应和地球Q滤波器的函数，并由 $t^* = t/Q$ 得到⁽³⁾

$$A(t)/\sqrt{g} = Q^{-\frac{1}{2}} M_0 B(f_p) C(f_p, t^*) \quad (2)$$

式中 $C(f_p, t^*)$ 定义为尾波形状函数。

$$C(f_p, t^*) = I(f_p) t^{*- \frac{1}{2}} \left[df_p / dt^* \right]^{\frac{1}{4}} \exp(-\pi f_p t^*) \quad (3)$$

为了忽略震源谱对尾波谱的影响，只考虑那些拐角频率大于仪器响应峰值频率的小地震，陈培善等给出了 f_p 对 t^* 的数字解析表达式，为计算 f_p-t^* 理论曲线带来极大方便⁽⁴⁾：

$$t^* = \frac{d \ln I(f_p)}{\pi df_p} \quad \text{对于} \quad \frac{d \ln I(f_p)}{df_p} > 0 \quad (4)$$

当考虑到Q值与频率 f 有很强的依赖性，即有如下关系

$$Q(f) = Q_0 (f/f_0)^\eta \quad (5)$$

式中， f 为频率， f_0 为参考频率， η 为参变量，且为方便计，取 $f_0 = 1 \text{ Hz}$ ，则 (3) 和 (4) 式可写成

$$C(f_p, t^*, \eta) = I(f_p) f_p^{\eta/4} t^{*- \frac{1}{2}} \left[\frac{df_p}{dt^*} \right]^{\frac{1}{4}} \exp(-\pi f_p^{(1-\eta)} t^*) \quad (6)$$

$$t^* = \frac{1}{\pi(1-\eta)(f_p^{-\eta})} \cdot \frac{d \ln I(f_p)}{df_p} \quad (7)$$

于是，对各种仪器，只要仪器响应表达式已知，取不同的 η 值，由式 (6) 和 (7) 便可算出一套 $C-t^*$ 和 f_p-t^* 理论曲线。

粤西各台基本上使用65型短周期地震仪，我们根据文献〔5〕给出的仪器幅频响应表达式计算了65型仪器的频率特性曲线（图1），进而计算出65型仪器的 f_p-t^* 和 $C-t^*$ 的理论曲线如图2所示。

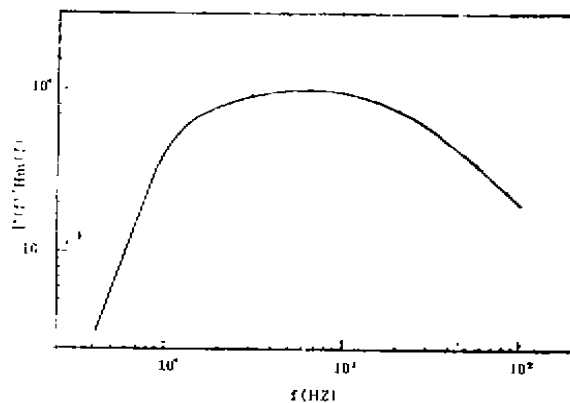


图1 65型仪器的频率特性曲线

Fig. 1 Response curve of 65 type short—period instrument.

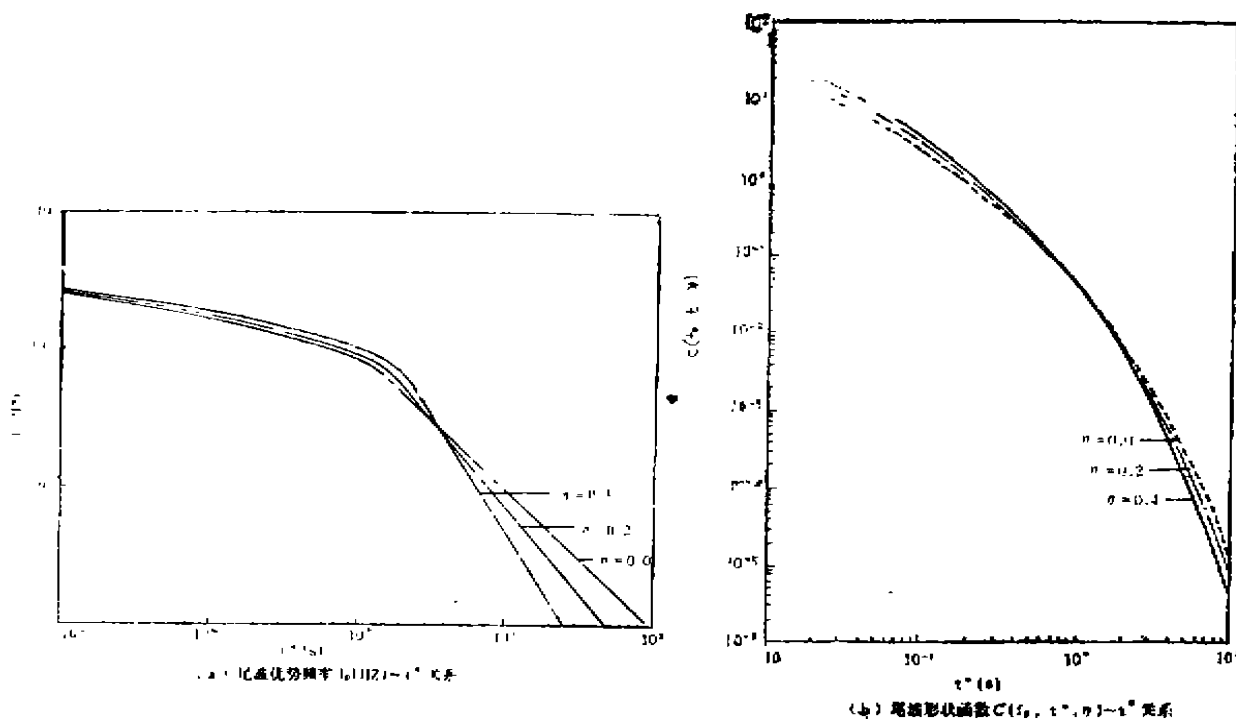


图2 65型仪器的 f_p-t^* 和 $C-t^*$ 理论曲线

Fig. 2 Theoretical coda response curves of the short—period 65 seismograph.

三、资料处理

粤西地区现有的阳江、信宜、湛江和茂名四个台站中，除茂名台为企业台记录质量较差以外，其余各台记录质量良好。各台基本情况见表1。

表 1

粤西台站情况一览表

List of the stations used in coda Q estimation

台 名	地 理 座 标		仪 器	(垂直向) 静态放大倍数	台基岩性	始记时间
	北 纬	东 经				
阳 江	21°51'28"	111°57'14"	5 F3	2.5—5.0×10 ⁴	花 岗 岩	1969.7
信 宜	22°21'11"	110°55'45"	5 F3	4—6×10 ⁴	花岗片麻岩	1973.5
湛 江	21°24'	110°18'	5 F3	3.5×10 ⁴	花 岗 岩	1980.6
茂 名	21°40'08"	110°55'18"	573			1975.

我们从这四个台站所记录的1971—1987年粤西地区的地震中,根据记录波形清晰可靠的原则,筛选出2.0—5.0级地震40个,这些地震的震中距为9—200公里,比较均匀地覆盖了粤西地区的大部分范围。表2列出了这些地震的参数,震中和台站位置示于图5。

表 2

所选用地震的参数

List of 40 shocks used in the coda analysis

序 号	年、月、日	时、分、秒	震 中 位 置		参 考 地 名	Ms
			北 纬	东 经		
1	1971.3.28	20—39	22°.5	110°.6	信 宜	3.0
2	1972.2.9	08—22	21°.7	111°.8	阳 江	3.1
3	1973.6.11	01—00	21°.7	111°.8	阳 江	3.5
4	1975.2.10	22—21	21°.7	111°.8	" "	3.3
5	1975.12.21	19—26	20°.6	110°.5	徐 闻	3.0
9	1976.5.27	07—37—35	21°42'	111°48'	阳江西南	4.2
7	1976.8.4	06—11—25	21°15'	110°15'	遂溪附近	3.3
8	1978.10.29	02—46—52	21°.5	112°.0	海陵岛以南	3.1
9	1979.8.27	03—37—41	21°.6	111°.4	电白以东	2.8
10	1979.10.26	17—54—20	22°.3	111°.9	阳春东北	2.2
11	1980.6.1	05—48—22	21°.3	112°.8	上川岛以南	3.2
12	1980.7.24	17—00—07	21°.7	111°.8'	阳江西南	4.0
13	1980.9.8	15—18—59	21°51'	111°12'	茂名东北	1.9
14	1981.5.27	21—21—18	22°42'	111°44'	罗定东南	2.3
15	1981.6.2	23—02—10	22°42'	111°24'	罗定以西	2.5
16	1981.9.7	15—41—17	22°18'	111°21'	信宜东南	1.9
17	1982.7.31	01—06—40	20°25'	109°49'	徐闻西北	2.3
18	1983.1.9	13—49—50	21°16'	111°38'	电白以东	2.2
19	1983.4.26	02—32—13	20°19'	109°49'	徐闻西北	2.5
20	1983.5.26	22—45—26	22°10'	110°59'	信宜东南	2.5
21	1983.6.16	15—29—03	22°10'	111°00'	" "	3.0
22	1984.8.17	22—01—43	20°29'	109°35'	徐闻西北	2.6

续上表

23	1984.12.11	22—20—15	22°35'	111°37'	罗定东南	2.3
24	1985.3.20	15—07—30	20°16'	110°07'	徐闻西南	2.9
25	1985.9.4	07—38—15	21°42'	111°48'	阳江西南	3.6
26	1985.9.20	23—48—45	21°42'	111°48'	" "	3.0
27	1985.10.11	19—13—56	21°42'	111°48'	" "	3.2
28	1985.12.6	04—06—41	21°33'	111°09'	电白附近	2.0
29	1986.1.28	07—13—52	21°42'	111°48'	阳江西南	5.0
30	1986.1.30	04—43—02	21°42'	111°48'	" "	3.2
31	1986.3.25	12—51—38	21°42'	111°48'	" "	3.6
32	1986.3.25	12—53—02	21°42'	111°48'	" "	3.1
33	1986.8.17	02—40—32	22°07'	112°10'	恩平西南	2.5
34	1986.9.23	04—15—17	21°42'	111°48'	阳江西南	3.9
35	1987.2.25	22—28—04	21°44'	111°47'	" "	5.0
36	1987.4.10	01—23—22	21°42'	111°48'	" "	3.8
37	1987.4.10	02—04—06	22°12'	112°18'	恩平西南	2.5
38	1987.5.22	00—32—37	22°06'	112°15'	" "	2.4
39	1987.7.6	01—11—20	21°44'	111°47'	阳江西南	3.4
40	1987.11.21	10—55—07	22°08'	112°14'	恩平西南	2.4

在所选地震的垂直向记录图上,测量尾波的峰—峰振幅值及相应的时间 t (从发震时刻算起),在只考虑单次散射的情况下,尾波的起始时间一般用 $2 \cdot t_s$ 确定, t_s 为S波走时,对大多数地震,尾波数据点取样的时间窗为 $2 \cdot t_s$ 至200秒以内,个别台(如湛江台)延至300秒左右。

将测量出的每个地震的 A 、 t 数据对点在双对数坐标纸上,每台皆利用了十多个地震的资料。然后,按单台多震法,分别对四个台站拼接尾波综合包络曲线。拼接时只考虑在相同时间轴上各次地震实测数据点彼此间的衔接,而不考虑各自的振幅水平。由于尾波形状的相似性,各台拼接的尾波形状综合包络曲线十分稳定。按照文献〔6〕的方法,将实测的综合包络曲线和理论曲线 $c-t^*$ 拟合,当达到最佳拟合时,由于 $t^*=t/Q$,所以此时曲线上 $t^*=1$ 对应的 t 值即为所求之 Q 值($f=1\text{ Hz}$),拟合后理论曲线对应的 η 值即为相应的 η 值。由于实测曲线对理论曲线的覆盖部分很长,故拟合时可移动性很小。求得的 Q_0 值误差估计平均为30%。对于阳江台、湛江台和茂名台,实测的综合包络曲线有两个分支,拟合后可求得两个 Q_0 值, Q_1 和 Q_2 ,分别对应不同的时段。四个台的尾波形状曲线和理论曲线的拟合如图3所示。

为了检验 $c-t^*$ 法求取 Q_0 值结果的可靠性,对茂名台和信宜台又分别量取了一些地震的尾波优势频率对 t 的数据对,并与理论曲线 f_0-t^* 拟合,同时求出 Q_0 值和 η 值如图4所示。尾波优势频率的量取以及实测数据与理论曲线的拟合方法均见文献〔4〕,在此不再赘述。

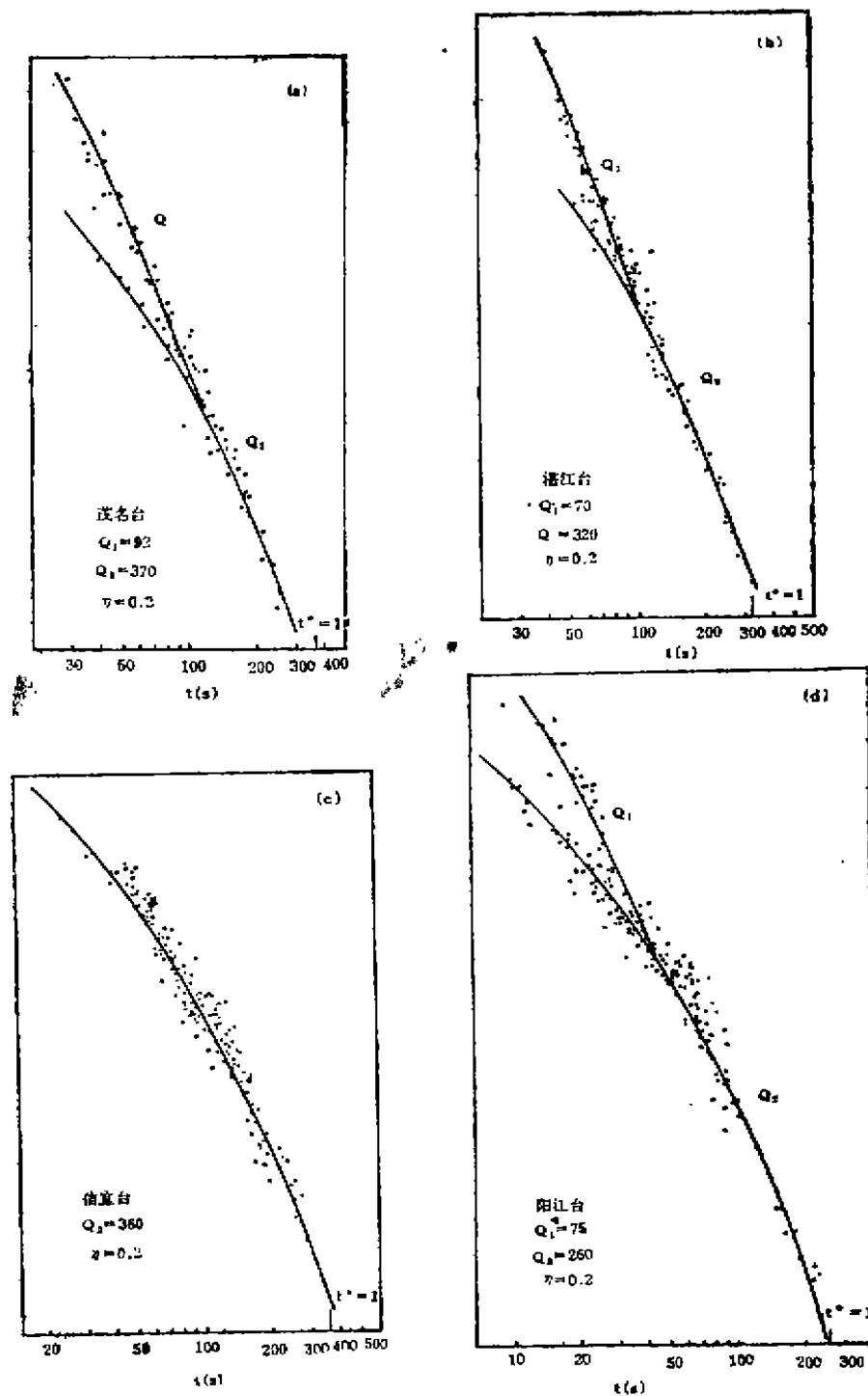


图3 尾波形状综合包络实测曲线和理论曲线拟合求 Q_0 值

Fig. 3 Determination of the coda Q_0 value by fitting the shape C versus lapsed time T with theoretical coda response curves

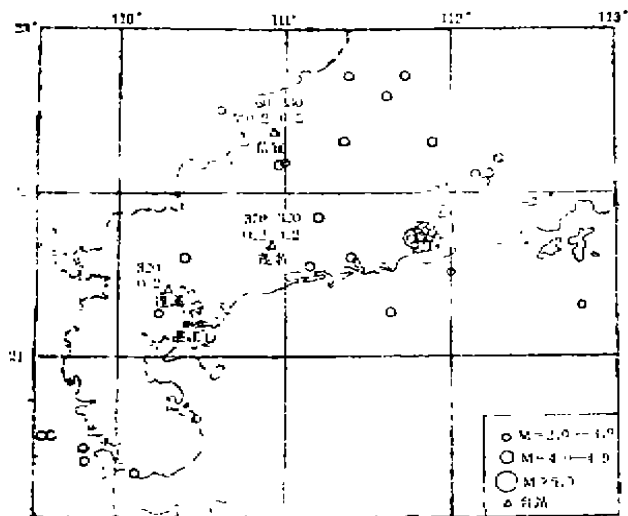


图5 粤西地区的Q值分布

Fig. 5 Distribution of Q_0 values in Western Guangdong Province.

阳江地区地质构造复杂，地震活动强烈，Q值较低，反之，现代地震活动较弱的粤西其它地区，Q值较高。下面我们首先讨论一下阳江地区的情况。

将所求得的Q值和 η 值分别标在图5中相应台站的一侧，用 $c-t^*$ 法和 f_0-t^* 法求得的Q值和 η 值分别标在左上方和右上方，从而得到了粤西地区现代地壳尾波Q值的大致分布。结果表明，四个台所测得的Q值大约在260—370之间，频率相关系数 η 值在0.0—0.2之间，各台差别不大。阳江台、湛江台和茂名台用 $c-t^*$ 法求出的 Q_1 值较低，为70—90之间，是浅层地壳介质的品质因子； Q_2 值较高，为较深层地壳介质的品质因子。这一结果与其它地区的结果相似。

图6给出了粤西地区的地质构造格架和强震震中分布。对比图5和图6，可以看出 Q_0 值的分布与地质构造和现代地震活动有密切关系。阳江

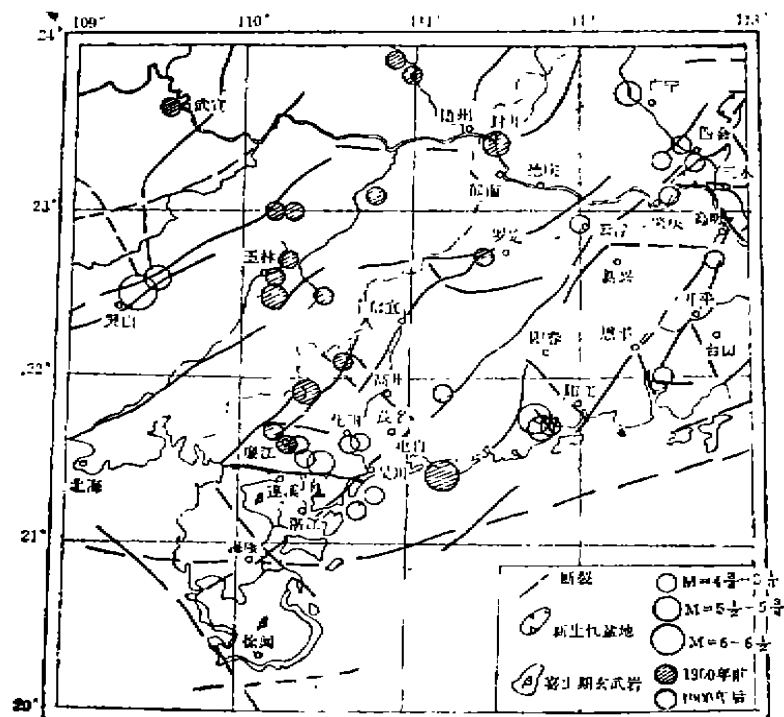


图6 粤西地区地质构造与强震分布图

Fig. 6 Distributions for geological structure and strong earthquakes in Western Guangdong Province.

阳江地区发育北东、北西和北东东向三组断裂,北东向断裂规模最大,活动最强,北西向断裂规模较小,与北东向断裂成正交之势。三组断裂交汇于洋边海一带。新构造期沿断裂两侧第四系厚度有明显的差异运动。中晚全新世以来,差异运动速率达3.0—3.4mm/年,构造运动表现相当强烈。

据史载,该区1900年以前曾发生过有感地震11次,但未发生过破坏性地震。1969年在洋边海奇敖岛附近发生6.4级地震,震中烈度达Ⅷ度强。近20年来,中小地震频繁发生。1986年和1987年,曾先后在同一地点发生M_s5.0级和4.7级地震,是粤西的主要地震活动区。利用阳江台记录的地震资料,用 $c-t^*$ 法估测的 Q_0 值为260,低于其它地区的 Q 值。这意味着由于地质构造复杂,构造运动强烈,使介质的不均匀程度增高,增强了地震波的吸收和散射效应。

粤西其它三个台估测的 Q_0 值相当接近,在320—370之间,均高于阳江台的 Q 值。这些地区的构造也比较单一,新构造运动表现不太强烈,地壳介质相对比较均匀,同时表现出较低的地震活动性(特别是现代地震活动)。可见, Q 值作为一个特征量,其分布与区域的地质构造及地震活动有密切的关系。

我们还注意到了另一个问题,即粤西地区强震发生时间的变迁与 Q 值的空间分布的关系。比如,阳江地区1900年以前地震活动性较弱,没有 $M \geq 4 \frac{2}{3}$ 级地震发生的记录;二十世纪以来活动增强,发生了几次中强震,最大震级为6.4级。由现代地震资料估测的 Q 值显示了地壳介质的现代特征。阳江以外的地区,如信宜—廉江—茂名一带,大多数中强震发生在1900年前,如1611年电白东南6 $\frac{1}{4}$ 级,1890年博白、电白间的5 $\frac{3}{4}$ 级等。但是,二十世纪以来地震活动明显减弱,仅在廉江、化州一带发生过几次中强震,最大震级是1933年廉江附近的5级。信宜、湛江、茂名三个台估测的 Q 值较高,是现代地壳介质特征的反映。有理由推测,假如历史地震资料可以利用的话,那么所作出的粤西地区的 Q 值分布图象很可能就会是另外一番景象了。

全安蜀和Aki(1988)根据我国80个区域台站的地震资料,给出了我国的现代尾波 Q 值分布图^[7]。他们发现,我国华北地区1700年以前的强地震活动区的 Q 值要比现在的强地震活动区的 Q 值高2倍;本世纪近300年来,华北地区的强震自西向东迁移,而低 Q 值也和高地震活动区一起迁移了。这似乎表明,表征介质特征的 Q 值,可能会随地壳运动的演变而发生历史性的变化。现代 Q 值较低地震活动性较高的地区,历史上可能 Q 值较高而地震活动性较低。同样,粤西历史上地震活动较强烈的地区如廉江、电白、信宜一带,当时可能也具有较低的 Q 值,1900年后随着地震活动区向东迁移至阳江地区,低 Q 值也随之一起自西向东迁移了。

五、尾波的衰减特征

若考虑尾波的振幅衰减是掠过时间 t 的函数,且是一单调平滑过程,则可以用如下的简单关系式表述之:

$$A(t) = A_0 V_0 t^{-K} \quad (8)$$

式中 $A(t)$ 为 t 时刻(从发震时刻算起)测得的尾波峰—峰振幅, A_0 为震源常数因子, V_0 是地震仪的放大倍数, K 是振幅衰减率。对(8)式两边取对数得:

$$\log A(t) = \log(A_0 V_0) - K \log t \quad (9)$$

故在双对数坐标上, 由每一次地震测得的 $A-t$ 数据对点成的直线斜率便可求出一个 K 值。粤西各台的尾波衰减曲线如图 7 所示, 图中直线上端的数字代表表 4 中的地震序号。地震衰减率 K 值列于表 4。表 4 中的地震序号和表 2 中的相同。

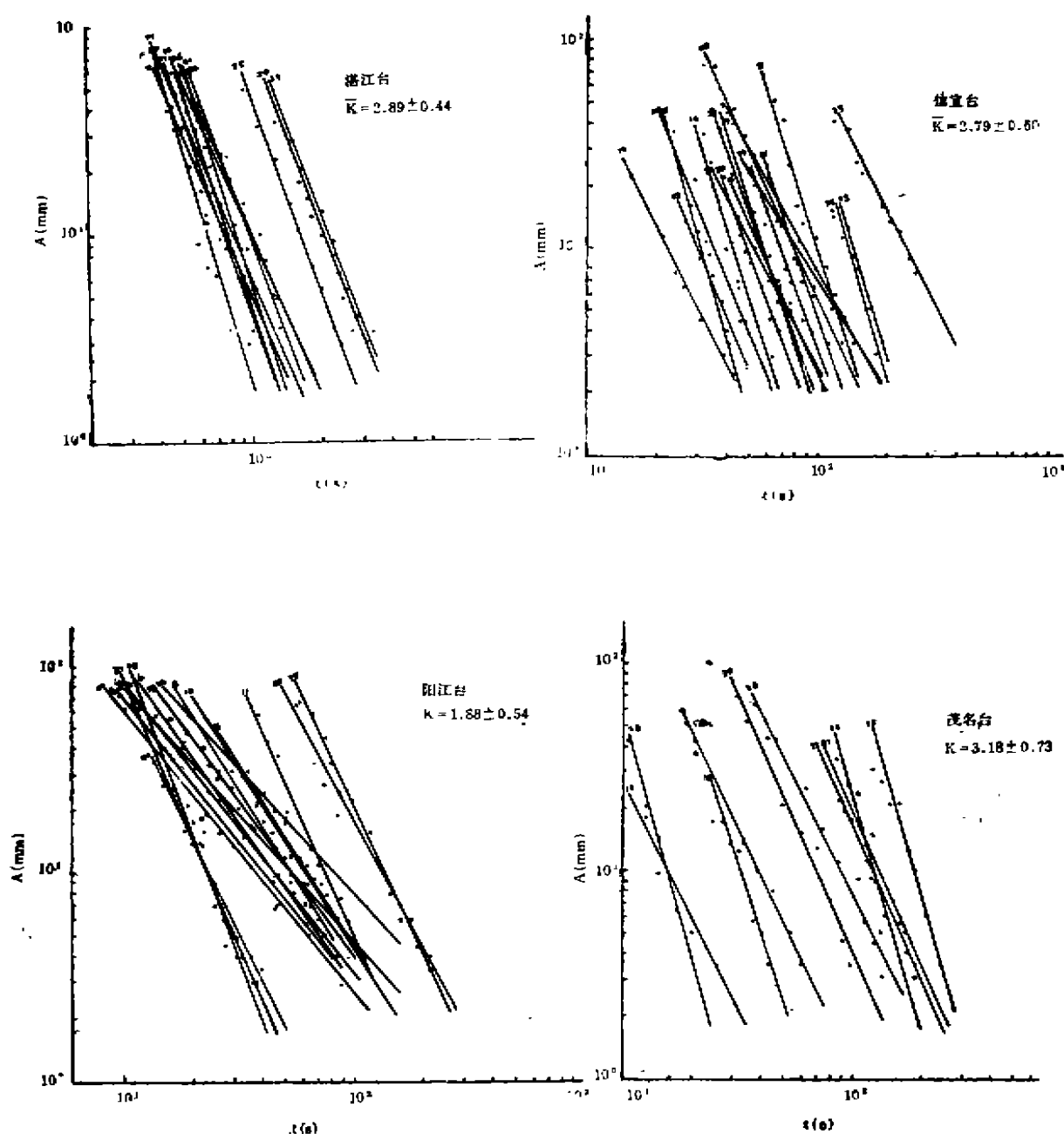


图 7 尾波振幅 $A(t)$ 随持续时间 t 衰减曲线
Fig. 7 Attenuation characteristics of the coda amplitude $A(t)$ in relation to the lapse time t

由图 7 可以看出, 无论震中距多么不同, 这些地震的尾波振幅衰减曲线几乎都是平行的, 亦即振幅衰减率与震中距无关。这是 Aki 在 1969 年最先指出的尾波基本性质之一, 且得到了国内外大量观测资料的支持 (Biswas, et al, 1984; 秦嘉政, 1985) ⁽⁸⁾。

表 4

各台求得的 K 值

Coda-wave amplitude decay characteristics at 4 stations

序号	日 期	发震时刻	震级	K 值			
				阳江台	信宜台	湛江台	茂名台
2	1972. 2. 9	08—22	3.1	1.27			
3	1973. 6. 11	01—00	3.5	1.73	2.04		
4	1975. 2. 10	22—21	3.3	1.38	2.50		
5	12. 21	19—28	3.0		3.65		
8	1978. 10. 29	02—48	3.1	1.80			
9	1979. 8. 27	03—37—41	2.8				2.13
11	1980. 6. 1	05—48	3.2	2.57			
12	7. 24	17—00	4.0	1.74			2.59
13	9. 8	15—18—59	1.9				2.14
14	1981. 5. 27	21—21—18	2.3		4.02		
15	6. 2	23—02—10	2.5		3.98		
19	9. 7	15—41—17	1.9		2.43		
17	1982. 7. 31	01—06	2.3			2.77	
18	1983. 1. 9	13—49	2.2				3.67
20	5. 28	22—45—28	2.5		3.00		
21	6. 16	16—29	3.0		2.16		
23	1984. 12. 11	22—20—15	2.3		3.0		
24	1985. 3. 20	15—07	2.9			2.55	
25	9. 4	07—58	3.6		2.45	2.46	
26	9. 20	23—49	3.0	1.56	2.23	2.81	
27	10. 11	19—13	3.2	1.42	2.63	2.97	2.43
28	12. 6	04—06	2.0				3.69
29	1986. 1. 28	07—13	5.0	2.05	3.11	2.87	
30	1. 30	04—43	3.2		2.81	4.03	
31	3. 25	12—51	3.6		2.96	3.26	
32	3. 25	12—53	3.1	1.42	2.27	3.39	
34	9. 23	04—15	3.9	1.21	2.13	2.89	3.66
35	1987. 2. 25	22—28	5.0	2.36	3.43	2.36	3.84
36	4. 10	01—26	3.8			2.61	3.45
37	4. 10	02—04	2.5	2.81			
38	5. 22	00—02	2.4	2.9			
39	7. 6	01—11	3.4	1.52	2.23	2.62	4.16
40	11. 21	10—55	2.4	2.37			
衰减系数 \bar{K} 及误差				1.88 ± 0.54	2.79 ± 0.60	2.89 ± 0.44	3.18 ± 0.73

表4的最下面一项给出了各台求得的K的均值及误差估计。粤西地区的尾波平均衰减率 \bar{K} 为1.88—3.18, 阳江台的 \bar{K} 值最低, 说明阳江地区的地震尾波衰减比其它地区要慢。研究表明, 尾波衰减率的大小与台基岩性、传播方向有关。粤西各台址基岩均为燕山期花岗岩或花岗片麻岩, 岩性条件基本相同。在震中距小于100公里和持续时间小于150秒的范围内, 传播方向的影响也是不明显的。因此, 地震波衰减率的大小主要由较大范围内介质的均匀性所决定, 和地质构造特征密切相关。构造稳定、介质横向均匀地区的尾波衰减率高, K值较大; 反之K值较小。粤西地区的K值似乎具有和Q值相似的分布。Q值和K值之间良好的相关性表明, 阳江一带是粤西地壳介质横向最不均匀的地区。

五、结论和讨论

由两种独立方法估测的粤西地区 Q_0 值在260—370之间, 误差为30%左右; 频率相关系数 η 为0.0—0.2。两种方法所得的结果颇为一致, 证明结果是可靠的。阳江地区的 Q_0 值和 \bar{K} 值均较低。根据国内外的研究结果, 说明这是一个构造活动相对强烈, 地震活动比较频繁的地区。粤西其它地区的 Q_0 值和 \bar{K} 值大抵相同, 这些地区的构造稳定程度和地震活跃程度亦大致相似。

粤西地区台站稀少, 可利用的地震资料非常有限, 粤桂边界以东一带的资料更少。因而所选用的地震大多数集中在东经111°以东, 特别是阳江一带。这在一定程度上影响了资料对整个地区的覆盖率。个别台时有变更仪器类型和改变放大倍数的情况。另外, 散射、几何扩散、震源辐射方向性等因素都可导致Q值的测定存在较大误差。尽管如此, 我们还是给出了粤西地区尾波 Q 值及 \bar{K} 值的估测值和地理分布。这些结果, 在研究该区的介质特性和烈度衰减, 以及在做地震危险性分析时皆可作为背景参数以供参考。

参 考 文 献

- [1] AKI, K, Analysis of the seismic coda earthquakes as scattered waves, J. Geophys. Res., 1969, 74, 615—631.
- [2] AKI, K, and B. Chouet, Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, J. Geophys. Res., 1975, 80, 3322—3342.
- [3] Herrmann, R. B; Q estimates using the coda of local earthquakes, Bull. Seism. soc. Amer., 1980, 70, 447—468.
- [4] Chen, P. S., O. W. Nuttli, W. H. ye and J. Z. Qin, Estimates of short-period Q-values and seismic moments from coda waves for earthquakes of the Beijing and yunnan regions of China, Bull. Seism. soc. Amer., 1984, 74, 1189—1207.
- [5] 王广福, 我国基准地震台上使用的十二种地震仪器的传递函数、频率特征和时间特性, 地震地磁观测与研究, 4, 1—29, 1983.
- [6] 梁芳、林美, 利用地方震尾波估测新丰江库区的Q值, 地震学报, 1988, 10, 2, 124—135.
- [7] Jin, A. and K. Aki, Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China, Bull. Seism. soc. Amer., 1988, 78, 2, 741—789.
- [8] 秦嘉政, 云南地区尾波衰减及其与地震前兆的关系, 地震研究, 1988, 11, 4, 337—344.

CODA Q VALUES AND CODA WAVE ATTENUATION IN WESTERN GUANGDONG REGION

Liang Lao Lin Mei Jiang Qiuyun

(Seismological Bureau of Guangdong)

Abstract

Based on Aki's theory of coda wave, the coda Q_0 -values from 40 local earthquakes data recorded by short-period seismographs at four stations are estimated by two methods in the western Guangdong area in this paper. The Q_0 -values are between 260-370, and the frequency correlation coefficients are 0.0-0.2. It is shown that the coda Q_0 -values appears a relatively low value in Yanyjiang region, which is nearly the same as that in other area. A good correlation is found between the distribution of Q_0 , geological structure and seismicity.

The features of coda attenuation at this region are also studied in this paper. It is found that the distribution of attenuation rate of coda, K , is similar to that of the coda Q_0 and they have a good correlation each other.

As a result, it can be the reference for intensity decay and the analysis of seismic risk.
