

海城地区地震波的衰减特征*

李兴才 顾浩鼎

(国家地震局地球物理研究所) (辽宁省地震局)

摘 要

本文用文献[1]的结果计算了可以用多台 \bar{P} 初动振幅测定 Q 值的理论曲线,并使用海城地震的部分余震的资料测定了海城地区地壳上层介质的 Q 值。通过与由 P_n 资料得到的上地幔顶部介质的 Q_M 值比较,并对 P_n 、 \bar{P} 初动半周期进行统计表明,海城地震区东南部上地幔顶部介质的衰减特征与其他地区的不大相同,与地壳上部介质的衰减特征也不一样,说明那里深部物质的熔化程度可能比其他地方的物质的熔化程度高。

一、引 言

地震波在实际地球介质中传播时,其能量要发生损耗。地震波能量损失的原因之一是几何扩散,但导致高频能量损失的主要原因是介质的非弹性吸收作用以及地震波在非均匀处的散射。这种衰减的非弹性效应一般以无量纲的衰减因子即品质因数 Q 表示。因此,研究地球介质的 Q 结构对了解地球介质的状态、温度和破碎情况无疑是有益的。或许对于揭示地震的成因也是有用的。

目前,国外关于地震波衰减的研究多半是在频率域内进行的。但是,鉴于我国区域台站的分布和所用仪器的具体情况,对这些仪器的记录进行频谱分析有一定的困难,因此,本文所采用的分析方法是直接在时间域内进行的。

文献[1]的作者曾以圆盘位错面作为中小地震的震源模式,考虑了吸收和频散,得到了测定介质 Q 值和震源参数的理论曲线。沃斯(Werth^[2])等曾用核爆破的 P_n 震相的初动振幅研究过莫霍面的衰减特征;格拉德温 and 斯特西(Gladwin 和 Stacey^[3])以及赖特(Reiter^[4])等研究了初动半周期与介质的非弹性和台站处的地质条件之间的关系,指出在表面地质条件相同的情况下初动半周期的变化主要与路径介质的非弹性有关。本文将对文献[1]的结果做一些变换,使之能以单个地震的多台记录测定 Q 值,并将其用于测定海城地区地壳上部的 Q 值。结合由 P_n 初动振幅得到的莫霍面的 Q 值以及对各台上 \bar{P} 、 P_n 的初动半周期的统计,分析了海城地震区尤其是震中区东南部介质状况,并对此作了讨论。

二、由 \bar{P} 得到的地壳上部的 Q 值

测定 Q 值的理论曲线

文献[1]得到的由震源半径和观测的初动振幅测定地震矩的理论曲线如图1所示。

* 1979年3月19日收到。

图中横坐标是震源半径 a , 纵坐标 u' 定义为

$$u' = u / \frac{m_0}{2\pi\rho c^3 r} (R^2)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

式中, u 是观测的初动振幅, 单位: 微米, m_0 是地震矩, ρ 为介质的密度, c 是波速, $(R^2)^{\frac{1}{2}}$ 是地震波的辐射图型因子 R 在震源球面上的均方根. u' 是 r/Q 和 a 的函数,

$$u' = u' \left(\frac{r}{Q}, a \right),$$

当 a 很小时, $\lg u' - \lg a$ 曲线是平的; 当 a 较大时, $\lg u' - \lg a$ 曲线是斜率为负的直线.

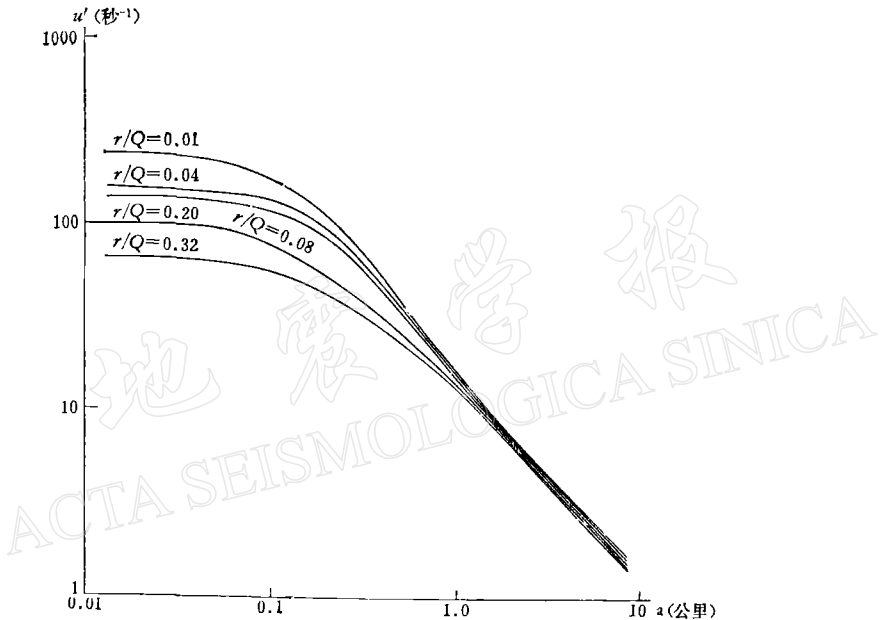


图 1 由震源半径 a 和观测的初动振幅测定地震矩 m_0 的理论曲线 (取自文献 [1])

在应用图 1 所示的理论曲线测定 Q 值和震源参数时, 要求中、小地震的位置比较接近且震级范围比较宽, 以获得初动半周期的极小值. 但这种条件并不总能得到满足. 例如虽然地震不太多, 但参加观测的台站比较多. 上述理论曲线能否亦适于这类情况呢, 为此, 我们做如下变换:

对于 P 波,

$$(R^2)^{\frac{1}{2}} = (4/15)^{\frac{1}{2}}. \quad (2)$$

根据应力降、地震矩和震源尺度之间的关系式:

$$m_0 = \frac{16}{7} a^3 \Delta\sigma \quad (3)$$

将 (2)、(3) 式代入 (1) 式, 并取

$$\mu = 3.3 \times 10^{11} \text{ 达因/[厘米]}^2,$$

$$c = 6.06 \times 10^5 \text{ 厘米/秒},$$

则有

$$u = c_0 a^3 \frac{\Delta\sigma}{r} u' \left(\frac{r}{Q}, a \right) = c_0 a^3 \frac{\Delta\sigma}{Q} \frac{1}{r} u' \left(\frac{r}{Q}, a \right) \quad (4)$$

其中 c_0 为常数 ($c_0 = 1/319.5$).

将(4)式两边取对数:

$$\lg u = c'_0 + 3 \lg a + \lg \left(\frac{\Delta\sigma}{Q} \right) + \lg u' \left(\frac{r}{Q}, a \right) - \lg \left(\frac{r}{Q} \right) \quad (5)$$

其中, $c'_0 = \lg c_0$.

由(5)式可知, 只要从图1所示的理论曲线上读出不同震源尺度 a 所对应的 $u' \left(\frac{r}{Q}, a \right)$ 和 $\frac{r}{Q}$ 的数值, 或直接采用文献[1]数值计算的结果, 就可以得到一组新的以震源尺度 a 和应力降 $\Delta\sigma$ 与 Q 的比值 $\Delta\sigma/Q$ 为参数的、观测的初动振幅 u 和 r/Q 的关系曲线。

如果我们把这组曲线画在双对数坐标纸上(图2), 我们立刻就会发现一个很有意思的问题。因为,

$$\lg \left(\frac{r}{Q} \right) = \lg r - \lg Q,$$

显然当 $r/Q = 1$ 时有 $\lg r = \lg Q$ 。这就是说,

$$\lg u - \lg \left(\frac{r}{Q} \right)$$

曲线与 $\lg u - \lg r$ 曲线原点之间的距离等于 $\lg Q$ 。因此, 上述曲线可以用来测定 Q 值和其他震源参数(例如, 震源尺度 a 和应力降 $\Delta\sigma$)。由于这里所使用的数据 u 是由观测直接得到的, 即初动振幅, 所以使用起来是方便的。

如图2所示的曲线有许多条, 其参数 a 和 $\Delta\sigma/Q$ 的取值范围为:

$$a = 0.1(0.1)1.0 \text{ 公里};$$

$$\frac{\Delta\sigma}{Q} = 0.001(0.001)0.01;$$

$$0.02(0.02)0.1; 0.2 \text{ 巴}.$$

根据对中小地震的震源尺度的测定结果^[1], 估计上述曲线大体适用于 $M_L = 3-4$ 级的地震。

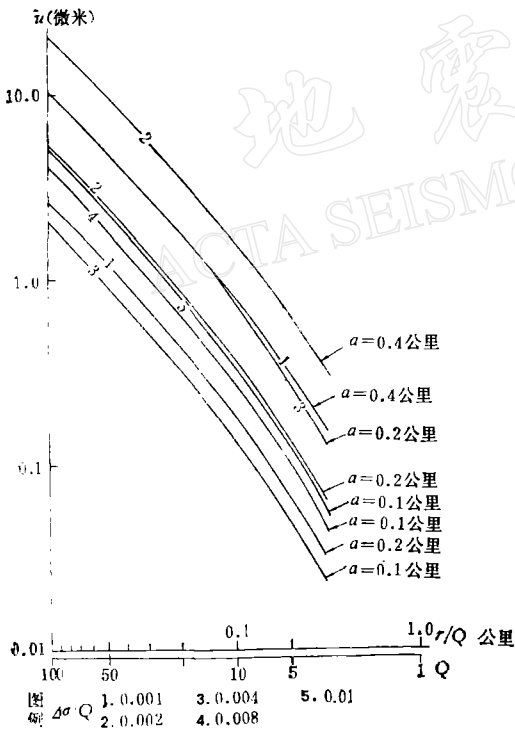


图2 由观测的初动振幅 u 测定介质 Q 值和震源尺度 a 及应力降 $\Delta\sigma$ 的理论曲线
(图中只画出一部分)

理论曲线的应用和海城地区地壳上部的 Q 值

使用时, 首先在透明纸上将观测的 P 震相的初动振幅 u 对震源距离 r 作图, 得到一条经验的观测曲线。然后将这条曲线沿横坐标平移使之与某一条理论曲线重合或接近, 此

时, $r = 1$ 的点所指出的 Q 的坐标即要求的 Q 值, 以及与此同时记下所拟合曲线对应的震源尺度 a 和 $\Delta\sigma/Q$ 的值。

由于理论曲线较多, 单凭用眼睛去挑选出拟合最好的曲线有一定的困难, 因此, 这种工作应该在计算机上进行。具体作法是, 首先将理论曲线数字化, 使观测数据在最小二乘意义下对之求得最佳拟合。但由于在一般情况下观测数据都有一定程度的分散, 所以, 能用它们直接与理论值去拟合。为此, 在拟合之前先以一个多项式去拟合观测资料, 然后再以这个多项式去和理论值比较。通过自动选择多项式的次数, 一般可用一个二次多项式去较好地拟合观测值,

$$\lg u = a_0 + a_1 \lg r + a_2 (\lg r)^2 \quad (6)$$

式中, $a_i (i = 0, 1, 2)$ 为常数。

如果一个地震有多个台站的记录, 则对每一组可能的 Q 、 a 和 $\Delta\sigma/Q$ 的值均可求出在每一个震源距离 r 上的观测的初动振幅与理论值的残差, 其中残差平方和最小者就认为是我们要挑选的最适合观测值的理论曲线, 从而得到 Q 、 a 和 $\Delta\sigma/Q$ 或 $\Delta\sigma$ 。

对海城地震的七个 3—4 级的余震, 使用析木、河栏、鸡冠山、抚顺、小偏岭、丹东和旅大等七个台站上短周期熏烟记录 (台站分布见图 3), 测定了海城—抚顺, 海城—丹东 (旅大) 线上地壳上部的 \bar{P} 的 Q 值和每个地震的震源尺度以及应力降。理论曲线与观测值的拟合情况表示于图 4。应该说明的是, 由于不同地震同一路径的拟合情况大致相同, 所以图 4 只画出了有代表性的两个例子。

严格地说, 如果把上述理论曲线的参数 a 和 $\Delta\sigma/Q$ 无限细地划分下去, 可以得到无数条如图 2 所示的理论曲线。然而, 实际上, 对震源尺度和应力降的测定都是不大十分精确的, 因而, 无限制地细分 a 和 $\Delta\sigma/Q$, 并无多大实际意义。但无论如何理论曲线总可以画出很多, 因此, 我们应该在实际测定中检验一下测定结果的稳定性, 尤其是 Q 的稳定性。为此, 在把上述方法用于测定海城地区地壳上部的 Q 值时, 除了列出了对应于同一地震的

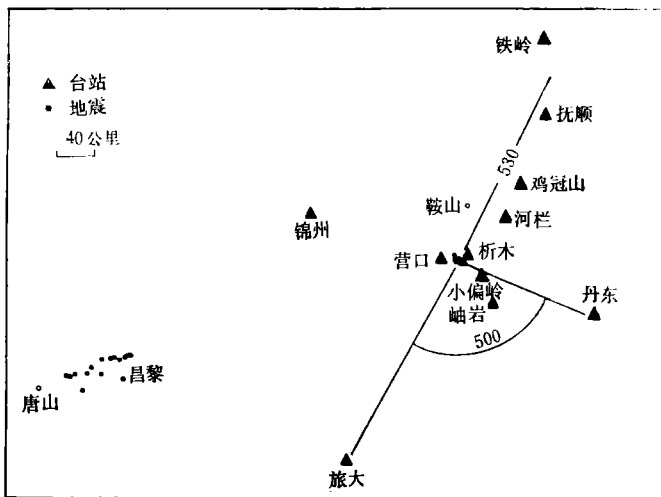


图 3 用以测定海城地区地壳上部介质 Q 值的台站位置及测定结果
(数字表示路径的平均 Q 值)

若干不同台站的理论和观测振幅的最小残差平方和的测定结果外, 还列出了另外两组对应于残差平方和比较小的测定结果(表 1), 可以看出, Q 值的稳定性是较好的、稳定性较差的是应力降 $\Delta\sigma$, 然而, 鉴于我们的主要目的是测定介质的 Q 值, 因此, 认为图 2 所示的理论曲线是可用的。

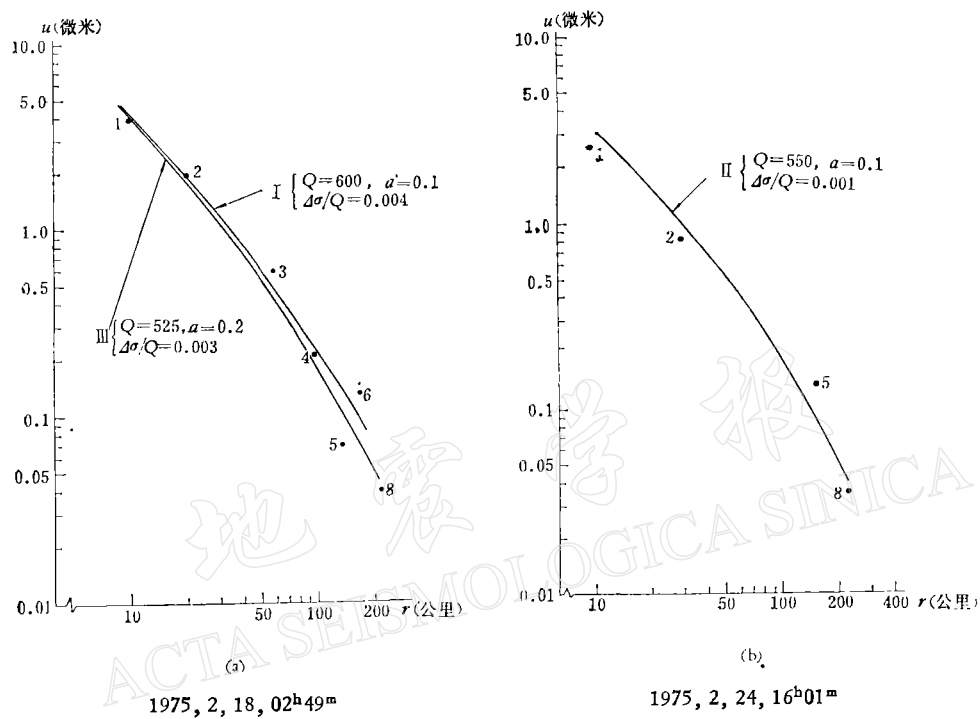


图 4 观测的初动振幅和与之拟合的理论曲线
(罗马码 I、II 和 III 的意义见表 2。曲线旁边的数字表示拟合理论曲线的参数, 阿拉伯数字 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 分别代表析木, 小偏岭, 河栏, 鸡冠山, 丹东, 抚顺, 铁岭和旅大台)。

表 1 相应于前三个较小残差平方和的测定结果

地震编号	Q			a (公 里)			Δσ (巴)		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1	700	750	750	0.2	0.2	0.3	1.4	1.5	0.8
2	400	400	400	0.1	0.1	0.3	24.0	28.0	2.0
3	525	600	550	0.2	0.1	0.2	1.6	2.8	1.7
4	750	800	850	0.1	0.2	0.1	4.5	0.8	4.3
5	450	650	600	0.2	0.2	0.3	3.0	0.7	0.6
6	300	400	400	0.2	0.3	0.2	1.2	0.8	2.0
7	450	400	550	0.1	0.3	0.1	0.9	0.4	3.9

[注] 表中 Q (或 a , $\Delta\sigma$) 栏下的数字 1, 2, 3 是以残差平方和的大小排列的, 其中 1 表示残差平方和最小, 3 表示最大。

鉴于台站分布的实际情况, 只有海城—抚顺线上台站较多可以单独进行分析, 结果列于表 2(I), 其平均 Q 值为 530。海城—丹东和海城—旅大线上台站较少, 但这两条线几乎

表 2 \bar{P} 的 Q 值和所采用地震的震源尺度及应力降

地震 编号	发震时间		震中位置		震级	深度	Q			a (公里)			$\Delta\sigma$ (巴)		
	年·月·日	时-分	东经	北纬	M_L	(公里)	I	II	III	I	II	III	I	II	III
1	1975.2.16	05-25	112°52′	40°39′	3.9	6	600		700	0.4		0.2	0.6		1.4
2	17	11-47	42′	43′	3.9	9	380		400	0.2		0.1	7.0		24.0
3	18	02-49	50′	39′	3.3	7	600		525	0.1		0.2	2.8		1.6
4	18	09-51	50′	41′	3.1	5	750		750	0.1		0.1	4.5		4.5
5	20	01-51	34′	43′	3.4	12	520	450	450	0.2	0.2	0.2	3.5	3.2	3.0
6	20	16-41	49.5′	40′	3.0	8	450		300	0.4		0.2	0.5		1.2
7	24	16-01	49′	41′	3.5	4	450	550	450	0.2	0.1	0.1	0.9	3.9	4.5
平均							535	500	510						

[注] I——海城抚顺间的结果。
II——只用析木,小偏岭,丹东及旅大台数据的处理结果。
III——利用所有台站的资料综合处理的结果。

是垂直的,根据海城地震序列的主震和大部分余震的震源机制结果^[7],可以认为震源机制对这两条路径的影响是一样的,因此,我们把它们放在一起分析,结果列于表 2(II),其 Q 的平均值为 500。另外,为了考察后两条路径的地壳上部介质与海城—抚顺线上的地壳上部介质的衰减的差异,我们把后两条路径上的台站的资料当做‘权’加到第一条路径上去,看其结果相对于第一条路径上的资料单独处理的结果的变化以及震源参数的稳定性,结果列于表 2(III)。品质因数的平均值为 510。以上各条路径上地壳上部介质的平均 Q 值也表示在图 3 中。

三、上地幔顶部的平均 Q_M 值

由于近距离台站所记录的浅源地震的直达波的射线只能穿透有限的深度,所以前面得到的结果只能反映地壳上部介质的衰减情况。为了了解更深部物质的衰减特征及其与上部介质衰减的差异,我们用辽东半岛上部分台站上记录的唐山地震序列的部分余震的 P_n 震相的初动振幅估计了上地幔顶部或莫霍面的 Q_M 值。关于这方面的研究方法比较成熟,采用的公式^{[2][6][7]}为

$$A(\Delta) = A_0 R_{\theta\varphi} \Delta^{-\frac{1}{2}} (\Delta - d)^{-\frac{3}{2}} e^{-K\Delta} \tag{6}$$

式中, $A(\Delta)$ 是在震中距离为 Δ 处的 P_n 的观测初动振幅, A_0 是震源处的振幅, Δ 为观测点的震中距离, d 是临界震中距离, $R_{\theta\varphi}$ 为震源的辐射图型因子, K 为衰减系数:

$$K = \frac{\pi f}{Q_M \nu} \tag{7}$$

其中, f 为频率, ν 为 P_n 的速度。

(6) 式与文献 [2]、[6] 和 [7] 中的计算公式不同之处是这里考虑了震源辐射图型的影响,因为我们所用的是天然地震而不是爆炸,而使用的台站又不完全在一个方位上。

如果共有 m 次地震, n 个台站,其中一次地震至少有一个台站记到了清晰的 P_n 初动,则 (6) 式可写为:

$$\ln A_{ij}(\Delta) = \ln A_0 + \ln R_{ij}(\theta, \varphi) - \frac{1}{2} \ln \Delta_{ij} - \frac{3}{2} \ln (\Delta_{ij} - d_i) - \frac{\pi f_{ij}}{Q_M \nu} \Delta_{ij}$$
$$i = 1, 2, \cdots, m; \quad j = 1, 2, \cdots, n. \quad (8)$$

其中 i 为地震的脚标, j 为台站的脚标.

(8) 式中未知数共 $m + 1$ 个. 一般情况下, 只要至少有一个地震同时在不只一个台站上激发了 P_n , 就可以用最小二乘法解出 Q_M .

计算时, 选取了唐山地震系列的余震共 12 个 (表 3), 参加计算的台站有锦州、营口、岫岩和丹东 (图 3), 观测方程共 45 个. 考虑到唐山地震系列中多数地震的震源机制的断层面几乎是直立的, 所以, 为简单起见, 都按垂直走滑地震计算垂直分向的辐射图型:

$$\left. \begin{aligned} R_{\theta\varphi} &= -\cos i_h \sin^2 i_h \sin 2\theta \\ \theta &= AZ - \varphi \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

其中, i_h 为射线离源角, AZ 是台站对震中的方位角, φ 是断层面走向方位角. 由于多数余震的断层面走向变动不大, 故都取 $\varphi =$ 北 35° 东.

对不同的地壳厚度 (分别为 33, 38, 40, 43 公里) 和不同的速度 (分别为 7.9, 7.95,

表 3 计算 P_n 平均 Q_M 值时所采用的唐山余震

编 号	发 震 时 间		震 中 位 置		震 级	深度(公里)
	年·月·日	时·分	东 经	北 纬	M_s	
1	1976.10. 1	04-05	118°41′	39°49′	4.4	17
2	7	19-33	26′	46′	4.5	
3	23	06	117°59′	24′	4.2	
4	11.15	21-53	51′	28′	6.9	
5	1977. 1.30	12-11	118°13′	22′	4.7	
6	3.7	08-28	52′	58′	5.7	18
7	4.29	14-00	21′	45′	4.6	
8	5.12	19-17	117°48′	23′	6.2	
9	9.7	01-01	119°07′	57′	4.5	17
10		04-02	04′	56′	4.0	17
11	25	19-50	118°26′	43′	5.0	
12	29	07-12	119°01′	52′	4.9	

表 4 P 波平均初动半周期统计表

参 数 台 站	平 均 初 动 半 周 期				平均震中 距离 (公 里)	地基条件	仪器型号
	P_n		\bar{P}				
	半周期(秒)	地震次数	半周期(秒)	地震次数			
丹 东 抚 顺 铁 岭 旅 大	0.26	10	0.20	9	160	花 岗 岩	65
	0.16	11	0.15	19	170	混 合 岩	维开克
	0.23	7	0.18	15	220	花 岗 岩	64
	0.33	8	0.26	13	225	石 英 岩	64

[注] 用 40 倍的读数放大镜读数, 对周期的读数误差为 0.02—0.03 秒. 假定各台的测量误差相同, 则标准偏差为 $\pm (0.02-0.03)$ 秒.

8.0 公里/秒) 进行试算的结果表明上述参数对结果影响不大。其平均结果是上地幔顶部或莫霍面介质的平均 P_n 波 Q_M 值为 200。

四、平均初动半周期的统计结果

从上面的讨论知道,海城地区地壳上部介质在不同方位上的衰减差异不大,但唐山—辽东半岛间上地幔顶部或莫霍面的介质 Q 值是比较低的。上地幔顶部与地壳的至少与地壳上部介质的衰减特征是不同的。为了进一步分析这种差异,我们分别统计了各台站上 \bar{P} 和 P_n 的初动半周期,统计结果列于表 4,并表示于图 5。

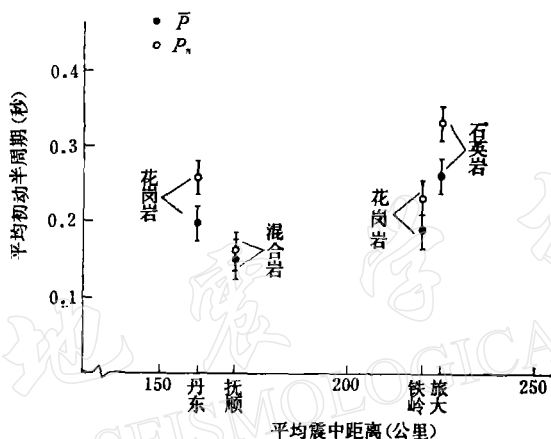


图 5 观测的平均初动半周期

(圆圈表示 \bar{P} 的平均初动半周期;圆点表示 P_n 的平均初动半周期。)

根据赖特^[4]等人的研究,在台站的地质条件相同的情况下,初动半周期的变化主要与路径介质的非弹性有关,介质对地震波的高频成分吸收的越厉害,则 Q 值越低。由图 3 可见,抚顺和丹东台以及铁岭和旅大台的震中距离基本相同,台站地面地质条件也基本一样,然而,观测的 P_n 的初动半周期却不同,丹东和旅大台的 P_n 初动半周期比抚顺和铁岭的大,其差异大于标准偏差;而 \bar{P} 的初动半周期虽有差别,但不显著。因此,丹东和旅大台观测的 P_n 初动半周期分别比抚顺和铁岭的大这一事实说明,辽东半岛地区上地幔顶部或莫霍面的介质与地壳上部介质在衰减特征上的差异在海城地震区的东南部表现得更为突出。按照格拉德温和斯特西^[3]及拉曼纳 (Ramana)^[8] 等的经验关系

$$\text{初动半周期} = \frac{\text{走时}}{\text{平均 } Q} + \text{常数} \quad (10)$$

估计该地区的平均 Q_M 值也是比较低的,这和上面获得的结果是一致的。

五、讨 论

阿香博和兰伯特 (Archambeau 和 Lambert)^[9] 曾研究过上地幔顶部介质与地壳介质的衰减差异,他们指出,尽管不同作者得到的 Q 值有所差别,但它们的衰减的不同是明显

的,并指出高衰减和低速往往是一致的. 如果他们的推测是对的,则具有低 Q_M 的莫霍面处介质的温度可能比地壳内的高. 这种高温下的物质可能处于熔化的或半熔化状态,这种熔化的物质或以大块熔化体的形式存在,或存于岩基之间,例如未完全冷凝的岩脉. 因此,如果海城地震区,尤其是极震区的东南部地壳下部地区即低 Q 区在震前有熔化的或半熔化的物质侵入,则该区在一段时间内地震活动性应该高,并应伴随地面的隆起和重力异常^[12],这种推测与海城地震期间的一些观测结果是符合的,而且与该区地震波速度偏低和海城地震的破裂速度偏低^[13]也是一致的.

参 考 文 献

- [1] 陈运泰等,巧家、石棉的小震震源参数的测定及其危险性的估计,地球物理学报,19,3,1976.
- [2] G. C. Werth, R. F. Gerbs and D. L. Springer, Amplitudes of seismic arrivals from the M discontinuity, *J. Geophys. Res.*, 67, 4, 1587—1610, 1962..
- [3] M. T. Gladwin and F. D. Steeey, Anelastic degradation of acoustic pulses in rock, *Phys. Earth Planet Interiors* 8, 332—336, 1974.
- [4] L. Reiter 等, Variation in initial pulse width as a function of anelastic properties and surface geology in central california, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 5, 1547—1559, 1970.
- [5] 顾浩鼎等,1975年2月4日辽宁省海城地震的震源机制,地球物理学报,19,4,270—284,1976.
- [6] P. A. Heelan, On the theory of head waves, *Geophys.*, 18, 871—893, 1953.
- [7] R. Ryall and J. Dorman, Travel time and amplitudes from nuclear explosions, Nevada Test Site to Ordway, Colorado, *J. Geophys., Res.*, 68, 20, 5821—5838, 1963.
- [8] Y. V. Ramana and M. V. M. S. Rao, Q by pulse broadening in rocks under pressure, *Phys. Earth Planet Interiors* 8, 337—341, 1974.
- [9] C. B. Archambeau, E. A. Flim and D. G. Lambert, Fine structure of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 74, 25, 5825—5863, 1969.
- [10] Z. A. Der and T. W. Mcelfresh, The relationship between anelastic attenuation and regional amplitude anomalies of short-period P waves in North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 5, 1303—1317, 1977.
- [11] W. D. Stuart and M. J. S. Johnston, Intrusive origin of the Matsushiro earthquake Swarm, *Geology.*, 3, 2, 63—67, 1975.
- [12] 陈运泰等,1975年海城地震与1976年唐山地震前后的重力变化,地震学报,2,1,21—30,1980.
- [13] 林邦慧等,不对称双侧震源破裂过程方法的探讨及其海城地震的应用,地震学报,1,2,133—149,1979.

ON THE ATTENUATION OF SEISMIC WAVES THROUGH THE HAICHENG EARTHQUAKE AREA

LI XING-CAI

(*Institute of Geophysics, State Seismological Bureau*)

GU HAO-DING

(*Seismological Bureau of Liaoning Province*)

Abstract

From the results of [1] a set of theoretical curves used to determine the Q -value by means of the amplitudes of first \bar{P} arrivals recorded at many stations are obtained in this paper. A portion of the aftershock data of the Haicheng earthquake of 1975 has been employed to determine the Q -value of the upper crust of the Haicheng region. Comparison with the Q_m -value of the top part of the upper mantle in this area obtained by the first P_n amplitudes data recorded at stations on the Liaodong Peninsula from some aftershocks of the 1976 Tangshan Earthquake sequence as well as some statistical results for the first half period of \bar{P} and P_n suggest that there exist a difference in attenuation of the top part of the upper mantle between the southeastern portion of the Haicheng Earthquake region and other regions. This may imply that the deep materials there are melted in higher degree than in other parts of the area.