

北京地区地壳Q值随深度的分布特征

付昌洪 朱传镇

(国家地震局地球物理研究所)

一、引言

地震波在介质中的衰减,是介质的主要特性之一,而Q值则是衡量衰减特性的主要物理参数,称之为介质的品质因子。根据文献[1]提出的方法,用北京台网记到的近震直达P波资料,测定北京地区的大量Q值表明[2],Q值与P、S波到时差($t_s - t_p$)有关, ($t_s - t_p$)大,测得的Q值也大, ($t_s - t_p$)小,测得的Q值也小。这种现象在朱传镇[3]、李兴才[4]研究海城地震时,朱传镇[3]、张之立[5]、林邦慧[6]等人研究唐山地震时所得的Q值分布中也可以清楚地看到。文献[2]指出, ($t_s - t_p$)小时测定的Q值反映了地壳表层的介质特性, ($t_s - t_p$)大时测定的Q值反映了地壳较深处介质的特性。也就是说,这种现象实质上

不同地区不同台站测得的Q值

表1

从测定地区看				从记录台站看			
地区	测Q值个数	平均Q	平均 $t_s - t_p$ (s)	台站	测Q值个数	平均Q	平均 $t_s - t_p$ (s)
北京地区	181	292	15.3	马道峪	70	310	15.5
				龙泉寺	35	315	15.5
				沙城	40	242	17.3
				平谷	32	291	12.6
山西地区	57	313	13.9	介休	23	304	14.1
				昔阳	11	368	15.6
				灵丘	12	308	15.0
				临汾	11	285	10.5
安徽地区	33	249	12.1	加山	22	237	11.3
				淮北	8	244	13.0
				巢湖	3	351	16.1
烟台地区	83	120	6.0	长岛*	44	68	3.9
				长岛**	7	62	2.2
				烟台*	15	213	11.0
				烟台**	13	238	10.8
				黑山**	4	66	1.3
内蒙凉城	6	278	13.5				

• 用砣矶发生的地震

• 用黑山发生的地震

是反映了地壳中不同深度处的介质特性。同样用文献〔1〕提出的方法,对其他一些地区测了更多的Q值,所测的结果列在表1中。这些结果也清楚地表明,上述现象是普遍存在的。

文献〔2〕对北京地区测定的Q值给出了与P、S波到时差($t_s - t_p$)的一般关系式为:

$$Q = 15.68(t_s - t_p) + 51.8 \quad (1)$$

本文的目的是在文献〔2〕的基础上,进一步研究北京地区地壳中不同深度介质的Q值分布情况。

二、分析方法

假定震源位于O处,从震源发出的直达P波在台站S接收到的射线,所经过的路径为OMS,如图1所示。其路径严格说来不是一条直线,当震中距较大时,射线是一条先向下,再返回地面的曲线。根据地壳的速度模型可以近似地计算出这条路径OMS的长度R。在计算R时,我们采用了地壳中速度分布的连续模型〔6〕,这是用北京台网记到的爆破资料,取其可靠的 $\bar{P}$ 初至而计算得到的。在这个模型中,把北京地区的地壳分成40层,地壳厚度取为37.18公里。具体资料列在表2中。如果计算出射线在每层中所经过的长度 r_i ,那么总路径的长度 $R = \sum_i r_i$ 。

求得了震源距R,用公式 $R = V_p(t_s - t_p)$ 就可算得 $(t_s - t_p)$,式中 V_p 为虚波速度, $(t_s - t_p)$ 为直达P波和S波的走时差。把得到的 $(t_s - t_p)$ 代入(1)式中,便可算得射线路径R所经过介质的平均Q值。地震波的衰减一般表示为 e^{-K^2} ,式中 $K = \frac{\omega}{QV}$, ω 为圆

地壳中的速度分布

表2

层序号	深度z(公里)	V(公里/秒)	层序号	深度z(公里)	V(公里/秒)
1	0.18	4.98	21	14.36	6.04
2	0.46	5.03	22	15.39	6.10
3	0.82	5.08	23	16.43	6.15
4	1.24	5.13	24	17.50	6.21
5	1.72	5.19	25	18.59	6.27
6	2.25	5.24	26	19.70	6.32
7	2.82	5.29	27	20.83	6.38
8	3.44	5.34	28	21.98	6.44
9	4.09	5.39	29	23.15	6.50
10	4.79	5.45	30	24.34	6.55
11	5.51	5.50	31	25.54	6.61
12	6.21	5.55	32	26.77	6.67
13	7.06	5.61	33	28.01	6.73
14	7.88	5.66	34	29.27	6.79
15	8.73	5.71	35	30.55	6.85
16	9.60	5.77	36	31.84	6.91
17	10.50	5.82	37	33.15	6.97
18	11.43	5.88	38	34.48	7.02
19	12.39	5.93	39	35.82	7.08
20	13.39	5.99	40	37.18	7.15

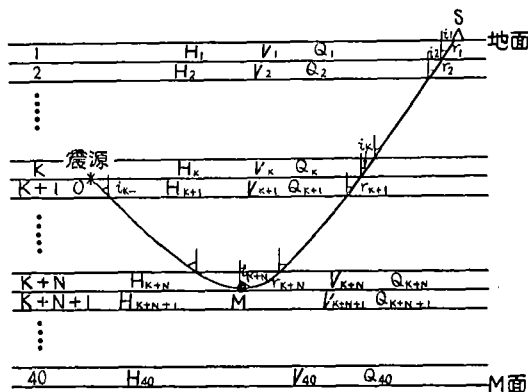


图 1

频率, Q 为介质品质因子, V 为波的传播速度, R 是波传播的路径。如果射线是从 $K+N$ 层和 $K+N+1$ 层界面返回地面的, 而且 $K+N-1$ 层以上各层的 Q_i 、 V_i 均知道, 并知道 $K+N$ 层的 V_{K+N} , 那么很容易求得 $K+N$ 层的 Q 值。由于

$$\begin{aligned} e^{-KR} &= e^{-\frac{\omega}{QV}R} \\ &= e^{-\frac{\omega}{QV}(r_1+r_2+\dots+r_K+2r_{K+1}+\dots+2r_{K+N-1}+2r_{K+N})} \\ &= e^{-\left[\frac{\omega}{QV}(r_1+r_2+\dots+r_K)+\frac{2\omega}{Q_{K+1}V_{K+1}}r_{K+1}+\dots+\frac{2\omega r_{K+N-1}}{Q_{K+N-1}V_{K+N-1}}+\frac{2\omega r_{K+N}}{Q_{K+N}V_{K+N}}\right]} \end{aligned}$$

$$\text{所以 } \frac{\omega}{QV}R = \frac{\omega}{QV}(r_1+r_2+\dots+r_K) + \frac{2\omega r_{K+1}}{Q_{K+1}V_{K+1}} + \dots + \frac{2\omega r_{K+N-1}}{Q_{K+N-1}V_{K+N-1}} + \frac{2\omega r_{K+N}}{Q_{K+N}V_{K+N}}$$

稍加整理得到求 Q_{K+N} 的公式为:

$$\begin{aligned} Q_{K+N} &= 2r_{K+N}/V_{K+N} / \left[\frac{1}{QV}R - \frac{1}{QV}(r_1+r_2+\dots+r_K) \right. \\ &\quad \left. - \frac{2r_{K+1}}{Q_{K+1}V_{K+1}} - \dots - \frac{2r_{K+N-1}}{Q_{K+N-1}V_{K+N-1}} \right] \end{aligned} \quad (2)$$

求得 $K+N$ 层介质的 Q 值后, 就可以求得 $K+N+1$ 层的 Q 值, 以此类推, 震源所处层 (K 层) 以下各层介质的 Q 值都可以求得。

现在的问题是如何求得射线在各层的路径 r_i 以及射线的总路径 R 。众所周知, 入射波、反射波和折射波在介质分界面遵从斯涅尔定律:

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2}$$

式中 i_1 、 i_2 分别为入射射线及反射射线与界面法线间的夹角, V_1 、 V_2 分别是入射射线及折射反射射线所在介质的波传播速度。假如震源位于 K 层与 $K+1$ 层的界面 O 处 (图 1), 由震源 O 发出的射线传至 $K+N$ 层和 $K+N+1$ 层界面后返回地面观测站 S , 那么射线 OMS 即为震源距 R , 它可以这样来计算:

$$\text{由于 } \frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2} = \dots = \frac{\sin i_{K+N}}{V_{K+N}} = \frac{1}{V_{K+N+1}}$$

$$\text{所以 } \sin i_1 = \frac{V_1}{V_{K+N+1}}, \sin i_2 = \frac{V_2}{V_{K+N+1}}$$

这样任一层j中的射线线段 r_j 可表示为:

$$r_j = H_j / \sqrt{1 - (V_j/V_{K+N+1})^2} \quad (3)$$

式中 H_j 为j层的介质厚度, V_j 为j层的波传播速度。因此R可以表示为:

$$R = 2 \sum_{j=1}^{K+N} [H_j / \sqrt{1 - (V_j/V_{K+N+1})^2}] - \sum_{j=1}^K [H_j / \sqrt{1 - (V_j/V_{K+N+1})^2}] \quad (4)$$

即

$$R = \sum_{j=1}^K [H_j / \sqrt{1 - (V_j/V_{K+N+1})^2}] + 2 \sum_{j=K+1}^{K+N} [H_j / \sqrt{1 - (V_j/V_{K+N+1})^2}] \quad (5)$$

到此, 用公式(3)和(5)可以求得 r_j 和R。需要补充一点的是, 在求震源以下各层的Q值时, 对震源以上的介质Q值, 用公式(1)给出一个平均的 $\bar{Q}$ 以及相应的平均速度 $\bar{V}$, $\bar{V}$ 是根据表2提供的速度值取算术平均。

三、结果和讨论

用上面介绍的方法编制计算程序计算各层的Q值时, 还需确定震源的深度。然而, 我们在采用直达P波计算Q值时所用的地震, 它们的震源深度, 深浅是不一致的, 公式(1)仅仅是一个统计的结果。因此, 必需给出一个平均的深度。考虑到许多被采用的地震, 其深度数据误差较大, 难以直接应用, 本文根据下列一些事实, 假设几个比较合理的可能震源深度数据来进行计算。首先, 从北京电信传输地震台网给出的地震速报目录来看, 北京地区凡能测出的震源深度大部分在10到20公里的范围内, 多数地震的深度在15公里左右。其次, 对唐山余震震源深度分布的研究表明: 共有8832个地震测定了震源深度, 其中深度小于20公里的地震占总数的91.7%。地震数随深度的分布接近于泊松分布, 优势深度为11.4公里。考虑到地壳中速度分布的连续模型中的分层情况, 以及为了计算方便, 这里我们假定震源处于11.4公里、13.4公里和15.4公里等三个不同深度情况下, 计算了各层介质的Q值。在计算中, 北京地区的虚波速度取8.15公里/秒。计算得到各层Q值的结果列在表3中。

从计算结果看来, 震源所在层介质的Q值大约是300到400, M面附近地壳介质的Q值大约为1000左右。从表3中还可以清楚地看到, 不管平均的震源位于什么深度(11.4公里, 13.4公里和15.4公里三种), 所算得的Q值都随深度的增加而单向地增加, 越向下, Q值越大。用最小二乘法来拟合这种变化关系, 得到下面的关系式:

$$Q(z) = 26.27z - 14.4 \quad (\text{震源位于11.4公里处}) \quad (6a)$$

$$Q(z) = 27.59z - 39.4 \quad (\text{震源位于13.4公里处}) \quad (6b)$$

$$Q(z) = 29.14z - 72.1 \quad (\text{震源位于15.4公里处}) \quad (6c)$$

拟合出的这些关系式, 相关系数都在0.999以上。式中 z 为深度, $Q(z)$ 是深度为 z 处介质的

Q值。

W. H. Бакин 等人〔8〕在研究中加里福尼亚沿圣安德列斯断层带的剪切波衰减时，为

不同深度层中介质的Q值 表3

层号	深度区间(公里)	震源深度		
		11.4公里	13.4公里	15.4公里
18		125.2*		
19	11.43—12.36	306.7	134.8*	
20	12.36—13.36	338.4		144.7*
21	13.36—14.36	368.1	352.6	
22	14.36—15.39	397.8	389.1	
23	15.39—16.43	424.9	420.7	403.5
24	16.43—17.50	450.6	449.6	441.2
25	17.50—18.59	474.6	476.3	473.1
26	18.59—19.70	498.4	502.2	502.5
27	19.70—20.83	528.1	533.1	535.2
28	20.83—21.98	558.5	564.7	568.5
29	21.98—23.15	589.7	597.1	602.6
30	23.15—24.34	622.0	630.6	637.5
31	24.34—25.54	652.4	662.4	671.0
32	25.54—26.77	689.6	700.5	710.3
33	26.77—28.01	712.5	725.2	737.0
34	28.01—29.27	749.1	762.9	776.1
35	29.27—30.55	786.6	801.7	816.2
36	30.55—31.84	821.8	838.3	854.4
37	31.84—33.15	861.8	879.6	897.1
38	33.15—34.48	890.4	909.8	929.2
39	34.48—35.48	929.5	950.3	971.3
40	35.82—37.18	973.5	995.8	1018.4

注：数据后标*号的为震源以上介质的平均Q值

了找出衰减随深度的变化，特地算出了不同震源深度（较深的和较浅的）地震波的衰减，由于资料不足，未能定量地估计出衰减随深度的变化关系，他们肯定了衰减随深度是有变化的。我们的工作虽然给出了衰减随深度的变化关系式（公式6a、6b和6c），但工作还是比较粗糙，并且是在一定的假设条件下计算得到的，基本上是一种统计平均的结果。尽管如此，上面的结果还是有意义的，弄清了介质衰减随深度变化的大致轮廓。这为研究北京地区地震发生的介质状况及震源环境提供了一种背景资料。另一方面，也为研究地壳内不同深度上，特别是在孕震深度（10到20公里）范围内Q值随时间的变化，从而在一定程度上为监视有关地区未来潜在的地震危险性，提供某种依据。

本文所用资料仅限于天然地震的记录，因此对震源以上（11公里）介质的Q值未能给出随深度的变化，只给出了Q的平均值。要是再用一些地面爆破的记录资料，对震源以上介质Q值的细构也是可以得到的，那样，地壳中介质Q值随深度的分布就比较完整了。这方面的工作有待于进一步去收集有关资料，加以研究，以得到更理想的结果。

参 考 文 献

- 〔1〕朱传镇等，海城地震前后微震震源参数与介质品质因子，地球物理学报，20，3，pp 222—231，1977年。
- 〔2〕付昌洪等，北京及其邻区Q值分布特征的研究，西北地震学报，2，3，pp 11—22，1980年。
- 〔3〕朱传镇等，唐山7.8级地震前后微震震源参数，地球物理学报，20，4，pp 264—269，1977年。
- 〔4〕李兴才等，海城地区地震波的衰减特性，地震学报，2，4，pp 368—377，1980年。
- 〔5〕张之立等，唐山地震的破裂过程及其力学分析，地震学报，2，2，pp 111—129 1980年。
- 〔6〕林邦慧等，1977年5月12日宁河地震烈度明显偏低的探讨，地球物理学报 22，1，pp 14—24 1979年。

- [7] 张嘉延, 唐山余震前震源深度的变化, 地震, 5, pp 1—2, 1981年.
- [8] W.H. Bakun and C.G. Bufe, Shear-Wave Attenuation Along the San Andreas Fault Zone in Central California, B.S.S.A, 65, 2, pp439—459, 1975年.

THE DISTRIBUTION CHARACTERISTICS OF Q VALUE WITH DEPTH IN THE CRUST IN BEIJING AREA

Fu Changhong Zhu Chuanzhen
(*Institute of Geophysics, SSB*)

Abstract

In this paper, the method of calculating Q value with depth in the crust by means of data of near earthquakes is described.

It is found that the relationship $Q(z) = 26.27z - 14.4$ ($z > 11\text{Km}$) may be adopted in Beijing and its adjacent region. The results obtained also show that Q value is 300—400 in the depth from 11—15Km which is the average focal depth in Beijing area, and Q—1000 approaching to the bottom of the crust.