地壳的Q结构与观测结果的解释

赵根模 聂永安

(天津市地震局)

摘 要

本文分析了地壳Q结构对于实测Q值结果的影响。对已发表的大部分 实测 数据进行分析,结果表明地震波射线路径与Q值显著相关。因此,在对实测的 Q值空间分布状况进行解释的时候,不仅要考虑地震波频率的影响,还应对射 线路径--距离效应进行分析和校正。本文还按照现有中国大陆地壳速度模型计 算了地震射线在水平层状介质中的传播路径及震中距与射线量低点深度的函数 关系,给出了华北及西南部分地区地壳Q结构。

Q值是描述介质非弹性性质的物理参数,它对于了解地球内部性质很重要。近年来包括 地震预报在内的许多问题都要求详细地了解岩石圈,尤其是地壳的Q结构及其随时间、空间 的变化。

我国的一些学者研究发现,大震震源区附近的Q值存在时间、空间的显著变化,但不同 的研究者往往得出相反的结论(增大或减小)。上述现象对于了解大震孕育的构造环境和震 前过程至关重要。因此有必要对影响地壳Q值测定的因素作更具体的分析,本文对 地壳Q结 构和射线路径的关系进行了初步讨论。

二、Q值实测数据与距离的关系的回归分析

我国地壳Q值测定研究是从七十年代中期开始的,以后陆续对华北、西南、东南等地分别 测定了一批数据。仔细分析这些数据就会发现它们与距离(震中距或震源距)有明显依赖关 系。表1列出的10组数据都是近10年来公开发表并附有距离参数的结果。

Q值与距离的依赖关系可用线性函数

$$Q(\Delta) = \alpha + \beta \Delta$$
 (1)

来描述,其中Δ为距离,以公里计。线性拟合系数 α 、 β 可用测量值通过最小二乘法求得。 μ $\alpha = \overline{Q} - \overline{\beta}\Delta$; (2)

$$\beta = \frac{\sum_{i=1}^{N} (\Delta_{i} - \overline{\Delta}) (Q_{i} - \overline{Q})}{\sum_{i=1}^{N} (\Delta_{i} - \overline{\Delta})^{3}}, \qquad (3)$$

第13卷

\$

ð

7

表1							
集号及地点	Qr, Qc	∆或R(km)	QP, QC	∆或R(km)	Qr, Qc	∆或R(km)	备注
	1320	92.4	257	18.0	600	42.0	(7)
No.1	610	42.7	1345	74.0	843	59.0	[8]
河北唐山	404	28,3	886	62.0	691	38.0	
	570	39.8	1109	61.0	546	30,0	
	833	58.3	628	44.0	511	23.0	
	831	28,0	646	36.0	1018	56.2	
No.2	1320	92.4	570	39,8	257	18.0	
何北唐山,平原台站	610	42.7	833	58.3	843	59.0	
(合善为松散抗积物)	404	28.3	331	28.0	600	42.0	
No.8	1345	74.0	646	36.0	511	28.0	
柯北唐山, 山区合站 (合基为石灰岩与结	1109	61.0	69 1	38.0	1018	56.0	
単名)	628	44.0	546	30.0			
No,4	620	161.0	1189	352.0			
四川西北部	506	86.0	874	262.0			(9)
No.5	343	170.0	608	222.0	472	176.0	
四川西南都	893	213.0	483	162.0	165	452.0	
	212	897.0					
No.6唐山东部	210	35.1	350	59.8	480	102.5	00
No.7	470	119.1	680	207.4	180	60.3	(8)
江宁海城(地震前)	620	161.6					
No.8	495	119,7	385	60.3	635	161.6	(8)
王丁祥集(周 慶前月 平均值)	640	207.4					
	808	60.6	442	88.4	244	48.8	(11)
No.9及No.10 京津地区	855	71.0	342	64.8	869	73.8	
	221	44.2	660	132.0	225	45.0	
	225	45.0	437	87.4	436	87.2	
	245	49.0	301	60.2	311	62.2	
	332	66.4	359	71.8	286	67 .2	
	271	54.0	221	44.2	606	121.2	
	370	74.0	230	46.0	437	87.4	
	261	52.2	245	49.0	253°	80.9°	
	226	45.2	326	65.2	383*	122.5°	
	332	66.4	266	53.2	356*	113.9*	
No.9 及No.10京津進区	311	62.2	249	49.8			

注。表中6-10组数据中的复中距为本文推算的。带"号的三组数据删除后为No.10。

f

其中

$$\overline{\Delta} = \sum_{i=1}^{N} \Delta_i / N , \qquad (4)$$

$$\overline{\mathbf{Q}} = \sum_{i=1}^{N} \mathbf{Q}_i / \mathbf{N} \quad . \tag{5}$$

Q与Δ的线性相关程度用系数R表示

$$R = \frac{\Sigma (\Delta_1 - \overline{\Delta}) (Q_1 - \overline{Q})}{\sqrt{\Sigma (\Delta_1 - \overline{\Delta})^2 \cdot \Sigma (Q_1 - \overline{Q})^2}}$$
(6)

对表1中10组数据逐一进行计算,求得相关系数R分别为0.94,0.99,0.97,0.99, 0.79,0.98,0.97,0.95,0.87和0.99。除第5组和第9组之外,其余8组的R都大于0.8。 可见Q对Δ的线性依赖关系非常显著(图1)。





应该说明,第9组数据有35对,其中3对偏差很大,将这3对数据(表中打星号的)删 去就构成第10组。第7、8组是按海城地震前及地震前后平均值分别计算的。表1显示震前 Q平均值并不大于震后的Q平均值,这与原有的结论不同。第2和第3组是将第1组数据按 台基岩性即平原松散沉积层及山区基岩分别计算的,表明在基岩中测得的Q值在同样的距离 条件下,普遍高于平原松散沉积层。这是平原松散沉积强烈吸收的结果。但Q值对△的依赖 关系相近。第4、5组为尾波Q值,尽管其 衰减机制与P波不同,但也表现出Q(Δ) 的函数关系。

T. Modiano和D.Hatzfeld(1982) 研究比利牛斯山地 震 时,发 现 实 测 Q,和 Q.值与震源距离强烈相关,并认为 这 是Q 值随深度增大的结果⁽¹²⁾(见图 2)。

为了简化计算,我们没有区分震中距与 震源距,因为考虑到所用地震震源均较浅, 其震源距与震中距较接近,不影响分析。



三、地震波射线分析

R. B. Herrmann和B. J. Mitchell(1975)给出了美国东部剪切波Qs深度剖面的 EUS模型⁽¹³⁾,如图3所示。从图3可以看出,该地区上地壳Q值很低,这部分地壳是由新 生代、中生代、古生代的沉积岩层和古老的变质岩层组成的。变质岩层的Q值较高,但在约 5km至10km深度间出现相反变化,在变质岩层下方的花岗岩层为明显低Q层。从10km处 向下Q值迅速增大,从300增至1000,这是中层地壳的特征,它是由混合岩构成的。下层地 壳由富含铁镁质的基性岩构成,从20km向下至40km,Q值从1000增加到2000左右。再向下 即为上地幔(超基性岩层),由于高温和岩石由固相变为液相Q值至此迅速减小。

在图 3 中同时给出Mueller与Landisman(1965)得到的北美大陆速度分层模型⁽¹⁴⁾, 稍加比较可知两个模型20km以上有相似的特点,上地壳的低速层与低Q层很吻 合。考 虑到 北美大陆与我国大陆的地壳结构有许多相似之处,故将此模型作为分析Q值数 据 的 参考 模 型。

参考EUS模型,上述Q(△)强函数关系最可能的解释就是Q随深度变化。为说明这一 点,我们对地震射线在地壳中的行程作了分析讨论。

1.距离与深度的相关关系

忽略地球曲率影响,将地壳简化为水平层状介质,如图4所示。在速度随深度连续变化



图3 Q值与深度的函数关系(右图)^[13]及大陆地壳速度模型(左图)^[14]

Fig. 8 Functional relation between Qs and depth, and crustal velocity model of North American Continent

时则有:



Fig. 4 Simplified crust model

73

 $\frac{\sin i}{v(z)} = \frac{1}{v(z_{n})} = P \,. \quad (7)$

(7)式中P为射线参数,v(z_n)为射线 最低点速度。若己知速度随深度的分布v (z),那么即可求得射线最低点深度 z_n与 震中距的关系。

$$\Delta = \int_{\mathbf{h}}^{\mathbf{z}_{\mathbf{m}}} \frac{\mathrm{d}z}{\sqrt{(\mathbf{v}(z_{\mathbf{m}})/\mathbf{v}(z))^{2}-1}} + \int_{\mathbf{v}}^{\mathbf{z}_{\mathbf{m}}} \frac{\mathrm{d}z}{\sqrt{(\mathbf{v}(z_{\mathbf{m}})/\mathbf{v}(z))^{2}-1}} \quad (8)$$

若震源深度h=0,则上式变为

$$\Delta = 2 \int_{0}^{2\pi} \frac{dz}{\sqrt{(v(z_m)/v(z))^2 - 1}}$$
 (9)

我们采用文献〔15〕给出的我国几大地壳块体的波速结构。当深度很大时(下地壳),各 块体的P波速度均约为8km/s,这样就可用连续函数

$$r(z) = 8.0 \times \frac{b+z}{c+z}$$
 (10)

来简单地表示各块体的速度分布,其中b、c可用最小二乘法拟合求得;

$$b = - \frac{(\Sigma f_{1})^{4} (\Sigma d_{1}) - (\Sigma f_{1}) (\Sigma f_{1} d_{1})}{N \Sigma f_{1}^{4} - (\Sigma f_{1})^{4}}, \qquad (11)$$

$$c = \frac{N \sum f_i d_i - (\sum f_i) (\sum d_i)}{N \sum f^2 - (\sum f_i)^2}$$
(12)

表 2

	华北	华南	青業	蒙古	塔里木
Ь	10.278	9.748	25. 64 0	8,074	9.437
c	18.143	17.783	42.475	14,631	20.093

其中 $f_i = V_i/8.0_i d_i = (1 - f_i) z_i$ 。 (13)

利用各块体的速度结构,求得各块体的 b、c值,如表2所示。

利用(9)式和(10)就可求出各块体

中震中距与波射线最低点深度的解析关系:

$$\Delta = 2 \int_{0}^{2\pi} \frac{(b+z) d_{z}}{\sqrt{D+Ez-Fz^{2}}}$$
(14)
$$F = 2 \left(e^{2x} - b \right) \cdot F = 1 - e^{2x}$$

 $\mathbf{\sharp + D} = a^{a}c^{a} - b^{a}; E = 2 (a^{a}c - b); F = 1 - a^{a},$ $a = v (z_{m})/8.0$

$$\mathbf{\mu} \quad \Delta = 2 \left\{ \frac{1}{\sqrt{F}} \left(b + \frac{E}{2F} \right) \left[\frac{\pi}{2} + \arcsin\left(\frac{E}{\sqrt{E^2 + 4DF}} \right) \right] + \frac{\sqrt{D}}{F} \right\}$$
(15)

波射线的最低点深度

$$z_{m} = \frac{E + \sqrt{E^{3} + 4DF}}{2F}$$
 (16)

将上面所求得的各块体的b、c值代入(15)式和(16)式, 就得到各块体中射线最低

点深度与震中距的关系,如表3和图5所示。

- 麦 3

.

最低点深度(km)	震中 距∆(km)						
	华北	华南	* *	# 古	塔里木		
10.00	68.34	66.04	88,89	65.11	58,88		
20.00	131,95	128.28	149.81	130.75	113,45		
30.00	204.92	199.94	213.06	207.58	176.01		
40.00	286,68	280,37	280.21	294 .51	246.11		
50.00	376.50	368.83	351.55	390,58	323.1 3		
60.00	473.78	464.70	427,03	495,04	406.56		
70.00	578.01	567.48	506,55	607.27	495.96		
80.00	688.77	676.74	589,97	726.79	598.97		



图5 震中距与P波射线景低点深度的关系



2.射线轨迹

若v(z_n)为射线最低点的速度,射线微分方程为

$$\frac{\mathrm{d}z}{\mathrm{d}x} = \pm \left[\left(\frac{v(z_{\mathbf{n}})}{v(z)} \right)^{\mathbf{s}} - 1 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (17)$$

据此可求出射线轨迹为:

$$\mathbf{x} = \begin{pmatrix} \int_{0}^{z} \frac{dz}{\sqrt{(V(z_{n})/V(z))^{2}-1}}, & 0 \leq z \leq z_{n}, & 0 \leq x \leq \frac{\Delta}{2} \\ \Delta - \int_{0}^{z} \frac{dz}{\sqrt{(V(z_{n})/V(z))^{2}-1}}, & \frac{\Delta}{2} < x \leq 0 \\ \end{pmatrix}$$
(18)

其中
$$\frac{\Delta}{2} = \int_{0}^{2\pi} \frac{dz}{\sqrt{(V(z_{m})/V(z))^{3}-1}} \circ$$

积分I(z) = $\int_{0}^{\pi} \frac{dz}{\sqrt{(V(z_{m})/V(z))^{3}-1}} = \left\{ \frac{1}{\sqrt{F}} \left(b + \frac{E}{2F} \right) \left(\arcsin\left(\frac{2Fz-E}{\sqrt{E^{3}+4DF}} \right) + \arcsin\left(\frac{E}{\sqrt{E^{3}+4DF}} \right) \right] + \sqrt{D} - \left(\sqrt{D+Ez-Fz^{3}} \right) / F \right\}$ (19)

用(18)、(19)式就可求出中国大陆各块体的射线轨迹,如图6所示。



图6 中国大陆地壳各块体的P波轨迹

四、Q值与深度的关系

根据上面讨论,由(1)式和(15)式我们可求得Q随深度的变化关系为

$$Q = a + 2\beta \left\{ \frac{1}{\sqrt{F}} \left(b + \frac{E}{2F} \right) \left[\frac{\pi}{2} + \arcsin\left(\frac{E}{\sqrt{E^2 + 4DF}} \right) \right] + \frac{\sqrt{D}}{F} \right\}.$$
(20)

(20)式即是Q与深度的解析关系。如果已知某地区Q随震中距变化的关系及速度分布,即可由(20)式求出该地区地壳的Q构造。本文利用第8组、第9组数据,结合华北块体速度模型,用第4、第5组数据结合西南地块速度模型分别求得辽宁、京津及西南(四川西部)地区地壳的Q结构(图7),



Fig. 7 Q value varying with depth

(1) 辽东半岛的Q 结构

b = 10.278, c = 18.143, $\alpha = 281.09$, $\beta = 1.87$ 。 (2) 京津地区的Q结构

b = 10.278, c = 18.143, α = 67.63, β = 3.76.

(3)四川地区的Q结构。

b = 25.640, c = 42.475, $\alpha = 266.56$, $\beta = 2.40$.

Fig. 6 P-wave ray path within each crustal block in Chinese Continent

第13卷

\$

五、讨论

据以上分析可见,许多实测Q值随震中距或震源距增大而增大的现象,实际上反映了上 部岩石圈Q结构的性质。因此在解释这类测量结果时,不能简单地推论它们在平面上和时间 上的变化,而要充分考虑到这种变化受波射线路径的影响。着手确立中国大陆地壳的Q构造 是一项很迫切的基础性工作。

本文在计算速度结构和Q结构时都作了很大简化,主要假定速度随深度连续单调增大, 即忽略了低速、高速层及低Q、高Q夹层的存在。在北美大陆地壳的模型中,就存在一个明 显的低Q夹层(地壳中部),许多资料表明虽然这一低Q夹层厚度不大,但其存在相当普 遍。很薄的低速层对地震波的吸收却很大。假定有两个相距很近,深度略有不同的震源,若 一个在低Q层之上,一个在低Q层之下,当在某一台站进行观测时,上层震源的射线可能两 次穿过低Q夹层,而下部震源射线只穿过一次,因此虽然它们的震中距和穿透深度相差不大, 其观测Q值却会有显著区别。在目前我们的定位精度的情况下,尤其是深度确定精度甚低, 深度误差范围有可能超过低Q夹层的厚度,这可能使得人们在利用小震(例如前震与余震) 测定Q值的差异时,得到不正确的结论。此外还应注意到,前震与余震分布深度有可能有较 大变化,它们的射线路径会有很大区别。

另外本文引用了川滇地区利用尾波测定Q值的结果,这些结果也显示出与 距 离 紧 密相 关。但Aki曾经指出,尾波Q值与距离无关⁽¹⁶⁾⁻⁽¹⁸⁾,并因此证明尾波是路径介 质散 射而形 成的⁽¹⁹⁾,而不是S波多次反射而形成的。川滇地区测定的结果与之不同的原因可能是采用了 **大距离的记录**,其尾波成份与短距离尾波成份不同,S波多次反射的成份明 显增大,这也是 有待进一步研究的问题。综上所述,应该指出,在将Q值测定方法应用于地震预报 等 实际工 作方面,还应做一些确定区域性地壳Q结构(深度函数)等基础性工作。

(本文1990年6月21日收到)

多考文献

- [1] 字津德治, 地震学, 共立全书, 1977.
- [2] 黄纬琼,大集前后地震尾波衰减率的变化图象,地震研究, Vol.7, No.1, 1984.
- (8) A. S. Jin and K. Aki, Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976,
 J. G. R., Vol. 91, 1986.
- 【4】 金严等,海城地震前后震潮处剪切应力值和介质品质因数的测定,地震研究, Vol.5, No.1, 1982.
- [5] 朱传慎、付昌洪等,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, Vol.20, No.8, 1977.
- 〔6〕 陈运春、林邦董等,巧家石棉的小震震源参数测定及其危险性的估计,地球物理学报, Vol.19, No.8, 1976.
- 〔7〕 张之立、李敏祖等,唐山地震的破裂过程及其力学分析,地震学报, Vol.2, No.2, 1980.
- 〔8〕 靳雅敏、陈运春等,唐山地震余震的震源多数和地壳介质的品质因数。地震学报。Vol.4。No.1。1982.
- 〔9〕 张耀阔、杨桂珍等,利用尾波测定四川部分地区介质品质因子,地震学报,Vol.5,No.5,1983.
- (10) 卓低如、刘连柱等,不同类型地震发生区域的Q值特征,地震,No.2,1985.
- C11) 林邦慧、李志勇等,京津地区Q值及平均应力降的分布特征,地球物理学报, Vol.25, No.4, 1982.
- (12) T. Modiano and D. Hatzfeld, Experimental study of the spectural content for shallow earthquake, B.S.S.A., Vol. 72, No. 5, 1982.
- (18) R. B. Harrmann and B. J. Mitchell, Statistical analysis and interpretation of surface wave an elastic attenuation data for the stable interior of North America, B.S.S.A., Vol.65, 1115-1128, 1975.
- (14) 〔美〕J. G.海阿科克,地壳,地震出版社,1983.
- (15) 冯锐、朱介寿等,利用地震面波研究中国地壳结构,地震学报, Vol.8, No.4, 1981.

- C160 K. Aki, Analysis of the seismic coda of local earthquake as scattered waves, J. G. R., Vol.74, 1969.
 C160 K. Aki and P. Shawat. Onivin of each many supersonal contaction of factor.
- (17) K. Aki and B. Shouet, Origin of coda waves, source, attenuation and scattering effects, J. G. R., Vol.80, 1975.
- C18) K. Aki, Scattering and attenuation, B. S. S. A., Vol.72, 1982.
- (19) L. S. Gao, L. C. Lee, N. N. Biswas and K. Aki, Comparison of the effects between single and multiple—scattering on coda waves for local earthquakes, B. S. S. A., Vol. 73, 377-389, 1983.

THE STRUCTURE OF CRUSTAL QUATITY FACTOR AND THE EXPLANATION OF OBSERVED RESULTS

Zhao Genmo, Nie Yong'an (Seismological Bureau of Tianjin City, China)

Abstract

This paper deals with the effect of the structure of crustal quality factor Q on the measurement of Q value. Most of reported results show that there is some positive correlation between Q value and ray path of seismic waves. Therefore, for explaining the spatial distribution of observed Q values, not only the effect of seismic frequencies, but also analysing and correcting the effect of ray path on epicentral distance must be considered. Finally, according to current crustal velocity model of Chinese Continent, by calculating the seismic ray path in horizontal layered medium, the authors obtained the functional relation between the epicentral distance and the maximum depth of ray path, and give the structures of crustal Q in North China and partial areas of Southwest China.

æ

1