

# 中国大陆地壳上地幔 S 波品质因子三维层析成像

洪学海<sup>1,2</sup> 朱介寿<sup>2</sup> 曹家敏<sup>2</sup> 许卓群<sup>1</sup>

1 北京大学计算机科学技术系, 北京 100871

2 成都理工大学信息工程学院, 成都 610059

**摘要** 根据欧亚大陆及西太平洋地区 58 个数字地震台站 2861 个长周期波形记录, 从中挑选出符合条件的 223 对经过中国大陆的双台路径记录, 采用相匹配滤波和频率域维纳滤波相结合的方法, 计算出双台之间的混合路径衰减系数. 对中国大陆区域进行网格划分, 通过网格化反演得到中国大陆区域每个网格单元的纯路径衰减系数. 根据速度和密度模型, 对每个网格单元进行深度反演, 得到 10~350km 的 S 波品质因子  $Q$ , 进而得到整个中国大陆的 S 波品质因子分布. 结果显示: 研究区域的  $Q$  横向和纵向变化非常显著, 能够明显区分软流圈结构, 各个大构造单元的  $Q$  结构呈现出显著的变化. 这为解释中国大陆区域地球内部介质性质和探讨地球动力学提供了丰富的信息.

**关键词** 中国大陆 面波衰减 相匹配滤波 维纳滤波 黏弹性结构 品质因子 层析成像

文章编号 0001-5733(2003)05-0642-10 中图分类号 P315 收稿日期 2002-03-27, 2003-02-15 收修定稿

## TOMOGRAPHY OF THE 3-D S-WAVE QUALITY FACTOR OF THE CRUST AND UPPER MANTLE IN CHINA

HONG XUEHAI<sup>1,2</sup> ZHU JIESHOU<sup>2</sup> CAO JIAMIN<sup>2</sup> XU ZHUOQUN<sup>1</sup>

1 Department of Computer Science & Technology, Peking University, Beijing 100871, China

2 Department of Application Geophysics, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

**Abstract** We selected 223 pairs of Rayleigh wave from 2681 waveforms recorded by 58 stations in the Euro-Asia land and west pacific region. The fundamental-mode surface wave was separated using the phase-match for each seismograms. The fundamental-mode interstation attenuation coefficients was calculated using the two-station methods. In order to avoiding the negative attenuation coefficients, the frequency-domain Wiener filter was used. We inverse the attenuation coefficient of the Rayleigh wave in China area with grids  $4^\circ \times 4^\circ$ , calculate the layer  $Q$  in each grid, and then get the distribution of  $Q$  with different depth in China area. This paper mainly inverses the S wave factor using the surface wave attenuation characters. The result shows that the lateral and vertical variations of  $Q$  are very clear in the whole area and the asthenosphere, and some big structure area is also shown very clearly. This study provides plentiful information for the interpretation of the material property and geodynamic of the earth interior in China area, and also help to understand the interior viscosity structure in China area.

**Key words** China Area, Surface wave attenuation, Phase-match filter, Wiener filter, Viscidity structure of the interior earth, Quality factor, Tomography.

基金项目 国家自然科学基金重点项目(49734150)、国土资源部重点专项(20001010)和中国博士后科学基金项目资助。

作者简介 洪学海,男,1967年生,副教授,现为北京大学计算机科学技术流动站博士后,主要从事地震波理论、层析成像、并行计算、人工智能等方面的研究与教学工作。E-mail: hxx@ailab.pku.edu.cn

## 1 引言

地震波不仅可以提供地球内部构造信息,而且还能够提供地球内部物质的成分、晶体结构和物态、温度、物质流动等重要信息,因此成为研究地球内部结构及其动力系统最重要的手段之一,并且愈来愈发挥重要的作用<sup>[1-4]</sup>.

在以往对中国及邻近区域的地壳上地幔三维结构研究中,人们比较注重地壳上地幔三维速度结构的研究<sup>[5-11]</sup>.这是因为一方面用速度结构可以解释地球内部三维结构某些方面的特征,另一方面对计算速度参数而言,它牵涉的因素相对比较少.但是,速度参数只是利用了地震波的运动学信息,而忽略了地震波动力学的特征信息<sup>[12-15]</sup>.因此,只用三维速度分布解释地球内部结构是不全面的.品质因子参数(即地震波 $Q$ 值)是地震波运动动力学的特征参数,运用这个参数可以丰富对地球内部结构的认识<sup>[16-18]</sup>. $Q^{-1}$ 值( $Q$ 值倒数)是地震波能量的损耗率,即地震波在传播过程中能量的衰减,是传播介质的非弹性性质反映,是温度和相变所致晶体结构变化的一个敏感指标,在了解地球内部介质的非弹性性质和推断其热力学状态上均有重要应用价值<sup>[16-27]</sup>.当然也应当看到,因为多种因素都会影响地震波的振幅,如散射、几何扩散、多重路径、震源辐射、仪器不确定性、介质结构的纵横向非均匀性、地球旋转和椭球效应以及波振型的干涉与耦合等等<sup>[28]</sup>,地震波的纯路径衰减量难以准确测定.除此之外,无量纲的介质品质因子 $Q$ 与频率间的固有关系仍然不确定,这就给 $Q$ 值的测定与解释带来困难<sup>[29]</sup>.

地震波的衰减比弹性波速对地球结构和组成的变化更敏感.在上地幔中,地震波速度的横向变化不过百分之几,而地震波衰减的横向变化可能达到50%~100%,甚至更大<sup>[14,15,30,31]</sup>.同时用面波来测定衰减也比较有利,因为它受地壳局部的非均匀性的影响较小,一定能量束可以沿着地表射线路径采样,几何扩散系数可以更准确的估算<sup>[29]</sup>.分析面波的频散和衰减信息是研究地球内部结构和构造的有效方法.介质的地震波品质因子是度量地球内部介质非弹性性质的重要参数.通过对地壳上地幔中地震波衰减结构的纵横向变化的研究,将有助于对地球内部构造、活动、动力学特征、壳幔界面及热结构和黏滞结构等的进一步认识<sup>[16,24,25]</sup>.本文利用Rayleigh面波资料,采用改进的双台法来研究中国大陆区域地壳上地幔S波品质因子三维结构.该方法的优点是扣除了确定地震震中、发射时刻和震源辐射的影响,避免了计算震源参数的困难,提高计算精度.采用网格化反演方法和深度反演方法,对中国大陆区域进行S波品质因子 $Q$ 成像,有利于进一步认识中国大陆地壳上地幔结构.

## 2 资料来源与选取

频散和衰减计算过程中的记录主要来自中国数字地震台网(CDSN)、全球数字地震台网(GDSN)、全球数字标准地震台网(DWWSSN),由从IRIS和国内收集的记录组成.本次收集了1982~1999年间20°E~180°E,20°S~80°N范围的约3200多个地震事件,并收集了约6005条Rayleigh波记录,从3200多个地震事件中挑选了260个地震事件(见图1)2681个Rayleigh波记录,进行群速度频散分析,建立中国

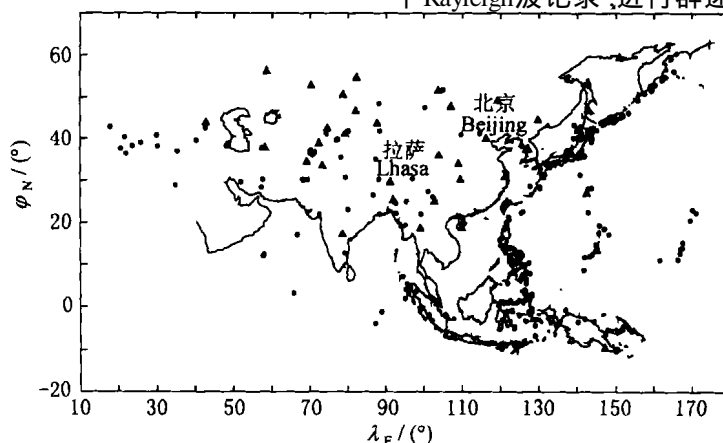


图1 台站位置(三角)与地震事件(实心圆点)位置分布图

Fig. 1 The distribution of the seismic events(triangles) and stations(dots)

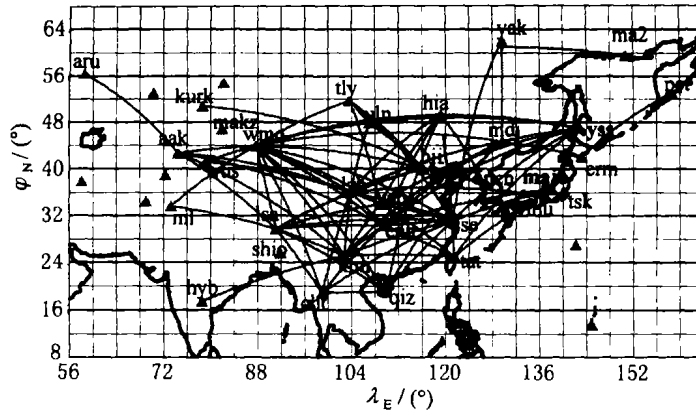


图 2 用于实际计算衰减系数的双台路径分布图

Fig. 2 The distribution of the two-station paths used in computing attenuation coefficient

大陆群速度频散结构. 同时测定的每个面波记录的群速度数据也将为衰减测定的数据去噪预处理奠定基础. 从 2861 个 Rayleigh 面波频散测定的原始记录中进行双台法地震记录挑选. 条件是针对一次地震, 两个台站位于同一大圆路径上, 射线方位角偏差不超过 4°. 根据地震记录的质量和方位角偏差严格缩小的要求, 以及仪器参数的配套情况剔除记录, 对最后剩下 223 对记录 (图 2) 进行最后的衰减分析的数据预处理过程.

### 3 数据处理方法

首先计算出每条射线的混合路径群速度, 运用相匹配滤波方法<sup>[21, 32]</sup> 分离出面波信号中的基阶面波. 对双台基阶面波信号用改进的双台法——频率域维纳滤波的方法<sup>[21]</sup> 计算出两台站之间的衰减系数, 然后再通过网格化反演, 得到每个单元格的衰减系数, 再通过深度反演, 得到各单元格深度的 S 波品质因子  $Q$ .

#### 3.1 基阶面波信号分离

在距震源为  $x$  处, 观测记录到的面波记录  $f(x, t)$  可以认为是一系列波振型叠加的结果. 当距震源达到一定距离时,  $f(x, t)$  可记为

$$f(x, t) = \frac{1}{2} \sum_m A_m(x, \omega) e^{i K_m(x) x - i \omega t} \quad (1)$$

式中

$$A_m(x, \omega) = I(\omega) S_m(\omega) R_m(\omega) \frac{\exp(-i K_m(\omega) x)}{\sqrt{x}} \exp(i K_m(\omega) x) \quad (2)$$

是第  $m$  阶振型的傅氏谱, 这里第  $m$  阶振型面波的衰减系数为

$$m(\omega) = \frac{1}{2 U_m(\omega) Q_m(\omega)}, \quad (3)$$

式中,  $\omega$  是角频率,  $t$  是时间,  $I(\omega)$  是仪器的响应,  $S_m(\omega)$  是第  $m$  阶振型的震源谱,  $R_m(\omega)$  是第  $m$  阶振型的路径响应,  $K_m(\omega)$  是第  $m$  阶振型的波数,  $U_m(\omega)$  和  $Q_m(\omega)$  分别为第  $m$  阶振型在频率为  $\omega$  时的群速度和品质因子. 同时由于地震仪器记录的信号大多是受到噪音干扰的, 首先要对地震仪器记录的地震信号进行各种预处理. 这种处理包括消除噪声、零漂校正、仪器频响校正和几何扩散校正. 从 (1) 式可知, 实际观测到的面波记录是一系列振型叠加的结果. 当震中距较小时, 各种振型波叠加在一起, 不易辨认; 只有当震中距足够大时, 各种振型波之间的速度差可使基阶振型与高阶振型信号在时间域内分离开, 这一点早已被实际观测信号所证实<sup>[28]</sup>. 相匹配滤波通过消除所要分离的振型信号的相位, 在时间域内, 压缩所感兴趣的特定振型, 产生能量关于零延迟对称的零相位信号. Eugene Herrin 等<sup>[28, 32]</sup> 定义这个时间域的零相位信号为“伪自相关函数”(简写 PAF), 假定地震图是由简正振型叠加而成, 设时间域 PAF 为  $f_j(t)$ , 则有

$$f_j(t) = \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ e^{i(K_j^* - K_j)x} \right\} A_m e^{i(\omega - K_m x) t} d\omega, \quad (4)$$

这里的  $A_m, K_m, K_j^*$  分别是频率  $\omega$  的函数, 即  $A_m(\omega, x), K_m(\omega), K_j^*(\omega)$ . 假定震源和仪器响应均已从  $A_m$  中消除,  $K_j^*$  是所感兴趣的第  $j$  个振型的波数频散, 式中  $K_j^* x$  项表示第  $j$  个振型的相位, 它由第  $j$  个振型的群到时积分得到. 因此,  $\{ \cdot \}$  就表示相匹配滤波器. 式 (4) 可以写成如下形式

$$f_j(t) = \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} A_e e^{i(K_j^* - K_j)x} e^{i(\omega - K_j x) t} d\omega +$$

$$\frac{1}{2} \sum_{m,j} A_m e^{i(t - K_m x)} d \quad (5)$$

如果  $K_j^* = K_j$ , 则(5)式中的第一项积分逼近零相位而且集中于零延迟. 假如所感兴趣的振型与其他振型是能够区分开来的, 则在时间域里加一个具有零相位的窗  $w(t)$  即可消除其他振型和噪声的影响. 为了得到精确的波数谱估计, 采用一个迭代过程, 直到在所需要的带宽内,  $K(K = K_j^* - K_j)$  逼近零为止. 然而, 由于加窗的影响, 不可避免地会使谱发生畸变. 为了消除加窗的影响, 利用时变滤波的方法, 进行谱校正. 经过校正后的振幅谱与最终迭代所得的相位  $K_j^* x$  相结合, 即可得到所要分离的振型的傅氏谱, 再经过反变换便得到所要分离的振型的时间域信号<sup>[28, 32]</sup>.

### 3.2 衰减系数与网格化反演

双台法面波衰减系数计算中, 台间衰减系数的计算方法如下式所示

$$= - \ln \left[ (A_2/A_1) \sqrt{\sin \alpha_2 / \sin \alpha_1} \right] / (r_2 - r_1), \quad (6)$$

$A_1$  和  $A_2$  是两个台站接收信号的傅氏谱,  $r_1$  和  $r_2$  是震中距. 直接用双台谱比法, 会出现很多负的、难以解释的衰减系数. 本文采用频率域维纳滤波的方法<sup>[21]</sup> 解决这一问题.

双台法中, 台间格林函数谱  $H(f)$  表示为

$$H(f) = (Y(f)/X(f)) e^{i(x - y)}, \quad (7)$$

式中,  $X(f)$  和  $Y(f)$  是两个台站接受基阶面波信号的傅氏谱,  $x$  和  $y$  分别是  $X(f)$  和  $Y(f)$  的相位谱. 如果只是简单的反褶积可能导致结果不稳定, 尤其是在“谱洞”存在的情况下更是如此. 在计算  $X(f)$  和  $Y(f)$  时,  $x_i$  和  $y_i$  的所有记录点 ( $x_i$  和  $y_i$  分别是第一个台站和第二个台站记录的所有采样点) 都参与了计算. 直接谱比技术认为参与计算的所有记录点都是有用的信号. 因为这种方法不能从受其他干扰的信号中分辨出单一阶数的信号, 因此在实际数据处理时, 存在随机噪声、多路效应或者其他阶数信号的情况下易导致解的不准确. 在时间域维纳滤波中, (7) 式以自相关函数和互相关函数的形式表示, 在时间域完成反褶积. 如果上式被转化到频率域, 反褶积就变得相当简单. 在时间域反褶积, 对自相关和互相关函数只考虑  $m$  个点, 它相当于对两个完全相关函数 ( $n + m$  个点) 加延迟为  $m$  的矩形窗. 因为在时间域加窗导致在频率域的光滑,  $m$  个点长度的相关函数的谱是光滑的谱, 代替了原来的  $n + m$  个

点长度的相关函数傅里叶变换的谱, 因此, (7) 式傅氏变换为

$$\overline{G}(f) = \overline{H}(f) \overline{R}(f), \quad (8)$$

式中  $\overline{G}(f)$ 、 $\overline{H}(f)$  和  $\overline{R}(f)$  分别是  $g_t$ 、 $h_t$  和  $r_t$  的  $m$  个采样点的傅氏谱.  $g_t$  是两个台站接收信号的互相关,  $r_t$  是第一个台站接收信号的自相关,  $h_t$  是系统响应. 则反褶积直接为

$$\overline{H}(f) = \overline{G}(f) / \overline{R}(f). \quad (9)$$

因此, 频率域的格林函数实际就是光滑的互相关谱与自相关谱的比率. 它避免了在时间域维纳滤波处理的不稳定和必需进行阻尼校正的问题<sup>[21]</sup>. 在这点上, 加窗切除窗口外噪声的维纳滤波对于直接谱比法的优势是明显的. 但是, 如果注意到因为自相关函数有零相位, 自相关函数通常比互相关函数有一个比较短的持续期, 那么可以通过给自相关函数加短的窗<sup>[21, 30]</sup>, 更大程度地减小噪声, 就可以改进维纳滤波.

在求得衰减系数之后, 可采用网格化反演方法得到每个单元格的纯路径衰减系数. 位于真震源最近的台站位置假定是震源位置, 则第二个接收台站的位置就是假定的接收台站位置, 这样就建立了双台法衰减系数计算中“射线路径”概念. 基于纯路径衰减数据, 根据射线路径分布覆盖情况, 首先对反演区域进行  $4^\circ \times 4$  网格划分, 把研究区域划分成  $Z$  个网格单元; 然后求取台站间的大圆路径; 对某个周期  $T$ , 根据第  $j$  个网格所假定的纯路径衰减  $r_j(T)$ , 计算出第  $i$  条“射线路径” ( $i = 1, 2, \dots, m$ ,  $m$  为反演区域内的总的射线路径数) 理论衰减系数  $i(T)$ , 即

$$i(T) = \sum_{j=1}^m \left( d_{ij} / D_i \right) \cdot r_j(T), \quad (10)$$

式中  $D_i$  是第  $i$  条路径的总长度,  $d_{ij}$  是第  $i$  条射线路径在第  $j$  个网格单元内的长度. 这里求网格单元内的平均衰减系数  $\overline{r}_j(T)$ , 而  $\overline{r}_j(T)$  与实际测出的衰减系数  $r_j(T)$  的关系与上式中  $\overline{r}_j(T)$  与  $r_j(T)$  的关系相同. 则第  $i$  条射线路径衰减系数校正项为

$$i(T) - \overline{i}(T) = \sum_{j=1}^m \frac{d_{ij}}{D_i} (\overline{r}_j(T) - r_j(T)), \quad (11)$$

写成矩阵形式如下

$$[\overline{Y}]_{m \times 1} = [A]_{m \times n} \cdot [X]_{n \times 1}. \quad (12)$$

因此, 在双台法地震面波衰减层析成像中的方程就建立起来了. 采用 LSQR 进行反演. 上述矩阵方程中  $[A]_{n \times m}$  是每个衰减射线穿过每个单元的长度矩阵;  $[X]_{n \times 1}$  是每个单元格的衰减系数矩阵;

$[\bar{Y}]_{m \times 1}$  是观测衰减系数残差向量.

### 3.3 单元格 S 波品质因子 $Q$ 深度反演与 $Q$ 分布

通过面波频散反演得到 S 波速度, P 波速度数据采用朱介寿等<sup>[6]</sup>建立的模型数据. 采用该模型反演的优点就是考虑到了 P 波速度与 S 波速度之间的关系在各个区域和各个深度层的不同. 对 Rayleigh 波, 其衰减系数  $\bar{\gamma}_j$  有

$$\bar{\gamma}_j = f_{l=1}^N \left[ \frac{-l}{c_{Rl}} \left( \frac{\partial c_{Rl}}{\partial l} \right) + \frac{-l}{c_{Rl}} \left( \frac{\partial c_{Rl}}{\partial l} \right) \right] Q_l^{-1}, \quad (13)$$

式中  $N$  为模型总层数(本次研究取 15), 下标  $l$  为层序号,  $\rho_l$  为层密度,  $v_l$ 、 $l$  分别是纵、横波层速度.  $Q_l$  为层状介质固有的品质因子,  $c_{Rl}$  和  $f$  为 Rayleigh 波相速度和频率,  $\bar{\gamma}_j$  为纵横波品质因子比例系数, 一般取 1.8 ~ 2.25. 对此式可采取不同的反演方法进行反演. 本文采取阻尼最小二乘法对每个网格单元做深度反演, 即可得到每个“单元柱”的  $Q(z)$ . 从而得到整个中国大陆 S 波的  $Q$  三维结构.

## 4 结果与讨论

本次研究反演计算了中国大陆 Rayleigh 波 10 ~ 150s 共 28 个周期的衰减系数分布, 几个主要的周期

衰减系数分布图像见图 3.

深度反演得到的整个中国大陆 S 波的  $Q$  三维结构如图 4 所示. 几个经过中国大陆  $Q$  三维结构的剖面见图 5 和图 6.

### 4.1 中国大陆区域 $Q$ 结构

在中国大陆区域内, 通过衰减反演的各个网格“单元柱”的 S 波品质因子结构代表的是每个小单元柱的 S 波品质因子平均结构, 并且在整个大陆区域, 各个小单元柱的  $Q$  结构是各不相同的(结果将另文发表). 从 S 波品质因子分布的层析图像(图 4)看, 大陆区域 S 波的品质因子在各个构造单元存在显著的变化; 从剖面图(图 5、6)来看, 品质因子结构比较容易分辨出克拉通地块构造位置和软流层结构.

由 S 波品质因子  $Q$  层析图像分析, 认为中国大陆区域的品质因子结构具有如下的特点: 从 50km 的层析图(图 4a)可见, 整个大陆区域的品质因子比地壳部分的品质因子要小, 普遍在 30 ~ 150 左右. 并且大陆区域的各大构造单元也能够比较清晰地显示出来. 这个深度范围内整个青藏高原的轮廓显现比较清楚, 这也说明青藏高原是一个非常特殊的构造区域.

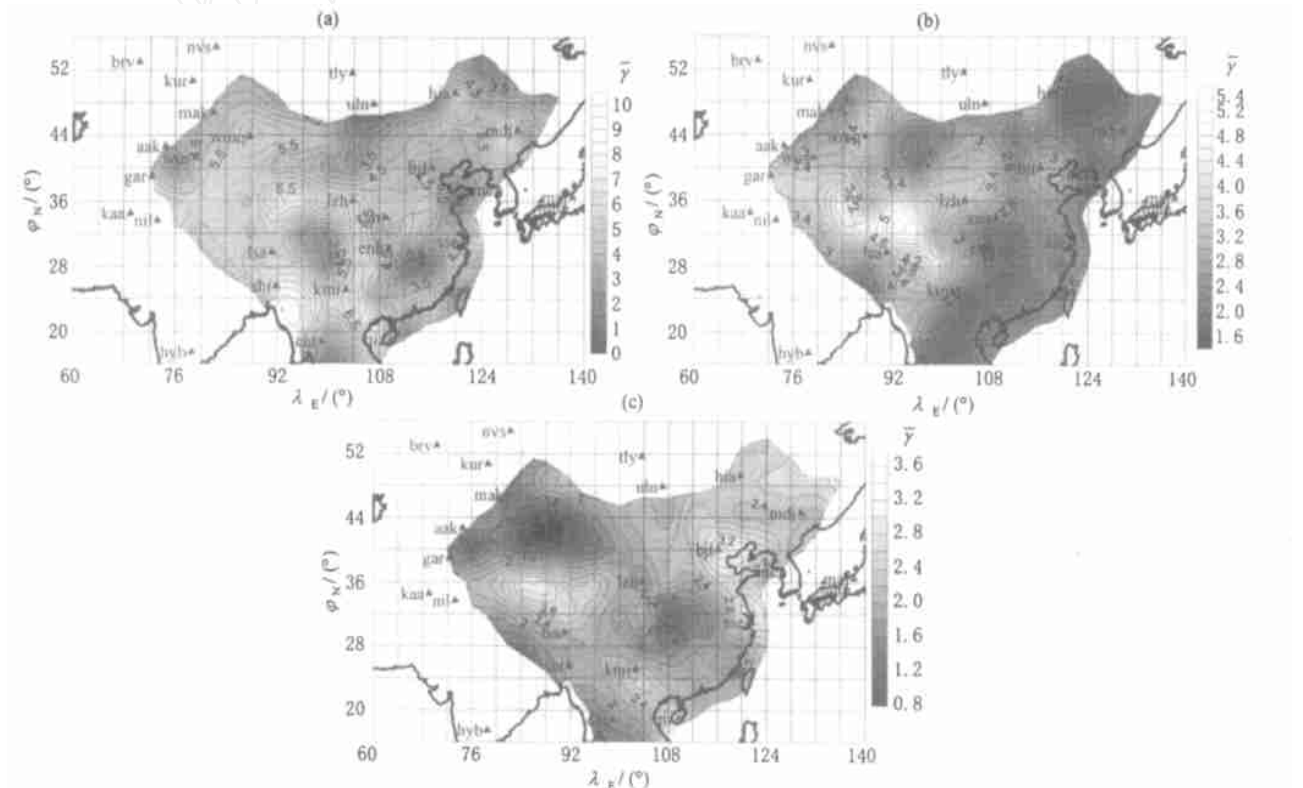


图 3 中国大陆及部分邻近区域 Rayleigh 面波不同周期衰减系数  $\bar{\gamma}$  分布图

(a) 周期为 20s; (b) 周期为 50s; (c) 周期为 100s.

Fig. 3 The distribution of attenuation coefficient of Rayleigh wave with different periods

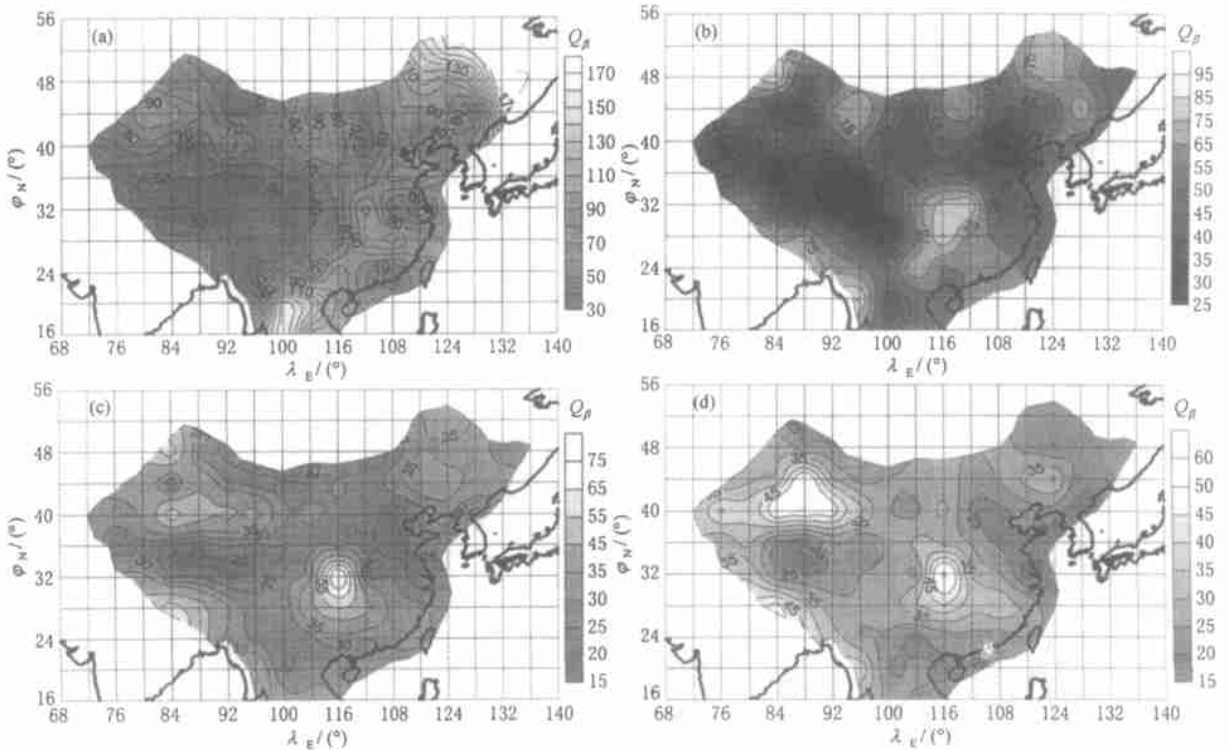


图4 中国大陆及部分附近区域地壳上地幔Q层析成像

(a) 50km; (b) 100km; (c) 150km; (d) 250km.

Fig. 4 The tomographic of the Q of the crust and upper mantle in Chinese motherland

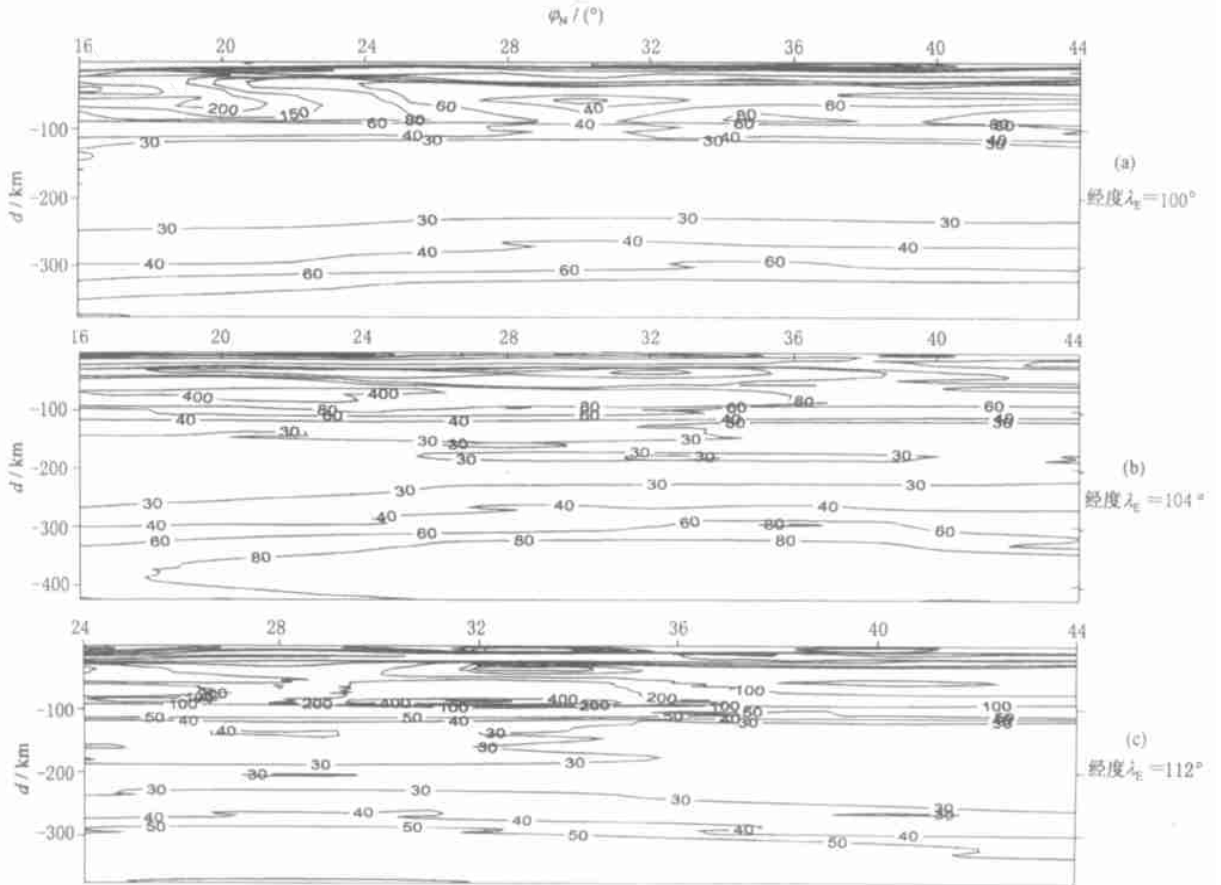


图5 中国大陆地壳上地幔经度分别为100°E(a)、104°E(b)、和112°E(c)的Q分布剖面图

Fig. 5 The profiles of Q of the crust and upper mantle in Chinese motherland

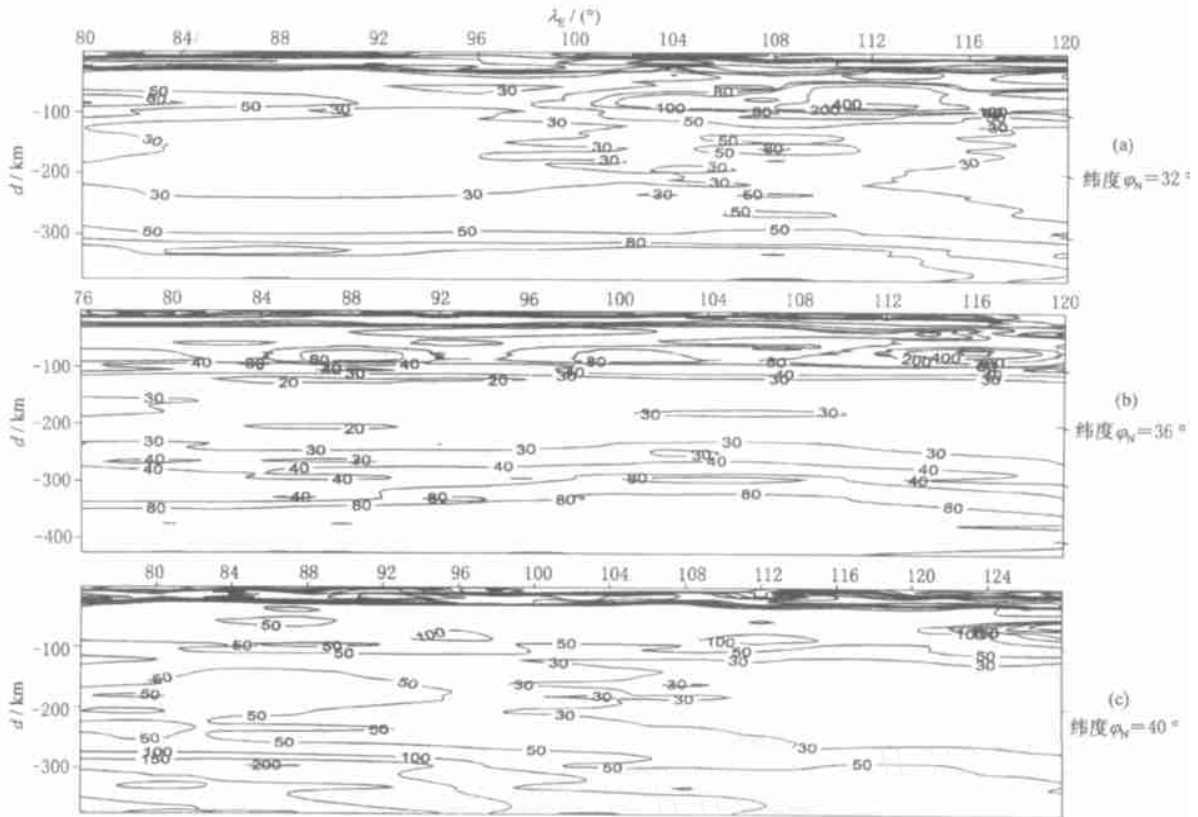


图 6 中国大陆地壳上地幔纬度分别为 32°N(a)、36°N(b)和 40°N(c)的  $Q$  分布剖面图

Fig. 6 The profiles of  $Q$  of the crust and upper mantle in Chinese motherland

从 100 ~ 250km 的层析图(图 4(b ~ d))可见,整个大陆区域的  $Q$  值都比较小,变化范围大多数在 25 ~ 75 的范围内,部分区域表现出相对高的  $Q$  值(最高达到 200),但整体  $Q$  值都相对比较小. 从 100km 的层析图上还可见青藏高原的低  $Q$  值范围在缩小,扬子地块高  $Q$  值(相对值较小)区域突现. 从 200km ~ 250km,整个中国大陆区域的  $Q$  值变化相对比较小,但  $Q$  值分布差异仍然存在.

沿三个经度的剖面图(图 5)显示西面穿过青藏高原东部,中部穿过云贵、四川盆地、秦岭和西北,东面经过华南和华北. 3 条剖面显示的主要是中国大陆从东部到西部以至青藏高原的  $Q$  值在纵向上的变化,其主要特点是,可以看出中国大陆区域的岩石圈和软流圈的分布及分界范围;3 个剖面在 80 ~ 300km 不等的界面上都明显有一个相对的“低  $Q$  值分布带”;在 80 ~ 100km 不等的深度上,可见高  $Q$  值层与相对低的  $Q$  值层的分界面,并且在这个分界面上,东、西部  $Q$  值大小差异明显.

沿纬度为 32°N、36°N 和 40°N 位置剖分的是横穿经过中国大陆的 3 条剖面(图 6). 32°N 剖面清晰

地显示了在经度 100°E 到 112°E 的位置上,在整个深度上有一片相对高的  $Q$  值分布,而这个位置是上扬子地块的位置,可见上扬子克拉通地块构造在  $Q$  值结构上也显现明显. 36°N 剖面显示的低  $Q$  值与高  $Q$  值分界面上  $Q$  值变化比较剧烈;青藏高原区域剖面  $Q$  值相对比西北、华北区域的要小,变化也不如西北、华北的大;华北区域在 50 ~ 100km 范围内表现为较大的  $Q$  值. 40°N 剖面塔里木盆地上地幔是比较大的  $Q$  值分布,同时,软流圈与岩石圈分界面也比较明显.

#### 4.2 青藏高原地区

青藏高原是全球最大的高原,从速度结构来看<sup>[33]</sup>,高原内部莫霍面埋深一般在 60 ~ 70km 之间. 高原边缘造山带,地壳厚度大,普遍存在山根. 速度结构<sup>[6,33]</sup>显示,青藏高原周边的大型前陆沉积盆地岩石层其莫霍面埋深突然变浅. 宋仲和等<sup>[5]</sup>的研究结果也显示出青藏地块岩石圈速度相当的大,平均为 4.50 ~ 4.65km/s. 本次研究计算的网格单元  $Q$  结构结果显示青藏高原的  $Q$  结构纵、横向变化非常明显. 在地壳 15 ~ 20km 之间,整个青藏高原都存在一个高  $Q$  层, $Q$  值达到 400 ~ 800. 在 25km 中地壳深

度上,青藏高原表现出东、中和西部的  $Q$  值差异比较大,西部一般在 150~250 左右,中部部分在 70~100 左右,东部部分区域则比较大,达到 500~800 以上。在 55~70km 处都普遍存在一个次一级的高  $Q$  层,这表明在青藏高原的这个深度处,有物质性质差异或热力学差异的界面存在。可能这一深度处是青藏高原的莫霍界面。这与速度结构的结果是一致的。在 90~115km 深度处,青藏高原存在一个强衰减层。这可能又是一个热力学差异界面。在 150km 处,出现一个低衰减层,此层是一个与速度变化结果也比较一致的界面。通常地壳或上地幔中速度只有零点几的变化,不是很明显;而  $Q$  结构变化跳跃大, $Q$  值变化比较显著。对物质热状态变化比较敏感。这就是用  $Q$  研究地球内部结构的优势所在。

由平面层析图像(图 4)可以看出,总体上,青藏高原的  $Q$  值比其周围地区的低;特别是在 50km 以下,200km 以上的范围内, $Q$  值要比周围其他地区明显的低,在 200km 以下深度,与周围的差别在减小。这表明青藏高原地区是一个在物质性质或热力学状况与周边地区存在显著差别的区域。推测高原地区由于是构造活动年轻的区域,特别是由于地热的活动,使得该构造区域内的物质塑性变大,黏弹性增强,地震波衰减增强,从而使得该区的  $Q$  值普遍较低。200km 以下  $Q$  值与周边  $Q$  值差异不大,说明在这个深度以下,物质黏弹性性质或热力学状况与周边地区区别不是太明显,但需要注意差异仍然是存在的。

从剖面层析图像(图 5、6)也可以看出青藏高原的软流圈的界面位置及其厚度分布情况。大致在 120km 的深度, $Q$  值从 40 开始明显的变化,逐步变小,一直延续到 280km,这么厚的范围内  $Q$  值大小都是在 40 范围内,因此可以认为这就是软流圈的厚度,大致是 160km。这个结果与用波形反演的速度结构<sup>[33]</sup>研究的地壳上地幔中软流圈结构是一致的。说明该构造区域的地球内部的弹性界面与黏弹性界面具有一定的相关性,即弹性速度界面也是物质交换或热力学状况变化差异较大的界面。

#### 4.3 华南地区

深度反演和层析成像的结果显示,华南在 35~45km 深度之内有一低  $Q$  层,可能这就是华南地块的莫霍面的位置。而在 15km 左右的深度处有一高  $Q$  层;通过比较,华南地区的  $Q$  值也比其他地方的低。在 70km 深处存在一个弱衰减层。通过分析

剖面图所得结果认为华南地区软流圈顶部在 115km 左右,一直到 300km 左右都属于软流圈,软流圈的厚度达到 180km 左右。

从横向变化来看,华南褶皱系的  $Q$  值结构变化不大, $Q$  值大小在整个研究区域都属于低的。但整个褶皱系内, $Q$  值结构纵向并非没有大的变化,这说明整个华南地区属于一个相对独立的典型构造区域,其构造区域内的纵、横向黏弹性结构与周围其他地区有比较明显的差异。

速度结构研究显示<sup>[6,33]</sup>,扬子地块地壳速度不高,上扬子莫霍面的深度在 38~45km 左右,下扬子莫霍面的深度在 31~35km 左右。上扬子地块岩石圈下部 85~150km 深处普遍都发育高速快体,厚度在 70km。软流圈厚度较小,一般在 100~160km 之间。华南褶皱系地壳速度较高,莫霍面深度在 31~38km 之间。上地幔盖层埋深为 80~120km,厚度较薄,软流圈厚度大,一般在 160~220km 之间。

比较华南地区的速度结构和  $Q$  值结构,可以看出,在华南地区的速度结构与  $Q$  值结构具有很强的相关性,即  $Q$  值大的层中,速度也大, $Q$  值小的深度层,其速度也小。由  $Q$  值结构和速度结构可以看出,整个华南地区的弹性结构与黏弹性结构具有一致性。弹性速度界面与黏弹性  $Q$  值界面密切相关,这可以通过比较由速度结构反映的莫霍面埋深、软流圈顶界面、软流圈厚度与由  $Q$  值结构反映的莫霍面埋深、软流层顶界面、软流层厚度得出明确的结论。

#### 4.4 华北和东北地区

速度结构<sup>[33]</sup>研究显示,东北和华北地区莫霍面埋深的总体分布特征是从西向东莫霍面深度逐步减小。华北地块东面在 25~35km 之间,西面在 35~45km 之间。胡家富等<sup>[28]</sup>用 Love 波数据反演得到的速度结构也显示华北地块莫霍面埋深在 35km 左右。陈国英等<sup>[34]</sup>用面波群速度反演得到的结果显示华北地块东部地壳较薄,地壳厚度在 35km 左右;华北地块西部在 40km 左右。华北地块西面软流圈顶界面在较深的 100~120km 之间,而在京津唐地区,软流层顶界面在 60~80km 的很浅处。

深度反演显示,在京津地区附近的地壳上地幔  $Q$  在 15~25km 处有一弱衰减层,而到 25~35km 处有一个衰减结构的突变,说明在华北地区的这个深度位置上存在一个异常的黏弹性结构界面。根据速度结构推测,这可能就是一个弹性速度界面与黏弹



性结构界面相一致的界面。并且从 45 ~ 115km 衰减逐步增大,  $Q$  逐步减小, 一直到 160km 处, 衰减结构变化才比较小。通过  $Q$  结构图(图 4) 明显看出, 在这个区域的地壳部分,  $Q$  值都较大, 而到上地幔部分则比较小了。推测在京津唐区域存在“冷壳热幔”的结构特征。

从平面层析图象来看, 华北和东北地区  $Q$  值分布变化比较明显。在 10 ~ 80km 的层析图象上可看出, 这个深度范围华北地区的  $Q$  值相对大, 而到 100km 以下深度, 则相反。东北地区在 15 ~ 50km 处  $Q$  值分布比较小, 深度增大,  $Q$  值变化基本呈现增大的情形。从 40°N 纬度(图 6) 剖面来看, 华北地区的品质因子的分界面为 35 ~ 45km, 这与速度界面基本一致, 推测可能是一物质性质或热力学状况的差异界面。在 100km 以下, 存在一个与周围有明显差异的  $Q$  值为 30 的等值线, 其穿越的深度比较大, 一直到 250km 左右, 可能是典型的软流层, 厚度在 160km 左右。因此通过  $Q$  值结构反映出来的黏弹性结构与通过速度数据反映的弹性结构基本一致。表明在华北地区的热力学界面就是其速度界面, 或者物质性质横向变化相似。

在本文的研究过程中周蕙兰教授、孙若昧副研究员、陈天长研究员曾给作者提出过有益的建议, 美国圣路易斯大学 R Herrmann 教授、B J Mitchell 教授和台湾国立中央大学 Ruey-Der Hwang 博士给予作者最直接的帮助, 在此一并致谢。

## 参考文献

- [ 1 ] Andson D L, Ber-Menabem A, Archambeau C B. Attenuation of seismic energy in up mantle. *J. Geophys. Res.* 1965, **70**: 1441 ~ 1448
- [ 2 ] Canas J A, B J Mitchell. Lateral variation of surface-wave anelastic attenuation across the Pacific. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1978, **68**: 1637 ~ 1650
- [ 3 ] Dogan Seber, Brian J Mitchell. Attenuation of surface waves across the Arabian Peninsula. *Tectonophysics*, 1992, **204**: 137 ~ 150
- [ 4 ] Dzewonski A M, J Steim. Dispersion and attenuation of mantle waves from waveform inversion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1982, **70**: 503 ~ 527
- [ 5 ] 宋仲和, 陈国英, 安昌强等. 中国大陆及其海域地壳 - 上地幔三维速度结构. 中国科学(B), 1993, **23**(2): 180 ~ 188  
SONG Zhonghe, CHEN Guoying, AN Changqiang. The 3-D structure of crust and mantle in Continental China and adjacent seas. *Science in China (B) (in Chinese)*, 1993, **23**(2): 180 ~ 188
- [ 6 ] 朱介寿, 曹家敏, 李显贵等. 中国及邻近区域地球三维结构初始模型的建立. 地球物理学报, 1997, **40**(5): 627 ~ 648  
ZHU Jieshou, CAO Jiamin, LI Xiangui, et al. A preliminary three-dimensional Earth's model of China and adjacent regions and its implications. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)*, 1997, **40**(5): 627 ~ 648
- [ 7 ] 朱介寿. 全球地幔三维结构模型及动力学研究新进展. 地球科学进展, 1996, **11**(5): 421 ~ 431  
ZHU Jieshou. The recent development of three-dimensional models and geodynamics of the earth's mantle. *Advance in Earth Sciences (in Chinese)*, 1996, **11**(5): 421 ~ 431
- [ 8 ] 袁学诚主编. 中国地球物理图集. 北京: 地质出版社, 1996  
YUAN Xuecheng. Atlas of Geophysical Maps of China. Beijing: Geological Publishing House, 1996
- [ 9 ] 刘福田, 曲克信, 吴华等. 中国大陆及其邻近地区的地震层析成像. 地球物理学报, 1989, **32**(3): 281 ~ 291  
LIU Futian, QU Kexin, WU Hua, et al. Seismic tomography of the Chinese Continent and adjacent region. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)*, 1989, **32**(3): 281 ~ 291
- [ 10 ] 张禹慎, 马石庄. 全球地震面波相速度变化及其大地构造学意义. 地球物理学报, 1997, **40**(2): 181 ~ 192  
ZHANG Yushen, MA Shizhuang. Global surface wave phase velocity variations and their tectonic implications. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)*, 1997, **40**(2): 181 ~ 192
- [ 11 ] 滕吉文, 胡家富, 张中杰. 中国西北地区岩石层瑞利波三维速度结构与沉积盆地. 地球物理学报, 1995, **38**(6): 737 ~ 749  
TENG Jiwen, HU Jiafu, ZHANG Zhongjie. The 3-D structure of Rayleigh wave and sedimentary basins in the Northwest China. *Chinese J. Geophys. (Acta Geophysica Sinica)*, 1995, **38**(6): 737 ~ 749
- [ 12 ] Romanowicz B. Multiplet coupling due to lateral heterogeneity: asymptotic effects on the amplitude and frequency of the Earth's normal modes. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1987, **90**: 75 ~ 100
- [ 13 ] Romanowicz B. The upper mantle degree 2: Constraints and inferences from Global mantle wave attenuation measurements. *Journal of Geophysical Research*, 1990, **95**: 11,051 ~ 11,071
- [ 14 ] Romanowicz B. On the measurement of anelastic attenuation using Amplitudes of low-frequency surface waves. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 1994, **82**: 179 ~ 191
- [ 15 ] Romanowicz B. A global tomographic model of shear attenuation in the upper Mantle. *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**: 12,375 ~ 12,394
- [ 16 ] Mitchel B J, L W B Leite, G K Yu, et al. Attenuation of Love and Rayleigh Waves across the Pacific at periods between 15 and 110 seconds. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1976, **66**: 1189 ~ 1202
- [ 17 ] Mitchel B J. An elastic structure and evolution of the continental crust and upper mantle from seismic surface wave attenuation. *Reviews of Geophysics*, 1995, **33**(4): 441 ~ 462
- [ 18 ] Mitchell B J. Surface-wave attenuation and crustal and laticity in central North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1973, **63**: 1057 ~ 1071
- [ 19 ] Geuy-kuen Yu, Moor-Tsu Tsai, Ruey-Der Hwang. Velocity Dispersion and Attenuation of Rayleigh waves across the Philippine

- Sea. *TAO*, 2000, **11**(2): 515 ~ 524
- [20] Haydar J, Al-Shukri, B J Mitchell. Three-dimensional attenuation structure in and around the new madrid seismic zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1990, **80**: 615 ~ 632
- [21] Hwang H J, B J Mitchell. Interstation surface wave analysis by frequency domain Wiener deconvolution and modal isolation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1986, **76**: 847 ~ 864
- [22] Hwang H J, Brian J Mitchell. Shear velocities,  $Q$ , and the frequency dependence of  $Q$  in stable and tectonically active regions from surface wave observations. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1987, **90**: 575 ~ 613
- [23] Kijko A, B J Mitchell. Multimode Rayleigh wave attenuation and  $Q$  in the crust of the Barents shelf. *J. Geophys. Res.*, 1983, **88**: 3315 ~ 3328
- [24] Martine Bussy, Jeann-paul Montagner. Tomographic study of upper mantle attenuation in the pacific ocean. *Geophysical Research Letter*, 1993, **20**: 663 ~ 666
- [25] Mitchell B J. Regional rayleigh wave attenuation in North America. *J. Geophys. Res.*, 1975, **81**: 4904 ~ 4916
- [26] Mitchell B J. Regional variation and frequency dependence of  $Q$  in the crust of United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1981, **71**: 1531 ~ 1538
- [27] Rachel E. Abercrombie, crustal attenuation and site effects at Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research*, 2000, **105**: 6277 ~ 6286
- [28] 胡家富, 段永康, 胡毅力. 利用面波测定台间衰减系数. 西北地震研究, 1999, **19**(2): 172 ~ 179  
HU Jiafu, DUAN Yongkang, HU Yili. Measurement of interstation attenuation coefficients from surface wave. *Northwest Seismological Journal* (in Chinese), 1999, **19**(2): 172 ~ 179
- [29] 李光品, 徐果明, 高尔根等. 中国东部地壳、上地幔横波品质因子的三维层析成像. 地震学报, 2000, **22**(1): 73 ~ 81  
LI Guangpin, XU Guoming, GAO Ergeng, et al. Tomography for 3-D transverse wave quality factor of crust and upper mantle in east China. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2000, **22**(1): 73 ~ 81
- [30] Steven R Taylor, M Nafi Toksöz. Measurement of interstation phase and group velocities and  $Q$  using wiener filtering. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1982, **72**(1): 73 ~ 91
- [31] William C Hammond, Eugene D Humphreys. Upper mantle seismic wave attenuation: Effects of realistic partial melt distribution. *Journal of Geophysical Research*, 2000, **105**: 987 ~ 10,999
- [32] Eugene Herrin, Tom Gøforth. Phase-matched filters: Application to the study of rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1977, **67**(5): 1259 ~ 1275
- [33] 曹小林. 中国大陆及邻区地壳上地幔三维 S 波速度结构面波波形反演[博士论文]. 成都: 成都理工学院, 2000  
CAO Xiaolin. Three Dimensional Shear Wave Velocity Structure of Crust and Upper Mantle in China Sea and its Adjacent Regions by Surface Waveform Inversion. [Ph. D thesis]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2000
- [34] 陈国英, 宋仲和. 利用长周期面波研究华北地区地壳上地幔结构的横向非均匀性. 地球物理学报, 1990, **33**(4): 417 ~ 423  
CHEN Guoying, SONG Zhonghe. A study of the lateral heterogeneities in the crust and upper mantle of the North China region by long period surface wave dispersion. *Chinese J. Geophys.* (*Acta Geophysica Sinica*), 1990, **33**(4): 417 ~ 423