

王勤彩, 陈章立, 郑斯华. 2010. 利用尾波包络线反演方法研究2003年大姚地震震中区下方地壳的非均匀结构. 地震学报, 32(4): 383-391.

Wang Qincai, Chen Zhangli, Zheng Sihua. 2010. Imaging crustal heterogeneity in 2003 Dayao, Yunnan, earthquake region by inverting coda envelopes. *Acta Seismologica Sinica*, 32(4): 383-391.

利用尾波包络线反演方法研究 2003年大姚地震震中区下方 地壳的非均匀结构^{*}

王勤彩^{*} 陈章立 郑斯华

(中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所)

摘要 以单次散射模型、球形辐射源、一维线性速度模型为基础计算理论包络线, 通过尾波归一化方法把理论与观测包络线结合起来形成非线性方程组, 用迭代最小二乘方法反演大姚震区的散射系数空间分布。结果显示, $M_s 6.2$ 和 $M_s 6.1$ 地震序列的主震和余震基本都分布在高散射系数区内。 $M_s 6.2$ 地震序列震源深度在研究区中部向下弯曲绕过低散射系数区, 在深度剖面上呈弧形分布; 震源深度较浅的 $M_s 6.1$ 地震序列向北西、南东方向的扩展终止于两端的低散射系数区。大姚强震区 10 km 深度上的高散射系数条带沿震源断层分布, 暗示了震区下方断层破碎带的存在。

关键词 大姚震区 散射系数 尾波包络线 地壳的非均匀结构

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2010.04.001 中图分类号: P315.3⁺1 文献标识码: A

Imaging crustal heterogeneity in 2003 Dayao, Yunnan, earthquake region by inverting coda envelopes

Wang Qincai^{*} Chen Zhangli Zheng Sihua

(Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China)

Abstract: Synthetic envelopes are calculated on the basis of the single scattering theory, with the assumption of spherical radiation sources and a one-dimensional depth-dependent crust velocity model. An observation equation, which connects synthetic and observed energy densities, is obtained by employing coda normalization method. Finally, we obtain the spatial distribution of scattering coefficients in the Dayao earthquake region using a standard least squares technique iteratively. The results show that two main shocks and most aftershocks of the $M_s 6.2$ and $M_s 6.1$ earthquake sequences occurred within large scattering coefficient zones. On depth section, $M_s 6.2$ earthquake sequence bends downwards to round a low scattering coefficient zone and forms an arc shape in sec-

* 基金项目 国家科技支撑重点项目(2008BAC38B02)和地震行业科研专项(200708026)资助。

收稿日期 2009-04-21 收到初稿, 2009-09-21 决定采用修改稿。

† 通讯作者 e-mail: wangqc@seis.ac.cn

tion. Focal depths of aftershocks of the $M_s 6.1$ earthquake are relatively shallow. The extension of $M_s 6.1$ earthquake sequence towards northwest and southeast ends at low scattering coefficient zones. The large scattering coefficient zones at depth of 10 km distribute along the main shock faults, implying that there are fault-damaged zones beneath the Dayao strong earthquake region.

Key words: Dayao earthquake region; scattering coefficient; coda envelope; crustal heterogeneity

引言

2003年7月21日和10月16日,云南省大姚县先后发生了 $M_s 6.2$ 和 $M_s 6.1$ 地震,这两次地震均位于滇中块体内部。滇中块体6级以上地震绝大部分发生在块体的周边断裂上,块体内部地震活动较弱。但从1993年以来,大姚及其邻近地区地震活动明显增强,接连发生了1993年2月1日大姚5.3级地震,1993年8月14日姚安5.6级地震,2000年1月15日姚安5.9级和6.5级地震,2001年永胜6.0地震,以及2003年大姚6.2级和6.1级地震(中国地震局台网中心目录, <http://www.csndmc.ac.cn/newweb/data.htm>)。因此,研究大姚地震的孕震环境和发震构造对预测块体内部强震的发生有着非常重要的作用。

2003年大姚6级地震前,大姚及邻近地区没有固定台站。为了监测余震的活动状态,7月21日 $M_s 6.2$ 地震后,云南省地震局在震区布设了7个临时台站,持续观测一个月。10月16日 $M_s 6.1$ 地震发生后,布设了5个临时台站,其中4个台站与原来的位置基本重合。利用临时台网和区域台网的资料,华卫等(2006)精确测定了大姚地震序列的震源位置,发现两个主震的震源位置非常接近,余震呈明显的NW向线性分布,且与主震的震源机制解NW向节面吻合。王伟君等(2007)利用临时台网的资料,反演了大姚震区的三维速度和衰减结构,发现 v_p 和 Q_p 沿震源断层表现为低值异常。然而,由于临时台站较少且余震呈线性分布,除余震区外,其它地区直达波射线不能充分交叉,可能会影响反演结果的稳定性和速度结构图象的分辨率。

本文利用大姚震区临时台网的波形资料,通过尾波包络线反演方法研究该区地壳的三维非均匀结构。尾波包络线反演方法可以使用一条波形上的多个信息,每个信息对应一个等时散射壳。若取均匀速度模型,等时散射壳为以台、源为焦点的旋转椭球壳,散射壳的大小由流逝时间来决定,所以不一定要有很多的台站,也可以使研究区内等时散射壳覆盖程度高且充分交叉,得到高分辨率的散射系数图象。已有的研究结果显示,使用几个台站的波形记录进行反演计算,也能得到可靠的散射体空间分布图象(Nishigami, 1997, 2006; Chen, Long, 2000)。

1 方法原理

以单次散射理论(Sato, 1977)、双力偶震源和一维线性速度模型为基础,把研究区域分成若干矩形小块,每一小块有各自的散射系数,理论尾波包络线能量密度由每一个小块体的散射能量和求得。尾波能量密度公式可表示为(Asano, Hasegawa, 2004):

$$E_{mn}^{\text{syn}}(t_i) = \sum_{j=1}^{N_{\text{block}}} W_m^{\text{hyp}} R_{mj}^{\text{hyp}} R_{mnj}^{\text{sca}} B_{mnj}(t_i) G_{mnj} A_{mnj} \Delta V_j^{\text{block}} g_j^{\text{block}} / v_S^{\text{stn}} t^{\text{win}} \quad (1)$$

式中, $E_{mn}^{\text{syn}}(t_i)$ 是第 m 个震源、第 n 个台站、开始时间为 t_i 、窗长为 t^{win} 的第 i 个流逝时间窗的尾波能量密度; W_m^{hyp} , R_{mj}^{hyp} 和 R_{mnj}^{sca} 分别是震源辐射能量、震源辐射花样效应和散射系数对散射角的依赖效应; $\Delta V_j^{\text{block}}$ 和 g_j^{block} 分别是第 j 个小块体的体积和散射系数。本文采用球形震源辐射和各向同性散射模型, $R_{mj}^{\text{hyp}}=1$ 、 $R_{mnj}^{\text{sca}}=1$, 且不考虑自由表面效应。 $B_{mnj}(t_i)$ 是判断是否有散射能量通过第 j 个小块体的贡献因子, 如果在第 i 个流逝时间窗有能量到达, 则 $B_{mnj}=1$, 否则为 0。 G_{mnj} 是沿着散射波射线路径的几何扩散因子; A_{mnj} 是沿着散射波路径的总衰减效应; v_S^{stn} 是地表 S 波的速度。

观测包络线能量密度由每个台站观测到的三分量波形进行计算:

$$E_{mn}^{\text{obs}}(t_i) = \rho_n^{\text{stn}} S_n^{\text{stn}^2} \sum_{p=1}^{N_{\text{win}}} \sum_{q=1}^3 \frac{v(t_i + p\delta t^{\text{samp}})_{mnq}^2}{N_{\text{win}}} \quad (2)$$

式中, $E_{mn}^{\text{obs}}(t_i)$ 是第 m 个震源、第 n 个台站、第 i 个流逝时间窗的观测能量密度; $v(t_i + p\delta t^{\text{samp}})_{mnq}$ 是第 m 个震源、第 n 个台站、第 q 个分量的幅值时间序列; p 是流逝时间窗的采样点数; ρ_n^{stn} , $S_n^{\text{stn}^2}$, δt^{samp} 和 N_{win} 分别是介质密度、场地因子、采样间隔和流失时间窗采样点数。

由公式(1)和(2)可以得到一个连结观测和理论能量密度的公式。由于很难同时计算源的辐射能量、介质密度和场地响应参数, 因此通过尾波归一化方法用后面的尾波归一化前面的尾波(Aki, 1980; 王勤彩, 2006), 得到如下公式:

$$\frac{\sum_{j=1}^{N_{\text{block}}} \left\{ R_{mj}^{\text{hyp}} R_{mnj}^{\text{sca}} B_{mnj}(t_i) G_{mnj} A_{mnj} \left(\sum_{l=1}^{N_{\text{grid}}} T_{jl}^{\text{block}} g_l^{\text{grid}} \right) \right\}}{\sum_{k=1}^{N_{\text{later}}} \sum_{j=1}^{N_{\text{block}}} \left\{ R_{mj}^{\text{hyp}} R_{mnj}^{\text{sca}} B_{mnj}(t_k) G_{mnj} A_{mnj} \left(\sum_{l=1}^{N_{\text{grid}}} T_{jl}^{\text{block}} g_l^{\text{grid}} \right) \right\}} \approx \frac{\sum_{p=1}^{N_{\text{win}}} \sum_{q=1}^3 v(t_i + p\delta t^{\text{samp}})_{mnq}^2}{\sum_{k=1}^{N_{\text{later}}} \sum_{p=1}^{N_{\text{win}}} \sum_{q=1}^3 v(t_k + p\delta t^{\text{samp}})_{mnq}^2} \quad (3)$$

式中, g_l^{grid} 是网格点上的散射系数, 与网格点对应的网格间距比式(1)中的小块体大得多, 本文中每个网格被划分为 512 个小块体。小块体的散射系数由相邻 8 个网格点上 g_l^{grid} 的值线性内插求得。 T_{lj}^{block} 是线性内插的权重矩阵; N_{later} 是进行尾波归一化时所用后面尾波的数据总数。式(3)的非线性反演问题可以由 Menke(1984)给出的线性化迭代方法来解决。

2 数据和分析

2003 年 7 月 21 日大姚 $M_S 6.2$ 地震后, 云南省地震局在震区的昙华乡(TH)、石羊镇(SYZ)、达么(DM)、新街(XJ)、马刺(MC)、六苴(LJ)和三台(ST)布设了三分量数字地震仪(图 1 中空心大三角), 形成了由 7 个台站组成的小孔径数字地震临时台阵。除三台台站以外, 其它 6 个台站均为短周期地震仪, 仪器型号为 JCV-100, 1—20 Hz 范围内速度平坦, 数采型号 EDAS-3M。三台台站的地震仪型号为 FBS-3, 0.05—20 Hz 范围内速度平坦, 数采型号 EDAS-24L。7 套仪器的采样率均为 100 Hz。在近一个月的时间里, 临时台阵共记录到 1921 次余震事件, 其中精定位 424 次事件。2003 年 10 月 16 日该区又发生了 $M_S 6.1$ 地震, 震后布设了 5 个台短周期三分量数字地震仪(图 1 中黑色小三角), 其中新街、六苴、

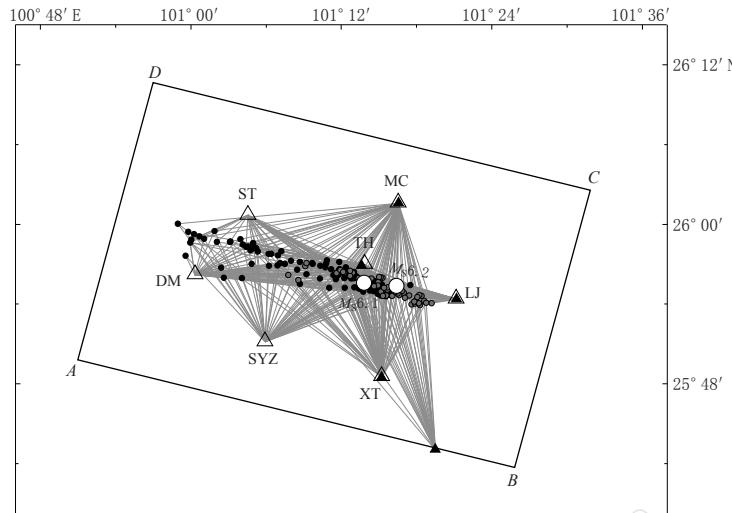


图 1 本文所用地震、台站分布及射线覆盖情况

图中 ABCD 方框表示研究区的范围, 三角表示台站, 实心圆表示地震

Fig. 1 Stations and earthquakes used in this study and seismic ray coverage
Rectangle denotes study region. Triangles and black dots denote stations and earthquakes, respectively

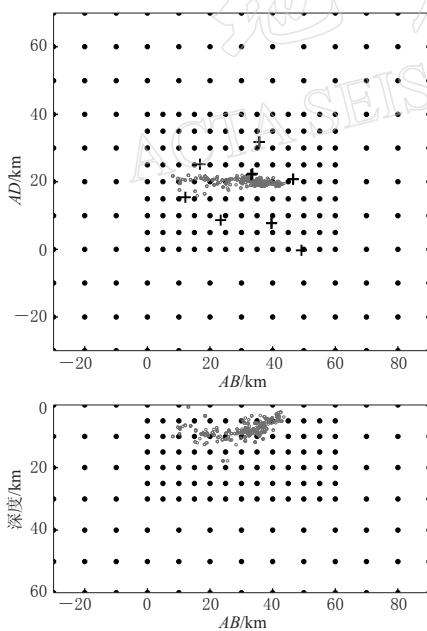


图 2 反演所用的网格设置

上图为水平剖面,下图为垂直剖面.图中黑点表示网格点的位置,十字和灰色小点分别表示反演计算所用的台站和地震

Fig. 2 Grid configuration for inversion
The upper figure is level section and the lower
figure is vertical section. Dots denote grids.
Crosses and gray dots denote stations and
earthquakes, respectively

马茨、昙华 4 个台站的位置与 7 月份布设的临时台的位置基本重合。这次临时台网记录到 3796 次余震事件, 其中得到 1437 次地震事件的精定位结果 (华卫等, 2006)。

通过分析流动台阵记录的波形资料,发现 M_L 2.5 以上地震在所用尾波段基本能满足信噪比的要求, M_L 4.0 左右地震没有出现限幅的现象, 所以我们首先自精定位地震目录中选出 M_L 2.5—4.0 的地震。然后按空间分布尽可能均匀的原则挑选出反演所用的地震及其对应的各台的波形记录。对地震波形逐条检查, 删除信噪比低和尾波部分记录到微震的波形, 最终挑选出 149 次地震, 471 条波形。图 1 给出了参与反演计算的地震、台站分布及射线覆盖情况。图中 ABCD 方框表示研究区的范围 (A (25.83°N, 100.85°E)、B (25.70°N, 101.39°E)、C (26.05°N, 101.49°E)、D (26.18°N, 100.95°E)), 以 A 为坐标原点, AB 和 AD 为坐标轴, 反演计算在直角坐标下进行。研究区范围为 60 km × 40 km。设置研究区内网格水平、深度间隔均为 5 km, 外围区域为 10 km, 则研究区及外围区域的网格总数为 1680, 块体总数为 1224(图 2)。

反演计算使用一维线性速度模型，该速度模

型综合考虑了胡鸿翔等(1986)、胡家富等(2003)和吴建平等(2001)给出的云南地区速度结构的研究结果,与华卫等(2006)、王新岭等(2005)地震精定位所使用的速度模型近似。S波速度模型为 $v_s = 2.9 + 0.032Z$, P波速度模型为 $v_p = 4.8 + 0.0583Z$ (Z表示深度, v_s 和 v_p 的单位为km/s)。利用散射系数与吸收系数分离的方法,得到中心频率为6 Hz时的研究区平均散射系数 $g_0 = 0.005 \text{ km}^{-1}$,吸收衰减 $Q_{\text{int}}^{-1} = 0.0025$ (王勤彩等, 2009)。

3 结果

3.1 棋盘格分辨率检测

用实际观测数据计算前,先用棋盘格分辨率检验分析目前的反演方法对研究区散射系数空间分布的分辨率程度。假设散射系数为 0.012 km^{-1} 的 $10 \text{ km} \times 10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ 的块体与同样大小的散射系数为 0.001 km^{-1} 的块体形成棋盘格结构,存在于散射系数为 0.005 km^{-1} 的背景介质中,同时取吸收衰减为 0.0025 、中心频率为 6 Hz ,由理论公式产生471条含随机噪声的能量密度包络线。在尾波包络线反演分析中,为防止前向散射和多次散射的影响,计算所用的尾波流逝时间窗长一般为1.5倍S波走时至 30 s ,理论包络线取相同的尾波时间窗。然后,给定散射系数初始模型 $g_0 = 0.005 \text{ km}^{-1}$,并假设与计算理论包络线时相同的吸收衰减值,由计算得到的理论包络线数据反演每个网格点的散射系数。结果显示,在 0 km 、 5 km 和 10 km 深度,研究区内棋盘格图形恢复很好(图3); 15 km 深度,

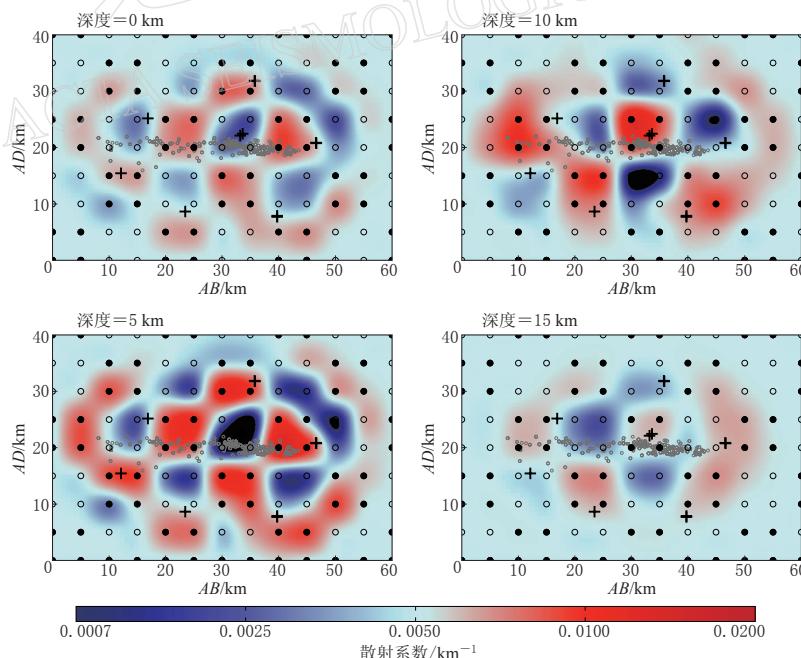


图3 大姚研究区不同深度的棋盘格分辨率检测结果

图中的圆表示散射系数的棋盘格结构,实心圆和空心圆分别表示散射系数为 0.012 km^{-1} 和 0.001 km^{-1} 的网格点,其它符号含义同图2

Fig. 3 Results of checkerboard resolution test(CRT) at different depth
Circles denote CRT structure of scattering coefficients. Solid and open circles denote
grids with assumed scattering coefficient of 0.012 km^{-1} and 0.001 km^{-1} ,
respectively. Other symbols have the same meaning as in Fig. 2

地震和台站分布的区域棋盘格图形恢复很好；更深的区域则恢复较差，直至完全不能恢复。

3.2 大姚强震区散射系数空间分布特征

图 4 是由反演结果得到的理论包络线与观测包络线的拟合图。可以看出，理论与观测包络线有很好的一致性。大姚强震区反演结果显示(图 5)，在 0 km 深度，六苴右侧、昙华

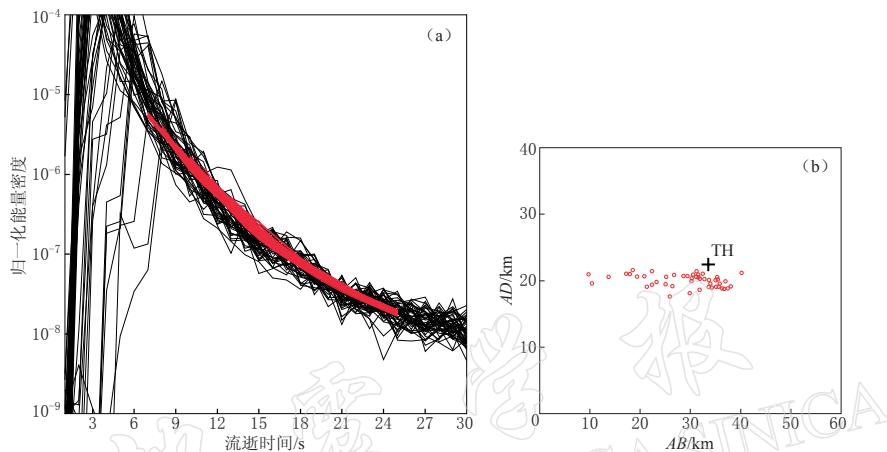


图 4 理论与观测包络线拟合实例(a)及震中分布(b)

图(a)中黑线和红线分别是昙华(TH)台的观测与理论包络线。

图(b)中十字和红色空心圆分别表示台站和震中

Fig. 4 Examples of observed and model-predicted envelopes

Black and red solid lines denote observed and model-predicted envelopes at station TH (a).

The station TH and hypocenters are indicated in the inset map by cross and circles (b)

周围地区、三台附近为高散射系数区，这 3 个高散射系数区被低散射系数区分隔。大姚余震序列中 0—2.5 km 深度的余震基本分布在高散射系数区内。在 5 km 深度，昙华周围的高散射系数区范围变大并与六苴右侧的高散射系数区相连，但六苴附近地区仍为低散射系数区。三台附近的高散射系数区更加明显。昙华、三台两个高散射系数区之间存在一个低散射系数区。大姚余震序列中 2.5—7.5 km 深度的地震基本分布在昙华和三台附近两个高散射系数区内，这两个高散射系数区之间的低散射系数区及其附近几乎没有地震发生。在 10 km 深度，六苴附近的低散射系数区消失，石羊北侧的低散射系数区范围变小，三台、昙华和六苴附近的高散射系数区贯通，形成一条高散射系数条带。可以看出，在昙华西侧，高散射系数条带存在向北错动的现象。大姚余震序列中 7.5—12.5 km 深度的余震和 M_s 6.1、 M_s 6.2 主震均分布在高散射系数条带内或其边缘。在 15 km 深度，只有昙华附近存在高散射系数区。

由主震震源机制(Harvard 矩张量解)和余震分布可知，两次主震的震源断层均为北西—西向的右旋走滑断层。散射系数分布图象显示，10 km 深度的高散射系数条带沿震源断层分布(图 5)，暗示了震区下方断层破碎带的存在。

图 6 给出了沿余震分布方向剖面的散射系数分布图象。可以看出，2003 年 7 月 21 日 M_s 6.2 地震序列的余震由东南向北西方向延伸的过程中，受研究区中部较浅的低散射系数区的阻挡而向下弯曲，在剖面上余震分布呈弧形，低散射系数区内无余震发生，低散射系数区可

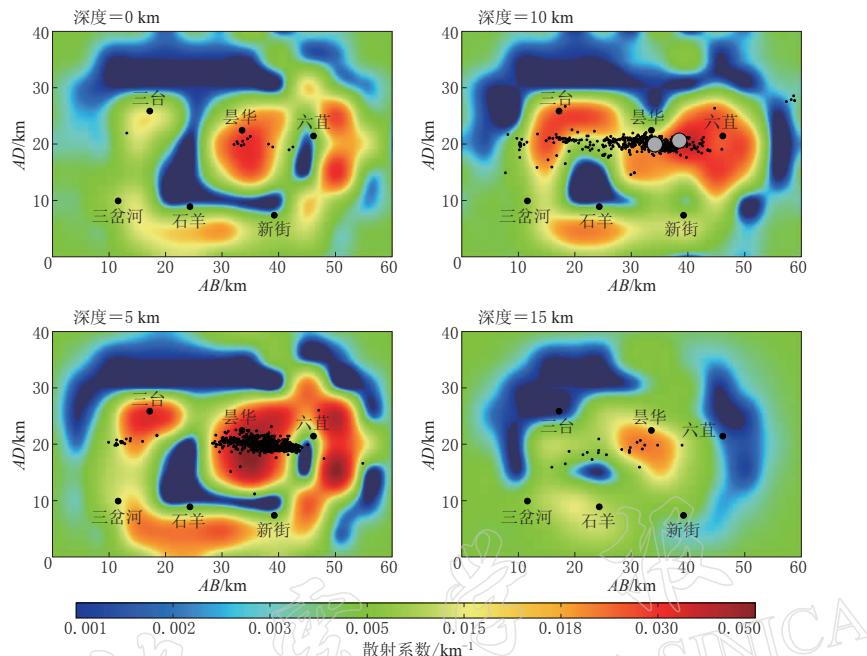


图5 大姚强震区不同深度的散射系数分布图象
圆圈表示两次 $M_3 \geq 6.0$ 地震, 黑色小点表示两次 6 级地震序列的余震

Fig. 5 Distribution of scattering coefficients at different depth levels in Dayao earthquake region. Circles denote $M_3 \geq 6.0$ earthquakes and small dots denote aftershocks of $M_3 6.1$ and $M_3 6.2$ earthquakes

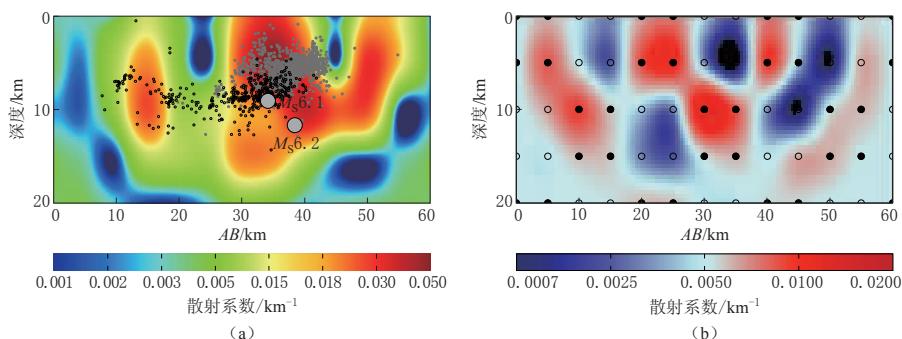


图6 沿震源断层走向剖面的散射系数分布图象(a)及棋盘格分辨率检测结果(b)
图(a)中圆圈表示 $M_3 6.1$ 、 $M_3 6.2$ 地震, 黑色小点表示 2003 年 7 月 21 日 $M_3 6.2$ 地震序列中 $M_L \geq 1.0$ 的余震, 灰色小点表示 2003 年 10 月 16 日 $M_3 6.1$ 地震序列中 $M_L \geq 1.0$ 的余震; 图(b)中交替分布的实心圆和空心圆表示产生理论能量包络线的棋盘格模型. 实心圆表示高散射系数, 空心圆表示低散射系数

Fig. 6 Scattering coefficients on vertical section (a) and checkerboard resolution test result (b) on mainshock fault

(a) Circles denote $M_3 6.1$ and $M_3 6.2$ earthquakes, dots denote $M_L \geq 1.0$ aftershocks of the $M_3 6.2$ earthquake of 21 Jun 2003, gray dots denote $M_L \geq 1.0$ aftershocks of the $M_3 6.1$ earthquake of 16 Oct 2003. (b) Circles show checkerboard resolution test structure of scattering coefficients. Solid and open circles denote grids with large and low scattering coefficients, respectively

能是刚性的障碍体。2003 年 10 月 16 日大姚 $M_s 6.1$ 地震序列的余震发生在高散射系数区内, 余震震源深度大多分布在 3—7 km 范围内。该序列向南东方向的延伸终止于六苴附近的低散射系数区, 向北西方向的延伸终止于昙华与三台之间的低散射系数区。

4 讨论与结论

本文利用尾波包络线反演方法研究了大姚强震区散射系数的三维分布。该方法以单次散射模型、一维线性速度结构、球形辐射源为基础计算理论能量密度, 通过尾波归一化方法把理论与观测能量密度结合起来形成观测方程, 利用迭代最小二乘方法得到研究区散射系数的空间分布。通过对所得结果的分析, 得到如下结论: $M_s 6.2$ 和 $M_s 6.1$ 地震序列的主震和余震基本都分布在高散射系数区内。 $M_s 6.2$ 地震序列震源深度在研究区中部向下弯曲绕过低散射系数区, 在深度剖面上呈弧形分布。震源深度较浅的 $M_s 6.1$ 地震序列向北西、南东方向的扩展终止于两端的低散射系数区。大姚强震区 10 km 深度上的高散射系数条带沿震源断层分布, 暗示了震区下方断层破碎带的存在。

周龙泉等(2007)利用区域台网和大姚余震的资料研究了大姚附近地区的 P 波和 S 波速度结构, 发现大姚两次 6 级地震位于低速区内, 并推测大姚地震的发生可能与水的作用有关。王伟君等(2007)利用余震资料研究了大姚震区的衰减结构, 发现震源破裂带 P 波 Q 值偏低。以上研究结果与本研究有很好的对应关系。Asano 和 Hasegawa(2004)以及 Asano 等(2004)研究了日本 Miyagi 北部 $M 6.5$ 地震区和 Tottori $M 7.3$ 地震区的散射系数分布特征, 发现高散射系数条带沿主震震源断层分布, 而且高散射系数区是充满水的裂隙, 与本研究的结果一致。大姚震区野外考察没有发现明显的成因活断层, 由以上分析推测, 大姚地震可能发生在强烈的非均匀构造带内, 这个强烈非均匀构造带可能是充水的隐伏断层。但由于本研究使用的是余震波形, 反映的是震后的介质结构状态, 高散射系数条带沿震源断层分布的成像结果也可能是强震发生造成的。

本文得到云南省地震局遥测台网提供的波形资料, 日本东北大学地震与火山喷发预知研究观测中心长谷川昭教授和浅野阳一博士给予的指导, 审稿人提出的宝贵意见和建议。在此一并表示诚挚的谢意。

参 考 文 献

- 胡鸿翔, 陆涵行, 王椿镛, 何正勤, 朱良保, 颜其中, 樊跃新, 张国庆, 邓英娥。1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究[J]. 地球物理学报, 29(2): 133—144。
- 胡家富, 苏有锦, 朱雄关。2003. 云南的地壳 S 波速度与泊松比结构及其意义[J]. 中国科学: D 辑, 33(8): 714—722。
- 华卫, 刘杰, 郑斯华, 陈章立。2006. 2003 年云南大姚 6.2、6.1 级地震序列特征分析及触发研究[J]. 中国地震, 22(1): 10—23。
- 王新岭, 刘杰, 张国民, 赵翠萍。2005. 姚安地震序列与永胜地震序列的高精度定位[J]. 中国地震, 21(3): 386—397。
- 王勤彩, 陈章立, 郑斯华。2010. 云南地区散射衰减、吸收衰减及尾波衰减的综合研究[J]. 地球物理学进展, 25(20): 419—431。
- 王勤彩, 刘杰, 郑斯华。2006. 云南地区与频率相关的 P、S 波衰减研究[J]. 地震学报, 27(6): 588—597。
- 王伟君, 陈凌, 陈棋福, 刘杰。2007. 2003 年大姚地震震中区的速度和衰减结构[J]. 地球物理学报, 50(3): 770—779。
- 吴建平, 明跃红, 王椿镛。2001. 云南数字地震台站下方的 S 波速度结构研究[J]. 地球物理学报, 44(2): 228—237。
- 周龙泉, 刘杰, 张晓东。2007. 2003 年大姚 6.2 和 6.1 级地震前三维波速结构的演化[J]. 地震学报, 29(1): 20—30。

- Aki K. 1980. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **21**: 50–60.
- Asano Y, Hasegawa A. 2004. Imaging the fault zones of the 2000 western Tottori earthquake by a new inversion method to estimate three-dimensional distribution of the scattering coefficient [J]. *J Geophys Res*, **109**: B06306, doi: 10.1029/2003JB002761.
- Asano Y, Obara K, Nakajima J. 2004. Inhomogeneous crustal structure beneath northern Miyagi prefecture, northeastern Japan, imaged by coda envelope inversion: Implication for fluid distribution[J]. *Geophys Res Lett*, **31**: L24615, doi:10.1029/2004GL021261.
- Chen X, Long L T. 2000. Spatial distribution of relative scattering coefficients determined from microearthquake coda [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **90**: 512–524.
- Menke W. 1984. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*[M]. San Diego, Calif: Academic Press, INC: 285.
- Nishigami K. 1997. Spatial distribution of coda scatterers in the crust around two active volcanoes and one active fault system in central Japan: Inversion analysis of coda envelope [J]. *Phys Earth Planet Interi*, **104**: 75–89.
- Nishigami K. 2006. Crustal heterogeneity in the source region of the 2004 mid niigata prefecture earthquake: Inversion analysis of coda envelopes [J]. *Pure Appl Geophys*, **163**: 601–616.
- Sato H. 1977. Energy propagation including scattering effects: Single isotropic scattering approximation [J]. *J Phys Earth*, **25**: 27–41.