

刘永霞,徐 涛,赵 兵等. 自相似型各向异性自组织介质中地震波场动力学响应. 地球物理学报, 2007, 50(1): 221 ~ 232  
Liu Y X, Xu T, Zhao B, et al. Seismic sounding of anisotropic self-similar self-organized medium. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 2007, 50(1): 221 ~ 232

# 自相似型各向异性自组织介质中地震波场动力学响应

刘永霞<sup>1</sup>, 徐 涛<sup>1</sup>, 赵 兵<sup>1</sup>, 刘春成<sup>1,2</sup>

1 岩石圈演化国家重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

2 中国海洋石油天津分公司, 天津 300452

**摘 要** 地下岩石结构/构造和矿物组成在小尺度上存在的不均匀性和各向异性会导致地震波速度的分形分布, 进而衍生出自组织介质模型. 本文针对地球内部岩浆垂向侵入及横向溢流为特征的岩浆作用, 开展自相似型各向异性自组织介质的地震波动力学响应研究. 基于二维自组织介质模型和声波方程, 本文利用有限差分法模拟了不同强度岩浆侵入和溢流作用形成的自组织介质中地震波场, 并进行了波场特征分析. 研究结果表明: (1) 在横向溢流作用为主的自组织介质中, 横向相关长度小于地震波波长的条件下, 聚焦效应随着横向相关长度的增大而增强, 地震波能量随之增强; 反之, 在横向相关长度大于地震波波长的条件下, 散射效应随横向相关长度的增大而增强, 地震波能量随之减弱. (2) 在垂向侵入作用为主的自组织介质中, 随着垂向相关长度增大, 散射效应增强, 地震波的能量也随之迅速减弱. (3) 岩浆作用的自组织强度增强, 地震波的能量增大, 而中心频率无变化. (4) 自组织介质具有相同的小尺度扰动, 其速度梯度背景越小, 地震波能量在炮点附近越集中. (5) 当多层自组织介质共存, 特征层位的波场特征仍以各自的自组织特性为主, 因此利用实际资料中不同层位的地震反射特征可推测地下介质的自组织性质.

**关键词** 二维自组织模型, 各向异性, 横向溢流, 垂向侵入

文章编号 0001-5733(2007)01-0221-12 中图分类号 P315 收稿日期 2006-01-09, 2006-07-15 收修定稿

## Seismic sounding of anisotropic self-similar self-organized medium

LIU Yong-Xia<sup>1</sup>, XU Tao<sup>1</sup>, ZHAO Bing<sup>1</sup>, LIU Chun-Cheng<sup>1,2</sup>

1 State Key Laboratory of Lithosphere Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2 China National Offshore Oil Corporation, Tianjin 300452, China

**Abstract** The multi-scale variation in composition and anisotropy in rocks and minerals may cause corresponding fractal variations of seismic velocity hence lead to self-organized models. Based on 2-D self-organized models with three layers and the acoustic finite difference method, we investigate the seismic sounding in the anisotropic self-similar medium to explain the volcano vertical or transverse intrusion in the earth. We find some interesting phenomena. In the horizontal intrusion medium, the diffraction and refraction of waves at randomly distributed inhomogeneities results in a random focusing and defocusing of wave energy and consequently results in an increase of the amplitude fluctuation with increasing propagation distances. When the lateral correlation length increases within the wavelength, focusing of energy will be enhanced. While it continues to increase beyond the wavelength, defocusing will play a main role and wave energy decreases greatly. In the self-similar media dominated by vertical intrusion, diffraction of seismic waves becomes

**基金项目** 国家自然科学基金项目(40234044, 40374010, 40404009)和科技部 973 项目(2002CB412604)资助.

**作者简介** 刘永霞,女,1982年生,2004年毕业于吉林大学地球物理学专业,现为中国科学院地质与地球物理研究所硕士生,主要从事复杂介质的正演模拟和深部构造解释. E-mail: yxliu1982@yahoo.com.cn

noticeable. Moreover, the random amplitudes fortify the reflection energy and the large-scale velocity backgrounds influence the assembling of waves. We also investigated two-layer random medium like the crust, the result shows that seismic recordings from different layers carry self-organized characteristics of corresponding layer. Therefore, we can detect the characteristics of the earth in the field data.

**Key words** 2-D self-organized models, Anisotropy, Lateral intrusion, Vertical intrusion

## 1 引言

近年来,人们利用宽角反射地震资料和地壳速度模型,重建地壳反射地震特征剖面,以用于检验反射地震深部资料地壳结构的解释<sup>[1-10]</sup>. 系列研究表明,深反射和宽角反射资料联合解释时经常会出现下述两大现象:(1)无论是近垂直深反射还是宽角反射地震剖面解释,特定的断裂带或滑脱构造带域内沉积层均被假定为水平反射层,但这些反射层的横向连续性存在明显的差异. 这些差异可能源于人工源宽角反射或折射和近垂直深反射地震探测的频带差异,但它并不是全部的诱因,更可能源于地壳内部结构/构造差异和壳幔相互作用<sup>[5-8]</sup>. (2)深地壳尺度的 CMP 叠加剖面上常常存在大量的横向上连续、范围不大的短簇同相轴(小于 1 km)的反射段,而在垂直走时坐标上,这些反射段的相关宽度可能延伸至 1 s 以上<sup>[12,31]</sup>(可以在数百米和数千米深度范围内进行追踪). 总之,无论是炮集地震剖面还是 CMP 叠加剖面上均可见的非连续性反射震相特征引发了如下问题:这些横向连续性不好而深度域内长达 1 s 左右相关性的地震反射信息是由目标区局部非均匀引起的畸变?还是由于传播路径效应和噪声所引起的畸变?从信息分析观点,地震波速度扰动被认为是具褶积效应、有潜在价值的地质“噪声”,而地震记录本征噪声如风吹草动、干扰(噪声)是没有解释价值的. 然而,上述普遍存在且呈现规律性展示的现象可能体现了地壳内部特殊的属性和特征. 这些地壳内部本征属性被归结为地壳内部结构的自组织性,即附加于确定性地壳速度模型之上的地壳速度结构统计性<sup>[11-16]</sup>.

在地球内部岩浆侵入作用普遍存在,下地壳内岩浆作用以垂向侵入为主,中地壳或上地壳内以横向溢流为主,显示了不同的自组织特性<sup>[1-3]</sup>. 针对这些特征,本文开展了自相似型各向异性自组织介质的地震波动力学研究. 本文用声波方程模拟了不同强度侵入和溢流作用形成的岩浆分布介质模型,并分析其能量异常和频谱,以探讨岩浆侵入作用对

地震波场的影响.

## 2 二维各向异性自组织模型的构建

### 2.1 自组织结构的统计特性

描述自组织介质速度模型的核心步骤是在大尺度平均速度背景上叠加小尺度的随机扰动<sup>[17,18]</sup>. 其表达式为

$$v(x, z) = v_0(x, z) + v(x, z), \quad (1)$$

其中,  $v_0(x, z)$  为大尺度平均速度. 本项研究中,假定它为垂直线性连续增加的,即  $v_0(x, z) = v_0 + v \times (z - z_j)$ , 其中  $v$  为速度梯度,  $z_j$  为第  $j$  层速度线性连续增加介质的起始.  $v(x, z)$  为非均匀介质中小尺度扰动速度,设为

$$v(x, z) = k(x, z) [v_0 + v(x, z)], \quad (2)$$

其中  $k$  为控制速度扰动幅值的常数,本文选取  $k = 0.1$ .  $(x, z)$  为相对扰动函数,并被认为在空间域上它可形成均值为零及具有特定自相关函数和方差的平稳随机过程,即满足如下条件:

$$\text{均值为零: } \langle (x, z) \rangle = 0, \quad (3)$$

$$\text{方差为 } \sigma^2: \langle (x, z)^2 \rangle = \sigma^2, \quad (4)$$

协方差函数为:

$$\begin{aligned} c(x, z) &= \langle (x + x_1, z + z_1) (x, z) \rangle \\ &= \sigma^2 (x, z), \end{aligned} \quad (5)$$

其中,  $(x, z)$  为  $(x, z)$  的自相关函数.

数值模拟时,需对随机介质速度作随机序列处理. 然而随机序列通常不存在理论上的傅里叶变换. 可是根据随机过程相关理论,  $(x, z)$  的功率谱却为其自相关函数  $(x, z)$  的傅里叶变换. 因此,对于给定的随机速度模型,可以通过数学上随机过程的谱分解,获取其自相关函数,进而方便地描述特定类型、不同均值和方差表征的自组织介质模型<sup>[19,20]</sup>.

### 2.2 各向异性自组织介质参数的描述

描述岩浆介质自组织特征参数包括自相关函数、相关长度、均值、方差(或标准差)等. 其中,自相关函数决定自组织介质的类型<sup>[21]</sup>. 实际测井数据及相关的理论研究表明自相似型自组织介质模型同地

球内部物质状态最为接近<sup>[22-24]</sup>. 因此本文选取自相似型自组织模型来模拟深部岩浆结构. 在此基础上, 本文还引入二维椭圆自相关函数(横向相关长度  $a$  和纵向相关长度  $b$ ) 以更好地模拟岩浆的不同侵入状态. 表 1 给出了自相似介质一维和二维自相关函数及其功率谱表达式<sup>[22]</sup>. 均值反映自组织介质的期望或平均状况, 本文统一取零. 方差反映了岩浆自组织结构的扰动强度, 即随机数偏离均值的程度. 相关长度是描述相关性的量, 如果两个点的距离超过了这一方向上的相关长度, 就可认为这两点在此方向上无关. 不同方向相关长度代表不同方向的岩浆侵入状况, 横向溢流作用占主导因素时, 横向相关长度大于纵向相关长度; 同理, 在垂向侵入作用为主的自组织介质中, 纵向的相关长度大于横向的相关长度<sup>[22]</sup>.

表 1 自相似型自组织介质的一维、二维自相关函数和功率谱密度表达式

Table 1 1-D and 2-D autocorrelation functions and power spectrum expression

自相似型	自相关函数	功率谱密度
一维	$K_0(r/a)$	$(a^{-2} + k^2)^{-1/2}$
二维	$K_0(x^2/a^2 + z^2/b^2)$	$(1 + a^2 k_x^2 + b^2 k_z^2)^{-1}$

### 2.3 自组织模型的构建

如上节所述, 给定自相关函数等系列参数, 就可以在网格上生成相应的自组织模型. 具体过程如下: (1) 生成二维白噪声矩阵序列  $w(x, z)$ , 并计算其二维傅里叶变换  $W(k_x, k_z)$ ; (2) 选择各向异性自相似滤波因子  $f(k_x, k_z)$ , 计算  $V(k_x, k_z) = f(k_x, k_z) \times W(k_x, k_z)$ ; (3) 对  $V(k_x, k_z)$  进行反傅里叶变换, 得到空间域自组织模型  $u(x, z)$ ; (4) 修正随机扰动  $u(x, z)$  的均值和方差; 即可得到特定均值、方差和满足指定特征分布的二维随机序列<sup>[21]</sup>.

## 3 正演模拟

### 3.1 方法原理

在自组织介质进行正演模拟时正演算法需满足: (1) 较高的精度, 能精确反映介质小扰动对波传播的细微影响; (2) 对于大传播距离, 应允许较大的采样间隔; (3) 运算速度快, 能快速地处理随机性介质的地震波场效应<sup>[25]</sup>.

本文采用声波方程中心差分法进行波场仿真. 声波方程中心差分法正演模拟时, 空间域具有 4 阶精度, 时间域为 2 阶精度, 满足复杂介质地震波场的

要求<sup>[25]</sup>. 地质模型网格剖分时, 地震波震源为 Ricker 子波, 其中心频率在模型 1 为 20 Hz, 在模型 2 中为 15 Hz.

### 3.2 模型参数描述

本文计算了两类自相似型各向异性自组织介质模型中的地震波场. 模型 1 纵横向尺寸分别为 4000 m、5000 m, 主要用于模拟不同强度横向溢流或垂向侵入岩浆作用形成的自组织介质对地震波场的影响. 正演模拟时采用中间放炮, 自由表面双边接收的观测方案. 空间采样间隔  $dx = dz = 10$  m, 时间采样间隔  $dt = 1$  ms, 地震记录长度为 3.5 s. 自组织速度模型构建分为两个方面, 即确定性速度模型和非确定性速度模型. 其中确定性速度模型由 3 层介质构成, 其中第 1 层介质层厚度为 1400 m, 速度  $v_1$  为 2000 m/s; 第 2 层层介质厚度为 2000 m, 速度  $v_2$  为  $2500 + 0.4(z - z_1)$ ; 第 3 层层厚 600 m, 速度  $v_3 = 4000$  m/s. 非确定性模型即自组织介质加在该模型第 2 层介质中, 用于模拟岩浆侵入作用的波场响应.

模型 2 大小为 8000 m  $\times$  4000 m, 用于讨论横向溢流和垂向侵入共同存在时的岩浆作用下地震波场响应. 空间采样间隔和时间采样间隔同模型 1. 速度模型由 3 层介质构成: 第 1 层厚度为 1700 m, 速度为 2000 m/s; 第 2 层厚度为 1000 m, 背景速度为 2500 m/s, 该层内叠加以横向溢流作用为主的小尺度扰动; 第 3 层厚度为 1300 m, 背景速度为 3000 m/s, 该层叠加以纵向侵入为主的速度扰动.

## 4 数值试验与结果分析

将炮点放置于地表, 中心放炮, 实施地面双边观测, 检波器间距为 50 m. 在本文的数值计算中, 假定上地表为自由边界, 而其他人为边界采用吸收边界条件<sup>[26, 27]</sup>. 在正演模拟基础上, 本文还分析了不同模型地震记录、能量异常、频谱等信息. 能量异常指的是每道记录能量之和与不含自组织非均匀的背景介质模型所产生地震记录能量的差值, 然后进行二次曲线拟合, 以无扰动的地震能量为一个单位. 本文选取地震排列第 400 道地震数据进行频谱分析. 频谱分析结果图中, 纵坐标为相对振幅, 横坐标为频率. 由于介质随机分布, 速度扰动强烈, 波长特征横向变化显著, 分析时进行了窗滑动平均, 窗长为 50.

为便于分析岩浆侵入作用对地震波场的影响, 我们首先计算了无岩浆侵入作用时地震波合成记录

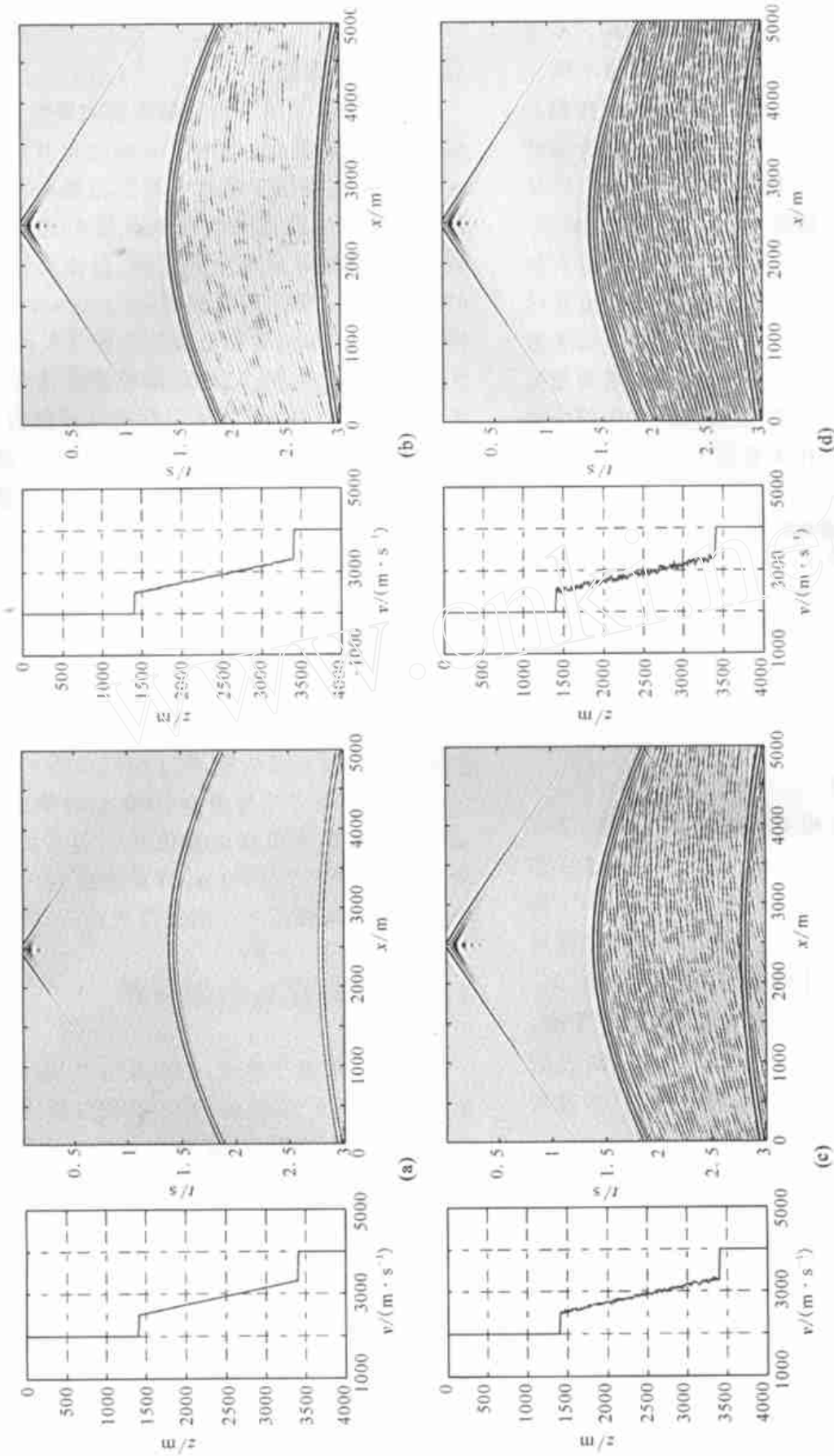


图 1 针对模型 1, 不同方差的速率模型((b~d)左), 声波模拟地震记录图((b~d)右)  
 (a) 无速度扰动图形; (b, c, d) 方差分别为 0.05, 0.1, 0.2 的速度及地震记录图.

Fig. 1 Velocity and seismograms with different variation of model 1  
 (a) No velocity fluctuation; (b) Velocity fluctuation is 0.05; (c) Velocity fluctuation is 0.1; (d) Velocity fluctuation is 0.2.

(如图 1a 所示). 然后根据不同的参数组合,对自组织模型进行了如下 5 种不同强度岩浆侵入或横向溢流作用情况的正演模拟.

### 4.1 不同强度岩浆作用自组织介质模型

选取横向相关长度  $a = 30\text{ m}$ ,纵向相关长度  $b = 10\text{ m}$ ,自组织分布均值  $d_1 = 0$ ,方差分别为  $0.05, 0.1, 0.2$  以表示不同强度的岩浆作用. 图 1(b~d) 右分别代表不同方差自组织介质模型的地震记录. 由图可见,随着速度扰动方差的增大,岩浆岩的自组织强度加大,地震记录中反射强度增强. 这 3 类情况下,方差为  $0.1$  时地震波能量平均值较之方差为  $0.05$  时地震能量大 1 倍,方差继续增大地震波能量增加更多,即方差的增加对地震记录能量  $E$  的影响在逐渐增大(图 2),图 2 中实线为对应数据的 2 阶拟合曲线,下同. 第 400 道地震记录的频谱图(图 3) ( $A$  为振幅)显示出无论岩浆自组织介质强度如何,地震波中心频率保持不变.

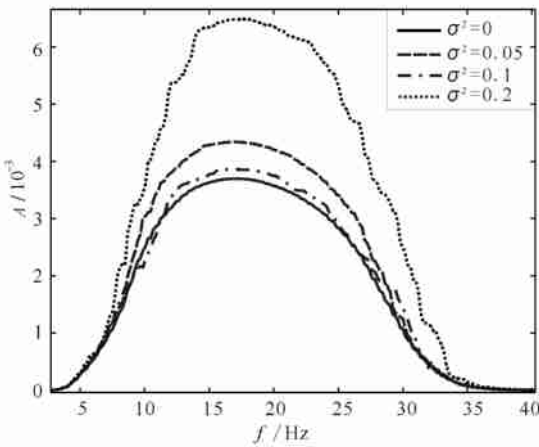


图 3 模型 1 不同方差第 400 道地震记录的频谱分析对比图  
Fig. 3 400 th record spectral chart of different variations

### 4.2 不同横向相关长度的岩浆自组织模型

选取纵向相关长度  $b = 10\text{ m}$ ,自组织分布均值  $d_1 = 0$ ,扰动方差  $\sigma^2 = 0.1$ ,自组织介质的横向相关长度分别取  $10, 30, 100, 100000\text{ m}$  以代表岩浆横向侵入的不同状态. 由不同横向相关长度自组织介质模型的地震记录(图 4) 可见,随着横向相关长度增大,自组织模型横向相关性增强,横向侵入作用占主导地位,相应的地震记录中反射段的连续性增强. 这 4 类自组织介质的能量异常比较(图 5) 表明,随着横向相关长度的增大,地震波场能量增加,但是横向相关长度增大到一定程度(本文在  $a = 100\text{ m}$ ),波场反射能量反而下降. Muller<sup>[28]</sup> 认为非均匀介质中,随机分布的波的衍射和折射引起波能量的聚焦或散射.

随着横向相关长度的增加,能量增大,但是当横向相关长度大于波长时,散射作用强烈,波场能量下降<sup>[28]</sup>. 第 400 道地震记录频谱(图 6) 显示出地震记录的中心频率不随横向相关长度的增加而改变.

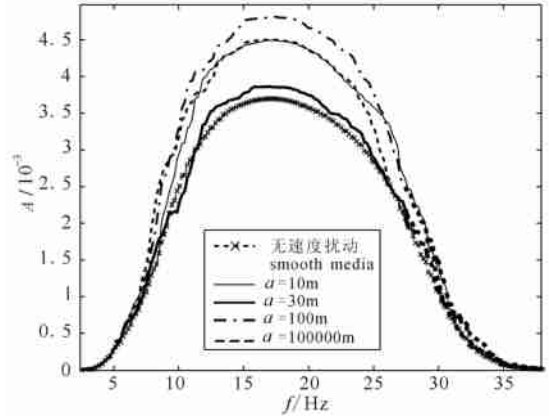


图 6 不同横向相关长度地震记录第 400 道的频谱图  
Fig. 6 400 th record spectral chart of different lateral relative length

### 4.3 不同垂向相关长度的岩浆自组织模型

选取横向相关长度  $a = 30\text{ m}$ ,自组织分布均值  $d_1 = 0$ ,方差  $\sigma^2 = 0.1$ ,垂向相关长度分别取  $10, 30, 100\text{ m}$  以表示不同垂向相关性的岩浆侵入模型. 图 7(a~c) 表示不同垂向相关长度自组织介质模型地震记录. 由图可见,随着纵向相关长度的增大,速度模型的纵向相关性增强,岩浆纵向侵入尺度逐渐增大,但是地震记录图上的反射段的长度变小. 地震能量异常(图 8) 显示出随着纵向相关长度的增大,能量逐渐减小. 由此可知,地震波在各向异性自组织介质中传播时,随着垂向相关长度增加,波场散射作用增强,能量降低<sup>[28~31]</sup>,而其中心频率却无变化(图 7d).

### 4.4 速度梯度变化的模型

保持小尺度速度扰动参数不变,即岩浆的侵入自组织介质模型不变,横向相关长度  $a = 30\text{ m}$ ,纵向相关长度  $b = 10\text{ m}$ ,自组织模型均值  $d_1 = 0$ ,方差  $\sigma^2 = 0.1$ ,选取背景速度梯度分别为正、零和负三种情况进行模拟. 不同梯度地震记录(图 9(a~c)) 显示出随着速度梯度的变化,反射段形态保持不变,但地震反射段能量迅速减弱<sup>[32,33]</sup>(图 10,图中  $d_v$  表示速度梯度);而且,速度梯度由正到零,到负值,地震记录的中心聚焦能力增强,但地震波中心频率保持恒定(图 9d). 因此,通过测定波场能量的聚焦程度可以推测岩浆介质的背景速度梯度情况.

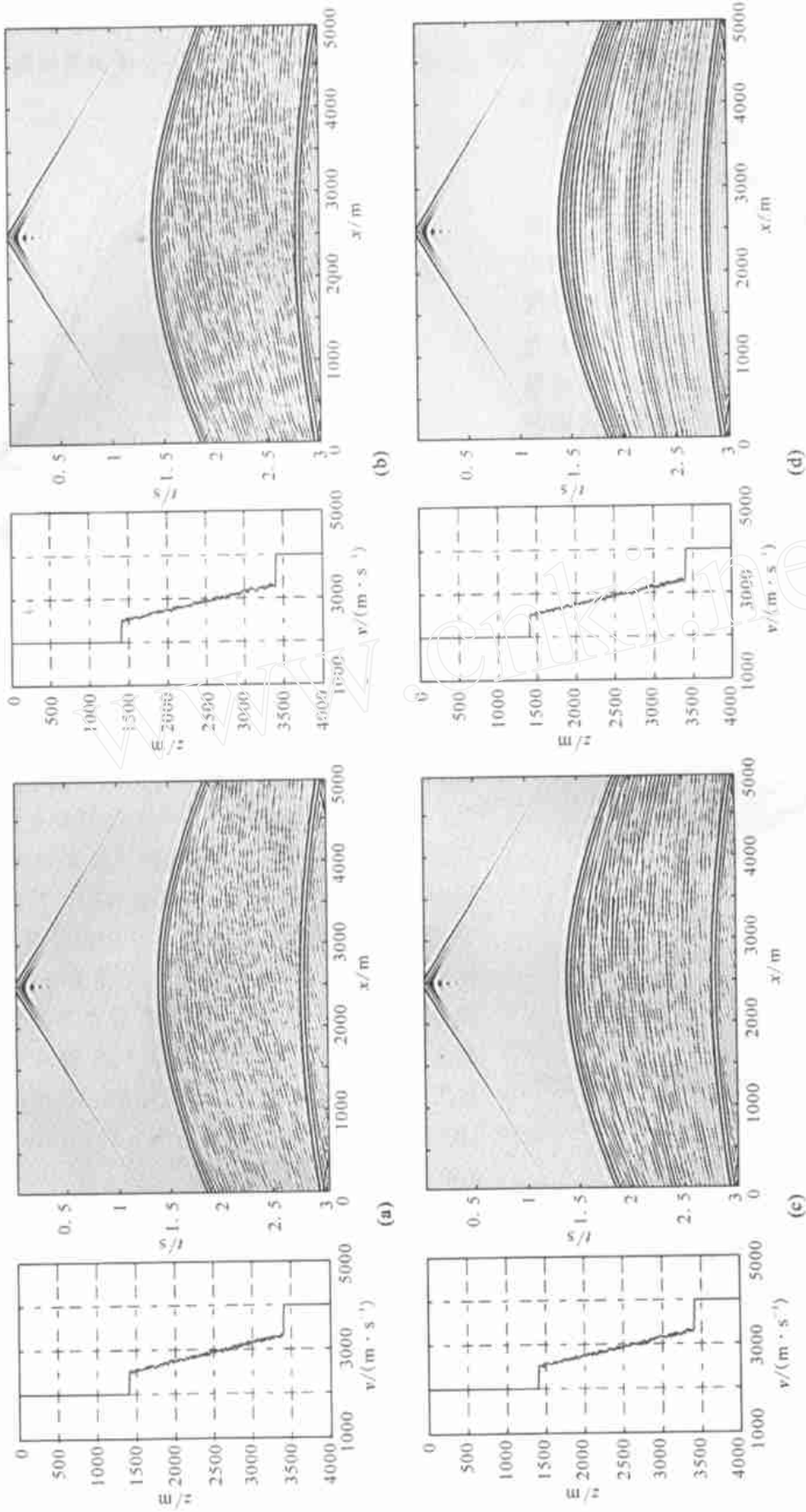


图 4 针对模型 1,不同横向相关长度的速度模型((a~d)左),声波模拟地震记录图((a~d)右)  
 (a~d)横向相关长度分别为 10,30,100,100000m 的速度及地震记录图.

Fig. 4 Velocity and seismicograms with variable lateral relative length of model 1

(a) Lateral relative length is 10 m;(b) Lateral relative length is 30 m;

(c) Lateral relative length is 100 m;(d) Lateral relative length is 100000 m.

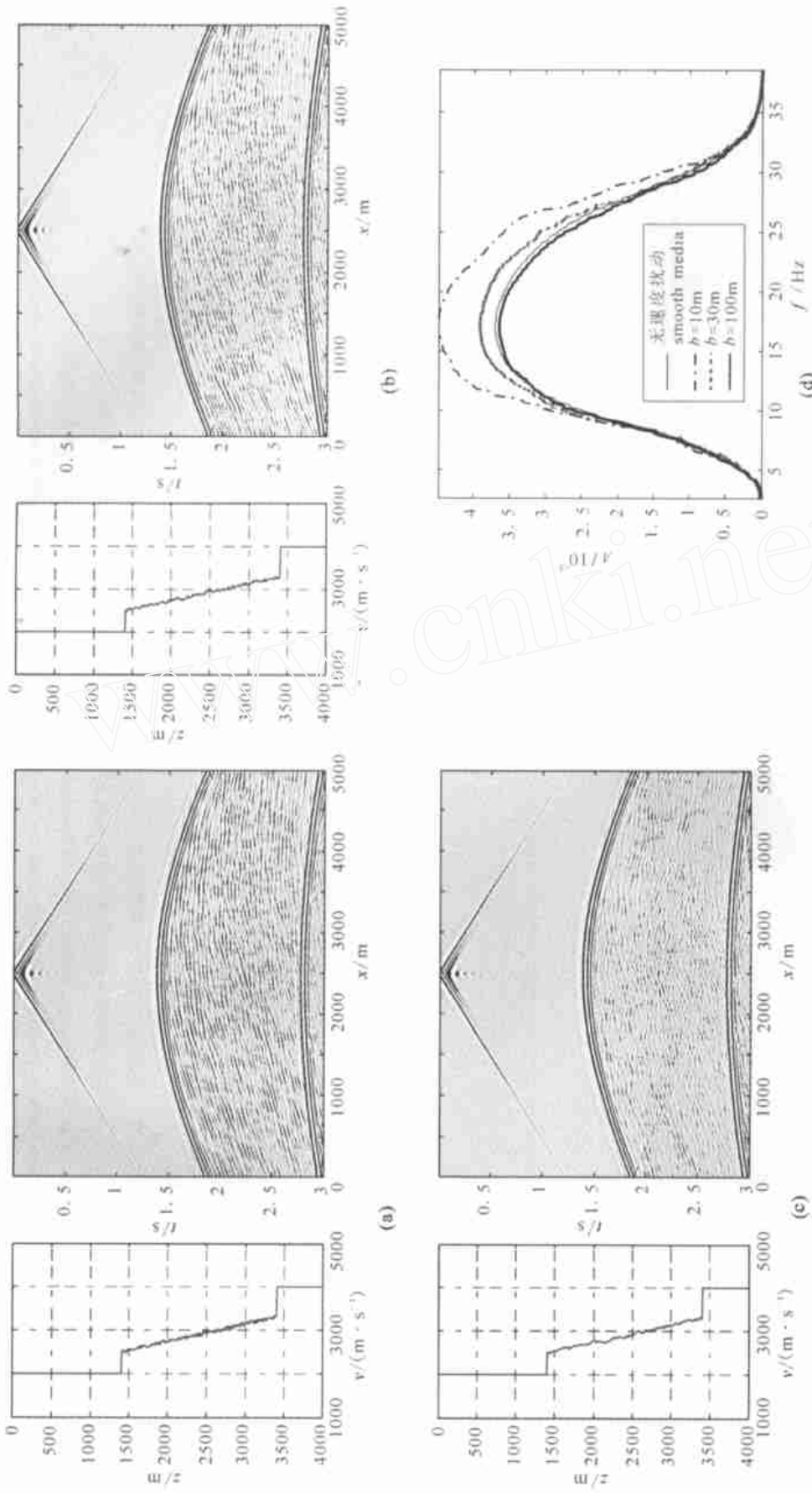


图 7 针对模型 1,不同垂向相关长度的速度模型((a~c)左),声波模拟地震记录图((a~c)右)和频谱对比图((d))

(a~c)垂向相关长度为 10,30,100 m 的速度及地震记录图;(d)地震记录第 400 道的频谱图.

Fig. 7 Velocity, seismograms and spectral chart with variable vertical relative length of model 1

(a) Vertical relative length is 10 m;(b) Vertical relative length is 30 m;(c) Vertical relative length is 100 m;

(d) Comparison of 400th record spectral chart.

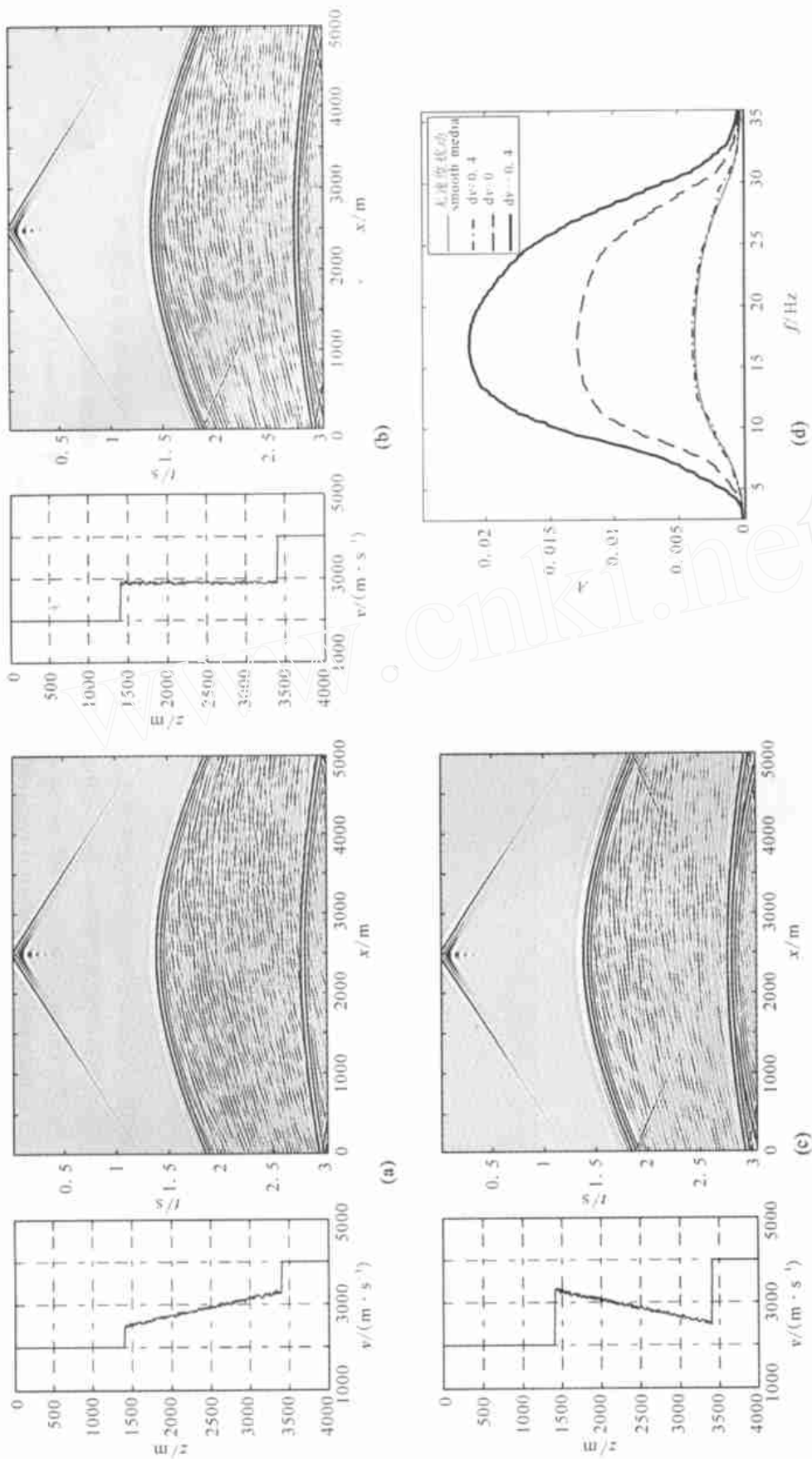


图9 针对模型1,不同速度梯度的速度模型((a~c)左),声波模拟地震记录图((a~c)右)和频谱对比图(d)  
 (a~c)速度梯度分别为正、零、负的速度及地震记录图;(d)其他地震记录第400道的频谱图.

Fig. 9 Velocity, seismograms and spectral comparison with changeable velocity grads length  
 (a) Normal velocity grads; (b) No velocity grads; (c) Minus velocity grads; (d) Comparison of 400th record spectral chart.



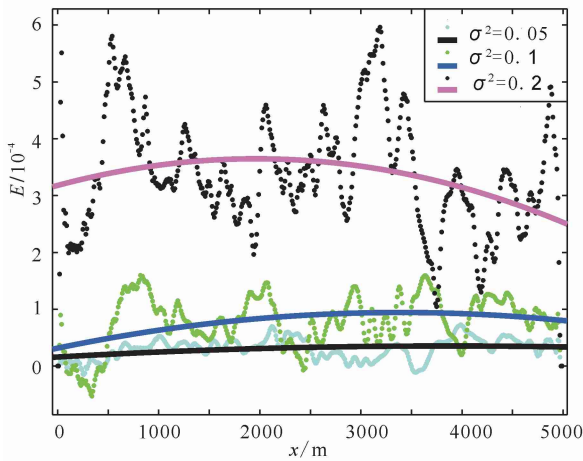


图 2 模型 1 的不同方差能量异常对比  
Fig. 2 Energy residual with different variation of model 1

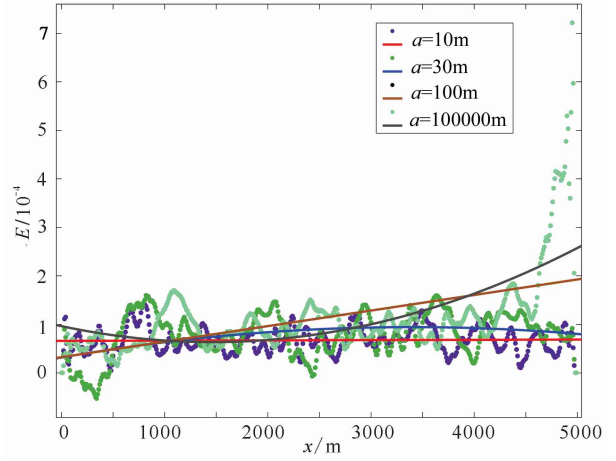


图 5 模型 1 不同横向相关长度能量异常对比图  
Fig. 5 Comparison of energy residuals for model 1 with different lateral relative length

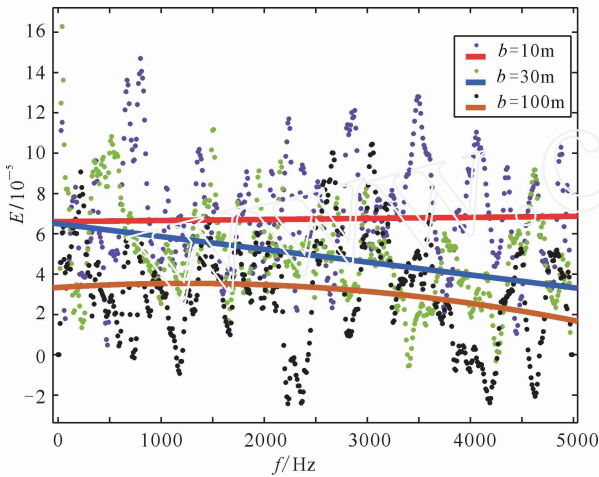


图 8 模型 1 不同垂向相关长度能量异常对比图  
Fig. 8 Comparison of relative energy residual for model 1 with different vertical relative length

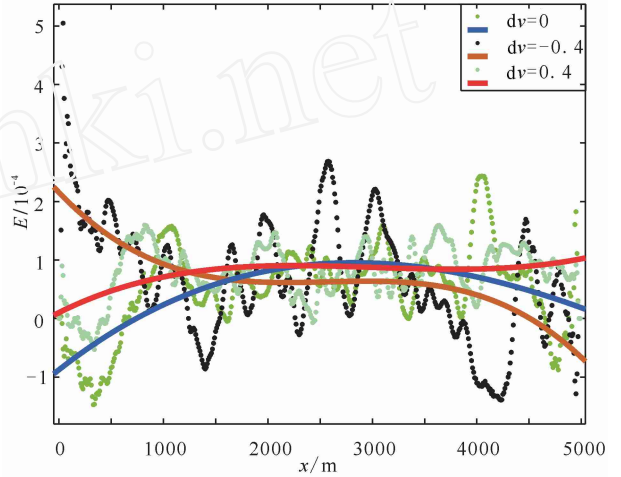


图 10 模型 1 不同速度梯度能量异常对比图  
Fig. 10 Comparison of relative energy residual with changeable velocity grads

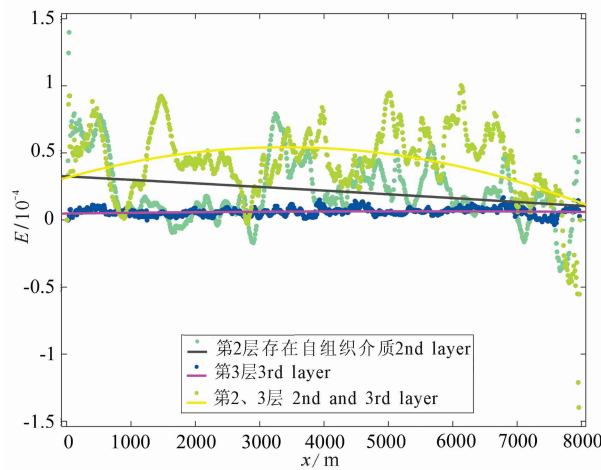


图 12 针对模型 2, 第 2 层横向溢流为主的自组织速度模型, 第 3 层垂向侵入为主的自组织速度模型, 双层自组织模型的速度模型的统计能量异常

Fig. 12 Based on model 2, Comparison of energy residual with lateral relative length 100 m and vertical relative length 10 m in second layer; Velocity and seismograms with lateral length 10 m and vertical length 30 m in third layer and both media in two layers

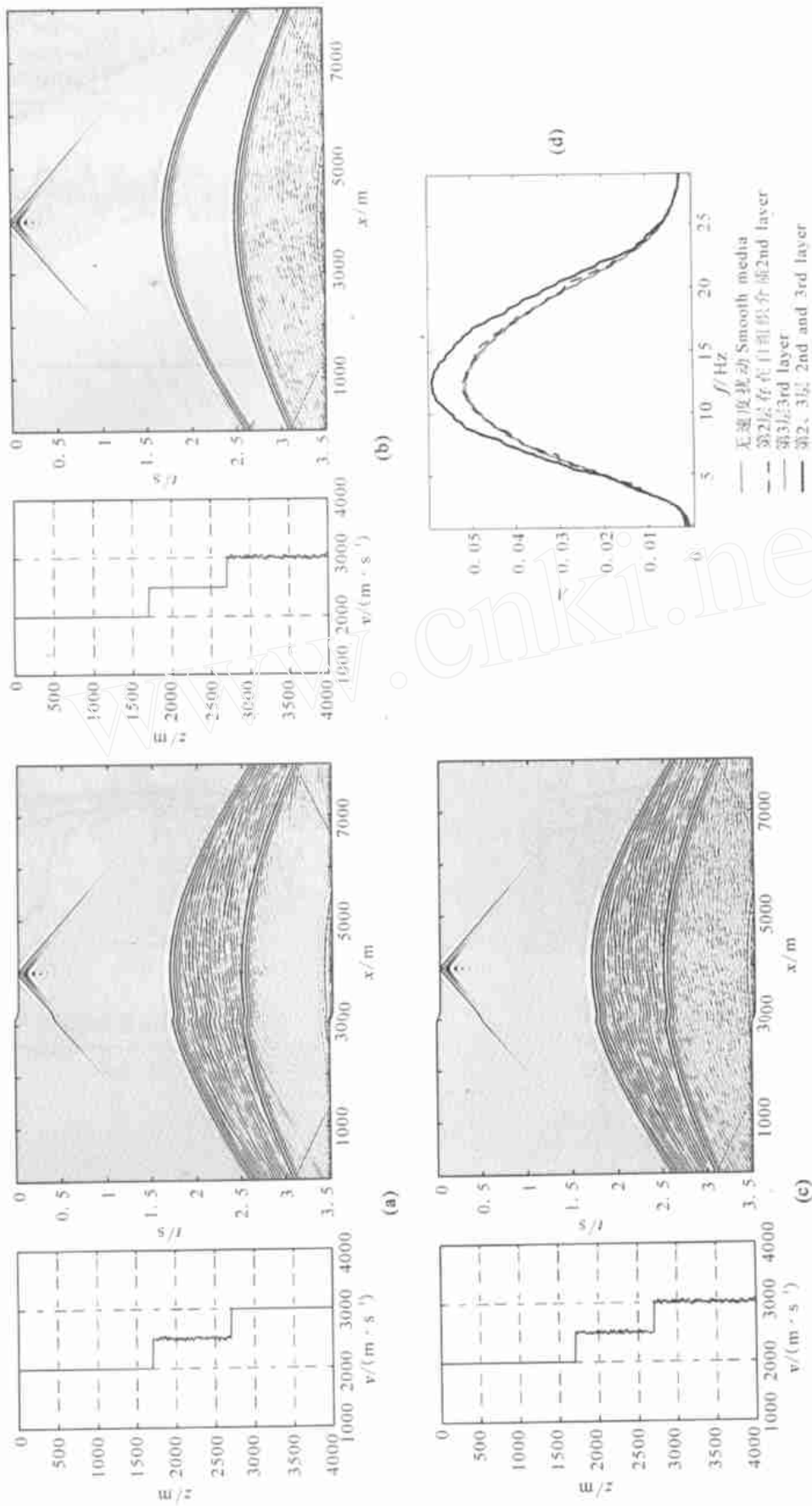


图 11 针对模型 2, 第 2 层横向溢流为主的自组织速度模型(a 左), 地震记录图(a 右), 第 3 层垂直向侵入为主的自组织速度模型(b 左), 地震记录(b 右), 双层自组织模型的速度模型(c 左), 地震记录图(c 右); (d) 为第 600 道地震数据频谱对比图

Fig. 11 Based on model 2, (a) Velocity and seismograms with lateral length 10m and vertical length 30 m in second layer; (b) Velocity and seismograms with lateral length 100m and vertical length 10 m in second layer; (c) Velocity and seismograms with two layer self-organized media described as above; (d) Comparison of 600th record spectral chart seismogram

#### 4.5 横向溢流和垂向侵入结合的自组织模型

结合岩浆的横向和垂向侵入作用,本文利用模型 2 模拟地下双层自组织介质的地震波场。炮点、检波器和观测系统设置同模型 1。第 2 层内叠加以横向溢流为主的小尺度扰动(横向相关长度为 100 m,纵向相关长度为 10 m),第 3 层内加以纵向侵入为主的速度扰动(横向相关长度为 10 m,纵向相关长度为 30 m)以模拟地壳内部下地壳以岩浆的垂向侵入为主,中上地壳以岩浆的横向溢流作用为主的特征结构。地震记录图 11(a~c)分别显示了中地壳的横向溢流、下地壳的纵向侵入、两层自组织介质对地震记录的影响。结果表明两层自组织介质模型均保持了特定的地震记录特征:上层的横向相关性和下层的散射特征。因此由不同地层的地震响应可推测相应地层的自组织介质参数。三种模型的能量异常图(图 12)显示,不同深度和不同自组织特性产生的能量异常不同。第 600 道地震记录的频谱图(图 11d)表明自组织介质模型层位对频谱中心频率无影响。

## 5 结 论

本文利用声波有限差分方法对不同强度侵入和溢流作用造成的岩浆分布自组织介质模型进行了系列正演模拟及其特征分析。结果表明:自组织介质中,地震波波前具有强烈的横向非均匀性和传播方向依赖性<sup>[28]</sup>;炮检距较小时,反射波同相轴是一系列不连续的反射段,类似于地震深反射记录图<sup>[30]</sup>;炮检距较大时(大于 1.5 倍的深度),反射波是一些较为连续的叠瓦状反射段,类似于宽角反射地震记录<sup>[34~36]</sup>。

通过 5 组不同参数自组织介质的模拟,本文得出如下结论:(1)地震波的散射和聚焦效应同横向相关长度有密切的关系。当横向相关长度小于地震波波长,聚焦效应增强地震波能量,并随着相关长度的增加而增强;但是当横向相关长度大于地震波波长时,散射占主要地位,相关长度增加,地震波能量减弱。(2)垂向侵入作用为主的自组织介质中,散射现象严重。随着垂向相关长度增加,散射现象越强烈,波场反射能量迅速减弱。(3)岩浆作用的自组织强度增加,地震记录的能量也迅速增加,并且增大幅度逐步加大。(4)当岩浆小尺度速度扰动相同时,大尺度速度梯度背景对地震记录的波形无影响,但决定了波场能量的大小和聚焦情况。(5)双层不同岩浆自组

织介质存在时,相应层位的地震记录以各自的自组织特征为主。综上所述,利用地震波场反射强弱、形态、能量的聚集状态等特征可以推测地下岩浆介质的自组织特性。

**致 谢** 本研究工作得到了中国科学院地质与地球物理研究所张中杰研究员的悉心指导和帮助。笔者在此表示衷心的感谢。

#### 参考文献(References)

- [ 1 ] 滕吉文,张中杰,白武明等. 岩石圈物理学. 北京:科学出版社,2003  
Teng J W, Zhang Z J, Bai W M, et al. Lithosphere Physics ( in Chinese ). Beijing: Science Press, 2003
- [ 2 ] Zhao W, Nelson K D. The Project INDEPTH Team. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath south Tibet. *Nature*, 1993, **366**: 557 ~ 559
- [ 3 ] 滕吉文. 柴达木盆地的深层地震反射波和地壳构造. 地球物理学报, 1974, **17**(2): 121 ~ 134  
Teng J W. Deep reflected waves and the structure of the earth crust of the eastern part of Qaidam Basin. *Chinese J. Geophys.* ( in Chinese ), 1974, **17**(2): 121 ~ 134
- [ 4 ] Yang B J, Tang J R, Li Q X, et al. Crustal reflection structure in the uplifting zone of Songliao basin and disconnecting Mbo interface. *Science in China (Series D)*, 2004, **47**(6): 514 ~ 521
- [ 5 ] Zhang Z J, Teng J W, Li Y K, et al. Crustal structure of seismic velocity in southern Tibet and east-westward escape of the crustal material. *Science in China (Series D)*, 2004, **47**(6): 500 ~ 506
- [ 6 ] 高 锐,成湘洲,丁 谦. 格尔木-额济纳旗地学断面地球动力学模型初探. 地球物理学报, 1995, **38**(增): 3 ~ 14  
Gao R, Cheng X Z, Ding Q. Preliminary geodynamic model of Golmud-Ejin Qi geoscience transect. *Chinese J. Geophys.* ( in Chinese ), 1995, **38**(Suppl.): 3 ~ 14
- [ 7 ] 王椿镛,韩渭宾,吴建平等. 松潘-甘孜造山带地壳速度结构. 地震学报, 2003, **25**(3): 229 ~ 241  
Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. Crust structure beneath the Songpan-Garze orogenic belt. *Acta Seismologica Sinica* ( in Chinese ), 2003, **25**(3): 229 ~ 241
- [ 8 ] 高恩源. 喜马拉雅山北麓-雅鲁藏布江地区人工爆炸地震测深地壳结构. 见:西藏地球物理文集. 北京:地质出版社, 1990. 1 ~ 14  
Gao E Y. Crustal structure in northern Himalaya-Yarlung Zangbu by artificial deep seismic explosion. In: Tibet Geophysical Corpus ( in Chinese ). Beijing: Geological Publishing House, 1990. 1 ~ 14
- [ 9 ] 国家地震局科技监测司编. 中国大陆深部构造的研究与进展. 北京:地震出版社, 1988  
China Earthquake Administration. Research and Progress of Deep Structure in China ( in Chinese ). Beijing: Seismological Press, 1988
- [ 10 ] 陈运泰,滕吉文,张中杰. 地球物理学的回顾与展望. 地球科学进展, 2001, **16**(5): 634 ~ 642  
Chen Y T, Teng J W, Zhang Z J. Geophysics: The 20<sup>th</sup> century in

- retrospect and the 21<sup>st</sup> century in prospect. *Advance in Earth Sciences* (in Chinese), 2001, **16**(5): 634 ~ 642
- [11] Zhang Z J, Klemperer S. West-east variation in crustal thickness in northern Lhasa block, central Tibet, from deep seismic sounding data. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**, doi: 10.1029/2004JB003139
- [12] 胡家富, 丛连理, 苏有锦等. 云南及周边地区 Lg 尾波 Q 值的分布特征. *地球物理学报*, 2003, **46**(6): 809 ~ 813  
Hu J F, Cong L L, Su Y J, et al. Distribution characteristics of Q value of the Lg coda in Yunnan and its adjacent regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2003, **46**(6): 809 ~ 813
- [13] 张智, 刘财, 邵志刚等. 伪谱法在常 Q 粘弹介质地震波场模拟中的应用效果. *地球物理学进展*, 2005, **20**(4): 945 ~ 949  
Zhang Z, Liu C, Shao Z G, et al. The application of pseudo-spectral forward modeling of seismic wave field in constant Q viscoelastic medium. *Prog. Geophys.* (in Chinese), 2005, **20**(4): 945 ~ 949
- [14] Crossley D J, Jensen O G. Fractal velocity models in refraction seismology. *Pure Appl. Geophys.*, 1989, **131**(1): 61 ~ 76
- [15] Tittgemeyer M, Wenzel F, Ryberg T, et al. Scales of heterogeneities in the continental crust and upper mantle. *Pure Appl. Geophys.*, 1999, **156**(1): 29 ~ 52
- [16] Nielsen L, Thybo H, Mørosov I B, et al. Teleseismic Pn arrivals: influence of mantle velocity gradient and crustal scattering. *Geophys. J. Int.*, 2003, **152**(2): F1 ~ F7
- [17] Jannaud L R, Adler P M, Jacquin C G. Spectral analysis and inversion of codas. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**(B11): 18215 ~ 18231
- [18] Frankel A, Clayton R W. Finite difference simulations of seismic scattering: implications for the propagation of short-period seismic waves in the crust and models of crustal heterogeneity. *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**(B6): 6465 ~ 6489
- [19] Xu T, Xu G, Gao E, et al. Block modeling and segmentally iterative ray tracing in complex 3-D media. *Geophysics*, 2006, **71**(3): T41 ~ T51, doi: 10.1190/1.2192948
- [20] Ikelle L T, Yung S K, Daube F. 2-D random media with ellipsoidal autocorrelation functions. *Geophysics*, 1993, **58**(9): 1359 ~ 1372
- [21] Klimes L. Correlation functions of random media. *Pure Appl. Geophys.*, 2002, **159**(8): 1811 ~ 1831
- [22] Ioss B. Seismic reflection traveltimes in two-dimensional statistically anisotropic random media. *Geophys. J. Int.*, 1998, **135**(3): 999 ~ 1010
- [23] Ojo S B, Mereu R F. The effect of random velocity function on the travel times and amplitudes of seismic waves. *J. Geophys. Res. Astr. Soc.*, 1986, **84**: 607 ~ 618
- [24] Wu R S. Attenuation of short period seismic waves due to scattering. *Geophys. Res. Lett.*, 1982, **9**(1): 9 ~ 12
- [25] Kneib G, Kerner C. Accurate and efficient seismic modeling in random media. *Geophysics*, 1993, **58**(4): 576 ~ 588
- [26] Clayton J F, Enquist B. Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1977, **67**: 1529 ~ 1540
- [27] Yang D H, Wang S Q, Zhang Z J, et al. N-times absorbing boundary conditions for compact finite difference modeling of acoustic and elastic propagation in the 2D TI medium. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2003, **93**: 2389 ~ 2401
- [28] Muller T M, Shapiro S A. Amplitude fluctuations due to diffraction and refraction in anisotropic random media: implications for seismic scattering attenuation estimates. *Geophys. J. Int.*, 2003(1), **155**: 139 ~ 148
- [29] Mørosov I B, Smithson S B, Mørosova E A, et al. A database of deep seismic sounding peaceful nuclear explosion recordings for seismic monitoring of northern Eurasia. *23<sup>rd</sup> Seismic Research Review: Worldwide Monitoring of Nuclear Explosions*, 2001, **2 - 5**: 570 ~ 579
- [30] Ross A R, Brown L D, Pananont P, et al. Deep reflection surveying in central Tibet: lower-crustal layering and crustal flow. *Geophys. J. Int.*, 2004, **156**(1): 115 ~ 128
- [31] Zhang Z J, He Q D, Teng J W, et al. Simulation of 3-component seismic records in a 2-dimensional transversely isotropic media with finite-difference. *Can. J. Expl. Geophys.*, 1993, **29**: 51 ~ 58
- [32] Levander A R, Gibson B S. Wide-angle seismic reflections from two-dimensional random target zones. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**(B6): 10251 ~ 10260
- [33] Zhang Z J, Wang G J, Harris J M. Multi-component wavefield simulation in viscous extensively dilatancy anisotropic media. *Phys. Earth Planet Inter.*, 1999, **114**(1): 25 ~ 38
- [34] 杨顶辉. 双相各向异性介质中弹性波方程的有限元解法及波场模拟. *地球物理学报*, 2002, **45**(4): 575 ~ 583  
Yang D H. Finite element method of the elastic wave equation and wavefield simulation in two-phase anisotropic media. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2002, **45**(4): 575 ~ 583
- [35] 张智, 赵兵, 张晰等. 云南思茅-中甸地震剖面的地壳结构. *地球物理学报*, 2006, **49**(5): 1377 ~ 1384  
Zhang Z, Zhao B, Zhang X, et al. Crustal structure beneath the wide-angle seismic profile between Simao and Zhongdian in Yunnan. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, **49**(5): 1377 ~ 1384
- [36] Levander A R, Holliger K. Small-scale heterogeneity and large-scale velocity structure of the continental crust. *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**(B6): 8797 ~ 8840

(本文编辑 胡素芳)