

地震正演模拟在高分辨率隐伏断层地震勘探中的应用

兰晓雯^{1,2}, 晏信飞¹, 王成虎²

(1. 中国地质大学, 北京 100085; 2. 中国地震局地壳应力研究所, 北京 100085)

摘要:应用波动方程有限差分方法人工合成地震记录进行城市隐伏断层的地震勘探。采用适当的差分算法、震源子波以及有效地边界条件和频散消除方法来提高正演模拟的精度和分辨率。结果表明地震数值模拟可以用来分析地层厚度、断层倾角、断层深度以及断裂带宽度等参数对地震记录的影响;通过实际试验数据和正演模拟的合成单炮地震记录的对比,可以快速判断断层的大致位置和断裂带的大致范围以及目标地层的大致深度。该方法能有效辅助实际野外工作中的数据采集参数的估计,提高勘探效率和精度。

关键词: 隐伏断层; 浅层地震勘探; 地震正演模拟; 波动方程; 有限差分

中图分类号: P631.4

文献标识码: A

文章编号: 1000-0844(2008)04-0354-06

Application of Seismic Modeling in the Shallow Seismic Prospecting Methods to Urban Active Fault Detection

LAN Xiao-wen^{1,2}, YAN Xin-fei¹, WANG Chen-hu²

(1. China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100085, China; 2. Institute of Crustal Dynamics, CEA, Beijing 100085, China)

Abstract: The wave equation finite-difference method is used to the synthetic seismic records in the seismic prospecting of shallow high resolution in urban active fault detection. For improving the resolution and prospecting efficiency of the seismic modeling, some suitable finite-difference method, source wavelet, boundary conditions and dispersion elimination method are adopted. The result shows that the seismic modeling can be used to analyse the influence of the stratigraphic thickness and the obliquity, depth and scale of fault on the seismic synthetic common-shot profiles. From comparison this common-shot profiles with the real experimental data, we can approximately determine the location, scale and depth of fault in field work. The method can improve the prospecting efficiency and resolution rate in the shallow seismic prospecting in urban active fault detection.

Key words: Underground active fault; Shallow seismic prospecting; Seismic modeling; Wave equation; Finite-difference

0 引言

城市隐伏断层地震勘探的目标为上断点埋深几米至数百米的隐伏活动断层^[1]。由于勘探深度较浅,地层的属性差异较小,地层厚度薄,造成地震勘探中层间波阻抗差异小,反射信号弱;另外城市中强烈的环境噪声和浅层地震勘探中不可避免的面波干

扰,也给地震资料的采集处理解释造成困难;加之活断层勘探是以断层的上断点层位的年代作为活动性指标,如何根据地震资料确定真实的上断点深度就十分关键。综上所述,城市隐伏断层地震勘探必须进行高分辨率地震勘探,而地震正演模拟是提高勘探质量和效率的重要技术途经之一。

收稿日期: 2008-03-18

基金项目: 国家自然科学基金(40704018); 地震科学联合基金(606036); 中国地震局地壳应力研究所基本科研业务专项(ZDJ2007-29)

作者简介: 兰晓雯(1978-), 女(汉族), 江西樟树人, 在读博士, 助理研究员, 研究方向为地震正演模拟, 地震勘探数据处理。

地震勘探正演模拟是通过给定一个假设的地质模型,求解描述地震波传播的数学模型,来模拟地震波在地下介质中的传播情况,从而获得一系列检波器所记录的地震剖面,即人工合成地震记录。作为人工地震勘探方法的基础,地震正演模拟不仅可以帮助人们理解波动传播规律,解释实际地震资料表征的地下介质结构与岩性,而且可以为野外数据采集参数的估计、地震数据处理算法和流程的检验提供有力帮助。

本文对城市隐伏断层的地层属性和几何形态进行正演模拟分析,研究断层模型对地震响应的变化规律

1 地震模拟方法原理

目前主要采用的地震正演模拟方法有射线理论(射线追踪法)和波动方程数值解法(克希霍夫积分法、有限差分法、有限单元法、边界单元法和虚谱法)^[2]。射线追踪法是建立在波动方程的高频近似基础上的一种方法,实际只计算了旅行时和振幅函数的特征曲线,效率高,计算速度快,计算量小,可以清晰的反映地质构造在几何特征上的变化,但其假设条件较为苛刻,是建立在均匀层状各向同性介质模型上的,对当今高分辨率地震勘探很难满足要求。因此对于复杂构造、复杂地质体和复杂岩性模型而言,波动方程的数值解法相对更为有效。本文进行模拟分析时主要采用波动方程有限差分法进行模拟分析。

1.1 波动方程

由地震波动理论的三个基本方程:描述位移与应变关系的柯西方程、描述位移与应力关系的奈维尔方程和描述应力与应变关系的本构方程,推导出出一阶应力-速度方程^[34]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v_x}{\partial t} &= b \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right), \\ \frac{\partial v_z}{\partial t} &= b \left(\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right), \\ \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z}, \\ \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_x}{\partial z} \\ \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial t} &= \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right) \end{aligned} \tag{1}$$

其中, $\tau_{xx}, \tau_{xz}, \tau_{zz}$ 是应力张量; λ 和 μ 是拉梅系数; t 是时间。 v_x 和 v_z 分别是质点振动速度的水平分量和

垂直分量; b 是密度的倒数。

1.2 波场数值离散

本文采用一种可以根据需要采用合适阶数的时间和空间差分精度,从而在保证计算精度的基础上尽可能地采用较大空间步长,提高计算效率的交错网格的差分方法^[5-6]对波场进行模拟。为了进一步提高差分精度,减小网格弥散,本文将速度(应力)对时间的奇数阶高阶导数转化为应力(速度)对空间的导数,从而在不增加所需内存量的前提下,将交错网格和高阶差分法有机结合,运用到求解均匀弹性各向同性介质一阶速度-应力弹性波方程中。

在用交错网格法数值求解一阶弹性波方程时,速度和应力分别是在 $t + \frac{\Delta t}{2}$ 和 t 时刻计算的。为了提高时间差分精度,利用 Taylor 公式可以得到 $2M$ 阶精度的时间差分近似:

$$\begin{aligned} v_x(t + \frac{\Delta t}{2}) &= v_x(t - \frac{\Delta t}{2}) + \\ 2 \sum_{m=1}^M \frac{1}{(2m-1)!} \left(\frac{\Delta t}{2} \right)^{2m-1} \frac{\partial^{2m-1}}{\partial t^{2m-1}} v_x + O(\Delta t^{2M}) \end{aligned} \tag{2}$$

其中 Δt 为时间步长。

空间上 $2N$ 阶差分近似。用下式计算一阶空间导数:

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial x} &= \frac{1}{\Delta x} \sum_{n=1}^N C_n^{(N)} \left\{ f \left[x + \frac{\Delta x}{2} (2n-1) \right] - \right. \\ &\quad \left. f \left[x - \frac{\Delta x}{2} (2n-1) \right] \right\} + O(\Delta x^{2N}) \end{aligned} \tag{3}$$

待定系数 $C_n^{(N)}$ 的准确求取是确保一阶空间导数的 $2N$ 阶差分精度的关键。

本文采用 2 阶时间精度、4 阶空间精度。当 $2M = 2$ 时,式(2)变为

$$v_x(t + \frac{\Delta t}{2}) = v_x(t - \frac{\Delta t}{2}) + \frac{\Delta t}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right] \tag{4}$$

同理可得一阶弹性波动方程中其它四个方程的二阶时间差分精度近似

$$v_z(t + \frac{\Delta t}{2}) = v_z(t - \frac{\Delta t}{2}) + \frac{\Delta t}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right] \tag{5}$$

$$\tau_{xx}(t + \Delta t) = \tau_{xx}(t) + \Delta t \left[(\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} \right] \tag{6}$$

$$\tau_{zz}(t + \Delta t) = \tau_{zz}(t) + \Delta t \left[\lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} \right] \tag{7}$$

$$\tau_{xx}(t + \Delta t) = \tau_{xx}(t) + \Delta t \left[\mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \mu \frac{\partial v_x}{\partial z} \right) \right] \quad (8)$$

当 $2N=4$ 时,由 $C_n^{(N)}$ 的方程组可得出 $C_1^{(2)} = \frac{9}{8}$;

$C_2^{(2)} = -\frac{1}{24}$ 。在这些方程中, Δt 表示时间步长; Δx

和 Δz 分别表示空间步长。

1.3 震源及边界处理

地震子波是震源的时间函数,描述震源的时间延续特征。对于地震子波而言,延续时间越短,频带越宽,地震子波的垂直分辨率就越高。在相同带宽条件下,零相位子波的旁瓣比最小相位子波的小,也可以理解为能量集中在较窄的时间范围内,所以分辨率高。因此本文正演模拟所采用的地震震源子波函数为零相位的 Ricker 子波,可以达到分辨率的极限。但是考虑到最小相位子波符合实际地震激发的子波函数^[7],因此本文采用的震源子波如图1所示,子波的延续时间为一个周期。Ricker 子波函数为

$$R(t) = [1 - (2\pi ft)^2] \exp[-(\pi ft)^2] \quad (9)$$

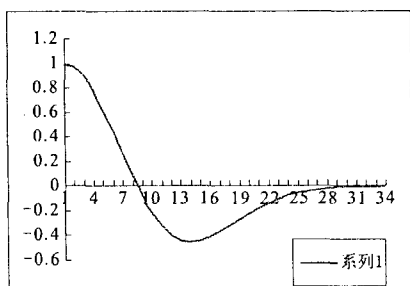


图1 最小相位 Ricker 子波函数

Fig.1 The minimum-phase Ricker wavlet.

边界条件采用完全匹配层的方法^[8],即增加一边界带,在边界带内应用衰减函数,使地震波在边界被完全吸收,避免边界反射问题。衰减函数的衰减因子 G 表达式如下:

$$G = \exp(-0.0015 \times (N - i)^2) \quad 1 \leq i \leq N \quad (10)$$

其中 N 为匹配层网格厚度。通过以上数值计算得到的模拟结果可以了解地震波在该地质模型条件下的传播规律和地震响应情况。

2 模型建立与分析

城市隐伏活断层一般为第四纪沉积,为粘土、卵石、砂的交互层,层与层之间的波阻抗差异小,周围环境噪声大。因此提高勘探精度的主要方法是采用高频率震源和抗干扰震源,同时利用合理的观测系统和接收组合方式来提高信噪比^[9-11]。利用初步勘探资料建立勘探区域的地质模型进行正演模拟,通过对震源频率、地层厚度、断层倾角、断层深度与最佳偏移距等参数对地震记录的影响进行分析讨论,可以有效提高勘探的效率,提高勘探质量。

以北京周边地区的活断层地层环境为例。根据前人研究成果和资料^[10-14],北京周边地区城市隐伏活断层一般埋深在 500 m 以上,上覆第四纪沉积地层,断距从几米至百米以上不等,倾角一般都比较大。为分析浅层地震勘探中深浅部断层在地震响应上的区别,以及断层倾角变化对地震响应的影响,根据图2北京周边某地浅层地震勘探剖面及其解释结果,对此断层模型进行分析研究。该剖面的典型单炮记录见图3。将该模型进行简化,建立断层模型(图4),其速度及深度参数详见表1。

用有限差分方法对该模型进行模拟,剖分网格 2 m,时间间隔 0.25 ms,道间距 4 m,子波频率 30 Hz,模拟结果如图5所示。

对比分析图3和图5,图5模拟记录零偏移距反射波到达时间与叠加剖面 T_2 、 T_3 到时基本一致。尽管没有深部钻孔资料与之对比,也可通过此模拟结果间接证明模型断层深度基本与实际情况一致。因此对该模拟结果的分析能够辅助实际地震记录的处理和解释。由于在实际施工时一般采取单边放炮的方案,因此图3只能反映震源位置对应测线方向的地震记录。

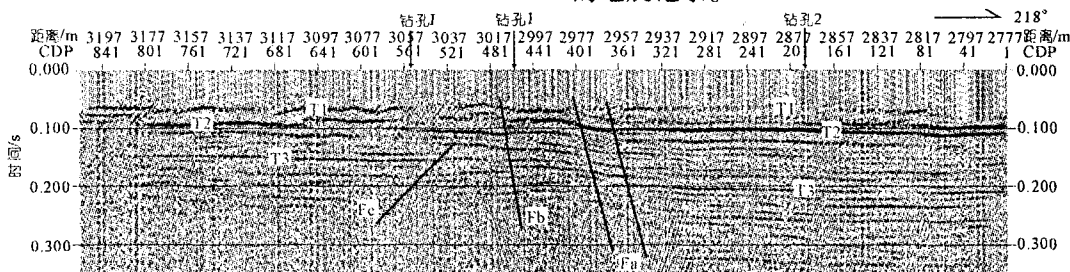


图2 北京周边某地浅层地震勘探剖面

Fig.2 A shallow seismic prospect stack profile in Beijing area.

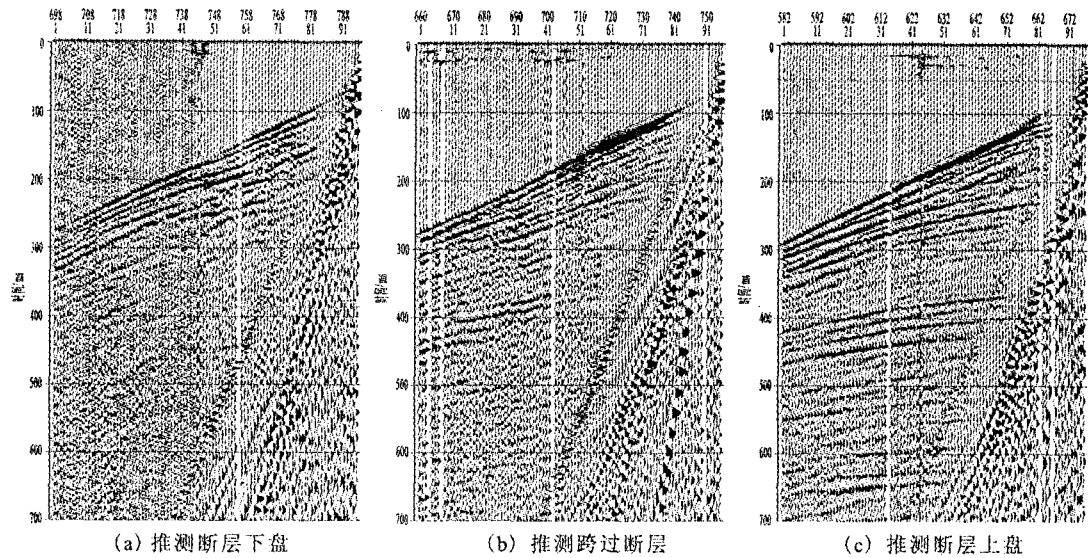


图3 典型单炮记录(道间距4 m,100 Hz 检波器)
Fig.3 A typical common-shot profile(trace distance 4 m, detector 100 Hz).

表1 断层地震波速度结构

层位	断层下盘			断层上盘		
	深度/m	拐点位置/m	层速度/[m·s ⁻¹]	深度/m	拐点位置/m	层速度/[m·s ⁻¹]
1	50	260	850	94	320	850
2	130	270	1 100	220	320	1 100
3	500	—	1 500	500	—	1 500

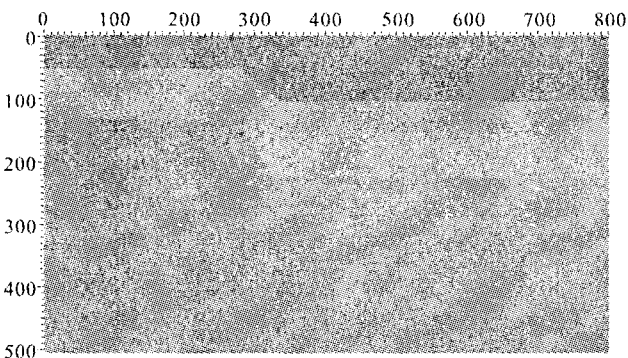


图4 浅层地震断层模型
Fig.4 Shallow fault model.

通过模拟结果与实际地震记录的比较,发现实际地震反射记录的双曲线特征不如模拟记录的清晰明显,但基本特征保持一致,从整体看:(1)浅部断层反射特征不如深部断层特征明显;(2)震源所处断层不同位置对地震响应波场影响很大,不同震源位置的地震记录区别较大,如图3(a)和图3(c)表现在反射震相在时间上的不一致,即上下盘地层的反射信号分别在不同单炮记录上体现,而图5则表现在震源左右两侧记录的明显区别;(3)在断层附近位置双曲线有缺失,如图3(b)和图5断层附近。

分析图5,发现对于不同震源位置地震响应变化的具体特征:震源位于断层下盘时(图5(a)),模

拟记录中两个断层层1,2上下盘分别产生清晰的4条双曲线。当震源位于断层上方位置时(图5(b)),层1由于断层倾角较大,地层深度浅,下盘双曲线几乎完整,而上盘双曲线已经比较难以分辨,并且两条双曲线之间有一段空白区域;而层2上下盘双曲线在断层位置附近均发生中断,两条双曲线在水平方向上有重叠区域。当震源位于断层下盘位置时(图5(c)),层1、2的反射波双曲线亦发生中断;同时由于层1地层深度较浅,断层断面范围比较大,倾角也较大的影响,断面波的影响很大,层1断层下盘的双曲线不太明显几乎缺失。

通过以上分析可以发现,地震正演模拟能实时分析震源所处不同位置时断层模型的地震记录情况,从而可以通过反射信号双曲线的形状判断震源点所在断层的位置,同时根据双曲线的顶点位置和中断点的位置判断断层的错距。双曲线顶点位置或中断点位置距离越远,断层错距越大。

3 结论

(1) 用波动方程有限差分方法对浅层隐伏活断层模型进行的地震数值模拟,可以较真实的反映地震波在地下介质模型的传播情况,能够通过模拟记录与实际记录的对比快速判断断层错断距离和错断

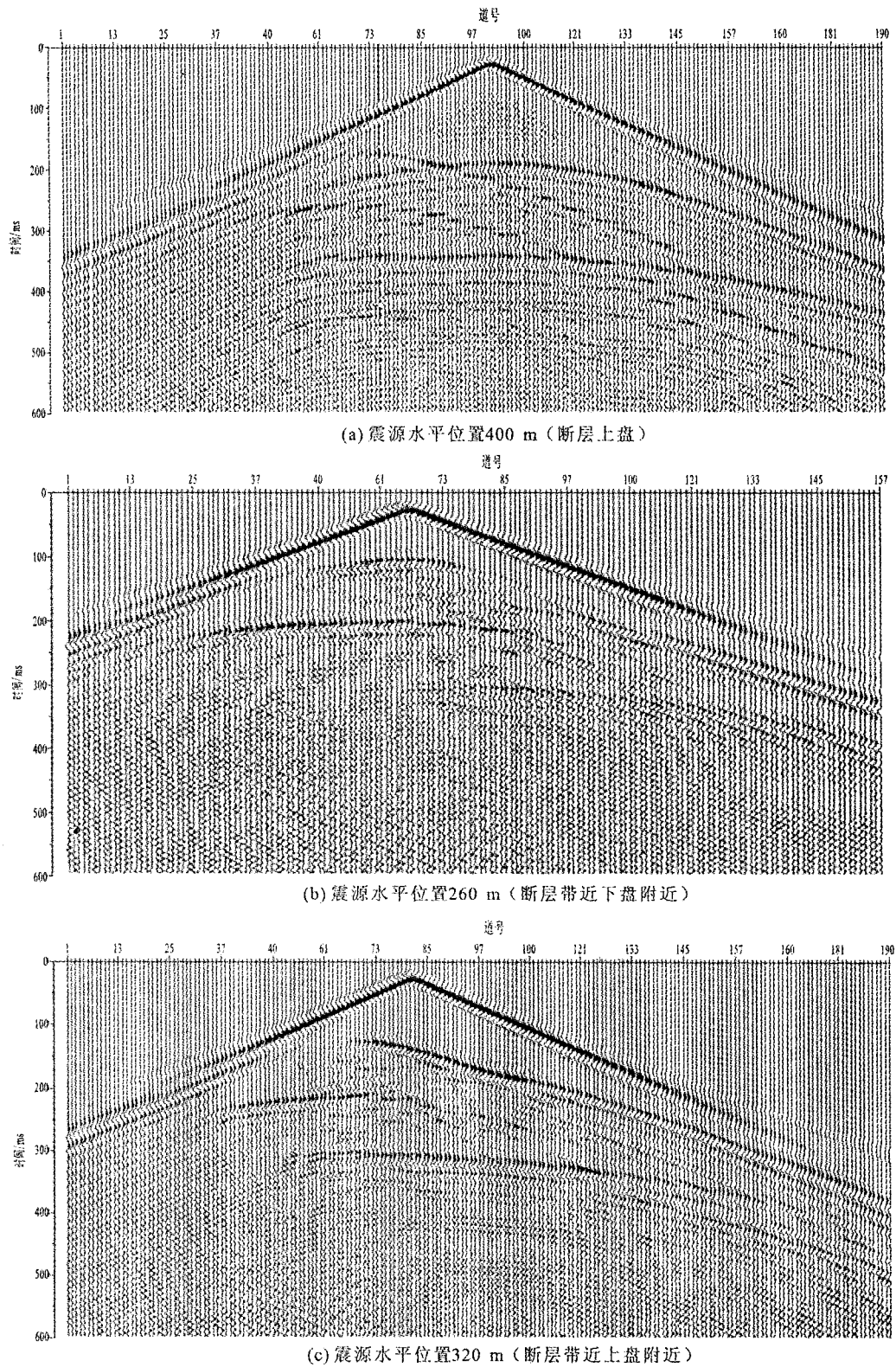


图5 不同震源位置的断层模型数值模拟结果

Fig.5 The results of fault modeling with different seismic source positions.

范围。在分析断层几何类型,断裂带宽度估计上能有效提高判断效率和可靠度,对隐伏活断层地震勘

探质量和效率有显著影响。

(2) 根据正演模拟结果,可以通过地震记录判

断震源所处断层上下盘,控制断裂带的范围,从而设计合理的观测系统,提高勘探效率。

(3) 对正演模拟来说,由于地震属性差异较小会造成的反射信号弱和信噪比低的问题,尤其是浅层断层,只有通过合理的观测系统提高勘探分辨率,通过连续多个记录联合观察,才能有效分辨和识别。

(4) 正演模拟中吸收边界的处理上需特别注意,边界反射造成的干扰是致命的。

(5) 由于在城市活断层浅层地震勘探工作中多数都是使用大锤或可控震源,因此存在震源频带窄、震源持续时间长等问题,而且由于城市中外部干扰大,使得反射信号弱,不同层之间的信号相互影响,信号信噪比低、分辨率较低。因此对正演模拟中考虑到这些问题,对模拟方法的要求也更高,建立更为精确的正演模拟方法辅助高分辨率浅层地震勘探反演有待进一步研究。

[参考文献]

- [1] 汪一鹏. 关于“城市活断层探测与地震危险性评价工作大纲(试行)”的几点认识[J]. 地震地质, 2004, 26(4): 559-565.
- [2] Jose M Carcione. Seismic modeling[J]. Geophysics, 2002, 67(4): 1304-1325.
- [3] 牛滨华, 孙春岩. 各向同性介质与地震波传播[M]. 北京: 石油工业出版社, 2002.
- [4] 黄翼坚. 非均匀 TI 介质 P-SV 波传播交错网格高阶差分数值模拟[J]. 西北地震学报, 2008, 30(1): 11-16.
- [5] Korn M, Stockl H. Reflection and transmission of love channel waves at coal seam discontinuities computed with a finite difference method[J]. Journal of Geophysics, 50: 171-176.
- [6] 王德利, 雍运动, 韩立国, 等. 三维粘弹性介质地震波场有限差分并行模拟[J]. 西北地震学报, 2007, 29(1): 30-34.
- [7] 董清华. 震源数值模拟[J]. 世界地震工程, 2000, 16(3): 27-32.
- [8] 王永刚, 邢文军, 谢万学, 等. 完全匹配层吸收边界条件的研究[J]. 中国石油大学学报(自然科学版), 2007, 31(1): 19-24.
- [9] 连玉萍, 张锦福, 林松建, 等. 高分辨率浅层人工地震勘探探测隐伏断裂实例[J]. 西北地震学报, 2007, 29(3): 260-263.
- [10] 向宏发, 贾三发, 张晚霞, 等. 北京平原区隐伏断裂晚第四纪活动性的探测研究[J]. 地震学刊, 1992, (3): 26-28.
- [11] 向宏发, 方仲景, 等. 隐伏断裂研究及其工程应用——以北京平原区为例[M]. 北京: 地震出版社, 1994.
- [12] 向宏发, 方仲景, 张晚霞, 等. 北京平原区隐伏断裂晚第四纪活动特征的联合剖面研究[J]. 地震研究, 1995, 18(1): 75-79.
- [13] 江娃利, 侯治华, 谢新生. 北京平原南口—孙河断裂带昌平旧县探槽古地震事件研究[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(6): 501-509.
- [14] 徐锡伟, 吴为民, 张先康, 等. 首都圈地区地壳最新构造变动与地震[M]. 北京: 科学出版社, 2002.