

基于伪谱和有限差分混合方法的兰州盆地 强地面运动二维数值模拟^①

严武建^{1,2,3}, 王彦宾⁴, 石玉成^{1,2,3}

- (1. 中国地震局 兰州地震研究所, 甘肃 兰州 730000;
2. 中国地震局 黄土地震工程重点实验室, 甘肃 兰州 730000;
3. 甘肃省岩土防灾工程技术研究中心, 甘肃 兰州 730000;
4. 北京大学地球与空间科学学院地球物理学系, 北京 100871)

摘 要:利用伪谱和有限差分混合方法对兰州盆地进行二维强地面运动模拟。假设 3 个不同的震源深度 5、10、20 km 的同一地震下, 以一个 5 层的二维剖面作为模型, 以此来研究地震波传播过程并分析复杂的二维非均质路径效应, 以及局部地下速度构造对强地面运动振幅加乘的影响, 从而了解路径效应对强地面运动最大峰值位移的影响程度。研究结果显示: 伪谱和有限差分混合方法模拟地震波场结合了有限差分法和伪谱法的优点, 弥补了二者的不足, 能较好地处理介质不连续面的计算, 同时保证了和伪谱法相当的计算精度。通过地震波场模拟可知沉积盆地的强地面运动较基岩相比具有放大效应, 震源深度的不同对兰州盆地垂直分量地面最大峰值位移影响较大, 在震源深度为 5 km 时最小, 为 0.06 cm; 震源深度 10 km 时在水平剖面 30~55 km 范围内峰值位移最大, 达到 0.14 cm; 但对水平分量的峰值位移影响较小。

关键词: 兰州盆地; 伪谱和有限差分混合方法; 地面峰值位移; 波场模拟

中图分类号: TU457

文献标志码: A

文章编号: 1000-0844(2013)02-0302-09

DOI: 10.3969/j.issn.1000-0844.2013.02.0302

2D Simulation of the Strong Ground Motion in Lanzhou Basin with Hybrid PSM/FDM Method

YAN Wu-jian^{1,2,3}, WANG Yan-bin⁴, SHI Yu-cheng^{1,2,3}

- (1. Lanzhou Institute of Seismology, CEA, Lanzhou Gansu 730000, China;
2. Earthquake Administration of Gansu Province (Key Laboratory of Loess Earthquake Engineering, CEA), Lanzhou Gansu 730000, China;
3. Geotechnical Disaster Prevention Engineering Technology Research Center of Gansu Province, Lanzhou Gansu 730000, China;
4. Department of Geophysics, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: In this study, we simulate two-dimensional (2D) numerical data related to a strong ground motion in the Lanzhou basin using a hybrid scheme based on the pseudospectral method (PSM) and the finite difference method (FDM). The simulation is based on a 10-km-deep focal point, and a 2D profile of five layers is used as a model for analyzing the site response and the peak displacement of the strong ground motion. The results show that the hybrid PSM/FDM method for the seismic wavefield simulation combines the advantages of PSM and FDM and compensates for the disadvantages of these methods. Therefore, the proposed method can better

① 收稿日期: 2013-02-20; 中国地震局兰州地震研究所论著编号: LC2013014

基金项目: 甘肃省地震局科技发展基金(2012S02); 甘肃省自然科学基金(1107RJYA024); 中国地震局地震预测研究所基本科研业务费项目(2012IESLZ01)

作者简介: 严武建(1980-), 男, 助理研究员, 硕士, 主要从事地震工程及地震活动性研究. E-mail: yanwj1980@126.com.

process the calculation of the discontinuous medium surface. The calculation accuracy of this method is similar to that of PSM. First, we simulate the theoretical seismograms and find that the peak ground displacement (PGD) of the vertical is obvious at the basin edge. Then, the wavefield snapshots of the profile at $t = 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24, 27$, and 30 s explain the propagation of the seismic wave, and it is ensured that the amplification of P waves and Sv waves is obvious in the inner basin. The results of the wavefield simulation reveal that the sedimentary basin can amplify a strong ground motion compared with the bedrock, and that the PGD of the vertical in the inner basin is 0.1 cm, which is larger by 0.03 cm than the PGD near the seismic source. Further, the PGD at the east edge of the basin is larger by 0.02 cm than that in the inner basin. However, the PGD of the horizontal in the inner basin is 0.025 cm, which is smaller by 0.2 cm than the PGD near the seismic source. Therefore, it is known that the PGD of the vertical is larger than that of the horizontal in the inner basin, and the results are opposite near a seismic source, which proves that the influence of a distant earthquake on a tall building is significant. Further, the wavefield simulation revealed a positive correlation between the site conditions and the PGD: if the site conditions are more complex, the PGD will be larger for the same earthquake. Otherwise, the influence of the surface wave of the vertical is more obvious than that of the horizontal at the basin edge, which provides the theoretical evidence for future quakeproof research.

Key words: Lanzhou Basin. Hybrid PSM/FDM Method. Peak Ground Displace (PGD). Wavefield Simulation.

0 引言

Aki 等(1968)与 Haskell 等(1969)成功的模拟出 1966 年 Parkfield 地震所观测到的第二号测站的强震记录后,强地面运动模拟的研究在地震物理以及危害度分析上已经是一门相当重要的议题。Komatitsch 和 Vilotte^[1]用谱元法模拟了起伏地表的二维和三维弹性波场,并讨论了复杂地表引起的各种干扰;Mikhailenko^[2]提出了谱方法与有限差分方法结合的方法,以及计算一个或两个坐标方向空间导数的谱方法与对剩余空间坐标和时间作一维有限差分近似相结合为基础的若干有效算法,这种方法被用来研究问题的特征函数近似表示一个或两个空间坐标的空间导数,这样得到的方程组借助于对剩余空间坐标和时间的一维有限差分法求解;Furumura^[3]等用有限差分与伪谱法混合方法模拟了 1999 年我国台湾集集地震区域波场,但是没有讨论混合方法的精度和稳定性;马德堂和朱光明^[4]提出了有限元法与伪谱法混合求解弹性波动方程的方法,并采用所谓的“过渡区域”技术解决两种不同算法的衔接问题;严九鹏和王彦宾^[5]给出了采用重叠区域的伪谱法计算非均匀介质地震波场的方法。

近年来,对于强震地面运动的观测和研究要求波场模拟计算模拟三维化、精细化,对计算机内存和

计算时间的要求不断提高,通常需要在并行计算系统上计算和处理大量数据。魏星等^[6]尝试了将有限差分法与伪谱法相结合的混合方法,在保证计算精度的条件下,发挥两者的优点,克服各自的缺点。与 Furumura 等^[3]的工作相比,他们的工作讨论了如何在混合方法中保持相同的计算精度。利用伪谱法的全局算子计算效率高、消耗内存小的优点,节省计算时间和内存;利用有限差分法的局部算子有效解决自由表面和介质不连续面的问题。与伪谱法相比,混合方法很适宜在分布内存的并行计算机上实行并行计算,因此适用于三维模型的高频波场大规模并行计算。

本文以兰州盆地为例,采用伪谱和有限差分混合方法,研究路径效应对强地面运动最大峰值位移的影响。

1 兰州盆地概况

兰州地区在构造上位于青藏活动块体东北缘,处在南北地震带与祁连山地震带的交汇部位,具有孕育和发生中强地震的构造条件。兰州市在历史上曾遭受过强震的袭击或影响,其中对兰州影响最大的是 1125 年兰州 7 级地震,最近一次中强地震就是模拟强地面运动所用的永登 1995 年 5.8 级地震。

兰州盆地指的是西起河口,东至桑园峡的地区,总体呈 NWW 向,东西长约 50 km,南北宽约 4~15 km,四周高山环绕,高差达 500 多米。兰州河谷盆地地处构造活动强烈的青藏高原东北缘,黄河自西而东横贯其中,沿岸发育了完整而广泛分布的河流阶地,阶地之上沉积了巨厚的黄土,其中九州台的风成黄土达 318 m,而西津村黄土更达到了 409.93 m,被称为世界上最厚的黄土。同时,第三系红层陡倾,基底深度为 0.2~3.2 km 之间,地质结构较为复杂(图 1)。

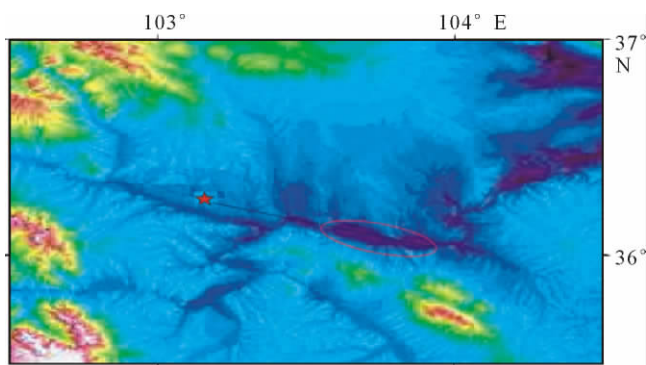


图 1 模拟地震震中(红星)、盆地范围(椭圆)及剖面空间分布

Fig. 1 The epicenter of simulation earthquake (red star), the basin range (red circle) and the profile (black line).

2 研究方法

2.1 伪谱法

伪谱法是利用空间的全部信息对波场函数进行快速傅里叶变换,能更加精确地模拟地震波的传播规律。和有限差分法或有限元法相比,它的优势是需要较少的网格点数,因此能有效减少计算内存和计算时间,而精度仍然能够得到保证。其缺点是由于计算域的每一点都参与运算,由于 Gibbs 效应,对自由界面和人工边界的处理效果不如有限差分法和有限元法理想^[7]。鉴于此,很多学者为了结合各种方法的优点,摒弃各自的不足,对集中方法的混合做了一定的研究。

考虑二维各向同性、弹性介质中 P-SV 波的传播,其弹性动力学方程为

$$\begin{cases} \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} + f_x \\ \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + f_z \end{cases} \quad (1)$$

应力与应变关系为

$$\begin{cases} \sigma_{xx} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial u_z}{\partial z} \\ \sigma_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_z}{\partial z} + \lambda \frac{\partial u_x}{\partial x} \\ \sigma_{xz} = \mu \left[\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right] \end{cases} \quad (2)$$

式中, u_x 和 u_z 分别为水平和垂直方向上的位移; f_x 和 f_z 为作用于水平与垂直方向上的体力; σ_{xx} , σ_{zz} 和 σ_{xz} 为应力分量; λ 和 μ 为拉梅常数; ρ 为密度。

2.2 交错网格有限差分法

采用如图 2 所示的交错网格对二维模型进行离散化。

有限差分法弹性波场数值模拟是利用有限差分算子将波动方程离散化,用差分表达微分,将微分方程化为代数方程,然后求解相关的线性代数方程组获得微分方程的数值解。利用交错网格可以在计算量相当的情况下,提高有限差分方法的计算精度^[8]。

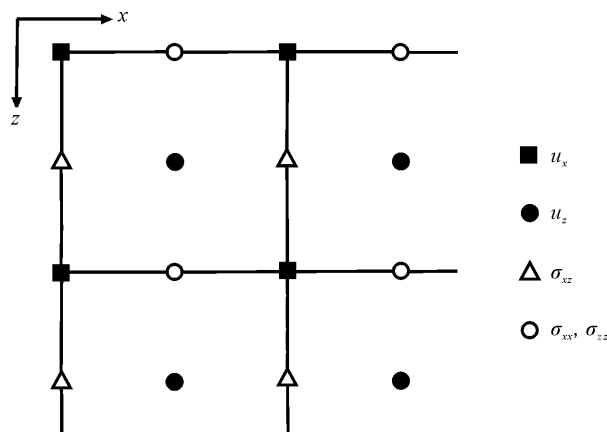


图 2 交错网格划分示意图

Fig. 2 Arrangement of the staggered grids.

伪谱法利用傅里叶变换将波场函数表示为傅里叶级数的展开形式,空间域的求导转化为频率域的乘积计算,将波动方程在时间-波数域或频率域中求解。利用伪谱法划分网格时,该方向上的网格点数应为 2 的正整数次幂。与非交错网格伪谱法相比,利用交错网格可以有效减小由于傅里叶变换和介质性质急剧变化造成的噪声,显著提高计算精度^[9-10]。

交错网格的伪谱法对于向正反两个坐标方向错半格的微分公式为^[6,11]。

$$\begin{cases} \frac{d}{dx} f(m\Delta x) = \frac{\Delta k}{2\pi} \sum_{l=0}^{N-1} i(l\Delta k) e^{+i\frac{l\Delta k\Delta x}{2}} F(l\Delta k) e^{\frac{i2\pi lm}{N}} \\ \frac{d}{dx} f(m\Delta x) = \frac{\Delta k}{2\pi} \sum_{l=0}^{N-1} i(l\Delta k) e^{\frac{i\Delta k\Delta x}{2}} F(l\Delta k) e^{\frac{i2\pi lm}{N}} \end{cases} \quad m = 0, 1, \dots, N-1 \quad (3)$$

其中, $f(m\Delta x)$ 是离散的波场函数; $F(l\Delta k)$ 是其在波数域的傅里叶变换; N 是离散的网格点数。

$$F(l\Delta k) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta x) e^{i \frac{2\pi n l}{N}} \quad n = 0, 1, \dots, N-1 \quad (4)$$

2.3 伪谱与交错网格有限差分混合方法

对于真实地球模型,尤其是分层模型,介质参数在垂直方向上的变化比水平方向上剧烈。由于有限差分方法在处理急剧变化不连续面时的优势,这里给出的混合方法在水平方向采用交错网格伪谱法计算,垂直方向采用四阶交错网格有限差分方法计算。计算步骤如下:

(1)划分网格,在水平方向的网格点数保证为2的正整数次幂,垂直方向上所划分网格点数保证计算精度;

(2)对 u_x 和 u_z 分别进行傅里叶变换;

(3)利用傅里叶反变换,在 x 方向求出 $\frac{\partial u_x}{\partial x}$,

$$\frac{\partial u_z}{\partial x};$$

(4)利用有限差分法在 z 方向求出 $\frac{\partial u_z}{\partial z}, \frac{\partial u_x}{\partial z}$;

(5)根据式(2)计算出 σ_{xx}, σ_{zz} 和 σ_{xz} ;

(6)利用伪谱法的傅里叶反变换,在 x 方向求出

$$\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x}, \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x};$$

(7)利用有限差分法在 z 方向求出 $\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}, \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z}$;

(8)根据式(1)加入震源项 f_x 和 f_z ,用时间域差分计算 u_x 和 u_z 。

3 模型设定

3.1 兰州盆地的结构模型

在本研究中,我们建立了一个5层的二维剖面(图3和表1)。第一层是沉积层,最深为0.393 km,并且是起伏变化的;第二层为第三系红层,也是起伏变化的,最深为3 km;第三层为上地壳,深度为15 km;第四层为中地壳,深度为32 km;第五层为下地壳,深度为35 km。

3.2 边界条件

在模型两侧和模型底部采用吸收边界条件^[12]

$$g(i) = e^{-a(I_0-i)^2} \quad i = 0, 1, \dots, I_0 \quad (5)$$

在式(5)中, a 取0.015; I_0 取20个网格点; i 是从边界点开始算起的点数。在自由表面,应力分量 σ_{zz}, σ_{xz} 设为0。此外对应的网格点上的介质参数做一定的

修正^[13]。伪谱法计算时,通常采用在自由表面以上加空气层的方法来处理自由表面条件^[14-15],混合方法由于在垂直方向上采用有限差分,因此不需要增加额外的网格点。

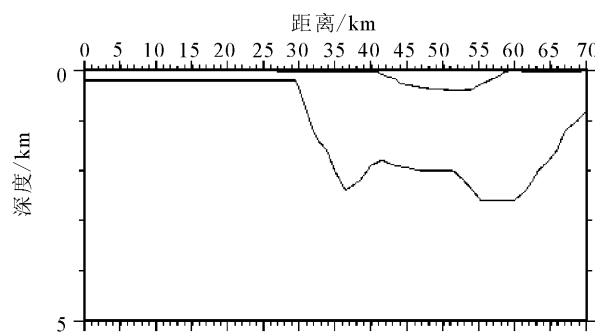


图3 剖面第四系黄土沉积层二维厚度和第三系红层基底深度

Fig. 3 The depth of the quaternary loess deposition and the tertiary red layer of the profile.

表1 兰州盆地速度模型参数表

Table 1 The parameters of velocity model of Lanzhou basin

分层	$V_P /$ [km · s ⁻¹]	$V_S /$ [km · s ⁻¹]	$\rho /$ [g · cm ⁻³]	深度/km
Q	2.5	1.25	2.1	0—0.393
N	4	2.1	2.4	0.2—3
上地壳	5.8	3.3	2.7	15
中地壳	6.4	3.6	2.85	32
下地壳	7	3.9	3.1	35

3.3 网格划分

混合方法的精度和稳定性由有限差分法和伪谱法共同决定。为了保证计算稳定,有限差分法的网格划分要求 $\Delta t \leq 0.606 \Delta_{\min} / v_{\max}$ ^[16];而伪谱法要求 $\Delta t \leq 0.45 \Delta_{\min} / v_{\max}$ ^[17],其中 $\Delta_{\min}$ 和 $v_{\max}$ 分别为最小网格间距和最大介质速度。为了同时满足最低的限定条件,我们取其中 Δt 的小值作为计算的时间间隔。

3.4 模型参数设定

数值模拟使用伪谱和高阶有限差分混合方法对兰州盆地进行长为70 km,深为35 km的非均匀弹性模型进行二维模拟。由于在兰州盆地第四纪沉积层深度由两个剖面组成,其中一个深度为0~103.8 m,因此将网格大小以及频率范围限定为0.0342 km与10 Hz,划分网格总数为 $2\,048 \times 1\,024$ 。此外,数值模型中并未考虑到衰减因子 Q ,一方面由于近距离下 Q 对地震波能量的影响不明显,所以 Q 值的影响将不在本研究范畴内。考虑计算稳定性要求之下的时间运算,时间步长0.001 s,资料输出取样率为0.5 s,总模拟时间长度为30 s,时间域计算30

000 步。震源位于水平距离 10 km 处,震源深度 20 km,震源为二维双力偶点源,相应的震源矩张量分量为 $M_{xx} = 1.0 \times 10^{12} \text{ N} \cdot \text{m}$, $M_{zz} = -1.0 \times 10^{12} \text{ N} \cdot \text{m}$ 。

4 强地面运动过程分析

4.1 理论地震图

由上节可知,本研究采用了 2 条不同沉积厚度剖面、3 个不同震源深度(5、10、20 km)来模拟地表理论地震图(图 4)。比较三个不同震源深度发现,在地震波垂直分量上,当震源深度为 20 km 时入射波在盆地边缘入射角较大,盆地边缘次生面波影响

较为明显,盆地内部地面运动的振幅较大,持续时间较长;当震源深度为 5 km 时,在盆地边缘入射角较小,次生面波振幅较弱,盆地内部地面运动的振幅较小;震源深度为 10、20 km 时在盆地边缘的反射波较为明显;而在震源深度为 5 km 时在盆地边缘附近则没有反射波。震源深度不同对兰州盆地地震波水平分量相对垂直分量影响较小,但是对震源附近影响较大,在震源附近震源越浅水平分量振幅越大。由此可见,在该模型的情况下,同一地点震源深度更深的地震产生更大振幅的地面运动,盆地效应尤为剧烈;盆地边缘由于面波的作用,地表位移更大。

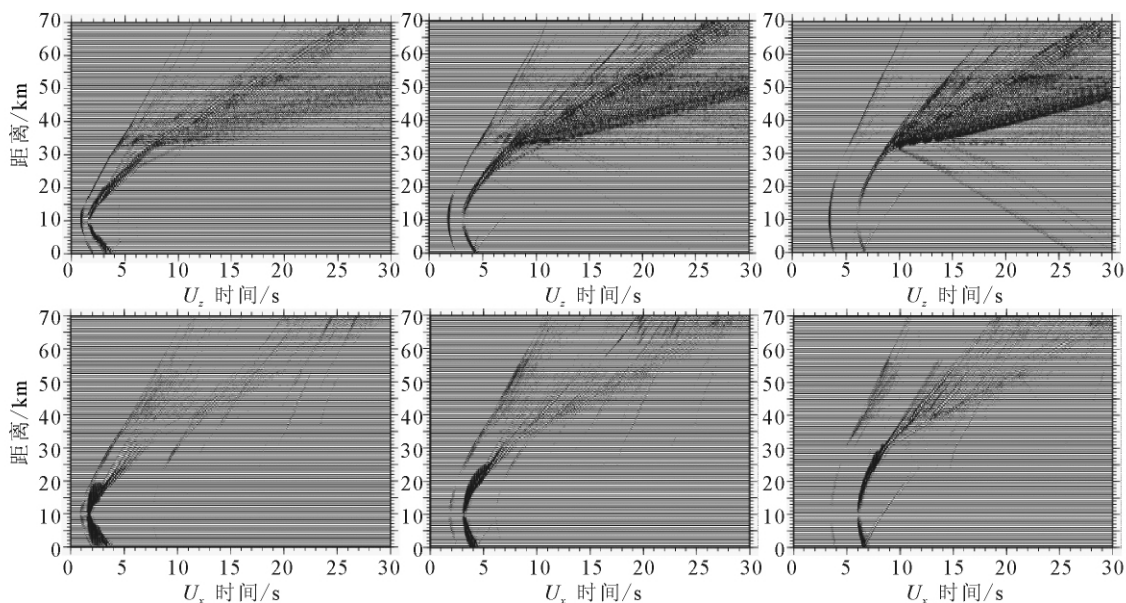


图 4 震源深度为 5、10、20 km 时的地表理论地震图比较(u_x 、 u_z 分别表示水平分量和垂直分量)

Fig. 4 Comparison of synthetic waveforms at the focal depths=5, 10, 20 km. u_x and u_z are the vertical and the horizontal component, respectively.

同时,在 5 km 震源深度时,盆地内的水平分量地表位移受地震波影响持时最长的地点位于 55 km 处;在 10 km 震源深度时,盆地内的水平分量地表位移的受地震波影响持时最长的地点位于 55~58 km 处;在 20 km 震源深度时,盆地内的水平分量的地表位移受地震波影响持时最长的地点位于 55~58 km 处。而盆地内的垂直分量的地表位移受地震波影响持时最长的地点都位于 40~55 km 处,但是地面最大峰值位移差别较大,以 10 km 震源深度为最高。

4.2 剖面波场模拟

为详细分析地震波能量传播的过程,本文以瞬时快照的方式显示地震波场随时间的演化过程。图 5 为震源深度为 10 km 时剖面地震波传播过程模拟

结果,由于篇幅上的限制仅将地震发生后的三十秒内所产生较具变化的剖面瞬时地震波场表示出来,分别为 1、3、6、9、12、15、18、21、24、27 s 和 30 s 的剖面瞬时波场。震源深度 10 km 处,当震源错动 1 s 后开始出现明显的地震波能量;3 s 时 P 波到达地表并产生反射波且在离地表 5 km 处的位置,S 波到达地表,同时 P 波和 S 波都到达中地壳;6 s 时 P 波进入盆地并且产生多次反射波,同时 P 波第一次的反射波刚到达盆地边缘,S 波距盆地边缘约 3 km,并且 S 波反射波距离地表约 10 km,P 波接近下地壳边缘,S 波在中地壳中部位置;9 s 时 P 波的第一次反射波和 S 波及其反射波都进入盆地,同时 P 波接近盆地的东边缘,并且 P 波和 S 波都进入下地壳;12 s 时 P 波的第一次反射波和 S 波及其反射波

都进入盆地,同时P波接近盆地的东边缘;15 s时P波及其反射波在上、中、下地壳消失,S波及其反射波还存在,但是在盆地内P波和S波经过多次反射产生面波,并且能量没有明显的衰减;18 s时S波在上、中、下地壳消失,S波的反射波在上、中、下地壳还存在,盆地内P波和S波及其反射波能量没有明

显衰减;21 s时S波的反射波在上、中、下地壳消失,盆地内P波和S波及其反射波能量没有明显衰减;24 s之后盆地内部仍有持续较长时间的P波和S波多次反射,振幅减少的并不明显,最后仅有很少的能量返回盆地外的区域。

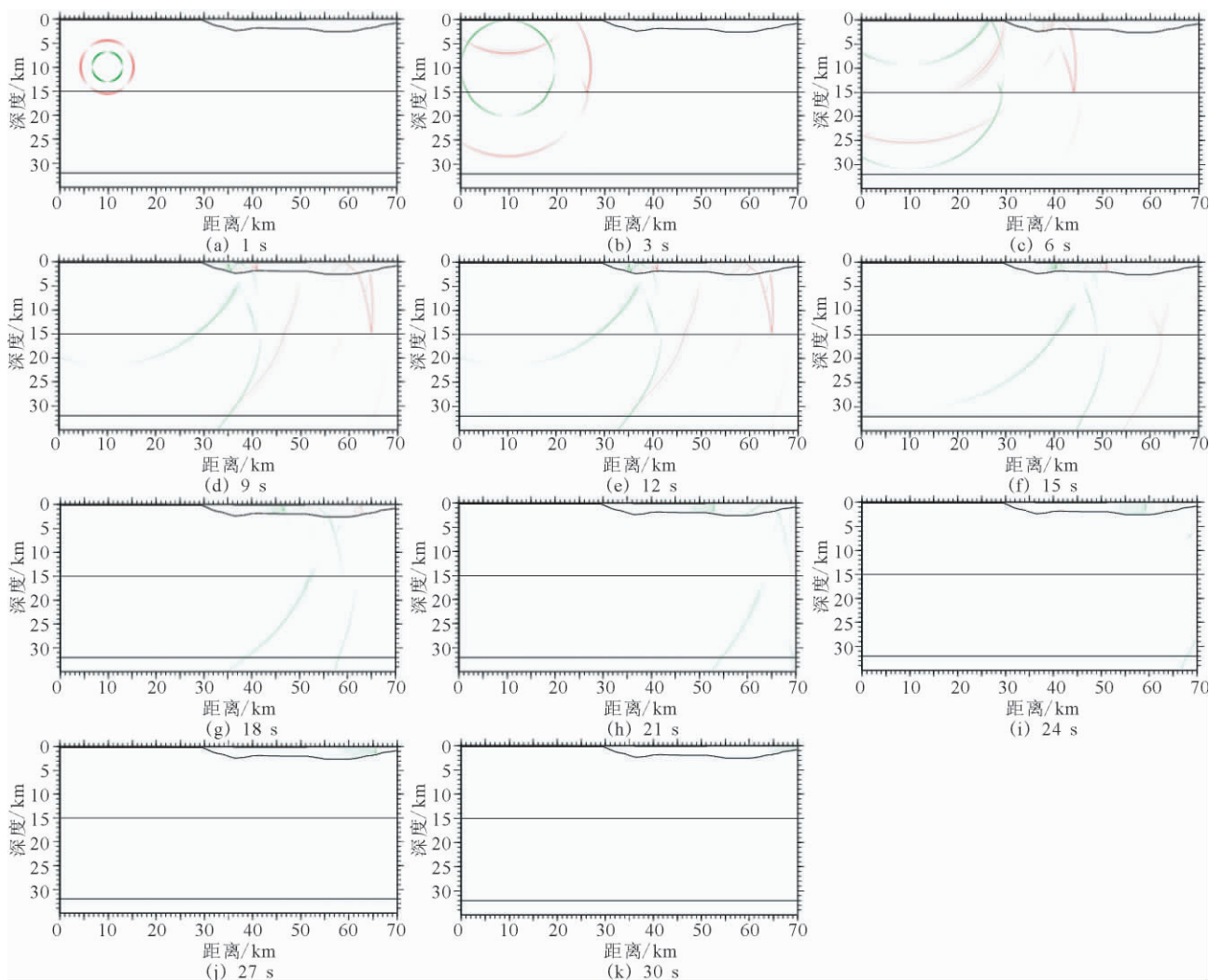


图5 不同时间剖面的瞬时波场模拟结果(震源深度为10 km,深度0 km以下的黑线为速度分界面。

其中红色为P波,绿色为 S_V 波)

Fig. 5 Wavefield snapshots of the profile at different times (The focal depth is 10 km, the black line under 0 km is the velocity interface, the red is P wave and the green is S_V wave).

4.3 路径效应

路径效应对地震波传播也具有重要影响,从而对强地面运动产生影响。图6显示在震源深度分别为5、10、20 km时,剖面在震后1、6、12、18、24 s和30 s的剖面瞬时波场。1 s时震源深度5 km的P波到达地表并且产生反射波。6 s时震源深度5 km的P波已进入沉积层并产生多次反射,震源深度10 km的P波刚进入沉积盆地,也产生多次反射。震

源深度20 km的P波进入第三系红层。12 s时震源深度5 km的地震波能量在沉积层和第三系红层开始衰减;震源深度10 km的地震波能量在沉积层和第三系红层都较为强烈;震源深度20 km的地震波能量刚进入沉积层,但在第三系红层已经经过多次反射。18 s时震源深度10 km的地震波能量最为强烈。24 s时震源深度5 km的地震波在第三系红层消失,在沉积层逐渐衰减;震源深度10 km和

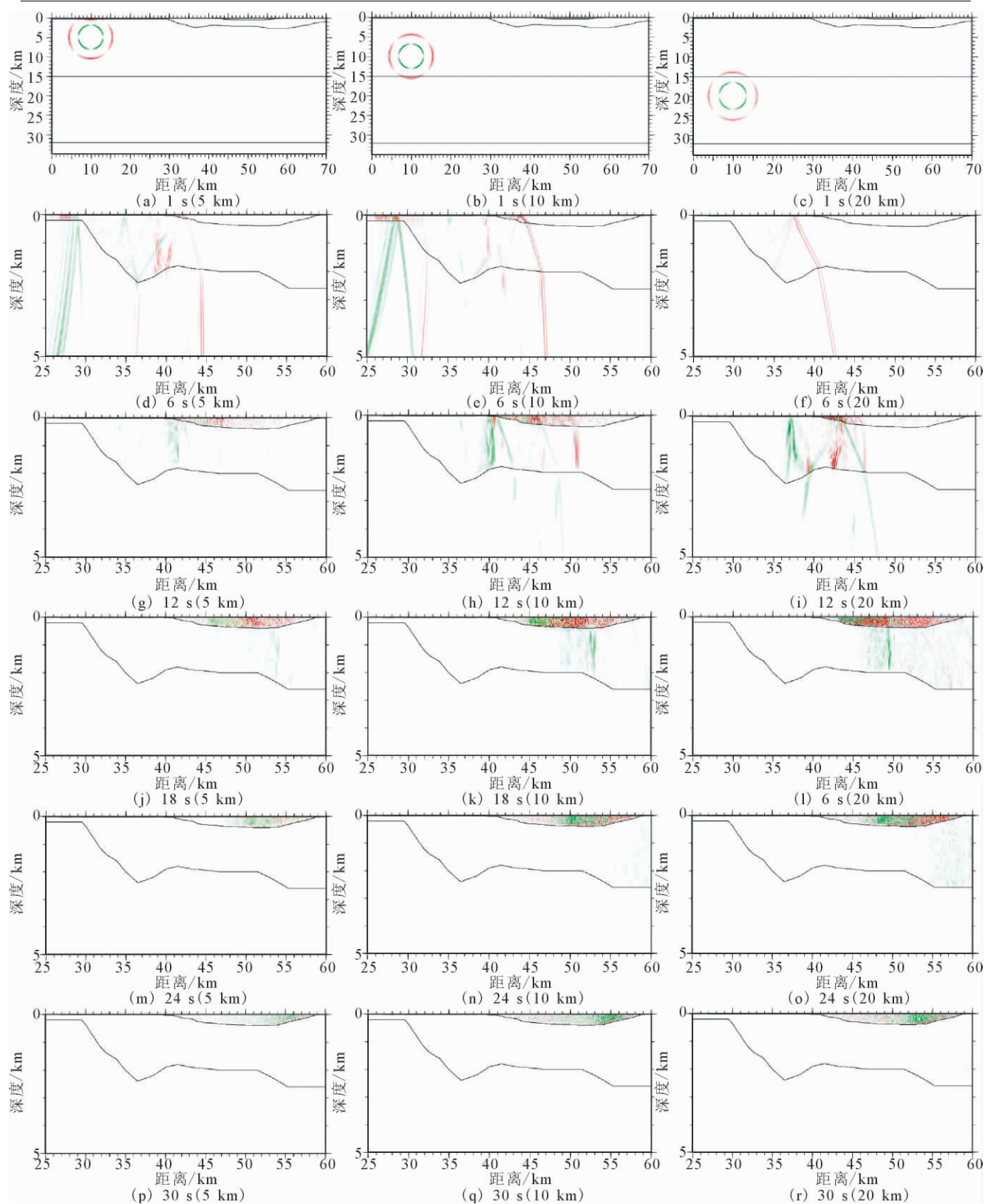


图6 剖面在震源深度分别为5、10、20 km 瞬时波场模拟结果对比(深度0 km 以下的黑线为速度分界面。其中红色为P波,绿色为 S_v 波)

Fig. 6 Comparison of the Wavefield snapshots of the profile at the focal depth=5, 10 and 12 km (The black line under 0 km is the velocity interface, the red is P wave and the green is S_v wave).

20 km 的地震波能量在沉积层相似。30 s 时三个不同震源深度的地震波能量都在衰减,但尤以震源深度 5 km 的为甚。

4.4 地面垂直分量和水平分量地面峰值位移对比

如图 7 显示,震源深度在垂直分量上对最大峰值位移影响明显,当震源深度为 5 km 时,盆地内的最大峰值位移为 0.06 cm,持续时间较短,范围为 40~56 km,但在震源附近垂直分量和水平分量都为最大,尤以水平分量为甚,很好地说明了浅源地震对震源附近的破坏影响较大;当震源深度为 10 km

时,盆地内的最大峰值位移为 0.14 cm,持续时间较长,范围为 20~55 km;当震源深度为 20 km 时,盆地内的最大峰值位移为 0.13 cm,持续时间较长,范围为 30~54 km。而在水平分量上影响则相对较小,震源深度为 5 km 时,盆地内的最大峰值位移为 0.03 cm,持续时间较短,范围为 30~40 km;当震源深度为 10 km 时,盆地内的最大峰值位移为 0.05 cm,持续时间较长,范围为 27~44 km;当震源深度为 20 km 时,盆地内的最大峰值位移为 0.13 cm,持续时间较短,范围为 30~40 km。

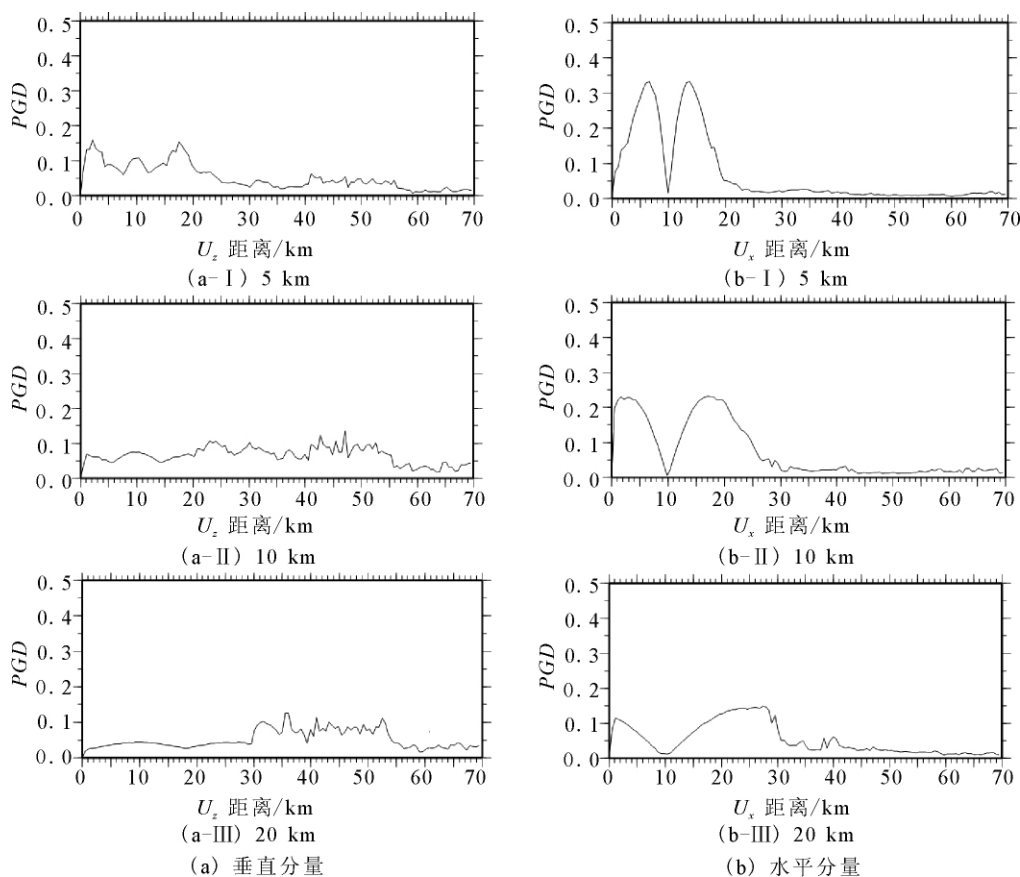


图 7 剖面在震源深度为 5、10、20 km 时地面最大峰值位移对比 (PGD 单位为 cm)

Fig. 7 Comparison of the peak ground displacement (PGD) at the focal depth=5, 10 and 20 km (the unit of PGD is cm).

这表明路径效应对最大峰值位移和持时具有直接相关性,尤其是对垂直分量最大峰值位移关系密切。

5 结论

本文给出的弹性波场数值模拟混合方法结合了有限差分法和伪谱法的优点,弥补了二者的不足,它能较好地处理介质不连续面的计算,同时保证了和伪谱法相当的计算精度。通过本研究可以得出以下三个结论:

(1) 当地震不是在盆地内部时,在其内部地面峰值位移在垂直分量比水平分量上更大,但在震源附近较小,这从理论上证明了远震对复杂场地高耸建筑的影响较大。

(2) 不同的震源深度产生不同的路径效应。对于同一复杂场地条件,当震源离复杂场地较近时,震源深度较浅的垂直分量峰值位移和场地效应关系较大,水平分量峰值位移和场地效应关系较小;震源深度较深的垂直分量峰值位移和场地效应关系较小,

水平分量峰值位移和场地效应关系较大。同时,对于浅源地震而言,震源附近垂直分量和水平分量都为最大,尤以水平分量为甚,很好地说明了浅源地震对震源附近的破坏影响较大。

(3) 通过地震波场模拟,在盆地边缘,垂直分量上的面波比水平分量上的更加明显,这为我们以后防震减灾提供一定的理论依据。

(4) 该方法是体波在空间域中从震源反演到地震的模拟计算结论,但体波到地表后会衍生出面波,实际振动会更复杂化,这是需要进一步研究的。

〔参考文献〕

- [1] Komatitsch D, Vilotte J P. The Spectral Element Method: An Efficient Tool to Simulate the Seismic Response of 2D and 3D Geological Structures[J]. Bull. Seis. Soc. Amer., 1998, 88(2): 368-392.
- [2] Mikhailenko B G. Seismic Modeling by the Spectral-finite Difference Method[J]. Phys. Earth Planet Interi., 2000, 119(1-2): 133-147.
- [3] Furumura T, Koketsu K, Wen K L. Parallel PSM/ FDM Hybrid Simulation of Ground Motions from the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake[J]. Pure Appl. Geophys., 2002, 159(9): 2133-2146.
- [4] 马德堂, 朱光明. 有限元法与伪谱法混合求解弹性波动方程[J]. 地球科学与环境学报, 2004, 26(1): 61-64.
MA De-tang, ZHU Guang-ming. Hybrid Method Combining Finite Difference and Pseudospectral Method for Solving the Elastic Wave Equation[J]. Journal of Earth Science and Environmental, 2004, 26(1): 61-64.
- [5] 严九鹏, 王彦宾. 重叠区域伪谱法计算非均匀地球介质地震波传播[J]. 地震学报, 2008, 30(1): 47-58.
YAN Jiu-peng, WANG Yan-bin. Modeling Seismic Wave Propagation in Heterogeneous Medium Using Overlap Domain Pseudospectral Method[J]. Acta Seismologica Sinica, 2008, 30(1): 47-58.
- [6] 魏星, 王彦宾, 陈晓非. 模拟地震波场的伪谱和高阶有限差分混合方法[J]. 地震学报, 2010, 32(4): 392-400.
WEI Xing, WANG Yan-bin. Hybrid PSM/FDM Method for Seismic Wavefield Simulation[J]. Acta Seismologica Sinica, 2010, 32(4): 392-400.
- [7] Fornberg B. A Practical Guide to Pseudospectral Method [M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1996: 15-34.
- [8] Virieux J. P-SV Wave Propagation in Heterogeneous Media: Velocity-stress Finite-difference Method[J]. Geophysics, 1986, 51(4): 889-901.
- [9] Witte D C, Richards P G. The Pseudospectral Method for Simulating Wave Propagation [A] // Lee D, Cakmak R, Vichnevetsky R, eds. Computational Acoustics: Proceedings of the 2nd IMA CS Symposium on Computational Acoustics. New York: North-Holland, 1990: 1-18.
- [10] Ozdenvar T, McMechan G A. Causes and Reduction of Numerical Artifacts in Pseudo-spectral Wavefield Extrapolation [J]. Geophys. J. Int., 1996, 126(3): 819-828.
- [11] Zhao Z, Xu J, Horiuchi S. Differentiation Operation in the Wave Equation for the Pseudospectral Method with A Staggered Mesh[J]. Earth Planets and Space, 2003, 53: 327-332.
- [12] Cerjan C, Kosloff D, Kosloff R, et al. A Nonreflecting Boundary Condition for Discrete Acoustic and Elastic Wave Equation[J]. Geophysics, 1985, 50(4): 705-708.
- [13] Mittet R. Free-surface Boundary Conditions for Elastic Staggered-grid Modeling Schemes[J]. Geophysics, 2002, 67(5): 1616-1623.
- [14] Wang Y B, Takenaka H. A Multidomain Approach of the Fourier Pseudospectral Method Using Discontinuous Grid for Elastic Wave Modeling[J]. Earth Planets and Space, 2001, 53: 149-158.
- [15] Wang Y B, Takenaka H, Furumura T. Modeling Seismic Wave Propagation in A Two-dimensional Cylindrical Whole Earth Model Using the Pseudospectral Method[J]. Geophys. J. Int., 2001, 145(3): 689-708.
- [16] Daudt C R, Brail L W, Nowack R L, et al. A Comparison of Finite-difference and Fourier Method Calculations of Synthetic Seismograms[J]. Bull. Seis. Soc. Amer., 1989, 79(4): 1210-1230.
- [17] Kosloff D, Baysal E. Forward Modeling by A Fourier Method [J]. Geophysics, 1982, 47(10): 1402-1412.
- [18] Furumura T, Kennett B L N. On the Nature of Regional Seismic Phases—III. The Influence of Crustal Heterogeneity on the Wavefield for Subduction Earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes[J]. Geophys. J. Int., 1998, 135(3): 1060-1084.
- [19] Herrmann R B. SH-wave Generation by Dislocation Source A Numerical Study[J]. Bull. Seis. Soc. Amer., 1979, 69(1): 1-15.