

刘中宪, 尚策, 王小燕, 王冬. 2017. 三维沉积盆地对地震动的放大效应——间接边界元法模拟. 地震学报, 39(1): 111-131. doi:10.11939/jass.2017.01.010.

Liu Z X, Shang C, Wang X Y, Wang D. 2017. Simulation on the amplification effect of a three-dimensional alluvial basin on the earthquake ground motion using the indirect boundary element method. *Acta Seismologica Sinica*, 39(1): 111-131. doi:10.11939/jass.2017.01.010.

三维沉积盆地对地震动的放大效应 ——间接边界元法模拟^{*}

刘中宪^{1,2),*} 尚 策¹⁾ 王小燕³⁾ 王 冬⁴⁾

1) 中国天津 300384 天津城建大学天津市土木建筑结构防护与加固重点实验室

2) 中国天津 300074 天津市地震工程研究所

3) 中国天津 300401 河北工业大学土木与交通学院

4) 中国石家庄 050021 河北建研科技有限公司

摘要 基于一种高精度间接边界元法(IBM), 实现了沉积盆地三维地震响应的频域、时域精细求解, 并以半空间中椭球形沉积盆地对平面P波和SV波的散射为例, 着重探讨了入射角度、入射波型、入射频率、盆地长宽比和深宽比对沉积盆地地震动放大效应的影响规律。结果表明: 盆地形状对地震波的放大效应和空间分布状态具有显著影响, 且具体规律受控于入射波频段。① 随着盆地深度增大, 盆地边缘面波发育更为充分, 在较宽频段内均会出现显著的地震动放大效应, 且深盆地的放大区域集中于盆地中部。② 圆形盆地对地震波的汇聚效应最为显著, 而狭长盆地对地震波的汇聚作用相对较弱, 高频情况下可在盆地内部形成多个聚焦区域。③ 不同波型入射下, 盆地对地震动放大效应的机制有所差异: P波入射下, 坚向位移放大主要是由于盆地边缘面波由四周向中部汇聚所致; SV波入射下, 边缘面波汇聚效应相对较弱, 而当盆地较深时, 底部透射体波和边缘面波易形成同相干涉从而显著放大地震动。按盆地内外介质波速比为1/2, P波和SV波垂直入射下频域最大放大倍数分别为25和15, 时域放大倍数约为4.0和3.7(雷克子波)。④ 低频波入射下, 位移从盆地中部向边缘逐渐减小, 且浅层沉积盆地对地表位移幅值的放大作用不明显。⑤ P波和SV波的入射角度对盆地地震动放大幅值及空间分布特征也具有显著影响。

关键词 盆地边缘效应 地震波 散射 间接边界元法(IBM) 聚焦效应

doi:10.11939/jass.2017.01.010 中图分类号: P315.9 文献标志码: A

Simulation on the amplification effect of a three-dimensional alluvial basin on the earthquake ground motion using the indirect boundary element method

Liu Zhongxian^{1,2),*} Shang Ce¹⁾ Wang Xiaoyan³⁾ Wang Dong⁴⁾

* 基金项目 国家自然科学基金项目(51678390)和天津市应用基础与前沿研究计划重点项目(15JCZDJC39900)共同资助。

收稿日期 2016-05-05 收到初稿, 2016-07-07 决定采用修改稿。

* 通讯作者 e-mail: zhongxian1212@163.com



- 1) Tianjin Key Laboratory of Civil Structure Protection and Reinforcement, Tianjin Chengjian University, Tianjin 300384, China
- 2) Earthquake Engineering Research Institute of Tianjin City, Tianjin 300074, China
- 3) School of Civil Engineering and Transportation, Hebei University of Technology, Tianjin 300401, China
- 4) Hebei Construction Technology Co., Ltd, Shijiazhuang 050021, China

Abstract: Based on the indirect boundary element method (IBEM) with high precision, this paper solves the seismic response of a three-dimensional sedimentary basins both in the frequency domain and time domain. Taking the scattering of plane P and SV waves around an semi-ellipsoidal three-dimensional sedimentary basin as an example, the amplification effects of incident angle, wave type, incident frequency, length-width ratio and depth-width ratio of the basin on the ground motion are investigated in detail. The numerical results show that the basin shape has a significant impact on the amplification effect of seismic waves and the spatial distribution characteristics, and the detail effect also strongly depends on the frequency band of incident wave. In particular, as the basin depth increases, edge-generated surface waves become dominant, significant ground motion amplification effect can be observed for a wider band, and amplification area is mainly located in the middle of basin. The seismic wave focusing effect within the circular basin seems most significant, while that within long-narrow basin seems relatively weak, and multiple wave-focused areas appear within the basin for incident high-frequency waves. The amplification mechanism of basin effect on ground motion is different for different types of waves: for incident P waves, significant amplification of vertical displacement in the middle of basin can be mainly attributed to the focusing of surface waves generated from the basin edge; as for SV wave incidence, the surface wave focusing effect is relatively weak, but when the basin is deep, constructive interference of transmitted body waves and edge surface waves tend to result in a considerable amplification effect. For the wave-velocity ratio 1/2 between the alluvial basin and the bedrock, amplification factors of P and SV waves can reach up to 25, 15, respectively in frequency domain, and to 4.0, 3.7, respectively in time domain (Ricker waves). As for the low frequency waves, the displacement amplitude decreases from the basin center to basin edge, and the amplification is not obvious for the shallow basin. In addition, the angle of incidence also has significant impact on the amplitude and spatial distribution characteristics of ground motion.

Key words: basin-edge effect; seismic wave; scattering; indirect boundary element method (IBEM); focusing effect

引言

国内外有众多经济繁荣、人口密集的城市往往坐落在沉积盆地中。多次地震观测和震害调查表明，沉积盆地对地震动具有显著影响(Anderson *et al*, 1986; 王海云, 2011)，具体表现在盆地的边缘效应和盆地内部地震波的聚焦放大效应，其本质源于地震波在传播过程中发生复杂的散射(衍射)、波型转换以及相干作用的产生。对该问题的定量分析方法整

体上可以分为解析法(Trifunac, 1971; Yuan, Liao, 1995; 梁建文等, 2003)和数值法。数值法的应用方面, 有限单元法(景立平等, 2006; Chen *et al*, 2015)、边界单元法(梁建文, 巴振宁, 2007; Luzón *et al*, 2009)和离散波数法(Kawase, Aki, 1989)被用于二维沉积盆地对地震波散射或地震响应方面的研究, 其中王建龙等(2014)利用解耦的近场波动数值模拟方法初步探讨了二维理想盆地模型的水平方向地震动峰值放大倍数与盆地深度的关系。三维模型方面: Lee(1984)采用球波函数展开法求解了半球形沉积盆地对波的散射, 但方法精度仅限于低频解答; Mossessian 和 Dravinski(1990)以及 Sánchez-Sesma 和 Luzón (1995)采用间接边界积分方程法给出的半空间中三维沉积盆地对地震波散射的结果表明, 三维散射与二维散射有着显著的差异, 实际场地分析须考虑三维盆地效应; 赵成刚和韩铮(2007)针对半球形沉积盆地对瑞雷波的散射进行了解析求解; 张冬丽等(2007)以昆明盆地为例, 采用将相邻介质分界面在深度方向上逐层叠加的方法建立了三维物理模型; 刘启方等(2013a)通过钻孔方法测得土样参数, 建立了施甸盆地的三维速度结构模型。近年来, 基于有限元法(陈学良等, 2011)、边界元法(Chaillat *et al*, 2009)、有限差分法(Olsen, 2000)、谱单元法(Lee *et al*, 2008; 刘启方等, 2013b)针对某实际三维沉积盆地地震响应进行的计算模拟也较多, 更多的研究成果以及对这些数值方法的评述请参阅 Sánchez-Sesma 等(2002)和李铁飞等(2013)。

对于沉积盆地放大的参数研究, Bouchon(1973), Zhao 和 Valliappan(1993)以及 Kamalian 等(2007)均对二维情况下地震响应的基本规律进行了分析。由于受计算条件和方法所限, 关于现实中常见的三维沉积盆地对地震波的放大机理分析, 目前的研究还不够系统深入, Mossessian 和 Dravinski(1990)也仅针对两种地形参数的沉积盆地对地震波散射进行了模拟分析。实际上, 盆地内沉积层的深浅、开阔状态对地震波在盆地内部的衍射、反射及相干效应均有重要影响, 对此有必要通过高精度数值模拟, 定量地进行系统的参数分析和规律探讨。

鉴于此, 本文拟采用一种高精度间接边界元法(indirect boundary element method, 简写为 IBEM) (Sánchez-Sesma, Luzón, 1995), 基于 Intel Fortran 编译平台编程计算, 对一半椭球形三维沉积盆地对地震波的散射问题进行精细的频域、时域参数分析, 定量地讨论入射角度、入射波型、入射波频率、盆地的长宽比和深宽比等参数对地震波散射的影响规律, 以期计算结果可为其它方法提供对照案例, 研究结论可为盆地区域的城市规划、地震区划、大型工程抗震设计等提供部分理论依据。

1 计算模型

半空间内存在一半椭球形三维沉积盆地, 以盆地表面中心为原点建立坐标系, 如图 1 所示, 其几何形状表达如下:

$$x = a_x \cos\beta \cos\varphi, \quad y = a_y \cos\beta \sin\varphi, \quad z = h \sin\beta, \quad 0 \leqslant \beta \leqslant \pi/2, \quad 0 \leqslant \varphi \leqslant 2\pi, \quad (1)$$

式中: $2a_x$ 和 $2a_y$ 分别代表盆地中沿 x 和 y 方向的最大水平尺寸, h 为盆地最大深度。为便于讨论, 下文计算中均假设沉积盆地沿 x 轴的宽度 $2a_x$ 保持不变。

关于盆地几何形状因素的讨论包括两个方面, 即长宽比 $D = a_y/a_x$ 和深宽比 $S = h/a_x$ 。半空间域和沉积域介质均假设为线弹性、均匀各向同性。地震波(P 波, SV 波)沿 z 轴入射, 在沉积交界面将发生散射。本文采用基于全空间格林函数的间接边界元法, 离散单元

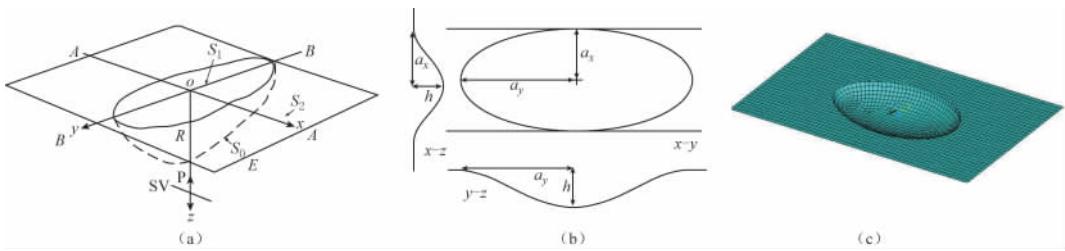


图1 三维沉积盆地计算模型

(a) 三维视图, 图中 R 为沉积盆地域, E 为半空间域, S_0 为沉积域与基岩半空间域的交界面, S_1 为沉积内部地表, S_2 为外部半空间地表; (b) 平面投影和竖向剖面; (c) 单元网格离散

Fig. 1 Calculation model for a three-dimensional alluvial basin

(a) Three-dimensional view. R is the sedimentary basin domain, E is a half-space domain, S_0 is the interface between the sedimentary basin domain and bedrock half-space domain, S_1 is the surface of sedimentary basin interior, and S_2 is the surface of outer half-space; (b) Planar projection and vertical section; (c) Element discretization

如图 1c 所示, 这里采用四边形单元离散盆地表面及其附近的部分半空间表面.

弹性波具有空间衰减效应, 随着与盆地距离的增大, 波的散射效应逐渐减弱, 地表离散范围一般取 5 倍波长即可满足精度要求, 本文取离散范围为 $4a_x$. 为了保证散射波场模拟的精确性, 一个波长至少要被离散为 10 个单元, 且文中均已经过多次不同离散程序的计算对比, 结果已收敛. 另需指出, 本文方法适用于任意形状的盆地, 为便于讨论, 本文暂以椭球形盆地为例进行计算.

2 计算方法

2.1 频域响应计算

以半空间中三维沉积盆地对入射波的散射为例, 阐述间接边界元法的原理与实现步骤. 考虑平面波(P 波, SV 波)入射, 基于单层位势理论, 在边界表面上施加 3 个方向正交的虚拟荷载以构建散射场; 进而根据自由边界应力为零和交界面(盆地与半空间)应力位移协调条件建立方程, 求解方程组得到虚拟荷载密度; 然后由各个单元上的虚拟荷载密度综合作用得到散射场; 最后散射场与自由场叠加得到总波场.

在不受体力作用情况下, 弹性波在各向同性弹性固体介质中的位移场 u 满足波动方程

$$(\lambda + \mu) \nabla \nabla \cdot u + \mu \nabla^2 u = -\omega^2 u, \quad (2)$$

式中, $u = (u, v, w)$ 为位移矢量, λ 和 μ 为介质的拉梅常数, ∇^2 为拉普拉斯算子, ω 为简谐波频率, 时间因子 $\exp(i\omega t)$ 已略去.

基于单层位势理论, 三维空间内任一点的位移场可表示为某边界连续面上的积分, 即

$$u_i(x) = \int_S G_{ij}(x, \xi) \varphi_j(\xi) dS_\xi, \quad i, j = x, y, z, \quad (3)$$

式中: $G_{ij}(x, \xi)$ 为位移格林函数, 表示在 ξ 处 j 方向上作用一个单位力, 在 x 处产生的 i 方向上的位移; $\varphi_j(\xi)$ 表示在 ξ 处 j 方向上的荷载密度, 表征 S 面上 ξ 处的虚拟分布力强度.

相应地, 空间内任意点的牵引力为

$$t_i(x) = c\varphi_j(\xi) + \int_S T_{ij}(x, \xi) \varphi_j(\xi) dS_\xi, \quad (4)$$

式中, 非积分项 $c\varphi_j(\xi)$ 是对 ξ 趋于 x 时积分奇异性的特殊处理. 本方法中采用一等效斜面

圆盘覆盖于离散单元上(两者面积相等),在圆盘上施加虚拟均布荷载。根据全空间的介质对称性,取 $c=\pm 0.5$,符号由法向量方向而定。 $T_{ij}(x, \xi)$ 为应力格林函数,表示在 ξ 处 j 方向上作用一个单位力,在 x 处产生的 i 方向上的应力。位移和应力格林函数的具体计算公式请参见 Sánchez-Sesma 和 Luzón(1995)。

2.1.1 波场分析

根据间接边界元法的基本原理,首先将总波场分解为自由场和散射场。自由波场为不含盆地时弹性波入射基岩半空间的波场解答;散射波场则基于惠更斯原理,在盆地交界面和自由地表上施加虚拟均布荷载而产生。

基岩半空间总波场由自由场和散射场叠加得到,盆地内部只有散射场,则各域位移场表述如下:

在半空间域,

$$u_E = u^f + u_E^s, \quad (5)$$

在盆地内部,

$$u_R = u_R^s, \quad (6)$$

式中, u^f 表示自由场产生的位移, u_E^s 和 u_R^s 分别表示半空间和盆地内部散射场产生的位移。

1) 自由波场

为方便分析,这里仍采用二维平面应变输入,入射平面 P 波和 SV 波函数分别为

$$\varphi^{(i)}(x, y) = \exp[-ik_{\alpha 1}(x \sin \theta_{\alpha} - z \cos \theta_{\alpha})], \quad (7)$$

$$\psi^{(i)}(x, y) = \exp[-ik_{\beta 1}(x \sin \theta_{\beta} - z \cos \theta_{\beta})]. \quad (8)$$

半空间表面反射波的势函数为

$$\varphi^{(r)}(x, y) = A_2 \exp[-ik_{\alpha 1}(x \sin \theta_{\alpha} + y \cos \theta_{\alpha})], \quad (9)$$

$$\psi^{(r)}(x, y) = B_2 \exp[-ik_{\beta 1}(x \sin \theta_{\beta} + y \cos \theta_{\beta})], \quad (10)$$

式中:反射系数 A_2 和 B_2 可参考 Kawase 和 Aki(1989); $k_{\alpha 1}$ 和 $k_{\beta 1}$ 分别为纵波和剪切波的波数; θ_{α} 和 θ_{β} 分别为纵波和剪切波的入射角。

2) 散射波场

根据式(3),散射波场的位移为

$$u_E^s(x) = \int_{S_0+S_2} G_{ij}^E(x, \xi) \varphi_j^E(\xi) ds_{\xi}, \quad (11)$$

$$u_R^s(x) = \int_{S_0+S_1} G_{ij}^R(x, \xi) \varphi_j^R(\xi) ds_{\xi}. \quad (12)$$

2.1.2 边界条件及求解

总波场需满足的 3 个边界条件分述如下:

1) 沉积盆地地表 S_1 与半空间地表 S_2 的应力自由边界条件为

$$t_R^s = 0, \quad x \in S_1, \quad (13)$$

$$t^f + t_E^s = 0, \quad x \in S_2, \quad (14)$$

将式(4)代入式(13)和(14)可得

$$-0.5 \varphi_j^R(\xi) + \int_{S_0+S_1} T_{ij}^R(x, \xi) \varphi_j^R(\xi) ds_{\xi} = 0, \quad x \in S_1, \quad (15)$$

$$0.5 \varphi_j^E(\xi) + \int_{S_0+S_2} T_{ij}^E(x, \xi) \varphi_j^E(\xi) ds_{\xi} = 0, \quad x \in S_2, \quad (16)$$

式(16)中, 在半空间地表 S_2 上, 自由场应力为空.

2) 沉积交界面的位移应力边界条件为

$$u^f + u_E^s = u_R^s, \quad x \in S_0, \quad (17)$$

$$t^f + t_E^s = t_R^s, \quad x \in S_0, \quad (18)$$

将式(11)和(12)分别代入上述两式可得

$$\int_{S_0+S_2} G_{ij}^E(x, \xi) \varphi_j^E(\xi) ds_\xi - \int_{S_0+S_1} G_{ij}^R(x, \xi) \varphi_j^R(\xi) ds_\xi = -u^f, \quad (19)$$

$$0.5\varphi_j^E(\xi) + 0.5\varphi_j^R(\xi) + \int_{S_0+S_2} T_{ij}^E(x, \xi) \varphi_j^E(\xi) ds_\xi - \int_{S_0+S_1} T_{ij}^R(x, \xi) \varphi_j^R(\xi) ds_\xi = -t^f. \quad (20)$$

求解问题时需离散整个盆地的交界面和自由地表, 并在每个单元上施加虚拟均布荷载. 单元上覆盖的斜面圆盘中心位置为 x_m , 虚拟荷载中心设为 y_n . 设盆地外部半空间表面、沉积上表面的总单元数分别为 N_1 和 N_2 , 沉积与半空间交界面上的单元数为 N_0 , 则式(15), (16)和式(19), (20)可分别离散化为

$$0.5\varphi_i^E(x_m) + \sum_{n=1}^{N_0+N_1} \varphi_i^E(y_n) T_{ij}^E(x_m, y_n) = -t_i^f(x_m), \quad (21)$$

$$0.5\varphi_i^R(x_m) + \sum_{n=1}^{N_0+N_2} \varphi_i^R(y_n) T_{ij}^R(x_m, y_n) = 0, \quad (22)$$

$$\sum_{n=1}^{N_0+N_1} \varphi_j^E(y_n) G_{ij}^E(x_m, y_n) - \sum_{n=1}^{N_0+N_2} \varphi_j^R(y_n) G_{ij}^R(x_m, y_n) = -u_i^f(x_m), \quad (23)$$

$$0.5[\varphi_i^E(x_m) - \varphi_i^R(x_m)] + \sum_{n=1}^{N_0+N_1} \varphi_j^E(y_n) T_{ij}^E(x_m, y_n) - \sum_{n=1}^{N_0+N_2} \varphi_j^R(y_n) T_{ij}^R(x_m, y_n) = -t_i^f(x_m), \quad (24)$$

方程(21)–(24)最终可整理形成 $(6N_0+3N_1+3N_2, 6N_0+3N_1+3N_2)$ 阶线性方程组, 求解该方程组即可得到各离散单元上虚拟荷载密度 $\varphi_j(\xi)$ 的值, 再通过式(5)和(6)计算得到总位移场.

2.2 时域响应计算

通过 2.1 节的频域间接边界元方法可以得到不同离散频率点的弹性波散射结果, 进而可通过傅里叶变换得到时域结果. 假设弹性波以雷克(Ricker)子波的形式入射, 在时间域里位移的表达式为

$$u(t) = \frac{\sqrt{\pi} t_p^2 \exp\left(-\frac{\pi^2 t^2}{t_p^2}\right)}{2\pi^2 t^2 - t_p^2}, \quad (25)$$

式中, t_p 表示雷克子波的卓越周期. 对上式进行傅里叶变换即可得到雷克子波在频率域里的表达式为

$$U(\omega) = -\exp\left(-\frac{\omega^2 t_p^2}{4\pi^2}\right) \frac{t_p^3 \omega^2}{8\pi^2}. \quad (26)$$

3 方法验算

3.1 频域计算检验

为了验证程序编制的正确性, 以半球形弹性均质沉积盆地为例, 对本文结果与

Mossessian 和 Dravinski(1990)给出的结果进行对比。计算中, 半空间和沉积盆地的泊松比均为 $1/3$, 沉积内外剪切波速比为 0.5 , 密度比为 $2/3$, 材料黏滞阻尼比为 0.01 , 无量纲频率取 $\eta = 2a/\lambda = \omega a/\pi c_s = 0.75$, 其中 a 为球体半径, c_s 为半空间剪切波速。对比结果如图 2 所示, 可以看出, 本文所示方法的结果与 Mossessian 和 Dravinski(1990)的结果吻合得很好, 由此验证了本文方法的精度。

3.2 时域计算检验

同样以半空间中半球形沉积盆地为例。所取参数与 3.1 节的频域验证相同, 入射 SV 波沿 z 轴入射, 中心频率 $\eta = 0.5$ 。为计算时域结果, 无量纲频率取为 $0 < \eta < 1.5$, 在该区间内平均取 50 个频率点。图 3 给出了本文方法计算的时域结果。图中横坐标为无量纲时间因子 $\tau = tc_s/a$, 纵坐标为位移幅值相对入射波的放大倍数, 图中右侧刻度给出了单位放大倍数规模。通过图 3 与 Mossessian 和 Dravinski(1990)文中计算结果对比可知, 两种结果吻合良好, 由此证明本计算方法的精确性。

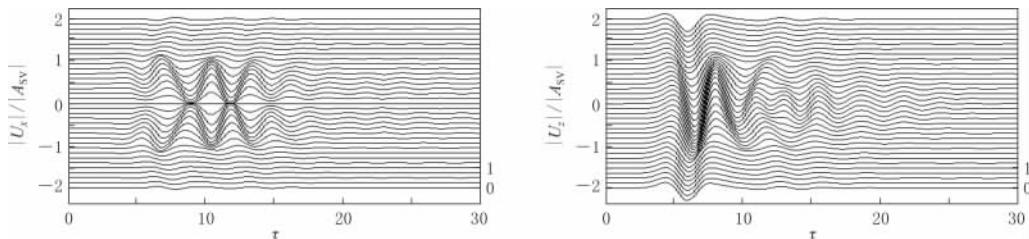


图 3 半球形沉积盆地时域结果

Fig. 3 The time domain results for a semi-spherical alluvial basin

4 参数分析

基于间接边界元法, 以半椭球形沉积盆地为例, 研究入射角度、入射波型(P 波, SV 波)、入射频率 η 、盆地深宽比 S 、长宽比 D 对三维盆地周围地震波散射的影响。盆地和半空间介质的泊松比均取为 $\nu = 1/3$, 半空间介质与沉积盆地波速比为 2, 剪切模量比为 6。为确保散射波场模拟的精确性, 一个波长至少要被离散为 10 个单元。对于平面投影为圆形的盆地, 当 S 为 $0.5, 1.0, 2.0$ 时, 单元数分别取 $5719, 8217, 12097$; 盆地长宽比 D 为 2.0 和 5.0 时, 单元数分别取 17013 和 33158 。

4.1 三维沉积盆地在 P 波和 SV 波入射下的地表位移云图

首先考虑形状变化对地震动放大效应的影响, 分两种情况: 其一为保持长宽比 $D = 1.0$ 不变, 变化深度, $S = 0.5$ (浅椭球), 1.0 (半球), 2.0 (深椭球); 其二为保持深宽比 $S = 0.5$ 不变, 变化长宽比, $D = 1.0, 2.0, 5.0$ 。同时, 考虑不同频率 P 波和 SV 波入射下的散射结

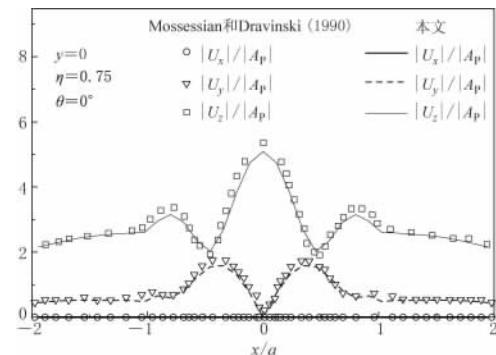


图 2 本文结果与 Mossessian 和 Dravinski (1990)所得地表位移幅值的对比

Fig. 2 Surface displacement amplitudes of a hemisphere alluvial valley in half-space for P wave incidence in this paper compared with the results of Mossessian and Dravinski(1990)

果, 其中无量纲频率 $\eta=0.5, 1.0, 2.0, 3.0$.

图4和图5分别给出了P波和SV波以不同角度入射时, 不同深宽比和长宽比的半椭球形沉积盆地的地表位移幅值云图.

由图4可知, 对于不同形状的沉积盆地而言, 其地表位移幅值及其空间分布状态差异很大. 图4a, b, c给出了平面投影为圆形($D=1.0$)且保持不变的情况下, 深宽比改变所得到的位移幅值结果, 可以看出: ① P波垂直入射下不同深度圆形盆地的放大区通常位于中部区域, 由于散射波的相干效应, 高频波($\eta=2.0, 3.0$)入射下盆地内部会出现多个波峰波谷交错的现象, 而低频波($\eta=0.5$)情况下, 仅在中部出现单一峰值, 且由中部向边缘逐渐减弱; ② 位移聚焦效应随深度变大而更加集中, 一般位于中心区域, 尤其是对于高频情况($\eta=2.0, 3.0$), 深层盆地的位移聚焦效应更为显著, 例如当 $\eta=3.0, S=2.0$ 时, 地表位移峰值接近 16.0(图4c); ③ 当盆地较浅, 垂直入射波频率较低时, 盆地的放大效应不太明显, 例如当 $S=0.5, \eta=0.5$ 时, 地表位移幅值基本上与自由场相近(图4a1).

进而令深宽比 $S=0.5$ 不变, 考虑长宽比改变, 平面为扁椭圆盆地($D=2.0, 5.0$)的位移幅值结果如图4d, e所示, 可以看出: ① 垂直入射波频率较低时, 聚焦位置一般发生在中心区域, 但是随着频率增大, 聚焦区域逐渐增大, 且分布更为分散; ② 随着平面投影更为狭长, 地表位移的聚焦区域也更多, 且更分散. 此外, 通过圆形盆地(图4a1)与狭长盆地

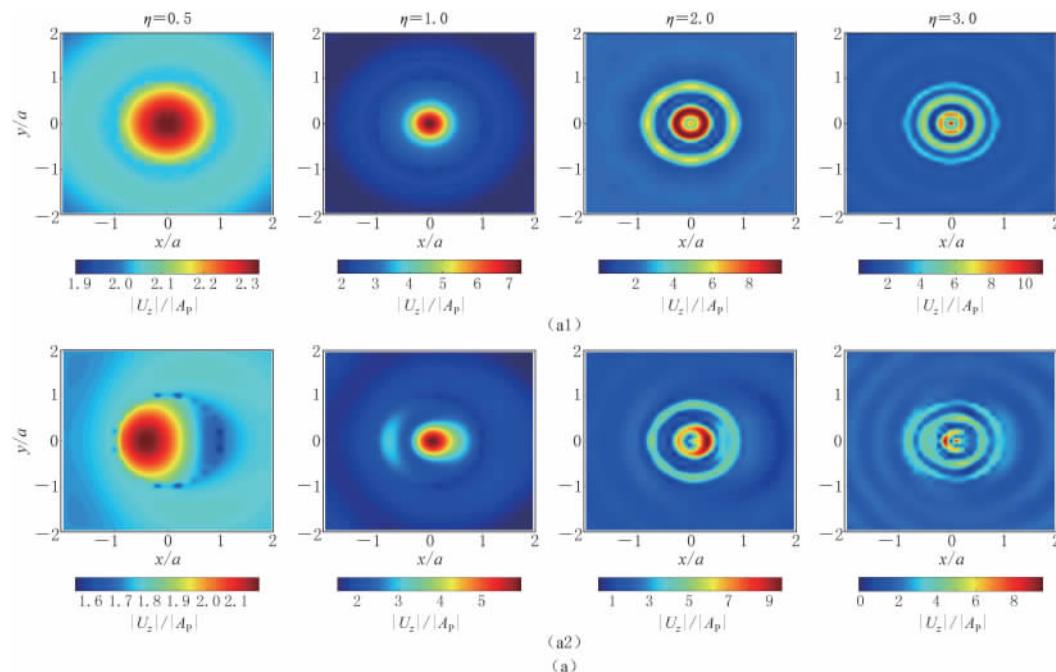


图4 P波入射下不同深宽比 S 、长宽比 D 沉积盆地的地表位移幅值云图

(a) $D=1.0, S=0.5, a_z/a_x=0.5$ (浅椭球盆地): (a1) 垂直入射($\theta=90^\circ$), (a2) 斜入射($\theta=60^\circ$)

Fig. 4 The surface displacement amplitude cloud images in alluvial basin with different depth-width ratios S and length-width ratios D for incident P waves

(a) $D=1.0, S=0.5, a_z/a_x=0.5$ (shallow ellipsoid basin):

(a1) Vertical incidence ($\theta=90^\circ$), (a2) Oblique incidence ($\theta=60^\circ$)

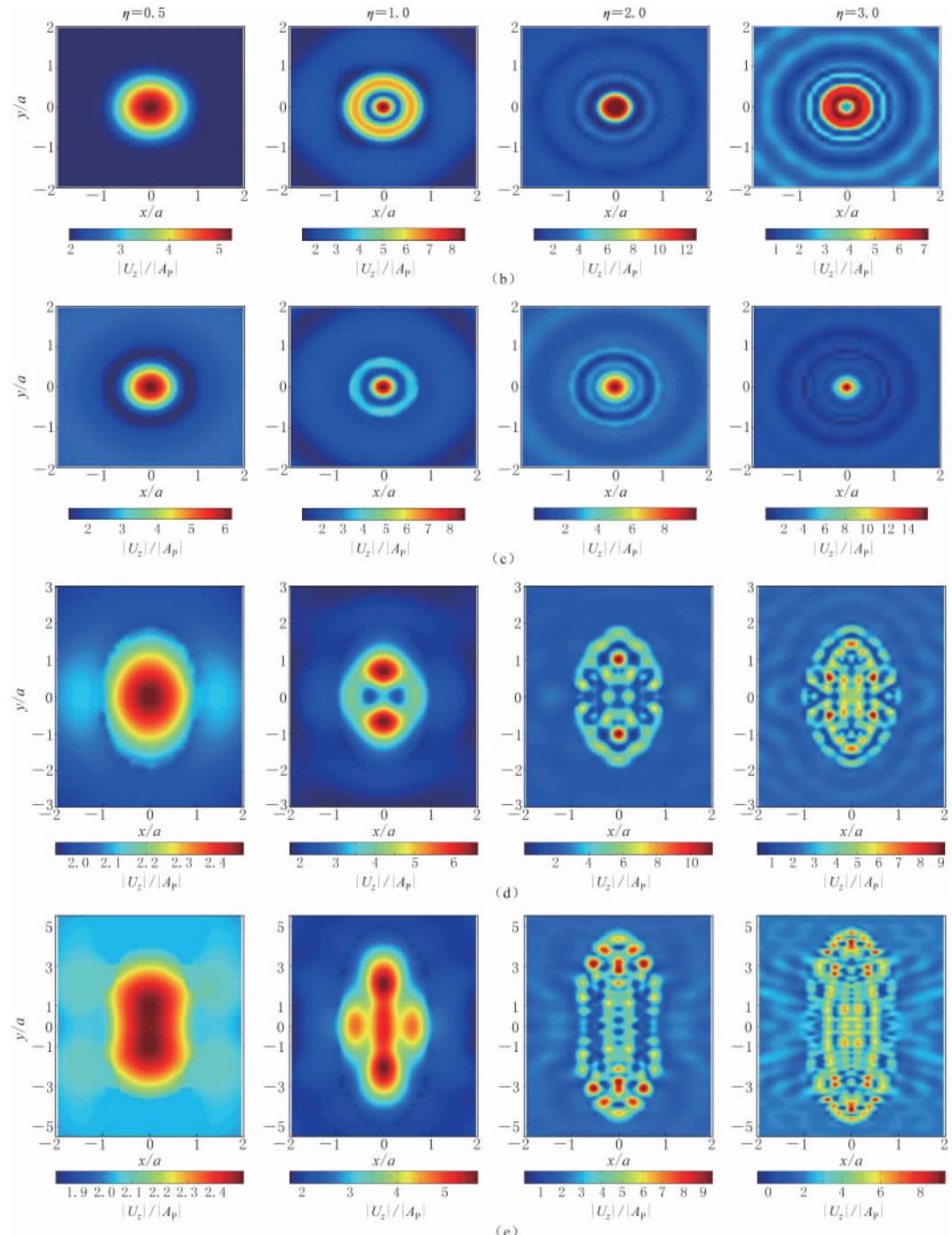


图 4 P 波入射下不同深宽比 S、长宽比 D 沉积盆地的地表位移幅值云图

(b) $D=1.0$, $S=1.0$, $a_z/a_x=1.0$ (半球沉积盆地); (c) $D=1.0$, $S=2.0$, $a_z/a_x=2.0$ (深椭球盆地);
 (d) $D=2.0$, $S=0.5$, $a_y/a_x=2.0$ (较狭长盆地); (e) $D=5.0$, $S=0.5$, $a_y/a_x=5.0$ (狭长盆地)

Fig. 4 The surface displacement amplitude cloud images in alluvial basin with different depth-width ratios S and length-width ratios D for incident P waves

(b) $D=1.0$, $S=1.0$, $a_z/a_x=1.0$ (hemispheric sedimentary basin); (c) $D=1.0$, $S=2.0$, $a_z/a_x=2.0$ (deep ellipsoid basin); (d) $D=2.0$, $S=0.5$, $a_y/a_x=2.0$ (narrower basin); (e) $D=5.0$, $S=0.5$, $a_y/a_x=5.0$ (narrow basin)

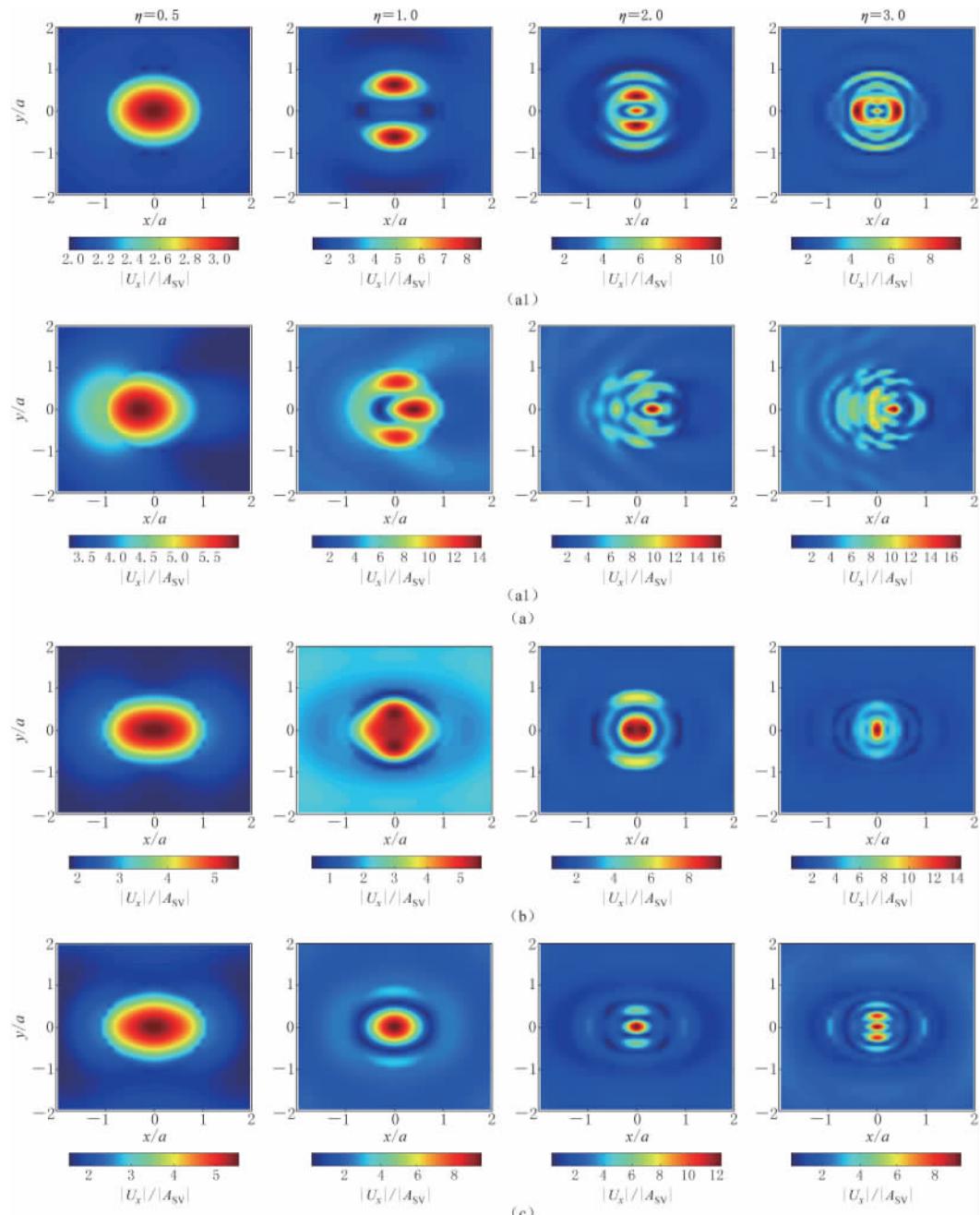


图 5 SV 波入射下不同深宽比 S、长宽比 D 沉积盆地的地表位移幅值云图

(a) $D=1.0, S=0.5, a_z/a_x=0.5$ (浅椭球盆地): (a1) 垂直入射($\theta=90^\circ$), (a2) 斜入射($\theta=60^\circ$);

(b) $D=1.0, S=1.0, a_z/a_x=1.0$ (半球沉积盆地); (c) $D=1.0, S=2.0, a_z/a_x=2.0$ (深椭球盆地);

Fig. 5 The surface displacement amplitude cloud images in alluvial basin with different depth-width ratios S and length-width ratios D for incident SV waves

(a) $D=1.0, S=0.5, a_z/a_x=0.5$ (shallow ellipsoid basin): (a1) Vertical incidence ($\theta=90^\circ$), (a2) Oblique incidence ($\theta=60^\circ$); (b) $D=1.0, S=1.0, a_z/a_x=1.0$ (hemispheric sedimentary basin); (c) $D=1.0, S=2.0, a_z/a_x=2.0$ (deep ellipsoid basin)

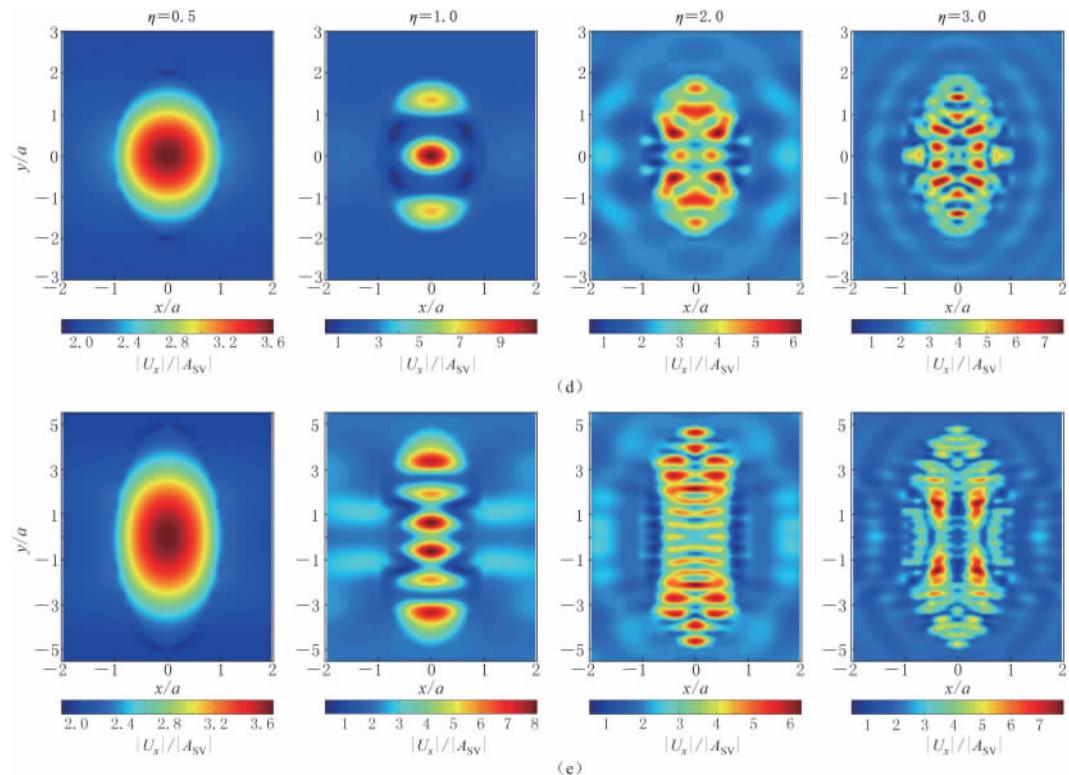


图 5 SV 波入射下不同深宽比 S 、长宽比 D 沉积盆地的地表位移幅值云图

(d) $D=2.0$, $S=0.5$, $a_y/a_x=2.0$ (较狭长盆地); (e) $D=5.0$, $S=0.5$, $a_y/a_x=5.0$ (狭长盆地)

Fig. 5 The surface displacement amplitude cloud images in alluvial basin with different depth-width ratios S and length-width ratios D for incident SV waves

(d) $D=2.0$, $S=0.5$, $a_y/a_x=2.0$ (narrower basin); (e) $D=5.0$, $S=0.5$, $a_y/a_x=5.0$ (narrow basin)

(图 4d, e) 的比较可知, 圆形盆地的聚焦位置一般在中心区域, 更容易汇聚地震波, 形成更强的地震动, 而狭长盆地中波能更为分散, 地表则会出现多个位移聚焦点; ③ 三维汇聚效应相对减弱, 位移峰值一般出现在长轴两端部附近。沿长轴方向中部由于接近于平面应变状态, 其放大程度通常会小于三维放大效应, 如图 4e 所示, 当 $\eta=2.0$ 时沿长轴方向端部的位移峰值和中部峰值分别为 9.4 和 5.5。

图 4a 给出了入射角度变化时位移幅值的变化情况, 可以看出: 当 P 波垂直入射时, 聚焦位置一般位于中心区域附近, 而且位移值较大; 当 P 波斜入射时, 位移峰值一般位于盆地右侧, 且峰值一般小于垂直入射情况。例如, 对于 $a_z/a_x=0.5$ 和 $a_y/a_x=1.0$ 的地形(图 4a), 当 $\eta=3.0$ 时, 垂直入射时的位移最大值为 11.0, 而斜入射时的位移最大值为 9.4, 这说明盆地地震动放大的空间分布受弹性波入射角的影响较大。

图 5 给出了 SV 波垂直入射时地表位移幅值及其空间分布状态情况。由图 5a, b, c 可以看出, 当长宽比 $D=1.0$ 、深宽比变化时, 随着盆地深度的增加, 位移放大幅度和空间分布均会发生显著变化, 且变化规律同入射波频率直接相关。如图 5a1 所示, 当频率较低 ($\eta=0.5$) 时, 浅盆地的放大效应较弱, 位移峰值仅为 3.1, 而相应情况下深盆地的峰值可达 5.5, 且放大区域集中于盆地中部。由图 5a, b, c 还可以看出, 当高频波入射时, 浅盆地中

位移峰值较多分布于盆地角部，而随着盆地的加深，位移峰值区域则会向中部转移。令深宽比 $S=0.5$ ，长宽比变化时地表位移幅值的放大效应如图 5d, e 所示，可以看出：低频波时，狭长盆地位移峰值略大于圆形情况；高频波($\eta=2.0, 3.0$)入射下，狭长盆地位移峰值则会小于圆形盆地，如图 5a1 和图 5e 所示，圆形盆地位移峰值为 10.1 和 9.5 ($\eta=2.0, 3.0$)，狭长盆地为 6.2 和 7.6。此外，狭长盆地的内部位移空间分布更为复杂：在较低频段，聚焦区域主要位于长轴连线上，而高频波入射情况下，则沿长轴两侧分布有多个位移放大区域。因此实际沉积盆地的地震动模拟需充分了解盆地的地质构造、边界形状以及基岩波的频谱特性。在入射角变化的情况下，当 SV 波入射时，峰值区域与 P 波大体相同，但是，斜入射情况下的位移峰值明显大于垂直入射情况，原因在于 SV 斜入射角度接近临界角，地震放大效应最为显著。

4.2 三维沉积盆地地表位移幅值谱

由于沉积盆地对地震波的散射作用十分复杂，为了全面地反映散射的频谱特性，图 6 和图 7 分别给出了 P 波和 SV 波入射下沉积盆地地表沿 x 轴和 y 轴上几个典型点位的幅值谱，其中图 6 的观察点取 x 轴上 $x/a_x=0, 0.1, 0.5$ 和 0.8 等 4 个点位的主方向位移谱，图 7 取 y 轴上 $y/a_y=0, 0.1, 0.5$ 和 0.8 等 4 个点位的主方向位移谱。由图 6 和图 7 可见，由于盆地对地震波的散射，再加上散射波复杂的相干效应，盆地地表的位移放大效应显著，且不同点位的地震动幅值和频谱特性差别很大。频率较低($\eta<0.5$)时，所给几个典型点位的主方向位移幅值基本相同，而当 $\eta>0.5$ 时，不同点位的位移反应则相差很大。

图 6a, b, c 给出了平面投影为圆形的盆地地表 x 轴上的位移幅值谱。令长宽比 $D=1.0$ ，考虑深宽比变化时，可以看出：① P 波和 SV 波入射下，随着盆地深度的增加，第一阶峰值频率降低，地表位移峰值频率点增多，频谱曲线震荡更剧烈，这是由于深层沉积盆地多阶自振频率的间隔较小所致；② 地表靠近中心位置的位移谱值一般大于其它典型点位，这说明对于圆形盆地，中心位置的聚焦放大作用通常较边缘更为显著，基于图 6b 中所示模型(盆地内外波速比为 $1/2$)，P 波入射下的竖向位移、SV 波入射下的水平位移谱峰值分别可达 25.0 和 15.0；③ P 波入射时，地表位移幅值均在 $1.0\text{--}2.0$ 频段内达到峰值，说明对于不同形状的盆地，在实际工程中应当特别重视该频段波的放大情况。

图 6d 和 e 给出了平面投影为椭圆形的盆地幅值谱。设深宽比 $S=0.5$ ，考虑长宽比变化时，从总体上可以看出：狭长盆地($D=2.0, 5.0$)的地表位移谱幅值一般都比圆形盆地($D=1.0$)小，位移振荡更剧烈，出现更多的峰值频率点；SV 波与 P 波比较，对于狭长盆地，两种波产生的地表位移峰值相差不大，但是对于圆形盆地，SV 波产生的地表位移峰值较小，且位移谱曲线震荡更为剧烈。

考虑入射波的波型不同，对比图 6 中的左侧图与右侧图还可以看出，P 波和 SV 波入射地表的位移频谱特性差异很大，若将沉积盆地视为支撑在弹性基岩上的广义“结构物”，由于两种波型所激发的主振型不同，垂直入射下 P 波和 SV 波分别会激起正对称和反对称阵型，即由于沉积盆地所参与的主振频率不同从而导致“共振”频率点产生较大差别。另外沉积盆地对 SV 波的位移放大效应总体上要弱于 P 波入射。

4.3 雷克波入射下沉积盆地地表位移时域响应

平面 P 波和 SV 波以雷克子波型垂直入射，沉积盆地地表位移反应的时程曲线分别如图 8 和图 9 所示，所取观察点分别位于 x 轴和 y 轴上。入射波函数 $u(\tau)=(2\pi^2 f_c^2 \tau^2 - 1) \times$

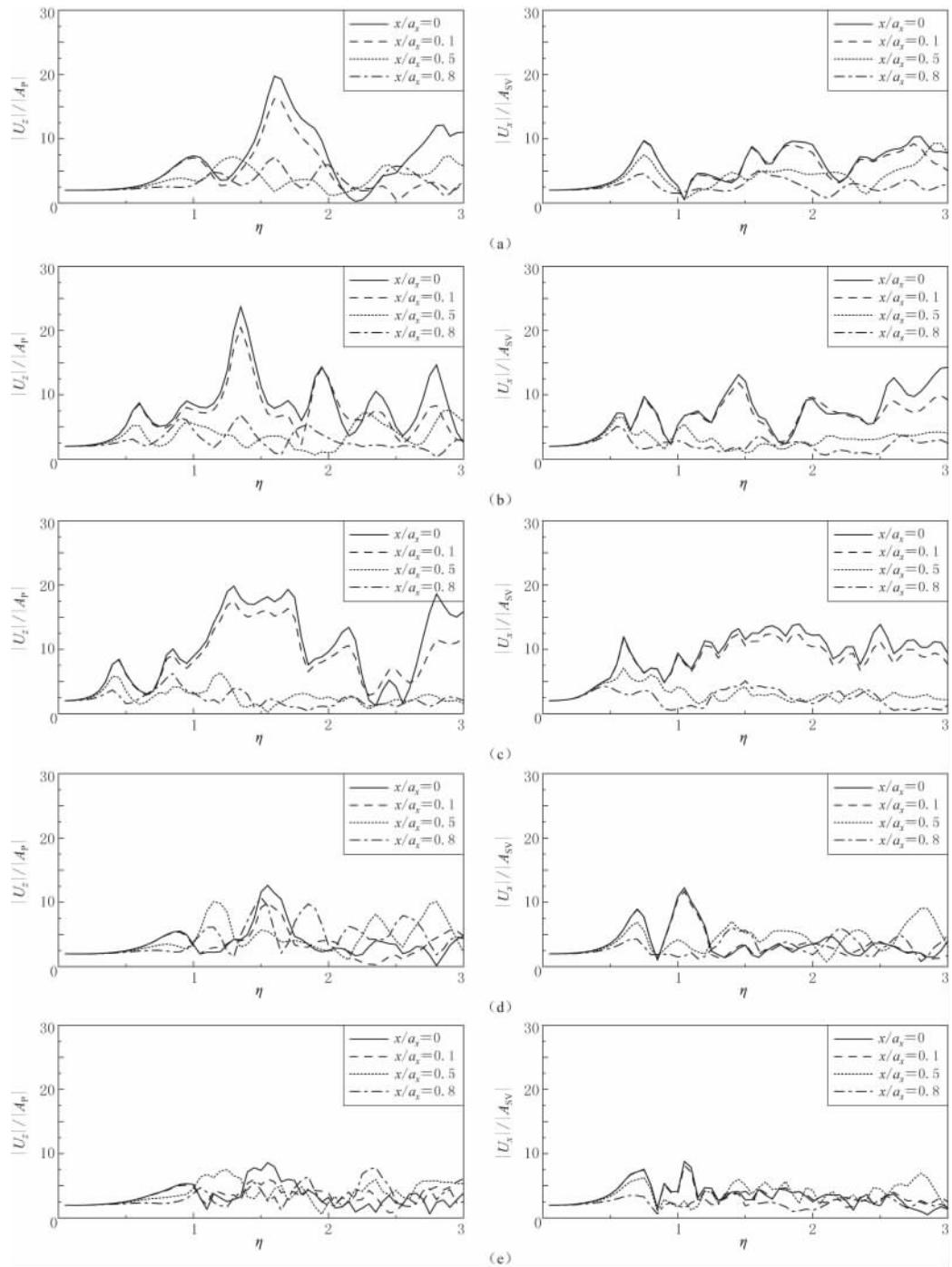


图 6 P 波(左)和 SV 波(右)入射下不同深宽比 S、长宽比 D 沉积盆地地表 x 轴上($y=0$)的位移幅值谱

(a) $D=1.0, S=0.5$ (浅椭球盆地); (b) $D=1.0, S=1.0$ (半球沉积盆地); (c) $D=1.0, S=2.0$
(深椭球盆地); (d) $D=2.0, S=0.5$ (较狭长盆地); (e) $D=5.0, S=0.5$ (狭长盆地)

Fig. 6 The displacement amplitude spectrum along x -axis ($y=0$) in alluvial basins with different depth-width S and length-width ratios D for incident P (left panels) and SV (right panels) waves

(a) $D=1.0, S=0.5$ (shallow ellipsoid basin); (b) $D=1.0, S=1.0$ (hemispheric sedimentary basin); (c) $D=1.0, S=2.0$ (deep ellipsoid basin); (d) $D=2.0, S=0.5$ (narrower basin); (e) $D=5.0, S=0.5$ (narrow basin)

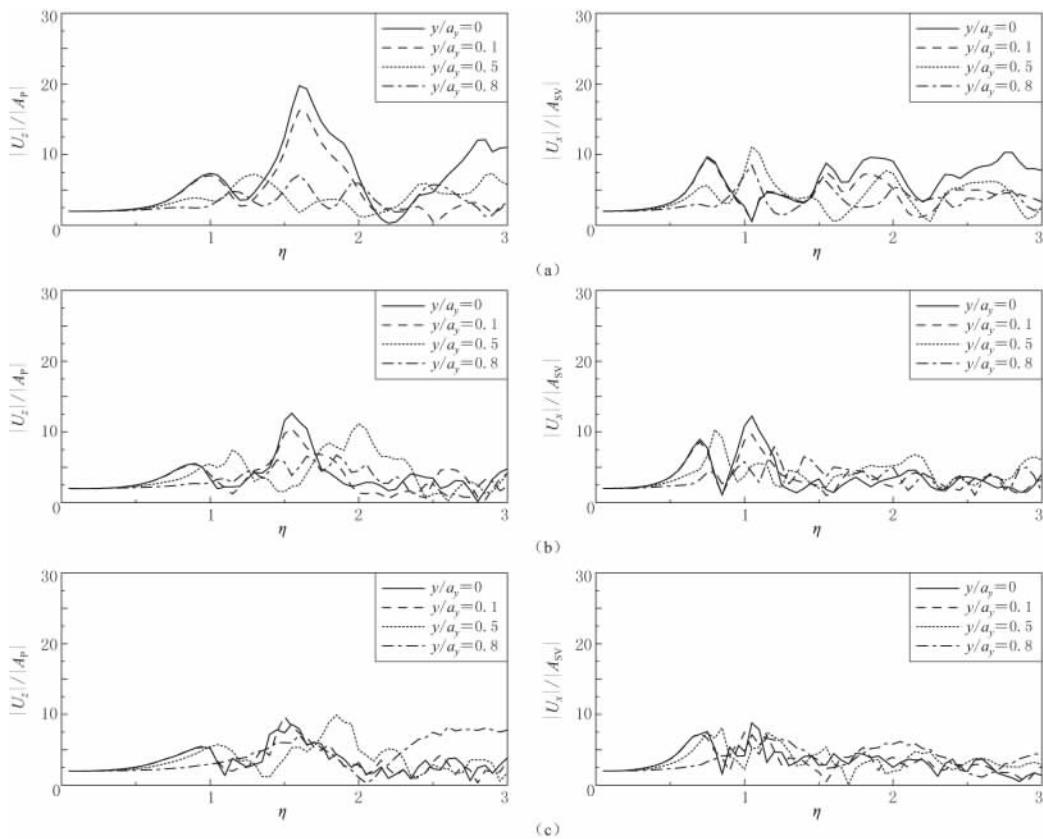


图 7 P 波(左)和 SV 波(右)入射下深宽比 $S=0.5$ 时不同长宽比 D 沉积盆地地表 y 轴($x=0$)上的位移幅值谱

(a) $D=1.0$ (浅椭球盆地); (b) $D=2.0$ (较狭长盆地); (c) $D=5.0$ (狭长盆地)

Fig. 7 The displacement amplitude spectrum along y -axis ($x=0$) in alluvial basins with depth-width ratio

$S=0.5$ and different length-width ratios D for incident P (left panels) and SV (right panels) waves

(a) $D=1.0$ (shallow ellipsoid basin); (b) $D=2.0$ (narrower basin); (c) $D=5.0$ (narrow basin)

$\exp(-\pi^2 f_c^2 \tau^2)$, 中心频率 $f_c = \omega a_x / \pi c_s = 1.0$, 无量纲时间因子 $\tau = t c_s / a_x$. 根据雷克波特性, 峰值频率处入射波幅值最大, 而主要能量一般集中在 $0-2.5 f_c$ 范围内, 其它频率的入射波幅值很小, 其影响基本可以忽略, 为了保证时域求解效率, 本文无量纲频率取为 $0 < \eta < 3.0$, 在此区间内平均取 100 个频率点.

整体上看, 从时域图(图 8a, b, c)中可以看到清晰的震相, 先到达的是 P 波、SV 波, 然后产生面波, 且盆地内部地表观测点入射波的到时比外部观测点有所延后, 相应的时程响应幅值明显大于盆地外部.

图 8a, b, c 给出了盆地长宽比 $D=1.0$ 、深宽比变化时的位移时域响应, 可以看出: ① 随着盆地深度的增大, 沉积内部 x 轴和 y 轴上的地表观测点入射波到达的延迟时间更长, 原因在于, 盆地内部波传播速度较慢, 随深度增加入射波到达盆地地表时间更长; ② 盆地越深, 位移时程峰值越大, 会容易产生更强的面波汇聚于盆地中部, 从而形成大幅值、长持时的地震动. 如图 8a, c 所示, P 波入射下的深盆地和浅盆地位移响应峰值分别达到 4.0 和 2.5, SV 波入射相应为 3.7 和 1.8, 说明盆地对地震波放大作用显著依赖于沉积

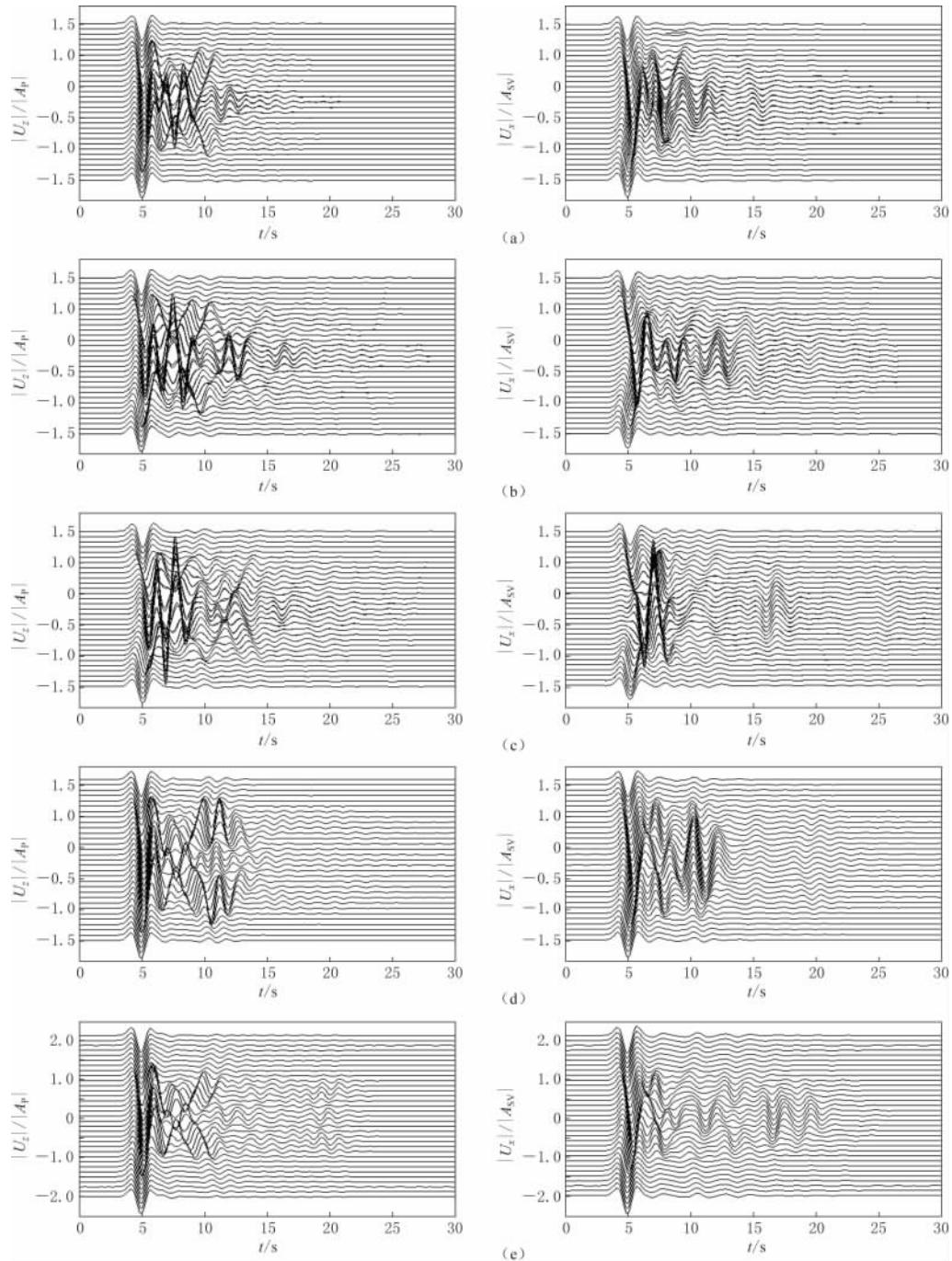


图 8 P 波(左)和 SV 波(右)入射下不同深宽比 S 、长宽比 D 沉积盆地地表
在 x 轴上($y=0$)的位移时程(雷克子波型脉冲)

(a) $D=1.0, S=0.5$ (浅椭球盆地); (b) $D=1.0, S=1.0$ (半球沉积盆地); (c) $D=1.0, S=2.0$
(深椭球盆地); (d) $D=2.0, S=0.5$ (较狭长盆地); (e) $D=5.0, S=0.5$ (狭长盆地)

Fig. 8 The surface displacement time history along x -axis ($y=0$) in alluvial basins with different depth-width ratios S and length-width ratios D for incident P (left panels) and SV waves (right panels) (Ricker pulse)

(a) $D=1.0, S=0.5$ (shallow ellipsoid basin); (b) $D=1.0, S=1.0$ (hemispheric sedimentary basin); (c) $D=1.0, S=2.0$,
 $S=2.0$ (deep ellipsoid basin); (d) $D=2.0, S=0.5$ (narrower basin); (e) $D=5.0, S=0.5$ (narrow basin)

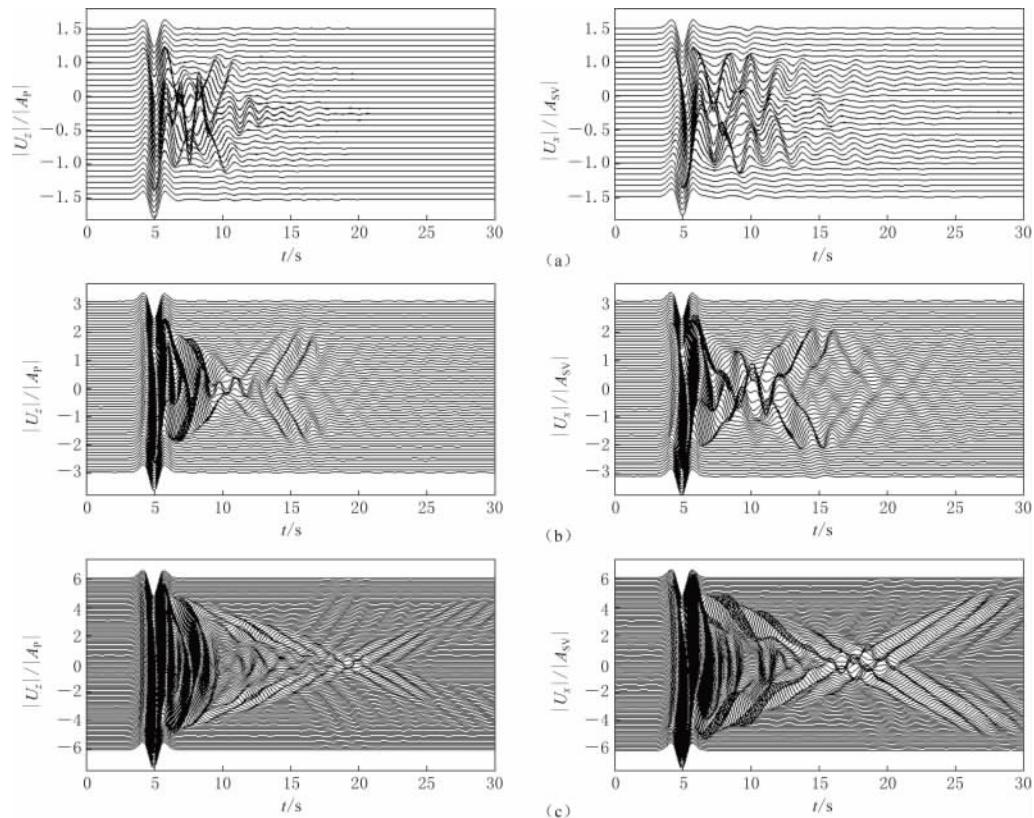


图9 P波(左)、SV波(右)入射下,深宽比 $S=0.5$ 、不同长宽比 D 沉积盆地
地表 y 轴上($x=0$)的位移时程(雷克型脉冲)

(a) $D=1.0$ (浅椭球盆地); (b) $D=2.0$ (较狭长盆地); (c) $D=5.0$ (狭长盆地)

Fig. 9 The surface displacement time history along y -axis ($x=0$) in alluvial basins with depth-width ratios $S=0.5$ and different length-width ratios D for incident P wave (left panels) and SV wave (right panels) (Ricker pulse)
(a) $D=1.0$ (shallow ellipsoid basin); (b) $D=2.0$ (narrower basin); (c) $D=5.0$ (narrow basin)

层厚度,高孟潭等(2002)采用三维有限差分法模拟北京地区的地震动也得到了相似的结果。

考虑长宽比变化,对于相同深度的盆地($S=0.5$):①比较圆形、较狭长、狭长盆地的时域结果可知, $D=5.0$ 狹长盆地的位移时程峰值小于其它两种地形。如图 8a, e 所示, 圆形盆地和狭长盆地的时域位移峰值分别可达入射波峰值的 2.5 倍和 1.6 倍, 其原因见前面频域分析。这表明当覆盖层厚度一致时, 狹长盆地与圆形盆地相比不易形成更大的地震动, 该结论与刘启方等(2013b)对施甸盆地的三维地震动模拟结果一致。需要注意的是, SV 波入射下 y 轴上的位移峰值, 对于狭长形和圆形两种盆地相差并不大, 这主要是由于频谱图上 $f_c=1.0$ (中心频率)附近狭长形情况盆地位于共振频率段。②比较较狭长盆地与狭长盆地的 x 轴和 y 轴上的地表位移时程曲线可知, 长轴(y 轴)上边缘面波转换效应非常明显, 能看到清晰的“X”型行波图, 且传播时间较长。由于沉积内部刚度较弱, 外部阻抗相对较大, 面波将在盆地内部来回反射几次, 然后逐渐减弱。

值得注意的是,图8中,P波与SV波入射下沉积盆地内部地震动的放大机制具有较大差别。由图8a,b,c可以看出:①P波入射3种深度时,位移时程峰值均会出现在第二个波峰,经震相分析可知该峰值主要由盆地边缘面波向中心汇聚所致(圆形盆地周边来的面波传播到中心正好同相,并在竖向上叠加);②SV波入射下,浅椭球、半球和深椭球盆地的位移峰值出现在第一个波峰,主要由底部透射来的体波产生,而对于深椭圆盆地而言,从盆地底部传播过来的体波和边缘汇聚过来的面波几乎同时到达盆地中部,从而形成了比较大的水平地震动。由此可以推断:当P波入射时,地震动放大效应主要源于盆地边缘激发的面波在盆地内部的汇聚作用,汇聚位置主要取决于盆地形状;而当SV波入射时,边缘转换面波在盆地内部的汇聚效应相对弱于P波(从盆地边缘各方向来的面波引起的水平振动方向比较分散),仅当盆地较深导致体波与面波叠加时才会出现显著的放大效应。通常深盆地边缘激发的面波能量更大,因而导致盆地内部的放大效应更为显著。Mossessian和Dravinski(1990)在研究盆地效应时对SV波的放大规律得出了相似的结论,但未澄清P波与SV波所产生放大效应的机制差异。

另外,比较P波与SV波垂直入射下盆地内部主方向位移时程(图8a,b,c),很容易发现P波入射下沉积盆地竖向位移的放大程度明显大于SV波入射下水平位移的放大程度,前文的频谱分析同样揭示了这一点。沉积盆地中竖向地震动若采用普通场地的量度标准(取水平地震动的1/2—2/3),可能会低估竖向地震动的影响,因此对于沉积盆地(河谷)中的大跨、悬挑以及高耸结构、超高层建筑等的抗震设计,对此则要慎重考虑。

4.4 Tar-Tarzana波入射下三维沉积盆地地表加速度时域响应

假设SV波以Tar-Tarzana波型从盆地外部基岩半空间垂直入射,考察自由场沿x方向的振动。各参数同4.1节,盆地半径 $a_x=500\text{ m}$ 保持不变,变换相应的深宽比和长宽比;半空间介质泊松比取为 $\nu_1=1/3$,剪切波速为 $\beta_1=1000\text{ m/s}$,密度为 $\rho_1=1500\text{ kg/m}^3$,黏滞阻尼系数 $\xi_1=1.0\%$;沉积介质泊松比取为 $\nu_2=1/3$,剪切波速为 $\beta_2=500\text{ m/s}$,密度为 $\rho_2=1000\text{ kg/m}^3$,黏滞阻尼系数 $\xi_2=1.5\%$ 。该地震记录时间间隔为0.02 s,记录时间为30 s,调幅后的加速度时程如图10所示(加速度反应谱最大值调整为 0.2 m/s^2)。图11给出了Tar-Tarzana波(SV波)垂直入射下不同形状沉积盆地的加速度反应谱,观察点位于x轴上,分别取 x/a_x 为0,0.1,0.5,0.8。

图12给出了Tar-Tarzana波垂直入射三维沉积盆地地表水平方向加速度时程曲线。由该图可知,浅圆盆地中心位置的加速度反应谱峰值达到 11.8 m/s^2 (周期 $T=0.38\text{ s}$ 处),约为基岩波幅值的6倍。与半球形盆地相比较,Tar-Tarzana波输入下,浅层盆地的放大效应更为显著,加速度时程曲线震荡更剧烈,出现更多的峰值点。这是由于该波以较高频率分量为主,而在高频波段,浅盆地对地震加速度的放大效应起了主要作用(若仅考虑0—3 Hz频段,计算结果显示半圆盆地要大于浅圆盆地)。但从反应谱曲线来看,当周期 $T>0.4\text{ s}$ 时,浅圆盆地内部地表反应谱值小于半圆盆地情况,这是由于较深盆地对较长周期波的放

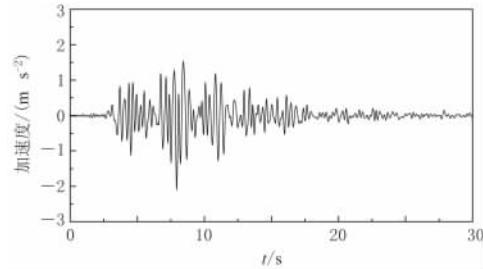


图10 Tar-Tarzana 波加速度时程

Fig. 10 Acceleration time history
of Tar-Tarzana wave

大效应更为显著,但对短周期波反而表现为滤波效应。另外,狭长盆地地震加速度峰值(图12c)明显小于圆形盆地,其原因在于圆形盆地对地震波的汇聚作用更大,容易形成更强的地震动。通过比较不同点位可知,总体上,盆地中心位置的放大作用较明显,然而随着与盆地中心距离的增加,各点位上的放大作用逐渐减小。

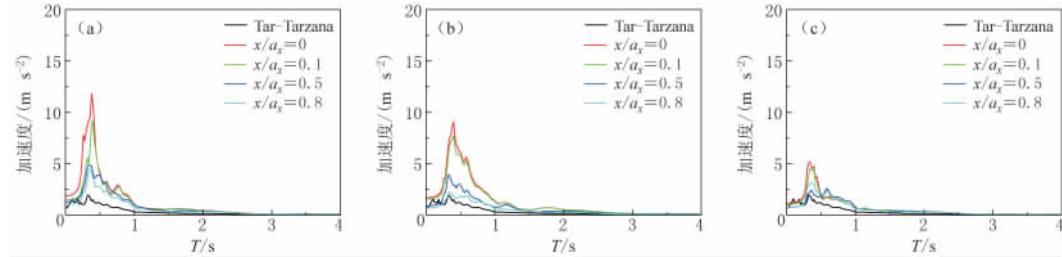


图11 Tar-Tarzana 波(SV 波)垂直入射下不同深宽比 S、长宽比 D 三维沉积盆地内部典型点位水平向($y=0$)加速度反应谱

Fig. 11 Acceleration response spectrum in horizontal direction ($y=0$) of typical points within the 3D alluvial basins with different depth-width ratio S and length-width ratio D for incident Tar-Tarzana waves with $\theta=90^\circ$
(a) $S=0.5$, $D=1.0$; (b) $S=1.0$, $D=1.0$; (c) $S=0.5$, $D=2.0$

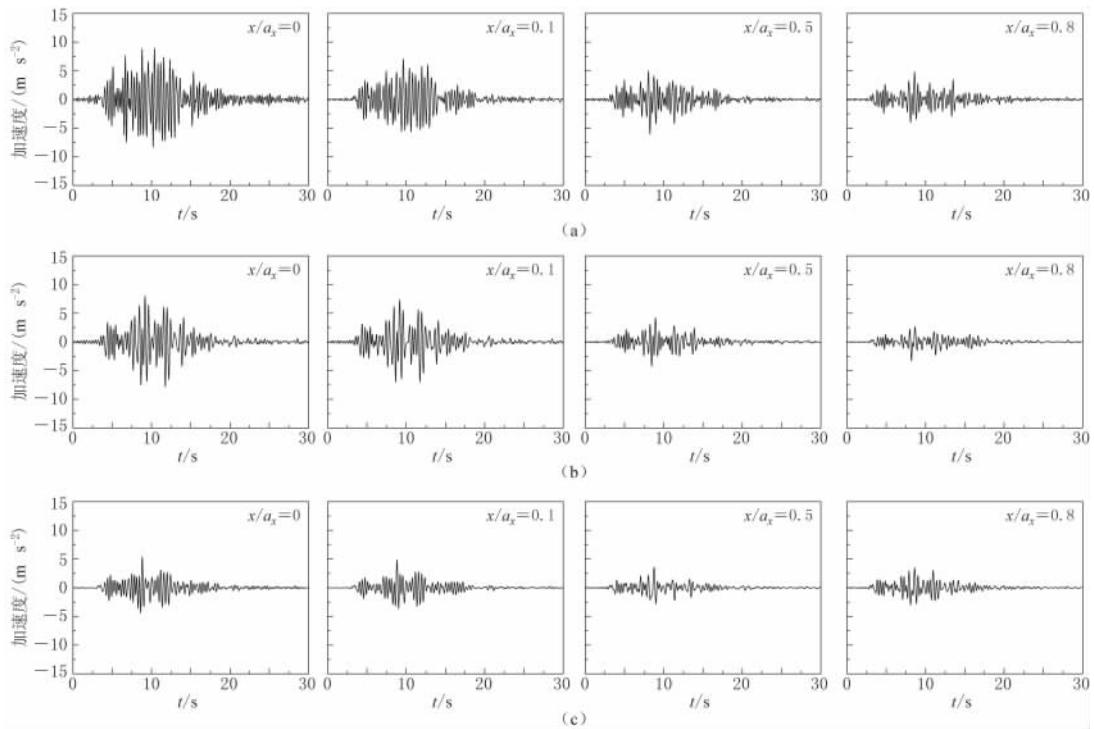


图12 SV 波入射下沉积盆地地表($y=0$)加速度时程(输入 Tar-Tarzana 地震波)

(a) $S=0.5$, $D=1.0$ (浅椭球盆地); (b) $S=1.0$, $D=1.0$ (半球沉积盆地);
(c) $S=0.5$, $D=2.0$ (较狭长盆地)

Fig. 12 The acceleration time histories along x -axis within the alluvial basin for incident SV waves (Tar-Tarzana wave)

(a) $S=0.5$, $D=1.0$ (shallow ellipsoid basin); (b) $S=1.0$, $D=1.0$ (hemispherical sedimentary basin); (c) $S=0.5$, $D=2.0$ (narrower basin)

5 讨论与结论

本文以半椭球形三维沉积盆地为例,采用高精度间接边界元法对其地震反应进行计算分析,研究了入射角度、入射波型、入射波频率、盆地深宽比、长宽比对地震响应的影响,揭示了三维沉积盆地对P波和SV波放大机制的差异。研究表明,三维沉积盆地地震响应规律显著依赖于盆地的平面长宽比和深度,具体影响规律同时受控于入射角度、波型和频率。

整体上看,随着盆地深度的增加,盆地边缘面波发育更为充分,且更利于底部透射的体波和边缘转换面波的同相干涉,导致地表位移峰值显著放大。

盆地内部P波的放大程度要大于SV波,且P波与SV波入射下盆地内部地震波聚焦的放大机制有较大区别。P波入射下,竖向位移放大效应主要源于盆地四周边缘面波向中心的汇聚效应;SV波入射下,边缘面波的中心汇聚效应相对较弱,而当盆地较深时,体波与面波的叠加使得放大效应十分显著。

圆形盆地中P波和SV波的汇聚效应十分显著,地震动放大区域集中于盆地中部;狭长盆地中波的散射方向较为分散,汇聚效应弱于圆形盆地,在其长轴端部的放大效应则相对较强。

较低频波($\eta < 0.5$)入射时,盆地内部地震波的聚焦范围较广,但放大程度较弱,特别是浅盆地放大效应不明显。高频波入射时,圆形盆地内部出现了多个波峰波谷,且局部聚焦增强;狭长盆地位移空间分布更为复杂,在盆地长轴或其附近形成多个聚焦区域。

当弹性波垂直入射时,位移峰值一般位于盆地中心区域附近;当弹性波斜入射时,位移峰值一般位于盆地右侧。P波垂直入射情形下的位移峰值大于斜入射情形,而对于SV波垂直入射情形下的位移峰值明显小于斜入射,即波的入射角度对盆地地震动的放大幅值及空间分布特征会产生显著的影响。

按照本文盆地内外波速比为1/2,P波和SV波垂直入射下频域放大倍数最大可达25和15。雷克型子波(中心频率 $\eta = 1.0$)入射下,P波和SV波的最大时域放大倍数分别约为4.0和3.7。

Tar-Tarzana波垂直入射某小尺度浅球型三维沉积盆地时,盆地内加速度反应谱峰值达到基岩波的6倍,且浅球盆地与半球形盆地相比,高频段加速度放大效应更为显著;随着盆地深度的增加,反应谱长周期段的放大更为显著。

本文研究表明盆地内沉积层的深浅、开阔状态对地震波在盆地内部的衍射、反射及相干效应有重要影响,其计算结果可为其它方法提供对照案例,结论可为盆地区域的城市规划、地震区划、大型工程抗震设计等工作提供部分理论依据。

需要指出的是,由于篇幅所限,本文假设盆地内外均为均匀弹性介质,而实际上盆地内的波速结构和入射波特性均十分复杂,对三维盆地内部波速竖向变化、近地表软弱层、中间软(硬)夹层存在的影响以及强震非线性尚待进一步深入讨论。另外,时域响应分析结论主要针对小型盆地算例,对大尺度盆地尚需采用更高效计算方法并结合并行技术另行讨论。

参 考 文 献

- 陈学良,高孟潭,李铁飞.2011.Rayleigh面波作用下盆地场地响应特性研究[J].土木建筑与环境工程,33(S2):29-

33.

- Chen X L, Gao M T, Li T F. 2011. Study on response characteristics of basin site under the action of Rayleigh surface wave[J]. *Journal of Civil, Architectural & Environmental Engineering*, **33**(S2): 29–33 (in Chinese).
- 高孟潭, 俞言祥, 张晓梅, 吴健, 胡平, 丁彦慧. 2002. 北京地区地震动的三维有限差分模拟[J]. *中国地震*, **18**(4): 356–364.
- Gao M T, Yu Y X, Zhang X M, Wu J, Hu P, Ding Y H. 2002. Three-dimensional finite-difference simulations of ground motions in the Beijing area[J]. *Earthquake Research in China*, **18**(4): 356–364 (in Chinese).
- 景立平, 卓旭炀, 王祥建. 2005. 复杂场地对地震波传播的影响[J]. *地震工程与工程振动*, **25**(6): 16–23.
- Jing L P, Zhuo X Y, Wang X J. 2005. Effect of complex site on seismic wave propagation[J]. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, **25**(6): 16–23 (in Chinese).
- 李铁飞, 陈学良, 高孟潭. 2013. 盆地场地效应的三维数值模拟研究进展及沉积环境对盆地场地的影响[J]. *世界地震工程*, **29**(3): 128–138.
- Li T F, Chen X L, Gao M T. 2013. Research progress of basin site effect based on 3D numerical simulation and influence of sedimentary environment on basin site[J]. *World Earthquake Engineering*, **29**(3): 128–138 (in Chinese).
- 梁建文, 张郁山, 顾晓鲁. 2003. 圆弧形层状凹陷地形对平面 SH 波的散射[J]. *振动工程学报*, **16**(2): 158–165.
- Liang J W, Zhang Y S, Gu X L. 2003. Scattering of plane SH waves by a circular-arc layered canyon[J]. *Journal of Vibration Engineering*, **16**(2): 158–165 (in Chinese).
- 梁建文, 巴振宁. 2007. 弹性层状半空间中沉积谷地对入射平面 SH 波的放大作用[J]. *地震工程与工程振动*, **27**(3): 1–9.
- Liang J W, Ba Z N. 2007. Surface motion of an alluvial valley in layered half-space for incident plane SH waves[J]. *Journal of Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, **27**(3): 1–9 (in Chinese).
- 刘启方, 李雪强, 孙平善. 2013a. 施甸盆地三维速度结构模型研究[J]. *地震工程与工程振动*, **33**(3): 88–94.
- Liu Q F, Li X Q, Sun P S. 2013a. Study on the 3-D velocity model of Shidian basin[J]. *Journal of Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, **33**(3): 88–94 (in Chinese).
- 刘启方, 于彦彦, 章旭斌. 2013b. 施甸盆地三维地震动研究[J]. *地震工程与工程振动*, **33**(4): 54–60.
- Liu Q F, Yu Y Y, Zhang X B. 2013b. Three-dimensional ground motion simulation for Shidian basin[J]. *Journal of Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, **33**(4): 54–60 (in Chinese).
- 王海云. 2011. 渭河盆地中土层场地对地震动的放大作用[J]. *地球物理学报*, **54**(1): 137–150.
- Wang H Y. 2011. Amplification effects of soil sites on ground motion in the Weihe basin[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **54**(1): 137–150 (in Chinese).
- 王建龙, 陈学良, 高孟潭, 李宗超, 鄢兆伦, 李铁飞. 2014. 地震动峰值放大与盆地深度关系的初步数值模拟[J]. *地震工程与工程振动*, **34**(S): 167–172.
- Wang J L, Chen X L, Gao M T, Li Z C, Yan Z L, Li T F. 2014. Preliminary numerical simulation of the dependence of the peak ground motion amplification on the basin depth[J]. *Earthquake Engineering and Engineering Dynamics*, **34**(S): 167–172 (in Chinese).
- 张冬丽, 徐锡伟, 赵伯明, 陈桂华, 解廷伟. 2007. 强地面运动数值模拟中三维物理模型的建立方法: 以昆明盆地为例[J]. *地震学报*, **29**(2): 187–196.
- Zhang D L, Xu X W, Zhao B M, Chen G H, Xie T W. 2007. 3-D physical model in strong ground motion numerical simulation: A case study of Kunming basin[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **29**(2): 187–196 (in Chinese).
- 赵成刚, 韩铮. 2007. 半球形饱和土沉积谷场地对入射平面 Rayleigh 波的三维散射问题的解析解[J]. *地球物理学报*, **50**(3): 905–914.
- Zhao C G, Han Z. 2007. Three-dimensional scattering and diffraction of plane Rayleigh-waves by a hemispherical alluvial valley with saturated soil deposit[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **50**(3): 905–914 (in Chinese).
- Anderson J G, Bodin P, Brune J N, Prince J, Singh S K, Quaas R, Onate M. 1986. Strong ground motion from the Michoacan, Mexico, earthquake[J]. *Science*, **233**(4768): 1043–1049.
- Bouchon M. 1973. Effect of topography on surface motion[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **63**(2): 615–632.

- Chaillat S, Bonnet M, Semblat J F. 2009. A new fast multi-domain BEM to model seismic wave propagation and amplification in 3-D geological structures[J]. *Geophys J Int*, **177**(2): 509–531.
- Chen G X, Jin D D, Zhu J, Shi J, Li X J. 2015. Nonlinear analysis on seismic site response of Fuzhou basin, China[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **105**(2A): 928–949.
- Kamalian M, Gatmiri B, Sohrabi-Bidar A, Khalaj A. 2007. Amplification pattern of 2D semi-sine-shaped valleys subjected to vertically propagating incident waves[J]. *Int J Numer Meth Biomed Eng*, **23**(9): 871–887.
- Kawase H, Aki K. 1989. A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico city[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **79**(5): 1361–1382.
- Lee S J, Chen H W, Liu Q, Komatitsch D, Huang B S, Tromp J. 2008. Three-dimensional simulations of seismic wave propagation in the Taipei basin with realistic topography based upon the spectral element method[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **98**(1): 253–264.
- Lee V W. 1984. Three-dimensional diffraction of plane P, SV & SH waves by a hemispherical alluvial valley[J]. *Soil Dyn Earthquake Eng*, **3**(3): 133–144.
- Luzón F, Sánchez-Sesma F J, Pérez-Ruiz J A, Ramírez-Guzmán L, Pech A. 2009. In-plane seismic response of inhomogeneous alluvial valleys with vertical gradients of velocities and constant Poisson ratio[J]. *Soil Dyn Earthquake Eng*, **29**(6): 994–1004.
- Mossessian T K, Dravinski M. 1990. Amplification of elastic waves by a three dimensional valley. Part 1: Steady state response[J]. *Earthquake Eng Struct Dyn*, **19**(5): 667–680.
- Olsen K B. 2000. Site amplification in the Los Angeles basin from three dimensional modeling of ground motion[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **90**(6B): S77–S94.
- Sánchez-Sesma F J, Luzón F. 1995. Seismic response of three-dimensional alluvial valleys for incident P, S, and Rayleigh waves[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **85**(1): 269–284.
- Sánchez-Sesma F J, Palencia V J, Luzón F. 2002. Estimation of local site effects during earthquakes: An overview[J]. *ISET J Earthq Techn*, **39**(3): 167–193.
- Trifunac M D. 1971. Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **61**(6): 1755–1770.
- Yuan XM, Liao Z P. 1995. Scattering of plane SH waves by a cylindrical alluvial valley of circular-arc cross-section[J]. *Earthquake Eng Struct Dyn*, **24**(10): 1303–1313.
- Zhao C B, Valliappan S. 1993. Incident P and SV wave scattering effects under different canyon topographic and geological conditions[J]. *Int J Numer Anal Meth Geomech*, **17**(2): 73–94.

作者简介



臧 阳 中国地震台网中
心研究实习员。2014 年云
南大学固体地球物理学专
业毕业，获理学硕士学位。
曾从事第四纪活动构造方
面的研究，现主要从事地
震活动性和强地面运动方
面的研究。中国地球物理
学会和中国地震学会会员。



刘特培 广东省地震局高
级工程师。1985 年云南大
学地球物理学专业毕业，
获理学学士学位。曾从事
地震台网建设、地震监测
工作。现主要从事数字地
震学及地震预测研究工作。
中国地震学会和中国地球
物理学会会员。



孙 楠 云南省地震局研
究实习员，中国科学技术
大学地球物理学专业在职
博士研究生。2013 年云南
大学固体地球物理学专业
毕业，获理学硕士学位。从
事地震预报和相关数字地
震学方面的研究。



王立凤 中国地震局地质
研究所助理研究员。1995
年长春地质学院勘探地球
物理专业毕业，获理学学
士学位；2001 年中国地震
局地质研究所固体地球物
理学专业毕业，获理学硕
士学位。曾从事可控源电
磁法活断层探测方面的研
究，现主要从事地震电
磁方面的研究。



丁风和 委员会委员。

内蒙古自治区地
震局高级工程师。2005 年
中国地震局兰州地震研究
所固体地球物理学毕业，
获理学硕士学位。主要从
事地震地下流体方面的研
究。中国地震学会会员，中
国地震学会地震流体专业



王喜龙 辽宁省地震局工
程师。2011 年中国地质大
学(北京)资源勘查工程专
业毕业，获工学学士学位；
2014 年中国地质大学(北
京)岩石学、矿物学、矿床
学专业毕业，获理学硕士
学位。曾从事矿床地球化
学方面的研究，现主要从事流体地球化学方面的
研究。



刘中宪 天津城建大学土
木工程学院教授。2009 年
天津大学土木系土木工程
专业毕业，获工学博士学位。
长期从事地震波动及
动力边界元方法研究，现
主要从事快速多极子动力
边界元法及三维复杂场地
地震动模拟研究。国际岩石力学与工程学会会员。



效应等方面的研究。

姜永正 中国地震局工程
力学研究所防灾减灾与防
护工程专业硕士研究生。
2013 年中国地质大学(武
汉)工程地质专业毕业，获
工学学士学位。现主要从
事强震动记录数据处理、
地震动衰减关系、方向性

注：曾宪伟、龚绍京、张红才、朱永莉的简介分别见本刊 Vol. 30, No. 1; Vol. 23, No. 3; Vol. 36, No. 4; Vol. 37,
No. 2.