

DOI: 10.11779/CJGE202004009

# 盆地内外介质阻抗比对盆地地表地震动及次生 Rayleigh 面波的影响

于彦彦, 丁海平, 刘启方

(苏州科技大学江苏省结构工程重点实验室, 江苏 苏州 215011)

**摘要:** 采用综合 f-k 滤波和基于 S 变换的极化分析方法, 从盆地观测点的模拟时程中提取 Rayleigh 面波, 研究盆地内外介质的阻抗比 (IC) 对盆地地表地震动及次生面波的影响。结果表明: ①此方法能较好地识别和提取 Rayleigh 面波震相。②盆地放大效应受 IC 影响显著。水平分量最大放大系数 ( $AF_{max}$ ) 随 IC 的增加而增大, 最大约 1.15; 垂直分量  $AF_{max}$  随之降低, 最大值 0.85 左右。同时, 盆地斜边区域水平分量地震动的削减作用随 IC 减小而增强。③IC 对盆地显著放大区域的分布特征影响明显。IC 较小时, 盆地内存在多个显著放大区域; IC 较大时, 此区域仅出现在盆地边缘。④随 IC 增加, 两分量的面波幅值降低, 面波持时变长, 传播速度增大。⑤IC 较小时, 面波幅值在盆地内振荡明显, 随 IC 增大, 该值在盆地边缘处最大, 向内部基本不变。⑥面波幅值与地震动峰值之比在水平分量上随 IC 增大而降低, 最大比值出现在盆地边缘; 在垂直分量上受 IC 影响不明显, 主要随与盆地边缘距离的增加而增大。

**关键词:** 盆地; Rayleigh 面波识别; 阻抗比; 地震动; 放大效应

中图分类号: TU447 文献标识码: A 文章编号: 1000-4548(2020)04-0667-11

作者简介: 于彦彦(1985—), 男, 博士, 讲师, 主要从事场地地震效应及波动数值模拟研究。E-mail: yyy\_usts@126.com。

## Effects of impedance ratio between basin sediment and surrounding rock on seismic ground motions and basin-induced Rayleigh waves

YU Yan-yan, DING Hai-ping, LIU Qi-fang

(Key Laboratory of Structure Engineering of Jiangsu Province, Suzhou University of Science and Technology, Suzhou 215011, China)

**Abstract:** A method for extracting Rayleigh wave phases from simulated seismograms is proposed by incorporating the F-K filtering and polarization analysis based on the time-frequency S transform. Then the effects of impedance ratio (IC) between basin sediment and surrounding rock on the basin ground motion and basin-induced surface wave are investigated. The results show that: (1) The Rayleigh waves can be satisfactorily identified and extracted by using this method. (2) The amplification effects of the basin are significantly affected by IC. The maximum amplification factor ( $AF_{max}$ ) of the horizontal component increases with growing IC, with a largest value of about 1.15 for the studied cases. Contrastly,  $AF_{max}$  of the vertical component decreases with larger IC with the largest value of 0.85. In addition, horizontal ground motion at basin slope region is gradually weakened with reduced IC. (3) IC has obvious influences on the distribution features of intensely amplified regions of the basin. Under small IC, a few such regions occur in the basin, however, under large IC, these regions only appear at the basin edge. (4) With increasing IC, the amplitude of the basin-induced Rayleigh waves becomes lower, but the duration gets longer, and their travelling speeds become larger. (5) For the small IC case, an obvious oscillation of the surface wave amplitude (SWA) is observed, whereas for large IC model, the largest SWA only appears near the basin edge, and it is almost unchanged inside the basin. (6) The ratio of SWA to PGD decreases with the growing IC for the horizontal component, and the largest ratio occurs at the basin edge. However, this ratio is insensitive to IC for the vertical component, and it generally increases with larger distance from the basin edge.

**Key words:** basin; identification of Rayleigh wave; impedance contrast; seismic ground motion; amplification effect

## 0 引言

沉积盆地对其内部的地震动有显著的放大效应, 这已被多次的震害及观测记录所证实。盆地地震效应

基金项目: 国家自然科学基金青年基金项目 (51808371); 江苏省高等学校自然科学研究面上项目 (18KJB560017)

收稿日期: 2019-07-31

的主要表现之一是盆地边缘附近产生的次生面波 (Rayleigh 波和 Love 波), 其周期长、衰减速度慢, 且在传播过程中与体波可能发生多次干涉效应。次生面波对于盆地内密集的长大周期结构的地震破坏有重要影响<sup>[1]</sup>。典型实例如 1985 年墨西哥地震中的墨西哥盆地<sup>[2]</sup>、1996 年日本神户地震中的大阪盆地<sup>[3]</sup>、2008 年汶川地震中的渭河盆地<sup>[4]</sup>等的震害。Kawase<sup>[3]</sup>的研究表明次生面波在盆地边缘产生并向盆地内部传播, 面波与直达体波的相长干涉导致盆地边缘区域的地震动被显著放大, 又称盆地的“边缘效应”。这一现象在 1995 年日本神户地震中大阪盆地<sup>[3]</sup>、2001 年云南施甸地震中施甸盆地<sup>[5]</sup>等均被观测到。此外, 对中小型盆地, 波长较大的面波或体波间的干涉还会导致盆地共振现象的发生<sup>[6-7]</sup>。

对盆地地震效应的研究而言, 其热点之一是研究盆地内面波的产生与传播过程, 以及面波与体波的相互作用对盆地地震动的影响, 而从观测或模拟时程中识别和提取面波震相, 并开展定量研究则是以上研究的基础之一。对于均匀场地条件下的远场台站或大型盆地, 由于体波和面波传播速度的差异, 二者在时域内已相互分离, 因此可直接在时域内通过质点运动轨迹、传播视速度等方法识别面波震相。如 Liu 等<sup>[8]</sup>利用 Rayleigh 面波的运动轨迹为逆进椭圆的特征对汶川地震中靠近渭河盆地的远场台站的面波震相进行了识别; Frankel 等<sup>[9]</sup>利用互相关技术对 Santa Clara 谷地台阵记录的面波震相及其传播速度和方向进行了识别, 但应用该方法的前提是面波与体波记录分离, 对于二者相互叠加的情况则难以奏效。

对于盆地场地来说, 其深度和宽度一般都不大, 同时盆地内外介质阻抗差异大, 这些都导致盆地内传播的面波和体波之间常常发生叠加干涉, 往往在盆地台站记录的同一段时程中体波和面波成分同时存在, 在时域中不易从中直接分离出面波震相。传统方法是将时域中的记录转换到频率域、频率 - 波数 ( $f-k$ ) 域或时 - 频 ( $t-f$ ) 域中进行处理。频域中识别面波主要是基于面波和体波的主频率差别较大的假定, 如 Abraham 等<sup>[10]</sup>认为面波的频率比体波明显要低, 在傅氏谱上二者分属于不同的频段, 通过设计适当的频率上下限并对原始记录进行带通滤波可以分离出面波震相。但对于体波和面波在频域中重叠严重的情况, 频域滤波方法不易找出明显的滤波上下限。把某一测线上的观测点时程从时间 - 空间 ( $t-x$ ) 域变换到  $f-k$  域, 然后利用体波和面波在频率或视速度上的差异进行  $f-k$  滤波, 进而将滤波后的结果逆变换到  $t-x$  域中压制或得到面波时程的方法在油气勘探的地震资料处理中应用较广泛<sup>[11-12]</sup>。但对于盆地边缘的折射体波等具有

和面波相近频率或视速度的情况, 这一方法的效果并不理想。此外, 频域方法和频率 - 波数域方法均是将暂态的地震记录信号进行无限的周期延拓后做傅氏变换, 即认为信号是“静态”的, 这与实际情况并不完全相符。因此, 近年来, 基于时 - 频变换的面波震相识别技术不断涌现, 最典型的如时频极化分析技术等<sup>[13-16]</sup>, 它通过将记录转换到  $t-f$  域, 可只将满足面波/体波极化特征的部分保留, 进而逆变换到时域获得所需的面波(包括 Rayleigh 波和 Love 波)及体波时程。目前, 该技术已应用于台湾集集地震中台北盆地<sup>[15]</sup>、新西兰 Darfield 地震中的 Canterbury 盆地<sup>[16]</sup>, 以及意大利某沉积河谷<sup>[17]</sup>的面波震相识别之中。但由于数值误差等原因, 极化分析技术在实际应用中有时不能将模拟时程中的体波成分完全清除。在时频极化分析技术的基础上, 近年来有研究者提出时间 - 频率 - 波数 ( $t-f-k$ ) 域中的面波时程极化分析方法<sup>[18-19]</sup>, 但该方法只适用于直线测线上的批量台站记录, 无法处理单台记录或盆地内台站任意分布的情况, 且对于采样点数量较大的地震波数据, 由于需对每个时间点进行处理, 导致该方法计算时间相对过长。因此, 需求一种高效、有效的面波时程提取方法很有必要。

既有研究表明, 盆地特征参数对盆地地震动放大特征或盆地次生面波特性有显著影响。Narayan<sup>[20]</sup>利用有限差分方法研究了 SH 波斜入射时盆地倾角对盆地边缘产生的 Love 波强度及地震动放大系数的影响。发现相同的入射角度下, 盆地边缘越陡地表位移峰值越大。Narayan<sup>[21]</sup>研究了盆地内外介质的 P 和 S 波阻抗比对盆地转换 Rayleigh 面波(文中实际为差分地震动, 即地表相邻观测点的时程之差除以二者的距离)的影响, 表明盆地转换 Rayleigh 波的水平分量的最大和平均谱放大系数随两种阻抗的增加均增大, 而垂直分量随 P 波阻抗的增加而增大, 随 S 波阻抗的变化无一致规律。需要指出的是, 以上差分地震动与面波并不等同, 尤其是对于盆地斜边区域附近, 面波和盆地斜边折射体波同时存在, 导致差分运动时程中包含折射体波。Liu 等<sup>[22]</sup>研究了施甸盆地内外介质的阻抗比对盆地效应的影响, 结果显示盆地内介质波速降低时, 高阶模态面波会被激发, 盆地内的共振现象也更易发生。Moczo 等<sup>[23]</sup>详细研究了盆地的阻抗比、品质因子、速度梯度及盆地形状等参数对盆地地面运动的影响, 结果表明盆地放大效应的主要控制参数为盆地深宽比、介质阻抗比及土层衰减作用。李一琼<sup>[24]</sup>探讨了盆地介质波速及覆盖层深度对规则二维盆地地表及差分地震动 (DGM) 的影响, 发现盆地与基底波速差异越大, 盆地斜边区域峰值变化越剧烈, DGM 峰值越大, 且 DGM 最大值靠近盆地中央区域。刘中宪等<sup>[25]</sup>考察

了盆地内外介质波速沿深度的变化对盆地地表地震动的影响。以上研究多集中在盆地特征参数对盆地内地震动强度的总体分布特征, 以及频谱/反应谱特性的影响之上, 而对于盆地观测点时程(地震记录或模拟时程)中面波震相的识别、盆地次生面波的形成与传播特征, 以及盆地特征参数对次生面波强度/频谱特性的影响方面的研究相对较少。考虑到体波和面波两种特性迥异的震相在盆地内传播过程的确定对盆地地震效应研究的作用, 以及面波对盆地内长大周期结构震害的重要影响, 有必要开展盆地内面波传播特征及其影响因素的研究。

基于以上考虑, 本文首先给出一种结合  $f-k$  滤波和时频极化分析技术的 Rayleigh 面波震相识别和提取方法, 并通过实际算例验证了方法的合理性。然后基于理想化的二维盆地模型、显式有限元法和多次透射边界技术, 数值模拟平面 SV 波垂直入射下盆地的地震响应。采用本文方法从盆地地表观测点时程中提取面波震相, 进而详细研究了盆地内外介质的阻抗比对盆地放大系数(定义为盆地模型和水平成层模型对应观测点的位移峰值之比)、盆地次生 Rayleigh 面波的传播特征和强度分布的影响。

## 1 Rayleigh 面波震相识别方法及验证

### 1.1 基于 $f-k$ 变换及极化分析法的 Rayleigh 面波震相识别方法

本节给出一种综合  $f-k$  滤波和极化分析技术的 Rayleigh 面波震相识别和提取方法。其主要步骤为: ①利用  $f-k$  滤波法将剖面时程中从盆地基底直达或多次反射的体波震相(其对应的水平视速度大)滤去, 但可能会保留盆地边缘的折射波、盆地角点的衍射波等体波震相; ②利用极化分析技术<sup>[13-15]</sup>在时频域内对  $f-k$  滤波后的时程进行极化分析, 仅保留符合 Rayleigh 面波极化特征(如质点运动轨迹为椭圆, 垂直分量和水平分量相位相差  $\pi/2$ )的部分; ③将极化分析后的结果逆变换到时域得到提取的面波震相。由于  $f-k$  滤波已较成熟, 以下主要对 Meza-Fajardo et al. 提出的时频域极化分析技术<sup>[15]</sup>进行简单介绍。

Meza-Fajardo 等<sup>[15]</sup>提出一种基于 S 变换和归一化内积(normalized inner product, 以下简称 NIP)的面波震相识别方法。主要原理如下:

对于体波, 其径向分量和垂直向分量始终同相位; 对于 Rayleigh 面波, 其径向分量和垂直向分量的相位相差  $\pi/2$ 。因此, 若径向分量与相位改变  $\pi/2$  后的垂直分量相位相同, 则该震相即为 Rayleigh 波, 这一过程可基于 S 变换技术在时频域中实现。以下对其步骤作

简要叙述。

对于某三分量(EW, NS, UD)的地震记录, 将其 S 变换后的结果分别标记为  $S_l(\tau, f)$  ( $l=E, N, V$ ), 其中  $\tau$  和  $f$  分别对应时间和频率轴。面波的传播方向  $\theta$  可根据 Rayleigh 面波的切向分量和相位改变后的垂直分量之间的相关系数为 0 的条件按下式计算:

$$\theta(\tau, f) = \tan^{-1} \left[ \frac{\mathbf{E}(\tau, f) \cdot \hat{V}(\tau, f)}{\mathbf{N}(\tau, f) \cdot \hat{V}(\tau, f)} \right], \quad (1)$$

式中,  $\mathbf{E}(\tau, f) = \begin{pmatrix} \text{Re}[S_E(\tau, f)] \\ \text{IM}[S_E(\tau, f)] \end{pmatrix}$ ,  $\hat{V}(\tau, f)$  表示垂直分量在时频域中相位改变  $\pi/2$  后的结果。

任意分量的 S 变换可表示为

$$\begin{aligned} S_l(\tau, f) &= \text{Re}[S_l(\tau, f)] + i\text{IM}[S_l(\tau, f)] \\ &= A_l(\tau, f) e^{i\Phi_l(\tau, f)}, \end{aligned} \quad (2)$$

式中,  $\text{Re}[S_l(\tau, f)]$  和  $\text{IM}[S_l(\tau, f)]$  分别表示任意分量 S 变换后的实部和虚部,  $A_l(\tau, f)$  表示其幅值。

根据式(2), 径向和垂直分量的时频域内积可表示为

$$\begin{aligned} R(\tau, f) \cdot V(\tau, f) \\ = A_R(\tau, f) A_V(\tau, f) \cos[\Phi_R(\tau, f) - \Phi_V(\tau, f)] \\ = \text{Re}[S_R(\tau, f)] \text{Re}[S_V(\tau, f)] + \text{IM}[S_R(\tau, f)] \text{IM}[S_V(\tau, f)]. \end{aligned} \quad (3)$$

根据上述 Rayleigh 面波径向和垂直分量间的相位差特征, 若垂直分量的相位改变  $\pi/2$ , 则

$$\Phi_R(\tau, f) = \Phi_{\hat{V}}(\tau, f), \quad \cos[\Phi_R(\tau, f) - \Phi_{\hat{V}}(\tau, f)] = 1.$$

定义径向和相位改变后的垂直分量的归一化内积(NIP)为

$$\begin{aligned} \text{NIP}(R, \hat{V}) &= \cos[\Phi_R(\tau, f) - \Phi_{\hat{V}}(\tau, f)] \\ &= \frac{\text{Re}[S_R(\tau, f)] \text{Re}[S_{\hat{V}}(\tau, f)] + \text{IM}[S_R(\tau, f)] \text{IM}[S_{\hat{V}}(\tau, f)]}{A_R(\tau, f) A_{\hat{V}}(\tau, f)}. \end{aligned} \quad (4)$$

因此, 对于记录中的 Rayleigh 面波震相, 其对应的  $\text{NIP} \approx 1$ , 即式(4)中等号最右侧的值约等于 1。据此可设计简单的滤波器, 将  $(\tau, f)$  空间中 NIP 大于某值的各分量数据保留, 其余赋值为零, 进而得到只包含 Rayleigh 面波的各分量  $(\tau, f)$  空间值, 最后对其进行 S 逆变换即得 Rayleigh 面波时程, 从而实现时频域中对 Rayleigh 面波震相的识别和提取。面波传播的方位角根据提取的面波时程按式(1)的时域形式计算得到。若要提取体波震相, 只需将  $(\tau, f)$  空间中 NIP 接近于 0 的各分量数据点保留, 其余的赋值为零。

以上方法可同时识别顺进和逆进的 Rayleigh 面波、Love 面波及体波, 只需根据各自的极化特征做相应修改即可。

## 1.2 方法验证

Meza-Fajardo 等<sup>[15]</sup>已对时频极化分析技术提取单台记录中的面波时程的适用性进行了验证, 以下主要验证本文方法用于识别和提取剖面等距分布台站时程中的面波的正确性。采用第 2 节中的盆地模型(盆地波速 500 m/s), 模拟得到的盆地地表  $x$  分量的位移时程如图 1(a) 所示。可以看出, 时程中存在次生面波、直达体波、多次反射/折射波、角点衍射体波等诸多震相。盆地边缘附近产生的次生面波与直达体波、折射体波或盆地基底反射波(每次反射时相位均改变  $\pi$ )发生多次叠加干涉, 从时域中很难直接分离出面波。此外, 剖面时程  $f\text{-}k$  变换的结果(图 2(a))也显示体波和面波在频域中存在多处重叠, 尤其是在盆地的一维自振频率附近。采用本文方法提取得到的面波时程如图 1(b) 所示, 图 2(b) 为其  $f\text{-}k$  变换的结果。可以看出, 时程中体波的成分已基本被清除, 这点从  $f\text{-}k$  域中能更清楚地看出(分布域通过原点, 分布域上各点对应的相速度相等的区域对应体波成分), 基本仅有面波成分被保留。同时, 时域时程也显示面波以恒定的速度向盆地内传播, 在传播过程中出现一定程度的频散, 且盆地角点附近产生的面波强度很弱, 可能是由于此处面波与盆地斜边折射 SV 波或折射 P 波(图 1(a) 中红色虚线所示)的干涉所致, 从  $x=700$  m 开始才有较明显的面波出现, 并在传播过程中有增强的趋势。

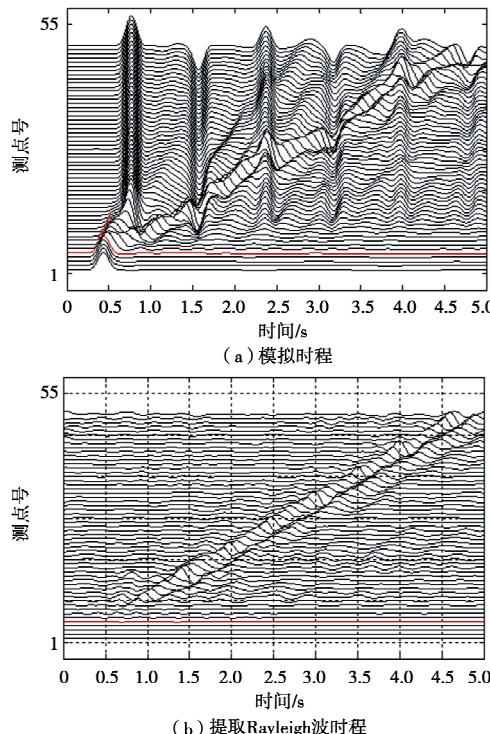


图 1 盆地地表观测点的模拟时程及提取 Rayleigh 波时程  
Fig. 1 Simulated seismograms and extracted Rayleigh waves for observation points

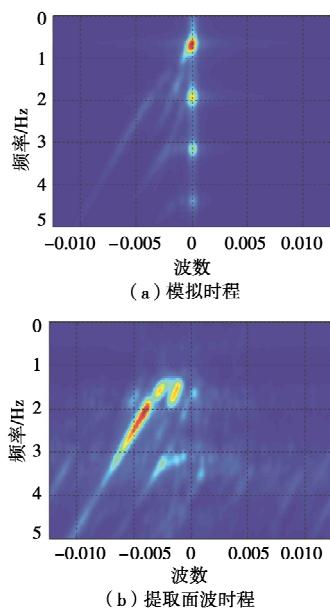


图 2 模拟及提取面波时程的  $f\text{-}k$  谱

Fig. 2  $f\text{-}k$  spectra for simulated seismograms and extracted Rayleigh waves

上述结果表明本文方法在剖面时程的 Rayleigh 面波震相提取中效果良好, 可以用于下一步的模拟时程中的 Rayleigh 面波震相和体波震相的识别。此外, 本文方法综合了  $f\text{-}k$  滤波和时频极化分析技术的优点, 且具有较高的计算效率。

## 2 盆地模型及计算方法

采用理想化的二维盆地模型如图 3 所示。为简化分析, 取半边盆地模型, 盆地顶部宽 2100 m, 底部宽 1900 m, 盆地倾角  $\theta=45^\circ$ , 深度  $h=200$  m, 盆地左侧基岩地表宽度 500 m。介质参数见于表 1。从模型底部垂直输入脉冲波(SV 波), 输入波时程及频谱如图 4 所示, 模拟最高频率约为 8 Hz。观测点取在地表, 盆地外侧 5 个观测点( $x=100\sim500$  m, 观测点间距 100 m), 盆地内部 50 个观测点( $x=540\sim2500$  m, 各点间距 40 m), 共计 55 个观测点(编号为 1-55), 其中盆地与基岩交界处观测点编号为 5。采用显式有限元与透射边界相结合的方法<sup>[26]</sup>计算盆地的地震动响应, 其中在模型的两侧边界和底边界设置二阶透射边界, 以减少人工边界处反射波的影响。为满足有限元模拟的精度要求, 模型最小网格尺寸 5 m, 计算时间步距 0.001 s。

表 1 计算模型介质参数

Table 1 Physical parameters of model

类型	剪切波速 $V_s/(m\cdot s^{-1})$	压缩波速 $V_p/(m\cdot s^{-1})$	密度 $/(\text{kg}\cdot \text{m}^{-3})$
盆地	200~1500	$2V_s$	1700
基岩	3000	5196	2600

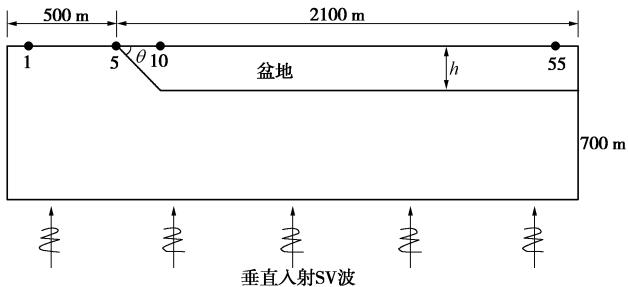


图3 二维盆地计算模型（黑色圆点表示代表性的台站位置）

Fig. 3 2D basin model for investigations (solid circles—representative stations)

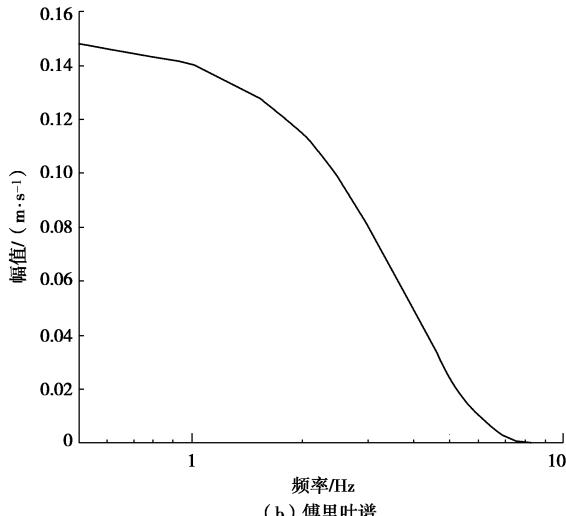
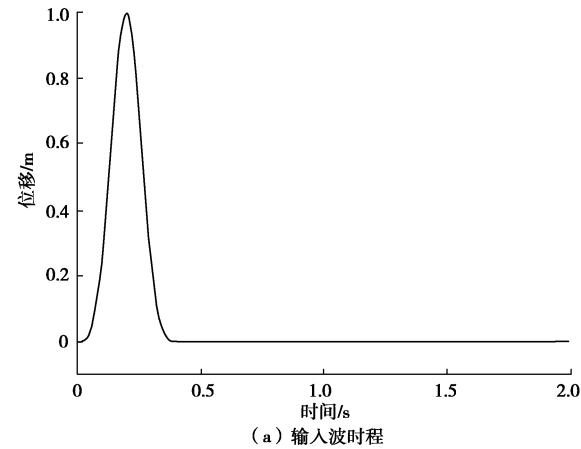


图4 输入波时程及其傅里叶谱

Fig. 4 Time histories of input waves and their Fourier spectra

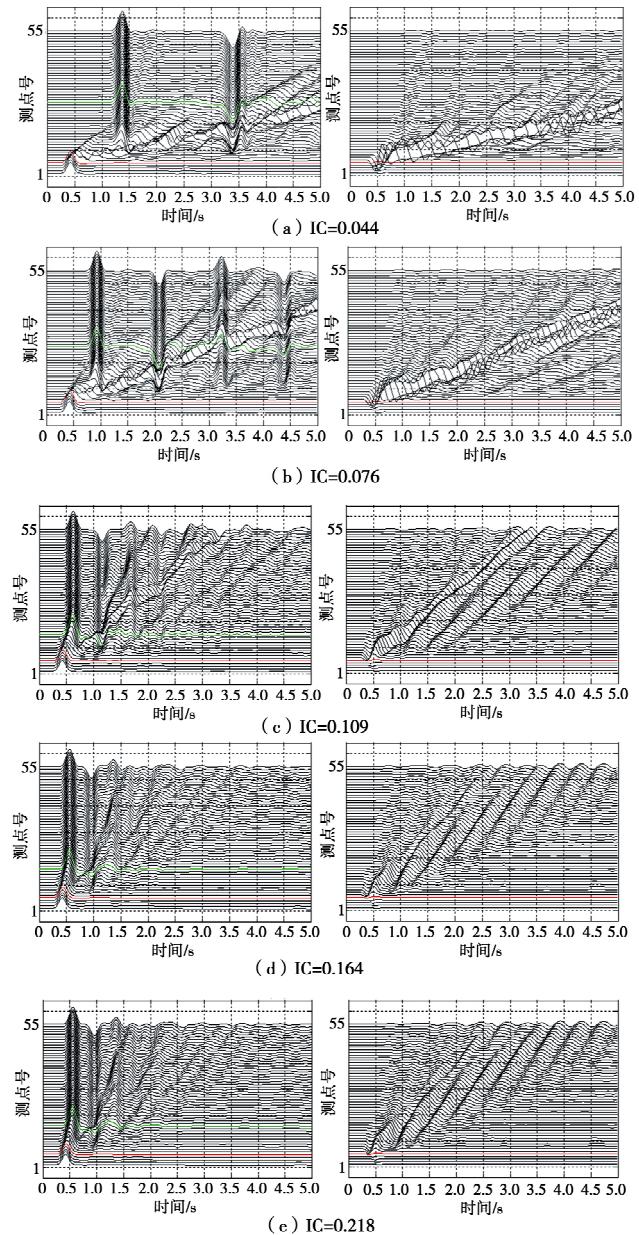
### 3 模拟结果

基于以上盆地模型, 取盆地内沉积层为均一介质, 保持其余参数不变, 盆地覆盖层介质剪切波速分别取 200, 350, 500, 750, 1000 和 1500 m/s, 压缩波速等于剪切波速的两倍, 密度参数保持不变, 对应的盆地内外介质的阻抗比 ( $IC = \rho_{\text{盆地}} c_{\text{盆地}} / \rho_{\text{基岩}} c_{\text{基岩}}$ ,  $\rho$  和  $c$  分别表示介质密度和波速, 以下记为 IC) 分别为 0.044, 0.076, 0.109, 0.164, 0.218, 0.327, 然后分别模拟得

到地表观测点的地表运动响应。采用第 1 节中的方法从模拟时程中提取 Rayleigh 面波相, 进而分析盆地内外介质阻抗比对盆地地表地震动及面波传播特征的影响。

#### 3.1 阻抗比对盆地地表地震动的影响

不同阻抗比模型模拟得到的观测点水平、垂直分量的位移时程如图 5 所示。图中红色线为盆地与基岩交界处时程, 绿色线为地震动最大值处对应的时程曲线。可以看出, 随盆地内外介质阻抗比 (IC) 的增加, 次生面波的传播速度逐渐增大, 但面波强度有递减的趋势 (定量分析见下节)。水平分量的时程中包含直达体波、基底多次反射体波、盆地边缘折射的体波以及盆地边缘转换的次生面波等, 而垂直分量的时程中主要为盆地边缘的折射体波及次生面波。直达体波和基底多次反射体波均导致盆地边缘附近面波的形成, 且相对而言, IC 越小, 盆地内波场越复杂。



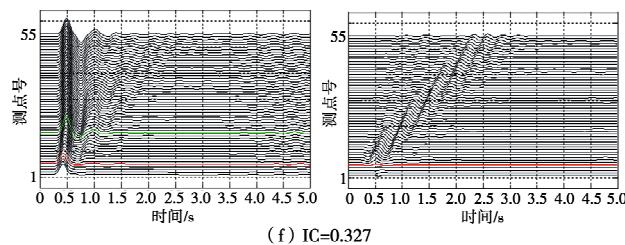


图 5 不同阻抗比模型对应的盆地地表观测点水平(左)和垂直(右)分量的模拟位移时程

Fig. 5 Time histories of horizontal (left) and vertical (right) components for ground points of different IC models

图 6(a), (b) 所示为不同阻抗比模型下盆地地表观测点的位移峰值 (PGD) 分布。对水平分量 (图 6(a)), 靠近盆地角点区域 (大约 5 到 13 号观测点的范围) 存在地震动被抑制的现象, 其幅值甚至小于盆地外基岩场地的地震动峰值, 且随盆地土层剪切波速的降低 (盆地内外介质阻抗比减小), 这种抑制的程度趋于提高, 如  $IC=0.044$  时盆地斜边区域最小的位移峰值仅为外部基岩场地的 60% 左右。从 13 号测点到 20 号测点左右, 存在明显的盆地边缘效应的区域, 该区域地震动峰值明显大于盆地内部区域。值得注意的是  $IC=0.044, 0.076, 0.109$  三个模型, 其在盆地中间区域 (24~29 号测点范围) 存在局部的地震动放大, 且该区域的地震动幅值为地表观测点地震响应的最大值。另外值得注意的是并非盆地土层波速越小, 其地震动最大值越大, 如  $IC=0.076$  和  $0.109$  模型的地震响应最大值均大于  $IC=0.044$  模型, 其原因可能与不同覆盖层波速时次生面波、直达体波、盆地斜边折射体波等震相之间的干涉过程和程度有关。结合图 5、图 8 可以看出,  $IC=0.044$  时面波的传播速度最小, 导致以上三震相同时叠加干涉的程度相比  $IC=0.076$  和  $0.109$  时小, 因此相应的地震动峰值也降低。但  $IC$  大于 0.076 后, 盆地内地震响应的最大值随土层波速的增加单调降低。同时, 盆地中央区域的位移峰值也随土层波速的增加而单调降低, 但基本不受盆地边缘效应的影响, 其位移峰值与按水平成层模型计算的结果基本相同。

对垂直分量 (图 6(b)), 位移峰值整体表现出在盆地边缘区域 (6 到 11 号观测点, 200 m 的范围) 最大, 向盆地内部逐渐递减的趋势。但较小阻抗比模型的位移峰值分布曲线在盆地边缘及内部区域出现强烈振荡, 随阻抗比的增加, 振荡现象基本消失, 曲线趋于平缓。值得注意的是, 尽管低阻抗比模型的峰值曲线振荡明显, 但较大和较小峰值的分布区域对不同模型来说却较为相近, 而盆地边缘最大峰值的位置有随土层波速的增加而右移的趋势。在盆地内部区域, 地

震反应峰值随阻抗比的增加而降低, 而在盆地边缘, 和水平分量类似, 最小阻抗比模型的 PGD 小于次小阻抗比模型, 但  $IC$  大于 0.076 之后, PGD 最大值随阻抗比增加而降低。此外, 若不考虑盆地效应, 即按水平成层模型计算 SV 波垂直入射下的地震响应, 则垂直分量的位移峰值应为 0, 而按盆地模型得到的位移峰值却相当大, 基本为水平分量位移峰值的 26%~75% (表 2), 这部分垂直分量的地震动对于盆地内结构的地震反应分析而言不可忽略。

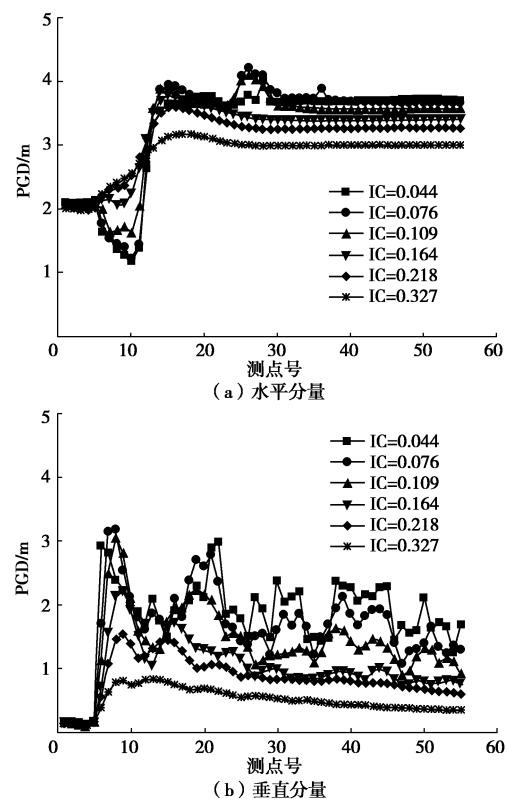


图 6 不同阻抗比模型对应的盆地地表观测点的位移峰值分布

Fig. 6 PGD distributions for ground points of different IC models

表 2 不同阻抗比模型模拟得到的盆地地表水平和垂直分量的 PGD 最大值及二者的比值

Table 2 Maximum values and ratios of PGDs of horizontal to vertical components of changed IC models

IC	水平分量位移最大值 $\frac{dy}{dx}$	垂直分量位移最大值 $\frac{dy}{dx}$	$\frac{dy}{dx}$
0.044	4.02	2.99	0.74
0.076	4.23	3.18	0.75
0.109	4.11	3.05	0.74
0.164	3.79	2.22	0.59
0.218	3.62	1.54	0.43
0.327	3.19	0.83	0.26

图 7 给出了不同阻抗比的盆地模型相比不考虑盆地的一维水平成层模型模拟得到的地表位移峰值的比值 (将其定义为盆地地震动的“放大系数”)。其总体

分布特征与图 6 类似。相比水平成层模型, 水平分量的地震动在盆地边缘附近放大 1.1~1.2 倍, 而盆地斜边区域的最小 PGD 仅为水平成层模型的 1/3 左右; 最大放大系数与阻抗比之间无一致规律性, 随阻抗比的增大, 除盆地中间 27 号点外, 盆地边缘区域的最大放大系数也逐渐增大, 但  $IC=0.327$  时的最大放大系数小于  $IC=0.218$  的结果。此外, 最大放大系数(1.14)出现在  $IC=0.109$  模型的盆地中间区域, 且整体而言  $IC=0.004$  模型的最大放大系数最小。

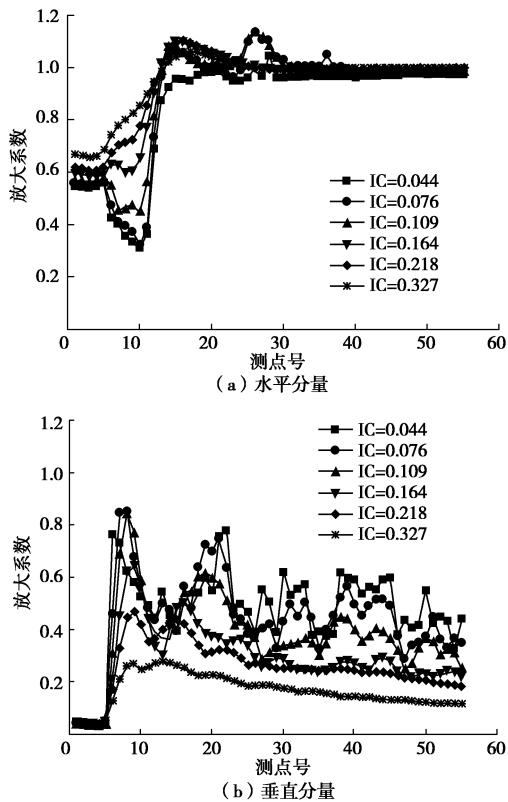


图 7 不同阻抗比模型对应的盆地地表观测点的放大系数分布

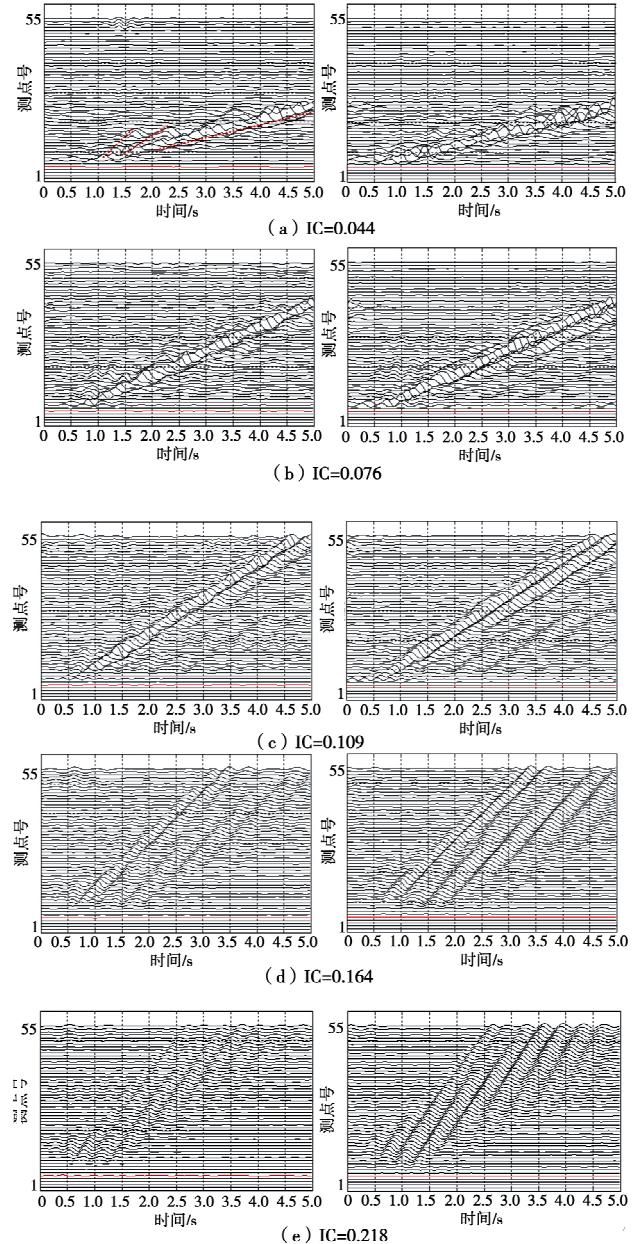
Fig. 7 Amplification factor distributions for ground points of different IC models

如前所述, 垂直分量的地震动是由盆地特殊的几何形状引起。从图 7(b) 中可见, 对该盆地模型, 其垂直分量 PGD 可达水平成层模型的 0.85 倍, 且整体来看, 其放大系数(定义为盆地模型地表观测点垂直分量的 PGD 与水平成层模型对应观测点水平分量 PGD 的比值)最大值随阻抗比的增加而降低, 这与水平分量的特征基本相反。对不同阻抗比模型, 最大放大系数均出现在盆地边缘 8 号测点附近。在盆地内部, 低阻抗比模型同样存在多个放大系数较大的区域。同时, 水平和垂直分量的放大作用表明在盆地场地区域采用一维土层模型简化计算时, 对结果应慎重考虑。

### 3.2 阻抗比对盆地次生面波的影响

采用第 2 节的方法从模拟的水平和垂直分量的位移时程中提取 Rayleigh 面波震相, 其时程如图 8 所示。

为对比方便, 图 8(a), (b) 中部分观测点的面波时程未完全展示, 而只统一给出  $t=0\sim 5$  s 的结果。可以看出, 对不同阻抗比模型, 面波的传播速度随盆地覆盖层剪切波速的增加而增大。对于小阻抗比模型, 模拟时程显示有不同阶模态的面波存在(图 8(a) 中虚线所示), 而大阻抗比模型中则基本只有基阶面波存在。随阻抗比的增大, Rayleigh 面波垂直分量的幅值明显大于水平分量, 且面波的强度逐渐减弱,  $IC=0.327$  时盆地次生面波的幅值已非常微弱。此外, 随盆地土层波速的增加, 体波在盆地基底产生多次反射, 每次反射回盆地的体波均引起新的次生面波产生, 形成“平行”的多个面波波列(图 8(c)~(e)), 使得面波的持续时间显著增长。此外, 阻抗比较小时, 盆地角点处即可见有明显的面波产生, 而阻抗比较大时距离盆地角点一定距离才可观察到清晰面波。



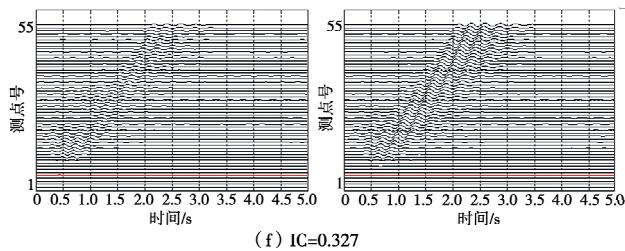


图 8 不同阻抗比模型对应的盆地地表观测点 Rayleigh 面波水平（左）和垂直（右）分量的位移时程

Fig. 8 Time histories of Raleigh wave of horizontal (left) and vertical (right) components for ground points of changed IR models

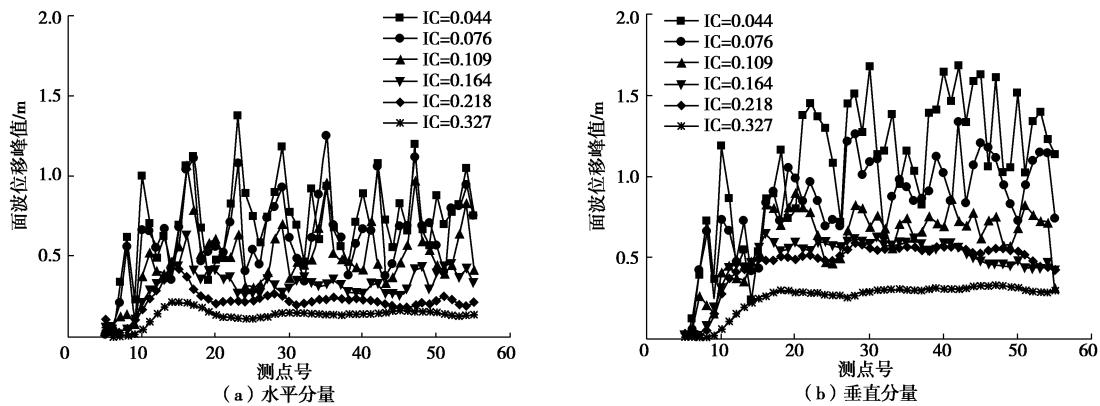


图 9 不同阻抗比模型的盆地内地表观测点次生 Rayleigh 面波的位移峰值分布

Fig. 9 Amplitude distributions of basin-induced Rayleigh waves for ground points of different IC models

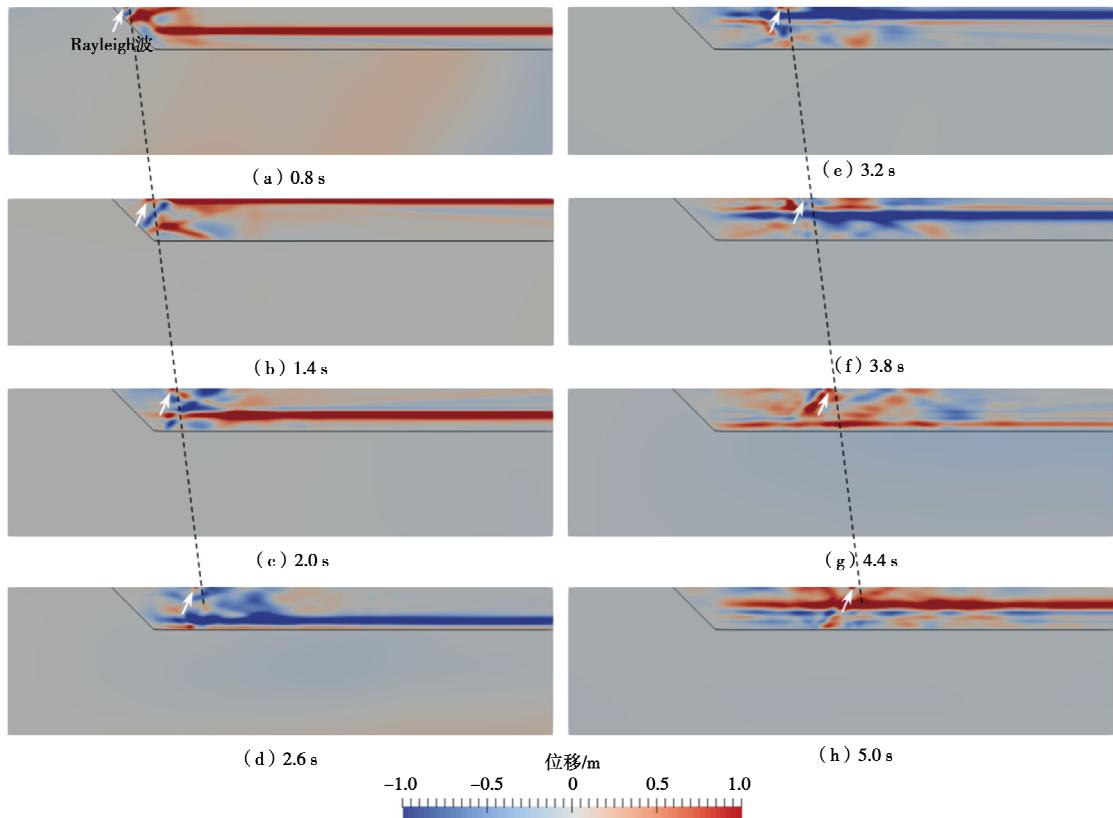


图 10  $IC=0.044$  模型对应的不同时刻水平分量的位移波场快照 (黑色实线之内为盆地)

Fig. 10 Snapshots of horizontal component displacement wavefield for IC=0.044 model (black line-basin boundary)

平分量在 10 号观测点附近达到最大值, 向内部逐渐衰减到某一定值附近, 垂直分量在 13 号测点附近达到最大值后向内部基本维持不变。

面波幅值沿盆地内的振荡也可从波场快照中定性观察到。图 10 给出了  $IC=0.044$  模型对应的  $t=0.8\text{ s} \sim 5\text{ s}$  每隔  $0.6\text{ s}$  的波传播快照, 图中白色箭头所示为 Rayleigh 面波震相。可以看出, 面波在传播过程中和直达体波 ( $1.4\text{ s}$ )、折射体波 (确切为盆地边缘折射的 P 和 S 波, 以及二者在地表的反射波,  $2.0\text{ s}, 2.6\text{ s}$ )、多次反射体波 ( $3.2\text{ s}, 3.8\text{ s}$ ) 及其它散射体波 ( $4.4\text{ s}, 5.0\text{ s}$ ) 之间发生多次相长或相消干涉, 导致面波的幅值在传播过程中不断变化。同时, 除面波和体波的干涉外, 盆地内复杂的体波震相之间的干涉同样导致局部的地震动被放大, 这可能是小阻抗比模型的最大位移峰值出现在盆地中间区域的原因。此外, 波场快照还显示面波基本以恒定的速度传播, 按图中虚线计算的传播速度与图 8 (a) 中估计的面波传播速度较为接近, 再次表明该震相为面波。

图 11 所示为盆地地表各点面波幅值与地震动峰值之比 (以下简记为  $R$ )。可以看出, 对水平分量, 盆地内外介质的阻抗比越小, 即盆地土层剪切波速越小, 地震动时程中面波幅值与实际地震动峰值的比值越大, 最大比值达 0.85 左右。

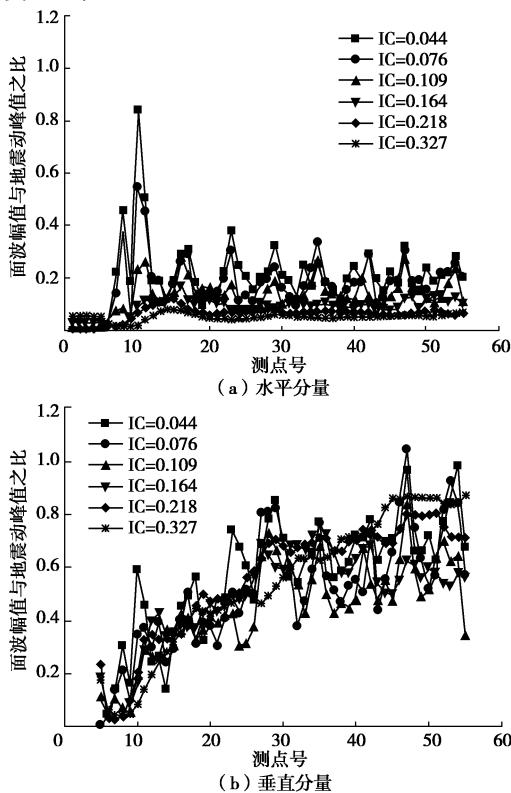


图 11 不同阻抗比模型的盆地内地表观测点次生 Rayleigh 面波的幅值与地震动峰值的比值

Fig. 11 Distributions of ratio of amplitudes of basin-induced Rayleigh waves to PGDs of ground points for different IC models

比较而言, 盆地边缘区域的地震动峰值相比盆地内部区域受面波传播的影响更大, 后者对应的  $R$  值在  $0.05 \sim 0.4$  之间, 表明盆地中央区域的地震动峰值主要受被放大的体波控制。对垂直分量, 从盆地边缘到盆地中央, 面波幅值占地震动峰值的比例整体表现出逐渐增大的趋势, 盆地中央区域的平均  $R$  值在 0.7 左右, 表明其地震动峰值主要受面波的峰值控制。其中  $IC=0.076$  模型对应的 47 号测点的  $R$  值为 1.05 ( $>1$ ), 即面波幅值大于真实位移峰值, 考虑到真实时程为面波与体波的叠加, 同时, 提取该点的面波与体波时程显示二者在最大位移峰值时刻震相相反, 即发生相消干涉, 这可能是导致  $R$  大于 1 的主要原因。

## 4 结 论

本文首先基于  $f-k$  域滤波及质点运动时频极化分析技术, 给出了一种识别和提取剖面时程中 Rayleigh 面波震相的方法, 通过实际算例验证了方法的正确性。采用显式有限元结合多次透射边界方法模拟了二维盆地内外介质阻抗比变化时的地表地震动响应, 利用前述方法从模拟位移时程中提取面波震相, 进而定量研究了基底两侧阻抗比 (IC) 对盆地放大效应及盆地次生面波强度的影响。主要结论如下:

(1) 相比传统方法, 本文提取面波的方法综合考虑了面波与体波在传播速度、极化特征等方面的差异, 实施效果良好。

(2) IC 越小, 盆地内波传播特征越复杂。对水平分量, 盆地边缘效应的区域发生在距角点  $300 \sim 600\text{ m}$  的范围; IC 较小时, PGD 最大值出现于盆地内部而非边缘区域, 盆地中央区域地震动峰值基本维持不变。对垂直分量, 其位移峰值可达水平分量的 75%; 盆地边缘区域 PGD 最大, 整体随远离盆地角点而递减, 但 IC 较小时盆地地表 PGD 振荡明显。无论水平还是垂直分量, 盆地最大位移峰值随 IC 的增加而降低, 但 IC 过小时, 最大 PGD 反而降低。

(3) 相比一维水平成层模型, 盆地斜边上方区域水平分量的地震动被抑制, 放大系数 (AF) 小于 1, 盆地边缘及 IC 较小时的中间局部区域放大系数大于 1, 最大 AF 为 1.14 左右, 出现于盆地中间区域; 随 IC 的增大, 水平分量最大放大系数也逐渐增大, 但 IC 过大时最大 AF 反而降低。垂直分量 AF 随 IC 的增大而降低, 最大放大系数位于盆地边缘, IC 较小时盆地内 AF 分布有明显振荡。

(4) 随 IC 的增大, 两分量的面波强度均逐渐减弱, 基底多次反射体波导致多次次生面波形成, 使面

波持时增长。IC 较小时, 面波幅值在盆地内振荡明显, 最大值位于盆地中间某一位置; IC 较大时, 水平分量面波幅值在盆地边缘处最大, 向盆地内部衰减趋于某定值; 垂直分量面波幅值在盆地边缘区域最大, 向内部基本不变。

此外, 需要指出的是, 本文结果是基于特定盆地倾角及盆地深度下得出的, 而这些因素对盆地地震效应的影响不可忽略, 有关各因素的影响将另文给出。

## 参考文献:

- [1] 刘砾宇, 李英民. 盆地型长周期地震动的判别准则[J]. 湖南大学学报(自然科学版), 2018, **45**(5): 85 - 93. (LIU Shuo-yu, LI Ying-min. Discriminant criterion of long-period ground motion in basin[J]. Journal of Hunan University (Natural Science), 2018, **45**(5): 85 - 93. (in Chinese))
- [2] ANDERSON J G, BODIN P, BRUNE J N, et al. Strong ground motion from the Michoacan, Mexico, Earthquake[J]. Science, 1986, **233**(4768): 1043 - 1049.
- [3] KAWASE H. The cause of the damage belt in Kobe: “The basin-edge effect,” constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves[J]. Seismological Research Letters, 1996, **67**(5): 25 - 34.
- [4] 李雪强. 沉积盆地地震效应研究[D]. 北京: 中国地震局工程力学研究所, 2011. (LI Xue-qiang. Study on Seismic Effect of Sedimentary Basin[D]. Beijing: Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, 2011. (in Chinese))
- [5] YUAN Y F, YANG B P, HUANG S D. Damage distribution and estimation of ground motion in Shidian (China) basin[C]// Proceedings of the International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, 1992, Odawara.
- [6] ROTEN D, FÄH D, CORNOU C, et al. Two-dimensional resonances in Alpine valleys identified from ambient vibration wavefields[J]. Geophysical Journal International, 2006, **165**(3): 889 - 905.
- [7] BOUÉ P, DENOLLE M, HIRATA N, et al. Beyond basin resonance: characterizing wave propagation using a dense array and the ambient seismic field[J]. Geophysical Journal International, 2016, **206**(2): 1261 - 1272.
- [8] LIU Q, YU Y, YIN D, et al. Simulations of strong motion in the Weihe basin during the Wenchuan earthquake by spectral element method[J]. Geophysical Journal International, 2018, **215**(2): 978 - 995.
- [9] FRANKEL A, HOUGH S, FRIBERG P, et al. Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California[J]. Bull Seism Soc Am, 1991, **81**(5): 1900 - 1922.
- [10] ABRAHAM J R, LAI C G, PAPAGEORGIOU A. Basin-effects observed during the 2012 Emilia earthquake sequence in Northern Italy[J]. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 2015, **78**: 230 - 242.
- [11] 王季. 基于 F-K 变换的井下多道瑞利波频散曲线提取[J]. 煤田地质与勘探, 2012, **40**(2): 75 - 77. (WANG Ji. Dispersive curve extraction of Rayleigh wave in coal mine based on F-K transform[J]. Coal Geology and Exploration, 2012, **40**(2): 75 - 77. (in Chinese))
- [12] 雍凡, 罗水余, 李颜贵, 等. F-K 变换与预测反褶积压制多次波效果对比[J]. 物探化探计算技术, 2014, **36**(6): 700 - 707. (YONG Fan, LUO Shui-yu, LI Yan-gui, et al. Comparisons of F-K domain methods and prediction deconvolution for multiple attenuation[J]. Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration, 2014, **36**(6): 700 - 707. (in Chinese))
- [13] PINNEGAR C R. Polarization analysis and polarization filtering of three-component signals with the time-frequency S transform[J]. Geophysical Journal International, 2006, **165**(2): 596 - 606.
- [14] GALIANA-MERINO J J, PAROLAI S, ROSA-HERRANZ J. Seismic wave characterization using complex trace analysis in the stationary wavelet packet domain[J]. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 2011, **31**(11): 1565 - 1578.
- [15] MEZA-FAJARDO K C, PAPAGEORGIOU A S, SEMBLAT J F. Identification and extraction of surface waves from three-component seismograms based on the normalized inner product[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 2015, **105**(1): 210 - 229.
- [16] MEZA-FAJARDO K C, PAPAGEORGIOU A S. Estimation of rocking and torsion associated with surface waves extracted from recorded motions[J]. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 2016, **80**: 225 - 240.
- [17] MEZA-FAJARDO K C, VARONE C, LENTI L, et al. Surface wave quantification in a highly heterogeneous alluvial basin: case study of the Fosso di Vallerano valley, Rome, Italy[J]. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 2019, **120**: 292 - 300.
- [18] ZHANG Z, SUN Y, BERTEUSSEN K. Analysis of surface

- waves in shallow water environment of the Persian Gulf using S and t-f-k transform[M]// SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010. Society of Exploration Geophysicists, 2010: 3723 – 3727.
- [19] WANG C, WANG Y. Ground roll attenuation using polarization analysis in the t-f-k domain[J]. Geophysical Journal International, 2017, **210**(1): 240 – 254.
- [20] NARAYAN J P. Effects of angle of incidence of SH-wave at the basin-edge on the characteristics of basin edge induced Love wave[J]. J Earthq Tsunami, 2012, **6**(1): 1250006.
- [21] NARAYAN J P. Effects of P-wave and S-wave impedance contrast on the characteristics of basin transduced Rayleigh waves[J]. Pure and Applied Geophysics, 2012, **169**(4): 693 – 709.
- [22] LIU Q, YU Y, ZHANG X. Three-dimensional simulations of strong ground motion in the Shidian basin based upon the spectral-element method[J]. Earthquake Engineering and Engineering Vibration, 2015, **14**(3): 385 – 398.
- [23] MOCZO P, KRISTEK J, BARD P Y, et al. Key structural parameters affecting earthquake ground motion in 2D and 3D sedimentary structures[J]. Bulletin of Earthquake Engineering, 2018, **16**(6): 2421 – 2450.
- [24] 李一琼. 基于 SDSCD 数值算法完善与盆地表征模型模拟[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所, 2014. (LI Yi-qiong. The Numerical Algorithm Perfection of SDSCD and Simulation on Basin Characteristic Model[D]. Beijing: Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, 2014. (in Chinese))
- [25] 刘中宪, 黄磊, 梁建文. 三维局部场地对地震波的散射 IBIEM-FEM 耦合模拟[J]. 岩土工程学报, 2017, **39**(2): 301 – 310. (LIU Zhong-xian, HUANG Lei, LIANG Jian-wen. FEM-IBIEM coupled method for simulating scattering of seismic waves by 3-D complex local site[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2017, **39**(2): 301 – 310. (in Chinese))
- [26] 廖振鹏. 工程波动理论导论[M]. 北京: 科学出版社, 2002. (LIAO Zhen-peng. Introduction to Wave Motion Theories in Engineering[M]. Beijing: Science Press, 2002. (in Chinese))

## 标准摘录：标点符号用法（GB/T 15834—2011） 逗号的定义与用法（二）

### 2.3 用于下列各种停顿处：

a) 复指成分或插说成分前后。

示例 1: 老张, 就是原来的办公室主任, 上星期已经调走了。

示例 2: 车, 不用说, 当然是头等。

b) 语气缓和的感叹语、称谓语或呼唤语之后。

示例 3: 哟哟, 这儿, 快给我揉揉。

示例 4: 大娘, 您到哪儿去啊?

示例 5: 喂, 你是哪个单位的?

c) 某些序次语(“第”字头、“其”字头及“首先”类序次语)之后。

示例 6: 为什么许多人都有长不大的感觉呢?原因有三: 第一, 父母总认为自己比孩子成熟; 第二, 父母总要以自己的标准来衡量孩子; 第三, 父母出于爱心而总不想让孩子在成长的过程中走弯路。

示例 7:《玄秘塔碑》所以成为书法的范本, 不外乎以下几方面的因素: 其一, 具有楷书点画、构体的典范性; 其二, 承上启下, 成为唐楷的极致; 其三, 字如其人, 爱人及字, 柳公权高尚的书品、人品为后人所崇拜。

示例 8: 下面从三个方面讲讲语言的污染问题: 首先, 是特殊语言环境中的语言污染问题; 其次, 是滥用缩略语引起的语言污染问题; 再次, 是空话和废话引起的语言污染问题。