

基于强震记录不同波动成份的 *HVSR* 谱比结果 差异性研究*

张鹤翔¹, 李红光²

(1. 防灾科技学院, 河北 三河 065201; 2. 中国地震应急搜救中心, 北京 100049)

摘要: 使用6个强震台站记录的2008年汶川8.0级地震强震记录, 通过对比强震记录中各波动成份的 *HVSR* 谱比结果, 分析了各波动成份对场地地震效应分析结果的影响; 根据各波动成份的水平向和垂直向傅里叶谱结果, 初步解释了各波动成份 *HVSR* 谱比结果不同的原因, 并指出了 *HVSR* 谱比方法在强震记录和地脉动记录中应用的区别和联系。结果表明: 强震记录中由于包含了震源特性和路径信息, 故其 *HVSR* 谱比结果与地脉动的结果有明显的区别, 建议在使用强震记录进行 *HVSR* 谱比分析场地地震效应时, 尽量使用全波波形进行谱比研究。

关键词: 场地地震效应; *HVSR* 谱比方法; 波动成份; 强震记录; 汶川地震

中图分类号: P315.914

文献标志码: A

文章编号: 1000-0666(2019)04-0555-07

0 引言

地震灾害调查结果和理论研究表明: 局部工程场地条件对地震动特性有显著的影响 (主要是对地震动峰值和频谱的放大或者缩小), 从而直接影响到地震灾害的严重程度 (Borcherdt, 1970; Field, 1996)。近年来国内外大地震都证实了位置相邻但场地条件不同的工程场地上的震害差异极其明显, 研究工程场地在地震尤其是大震作用下的反应特征, 进而对建筑物进行有针对性地抗震设计是目前地震工程界的一个重要研究方向 (胡聿贤等, 1980)。随着强震台阵的大量布设, 强震记录数量急剧增加, 使用强震记录进行场地效应研究成为了可能 (Lermo, Chávez - García, 1993; Field, Jacob, 1995; 魏勇等, 2018; 李世成等, 2017)。

国外众多学者对强震动记录中不同波动成份的 *HVSR* 谱比曲线进行了对比: Nakamura (1989) 最早提出使用地脉动记录的水平与垂向分量做谱比, 得到场地卓越周期, 此结果与 S 波计算的结果一致; 不仅卓越周期相近, 许多学者研究认为二者结果在幅值大小上也很接近 (Lermo, Chavez -

Garcia, 1994; Zhao *et al*, 1997); Tokimatsu 和 Miyadera (1992) 认为由于地脉动主要成份是面波, *HVSR* 谱比方法得到的结果与瑞利波的结果一致, 与 S 波的结果不一致; Field 和 Jacob (1995) 研究认为虽然二者在卓越周期上很相似, 但在波峰的幅值高度上差距很大; Toshimi 等 (2001) 对同一台站的地脉动、S 波、P 波和尾波进行了对比, 发现 P 波与地脉动的结果相差较大, S 波与地脉动相近, 而 P 波的尾波和 S 波的尾波都接近地脉动的结果。

由于地脉动振幅较小、频率偏低, 散射理论可以较好地解释地脉动等微震的 *HVSR* 谱比结果, 但对于强震记录却没有给出较明确的解释 (Sanchez - Sesma *et al*, 2011; Kawase *et al*, 2011)。由于地脉动等微震动无法体现土体在强震下的非线性反应、高频段的振动反应, 而地表破坏均是由强震动引起的, 故使用强震数据进行场地地震效应分析更具有现实意义。

强震动记录较地脉动复杂的多, 包含不同的波动成份, 不同学者使用强震记录时使用了不同的振动时段 (Nagashima *et al*, 2014; 荣棉水等, 2016; Caserta *et al*, 2013)。那么在进行 *HVSR* 谱比计算时, 各个波动成份是否能得出较一致的

* 收稿日期: 2018-12-21.

基金项目: 河北省廊坊市科技计划项目 (2016013076) 和国家自然科学基金项目 (41504043) 联合资助.

结果，哪个能更好地反映出场地特征是本文的研究内容。

1 强震记录和前期处理

汶川 8.0 级地震伴随有若干次不同震级的强余震，国家强震动台网中心获得了大量强震记录，共有 19 个省（市、自治区）的 420 个强震台站记录到了主震的强震动，这些记录为强震研究提供了非常好的基础资料（Li *et al*, 2008）。本文使用苍溪气象局强震台等 6 个台站记录到的 2008 年汶川 8.0 级地震强震记录，台站信息和记录信息见表 1。为了说明本次研究对不同波动成份的划分，以苍溪气象局强震台站的记录作为例子，如图 1 所示：在地震波未到的 0 ~ 15 s 近似为地脉动成份；

地震波初至至 S 波到达可看作 P 波振动成份；S 波结束直至整个记录末尾作为尾波振动成份（主要为各种波的折射、反射、散射等成份）。

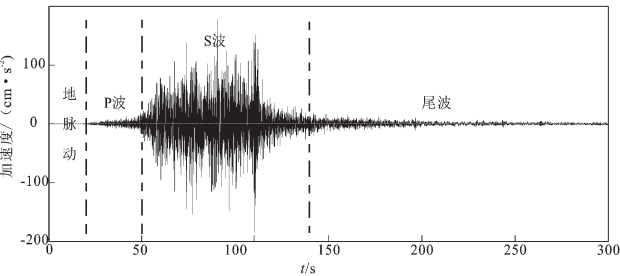


图 1 汶川强震记录时程图（苍溪气象局站）

Fig. 1 Time history of strong earthquake recording of the Wenchuan earthquake (the station at Cangxi Meteorological Bureau)

表 1 台站和强震记录信息一览表

Tab. 1 The strong motion records parameters of stations and earthquakes

台站名称	台站编号	场地类型	仪器型号	震中距/km	峰值加速度/($\text{cm}\cdot\text{s}^{-2}$)	记录长度/s	台站方位角/($^{\circ}$)
苍溪气象局	51CXQ	土层	MR2002, SLJ-100	249.8	184.8	300	-161.8
大邑银屏	51DXY	土层	GDQJ-II, SLJ-100	45.5	169.7	300	-102.1
九寨郭元	51JZG	土层	ETNA (内置), ES-T	248.4	241.4	300	-109.7
新津梨花	51XJL	基岩	GDQJ-II, SLJ-100	76.9	107.6	300	-119.9
泸定加郡	51LDJ	土层	ETNA (内置), ES-T	184.8	58.2	300	-128.7
邛崃油榨	51QLY	土层	GDQJ-II, SLJ-100	67.4	199.8	300	-98.2

注：峰值加速度为 EW 向记录的值，本次谱比计算使用的是 EW 向强震记录；台站方位角是地震与台站的连线与正东向的夹角，逆时针为正。

在进行 *HVSR* 谱比前，要对强震记录进行带通滤波、基线校正等预处理（章文波等，2001；周宝峰，2012），本文使用的带通滤波器通带范围为 0.1 ~ 30 Hz；在计算 *HVSR* 谱比后，采用频率对数轴等间距的谱平滑方法（Konno, Ohmachi, 1998）对谱比曲线进行谱平滑。

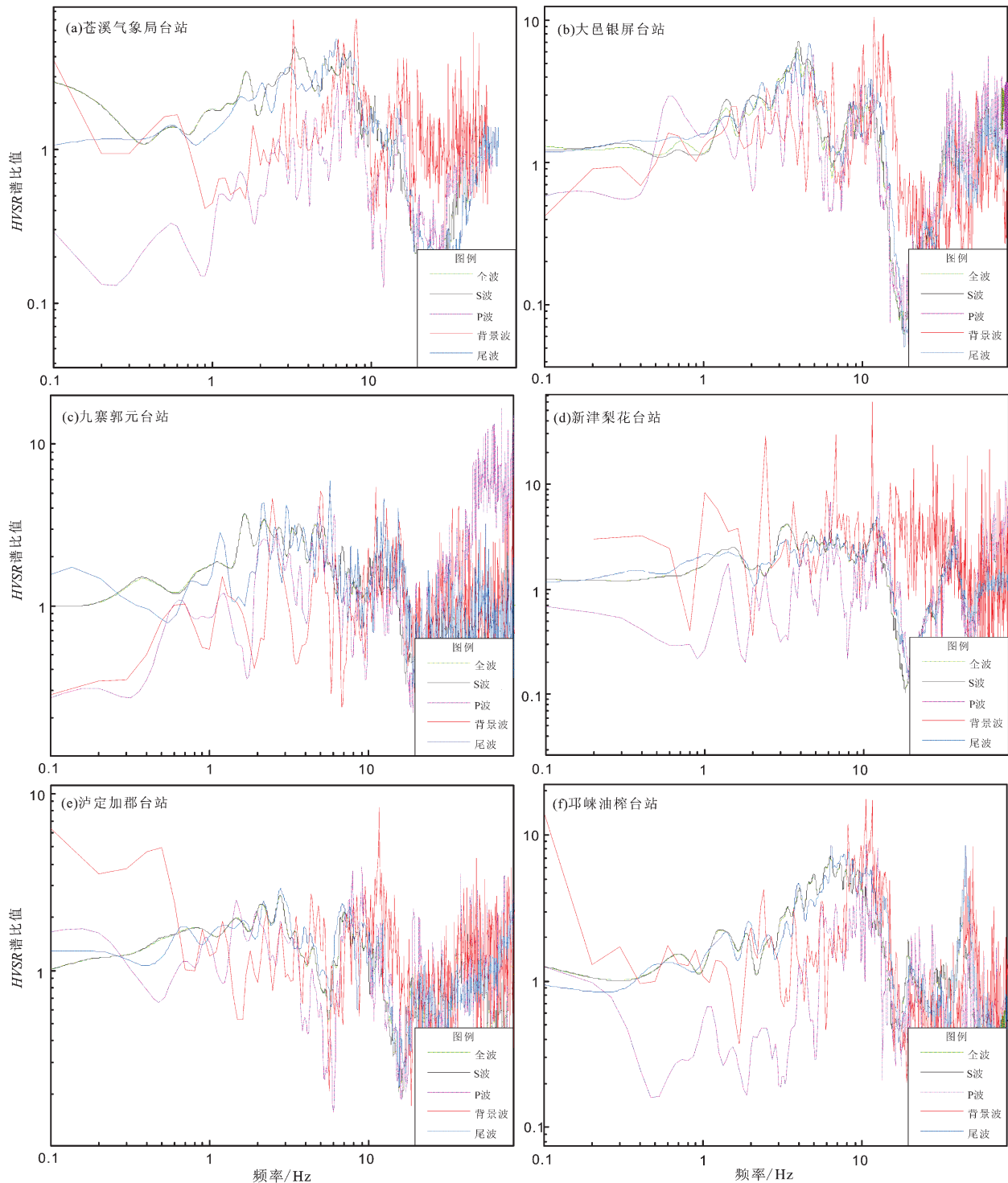
2 各震相 HVSR 谱比分析

从图 1 可以看出，强震记录包含了多种振动成份，为了研究各波动成份 *HVSR* 谱比结果的异同，分别对各波动成份进行了截取，然后分别对其进行 *HVSR* 谱比计算，结果如图 2 所示。

从图 2 中看出 5 种波动成份对比结果各不相同：全波和 S 波窗口的结果最为相似，从 0.1 ~ 30 Hz 两者基本完全吻合，仅在中段部分在峰值高度上存在细小的区别；尾波的结果与前两者相

差不大，尤其是与 S 波的结果最为相近，区别是在峰值对应的频率有所不同，峰值高度相差不大；地脉动和 P 波的结果与前 3 种震相结果相差很大，在低频段（1 ~ 9 Hz）峰值对应的频率与前 3 者一致，但峰值高度相差甚远，在频率大于 20 Hz 后，地脉动的谱比结果趋近于 1，而其他 4 种数据的结果在高频段存在很大幅度的变化，结果不趋近于 1，这个结果也与卢滔等（2006）结果一致；P 波的谱比结果在频率 0.1 ~ 1 Hz 时远低于其他的结果，随着频率的增加，差距越来越小。

6 个台站中只有新津梨花台站的场地类别为基岩，由图 2 可见，其记录与其他 5 个台站差异较大：在低频段，新津梨花台站记录的 *HVSR* 谱比结果波峰不明显，相对较平缓，值得说明的是，新津梨花台站记录 5 种不同波动成份 *HVSR* 结果之间的异同与其他 5 个台站基本吻合。

图2 不同台站强震记录各波动成份 *HVSR* 谱比结果Fig. 2 *HVSR* spectral ratio curves of each seismic phase

3 滑动窗口方法分析

强震记录中各段波动成份的 *HVSR* 谱比结果存在一定的异同, 为了进一步研究强震记录中各波

动成份的谱比结果变化趋势, 利用滑动时间窗口方法对强震记录中各个时间段地震波进行 *HVSR* 谱比计算, 以分析 *HVSR* 谱比结果随时间变化的趋势, 结果见图3 (图3, 4均为苍溪气象局台站的记录结果, 其他台站的强震记录结果相似)。

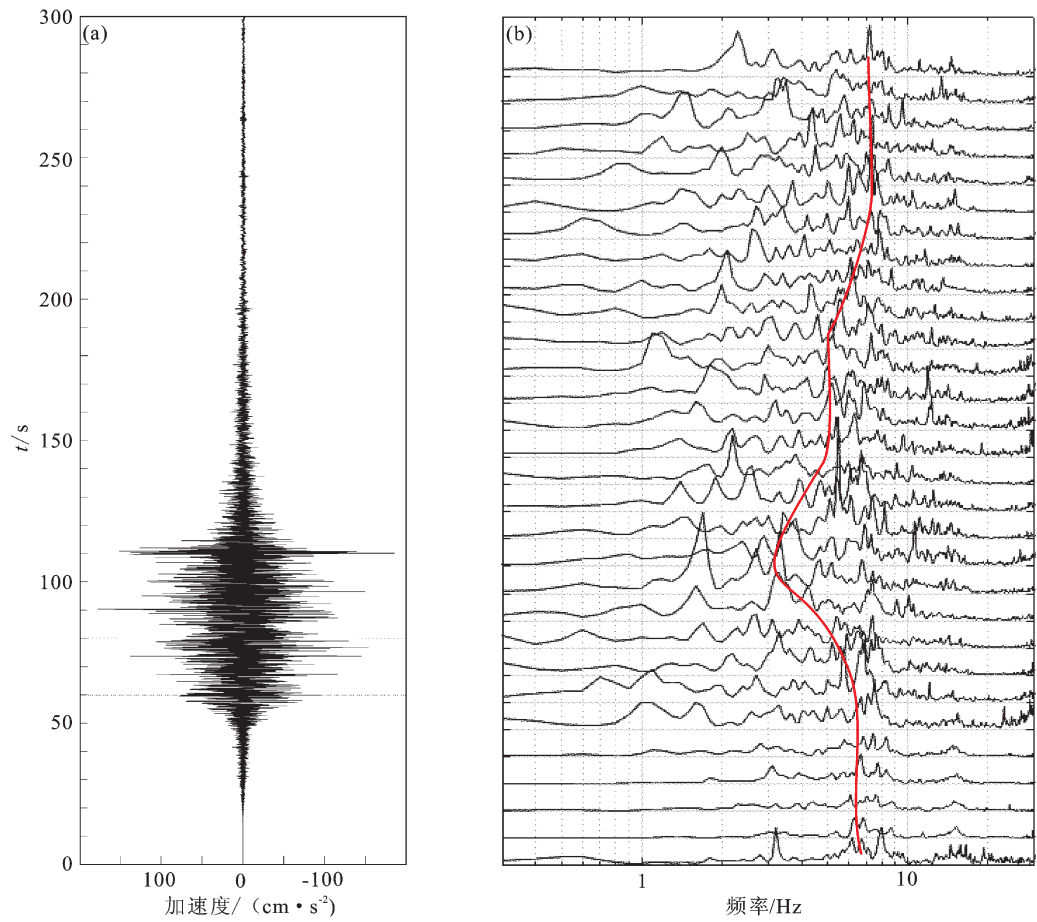


图3 苍溪气象局台站强震动时程图 (a) 及各个时间窗段的 HVSr 谱比结果 (b)
Fig. 3 HVSr spectral ratio curves of each time interval

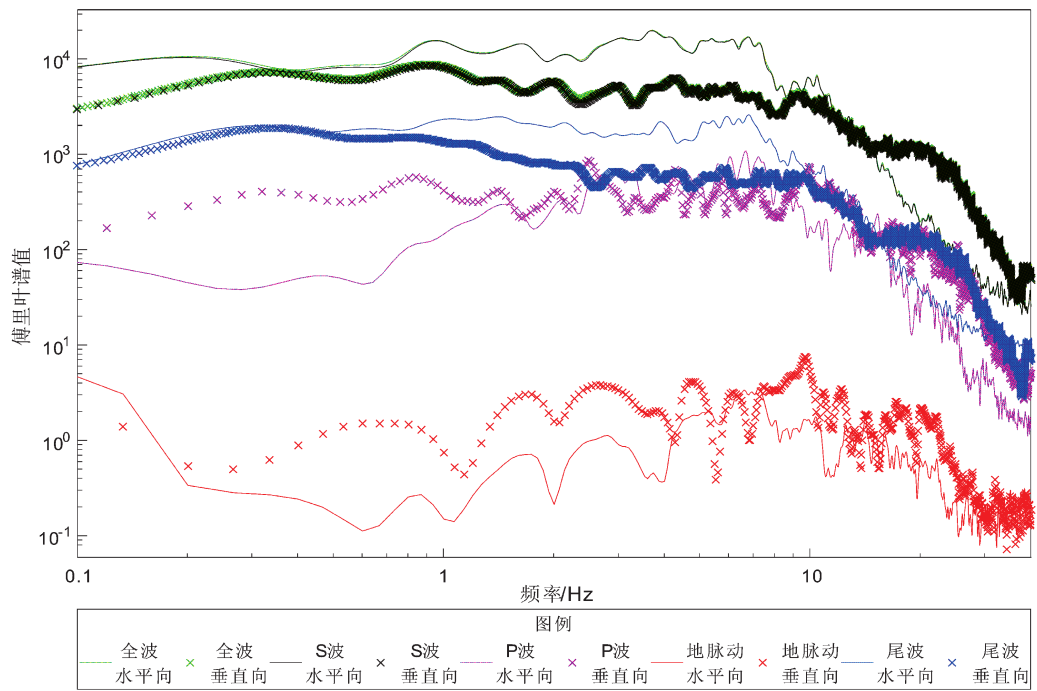


图4 各波动成份水平向和垂直向傅里叶谱
Fig. 4 The Fourier spectrum analysis of each seismic phase with horizontal and vertical direction

使用窗口宽度 10 s、步长 10 s 的滑动窗口, 对强震记录的 0 ~ 300 s 段进行移动的 HVSR 谱比分析, 可以大致分成 3 个阶段: 第一阶段是 P 波到来前, 地震波中的主要成份为地脉动噪声, HVSR 谱比结果表现为地脉动噪声的谱比特性, 能够较好地反映场地特征; 第二阶段为 P 波到来后 S 波到来前, 震相主要为 P 波, 这时的 HVSR 谱比与地脉动和 S 波的结果都有较大的区别, 低频处 (2 Hz 附近) 对应的峰值消失了, 只有 5 ~ 7 Hz 处有对应的峰值, 且峰值高度明显变低; 第三阶段是 S 波到来后, HVSR 谱比结果变化不大 (包括峰值高度和对应的频率), 这与第二节的结果是一致的。在时间段 50 ~ 120 s 范围内, HVSR 谱比结果中峰值对应的频率有向左移动的趋势, 在 120 s 后这个趋势回归正常, 这应该与土体遭遇大的地震动时产生了非线性反应有关。

4 结果分析与讨论

对强震记录中各波动成份的 HVSR 谱比结果进行对比发现: 强震记录中每个波动成份的 HVSR 谱比都能体现场地的特征周期, 但它们之间存在一定的差别。全波、S 波和尾波 3 种波动成份的 HVSR 谱比结果在 0.1 ~ 30 Hz 频段内非常相近, 不论峰值对应的频率还是幅值都比较一致, 尾波由于振幅较小, 未引起土体的非线性反应, 峰值对应的特征频率较其他 2 种略高, 频率大于 30 Hz 后, 全波的谱比结果与其他 2 种出现了不同; 地脉动的结果在低频段 (小于 10 Hz) 与上述 3 种波动成份在特征频率上能得到较一致的结果, 但在峰值高度上差距较大, 在高频段地脉动的结果在 1 附近上下波动; P 波震相的结果在中段 (1 ~ 9 Hz) 与地脉动结果较接近, 低频段谱比值特别低, 仅为 0.1, 随着频率增加, 谱比值逐渐增加, 在高频段, 谱比值也小于 1。

全波的 HVSR 谱比公式为:

$$S_T = \frac{S_H}{S_V} = \frac{S_{HM} + S_{HP} + S_{HS} + S_{HW}}{S_{VM} + S_{VP} + S_{VS} + S_{VW}} \quad (1)$$

式中: H 表示水平; V 表示垂直; M 表示地脉动; P 表示 P 波; 下标 S 表示 S 波; W 表示尾波。

为了比较各波动成份的谱比结果, 分别计算了各波动成份水平向和垂直向的傅里叶谱 (图 4)。

由图 4 可以看出, S 波的水平向和垂直向傅里叶谱值与全波的值基本相同, 在 0.1 ~ 40 Hz 频段, S 波携带的能量远高于其他几种震相的能量, 在式 (1) 中, 若 S_{HS} 远大于 S_{HP} , S_{HM} 和 S_{HW} , 且 S_{VS} 远大于 S_{VP} , S_{VM} 和 S_{VW} , 则:

$$S_T = \frac{S_H}{S_V} \approx \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (2)$$

也就是说在进行 HVSR 谱比分析时, 使用全波与 S 波相差不大 (甚高频除外)。

尾波的水平向和垂直向傅里叶谱值基本与 S 波平行, 只是小了一个数量级。P 波的傅里叶谱值与前面三者不同, 在低频段, 垂直向的傅里叶谱值大于水平向, 随着频率的增加, 水平向的傅里叶谱值慢慢追上垂直向, 到了高频段, 又出现了反转。地脉动的傅里叶谱值趋势与 P 波相近, 只是水平向和垂直向的傅里叶谱比值较 P 波的结果小得多, 小于 0.3 Hz 和大于 20 Hz 时两者比值接近 1。

地震波在传播过程中由于介质的各向异性产生了散射, 这些散射波是强震记录中尾波的主要组成部分 (Aki, Chouet, 1975)。地脉动 (背景噪声) 也可以看做是各种震动在地球介质中散射形成的, 但从以上结论来看, 地脉动和尾波的 HVSR 谱比结果有较大的区别。

已有研究结果表明, 强震记录在基岩处并不满足 NaKamura 的假设 (卢滔等, 2006; Sato, 1982)。李红光和冷崑 (2019) 研究发现震源、震中距和方位角对 HVSR 谱比结果影响很大。由于强震动记录中包含了震源信息、传播路径和方向信息, 以致强震记录的 HVSR 谱比结果也包含了这些信息, 这可能是强震记录与地脉动记录得出不同结果的根本原因。

NaKamura (1989) 研究发现在低频段地表土层对垂直向分量基本不放大, 而水平向分量会被放大。但随着频率的增加, 土层对垂直向分量的放大倍数会慢慢超过对水平向的放大倍数。根据射线理论, 基岩处地震波入射会存在一个角度, 垂直分量与水平分量按照入射角进行能量分解, 由于 P 波和 S 波的振动方向互相垂直, 以致在不同方向分量记录到的 P 波或 S 波分量存在不同, 这与地震波的入射角有关。

5 结论

本文对汶川强震记录中的地脉动、P 波、S 波和尾波波动成份分别进行 *HVSR* 谱比分析, 对各个波动成份的结果进行对比, 得到以下结论:

(1) 在对强震记录进行 *HVSR* 谱比分析时, 全波和 S 波窗口结果相近, 近震时由于 P 波和 S 波窗口重合严重, 建议使用全波记录进行 *HVSR* 谱比研究。

(2) 地脉动和 P 波波动成份得到的结果与全波、S 波和尾波不同, 主要表现在峰值高度上。这些差别可能是由震源特性和传播路径引起的, 在进行 *HVSR* 谱比计算时, 应适当考虑震源特性和路径信息。

(3) 尾波虽然也是由于地震波的散射造成的, 但它与地脉动有本质的区别, 两者在进行 *HVSR* 谱比分析时可能得出不同的结果。

本文研究成果是基于汶川 8.0 级地震的强震记录完成的, 由于此数据是大震中远场记录, 故研究结论不一定适用于近场地震的强震记录, 相关问题还需在今后的研究中进行分析对比。

感谢中国地震局工程力学研究所“国家强震台网中心”为本研究提供数据支持和技术支持。

参考文献:

- 胡聿贤, 孙平善, 章在墉, 等. 1980. 场地条件对震害和地震动的影响 [J]. 地震工程与工程震动, (1): 34–41.
- 李红光, 冷崧. 2019. *H/V* 谱比方法在强震记录应用中几个影响因素的初步研究 [J]. 地震工程学报, 41(1): 1–8.
- 李世成, 林国良, 崔建文. 2017. 云南强震动流动观测发展及相关问题讨论 [J]. 地震研究, 40(4): 629–637.
- 卢滔, 周正华, 周雍年, 等. 2006. 关于 Nakamura 方法有效性的讨论 [J]. 地震工程与工程振动, 26(1): 43–48.
- 荣棉水, 李小军, 王振明, 等. 2016. *HVSR* 方法用于地震作用下场地效应分析的适用性研究 [J]. 地球物理学报, 59(8): 2878–2891.
- 魏勇, 崔建文, 王秋良, 等. 2018. 基于合成地震动的 2014 年鲁甸 $M_s 6.5$ 地震场地效应分析 [J]. 地震研究, 41(1): 32–37.
- 章文波, 谢礼立, 郭明珠. 2001. 利用强震记录分析场地的地震反应 [J]. 地震学报, 23(6): 604–614.
- 周宝峰. 2012. 强震观测中的关键技术研究 [D]. 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所.
- Aki K, Chouet B. 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation, scatter-

- ing effects [J]. J Geophys Res, 50(23): 3322–3342.
- Borcherdt R D. 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay [J]. BSSA, 60(1): 29–61.
- Caserta A, Boore D, Rovelli A, et al. 2013. Ground Motions Recorded in Rome during the April 2009 L'Aquila Seismic Sequence: Site Response and Comparison with Ground Motion Prediction Based on a Global Dataset [J]. BSSA, 103(3): 1860–1874.
- Field E H, Jacob K H. 1995. A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are not reference – site dependent [J]. BSSA, 85(4): 1127–1143.
- Field E H. 1996. Spectral amplification in a sediment – filled valley exhibiting clear basin – edge – induced waves [J]. BSSA, 86(4): 991–1005.
- Kawase H, Sánchez – Sesma F J, Matsushima S. 2011. The optimal use of Horizontal – to – Vertical spectral ratios of earthquake motions for velocity inversions based on diffuse field theory for plane waves [J]. BSSA, 101(5): 2001–2004.
- Konno K, Ohmachi T. 1998. Ground – motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor [J]. BSSA, 88(1): 228–241.
- Lermo J, Chavez – Garcia F. 1994. Are microtremors useful in site response evaluation? [J]. BSSA, 84(5): 1350–1364.
- Lermo J, Chávez – García F. 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station [J]. BSSA, 83(5): 1574–1594.
- Li X J, Zhou Z H, Yu H Y, et al. 2008. Strong motion observations and recordings from the great Wenchuan earthquake [C]. EarthqEngVib, 7(3): 235–46.
- Nagashima F, Matsushima S, Kawase H, et al. 2014. Application of horizontal – to – vertical spectral ratios of earthquake ground motions to identify subsurface structures at and around the KNET site in Tohoku, Japan [J]. BSSA, 104(5): 2288–2302.
- Nakamura Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface [J]. QRRailway Tech Res Inst, 30(1): 25–33.
- Sanchez – Sesma F J, Rodriguez M, Iturraran – Viveros U, et al. 2011. A theory for microtremor *H/V* spectral ratio: application for a layered medium [J]. Geophys J Int, 186(1): 221–225.
- Sato H. 1982. Coda wave excitation due to nonisotropic scattering by its random velocity structure [J]. JGR, 87(B10): 7779–7785.
- Tokimatsu K, Miyadera Y. 1992. Characteristics of Rayleigh waves in microtremors and their relation to underground structures [J]. J. Struct Constr Eng Trans Architectural Inst Japan, (439), 81–87.
- Toshimi S, Hiroshi K, Shi'ichi M. 2001. Differences Between Site Characteristics Obtained From Microtremors, S – waves, P – waves, and Coda [J]. BSSA, 91(2): 313–333.
- Tsujiura M. 1978. Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes [J]. Bull Earthquake Res Inst, 53(3): 1–48.
- Zhao B, Horike M, Takeuchi Y, et al. 1997. Comparison of site – specific response characteristics inferred from seismic motions and microtremors [J]. Zisin, 50(1): 67–87.

Study on Discrepancy of *HVSR* Spectrum Ratios of Different Seismic Phase Components Based on Different Strong Motion Records

ZHANG Hexiang¹, LI Hongguang²

(1. Foundation Department Institute of Disaster Prevention, China Earthquake Administration, Sanhe 065201, Hebei, China)

(2. Engineering Department National Earthquake Response Support Service, Beijing 100049, Hebei, China)

Abstract

Based on the earthquake records of the 2008 *M*8.0 Wenchuan earthquake recorded by six strong motion stations, we compare and analyze their *HVSR* spectral ratio results, and study on the effects of *HVSR* spectral ratio method in analysis site – effects with each seismic phase of the strong motion records. According to the horizontal and vertical Fourier spectrum of each seismic phase, we try to explain the difference and relationship between the strong motion records and microtremor records who using the *HVSR* spectral ratio method to analyze the site – effects. Finally, we give some suggestions in the use of strong earthquake records with the method of the *HVSR* spectral ratio. The results show that, due to the inclusion of the source characteristics and path information, the *HVSR* spectral ratio results of strong motion records and microtremor results have obvious differences, so when using the *HVSR* spectral ratio in analysis of site – effects caused by strong motion records, It is suggested that the full – wave recording of the strong motion records be used to study *HVSR* spectral ratio.

Keywords: Site – effects; Horizontal – to – Vertical Spectral Ratio; seismic phase; Strong Motion Records; Wenchuan earthquake