



محاسبه پروفیل سرعت موج برشی با استفاده از برگردان بیضی وار امواج رایلی

احمد محمدی قناتگستانی^۱، محمدرضا سپهوند^{۲*} و افسانه نصر آبادی^۲

۱- کارشناسی ارشد، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان
۲- استادیار، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۳/۱۷؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۰۷/۱۲

* نویسنده مسئول مکاتبات: mrsepahvand@yahoo.com

چکیده

امروزه در ایران به جهت انباشت منابع و امکانات در محدوده های شهری رشد شهرنشینی افزایش یافته و به تبع آن محدوده شهرهای کشور توسعه زیادی داشته اند؛ بنابراین با توجه به توزیع جمعیتی در این مناطق و همچنین واقع شدن تعداد زیادی از این مناطق بر روی نهشت های رسوبی اهمیت مطالعه زلزله شناسی و مهندسی زلزله برای مقاوم سازی و کاهش خطر زمین لرزه افزایش می یابد. یکی از مواردی که موجب افزایش خسارت در زمان وقوع زمین لرزه حتی در فواصل بسیار زیاد از مرکز زمین لرزه است، اثرات ساختگاهی و تشدید خاک است. خسارت شهر مکزیکوسیتی ناشی از زمین لرزه ای که در فاصله رومرکزی بیش از ۳۰۰ کیلومتر رخ داده بود نمونه بارزی از خسارت ناشی از اثر ساختگاهی است. لذا امروزه مطالعه اثر ساختگاه و به دست آوردن اطلاعات ساختارهای زیرزمینی (سرعت موج برشی) اهمیت ویژه ای یافته است. بیضی وار امواج رایلی به عنوان تابعی از فرکانس رابطه نزدیکی با ساختارهای زیرزمینی از جمله ضخامت لایه رسوبی و پروفیل سرعت موج برشی دارد و استخراج این اطلاعات با استفاده از برگردان بیضی وار امواج رایلی امکان پذیر است. در روش برگردان بیضی وار امواج رایلی با استفاده از نوفه های محیطی بیضی وار امواج رایلی در یک محدود فرکانسی قابل قبول استخراج می شود. در این روش که بر اساس روش کاهش تصادفی است با کاهش اثرات تمامی امواج به غیر از امواج رایلی امکان استخراج این بیضی وار را ممکن می سازد. در این پژوهش اطلاعات مربوط به نوفه های محیطی برای ۲۴ ایستگاه در محدود شهری کرمان جمع آوری شد. سپس با استفاده از الگوریتم بهینه شده همسایگی موجود در افزونه نرم افزار Geopsy پروفیل سرعت موج برشی و عمق سنگ بستر لرزه ای از بیضی وار امواج رایلی استخراج شد. مقادیر میانگین سرعت موج برشی تا عمق ۳۰ متری در محدوده ۱۹۹ تا ۲۴۵ متر بر ثانیه به دست آمد و طبق آیین نامه های موجود خاک منطقه مورد بررسی قرار گرفت. همچنین محدوده عمق سنگ بستر لرزه ای در حدود ۲۳۰ متر تخمین زده شد.

واژگان کلیدی

روش RayDec
سنگ بستر لرزه ای
برگردان بیضی وار امواج رایلی
نسبت طیفی H/V
سرعت موج برشی
اثر ساختگاه

۱- مقدمه

استان کرمان به دلیل قرارگیری در ایالت لرزه زمین‌ساختی شرق ایران و مجاورت آن با گسل‌های مهم و فعالی چون سیرج، کوهبنان و گلیف همواره شاهد رخداد‌های لرزه‌ای بزرگی بوده است. زمین‌لرزه‌های زیان‌بار اخیر مانند زمین‌لرزه ۲۰۰۳ بم که شامل تلفات جانی و مالی بسیاری شد؛ بیش از پیش بر اهمیت مطالعات ژئوفیزیکی (زلزله‌شناسی) و ژئوتکنیکی (مطالعات رفتار خاک) افزود. برای تخمین تحلیل خطر زمین‌لرزه، ارزیابی پتانسیل روانگرایی، اثر ساختگاه و در اختیار داشتن اطلاعاتی در مورد سرعت موج برشی منطقه از اهمیت بالایی برخوردار است. در حوزه مهندسی عموماً داشتن اطلاعاتی از میانگین سرعت موج برشی تا عمق ۳۰ متری کفایت می‌کند (Jahanpoor et al., 2017). البته در مطالعات زلزله‌شناسی عموماً سعی می‌شود تا اطلاعاتی از سرعت موج برشی تا عمق سنگ‌بستر محاسبه گردد.

روش‌های مختلفی برای به دست آوردن سرعت موج برشی پیشنهاد و بکار برده می‌شوند؛ که می‌توان به مواردی چون حفر گمانه و مغزه گیری اشاره نمود. هرچند روش حفر گمانه اطلاعات دقیقی در مورد ساختارهای زمین فراهم می‌کند ولی به دلیل مشکلاتی چون زمان‌بر بودن و هزینه بالای آن به ویژه در مواردی که نیاز به بررسی یک منطقه وسیع باشد، پیشنهاد مناسبی نیست. روش دیگر روش لرزه‌نگاری درون چاهی است که بدون مغزه گیری حفاری انجام شده و با گیرنده‌های درون چاهی و چشمه ضربه‌ای در سطح زمین اطلاعات سرعتی در عمق چاه دریافت می‌شود. این روش نیز مانند روش فوق زمان‌بر و پرهزینه بوده و برای مناطق وسیع عملیاتی نیست و از طرفی محدودیت‌های تجهیزات و چشمه لرزه‌ای مرسوم امکان کاوش‌های عمیق را محدود می‌کند و غالباً در کارهای مهندسی برای تعیین سرعت موج برشی تا عمق ۳۰ متری مورد استفاده قرار می‌گیرد (Hobiger et al., 2013). همچنین در مواردی که ضخامت لایه‌های رسوبی در حدود چند صد متر باشد، استفاده از روش‌های مبتنی بر حفر گمانه بسیار دشوار می‌شود (Hobiger et al., 2013). در چنین مواردی روش‌هایی که بر پایه تحلیل نوفه‌های محیطی هستند، می‌توانند به‌عنوان یک روش جایگزین و حتی در موارد سطحی به عنوان روش تکمیلی مورد استفاده قرار گیرند.

روش‌های بر پایه نوفه‌های محیطی را می‌توان به دو گروه آرایه‌ای و تک ایستگاهی تقسیم‌بندی کرد. در روش‌های آرایه‌ای (مانند روش SPAC) با برگردان منحنی پراکندگی امواج سطحی می‌توان پروفیل سرعت موج برشی را به دست آورد. برای به دست آوردن اطلاعات سرعت موج برشی تا عمق سنگ‌بستر لرزه‌ای لازم است چندین آرایه مورد بررسی قرار گیرند؛ تا بازه فرکانسی قابل قبولی را پوشش دهند؛ بنابراین، برای به دست آوردن اطلاعات باید چندین آرایه با قطرهای متفاوت در نظر گرفت؛ که به‌منزله صرف وقت بسیار است. همچنین در مناطق شهری به دلیل محدودیت‌های

موجود امکان داده‌برداری در تمامی نقاط مدنظر وجود ندارد (Estrella et al., 2003; Lin et al., 2004).

روش‌های تک ایستگاهی بر پایه محاسبه نسبت انرژی مؤلفه افقی و قائم است. از رایج‌ترین روش‌های تک ایستگاهی روش H/V ناکامورا است؛ که در سال ۱۹۸۹ معرفی شده و باعث توجه محققین بسیاری در این زمینه شد. بارد (۱۹۹۹) با انتشار مقاله‌ای در مورد قابل استناد بودن روش تک ایستگاه به‌منظور استفاده در زمینه تحلیل اثرات ساختگاه منتشر کرد و نظریه‌های مربوطه در زمینه را بررسی کرد. طبق نتایج بارد (۱۹۹۹) ماکزیمم نسبت مؤلفه افقی به عمودی به‌خوبی نشان‌دهنده اثرات ساختگاهی است و به صورت مستقیم به ساختارهای زیرزمینی مرتبط می‌گردد. همچنین منشأ این ماکزیمم را می‌توان بیشتر به رفتار امواج رایلی مربوط دانست. روش مبتنی بر بیضی وار امواج رایلی که نسبت بین مؤلفه افقی و عمودی مدهای متفاوت امواج رایلی است، دارای وابستگی فرکانسی و همچنین بسیار تحت تأثیر ساختار زیرزمینی و دارای اطلاعات مفیدی در محدوده کل لایه رسوبی قرار گرفته بر روی سنگ‌بستر است. لذا از این ویژگی می‌توان برای تعیین سرعت موج برشی استفاده نمود. تکنیک‌های جدید توسعه داده شده این امکان را فراهم می‌آورند تا بتوان بیضی وار امواج رایلی را به صورت مستقیم از میدان موج محاسبه کرد (Hobiger et al., 2013; Hobiger et al., 2009). روش برگردان امواج رایلی دارای عدم قطعیت‌های است، به طوری که برای یک بیضی وار امواج رایلی می‌توان چند مدل با تفاوت نه‌چندان زیاد به دست آورد؛ که در شکل ۵ مدل‌های متفاوت به دست آمده به ازای دقت‌های متفاوت قابل مشاهده است اما به دلیل این عدم قطعیت‌ها نمی‌توان بهترین مدل از نظر دقت را به عنوان نتیجه نهایی در نظر گرفت. به همین دلیل در این تحقیق ۵ مدل با بهترین دقت به دست آمده در نظر گرفته شد و با میانگین‌گیری از این پنج مدل یک مدل نهایی به دست آمد و پارامترهای Vs30 و عمق سنگ بستر لرزه‌ای از آن استخراج شد. در این مطالعه با استفاده از این روش، بیضی وار امواج رایلی برای چندین ایستگاه در محدوده شهر کرمان محاسبه شده و سپس با استفاده از الگوریتم بهینه شده همسایگی موجود در افزونه نرم‌افزار Geopsy، پروفیل سرعت موج برشی از بیضی وار امواج رایلی استخراج می‌شود (Wathelet, 2008).

۲- تاریخچه

بیضی وار امواج رایلی که نسبت بین مؤلفه‌های افقی و عمودی است به‌شدت به ساختار زمین‌شناسی وابسته است و اطلاعاتی در مورد لایه‌های رسوبی در خود جای‌داده است (Hobiger et al., 2013). اگرچه محاسبات بیضی وار امواج رایلی به منظور به دست آوردن ساختار زمین‌شناسی در گذشته مورد استفاده قرار گرفته است

(امواج لاو، رایلی و ... وجود ندارد (Arai & Tokimatsu, 1994; Bonnefoy-Claudet et al., 2006).

نبود این اطلاعات باعث به وجود آمدن خطای زیادی در نتایج به دست آمده می‌شود زیرا باید فرض شود که اختلاف انرژی بین بیضی وار امواج رایلی با نسبت مؤلفه افقی به عمودی میدان موج کم است. همچنین باید به این نکته توجه داشت که نسبت انرژی تشکیل دهنده میدان موج با زمان و مکان متغیر است (Arai & Tokimatsu, 1994; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Bonnefoy-Claudet et al., 2008).

روش RayDec در سال ۲۰۰۹ توسط هوبیگر و همکاران معرفی شد. در این روش از تکنیک کاهش تصادفی^۱ که معمولاً از آن برای یافتن فرکانس تشدید ساختمان‌ها و پیدا کردن ضرایب کاهش ساختمان استفاده می‌شود، بهره گرفته شده است. در روش RayDec از ویژگی امواج رایلی که مؤلفه عمودی و افقی این امواج با هم ۹۰ درجه اختلاف فاز دارند استفاده می‌شود. با در نظر گرفتن این ویژگی امواج رایلی سیگنال اصلی به تعداد زیادی از سیگنال‌های کوچک تقسیم می‌شود. با در نظر گرفتن شرط امواج رایلی (اختلاف فاز ۹۰ درجه) سیگنال‌های به دست آمده با بیشترین همبستگی با این شرط با هم جمع می‌شوند و تأثیر امواجی که همبستگی کمی با این شرط دارند، کاهش می‌یابد؛ تا در انتها یک سیگنال تقویت شده با بیشترین تأثیر از امواج رایلی به دست آید. با این روش بیضی وار امواج رایلی با دقت خیلی بهتر نسبت به فرض کردن انرژی برابر برای بیضی وار امواج رایلی و نسبت مؤلفه افقی به عمودی میدان موج به دست خواهد آمد؛ که در برگردان این نسبت و به دست آوردن پروفیل سرعت موج برشی تأثیرگذار است (Arai & Tokimatsu, 1994; Bonnefoy-Claudet et al., 2006).

روش‌های برگردان به صورت گسترده‌ای در مسائل ژئوفیزیکی استفاده می‌شوند. برگردان‌های شامل روش‌های خطی و جستجوی مستقیم هستند. الگوریتم NA یک الگوریتم جستجوی مستقیم به صورت تصادفی از خانواده الگوریتم‌های ژنتیک و یا الگوریتم‌های تیرید شبیه‌سازی شده است. الگوریتم NA سعی می‌کند با راهنمایی تولید نمونه‌های تصادفی با توجه به نمونه‌های قبلی به جواب برسد. الگوریتم NA کلاسیک در مسائل ژئوفیزیکی که شرایط فیزیکی بین پارامترهای Vs و Vp (که با نسبت پواسون با هم در ارتباط هستند) ممکن است باعث به وجود آمدن محدودیت در فضای پارامترها با مرزهای پیچیده شود. شرایط دیگری نیز ممکن است ممکن است به دلیل فرضیات اولیه زمین‌شناسی به وجود آید که این محدودیت‌های در الگوریتم NA کلاسیک به خوبی مدیریت نمی‌شوند. در این تحقیق الگوریتم NA بهینه شده موجود در افزونه Dinver نرم‌افزار Geopsy که توسط ویتلس و همکاران در سال ۲۰۰۸ برای فضای پارامتری مسائل ژئوفیزیکی بهینه شد؛ برای برگردان بیضی وار

(Boore et al., 1969)؛ ولی در سال‌های اخیر نیز به شدت مورد توجه قرار گرفته است. همچنین از این روش چه در مقیاس عمیق (Fäh et al., 2001; Malischewsky et al., 2004; Satoh et al., 2001; Scherbaum et al., 2003; Yamanaka et al., 1994) و چه در محدوده لیتوسفر مورد استفاده قرار گرفته است (Tanimoto et al., 2006; Yano et al., 2009; Ferreira et al., 2007). یکی از روش‌های معمول در این زمینه روش کلاسیک H/V است. نسبت H/V به سادگی نسبت بین مؤلفه‌های عمودی و افقی میدان موج را به ما نشان می‌دهد (Haghshenas et al., 2008; Nakamura, 1989; Zare et al., 1999).

سانچز و همکاران در سال ۲۰۱۱ رابطه‌ای بین نسبت H/V و همبستگی تابع گرین مؤلفه‌های حس‌گر به دست آوردند که با استفاده از آن بتوانند به خوبی میدان موج را تجزیه و تحلیل کنند (Sánchez et al., 2011). اگر میدان موج فقط از موج رایلی با مد پایه تشکیل شده باشد، آنگاه می‌توان نسبت H/V را با بیضی وار امواج رایلی برابر دانست. البته به صورت طبیعی میدان موج از امواج رایلی با مدهای متفاوت، امواج لاو و همچنین امواج حجمی تشکیل شده است و نسبت این امواج با هم به صورت زمانی و مکانی متغیر است. برای معکوس سازی نسبت H/V، نخست باید نسبت انرژی بین امواج لاو و رایلی در میدان موج را در اختیار داشت؛ که این خود امری پیچیده است. هر چند با بیرون کشیدن نسبت بین مؤلفه‌های افقی و عمودی امواج رایلی به صورت مستقیم از میدان موج، می‌توان از مشکل نسبت بین امواج لاو و رایلی دوری کرد (Hobiger et al., 2010; Haghshenas et al., 2008; Poggi et al., 2013).

۳- روش کار

با توجه به مطالب گفته شده، ارتباط بین نسبت مؤلفه افقی و عمودی میدان با ساختارهای زیرسطحی کاملاً واضح است. به طوری زارع و همکاران (۱۹۹۹) با استفاده از چندین ایستگاه به بررسی رابطه محدوده فرکانس تشدید برای مد غالب خاک و میانگین سرعت موج برشی تا عمق ۳۰ متری پرداخت پرداختند (Zare et al., 1999). همچنین ناکامورا با بررسی نسبت H/V رابطه‌ای تجربی برای فرکانس تشدید مد غالب F_0 و میانگین سرعت موج برشی Vs تا عمق h به صورت $F_0=Vs/h$ ارائه داد؛ که از دقت خوبی برخوردار نیست؛ ولی به منظور به دست آوردن میانگین سرعت موج برشی تا عمق مشخص برای مطالعات تحلیل خطر زمین‌لرزه و ریز پهنه‌بندی قابل استفاده بود.

در سال ۲۰۰۴ ارای و توکیماتسو روشی را برای به دست آوردن پروفیل سرعت موج برشی با استفاده از برگردان نسبت H/V میدان موج ارائه دادند (Arai & Tokimatsu, 2004). مشکل اصلی در رابطه با برگردان نسبت افقی به عمودی میدان موج این است که اطلاعاتی در مورد نسبت‌های انرژی امواج تشکیل دهنده میدان موج

شهر کرمان را به خود اختصاص داده است که این جمعیت به دلیل ساخت وسازهای جدید مسکونی در حال افزایش نیز است. در تمامی نقاط مورد مطالعه داده‌های میکروتورمور توسط دستگاه لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای LE-3Dlite و دیجیتایزر PDER ثبت شده‌اند. جهت ثبت دقیق زمان و موقعیت نقاط برداشت از GPS متصل به دستگاه استفاده شده است. در طول داده‌برداری نرخ نمونه‌برداری دیجیتایزر برابر با ۲۰۰ نمونه بر ثانیه انتخاب شد، همچنین به منظور ثبت میکروتورمورها الگوریتم trigger غیرفعال شد. مدت زمان داده‌برداری در نقاط مختلف وابسته به محیط متفاوت بود. زمان داده‌برداری برای هر ایستگاه در محدوده ۳۰ تا ۴۵ دقیقه انجام شده و سعی شد در شرایط مجاورت نوفه ترافیکی بازه برداشت افزایش یابد.

عملیات داده‌برداری برای ۲۴ ایستگاه از ساعت ۱ تا ۵ بامداد انجام شد. در ابتدا با استفاده از روش کلاسیک H/V منحنی مؤلفه افقی به عمودی میدان موج به دست آمد. سپس با در نظر گرفتن این نسبت ۶ ایستگاه برای مطالعه سرعت موج برشی انتخاب شد. در انتخاب این ایستگاه‌ها سعی شد ایستگاه‌های با کمترین میزان نوفه‌های بشری انتخاب شوند؛ تا نتایج به دست آمده به واقعیت نزدیک‌تر باشند. موقعیت قرارگیری این ایستگاه‌ها در شکل ۱ قابل مشاهده است.

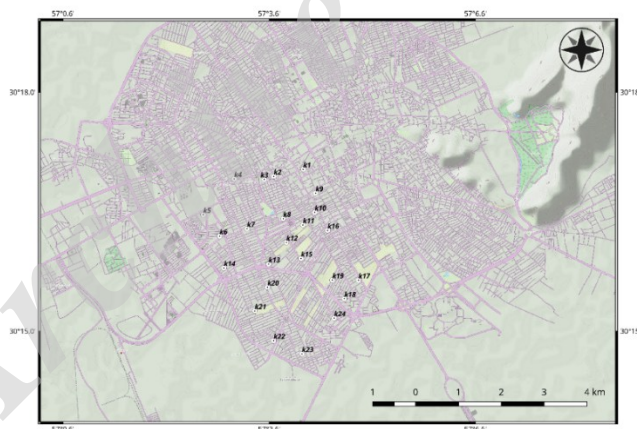
امواج رایلی مورد استفاده قرار گرفت. این بهبود با یک الگوریتم جدید که به صورت پویا نمونه‌های تصادفی در داخل فضای نمونه با مرزهای غیرعادی تولید می‌کند؛ حاصل شد. در ادامه با استفاده از این الگوریتم بهینه شده مدل‌های سرعتی برای ایستگاه‌های مورد بررسی به دست خواهد آمد (Wathelet, 2008). شرایط زمین‌شناسی فرضی اولیه نیز بر پایه مطالعات و گزارش‌های پیشین انتخاب شد.

۴- پردازش داده‌ها

۴-۱- ایستگاه‌های مورد بررسی

شرایط تکتونیکی و حضور گسل‌های فعال در منطقه کرمان موجب شده است تا در دوران معاصر زمین‌لرزه‌های مخربی از جمله زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۱ سیرچ و گلباف و همچنین زمین‌لرزه ۲۰۰۳ بم را تجربه کرده است. بیشتر گسل‌های فعال منطقه در ناحیه‌های خمیدگی‌های گسل‌های اصلی امتدادلغز منطقه وجود دارند (Walker et al., 2010).

در این مطالعه ناحیه جنوب غربی شهر کرمان مورد بررسی قرار گرفته است. این ناحیه دارای بافت‌های نسبتاً جدید شهرسازی است. حضور مراکز تجاری و سرمایه‌ای و نیز شریان‌های اصلی شهر کرمان شامل کمربندی و پل‌های مربوطه بر اهمیت مطالعه افزوده است. همچنین این منطقه از نظر جمعیت درصد قابل قبولی از جمعیت



شکل ۱: نحوه قرارگیری ایستگاه‌های مورد بررسی در شهر کرمان.

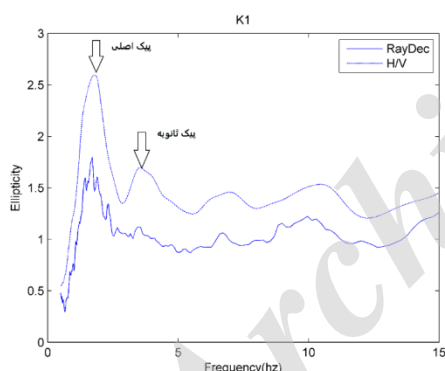
قابل مشاهده است فرکانس تشدید برای مد پایه امواج رایلی به طور متوسط در حدود ۱/۵ هرتز قرار دارد؛ که برای ایستگاه‌های K18, K21 فرکانس تشدید مقادیر کمتری در حدود ۱/۳ هرتز را نشان می‌دهد. با توجه به فرکانس تشدید به دست آمده و نتایج دست آمده زارع و همکاران ۱۹۹۹ می‌توان خاک کرمان را در گروه IV که فرکانس تشدید این گروه زیر ۲ هرتز قرار دارد و معرف نهشت‌های نرم رسوبی است، قرار داد (Zare et al., 1999).

۴-۲- استخراج بیضی وار

در روش RayDec از خصوصیت اختلاف فاز مؤلفه افقی و عمودی امواج رایلی و برابری قطعه‌های موج استفاده شده و سعی می‌شود تا امواج حجمی و لاو از شکل موج حذف شوند و در نتیجه بیضی وار امواج رایلی به دست خواهند آمد. با استفاده از این روش و استفاده از پارامترهای توصیه شده توسط هویبگر و همکاران ۲۰۰۹ بیضی وار امواج رایلی برای ایستگاه مورد بررسی محاسبه شد. نتایج مربوط به ایستگاه‌های شهر کرمان در شکل ۲ قابل مشاهده است. همان‌طور که

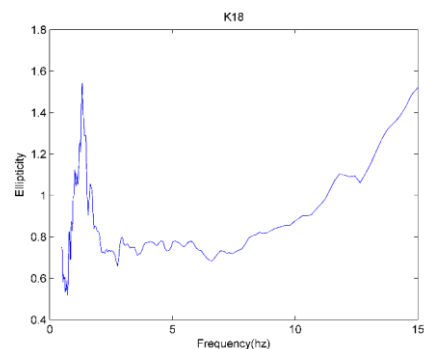
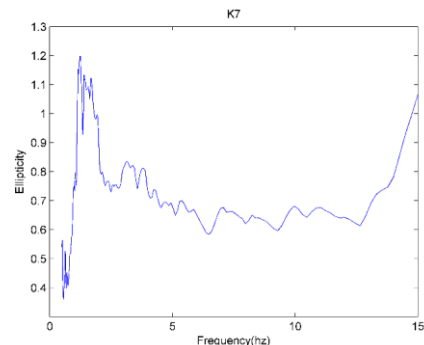
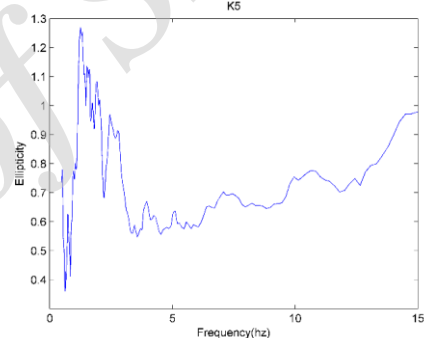
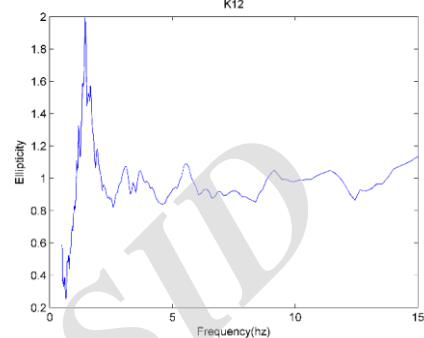
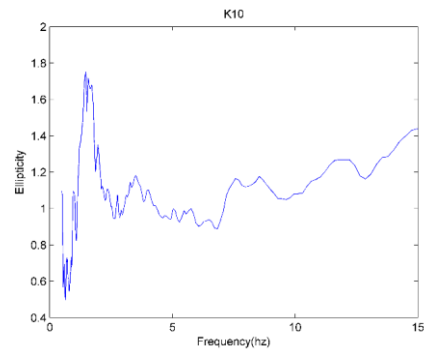
نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۴، شماره ۱، ۱۳۹۷.

از جمله پدیده‌های قابل مشاهده در شکل ۲ می‌توان به پیک‌های ثانویه اشاره کرد که این پیک‌ها می‌توانند منبع طبیعی و یا مصنوعی داشته باشند که به ترتیب در شکل‌های ۳ و ۴ قابل مشاهده است. پیک ثانویه ایجاد شده در شکل ۳ با پیک ثانویه در شکل ۴ تفاوت دارد. پیک ثانویه موجود در شکل ۳ نسبت بالایی از انرژی خود را از امواجی به غیر از امواج رایلی به دست آورده است، با مقایسه دو نسبت مؤلفه افقی به عمودی میدان موج و مؤلفه افقی به عمودی امواج رایلی مشاهده می‌شود که پیک ثانویه در نسبت مربوط به امواج رایلی تقریباً از بین رفته است. با توجه به مطالعات انجام‌شده به امواج ثانویه می‌توانند نشانگر نواحی با اختلاف سرعتی بالا در منطقه باشند (Hobiger et al., 2013). نکته‌ی دارای اهمیت این است که این اختلاف سرعتی در لایه‌ها به صورت مثبت است یا منفی، با توجه به شکل ۳ این نوع پیک می‌تواند به دلیل وجود نواحی سرعت بالا باشد که به دلیل اختلاف سرعتی بالا پیش‌نیاز تولید امواج لاو در منطقه را به وجود آورده است. باید در نظر داشت امواج لاو می‌توانند تأثیرات زیادی بر روی نسبت مؤلفه افقی به عمودی میدان موج داشته باشند (Bonney-Claudet et al., 2008). اختلاف انرژی بیشتر بین بیضی‌وار امواج رایلی و میدان موج در محدوده پیک اصلی نسبت به بقیه محدوده فرکانسی نیز می‌تواند به دلیل فاز ابری امواج لاو باشد (Bard, 1999).



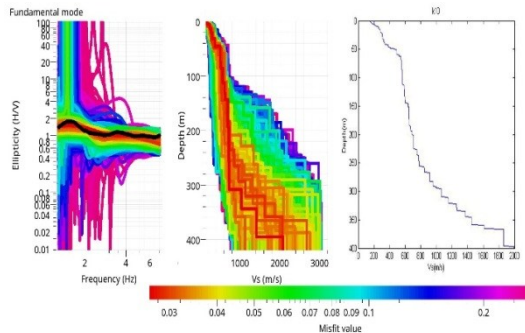
شکل ۳: مقایسه بیضی‌وار امواج رایلی به دست آمده در ایستگاه K1 نسبت به نسبت مؤلفه افقی به عمودی میدان موج.

پیک ثانویه موجود در شکل ۴ ماهیت متفاوتی نسبت به پیک مشاهده شده در شکل ۳ دارد. پیک مشاهده شده در شکل ۴ ماهیت مصنوعی دارد. نکته قابل توجه در مورد این پیک ثانویه این است که نسبت مؤلفه افقی به عمودی میدان موج و بیضی‌وار امواج رایلی دارای انرژی یکسانی هستند. این نکته نشانگر این واقعیت است که تقریباً میدان موج در این محدوده فرکانسی فقط از امواج رایلی تشکیل شده است. باید توجه داشت که این پیک در فرکانس ۵ هرتز در منطقه شهری اتفاق افتاده است و منبع این پیک فعالیت‌های بشری است (Bonney-Claudet et al., 2006). می‌توان این گونه نتیجه گرفت که منشأ این پیک می‌تواند رفت آمد ماشین‌های



شکل ۲: بیضی‌وار محاسبه شده برای ایستگاه‌های K10, K5, K7, K18 داخل شهر کرمان.

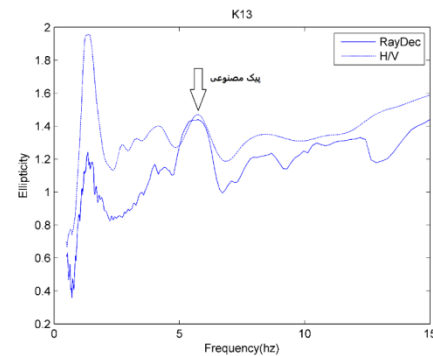
دست آید (شکل ۵). پس از انجام مدل سازی از خروجی میانگین سرعت موج برشی تا عمق ۳۰ متری برای مدل ۵ که بهترین انطباق را با منحنی بیضی وار ورودی داشتند به دست آمد (شکل ۶) و بر اساس استاندارد Eurocode 8 تقسیم بندی شدند؛ که همه مدل ها در کلاس C که مربوط خاک با نهشت های عمیق با چگالی متوسط شامل ماسه، سنگ ریزه و خاک رس فشرده شده با ضخامت بین چند ده متر تا چند صد متر است؛ را نشان داد. همچنین مدل سرعت موج برشی میانگین تا عمق ۴۰۰ متری برای این مدل ۵ به دست آمد؛ که در شکل ۶ نتایج به دست آمده برای این ۴ ایستگاه آمده است.



شکل ۵: نمونه پردازش مدل سرعتی در ایستگاه K10. نمودار سمت چپ شامل بیضی وار ورودی (رنگ مشکی) و بیضی وارهای تئوری مربوط به مدل های سرعتی ساخته شده در قسمت وسط شکل است. در سمت راست مدل به دست آمده از میانگین گیری ۵ مدل با بهترین دقت نمایش داده شده است.

از جمله ویژگی های این روش به نسبت روش های مانند گمانه زدن این است که در این روش میدان موج بررسی می شود و اطلاعات کلی به ما می دهد، پس باید این را در نظر داشت که اطلاعات مربوط به پروفیل موج برشی در عمق زیاد فقط مربوط به نقطه زیر ایستگاه نیست. با توجه به شکل ۶ مشاهده می شود که تمام ایستگاه ها تا عمق ۵۰ متری یک روند و از عمق ۵۰ تا ۲۰۰ متری یک روند مشخص را نشان می دهند. همچنین تغییرات سرعت موج برشی از عمق حدوداً ۳۰۰ متر شدت بیشتری می گیرد. از معایب این روش عدم تشخیص لایه های کم سرعت با اختلاف سرعتی کم است که به همین دلیل در فرایند مدل سازی نواحی کم سرعت در مدل سازی دخالت داده نشده اند. همان گونه که در شکل ۵ قابل مشاهده است، مدل های ساخته شده می توانند بسیار متفاوت باشند. از جمله ضعف های روش تک ایستگاه ابهامات مربوط به تشخیص عمق است. در واقع با توجه با انطباق خوب ($\text{misfit value} < 0.03$) مدل های ساخته شده دارای تغییرات نسبتاً زیادی در عمق می باشند (Manuel Hobiger et al., 2013). البته با استفاده از میانگین گیری بین مدل های ساخته شده با بهترین انطباق می توان مدلی به دست آورد که تغییرات کلی را بهتر نشان دهد.

سنگین باشند و همچنین در منطقه ناحیه سرعت پایین وجود دارد؛ که باعث شده است انرژی امواج لاو در این فرکانس به حداقل برسد.

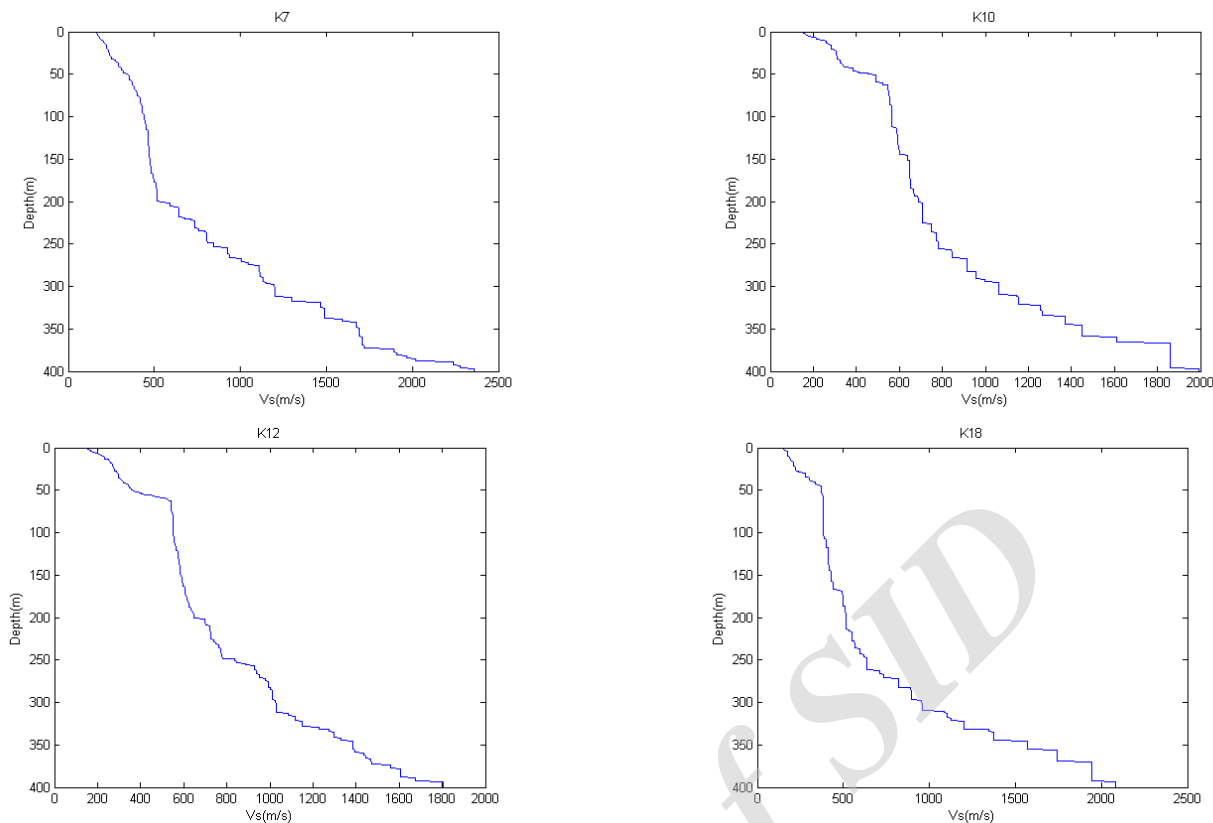


شکل ۴: پیک مصنوعی مشاهده شده در ایستگاه K13.

۴-۳- برگردان بیضی وار

علاوه بر فرکانس تشدید مد پایه امواج رایلی در زمینه تحلیل اثرات ساختمانی، پارامترهایی مانند سرعت موج برشی و ضخامت لایه رسوبی نیز دارای اهمیت است. در گذشته به دست آوردن این پارامترها کاری پرهزینه و مشکل بوده است. البته در سال های اخیر با افزایش کاربرد میکروترمورها روش های مختلفی به منظور به دست آوردن این پارامترها معرفی شده است؛ که به دو دسته آرایه ای و تک ایستگاهی تقسیم می شوند. روش های آرایه ای به طور کلی روش های دقیق تر و پیچیده تری هستند؛ که با بعضی محدودیت ها روبرو می باشند؛ که در بخش ۲ به آن ها اشاره شد. روش های تک ایستگاهی به مراتب روش های آسان تر و کم هزینه تری هستند و البته دارای محدودیت هایی نیز هستند.

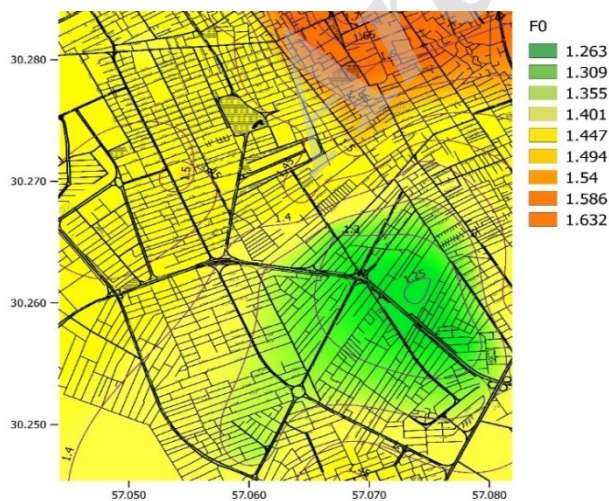
برای برگردان بیضی وار امواج رایلی، ابتدا بیضی واری مربوط به هر ایستگاه با استفاده از روش RayDec محاسبه شد. برای برگردان بیضی وار امواج رایلی با استفاده از الگوریتم NA باید قسمتی از نسبت بیضی وار مورد استفاده قرار گیرد که مفیدترین اطلاعات را داشته باشد. به این منظور فاصله بین کمینه اصلی و ماکسیم اصلی از منحنی جداسازی شد و در الگوریتم NA استفاده شد (Hobiger et al., 2013). برای مدل ورودی یک مدل ۲۰ لایه که تا عمق ۴۰۰ متری را پوشش می دهد، در نظر گرفته شد. همچنین محدوده سرعت موج برشی از کمترین مقدار ۱۵۰ متر بر ثانیه تا ۳۵۰۰ متر بر ثانیه در نظر گرفته شد؛ که محدوده بسیار بالای محسوب می شود (به ندرت سرعت در مدل های به دست آمده در عمق ۴۰۰ متر از ۲۰۰۰ متر بر ثانیه بیشتر شد). دلیل انتخاب این محدوده برای سرعت موج برشی این بود که با محدود نکردن مدل ورودی عملکرد الگوریتم سنجیده شود. همچنین در این مرحله نواحی کم سرعت در مدل سازی وارد نشدند و در بخش ۴ به صورت مجزا به این مسئله پرداخته شد. پس از اجرای الگوریتم و تحلیل خروجی سعی شد تا حدی مدل سازی ادامه پیدا کند تا انطباق خوبی بین مدل ورودی و مدل های ساخته شده به



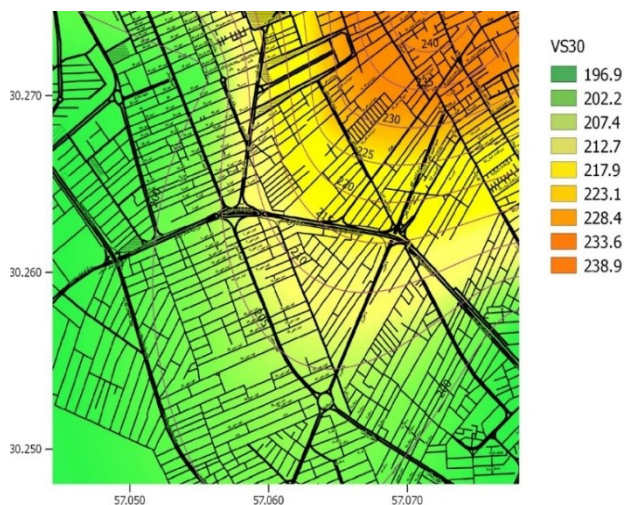
شکل ۶: مدل سرعتی به دست آمده برای ایستگاه‌های K7, K10, K12, K18 داخل شهر کرمان.

گرفتند (Hobiger et al., 2013). در مورد فرکانس تشدید مد غالب تمام ۲۴ ایستگاه مورد بررسی قرار گرفتند؛ که در شکل ۸ و جدول ۲ قابل مشاهده هستند. عمق سنگ‌بستر لرزه‌ای (با فرض سرعت ۷۵۰ متر بر ثانیه برای سنگ بستر لرزه‌ای) به عنوان پارامتری که نشان‌دهنده ضخامت لایه رسوبی در منطقه دارای اهمیت است؛ که مقادیر مربوط به آن در جدول ۱ نشان داده شده است.

در شکل ۷ روند تغییرات میانگین سرعت موج برشی تا عمق ۳۰ متر برای ایستگاه‌های موجود در جدول ۱ نشان داده شده است. به دلیل این‌که نوفه‌های محیطی باعث تغییر در شیب منحنی بیضی‌وار امواج رایلی می‌شوند؛ ممکن است باعث به وجود آمدن اشتباه در نتیجه شوند و به همین منظور در قسمت برگردان امواج رایلی ایستگاه‌های که از نظر عدم وجود نوفه‌های مزاحم در بهترین حالت قرار داشته‌اند و کیفیت بهتری داشته‌اند؛ مورد بررسی قرار



شکل ۸: نحوه توزیع فرکانس غالب به دست آمده با استفاده از روش کلاسیک H/V بر حسب هر تزل.



شکل ۷: روند تغییرات میانگین سرعت موج برشی تا عمق ۳۰ متری بر حسب متر بر ثانیه.

این مد نسبت به دیگر مدهای امواج رایلی تأثیری بیشتری در منحنی بیضی‌وار امواج رایلی دارد و باعث حذف شدن تأثیر مدهای بالاتر در فرکانس‌های بالاتر بر روی منحنی بیضی‌وار می‌شود (Bard, 1999). در عملیات برگردان (به غیر از بخش ۴) نیز فرض شد که تمام انرژی موجود مربوط به مد پایه است و از دیگر مدهای امواج رایلی صرف‌نظر شد. به همین دلیل نتایج به‌دست‌آمده در این قسمت شامل اطلاعات کلی در مورد خاک منطقه است. همچنین با مقایسه اطلاعات موجود مربوط به سه گمانه در حوالی ایستگاه K5 که مقادیر Vs30 به دست آمده برای این گمانه‌ها ۲۰۳ و ۲۰۲،۲۰۹ متر بر ثانیه بود؛ می‌توان نتیجه گرفت که این روش اگرچه دارای تباين بالایی نیست؛ اما روند کلی تغییرات سرعت موج‌برشی را به خوبی می‌تواند تشخیص بدهد.

۵- پیک ثانویه

همان‌طور که در قسمت قبل گفته شد؛ پیک ثانویه می‌تواند نشانگر نواحی با اختلاف سرعتی بالا در منطقه باشد. در ایستگاه مورد بررسی تعدادی پیک ثانویه مشاهده شد؛ ولی به دلیل نبود امکانات حفاری در منطقه و مطالعات پیشین در این مورد یک ایستگاه برای بررسی این پدیده در خارج از شهر کرمان (شکل ۹) بررسی شد. سعی شد این ایستگاه بر روی قنات‌های دفن شده قرار داشته باشد؛ تا از وجود ناحیه سرعت پایین در منطقه اطمینان حاصل شود. همان‌طور که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود، این ایستگاه در حد فاصل بین دو چاه قنات دفن شده قرار دارد. همچنین در این منطقه زمین‌های کشاورزی وجود دارند و دارای خاکی نرم است. داده‌برداری در ایستگاه G1 به مدت یک ساعت انجام شد؛ تا از کیفیت سیگنال به دست آمده اطمینان حاصل شود.

در ادامه مانند ایستگاه‌های داخل شهر کرمان پردازش‌های اولیه شامل به دست آوردن بیضی‌وار امواج رایلی و همچنین نسبت H/V انجام شد. همان‌طور که در شکل ۱۱ قابل مشاهده است، پیک اصلی در محدوده زیر یک هرتز قرار دارد؛ که نشانگر وجود خاک بسیار نرم در منطقه است. البته باید توجه داشت با توجه به دستگاه‌های استفاده شده در این پژوهش نمی‌توان به‌صورت دقیق عددی را برای فرکانس غالب منطقه در نظر گرفت. همان‌طور که در شکل ۱۱ مشاهده می‌شود، یک پیک ثانویه در محدوده فرکانسی ۲ هرتز وجود دارد؛ که در نسبت بیضی‌وار امواج رایلی بهتر خود را نشان داده است. پس می‌توان گفت که این پیک دارای ماهیت سرعت پایین در منطقه است.

برای مدل‌سازی سرعت از همان پارامترهای استفاده شده برای ایستگاه‌های داخل شهر کرمان استفاده شد. همچنین نواحی سرعت پایین در مدل‌سازی سرعتی وارد شدند؛ تا تأثیر پیک ثانویه بر روی مدل‌سازی سرعتی مشاهده شود. همان‌طور که در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود، مدل‌سازی سرعتی یک نواحی سرعت پایین در محدوده

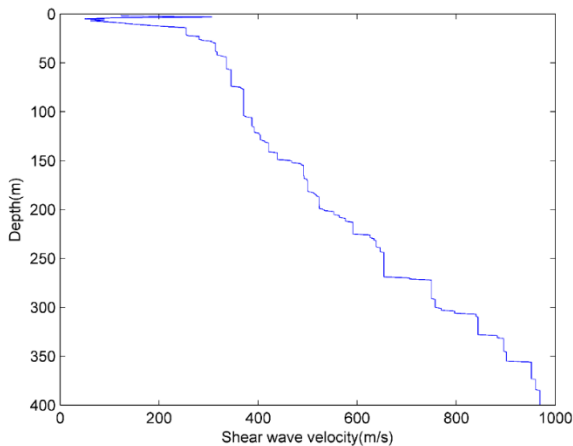
جدول ۱: عمق سنگ بستر لرزه‌ای و Vs30.

ایستگاه	Vs30 (متر بر ثانیه)	عمق سنگ بستر لرزه‌ای (متر)
K5	۱۹۹/۰۹	۲۲۷
K7	۱۹۹/۰۹	۲۳۲
K10	۲۴۵/۴۳	۲۳۲
K12	۲۲۸/۱۶	۲۳۰
K18	۱۹۶/۸۶	۲۷۱
K21	۱۹۸/۹۸	۲۰۹

جدول ۲: مشخصات ایستگاه‌های مورد بررسی شامل طول و عرض جغرافیایی و مقادیر به دست آمده برای فرکانس تشدید مد غالب.

ایستگاه‌ها	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	F ₀ (Hz)
k1	۳۰/۲۸۳۹۷	۵۷/۰۶۸۱۷	۱/۷۳۵
k2	۳۰/۲۸۲	۵۷/۰۶۱۶۸	۱/۵۳۱
k3	۳۰/۲۸۱۸۵	۵۷/۰۵۸۸۴	۱/۴۵۱
k4	۳۰/۲۸۱۶۸	۵۷/۰۵۱۶۸	۱/۴۰۱
k5	۳۰/۲۷۴۱۳	۵۷/۰۴۴۲۶	۱/۴۴
k6	۳۰/۲۷۱۲۵	۵۷/۰۵۵۳۹	۱/۴۳۲
k7	۳۰/۲۷۱۲۳	۵۷/۰۵۵۳۶	۱/۵۳۲
k8	۳۰/۲۷۳۵	۵۷/۰۶۳۷۸	۱/۴۳۱
k9	۳۰/۲۷۸۷۹	۵۷/۰۷۱۲۱	۱/۵۷۳
k10	۳۰/۲۷۴۸	۵۷/۰۷۱۱۹	۱/۵۳۲
k11	۳۰/۲۷۲۷۲	۵۷/۰۶۹۰۷	۱/۵۲۳
k12	۳۰/۲۶۸۶۹	۵۷/۰۶۴۴۴	۱/۴۶۷
k13	۳۰/۲۶۳۸۷	۵۷/۰۶۰۳۱	۱/۳۶۲
k14	۳۰/۲۶۳۴۶	۵۷/۰۴۹۰۶	۱/۴۶۱
k15	۳۰/۲۶۵۱۴	۵۷/۰۶۷۵۱	۱/۲۸۷
k16	۳۰/۲۷۱۰۷	۵۷/۰۷۴۳	۱/۳۸۱
k17	۳۰/۲۶۰۳۳	۵۷/۰۸۱۹۵	۱/۴۲۸
k18	۳۰/۲۵۶۶۸	۵۷/۰۷۸۱۸	۱/۲۶۵
k19	۳۰/۲۶۱۹۵	۵۷/۰۷۵۰۳	۱/۲۴۹
k20	۳۰/۲۵۹۰۸	۵۷/۰۵۹۳۸	۱/۳۶۵
k21	۳۰/۲۴۷۹۷	۵۷/۰۶۱۰۶	۱/۳۳۷
k22	۳۰/۲۴۷۹۶	۵۷/۰۶۱۰۵	۱/۳۳۲
k23	۳۰/۲۴۵۳۵	۵۷/۰۶۸۰۷	۱/۴۶۸
k24	۳۰/۲۵۲۶۷	۵۷/۰۷۵۸۳	۱/۳۱۷

در برگردان بیضی‌وار امواج رایلی برای ایستگاه‌های مورد بررسی محدوده فرکانسی استفاده شده به‌صورت تقریبی بین فرکانس‌های ۱ تا ۵ هرتز است که خود نشان دهنده وجود خاک نرم باضخامت بیش از چند ده متر در منطقه است (Hobiger et al., 2013; Zare et al., 1999; Javier et al., 1993). مد غالب امواج رایلی که بیشترین انرژی را با خود حمل می‌کند (Arai & Tokimatsu, 1994; Bonnefoy-Claudet et al., 2006). پایه امواج رایلی است.



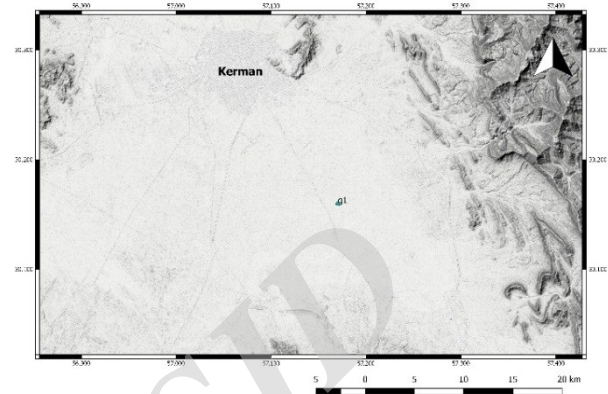
شکل ۱۲: مدل سازی سرعت موج برشی برای ایستگاه G1.

۶- نتیجه گیری

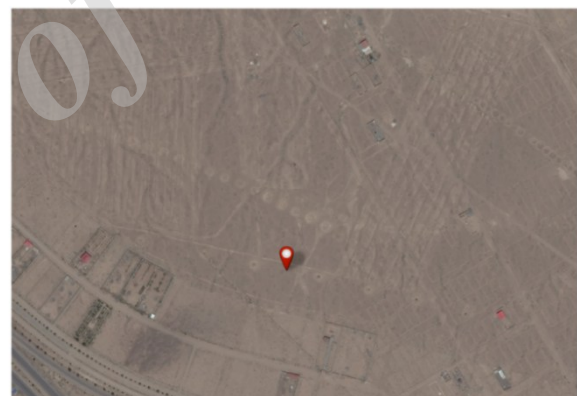
نتایج این مطالعه بر سرعت کم و ضخیم بودن رسوبات تأکید دارند که با نتایج مطالعات زمین‌شناسی همخوانی دارد. بر اساس جدول کمک پناه و همکاران (۲۰۰۲) چون سرعت موج برشی زیر ۳۵۰ متر بر ثانیه و میزان بسامد غالب خاک زیر ایستگاه‌های برداشت شده کمتر از ۲/۵ هرتز است؛ لذا خاک منطقه مورد مطالعه سست ارزیابی می‌شود. لذا با توجه به ضخامت بالای رسوبات و نوع خاک ارزیابی شده، افزایش احتمالی خسارت در محدوده مورد مطالعه قابل پیش‌بینی است.

به دست آوردن بیضی‌وار امواج رایلی با استفاده از روش RayDec و استخراج مدل سرعتی ساختگاه با استفاده از الگوریتم بهینه‌شده NA تا عمق سنگ بستر لرزه‌ای می‌تواند اطلاعات تکمیلی مانند Vs30 و تخمین عمق سنگ بستر لرزه‌ای را علاوه بر محدوده فرکانس تشدید غالب خاک به ما بدهد. نتایج به‌دست‌آمده در این مطالعه با اطلاعات موجود گمانه در نزدیکی ایستگاه K5 صحت سنجی شده و می‌توان بر قابل اعتماد بودن نتایج تأکید نمود. همچنین از قیاس نتایج مطالعه حاضر با نتایج مطالعات قبلی و آیین‌نامه ۲۸۰۰ در مورد نوع خاک شهر کرمان می‌توان نتیجه گرفت که هر چند این روش از تباین بالایی برخوردار نیست؛ اما روند تغییرات سرعت موج برشی را به خوبی می‌تواند نشان دهد. همچنین در مواردی که ضخامت لایه‌های رسوبی در حد چند صد متر است، این روش می‌تواند به عنوان یک روش کمکی و یا به صورت مستقل نیز استفاده شود. در مواردی که لایه کم سرعت با اختلاف سرعتی بالا (در این تحقیق قنات) در منطقه وجود داشته باشد؛ با استفاده از برگردان بیضی‌وار امواج رایلی می‌توان عمق تقریبی این پدیده را شناسایی کرد. این روش در مواردی که اطلاعات کلی در مورد منطقه مورد نیاز است، مانند تحلیل خطر زمین‌لرزه و ... قابل استفاده است. از جمله مشکلات این روش عدم توانایی روش RayDec در تفکیک بیضی‌وار مدهای بالاتر امواج رایلی است. همچنین باید توجه

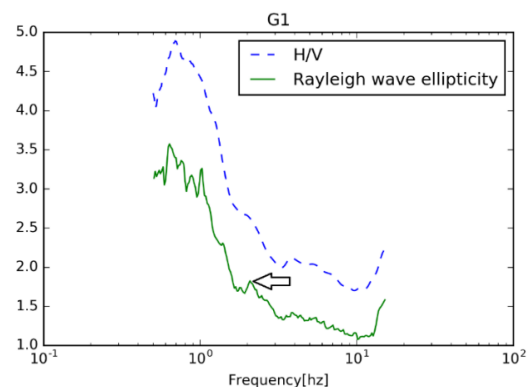
عمق ۱۰ تا ۲۰ متر را نشان می‌دهد. باید توجه داشت که به دلیل ماهیت کلی روش نمی‌توان یک عمق دقیق در نظر گرفت. در واقع باید یک محدوده برای پدیده‌های رؤیت شده در نظر گرفت. همچنین پارامتر Vs30 برای این ایستگاه در حدود ۱۳۵ متر بر ثانیه محاسبه شد؛ که نشان دهنده وجود خاک بسیار نرم در منطقه است.



شکل ۹: نحوه قرارگیری ایستگاه G1 نسبت به شهر کرمان.



شکل ۱۰: موقعیت ایستگاه G1.



شکل ۱۱: نتایج به‌دست‌آمده از محاسبه بیضی‌وار امواج رایلی و H/V برای ایستگاه G1.

B.N.L.M. and Theodoulidis, N., 2013, Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites, *Geophysical Journal International*, 192 (1), 207-229.

داشت که برگردان بیضی‌وار امواج رایلی به صورت ذاتی دارای عدم قطعیت‌هایی است؛ که سعی شد این عدم قطعیت‌ها با میانگین‌گیری از بهترین مدل‌های سرعتی به دست آمده و همچنین تعیین پارامترهای پیش‌فرض کاهش یابند.

۷- منابع

Jahanpoor, F., Sepahvand, M.R. and Nasrabadi, A., 2017, Soil Natural Frequency Assessment for planned Grade-Separated Junctions and Under Development Areas in the City of Kerman, *Transportation Infrastructures Engineering*, <http://doi.org/10.22075/JTIE.2017.11538.1215>.

Arai, H. and Tokimatsu, K., 1994, Effects of rayleigh and love waves, pp. 1-8.

Komak pananh, A., Hafezi moghaddas, N., Ghayamghamian, M.R., Motosaka, M., Jafari, M.K. and Uromieh, A., 2002, Site Effect Classification in East-Central of Iran, *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 4 (1), 37-48.

Arai, H. and Tokimatsu, K., 2004, S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94 (1), 53-63.

Lermo Javier, C.G.F.J., 1993, Site effect evaluation using spectral ratios with only one sation, *Bulletin of the Seismological Society Og America*, 83 (5), 1574-1594.

Bard, P.Y., 1999, Microtremor measurements: a tool for site effect estimation, *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 3, 1251-1279.

Lin, C., Chang, C. and Chang, T., 2004, The use of MASW method in the assessment of soil liquefaction potential, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24, 689-698.

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. and Bard, P.Y.Y., 2006, The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: a literature review, *Earth-Science Reviews*, 79 (3), 205-227.

Malischewsky, P.G. and Scherbaum, F., 2004, Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves, *Wave Motion*, 40 (1), 57-67.

Bonnefoy-Claudet, S., Köhler, A., Cornou, C., Wathelet, M. and Bard, P.Y., 2008, Effects of love waves on microtremor H/V ratio, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98 (1), 288-300.

Nakamura, Y., 1989, A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground Surface, *Quarterly Report of RTRI*, 30 (1), 25-33.

Boore, D.M. and Toksöz, M.N., 1969, Rayleigh wave particle motion and crustal structure, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59 (1), 331-346.

Poggi, V. and Fäh, D., 2010, Estimating Rayleigh wave particle motion from three-component array analysis of ambient vibrations, *Geophysical Journal International*, 180 (1), 251-267.

Estrella, H.F. and Gonzalez, J.A., 2003, SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City, *Geofisica Internacional*, 42 (2), 227-236.

Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L. and Rodríguez-Castellanos, A., 2011, A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium, *Geophysical Journal International*, 186 (1), 221-225.

Fäh, D., Kind, F. and Giardini, D., 2001, A theoretical investigation of average H/V ratios, *Geophysical Journal International*, 145 (2), 535-549.

Satoh, T., Kawase, H., Iwata, T., Higashi, S., Sato, T., Irikura, K. and Huang, H.C., 2001, S-wave velocity structure of the Taichung basin, Taiwan, estimated from array and single-station records of microtremors, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91 (5), 1267-1282.

Ferreira, A.M.G. and Woodhouse, J.H., 2007, Observations of long period Rayleigh wave ellipticity, *Geophysical Journal International*, 169 (1), 161-169.

Scherbaum, F., Hinzen, K.G. and Ohrnberger, M., 2003, Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations, *Geophysical Journal International*, 152 (3), 597-612.

Haghshenas, E., Bard, P.Y., Theodoulidis, N., Atakan, K., Cara, F., Cornou, C. and Zacharopoulos, S., 2008, Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio, *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6 (1), 75-108.

Walker, R.T., Talebian, M., Saiffori, S., Sloan, R.A., Rasheedi, A., MacBean, N. and Ghassemi, A.,

Hobiger, M., Bard, P., Cornou, C. and Bihan, N. Le., 2009, Single station determination of Rayleigh wave ellipticity by using the random decrement technique, *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, L14303, <http://doi.org/10.1029/2009GL038863>.

Hobiger, M., Cornou, C., Wathelet, M., Di Giulio, G., Knapmeyer-Endrun, B., Renalier, F., Bard, P.Y., Savvaidis, A., Hailemikaeil, S., Ohrnberger,

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۴، شماره ۱، ۱۳۹۷.

Yano, T., Tanimoto, T. and Rivera, L., 2009, The ZH ratio method for long-period seismic data: inversion for S-wave velocity structure, *Geophysical Journal International*, 179 (1), 413-424.

Zare, M., Bard, P.Y. and Ghafory-Ashtiany, M., 1999, Site characterizations for the Iranian strong motion network, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18 (2), 101-123.

2010, Active faulting, earthquakes, and restraining bend development near Kerman city in southeastern Iran, *Journal of Structural Geology*, 32 (8), 1046-1060.

Wathelet, M., 2008, An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling, *Geophysical Research Letters*, 35 (9), 1-5.

Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H. and Niwa, M., 1994, Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (6), 1831-1841.

Archive of SID



Comparison of the MM algorithm and least squares deconvolution method for the recognition of thin layers

Ahmad Mohamadi Ghanateghestani¹, Mohammad Reza Sepahvand^{2*} and Afsaneh Nasrabadi²

1- M.Sc., Faculty of Sciences and Modern Technologies, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

2- Assistant Professor, Faculty of Sciences and Modern Technologies, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

Received: 7 June 2017; Accepted: 4 October 2017

Corresponding author: mrsepahvand@yahoo.com

Keywords

RayDec Method
Seismic Basement
Rayleigh Wave Ellipticity
H/V Spectral Ratio
Shear Wave Velocity
Site Effect

Extended Abstract

Summary

Today, due to the accumulation of resources in urban areas, urbanization has been increased and consequently, city limits have been increased. Thus, considering the population distribution in these areas as well as the existence of a large number of these areas in sedimentary region, the significance of the study of seismology and earthquake engineering for earthquake retrofitting and reduction of the risk of earthquakes has been increased. A phenomenon that enhances damage during the earthquake, even at great distances is the site

effect. Mexico City earthquake, occurred in the epicentral distance of 300 km and caused damage, is a clear example of the enhanced damage caused by site effect. Thus, this study emphasizes on the site effect and underground structures affected by shear wave velocity in earthquakes.

Introduction

To assess the seismic hazard of a given site, it is important to have information about the underground structures. For instance, the average of shear wave velocity down to a certain depth has an important role in many seismic codes. In some cases, the average of shear wave velocity to the seismic bedrock has to be known. Although there are some methods such as seismic refraction and reflection or downhole and crosshole to obtain this information, the drilling of boreholes or active source methods contain efforts or limitations in urbanized areas especially if the areas covered by sediments with tens or hundred meters of thickness. In this situation, the single station method that relies on measurements of the noise wave field can give us acceptable information about seismic bedrock in a short time.

Methodology and Approaches

Rayleigh wave ellipticity as a function of frequency is closely linked to underground structure, i.e., shear wave velocity profile and sediment thickness. The possibility to calculate these underground properties by inverting ellipticity curves has recently been shown. This technique enables the Rayleigh wave ellipticity to be recovered over a wide frequency range by using ambient noise recordings. Based on random decrement technique, this method eliminates all wave types except Rayleigh waves.

In this research, the ambient noise data from 24 sites in the urbanized area of Kerman City were collected. Data for this research were taken from two areas, One area was chosen in the urbanized area of Kerman City and the other one was chosen from outside of the Kerman City to check the multiple ellipticity peaks that can be the result of multiple strong impedance contrasts in the ground structure or of higher mode dominance in certain frequency ranges as possible signature of low-velocity zones. We used modified neighborhood algorithm to extract shear wave velocity profiles and depth of seismic bedrock in the Kerman district from the Rayleigh wave ellipticity.

Results and Conclusions

Inversion of Rayleigh wave ellipticity can give us useful information about the underground structure. It is a cheap and fast method, but as the inheritance of this method, we must consider that we have analyzed the wave field and the resolution is not the point of this method. In an urbanized area, the single station inversion of Rayleigh wave ellipticity can give us acceptable information about the urbanized area.

In this study, we have extracted the information about the underground structure as the Vs30, the depth of seismic bedrock and the dominant frequency of soil. Moreover, we have compared the results of this study with the results of previous studies. For the case that we have multiple ellipticity peaks, we have used the data above an aqueduct in which the shear wave velocity model clearly shows a low-velocity zone.