

بررسی همگرایی مدل‌های ساختار سرعت موج برشی حاصل از تحلیل منحنی بیضیواری امواج سطحی ارتعاشات محیطی

عبداله سهرابی بیدار^{۱*}، شهرام مقامی^۲، احمد زارعان^۳، ابراهیم اصغری کلجاهی^۴

پذیرش مقاله: ۹۹/۰۶/۰۲

دریافت مقاله: ۹۸/۱۰/۱۴

چکیده

تعیین وضعیت ساختار سرعت موج برشی از ملزومات شناسایی ساختگاه است. روش‌های مرسوم به خصوص در ساختگاه‌های دارای آبرفت‌های ضخیم لایه دارای محدودیت‌هایی برای این منظور هستند. در این مطالعه از روش اندازه‌گیری تک ایستگاهی امواج خردلرزه و برگردان نسبت بیضیواری امواج سطحی جهت شناسایی ساختار خاک استفاده شده است. ساختگاه مورد مطالعه در جنوب تهران قرار داشته و ضخامت قابل توجهی از آبرفت‌های نرم دارد. نسبت بیضیواری با استفاده از نرم‌افزار Geopsy و روش تحلیل زمان فرکانس به دست آمده است. با توجه به همگنی و یکنواختی لایه‌های زیرسطحی ساختگاه از میانگین نسبت بیضیواری چهار ایستگاه داده‌برداری خردلرزه برای برگردان و استخراج ساختار سرعت موج برشی استفاده شده است. همچنین به سبب عدم قطعیت در فرایند برگردان و به منظور بررسی همگرایی و پایداری جواب‌ها ۵ مدل اولیه مختلف در نظر گرفته شده و فرایند برگردان در هر مدل ۳ بار تکرار گردیده است. نتایج حاصله دارای خطای بسیار کمی هستند و سنگ کف لرزه‌ای را در عمق حدود ۱۰۰ متری نشان می‌دهد. همچنین مدل‌های مختلف دارای همگرایی مناسبی هستند که حاکی از اعتمادپذیری روش مورد استفاده برای استخراج ساختار سرعت موج برشی است.

کلیدواژه‌ها: ساختار سرعت، خردلرزه، حل معکوس، بیضیواری، ارتعاشات محیطی

^۱ دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، asohrabi@ut.ac.ir

^۲ دانشجوی دوره دکتری، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران،

^۳ استادیار گروه مهندسی عمران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر،

^۴ دانشیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز،

* مسئول مکاتبات

۱. مقدمه

تعیین وضعیت لایه‌های خاک محلی موضوع کلیدی برای برآورد خطر لرزه‌ای می‌باشد. یکی از پارامترهای مهم وضعیت لایه‌های خاک ساختار سرعت موج برشی است. مطالعه ساختار زیرسطحی عموماً با حفر گمانه، نمونه‌گیری از لایه‌های خاک و انجام آزمایش‌های ژئوتکنیکی برجا صورت می‌گیرد. به منظور تعیین سرعت انتشار امواج در لایه‌های خاک نیز اندازه‌گیری‌های مستقیم ژئوفیزیکی سطحی یا درون گمانه‌ای معمول هستند (جعفری و همکاران، ۱۳۸۲؛ یزدان‌فر و همکاران، ۱۳۹۴). هردوی روش‌های حفاری ژئوتکنیکی و بررسی‌های مرسوم ژئوفیزیکی به خصوص در شناسایی ساختارهای عمیق محدودیت دارند. هزینه و زمان‌بر بودن و نیز محدودیت‌های استفاده از منابع انرژی بالا در مناطق شهری از آن جمله است.

بررسی‌های زلزله‌شناسی نشان داده است که فرکانس غالب جنبش‌های زمین در حرکات شدید زمین‌لرزه، امواج ریزلرزه‌ها و نوفه‌های محیطی را می‌توان به وضعیت نهشته‌ها و لایه‌های زیرسطحی منطقه نسبت داد. اگرچه در خصوص ماهیت و محتوی امواج محیطی و نیز پایایی آن‌ها بررسی‌های گسترده‌ای انجام شده و در دست انجام است (Haghshenas et al., 2008; Endrum, 2011; Sanchez-Sesma et al., 2011; Lunendei and Malischewsky, 2015; Benkaci et al., 2018) اما، رابطه بین ساختار خاک و محتوی فرکانسی ارتعاشات محیطی منجر به توسعه روش‌هایی برای شناخت لایه‌های زمین بر اساس اندازه‌گیری امواج محیطی گردیده است. ثبت و استفاده از نوفه‌های محیطی یا خردلرزه‌ها به صورت تک ایستگاهی و یا آرایه‌ای صورت می‌گیرد و استفاده از روش‌های مبتنی بر ثبت خردلرزه‌ها تا حد زیادی محدودیت‌های روش‌های قبلی در نواحی شهری را رفع می‌نماید.

روش‌های آرایه‌ای که نیازمند اندازه‌گیری هم‌زمان نوفه‌های محیطی در فواصل طراحی شده‌ای هستند، اغلب برای به دست آوردن منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز امواج سطحی

موجود در خردلرزه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. دو تکنیک اصلی برای این منظور تحلیل‌های حوزه فرکانس - عدد موج و همبستگی مکانی امواج ثبت شده در طول آرایه می‌باشد (داوودی و همکاران، ۱۳۸۷؛ قلندرزاده و کاوند، ۱۳۸۹؛ شعبانی و همکاران، ۱۳۹۰؛ Pasten et al., 2016; Wathelet et al., 2008). روش‌های آرایه‌ای، برداشت هم‌زمان در تعداد قابل ملاحظه‌ای از نقاط را نیاز داشته و اگرچه امکان شناسایی اعماق بیشتری را فراهم می‌کند، اما همچنان عمق بررسی‌ها محدود و رابطه مستقیمی با ابعاد آرایه دارد. در دهه اخیر و به خصوص چندین سال گذشته روش‌های نوینی برای شناسایی ساختار خاک بر اساس اندازه‌گیری‌های تک ایستگاهی تبیین و توسعه یافته است که امکان شناسایی لایه‌های عمیق‌تر را نیز فراهم کرده است. این روش‌ها مبتنی بر نسبت بیضیواری امواج سطحی منتشره در محیط و رابطه آن با ساختار سرعت موج برشی لایه‌های خاک می‌باشد.

رده‌بندی نوع خاک ساختگاه بر اساس فرکانس غالب نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم شتاب‌نگاشت‌های ثبت شده در طی زمین‌لرزه توسط یامازاکی و انصاری (Yamazaki and Ansary, 1997) بیان گردیده است. همچنین رابطه بین محتوی فرکانسی جنبش‌های ثبت شده خردلرزه‌ها و نوع خاک ساختگاه نیز توسط بارد (Bard, 1997) مورد اشاره قرار گرفته است. بیشترین کاربرد مبتنی بر اندازه‌گیری تک ایستگاهی در بیان و شناسایی رفتار لرزه‌ای لایه‌های خاک مربوط به نسبت طیفی مؤلفه‌های افقی به قائم امواج خردلرزه می‌باشد. این روش در بسیاری از مطالعات ریز پهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای مورد استفاده قرار گرفته و توصیه‌های مدونی برای داده‌برداری و پردازش به روش مذکور ارائه شده است (Bard et al., 2004). تجربیات چندین دهه استفاده از این روش نشان داده است، نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم خردلرزه‌ها به خوبی فرکانس بزرگنمایی لایه‌های خاک را نشان می‌دهد، اگرچه دامنه بزرگنمایی متأثر از میزان انرژی امواج محیطی بوده و بازتاب دقیقی از پتانسیل بزرگنمایی واقعی لایه‌های خاک نیست.

لایه‌های زیرسطحی محدوده طرح غالباً از خاک‌های ریزدانه (رسی و سیلتی) تشکیل شده است. به‌منظور دستیابی به ویژگی‌های ژئومکانیکی لایه‌های خاک در محل ساختگاه از مطالعات ژئوفیزیکی انجام شده در ساختگاه استفاده شده است. بر اساس این مطالعات که شامل دو برداشت لرزه‌نگاری درون چاهی است، سرعت امواج برشی و طولی در لایه‌های خاک در اعماق مختلف به دست آمده است. نتایج مطالعات ژئوفیزیک در محل ساختگاه نشان می‌دهد که لایه‌های خاک دارای سرعت موج برشی نسبتاً پایین بوده و تا عمق ۵۰ متری سطح زمین، حداکثر سرعت موج برشی را قریب به ۵۰۰ متر بر ثانیه نشان می‌دهد.

جهت تعیین پروفیل خاک در اعماق بیشتر از تحلیل داده‌های خردلرزه تک ایستگاهی در چهار نقطه با پراکندگی مناسب در محل ساختگاه مد نظر قرار گرفته است. محل برداشت داده‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است. دو نقطه از نقاط داده‌برداری، منطبق بر محل آزمایش‌های لرزه‌ای درون‌چاهی انتخاب شده است. برای کاهش اثرات نویزهای اتفاقی در داده‌های برداشت‌شده، داده‌برداری از حدود نیمه شب آغاز و تا ۳ بامداد به پایان رسیده است. داده‌برداری توسط یک دستگاه لرزه‌نگار سه مؤلفه‌ای گورالپ از مدل CMG-6TD صورت گرفته است. فرکانس نمونه‌برداری ۱۰۰ هرتز و مدت‌زمان نمونه‌برداری در هر ایستگاه حداقل ۲۰ دقیقه بوده است. در همان شکل ۱ تصویری از داده‌برداری نیز نمایش داده شده است.

۳. پردازش مقدماتی داده‌ها

به منظور پردازش داده‌ها از نرم‌افزار Geopsy استفاده شده است. شکل ۲ نداشت‌های ثبت شده برای هر سه مؤلفه موج را در چهار ایستگاه داده‌برداری نشان می‌دهد. چنان که دیده می‌شود ایستگاه‌های شماره ۲ و ۳ به سبب نزدیکی به بزرگراه بهشت زهرا دارای نویزهای اتفاقی بیشتری نسبت به دو ایستگاه دیگر هستند. در شکل پنجره‌های انتخابی برای بررسی مقدماتی نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم نیز نشان داده شده

فاه و همکاران (Fah et al., 2001; 2003) نشان دادند برای یک مدل ساختاری با تباین قوی بین لایه‌های رسوبی و سنگ‌بستر، نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم دارای سازگاری مناسبی با نسبت بیضیواری مد اصلی امواج ریلی می‌باشد، آن‌ها از این سازگاری برای شناسایی ساختار سرعت لایه‌ها استفاده نمودند. پیش‌تر یاماناکا و همکاران (Yamanaka et al, 1994) و ساتو و همکاران (Sato et al., 2001) از ایده مشابهی برای بررسی مشخصات حوضه‌های رسوبی عمیق استفاده کرده بودند. مطالعات انجام شده طی بخشی از پروژه NERIES منجر به توسعه و پیشرفت روش‌های شناخت ساختار لایه‌های خاک بر اساس نسبت بیضیواری امواج ریلی گردید (Hobiger et al., 2009; Poggi and Fah, 2010; Endrum, 2011; Poggi et al., 2012). اساس این روش استخراج منحنی نسبت بیضیواری امواج ریلی بر اساس امواج ثبت شده خردلرزه‌ها و برگردان آن برای شناسایی ساختار لایه‌های خاک می‌باشد. این روش در حال توسعه بوده و در برخی از پروژه‌های شناسایی ساختگاه و پهنه‌بندی اخیر به کار رفته است (سلطانی و همکاران، ۱۳۹۶؛ Fazlavi and Haghshenas 2015). در این مطالعه ساختار سرعت موج برشی لایه خاک در نقطه‌ای از جنوب تهران با استفاده از برگردان منحنی‌های نسبت بیضیواری امواج ریلی مورد بررسی قرار گرفته است. هدف اصلی مطالعه بررسی همگرایی مدل‌های مختلف و امکان‌سنجی بررسی و شناسایی ساختار خاک در بخش‌های عمیق می‌باشد که عموماً با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی سطحی قابل دسترس نیست.

۲. معرفی ساختگاه و برداشت داده‌ها

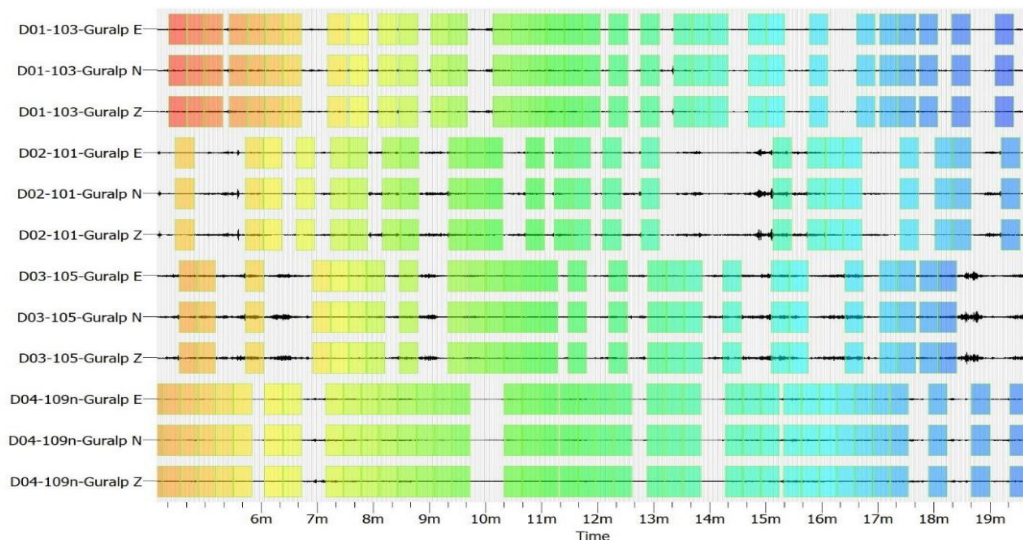
ساختگاه مورد مطالعه در جنوب تهران و در شرق حرم مطهر امام خمینی (ره) و در حاشیه بزرگراه بهشت‌زهرا قرار گرفته است. ارزیابی ویژگی‌های زیرسطحی لایه خاک در محل ساختگاه بر اساس گمانه‌های حفاری شده (مهندسین مشاور عمران راهوار، ۱۳۹۷) در محل به انجام رسیده است. محدوده پروژه که در دشت تهران واقع است، زمین همواری است که شیب کمی به سمت جنوب دارد. بر اساس نتایج حفاری‌ها،



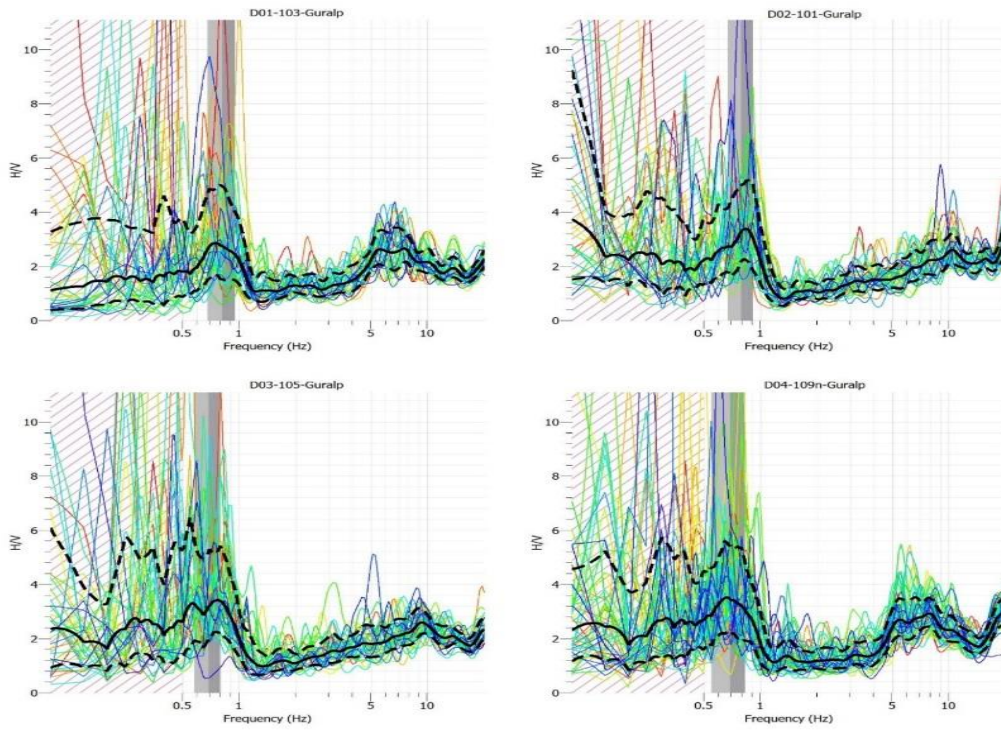
شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه و برداشت داده‌ها

است. شکل ۳ نسبت‌های طیفی مذکور در چهار ایستگاه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. چنان که دیده می‌شود، ایستگاه‌های مختلف دارای نسبت‌های طیفی تقریباً مشابهی هستند که با توجه به یکنواختی نسبی لایه‌های زمین بر اساس بررسی‌های ژئوتکنیکی قابل انتظار است. نسبت‌های طیفی در هر چهار ایستگاه دارای قله اصلی در فرکانس‌های بین ۰/۵ تا ۱ هرتز هستند. جهت کنترل کیفیت و اطمینان از صحت پیک مشاهده شده بررسی نسبت‌های طیفی آزمون‌تی در هر چهار ایستگاه به انجام رسید. شکل ۴ نسبت‌های طیفی مؤلفه افقی به قائم آزمون‌تی را نشان می‌دهد. چنان که مشخص است نسبت‌های طیفی عموماً مستقل از آزمون‌تی بوده و به خصوص دامنه مشاهده شده در فرکانس‌های بزرگنمایی اصلی در همه آزمون‌ها قابل مشاهده هستند؛ از این رو نسبت‌های بزرگنمایی را می‌توان بازتاب واقعی وضعیت لایه‌های زیرسطحی خاک در نظر گرفته شود.

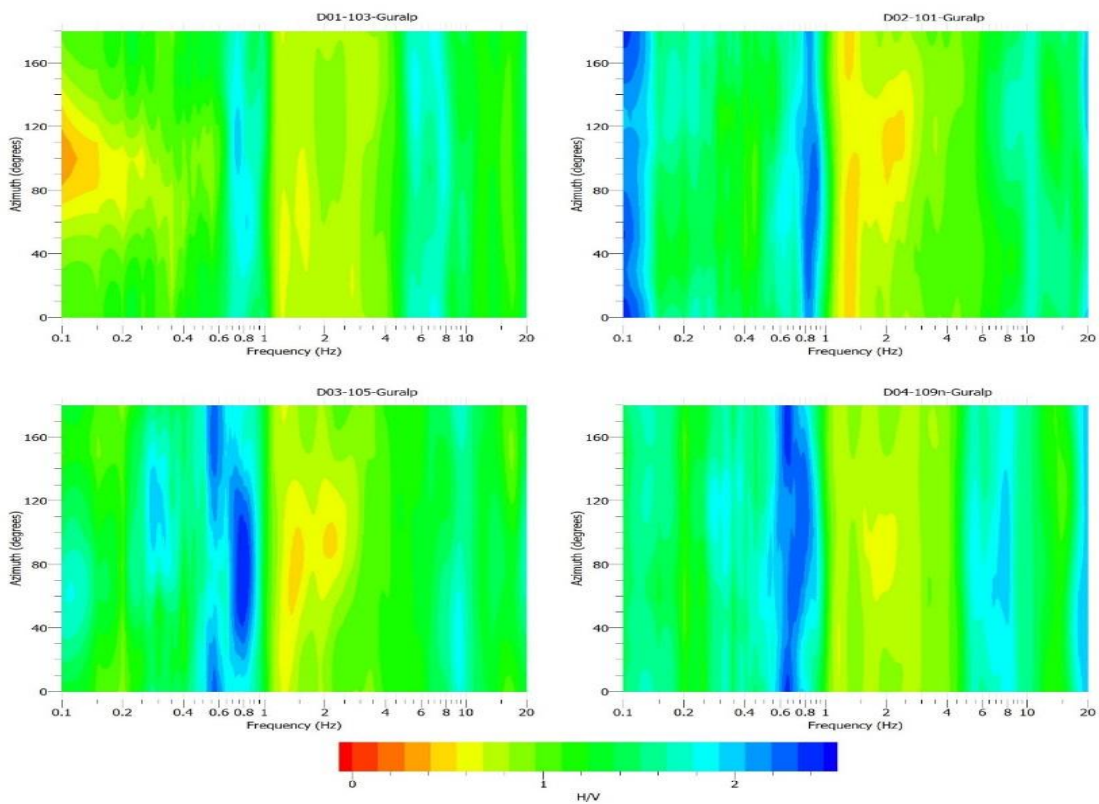
بررسی نسبت‌های طیفی مؤلفه افقی به قائم در ایستگاه‌های مختلف حاکی از روند مشابهی است که با توجه به وسعت محدوده و یکنواختی جنس لایه‌های زمین مورد انتظار است. همچنین بر اساس دامنه مقادیر طیفی انتظار می‌رود ساختگاه دارای لایه‌بندی تدریجی بوده و فاقد تباین قوی بین لایه‌های زمین باشد.



شکل ۲. نگاشت‌های خردلرزه و پنجره‌های انتخابی برای محاسبه نسبت H/V



شکل ۳. نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم در ایستگاه‌های ۱ تا ۴



شکل ۴. نسبت طیفی آزیموتی مؤلفه افقی به قائم در ایستگاه‌های ۱ تا ۴

۴. نسبت بیضیواری امواج رایلی

برای استخراج منحنی نسبت بیضیواری امواج رایلی دو روش تحلیل‌های حوزه زمان فرکانس و کاهش تصادفی توسعه داده شده است (Hobiger et al, 2009; 2012). در روش اول با تحلیل زمان فرکانس، زمان‌های متناظر با بیشترین انرژی در مؤلفه قائم به عنوان دامنه موج رایلی در نظر گرفته شده و مؤلفه افقی متناظر با موج مذکور با انتقال مؤلفه افقی به میزان یک چهارم طول موج حاصل می‌گردد. نسبت بیضیواری حاصل تقسیم دامنه‌های بیشینه مؤلفه قائم به دامنه مؤلفه افقی منتقل شده می‌باشد. این فرایند سبب حذف اثرات سایر امواج حجمی و سطحی به خصوص امواج برشی خارج از صفحه و لاو خواهد شد. با پردازش آماری نسبت‌های بیضیواری حاصل برای یک فرکانس، نسبت بیضیواری برای فرکانس مد نظر به دست خواهد آمد. در روش دوم که شامل پردازش‌های حوزه زمان است، متناسب با فرکانس موج رایلی، پنجره‌های زمانی در نظر گرفته شده و محل تغییر دامنه موج از مقادیر منفی به مثبت در مؤلفه قائم به عنوان زمان رسید موج رایلی فرض می‌گردد. مؤلفه افقی متناسب با دوره نوسان موج رایلی و به میزان یک چهارم آن انتقال داده می‌شود. این فرایند برای تعداد زیادی از پنجره‌های زمانی تکرار و میانگین یا جمع دامنه مربوط به پنجره‌های قائم و نیز پنجره‌های افقی انتقال یافته محاسبه می‌گردد تا یک نگاهت برای مؤلفه قائم و یک نگاهت برای مؤلفه افقی حاصل گردد. انتظار می‌رود فرایند میانگین‌گیری منجر به کاهش امواج تصادفی و تقویت سیگنال‌های موج رایلی گردد. در این روش نسبت بیضیواری امواج رایلی حاصل جذر نسبت انرژی سیگنال قائم به سیگنال افقی می‌باشد.

به منظور ارزیابی نسبت بیضیواری امواج رایلی در داده‌های ثبت شده از روش تحلیل زمان فرکانس استفاده شده است. اگرچه روش‌هایی نظیر تبدیل فوریه کوتاه دوره نیز برای بررسی مشخصات سیگنال در حوزه زمان فرکانس وجود دارد، اما مزایای روش تبدیل موجک استفاده از این روش را برای ارزیابی‌های زمان فرکانس متداول نموده است. در تبدیل

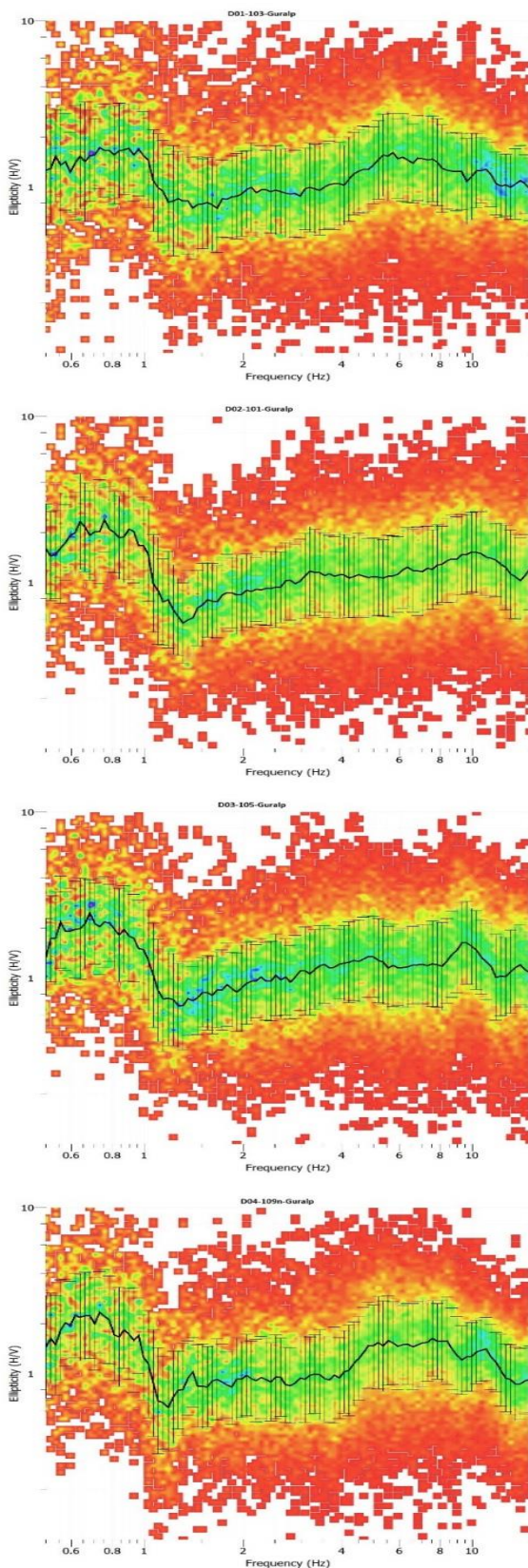
موجک بر خلاف تبدیل فوریه کوتاه دوره، از بازه‌های زمانی متغیر متناسب با هر فرکانس برای تبدیل استفاده می‌شود که سبب ایجاد قدرت تفکیک متغیر در حوزه فرکانس و زمان خواهد شد. در فرکانس‌های پایین قدرت تفکیک زمانی متناسب با فرکانس‌های مد نظر کاهش می‌یابد و در مقابل قدرت تفکیک فرکانسی افزوده می‌گردد. در فرکانس‌های بالا متناسب با فرکانس مد نظر، قدرت تفکیک زمانی افزایش یافته و قدرت تفکیک فرکانسی کاسته می‌شود. در تبدیل موجک از رابطه انتگرالی زیر استفاده می‌شود (Daubechies, 1992):

$$\text{CWT}(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \cdot \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (1)$$

که در آن a پارامتر مقیاس، b پارامتر انتقال و Ψ تابع موجک مادر می‌باشد. در این پروژه برای تبدیل موجک و تحلیل حوزه زمان فرکانس از بسته نرم‌افزاری Geopsy استفاده شده است. موجک مورد استفاده، موجک اصلاح شده مورلت است که در حوزه زمان با رابطه زیر معرفی می‌گردد (Yan et al., 2006; Lardis and Gouttebroze, 2002):

$$\Psi(t) = \frac{1}{\sqrt{\pi m}} \cdot \exp(i\omega_0 t) \cdot \exp\left(-\frac{t^2}{m}\right) \quad (2)$$

در این رابطه ω_0 فرکانس زاویه‌ای مرکزی موجک مادر است که به طور معمول ۵ در نظر گرفته می‌شود (Daubechies, 1992). همچنین m پارامتر عرض باند می‌باشد و عامل مهمی در تعیین قدرت تفکیک فرکانسی محسوب می‌شود. هر مقدار پارامتر عرض باند بیشتر باشد، موجک در حوزه فرکانسی باریک‌تر شده و قدرت تفکیک فرکانسی آن افزایش خواهد یافت. عدد ۲ برای پارامتر عرض باند منجر به شکل‌گیری موجک کلاسیک مورلت می‌گردد (Grossmann and Morlet, 1984). تبدیل موجک ضرایب تبدیل را به ازای مقادیر پارامتر مقیاس و پارامتر انتقال به دست خواهد داد، پارامتر مقیاس در واقع سیگنال را منقبض و منبسط می‌کند و به صورت معکوس با فرکانس مرتبط است. مقادیر



شکل ۵. فراوانی و میانگین نسبت بیضیواری در ایستگاه‌های

ضرایب تبدیل CWT میزان شباهت تابع موجک مقیاس شده توسط پارامتر a را با سیگنال مورد بررسی در موقعیت زمانی b نشان می‌دهد. هرچه شباهت بیشتر باشد این ضریب بیشتر خواهد بود. پس از تبدیل موجک، در هر فرکانس ضرایب تبدیل برای یافتن مقادیر بیشینه در مؤلفه قائم جستجو شده و نسبت بیضیواری برای آن محاسبه می‌گردد. بررسی هیستوگرام فراوانی مقادیر نسبت بیضیواری در هر فرکانس، میانگین و انحراف معیار نسبت بیضیواری را ارائه خواهد داد. شکل ۵ نمودار میانگین و انحراف معیار نسبت بیضیواری در چهار ایستگاه مورد بررسی را نشان می‌دهد. در این شکل علاوه بر میانگین و انحراف معیار، فراوانی نسبی مقادیر نسبت بیضیواری برای فرکانس‌های مختلف در قالب رنگ زمینه نشان داده شده است. شکل ۶ نسبت بیضیواری به دست آمده در ایستگاه‌های مختلف را مقایسه نموده است. چنان که دیده می‌شود با توجه به یکنواختی محدوده مورد مطالعه منحنی‌های نسبت بیضیواری ایستگاه‌های مختلف مشابه یکدیگر و حاکی از وجود ساختار سرعت تقریباً یکسان در کل محدوده ساختار می‌باشد. در همان شکل میانگین نسبت‌های بیضیواری برای چهار ایستگاه نیز نشان داده شده است.

۵. ساختار سرعت موج برشی

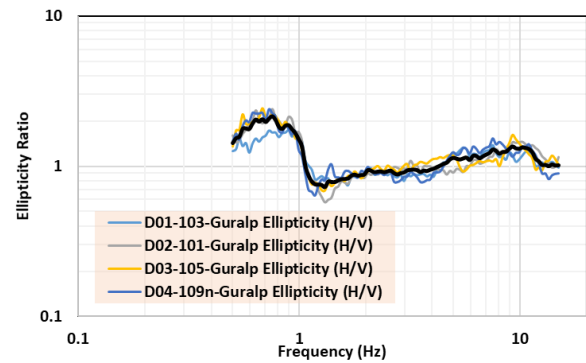
میانگین نسبت بیضیواری ساختار برای به دست آوردن ساختار سرعت موج برشی مورد استفاده قرار گرفته است. برای این منظور از افزونه حل معکوس $DINVER$ (Wathelet et al, 2004; Wathelet, 2008) استفاده شده است. این افزونه قادر است با استفاده از الگوریتم همسایگی وارون سازی داده‌های مختلفی از قبیل منحنی پاشندگی امواج سطحی و نسبت بیضیواری امواج ریلی را برای به دست آوردن ساختار لایه‌های خاک به انجام رساند.

الگوریتم همسایگی یک روش جستجوی مستقیم برای یافتن مدل‌های دارای انطباق مناسب بر داده‌ها در فضای پارامتری می‌باشد. در وارون سازی نسبت بیضیواری، این روش با تولید

زیرسطحی بخش‌های مختلفی از منحنی نسبت بیضیواری مورد استفاده قرار می‌گیرد. در محیط‌های دارای لایه‌بندی شاخص و وجود تباين قوی بین لایه‌های زیرسطحی بخشی از نسبت بیضیواری که در بین اولین قله و اولین قعر منحنی قرار دارد مورد استفاده قرار می‌گیرد. در چنین محیط‌هایی انتظار می‌رود قله شاخصی در منحنی بیضیواری مشاهده شده باشد. در محیط‌های فاقد تباين قوی بین لایه‌های زیرسطحی، که قله شاخصی در منحنی بیضیواری وجود ندارد، بخش‌هایی از منحنی بیضیواری که شامل قله اصلی، بخش سمت راست آن و قسمت‌های ابتدایی بعد از قعر منحنی است، برای استفاده در برگردان در نظر گرفته می‌شود (Hobiger et al., 2013).

به منظور بررسی همگرایی مدل‌های ساختار موج برشی حاصل از برگردان نسبت بیضیواری، مدل‌های مختلفی مد نظر قرار گرفته است. اولین مدل در نظر گرفته شده شامل ۱۳ لایه است. ۷ لایه اول تا عمق ۴۸ متر مربوط به داده‌های برداشت لرزه‌ای درون‌چاهی و ۶ لایه بعدی تا عمق ۷۰۰ متری زمین می‌باشد. در ۶ لایه اخیر بازه وسیعی برای پارامترها در نظر گرفته شده است تا نتایج برگردان تنها مقید به وضعیت لایه‌های سطحی باشد. با توجه به عدم وجود تباين قوی بین لایه‌های خاک، جهت برگردان از نسبت‌های بیضیواری برای محدوده فرکانسی ۰/۵ تا ۲ هرتز استفاده شده است. شکل ۷ نتایج برگردان، شامل ساختار سرعت موج برشی و موج طولی برای مدل‌های دارای کمترین خطا و نیز منحنی‌های نسبت بیضیواری مربوط به آن‌ها را نشان می‌دهد.

اگرچه مقادیر خطا در حد پایین و قابل قبولی قرار دارند، اما برای اطمینان از صحت نتایج برگردان، در مراحل بعدی مدل‌های دیگری شامل تعداد بیشتری از لایه‌های پیش‌فرض مد نظر قرار گرفته است. در مرحله دوم از برگردان تعداد لایه‌ها از ۱۳ به ۱۶ لایه و عمق حداکثر لایه‌ها از ۷۰۰ به ۱۴۰۰ متر افزایش یافته است. در مرحله سوم نیز تعداد لایه‌ها به ۱۹ لایه و عمق حداکثر مدل به ۱۵۰۰ متر افزایش یافته است. نتایج برگردان برای مراحل دوم و سوم در شکل ۸



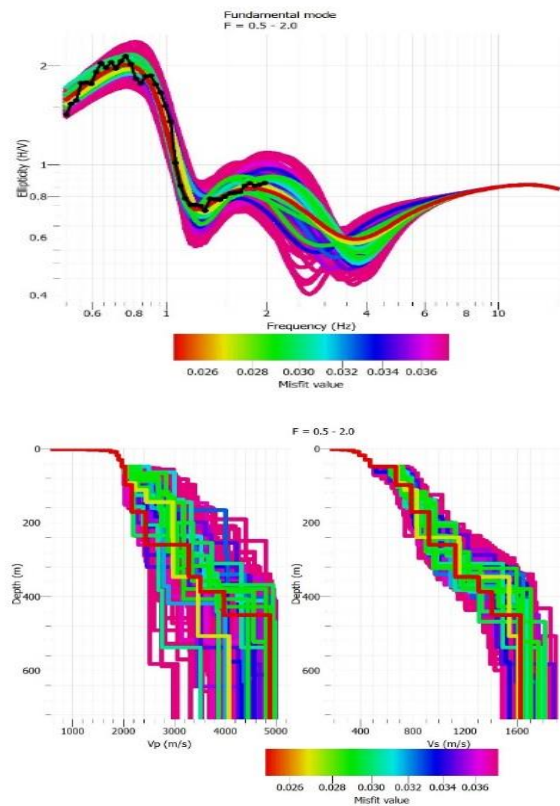
شکل ۶. مقایسه نسبت بیضیواری در ایستگاه‌های ۱ تا ۴

نمونه‌های تصادفی در محدوده پارامترهای اولیه داده شده و محاسبه بیضیواری آن‌ها نسبت به یافتن نزدیک‌ترین مدل‌ها به جواب مسئله اقدام می‌کند. در گام بعدی، این الگوریتم از مدل‌های دارای بهترین جواب برای هدایت جستجو در یافتن مدل‌های بهتر استفاده خواهد کرد. هر مدل متشکل از تعداد مشخصی لایه پیش‌فرض می‌باشد، هر لایه توسط پارامترهای ضخامت، سرعت موج طولی، سرعت موج برشی، نسبت پواسون و دانسیته تعریف می‌گردد. ضخامت لایه‌ها در هر پارامتر می‌تواند به صورت مستقل از هم و یا یکسان در نظر گرفته شود.

یکی از نکات مهم در برگردان نسبت بیضیواری، عدم قطعیت در تعیین هم‌زمان مشخصات هندسی و ژئومکانیکی (سرعت انتشار امواج) می‌باشد. به تعبیر دیگر نسبت بیضیواری مقیاس پذیر بوده و یک ساختار پر سرعت عمیق با یک ساختار کم سرعت کم عمق، دارای نسبت بیضیواری یکسان هستند. این موضوع توسط محققین مختلف (Scherbaum et al., 2003; Hobiger et al., 2013) بررسی و ضرورت مقید بودن برگردان نسبت بیضیواری، مورد اشاره قرار گرفته است. در این پروژه برای مقید کردن پروفیل خاک طی برگردان نسبت بیضیواری از داده‌های لرزه‌ای درون‌چاهی موجود استفاده شده است. داده‌های درون‌چاهی در دسترس تا عمق ۴۸ متری به مدل دیکته شده و سایر لایه‌های خاک توسط برگردان نسبت بیضیواری به دست آمده است. در فرایند برگردان نسبت بیضیواری با توجه به ارزیابی اولیه از وضعیت لایه‌های

تدریجی سرعت موج برشی تا عمق حدود ۴۵۰ متر را نشان داده و پس از آن سرعت موج برشی به حدود ۱۵۰۰ متر بر ثانیه رسیده است. در لایه‌های سطحی نیز با افزایش تدریجی، سرعت موج برشی در عمق حدود ۱۰۰ متر به حدود ۷۵۰ متر بر ثانیه رسیده است. با تلفیق نتایج ۱۵ پروفیل سرعت موج برشی می‌توان یک پروفیل نماینده جهت تحلیل‌های دینامیکی پاسخ ساختگاه انتخاب شده است. این پروفیل در شکل با رنگ تیره نمایش داده شده است.

فضلوی و حق‌شناس (Fazlavi and Haghshenas 2015) با روش آرایه‌ای و منحنی بیضیواری، ساختار خاک در فاصله حدود ۱۵۰۰ متری شمال منطقه مورد مطالعه را بررسی کرده‌اند. براساس نتایج آن مطالعه، فرکانس بزرگنمایی برای امواج خرد لرزه حدود ۰/۶ هرتز و برای یک رویداد زلزله ثبت شده کمتر از ۰/۷ هرتز به دست آمده است. همچنین شعبانی و همکاران (۱۳۸۹) نیز دو ساختگاه در فاصله حدود ۷۰۰۰ متری شمال ساختگاه (حوالی بزرگراه آزادگان) را بررسی کرده‌اند. در آن مطالعه، فرکانس بزرگنمایی خردلرزه‌ها حدود ۰/۳ تا ۰/۴ هرتز به دست آمده است. با در نظر گرفتن فرکانس بزرگنمایی به دست آمده برای امواج خردلرزه در مطالعه حاضر (۰/۸ هرتز) افزایش تدریجی فرکانس بزرگنمایی از شمال (حوالی بزرگراه آزادگان) به جنوب (محدوده حرم امام خمینی) قابل مشاهده است. همچنین مقایسه پروفیل سرعت موج برشی حاصل از مطالعه فضلوی و حق‌شناس (Fazlavi and Haghshenas 2015) با مطالعه حاضر سازگاری نسبی نتایج را نشان می‌دهد. در هر دو مطالعه افزایش تدریجی سرعت موج برشی از سطح زمین دیده شده و سپس یک لایه نسبتاً ضخیم با سرعت ثابت (حدود ۵۰۰ متر بر ثانیه در ساختگاه شمالی و حدود ۷۵۰ متر بر ثانیه در ساختگاه جنوبی) تا عمق حدود ۲۰۰ متر قابل مشاهده است. پس از آن مجدداً افزایش سرعت تدریجی لایه‌های خاک تا رسیدن به سرعت حدود ۱۲۰۰ متر بر ثانیه در عمق ۳۰۰ متری وجود دارد. با توجه به توصیف ذکر شده به نظر می‌رسد ساختار عمومی لایه‌های خاک یکسان بوده و

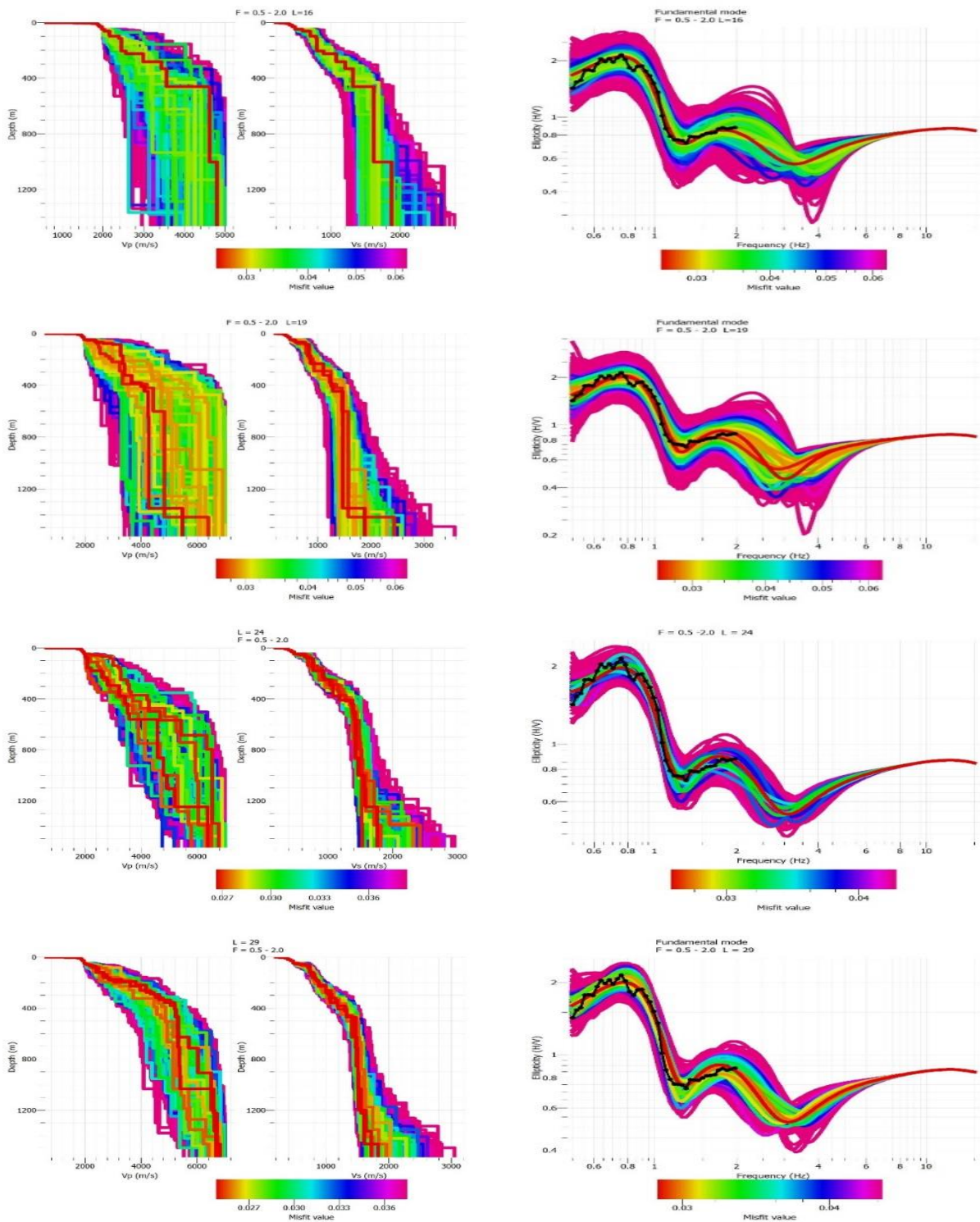


شکل ۷. پروفیل‌های سرعت موج برشی و طولی حاصل از برگردان نسبت بیضیواری برای مدل شماره ۱

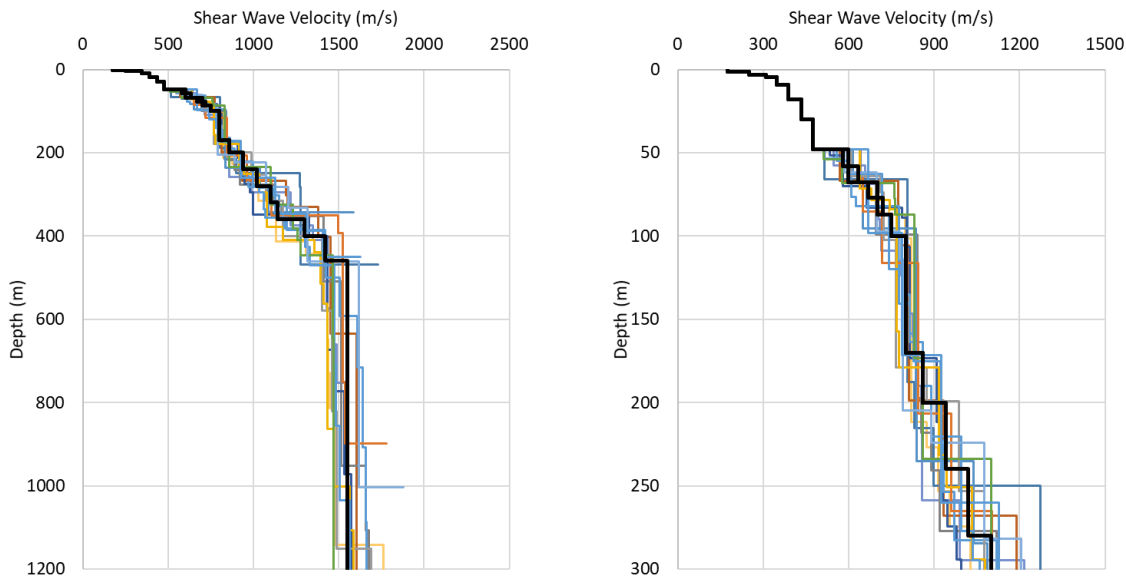
نشان داده شده است. علاوه بر این جهت بررسی پایداری جواب‌ها، طی دو مرحله دیگر با حفظ حداکثر عمق مدل در ۱۵۰۰ متر، تعداد لایه‌ها به ۲۴ و ۲۹ لایه افزایش یافته و برگردان منحنی بیضیواری به انجام رسیده است که نتایج حاصل از آن نیز در شکل ۸ نشان داده شده است. همچنین با توجه عدم قطعیت ذاتی حل معکوس مبتنی بر الگوریتم همسایگی، برای هر پنج مدل در نظر گرفته شده، حل معکوس در سه نوبت تکرار و در مجموع ۱۵ پروفیل سرعت موج برشی به دست آمده است. شکل ۹ پروفیل‌های سرعت موج برشی به دست آمده دارای مقدار کمترین خطا را در کنار هم نشان داده است. چنان که دیده می‌شود، همگرایی قابل توجهی در برگردان نسبت بیضیواری برای مدل‌های مختلف وجود دارد. در همان شکل پروفیل‌های سرعت موج برشی برای محدوده نزدیک به سطح زمین نیز ارائه شده است. پروفیل‌های سرعت موج برشی حاصل از برگردان افزایش

خردلزه‌ها در ساختگاه جنوبی‌تر سازگار است.

تنها تفاوت قابل ذکر سخت‌تر شدن نسبی لایه‌ها در بخش جنوبی است که با افزایش فرکانس بزرگنمایی امواج



شکل ۸. پروفیل‌های سرعت موج برشی و طولی حاصل از برگردان نسبت بیضیواری برای مدل‌های ۲ تا ۵



شکل ۹. مقایسه پروفیل سرعت موج برشی مدل‌های مختلف حاصل از برگردان

۶. نتیجه‌گیری

حدود ۱۰۰ متر قرار دارد. همچنین جواب‌های حاصل از برگردان سازگاری مناسبی با یکدیگر دارند که این سازگاری و خطای کم در مدل‌های مختلف حاکی از قابل اعتماد بودن نتایج و امکان استفاده از برگردان نسبت بیضیواری امواج سطحی خردلرزه‌ها در ساختگاه‌های مشابهی است که با روش‌های مرسوم ژئوفیزیکی امکان شناسایی ساختار سرعتی آن‌ها وجود ندارد. علاوه بر این سهولت داده‌برداری، سرعت نسبتاً بالا و هزینه‌های کمتر این روش در مقایسه با روش‌های مرسوم از مزیت‌های این روش می‌باشد، که استفاده از آن در ساختگاه‌های مختلف را قابل توصیه می‌نماید.

در این مقاله برگردان نسبت بیضیواری امواج رایلی برای استخراج ساختار سرعت موج برشی در یک ساختگاه دارای آبرفت‌های ضخیم لایه که امکان شناسایی ساختار سرعت آن با روش‌های مرسوم ژئوفیزیکی دارای محدودیت می‌باشد، مورد استفاده قرار گرفت. با در نظر گرفتن چندین مدل اولیه متفاوت و نیز تکرار فرایند برگردان نسبت بیضیواری امواج خردلرزه تک ایستگاهی، در هر مدل، پایداری نتایج برگردان و همگرایی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد، مقادیر خطا نسبتاً پایین بوده و سنگ کف لرزه‌ای در عمق

منابع

جعفری محمدکاظم، رزم خواه آرش، کشاورزبخشایش محمد، ۱۳۸۲، پهنه بندی سرعت موج برشی آبرفت های گستره تهران، نشریه دانشکده فنی، جلد ۳۷، شماره ۲، صفحه ۲۱۳-۲۲۵.

داوودی محمد، حق شناس ابراهیم، میرجلیلی مصطفی، ۱۳۸۷، کاربرد روش آرایه‌ای خردلرزه‌ها در تعیین پروفیل سرعت موج برشی لایه‌های تحت الارضی در یک سایت نمونه در شهر تهران (پارک شقایق)، زلزله شناسی و مهندسی زلزله، دوره ۱۰، شماره ۴، ویژه نامه فارسی، صفحه ۲۰۵-۲۱۵.

سلطانی سعید، ابراهیم حق شناس، محسن فضلوی، ۱۳۹۶، پهنه بندی سرعت موج برشی در شهر اراک با استفاده از بیضیواری امواج رایلی استخراج شده از اندازه گیریهای خردلرزه های محیطی، علوم و مهندسی زلزله، سال چهارم، شماره دوم، صفحه ۳۳-۴۸.

شعبانی الهام، میرزایی نوربخش، حق شناس ابراهیم، اسکندری قادی مرتضی، ۱۳۹۰، روش بازنگری شده خودهمبستگی مکانی برای ارزیابی سرعت موج برشی، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۷، شماره ۳، صفحه ۷۱-۸۵.

قلندرزاده عباس؛ علی کاوند، ۱۳۸۹، تعیین سرعت موج برشی در لایه های رسوبات آبرفتی با به کارگیری اندازه گیری های میکروترموور، نشریه مهندسی عمران و نقشه برداری، مقاله ۶، دوره ۴۴، شماره ۴، صفحه ۵۲۵-۵۳۶.

مهندسین مشاور پژوهش عمران راهوار، ۱۳۹۷، گزارش نهایی مطالعات ژئوتکنیک و مهندسی پی پروژه مرکز مدیریت بحران کشور، سازمان مجری ساختمانها و تاسیسات دولتی و عمومی.

یزدان فر روزبه، ناصر حافظی مقدس، حسین صادقی، محمدرضا قائمقامیان، ۱۳۹۴، بررسی داده های سرعت موج برشی و برآورد عمق لازم برای تحلیل دینامیکی اثر آبرفت در شهر مشهد، نشریه زمین شناسی مهندسی، جلد نهم، شماره ۴، صفحه ۳۲۰۷-۳۲۲۶.

- Bard P.-Y. et al., 2005, Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibration Measurements and Interpretation., SESAME Project Report Deliverable D23-12, European Commission – Research General Directorate Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME.
- Bard P.-Y., 1997, Local effects on strong motion ground motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies, In: SERINA: seismic risk and integrated seismological, geotechnical and structural approaches. ITSAK, European Commission, Directorate General for Science and Development.
- Benkaci Nassima, El Hadi Oubaiche, Jean-Luc Chatelain, Rabah Bensalem, Djillali Benouar and Khadidja Abbas, 2018, Non-Stability and Non-Reproducibility of Ambient Vibration HVSR Peaks in Algiers (Algeria), JOURNAL OF EARTHQUAKE ENGINEERING, doi.org/10.1080/13632469.2018.1537903.
- Daubechies, I., 1992, Ten lectures on wavelets. Society for Industrial and Applied Mathematics Philadelphia, PA, USA.
- Endrun, B., 2011, Love wave contribution to the ambient vibration H/V amplitude peak observed with array measurements, J Seismol, 15 (3), pp 443-472.
- Fazlavi M., E. Haghshenas, 2015, Importance of mode detection in ambient noise array application for shear wave velocity profile determination, International Journal of Civil Engineering, Transaction B: Geotechnical Engineering, Vol. 13, No. 1, pp 62-72.
- Fäh, D., Kind, F. and Giardini, D., 2001, A theoretical investigation of average H/V ratios, Geophys. J. Int., 145, 535-549.
- Fäh, D., Kind, F. and Giardini, D., 2003, Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects. Journal of Seismology, 7, 449-467.
- Grossmann, A. and Morlet, J., 1984, "Decomposition of Hardly Functions into Square Integrable Wavelets". Society for Industrial and Applied Mathematics, Journal of Mathematical Analysis, 15.
- Haghshenas, E., Bard, P.Y., Theodulidis, N. et al., 2008, Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio, Bull Earthquake Eng , 6(1), pp 75-108.
- Hobiger, M. et al., 2013. Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strongmotion sites, Geophys. J. Int., 192(1), 207-229.
- Hobiger, M., Bard, P.-Y., Cornou, C. & Le Bihan, N., 2009. Single station determination of Rayleighwave ellipticity by using the random decrement technique (RayDec), Geophys. Res. Lett., 36(14), 0-4.
- Hobiger, M., Le Bihan, N., Cornou, C. & Bard, P.-Y., 2012. Multicomponent signal processing for Rayleigh wave ellipticity estimation: application to seismic hazard assessment, IEEE Signal Process. Mag., 29(3), 29-39.
- Lardies. J. and Gouttebroze, S., 2002, Identification of modal parameters using the wavelet transform. Int. J. Mech. Sci. 44, 2263- 2283.
- Lunedei E., Malischewsky P., 2015, A Review and Some New Issues on the Theory of the H/V Technique for Ambient Vibrations. In: Ansal A. (eds) Perspectives on European Earthquake Engineering and Seismology. Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering, vol 39. Springer, Cham

- Pastén C, M Sáez, S Ruiz, F Leyton, J Salomón, P Poli, 2016, Deep characterization of the Santiago Basin using HVSR and cross-correlation of ambient seismic noise, *Engineering Geology* 201, 57-66.
- Poggi, V., and D. Fäh, 2010, Estimating Rayleigh wave particle motion from three-component array analysis of ambient vibrations, *Geophys. J. Int.*, 180(1), 251-267.
- Poggi, V., Fäh, D., Burjanek, J., Giardini, D., 2012, The use of Rayleigh-wave ellipticity for site-specific hazard assessment and microzonation: application to the city of Lucerne, Switzerland, *Geophys. J. Int.*, 188, 1154-1172.
- Sanchez-Sesma, F.J. et al., 2011. A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium, *Geophys. J. Int.*, 186(1), 221-225.
- Satoh, T., Kawase, H., Iwata, T., Higaski, S., Sato, T., Irikura, K. and Huang, H. C., 2001, S-wave velocity structure of Taichung basin, Taiwan estimated from array and singlestation records of microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am*, 91, 1267-1282.
- Scherbaum, F., Hinzen, K.-G. & Ohrnberger, M., 2003. Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne/Germany area using ambient vibrations, *Geophys. J. Int.*, 152, 597-612.
- Wathelet, M., 2008, An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35, L09301.
- Wathelet, M., D. Jongmans, and M. Ohrnberger, 2004, Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surface Geophysics* 2, 211-221.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M. & Bonnefoy-Claudet, S., 2008. Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over V s inversion, *J. Seismol.*, 12(1), 1-19
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H. and Niwa, M., 1994, Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, no. 6, 1831-1841.
- Yamazaki, F. and Ansary, M. A., 1997, Horizontal-to-vertical spectrum ratio of earthquake ground motion for site characterization, *Earthquake engineering and structural dynamics* 26 (7), 671-689.
- Yan, B. F., Miyamoto, A. and Brühwiler, E., 2006, Wavelet transform-based modal parameter identification considering uncertainty. *Journal of Sound and Vibration*, 291, 285-301.