

الگوریتمی سریع برای تحلیل سرعت لرزه‌های بر مبنای شباهت AB شناسایی آثار گسل پردیسان پیرامون برج میلاد با استفاده از بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی و پردازش ارتعاشات محیطی

آریا ابوعلی^۱، حبیب رحیمی^{۲*}، محمد فروتن^۳ و احمد زارعان^۴

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۲- دانشیار، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۳- استادیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۴- استادیار، گروه مهندسی عمران، واحد شبستر، دانشگاه آزاد اسلامی، شبستر، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۶/۱۷؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۲/۰۹

* نویسنده مسئول مکاتبات: rahimih@ut.ac.ir

چکیده

بررسی ویژگی‌های هندسی و ریخت‌زمین‌ساختی گسل‌های پویا، به‌عنوان چشمه‌های لرزه‌زا، یکی از بنیادی‌ترین گام‌ها جهت ارزیابی تحلیل خطر لرزه‌ای در نواحی شهری است. با توجه به موقعیت زمین‌ساختی گستره کلان‌شهر تهران و قرارگیری آن در جنوب کوهپایه البرز مرکزی، به‌عنوان بخشی از کمربند لرزه‌خیز آلپ-همالیای، رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ و متوسطی را در گذر زمان تجربه کرده است. لذا، شناسایی و گردآوری اطلاعات پیرامون گسل‌های پویا در این گستره شهری، امری ضروری است. با توجه به تدفین برخی از پهنه‌های گسلی این گستره با پوشش نهشته‌های آبرفتی کواترنری، بهره‌گیری از روش‌های مطالعات زیرسطحی همانند لرزه‌نگاری برای شناسایی ویژگی‌های هندسی چنین گسل‌هایی و ردیابی آن‌ها در ژرفا اجتناب‌ناپذیر است. با توجه به پیچیدگی‌های اجرایی و هزینه‌های عملیات لرزه‌نگاری در مناطق شهری، در پژوهش حاضر از پردازش ارتعاشات محیطی همانند مایکروترمورها و خردلرزه‌ها به‌عنوان یکی از روش‌های لرزه‌نگاری غیرفعال بهره گرفته شده است. در این بررسی، به‌منظور شناسایی پهنه‌های گسلی کور پیرامون برج میلاد، در ابتدا با انجام مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی، دگرشکلی‌های سطحی مرتبط با کارکرد گسل‌ها شناسایی شد. در ادامه، با توجه به شناسایی جایگاه و راستای ساختارهای گسلی و طاق‌دیس پردیسان، پروفیل لرزه‌ای طراحی و برداشت شده است. با به‌کارگیری و پردازش ارتعاشات محیطی به کمک روش نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم (HVSr)، باهدف برآورد پارامترهای دینامیکی رسوبات کواترنری، در درازای پروفیل لرزه‌ای، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. ازجمله پارامترهای دینامیکی رسوبات، فرکانس (پریود) اساسی و ضریب تقویت‌شدگی دامنه موج در رسوبات هستند که با محاسبه و شبیه‌سازی آن‌ها در امتداد برش عرضی دوبعدی، ضخامت رسوبات و آنومالی‌های موجود در ژرفا برآورد شده است. با بررسی آنومالی‌ها در ساختار زیرسطحی برآورد شده و انطباق آن‌ها با مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی نشانه‌هایی از کارکرد پهنه گسلی کور پردیسان شناسایی و ارائه شده است.

واژگان کلیدی

پردازش ارتعاشات محیطی

روش HVSr

گستره کوهپایه تهران

گسل پردیسان

۱- مقدمه

بررسی و ارزیابی خطر لرزه‌ای پیش از رخداد زمین‌لرزه، یکی از الزامی‌ترین و بنیادی‌ترین اقدامات در گستره‌های شهری، به‌ویژه کلان‌شهرهایی با پیشینه و توان لرزه‌خیزی است. از بنیادی‌ترین گام‌ها، به جهت پیاده‌سازی تحلیل خطر لرزه‌ای، شناسایی و گردآوری اطلاعات پیرامون چشمه‌های لرزه‌ای همانند گسل‌ها است؛ بنابراین، دستیابی به داده‌های پایه چون هندسه و موقعیت مکانی دقیق گسل‌ها در مناطق شهری از اهمیت بالایی برخوردار است. گسل‌های کور، شکستگی‌هایی هستند که به سطح زمین نرسیده و آثار ناشی از کارکرد آن‌ها در سطح زمین به صورت ثانویه دیده می‌شود. درواقع این گسل‌ها، در زیر نهشته‌های رسوبی یا سازندهای سنگی مدفون شده‌اند و سبب ایجاد و کنترل ساختارهای ثانویه همانند طاق‌دیس‌ها می‌گردند. نبود دانش و اطلاعات کافی پیرامون وجود گسل‌های کور در گستره‌های شهری، می‌تواند سبب بروز مشکلاتی چون ساخت‌وساز در حریم گسل‌ها شود. از این رو، ضرورت بهره‌گیری از روش‌های مطالعه زیرسطحی در شناسایی هرچه بهتر این گسل‌ها در این نواحی دیده می‌شود. از دقیق‌ترین روش‌ها به منظور مطالعه ساختارهای زیرسطحی، به کارگیری روش‌های اکتشافی ژئوفیزیکی است. باین وجود پیاده‌سازی چنین روش‌هایی در گستره‌های شهری، به دلیل مشکلات فراوان عملیاتی چون وجود عوارض شهری متراکم و ایجاد آلودگی‌های زیست‌محیطی عملی نخواهد شد. همچنین، این روش‌ها به دلیل پرهزینه و زمان‌بر بودن، مقرون به صرفه نیستند (Baumann et al., 2013)؛ (Khalili and Mirzakurdeh, 2019). بنابراین، به منظور مطالعات زیرسطحی در نواحی شهری، روش‌های امن، غیرتهاجمی و مقرون به صرفه چون بهره‌جویی از ارتعاشات محیطی که از جمله روش‌های غیرفعال است، پیشنهاد می‌شود.

مشاهدات هم‌زمان ارتعاشات محیطی بلنددوره به منظور ارزیابی ضریب (دامنه) تشدید امواج ناشی از رسوبات ژرف کواترنری، بسیار کاربردی است (Kagami et al., 1982). بهره‌جویی از ارتعاشات محیطی با اهداف پژوهشی به سده نوزدهم میلادی بازمی‌گردد. این روش نخستین بار توسط (Bertelli 1872) و سپس در ابتدا سده بیستم میلادی توسط (Omori 1909) پیشنهاد شده است. پس‌از آن، بهره‌گیری از این امواج برای انجام مطالعات مهندسی، نخستین بار توسط (Gutenberg 1958) و سپس توسط (Kanai and Tanaka 1961) مورد بررسی قرار گرفته است.

از جمله روش‌های پردازش ارتعاشات محیطی، می‌توان به برآورد نسبت-طیفی بین میانگین مؤلفه‌های افقی و شاقولی این امواج (HVSr) یا (H/V) در یک نقطه، موسوم به روش تک‌ایستگاهی ناکامورا (Nakamura 1989) اشاره کرد. امروزه، این روش به دلیل کاربردهای ویژه و پیاده‌سازی به نسبت آسان، بسیار مورد توجه قرار گرفته است. بر اساس طرح کلی (Guéguen et al., 2007)، این روش به منظور سه هدف (۱) ارزیابی

فرکانس (پریود) تشدید ساختگاه، (۲) پژوهش پیرامون تغییرات ضریب تشدید (تقویت) در نواحی با مقیاس وسیع به هدف مطالعات ریز پهنه‌بندی و کاهش خطرپذیری لرزه‌ای، و (۳) ارزیابی ضخامت پوشش رسوبی و ژرفای سنگ‌بستر، مورد استفاده قرار می‌گیرد. همچنین، این روش طبق بررسی (Bignardi 2018) کاربردهای گسترده‌ای در گرایش‌های مختلف علوم زمین دارد، به‌طور نمونه در مطالعات زمین‌شناختی (Mantovani et al., 2018)، مطالعات لرزه‌شناسی و ریز پهنه‌بندی (Scherbaum, et al., 2003)، مهندسی (Gallipoli et al., 2018) و حتی باستان‌شناختی (Bignardi et al., 2017) دارد. از جمله مطالعات صورت گرفته با کمک این روش پیرامون مطالعات زیرسطحی و برآورد پارامترهای ساختگاه، می‌توان به مطالعه (Konno and Ohmachi 1998)؛ (Bard 2004)؛ (Nakamura, 2008)؛ (Hardesty et al., 2010)، اشاره کرد.

از مهم‌ترین و کلیدی‌ترین پارامترهای دینامیکی رسوبات، می‌توان به فرکانس (پریود) تشدید و ضریب (دامنه) تقویت امواج اشاره کرد که با بهره‌گیری از روش ناکامورا برآورد می‌شوند.

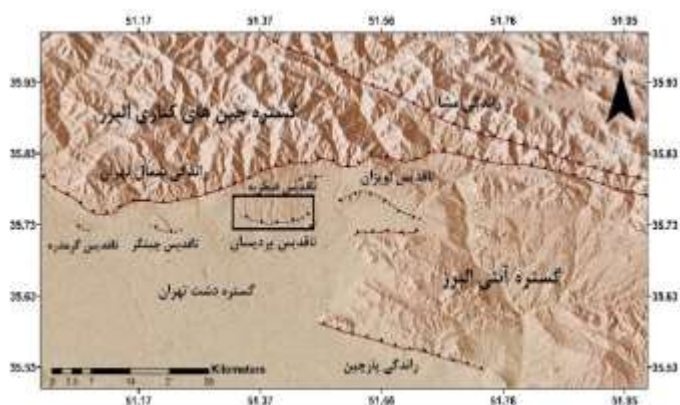
دو پارامتر ضخامت آبرفت‌های پوشاننده سنگ‌بستر و فرکانس (پریود) تشدید (f_0)، بر پایه مطالعات انجام‌شده‌انجام‌شده توسط (Ibs-von Seht and Wohlenberg 1999) با یکدیگر مرتبط هستند. از جمله پژوهش‌های صورت گرفته در این خصوص می‌توان به برآورد ضخامت رسوبات پوشاننده سنگ‌بستر توسط (Uebayashi 2003) اشاره کرد.

هدف این مقاله، شناسایی ساختارهای زیرسطحی و تدقیق مکانی پهنه گسل کور پردیسان در زیر نهشته‌های آبرفتی کواترنری گستره کوهپایه شهر تهران، با پردازش ارتعاشات محیطی به کمک روش HVSr است. در این مطالعه، در ابتدا با بهره‌گیری از تصویر ماهواره‌ای Corona2 مربوط به سال ۱۹۷۵ میلادی و شناسایی دگرشکلی‌های ریخت‌زمین‌ساختی به تعیین موقعیت مکانی احتمالی گسل در زیر رسوبات کواترنری گستره کوهپایه تهران پرداخته می‌شود. پس‌از آن به-وسیله مشاهدات ارتعاشات محیطی در مکان‌های احتمالی حضور گسل و پردازش این داده‌ها، ساختار زیرسطحی در ناحیه مذکور، ردیابی می‌شود. در نهایت نتایج حاصل از مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی و لرزه‌نگاری با یکدیگر مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرند.

۲- ریخت‌زمین‌ساخت

کلان‌شهر تهران، از منظر زمین‌شناسی، بین گستره کوهپایه و دشت تهران و بروی نهشته‌های آبرفتی و کوهرفتی (colluvial) حاصل از راندگی و فرسایش بلندی‌های شمال تهران (عمدتاً سازند کرج) قرار دارد (شکل ۱). این گستره شهری، در جنوب رشته‌کوه‌های البرز مرکزی، به-عنوان بخشی از کمربند لرزه‌خیز آلپ-همالیا به شمار می‌رود.

ابوعلی و همکاران، شناسایی آثار گسل پردیسان پیرامون برج میلاد با استفاده از بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی و پردازش ارتفاعات محیطی، صفحات ۱۰۹-۱۱۹. است.



شکل ۱: گستره شهر تهران در جنوب کوهپایه البرز مرکزی. مستطیل مشکی‌رنگ، محدوده مورد مطالعه در راستا و پیرامون طاق‌دیس پردیسان را نشان می‌دهد.

شکل ۲: ساختارها و گسل‌های اصلی در بخش‌های جنوبی رشته‌کوه البرز مرکزی و گستره کوهپایه و دشت تهران بر روی مدل ارتفاع رقومی (SRTM1).

گسترش دگرشکلی‌های حاصل از فعالیت راندگی شمال تهران در گستره کوهپایه تهران به صورت چین‌خوردگی نمایان است. مستطیل مشکی‌رنگ، طاق‌دیس پردیسان را نشان می‌دهد.

این چین‌خوردگی‌ها با آرایش نردبانی (en échelon) چپ‌پله در نمای نقشه دیده می‌شوند (شکل ۲)، و شاید از دلایل شکل‌گیری چنین آرایشی بتوان به کارکرد مؤلفه راست‌الغز چپ‌بر در راستای پهنه چین‌خوردگی اشاره کرد (Abbassi and Farbod, 2009).

از ویژگی‌های توپوگرافی این چین‌خوردگی‌ها می‌توان به تفاوت شیب در لبه‌های شمالی و جنوبی اشاره کرد. به طوری که لبه شمالی دارای شیب بیشتری نسبت به لبه جنوبی بوده و از این رو، در برش‌های عرضی به صورت نامتقارن دیده می‌شوند. (Talebian et al., 2016).

در پژوهش پیش‌روی، به بررسی ساختار چین‌خورده پردیسان با مختصات جغرافیایی ۵۱،۳۲۱ تا ۵۱،۴۵۱ (طول شرقی) و ۳۵،۷۳۱ تا ۳۵،۷۷۱ (عرض شمالی) پرداخته می‌شود (شکل ۳).

با توجه به شکل‌های ۳ و ۴، طاق‌دیس پردیسان با درازای نزدیک به ۱۰ کیلومتر و راستای خاوری-باختری، و همچنین هندسه نامتقارن (شکل ۵) یکی از اجزا چین‌خوردگی‌ها با آرایش نردبانی چپ‌پله در گستره کوهپایه است.

پویایی و همگرایی ورقه‌های زمین‌ساختی ایران مرکزی به سوی شمال (ورقه زمین‌ساختی اوراسیا) و همچنین حرکت بلوک جنوبی خزر (SCB^۱) به سوی شمال‌باختر (نسبت به ورقه زمین‌ساختی اوراسیا) سبب پویایی زمین‌ساخت گستره رشته‌کوه‌های البرز و کلان‌شهر تهران شده است (Ritz et al., 2003; Djamour et al., 2010; Mousavi et al., 2013).

لبه‌های شمالی و جنوبی رشته‌کوه‌های البرز با گسل‌های راندگی محدود می‌شوند. به صورتی که در لبه شمالی، راندگی جنوب خزر با شیب به سوی جنوب و در لبه جنوبی، راندگی شمال تهران با شیب به سوی جنوبی شمال وجود دارد (Stocklin, 1974). کارکرد گسل‌های راست‌الغز چپ‌بر در ساختار داخلی رشته‌کوه‌های البرز به همراه گسل‌های راندگی در لبه‌های شمالی و جنوبی بلندی‌های البرز، سبب کوتاه‌شدگی مورب^۲ در این رشته‌کوه‌ها می‌شود (Allen et al., Jackson et al., 2002; Talebian et al., 2016; Allen et al., 2003). در این گستره زمین‌ساختی پویا، بیشترین آهنگ دگرشکلی توسط راندگی‌های شمال تهران و جنوب خزر مستهلک می‌شود (بربریان، ۱۳۶۴). از این رو، حاشیه جنوبی بلندی‌های البرز و گستره کوهپایه و دشت تهران تحت تأثیر دگرشکلی حاصل از فعالیت راندگی شمال تهران قرار دارد؛ جایی که، داده‌های ژئودتیک نیز نشان از گسترش دگرشکلی امروزی در بخش‌های جنوبی رشته‌کوه‌های البرز و گستره کوهپایه تهران دارد (Vernant et al., 2004).

به منظور بررسی دگرشکلی‌های ریخت‌زمین‌ساختی در گستره کوهپایه تهران و به دلیل حضور عارضه‌های شهری متراکم، از داده‌های توپوگرافی (SRTM1) و تصویر ماهواره‌ای Corona2 استفاده شده است. همان‌گونه که در شکل ۲ دیده می‌شود، چندین ساختار چین‌خوردگی متأثر از گسلش، به صورت تپه‌های کم ارتفاع در این گستره دیده می‌شوند. این چین‌خوردگی‌ها در نهشته‌های کواترنری گستره کوهپایه تهران از شرق به غرب شامل طاق‌دیس‌های لویزان، قیطریه، پردیسان، چیتگر و گرم‌دره

^۱ South Caspian Block

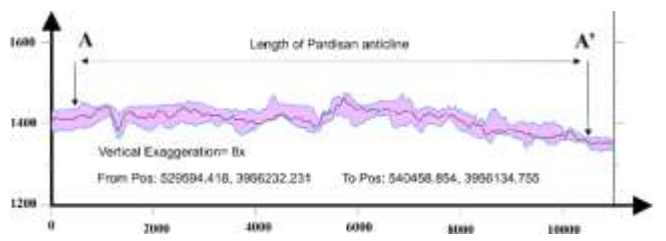
^۲ Oblique shortening

جایگاه نیمرخ در شکل ۳ نشان داده شده است. این نیمرخ با استفاده از داده‌های ALOS PALSAR ترسیم شده است. نیمرخ‌های بیشینه و کمینه بلندا (خطوط آبی‌رنگ) در پهنه‌ای بافاصله ۵۰۰ متر نسبت به بخش میانی نیمرخ (خط مشکی) نشان داده شده است. به مقدار شیب بیشتر لبه جنوبی طاق‌دیس پردیسان نسبت به لبه شمالی توجه کنید. همچنین، مقدار حفر شاقولی آبراهه‌ها از شمال به‌سویبه‌سوی یال جنوبی طاق‌دیس فرونی می‌یابد.

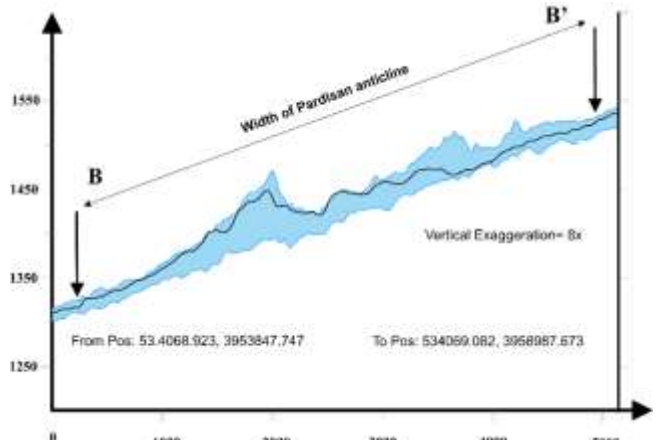
Incision ३



به تغییر ویژگی‌های توپوگرافی و الگوی آبراه‌ها در لبه جنوبی طاق‌دیس پردیسان و کارکرد احتمالی راندگی پردیسان توجه شود. نیمرخ‌های توپوگرافی A و B به ترتیب در امتداد درازا و پهنای طاق‌دیس پردیسان ترسیم شده‌اند.



جایگاه نیمرخ در شکل ۳ نشان داده شده است. این نیمرخ با استفاده از داده‌های ALOS PALSAR در امتداد درازای خاوری-باختری طاقдіس پردیسان ترسیم شده است. نیمرخ‌های بیشینه و کمینه بلند (خطوط آبی‌رنگ) در پهنه‌ای با فاصله ۵۰۰ متر نسبت به بخش میانی نیمرخ (خط مشکی) نشان داده شده است. بر پایه این نیمرخ، درازای طاقдіس پردیسان نزدیک به ۱۰ کیلومتر است.



شکل ۵: نیم‌رخ توپوگرافی سطحی در راستای پهنای طاق‌دیس پردیسان به صورت شمالی-جنوبی.

(۲) گسل مربوط به بخش میانی طاق‌دیس، (۳) شاخه‌های گسلی ایوبی، (۴) راندگی داوودیه است. با توجه به ابهام موجود پیرامون هندسه زیرسطحی راندگی پردیسان در لبه جنوبی طاق‌دیس، این گسل به صورت خط‌چین و با علامت سوال نمایش داده شده است. خط زرد رنگ موقعیت پروفیل لرزه‌ای طراحی شده به منظور مطالعات زیرسطحی را نشان می‌دهد که در بخش ۴ به آن پرداخته شده است.

لبه جنوبی طاق‌دیس پردیسان نسبت به لبه شمالی آن شیب بیشتری داشته و تغییرات ناگهانی ارتفاع در لبه جنوبی آن بسیار قابل توجه است. این نکته با مطالعات پیشین انجام شده در این گستره مبنی بر وجود یک گسل کور با سازوکار راندگی و جهت شیب به سوی شمال در لبه جنوبی طاق‌دیس پردیسان همسو است (Abbassi and Farbod, 2009; Ritz et al., 2012; Talebian et al., 2016).

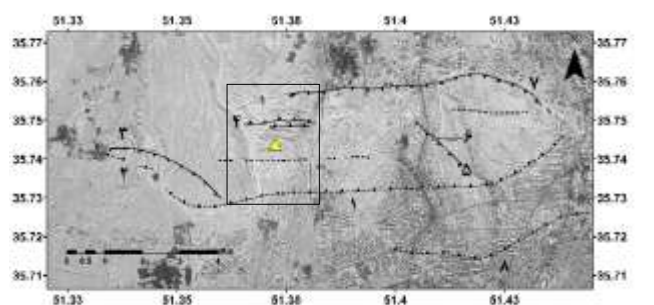
از دیدگاه ریخت‌زمین‌ساختی ساختار پردیسان را می‌توان پیامد گسترش دگرشکلی از راندگی شمال تهران به سوی دشت تهران به شمار آورد؛ جایی که کارکرد راندگی پردیسان و پس راندگی‌هایی چون داوودیه سبب فرایش نهشته‌های آبرفتی و شکل‌گیری ساختار Foreberg در جنوب راندگی شمال تهران و در گستره کوهپایه شده است. در حاشیه یال شمالی طاق‌دیس پردیسان، راندگی داوودیه با شیب مخالف راندگی احتمالی پردیسان نقش کنترل‌کننده این ساختار ریخت‌زمین‌ساختی را ایفا می‌کنند.

در پژوهش Talebian et al. (2016) با به‌کارگیری سنجایی به روش لومینسانس نوری^۴، آهنگ لغزش شاقولی گسل پردیسان به مقدار کمینه ۱ میلی‌متر در سال در لبه جنوبی طاق‌دیس پردیسان برآورد شده است. بر پایه این پژوهش رد سطحی جایگاه گسل کور پردیسان در لبه جنوبی طاق‌دیس پردیسان پیشنهاد شده است. پژوهش حاضر، تلاش می‌کند تا موقعیت مکانی و هندسه زیرسطحی گسل پردیسان را مورد بررسی قرار دهد. در ابتدا، با بررسی دگرشکلی ریخت‌زمین‌ساختی پردیسان به کمک تصاویر Corona2 و SRTM1، موقعیت احتمالی راندگی کور پردیسان در زیر نهشته‌های کواترنری گستره کوه‌پایه تهران تعیین شد. در ادامه، به منظور شناسایی ساختارهای زیرسطحی در مکان‌های احتمالی حضور گسل، پروفیل لرزه‌ای شامل ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باهدف ثبت ارتفاعات محیطی به صورت عمود بر ساختارهای زمین‌ساختی طراحی و برداشت شده است.

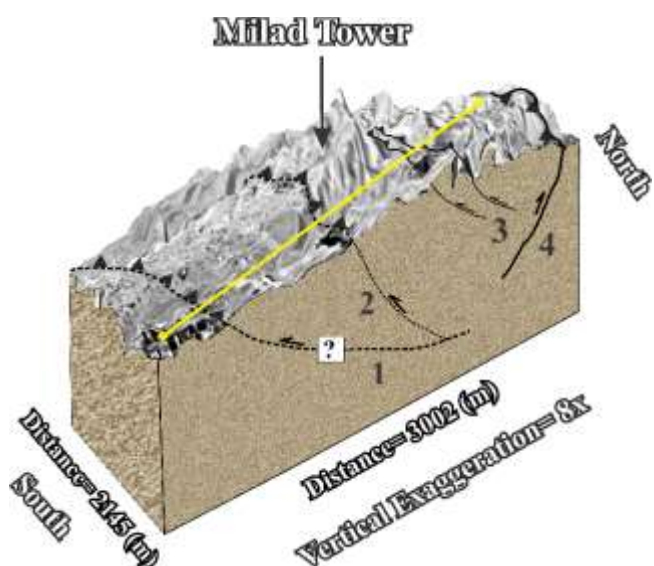
۳- روش و داده‌ها

مایکروترمورها و خردلرزه‌ها موسوم به ارتفاعات محیطی، لرزش‌هایی با پریود کوتاه (۰٫۳ تا ۱۰ هرتز) هستند که در اثر فعالیت‌های انسانی و یا عوامل طبیعی مانند امواج لرزه‌ای ناشی از باد، امواج آب دریا و

به صورت یک گسل کور مدفون است، گسل‌های دیگری با سازوکار راندگی و راست‌لغز در فرادیواره گسل پردیسان به وسیله دگرشکلی‌های ایجاد شده در نهشته‌های کواترنری شناسایی شده‌اند. این گسل‌ها در گستره طاق‌دیس پردیسان شامل راندگی‌های داوودیه، تلویزیون، شرقی-غربی بوده که به صورت پس‌راندگی (back thrust) در فرادیواره گسل پردیسان شکل گرفته‌اند. همچنین، گسل ایوبی و گسل باغ‌فیض با سازوکار راندگی به همراه مؤلفه راست‌لغز راست‌بر نهشته‌های آبرفتی را در بخش‌های باختری طاق‌دیس بریده‌اند (شکل ۶ و ۷).



شکل ۶: تصویر ماهواره‌ای Corona2 گستره طاق‌دیس پردیسان. گسل‌های شناسایی شده در تصویر، با استفاده از اعداد نمایش داده شده‌اند، به طوری که اعداد (۱) و (۲) نشان‌دهنده راندگی احتمالی پردیسان، (۳) راندگی باغ‌فیض، (۴) گسل ایوبی، (۵) راندگی تلویزیون، (۶) راندگی شرقی-غربی، (۷) راندگی داوودیه، و (۸) راندگی احتمالی طرشت است. مثلث زرد رنگ، موقعیت کنونی برج میلاد را نشان می‌دهد. مستطیل مشکی رنگ، محدوده شکل ۷ را نشان می‌دهد.



شکل ۷: نمایش نمودار بلوکی از گسل‌های مجاور برج میلاد در گستره طاق‌دیس پردیسان.

گسل‌های شناسایی شده در این نمودار، با استفاده از اعداد نمایش داده شده‌اند، به طوری که عدد (۱) نشان‌دهنده راندگی احتمالی پردیسان،

۴- برداشت و پردازش داده‌ها

با توجه به توانایی روش HVSr در شناسایی ساختارهای زیرسطحی، به منظور دستیابی به نتایج مطلوب و شناسایی پهنه‌های گسلی، پس از بررسی ریخت‌زمین‌ساخت گستره مورد مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، به منظور برداشت ارتعاشات محیطی، پروفیل لرزه‌ای به صورت عمود بر امتداد عارضه‌های زمین‌ساختی این ناحیه طراحی شده است (شکل ۸). با توجه به گسترش ناحیه مورد مطالعه و جایگاه احتمالی پهنه‌های گسلی، پروفیل لرزه‌ای به درازای تقریبی ۳٫۱ کیلومتر به صورت عمود بر طاق‌دیس پردیسان باهدف برداشت ارتعاشات محیطی پیاده‌سازی شده است. این پروفیل در مرکز طاق‌دیس و از ابتدای خیابان گیشا با مختصات جغرافیایی ۳۹٫۵۳۷ (عرض شمالی)، ۵۳٫۴۵۲ (طول شرقی)، و ۱۳۳۰ متر (ارتفاع) تا ابتدای محله شهرک غرب با مختصات جغرافیایی ۳۹٫۵۶۶ (عرض شمالی)، ۵۳٫۴۳۰ (طول شرقی)، و ۱۴۶۰ (ارتفاع)، با نصب ۹۵ ایستگاه لرزه‌نگاری قابل حمل سه‌مولفه‌ای کوتاه دوره گورالپ مدل CMG-6T با فواصل ۲۵ متری میان هر ایستگاه به منظور شناسایی هندسه زیرسطحی گسل‌های این گستره طراحی و پیاده‌سازی شده است (شکل ۷). عملیات برداشت داده در درازای پروفیل در ۱۰ روز انجام شده است و به منظور حفظ پایداری ارتعاشات محیطی، مدت‌زمان ثبت امواج به ازای هر ایستگاه ۹۰ دقیقه بوده است، به‌صورتی‌که هر سه سنسور، در سه ایستگاه نخست نصب شده و ارتعاشات محیطی را برداشت کرده‌اند، سپس جایجا شده و در ادامه درازای پروفیل، برداشت داده بدین‌صورت انجام شده است. این لرزه‌نگارها قابلیت ثبت امواج لرزه‌ای در بازه فرکانسی ۰٫۳۳ تا ۵۰ هرتز را دارند و تعداد نمونه‌های ثبت شده در هر ثانیه با استفاده از آن‌ها در این پژوهش ۱۰۰ نمونه در ثانیه بوده است.

با توجه به عارضه‌های شهری متراکم تهران ازجمله ساختمان‌های بزرگ، محدوده‌های مربوط به سازمان‌های دولتی، و اتوبان‌های عریض در مرکز شهر، در دو بخش از درازای پروفیل لرزه‌ای، برداشت داده انجام نشده است (شکل ۸).



شکل ۸: تصویر ماهواره‌ای کنونی از گستره طاق‌دیس پردیسان. پروفیل لرزه‌ای (نقاط زردرنگ) با راستای N۳۵۴ درجه به صورت عمود بر راستای ساختار پردیسان طراحی و برداشت شده است. مثلث زردرنگ نشان‌دهنده موقعیت برج میلاد است. گسل‌ها (خطوط سفید) بر پایه شکل ۶ ترسیم شده‌اند. به محل‌های تلاقی آثار گسل با پروفیل لرزه‌ای توجه شود. گسترش روزافزون شهر تهران با مقایسه شکل‌های ۴ و ۵ قابل توجه است.

فعالیت‌های آتشفشانی به وجود می‌آیند. ارتعاشات محیطی در لرزه‌نگارهای سه‌مولفه‌ای به صورت امواج با دامنه کوتاه در سه جهت شمالی-جنوبی، شرقی-غربی و قائم، ثبت می‌شوند (Gao et al., 2016). این امواج با فرکانس کمتر از ۱ هرتز منشأ طبیعی داشته (مانند امواج اقیانوس) و به آن‌ها خردلرزه گفته می‌شود و مایکروترمورها، امواج با فرکانس بیش‌تر از ۱ هرتز بوده که عمدتاً منشأ مصنوعی دارند و حاصل فعالیت‌های انسانی هستند (Bonney-Claudet, 2006).

پردازش ارتعاشات محیطی می‌تواند به منظور برآورد ویژگی‌های دینامیکی ساختگاه و رسوبات، همانند فرکانس (پریود) اساسی و ضریب تقویت - دامنه مورد استفاده قرار گیرد. ازجمله روش‌های پردازش ارتعاشات محیطی، می‌توان به روش نسبت طیفی بین میانگین مؤلفه‌های افقی و قائم ارتعاشات در یک نقطه (HVSr یا H/V) موسوم به روش تک-ایستگاهی ناکامورا (Nakamura, 1989) اشاره کرد. این روش، به دلیل کاربردهای ویژه آن همچنان مورد توجه محققین علوم زمین است.

ایده استفاده از روش HVSr برای تک‌ایستگاه، برای نخستین بار توسط Nogoshi and Igarashi (1971) (مورد بررسی قرار گرفت که طی این پژوهش ارتباط بین منحنی HVSr و منحنی بیضی‌واری موج ریلی را مورد بررسی قرار دادند و انطباق تصادفی بین قله ویژه با کمترین میزان فرکانس با فرکانس تشدید f_0) را به عنوان یک شاخص از ساختارهای زیرسطحی در نظر گرفتند.

رابطه بین فرکانس تشدید اساسی، میانگین سرعت برشی و ضخامت لایه رسوبی پوشاننده سنگ‌بستر، با استفاده از رابطه تجربی ۱، نشان داده می‌شود:

$$f_0 = \frac{V_s}{4h} \quad (1)$$

که در این رابطه f_0 بیانگر فرکانس تشدید اساسی، V_s میانگین سرعت برشی و h ضخامت لایه است.

روش HVSr، یک ابزار مفید به منظور مطالعه ساختارهای زیرسطحی و اثر ساختگاه است که برای مناطق با لرزه‌خیزی کم تا متوسط به دلیل اندک بودن ثبت داده‌های لرزه‌ای توصیه می‌شود (Kyaw et al., 2015). میانگین HVSr در هر پنجره زمانی اعمال شده بر امواج با استفاده از رابطه ۲ برآورد می‌شود (Delgado et al., 2000):

$$HVSr = \frac{\sqrt{N(f)^2 + E(f)^2}}{\sqrt{2V(f)^2}} \quad (2)$$

به صورتی که $N(f)$ ، $E(f)$ و $V(f)$ به ترتیب بیانگر طیف دامنه فوریه سیگنال‌ها در راستای شمال-جنوب، شرق-غرب و قائم است.

ارتباط بین فرکانس تشدید اساسی لایه رسوبی با ضخامت آن توسط رابطه ۳ نشان داده می‌شود (Ibs-von Seht and Wohlenberg 1999):

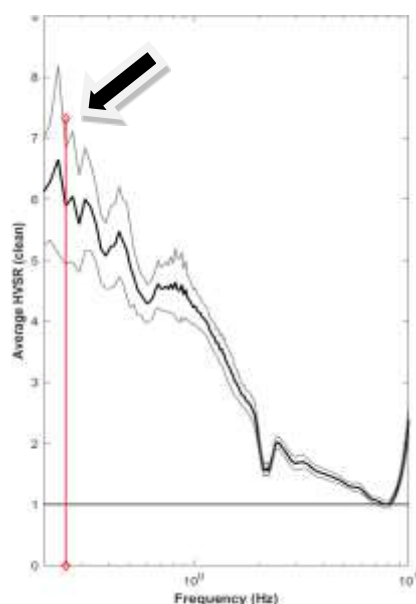
$$H = af_r^b \quad (3)$$

به صورتی که H نشان‌دهنده ضخامت رسوبات، f_r بیانگر فرکانس تشدید اساسی و a و b ضرایب هم‌بستگی مرتبط با ویژگی‌های هندسی و ژئوتکنیکی ساختگاه است.

اعمال شده بر سیگنال برآورد شود، سپس میانگین این نسبت‌ها برابر با منحنی HVSR موردنظر خواهد بود (شکل ۱۱).

همان‌طور که در شکل ۱۱ دیده می‌شود، قله مشاهده شده در منحنی HVSR نشان‌دهنده فرکانس (پریود) تشدید اساسی (f_0) ساختگاه است (Bard, 2004, 2008). به ذکر است که قله‌های مصنوعی ناشی از نوفه‌های گذرای شهری نیز در برخی موارد در طیف‌های برآورد شده دیده می‌شوند. این قله‌ها را می‌توان از طریق ابزارهای Damping و H/V Rotate موجود در نرم‌افزار Geopsy شناسایی کرد؛ بنابراین، به کمک طیف برآورد شده، دامنه (ضریب) تشدید فرکانس تشدید اساسی نیز استخراج می‌شود.

پارامترهای دینامیکی برآورد شده از طریق نسبت طیفی HVSR به کمک بسته نرم‌افزاری OpenHVSR-processing toolkit به صورت یک برش‌عرضی دوبعدی تصویرسازی می‌شوند که نشان‌دهنده ساختار-های زیرسطحی است (شکل ۱۲).

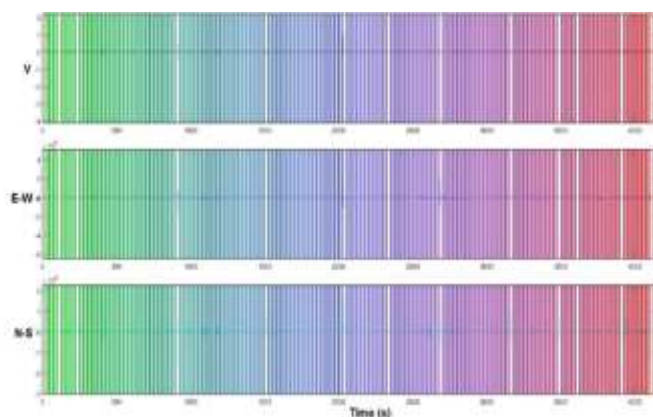


شکل ۱۱: منحنی HVSR برآورده شده برای یک ایستگاه.

با استفاده از این منحنی، فرکانس تشدید و دامنه تقویت‌شدگی که از پارامترهای دینامیکی رسوبات هستند برای همه ایستگاه‌ها در درازای پروفیل لرزه‌ای محاسبه می‌شود. با تصویرسازی این دو پارامتر، ساختار-های زیرسطحی برآورد می‌شوند.

به منظور ثبت ارتعاشات محیطی باکیفیت مطلوب، بهترین زمان برای برداشت این امواج نیمه‌شب است، چراکه در این ساعات فعالیت‌های شهری و احتمال ایجاد نوفه‌های گذرا و نامطلوب به حداقل خود می‌رسد و نتایج پردازش همخوانی واقع‌بینانه‌تری با سازندهای زمین‌شناختی در ژرفا خواهد داشت. که البته در این مطالعه امکان پیاده‌سازی آن فراهم نشده است. با توجه به بازه زمانی ثبت امواج بین ساعات ۸ تا ۱۶، به دلیل فعالیت‌های شهری، ایستگاه‌های لرزه‌ای سیگنال‌های با فرکانس بالا و نامطلوب را ثبت کرده‌اند که در مراحل پیش‌پردازش سیگنال‌ها با طراحی فیلتر میان‌گذر Butterworth مرتبه ۴، امواج در بازه فرکانسی ۰.۴ تا ۱۰ هرتز فیلتر می‌شوند.

در مرحله اصلی پردازش ارتعاشات محیطی، از نرم‌افزارهای OpenHVSR-processing toolkit (Bignardi et al., 2018) و Geopsy (Wathelet, 2007) به منظور برآورد طیف استفاده شده است. در این مرحله، به منظور پردازش ارتعاشات در فرکانس مشخص و مطلوب، پنجره‌های زمانی ۳۰ ثانیه با هم‌پوشانی ۵۰ درصد بر روی سیگنال‌ها اعمال می‌شود. هر یک از پنجره‌های زمانی شامل نوفه با دامنه قوی که درواقع امواج گذرا و ناپایدار هستند و منجر به ایجاد قله‌های مصنوعی یا صنعتی در طیف HVSR می‌شوند با استفاده از روش STA/LTA حذف شده است (شکل ۹). همچنین، در این مرحله از تبدیل فوریه سریع (FFT) به منظور برآورد طیف‌ها استفاده می‌شود و در نهایت طیف‌های به‌دست‌آمده با استفاده از تابع Konno-Ohmachi نرم^۵ می‌شوند (Konno and Ohmachi, 1998).



شکل ۹: پنجره‌های زمانی انتخاب‌شده با عرض ۳۰ ثانیه و حذف نوفه قوی. این پنجره‌های زمانی برای هر سه مؤلفه تمامی ایستگاه‌ها در امتداد پروفیل لرزه‌ای اعمال شده است.

بازه فرکانسی انتخاب‌شده به منظور برآورد طیف HVSR به ازای هر پنجره زمانی بر پایه آزمون‌وخطا و دریافت بهترین نتیجه بازه ۰.۴ تا ۱۰ هرتز بوده است. به منظور برآورد منحنی HVSR برای هر نقطه خاص از پروفیل لرزه‌ای، در ابتدا باید نسبت طیفی تمامی پنجره‌های زمانی

^۵ Smoothing

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۹، شماره ۲، ۱۴۰۲.

ضحیم سبزرنگ (نهشته‌های آبرفتی سازند هزاردره (۴)) ایجاد کرده است. این سه آنومالی، با جایگاه مکانی و هندسه گسل‌های شناسایی شده حاصل از بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی (شکل ۶) و تغییرات توپوگرافی (شکل ۱۲) منطبق است. به‌صورتی که آنومالی شماره (۱) بیانگر گسل پردیسان، آنومالی شماره (۲) نشان از کارکرد گسلی در بخش‌های میانی طاق‌دیس پردیسان، و آنومالی شماره (۳) مرتبط با کارکرد گسل‌های ایوبی است. در شکل ۱۰، جایگاه هر یک از این گسل‌ها در نیم‌رخ توپوگرافی با استفاده از پیکان‌های سیاه نمایش داده شده است.

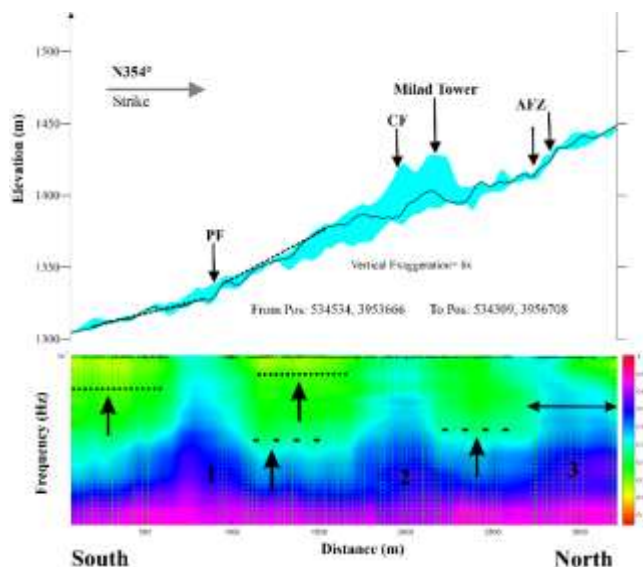
از دیگر شواهد زیرسطحی می‌توان به جابه‌جایی نهشته‌های نزدیک به سطح (زردرنگ در شکل ۱۰؛ نهشته‌های آبرفتی واحد C (۴)) در بلوک‌های شمال و جنوب آنومالی شماره ۱ اشاره کرد. جابه‌جایی شاقولی بالاآمدگی نهشته‌های آبرفتی جوان در بلوک شمالی نسبت به فرودپواره گسل دیده می‌شود (نقطه‌چین سیاه‌رنگ در شکل ۱۰). جابه‌جایی شاقولی دیگری نیز در بلوک‌های شمال و جنوب آنومالی شماره ۲ با مقایسه قاعده نهشته‌های ضخیم سبزرنگ دیده می‌شود (خط‌چین سیاه‌رنگ در شکل ۱۲). در این جابه‌جایی چون جابه‌جایی مرتبط با آنومالی شماره ۱، بلوک شمالی نسبت به بلوک جنوبی (فرودپواره گسل) دچار بالاآمدگی شده است، با این تفاوت که میزان جابه‌جایی شاقولی در این آنومالی نسبت به آنومالی شماره ۱ کم‌تر است. با توجه به تفاوت در مقدار ظاهری این دو جابه‌جایی، جبران مؤلفه شاقولی دگرشکلی زمین‌ساختی در پهنه طاق‌دیس پردیسان در لبه جنوبی طاق‌دیس و بر روی گسل پردیسان بیشتر از سایر گسل‌های موجود در بخش‌های مرکزی طاق‌دیس است. بنابراین، گسل‌های موجود در بخش‌های مرکزی طاق‌دیس نسبت به گسل پردیسان آهنگ لغزش (slip rate) نسبی کمتری را تجربه می‌کنند.

در آنومالی شماره سه، پیکان افقی سیاه‌رنگ گسترش پهنه شکستگی را نشان می‌دهد. در این آنومالی، پروفیل لرزه‌ای با شاخه‌های گسلی پهنه ایوبی تلاقی دارد (شکل ۶ و ۸). شاخه‌های گسلی ایوبی که بر روی تصاویر ماهواره‌ای به‌روشنی دیده می‌شوند، یک پهنه گسل واحد هستند و در ژرفا به یکدیگر می‌پیوندند (شکل ۱۲).

با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، به‌کارگیری روش HVSr به‌منظور ردیابی گسل‌ها در ژرفای کم‌تر از سنگ‌بستر (ساخستگاه) به دلیل پیاده‌سازی به‌نسبت آسان و مقرون‌به‌صرفه روش مناسبی است. از محدودیت‌های این روش ناتوانی در شناسایی ساختارهای زیرسطحی در ژرفای بیشتر از سنگ‌بستر است. از این‌رو، برای مطالعه گسل‌های ژرف و برآورد هندسه این ساختارها در ژرفا افزون بر روش HVSr نیاز است تا روش دیگری با قابلیت توانایی شناسایی ساختارهای زیرسطحی در ژرفای بیشتر از سنگ‌بستر به‌کار گرفته شود. روش طنین (ژرف) سنجی خردلرزه‌ها (MSM) به‌عنوان روشی مناسب برای برآورد این دسته از ساختارها پیشنهاد می‌شود.

منابع

بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ‌روش، ب. و ا. مهاجر اشجعی (۱۳۶۴)، پژوهش و بررسی ژرف نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه-



شکل ۱۲: نیم‌رخ توپوگرافی سطحی و ساختار زیرسطحی برآورد شده در راستای پروفیل لرزه‌ای به‌صورت یک برش عرضی دوبعدی.

(شکل ۱۲) نیم‌رخ توپوگرافی با استفاده از داده‌های ALOS PALSAR ترسیم شده است. نیم‌رخ توپوگرافی در پهنه ۲۰۰ متری ترسیم شده است که افزون بر پروفیل توپوگرافی (خط مشکی‌رنگ)، حد بیشینه و کمینه نقاط ارتفاعی (پهنه فیروزه‌ای رنگ) به فاصله ۱۰۰ متری از پروفیل توپوگرافی لحاظ شده است. خط‌چین‌های مشکی‌رنگ، میانگین نقاط ارتفاعی در دو سوی گسل پردیسان است. پیکان‌های سیاه موقعیت گسل‌ها را در سطح زمین در همراهی با تغییرات ناگهانی توپوگرافی نشان می‌دهند. PF نشان‌دهنده گسل پردیسان، CF گسل موجود در بخش میانی طاق‌دیس پردیسان، و AFZ شاخه‌های پهنه گسلی ایوبی است. موقعیت مکانی برج میلاد نیز با عنوان Milad Tower نشان داده شده است. (شکل پایین) دایره‌های سبزرنگ نشان‌دهنده ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در پروفیل لرزه‌ای است. برای مشاهده جایگاه و راستای پروفیل لرزه‌ای به شکل ۵ مراجعه نمایید. در این شکل شماره‌های (۱)، (۲)، و (۳) آنومالی‌های شناسایی شده به‌احتمال زیاد ناشی از کارکرد پهنه‌های گسلی در ساختار زیرسطحی هستند که به ترتیب نشان‌دهنده (۱) گسل پردیسان، (۲) گسل بخش میانی طاق‌دیس پردیسان، و (۳) پهنه گسل ایوبی است. نقطه‌چین‌ها و خط‌چین‌های مشکی‌رنگ که به ترتیب قاعده نهشته‌های زردرنگ و سبزرنگ را نشان می‌دهند باهدف بررسی جابه‌جایی شاقولی در دو بلوک شمالی و جنوبی آنومالی‌های (۱) و (۲) ترسیم شده‌اند. پیکان افقی سیاه‌رنگ، گسترش شکستگی‌ها را در پهنه گسلی ایوبی نشان می‌دهد.

۵- بحث و نتیجه‌گیری

در ساختار زیرسطحی برآورد شده، مرز بین لایه‌ها بر پایه تفاوت در فرکانس تشدید اساسی در درازای پروفیل لرزه‌ای از یکدیگر تفکیک شده‌اند (شکل ۱۲). از این‌رو، سه آنومالی ناشی از تقویت‌شدگی غیرعادی فرکانس تشدید اساسی لایه‌ها، تداخل قابل‌توجهی را با لایه

- Sedighi, M., Khorrami, F. (2010), GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran, *Geophysical Journal International*, 183(3), pp. 1287-1301. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04811.x.
- Gallipoli, M. R. Stabile, T. A., Giulia, M., Abu-Zeid, N., Leonardo, C., Bignardi, S., Alessandro, R., Marco, M. (2018), Ambient vibration tests on a building before and after the 2012 Emilia (Italy) Earthquake, in *16th European Conference on Earthquake Engineering (16ECEE)*, European Conference on Earthquake Engineering, pp. 1-10.
- Gao, Y., Jiang, Y., Li, B. (2016), Voids delineation behind tunnel lining based on the vibration intensity of microtremors, *Tunnelling and Underground Space Technology*, 51, pp. 338-345. doi: 10.1016/j.tust.2015.10.032.
- Guéguen, P., Cornou, C., Garambois, S., Banton, J. (2007), On the limitation of the H/V spectral ratio using seismic noise as an exploration tool: Application to the Grenoble valley (France), a small apex ratio basin, *Pure and Applied Geophysics*, 164(1), pp. 115-134. doi: 10.1007/s00024-006-0151-x.
- Gutenberg, B. (1958), Microseisms, *Advances in Geophysics*, 5(C), 53-92. doi: 10.1016/S0065-2687(08)60075-8.
- Ibs-von Seht M. and J. Wohlenberg (1999), Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 250-259.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M. (2002), Active tectonics of the South Caspian basin, *Geophysical Journal International*, 148(2), pp. 214-245. doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01588.x.
- Kagami, H., Duke, C. M., Liang, G. C., Ohta, Y. (1975), Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering. Part I: comparison with long-period accelerations at the Tokachi-oki earthquake of 1968, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72 (3): 987-998, 68, pp. 767-779.
- Kanai, K. and Y. Tanaka (1961), *On Microtremors VIII.*, *Bulletin of Earthquakes Research Institute*, 39, 97-114. Available at: [https://www.scirp.org/\(S\(351jmbntvnsjt1aadkposzje\)\)/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1999787](https://www.scirp.org/(S(351jmbntvnsjt1aadkposzje))/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1999787).
- Khalili, M. and A. V. Mirzakerdeh (2019), Fault detection using microtremor data (HVSr-based approach) and electrical resistivity survey, *Journal of Rock*
- گسلش در گستره‌ی تهران و پیرامون، گزارش شماره ۵۶، سازمان زمین-شناسی کشور.
- Abbassi, M. R. and Y. Farbod (2009), Faulting and folding in quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(4), pp. 522-531. doi: 10.1016/j.jseaes.2008.08.001.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., Qorashi, M. (2003), Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, 25(5), pp. 659-672. doi: 10.1016/S0191-8141(02)00064-0.
- Bard, P. Y. (2004), The SESAME project: an overview and main results, *Engineering, S Participants - Proc. of 13th World Conf. on Earthquake*.
- Bard, P. Y. (2008), Foreword: The H/V technique: Capabilities and limitations based on the results of the SESAME project, *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6(1), pp. 1-2. doi: 10.1007/s10518-008-9059-4.
- Bertelli, T. (1872), Osservazioni sui piccoli movimenti dei pendoli in relazione ad alcuni fenomeni meteorologici del pd Timoteo Bertelli barnabita. Available at: https://books.google.com/books?hl=en&lr=&id=SCZe oq3Z7AQC&oi=fnd&pg=PA1&ots=F8Qc_aqfRQ&sig=RmBEAzDcdV0C8e6vECGc4fBD1mk (Accessed: June 25, 2020).
- Bignardi, S., Zeid, N., Corradini, E., Santarato, G. (2017), The HVSr technique from array data, speeding up mapping of paleo-surfaces and buried remains. The case of the Bronze-Age site of Pilastrì (Italy), *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 36, pp. 5119-5124. doi: 10.1190/segam2017-17746745.1.
- Bignardi, S., Yezzi, A.J., Fussello, S., Comelli, A. (2018), OpenHVSr - Processing toolkit: Enhanced HVSr processing of distributed microtremor measurements and spatial variation of their informative content, *Computers and Geosciences*. Elsevier Ltd, 120, pp. 10-20. doi: 10.1016/j.cageo.2018.07.006.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. and Bard, P. Y. (2006), The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review, *Earth-Science Reviews*, 79(3-4), pp. 205-227. doi: 10.1016/j.earscirev.2006.07.004.
- Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., Molina, S. (2000), Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): A case study of microtremors as an exploration tool, *Journal of Applied Geophysics*, 45(1), 19-32. doi: 10.1016/S0926-9851(00)00016-1.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J. F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N.,

- to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with 10 Be dates , *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B3), pp. 1–16. doi: 10.1029/2001jb000553.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothe, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M., Saidi, A. (2012), Paleoeearthquakes of the past 30,000 years along the North Tehran Fault (Iran), *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(6). doi: 10.1029/2012JB009147.
- Scherbaum, F., Hinzen, K. G. and M. Ohrnberger (2003), Determination of shallow shear wave velocity profiles in the cologne, Germany area using ambient vibrations, *Geophysical Journal International*, 152(3), pp. 597–612. doi: 10.1046/j.1365-246X.2003.01856.x.
- Stocklin, J. (1974), Northern Iran: Alborz Mountains, Mesozoic – Cenozoic orogenic Belt, data for orogenic studies, *Geological Society, London, Special Publications*, 4(1), pp. 213–234. doi: 10.1144/GSL.SP.2005.004.01.12.
- Talebian, M., Copley, A. C., Fattahi, M., Ghorashi, M., Jackson, J. A., Nazari, H., Sloan, R. A., Walker, R. T. (2016), Active faulting within a megacity: The geometry and slip rate of the Pardisan thrust in central Tehran, Iran, *Geophysical Journal International*, 207(3), pp. 1688–1699. doi: 10.1093/gji/ggw347.
- Uebayashi, H. (2003), Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(2), 570–582. doi: 10.1785/0120020137.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J. (2004), Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157(1), pp. 381–398. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x.
- Wathelet M. (2007), Geopsy online documentation. <http://www.geopsy.org>
- Mechanics and Geotechnical Engineering*, 11(2), pp. 400–408. doi: 10.1016/j.jrmge.2018.12.003.
- Konno, K. and T. Ohmachi (1998), Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), pp. 228–241.
- Kyaw, Z. L., Pramumijoyo, S., Husein, S., Fathani, T.F., Kiyono, J. (2015), Seismic Behaviors Estimation of the Shallow and Deep Soil Layers Using Microtremor Recording and EGF Technique in Yogyakarta City, Central Java Island, *Procedia Earth and Planetary Science*, 12, pp. 31–46. doi: 10.1016/j.proeps.2015.03.024.
- Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R. T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H., Nilfouroushan, F., Djamour, Y. (2013), Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region, *Earth and Planetary Science Letters*, 377–378, pp. 287–298. doi: 10.1016/j.epsl.2013.07.007.
- Nakamura Y. (1989), A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR Railway Tech. Res. Inst.*, 30(1), 25–33.
- Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971), On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2), *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.)*. Seismological Society of Japan, 24(1), pp. 26–40. doi: 10.4294/zisin1948.24.1_26.
- Omori, F. (1909), Preliminary report on the Messina-Reggio earthquake of Dec. 28, 1908, *Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committee*, 3(2), 37–46. Available at: <https://ci.nii.ac.jp/naid/110006606486/>.
- Rieben, H. (1955), The geology of the Teheran plain, *American Journal of Science. American Journal of Science (AJS)*, 253(11), pp. 617–639. doi: 10.2475/ajs.253.11.617.
- Ritz, J. F., Bourlès, D., Brown, E. T., Carretier, S., Chéry, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., Finkel, R. C., Hanks, T. C., Kendrick, K. J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D. P., Yiou, F. (2003), Late Pleistocene

