



**دوره ۸، شماره ۱، ۱۴۰۱، صفحات ۱۵–۲۵** 10.22044/JRAG.2021.10049.1298 : (DOI) شناسه دیجیتال



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

آریا ابوعلی<sup>۱</sup>، حبیب رحیمی<sup>۳°،</sup>، محمد فروتن<sup>۳</sup> و احمد زارعان<sup>۴</sup>

۱ – دانشجوی کارشناسیارشد، 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

چکیدہ	واژگان کلیدی
بررسی ویژگیهای هندسی و ریختزمینساختی گسلهای پویا، بهعنوان چشمههای لرزهزا، یکی از بنیادیترین گامها جهت	
ارزیابی تحلیل خطرلرزهای 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-هیمالیا، رخداد زمینلرزههای بزرگ و متوسطی را	
درگذر 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 گسل.هایی 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
پردازش ارتعاشات محیطی همانند مایکروترمورها و خردلرزهها بهعنوان یکی از روشهای لرزهنگاری غیرفعال بهره گرفتهشده	روش HVSR
است. در این بررسی، بهمنظور شناسایی پهنههای گسلی کور پیرامون برج میلاد، در ابتدا با انجام مطالعات ریختزمینساختی،	کت و گستره کوهیایه تهران
دگرشکلیهای سطحی مرتبط با کارکرد گسلها شناسایی شد. در ادامه، با توجه به شناسایی جایگاه و راستای ساختارهای	گسل پردیسان
گسلی و طاقدیس پردیسان، پروفیل لرزهای طراحی و برداشتشده است. با به کارگیری 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 تجزیهوتحلیل 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 ارائهشده است.	

## ابوعلی و همکاران، شناسایی آثار کسل پردیسان پیرامون برج میلاد با استفاده از بررسیهای ریختزمین ساختی و پردازش ارتعاشات محیطی ، صفحات ۱۵–۲۵. تشدید ساختگاه، (۲) پژوهش پیرامون تغییرات ضریب

بررسی و ارزیابی خطرلرزهای پیش از رخداد زمین لرزه، یکی از الزامی ترین و بنیادیترین اقدامات در گسترههای شهری، بهویژه کلانشهرهایی با پیشینه و توان لرزه خیزی است. از بنیادی ترین گامها، به جهت پیاده سازی 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 بهصورت ثانویه دیده میشود. درواقع این گسلها، در زیر نهشتههای رسوبی یا سازندهای سنگی مدفون شدهاند و سبب ایجاد و کنترل ساختارهای ثانویه همانند طاقدیسها می گردند. نبود دانش و اطلاعات کافی پیرامون وجود گسلهای کور در گسترههای شهری، می تواند سبب بروز مشکلاتی چون ساختوساز در حریم گسلها شود. ازاینرو، ضرورت بهرهگیری از روشهای مطالعه زیرسطحی در شناسایی هرچه بهتر این گسلها در این نواحی دیده می شود. از دقیق-ترین روشها بهمنظور مطالعه ساختارهای زیرسطحی، به کارگیری روش-های اکتشافی ژئوفیزیکی است. بااینوجود 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، مقرونبه صرفه Khalili and Mirzakurdeh, : Baumann et al., 2013) نيستند 2019). بنابراین، بهمنظور مطالعات زیرسطحی در نواحی شهری، روشهای امن، غیرتهاجمی و مقرون به صرفه چون بهره جویی از ارتعاشات محیطی که ازجمله روشهای غیرفعال است، پیشنهاد می شود.

مشاهدات همزمان ارتعاشات محیطی بلنددوره بهمنظور 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 بازمی گردد. این روش نخستین بار توسط (1872) Bertelli (1872) و سپس در ابتدا سده بیستم میلادی توسط imomi (1909) پیشنهادشده است. پسازآن، بهره گیری از این امواج برای انجام مطالعات مهندسی، نخستین بار توسط (1958) Gutenberg و سپس توسط (1961) در دامته ما محرور درسی قرار گرفته است.

ازجمله 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 (1989) Nakamura اشاره کرد. امروزه، این روش به دلیل کاربردهای ویژه و پیادهسازی به نسبت آسان، بسیار موردتوجه قرار گرفته است. بر اساس طرح کلی Guéguen et (2007)، این روش بهمنظور 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، مورداستفاده قرار می گیرد. همچنین، این روش طبق بررسی (2018) Bignardi (2018) کاربردهای گستردهای در گرایشهای مختلف علوم زمین دارد، بهطور نمونه در مطالعات زمینشناختی ,Mantovani et al. (2013) مطالعات لرزهشناسی و ریز پهنهبندی ,Gallipoli et al. 2018) (Scherbaum, et al., و دیز پهنهبندی ,Gallipoli et al. 2018) (2003) مهندسی (Bignardi et al. 2017)) و حتی باستانشناختی این روش پیرامون مطالعات زیرسطحی و برآورد پارامترهای ساختگاه، می-توان به مطالعه (2004) ، اشاره کرد. توان به مطالعه (2004) ، اشاره کرد. موانه به مطالعه (2004) ، اشاره کرد.

از مهم ترین و کلیدی ترین پارامترهای دینامیکی رسوبات، می توان به فرکانس (پریود) تشدید و ضریب (دامنه) تقویت امواج اشاره کرد که با بهره گیری از روش ناکامورا برآورد می شوند.

دو پارامتر ضخامت آبرفتهای پوشاننده سنگبستر و فرکانس (پریود) تشدید (f0)، بر پایه مطالعات انجامشدهانجامشده توسط Ibs-von Seht (1999) and Wohlenberg با یکدیگر مرتبط هستند. ازجمله پژوهش-های صورت گرفته در این خصوص میتوان به برآورد ضخامت رسوبات پوشاننده سنگبستر توسط (2003) Uebayashi 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 بهره گیری از تصویر ماهوارهای Corona2 مربوط به سال ۱۹۷۵ میلادی و شناسایی دگرشکلیهای ریختزمین ساختی به تعیین موقعیت مکانی احتمالی گسل در زیر رسوبات کواترنری گستره کوهپایه تهران پرداخته میشود. پسازآن به وسیله مشاهدات ارتعاشات محیطی در مکانهای احتمالی حضور گسل و پردازش این دادهها، ساختار زیر سطحی در ناحیه مذکور، ردیابی میشود. درنهایت نتایج حاصل از مطالعات ریختزمین ساختی و لرزه نگاری با یکدیگر موردبررسی و تجزیه وتحلیل قرار می گیرند.

## ۲- ریختزمینساخت

کلان شهر تهران، از منظر زمین شناسی، 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 رشته کوههای البرز مرکزی، به عنوان بخشی از کمربند لرزه خیز آلپ-هیمالیا به شمار می رود.



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

پویایی و همگرایی ورقههای زمین ساختی ایران مرکزی به سوی شمال (ورقه زمین ساختی اوراسیا) و همچنین حرکت بلوک جنوبی خزر ('SCB) به-سوی شمال باختر (نسبت به ورقه زمین ساختی اوراسیا) سبب پویایی زمین -ساخت گستره رشته کوههای البرز و کلان شهر تهران شده است ( Ritz et). (al., 2003; Djamour et al., 2010; Mousavi et al., 2013).

لبههای شمالی و جنوبی رشته کوههای البرز با گسلهای راندگی محدود می شوند. به صورتی که در لبه شمالی، راندگی جنوب خزر با شیب به سویبه سوی جنوب و در لبه جنوبی، راندگی شمال تهران با شیب به سویبه سوی شمال وجود دارد (Stocklin, 1974). کار کرد گسلهای راستالغز چپ بر در ساختار داخلی رشته کوههای البرز به همراه گسلهای راندگی در لبه های شمالی و جنوبی بلندی های البرز، سبب کوتاه شدگی مورب<sup>۲</sup> در این رشته کوهها می شود (Stock et al., 2002). کار کرد گسلهای Allen et ، Jackson et al., 2002). در این گستره زمین ساختی پویا، مورب<sup>۲</sup> در این رشته کوهها می شود (Talebian et al., 2003) بیشترین آهنگ دگر شکلی توسط راندگی های شمال تهران و جنوب خزر مستهلک می شود (بربریان، ۱۳۶۴). از این رو، حاشیه جنوبی بلندی های البرز و گستره کوهپایه و دشت تهران تحت تأثیر دگر شکلی حاصل از فعالیت راندگی شمال تهران قرار دارد؛ جایی که، داده های ژئودتیک نیز نشان از گسترش دگر شکلی امروزی در بخش های جنوبی رشته کوههای البرز و گستره کوهیایه تهران دارد (کاره). از مین می می می می گر می البرز و

بهمنظور بررسی دگرشکلیهای ریختزمینساختی در گستره کوهپایه تهران و به دلیل حضور عارضههای شهری متراکم، از دادههای توپوگرافی (SRTM1) و تصویر ماهوارهای Corona2 استفادهشده است. همانگونه که در شکل ۲ دیده می شود، چندین ساختار چین خوردگی متأثر از گسلش،

#### نشریه پژوهش های ژئوفیزیک کاربردی، دوره۸، شماره ۱، ۱۴۰۱.

بهصورت تپههای کم ارتفاع در این گستره دیده میشوند. این چین-خوردگیها در نهشتههای کواترنری گستره کوهپایه تهران از شرق به غرب شامل طاقدیسهای لویزان، قیطریه، پردیسان، چیتگر و گرمدره است.



شکل ۲: ساختارها و گسلهای اصلی در بخشهای جنوبی رشته کوه 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 بهصورت چینخوردگی نمایان است. مستطیل مشکیرنگ، طاقدیس پردیسان را نشان میدهد.

این چینخوردگیها با آرایش نردبانی (en échelon) چپ پله در نمای نقشه دیده می شوند (شکل ۲)، و شاید از دلایل شکل گیری چنین آرایشی بتوان به کارکرد مؤلفه راستالغز چپ بر در راستای پهنه چین خوردگی اشاره کرد (Abbassi and Farbod, 2009).

از ویژگیهای توپوگرافی این چینخوردگیها میتوان به تفاوت شیب در لبههای شمالی و جنوبی اشاره کرد. بهطوریکه لبه شمالی دارای شیب بیشتری نسبت به لبه جنوبی بوده و ازاینرو، در برشهای عرضی بهصورت 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 می شود (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 چپ پله در گستره کوهپایه است.

South Caspian Block

Oblique shortening<sup>r</sup>

ابوعلی و همکاران، شناسایی آثار گسل پردیسان پیرامون برج میلاد با استفاده از بررسیهای ریختزمینساختی و پردازش ارتعاشات محیطی ، صفحات 10-13.



## شکل۳: گسلهای اصلی پیرامون کلانشهر تهران بر روی مدل ارتفاع رقومی (SRTM1).

به تغییر ویژگیهای توپوگرافی و الگوی آبراههها 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 ترسیمشدهاند.



شکل ۲: نیمرخ توپوگرافی در راستای در ازای طاقدیس پردیسان. جایگاه نیمرخ در شکل ۳ نشان داده شده است. این نیمرخ با استفاده از دادههای ALOS PALSAR در امتداد درازای خاوری-باختری طاقدیس پردیسان ترسیم شده است. نیمرخهای بیشینه و کمینه بلندا (خطوط آبی-رنگ) در پهنهای بافاصله ۵۰۰ متر نسبت به بخش میانی نیمرخ (خط مشکی) نشان داده شده است. بر پایه این نیمرخ، درازی طاقدیس پردیسان نزدیک به ۱۰ کیلومتر است



جایگاه نیمرخ در شکل ۳ نشان دادهشده است. ایننیمرخ با استفاده از دادههای ALOS PALSAR ترسیمشده است. نیمرخهای بیشینه و کمینه بلندا (خطوط آبی رنگ) در پهنهای بافاصله ۵۰۰ متر نسبت به بخش میانی نیمرخ (خط مشکی) نشان دادهشده است. به مقدار شیب بیشتر لبه جنوبی طاقدیس پردیسان نسبت به لبه شمالی توجه کنید. همچنین، مقدار حفر شاقولي أبراههها از شمال بهسويبهسوي يال جنوبي طاقديس فزوني مي يابد. با توجه به رشد و گسترش روزافزون عارضههای شهری در تهران، بهویژه در دو دهه اخیر، دگرشکلیهای حاصل از کارکرد گسلها در نهشتههای کواترنری گستره کوهپایه تهران، از دیده پنهانشده و بسیاری از این آثار تخريبشده است. ازاينرو، مطالعه دقيق واحدهاي آبرفتي با استفاده از تصاویر ماهوارهای و عکسهای هوایی مربوط به پیش از گسترش این کلان-شهر، باهدف شناسایی آثار دگرشکلی در این گستره، الزامی است. همان-گونه که در شکل ۶ دیده می شود، تصویر ماهوارهای Corona2 مربوط به سال ۱۹۷۵ میلادی از گستره شهر تهران است که باهدف بررسی آثار دگرشکلی در نهشتههای کواترنری این گستره موردبررسی قرار گرفته است. با توجه به شکلهای ۳ و ۶، تغییر ویژگیهای توپوگرافی و الگوی آبراههها در لبه جنوبی طاقدیس پردیسان می تواند دلیلی بر کارکرد احتمالی راندگی یردیسان در این ناحیه باشد. همچنین تفاوت در الگوی حفر شاقولی<sup>۳</sup> و فراوانی آبراههها بر روی نهشتههای آبرفتی طاقدیس پردیسان، دلیلی بر قرار گیری نسلهای آبرفتی مختلف در مجاورت یکدیگر است. این نکته خود گویای پویایی زمینساخت در این گستره است. ازاینرو، شناسایی ویژگی-های نسلهای نهشتههای آبرفتی در گستره کوهپایه و دشت تهران ضروری است. پژوهش پیرامون واحدهای آبرفتی گستره کوهپایه و دشت تهران نخستین بار توسط (Rieben (1955 انجامشدهانجامشده است. بر پایه این پژوهش، نهشتههای آبرفتی تهران به چهار واحد A، B و D و D به ترتیب از قدیم به جدید تقسیم بندی می شود. واحد A یا سازند هزاردره، قدیمی-ترین و ضخیم ترین (با ستبرای بیش از هزار متر در برخی از نقاط گستره تهران) واحد آبرفتی در گستره کوهپایه و دشت تهران است. این واحد آبرفتی بهصورت مبهم بروی لایههای سرخرنگ میوسن یا سنگهای آتش-فشانی ائوسن (سازند کرج) نهشته شده است. در لبه جنوبی طاقدیس پردیسان، سازند A به صورت ناپیوسته، در زیر واحد C قرار می گیرد و در Talebian et al., ) البه شمالی، واحد B بروی سازند A نهشته شده است ( B2016). واحد آبرفتی B یا کهریزک، به صورت جانبی، ناهمگن است و بروی سازند A قرار می گیرد. پس از نهشتههای کهریزک، واحد آبرفتی C یا رسوبات تهران نهشته می شود که از جنس کنگلومرای آبرفتی هستند. جوان ترین نهشتههای موجود در گستره کوهپایه و دشت تهران، رسوبات پلاياي تهران يا واحد D هستند كه بروي واحد قديمي تر C نهشته مي شود. افزون بر راندگی احتمالی پردیسان که در لبه جنوبی طاقدیس پردیسان بهصورت یک گسل کور مدفون است، گسلهای دیگری با سازوکار راندگی و راستالغز در فرادیواره گسل پردیسان بهوسیله دگرشکلیهای ایجادشده

Incision "

در نهشتههای کواترنری شناسایی شده اند. این گسل ها در گستره طاقدیس پردیسان شامل راندگی های داوودیه، تلویزیون، شرقی-غربی بوده که به صورت پس راندگی (back thrust) در فرادیواره گسل پردیسان شکل گرفته اند. همچنین، گسل ایوبی و گسل باغفیض با سازو کار راندگی به همراه مؤلفه راستالغز راست بر نهشته های آبرفتی را در بخش های باختری طاقدیس بریده اند (شکل ۶ و ۷).



شکل ۶: تصویر ماهوارهای Corona2 گستره طاقدیس پردیسان. گسلهای شناسایی شده در تصویر، با استفاده از اعداد نمایش داده شده اند، به طوری که اعداد (۱) و (۲) نشان دهنده 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 زردرنگ، موقعیت کنونی برج میلاد را نشان می دهد. مستطیل مشکی رنگ، محدوده شکل ۷ را نشان می دهد.



## شکل۷: نمایش نمودار بلوکی از گسلهای مجاور برج میلاد در گستره طاقدیس پردیسان.

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

#### نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره۸، شماره ۱، ۱۴۰۱.

(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 بهصورت خطچین و با علامت سوال نمایش دادهشده است. خط زردرنگ موقعیت پروفیل لرزهای طراحی شده به منظور مطالعات زیرسطحی را نشان می دهد 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 انجامشده 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 ؛ ... 2012 ؛ Abbasi 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 شکل گیری 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 کنترل کننده این ساختار ریختزمین ساختی را ایفا می کنند. در پژوهش (Talebian et al. (2016) با به کارگیری سنیابی به روش لومينسانس نوري<sup>۴</sup> ، آهنگ لغزش شاقولي گسل پرديسان به مقدار كمينه 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 پیشنهادشده است. پژوهش حاضر، تلاش میکند تا موقعیت مکانی و هندسه زیرسطحی گسل پردیسان را موردبررسی 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، بهمنظور شناسایی ساختارهای زیرسطحی در مکانهای احتمالی حضور گسل، پروفیل لرزهای شامل ایستگاههای لرزهنگاری باهدف ثبت ارتعاشات محیطی به صورت عمود بر ساختارهای زمین ساختی طراحی و برداشت شده است.

## ۳- روش و دادهها

مایکروترمورها و خردلرزهها موسوم به ارتعاشات 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 فعالیتهای آتش فشانی به وجود میآیند. ارتعاشات محیطی در لرزهنگارهای سهمولفهای

Optically Stimulated Luminescence \*

بهصورت امواج با دامنه کوتاه در سه جهت شمالی جنوبی، شرقی غربی و قائم، ثبت می شوند (Gao et al., 2016). این امواج با فرکانس کمتر از ۱هرتز منشأ طبیعی داشته (مانند امواج اقیانوس) و به آنها خردلرزه گفته می شود و مایکروترمورها، امواج با فرکانس بیش تر از ۱ هرتز بوده که عمدتاً منشأ مصنوعی دارند و حاصل فعالیتهای انسانی هستند (-Claudet, 2006).

پردازش ارتعاشات محیطی میتواند بهمنظور برآورد ویژگیهای دینامیکی ساختگاه و رسوبات، همانند فرکانس (پریود) اساسی و ضریب تقویت دامنه مورد استفاده قرار گیرد. ازجمله روشهای پردازش ارتعاشات محیطی، می-توان به روش نسبت طیفی بین میانگین مؤلفههای افقی و قائم ارتعاشات در یک نقطه (HVSR یا HVSR) موسوم به روش تکایستگاهی ناکامورا (Nakamura, 1989) اشاره کرد. این روش، به دلیل کاربردهای ویژه آن همچنان موردتوجه محققین علوم زمین است.

ایده استفاده از روش HVSR برای تکایستگاه، برای نخستین بار توسط (1971) Nogoshi and Igarashi موردبررسی قرار گرفت که طی این پژوهش ارتباط بین منحنی HVSR و منحنی بیضیواری موج ریلی را موردبررسی قراردادند و انطباق تصادفی بین قله ویژه با کمترین میزان فرکانس با فرکانس تشدید (fo) را بهعنوان 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 می-شود:

$$f_0 = \frac{v_s}{4h} \tag{1}$$

که در این رابطه  $f_0$  بیانگر فرکانس تشدید اساسی،  $V_{
m s}$  میانگین سرعت برشی و h ضخامت لایه است.

روش HVSR، یک ابزار مفید بهمنظور مطالعه ساختارهای زیرسطحی و اثر ساختگاه است که برای مناطق با لرزهخیزی کم تا متوسط بهدلیل اندک

بودن ثبت دادههای لرزهای توصیه میشود (Kyaw et al., 2015). میانگین HVSR در هر پنجره زمانی اعمالشده بر امواج با استفاده از رابطه ۲ برآورد میشود (Delgado et al., 2000) :

$$HVSR = \frac{\sqrt{N(f)^2 + E(f)^2}}{\sqrt{2V(f)^2}}$$
(7)

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 باضخامت آن توسط رابطه ۳ نشان داده می شود ( Ibs-von Seht and Wohlenberg 1999 ):  $H = a f_r^b$  (۳)

به صورتی که H نشاندهنده ضخامت رسوبات، f<sub>r</sub> بیان گر فرکانس تشدید اساسی و a و b ضرایب هم،ستگی مرتبط با ویژگیهای هندسی و ژئوتکنیکی ساختگاه است.

## 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 موردمطالعه 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 موردمطالعه 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 سهمولفه ای کوتاه دوره گورالپ مدل CMG-6T با فواصل ۲۵ متری میان هر ایستگاه بهمنظور 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، به صورتی که هر سه سنسور، در سه ایستگاه نخست نصب شده و ارتعاشات محیطی را برداشت کردهاند، سپس جابجا شده و در ادامه درازای پروفیل، برداشت داده بدین صورت انجام شده است. این لرزهنگارها قابلیت ثبت امواج لرزهای در بازه فرکانسی ۰٫۰۳۳ تا ۵۰ هرتز رادارند و تعداد نمونههای ثبتشده 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 انجامنشده است (شکل ۸).



شکل۸: تصویر ماهوارهای کنونی از گستره طاقدیس پردیسان. پروفیل لرزهای (نقاط زردرنگ) با راستای N۳۵۴ درجه بهصورت عمود بر راستای ساختار پردیسان طراحی و برداشتشده 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.

بهمنظور 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 میان گذر math مرتبه ۴، امواج در بازه فرکانسی ۴٫۰ تا ۱۰ هرتز فیلتر می-شوند.

در مرحله اصلی پردازش ارتعاشات محیطی، از نرمافزارهای -Geopsy (Bignardi et al., 2018) processing toolkit (Wathelet, 2007) به منظور بر آورد طیف HVSR استفاده شده است. در این مرحله، به منظور پردازش ارتعاشات در فرکانس مشخص و مطلوب، پنجرههای زمانی ۳۰ ثانیه با هم پوشانی 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 می شوند با استفاده از روش STA/LTA حذف شده است (شکل ۹). همچنین، در این مرحله از تبدیل فوریه سریع (FFT) به منظور بر آورد طیفها استفاده می شود و درنهایت طیفهای به دست آمده با استفاده از تابع Konno and Ohmachi, نرم<sup>۵</sup> می شوند ( 1998).



شکل۹: پنجرههای زمانی انتخاب شده 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 انتخاب شده به منظور بر آورد طیف HVSR به ازای هر پنجره زمانی بر پایه آزمون وخطا و دریافت بهترین نتیجه بازه ۲۰٫۴ تا ۱۰ هرتز بوده

#### نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره۸، شماره ۱، ۱۴۰۱.

است. بهمنظور برآورد منحنی HVSR برای هر نقطه خاص از پروفیل لرزه-ای، در ابتدا باید نسبت طیفی تمامی پنجرههای زمانی اعمالشده بر سیگنال برآورد شود، سپس میانگین این نسبتها برابر با منحنی HVSR موردنظر خواهد بود (شکل ۱۱).

همان طور که در شکل ۱۱ دیده می شود، قله مشاهده شده در منحنی HVSR نشان دهنده فرکانس (پریود) تشدید اساسی (fo) 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 می شوند. این قلهها را می توان از طریق ابزارهای Damping و H/V Rotate موجود در نرم افزار Geopsy شناسایی کرد؛ بنابراین، به کمک طیف برآورد شده، دامنه (ضریب) تشدید فرکانس تشدید اساسی نیز استخراج می شود.

پارامترهای دینامیکی برآورد شده از طریق نسبت طیفی HVSR به کمک بسته نرمافزاری OpenHVSR-processing toolkit به صورت یک برش-عرضی دوبعدی تصویرسازی میشوند که نشاندهنده ساختارهای زیر-سطحی است (شکل ۱۲).





با استفاده از این منحنی، فرکانس تشدید و دامنه تقویت شدگی که از پارامترهای دینامیکی رسوبات هستند برای همه ایستگاهها در درازای پروفیل لرزهای محاسبه می شود. با تصویر سازی این دو پارامتر، ساختارهای زیر سطحی بر آورد می شوند.

Smoothing<sup>a</sup>



شکل۱۲: نیمرخ توپوگرافی سطحی و ساختار زیرسطحی بر آورد شده در راستای پروفیل لرزهای بهصورت یک برش عرضی دوبعدی.

(شکل ۱۲) نیمرخ توپوگرافی با استفاده از دادههای ALOS PALSAR ترسیمشده است. نیمرخ توپوگرافی در پهنه ۲۰۰ متری ترسیمشده 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 دادهشده 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 شناساییشده بهاحتمالزیاد 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. نقطه چینها و خطچینهای مشکیرنگ که به ترتیب قاعده نهشتههای زردرنگ و سبز-رنگ را نشان میدهند باهدف بررسی جابجایی شاقولی در دو بلوک شمالی و جنوبی آنومالیهای (۱) و (۲) ترسیم شدهاند. پیکان افقی سیاه رنگ، 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). ازاینرو، سه آنومالی ناشی از تقویت شدگی غیرعادی فرکانس تشدید اساسی لایهها، تداخل قابل توجهی را با لایه ضخیم سبزرنگ (نهشتههای آبرفتی سازند هزاردره (؟)) ایجاد کرده است. این سه آنومالی،

با جایگاه مکانی و هندسه گسلهای شناسایی شده حاصل از بررسیهای ریختزمین ساختی (شکل ۶) و تغییرات توپوگرافی (شکل ۱۲) منطبق است. به صورتی 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 نیم رخ توپوگرافی با استفاده از پیکانهای سیاه نمایش داده شده است.

از دیگر شواهد زیرسطحی می توان به جابه جایی نهشته های نزدیک به سطح (زردرنگ در شکل ۱۰؛ نهشته های آبرفتی واحد C (؟)) در بلوک های شمال و جنوب آنومالی شماره ۱ اشاره کرد. جابه جایی شاقولی و بالاآمدگی نهشتههای آبرفتی جوان در بلوک شمالی نسبت به فرودیواره گسل دیده می شود (نقطه چین سیاه رنگ در شکل ۱۰). جابجایی شاقولی دیگری نیز در بلوکهای شمال و جنوب آنومالی شماره ۲ با مقایسه قاعده نهشتههای ضخیم سبزرنگ دیده می شود (خطچین سیاه رنگ در شکل ۱۲). در این جابجایی چون جابجایی مرتبط با آنومالی شماره ۱، بلوک شمالی نسبت به بلوک جنوبی (فرودیواره گسل) دچار بالاآمدگی شده است، با این تفاوت که میزان جابجایی شاقولی در این آنومالی نسبت به آنومالی شماره ۱ کمتر است. با توجه به تفاوت در مقدار ظاهری این دو جابجایی، 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 سنگ بستر (ساختگاه) به دلیل پیادهسازی به-نسبت آسان و مقرون به صرفه روش مناسبی است. از محدودیتهای این روش ناتوانی در شناسایی ساختارهای زیر سطحی در ژرفای بیشتر از سنگ-بستر است. ازاین رو، برای مطالعه گسلهای ژرف و برآورد هندسه این ساختارها در ژرفا افزون بر روش HVSR نیاز است تا روش دیگری باقابلیت توانایی شناسایی ساختارهای زیر سطحی در ژرفای بیشتر از سنگ بستر به-کار گرفته شود. روش طنین (ژرف) سنجی خردلرزهها (MSM) به عنوان روشی مناسب برای برآورد این دسته از ساختارها پیشنهاد می شود.

## منابع

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

#### نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره۸، شماره ۱، ۱۴۰۱.

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 https://www.scirp.org/(S(351jmbntvnsjt1aadkposzje))/ reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=19997 87.
- Khalili, M. and A. V. Mirzakurdeh (2019), Fault detection using microtremor data (HVSR-based approach) and

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&si g=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 Pilastri (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.,

#### ابوعلی و همکاران، شناسایی آثار گسل پردیسان پیرامون برج میلاد با استفاده از بررسیهای ریختزمینساختی و پردازش ارتعاشات محیطی ، صفحات 15-12.

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), Paleoearthquakes 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

electrical resistivity survey, *Journal of Rock 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 to



Shahrood University of Technology

(JRAG) 2022, VOL 8, No 1 (DOI): 10.22044/JRAG.2021.10049.1298



# Detection of Pardisan fault zone around Milad Tower using morphotectonic investigations and ambient vibrations HVSR technique

Aria Abooali<sup>1</sup>, Habib Rahimi<sup>2\*</sup>, Mohammad Foroutan<sup>3</sup> and Ahmad Zarean<sup>4</sup>

Master Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran
 Associate professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran
 Assistant Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran
 Assistant Professor, School of Civil Engineering, College of Engineering, Islamic Azad University, Shabestar branch, Iran

Received: 7 September 2020; Accepted: 27 February 2021

Corresponding author: rahimih@ut.ac.ir

KeywordsExtended AbstractMeasuring ambient vibrationSummaryHVSR techniqueInvestigation of geometric and morphological properties of active faults, as seismic<br/>sources, is one of the most fundamental steps for assessing seismic hazard in urban<br/>areas. Due to the tectonic setting of Tehran metropolis and its location at the southerm<br/>foothills of the Central Alborz, as part of the Alpine-Himalayan seismic belt, it has<br/>experienced several large and moderate earthquakes in the past. Therefore,

identification of active faults and collection of information about them in this urban area are essential. Since some of the fault zones in this area are buried in the Quaternary alluvial deposits, implementation of subsurface techniques, such as seismography, remains inevitable to identify the geometric characteristics of these faults and trace them at depth. The operational complexities and costs of seismic operations in urban areas enforce us in this study to utilize ambient vibrations along the lines of microtremors and microseisms as one of the passive seismic methods. In this study, we first identify surface deformations related to the activity of faults by conducting morphotectonic investigations to detect blind fault zones around the Milad Tower. Then, seismic profiles have been designed and collected according to the perceived position and strike of fault structures and the Pardisan anticline. Ambient vibrations are processed along the seismic profile using the horizontal to vertical components spectral ratio (HVSR) method to estimate dynamic parameters of the Quaternary sediments. The dynamic parameters of the sediments include predominant frequency and resonance amplitude of waves in deposits, and determination and visualization of them in a two-dimensional (2D)cross-section eable us to estimate the thicknesses of the sediments and depths of anomalies. As a result of examining the anomalies in the subsurface structure and their coherency with the morphotectonic investigations, evidence of the activity of the Pardisan blind fault zone has been identified and presented.

#### Introduction

The active deformation along the southern margin of the Central Alborz and in Tehran piedmont is partly accommodated by faultrelated folded structures. According to morphotectonic investigations, some of these structures are controlled by the activity of blind thrust faults. Since the Pardisan fault is buried in thick Quaternary deposits, in this study, we have used the passive seismic ambient vibrations method to locate and specify its subsurface geometry.

#### **Methodology and Approaches**

In this study, ambient vibrations are processed using HVSR or Nakamura method, which is a powerful tool to study subsurface structures and site response, especially in the region with low-to-moderate seismic activities. Dynamic parameters of sediments such as predominant frequency and resonance amplitude are estimated by the HVSR method, and then, are visualized in a 2D cross-section using the Geopsy and the openHVSR-processing toolkit software.

#### **Results and Conclusions**

Three anomalies have been identified in the subsurface structures, which are coherent with the morphotectonic signals at the ground surface, indicating the location and geometry of the Pardisan blind fault zone around the Milad Tower. Beside the quick procedure and cost-effective implementation of the HVSR method, the results of this study imply the efficiency of this technique in detection of blind faults above the bedrock. One of the limitations of this method is its inability to identify subsurface structures beneath the bedrock. Therefore, it is necessary to use a supplementary technique such as microseismic sounding method (MSM) to detect subsurface structures below bedrock.