

شناسایی نشانه‌های ضعیف تهدیدات زمین‌لرزه با بررسی بزرگ‌نمایی امواج زلزله با طول‌موج بلند در منطقه مکران ایران

محمد عنایت کورچین قلعه^{۱*}، ابوذر سیفی گلستان^۲ و لیلا مجیدی^۳

^۱ دکتری زلزله‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه، زنجان، ایران

^۲ استادیار، پژوهشگر گروه عرصه‌های نوپدید، دانشگاه عالی دفاع ملی، تهران، ایران

^۳ دانشجوی دکتر، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۲۶، پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۲۹)

چکیده

در ادبیات آینده‌پژوهی مفهوم نشانه‌های ضعیف مفهومی پیشرو در سیستم‌ها و الگوهای پیش‌نگری محسوب می‌شود که به تدریج وارد حوزه‌های دیگر شده است. اصطلاح نشانه ضعیف به اطلاعاتی گفته می‌شود که نادیده یا کم ارزش در نظر گرفته شده‌اند و یا اطلاعات ناقصی در مورد آنها وجود دارد ولی بی‌تدبیری در مواجهه با آنها منجر به یک پیامد بزرگ می‌شود. مطالعه حاضر به بررسی اثر حوضه رسوبی بر تقویت دامنه امواج طول‌موج بلند زمین‌لرزه با دوره تناوب ۱-۱۰ ثانیه، در منطقه فرورانش مکران به عنوان یک تعریف فنی نشانه ضعیف در زلزله‌شناسی می‌پردازد. فرورانش مکران دارای حوضه رسوبی با رسوبات ضخیم است که می‌تواند باعث تقویت دامنه امواج لرزه‌ای در طول موج‌های بلند (دوره تناوب بلند) شود. این پدیده به‌ویژه برای سازه‌های بلند در مناطق ساحلی اهمیت ویژه‌ای دارد. شکل و ساختار حوضه رسوبی از عوامل موثر در تقویت دامنه امواج زمین‌لرزه هستند و عواملی مانند تصحیحات ضریب گسترش هندسی و بزرگا، جذب ذاتی، سازوکار و موقعیت زمین‌لرزه‌ها، خطای مکان‌یابی، اختلاف مدل با زمین واقعی در محاسبه این تقویت دامنه خطا و عدم قطعیت وارد می‌کند. برای بررسی اثر حوضه رسوبی از شبیه‌سازی زمین‌لرزه‌ها و بررسی داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی و دورلرز استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد که در منطقه مکران ساحلی، دامنه امواج لرزه‌ای در بازه دوره تناوب ۱ تا ۴ ثانیه تا حدود ۴ برابر تقویت می‌شوند. نتایج شبیه‌سازی در مقایسه با زلزله‌های محلی و دورلرز در قسمت‌هایی که مدل استفاده شده دقت بالایی دارد همخوانی خوبی دارد. تقویت دامنه امواج زمین‌لرزه در حالی اتفاق می‌افتد که نتایج اثر ساختار مرسوم (H/V) در دو ایستگاه واقع در مکران ساحلی، هیچ تشدید دامنه‌ای را نشان نمی‌دهد. این معیار به عنوان تعریف کارکردی از مفهوم نشانه ضعیف در مواجهه با خطر زمین‌لرزه ارائه می‌دهد که می‌تواند از غافل‌گیری سازمان‌ها در زمان بحران پیشگیری کند.

کلمه‌های کلیدی: مکران ساحلی، تقویت دامنه امواج، تحلیل خطر زمین‌لرزه، نشانه‌های ضعیف، آینده‌پژوهی

۱ مقدمه

نشانه ضعیف به نشانه‌هایی از گسترش رویدادی گفته می‌شود که در حال حاضر و در زمانی که باید برای جلوگیری از تبعات آن اقدامی صورت گیرد، اطلاعات ناقصی وجود دارد و یا داده‌ای که در ابتدا ناچیز به نظر برسد اما بررسی آن منجر به یک هشدار شود و در واقع داده‌های ابتدایی هستند که شناسایی و تحلیل آنها منجر به پیشگیری از غافل‌گیری در آینده می‌شوند (سیفی و پدرام ۱۳۹۹؛ سیفی و همکاران ۱۴۰۱). گارسیا نانس و همکاران (۲۰۲۰) نشانه‌های ضعیف را اطلاعاتی تعریف می‌کنند که بررسی و مطالعه آنها به مدیریت غافلگیری کمک می‌کند. در واقع کلمه ضعیف در اصطلاح نشانه‌های ضعیف به معنی کم اثر یا ضعیف بودن آن نشانه نیست و به ضعف در مدیریت آن اشاره دارد، ضعف در درک آن یا ضعف در اطلاعات موجود درباره آن و یا ضعف در مدیریت عواقب نادیده گرفتن آن. برخلاف ظاهر این اصطلاح، نشانه‌های ضعیف به پدیده یا عواملی اشاره دارد که می‌توانند منجر به فاجعه‌ای بزرگ شوند یا شده‌اند. در آینده‌پژوهی با جستجوی منابع، الگوها، و عوامل تغییر یا ثبات، به تجسم آینده‌های بالقوه و برنامه‌ریزی برای آنها می‌پردازد و نشانه‌های ضعیف یکی از مواردی است که در سال‌های اخیر به عنوان یکی از راه‌های پیشگیری از غافل‌گیری به آن بیشتر پرداخته شده است.

کمی‌سازی تقویت جنبش زمین در حوضه‌های رسوبی یکی از مسائل کلیدی است که زلزله‌شناسان و مهندسان زلزله با آن مواجه هستند. اثر حوضه رسوبی در امواج زمین‌لرزه که از تعامل امواج حجمی با مرزهای حوضه رسوبی ایجاد می‌شوند، نمود پیدا می‌کند. بسته به محتوای فرکانسی، امواج در برخورد با ناهمگنی‌های سرعتی در اثر بازتاب‌ها و شکست‌ها، تضعیف یا تقویت می‌شوند. بنابراین، دامنه‌های طیفی به شدت به ویژگی‌های مواد لایه‌های زمین و همچنین هندسه ناهمگنی‌ها بستگی دارند.

یکی از ناهمگنی‌های سرعتی متداول در زمین حوضه‌های رسوبی هستند. معادلات تجربی و تحلیلی متعددی برای تخمین فرکانس تشدید بنیادی حوضه‌های رسوبی وجود دارد که بر اساس عرض، عمق و سرعت امواج برشی تعیین می‌شوند (بارد و بوشون، ۱۹۸۵؛ پائولوچی، ۱۹۹۹). زمانی که این فرکانس تشدید به یکی از فرکانس‌های حرکت زمین در زمین‌لرزه نزدیک شود، تقویت رخ می‌دهد. مشاهدات زمین‌لرزه‌های گذشته مانند زمین‌لرزه ۱۹۸۵ مکزیکوسی، زمین‌لرزه ۱۹۹۹ چی‌چی، زمین‌لرزه ۲۰۱۰ دارفیلد، زمین‌لرزه ۲۰۱۱ کریست‌چرچ، اطلاعات ارزشمندی درباره تقویت امواج لرزه‌ای در مناطق حوضه‌ای ارائه داده‌اند (بارد و همکاران، ۱۹۸۸؛ فلچر و ون، ۲۰۰۵؛ بردلی، ۲۰۱۲؛ بردلی و کوبرینوسکی، ۲۰۱۱). مهندسان به طور گسترده از معادلات پیش‌بینی جنبش زمین (GMPEs) برای محاسبه معیارهای شدت حرکت زمین مانند بیشینه شتاب زمین (PGA)، بیشینه سرعت زمین (PGV)، بیشینه جابجایی زمین (PGD) یا طیف شتاب (Sa در دوره‌های طبیعی مختلف) استفاده می‌کنند. در نظر گرفتن اثرات تقویت در این معیارهای شدت به‌عنوان تابعی از عمق حوضه و فرکانس امواج لرزه‌ای با استفاده از GMPEs کار ساده‌ای نیست، زیرا GMPEs پیچیدگی‌های منبع لرزه‌ای و محیط انتشار را تنها به شکلی ساده‌شده در نظر می‌گیرند. شرایط محلی سایت در GMPEs با استفاده از Vs30 (سرعت موج برشی در ۳۰ متر بالایی از سطح) و پارامتر کاهندگی کاپا (κ) لحاظ می‌شود. با این حال، تخمین دقیق این پارامترها نیازمند تعداد زیادی داده جنبش قوی و اندازه‌گیری‌های پروفیل سرعت موج برشی است (پوگی و همکاران، ۲۰۱۲؛ گرگور و همکاران، ۲۰۱۴). همچنین، در حوضه‌های رسوبی بزرگ و عمیق، اثر تقویت سایت که با Vs30 کمی‌سازی می‌شود ممکن است کافی نباشد، زیرا لایه‌های عمیق‌تر رسوبی و هندسه حوضه نقش مهمی در تقویت دامنه امواج رسیده به سازه‌ها ایفا می‌کنند.

موج به بررسی اثر حوضه‌های ضخیم رسوبی سیاتل و تاکوما بر روی دامنه جنبش زمین در اثر زمین‌لرزه‌های مختلف پرداخته‌اند. نتایج آنها نشان می‌دهد بسته به سازوکار و آزیموت زمین‌لرزه‌ها نسبت به محل سایت، بزرگ‌نمایی شبیه‌سازی شده در بازه دوره تناوب ۲ تا ۱۰ ثانیه متغیر بوده و نمی‌توان یک عدد ثابت برای مقدار بزرگ‌نمایی نسبت داد. نکته حائز اهمیت در مطالعه ویرت و همکاران (۲۰۱۹) این است که اثر حوضه رسوبی می‌تواند بسیار چشم‌گیر بوده و در مطالعات تحلیل خطر باید در نظر گرفته شود. در مطالعه آنها بزرگ‌نمایی میانگین شبیه‌سازی شده تا ۵ برابر نیز مشاهده است.

حوضه‌های رسوبی مربوط به فروانش (منشور برافزایشی) معمولاً از بخش‌های پیشانی و دیرینه-برافزایشی تشکیل می‌شود. قسمت پیشانی از برش‌های برافراشته واحدهای رسوبی نسبتاً جوان‌تر تشکیل می‌شود، اما بخش دیرینه-برافزایشی می‌تواند از ساختارهای دوگانه سنگ‌های رسوبی قدیمی‌تر و گاهی دگرگون‌شده و سنگ‌های آذرین تراشیده شده از صفحه اقیانوسی زیرراند و سنگ‌های کنده شده از لبه صفحه روراند (به عنوان مثال انگیبوست و همکاران ۲۰۲۲) تشکیل شود. بخش پیشانی حوضه رسوبی منشور برافزایشی مکران برای مطالعات ارزیابی خطر زمین‌لرزه مهم است چون معمولاً این بخش دربرگیرنده رسوبات نرم و جوان‌تر با سرعت موج برشی کم است (عنایت و قدس، ۲۰۲۳؛ هابرلند و همکاران، ۲۰۲۱) که می‌تواند بطور قابل ملاحظه‌ای دامنه امواج زمین‌لرزه را افزایش دهد و باعث به وجود آمدن اثر حوضه رسوبی بر روی امواج زمین‌لرزه گردد. منطقه مکران همواره تحت تاثیر خطر زمین‌لرزه‌های بزرگ در داخل ایران و یا حتی زمین‌لرزه‌های بزرگ در قسمت پاکستانی فروانش مکران است. حوضه رسوبی فروانش مکران دارای یک سرعت رسوبات پایین بوده و امواج لرزه‌ای رسیده به این قسمت در طول موج‌های بلند (دوره تناوب بین ۲ تا ۱۰ ثانیه) در اثر این

حوضه‌های رسوبی ضخیم باعث به وجود آمدن اثر حوضه رسوبی شده و دامنه امواج رسیده به این مناطق را افزایش می‌دهند. این اثر مشابه اثر ساختگاه (زمین زیر سازه‌های مد نظر) بوده اما با این تفاوت که بر روی طول‌موج‌های (دوره تناوب) بلند اثر می‌کند. در این مطالعه منظور از طول‌موج بلند دوره تناوب بلند (long period) است. عوامل مختلف در میزان تقویت دامنه امواج دخیل هستند که از جمله آنها می‌توان به شکل حوضه رسوبی، نوع رخداد زمین‌لرزه (ساز و کار)، عمق و آزیموت زمین‌لرزه اشاره کرد. گریوز و همکاران (۱۹۹۸) نشان دادند که گوشه‌های حوضه رسوبی باعث تقویت دامنه امواج طول‌موج بلند زمین‌لرزه ۱۹۹۴ نورتریج در بخش شمال غرب حوضه لس‌انجلس شده و باعث خرابی‌های بیشتر نسبت به سازه‌های واقع در شمال حوضه بوده‌اند، شده است. پیلز و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از شبیه‌سازی سه بعدی زمین‌لرزه به بررسی اثر حوضه رسوبی در زیر شهر سانتیاگو شیلی پرداخته و نشان دادند که این اثر بسته به توپوگرافی منطقه، ساختارهای زمین‌شناسی و نوع گسیختگی می‌تواند متفاوت باشد و می‌تواند از این عوامل تاثیربردار باشد. مطالعه مایکست و همکاران (۲۰۱۰) نشان داد که ساختار حوضه باعث ایجاد ضریب تقویت حدود ۴ در مقایسه با شرایط سنگ سخت می‌شود. علاوه بر این، لایه‌های خاک نرم تشکیل شده در این ناحیه باعث تقویت ۲ برابری می‌شود که منجر به حداکثر تقویت دامنه امواج در داخل حوضه در حدود ۸ می‌شود. این مقدار با مقادیر تقویت دامنه بزرگ‌تر از ۵ که از تحلیل زمین‌لرزه‌های مشاهده‌شده به دست آمده است، مطابقت خوبی دارد و به‌طور قابل توجهی از مقادیر تقویت دامنه حدود ۲ تا ۳ که در تحلیل یک بعدی استاندارد به دست می‌آید، بیشتر است. شبیه‌سازی‌های آنها برای مکان‌های مختلف زمین‌لرزه نشان داد که لرزش زمین به شدت به مکان زمین‌لرزه و جهت‌گیری گسل وابسته است. ویرت و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از شبیه‌سازی انتشار

آمده است (شکل ۱). در این منطقه، صفحه عربی با سرعت همگرایی حدود ۲۳ تا ۲۵ میلی‌متر در سال به سمت شمال به زیر صفحه اوراسیا فرو رانده می‌شود (بایر و همکاران، ۲۰۰۶؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۷). این فرورانش که در اینجا به اختصار مکران نامیده می‌شود، شامل منشور برافزایشی وسیعی است که توسط دو گسله ترافشارشی شمالی-جنوبی در شرق و غرب محدود می‌شود. در بخش غربی، این گسله شامل سیستم امتدادلغز راست‌بر زندان-میناب است و در شرق، سیستم گسلی امتدادلغز چپ‌بر اورناچ-نال (Ornach-Nal) قرار دارد (بایر و همکاران، ۲۰۰۶). سیستم زندان-میناب به‌عنوان زون انتقالی میان فرورانش مکران و زون برخوردی زاگرس عمل می‌کند، در حالی که سیستم اورناچ-نال به همراه پشته میان‌اقیانوسی موری (Murray Ridge) صفحه عربی را از صفحه هند جدا می‌سازد.

منشور برافزایشی مکران، با طولی نزدیک به ۹۰۰ کیلومتر و عرضی حدود ۳۵۰ کیلومتر، یکی از شاخص‌ترین ساختارهای این منطقه است که در نتیجه رسوب‌گذاری با نرخ بالا و شیب کم فرورانش شکل گرفته است. فرایند فرورانش در این بخش از اواخر کرتاسه یا حتی پیش از آن، بین حدود ۶۵ تا ۱۵۰ میلیون سال پیش آغاز شده است (بربریان و همکاران، ۱۹۸۱؛ مک‌کال و کید، ۱۹۸۲؛ پلات و همکاران، ۱۹۸۸). این رویداد هم‌زمان با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و فرو رفتن صفحه عربی به زیر صفحه اوراسیا بوده است (فرهودی و کریگ، ۱۹۷۷؛ وایت و لوودن، ۱۹۸۲؛ پلات و همکاران، ۱۹۸۸). افزون بر شکل‌گیری فرورانش مکران، این تحول زمین‌شناسی در بازه‌ای بین ۲۰ تا ۳۵ میلیون سال گذشته به پیدایش سیستم کوه‌زایی زاگرس نیز منتهی شده است (مک‌کواری و ونهینزبرگن، ۲۰۱۳؛ تورسویک و کاکس، ۲۰۱۶). ساختار گوه برافزایشی مکران به طور عمده شامل گسله‌های راندگی و چین‌های گسترده است (پلات و همکاران،

حوضه می‌تواند دچار تقویت دامنه شوند. این تقویت دامنه در طول‌موج‌های بلند بر روی سازه‌های بلند بیشتر از سازه‌های کوچک تاثیرگذار است. این منطقه شامل بنادر در حال رشد مانند چابهار و کنارک است و بنادر تجاری دارای سازه‌های بزرگ مانند اسکله‌ها و هتل‌ها و مراکز تجاری بزرگ هستند. همچنین با توجه به نتایج بدست آمده در مطالعه عنایت و قدس (۲۰۲۴) قسمت ساحلی مکران، منطقه‌ای مستعد از لحاظ امکان وجود منابع هیدروکربنی است. در صورت وجود این منابع در منطقه، احتمال ساخت پتروشیمی‌ها و چاه‌های نفت در منطقه وجود دارد. بنابراین با توجه به امکان وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در منطقه، اثر حوضه رسوبی و تقویت دامنه امواج طول‌موج بلند حاصل از زمین‌لرزه در این منطقه باید بررسی شده و در مطالعات تحلیل خطر در نظر گرفته شود.

برای بررسی اثر حوضه رسوبی بر روی دامنه امواج طول‌موج بلند زمین‌لرزه در منطقه مکران ابتدا از شبیه‌سازی زمین‌لرزه‌های تصادفی استفاده شده است. پس از اعمال تصحیحاتی نظیر اثر بزرگا و گسترش هندسی، دامنه‌های بدست آمده بر دامنه ایستگاه مرجع تقسیم شده و میزان تقویت دامنه محاسبه شده است. در ادامه با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی و دورلرز نیز اثر تقویت دامنه امواج طول‌موج بلند مشابه قسمت شبیه‌سازی، بدست آمده است. در ادامه با بررسی داده‌های شتاب زمین‌لرزه ۲۰۱۳ سراوان (شاهوار و همکاران ۲۰۲۱) این اثر بر روی داده‌های شتاب‌نگاری مشاهده و بررسی شده است. همچنین وجود این اثر در منطقه با استفاده از داده‌های H/V برای ایستگاه‌های واقع در منطقه مکران نیز بررسی شده است.

۲ زمین‌شناسی و لرزه‌خیزی منطقه

منطقه فرورانش مکران، بخشی از کمربند کوه‌زایی آلپ-همیالیا، به دلیل فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه اوراسیا در جنوب غربی پاکستان و جنوب شرقی ایران به وجود

۱۹۸۸؛ بورگ و همکاران، ۲۰۱۳).

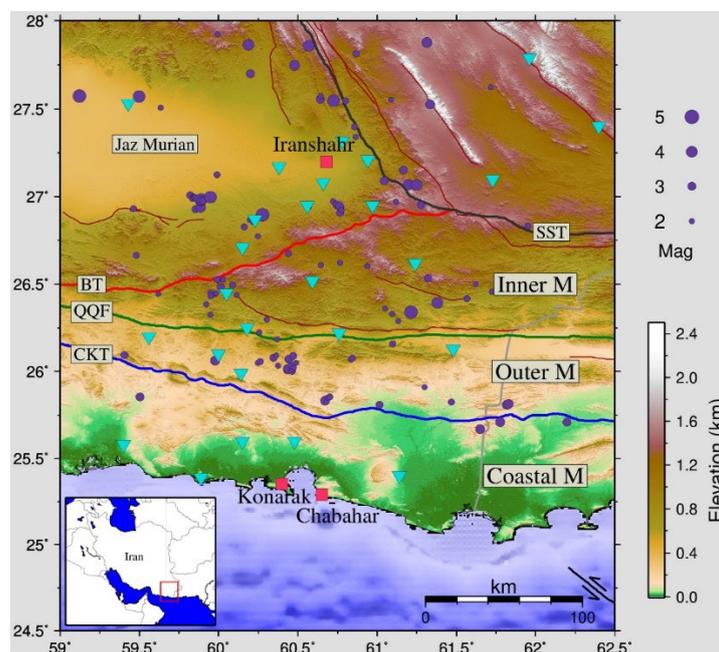
در بخش ساحلی منشور مکران، میزان کوتاه‌شدگی سالانه حدود ۰.۸ تا ۱.۲ میلی‌متر برآورد شده که تقریباً ۱۵ درصد از کل همگرایی ثبت‌شده توسط GPS میان خط ساحلی و کمان آتشفشانی را در بر می‌گیرد (حقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۲). این بخش ساحلی و دریایی منشور توسط کمربندی ساحلی جدا می‌شود که گسله‌های نرمال و گل‌فشان‌های فراوانی در آن مشاهده می‌شود (وون‌راد و همکاران، ۲۰۰۰؛ بک و مورلی، ۲۰۱۶). ساختارهای دریایی شامل گسله‌های کششی قاشقی، گل‌فشان‌ها، گسله‌های راندگی و چین‌ها هستند. بر اساس پژوهش بورگ و همکاران (۲۰۱۳)، منشور مکران بر مبنای گسله‌های راندگی غالب منطقه به چهار بخش اصلی مکران ساحلی، خارجی، داخلی و شمالی تقسیم می‌شود (شکل ۱). بخش مکران ساحلی میان گسله چاه‌خان (Chah Khan thrust) در شمال و خط ساحلی در جنوب قرار گرفته است. این بخش شامل رسوبات جوانی است که در دوره میوسن پسین تا پلیستوسن تشکیل شده‌اند و شامل مارن‌ها همراه با مقدار کمی ماسه‌سنگ آهکی، کنگلومرا و رسوبات قاره‌ای هستند (بورگ، ۲۰۱۸؛ بورگ و همکاران، ۲۰۱۳). مکران ساحلی در مقایسه با بخش‌های شمالی جوان‌تر و کمتر تغییرشکل‌یافته است و در این ناحیه هیچ گسله راندگی مشاهده نمی‌شود. ساختار رایج در این بخش گسله‌های نرمال است که در نتیجه کشش ناشی از زیرراندگی (under-plating) ایجاد شده‌اند (کوپ و همکاران، ۲۰۰۰). این گسله‌های نرمال در هر دو جهت شرقی-غربی و شمالی-جنوبی گسترش دارند (دولتی و بورگ، ۲۰۱۳) و از پلیستوسن تا زمان حاضر فعال بوده‌اند (گراندو و مک‌کلی، ۲۰۰۷؛ دولتی و بورگ، ۲۰۱۳). گل‌فشان‌ها در طول مکران ساحلی و شکستگی‌های همراه با رسوبات به گسله‌های نرمال و کشش موجود در این بخش مرتبط هستند. چندین گل‌فشان فعال در جنوب روستای کهر و

نزدیک به خط ساحلی وجود دارند. دیگر ساختار برجسته مکران ساحلی چین‌های بسیار بزرگ و باز با طول‌موج بیش از ۲۰ کیلومتر، دامنه کم و روند تقریباً شرقی-غربی است. بخش مکران خارجی میان گسله قصرقند (Ghasr-e-Ghand thrust) و چاه‌خان قرار دارد و عمدتاً از رسوبات توریدایتی و شیل‌های اواخر اولیگوسن تا میوسن پایانی تشکیل شده است. ساختار اصلی این بخش شامل چین‌های باز با روند شرقی-غربی است. بخش مکران داخلی میان دو گسله بشاکرد (Bashakerd thrust) و قصرقند واقع شده و شامل سنگ‌های ائوسن تا میوسن است. این بخش با اولیستستروم‌های گسترده، گسله‌های راندگی و گسله‌های امتدادلغز مشخص می‌شود. بخش مکران شمالی میان گسله بشاکرد در جنوب و فروافتادگی جازموریان در شمال قرار دارد. ساختارهای اصلی این بخش شامل سکانس‌های افیولیتی، ملائزهای رنگی و تکه قاره باجگان-دورکان است که نمایانگر بقایای زون فروانش کرتاسه هستند (بورگ، ۲۰۱۸؛ بورگ و همکاران، ۲۰۱۳).

منطقه فروانش مکران نسبت به سایر مناطق فروانش در جهان از نظر لرزه‌ای منطقه‌ای نسبتاً آرام به شمار می‌رود (اکبرزاده اقدم و همکاران ۲۰۲۳). با این حال، بخش غربی آن نسبت به بخش شرقی فعالیت لرزه‌ای کمتری را تجربه می‌کند (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). هیچ شاهدی از وقوع زمین‌لرزه بزرگ تاریخی در بخش غربی وجود ندارد و تنها یک رویداد مبهم در سال ۱۴۸۳ گزارش شده که مکان و تاریخ آن مورد بحث قرار گرفته است (امبراسیس و ملوویل، ۲۰۰۵). در حالی که بخش غربی زمین‌لرزه‌های بزرگ را تجربه نمی‌کند، یک زمین‌لرزه تاریخی مولد سونامی در بخش شرقی در سال ۱۹۴۵ با بزرگای گشتاوری ۸.۳ ثبت شده است (امبراسیس و ملوویل، ۲۰۰۵). این سطح پایین لرزه‌خیزی شامل رویدادهای ثبت‌شده دستگاهی نیز می‌شود. طی یک دوره کوتاه از ثبت داده‌های لرزه‌نگارهای کف اقیانوس در جنوب مکران غربی، هیچ فعالیت لرزه‌ای

غیرمتراکم و نرم که حرکت نسبی صفحات را روان می‌کند، تقریباً بدون لرزه باشد. بر اساس داده‌های GPS، پنی و همکاران (۲۰۱۷) پیشنهاد کردند که سطح تماس فرورانش در مکران غربی قفل شده است. خرمی و همکاران (۲۰۱۹) نیز بیان کردند که بخش شرقی مکران قفل‌شدگی بیشتری دارد و بخش غربی به صورت جزئی قفل شده است. نتایج مدل‌سازی عباسی و همکاران (۲۰۲۳) با استفاده از داده‌های GPS به روز شده‌شان نشان می‌دهد منطقه مکران غربی خطر زمین‌لرزه کمتری نسبت به مکران شرقی و حتی زون گذار بین مکران و زاگرس دارد و تجمع تنش در این منطقه به دلیل حرکت رو به شمال بلوک لوت کمتر از مکران شرقی است. اکبرزاده اقدم و همکاران (۲۰۲۴) با استفاده از داده‌های ثبت شده توسط شبکه مکران دانشگاه تحصیلات تکمیلی در منطقه نشان دادند عمده لرزه‌خیزی منطقه در امتداد صفحه فرورونده در اعماق

قابل توجهی مشاهده نشد (نیازی و همکاران، ۱۹۸۰). اکبرزاده اقدم و همکاران (۲۰۲۳) نشان دادند که حتی با در نظر گرفتن نرخ همگرایی کم فرورانش مکران، نرخ لرزه‌خیزی و آزادسازی ممان لرزه‌ای این فرورانش در مقایسه با سایر مناطق فرورانش مانند آلاسکا، شیلی، کوریل و مکزیک بسیار کمتر است. آنها با مقایسه نرخ سالانه آزادسازی ممان در مکران با سایر مناطق فرورانش انتخاب‌شده نشان دادند که آزادسازی ممان در منطقه ابراندگی مکران حدود ۷ تا ۳۰۰ برابر کمتر است. عدم وقوع زمین‌لرزه ابراندگی در بخش غربی یک پرسش بنیادی است و در مطالعات مختلف به دو رفتار لرزه‌ای متفاوت فرورانش بدون لرزه یا مرز صفحه‌ای قفل شده که منتظر وقوع یک زمین‌لرزه بزرگ است، اشاره شده است. بایرن و همکاران (۱۹۹۲) بر این باور بودند که فرورانش در مکران غربی ممکن است به دلیل حضور مقدار زیادی مواد



شکل ۱. نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه. مکران ساحلی، خارجی و داخلی به ترتیب با Coastal M، Inner M و Outer M نشان داده شده‌اند. گسله بشاکرد (BT) به عنوان مرز شمالی مکران داخلی، گسله قصرقند (QOF) به عنوان مرز بین مکران داخلی و خارجی و گسله چاه‌سخان (CKT) به عنوان مرز بین مکران ساحلی و خارجی به ترتیب با خطوط ضخیم قرمز، سبز و آبی نمایش داده شده است. SST نشان دهنده گسله رورانده سیستان سیاهان است. ساختارهای مشخص شده از مطالعه بورگ (۲۰۱۸) برگرفته شده است. ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده شده در منطقه با مثلث‌های آبی و بنادر مهم چابهار و کنارک و شهر ایران‌شهر با مربع‌های قرمز مشخص شده است. دایره‌های بنفش موقعیت و بزرگای زلزله‌های محلی استفاده شده در این مطالعه که از مطالعه اکبرزاده اقدم و همکاران (۲۰۲۴) برگرفته شده‌اند را نشان می‌دهد.

۲۰۱۹؛ پیلز و همکاران، ۲۰۱۱؛ میکست و همکاران، ۲۰۱۰) حوضه رسوبی مورد مطالعه معمولاً یک حوضه رسوبی تقریباً کاسه‌ای شکل بوده و از اطراف توسط قسمت‌های بدون رسوبات عمیق محاط شده است اما منطقه مکران دارای یک حوضه رسوبی از نوع منشور برافزایشی بوده و فقط از سمت شمال به پوسته سخت قاره‌ای مجاور شده است و یک شکل کاسه‌ای ندارد. این تفاوت در نحوه چیدمان زمین‌لرزه‌ها و استراتژی برخورد با مسئله تاثیرگذار است. به طور مثال در مطالعه ویرت و همکاران (۲۰۱۹) زمین‌لرزه‌ها با آزمون‌های مختلف دور حوضه رسوبی سیاتل در نظر گرفته شده است تا اثر حوضه رسوبی برای پارامتر آزمون زمین‌لرزه بررسی شود. نتایج مختلف نشان می‌دهد بسته به اینکه زمین‌لرزه در کجا رخ دهد، شکل حوضه چگونه باشد و مشخصات خود زمین‌لرزه (عمق و سازوکار)، میزان تقویت دامنه می‌تواند متفاوت باشد. در منطقه مکران (قسمت ایرانی و پاکستانی) اطلاعات ژئوفیزیکی دیگر مانند مغناطیس‌سنجی، گرانی‌سنجی زمینی و حتی لرزه با وسعت بیشتر از مطالعه هابرلند و همکاران (۲۰۲۲) و یک شبکه مترکم‌تر و دائمی به همراه ایستگاه‌های دریایی مورد نیاز است تا بتوان به طور دقیق‌تری لرزه‌خیزی و ساختار منطقه را مطالعه کرد. به همین دلیل در این مطالعه با توجه به شکل حوضه رسوبی مکران، تعداد ۴۵ زمین‌لرزه به صورت کاملاً تصادفی در منطقه در نظر گرفته و شبیه‌سازی انجام شد. سازوکار زمین‌لرزه‌ها نیز به صورت کاملاً تصادفی در نظر گرفته شد تا با استفاده از میانگین‌گیری نتایج اثر الگوی تابش نیز تا حدودی حذف شود. در ادامه این مطالعه از داده‌های زمین‌لرزه‌های واقعی ثبت شده توسط شبکه مکران دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان (اکبرزاده اقدم و همکاران، ۲۰۲۴) برای بررسی اثر حوضه رسوبی استفاده شده است. به دلیل اینکه تعداد زمین‌لرزه‌های ثبت شده کم بوده و سازوکار اکثر آنها با توجه به کوچک بودن بزرگای آنها بدست نیامده است، در

متوسط و در اعماق کم در طول جغرافیایی حدود ۶۰ درجه و اطراف جازموریان متمرکز شده است. با این حال با توجه به نبود زمین‌لرزه بزرگ در این منطقه برای سالیان زیاد امکان وقوع زمین‌لرزه بزرگ در این منطقه همچنان وجود دارد.

۳ روش حل

در این مطالعه از روش استفاده شده در مطالعه ویرت و همکاران (۲۰۱۹) الگو گرفته و تلاش شده تا میزان تقویت دامنه برای منطقه مکران شبیه‌سازی شود. در روش استفاده شده در مطالعه ویرت و همکاران (۲۰۱۹) برای یک مدل زمین نزدیک به واقعیت، زمین‌لرزه‌های مختلف با سناریوهای مختلف در نظر گرفته شده و شبیه‌سازی انجام می‌شود. اثر گسترش هندسی نگاشت‌های شبیه‌سازی شده با استفاده از ضرب کردن دامنه‌ها در فاصله بین ایستگاه‌ها و هر زمین‌لرزه به صورت تقریبی حذف می‌شود. در اینجا با توجه به اینکه زمین‌لرزه‌های شبیه‌سازی شده در فواصل محلی در نظر گرفته می‌شود بنابراین بیشینه دامنه بر روی بسته موج برشی مستقیم قرار گرفته و اثر گسترش هندسی به صورت کروی در نظر گرفته شده است. همچنین با توجه به فاصله کم و محتوای طول‌موج بلند (دوره تناوب ۱ تا ۱۰ ثانیه) در نظر گرفته شده، اثر جذب ذاتی ناچیز بوده و در نظر گرفته نشده است (ویرت و همکاران، ۲۰۱۹). پس از شبیه‌سازی و حذف اثر گسترش هندسی دامنه ثبت شده بر روی دو مولفه افقی در حوضه فرکانس در دوره تناوب‌های ۱ تا ۱۰ ثانیه خوانده شده و جمع برداری می‌شود. دامنه‌های خوانده شده برای هر زمین‌لرزه تقسیم بر دامنه ایستگاه مرجع (ایستگاهی که در خارج از حوضه رسوبی قرار گرفته است) شده و میزان تقویت دامنه (اثر حوضه رسوبی) بر روی طول‌موج‌های مختلف برای زمین‌لرزه‌های مختلف بدست آمده و میانگین‌گیری می‌شود. در مطالعات مختلف انجام شده بر روی اثر حوضه رسوبی (مانند ویرت و همکاران،

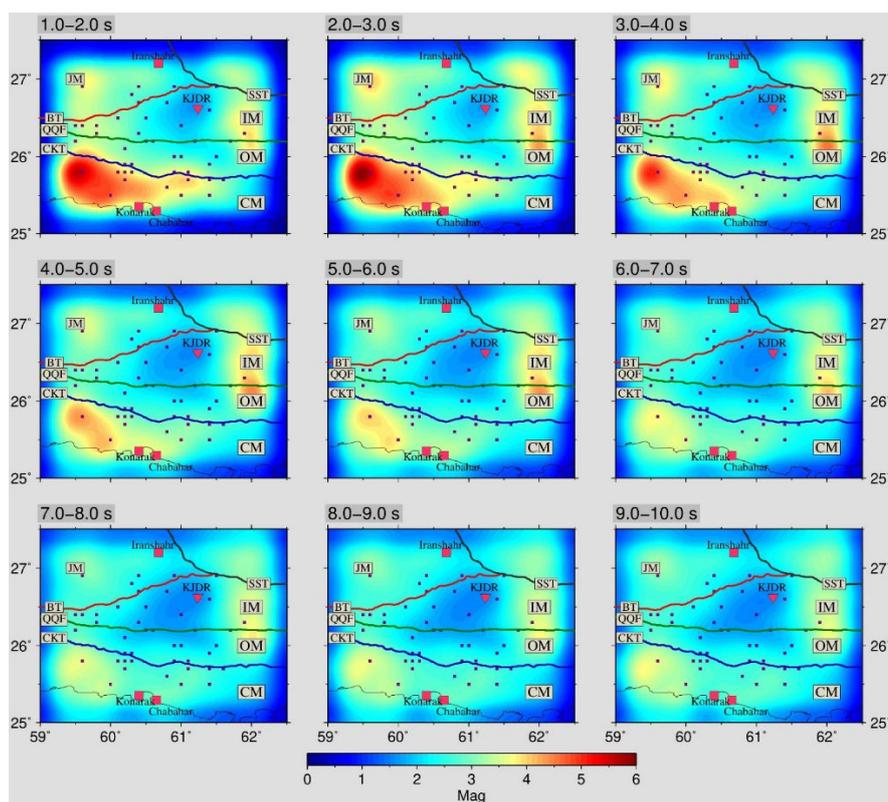
قسمت شبیه‌سازی استراتژی سازوکار و موقعیت تصادفی در نظر گرفته شد تا به نوعی هم یک نتیجه کلی بدست آید و هم یک نوع هم ترازوی بین داده‌های استفاده شده برای بخش شبیه‌سازی و زمین‌لرزه‌های واقعی وجود داشته باشد. برای بدست آوردن تقویت دامنه امواج زمین‌لرزه توسط حوضه رسوبی با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های واقعی از داده‌های شبکه زلزله‌نگاری مکران دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان و همچنین تعداد سه ایستگاه مرکز لرزه‌نگاری کشوری (موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) و مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله) استفاده شده است. برای این کار از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی استفاده شده در مطالعه اکبرزاده اقدم و همکاران (۲۰۲۴) استفاده شده است. به دلیل اینکه ایستگاه‌های شبکه مکران در بازه‌های زمانی مختلف نصب شده‌اند و همچنین تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگی که در کل شبکه ثبت شده و نسبت سیگنال به نویز خوبی دارند، کم است، امکان محاسبه تقویت دامنه به صورت مرسوم (تقسیم دامنه ایستگاه‌ها به ایستگاه مرجع برای هر زمین‌لرزه) میسر نبود و نیازمند روش دیگری برای محاسبه میزان تقویت دامنه بود. دامنه ثبت شده در یک ایستگاه از عوامل مختلفی مانند پاسخ دستگاهی، گسترش هندسی، بزرگای چشمه، جذب ذاتی، الگوی تابش و اثر ساختار (در اینجا منظور اثر حوضه رسوبی) تاثیر می‌پذیرد. با توجه به اینکه داده‌های استفاده شده در این قسمت، داده‌های محلی بوده و بر روی پنجره موج S دامنه‌ها خوانده شده است، ضریب گسترش هندسی را یک فرض کرده و مشابه قسمت شبیه‌سازی از جذب ذاتی صرف نظر شده است. همچنین پاسخ ایستگاهی از روی همه داده‌ها حذف شده است. برای هر ایستگاه زلزله‌نگاری دامنه رکوردهای ثبت شده برای زمین‌لرزه‌های مختلف پس از حذف اثر دستگاهی در فاصله بین ایستگاه و رویداد ضرب شده تا اثر گسترش هندسی به صورت تقریبی حذف شود. همچنین

دامنه‌ها بر ده به توان بزرگای زمین‌لرزه تقسیم شده تا اثر بزرگای زمین‌لرزه نیز تا حدودی حذف شود. دامنه‌های ثبت شده در ایستگاه مرجع KJDR میانگین‌گیری شده و برای بدست آوردن میزان تقویت دامنه در سایر ایستگاه‌ها، بیشینه دامنه خوانده شده برای زمین‌لرزه‌های مختلف در هر ایستگاه به دامنه میانگین ایستگاه مرجع تقسیم شده و میزان تقویت دامنه بدست آمده است. همچنین نگاشت‌هایی که فاصله بین زمین‌لرزه و ایستگاه کمتر از ۵۰ کیلومتر بوده حذف شده تا خطای فاصله رومرکز استفاده شده و همچنین خطاهای مربوط به مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها کمتر وارد مسئله شود. همچنین فواصل بیشتر از ۱۵۰ کیلومتر نیز در نظر گرفته نشده است تا احتمال اینکه امواج سطحی دامنه‌ای بزرگ‌تر از دامنه امواج حجمی داشته باشند، کمتر شود. تمامی زمین‌لرزه‌های استفاده شده دارای فاز Sg خوانده شده به صورت دستی است. برای بدست آوردن بیشینه سرعت زمین (PGV) نگاشت‌ها در بازه‌های مختلف فیلتر میان‌گذر استفاده شده تا میزان تقویت دامنه در بازه‌های فرکانسی مختلف بدست آید.

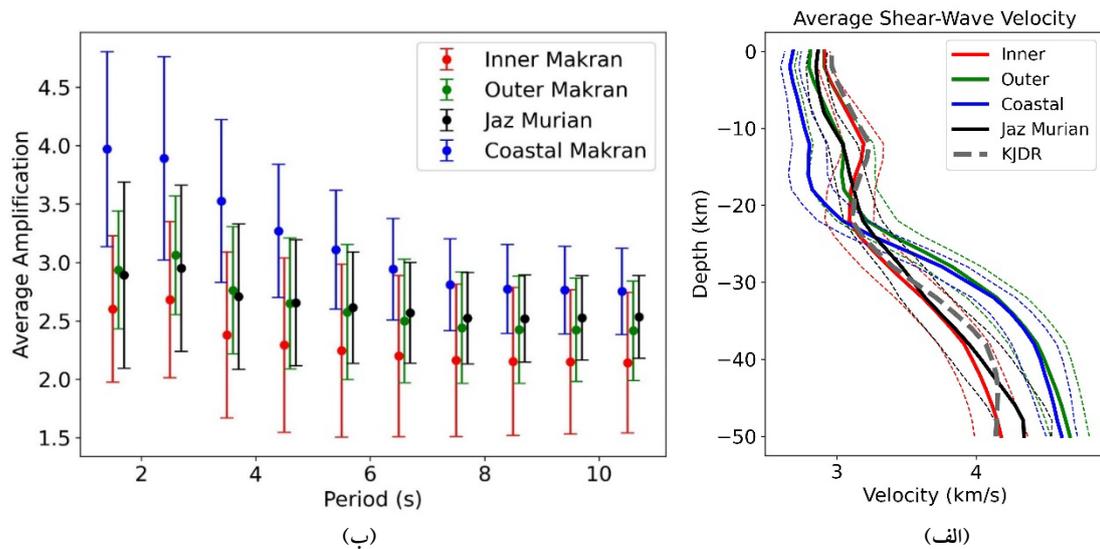
برای اطمینان بیشتر در مورد نتایج بدست آمده از روش‌های استفاده شده در این مطالعه از داده‌های زمین‌لرزه‌های دورلرز (پریستلی و همکاران، ۲۰۲۲) با فاصله کمانی بین ۳۰ تا ۹۰ درجه نیز برای محاسبه میزان تقویت دامنه امواج طول‌موج بلند زمین‌لرزه استفاده شده است. با توجه به این که این داده‌ها مسیر تقریباً یکسانی را طی می‌کنند و همچنین با توجه به محتوای طول‌موج بلند (دوره تناوب بزرگتر از ۱ ثانیه) استفاده شده، اثر جذب ذاتی ناچیز در نظر گرفته شده است. زمان رسید فاز S مستقیم و طول مسیر طی شده این فاز در داخل زمین توسط نرم‌افزار TauP (کروتول و همکاران، ۱۹۹۹) محاسبه شده است. پنجره موج بین زمان رسید اولین فاز S رسیده و زمان رسید امواج سطحی با سرعت ۴ کیلومتر بر ثانیه، به عنوان پنجره موج S در نظر گرفته شده و پس از اعمال فیلترهای میانگذر

که توسط ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری ایران (ISMN) ثبت شده‌اند (شاهوار و همکاران ۲۰۲۱)، در بازه‌های مختلف فیلتر شده و بیشینه شتاب زمین (PGA) بر روی آنها حساب شده است. با وجود اینکه اثراتی مانند گسترش هندسی و الگوی تابش از روی داده‌ها حذف نشده است اما همچنان به صورت کیفی تقویت دامنه بر روی نگاشت‌های این زمین‌لرزه دیده می‌شود. همچنین با استفاده از روش H/V (نسبت دامنه افقی به عمودی) اثر سایت به صورت موردی در زیر دو ایستگاه موجود در منطقه محاسبه شده است. برای این کار از نگاشت‌های زمین‌لرزه در دو ایستگاه NGCH و CHBR واقع در مکران ساحلی برای محاسبه اثر

مختلف، مشابه بخش قبل بر روی سه مولفه خوانده شده است. تصحیح دامنه برای سهم گسترش هندسی و بزرگای زمین‌لرزه نیز مشابه روش قبلی انجام شده و دامنه‌ها در مسافت طی شده ضرب و پرده به توان بزرگ تقسیم شده‌اند. مشابه روش قبل میانگین دامنه‌ها برای ایستگاه مرجع محاسبه شده و دامنه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های دیگر بر این میانگین تقسیم شده و میزان تقویت دامنه محاسبه شده است. در ادامه در قسمت بحث، اثر تقویت دامنه امواج طول‌موج بلند بر روی داده‌های شتاب‌نگاری، داده‌های شتاب زمین‌لرزه ۲۰۱۳ سراوان مورد بررسی قرار گرفت. در این قسمت تعداد ۴۵ نگاشت شتاب زمین‌لرزه ۲۰۱۳ سراوان



شکل ۲. نتایج بدست آمده برای میزان تقویت دامنه با استفاده از داده‌های شبیه‌سازی شده در بازه دوره تناوب ۱-۲، ۲-۳، ۳-۴، ۴-۵، ۵-۶، ۶-۷، ۷-۸، ۸-۹ و ۹-۱۰ ثانیه. فروافتادگی جازموریان و مناطق مکران داخلی، خارجی و ساحلی به ترتیب با JM، IM، OM و CM مشخص شده است (بورگ، ۲۰۱۸) و مربع‌های بنفش رنگ پراکندگی زمین‌لرزه‌های تصادفی شبیه‌سازی شده را نشان می‌دهد. ایستگاه مرجع KJDR با مثلث وارون قرمز رنگ نشان داده شده است. بقیه جزئیات مطابق شکل (۱) است. در حاشیه تصاویر به دلیل وجود مرز خورنده CPML با ضخامت حدود ۵۰ کیلومتر، دامنه‌ها به تدریج به صفر میل می‌کنند. نتایج حاصل همخوانی خوبی با مدل سرعت موج برشی استفاده شده (عنایت و قدس، ۲۰۲۳) دارد. در بازه دوره تناوب بین ۱ تا ۴ ثانیه بیشترین افزایش دامنه در مناطق مکران ساحلی و فروافتادگی جازموریان مشاهده می‌شود.



شکل ۳. الف) میانگین نتایج بدست آمده برای میزان تقویت دامنه با استفاده از داده‌های شبیه‌سازی شده برای مناطق مکران داخلی، خارجی، ساحلی و جازموریان. برای نمایش بهتر موقعیت نقاط برای مناطق مختلفی اندکی در راستای محور افقی جابجا شده است. نتایج نشان می‌دهد در منطقه مکران ساحلی برای دوره تناوب‌های کوچک‌تر از ۴ ثانیه، یک تقویت دامنه امواج برشی از مرتبه حدود ۳ برابری وجود دارد. ب) میانگین سرعت موج برشی استفاده شده در قسمت شبیه‌سازی برای مناطق جازموریان، مکران داخلی، خارجی و ساحلی به ترتیب با خطوط مشکی، قرمز، سبز و آبی رنگ و توزیع استاندارد متناظر آنها با خط چین نشان داده شده است. خط چین خاکستری پر رنگ نشان دهنده مدل سرعت در زیر ایستگاه مرجع (KJDR) است.

مدل سه‌بعدی سرعت موج برشی عنایت و قدس (۲۰۲۳) استفاده شده است. این مدل سرعتی با استفاده از روش توموگرافی الحاقی بدست آمده و نسبت به بقیه مدل‌های سه‌بعدی موجود برای منطقه دارای تفکیک بیشتری است. اما در محاسبه این مدل سرعت، عنایت و قدس (۲۰۲۳) فقط از ایستگاه‌های واقع در منطقه استفاده کرده‌اند و باعث شده است تا حاشیه‌های مدل سرعتی (به عنوان مثال مناطق نزدیک به ساحل) به دلیل نبود پوشش پرتوی دقت و قدرت تفکیک پایینی داشته باشد. همچنین بیشتر ایستگاه‌های موجود در منطقه در امتداد یک خط شمالی جنوبی بوده (با هدف مطالعه فرورانش) و اگر پهنای شبکه بیشتر بود مدل سه بعدی بهتری بدست می‌آمد. با این وجود قدرت روش توموگرافی الحاقی باعث شده تا مدل سرعت با تفکیک خوبی در منطقه به جز زیر ایستگاه‌های حاشیه‌ای (مانند NGCH) بدست آید. برای انجام شبیه‌سازی از نرم‌افزار specfem3d (کماچیچ و ترامپ، ۲۰۰۲) استفاده شده است

سایت استفاده شده است. بر اساس داده‌ها طول پنجره‌ها بین ۵۰ تا ۵۰۰ ثانیه در نظر گرفته شده تا کل نگاهت مربوط به هر زمین‌لرزه در یک پنجره قرار گیرد. نسبت‌های H/V کمک نرم‌افزار Geopsy (واتلت و همکاران ۲۰۲۰) و با در نظر گرفتن تیپر Tukey پنج درصد و نرم‌سازی (Smoothing) با استفاده از روش Konno-Ohmachi نسبی ۳۰ درصد در بازه ۰.۱ تا ۳۰ هرتز محاسبه شده است.

۴ نتایج

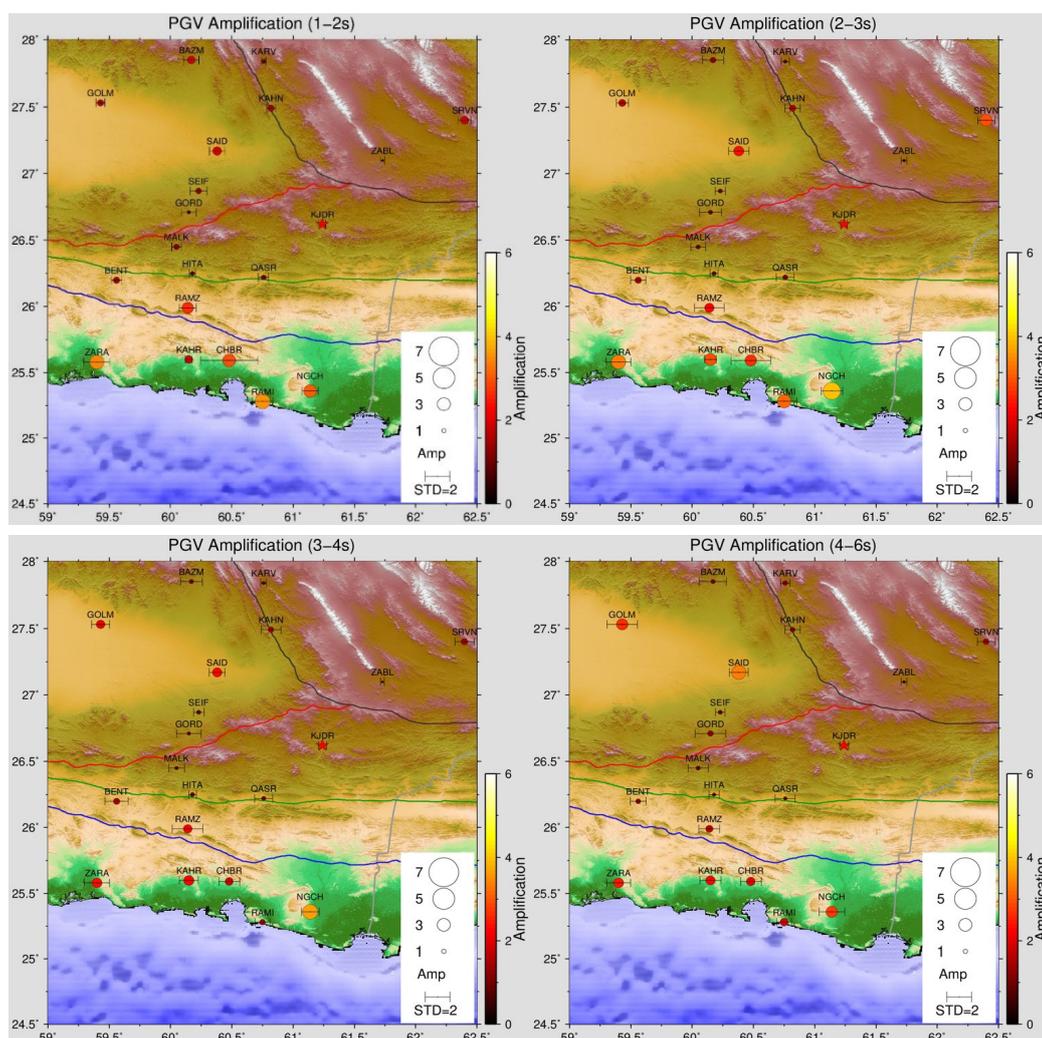
در شکل ۲ نتایج بدست آمده با استفاده از شبیه‌سازی ۴۵ زمین‌لرزه تصادفی آورده شده است. موقعیت این زمین‌لرزه‌ها در شکل ۲ با مربع‌های بنفش رنگ مشخص شده است. امتداد، شیب و جهت لغزش به صورت تصادفی بین همه مقادیر ممکن و عمق زمین‌لرزه‌ها بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است. بزرگای تمامی زمین‌لرزه‌ها ۵ در نظر گرفته شده است. برای شبیه‌سازی از

و همکاران (۲۰۲۲) است و ساختار سرعت مشابه با پوسته قاره‌ای سخت (شکل ۳-ب) دارد. سرعت موج برشی در زیر ایستگاه KJDR (خط‌چین خاکستری پررنگ شکل ۳-ب) در کمترین حالت به حدود ۳ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد بنابراین جزو رسوبات نرم به حساب نمی‌آید و می‌توان گفت بر روی پوسته سخت قرار گرفته است.

در شکل ۴ نتایج محاسبه تقویت دامنه با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی گزارش شده توسط ابرزاده و همکاران (۲۰۲۴) آورده شده است. نگاشت‌های مربوط به این زمین‌لرزه‌ها همگی دارای بسته موج برشی قوی ثبت شده بوده و فاز Sg بر روی آنها به صورت دستی قرائت شده بود. در این قسمت ایستگاه KJDR واقع در مکران داخلی به عنوان ایستگاه مرجع انتخاب شده است. نتایج به صورت کلی همخوانی خوبی با شبیه‌سازی‌های انجام شده دارد و در ایستگاه‌های واقع در قسمت مکران ساحلی تقویت دامنه شدید از مرتبه ۳-۴ برابری برای دوره تناوب‌های زیر ۴ ثانیه را نشان می‌دهد. با افزایش طول‌موج از شدت این میزان تقویت دامنه کاسته می‌شود. همچنین برای ایستگاه‌های واقع در شرق فروافتادگی جازموریان نیز یک تقویت دامنه از مرتبه ۲ تا ۳ برابری را نشان می‌دهد. میزان تقویت دامنه به صورت کلی با نتایج شبیه‌سازی بدست آمده هم‌خوانی دارد ولی دامنه‌های بدست آمده در شرق مکران ساحلی بیشتر از شبیه‌سازی است. عوامل مختلفی می‌تواند در به وجود آمدن این اختلاف سهم داشته باشند، اما مهم‌ترین آنها اختلاف مدل سرعتی با مدل واقعی زمین به خصوص در اعماق کم است. به دلیل اینکه زمین‌لرزه‌های استفاده شده در این قسمت اکثراً زمین‌لرزه‌های کوچک محلی بودند در طول‌موج‌های بزرگتر با دوره تناوب بیشتر از ۶ ثانیه، انرژی کافی نداشته و در نتیجه انحراف معیارهای بدست آمده برای دوره تناوب‌های بزرگتر از ۶ ثانیه بزرگ بوده و در این مطالعه گزارش نشده‌اند.

که یکی از رایج‌ترین نرم‌افزارهای شبیه‌سازی عددی انتشار موج سه‌بعدی است. برای انجام شبیه‌سازی از یک شبکه با بیشینه و کمینه فاصله نقاط (Gauss-Lobatto-) GLL (Legendre) (کماجیچ و ویلوت، ۱۹۹۸) برابر با به ترتیب ۸۵۳ و ۲۵۳ متر و بیشینه اندازه المان برابر با به ترتیب ۱۴۶۳ و ۲۶۰۶ متر و گام زمانی ۰.۰۱۶ ثانیه استفاده شده است. اندازه شبکه به نحوی چیده شده است تا کمینه دوره تناوب یک ثانیه در آن قابل بازیابی باشد. ایستگاه‌های مجازی برای ثبت نگاشت‌های شبیه‌سازی شده با فاصله ۱۰ کیلومتر قرار گرفته شده است. همچنین از شرط مرزی سطح آزاد بدون در نظر گرفتن توپوگرافی منطقه و شرط مرزی خورنده CPML (رودن و گدنی، ۲۰۰۰) برای بقیه مرزها استفاده شده است. در شکل ۲ مقادیر تقویت دامنه محاسبه شده با استفاده از شبیه‌سازی زمین‌لرزه‌ها برای بازه دوره تناوب ۱-۱۰ ثانیه آورده شده است. نتایج هم‌خوانی خوبی با رسوبات موجود در منطقه (مدل سرعتی استفاده شده) دارد. در شکل ۳-الف نمودار میانگین میزان تقویت دامنه برای سه منطقه مکران داخلی، خارجی و ساحلی و شرق فروافتادگی جازموریان آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد قسمت مکران ساحلی به دلیل وجود رسوبات نرم دارای یک تقویت دامنه از مرتبه ۳.۵ تا ۴.۵ برابری برای بازه دوره تناوب ۱ تا ۴ ثانیه است. همچنین برای قسمت حوضه رسوبی جازموریان و شرق مکران داخلی و خارجی نیز به دلیل وجود رسوبات ضخیم یک تقویت دامنه از مرتبه تقریباً برابر با ۳ بدست آمده است.

در شکل ۳-ب میانگین سرعت موج برشی استفاده شده در قسمت شبیه‌سازی به تفکیک مناطق مختلف آورده شده است. ایستگاه KJDR واقع در مکران داخلی به عنوان ایستگاه مرجع در نظر گرفته شده است. مکران داخلی با وجود اینکه به صورت کلی جزو منشور برافزایشی مکران حساب می‌شود اما دارای رسوبات سخت و با سرعت بالا (مهردار و همکاران ۲۰۲۴، عنایت و قدس ۲۰۲۳، پرستلی



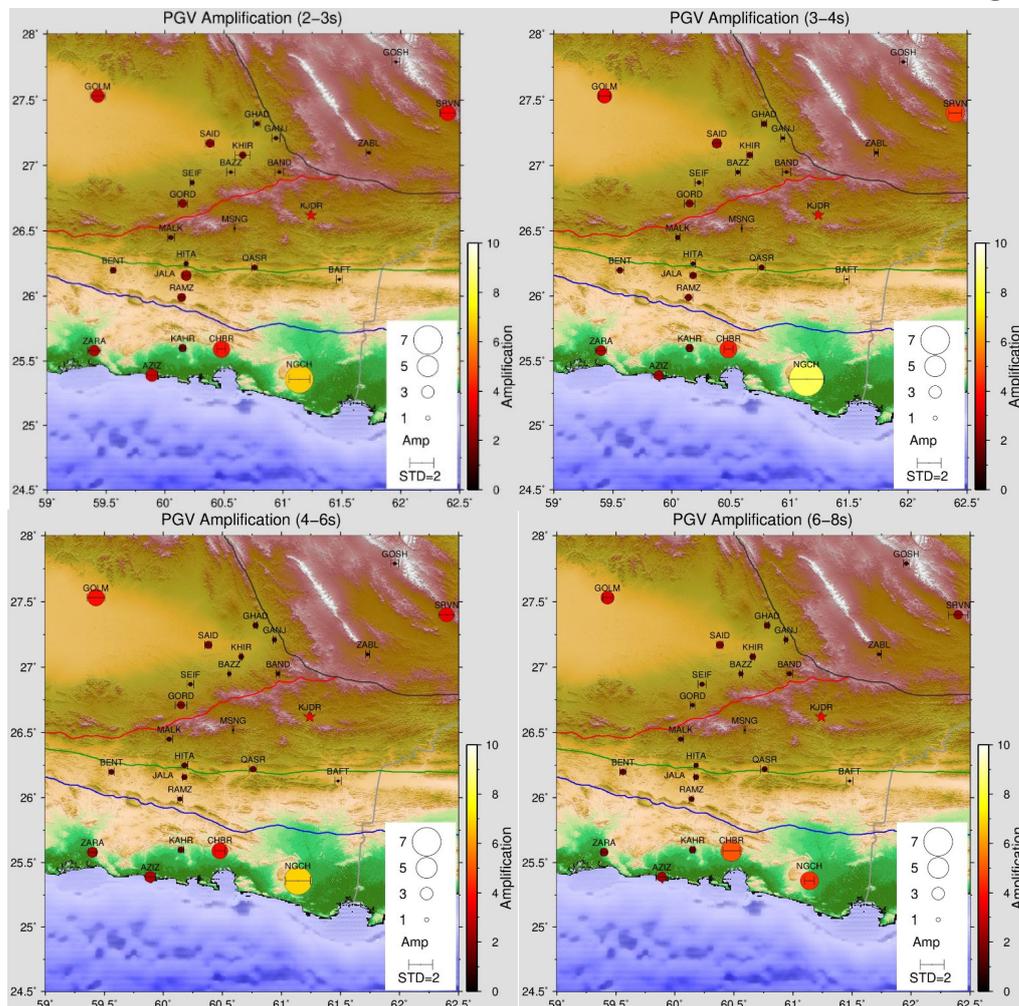
شکل ۴. نتایج بدست آمده برای میزان تقویت دامنه با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی برای چهار بازه دوره تناوب ۱-۲، ۲-۳، ۳-۴ و ۴-۶ ثانیه. نتایج حاصل یک تقویت دامنه ۳ تا ۴ برابری در بازه دوره تناوب ۱ تا ۳ ثانیه، برای ایستگاه‌های واقع در قسمت مکران ساحلی را نشان می‌دهد که در طول موج‌های بالاتر این تقویت دامنه تضییع می‌شود. سناره قرمز رنگ موقعیت ایستگاه مرجع (KJDR) و خطوط آبی، سبز، قرمز و سیاه به ترتیب مربوط به گسله‌های چاه‌خان، قصرقد، بشاکرد و سیستان سیاهان است (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳).

یک تقویت دامنه شدید را از خود نشان می‌دهد اما میزان تقویت دامنه میزان افزایش دامنه مشاهده شده بیشتر از نتایج بدست آمده در قسمت شبیه‌سازی شده و زمین‌لرزه‌های محلی است. توزیع استاندارد نتایج بدست آمده در بازه فرکانس ۱-۲ ثانیه بسیار بالا بوده و میزان تقویت دامنه را بسیار زیادتر از نتایج بدست آمده در قسمت زمین‌لرزه‌های محلی نشان می‌دهد که می‌تواند به دلیل این باشد که

در شکل ۵ نتایج حاصل از محاسبه تقویت دامنه با استفاده از داده‌های دورلرز آورده شده است. در این قسمت فقط از داده‌های دور لرز با فاصله کمانی بزرگتر از ۳۰ و کوچکتر از ۹۰ درجه استفاده شده تا هم فاز S رسیده به صورت تقریباً عمود باشد و هم اینکه در منطقه سایه موج S نباشد. نتایج به صورت کلی همخوانی خوبی با نتایج شبیه‌سازی و نتایج زمین‌لرزه‌های محلی دارد و نشان می‌دهد مکران ساحلی

آنها را به سادگی حذف کرد و در نتیجه در این مطالعه حذف شده‌اند.

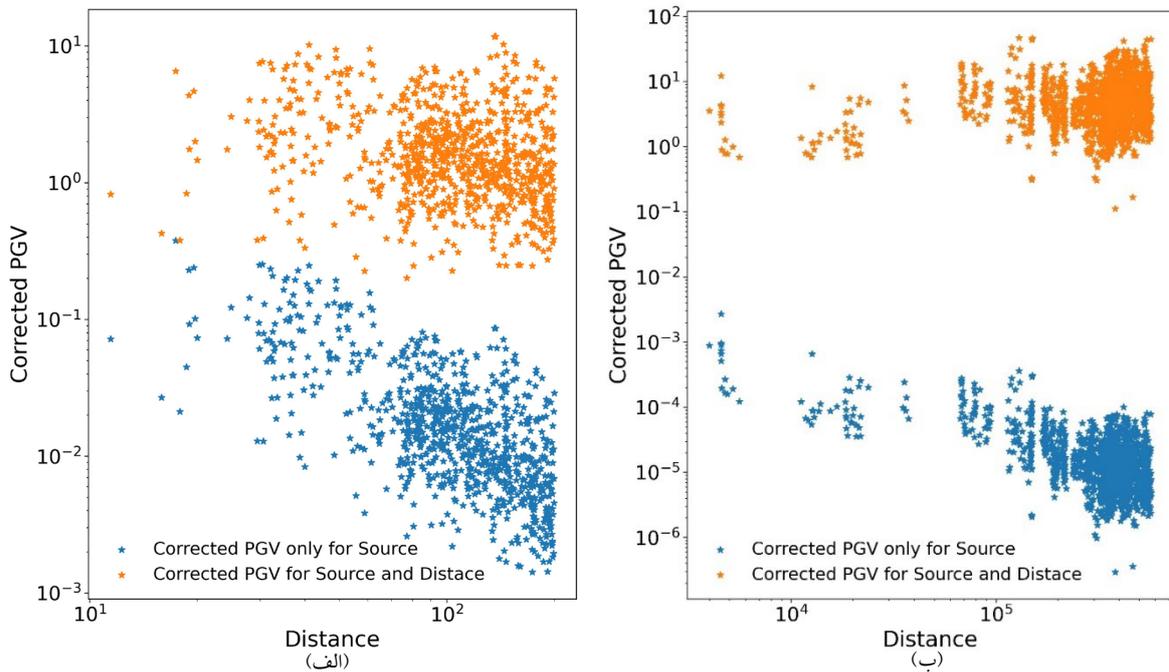
تقریب‌های استفاده شده مانند کاهندگی و یا اثر مسیر در این طول‌موج‌های کوتاه تاثیر چشمگیر داشته و نمی‌توان



شکل ۵. نتایج بدست آمده برای میزان تقویت دامنه با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های دورلرز ۲-۳، ۳-۴، ۴-۶ و ۶-۸ ثانیه. ستاره قرمز رنگ موقعیت ایستگاه مرجع (KJDR) و خطوط آبی، سبز، قرمز و سیاه به ترتیب مربوط به گسله‌های چاه‌خان، قصرقند، بشاکرد و سیستان سیاهان است (پورگ و همکاران، ۲۰۱۳).

ب) آورده شده است. در خوانش مقادیر PGV، نگاهت‌ها با فیلتر میانگذر ۰.۰۲ تا ۳۰ هرتز فیلتر شده و تصحیح بزرگ بر روی داده‌ها اعمال شده است. فاصله در قسمت دورلرز به صورت طول مسیر طی شده توسط پرتو در نظر گرفته شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود فرض کردن ضریب گسترش هندسی برابر با یک تا حد خوبی اثر گسترش هندسی را از دو سری داده حذف می‌کند.

در قسمت داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی حدود ۹۰۰ نگاهت از ۳۵۰ زمین‌لرزه مکان‌یابی شده و در قسمت داده‌های زمین‌لرزه‌های دورلرز حدود ۱۰۰۰۰ نگاهت از ۱۸۰۰ زمین‌لرزه مورد استفاده قرار گرفته است. در شکل ۶ یک مقایسه بین مقادیر تصحیح شده PGV با در نظر گرفتن تصحیح گسترش هندسی (ضرب در فاصله) و بدون در نظر گرفتن تصحیح گسترش هندسی برای داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی (شکل ۶-الف) و دورلرز (شکل ۶-ب)



شکل ۶. مقایسه مقادیر تصحیح شده PGV با در نظر گرفتن تصحیح گسترش هندسی (نقاط نارنجی) و بدون در نظر گرفتن تصحیح گسترش هندسی (نقاط آبی). در خوانش مقادیر PGV، نگاشت‌ها با فیلتر میانگذر ۰.۰۲ تا ۳۰ هرتز فیلتر شده و تصحیح بزرگا بر روی داده‌ها اعمال شده است. الف) داده‌های استفاده شده در قسمت زلزله‌های محلی. ب) داده‌های استفاده شده در قسمت زلزله‌های دورلرز. فاصله در قسمت دورلرز به صورت طول مسیر طی شده توسط پرتو در نظر گرفته شده است.

در نتایج حاصل از شبیه‌سازی تقویت دامنه در منطقه مکران نشان می‌دهد بخش مکران ساحلی و شرق فروافتادگی جازموریان به دلیل وجود رسوبات ضخیم و نرم (به عنوان مثال مهرداد و همکاران، ۲۰۲۴؛ عنایت و قدس، ۲۰۲۳؛ بورگ، ۲۰۱۸؛ پرستلی و همکاران، ۲۰۲۲)، امواج طول‌موج بلند زمین‌لرزه (با دوره تناوب ۱-۴ ثانیه) را تا ۴ برابر برای قسمت مکران ساحلی و تا حدود ۳ برابر برای شرق فروافتادگی جازموریان تقویت می‌کند. نتایج حاصل از محاسبه تقویت دامنه امواج طول‌موج بلند زمین‌لرزه با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی هم‌خوانی خوبی با نتایج حاصل از شبیه‌سازی دارد با این تفاوت که میزان تقویت دامنه امواج در شرق مکران ساحلی بیشتر از داده‌های شبیه‌سازی شده است. مدل استفاده شده در قسمت مناطق نزدیک به ساحل به دلیل نداشتن پوشش پرتوی دارای قدرت تفکیک کمتری است به همین دلیل مدل سرعت در

۵ روش حل

وجود رسوبات کم سرعت در حوضه‌های رسوبی باعث به وجود آمدن اثر حوضه رسوبی شده و امواج رسیده از زمین‌لرزه را بسته به شکل و لایه‌بندی منطقه تقویت می‌کند. این تقویت دامنه به عوامل مختلف بستگی داشته و محاسبه میزان آن از عوامل مختلفی متاثر می‌شود. برای یک حوضه مشخص سازوکار، بزرگا، عمق و موقعیت زمین‌لرزه‌ها می‌تواند بر میزان تقویت دامنه تاثیرگذار باشد. همچنین در محاسبه میزان تقویت دامنه تصحیحات مربوط به گسترش هندسی، بزرگا، الگوی تابش و جذب ذاتی بر روی دامنه تاثیرگذار هستند. همچنین خطای مکان‌یابی و اختلاف مدل سرعت استفاده شده با مدل سرعت واقعی زمین نیز باعث وارد شدن خطا در مسئله می‌شود. در این مطالعه سعی شده تا جای ممکن میزان تاثیر عوامل مختلف را کاهش داده و نتایج با کیفیت ارائه شود.

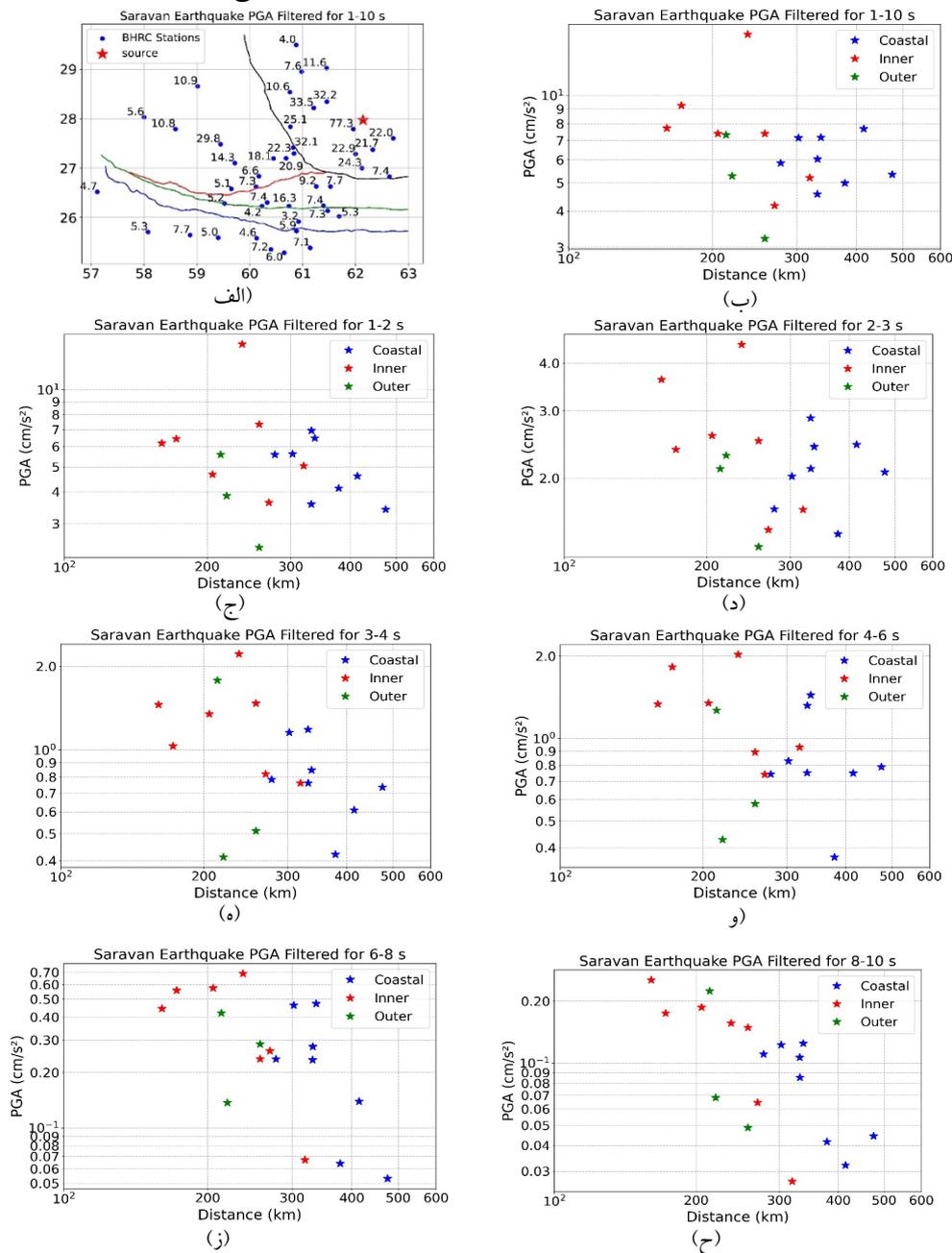
به عنوان مثال دوره تناوب طبیعی ساختمان‌هایی با تعداد طبقات ۱۰، ۲۰ و ۳۰ در اطراف یک، دو و سه ثانیه قرار دارد (سولنیک و همکاران ۲۰۱۱).

نتایج حاصل از استفاده از داده‌های دورلرز نیز هم‌خوانی خوبی با داده‌های محلی و شبیه‌سازی شده دارد و فقط میزان افزایش دامنه بدست آمده با استفاده از داده‌های دورلرز بیشتر از نتایج بدست آمده با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی است. این اختلاف می‌تواند از عوامل مختلف سرچشمه گرفته باشد. یکی از این دلایل خطاهای وارد شده از طریق خطی در نظر گرفتن افزایش دامنه با بزرگا است. زمین‌لرزه‌های استفاده شده در قسمت دورلرز بزرگای بین ۶ تا ۷.۵ داشته تا سیگنال پر انرژی داشته باشند. رابطه بین لگاریتم دامنه و بزرگا با افزایش بزرگا از خطی بودن خارج شده و باعث اعمال خطای بیشتری در قسمت حذف اثر بزرگا می‌شود. همچنین تقویت دامنه به شدت به میزان اختلاف سرعت دو ساختار سرعتی عبوری بستگی دارند. برای زمین‌لرزه‌های محلی امواج زمین‌لرزه از رسوبات با سرعت بالاتر (مکران داخلی و خارجی) وارد رسوبات با سرعت کمتر (مکران ساحلی) می‌شوند در حالی که امواج زمین‌لرزه‌های دورلرز از پوسته اقیانوسی با سرعت بالاتر وارد رسوبات کم سرعت (مکران ساحلی می‌شوند) و اختلاف سرعت مشاهده شده توسط امواج زمین‌لرزه‌های دورلرز بیشتر از امواج زمین‌لرزه‌های محلی است و باعث به وجود آمدن میزان تقویت دامنه بیشتر می‌شود. در مطالعات گذشته (به عنوان مثال ویرت و همکاران، ۲۰۱۹) نشان داده شده است که میزان تقویت دامنه بسته به موقعیت زمین‌لرزه تغییر می‌کند. همچنین زمین‌لرزه‌های دورلرز با توجه به فاصله زیاد خطری برای سازه‌ها ندارند و میزان تقویت دامنه آنها از لحاظ تحلیل خطری مهم نیست اما الگوی کلی بدست آمده توسط پردازش این زمین‌لرزه‌ها هم‌خوانی خوبی با نتایج شبیه‌سازی و نتایج حاصل از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی دارد.

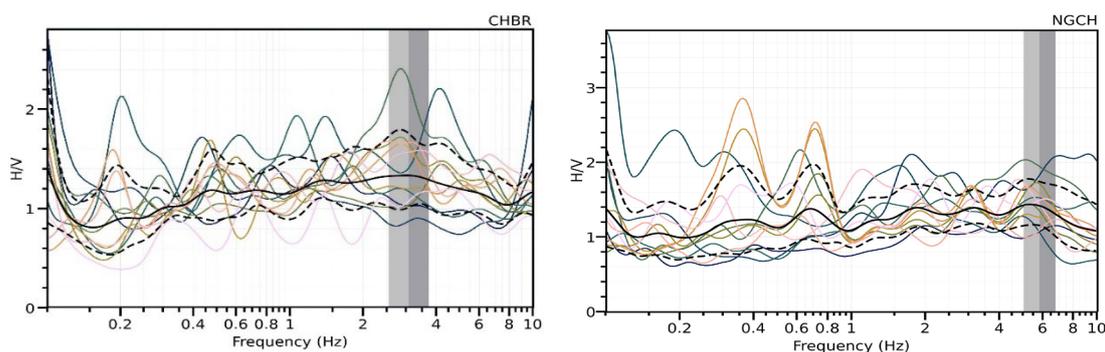
قسمت شرق مکران ساحلی اختلاف زیادتری با مدل واقعی زمین داشته و باعث به وجود آمدن این تفاوت بین داده‌های شبیه‌سازی شده و زمین‌لرزه‌های واقعی شده است. این تفاوت سرعت موج برشی و در واقع تفاوت در ساختار در راستای شرقی-غربی در امتداد مکران ساحلی در نتایج مهرداد و همکاران (۲۰۲۴) و تا حدودی در مطالعه عنایت و قدس (۲۰۲۳) دیده می‌شود. همچنین قسمت شرقی جازموریان با وجود اینکه ضخامت رسوبات در آن زیاد است اما سرعت موج برشی در این رسوبات کمتر از سرعت موج برشی در قسمت مکران ساحلی بوده و تقویت دامنه در این قسمت شدت کمتری دارد. دلایل و خطاهای مختلفی می‌تواند باعث بروز این اختلاف شود که از جمله آنها می‌توان به اختلاف میان مدل سرعت استفاده شده و ساختار سرعت واقعی زمین به عنوان مهم‌ترین عامل، خطاهای مربوط به مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها و ضرایب تصحیح گسترش هندسی و بزرگای زمین‌لرزه اشاره کرد. مدل سرعتی استفاده شده در این مطالعه یکی از بهترین مدل‌های سه بعدی موجود برای منطقه از نظر قدرت تفکیک و دقت است اما همچنان به دلیل نبود شبکه متراکم از ایستگاه‌های زلزله‌نگاری در منطقه دقت مکانی و عمقی کافی برای بدست آوردن سرعت رسوبات در اعماق کم و همچنین تفکیک دقیق‌تر ساختارها را ندارد. این در حالی است که سرعت رسوبات در نزدیک سطح با توجه به فشار هیدرواستاتیکی کمتر می‌تواند بسیار کمتر شود. با این وجود نتایج حاصل از شبیه‌سازی و داده‌های واقعی نشان می‌دهد که تقویت امواج طول‌موج بلند به خصوص در دوره تناوب‌های زیر ۴ ثانیه در منطقه مکران ساحلی اتفاق افتاده و این اثر قابل چشم‌پوشی در ساخت و سازه‌های بزرگ (سازه‌های حدوداً ۱۰ تا ۳۰ طبقه) نیست (سولنیک و همکاران ۲۰۱۱). دوره تناوب طبیعی ساختمان‌ها ارتباط مستقیمی با تعداد طبقات آنها دارد و هر چه تعداد طبقات بیشتر شود دوره تناوب طبیعی آنها نیز افزایش پیدا می‌کند.

ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری ایران آورده شده است. مقادیر نشان دهنده جمع برداری مقادیر بیشینه شتاب بر روی

در شکل ۷ نتایج بیشینه جنبش زمین (PGA) خوانده شده برای زمین‌لرزه ۲۰۱۳ سراوان بر روی نگاشت‌های



شکل ۷. نتایج بیشینه جنبش زمین (PGA) خوانده شده برای زمین‌لرزه ۲۰۱۳ سراوان بر روی نگاشت‌های ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری ایران. الف) مقادیر بیشینه شتاب خوانده شده بر روی نگاشت‌های ثبت شده ایستگاه‌های شتاب‌نگاری موجود در منطقه که در بازه ۱-۱۰ ثانیه فیلتر شده‌اند. ب) نمودار دامنه بر حسب فاصله برای ایستگاه‌هایی که در آزمون ۱۷۰ تا ۲۷۰ درجه نسبت به زلزله قرار گرفته‌اند. ایستگاه‌های واقع در سه منطقه مکران داخلی، خارجی و ساحلی به ترتیب با رنگ‌های قرمز، سبز و آبی نمایش داده شده‌اند. ج) - ح) مشابه قسمت (ب) بوده و فقط در بازه‌های ۱-۲، ۲-۳، ۳-۴، ۴-۶، ۶-۸ و ۸-۱۰ ثانیه فیلتر شده‌اند. با وجود اینکه اثرات الگوی تابش چشمه و گسترش هندسی از روی نگاشت‌ها برداشته نشده است، مشاهده می‌شود دامنه امواج بعد از عبور از مکران داخلی و خارجی و ورود به مکران ساحلی به خصوص در دوره تناوب‌های ۱ تا ۴ ثانیه افزایش می‌یابد در حالی که در غیاب اثر حوضه رسوبی این دامنه‌ها باید در اثر گسترش هندسی کاهش می‌شدند.



شکل ۸. نتایج محاسبه اثر سایت H/V برای دو ایستگاه CHBR و NGCH واقع در مکران ساحلی با استفاده از داده‌های زلزله‌های محلی. نتایج حاصل هیچ گونه تشدید دامنه را در زیر این ایستگاه‌ها نشان نمی‌دهد. تعداد ۱۲ زمین‌لرزه برای محاسبه نسبت H/V در دو ایستگاه استفاده شده است.

حوضه رسوبی می‌تواند هم مولفه عمودی و هم مولفه‌های افقی را تحت تاثیر قرار دهد. به همین دلیل نتایج این مطالعه را می‌توان به عنوان یک نشانه ضعیف در حوزه آینده پژوهی در نظر گرفت چرا که روش‌های مرسوم مهندسی زلزله مانند H/V قادر به نشان دادن اثر تقویت دامنه امواج طول‌موج بلند زمین‌لرزه در منطقه مکران نیستند. در حالی که یک تقویت دامنه از مرتبه تا ۴ برابری به دلیل رسوبات این منطقه وجود دارد که می‌تواند سازه‌های مرتفع را به شدت تحت تاثیر قرار دهد. از طرفی چون منطقه مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ ابرراندگی است، تشدید دامنه امواج رسیده به منطقه می‌تواند بسیار فاجعه‌بار باشد.

۶ نتیجه‌گیری

شکل و ساختار حوضه رسوبی بر دامنه و فرکانس تقویت دامنه امواج زمین‌لرزه تاثیرگذار است اما عواملی مانند تصحیحات ضریب گسترش هندسی و بزرگ‌ا، جذب ذاتی، سازوکار و موقعیت زمین‌لرزه‌ها، خطای مکان‌یابی، اختلاف مدل با زمین واقعی بر نحوه و محاسبه این تقویت دامنه موثر است. نتایج حاصل از شبیه‌سازی و استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی و دورلرز نشان می‌دهد منطقه مکران ساحلی که شامل بنادر مهم و رو به رشد تجاری مانند چابهار است، به دلیل وجود رسوبات با سرعت کم امواج

دو مولفه افقی هستند. در شکل ۷-ب نمودار دامنه بر حسب فاصله برای ایستگاه‌هایی که در آزیموت ۱۷۰ تا ۲۷۰ درجه نسبت به زلزله قرار گرفته‌اند، آورده شده است. در شکل ۷-ج تا ۷-ح مشابه ۷-ب بوده و فقط نگاشت‌های بازه‌های ۱-۲، ۳-۴، ۴-۶، ۶-۸ و ۸-۱۰ ثانیه فیلتر شده‌اند. با وجود اینکه اثرات الگوی تابش چشمه و گسترش هندسی از روی نگاشت‌ها برداشته نشده است، مشاهده می‌شود دامنه امواج بعد از عبور از مکران داخلی و خارجی و ورود به مکران ساحلی به خصوص در دوره تناوب‌های ۱ تا ۴ ثانیه افزایش می‌یابد در حالی که در غیاب اثر حوضه رسوبی این دامنه‌ها باید در اثر گسترش هندسی کاهش می‌شدند.

در شکل ۸ نتایج محاسبه اثر سایت H/V برای دو ایستگاه CHBR و NGCH که در قسمت مکران ساحلی قرار دارند با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی و به کمک نرم‌افزار Geopsy (واتلت و همکاران ۲۰۲۰) آورده شده است. همان طور که دیده می‌شود در هیچ فرکانسی تشدید دامنه خاصی در این دو ایستگاه دیده نمی‌شود در حالی که در هم نتایج این مطالعه و هم نتایج پیشینه شتاب محاسبه شده برای زمین‌لرزه سراوان نشان دهنده تقویت دامنه در قسمت مکران ساحلی توسط رسوبات نرم منطقه است. این اتفاق نشان می‌دهد مطالعه اثر سایت با استفاده از روش H/V به خصوص در طول‌موج‌های بلند همیشه کافی نیست و اثر

- seismicity rate?. *Tectonophysics*, 869, 230134.
- Aghdam, M. A., Ghods, A., Sobouti, F., Motaghi, K., Priestley, K., & Enayat, M. (2024). Seismicity around the boundary between eastern and western Makran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 259, 105926.
- Ambraseys, N. N., & Melville, C. P. (2005). *A history of Persian earthquakes*. Cambridge university press.
- Angiboust, S., Menant, A., Gerya, T., & Oncken, O. (2022). The rise and demise of deep accretionary wedges: A long-term field and numerical modeling perspective. *Geosphere*, 18(1), 69–103. <https://doi.org/10.1130/GES02392.1>
- Back, S., & Morley, C. K. (2016). Growth faults above shale—Seismic-scale outcrop analogues from the Makran foreland, SW Pakistan. *Marine and Petroleum Geology*, 70, 144-162.
- Bard, P. Y., & Bouchon, M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2), 519-541.
- Bard, P. Y., Campillo, M., Chavez-Garcia, F. J., & Sanchez-Sesma, F. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—A theoretical investigation of large-and small-scale amplification effects in the Mexico City Valley. *Earthquake spectra*, 4(3), 609-633.
- Bayer, R., Chery, J., Tatar, M., Vernant, P., Abbassi, M., Masson, F., ... & Bellier, O. (2006). Active deformation in Zagros—Makran transition zone inferred from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 165(1), 373-381.
- Berberian, M., & King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography and زمین‌لرزه‌ای رسیده به منطقه را تا حدود ۴ برابر در بازه دوره تناوب یک تا ۳ ثانیه تقویت می‌کند. این در حالی است که نتایج مطالعه H/V برای ایستگاه‌های واقع در این قسمت، تقویت دامنه خاصی را نشان نمی‌دهد. به همین دلیل با توجه به پتانسیل وقوع زمین‌لرزه‌های ابراندگی در منطقه، این تقویت دامنه امواج می‌تواند برای سازه‌های بلند (تقریباً تا سی طبقه) فاجعه بار باشد. بنابراین نتایج این مطالعه را می‌توان یک نشانه ضعیف در آینده‌پژوهی دانست که نیازمند مطالعات بیشتر و با داده‌های بیشتر است.
- ### ۷ تشکر و قدردانی
- این مطالعه با حمایت دانشگاه عالی دفاع ملی انجام شده است. شکل‌ها با استفاده از نرم‌افزار GMT (وسل و همکاران، ۲۰۱۹) و محاسبات با استفاده از پکیج نرم‌افزاری Specfem3D (کماچیچ و ترامپ، ۲۰۰۲) انجام شده است. ما از همه مراکز زلزله‌نگاری ایران، شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران و دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان که از داده‌های آنها در این مطالعه استفاده شده است، تشکر و قدردانی می‌کنیم.
- ### منابع
- سیفی کلستان، ابوذر و پدرام، عبدالرحیم. (۱۳۹۹). مفهوم نشانه‌های ضعیف در آینده‌پژوهی. *آینده‌پژوهی دفاعی*, 5(17), 39-61.
- سیفی کلستان، ابوذر، قرایی آشتیانی، محمدرضا، پورصادق، ناصر. (۱۴۰۱). بررسی روش شناسی و جایگاه مفهومی نشانه‌های ضعیف در ادبیات آینده‌پژوهی و فناوری‌های نوپدید؛ یک مطالعه‌ی مقایسه‌ای کیفی. *آینده‌پژوهی انقلاب اسلامی*, 3(3), 11-48.
- Abbasi, M., Ghods, A., Najafi, M., Abbasy, S., Amiri, M., Shabanian, E., kheradmandi, M., Asgari, J. (2023). Why does western Makran have a low

- tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
- Bradley, B. A. (2012). Strong ground motion characteristics observed in the 4 September 2010 Darfield, New Zealand earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 42, 32-46.
- Bradley, B. A., & Cubrinovski, M. (2011). Near-source strong ground motions observed in the 22 February 2011 Christchurch earthquake. *Seismological Research Letters*, 82(6), 853-865.
- Burg, J. P. (2018). Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 185, 1210-1231.
- Burg, J. P., Dolati, A., Bernoulli, D., & Smit, J. (2013). Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran. In *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues* (pp. 239-259). Springer Berlin Heidelberg.
- Byrne, D. E., Sykes, L. R., & Davis, D. M. (1992). Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B1), 449-478.
- Crotwell, H. P., Owens, T. J., & Ritsema, J. (1999). The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. *Seismological Research Letters*, 70, 154-160.
- Dolati, A., & Burg, J. P. (2012). Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran. In *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues* (pp. 261-277). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Enayat, M., & Ghods, A. (2023). 3D Shear-Wave Velocity Model of Central Makran Using Ambient-Noise Adjoint Tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(11), e2023JB026928.
- Enayat kovarchin ghaleh, M. and Ghods, A. (2024). The structure of the central Makran accretionary prism and its implications for hydrocarbon exploration and seismic hazard. *Iranian Journal of Geophysics*, 17(5), 91-115. doi: 10.30499/ijg.2023.406500.1529
- Farhoudi, G., & Karig, D. E. (1977). Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology*, 5(11), 664-668.
- Fletcher, J. B., & Wen, K. L. (2005). Strong ground motion in the Taipei basin from the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(4), 1428-1446.
- Garcia-Nunes, P. I., Rodrigues, P. A., Oliveira, K. G., & da Silva, A. E. A. (2020). A computational tool for weak signals classification—Detecting threats and opportunities on politics in the cases of the United States and Brazilian presidential elections. *Futures*, 123, 102607.
- Grando, G., & McClay, K. (2007). Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sedimentary geology*, 196(1-4), 157-179.
- Graves, R. W., Pitarka, A., & Somerville, P. G. (1998). Ground-motion amplification in the Santa Monica area: Effects of shallow basin-edge structure. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(5), 1224-1242.
- Gregor, N., Abrahamson, N. A., Atkinson, G. M., Boore, D. M., Bozorgnia, Y.,

- Campbell, K. W., ... & Youngs, R. (2014). Comparison of nga-west2 gmpes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1179-1197.
- Haberland, C., Mokhtari, M., Babaei, H. A., Ryberg, T., Masoodi, M., Partabian, A., & Lauterjung, J. (2021). Anatomy of a crustal-scale accretionary complex: Insights from deep seismic sounding of the onshore western Makran subduction zone, Iran. *Geology*, 49(1), 3-7.
- Haghipour, N., Burg, J. P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W., & Faridi, M. (2012). Rate of crustal shortening and non-Coulomb behaviour of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 187-198.
- Irandoust, M. A., Priestley, K., & Sobouti, F. (2022). High-Resolution Lithospheric Structure of the Zagros Collision Zone and Iranian Plateau. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(11). <https://doi.org/10.1029/2022JB025009>
- Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., Saadat, S. A., Walpersdorf, A., Hosseini, S., Tavakoli, P., Aghamohammadi, A., & Alijanzade, M. (2019). An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophysical Journal International*, 217(2), 832-843.
- Komatitsch, D., & Tromp, J. (2002). Spectral-element simulations of global seismic wave propagation—I. Validation. *Geophysical Journal International*, 149(2), 390-412. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01653.x>
- Komatitsch, D., & Vilotte, J. P. (1998). The spectral element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures. *Bulletin of the seismological society of America*, 88(2), 368-392.
- Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E. R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J., & Klaeschen, D. (2000). Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data. *Tectonophysics*, 329(1-4), 171-191.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., ... & Van Gorp, S. (2007). Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical Journal International*, 170(1), 436-440.
- McCall, G. J. H., & Kidd, R. G. W. (1982). The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present. *Geological Society, London, Special Publications*, 10(1), 387-397.
- McQuarrie, N., & van Hinsbergen, D. J. (2013). Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology*, 41(3), 315-318.
- Mehrdar, A., Motaghi, K., Ghods, A., Sobouti, F., Priestley, K., Pachhai S., Shabanian, S., Zarunizadeh, S., Zeynaddini-Meymand R., & El-Hussain, E. (2024). Crustal and uppermost mantle structure of the Iranian Makran subduction zone from ambient noise and earthquake surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, Accepted. <https://doi.org/10.1093/gji/ggae419>
- Miksat, J., Wen, K. L., Wenzel, F.,

- Sokolov, V., & Chen, C. T. (2010). Numerical modelling of ground motion in the Taipei Basin: basin and source effects. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1633-1647.
- Niazi, M., Shimamura, H., & Matsu'ura, M. (1980). Microearthquakes and crustal structure off the Makran coast of Iran. *Geophysical Research Letters*, 7(5), 297-300.
- Paolucci, R. (1999). Shear resonance frequencies of alluvial valleys by Rayleigh's method. *Earthquake Spectra*, 15(3), 503-521.
- Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A., Nankali, H. R., Sedighi, M., Khorrani, F., Sobouti, F., Rafi, Z., Copley, A., Jackson, J., & Priestley, K. (2017). Megathrust and accretionary wedge properties and behaviour in the Makran subduction zone. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1800-1830.
- Pilz, M., Parolai, S., Stupazzini, M., Paolucci, R., & Zschau, J. (2011). Modelling basin effects on earthquake ground motion in the Santiago de Chile basin by a spectral element code. *Geophysical Journal International*, 187(2), 929-945.
- Platt, J. P., Leggett, J. K., & Alam, S. (1988). Slip vectors and fault mechanics in the Makran accretionary wedge, southwest Pakistan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B7), 7955-7973.
- Poggi, V., Edwards, B., & Fäh, D. (2012). Characterizing the vertical-to-horizontal ratio of ground motion at soft-sediment sites. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6), 2741-2756.
- Priestley, K., Sobouti, F., Mokhtarzadeh, R., A. Irandoust, M., Ghods, R., Motaghi, K., & Ho, T. (2022). New Constraints for the On-Shore Makran Subduction Zone Crustal Structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(1). <https://doi.org/10.1029/2021JB022942>
- Roden, J. A., & Gedney, S. D. (2000). Convolution PML (CPML): An efficient FDTD implementation of the CFS-PML for arbitrary media. *Microwave and optical technology letters*, 27(5), 334-339.
- Shahvar, M. P., Farzanegan, E., Eshaghi, A., & Mirzaei, H. (2021). II-net: The Iran strong motion network. *Seismological Society of America*, 92(4), 2100-2108.
- Skolnik, D. A., Nigbor, R. L., & Wallace, J. W. (2011). A quantitative basis for building instrumentation specifications. *Earthquake Spectra*, 27(1), 133-152.
- Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2017). *Earth history and palaeogeography*. Cambridge University Press.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, 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), 381-398.
- Von Rad, U., Berner, U., Delisle, G., Dose-Rolinski, H., Fechner, N., Linke, P., ... & Ashraf, M. (2000). Gas and fluid venting at the Makran accretionary wedge off Pakistan. *Geo-Marine Letters*, 20, 10-19.
- Wathelet, M., Chatelain, J. L., Cornou, C., Giulio, G. D., Guillier, B., Ohrnberger, M., & Savvaidis, A. (2020). Geopsy: A user-friendly open-source tool set for ambient vibration processing. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1878-1889.
- Wessel, P., Luis, J. F., Uieda, L.,

- Scharroo, R., Wobbe, F., Smith, W. H. F., & Tian, D. (2019). The generic mapping tools version 6. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(11), 5556–5564.
- White, R. S., & Loudon, K. E. (1982). The Makran continental margin: structure of a thickly sedimented convergent plate boundary: convergent margins: field investigations of margin structure and stratigraphy.
- Wirth, E. A., Vidale, J. E., Frankel, A. D., Pratt, T. L., Marafi, N. A., Thompson, M., & Stephenson, W. J. (2019). Source-dependent amplification of earthquake ground motions in deep sedimentary basins. *Geophysical Research Letters*, 46(12), 6443-6450.

Detection of weak signals of earthquake hazards by examining the amplification of long-wavelength seismic waves in the Makran region of Iran

Mohammad Enayat Kovarchin Ghaleh,^{1*} Abouzar Seifi Kalestan² and Leila Majidi³

¹Ph.D. of Seismology, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

²Assistant Professor, Emerging Eras Research Group, SND University, Tehran, Iran

³Ph.D. Student, Science And Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

(Received: 16 March 2025, Accepted: 19 May 2025)

Summary

In the futures studies literature, weak signals are considered a pioneering and cutting-edge notion in forecasting systems and patterns. This concept has gradually entered other fields. The term *weak signal* refers to information that has been overlooked, undervalued, or is incomplete, yet mismanagement in addressing it can lead to significant consequences. This study explores how deep sedimentary basins in the Makran subduction zone amplify long-period seismic waves, creating potential risks for structures and infrastructures. The Makran region, spanning southeastern Iran and southwestern Pakistan, is known for its thick accretionary prism filled with soft sediments, which can significantly amplify seismic waves with long wavelengths (1-10s). This poses serious concerns for tall buildings, commercial ports, and industrial facilities. The geometry and structure of sedimentary basins are key factors influencing the amplification of earthquake ground motions. However, elements such as corrections for geometric spreading and magnitude, intrinsic attenuation, the mechanism and location of earthquakes, location errors, and discrepancies between models and actual ground conditions introduce errors and uncertainties in calculating this amplification. To better understand this effect, we performed 3D seismic wave simulations using the SPECFEM3D software, applying a recently developed shear wave velocity model for the region. We simulated 45 synthetic earthquakes with random locations and focal mechanisms to analyze spectral amplification on synthetic seismograms. In addition, we analyzed real seismic data from both local and teleseismic earthquakes recorded by local networks in the region. The findings revealed that coastal Makran of accretionary prism experiences significant wave amplification, with amplitudes increasing by 2.5 to 4 times for periods between 1 to 4 seconds. Interestingly, in eastern part of coastal Makran, data from real earthquakes showed slightly higher amplification compared to the simulations, likely due to differences between the velocity model and real earth, especially near the surface. This indicates that studying the site effect using the H/V method, especially for long wavelengths, is not always sufficient. Conventional methods may not accurately capture amplitude amplification of long-wavelength earthquake waves in the region. This can be considered as a weak signal in futures studies, and understanding it is crucial to preventing unexpected outcomes during crises. Earthquakes locating errors and considered approximations in correcting for geometric spreading and magnitude may also contribute to this discrepancy. Teleseismic earthquakes provided further evidence of strong amplification in the region, with some stations showing amplification up to five times compared to reference stations outside the basin. These findings underscore the critical need to account for the deep sedimentary basin effect in seismic hazard assessments for Makran, especially considering its growing urban and industrial development. The analysis reveals that long-period waves, which tend to resonate with tall buildings, pose the greatest risk. Ignoring these effects in seismic design could lead to underestimating ground motion intensity and increasing the risk of structural damage during major earthquakes. Ultimately, this study emphasizes the importance of improved seismic velocity models, expanded seismic monitoring networks, and more advanced 3D modeling to better predict seismic hazards and protect critical infrastructures in this economically important region.

Keywords: Coastal Makran, wave amplitude amplification, earthquake hazard analysis, weak signals, futures studies