

توموگرافی نوفه محیطی و ساختار سرعت موج برشی در منطقه فرورانش مکران، جنوب شرق ایران

علی مهرداد^{۱*}، سید خلیل متقی^۲، عبدالرضا قدس^۳ و اسماعیل شبانیان^۲

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۳ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۰۶، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۲۵)

چکیده

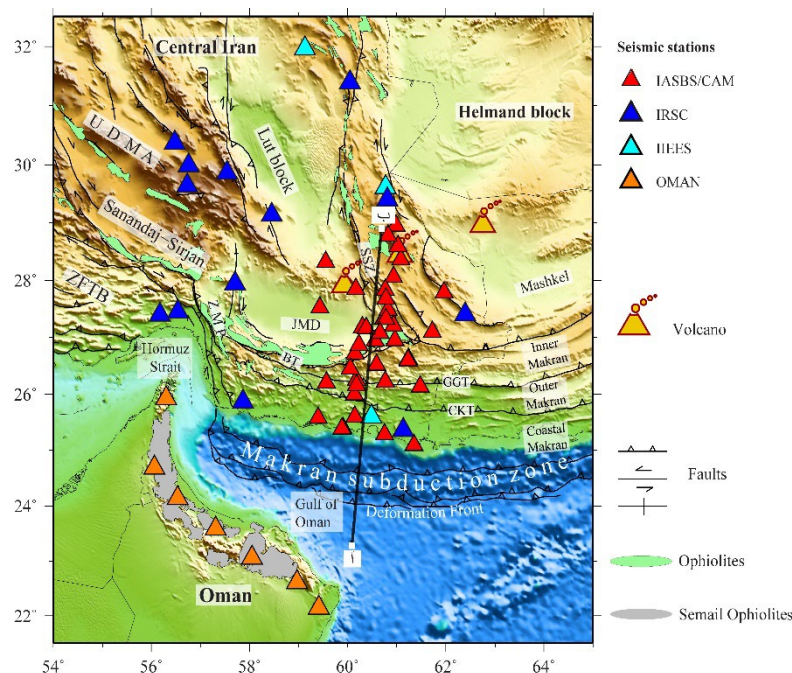
منطقه فرورانش مکران یک بخش منحصر به فرد در سیستم کوه زاغی آلپ-همالیا است که در آن یکی از آخرین قطعات باقیمانده از اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه اوراسیا فرورانش می‌کند. در این مطالعه، ما از توموگرافی نوفه محیطی و زلزله‌های منطقه‌ای برای محاسبه یک تصویر سه بعدی از تغییرات سرعت موج برشی با وضوح بالا برای این منطقه استفاده کرده‌ایم. با استفاده از این نتایج سعی کردیم به سوالاتی در مورد نحوه ارتباط و اتصال پوسته منشور برافزایشی مکران به ناحیه برخوردی زاگرس، ضخامت پوشش رسوبی در راستا و عمود بر برخورد در منشور برافزایشی، پوشش رسوبی در فرورفتگی جازموریان و اینکه آیا جازموریان به‌عنوان فروافتادگی پیش‌کمانی رسوباتی همگن و یکنواخت دارد، پاسخ دهیم. داده‌های استفاده شده شامل ۶۵ ایستگاه لرزه‌نگاری است که در مکران ایران و شمال عمان واقع شده است. مدل به‌دست آمده از تغییرات سرعت موج برشی، وجود یک ناحیه گذار بین غرب مکران و لبه شرقی زاگرس هم در سطح و هم در عمق نشان می‌دهد. یک لیتوسفر اقیانوسی معمولی در شرق دریای عمان مشاهده می‌شود که دارای ساختار سرعتی کاملاً متفاوت با لیتوسفر اقیانوسی غرب دریای عمان است. علاوه بر آن نازک‌شدگی پوشش رسوبی در بخش ساحلی گوه برافزایشی مکران در شرق طول جغرافیایی ۵۸ درجه مشاهده می‌شود. حداکثر ضخامت پوشش رسوبی در شرق فروافتادگی جازموریان قرار دارد و ضخامت پوشش رسوبی به سمت غرب این حوضه فروافتاده کاهش می‌یابد.

کلمه‌های کلیدی: فرورانش مکران، توموگرافی نوفه محیطی، منشور برافزایشی، سرعت موج برشی

۱ مقدمه

فرورانش مکران در اثر همگرایی صفحه عربی و اوراسیا به وجود آمده است. نرخ همگرایی در این ناحیه حدود ۳-۴ سانتی‌متر بر سال گزارش شده است (بیرنه و همکاران، ۱۹۹۲؛ کوپ و همکاران، ۲۰۰۰؛ اسمیت و همکاران، ۲۰۱۲). در این ناحیه صفحه عربی رو به سمت شمال به زیر صفحه ایران مرکزی با نرخ همگرایی تقریباً ۲۷ میلی‌متر در سال، همانطور که توسط اندازه‌گیری‌های GPS نشان داده شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ خرمی و همکاران، ۲۰۱۹؛ عباسی و همکاران، ۲۰۲۳) فرورانش می‌شود که این پدیده از زمان کرتاسه آغاز و تا امروز ادامه دارد (بربریان و همکاران، ۱۹۸۲). این میزان همگرایی در راستای شمال با وارد شدن از دریا به خشکی گوه برافزایشی به مقدار حدود ۸ میلی‌متر بر سال کاهش می‌یابد که این کاهش در سرعت

همگرایی در مکران غربی مربوط به حرکت به سمت شمال بلوک لوت در امتداد ناحیه بخیه سیستان است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ عباسی و همکاران، ۲۰۲۳). پهنه فرورانش مکران در شرق ایران و غرب پاکستان، باعث به وجود آمدن بزرگترین گوه برافزایشی جهان شده است (شکل ۱). این گوه برافزایشی تقریباً طولی بالغ بر ۹۵۰ کیلومتر دارد که از سیستم گسلی زندان-میناب-پالامی در غرب تا سیستم گسلی چمن-اورناچ-نال در شرق امتداد پیدا کرده است. پهنای این گوه برافزایشی از پیشانی تغییرشکل تا حوضه‌ی پیش‌کمانی جازموریان تقریباً ۳۵۰ کیلومتر است و این پهنای وسیع در اثر خراشیده شدن رسوبات فرورانش شده لیتوسفر عربی و روی هم جمع شدن آنها به وجود آمده است (پلت و همکاران، ۱۹۹۲؛ دمستس و همکاران، ۲۰۱۰).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه فرورانش مکران ایران، واحدهای اصلی زمین‌شناسی و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده شده. مثلث‌های طلایی موقعیت آتشفشان‌های کواترنری این فرورانش را نشان می‌دهد. خطوط مشکی گسله‌های فعال منطقه را نمایش می‌دهد. نواحی سبز و خاکستری موقعیت اوفیولیت‌های منطقه را نمایش می‌دهد. مخفف‌های بکاررفته در به شرح زیر است. CKT: گسله تراسی چاه‌خان، GGT: گسله تراسی قصرقند، BT: گسله تراسی بشارگرد، ZMP: سیستم گسلی زندان-میناب-پالامی، JMD: فروافتادگی جازموریان، ZFTB: کمربند چین‌خورده روئانده زاگرس، UDMA: کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، SSZ: زمین‌درز سیستان.

قاره‌ای زاگرس به فرورانش مکران است. این مزیت اجازه می‌دهد که در مورد فرورانش و پهنه گذار به صورت همزمان بحث شود و پتانسیل به تصور کشیدن سرعت موج برشی در یک منطقه فرورانشی کمتر مطالعه شده فراهم آید.

۲ روش پژوهش

۲-۱ نوفه محیطی

در این قسمت برای محاسبه پاشش سرعت گروه موج ریلی، از همبستگی متقابل نوفه محیطی نگاشت‌های قائم پیوسته ثبت شده در ۶۵ ایستگاه بانده پهن لرزه‌نگاری استفاده شده است. موقعیت این ایستگاه‌ها در شکل ۱ نمایش داده شده است. این نگاشت‌ها از شبکه‌های موقت و دائم نصب شده در اطراف فرورانش مکران ایران جمع‌آوری شده‌اند. ایستگاه‌های دائم این مطالعه شامل ۲۵ ایستگاه از شبکه‌های شبکه لرزه‌نگاری کشوری متعلق به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)، مرکز ملی باند پهن کشور متعلق به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و شبکه ملی لرزه‌نگاری عمان (OSN) است. همچنین ۴۰ ایستگاه از شبکه موقت لرزه‌نگاری مکران که توسط دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان به مدت ۴ سال (از سال ۱۳۹۶ تا ۱۴۰۰) داده‌برداری کرده است به بانک داده اضافه گردید. این شبکه‌ها به تفکیک در شکل ۱ نمایش داده شده‌اند. در این پژوهش برای برآورد تابع گرین تجربی (Empirical Green Functions) بین هر جفت ایستگاه همزمان، از روش ارائه شده توسط بنسن و همکاران (۲۰۰۷) استفاده شده است.

۲-۱-۱ پردازش تک ایستگاهی

در این روش ابتدا میانگین، شیب و پاسخ دستگامی از روی تمامی مولفه‌های قائم ثبت شده در همه ایستگاه‌ها برداشته شد. سپس تمامی شکل‌موج‌های پیوسته به برش‌های ۳۰ دقیقه‌ای تقسیم شدند. نرخ نمونه‌برداری شکل‌موج‌های

مطالعات لرزه‌ای متعددی هم در ناحیه دریایی و هم در قسمت خشکی گوه برافزایشی انجام شده است. که در این مطالعات به رسوبات ضخیم انباشته شده، افق جدایش و زیرراندگی رسوبات در این فرورانش اشاره شده است (کوپ و همکاران، ۲۰۰۰؛ کاکوسکی و همکاران، ۲۰۰۱؛ هابرلند و همکاران، ۲۰۲۰؛ پاژنگ و همکاران، ۲۰۲۱). همچنین مطالعات توموگرافی دورلرز انجام شده، لیتوسفر فرورونده را به سمت شمال با شیب کم در ایران و پاکستان نشان دادند (سیمونز و همکاران، ۲۰۱۱؛ شادمنا من و همکاران، ۲۰۱۱؛ واندرمر و همکاران، ۲۰۱۸). مطالعات اخیر جزئیات بیشتری از نحوه فرورفتن لیتوسفر عربی به زیر ایران مرکزی در زیر ناحیه خشکی گوه برافزایشی به تصویر کشیده‌اند (متقی و همکاران، ۲۰۲۰؛ پرستلی و همکاران، ۲۰۲۱؛ ایران‌دوست و همکاران ۲۰۲۲). مشکل اساسی قابل ذکر در مطالعات پیشین، کمبود ایستگاه لرزه‌نگاری برای انجام یک مطالعه منطقه‌ای با قدرت تفکیک مکانی بالا است. این محدودیت، منجر به ارائه نتایج تنها در یک پروفیل که شامل ایستگاه‌ها است، شده است. از طرف دیگر، پوشش پرتویی کم، امکان ارائه یک مدل سه‌بعدی با قدرت تفکیک مکانی بالا را ضعیف‌تر کرده است.

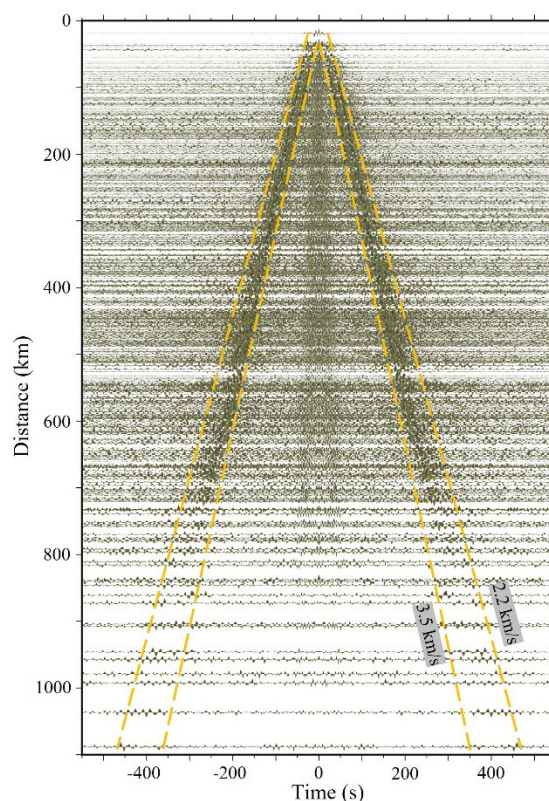
در این پژوهش، از تمامی داده‌های شبکه‌های موقت و دائم موجود برای انجام یک توموگرافی نوفه محیطی در جنوب شرق ایران استفاده شده است. این داده‌ها، توسط ۴ شبکه لرزه‌نگاری جمع‌آوری شده است. در هیچ کدام از مطالعات قبلی چنین داده متراکمی فراهم نبوده و اضافه شدن داده‌های شبکه موقت مکران و شبکه دائم عمان به داده‌های شبکه‌های دائم موجود در درون ایران، پوشش پرتویی را بالا برده و اجازه مطالعه ساختار سه‌بعدی با قدرت تفکیک مکانی مناسب را نه تنها در خشکی، بلکه در قسمت دریایی گوه برافزایشی فراهم کرده است. مزیت دیگر این مطالعه فراهم آمدن امکان بررسی و به تصویر کشیدن ساختار فرورانش مکران ایران در پهنه گذار از برخورد

ایستگاه به روش خطی برانبارش شده و تابع تجربی گرین بین هر جفت ایستگاه برآورد گردید. شکل (۲) توابع گرین تجربی محاسبه شده در این مطالعه را نمایش می‌دهد. سری‌های زمانی بر اساس فاصله بین هر جفت ایستگاه مرتب شده‌اند. در شکل (۲) می‌توان به روشنی موج ریلی را در بخش علی و غیرعلی توابع گرین تجربی مشاهده کرد. در نهایت هر دو سمت علی و غیرعلی با هم برانبارش شده و توابع گرین تجربی متقارن برای استخراج پاشش سرعت گروه موج ریلی آماده شدند.

بریده شده به ۱۰ نمونه بر ثانیه کاهش داده شد و فیلتر میان‌گذر ۲ تا ۷۰ ثانیه بر روی آن‌ها اعمال گردید. سپس نرمال‌سازی حوزه زمان (one-bit normalization) و سفید شدن شکل‌موج یا بهنجارش در حوزه فرکانس (frequency-domain whitening) بر روی آن‌ها انجام شد (برای مطالعه بیشتر به بنسن و همکاران ۲۰۰۷ مراجعه شود).

۲-۱-۲ پردازش جفت ایستگاهی

در این مرحله همبستگی متقابل تمامی شکل‌موج‌های نیم‌ساعته همزمان در هر جفت ایستگاه همزمان محاسبه شد. تمامی همبستگی‌های متقابل بدست آمده برای هر جفت



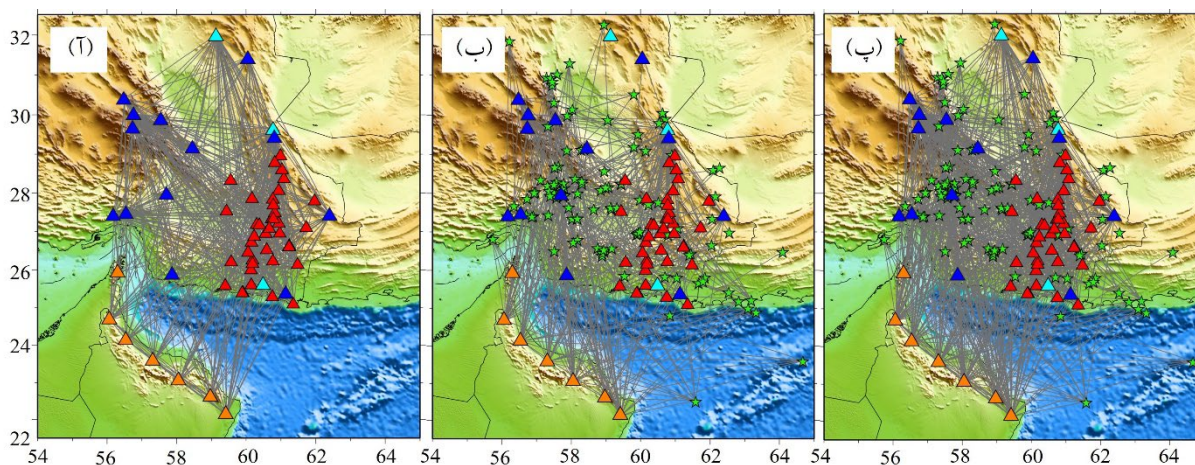
شکل ۲. توابع گرین تجربی بدست آمده از همبستگی متقابل تمامی جفت ایستگاه‌های همزمان. این توابع بر حسب فاصله بین جفت ایستگاه‌ها مرتب شده‌اند.

لرزه‌نگاری مختلف ثبت شده بودند، جمع‌آوری شدند. سپس فیلتر میان‌گذری با دوره تناوب گوشه ۲ تا ۷۰ ثانیه بر روی آن‌ها اعمال گردید. در نهایت ۳۸۷ شکل‌موج با کیفیت بالا شناسایی شد و پاشش سرعت گروه موج ریلی آن‌ها در بازه دوره تناوبی ۱۰ تا ۵۰ ثانیه استخراج گردید.

۲-۲ پردازش زلزله‌های منطقه‌ای

پاشش سرعت گروه موج ریلی برای زلزله‌های رخ داده در منطقه با فاصله رو مرکزی بین ۲۰۰ تا ۱۵۰۰ کیلومتر محاسبه شد. برای این منظور، زلزله‌هایی با بزرگای بیشتر از ۳ و فاصله رو مرکزی بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر که توسط شبکه‌های

شکل (۳) پوشش پرتویی توابع گرین تجربی بدست آمده
بین جفت ایستگاه‌های مختلف و زمین‌لرزه‌های منطقه‌ای را
نشان می‌دهد.



شکل ۳. (آ) پوشش پرتویی به‌وجود آمده از توابع گرین تجربی که پوشش پرتویی مناسبی را در سراسر منطقه مورد مطالعه ایجاد کرده است. (ب) پوشش پرتویی از زلزله‌های منطقه‌ای. (پ) مجموع پوشش پرتویی فراهم شده در این مطالعه از دو بانک داده نوفه محیطی و زلزله‌های منطقه‌ای که ادغام داده‌ها باعث بهبود پوشش پرتویی در خلیج عمان و غرب منطقه مورد مطالعه شده است.

۳ روش انجام کار

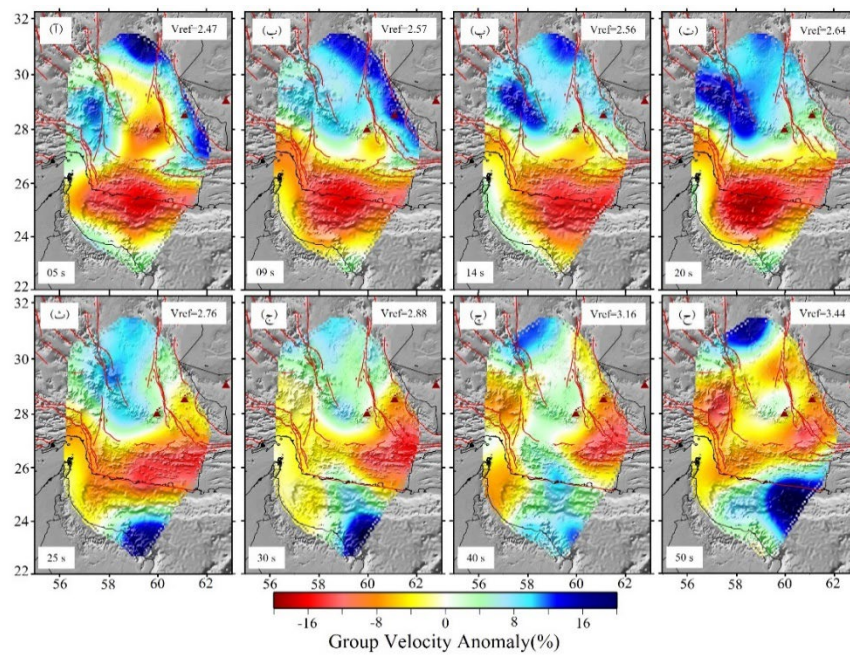
۱-۳ محاسبه پاشش سرعت گروه

برای برآورد پاشش مد پایه سرعت گروه در بازه دوره تناوبی ۵ تا ۵۰ ثانیه، از روش آنالیز چندفیلتری استفاده شد (دزیونسکی و همکاران، ۱۹۶۹؛ هرمن، ۱۹۷۳). این پردازش با دستور "do_mft" از مجموعه نرم‌افزاری 'Computer Programs in Seismology' (هرمن ۲۰۱۳) انجام شده است.

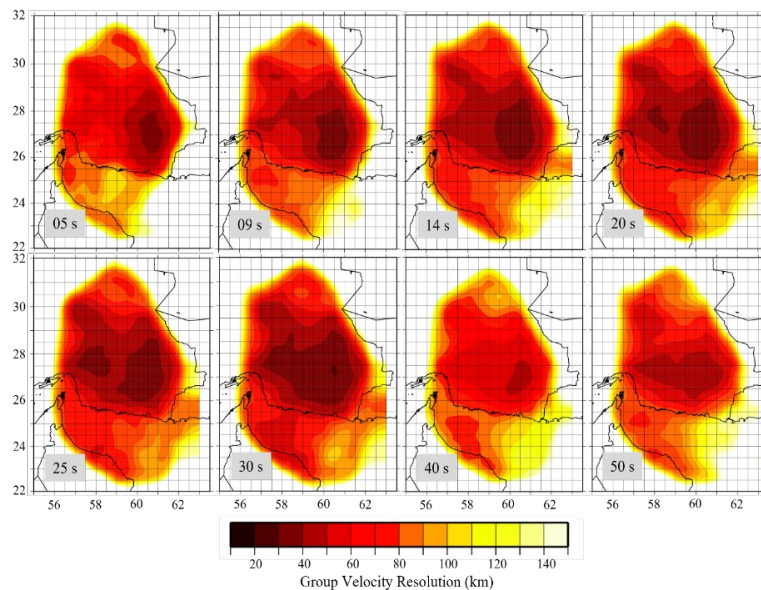
۲-۳ توموگرافی سرعت گروه

توموگرام‌های دوبعدی در مش‌های ۰.۵ درجه در ۰.۵ درجه، در دوره تناوب‌های ۵، ۹، ۱۴، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۴۰ و ۵۰ ثانیه با استفاده از الگوریتم معکوس‌سازی خطی دیتمار و یانوسکایا (۱۹۶۸) بدست آمده‌اند (شکل ۴). این روش از اصلاح و بهبود روش یک‌بعدی باکوس و گیلبرت به‌وجود آمده است، برای مطالعه بیشتر می‌توان به دیتمار و

یانوسکایا (۱۹۶۸) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰) مراجعه کرد. مزیت این روش امکان برآورد قدرت تفکیک مکانی دوبعدی با در نظر گرفتن پوشش پرتویی است (ژئو و همکاران، ۲۰۰۹؛ کومار و همکاران، ۲۰۱۹). شکل ۵ نقشه قدرت تفکیک مکانی سرعت گروه در دوره تناوب ۵ تا ۵۰ ثانیه را نمایش می‌دهد. در این تصاویر توانایی بازیابی آنومالی‌ها برحسب ابعاد نمایش داده شده است و هرچه مقادیر کم شود توانایی شناسایی آنومالی با ابعاد کوچک‌تر، بالا می‌رود. در اکثر مناطق، قدرت تفکیک مکانی کمتر از ۸۰ کیلومتر در ۸۰ کیلومتر وجود دارد و در قسمت مرکزی منطقه مورد مطالعه، به دلیل وجود شبکه تراکم و بالا رفتن پوشش پرتویی و افزایش تقاطع بین پرتوها، قدرت تفکیک مکانی شناسایی آنومالی‌ها، تا ۴۰ کیلومتر برای دوره تناوب‌های ۱۴ تا ۳۰ ثانیه، افزایش یافته است.



شکل ۴. نقشه سرعت گروه موج ریلی به صورت نسبی در دوره تناوب‌های ۵، ۹، ۱۴، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۴۰ و ۵۰ ثانیه. دوره تناوب و سرعت مرجع در هر پنجره به ترتیب در پایین سمت چپ و بالا سمت راست نمایش داده شده است.



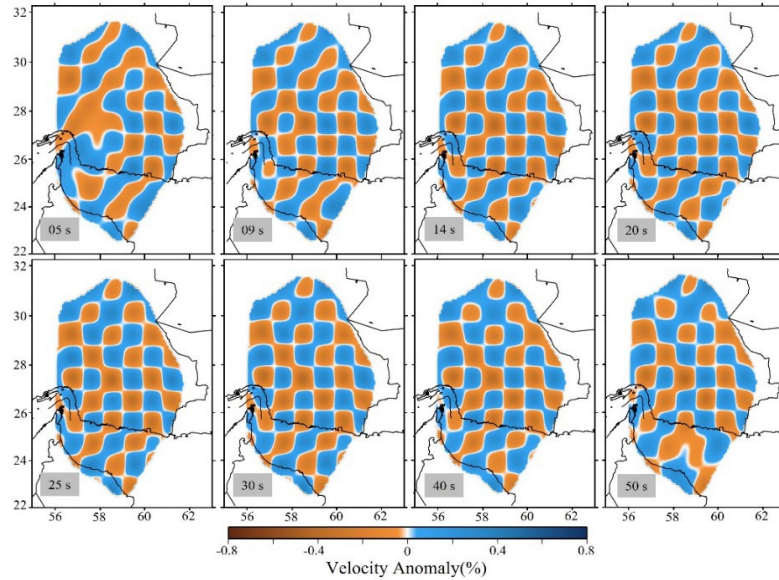
شکل ۵. نقشه قدرت تفکیک مکانی برای توموگرام دوبعدی سرعت گروه موج ریلی در پریودهای ۵ تا ۵۰ ثانیه. دوره تناوب در هر پنجره در پایین سمت چپ نمایش داده شده است.

آنومالی‌های بازایی شده بعد از معکوس‌سازی مدل اولیه شطرنجی با پوشش پرتویی در هر دوره تناوب را نمایش می‌دهد. در محدوده میانی منطقه مورد نظر، در جایی که پوشش پرتویی و برخورد خطوط زیاد است (شکل ۷)،

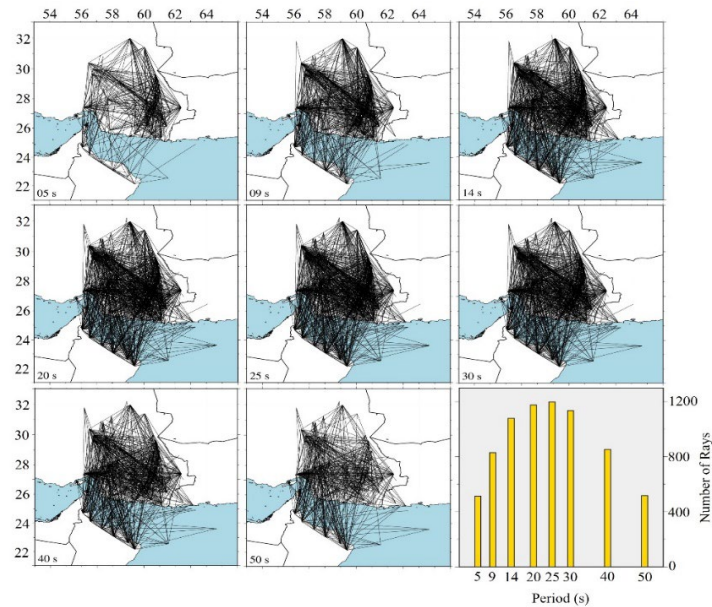
همچنین برای بررسی میزان توانایی بازایی ناهنجاری‌های مثبت و منفی در مجاورت هم، به بررسی تست صفحه شطرنجی پرداخته شد. نتیجه این آزمون کاملاً وابسته به پارامترهای وارون‌سازی و پوشش پرتویی است. شکل ۶

مکانی در شناسایی ابعاد آنومالی‌ها و آزمون صفحه شطرنجی در هر دوره تناوب به صورت مجزا در شکل ۷ نمایش داده شده است.

آنومالی‌های مثبت و منفی متناوب به خوبی بازگردانده شده است اما در لبه توموگرام‌ها می‌توان مقداری کشیدگی در آنومالی‌های بازیابی شده مشاهده کرد. پوشش پرتویی و تعداد پرتوهای استفاده شده در برآورد قدرت تفکیک



شکل ۶. آزمون صفحه شطرنجی برای توموگرام‌های دوبعدی سرعت گروه موج ریلی در پریودهای ۵ تا ۵۰ ثانیه. مدل اولیه آنومالی‌هایی با میزان ناهنجاری مثبت و منفی ۰/۸ کیلومتر بر ثانیه نسبت به سرعت مرجع را نشان می‌دهد که در بلوک‌های ادرجه در ۱ درجه واقع شده اند. دوره تناوب در هر پنجره در گوشه پایین سمت چپ - نمایش داده شده است.

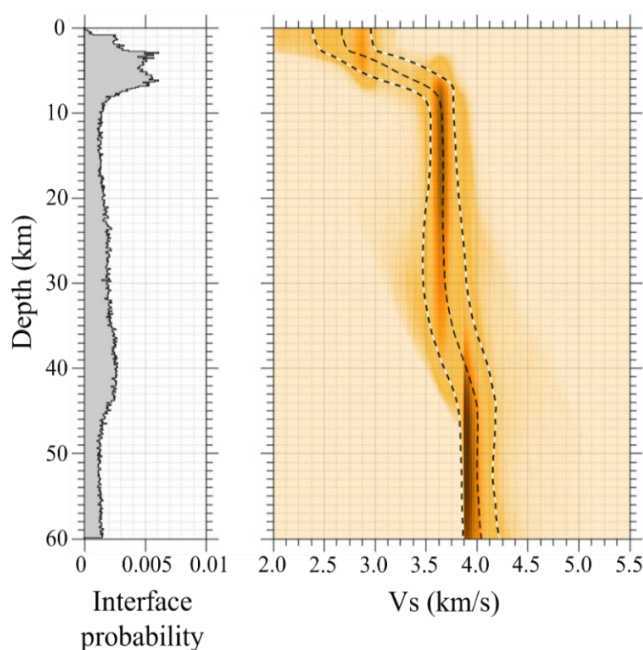


شکل ۷. پوشش پرتویی به کاررفته در توموگرام‌های دوبعدی و تست‌های قدرت تفکیک مکانی. در پنجره سمت راست - پایین هیستوگرام تعداد پرتوها در هر دوره تناوب به تفکیک نمایش داده شده است.

۳-۳ سرعت موج برشی سه بعدی

نقشه‌های سرعت گروه موج ریلی شامل داده‌هایی درباره تغییرات سرعت موج برشی در دوره تناوب‌های زمانی مختلف هستند. برای به دست آوردن درک بهتر از تغییرات سرعت در اعماق مختلف، منحنی‌های پاشش موج ریلی را برای هر نقطه از شبکه استخراج کرده و از طریق

معکوس‌سازی به یک مدل سرعتی یک‌بعدی تبدیل شدند. برای دستیابی به این هدف، از الگوریتم غیرخطی، نمونه‌برداری زنجیره مارکوف مونت کارلو (MCMC) استفاده شد (بودین و همکاران، ۲۰۱۲؛ مانومارفو و همکاران، ۲۰۱۹؛ موقری و جوان، ۲۰۲۰).



شکل ۸. پنجره سمت چپ توزیع احتمالاتی وجود مرز ناپوستگی سرعت و پنجره سمت راست مدل‌های قبول شده در فرآیند معکوس‌سازی غیرخطی را نمایش می‌دهد. مدل میانگین با خط چین مشکی و انحراف معیار آن با خط چین مشکی-سفید نمایش داده شده است.

در این معکوس‌سازی، توابع چگالی احتمال پیشین با استفاده از یک رویکرد بیزین محاسبه می‌شوند. این الگوریتم، مدل‌هایی تصادفی را با یک توزیع گاوسی نسبت به مدل اولیه، در فضای مدل تولید می‌کند. سپس داده تولید شده توسط هر یک از این مدل‌ها ارزیابی می‌شوند و مدلهایی که داده‌های آنها هم‌خوانی بهتری با داده مشاهداتی دارند، پذیرفته می‌شوند. با این حال، اگر مشاهده شود که یک مدل هم‌خوانی کمتری نسبت به مدل ماقبل خود دارد همچنان امکان پذیرفته شدن مدل با احتمال کمتری وجود دارد. پس از نمونه‌برداری از مدل‌ها (به عنوان مثال بعد از تولید ۲۰,۰۰۰ مدل)، الگوریتم در فضای مدل

جایجا می‌شود و شروع به جستجو در یک محدوده دیگر از فضای مدل می‌کند. این رویکرد از گیر افتادن الگوریتم در کمینه‌های محلی جلوگیری می‌کند و امکان اکتشاف یک دامنه گسترده‌تر از جواب‌های ممکن را فراهم می‌کند. تابع چگالی احتمال پیشین با استفاده از تمام مدل‌های پذیرفته ایجاد می‌شود. توزیع احتمال پسین با استفاده از الگوریتم (DRAM) (هاربو و همکاران، ۲۰۰۶؛ آفونسو و همکاران، ۲۰۱۳) ساخته می‌شود و به روزرسانی توزیع مدل با استفاده از همه مدل‌های پذیرفته قبلی انجام می‌گیرد. نمونه‌های بعدی به صورت تصادفی بر اساس توزیع احتمالاتی به روزرسانی شده باز تولید می‌شوند. بنابراین، مدل‌های نهایی

ثانیه ممکن است مربوط به وجود حوضه‌های رسوبی ضخیم در این منطقه باشند. یک ناهنجاری کم‌سرعت با ابعاد بزرگ در جنوب منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود که نشانگر وجود یک حوضه رسوبی عمیق زیر گوه برافزایشی مکران و شرقی‌ترین قسمت کمربند چین‌خورده-رورانده زاگرس است (شکل ۴). ناهنجاری‌های پرسرعت در همان دوره تناوب‌ها به طور کلی با کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر و بلوک لوت مرتبط هستند.

در دوره تناوب های ۳۰ تا ۵۰ ثانیه، یک ناهنجاری قوی پرسرعت در دریای عمان مشاهده می‌شود که با افزایش دوره تناوب به سمت شمال جابجا می‌شود (شکل ۴). همچنین ناهنجاری‌های کم‌سرعت را در امتداد شرقی‌ترین قسمت کمربند چین‌خورده-رورانده زاگرس، غرب دریای عمان، جنوب زمین‌درز سیستان و در زیر کوه تفتان می‌توان مشاهده کرد.

۳-۴-۲ مدل سه‌بعدی سرعت موج برشی

برای تولید یک مدل سه‌بعدی مدل‌های یک‌بعدی سرعت موج برشی بدست آمده در زیر هر مش، با هم ترکیب شده و یک مدل سه‌بعدی برای کل منطقه تهیه شد.

شکل ۹ شش برش افقی از سرعت موج برشی در اعماق ۴، ۱۳، ۱۸، ۲۸، ۳۸ و ۵۷ کیلومتر را نشان می‌دهد. در سطحی‌ترین لایه، عمق ۴ کیلومتر، یک ناهنجاری کم‌سرعت (با سرعت موج برشی بین ۲.۲ تا ۲.۸ کیلومتر در ثانیه) مشاهده می‌شود که با حرف (آ) در شکل ۹ (آ) نمایش داده شده است. این ناهنجاری با ماهیت رسوبی گوه برافزایشی مکران به خوبی همخوانی دارد. همچنین یک ناهنجاری پرسرعت در روی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر دیده می‌شود که با حرف (ب) در شکل ۹ (آ) نمایش داده شده است. آنومالی دیگر یک ناهنجاری کم‌سرعت نزدیک به آتشفشان بزمان است که با حرف (پ) نمایش داده شده است.

در حوالی مدل‌هایی با احتمال بیشینه، تمرکز می‌یابند (هاروو و همکاران، ۲۰۰۶). این فرآیند، یک مدل احتمالاتی فراهم می‌کند که در هر نقطه از شبکه، میانگین و انحراف معیار از توزیع مدل‌های پذیرفته شده را مشخص می‌کند (بودین و همکاران، ۲۰۱۲؛ آفونسو و همکاران، ۲۰۱۳).

این رویکرد برای معکوس‌سازی تمامی منحنی‌های پاشش و بدست آوردن سرعت موج برشی یک‌بعدی برای هر نقطه از شبکه اعمال شد. این مدل‌ها، شامل مدل سرعت موج برشی نهایی برحسب عمق و انحراف معیار آن در هر مش می‌باشد. یک نمونه از مدل‌های سرعتی یک‌بعدی در شکل ۸ نمایش داده شده است. انحراف معیار در عمق‌هایی که تغییرات سرعتی قابل توجهی در آن رخ داده، به طور محسوسی افزایش پیدا کرده است (شکل ۸). پس می‌توان با بررسی رفتار انحراف معیار نسبت به عمق، برآورد نسبتاً خوبی در مورد مرزهای سرعتی بدست آورد.

۳-۴-۳ نتایج

۳-۴-۳-۱ نقشه سرعت گروه موج ریلی

با اجرای توموگرافی نوفه محیطی که در بخش قبل توضیح داده شد، نقشه‌های سرعت گروه موج ریلی با دقت بالا تولید شد که در شکل ۴ نمایش داده شده است. سرعت گروه در دوره تناوب‌های ۵، ۹، ۱۴، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۴۰ و ۵۰ ثانیه، محاسبه و تغییرات سرعت گروه در منطقه مکران و مناطق اطراف آن در هر دوره تناوب برآورد گردید. حساسیت امواج ریلی به عمق، بستگی به مقدار دوره تناوب دارد. در دوره تناوب‌های ۵ تا ۵۰ ثانیه، امواج ریلی به اعماق ۴ تا ۶۰ کیلومتر حساس هستند که شامل پوشش رسوبی، پوسته و قسمت بالایی گوشته می‌شود. به دلیل اینکه ضخامت رسوبات ممکن است تا حدود ۲۸ کیلومتر در گوه برافزایشی مکران باشد (پرستلی و همکاران، ۲۰۲۲)، ناهنجاری‌های کم‌سرعت در دوره تناوب‌های کمتر از ۲۵

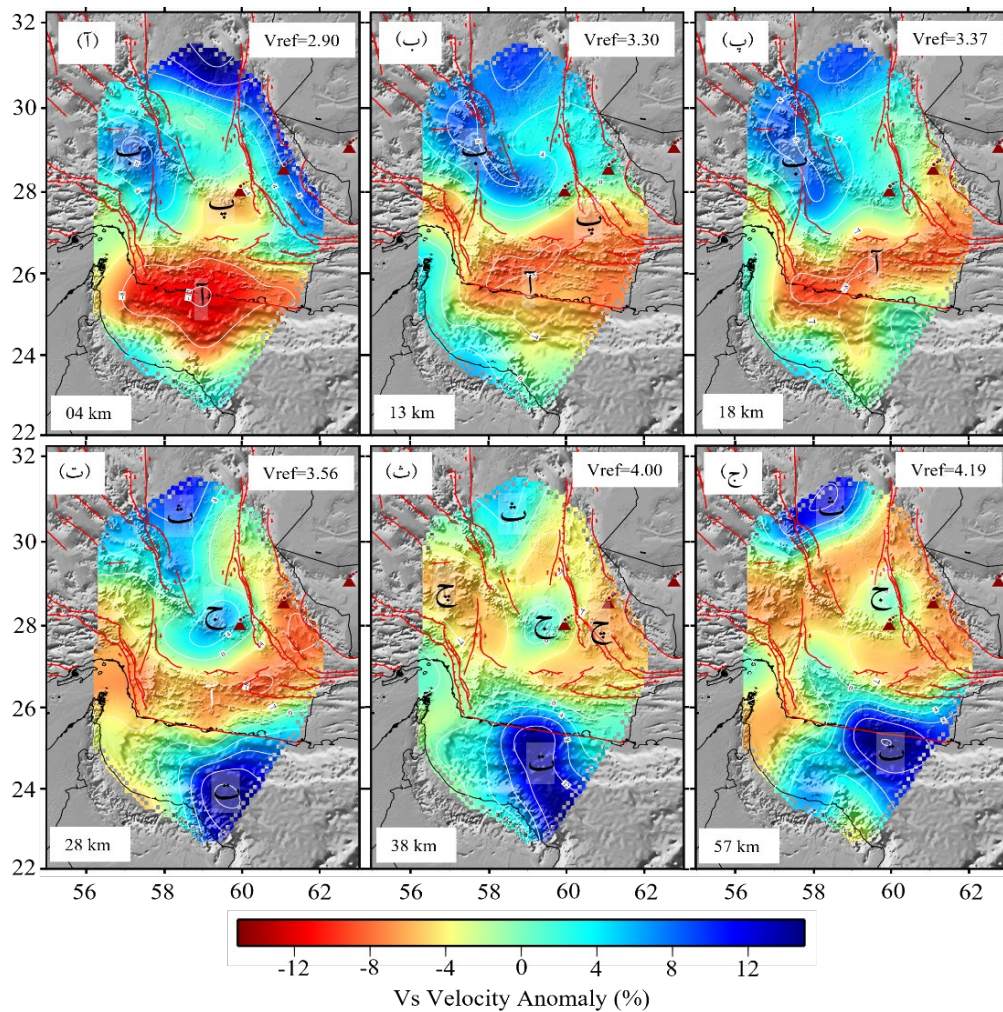
در درون بلوک لوت (ناهنجاری ث) قرار دارد. این ناهنجاری با محدوده جغرافیایی بلوک لوت هماهنگی خوبی دارد و از نواحی کم سرعت اطراف جدا شده است. این ناهنجاری احتمالاً نشانگر وجود پوسته پرسرعت و یا پوسته نازک در زیر بلوک لوت است. ناهنجاری پرسرعت (ج) در زیر تقاطع بین کمربند آتشفشانی مکران و کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر قرار دارد. این آنومالی در اعماق ۲۸ کیلومتری و بیشتر از آن قابل مشاهده است و در عمق‌های بیشتر به سمت شمال شرق کشیده می‌شود.

ناهنجاری‌های آشکار شده در عمق ۳۸ کیلومتری می‌تواند بیانگر تغییرات ضخامت پوسته باشند. به طوری که ناهنجاری‌های کم سرعت احتمالاً نشانگر وجود پوسته ضخیم و ناهنجاری‌های پرسرعت می‌تواند نشانگر وجود پوسته نازک‌تر باشد. ساختار کم سرعت (با سرعت موج برشی بین ۳.۷ تا ۳.۹ کیلومتر بر ثانیه)، که با حرف (چ) در شکل ۹ (ث) نمایش داده شده است، در شمال منطقه زمین‌درز زاگرس (در زیر منطقه سندج- سیرجان) و در زیر زمین‌درز سیستان قابل مشاهده است. این ساختار می‌تواند نشان‌دهنده وجود پوسته ضخیم‌تر از ۳۸ کیلومتر در این نواحی باشد. شکل ۱۰، مقطع عمقی از مدل سه‌بعدی سرعت موج برشی و انحراف معیار آن را در زیر پروفیل (آ)- (ب) نشان می‌دهد. محل این پروفیل در شکل ۱ نمایش داده شده است. این مقطع، عمود بر پیشانی تغییر شکل گوه برافزایشی مکران قرار گرفته و از دریای عمان، گوه برافزایشی مکران، لبه شرقی جازموریان و زمین‌درز سیستان عبور کرده است (شکل ۱). مدل سرعتی به دست آمده، یک الگوی پیچیده از تغییرات ساختاری را نشان می‌دهد که نمایانگر ویژگی‌های تکتونیکی و آتشفشانی منطقه است. یک آنومالی کم سرعت، که با حرف (آ) علامت‌گذاری شده است، در نزدیک سطح در عمق‌های کمتر از ۶ کیلومتر و با سرعت کمتر از ۲۸ کیلومتر بر ثانیه مشاهده می‌شود.

در عمق ۱۳ کیلومتری (شکل ۹ ب)، ناهنجاری کم سرعت (آ) هنوز مشاهده می‌شود و منطقه بزرگ‌تری را در بر گرفته است. این آنومالی شامل گوه برافزایشی مکران، انتهای منطقه برخورد زاگرس و بخشی از حوضه جازموریان است. ناهنجاری پرسرعت (ب) بر روی کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر و بخشی از بلوک لوت مشاهده می‌شود (شکل ۹ ب). مدل سرعتی در عمق ۱۸ کیلومتری (شکل ۹ پ)، شباهت‌های زیادی با مدل سرعتی در عمق ۱۳ کیلومتری دارد (شکل ۹ ب)، اگرچه تفاوت قابل ملاحظه‌ای در ابعاد ناهنجاری کم سرعت (آ) در امتداد ساحل گوه برافزایشی مکران مشاهده می‌شود. این ناهنجاری تقریباً در طول جغرافیایی ۵۹ درجه شرقی به دو بخش تقسیم می‌شود، به گونه‌ای که در بخش شرقی، با طول‌های جغرافیایی بیش از ۵۹ درجه جابجایی رو به سمت شمال مشاهده می‌شود.

در عمق ۲۸ کیلومتر (شکل ۹ ت)، ناهنجاری کم سرعت (آ) با سرعت کمتر از ۳.۳ کیلومتر بر ثانیه را می‌توان به عنوان کف گوه برافزایشی در نظر گرفت. این آنومالی نشان می‌دهد که این ناهنجاری یک روند مایل با راستای شمال شرق- جنوب غرب دارد. همچنین در این عمق، سه ناهنجاری پرسرعت دیده می‌شود که می‌توان آن‌ها را در عمق‌های بیشتر نیز مشاهده کرد (حروف ت، ث و ج). مهم‌ترین آنومالی پرسرعت که با حرف (ت) نشان داده شده است، در ناحیه محدود به دریای عمان قابل مشاهده است. این ناحیه دارای سرعتی بیش از ۳.۸ کیلومتر بر ثانیه است و در شرق طول جغرافیایی ۵۸ درجه شرقی مشاهده می‌شود. این ناهنجاری در عمق‌های بیشتر یعنی ۳۸ کیلومتر و ۵۷ کیلومتر (شکل ۹ ت و ث) در عرض‌های جغرافیایی شمالی‌تر نیز قابل شناسایی است که نشان‌دهنده عمیق شدن رو به سمت شمال این ناهنجاری در زیر منطقه فرورانش مکران است.

ناهنجاری پرسرعت دیگری در شمال منطقه مورد مطالعه



شکل ۹. تغییرات جانبی سرعت موج برشی در ۶ برش افقی برای عمق‌های ۴، ۱۳، ۱۸، ۲۸، ۳۸ و ۵۷ کیلومتر. عمق و سرعت مرجع در هر پنجره به ترتیب در پایین سمت چپ و بالا سمت راست نمایش داده شده است.

(حرف ت در شکل ۱۰) در عمق ۱۵ تا ۲۵ کیلومتری واقع شده است. در عمق‌های بیشتر از ۳۰ کیلومتر، دو ناهنجاری پرسرعت مشخص هستند: یکی در جنوب پروفیل با سرعت موج برشی بین ۳.۹ تا ۴.۷ کیلومتر بر ثانیه (علامت‌گذاری شده با حرف ث در شکل ۱۰) و دیگری در زیر زمین درز سیستان (حرف ج در شکل ۱۰) در عمق بیش از ۳۷ کیلومتر. میان این دو آنومالی پرسرعت، یک ساختار کم سرعت (حرف چ در شکل ۱۰) با سرعت موج برشی حدود ۳.۹-۴.۱ کیلومتر بر ثانیه در عمق ۴۰ تا ۶۰ کیلومتر واقع شده است.

این آنومالی کم‌سرعت در زیر منطقه گوه برافزایشی مکران و همچنین در منطقه شمالی حوضه جازموریان واقع شده است. آنومالی کم‌سرعت و کم‌عمق دیگر (علامت‌گذاری شده با حرف ب در شکل ۱۰) دارای سرعت موج برشی حدود ۳ کیلومتر بر ثانیه است و میان گسله‌های تراسی قصرقند و بشاگرد واقع شده است. در زیر این آنومالی، یک آنومالی کم‌سرعت دیگر (علامت‌گذاری شده با حرف پ در شکل ۱۰) دیده می‌شود که تا عمق ۲۵ کیلومتری گسترش یافته است. در زیر منطقه آتشفشانی تفتان، یک ناهنجاری کم‌سرعت

۴ بحث

۱-۴ تفاوت ساختاری در لیتوسفر اقیانوسی

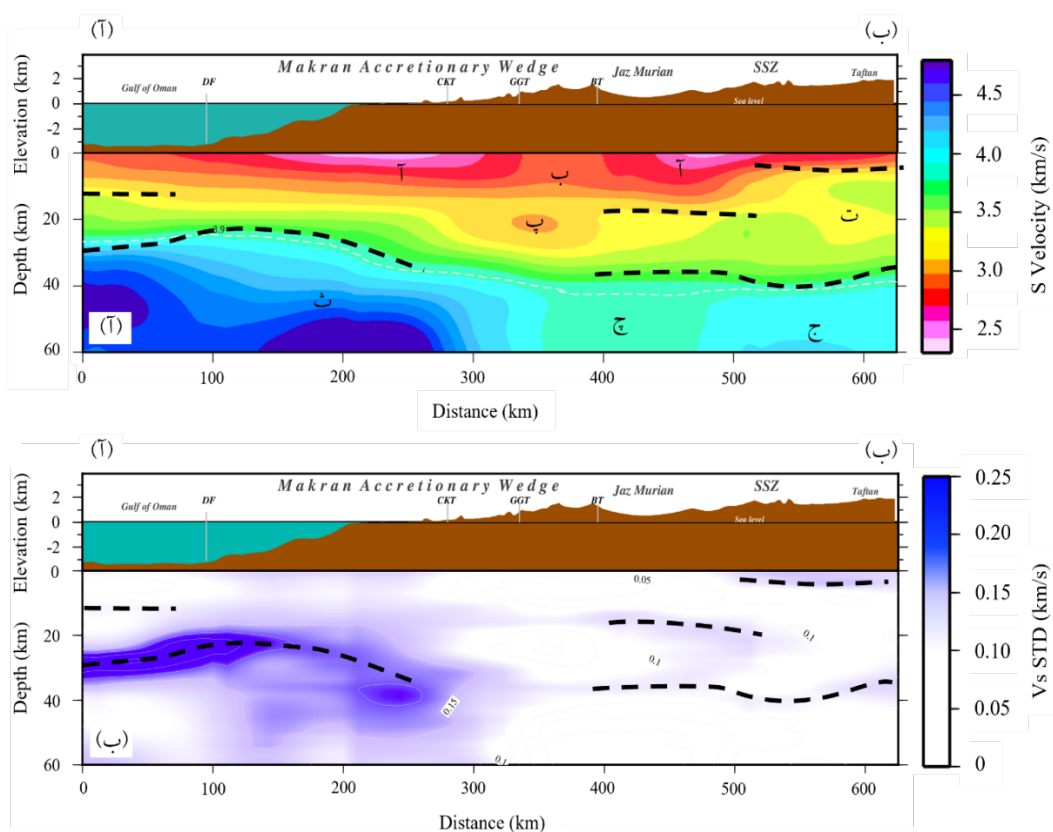
فرورنده در زیر مکران

مدل سرعت موج برشی ما نشان می‌دهد که در غرب طول جغرافیایی ۵۸ درجه، ماهیت پوسته و گوشته بالایی کاملاً رفتار متفاوتی نسبت به شرق این طول جغرافیایی از خود نشان می‌دهند. گوشته بالایی در غرب طول جغرافیایی ۵۸ درجه، دارای سرعت موج برشی به طور قابل توجه کمتری نسبت به شرق آن است، که این تفاوت در میانگین عمقی کف دریا نیز مشاهده می‌شود (حدود ۱۵۰۰ متر در غرب و حدود ۳۳۰۰ متر در شرق طول جغرافیایی ۵۸ درجه). علاوه بر این، سرعت‌های پوسته نشان‌دهنده وجود یک پوشش رسوبی بسیار ضخیم‌تر در غرب طول جغرافیایی ۵۸ درجه است. با کمال تعجب، رخنمون‌های

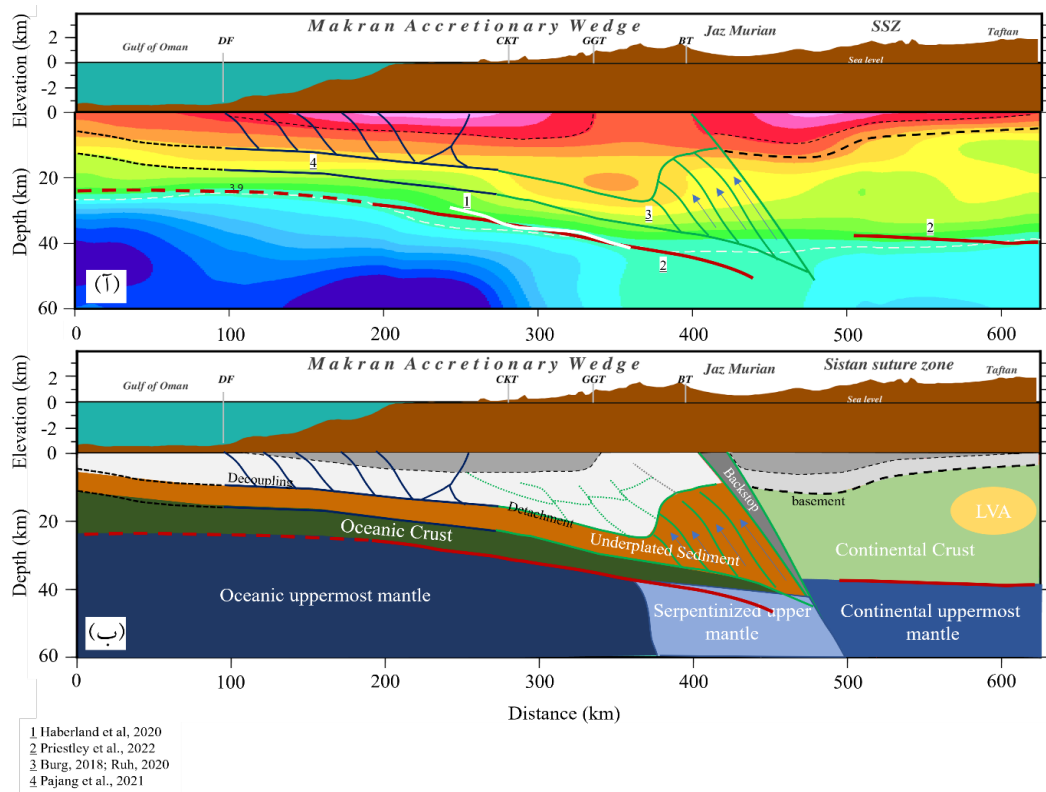
وسیع افیولیت‌های سیمیل عمان فقط در غرب این طول جغرافیایی قرار دارند. این شواهد نشان می‌دهند که لیتوسفر اقیانوسی در غرب طول جغرافیایی ۵۸ درجه شرقی دارای خصوصیات ساختاری متفاوتی با لیتوسفر اقیانوسی در غرب دریای عمان است.

۲-۴ ساختار لیتوسفر از زاگرس به مکران چگونه تغییر می‌کند؟

در سطح، سیستم گسلی زندان-میناب-پالامی با عرضی در حدود ۲۵ کیلومتر، انتقال از ناحیه برخوردی زاگرس، به ناحیه فرورانش مکران را مشخص می‌کند (شیرمن و همکاران، ۱۹۷۶؛ ریگارد و همکاران، ۲۰۱۰). با این حال،



شکل ۱۰. مقطع عمقی سرعت موج برشی و انحراف معیار آن در زیر پروفیل (آ)-(ب). موقعیت این پروفیل در شکل ۱ نمایش داده شده است. پنجره بالایی در هر دو تصویر توپوگرافی و عمق کف دریا و ساختارهای اصلی زمین‌شناسی و گسله‌های اصلی کواترنری را نشان می‌دهد. پنجره پایینی تغییرات انحراف معیار در زیر پروفیل را نمایش می‌دهد که در آن محل‌هایی که انحراف معیار افزایش یافته به عنوان پله‌های سرعتی محتمل با خط‌چین‌های مشکی مشخص شده و همین خطوط به نقشه تغییرات سرعتی نیز منتقل شده است.



شکل ۱۱. (آ): مدل سرعتی عمقی به همراه سایر اطلاعات موجود در این ناحیه مستخرج از هابرلند و همکاران (۲۰۲۰)، پرستلی و همکاران (۲۰۲۲)، بورگ (۲۰۱۸)، روح (۲۰۲۰) و پاژنگ و همکاران (۲۰۲۱). (ب): تصویر شمانیک از مدل نهایی ارائه شده برای فرورانش مکران در طول جغرافیایی حدود ۶۰.۵ درجه. خطوط رنگی مرزهای شناسایی شده از مطالعات نام برده شده و خطچین‌های رنگی مرزهای احتمالی موجود در زیر این پروفیل را نمایش می‌دهد.

۳-۴ تغییرات ساختاری در امتداد شیب در گوه برافزایشی مکران

در این بخش، تغییرات ساختاری در امتداد شیب (یعنی راستای شمالی-جنوبی) در منشور برافزایشی ایران را بررسی می‌کنیم. در گوه برافزایشی مکران می‌توان ضخیم شدن تدریجی به سمت شمال را مشاهده کرد. این مشاهده با شیب مرز موهو برابر ۳ درجه در دریای عمان (بدست آمده از مطالعات لرزه‌ای کوپ و همکاران، ۲۰۰۰ و پاژنگ و همکاران، ۲۰۲۱) و شیب موهو ۲ تا ۸ درجه در گوه برافزایشی در ساحل (بدست آمده از مطالعات زلزله‌شناسی مانند مطالعه توابع گیرنده و توموگرافی توسط هابرلند و همکاران، ۲۰۲۱؛ متقی و همکاران، ۲۰۲۰؛ پرستلی و همکاران، ۲۰۲۲؛ ایراندوست و همکاران، ۲۰۲۲ و عنایت و قدس، ۲۰۲۳) مطابقت دارد.

بر اساس مدل سرعت بدست آمده در این پژوهش، ناحیه انتقالی توسط یک لیتوسفر انتقالی بسیار گسترده‌تر مشخص شده است. همانطور که قبلاً توضیح داده شد، منطقه غرب طول جغرافیایی ۵۸ درجه شرقی دارای گوشته بالایی با سرعت موج برشی پایین و پوسته‌ای که میزبان یک حوضه رسوبی بسیار ضخیم است، مشخص می‌شود. حوضه رسوبی دارای حداکثر ضخامت تقریباً ۲۰ کیلومتر و سرعت موج برشی کمتر از ۳.۱ کیلومتر بر ثانیه است. ضخامت حوضه رسوبی به سمت شرق و شمال آن کاهش می‌یابد. وجود لیتوسفر انتقالی ممکن است دلیل عدم تکامل گسله تبدیلی زندان-میناب-پالامی باشد و این سامانه گسلی مانند گسل تبدیلی چمن در انتهای شرقی زون فرورانش مکران عمل نمی‌کند.

داد که در امتداد افق‌های جدایش ۵۰ درصد از رسوبات موجود در گوه برافزایشی همراه ورقه به زیر فرورنده (Underplated sediments)، می‌شوند که با مشاهدات زمین‌شناسی پلت و همکاران (۱۹۸۵) نیز سازگار است. در همان زمان، تغییر شکل داخلی در انتهای گوه برافزایشی منجر به انباشته شدن رسوبات فرورنده شده می‌شود. همزمانی این پدیده با فرسایش سطحی باعث می‌شود تا رسوبات متراکم به سمت سطح حرکت کنند (روح، ۲۰۲۰). ما پیشنهاد می‌کنیم که این فرآیند منجر به تشکیل یک ریشه کم‌سرعت شبیه به ناهنجاری (پ) در شکل ۱۰ شود. این ساختار و فرآیند مرتبط با آن به صورت شماتیک در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

شیب کم فرورانش و وجود افق جدایشی که باعث فرورفتن تا ۵۰ درصد رسوبات همراه با ورقه اقیانوسی می‌شود، را می‌توان دلیلی بر تشکیل گوه برافزایشی کم ارتفاع و پهناور در پهنه فرورانش مکران غربی دانست. تاثیر افق جدایش بر ضخامت گوه برافزایشی را می‌توان در فرورانش‌های بزرگ دیگر نیز مشاهده کرد. در فرورانش وانواتو در جنوب غربی اقیانوس آرام، ضخامت رسوبات فرورونده حدود ۱۰۰ متر برآورد شده که در این مورد تمامی رسوبات در تشکیل گوه برافزایشی اثر گذاشته و باعث به وجود آمدن گوه برافزایشی بزرگ و مرتفعی شده است. اما از طرفی در فرورانش نانکای در جنوب ژاپن که صفحه فیلیپین به زیر اوراسیا فرورانش می‌کند، یک لایه رسوبی ضخیم با ضخامت بیش از ۱ کیلومتر همراه با ورقه اقیانوسی فرورانش می‌کند (گولیک و همکاران، ۲۰۰۴) و تقریباً یک سوم پایینی لایه رسوبی در حال فرورانش است و به رشد گوه برافزایشی کمک نمی‌کند.

۴-۴ تغییرات ساختاری گوه برافزایشی مکران در راستای شرقی-غربی
گسترده‌گی ناهنجاری کم‌سرعت در امتداد خط ساحلی در

متوسط سرعت موج برشی پوشش رسوبی در راستای شمال در سراسر پهنه منشور برافزایشی ایران افزایش می‌یابد. این افزایش سرعت پیش از این فقط در اطراف مرز مکران شرقی و غربی مشاهده شده بود (عنایت و قدس، ۲۰۲۳). در ساحل مکران و در نیمه شمالی منشور برافزایشی میانگین سرعت موج برشی مقدار بزرگتری نسبت به قسمت جنوبی و در نزدیکی خط ساحلی دریای عمان دارد که این موضوع قبلاً توسط هابرلند و همکاران (۲۰۲۱) و عنایت و قدس (۲۰۲۳) نیز مشاهده شده است. سرعت بالاتر در این ناحیه از منشور برافزایشی می‌تواند مربوط به سنگ‌های رسوبی دگرگون شده و خراشیده شده از صفحه فرورانش باشد که در اعماق پایین تر آب از دست داده و دوباره به سمت بالا برگشته باشند (هاپرلند و همکاران، ۲۰۲۱؛ عنایت و قدس، ۲۰۲۳).

در فاصله مابین دو گسله تراستی بشاگرد و قصرقند، یک ناهنجاری کم‌سرعت (علامتگذاری شدخ با حرف پ در شکل ۱۰) در اعماق ۱۵ تا ۲۵ کیلومتری مشاهده می‌شود. قرار گرفتن این ناهنجاری در پشت گوه برافزایشی و بالای ورقه‌ی پرسرعت فرورونده، ما را به ارتباط آن با برهم کنش مکانیکی بین انتهای گوه برافزایشی با لبه جنوبی ورق رورنده هدایت می‌کند. نکته مهم این است که مکان این ناهنجاری با شروع خمش ورقه در لبه جنوبی فروافتادگی جازموریان مطابقت دارد. مورفولوژی این ناهنجاری شبیه ریشه‌ای کم‌سرعت است که با ساختارهای پیش‌بینی شده توسط مدل‌سازی عددی روح (۲۰۲۰) سازگار است. روح (۲۰۲۰) یک مدل‌سازی عددی برای مطالعه بررسی رفتار رسوبات در درون گوه برافزایشی مکران انجام داده است. وی دو افق جدایش را در درون گوه برافزایشی فرض کرد و فروافتادگی جازموریان را به عنوان یک مانع برای انتقال رسوبات به سمت شمال (Backstop) در نظر گرفت. سپس تلاش کرد تا تغییرات ارتفاع سطحی و هندسه گوه برافزایشی مکران را مدل‌سازی کند. این مدل‌سازی نشان

شدگی به سمت شمال وجود دارد که با آشکار شدن یک ناهنجاری با سرعت کم در نزدیکی مرز شمالی گوه برافزایشی فرآیند تجمع و بالا آمدن رسوبات را به سمت سطح نشان می‌دهد. علاوه بر این، در راستای غربی-شرقی تغییرات قابل توجهی در سمت شرق و غرب طول جغرافیایی ۵۸ درجه مشاهده می‌شود به طوری که در قسمت شرقی یک کاهش قابل توجه در ضخامت پوشش رسوبی مشاهده می‌شود. این کاهش ضخامت احتمالاً حاکی از تفاوت متمایز در الگوی فرورانش رسوبات است. عدم وجود پوشش رسوبی قدیمی ضخیم در شرق طول جغرافیایی ۵۸ درجه شرقی با مشاهدات در شکاف سیمیل در عمان می‌تواند مرتبط باشد. علاوه بر این، مدل سرعت بدست آمده، یک حوضه رسوبی قابل توجه در فرافتادگی جازموریان نشان می‌دهد. در شرق این حوضه رسوبی، یک پوشش رسوبی ضخیم قرار دارد که به تدریج ضخامت آن به سمت غرب کاهش می‌یابد و در غرب جازموریان به حدود ۱۰ کیلومتر می‌رسد.

تشکر و قدردانی

این مقاله با حمایت مالی و معنوی دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان انجام شده است. از دکتر کریستین هابرلند برای به اشتراک گذاری مدل‌های سرعت موج فشارشی خود و دکتر محسن احمدزاده ایراندوست برای ارائه داده‌های عمق موهو منطقه فرورانش مکران تشکر می‌کنیم. همچنین از شبکه لرزه‌نگاری باند پهن کشور متعلق به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و شبکه لرزه‌نگاری کشوری متعلق به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که داده‌های مورد نیاز این پژوهش را در اختیار نویسندگان قرار داده‌اند قدردانی می‌کنیم.

منابع

- Afonso, J.C., Fullea, J., Yang, Y., Griffin, W.L., Jones, A.G., Connolly, J., Lebedev, S., *et al.*, 2011. 3D multi-observable probabilistic inversion for the compositional and thermal structure of the lithosphere and sublithospheric upper mantle. *AGUFM*, 2011, DI53A-02. Retrieved from <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2011AGUFMDI53A..02A/abstract>
- Akbarzadeh Aghdam, M., Ghods, A., Sobouti, F., Motaghi, K., Priestley, K. & Enayat, M., 2024. Seismicity around the boundary between

عمق ۱۸ کیلومتری (شکل ۹ پ) یک تغییر قابل توجه در راستای شرقی-غربی در ضخامت پوشش رسوبی در گوه برافزایشی مکران را نشان می‌دهد. به طوری که در محدوده طول جغرافیایی ۵۸-۵۹ درجه شرقی، این ناهنجاری رو به شمال جابجا می‌شود. ضخامت بیشتر پوشش رسوبی قدیمی در غرب طول جغرافیایی ۵۸ درجه شرقی، نشان‌دهنده یک فرونشست، سرمایشی حرارتی و یا تاریخچه ژئودینامیکی متفاوت در آن منطقه است. مشاهده فقدان پوشش رسوبی قدیمی ضخیم در شرق طول جغرافیایی ۵۸ درجه با مشاهده کمبود سنگ‌های رسوبی پالئوژن و کرتاسه پسین در شرق خط ساختاری شکاف سیمیل در عمان همبستگی خوبی دارد (نینکابو و همکاران، ۲۰۲۲).

۴-۵ ساختار سرعت فرافتادگی جازموریان

مدل سرعت ما یک حوضه رسوبی نسبتاً ضخیم را برای فرافتادگی جازموریان که یک بلوک تقریباً بی‌لرزه به‌شمار می‌رود (اکبرزاده و همکاران، ۲۰۲۴)، نشان می‌دهد. ضخامت پوشش رسوبی در قسمت شرقی فرورفتگی به حداکثر ۲۰ کیلومتر می‌رسد که با نتایج قبلی تکنیک و قدس (۱۳۹۶) و عنایت و قدس (۲۰۲۳) مطابقت دارد. در غرب جازموریان مدل سرعتی پوشش رسوبی از سطح تا عمق حدود ۱۰ کیلومتری، به طور قابل توجهی افزایش یافته که این افزایش نسبی سرعت را می‌توان به وجود افیولیت‌های موجود در این ناحیه نسبت داد.

۵ نتیجه گیری

نتایج بدست آمده از توموگرافی سه‌بعدی نوفه محیطی و زلزله‌های منطقه‌ای، تصویر جدیدی را برای بخش ایرانی مکران ارائه کرده است. پوسته و گوشته بالایی در زیر دریای عمان دارای ساختار متغیری از غرب به شرق است و در شرق طول جغرافیایی ۵۸ درجه شرقی یک لیتوسفر اقیانوسی نرمال و در غرب آن یک لیتوسفر اقیانوسی بسیار کم‌سرعت را نشان می‌دهد. در درون گوه برافزایشی مکران مشاهده می‌شود که یک ضخیم

- eastern and western Makran. *J Asian Earth Sci*, **259**, Elsevier Ltd. doi:10.1016/j.jseae.2023.105926
- Backus, G. & Gilbert, F., 1968. The Resolving Power of Gross Earth Data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **16**, 169–205, John Wiley & Sons, Ltd. doi:10.1111/J.1365-246X.1968.TB00216.X
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., *et al.*, 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broadband surface wave dispersion measurements. *Geophys J Int*, **169**, 1239–1260. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x
- Bodin, T., Sambridge, M., Tkalčić, H., Arroucau, P., Gallagher, K. & Rawlinson, N., 2012. Transdimensional inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *J Geophys Res Solid Earth*, **117**, Blackwell Publishing Ltd. doi:10.1029/2011JB008560
- Burg, J.P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth Sci Rev*, **185**, 1210–1231, Elsevier. doi:https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011
- 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. *J Geophys Res*, **97**, 449–478. doi:10.1029/91JB02165
- DeMets, C., Gordon, R.G. & Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys J Int*, **181**, 1–80, Oxford Academic. doi:10.1111/J.1365-246X.2009.04491.X
- Dettmer, J. & Dosso, S.E., 2012. Transdimensional matched-field geoacoustic inversion with hierarchical error models and interacting Markov chains. *J Acoust Soc Am*, **132**, 2239–2250, AIP Publishing. doi:10.1121/1.4746016
- Ditmar, P.G. & T. B. Yanovskaya, 1987. An extension of the Backus-Gilbert technique for estimating lateral variations of surface wave velocities. *Izv., Physics of the Solid Earth* **6**.
- Dziewonski, A.M., Friedman, A., Giardini, D. & Woodhouse, J.H., 1983. Global seismicity of 1982: centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **33**, 76–90. doi:10.1016/0031-9201(83)90141-3
- Enayat, M. & Ghods, A., 2023. 3D Shear-wave Velocity Model of Central Makran using Ambient Noise Adjoint Tomography 3D Shear-wave Velocity Model of Central Makran using Ambient Noise Adjoint Tomography 2. doi:10.22541/essoar.168201720.01832468/v1
- Gulick, S.P.S., Bangs, N.L.B., Shipley T.H., Nakamura, Y., Moore, G., and Kuramoto, S., 2004. Three-dimensional architecture of the Nankai accretionary prism's imbricate thrust zone off Cape Muroto, Japan: Prism reconstruction via an echelon thrust propagation. *Journal of Geophysical Research*, **109** (B02105). doi:10.1029/2003JB002654.
- 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**, 3–7, Geological Society of America. doi:10.1130/G47700.1
- Herrmann, R.B., 1973. Some aspects of band-pass filtering of surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **63**, 663–671, GeoScienceWorld. doi:10.1785/BSSA0630020663
- Irandoust, M.A., Priestley, K. & Sobouti, F., 2022. High-Resolution Lithospheric Structure of the Zagros Collision Zone and Iranian Plateau. *J Geophys Res Solid Earth*, **127**, John Wiley and Sons Inc. doi:10.1029/2022JB025009
- Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E.R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J. & Klaeschen, D., (n.d.). Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data. Retrieved from www.elsevier.com/locate/tecto
- Kumar, N., Aoudia, A., Guidarelli, M., Babu, V.G., Hazarika, D. & Yadav, D.K., 2019. Delineation of lithosphere structure and characterization of the Moho geometry under the himalaya–karakoram–tibet collision zone using surface-wave tomography. *Geol Soc Spec Publ*, **481**, 19–40, Geological Society of London. doi:10.1144/SP481-2017-172
- Manu-Marfo, D., Aoudia, A., Pachhai, S. & Kherchouche, R., 2019. 3D shear wave velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the Tyrrhenian basin and margins. *Sci Rep*, **9**, Nature Publishing Group. doi:10.1038/s41598-019-40510-z
- Motaghi, K., Shabani, E. & Nozad-Khalil, T., 2020. Deep structure of the western coast of the Makran subduction zone, SE Iran. *Tectonophysics*, **776**, Elsevier B.V. doi:10.1016/j.tecto.2019.228314
- Movaghari, R., & Doloei, G. J. (2020). 3-D crustal structure of the Iran plateau using phase

- velocity ambient noise tomography. *Geophysical Journal International*, 220(3), 1555-1568.
- Ninkabou, D., Agard, P., Nielsen, C., Smit, J., Gorini, C., Rodriguez, M., Haq, B., *et al.*, 2021. Structure of the Offshore Obducted Oman Margin: Emplacement of Semail Ophiolite and Role of Tectonic Inheritance. *J Geophys Res Solid Earth*, **126**, Blackwell Publishing Ltd. doi:10.1029/2020JB020187
- Pajang, S., Cubas, N., Letouzey, J., Pourhiet, L. Le, Seyedali, S., Fournier, M., Agard, P., *et al.*, (n.d.). Seismic hazard of the western Makran subduction zone: insight from mechanical modelling and inferred frictional properties.
- Paul, A, Kaviani, A., Hatzfeld, D., ... J.V.-G.J. & 2006, undefined, 2006. Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *academic.oup.com/A Paul, A Kaviani, D Hatzfeld, J Vergne, M MokhtariGeophysical Journal International, 2006*academic.oup.com*, **166**, 227-237. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02920.x
- Platt, J.P., Leggett, J.K., Young, J., Raza, H., Alam, S., Platt, J.P., Leggett, J.K., *et al.*, 1985. Large-scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, southwest Pakistan. *Geo*, **13**, 507. doi:10.1130/0091-7613(1985)13
- 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. *J Geophys Res Solid Earth*, **127**, John Wiley and Sons Inc. doi:10.1029/2021JB022942
- Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., Yamini-Fard, F., *et al.*, 2010. The transition between Makran subduction and the Zagros collision: Recent advances in its structure and active deformation. *Geol Soc Spec Publ*, **330**, 43-64. doi:10.1144/SP330.4
- Ruh, J.B., 2020. Numerical modeling of tectonic underplating in accretionary wedge systems. *Geosphere*, **16**, 1385-1407, Geological Society of America. doi:10.1130/GES02273.1
- Shearman, D.J., Walker, G.P.L., Booth, B. & Falcon, N.L., 1976. The Geological Evolution of Southern Iran: The Report of the Iranian Makran Expedition. *Geogr J*, **142**, 393, JSTOR. doi:10.2307/1795293
- Simmons, N.A., Myers, S.C. & Johannesson, G., 2011. Global-scale P wave tomography optimized for prediction of teleseismic and regional travel times for Middle East events: 2. Tomographic inversion. *J Geophys Res Solid Earth*, **116**, John Wiley & Sons, Ltd. doi:10.1029/2010JB007969
- Teknik, V. & Ghods, A., 2017. Depth of magnetic basement in Iran based on fractal spectral analysis of aeromagnetic data. *Geophys J Int*, **209**, 1878-1891, Oxford Academic. doi:10.1093/GJI/GGX132
- Yanovskaya, T.B. & Ditmar, P.G., 1990. Smoothness criteria in surface wave tomography. *Geophys. J. Int*, Vol. 102. Retrieved from <https://academic.oup.com/gji/article/102/1/63/580908>
- Yanovskaya, T.B., Maaz, R., Ditmar, P.G. & Neunhöfer, H., 1988. A method for joint interpretation of the phase and group surface-wave velocities to estimate lateral variations of the Earth's structure. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **51**, 59-67, Elsevier. doi:10.1016/0031-9201(88)90023-4

Velocity structure of the Iranian Makran subduction zone

Ali Mehrdar^{1*}, Seyed Khalil Motaghi², Abdolreza Ghods³ and Esmail Shabanian²

¹ Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

² Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

³ Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

(Received: 26 June 2024, Accepted: 15 September 2024)

Summary

The Makran subduction zone constitutes a singular component of the Alpine-Himalayan orogenic belt and is located in southeastern Iran and southwestern Pakistan. The Neo-Tethys Ocean's final vestiges are being subducted beneath the Eurasian plate. This study examines how the accretionary prism crust of the Makran subduction zone connects to the Zagros collision zone through the Zendan-Minab-Palami (ZMP) fault system, the thickness of sedimentary cover both along and perpendicular to the collision direction in the Makran accretionary prism in Iran, and the sedimentary changes in the fore-arc Jaz Murian Depression (JMD). It raises questions about the existence of a homogeneous and uniform sedimentary cover in the Jaz Murian depression, considering its classification as a fore-arc basin.

This study employed ambient noise and regional earthquakes to construct a high-resolution three-dimensional shear wave velocity model for the Iranian Makran region. The Rayleigh wave group velocity dispersion data in the period range of 5 to 50 seconds were obtained through the correlation of continuous vertical-component seismic recordings from broadband stations. The collection of waveforms was conducted using a combination of permanent and temporary seismographs positioned across the Iranian Makran subduction zone. In total, 25 permanent stations were utilized, sourced from the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES)'s seismic broadband stations, the Iranian Seismological Centre (IRSC), and the Oman Seismological Network (OSN). Additionally, 40 temporary stations, installed by the Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS) between 2016 and 2020, extended coverage to southeastern Iran.

The three-dimensional shear wave velocity model unveils a remarkably gentle northward-dipping oceanic slab, approximately inclined at 4 degrees, beneath the onshore section of the Makran accretionary wedge. Subsequently, it descends south of Jaz Murian, leading to the subduction of the oceanic lithosphere to depths surpassing 60 kilometers. Also, our results reveal the presence of a transitional zone between the western Makran and the Zagros regions, evident in both surface and deeper geological structures. The transitional lithosphere exhibits a lower shear wave velocity than the oceanic lithosphere and contains a thick sedimentary basin. The typical oceanic lithosphere begins east of the transitional lithosphere. Notably, significant thinning of the sedimentary cover is observed east of 58 degrees longitude within the coastal Makran tectono-stratigraphic unit. The structural trend closely parallels the pattern observed in analogous ophiolites onshore and offshore of Oman. East of the Jaz Murian depression, the maximum thickness of the sedimentary cover reaches 20 kilometers, gradually diminishing towards the western extent of the basin.

Keywords: Makran subduction zone, ambient noise, accretionary wedge, shear wave velocity, transition zone