

توموگرافی امواج لاو با استفاده از نوفه‌های لرزه‌ای محیطی در منطقه مکران

مهسا عبدالعتدال^۱، ظاهر حسین شمالی^۲ و محمدرضا قیطانچی^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۷/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۵/۳۱

چکیده

منطقه مکران حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربستان به زیر صفحه اوراسیاست که در حاشیه جنوب خاوری ایران و جنوب پاکستان جای گرفته است. از دید رفتار لرزه‌ای قطعه‌بندی مشخصی میان بخش‌های خاوری و باختری این پهنه فرورانش وجود دارد. در بخش باختری مکران هیچ زمین‌لرزه بزرگی تا کنون ثبت نشده است. در حالی که بخش خاوری زمین‌لرزه‌های بزرگ و متوسط بسیاری را تجربه کرده است. از دیگر تفاوت‌های آشکاری که میان بخش باختری و خاوری مکران دیده می‌شود دور افت بیشتر آتشفشان‌های کواترنری از پیش‌کمان خود در بخش خاوری نسبت به بخش باختری است. درک رفتارهای غیر عادی این زون فرورانش همواره از چالش‌های بزرگ در لرزه‌زمین‌ساخت این منطقه بوده است. در این پژوهش سعی می‌شود که با استفاده از روش نوفه لرزه‌ای محیطی، تصاویر دقیق‌تری از ساختار سرعتی پوسته و گوشته بالایی در پهنه فرورانش مکران به دست آید. برای این منظور، مجموعه بزرگی از داده‌ها در راستای تعیین تصاویر توموگرافی در این منطقه فراهم شده است. توابع گرین فواصل میان ایستگاهی امواج لاو با استفاده از داده‌های نوفه ثبت شده استخراج شده و با استفاده از آن منحنی‌های پاشش سرعت گروه امواج لاو برای انجام فرایند توموگرافی دو بعدی به دست آمده است.

کلیدواژه‌ها: مکران، پهنه فرورانش، نوفه لرزه‌ای محیطی، منحنی پاشش، وارون‌سازی، گوشته بالایی.

*نویسنده مسئول: مهسا عبدالعتدال

E-mail: Mahsa.Etedal@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

در این مطالعه نشان داده خواهد شد که منحنی‌های پاشش (Dispersion curve) امواج لاو را می‌توان از نوفه لرزه محیطی استخراج کرد و برای تولید نقشه‌های توموگرافی به کار گرفت. همچنین سعی خواهد شد تطابق نتایج توموگرافی موج لاو در منطقه با پهنه فرورانش مکران مورد بررسی قرار گیرد.

در روش توموگرافی لرزه‌ای نوفه محیطی از اطلاعات همدوس مسیره‌های عبوری امواج نوفه لرزه‌ای محیطی، پاسخ الاستیک زمین (تابع گرین) استخراج می‌شود (Weaver and Lobkis, 2001; Derode et al., 2003; Snieder, 2004; Wapenaar, 2004; Larose et al., 2005). این تابع گرین به دست آمده دارای دو ویژگی آشکار است؛ اول آن که نیاز به چشمه خاصی ندارد و اندازه‌گیری آن در همه جهتها ممکن است. دوم در بازه گسترده‌ای از دوره‌ها می‌توان آن را اندازه‌گیری کرد که در آنها نوفه‌های محیطی چیره هستند. بنابراین با کمک این روش نوین می‌توان تفکیک‌پذیری تصاویر لرزه‌ای را برای مطالعات ساختاری درون زمین بهبود بخشید (Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005). استفاده از امواج لاو به دست آمده از نوفه لرزه محیطی برای تهیه نقشه‌های توموگرافی برای اولین بار توسط Lin et al. (2008) انجام شد. اگر چه مطالعات امواج لاو (Campillo and Paul, 2003; Paul et al., 2005) نشان داده است که امواج لاو را می‌توان از میدان موج پراکنده (diffusive) استخراج کرد، اما بیشتر مطالعات نوفه لرزه‌ای محیطی بر امواج ریلی متمرکز شده‌اند. زیرا باور عمومی بر این است که نوفه لرزه‌ای محیطی نمی‌تواند میزان قابل توجهی موج لاو تولید کند. مطالعات عددی چشمه نوفه لرزه‌ای محیطی (Rhie and Romanowicz, 2004 and 2006; Stehly et al., 2006; Yang et al., 2008) نشان دادند که جفت شدگی میان امواج اقیانوس و ژرفای کم کف دریا می‌تواند روی مؤلفه عمودی، نوفه همدوس تولید کند. اگر چه جفت‌شدگی امواج اقیانوس با حرکات افقی کف دریا غیر ممکن به نظر می‌رسد، اما مطالعات امواج لاو به دست آمده از نوفه لرزه‌ای محیطی نشان دادند که امواج لاو به خوبی روی توابع همبستگی مؤلفه‌های T در بیشتر جفت ایستگاه‌ها دیده می‌شوند. توانایی محاسبه منحنی‌های پاشش امواج ریلی و لاو زمانی اهمیت بیشتری پیدا می‌کند که قرار باشد ناهمسانگردی شعاعی (اختلاف VSH و VSV) در منطقه مورد مطالعه به دست

پهنه مکران با طول ۱۰۰۰ کیلومتر در جنوب خاور ایران، حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربستان به زیر صفحه اوراسیاست. محل فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربستان به زیر صفحه اوراسیاد در حاشیه جنوب خاوری ایران و جنوب پاکستان جای دارد (شکل ۱). پهنه فرورانش مکران در باختر به گسل میناب با سازوکار فشارشی با مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد با امتداد NNW محدود می‌شود که از تنگه هرمز به سوی شمال امتداد می‌یابد و به گسل اصلی وارون زاگرس می‌پیوندد (White and Ross, 1979). حاشیه خاوری تنگه هرمز، پوسته قاره‌ای سپر عربستان را از پوسته اقیانوسی آن متمایز می‌سازد (White and Ross, 1979). در خاور، پهنه فرورانش مکران تا سامانه‌های گسلی ارنچ نال و چمن گسترش یافته است (شکل ۱). صفحه عربستان از اوایل کرتاسه در حال فرورانش به زیر صفحه اوراسیاست. این فرورانش با شیب به سوی شمال و با زاویه خیلی کم صورت گرفته است (Farhoudi and Karig, 1977). وضعیت پهنه فرورانش مکران از جمله مسئله‌های مورد بحث است. الگوی لرزه‌خیزی متفاوت پهنه فرورانش مکران در بخش خاوری و باختری همواره از چالش‌های بزرگ در لرزه‌زمین‌ساخت این منطقه بوده است. بخش خاوری مکران با وجود زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی از بخش باختری متمایز می‌شود. هنوز مشخص نیست که علت نبود زمین‌لرزه‌های بزرگ میان‌صفحه‌ای در باختر مکران قفل‌شدگی شدید میان صفحات فرورانش است یا باختر مکران در حال فرورانش بی‌لرز (aseismic) است. تفاوت آشکار دیگری که در بخش خاوری و باختری مکران دیده می‌شود دورافت بیشتر آتشفشان سلطان در پاکستان (بخش خاوری مکران) از پیش‌کمان خود، نسبت به آتشفشان‌های بزمان و تفتان در بخش باختری مکران است (شکل ۱). نبود زمین‌لرزه‌های بزرگ و پوشش ایستگاهی محدود در منطقه مکران سبب شده است که اطلاعات کمی درباره ساختار سرعتی این ناحیه در اختیار باشد.

در این پژوهش با ادامه مطالعات (Abdetetal et al. 2015) به بررسی ساختار پوسته و گوشته بالایی و وضعیت پهنه فرورانش در منطقه مکران با استفاده از توموگرافی امواج لاو به کمک روش نوفه لرزه‌ای محیطی پرداخته می‌شود. (Abdetetal et al. 2015) از داده‌های مشابه برای مطالعه توموگرافی امواج ریلی در منطقه مکران استفاده کردند.

آید. در مطالعه حاضر نشان داده خواهد شد که امواج لارو را می‌توان به خوبی از توابع همبستگی میان جفت ایستگاه‌ها در دوره زمانی ۱۰ تا ۵۰ ثانیه استخراج کرد.

۲- روش کار

در این مطالعه از داده‌های پیوسته شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه زلزله‌شناسی (IIEES)، شبکه لرزه‌نگاری جهانی (GSN)، شبکه باند پهن مجازی اروپا (VEBSN)، ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری جهانی (GEOFON) و شبکه لرزه‌نگاری ملی تاجیکستان (TJ) استفاده شد. بازه زمانی داده‌های مورد استفاده در این مطالعه، از ژانویه ۲۰۰۹ تا ژانویه ۲۰۱۰ ثبت شده در ۴۱ ایستگاه است. توابع گرین، حاصل استفاده از داده‌های افقی توابع همبستگی (cross-correlation functions) است که شامل سیگنال‌های موج لارو است. فرایند پردازش داده‌ها مطابق با (Bensen et al., 2007) انجام پذیرفته است. ابتدا داده‌های پیوسته به بازه‌های یک روزه تقسیم، مؤلفه‌های E و N چرخانده و به مؤلفه‌های T و R تبدیل می‌شوند. امواج لارو، حاصل از توابع همبستگی مؤلفه‌های T هستند؛ بنابراین در این مطالعه از توابع گرین حاصل از مؤلفه‌های T استفاده می‌شود. سپس داده‌های با ناپیوستگی بیش از ۱۰ ثانیه حذف می‌شود. مراحل بعدی برداشتن اثر روند (Trend) و اثر میانه (Mean) و اعمال صافی میان‌گذر باتر ورث (Butter-worth high-pass filtering) است. پاسخ دستگاهی از روی داده‌ها برداشته می‌شود و در ادامه داده‌ها به یک نمونه در ثانیه کاهش می‌یابند. مرحله بعد در پردازش داده‌ها سفید کردن (whitening) و اعمال صافی میان‌گذر با دوره زمانی ۱۰ تا ۵۰ ثانیه است (Cho et al., 2007; Pedersen and Krüger, 2007). به منظور از بین بردن اثرات زمین‌لرزه روی توابع همبستگی، داده‌ها در قلمرو زمان بهنجار می‌شوند. روش‌های متفاوتی برای این کار توسط (Bensen et al., 2007) ارائه شده است. در این مطالعه از روش بهنجارسازی وان‌بیت (One-bit normalization) استفاده شد. در این روش دامنه‌های مثبت با ۱ و دامنه‌های منفی با -۱ جایگزین می‌شوند و تنها علامت سیگنال باقی می‌ماند. سپس توابع همبستگی برای هر جفت ایستگاه محاسبه می‌شود. نتایج حاصل برای هر جفت ایستگاه برانباشت می‌شود و سری زمانی پایانی به دست می‌آید. نتیجه عمل همبستگی یک تابع زمانی با دو سوی مثبت و منفی است که نشان‌دهنده دو سوی مخالف یکدیگر است. هر کدام از این دو سو دارای ویژگی‌های ساختار مسیر میان جفت ایستگاه هستند. اما گاه ممکن است ویژگی‌های نوفه لرزه‌ای در دو سو کاملاً با هم متفاوت باشند و در نتیجه تابع همبستگی در محتوای بسامدی کاملاً متفاوت شود که نتیجه آن یک تابع زمانی نامتقارن است. معمولاً منبع این نوفه‌های لرزه‌ای خطوط ساحلی و همچنین نوفه حاصل از اثرات رودرویی امواج اقیانوس و ساحل (Longuet-Higgins, 1950; Stehly et al., 2006) است.

برای ارزیابی کیفیت توابع همبستگی به صورت کمی و بهینه‌سازی نتایج برانباشت داده‌ها، نسبت سیگنال به نوفه برای هر تابع همبستگی به دست آمد. نسبت سیگنال به نوفه (SNR) به صورت نسبت بیشینه دامنه در پنجره زمانی سیگنال به ریشه دوم مربعات (RMS) دامنه در پنجره زمانی نوفه است. پنجره زمانی سیگنال با توجه به زمان رسید پیش‌بینی شده بر پایه سرعت موج لارو در دوره زمانی مورد نظر انتخاب می‌شود. ۵۰۰ ثانیه آخر سیگنال به عنوان پنجره زمانی نوفه در نظر گرفته می‌شود (Bensen et al., 2007). برای ارزیابی کیفیت توابع همبستگی، این توابع به صورت تابعی از فاصله میان ایستگاهی، در دوره زمانی ۱۰ تا ۵۰ ثانیه، در شکل ۲ نشان داده شده است.

۳- جهت‌یافتگی

در عمل برای بازه‌های بسامدی مختلف سوی منفی و مثبت توابع زمانی حاصل از همبستگی کاملاً متقارن نیستند و در مقدار دامنه به شدت تفاوت دارند. بنابراین لازم است میزان یکنواختی پراکندگی نوفه‌های لرزه‌ای در سواهای مختلف بررسی شود. برای بررسی سوی نوفه لرزه‌ای توزیع سمتی (Azimuthal distribution) برای سواهای (lag) مثبت و منفی توابع همبستگی در چهار دوره زمانی ۱۰ تا ۲۰، ۲۰ تا ۳۰، ۳۰ تا ۴۰ و ۴۰ تا ۵۰ ثانیه محاسبه شد. طول هر خانک (bin) بیانگر دامنه سیگنال و زاویه

آن نشان‌دهنده سویی است که انرژی از آن می‌رسد. هر خانک ۲۰ درجه سمتی نشان‌دهنده تعداد مسیرها برای سمت و سمت وارون میان ایستگاهی است. توزیع سمتی موج لارو با نسبت سیگنال به نوفه بیش از ۱۰ برای هر چهار دوره زمانی با توجه به (Pedersen and Krüger, 2007) دست آمد. نتایج روی همه سمت‌ها در چهار دوره زمانی نشان داده شده است. بررسی شکل ۳ نشان می‌دهد که جهت‌یافتگی مشخصی در طول سال دیده می‌شود و بیشتر مقادیر نوفه از شمال باختری و جنوب خاوری (احتمالاً ساحل) وارد می‌شود. سوی اصلی انرژی نوفه در همه دوره‌های زمانی همانند است و این همانندی بیان می‌کند که در دوره‌های زمانی بالاتر میانگین نوفه‌های لرزه‌ای از یک چشمه مشخص ناشی می‌شوند که به نظر می‌آید منشأ آن امواج اقیانوس باشند. (Lin et al., 2008) با اندازه‌گیری سرعت فاز به روش سه ایستگاهی نشان دادند که نوفه لرزه‌ای در دوره زمانی ۶ تا ۴۰ ثانیه به صورت یکنواخت پراکنده شده است؛ بنابراین اندازه‌گیری سرعت فاز امکان‌پذیر است. (Yang et al., 2008) تأثیرات توزیع غیر یکنواخت منابع نوفه لرزه‌ای را اندازه‌گیری کردند و نشان دادند که توزیع یکنواخت نوفه لرزه‌ای به میزان کمتر از ۵۰ درصد از سرعت فاز اندازه‌گیری شده به شدت تحت تأثیر سوی مخالف قرار می‌گیرد. با توجه به (Yang et al., 2008) باید نشان داد که در همه دوره‌های زمانی مقدار کافی از نوفه لرزه‌ای در همه سمت‌ها وجود دارد و مقدار آن از ۵۰ درصد بیشتر است. بررسی شکل ۳ همچنین نشان‌دهنده مسیرهای با نسبت سیگنال به نوفه قابل قبول در همه سمت‌هاست که برای همه دوره‌ها بیش از ۵۰ درصد است؛ بنابراین می‌توان گفت نوفه محیطی لرزه‌ای به اندازه کافی در سمت‌های مختلف پراکندگی دارد.

۴- اندازه‌گیری سرعت گروه و توموگرافی امواج لارو

در مرحله بعد با استفاده از روش تحلیل چند فیلتری (multiple-filter analysis) (Herrmann and Ammon, 2013) منحنی‌های پاشش سرعت گروه محاسبه شد. برای تعیین منحنی پاشندگی بهینه از یک صافی میان‌گذر باریک با عملگر $\exp[-\alpha (f - f_0)^2 / f_0^2]$ استفاده شد که در آن f_0 بسامد مرکزی است. اعمال این صافی یک اثر رودرویی میان قدرت تفکیک در قلمرو زمان و بسامد به وجود می‌آورد؛ به این معنا که هر چه مقدار α بیشتر شود قدرت تفکیک در قلمرو بسامد بیشتر می‌شود؛ در حالی که میزان قدرت تفکیک در قلمرو زمان کاهش می‌یابد (Herrmann, 1973; Levshin et al., 1989). مقدار α در اندازه‌گیری‌ها برابر ۲۵ و ۵۰ در نظر گرفته شد. تابع همبستگی مربوط به جفت ایستگاه BNDS-KRBR به همراه منحنی پاشش به دست آمده مربوط به آن در شکل‌های ۴-الف و ب نشان داده شده است (مسیر مربوط به آن در شکل ۱ نشان داده شده است).

پس از استخراج نمودارهای پاشندگی، مقادیر زمان سیر هر دوره زمانی به صورت مجزا، به عنوان متغیرهای ورودی فرایند توموگرافی دوبعدی به دست آمد. در این مطالعه از سلول‌های سرعتی متغیر مدل با ابعاد $2^\circ \times 2^\circ$ برای تهیه نقشه‌های دوبعدی سرعت گروه امواج لارو استفاده شده است. سرعت زمینه ورودی مدل، با استفاده از مقادیر سرعت گروه متوسط در هر دوره زمانی و همچنین تنظیمات بهینه‌سازی همچون میرایی (Damping) و هموارسازی (Smoothing) با استفاده از منحنی‌های ال (L-Curve) استاندارد به دست آمد و برابر ۲/۸ در نظر گرفته شد. نقشه‌های سرعت گروه نیز برای دوره‌های زمانی ۱۶، ۲۰، ۳۰ و ۴۰ ثانیه به دست آمد.

برای بررسی درستی مدل‌های سرعت به دست آمده از داده‌ها، از آزمایش‌های قدرت تفکیک (Resolution) داده‌ها استفاده می‌شود. برای این منظور، از مدل‌های ساختگی سرعت در حکم ورودی استفاده می‌شود و با در نظر گرفتن آرایش هندسی مسیرها و روش مشابه با داده‌های واقعی، چگونگی عملکرد روش و نیز توان داده‌ها در بازیافت درست مکان و دامنه بی‌هنجاری‌ها بررسی می‌شود. در این پژوهش از آزمایش‌های چیدمان شطرنجی (Checkerboard test) استفاده شد که در آن بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی سرعت با اندازه‌ها، آرایش‌ها و ژرفاهای مختلف به عنوان مدل ساختگی سرعت به کار گرفته می‌شوند. کارایی روش به میزان زیادی

سیستان را به عنوان جدا کننده دشت لوت و هلمند در نظر گرفته است. اگر چه نتایج این پژوهش چنین جداسازی را نشان نمی‌دهد. (Tirrul et al. (1983) بر این باورند که فرورانش رو به خاور تکه‌ای از اقیانوس نوتیس به زیر بلوک هلمند سبب تشکیل منطقه زمین‌درز سیستان شده است که در حال حاضر بیشتر جنبش‌های آن از نوع شمالی-جنوبی است. در نقشه‌های توموگرافی ۱۶ و ۲۰ ثانیه وجود بی‌هنجاری پرسرعت زیر تنگه هرمز نشان‌دهنده فرورانش صفحه قاره‌ای عربستان به زیر ایران مرکزی است. این بی‌هنجاری پرسرعت به تدریج به سوی شمال گسترش پیدا کرده است. با دنبال کردن این بی‌هنجاری و با در نظر گرفتن ژرفای تقریبی که هر نقشه نشان می‌دهد می‌توان روند شیب بی‌هنجاری‌ها را به زیر کمان آتشفشانی شناسایی کرد (شکل ۶).

نقشه‌های ۳۰ و ۴۰ ثانیه اگر چه قدرت تفکیک کمتری نسبت به دیگر نقشه‌ها دارند؛ اما همچنان قدرت تفکیک آنها قابل قبول است. یک بی‌هنجاری کم‌سرعت در پیرامون آتشفشان تفتان و بازمان دیده می‌شود که نشان‌دهنده ژرفای تقریبی جایی است که صفحه فرورونده به درون سست کره خمیده وارد می‌شود (شکل ۶). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت بیشینه ستبرای پوسته در پهنه فرورانش مکران در این بخش است. در خاور مکران ستبرای پوسته از پیش کمان تا کمان آتشفشانی افزایش می‌یابد که در آن بیشینه مقدار آن برابر ۴۰ کیلومتر است (Shad Manaman et al., 2011).

از آنجا که بی‌هنجاری‌های پرسرعت در پیرامون تنگه هرمز و در دوره‌های زمانی کمتر بهتر دیده می‌شود، انتظار رخداد رویدادهای کم‌ژرفا در این منطقه بیشتر و رخداد رویدادهای لرزه‌ای با ژرفای کمتر از ۳۰ کیلومتر در این بخش‌ها محتمل‌تر است (Jackson and McKenzie, 1984). همچنان که صفحه فرورونده به درون سست کره خمیده پایین می‌رود، به سوی شمال جایی که بی‌هنجاری کم‌سرعت دارد، انتظار زمین‌لرزه‌های با ژرفای متوسط وجود دارد. زمین‌لرزه‌های ژرف‌تر پیرامون کمان آتشفشانی تفتان و بازمان رخ می‌دهند؛ جایی که صفحه فرورونده وارد می‌شود.

نتایج این پژوهش از سرعت گروه موج لاولو در پوسته و گوشته بالایی در منطقه مکران نشان‌دهنده یافته‌های قابل توجهی است. نخست اینکه با استفاده از روش همبستگی نوفه لرزه‌ای که در دو ایستگاه در مدت طولانی ثبت شده است، می‌توان توابع گرین تجربی امواج لاولو فواصل میان ایستگاهی را به دست آورد. با استفاده از توابع گرین حاصل، منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج لاولو برای همه جفت ایستگاه‌های ممکن استخراج می‌شود. با تبدیل مقادیر سرعت به زمان سیر در هر دوره زمانی به صورت مجزا، متغیر مدل برای فرایند توموگرافی دوبعدی فراهم می‌شود.

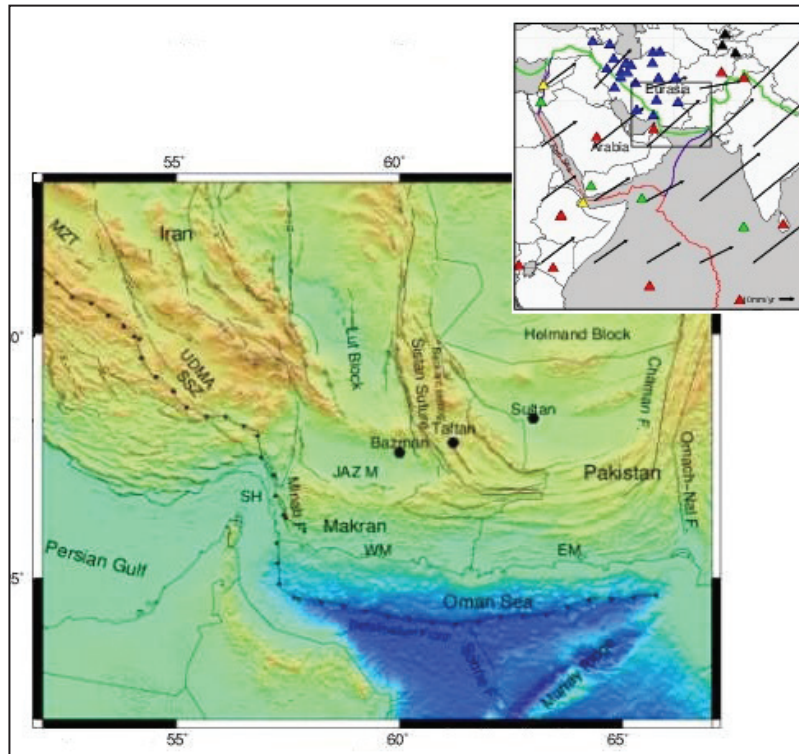
همچنین نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که از جنوب به شمال در باختر مکران، پوسته اقیانوسی صفحه عربستان با زاویه خیلی کم در حال فرورانش به زیر صفحه اوراسیاست. فرورانش با زاویه بسیار کمی در کل طول منطقه مکران شروع می‌شود که با مطالعات پیشین (شادمنامان و همکاران، ۱۳۹۰) سازگاری دارد.

به چگالی مسیرهای لرزه‌ای بستگی دارد. از این رو، در مناطقی که میزان برخورد مسیرها زیاد است، قدرت تفکیک داده‌ها بهتر خواهد بود و بر عکس. شکل ۵-الف تعداد مسیرهای لرزه‌ای که منحنی‌های پاشش برای آن به دست آمده را در هر دوره نشان می‌دهد. شکل ۵-ب چگالی مسیرهای لرزه‌ای را نشان می‌دهد. این شکل نشان می‌دهد که چگالی مسیرها در خاور و جنوب خاوری منطقه کمتر شده است. بنابراین، قدرت تفکیک قابل قبولی برای این منطقه انتظار نمی‌رود. همچنین ملاحظه می‌شود که چگالی مسیرها در باختر مکران بیشتر از خاور آن است. از این رو تصاویر سرعت به دست آمده در باختر مکران درجه اطمینان بیشتری نسبت به خاور مکران خواهند داشت. این محدودیت‌ها در منطقه مکران به دلیل نبود ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در خاور و جنوب خاور منطقه است. با وجود این، آزمایش‌های چیدمان شطرنجی نشان می‌دهد که قدرت تفکیک داده‌ها در بیشتر نقشه‌ها در دوره‌های زمانی متفاوت با تقریب خوبی، به درستی برآورد شده است.

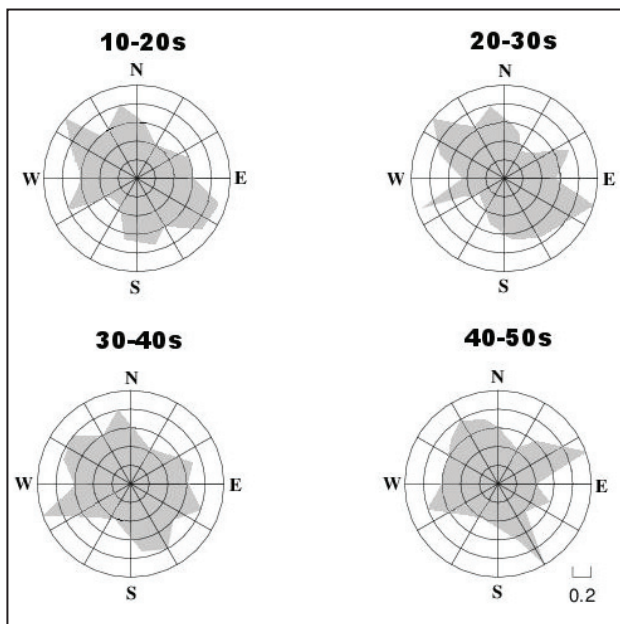
۵- نتیجه‌گیری

به دلیل پوشش ایستگاهی محدود در منطقه مکران، مطالعات توموگرافی بسیار کمی روی ساختار پوسته و به ویژه گوشته بالایی منطقه فرورانش مکران انجام شده است. بیشتر بررسی‌های انجام شده محدود به توموگرافی جهانی با قدرت تفکیک کم و یا اندازه‌گیری‌های سطحی و کم‌ژرفای لرزه‌ای برای مطالعه ساختار رسوبی منطقه مکران است. در این میان توانایی روش توموگرافی نوفه لرزه‌ای این امکان را به ما می‌دهد که نقشه‌های سرعت گروه موج لاولو برای دوره‌های زمانی متفاوت با قدرت تفکیک قابل قبول به دست آید. تصاویر لرزه‌ای به دست آمده نشان‌دهنده ساختار زمین‌ساختی است که تطابق قابل توجهی با واحدهای زمین‌شناسی و ساختارهای زمین‌ساختی اصلی در پهنه منطقه مکران دارند.

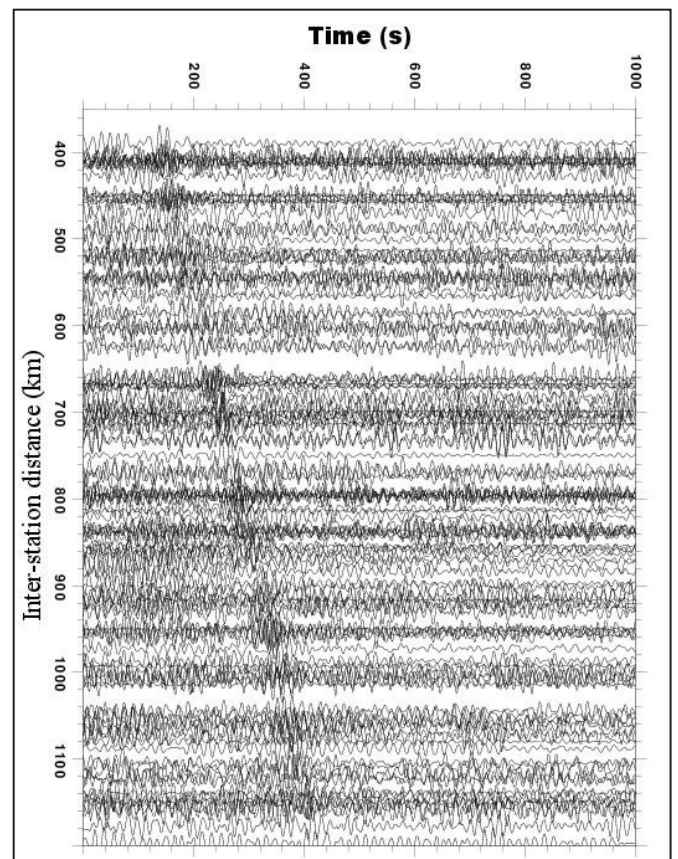
بر پایه منحنی‌های حساسیت شکل ۵، نقشه‌های ۱۶ و ۲۰ ثانیه به پوسته بالایی و تا ژرفاهای ۲۵ تا ۳۰ کیلومتر حساس هستند. همان‌گونه که در شکل ۶ دیده می‌شود یک بی‌هنجاری پرسرعت در شمال تنگه هرمز وجود دارد که به صورت غیر مستقیم شاهدهی است بر روند فرورانش پوسته اقیانوسی عربستان به زیر پهنه ایران. گسل میناب در حاشیه باختری مکران با روند شمال باختری با یک انتقال ناگهانی از یک بی‌هنجاری پرسرعت به یک بی‌هنجاری کم‌سرعت کاملاً مشخص شده است. این تغییرات ناگهانی از تنگه هرمز به سوی منطقه مکران را می‌توان ناشی از تغییر جنس پوسته صفحه عربستان از قاره‌ای ستبر به اقیانوسی نازک دانست که گسل میناب حد فاصل این تغییرات است. تفاوت رسوبات دریای عمان در جبهه تغییر شکل مکران و پوسته قاره‌ای صفحه فرورونده، در محل گسل میناب، در شکل ۶ به خوبی دیده می‌شود. در مکران مرکزی میان منطقه زمین‌درز سیستان و دشت لوت یک انتقال از بی‌هنجاری پرسرعت به کم‌سرعت وجود دارد. (Byrne et al. (1992) منطقه زمین‌درز



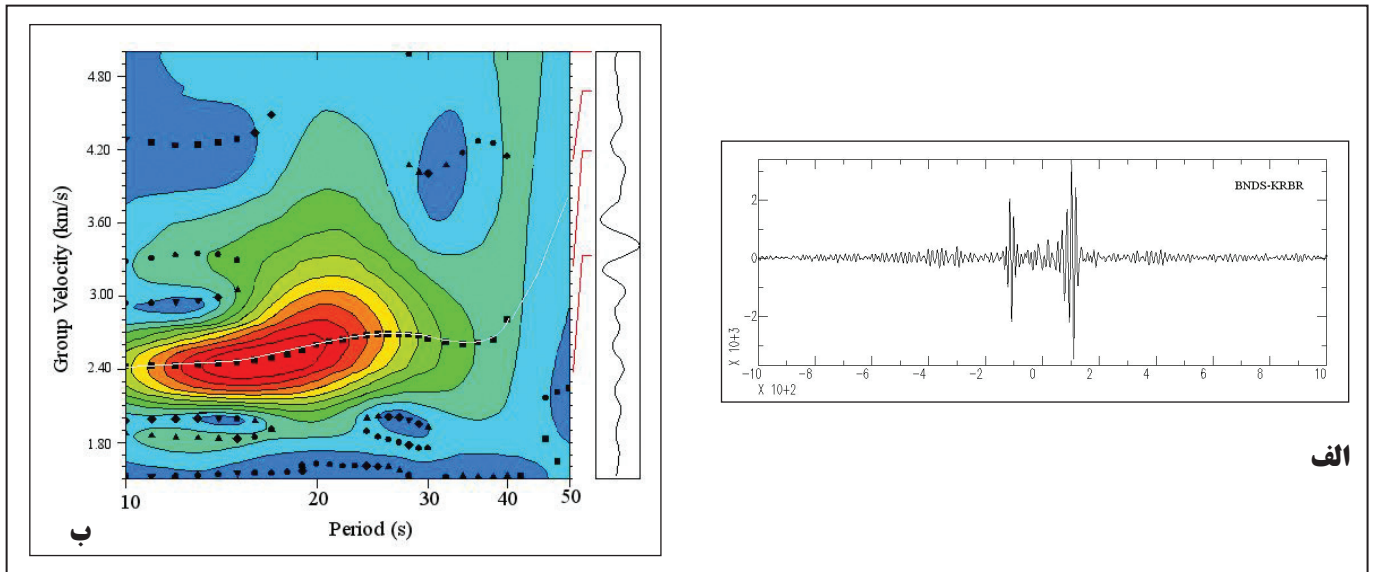
شکل ۱- نقشه توموگرافی منطقه مورد مطالعه به همراه محل ایستگاه‌های مورد استفاده شامل شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه زلزله شناسی (IIEES) که با مثلث آبی نشان داده شده است. شبکه لرزه‌نگاری جهانی (GSN) (سرخ)، شبکه باند پهن مجازی اروپا (VEBSN) (زرد)، ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری جهانی (GEOFON) (سبز) و شبکه لرزه‌نگاری ملی تاجیکستان (سیاه). حرکت صفحات با استفاده از www.unavco.org و بر پایه مدل حرکت صفحات 2005 APKIM محاسبه و رسم شده است (نقشه الحاقی).



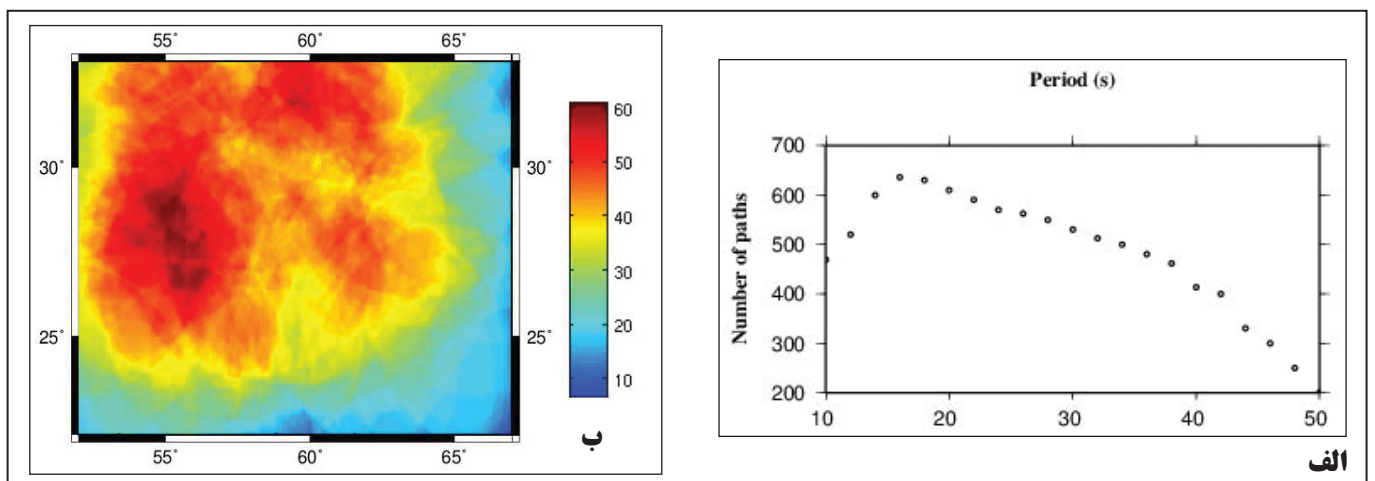
شکل ۳- توزیع سمتی نسبت سیگنال به نوفه برای ۴ دوره زمانی ۱۰ تا ۲۰، ۲۰ تا ۳۰، ۳۰ تا ۴۰ و ۴۰ تا ۵۰ ثانیه.



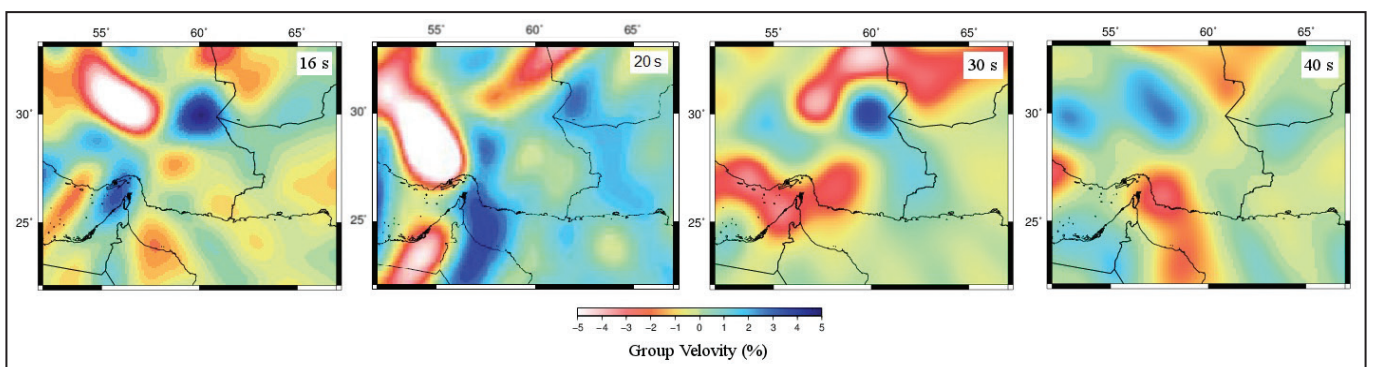
شکل ۲- تابع تجربی گرین در دوره زمانی ۱۰ تا ۵۰ ثانیه که به صورت تابعی از فاصله رسم شده است.



شکل ۴- الف) نمونه تابع همبستگی به دست آمده برای جفت ایستگاه BND-S-KRBR؛ ب) منحنی پاشندگی اندازه گیری شده برای جفت ایستگاه BND-S-KRBR.



شکل ۵- الف) تعداد مسیرها در هر دوره که در آن منحنی های پاشش به دست آمده است؛ ب) چگالی مسیرهای لرزه ای که در آن منحنی های پاشش محاسبه شده است.



شکل ۶- نتایج توموگرافی سرعت گروه موج لارو برای دوره های زمانی ۱۶، ۲۰، ۳۰ و ۴۰ ثانیه.

شادمان، ن.، شمالی، ظ. ح. و میرزایی، ن.، ۱۳۹۰- بررسی ساختار سه‌بعدی سرعت برشی در گوشته بالایی و تغییرات عمق موهو در منطقه مکران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۷، شماره ۲، صص. ۱۵۳ تا ۱۶۹.

References

- Abdetedal, M., Shomali, Z. H. and Gheitanchi, M. R., 2015- Ambient noise surface wave tomography of the Makran subduction zone, south-east Iran: Implications for crustal and uppermost mantle structures, *Earthquake Science*, 28, 4, 235-251, doi: 10.1007/s11589-015-0132-1.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M. and Yang, Y., 2007- Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239–1260.
- Byrne, D. E., Sykes, A. R. and 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.
- Campillo, M. and Paul, A., 2003- Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299, 547–549.
- Cho, K. H., Herrmann, R. B., Ammon, C. J. and Lee, K., 2007- Imaging the upper crust of the Korean peninsula by surface-wave tomography, *B. Seismol. Soc. Am.*, 97, 198–207.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., de Rosny, J., Tourim, A., Campillo, M. and Fink, M., 2003- Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium, *J. Acoust. Soc. Am.*, 113, 2973–2976.
- Farhoudi, G. and Karig, D. E., 1977- Makran of Iran and Pakistan as an active arc system, *Geology* 5.11, 664-668.
- Herrmann, R. B. and Ammon, C. J., 2013- *Computer Programs in Seismology – Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure*, Saint Louis University.
- Herrmann, R. B., 1973- Some aspects of band-pass filtering of surface waves, *B. Seismol. Soc. Am.*, 63, 663–671.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. Int.*, 77, 185–264.
- Larose, E., Derode, A., Corenec, D., Margerin, L. and Campillo, M., 2005- Passive retrieval of Rayleigh waves in disordered elastic media, *Phys. Rev. E*, 72, 046607, doi:10.1103/PhysRevE.72.046607.
- Levshin, A. L., Yanovskaya, T. B., Lander, A. V., Buckchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I. and Its, E. N., 1989- *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*, edited by: Keilis-Borok, V. I., Kluwer, Norwell, MA.
- Lin, F. C., Moschetti, M. P. and Ritzwoller, M. H., 2008- Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 173, 281–298.
- Longuet-Higgins, M. S., 1950- A theory of the origin of microseisms, *Philos. Trans. R. Soc. London*, 243, 1-35.
- Paul, A., Campillo, M., Margerin, L., Larose, E. and Derode, A., 2005- Empirical synthesis of time-asymmetrical Green functions from the correlation of coda waves, *J. geophys. Res.*, 110, B08302.
- Pedersen, H. A. and Krüger, F., 2007- Influence of the seismic noise characteristics on noise correlations in the Baltic shield, *Geophys. J. Int.*, 168, 197–210.
- Rhie, J. and Romanowicz, B., 2004- Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling, *Nature*, 431, 552–556.
- Rhie, J. and Romanowicz, B., 2006- A study of the relation between ocean storms and the Earth's hum, *Geochem., Geophys., Geosys.*, 7, Q10004.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A. and Fehler, M. C., 2005- Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03310, doi:10.1029/2004GL021862.
- Shad Manaman, N. M., Shomali, Z. H. and Koyi, H., 2011- New constraints on upper-mantle S- velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, 184, 247–267.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L., and Ritzwoller, M. H., 2005- High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615–1618.
- Snieder, R., 2004- Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, 69, 046610, doi:10.1103/PhysRevE.69.046610.
- Stehly, L., Campillo, M. and Shapiro, N., 2006- A study of seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, 111, B10306, doi:10.1029/2005JB004237.
- Tirrol, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 134–150.
- Wapenaar, C. P. A., 2004- Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.*, 95, 254–301.
- Weaver, R. L. and Lobkis, O. I., 2001- Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlation at MHz frequencies, *Phys. Rev. Lett.*, 87, 134301–134304.
- White, R. S. and Ross, D. A., 1979- Tectonics of the western Gulf of Oman, *J. Geophys. Res.-Sol. Ea.*, 84, 3479–3489, doi:10.1029/JB084iB07p03479.
- Yang, Y. J., Li, A. B. and Ritzwoller, M. H., 2008- Crustal and uppermost mantle structure in southern Africa revealed from ambient noise and teleseismic tomography, *Geophys. J. Int.*, 174, 235–248.

Love wave tomography of the Makran subduction zone from ambient seismic noise

M. Abdetedal^{1*}, Z. H. Shomali² and M. R. Gheitanchi³

¹Ph.D. Student, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2015 October 17

Accepted: 2016 August 21

Abstract

The Makran zone in southeastern Iran and southern Pakistan is the result of subduction of oceanic crust of the Arabian Plate under the Eurasian Plate. From seismic behavior point of view, there is a distinct segmentation between the western and eastern parts of the subduction zone. The western part of the Makran has an abnormally very low level of deep seismicity with lack of recorded great earthquakes, while the eastern part has experienced many great earthquakes. Another difference between the western and eastern parts of the Makran region is that the distance between the Quaternary volcanic arc and fore-arc setting is larger in the east than in the west. Understanding the nature of unusual behaviors of the Makran subduction zone has long been one of the biggest challenges in seismotectonic investigations of this region. The present study aims at producing high-resolution love-wave velocity structure maps of the crust and the upper mantle in the Makran subduction zone using ambient seismic noise. To achieve this purpose, a large dataset has been provided to produce tomographic maps. Empirical Green's functions were obtained from cross-correlations of broad-band seismic noise records at different stations inside and outside the region. Love-wave velocity dispersion curves were then extracted from the ambient noise, and finally converted into a 2D group velocity image (or tomography map) for crustal and upper mantle structures of the region.

Keywords: Makran, Subduction zone, Ambient seismic noise, Dispersion curve, Inversion, Upper mantle.

For Persian Version see pages 147 to 152

*Corresponding author: M. Abdetedal; E-mail: Mahsa.Etedal@gmail.com