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

مهسا عبداعتدال<sup>1\*</sup>، ظاهر حسین شمالی<sup>۲</sup> و محمدرضا قیطانچی<sup>۳</sup>

دانشجوی دکترا، گروه فیزیک زمین، مؤسسهٔ ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران <sup>۲</sup>دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسهٔ ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران ۳استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسهٔ ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران تاریخ پذیرش: ۳۱/ ۱۳۹۵

#### چکیدہ

نابي الم

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 زمین لرزه بزرگی تا کنون ثبت نشده است. در حالی که بخش خاوری زمین لرزههای 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 پیش کمان خود در بخش خاوری نسبت به بخش باختری است. در ک رفتارهای غیر عادی این زون فرورانش همواره از چالشهای بزرگ در بیشتر آتشفشانهای کواترنری از پیش کمان خود در بخش خاوری نسبت به بخش باختری است. در ک رفتارهای غیر عادی این زون فرورانش همواره از چالشهای بزرگ در لرزه زمین ساخت 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 استخاره و با استفاده از آن منحنیهای پاشش سرعت گروه اموا هر این منطقه فراهم شده است. توابع گرین فواصل میان ایستگاهی امواج لاو با استفاده از دادههای نوفه ثبت شده استخاره و با استفاده از آن منحنیهای پاشش سرعت گروه اموای در این منطقه فراهی شده است. توابع گرین فواصل میان ایستگاهی امواج لاو با استفاده از دادههای نوفه ثبت شده استخاره شده و با استفاده از آن منحنیهای پاشش سرعت گروه امواج لاو برای انجام فرایند توموگرافی دو بعدی به دست آمده

> **كليدواژدها:** مكران، پهنه فرورانش، نوفه لرزماى محيطى، منحنى پاشش، وارونسازى، گوشته بالايى. \***نويسنده مسئول:** مهسا عبداعتدال

E-mail: Mahsa.Etedal@gmail.com

### ۱- پیشنوشتار

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 زير صفحه اوراسيادر حاشيه جنوب خاورى ايران و جنوب پاکستان جای دارد (شکل ۱). پهنه فرورانش مکران در باختر به گسل میناب با سازوکار فشارشی با مؤلفه امتدادلغز راست گرد با امتداد NNW محدود می شود که از تنگه هرمز به سوی شمال امتداد مییابد و به گسل اصلی وارون زاگرس می پیوندد (White and Ross, 1979). حاشیه خاوری تنگه هرمز، پوسته قارمای سپر عربستان را از پوسته اقیانوسی آن متمایز میسازد (White and Ross, 1979). در خاور، پهنه فرورانش مکران تا سامانههای گسلی ارناچ 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 لرزه خیزی متفاوت پهنه فرورانش مکران در بخش خاوری و باختری همواره از چالشهای بزرگ در لرزهزمین ساخت 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 مكران قفل شدگی شدید میان صفحات فرورانش است یا باختر مكران 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 پیش کمان خود، نسبت به آتشفشان های 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 (2015) Abdetedal et al. به بررسی ساختار پوسته و گوشته بالایی و وضعیت پهنه فرورانش در منطقه مکران با استفاده از تومو گرافی امواج لاو به کمک روش نوفه لرزهای محیطی پرداخته میشود. (2015) Abdetedal et al. دادههای مشابه برای مطالعه تومو گرافی امواج ریلی در منطقه مکران استفاده کردند.

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 تومو گرافی لرزهای نوفه محیطی از اطلاعات همدوس مسیرهای 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 اندازه گیری آن در همه جهت ها ممکن است. دوم در بازه گستردهای از دورهها می توان آن را اندازه گیری کرد که در آنها نوفههای محیطی چیره هستند. بنابراین با کمک این روش نوین می توان تفکیک پذیری تصاویر لرزهای را برای مطالعات ساختاری درون زمین بهبود بخشيد (Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005). استفاده از امواج لاو به دست آمده از نوفه لرزه محیطی برای تهیه نقشههای تومو گرافی برای اولين بار توسط (2008) Lin et al. انجام شد. اگر چه مطالعات امواج کدا (Campillo and Paul, 2003; Paul et al., 2005) نشان داده است که امواج لاو را می توان 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 نمی تواند 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 جفت شد گی امواج اقیانوس با حرکات افقی کف دریا غیر ممکن به نظر می رسد، اما مطالعات امواج لاو به دست آمده از نوفه لرزهای محیطی نشان دادند که امواج لاو به خوبي روي توابع همبستگي مؤلفه هاي T در بيشتر جفت ايستگاه ها ديده مي شوند. توانايي محاسبه منحنىهاي پاشش امواج ريلي و لاو زماني اهميت بيشتري پيدا مي كند كه قرار باشد ناهمسانگردی شعاعی (اختلاف VSV و VSH) در منطقه مورد مطالعه به دست

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

آید. در مطالعه حاضر نشان داده خواهد شد که امواج لاو 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 سیگنال.های موج لاو است. فرايند پردازش دادهها مطابق با (2007) Bensen et al. انجام پذيرفته است. ابتدا دادههای پیوسته به بازههای یک روزه تقسیم، مؤلفههای E و N چرخانده و به مؤلفههای T و R تبدیل میشوند. امواج لاو، 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 میان گذر با دوره زمانی ۱۰ تا ۵۰ ثانیه است (Cho et al., 2007; Pedersen and Krüger, 2007). به منظور از بین بردن اثرات زمین لرزه روی توابع همبستگی، دادهها در قلمرو زمان بهنجار میشوند. روش های 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 دامنه های مثبت با ۱ و دامنه های منفی با ۱– جایگزین می شوند 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 می آید. 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 كاملاً متفاوت شود كه نتيجه آن يك تابع زمانى نامتقارن است. معمولاً منبع اين نوفههای لرزهای خطوط ساحلی و همچنین نوفه حاصل از اثرات رودرروی امواج اقيانوس و ساحل (Longuet-Higgens, 1950; Stehly et al., 2006) است.

برای ارزیابی کیفیت توابع همبستگی بهصورت کمی و بهینهسازی نتایج برانباشت دادهها، نسبت سیگنال به نوفه برای هر تابع همبستگی به دست آمد. نسبت سیگنال به نوفه (RMS) بهصورت 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 پیش بینی شده بر پایه سرعت موج لاو در دوره زمانی مورد نظر انتخاب می شود. ۵۰۰ ثانیه آخر سیگنال به عنوان پنجره زمانی نوفه در نظر گرفته می شود (2007, Bensen et al., 2007) کیفیت توابع همبستگی، این توابع بهصورت تابعی از فاصله میان ایستگاهی، در دوره زمانی ۱۰ تا ۵۰ ثانیه، در شکل ۲ نشان داده شده است.

## 3- 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 سوهای مختلف بررسی شود. برای بررسی سوی نوفه لرزهای توزیع سمتی (Azimuthal distribution) برای سوهای (lag) مثبت و منفی توابع همبستگی در چهار دوره زمانی ۱۰تا 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 سمتي موج لاو با نسبت سيگنال به نوفه بيش از ۱۰ براي هر چهار دوره زماني با توجه به (Pedersen and Krüger (2007 به دست آمد. نتایج روی همه سمتها در چهار دوره زمانی نشان داده شده است. بررسی شکل ۳ نشان میدهد که جهت یافتگی 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. (2008) Lin et al. با اندازه گیری سرعت فاز به روش سه ایستگاهی نشان دادندکه نوفه لرزهای در دوره زمانی ۶ تا ۴۰ ثانیه بهصورت یکنواخت پراکنده شده است؛ بنابراین اندازه گیری سرعت فاز امکانپذیر است. Yang et al. (2008) تأثيرات توزيع غير يكنواخت منابع نوفه لرزهاي را اندازه گيري کردند و نشان دادند که توزیع یکنواخت نوفه لرزمای به میزان کمتر از ۵۰ درصد از سرعت فاز اندازه گیری شده به شدت تحت تأثیر سوی مخالف قرار می گیرد. با توجه به (2008) Yang et al 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 می توان گفت نوفه محیطی لرزهای به اندازه کافی در سمتهای مختلف پراکندگی دارد.

## ۴- اندازهگیری سرعت گروه و توموگرافی امواج لاو

(multiple-filter analysis) منحنی های پاشش سرعت گروه محاسبه شد. (multiple-filter analysis) منحنی های پاشش سرعت گروه محاسبه شد. (Herrmann and Ammon, 2013) منحنی های پاشش سرعت گروه محاسبه شد. (برای تعیین منحنی پاشندگی بهینه از یک صافی میان گذر باریک با عملگر  $\sum_{i}^{2} f_{i}^{2} - i$  (f - f)  $\sum_{i}^{2} - i$  (f - f)  $\sum_{i}^{2} - i$  استامد مرکزی است. اعمال این صافی یک اثر رودررو میان قدرت تفکیک در قلمرو زمان و بسامد به وجود می آورد؛ به این معنا که هر چه مقدار  $\alpha$  بیشتر شود قدرت تفکیک در قلمرو زمان کاهش می یابد بیشتر می شود؛ در حالی که میزان قدرت تفکیک در قلمرو زمان کاهش می یابد (1989) بیشتر می شود؛ در حالی که میزان قدرت تفکیک در قلمرو زمان کاهش می یابد در نظر گرفته شد. تابع همبستگی مربوط به جفت ایستگاه BNDS-KRBR به همراه منحنی پاشش به دست آمده مربوط به آن در شکل های 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 ۲<sup>°</sup>۲<sup>°</sup>۲ برای تهیه نقشههای دوبعدی سرعت گروه امواج لاو استفاده شده است. سرعت زمینه ورودی مدل، با استفاده از مقادیر سرعت گروه متوسط در هر دوره زمانی و همچنین تنظیمات بهینه سازی همچون میرایی (Damping) و هموارسازی (Smoothing) با استفاده از منحنی های ال کروه نیز برای دورههای زمانی ۶۱، ۲۰ ۳و ۴۰ ثانیه به دست آمد.

برای بررسی درستی مدلهای سرعت به دست آمده از دادهها، از آزمایشهای قدرت تفکیک (Resolution) دادهها استفاده می شود. برای این منظور، از مدلهای ساختگی سرعت در حکم ورودی استفاده می شود 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 بی هنجاری ها بررسی می شود. در این پژوهش از آزمایش های چیدمان شطرنجی (Checkerboard test) استفاده شد که در آن بی هنجاری های مثبت و منفی سرعت با اندازهها، آرایش ها و ژرفاهای مختلف به عنوان مدل ساختگی سرعت به کار گرفته می شوند. کارایی روش به میزان زیادی مهسا عبد اعتدال و همکاران

# کی کوچل

به چگالی مسیرهای لرزهای بستگی دارد. از این رو، در مناطقی که میزان برخورد مسیرها زیاد است، قدرت تفکیک داده ها بهتر خواهد بود و بر عکس. شکل ۵– الف تعداد مسیرهای لرزهای که منحنی های پاشش برای آن به دست آمده را در هر دوره نشان می دهد. شکل ۵– ب چگالی مسیرهای لرزهای را نشان می دهد. این شکل نشان می دهد که چگالی مسیرها در خاور و جنوب خاوری منطقه کمتر شده است. بنابراین، قدرت تفکیک قابل قبولی برای این منطقه انتظار نمی رود. همچنین ملاحظه می شود 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 محدودیت ها در منطقه مکران به دلیل نبود ایستگاه های لرزه نگاری در خاور و جنوب خاور منطقه است. با وجود این، آزمایش های چیدمان شطرنجی نشان می دهد که قدرت تفکیک داده ها در بیشتر نقشه ها در دوره های زمانی متفاوت با تقریب خوبی، به درستی بر آورد شده است.

### ۵- نتیجهگیری

به دلیل پوشش ایستگاهی محدود در منطقه مکران، مطالعات تومو گرافی بسیار کمی روی ساختار پوسته و به ویژه گوشته بالایی منطقه فرورانش مکران انجام شده است. بیشتر بررسیهای انجام شده محدود به تومو گرافی جهانی با قدرت تفکیک کم و یا اندازه گیریهای سطحی و کمژرفای لرزهای برای مطالعه ساختار رسوبی منطقه مکران است. در این میان توانایی روش تومو گرافی نوفه لرزهای این امکان را به ما میدهد که نقشههای سرعت گروه موج لاو برای دورههای زمانی متفاوت با قدرت تفکیک قابل قبول به دست آید. تصاویر لرزهای به دست آمده نشاندهنده ساختار زمین ساختی است که تطابق قابل توجهی با واحدهای زمین شناسی و ساختارهای زمین ساختی 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. همان گونه که در شکل ۶ دیده می شود یک بی هنجاری پر سرعت در شمال تنگه هرمز وجود دارد که به صورت غیر مستقیم شاهدی 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 بی هنجاری پر سرعت به یک بی هنجاری کم سرعت کاملاً مشخص شده است. این بوسته صفحه عربستان از قارهای ستبر به اقیانوسی ناز که 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 می شود. در مکران مرکزی میان منطقه زمین درز سیستان و دشت لوت یک انتقال از بی هنجاری پر سرعت به کم سرعت وجود دارد. (1992) .

سیستان را به عنوان جدا کننده دشت لوت و هلمند در نظر گرفته است. اگر چه نتایج این پژوهش چنین جداسازی را نشان نمی دهد. (I983) Tirrul et al. راین باورند که فرورانش رو به خاور تکهای از اقیانوس نوتتیس به زیر بلوک هلمند سبب تشکیل منطقه زمین درز سیستان شده است که در حال حاضر بیشتر جنبش های آن از نوع شمالی-جنوبی است. در نقشه های تومو گرافی ۱۶ و ۲۰ ثانیه وجود بی هنجاری پر سرعت زیر تنگه هرمز نشان دهنده فرورانش صفحه قاره ای عربستان به زیر ایران مرکزی است. این بی هنجاری پر سرعت به تدریج به سوی شمال گسترش پیدا کرده است. با دنبال کردن این بی هنجاری و با در نظر گرفتن ژرفای تقریبی که هر نقشه نشان می دهد می توان روند شیب بی هنجاری ها 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 بی هنجاری کم سرعت در پیرامون آتشفشان تفتان و بازمان دیده می شود که نشان دهنده ژرفای تقریبی جایی است که صفحه فرورونده به درون سست کره خمیده وارد می شود (شکل ۶). بنابراین می توان 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 می یابد که در آن بیشینه مقدار آن برابر ۴۰ کیلومتر است (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 محتمل تر است (Jackson and McKenzie, 1984). همچنان که صفحه فرورونده به درون سست کره خمیده پایین میرود، به سوی شمال جایی که بیهنجاری کم سرعت دارد، انتظار زمین لرزههای با ژرفای متوسط وجود دارد. زمین لرزههای ژرف تر پیرامون کمان آتشفشانی تفتان و بازمان رخ میدهند؛ جایی که صفحه فرورونده وارد میشود.

نتایج این پژوهش از سرعت گروه موج لاو 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، می توان توابع گرین تجربی امواج لاو فواصل میان ایستگاهی را به دست آورد. با استفاده از توابع گرین حاصل، منحنیهای پاشندگی سرعت گروه امواج لاو برای همه جفت ایستگاههای ممکن استخراج می شود. با تبدیل مقادیر سرعت به زمان سیر در هر دوره زمانی به صورت مجزا، متغیر مدل برای فرایند تومو گرافی دوبعدی فراهم می شود.

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 می شود که با مطالعات پیشین (شادمنامن و همکاران، ۱۳۹۰) سازگاری دارد.



شکل ۱- نقشه توپوگرافی 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 لرزه نگاری جهانی (GEOFON) (سبز) و شبکه لرزه نگاری ملی تاجیکستان (سیاه). حرکت صفحات با استفاده از www.unavco.org و بر پایه مدل حرکت صفحات APKIM2005 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.

مهسا عبد اعتدال و همکاران



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



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



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



#### کتابنگاری

شادمنامن، 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, southeast 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., Corennec, 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.
- Tirrul, 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<sup>1\*</sup>, Z. H. Shomali<sup>2</sup> and M. R. Gheitanchi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
<sup>2</sup>Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
<sup>3</sup>Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
Received: 2015 October 17

### 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.comr