

## برآورد ساختار سرعت موج برشی و تغییرات عمق موهو در جنوب شرق ایران، با استفاده از وارون سازی همزمان پاشش امواج سطحی و تابع گیرنده موج P

مهدی راستگو<sup>1</sup>، حبیب رحیمی<sup>2\*</sup>، حسین حمزه‌لو<sup>3</sup> و وحید غلامی<sup>4</sup>

<sup>1</sup> دانشجوی دکتری زلزله‌شناسی، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران  
<sup>2</sup> استادیار زلزله‌شناسی، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران  
<sup>3</sup> دانشیار زلزله‌شناسی، گروه زلزله‌شناسی مهندسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران  
<sup>4</sup> دکتری زلزله‌شناسی، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: 94/11/13، تاریخ پذیرش: 95/07/10)

### چکیده

در ناحیه جنوب شرق ایران که شامل بخش غربی زون فرورانش فعال مکران است به دلایل مختلفی همچون لرزه‌خیزی اندک و نبود تراکم ایستگاه‌های لرزه‌نگاری دائم، مطالعات اندکی در رابطه با ساختار سرعت موج برشی انجام شده است. هدف از این پژوهش، برآورد ساختار سرعت موج برشی و تغییرات عمق موهو در زیر چهار ایستگاه لرزه‌نگاری نواریه ZHSF، KRBR، CHBR و BNDS واقع در محدوده جنوب شرق ایران است. برای این منظور از روش وارون سازی همزمان پاشش امواج سطحی حاصل از زمین لرزه‌های محلی ناحیه ریگان، به همراه تابع گیرنده موج P حاصل از لرزه‌نگاشت‌های زمین لرزه‌های دور لرز ثبت شده در چهار ایستگاه لرزه‌نگاری ذکر شده، استفاده می‌شود. عمق موهو به دست آمده از این روش برای چهار ایستگاه ZHSF، KRBR، CHBR و BNDS به ترتیب برابر است با  $4 \pm 38$ ،  $6 \pm 46$ ،  $2 \pm 26$  و  $5 \pm 56$  کیلومتر. کم عمق بودن موهو و نیز بالاتر بودن مقادیر سرعت موج برشی به دست آمده در زیر ایستگاه CHBR با فرورانش کم عمق لایه اقیانوسی سرعت بالای صفحه عربی به زیر حاشیه جنوبی مکران مطابقت دارد. در عین حال ضخامت زیاد پوسته در محدوده ایستگاه BNDS، در تطابق با توپوگرافی مکان این ایستگاه و نیز برخورد پوسته ضخیم قاره‌ای صفحه عربی با زاگرس در این ناحیه می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** جنوب شرق ایران، سرعت موج برشی، عمق موهو، پاشش امواج سطحی، تابع گیرنده موج P

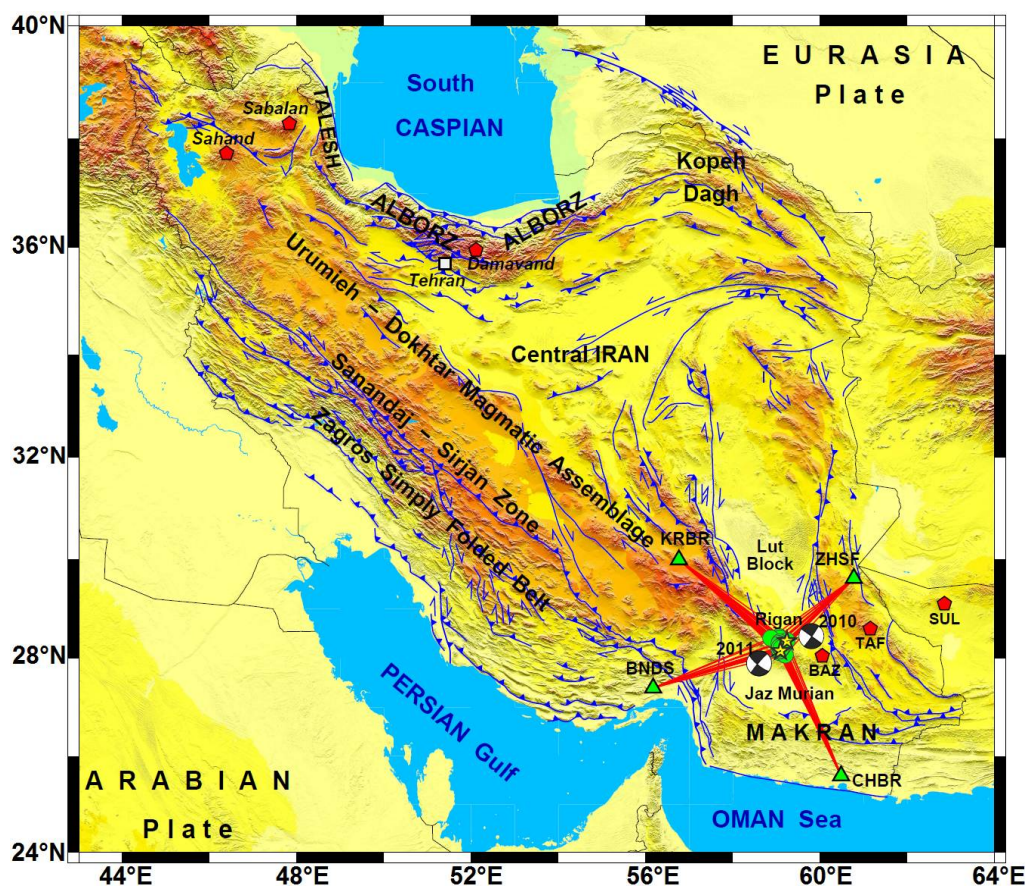
## 1 مقدمه

صفحه ایران به عنوان یک ناحیه فعال زمین ساختی و لرزه خیز، در راستای کمربند آلپ-همیالیا واقع شده است. این صفحه زمین ساختی متأثر از برخورد صفحات عربی و اوراسیاست به گونه ای که این برخورد منجر به شکل گیری رویدادهای زمین ساختی متنوعی در ایران شده است (شکل 1)، از جمله: فرورانش سنگ کره (لیتوسفر) اقیانوسی در مکران واقع در جنوب شرق ایران و برخورد قاره ای در البرز، زاگرس، کپه داغ و تالش (ورنانت و همکاران، 2004). همچنین نواحی ایران مرکزی و خزر جنوبی به عنوان بلوک هایی پایدار و بدون لرزه خیزی قابل توجه که توسط نواحی فعال لرزه خیز احاطه شده اند، در نظر گرفته می شوند (جکسون و مکنزی، 1984). براساس اندازه گیری های GPS (سیلا و همکاران، 2002؛ ورنانت و همکاران، 2004)، همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیا حدود  $22 \text{ mmyr}^{-1}$ ، در جهت تقریباً شمالی-جنوبی برآورد شده است. ناحیه مورد مطالعه در این پژوهش ناحیه جنوب شرق ایران است (شکل 1) که بخش غربی زون فرورانش فعال مکران در حاشیه شمالی دریای عمان را در برمی گیرد.

زون فرورانش مکران با طول تقریبی یک هزار کیلومتر در گستره جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان، حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربی به زیر صفحه اوراسیا است (فروودی و کاریگ، 1977). سامانه های گسلی امتدادلغز چپگرد ارنانچ نال و چمن در پاکستان به عنوان مرز شرقی مکران در نظر گرفته می شوند و سامانه گسلی میناب در شرق تنگه هرمز، مرز غربی مکران را تشکیل می دهد (آقانباتی، 1383). فروودی و کاریگ (1977) براساس روند فزاینده سن نهشته های مکران از جنوب به شمال، دگرشکلی موجود و نیز فزونی گرفتن ارتفاع، مکران را نوعی سامانه کماتی فعال دانسته اند که در شکل گیری آن، فرورانش پوسته اقیانوسی

عمان به زیر مکران نقش بنیادی داشته است. سه مرکز آتشفشانی اصلی شامل تفتان و بزمان (در جنوب شرق ایران) و سلطان (در جنوب غرب پاکستان)، کمان ماگمایی حاصل از فرورانش مکران را تشکیل می دهند. در عین حال صفحه رورانده در ناحیه مکران از نوع سنگ کره قاره ای می باشد (آقانباتی، 1383). از نظر فروودی و کاریگ (1977)، تشکیل سنگ های ماگمایی در این ناحیه ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده است.

براساس اندک زمین لرزه های رخ داده در بخش غربی مکران، مشاهده شده است که تا فاصله حدود 70 کیلومتری حاشیه شمالی دریای عمان، زمین لرزه ها کم عمق می باشند ولی پس از این فاصله عمق زمین لرزه ها افزایش یافته به طوری که در حاشیه جنوبی کمان ماگمایی (محل خمش صفحه فرورانش)، به حدود 80 کیلومتر هم می رسد. همچنین از نظر زمین شناسی، به دلیل وجود آب در منافذ سنگ های این ناحیه، رفتار سنگ ها به صورت پلاستیک است و نه شکننده (آقانباتی، 1383). براساس کاتالوگ پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (IIEES، 2015)، زمین لرزه 27 فروردین 1392 سراوان با بزرگی  $ML=7.7$ ، عمق کانونی 70 کیلومتر و موقعیت رومرکزی  $27.88^{\circ}N-62.03^{\circ}E$  (واقع در جنوب شرق تفتان) بزرگ ترین زمین لرزه دستگامی در این ناحیه می باشد. به طور کلی بخش غربی مکران واقع در جنوب شرق ایران نسبت به بخش شرقی آن در جنوب پاکستان، از نظر لرزه خیزی رفتار کاملاً متفاوتی دارد (بایرن و همکاران، 1992)، به گونه ای که بخش شرقی مکران رفتاری لرزه خیز داشته اما بخش غربی آن بدون زمین لرزه تاریخی بزرگ و بدون لرزه خیزی قابل توجه است. بنابراین به دلیل لرزه خیزی اندک بخش غربی مکران، جزئیات کمتری درباره ساختار سرعت آن موجود است. از جمله مطالعه ساختار سرعت انجام گرفته در ناحیه مکران، می توان به مطالعه شادمنان و همکاران (1390) به

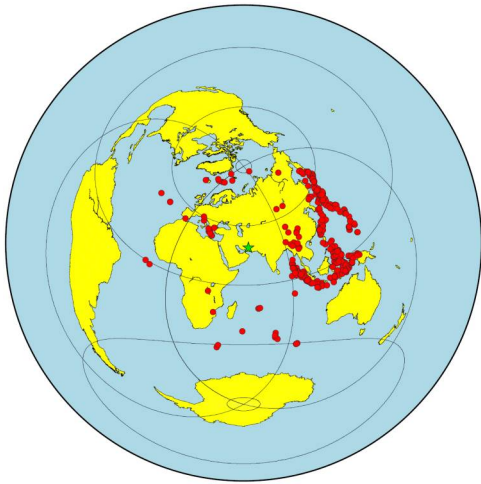


شکل 1. موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه، به همراه گسل‌های فعال، پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها (دایره‌های سبز رنگ) ناشی از دو زمین‌لرزه اصلی 29 آذر 1389 و 7 بهمن 1389 (ستاره‌های زرد رنگ) براساس کاتالوگ IIEES (2015). سازوکارهای کانونی این دو زمین‌لرزه براساس کاتالوگ CMT (دیزیونسکی و همکاران، 1981؛ اکستروم و همکاران، 2012) و موقعیت جغرافیایی چهار ایستگاه لرزه‌نگاری (مثلث‌های سبز رنگ) زاهدان (ZHSF)، کرمان (KRBR)، چابهار (CHBR) و بندرعباس (BNDS) و همچنین مراکز آتشفشانی (بیض ضلعی‌های قرمز رنگ) بزمان (BAZ)، تفتان (TAF) و سلطان (SUL).

منحنی‌های پاشش مد اصلی امواج سطحی ریلی و لاو در مسیر چشمه تا هر یک از چهار ایستگاه لرزه‌نگاری ZHSF، KRBR، CHBR و BNDS محاسبه می‌شوند. سپس با در نظر گرفتن میانگین کلی سرعت‌های گروه به‌دست آمده به‌عنوان پارامتر ورودی در فرایند وارون‌سازی، ساختار سرعت در ناحیه ریگان تعیین می‌شود. همچنین برای هر یک از چهار ایستگاه لرزه‌نگاری در این مطالعه، توابع گیرنده امواج P با استفاده از زمین‌لرزه‌های دورلرز محاسبه می‌گردد. با فرض اینکه میانگین سرعت گروه در مسیر چشمه تا ایستگاه گیرنده، برآوردی از سرعت گروه در محدوده همان ایستگاه را

روش وارون‌سازی افزایشی شکل‌موج اشاره داشت که بر اساس این مطالعه، عمق موهو در جنوب مکران حدود 27 کیلومتر و در بخش شمالی آن در محل خمش صفحه فرورانش به زیر دشت لوت حدود 45 کیلومتر گزارش شده است.

براساس کاتالوگ IIEES (2015)، ناحیه ریگان واقع در جنوب‌شرق ایران شاهد دو زمین‌لرزه اصلی 29 آذر 1389 (2010/12/20) با بزرگی  $ML=6.4$  و 7 بهمن 1389 (2011/01/27) با بزرگی  $ML=6.2$  بوده است. در این پژوهش، با استفاده از این دو زمین‌لرزه اصلی و به همراه پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌های آنها در ناحیه ریگان،



شکل 2. توزیع سمتی (آزیموتی) 485 رویداد زمین لرزه دور لرز (دایره های قرمز رنگ) نسبت به ناحیه مورد مطالعه (ستاره سبز رنگ).

### 3 تعیین سرعت های گروه مد اصلی امواج ریلی و لاو

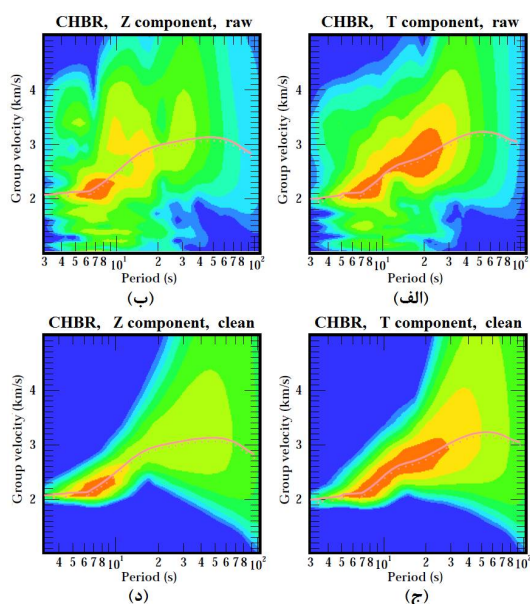
در این مطالعه به منظور جداسازی مد اصلی امواج سطحی و تعیین مقادیر سرعت گروه، از تحلیل بسامد-زمان (FTAN) (لفشین و همکاران، 1972؛ 1989؛ 1992) استفاده می شود. از مزایای روش FTAN آنست که توانایی تحلیل جبهه های امواج سطحی که به خوبی دچار پاشش نشده باشند، را هم دارد. همچنین با استفاده از این روش می توان تا حد امکان بر مشکلاتی نظیر نوفه ای بودن داده ها، مدهای چندگانه، واپیچیدگی مدها غلبه کرد. برای جداسازی مد اصلی، در روش FTAN سیگنال لرزه ای از چندین صافی گوسی با پهنای نوار باریک عبور داده شده و سپس دامنه پوش های فازهای مربوطه از خروجی فرایند صاف کردن به صورت تابع مختلط دوبعدی در حوزه زمان ارائه می شود. در واقع از بسامد آنی به جای بسامد مرکزی برای نوار صافی استفاده می شود تا بسامد قله های بسته های موج رسیده برآورد شود. بنابراین روش FTAN توانایی جداسازی مدهای امواج سطحی و برآورد سرعت گروه

به دست می دهد، برای هر یک از چهار ایستگاه لرزه نگاری، میانگین سرعت های گروه امواج ریلی و لاو و نیز تابع گیرنده همان ایستگاه به عنوان پارامترهای ورودی فرایند وارون سازی همزمان، در نظر گرفته می شوند و ساختار سرعت در محدوده هر یک از این چهار ایستگاه تعیین می شود. در نهایت براساس ساختارهای سرعت به دست آمده عمق موهو تعیین می شود.

### 2 داده ها

در این پژوهش براساس کاتالوگ IIEES (2015)، از دو زمین لرزه اصلی 29 آذر 1389 ساعت 18:41:58/1 (بزرگی  $M_L=6.4$ ، عمق کانونی 17 کیلومتر و موقعیت رومرکزی  $28.35^{\circ}N-59.24^{\circ}E$ ) و 7 بهمن 1389 ساعت 08:38:28/5 (بزرگی  $M_L=6.2$ ، عمق کانونی 15 کیلومتر و موقعیت رومرکزی  $28.15^{\circ}N-59.09^{\circ}E$ ) در ناحیه ریگان به همراه پیش لرزه ها و پس لرزه های این دو زمین لرزه که در مجموع 40 رویداد زمین لرزه با بزرگی  $M_L \geq 3.4$  و نسبت سیگنال به نوفه بالا در بازه زمانی 1389/09/29 تا 1389/11/10 را شامل می شوند به منظور تعیین سرعت های گروه امواج ریلی و لاو در مسیر چشمه تا هر یک از چهار ایستگاه لرزه نگاری KRBR، ZHSF، CHBR و BNDS استفاده می شود (شکل 1). این ایستگاه های لرزه نگاری دائمی سه مؤلفه ای از نوع حسگر نوارپهن با بسامد نمونه برداری 50 هرتز بوده که توسط پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله نصب شده اند. همچنین به منظور تعیین توابع گیرنده امواج P در زیر ایستگاه های لرزه نگاری، در مجموع از 485 رویداد زمین لرزه دور لرز با مسافت رومرکزی 30 تا 95 درجه از ناحیه مورد مطالعه، بزرگی  $M_w \geq 6.0$  (کاتالوگ سازمان زمین شناسی ایالات متحده، USGS، 2015) و نسبت سیگنال به نوفه بالا در بازه زمانی 2005/01/01 تا 2014/10/11 میلادی استفاده شده است (شکل 2).

چهار مسیر به همراه توابع گیرنده هر یک از چهار ایستگاه مورد نظر، به عنوان پارامترهای ورودی فرایند وارون سازی همزمان، برای تعیین ساختار سرعت در محل ایستگاه‌ها، در نظر گرفته می‌شوند. در شکل 6، سرعت‌های گروه مد اصلی امواج ریلی و نیز امواج لائو برای چهار مسیر مورد نظر نشان داده شده است.



شکل 3. پردازش به روش FTAN بر روی لرزه‌نگاشت مؤلفه‌های قائم و مماسی زمین‌لرزه 7 بهمن 1389 ساعت 08:38:28/5 ( $M_L=6.2$ ) ثبت شده در ایستگاه CHBR. (الف) نمودار FTAN برای لرزه‌نگاشت مؤلفه مماسی. (ب) نمودار FTAN برای لرزه‌نگاشت مؤلفه قائم. (ج) سرعت گروه مد اصلی موج لائو برآورد شده برحسب دوره تناوب. (د) سرعت گروه مد اصلی موج ریلی برآورد شده برحسب دوره تناوب.

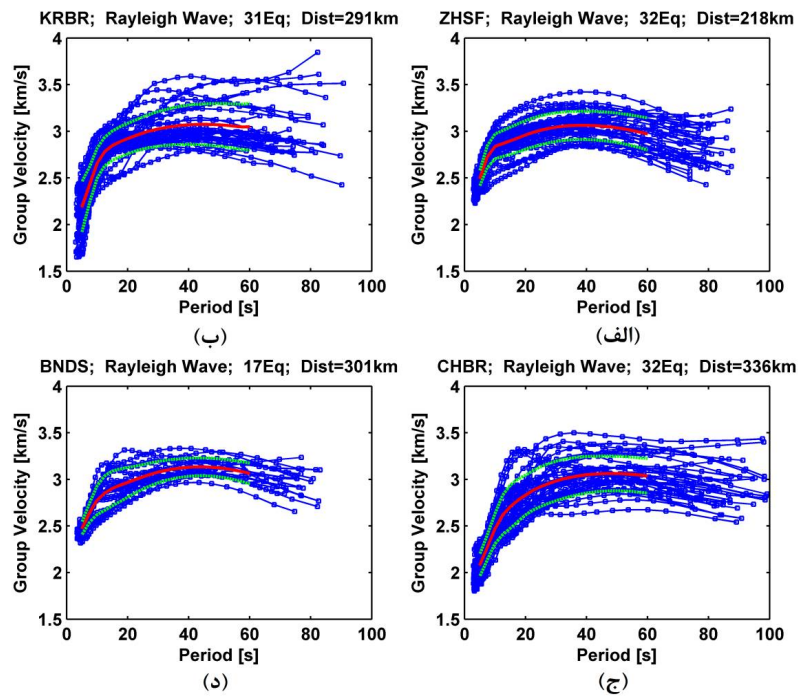
#### 4 تعیین تابع گیرنده موج P

تابع گیرنده عبارت است از یک سری زمانی محاسبه شده از لرزه‌نگارهای سه مؤلفه‌ای که نشان‌دهنده پاسخ نسبی ساختگاه در زیر ایستگاه گیرنده می‌باشد. در واقع با حذف اثرات چشمه و مسیر انتشار از شکل موج زمین‌لرزه‌های دور لرز می‌توان تابع گیرنده را محاسبه کرد. با مدل سازی تابع گیرنده (لانگستون، 1979؛ اونز و همکاران، 1984؛ کیند و وینیک، 1988، آمون و همکاران، 1990؛ آمون،

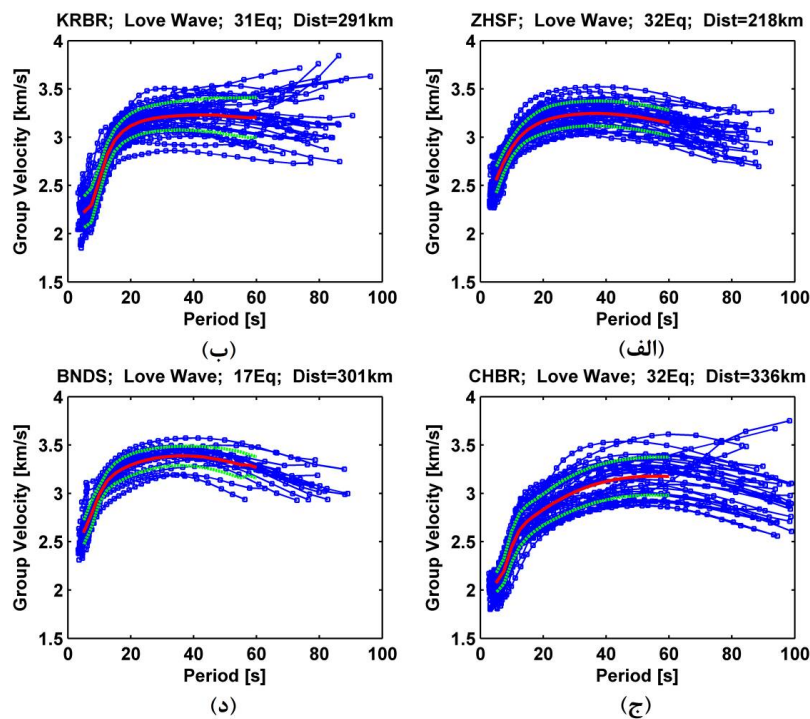
آن‌ها را داراست. بدین ترتیب بخشی از نگاشت که پاسخ یک مد موج سطحی را نشان می‌دهد جدا می‌شود و سپس بر روی سیگنال جدا شده مجدداً تحلیل بسامد-زمان انجام می‌گیرد تا سرعت گروه مربوط به آن مد استخراج شود.

در این مطالعه برای استخراج سرعت‌های گروه امواج ریلی و لائو، از لرزه‌نگاشت‌های 40 رویداد زمین‌لرزه (با نسبت سیگنال به نوفه بالا) رخ داده در ناحیه ریگان در طی بازه زمانی 1389/09/29 تا 1389/11/10 با بزرگی  $M_L \geq 3.4$  (کاتالوگ IIEES، 2015) که در چهار ایستگاه CHBR، KRBR، ZHSF و BNDS با بسامد نمونه‌برداری 50 هرتز ثبت شده‌اند، استفاده می‌شود. تصحیح پاسخ دستگاهی، حذف میانگین و حذف روند خطی نیز بر لرزه‌نگاشت‌ها اعمال می‌شود. به علاوه در روش FTAN، با انجام چرخش دستگاه مختصات ZNE حول محور Z، دو مؤلفه افقی شمالی-جنوبی و شرقی-غربی لرزه‌نگاشت‌ها به مؤلفه‌های شعاعی و مماسی چرخانده می‌شوند که در نتیجه سرعت‌های گروه امواج ریلی و لائو به ترتیب از مؤلفه‌های قائم و مماسی استخراج می‌شوند. در نهایت از 32 لرزه‌نگاشت ایستگاه ZHSF، 31 لرزه‌نگاشت ایستگاه KRBR، 32 لرزه‌نگاشت ایستگاه CHBR و 17 لرزه‌نگاشت ایستگاه BNDS، سرعت‌های گروه مد اصلی امواج ریلی و لائو استخراج شد. شکل 3، یک نمونه از پردازش به روش FTAN بر روی لرزه‌نگاشت مؤلفه‌های قائم و مماسی زمین‌لرزه 7 بهمن 1389 ساعت 08:38:28/5 ( $M_L=6.2$ ) ثبت شده در ایستگاه CHBR را نشان می‌دهد. تمامی سرعت‌های گروه مد اصلی امواج ریلی و لائو استخراج شده از لرزه‌نگاشت‌ها در مسیر چشمه تا چهار ایستگاه لرزه‌نگاری مورد نظر، به ترتیب در شکل‌های 4 و 5 نشان داده شده‌اند. همچنین در این شکل‌ها میانگین سرعت گروه (منحنی قرمز رنگ) در بازه دوره تناوبی 5 تا 60 ثانیه در هر یک از چهار مسیر مورد نظر نشان داده شده است. این منحنی‌های میانگین سرعت گروه در هر یک از

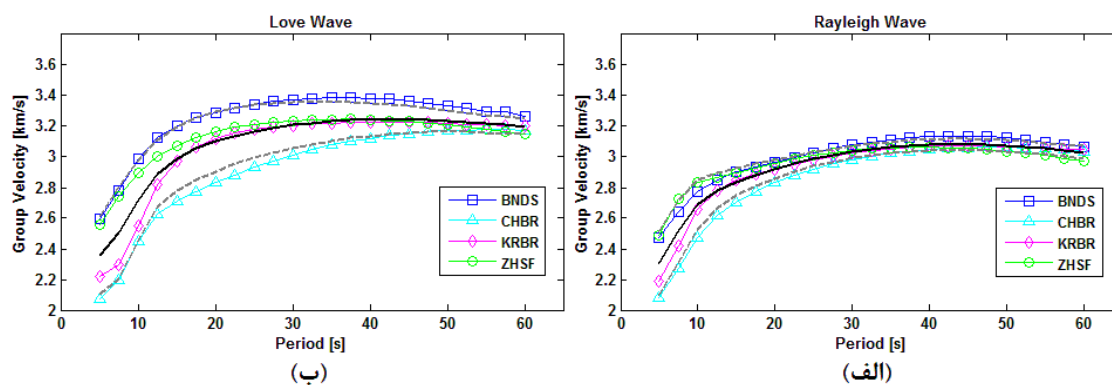




شکل 4. منحنی های سرعت گروه امواج ریلی برحسب دوره تناوب در مسیر چشمه تا هر یک از چهار ایستگاه (الف) ZHSF (ب) KRBR (ج) CHBR و (د) BNDS. هر یک از منحنی های آبی رنگ مربوط به یک رویداد زمین لرزه است. منحنی قرمز رنگ نشان دهنده میانگین سرعت گروه و منحنی خط چین سبز رنگ نشان دهنده میزان انحراف از معیار آن است.



شکل 5. منحنی های سرعت گروه امواج لارو برحسب دوره تناوب در مسیر چشمه تا هر یک از چهار ایستگاه (الف) ZHSF (ب) KRBR (ج) CHBR و (د) BNDS. هر یک از منحنی های آبی رنگ مربوط به یک رویداد زمین لرزه می باشد. منحنی قرمز رنگ نشان دهنده میانگین سرعت گروه و منحنی خط چین سبز رنگ نشان دهنده میزان انحراف از معیار آن است.



شکل 6. میانگین سرعت‌های گروه (الف) امواج ریلی و (ب) امواج لایو، برحسب دوره تناوب در هر یک از چهار مسیر منتهی به چهار ایستگاه مورد نظر. در هر دو قسمت (الف) و (ب)، منحنی سیاه‌رنگ نشان‌دهنده میانگین کلی سرعت‌های گروه چهار مسیر و منحنی‌های خط‌چین نشان‌دهنده میزان انحراف از معیار است.

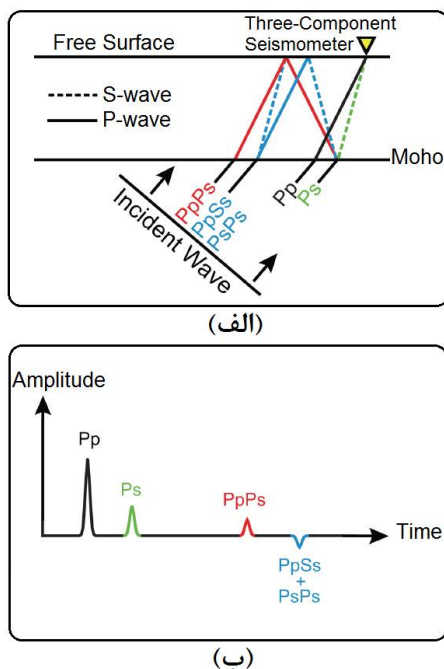
ناشی از یک رویداد زمین‌لرزه دورلرز، ابتدا لرزه‌نگاشت‌های دو مؤلفه افقی شمالی-جنوبی و شرقی-غربی به مؤلفه‌های شعاعی و مماسی چرخانده شده و سپس یک پنجره زمانی حول رسید فاز P (30 ثانیه پیش از رسید فاز P تا 60 ثانیه پس از آن) از سری‌های زمانی مؤلفه‌های ثبت شده از رویداد در نظر گرفته می‌شود. برای این پنجره زمانی با واهمامیخت مؤلفه قائم از مؤلفه شعاعی به روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان، تابع گیرنده موج P مؤلفه شعاعی به دست می‌آید. پس از محاسبه تمامی توابع گیرنده امواج P مؤلفه‌های شعاعی برای یک ایستگاه گیرنده، این توابع با یک صافی گوسی به پهنای 1 (معادل با یک صافی پایین‌گذر با بسامد گوشه 0/5 هرتز) پالایش می‌شوند تا ساختارهای کوچک موجود در توابع گیرنده که عمدتاً شامل نوفه هستند، حذف شوند.

برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه توابع گیرنده می‌بایست توابع گیرنده حاصل از زمین‌لرزه‌های دورلرز با فواصل رومرکزی مختلف، برانبارش (stack) شوند. از طرفی پارامتر تاثیرگذار دیگر بر توابع گیرنده، فاصله چشمه تا ایستگاه گیرنده است به طوری که توابع گیرنده حاصل از چشمه‌های نزدیک‌تر به ایستگاه، مقدار اختلاف زمانی بیشتری را بین دو فاز P و Ps از خود نشان

1991؛ کیند و همکاران، 1995؛ وینیک و همکاران، 1996؛ کوسارف و همکاران، 1999) اطلاعات ارزشمندی درباره مرزهای ناپیوستگی و ساختار سرعت موج برشی در زیر ایستگاه گیرنده به دست می‌آید. با توجه به وجود تغییرات مهم سرعت امواج لرزه‌ای، چگالی و نیز جنس مواد در مرز بین پوسته و گوشته (مرز موهو)، بخشی از امواج P رویداد زمین‌لرزه‌های دورلرز در هنگام عبور از چنین مرز ناپیوستگی سرعتی، به موج S تبدیل شده و به عنوان فاز تبدیلی Ps، پس از فاز P عبوری از موهو (Pp) به ایستگاه گیرنده می‌رسند. این فاز تبدیلی Ps، به ترتیب با فازهای چندگانه PpPs، PpSs و نیز PsPs (ناشی از بازتاب‌های چندگانه بین موهو و سطح زمین) همراه است (شکل 7). بنابراین با محاسبه تفاوت زمان رسید دو فاز Pp و Ps، و نیز تعیین دامنه آنها، می‌توان ساختار سرعت در محدوده ایستگاه گیرنده را تعیین کرد. دامنه بلندتر فاز تبدیلی Ps بیانگر اختلاف سرعت بیشتر در مرز ناپیوستگی است.

در این مطالعه، برای حذف اثرات چشمه و نیز مسیر انتشار امواج در گوشته، از روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان (لیگوریا و آمون، 1999) استفاده می‌شود. بر این اساس برای محاسبه تابع گیرنده موج P مؤلفه شعاعی

بزرگی  $M_w \geq 6.0$  (کاتالوگ USGS، 2015) و نسبت سیگنال به نوفه بالا در چهار ایستگاه ZHSF، KRBR، CHBR و BNDS با بسامد نمونه برداری 50 هرتز ثبت گردیده اند، استفاده می شود. تصحیح پاسخ دستگاهی، حذف میانگین و حذف روند خطی نیز بر لرزه نگاشت ها اعمال می شود. حال با در نظر گرفتن شرایط ذکر شده برای تعیین توابع گیرنده مشابه مرتبط با هر ایستگاه لرزه نگاری، تابع گیرنده برانبارش شده برای هر ایستگاه تعیین می شود. در جدول 1، مشخصات ایستگاه های لرزه نگاری زمین لرزه های دور لرز مورد استفاده برای هر ایستگاه ذکر شده است. همچنین توابع گیرنده امواج P مؤلفه شعاعی برای هر یک از چهار ایستگاه ZHSF، KRBR، CHBR و BNDS در شکل 8 نشان داده شده است.



شکل 7. (الف) نمایش فاز تبدیلی Ps به همراه فازهای چندگانه برای مدل یک لایه تخت بر روی نیم فضا. (ب) سری زمانی تابع گیرنده موج P آرمانی مؤلفه شعاعی حاصل از مدل توصیف شده.

می دهند. بنابراین برای غلبه بر این اثر، از روش تصحیح نقطه تبدیلی مشترک (Common Convergence Point) استفاده می شود. در واقع با تخمین اولیه از مقادیر سرعت موج برشی ( $V_S$ )، نسبت پواسون (به منظور تعیین سرعت موج فشارشی،  $V_P$ ) و عمق مرز ناپیوستگی ( $h$ )، می توان اختلاف زمانی بین دو فاز Pp و Ps را برای یک پارامتر پرتو ( $p$ ) براساس رابطه (1)، محاسبه کرد (کیند و وینیک، 1988؛ زو و کاناموری، 2000):

$$H = \frac{t_{P_s} - t_{P_p}}{\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2}} \quad (1)$$

بر این اساس،  $T_{ref}$  به عنوان اختلاف زمانی دو فاز Pp و Ps به ازای پارامتر پرتو مرجع (میانگین پارامتر پرتو در هر مجموعه از توابع گیرنده مشابه) و  $T_{obs}$  به عنوان اختلاف زمانی دو فاز Pp و Ps به ازای پارامتر پرتو تابع گیرنده تعریف می شود. همچنین نسبت  $T_{ref} / T_{obs}$  که ضریب کشیدگی زمانی (Time Stretch Factor) نامیده می شود، محاسبه می شود. با ضرب این نسبت مرتبط با تابع گیرنده در آهنگ نمونه برداری آن، تابع گیرنده بسته به زاویه فرود آن کشیده تر یا فشرده تر شده و در نتیجه اثر فاصله رومرکزی از تابع گیرنده حذف می شود.

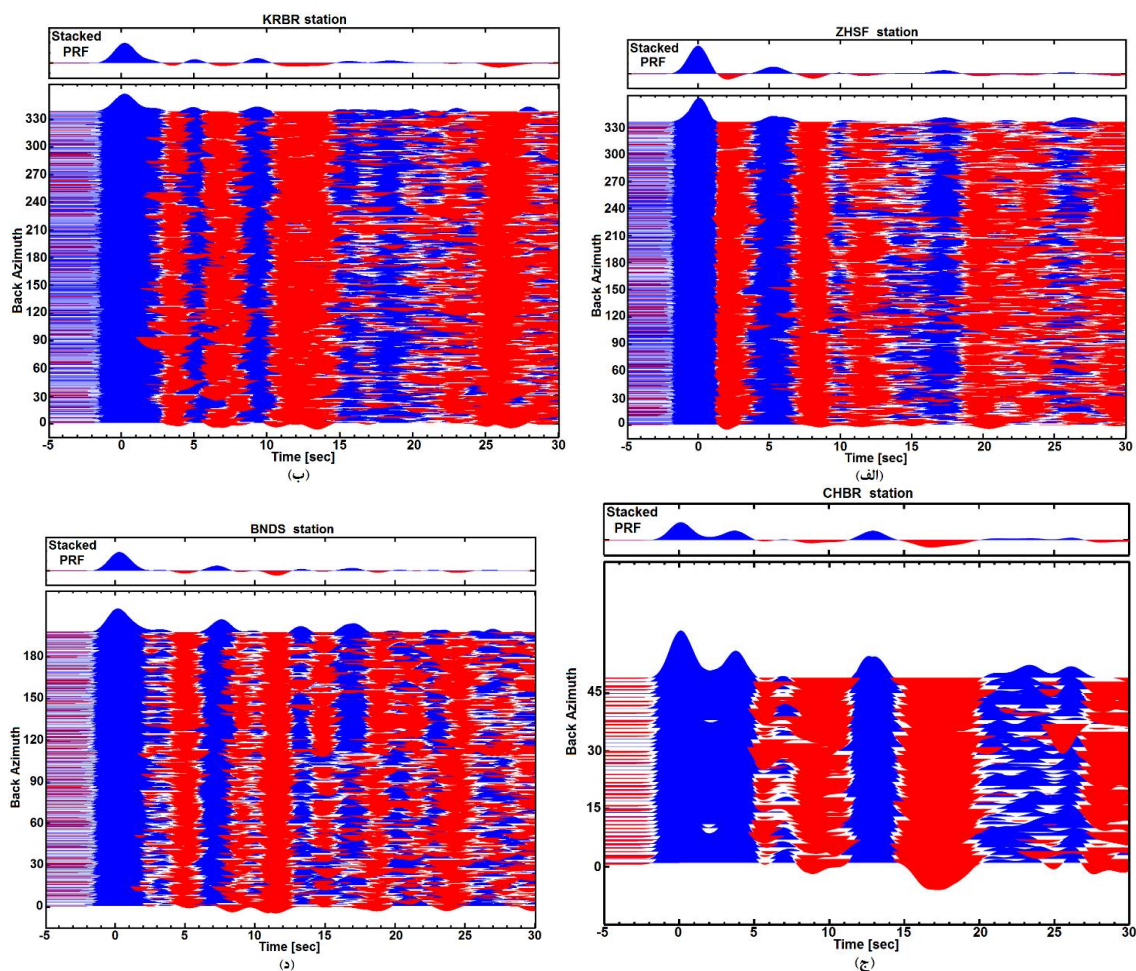
در صورتی که مرز موهو در اطراف ایستگاه گیرنده دارای تغییرات جانبی قابل توجهی باشد، مقدار اختلاف زمانی بین دو فاز Pp و Ps برای توابع گیرنده ناشی از زوایای سمتی برگشتی (Back Azimuth) مختلف، متفاوت خواهد بود. در این صورت برای غلبه بر این اثر می بایست توابع گیرنده مشابه برحسب زوایای سمتی برگشتی دسته بندی شوند. در نهایت به منظور افزایش نسبت سیگنال به نوفه، توابع گیرنده مشابه، برانبارش می شوند.

در این مطالعه، در طی بازه زمانی 2005 تا 2014 میلادی در مجموع با استفاده از 485 زمین لرزه دور لرز با



جدول 1. مشخصات چهار ایستگاه لرزه‌نگاری و توابع گیرنده مشابه مرتبط با هر ایستگاه.

نام ایستگاه	موقعیت مکانی ایستگاه	ارتفاع ایستگاه از سطح دریا [متر]	بازه زمانی ثبت زمین‌لرزه‌های موردنظر	تعداد توابع گیرنده مشابه	محدوده زاویه سمتی برگشتی [درجه]	محدوده مسافت رومرکزی [کیلومتر]
ZHSF	29.611°N 60.775°E	1575	2014/10/11 تا 2005/01/01	336	4 تا 350	9141 تا 3342
KRBR	29.982°N 56.761°E	2576	2014/10/07 تا 2005/01/01	339	4 تا 350	9486 تا 3390
CHBR	25.595°N 60.482°E	125	2014/10/11 تا 2009/12/24	49	61 تا 36	7854 تا 4168
BNDS	27.399°N 56.171°E	1500	2014/10/11 تا 2005/01/04	198	196 تا 37	9627 تا 3852



شکل 8. توابع گیرنده امواج P مؤلفه شعاعی مرتب شده براساس زاویه سمتی برگشتی برای چهار ایستگاه (الف) ZHSF، (ب) KRBR، (ج) CHBR و (د) BNDS. تابع گیرنده برانبارش شده نیز در بالای هر قسمت نشان داده شده است.

## 5 تعیین ساختار سرعت

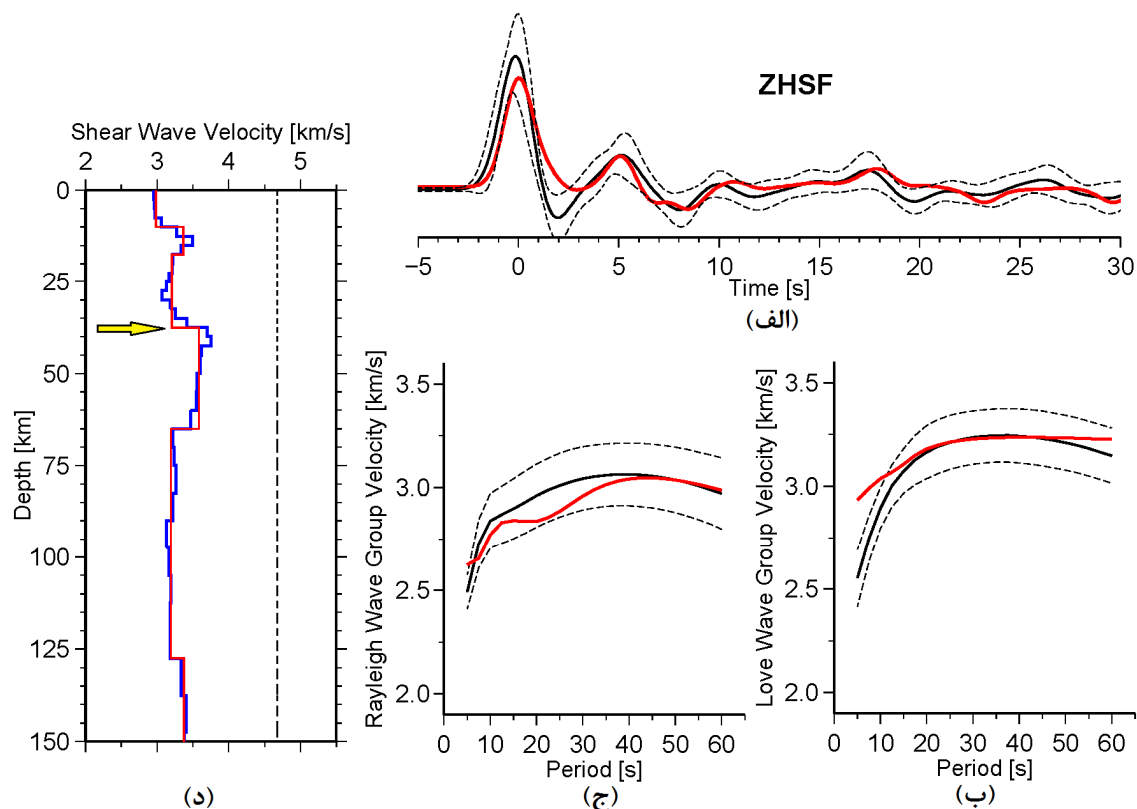
برای تعیین ساختار سرعت در محدوده هر ایستگاه لرزه‌نگاری، از روش وارون‌سازی هم‌زمان تابع گیرنده و منحنی پاشش امواج سطحی استفاده می‌شود. به طور کلی سرعت گروه امواج سطحی به میانگین سرعت موج برشی در ساختار زمین حساس است در حالی که تابع گیرنده به تغییر سرعت در مرز لایه‌ها حساسیت بیشتری دارد (جولیا و همکاران، 2000). به عبارت دیگر در گام‌های ابتدایی فرایند وارون‌سازی، سرعت گروه امواج سطحی در ارائه شکل کلی مدل ساختار سرعت نقش دارد اما در گام‌های بعدی به منظور تفکیک دقیق‌تر مرز لایه‌های مدل، تابع گیرنده تاثیرگذار است. بر این اساس برای هر یک از چهار ایستگاه ZHSF، KRBR، CHBR و BNDS، به وارون‌سازی هم‌زمان تابع گیرنده موج P ایستگاه مربوطه (شکل 8) همراه با میانگین سرعت‌های گروه مد اصلی امواج ریلی و امواج لائو محاسبه شده در مسیر منتهی به همان ایستگاه (شکل‌های 4 و 5)، اقدام می‌شود. در واقع فرض می‌شود که میانگین سرعت گروه در مسیر چشمه تا ایستگاه مربوطه تقریبی از مقدار سرعت گروه در محدوده مجاور همان ایستگاه را به دست می‌دهد. در این مطالعه در فرایند وارون‌سازی هم‌زمان، وزن تابع گیرنده 70 درصد و وزن میانگین سرعت‌های گروه مد اصلی امواج ریلی و امواج لائو 30 درصد در نظر گرفته می‌شود. برای انجام وارون‌سازی هم‌زمان تابع گیرنده و سرعت‌های گروه امواج سطحی، از برنامه joint96 (هرمن و آمون، 2007) استفاده می‌شود. اساس این روش وارون‌سازی هم‌زمان مبتنی بر خطی‌سازی یک مسئله غیرخطی است که می‌توان آن را با یک رهیافت خطی تکرارشونده، وارون‌سازی کرد (جولیا و همکاران، 2000؛ متقی و همکاران، 2015).

در این مطالعه، برای انجام فرایند وارون‌سازی هم‌زمان و در نتیجه تولید مدل نهایی برای چهار ایستگاه لرزه‌نگاری، از چندین مدل اولیه سرعت موج برشی با

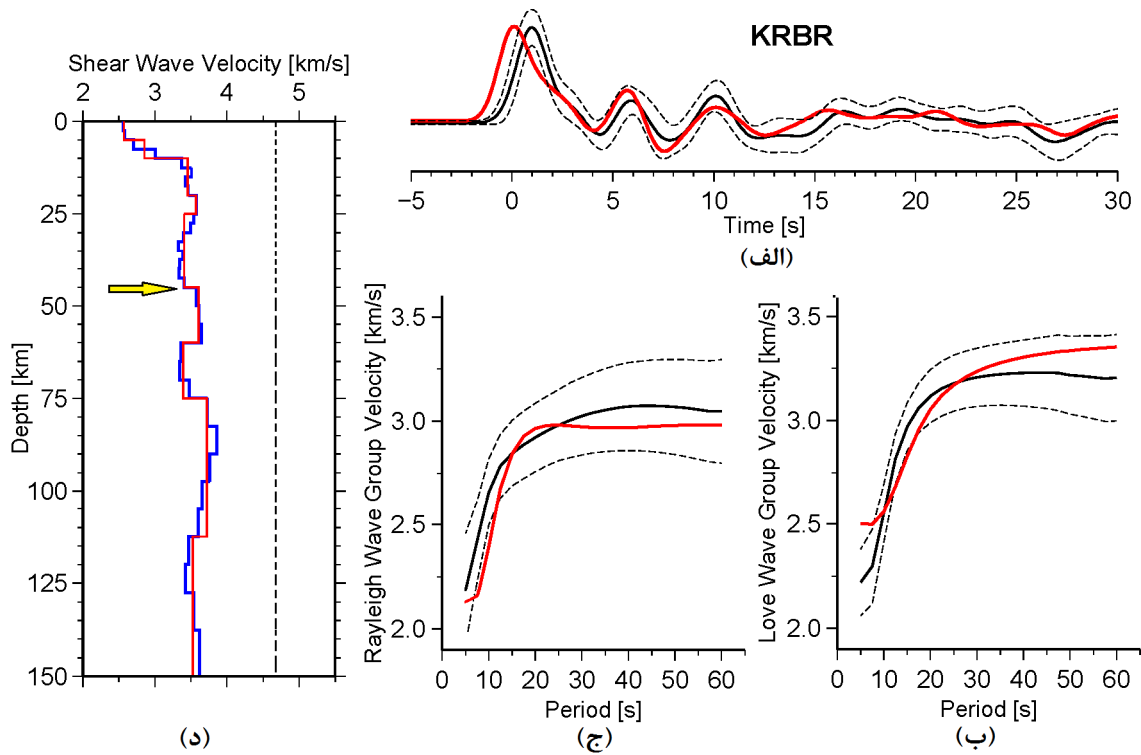
مقادیر ثابت (به‌طور تصادفی مقادیری از سرعت موج برشی در بازه 3 تا 5 کیلومتر بر ثانیه) استفاده شد. تعداد تکرارهای فرایند وارون‌سازی هم‌زمان، توسط تابع عدم تطابق (misfit) کنترل می‌شود بدین صورت که تابع عدم تطابق در هر تکرار، مقدار اختلاف بین تابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده در آن تکرار را محاسبه می‌کند. در صورتی که میزان کاهش عدم تطابق در یک تکرار نسبت به تکرار قبلی کمتر از 0/05 درصد باشد، فرایند وارون‌سازی در این تکرار متوقف شده و مدل برآورد شده برای این تکرار به‌عنوان مدل خروجی فرایند وارون‌سازی در نظر گرفته می‌شود (متقی و همکاران، 2015). در عین حال با توجه به حساسیت تابع گیرنده به مرز لایه‌ها، درصد عدم تطابق بین تابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده، معادل با خطای عمق در نظر گرفته می‌شود. پس از پایان فرایند وارون‌سازی و تعیین مدل خروجی (ساختار سرعت برحسب عمق)، برای حذف اعوجاجات این مدل و نیز حذف ساختارهای بسیار ریزی از این مدل که منطبق با داده‌های مشاهده‌ای (شامل تابع گیرنده مشاهده‌ای و منحنی‌های پاشش مشاهده‌ای) نیستند، فرایند ساده‌سازی بر روی مدل خروجی انجام می‌گیرد. به عبارت دیگر از سرعت لایه‌های ریز بین مرز ناپیوستگی‌های مهم مدل سرعت به دست آمده، میانگین‌گیری می‌شود. در عین حال با مدل‌سازی مستقیم برای چنین مدل ساختار سرعت ساده‌سازی شده‌ای، تابع گیرنده و سرعت‌های گروه مد اصلی امواج ریلی و لائو به صورت نظری پیش‌بینی می‌شوند. بنابراین در صورتی که این داده‌های پیش‌بینی شده با داده‌های مشاهده‌ای مطابقت داشته باشند (در بازه انحراف از معیار داده‌های مشاهده‌ای قرار گیرند) آنگاه مدل ساختار سرعت ساده‌سازی شده به‌عنوان مدل نهایی در نظر گرفته می‌شود. در غیر این صورت، با تغییر مدل ساده‌سازی شده سعی بر آن می‌شود تا بین داده‌های پیش‌بینی شده و مشاهده‌ای مطابقت ایجاد گردد.

سازگاری دارد. بر این اساس، نتایج حاصل از فرایند وارون‌سازی هم‌زمان به ازای مدل اولیه با سرعت موج برشی  $V_s = 4.7 \text{ km s}^{-1}$  برای چهار ایستگاه مورد نظر در این مطالعه در شکل‌های 9 تا 12 نشان داده شده است. با توجه به بازه دوره تناوبی منحنی‌های پاشش، توابع حساسیت امواج سطحی و نیز سری زمانی توابع گیرنده، ساختار سرعت موج برشی تا عمق 150 کیلومتر به روش وارون‌سازی هم‌زمان برآورد می‌شود.

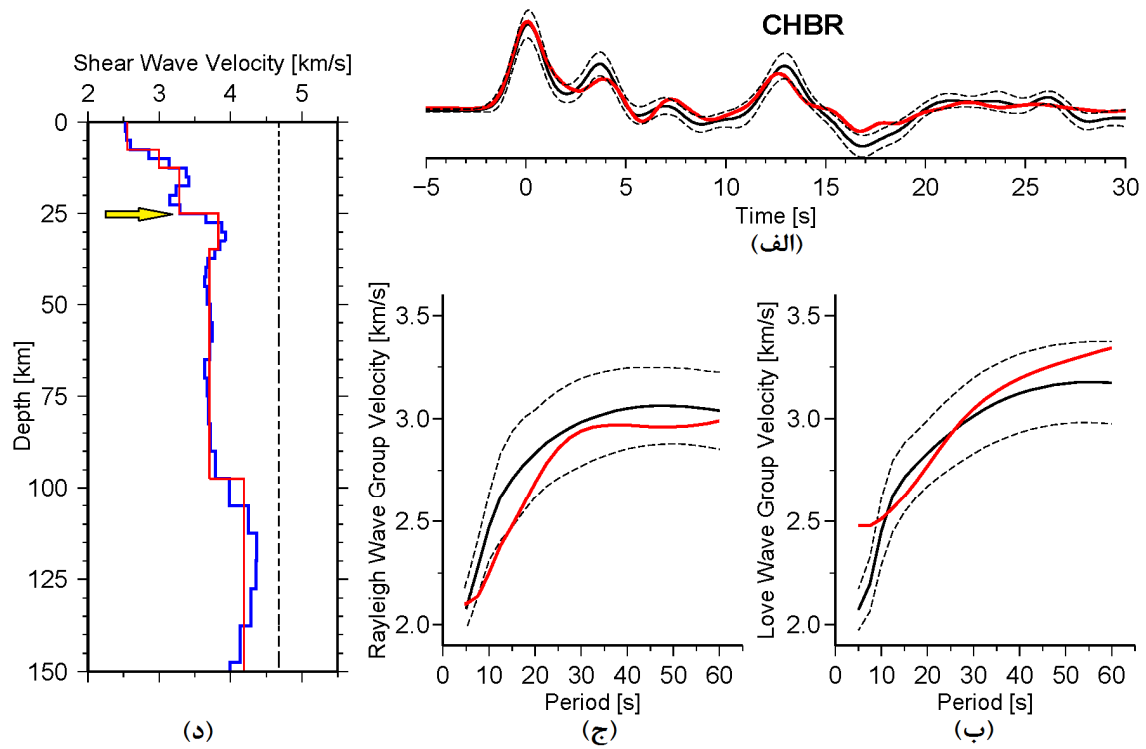
در این پژوهش، براساس مدل سرعت بدست آمده به ازای مدل اولیه با سرعت موج برشی  $V_s = 4.7 \text{ km s}^{-1}$  در مقایسه با دیگر مدل‌های بدست آمده به ازای سایر مدل‌های اولیه، تطابق بیشتری بین تابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده حاصل می‌شود. در عین حال به ازای مدل اولیه  $V_s = 4.7 \text{ km s}^{-1}$ ، مدل نهایی سرعت به دست آمده تطابق بهتری با زمین‌شناسی منطقه دارد، از جمله عمق موهو به دست آمده نیز با زمین‌ساخت ناحیه مورد مطالعه



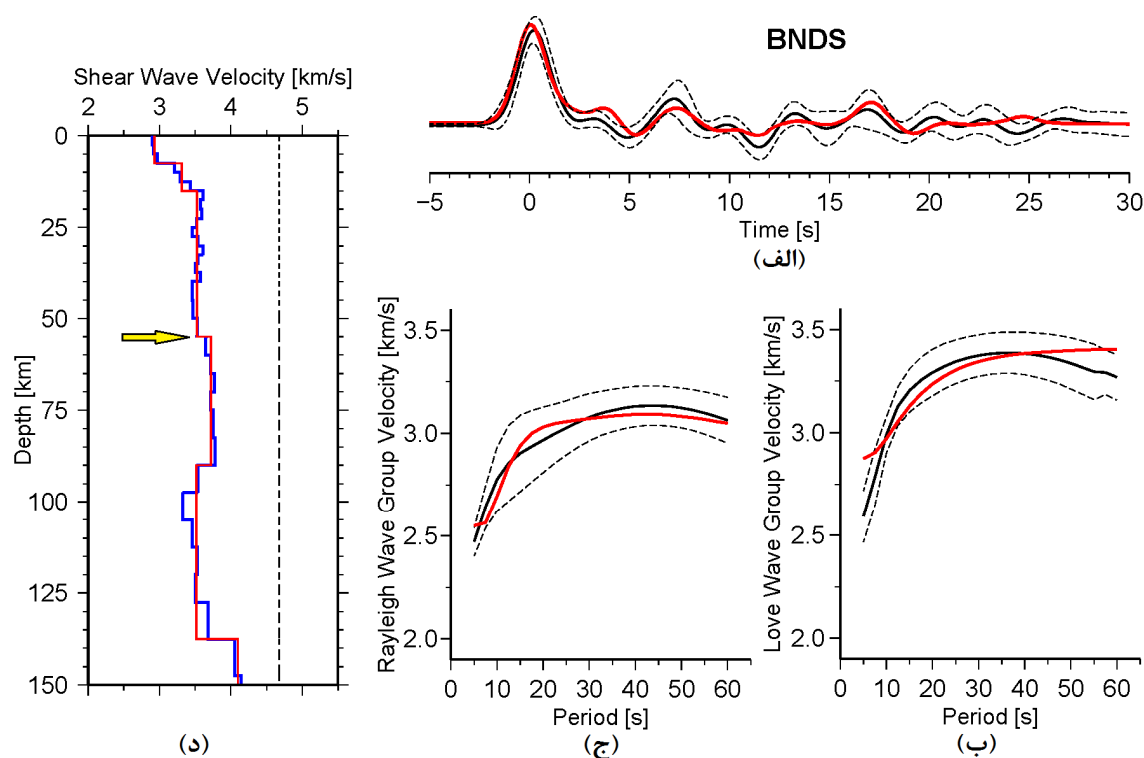
**شکل 9.** نتایج فرایند وارون‌سازی هم‌زمان و فرایند ساده‌سازی مدل سرعت موج برشی به دست آمده برای ایستگاه ZHSF. (الف) تابع گیرنده برانبارش شده مشاهده‌ای (خط سیاه) به همراه مقادیر انحراف از معیار آن (خط چین سیاه) و تابع گیرنده پیش‌بینی شده (خط قرمز) مرتبط با مدل سرعت ساده‌سازی شده (خط قرمز در قسمت د). (ب) میانگین سرعت گروه امواج لاو مشاهده‌ای (خط سیاه) به همراه مقادیر انحراف از معیار آن (خط چین سیاه) و سرعت گروه امواج لاو پیش‌بینی شده (خط قرمز) مرتبط با مدل سرعت ساده‌سازی شده (خط قرمز در قسمت د). (ج) میانگین سرعت گروه امواج ریلی مشاهده‌ای (خط سیاه) به همراه مقادیر انحراف از معیار آن (خط چین سیاه) و سرعت گروه امواج ریلی پیش‌بینی شده (خط قرمز) مرتبط با مدل سرعت ساده‌سازی شده (خط قرمز در قسمت د). (د) مدل سرعت اولیه (خط چین سیاه)، مدل سرعت حاصل از فرایند وارون‌سازی هم‌زمان (خط آبی) و مدل سرعت ساده‌سازی شده (خط قرمز) به عنوان مدل نهایی ساختار سرعت موج برشی. علامت پیکان نشان‌دهنده مرز موهو است.



شکل 10. نتایج فرایند وارون سازی همزمان و فرایند ساده سازی مدل سرعت به دست آمده برای ایستگاه KRBR. جزئیات مانند شکل 9.



شکل 11. نتایج فرایند وارون سازی همزمان و فرایند ساده سازی مدل سرعت به دست آمده برای ایستگاه CHBR. جزئیات مانند شکل 9.



شکل 12. نتایج فرایند وارون‌سازی هم‌زمان و فرایند ساده‌سازی مدل سرعت به‌دست آمده برای ایستگاه BNDS. جزئیات مانند شکل 9.

## 6 نتیجه‌گیری

در عین حال به‌دلیل وجود رسوبات سخت‌تر در مسیر منتهی به ایستگاه BNDS، سرعت گروه مد اصلی امواج سطحی در دوره‌های تناوب مختلف در این مسیر دارای مقادیر بیشتری نسبت به دیگر مسیرها است. به‌علاوه در مسیرهای منتهی به دو ایستگاه KRBR و ZHSF به‌دلیل وجود توده‌های آتشفشانی، مقادیر سرعت‌های گروه کمتر از سرعت گروه به‌دست آمده در مسیر منتهی به ایستگاه BNDS است. همچنین با توجه به مدل‌های نهایی سرعت موج برشی به‌دست آمده برای ناحیه مورد مطالعه در این پژوهش (شکل‌های 9 تا 12)، مرز موهو در عمقی است که سرعت موج برشی از مقدار  $3/6$  کیلومتر بر ثانیه بیشتر می‌شود. مقادیر عمق موهو براساس شکل‌های 9 تا 12 برای محدوده چهار ایستگاه مورد مطالعه، در جدول 2 ذکر شده است. براین اساس عمق موهو در محدوده ایستگاه‌های ZHSF، KRBR، CHBR و BNDS به‌ترتیب عبارت است از:  $4 \pm 38$ ،  $6 \pm 46$ ،  $2 \pm 26$  و  $5 \pm 56$  کیلومتر.

براساس منحنی‌های پاشش به‌دست آمده برای ناحیه جنوب شرق ایران (شکل‌های 4 و 5)، سرعت‌های گروه مد اصلی امواج سطحی در بازه دوره تناوبی 5 تا 60 ثانیه مقادیر پایینی (کمتر از  $3/5$  کیلومتر بر ثانیه) دارند. این مقادیر سرعت گروه امواج سطحی با آنچه که به روش بُرش‌نگاری (توموگرافی) نوفه محیطی توسط عبدالعادل و همکاران (2014) برای مسیر بین جفت ایستگاه BNDS-ZHSF و نیز توسط موقری و همکاران (1393) برای مسیر بین جفت ایستگاه‌های BNDS-CHBR و BNDS-ZHSF در ناحیه جنوب شرق ایران گزارش شده است، سازگاری دارند. طبق شکل 6، کمترین مقدار سرعت گروه مد اصلی امواج سطحی در دوره‌های تناوب مختلف در مسیر منتهی به ایستگاه CHBR می‌باشد. دلیل این امر را می‌توان ناشی از وجود رسوبات نرم‌تر در این مسیر دانست.



به دست آمده برای عمق موهو در این پژوهش با مطالعه انجام شده توسط شادمنان و همکاران (1390) به روش وارون سازی افزای شکل موج در ناحیه مکران سازگاری دارد. براساس نتایج توسط شادمنان و همکاران (1390)، مقدار ضخامت پوسته در بخش جنوبی مکران 27 کیلومتر برآورد شده است که با یک روند تدریجی افزایشی از جنوب به شمال مکران، به مقدار 45 کیلومتر در محل خمش صفحه فرورانش به زیر دشت لوت می رسد.

در جدول 3، مقادیر سرعت موج برشی در عمق های مختلف برای مدل های سرعت موج برشی به دست آمده در شکل های 9 تا 12، آورده شده است. بر این اساس مقادیر سرعت در زیر ایستگاه CHBR واقع در بخش جنوبی مکران نسبت به نواحی شمالی آن (ایستگاه های KRBR و ZHSF) در مجاورت توده های ماگمایی بیشتر است که چنین افزایش سرعتی را می توان به فرورانش لایه اقیانوسی سرعت بالا در زیر ایستگاه CHBR مرتبط دانست. این تفاوت سرعت موج برشی بین جنوب ناحیه مکران و بخش های شمالی آن با مطالعه انجام شده توسط مگی و پریستلی (2005) به روش بُرش نگاری جبهه موج سطحی همخوانی دارد. طبق جدول 3، سرعت موج برشی

طبق جدول 2، ضخامت پوسته در چهار ایستگاه مورد مطالعه با توپوگرافی موجود در مکان ایستگاه ها از نظر ایزواستازی سازگاری دارد. کم عمق بودن موهو در محدوده ایستگاه CHBR، با توپوگرافی کم ارتفاع این ناحیه و نیز فرورانش کم عمق پوسته نازک اقیانوسی صفحه عربی به زیر حاشیه جنوبی مکران مطابقت دارد. همچنین ضخامت زیاد پوسته در محدوده ایستگاه BNDS، در تطابق با توپوگرافی مکان این ایستگاه (واقع در بخش جنوب شرقی کمر بند کوهستانی زاگرس) و نیز برخورد پوسته ضخیم قاره ای صفحه عربی با زاگرس در این ناحیه می باشد. قرارگیری ایستگاه KRBR در مسیر توده های ماگمایی ارومیه-دختر منجر به ضخامت 46 کیلومتری پوسته در این ناحیه شده است. همچنین ضخامت کمتر موهو در محدوده ایستگاه ZHSF در مقایسه با ایستگاه KRBR را می توان ناشی از فاصله بیشتر این ایستگاه از محل کمان ماگمایی موجود در منطقه دانست. مقایسه عمق موهو در جنوب ناحیه مکران (ایستگاه CHBR) در مقایسه با بخش های شمالی آن، نشان دهنده افزایش ضخامت پوسته از جنوب به شمال است که با مطالعات زمین شناسی صورت گرفته در منطقه مطابقت دارد. نتایج

**جدول 2.** مقادیر عمق موهو در جنوب شرق ایران حاصل از مدل های نهایی سرعت به دست آمده در شکل های 9 تا 12. مقدار درصد عدم تطابق بین تابع گیرنده پیش بینی شده و مشاهده ای به عنوان مقدار خطای عمق در نظر گرفته می شود.

نام ایستگاه	موقعیت مکانی ایستگاه	ارتفاع ایستگاه از سطح دریا [متر]	بازه زمانی ثبت زمین لرزه های مورد نظر	تعداد توابع گیرنده مشابه	محدوده زاویه سمتی برگشتی [درجه]	محدوده مسافت رومرکزی [کیلومتر]
ZHSF	29.611°N 60.775°E	1575	2005/01/01 تا 2014/10/11	336	4 تا 350	9141 تا 3342
KRBR	29.982°N 56.761°E	2576	2005/01/01 تا 2014/10/07	339	4 تا 350	9486 تا 3390
CHBR	25.595°N 60.482°E	125	2009/12/24 تا 2014/10/11	49	61 تا 36	7854 تا 4168
BNDS	27.399°N 56.171°E	1500	2005/01/04 تا 2014/10/11	198	196 تا 37	9627 تا 3852

موقری، ر.، جوان دولویی، غ.، نوروزی، م. و سدیدخوی، ا.، 1393، تعیین ساختار سرعتی پوسته جنوب شرق ایران براساس نوفه محیطی لرزه‌نگاشت‌های باندپهن: مجله فیزیک زمین و فضا، **40**(2)، 17-30.

Abdetedal1, M., Shomali, Z. H., and Gheitanchi, M. R., 2014, Crust and upper mantle structures of the Makran subduction zone in south-east Iran by seismic ambient noise Tomography: *Solid Earth Discuss.*, **6**, 1-34.

Ammon, C. J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2504-2510.

Ammon, C. J., Randall, G. E., Zandt, G., 1990, On the nonuniqueness of receiver function inversions: *J. Geophys. Res.*, **95**, 15303-15318.

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.

Dziewonski, A. M., Chou, T.-A. and Woodhouse, J. H., 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity: *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852. DOI: 10.1029/JB086iB04p02825.

Ekstrom, G., Nettles, M., and Dziewonski, A. M., 2012, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **200-201**, 1-9. DOI:10.1016/j.pepi.2012.04.002.

Farhodi, G. and Karig, D. E., 1977, Makran of Iran and Pakistan as an active arc system: *Geology*, **5**, 664-668.

Herrmann, R. B., and Ammon, C. J., 2007, *Computer Programs in Seismology (Version 3.30), SurfaceWaves, Receiver Functions and Crustal Structure: Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, St Louis.*

IIIES catalog, 2015, On-line Bulletin: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, <http://www.iiies.ac.ir>

Jackson, J., and Mckenzie, D. P., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **77**, 185-264.

در اعماق متناظر با گوشته بالایی در زیر ایستگاه‌های ZHSF، KRBR و BNDS از مرتبه سرعت‌های رایج موج برشی در پوسته است. بررسی این مشاهده غیرعادی نیازمند مطالعه ساختار دو بُعدی و سه بُعدی سرعت موج برشی در گوشته برای ناحیه مورد مطالعه است.

جدول 3. مقادیر سرعت موج برشی (Vs) حاصل از مدل‌های نهایی سرعت به‌دست آمده در شکل‌های 9 تا 12.

Depth [km]	Vs [km/s] ZHSF	Vs [km/s] KRBR	Vs [km/s] CHBR	Vs [km/s] BNDS
10	3.364	3.461	3.000	3.309
20	3.205	3.547	3.283	3.526
30	3.205	3.407	3.828	3.526
40	3.611	3.407	3.701	3.526
50	3.611	3.612	3.701	3.526
60	3.611	3.612	3.701	3.717
70	3.194	3.392	3.701	3.717
80	3.194	3.713	3.701	3.717
90	3.194	3.713	3.701	3.717
100	3.194	3.713	4.188	3.517
110	3.194	3.713	4.188	3.517
120	3.194	3.521	4.188	3.517
130	3.372	3.521	4.188	3.517
140	3.372	3.521	4.188	4.098

### تشکر و قدردانی

بدین وسیله نگارندگان از شبکه ملی نواریپهن ایران به سبب در اختیار قرار دادن شکل موج زمین لرزه‌های استفاده شده در این مطالعه کمال تشکر و قدردانی را به عمل می آورند.

### منابع

آقاباتی، ع.، 1383، زمین‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

شادمان، ن.، شمالی، ظ.ح.، میرزایی، ن.، 1390، بررسی ساختار سه‌بُعدی سرعت برشی در گوشته بالایی و تغییرات عمق موهو در منطقه مکران: مجله فیزیک زمین و فضا، **37**(2)، 153-169.

- Maggi, A. and Priestley, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau: *Geophys. J. Int.*, **160**, 1068–1080.
- Owens, T. J., Zandt, G., and Taylor, S. R., 1984, Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms: *J. Geophys. Res.*, **89**, 7783–7795.
- Sella, G. F., Dixon, T. H. and Mao, A., 2002, REVEL, A model for recent plate velocities from space geodesy: *J. Geophys. Res.*, **107**(B4), 2081.
- USGS catalog, 2015, On-line Bulletin: United State Geological Survey, <http://www.usgs.gov>.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophys. J. Int.*, **157**, 381–398.
- Vinnik, L. P., Kosarev, G., and Petersen, N., 1996, Mantle transition zone beneath Eurasia: *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1485–1488.
- Zhu, L. P. and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions: *J. Geophys. Res.*, **105**, 2969–2980.
- Kind, R. and Vinnik, L. P., 1988, The upper mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S converted phases: *J. Geophys.*, **62**, 138–147.
- Kind, R., Kosarev, G. L. and Petersen, N. V., 1995, Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN): *Geophys. J. Int.*, **121**, 191–202.
- Kosarev, G., Kind, R., Sobolev, S. V., Yuan, X., Hanka, W., and Oreshin, S., 1999, Seismic evidence for a detached Indian lithosphere mantle beneath Tibet: *Science*, **283**, 1306–1309.
- Langston, C. A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from the teleseismic body waves: *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749–4762.
- Levshin, A. L., Pisarenko, V. F. and Pogrebinsky, G. A., 1972, On a frequency-time analysis of oscillations: *Ann. Geophys.*, **28**, 211–218.
- Levshin, A. L., Ratnikova, L., and Berger, J., 1992, Peculiarities of surface wave propagation across Central Eurasia: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 2464–2493.
- Levshin, A. L., Yanovskaya, T. B., Lander, A. V., Bukchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I., and Its, E. N., 1989, Seismic surface waves of a laterally inhomogeneous Earth: *Kluwer Publ., Dordrecht*, 129–182.
- Ligorria, J. P., Ammon, C. J., 1999, Iterative deconvolution and receiver-function estimation: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1395–1400.

## Estimation of shear wave velocity structure and Moho depth variations in the southeast of Iran, based on joint inversion of surface waves dispersion and P-wave receiver function

Mehdi Rastgoo<sup>1</sup>, Habib Rahimi<sup>\*2</sup>, Hosein Hamzehloo<sup>3</sup> and Vahid Gholami<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Ph. D. Student of Seismology, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

<sup>4</sup> Ph. D. Graduate of Seismology, Tehran, Iran

(Received: 02 February 2016, Accepted: 01 October 2016)

### Summary

The southeast region of Iran includes the western part of Makran as an active subduction zone on the North side of the Oman Sea. The velocity structure of this region is not well understood because of its low-level seismicity and a small number of permanent seismic stations in this region. The main purpose of this study is the estimation of shear wave velocity structure and Moho depth variations in the southeast of Iran. To this end, we apply the joint inversion process of Rayleigh and Love waves dispersion curves and the “P-wave receiver function” (PRF) around four permanent broadband seismic stations of the region named ZHSF, KRBR, CHBR, and BNDS. To find the group velocities of surface waves in the southeast of Iran, the “frequency–time analysis” (FTAN) is applied to the waveforms of 40 local earthquakes, which occurred in Rigan region and recorded by the four permanent broadband seismic stations. These local earthquakes include two main shocks of 20 December 2010 (ML=6.4) and 27 January 2011 (ML=6.2) accompanied by their foreshocks and aftershocks in Rigan region. Therefore, the group velocities of fundamental modes of Rayleigh and Love waves are calculated in the period range from 5 to 60 sec in the paths among the four seismic stations and the sources of Rigan earthquakes. Also, to calculate P-wave receiver functions around the four permanent broadband seismic stations, 485 teleseismic earthquakes with suitable signal-to-noise ratios and epicentral distances between 30° and 95° related to the region, are selected. The radial PRFs are computed by deconvolving the vertical component from the radial component based on the iterative deconvolution method (Ligorria and Ammon, 1999). After preparing these two groups of data, we can determine the shear wave velocity structure and Moho depth vicinity of each seismic station by applying the joint inversion process to the dispersion data and the PRF data related to each seismic station (using the joint96 program; Herrmann and Ammon, 2007). Based on the results obtained in this study, the average group velocity of surface waves was estimated at less than 3.5 kms<sup>-1</sup> in the period range from 5 to 60 sec. The lowest average group velocity of surface waves was obtained in the paths between the CHBR station and the sources of the Rigan earthquakes. Also, the Moho depths beneath the ZHSF, KRBR, CHBR, and BNDS stations were estimated 38±4, 46±6, 26±2 and 56±5 km, respectively. The minimum thickness of crust beneath CHBR station as well as the higher velocity of shear wave estimated beneath this station, are consistent with the shallow subduction of a high-velocity oceanic crust of Arabian plate beneath the south side of Makran. Furthermore, the thicker crust beneath the KRBR station and the lower velocity of shear wave estimated in this area, when compared with the area encompassing the CHBR station, is due to the existence of magmatic assemblage in the vicinity of the KRBR station. These results are consistent with the crust thickening from the south to the north of Makran. The maximum thickness beneath the BNDS is due to the location of this station being in the southeast of Zagros mountain belt, where the thick continental Arabian plate collides with Zagros. This collision leads to thickening of crust in Zagros.

**Keywords:** southeast of Iran, shear wave velocity, Moho depth, surface waves dispersion, P-wave receiver function