

ساختار دو بعدی سرعت امواج برشی در پوسته و گوشهای بالایی البرز شرقی

مهدی راستگو^۱، حبیب رحیمی^{۲*} و حسین حمزه‌لو^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۳. دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۹۵/۱/۱۶، پذیرش نهایی: ۹۵/۳/۲۵)

چکیده

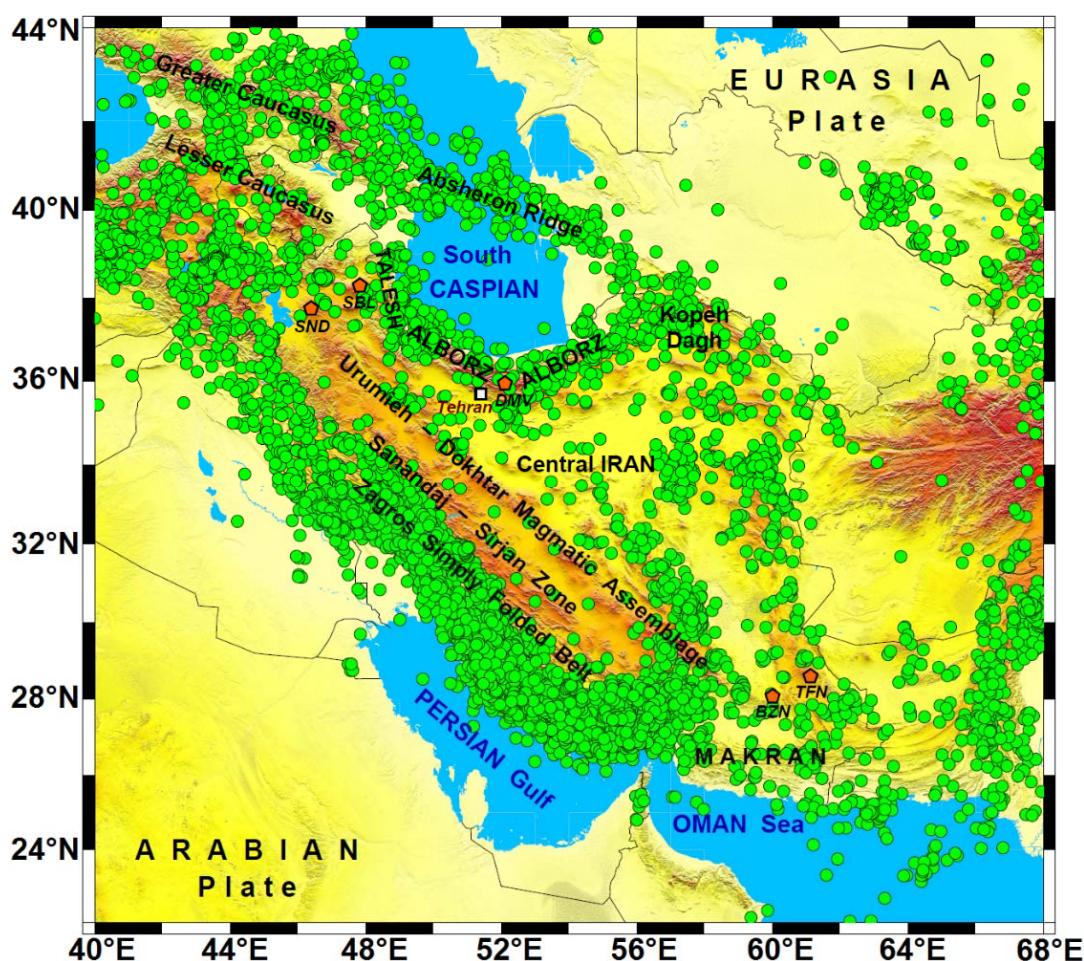
کمربند کوهستانی البرز واقع در شمال ایران، به عنوان یک ناحیه فعال زمین‌ساختی و لرزه‌خیز شناخته می‌شود که تعیین ساختار سرعت این ناحیه به منظور تفسیر فعالیت‌های زمین‌ساختی حائز اهمیت است. در این پژوهش با استفاده از ۱۲ ایستگاه لرزه‌نگاری در البرز شرقی، براساس روش وارون‌سازی همزمان تابع گیرنده موج P و منحنی‌های پاشش امواج ریلی، ساختار یک‌بعدی سرعت موج برشی در محدوده هر ایستگاه و نیز ساختار دو بعدی آن در طول دو پروفایل (یکی در راستای روند شرق البرز و دیگری عمود بر این روند) تعیین می‌شود. طبق نتایج بدست‌آمده، عمق مoho و مرز لیتوسفر-استنسوفر در این ناحیه به ترتیب 47 ± 2 و 86 ± 6 کیلومتر است. همچنین طبق ساختارهای دو بعدی سرعت موج برشی، یک لایه آنومالی پرسرعت در گستره عمقی ۱۲۰ تا ۱۸۰ کیلومتر مطابق با زیراندگی خزر به زیر البرز مشاهده می‌شود. با توجه به توپوگرافی سطحی البرز شرقی، ضخامت پوسته در این ناحیه جبران‌کننده ارتفاعات کوهستانی در مقایس پریوبلند است و در عین حال وجود لایه آنومالی سرعت بالا در زیر لیتوسفر، توجیه کننده توپوگرافی سطحی در مقایس پریوبلند است.

واژه‌های کلیدی: البرز شرقی، پوسته و لیتوسفر، توابع گیرنده موج P، ساختار سرعت موج برشی، منحنی‌های پاشش امواج ریلی.

۱. مقدمه

بدون لرزه‌خیزی قابل توجه، در نظر گرفته می‌شوند (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). کمربند کوهستانی البرز در محدوده طول جغرافیایی 49°E - 56°E ، در حاشیه جنوبی ناحیه خزر جنوبی واقع شده است، به طوری که این کمربند کوهستانی در بین دو بلوک پایدار ایران مرکزی و ناحیه خزر جنوبی، دربرگیرنده یک حرکت چهارگرد مورب است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). چنین حرکتی به شکل‌گیری گسل‌های تراستی و امتدادلغز چپ‌گرد با روند W-E~ در راستای رشته‌کوه‌های البرز منجر شده است. مرزهای شمالی و جنوبی البرز شامل گسل‌های تراستی (جهت شیب به سمت مرکز رشته‌کوه) است. ناحیه کوهستانی البرز شامل تعداد زیادی قله است، به طوری که قله دماوند به عنوان مرتفع‌ترین قله ایران با ارتفاع ۵۶۷۱ متر در این ناحیه واقع شده است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲).

فلات ایران در راستای کمربند آلپ-هیمالیا و در محل برخورد صفحات عربی و اوراسیا، به عنوان یک ناحیه فعال زمین‌ساختی و لرزه‌خیز شناخته می‌شود. زمین‌ساخت کنونی ایران نتیجه همگرایی بین صفحه عربی در جنوب‌غرب و اوراسیا در شمال‌شرق آن است (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). براساس اندازه‌گیری‌های GPS (سلا و همکاران، ۲۰۰۲؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴b) همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیا حدود 22 mm yr^{-1} شده است. این همگرایی به شکل‌گیری رویدادهای زمین‌ساختی متنوعی در ایران انجامیده است (شکل ۱) از جمله: برخورد قاره‌ای در البرز، زاگرس، کپه‌داغ و تالش و نیز فرورانش لیتوسفر اقیانوسی در مکران (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴b). در عین حال نواحی ایران مرکزی و خزر جنوبی به عنوان بلوک‌هایی پایدار و



شکل ۱. نواحی زمین‌ساختی مختلف ایران به همراه لرزه‌خیزی آن ($mb > 4.0$) در بازه زمانی ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۳ میلادی براساس کاتالوگ ISC (۲۰۱۳).
SBL: آتشفشنان دماوند، SND: آتشفشنان سبلان، DMV: آتشفشنان سهند، BZN: آتشفشنان بزمان، TFN: آتشفشنان نقان.

کیلومتر به دست آوردند. صدودی و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از توابع گیرنده امواج P و S، برای بخش مرکزی البرز ضخامت پوسته را ۵۱ تا ۵۴ کیلومتر و عمق مرز لیتوسفر-استنسوفر را حدود ۹۰ کیلومتر برآورد کردند. همچنین به اعتقاد آن‌ها البرز بدون ریشه است. عباسی و همکاران (۲۰۱۰) به منظور تعیین یک مدل ساده برای ساختار سرعت پوسته، از روش وارون‌سازی همزمان تابع گیرنده و سرعت‌های گروه و فاز امواج ریلی، مبتنی بر یک مدل اولیه سرعت ثابت استفاده کردند که ضخامت پوسته در زیر لبه جنوبی بخش مرکزی البرز را 58 ± 2 کیلومتر گزارش کردند. رجایی و همکاران (۲۰۱۰)، با استفاده از وارون‌سازی همزمان تابع گیرنده و سرعت‌های گروه و فاز امواج ریلی، مبتنی بر یک مدل اولیه سرعت ثابت، ضخامت پوسته در زیر بخش مرکزی البرز را حدود ۵۵ تا ۵۸ کیلومتر و در زیر

مطالعات مختلفی به منظور تعیین ضخامت پوسته و لیتوسفر ناحیه البرز، توسط محققان به روش‌های گوناگون انجام گرفته و نتایج متفاوتی گزارش شده است. آسوده (۱۹۸۲) بر اساس آنالیز امواج سطحی چند رویداد، عمق موهو در البرز را ۴۵ کیلومتر گزارش نموده است. دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) نشان دادند که آنومالی بوگه در طول رشته‌کوه البرز حدود ۱۰۰-۱۲۰ میلی‌گال است که بر ضخامت پوسته‌ای کمتر از ۳۵ کیلومتر دلالت دارد و در نتیجه آن پوسته رشته‌کوه البرز بدون ریشه است. دولویی و روپرت (۲۰۰۳) با استفاده از روش تابع گیرنده، ضخامت پوسته را در زیر هفت ایستگاه پریوdblnd واقع در جنوب‌غرب بخش مرکزی البرز، 46 ± 2 کیلومتر گزارش کردند. اشتربی و همکاران (۲۰۰۵) با مطالعه لرزه‌خیزی ناحیه تهران در جنوب‌غرب بخش مرکزی البرز عمق موهو را 34

ساختارهای سرعتی، عمق مoho و مرز لیتوسفر-استوسفر مشخص می‌گردد. در عین حال با درنظر گرفتن دو پروفایل متقطع (یکی در راستای روند شرق البرز و دیگری عمود بر این روند)، ساختار دوبعدی سرعت در راستای این دو پروفایل تعیین می‌شود.

۲. زمین ساخت البرز

روندهای خوردگی‌ها و گسل‌ها در البرز شرقی در جهت NW-SE و در البرز غربی در جهت NE-SW است (شکل ۲). چندین گسل فعال و نیز چندین زمین‌لرزه ویرانگر در رشته‌کوه البرز حاصل از فعالیت‌های زمین‌ساختی البرز هستند (بربریان، ۱۹۸۳؛ بربریان و همکاران، ۱۹۹۳ و ۱۹۹۶؛ تریفونوف و همکاران، ۱۹۹۶؛ بربریان و یتس، ۲۰۰۱؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳). در عین حال بخش‌های زیادی از نواحی شمالی و جنوبی البرز دارای تراکم جمعیتی قابل توجهی می‌باشند؛ به عنوان مثال کلان‌شهر تهران به عنوان پایتخت با جمعیتی بیش از ۸ میلیون نفر، پرجمعیت‌ترین شهر کشور محسوب می‌شود. طبق نقشه لرزه‌خیزی ناحیه البرز (شکل ۲) بخش‌های مختلف این ناحیه شاهد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ویرانگری بوده است. از جمله زمین‌لرزه‌های تاریخی با بزرگی $Ms > 6.5$ (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۱۹۹۴) عبارتند از: پنج زمین‌لرزه در بخش غربی البرز در سال‌های ۹۵۸، ۱۰۵۲، ۱۱۷۷، ۱۱۸۵ و ۱۶۰۸ میلادی، شش زمین‌لرزه در بخش مرکزی البرز در سال‌های ۴۰۰ قبل از میلاد، ۷۴۳، ۸۵۵، ۱۳۰۱، ۱۸۲۵ و ۱۸۳۰ میلادی و نیز سه زمین‌لرزه در بخش شرقی البرز در سال‌های ۸۵۶، ۱۱۲۷ و ۱۸۹۰ میلادی. همچنین برخی از زمین‌لرزه‌های مخرب دوره دستگاهی (کاتالوگ ISC، ۲۰۱۳) در پهنه البرز عبارتند از:

- زمین‌لرزه ۲۰ ژوئن ۱۹۹۰ روبار در ناحیه غرب البرز با بزرگی $Ms = 7.4$. این زمین‌لرزه منجر به گسیختگی سطحی چپ‌گرد به طول بیش از ۸۰ کیلومتر گردید (بربریان و همکاران، ۱۹۹۲)؛

بخش شمالی آن (نواحی ساحلی دریای خزر جنوبی) حدود ۴۶ کیلومتر برآورد کردند. آن‌ها بیان کردند که بخش مرکزی البرز داری یک ریشه پوسته‌ای متوسط است هرچند که این ریشه دارای ضخامت کافی برای جبران ارتفاع رشته‌کوه البرز نیست. متولی و همکاران (۲۰۱۱) براساس داده‌های گرانی، ژئویید، توپوگرافی و شار گرمای سطحی، توزیع دما و چگالی را در لیتوسفر در طول سه پروفایل عبوری از ایران در جهت SW-NE، مدل‌سازی کردند؛ بر این اساس آن‌ها یک لیتوسفر نازک (۱۰۰ تا ۱۲۰ کیلومتر) در زیر ایران مرکزی، یک لیتوسفر ضخیم (۲۱۰ تا ۲۴۰ کیلومتر) در زیر ناحیه خزر جنوبی و بیشینه عمق مoho را ۵۵ کیلومتر در زیر بخش مرکزی البرز گزارش کردند که به اعتقاد آنان یک ریشه در زیر رشته‌کوه البرز موجود است. پریستلی و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از یک مجموعه بزرگ از داده‌های امواج سطحی، ضخامت لیتوسفر را برای بخش‌های مختلف خاورمیانه واقع در جنوب‌غرب قاره آسیا برآورد کردند. براساس چنین مطالعه‌ای آن‌ها یک لیتوسفر کم‌سرعت و نازک (حدود ۱۲۰ کیلومتر) برای کل منطقه به غیر از ناحیه زاگرس با لیتوسفر پرسرعت و ضخیم (بیش از ۲۲۰ کیلومتر) گزارش کردند.

هدف از این پژوهش، تعیین عمق مoho و مرز لیتوسفر-استوسفر به منظور برآورد ضخامت پوسته و لیتوسفر در البرز شرقی با استفاده از وارون‌سازی همزمان تابع گیرنده موج P و منحنی‌های پاشش مد اصلی امواج سطحی ریلی است. در این مطالعه، ابتدا با استفاده از یک شبکه موقت دوازده ایستگاهی باند پهن واقع در نیمه شرقی البرز، توابع گیرنده موج P برای تمامی ایستگاه‌ها محاسبه می‌شوند. همچنین سرعت‌های گروه و فاز امواج ریلی در بازه پریودی ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه در محدوده هر ایستگاه، از مطالعه توموگرافی انجام گرفته توسط رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) استخراج می‌گردد. سپس با انجام فرآیند وارون‌سازی همزمان این دو گروه داده، ساختار یک‌بعدی سرعت موج برشی (Vs) در محدوده هر ایستگاه تعیین می‌شود که براساس چنین

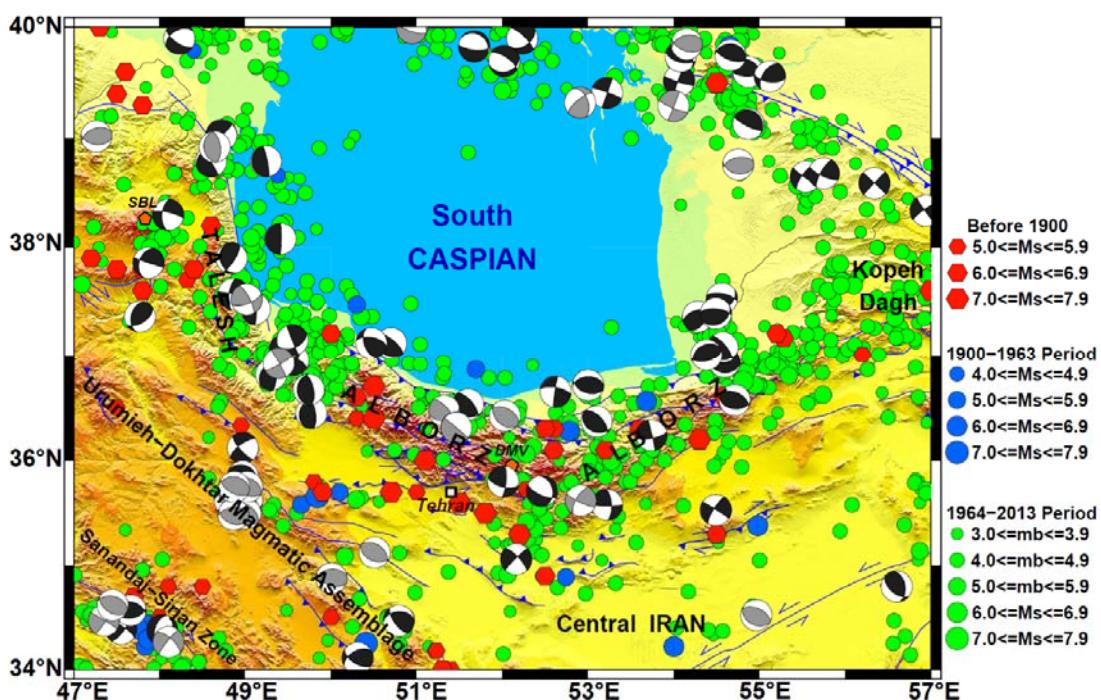
۳. آماده‌سازی داده‌ها

تعیین ساختار سرعت و در نتیجه آن تعیین عمق موهو و مرز لیتوسفر-استنوسفر با استفاده از فرایند وارون‌سازی همزمان، نیازمند آماده‌سازی دو گروه داده است: اول، توابع گیرنده موج P که به مرزهای ناپیوستگی لرزه‌ای در ساختار زمین حساس هستند؛ دوم، منحنی‌های پاشش امواج سطحی که به میانگین سرعت موج بر Shi در ساختار زمین حساسیت دارند (جوilia و همکاران، ۲۰۰۰؛ متقی و همکاران، ۲۰۱۵). به طور کلی تابع گیرنده عبارت است از یک سری زمانی محاسبه شده از لرزه‌نگارهای سه مؤلفه‌ای که نشان‌دهنده پاسخ نسی ساختگاه در زیر ایستگاه گیرنده است. در واقع با حذف تأثیرات چشمی و مسیر انتشار از شکل موج زمین‌لرزه‌های دور‌لرز می‌توان تابع گیرنده را محاسبه کرد. با مدل‌سازی تابع گیرنده (لانگستون، ۱۹۷۹؛ اونز و همکاران، ۱۹۸۴؛ آمون و همکاران، ۱۹۹۰؛ کیند و همکاران، ۱۹۹۵؛ وینیک و همکاران، ۱۹۹۶) اطلاعات ارزشمندی درباره مرزهای ناپیوستگی و ساختار سرعت موج بر Shi در زیر ایستگاه گیرنده به دست می‌آید.

- دو زمین‌لرزه در ناحیه مرکزی البرز شامل زمین‌لرزه ۲ جولای ۱۹۵۷ سنگچال با بزرگی $M_s=6.7$ ، و زمین‌لرزه ۲۸ می ۲۰۰۴ کجور با بزرگی $M_s=6.3$

- دو زمین‌لرزه در ناحیه شرق البرز، شامل زمین‌لرزه ۱۱ آوریل ۱۹۳۵ کسوت با بزرگی $M_s=6.4$ و زمین‌لرزه ۲۹ اکبر ۱۹۸۵ گرگان با بزرگی $M_s=6.0$.

فعالیت زمین‌ساختی رشته‌کوه البرز ناشی از دو نوع حرکت متفاوت است (ریتز و همکاران، ۲۰۰۶): همگرایی ایران مرکزی به سمت اوراسیا که منجر به یک کوتاه‌شدگی شمالی-جنوبی در البرز با نرخ 5 ± 2 میلی‌متر در سال (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴a، ۲۰۰۴b) می‌شود؛ همچنین حرکت ناحیه خزر جنوبی به سمت شمال‌غرب نسبت به اوراسیا که منجر به یک حرکت بر Shi امتدادلغز چپ‌گرد در طول کمریند البرز با نرخ 4 ± 2 میلی‌متر در سال (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴a) می‌شود. در عین حال زیراندگی پوسته اقیانوسی ناحیه خزر جنوبی به زیر البرز نیز گزارش شده است (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۷).



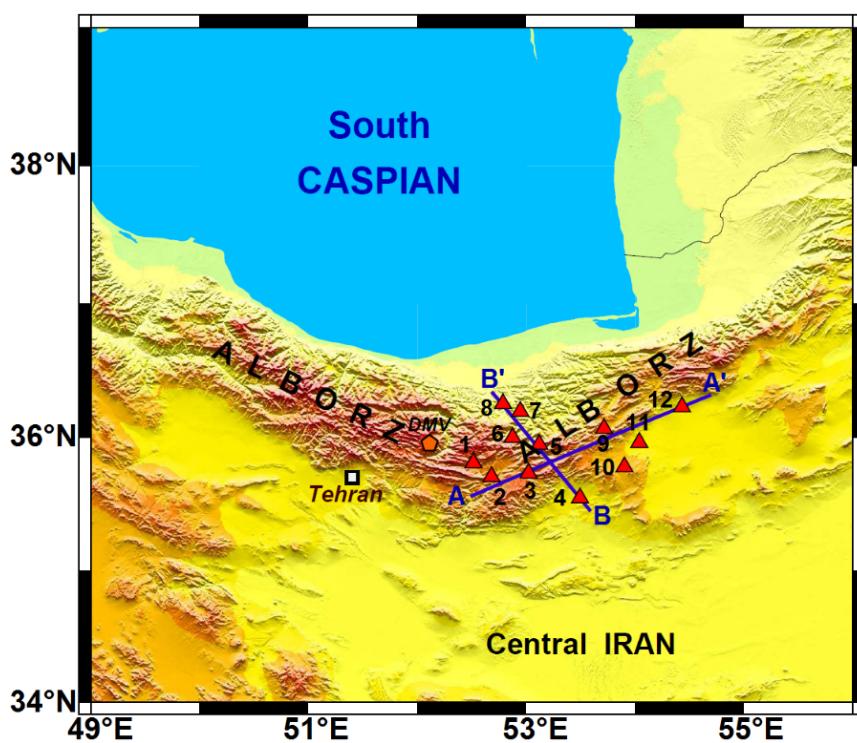
شکل ۲. لرزه‌خیزی ناحیه البرز شامل زمین‌لرزه‌های تاریخی (کاتالوگ ISC، ۲۰۱۳) و زمین‌لرزه‌های مکانیسم کانونی برخی از زمین‌لرزه‌ها با بزرگی $Mw>4.6$ براساس کاتالوگ CMT (دیزیونسکی و همکاران، ۱۹۸۱؛ اکستروم و همکاران، ۲۰۱۲) به رنگ مشکی و کاتالوگ SRMT (۲۰۰۶) به رنگ خاکستری و نیز گسل‌های فعلی موجود در این ناحیه. DMV: آتششان دماوند، SBL: آتششان سبلان.

۲۰۱۵، USGS (۲۰۱۰) طی بازه زمانی فوریه تا نوامبر ۲۰۱۰ میلادی استفاده می شود (شکل ۴). تصحیح پاسخ دستگاهی، حذف میانگین (mean) و حذف روند خطی (linear trend) نیز بر لرزه نگاشت ها اعمال می گردد. در عین حال سرعت های گروه و فاز مد اصلی امواج سطحی ریلی در محدوده هر ایستگاه، از مطالعه توموگرافی انجام گرفته توسط رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) استخراج می شود.

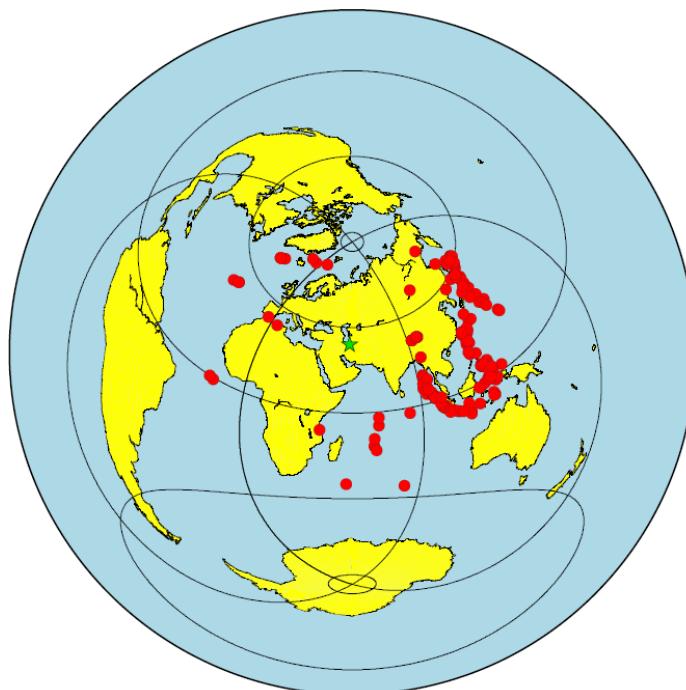
در این پژوهش یک شبکه لرزه نگاری موقعت شامل دوازده ایستگاه سه مؤلفه ای باند پهن از نوع Guralp CMG-6TD با فرکانس نمونه برداری ۱۰۰ هرتز، در نیمة شرقی البرز به کار گرفته می شود (جدول ۱ و شکل ۳). بر این اساس برای محاسبه توابع گیرنده موج P، از لرزه نگاشت های ۱۷۷ زمین لرزه دور لرز با نسبت سیگナル به نویز بالا در محدوده رومترکی ۳۰ تا ۹۵ درجه از ناحیه مورد مطالعه و بزرگی $Mw > 5.2$ (کاتالوگ

جدول ۱. مشخصات ۱۲ ایستگاه از شبکه لرزه نگاری موقعت در البرز شرقی.

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	موقعیت جغرافیایی ایستگاه	ارتفاع ایستگاه از سطح دریا [m]	بازه زمانی فعالیت ایستگاه
۱	ARJ1	۵۲/۵۱۲۳°E ۳۵/۸۰۹۱°N	۲۰۸۰	۲۰۱۰/۰۴/۱۴ ۲۰۱۰/۱۰/۱۰
۲	HND1	۵۲/۶۷۸۹°E ۳۵/۷۰۵۷°N	۱۸۲۰	۲۰۱۰/۰۴/۱۴ ۲۰۱۰/۱۰/۱۰
۳	GRS1	۵۳/۰۱۹۷°E ۳۵/۷۷۲۱°N	۲۳۲۰	۲۰۱۰/۰۲/۰۶ ۲۰۱۰/۰۹/۱۱
۴	ALAB	۵۳/۴۹۱۸°E ۳۵/۵۴۶۸°N	۱۱۱۰	۲۰۱۰/۰۵/۱۶ ۲۰۱۰/۱۱/۱۹
۵	SRT1	۵۳/۱۱۷۶°E ۳۵/۹۴۷۱°N	۱۲۵۰	۲۰۱۰/۰۴/۱۴ ۲۰۱۰/۱۰/۱۰
۶	ROD1	۵۲/۸۷۲۶°E ۳۵/۹۹۷۷°N	۱۴۷۵	۲۰۱۰/۰۴/۱۶ ۲۰۱۰/۱۰/۱۰
۷	SRK1	۵۲/۹۴۳۷°E ۳۶/۱۹۳۶°N	۴۲۰	۲۰۱۰/۰۴/۱۶ ۲۰۱۰/۱۰/۱۰
۸	MOSB	۵۲/۷۸۴۴°E ۳۶/۲۵۰۶°N	۲۹۰	۲۰۱۰/۰۵/۲۵ ۲۰۱۰/۱۰/۱۰
۹	FLM1	۵۳/۷۱۲۵°E ۳۶/۰۶۵۸°N	۱۸۸۰	۲۰۱۰/۰۵/۰۷ ۲۰۱۰/۱۱/۱۹
۱۰	JAMB	۵۳/۹۰۰۳°E ۳۵/۷۷۸۶°N	۱۷۶۰	۲۰۱۰/۰۵/۰۳ ۲۰۱۰/۱۱/۱۹
۱۱	GHO1	۵۴/۰۳۶۷°E ۳۵/۹۶۱۲°N	۱۳۲۰	۲۰۱۰/۰۹/۰۳ ۲۰۱۰/۱۱/۱۹
۱۲	TAQ1	۵۴/۴۲۸۸°E ۳۶/۲۲۷۱°N	۱۱۵۰	۲۰۱۰/۰۹/۰۳ ۲۰۱۰/۱۱/۱۹



شکل ۳. موقعیت ۱۲ ایستگاه لرزه‌نگاری (مثلث‌های قرمز) به همراه دو پروفایل 'AA' و 'BB'.



شکل ۴. توزیع آزمایشات ۱۷۷ رویداد زمین‌لرزه دورلرز (دایره‌های قرمز) نسبت به ناحیه مورد مطالعه (ستاره سبز).

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 (۳۰ ثانیه پیش از رسید فاز P تا ۶۰ ثانیه پس از آن) از سری‌های زمانی مؤلفه‌های ثبت شده از رویداد

در تعیین توابع گیرنده موج P، به منظور حذف تأثیرات چشممه و نیز مسیر انتشار امواج در گوشه‌های از روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان (لیگوریا و آمون، ۱۹۹۹) استفاده می‌شود. بر این اساس برای محاسبه تابع گیرنده موج P مؤلفه شعاعی ناشی از یک رویداد

تابع گیرنده ۷۰ درصد و وزن سرعت‌های گروه و فاز مدد اصلی امواج ریلی ۳۰ درصد در نظر گرفته می‌شود. برای وارون‌سازی همزمان تابع گیرنده و سرعت‌های گروه و فاز مدد اصلی امواج ریلی، از برنامه "joint96" (هرمن و آمون، ۲۰۰۷) استفاده می‌شود. اساس این روش وارون‌سازی همزمان، مبتنی بر خطی‌سازی یک مستله غیرخطی است که می‌توان آن را با یک رهیافت خطی تکرارشونده، وارون‌سازی کرد (جولیا و همکاران، ۲۰۰۰؛ متقی و همکاران، ۲۰۱۵). بنابراین استفاده از یک مدل سرعتی اولیه معتبر برای شروع فرآیند وارون‌سازی همزمان حائز اهمیت است. در این پژوهش، از سیزده مدل سرعت موج بر Shi مرتبط با شرق البرز گزارش شده توسط رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) حاصل از مطالعه توموگرافی امواج ریلی، به عنوان مدل‌های سرعتی اولیه به منظور شروع فرآیند وارون‌سازی همزمان برای هر ایستگاه استفاده می‌شود.

تعداد تکرارهای فرآیند 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 کاهش عدم تطابق در یک تکرار نسبت به تکرار قبلی کمتر از ۰/۰۵ درصد باشد، فرآیند وارون‌سازی در این تکرار متوقف شده و مدل برآورده شده برای این تکرار به عنوان مدل خروجی فرآیند وارون‌سازی در نظر گرفته می‌شود (متقی و همکاران، ۲۰۱۵). بنابراین یک مجموعه از مدل‌های خروجی فرآیند وارون‌سازی همزمان، متأثر با مجموعه مدل‌های اولیه برای هر ایستگاه به دست می‌آید.

به منظور انتخاب یک مدل نماینده از مجموعه مدل‌های خروجی به دست آمده برای هر ایستگاه، یک معیار تعریف می‌شود؛ بدین صورت که به ازای هر کدام از مدل‌های خروجی که درصد تطابق بین تابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده دارای نزدیک‌ترین مقدار با میانگین همه درصدهای تطابق مرتبط با مدل‌ها باشد، به عنوان مدل نماینده برای ایستگاه مربوطه در نظر گرفته می‌شود (متقی و همکاران، ۲۰۱۵). همچنین با توجه به

در نظر گرفته می‌شود. اکنون 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 موج P مؤلفه‌های شعاعی برای یک ایستگاه گیرنده، این تابع توسط یک فیلتر گوسی با پهنای ۱ (معادل با یک فیلتر پایین گذار با فرکانس گوشش ۰.۵ Hz) فیلتر می‌شوند تا ساختارهای کوچک موجود در تابع گیرنده که عمدتاً شامل نوفه هستند، حذف شوند.

به منظور افزایش نسبت سیگنال به نویز تابع گیرنده، باید تابع گیرنده حاصل از زمین‌لرزه‌های دورلرز با فواصل رومکزی مختلف، برانبارش (Stack) شوند. از طرفی یک پارامتر تأثیرگذار بر تابع گیرنده، فاصله چشمی تا ایستگاه گیرنده است. برای غلبه بر این اثر، از روش تصحیح نقطه تبدیلی مشترک (کیند و وینیک، ۱۹۸۸؛ زو و کاناموری، ۲۰۰۰) استفاده می‌شود. همچنین در صورتی که مزه‌های ناپیوستگی در اطراف ایستگاه گیرنده دارای تغییرات جانبی قابل توجهی باشند، تابع گیرنده حاصل از زوایای سمتی برگشتی (Back Azimuth) مختلف، متفاوت خواهد بود. در این صورت برای غلبه بر این اثر باید تابع گیرنده مشابه برحسب زوایای سمتی برگشتی دسته‌بندی شوند. در نهایت به منظور افزایش نسبت سیگنال به نویز، تابع گیرنده مشابه، برانبارش می‌شوند.

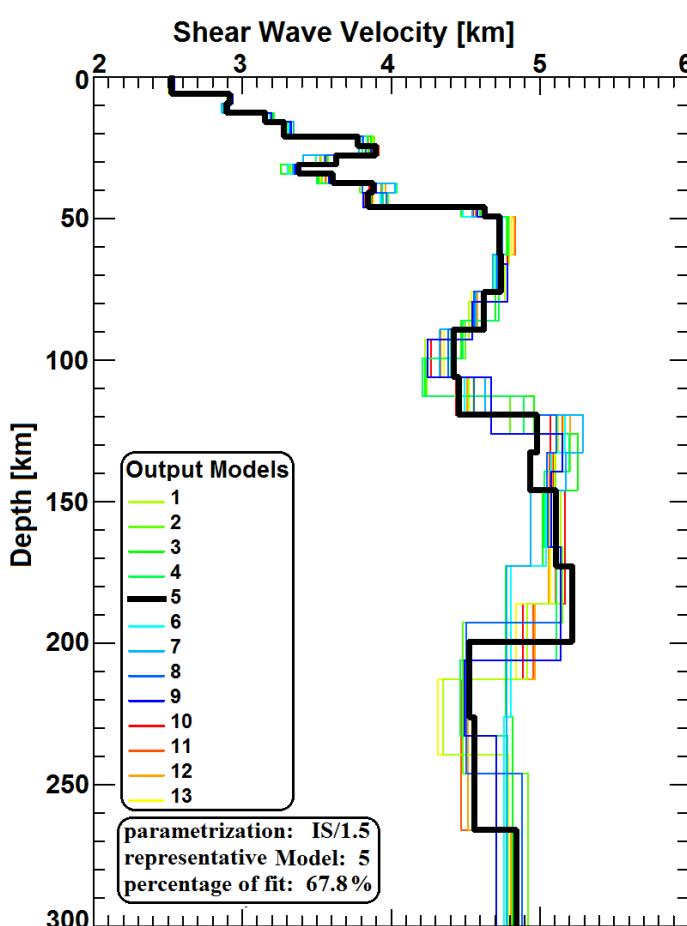
۴. فرآیند وارون‌سازی همزمان

پس از آماده‌سازی تابع گیرنده موج P برانبارش شده و نیز سرعت‌های گروه و فاز مدد اصلی امواج سطحی ریلی در محدوده هر ایستگاه، ساختار موج بر Shi در زیر هر ایستگاه می‌تواند به روش وارون‌سازی همزمان این دو گروه داده، به دست آید. در واقع در گام‌های ابتدایی فرآیند وارون‌سازی، سرعت امواج سطحی در ارائه شکل کلی مدل ساختار سرعت نقش دارد اما در گام‌های بعدی به منظور تفکیک مرز لایه‌های مدل، تابع گیرنده تأثیرگذار است. بر این اساس در این مطالعه وزن

گام پارامتری مختلف، لایه‌های مدل‌های اولیه به ترتیب $\frac{IS}{1}$, $\frac{IS}{1.25}$, $\frac{IS}{1.5}$ و $\frac{IS}{2}$ به زیرلایه‌هایی با ضخامت‌های 1 , 1.25 , 1.5 و 2 تقسیم می‌شوند. به طور معمول با ریزترشدن لایه‌های مدل، مقدار تطابق بینتابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده، افزایش می‌یابد. بر این اساس با مقایسه درصد تطابق بینتابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده مرتبه با مدل نماینده در هر یک از این چهار حالت گام پارامتری، مدل نماینده از حالتی انتخاب می‌شود که افزایش درصد تطابق در مقایسه با حالت بعدی (با لایه‌های ریزتر) کمتر از ۲ درصد باشد. شکل ۵، نتایج اجرای فرآیند وارون‌سازی همزمان و تعیین مدل نماینده برای ایستگاه MOSB را به ازای حالت $\frac{IS}{1.5}$ با مقدار درصد تطابق $67/8$ درصد (میزان تطابق بینتابع گیرنده پیش‌بینی شده مرتبط با مدل نماینده و تابع گیرنده مشاهده‌ای در شکل ۶-الف) نمایش می‌دهد.

بازه پریوودی منحنی‌های پاشش و کرنل‌های حساسیت مدل‌ها، عمق 300 کیلومتر به عنوان بیشینه عمق به منظور برآورد ساختار سرعت حاصل از فرآیند وارون‌سازی همزمان، در نظر گرفته می‌شود.

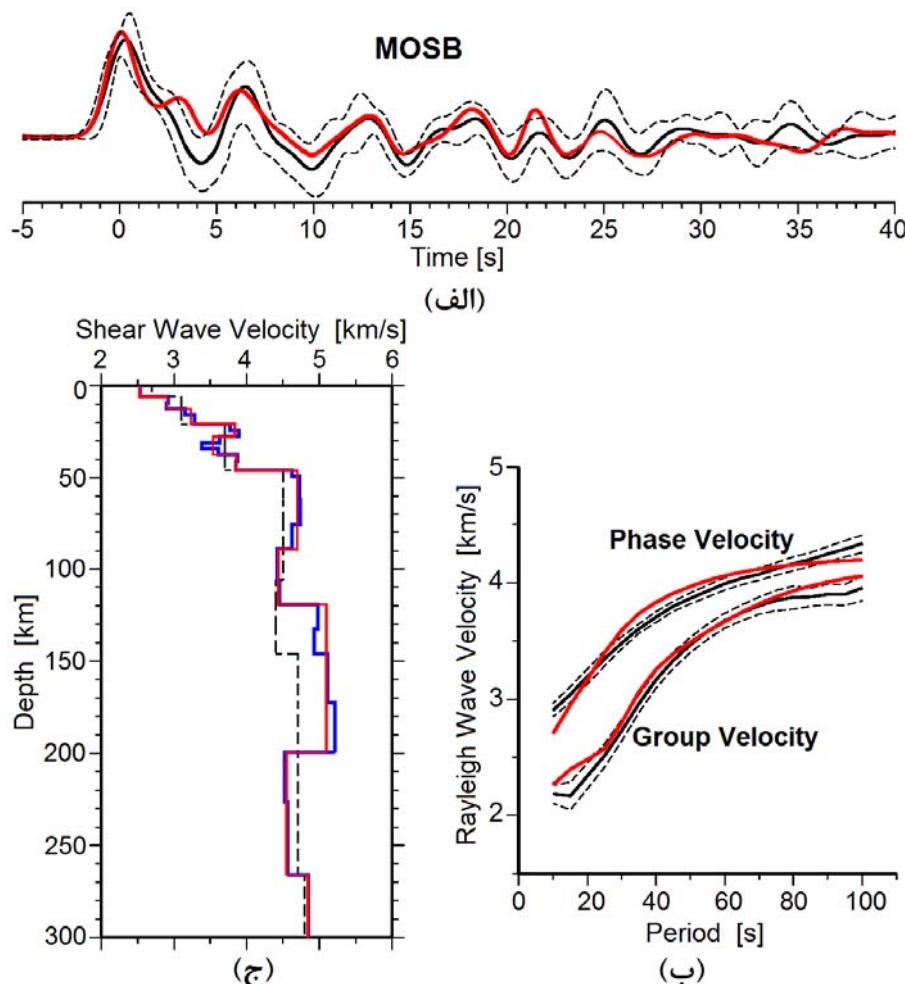
بهمنظور دست‌یافتن به یک مدل خروجی بهینه، گام افزایشی (Incremental Step; IS) به عنوان کمینه ضخامت لایه‌ای که توسط داده‌های پاشش امواج سطحی در عمق‌های مختلف قابل تشخیص است، تعریف می‌شود. این پارامتر در مطالعه توموگرافی امواج سطحی با استفاده از وارون‌سازی غیرخطی داده‌های پاشش، توسط رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) گزارش شده است. از طرف دیگر با توجه به اینکه در این مطالعه وزن بیشتری به توابع گیرنده (که ممکن است ساختارهای کوچک‌تری را در زمین تشخیص دهند) داده می‌شود، برای فرآیند وارون‌سازی همزمان، به ازای چهار حالت



شکل ۵. سیزده مدل خروجی فرآیند وارون‌سازی همزمان (متناظر با سیزده مدل اولیه) برای ایستگاه MOSB به ازای حالت $\frac{IS}{1.5}$ که مدل خروجی شماره پنج (خط سیاه‌رنگ) به عنوان مدل نماینده متناظر با درصد تطابق $67/8$ درصد (میزان تطابق بینتابع گیرنده پیش‌بینی شده مرتبط با مدل نماینده و تابع گیرنده مشاهده‌ای) تعیین شده است.

بنابراین در صورتی که این داده‌های پیش‌بینی شده با داده‌های مشاهده‌ای مطابقت داشته باشد (در بازه انحراف از معیار داده‌های مشاهده‌ای قرار گیرند)، آنگاه مدل ساختار سرعت ساده‌سازی شده به عنوان مدل نهایی در نظر گرفته می‌شود. در غیر این صورت، با تغییر مدل ساده‌سازی شده سعی می‌شود تا بین داده‌های پیش‌بینی شده و داده‌های مشاهده‌ای، مطابقت ایجاد گردد. شکل ۶ نشان‌دهنده نتایج فرآیند ساده‌سازی مدل نماینده (خط آبی در شکل ۶-ج) ایستگاه MOSB به دست آمده از فرآیند وارون‌سازی همزمان تابع گیرنده مشاهده‌ای (خط سیاه در شکل ۶-الف) و منحنی‌های پاشش مشاهده‌ای (خط سیاه در شکل ۶-ب) است.

پس از پایان فرآیند وارون‌سازی و تعیین مدل نماینده ساختار سرعت برحسب عمق، به منظور 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، فرآیند ساده‌سازی روی مدل نماینده انجام می‌گیرد. به عبارت دیگر از سرعت لایه‌های ریز بین مرز ناپیوستگی‌های مهم مدل ساختار سرعت به دست آمده، میانگین گیری می‌شود. سپس با مدل‌سازی مستقیم برای چنین مدل ساختار سرعت ساده‌سازی شده‌ای، تابع گیرنده و نیز سرعت گروه و فاز مدار اصلی امواج سطحی ریلی به صورت تئوری پیش‌بینی می‌شوند.



شکل ۶. نتایج فرآیند ساده‌سازی مدل نماینده برای ایستگاه MOSB. الف: تابع گیرنده برآنبارش 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 ج); ب: سرعت‌های گروه و فاز امواج ریلی مشاهده‌ای (خط سیاه) به همراه مقادیر انحراف از معیار آن‌ها (خط چین‌های سیاه) و سرعت‌های گروه و فاز مدار اصلی امواج ریلی پیش‌بینی شده (خط‌های قرمز) مرتبط با مدل سرعت ساده‌سازی شده (خط قرمز در قسمت ج); ج: مدل سرعت اولیه (خط چین سیاه)، مدل نماینده حاصل از فرآیند وارون‌سازی همزمان (خط آبی) و مدل سرعت ساده‌سازی شده (خط قرمز) به عنوان مدل نهایی ساختار سرعت امواج برشی.

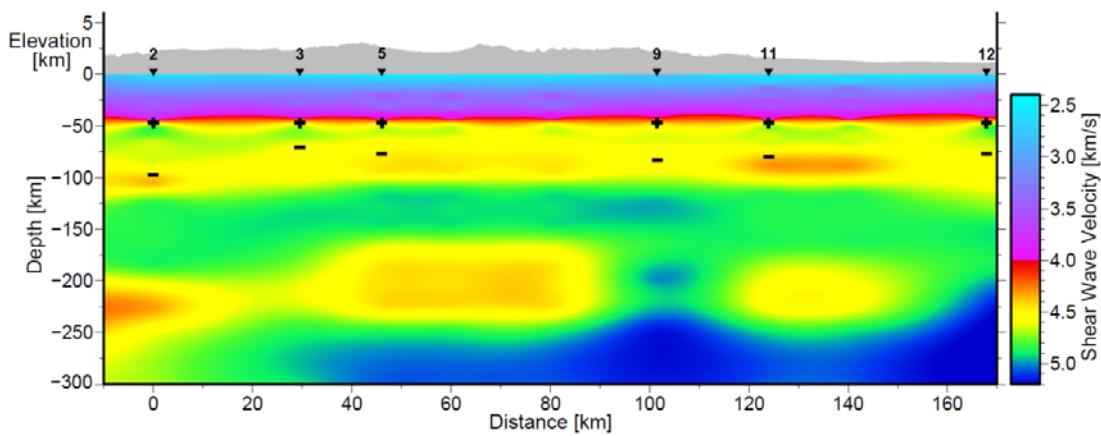
ساختار دو بعدی سرعت موج برشی در طول دو پروفایل 'AA' و 'BB' به ترتیب در شکل های ۷ و ۸ نمایش داده شده است. برای تولید این ساختارهای دو بعدی سرعت موج برشی، هر پروفایل به بلوک هایی با عرض ۲۰ کیلومتر تقسیم می شود؛ به طوری که هر بلوک شامل یک ایستگاه نمایانگر ساختار یک بعدی سرعت به دست آمده برای همان ایستگاه باست و بلوک های بدون ایستگاه، نمایانگر ساختار سرعت به دست آمده از وارون سازی داده های پاشش امواج ریلی است. طبق شکل های ۷ و ۸، یک لایه با آنومالی های سرعت بالا در گستره عمقی ۱۲۰ تا ۱۸۰ کیلومتر در زیر لیتوسفر مشاهده می شود. این آنومالی های سرعت بالا را می توان منطبق با فرآیند زیر رانندگی خزر به زیر البرز دانست که توسط جکسون و همکاران (۲۰۰۲) گزارش شده است.

۵. نتایج و بحث

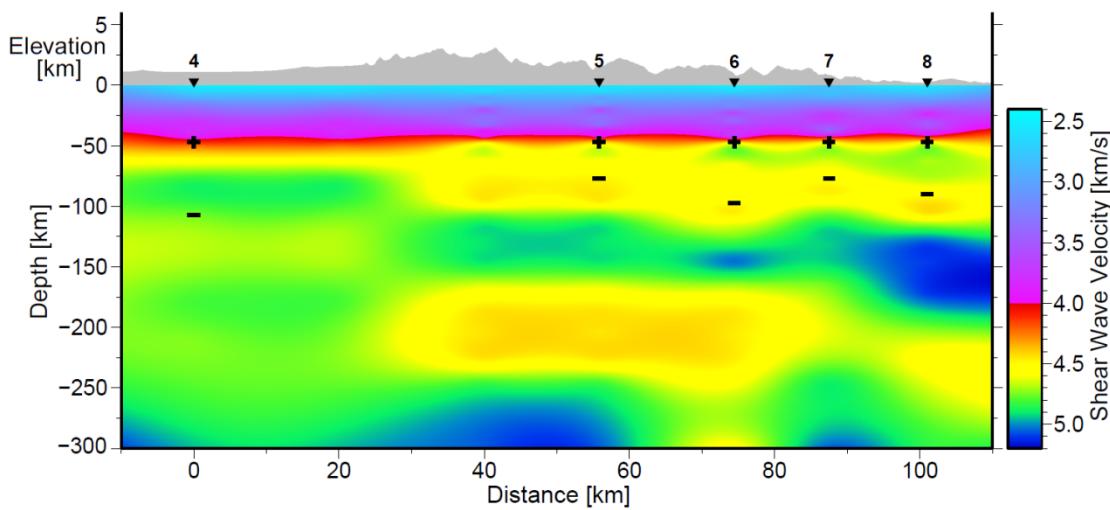
مقادیر عمق موهو و مرز لیتوسفر-استنوسفر استخراج شده از مدل سرعت موج برشی به دست آمده در زیر هر ایستگاه، در جدول ۲ آورده شده است. عمق معادل با اولین افزایش سرعت قابل ملاحظه با شرط $Vs > 4.0 \text{ km/s}$ ، به عنوان مرز موهو و نیز اولین کاهش سرعت پس از موهو به عنوان مرز لیتوسفر-استنوسفر در نظر گرفته می شود (شکل ۶-ج). عدم قطعیت در عمق، معادل با نصف کمینه ضخامت لایه مورد نظر در مدل سرعت مربوطه است. به عبارت دیگر خطای عمق معادل با نصف گام پارامتری در عمق مربوطه از مدل سرعت، در نظر گرفته می شود. براساس جدول ۲، میانگین عمق موهو و مرز لیتوسفر-استنوسفر به ترتیب برابر با 47 ± 2 کیلومتر و 86 ± 6 کیلومتر به دست می آید. در عین حال

جدول ۲. مقادیر عمق موهو و مرز لیتوسفر-استنوسفر در البرز شرقی به دست آمده از ساختار یک بعدی سرعت موج برشی در زیر هر ایستگاه. خطای عمق معادل با نصف گام پارامتری در عمق مربوطه از مدل سرعت، در نظر گرفته می شود.

شماره ایستگاه	نام ایستگاه	موقعیت چهارپایی ایستگاه	ارتفاع ایستگاه از سطح دریا [m]	عمق موهو [km]	عمق مرز لیتوسفر-استنوسفر [km]
۱	ARJ1	۵۲/۵۱۲۳°E ۳۵/۸۰۹۱°N	۲۰۸۰	۴۵±۲	۷۷±۵
۲	HND1	۵۲/۵۷۸۹°E ۳۵/۷۰۵۷°N	۱۸۲۰	۴۷±۲	۹۷±۵
۳	GRS1	۵۳/۰۱۹۷°E ۳۵/۷۳۲۱°N	۲۳۲۰	۴۷±۲	۷۱±۷
۴	ALAB	۵۳/۴۹۱۸°E ۳۵/۵۴۶۸°N	۱۱۱۰	۴۷±۲	۱۰۷±۸
۵	SRT1	۵۳/۱۱۷۶°E ۳۵/۹۴۷۱°N	۱۲۵۰	۴۷±۲	۷۷±۵
۶	ROD1	۵۲/۸۷۲۶°E ۳۵/۹۹۷۷°N	۱۴۷۵	۴۷±۲	۹۷±۵
۷	SRK1	۵۲/۹۴۳۷°E ۳۶/۱۹۳۶°N	۴۲۰	۴۷±۲	۷۷±۷
۸	MOSB	۵۲/۷۸۴۴°E ۳۶/۲۵۰۶°N	۲۹۰	۴۷±۲	۹۰±۷
۹	FLM1	۵۳/۷۱۲۵°E ۳۶/۰۶۵۸°N	۱۸۸۰	۴۷±۲	۸۳±۸
۱۰	JAMB	۵۳/۹۰۰۳°E ۳۵/۷۷۸۶°N	۱۷۶۰	۴۷±۲	۹۷±۵
۱۱	GHO1	۵۴/۰۳۶۷°E ۳۵/۹۶۱۲°N	۱۳۲۰	۴۷±۲	۸۰±۵
۱۲	TAQ1	۵۴/۴۲۸۸°E ۳۶/۲۲۷۱°N	۱۱۵۰	۴۷±۲	۷۷±۷



شکل ۷. ساختار دو بعدی سرعت امواج برشی در طول پروفایل 'AA' در راستای روند شرق البرز. در زیر هر ایستگاه علامت "+" نشان‌دهنده افزایش سرعت در مرز مoho و علامت "-" نشان‌دهنده کاهش سرعت در مرز لیتوسفر-استنوسفر است.



شکل ۸. ساختار دو بعدی سرعت امواج برشی در طول پروفایل 'BB', عمود بر روند شرق البرز. در زیر هر ایستگاه علامت "+" نشان‌دهنده افزایش سرعت در مرز مoho و علامت "-" نشان‌دهنده کاهش سرعت در مرز لیتوسفر-استنوسفر است.

نیز عمق مoho به دست آمده در این مطالعه و نیز دیگر مطالعات انجام گرفته در ناحیه البرز، ضخامت پوسته در البرز شرقی برای جبران ارتفاعات کوهستانی این ناحیه، کافی نیست. از طرفی، آکسین و همکاران (۲۰۰۱)، با استفاده از یک مکانیسم خمیدگی الاستیک، نازکی غیرمعمول پوسته در زیر توپوگرافی‌های قابل ملاحظه را شرح دادند. در عین حال مگی و همکاران (۲۰۰۰)، براساس همخوانی بین توپوگرافی و گرانی در حوزه فرکанс، بیان کردند که فقط توپوگرافی در مقیاس پریود کوتاه را می‌توان با استفاده از خمث یک لایه در زیر سطح توپوگرافی توجیه کرد اما توپوگرافی در مقیاس پریود بلند توسط پاسخ ایزواستاتیکی ناحیه قابل توجیه است. بنابراین، ضخامت پوسته در ناحیه مورد

طبق مطالعات دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) با استفاده از داده‌های گرانی و همچنین براساس مطالعات سیر و همکاران (۱۹۹۷)، عدم وجود ریشه در پوسته البرز بیان شده است. رجایی و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از وارونسازی همزمان توابع گیرنده امواج P و پاشش امواج سطحی، برای بخش مرکزی البرز یک ریشه متوسط پیشنهاد دادند که دارای ضخامت کافی برای جبران ارتفاعات البرز نیست. صدودوی و همکاران (۲۰۰۹)، براساس توابع گیرنده امواج P و S، با برآورد یک ریشه متوسط برای البرز، نتیجه گیری کردند که ارتفاعات البرز می‌تواند ناشی از وجود یک لایه لیتوسفری در گوشته (sublithospheric mantle) زیر البرز باشد. با توجه به توپوگرافی سطحی البرز شرقی و

مهندسی زلزله که داده‌های این پژوهش را در اختیار نویسنده‌گان مقاله قرار داده‌اند، تشکر می‌شود.

مراجع

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Sharabi, M. and Qoraishi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *J. Struct. Geol.* 25, 659– 672.
- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D. and Priestley, K., 2010, Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran). *J. Geodyn.*, 49(2), 68–78.
- Ambraseys, N. N., Melville, C. P., 1982, A history of Persian earthquakes. Cambridge Earth Science Series. Cambridge University Press, London. 212 pp.
- Ammon, C. J., Randall, G. E. and Zandt, G., 1990, On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research*, 95, 15303–15318.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D. and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran, *Tectonophysics*, 395(3–4), 193–208.
- Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 71, 715–730.
- Axen, G. J., Silverstone, J. and Wawrzyniec, T., 2001, High-temperature embrittlement of extensional Alpine mylonite zones in the midcrustal ductile-brittle transition: *Journal of Geophysical Research*, 106, 4337–4348.
- Berberian, M., 1983, The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 163– 183.
- Berberian, M., 1994, Natural Hazards and the First Earthquake Catalog of Iran, Vol. 1: Historical Hazards in Iran Prior to 1900, A UNESCO/IIEES Publication during UN/IDNDR, IIEES, Tehran, Iran.
- Berberian, M. and Yeats, R. S., 2001, Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau. *J. Struct. Geol.*, 23, 563– 584.
- Berberian, M., Ghoraishi, M., Shoja-Taheri, J. and Talebian, M., 1996, Seismotectonic and earthquake-fault hazard investigations in the Semna region. Geological Survey of Iran, Publication no. 63.
- Berberian, M., Qorashi, M., Arzhang-ravesh, B. and Mohajer-Ashjai, A., 1993, Recent tectonics, seismotectonics and earthquake fault hazard investigations in the Greater Tehran region: contribution to the seismotectonics of Iran, part V. Geological Survey of Iran, Report 56, 316 pp.

مطالعه، جبران کننده توپوگرافی سطحی این ناحیه در مقیاس پریوبد بلند است. از طرف دیگر وجود یک لایه با آنومالی‌های سرعت بالا در گستره عمقی ۱۲۰ تا ۱۸۰ کیلومتر در زیر لیتوسفر ناحیه مورد مطالعه (منطبق با فرآیند زیراندگی خزر به زیر البرز) به صورت مکانیسم خمیس الاستیک یک لایه به زیر توپوگرافی سطحی می‌تواند ارتفاعات کوهستانی این ناحیه در مقیاس پریوبد کوتاه را جبران کند.

۶. نتیجه‌گیری

براساس نتایج این مطالعه، می‌توان موارد زیر را نتیجه‌گیری کرد:

- عمق مoho در نیمه شرقی البرز نسبتاً یکنواخت و برابر با 47 ± 2 کیلومتر است که با توجه به توپوگرافی سطحی در این ناحیه، از نظر ایزواستازی ضخامت پوسته می‌تواند ارتفاعات کوهستانی در مقیاس پریوبد بلند را جبران کند.

- نیمه شرقی البرز دارای لیتوسفری نازک است؛ به طوری که تغییرات عمق مرز لیتوسفر-استنوسفر حول مقدار 86 ± 6 کیلومتر است.

- وجود لایه‌ای با آنومالی‌های سرعت بالا در گستره عمقی ۱۲۰ تا ۱۸۰ کیلومتر در نیمه شرقی البرز، با فرآیند زیراندگی خزر به زیر البرز مطابقت دارد. این فرآیند زیراندگی به صورت خمیس الاستیک لایه به زیر توپوگرافی سطحی، ارتفاعات کوهستانی ناحیه مورد مطالعه در مقیاس پریوبد کوتاه را جبران می‌کند.

بنابراین، در مقیاس منطقه‌ای (پریوید بلند)، پوسته در ناحیه مورد مطالعه دارای ضخامت مناسب برای جبران ارتفاعات کوهستانی است. در عین حال در مقیاس محلی (پریوید کوتاه) ارتفاعات قبل ملاحظه کوهها را می‌توان ناشی از خمیس الاستیک لایه به زیر توپوگرافی سطحی به دلیل فرآیند زیراندگی خزر به زیر البرز دانست.

تشکر و قدردانی

بدین طریق از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و

- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J. A., Priestley, K. and Wallace, T., 1992, The Rudbar-Tarom earthquake of June 20, 1990 in NW Persia: preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82(4), 1726–1755.
- Dehghani, G. and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh.*, 168, 215–229.
- Doloei, J. and Roberts, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P waveform receiver functions, *Tectonophysics*, 364(3–4), 115–133.
- 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.
- 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.
- 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.
- ISC catalog, 2013, International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>, Internat. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom.
- Jackson, J. and Mckenzie, D. P., 1984, Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. Res. Astron. Soc.*, 77, 185–264.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin: *Geophysical Journal International*, 148, 214–245.
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B. and Correig, A. M., 2000, Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophysical Journal International*, 143, 1–19.
- 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.
- Langston, C. A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from the teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749–4762.
- Ligorria, J. P. and Ammon, C. J., 1999, Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395–1400.
- Maggi, A., Jackson, J. A., McKenzie, D. and Priestley, K., 2000, Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology*, 28, 495–498.
- Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, R., Doglioni, C. and Panza, G. F., 2015, The deep structure of the Iranian Plateau, *Gondwana Research*, 28 (1), 407–418.
- Motavalli-Anbaran, S. H., Zeyen, H. and Brunet, M. F., 2011, Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling, *TECTONICS*, vol. 30, TC5012.
- 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.
- Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J., 1994, Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the South Caspian basin and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 118, 111–141.
- Priestley, K., McKenzie, D., Barron, J., Tatar, M. and Debayle, E., 2012, The Zagros core: deformation of the continental lithospheric mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, Q11014.
- Radjaee, A. H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. and Hatzfeld, D., 2010, Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran, *Geophys. J. Int.*, 181(1), 173–184.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F. and Panza, G. F., 2014, Shear-Wave Velocity Tomography of the Lithosphere–Asthenosphere System beneath the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(6), 2782–2798.
- SRMT catalog, 2006, Regional Moment Tensor Catalog of the Swiss Seismological Service, On-line SRMT catalog, <http://www.seismo.ethz.ch>.
- Ritz, J. F., Nazari, H. B., Ghassemi, A., Salamat, R., Shafei, A., Solaymani, S. and Vernant, P., 2006, Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran–southern Caspian geodynamics, *Geology*, 34(6), 477–490.
- Seber, D., Vallve, M., Sandvol, E., Steer, D. and Barazangi, M., 1997, Middle East tectonics: applications of geographic information systems (GIS), *GSA Today*, 7(2), 1–6.
- Sella, G. F., Dixon, T. H. and Mao, A., 2002, REVEL: A model for Recent plate

- velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, VOL. 107, NO. B4, 2081, 10.1029/2000JB000033.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B. and Sadikhkhouy, A., 2009, Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies, *Geophys. J. Int.*, 177(2), 733–742.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. and Bergman, E., 2007, The 2004 May 28 Baladeh earthquake (mw 6.2) in the Alborz Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran, *Geophys. J. Int.*, 170, 249–261.
- Trifonov, V. G., Hessami, K. T. and Jamali, F., 1996, West-Trending Oblique Sinitral–Reverse Fault system in Northern Iran, IIEES Special Pub., No. 75.96.2, Tehran, Iran.
- USGS catalog, 2015, United States Geological Survey, On-line Bulletin, <http://www.usgs.gov>.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004a, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177–185.
- 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., 2004b, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157, 381–398.
- Vinnik, L. P., Kosarev, G. and Petersen, N., 1996, Mantle transition zone beneath Eurasia. *Geophy. 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.

2D shear Wave Velocity Structure beneath Crust and upper Mantle in Eastern Alborz

Rastgoo, M.¹, Rahimi, H.^{2*} and Hamzehloo, H.³

1. Ph.D. Student, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran
2. Assistant Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran
3. Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 04 Apr 2016, Accepted: 14 Jun 2016)

Summary

Alborz mountain belt in the North of Iran is known as a tectonically and seismically active region. Determination of shear wave velocity structure is important to interpret the tectonic activities. In this study, we determine 1D shear wave velocity structure beneath 12 seismic stations in the Eastern part of Alborz and also 2D shear wave velocity structure along to two profiles (one is along to the trend of Eastern part of Alborz and another one is perpendicular to its trend), based on the joint inversion of P-wave receiver function (PRF) and dispersion curves of Rayleigh waves. To obtain the PRFs of each seismic station, we consider three-component body wave seismograms of 177 teleseismic earthquake events with magnitude $M_w > 5.2$ and epicentral distance range 30° to 95° , related to the study region. Also the dispersion curves of Rayleigh waves in the vicinity of each station are extracted from surface wave tomographic study reported by Rahimi et al. (2014). Then these two group data are regarded as the input data for the joint inversion process using "joint96" program (Herrmann and Ammon, 2007). In this study, the initial models are taken from shear wave velocity models reported by Rahimi et al. (2014), based on tomographic inversion of Rayleigh wave dispersion for various tectonic region of Iran. We regard the maximum depth of investigation about 300 km (upper mantle) in this joint inversion process based on sensitivity kernels of the dispersion curves of the Rayleigh wave fundamental mode with respect to the shear wave velocity at different periods (Rahimi et al., 2014). To find the most robust final velocity model for each station, we regard two stability tests: first, searching for the optimal parameterization for the joint inversion process; second, simplify of the representative solution of the joint inversion process (Motagh et al., 2015). According to the obtained results, the depth of Moho boundary beneath the eastern part of Alborz mountain range is relatively uniform and following 47 ± 2 km. By attention to the absolute shear wave velocity structure along the two profiles, depth of lithosphere-asthenosphere boundary beneath covered area is roughly constant and mainly varies around 86 ± 6 km. Also there are high velocity anomalies in depth range 120-180 km. These high velocity anomalies in the upper mantle are consistent with the presence of under thrusting of Caspian lithosphere beneath Alborz. This observation is reported previously by Jackson et al., 2002. These observations may support the remaining question about higher surface topography in the study region without enough supporting crustal thickness. Maggi et al. (2000), using the admittance between topography and gravity in frequency domain mentioned that the only very short period topography could be supported by the flexure of the layer, whilst any longer period topography must be supported by an isostatic response. This result supports our observations, which shows an isostatic compensation for much of the long period topography. On the other hand, for short period topography, the mechanism of elastic flexure layer beneath Alborz, allowing high topographies to be supported by thin crust. We observed almost well correlation between the thickness of high velocity under thrusted layer and surface topography and also our observation could support higher surface topography in study region without enough supporting crustal thickness.

Keywords: Eastern Part of Alborz, Shear Wave Velocity Structure, Crust and Lithosphere , P-wave Receiver Function, Dispersion curves of Rayleigh Waves.

*Corresponding author:

rahimih@ut.ac.ir