

مطالعه ساختار سنگ کره در منطقه برخوردی زاگرس شمالی با استفاده از وارون سازی همزمان توابع گیرنده و منحنی های پاشش امواج سطحی

فروغ کلوندی¹، سیدخلیل متقی^{2*} و اسماعیل شبانیان²

¹ کارشناس ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، ایران
² استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، ایران

(تاریخ دریافت: 94/11/14، تاریخ پذیرش: 95/04/27)

چکیده

مطالعه ساختار سرعتی هر منطقه کمک شایانی به شناخت وضعیت لرزه زمین ساختی آن می کند. تعیین پارامترهایی چون ضخامت پوسته و سنگ کره، مکان یابی دقیق زمین لرزه ها و پیش بینی تحولات آینده زمین ساختی هر منطقه در گرو داشتن مدل سرعتی موثق از منطقه است. فلات ایران گستره وسیعی بین دو صفحه عربی و اوراسیا است و دگرشکلی آن ناشی از همگرایی این دو صفحه است. در این میان، کمربند کوهزایی زاگرس یکی از فعال ترین و جوان ترین کوهزادهای موجود در مرزهای همگرایی قاره ای در جهان است که شناخت ویژگی های ساختاری این منطقه می تواند به فهم نحوه تغییر شکل در مرحله اول برخورد قاره ای و کوهزایی کمک کند. در این تحقیق ساختار سنگ کره در پهنه برخوردی زاگرس شمالی، با استفاده از وارون سازی همزمان توابع گیرنده و منحنی های پاشش امواج سطحی مورد مطالعه قرار می گیرد. منحنی های پاشش از مطالعه ای که در سال 2014 از طریق بُرش نگاری (توموگرافی) رحیمی و همکاران (2014) انجام دادند، برگرفته و توابع گیرنده از 161 دور لرزه با فاصله رومرکزی 30° تا 95° و بزرگای بیش از 5 محاسبه شده است. دور لرزه ها را 38 ایستگاه لرزه نگاری موقت در امتداد پروفایلی به طول 400 ~ کیلومتر در حد فاصل شهرهای ایلام تا قم ثبت کرده اند. در این مطالعه با استفاده از فرایند وارون سازی همزمان توابع گیرنده و منحنی های پاشش، مدل های سرعتی یک بُعدی موج برشی در زیر هر ایستگاه به دست می آید. سپس، از کنار هم قرار دادن این مدل های یک بُعدی، یک مدل دوبعدی سرعت برای سنگ کره زیرین ایستگاه های شبکه حاصل می شود. در این مدل یک زبانه کم سرعت در درون پوسته در مدل سرعتی قابل تشخیص است که از محل گسل اصلی عهد حاضر شروع می شود و با فاصله گرفتن از این گسل در راستای شمال شرقی به عمق های بیشتر می رود. این بی هنجاری در فاصله 200 کیلومتری شمال شرق گسل در عمق 35 ~ کیلومتر قابل مشاهده است. مدل سرعتی نشان می دهد که مقدار ضخامت پوسته از ابتدای خط اندازه گیری در بخش های جنوبی زاگرس (محدوده ایلام)، 43 کیلومتر است که با حرکت به سمت شمال شرق به میزان 57 کیلومتر در زیر گسل اصلی عهد حاضر می رسد. در سنج-سیرجان و ارومیه-دختر به تدریج بر این ضخامت افزوده شده و در مرز این دو ناحیه به بیشینه مقدار 62 کیلومتر می رسد. در زیر ایران مرکزی میزان ضخامت پوسته کاهش یافته و در انتهای خط اندازه گیری در زیر ایران مرکزی این ضخامت به 42 کیلومتر می رسد. مدل سرعتی به دست آمده، همچنین، اطلاعات خوبی از بخش سنگ کره ای گوشته ارائه می دهد. این مدل نشان می دهد که سنگ کره پُرسرعت زیرین زاگرس شمالی در زیر سنج-سیرجان و ارومیه دختر و لبه جنوبی ایران مرکزی گسترش یافته است. چنین مشاهده ای در تطابق با زیرراندگی مشاهده شده در پوسته است و می تواند شاهدی بر زیرراندگی بلوک عربی به زیر ایران مرکزی باشد.

واژه های کلیدی: توابع گیرنده، منحنی های پاشش موج ریلی، وارون سازی همزمان، زیرراندگی، زاگرس شمالی

1 مقدمه

برخورد میان قاره‌ها عوارض زمین‌شناسی متعددی را به وجود می‌آورد که کوهزایی یکی از مهم‌ترین عوارض حاصل است. بسیاری از کوهزادهای جهان مانند هیمالیا، آلپ و زاگرس در پی فرایند برخورد میان دو ورقه قاره‌ای به وجود آمده‌اند. کوهزایی هیمالیا یکی از بهترین نمونه‌های برخورد قاره‌ای محسوب می‌شود (برای نمونه هاتزفلد و مولنار، 2010) که در مراحل از بلوغ برخورد (50 میلیون سال پس از شروع برخورد) قرار دارد. کوهزایی زاگرس در ایران تصویری جوان از پیشینه هیمالیا است که از برخورد قاره‌ای میان دو صفحه عربی و اوراسیا شکل گرفته است. مطالعه زاگرس فرصت مغتنمی برای درک بهتر فرایندهای اولیه کوهزایی است (هاتزفلد و مولنار، 2010).

پرسش‌های مهمی در رابطه با کمربند برخوردی زاگرس وجود دارد که به بسیاری از آنها پاسخ دقیقی داده نشده است. حرکت‌شناسی (سینماتیک) صفحات عربی - اوراسیا، زمان دقیق شروع فرایند کوهزایی و وضعیت ورقه اقیانوسی فرورانده شده پس از برخورد دو قاره از این دست پرسش‌ها هستند. پرسش اساسی دیگر، در مورد موقعیت مرز برخوردی میان ایران مرکزی و صفحه عربی است. اگرچه اغلب مطالعات (مانند هاتزفلد و همکاران، 2003؛ مولینارو و همکاران، 2005؛ پل و همکاران، 2006 و 2010) منطقه برخوردی را در امتداد گسل اصلی معکوس زاگرس قرار می‌دهد، اما برخی دیگر مانند فالکون (1969) و علوی (1994)، مکان این منطقه را در امتداد مرز شمال شرقی کمربند سندانج-سیرجان پیشنهاد کرده‌اند. پاسخ‌گویی به اینگونه پرسش‌ها شناخت ساختار پوسته و گوشته فوقانی ایران را از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی بااهمیت می‌سازد. برای تعیین ساختار سرعتی پوسته و به‌ویژه تعیین هندسه مرز موهو روش‌های مختلفی وجود دارد. از کاربردی‌ترین این روش‌ها می‌توان

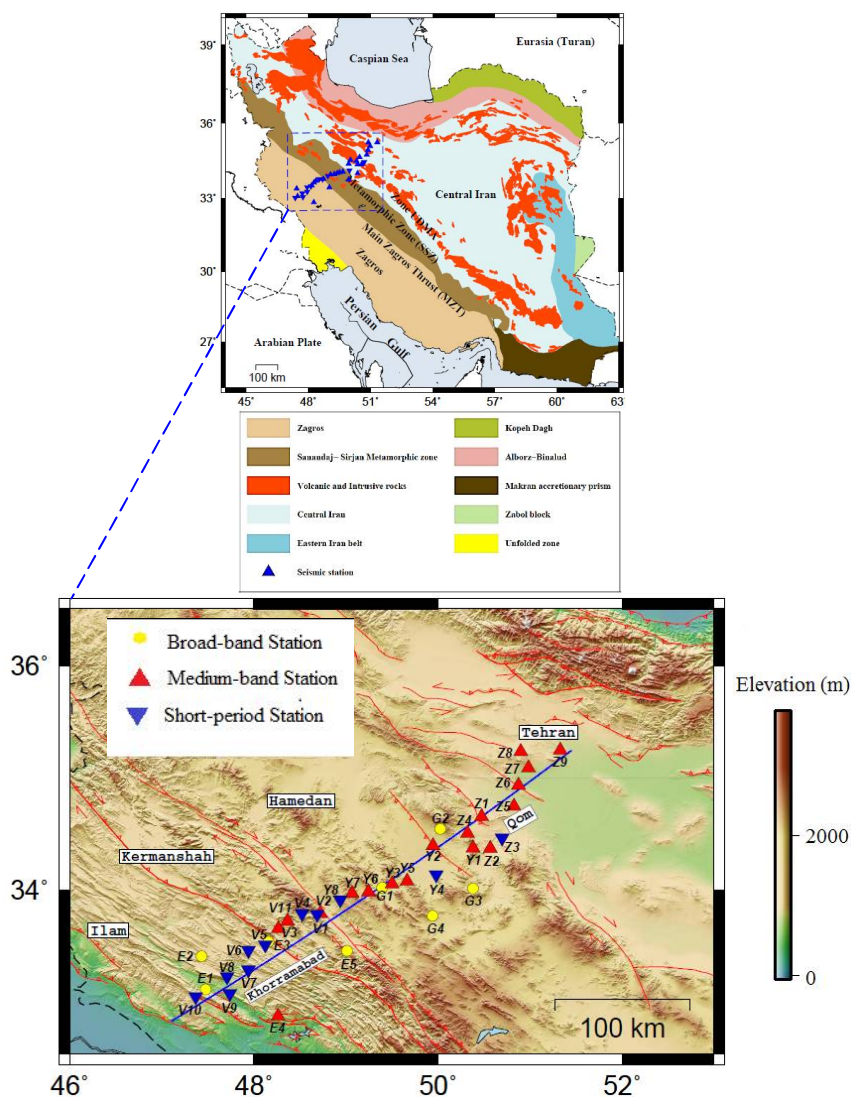
به روش وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش امواج سطحی اشاره کرد که روشی موثر برای ارائه مدل‌های سرعتی با استفاده هم‌زمان از دو نوع داده ژئوفیزیکی است. توابع گیرنده سری‌های زمانی‌ای هستند که از تحلیل لرزه‌نگاشت‌های سه مؤلفه‌ای به دست می‌آیند. این توابع از واهمامیخت مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت از مؤلفه‌های شعاعی و مماسی به دست می‌آید و اثرات ساختارهای زیر گیرنده را در خود دارد. توابع گیرنده پاسخ نسبی ساختار زمین در مجاورت محل ایستگاه ثبت‌کننده را ارائه می‌دهد و ابزار مناسبی برای تشخیص مرزهای ناپیوستگی در عمق‌های مختلف به شمار می‌روند (لیگوریا و آمون، 1999). وارون‌سازی توابع گیرنده می‌تواند منجر به ارائه مدل سرعتی موج برشی یک بُعدی در زیر هر ایستگاه شود. اما نقطه ضعف این وارون‌سازی در آن است که به جواب یکتایی منجر نمی‌شود. داده بعدی مورد استفاده در این مطالعه، منحنی‌های پاشش امواج سطحی هستند. پاشش بسته موج ریلی از آنجا ناشی می‌شود که امواج با طول موج‌های مختلف با سرعت‌های متفاوتی حرکت می‌کنند. از طرفی طول موج‌های مختلف به اعماق متفاوتی وابسته هستند در نتیجه با مطالعه خاصیت پاشش به تنهایی، می‌توان تغییرات سرعت با عمق را مورد مطالعه قرار داد و ساختار سرعتی زمین را تعیین کرد. نقطه ضعف این روش آن است که منحنی‌های پاشش امواج سطحی به مرزهای ناپیوستگی حساس نیستند. در نتیجه، وارون‌سازی‌های پاشش اگرچه ابزاری مناسب برای به دست آوردن ساختار کلی سرعت در زمین است، اما تغییرات ناگهانی سرعت در عمق را نشان نمی‌دهد. از آنجا که توابع گیرنده به تغییر سرعت موج برشی در مرزهای ناپیوستگی حساس هستند وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی پاشش امواج سطحی، مشکل یکتا نبودن جواب در توابع گیرنده و عدم حساسیت منحنی‌های پاشش به مرزهای ناپیوستگی را حل می‌کند و مدل دقیق‌تر

ایران انجام داده‌اند، استخراج شد. وارون‌سازی این داده‌ها یک مدل سرعتی دو بُعدی موج برشی برای سنگ کره در این ناحیه ارائه خواهد داد.

2 داده‌ها و منطقه مورد بررسی

استخراج توابع گیرنده با استفاده از 38 ایستگاه زلزله‌شناسی موقت در حد فاصل شهرهای ایلام تا قم و گستره جغرافیایی 33 تا 35 درجه عرض شمالی و 47 تا 51 درجه طول شرقی صورت گرفت.

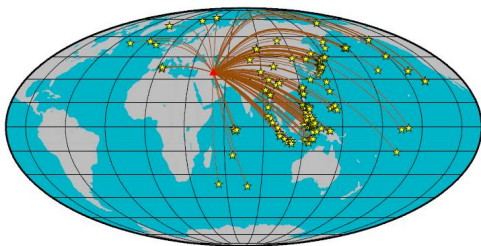
و با کیفیت بالاتری از عمق و سرعت موج برشی به ما می‌دهد. داده مورد استفاده در این مطالعه نگاشت‌های دور ثبت‌شده توسط 38 ایستگاه موقت هستند که در امتداد خط اندازه‌گیری به طول تقریبی 400 کیلومتر، در حد فاصل بین شهرهای ایلام و قم نصب شده‌اند. از این نگاشت‌ها برای محاسبه توابع گیرنده استفاده خواهد شد. منحنی‌های پاشش مورد نیاز برای انجام وارون‌سازی هم‌زمان از بُرش‌نگاری (توموگرافی) دو بُعدی سرعت گروه موج ریلی که رحیمی و همکاران (2014) برای کل



شکل 1. موقعیت ایستگاه‌های زلزله‌شناسی در خط اندازه‌گیری مورد مطالعه به همراه نقشه‌ای از پهنه زمین‌ساختی مناطق مختلف ایران، UDMA: ناحیه ارومیه-دختر.

انتخاب این محدوده به این علت است که برای زمین‌لرزه‌های با فاصله کمتر از 30° موج P مستقیم تحت تاثیر ناحیه گذار از گوشته بالایی به گوشته پایینی قرار گرفته و در فواصل بیشتر از 95° تحت تاثیر هسته مایع بیرونی، ناحیه سایه تشکیل می‌شود و موج P مستقیم به ایستگاه گیرنده نمی‌رسد.

2- از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای $m_b \geq 5$ استفاده می‌کنیم، به این علت که به‌طور کلی در این محدوده از بزرگا، نسبت سیگنال به نوفه قابل قبولی برای محاسبه تابع گیرنده موجود است. در این پژوهش تعداد 161 دورلرز با نسبت بالای سیگنال به نوفه، انتخاب و در محاسبه توابع گیرنده به کار گرفته شده است (شکل 2).



شکل 2. توزیع رومرکزی 161 دورلرز مورد استفاده در این پژوهش. ستاره‌های زردرنگ رویدادها و مثلث قرمز رنگ موقعیت شبکه را نمایش می‌دهند.

1-3 فرایند محاسبه توابع گیرنده

برای به دست آوردن توابع گیرنده با کیفیت مطلوب، باید از رکوردهایی استفاده شود که حداقل در دو مؤلفه افقی، دارای نسبت سیگنال به نوفه بالایی باشند. بدین منظور به صورت چشمی از شکل موج هر سه مؤلفه، نگاشت‌های با نسبت سیگنال به نوفه قابل قبول را از نگاشت‌های آلوده به نوفه جدا می‌کنیم. پس از انتخاب رکوردهای دورلرز مناسب با ویژگی‌های ذکر شده آنچه در دست داریم مجموعه‌ای از رویدادهای لرزه‌ای از آغاز وقوع تا زمان

این خط اندازه‌گیری با طول تقریبی 400 کیلومتر و متوسط فاصله میان ایستگاهی 12 کیلومتر، به مدت شش ماه (از می تا نوامبر) در سال 2003 به برداشت داده پرداخته و نواحی زمین‌ساختی متفاوت، از جمله زاگرس ساده چین خورده و مرتفع، ناحیه آتشفشانی ارومیه-دختر و سنندج-سیرجان و بلوک ایران مرکزی را دربرمی‌گیرد. شکل 1 موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها و وضعیت توپوگرافی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. ایستگاه‌ها وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله ایران و مرکز تحقیقاتی INSU-CNRS در فرانسه بودند. نگاشت‌های ثبت شده در این ایستگاه‌ها برای محاسبه توابع گیرنده مورد استفاده قرار گرفته است. منحنی‌های پاشش مورد نیاز برای انجام وارون‌سازی هم‌زمان از بُرش‌نگاری دو بُعدی سرعت گروه موج ریلی که رحیمی و همکاران (2014) بر روی کل ایران انجام داده‌اند، استخراج شده است. وارون‌سازی این داده‌ها یک مدل سرعتی دو بُعدی موج برشی برای پوسته تا عمق حدود 100 کیلومتر ارائه خواهد داد.

3 روش پژوهش و پردازش داده‌ها

سیگنال‌های ثبت شده در یک لرزه‌نگار، حجم وسیعی از اطلاعات شامل انفجارها، نوفه‌های محیطی و زمین‌لرزه‌هایی با بزرگا و فواصل متفاوت را در خود دارند. با در نظر گرفتن هدف و روش پژوهشی که دنبال می‌کنیم باید از این اطلاعات خام، اطلاعات مورد نیاز خود را جداسازی کنیم.

به منظور محاسبه تابع گیرنده، نگاشت‌های ثبت شده در لرزه‌نگار را براساس معیارهای زیر انتخاب و جداسازی می‌کنیم:

1- از میان رویدادهای ثبت شده دورلرزهای با فاصله رومرکزی $30^\circ \leq \Delta \leq 95^\circ$ را به کار می‌بریم.

باشند، می‌توان همه توابع گیرنده را از سمت‌های وارون مختلف با هم برانبارش کرد. اما در صورتی که این تشابه در سمت‌های وارون مختلف وجود نداشته باشد و سمت‌های وارون مختلف توابع گیرنده با شکل‌های متفاوتی داشته باشند، در این حالت توابع گیرنده به سمت وارون وابسته‌اند و برانبارش آنها در سمت‌های وارون مختلف نه تنها فاز Ps را تقویت نمی‌کند بلکه اثر تضعیفی و مخرب دارد. در واقع، توابع گیرنده به دست آمده برای یک ایستگاه از دو پارامتر، یکی فاصله چشمه تا ایستگاه و دیگری زاویه سمتی برگشتی پرتوها تاثیر می‌پذیرند. بنابراین پیش از انجام برانبارش باید دو اثر یادشده تصحیح شوند.

3-1-1 اثر فاصله بر تابع گیرنده

زمان رسیدن فاز تبدیلی Ps و چندگانه‌ها برای زلزله‌هایی با فاصله رومرکزی متفاوت، یکسان نیست. این امر باعث می‌شود که توابع گیرنده به دست آمده برای یک ایستگاه زیر هم ردیف نباشند و برانبارش توابع گیرنده به نتیجه مطلوبی نینجامد. بنابراین برای از بین بردن اثر فاصله روی توابع گیرنده، قبل از عمل برانبارش، تصحیح دینامیکی برحسب کندی مرجع $6/4$ ثانیه بر درجه با استفاده از مدل جهانی IASP91 (کنت و انگدل، 1991) انجام شد.

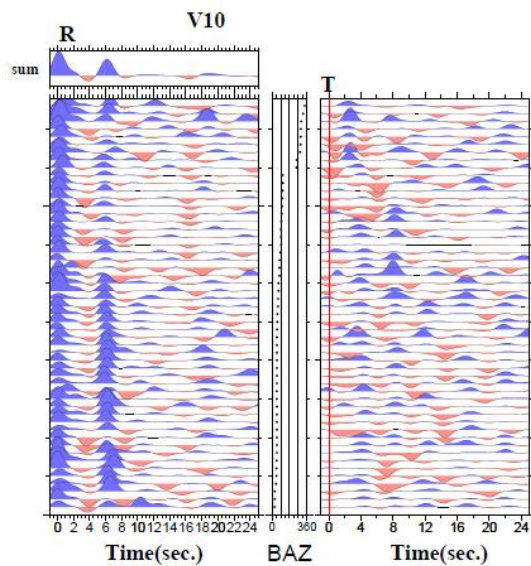
3-1-2 اثر سمت وارون پرتوها بر توابع گیرنده

اگر مرز موهو در زیر ایستگاه، یک مرز شیبدار باشد، پرتوهایی که از جهت‌های مختلف به ایستگاه می‌رسند زمان‌رسیدهای متفاوتی دارند و فازهای Ps که از مرز موهو ثبت می‌شوند برحسب سمت وارون تغییرات زمانی دارند. در این حالت در هر ایستگاه توابع گیرنده را براساس سمت وارون دسته‌بندی کرده و موارد مشابه را با هم برآزش می‌کنیم.

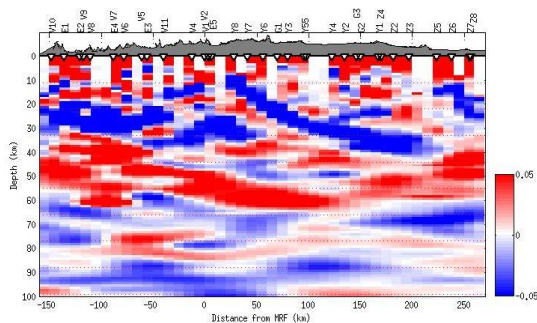
پایان آنها است. اکنون باید طی چند مرحله پردازش، تابع گیرنده از آنها استخراج شود. در بانک داده اول با برانبارش توابع گیرنده هر ایستگاه، یک تابع گیرنده نماینده به دست می‌آوریم و از آنجا که محدوده مطالعاتی ما ساختارهای پوسته می‌باشد از 35 ثانیه نخست تابع گیرنده به دست آمده در وارون‌سازی هم‌زمان تابع گیرنده و منحنی پاشش بهره بردیم.

برای استخراج توابع گیرنده در هر رویداد لرزه‌ای، تنها قسمتی از آن (نه کل رکورد ثبت‌شده) مورد نیاز است. بنابراین در مرحله اول با اعمال یک پنجره زمانی 120 ثانیه‌ای بر روی هر سه مؤلفه لرزه‌نگار، از 60 ثانیه قبل از زمان رسیدن موج P مستقیم تا 60 ثانیه بعد از آن ناحیه‌ای که شامل موج P است، از نگاشت جدا و مولفه‌های لرزه‌نگار از دستگاه ZNE به دستگاه ZRT چرخانده می‌شوند. سپس با اعمال روش واهمامیخت تکراری (لیگوریا و آمون، 1999) در حوزه زمان، اثرات دستگاهی، مسیر و چشمه زلزله از شکل موج نهایی حذف می‌شود تا فقط اثر ساختارهای نزدیک گیرنده در شکل موج نهایی باقی بماند. با استفاده از این روش مولفه قائم به عنوان تابع زمانی چشمه از مولفه شعاعی و مماسی واهمامیخت شده و برای هر پرتو، تابع گیرنده شعاعی و مماسی به دست می‌آید.

برای حذف نوفه‌های با بسامد بالا، صافی گوسی با پارامتر پهنای یک اعمال گردید. صافی به کار رفته در واقع یک صافی پایین‌گذر است که اجازه عبور بسامدهای کمتر از $0/5$ هرتز را می‌دهد. توابع گیرنده به دست آمده در صورتی مطلوب هستند که بعد از موج P مستقیم (که در زمان رسیدن صفر دیده می‌شود) حداقل یک قله (پیک) مثبت با دامنه‌ای کوچک‌تر از دامنه P مستقیم، 3 تا 8 ثانیه بعد دیده شود. چنانچه در هر ایستگاه برای تمامی سمت‌های وارون (بک‌آزموت‌ها) توابع گیرنده مشابه



شکل 3. توابع گیرنده شعاعی (R) و مماسی (T) محاسبه شده برای ایستگاه V₁₀. بعد از اعمال صافی گوسی با پهنای یک و حذف چشمی نگاشت‌های بی‌کیفیت. نگاشت بالا سمت چپ، تابع گیرنده شعاعی برانبارش شده (میانگین) را نشان می‌دهد. از این تابع گیرنده برای مدل‌سازی هم‌زمان استفاده می‌شود.



شکل 4. مهاجرت به عمق توابع گیرنده به روش CCP (ژو، 2000). رنگ قرمز تپ‌های مثبت و رنگ آبی تپ‌های منفی را نشان می‌دهد. تپ پیوسته قرمز رنگ در محدوده عمق 40 تا 60 کیلومتر مرز موهو را نشان می‌دهد. تپ آبی رنگ علامت‌گذاری شده با خط چین مشکی اثرات احتمالی گسل اصلی عهد حاضر را در بخش‌های عمیق‌تر پیوسته نشان می‌دهد.

منحنی‌های پاشش در منطقه مورد مطالعه به‌دست آمده است. دامنه مربوط به هر زمان نسبی بر روی تابع گیرنده با استفاده از مدل سرعتی بر روی مسیر پرتو به عمق متناظر با آن انتقال داده می‌شود. به عبارت دیگر، دامنه‌های توابع گیرنده در حوزه زمان به عمق متناظر در حوزه مکان

3-1-3 برانبارش توابع گیرنده

نگاشت‌های یک لرزه‌نگار حتی در آرمانی‌ترین حالت آلوده به نوفه هستند، بنابراین برای به‌دست آوردن توابع گیرنده مطلوب ضروری است به طریقی نسبت سیگنال به نوفه ارتقاء داده شود. میانگین‌گیری از توابع گیرنده یکی از موثرترین فن‌های حذف نوفه است. در واقع، برانبارش در این‌جا به معنی میانگین‌گیری توابع گیرنده به‌دست آمده برای هر ایستگاه است. طی این فرایند اثرات مشترک، با تداخل سازنده با یکدیگر تقویت شده و نوفه‌های تصادفی از طریق تداخل مخرب با یکدیگر حذف می‌گردند. به این ترتیب، نسبت سیگنال به نوفه افزایش می‌یابد و فاز تبدیلی Ps تقویت می‌شود. شکل 3 اثرات تقویت و تضعیف دامنه‌ها بر اثر برانبارش را به خوبی نشان می‌دهد. انجام برانبارش زمانی به سیگنالی با کیفیت مطلوب منجر می‌شود که توابع گیرنده از ساختارهای یکسانی تاثیر گرفته باشند.

در این پژوهش فن برانبارش تمامی پرتوهای رسیده به یک ایستگاه به کار گرفته شد و به این ترتیب یک تابع گیرنده نماینده برای هر ایستگاه به‌دست آمد. در مراحل بعد از توابع گیرنده نماینده هر ایستگاه، در وارون‌سازی هم‌زمان با منحنی پاشش استفاده می‌شود.

3-2 مهاجرت به عمق توابع گیرنده

برانبارش و مهاجرت توابع گیرنده از زمان به عمق (برای مثال، ژو، 2000) یکی از راه‌های نمایش هم‌زمان تمام توابع گیرنده در زیر یک شبکه خطی است که در آن با بررسی خطوارگی‌های مشاهده شده، هندسه مرزهای ناپیوستگی و به‌ویژه مرز موهو در زیر ایستگاه‌ها به‌دست می‌آید. در روشی که ژو (2000) مطرح کرده، مسیر هر پرتو مولد تابع گیرنده با استفاده از پارامتر پرتو آن و یک مدل سرعتی محاسبه می‌شود. در این پژوهش مدل سرعتی استفاده شده، از وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و

زاگرس، ناحیه سنندج- سیرجان، ناحیه ارومیه-دختر و بخشی از ایران مرکزی است.

3-4 وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش سرعت گروه موج ری‌لی

توابع گیرنده و منحنی پاشش امواج سطحی هر دو به سرعت موج برشی حساس هستند و می‌توانند برای تعیین ساختار زیر سطحی و عمق موهو مورد استفاده قرار گیرند. توابع گیرنده به تغییر سرعت موج برشی و زمان‌سیر قائم حساس بوده و می‌توانند تباین سرعت را در لایه‌های زیر گیرنده نشان دهند (آمون و همکاران، 1990)، ولی بین سرعت به‌دست آمده و عمق مورد نظر موازنه (trade-off) وجود دارد (آمون، 1991). به عبارت دیگر عدم وجود اطلاعات دقیق از مقدار مطلق سرعت امواج P و S و به‌ویژه نسبت بین آنها، می‌تواند منجر به خطا در تعیین ضخامت لایه‌ها شود. بدیهی است که در چنین مواردی، مقدار ضخامت محاسبه شده برای لایه‌ها در مدل سرعتی به‌دست آمده، بستگی شدید به نسبت V_p / V_s دارد (ژو و کاناموری، 2000). این موازنه بین عمق و سرعت از دلایل مهم برای کافی نبودن تابع گیرنده برای تعیین دقیق ساختار زیر سطحی است. منحنی پاشش امواج سطحی ابزاری مناسبی برای تعیین متوسط سرعت مطلق موج برشی است ولی به ناپیوستگی‌های سرعت حساسیت کمتری دارد. به همین دلیل پاشش امواج سطحی هم به‌تنهایی برای تعیین دقیق ساختار زمین مناسب نیست.

اما ترکیب این دو و وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی پاشش امواج سطحی، می‌تواند مدل دقیق‌تر و با کیفیت بالاتری از عمق و سرعت موج برشی به‌دست دهد (جولیا و همکاران، 2000). در این روش باید دو گروه داده مستقل با استفاده از پارامتر وزنی P با هم ترکیب شوند. همچنین برای اینکه مدل حاصل به مدل واقعی نزدیک شود، مقدار خطا باید در رابطه زیر برای مدل

مهاجرت داده می‌شود. شکل 4 حاصل مهاجرت به عمق آن دسته از توابع گیرنده است که بر روی آنها صافی گوسی با پهنا 3 اعمال شده است. ناپیوستگی موهو و دیگر مرزهای ناپیوستگی به‌وضوح دیده می‌شود.

ضخامت پوسته و عمق موهو در این پژوهش گویای این مطلب است که از ابتدای خط اندازه‌گیری، یعنی ناحیه زاگرس چین‌خورده به تدریج عمق موهو افزایش می‌یابد و در فاصله تقریباً 200 کیلومتری از گسل اصلی زاگرس به بیشترین ضخامت خود می‌رسد. سپس در زیر زون آتشفشانی ارومیه-دختر به تدریج کاهش می‌یابد. علاوه بر ناپیوستگی موهو، ناپیوستگی‌های دیگری نیز در مقطع مهاجرت به عمق در شکل 4 دیده می‌شود. یکی از این ناپیوستگی‌های درون‌پوسته‌ای در نزدیکی گسل راندگی اصلی زاگرس به صورت یک فاز تبدیلی قوی با قطبش منفی و شیب رو به شمال شرقی دیده می‌شود که با فاز کم دامنه‌تر دیگری با قطبش مثبت دنبال می‌شود. این قطبش منفی که نمود کاهش سرعت با عمق است به صورت یک نوار کم‌سرعت با پهنا 10 کیلومتر تا عمق 35~ کیلومتری دیده می‌شود.

3-3 بانک داده دوم: منحنی‌های پاشش سرعت فاز امواج ریلی

داده‌های پاشش سرعت فاز مد اصلی امواج ریلی از مطالعه بُرش‌نگاری رحیمی و همکاران (2014) استخراج شده است. رحیمی و همکاران (2014) با استفاده از داده‌های ثبت شده در 29 ایستگاه نواریپهن شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و ایستگاه‌های دانشگاه فردوسی مشهد، 240 منحنی پاشش سرعت گروه و فاز در محدوده دوره تناوب 10 تا 100 ثانیه با پوشش بسیار خوب برای اکثر مناطق ایران به‌دست آوردند. خط اندازه‌گیری مورد مطالعه این پژوهش عمود بر منطقه برخوردی زاگرس و شامل مناطق زمین‌ساختی

کمینه باشد (هرمن و آمون، 2003):

$$S = \frac{(1-P)}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} \left(\frac{O_{ri} - P_{ri}}{\sigma_{ri}} \right)^2 + \frac{P}{N_s} \sum_{j=0}^{N_s} \left(\frac{O_{sj} - P_{sj}}{\sigma_{sj}} \right)^2, \quad (1)$$

یکسان برای تمام ایستگاه‌ها ممکن است باعث وارد شدن ساختارهای جزئی در مدل نهایی شود. این مشکل در مراحل بعد با انجام گام‌هایی در تثبیت و ساده‌سازی مدل برطرف می‌شود.

ضریب مهم دیگر وارد در فرایند وارون‌سازی هم‌زمان، ضریب وزنی P است. این ضریب مربوط به وزن منحنی پاشش در مقایسه با تابع گیرنده است. این ضریب مقداری بین صفر و یک دارد. انتخاب مقدار بالا برای P (نزدیک به 1) بدان معنی است که در فرایند وارون‌سازی میزان تاثیر منحنی‌های پاشش بیشتر از توابع گیرنده در نظر گرفته شده است. انتخاب مقدار کمتر از 0/5 برای P به معنای وزن بیشتر برای تابع گیرنده است. ما به دنبال یافتن مدلی با توان تفکیک بالا هستیم. از آنجا که تابع گیرنده سری زمانی با محتوای بسامدی بالا است، جزئیات بیشتری از ساختارها را در خود دارد. بنابراین با انتخاب $P = 0/25$ در مدل‌سازی وزن بیشتری را به تابع گیرنده اختصاص می‌دهیم. در فرایند وارون‌سازی، منحنی‌های پاشش که سرعت متوسط را در خود دارند شکل کلی مدل را می‌دهند و توابع گیرنده که محتوای بسامدی بالایی دارند جزئیات مدل را شکل می‌دهند.

فرایند وارون‌سازی بر مبنای خطی‌سازی یک مسئله غیرخطی است، بنابراین مدل نهایی به مدل اولیه وابسته است. برای حل چنین مسئله‌ای در مسائل وارون، داشتن یک مدل اولیه مناسب ضروری است. هرچه این مدل اولیه به واقعیت نزدیک باشد، نتیجه بهتری حاصل خواهد شد. در این تحقیق از مدل‌های اولیه‌ای استفاده کردیم که رحیمی و همکاران (2014) با استفاده از روش وارون‌سازی غیرخطی هجهاگ (پانزا، 1981) برای نواحی زمین‌ساختی مختلف ایران ارائه داده‌اند. جواب‌های روش غیرخطی یکتا نیستند، بنابراین چندین مدل برای هر منطقه وجود دارد. استفاده از چندین مدل سرعتی اولیه سبب می‌شود برای هر ایستگاه چندین جواب به‌دست آید که

که P پارامتر وزنی، O_{ri} تابع گیرنده مشاهده‌ای در زمان t_i ، P_{ri} تابع گیرنده پیش‌بینی شده، σ_{ri} خطای معیار مشاهده در t_i ، O_{sj} سرعت موج سطحی مشاهده‌ای در j امین دوره تناوب، P_{sj} j امین سرعت پیش‌بینی شده در منحنی پاشش، N_r و N_s ، به ترتیب تعداد نقاط توابع گیرنده و پاشش موج سطحی، و σ_{sj} خطای معیار j امین مشاهده موج سطحی هستند.

پس از آماده‌سازی بانک داده ورودی برای انجام وارون‌سازی هم‌زمان، از برنامه joint96 ارائه شده در بسته نرم‌افزاری Computer Program in Seismology (هرمن و آمون، 2003) استفاده شده است. این برنامه دوگروه داده مختلف، یعنی توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش امواج سطحی را به‌طور هم‌زمان به روش کمترین مربعات میراثونده (جولیا و همکاران، 2000) وارون می‌کند و یک مدل سرعتی یک‌بعدی برای سرعت موج پرشی ارائه می‌دهد. روش کمترین مربعات میراثونده روشی برای یافتن ساده‌ترین مدل متناسب با داده‌ها در محدوده واریانس داده‌هاست.

دو پارامتر مهم در فرایند وارون‌سازی هم‌زمان، ضریب میرایی و ضریب وزنی هستند. ضریب میرایی عامل موازنه بین پایداری مدل و توان تفکیک آن است. در این مطالعه به آن مقدار 0/5 اختصاص داده شده است. انتخاب مقدار کوچک‌تر باعث وارد شدن ساختارهای جزئی در مدل نهایی خواهد شد. مقدار این ضریب برای هر ایستگاه می‌تواند متفاوت باشد، در صورتی که ما مقدار یکسانی برای تمامی ایستگاه‌ها انتخاب کردیم. انتخاب مقدار

پیشنهاد داده‌اند. در گام بعد، ضخامت لایه‌ها به آهستگی و با تقسیم آنها به $1/25$ ، $1/5$ و $2/0$ کاهش داده شده و پارامتربندی‌های کوچک‌تر به منظور بهبود برازش بین داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های پیش‌بینی شده در مدل‌سازی وارد می‌شوند. در واقع، لزوم تقسیم ضخامت لایه‌ها به مقادیر کوچک‌تر این است که در لایه‌هایی با ضخامت زیاد ممکن است در مواردی ساختارهای واقعی نادیده گرفته شوند. بنابراین با کوچک‌سازی ضخامت لایه‌ها و انتخاب گام‌های افزایشی دیگر، ساختارهای کوچک‌تر در صورت وجود در مدل نهایی وارد می‌شوند. اگر کوچک‌تر کردن ضخامت لایه‌ها باعث برازش بهتر به تابع گیرنده شود، تقسیم لایه‌ها به تعداد بیشتر و کاهش ضخامت آنها ضروری است. اما در صورتی که برازش به تابع گیرنده در پارامتربندی جدید وضعیت بهتری نسبت به پارامتربندی قبل نداشته باشد، بدین معناست که پارامتربندی پیشین در فرایند وارون‌سازی مناسب‌تر از پارامتربندی جدید است. در شکل 5 نتایج به دست آمده برای چهار پارامتربندی مختلف برای ایستگاه Z6 نمایش داده شده است.

ضخامت اولیه (IS1.0) از مطالعه رحیمی و همکاران (2014) گرفته شده است. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود با تقسیم ضخامت لایه‌ها بر $1/25$ ، $1/5$ و $2/0$ در هر IS ضخامت لایه‌ها کوچک‌تر و تعداد لایه‌ها بیشتر می‌شود. این انتخاب بر مبنای سه شرط صورت گرفته است: بیشترین درصد برازش به تابع گیرنده و منحنی پاشش؛ پیش‌بینی داده‌هایی به وسیله مدل انتخاب شده که در تمامی زمان‌ها (برای توابع گیرنده) و دوره‌های تناوب (برای منحنی‌های پاشش) در محدوده خطای اندازه‌گیری داده‌ها باشند؛ در مورد توابع گیرنده، لزوم بسیار کوچک بودن اختلاف زمانی تپ (پالس) پیش‌بینی شده برای مرز موهو و تپ مشاهده‌ای. در این مطالعه این شرایط در اکثر موارد در IS2.0 برآورده شده است.

با توجه به بانک داده تمامی آنها مورد قبول هستند، حال آن که برای هر ایستگاه به دنبال ارائه یک مدل معین هستیم. برای انتخاب یک مدل نماینده از میان تمامی مدل‌ها برای هر ایستگاه، با در نظر گرفتن قیود زیر، یک مدل را به عنوان مدل نماینده انتخاب می‌کنیم: برای توابع گیرنده، متوسط درصد برازش را برای تمام مدل‌ها محاسبه می‌کنیم و مدلی را که بالاترین درصد برازش را به داده داشته باشد، مدل نماینده انتخاب می‌شود. این مدل در صورتی مطلوب و پذیرفتنی است که منحنی پاشش به دست آمده از آن در محدوده خطای منحنی پاشش تجربی قرار بگیرد.

5-3 تثبیت مدل

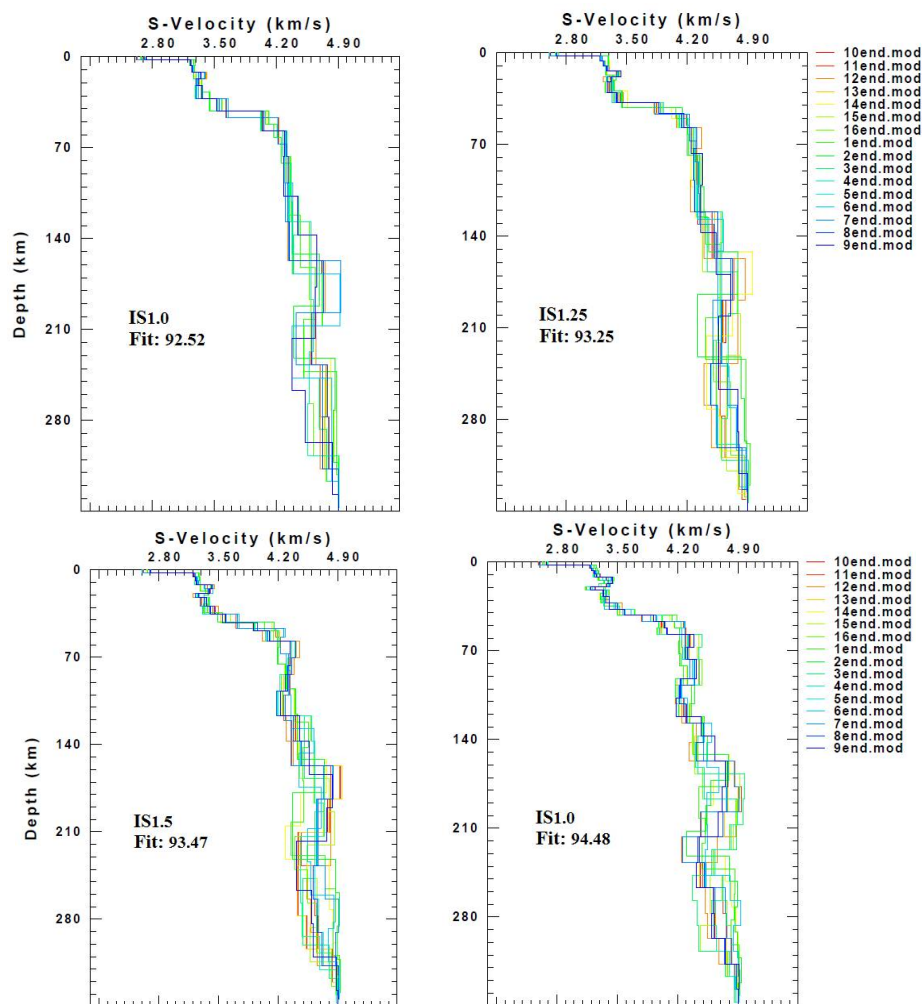
در این مرحله به دنبال معتبرترین مدل سرعتی سازگار با مجموعه داده برای هر ایستگاه هستیم و قصد آن است که براساس بانک داده مورد مطالعه ساختارهای صرفاً حاصل از نوفه یا روش وارون‌سازی که با تغییر پارامتربندی در مدل نهایی از بین می‌روند، حذف شوند. به این منظور سه مرحله زیر باید صورت گیرد:

- 1- یافتن پارامتربندی بهینه برای وارون‌سازی،
- 2- ساده‌سازی مدل،
- 3- انجام مدل‌سازی مستقیم.

1-5-3 یافتن پارامتربندی بهینه برای وارون‌سازی

هم‌زمان

در این مرحله، قصد انتخاب بهترین پارامتربندی برای مدل خروجی است. بنابراین پوسته و گوشته بالایی را در یک سری گام‌های افزایشی (incremental) به لایه‌های کوچک‌تر تقسیم می‌کنیم. برای اختصار، این گام‌های افزایشی را IS می‌نامیم. شروع کار با لایه‌بندی‌هایی است که به عنوان لایه‌بندی بهینه برای وارون‌سازی غیرخطی منحنی‌های پاشش منطقه رحیمی و همکاران (2014)

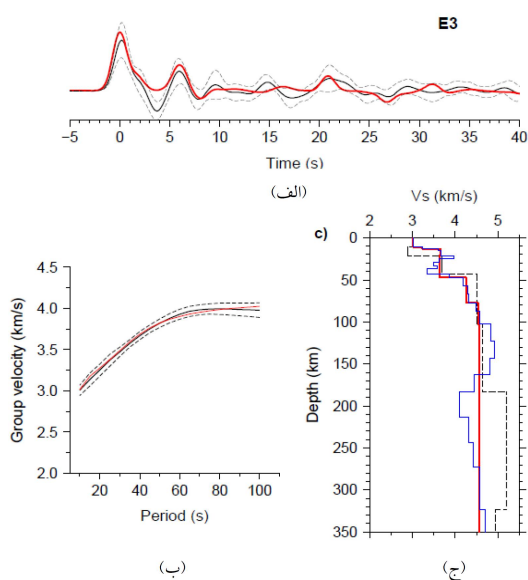


شکل 5. پارامتربندی‌های مختلف در فرایند وارون‌سازی برای ایستگاه Z6 با استفاده از 16 مدل اولیه. پارامتربندی‌های مختلف به دنبال یافتن پارامتربندی بهینه در فرایند وارون‌سازی انجام می‌شود.

است. مرزهای ناپیوستگی مهم، شناسایی و از سرعت در لایه‌های واقع بین این مرزها میانگین‌گیری می‌شود. مدل ساده‌شده شامل ساختارها و مرزهای ناپیوستگی است که انتظار می‌رود داده ورودی (تابع گیرنده و منحنی پاشش) وجود آنها را تایید کند. به این منظور با انجام مدل‌سازی مستقیم، تابع گیرنده و منحنی پاشش حاصل از این مدل ساده‌شده به دست آورده می‌شود. در صورتی که داده‌های تولید شده با داده‌های مشاهده‌ای همخوانی داشته باشند،

2-5-3 ساده‌سازی مدل

مدل سرعتی به دست آمده می‌تواند دارای جزئیات و مرزهای ناپیوستگی غیرواقعی‌ای باشد که با اطلاعات داده (تابع گیرنده و منحنی پاشش) وجود آنها تایید نشود. بنابراین با ساده‌سازی مدل (کم کردن تعداد لایه‌ها و حذف ساختارها و مرزهای غیرواقعی) به دنبال به دست آوردن مدل سرعتی معتبر در توجیه ساختارهای زیر ایستگاه هستیم. ساده‌سازی مدل به روش زیر انجام شده

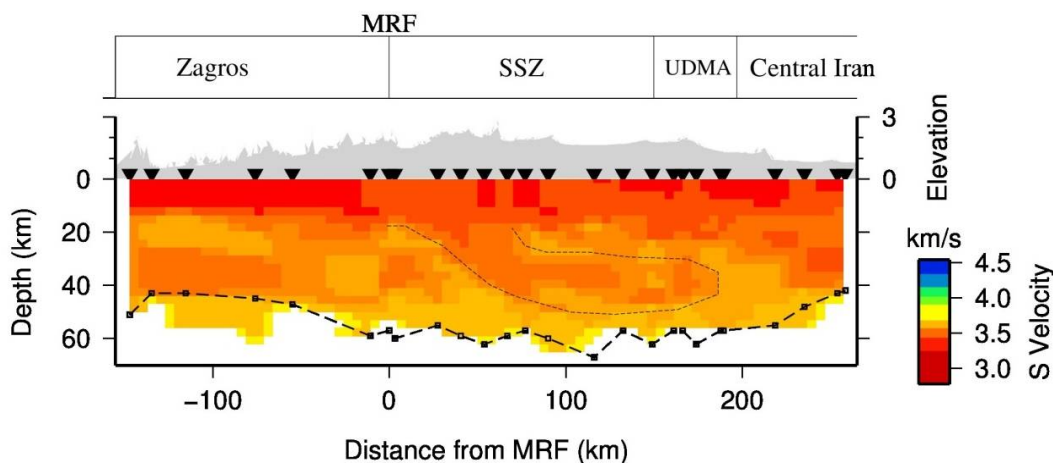


شکل 6. ساده‌سازی مدل نهایی به‌دست آمده برای ایستگاه E3. داده ورودی: تابع گیرنده و منحنی پاشش سیاه‌رنگ در قسمت‌های (الف) و (ب) است. (ج) خط آبی‌رنگ: مدل سرعتی حاصل از فرایند وارون‌سازی هم‌زمان، خط قرمز رنگ: مدل سرعتی حاصل از فرایند وارون‌سازی مدل. تابع گیرنده و منحنی پاشش قرمز رنگ در قسمت‌های (الف) و (ب) شکل، داده پیش‌بینی حاصل از مدل‌سازی مستقیم مدل ساده‌شده (مدل قرمز رنگ در قسمت (ج)) را نشان می‌دهند. محدوده نوار خطی تابع گیرنده و منحنی پاشش مشاهده‌ای با خط‌چین‌های سیاه‌رنگ در قسمت‌های (الف) و (ب) نشان داده شده است.

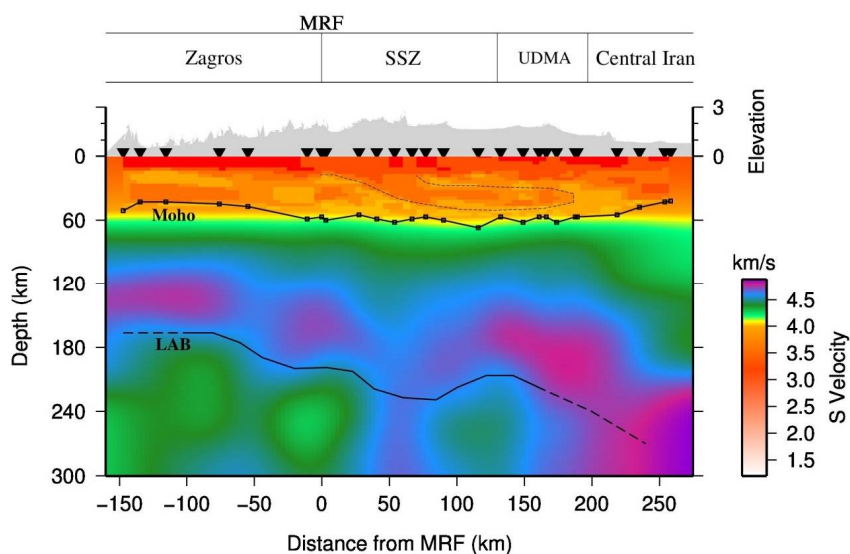
این مدل ساده‌شده به‌عنوان مدل سرعت در زیر ایستگاه معرفی می‌شود (متقی و همکاران، 2015).

3-5-3 مدل‌سازی مستقیم

به‌منظور درستی‌سنجی مدل حاصل از ساده‌سازی، با انجام مدل‌سازی مستقیم، تابع گیرنده و منحنی پاشش حاصل از مدل ساده‌شده را به‌دست می‌آوریم. تابع گیرنده و منحنی پاشش پیش‌بینی‌شده از طریق مدل حاصل از وارون‌سازی، داده پیش‌بینی نامیده می‌شود. اگر مدل سرعتی حاصل از ساده‌سازی، مدل درستی باشد باید داده پیش‌بینی و داده ورودی با یکدیگر مطابقت مطلوب داشته باشند، می‌توان این مدل را به‌عنوان مدل خروجی نهایی در زیر ایستگاه معرفی کرد. در غیر این صورت، برای ایجاد همخوانی میان داده پیش‌بینی و داده ورودی یک سری جزئیات و مرزهای ناپیوستگی را به مدل ساده‌شده اضافه می‌کنیم. در نهایت، ساده‌ترین مدلی را که قادر به توجیه داده ورودی باشد، به دست آوریم (شکل 6).



شکل 7. مدل دوبعدی سرعت موج برشی تا عمق 60 کیلومتر در ناحیه مورد مطالعه. خط‌چین کم‌رنگ محدوده یک زبانه کم‌سرعت در شمال گسل اصلی عصر حاضر، خط‌چین پُررنگ مرز موهو را در زیر پروفیل، مثلث‌ها موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری را در بالای پروفیل، و محدوده خاکستری مقطع برشی توپوگرافی را در امتداد پروفیل نشان می‌دهند.



شکل 8. مدل دو بُعدی سرعت موج برشی تا عمق 300 کیلومتر در ناحیه مورد مطالعه. LAB: مرز بین سنگ‌کره و سست‌کره.

4 نتایج و تفسیر

این پژوهش در دو مرحله انجام شده است: اول، محاسبه توابع گیرنده و مهاجرت به عمق آنها و دوم به دست آوردن ساختار سرعتی به روش وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش امواج سطحی.

در مرحله اول برای این که توابع گیرنده محاسبه شده به عمق مهاجرت داده شوند، به یک مدل سرعتی برای موج‌های P و S نیاز است. در ابتدای کار، مدل جهانی IASP91 به کار برده شده و سپس با انجام فرایند وارون‌سازی هم‌زمان (در مرحله دوم)، مدل سرعتی به دست آمده برای منطقه در مهاجرت به عمق جایگزین مدل IASP91 گردید. نتیجه به دست آمده از مهاجرت به عمق 536 تابع گیرنده از 38 ایستگاه مختلف با استفاده از مدل سرعتی در شکل 4 ارائه شده است. این شکل حاصل مهاجرت به عمق آن دسته از توابع گیرنده است که بر روی آنها صافی گوسی با پهنای 3 اعمال شده است. ناپیوستگی موهو و دیگر مرزهای ناپیوستگی به وضوح دیده می‌شود. عمق موهو در ناحیه زاگرس چین‌خورده از کمینه مقدار 45 کیلومتر در محدوده ایلام (محدوده 150- x کیلومتر) تا بیشینه مقدار 55 کیلومتر (زیر گسل

نتیجه نهایی فرایند وارون‌سازی، رسیدن به یک مدل سرعتی قابل قبول در زیر ایستگاه است. در این شکل از وارون‌سازی هم‌زمان تابع گیرنده برانبارش‌یافته (تابع گیرنده، خط پُر سیاه‌رنگ در شکل 6-الف و منحنی پاشش، خط پُر سیاه‌رنگ در شکل 6-ب)، مدل سرعتی آبی‌رنگ در شکل 6-ج به دست می‌آید. حال به دنبال ساده‌سازی این مدل هستیم، بنابراین با میانگین‌گیری از سرعت لایه‌های میانی به مدل سرعتی قرمز رنگ می‌رسیم و با مدل‌سازی مستقیم از آن، تابع گیرنده و منحنی پاشش قرمز رنگ در شکل‌های 6-الف و 6-ب تولید می‌شود. در واقع، در شکل 6-الف و 6-ب تابع گیرنده و منحنی پاشش مشکی رنگ داده ورودی فرایند وارون‌سازی و تابع گیرنده و منحنی پاشش قرمز رنگ داده پیش‌بینی حاصل از مدل‌سازی مستقیم هستند.

در آخرین قسمت مراحل پردازش، با کنار هم قرار دادن مدل‌های سرعتی، یک مدل سرعتی دو بُعدی از ساختارهای زیرین ناحیه مورد مطالعه برای پوسته و گوشته فوقانی به دست می‌آوریم. با تفسیر این مدل می‌توان دید روشنی از زمین‌ساخت محلی ناحیه برخوردی زاگرس ارائه داد.

MZRF، $x=0$) تغییر می‌کند. در ناحیه دگرگونی سنندج-سیرجان ($0 < x < 130$ کیلومتر) کمینه مقدار 42 کیلومتر و بیشینه مقدار 67 کیلومتر و در ناحیه آتشفشانی ارومیه-دختر کمینه و بیشینه به ترتیب برابر 42 تا 62 کیلومتر است. در مرحله دوم این مطالعه، با استفاده از برآیند توابع گیرنده برای هر ایستگاه، یک تابع گیرنده میانگین تعیین و به همراه منحنی‌های پاشش امواج سطحی استخراج شده از مطالعه رحیمی و همکاران (2014)، فرایند وارون‌سازی هم‌زمان انجام شد. حاصل فرایند وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش برای هر یک از ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه یک مدل سرعتی یک‌بُعدی برای موج برشی است که از کنار هم قرار دادن این مدل‌های یک‌بُعدی یک مدل دوبُعدی سرعت برای پوسته و بخش‌های بالایی گوشته فوقانی در منطقه برخورداری زاگرس شمالی به دست می‌آید. شکل 7 این مدل را تا عمق 60 کیلومتر و شکل 8 تا عمق 300 کیلومتر نشان می‌دهد. در مدل سرعتی پوسته (شکل 7) یک لایه کم‌سرعت تا عمق 10~ کیلومتر در زیر زاگرس دیده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده وجود رسوبات ضخیم در زاگرس شمالی باشد. به علاوه یک زبانه کم‌سرعت در درون پوسته در این مدل سرعتی قابل تشخیص است که از محل گسل اصلی عهد حاضر شروع می‌شود و با فاصله گرفتن از این گسل در راستای شمال شرقی به عمق‌های بیشتر می‌رود. این بی‌هنجاری در فاصله 200 کیلومتری شمال شرق گسل در عمق 35~ کیلومتر نمایان است. ضخیم‌شدگی پوسته در زیر ناحیه دگرگونی سنندج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر، رخ داده و مقدار ضخامت پوسته از ابتدای خط اندازه‌گیری در زیر زاگرس از 43 کیلومتر به میزان 57 کیلومتر می‌رسد. در سنندج-سیرجان و ارومیه-دختر به تدریج بر این ضخامت افزوده

شده و در مرز این دو ناحیه ضخامت پوسته به بیشینه مقدار 62 کیلومتر می‌رسد. ضخیم‌شدگی پوسته در شمال گسل عهد حاضر را می‌توان در ارتباط با راندگی پوسته ایران مرکزی به روی پوسته عربی، در راستای گسل اصلی عهد حاضر دانست (پل و همکاران، 2010). در زیر ایران مرکزی به تدریج میزان ضخامت پوسته کاهش یافته و در انتهای خط اندازه‌گیری در زیر ایران مرکزی به 42 کیلومتر می‌رسد.

در مدل سرعتی دوبُعدی ارائه شده تا عمق 300 کیلومتر، مرز سنگ‌کره با سُست‌کره به‌عنوان جایی که سرعت موج برشی در گوشته بالایی با افزایش عمق کاهش می‌یابد، در نظر گرفته شده و با خط سیاه پیوسته علامت‌گذاری شده است. تغییرات جانبی عمق این مرز در امتداد پروفیل نشان می‌دهد که سنگ‌کره پُرسرعت زیرین زاگرس در زیر سنندج-سیرجان و ارومیه-دختر و لبه جنوبی ایران مرکزی گسترش یافته است. چنین مشاهده‌ای در تطابق با زیرراندگی مشاهده شده در پوسته و شاهدی بر زیرراندگی کل سنگ‌کره عربی به زیر ایران مرکزی است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله از پروفیسور آن پل (دانشگاه ژوزف فوریه فرانسه) به‌خاطر در اختیار قرار دادن شکل موج‌های استفاده شده در این مطالعه تشکر می‌کنند. به‌علاوه از دکتر حبیب رحیمی (دانشگاه تهران) به‌خاطر در اختیار قرار دادن منحنی‌های پاشش استفاده شده در این مطالعه قدردانی می‌شود. از دکتر محمد تاتار (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله) و داور ناشناس دوم به‌خاطر پیشنهادات ارزنده‌شان که باعث بهبود این مقاله شد، قدردانی می‌شود.

- منابع
- Ligorria, J. P., Ammon, C. J., 1999, Iterative deconvolution and receiver-function estimation: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89** (5), 1395–1400.
- Molinaro, M., Zeyen, H., and Laurencin, X., 2005, Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: Recent slab break-off?: *Terra Nova.*, **17**, 1–6.
- Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Doglioni, C., and Panza, G. F., 2015, The deep structure of the Iranian Plateau: *Gondwana Research*, **12**, GR-01258.
- Panza, G. F., 1981, The resolving power of seismic surface waves with respect to crust and upper mantle structural models: In: Cassinis, R. (Ed.), *The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation*. Plenum Publishing Corporation, pp 39–77.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Tatar, M., and Priestley, K., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran): *J. Geological Soc. London, Special Publications*, **330**, 5–18.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., and Mokhtari, M., 2006, Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran): *Geophys. J. Int.*, **166**, 227–237.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F., Panza, G.F., 2014, Shear-wave velocity tomography of the lithosphere–asthenosphere system beneath the Iranian Plateau: *Bull. Seism. Soc. Am.*, DOI: 10.1785/0120130319.
- Zhu, L. P., 2000, Crustal structure across the San Andreas Fault, southern California from teleseismic converted waves: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 183–190.
- Zhu, L., and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions: *J. Geophys. Res.*, **105**, 2969–2980.
- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations: *Tectonophysics*, **229**, 211–238.
- Ammon, C. J., Randall, G. E., Zandt, G., 1990, On the non-uniqueness of receiver function inversions: *J. Geophys. Res.*, **95**, 15303–15318.
- Ammon, C. J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2504–2510.
- Falcon, N. L., 1969, Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range: *Geological Society, London, Special Publications*, **3(1)**, 9–21.
- Hatzfeld, D., and Molnar, P., 2010, Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications: *Rev. Geophys.*, **48**, DOI: 10.1029/2009RG000304.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., Ghafor-Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran): *Geophys. J. Int.*, **155**, 403–410.
- Herrmann, R. B., Ammon, C. J., 2003, *Computer Programs in Seismology, Version 3.20, Surface Waves, Receiver Functions and Crustal structure*: Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, St Louis.
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., Correig, A. M., 2000, Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations: *Geophys. J. Int.*, **143**, 1–19.
- Kennett, B. L. N., and Engdahl, E. R., 1991, Traveltimes for global earthquake location and phase identification: *Geophys. J. Int.*, **105**, 429–465.

Lithosphere structure in the north Zagros collision revealed by joint inversion of P receiver function and surface wave dispersion

Forough Kalvandi¹, Khalil Motaghi^{*2} and Esmaeil Shabanian²

¹*M. Sc. Graduate of Geophysics, Institute of Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran*

²*Assistant professor, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran*

(Received: 03 February 2016, Accepted: 17 July 2016)

Summary

The Zagros mountain belt, situated on the northern margin of the Arabian plate, is one of the youngest continental collision belts. This belt was formed by a collision between the Arabian plate and the Central Iranian micro-continent. In this study, we used data from 38 temporary seismological stations installed on a 400 km long profile from May to November 2003. The trend of the profile is N58°E across northern Zagros and part of the Central Iran. The stations are part of Zagros03 profile (Paul et al., 2010) operated by the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) of Iran in collaboration with CNRS - Université Joseph Fourier, France. We examine the structure of the lithosphere, across the profile by analysis of P-wave receiver functions and Rayleigh wave fundamental mode phase velocity dispersion curves. Joint inversion of Rayleigh wave phase velocity dispersion and receiver functions have been used to estimate the velocity structure beneath 28 seismic stations. Receiver functions are time-series computed from the three-component body-wave seismograms and are sensitive to the earth structure near the receiver station. They are composed of P- to S-wave conversions in discontinuities under the stations. These converted waves are isolated by deconvolving the vertical component of a teleseismic P-wave record from its radial component. For each event, a 120s time-window centered at the direct P arrival is selected and used for the calculation of the receiver function. The deconvolution used is the iterative deconvolution method of Ligorria and Ammon (1999). Surface waves arise from the presence (boundary conditions) of the stress-free surface of the Earth, and in the presence of layering, they are dispersed. They provide valuable information on the absolute S-wave velocity, but they are relatively insensitive to sharp velocity contrasts. On the other hand, receiver functions are sensitive to S-wave velocity contrasts, which give rise to converted phases, but allow for a substantial trade-off between the depth and velocity above an impedance change. Combining them in a joint inversion process bridges the resolution gaps associated with each data set. We jointly inverted the stacked receiver function and surface wave dispersion data. We employ the program joint96 which is available in the software package "Computer Program in Seismology" (Herrmann and Ammon, 2003). In this study, we try to calculate the Moho depth and velocity structure in the north Zagros collision zone using the joint inversion of receiver function and surface wave dispersions. Receiver functions are calculated using teleseismic events of magnitude greater than 5.1, located between 30° and 95° epicentral distances. The fundamental mode Rayleigh-wave group velocities are extracted from the tomographic study conducted by Rahimi et al. (2014). The 1D velocity models resolved by joint inversion are juxtaposed, and a 2D velocity model is obtained. Results obtained from the 2D model reveal that the thickness of the sediments beneath the Zagros is 12 km, the Moho depth beneath this region of Zagros is 43-57 km, which increases towards Sanandaj-Sirjan zone and Urumieh-Dokhtar magmatic arc and reaches an expanse of 62 km and then decreases in the central Iran with a depth of 42 km. The velocity model confirms the presence of a crustal root and a thick high-velocity lithosphere beneath and north of the suture. These evidences imply that the Arabian plate continues to underthrust beneath the Central Iran.

Keywords: receiver functions, surface wave dispersion, joint inversion, velocity structure, north Zagros collision