



ساختار سرعتی پوسته در حاشیه شمال غربی زون ایران مرکزی

منصوره موجان^۱، افسانه نصرآبادی^{۲*}، حبیب رحیمی^۳ و محمد رضا سپهوند^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

۲- استادیار، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

۳- استادیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۲/۱۲؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۷/۲۵

* نویسنده مسئول مکاتبات: a.nasrabadi@kgut.ac.ir

واژگان کلیدی

چکیده

در این مطالعه ساختار سرعتی پوسته در زیر دو ایستگاه باند پهن شبکه لرزه نگاری ملی ایران (INSN)، آشتیان-اراک (ASAO) و نائین (NASN)، واقع در حاشیه شمال غربی ایران مرکزی نزدیک شهرهای آشتیان و نائین با روش برگردان همزمان توابع گیرنده موج P و منحنی های پاشندگی سرعت فاز و گروه موج رایی مورد بررسی قرار گرفت. جهت تعیین توابع گیرنده از روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان و دور لرزهایی با طول مسیر دایره بزرگ چشمه-گیرنده بزرگتر از 30° و کوچکتر از 90° و بزرگای بیش از ۵ استفاده گردید؛ که در فاصله سال های ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۳ در این ایستگاه ها به ثبت رسیده اند. منحنی های پاشندگی سرعت گروه و فاز موج رایی از مطالعه ای بر روی ساختار پوسته و گوشته بالایی فلات ایران در بازه ی دوره ی تناوبی ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه تأمین شده است. توابع گیرنده، پاسخ ساختار محلی زمین به رسید تقریباً قائم امواج P در زیر یک لرزه سنج سه مؤلفه ای بوده؛ که به تباین های سرعت موج برشی حساس هستند. ناهمبستگی عمق-سرعت در اطلاعات توابع گیرنده باعث غیر یکتایی مسئله ی برگردان می شود؛ اما با دخالت دادن اطلاعات حاصل از سرعت مطلق برآوردهای پاشندگی و برگردان همزمان این دو مجموعه ی داده ای، می توان بر این محدودیت غلبه کرد و به اطلاعات دقیق تری در مورد ساختار پوسته ای رسید. نتایج این مطالعه نشان می دهند که عمق ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه آشتیان-اراک (ASAO) 50 ± 2 کیلومتر و در زیر ایستگاه نائین (NASN) 56 ± 2 کیلومتر است و این عمق در حاشیه شمال غرب ایران مرکزی موهو به طور متوسط 53 ± 2 کیلومتر است.

ایران مرکزی
ساختار پوسته ای
توابع گیرنده
برگردان همزمان

۱- مقدمه و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

مطالعه ساختمان سرعتی پوسته و گوشته بالایی درک بهتری از تکامل و تاریخچه زمین‌ساختی پهنه‌های لرزه‌زمین‌ساختی را در اختیار می‌گذارد. همچنین جهت تعیین پارامترهای زلزله (مختصات کانونی، زمان، بزرگا و عمق)، مطالعه لرزه‌خیزی و شناسایی گسل‌های فعال و لرزه‌زا در اختیار داشتن اطلاعات دقیقی از ساختار سرعتی پوسته و گوشته فوقانی ضروری است. در ایران به عنوان یکی از مناطق لرزه‌خیز جهان که احتمال وقوع زلزله‌های بزرگ و ویران‌گر دور از انتظار نیست؛ فرایند تعیین ساختار سرعت از اهمیت خاصی برخوردار است.

سرزمین ایران در بخش میانی کوهزایی آلپ- هیمالیا قرار گرفته است و سطح بالایی از فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). از نظر لرزه‌زمین‌ساختی، ایران را می‌توان به نوار چین‌خورده زاگرس، البرز، کپه داغ و ایران مرکزی و دشت لوت که با توجه به لرزه‌خیزی به عنوان صفحه سخت شناخته شده‌اند (جکسون و مکزی، ۱۹۸۴) تقسیم نمود. ایالت لرزه زمین‌ساختی ایران مرکزی- شرق ایران پهنه‌ای درون صفحه‌ای است؛ که از شمال به پهنه‌های برخوردی البرز-آذربایجان و کپه داغ، از غرب و جنوب غرب به منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس، از جنوب شرق به منطقه فرورائش اقیانوسی- قاره‌ای مکران و از شرق به بلوک پایدار هیلمند (بلوک افغان) محدود است. این زون ترکیبی از بلوک‌های مختلف است؛ که زمانی توسط اقیانوس کوچکی از هم جدا بوده‌اند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) و شروع نزدیک شدن آن‌ها به هم از زمان کرتاسه است (والکر و جکسون، ۲۰۰۴). در زون شرقی ایران تنش‌های برشی غالب بوده و باعث تشکیل گسل‌های برشی و امتداد لغز می‌شود. روند گسل‌های فعال از شمالی- جنوبی در مرکز به شمال شرقی- جنوب غربی در کناره‌های شمالی و جنوبی تغییر می‌یابد. در بخش‌های شمالی این زون چندین گسل با روند شمال غربی- جنوب شرقی وجود دارد؛ که به گسل‌های تراسی خاتمه پیدا می‌کنند. به سمت جنوب گسل‌ها با گسل‌های تراسی مکران هماهنگ می‌شوند. ایران مرکزی دارای لرزه‌خیزی پراکنده بوده و عمق کانونی زلزله‌ها در آن کم است (والکر و جکسون، ۲۰۰۴). گسل‌های غالب این ناحیه گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد است. در حال حاضر، ایران مرکزی نسبت به غرب افغانستان با نرخ 16 ± 2 میلی‌متر بر سال به سمت شمال در حال حرکت است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). این حرکت رو به شمال، برش راست‌گرد شمالی- جنوب در مرز شرقی کشور را بیان می‌کند. بیشتر زمین‌لرزه‌ها در این زون از نوع کم عمق با بزرگی متوسط هستند. زلزله ۲۰۰۳ شهرستان بم -که باعث از بین رفتن تعداد بی‌شماری از مردم این مناطق و ویرانی‌هایی در سطح بالا گردید- اهمیت برآورد خطر لرزه‌ای را در این قسمت از ایران زیاد می‌کند؛ بنابراین ارائه مدل سرعتی پوسته و موقعیت مرز ناپیوستگی موهو در تعیین و بهبود

موقعیت و عمق دقیق زمین‌لرزه‌ها جهت شناسایی گسل‌ها، برآورد خطر لرزه‌ای و بررسی بهتر لرزه زمین‌ساخت این منطقه ما را یاری می‌دهد.

توابع گیرنده، سری‌های زمانی هستند که از لرزه‌نگاشت‌های سه مؤلفه‌ای محاسبه می‌شوند و ارائه کننده پاسخ نسبی ساختار زمین در مجاورت محل گیرنده می‌باشند. شکل موج ترکیبی از امواج تبدیل یافته P به S است؛ که توسط ساختار زیر لرزه‌سنج تولید می‌شوند. توابع گیرنده بیشترین حساسیت را به تباین سرعت موج برشی دارند و می‌توانند سطوح ناپیوستگی با تباین سرعتی بالا را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده نشان دهند (آمون و همکاران، ۱۹۹۰). به دلیل تغییر سرعت گروه و فاز امواج سطحی با عمق برای دوره تناوب‌های مختلف و ایجاد پاشندگی در این امواج و حساس بودن منحنی پاشندگی این امواج به سرعت موج برشی، برگردان منحنی پاشندگی این امواج نیز روشی مفید جهت تعیین متوسط سرعت مطلق موج برشی در محدوده وسیعی از عمق بین دو ایستگاه لرزه‌ای است (تاکشی و سایتو، ۱۹۷۲). توابع گیرنده به تغییر سرعت موج برشی و زمان سیر عمودی حساس بوده و می‌توانند تباین سرعت را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده نشان دهند. با توجه به این‌که روش تابع گیرنده به وجود سطوح ناپیوستگی حساس است و در صورت عدم برآورد صحیح سرعت موج P و به ویژه S، با خطای قابل‌توجهی در تعیین ژرفای ناپیوستگی‌ها همراه خواهد بود (آمون، ۱۹۹۱) و در مقابل منحنی‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی به ناپیوستگی‌های سرعت و تباین سرعت حساسیت کمتری دارند؛ اما با دقت مناسبی سرعت میانگین موج برشی را تعیین می‌کنند. لذا جهت کاستن عدم قطعیت برگردان هر گروه داده به تنهایی از روش بهینه برگردان هم‌زمان این دو گروه داده استفاده شده است.

مطالعاتی در رابطه با تعیین ساختار سرعتی پوسته در منطقه انجام گردیده است: گیس و همکاران (۱۹۸۳)، با استفاده از عملیات لرزه‌ای انکساری به مطالعه ساختار ژرفای پوسته در منطقه میان کمربند زاگرس و ایران مرکزی پرداختند. نتایج ایشان نشان می‌دهد که ضخامت پوسته‌ای در حاشیه غربی قطعه لوت حدود ۴۰ کیلومتر و در نزدیکی سیرجان، ۲۵-۲۰ کیلومتر است. دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) با استفاده از مدل‌سازی بی‌هنجاری بوگه بر اساس داده‌های ایستگاه‌های گرانشی دریافتند که بیشینه ضخامت پوسته‌ای در زیر راندگی اصلی زاگرس قرار داشته و مقادیری بین ۵۰ و ۵۵ کیلومتر دارد و در ایران مرکزی به ۳۵ کیلومتر می‌رسد. پل و همکاران (۲۰۰۶) در مطالعه‌ای به روش برگردان توابع گیرنده و با استفاده از رویدادهای ثبت شده در ۴۵ ایستگاه لرزه‌شناسی موقت در آرایه‌ای عبوری از زاگرس مرکزی، ژرفای موهو را در زیر نهشته ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA) و قسمت جنوبی خردقاره ایران مرکزی ۴۲ کیلومتر به دست آوردند. تاتار و نصرآبادی (۲۰۱۳) با استفاده از

گردیدند (شکل ۲). پس از تصحیح اثرات دستگاهی (بهره و پاسخ دستگاهی) و چرخش مؤلفه‌های افقی لرزه نگاشت به دو جهت شعاعی و مماسی جهت حذف نوفه‌های با بسامد بالا بر روی لرزه نگاشت‌ها، فیلتر گوسی با پارامتر پهنای برابر با مقدار ۱ اعمال گردید؛ که امکان عبور فرکانس‌های کمتر از ۰/۵ هرتز را فراهم می‌کند. برای تعیین توابع گیرنده از روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان لیگوریا و آمون (۱۹۹۹) که پایداری بالاتری با داده‌های نوفه‌دار در مقایسه با روش حوزه بسامد دارد (جولیا و همکاران، ۲۰۰۵) استفاده شد. جهت حذف اثر چشمه و مسیر و اثر دستگاهی از روش واهمامیخت مؤلفه عمودی از مؤلفه‌های افقی لرزه نگاشت‌ها استفاده شد.

برای تقویت دامنه‌ی فازها و افزایش نسبت سیگنال به نوفه (S/N)، توابع گیرنده رویدادهای که نزدیک به هم هستند (اختلاف گستره بک آزیموتی کمتر از ۲۰ درجه و فاصله کمتر از ۱۵ درجه) دسته‌بندی و همانند عملیات برانبارش در پردازش داده‌های لرزه‌ای بازتابی برانبارش گردیدند؛ تا در نهایت از هر مجموعه یک تابع گیرنده با کیفیت بهتر به دست آید. بدین ترتیب توابع گیرنده ایستگاه آشتیان-اراک در ۸ دسته و ایستگاه نائین در ۱۳ دسته تقسیم‌بندی شدند و سپس با برنامه‌های موجود برانبارش گردیدند. در پیوست محدوده‌های بک آزیموتی و تعداد توابع گیرنده شرکت کننده در برانبارش (N) برای هر ایستگاه نمایش داده شده است.

۲-۲- منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج سطحی

امواج سطحی قوی‌ترین امواج ثبت شده روی لرزه نگاشت‌ها هستند. در مورد یک نیم فضای همگن، سرعت امواج ریلی به بسامد بستگی ندارد؛ اما در یک ساختمان لایه‌ای و غیر همگن، امواج ریلی حالت پاشندگی از خود نشان می‌دهند. با توجه به این‌که سرعت امواج نسبت به عمق افزایش می‌یابد؛ امواج با طول موج‌های بلندتر و فرکانس کمتر به قسمت‌های عمیق‌تر نفوذ کرده و دارای سرعت بیشتری می‌شوند؛ در صورتی که امواج با طول موج‌های کوتاه‌تر و فرکانس بیشتر در لایه‌های سطحی حرکت نموده و سرعت کمتری دارند و در نتیجه باعث به وجود آمدن پاشندگی در لرزه نگاشت می‌شوند. یک سطح آزاد و حالت نیم فضا برای تشکیل امواج ریلی کافی است. منحنی پاشندگی سرعت امواج سطحی ابزار مناسبی جهت تعیین متوسط سرعت موج برشی در محدوده وسیعی از عمق بین دو ایستگاه لرزه‌ای یا بین ایستگاه و چشمه لرزه‌ای است (لارسون و همکاران، ۲۰۰۶). در این تحقیق از منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه مد اصلی امواج ریلی که توسط رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) به دست آمده، استفاده گردیده است. این محققین ابتدا با استفاده از داده‌های مناسب ثبت شده در ۲۹ ایستگاه باند پهن شبکه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و ایستگاه‌های دانشگاه فردوسی مشهد، منحنی‌های پراکندگی و جذب محلی را برآورد کردند. سپس با استفاده از روش آنالیز

روش برگردان هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه امواج ریلی عمق موهو را در زیر ایستگاه آشتیان ۵۰ کیلومتر و در زیر ایستگاه نائین ۵۸ کیلومتر به دست آوردند. ایشان در تحقیق خود از یک سال داده (۲۰۰۴ تا ۲۰۰۵) برای تعیین توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه رام (۲۰۰۹) و سرعت فاز نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰) استفاده کردند.

با توجه به این‌که مطالعاتی در رابطه با تعیین ساختار پوسته و عمق ناپیوستگی موهو در این منطقه انجام گرفته است؛ اما بالا بودن نسبی ضخامت پوسته در زیر این دو ایستگاه و به خصوص در زیر ایستگاه نائین در قیاس با دیگر مناطق ایران مرکزی، نگارندگان را بر آن داشت تا تحقیقی دوباره با تعداد داده بیشتر (سه سال داده، ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۳) و استفاده از منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز جدیدتر (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۴) در مورد ضخامت پوسته انجام دهند؛ تا از صحت نتایج قبلی اطمینان حاصل نمایند؛ بنابراین وجه تمایز مطالعه اخیر با مطالعات قبلی استفاده از داده‌های بیشتر (سه سال داده) و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز حاصل از نتایج رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) است و نتیجه آن می‌تواند نتایج قبلی را تأیید و یا تصحیح نماید. در این پژوهش سعی گردید تا با استفاده از سه سال داده دور لرز ثبت شده در دو ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن شبکه ملی لرز نگاری کشور (INSN) ایستگاه‌های آشتیان و نائین واقع در حاشیه شمال غرب ایران مرکزی (شکل ۱) توابع گیرنده تعیین و با برگردان هم‌زمان آن‌ها با منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز مد اصلی امواج ریلی مدل دقیقی از ساختار سرعتی پوسته و عمق ناپیوستگی موهو به دست آید.

۲- داده‌ها و روش تحقیق

۲-۱- تحلیل تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای

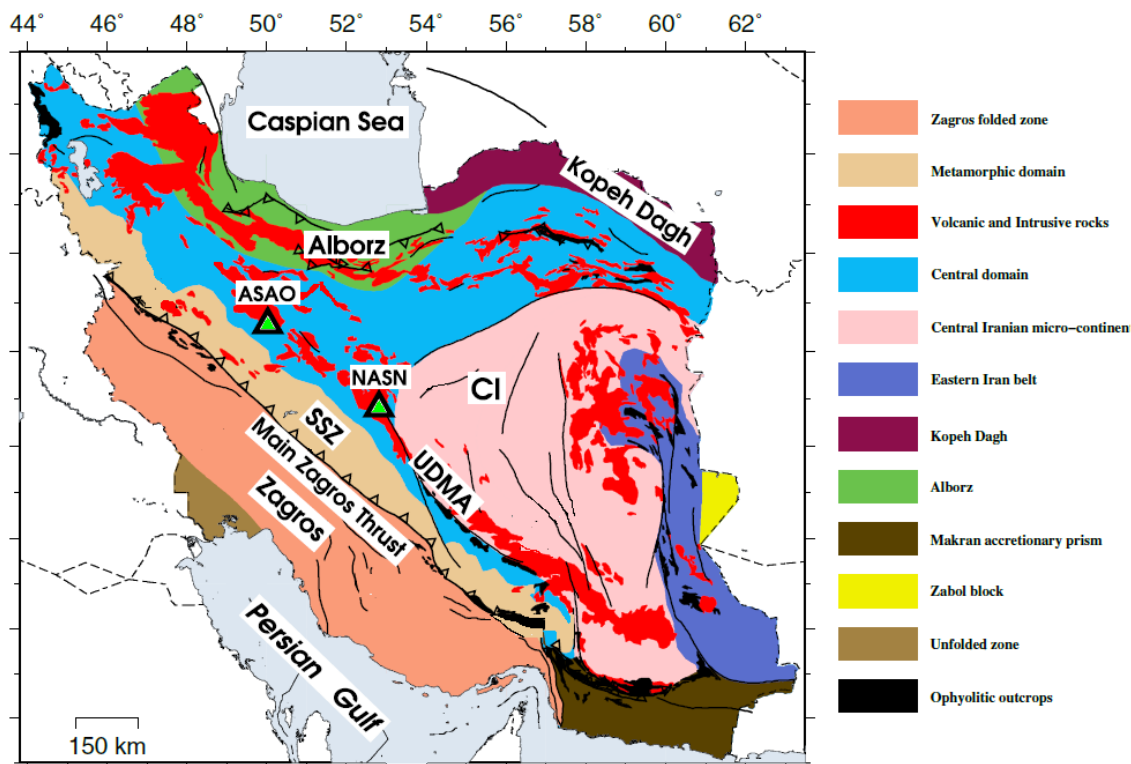
هنگامی که موج P به ناپیوستگی‌هایی با تباین سرعتی بالا برخورد می‌کند، تحت شرایط مرزی و برای ایجاد تعادل در مرز این ناپیوستگی‌ها علاوه بر موج P عبوری و انعکاسی، امواج تبدیلی P به S عبوری و انعکاسی نیز شکل خواهند گرفت. تبدیلی‌های Ps که به تباین سرعت برشی حساس هستند؛ دامنه‌های قوی‌تری را در مؤلفه‌های افقی نسبت به مؤلفه‌های قائم نشان می‌دهند. با الگوسازی زمان و دامنه‌ی این امواج بازتابی، اطلاعات مهمی در مورد ساختار زیرین زمین فراهم می‌آید.

همان‌طور که گفته شد، بیش از سه سال داده دور لرز ثبت شده از سال ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۳ در دو ایستگاه لرزه‌ای سه مؤلفه‌ای باند پهن شبکه ملی لرزه‌نگاری کشور (INSN) ایستگاه آشتیان-اراک (ASAO) و نائین (NASN) در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفت. مرحله اول پردازش داده‌ها تبدیل فرمت و استخراج آن‌ها است. رویدادهایی با طول مسیر دایره بزرگ چشمه-گیرنده بزرگ‌تر از ۳۰° و کوچک‌تر از ۹۰° و بزرگای بیش از ۵ (۲۱۰ رویداد) انتخاب

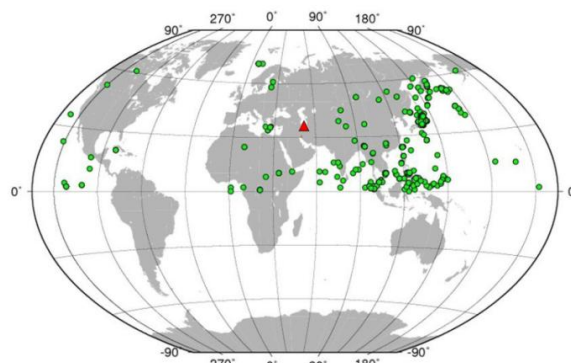
موچان و همکاران، ساختار سرعتی پوسته در حاشیه شمال غربی زون ایران مرکزی، صفحات ۸۹-۱۰۲.

پس از آن منطقه مورد مطالعه را به شبکه‌هایی با ابعاد 0.5° در 0.5° تقسیم و مقادیر سرعت گروه و فاز را برای مرکز هر یک از سلول‌های شبکه به دست آوردند. در این تحقیق از منحنی‌های پاشندگی سلول زیر هر ایستگاه استفاده شده است.

فرکانس-زمان (FTAN)، مدهای اساسی امواج ریلی را از لرزه‌نگاشت‌های مورد نظر در طول ۱۵۸۶ مسیر که شرایط دو ایستگاهی را دارا بودند، جدا نمودند. در نهایت به روش واهم‌مخت وینر، ۲۴۰ منحنی پراکندگی سرعت گروه و فاز را در بازه دوره تناوبی ۱۰-۱۰۰ ثانیه تعیین نمودند که اکثر ایران را پوشش می‌دهد.



شکل ۱: موقعیت دو ایستگاه باند پهن شبکه ملی لرزه‌نگاری کشور INSN مورد استفاده در این مطالعه (برگرفته از بانک داده‌های علوم زمین کشور، <http://www.ngdir.ir>).



شکل ۲: موقعیت مکانی رخداد‌های دور لرز مورد استفاده در محاسبه توابع گیرنده.

نشان دهند (آمون، ۱۹۹۱)؛ که در تشخیص مرزها در اعماق مختلف می‌تواند موفق باشد و اطلاعات خوبی در مورد مرز ناپیوستگی‌ها ارائه دهد؛ اما اطلاعات کمتری در مورد سرعت مطلق آن دارند. این مسئله می‌تواند باعث یک ارتباط ظاهری بین عمق و سرعت شود؛ که هنگام تفسیر داده‌ها مشکل‌ساز می‌شود (آمون و همکاران، ۱۹۹۰). برای

۲-۳- برگردان هم‌زمان تابع انتقال گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت فاز و گروه امواج ریلی

توابع گیرنده به تغییر سرعت موج برشی و زمان سیر عمودی حساس هستند و می‌توانند تباین سرعت را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده

مدل سرعت، σ_{ri} ، خطای استاندارد مشاهده در O_{sj} ، t_i ، z امین پاشندگی موج سطحی مشاهده‌ای، P_{sj} ، z امین مقدار پیش‌بینی شده منحنی پاشندگی، منطبق با یک مدل سرعت، σ_{sj} ، حدود خطای استاندارد z امین مشاهده موج سطحی، N_r و N_s ، به ترتیب تعداد نقاط توابع گیرنده و پاشندگی موج سطحی می‌باشند. با در نظر گرفتن مقادیر مختلفی از متغیر وزنی P در طول برنامه و انتخاب بالاترین انطباق با هر دو گروه داده در برخی ایستگاه‌ها مقدار $P=0.1$ و در برخی ایستگاه‌ها به دلیل پایین بودن انطباق منحنی پاشندگی مقدار 0.2 در نظر گرفته شد. با انتخاب این مقادیر برای متغیر وزنی P ، انطباق هر دو گروه داده در حد مطلوب است.

۳- بحث

با توجه به روش‌های شرح داده شده در بخش‌های قبل، توابع گیرنده برای دو ایستگاه شبکه ملی لرزه‌نگاری کشور واقع در حاشیه شمال غرب ایران مرکزی محاسبه و با استفاده از اطلاعات پاشندگی سرعت گروه و فاز مد اصلی امواج ریلی برای هر ایستگاه، مدل سرعتی با استفاده از برگردان هم‌زمان این دو گروه داده به دست آمد. مشخصات و مختصات جغرافیایی این دو ایستگاه در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱: مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های آشتیان-اراک و نائین و میانگین عمق موهو برای هر ایستگاه.

ایستگاه	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	ارتفاع از سطح آزاد دریا (متر)	میانگین عمق موهو (کیلومتر)
Ashtian-Arak (ASAO)	۳۴/۵۴	۵۰/۰۲	۲۲۱۷	۵۰±۲
Naein (NASN)	۳۲/۷۹	۵۲/۸۰	۲۳۷۹	۵۶±۲

تعداد توابع گیرنده بیشتر به دست آمد.

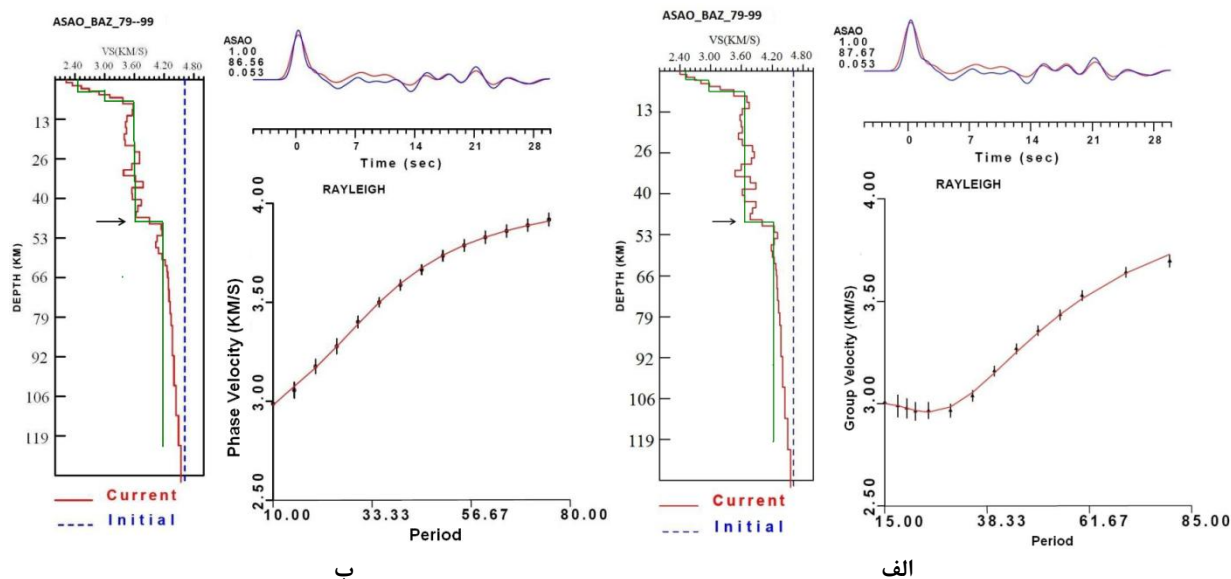
شکل ۳ نتایج برگردان هم‌زمان تابع گیرنده با منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی (شکل ۳ الف) و منحنی پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی (شکل ۳ ب) را برای محدوده بک آزیموتی $99^\circ-79^\circ$ نشان می‌دهد. در هر شکل قسمت بالا سمت راست شامل تابع گیرنده واقعی (به رنگ آبی) و تابع گیرنده محاسبه شده توسط برنامه (به رنگ قرمز)، اعداد سمت چپ نیز بیانگر پارامتر فیلتر گوسین، میزان درصد انطباق تابع گیرنده و پارامتر پرتو می‌باشند. قسمت پایین سمت راست، منحنی پاشندگی سرعت گروه یا فاز موج ریلی مشاهده‌ای (نقاط) و میزان خطای مربوط به هر کدام و منحنی پاشندگی محاسبه شده (منحنی قرمز رنگ) را نشان می‌دهد. سمت چپ مدل سرعتی ساختار زیر گیرنده در این بک‌آزیموت را نشان می‌دهد.

مثال: اختلاف زمانی میانگین یکسان می‌تواند هم با یک لایه‌ی کم‌سرعت نازک و هم با یک لایه‌ی پرسرعت ضخیم به وجود آید. به عبارت دیگر، جواب‌های مسئله‌ی برگردان، غیر یکتا هستند. از طرف دیگر، امواج سطحی به متوسط سرعت مطلق موج برشی نسبت به تغییرات سرعت در مرزهای ناپیوستگی حساسیت بیشتری دارند؛ بنابراین در تعیین مرزهای ناپیوستگی‌ها قدرت خوبی ندارند. لذا ترکیب این دو گروه داده برای الگوسازی ساختار زمین با توجه به پیچیدگی‌های موجود با استفاده از برگردان هم‌زمان آن‌ها بهترین روش برای بهبود بخشیدن به مدل‌های ارائه شده است و عدم قطعیت برگردان جداگانه هر روش به تنهایی را کاهش می‌دهد. در این تحقیق برگردان هم‌زمان توسط کدهای رایانه‌ای نوشته شده توسط هرمن و آمون (۲۰۰۳) انجام شد. معیار رسیدن به الگوی نهایی مطلوب به حداقل رساندن خطای استاندارد بین داده‌های واقعی و پیش‌بینی شده است. برای این که مدل به مدل واقعی نزدیک باشد، مقدار رابطه زیر برای آن مدل باید کمینه گردد (هرمن و آمون، ۲۰۰۳):

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

که در آن P ، پارامتر وزنی، O_{ri} ، i امین تابع گیرنده مشاهده‌ای (واقعی)، P_{ri} ، تابع گیرنده پیش‌بینی شده در زمان t_i ، منطبق با یک

در ایستگاه لرزه‌نگاری آشتیان-اراک در نزدیک شهر آشتیان برای تعداد ۲۱۰ رخداد دور لرز ثبت شده در آن، توابع گیرنده محاسبه و از این تعداد حدود ۷۵ تابع گیرنده انتخاب و نهایتاً تعداد ۸ تابع گیرنده برانبارش شده محاسبه شدند؛ که جهت برگردان هم‌زمان با منحنی سرعت گروه و فاز امواج ریلی مورد استفاده قرار گرفتند. پس از این که توابع گیرنده برانبارش گردیدند؛ برای هر محدوده بک آزیموتی یک تابع گیرنده به دست آمد. سپس برگردان هم‌زمان با این توابع گیرنده جدید (برانبارش یافته که نسبت سیگنال به نوفه آن بالاتر است) انجام گردید و برای هر محدوده بک آزیموتی یک مدل سرعتی به دست آمد؛ یعنی برای ایستگاه آشتیان ۸ مدل سرعتی به دست آمد. سپس هر مدل به تنهایی مورد تفسیر قرار گرفت، عمق موهو و تغییرات سرعت و ناپیوستگی‌های واضح در آن مشخص گردید. در ادامه در هر ایستگاه میانگین عمق موهوی مدل‌های مختلف با توجه به دادن وزن بیشتر به تابع گیرنده برانبارش یافته با



شکل ۳: نتایج برگردان هم‌زمان تابع گیرنده با پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی (الف) و با پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی (ب) در گستره بک‌آزیموتی ۷۹°-۹۹° در ایستگاه آشتیان-اراک (ASAO). در هر شکل قسمت بالا سمت راست شامل تابع گیرنده مشاهده‌ای (به رنگ آبی) و تابع گیرنده محاسبه شده توسط برنامه (به رنگ قرمز)، اعداد سمت چپ هم بیانگر پارامتر فیلتر گوسی، میزان درصد انطباق تابع گیرنده و پارامتر پرتو می‌باشند. قسمت پایین سمت راست، منحنی پاشندگی سرعت گروه موج ریلی مشاهده‌ای (نقاط) و میزان خطای مربوط به هر کدام و منحنی پاشندگی محاسبه شده (منحنی قرمز) ثانیه را نشان می‌دهد. سمت چپ مدل سرعتی ساختار زیر گیرنده را نشان می‌دهد. خط نقطه‌چین آبی مدل سرعتی اولیه، شامل یک نیم فضا با سرعت یکنواخت، خط قرمز مدل سرعتی به دست آمده در زیر این ایستگاه و خط سبز مدل ساده برازش شده را نشان می‌دهد. با افزایش سرعت موج برشی از ۳/۷ تا ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه، می‌توان مرز موهو را در عمق 2 ± 50 کیلومتری اعلام کرد. موقعیت مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.

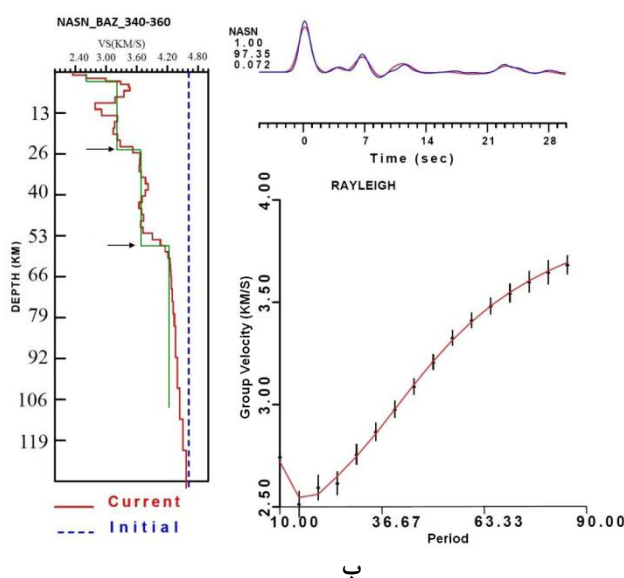
نصرآبادی، ۲۰۱۳).

ایستگاه لرزه‌نگاری نائین واقع در نزدیکی روستای سلطان نصیر در ۳۴ کیلومتری شهر نائین، در عرض جغرافیایی $32/79^\circ$ و طول جغرافیایی $52/80^\circ$ در زون لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی و شرق ایران قرار دارد. در این ایستگاه ۱۹۶ رخداد دور لرز ثبت شده در یک سال مفروض، جهت تعیین توابع گیرنده مورد استفاده قرار گرفتند. از توابع گیرنده محاسبه شده تعداد ۱۱۸ تابع گیرنده با توجه به میزان مشخص بودن فازهای مورد نظر در آن‌ها و دارا بودن کیفیت مطلوب انتخاب گردیدند. پس از دسته‌بندی آن‌ها از نظر آزمون و فاصله، ۱۳ تابع گیرنده برانبارش شده محاسبه و جهت برگردان هم‌زمان با منحنی سرعت گروه و فاز امواج ریلی مورد استفاده قرار گرفتند. برگردان هم‌زمان توابع گیرنده محاسبه شده و منحنی‌های پاشندگی سرعت امواج ریلی برای این ایستگاه نیز با انتخاب پارامترهای مناسب انجام گرفت. با توجه به انطباق بالای توابع گیرنده محاسبه شده و توابع گیرنده محاسبه‌ای و همچنین انطباق بالای منحنی پاشندگی سرعت گروه موج ریلی محاسبه‌ای با نقاط پاشندگی سرعت گروه موج ریلی مشاهده‌ای در حالت $P=0/1$ ، همین مقدار برای پارامتر وزنی مناسب تشخیص داده شد. با توجه به مدل‌های سرعتی حاصل از برگردان هم‌زمان در این ایستگاه ساختار سرعت بدین شرح است: لایه‌ای با ضخامت کم با سرعت پایین در سطح

خط نقطه‌چین آبی رنگ مدل سرعتی اولیه، شامل یک نیم فضا با سرعت یکنواخت، خط قرمز رنگ مدل سرعتی به دست آمده و خط سبز مدل ساده برازش شده را در زیر این ایستگاه برای محدوده بک‌آزیموت فوق‌الذکر نشان می‌دهد. انطباق تابع گیرنده محاسبه‌ای با تابع گیرنده مشاهده‌ای خصوصاً برای فاز Ps که درست ۷ ثانیه بعد از فاز مستقیم P با دامنه کمی رسیده است، در حد مطلوب است. انطباق منحنی پاشندگی سرعت گروه موج ریلی محاسبه‌ای با نقاط پاشندگی سرعت گروه موج ریلی مشاهده‌ای بالا است.

با توجه به مدل‌های حاصل از برگردان تابع گیرنده با اطلاعات پاشندگی سرعت گروه و پاشندگی سرعت فاز برای تمام محدوده‌های بک‌آزیموتی ساختار سرعت در زیر این ایستگاه بدین شرح است: یک تغییر ناگهانی سرعت در عمق ۸-۱۰ کیلومتر از ۳/۲ به ۳/۷ قابل مشاهده است، که احتمالاً بیانگر مرز لایه رسوبات و پوسته بالایی است. ضخامت پوسته بلورین در حدود ۴۰ کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی ۳/۷ کیلومتر بر ثانیه است. در عمق 2 ± 50 کیلومتری نیز تغییر سرعت از ۳/۷ به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه را می‌توان مشاهده نمود که می‌توان آن را به عنوان زون گذر از پوسته به گوشته یا به عبارتی مرز ناپیوستگی موهو نسبت داد. مرز ناپیوستگی موهو به عنوان عمقی که سرعت موج برشی در آن به میزان سرعت در گوشته بالایی و درست در زیر موهو می‌رسد در نظر گرفته می‌شود (تاتار و

موهو نسبت داد. شکل ۴ نتایج برگردان همزمان تابع گیرنده با پاشندگی سرعت گروه (شکل ۴ الف) و سرعت فاز (سمت ب) امواج ریلی در گستره بک‌آزموتی 360° – 340° در این ایستگاه را نشان می‌دهد.

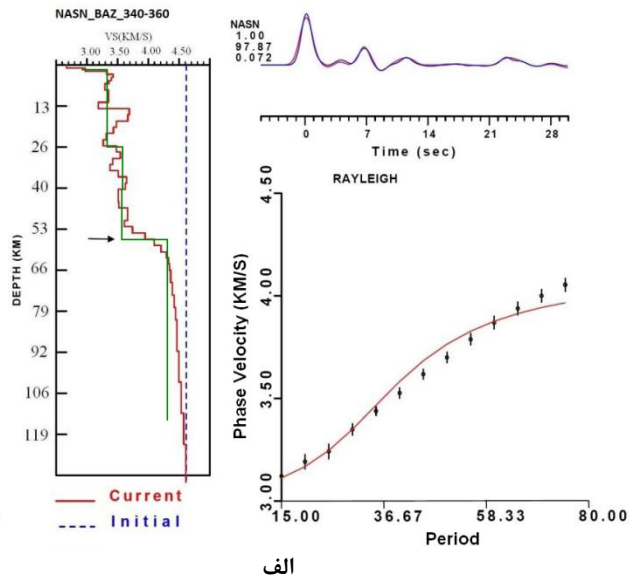


ب

شکل ۴: نتایج برگردان همزمان تابع گیرنده با پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی (الف) و با پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی (ب) در گستره بک‌آزموتی 360° – 340° در ایستگاه نائین (NASN). با افزایش سرعت موج برشی از $3/7$ تا $4/3$ کیلومتر بر ثانیه، می‌توان مرز موهو را در عمق 56 ± 2 کیلومتری اعلام کرد. موقعیت مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.

از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز محاسبه و نتایج کلی آن برای عمق موهو به صورت خلاصه در جدول ۱ آورده شده است. تاتار و نصرآبادی (۲۰۱۳) و نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰) با روش مشابه به تعیین ساختار سرعت پوسته در زیر این دو ایستگاه پرداختند. ایشان از یک سال داده (۲۰۰۴–۲۰۰۵) و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی رام (۲۰۰۹) و منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰) جهت تعیین ساختار سرعت استفاده کردند. نتایج ایشان ضخامت ۵۰–۴۹ و ۵۸ کیلومتری را برای عمق موهو در زیر دو ایستگاه آشتیان-اراک و نائین نشان می‌دهد. عمق ۵۸ کیلومتری برای ایستگاه نائین که نشان‌دهنده بالا بودن نسیب ضخامت پوسته در قیاس با دیگر مناطق ایران مرکزی است؛ نگارندگان را بر آن داشت تا تحقیقی دوباره با تعداد داده بیشتر (سه سال داده) و استفاده از منحنی‌های پاشندگی جدیدتر و بروزر (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۴) در مورد ضخامت پوسته انجام دهند؛ تا از صحت نتایج قبلی اطمینان حاصل گردد. ضخامت 50 ± 2 کیلومتری در ایستگاه آشتیان واقع در شمال غرب ایران مرکزی برای پوسته حاصل از تحقیق حاضر، نتیجه به دست آمده از تاتار و نصرآبادی (۲۰۱۳) و نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰) را تأیید می‌کند. همچنین تحقیقات پل و همکاران (۲۰۱۰)

متعلق به لایه رسوبات قابل مشاهده است. همچنین در عمق ۲۴–۲۶ کیلومتری تغییر سرعت از $3/2$ به $3/7$ کیلومتر بر ثانیه بیانگر وجود ناپیوستگی در این عمق است؛ که شاید بتوان آن را به مرز بین پوسته بالایی و پایینی یعنی ناپیوستگی کنراد نسبت داد. عمق 56 ± 2 با تغییر واضح سرعت از $3/7$ به $4/3$ کیلومتر بر ثانیه را می‌توان به مرز



الف

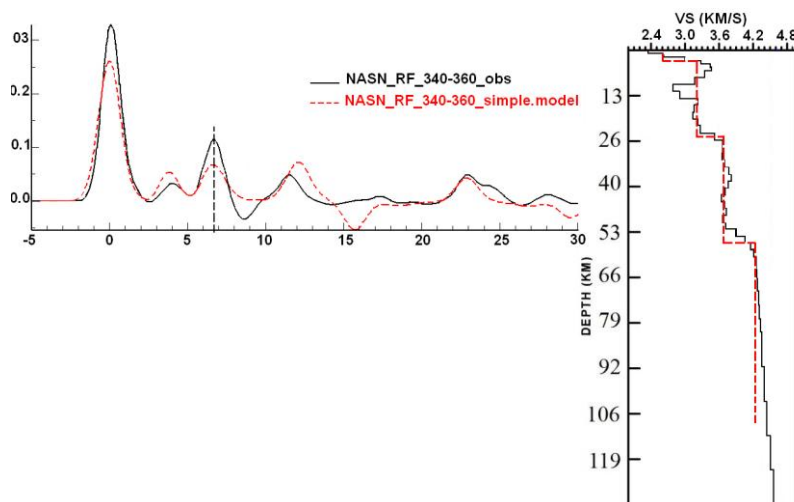
در این تحقیق بر روی مدل‌های حاصل از برگردان، با توجه به تغییرات سرعت، مدل ساده‌ای برازش گردید. جهت نشان دادن این‌که این مدل ساده برازش یافته با مدل واقعی ساختار زیر ایستگاه‌ها همخوانی دارد یا خیر، از آزمون مدل‌سازی مستقیم استفاده گردید. شکل ۵ نتایج مدل‌سازی مستقیم را برای مدل حاصل از برگردان همزمان در ایستگاه نائین، NASN، در محدوده بک‌آزموتی 360° – 340° نشان می‌دهد. در این شکل در سمت راست مدل سرعتی و در سمت چپ تابع گیرنده مشاهده‌ای به رنگ سیاه و تابع گیرنده حاصل از مدل ساده به رنگ قرمز مشاهده می‌گردد. همان‌طور که مشاهده می‌گردد، برازش تقریباً خوبی بین آن‌ها (خصوصاً برای فاز Ps که تقریباً ۷ ثانیه پس از فاز P به ایستگاه رسیده است) وجود دارد. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که مدل ساده برازش شده و موقعیت مرز موهو به واقعیت نزدیک است. همچنین جهت تعیین خطا، روش مستقیم برای موقعیت‌های مختلف موهو ($1 \pm$ ، $2 \pm$ و $4 \pm$ کیلومتر اختلاف با موقعیت تعیین شده) انجام گردید. توابع گیرنده مصنوعی با توابع گیرنده مشاهده‌ای مقایسه گردید و نشان داده شد که روش برگردان همزمان می‌تواند با $2 \pm$ کیلومتر خطا همراه باشد.

برای تمامی محدوده‌های بک‌آزموتی دو ایستگاه نتایج حاصل

موچان و همکاران، ساختار سرعتی پوسته در حاشیه شمال غربی زون ایران مرکزی، صفحات ۸۹-۱۰۲.

گروه امواج رایلی به این شرح است: متوسط ضخامت پوسته بلورین در حدود ۴۸ کیلومتر و متوسط سرعت موج برشی در آن ۳/۷ کیلومتر بر ثانیه است و زون گذر از پوسته به گوشته در محدوده عمقی 56 ± 2 کیلومتری قرار دارد؛ که سرعت موج برشی در آن به طور میانگین به ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد.

ضخامت ۵۰ کیلومتر را برای عمق موهو در همین ایستگاه که یکی از ایستگاه‌های مورد استفاده توسط ایشان در پروفیل زاگرس شمالی (دهلران- البرز) است؛ نشان می‌دهد که نشانگر همخوانی بالا با نتایج تحقیق مذکور است. در ایستگاه نائین نیز ساختار پوسته با توجه به نتایج حاصل از برگردان هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های سرعت



شکل ۵: نتایج مدل‌سازی مستقیم برای ایستگاه نائین در محدوده بک‌آزموتی 340° – 360° . تابع گیرنده مشاهده‌ای به رنگ سیاه و تابع گیرنده حاصل از مدل ساده به رنگ قرمز و نقطه‌چین مشاهده می‌گردد. توافق خوبی در اختلاف زمانی فازهای P و Ps بین تابع گیرنده مشاهده‌ای (سیاه) و تابع گیرنده حاصل از مدل ساده (قرمز) وجود دارد.

وزن بیشتر و نتایج معتبر ارائه شده در سایر تحقیقات چون پل و همکاران (۲۰۰۶، ۲۰۱۰)، رام (۲۰۰۹)، رجائی و همکاران (۲۰۱۰)، راون (۲۰۰۵)، جوان و روبرتس (۲۰۰۵)، یمینی فرد و همکاران (۲۰۰۶، ۲۰۰۷)، افسری (۲۰۱۱)، تقی زاده فرهمند (۲۰۱۰)، مانگینو و پریستلی (۱۹۹۸)، گوک و همکاران (۲۰۰۸)، الدامق و همکاران (۲۰۰۵) و کاکر و اردوران (۲۰۰۴)، دایره‌های سیاه، با وزن کمتر این نقشه را به دست آورده‌اند.

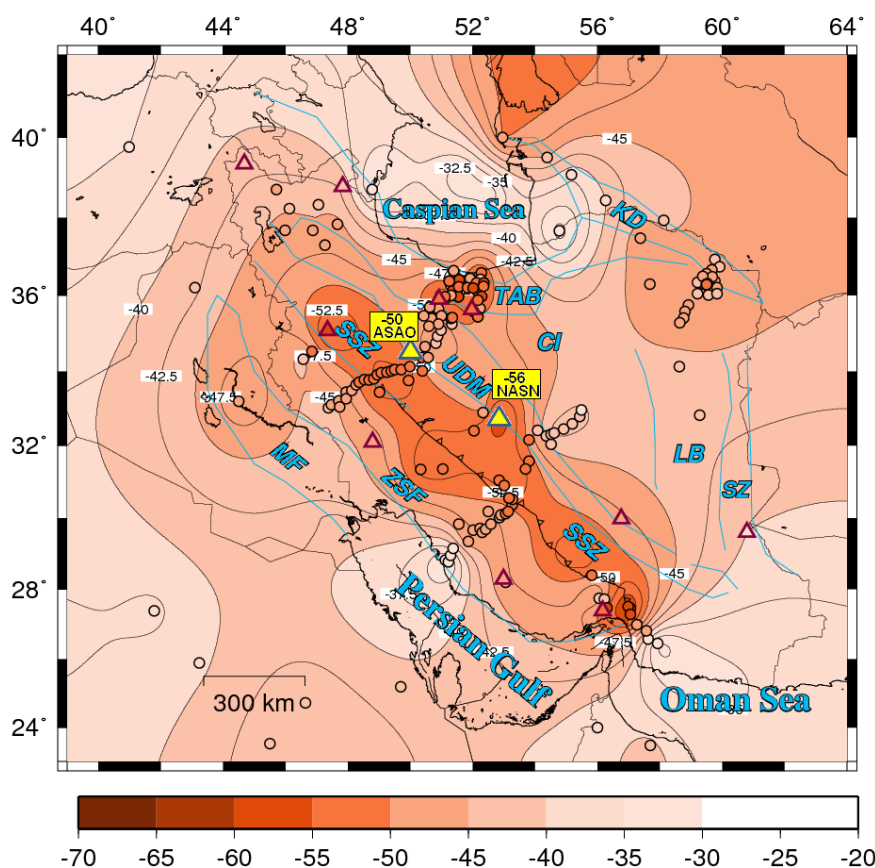
با توجه به شکل ۶ میزان عمق موهو در زیر دو ایستگاه آشتیان-اراک و نائین از مقدار آن در زیر زون سنندج-سیرجان کمتر، اما از دیگر زون‌های لرزه زمین ساختی ایران بیشتر است. همچنین با توجه به شکل ۶ از جنوب غرب به طرف شمال شرق ایران، یک افزایش عمقی برای موهو از صفحه عربی به سمت گسل اصلی زاگرس مشاهده می‌شود. در زاگرس یک متوسط ضخامت پوسته ۴۵ کیلومتری وجود دارد؛ که با نزدیک شدن به گسل اصلی زاگرس و زون سنندج-سیرجان با یک افزایش ضخامت در راستای کمربند زاگرس همراه است. ضخامت پوسته در زیر زون سنندج-سیرجان مقدار ماکزیمم خود را دارد؛ که این ضخامت زیاد را می‌توان به فرورانش صفحه عربی به زیر ایران مرکزی و تکرار پوسته در زیر این زون لرزه زمین ساختی نسبت داد. در جنوب ایران از غرب به شرق ضخامت پوسته از مقدار متوسط ۴۵-۴۰ کیلومتر در زیر خلیج فارس تا ۵۰ کیلومتر به طور متوسط در جنوب مرکزی در زیر ایستگاه

در نهایت با توجه به نتایج حاصل از این تحقیق، عمق موهو نسبت به نتایج تاتار و نصرآبادی (۲۰۱۳) و نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰) به میزان دو کیلومتر تصحیح گردید؛ که همچنان نشان‌دهنده بالا بودن ضخامت پوسته در زیر این ایستگاه است. بالا بودن نسبی ضخامت پوسته در این ایستگاه می‌تواند به دلیل موقعیت این ایستگاه در مرز بین زون‌های لرزه زمین ساختی سنندج-سیرجان و ایران مرکزی باشد. همان‌طور که از تحقیقات مختلف (تاتار و نصرآبادی، ۲۰۱۳ و پل و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۱۰) مشاهده می‌شود، ضخامت پوسته در زون سنندج-سیرجان به دلیل فرورانش صفحه عربی به زیر ایران مرکزی و تکرار شدن پوسته در این منطقه زیاد است و ضخامت 56 ± 2 کیلومتری برای پوسته در این ایستگاه بار دیگر تأییدی بر صحت نتایج این تحقیق است. همچنین می‌توان آن را به وجود پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر (UDMA) در منطقه و توده‌های ضخیم ماگمای نفوذی به جهت افزایش چگالی و ضخامت نسبی در این پهنه بر اساس نظریه شناوری پوسته (Isostasy) نسبت داد. شکل ۶ مقدار عمق موهو حاصل از این تحقیق را در زیر دو ایستگاه آشتیان-اراک و نائین در مقایسه با عمق موهو در دیگر زون‌های لرزه زمین ساختی ایران نشان می‌دهد. نقشه شکل ۶ برگرفته از پایان‌نامه نصرآبادی (۱۳۸۹) است. ایشان با استفاده از نتایج حاصل از تحقیق خود (عمق موهو در زیر ایستگاه‌های باند پهن شبکه لرزه‌نگاری ملی ایران، مثلث‌های سیاه) با

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۲، شماره ۲، ۱۳۹۵.

زون لرزه زمین ساختی البرز در قسمت جنوب مرکزی آن یک ضخامت تقریباً بالا در حدود ۵۴ کیلومتر وجود دارد. از مرکز البرز به سمت حوضه جنوبی دریای خزر ضخامت پوسته کاهش پیدا کرده و به ۴۵-۴۰ کیلومتر می‌رسد. به سمت شمال غرب و شمال شرق در هر دو راستا ضخامت کم می‌شود و به ۴۶-۴۵ کیلومتر می‌رسد.

بندرعباس و منطقه گذار از زاگرس به مکران و تا ۴۰-۳۵ کیلومتر در جنوب شرق تغییر می‌کند. در شرق ایران نیز ضخامت پوسته کم است. با توجه به نقشه ضخامت پوسته، یک ضخامت ۴۵-۴۰ کیلومتری برای ایران مرکزی قابل مشاهده است. از ایران مرکزی به سمت کپه داغ یک افزایش ناچیز ضخامت پوسته دیده می‌شود. در



شکل ۶: مقایسه عمق موهو در زیر دو ایستگاه آشتیان-اراک و نائین (مثلث‌های زرد) با عمق موهو در دیگر زون‌های لرزه زمین ساختی ایران (نصرآبادی، ۱۳۸۹). مثلث‌ها و دایره‌های سیاه ایستگاه‌های مورد استفاده در تحقیقات دیگران است. خطوط آبی رنگ مرزهای زون‌های لرزه زمین ساختی را نشان می‌دهد: پست بوم بین‌النهرین (MF)، کمر بند چین خورده ساده زاگرس (ZSF)، زون سنندج-سیرجان (SSZ)، تجمعات ماگمایی ارومیه-دختر (UDM)، رشته کوه‌های تالش-البرز-بینالود (TAB)، کپه داغ (KD)، بلوک ایران مرکزی (CI)، بلوک لوت (LB) و زون شکاف سیستان (SZ).

گسل اصلی معکوس زاگرس موجب ضخیم شدگی پوسته شده است. همچنین می‌توان آن را به وجود پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر (UDMA) در منطقه و توده‌های ضخیم ماگمای نفوذی به جهت افزایش چگالی و ضخامت نسبی در این پهنه بر اساس نظریه شناوری پوسته (Isostasy) نسبت داد.

۵- منابع

نصرآبادی، ا.، ۱۳۸۹، مطالعه ساختار پوسته قاره‌ای فلات ایران بر اساس تحلیل توابع گیرنده و پاشش امواج سطحی، رساله دکتری ژئوفیزیک، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

۴- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل (جدول ۱) نشان می‌دهد که ژرفای موهو در زیر منطقه شمال غرب ایران مرکزی از ۵۰ کیلومتر در زیر ایستگاه آشتیان-اراک تا ۵۶ کیلومتر در زیر ایستگاه نائین تغییر می‌کند و میانگین آن در زیر منطقه دربرگیرنده ایستگاه‌ها، حاشیه شمال غرب ایران مرکزی، ۵۳ کیلومتر است. بالا بودن نسبی ضخامت پوسته در این منطقه در قیاس با مطالعات دیگر در مناطق ایران مرکزی را می‌توان به نزدیک بودن منطقه مورد مطالعه به زون سنندج-سیرجان و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر منتسب نمود؛ که روراندگی پوسته ایران مرکزی به روی سپر قاره‌ای عربستان در امتداد

- uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions, *Tectonophysics*, 364, 115-133.
- Julia, J., Ammon, G.J. and Nyblade, A.A., 2005, Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities, *Geophys. J. Int.*, 162, 555-569.
- Larson, A.M., Snoke, J.A. and James, D.E., 2006, S-wave velocity structure, mantle xenoliths and the upper mantle beneath the Kaapvaal craton, *Geophys. J. Int.*, 167, 171-186.
- Ligorri'a, J.P. and Ammon, C.J., 1999, Iterative deconvolution and receiver function estimation, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 1395-1400.
- Mangino, S. and Priestley, K., 1998, The crustal structure of the southern Caspian region *Geophysical Journal International*, *Geophysical, J. Int*, 133, 630-648.
- 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.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Tatar, M. and Priestley, K., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), *Journal of Geological Society of London*, *Special Publications*, 330, 5-18.
- Radjaee, A.H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. and Hatzfeld, D., 2010, Variation of Moho depth in the Central part of Alborz Mountains, North of Iran, *Geophysical Journal International*, 181, 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.
- Raven, K.J., 2005, The Nature of 'Oceanic' Basins Trapped within the Alpine-Himalayan Belt, and their relationship to Tethys, Ph.D. Thesis, Earth Sciences, University of Cambridge.
- Rham, D., 2009, The crustal structure of the Middle East, Ph.D. Thesis, University of Cambridge Library, Cambridge, UK.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N. and Ghassemi, M.R., 2010, Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver function, *Journal of Seismology*, 14, 823-836.
- Takeuchi, H. and Saito, M., 1972, Seismic surface waves: in *Methods in computational Physics*, Academic Press Inc., New York, 11, 217-294.
- Tatar, M.R. and Nasrabadi, A., 2013, Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone
- نصرآبادی، ا.، تاتار، م. و کاویانی، ا.، ۱۳۹۰، ساختار پوسته ایران بر اساس برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی، فصلنامه علوم زمین، ۸۲، ۸۳-۹۴.
- Afsari, N., Sodoudi, F., Taghizadeh Farahmand, F. and Ghassemi, M.R., 2011, Crustal structure of Northwest Zagros (Kermanshah) and Central Iran (Yazd and Isfahan) using teleseismic Ps converted phases, *Journal of Seismology*, 15, 341-353
- Al-Damegh, K., Sandvol, E. and Barazangi, M., 2005, Crustal structure of the Arabian plate: New constraints from the analysis of teleseismic receiver functions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 231, 177-196.
- 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. and Zandt, G., 1990, On the nonuniqueness of receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 95, 15303-15318.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981, Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210-265.
- Cakir, O. and Erduran, M., 2004, Constraining crustal and uppermost mantle structure beneath station TBZ (Trabzon, Turkey) by receiver function and dispersion analyses, *Geophys. J. Int*, 158, 955-971.
- Dehghani, G.A. and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrbuch Geol. Paleont. Abh.*, 168, 215-229.
- Giese, P., Makris, J., Akashe, B., Rower, P., Letz, H. and Mostaanpour, M., 1983, Seismic crustal studies in southern Iran between the Central Iran and Zagros belt, *Geological Survey of Iran*, 51, 71-89.
- Gok, R., Mahdi, H., Al-Shukri, H. and Rodgers, H.J., 2008, Crustal structure of Iraq from receiver functions and surface wave dispersion: implications for understanding the deformation history of the Arabian-Eurasian collision, *Geophys. J. Int*, 172, 1179-1187.
- Herrmann, R.B. and Ammon, C.J., 2003, Computer programs in seismology, Version 3.20, Surface waves, Receiver functions and Crustal structure, Saint Louis University, Penn State University.
- Jackson, J.A., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D.P., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R.astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Javan Doloei, G. and Roberts, R., 2003, Crust and

Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A.M., Paul, A. and Mokhtari, M., 2007, The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): microearthquake seismicity and crustal structure, *Geophysical. J. Int.*, 170, 182-194.

Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M. and Mokhtari, M., 2006, Microearthquake seismicity at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros, Iran), *Geophysical. J. Int.*, 166, 186-196.

(Iran) from joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion, *journal of Seismology*, 17, 1321-1337.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical. J. Int.*, 157, 381-398.

Walker, R. and Jackson, J., 2004, Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, 23 (5),

پیوست

جدول پ ۱: محدوده‌های بک آزمون، میانگین بک آزمون در هر محدوده و تعداد توابع گیرنده شرکت کننده در برانبارش (n) برای ایستگاه آشتیان.

گستره‌ی بک آزمون (درجه)	میانگین محدوده بک آزمون (درجه)	تعداد توابع گیرنده شرکت کننده در برانبارش (n)
۳۲-۵۲-۱	۴۰/۵	۶
۳۲-۵۲-۲	۴۷/۹	۲
۵۳-۷۳	۵۷/۴	۴۰
۷۹-۹۹-۱	۸۲/۷	۴
۷۹-۹۹-۲	۹۲/۷	۱۲
۷۹-۹۹-۳	۹۲/۷	۳
۱۰۰-۱۲۰	۱۱۱	۷
۳۲۱-۳۴۱	۳۴۰	۱

جدول پ ۲: محدوده‌های بک آزمون، میانگین بک آزمون در هر محدوده و تعداد توابع گیرنده شرکت کننده در برانبارش (n) برای ایستگاه نائین.

گستره‌ی بک آزمون (درجه)	میانگین محدوده بک آزمون (درجه)	تعداد توابع گیرنده شرکت کننده در برانبارش (n)
۳۰-۵۰-۱	۳۲/۳	۱۰
۳۰-۵۰-۲	۳۶/۲	۷
۳۰-۵۰-۳	۴۶/۸	۶
۵۰-۷۰	۵۷/۳	۴۳
۷۱-۹۱-۱	۸۱/۸	۴
۷۱-۹۱-۲	۸۴/۸	۴
۷۱-۹۱-۳	۸۷/۶	۱۰
۸۲-۱۰۲-۱	۸۷/۹	۱۲
۸۲-۱۰۲-۲	۹۴	۱
۱۰۲-۱۲۰	۱۱۰/۲	۱۵
۱۲۰-۱۴۱	۱۲۱	۱
۲۸۰-۳۰۰	۲۸۰/۲	۳
۳۴۰-۳۶۰	۳۴۰/۱	۲

نکته: دلیل داشتن چند دسته محدوده بک آزمون یکسان این است که توابع گیرنده‌های آن‌ها از نظر گستره بک آزمون در یک دسته قرار دارند؛ اما از نظر اختلاف فاصله (کمتر از ۱۵ درجه) در چند دسته قرار می‌گیرند.



Crustal velocity structure in northwest edge of the Central Iran zone

Mansoureh Mochan¹, Afsaneh Nasrabadi^{2*}, Habib Rahimi³ and Mohammad Reza Sepahvand²

1- M.Sc. Student, Faculty of Sciences and Modern Technologies, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

2- Assistant Professor, Faculty of Sciences and Modern Technologies, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

3- Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 1 May 2016; Accepted: 16 October 2016

Corresponding author: a.nasrabadi@kgut.ac.ir

Keywords

Central Iran
Crustal Structure
Receiver Function
Joint Inversion

Extended Abstract

Summary

In this study, crustal velocity structure beneath two broadband seismic stations of Iran National Seismic Network (INSN), Ashtian-Arak (ASAO) and Naein (NASN) located in northwest of the Central Iran seismotectonic zone near the Ashtian and Nain cities have been investigated by joint inversion of P receiver function and of Rayleigh wave phase and group velocity dispersion curves. To determine the receiver functions, we have used iterative deconvolution in time domain proposed by Ligorria and Ammon (1999). which is more stable with noisy data in comparison to frequency domain. The fundamental mode Rayleigh wave group and phase velocities dispersion curves have been provided by the study of Rahimi et al. (2014) on the structure of crust and upper mantle of the Iranian Plateau for the period interval of 10-100 sec.

The result of this study suggests that Moho discontinuity depth beneath Ashtian-Arak station (ASAO) is 50 ± 2 km and beneath Naein station (NASN), it is 56 ± 2 km. Relative high crustal thickness beneath NASN station in comparison to other regions of central Iran can be attributed to abut the region to the Sanandaj-Sirjan zone (SSZ) and Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage (UDMA). It can also attributed to the existence of thick Magma masses in Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage and increase of the density and relative thickness of the area based on the isostasy theory. The average Moho depth in northwest edge of Central Iran is 53 ± 2 km.

Introduction

Iran is situated in one of the world seismic regions and the possibility of occurring destructive earthquakes in most regions of the country has given a great significance to recognition of Iranian seismic nature from a seismotectonic standpoint. The seismicity within Iran suggests that much of the deformation is concentrated in the Zagros, Alborz and Kopeh Dagh mountains, and also, in east Iran, surrounding Central Iran and the Lut desert, which are virtually aseismic and behave as relatively rigid. The aim of this research is the study of the crustal structure and Moho discontinuity of the northwest of the Central Iran from analysis of receiver function and surface waves dispersion.

Methodology and Approaches

Receiver functions are the response of the local earth structure to the near-vertical arrival of p waves under a three-component seismogram and are susceptible to shear wave velocity contrasts. The depth-velocity trade-off in receiver function causes non-uniqueness in the inverse problem. However, by incorporating information of absolute shear wave from dispersion estimates and joint inversion of these two datasets, this shortcoming can be compromised. In this study, crustal velocity structure beneath two broadband seismic stations of INSN, i.e. ASAO and NASN located in northwest of the Central Iran seismotectonic zone near the Ashtian and Nain cities have been investigated by joint inversion of P receiver function and of Rayleigh wave phase and group velocity dispersion curves. To determine the receiver functions, we use iterative deconvolution in time domain proposed by Ligorria and Ammon (1999) which is more stable with noisy data in comparison with frequency domain and teleseismic events with source-receiver great circle paths larger than 30° and smaller than 90° with magnitudes more than 5.0 that are recorded at time period of 2009 to 2013. The 210 desired RFs have been recorded at two permanent stations. To remove high frequencies, Gaussian parameter 1.0 has been used. In order to eliminate the source, path and instrument effects, deconvolution of the vertical component from the horizontal components of the seismograms is used. For increasing signal to noise ratio, RFs have been

clustered in 20° azimuthal and less than 15° epicentral distance ranges. Finally, the RFs are stacked.

The fundamental mode Rayleigh wave group and phase velocities dispersion curves have been provided by the study of Rahimi et al. (2014) on the structure of crust and upper mantle of the Iranian Plateau for the period interval of 10-100 sec. In this way, more accurate information about the crustal structure can be obtained. Joint inversion of two independent data sets has been performed by considering combination of appropriate weighting parameter from Herrmann and Ammon program (2003). Minimizing standard error between real and predicted data is the criteria for getting to desired final and close to earth real model.

Results and Conclusions

The result of this study suggests that Moho discontinuity depth beneath ASAO is 50 ± 2 km and beneath NASN is 56 ± 2 km. Relative high crustal thickness beneath NASN station in comparison to other regions of central Iran can be attributed to abut the region to the Sanandaj–Sirjan zone (SSZ) and Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage (UDMA). It can also attributed to existence of thick Magma masses in Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage and increase the density and relative thickness of the area based on the isostasy theory. The average Moho depth in northwest edge of Central Iran is 53 ± 2 km.
