

مطالعه ناپیوستگی های لرزه ای البرز غربی بر اساس تحلیل همزمان توابع گیرنده و پاشندگی امواج

سطحی

مطهره شجاعی^۱، افسانه نصرآبادی^{۲*} و محمدرضا سپهوند^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک؛ گروه علوم زمین، دانشکده علوم و فناوریهای نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران.

۲- استادیار؛ گروه علوم زمین، دانشکده علوم و فناوریهای نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران.

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۴/۰۷؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۸/۲۷

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

واژگان کلیدی

چکیده

در این تحقیق ضخامت پوسته و ناپیوستگی های لرزه ای در البرز غربی با استفاده از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی مورد مطالعه قرار گرفته است. توابع گیرنده با استفاده از پردازش پنج سال داده دورلر ثبت شده در ۵ ایستگاه باند پهن شبکه لرزه نگاری کشوری با بزرگای بیشتر از ۵ و روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان تعیین گردید. منحنی های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی موج ریلی از مطالعه ساختار پوسته و گوشته بالایی فلات ایران تامین شده است. نتایج حاصل از این تحقیق نشان می دهد که در ایستگاه رشت (RST1) که در حاشیه جنوب غربی دریای خزر قرار دارد؛ ضخامت پوسته ۳۸ کیلومتر می باشد و با پیشروی به سمت شمال غرب در زیر ایستگاه کاسپین (CSN1) ضخامت پوسته نیز ۳۸ کیلومتر می باشد. ضخامت کم پوسته در قسمت جنوب غربی دریای خزر نشان می دهد که پوسته خزر نازک می باشد. با پیشروی به سمت جنوب، در ایستگاه الموت (QALM) که در حاشیه شرقی منطقه مورد مطالعه نزدیک به البرز مرکزی قرار دارد؛ عمق موهو ۵۲ کیلومتر برآورد گردید. با حرکت به سمت غرب در زیر ایستگاه سنتر (QCNT) بر عمق موهو افزوده می شود و به حدود ۵۴ کیلومتر می رسد. با پیشروی به سمت غرب، در زیر ایستگاه سیردان (QSDN) عمق موهو کاهش یافته و به ۵۰ کیلومتر می رسد. روش برگردان همزمان با ۲ کیلومتر خطا همراه می باشد. نتایج نشان می دهد ضخامت پوسته در البرز غربی نسبت به حاشیه جنوبی دریای خزر بیشتر می باشد.

البرز غربی
ساختار پوسته ای
توابع گیرنده
برگردان همزمان
پاشندگی

۱- مقدمه و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

آگاهی از سرعت لرزه‌های ایران به دلیل واقع بودن در یکی از مناطق لرزه‌خیز جهان و احتمال وقوع زلزله‌های مخرب در کشور، از دیدگاه لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساختی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشد. زمین‌لرزه‌ها مهمترین خطرات طبیعی هستند؛ که هر از گاهی شمار کثیری از جمعیت کشور گرفتار اثرات نامطلوب آن می‌شوند. مطالعات ساختار سرعتی پوسته نقش مهمی در شناخت بهتر مسائل زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی ایفا می‌کند. برای تعیین ساختار سرعتی پوسته و به ویژه تعیین ضخامت آن روش‌های مختلفی وجود دارد، که از مهمترین آنها می‌توان به روش تابع‌گیرنده و تحلیل امواج سطحی اشاره کرد. توابع گیرنده، سری‌های زمانی هستند که از لرزه‌نگاشت‌های سه مؤلفه‌ای محاسبه می‌شوند و ارائه کننده پاسخ نسبی ساختار زمین در مجاورت محل گیرنده می‌باشند. 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 برای تعیین متوسط سرعت مطلق موج برشی در محدوده وسیعی از عمق بین دو ایستگاه لرزه‌ای می‌باشد (Takeuchi and Saito, 1972). توابع‌گیرنده 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 این که روش تابع گیرنده به وجود سطوح ناپیوستگی حساس است و در صورت عدم برآورد صحیح سرعت موج P و به ویژه S، با خطای قابل توجهی در تعیین ژرفای ناپیوستگی‌ها همراه خواهد بود (Ammon, 1991) 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. بنابراین برای کاستن عدم قطعیت برگردان هر گروه داده به تنهایی از روش بهینه برگردان همزمان این دو گروه داده استفاده شد.

در ایران، زمین‌لرزه‌ها به طور عمده حاصل همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا می‌باشند که بصورت چین خوردگی و گسلش در زون‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس، البرز، کپه‌داغ، ایران مرکزی و شرق ایران تعدیل می‌گردد. زون ساختاری البرز در شمال ایران از جنوب غرب تالش شروع و تا کو‌ه‌های کپه‌داغ در شمال خاور ادامه دارد و در بخش میانی بخش جنوبی حوضه خزر را به طور کامل پوشش می‌دهد (Jackson et al., 2002). این زون با داشتن کوه‌های مرتفعی چون آتشفشان کواترنری دماوند بلندتر از کپه‌داغ می‌باشد. البرز با عرض حدود ۱۲۰-۶۰ کیلومتر، دارای دامنه‌های پر شیبی است، که در طول گسل‌های مهمی چون گسل‌های مشاء، شمال تهران و شمال قزوین در جنوب و گسل خزر و شمال البرز در شمال به مناطق پست می‌پیوندند (Allen et al., 2004). این منطقه شامل یک توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی پالئوسن و یکسری سنگ‌های وارد شونده می‌باشد، که حوضه جنوبی دریای

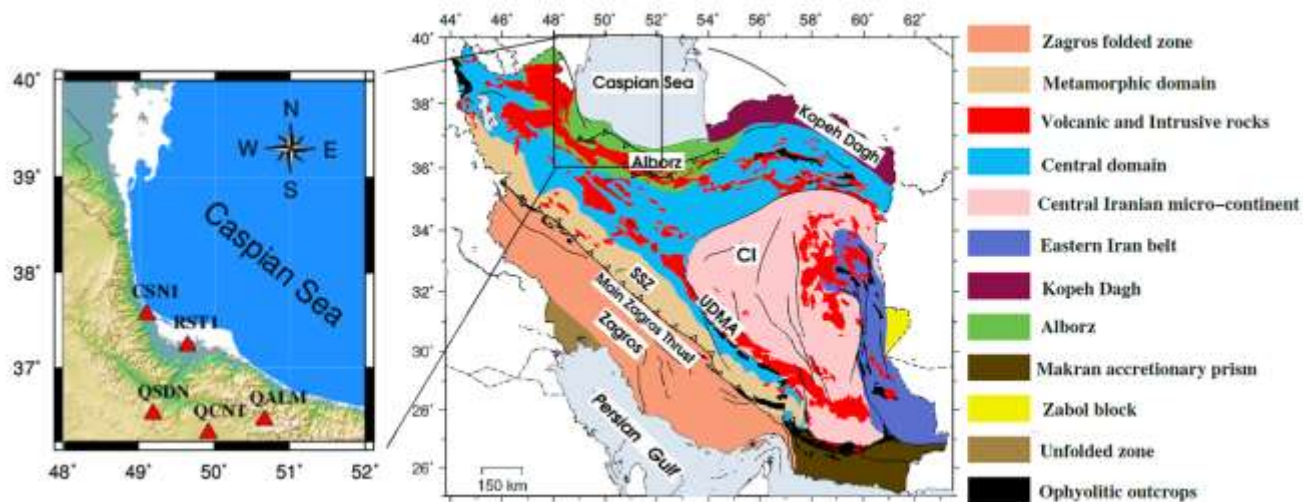
خزر را از حوضه میوسن (تشکیلات قم) در ایران مرکزی جدا نموده است (Berberian and King, 1981). اغلب ساز و کارهای کانونی در این کمربند، گسلش معکوس و یا گسل‌های امتداد لغز چپگرد موازی با امتداد البرز را نشان می‌دهند. در حقیقت همگرایی به سمت شمال و فشردگی ایران به اوراسیا و حرکت به سمت شمال غرب حوضه جنوب خزر نسبت به اوراسیا باعث ایجاد این گسل‌ها گشته است. هیچ مدرکی دال بر به زیر رفتن کنونی پوسته دریای خزر به درون گوشته البرز وجود ندارد (Jackson et al., 2002). از نظر لرزه‌خیزی، زون لرزه‌زمین‌ساختی البرز دارای فعالیت چشم‌گیری است و در طول تاریخ بارها زمین‌لرزه‌های بزرگ رخ داده است. به عنوان مثال زمین‌لرزه فیروزآباد-کجور (بلده) با بزرگی $M_w=6.2$ و وجود پس‌لرزه‌های آن که تا عمق بیش از ۳۵ کیلومتری تعیین محل شدند (Tatar et al., 2007). لرزه‌خیزی دستگاهی نیز در این زون قابل توجه می‌باشد. همان‌گونه که ذکر شد، ساز و کار غالب زمین‌لرزه‌ها در این زون از نوع معکوس و امتداد لغز چپگرد است و چنین تصور می‌گردد که حرکت مایل صفحه عربی نسبت به اوراسیا موجب ایجاد دو نوع سازوکار فوق در اثر افزایش انرژی می‌گردد (Berberian et al., 2001). به عبارتی میزان کوتاه‌شدگی شمالی-جنوبی البرز، در حدود 5 ± 2 میلیمتر در سال و میزان برش جانبی چپگرد 4 ± 2 میلیمتر در سال (Vernant et al., 2004) در این رشته کوه عامل ایجاد اثر افزایش انرژی می‌گردد. عمق زلزله‌ها در البرز عموماً کمتر از ۳۰ کیلومتر بوده و بنابراین زمین‌لرزه‌ها در این منطقه کم ژرفا هستند.

مطالعات گرانی که توسط Dehghani and Makris (1983) برای کل ایران انجام شده است، تغییرات آنومالی گرانی بوگه را در طول کوه‌های البرز بین ۱۰۰- تا ۱۲۰- میلی گال نشان می‌دهد که در واقع بیان کننده ضخامت پوسته ای کمتر از ۳۵ کیلومتر می‌باشد که در زیر آتشفشان دماوند به ۶۰-۵۰ کیلومتر می‌رسد. Sodoudi et al. (2009) نیز عمق موهو را در جنوب البرز مرکزی ۵۴-۵۱ کیلومتر برآورد کردند. Radjaee et al. (2010) نشان دادند که ضخامت پوسته در بخش جنوبی دریای خزر ۴۶ کیلومتر می‌باشد از آنجا به سمت جنوب در بخش میانی البرز به حدود ۵۵-۵۸ کیلومتر و در بخش شمالی بلوک ایران مرکزی به ۴۸ کیلومتر می‌رسد. Abbasi et al. (2010) ضخامت پوسته را در حاشیه جنوبی البرز مرکزی در حدود ۵۸ کیلومتر بدست آوردند. نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰) با روش برگردان همزمان توابع گیرنده و سرعت فاز امواج ریلی ضخامت پوسته را در البرز مرکزی ۵۴ کیلومتر بدست آوردند. موسویان و تاتار (۱۳۹۲) با روش مشابه ضخامت پوسته را در زیر ۳ ایستگاه لرزه نگاری قزوین، زنجان و رودبار واقع در این منطقه بدست آوردند. نتایج ایشان نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در زیر ایستگاه قزوین ۵۲ کیلومتر، با حرکت به سمت غرب، در زیر ایستگاه زنجان ۴۸-۳۸ کیلومتر و در ایستگاه رودبار به ۳۶ کیلومتر می‌رسد. نتایج ایشان دلالت بر نبود ریشه در زیر زون البرز غربی دارد و نشان می‌دهد که این منطقه در تعادل هم‌ایستایی نیست. Motaghi et al. (2018) در طول پروفیلی که از حوضه جنوبی دریای خزر شروع شده و با عبور از

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۸، شماره ۱، ۱۴۰۱.

گیرنده ۵۴ کیلومتر بدست آوردند. همان‌طور که دیده می‌شود، اهم تحقیقات صورت گرفته در تعیین ساختار سرعتی پوسته و عمق موهو در البرز مرکزی بوده است و در البرز غربی مطالعه چندانی صورت نگرفته است. لذا هدف این پژوهش تعیین ساختار سرعتی پوسته و عمق موهو در زیر ۵ ایستگاه لرزه نگاری باند پهن شبکه لرزه نگاری کشوری (IRSC) واقع در البرز غربی با استفاده از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج سطحی می باشد (شکل ۱).

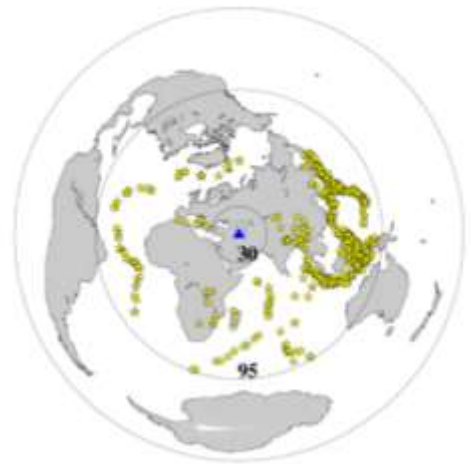
تالش و البرز تا شمال بلوک ایران مرکزی ادامه دارد، ساختار سرعتی موج P و S سنگ کره را در زیر ۱۷ ایستگاه لرزه نگاری موقت مورد بررسی قرار دادند و نتایج آنها نشان داد که پوسته حوضه جنوبی دریای خزر به زیر ایران مرکزی فرو رانش نمی کند. راستگو و همکاران (۱۳۹۶، ۲۰۱۸) با روش برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی نیز عمق موهو را در البرز شرقی ۴۷ کیلومتر بدست آوردند. محمدی و رضاپور (۱۳۹۷) ضخامت پوسته را با روش تابع



شکل ۱: موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در البرز غربی

۲- داده و روش

۵ سال (۲۰۱۴ تا ۲۰۱۸) داده دورلرز (۵۴۸ رویداد) ثبت شده توسط ۵ ایستگاه باند پهن مرکز لرزه نگاری کشوری، ایستگاههای کاسپین (CSN1)، رشت (RST1)، الموت (QALM)، قزوین (QCNT) و ایستگاه سیردان (QSDN) با بزرگای بیش از ۵، جهت تعیین توابع گیرنده، مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۲). مشخصات و مختصات جغرافیایی این ایستگاهها در جدول (۱) آورده شده است. پردازش دادهها با کمک نرم افزار تخصصی Seisan شامل تبدیل فرمت و استخراج رخدادهای دورلرز انجام گردید، تا این دادهها به فرمت قابل استفاده در نرم افزار SAC (Seismis-Analysis-Code) تبدیل گردند. برای قسمت دوم دادههای مورد استفاده از منحنیهای پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی حاصل از مطالعه Rahimi et al. (2014) استفاده شده است.



شکل ۲: موقعیت رویدادهای دورلرز استفاده شده برای تعیین توابع گیرنده

۲-۱- فرایند محاسبه توابع انتقال گیرنده لرزه ای

برای تعیین توابع گیرنده، از رویدادهای دورلرز ثبت شده با فاصله رومرکزی بین ۲۵ تا ۹۵ درجه و بزرگای $M_w > 5$ استفاده گردید. به طور کلی در این محدوده از بزرگی، نسبت سیگنال به نوفه قابل قبولی برای محاسبه تابع گیرنده وجود دارد و البته با بزرگی کمتر از ۷/۵ بهشود فرض چشمه نقطه ای را بکار گرفت.

پردازش داده ها شامل کامل نمودن اطلاعات هر رخداد در سربرگ^۱ و تعیین زمان اولین رسید فاز P مستقیم با استفاده از مدل سرعتی اولیه IASP91 و نرم افزار Taup و همچنین با استفاده از نرم افزار SAC و دستور ppk به طور دستی می باشد. برای بدست آوردن توابع گیرنده با کیفیت مطلوب، باید از رکوردهایی استفاده شود که حداقل در دو مؤلفه افقی، دارای نسبت سیگنال به نوفه بالا باشند. بدین منظور پس از اعمال فیلتر مناسب، به صورت چشمی از شکل موج هر سه مؤلفه، نگاشت های با نسبت سیگنال به نوفه قابل قبول از نگاشت های آلوده به نوفه جدا

می شوند. به منظور کاهش حجم داده ها تنها قسمتی از نگاشت که شامل فاز P و فازهای تبدیلی و تکراری ها از مرز ناپیوستگی موهو می باشد، مورد استفاده قرار گرفت. لذا با اعمال یک پنجره زمانی ۱۲۰ ثانیه ای بر روی هر سه مؤلفه لرزه نگار، از ۶۰ ثانیه قبل از زمان رسید موج P مستقیم، تا ۶۰ ثانیه بعد از آن، ناحیه شامل موج P از نگاشت جدا می شود. داده های خام سه مؤلفه ای در راستای زمین لرزه قرار نداشته و انرژی زمین لرزه به شکل امواج مختلف در درون هر کدام از مؤلفه های ثبت شده یافت می شود. به منظور قرار دادن جهت مؤلفه ها در جهت زمین لرزه، مؤلفه های لرزه نگار از دستگاه مختصاتی ZNE به ZRT منتقل می شوند؛ تا مؤلفه های شعاعی و مماسی بدست آیند. سپس با اعمال روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان (Ligorri'a & Ammon (1999 اثرات دستگاهی، مسیر و چشمه زلزله را از شکل موج نهایی حذف می شوند؛ تا فقط اثر ساختارهای نزدیک گیرنده در شکل موج نهایی باقی بماند. تابع گیرنده می تواند به صورت مجموعه ای از چند تابع ضربه که در زمان رسیدهای مختلف با دامنه هایی متفاوت در یک سری زمانی کنار هم قرار گرفته اند، در نظر گرفته شود. در روش واهمامیخت در حوزه زمان (واهمامیخت تکراری) از همبستگی متقابل مؤلفه افقی (شعاعی یا مماسی) و مؤلفه قائم لرزه نگار برای به دست آوردن لگ (Lag) زمانی پالس های تکرار شونده استفاده می شود. از آنجا که پالس های تبدیلی و چندگانه ها شکل موج مشابهی با موج فشارشی مستقیم دارد، همبستگی متقابل می تواند به حذف اثر چشمه کمک کند. براساس این روش فاز P مستقیم روی مؤلفه قائم جدا می شود، سپس لگ زمانی پیشینه همبستگی قرائت شده و نسبت دامنه در مؤلفه افقی نسبت به قائم در این لگ زمانی قرائت شده و یک تابع ضربه با این مشخصات (لگ زمانی و دامنه) به سری زمانی تابع گیرنده (که در ابتدا یک سری با دامنه صفر در تمام زمان ها است) اضافه می شود. تابع گیرنده تولید شده در این مرحله در مؤلفه قائم همامیخت می شود و حاصل همامیخت از مؤلفه افقی کم می شود. بدین ترتیب پالسی که پیشینه همبستگی را ایجاد کرده بود از روی مؤلفه افقی حذف شده و تمام فرآیند فوق مجدداً برای پیدا کردن مشخصات تابع ضربه بعدی و اضافه کردن آن به سری زمانی تابع گیرنده تکرار می شود.

در تکرار بعدی پالس بعدی، لگ زمانی متناظر و نسبت دامنه آن جستجو می گردد. به این ترتیب زمان رسید توابع گیرنده از محاسبه لگ های زمانی و پالس های مختلف به ترتیب پیشینه همبستگی یکی یکی بدست می آیند. در نهایت از روش واهمامیخت در حوزه زمان، سری زمانی حاصل می شود؛ که شامل توابع ضربه است. به منظور اینکه توابع گیرنده بدست آمده به صورت پالس هایی با پهنای متقارن در آیند و اثر نوفه های فرکانس بالا حذف گردد، توابع ضربه حاصل از روش واهمامیخت در حوزه زمان را با یک تابع گوسی با پارامتر پهنای $a = 1$ همامیخت می شود؛ که در حقیقت یک فیلتر پایین گذر است، که اجازه عبور فرکانس های کمتر از ۰/۵ هرتز را می دهد. توابع گیرنده بدست آمده در صورتی مطلوب هستند که بعد از موج P مستقیم (که در زمان رسید صفر دیده می شود) حداقل

نسبت به پارامترهای مدل، $[\delta m]$ ، بردار تصحیح مدل و W وزن می‌باشد. مزیت این روش به روش‌های برگردان تابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی به تنهایی، این است که در هر کدام از این روش‌ها، نیاز به یک مدل اولیه تقریباً منطبق با ساختار زیر گیرنده می‌باشد، خصوصاً نتایج برگردان توابع گیرنده شدیداً وابسته به مدل اولیه می‌باشد و با تغییر مدل اولیه مدل پیش‌بینی شده هم تغییر می‌کند؛ اما در برگردان هم زمان توابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی نیاز به مدل دقیق اولیه نمی‌باشد، یک مدل ساده شامل یک لایه بر روی یک نیم‌فضا کافی می‌باشد.

در این مطالعه برای انجام برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی گروه امواج ریلی از برنامه joint96 (Herrmann (2013) استفاده شد؛ که این برنامه برای اجرا نیاز به یک مدل اولیه‌ی ساده و یک بعدی سرعت دارد، که در آن زمین به صورت یک لایه‌ی تخت، همسانگرد و با چگالی یکسان بر روی یک نیم‌فضا در نظر گرفته می‌شود و شامل زیر لایه‌هایی با ضخامت‌های مختلف است. مدل اولیه‌ی متشکل از لایه‌های سرعتی همگن و همسانگرد تخت، با ثابت گرفتن ضخامت لایه‌ها و آزادی تغییر سرعت لایه‌ها (با در نظر گرفتن یک حد میرایی) در نظر گرفته شد. مدل اولیه شامل لایه‌هایی با ضخامت ۱ کیلومتر تا عمق ۵ کیلومتر، ضخامت ۲ کیلومتر بین ۶۶-۵ کیلومتر، ضخامت ۴ کیلومتر تا عمق ۸۲ کیلومتر و ضخامت ۱۰ کیلومتر تا عمق ۱۳۲ کیلومتر می‌باشد. سرعت شروع برای هر لایه در مدل، $4/62$ برابر با سرعت موج برشی در گوشته بالایی، در نظر گرفته شد. این قابل قبول است به این دلیل که اندازه‌گیری‌های پاشندگی، قابلیت تعیین سرعت‌های پوسته را در طول برنامه دارا می‌باشند.

۳- نتایج و بحث

بنا به روش ذکر شده، داده‌ها مورد پردازش قرار گرفتند و توابع گیرنده برانبارش یافته برای ۵ ایستگاه واقع در البرز غربی ایران محاسبه گردید. با استفاده از داده‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی برای هر ایستگاه، مدل سرعتی با استفاده از برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی به طور جداگانه به دست آورده شد. در مدل ساده اولیه می‌توان برای هر لایه هم یک مقدار میرایی که بین ۰ تا ۱ تغییر می‌کند، در نظر گرفت. در طول برنامه مقدار میرایی ۱۰ کیلومتر اول، $0/8$ ، لایه نیم‌فضا مقدار $0/1$ و همه لایه‌ها در بالای نیم‌فضا مقادیر میرایی ۱ را دارا می‌باشند. برنامه برگردان با تعریف متغیر P که مقدار آن از صفر تا یک در تغییر است به کاربر اجازه می‌دهد که میزان نقش هر کدام از داده‌ها را در ساخت الگوی سرعتی برای منطقه مورد نظر شخص نماید. یعنی هرچه مقدار P به سمت عدد صفر نزدیک باشد، داده‌های تابع گیرنده نقش بیشتر هرچه به سمت عدد یک نزدیک باشد، سهم داده‌های پاشندگی در تعیین الگوی زمین بیشتر است. به دلیل این که این دو گروه داده مستقل از هم می‌باشند و هر کدام از نظر واحد و تعداد با هم متفاوت می‌باشند، هر کدام از داده‌ها بر تعداد و خطای استاندارد داده‌ها تقسیم می‌شود، تا این مشکل برطرف گردد. فرایند برگردان همزمان طبق رابطه (۱) انجام می‌شود:

یک قله مثبت با دامنه‌ای کوچکتر از دامنه P مستقیم، ۳ تا ۸ ثانیه بعد دیده شود (کلوندی و همکاران، ۱۳۹۵).

به منظور افزایش نسبت سیگنال به نوفه، توابع گیرنده حاصل از رویدادهایی که از نظر زاویه بک آزمون و فاصله رومرکزی نزدیک به هم بوده به عنوان یک cluster در نظر گرفته و برانبارش شده‌اند. در هر ایستگاه در محدوده‌های بک آزمون مختلف دسته بندی توابع گیرنده انجام گردید و برای هر دسته تابع گیرنده برانبارش یافته بدست آمد.

۲-۳- منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی موج

رایلی

در مورد یک نیم‌فضای همگن، سرعت امواج ریلی به بسامد بستگی ندارد؛ اما در یک ساختمان لایه‌ای و غیر همگن امواج ریلی حالت پاشندگی از خود نشان می‌دهند. منحنی پاشندگی سرعت امواج سطحی ابزار مناسبی در تعیین متوسط سرعت موج برشی در محدوده وسیعی از عمق بین دو ایستگاه لرزه‌ای می‌باشد (Larson et al. 2006).

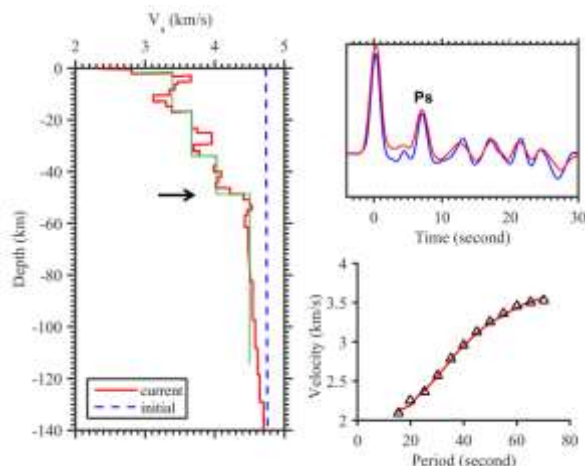
در این تحقیق از منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی حاصل از مطالعه (Rahimi et al. (2014 استفاده شده است. ایشان با استفاده از روش آنالیز فرکانس- زمان، مدهای اساسی امواج ریلی در طول ۱۵۸۶ مسیر که شرایط دو ایستگاهی را دارا بودند، از لرزه‌نگاشت‌های مورد نظر جدا نمودند. در نهایت به روش واهم‌میکس وینر، مقادیر سرعت‌های گروه در دوره تناوب‌های مورد نظر را محاسبه کردند. بدین طریق ۲۴۰ منحنی پراکندگی سرعت گروه در بازه دوره تناوب ۱۰۰-۱۰ ثانیه برآورد نمودند، که اکثر ایران را پوشش می‌دهند. پس از آن منطقه مورد مطالعه را به شبکه‌هایی با ابعاد $0/5^\circ$ در $0/5^\circ$ تقسیم و مقادیر سرعت گروه را برای مرکز هر یک از سلول‌های شبکه و به تفکیک دوره تناوب‌های مختلف بدست آوردند. در این تحقیق از منحنی‌های پاشندگی سلول زیر هر ایستگاه استفاده شده است.

۲-۴- برگردان همزمان

در این روش باید دو گروه داده مستقل را با هم، با استفاده از پارامتر وزنی P ترکیب کنیم. پارامتر P که مقدار آن از صفر تا یک در تغییر است به کاربر اجازه می‌دهد که میزان نقش هر کدام از داده‌ها را در ساخت الگوی سرعتی برای منطقه مورد نظر شخص نماید. یعنی هرچه مقدار P به سمت عدد صفر نزدیک باشد، داده‌های تابع گیرنده نقش بیشتر هرچه به سمت عدد یک نزدیک باشد، سهم داده‌های پاشندگی در تعیین الگوی زمین بیشتر است. به دلیل این که این دو گروه داده مستقل از هم می‌باشند و هر کدام از نظر واحد و تعداد با هم متفاوت می‌باشند، هر کدام از داده‌ها بر تعداد و خطای استاندارد داده‌ها تقسیم می‌شود، تا این مشکل برطرف گردد. فرایند برگردان همزمان طبق رابطه (۱) انجام می‌شود:

$$W[G][\delta m] = [d] \quad (1)$$

که $[G]$ ماتریس مشتقات جزئی توابع گیرنده و پاشندگی موج سطحی



شکل ۳: نتایج برگردان همزمان در گستره بک آزیموتی 55° - 35° در ایستگاه سیردان (QSDN). با افزایش سرعت موج برشی از $3/9$ تا $4/5$ کیلومتر بر ثانیه، می‌توان مرز موهو را به عمق 50 کیلومتری نسبت داد.

برای اعتبارسنجی مدل حاصل از برگردان و همچنین تعیین خطا در برگردان همزمان، از روش مدل‌سازی مستقیم استفاده شد. مدل‌های ساده‌ای بر روی مدل نهایی حاصل از برگردان، با در نظر گرفتن لایه‌های با تغییرات سرعت کم به عنوان یک لایه و یک سرعت میانگین برای آنها و با توجه به مرزهای ناپیوستگی قابل تشخیص و مهم، برازش گردید و با این مدل‌های ساده با روش مدل‌سازی مستقیم، توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی مصنوعی تعیین گردید. میزان انطباق توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی مشاهده‌ای و مصنوعی مورد ارزیابی قرار گرفت. مدل ساده‌ای که تابع گیرنده و منحنی پاشندگی مصنوعی حاصل از مدل‌سازی مستقیم آن با داده‌های مشاهده‌ای بالاترین انطباق را دارا باشد، به عنوان بهترین مدل برازش یافته انتخاب می‌گردد. شکل ۴ نتایج مدل‌سازی مستقیم را برای مدل حاصل از برگردان همزمان در ایستگاه سیردان در محدوده بک آزیموتی 55° - 35° نشان می‌دهد. در این شکل داده‌های مشاهده‌ای به رنگ آبی، نتایج حاصل از برگردان همزمان به رنگ قرمز و نتایج حاصل از مدل ساده به رنگ سبز می‌باشد. با توجه به شکل، تابع گیرنده حاصل از مدل ساده با موقعیت موهو در عمق 50 کیلومتر برازش خوبی با داده‌های مشاهده‌ای آنها به خصوص در زمان رسید فازهای P و Ps دارد. همچنین منحنی پاشندگی مشاهده‌ای و مصنوعی خصوصاً در دوره تناوب‌های متوسط نیز برازش خوبی دارد. این نشان می‌دهد که مدل ساده برازش یافته و موقعیت مرز موهو به واقعیت نزدیک می‌باشد.

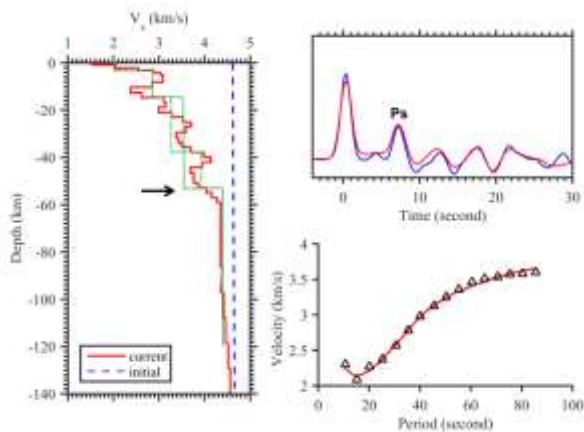
به منظور تعیین خطا موقعیت موهو را در مدل ساده $2 \pm$ و $4 \pm$ کیلومتر تغییر داده و با مدل‌های جدید نیز مدل‌سازی مستقیم انجام شد. با توجه به پایین آمدن انطباق منحنی‌های مصنوعی حاصل از مدل ساده با تغییر $4 \pm$ کیلومتر موقعیت موهو، نتیجه گرفته شد که روش برگردان همزمان می‌تواند با $2 \pm$ کیلومتر خطا همراه باشد.

همخوانی مطلوب بین توابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده و همچنین برازش مناسب منحنی عبوری از نقاط پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی مد نظر قرار گرفت.

در ایستگاه سیردان، QSDN، واقع در قسمت غربی منطقه مورد مطالعه، تعداد ۶۷ تابع گیرنده با توجه به میزان مشخص بودن فازهای مورد نظر در آن و دارا بودن کیفیت مطلوب انتخاب و پس از دسته بندی برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه (S/N)، برانبارش گردیدند. در هر ایستگاه چندین تابع گیرنده برانبارش شده بدست آمد که با برگردان همزمان کدام از آنها با منحنی‌های سرعت گروه برای زیر هر ایستگاه چندین مدل سرعتی بدست آمد. در ادامه تنها نتایج حاصل از یک محدوده بک آزیموتی برای هر ایستگاه درج گردیده، اما نتایج ذکر شده مربوط به میانگین نتایج در هر ایستگاه می‌باشد. شکل (۳) نتایج برگردان همزمان را برای ساختار گیرنده برانبارش یافته در محدوده بک آزیموتی 55° - 35° در زیر این ایستگاه نشان می‌دهد. قسمت بالا سمت راست شامل تابع گیرنده واقعی (به رنگ آبی) و تابع گیرنده محاسبه شده توسط برنامه (به رنگ قرمز) می‌باشد. قسمت پایین سمت راست، منحنی پاشندگی سرعت گروه موج ریلی مشاهده‌ای (مثلاً) و منحنی پاشندگی محاسبه شده (منحنی قرمز رنگ) در دوره تناوب 80 - 10 ثانیه را نشان می‌دهد. سمت چپ مدل سرعتی ساختار زیر گیرنده در این بک آزیموت را نشان می‌دهد. خط نقطه چین آبی رنگ مدل سرعتی اولیه، شامل یک نیم فضا با سرعت یکنواخت و خط قرمز رنگ مدل سرعتی بدست آمده در زیر این ایستگاه برای بک آزیموت فوق الذکر را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، تابع گیرنده دارای نسبت سیگنال به نوفه مناسبی بوده و دارای فاز Ps مشخصی قابل مشاهده در 7 ثانیه بعد از زمان رسید فاز P می‌باشد. در این مدل سرعتی چندین تغییر ناگهانی سرعت در عمقهای 3 ، 16 ، 32 و 50 کیلومتری قابل مشاهده می‌باشد؛ که می‌توان آنها را به مرزهای ناپیوستگی نسبت داد. در محدوده عمقی 50 کیلومتر تغییر سرعت از $3/9$ به $4/5$ کیلومتر بر ثانیه می‌تواند حاکی از مرز ناپیوستگی موهو باشد. مرز ناپیوستگی موهو را به عنوان عمقی که سرعت موج برشی در آن به میزان سرعت در گوشته بالایی و درست زیر موهو می‌رسد، در نظر گرفته شد (Tatar and Nasrabadi, 2013).

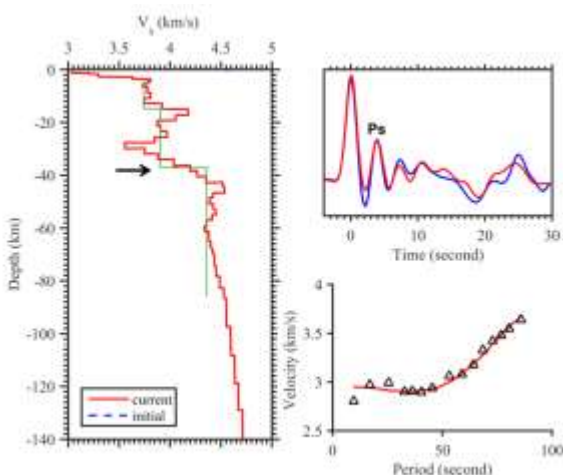
نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۸، شماره ۱، ۱۴۰۱.

همان‌طور که در شکل (۶) دیده می‌شود فاز Ps، ۷ ثانیه بعد از فاز مستقیم P قابل تشخیص می‌باشد. در این ایستگاه هم چندین مرز ناپیوستگی در عمق‌های ۱۴، ۳۸ و ۵۲ کیلومتر مشاهده می‌گردد. عمق ۵۲ کیلومتری را با توجه به تغییر سرعت موج برشی از ۳/۵ به ۴/۴ کیلومتر بر ثانیه می‌توان به مرز ناپیوستگی موهو نسبت داد. سرعت میانگین موج برشی در پوسته ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه است.

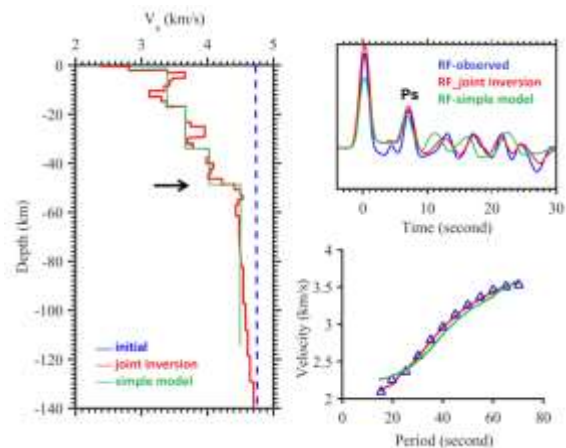


شکل ۶. نتایج برگردان همزمان در گستره بک‌آزیموتی 74° – 43° در ایستگاه الموت (QALM). مرز موهو در عمق ۵۲ کیلومتری قابل مشاهده می‌باشد.

در ایستگاه رشت، RST1، که در حاشیه جنوب غربی دریای خزر قرار دارد، تعداد ۵۱ تابع گیرنده مناسب برناباشت گردید. فاز Ps ۴ ثانیه بعد از فاز P رسیده است. از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی در محدوده بک‌آزیموت‌های مختلف، عمق موهو به طور متوسط ۳۸ کیلومتر بدست آمد. ناپیوستگی دیگری نیز در عمق ۱۴ کیلومتر قابل مشاهده می‌باشد. شکل (۷) نتایج برگردان را برای یک محدوده بک‌آزیموتی در زیر این ایستگاه نشان می‌دهد.

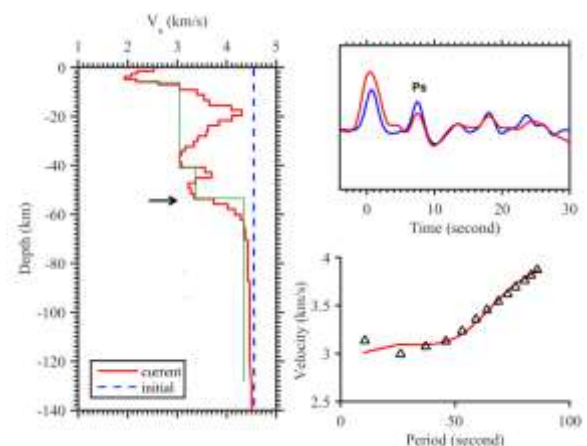


شکل ۷. نتایج برگردان همزمان در گستره بک‌آزیموتی 35° – 33° در ایستگاه رشت (RST1). موقعیت مرز موهو را در عمق ۳۸ کیلومتری می‌توان مشاهده کرد.



شکل ۴. آزمون مدل‌سازی مستقیم برای ایستگاه سیردان (QSDN) در محدوده بک‌آزیموتی 55° – 35° . قسمت چپ: مدل سرعتی، شامل مدل سرعتی اولیه (خط نقطه چین آبی)، مدل سرعتی حاصل از برگردان (قرمز) و مدل ساده برازش شده (سبز). قسمت راست بالا: توابع گیرنده مشاهده ای (آبی)، تابع گیرنده حاصل از برگردان همزمان (قرمز) و تابع گیرنده مصنوعی (سبز). قسمت راست پایین: منحنی پاشندگی سرعت گروه مشاهده ای (مثلث‌های آبی)، منحنی پاشندگی حاصل از برگردان همزمان (قرمز) و مصنوعی (سبز).

در ایستگاه سنتر، QCNT، تعداد ۱۴۵ تابع گیرنده برانبارش شدند. در این ایستگاه نیز چندین مرز ناپیوستگی سرعت در عمق‌های ۱۴، ۴۰ و ۵۶ کیلومتر قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۵). فاز Ps، ۵ ثانیه بعد از فاز مستقیم P قابل مشاهده می‌باشد و مرز ناپیوستگی موهو در عمق ۵۴ کیلومتر می‌باشد.



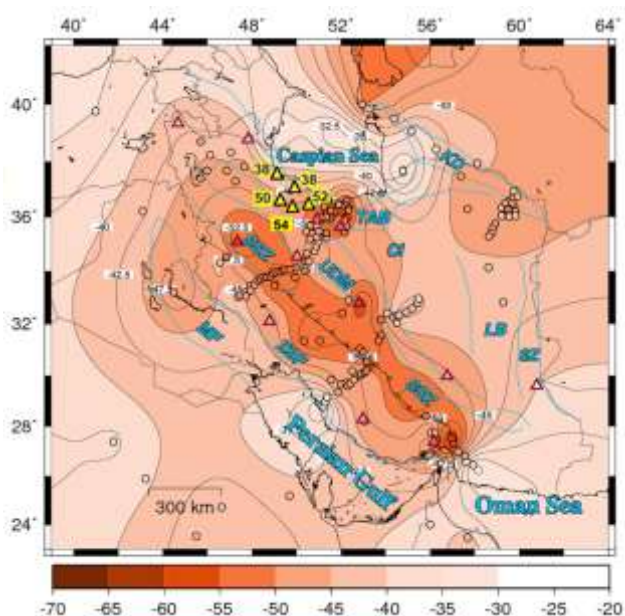
شکل ۵. نتایج برگردان همزمان در گستره بک‌آزیموتی 90° – 45° در ایستگاه سنتر (QCNT). موقعیت مرز موهو با پیکان نمایش داده شده است.

در ایستگاه الموت، QALM، تعداد ۱۲۳ تابع گیرنده تعیین شد.

۴- نتیجه گیری

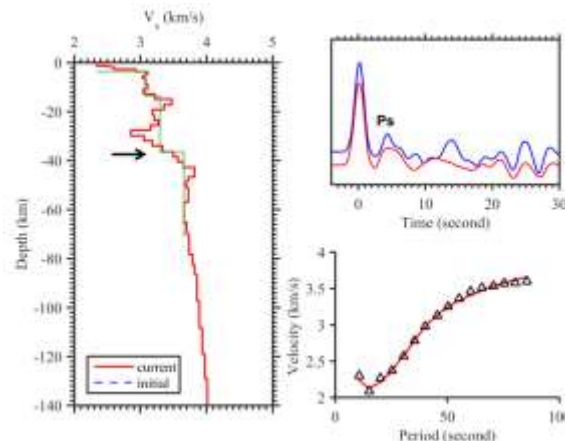
در ایستگاه رشت که در حاشیه جنوب غربی دریای خزر قرار دارد ضخامت پوسته ۳۸ کیلومتر بدست آمد و با پیشروی به سمت شمال غرب در زیر ایستگاه کاسپین نیز ضخامت پوسته ۳۸ کیلومتر می باشد. ضخامت کم پوسته در قسمت جنوب غربی دریای خزر نشان می دهد که پوسته خزر نازک می باشد. (Motaghi et al. (2018) عمق موهو را نزدیک به ایستگاه رشت ۳۸ کیلومتر بدست آوردند.

با پیشروی به سمت جنوب، در ایستگاه الموت که در حاشیه شرقی منطقه مورد مطالعه نزدیک به البرز مرکزی قرار دارد، عمق موهو ۵۲ کیلومتر برآورد گردید. محققان مختلف همانطور که در بخشهای قبلی ذکر شد عمق موهو را در البرز مرکزی به طور متوسط از ۵۱ تا ۵۸ کیلومتر بدست آوردند. با حرکت به سمت غرب در زیر ایستگاه سنتر بر عمق موهو افزوده می شود و به حدود ۵۴ کیلومتر می رسد. این ایستگاه نزدیک به ایستگاه قزوین می باشد، که موسویان و تاتار (۱۳۹۲) با روش برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنیهای پاشندگی سرعت امواج سطحی و محمدی و رضاپور (۱۳۹۷) با روش تابع گیرنده عمق موهو را بترتیب ۵۲ و ۴۸ کیلومتر بدست آوردند. با پیشروی به سمت غرب، عمق موهو کاهش یافته و به ۵۰ کیلومتر می رسد. شکل (۹) مقایسه عمق موهو در زیر ایستگاههای مورد مطالعه (مثلثهای زرد) با عمق موهو در زیر فلات ایران (نصرآبادی، ۱۳۸۹) را نشان می دهد. همانطور که مشاهده می شود، میزان عمق موهو در زیر این ایستگاهها همخوانی خوبی با متوسط عمق موهو در منطقه دارد.



شکل ۹: مقایسه عمق موهو در زیر ایستگاههای مورد مطالعه (مثلثهای زرد) با عمق موهو در دیگر زونهای لرزه زمین ساختی ایران (نصرآبادی، ۱۳۸۹). مثلثها و دایرههای سیاه ایستگاههای مورد استفاده در تحقیقات دیگران می باشد. خطوط آبی رنگ مرزهای زونهای

در ایستگاه کاسپین، CSN1، تعداد ۸۷ تابع گیرنده برانبارش گردید. فاز Ps در مدل های حاصل از محدوده بک آزمونهای مختلف به طور متوسط ۵ ثانیه بعد از فاز P رسیده است. با توجه به مدل های حاصل از دیگر محدوده های بک آزمونی به طور میانگین مرز ناپیوستگی موهو در ساختار زیر این ایستگاه در عمق ۳۸ کیلومتر قرار دارد. در این ایستگاه نیز پوسته به سه زیر لایه تقسیم می گردد: لایه سطحی با ضخامت ناچیز از رسوبات کم سرعت، لایه دوم با ضخامت ۱۰ کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی ۳/۱ کیلومتر بر ثانیه و لایه سوم با ضخامت ۱۴ کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی ۳/۳ کیلومتر بر ثانیه. شکل (۸) نتایج برگردان همزمان را برای این ایستگاه در محدوده بک آزمونی 171° - 128° را نشان می دهد.



شکل ۸: نتایج برگردان همزمان در گستره بک آزمونی 171° - 128° در ایستگاه کاسپین (CSN1). موقعیت مرز موهو را در عمق ۳۸ کیلومتری می توان مشاهده کرد.

به طور خلاصه نتایج نشان می دهد که متوسط ضخامت پوسته در حاشیه جنوبی دریای خزر در زیر ایستگاههای CSN1 و RST1، ۳۸ کیلومتر می باشد. با پیشروی به سمت جنوب عمق موهو افزایش می یابد و به طور متوسط به ۵۲، ۵۴ و ۵۰ کیلومتر در زیر ایستگاههای QCNT، QALM و QSDN می رسد. جدول (۱) ضخامت پوسته را در زیر ایستگاههای مورد مطالعه نشان می دهند.

جدول ۱: نتایج بدست آمده برای عمق موهو در ایستگاههای واقع در

ایستگاه	البرز غربی			
	عرض جغرافیایی (°)	طول جغرافیایی (°)	ارتفاع (m)	عمق موهو (Km)
الموت (QALM)	۳۶/۴۳	۵۰/۶۵	۲۲۱۲	۵۲
سنتر (QCNT)	۳۶/۲۹	۵۰/۰۱	۱۳۱۹	۵۴
سیردان (QSDN)	۳۶/۵۰	۴۹/۱۷	۲۱۴۸	۵۰
رشت (RST1)	۳۷/۲۳	۴۹/۶۳	۱۲	۳۸
کاسپین (CSN1)	۳۷/۵۶	۴۹/۰۹	۱۸	۳۸

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۸، شماره ۱، ۱۴۰۱.

موسویان، س. و تاتار، م.، ۱۳۹۲، ساختار سرعتی پوسته در البرز غربی به روش برگردان هم زمان تابع های انتقال گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی، مجله ژئوفیزیک ایران، ۴، ۹۴-۸۱.

نصرآبادی، ا.، ۱۳۸۹، مطالعه ساختار پوسته قاره ای فلات ایران براساس تحلیل توابع گیرنده و پاشش امواج سطحی، رساله دکتری ژئوفیزیک، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

نصرآبادی، ا.، تاتار م. کاویانی، ۱، ۱۳۹۰، ساختار پوسته ایران براساس برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی، فصلنامه علوم زمین، ۸۲، ۸۳-۹۴.

Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D., Priestley, K., 2010. Crustal Velocity Structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran). JOURNAL OF GEODYNAMICS, 49, 68-78.

Allen, M., Jackson, J., and Walker, R., 2004, Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. TECTONICS, 23, 10.1029/2003TC001530.

Ammon, C.J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. BULL. SEISM. SOC. AM., 81, 2504-2510.

Berberian, M. and King, G. C. P., 1981, Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. CAN. J. EARTH SCI., 18, 210 - 265.

Berberian, M., Jackson, J.A., Fielding, E.J., Parsons, B.E., Priestley, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T.J., and Baker, C., 2001, The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province, southeast Iran: Re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone: GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL, 146, 371-398

Dehghani, G. A. and Makris J., 1983, The Gravitay Field and Crustal Structure of Iran. GEOLOGICAL SURVEY OF IRAN, Report No. 51, 51-68

Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H., Ritz, J., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Moigne, N., Sedighi, M., and Khorrami, F., 2010, GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran: Geophysical J. Int., 183, 1287-1301.

Herrmann, R.M., 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, Seism. Res. Lettr., 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096.

Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin.

لرزه زمین ساختی را نشان می دهد: پست بوم بین النهرین (MF)، کمربند چین خورده ساده زاگرس (ZSF)، زون سنندج-سیرجان (SSZ)، تجمعات ماگمائی ارومیه-دختر (UDM)، رشته کوه های تالش-البرز-بینالود (TAB)، کپه داغ (KD)، بلوک ایران مرکزی (CI)، بلوک لوت (LB) و زون شکاف سیستان (SZ)

همان طور که نتایج نشان می دهد، ضخامت پوسته در البرز غربی نسبت به حاشیه جنوبی دریای خزر بیشتر می باشد. این اختلاف شاید به دلیل وجود نهشته های آتشفشانی و توده های ضخیم ماگمای نفوذی در البرز غربی در زیر سه ایستگاه سیردان، سنتر و الموت باشد، که بر اساس نظریه شناوری پوسته ضخامت پوسته در این منطقه نسبت به حاشیه جنوبی دریای خزر در زیر ایستگاه های رشت و کاسپین که بر روی نهشته های رسوبی قرار دارند، بیشتر می باشد. ضخامت پوسته در البرز غربی نیز نسبت به البرز مرکزی بیشتر می باشد و نشان می دهد که این دو منطقه در تعادل هم ایستایی نمی باشند. این اختلاف می تواند بدلیل تفاوت ساز و کار دگرشکلی باشد (Djamour et al., 2010). در البرز غربی دگرشکلی توام با حرکات امتداد لغز چپ گرد بوده، اما در البرز مرکزی فشردگی همراه با کوتاه شدگی رخ داده؛ که در گسل های معکوس تعدیل می شود (موسویان و تاتار، ۱۳۹۲). مقدار ضخامت متوسط پوسته در البرز بیانگر اینست که این زون دارای ریشه نمی باشد و میزان ارتفاعات کوهستانی را جبران نمی کند.

۵- سپاس گذاری

از استاد گران قدر جناب آقای دکتر حبیب رحیمی، دانشیار محترم موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به خاطر در اختیار قراردادن داده های پاشندگی سرعت امواج سطحی و از مسئولان محترم مرکز لرزه نگاری کشوری نیز به خاطر در اختیار قرار دادن داده های گستره مورد بررسی تشکر و قدردانی می گردد.

۶- منابع

کلوندی، ف.، متقی، خ. و شبانیان، ا.، ۱۳۹۵، مطالعه ساختار سنگکره در منطقه برخوردی زاگرس شمالی با استفاده از وارون سازی هم زمان توابع گیرنده و منحنی های پاشش امواج سطحی، مجله ژئوفیزیک ایران، ۴۸-۶۱، ۱۰(۴).

راستگو، م.، رحیمی، ح. و حمزه لو، ح.، ۱۳۹۶، ساختار ساختار دوبعدی سرعت امواج برشی در پوسته و گوشته بالایی البرز شرقی، فیزیک زمین و فضا، ۴۳(۲)، ۳۲۲-۳۰۹.

محمدی، ا. و رضایور، م.، ۱۳۹۷، تغییرات ضخامت پوسته در مناطق برخوردی زاگرس و البرز با استفاده از روش تابع گیرنده P، نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، ۴(۱)، ۱۲۲-۱۰۵.

- Rastgoo, M., Rahimi, H., Motaghi, K., Shabanian, E., Romanelli, F. & Panza, G.F., 2018. Deep structure of the Alborz Mountains by joint inversion of P receiver functions and dispersion curves, *Phys. Earth planet. Inter.*, 277, 70–80.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B., Sadidkhouy, A., 2009, Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies. *GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL*, 177, 733-742.
- 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., Nasrabadi, A., 2013, Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone (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.
- GEOPHYS. J. INT., 148, 214–245.
- 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.
- Motaghi, K., Ghods, A., Sobouti, F., Shabanian, E., Mahmoudabadi, M. and Priestley, K., 2018, Lithospheric seismic structure of the West Alborz – Talesh ranges, Iran. *GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL*, 215 (3), 1766-1780.
- 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., 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, no. 6, 2782-2798.