

# ساختار سرعتی پوسته در منطقه کرمان با برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی

محمد نوری تبار<sup>۱</sup>، افسانه نصرآبادی<sup>۲\*</sup> و محمدرضا سپهوند<sup>۲</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

۲. استادیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

(دریافت: ۹۴/۴/۱۴، پذیرش نهایی: ۹۴/۱/۱۱)

## چکیده

در این مطالعه ساختار سرعتی پوسته و عمق ناپیوستگی موهو در زیر چهار ایستگاه لرزه‌نگاری کرمان با استفاده از روش برگردان همزمان توابع انتقال گیرنده موج P و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج رایلی مطالعه شد. برای تعیین توابع گیرنده از روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان لیگوریا و آمون (۱۹۹۹) و دورلرزه‌هایی با طول مسیر دایره بزرگ چشمه-گیرنده، بزرگ‌تر از  $25^\circ$  و کوچک‌تر از  $90^\circ$  و بزرگای بیش از ۵/۵ استفاده شد که در فاصله سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۳ در این ایستگاه‌ها به ثبت رسیده‌اند. منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه و فاز موج رایلی از مطالعه رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) بر روی ساختار پوسته و گوشته بالایی فلات ایران تأمین شده است. توابع گیرنده، پاسخ ساختار محلی زمین به رسید تقریباً قائم امواج P در زیر یک لرزه‌سج سه مؤلفه‌ای را نشان می‌دهند و به تباین‌های سرعت موج برشی حساس هستند. ناهماهنگی عمق-سرعت در اطلاعات توابع گیرنده باعث غیریکتابی مسئله برگردان می‌شود، اما با دخالت دادن اطلاعات حاصل از سرعت مطلق برآوردهای پاشندگی و برگردان همزمان این دو مجموعه داده‌ای، می‌توان بر این محدودیت غلبه کرد. با این کار، اطلاعات دقیق‌تری درباره ساختار پوسته‌ای فراهم می‌شود. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که مرز ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه چشمه معدنی، CHMN، در عمق  $52 \pm 2$  کیلومتری، در زیر ایستگاه گوه گبری، KHGB، در عمق  $50 \pm 2$  کیلومتری، در زیر ایستگاه نگار، NGRK، در عمق  $54 \pm 2$  کیلومتری و در زیر ایستگاه تی وی باهنر، TVBK، در عمق  $50 \pm 2$  کیلومتری قرار دارد. در نتیجه، میانگین عمق موهو در منطقه کرمان  $52 \pm 2$  کیلومتر است. به‌منظور تعیین خطا و صحت مدل‌های به‌دست‌آمده از روش مستقیم استفاده گردید.

واژه‌های کلیدی: ایران، برگردان همزمان، توابع گیرنده، ساختار پوسته، کرمان.

## ۱. مقدمه

گوشته فوقانی بسیار ضروری است. در ایران که از مناطق لرزه‌خیز جهان است و احتمال وقوع زلزله‌های بزرگ و ویرانگر در آن دور از انتظار نیست، فرایند تعیین ساختار سرعت از اهمیت خاصی برخوردار است. در این مطالعه، منطقه کرمان واقع در حاشیه جنوب شرقی پهنه ایران مرکزی بررسی می‌شود. با توجه به اینکه در منطقه کرمان مطالعات زیادی در زمینه بررسی ساختار سرعتی پوسته به‌طور جزئی‌نگر انجام نگرفته است و مطالعات پیشین اغلب در ایران مرکزی پراکنده بوده است و از طرفی استعداد زیاد لرزه‌خیزی منطقه و احتمال رخداد زلزله‌های ویرانگر، این مطالعه امری ضروری است. با توجه به اینکه از استقرار ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری این منطقه زمان زیادی نمی‌گذرد، تا حدی نتایج این مطالعه، جدید و قابل‌اعتماد خواهند بود. توابع گیرنده بیشترین حساسیت را به تباین

فعالیت لرزه‌ای در سرزمین ایران به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا، نتیجه همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیاست که بر اساس مطالعات و اندازه‌گیری‌های GPS با نرخ همگرایی حدود ۲۴ میلی‌متر در سال (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) به سمت یکدیگر در حرکت هستند. حاصل این همگرایی به‌صورت گسلش در زون‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس، البرز، کپه‌داغ، ایران مرکزی و شرق ایران تعدیل می‌گردد.

مطالعه ساختار سرعتی پوسته و گوشته بالایی، درک بهتری از تکامل و تاریخچه زمین‌ساختی پهنه‌های لرزه‌زمین‌ساختی در اختیار می‌گذارد. همچنین جهت تعیین پارامترهای زلزله (مختصات کانونی، زمان، بزرگای عمق)، مطالعه لرزه‌خیزی و شناسایی گسل‌های فعال و لرزه‌زا، در اختیار داشتن اطلاعات دقیقی از ساختار سرعتی پوسته و

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) و نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰)، با استفاده از روش برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز و گروه امواج رایلی، عمق ۴۸-۴۷ کیلومتری را برای ایران مرکزی در زیر ایستگاه کرمان (KRBR) به دست آوردند. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از دو سال داده دورلر ثبت شده در چهار ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن شبکه ملی لرزه‌نگاری کشور (INSN) توابع گیرنده، تعیین و با برگردان همزمان آن‌ها با منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج رایلی، مدل دقیقی از ساختار سرعتی پوسته و عمق ناپیوستگی موهو به دست آید.

## ۲. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه موردبررسی در محدوده استان کرمان است که در حاشیه جنوبی زون لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران و در پهنه ماگمایی ارومیه - دختر (UDMA) قرار دارد. پهنه ایران مرکزی - شرق ایران، پهنه‌ای درون‌صفحه‌ای است که از شمال به پهنه‌های برخوردی البرز-آذر بایجان و کپه‌داغ، از غرب و جنوب غرب به منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس، از جنوب شرق به منطقه فرورائش اقیانوسی-قاره‌ای مکران و از شرق به قطعه پایدار هیلمند (قطعه افغان) محدود است (شکل ۱). ایران مرکزی و شرق ایران ترکیبی از قطعه‌های 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 بوده است. در زون شرقی ایران تنش‌های برشی غالب است و باعث تشکیل گسل‌های برشی و امتداد لغز می‌شود. روند گسل‌های فعال از شمالی - جنوبی در مرکز به شمال شمال شرقی - جنوب 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 تراستی خاتمه پیدا می‌کنند. به

سرعت موج برشی دارند و می‌توانند سطوح ناپیوستگی با تباین سرعتی بالا را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده نشان دهند (آمون و همکاران، ۱۹۹۰). این روش، تنها به وجود سطوح ناپیوستگی حساس است و در صورت برآوردنشده صحیح سرعت موج P و به‌ویژه S، با خطای شایان توجهی در تعیین ژرفای ناپیوستگی‌ها همراه خواهد بود (آمون، ۱۹۹۱). 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. ترکیب این دو و برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت امواج سطحی، می‌تواند مدل دقیق‌تر و باکیفیت‌تری از ژرفا و سرعت موج برشی به دست بدهد. با وجود مطالعات بسیاری که در سال‌های اخیر در ایران انجام گرفته است و صرف‌نظر از نتایج تحقیقات نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰) و تاتار و نصرآبادی (۲۰۱۳)، تقریباً هیچ‌گونه اطلاعات دقیقی راجع به ساختار پوسته و عمق ناپیوستگی موهو در منطقه مورد مطالعه (ایران مرکزی، استان کرمان) با استفاده از روش‌های مطمئن موجود نیست. آسوده (۱۹۸۲) به کمک تحلیل امواج سطحی با استفاده از روش دو ایستگاهی و داده‌هایی از ایستگاه‌های تبریز، مشهد و شیراز و تعیین منحنی‌های پاشندگی سرعت‌های فاز موج رایلی در مسیرهای زاگرس و ایران مرکزی، ضخامت پوسته را در ایران مرکزی ۴۳ کیلومتر به دست آورد. گیس و همکاران (۱۹۸۳)، با استفاده از عملیات لرزه‌ای انکساری به مطالعه ساختار ژرفای پوسته در منطقه میان کمر بند 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 گرفته است 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

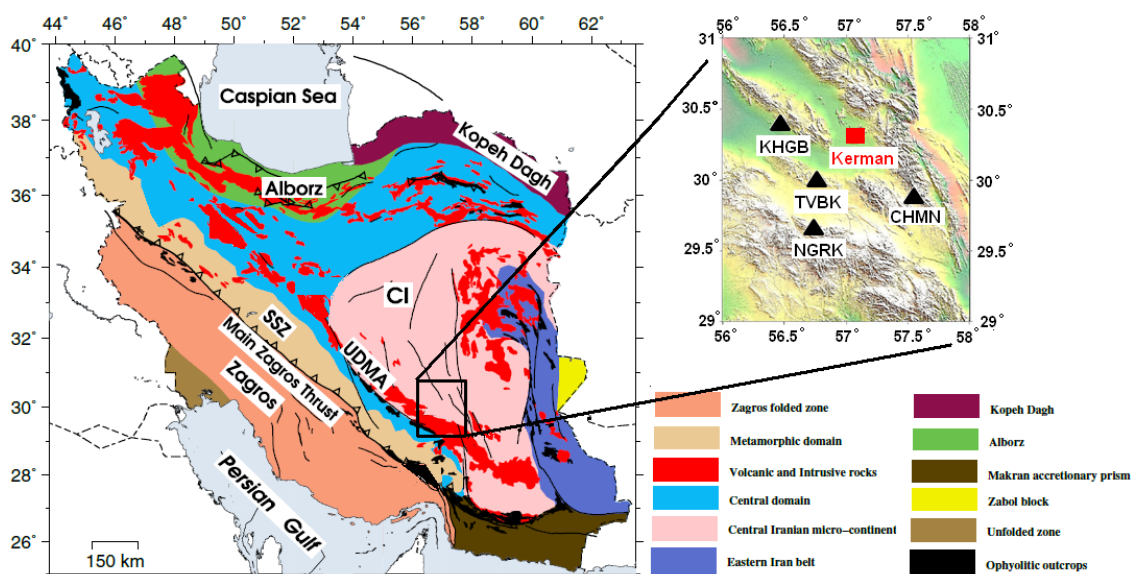
همچنین مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی بیرونی (جریان‌ات گدازه‌های بازالتی) است (قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶) که سنشان از ژوراسیک پسین تا کواترنری متغیر است. دوره اصلی آتشفشان بیرونی که به تشکیل این پهنه انجامیده است، از ائوسن آغاز می‌شود و تا ائوسن میانی ادامه می‌یابد. علت به وجود آمدن این نوار ماگمایی احتمالاً آتشفشان نوع آند است که حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی است (علوی، ۱۹۹۴).

### ۳. داده و روش

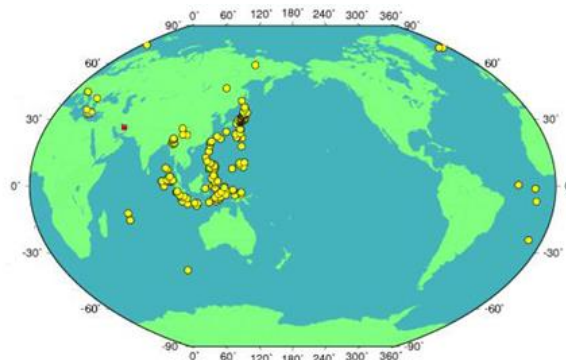
بیش از دو سال، داده‌های دورلرز ثبت شده در چهار ایستگاه میان‌دوره شبکه لرزه‌نگاری کرمان، وابسته به شبکه لرزه‌نگاری کشوری، (شکل ۱) از ۳ سپتامبر ۲۰۱۰ تا ۳۱ مارس ۲۰۱۳، با طول مسیر دایره بزرگ چشمه-گیرنده، بزرگ‌تر از ۲۵° و کوچک‌تر از ۹۰° و بزرگای بیش از ۵ (۱۶۵ رویداد) انتخاب شد (شکل ۲). در این تحقیق داده‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج رایلی از نتایج توموگرافی دویعدی رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) که آن‌ها را برای شبکه‌هایی با ابعاد ۱ × ۱ درجه به دست آورده‌اند، تأمین شده است. در این تحقیق از داده‌های پاشندگی شبکه دربرگیرنده هر ایستگاه برای آن ایستگاه استفاده شده است.

سمت جنوب، گسل‌ها با گسل‌های تراستی مکران هماهنگ می‌شوند. ایران مرکزی لرزه‌خیزی پراکنده دارد و عمق کانونی زلزله‌ها کم است (والکر و جکسون، ۲۰۰۴). گسل‌های غالب این ناحیه، گسل‌های امتدادلغز راستگرد است (بربریان و همکاران، ۲۰۰۱). در حال حاضر، ایران مرکزی نسبت به غرب افغانستان با نرخ  $16 \pm 2$  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. در جنوب عرض جغرافیایی ۳۴° شمالی، این برش روی گسل‌های شمالی-جنوبی راستگرد تجمع می‌یابد که دشت لوت را در بر می‌گیرند (والکر و جکسون، ۲۰۰۴). باین حال، برش در شمال عرض جغرافیایی ۳۴° به وسیله گسل‌های شرقی-غربی و چپگرد تجمع می‌یابد که به نظر می‌رسد حول یک محور قائم به شکل ساعتگرد بچرخد (جکسون و مکتزی، ۱۹۸۴). منطقه پیرامون شهر کرمان تحت لغزش شمالی-جنوبی راستگرد در راستای حاشیه غربی دشت لوت اداره می‌شود.

پهنه ماگمایی ارومیه-دختر در قسمت شرقی کمربند زاگرس با طولی برابر با زاگرس و عرض ۴ کیلومتر (شکل ۱) ترکیبی از انواع سنگ‌های نفوذی از گابرو تا گرانیت و



شکل ۱. نقشه واحدهای ساختمانی مهم ایران (برگرفته از بانک داده‌های علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، <http://www.ngdir.ir>) به همراه موقعیت ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری کرمان (مثلث) و شهر کرمان (مربع)



شکل ۲. موقعیت مکانی رویدادهای دور لرز ثبت شده (دوایر) در ایستگاه‌های منطقه کرمان (مربع)

### ۳.۱. محاسبه توابع انتقال گیرنده

توابع گیرنده، سری‌های زمانی هستند که از لرزه‌نگاشت‌های سه مؤلفه‌ای محاسبه می‌شوند و ارائه‌دهنده پاسخ نسبی ساختار زمین در مجاورت محل گیرنده هستند. شکل موج، ترکیبی از امواج تبدیل یافته P به S است که توسط ساختار زیر لرزه‌سنج تولید می‌شوند. مدل‌سازی دامنه و زمان رسید این امواج تبدیلی در مطالعه زمین‌شناسی منطقه ارزشمند است. اغلب از این طریق ساختار کلی پوسته در زیر ایستگاه به صورت مجموعه لایه‌های تقریباً افقی تقریب زده می‌شود (ویلسون و همکاران، ۲۰۰۵؛ آمون، ۱۹۹۱). بیش از دو سال داده دور لرز ثبت شده در چهار ایستگاه سه مؤلفه‌ای باند پهن شبکه ملی لرزه‌نگاری کشور (INSN) برای تعیین توابع گیرنده پردازش شد. برای تعیین توابع گیرنده از روش تکرار واهمامیخت در حوزه زمان (لیگوریا و آمون، ۱۹۹۹) که پایداری بیشتری با داده‌های نوفه‌دار در مقایسه با روش حوزه بسامد دارد (جولیا و همکاران، ۲۰۰۵) استفاده شد. پس از تصحیح تأثیرات دستگاهی (بهره و پاسخ دستگاهی)، مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت به دو جهت شعاعی و مماسی چرخش داده شدند. برای حذف اثر چشمه و مسیر از روش واهمامیخت مؤلفه عمودی از مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت‌ها استفاده شد. سپس برای حذف نوفه‌های با بسامد بالا، بر روی توابع گیرنده فیلتر گوسی با پارامتر پهنای برابر با ۱ اعمال شد. این فیلتر در حقیقت یک فیلتر پایین‌گذر است که اجازه عبور بسامدهای کمتر از ۰/۵ هرتر را می‌دهد. سرعت

متوسط موج برشی معادل با ۳/۷ کیلومتر بر ثانیه برای پوسته، طول موج تفکیک‌پذیری برابر با  $\lambda = \pm 7/4 \text{ km}$  را به دست می‌دهد. با در نظر گرفتن اینکه حداقل طول قابل تفکیک برابر با  $\lambda/4$  است، پس می‌توان نتیجه گرفت که دقت مدل‌سازی با پارامتر پهنای  $a=1$  کمتر از ۱/۸۵ کیلومتر نخواهد بود. از آنجا که با تغییر آزمون و حتی با تغییر فاصله، ساختار پیرامون ایستگاه در زیر زمین نیز تغییر می‌کند، برای غلبه بر این مشکل، با تقویت دامنه فازها و افزایش نسبت سیگنال به نوفه (S/N) همانند عملیات برانبارش در پردازش داده‌های لرزه‌ای، شکل موج‌هایی که در گستره یکسانی از آزمون (بازه بک آزمون) کمتر از  $10^\circ$  و فاصله رومرکزی (کمتر از  $10^\circ$  تا  $15^\circ$ ) قرار دارند، برانبارش گردیدند تا در نهایت از هر مجموعه یک تابع گیرنده با کیفیت بهتر به دست آید.

### ۳.۲. مشاهدات پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی

در این تحقیق از داده‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی که توسط رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) به دست آمده، استفاده شده است. ایشان در مطالعه توموگرافی دوبعدی که در منطقه ایران داشتند، با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های نصب شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و تعیین پرتوهای متقاطع چشمه-گیرنده گذرنده از این ایستگاه‌ها، منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی را در محدوده دوره تناوب ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه، با استفاده از

با سرعت بالا تولید می‌کنند، در صورتی که امواج با دوره تناوب کوتاه‌تر در لایه‌های بالاتر که سرعت کمتری دارند، حرکت نموده و امواج سطحی با سرعت پایین، تولید و در نتیجه پاشندگی ایجاد می‌کنند. این یک ویژگی بارز در مطالعه ساختار زمین است. اما این منحنی‌ها به ناپیوستگی‌های سرعت و تباین سرعت حساسیت کمتری دارند.

نتایج مطالعات (جولیا و همکاران، ۲۰۰۵) نشان می‌دهد که اجرای برگردان همزمان توابع گیرنده دورلرز موج P و داده‌های پاشندگی سرعت گروه موج سطحی به شکل شایان توجهی ساختار سرعت موج برشی حاصل را بهبود بخشیده و می‌تواند مدل دقیق‌تر و با کیفیت‌تری از عمق و سرعت موج برشی به دست بدهد. در این رساله به منظور برگردان همزمان تابع گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج سطحی از برنامه کامپیوتری هرمن و آمون (۲۰۰۳) استفاده شده است. در این روش دو گروه داده مستقل از هم، با استفاده از پارامتر وزنی P ترکیب شده‌اند و جهت نزدیک شدن مدل به مدل واقعی، مقدار رابطه زیر برای آن مدل باید مینیمم شود (هرمن و آمون، ۲۰۰۳):

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

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 مدل سرعت؛  $\sigma_{ri}$ ، خطای استاندارد مشاهده در  $t_i$ ؛  $O_{sj}$ ،  $j$  امین پاشندگی موج سطحی مشاهده‌ای؛  $P_{sj}$ ،  $j$  امین مقدار پیش‌بینی شده منحنی پاشندگی، منطبق با یک مدل سرعت؛  $N_r$  و  $N_s$ ، به ترتیب تعداد نقاط توابع گیرنده و پاشندگی موج سطحی و  $\sigma_{sj}$ ، حدود خطای استاندارد  $j$  امین مشاهده موج سطحی است. مدل اولیه‌ای متشکل از لایه‌های سرعتی همگن و همسانگرد تخت، با ثابت گرفتن سبترای لایه‌ها و آزادی تغییر سرعت لایه‌ها (با در نظر گرفتن یک حد میرایی) در نظر گرفته شد. با در نظر گرفتن مقادیر مختلفی از

برنامه کامپیوتری MFT هرمن آمون (۲۰۰۳) به دست آوردند. در مرحله بعد این منحنی‌ها را برگردان و نقشه‌های توموگرافی زیر فلات ایران را ترسیم کردند. پس از آن منطقه مورد مطالعه را به شبکه‌هایی با ابعاد  $1^\circ$  در  $1^\circ$  تقسیم کردند و مقادیر سرعت گروه را برای مرکز هر یک از سلول‌های شبکه و به تفکیک پریودهای مختلف به دست آوردند. در این تحقیق از منحنی‌های پاشندگی سلول زیر هر ایستگاه استفاده شده است.

### ۳.۳. برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های

#### پاشندگی امواج رایلی

لرزه‌شناسان برای به دست آوردن اطلاعات از ساختار پوسته و گوشته فوقانی، اغلب از حساسیت مشاهدات پاشندگی سرعت امواج سطحی و توابع گیرنده دورلرز موج P به ساختار سرعت برشی محیط استفاده می‌کنند. توابع گیرنده به تباین‌های سرعت موج برشی در محیط و زمان‌سیرهای قائم (زمان‌سیر نسبی امواج تبدیلی بازتاب یافته بین مرزها) حساسند و اطلاعات کمتری درباره سرعت مطلق آن دارند. این مسئله می‌تواند باعث ارتباطی ظاهری بین عمق و سرعت شود که هنگام تفسیر داده‌ها مشکل‌ساز می‌شود (آمون و همکاران، ۱۹۹۰). برای مثال، اختلاف زمانی میانگین یکسانی می‌تواند هم با یک لایه کم‌سرعت نازک و هم با یک لایه پرسرعت ضخیم به وجود آید (اوزالایی و همکاران، ۱۹۹۷). به عبارت دیگر، جواب‌های مسئله وارون، غیریکتا هستند. در مقابل، اندازه‌گیری‌های پاشندگی سرعت موج سطحی به میانگین‌های سرعت مطلق موج برشی حساس هستند. امواج سطحی ویژگی مهم پاشندگی سرعت را دارند. امواج پاشنده در بسامدهای مختلف (دوره تناوب‌های مختلف) با سرعت‌های مختلف حرکت می‌کنند. با توجه به این ویژگی از دیدی دیگر، می‌توان بیان کرد که سرعت امواج سطحی در هر دوره تناوبی، بسته به گستره عمقی تحت تأثیر، تغییر می‌کند. امواج با دوره تناوب بلندتر، به قسمت‌های عمیق‌تر نفوذ کرده و امواج سطحی

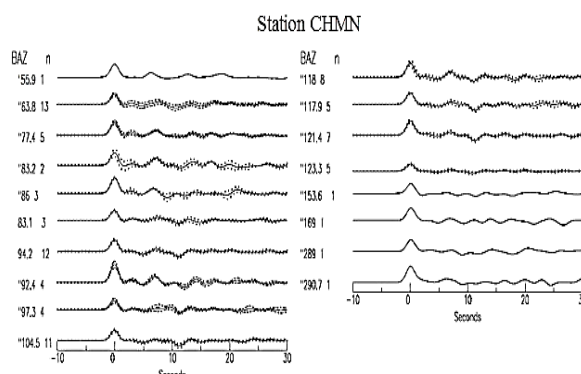
این روش نیز به شمار می‌رود. در این تحقیق از الگوی ساده و یک‌بعدی ak135 استفاده شده است که زمین را تخت، همسانگرد و به صورت یک لایه واقع بر یک نیم‌فضا فرض می‌کند. سرعت ثابت موج برشی S در این الگوی ساده تقریباً برابر ۴/۶ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شد. در طول اجرای برنامه توسط نرم‌افزار، متناسب با شرایط مطلوب در رعایت اعتدال برازش توابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده و نیز عبور منحنی‌های پاشندگی سرعت از نقاط داده‌ای سرعت گروه موج رابلی، ضریب تأثیر مجموعه‌های داده‌ای p برابر با ۰/۱ یا ۰/۱۵ اختیار شد. بالا رفتن مقدار p سهم داده‌های پاشندگی سرعت گروه را در فرایند برگردان افزایش می‌دهد. برای یک ایستگاه نتایج برگردان را برای یک بک‌آزموت خاص با ذکر جزئیات به‌طور کامل توضیح خواهیم داد و برای سایر ایستگاه‌ها، شرح مختصرتری ارائه خواهد شد.

در ایستگاه چشمه معدنی، CHMN، برای ۱۴۹ رویداد دورلرز ثبت شده در بازه زمانی مفروض، ۸۵ تابع گیرنده با توجه به مقدار مشخص بودن فازهای موردنظر در آن و دارا بودن کیفیت مطلوب، انتخاب شدند و پس از دسته‌بندی این توابع از طریق آزمون و فاصله، در بازه بک‌آزموتی کمتر از  $10^\circ$  و فاصله کمتر از  $15^\circ$  جهت افزایش نسبت سیگنال به نوفه (S/N)، ۱۸ تابع گیرنده برانبارش شده (شکل ۳) محاسبه شدند و برای تعیین ساختار زیر این ایستگاه به همراه منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه موج رابلی برگردان شدند.

متغیر وزنی P در طول برنامه و انتخاب بالاترین انطباق با هر دو گروه داده، در برخی ایستگاه‌ها مقدار  $P=1$  و در برخی ایستگاه‌ها به دلیل پایین بودن انطباق منحنی پاشندگی مقدار ۰/۲ در نظر گرفته شد. با انتخاب این مقادیر برای متغیر وزنی P، انطباق هر دو گروه داده در حد مطلوب است. مزیت این روش به روش‌های برگردان تابع گیرنده یا پاشندگی امواج سطحی محض، این است که در هر کدام از این روش‌ها، به یک الگوی اولیه نیاز است که نزدیک به ساختار زیر گیرنده باشد؛ به‌ویژه اینکه نتایج برگردان توابع گیرنده به شدت وابسته به الگوی اولیه است و با تغییر الگوی اولیه، الگوی پیش‌بینی شده نیز تغییر می‌کند، اما در برگردان هم‌زمان توابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی به الگوی دقیق اولیه نیاز نیست و الگویی ساده شامل یک لایه بر روی یک نیم‌فضا کافی است.

#### ۴. بحث

توابع گیرنده برای چهار ایستگاه میان‌دوره شبکه لرزه‌نگاری کرمان، محاسبه و با استفاده از اطلاعات 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 سطحی به دست آمد. مشخصات و مختصات جغرافیایی این ایستگاه‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. برای برگردان هم‌زمان از برنامه رایانه‌ای (هرمن و آمون، ۲۰۰۳) استفاده شده که نیازمند یک الگوی اولیه ساده است که مزیت



شکل ۳. توابع گیرنده برانبارش‌یافته شعاعی برای تمامی گستره‌های بک‌آزموتی ایستگاه چشمه معدنی (CHMN). ستون سمت چپ هر نگاشت مقدار بک‌آزموت میانگین (درجه) و ستون سمت راست تعداد توابع برانبارش یافته در آن بک‌آزموت را نشان می‌دهد. نقطه‌چین‌های اطراف هر نگاشت بیانگر انحراف معیار در واریانس برانبارش ( $\pm 1$ ) هستند.

سرعت مشخصی از  $3/6$  به  $4/3$  کیلومتر بر ثانیه مشاهده می‌گردد که می‌توان آن را به سطح ناپیوستگی موهو و زون گذر از پوسته به گوشته نسبت داد. مرز ناپیوستگی موهو به عنوان عمقی که سرعت موج برشی در آن به سرعت در گوشته بالایی و درست زیر موهو می‌رسد، در نظر گرفته شد (تاتار و نصرآبادی، ۲۰۱۳). در دیگر محدوده‌های بک آزیموتی با توجه به مدل‌های سرعتی حاصل نیز تقریباً همین نتایج به دست آمد. جهت تعیین خطا در تعیین عمق موهو، از روش مدل‌سازی مستقیم (Forward modeling) استفاده شد؛ بدین صورت که در ابتدا بر روی مدل نهایی حاصل از برگردان، مدلی ساده فیت شد و با این مدل ساده با روش مدل‌سازی مستقیم، تابع گیرنده مصنوعی ایجاد گردید. تابع گیرنده مصنوعی با تابع گیرنده مشاهده‌ای، مقایسه و انطباق آن‌ها خصوصاً در زمان رسیدن فاز Ps و فازهای تکراری بررسی شد. سپس موقعیت موهو در مدل ساده  $1 \pm 2$  و  $4 \pm$  کیلومتر تغییر یافت و با مدل‌های جدید نیز مدل‌سازی مستقیم انجام گرفت و تابع گیرنده مصنوعی به دست آمد و با تابع گیرنده مشاهده‌ای مقایسه گردید. با این روش نشان داده شد که روش برگردان همزمان می‌تواند با  $2 \pm$  کیلومتر خطا همراه باشد.

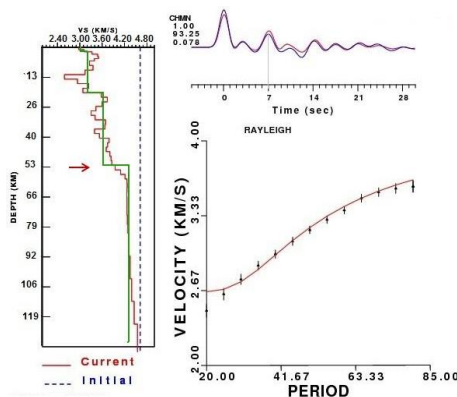
در ایستگاه لرزه‌نگاری کوه‌گیری، KHGB، از میان ۱۷۹ رویداد دورلرز ثبت شده، ۸۹ تابع گیرنده مطلوب به دست آمد که جهت برانبارش در ۱۶ دسته بک آزیموتی قرار گرفتند و همزمان با داده‌های پاشندگی، سرعت گروه موج رایلی مربوط به این ایستگاه برگردان شدند. با توجه به شکل ۵ که نتایج برگردان همزمان را برای محدوده بک آزیموتی  $120^\circ - 110^\circ$  نشان می‌دهد، انطباق تابع گیرنده محاسبه‌ای با تابع گیرنده مشاهده‌ای خصوصاً برای فاز Ps که درست ۶ ثانیه بعد از فاز مستقیم P رسیده است، بسیار بالاست. همچنین انطباق داده‌های پاشندگی سرعت موج سطحی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در حد مطلوب است. در مدل حاصل چندین تغییر واضح سرعت مشاهده می‌شود. عمق  $56 - 54$  کیلومتری را با توجه به

شکل ۴ نتایج برگردان همزمان را برای ساختار گیرنده برانبارش یافته حاصل از ۱۲ تابع گیرنده در محدوده بک آزیموتی  $100^\circ - 91^\circ$  نشان می‌دهد. قسمت بالا سمت راست شامل تابع گیرنده واقعی (به رنگ آبی) و تابع گیرنده محاسبه شده توسط برنامه (به رنگ قرمز) است. اعداد سمت چپ نیز بیانگر پارامتر فیلتر گوسین، درصد انطباق تابع گیرنده و پارامتر پرتو هستند. قسمت پایین سمت راست، منحنی پاشندگی سرعت گروه موج رایلی مشاهده‌ای (نقاط) و مقدار خطای مربوط به هر کدام و منحنی پاشندگی محاسبه شده (منحنی قرمز رنگ) در دوره تناوب  $85 - 20$  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 نیم‌فضا با سرعت یکنواخت و خط قرمز رنگ، مدل سرعتی به دست آمده در زیر این ایستگاه برای بک آزیموت گفته شده را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، تابع گیرنده نسبت سیگنال به نوفه بالایی دارد و دارای فاز Ps مشخصی قابل مشاهده در ۷ ثانیه بعد از زمان رسیدن فاز P است. با توجه به نتایج، انطباق تابع گیرنده محاسبه‌ای با تابع گیرنده مشاهده‌ای خوب ( $93/25$  درصد) و همچنین انطباق منحنی پاشندگی سرعت گروه موج رایلی محاسبه‌ای با نقاط پاشندگی سرعت گروه موج رایلی مشاهده‌ای هم بالا ( $99$  درصد) است. با در نظر گرفتن مقادیر مختلفی از پارامتر وزنی P در طول برنامه ( $0/9 - 0/1$ ) و انتخاب بالاترین انطباق با هر دو گروه داده، مقدار  $P=0/15$  در نظر گرفته شد. با انتخاب این مقادیر برای پارامتر وزنی P، انطباق هر دو گروه داده در حد مطلوب است. در مدل سرعتی به دست آمده، چندین تغییر ناگهانی سرعت قابل مشاهده است که می‌توان آن‌ها را به مرزهای ناپیوستگی در ساختار زیر این ایستگاه نسبت داد. در عمق  $20$  کیلومتری، تغییر سرعت موج برشی از  $3/2$  به  $3/6$  کیلومتر بر ثانیه می‌تواند حاکی از یک مرز ناپیوستگی باشد که می‌توان آن را به مرز بین پوسته بالایی و پایینی نسبت داد. در محدوده عمقی  $56 - 52$  کیلومتری نیز تغییر

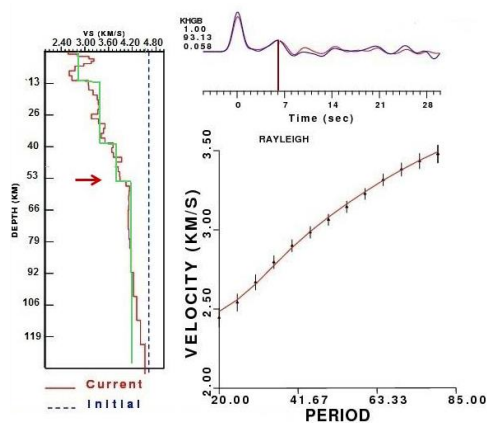
بعد از فاز P مشاهده می‌گردد، متوسط ستبرای پوسته به  $2 \pm 56$  کیلومتر و متوسط سرعت موج برشی در گوشته در ساختار زیر این ایستگاه به  $3/3 - 3/9$  کیلومتر بر ثانیه می‌رسد. همچنین در زیر این ایستگاه با توجه به مدل‌های حاصل از برگردان، پوسته به سه زیرلایه، لایه سطحی به ضخامت چندین کیلومتر از رسوبات کم‌سرعت با سرعت میانگین موج برشی  $2/4$  کیلومتر بر ثانیه و لایه‌ای به ضخامت تقریبی  $20$  کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی  $3/2$  کیلومتر بر ثانیه و لایه سوم به ضخامت  $32$  کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی  $3/7$  کیلومتر بر ثانیه تقسیم می‌شود. شکل ۶ نتایج برگردان همزمان را برای گستره بک آزیموتی  $120^\circ - 110^\circ$  در این ایستگاه نشان می‌دهد.

تغییر سرعت از  $3/8$  به  $4/2$  کیلومتر بر ثانیه، می‌توان به زون گذر از پوسته به گوشته نسبت داد. با توجه به مدل حاصل، لایه‌های میان‌پوسته‌ای برآورد شده (همان‌طور که در مدل ساده فیت شده مشاهده می‌شود) شامل لایه‌ای سطحی به ضخامت  $12$  کیلومتر و سرعت میانگین موج برشی  $2/8$  کیلومتر بر ثانیه، لایه‌ای در زیر آن به ضخامت  $26$  کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی  $3/4$  کیلومتر بر ثانیه و لایه‌ای دیگر به ضخامت  $18$  کیلومتر و سرعت موج برشی  $3/8$  کیلومتر بر ثانیه است.

در ایستگاه لرزه‌نگاری نگار، NGRK، با توجه به مدل‌های حاصل از  $15$  گروه تابع گیرنده برانبارش شده از  $186$  رخداد دورلرز که فاز تبدیلی Ps در آن‌ها  $7/5$  ثانیه

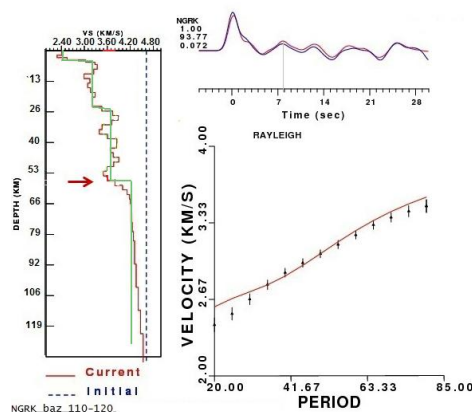


**شکل ۴.** نتایج برگردان همزمان در گستره بک آزیموتی  $100^\circ - 91^\circ$  در ایستگاه چشمه معدنی (CHMN). قسمت بالا سمت راست شامل تابع گیرنده مشاهده‌ای (به رنگ آبی) و تابع گیرنده محاسبه شده توسط برنامه (به رنگ قرمز) و اعداد سمت چپ هم بیانگر پارامتر فیلتر گوسی، درصد انطباق تابع گیرنده و پارامتر پرتو است. قسمت پایین سمت راست، منحنی پاشندگی سرعت گروه موج رایلی مشاهده‌ای (نقاط) و 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 نقطه چین آبی، مدل سرعتی اولیه شامل یک نیم‌فضا با سرعت یکنواخت، خط قرمز مدل سرعتی به دست آمده در زیر این ایستگاه و خط سبز مدل ساده فیت شده را نشان می‌دهد. با افزایش سرعت موج برشی از  $3/6$  تا  $4/3$  کیلومتر بر ثانیه، می‌توان مرز موهو را در عمق  $2 \pm 52$  کیلومتری اعلام کرد.



**شکل ۵.** نتایج برگردان همزمان در گستره بک آزیموتی  $120^\circ - 111^\circ$  در ایستگاه کوه‌گبری (KHGB)؛ تغییر سرعت موج برشی از  $3/8$  تا  $4/2$  کیلومتر بر ثانیه، به وجود مرز موهو در عمق  $2 \pm 54$  کیلومتری اشاره دارد.



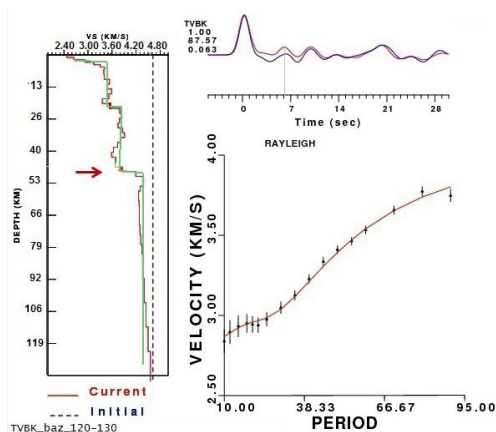


شکل ۶. نتایج برگردان همزمان در گستره بک آزیموتی  $120^{\circ}$ – $110^{\circ}$  در ایستگاه نگار (NGRK)

ایستگاه در عمق  $51 \pm 2$  قرار دارد. در این ایستگاه نیز پوسته به سه زیرلایه تقسیم می‌گردد: لایه سطحی با ضخامت ناچیز از رسوبات کم‌سرعت، لایه دوم با ضخامت ۱۸ کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی  $3/5$  کیلومتر بر ثانیه و لایه سوم با ضخامت ۲۸ کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی  $3/8$  کیلومتر بر ثانیه. شکل‌های ۸–۱۱ مدل‌های سرعتی حاصل از برگردان را برای چند گستره بک آزیموتی برای هر ایستگاه نشان می‌دهند. موقعیت موهو با پیکان نشان داده شده است.

با توجه به نتایج این تحقیق، عمق مرز موهو در زیر ایستگاه CHMN،  $52 \pm 2$  کیلومتر؛ در زیر ایستگاه KHGB،  $54 \pm 2$  کیلومتر؛ در زیر ایستگاه NGRK،  $56 \pm 2$  کیلومتر و در زیر ایستگاه TVBK، برابر  $51 \pm 2$  کیلومتر است (جدول ۱)؛ بنابراین میانگین عمق مرز موهو در زیر منطقه دربرگیرنده ایستگاه‌ها، منطقه کرمان،  $54 \pm 2$  کیلومتر برآورد می‌شود.

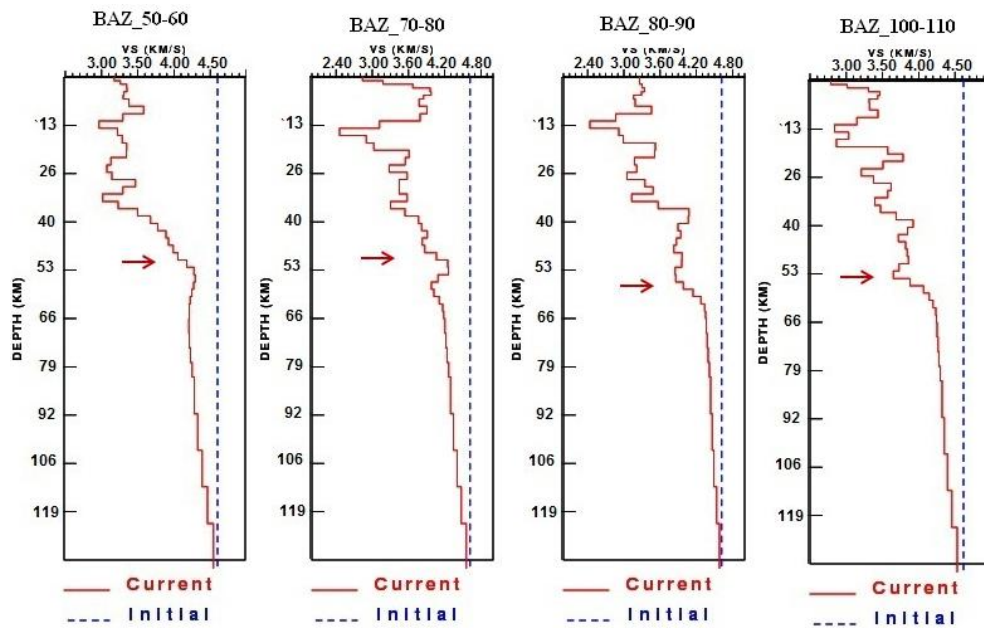
در ایستگاه تی وی باهنر، TVBK، از  $143$  رویداد دورلرز ثبت شده، به دلیل نوفه‌ای بودن شکل موج‌ها، کمترین تعداد تابع گیرنده مطلوب در مقایسه با ایستگاه‌های دیگر به دست آمد و سرانجام  $20$  تابع گیرنده مطلوب پس از برابارش در  $7$  گستره بک آزیموتی دسته‌بندی شد. توابع گیرنده برابارش یافته همزمان با داده‌های سرعت گروه موج رایلی برگردان شدند. شکل ۷ نتایج برگردان را برای توابع گیرنده برابارش یافته در محدوده بک آزیموتی  $130^{\circ}$ – $120^{\circ}$  نشان می‌دهد. با توجه به مدل حاصل، در عمق  $48$  کیلومتری تغییر سرعت واضحی از  $3/8$  به  $4/3$  کیلومتر بر ثانیه قابل مشاهده است که می‌توان آن را به مرز ناپیوستگی موهو نسبت داد. فاز تبدیلی Ps به‌طور میانگین در تمام محدوده‌های بک آزیموتی  $6/5$ – $6$  ثانیه بعد از فاز P رسیده است. با توجه به مدل‌های حاصل از دیگر محدوده‌های بک آزیموتی به‌طور میانگین مرز ناپیوستگی موهو در ساختار زیر این



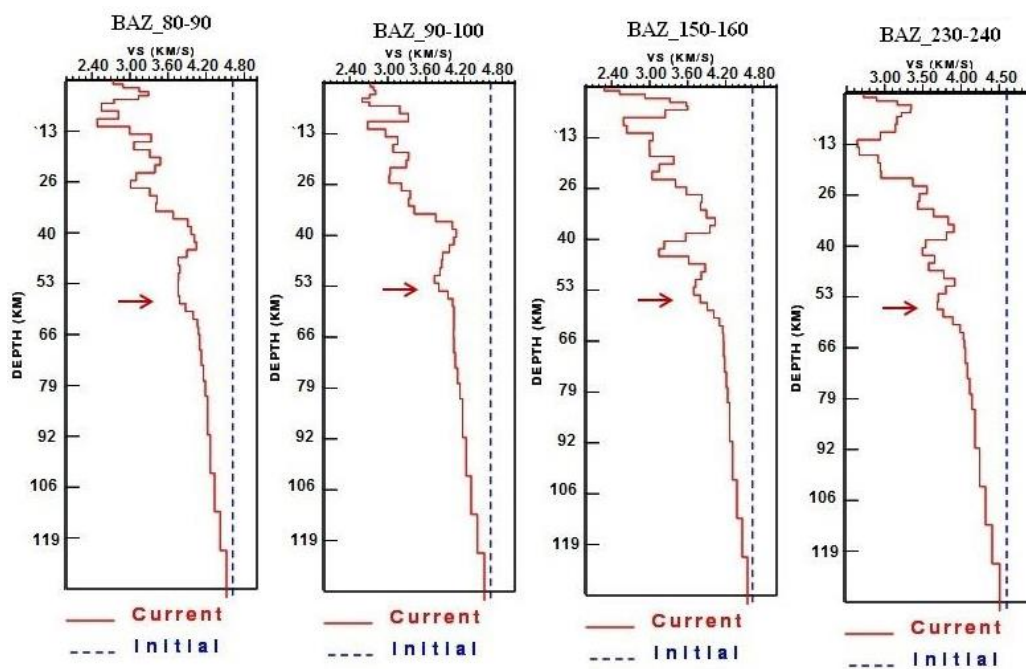
شکل ۷. نتایج برگردان همزمان در گستره بک آزیموتی  $130^{\circ}$ – $120^{\circ}$  در ایستگاه تی وی باهنر (TVBK). متوسط ستبرای پوسته به  $56 \pm 2$  کیلومتر و متوسط سرعت موج برشی در گوشته در ساختار زیر این ایستگاه به  $4/3$ – $4/1$  کیلومتر بر ثانیه می‌رسد.

جدول ۱. مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری کرمان و میانگین عمق موهو برای ساختار زیر هر ایستگاه

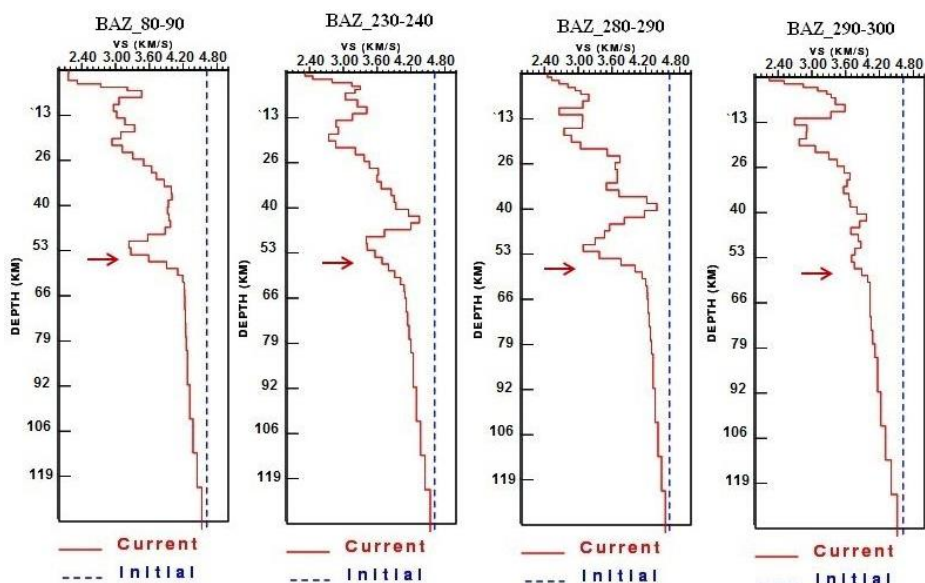
ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	ارتفاع از سطح آزاد دریا (متر)	میانگین عمق موهو (کیلومتر)
چشمه معدنی (CHMN)	۵۷/۵۴	۲۹/۸۶	۲۶۶۲	۵۴±۲
کوه‌گیری (KHGB)	۵۶/۴۸	۳۰/۳۷	۲۰۵۷	۵۴±۲
تی‌وی باهنر (TVBK)	۵۶/۷۶	۲۹/۹۹	۲۵۸۶	۵۱±۲
نگار (NGRK)	۵۶/۷۶	۲۹/۶۴	۳۱۲۳	۵۶±۲



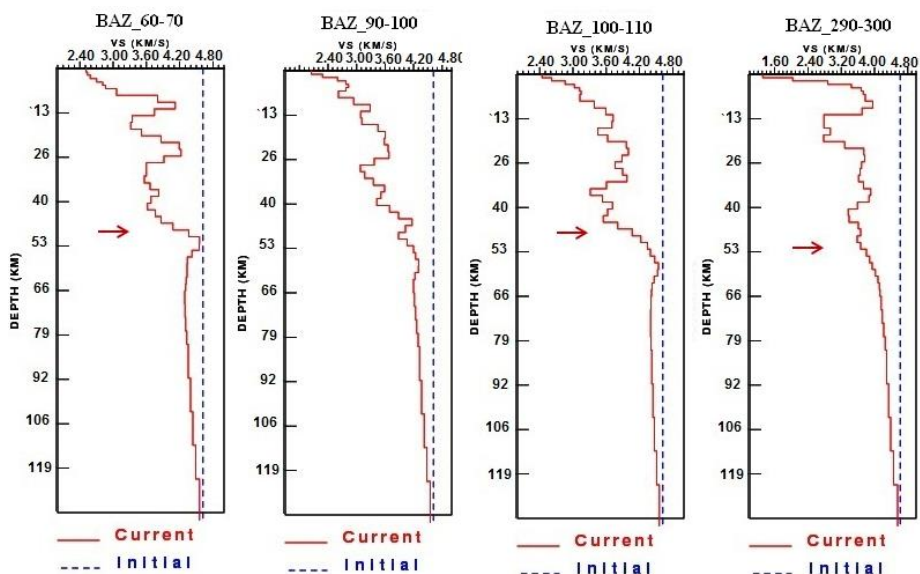
شکل ۸. نتایج برگردان همزمان برای چند گستره بک‌آزموتی در ایستگاه چشمه معدنی (CHMN)؛ پیکان موقعیت مرز موهو را نشان می‌دهد.



شکل ۹. نتایج برگردان همزمان برای چند گستره بک‌آزموتی در ایستگاه کوه‌گیری (KHGB)



شکل ۱۰. نتایج برگردان همزمان برای چند گستره بک‌آزموتی در ایستگاه نگار (NGRK)



شکل ۱۱. نتایج برگردان همزمان برای چند گستره بک‌آزموتی در ایستگاه تی وی باهنر (TVBK)

پهنه ماگمایی ارومیه- دختر، موقعیت مرز موهو در زیر این آرایه را بررسی کرده‌اند. ایشان در مطالعه خود یک مقطع عمقی مهاجرت یافته را به نمایش گذاشته‌اند که نشان می‌دهد مرز موهو در پهنه سنندج- سیرجان بیشترین عمق را دارد (تقریباً ۷۰ کیلومتر) و به تدریج با نزدیک شدن به پهنه ماگمایی ارومیه- دختر (در جهت جنوب غرب- شمال شرق)، مفادیری نزدیک به ۵۰ کیلومتر را به خود اختصاص داده است. ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق نیز در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارند و بنابراین نتایج به دست آمده برای عمق

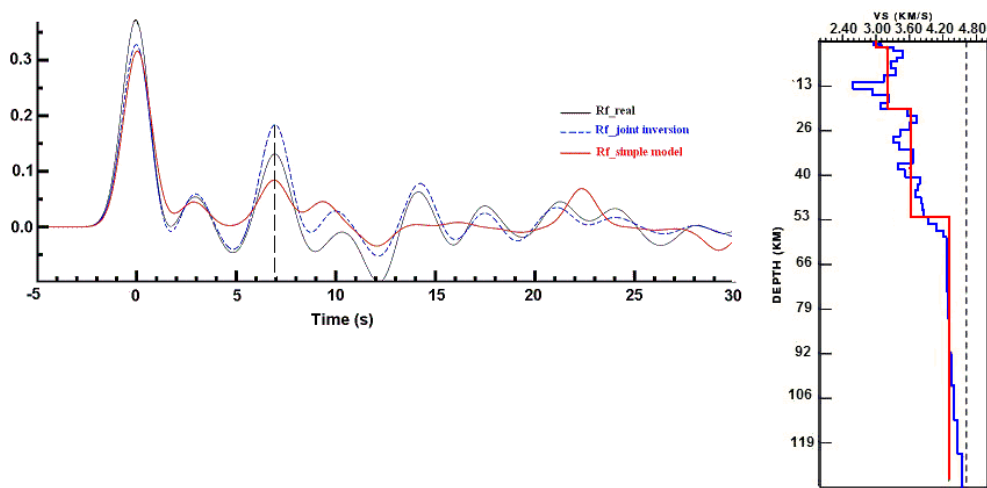
مطالعه تاتار و نصرآبادی (۲۰۱۳) و نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰) بر روی ساختار سرعتی پوسته در زیر ایستگاه KRBR، (در عرض جغرافیایی  $29^{\circ}98'$  و طول جغرافیایی  $56^{\circ}761'$ ) که بسیار نزدیک به ایستگاه تی وی باهنر (TVBK) است، با استفاده از همین روش برگردان همزمان، ضخامت پوسته را ۴۷-۴۸ کیلومتر نشان می‌دهد که با نتایج حاصل در ایستگاه TVBK تقریباً همخوانی خوبی دارد. همچنین پل و همکاران (۲۰۰۶) با استفاده از آرایه لرزه‌نگاری عبوری از راندگی اصلی زاگرس (MZT)، کمربند دگرذیسی سنندج- سیرجان (SSZ) و

مرز موهو (میانگین ۵۴ کیلومتر) با نتایج ایشان هم‌خوانی دارد. نتایج مطالعات رام (۲۰۰۹) که برای تعیین عمق موهو در زیر فلات ایران و مناطق هم‌جوار به کمک برگردان منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج سطحی به روش توموگرافی سه‌بعدی و برگردان همزمان تابع گیرنده صورت گرفته است، عمق موهو را در این منطقه حدود ۵۰ کیلومتر نشان می‌دهد.

همان‌طور که می‌دانیم ایستگاه‌های مورد مطالعه در این پژوهش در حاشیه جنوبی زون لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی واقع شده‌اند. با توجه به نتایج مطالعات دیگران در این زون که بیانگر کم‌بودن ضخامت پوسته در این منطقه است، نتایج به دست آمده در این ایستگاه‌ها که نشان‌دهنده بالابودن نسبی ضخامت پوسته در قیاس با دیگر مناطق ایران مرکزی است، دلایل مختلفی می‌تواند داشته باشد. همان‌طور که می‌دانیم ایران مرکزی در زمان پرکامبرین-پالئوزوئیک بخشی از صفحه عربستان بوده است که با اقیانوس تئیس در شمال، از اوراسیا جدا می‌شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). به نظر می‌رسد که پدیده شکافت در پالئوزوئیک پسین در پلاتفرم ایران-عربستان در محل کنونی گسل معکوس زاگرس، عامل جدایش ایران مرکزی از صفحه عربستان و حرکت آن به سوی شمال نسبت به این صفحه و همچنین شکل‌گیری اقیانوس آلپی زاگرس مرتفع (نئوتئیس) بوده باشد. تحقیقات دیرینه مغناطیس و اطلاعات زمین‌شناسی نشان می‌دهد که از زمان تریاس میانی تا کرتاسه پسین، خردقاره ایران مرکزی حدود ۱۳۵ درجه در خلاف حرکت عقربه‌های ساعت چرخش داشته است (داوودزاده و اشمیت، ۱۹۸۳). فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتئیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی (نوار سنندج-سیرجان) در مزوزوئیک و احتمالاً تشریری، کمان ماگمایی نوع آند را به وجود آورده است. حرکت آرام به سوی شمال صفحه عربستان و فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتئیس به زیر ایران مرکزی، موجب بسته شدن نئوتئیس و برخورد پوسته قاره‌ای صفحه ایران و عربستان شد (بربریان، ۱۹۸۱)؛ بنابراین با توجه به تکتونیک منطقه

و مطالعات مختلفی که در رابطه با تعیین ضخامت پوسته در زون‌های زاگرس، سنندج-سیرجان و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر انجام گرفته است، مقدار ضخامت پوسته در زون سنندج-سیرجان به دلیل ضخیم‌شدگی پوسته به علت روراندگی پوسته ایران مرکزی به روی سپر قاره‌ای عربستان، در امتداد گسل اصلی معکوس زاگرس ماکزیمم است که به سمت پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و ایران مرکزی از این ضخامت کاسته می‌شود. با توجه به نزدیکی ایستگاه‌های مورد مطالعه به زون سنندج-سیرجان و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر بالابودن ضخامت پوسته در ساختار زیر این ایستگاه‌ها در مقایسه با قسمت‌های مرکزی ایران مرکزی و شرق ایران خیلی دور از انتظار نیست.

برای نشان‌دادن اینکه چقدر مدل ساده‌فیت‌شده به مدل سرعتی حاصل از برگردان، با مدل واقعی ساختار زیر ایستگاه‌ها هم‌خوانی دارد، از آزمون مدل‌سازی مستقیم استفاده شده است. شکل ۱۲ نتایج مدل‌سازی مستقیم را برای مدل حاصل از برگردان همزمان در ایستگاه چشمه معدنی، CHMN، در محدوده بک‌آزموتی  $100^{\circ}$  -  $91^{\circ}$  نشان می‌دهد. در این شکل تابع گیرنده مشاهده‌ای به رنگ سیاه، تابع گیرنده حاصل از برگردان به رنگ آبی و نقطه چین و تابع گیرنده حاصل از مدل ساده به رنگ قرمز دیده می‌شود؛ همان‌طور که مشاهده می‌گردد توافق تقریباً خوبی بین آن‌ها وجود دارد. با توجه به تابع گیرنده برانبارش یافته مشاهده‌ای، فاز  $7 \text{ Ps}$  ثانیه پس از فاز  $P$  به ایستگاه رسیده است. در تابع گیرنده حاصل از مدل ساده به روش مستقیم نیز اختلاف زمانی بین فاز  $P$  و  $7 \text{ Ps}$  ثانیه است که می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که مدل ساده‌فیت‌شده 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 تعیین‌شده به کار رفت؛ توابع گیرنده مصنوعی با توابع گیرنده مشاهده‌ای مقایسه و نشان داده شد که روش برگردان همزمان می‌تواند با  $2 \pm$  کیلومتر خطا همراه باشد.



شکل ۱۲. نتایج مدل‌سازی مستقیم برای ایستگاه چشمه معدنی (CHMN) در محدودهٔ بک‌آزموتی ۱۰۰°-۹۱°. سمت راست مدل سرعتی است که در آن خط نقطه‌چین سیاه‌رنگ مدل سرعتی اولیه، خط آبی مدل سرعتی حاصل از برگردان و خط قرمز ساده فیت‌شده را نشان می‌دهد. در سمت چپ تابع گیرنده مشاهده‌ای به رنگ سیاه، تابع گیرنده حاصل از برگردان به رنگ آبی و نقطه‌چین و تابع گیرنده حاصل از مدل ساده به رنگ قرمز 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.

نظریهٔ شناوری پوسته (Isostasy) نسبت داد.

### ۵. نتیجه‌گیری

نتایج (جدول ۱) نشان می‌دهد که ژرفای موهو در زیر منطقه کرمان از ۵۱ کیلومتر در زیر ایستگاه TVBK، تا ۵۴ کیلومتر در زیر ایستگاه‌های CHMN و KHGB و ۵۶ کیلومتر در زیر ایستگاه NGRK تغییر می‌کند که میانگین آن در زیر منطقه دربرگیرنده ایستگاه‌ها، منطقه کرمان، ۵۴ کیلومتر است. بالا بودن نسبی ضخامت پوسته در این منطقه در مقایسه با مطالعات دیگر در مناطق ایران مرکزی را می‌توان به نزدیک بودن منطقه مورد مطالعه به زون سنندج- سیرجان و پهنهٔ ماگمایی ارومیه - دختر نسبت داد که رورانندگی پوستهٔ ایران مرکزی به روی سپر قاره‌ای عربستان در امتداد گسل اصلی معکوس زاگرس موجب ضخیم‌شدگی پوسته شده است. همچنین می‌توان آن را به وجود پهنهٔ آتشفشانی ارومیه- دختر (UDMA) در منطقه و توده‌های ضخیم ماگمای نفوذی به جهت افزایش چگالی و ضخامت نسبی در این پهنه بر اساس

### تشکر و قدردانی

نگارندگان وظیفهٔ خود می‌دانند از استاد گران‌قدر جناب آقای دکتر حبیب رحیمی، استادیار محترم مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به دلیل در اختیار قرار دادن داده‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی نهایت تشکر و قدردانی را داشته باشند. همچنین از مسئولان محترم مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران نیز به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های گستره مورد بررسی تشکر می‌شود.

### مراجع

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

Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229, 211-238.  
 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.  
 Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *J. Geophys. Res.*, 71, 715-730.  
 Berberian, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran, *Geodynamics*, 3, 33-69.  
 Berberian, M. and King, G. C. P., 1981, Towards a palaeogeography and tectonic evolution of

- Iran, Canadian Journal of Earth Science, 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.
- Davoodzdeh, M. and Schmidt, K., 1983, A Review of the Mesozoic Paleogeography and Palaeotectonic Evolution of Iran, in geodynamic project in Iran, 51, 415-435.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, Neues Jahrbuch Geol, Paleont, Abh, 168, 215-229.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006, A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), Journal of Asian Earth Sciences, 26, 683-693.
- 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.
- 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. 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.
- 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.
- Ligorri, J. P. and Ammon, C. J., 1999, Iterative deconvolution and receiver function estimation, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 1395-1400.
- Ozalaybey, S., Savage, M. K., Sheehan, A. F., Louie, J. N. and Brune, J. N., 1997, Shear-wave velocity structure in the northern basin and range province from the combined analysis of receiver functions and surface waves, Bull. Seismol. Soc. Am., 87, 183-199.
- 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. and Panza, G. F., 2014, Shear-wave velocity tomography of the lithosphere–asthenosphere system beneath the Iranian Plateau, Bull. Seismol. Soc. Am., 104(6), 2782-2798.
- Rham, D., 2009, The crustal structure of the Middle East, Ph.D. thesis, University of Cambridge Library, Cambridge, UK.
- Tatar, M. R. and 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, Geophys. 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, doi: 10.1029/2003TC001529.
- Wilson, D., Aster, R., Ni, J., Grand, S., West, M., Gao, W., Baldrige, W. S. and Semken, S., 2005, Imaging the seismic structure of the crust and upper mantle beneath the Great Plains, Rio Grande Rift, and Colorado Plateau using receiver functions, J. Geophys. Res., 110, B05306, doi: 10.1029/2004JB003492.