

## ساختار پوسته در جنوب و جنوب شرق ایران براساس توابع انتقال گیرنده و پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی

مهدی عزیزی<sup>۱</sup>، افسانه نصرآبادی<sup>۲\*</sup> و محمدرضا سپهوند<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران  
<sup>۲</sup>استادیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۵/۱۰/۰۴، تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۱/۲۶)

### چکیده

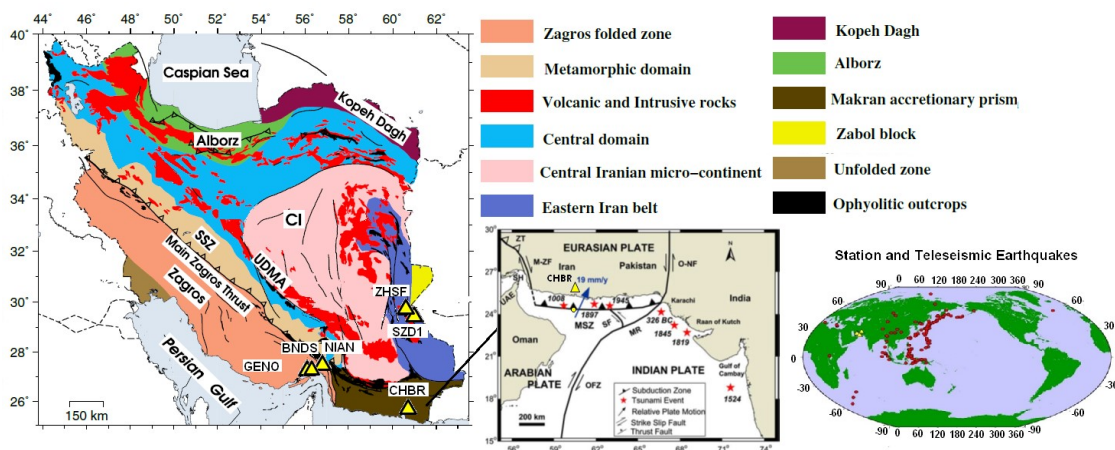
در این مطالعه ساختار پوسته در جنوب و جنوب شرق ایران با استفاده از برگردان همزمان توابع انتقال گیرنده و پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی بررسی شد. با پردازش داده دورلرز ثبت شده در مدت ۲ سال در تعدادی از ایستگاه‌های باند پهن شبکه لرزه‌نگاری ملی ایران (INSN) و شبکه لرزه‌نگاری کشوری (ISC) با بزرگای بیشتر از ۵/۵، توابع انتقال گیرنده با استفاده از روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان تعیین شد. منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه از تصاویر توموگرافی مطالعه مد اصلی امواج ریلی منطقه‌ای در ایران در دوره تناوب ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه گرفته شده است. با توجه به وابستگی توابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی به پارامترهای متفاوت و وجود خطا در الگوی ساختاری حاصل از برگردان مستقل هر کدام از این داده‌ها، تلاش گردید با برگردان همزمان این داده‌ها خطای مدل سرعتی حاصل به حداقل برسد. نتایج نشان می‌دهد که ضخامت پوسته برای جنوب شرق زاگرس در ایستگاه‌های خلیج فارس (BNDS)، گنو (GENO) و نیان (NIAN) به ترتیب برابر با  $۵۴ \pm ۲$ ،  $۵۴ \pm ۲$  و  $۴۸ \pm ۲$  کیلومتر است. در این ناحیه همگرایی پوسته ضخیم قاره‌ای عربی با ایران مرکزی، دلیل زیادبودن ضخامت پوسته است. در منطقه فرورانش مکران (ایستگاه چاپهار) الگوی ساختاری حاصل شده برای تنها ایستگاه این منطقه (CHBR) نشان دهنده ضخامت در حدود ۲۸ کیلومتر برای پوسته است که با فرورانش با شیب بسیار کم پوسته اقیانوسی صفحه عربی به زیر قسمت جنوبی پوسته مکران مطابقت دارد. برای ناحیه شرق ایران عمق موهو در دو ایستگاه زاهدان (ZHSF و SZD1) برابر ۴۰ کیلومتر است. با استفاده از مدل سازی مستقیم مقدار خطا در تعیین عمق  $\pm ۲$  برآورد گردید.

**واژه‌های کلیدی:** برگردان همزمان، تابع گیرنده، حوضه فلیش شرق، زاگرس، عمق مرز موهو، مکران.

۱ مقدمه

فلات ایران با داشتن پدیده‌های زمین ساختی گوناگون، مانند برخوردی قاره-قاره (کوه‌های زاگرس و البرز) و فرورانش صفحه اقیانوسی (ناحیه فرورانش مکران) و به خاطر قرارگیری بین صفحات همگرای عربی و اوراسیا، دارای ساختار زمین‌شناسی پیچیده‌ای است (محمدی و همکاران، ۲۰۱۴). این پیچیدگی سبب شده تا بخش‌های مختلف آن دارای ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساختاری و ژئودینامیکی متفاوتی باشد؛ برای شناخت این ویژگی‌ها باید به روش‌های مختلف زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی متوسل شد (شکل ۱). از طرف دیگر، لرزه‌خیزی زیاد در این فلات سبب ایجاد زلزله‌های ویرانگری چون زمین‌لرزه‌های طبس (۱۳۵۷) با بزرگی ۷/۴ Mw، رودبار و منجیل (۱۳۶۹) با بزرگی ۷/۴ Mw، قاین (۱۳۷۶) با بزرگی ۷/۳ Mw، بم (۱۳۸۲) با بزرگی ۶/۶ Mw، قشم (۱۳۸۷) با بزرگی ۵/۹ Mw و بوشهر (۱۳۹۲) با بزرگی ۶/۳ Mw شده که خسارات مالی و جانی بسیاری را برای ساکنان این فلات به بار آورده است. با توجه به این مطلب برای تعیین محل دقیق زلزله‌های دستگامی گذشته و آتی و کاهش این خسارات، تعیین ساختار سرعتی پوسته در زیر

ایستگاه‌های لرزه‌نگاری امری ضروری به نظر می‌آید. دو روش تابع انتقال گیرنده و پاشندگی امواج سطحی از جمله روش‌های پرکاربرد در لرزه‌شناسی هستند که به‌طور متداول به منظور تعیین ساختار سرعتی پوسته و ضخامت آن به کار می‌روند. توابع انتقال گیرنده به تباین سرعت موج برشی (در مرزهای ناپیوستگی درون زمین) حساس هستند (آمون و همکاران، ۱۹۹۰) ولی در مقابل پاشندگی سرعت گروه موج ریلی به مقدار تغییرات متوسط سرعت موج برشی با عمق حساس است. هرکدام از این‌ها دارای محدودیت‌هایی است: به این صورت که توابع انتقال گیرنده در صورت عدم برآورد صحیح سرعت قادر به تعیین عمق ناپیوستگی‌های لرزه‌ای نیستند (آمون، ۱۹۹۱) و منحنی‌های پاشندگی سرعت امواج سطحی نیز به ناپیوستگی‌های سرعت و تباین سرعت حساسیت کمتری دارند. بنابراین جهت کاستن عدم قطعیت برگردان هر داده به‌تنهایی از روش بهینه برگردان همزمان این دو گروه داده استفاده شده است. با توجه به این دلایل می‌توان با برگردان همزمان این دو گروه داده، به مدل دقیق‌تر و با کیفیت‌تری از عمق و سرعت موج برشی در زیر ایستگاه لرزه‌نگاری رسید.



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 ایستگاه‌ها (مثلث‌های زرد) و نقشه تکتونیکی MSZ (حیدرزاده و همکاران، ۲۰۰۹) و رویدادهای دورلرز ثبت‌شده در ایستگاه‌های مورد مطالعه.

در این مطالعه نیز سعی شده است با برگردان همزمان توابع گیرنده حاصل از رویدادهای دورلرز با بزرگای بیشتر از ۵/۵ ثبت شده در ایستگاههای باند پهن خلیج فارس (BNDS)، گنو (GENO) و نیان (NIAN) واقع در جنوب شرق زاگرس (منطقه هرمزگان)، ایستگاه چابهار (CHBR) واقع در منطقه فرورانش مکران و ایستگاههای زاهدان (SZD1, ZHSF)، (شکل ۱) و دادههای پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی رام (۲۰۰۹) ساختار سرعتی در زیر این ایستگاهها تعیین شود. جوان بودن زون برخوردی در زاگرس و مکران و تعیین عمق موهو به عنوان ابزاری برای دستیابی به روند همگرایی و تکتونیک منطقه موجب شده است تا مطالعات متعددی برای تعیین ساختار سرعتی پوسته و ضخامت آن در این محدوده صورت پذیرد. دهقانی و ماکریس (۱۹۸۳، ۱۹۸۴) با روش گرانی سنجی ضخامت پوسته در زیر راندگی اصلی زاگرس را تقریباً ۵۰ کیلومتر، در زون فرورانش امکران بیشتر از ۲۵ کیلومتر، در شرق ایران ۴۰ تا ۴۸ کیلومتر و برای ایران مرکزی ۳۵ کیلومتر محاسبه کرده‌اند. هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) و پل و همکاران (۲۰۰۶) با تحلیل دادههای باند پهن و روش تابع گیرنده، عمق موهو در زیر زاگرس مرکزی را به ترتیب ۴۶ و ۴۵ کیلومتر تعیین نموده‌اند. مختاری و همکاران (۲۰۰۴) مرز موهو را حدود ۲۶ کیلومتر برای ناحیه چابهار و ۴۲ تا ۴۸ کیلومتر برای ناحیه فلیش شرق ایران برآورد کرده‌اند. ضخامت پوسته در ناحیه چابهار با استفاده از برگردان دادههای گرانی مطالعه شده و عمقی در حدود ۲۰/۵۶ تا ۲۳/۶۲ کیلومتر محاسبه شده است (ابراهیم زاده اردستانی و عسکری، ۱۳۹۰). مطالعه عبد اعتدال و همکاران (۲۰۱۴) با استفاده از توموگرافی امواج ریلی نشان داده است که در منطقه هرمزگان وجود آنومالی کم سرعت بر پوسته‌ای ضخیم دلالت دارد که بر روی لیتوسفر گرم قرار گرفته است. وجود این ناحیه کم سرعت نشان دهنده حرکت صفحه عربستان به زیر صفحه ایران مرکزی است. این

مطالعه ضخامت پوسته را در این منطقه ۵۰ کیلومتر نشان می‌دهد. نتایج همچنین بیانگر وجود آنومالی‌های پر سرعت به سمت شرق و منطقه مکران است که دلیلی بر کاهش ضخامت در زیر منشور افزایشی مکران است. تاتار و نصرآبادی (۲۰۱۳) با استفاده از برگردان همزمان توابع گیرنده دورلرز و پاشندگی امواج سطحی، ضخامت پوسته را در زیر ایستگاه بندرعباس (BNDS) ۵۰ کیلومتر و نصرآبادی و همکاران (۱۳۹۰) با برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت فاز موج ریلی، ضخامت پوسته را در زیر ایستگاه زاهدان (ZHSF) ۴۰ کیلومتر به دست آوردند. با توجه به اینکه مطالعاتی در رابطه با تعیین ساختار پوسته و عمق ناپیوستگی موهو در دو ایستگاه زاهدان و بندرعباس با روش مشابه انجام گرفته است، پایین بودن ضخامت پوسته در شرق ایران در ایستگاه زاهدان و بالا بودن ضخامت پوسته در ایستگاه بندرعباس که نشان دهنده ضخیم بودن پوسته در جنوب مرز برخوردی زاگرس است، نگارنده را بر آن داشت تا با رویدادهای بازه زمانی دیگری در این دو ایستگاه و در ایستگاههای مجاور، ساختار پوسته و عمق موهو را دوباره تعیین کند تا بتواند نتایج قبلی را تأیید یا تصحیح نماید. در جنوب شرق ایران، مطالعات محدودی در رابطه با تعیین ساختار پوسته صورت گرفته است؛ به دلیل ضخامت کم پوسته در آن منطقه و شبهاتی که در رابطه با نحوه فرورانش صفحه عربی به زیر اوراسیا، شیب صفحه فرورانش، ضخامت رسوبات و عمق موهو وجود دارد، در تحقیق حاضر سعی گردید در ایستگاه چابهار- تنها ایستگاه واقع بر روی مکران- مطالعه‌ای در رابطه با تعیین ساختار پوسته صورت گیرد.

## ۲ زمین‌شناسی منطقه

کمر بند کوهزایی زاگرس، حاصل برخورد صفحات عربی و اوراسیا، در جنوب و غرب ایران قرار دارد که از نظر

شرقی-غربی که ازسواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان ادامه دارند. مرز غربی این بلوک محدود به گسل میناب- زندان و مرز شرقی آن پس از گذر از بلوچستان پاکستان تا محور لاس بلا (Las Bela) ادامه دارد. بلوک مکران در حاشیه همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا در سراسر دوران سنوزوئیک به وسیله رسوبات حاصل از فرسایش کمر بند برخوردی هند-اوراسیا و قسمت‌های قدیمی بالا آمده تودهٔ برافزایشی مکران به وجود آمده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). تمام نقاط ایران در اثر همگرایی صفحات عربی و اوراسیا دچار کوتاه‌شدگی در پوسته است. تنها جایی که در آن کوتاه‌شدگی وجود ندارد، حاشیهٔ جنوب شرقی (E ۵۸) است که صفحهٔ دریای عمان به زیر مکران در جهت شمال فرو می‌رود (بایرن و سایکس، ۱۹۹۲). کوپ و همکاران (۲۰۰۰) از مقایسهٔ نرخ همگرایی در مکران با سایر مناطق فرورانش در جهان، این مطلب را خاطر نشان می‌کنند که مکران منطقهٔ فرورانشی با حرکت نسبتاً کند است و به این نتیجه رسیده‌اند که مکران، یکی از بزرگترین منشورهای برافزایشی بر روی زمین است که ضخامت رسوبات در آن به ۷ کیلومتر می‌رسد. شولتر و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از پروفیل‌های لرزه‌ای بازتابی در سرتاسر این منطقه نشان دادند که MSZ (Makran subduction zone) دارای زوایهٔ شیب بسیار کوچکی با دامنهٔ تغییرات  $2^{\circ}$  تا  $8^{\circ}$  درجه است. برخلاف سایر مناطق فرورانش در دنیا، در MSZ درازگودالی وجود ندارد. حوضهٔ فلیش شرق ایران در امتداد مرز ایران و افغانستان قرار دارد. این زون شواهد خوبی از یک زون فرورانش را در درون خود حفظ کرده که شاهدی بر بسته‌شدن یک دماغهٔ باز شده به طرف شمال اقیانوس نتوتیس است که علت این بسته‌شدن همگرایی بلوک لوت در ایران مرکزی و بلوک افغان است (تیرو و همکاران، ۱۹۸۳). از نظر لرزه‌خیزی قسمت میانی این زون در سده‌های اخیر به طور کامل آرام بوده ولی قسمت‌های

ساختاری یکی از بزرگ‌ترین قسمت‌های کمر بند کوهزایی آلپ- هیمالیا و از نظر سرعت زیاد در دگرشکلی و فعالیت لرزه‌خیزی یکی از فعال‌ترین کمر بندهای چین‌خورده-راندگی در تمام جهان را تشکیل می‌دهند (نیسن و همکاران، ۲۰۱۱). دنبالهٔ جنوب شرق این پهنه توسط گسل ترادیس درون قاره‌ای میناب (گسل زندان) از حوضهٔ فلیش مکران جدا می‌شود، ولی به سمت شمال-غرب، زاگرس را می‌توان تا بلندی‌های شرق عراق و جنوب- شرق ترکیه دنبال کرد. انتقال مکانی بین یک زون فرورانش و یک برخورد قاره‌ای همراه با ایجاد ناپایداری است و اکثر اوقات یک گسل انتقالی به وجود می‌آید تا آشفتگی‌هایی را که در تعادل زمین ساختی به وسیلهٔ این انتقال ایجاد می‌شوند، تنظیم کند. همان‌طور که گسل چمن در آسیای مرکزی این عمل را انجام می‌دهد (لارنس و همکاران، ۱۹۹۲) ناحیهٔ هرمز در ایران نیز چنین سازوکاری را نشان می‌دهد، ولی سن آن در مقایسه با این سازوکار در آسیای مرکزی جوان است. در این نقطه سرعت به سمت شمال همگرایی صفحهٔ عربی و اوراسیا برطبق اندازه‌گیری‌های سیستم موقعیت‌یاب جهانی (GPS) ۲۵-۲۳ میلی‌متر در سال است (ماسون و همکاران، ۲۰۰۷). صفحهٔ عربی در سمت شرق خود یعنی در خلیج عمان دارای پوستهٔ اقیانوسی و در غرب خود در تخت‌گاه عربی دارای پوستهٔ قاره‌ای است. برخورد صفحات قاره‌ای عربی و اوراسیا در غرب سبب تشکیل کمر بند چین‌خورده-راندۀ زاگرس (ZFTB) با امتداد شمال-غرب، جنوب- شرق می‌شود (بلنس و همکاران، ۲۰۰۳). در سمت شرق، صفحهٔ عربی به زیر ایران می‌رود که سبب شکل منشور برافزایشی با امتداد شرقی- غربی در مکران می‌شود (کوپ و همکاران، ۲۰۰۰). در بین این نواحی در منطقهٔ هرمز ساختارهای منحنی شکلی به وجود آمده که راندگی اصلی زاگرس (MZT) را به راندگی جبههٔ مکران متصل می‌کند. بلوک مکران عبارت است از کوه‌هایی با امتداد

شمالی و جنوبی آن ناآرام و شاهد وقوع زلزله‌هایی بوده‌اند.

### ۳ داده و روش

#### ۱-۳ توابع انتقال گیرنده

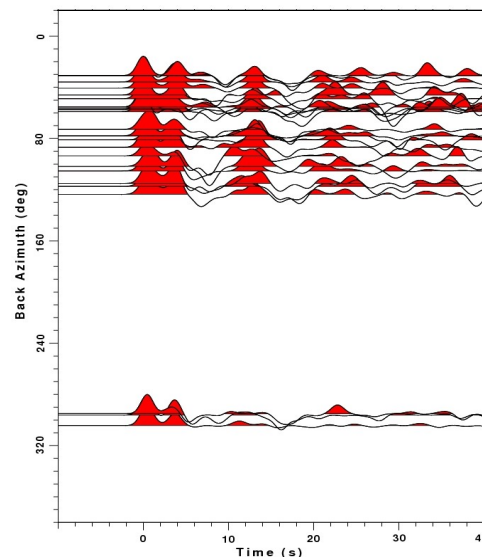
روش تابع گیرنده توسط لانگستون (۱۹۷۷) برای جداکردن قسمت‌هایی از سیگنال‌های لرزه‌ای که بر اثر ساختار زیر ایستگاه به وجود آمده‌اند، از سایر قسمت‌های سیگنال توسعه یافت. یک تابع گیرنده کمیته است که از تحلیل مؤلفه عمودی و افقی لرزه‌نگار به دست می‌آید. معمولاً این کار با محاسبه تبدیل فوریه مؤلفه‌های عمودی و افقی و تقسیم مؤلفه افقی بر مؤلفه عمودی برای هر بسامد انجام می‌گیرد  $(R(x,\omega)=H(x,\omega)/V(x,\omega))$ ؛ در اینجا  $\omega$  بسامد زاویه‌ای و  $x$  محل ثبت داده است که به این کار عملگر واهمامیخت می‌گویند. در این تقسیم اثر چشمه از مؤلفه افقی حذف می‌شوند. همچنین اثرهای متعلق به مسیر قبل از رسیدن موج به ناپیوستگی نیز حذف می‌شوند. بنابراین آنچه که بعد از این عمل باقی می‌ماند عبارت است از نگاشتی که اساساً به ساختار زیر گیرنده حساس است. سری زمانی تابع گیرنده شامل ترکیبی از امواج مستقیم  $P$  و امواج تبدیل‌یافته  $Ps$  است که در ساختار زیر ایستگاه انعکاس یافته‌اند. بعد از رسید اولیه  $(P)$ ، فاز  $Ps$  را داریم که به علت وجود یک تباین امپدانس آشکار مانند مرز موهو به وجود آمده است. در ادامه نیز شاهد فازهای تبدیلی دیگری هستیم که حاصل انعکاس بین سطح زمین و تباین‌های امپدانس هستند (شاو و همکاران، ۲۰۰۶). جهت تعیین توابع گیرنده از داده‌های دورلرز به مدت دو سال (۲۰۱۲ تا ۲۰۱۴) برای ایستگاه‌های SZD1, GENO, NIAN (شبکه لرزه‌نگاری کشوری) و یک سال (۲۰۱۳ تا ۲۰۱۴) برای ایستگاه‌های BNDS, ZHSF, CHBR (شبکه لرزه‌نگاری ملی ایران) در استان‌های هرمزگان و سیستان و بلوچستان استفاده

گردید. شکل ۱ موقعیت این ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. برای محاسبه توابع گیرنده در مرحله اول داده‌های با فاصله دایره بزرگ چشمه - گیرنده بزرگ‌تر از  $25^\circ$  و کوچک‌تر از  $90^\circ$  و بزرگای بیش از ۵/۵ (۹۹۲ رخداد، شکل ۱) انتخاب گردید. سپس داده‌ها به فرمت مناسب نرم‌افزار انتخاب شده SAC (Seismic Analysis Code) تبدیل شده و مختصات جغرافیایی و عمق رویدادها و مختصات جغرافیایی و ارتفاع ایستگاه‌های ثبت‌کننده داده در سربرگ (header) داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار مربوطه وارد شد. سپس موقعیت فاز مستقیم  $P$  برای زلزله مورد نظر توسط نرم‌افزار TAUP با استفاده از مدل سرعتی اولیه IASP91 در همه ایستگاه‌ها بر روی نگاشت مشخص و در سربرگ آن ثبت شد. البته در طول تعیین توابع گیرنده، با استفاده از برنامه SAC و دستور ppk نیز به‌طور دستی موقعیت فاز  $P$  دوباره بررسی شد و هر گونه مغایرتی با موقعیت تئوری آن تصحیح گردید. پس از آن مؤلفه‌های افقی در جهت شعاعی و مماسی چرخش داده شدند. سپس توابع گیرنده نهایی شعاعی و مماسی با روش واهمامیخت مؤلفه عمودی از مؤلفه‌های افقی لرز نگاشت‌ها با استفاده از روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان لیگوریا و آمون (۱۹۹۹) که از پایداری بیشتری در مقایسه با واهمامیخت حوزه بسامد برای داده‌های نوفه‌دار برخوردار است، محاسبه و تعیین شد. همچنین جهت حذف نوفه‌های با فرکانس بالا از توابع گیرنده، فیلتر گوسی‌ای با پارامتر پهنای برابر با مقدار ۱ بر روی توابع گیرنده اعمال گردید. شکل ۲ توابع گیرنده مربوط به ایستگاه چابهار را نشان می‌دهد.

در پایان با توجه به اینکه ساختار اطراف ایستگاه با آزمون در تغییر است، دسته‌بندی توابع گیرنده از طریق آزمون (بازه بک آزمون، back Azimuth، کمتر از  $20^\circ$ ) و فاصله (کمتر از  $10^\circ$ ) انجام گرفت و برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه (S/N) عمل بر انبارش بر روی این

دسته‌ها اعمال شد.

پهنه ایران و دانشگاه پیر و ماری کوری پاریس و IRIS و Geofone در عمان، ۵۵۰۰ پرتو متقاطع چشمه-گیرنده از حدود ۳۲۰ ایستگاه را بررسی کرده و منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی را در محدوده دوره تناوب ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه با استفاده از برنامه کامپیوتری هرمن و آمون (۲۰۰۳) به دست آوردند. پس از آن منطقه مورد مطالعه را به شبکه‌هایی با ابعاد  $1^\circ$  در  $1^\circ$  تقسیم و مقادیر سرعت گروه را برای مرکز هر یک از سلول‌های شبکه و به تفکیک دوره‌های مختلف به دست آوردند.



شکل ۲. توابع گیرنده مربوط به ایستگاه چابهار.

### ۳-۳ برگردان همزمان منحنی پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی و تابع گیرنده

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، اما در مورد سرعت مطلق امواج برشی اطلاعات کمتری در اختیار محقق قرار می‌دهند. این مسأله می‌تواند باعث موازنه بین عمق و سرعت شود که هنگام تفسیر داده‌ها مشکل‌ساز می‌شود (آمون و همکاران، ۱۹۹۰). به این معنا که نتیجه حاصل از این توابع برای یک لایه با سرعت زیاد، اما ضخیم با نتیجه حاصل برای یک لایه با سرعت کم و ضخامت نازک یکسان است (جولیا و همکاران، ۲۰۰۰). از طرف دیگر منحنی پاشندگی سرعت امواج سطحی نیز به ساختار سرعت مطلق موج برشی حساسیت دارند، بنابراین این نمودارها قادرند تصویری کلی از درون زمین به ما نشان دهند (مجیا، ۲۰۰۱). با برگردان همزمان این دو مجموعه داده می‌توان نقایص برگردان مستقل هر گروه داده را جبران کرد و در نتیجه به نتایج بهتر و قطعیت بالاتری از ساختار سرعتی لایه‌های زیر ایستگاه‌های لرزه‌نگاری دست یافت. فرآیند برگردان همزمان را می‌توان با معادله زیر بیان کرد (هرمن و آمون، ۲۰۰۳):

### ۲-۳ داده‌های پاشندگی

امواج سطحی بسته به بسامد آن‌ها با سرعت‌های متفاوتی در محیط‌های ناهمگن حرکت می‌کنند، به طور معمول سرعت گروه امواج سطحی در دوره‌های مختلف به ساختارهای عمقی متفاوتی حساس هستند. به این صورت که سرعت‌هایی با دوره کمتر از ۱۰ ثانیه به ساختارهای پوسته‌ای کم‌عمق و حوضه رسوبی، بین ۴۰ تا ۵۰ ثانیه به تمام پوسته و از ۵۰ تا ۱۰۰ ثانیه به ساختار بالاترین قسمت گوشته حساس هستند (پایسیانوس، ۲۰۰۵). در این مطالعه با توجه به این خواص و حساسیت این امواج به مقدار مطلق سرعت، از این داده‌ها به‌عنوان یک داده کمکی برای تعیین ساختار سرعت در پوسته و گوشته بالایی استفاده شد. در این تحقیق از داده‌های پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی رام (۲۰۰۹) استفاده شده است. ایشان در مطالعه توموگرافی که در منطقه ایران و مناطق همجوار داشتند، با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های نصب شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، دانشگاه کمبریج، دانشگاه ژوزف فوریه فرانسه برای

(۲۰۱۳) از چندین مدل اولیه ساده و یک‌بعدی بر اساس مدل ak135 در برگردان استفاده کردند که با توجه به نتایج برگردان، یک مدل مناسب تشخیص داده شد که در این تحقیق نیز از همان مدل ساده استفاده گردید.

#### ۴ بحث

توابع گیرنده برای ایستگاه‌های مورد مطالعه، محاسبه و با استفاده از اطلاعات پاشندگی سرعت گروه مد اصلی امواج ریلی برای هر ایستگاه، مدل سرعتی با استفاده از روش برگردان همزمان به دست آمد. مشخصات و مختصات جغرافیایی این ایستگاه‌ها در جدول ۱ آمده است. جهت برگردان همزمان از برنامه رایانه‌ای هرمن و آمون (۲۰۰۳) استفاده شده است. 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 ریلی، ضریب تأثیر مجموعه‌های داده‌ای p برابر با ۰/۱ یا ۰/۱۵ اختیار شد. افزایش 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 به طور کامل توضیح خواهیم داد و برای سایر ایستگاه‌ها، شرح مختصرتری ارائه خواهد شد.

همچنین با استفاده از روش الگوسازی مستقیم (forward modeling) صحت نتایج به دست آمده، آزمون شد و برای پوسته در مناطق مورد مطالعه، یک الگوی ساده به دست آمد. برای تشخیص فاز تبدیلی Ps موهو باید به این ملاک‌ها توجه شود: الف. انتظار می‌رود در نواحی سپری که ضخامت پوسته در آنجا حدود ۴۰ کیلومتر است، تأخیر زمانی بین فاز تبدیلی و رسید P مستقیم، حدود ۳-۸ ثانیه باشد؛ ب. فاز تبدیلی دارای برون‌راندی

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

که p پارامتر وزنی،  $O_{ri}$  تابع گیرنده مشاهده‌ای در زمان  $t_i$ ،  $P_{ri}$  تابع گیرنده پیش‌بینی شده در زمان  $t_i$  منطبق با یک الگوی سرعت و  $\sigma_{ri}$  خطای استاندارد مشاهده شده در زمان  $t_i$  هستند. همچنین نشانه  $O_{sj}$  نشانه  $\lambda$  مین پاشندگی سرعت موج سطحی مشاهده‌ای،  $P_{sj}$  نشانه  $\lambda$  مین مقدار پیش‌بینی شده منحنی پاشندگی سرعت و  $\sigma_{sj}$  حدود خطای استاندارد  $\lambda$  مین مشاهده موج سطحی،  $N_r$  تعداد نقاط تابع گیرنده و  $N_s$  تعداد نقاط پاشندگی امواج سطحی است. با توجه به آنکه دو گروه داده مورد نظر از نظر واحد و تعداد با هم تفاوت دارند، این دو گروه داده از هم مستقل هستند و برای غلبه بر این مشکل هر کدام از این داده‌ها باید بر تعداد  $\sigma_{ri}$  (جمله تابع گیرنده) و  $\sigma_{sj}$  (جمله پاشندگی سرعت) تقسیم شود. با انتخاب یک خطای استاندارد صحیح برای یک مجموعه از داده با حجم بالا، کمترین مقدار انتظاری برای S، مقدار یک است. در رابطه بالا، p فاکتور تأثیر است. پارامتر p می‌تواند مقادیری در بازه صفر تا یک را اختیار کند که با انتخاب صفر برای آن در رابطه بالا فقط داده‌های توابع گیرنده و با انتخاب یک برای آن فقط از داده‌های پاشندگی امواج سطحی استفاده می‌کنیم و فقط با انتخاب مقدار ۰/۵ برای آن می‌توان هر دو گروه داده را به طور مساوی در فرآیند برگردان شرکت داد. معیار رسیدن به الگوی نهایی مطلوب و نزدیک به الگوی واقعی زمین، کمینه‌سازی خطای استاندارد بین داده‌های واقعی و پیش‌بینی شده S است. در این مطالعه برای برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی گروه امواج ریلی از برنامه joint96 نرم‌افزار هرمن و آمون (۲۰۰۳) استفاده گردید؛ این برنامه برای اجرا نیاز به یک الگوی اولیه ساده و یک‌بعدی سرعت دارد. برای منطقه برخوردی زاگرس، هرمزگان و شرق ایران، تاتار و نصرآبادی

است که به فاصله رومرکزی وابسته است یعنی اختلاف زمانی Ps-P با افزایش فاصله رومرکزی کاهش می‌یابد. فازهای دیگر مانند فاز بازتابی از سطح PpPms دارای برون‌راند معکوس هستند، به این معنی که تأخیر آن‌ها در مقایسه با رسید مستقیم P با فاصله رومرکزی افزایش می‌یابد و به این طریق می‌توان آن‌ها را از فاز تبدیلی Ps تشخیص داد (فنایس، ۲۰۰۴).

در منطقه جنوب شرقی زاگرس (هرمزگان) برای تعیین ساختار سرعتی، داده‌های دورلرز مناسب برای تعیین توابع گیرنده در ایستگاه‌های بندرعباس (BNDS) گنو (GENO) و نیان (NIAN) پردازش شد که از بین آن‌ها توابع گیرنده مناسب از نظر نسبت سیگنال به نوفه، انتخاب شد و سپس این توابع گیرنده در محدوده‌های بک آزیموتی برانبارش گردیدند. سرانجام توابع گیرنده برانبارش یافته برای تعیین ساختار پوسته با داده‌های پاشندگی گروه امواج ریلی به طور همزمان با استفاده از برنامه رایانه‌ای (هرمن و آمون، ۲۰۰۳) برگردان شدند. این برنامه نیازمند یک الگوی اولیه ساده است که مزیت این روش نیز به شمار می‌رود. این الگوی اولیه مدلی ساده و یک‌بعدی بر اساس مدل ak135 است که زمین را تخت، همسان‌گرد و به صورت یک لایه واقع بر یک نیم‌فضا فرض می‌کند. مدل 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 می‌شود. این مدل شامل لایه‌هایی با ضخامت ۱ کیلومتر تا عمق ۶ کیلومتر، ضخامت ۲ کیلومتر در عمق بین ۶-۶۶ کیلومتر، ضخامت ۴ کیلومتر تا عمق ۸۲ کیلومتر و ضخامت ۱۰ کیلومتر تا عمق ۱۳۲ کیلومتر است. سرعت شروع برای هر لایه در مدل، ۴/۶۲ کیلومتر بر ثانیه 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 هستند.

در طول اجرای برنامه با در نظر گرفتن مقادیر مختلفی از پارامتر وزنی  $p$  ( $p=0/1-0/9$ ) و انتخاب بالاترین انطباق با هر دو گروه داده، مقدار  $p=0/1-0/15$  مناسب تشخیص داده شد. با انتخاب این مقادیر برای پارامتر وزنی  $p$ ، انطباق هر دو گروه داده در حد مطلوب است. تعداد تکرارها برای محاسبه مدل سرعتی توسط تابع misfit (عدم تطابق) کنترل می‌گردد. این تابع، مقدار اختلاف بین تابع گیرنده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده را در هر تکرار تعیین می‌کند و در صورتی که این مقدار از یک حد تعیین شده کمتر باشد، مدل تکرار حاضر به عنوان مدل نهایی و خروجی برنامه در نظر گرفته می‌شود و فرایند برگردان متوقف می‌گردد.

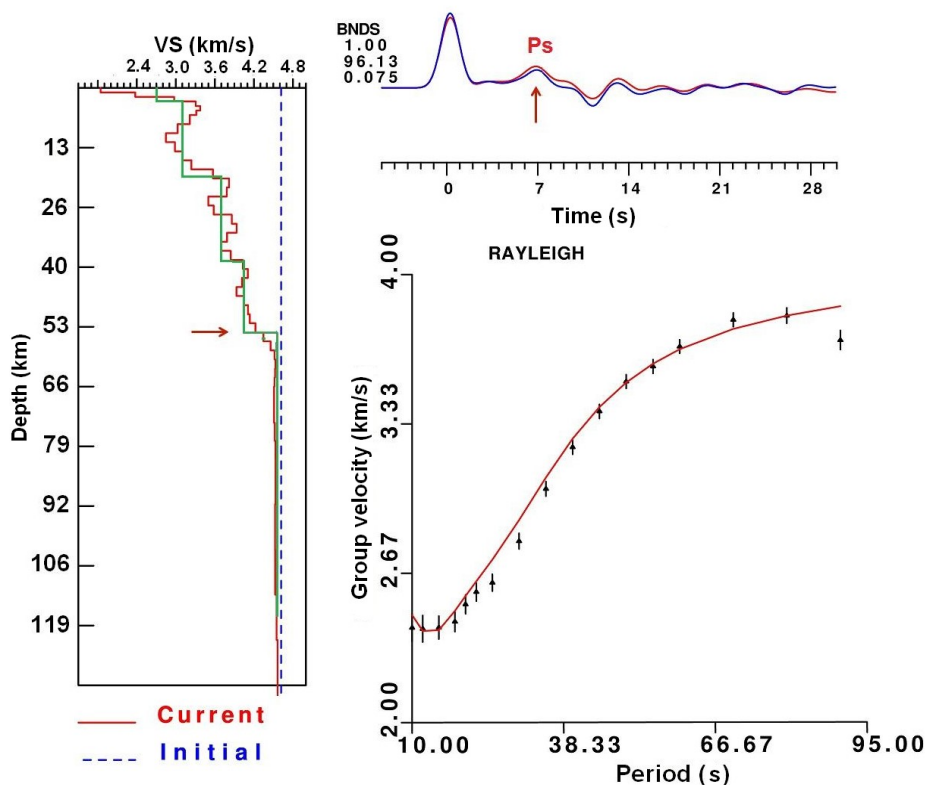
در ایستگاه بندرعباس، BNDS، از ۴۳ تابع گیرنده تعیین شده، ۷ تابع گیرنده برانبارش شده در ۷ محدوده بک آزیموتی جهت برگردان همزمان استفاده گردید. شکل ۳ نتایج برگردان همزمان را در گستره بک آزیموتی  $0^{\circ}$ - $75^{\circ}$  برای ایستگاه BNDS نشان می‌دهد. این ایستگاه در جنوب ایران و در جنوب شرقی زون لرزه زمین‌ساختی زاگرس در منطقه گذر برخورد قاره‌ای زاگرس و فرورانش مکران (هرمزگان) قرار گرفته است. با توجه به شکل ۳ در قسمت بالا (سمت راست)، منحنی مربوط به تابع گیرنده مشاهده‌ای (آبی‌رنگ) و پیش‌بینی شده (قرمز رنگ) دیده می‌شود که در سمت چپ آن از بالا به پایین نام اختصاری ایستگاه، مقدار پارامتر فیلتر گوسی ( $\alpha$ )، درصد هم‌خوانی دو منحنی مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده و مقدار پارامتر پرتو به ترتیب نشان داده شده است. در قسمت پایین (سمت راست) منحنی مربوط به داده‌های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی دیده می‌شود که از روی نقاط داده‌های پاشندگی مشاهده‌ای عبور می‌کند. در قسمت سمت چپ شکل، نتیجه نهایی برگردان همزمان این دو گروه داده نشان داده شده است. در این مدل



مرز تدریجی است که عمق میانگین حدود ۵۴ کیلومتری همراه با  $\pm 2$  خطا را نشان می‌دهد. از آنجا که معمولاً ناپیوستگی‌های سرعتی که دارای افزایش شدید در سرعت امواج هستند، نشان‌دهنده تغییر ترکیب شیمیایی بوده، ولی تغییرات تدریجی بیانگر تغییرات فاز در ماده است (کری و همکاران، ۲۰۰۹)، مرز موهو در زیر این ایستگاه احتمالاً حاصل تغییر فاز است. با توجه به مدل، ناپیوستگی دیگری در عمق حدود  $18 \pm 2$  کیلومتری قابل مشاهده است. جهت تعیین خطا در تعیین عمق موهو، از روش مدل‌سازی مستقیم استفاده گردید. بدین صورت که در ابتدا بر روی

سرعتی، خط نقطه‌چین آبی مدل سرعتی اولیه، شامل یک نیم‌فضا با سرعت یکنواخت، خط قرمز مدل سرعتی به‌دست‌آمده در زیر این ایستگاه و خط سبز مدل ساده‌برازش یافته را نشان می‌دهد.

با توجه به شکل، در تابع گیرنده نسبت سیگنال به نوفه زیاد است و فاز Ps در ۷ ثانیه پس از زمان رسیدن فاز P، مشخص و قابل مشاهده است. با توجه به نتایج، میزان انطباق هر دو تابع گیرنده محاسبه‌ای و مشاهده‌ای و منحنی پاشندگی محاسبه‌ای و مشاهده‌ای خوب است. در مدل سرعتی، مرز بین گوشته و پوسته در زیر این ایستگاه یک

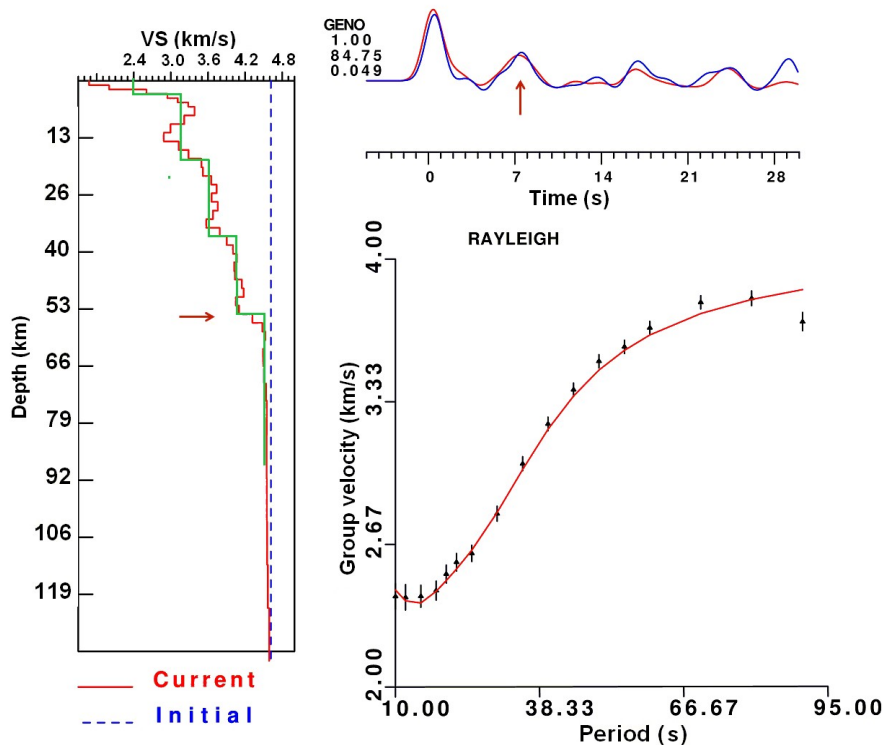


**شکل ۳.** نتایج حاصل از برگردان همزمان در محدوده بک آزیموتی  $75^{\circ}$ – $70^{\circ}$  برای ایستگاه بندرعباس (BNDS). در قسمت بالا (سمت راست)، منحنی مربوط به تابع گیرنده مشاهده‌ای (آبی‌رنگ) و پیش‌بینی شده (قرمز رنگ) دیده می‌شود که در سمت چپ آن از بالا به پایین نام اختصاری ایستگاه، مقدار پارامتر فیلتر گوسی، درصد هم‌خوانی دو منحنی مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده و مقدار پارامتر پرتو به ترتیب نشان داده شده است. در قسمت پایین (سمت راست) منحنی مربوط به داده‌های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی دیده می‌شود که از روی نقاط داده‌های پاشندگی مشاهده‌ای عبور می‌کند. در قسمت سمت چپ، نتیجه نهایی برگردان همزمان این دو گروه داده نشان داده شده است. در این مدل سرعتی، نقطه‌چین آبی مدل سرعتی اولیه، شامل یک نیم‌فضا با سرعت یکنواخت، خط قرمز مدل سرعتی به‌دست‌آمده در زیر این ایستگاه و خط سبز مدل ساده‌برازش یافته را نشان می‌دهد. پیکان محل فاز Ps و مرز موهو را نشان می‌دهد.

روش مشابه برای مرز موهو عمقی برابر  $50 \pm 2$  کیلومتر را به دست آورده‌اند که تطابق خوبی با نتایج این تحقیق دارد.

در ایستگاه گنو (GENO) از رویدادهای دورلرز ثبت شده ۱۹ رویداد با توجه به میزان مشخص بودن فازهای مورد نظر در آن و دارا بودن کیفیت مطلوب انتخاب شد و توابع گیرنده آن‌ها تعیین گردید. پس از دسته‌بندی برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه (S/N)، این توابع گیرنده برانبارش گردیدند. نهایتاً با ۶ دسته تابع گیرنده برانبارش‌یافته برگردان همزمان انجام گرفت. با توجه به شکل ۴ که نتایج برگردان همزمان را برای محدوده بک آزیموتی  $41^\circ - 33^\circ$  نشان می‌دهد، انطباق تابع گیرنده محاسبه‌ای با تابع گیرنده مشاهده‌ای خصوصاً برای فاز Ps که تقریباً  $7/5$  ثانیه بعد از فاز مستقیم P رسید است، در حد مطلوب است. داده‌های پاشندگی سرعت

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 رسید فاز Ps و فازهای تکراری بررسی شد. سپس موقعیت موهو در مدل ساده  $4 \pm 2$  و  $5 \pm 5$  کیلومتر تغییر داده شد 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 مشخص شد که روش مورد استفاده می‌تواند با  $2 \pm$  کیلومتر خطا همراه باشد. با توجه به نتایج مدل‌های سرعتی حاصل از بک آزیموت‌های مختلف در زیر این ایستگاه عمق موهو به طور میانگین  $52 \pm 2$  کیلومتر است. در مناطق مورد مطالعه تحقیقاتی در رابطه با تعیین ساختار پوسته صورت گرفته است. تاتار و نصرآبادی (۲۰۱۳) در ایستگاه BNDS با

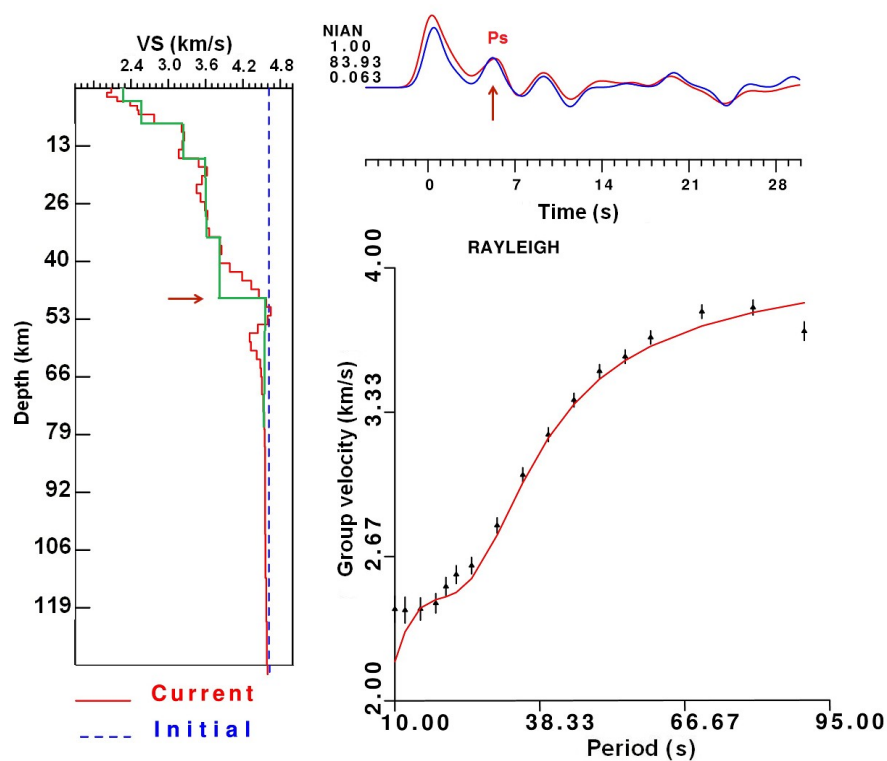


شکل ۴. الگوی حاصل از برگردان همزمان در محدوده بک آزیموتی  $41^\circ - 33^\circ$  برای ایستگاه گنو (GENO). پیکان‌ها محل فاز تبدیلی Ps (ثانیه  $7/5$ ) و مرز موهو ( $52 \pm 2$  کیلومتری) را نشان می‌دهند.

آزموتی  $74^\circ$  در دو دسته در برگردان شرکت داده شدند. شکل ۵ نتایج برگردان را برای توابع گیرنده برانبارش یافته در محدوده بک آزموتی  $80^\circ-75^\circ$  نشان می‌دهد. با توجه به مدل حاصل مرز موهو در عمق ۴۸ کیلومتری برآورد گردید. فاز تبدیلی Ps به طور میانگین در محدوده‌های بک آزموتی  $5/5$  ثانیه بعد از فاز P رسیده است. همچنین در زیر این ایستگاه با توجه به مدل‌های حاصل از برگردان، دو ناپیوستگی سرعت در عمق‌های ۸ کیلومتر با تغییر سرعت موج برشی از  $3/2-2/6$  کیلومتر بر ثانیه و ۱۶ کیلومتری با تغییر سرعت موج برشی از  $3/6-3/2$  کیلومتر بر ثانیه قابل مشاهده است. با توجه به نتایج حاصل عمق مرز موهو در منطقه جنوب شرقی زاگرس (هرمزگان) در زیر ایستگاه‌های BNDS، GENO و NIAN به طور میانگین ۵۲ کیلومتر است.

موج سطحی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای نیز انطباق زیادی دارند. در مدل حاصل چندین تغییر واضح سرعت قابل مشاهده است. عمق  $54 \pm 2$  کیلومتری را با توجه به تغییر سرعت موج برشی از  $4/1$  به  $4/5$  کیلومتر بر ثانیه، می‌توان به زون گذر از پوسته به گوشته نسبت داد. با توجه به مدل حاصل، لایه‌های میان پوسته‌ای برآورد شده، شامل لایه‌ای سطحی به ضخامت ۱۴ کیلومتر و سرعت میانگین موج برشی  $3/1$  کیلومتر بر ثانیه، لایه‌ای در زیر آن به ضخامت ۱۸ کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی  $3/6$  کیلومتر بر ثانیه و لایه‌ای دیگر به ضخامت ۱۸ کیلومتر و سرعت موج برشی ۴ کیلومتر بر ثانیه است.

در ایستگاه نیان، NIAN، نسبت سیگنال به نوفه رویدادهای دورلرز ثبت شده، پایین بود؛ بنابراین تنها ۳ رویداد انتخاب گردید که دو رویداد در محدوده بک آزموتی  $80^\circ-75^\circ$  و یک رویداد در محدوده بک



شکل ۵. نتایج حاصل از برگردان همزمان در گستره بک آزموتی  $80^\circ-75^\circ$  برای ایستگاه نیان (NIAN). پیکان‌ها محل فاز Ps و مرز موهو ( $48 \pm 4$  کیلومتری) را نشان می‌دهند.

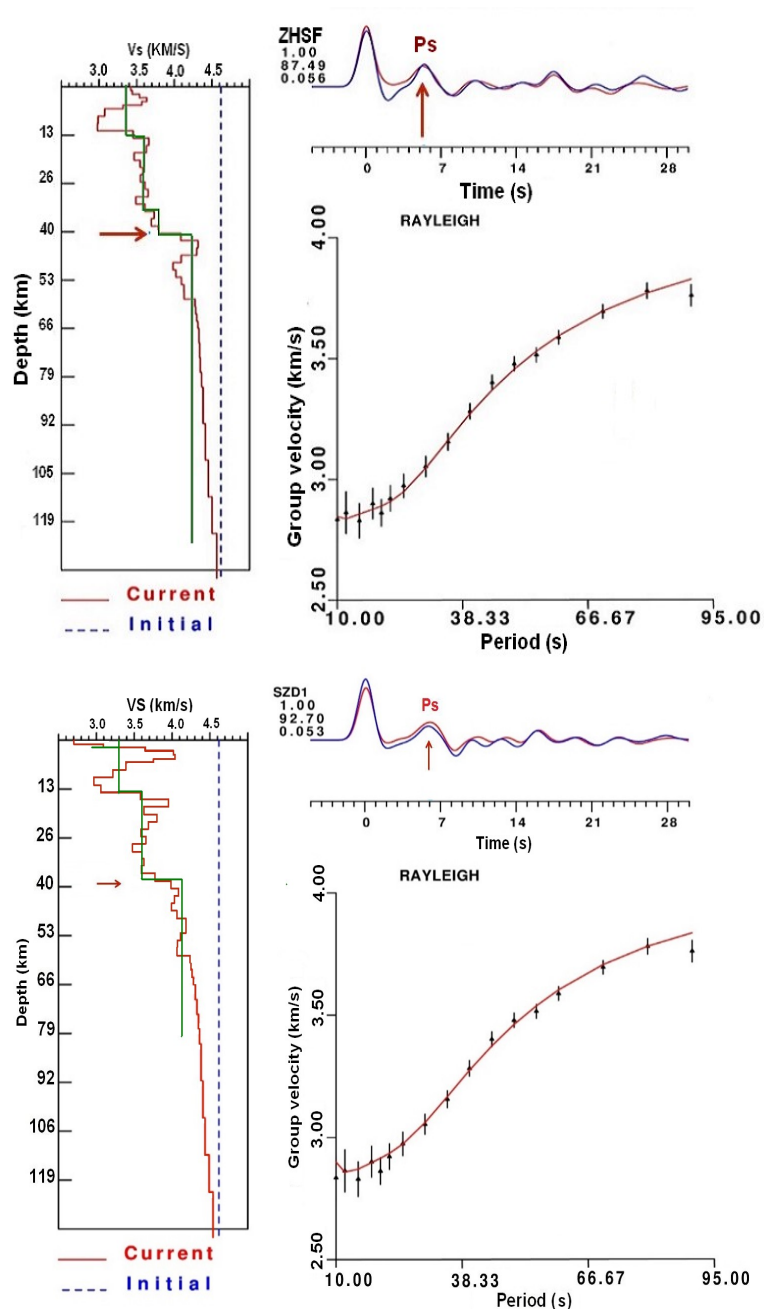
برای دو محدوده بک آزیموتی برای این دو ایستگاه نشان می‌دهد. برای ناحیه فلیش شرق، نصرآبادی و همکاران (۱۳۸۹) در ایستگاه ZHSF با استفاده از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی سرعت فاز موج ریلی، عمقی در حدود  $40 \pm 2$  کیلومتر را به دست آوردند که با نتیجه این تحقیق برابر است.

در منطقه فرورانش مکران برای تنها ایستگاه آن چابهار، CHBR، تعداد ۲۳ تابع گیرنده با کیفیت که در آن‌ها برجستگی فاز تبدیلی Ps به خوبی مشخص بود، تعیین شد؛ این توابع گیرنده در نهایت در ۱۱ دسته برانبارش گردیدند. نهایتاً ۷ تابع گیرنده برانبارش یافته مطلوب از نظر نسبت سیگنال به نوفه در برگردان شرکت داده شدند. نتایج حاصل از برگردان همزمان نشان می‌دهد که مرز موهو در عمق  $28 \pm 2$  کیلومتری قرار دارد (شکل ۷). با توجه به مدل لایه رسوباتی با ضخامت ۸-۱۰ کیلومتر و سرعت میانگین موج برشی  $2/8$  کیلومتر بر ثانیه قابل مشاهده است.

در این تحقیق پس از به دست آوردن مدل‌های حاصل از برگردان، بر روی مدل‌ها، مدل ساده‌ای با توجه به تغییرات سرعت 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 ۸ نتایج مدل‌سازی مستقیم را برای مدل حاصل از برگردان همزمان در ایستگاه چابهار، CHBR، در محدوده بک آزیموتی  $48^\circ - 40^\circ$  نشان می‌دهد. آزمون مدل‌سازی برای موقعیت‌های مختلف موهو انجام گرفت که در شکل نتایج حاصل از دو موقعیت موهو، ۲۶ و ۳۰ کیلومتری (به ترتیب خط قرمز ساده و نقطه چین)، نشان داده شده است. با توجه به تابع گیرنده برانبارش یافته مشاهده‌ای فاز Ps، ۴ 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 Ps، ۴

در منطقه فلیش شرق ایران، برای دو ایستگاه زاهدان (ZHSF, SZD1) تعداد ۵۲ تابع گیرنده دورلرز محاسبه و در ۱۳ دسته برانبارش شد. نهایتاً در ایستگاه ZHSF، ۵ تابع و در ایستگاه SZD1، ۷ تابع گیرنده برانبارش یافته مطلوب همزمان با داده‌های سرعت گروه موج ریلی برگردان شدند. در ایستگاه SZD1، در نتایج برگردان در همه محدوده‌های بک آزیموتی انطباق تابع گیرنده محاسبه‌ای با تابع گیرنده مشاهده‌ای خصوصاً برای فاز Ps که  $6/5$  ثانیه بعد از فاز مستقیم P رسیده است، بسیار بالاست. انطباق داده‌های پاشندگی سرعت موج سطحی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای نیز زیاد است. با توجه به مدل‌های حاصل در ساختار زیر این ایستگاه مرز موهو به طور میانگین در عمق  $40 \pm 2$  کیلومتری قرار دارد. با توجه به مدل حاصل، لایه‌های میان پوسته‌ای برآورد شده (همان‌طور که در مدل ساده‌فیت شده مشاهده می‌شود) شامل لایه‌ای سطحی به ضخامت ۴ کیلومتر با سرعت موج برشی بسیار کم، لایه‌ای در زیر آن با ضخامت ۱۰ کیلومتر و سرعت میانگین موج برشی  $3/3$  کیلومتر بر ثانیه و لایه‌ای دیگر به ضخامت ۲۴ کیلومتر با سرعت میانگین موج برشی  $3/7$  کیلومتر بر ثانیه است؛ البته در عمق ۵۰ کیلومتری نیز مرز ناپیوستگی دیگری قابل مشاهده است که با توجه به اختلاف زمانی فاز P و Ps و همچنین نتایج محققان دیگر در این منطقه عمق ۴۰ کیلومتری به عنوان مرز موهو در نظر گرفته شد.

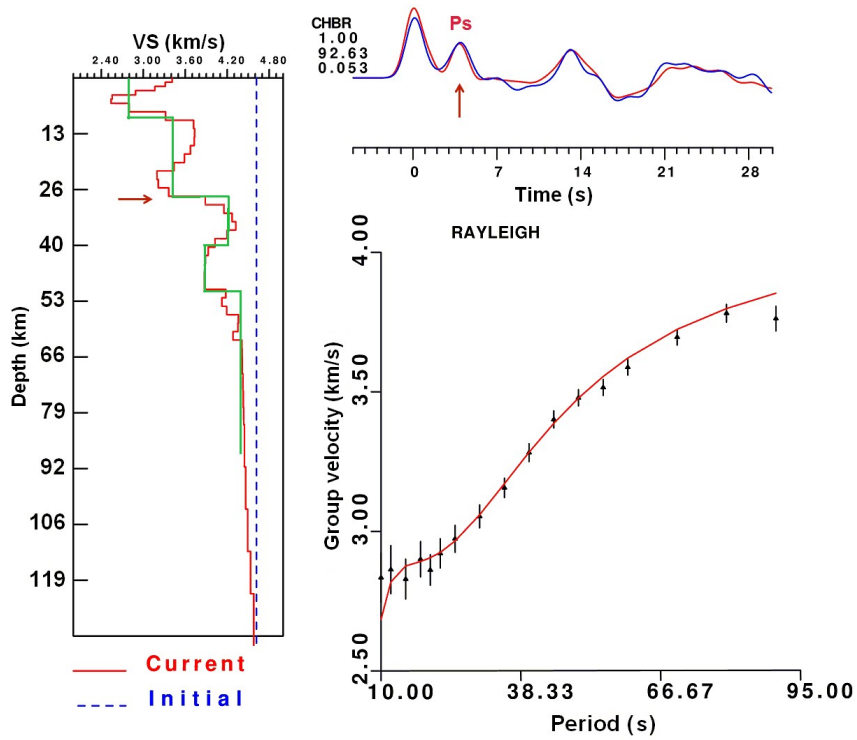
در ایستگاه ZHSF با توجه به مدل‌های حاصل از همه محدوده‌های بک آزیموتی به طور میانگین مرز ناپیوستگی موهو در ساختار در عمق  $40 \pm 2$  قرار دارد و میانگین سرعت موج برشی در زیر مرز موهو در حدود  $4/2$  کیلومتر بر ثانیه است. دو ناپیوستگی دیگر نیز در اعماق تقریبی  $14 \pm 2$  و  $32 \pm 2$  کیلومتری قابل تشخیص است. نتایج به دست آمده برای این ایستگاه شباهت نزدیکی با نتایج ایستگاه نزدیک به آن SZD1 دارد. اختلاف دو فاز P و Ps در حدود  $5/5$  ثانیه است. شکل ۶ نتایج برگردان را



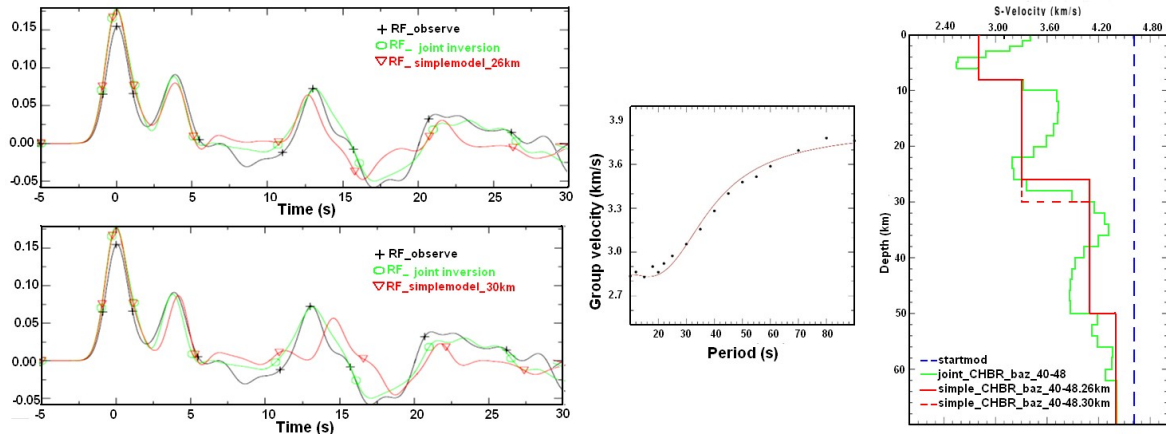
شکل ۶. نتایج حاصل از برگردان در بازه بک آزیموتی  $67^\circ$  در ایستگاه ZHSF و بک آزیموتی  $41^\circ$ – $34^\circ$  در ایستگاه SZD1. در اینجا پیکان‌ها محل فاز تبدیلی  $P_s$  و مرز موهو را نشان می‌دهند.

مرز موهو در عمق ۲۸ کیلومتری با خطای  $\pm 2$  کیلومتر است. شکل ۹ مدل‌های سرعتی حاصل از برگردان همزمان را برای تمام محدوده‌های بک آزیموتی در این ایستگاه نشان می‌دهد.

ثانیه است که می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که مدل ساده‌برازش یافته و موقعیت مرز موهو به واقعیت نزدیک است. با توجه به اینکه در تابع گیرنده حاصل از موقعیت‌های موهو در مکان‌های بالاتر و پایین‌تر انطباق فاز  $P$  و  $P_s$  با تابع گیرنده مشاهده‌ای کمتر می‌گردد، برآورد گردید که



شکل ۷. الگوی حاصل از برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی در محدودهٔ بک آزیموتی  $48^{\circ}$ – $40^{\circ}$  برای ایستگاه چابهار (CHBR). پیکان محل مرز موهو ( $28 \pm 2$  کیلومتری) را نشان می‌دهد.



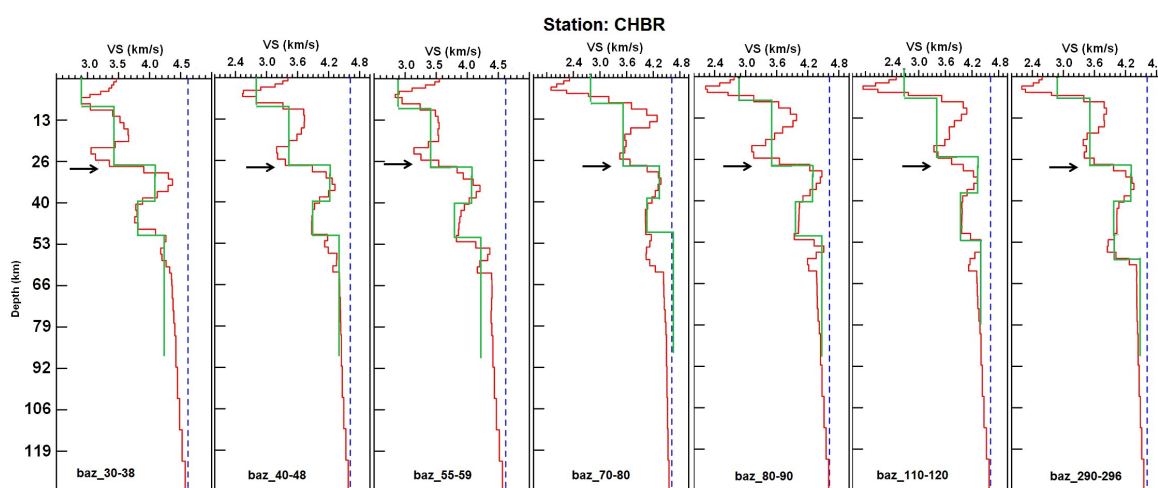
شکل ۸. آزمون الگوسازی مستقیم برای ایستگاه چابهار (CHBR) در محدودهٔ پس سمتی  $48^{\circ}$ – $40^{\circ}$ . سمت راست مدل سرعتی که در آن خط نقطه‌چین آبی مدل سرعتی اولیه، خط سبز مدل سرعتی حاصل از برگردان و خط قرمز مدل سادهٔ فیت‌شده را با در نظر گرفتن دو موقعیت مرز موهو نشان می‌دهد. وسط منحنی پاشندگی سرعت گروه (نقاط) که خط قرمز منحنی پاشندگی حاصل از آزمون مدل‌سازی مستقیم مدل ساده را نشان می‌دهد. سمت چپ تابع گیرندهٔ حاصل از مدل‌سازی مستقیم برای دو موقعیت مرز موهو؛ در هر شکل تابع گیرندهٔ مشاهده‌ای به رنگ سیاه، تابع گیرندهٔ حاصل از برگردان به رنگ سبز و تابع گیرندهٔ حاصل از مدل ساده به رنگ قرمز مشاهده می‌گردد. توافق خوبی در اختلاف زمانی فازهای P و PS بین تابع گیرندهٔ مشاهده‌ای (سیاه) و تابع گیرندهٔ حاصل از مدل ساده (قرمز) وجود دارد.

است. تاتار و نصرآبادی (۲۰۱۳) در ایستگاه BNDS با روش مشابه برای مرز موهو عمقی برابر  $50 \pm 2$  کیلومتر را به دست آورده‌اند که تطابق نسبتاً خوبی با نتایج این تحقیق دارد. در زون فرورانش مکران نتایج به دست آمده برای ایستگاه چابهار (CHBR) نشان می‌دهد که پوسته در این محل عمق کمی ( $28 \pm 2$  کیلومتر) دارد.

زون مکران که حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر پوسته قاره‌ای لوت است، نوعی اشتقاق درون‌قاره‌ای، به سن ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین در سکوی ایران است که با توجه به رفتار امواج صوتی و سرعت امواج در پی‌سنگ، با اقیانوس‌زایی همراه بوده است. به همین دلیل، پی‌سنگ ناحیه نوعی پوسته اقیانوسی است. با توجه به قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در منطقه موسوم به ملانژهای رنگی به سن کرتاسه بالایی - پالئوسن زیرین، چنین استنباط می‌شود که روند تحول پیکر زمین‌ساختی مکران فاصله زمانی کرتاسه تا عهد حاضر را در بر می‌گیرد. در این فاصله زمانی نسبتاً کوتاه در مقیاس زمین‌شناسی ضخامت قابل توجهی از رسوبات در پیکر ساختمانی کوه‌های مکران جای گرفته‌اند که یکی از

با توجه به نتایج این تحقیق، عمق مرز موهو در زیر ایستگاه‌های BNDS، GENO و NIAN به ترتیب ۵۴، ۵۲ و ۴۸ کیلومتر است و میانگین عمق در جنوب مرز برخوردی زاگرس (هرمزگان) ۵۲ کیلومتر می‌باشد. در ناحیه فرورانش چابهار در زیر تنها ایستگاه این منطقه، CHBR، عمق مرز ناپوستگی موهو ۲۸ کیلومتر و در ناحیه فلیش شرق ایران در زیر ایستگاه‌های ZHSF و SZD1 به طور میانگین ۴۰ کیلومتر است (جدول ۱) که میزان خطا به طور میانگین در تحقیق در حدود  $2 \pm$  کیلومتر است.

با توجه به نتایج ضخامت پوسته در منطقه هرمزگان، جنوب مرز برخوردی زاگرس در مقایسه با ضخامت پوسته در منطقه مکران بیشتر است. همان‌گونه که گفته شد، صفحه عربی در سمت شرق خود یعنی در خلیج عمان دارای پوسته اقیانوسی و در غرب خود در تخت‌گاه عربی دارای پوسته قاره‌ای است. بنابراین در منطقه هرمزگان، زیاد بودن عمق موهو به دلیل برخورد پوسته قاره‌ای صفحه عربی با ایران مرکزی است. در این منطقه تحقیقاتی در رابطه با تعیین ساختار پوسته صورت گرفته



شکل ۹. مدل‌های سرعتی حاصل از برگردان همزمان برای تمام محدوده‌های بک آزمایشی ممکن در ایستگاه چابهار؛ پیکان موقعیت مرز موهو را نشان می‌دهد.

سعادت و متولی عنبران (۱۳۹۴) عمق موهو در قسمت پوسته اقیانوسی در دریای عمان کم (تقریباً ۲۱ کیلومتر) است. بنابراین با توجه به عمق ۲۸ کیلومتری برای موهو در زیر ایستگاه چابهار می توان اظهار داشت که فرورانش در این منطقه با شیب بسیار کم صورت می گیرد. علاوه بر آن ضخامت کم پوسته در این منطقه به این دلیل است که در اینجا فرورانش با شیب بسیار کم پوسته اقیانوسی صفحه عربی به زیر قسمت جنوبی پوسته مکران و تکرارشدن پوسته را داریم و به دلیل اینکه ضخامت پوسته اقیانوسی کم است، عمق موهو نیز در این قسمت در مقایسه با منطقه هرمزگان کمتر است. هر چند در این منطقه (مکران) مطالعات چندانی جهت تعیین ضخامت پوسته انجام نگرفته است، اما با این حال نتایج مطالعه حاضر با مطالعه عبد اعتدال و همکاران (۲۰۱۴) که در منطقه هرمزگان ضخامت پوسته را زیاد و به سمت شرق و منطقه مکران ضخامت آن را کم برآورد کردند، همخوانی دارد.

برای ناحیه فلیش شرق، نصرآبادی و همکارانش (۱۳۹۰) در ایستگاه ZHSF با استفاده از روش یکسان، عمقی در حدود  $40 \pm 2$  کیلومتر به دست آوردند که با نتیجه این تحقیق برابر است. همچنین نتایج حاصل از الگوسازی مستقیم نشان می دهد که دو ناحیه جنوب شرق زاگرس و فلیش شرق دارای یک پوسته سه لایه ای هستند و مکران دارای پوسته دولایه ای است.

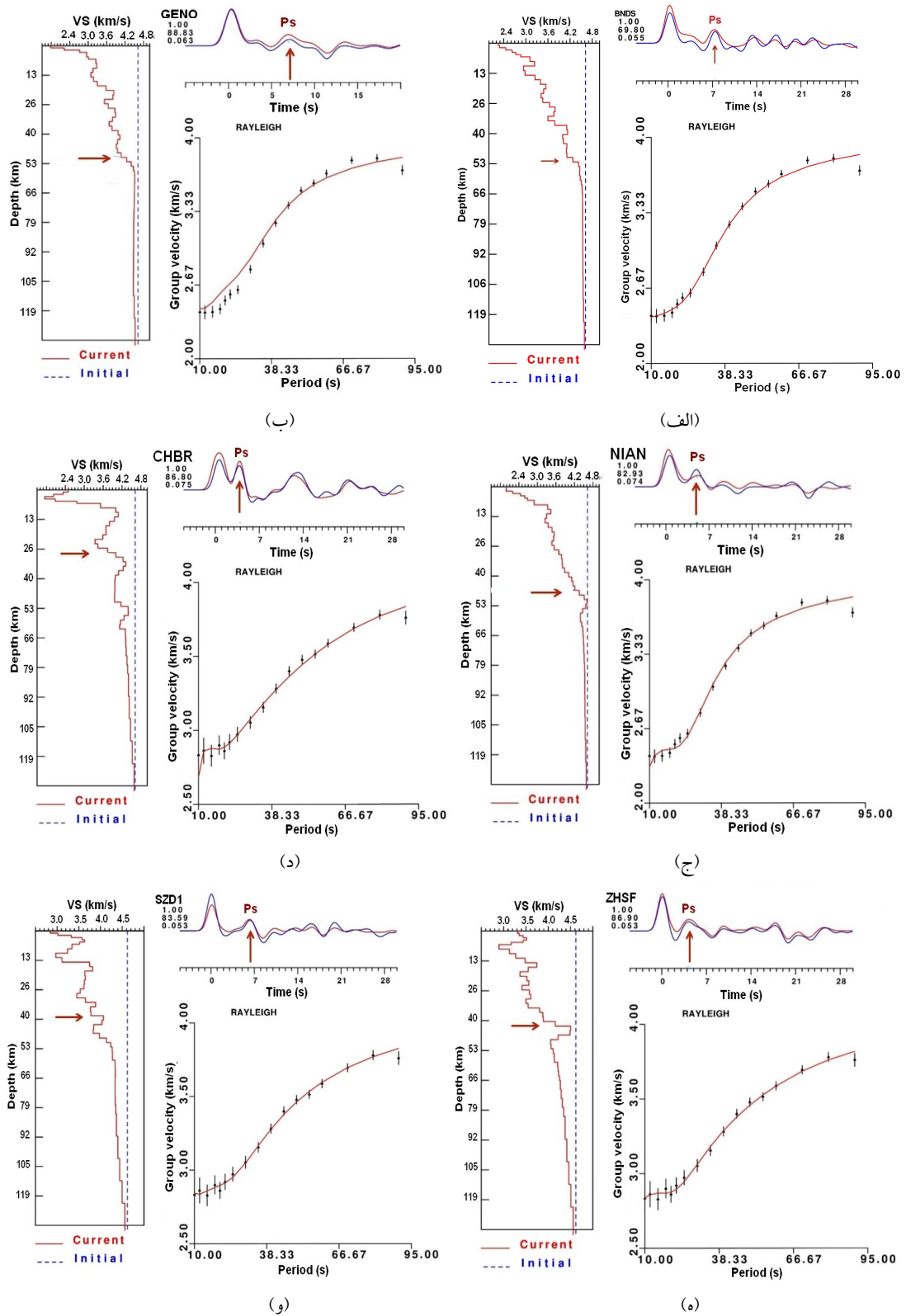
نکته مهم دیگر این است که همان طور که الگوهای سرعتی ساده حاصل از آزمون الگوسازی مستقیم برای دو ناحیه چابهار و زاهدان نشان می دهند، در این دو ناحیه برای گوشته بالایی یک لایه پرسرعت در اعماق ۵۵-۵۲ کیلومتری وجود دارد؛ این احتمالاً از یکی بودن این دو ناحیه زمین ساختی در گذشته نشان دارد که به مرور زمان فقط قسمت پوسته آن ها بر اثر شرایط زمین شناسی متفاوت دچار تغییرات شده است.

ویژگی های خاص زمین شناسی ناحیه مکران محسوب می گردد. به طوری که در هیچ یک از واحدهای ساختمانی زمین شناسی ایران چنین ویژگی ای را نمی توان مشاهده کرد. به علاوه جابه جایی های افقی یا تغییر محل کمرندهای کوهزایی در جریان یک توالی منظم از شمال به جنوب، از ویژگی های دیگر تحول پیکر ساختمانی واحد مکران است که مشابه آن در سایر واحدهای پیکر زمین ساختی ایران تا این اندازه منظم و مشخص نشده است. به بیانی دیگر، ناهموازی های واحد مکران طی چندین مرحله رسوب گذاری و کوهزایی به وجود آمده که در آن حوضه رسوبی اولیه و کوه های حاصل از آن ابتدا در بخش شمالی مکران پدید آمده اند و حوضه های رسوبی بعدی به ترتیب در پیشانی جنوبی کوه های تازه برخاسته تشکیل شده اند. از نتایج این تغییرات، گسترش عرضی در خشکی ها در ناحیه مکران بوده است که در آن از شمال به جنوب اولاً سنگ ها از نظر سنی جوان تر می شوند و ثانیاً رخساره آن ها تغییر می کند. گسترش زیاد رخساره فلیشی پالئوژن و همچنین رخساره مو لاسی نئوژن در ساختمان کوه های مکران، نتیجه منطقی بین توالی تشکیل کوه ها و سپس رسوب گذاری مواد حاصل از تخریب آن ها در حوضه رسوبی مجاور است. ضخامت زیاد رسوب های سنوزوئیک در ساختمان مکران را نیز می توان به همین توالی منظم کوهزایی و فرسایش نسبت داد. با توجه به مدل های حاصل از برگردان (شکل های ۷، ۸ و ۹) در قسمت های بالای مدل، رسوباتی با ضخامت ۱۰ کیلومتر و سرعت موج برشی میانگین  $2/8$  کیلومتر بر ثانیه قابل مشاهده است که می تواند تأییدی بر وجود ضخامت زیاد رسوبات در منطقه مکران باشد. عمق موهو در تمامی محدوده های بک آزمون ایستگاه چابهار ۲۸ کیلومتر به دست آمد. با توجه به نتایج دیگران از جمله تحقیق انتظار



جدول ۱. نتایج بدست آمده برای عمق موهو در محدوده‌های بک آزیموتی مختلف در ایستگاه‌های مورد مطالعه و میانگین آن برای ساختار زیر هر ایستگاه و منطقه.

منطقه	ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	ارتفاع از سطح آزاد دریا (متر)	محدوده بک آزیموتی (درجه)	عمق موهو (کیلومتر) خطا: $\pm 2$	میانگین عمق موهو در زیر ایستگاه (کیلومتر) خطا: $\pm 2$	میانگین عمق موهو در منطقه (کیلومتر) خطا: $\pm 2$
جنوب شرق زاگرس (هرمزگان)	بندرعباس (BNDS)	۵۶/۱۷	۲۷/۳۸	۱۵۰۰	۲۸-۳۷	۵۲	۵۲	۵۲
					۳۷-۴۶	۵۲		
					۷۴-۷۵	۵۴		
					۷۷	۵۴		
					۱۰۴/۴۱	۵۲		
					۱۹۵	۵۲		
					۲۹۴	۵۲		
					۳۳-۴۱	۵۴		
					۶۵-۶۷	۵۲		
					۷۴-۸۴	۵۴		
گنو (GENO)	۵۶/۱۷	۲۷/۴۰	۱۶۱۶	۱۰۴/۴۱	۵۲	۵۴	۵۴	
				۱۹۵	۵۲			
				۲۹۴	۵۲			
				۳۳-۴۱	۵۴			
				۶۵-۶۷	۵۲			
				۷۴-۸۴	۵۴			
				۷۷	۵۲			
				۹۴	۵۴			
				۹۶	۵۴			
				۷۴	۴۸			
نیان (NIAN)	۵۶/۸۳	۲۷/۵۶	۲۴۸	۷۴	۴۸	۴۸	۴۸	
				۷۵-۸۰	۴۸			
				۳۰-۳۸	۲۸			
				۴۰-۴۸	۲۸			
				۵۵-۵۹	۲۸			
				۷۰-۸۰	۲۸			
				۸۰-۹۰	۲۸			
				۱۱۰-۱۲۰	۲۸			
				۲۹۰-۲۹۶	۲۸			
				۳۰-۳۵	۴۰			
چابهار (CHBR)	۶۰/۴۸	۲۵/۵۹	۱۲۵	۳۰-۳۵	۴۰	۲۸	۲۸	
				۶۱-۷۰	۴۰			
				۱۰۰-۱۰۵	۴۰			
				۱۰۹-۱۱۲	۴۲			
				۱۳۷-۱۴۴	۴۴			
				۳۴-۴۱	۴۰			
				۵۶-۶۴	۳۸			
				۶۷-۷۶	۳۸			
				۷۷-۷۹	۴۶			
				۸۰	۳۸			
زاهدان (ZHSF)	۶۰/۷۹	۲۹/۶۱	۱۵۷۵	۸۱-۸۸	۳۸	۴۰	۴۰	
				۸۹	۳۸			
				۱۰۰-۱۰۵	۴۰			
				۱۰۹-۱۱۲	۴۲			
				۱۳۷-۱۴۴	۴۴			
				۳۴-۴۱	۴۰			
				۵۶-۶۴	۳۸			
				۶۷-۷۶	۳۸			
				۷۷-۷۹	۴۶			
				۸۰	۳۸			
شرق ایران	زاهدان (SZD1)	۶۰/۸۶	۲۹/۴۸	۱۳۶۴	۷۷-۷۹	۴۶	۴۰	۴۰
					۸۰	۳۸		
					۸۱-۸۸	۳۸		
					۸۹	۳۸		



شکل ۱۰. نتایج برگردان همزمان برای یکی از محدوده‌های بک آزیموتی برای (الف): ایستگاه بندرعباس، BNDS. (ب): ایستگاه گنو، GENO. (ج): ایستگاه نیان، NIAN. (د): ایستگاه چابهار، CHBR. (ه): ایستگاه زاهدان، ZHSF و (و): ایستگاه زاهدان، SZD1.

## ۵ نتیجه‌گیری

برای تمامی محدوده‌های بک آزمون‌های ایستگاه‌های مورد مطالعه، نتایج حاصل از برگردان همزمان محاسبه و در جدول ۱ نشان داده شده است. با توجه به نتایج این تحقیق، عمق مرز موهو در منطقه جنوب شرقی زاگرس (هرمزگان) در زیر ایستگاه‌های BNDS، GENO و NIAN به طور میانگین ۵۲ کیلومتر، در ناحیه فرورانش چابهار در زیر ایستگاه CHBR، ۲۸ کیلومتر و در ناحیه فلش شرق ایران در زیر ایستگاه‌های SZD1 و ZHSF به طور میانگین ۴۰ کیلومتر است. فرورانش در منطقه مکران با شیب بسیار کم صورت می‌گیرد. همچنین نتایج الگوسازی مستقیم نشان می‌دهد که دو ناحیه جنوب شرق زاگرس و فلش شرق دارای یک پوسته سه‌لایه‌ای و مکران دارای پوسته دو‌لایه‌ای است. مقدار خطا در تحقیق مورد مطالعه در حدود  $\pm 2$  کیلومتر است. در ادامه تعدادی از مدل‌های نهایی برای یک محدوده بک آزمون‌های ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان داده شده است (شکل ۱۰).

## سپاس‌گزاری

در اینجا از مسئولان محترم مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های گسترده مورد بررسی تشکر می‌کنیم.

## منابع

- ابراهیم زاده اردستانی، س. و. و، و عسکری، ع.، ۱۳۹۰، استفاده از روش اجزاء محدود به منظور تفسیر داده‌های گرانی در دشت چابهار: مجله ژئوفیزیک ایران، ۵، ۱۰۱-۹۴.
- انتظار سعادت، و. و، و متولی عنبران، ه.، ۱۳۹۴، تحلیل ساختار پوسته و لیتوسفر با استفاده از مدلسازی مستقیم تکراری - کاربرد روی منطقه فرورانش مکران تا بلوک لوت: نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، ۲، ۸۰-۶۹.
- نصرآبادی ا.، تاتار م.، و کاویانی، ا.، ۱۳۹۰، ساختار پوسته ایران براساس برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی: فصلنامه علوم زمین، ۸۲، ۸۳-۹۴.
- Abdetedal, M., Shomali, Z. H., and Gheitanchi, M. R., 2014, Crust and upper mantle structures of the Makran subduction zone in south-east Iran by seismic ambient noise tomography: *Solid Earth Discussions*, **6**(1), 1-34.
- Ammon, C. J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **81**(6), 2504-2510.
- Ammon, C. J., Randall, G. E., and Zandt, G., 1990, On the nonuniqueness of receive function inversions: *Journal of Geophysical Research*, **95**, 15303-15318.
- Blanc, E. J., Allen, M. B., Inger, S., and Hassani, H., 2003, Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone Iran: *Journal of the Geological Society, London*, **160**, 401-412.
- Byrne, D., and Sykes, L., 1992, Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone: *Journal of Geophysical Research*, **97**, 449-478.
- Clitheroe, G., Gudmundsson, O., Kennett, B., 2000, The crustal thickness of Australia: *Journal of Geophysical Research*, **105**, 13697-13713.
- Dehghani, G. A., Makris, J., 1984, The Gravity field and crustal structure of Iran, *N. Jb. Geol., Palaont Abh*, **168**, 215-229.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1983, The gravity field and crustal structure of Iran, In: *Geodynamics project (geotraverse) in Iran: Geological Survey of Iran, Rep.*, **51**, 51-68.
- Fnaiss, M. S., 2004, The Crustal and Upper Mantle Shear Velocity Structure of Eastern North America from the Joint Inversion of Receiver Function and Surface-Wave Dispersion: Ph. D. Thesis, Saint Louis University, 214.
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., and Correig, A. M., 2000, Joint inversion of receiver function and surface-wave dispersion observations: *Geophysical Journal International*, **143**, 99-112.

- Mokhtari, M., Farahbod, A., Lindholm, C., Alahyarkhani, M., and Bungum, H., 2004, An approach to a comprehensive Moho depth map and crust and upper mantle velocity model for Iran: *Iranian International Journal of Science*, **5**, 223-244.
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, A. J., and Allen, B. M., 2011, New Views on Earthquake Faulting in The Zagros Fold-and-Thrust Belt of Iran: *Geophysical Journal International*, **186**, 928-944.
- Pasyanos, M. E., 2005, A variable resolution surface wave dispersion study of Eurasia, North Africa, and surrounding regions: *Journal of Geophysical Research*, **110**, 1-22.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., and Mokhtari, M., 2006, Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran): *Geophysical Journal International*, **166**, 227-237.
- Rham, D., 2009, The crustal structure of the Middle East. Ph.D. thesis. University of Cambridge Library, Cambridge, UK.
- Shaw Champion, M. E., White, N. J., Jones, S. M., and Priestley, K. F., 2006, Crustal velocity structure of the British Isles; a comparison of receiver functions and wide-angle seismic data: *Geophysical Journal International*, **166**, 795-813.
- Schluter, H. U., Prexl, A., Gaedicke, C., Roeser, H., Reichert, C., Meyer, H. and von Daniels, C., 2002, The Makran accretionary wedge: sediment thicknesses and ages and the origin of mud volcanoes: *Marine Geology*, **185**, 219-232.
- 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.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., and Camp, V. E., 1983, The Sistan Suture Zone of eastern Iran: *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 134-150.
- Vernant, P., Nilfroushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Ch'ery, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophysical Journal International*, **157**, 381-398.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., Ghafory-Ashtiany, M., 2003, Seismological Constrains on the Crustal Structure Beneath the Zagros Mountain Belt (Iran): *Geophysical Journal International*, **155**, 403-410.
- 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.
- Heidarzadeh, M., Pirooz, M.D., Zaker, N.H., Yalciner, A.C., 2009, Preliminary estimation of the tsunami hazards associated with the Makran subduction zone at the northwestern Indian Ocean: *Nat Hazards*, **48**, 229-243.
- Kearey, P., Klepeis, K.A. and Vine, F., 2009, *Global Tectonics*, Third Edition., Wiley-Blackwell.
- Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E. R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J. and Klaeschen, D., 2000, Structure of the Makran subduction zone from wide angle and reflection seismic data: *Tectonophysics*, **329**, 171-191.
- Langston, C. A., 1977, The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **67**, 1029-1050.
- Lawrence, R. D., Khan, S. H., and Nakata, T., 1992, Chaman Fault, Pakistan-Afghanistan: *Annales Tectonicae Special Issue*, **5** (Supplement), 196-223.
- Ligorri'a, J. P., and Ammon, C. J., 1999, Iterative deconvolution and receiver function estimation: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**, 1395-1400.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daigni`eres, M., Nankali, H., and Van Gorp, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran: *Geophysical Journal International*, **170**, 436-440.
- Mejia, J. A., 2001, Lithospheric Structure Beneath the Tibetan Plateau Using Simultaneous Inversion of Surface Wave Dispersion and Receiver Functions: Ph. D. Thesis, Saint Louis University, 298.
- Mohammadi, E., Rezapour, M., Sodoudi, F., and Sadidkhouy, A., 2014, New Seismic Imaging of Some Tectonic Zones in the Iranian Plateau: *Journal of the Earth and Space Physics*, **40**, 1-12.

## Crustal structure beneath the south and southeast Iran using receiver function and Rayleigh waves group velocity dispersion

Mahdi Azizi<sup>1</sup>, Afsaneh Nasrabadi<sup>2\*</sup>, and Mohammad Reza Sepahvand<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*M. Sc. of Seismology, Sciences and Modern Technologies Faculty, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran*

<sup>2</sup>*Assistant Professor, Sciences and Modern Technologies Faculty, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran*

(Received: 24 December 2016, Accepted: 15 April 2017)

### Summary

Iran is one of the seismically active areas of the world because it is located in the Alpine-Himalayan orogenic belt, at a 1000-km-wide zone of the compression between the colliding Eurasian and Arabian continents. Studying the crust velocity structure and Moho discontinuity in Iranian plateau is conducive to an understanding of its evolution and the tectonic history of its seismotectonic zones. Nowadays, it is indispensable to acquire sufficient and accurate data from the crust and upper mantle velocity structure or its specification.

To specify the receiver functions with an iterative approach, we made use of a two-year teleseismic data (with epicentral distance 25o-90o) recorded by six seismic stations located in the southeast Zagros (BNDS, NIAN and GENO), Makran (CHBR) and eastern Iran (SZD1 and ZHSF). In order to delete high frequencies, Gaussian parameter 1.0 was used. So as to augment the signal to noise ratio, RFs were clustered in 10° azimuthal and less than 15° epicentral distance ranges. Finally, the RFs were stacked.

Receiver functions (RFs) show Earth's local structure response to P-wave vertical arrival approximately beneath a three-component seismometer; these functions are sensitive to shear-wave velocity impedance. Depth-velocity trade-off in RFs information poses inversion non-uniqueness issues, but a combined inversion of receiver functions and surface wave dispersion increases the uniqueness of the solution over separate inversions, further facilitating the explicit parameterization of layer thickness in the model space, providing more exact constraints as to the crustal structure. Surface wave velocity dispersion depends more on S wave velocity than on P wave velocity, and its dependence on density is slight. In previous studies, it has been shown that it improves the inversions of receiver functions for crustal structures (Julia et al. 2000). Surface wave velocity dispersion provides information as to the absolute seismic shear velocity, yet is relatively insensitive to sharp velocity changes. The group velocities were incorporated into our joint inversion scheme from an independent surface wave tomography study by Rham (2009). Group velocities from regional events, recorded at permanent and broadband stations, were measured for fundamental mode Rayleigh waves within 10–100s period range. The region was parameterized using a uniform, 1×1°, grid of constant slowness cells. The dispersion curve is the result of separate tomographic imaging for each period. Fundamental mode Rayleigh wave group velocities are taken from the corresponding tomographic cell containing the stations. The joint inversion of the two independent data sets was performed considering a proper combination of weighting parameters done by Herrmann and Ammon's program (2003). Minimizing the standard error between the real and predicted data is the criterion for the desired final model which is close to Earth's real model.

Models resulting from joint inversion in the south-east Zagros (Hormozgan province) suggest that Moho discontinuity depths beneath BNDS, GENO and NIAN stations are about 54, 54 and 48 kilometers, respectively, while the average depth of Moho discontinuity in the region is about 52±2 kilometers. In the Makran's seismotectonic state, the resulted models pertaining to single station in the region (CHBR, near the city of Chabahar) show that the average depth of Moho discontinuity in this region is about 28 kilometers and thickness of the sediments is about 10 km, consistent with the shallow subduction of a high-velocity oceanic crust of Arabian plate beneath the southern side of Makran. In the Flysch zone (eastern Iran), the models of the two stations (SZD1, ZHSF) show that the average depth of Moho is about 40±2 kilometers.

**Keywords:** Zagros, Makran, eastern flysch zone, receiver function, joint inversion, depth of Moho

\*Corresponding author:

a.nasrabadi@kgut.ac.ir