

## برگردان سرعت گروه امواج ریلی به ساختار سرعت موج برشی برای منطقه شمال غرب ایران

رضا داودیان<sup>۱</sup>، سید خلیل متقی<sup>۲\*</sup>، فرهاد ثبوتی<sup>۳</sup>، حبیب رحیمی<sup>۳</sup> و عبدالرضا قدس<sup>۴</sup>

۱. کارشناس ارشد ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، ایران

۲. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، ایران

۳. استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۴. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، ایران

(دریافت: ۹۴/۱۰/۲، پذیرش نهایی: ۹۵/۷/۲۷)

### چکیده

در این مطالعه تغییرات سرعت موج برشی با استفاده از داده‌های ثبت شده در ۲۳ ایستگاه باند پهن شبکه موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، در منطقه شمال غرب ایران بررسی می‌شود. به همین منظور با استفاده از ۲۳۰ رخداد منطقه‌ای و دورلرز منحنی‌های پاشش سرعت گروه امواج ریلی در مد پایه برای ۲۰ مسیر بین ایستگاهی محاسبه می‌شود. سپس جهت محاسبه ساختار سرعت موج برشی در هر مسیر، برگردان خطی و غیرخطی منحنی‌های پاشش به ساختار سرعت موج برشی انجام می‌گیرد. منحنی‌های پاشش بین ایستگاهی به روش دو ایستگاهی و ساختارهای سرعت نهایی به روش جستجوی محاسباتی - تصادفی "هجهگ" محاسبه می‌شوند. با توجه به بازه دوره تناوبی در منحنی‌های پاشش محاسبه شده در این مطالعه (بین ۵ تا ۴۸ ثانیه) تنها پارامترهای سرعتی در پوسته و گوشته بالایی قابل محاسبه است. ساختارهای سرعت موج برشی نشان دهنده یک ساختار ناهمگن با ضخامت متغیر پوسته در امتداد پروفایل لرزه نگاری است. عمق مرز موهو بین ۴۰ تا ۵۶ کیلومتر و عمق مرز میان پوسته بالایی و پایینی نیز بین ۱۲ تا ۲۸ کیلومتر به دست آمده است. در بازه عمقی ۱۲ تا ۲۲ کیلومتر در شمال آتشفشان سهند یک توده کم سرعت مشاهده می‌شود. همچنین اثر عبور مسیر ۲۰ رخداد منطقه‌ای بر میرایی امواج ریلی با دوره‌های زمانی بیش از ۳۲ ثانیه نیز نشان داده می‌شود و منشاء این میرایی غیرعادی به اثر رسوبات ضخیم حوضه خزر جنوبی نسبت داده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: امواج ریلی، برگردان غیرخطی، پوسته، منحنی پاشش، هجهگ.

### ۱. مقدمه

سطحی مگی و پریستلی (۲۰۰۵) و نقشه‌های سرعت گروه امواج سطحی در مقیاس قاره‌ای حاصل از مطالعه ریتزولر و همکاران (۲۰۰۶) وجود یک ناحیه کم سرعت برای موج برشی و امواج سطحی را در شمال غرب ایران نشان می‌دهد. انتشار امواج لرزه‌ای (کادینسکی - کید و همکاران، ۱۹۸۱) نیز بیانگر حضور یک گرادیان منفی برای سرعت برشی در گوشته بالایی این منطقه است. تنها مطالعه‌ای که در زمینه امواج سطحی در منطقه شمال غرب ایران به صورت محلی انجام گرفت، مطالعه حجازی (۱۳۹۱) است. حجازی (۱۳۹۱) با استفاده از داده‌های شبکه مورد استفاده همین مطالعه، به بررسی منحنی‌های پاشش سرعت گروه از نوفه‌های لرزه‌ای و برگردان خطی آن‌ها به ساختار سرعت

منطقه شمال غرب ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا در شمال غرب فلات ایران است و بین عرض‌های جغرافیایی ۳۷ تا ۴۰ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۵ تا ۵۰ درجه شرقی قرار دارد. منطقه مورد مطالعه بخشی از منطقه شمال غرب ایران است که در بین عرض‌های جغرافیایی ۳۷/۲۵ تا ۳۸/۷۵ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۵ تا ۴۹/۵۰ درجه شرقی قرار دارد. در گذشته مطالعات بسیاری در زمینه بررسی پاشش امواج سطحی انجام گرفته که منطقه شمال غرب ایران به عنوان بخشی از منطقه مورد مطالعه، بررسی شده است؛ از آن جمله می‌توان به مطالعات مگی و پریستلی (۲۰۰۵) و ریتزولر و همکاران (۲۰۰۶) اشاره کرد. نتایج مطالعات توموگرافی امواج

شرق توسط حوضه خزر جنوبی و کوه‌های تالش و از غرب توسط فلات آناتولی احاطه شده است (شکل ۱).

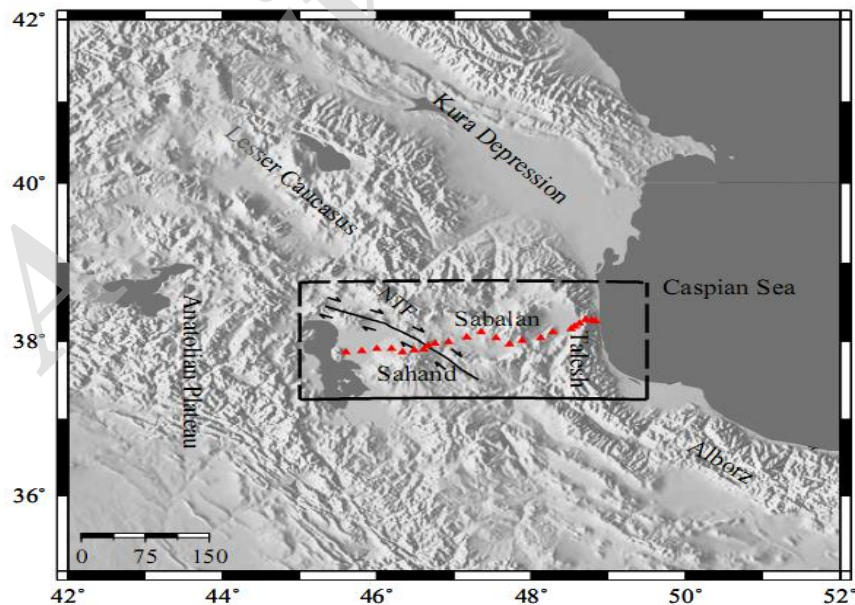
شمال غرب ایرن به لحاظ زمین‌شناسی تشابه بسیاری با نواحی پیرامون خود در قفقاز کوچک و شرق ترکیه دارد (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶)؛ به طوری که گدازه‌های ماگمایی متعلق به میوسن اخیر و کواترنری در قفقاز صغیر خصوصیات ژئوشیمیایی مشابه با آنچه در آتشفشان‌های شمال غرب ایران دیده شد، دارند (آفتابی و عطاپور، ۲۰۰۰). از ساختارهای مهم زمین‌شناسی این ناحیه می‌توان کوه‌های تالش، آتشفشان‌های سهند و سیلان و گسله شمال تبریز را نام برد. حوضه خزر جنوبی یک بلوک بی‌لرزه است زیرا لرزه‌خیزی بالا تنها در لبه‌های آن مشاهده شده است (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴). مانجینو و پریستلی (۱۹۹۸) و پریستلی و همکاران (۲۰۰۱) ضخامت حوضه خزر جنوبی را تقریباً ۳۳ کیلومتر تخمین زدند که توسط یک پوسته قاره‌ای با ضخامت ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر احاطه شده است.

موج برشی پرداخت. وی مشاهده کرد که در این منطقه سرعت‌های گروه در بازه دوره تناوبی ۱۰ تا ۳۴ ثانیه مقادیر کمتری در مقایسه با مقدار متوسط جهانی دارند.

در این پژوهش منحنی‌های پاشش برای مسیرهای بین ایستگاهی در شبکه لرزه‌نگاری موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، در منطقه شمال غرب ایران به روش دو ایستگاهی به دست می‌آید؛ سپس برگردان خطی و غیرخطی این منحنی‌ها به سرعت برشی جهت تعیین ساختار سرعت موج برشی محاسبه می‌شود. همچنین در این مطالعه با بررسی منحنی پاشش سرعت گروه به دست آمده از روش تک ایستگاهی و شکل‌های موج مد پایه امواج ریلی برای ۲۰ رخداد واقع در شمال حوضه خزر جنوبی (پشته آپشرون) میرایی امواج ریلی عبوری از حوضه خزر جنوبی بررسی می‌شود.

## ۲. زمین ساخت منطقه

منطقه شمال غرب از شمال توسط کوه‌های قفقاز و ناحیه فروافتاده کورا، از جنوب توسط رشته کوه‌های زاگرس، از



شکل ۱. منطقه شمال غرب ایران؛ گسل راستگرد تبریز با رنگ مشکی در شکل نشان داده شده است. منطقه مورد مطالعه توسط مستطیل سیاه مشخص شده است. ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان با مثلث‌های قرمز مشخص شده‌اند.

نمک در دنیاست (محمدی و همکاران، ۲۰۱۰).

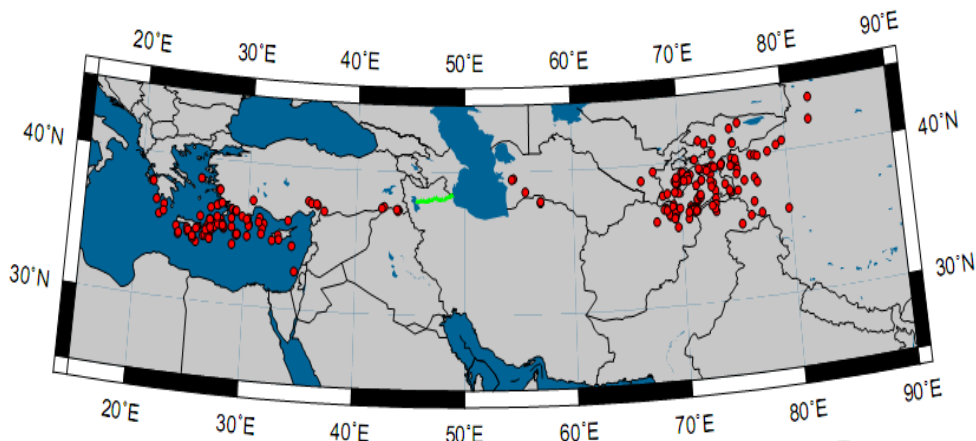
### ۳. معرفی شبکه و داده‌ها

داده‌های استفاده‌شده در این مطالعه، لرزه‌نگاشت‌های ثبت‌شده در شبکه موقت لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان در شمال غرب ایران است. این شبکه لرزه‌نگاری از ساحل غربی دریای خزر تا ساحل شرقی دریاچه ارومیه امتداد دارد و شامل ۲۳ لرزه‌نگار باندپهن (S ۱۲۰-۱۰۰ sample/s) و باند متوسط (s ۶۰ - ۵۰ sample/s) از نوع گورالپ (Guralp) است که از سال ۱۳۸۷ تا ۱۳۹۰ به داده‌برداری مشغول بوده‌اند. حسگرهای این لرزه‌نگارها از مدل‌های CMG - 3ESP و CMG - 3TD هستند.

ایستگاه‌های این شبکه در حدفاصل عرض جغرافیایی ۳۷/۵ و ۳۸/۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۵ تا ۴۹ درجه شرقی واقع شده‌اند و به طول تقریبی ۲۹۰ کیلومتر به صورت تقریباً خطی نصب شده‌اند (شکل ۱). از ۲۳۰ رخداد در این مطالعه استفاده شده است که در فاصله زمانی بین ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۲ روی داده‌اند و دارای فاصله رومرکزی بین ۲۵۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتر نسبت به میانه شبکه (ایستگاه BOLA در عرض جغرافیایی ۳۸/۱۴ درجه و طول جغرافیایی ۴۷/۳۵ درجه) و دارای بزرگای بین ۳ تا ۷ هستند (شکل ۲).

از آنجایی که هر یک از رخدادها باید با حداقل یک جفت ایستگاه بر روی یک کمان بزرگ قرار داشته باشند، رخدادهایی انتخاب شدند که زاویه بین کمان بزرگ گذرنده از رومرکز آن‌ها با دو ایستگاه، کمتر از  $\alpha = 2^\circ$  و زاویه بین خط واصل بین دو ایستگاه و کمانی که از رومرکز رخداد و ایستگاه دورتر می‌گذرد، کمتر از  $\beta = 5^\circ$  باشد. بادل و همکاران (۱۹۹۶)  $\beta = 2^\circ$  پیشنهاد داده‌اند اما با توجه به کمبود رخداد مناسب جهت پردازش، این مقدار به ۵ درجه افزایش پیدا کرد.

بررسی حرکت مولفه راستگرد گسله‌های امتداد لغز کپه‌داغ در قسمت شرقی حوضه و مولفه چپ‌گرد در البرز شرقی نشان می‌دهد که بلوک صلب حوضه خزر جنوبی، یک حرکت دورانی ساعتگرد نسبت به اوراسیا و ایران دارد. این حرکت ساعتگرد زیرراندگی این بلوک به زیر کوه‌های تالش را موجب می‌شود (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). رشته کوه تالش در غرب این حوضه خزر جنوبی قرار داد و دارای یک ساختار Z شکل به عرض تقریباً ۵۰ کیلومتر است. عزیز زنجانی و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند که لرزه‌خیزی در بخش شرقی کوه‌های تالش عمق زیادی دارد و نمی‌توان آن را به پوسته بالایی و گسله تالش نسبت داد. آن‌ها عمق کانونی بیشتر رخدادهای منطقه را بیشتر از ۲۰ کیلومتر به دست آوردند که این امر بیانگر دگر شکلی متناظر با گسلش پی‌سنگی خزر جنوبی است. کوه‌های سبلان و سهند از نوع آتشفشان‌های پسابرخوردی (چو و همکاران، ۲۰۱۳) هستند. آتشفشان سهند دارای باناکت‌های متعلق به میوسن بالایی است (دیلک و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین آتشفشان سبلان که دارای جوان‌ترین کالدرای آتشفشانی است، شامل تراکی‌آندزیت‌های متعلق به میوسن است (شهبازی، ۲۰۱۳). گسل شمال تبریز، در شرق و شمال آتشفشان سهند، یکی از گسل‌های فعال شمال غرب ایران با طول ۱۵۰ کیلومتر است که شواهد سطحی واضحی دارد. لغزش در امتداد این گسل با نرخ ۷ میلی‌متر در سال و در جهت NW-SE است (جمور و همکاران، ۲۰۱۱) و ظاهراً در اعماق شیب لغزش این گسل به جهت قائم نزدیک می‌شود. همچنین با پیشروی در جهت جنوب شرق این گسل، لرزه‌خیزی به علت تداخل حرکت رو به جنوب خزر جنوبی و تکتونیک البرز غربی پیچیده‌تر می‌شود (ماسون و همکاران، ۲۰۰۷). دریاچه ارومیه با طول ۱۴۰ کیلومتر و عرض ۱۵ تا ۵۰ کیلومتر، در بخش غربی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است. این دریاچه بزرگ‌ترین و شورترین دریاچه دائمی ایران و یکی از دریاچه‌های فوق اشباع از



شکل ۲. رخدادهای استفاده شده در این مطالعه با دایره‌های قرمز و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری با مثلث‌های سبز نشان داده شده‌اند.

ایستگاهی نگاشت مد پایه و منحنی پاشش امواج ریلی در مسیر بین ایستگاهی به دست آمد. با به‌کارگیری روش دو ایستگاهی منحنی‌های پاشش سرعت گروه امواج ریلی در مد پایه برای ۲۰ مسیر بین ایستگاهی محاسبه شد. با در نظر گرفتن تشابه در مسیرهای بین ایستگاهی و روند پاشش ثبت شده در هر مسیر، منحنی‌های پاشش دسته‌بندی شدند و منحنی میانگین برای هر یک از دسته‌ها محاسبه شد. هر منحنی میانگین، تغییرات ساختار در محدوده‌ای را نشان می‌دهد که میانگین‌گیری بین منحنی‌های آن محدوده صورت گرفته است. با این روش ۵ منحنی برای برگردان به سرعت موج پرشی به دست آمد. برای شروع برگردان غیرخطی به یک مدل اولیه نیاز است اما از آنجایی که از مطالعات پیشین، ساختار سرعت در مقیاس محلی برای پوسته منطقه شمال غرب ایران در دست نبود، بر آن شدیم تا با برگردان خطی با استفاده از بسته نرم‌افزاری هرمان و آمون (هرمان و آمون، ۲۰۰۲) در هر محدوده ساختار سرعت را محاسبه کنیم. در این مطالعه برگردان غیرخطی به روش جستجوی محاسباتی - تصادفی هجهاگک (پانز، ۱۹۸۱) انجام گرفته است. در این روش با تغییر تصادفی پارامترهای ضخامت و سرعت هر لایه در مدل اولیه معرفی شده تعداد زیادی مدل سرعتی متفاوت ساخته می‌شود. سپس با مدل‌سازی مستقیم منحنی پاشش سرعت

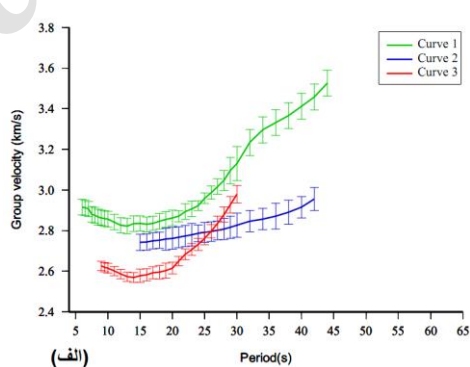
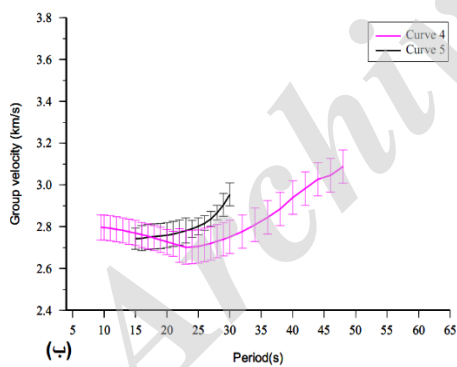
از آنجایی که در این پژوهش امواج ریلی مورد مطالعه قرار می‌گیرد، تنها مولفه قائم لرزه‌نگارها تحلیل خواهد شد. با توجه به اینکه با برداشتن پاسخ دستگاهی از روی نگاشت روند پاشش واضح‌تر و دقیق‌تر مشاهده می‌شود، پاسخ دستگاهی از روی تمامی نگاشت‌ها برداشته شد.

#### ۴. روش پژوهش

در محاسبه منحنی پاشش به روش دو ایستگاهی می‌دانیم که اثر مسیر بیرون از فاصله بین ایستگاهی در هر یک از نگاشت‌های مد پایه امواج ریلی ثبت شده در جفت ایستگاه‌ها یکسان است، بنابراین تغییرات بین دو نگاشت مد پایه را می‌توان به مسیر بین ایستگاهی نسبت داد. این اثر را می‌توان با محاسبه واهمامیخت بین دو نگاشت به دست آورد. برای محاسبه سرعت گروه در مسیر بین رومرکز رخداد و ایستگاه ثبت‌کننده به روش تک ایستگاهی، ابتدا مد پایه امواج ریلی در هر لرزه‌نگاشت توسط بسته نرم‌افزاری هرمان و آمون (هرمان و آمون، ۲۰۰۲) شناسایی و استخراج شد. برای شناسایی مد پایه، ابتدا دیاگرام انرژی لرزه‌نگاشت، بررسی و مد پایه در آن به صورت چشمی قرائت شد و سپس با اعمال روش فیلترهای چندگانه و فیلتر تطبیق فاز مد پایه و اطلاعات مربوط به سرعت گروه از لرزه‌نگاشت استخراج گردید. سپس با استفاده از روش دو

## ۵. نتایج

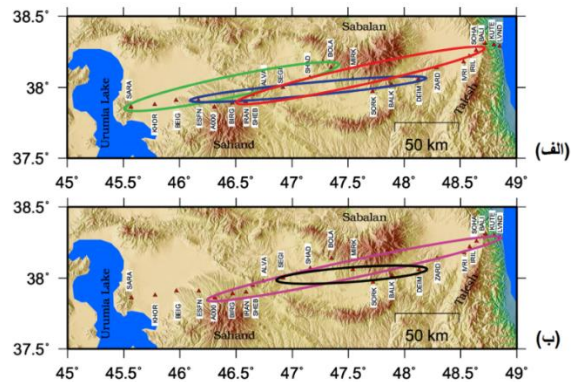
در این مطالعه ۲۰ منحنی پاشش بین ایستگاه به دست آمد؛ تعدادی از منحنی‌ها در مسیرهای بین ایستگاهی مشابه روندهای مشابهی برای پاشش نشان می‌دادند که از آن‌ها میانگین‌گیری شد، در نتیجه، منحنی ۱ حاصل از میانگین‌گیری ۶ منحنی، منحنی ۲ حاصل از میانگین‌گیری ۳ منحنی و منحنی ۳ حاصل از میانگین‌گیری ۷ منحنی پاشش به دست آمد. روند پاشش در هر یک از منحنی‌های ۴ و ۵ مشابه با دیگر منحنی‌ها نیست، بنابراین فرآیند برگردان بر روی هر یک از این دو منحنی بدون میانگین‌گیری انجام گرفت. در شکل ۳-الف و ۳-ب منحنی‌های پاشش برای اجرای برگردان نمایش داده شده‌اند. همچنین در شکل ۴-الف و ۴-ب محدوده مؤثر بر هر منحنی نشان داده شده است. جدول ۱ نیز شامل مشخصات محدوده مؤثر بر هر منحنی پاشش است. خطای اندازه‌گیری در منحنی‌های ۱ تا ۳ برابر با انحراف از معیار داده‌های مشاهده‌ای در نظر گرفته شد.



شکل ۳. در شکل‌های الف و ب منحنی‌های پاشش سرعت گروه موج ریلی به دست آمده از روش دو ایستگاهی نشان داده شده‌اند. تفاوت مقادیر سرعت در منحنی‌های پاشش بیانگر ساختار ناهمگن در منطقه شمال غرب ایران است.

جدول ۱. مشخصات محدوده مؤثر بر هر منحنی‌های پاشش.

محدوده مؤثر	منحنی پاشش
حد فاصل دریاچه ارومیه و دامنه غربی سبلان	منحنی ۱
حد فاصل دامنه شمالی سهند و دامنه جنوبی سبلان	منحنی ۲
حد فاصل دامنه شمالی سهند و دامنه غربی تالش	منحنی ۳
حد فاصل فاصل دامنه شمالی سهند تا ساحل غربی دریای خزر	منحنی ۴
حد فاصل دامنه جنوبی سبلان و میانه حد فاصل آتشفشان‌های سهند و سبلان	منحنی ۵



شکل ۴. محدوده مؤثر بر هر منحنی پاشش در نقشه‌های (الف) و (ب) نشان داده شده است. رنگ هر محدوده با منحنی پاشش مربوطه در شکل (۳) همخوانی دارد.

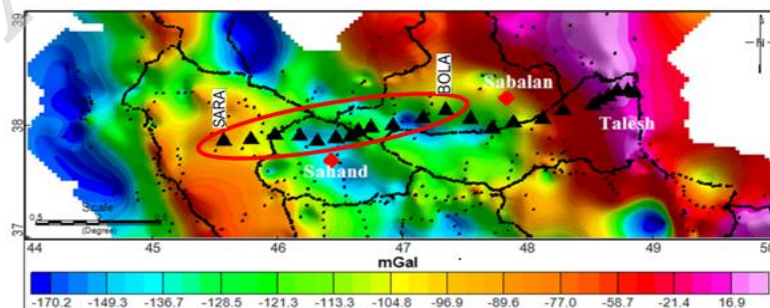
سرعت در آن‌ها را ارائه می‌کند. مقادیر داخل پرانتز در ستون سرعت‌ها، انحراف از معیار محاسبه شده برای سرعت‌هاست.

شکل ۵ نقشه بی‌هنجاری بوگه به همراه محدوده مؤثر بر منحنی پاشش ۱ را نشان می‌دهد. تقی‌زاده و همکاران (۲۰۱۰) در شمال غرب ایران با استفاده از تحلیل توابع گیرنده S و P تغییرات عمق موهو در این محدوده را بین ۳۸ کیلومتر در دامنه شرقی دریاچه ارومیه تا ۵۲ کیلومتر در نزدیکی ایستگاه BOLA به دست آوردند.

منحنی پاشش سرعت گروه مشاهده شده و ساختار سرعت محاسبه شده به ترتیب در شکل‌های ۶-الف و ۶-ب نشان داده شده است. تغییرات عمق مرز بین پوسته بالایی و پایینی و مرز موهو در مدل‌های به دست آمده به ترتیب بین ۱۷ تا ۱۹ و ۳۸ تا ۴۰ کیلومتر بوده است.

در منحنی‌های ۴ و ۵ به دلیل اینکه میانگین‌گیری نشد، امکان محاسبه خطا به این روش وجود نداشت. بنابراین در منحنی‌های ۴ و ۵ اندازه خطا، مقدار خطای تخمین زده شده برای منحنی‌های ۱ تا ۳ فرض شد. در این مطالعه این امکان وجود دارد که ساختار سرعت در محدوده‌های هم‌جوار با یکدیگر مقایسه شوند و تغییرات سرعت موج برشی در امتداد شبکه ایستگاهی مورد مطالعه قرار گیرد. همچنین به بررسی کاهندگی مشاهده شده در دامنه امواج ریلی در دوره‌های تناوبی بیش از ۳۲ ثانیه در حوضه خزر جنوبی می‌پردازیم.

۵. ۱. منحنی‌های پاشش بین ایستگاهی و ساختار سرعت موج برشی  
جدول ۲ مقادیر به دست آمده برای عمق مرزها و تغییرات



شکل ۵. نقشه بی‌هنجاری بوگه در شمال غرب ایران، ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شمال غرب با مثلث‌های سیاه، آتشفشان‌های سهند و سیلان با لوزی‌های قرمز و نقاط داده برداری با نقاط سیاه مشخص شده‌اند. محدوده مربوط به منحنی ۱ با رنگ قرمز مشخص شده است.

جدول ۲. مقادیر به دست آمده برای عمق مرزها و تغییرات سرعت در آنها

شماره محدوده	عمق مرز بین پوسته بالایی و پایینی در مدل منتخب (کیلومتر)	بازه تغییرات در مدل های محاسبه شده (کیلومتر)	تغییرات سرعت در مرز (کیلومتر بر ثانیه)	عمق مرز موهو در مدل منتخب (کیلومتر)	بازه تغییرات در مدل های محاسبه شده (کیلومتر)	تغییرات سرعت در مرز (کیلومتر بر ثانیه)
۱	۱۹	۱۹-۱۷	۳/۳۳-۳/۷۴ (۰/۲۲)	۴۰	۴۰-۳۸	۳/۸۱-۴/۴۴ (۰/۳۱)
۲	۲۲	۲۸-۱۶	۳/۲۵-۳/۵۵ (۰/۱)	۵۶	۶۲-۵۰	۳/۶۷-۴/۱۵ (۰/۲۳)
۳	۲۸	۲۸-۱۸	۳/۵-۳/۹۳ (۰/۱)	۴۱	۴۴-۳۸	۳/۹۳-۴/۴۷ (۰/۲۸)
۴	۲۷	۳۳-۲۳	۳/۲۷-۳/۴۸ (۰/۱۳)	۴۳	۴۷-۳۵	۳/۴۸-۴/۰۱ (۰/۲۴)
۵	۱۲	۱۲-۱۰	۳/۰۲-۳/۴۵ (۰/۱۷)	۴۲	۴۴-۴۰	۳/۷۱-۴/۳۱ (۰/۲۸)

SEGI هستیم. همچنین نتایج نشان می دهند که عمق مرز بین پوسته بالایی و پایینی برابر با ۲۲ کیلومتر در محدوده ۲ و ۱۲ کیلومتر در محدوده ۵ است (شکل ۸-ب).

بررسی توابع گیرنده P (ثبوتی و همکاران، ۱۳۹۳) به وضوح نشان می دهد که ضخامت پوسته در حد فاصل ایستگاه های DEIM و ESFN بیشتر از ضخامت در حد فاصل ایستگاه های SEGI و DEIM است و این مشاهده یافته ما را تأیید می کند (شکل ۹). تابع گیرنده P سری های زمانی هستند که تأخیر زمان رسید موج S تبدیلی نسبت به P عبوری در یک یا چند مرز ناپیوستگی را نشان می دهد (برای مثال لانگستون، ۱۹۷۹). مقدار تأخیر زمانی به سرعت موج P و S حساس است اما حساسیت آن به سرعت موج S بیشتر از موج P است (ژو و کاناموری، ۲۰۰۰). به همین خاطر از توابع گیرنده P برای محاسبه و مقایسه با مدل های سرعتی موج برشی استفاده می شود.

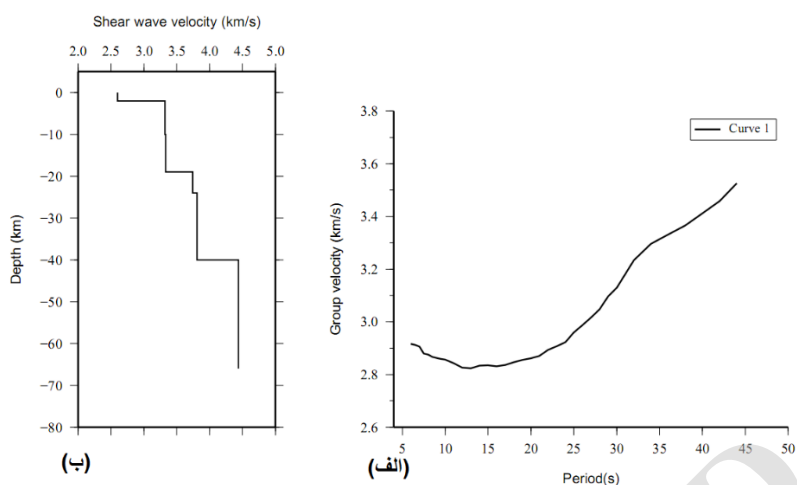
با توجه به ساختارهای سرعت به دست آمده برای هر یک از این دو محدوده تفاوت عمده ای نیز بین مدل های سرعتی در اعماق ۱۲ تا ۲۲ کیلومتر مشاهده می شود. در این بازه عمقی مشاهده می شود که سرعت موج برشی در مسیر ESFN-DEIM کمتر از مقدار آن در مسیر SEGI-DEIM است که این یافته می تواند ناشی از حضور یک توده گرم در پوسته بالایی و در شمال آتشفشان سهند باشد.

همان طور که در شکل ۶-ب دیده می شود مدل سرعت محاسبه شده، مرز بین پوسته بالایی و پایینی و مرز موهو را به ترتیب در عمق ۱۹ کیلومتر و ۴۰ کیلومتر نشان می دهد. سرعت در هر یک از این مرزها به ترتیب از ۳/۳۳ به ۳/۷۴ کیلومتر بر ثانیه و از ۳/۸۱ به ۴/۴۴ کیلومتر بر ثانیه افزایش می یابد.

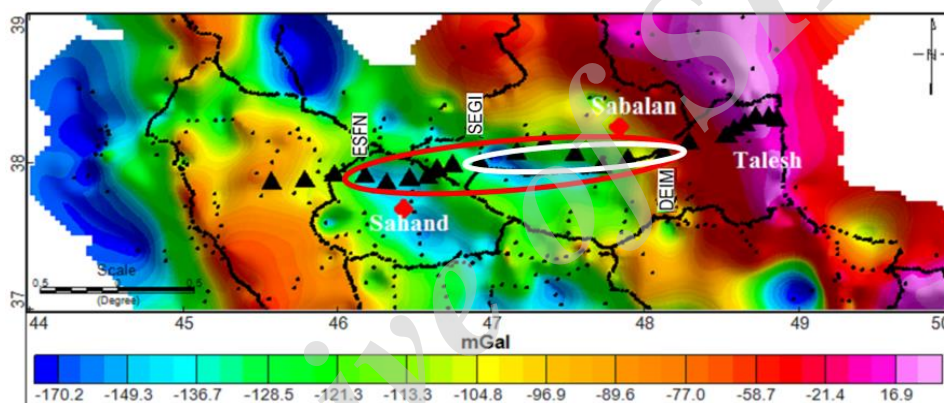
محدوده های دیگر جهت مقایسه شامل محدوده های ۲ و ۵ می شوند. هر یک از منحنی های ۲ و ۵ به ترتیب در مسیرهای بین ایستگاهی ESFN-DEIM و SEGI-DEIM ثبت شده اند و در نتیجه، تفاوت ساختارهای به دست آمده برای این دو مسیر به ساختار بین ایستگاه های SEGI و ESFN که در شمال آتشفشان سهند قرار دارد، مرتبط است (شکل ۷).

در شکل های ۸-الف و ۸-ب به ترتیب منحنی های پاشش سرعت گروه و ساختارهای سرعت حاصل از برگردان محدوده های ۲ و ۵ نشان داده شده است.

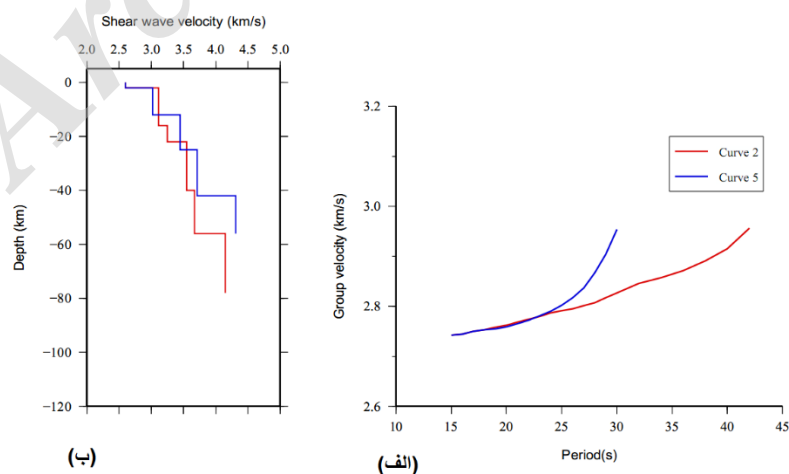
همان طور که در شکل ۸-الف دیده می شود منحنی ۵ که محدوده شمال سهند را در بر ندارد، در مقایسه با منحنی ۲ دارای شیب بیشتری است که نشان دهنده این است که در مسیر بین ایستگاهی SEGI-DEIM سرعت موج برشی زودتر به مقدار خود در گواشته می رسد و عمق مرز موهو در این مسیر کمتر است. این نتیجه در برگردان غیرخطی این دو منحنی نیز دیده می شود، به طوری که در محدوده ۲ و ۵ عمق مرز موهو به ترتیب ۵۶ و ۴۲ کیلومتر به دست آمده است. بنابراین شاهد افزایش عمق موهو در حدفاصل بین ایستگاه های ESFN و



شکل ۶. منحنی پایش مشاهده‌ای سرعت گروه امواج ریلی (الف) و ساختار سرعت موج برشی به دست آمده از برگردان غیرخطی (ب) برای محدوده ۱

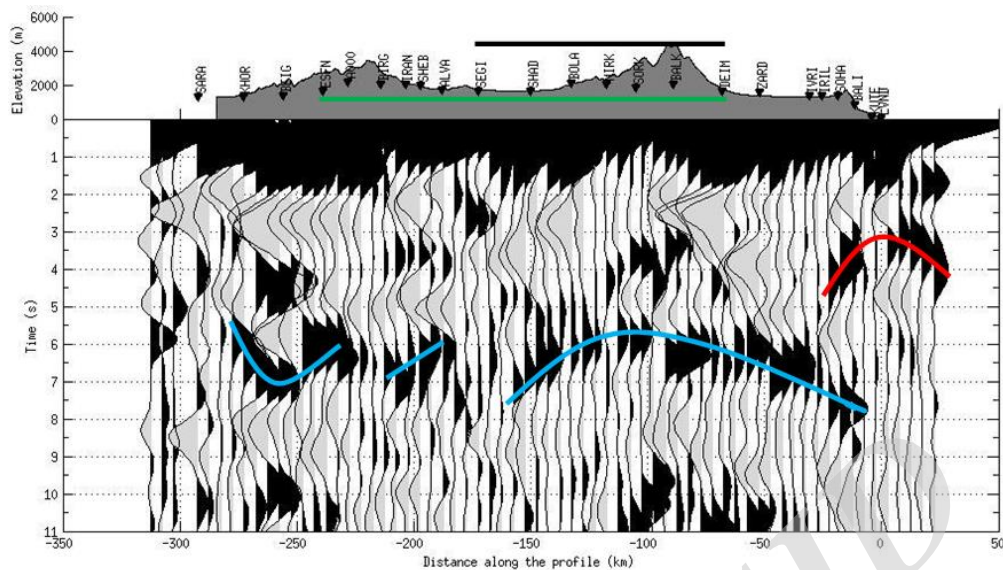


شکل ۷. نقشه بی‌هنجاری بوگه در شمال غرب ایران، ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شمال غرب با مثلث‌های سیاه، آتشفشان‌های سهند و سبلان با لوزی‌های قرمز و نقاط داده‌برداری با نقاط سیاه مشخص شده‌اند. محدوده مربوط به SEGI-DEIM با رنگ سفید و محدوده مربوط به ESFN-DEIM با رنگ قرمز مشخص شده است.



شکل ۸. منحنی‌های پایش تجربی سرعت گروه امواج ریلی (الف) و ساختارهای سرعت موج برشی به دست آمده از برگردان غیرخطی (ب) برای محدوده‌های ۲ و ۵

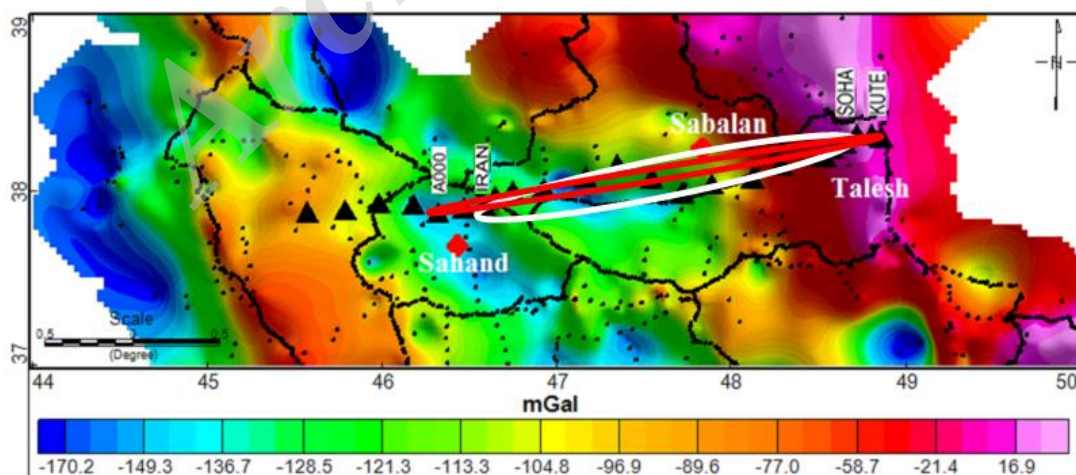




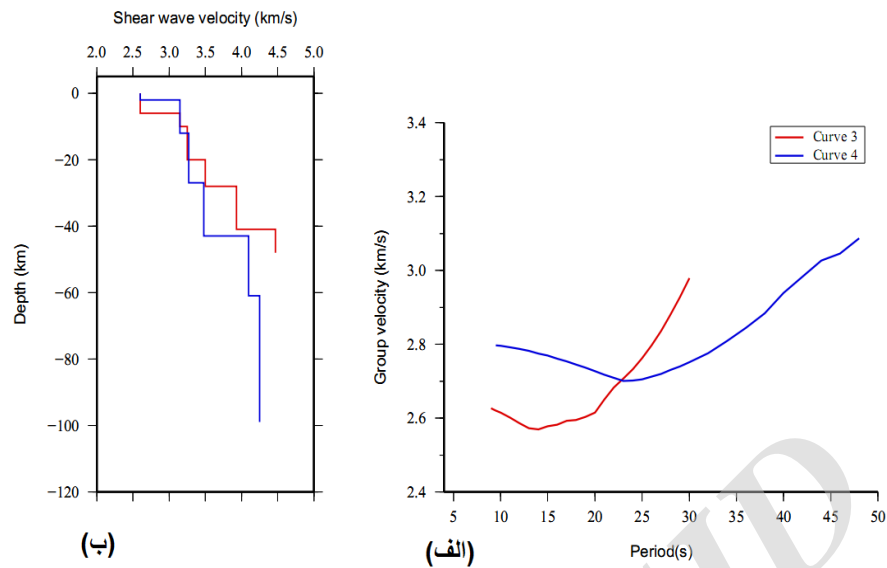
شکل ۹. نتایج حاصل از مطالعه توابع گیرنده توسط ثبوتی و همکاران (۱۳۹۳). نمودار بالایی توپوگرافی منطقه و مثلث‌ها موقعیت ایستگاه‌ها را در طول نیمرخ نشان می‌دهد. خطوط آبی و قرمز امتداد پالس‌هایی را مشخص می‌کنند که نماینده عمق موهو هستند. ضخامت پوسته در حد فاصل ایستگاه‌های DEIM و ESFN (حد فاصل سبزرنگ) بیشتر از ضخامت در حد فاصل ایستگاه‌های SEGI و DEIM (حد فاصل مشکی) است.

برای موج برشی نشان داده شده‌اند. در برگردان این دو منحنی عمق مرز موهو برای محدوده‌های ۳ و ۴ به ترتیب ۴۱ و ۴۳ کیلومتر و عمق مرز میان پوسته بالایی و پایینی به ترتیب ۲۸ و ۲۷ کیلومتر به دست آمد. شیب تند منحنی‌های ۳ و ۴ نشان‌دهنده افزایش سریع سرعت موج برشی به مقدار خود در گوشته است (شکل ۱۱-الف).

محدوده‌های بعدی جهت بررسی و مقایسه به منحنی‌های ۳ (حدفاصل ایستگاه‌های IRAN و SOHA) و ۴ (حدفاصل ایستگاه‌های A000 و KUTE) مربوط هستند که رشته کوه تالش را نیز شامل می‌شوند (شکل ۱۰). در شکل‌های ۱۱-الف و ۱۱-ب به ترتیب منحنی‌های پاشش سرعت گروه و ساختارهای سرعت محاسبه شده



شکل ۱۰. نقشه بی‌هنجاری بوگه در شمال غرب ایران، ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شمال غرب با مثلث‌های سیاه، آتشفشان‌های سهند و سیلان با لوزی‌های قرمز و نقاط داده‌برداری با نقاط سیاه مشخص شده‌اند. محدوده مربوط به منحنی ۳ با رنگ سفید و محدوده مربوط به منحنی ۴ با رنگ قرمز مشخص شده است.



شکل ۱۱. منحنی‌های پاشش تجربی سرعت گروه امواج ریلی (الف) و ساختارهای سرعت موج برشی به دست آمده از برگردان غیرخطی (ب) برای محدوده‌های ۳ و ۴.

تالش دلیلی بر حضور یک توده پرچگال در زیر تالش و افزایش سرعت موج برشی در این ناحیه شده است. از آنجایی که این زیرراندگی دارای شیب کمی است (عزیززنجانی و همکاران، ۲۰۱۳)، عمق کم مرز موهو و افزایش سریع سرعت موج برشی به مقدار آن در گوشته نیز قابل توجه است.

تأثیرات زیرراندگی صفحه صلب خزر جنوبی به زیر تالش در منحنی‌های پاشش فقط در محدوده‌هایی دیده می‌شود که شامل نواحی بین ایستگاه SOHA تا ساحل غربی دریای خزر هستند. بنابراین می‌توان تخمینی از مقدار زیرراندگی به دست آورد. با توجه به نتایج این مطالعه و فاصله ایستگاه SOHA از ایستگاه LVND که در نزدیکی ساحل قرار دارد، می‌توان مقدار زیرراندگی صفحه صلب حوضه خزر جنوبی به زیر تالش را حدوداً ۱۹ کیلومتر تخمین زد. قدرت تفکیک جانبی این مطالعه کم است؛ بنابراین مقدار ۱۹ کیلومتر حداقل مقدار برای پیشروی پی‌سنگ خزر به زیر تالش است؛ البته برای زیرراندگی حوضه خزر جنوبی به زیر تالش شواهد زمین‌شناسی قطعی مشاهده نشده است. در صورتی که این زیرراندگی در حال

نقشه بی‌هنجاری بوگه نیز حضور یک لایه چگال را در این منطقه نشان می‌دهد (شکل ۱۰). نقشه بی‌هنجاری بوگه در شکل ۱۰ در منطقه تالش یک بی‌هنجاری مثبت بزرگ را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تأثیر یک توده چگال بر افزایش سرعت موج برشی در این منطقه است. پالس مشاهده شده در نتیجه مطالعه توابع گیرنده در مطالعه ثبوتی و همکاران (۱۳۹۳) در شکل ۹ در زیر تالش در زمان‌های ۳/۵ تا ۴ ثانیه (متناسب با عمق تقریبی ۳۰ کیلومتر، روند قرمز) می‌تواند نشان‌دهنده مرز موهو کم عمق و وجود یک پوسته نازک در زیر رشته کوه تالش باشد که در این صورت این نتایج با بی‌هنجاری بوگه دیده شده در زیر تالش نیز همخوانی پیدا می‌کند. همان‌طور که در شکل ۱۰ دیده می‌شود وجود بی‌هنجاری مثبت به معنای حضور یک توده چگال در زیر کوه‌های تالش است. با توجه به احتمال زیرراندگی صفحه صلب حوضه خزر جنوبی به زیر تالش (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲) می‌توان شیب زیاد در منحنی پاشش سرعت گروه و در نتیجه عمق کم مرز موهو در این محدوده را به این پدیده نسبت داد، زیرا می‌توان پیشنهاد داد که زیرراندگی احتمالی پی‌سنگ خزر جنوبی به زیر

شده است (نگاشت موج ریلی فقط برای یک رخداد هم در ایستگاه‌های منطقه تالش و هم در ایستگاه‌های دور از این منطقه مشاهده شده است). تمامی نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های خارج از منطقه تالش دارای نگاشت امواج ریلی بودند. در نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های منطقه تالش (در مجموع ۱۰ نگاشت در این ایستگاه‌ها ثبت شده است) به جز دو نگاشت (در ایستگاه‌های SOHA و BALI) پاشش امواج ریلی برای دوره‌های تناوبی بیش از ۳۲ ثانیه دیده نمی‌شود و انرژی در دوره‌های تناوبی بیش از این مقدار به شدت پراکنده است؛ به طوری که نمی‌توان روند پاشش را تعیین کرد. شکل ۱۲ منحنی‌های پاشش برای نگاشت‌های ثبت شده رخداد ۱ ژانویه ۲۰۱۰ (واقع در عرض جغرافیایی ۴۰/۷۲ و طول جغرافیایی ۵۱/۹۲ درجه، با عمق کانونی ۴۶ کیلومتر و بزرگای ۵) را نشان می‌دهد. این منحنی‌ها در ایستگاه‌های منطقه تالش تا دوره تناوبی ۲۵ ثانیه (در ایستگاه LVND) و ۳۲ ثانیه (در ایستگاه‌های IVRI و SOHA) پاشش را نشان می‌دهند (۱۲-الف)، در صورتی که منحنی پاشش به دست آمده از همین رخداد در ایستگاه‌های دورتر از ساحل خزر (ZARD) تا دوره تناوبی ۴۴ ثانیه نیز پاشش را نشان می‌دهد (۱۲-ب). پریستلی و همکاران (۲۰۰۱) رسوبات ضخیم با کاهندگی بالا را عاملی برای کاهندگی امواج سطحی در دوره‌های تناوبی میانی (۲۵ تا ۵۰ ثانیه) می‌دانند. بر اساس مطالعات مانجینو و پریستلی (۱۹۹۸) ضخامت رسوبات در حوضه خزر جنوبی تا ۲۵ کیلومتر در مرکز حوضه افزایش می‌یابد.

با توجه به مشاهده ذکر شده و نتیجه مطالعه پریستلی و همکاران (۲۰۰۱) می‌توان اثر کاهندگی رسوبات حوضه خزر جنوبی بر دامنه امواج ریلی را یکی از دلایل تعداد کم منحنی‌های پاشش بین ایستگاهی به دست آمده در این مطالعه دانست زیرا مسیر بیش از نیمی از رخدادها از حوضه خزر جنوبی عبور می‌کند.

وقوع باشد باید تأثیرات حرکت و فعالیت گسل تالش در دگرشکلی لایه بندی رسوبات حوضه خزر جنوبی مشاهده شود که تاکنون چنین مشاهداتی وجود نداشته است.

از نگاهی دیگر، افزایش بی‌هنجاری بوگه در منطقه تالش ممکن است به دلیل واقع شدن این منطقه در یک زون حاشیه قاره‌ای غیرفعال باشد. مطالعات ژئوفیزیکی در این مناطق بسیار مشکل و نتایج آن به سختی قابل تفسیر است (بورک و دراک، ۱۹۷۴). از این نظر تفسیر نتایج حاصل از بررسی محدوده‌های به دست آمده در این مطالعه که حاشیه قاره‌ای غیرفعال خزر جنوبی را شامل می‌شود نیاز به جمع آوری مشاهدات ژئوفیزیکی بیشتر با قدرت تفکیک بالاتر دارد.

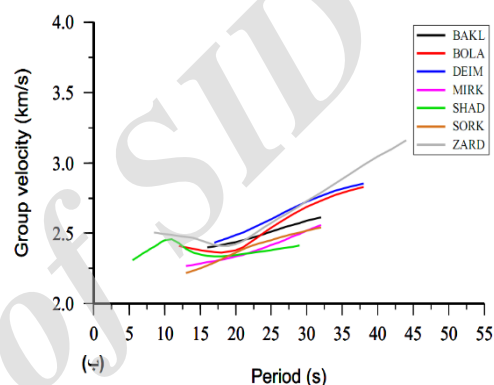
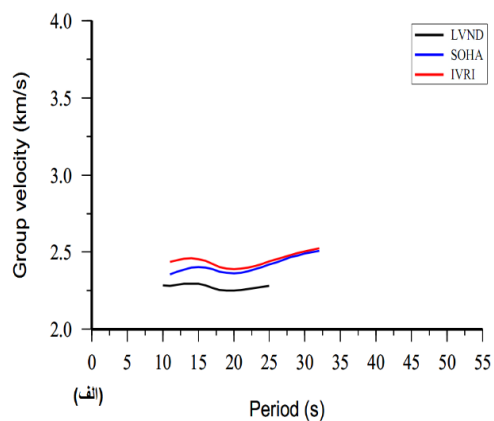
#### ۵.۲. اثر کاهندگی بر دامنه امواج ریلی

از ۱۳۳ رخدادی که مسیر موج آنها شامل حوضه خزر جنوبی می‌شود بررسی فقط ۸ رخداد منجر به محاسبه منحنی پاشش بین ایستگاهی شده است. از رخدادهای دیگر که مسیر آن‌ها از حوضه خزر جنوبی عبور می‌کند در یکی از جفت ایستگاه‌های گیرنده یا هر دو ایستگاه نگاشت امواج ریلی ثبت نشده است. برای بررسی دقیق تر این مشاهده و بافتن دلیلی برای کم بودن تعداد مسیرهای به دست آمده، ۲۰ رخداد در امتداد پشته آپشرون انتخاب شدند و منحنی پاشش این رخدادها در هر یک از ایستگاه‌های شبکه مورد مطالعه به روش تک ایستگاهی بررسی شد. از مجموع ۲۰ رخداد تنها از ۹ رخداد، نگاشت ریلی در ایستگاه‌ها ثبت شد؛ به عبارت دیگر از ۱۷۲ نگاشت ثبت شده از این ۲۰ رخداد تنها در ۳۱ نگاشت، بسته موج ریلی مشاهده شد. ایستگاه‌های واقع در منطقه تالش (IVRI, SOHA, BALI, LVND) فقط برای ۴ رخداد دارای نگاشت مد پایه امواج ریلی بودند، در صورتی که نگاشت امواج ریلی ۶ رخداد در ایستگاه‌های دیگر مشاهده

مورد رشته کوه تالش پیشنهاد می‌شود که زیرراندگی احتمالی صفحه صلب خزر جنوبی به زیر تالش موجب ضخامت کم پوسته در زیر این رشته کوه شده است. عزیززنجانی و همکاران (۲۰۱۳) با توجه به گسترش سطحی زمین‌لرزه‌ها مقدار زیرراندگی کم‌شیب پی‌سنگ خزر جنوبی به زیر تالش را بین ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر تخمین زده‌اند. این مقدار در مطالعه حاضر حداقل ۱۹ کیلومتر تخمین زده شده است. مانجینو و پریستلی (۱۹۹۸) عمق موهو در جنوب غرب بلوک خزر جنوبی را ۳۳ کیلومتر محاسبه کرده‌اند به طوری که در زیر پوسته پایینی، لایه‌ای بازالتی با حداکثر سرعت موج فشارشی ۷/۴ کیلومتر بر ثانیه وجود دارد (معادل موج برشی با سرعت بالاتر از ۴ کیلومتر بر ثانیه). بنابراین زیرراندگی کم‌شیب پی‌سنگ پرسرعت خزر جنوبی به زیر تالش می‌تواند موجب حضور یک لایه پرسرعت در زیر تالش در اعماق کم (کمتر از ۴۰ کیلومتر، با توجه به کم‌شیب بودن و مقدار کم زیرراندگی) شود. بنابراین عمق کم مرز موهو را می‌توان به زیرراندگی خزر جنوبی به زیر تالش استدلال کرد. اثر کاهندگی بسیار شدید حوضه خزر جنوبی بر دامنه امواج ریلی گذرنده از این حوضه نیز مشاهده گردید که این مشاهده به اثر رسوبات ضخیم حوضه خزر جنوبی نسبت داده شد

### مراجع

- ثبوتی، ف.، مرتضی‌نژاد، غ. و قدس، ع.، ۱۳۹۳، ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال غرب ایران، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.
- حجازی نوقایی، آ.، ۱۳۹۱، محاسبه منحنی‌های پاشندگی گروه ریلی با استفاده از نوفه‌های لرزه‌ای در شمال غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان.
- Aftabi, A. and Atapour, H., 2000, Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran: Episodes, 23(2), 119-125.



شکل ۱۲. منحنی پاشش سرعت گروه امواج ریلی برای رخداد ۱ ژانویه ۲۰۱۰ (واقع در عرض جغرافیایی ۴۰/۷۲ و طول جغرافیایی ۵۱/۹۲ درجه، با عمق کانونی ۴۶ کیلومتر و بزرگای ۵) ثبت شده در ایستگاه‌های SOHA، LVND، IVRI (الف) و BALK، BOLA، DEIM، MIRK، SHAD، SORK، ZARD (ب).

### ۶. نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی نتایج به دست آمده در این مطالعه، می‌توان گفت که ضخامت پوسته در امتداد شبکه ایستگاهی به شدت متغیر و ساختار آن ناهمگن است، به طوری که ضخامت پوسته بین ۴۰ تا ۵۶ کیلومتر به دست آمده است. چنین تغییر ضخامت قابل توجهی پیش از این با بررسی توابع گیرنده توسط ثبوتی و همکاران (۱۳۹۳) و تقی‌زاده و همکاران (۲۰۱۰) گزارش شده است. در این مطالعه اثرات یک توده کم‌سرعت در اعماق ۱۲ تا ۲۲ کیلومتری در شمال آتشفشان سهند در مدل‌های سرعتی دیده می‌شود. در

- Azizzanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S. and Rezaeian, M., 2013, Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains, *Geophys. J. Int.*, 195, 799-814.
- Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Pujades, L. T. and Canas, J. A., 1996, Imaging of Shear-wave velocity structure beneath Iberian, *Geophys. J. Int.*, 124, 591-611.
- Burk, C. A. and Drake, C. L., 1974, Continental margins in perspective, *The Geology of Continental Margins*. Eds. C. A. Burk, and C. L. Drake, 1003-9. New York: Springer-Verlag.
- Chiu, H. Y., Chung, H. Y., Zarrinkoub, M., Mohammadi, S., Khatib, M. and Iizuka, Y., 2013, Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos.*, 162-163, 70-87.
- Copley, A. and Jackson, J., 2006, Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics*, 25, TC6006, doi: 10.1029/2005TC001906.
- Dilek, Y., Imamverdiev, N. and Safak, A., 2010, Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, *International Geology Review*, 52: 4, 536 — 578, First published on: 10 November 2009 (iFirst).
- Herrmann, R. B. and Ammon, C. J., 2002, Computer programs in seismology, surface waves, receiver functions and crustal structure, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, St Louis.
- Jackson, J., Priestly, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H., R. and Tavakoli, F., 2011, NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network, *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 27-34.
- Kadinsky-Cade, C., Barazangi, M., Oliver, J. and Isacks, B., 1981, Lateral variations of high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus, *J. Geophys. Res.*, 86, 9377-9396.
- Langston, C. A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* 84(B9), 4749-4762.
- Maggi, A. and Priestly, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.* 160, 1068-1080.
- Mangino, S. and Priestley, K., 1998, The crustal structure of the southern Caspian region, *Geophysical, J. Int.*, 133, 630-648.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, 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 J. International*, 170, 436-440.
- Mohammadi, A., LAK, R. and Hooshmand, H., 2010, Investigation of sedimentary controls on Urmia lake using sedimentological characteristics of floor deposits (three 100 m Cores), The 1st International Applied Geological Congress, Department of Geology, Islamic Azad University - Mashad Branch, Iran, 26-28 April 2010.
- Panza, G. F., 1981, The resolving power of seismic surface waves with respect to crustal upper mantle structural models. in: *The solution of the inverse problem in geophysical interpretation*. Cassinis R. ed., Plenum Publ. Corp., 39-77.
- Priestley, K. F., Baker, C. and Jackson, J., 1994, Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophys. J. Int.*, 118, 111-141.
- Priestley, K. F., Patton, H. j. and Schultz, C. A., 2001, Modeling anomalous surface-wave propagation across the Southern Caspian Basin, *Bulletin of seismological society of America*, 91(6), 1924-1929, December 2001.
- Ritzwoller, M. H., Pasyanos, M., Yang, Y., Levshin, A. L. and Shapiro, N. M., 2006, Progress toward broad band ambient noise tomography in Eurasia, *Proceedings of the 28th Seismic Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring*, Orlando, FL (Sept 19-21).
- Shahbazi, H., 2013, Petrogenesis of quaternary Shoshonitic volcanism in NE Iran (Ardabil): implication for postcollisional magmatism, *Journal of Geological Research*, Volume 2013, Article ID 735498.
- Taghizadeh, F., Sodoudi, F., Assari, N. and Ghasemi, M. R., 2010, Lithosphere structure of NW Iran from P and S receiver function, *J. Seismol*, 14, 823836. doi:10.1007/s10950-010-9199-2.
- Zhu, L. P. and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105, 2969-2980.

## Inversion of Rayleigh waves group velocity to shear wave velocity structure for the north-west of Iran

Davodian, R.<sup>1</sup>, Motaghi, K.\*<sup>2</sup>, Sobouti, F.<sup>2</sup>, Rahimi, H.<sup>3</sup> and Ghods, A.<sup>4</sup>

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

2. Assistant Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

3. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

4. Associate Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

(Received: 23 Dec 2015, Accepted: 18 Oct 2016)

### Summary

Shear wave structure has been determined using data from a temporary network of 23 broadband stations in the north west of Iran. Waveforms have been used from 230 tele-seismic and regional earthquakes to obtain inter station dispersion curves of group velocity of the Rayleigh waves. Events in the epicentral distance range of 250 to 3000 km with magnitudes  $3.0 \leq M_w \leq 7$  were also used. The individual dispersion curves of group velocity of the Rayleigh waves for each source-station path were calculated; Then via double-station method we calculated 20 dispersion curves for inter station paths. The group velocities are available in the range of 6-48 sec; in general it is only possible to resolve the parameters of upper mantle and crust. We divided the study area to 5 regions, and then we calculated the average dispersion curve in each region. These curves were used to determine shear wave structure in each region via non-linear Hedgehog inversion method. We need the initial velocity model to start the non-linear inversion process, therefore initial model was calculated via linear inversion method. In addition, the obtained velocity models show that crustal thickness in these 5 regions varies between 40 and 56 km. Also the boundary between upper and lower crust changes between 12 and 28 km. The results from the non-linear Hedgehog inversion as applied to derived dispersion curves show a crustal thickness of approximately 40 km in the west part of study area, 56 km in the middle of the area and 43 km in the western coast of Caspian Sea. Based on the obtained results the Moho depth varies from 56 km to 40 km when you move from the middle of the study area to western coast of the Caspian Sea. We propose that under thrusting of Caspian Sea basement beneath the Talesh Mountains impresses Moho depth in Talesh zone. But no geological observation proves the under thrusting of Caspian Sea basement beneath the Talesh Mountains, therefore we cannot be certain about this proposal. On other hand, Talesh zone is located in passive continental margin of the Caspian Sea; these kinds of margins have complicated structure. We can assume that the observed results in Talesh zone have been created by passive continental margin of the Caspian Sea. Also we observed a low velocity anomaly in the range of 12-22 km depths beneath the Sahand volcano. We derived attenuation effects of south Caspian basin when periods are longer than 32 seconds of fundamental mode Rayleigh waves propagating across the south Caspian Basin. We also used 20 events along the Apshehon Sill and calculated the dispersion curves of these events at our stations. We collected 172 waveforms from the used events and found only 31 fundamental mode waveforms of Rayleigh waves. In other waveforms energy of fundamental mode was diffused and we cannot specify any trend for dispersion. The South Caspian Basin contains one of the thickest sedimentary deposits in the world. In the South Caspian Basin, based on Priestley et.al. (2001), attenuation of surface waves is largely controlled by sediments in the basin. Therefore we guess that our observations about attenuation of the Rayleigh waves are related to sediments in this basin.

**Keywords:** Crust, Rayleigh Waves, Non-linear Inversion, Dispersion curve, Hedgehog.