

توموگرافی دوبعدی سرعت گروه موج‌های ریلی در پهنه شمال‌غربی فلات ایران

هوشمند زندی^۱ و حبیب رحیمی^{۲*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

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

(دریافت: ۹۳/۱۰/۲۸، پذیرش نهایی: ۹۴/۱۱/۱۱)

چکیده

هدف از این تحقیق به‌دست آوردن نقشه‌های توموگرافی دوبعدی سرعت گروه موج‌های ریلی برای پهنه شمال‌غربی فلات ایران است. برای این کار از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی مربوط به بازه زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ ثبت شده در ۱۰ ایستگاه باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استفاده شد. ابتدا خم‌های پاشندگی مدّ اساسی موج ریلی با استفاده از روش پردازش تک‌ایستگاهی برآورد شد. در روش تک‌ایستگاهی، بعد از اعمال تصحیح‌های اولیه، خم‌های پاشندگی مدّ اساسی سرعت گروه موج ریلی با استفاده از تحلیل زمان-بسامد (FTAN) برای مسیرهای گوناگون چشمه-ایستگاه برآورد شد. بعد از برآورد خم‌های پاشندگی مدّ اساسی سرعت گروه، با استفاده از روش وارون‌سازی خطی دوبعدی، نقشه‌های توموگرافی سرعت‌های گروه برای دوره‌های ۲ تا ۵۰ ثانیه به‌دست آمد. نتایج به‌دست آمده برای دوره ۵ ثانیه یک بی‌هنجاری کم‌سرعت زیر آتشفشان سبلان را نشان می‌دهد، درحالی‌که زیر آتشفشان سهند بی‌هنجاری پرسرعت مشاهده می‌شود. برای دوره ۱۰ ثانیه نتایج متفاوتی مشاهده می‌شود. زیر آتشفشان سبلان بی‌هنجاری پرسرعتی مشاهده می‌شود، درحالی‌که زیر آتشفشان سهند، و همچنین در امتداد کمان ماگمایی ارومیه-دختر بی‌هنجاری کم‌سرعت دیده می‌شود. برای دوره ۲۰ ثانیه نتایج در بیشتر مناطق بی‌هنجار کم‌سرعت را نشان می‌دهد. برای دوره ۴۰ ثانیه متفاوت می‌شود، بطوریکه بی‌هنجاری کم‌سرعت در بخش‌های جنوبی و بی‌هنجاری پرسرعت در بخش‌های شمالی قابل مشاهده است.

واژه‌های کلیدی: توموگرافی، سرعت گروه، خم‌های پاشندگی، مدّ اساسی، روش تک‌ایستگاهی، وارون‌سازی خطی.

۱. مقدمه

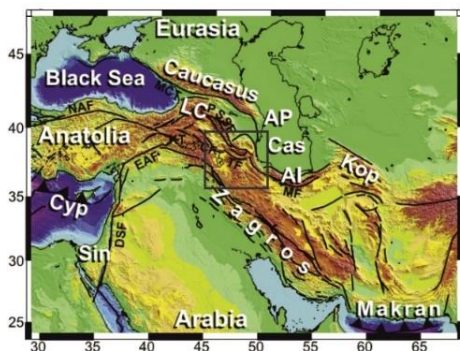
خزر، جنوب قفقاز، شرق آناتولی و شمال رشته کوه‌های زاگرس واقع شده است (شکل ۱). کمربند کوهستانی در این ناحیه نتیجه بسته شدن اقیانوس نتوتیس و برخورد نهایی صفحه عربی با بلوک ایران مرکزی است. تغییرشکل و لرزه‌خیزی در این ناحیه عمدتاً به علت کوتاه‌شدگی قاره‌ای بلوک ایران بین صفحه‌های عربی و اوراسیا است. شواهد زمین‌شناسی و حل صفحه گسل زمین‌لرزه‌ها نشان‌دهنده وجود هر دو گسلش تراسی و امتدادلغز مزدوج در این ناحیه است (تقی‌زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین کویلی و جکسون (۲۰۰۶)، سامانه گسل نرمال سرو را با روند NNW-SSE با مؤلفه امتدادلغز راستگرد توصیف کردند، که این گسل مطابق با مرز بین بلوک‌های فلات ایران-ترکیه و ایران مرکزی و نرخ گسترش آن پایین است، نرخ لغزش افقی آن ۱/۵-۳ میلی‌متر در سال است. گسل‌های اصلی از قبیل گسل تبریز و گسل بستان آباد با روند NW-SE در این ناحیه

همگرایی طولانی مدت بین صفحه‌های اوراسیا و عربی از کرتاسه پسین منجر به مراحل از برخوردهای متوالی بین صفحه عربی و بلوک‌های قاره‌ای کوچک‌تر حاصل از تجزیه گندوانا تا بسته شدن نهایی اقیانوس نتوتیس شده است. سامانه کوهزایی زاگرس-عمان-مکران در امتداد حاشیه شمال شرقی صفحه عربی ساخته شد، درحالی‌که البرز و کپه‌داغ به ترتیب در امتداد برخوردهای بین صفحه‌های ایران مرکزی، با دریای خزر و اوراسیا گسترش یافته‌اند. این تحول ژئودینامیکی طولانی باعث تشکیل یک ساختار زمین‌شناسی پیچیده شده که با تغییرات جانبی اساسی در سن، ترکیب و شکل زمین‌ساختی در این ناحیه وسیع مشخص می‌شود (گولونکا ۲۰۰۴، هاترفلد و مولنار ۲۰۱۰).

ناحیه شمال‌غرب ایران جزء ناحیه‌های فعال لرزه‌ای در خاورمیانه است، و زمین‌لرزه‌های مخرب زیادی را تجربه کرده است. این منطقه، در ناحیه‌ای بین دریای

افزایش می‌دهد. سرعت‌های محتمل برای حوضه جنوبی خزر حدود ۱۰-۸ میلی‌متر در سال با NW یا NNW نسبت به اوراسیا و ۷۳-۱۳ میلی‌متر در سال با SW نسبت به ایران است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲).

اولین برآورد از ضخامت پوسته در شمال غرب ایران، آسوده (۱۹۸۲)، با استفاده از تحلیل موج‌های سطحی بود، که نشان داد یک پوسته با ضخامت ۴۶ کیلومتر زیر این ناحیه وجود دارد. دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴)، با ارزیابی بی‌هنجاری بوگه برای کل ایران، اشاره به وجود پوسته‌ای با ضخامت کمتر از ۴۵ کیلومتر برای شمال غرب ایران کردند. سیر و همکاران (۱۹۹۷) یک پوسته با ضخامت حدود ۴۵ کیلومتر را با استفاده از سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی برای این ناحیه پیشنهاد کردند. هیرن و جیمز (۱۹۹۴)، با به دست آوردن توموگرافی زمان‌سیرهای سرعت‌های P_{II} زیر زون برخوردی در فلات ایران- ترکیه، بخش بالایی گوشته بالایی ضعیف با ذوب بخشی را برای ناحیه زیر فلات ایران - ترکیه گزارش کرده‌اند. سایر تحقیقات ژئوفیزیکی همچنین یک ضخامت پوسته‌ای ۴۵ تا ۴۸ کیلومتر را زیر این ناحیه نشان دادند (قیطانچی ۱۹۹۶، مونی و همکاران ۱۹۹۸، باسین و همکاران ۲۰۰۰).



شکل ۱. نقشه زمین‌ساختی و توپوگرافی ژرفاسنجی ناحیه مورد بررسی و اطراف آن شامل صفحه‌های عربی و اوراسیا، تغییر یافته از ریلینگر و همکاران (۲۰۰۶). ناحیه مورد بررسی با مربع توخالی مشخص شده است. کوه‌نوشته‌ها شامل: گسل شمال آناتولی (NAF)، گسل شرق آناتولی (EAF)، گسل دریای مرده (DSF)، گسل مشا (MF)، گسل پمباک-سوان-سایک (PSSF)، گسل تبریز (TF)، گسل چالدران (CF)، قفقاز کوچک‌تر (LC)، گودال سیپرس (Cyp)، سینای (Sin)، دریای خزر (Cas)، گسل اصلی قفقاز (MCT)، کپ‌داغ (Kop)، شبه جزیره آپشرون (AP)، کوه‌های البرز (Al).

وجود دارند که مثال‌هایی از گسل‌های اصلی شناخته شده در شمال غرب ایران هستند (تقی‌زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۰). یک نرخ امتدادلغز راستگرد هفت میلی‌متر در سال برای گسل شمال تبریز و گسترش حرکت راستگرد به ترکیه در امتداد گسل چالدران را وجود دارد، که این نرخ، متناسب با دوره بازگشت ۲۵۰-۳۰۰ ساله برای زمین‌لرزه با بزرگی ۷-۷/۳ مطابق با لرزه‌خیزی تاریخی گسل شمال تبریز در ۸۵۸، ۱۰۴۲، ۱۲۷۳، ۱۳۰۴، ۱۶۴۱، ۱۷۲۱، ۱۷۸۰ و ۱۷۸۶ میلادی است. در حالی که زمان بازگشت پیشنهاد شده (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) با بزرگی ۷/۴-۷/۷ با لرزه‌خیزی تاریخی همخوانی ندارد. در نقطه مقابل، تغییر شکل در ناحیه‌های انتقالی بین کوه‌های تالش و البرز بسیار آهسته است، و دوره بازگشت برای زمین‌لرزه‌های بزرگ مثل رودبار بسیار طولانی است (دامور و همکاران، ۲۰۱۱). علاوه بر آن، دو کوه آتشفشانی برجسته نوژن-کواترنری (سهند و سبلان) در این ناحیه واقع شده‌اند. آتشفشان سهند یک استراتوولکانو کالک-آلکالین به شدت فرسوده شده بزرگ (massive) با ارتفاع ۳۷۰۷ متر است. آتشفشان سبلان که آتشفشانی آندزیتی است، بلندترین نقطه در شمال غرب ایران را تشکیل می‌دهد (۴۸۱۱ متر)، و دومین آتشفشان بلند کشور است (تقی‌زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۰).

به‌نحو شکست‌آوری زمین‌ساخت شمال غرب ایران فقط با فشار صفحه عربی کنترل نمی‌شود، بلکه تحت تاثیر فرورانش یک باقی‌مانده پوسته اقیانوسی قدیمی زیر کمان‌های قفقاز بزرگ و بالکان - آپشرون در شمال حوضه جنوبی خزر نیز قرار دارد (ماسون و همکاران، ۲۰۰۶). در شرق این ناحیه حوضه جنوبی خزر وجود دارد که عنصری مهم در برخورد اوراسیا-عربی است؛ بلوکی آهسته و به طرز آشکاری سخت و محکم که مواد قاره‌ای در همه جهت‌های آن رورانده می‌شود. یک آزمایش گسلش فعال اطراف حاشیه‌ها، ارزیابی‌های مؤلفه حرکت حوضه جنوبی خزر نسبت به هرودی ایران و اوراسیا است که زیرراندگی آن را به زیر کوه‌های تالش در غرب

نایبوستگی موهو به $4/3$ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد و همچنین ضخامت سنگ گره قاره‌ای نازک حدود ۸۵ کیلومتر زیر شمال غرب ایران را گزارش کرده‌اند. شادمنان و همکاران (۲۰۱۱)، با استفاده از وارون‌سازی شکل موج جزء بندی شده (PWI) عمق موهو را زیر کوه‌های تالش ۵۰-۶۰ کیلومتر و در شمال غرب ایران ۴۰-۵۰ کیلومتر، همچنین یک بی‌هنجاری کم‌سرعت در عمق ۵۰ و ۱۰۰ کیلومتری در شمال غربی در مرز ایران- ترکیه را گزارش کرده‌اند.

حجازی نوقایی و همکاران (۱۳۹۱) با استفاده از برآورد خم‌های پاشندگی، سرعت گروه موج‌های ریلی نوفه‌های لرزه‌ای سرعت گروه را بین $2/5$ تا ۳ کیلومتر بر ثانیه به دست آوردند و بیان کردند که ساختار سرعتی پوسته از خزر تا دریاچه ارومیه در مقیاس بزرگ، خیلی متغیر نیست. ثبوتی و همکاران (۱۳۹۱)، با استفاده از تحلیل تابع گیرنده، افزایش عمق موهو به سمت شمال شرقی ناحیه مورد بررسی را گزارش کرده‌اند، و عمق موهو را در شرق سبلان و زیر کوه‌های تالش، ۵۵ کیلومتر به دست آوردند. امینی و همکاران (۲۰۱۲)، یک بی‌هنجاری کم‌سرعت غالب زیر NW ایران و شرق ترکیه، را گزارش و بیان کردند که این بی‌هنجاری نشان‌دهنده یک زون به نسبت ضعیف گوشته‌ای است. متقی و همکاران (۲۰۱۳)، با استفاده از توموگرافی موج‌های سطحی نوفه محیطی فلات ایران، برای سرعت گروه و در دوره ۸ ثانیه مربوط به قسمت بالایی پوسته، یک بی‌هنجاری پُرسرعت زیر زون سنندج- سیرجان (SSZ) ناشی از وجود سنگ‌های رسوبی و دگرگونی کرتاسه- پالئوزوئیک، و یک بی‌هنجاری کم‌سرعت برای کمان ماگمایی ارومیه- دختر (UMDA) ناشی از وجود سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی و احتمالاً جریان‌های گدازه از درون نهشته‌های آذرآواری در پوسته بالایی را گزارش کرده‌اند. آنها در دوره ۲۰ ثانیه، تغییر سرعت بیشتری را با افزایش سرعت زیر SSZ و کاهش سرعت زیر UMDA گزارش کردند. آنان همچنین در دوره ۳۲ ثانیه، مربوط به بخش‌های پایینی پوسته و بخش‌های بالایی گوشته بالایی، بی‌هنجاری کم‌سرعت زیر کمان‌های SSZ و UMDA را گزارش

مگی و پریستلی (۲۰۰۵)، با استفاده از توموگرافی شکل موج سطحی فلات ایران- ترکیه، یک بی‌هنجاری کم‌سرعت موج بُرشی در بخش بالایی گوشته بالایی را گزارش کرده‌اند. علی‌نقی و همکاران (۲۰۰۷)، یک زون کم‌سرعت غالب بین بلوک خزر و صفحه عربی را گزارش کرده‌اند. بایرام‌نژاد و همکاران (۱۳۸۶)، با استفاده از برگردان هم‌زمان زمان سیر موج‌های زمین‌لرزه‌های محلی وجود دو لایه کم‌سرعت زیر سطحی با ضخامت‌های سه و دو کیلومتری، یک نایبوستگی سرعتی را در عمق ۲۳ کیلومتری، همچنین عمق موهو و سرعت موج طولی را به ترتیب ۴۵ کیلومتر و ۸ کیلومتر بر ثانیه برای ناحیه شمال غرب ایران گزارش کرده‌اند. طباطبایی و همکاران (۲۰۰۸)، با استفاده از توموگرافی و ساختار سرعتی سه‌بعدی گوشته بالایی را برای فلات ایران به دست آوردند و یک ناحیه کم‌سرعت گوشته بالایی غالب را برای ترکیه و ایران گزارش کردند. همچنین وجود قسمت‌های بالایی گوشته بالایی داغ یا دارای ذوب بخشی را گزارش کرده‌اند. نصرآبادی و همکاران (۲۰۰۸)، با استفاده از تحلیل تابع‌های گیرنده و پاشندگی موج‌های سطحی ساختار سنگ‌گره‌ای قاره‌ای را برای فلات ایران به دست آوردند. بایرام‌نژاد و همکاران (۱۳۸۹a)، با وارون‌سازی سه‌بعدی زمان سیر زمین‌لرزه‌های محلی و بایرام‌نژاد و همکاران (۱۳۸۹b)، با توموگرافی دوبعدی پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از وارون‌سازی زمان سیر موج‌های لرزه‌ای، وجود یک نایبوستگی کم‌سرعت در زیر مخروط‌های آتشفشانی سهند و سبلان را گزارش کرده‌اند. تقی‌زاده فرمند و همکاران (۲۰۱۰) با ترکیب تابع‌های گیرنده S و P عمق موهو را ۳۸ کیلومتر در بخش غربی و حدود ۵۳ کیلومتر زیر بخش شرقی آن به دست آوردند، و نتایج آنها وجود یک ضخیم‌شدگی پوسته‌ای قابل توجه به سمت شمال شرقی ناحیه به علت برخورد بین صفحه‌های ایران مرکزی و خزر جنوبی و همچنین یک ضخامت متوسط حدود ۴۶ کیلومتر را برای پوسته زیر شمال غرب ایران نشان می‌دهد. علاوه بر آن، سرعت موج بُرشی برآوردی $3/4$ در پوسته، که زیر

کردند. در تحقیق رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) در مورد توموگرافی سرعت موج بُرشی سامانه سُست‌گُره-سنگ‌گُره در زیر فلات ایران با استفاده از روش وارون‌سازی غیر خطی صورت گرفت و نقشه‌های توموگرافی سرعت گروه برای دوره‌های ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه به دست آمد.

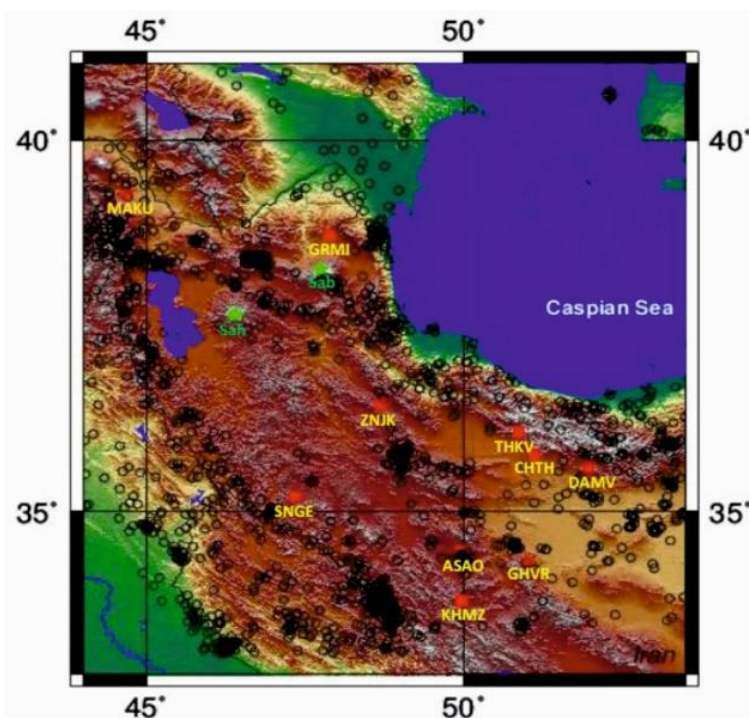
۲. داده‌ها

در این تحقیق از پیشینه زمین‌لرزه‌های محلی با بزرگی بیشتر از ۲/۵ ثبت شده در ناحیه شمال‌غرب ایران و ناحیه‌های اطراف مربوط به بازه زمانی ۲۰۰۶-۲۰۱۳ استفاده شده است. تعداد زمین‌لرزه‌های استفاده شده ۱۵۱۰ ناحیه مورد بررسی بین ۴۴-۵۰ درجه شرقی و ۳۴-۴۰ درجه شمالی قرار دارد. برای این کار از ایستگاه‌های باند پهن شبکه لرزه‌ای ایران (INSN) استفاده شد. ناحیه مورد بررسی، رومرکز زمین‌لرزه‌های مورد استفاده و محل ایستگاه‌های مورد استفاده در شکل ۲ نشان داده شده است.

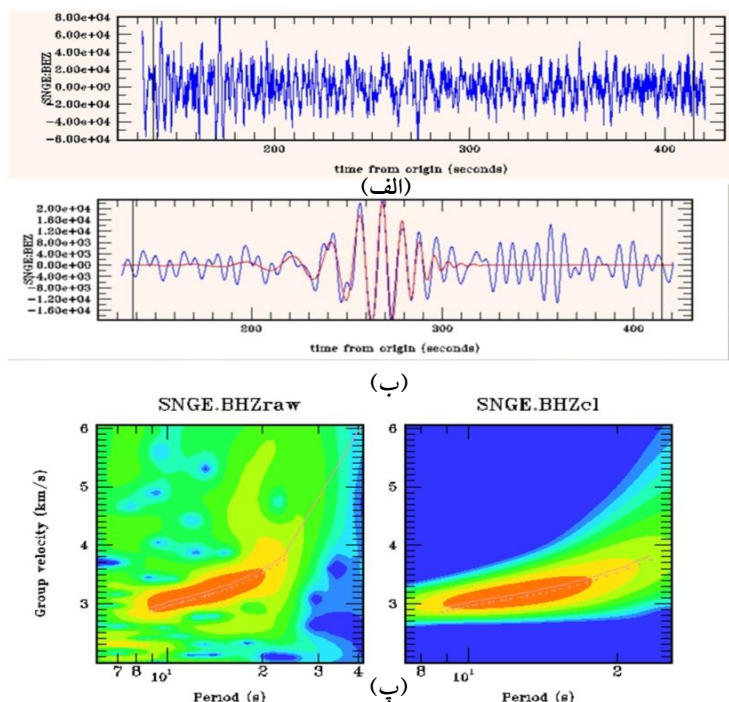
۳. برآورد خم‌های پاشندگی

برای برآورد نقشه‌های توموگرافی دوبعدی، خم‌های

پاشندگی با استفاده از پردازش داده‌ها برآورد شد. برای رسیدن به این هدف و در مرحله اول، پاسخ‌های دستگاهی، انحراف از میانگین و انحراف از خط مبنا از روی نگاشت‌ها حذف شده و داده‌ها با اعمال فیلتر میان‌گذر و با استفاده از نرم‌افزار SAC فیلتر شدند. خم‌های پاشندگی سرعت گروه موج‌های ریلی در روش تک‌ایستگاهی برای هر زوج زمین‌لرزه-ایستگاه با اعمال تحلیل زمان-بسامد FTAN (لفشین و همکاران، ۱۹۷۲، ۱۹۸۹، ۱۹۹۲) به مؤلفه عمودی لرزه‌نگاشت برآورد شدند. روش FTAN براساس نمایش زمان-بسامد یک سیگنال لرزه‌ای است، که با عبور یک پیشینه لرزه‌ای ورودی از میان سامانه فیلترهای بسامدی باند باریک گاوسی و نمایش دامنه‌های پوش‌ها و فازهای لحظه‌ای خروجی فیلتر درحکم یک تابع مختلط دوبعدی است (کاراگیاچی و همکاران، ۲۰۰۲). مثالی از پردازش FTAN، برای به دست آوردن سرعت گروه برای مؤلفه قائم پیشینه ثبت شده در ایستگاه SNGE در شکل ۳ نشان داده شده است.



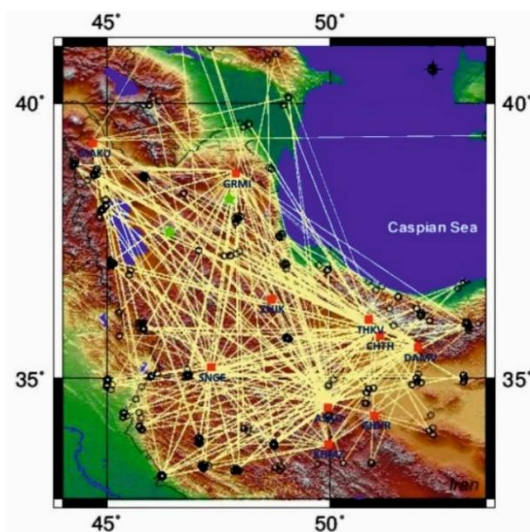
شکل ۲. ناحیه مورد بررسی، رومرکز زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق. رومرکز زمین‌لرزه‌ها با دایره‌های توخالی، ایستگاه‌ها با مربع‌های توپر سبز رنگ و محل آتشفشان‌های سهند (Sah) و سبلان (Sab) با ستاره‌های توپر سبز رنگ مشخص شده است.



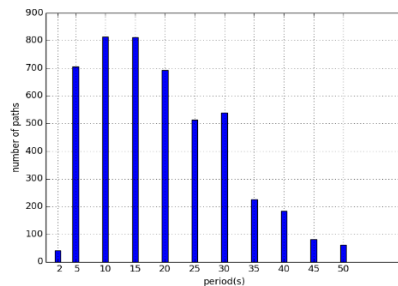
شکل ۳. یک مثال از برآورد خم‌های پاشندگی سرعت گروه به روش تک‌ایستگاهی در ایستگاه SNGE، برای پیشینه ثبت‌شده از زمین‌لرزه ۱۳ آوریل ۲۰۱۱ با بزرگی ۳/۴ و عمق کانونی ۵ کیلومتر، در عرض جغرافیایی ۳۷/۱۸ و طول جغرافیایی ۵۶/۲۰۲ با فاصله رومرکزی ۸۲۹/۶ کیلومتر با فاصله رومرکزی ۸۲۹،۶ کیلومتر. (الف). شکل موج خام بعد از تصحیح اولیه، (ب) فیلتر میان‌گذر تریس در فاصله ۲-۱۰۰ هرتز. مُد اساسی جدا شده با رنگ سرخ روی تریس اصلی فیلتر شده با رنگ آبی برای مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت مشخص است و (پ) خم پاشندگی برای مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت با انتخاب نقطه‌های با انرژی پیشینه در نمودار FTAN جدا می‌شود (سمت چپ)، و در شکل سمت راست خم تمیز شده مشخص شده است.

خم‌های پاشندگی به عوامل متعدد از جمله بزرگای زمین‌لرزه، فاصله رومرکزی و مانند آن بستگی دارد، برای مسیرهای گوناگون، بازه‌های متفاوتی با استفاده از پردازش در حوزه زمان- بسامد برآورد شد که در شکل ۵، تعداد مسیرها برای هر دوره نشان داده شده است.

در نهایت خم پاشندگی سرعت گروه موج ریلی در بازه دوره ۲-۵۰ ثانیه، برآورد شد. خم‌های پاشندگی برای همه پیشینه‌ها که مسیرهای چشمه-ایستگاه را پوشش داده بودند برآورد شدند. شکل ۴ مسیرهای بین چشمه تا ایستگاه برای دوره ۱۰ ثانیه را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه بازه برآورد



شکل ۴. پوشش مسیر چشمه تا ایستگاه ناحیه مورد بررسی برای دوره ۱۰ ثانیه



شکل ۵. پوشش مسیر سرعت گروه برای دوره ۲ تا ۵۰ ثانیه. فاصله متوسط بین چشمه تالیستگاه برای همه مسیرهای موجود ۴۰۸ کیلومتر است.

۴. توموگرافی دو بُعدی

توموگرافی موج‌های سطحی به یکی از روش‌های متداول برای تصویر ناهمگنی‌های بزرگ مقیاس پوسته و گوشته بالایی زمین تبدیل شده است. در این مقاله از روش تعمیم یافته وارون‌سازی خطی دو بُعدی گسترش یافته دیتمار و یانوسکایا (۱۹۸۷) و یانوسکایا و دیتمار (۱۹۹۰) یعنی حالت تعمیم یافته روش کلاسیک تک بُعدی بکاس و گیلبرت (۱۹۸۶)، استفاده شده است. مزیت این روش آن است که در ناحیه‌های با پوشش غیر یکنواخت پرتو هم کار می‌کند. مجموعه داده‌های ورودی، زمان‌سیرهای مشاهده‌ای (یا سرعت‌های میانگین) در طول مسیرهای پرتو برای دوره‌های متفاوت است. زمان‌سیرها، در طول مسیرهای گوناگون و برای هر دوره با تحلیل زمان-بسامد به دست می‌آیند و مربوط به رسید گروه موج‌های با یک بسامد مرکزی‌اند. به این علت که تغییرات جانبی سرعت به اندازه کافی کوچک است، می‌توان تصحیح کندی نسبی $m(x)$ را به جای توزیع سرعت مجهول $U(x)$ به کار برد و از باقی‌مانده زمان‌سیر d استفاده کرد. در روش توموگرافی پیش‌گفته، نقشه‌های سرعت گروه $U(x)$ در هر دوره را با کمینه کردن تابع misfit زیر می‌توان به دست آورد:

$$(d - Gm)^T (d - Gm) + a \iint |\nabla m(x)|^2 dx = \min, \quad (1)$$

$$m(x) = (U^{-1}(x) - U_0^{-1})U_0, \quad (2)$$

$$d_i = t_i - t_{i0} \quad (3)$$

$$(Gm)_i = \iint G_i(x)m(x)dx = \int_{l_{0i}} m(x) \frac{ds}{U_0} \quad (4)$$

$$\iint G_i(x)dx = \int_{l_{0i}} \frac{ds}{U_0} = t_{i0} \quad (5)$$

در رابطه‌های (۵-۱) $x = x(\theta, \phi)$ بردار موقعیت، U_0 سرعت متناظر با مدل اولیه است، t_i زمان‌سیر مشاهده‌ای

در امتداد مسیر i -ام، t_{0i} زمان‌سیر محاسبه‌ای برای مدل اولیه است، a پارامتر تنظیم، l_{0i} طول مسیر i -ام و S قطعه‌ای است که وارون‌سازی در امتداد آن صورت می‌گیرد. پارامتر a تعادل (تبادل) بین برازش به داده و همواری نقشه‌های سرعت گروه حاصل را کنترل می‌کند. مقدار بیشتر آن همواری بیشتر توزیع سرعت‌های حاصل را در پی دارد.

معیار دیگری در کیفیت حل مقایسه باقی‌مانده میانگین مربعات اولیه زمان‌سیر و باقی‌مانده حساب نشده σ است. فرض می‌شود باقی‌مانده‌های حساب نشده تصادفی است، بنابراین σ را می‌توان در حکم برآوردی از خطای استاندارد داده قبول کرد که امکان محاسبه خطای استاندارد حل σ_m را می‌دهد. مقدار σ در این تحقیق برای انتخاب داده‌های مناسب استفاده شد، طوری که برای هر مسیر که باقی‌مانده زمان‌سیر بزرگ‌تر از 3σ بود، مسیر متناظر از مجموعه داده حذف شد و حل دوباره صورت گرفت (یانوسکایا و همکاران، ۱۹۹۸). نتیجه نهایی وارون‌سازی توموگرافی، توزیع فضایی سرعت گروه یا میانگین محلی خم‌های پاشندگی و خطای استاندارد متناظر در نقطه‌های مجزای ناحیه مورد بررسی است.

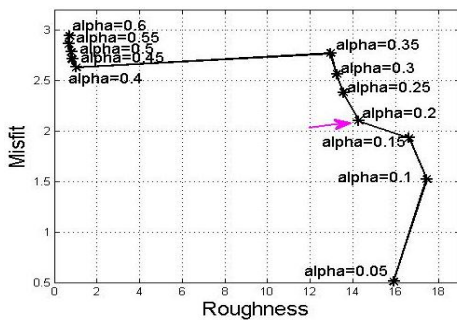
۵. نتایج

حل مسئله توموگرافی لرزه‌ای، غیر یکتا است چون داده ورودی سرعت‌های لرزه‌ای در همه نقطه‌های محیط را شامل نمی‌شود. آگاهی از قدرت بازگردانی داده، امکان برآورد کمینه اندازه ناهمگنی قابل بازگردانی از نمونه داده را می‌دهد و همچنین اطلاعاتی در مورد جواب

به عبارت دیگر، مقدارهای بزرگ پارامتر کشیدگی (معمولاً > 1) به این معنی است که مسیرها جهت‌بندی خاصی دارند و تفکیک‌پذیری در امتداد این جهت‌ها کوچک است (یانوسکایا، ۱۹۹۷).

مقدارهای کوچک‌تر پارامتر α توزیع سرعت گروه دوبعدی بسیار آشفته‌ای را نشان داد. مقدارهای کوچک‌تر α ، ناحیه‌های میانگین کوچک‌تر (آشفته‌گی بیشتر)، باقی‌مانده‌های کوچک‌تر و در نتیجه تفکیک‌پذیری بهتری را در اختیار قرار می‌دهد اما مقدار بزرگ‌تر پارامتر تنظیم، منجر به ناحیه میانگین بزرگ‌تر (آشفته‌گی کمتر) و در نتیجه باقی‌مانده‌های بزرگ‌تر و قدرت تفکیک کمتری می‌شود. بنابراین باید بین برازش به داده‌ها (misfit) و همواری (roughness) نقشه‌های سرعت تعادلی برقرار باشد تا از مدل واقعی دور نشویم. چندین مقدار پارامتر تنظیم آزمایش شد با کوچک‌تر شدن مقدار α ، وضوح ناحیه بیشتر، ولی خطای حل بیشتر شد، در نهایت مقدار بهینه آن طوری که تعادلی بین همواری نقشه با مقدار خطا باشد برابر با 0.2 در نظر گرفته شد. در شکل ۶ خم زبری با خطا آورده شده است که در مقدار 0.2 برای پارامتر α ، نزدیک‌ترین فاصله تا مبدا را دارد.

نتیجه‌های به‌دست آمده برای سرعت گروه موج ریلی، خطای مرتبط با سرعت گروه، ناحیه میانگین، و کشیدگی برای دوره‌های ۵، ۱۰، ۲۰، و ۴۰ ثانیه در شکل ۷ نشان داده شده است. قدرت تفکیک جانبی نقشه‌های به‌دست آمده، 0.5×0.5 درجه است.

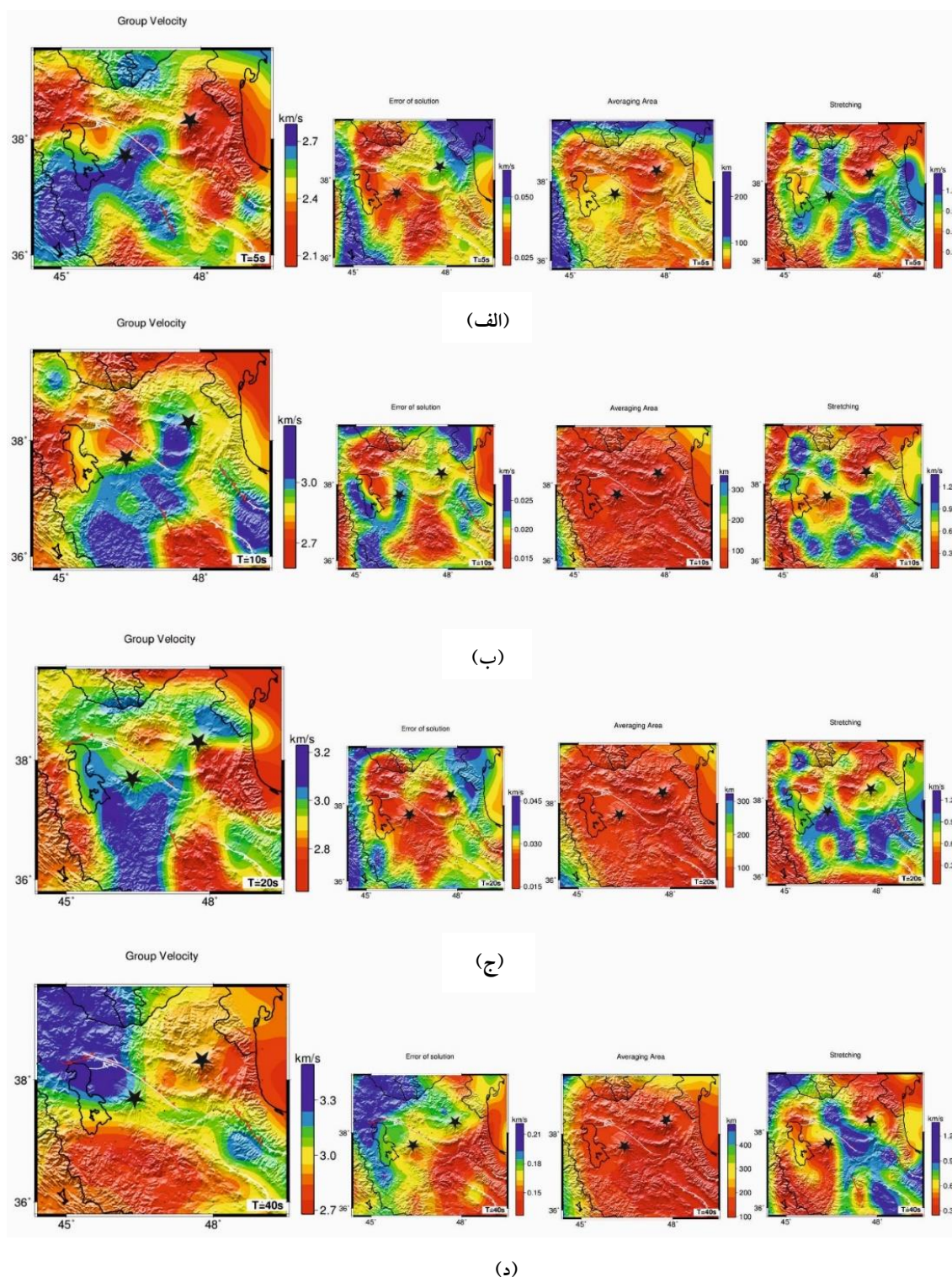


شکل ۶. مقدارهای آزمایشی پارامتر α براساس roughness و misfit داده‌ها. مقدار انتخابی این پارامتر ($\alpha=0.2$) با پیکان نشان داده شده است.

مسئله، به علت استفاده از روش حل خاص را فراهم می‌کند. یانوسکایا (۱۹۹۷) و یانوسکایا و همکاران (۱۹۹۸)، دو پارامتر برای ارزیابی قدرت تفکیک جانبی پیشنهاد دادند؛ اندازه میانگین و کشیدگی ناحیه میانگین‌گیری.

مقدار سرعت در هر گرید به منزله میانگین مقدارهای داده‌های سرعت مسیرهای اطراف به‌دست می‌آید. در مواردی که پوشش پرتو پراکنده باشد، اندازه ناحیه میانگین‌گیری بزرگ‌تر است. بنابراین اندازه ناحیه میانگین در هر نقطه، تقریبی از قدرت تفکیک به‌دست آمده در آن نقطه است و به همراه پارامتر کشیدگی، قدرت تفکیک نقشه‌های به‌دست آمده را نشان می‌دهد.

روش استفاده شده در این تحقیق برای برآورد قدرت بازگردانی داده در مسئله‌های دوبعدی (یانوسکایا، ۱۹۹۷)، حالت تعمیم‌یافته روش پیشنهادی بکاس و گیلبرت (۱۹۶۸) برای «طول میانگین» در مسئله‌های یک‌بعدی است. برای مسئله‌های توموگرافی دوبعدی (یانوسکایا و همکاران، ۱۹۹۸)، یک تابع $s(x, y)$ برای جهت‌های متفاوت دستگاه مختصات، به طوری که اندازه ناحیه میانگین در امتداد جهت‌های گوناگون را تشخیص دهد، به کار می‌رود. «ناحیه میانگین» ایده‌ای از قدرت تفکیک به‌دست آمده است که می‌توان با یک بیضی با مرکز مشخص برای هر نقطه، با بزرگ‌ترین محور $s_{\max}(x, y)$ و کوچک‌ترین محور $s_{\min}(x, y)$ مقدارهای $s(x, y)$ تقریب زد. کوچک‌ترین محور $s_{\min}(x, y)$ بزرگ‌ترین محور $s_{\max}(x, y)$ بیضی محاسبه می‌شوند و قدرت تفکیک در هر نقطه با یک عدد داده می‌شود، که اندازه میانگین ناحیه میانگین‌گیری $L = (s_{\min}(x, y) + s_{\max}(x, y))/2$ است. پارامتر دیگری با عنوان کشیدگی ناحیه میانگین با نسبت $2(s_{\max}(x, y) - s_{\min}(x, y)) / (s_{\max}(x, y) + s_{\min}(x, y))$ داده می‌شود. مقدارهای کوچک پارامتر «کشیدگی»، نشان‌دهنده این است که مسیرها بیشتر یا کمتر، به صورت یکنواخت در امتدادهای گوناگون توزیع شده‌اند، بنابراین قدرت تفکیک در هر نقطه را می‌توان از اندازه میانگین ناحیه میانگین‌گیری به‌دست آورد.



شکل ۷. نقشه‌های توموگرافی سرعت گروه (کیلومتر بر ثانیه)، خطای مرتبط با سرعت گروه (کیلومتر بر ثانیه)، اندازه ناحیه میانگین (کیلومتر)، و کشیدگی (به ترتیب از چپ به راست) برای دوره‌های (الف) ۵، (ب) ۱۰، (ج) ۲۰، و (د) ۴۰ ثانیه.

محاسبه شد. به یقین، اندازه‌گیری‌های پاشندگی که به موجب چشمه صورت می‌گیرد عاری از عدم قطعیت نیستند. به هر حال، چن و همکاران (۲۰۱۰) این مسئله را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که حاشیه آماری

۶. بحث

در این تحقیق نقشه‌های توموگرافی دو بُعدی سرعت گروه موج‌های ریلی به همراه خطای به دست آمده، ناحیه میانگین، و پارامتر کشیدگی برای دوره‌های ۲ تا ۵۰

۵ ثانیه حدود ۶ تا ۸ کیلومتر است. نتایج به دست آمده سرعت گروه برای دوره ۵ ثانیه یک بی‌هنجاری کم‌سرعت زیر آتشفشان سبلان را نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از دمای زیاد سنگ‌های آن یا عمق کم مخزن ماگمایی این آتشفشان باشد. همچنین وجود چشمه‌های آب گرم متعدد اطراف آن نیز با نتایج سازگار است. زیر آتشفشان سهند نیز بی‌هنجاری پُرسرعت مشاهده می‌شود که علت آن ممکن است سرد شدگی سنگ‌های آتشفشانی آن و یا عمق بیشتر مخزن ماگمایی آن باشد. در بخش‌های جنوب شرقی ناحیه افزایش سرعتی دیده می‌شود که ممکن است ناشی از تغییر ترکیب سنگ‌ها در این قسمت باشد. مقدار سرعت گروه در دوره ۱۰ ثانیه از ۲/۶ تا ۳/۳ تغییر کرده است و میانگین ۲/۹ کیلومتر بر ثانیه، و عمق نفوذ موج ریلی حدود ۱۵ کیلومتر دارد. برای دوره ۱۰ ثانیه نتایج سرعت گروه متفاوتی مشاهده می‌شود. زیر آتشفشان سبلان بی‌هنجاری پُرسرعتی مشاهده می‌شود که ممکن است نشان‌دهنده گذر از سنگ‌های ماگمایی گرم و رسیدن به سنگ‌های ماگمایی سرد شده باشد؛ در حالی که زیر آتشفشان سهند، و همچنین در امتداد کمان ماگمایی ارومیه- دختر بی‌هنجاری کم‌سرعتی مشاهده می‌شود که می‌تواند ناشی از وجود سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی و احتمالاً جریان‌های گدازه از درون نهشته‌های آذرآواری در پوسته بالایی در امتداد زون ارومیه- دختر باشد. برای بخش‌های جنوب غربی ناحیه بی‌هنجاری پُرسرعتی در امتداد زون سندرچ- سیرجان مشاهده می‌شود، که وجود سنگ‌های عمدتاً دگرگونی در این زون را می‌توان به آن نسبت داد. نتایج حاصل از وارون‌سازی سه‌بعدی زمان‌سیر زمین‌لرزه‌های محلی (بایرام‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۹a)، در بخش‌های مرکزی و جنوب غربی ناحیه مورد بررسی، حضور بی‌هنجاری‌های نسبی پُرسرعتی را در عمق‌های سطحی تا ۹ کیلومتر نشان می‌دهد، که در عمق ۹ کیلومتر گسترش بیشتری به سمت غرب دارد. همچنین یک بی-هنجاری کم‌سرعت زیر بخش‌های میانی و غربی ناحیه

خطای ناشی از تغییر محل چشمه برای موج‌های ریلی کمتر از ۰/۰۳ کیلومتر بر ثانیه است. مقدار خطای به دست آمده برای قسمت‌هایی از ناحیه مورد بررسی که پوشش کم‌پرتو است، بیشتر است (بخش آبی‌رنگ)، و مقدار آن از ۰/۱۵ تا ۰/۰۵ کیلومتر بر ثانیه تغییر می‌کند. در عین حال برای بیشتر ناحیه‌ها، این مقدار از ۰/۰۳ کیلومتر بر ثانیه کمتر است. نتایج، مقدار ناحیه میانگین کمتری را به ویژه در ناحیه‌های شرقی نشان می‌دهد، بنابراین قدرت تفکیک زیادی در این ناحیه‌ها داریم. در نقشه‌های اندازه‌های ناحیه میانگین، ناحیه‌های سرخ‌رنگ بیشترین تفکیک‌پذیری را دارند. بعد ناهمگنی‌هایی که می‌توان در بخش‌های گوناگون ناحیه مورد بررسی به دست آورد از نقشه‌های قدرت تفکیک به دست می‌آید. در بیشتر بخش‌های ناحیه مورد بررسی، اندازه ناحیه میانگین مقدار بین ۵۰-۱۵۰ کیلومتر را نشان می‌دهد اما در قسمت‌های حاشیه نقشه، جاهایی که پوشش پرتو کم است، مقدار بیشتر می‌شود. همچنین با افزایش دوره، مقدار متوسط ناحیه میانگین بزرگ‌تر می‌شود. پارامتر کشیدگی نشان‌دهنده جهت‌دهی ترجیحی و خاصی از مسیر پرتوها است، که مقدارهای کم آن دلالت بر توزیع یکسان مسیرهای پرتو در همه جهت‌ها دارد. پخش‌شدگی ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌ها مقدار پارامتر کشیدگی را کنترل می‌کند. مقدار کم آن (معمولاً کوچک‌تر از ۱) نشان‌دهنده توزیع یکنواختی از پرتوها است، و با توجه به نقشه‌های برآورد شده، مقدارهای آن حدود ۰/۸ و نشان‌دهنده توزیع یکنواخت و یکسان بودن قدرت تفکیک در امتداد هر مسیر در اکثر ناحیه‌های مورد بررسی است (شکل ۷).

۷. نتیجه‌گیری

مقدار سرعت گروه در دوره ۵ ثانیه از ۲/۱ تا ۲/۸ تغییر می‌کند و میانگین ۲/۴ کیلومتر بر ثانیه دارد. با توجه به اینکه عمق نفوذ موجی ریلی با تقریب نصف طول موج و دو سوم طول موج برآورد می‌شود، عمق نفوذ برای دوره

می‌دهد. علت این امر ممکن است تفاوت در نوع و ضخامت پوسته در بخش‌های شمالی و جنوبی ناحیه مورد بررسی باشد. بخش‌های شمالی ناحیه مورد بررسی، پوسته ضخیم‌تری نسبت به بخش‌های جنوبی تر دارد که همین امر می‌تواند سبب تغییرات جانبی سرعت شود. نتایج حاصل از تحقیقات قبلی برای قسمت‌های بالایی گوشته بالایی، وجود زون کم‌سرعت را برای ناحیه شمال غرب ایران نشان می‌دهد (هیرن و جیمز ۱۹۹۴، مگی و پرستلی ۲۰۰۵، علی‌نقی و همکاران ۲۰۰۷، طباطبایی و همکاران ۲۰۰۸، شادمانن و همکاران ۲۰۱۱، امینی و همکاران ۲۰۱۲).

مراجع

بایرام‌نژاد، ا.، میرزایی، م. و قیطانچی، م. ر.، ۱۳۸۶، تعیین مدل پوسته بهینه برای شمال غرب ایران، با استفاده از برگردان هم‌زمان زمان سیر اموج زمین‌لرزه‌های محلی، م. فیزیک زمین و فضا، ۳۳(۳)، ۴۷-۵۹.

بایرام‌نژاد، ا.، قیطانچی، م. ر. و میرزایی، م.، ۱۳۸۹a، تعیین ساختار سرعتی پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۱۱۰۴-۱۱۰۷.

بایرام‌نژاد، ا.، قیطانچی، م. ر. و میرزایی، م.، ۱۳۸۹b، توموگرافی دوبعدی پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از زمین‌لرزه‌های محلی، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۱۰۹۹-۱۱۰۳.

حجازی نوقابی، آ.، ثبوتی، ف.، تاتار، م.، مرتضی‌نژاد، غ. م. و قدس، ع. ر.، ۱۳۹۱، محاسبه منحنی‌های پاشندگی گروه ریلی در شمال غرب ایران با استفاده از نوفه‌های لرزه‌ای، پانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، اردیبهشت ۱۳۹۱، بخش زلزله‌شناسی، ۱۰۵-۱۰۸.

ثبوتی، ف.، مرتضی‌نژاد، غ. ر. و قدس، ع. ا.، ۱۳۹۱، ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال غرب ایران، پانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، اردیبهشت ۱۳۹۱، بخش زلزله‌شناسی، ۸۹-۹۲.

مورد بررسی برای عمق ۱۵ کیلومتر گزارش شده است که همخوانی خوبی با نتایج تحقیق حاضر دارد. همچنین در عمق ۱۸ کیلومتر بی‌هنجاری کم‌سرعت زیر مخروط آتشفشانی سهند را گزارش کرده‌اند. نتایج حاصل از توموگرافی موج‌های سطحی نوفه محیطی برای فلات ایران (متقی و همکاران، ۲۰۱۳)، برای دوره ۸ ثانیه همخوانی نسبتاً خوبی با نتایج این تحقیق دارد. متقی و همکاران، (۲۰۱۳) برای دوره ۸ ثانیه مربوط به قسمت بالایی پوسته، یک بی‌هنجاری پُرسرعت زیر زون سنندج- سیرجان (SSZ) را به علت وجود سنگ‌های رسوبی و دگرگونی کراتاسه- پالئوزوئیک، و یک بی‌هنجاری کم‌سرعت برای کمان ماگمایی ارومیه- دختر (UMDA) به سبب وجود سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی و احتمالاً جریان‌های گدازه از درون نهشته‌های آذرآواری در پوسته بالایی گزارش کرده‌اند.

مقدار سرعت گروه در دوره ۲۰ ثانیه از ۲/۷ تا ۳/۰ تغییر کرده و میانگین ۲/۹ کیلومتر بر ثانیه را دارد، و عمق نفوذ موج ریلی حدود ۳۲ کیلومتر است. در دوره ۲۰ ثانیه نتایج سرعت گروه برای بیشتر مناطق شرقی سرعت نسبتاً پایینی را نشان می‌دهد و در مناطق غربی و میانی ناحیه مورد مطالعه بی‌هنجاری‌های کم‌سرعت دیده می‌شود. متقی و همکاران، (۲۰۱۳)، برای دوره ۲۰ ثانیه تغییر سرعت بیشتری را با افزایش سرعت زیر SSZ و کاهش سرعت زیر UMDA را نشان دادند، و در دوره ۳۲ ثانیه، مربوط به بخش‌های پایینی پوسته و بخش‌های بالایی گوشته بالایی، بی‌هنجاری کم‌سرعتی زیر کمان‌های SSZ و UMDA را گزارش کرده‌اند.

مقدار سرعت گروه در دوره ۴۰ ثانیه از ۲/۷ تا ۳/۵ تغییر کرده است، میانگین ۳/۱ کیلومتر بر ثانیه دارد، و عمق نفوذ برای موج ریلی حدود ۶۲ کیلومتر است. برای دوره ۴۰ ثانیه مربوط به بخش‌های پایین پوسته و بخش‌های بالایی گوشته بالایی، نتایج متفاوتی مشاهده می‌شود، به طوری که نتایج سرعت گروه بی‌هنجاری کم‌سرعت را عمدتاً در بخش‌های جنوبی نشان Seismic tomographic imaging of P- and S-

- waves velocity perturbation in the upper mantle beneath Iran, *Geophys. J. Int.*, 169, 1089-1102.
- Amini, S., Shomali, Z. H., Koyi, H. and Roberts, R. G., 2012, Tomographic upper-mantle velocity structure beneath the Iranian Plateau, *Tectonophysics*, 554-557, 42-49.
- Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 71, 715-730.
- Backus, G. E. and Gilbert, J. F., 1968, The resolving power of gross Earth data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 16, 168-205.
- Bassin, C., Laske, G. and Masters, G., 2000, The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *EOS. Trans. AGU*, 81, F897.
- Chen, Y., Badal, J. and HU, J., 2010, Love and Rayleigh wave tomography of the Quighai-Tibet plateau and surrounding areas, *Pure Appl. Geophys.*, 167(10), 1171-1203.
- Copley, A. and Jackson, J., 2006, Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics*, 25, TC6006.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1984, The Gravity field and crustal structure of Iran, *N. Jb. Geol. Palaeont Abh.*, 168, 215-229.
- Ditmar, P. G. and Yanovskaya, T. B., 1987, Generalization of Backus-Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocities, *Phys. Solid Earth, Izvestia Acad. Sci. USSR*, 23(6), 470-477.
- 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, 7-34.
- Gheitanchi, M. R., 1996, Crustal structure in NW Iran, revealed from the 1990 Rudbar aftershock sequence, *J. of the Earth and Space Physics*, 23, 7-14.
- Golonka, J., 2004, Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, *Tectonophysics*, 381, 235-273.
- Hatzfeld, D. and Molnar, P., 2010, Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan Plateaus and geodynamic implications, *Rev. Geophysics.*, 48, RG2005, doi:10.1029/2009RG000304.
- Hearn, T. M. and James, F. Ni., 1994, Pn velocities beneath continental collision zones, the Turkish-Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, 117, 273-283.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M. R., Feghhi, K. and Solaymani, S., 2003, Paleoequakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, *Annals of Geophysics*, 46, 903-915.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245.
- Karagianni, E. E., Panagiotopoulos, D. G., Panza, G. F., Suhadolc, P., Papazachos, C. B., Papazachos, B. C., Kiratzi, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Priestley, K. and Vuan A., 2002, Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean area, *Tectonophysics*, 358, 187-209.
- Levshin, A. L., Ratnikova, L. I. and Berteussen, K. A., 1972, On a frequency-time analysis of oscillations, *Ann. Geophys.*, 28, 211-218.
- Levshin, A. L., Yanovskaya, T. B., Lander, A. V., Bukchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I. and Its, E.N., 1989, Recording, identification and measurement of surface wave parameters, In: Keilis-borok, V.I. (Ed.), *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 131-182.
- Levshin, A. L., Ratnikova, L. I. and Berger, J., 1992, Peculiarities of surface-wave propagation across central Eurasia, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 2464-2493.
- Nasrabadi, A., Tatar, M., Priestley, K. and Sepahvand, M. R., 2008, Continental lithosphere structure beneath the Iranian plateau, from analysis of receiver functions and surface waves dispersion, *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, October 12-17, Beijing, China.
- Maggi, A. and Priestley, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau, *Geophys. J. Int.*, 160, 1068-1080.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006, Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin, *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 180-188.
- Mooney, W. D., Laske, G. and Masters, G., 1998, Crust-5.1: A global crustal model at 5 × 5 degrees, *J. Geophys. Res.*, 103, 727-747.
- Mottaghi, A., Rezapour, M. and Korn, M., 2013, Ambient noise surface wave tomography of the Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, 193, 452-462.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F. and Panza, G. F., 2014, Shear-wave velocity tomography of the lithosphere-asthenosphere system beneath the Iranian Plateau, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(6), 2872-2798.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadarya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Ghazzi, R. and Karam, G., 2006, GPS constraints pn continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implication for the dynamics of plate interactions, *J. Geophysical Research Solid*

- Earth, 111, doi:10.1029/2005JB004051.
- Seber, D., Vallve, M., Sandvol, E., Steer, D. and Barazangi, M., 1997, Middle East tectonics: application of geographic information systems (GIS). *GSA Today*, 7(2), 1-6.
- Shad Manaman, N., Shomali, H. and Koyi, H., 2011, New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, 184, 247-267.
- Tabatabai, Mir. Sh., Bergman, E. and Gheitanchi, M. R., 2008, 3-Dimensional upper mantle velocity structure for Iranian Plateau revealed by P_n and S_n tomography, *J. of the Earth and Space Physics*, 33(3), 13-24.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N. and Ghassemi, M.R., 2010, Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions, *J. Seismol.*, 14, 823-836.
- Yanovskaya, T. B., 1997, Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography, *Izv. Phys. Solid Earth*, 33(9), 762-765.
- Yanovskaya, T. B. and Ditmar P. G., 1990, Smoothness criteria in surface wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 102, 63-72.
- Yanovskaya, T. B., Kizima, E. S. and Antomova, L. M., 1998, Structure of the crust in the Black Sea and adjoining regions from surface wave data, *J. Seismol.*, 2, 303-316.