

## توموگرافی دوبعدی سرعت موج $M_L$ در ایران

مهدی ماهری پیرو<sup>۱</sup>، عبدالرضا قدس<sup>۲\*</sup> و مجید عباسی<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی دکتری، گروه علوم، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، ایران

۲. دانشیار، گروه علوم، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، ایران

۳. استادیار، گروه نقشه‌برداری، دانشکده مهندسی، دانشگاه زنجان، ایران

(دریافت: ۹۴/۶/۱۶، پذیرش نهایی: ۹۵/۳/۲۵)

### چکیده

در این تحقیق به منظور بررسی تغییرات جانبی ضخامت پوسته در ایران، با استفاده از روش توموگرافی لرزه ای تغییرات سرعت گروه بیهینه دامنه جابه‌جایی موج  $M_L$  در پوسته ایران به دست آمده است. داده‌های استفاده شده در این تحقیق شامل ۵۶۱۵۲ خوانش سرعت  $M_L$  استخراج شده از شکل موج‌های ثبت شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری دائم و موقت ایران است. زلزله‌های انتخاب شده شامل ۲۹۴۳ رویداد زلزله در قالب ۶۳ خوشه لرزه‌ای با خطای مکان‌یابی ۵ کیلومتر یا کمتر هستند. با استفاده از روش کمترین مربعات مقید، وارون‌سازی مستقیم برای به‌دست آوردن نقشه سرعت دوبعدی موج  $M_L$  به همراه تصحیح‌های ایستگاه و چشمه صورت گرفت. نقشه سرعت موج  $M_L$  برای به‌دست آمده از این تحقیق، تشابه زیادی با نقشه سرعت امواج  $P_n$  دارد و این بیانگر وابستگی شدید سرعت موج  $L_g$  به تغییرات ضخامت پوسته و سرعت گوشته بالایی است. سرعت‌های بیشتر از ۴ کیلومتر بر ثانیه برای حوضه خزر جنوبی و زاگرس، نشان‌دهنده مسدود شدن انتشار موج  $L_g$  در این مناطق است. مرز سرعتی بین زاگرس و ایران مرکزی به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای از گسل اصلی زاگرس انحراف دارد که این می‌تواند نشان‌دهنده زیرراندگی بخشی از صفحه عربی به زیر ایران مرکزی باشد. منطقه لوت دارای سرعت کم موج  $L_g$  است که ممکن است نشانگر قاره‌ای بودن پوسته لوت باشد. البرز، قسمت اعظم ایران مرکزی و به‌ویژه منطقه شمال‌غرب ایران دارای سرعت کم موج  $L_g$  هستند که این می‌تواند مربوط به گرم بودن پوسته در این مناطق باشد.

واژه‌های کلیدی: موج  $L_g$ ، سرعت موج  $M_L$ ، توموگرافی لرزه‌ای، کمترین مربعات مقید، حوضه خزر جنوبی، زاگرس.

### ۱. مقدمه

در پوسته ایران چندین ایالت زمین‌ساختی مهم است که ساختار پوسته در هر منطقه ویژگی‌های منحصر به خود را دارد. وجود رشته‌کوه‌های البرز و زاگرس، چندین آتشفشان، تعداد زیادی گسل فعال، مرزهای برخوردی قاره-قاره در زاگرس و کپه‌داغ، منطقه فرورانش مکران و پوسته شبه‌اقیانوسی خزر باعث اهمیت یافتن بررسی ساختار پوسته در هر کدام از این نواحی می‌شود. کیفیت انتشار موج  $L_g$  به تغییرات ساختار پوسته بسیار حساس است و قدرت انتشار این موج پس از عبور از یک منطقه با کاهش یا افزایش ضخامت پوسته، کاهش می‌یابد (فورومارو و کنت، ۱۹۹۷). با بررسی تغییرات سرعت موج  $L_g$ ، می‌توان اطلاعات ارزشمندی در پیوند با ساختار سرعتی پوسته در هر کدام از ایالت‌های زمین‌ساختی ایران به‌دست آورد. برای زلزله درون پوسته‌ی قاره‌ای، بیهینه دامنه جابه‌جایی موج  $M_L$  متعلق به موج  $L_g$  است. این موج

در پوسته اقیانوسی منتشر نمی‌شود و حضور بارز موج  $L_g$  روی لرزه‌نگاشت، نتیجه انتشار آن در پوسته ضخیم قاره‌ای است (پرس و اوینگ، ۱۹۵۲) به‌طوری‌که در نواحی قاره‌ای پایدار مانند سپرها، موج  $L_g$  تا فاصله‌های بیشتر از ۴۰۰۰ کیلومتر هم منتشر می‌شود. کاربرد عمده این موج در برآورد بزرگا و گشتاور لرزه‌ای زلزله‌های منطقه‌ای است (هرمن و کیکو، ۱۹۸۳). موج  $L_g$  به‌صورت یک قطار موج لرزه‌ای با ساختار پیچیده است که با سرعت گروه بین ۲/۸ تا ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه و دوره تناوب ۰/۵ تا ۶ ثانیه منتشر می‌شود (روزایکین و همکاران، ۱۹۷۷). با وجود اینکه بزرگ‌ترین دامنه این موج روی مولفه عرضی ( $T$ ) لرزه‌نگار ثبت می‌شود، روی مولفه‌های دیگر نیز به‌طور واضح دیده می‌شود (روزایکین و همکاران، ۱۹۷۷). موج  $L_g$  حاوی اطلاعات مهمی درباره سرعت میانگین امواج  $M_L$  در پوسته است.

تحقیقات صورت گرفته روی موج Lg نشان می‌دهد که ناهمگنی‌های جانبی در پوسته، نقش مهمی در انتشار این موج دارد. نبود موج Lg در یک منطقه، بیانگر پیچیدگی ساختار پوسته در آن منطقه است و احتمالاتی نظیر وجود پوسته اقیانوسی، کاهش زیاد سنگ‌های منطقه، وجود حوضه رسوبی یا پوسته قاره‌ای نازک را در منطقه مطرح می‌کند (کنت، ۱۹۸۶؛ فورومارو و کنت، ۱۹۹۷).

پیش از این تحقیق، ساختار پوسته و گوشته بالایی در فلات ایران با استفاده از بررسی‌هایی نظیر کاهش دامنه موج Lg (کادینسکی-کید و همکاران، ۱۹۸۱؛ راجرز و همکاران، ۱۹۹۷؛ سندول و همکاران، ۲۰۰۱)، سرعت موج Pn (الزکی و همکاران، ۲۰۰۴؛ پی و همکاران، ۲۰۱۱؛ امینی و همکاران، ۲۰۱۲)، سرعت موج Sn (پی و همکاران، ۲۰۱۱)، سرعت موج بُرشی در گوشته (کاوایانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ شادمنامن و همکاران، ۲۰۱۱) و ساختار سرعت امواج ریلی و لائو (رام، ۲۰۰۷) مورد بررسی قرار گرفته است. در هیچ‌یک از تحقیقات صورت گرفته در منطقه ایران، سرعت موج Lg که به‌نحوی بیانگر سرعت موج بُرشی در پوسته است، بررسی نشده است.

بیشتر زلزله‌های بررسی شده در این تحقیق با استفاده از روش مکان‌یابی چندرویدادی با دقت مطلق کمتر از ۵ کیلومتر مکان‌یابی شده‌اند. این روش در پژوهش‌هایی نظیر قدس و همکاران (۲۰۱۲) و واکر و همکاران (۲۰۱۳) مورد استفاده قرار گرفته و توضیح داده شده است. در تعیین یک نقشه توموگرافی سرعت، دقت مکان‌یابی زلزله‌ها نقش بسیار مهمی دارد. در این تحقیق داده‌های لرزه‌ای به‌صورت خوشه‌ای انتخاب شده‌اند. با این رویکرد می‌توان از پرتوهای یک خوشه در یک ایستگاه میانگین گرفت که علاوه بر کاهش خطای داده‌های ورودی، معیاری برای دقت مشاهدات نیز به‌دست می‌آید. این معیار فقط از راه تحلیل خوشه‌ای زلزله‌ها امکان‌پذیر است.

رویکرد تحقیق حاضر به این صورت است که با بررسی سرعت گروه بیشینه دامنه جابه‌جایی موج بُرشی

در محدوده بسامدی لازم برای برآورد بزرگای محلی (بسامد ۰/۵ تا ۵ هرتز)، حضور یا یا حاضر نبودن موج Lg مورد بررسی قرار می‌گیرد. اگر ویژگی‌های پوسته باعث کاهش دامنه موج Lg شود، انرژی این موج به درون جبهه نشت می‌کند و تبدیل به موج بُرشی جبهه (Sn) می‌شود. بنابراین می‌توان یکی از فازهای لرزه‌ای Lg یا Sn را که درون پنجره موج بُرشی یک لرزه‌نگار منطقه‌ای حضور دارند، به‌منزله بیشینه دامنه جابه‌جایی ثبت کرد. با محاسبه نقشه سرعت موج بُرشی با روش توموگرافی، منطقه‌هایی که با سرعت گروه موج Lg سازگار هستند، مشخص می‌شوند و می‌توان ساختار سرعت موج Lg را در این مناطق بررسی کرد. اگر در منطقه‌ای سرعت بیشینه دامنه جابه‌جایی با سرعت موج Lg متفاوت باشد، به این معنی است که دامنه موج Lg آنقدر کاهش یافته که موج Lg را در این منطقه نمی‌توان شناسایی کرد. در نتیجه چنین مناطقی در حکم مسدودکننده موج Lg شناخته می‌شوند.

## ۲. زمین ساخت ایران

در نتیجه بسته شدن اقیانوس نتوتیس در اواخر کرتاسه و برخورد صفحه‌های عربی و اوراسیا، در فلات ایران رشته‌کوه‌های زاگرس، البرز، تالش و کپه‌داغ به وجود آمده است (تکین، ۱۹۷۲). وسعت برخورد قاره‌ای در زاگرس و زیراندگی احتمالی صفحه عربی به زیر ایران مرکزی در این منطقه کاملاً روشن نیست. بررسی تابع گیرنده موج حجمی در امتداد دو نیم‌رخ در زاگرس (پل و همکاران، ۲۰۰۶؛ ۲۰۱۰) زیراندگی خفیف صفحه عربی به زیر ایران مرکزی در امتداد نیم‌رخ Z01 را نشان می‌دهد اما در امتداد نیم‌رخ شمالی (Z03) این زیراندگی مشاهده نشده است.

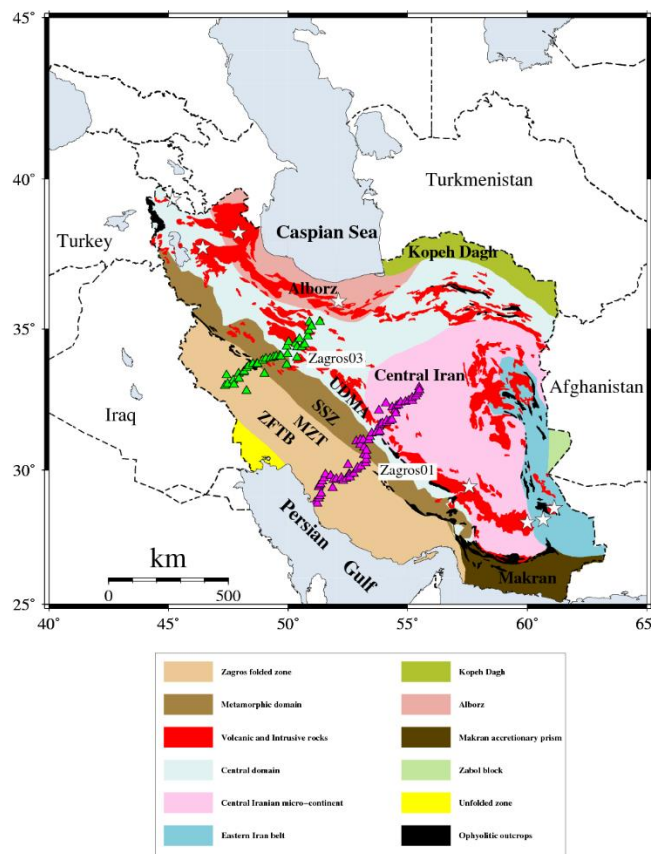
حوضه خزر جنوبی در شمالی‌ترین منطقه ایران (شکل ۱) از لحاظ لرزه‌ای به منزله بلوکی غیر فعال شناخته شده است که در اطراف آن ناحیه‌هایی با فعالیت‌های لرزه‌ای شدید قرار دارد. ضخامت زیاد پی‌سنگ بلورین حوضه خزر جنوبی و سرعت لرزه‌ای زیاد آن، احتمال حضور یک پوسته شبه‌اقیانوسی در این

محدود شده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). از آنجا که تا به حال لرزه‌خیزی با ثبت دستگاه منتسب به گسل خزر وجود نداشته است، تعیین گسل خزر به‌منزله مرز بین پوسته قاره‌ای البرز و شبه‌اقیانوسی خزر جنوبی با اندکی تردید همراه خواهد بود.

بلوک لوت به طول تقریبی ۷۰۰ کیلومتر در امتداد شمالی جنوبی و پهنای ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر با کوه‌هایی در ایران مرکزی و در شرق ایران احاطه شده است (استوکلین، ۱۹۶۸). لرزه‌خیزی در این منطقه بیشتر در گسل‌های امتدادلغز اطراف بلوک لوت محدود شده است (والکر و جکسون، ۲۰۰۴). تحقیقات زمین‌شناسی (استوکلین، ۱۹۶۸) و سنجش از دور (نیلروشان و همکاران، ۲۰۰۳) منطقه لوت را همچون یک بلوک صلب در نظر می‌گیرند که تنش را به گسل‌های اطراف منتقل می‌کند. اینکه بلوک لوت جزئی از ایران مرکزی بوده است یا یک تکه مجزا قبل از شروع بسته شدن اقیانوس تتیس، به‌درستی روشن نیست.

حوضه را مطرح می‌کند (مانجینو و پریستلی، ۱۹۹۸). این حوضه با رسوباتی به ضخامت حدود ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر پوشیده شده که جزء ضخیم‌ترین رسوبات در زمین است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ راون، ۲۰۰۵). حوضه خزر جنوبی با رشته‌کوه‌های تراسی تالش، البرز و کپه‌داغ احاطه شده است. در قسمت غربی این حوضه، حرکت جنوب غربی حوضه نسبت به شمال غرب ایران، منجر به یک زیراندگی خفیف در رشته‌کوه تالش شده است (عزیز زنجانی و همکاران، ۲۰۱۳) اما وسعت جانبی این زیراندگی تاکنون مشخص نیست.

کوه‌های البرز در شمال ایران به صورت یک رشته کمان در اطراف ساحل جنوبی دریای خزر وجود دارند (شکل ۱). وجود آتشفشان کواترنری دماوند باعث گرم بودن پوسته البرز شده است. اعتقاد کلی بر این است که البرز یک کوه گوه مانند است به طوری که با گسل خزر از شمال و گسل‌های با شیب به سمت شمال از جنوب



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه ایران به همراه ایالت‌های مهم زمین‌ساختی. ستاره‌ها مشخصات آتشفشان‌های کواترنری را نشان می‌دهند. مثلث‌های بنفش و سبزرنگ به ترتیب موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده شده در تحقیق پل و همکاران (۲۰۰۶؛ ۲۰۱۰) را نشان می‌دهد.

## ۳. داده

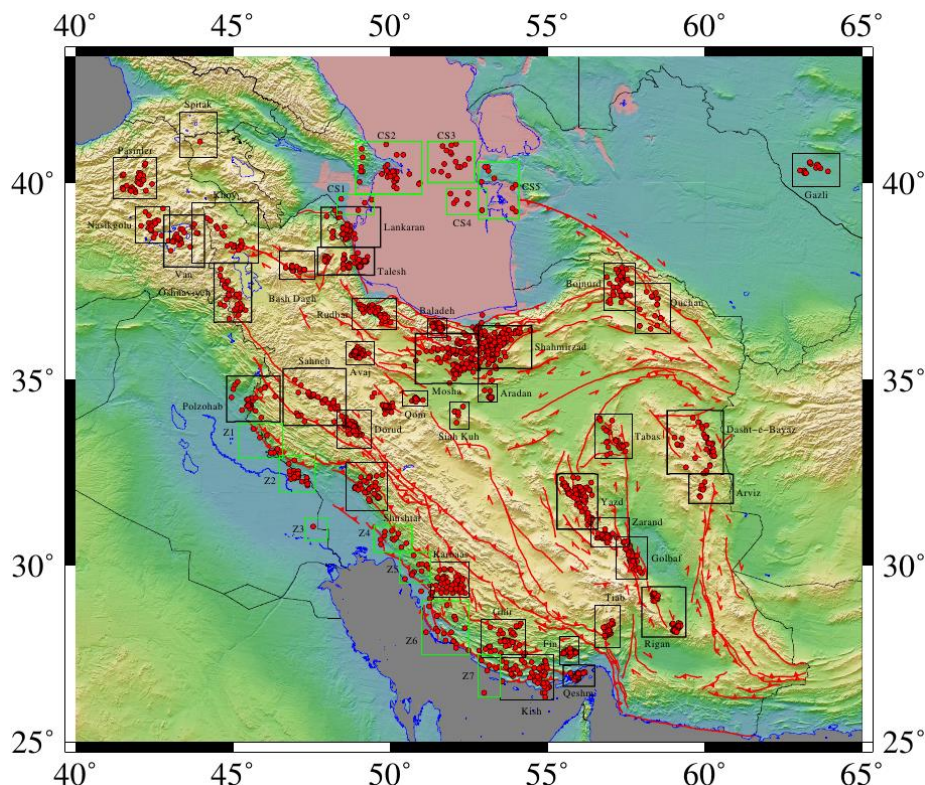
برای ایجاد بانک داده مورد نیاز در این تحقیق، از شکل موج‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و شبکه لرزه‌نگاری موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان در شمال غرب ایران، استفاده شده است. شبکه لرزه‌نگاری کشوری مجهز به لرزه‌نگارهای سه مولفه‌ای کوتاه‌دوره SS1 کینمتریکس با بسامد ویژه ۱ هرتز، دیجیتایزر ۱۶ یا ۲۴ بیتی است. این شبکه شامل بیش از ۱۲۰ ایستگاه لرزه‌نگاری است که به علت نبود شکل موج و یا تابع پاسخ دستگاه برای بعضی از ایستگاه‌های تازه تاسیس، در این تحقیق فقط از ۶۸ ایستگاه کوتاه‌دوره این شبکه استفاده شده است. شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران شامل ۲۵ ایستگاه باند پهن از نوع Guralp CMG-3T است. شبکه لرزه‌نگاری موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان در شمال غرب ایران شامل ۲۳ ایستگاه باند متوسط و باند پهن از نوع Guralp CMG-3T/3ESP به همراه دیجیتایزر ۲۴ بیتی است که از ۱۸ ایستگاه این شبکه در این تحقیق استفاده شده است.

برداشت زمان رسید بیشینه دامنه موج برشی در بازه بسامدی بزرگای محلی با استفاده از نرم‌افزار ساین (هاوسکوو و اوتمولر، ۱۹۹۹) صورت گرفت. با استفاده از اطلاعات calibration sheet دستگاه‌ها، ابتدا پاسخ دستگاه از روی داده‌ها تا حد امکان برداشته شد و سپس از هم‌میخت سیگنال به دست آمده با پاسخ دستگاه ووداندرسون، سیگنال مصنوعی وود-اندرسون ساخته شد و زمان رسید بیشینه دامنه روی پنجره موج برشی استخراج شد (هاتون و بور، ۱۹۸۷). زلزله‌های انتخابی در قالب ۶۳ خوشه لرزه‌ای (شکل ۲) شامل ۲۹۴۳ رویداد زلزله (از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۲) هستند. زلزله‌های انتخابی همگی دارای عمق کمتر از ۴۰ کیلومترند و درون پوسته رخ داده‌اند. تعداد ۵۶۱۵۲ خوانش زمان رسید بیشینه دامنه

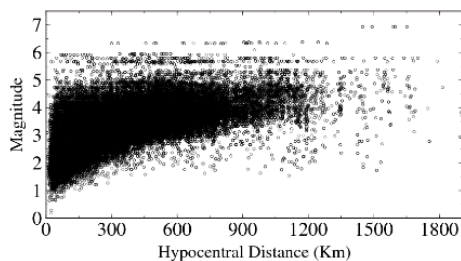
جابه‌جایی موج برشی روی مولفه‌های افقی ۱۱۰ ایستگاه لرزه‌نگاری به صورت دستی صورت گرفت. دوره تناوب بیشینه دامنه موج برشی برای اکثر پرتوها ۰/۵ ثانیه است. شکل (۳-الف) پراکندگی زمان رسیدهای خوانده شده را برحسب بزرگای محلی و فاصله کانونی نشان می‌دهد. با افزایش فاصله کانونی، خوانش دامنه فقط برای زلزله‌های بزرگ صورت گرفته است. نمودار فراوانی بزرگای زلزله‌های مورد بررسی در این تحقیق، شکل (۳-ب)، نشان می‌دهد که بیشتر زلزله‌های مورد استفاده، بزرگای محلی بین ۳ تا ۴ دارند. پوشش پرتوی داده‌های مورد استفاده در این تحقیق (شکل ۴) به جز در منطقه مکران بسیار مطلوب است.

در محاسبه سرعت یک پرتو، دقت در اندازه‌گیری طول پرتو و یا به عبارتی مکان‌یابی دقیق زلزله اهمیت زیادی دارد. در مکان‌یابی تک‌رویدادی به علت مسئله‌هایی مانند نبود پوشش آزمایشی مطلوب ایستگاه‌های نزدیک و فقدان شناخت درست از ساختار سرعتی پوسته، مکان‌یابی‌های عرضه شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری جهانی و منطقه‌ای برای زلزله‌های ایران خطایی حدود ۱۵ تا ۳۰ کیلومتر دارد (انگدال و همکاران، ۲۰۰۶). در این پژوهش به منظور کاهش اثر خطای مکان‌یابی بر محاسبه سرعت متوسط پرتوها، اکثراً از زلزله‌هایی استفاده شد که دارای خطای رومرکزی ۵ کیلومتر یا کمتر بودند. برای ایجاد پوشش پرتو بهتر، تعداد دوازده خوشه لرزه‌ای در مرزهای ایران اضافه شده است. از دوازده خوشه با دقت مکان‌یابی گزارش شده در شبکه‌های جهانی تعداد هفت خوشه در قسمت غرب و جنوب غربی ایران و پنج خوشه در شمال ایران در منطقه خزر جنوبی اضافه شده است. برای این خوشه‌ها از مکان‌یابی به دست آمده NEIC/USGS استفاده شده است و بیشترین مقدار خطا برای این زلزله‌ها حدود ۳۰ کیلومتر است (انگدال و همکاران، ۲۰۰۶). یک خطای ۳۰ کیلومتری در مکان‌یابی، منجر به ایجاد خطایی حدود ۰/۴ کیلومتر بر ثانیه برای سرعت پرتوی به طول ۲۰۰

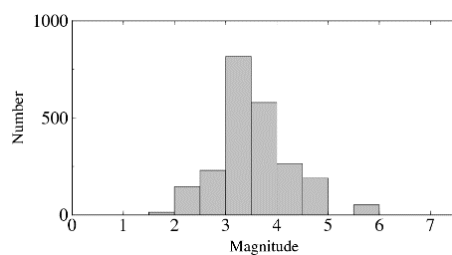
کیلومتر می‌شود. خطای سرعت با افزایش طول پرتوها کاهش می‌یابد به طوری که خطای سرعت برای یک پرتوی ۵۰۰ کیلومتری کمتر از ۰/۲ کیلومتر بر ثانیه است. به منظور کاهش خطای محاسبه سرعت برای پرتوهای خوشه‌های با خطای مکان‌یابی زیاد، از پرتوهای با طول بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر استفاده شده است.



شکل ۲. خوشه‌های لرزه‌ای مورد استفاده در این تحقیق. بیشتر این زلزله‌ها با استفاده از مکان‌یابی چندرویدادی دوباره مکان‌یابی شده و از دقت رومرکزی زیادی برخوردار هستند (به بخش قابل توجهی از زلزله‌های استفاده شده در این تحقیق، در مقاله‌هایی مانند قدس و همکاران (۲۰۱۲، ۲۰۱۵)، عزیز زنجانی و همکاران (۲۰۱۳)، واکر و همکاران (۲۰۰۵، ۲۰۱۱، ۲۰۱۳، ۲۰۱۵) و یمینی فرد و همکاران (۲۰۱۲) پرداخته شده است. برای خوشه‌هایی که با قاب سبز رنگ مشخص شده‌اند مکان‌یابی مجدد امکان‌پذیر نبود و از مکان‌یابی به دست آمده USGS استفاده شد. خط‌های سرخ رنگ گسل‌های منطقه را نشان می‌دهند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).

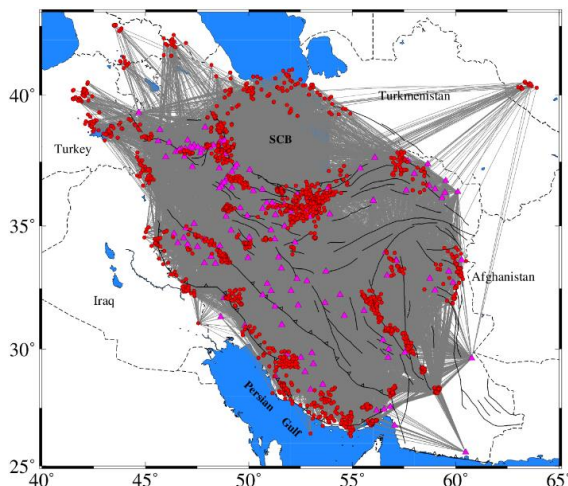


(الف)



(ب)

شکل ۳. (الف) بزرگای محلی برحسب فاصله کانونی و (ب) بافت‌نگار فراوانی محلی رویدادهای زلزله مورد استفاده در این تحقیق

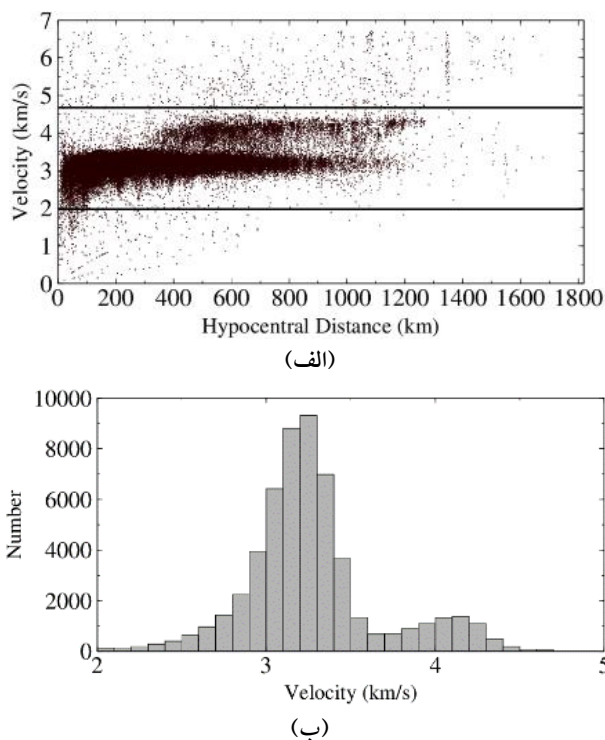


شکل ۴. منطقه مورد بررسی و پوشش پرتو به دست آمده از داده‌های انتخابی. دایره‌ها رومرکز زلزله‌ها و مثلث‌ها ایستگاه‌های لرزه‌شناسی را نشان می‌دهند. خط‌های خاکستری پرتوهای بین جفت‌های ایستگاه و زلزله هستند. در همه مناطق ایران به جز منطقه مکران، پوشش پرتو مطلوب است. خط‌های سیاه، گسل‌های منطقه را نشان می‌دهند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).

محدوده، اغلب با خطای ناشی از زمان نادرست ایستگاه‌های لرزه‌ای ارتباط دارند. بخش زیادی از پرتوهای با سرعت زیادتر از  $3/5$  کیلومتر بر ثانیه از پوسته خزر جنوبی و منطقه زاگرس عبور کرده‌اند و بیشتر پرتوهای با سرعت کمتر از  $2/8$  کیلومتر بر ثانیه محدود به حوضه‌های رسوبی هستند.

سرعت متوسط موج بُرشی برای هر دو مولفه افقی همه ایستگاه‌ها محاسبه شده است. بعد از محاسبه سرعت مولفه‌های افقی هر ایستگاه، تفاوت قابل ملاحظه‌ای در اندازه سرعت موج بُرشی دو مولفه افقی مشاهده شد. این تفاوت سرعت می‌تواند خطای مهمی در محاسبات توموگرافی موج بُرشی ایجاد کند. تفاوت سرعت محاسبه شده برای پرتوهای شمالی جنوبی و شرقی غربی مورد استفاده در این تحقیق دارای میانگین تقریباً صفر و انحراف معیار  $0/2$  کیلومتر بر ثانیه‌اند. این خطا ممکن است به ناهمسانگردی لرزه‌ای در پوسته مربوط باشد. چون پرتوها تقریباً در همه آزیموت‌های درون زمین منتشر شده‌اند، میانگین ناهمسانگردی برابر با صفر شده است. نکته حائز اهمیت در تحقیق حاضر این است که ناهمسانگردی لرزه‌ای در آن در نظر گرفته نشده است اما خطای محاسبه سرعت ناشی از آن با استفاده از روش پرتوی خلاصه تا حد زیادی کاهش می‌یابد.

با استفاده از زمان رسید و فاصله بین چشمه تا ایستگاه، سرعت متوسط موج بُرشی برای هر پرتو محاسبه شد. شکل ۵-الف سرعت متوسط موج بُرشی پرتوهای مورد استفاده در این تحقیق را برحسب فاصله و شکل ۵-ب نمودار فراوانی مرتبط با این داده‌ها نشان می‌دهد. در شکل ۵-الف سه نوع فاز لرزه‌ای به راحتی قابل مشاهده است. در فاصله‌های کمتر از ۲۰۰ کیلومتر، بیشترین بخش داده‌ها سرعتی کمتر از ۳ کیلومتر بر ثانیه دارند که معادل با سرعت موج Sg است. تقریباً از فاصله ۲۰۰ کیلومتر به بعد، فاز لرزه‌ای غالب میانگین سرعتی حدود  $3/2$  کیلومتر بر ثانیه دارد که متناسب با سرعت موج Lg است. از فاصله ۴۰۰ کیلومتر به بعد فاز دیگری با میانگین سرعت  $4/1$  کیلومتر بر ثانیه نیز ثبت شده است. این فاز ممکن است با موج Sn پیوند داشته باشد. از آنجا که طول مسیر حرکت فاز Sn در درون پوسته در محاسبه سرعت متوسط در نظر گرفته نشده است، سرعت متوسط به دست آمده برای موج Sn حدود  $0/4$  کیلومتر بر ثانیه از سرعت متعارف این موج کمتر است. به منظور جلوگیری از ورود داده‌های خارج از محدوده مورد قبول به محاسبات، با اعمال فیلتر سرعت داده‌هایی که سرعتی بین ۲ تا  $4/7$  کیلومتر بر ثانیه دارند انتخاب شده و لذا تعداد داده‌های انتخابی از ۵۶۱۵۲ ثبت به ۵۴۴۱۱ ثبت کاهش یافت. داده‌های خارج از



شکل ۵. (الف) سرعت متوسط موج بُرشی پرتوهای مورد استفاده در این تحقیق برحسب فاصله کانونی. وجود دو فاز لرزه‌ای قابل تشخیص است. در این تحقیق فقط داده‌های با سرعت بین ۲ تا ۴/۷ کیلومتر بر ثانیه انتخاب شده‌اند و (ب) بافت‌نگار فراوانی سرعت متوسط پرتوهای مورد استفاده در این تحقیق. بیشترین تعداد پرتوها، سرعت متوسط موج بُرشی حدود ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه دارند.

می‌توان داده‌های پرت را با یک بررسی آماری و با فرض برقرار بودن آمار نُرمال، تا حد زیادی از بین برد. خطای داده‌های ورودی به‌ازای میانگین‌گیری از  $n$  پرتو،  $\sqrt{n}$  مرتبه کمتر می‌شود. همچنین با داشتن انحراف معیار به‌دست آمده از خلاصه کردن پرتوها می‌توان به معیاری از دقت این داده‌برداری رسید که این معیار در قسمت وزن‌دهی به داده‌های ورودی نقش مهمی ایفا می‌کند. برای ایستگاهی که دارای کمتر از ۵ زمان رسید موج بُرشی است، انحراف معیار برابر با ۲ کیلومتر بر ثانیه انتخاب می‌شود تا عملاً تأثیر خیلی کمی در نتیجه‌های وارون‌سازی داشته باشد.

فرایند خلاصه‌سازی، تعداد کل پرتوهای مورد استفاده در این تحقیق را به ۳۱۰۷ پرتوی خلاصه شده کاهش داد. به‌جز منطقه مکران، پرتوهای خلاصه شده، پوشش پرتوی خوبی (شکل ۶-الف) برای ایران فراهم می‌کند. در توموگرافی لرزه‌ای برای به‌دست آوردن نقشه‌ای با تفکیک‌پذیری (Resolution) زیاد، وجود یک

یکی از مزیت‌های این تحقیق استفاده از زلزله‌ها به‌صورت خوشه‌های مجزا است. بدین‌صورت که زلزله‌هایی با فاصله رومرکزی کمتر از یک درجه نسبت به یک‌دیگر، درحکم یک خوشه در نظر گرفته می‌شوند. راهبرد خوشه‌ای تعداد زیادی پرتوهای تقریباً یکسان را برای ایستگاه‌هایی که در بیرون از یک خوشه لرزه‌ای قرار دارند فراهم می‌کند. هرچه یک ایستگاه لرزه‌ای دورتر از یک خوشه لرزه‌ای باشد، مسیری که پرتوهای ارسالی از خوشه به ایستگاه طی می‌کنند به هم شبیه‌تر می‌شود. به همین منظور از پرتوهای با طول بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر استفاده شده است. علاوه‌براین با انتخاب پرتوهای با طول بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر، از ورود فاز Sg به محاسبات جلوگیری می‌شود. بنابراین می‌توان از سرعت پرتوها میانگین گرفت و یک پرتوی خلاصه شده به‌دست آورد. یک پرتو خلاصه شده از نقطه میانگین رومرکز زلزله‌هایی که به یک ایستگاه پرتو ارسال کرده‌اند شروع می‌شود و در ایستگاه موردنظر پایان می‌یابد. با خلاصه کردن پرتوها

به یک ایستگاه لرزه‌ای را در بر می‌گیرد که شامل مواردی نظیر خطا در مختصات ایستگاه، جنس پوسته زیر ایستگاه و خطای سامان‌مند در ثبت زمان رسید بیشینه دامنه موج بُرشی است. جمله تصحیح چشمه تصحیح‌هایی نظیر نبود مکان‌یابی دقیق چشمه و خطا در محاسبه زمان رخداد زلزله را در بردارد. معادله ۲ یک معادله کاملاً خطی برای گُندی موج بُرشی  $M_L$  است. بنابراین مجهول‌های مسئله از راه فرایند وارون‌سازی مستقیم و به‌روش کمترین مربعات به‌دست می‌آیند. در فرایند وارون‌سازی مقادارهای سرعت سلول‌ها براساس پوشش آزیموتی، پرتوهای درون یک سلول وزن‌دار شده‌اند. سلول‌های با بیشترین مقدار پوشش آزیموتی دارای بیشترین وزن هستند. همچنین پرتوهای سرعت متوسط که ورودی فرایند توموگرافی‌اند، براساس مقدار انحراف معیار به‌دست آمده برای آنها وزن داده شده‌اند.

#### ۵. اعتبارسنجی فرایند وارون‌سازی

در ابتدا به‌منظور اطمینان یافتن از درستی فرایند وارون‌سازی، آزمون صفحه شطرنجی با سرعت میانگین  $3/25$  و تغییرات سرعت  $\pm 0/5$  کیلومتر بر ثانیه صورت گرفته است. برای این آزمون، از همان پوشش پرتوی خلاصه ناشی از مشاهدات واقعی (شکل ۶-الف) استفاده شده است. در این آزمون به مشاهدات مصنوعی برای پرتوهای خلاصه شده خطای تصادفی گاوسی با میانگین صفر و انحراف معیار  $0/1$  کیلومتر بر ثانیه اضافه شده است. اندازه سلول‌ها با توجه به میزان بازگشت‌پذیری الگوی سرعت ورودی و همچنین میزان کاهش واریانس مدل مصنوعی، ۱ درجه در ۱ درجه انتخاب شد. در شکل ۶-ب) نتیجه این آزمون با استفاده از پارامتر میرایی ۵ و نرم‌سازی ۱۰ (مطابق با پارامترهای به‌دست آمده از خم  $L$  استاندارد، شکل ۷) نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در قسمت شمال‌شرق ایران در منطقه کپه‌داغ و جنوب‌شرق ایران در منطقه مکران و مرزهای غرب، شمال‌غرب و جنوب‌غرب، جواب به‌دست آمده از وارون‌سازی، دقیق نیست.

پوشش پرتوی موثر در منطقه مورد بررسی الزامی است و وجود پرتوهای هم‌آزیموت باعث افزایش تفکیک‌پذیری نمی‌شود. منظور از پوشش پرتو موثر، تقاطع بین پرتوها در همه آزیموت‌ها برای همه سلول‌ها است. اگر در یک سلول، پوشش آزیموتی پرتوها  $360$  درجه باشد، پوشش پرتو ایده‌آل است. بین یک ایستگاه و یک خوشه لرزه‌ای، به‌جز در فاصله‌های نزدیک، پرتوها تقریباً مسیر یکسانی را طی می‌کنند و در بیشتر سلول‌ها هم‌آزیموت هستند. بنابراین خلاصه‌سازی پرتوها با کاهش مطلوب حجم داده‌های ورودی، موجب افزایش سرعت فرایند وارون‌سازی بدون کاهش تفکیک‌پذیری نقشه توموگرافی می‌شود.

#### ۴. توموگرافی سرعت موج بُرشی

برای محاسبه مدل سرعت موج بُرشی در منطقه مورد بررسی و بدون اعمال ناهمسانگردی، از رابطه (۱) استفاده شده است:

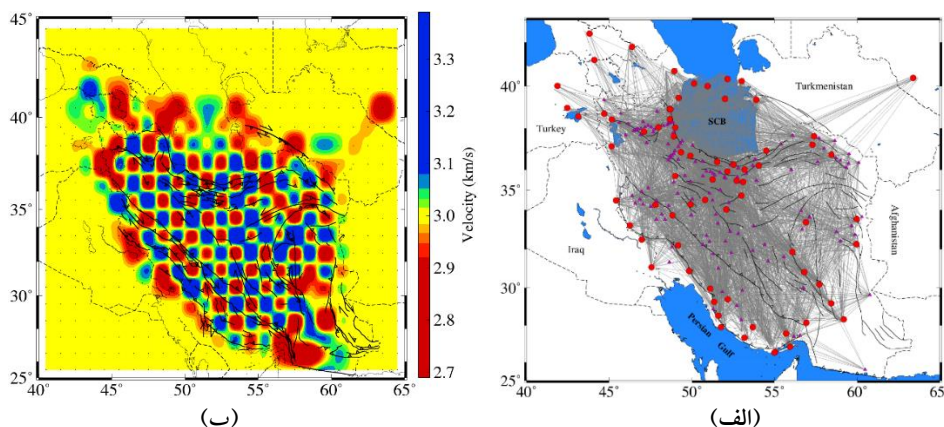
$$S_i = \sum_j \frac{r_{ij}}{R_i} S_j \quad (1)$$

که در آن،  $j$  شماره بلوک،  $r_{ij}$  مسیر طی شده پرتو  $i$  در بلوک  $j$ ،  $R_i$  طول پرتوی  $i$ ،  $S_j$  گُندی موج  $Lg$  در بلوک  $j$ ،  $S_i$  گُندی پرتوی خلاصه شده است. به‌این ترتیب در این مسئله  $S_i$  مشاهده‌ها و  $S_j$  مجهول‌های مسئله هستند. برای به‌دست آوردن مجهول‌ها از وارون‌سازی مستقیم به‌روش کمترین مربعات استفاده می‌شود. معادله ۱ را با در نظر گرفتن تصحیح ایستگاهی،  $st_m$  و تصحیح چشمه،  $ev_n$ ، می‌توان به‌صورت ماتریسی به شکل معادله (۲) نوشت:

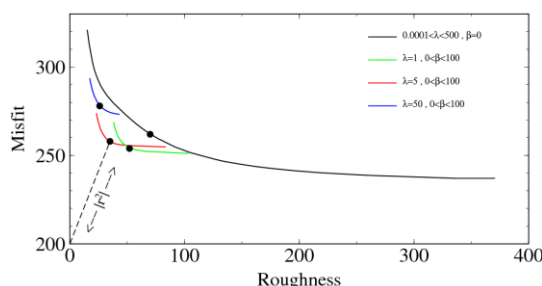
$$S_i = \begin{pmatrix} \frac{r_{ij}}{R_i} & a_n & b_m \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_j \\ ev_n \\ st_m \end{pmatrix} \quad (2)$$

که در این معادله،  $a_n$  و  $b_m$  به ترتیب ضریب‌های مربوط به تصحیح چشمه  $n$  و ایستگاه  $m$  است. ضریب‌های  $a_n$  و  $b_m$  می‌توانند مقادارهای صفر و یا یک را اختیار کنند. جمله تصحیح ایستگاهی همه تصحیح‌های مربوط





شکل ۶. آزمون صفحه شطرنجی، (الف) پوشش پرتوی خلاصه و (ب) مدل خروجی. در این آزمون خطای نوفه گاوسی با میانگین صفر و انحراف معیار ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه به مشاهدات اضافه شده است. در مرزها دقت سرعت به دست آمده کمتر است که علت آن نبود پوشش پرتو مناسب است.



شکل ۷. خم  $L$  استاندارد به دست آمده از پارامترهای میرایی و نرم‌سازی متفاوت. بهترین جواب از نزدیک‌ترین خم به مبدا مختصات و در نقطه عطف آن به دست می‌آید که ناشی از پارامتر میرایی ۵ و نرم‌سازی ۱۰ است.

زمان رسید بیشینه دامنه موج برشی است. اگر تصحیح برای ایستگاهی مثبت باشد، سرعت سلولی که در آن ایستگاه قرار دارد به اندازه تصحیح ایستگاهی کمتر از مقدار سرعت به دست آمده برای سلول مربوط است. تصحیح ایستگاهی برای اکثر ایستگاه‌های واقع در ایران مرکزی، کپه داغ و شمال غرب ایران مثبت است و برای اکثر ایستگاه‌های واقع در زاگرس، تصحیح ایستگاهی منفی به دست آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، تصحیح‌های ایستگاهی برای بیشتر ایستگاه‌ها کمتر از ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه است.

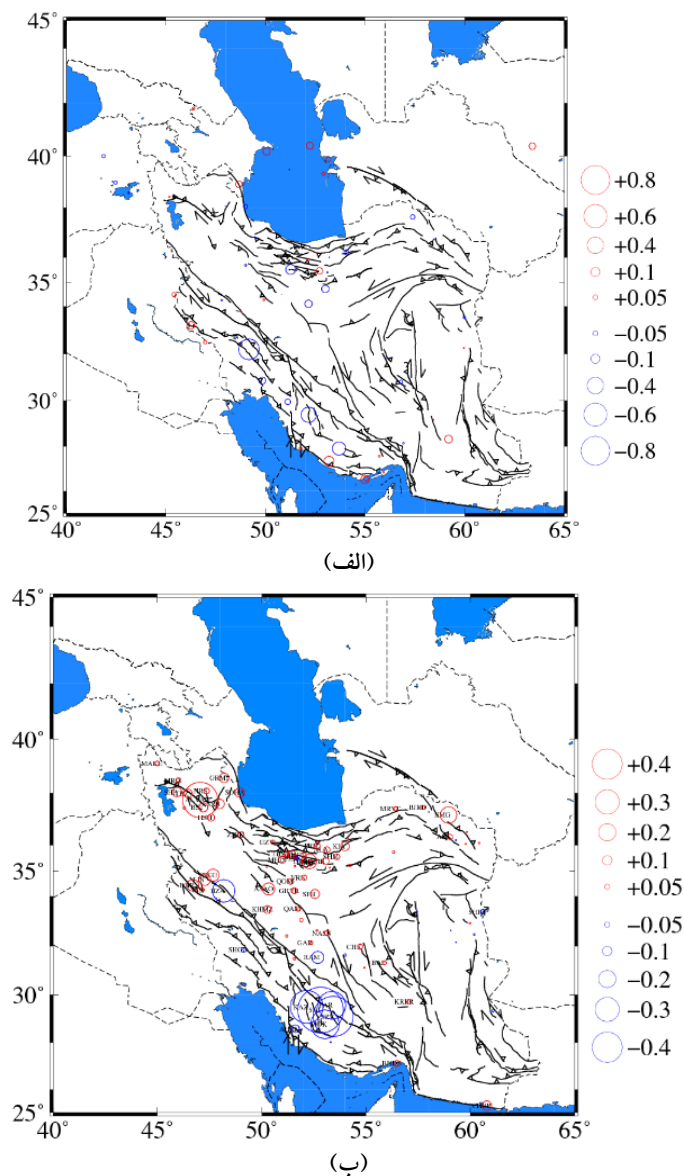
واریانس مدل اولیه،  $VAR_0 = \sum_{i=1}^{nr} (S_i - S_0)^2$  برابر با  $(km/s)^{-2}$  است که  $S_i$  کندی متوسط مشاهده شده برای پرتوها،  $S_0$  کندی اولیه فرض شده برای پرتوها (معادل با ۳/۳۹ کیلومتر بر ثانیه) و  $nr$  تعداد کل پرتوها است. واریانس مدل محاسبه شده  $VAR_{cal} = \sum_{i=1}^{nr} (S_i - S_{cal})^2$  برابر با  $(km/s)^{-2}$  است که  $S_{cal}$  کندی متوسط محاسبه شده

## ۶. نتایج

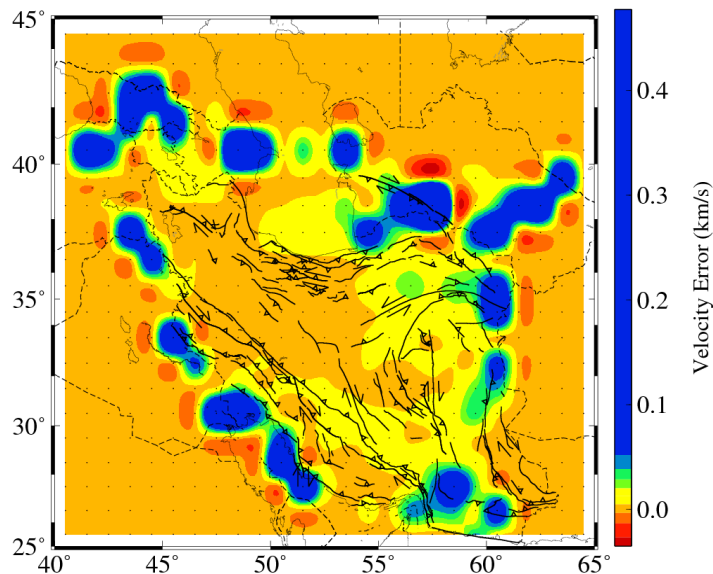
نتیجه‌های به دست آمده از فرایند وارون‌سازی شامل کندی موج برشی  $M_L$  برای هر سلول، تصحیح ایستگاهی و تصحیح چشمه با استفاده از پارامتر میرایی ۵ و نرم‌سازی ۱۰ (شکل ۷)، به دست آمده است. به علت استفاده از خوشه‌های لرزه‌ای که مکان‌یابی دقیق با خطای رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر دارند، مقدارهای به دست آمده برای تصحیح بیشتر چشمه‌ها بسیار کم (کمتر از ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه) است (شکل ۸-الف). چشمه‌های واقع در زاگرس و جنوب البرز مقدارهای تصحیح چشمه بیشتر از ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه دارند. مقدارهای به دست آمده برای تصحیح‌های ایستگاهی در شکل ۸-ب نشان داده شده است. اختلاف بین مدل محاسبه شده و مدل واقعی زمین در سلول‌های مربوط به ایستگاه، در جمله تصحیح ایستگاه قرار می‌گیرد که این اختلاف ناشی از مواردی نظیر خطا در مختصات ایستگاه، واسنجی نشدن ایستگاه، جنس پوسته زیر ایستگاه و خطای سامان‌مند در ثبت

آمده که بین ۰/۱ تا ۰/۴ کیلومتر بر ثانیه است. برای سلول‌های داخل منطقه ایران، خطای سرعت کمتر از ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه است. برای سلول‌های بیرون از منطقه مورد بررسی، خطا برابر با صفر به دست آمده است، چون هیچ پرتوی از این سلول‌ها عبور نکرده، با توجه به رابطه (پ-۴) این سلول‌ها در فرایند توموگرافی به شدت میرا شده‌اند.

برای پرتوها که تصحیح‌های ایستگاهی و چشمه روی آن اعمال شده است. میزان کاهش واریانس مدل محاسبه شده نسبت به مدل اولیه،  $\frac{VAR_0 - VAR_{cal}}{VAR_0} \times 100$  برابر با ۴۲/۳٪ است. در شکل ۹ خطای سرعت به دست آمده از توموگرافی نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، بیشینه خطای سرعت در سلول‌های مرزی به دست



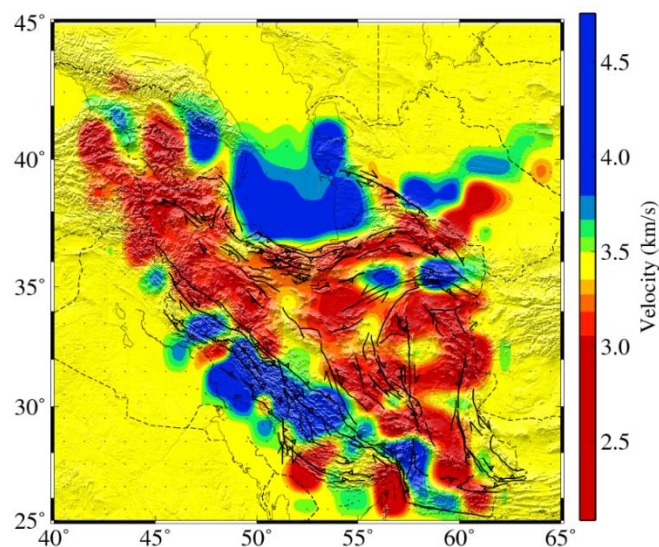
شکل ۸. (الف) تصحیح چشمه مربوط به زلزله‌های استفاده شده در این تحقیق. مقادیر تصحیح چشمه برای بیشتر زلزله‌ها کمتر از ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه است. چند خوشه زلزله در جنوب البرز و زاگرس مقادیر تصحیح چشمه بیشتر از ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه دارند و (ب) تصحیح ایستگاهی برای ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق. مقادیر تصحیح ایستگاهی برای بیشتر ایستگاه‌های واقع در ایران مرکزی و شمال شرق و شمال غرب ایران مثبت و برای ایستگاه‌های واقع در زاگرس منفی به دست آمده است. بیشتر ایستگاه‌ها تصحیحی کمتر از ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه دارند. خط‌های سیاه، گسل‌های منطقه را نشان می‌دهند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).



شکل ۹. نقشه خطای سرعت بعد از توموگرافی. خطای سرعت در ناحیه‌های مرزی بین  $0.1$  تا  $0.4$  کیلومتر بر ثانیه به‌دست آمده است که علت آن گاف آزمونتی زیاد برای این مناطق است. قسمت‌های داخلی، خطای سرعت کمتر از  $0.1$  کیلومتر بر ثانیه دارند. ناحیه‌های خارج از منطقه مورد بررسی خطای صفر دارند چون هیچ پرتویی از این مناطق عبور نکرده است. خط‌های سیاه گسل‌های منطقه را نشان می‌دهند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).

همکاران (۲۰۰۴)، شادمنان و همکاران (۲۰۱۱)، پی و همکاران (۲۰۱۱) در منطقه ایران دارد. اما در تصویر توموگرافی به‌دست آمده از تحقیق حاضر، نسبت به تحقیقات  $Pn$  جزئیات بیشتری مشاهده می‌شود. تشابه نقشه سرعت موج بُرشی با نقشه سرعت موج  $Pn$  نشان می‌دهد که سرعت موج بُرشی  $M_L$  به‌شدت وابسته به تغییرات ضخامت پوسته و سرعت گوشته بالایی است.

نقشه حاصل از توموگرافی سرعت به‌دست آمده از این تحقیق در شکل ۱۰ نشان داده شده است. سرعت محاسبه شده در منطقه ایران بین  $2/5$  و  $4/7$  کیلومتر بر ثانیه متغیر است. در یک دید کلی مشاهده می‌شود که سرعت بیشینه دامنه جابه‌جایی در بیشتر مناطق ایران تشابه بسیار زیادی با نقشه‌های توموگرافی سرعت موج بُرشی و  $Pn$  به‌دست آمده پژوهش‌هایی نظیر سندول و همکاران (۲۰۰۱)، آلزکی و



شکل ۱۰. نقشه سرعت بیشینه دامنه موج بُرشی روی نقشه توپوگرافی حاصل از توموگرافی صورت گرفته در این تحقیق. برای منطقه زاگرس، حوضه خزر جنوبی و قسمتی از کپه‌داغ سرعت زیاد به‌دست آمده است درحالی‌که برای بیشتر قسمت‌های ایران مرکزی، ناحیه‌های شرق و شمال‌غرب ایران سرعت کم به‌دست آمده است. خط‌های سیاه، گسل‌های منطقه را نشان می‌دهند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).

## ۷. نتیجه گیری

دارد. بنابراین تصویر توموگرافی محاسبه شده ما، محدوده زیرراندنه شده زاگرس به زیر زون سنندج- سیرجان و ایران مرکزی و قسمت ضخیم شده زون سنندج- سیرجان را مشخص می کند.

سرعت به دست آمده از این تحقیق برای خزر جنوبی حدود ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه است که متناسب با سرعت موج Lg نیست. براساس تحقیق کنت (۱۹۸۶)، موج Lg توانایی عبور از پوسته اقیانوسی را ندارد. بنابراین نتیجه به دست آمده از این تحقیق، تاییدی بر شبه اقیانوسی بودن پوسته خزر جنوبی است. در همه پژوهش های قبلی نیز نبود انتشار موج Lg در حوضه خزر و سرعت زیاد امواج Pn برای این منطقه به دست آمده است که سازگار با نتیجه تحقیق حاضر است (سندول و همکاران، ۲۰۰۱؛ آلزکی و همکاران، ۲۰۰۴؛ پی و همکاران، ۲۰۱۱). با توجه به شکل ۱۰ در سمت شرق خزر، ناحیه با سرعت زیاد وجود دارد که محدود به حاشیه ساحلی نیست و به صورت یک کشیدگی به سمت شرق ادامه دارد. طبق این نتیجه، پوسته ناحیه شرقی دریای خزر یا در پیوند با یک پوسته شبه اقیانوسی است و یا پوسته ای با گرادیان زیاد در ضخامت است. مانجینو و پریستلی (۱۹۹۶) نیز در تحقیقات خود کاهندگی امواج Lg در این ناحیه را به دست آورده اند. نعمتی و همکاران (۲۰۱۳) نیز با مکان-یابی زلزله های عمیق با سازوکار وارون شیب دار در ناحیه شرقی سواحل خزر، زیرراندگی پوسته اقیانوسی خزر به زیر البرز را در این منطقه پیشنهاد کرده اند. سرعت به دست آمده از این تحقیق برای منطقه تالش در حاشیه خزر، بیشتر از سرعت مورد انتظار برای موج Lg است. با توجه به بررسی عمق کانونی زلزله ها در این منطقه (عزیز زنجانی و همکاران، ۲۰۱۳) که عمق بیشتر از ۲۰ کیلومتر برای زلزله های نزدیک حاشیه خزر در منطقه تالش را نشان می دهد و بررسی تابع گیرنده موج P (مرتضی نژاد و همکاران، ۲۰۱۳)، می توان زیرراندگی خفیف پوسته خزر در این منطقه را پیشنهاد کرد.

سرعت به دست آمده از این تحقیق برای منطقه البرز

سرعت به دست آمده از این تحقیق برای منطقه زاگرس حدود ۴ تا ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه است که بیشتر از سرعت موج Lg است. طبق نتیجه های به دست آمده از تحقیق کنت (۱۹۸۶)، می توان بیان کرد که به علت ضخیم شدگی پوسته در زاگرس، شرایط مطلوب برای عبور موج Lg در این منطقه وجود ندارد و این موج هنگام عبور از زاگرس کاهیده و یا مسدود می شود. سرعت زیاد موج برشی در زاگرس همسو با سرعت زیاد موج های Pn در این منطقه است (آلزکی و همکاران، ۲۰۰۴؛ پی و همکاران، ۲۰۱۱). با بررسی جزئیات در شکل ۱۰ مشخص است که زاگرس به صورت یک پوسته یکپارچه با سرعت زیاد نیست و با مرزهای کم سرعت، تکه تکه شده است. همچنین ناحیه پُرسرعت در مرز گسل اصلی زاگرس به سمت ایران مرکزی کشیده شده است.

پل و همکاران (۲۰۱۰، ۲۰۰۶) با بررسی ساختار سرعتی سنگ گره در دو نیم رخ در منطقه زاگرس (مثلث ها در شکل ۱)، زیرراندگی لبه صفحه عربی به زیر زون سنندج- سیرجان و ایران مرکزی را تایید کرده اند. براساس تحقیق آنها، در امتداد نیم رخ Zagros01 یک ضخیم شدگی شدید در زون سنندج- سیرجان به دست آمده است در حالی که در امتداد نیم رخ Zagros03 تغییر ضخامتی در پوسته مشاهده نمی شود. در تصویر توموگرافی به دست آمده از این تحقیق، کشیدگی منطقه پُرسرعت از قسمتی از زاگرس به داخل زون سنندج- سیرجان و ایران مرکزی مشاهده می شود که نیم رخ Zagros01 در تحقیق پل و همکاران (۲۰۰۶) نیز در این منطقه قرار دارد. در تصویر توموگرافی به دست آمده در امتداد نیم رخ Zagros03 (پل و همکاران، ۲۰۱۰)، مرز بین منطقه پُرسرعت و کم سرعت به طور تقریبی در امتداد گسل اصلی زاگرس است. با توجه به تحقیق کنت (۱۹۸۶) می توان گفت که موج Lg هنگام عبور از زون سنندج- سیرجان در امتداد نیم رخ Zagros01 کاهیده می شود ولی در امتداد نیم رخ Zagros03 انتشار قوی

### تشکر و قدردانی

در اینجا از دکتر اریک برگمن به خاطر در اختیار قرار دادن فهرست نامۀ زلزله‌های با دقت مکان‌یابی زیاد در ایران، نهایت تشکر و قدردانی به عمل می‌آید. همچنین در این مقاله از شکل موج زلزله‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و شبکه لرزه‌نگاری موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان در شمال غرب ایران استفاده شده است که سپاس خود را در اینجا اعلام می‌داریم.

### پیوست

در مسئله‌های توموگرافی سرعت امواج زلزله به علت تکیه (Singular) یا بدوضع (Ill-conditioned) بودن ماتریس ضریب‌ها، از فرایند هموارسازی (Regularization) استفاده می‌شود (برای مثال شیرر، ۲۰۰۲). یکی از روش‌های هموارسازی، روش کمترین مربعات مقید (Constrained least squares) است. در این روش با اضافه کردن قید به مسئله، جواب کمترین مربعات به دست می‌آید. در این تحقیق، مدل اولیه کندی موج  $Lg$  مقید به میانگین کندی کل پرتوهای خلاصه شده،  $0.293 \text{ (km/s)}^{-1}$  (معادل با  $3.39$  کیلومتر بر ثانیه)، شد. همچنین مقدار تصحیح کندی برای هر ایستگاه و چشمه، مقید به صفر شد. در روش کمترین مربعات مقید، از روش هموارسازی لاپلاسی (لیتل و داینز، ۱۹۸۰) نیز استفاده شده است. برای اعمال قیدهای مربوط به کمترین مربعات مقید و هموارسازی لاپلاسی، دستگاه معادلات (۲) به صورت رابطه (پ-۱) نوشته می‌شود:

$$(Y) = \begin{pmatrix} D & A_1 & A_2 \\ I & 0 & 0 \\ 0 & I & 0 \\ 0 & 0 & I \\ I_{smooth} & 0 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X_1 \\ X_2 \\ X_3 \end{pmatrix} + \bar{r} \quad (پ-۱)$$

که در آن،  $Y$  داده‌های اولیه (کندی متوسط هر پرتوی خلاصه شده)،  $X_1^0$  مدل اولیه کندی موج  $Lg$  که برابر

بین  $2$  تا  $3/5$  کیلومتر بر ثانیه و متناسب با سرعت موج  $Lg$  است. بررسی‌های  $Pn$  نیز برای البرز سرعت کمی را به دست می‌دهند (آلکزکی و همکاران، ۲۰۰۴؛ پی و همکاران، ۲۰۱۱). مشاهده نشدن سرعت بالا در منطقه البرز را می‌توان با نبود ضخیم‌شدگی پوسته زیر رشته‌کوه مرتبط دانست که با نتیجه‌های بررسی‌های تابع گیرنده (صدودی و همکاران، ۲۰۰۹؛ رجایی و همکاران، ۲۰۱۰) سازگار است.

در شمال غرب ایران سرعت موج برشی بین  $2/5$  تا  $3$  کیلومتر بر ثانیه به دست آمده است. علت این سرعت کم ممکن است وجود آتشفشان‌های کواترنر نظیر سهند و سبلان و گرم بودن پوسته در این منطقه باشد. پی و همکاران (۲۰۱۱) سرعت کم موج  $Pn$  در این منطقه را گزارش کرده‌اند.

سرعت محاسبه شده برای منطقه کپه‌داغ حدود  $4$  تا  $4/5$  کیلومتر بر ثانیه است که به علت کمبود پوشش پرتو در این منطقه، این نتیجه دارای اطمینان کمتری است. کپه‌داغ مرز برخورد دو صفحه قاره‌ای توران و ایران مرکزی است (موترو و همکاران، ۲۰۱۲). با توجه به نتیجه‌های تحقیق کنت (۱۹۸۶) به علت تغییر در ضخامت پوسته، موج  $Lg$  در منطقه کپه‌داغ کاهش یافته و یا مسدود می‌شود. سرعت زیاد بیشینه دامنه موج برشی در این منطقه سازگار با نتیجه‌های  $Pn$  است.

نتیجه حاصل از این پژوهش سرعت کمی برای ایران مرکزی پیش‌بینی می‌کند که سازگار با سرعت موج  $Lg$  است. پی و همکاران (۲۰۱۱) سرعت کم موج  $Pn$  را در این منطقه به دست آورده‌اند. همچنین برای بلوک لوت سرعت پایین به دست آمده است. طبق شکل ۱۰ سرعت به دست آمده برای بلوک لوت کمتر از  $3/3$  کیلومتر بر ثانیه است. چنین سرعتی متناسب با موج  $Lg$  است. این نتیجه بیان می‌کند که پوسته تقریباً ناشناخته بلوک لوت، قاره‌ای است. نتیجه قابل توجه برای این منطقه دو تکه شدن پوسته لوت با یک مرز پرسرعت‌تر است. در نیمه جنوبی ایران مرکزی و منطقه مکران، به علت پوشش پرتو نامناسب تفسیر دقیقی قابل عرضه نیست.

هر پرتو خلاصه شده با توجه به مقدار انحراف معیار به دست آمده از فرایند خلاصه سازی وزن ده شده است. عنصرهای قطری ماتریس  $C_{obs}^{-1}$  را وارون مربع انحراف معیار مشاهدات برای هر پرتو تشکیل می دهند. هر پرتو که انحراف معیار کمتری داشته باشد، در فرایند وارون سازی، وزن بیشتری خواهد داشت. چون از وارون مربع انحراف معیار مشاهدات در حکم وزن استفاده می شود، پرتوهای با انحراف معیار بسیار کم، وزن خیلی زیادی خواهند داشت. برای جلوگیری از این حالت و با توجه به خطای اندازه گیری سرعت، انحراف معیار پرتوهای با انحراف معیار کمتر از  $0.18$  برابر  $(km/s)^{-1}$  در نظر گرفته می شود.

برای هر سلول نیز براساس گاف آزیموتی، یک وزن در نظر گرفته می شود. عنصرهای قطری ماتریس وزن سلول ها را می توان به صورت  $C_{cell}^{-1} = \lambda H$  نوشت که  $\lambda$  یک ثابت است و با توجه به خم  $L$  استاندارد، از سوی کاربر تعیین می شود.  $H$  ماتریسی است که به گاف آزیموتی سلول بستگی دارد و به صورت رابطه (پ-۴) تعریف می شود:

$$H_{ij} = \begin{cases} 1 & AZG'_i \leq AZG'_j, i = j \\ (AZG'_i - AZG'_j) & AZG'_i > AZG'_j, i = j \\ 0 & i \neq j \end{cases} \quad (\text{پ-۴})$$

که در آن،  $AZG'_i$  گاف آزیموتی بهنجار شده است و  $AZG'_0$  آستانه گاف آزیموتی است که به ازای آن تابع  $H$  مقداری بیشتر از ۱ می شود. یک سلول با گاف آزیموتی زیاد عملاً به مقدار اولیه کندی ( $X_1^0$ ) مقید می شود و در وارون سازی وزن کمی دارد.  $AZG'_i$  به صورت رابطه (پ-۵) محاسبه می شود:

$$AZG'_i = \frac{AZG^2 \times Nr_{cell}^{-0.2}}{Mean_{AZG} + 2\sigma_{AZG}} \quad (\text{پ-۵})$$

که در آن،  $Mean_{AZG}$  و  $\sigma_{AZG}$  به ترتیب میانگین و انحراف معیار زاویه های بین پرتوهای عبوری از یک سلول است.  $Nr$  تعداد پرتوهای خلاصه شده داخل هر سلول است. سلول های مرزی گاف آزیموتی بزرگ اند

$(km/s)^{-1}$   $0.293$  (معادل با  $3/3$  کیلومتر بر ثانیه) در نظر گرفته شده است،  $X_2^0$  و  $X_3^0$  به ترتیب جمله های مربوط به تصحیح چشمه و ایستگاه هستند که برابر با صفر در نظر گرفته شده اند و  $X_4^0$  مربوط به نرم سازی لاپلاسی است که برابر با صفر است. در ماتریس ضریب ها،  $D$  نسبت طول پرتو در سلول به طول کل پرتو از ایستگاه تا چشمه است.  $I$  ماتریس یک،  $A_1$  و  $A_2$  ضریب های تصحیح چشمه و ایستگاه هستند به طوری که در هر سطر فقط ستون مربوط به یک زلزله و یک ایستگاه برابر با یک و بقیه ستون ها برابر با صفر می شوند.  $I_{smooth}$  ماتریس یک مربوط به فرایند نرم سازی است.  $X_1$ ،  $X_2$  و  $X_3$  مجهول های مسئله هستند که به ترتیب برابر با کندی موج در هر سلول، تصحیح چشمه و تصحیح ایستگاه است.  $\bar{F}$  بردار باقی مانده ناشی از فرایند وارون سازی است. در این تحقیق ناهمسانگردی لرزه ای در نظر گرفته نشده و بنابراین در معادلات بالا نیز وارد نشده است.

معادله (پ-۲) جواب کمترین مربعات را با در نظر گرفتن ماتریس وزن نشان می دهد:

$$X = (G^T C_Y^{-1} G)^{-1} G^T C_Y^{-1} Y \quad (\text{پ-۲})$$

که در آن،  $X$  ماتریس مجهول ها،  $C_Y$  ماتریس وزن،  $G$  ماتریس ضریب ها و  $Y$  بردار داده های ورودی هستند.  $C_Y^{-1}$  در معادله (پ-۲) به صورت رابطه (پ-۳) تعریف می شود:

$$C_Y^{-1} = \begin{pmatrix} C_{obs}^{-1} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & C_{cell}^{-1} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & C_{event}^{-1} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{station}^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{smooth}^{-1} \end{pmatrix} \quad (\text{پ-۳})$$

معادله (پ-۳) یک ماتریس وزن ترکیبی برای همه پنج معادله ذکر شده در رابطه (پ-۱) است. به جز ماتریس  $C_{smooth}^{-1}$  که میزان هموارسازی مدل را کنترل می کند، ماتریس های  $C_{obs}^{-1}$ ،  $C_{cell}^{-1}$ ،  $C_{event}^{-1}$  و  $C_{station}^{-1}$  همگی ماتریس های قطری هستند که به ترتیب اطلاعاتی در مورد ماتریس وزن پرتوهای مشاهده شده، کندی در سلول ها و تصحیح های چشمه و ایستگاه دارند.

که مقدار  $AZG_0'$  برابر با ۱۳۰ درجه تعریف شده است و ایستگاه‌هایی با گاف آزیموتی بیشتر از این مقدار، به مقدار اولیه آن ( $X_3^0$ ) مقیدتر شده و در وارون‌سازی تصحیح ایستگاهی، نقش کمتری خواهند داشت.

در معادله (پ-۳)،  $C_{smooth}^{-1}$  به صورت  $C_{smooth}^{-1} = \lambda_{smooth} L$  تعریف می‌شود که  $\lambda_{smooth}$  پارامتری است که با توجه به خم  $L$  استاندارد، از سوی کاربر تعریف می‌شود و میزان نرم‌سازی را کنترل می‌کند و  $L$  ماتریس مربوط به هموارسازی لاپلاسی است. این ماتریس قطری نیست و شامل سلول‌های  $N \times N$  که  $N$  تعداد سلول‌ها است و عنصر  $k$ ام قطر اصلی آن به صورت رابطه (پ-۸) تعریف می‌شود:

$$S_{ii}^k = \begin{cases} 1 & i=l \\ -\frac{S_k(r_i, r_j)}{P_k} & i \neq l \end{cases} \quad (\text{پ-۸})$$

که  $P_k$  فاکتور بهنجارش است و به صورت رابطه (پ-۹) تعریف می‌شود:

$$P_k = \sum_l S_k(l, l) \quad (\text{پ-۹})$$

که در این روابط  $l$  شماره سلول‌ها است و همه مقدارهای ۱ تا  $N$  و  $l$  نیز همه مقدارهای ۱ تا  $N$  به جز مقدار  $l=l$  را در بر می‌گیرد.  $S_k$  نیز تابع گاوسی است که به صورت رابطه (پ-۱۰) تعریف می‌شود:

$$S_k(r, r') = \exp\left(\frac{-(r-r')^2}{2\sigma^2}\right) \quad (\text{پ-۱۰})$$

که  $\sigma$  پهنای نرم‌سازی یا طول همبستگی و  $r$  و  $r'$  به ترتیب مختصات سلول‌های  $l$  و  $l'$  است. پهنای نرم‌سازی برابر با ۵۰ کیلومتر یا تقریباً نصف طول سلول‌ها، در نظر گرفته شده است. عوارض با طول موج کوتاه‌تر از پهنای نرم‌سازی از بین می‌روند. بنابراین هرچه پهنای نرم‌سازی بیشتر باشد، محدوده نرم‌سازی بزرگ‌تر می‌شود و عوارض با طول موج بلند باقی می‌مانند.

تحلیل خطا:

برای محاسبه ماتریس واریانس-کواریانس مجهول‌ها از رابطه (پ-۱۱) استفاده می‌شود (وینچک و

ولی تعداد پرتوهای زیادی دارند. برای اینکه این سلول‌ها به‌شدت میرا نشوند با اضافه کردن جمله  $Nr_{cell}^{-0.2}$  یک تصحیح در میرایی آزیموتی اعمال می‌شود. در این حالت یک گاف آزیموتی بهنجار شده متعادل برای سلول‌هایی که گاف آزیموتی اولیه بزرگ ولی تعداد پرتوهای زیادی دارند، ایجاد می‌شود. مقدار  $AZG_0'$  برابر با ۱۳۰ درجه تعیین شده است.

در این تحقیق به‌جای استفاده از یک چشمه، از خوشه‌ای از چشمه‌ها استفاده شده است. به همین سبب بسیاری از چشمه‌ها، گاف آزیموتی کوچکی دارند. برای خوشه‌هایی که در مرزهای مدل قرار دارند، از بعضی آزیموت‌ها هیچ پرتویی دریافت نشده است. به همین علت باید جمله‌های تصحیح چشمه مربوط به این خوشه‌ها میرا شود. برای وزن‌دهی به جمله‌های چشمه، یک ماتریس وزن قطری به صورت رابطه (پ-۶) تعریف شده است:

$$C_{event}^{-1}(ij) = \begin{cases} 1 & AZG_i' \leq AZG_0', i=j \\ (AZG_i' - AZG_0')^2 & AZG_i' > AZG_0', i=j \\ 0 & i \neq j \end{cases} \quad (\text{پ-۶})$$

که در آن،  $AZG_0'$  بیشترین مقدار گاف آزیموتی و برابر با ۹۰ درجه است و با گاف آزیموتی کمتر از آن برای یک چشمه وزن ۱ در نظر گرفته می‌شود و برای چشمه‌هایی که گاف آزیموتی بزرگ‌تری دارند طبق معادله (پ-۶) وزن بیشتری اختصاص داده خواهد شد که در نتیجه چنین چشمه‌هایی به مقدار اولیه آن ( $X_2^0$ ) مقیدتر می‌شوند و در وارون‌سازی تصحیح چشمه، نقش کمتری خواهند داشت.

برخلاف چشمه‌ها، بسیاری از ایستگاه‌های استفاده شده در این تحقیق، پوشش آزیموتی مناسبی ندارند. بنابراین باید ایستگاه‌هایی که گاف آزیموتی زیادی دارند، نقش کمتری در وارون‌سازی داشته شود. ماتریس وزن جمله تصحیح ایستگاهی به صورت رابطه (پ-۷) تعریف می‌شود:

$$C_{station}^{-1}(ij) = \begin{cases} 1 & AZG_i' \leq AZG_0', i=j \\ (AZG_i' - AZG_0')^2 & AZG_i' > AZG_0', i=j \\ 0 & i \neq j \end{cases} \quad (\text{پ-۷})$$

کراکوسکی، ۱۹۸۶):

$$C_x = (G^T C_Y^{-1} G)^{-1} \quad (\text{پ-۱۱})$$

همان‌طور که مشاهده می‌شود میزان خطای مجهول‌ها به ماتریس وزن مشاهدات ( $C_Y^{-1}$ ) (معادله پ-۳) وابسته است. بنابراین زیرماتریس  $C_{cell}^{-1}$  که درون ماتریس  $C_Y^{-1}$  قرار دارد، به طور مستقیم روی خطای سرعت سلول‌ها

Soc. Am., 77, 2074-2094.

Hermann, R. B. and Kijko, A., 1983, Modeling some empirical vertical component Lg relations, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 157-171.

Hessami, K., Jamali, F. and Tabassi, H., 2003, Major active faults of Iran, scale 1:2,500,000, Int. Inst. of Earthquake Eng. And Seismol., Tehran.

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, Geophys. J. Int., 148(2), 214-245.

Kadinsky-Cade, K., 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(B10), 9377-9396, doi:10.1029/JB086iB10P09377.

Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H. and Mokhtari, M., 2007, A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran), Geophys. J. Int., 171, 399-410, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03535.x.

Kennett, B. L. N., 1986, Lg waves and structural boundaries, Bull. Seism. Soc. Am., 76, 1133-1141.

Lytle, R. J. and Dines, K. A., 1980, Iterative ray tracing between boreholes for underground image reconstruction, IEEE Trans. Geosci. Remote sensing, 18, 234-240.

Mangino, S. and Priestley, K., 1996, Seismic studies of the Caspian basin and surrounding regions, Geophys. J. Int., 133, 630-648.

Mortezanejad, G., Aziz Zanjani, A., Ghods, A. and Sobouti, F., 2013, Insights into the crustal structure and the seismotectonics of the Talesh region using the local and teleseismic data, Quart. J. Earth Sci., 88.2, 38-47, in Farsi.

Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J., 2012, Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, Tectonophysics 532-535, 27-60.

Nemati, M., Hollingsworth, J., Bolourchi, M. J., Mirzaei, N. and Zhan, Z., 2013, Microseismicity and seismotectonics of the

تاثیرگذار است. پس انتظار این است که سلول‌های با گاف آزیموتی زیاد، خطای زیادی داشته باشند و برای سلول‌هایی که هیچ پرتویی از آنها عبور نکرده است، خطای صفر محاسبه شود.

## مراجع

Al-lazki, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N. and Mohamad, R., 2004, Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropic at the junction of Arabian, Eurasian and African plates, Geophys. J. Int., 158, 1024-1040.

Allen, M. B., Ghassemi, M., Sharabi, M. and Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz Range, northern Iran, Journal of Structural Geology, 25, 659-672.

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.

Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, F., Mortezanejad, 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(2), 799-814.

Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, Geophys. J. Int., 167, 761-778.

Furumura, T. and Kennett, B. L. N., 1997, On the nature of regional seismic phases-II, on the influence of structural barriers, Geophys. J. Int., 129, 221-234.

Ghods, A., Rezapour, E., Bergman, G., Mortezanejad, G. and Talebian, M., 2012, Relocation of the 2006 Mw 6.1 Silakhour, Iran, Earthquake Sequence: Details of Fault Segmentation on the Main Recent Fault, Bull. Seism. Soc. Am., 102, 398-416.

Ghods, A., Shabaniyan, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, S., Mortezanejad, G. and Aziz Zanjany, A., 2015, The Varzaghan-Ahar, Iran, Earthquake Doublet (Mw 6.4, 6.2): implications for the geodynamics of northwest Iran, Geophys. J. Int., 203(1), 522-540.

Havskov, J. and Otemoller, L., 1999, SEISAN: The Earthquake Analysis Software, version 8.0, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.

Hutton, L. K. and Boore, D. M., 1987, The ML scale in southern California, Bull. Seismol.



- South Caspian Lowlands, NE Iran, *Geophys. J. Int.*, 193(3), 1053-1070, doi: 10.1093/gji/ggs114.
- Nilforoushan, F., Masson F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P. and Chéry, J., 2003, GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, *J. Geodesy*, 77, 411-422.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Péquegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), *Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, 330, 5-18.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J. and Mokhtari, M., 2006, Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 166(1), 227-237, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02920.x.
- Pei, S., Sun, Y. and Taksoz, M. N., 2011, Tomographic Pn and Sn velocity beneath the continental collision zone from Alps to Himalaya, *J. Geophys. Res.*, 116, B10311, doi:10.1029/2010JB007845.
- Press, F. and Ewing, M., 1952, Two slow surface waves across North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 42, 219-228.
- Radjaee, A., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. and Hatzfeld, D., 2010, Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran, *Geophys. J. Int.*, 181, 173-184.
- Raven, K. J., 2005, The nature of Oceanic basins trapped within the Alpine-Himalayan belt, and their relationship to Tethys. Ph.D. thesis, Earth Sciences, University of Cambridge.
- Rodgers, A. R., Ni, J. F. and Hearn, T. M., 1997, Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the Middle East, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 396-413.
- Rham, D., 2007, The crustal structure of the Middle East, Ph.D. Thesis, University of Cambridge, Cambridge, UK.
- Ruzaikin, A. I., Nersesov, I. L., Khalturin, V. I. and Molnar, P., 1977, Propagation of Lg and lateral variations of crustal structure in Asia, *J. Geophys. Res.*, 82, 307-316.
- Sandvol, E., Al-Damegh, K., Calvert, A., Seber, D., Barazangi, M., Mohamad, R., Gok, R., Turkelli, N. and Gurbuz, C., 2001, Tomographic imaging of Lg and Sn propagation in the Middle East, *Pure appl. Geophys.*, 158, 1121-1163.
- 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.
- Shearer, P. M., 2002, Introduction to seismology, Cambridge University Press, 115-125.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B. and Sadidkhouy, A., 2009, Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies, *Geophys. J. Int.*, 177, 733-742.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran. A review, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 52, 1229-1258.
- Takin, M., 1972, Iranian geology and continental drift in the Middle East, *Nature*, 235, 147-50.
- Vanicek, P. and Krakiwsky, E., 1986, *Geodesy: the concepts*, Elsevier Science Publishing Company, p. 209-213.
- Yaminifard, F., Tatar, M., Hessami, K., Gholamzadeh, A. and Bergman, E., 2012, Aftershock analysis of the 2005 November 27 (Mw 5.8) Qeshm Island earthquake (Zagros-Iran): Triggering of strike-slip faults at the basement, *Journal of Geodynamics*, 61, 138-147.
- Walker, R. and Jackson, J., 2004, Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.
- Walker, R. T., Bergman, E. A., Elliott, J. R., Fielding, E. J., Ghods, A.-R., Ghorraishi, M., Jackson, J., Nazari, H., Nemati, M., Oveisi, B., Talebian, M. and Walters, R. J., 2013, The 2010-2011 South Rigan (Baluchestan) earthquake sequence and its implications for distributed deformation and earthquake hazard in southeast Iran, *Geophys. J. Int.*, 193, 349-374.
- Walker, R. T., Bergman, E., Jackson, J., Ghorashi, M. and Talebian, M., 2005, The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology, *Geophys. J. Int.*, 160(2), 707-720.
- Walker, R. T., Bergman, E., Szeliga, W. and Fielding, E. J., 2011, Insights into the 1968-1997 Dasht-e-Bayaz and Zirkuh earthquake sequences, eastern Iran, from calibrated relocations, InSAR and high-resolution satellite imagery, *Geophys. J. Int.*, 187(3), 1577-1603.
- Walker, R. T., Khatib, M. M., Bahroudi, A., Rodés A., Schnabel C., Fattahi, M., Talebian M. and Bergman E., 2015, Co-seismic, geomorphic, and geologic fold growth associated with the 1978 Tabas-e-Golshan earthquake fault in eastern Iran, *Geomorphology*, 237, 98-118.