

مطالعه ساختار سرعت موج برشی در شرق ایران با استفاده از توموگرافی امواج ریلی

زهرا ضرونی‌زاده^۱، سید خلیل متقی^{۲*} و رامین موقری^۳

^۱دانشجوی دکتری، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

^۲دانشیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

^۳محقق، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۱۱، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۲۱)

چکیده

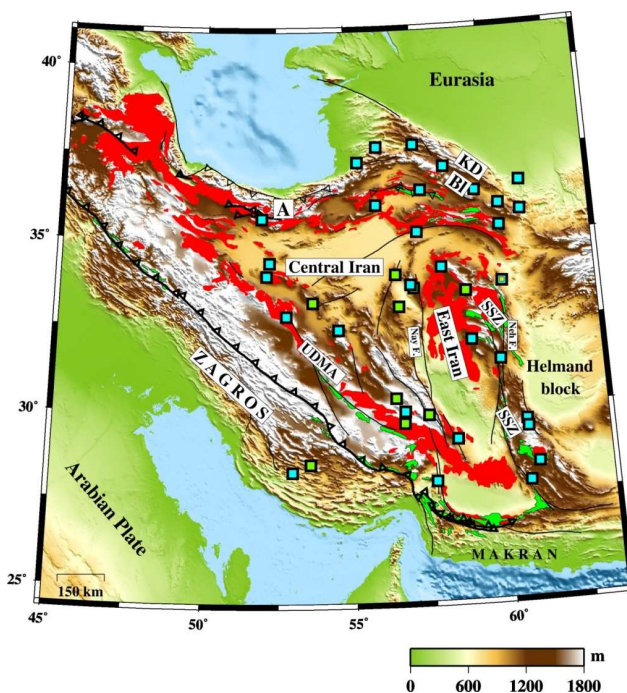
در این مطالعه سامانه سنگ‌کره-سست‌کره شرق ایران با استفاده از روش‌های توموگرافی با فرض دو جبهه موج تخت و توموگرافی دورلرز بررسی شده است. برای این منظور از ۵۸۶۲ شکل موج ریلی ثبت‌شده در چهل ایستگاه لرزه‌نگاری برای تولید نقشه‌های سرعت فاز در نُه باند فرکانسی از ۲۵ ثانیه تا ۱۱۱ ثانیه استفاده شد. سپس با وارون‌سازی منحنی‌های پاشش محلی حاصل از نقشه‌های سرعت فاز در دوره تناوب‌های مختلف، مدل سه‌بعدی سرعت موج برشی از سطح تا عمق ۲۰۰ کیلومتر ساخته شد. ساختار سرعت سه‌بعدی تعیین‌شده، یک کانال کم‌سرعت سست‌کره‌ای را مشخص می‌کند که زیر یک سنگ‌کره نازک قرار گرفته است. با رسم مقدار سرعت موج برشی به اندازه ۴/۱ کیلومتر بر ثانیه، نقشه ضخامت پوسته‌ای (عمق موهو) برای منطقه تعیین شد. نقشه موهو نشان می‌دهد ضخامت تقریبی بیشتر منطقه مورد مطالعه، ۳۶ کیلومتر است که با ضخامت یک پوسته با تغییر شکل کم متناظر است. همچنین دو پوسته ضخیم، زیر کمان آتشفشانی ارومیه-دختر و در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه وجود دارد؛ یعنی در جایی که رخنمون‌های افیولیتی زمین‌درز نئوتتیس را مشخص می‌کند. به احتمال زیاد این ضخیم‌شدگی‌ها به دلیل تغییر شکل در مقیاس سنگ‌کره‌ای در منطقه زمین‌درز نئوتتیس است.

واژه‌های کلیدی: توموگرافی، امواج ریلی، سرعت موج برشی، سنگ‌کره، شرق ایران

۱ مقدمه

فلات ایران شامل ریزقاره‌های شرق ایران و ایران مرکزی است که با گسله‌های سنگ‌کره‌ای راست‌الغز از یکدیگر جدا شده‌اند (شکل ۱). تصور می‌شود این ورقه کوچک طی مراحل متوالی از حاشیه شمالی گندوانا جدا و بعداً به حاشیه جنوبی اوراسیا اضافه شده است (سنگور، ۱۹۹۶). منطقه زمین‌درز سیستان، مرز شرقی ورقه شرق ایران است که آن را از بلوک هیرمند جدا می‌کند. کوه‌های واقع در شرق ایران به دلیل برخورد قاره-قاره در کرتاسه پسین در حدود ۸۶ میلیون سال قبل به‌وجود آمده‌اند (زرین‌کوب و همکاران، ۲۰۱۲). این کوهزایی احتمالاً به دلیل بسته شدن اقیانوس سیستان ایجاد شده که یک شاخه باریک از اقیانوس نئوتتیس بوده و در زمان کرتاسه میانی باز شده است (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲ و تیروول و همکاران، ۱۹۸۳).

همگرایی صفحات عربی و اوراسیا تغییر شکل‌های مهمی را در پوسته فلات ایران و مناطق کوهزایی اطراف آن مانند کمر بند چین‌خورده و رورانده زاگرس و کوه‌های البرز و کپه‌داغ ایجاد کرده است (آگارد و همکاران، ۲۰۰۵؛ هومکه و همکاران، ۲۰۱۰ و موثریو و همکاران، ۲۰۱۲). برخورد قاره‌ای عربی-اوراسیا از حدود ۳۵ میلیون سال قبل شروع شده است (موثریو و همکاران، ۲۰۱۲). عمده این برخورد تقریباً در ۲۷ میلیون سال قبل اتفاق افتاده است (اگن و همکاران، ۲۰۰۹ و معدنی‌پور و همکاران، ۲۰۱۳). همگرایی در سرتاسر منطقه برخوردی زاگرس با سازوکارهای مختلفی مانند کوتاه‌شدگی‌های پراکنده (پریستلی و همکاران، ۲۰۱۲ و متقی و همکاران، ۲۰۱۷ ب) و زیرراندگی سنگ‌کره عربی به زیر ایران مرکزی (پل و همکاران، ۲۰۱۰ و متقی و همکاران، ۲۰۱۷ الف) جذب می‌شود.



شکل ۱. نقشه توپوگرافی ایران. مکان چهل ایستگاه لرزه‌نگاری با مربع‌های سبزرنگ و آبی‌رنگ نشان داده شده است. نواحی قرمز رنگ: مکان رخنمون‌های آتشفشانی؛ نواحی سبزرنگ: مکان رخنمون‌هان افیولیتی؛ خطوط مشکی: مکان گسل‌های فعال اصلی (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳)؛ مربع‌های آبی و سبز به ترتیب: مکان ایستگاه‌های باندپهن و باند متوسط؛ UDMA: کمان آتشفشانی ارومیه-دختر؛ KD: رشته‌کوه‌های کپه‌داغ؛ BI: رشته‌کوه‌های بینالود؛ A: رشته‌کوه‌های البرز؛ SSZ: منطقه زمین‌درز سیستان؛ Nay F: گسل نای‌بند.

اقیانوسی شکسته شده عربی باشد که در بالای منطقه گذار گوشته واقع شده است.

متقی و همکاران (۲۰۱۲ الف) با استفاده از تحلیل توابع گیرنده P در یک شبکه متراکم که به صورت عمود از ایران مرکزی و رشته کوه‌های کپه‌داغ و بینالود عبور می‌کرد، نشان دادند ضخامت پوسته در زیر ایران مرکزی تقریباً ۳۵ کیلومتر است. این در حالی است که ضخامت پوسته در جنوب بینالود به حدود ۵۴ کیلومتر افزایش می‌یابد. همچنین متقی و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از وارون‌سازی هم‌زمان منحنی پاشش گروه موج ریلی و توابع گیرنده P، ساختار سرعت موج برشی را در امتداد یک مقطع مشابه مطالعه متقی و همکاران (۲۰۱۲ الف و ب) اما طولانی‌تر تعیین کردند. در آن مطالعه یک ساختار کم‌سرعت در زیر ایران مرکزی و یک پوسته ضخیم در زیر کمان آتشفشانی ارومیه-دختر آشکار شد و پیشنهاد داده شد که این ساختارهای کم‌سرعت و پوسته ضخیم، ساختارهای باقی‌مانده از دو فرورانش مجزا در زاگرس و شمال شرق ایران هستند.

بررسی‌های فوق نشان می‌دهد با وجود توموگرافی‌های مکرر برای بررسی ساختارهای سنگ‌کره و گوشته بالایی فلات ایران، هنوز درباره فرایندهای ژئودینامیکی حاکم بر این منطقه اتفاق نظر وجود ندارد. مطالعات با وضوح زیاد (برای مثال، شمالی و همکاران، ۲۰۱۱)، برخی مدل‌های قبلی پیشنهادی (مانند فرورانش در حال وقوع در زیر فلات ایران) را اصلاح کرده است؛ با این حال هنوز معرفی یک مدل سه‌بعدی با وضوح زیاد برای بررسی مجدد مدل‌های متفاوت پیشنهادی برای ایران مرکزی ضرورت دارد. در سال‌های اخیر، مراکز لرزه‌نگاری کشوری، ایستگاه‌های لرزه‌نگاری زیادی را در ایران نصب کرده‌اند که فرصتی جدید را برای تولید مدل‌های سه‌بعدی با وضوح زیاد فراهم می‌کند. در این مطالعه، ساختار سنگ‌کره‌ای بخش بزرگی از فلات ایران، کپه‌داغ و

فلات ایران که بخشی از منطقه مورد مطالعه است، در پژوهش‌های مختلفی بررسی شده است. مگی و پریستلی (۲۰۰۵) با استفاده از توموگرافی امواج سطحی، ساختار سرعت موج برشی را در فلات ایران-ترکیه و نواحی مجاور آن تعیین کردند. نتایج، وجود ساختاری کم‌سرعت را در بخش فوقانی گوشته ایران-ترکیه آشکار کرد که سنگ‌کره پرسرعت عربستان و اوراسیا آن را احاطه کرده است. تغییرات بی‌هنجاری‌های گرانی (داده‌های بی‌هنجاری هوای آزاد) و ارتفاع زیاد فلات ایران باعث شد که ایشان این ساختار کم‌سرعت را نتیجه جدایش بخش پایینی سنگ‌کره فلات ایران تفسیر کنند که قبل از آن به دلیل برخورد قاره-قاره به اندازه کافی ضخیم شده است. هاتزفلد و مولنار (۲۰۱۰) منطقه برخوردی زاگرس را با منطقه برخوردی تبت-همالیای مقایسه کردند. آنها پیشنهاد کردند بالاآمدگی فلات ایران ممکن است به دلیل فرایند تورق سنگ‌کره قاره‌ای باشد که مشابه آن در تبت اتفاق افتاده است. این فرضیه با توجه به نبود مشاهدات لرزه‌ای برای تورق سنگ‌کره فلات ایران، در آن زمان اثبات نشد و پس از آن هم به دست فراموشی سپرده شد. علی‌نقی و همکاران (۲۰۰۷)، سیمونز و همکاران (۲۰۱۱) و کولاکوف (۲۰۱۱) گوشته بالایی و منطقه گذار گوشته در فلات ایران را بررسی کردند. ایشان ساختار پرسرعتی را در گوشته واقع در زیر سنگ‌کره فلات ایران گزارش و این ساختار را ناشی از فرورانش کنونی ورق عربی به زیر ایران مرکزی تفسیر کردند. شادمنان و شمالی (۲۰۱۰) و شادمنان و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از یک شبکه متراکم لرزه‌نگاری در ایران، توموگرافی با وضوح بیشتر را برای منطقه برخوردی زاگرس و فلات ایران انجام دادند. نتایج آن مطالعه نیز وجود لایه کم‌سرعت در گوشته بالایی و ساختار پرسرعت عمیق در زیر فلات ایران را تأیید کرد. شمالی و همکاران (۲۰۱۱) پیشنهاد کردند ساختار پرسرعت در زیر فلات ایران می‌تواند باقی‌مانده‌ای از ورقه

ایستگاه موقت شبکه مکران که دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه نصب کرده است، ثبت کرده‌اند. این لرزه‌نگارها به گیرنده‌های متفاوتی از جمله CMG-3T ۱۲۰ ثانیه و تریلیوم ۱۲۰ ثانیه (سی لرزه‌نگار، مربع‌های آبی در شکل ۱) و تریلیوم ۴۰ ثانیه (ده ایستگاه، مربع‌های سبز در شکل ۱) مجهز هستند.

توزیع آزمون‌های مناسب رخدادها باعث ایجاد پوشش پرتو با تقاطع مناسب در سرتاسر منطقه مورد مطالعه شده است. چنین پوشش پرتویی می‌تواند ساختارهای سرعت را با وضوح زیادی آشکار کند. پوشش پرتویی برای دوره تناوب‌های بین ۲۵ ثانیه تا ۱۱۱ ثانیه در شکل ۲ نشان داده شده است.

تعداد نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های باندپهن و باند متوسط به ترتیب ۴۵۷۰ و ۱۲۹۲ است. در صورتی از شکل موج ثبت شده در دوره تناوب‌های بزرگ‌تر از ۴۰ ثانیه در لرزه‌نگارهای باند متوسط استفاده می‌شود که این شکل موج مشابه شکل موج ثبت شده در لرزه‌نگارهای باندپهن (بعد از حذف پاسخ ایستگاهی) باشد. مشاهده ما نشان می‌دهد برای رخداد‌های بزرگ، ایستگاه‌های باند-متوسط ۴۰ ثانیه، امواج ریلی را در دوره تناوب‌های زیاد به خوبی ثبت می‌کنند. شکل ۳ دو شکل موج ریلی را در دوره تناوب‌های ۸۳ و ۱۰۰ ثانیه نشان می‌دهد. این شکل موج‌ها متعلق به زمین‌لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری ۶/۷ هستند که در دو ایستگاه باندپهن TABS و باند متوسط TKDS (واقع در فاصله ۳ کیلومتری از همدیگر) ثبت شده‌اند. مقایسه این شکل موج‌ها نشان می‌دهد موج ریلی در لرزه‌نگار ۴۰ ثانیه مشابه با نگاشت ثبت شده در لرزه‌نگار ۱۲۰ ثانیه است.

در مرحله اول پردازش داده‌ها، تمامی شکل موج‌ها برای استخراج داده‌های باکیفیت و حذف نگاشت‌های کم کیفیت به صورت چشمی بررسی و شکل موج‌های باکیفیت انتخاب شدند. سپس پاسخ دستگاهی از روی

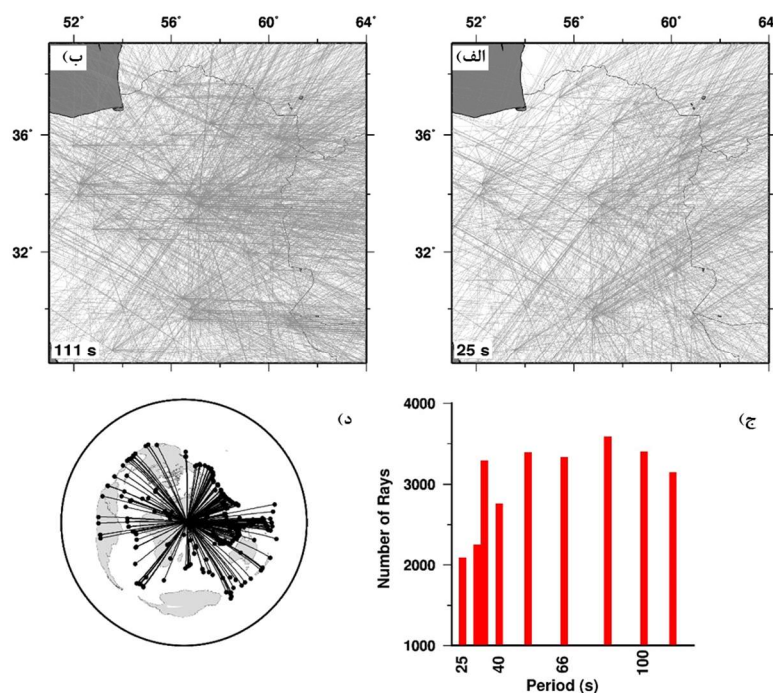
بینالود و قسمت کوچکی از پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر بررسی می‌شود. برای تولید نقشه‌های سرعت فاز، رخداد‌های دورلرز ثبت شده در سه شبکه لرزه‌نگاری دائمی در شرق ایران در بازه زمانی سه سال تحلیل و توموگرام‌های سرعت فاز در دوره‌های تناوبی بین ۲۵ تا ۱۱۱ ثانیه با استفاده از توموگرافی موج سطحی (TPWT) (فورساید و لی، ۲۰۰۵) تهیه شدند. برای بهبود مدل سرعت در پوسته، منحنی‌های پاشش سرعت فاز حاصل از توموگرافی نوفه تصادفی در دوره تناوب ۸ تا ۲۰ ثانیه (موقری و جوان دولویی، ۲۰۲۰) به منحنی‌های پاشش حاصل از توموگرافی امواج سطحی اضافه شده است. با وارون‌سازی غیرخطی منحنی‌های پاشش، نقشه سه‌بعدی سرعت موج برشی تا عمق ۲۰۰ کیلومتری ساخته می‌شود. مدل سه‌بعدی سرعت به دست آمده، به خوبی تغییرات ضخامت پوسته و سنگ‌کره منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. نتایج این مطالعه به فهم بهتر مدل‌های ژئودینامیکی حاکم بر منطقه کمک خواهد کرد.

۲ داده‌ها

در این مطالعه برای استخراج داده باکیفیت، تعداد ۱۳۲۴۲ نگاشت قائم ثبت شده در ۵۰۰ رخداد دورلرز در بازه زمانی ژانویه ۲۰۱۵ تا مارس ۲۰۱۷ به صورت چشمی بررسی و در نهایت، ۵۸۶۲ نگاشت ثبت شده از ۳۶۸ رخداد دورلرز با بزرگای گشتاوری ۵/۳ تا ۷، فاصله رومرکزی ۳۰ تا ۱۲۰ درجه و عمق کمتر از ۵۰ کیلومتر برای تحلیل‌های بعدی انتخاب شد (شکل ۲-د). داده‌ها را یازده ایستگاه لرزه‌نگاری دائمی شبکه ملی باندپهن ایران وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (INSN)، بیست و یک ایستگاه دائم مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)، شش ایستگاه لرزه‌نگاری از شبکه مرکز تحقیقات زلزله‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد و دو

انتهای استخراج شد. شکل ۲-ج نمودار میله‌ای تعداد نگاشت‌های انتخابی را در هر محدوده فرکانسی نشان می‌دهد. تعداد نگاشت‌ها از ۲۰۷۸ در دوره تناوب ۲۵ ثانیه به ۳۱۴۵ در دوره تناوب ۱۱۱ ثانیه تغییر می‌کند. بیشینه تعداد نگاشت‌های مشاهده شده ۳۵۹۲ است که برای دوره تناوب ۸۳ ثانیه انتخاب شده‌اند.

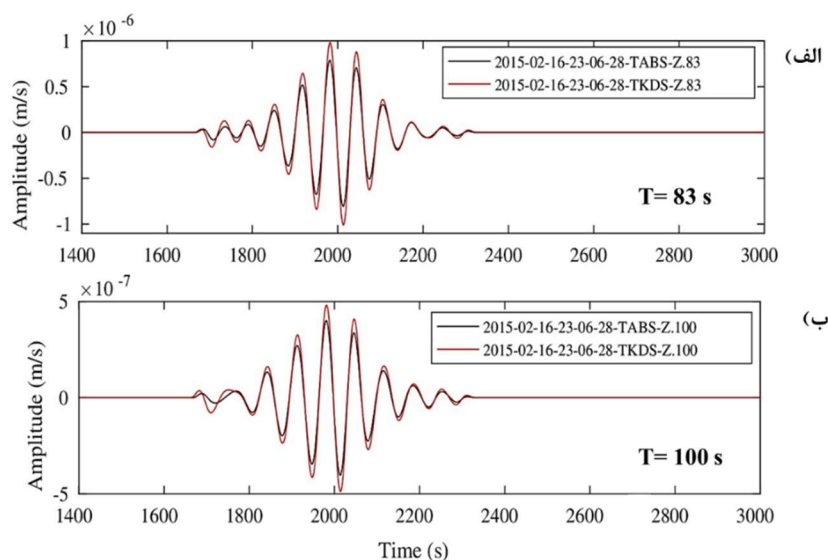
نگاشت‌ها برداشته شد و نگاشت‌ها با مجموعه‌ای از فیلترهای باتروث باندباریک با پهنای ۱۰ میلی‌هرتز و در فرکانس‌های مرکزی ۱۰، ۱۲، ۱۵، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۳۵، ۴۰ و ۹ میلی‌هرتز فیلتر شدند. در جدول ۱ مشخصات محدوده‌های فرکانسی منتخب نمایش داده شده است. در هر محدوده فرکانسی، مد اصلی موج ریلی با استفاده از یک پنجره مربعی با نرم‌کننده کسینوسی ۵۰ ثانیه در هر دو



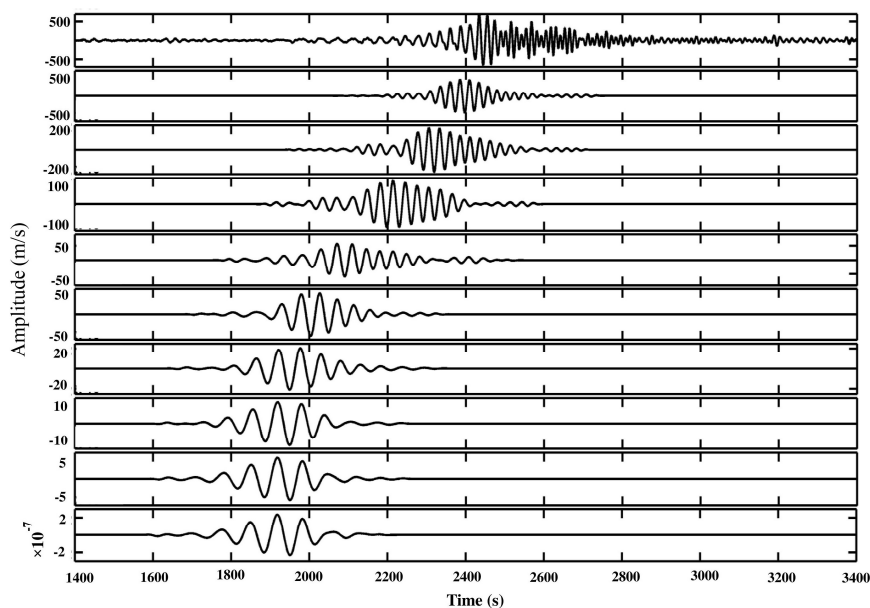
شکل ۲. (الف) و (ب) مسیر دایره عظیمه (خطوط سیاه‌رنگ) در داخل و اطراف منطقه مورد مطالعه برای موج ریلی در محدوده دوره تناوب ۲۵ و ۱۱۱ ثانیه (ج) بافت‌نگار تعداد پرتوهای موج ریلی استفاده‌شده در دوره تناوب‌های مختلف (د) توزیع آزمون‌های دورلر استفاده شده.

جدول ۱. مقادیر محدوده‌های فرکانسی فیلتر باتروث باندباریک استفاده‌شده. فرکانس متناظر هر مجموعه در ستون وسط نمایش داده شده است.

فرکانس بالا	فرکانس مرکزی	فرکانس پایین
۰/۰۴۵	۰/۰۴۰	۰/۰۳۵
۰/۰۴۰	۰/۰۳۵	۰/۰۳۰
۰/۰۳۵	۰/۰۳۰	۰/۰۲۵
۰/۰۳۰	۰/۰۲۵	۰/۰۲۰
۰/۰۲۵	۰/۰۲۰	۰/۰۱۶
۰/۰۲۰	۰/۰۱۵	۰/۰۱۰
۰/۰۱۷	۰/۰۱۲	۰/۰۰۷
۰/۰۱۵	۰/۰۱۰	۰/۰۰۵
۰/۰۱۴	۰/۰۰۹	۰/۰۰۴



شکل ۳. یک مثال از شکل موج ریلی فیلترشده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری TABS (رنگ سیاه) و TKDS (رنگ قرمز) در دوره تناوب‌های مرکزی (الف) ۸۰ ثانیه (ب) ۱۰۰ ثانیه. ایستگاه‌های TABS و TKDS به ترتیب به حسگر گورالپ ۱۲۰ ثانیه و تریلیم ۱۲۰ ثانیه مجهز هستند. فاصله بین ایستگاهی تقریباً سه کیلومتر است و ایستگاه‌ها مربوط به شبکه‌های لرزه‌نگاری متفاوت هستند.



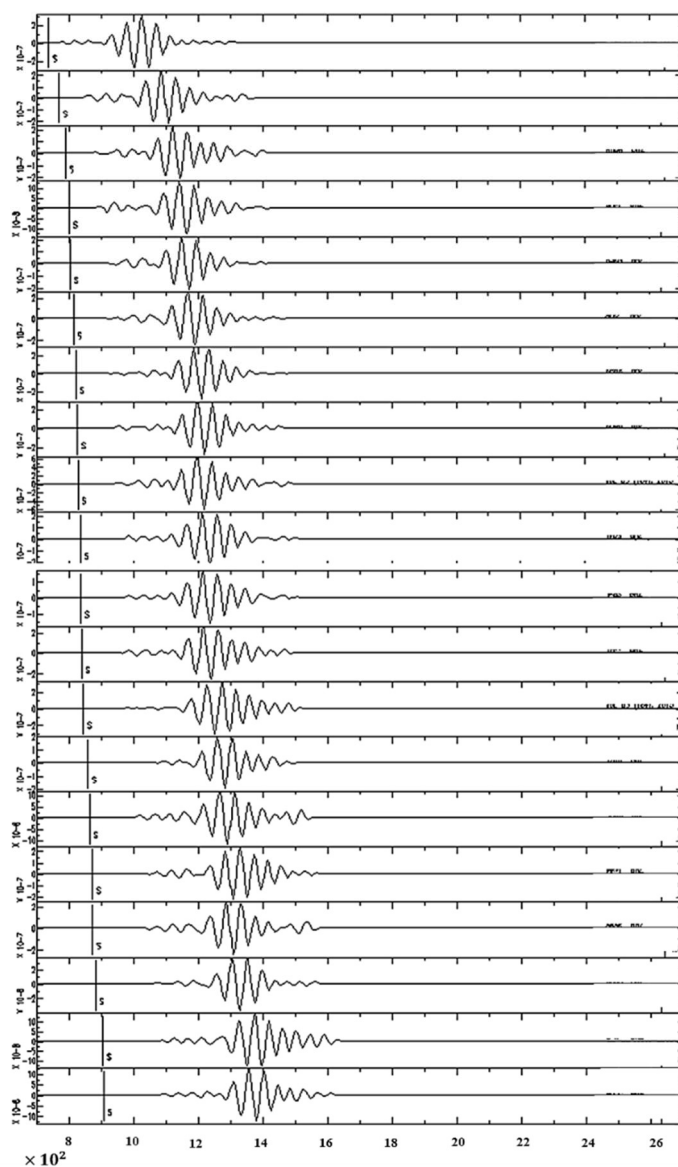
شکل ۴. یک مثال از شکل موج ریلی فیلترشده در ایستگاه SHRT (مربع زردرنگ در شکل ۱). شکل بالا مربوط به شکل موج فیلترشده نگاشت قائم و شکل-های پایین‌تر نشان‌دهنده سیگنال فیلترشده در نُه باند فرکانسی مختلف مطالعه‌شده است. پاشندگی موج سطحی در این شکل به‌وضوح مشخص است.

ترتیب افزایش دوره تناوب رسم شدند. شکل ۴ یک نمونه از شکل موج ریلی استخراج‌شده از زمین‌لرزه ۱۶ فوریه ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد که در ژاپن اتفاق افتاده و در ایستگاه SHRT (مربع زردرنگ در شکل ۱) ثبت شده

برای بررسی صحت مد اصلی موج ریلی استخراج‌شده (تعداد ۵۸۶۲ از ۱۳۲۴۲) دو حالت مختلف به‌صورت چشمی بررسی شد. در حالت اول، برای مشاهده پاشندگی موج ریلی، شکل موج‌های فیلترشده برای هر نگاشت به

مرحله دوم، همه پنجره‌های موج ریلی در ایستگاه‌های مختلف، در هر دوره تناوب برای نمایش اثر برون‌راند بر اساس فاصله مرتب و رسم می‌شوند (شکل ۵). در این حالت، مشکلات مربوط به عملکرد GPS با توجه به نگاشت خارج شده از برون‌راند به خوبی مشخص می‌شود. این بررسی‌ها برای پیدا کردن داده‌های پرت (تولید شده به دلیل مسائل تکنیکی) در طول جمع‌آوری داده‌ها مؤثر هستند.

است. در بسیاری از نگاشت‌های شبکه IRSC، جاهای خالی (گپ) کوتاهی وجود داشت که با دامنه صفر در طول نمونه برداری پر شدند. بعد از حذف اثر میانگین و در اثر اعمال فیلتر، این گپ‌ها به صورت پالس‌های مصنوعی پر دامنه ظاهر می‌شوند که گاهی دامنه آنها بیشتر از دامنه موج ریلی چشمداشتی است؛ بنابراین با رسم این شکل موج‌ها، مشابه شکل ۴، این نگاشت‌ها شناسایی و از مجموعه داده‌ها به طور کامل کنار گذاشته می‌شوند. در



شکل ۵. شکل موج ریلی ثبت شده در دوره تناوب ۸۳ ثانیه در ایستگاه‌های مختلف برای یک رخداد تصادفی. شکل موج‌ها بر اساس فاصله مرتب شده‌اند.

۳ توموگرافی و مطالعه قدرت تفکیک

در این مطالعه برای تعیین سرعت فاز امواج ریلی از روش توموگرافی با فرض دو جبهه موج تخت (TPWT) فورساید و لی (۲۰۰۵) استفاده شده است. در روش‌های قدیمی‌تر توموگرافی موج سطحی، از فرض نظریه پرتو برای برگردان ناهمگنی‌های موجود در سنگ کره و گوشته بالایی استفاده می‌شود. نظریه پرتو فقط در صورتی معتبر است که اندازه ناهمگنی‌ها خیلی بزرگ‌تر از طول موج پرتو باشد. اگر اندازه ناهمگنی‌ها قابل قیاس با طول موج پرتو باشد، حساسیت امواج سطحی به ساختارهای ناهمگن در مسیر پرتو مهم می‌شود و بنابراین اثر فرکانس محدود باید لحاظ شود. در توموگرافی به روش TPWT، اندازه ناهمگنی‌های موردعلاقه، قابل قیاس با طول موج پرتو یا حتی کوچک‌تر از آن است؛ از این رو باید اثر فرکانس محدود در نظر گرفته شود. در روش TPWT جبهه موج رسیده به ایستگاه، برابر با مجموع دو جبهه موج تخت است. برای هر جبهه موج از یک تابع حساسیت گاوسی استفاده می‌شود. با این فرض، TPWT سعی می‌کند تا حدودی انحنای جبهه موج در اثر وجود بی‌هنجاری‌های سرعتی در منطقه را لحاظ کند. با لحاظ کردن این فرض می‌توان از تمامی رخدادها در تمامی بک‌آزیموت‌ها استفاده کرد؛ بنابراین این روش باعث بهبود پوشش پرتویی می‌شود. در TPWT، جبهه موج رسیده با مجموع دو موج تخت با دامنه، فاز و راستای انتشار اولیه نامعلوم توصیف می‌شود. پس در مجموع شش پارامتر برای توصیف جبهه موج لازم است. فرض دو موج تخت، تقریبی ساده از یک الگوی تداخلی پیچیده محسوب می‌شود، ولی در بسیاری از موارد توصیف خوبی از تغییرات مکانی دامنه در امتداد یک آرایه لرزه‌نگاری ارائه می‌کند (فورساید و لی، ۲۰۰۵). طی فرایند وارون‌سازی، از برگردان به روش شبیه‌سازی انیلینگ (Simulated Annealing) (پرس و همکاران، ۱۹۹۲)

برای پیدا کردن بهترین پارامترهای برازش شده دو موج تخت یعنی دامنه، فاز و راستای انتشار استفاده می‌شود. حساسیت هر جبهه موج به ناهمگنی‌های سرعت فاز در منطقه مورد مطالعه با کرنل‌های حساسیت دوبعدی با فرکانس محدود محاسبه می‌شود (یانگ و فورساید، ۲۰۰۶). برای انجام دادن توموگرافی سرعت فاز در هر دوره تناوب، منطقه به شبکه‌هایی به ابعاد $1^\circ \times 1^\circ$ تقسیم‌بندی و از یک وارون‌سازی خطی (تارانتولا و والت، ۱۹۸۲) برای تخمین سرعت فاز در هر گرید استفاده می‌شود. برای جزئیات بیشتر درباره فرایند وارون‌سازی به مطالعه فورساید و لی (۲۰۰۵) و یانگ و فورساید (۲۰۰۶) ارجاع داده می‌شود.

منحنی‌های پاشش محلی با نقشه‌های سرعت فاز تعیین شده با روش TPWT تولید و با منحنی‌های پاشش به‌دست آمده از توموگرافی نوفه تصادفی در محدوده دوره تناوبی ۸ تا ۲۰ ثانیه (موقری و جوان دولویی، ۲۰۲۰) ادغام می‌شوند؛ بنابراین منحنی‌های پاشش در دوره تناوب‌های ۸ تا ۱۱۱ ثانیه ساخته می‌شوند و از آنها برای تولید مدل‌های سرعت موج برشی در هر نقطه از شبکه استفاده خواهد شد.

با هدف تعیین مدل سرعت یک‌بعدی، از الگوریتم غیرخطی به روش تحلیل بیزین (Bayesian inference) با کمک روش مونت-کارلوی ادغام شده با زنجیره مارکوف (Bayesian Markov Chain Monte-Carlo) (شن و همکاران، ۲۰۱۲؛ آفونسو و همکاران، ۲۰۱۳ و گو و همکاران، ۲۰۱۶) یا به‌اختصار MCMC، برای وارون‌سازی منحنی‌های پاشش استفاده شد. برای پارامتربندی مدل‌های سرعت یک‌بعدی، هر مدل با چهارده پارامتر توصیف می‌شود. این پارامترها شامل سه پارامتر برای لایه رسوبی، پنج بی-اسپلین برای ضرایب سرعت Vs در پوسته، یک پارامتر برای توصیف عمق موهو و پنج بی-اسپلین برای ضرایب سرعت Vs در

گرفته‌ها و کرنل حساسیت مشابه) با داده‌های واقعی انجام می‌شود. شکل ۶ سرعت‌های فاز بازیابی شده در محدوده دوره تناوبی ۲۵ تا ۱۱۱ ثانیه را نشان می‌دهد. به‌طور کلی، در همه دوره‌های تناوبی، بی‌هنجاری‌ها به‌خوبی بازیابی شده‌اند. در بعضی از دوره تناوب‌ها مانند ۲۵ و ۲۹ ثانیه، روند جهت‌گیری شمال شرقی-جنوب غربی ضعیفی وجود دارد که به‌احتمال ناشی از پرتوهای بیشتر رسیده از این جهت‌ها یعنی از طرف فرورانش ژاپن است (شکل ۲-د).

عدم قطعیت در مدل‌های سرعت موج برشی با بررسی مقدار انحراف معیار مدل‌های پذیرفته‌شده تخمین زده می‌شود. شکل ۷ نقشه مقادیر انحراف معیار را در راستای پنج مقطع عمقی نشان می‌دهد. انحراف معیار مقاطع عمقی اغلب کمتر از ۰/۱۵ کیلومتر بر ثانیه است. این موضوع نشان می‌دهد می‌توان به تغییرات سرعت بیش از ۰/۱۵ کیلومتر بر ثانیه اعتماد کرد. در عمق‌های بین ۴۰ و ۶۰ کیلومتر، یک محدوده باریک با انحراف معیار بزرگ‌تر از ۰/۳ کیلومتر بر ثانیه مشاهده می‌شود (ناحیه با رنگ آبی تیره در شکل ۷). این انحراف معیار زیاد مربوط به فضای جستجوی سرعت پهن‌تر در مجاورت مرز موهو است؛ یعنی جایی که سرعت به‌صورت ناگهانی از سرعت پسته پایینی به سرعت گوشته بالایی افزایش می‌یابد. این مرز باریک با عمق موهوی تخمینی در بخش بعدی منطبق است.

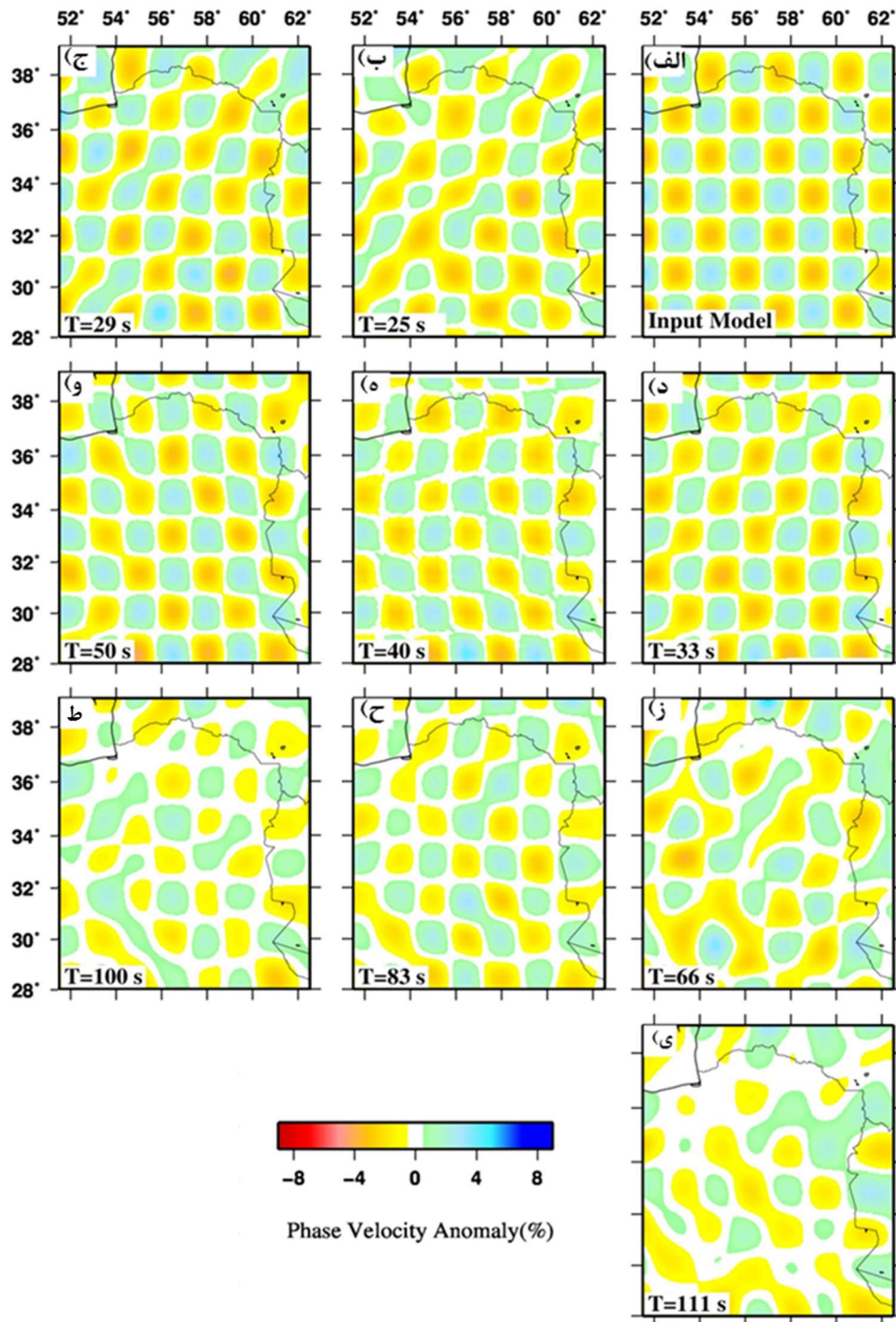
۴ نتایج

۴-۱ توموگرافی با فرض دو جبهه موج تخت
نقشه‌های سرعت فاز موج ریلی در محدوده دوره تناوبی ۲۵ تا ۱۱۱ ثانیه در شکل ۸ نمایش داده شده است. نقشه‌های سرعت فاز، تغییرات جانبی درخور توجهی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند. سرعت فاز میانگین از

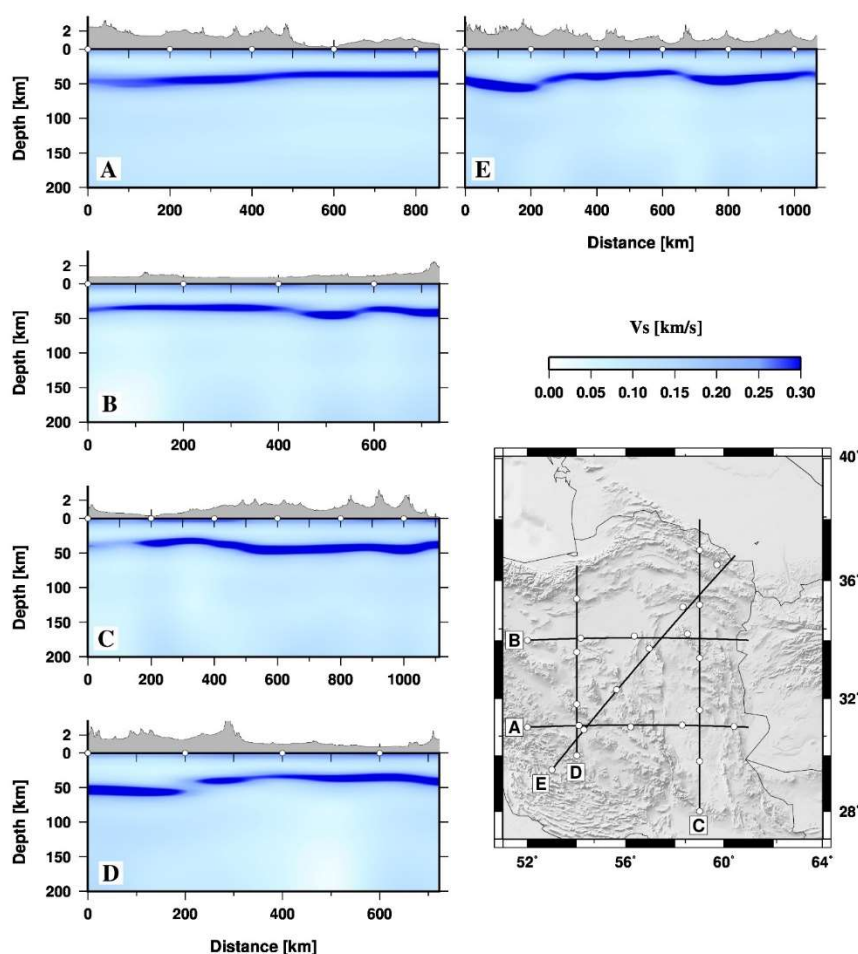
گوشته بالایی تا عمق ۲۰۰ کیلومتر است (موقری و همکاران، ۲۰۲۱). سه پارامتر پوشش رسوبی شامل یک پارامتر برای ضخامت پوشش رسوبی، یک پارامتر برای سرعت Vs در بالای پوشش رسوبی و یک پارامتر برای Vs در پایین لایه رسوبی است. فرض می‌شود Vs به‌صورت خطی از بالای پوشش رسوبی تا پایین آن افزایش می‌یابد. محدوده تغییر سرعت در لایه رسوبی از ۱/۳ تا ۲/۵ کیلومتر بر ثانیه فرض شد و همچنین اجازه داده شد ضخامت پوشش رسوبی بین ۰ تا ۱۰ کیلومتر تغییر کند. برای مدل اولیه، سرعت در پسته از مدل موقری و جوان دولویی (۲۰۲۰) و برای گوشته از مدل شاپیرو و همکاران (۲۰۰۲) استفاده شد. همچنین مقدار اولیه عمق موهو از مطالعه شادمنامن و همکاران (۲۰۱۱) استخراج شده است.

برای هر مدل سرعت یک‌بعدی، از کد MINEOS (مسترس و همکاران، ۲۰۰۷) جهت مدل‌سازی مستقیم منحنی‌های سرعت فاز استفاده شد. برای هر مدل‌سازی، در مجموع، ۱۵۰ هزار مدل پذیرفته‌شده ساخته می‌شود که از آنها برای تهیه مدل بعدی استفاده می‌شود. سه هزار مدل آخر (از بین ۱۵۰ هزار مدل) به‌عنوان مدل پذیرفته‌شده نگه داشته می‌شوند و میانگین و انحراف معیار آنها به‌عنوان مدل نهایی و عدم قطعیت متناظر با آن ارائه خواهد شد.

در این مطالعه، برای تحلیل قدرت تفکیک نقشه‌های سرعت فاز از چندین آزمایش صفحه شطرنجی در دوره تناوب‌های مختلف استفاده شد. برای این منظور از الگوی منظمی از بی‌هنجاری‌های کم‌سرعت و پرسرعت (با اختلاف $\pm 5\%$ درصد نسبت به سرعت زمینه) در اندازه‌های $1/5^\circ \times 1/5^\circ$ استفاده شد. با استفاده از پوشش مسیر واقعی پرتوها، داده‌های پاشش سرعت فاز مصنوعی تولید و به منحنی‌های پاشش مصنوعی، مقداری خطا اضافه شد. فرایند وارون‌سازی برای داده‌های مصنوعی با استفاده از پارامترهای معکوس‌سازی یکسان (برای مثال، اندازه



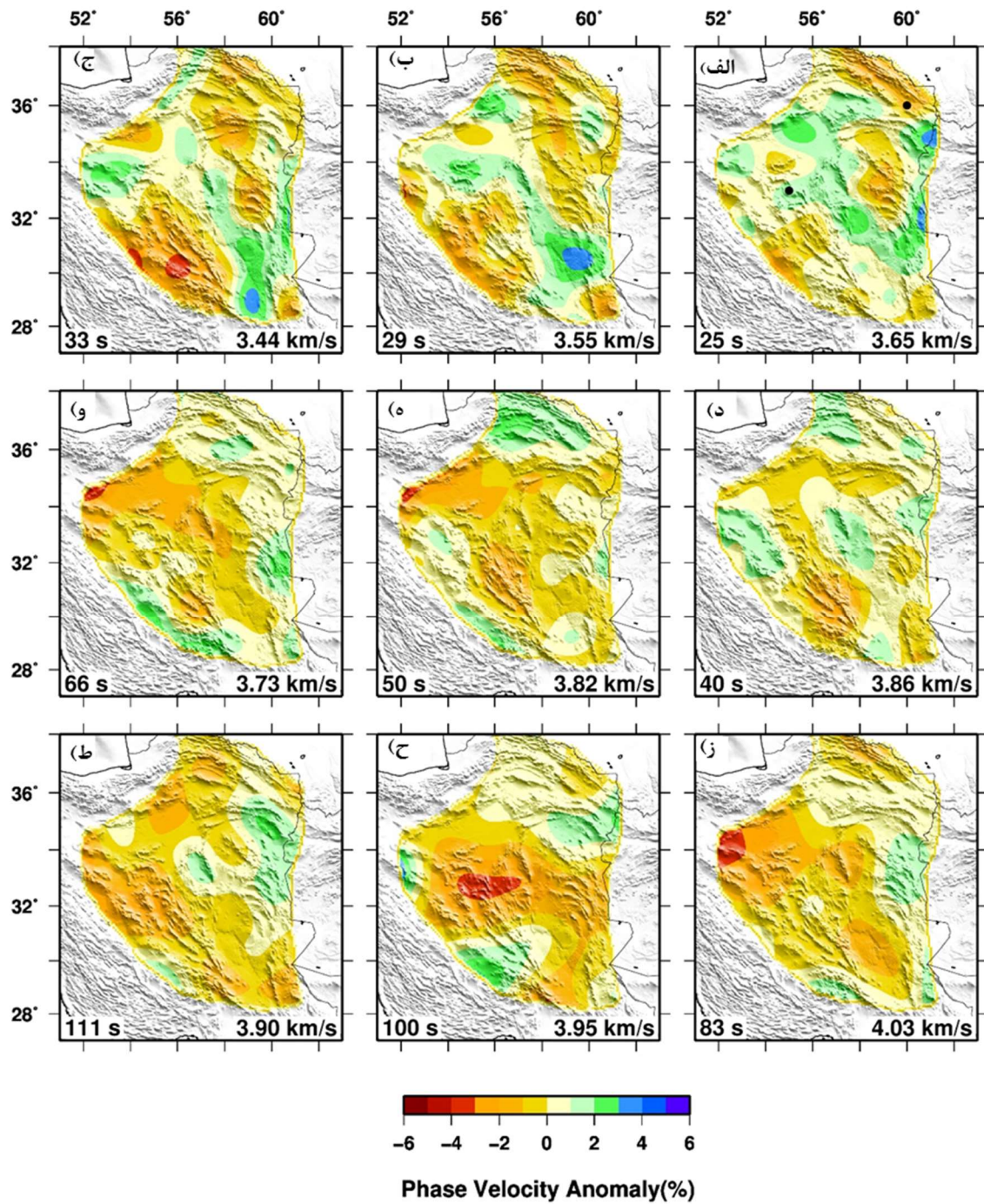
شکل ۶. نتیجه آزمون صفحه شطرنجی برای نقشه‌های سرعت فاز. (الف) مدل ورودی آزمون صفحه شطرنجی با بی‌هنجاری‌های سرعتی ± 5 و اندازه نقاط شبکه $1/5^\circ \times 1/5^\circ$ (ب) تا (ی) مدل بازیابی شده برای دوره تناوب‌های مختلف



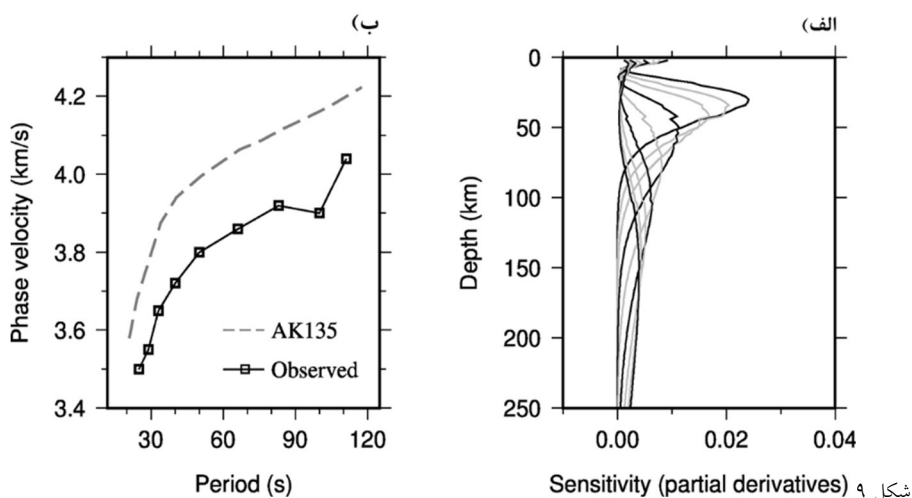
شکل ۷. انحراف معیار سرعت موج S در طول پنج مقطع عمقی مختلف. مکان مقاطع عرضی در نقشه سمت راست نشان داده شده است. نقشه توپوگرافی در بالای هر مقطع رسم شده است.

قله کرنل‌های حساسیت برای بازه دوره تناوبی ۲۵ تا ۱۱۱ ثانیه از عمق ۳۰ کیلومتر (در ۲۵ ثانیه) به عمق ۱۵۰ کیلومتر (در دوره تناوب ۱۱۱ ثانیه) تغییر می‌کند. نقشه‌های سرعت فاز در دوره تناوب‌های ۳۳ ثانیه و ۴۰ ثانیه به احتمال از تغییرات ضخامت پوسته متأثر هستند. ساختارهای با سرعت کمتر در شمال و جنوب منطقه مورد مطالعه به احتمال به دلیل وجود پوسته ضخیم‌تر در این نواحی است. در دوره تناوب‌های بیشتر یعنی ۵۰، ۶۶ و ۸۵ ثانیه، یک ساختار کم‌سرعت بزرگ در مرکز منطقه مشاهده می‌شود که وجود یک بی‌هنجاری کم‌سرعت در گوشه بالایی منطقه مورد مطالعه را آشکار می‌کند.

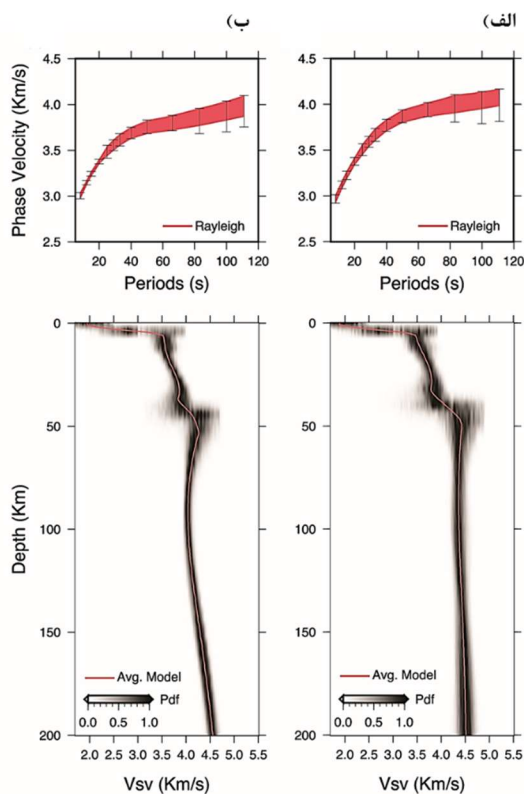
۳/۴۴ کیلومتر بر ثانیه در دوره تناوب ۲۵ ثانیه به مقدار ۴/۰۳ کیلومتر بر ثانیه در دوره تناوب ۱۱۱ ثانیه افزایش می‌یابد. همچنین، سرعت فاز در همه دوره تناوب‌های مورد مطالعه کمتر از مقدار متوسط جهانی در مدل استاندارد AK135 است (شکل ۹). این اختلاف سرعت فاز به احتمال وجود یک ساختار کم‌سرعت‌تر (نسبت به مدل‌های جهانی) مانند پوسته ضخیم‌تر و سرعت کمتر را در گوشه بالایی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. کرنل‌های حساسیت در دوره تناوب‌های بیشتر نسبت به دوره تناوب‌های کوتاه‌تر به طور درخور توجهی پهن‌ترند و از محدوده‌های عمقی بزرگ‌تری نمونه‌برداری می‌کنند.



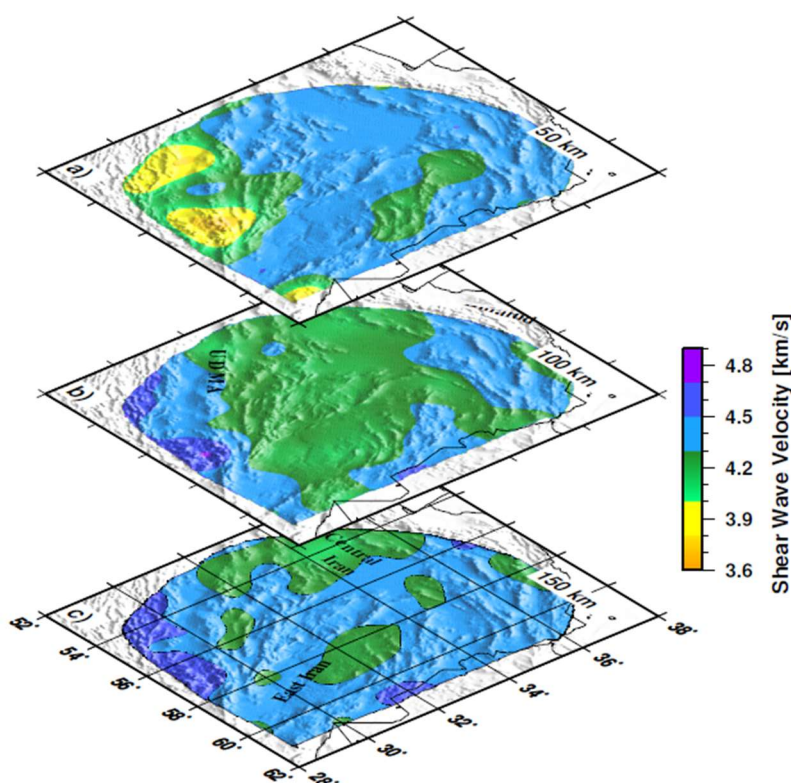
شکل ۸. الف) تا (ی) نقشه‌های سرعت فاز موج ریلی در دوره تناوب‌های ۲۵ تا ۱۱۱ ثانیه. دایره‌های توپر رسم‌شده در شکل (۸-الف) مکان دو نقطه انتخابی در شکل (۱۰) را نشان می‌دهد.



شکل ۹. (الف) کرنل‌های حساسیت سرعت فاز در دوره تناوب‌های مختلف. کرنل‌های ۲۵، ۴۰ و ۱۱۱ ثانیه با خطوط سیاه مشخص شده‌اند. (ب) متوسط سرعت فاز موج ریلی برای منطقه مورد مطالعه و مدل جهانی AK135.



شکل ۱۰. مدل‌های سرعت یک‌بعدی تعیین شده برای دو نقطه از شبکه. مکان نقاط با دایره‌های توپر سیاه‌رنگ در شکل (۸-الف) نشان داده شده است. منحنی‌های پاشش سرعت فاز به همراه مقادیر خطای مربوطه در بالای هر کدام از مدل‌های یک‌بعدی رسم شده است. منحنی‌های سیاه‌رنگ مقادیر تابع توزیع احتمال پسین (PDF) را برای مدل‌های پذیرفته شده نشان می‌دهند. منحنی قرمز رنگ در شکل‌های پایین، مدل سرعت یک‌بعدی متوسط تعیین شده را نشان می‌دهد.



شکل ۱۱. نتایج سرعت موج برشی در عمق‌های مختلف ۵۰، ۱۰۰ و ۱۵۰ کیلومتر.

سرعت موج برشی در چندین مقطع افقی در عمق‌های ۵۰، ۱۰۰ و ۱۵۰ کیلومتر نشان داده شده است. همچنین در شکل ۱۲، نتایج مربوط به ساختار سرعت موج برشی در پنج مقطع عرضی انتخابی تا عمق ۲۰۰ کیلومتر رسم شده است. جهت‌گیری چهار مقطع عرضی شمالی-جنوبی و شرقی-غربی است و روند یک مقطع عرضی، شمال شرقی-جنوب غربی است. این مقطع عرضی عمود بر ساختارهای زمین‌ساختی اصلی منطقه (یعنی کمان آتشفشانی ارومیه-دختر و رشته‌کوه‌های بینالود و کپه‌داغ) است. در همه مقاطع عرضی، پربند سرعت ۴/۱ کیلومتر بر ثانیه در محدوده عمقی ۳۰ تا ۷۰ کیلومتر مرز موهو فرض می‌شود. این پربند از این جهت انتخاب شده است که عمق

۲-۴ مدل‌های سرعت سه‌بعدی

برای تخمین دقیق عمق بی‌هنجاری‌های مشاهده‌شده در نقشه‌های سرعت فاز لازم است منحنی‌های پاشش به تغییرات سرعت برحسب عمق برگردانده شوند. برای این منظور از روش وارون‌سازی MCMC استفاده شد. شکل ۱۰ دو مثال از فرایند وارون‌سازی را در دو نقطه از شبکه به مختصات 33° شمالی و 55° شرقی و 36° شمالی و 60° شرقی نشان می‌دهد. موقعیت این نقاط در شکل ۷-الف نشان داده شده است.

با کنار هم قرار دادن کل مدل‌های سرعت یک‌بعدی، یک مدل سه‌بعدی برای سرعت موج برشی برای منطقه مورد مطالعه تولید می‌شود. در شکل ۱۱ نتایج مربوط به

کپه‌داغ قرار گرفته است. جهت‌گیری شمالی-جنوبی این بی‌هنجاری با ساختارهای زمین‌ساختی منطقه ناسازگار است. یک توضیح محتمل، همخوانی مکان این پوسته ضخیم و رخنمون افیولیت‌های سطحی (نواحی سیاه‌رنگ در شکل ۱۳-ب) است که پیشنهاد می‌کند ضخیم‌شدگی با تغییر شکل در مقیاس‌های سنگ‌کره‌ای در یک مجموعه از زمین‌درزهای کوچک‌مقیاس نئوتتیس ایجاد شده است. کشیدگی و محوشدگی بی‌هنجاری‌ها در نقشه تولید شده می‌تواند دلیل احتمالی راستای شمالی-جنوبی پوسته ضخیم مشاهده شده باشد.

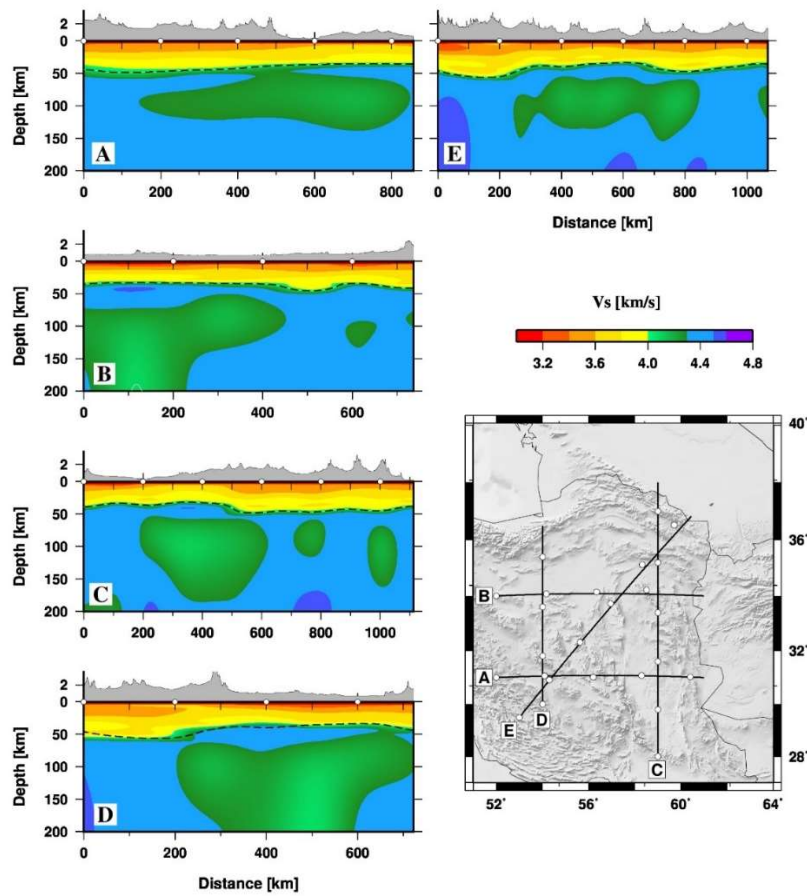
بیشتر نواحی منطقه مورد مطالعه، پوسته‌ای معمولی با ضخامت حدودی ۳۲ تا ۴۰ کیلومتر دارد. این نتایج با نتایج گزارش شده از عمق موهو در مطالعات توابع گیرنده (برای مثال، متقی و همکاران، ۲۰۱۵ و تقی‌زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۵ که به ترتیب با دایره‌های زرد و نارنجی در شکل ۱۳-الف نشان داده شده‌اند) تقریباً همخوان است. از مقایسه ضخامت پوسته مشاهده شده در این مطالعه با ضخامت ۳۰ تا ۳۶ کیلومتری پوسته در حوضه پیش‌بوم زاگرس (عبدالنبی و همکاران، ۲۰۲۰) و ضخامت ۳۶ کیلومتری سکوی عربستان (گوک و همکاران، ۲۰۰۸) ممکن است کوتاه‌شدگی اندک پوسته در زیر ایران مرکزی برداشت شود. نازک‌ترین پوسته در زیر ایران مرکزی و شرق ایران قرار گرفته است؛ یعنی محلی که کمترین توپوگرافی (کمتر از ۸۰۰ متر) را دارد. ضخامت پوسته این مناطق با رنگ قرمز در شکل ۱۳-الف دیده می‌شود.

و هندسه آن به‌خوبی با تغییرات عمق موهوی گزارش شده در مطالعات وارون‌سازی هم‌زمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش در مقطع عرضی E (برای مثال، متقی و همکاران، ۲۰۱۵) سازگار است. بر این اساس یک نقشه موهوی دوبعدی برای کل منطقه با تعیین عمق پربند سرعت ۴/۱ کیلومتر بر ثانیه به‌دست می‌آید (شکل ۱۳).

لایه کم‌سرعت مشاهده شده در محدوده عمقی ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر، مهم‌ترین ساختار سرعتی مشاهده شده در مقاطع عرضی است. این کانال کم‌سرعت (رنگ سبز) را که سرعتی بین ۴ تا ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه دارد، می‌توان در تمامی مقاطع عرضی مشاهده کرد؛ یعنی تقریباً زیر همه مناطق فلات ایران که در این مطالعه بررسی می‌شوند. این ساختار کم‌سرعت در تضاد خوبی با لبه شمالی سنگ‌کره‌ای عربی در زیر زاگرس است (شکل ۱۱).

۵ بحث

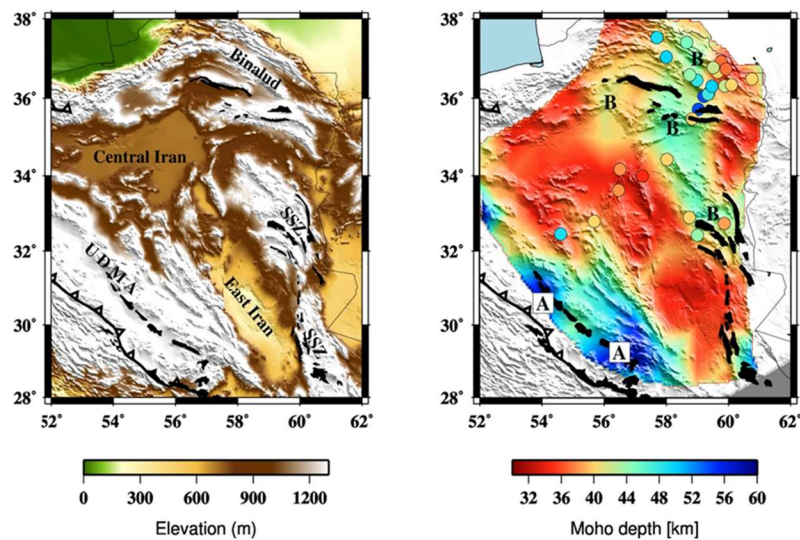
نقشه دوبعدی عمق مرز موهو (شکل ۱۳-الف) نشان می‌دهد یک پوسته ضخیم در شمال کمان آتشفشانی ارومیه-دختر (علامت‌گذاری شده با حرف A) وجود دارد که همان محل وقوع برخورد قاره-قاره است. در نتیجه این برخورد صفحه عربی به زیر ایران مرکزی رانده شده و یک پوسته ضخیم و پهن (با پهنای بیش از ۲۰۰ کیلومتر) در شمال زمین‌درز زاگرس ایجاد شود (پل و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۱۰؛ متقی و همکاران، ۲۰۱۷، الف، ب و تکنیک و همکاران، ۲۰۱۹). پوسته ضخیم دیگری که با حرف B در شکل ۱۳-الف علامت‌گذاری شده است، در شمال شرق منطقه مورد مطالعه و عمود بر رشته‌کوه‌های بینالود و



شکل ۱۲. نتایج سرعت موج برشی در طول پنج مقطع عرضی مختلف. مکان مقاطع عرضی در شکل سمت راست نشان داده شده است. خطوط خطچین سیاه رنگ، عمق موهوی متناظر با پربند سرعت ۴ کیلومتر بر ثانیه را نشان می‌دهد. در بالای هر مقطع عرضی، توپوگرافی رسم شده است.

(ب)

(الف)



شکل ۱۳. (الف) عمق موهوی به دست آمده برای منطقه مورد مطالعه. عمق موهوی گزارش شده بر اساس انتخاب عمق متناظر با مقدار سرعت ۴ کیلومتر بر ثانیه تعیین می‌شود. A و B مکان پوسته‌های ضخیم بحث شده را نشان می‌دهند. دایره‌های رنگی، مکان عمق موهوی تعیین شده با تحلیل توابع گیرنده متقی و همکاران (۲۰۱۵) و تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۵) را نشان می‌دهد. (ب) نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه. مناطق با ارتفاع کمتر که با رنگ تیره مشخص شده‌اند، پوسته نازک‌تری دارند. مناطق سیاه رنگ مکان رخنمون‌های افیولیتی را مشخص می‌کنند.

مرکزی که در غرب منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است، پالس‌های منفی و مثبتی را به ترتیب در عمق‌های ۹۰-۸۰ کیلومتر و ۱۳۰-۱۱۰ کیلومتر نشان می‌دهد. این مشاهده باعث می‌شود نتیجه بگیریم به احتمال زیاد، کانال کم‌سرعت مشاهده‌شده در منطقه مورد مطالعه در کل فلات ایران گسترش یافته است و به منطقه مورد مطالعه در این پژوهش محدود نمی‌شود. راستگو و همکاران (۲۰۱۸) شواهدی را برای وجود چنین کانال کم‌سرعتی در رشته‌کوه‌های البرز غربی گزارش کرده‌اند.

این کانال کم‌سرعت همچنین در مطالعات تحلیل توابع گیرنده S در یک مقطع عرضی با یک شبکه لرزه‌ای مترکم در شمال شرق ایران و نزدیک به مقطع عرضی C نیز مشاهده شده است (وو و همکاران، ۲۰۲۱). مرز بالایی کانال در عمق ۸۰ تا ۹۰ کیلومتری، با سنگ‌کره نازک منطقه مورد مطالعه همخوان است. کف کانال در بخش جنوبی مقطع عرضی C عمیق‌تر (تقریباً ۱۷۰ کیلومتر) است و با ساختار کم‌سرعت ضخیم‌تر در فاصله ۲۰۰ تا ۶۰۰ کیلومتری ($600 \text{ km} < x < 200 \text{ km}$) در زیر مقطع همخوانی دارد (شکل ۱۲).

کانال کم‌سرعت در زیر ایران مرکزی می‌تواند به‌عنوان یک کانال سست‌کره‌ای در زیر یک سنگ‌کره نازک تفسیر شود. این بی‌هنجاری کم‌سرعت می‌تواند نتیجه فرایند تورق سنگ‌کره‌ای (جدا شدن بخشی از سنگ‌کره) باشد (هاتزفلد و مولنار، ۲۰۱۰). چنین ساختاری با سرعت زیاد در نقشه‌های توموگرافی به روش‌های مختلف و داده‌های متفاوت مشاهده شده است (سیمونس و همکاران، ۲۰۱۱؛ کولاکوف، ۲۰۱۱؛ شمالی و همکاران، ۲۰۱۱ و شادمنان و همکاران، ۲۰۱۱)؛ باین حال تفسیرهای متفاوتی در هر کدام از این مطالعات ارائه شده است.

امواج سطحی حساسیت به‌نسبت کمی به مرز سنگ‌کره-سست‌کره دارند؛ لذا این امواج می‌توانند تخمینی تقریبی از مرز سنگ‌کره-سست‌کره ارائه دهند. روش‌های مختلفی برای تعیین مرز سنگ‌کره-سست‌کره با استفاده از مشاهدات امواج سطحی وجود دارد. برای مثال، زوو و همکاران (۲۰۱۲) پربند سرعت موج برشی ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه را مرز سنگ‌کره-سست‌کره فرض کردند. تشخیص دقیق‌تر مرز سنگ‌کره-سست‌کره در توموگرافی امواج سطحی با استفاده از رابطه تجربی تبدیل سرعت موج برشی به دما در عمق‌های مختلف (پریسلی و مکزی، ۲۰۰۶) و انتخاب دمای ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد صورت می‌گیرد که این کار خارج از محدوده مورد علاقه این پژوهش است؛ باین‌حال اگر مرز سنگ‌کره-سست‌کره (LAB)، اولین عمق کاهش سرعت بعد از موهو در نظر گرفته شود (برای مثال، متقی و همکاران، ۲۰۱۵)، مشاهده می‌شود که عمق مرز سنگ‌کره-سست‌کره در منطقه مورد مطالعه در زیر زاگرس و رشته‌کوه‌های بینالود و کپه‌داغ، ۲۰۰ کیلومتر یا بیشتر است، درحالی‌که برای ایران مرکزی، به میزان ۷۰ تا ۸۰ کیلومتر کاهش می‌یابد.

در شکل ۱۱ یک ساختار کم‌سرعت در گوشته بالایی زیر کل فلات ایران مشاهده می‌شود. این شکل تغییرات جانبی سرعت موج برشی را در عمق ۱۰۰ کیلومتر (جایی در عمق میانی کانال کم‌سرعت در مدل‌های سه‌بعدی سرعتی) نشان می‌دهد. این ساختار کم‌سرعت از سمت جنوب غرب به کمان آتشفشانی ارومیه-دختر و از سمت شمال شرق به رشته‌کوه‌های بینالود و کپه‌داغ محدود می‌شود. همچنین این کانال کم‌سرعت به سمت غرب منطقه مورد مطالعه یعنی بخش غربی فلات ایران گسترش یافته است. مهاجرت به عمق توابع گیرنده (محمودی و همکاران، ۲۰۱۳) در طول یک مقطع عرضی در ایران

سنگ کره نازک زیر ایران مرکزی و کانال کم‌سرعتی که در میانه آنها قرار گرفته است، با مدل ژئودینامیک بزرگ‌مقیاس هاتزفلد و مولنار (۲۰۱۰) برای فلات ایران سازگار است. بر اساس این مدل، بی‌هنجاری پرسرعت عمیق مشاهده‌شده، بقایای نیمه پایینی سنگ کره گوشته‌ای است که از سنگ کره فلات ایران جدا شده است. بالا آمدن جریان‌های سست‌کره‌ای داغ که به دنبال تورق سنگ کره‌ای ایجاد می‌شود، باعث به‌وجودآمدن برخی نیروهای شناوری در زیر منطقه می‌شود که سبب بالا آمدن فلات ایران می‌شود. ارتفاع زیاد فلات ایران با میانگین ارتفاع ۱۰۰۰ متر (شکل ۱۲) و نبود ریشه متناسب با ایزواستازی با این تفسیر سازگار است.

افیولیت نئوتتیس نشان می‌دهد. ضخیم شدن پوسته ناشی از کوتاه‌شدگی سنگ کره در مناطق زمین‌درز است. مهم‌ترین ساختار مشاهده‌شده در مدل‌های سه‌بعدی سرعت موج برشی، یک کانال سست‌کره‌ای کم‌سرعت در زیر سنگ کره نازک منطقه است. به دلیل نبود پوسته ضخیم زیر فلات ایران، این ساختار کم‌سرعت، توپوگرافی زیاد (تقریباً ۱۰۰۰ متر) موجود در سرتاسر فلات ایران را پشتیبانی می‌کند. سنگ کره نازک ایران مرکزی و کانال کم‌سرعت سست‌کره‌ای به عنوان یک سنگ کره قاره‌ای، با مدل ژئودینامیک بزرگ‌مقیاسی سازگار است که هاتزفلد و مولنار (۲۰۱۰) برای فلات ایران پیشنهاد دادند.

۶ نتیجه‌گیری

در این مطالعه از امواج ریلی حاصل از ۳۶۸ زمین‌لرزه دورلرز برای توموگرافی موج سطحی در محدوده دوره تناوبی ۲۵ تا ۱۱۱ ثانیه استفاده شده است. داده‌های منتشر شده از منحنی‌های پاشش استخراج شده در محدوده دوره تناوبی ۸ تا ۲۰ ثانیه که از توموگرافی نوفه‌های تصادفی به‌دست آمده بود، با داده‌های منحنی‌های پاشش محاسبه‌شده در این مطالعه ادغام شد. سپس با وارون‌سازی منحنی‌های پاشش در بازه ۸ تا ۱۱۱ ثانیه، ساختار سرعت سه‌بعدی موج برشی در منطقه مورد مطالعه تعیین شد. بر اساس مدل‌های سرعت سه‌بعدی مشخص شد که مقدار سرعت ۴/۱ کیلومتر بر ثانیه، هندسه مشابهی با عمق موهوی تعیین شده در مطالعات تحلیل توابع گیرنده موج P دارد. بر این اساس، نقشه عمق موهو برای شرق ایران تهیه شد. ضخامت پوسته در این نقشه در بیشتر نواحی حدود ۳۶ کیلومتر به‌دست آمد که با ضخامت پوسته در مناطق مجاور ایران که تغییر شکل کمی دارند، تقریباً هم‌اندازه است. دو پوسته ضخیم زیر کمان آتشفشانی ارومیه- دختر و در شمال شرق منطقه همبستگی مناسبی با رخنمون‌های

منابع

- Abdulnaby, W., Motaghi, K., Shabani, E., Mahdi, H., Al-Shukri, H., and Gök, R., 2020, Crustal structure of the Mesopotamian Plain, east of Iraq: *Tectonics*, **39**, e2020TC006225. doi.org/10.1029/2020TC006225.
- Afonso, J., Fullea, J., Griffin, W., Yang, Y., Jones, A., Connolly, J., and O'Reilly, S., 2013, 3-D multi observable probabilistic inversion for the compositional and thermal structure of the lithosphere and upper mantle, I: A priori petrological information and geophysical observables: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**, 2586-2617.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation: *International Journal of Earth Sciences*, **94**(3), 401-419.
- Alinaghi, A., Koulakov, I., and Thybo, H., 2007, Seismic tomographic imaging of P-and S-waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran: *Geophysical Journal International*, **169**(3), 1089-1102.
- Camp, V. E., and Griffis, R. J., 1982, Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran: *Lithos*, **15**, 221-239.

- Egan, S. S., Mosar, J., Brunet, M. F., and Kangarli, T., 2009, Subsidence and uplift mechanisms within the South Caspian Basin: insights from the onshore and offshore Azerbaijan region: Geological Society of London, Special Publications, **312**(1), 219–240.
- Forsyth, D. W., and Li, A., 2005, Array-analysis of two-dimensional variations in surface wave phase velocity and azimuthal anisotropy in the presence of multi-pathing interference, in *Seismic Earth: Array Analysis of Broadband Seismograms: Geophysical Monograph Series*, **157**, AGU, Washington DC.
- Gök, R., Mahdi, H., Al-Shukri, H., and Rodgers, J. A., 2008, Crustal structure of Iraq from receiver functions and surface wave dispersion: Implications for understanding the deformation history of the Arabian-Eurasian collision: *Geophysical Journal International*, **172**, 1179–1187.
- Guo, Z., Chen, Y. J., Ning, J., Yang, Y., Afonso, J. C., and Tang, Y., 2016, Seismic evidence of on-going sublithosphere upper mantle convection for intra-plate volcanism in Northeast China: *Earth and Planetary Science Letters*, **433**, 31–43.
- 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: *Reviews of Geophysics*, **48**(2), RG2005, doi:10.1029/2009RG000304.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, *Major Active Faults of Iran*, edition 2003: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Homke, S., Vergés, J., van der Beek, P. A., Fernández, M., Saura, E., Barbero, L., Badics, B., and Labrin, E., 2010, Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: evidence for a long-lived orogeny: *Basin Research*, **22**(5), 659–680.
- Koulakov, I., 2011, High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltimes: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **116**(B4).
- Madanipour, S., Ehlers, T. A., Yassaghi, A., Rezaeian, M., Enkelmann, E., Bahroudi, A., 2013, Synchronous deformation on the orogenic plateau margins, insights from the Arabia-Eurasia collision: *Tectonophysics*, **608**, 440–451.
- Maggi, A., and Priestley, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau: *Geophysical Journal International*, **160**(3), 1068–1080.
- Masters, G., Barmine, M., and Kientz, S., 2007, *Mineos User’s Manual in Computational Infrastructure for Geodynamics*: California Institute of Technology, Pasadena.
- Mohammadi, E., Sodoudi, F., Kind, R., and Rezapour, M., 2013, Presence of a layered lithosphere beneath the Zagros collision zone: *Tectonophysics*, **608**, 366–375.
- Motaghi, K., Shabanian, E., and Kalvandi, F., 2017a, Underplating along the northern portion of the Zagros suture zone, Iran: *Geophysical Journal International*, **210**(1), 375–389.
- Motaghi, K., Shabanian, E., Tatar, M., Cuffaro, M., and Doglioni, C., 2017b, The south Zagros suture zone in teleseismic images: *Tectonophysics*, **694**, 292–301.
- Motaghi, K., Tatar, M., and Priestley, K., 2012a, Crustal thickness variation across the northeast Iran continental collision zone from teleseismic converted waves: *Journal of Seismology*, **16**, 253–260.
- Motaghi, K., Tatar, M., Shomali, Z. H., Kaviani, A., and Priestley, K., 2012b, High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **208–209**, 38–49.
- Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C., and Panza, G. F., 2015, The deep structure of the Iranian Plateau: *Gondwana Research*, **28**(1), 407–418.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Vergés, J., 2012, Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence: *Tectonophysics*, **532–535**, 27–60.
- Movaghari, R., Javan Doloei, G., 2020, 3-D crustal structure of the Iran plateau using

- phase velocity ambient noise tomography: *Geophysical Journal International*, **220**(3), 1556-1568.
- Movaghari, R., Javan Doloei, G., Yang, Y., Tatar, M., and Sadidkhouy, A., 2021, Crustal radial anisotropy of the Iran plateau inferred from ambient noise tomography: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **126**(4), e2020JB020236.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Tatar, M., and Pequegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), in *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran During the Meso-Cenozoic*: Geological Society, Special Publications, **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): *Geophysical Journal International*, **166**, 227–237.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P., 1992, *Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing*, 2nd edition: Cambridge University Press, New York.
- Priestley, K., McKenzie, D., Barron, J., Tatar, M., and Debayle, E., 2012, The Zagros core: Deformation of the continental lithospheric mantle: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **13**(11), 1–21.
- Priestley, K., McKenzie, D., 2006, The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities: *Earth and Planetary Science Letters*, **244**(1-2), 285-301.
- Rastgoo, M., Rahimi, H., Motaghi, K., Shabanian, E., Romanelli, F., and Panza, G. F., 2018, Deep structure of the Alborz Mountains by joint inversion of P receiver functions and dispersion curves: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **277**, 70-80.
- Sengor, A. M. C., 1996, Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis: *The Tectonic Evolution of Asia*, 486-640.
- Shad Manaman, N., and Shomali, H., 2010, Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian–Eurasian plate boundary: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **180**(1-2), 92-103.
- 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: *Geophysical Journal International*, **184**, 247–267.
- Shapiro, N., and Ritzwoller, M., 2002, Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle: *Geophysical Journal International*, **151**, 88-105.
- Shen, W., Ritzwoller, M. H., Schulte-Pelkum, V., and Lin, F. C., 2012, Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: a Bayesian Monte-Carlo approach: *Geophysical Journal International*, **192**, 807-836.
- Shomali, Z. H., Keshvari, F., Hassanzadeh, J., and Mirzaei, N., 2011, Lithospheric structure beneath the Zagros collision zone resolved by non-linear teleseismic tomography: *Geophysical Journal International*, **187**(1), 394-406.
- Simmons, N. A., Myers, S. C., and Johannesson, G., 2011, Global-scale P wave tomography optimized for prediction of teleseismic and regional travel times for Middle East events: 2. Tomographic inversion: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **116**(B4).
- Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N., and Sodoudi, F., 2015, Crustal thickness of Iran inferred from converted waves: *Pure and applied Geophysics*, **172**, 309– 331.
- Tarantola, A., and Valette, B., 1982, Generalized non-linear problems solved using the least-squares criterion: *Reviews of Geophysics*, **20**, 219–232.
- Tarantola, A., 2005, *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*: Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Teknik, V., Ghods, A., Thybo, H., and Artemieva, I. M., 2019, Crustal density structure of the northwestern Iranian Plateau: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **56**(12), 1347-1365.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., and Camp, V. E., 1983, The Sistan suture zone of eastern

- Iran: Geological Society of America Bulletin, **94**, 134–150.
- Wu, Z., Chen, L., Talebian, M., et al., 2021, Lateral structural variation of the lithosphere-asthenosphere system in the northeastern to eastern Iranian plateau and its tectonic implications: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2020JB020256, <https://doi.org/10.1029/2020JB020256>.
- Yang, Y., and Forsyth, D. W., 2006, Regional tomographic inversion of amplitude and phase of Rayleigh waves with 2-D sensitivity kernels: Geophysical Journal International, **166**, 1148–1160.
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., and Lee, H. Y., 2012, Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran: Lithos, **154**, 392–405.
- Zhou, L., Xie, J., Shen, W., Zheng, Y., Yang, Y., Shi, H., and Ritzwoller, M. H., 2012, The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography: Geophysical Journal International, **189**(3), 1565–1583.

Investigation of shear wave velocity model beneath east of Iran from Rayleigh waves tomography

Khalil Motaghi¹, Zahra Zarunizadeh^{2*} and Ramin Movaghari³

¹ Associate Professor, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

² Ph.D. Student, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

³ Researcher, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 02 March 2022, Accepted: 11 June 2022)

Summary

The Iranian Plateau is a part of the Alpine–Himalayan orogenic belt located in the western part of Asia. Convergence of the Arabian Plate and Eurasia from the late Cretaceous to the present has generated significant lithospheric deformations such as crustal shortening and thickening in the Plateau and surrounding mountain ranges including the Zagros Fold–Thrust Belt, Alborz and Kopeh Dagh. The convergence across Zagros is accommodated through different mechanisms of diffused shortening and/or thrusting of the Arabian lithosphere beneath Central Iran. This study focuses on the velocity structure of the eastern part of the Iranian Plateau which has not been studied well yet. Our study region also contains Binalud and Kopeh-Dagh deformation domains which were built up by the north-eastern collisional boundary between the Plateau and Eurasia and a small part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc which was the volcanic arc of the past Neotethyan subduction.

The lithosphere-asthenosphere system beneath east of Iran is investigated by employing earthquake surface wave tomography. A total of 5862 teleseismic Rayleigh waveforms from 368 events recorded at three permanent networks during a period of three years were used to produce 2-D high-resolution phase velocity maps. We employed a two-plane wave tomography approach to generate phase velocity maps at period ranges of 25–111 s. From a published study of ambient noise tomography, we extracted Rayleigh wave dispersion data at 8–20 s periods to improve resolution in the crust and then inverted them for a 3-D S-wave velocity model. A 3-D velocity model was then constructed by a nonlinear Bayesian Markov chain Monte-Carlo algorithm of local node-wise dispersion data into S-wave velocity models down to a depth of 200 km. The most prominent resolved feature by our 3-D velocity model is a low-velocity asthenospheric channel at 70 and 150 km depths overlaid by a thin lithosphere. We believe that in the lack of an isostatic compensated crustal root in the Iranian Plateau, this feature is supporting high elevation (~1000 m) topography covering the Iranian Plateau. A Moho map for the study region is obtained by mapping the geometry of 4.0 km/s S-wave velocity contour in the 3-D velocity model. It shows that most of the study region is covered by a less deformed crust with a thickness of ~36 km. Two crustal roots are observed, one beneath the Urumieh-Dokhtar magmatic arc and the other beneath the north-eastern part of the study region where an array of the Neotethys suture zones is marked by ophiolite outcrops. Lithospheric scale deformation in a sequence of Neotethys suture zones is high probably responsible for the crustal thickening in NE Iran.

Keywords: Tomography, Rayleigh waves, shear wave velocity, lithosphere, east of Iran