

## مطالعه ساختار سنگ کره و گوشته بالایی در شمال غرب منطقه برخوردی زاگرس با استفاده از توموگرافی لرزه‌ای سه‌بعدی

محمد ویسی<sup>۱</sup>، فرهاد ثبوتی<sup>۲\*</sup> و مجید عباسی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه، زنجان، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه، زنجان، ایران

<sup>۳</sup> استادیار، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۰۵/۰۲، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۲۶)

### چکیده

در این تحقیق ساختار سنگ کره و گوشته بالایی در بخش شمال غربی فلات ایران با استفاده از توموگرافی سه‌بعدی زمان رسید دورلرز تعیین شده است. تعداد ۸۱۶۴ پرتوی دورلرز ثبت شده در دو شبکه موقت لرزه‌نگاری و تعدادی از ایستگاه‌های دائمی در فلات ایران در چارچوب توموگرافی بر اساس روش ACH وارون و تفسیر شده است. در این توموگرافی، سه بی‌هنجاری اصلی مربوط به بی‌هنجاری پرسرعت سنگ‌کره زاگرس، بی‌هنجاری‌های کم‌سرعت در زیر آتشفشان‌های سهند و سیلان و بی‌هنجاری پرسرعت ورقه فرورفته با قدرت تفکیک مناسبی تصویر شده است. با توجه به این تصاویر، ضخامت سنگ‌کره زاگرس دو برابر ضخامت سنگ‌کره ایران مرکزی است. در شمال غرب ایران در زیر ایران مرکزی، ضخامت سنگ‌کره به کمترین مقدار می‌رسد. در همین منطقه و در زیر آتشفشان‌های سهند و سیلان بی‌هنجاری‌های کم‌سرعت تصویر شده است. در قسمت مرکزی مدل، یک بی‌هنجاری پرسرعت عمیق دیده می‌شود که تا عمق ۶۵۰ کیلومتری ادامه دارد. این ساختار پرسرعت، ورقه اقیانوسی نتوتیس را نشان می‌دهد. نتایج توموگرافی نشان می‌دهند ورقه فرورفته در عمق ۲۵۰ کیلومتری از صفحه عربی جدا شده یا در حال جدا شدن است. عمق کم این جدایش بیانگر این است که جدایش جوان بوده و پس از برخورد قاره‌ای در حال شکل گرفتن است.

**واژه‌های کلیدی:** توموگرافی لرزه‌ای، منطقه برخوردی زاگرس، سنگ کره، گوشته بالایی، ورقه اقیانوسی

## ۱ مقدمه

فلات ایران در نتیجه یک دگرشکلی طولانی مدت در غرب آسیا ایجاد شده است. این منطقه نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتیس در مزوزوئیک و برخورد قاره‌ای در ادامه آن در سنوزوئیک است. کوهزاد زاگرس در غرب و جنوب فلات ایران در حال حاضر محل برخورد قاره‌ای بین صفحه عربی و صفحه ایران مرکزی است. گسله اصلی زاگرس، زمین درز بین دو صفحه قاره‌ای در نظر گرفته می‌شود (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۱ و هتزلد و همکاران، ۲۰۰۳). کوهزاد زاگرس شامل منطقه ماگماتیک-دگرگونی سندانج-سیرجان و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر می‌شود. بسته شدن اقیانوس نئوتیس و آغاز برخورد قاره‌ای در اواخر الیگوسن یعنی ۲۷- میلیون سال قبل رخ داده است (ایگن و همکاران، ۲۰۰۹؛ آگار و همکاران، ۲۰۱۱؛ مک کوئری و ون هیزبرگن، ۲۰۱۳ و پیروز و همکاران، ۲۰۱۷). در همین حال، در طرف دیگر کوهزاد زاگرس، فرایند کوه‌زایی در رشته‌کوه البرز فعال است (گست و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۰۷ و بالاتو و همکاران، ۲۰۱۰) و در ایران مرکزی فعالیت‌های آتشفشانی پسابروردی روی داده است (خیرخواه، ۱۳۹۲؛ اکسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸ و چیو و همکاران، ۲۰۱۳).

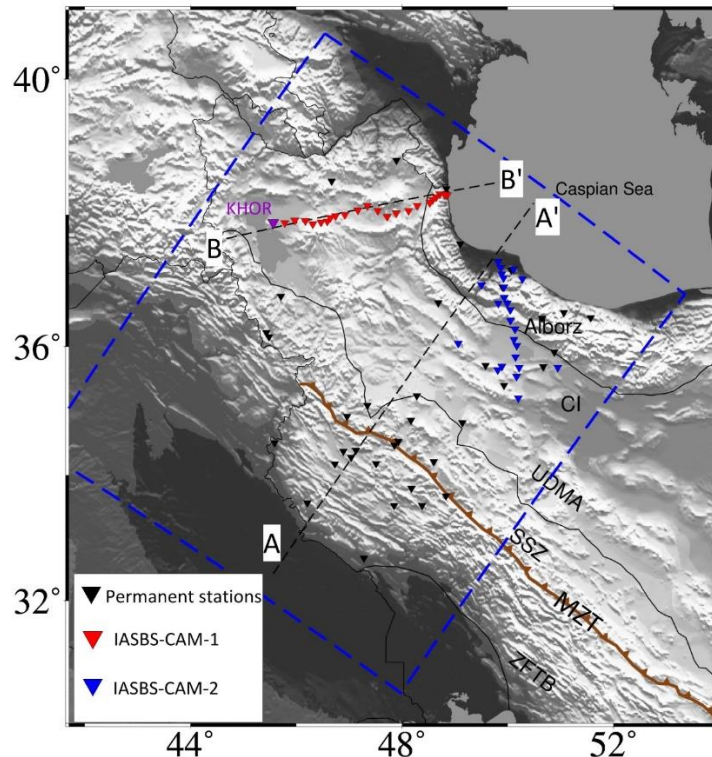
به منظور بررسی فرایندهای ژئودینامیکی و تاریخچه آن در منطقه برخوردی زاگرس نیاز است که ساختار گوشته بالایی در فلات ایران تعیین شود. مطالعات زیادی بر پایه روش‌های توموگرافی امواج حجمی و سطحی در مقیاس محلی و منطقه‌ای در ایران انجام شده است که به برخی از آنها اشاره می‌شود. کولاکوف (۲۰۱۱) با استفاده از توموگرافی لرزه‌ای امواج P و S ساختار گوشته غرب آسیا را مطالعه کرد. مگی و پریستلی (۲۰۰۵) با توموگرافی امواج سطحی و اللزکی و همکاران (۲۰۰۴، ۲۰۱۴) با توموگرافی موج Pn، ساختار سرعتی گوشته در فلات

ترکیه-ایران را تعیین کردند. علاوه بر آن موقری و جوان (۲۰۲۰) و موقری و همکاران (۲۰۲۱) با استفاده از روش توموگرافی سه‌بعدی نوفه‌های لرزه‌ای، ساختارهای سنگ‌کره فلات ایران را مطالعه کرده‌اند. علاوه بر این مطالعات، ون‌درمیر و همکاران (۲۰۱۸) با توموگرافی کل گوشته، ساختارهای کلی گوشته در ایران را مشخص کردند. مشاهده غالب و مشترک در این تحقیقات، وجود سنگ‌کره ضخیم و پرسرعت در زیر زاگرس و سنگ‌کره نازک و گرم با سرعت لرزه‌ای نسبی کمتر در زیر ایران مرکزی است.

در مطالعه حاضر برای درک بهتر ساختار لرزه‌ای سنگ‌کره و گوشته بالایی در قسمت شمال غرب منطقه برخوردی در ایران از توموگرافی سه‌بعدی امواج دورلر استفاده شده است. برای این پژوهش از داده‌های ثبت شده در دو شبکه لرزه‌نگاری موقت علاوه بر ایستگاه‌های شبکه -های دائمی لرزه‌نگاری فعال در منطقه مورد مطالعه استفاده می‌شود.

## ۲ داده‌ها و روش توموگرافی

در این پژوهش از داده‌های ثبت شده در دو شبکه موقت IASBS-CAM-1 و IASBS-CAM-2 متعلق به دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان و دانشگاه کمبریج، به همراه تعدادی از ایستگاه‌های دائمی مرکز لرزه‌نگاری کشوری (دانشگاه تهران) و مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باندپهن ایران در غرب کشور استفاده شده است (شکل ۱). در مجموع از ۸۳ ایستگاه برای توموگرافی دورلر امواج P استفاده شده است. برای محاسبه زمان رسید نسبی، که بردار مشاهدات توموگرافی دورلر را تشکیل می‌دهد، لازم است زمان رسید موج P برای تمام پرتوها مشخص شود. به این منظور از روش چورت (۲۰۰۲) استفاده شده است. این روش توانایی تعیین زمان رسید P برای شکل موج‌های نوفه‌دار را نیز دارد. در این فرایند،



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه به همراه ساختارها و نواحی زمین‌ساختی مهم. شبکه مدل توموگرافی با خطچین آبی مشخص شده است. ایستگاه‌های شبکه‌های IASBS-CAM-1 و IASBS-CAM-2 با رنگ‌های قرمز و آبی و ایستگاه‌های ثابت با رنگ سیاه مشخص شده‌اند. دو مقطع A و B در نقشه با خطچین مشکی مشخص شده‌اند. گسل‌ها عبارت‌اند از: گسله اصلی زاگرس (MZT)؛ ناحیه سنندج-سیرجان (SSZ)؛ کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA)؛ زاگرس ساده و چین‌خورده (ZFTB)؛ ایران مرکزی (CI).

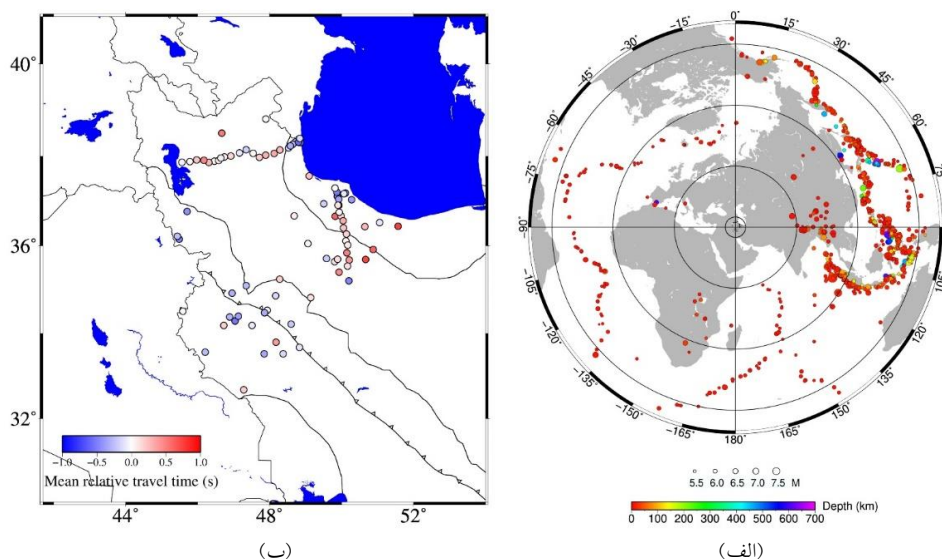
شکل ۲ نمایش داده شده است.

در این پژوهش از روش اکی و همکاران (۱۹۷۷) معروف به ACH استفاده شده است که در آن، منطقه مورد مطالعه به مش‌های کوچک تقسیم می‌شود. مقدار سرعت در هر مش، ثابت است. برای تعیین اندازه مش‌ها از آزمون‌های مصنوعی استفاده شد. در نهایت، منطقه مورد مطالعه به شبکه‌ای سه‌بعدی متشکل از سلول‌های مکعبی ۲۵ کیلومتری تقسیم شد که از سطح زمین تا عمق ۶۵۰ کیلومتری چیده شده‌اند. در روش ACH رابطه (۱) کمینه می‌شود:

$$J^T W_{obs} \delta \Delta t = (J^T W_{obs}) \Delta m \quad (1)$$

$J$  ماتریس ضرایب توموگرافی دورلرز و  $W_{obs}$  وزن داده‌ها است.  $\delta \Delta t$  زمان رسید نسبی داده‌ها است که از کم کردن

برای هر رخداد، شکل موج‌هایی انتخاب شده‌اند که با میانگین شکل موج‌های ثبت شده در تمام ایستگاه‌ها دست کم ۶۵ درصد همبستگی داشته باشند. پس از مشخص کردن زمان رسید  $P$ ، لازم است تصحیحات عمق موهو، تصحیح ارتفاع ایستگاه و تصحیح بیضوی محاسبه شود. برای محاسبه تصحیح عمق موهو، از مدل موهوی کاویانی و همکاران (۲۰۲۰) و برای تصحیح ارتفاع ایستگاه، از ارتفاع از سطح بیضوی مرجع استفاده شد. در نهایت، پس از حذف پرتوهایی که نوفه زیاد داشتند، تعداد ۸۱۶۴ پرتو برای توموگرافی انتخاب شد. این پرتوها از ۱۰۱۸ رخداد دورلرز انتخاب شدند که در فاصله ۲۸ تا ۹۵ درجه از ایستگاه‌ها قرار داشتند. مقادیر میانگین زمان رسید نسبی و مکان زمین لرزه‌های استفاده شده در پایگاه داده، در



شکل ۲. (الف) مکان رخداد‌های دورلرز مورد استفاده در این پژوهش (ب) میانگین زمان رسید نسبی مشاهده شده پس از تصحیح عمق موهو، تصحیح ارتفاع ایستگاه و تصحیح بیضوی

می‌شود:

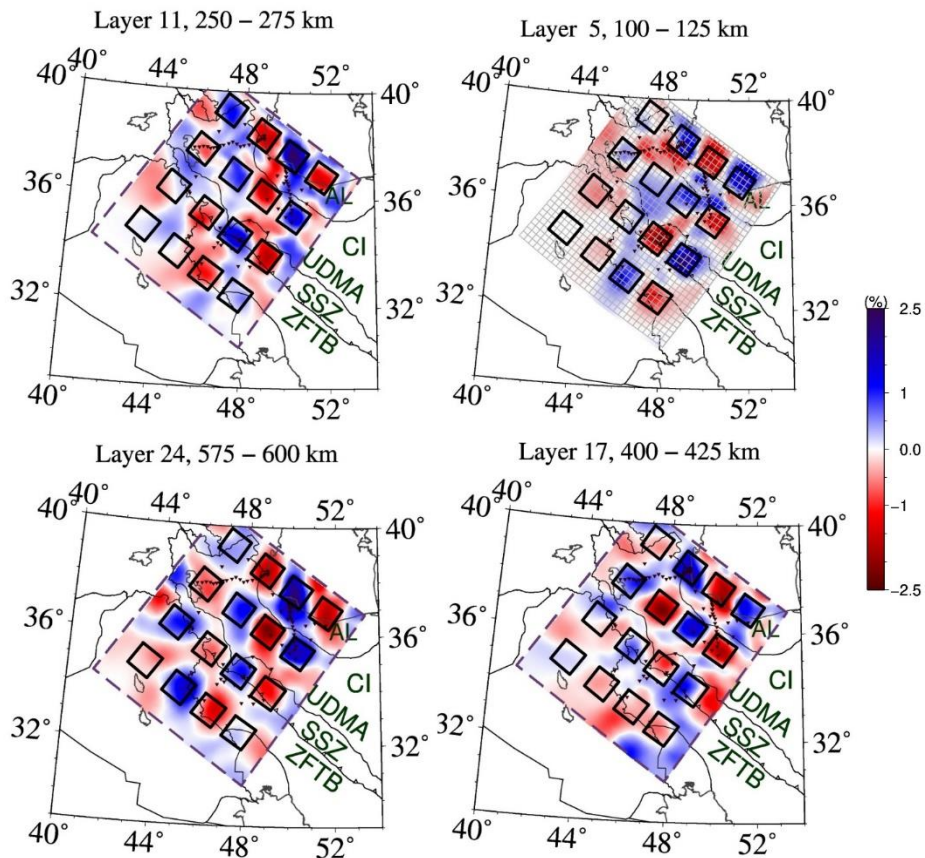
$$J^T W_{obs} \delta \Delta t = (J^T W_{obs} J + W_{damp} + W_{smooth}) \Delta m \quad (2)$$

که  $W_{damp}$  ماتریس متعادل کننده و  $W_{smooth}$  ماتریس هموارسازی است. در نهایت، مشاهدات با استفاده از روش پایگی و سندرز (۱۹۸۲) وارون شدند.

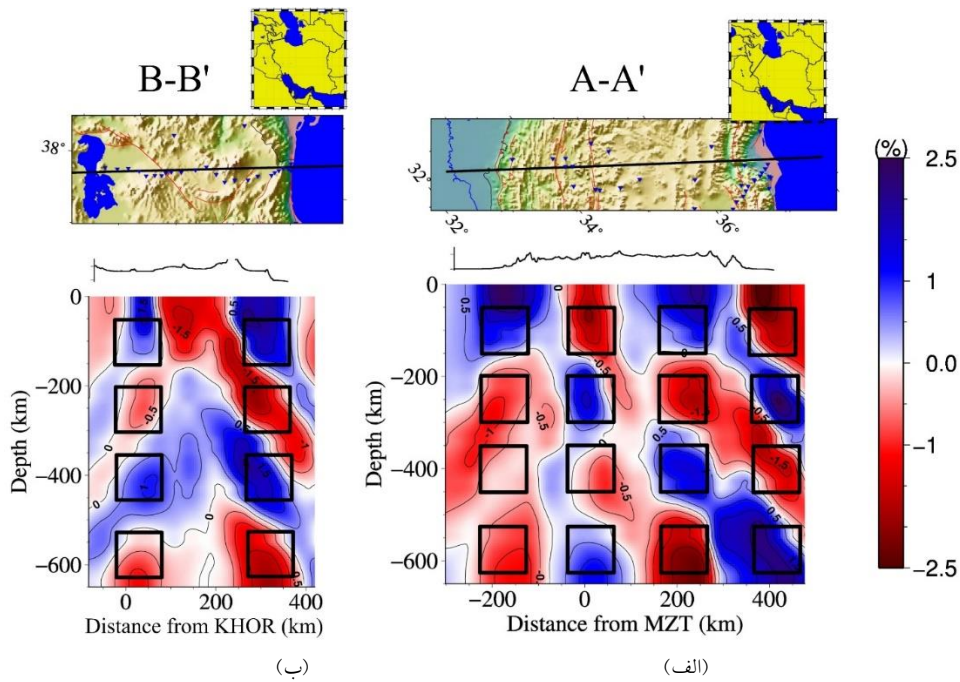
### ۳ مدل مصنوعی

برای تعیین مقدار آغشتگی (smearing) بی‌هنجاری‌های سرعتی و کوچک‌ترین اندازه برای به تصویر درآمدن آنها در توموگرافی، آزمون شطرنجی با استفاده از پرتوهای واقعی انجام گرفته است. به این منظور، تعداد ۶۴ بلوک مکعبی با اندازه ۱۰۰ کیلومتر و مقدار تغییرات سرعت پنج درصد در اعماق متفاوت مدل قرار داده شد و مقدار زمان رسید نسبی با استفاده از مدل‌سازی پیشرو برای این بلوک‌ها محاسبه شد. زمان رسید محاسبه شده در مرحله قبل، بردار مشاهدات توموگرافی مدل مصنوعی فرض و برنامه توموگرافی اجرا شد. نتایج مدل مصنوعی در شکل‌های ۳ و ۴ نمایش داده شده است.

میانگین زمان رسید برای هر رخداد از زمان رسید هر پرتو محاسبه می‌شود.  $\Delta m$  تغییرات سرعت نسبت به سرعت میانگین در منطقه است. دو شبکه موقت این پژوهش ناهم‌زمان کار کرده‌اند. این موضوع می‌تواند موجب شود که بی‌هنجاری‌های سرعت توموگرافی، سطح مرجع متفاوتی در نواحی مختلف مدل داشته باشند. برای این مشکل ماپن (۲۰۲۰) تمهیدی ساده ارائه داد. در روش او عناصر ماتریس ضرایب طوری محاسبه می‌شوند که برای هر رویداد، میانگین باقیمانده زمان رسیدها در ایستگاه‌های ثبت کننده صفر شود. در پژوهش حاضر از روش ماپن (۲۰۲۰) استفاده شده است. مسئله توموگرافی با توجه به ناهمگن بودن چگالی پرتوها در درون مدل زمین، مسئله‌ای فرومعین است؛ بنابراین برای حل آن، به افزودن دو قید متعادل‌سازی (damping) و هموارسازی (smoothing) نیاز است. قید متعادل‌سازی بیانگر این است که تغییرات سرعت باید کوچک باشند و قید هموارسازی باعث می‌شود تغییرات مدل هموار باشد. برای هموارسازی از روش مشتق دوم (منکه، ۲۰۱۸) استفاده شده است. پس از اضافه کردن این دو قید، رابطه (۱) به صورت زیر بازنویسی



شکل ۳. نتایج وارون‌سازی مدل مصنوعی شامل چهار مجموعه بلوک مکعبی ۱۰۰ کیلومتری در اعماق متفاوت.



شکل ۴. نتایج وارون‌سازی مدل مصنوعی در (الف) مقطع A (ب) مقطع B.

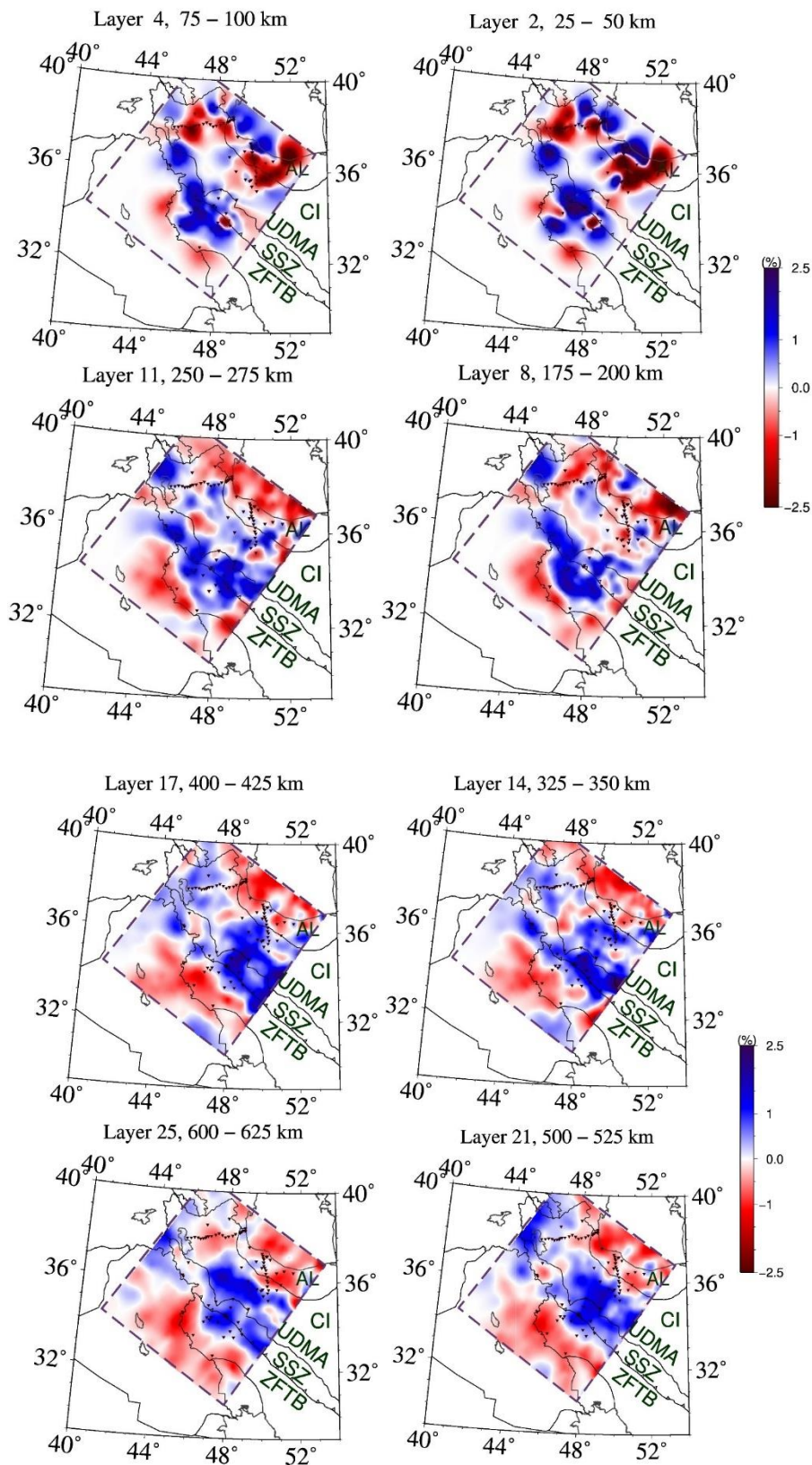
اولین گروه بلوک‌های مصنوعی در عمق ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتری قرار داده شده است. لایه ۵ در شکل ۳ مقطعی در عمق ۱۰۰ تا ۱۲۵ کیلومتری از آن بلوک‌ها را نشان می‌دهد. نتیجه آزمون مصنوعی بیانگر این است که بلوک‌های مصنوعی در این بازه عمقی در مکان‌هایی که ایستگاه‌های لرزه‌ای قرار دارند، به‌خوبی وارون شده‌اند؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت قدرت تفکیک در این اعماق وابستگی زیادی به چگالی پرتوها دارد. در مکان‌هایی که چگالی پرتو به اندازه کافی مناسب است، مدل مصنوعی به‌خوبی وارون شده است. مجموعه دوم بلوک‌های مصنوعی در عمق ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتری قرار داده شده است (لایه ۱۱ در شکل ۳). تغییرات سرعت مصنوعی با قدرت تفکیک مناسبی در قسمت شمال و مرکز مدل وارون شده است. قدرت تفکیک در قسمت جنوب غربی مدل، به دلیل نبود ایستگاه و در نتیجه، نبود پرتو، ضعیف است. مقدار آغشتگی بی‌هنجاری‌های سرعت، بیشتر در قسمت جنوب شرقی مدل و تا حدودی در قسمت شمال غربی مشاهده می‌شود. به‌طور کلی روند آغشتگی در این اعماق در قسمت جنوب شرقی مدل به سمت شمال غرب-جنوب شرق است. وارون‌سازی مجموعه سوم که در عمق ۳۵۰ تا ۴۵۰ کیلومتری قرار دارد، در لایه ۱۷ شکل ۳ نمایش داده شده است. بیشتر بلوک‌ها در این عمق با قدرت تفکیک مناسبی از یکدیگر متمایز می‌شوند. بلوک‌های حاشیه جنوبی مدل به دلیل ناچیز بودن چگالی پرتوها، به‌خوبی وارون نشده‌اند. بلوک‌های مصنوعی عمیق‌ترین قسمت مدل (لایه ۲۴ در شکل ۳) اغلب به‌خوبی وارون شده‌اند (به جز در گوشه‌های جنوب شرق و جنوب غرب مدل) که این موضوع نشان می‌دهد چگالی پرتوها و تقاطع آنها با یکدیگر در قسمت عمیق مدل از کیفیت خوبی برخوردار است؛ بنابراین می‌توان تفسیر ژئودینامیکی نتایج توموگرافی را با اطمینان انجام داد.

نتایج توموگرافی مدل مصنوعی روی دو مقطع A و B (شکل ۱) در شکل ۴ نمایش داده شده است. گفتنی است با توجه به قرارگیری بلوک‌های مثبت و منفی و جهت مقاطع، بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در زیر مقطع B در یک راستا قرار دارند. به‌طور کلی بی‌هنجاری‌های مصنوعی تا عمق ۵۰۰ کیلومتری در زیر این مقطع به‌خوبی وارون شده‌اند. در اعماق بیشتر، با وجود اینکه مثبت یا منفی بودن تغییرات سرعت در مکان بلوک‌ها به‌درستی تفکیک‌پذیر است، آغشتگی باعث می‌شود مرز عمقی این بی‌هنجاری‌ها درست تشخیص داده نشود؛ بنابراین در تفسیر بی‌هنجاری‌های واقعی باید شدت و ضعف آغشتگی مشاهده‌شده در مدل مصنوعی لحاظ شود.

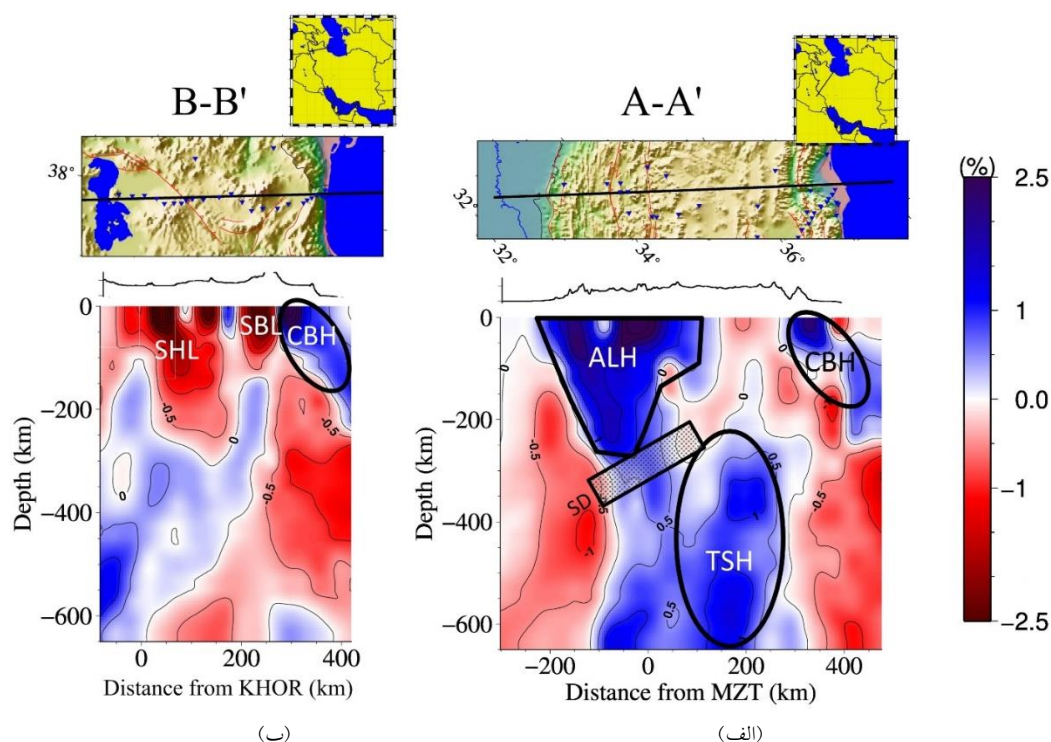
#### ۴ نتایج توموگرافی

نتایج توموگرافی داده‌های مشاهده‌ای به‌صورت مقاطع عمقی و عرضی به‌ترتیب در شکل‌های ۵ و ۶ نمایش داده شده است. مقدار کاهش در ریشه میانگین مربعی در توموگرافی داده‌های مشاهده‌ای برابر ۵۱/۱۶ درصد بوده است. در شکل ۵ سه بی‌هنجاری بزرگ در اعماق کمتر از ۱۰۰ کیلومتری دیده می‌شود. این بی‌هنجاری‌ها عبارت‌اند از: بی‌هنجاری پرسرعت مشاهده‌شده در منتهای شمال غرب زاگرس و کمربند سهندج-سیرجان؛ بی‌هنجاری کم‌سرعت در زیر البرز و حاشیه شمالی ایران مرکزی؛ بی‌هنجاری پرسرعت در حاشیه دریای خزر. با توجه به مدل مصنوعی (شکل ۳)، می‌توان نتیجه‌گیری کرد این بی‌هنجاری‌ها بیانگر تغییرات سرعت واقعی در زمین هستند. همچنین شباهت میانگین زمان رسیده‌ای نسبی در شکل ۲ با بی‌هنجاری‌های تصویرشده در اعماق کم مدل، بیانگر درستی تغییرات سرعت محاسبه‌شده در این اعماق است. در قسمت جنوب شرقی مدل (طول ۴۸/۵° و عرض ۳۳/۷°)، یک بی‌هنجاری کم‌سرعت کوچک دیده می‌شود. با توجه به میانگین زمان رسیده‌ای نسبی (شکل ۲)





شکل ۱.۵. نتایج توموگرافی داده‌های واقعی در لایه‌های مختلف.



شکل ۶. نتایج توموگرافی در (الف) مقطع A (ب) مقطع B. بی‌هنجاری‌های اصلی عبارت‌اند از: بی‌هنجاری پرسرعت سنگ‌کره عربی (ALH)؛ بی‌هنجاری پرسرعت ورقه اقیانوسی (TSH)؛ بی‌هنجاری پرسرعت بلوک خزر (CBH)؛ بی‌هنجاری کم‌سرعت سهند (SHL)؛ بی‌هنجاری کم‌سرعت سبلان (SBL)؛ محل جدایش ورقه اقیانوسی (SD).

بی‌هنجاری بیانگر وجود ساختاری پیوسته در این اعماق است که شبیهی به سمت شمال شرق دارد. در اعماق ۳۵۰ تا ۶۰۰ کیلومتری، یک بی‌هنجاری پرسرعت در شمال غرب ایران و در زیر شبکه IASBS-CAM-1 مشاهده می‌شود. این بی‌هنجاری احتمالاً در غرب منطقه مطالعه شده یعنی شرق ترکیه نیز ادامه دارد، اما مدل مصنوعی بیانگر آن است که قسمتی از بی‌هنجاری که در زیر این شبکه قرار دارد، تغییرات واقعی سرعت را در این منطقه نشان می‌دهد و حاصل خطاهای ناشی از وارون‌سازی نیست.

##### ۵ تفسیر نتایج توموگرافی

پیش از تفسیر نتایج لازم است نقاط قوت و ضعف توموگرافی دورلرز بررسی شود. در این نوع توموگرافی که بیانگر تغییرات سرعت در منطقه مورد مطالعه است،

می‌توان نتیجه‌گیری کرد این بی‌هنجاری به دلیل تأخیر زمان رسید نسبی مشاهده شده در ایستگاه نزدیک به آن ایجاد شده و عارضه‌ای محلی است. در اعماق ۲۰۰ تا ۲۷۵ کیلومتری، بی‌هنجاری سرعتی غالب، بی‌هنجاری پرسرعتی است که زیر منطقه سندیج-سیرجان و محل زمین‌درز زاگرس متمرکز است، اما نسبت به اعماق کمتر، مدل قدری به سمت جنوب شرق و قسمت‌های مرکزی زاگرس و سندیج-سیرجان جابه‌جا شده است. با توجه به نتایج مدل مصنوعی (شکل ۳) بی‌هنجاری‌های حاضر در قسمت‌های جنوب شرقی، مرکزی و شمال غربی کاملاً درست وارون می‌شوند. با افزایش عمق به طرف قسمت‌های پایینی گویسته بالایی، بی‌هنجاری پرسرعت زاگرس به سمت شمال شرق جابه‌جا می‌شود و آشکارا در شمال شرق زمین‌درز و در زیر ایران مرکزی قرار می‌گیرد. این



بخشی، وجود آب و ساختار سنگ‌ها وابسته است. اگرچه از تأثیر ناکشسانی و ساختار سنگ‌ها در گوشته بالایی می‌توان چشم‌پوشی کرد (خوس و همکاران، ۲۰۰۰)، تعیین مقدار تأثیر هرکدام از عوامل ذکر شده تقریباً غیرممکن است؛ بنابراین مبنای تغییرات سرعت در تفسیر نتایج توموگرافی، تفاوت دما در نظر گرفته شده است. این فرض می‌تواند در بخش‌های خاصی از مدل اشتباه باشد، اما در بیشتر بخش‌های مدل از این فرض می‌توان دفاع کرد.

در این پژوهش، نتایج توموگرافی حاکی از سرعت زیاد در زیر زاگرس و ناحیه سندیج - سیرجان و همچنین بلوک خزر جنوبی در اعماق سنگ کره (۰ تا ۲۰۰ کیلومتر) است. سرعت کم در ایران مرکزی و البرز و همچنین منتهی‌الیه شمال غرب ایران دیده می‌شود (شکل ۵ و مقاطع شکل ۶). سرعت‌های مشابه در مطالعات قبلی (آسوده، ۱۹۸۲؛ بیوارد و همکاران، ۱۹۹۸؛ کاویانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ کولاکوف، ۲۰۱۱ و پرستلی و همکاران، ۲۰۱۲) در این ناحیه مشاهده شده‌اند. نگارندگان پژوهش حاضر، این تغییرات سرعت را ناشی از وجود سنگ کره سرد و ضخیم در زیر زاگرس در مقابل سنگ کره گرم و نازک در ایران در شمال زمین‌درز زاگرس تفسیر می‌کنند. پرستلی و همکاران (۲۰۱۲) از مدل‌سازی دما برای وارون‌سازی مدل سرعتی موج برشی به دما استفاده کردند و ضخامت سنگ کره در اطراف کوهزاد زاگرس و در زیر زاگرس را به ترتیب ۱۲۰ و ۲۴۰ کیلومتر تخمین زدند. ایشان این اختلاف را ناشی از کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی سنگ کره در زیر زاگرس دانستند و دلیل سقوط نکردن سنگ کره ضخیم شده زاگرس به درون گوشته را تهی‌شدگی قسمت گوشته‌ای آن از کانی‌های سنگین معرفی کردند. شمالی و همکاران (۲۰۱۱)، متقی و همکاران (۲۰۱۷)، رحمانی و همکاران (۲۰۱۹) و موقری و همکاران (۲۰۲۱) سنگ کره ضخیم در زیر زاگرس در

باید موارد تأثیرگذار بر نتایج و تفسیر توموگرافی دورلرز را نیز در نظر گرفت. اثر این موارد معمولاً به صورت بزرگ مقیاس در نتایج ظاهر می‌شود. مهم‌ترین این موارد عبارت‌اند از: وجود تغییرات سرعت در خارج از منطقه مورد مطالعه؛ وجود تغییرات شدید سرعت نسبت به سرعت میانگین در کل منطقه؛ و تأثیر ماتریس‌های متعادل‌سازی و هموارسازی. اثر بی‌هنجاری‌های خارج از منطقه مورد مطالعه بیشتر در لایه‌های عمیق مدل ظاهر می‌شود. هرچه تعداد زمین‌لرزه‌های مورد استفاده بیشتر باشد، میزان تأثیر خطای تعیین مکان زمین‌لرزه در توموگرافی کمتر می‌شود. از طرف دیگر، استفاده از تعداد پرتوی بیشتر که از جهات مختلف به منطقه مورد مطالعه می‌رسند، باعث تعدیل تأثیر بی‌هنجاری‌های خارج از منطقه می‌شود. با وجود اینکه این امکان وجود دارد که یک بی‌هنجاری سرعتی بسیار شدید در یک بخش خاص از منطقه مورد مطالعه کل نتایج توموگرافی را متأثر کند، مطالعات قبلی توموگرافی در ایران (کاویانی و همکاران، ۲۰۲۰، ۲۰۰۷؛ کولاکوف، ۲۰۱۱؛ پرستلی و همکاران، ۲۰۱۲ و شاد منامن و همکاران، ۲۰۱۱) بیانگر نبود چنین بی‌هنجاری‌هایی در منطقه مورد مطالعه بوده است؛ بنابراین اگرچه در تفسیر نتایج فقط به تغییرات سرعت توجه شده است، وجود یک میانگین سرعتی غیرعادی در عمق خاص در کل منطقه نامحتمل است. مقادیر ضرایب متعادل‌سازی و هموارسازی می‌تواند باعث حذف یا ایجاد بی‌هنجاری‌هایی با طول موج و دامنه کم شود. تعیین این مسئله که وارون‌سازی سبب ایجاد این بی‌هنجاری‌ها به صورت مصنوعی شده است یا بی‌هنجاری‌ها ناشی از یک تغییر سرعت واقعی در زمین هستند، به صورت مستقیم غیرممکن است. پس برای اجتناب از خطا در تفسیر میدان سرعت وارون‌شده، در اینجا فقط بی‌هنجاری‌های بزرگ مقیاس تفسیر شده‌اند.

تغییرات سرعتی در زمین به دما، ناکشسانی، ذوب

شمال غرب ایران را شناسایی کرده‌اند و راندگی زاگرس به زیر ایران مرکزی را دلیل ضخیم‌شدگی مطرح کرده‌اند. رحمانی و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از توموگرافی دوبعدی در شمال غرب ایران، یک بی‌هنجاری کم‌سرعت گوه‌شکل را در عمق ۱۵۰ کیلومتری در لبه جلویی صفحه عربی در زیر گسله اصلی زاگرس شناسایی و این بی‌هنجاری را نشانه شروع جدایش قسمت پایینی سنگ‌کره عربی از قسمت بالایی آن تفسیر کردند. محمودآبادی و همکاران (۲۰۲۰) نیز بی‌هنجاری مشابهی در شمال غرب زاگرس مشاهده کردند و آن را یک کریودور باریک بین صفحه زیرراندۀ عربی و سنگ‌کره ایران مرکزی تفسیر کردند که به دلیل جدایش قسمت پایینی سنگ‌کره عربی ایجاد شده است. اگرچه توموگرافی ارائه‌شده در این تحقیق نشان‌دهنده وجود سنگ‌کره ضخیم در زیر زاگرس است، نتایج تحقیق، جدایش بین قسمت پایینی و بالایی سنگ‌کره عربی را نشان نمی‌دهد. دلیل اصلی که می‌تواند این ناهمسانی را توجیه کند، مقدار بیشتر ضرایب متعادل‌سازی و هموارسازی در توموگرافی این مطالعه است. مقادیر ضرایب متعادل‌کننده و هموارکننده باید توانایی حذف نوفه را در مکان‌هایی با تعداد ایستگاه کم داشته باشند؛ بنابراین ضرایب مذکور در این توموگرافی با مکان‌هایی با کمترین ایستگاه کنترل می‌شود و به دلیل تفاوت ایستگاه‌ها و منطقه مورد مطالعه در این تحقیق و توموگرافی رحمانی و همکاران (۲۰۱۹)، مقدار این ضرایب نسبت به توموگرافی ذکرشده بیشتر است.

نتایج توموگرافی در این تحقیق بیانگر وجود بی‌هنجاری کم‌سرعت در ایران مرکزی در اعماق کمتر از ۱۷۵ کیلومتر است. بی‌هنجاری کم‌سرعت در قسمت بالایی گوشته تطابق مناسبی با بی‌هنجاری هوای آزاد در ایران مرکزی دارد (هتزفلد و مولنار، ۲۰۱۰). تعداد زیادی از شواهد زلزله‌شناسی بیانگر وجود بی‌هنجاری کم‌سرعت

و کاهندگی به‌نسبت زیاد در گوشته بالایی ایران مرکزی هستند (اللزکی و همکاران، ۲۰۰۴؛ مگی و پرستلی، ۲۰۰۵؛ الدامق و همکاران، ۲۰۰۴؛ کاویانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ شاد منامن و همکاران، ۲۰۱۱؛ شمالی و همکاران، ۲۰۱۱ و محمودآبادی و همکاران، ۲۰۱۹). این مشاهدات باعث شده است پژوهشگران یک سنگ‌کره نازک و کم‌سرعت را برای این منطقه در نظر بگیرند. ایران مرکزی یک فلات مرتفع ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متری است که فرایش خود را پس از رویداد برخوردی زاگرس به‌دست آورده است. با وجود این، ایران مرکزی پوسته بسیار ضخیمی ندارد. پاول و همکاران (۲۰۰۶) با استفاده از توابع گیرنده، عمق موهو در حاشیه ایران مرکزی و در شمال گسله اصلی زاگرس را ۴۲ کیلومتر تخمین زدند. عمق موهو در جنوب البرز ۴۸ کیلومتر تخمین زده شده است (جوان و روبرتس، ۲۰۰۳ و رجایی و همکاران، ۲۰۱۰). هتزفلد و مولنار (۲۰۱۰) با توجه به این مشاهدات نتیجه‌گیری کردند که این امکان وجود داشته است که در مرحله پس‌برخوردی همگرایی ورق عربی و اوراسیا، قسمت پایینی سنگ‌کره ایران مرکزی پس از ضخیم شدن به دلیل عدم تعادل جدا شده و در درون گوشته عمیق‌تر سقوط کرده باشد. این فرضیه، کم‌سرعت بودن گوشته در عمق ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتری در زیر ایران مرکزی را توضیح می‌دهد. آنها فرایش ایران مرکزی را با فرایش تبت مقایسه کردند و نتیجه گرفتند فرایندهای ژئودینامیکی در گیر در هر دو برخورد شبیه به یکدیگر بوده است.

مقطع B در شکل ۶ منطبق بر توموگرافی دوبعدی باولی و همکاران (۲۰۱۶) در شمال غرب ایران است. ایشان در این منطقه یک بی‌هنجاری پرسرعت در زیر حاشیه بلوک خزر جنوبی مشاهده کردند. نتایج توموگرافی مطالعه کنونی در هر دو مقطع شکل ۶ نشان‌دهنده سرعت‌های زیاد در زیر دریای خزر است (بی‌هنجاری CBH) که می‌تواند به دلیل اقیانوسی بودن سنگ‌کره این ناحیه باشد. در

در زیر آتشفشان سهند را از روی میانگین زمان رسید نسبی داده‌ها نیز می‌توان تشخیص داد. زمان رسید بیشتر ایستگاه‌ها در نزدیکی سهند در شکل ۲ با تأخیر همراه است. در واقع طول موج زمان رسیده‌های تأخیردار در زیر آتشفشان سهند، بزرگ‌تر از این طول موج در زیر آتشفشان سبلان است که بیانگر بزرگ‌تر و عمیق بودن بی‌هنجاری کم‌سرعت در زیر سهند است. این تفاوت طول موج را در مطالعه باولی و همکاران (۲۰۱۶) نیز می‌توان مشاهده کرد. این دو بی‌هنجاری کم‌سرعت به قطع به دلیل بالا آمدن مواد گرم گوشته در این دو ناحیه ایجاد شده‌اند. با این حال ما برای این بی‌هنجاری‌ها دلیل دیگری را نیز محتمل می‌دانیم: همان‌گونه که گفته شد، سنگ‌کره شمال غرب بسیار نازک است. این احتمال وجود دارد که در مرحله پس‌برخورد، قسمت پایینی سنگ‌کره ضخم شده جدا شده و پایین رفته و جای آن را مواد بالا آمده سست کره گرفته باشد. این فرض می‌تواند سرعت‌های کم در گوشته کم‌عمق را توجیه کند.

ساختار غالب در تصاویر توموگرافی در اعماق زیاد، بی‌هنجاری پرسرعت TSH است که از عمق ۳۵۰ کیلومتری شروع و در شمال غرب و زاگرس میانی تا کف گوشته بالایی نفوذ کرده است (شکل ۵ و مقطع A در شکل ۶). بی‌هنجاری TSH نشان‌دهنده باقیمانده ورقه اقیانوسی فرورفته نئوتتیس است. در مقطع A در شکل ۶ بی‌هنجاری‌های TSH و ALH در مجموع یک ساختار پرسرعت با شیب تند به سمت شمال شرق را نشان می‌دهند، اما در بازه عمقی ۲۵۰ تا ۴۰۰ کیلومتر با یک پنجره کم‌سرعت‌تر از یکدیگر جدا شده‌اند. هندسه دو بی‌هنجاری پرسرعت و جداشدگی آنها در عمق زیر سنگ‌کره نشان می‌دهد ورق فرورونده نئوتتیس در مرحله‌ای باید دچار جدایش شده باشد. محل جدایش که فاصله کمی از قاعده سنگ‌کره عربی زاگرس دارد، نشان می‌دهد این رویداد باید به نسبت جوان باشد؛ بنابراین

شمال غرب ایران برخلاف زاگرس، سرعت‌های لرزه‌ای در عمق ۰ تا ۱۵۰ کیلومتر بسیار کم هستند. این موضوع قویاً نشان می‌دهد سنگ‌کره شمال غرب ایران باید نازک باشد. مرتضی‌نژاد و همکاران (۲۰۱۹) بر اساس توموگرافی امواج سطحی، ضخامت سنگ‌کره را در این قسمت از ایران ۷۰-۹۰ کیلومتر برآورد کردند. افزون بر این، در عمق پوسته نیز بی‌هنجاری‌های کم‌سرعت پر دامنه‌ای در زیر آتشفشان‌های سهند و سبلان دیده می‌شود. توموگرافی دو بعدی باولی و همکاران (۲۰۱۶) نیز بیانگر دو بی‌هنجاری کم‌سرعت در زیر سهند و سبلان است. ایشان وجود این بی‌هنجاری‌ها را به گرم بودن پوسته و اتصال آنها به بی‌هنجاری کم‌سرعت عمیق‌تر در گوشته بالایی را به بالا آمدن مذاب از ورق فرورانده شده نسبت دادند. در نیمه غربی مقطع B از عمق ۲۰۰ کیلومتر به پایین یک بی‌هنجاری پرسرعت دیده می‌شود. این عارضه می‌تواند به وجود باقیمانده ورق اقیانوسی فرورانده نئوتتیس مربوط باشد. ترکیب داده‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری مختلف با هم امکان تصویر کردن بی‌هنجاری‌های عمیق در زیر شبکه IASBS-CAM-1 را با قدرت تفکیک متوسط فراهم می‌کند. مدل مصنوعی در زیر این شبکه (شکل ۴) بیانگر این است که بی‌هنجاری‌ها را تا عمق ۶۰۰ کیلومتری به خوبی می‌توان تشخیص داد. با وجود این، هندسه دقیق این بی‌هنجاری‌ها را به دلیل آغشتگی عددی و محو شدن لبه‌های آنها نمی‌توان به دقت تشخیص داد. نتایج توموگرافی در مقطع B نشان‌دهنده وجود یک بی‌هنجاری پرسرعت در اعماق ۲۰۰ تا ۶۰۰ کیلومتری در قسمت غربی و یک بی‌هنجاری کم‌سرعت در عمق ۲۰۰ تا ۶۰۰ کیلومتری در زیر قسمت شرقی است. این دو بی‌هنجاری، در صورتی که عمق کف مدل، کم فرض شود، به اعماق کم نفوذ می‌کنند و باعث ایجاد یک بی‌هنجاری بزرگ کم‌سرعت در زیر سبلان و کاهش دامنه بی‌هنجاری کم‌سرعت در زیر سهند می‌شوند. بزرگ‌تر بودن بی‌هنجاری کم‌سرعت

ساختار مشاهده شده نمی‌تواند نتیجه یک جدایش قدیمی‌تر در اوایل سنوزوئیک (پیش از برخورد قاره‌ای) باشد که برخی به آن معتقدند (آگار و همکاران، ۲۰۱۱). شروع برخورد قاره‌ای در کوهزاد زاگرس به حدود ۲۷ میلیون سال پیش نسبت داده می‌شود (مک کوثری و ون هینزبرگن، ۲۰۱۳ و پیروز و همکاران، ۲۰۱۷). در فرایند برخورد قاره‌ای، جدایش ورق اقیانوسی فرورفته می‌تواند مدت زمانی پس از رسیدن سنگ‌کره قاره‌ای به منطقه فرورانش و افزایش نیروی شناوری در سنگ‌کره قاره‌ای ضخیم شده انجام شود. توموگرافی ون‌درمیر و همکاران (۲۰۱۸) نیز نتیجه‌ای مشابه با مطالعه حاضر به دست آورده است. در مطالعه مزبور قسمت بالایی ورقه فرورفته جدا شده در زیر ریشه سنگ‌کره عربی واقع شده و انتهای دیگر ورقه اقیانوسی نیز از مرز گوشته بالایی و پایینی عبور کرده است. محمودآبادی و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از توموگرافی موج P در شمال غرب زاگرس یک پنجره کم‌سرعت در داخل ورقه فرورفته مشاهده کردند که آن را به محل جداشدگی ورقه نسبت دادند. عمرانی و همکاران (۲۰۰۸) وجود ساختارهای آتشفشانی آداکیت‌دار را در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر در ایران مرکزی اثبات کردند. این ساختارها نتیجه ذوب بخشی در ورقه طی فرایند جدایش ورقه است. با اینکه ساختارهای یافت شده عمرانی و همکاران (۲۰۰۸) به لحاظ مکانی پراکنده است، آگار و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از این ساختارهای آداکیتی و دیگر شواهد زمین‌شناسی پیشنهاد کردند جدایش ورقه اقیانوسی از سنگ‌کره عربی در ۱۰ میلیون سال پیش اتفاق افتاده است. آنها بر این عقیده بودند که جدایش ورقه در زاگرس مرکزی زودتر از شمال غرب اتفاق افتاده است. ون‌هونن و آلن (۲۰۱۱) بر اساس مدل‌سازی ژئودینامیکی، شرایط جدایش ورقه در برخورد قاره‌ای را بررسی کردند. آنها دریافتند که استحکام ورقه در زمان جدایش ورقه نقش اساسی را ایفا می‌کند. زمان

جدایش ورقه برای یک ورقه مستحکم و قدیمی، ۲۵-۲۰ میلیون سال پس از برخورد و برای یک ورقه جوان و ضعیف، ۱۰ میلیون سال پس از برخورد تخمین زده شده است. ون‌هونن و آلن (۲۰۱۱) تخمین‌های ذکر شده را برای تعیین زمان جدایش ورقه در برخورد صفحات عربی و اوراسیا به‌کاربردند. آنها با فرض ۲۰۰ میلیون سال برای سن ورقه و زمان برخورد ۳۵ میلیون سال پیش نتیجه گرفتند که جدایش ورقه نمی‌تواند زودتر از ۱۰ تا ۱۵ میلیون سال پیش اتفاق افتاده باشد. زمان برخورد در زاگرس به صورت دقیق‌تر ۲۵ تا ۲۷ میلیون سال پیش تخمین زده شده است. با استفاده از مدل ون‌هونن و آلن (۲۰۱۱) و زمان برخورد پیشنهادی می‌توان نتیجه گرفت زمان جدایش ورقه ۵ میلیون سال قبل بوده است که نسبت به شواهد زمین‌شناسی برای جدایش ورقه جوان‌تر است. برای حل این تفاوت می‌توان دو فرضیه در نظر گرفت: در فرضیه اول، سن ورقه نسبت به سن در نظر گرفته شده در ون‌هونن و آلن (۲۰۱۱) جوان‌تر است. سن جوان‌تر باعث کاهش استحکام ورقه و در نهایت، کاهش زمان جدایش ورقه از لحظه برخورد است. از طرفی، می‌توان فرض کرد که جدایش ورقه در زاگرس زودتر از زمانی اتفاق افتاده است که ون‌هونن و آلن (۲۰۱۱) محاسبه کرده‌اند. دورتر و همکاران (۲۰۱۱، ۲۰۱۲) با استفاده از رئولوژی خزش حالت جامد پیشنهاد دادند که یک ورقه با سن ۸۰ میلیون سال که با سرعت ۵ سانتیمتر در سال در حال فرورانش است، در عمق ۳۰۰ کیلومتری و ۱۱ میلیون سال پس از برخورد دچار جدایش می‌شود. تخمین زمانی و عمق جدایش ورقه که دورتر و همکاران (۲۰۱۱، ۲۰۱۲) پیشنهاد داده‌اند، با شواهد زمین‌شناسی و توموگرافی این مطالعه همخوانی خوبی دارد.

## ۶ نتیجه‌گیری

در این تحقیق ساختار سرعتی گوشته در قسمت شمال

گدازه‌های بازیک کواترنری شمال باختری ایران در مقایسه با مراکز منشأ در فلات ایرانی - ترکی: فصلنامه علوم زمین، ۸۸، ۲۰۵-۲۱۸.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011, Zagros orogeny: a subduction-dominated process: *Geological Magazine*, **148**(5-6), 692-725.

Aki, K., Christofferson, A., and Husebye, E. S., 1977, Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, **82**(2), 277-296.

Al-Damegh, K., Sandvol, E., Al-Lazki, A., and Barazangi, M., 2004, Regional seismic wave propagation (Lg and Sn) and Pn attenuation in the Arabian Plate and surrounding regions: *Geophysical Journal International*, **157**(2), 775-795.

Al-Lazki, A. I., Al-Damegh, K. S., El-Hadidy, S. Y., Ghods, A., and Tatar, M., 2014, Pn-velocity structure beneath Arabia-Eurasia Zagros collision and Makran subduction zones: *Geological Society, London, Special Publications*, **392**(1), 45-60.

Al-Lazki, A. I., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N., and Mohamad, R., 2004, Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates: *Geophysical Journal International*, **158**(3), 1024-1040.

Asudeh, I., 1982, Pn velocities beneath Iran: *Earth and Planetary Science Letters*, **61**(1), 136-142.

Axen, G., Lam, P. S., Grove, M., Stockli, D. F., and Hassanzadeh, J., 2001, Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics: *Geology*, **29**, 559-562.

Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M. R., Dalconi, M. C., Friedrich, A., and Tabatabaei, S. H., 2010, Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz Mountains, N Iran: *Earth and Planetary Science Letters*, **300**(1-2), 125-138.

Bavali, K., Motaghi, K., Sobouti, F., Ghods, A., Abbasi, M., Priestley, K., Mortezaejad, G., and Rezaeian, M., 2016, Lithospheric structure beneath NW Iran using regional and teleseismic travel-time tomography: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **253**, 97-107.

Bijwaard, H., Spakman, W., and Engdahl, E. R.,

غرب فلات ایران و کوهزاد زاگرس با استفاده از داده‌های دو شبکه موقت و ایستگاه‌های ثابت موجود در این منطقه تعیین شده است. در قسمت کم‌عمق مدل، بی‌هنجاری پرسرعت در زیر منطقه برخوردی زاگرس در مقابل بی‌هنجاری کم‌سرعت در زیر صفحه ایران مرکزی مشاهده شده است. این مشاهده به تفاوت ضخامت سنگ کره در این دو منطقه ربط داده شده است. در همه مقاطع ارائه‌شده در این پژوهش، بی‌هنجاری پرسرعت در زیر لبه دریای خزر در اعماق سنگ کره مشاهده شده که بیانگر تفاوت طبیعت سنگ کره در این منطقه با ایران مرکزی است. دو بی‌هنجاری کم‌سرعت و کم‌عمق در زیر آتشفشان‌های سهند و سبلان تصویر شده که نشان‌دهنده گرم بودن این مناطق نسبت به اطراف آن است. با توجه به ادامه‌دار بودن این بی‌هنجاری‌ها در گوشته بالایی، منبع این بی‌هنجاری‌ها مربوط به گوشته است. بی‌هنجاری پرسرعت تقریباً قائم از عمق ۴۰۰ کیلومتری تا ۷۰۰ کیلومتری در زیر منطقه سندانج - سیرجان و ایران مرکزی مشاهده شده که بیانگر وجود ورقه اقیانوسی در این ناحیه است. ورقه فرورونده به صورت پیوسته به صفحه سنگ کره عربی در سطح متصل نمی‌شود. انقطاع در این ساختار در عمق ۲۵۰ تا ۴۰۰ کیلومتری نشان‌دهنده جدایش ورقه اقیانوسی نئوتتیس از صفحه عربی پس از برخورد قاره‌ای است.

### تشکر و قدردانی

در این پژوهش از داده‌های ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری و مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باندپهن ایران استفاده شده است. نویسندگان از سردبیر و دو داور محترم تشکر می‌کنند که با پیشنهادهای سودمند خود، موجب بهبود کیفیت مقاله شدند.

### منابع

خیرخواه، م.، ۱۳۹۲، پژوهشی نوین بر پتروژنز و سن‌یابی



- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M., and Iizuka, Y., 2013, Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny: *Lithos*, **162**, 70-87.
- Duret, T., Gerya, T. V., and May, D. A., 2011, Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response: *Tectonophysics*, **502**(1-2), 244-256.
- Duret, T., Schmalholz, S. M., and Gerya, T. V., 2012, Dynamics of slab detachment: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **13**(3).
- 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, London, Special Publications*, **312**(1), 219-240.
- Goes, S., Govers, R., and Vacher, A. P., 2000, Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**(B5), 11153-11169.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S., and Hassanzadeh, J., 2006, Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation: *Geosphere*, **2**(1), 35-52.
- Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J., and McIntosh, W. C., 2007, Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran: *Tectonics*, **26**(6).
- 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).
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., and Ghafory Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran): *Geophysical Journal International*, **155**, 403–410, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02045.x.
- Hessami, K., Koyi, H., Talbot, C. J., Tabasi, H., and Shabanian, E., 2001, Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains: *Journal of the Geological Society, London* **158**, 969–81.
- Javan-Doloei, G., and Roberts, R., 2003, Crust 1998, Closing the gap between regional and global travel time tomography: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103**(B12), 30055-30078.
- Chevrot, S., 2002, Optimal measurement of relative and absolute delay times by simulated annealing: *Geophysical Journal International*, **151**(1), 164-171.
- and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions: *Tectonophysics*, **364**(3-4), 115-133.
- 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): *Geophysical Journal International*, **171**(1), 399-410.
- Kaviani, A., Paul, A., Moradi, A., Mai, P. M., Pilia, S., Boschi, L., Rumpker, G., Lu, Y., Tang, Z., and Sandvol, E., 2020, Crustal and uppermost mantle shear wave velocity structure beneath the Middle East from surface wave tomography: *Geophysical Journal International*, **221**(2), 1349-1365.
- Koulakov, I., 2011, High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltimes data: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **116**(B4).
- Maggi, A., and Priestley, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau: *Geophysical Journal International*, **160**(3), 1068-1080.
- Mahmoodabadi, M., Yaminifard, F., Tatar, M., Kaviani, A., and Motaghi, K., 2019, Upper-mantle velocity structure beneath the Zagros collision zone, Central Iran and Alborz from nonlinear teleseismic tomography: *Geophysical Journal International*, **218**(1), 414-428.
- Mahmoodabadi, M., Yaminifard, F., Tatar, M., and Kaviani, A., 2020, Shear wave velocity structure of the upper-mantle beneath the northern Zagros collision zone revealed by nonlinear teleseismic tomography and Bayesian Monte-Carlo joint inversion of surface wave dispersion and teleseismic P-wave coda: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **300**, 106444.
- Maupin, V., 2021, Combining asynchronous data sets in regional body-wave tomography: *Geophysical Journal International*, **224**(1), 401-415.
- McQuarrie, N., and van Hinsbergen, D. J., 2013,

- Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction: *Geology*, **41**(3), 315-318.
- Menke, W., 2018, *Geophysical data analysis: Discrete Inverse Theory*, Fourth edition: Academic Press.
- Mortezanejad, G., Rahimi, H., Romanelli, F., and Panza, G. F., 2019, Lateral variation of crust and upper mantle structures in NW Iran derived from surface wave analysis: *Journal of Seismology*, **23**(1), 77-108.
- Motaghi, K., Shabani, E., and Kalvandi, F., 2017, Underplating along the northern portion of the Zagros suture zone, Iran: *Geophysical Journal International*, **210**(1), 375-389.
- Movaghari, R., and Javan-Doloei, G., 2020, 3-D crustal structure of the Iran plateau using phase velocity ambient noise tomography: *Geophysical Journal International*, **220**(3), 1555-1568.
- Movaghari, R., Javan-Doloei, G., Yang, Y., Tatar, M., and Sadidkhoy, A., 2021, Crustal radial anisotropy of the Iran Plateau inferred from ambient noise tomography: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **126**(4), 1-19, <https://doi.org/10.1029/2020JB020236>.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L., 2008, Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences: *Lithos*, **106**(3-4), 380-398.
- Paige, C. C., and Saunders, M. A., 1982, LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares: *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, **8**(1), 43-71.
- 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**(1), 227-237.
- Pirouz, M., Avouac, J. P., Hassanzadeh, J., Kirschvink, J. L., and Bahroudi, A., 2017, Early Neogene foreland of the Zagros, implications for the initial closure of the Neo-Tethys and kinematics of crustal shortening: *Earth and Planetary Science Letters*, **477**, 168-182.
- 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).
- 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: *Geophysical Journal International*, **181**(1), 173-184.
- Rahmani, M., Motaghi, K., Ghods, A., Sobouti, F., Talebian, M., Ai, Y., and Chen, L., 2019, Deep velocity image of the north Zagros collision zone (Iran) from regional and teleseismic tomography: *Geophysical Journal International*, **219**(3), 1729-1740.
- Shad-Manaman, M., 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**(1), 247-267, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04822.x.
- 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**, 394-406.
- Stöcklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review: *AAPG bulletin*, **52**(7), 1229-1258.
- Van der Meer, D. G., Van Hinsbergen, D. J., and Spakman, W., 2018, Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity: *Tectonophysics*, **723**, 309-448.
- van Hunen, J., and Allen, M. B., 2011, Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations: *Earth and Planetary Science Letters*, **302**(1-2), 27-37.

## Lithosphere and upper-mantle structure in the NW of Zagros collision zone inferred from 3D teleseismic tomography

Mohammad Veisi<sup>1</sup>, Farhad Sobouti<sup>2\*</sup> and Madjid Abbasi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>PhD student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Department of Surveying Engineering, Zanjan University, Zanjan, Iran

(Received: 24 July 2021, Accepted: 17 August 2021)

### Summary

A 3D teleseismic tomography was performed to image the lithosphere and upper mantle structures in the northwest of the Zagros collision zone and the Iranian Plateau. The Iranian Plateau is a high relief region that has formed as a result of continental collision between the Arabian plate and Eurasia in the latter part of the Cenozoic. The Zagros and Alborz active tectonic belts are situated on the southwestern and northern margins of the Plateau, respectively. Our aim was to investigate the lithospheric structure and the geometry of the subducted oceanic slab in a region encompassing the Zagros and Alborz mountain ranges in NW Iran. For this purpose, teleseismic data recorded at two temporary networks in NW Iran and several stations of the Iranian permanent networks were used in the ACH tomography scheme. A total number of 8164 seismic rays was used in the tomography. Checkerboard synthetic tests were performed to insure that the tomography had adequate resolution power in order to have reliable interpretation of the results. Our seismic tomograms distinguish three major anomalous regions in terms of velocity variation with adequate resolution in the study area: 1) a high velocity anomaly corresponding to the Zagros lithosphere; 2) two low velocity anomalies underneath the Sahand and Sabalan volcanoes in NW Iran; 3) a deep high velocity perturbation delineating position and geometry of the subducted oceanic slab in the upper mantle. Our results show the lithosphere beneath the Zagros Mountains has a thickness almost twice as that in central Iran and the Alborz Mountains. NW Iran shows no high velocity character at shallow depths, indicating a thin and possibly warm lithosphere. In NW Iran the lithosphere reaches its minimum thickness anywhere throughout the Iranian Plateau. Two low velocities in our model indicate anomalously warm crust beneath the Sahand and Sabalan volcanoes. These crustal anomalies link with deeper low velocity regions in the lithosphere and shallow upper mantle. The presence of low velocities at this depth range in NW Iran can either be related to partial melting associated with the mantle wedge region above the subducted slab, or to the possibility of lithospheric delamination. We have traced the Tethyan slab down to 650 km depth in the central part of the model. A discontinuity in the structure of the subducted slab has been mapped in the depth range of 250 km at the base of the Zagros lithosphere, which can be the location of a slab detachment in the central part of the model. The location and depth of the velocity discontinuity point to a post-collisional and relatively young slab break-off of 10-5 Ma age in NW Zagros.

**Keywords:** Teleseismic tomography, Zagros collision zone, lithosphere, upper mantle, oceanic slab

---

\*Corresponding author:

farhads@iasbs.ac.ir