

## ساختار پوسته شمال غرب ایران با استفاده از توموگرافی منحنی پاشش امواج لاو

غلامرضا مرتضی نژاد<sup>۱</sup>، و حبیب رحیمی<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۹/۲۵، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۲۴)

### چکیده

برای به دست آوردن توزیع سرعت گروه امواج لاو در شمال غرب ایران و نواحی اطراف آن در دوره‌های تناوب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه، از شکل موج ۲۴۱ زلزله محلی و منطقه‌ای در توموگرافی سرعت گروه منحنی پاشش امواج لاو استفاده شد. نتایج این بررسی نشان می‌دهد ساختار پوسته در حوضه خزر جنوبی و ناحیه فروافتاده کورا تقریباً یکسان است اما با پوسته شمال غرب ایران تفاوت چشمگیری دارد. ناهنجاری‌های کم‌سرعت در دوره‌های تناوب کمتر از ۱۰ ثانیه، در رسوبات ضخیم و کم‌سرعت حوضه خزر جنوبی مشاهده شد. در دوره‌های تناوب کمتر از ۲۵ ثانیه، برای «مجموعه به هم پیوسته شرق آناتولی» که فعالیت‌های آتشفشانی بسیار بیشتری نسبت به سایر مناطق دارد، سرعت کمتری نسبت به دیگر مناطق مطالعه شده به دست آمد. نتایج نشان می‌دهد که ساختار پوسته در سه ناحیه تکتونیکی اصلی رشته کوه‌های زاگرس با یکدیگر متفاوت است. در دوره‌های تناوب کمتر از ۲۵ ثانیه، پوسته بالایی خرد شده و فعال «زاگرس رورانده و چین خورده» - که همراه با گسل‌های معکوس و رورانده فعال و کم عمق و نرخ لرزه خیزی زیاد در این ناحیه است - به صورت یک بی‌هنجاری کم‌سرعت مشاهده می‌شود که مرزی واضح با بی‌هنجاری پُرسرعت در ناحیه «سندج- سیرجان» دارد. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد ساختار پوسته در شمال غرب ایران تقریباً یکنواخت و با کمترین تغییرات است و با ساختار پوسته در نواحی حوضه خزر جنوبی، شرق ترکیه و کوه‌های زاگرس کاملاً متفاوت است.

**واژه‌های کلیدی:** شمال غرب ایران، امواج لاو، سرعت گروه، توموگرافی

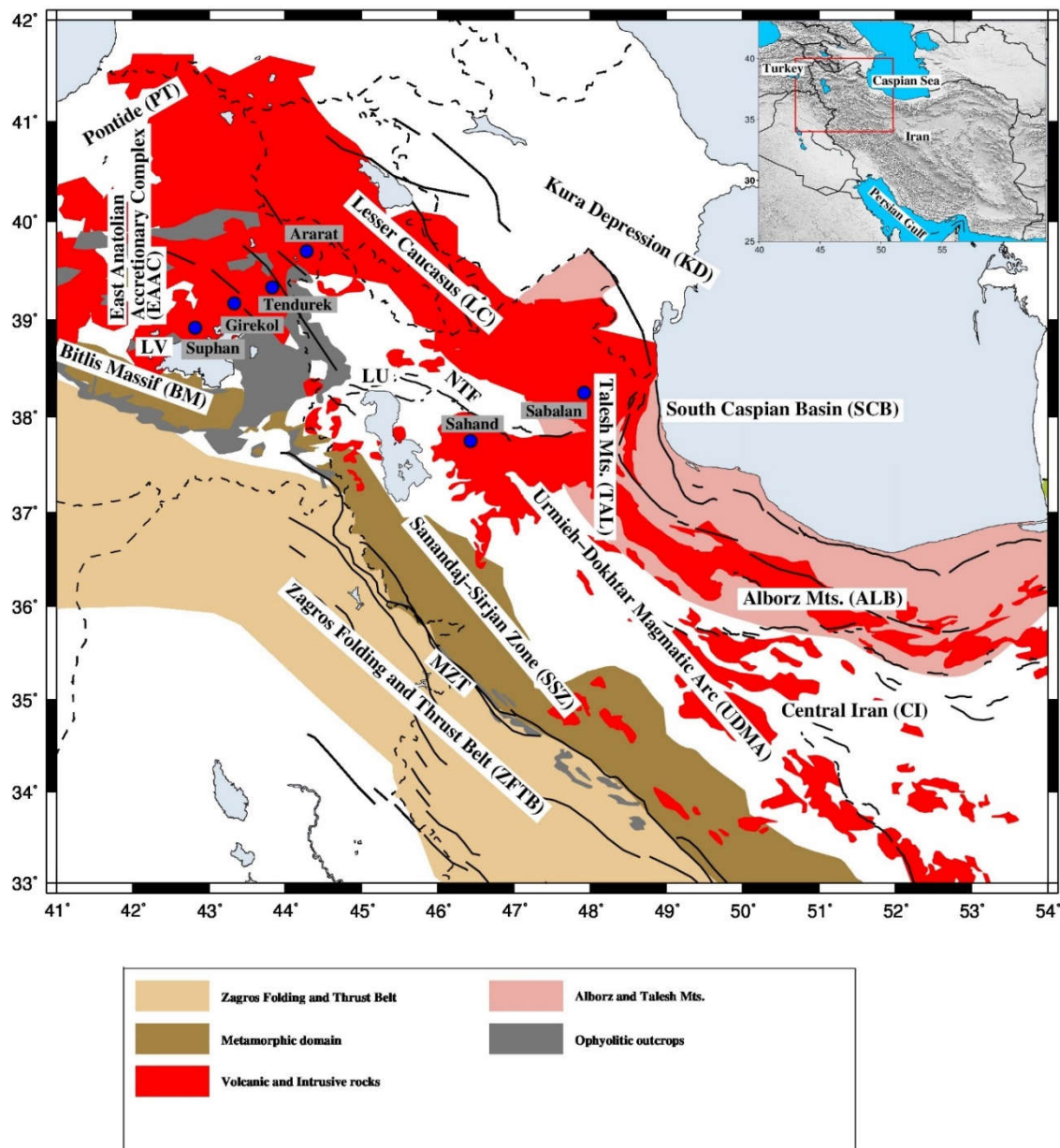
## ۱ مقدمه

امواج سطحی با توجه به ویژگی‌هایی مانند دامنه نسبتاً بزرگ در نگاشت‌های دور، میرایی کمتر و داشتن پاشش، در مقایسه با امواج حجمی این قابلیت را دارند که اطلاعات قابل توجهی درباره گوشته بالایی زمین و ساختار پوسته ارائه دهند. به کمک توموگرافی امواج سطحی (به‌عنوان مثال، لوشین و همکاران، ۱۹۹۲) می‌توان در هر منطقه‌ای که پوشش مناسبی از زلزله-ایستگاه در آن وجود داشته باشد، توزیع سرعت گروه را به دست آورد و به مطالعه ارتباط آنها با واحدهای زمین‌ساختی و زمین-شناسی اصلی آن منطقه پرداخت. در شمال غرب ایران، به دلیل لرزه‌خیزی زیاد و در دسترس بودن تعداد زیادی ایستگاه لرزه‌نگاری، توانایی انجام چنین مطالعه‌ای وجود دارد. در این تحقیق، با استفاده از داده‌های زلزله‌های محلی و منطقه‌ای، نقشه سرعت گروه امواج لاو در شمال غرب ایران برای دوره‌های تناوب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه به دست آمده است. در بخش‌های بعدی، داده‌ها و تئوری روش مورد استفاده توضیح داده خواهد شد.

ناحیه‌ای که در این مطالعه شمال غرب ایران نامیده می‌شود، محدوده عرض جغرافیایی ۳۵ تا ۴۱ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۲ تا ۵۰ درجه شرقی را شامل می‌شود (شکل ۱). این ناحیه را رشته‌کوه‌های زاگرس و ایران مرکزی در جنوب و جنوب شرق، حوضه خزر جنوبی، کوه‌های البرز غربی و تالش در شرق، کوه‌های قفقاز کوچک و ناحیه فروافتاده کورا در شمال و آناتولی شرقی در غرب محاصره کرده‌اند. این ناحیه بخشی از فلات ایران-آناتولی است که در بخش مرکزی ناحیه برخوردی عربستان-اوراسیا واقع شده و از به هم پیوستن تکه‌های قاره‌ای به حاشیه جنوبی صفحه اوراسیا (شنگور، ۱۹۹۰) تشکیل شده است. این ناحیه به‌طور متوسط ارتفاعی حدود ۲ کیلومتر دارد که بیشترین ارتفاع در غرب آسیا است. به نظر می‌رسد وجود گوشته بالایی گرم و کم‌چگالی که

تمایل به بالا آمدن دارد، دلیل چنین ارتفاعی است (به‌عنوان مثال، اللزکی و همکاران، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴). شنگور و همکاران (۲۰۰۳) و کسکین (۲۰۰۳) پیشنهاد کردند که منطقه آناتولی شرقی را می‌توان به سه بخش تکتونیکی تقسیم کرد: پونتاید در شمال؛ مجموعه «به هم پیوسته شرق آناتولی» و آتشفشان‌های ناشی از برخورد در وسط؛ ناحیه دگرگونی بیتلیس در جنوب (شکل ۱). از نظر تکتونیکی، رشته‌کوه‌های زاگرس شامل چندین بخش با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی و موازی با یکدیگر است. گسل راندگی اصلی زاگرس (شکل ۱)، مرز بین صفحه عربستان و بلوک ایران مرکزی، پس از بسته شدن اقیانوس نئوتیس ساخته شده است (برای مثال، اشتوکلین، ۱۹۶۸). اشتوکلین (۱۹۶۸)، زاگرس را به سه واحد اصلی تکتونیکی تقسیم کرد (شکل ۱). ناحیه‌ای که در جنوب غربی گسل راندگی اصلی زاگرس قرار گرفته است «زاگرس چین‌خورده و رورانده» نامیده می‌شود. ویژگی قابل توجه این ناحیه، وجود توالی رسوبات ضخیم (حدود ۶ تا ۱۲ کیلومتر) روی یک سنگ بستر دگرگون شده پرکامبرین (اشتوکلین، ۱۹۶۸ و گیس و همکاران، ۱۹۸۴) و تعداد زیادی گسل‌های معکوس پنهان و فعال است که مسبب چین خوردگی‌های سطحی است (جکسون و فیچ، ۱۹۸۱). ناحیه دگرگون شده «سندج-سیرجان» واقع در شمال شرق گسل راندگی اصلی زاگرس، بخش دیگری از این ساختار تکتونیکی است که با عرض ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر به موازات زاگرس چین‌خورده و رورانده قرار دارد. برخلاف مرز جنوب غربی این ناحیه، مرز شمال شرق آن به دلیل پوشش گسترده سنگ‌های کواترنر و ترشیری و تغییر شکل‌های پیچیده، واضح نیست (اشتوکلین، ۱۹۶۸). با توجه به شکل ۱، ناحیه دگرگون شده بیتلیس با راستای شرقی- غربی را می‌توان امتداد ناحیه سندج-سیرجان در شرق آناتولی در نظر گرفت. سومین بخش تکتونیکی در زاگرس، کمربند ماگمایی

«ارومیه- دختر» است که در شمال شرق ناحیه سنندج- سیرجان واقع است. این ناحیه را سنگ‌های آتشفشانی مربوط به فرورانش نئوتتیس، که زمان بیشینه فعالیت آن ائوسن است، پوشانده‌اند (علوی، ۱۹۹۴).



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه و واحدهای تکتونیکی و زمین‌شناسی اصلی آن (برگرفته از پایگاه ملی داده‌های علوم زمین ایران، <http://www.ngdir.ir>). خطوط پیوسته، گسل‌های اصلی فعال را نشان می‌دهند (برگرفته از حسامی و همکاران (۲۰۰۳)). دایره‌های آبی، نشان‌دهنده آتشفشان‌های مهم منطقه است. MZT، گسل راندگی اصلی زاگرس؛ NTF، گسل شمال تبریز؛ LU، دریاچه ارومیه و LV، دریاچه وان است.

پوسته شبه اقیانوسی ضخیم (تقریباً ۱۳ کیلومتر) پوشیده شده با رسوبات ضخیم (حدود ۲۰ کیلومتر) و بسیار کم سرعت دارد (مانجینو و پرستلی، ۱۹۹۸ و برون و همکاران، ۲۰۰۳). جکسون و همکاران (۲۰۰۲) پیشنهاد کردند حرکت رو به جنوب غرب حوضه خزر جنوبی نسبت به شمال غربی ایران، باعث زیرراندگی پوسته خزر جنوبی به زیر کوه‌های تالش شده است. با استفاده از مکان‌یابی دقیق زلزله‌های محلی، زنجانی و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند که این زیرراندگی گسترده کمی دارد.

ضخامت پوسته در شمال غرب ایران و اطراف آن در مطالعات بسیاری بررسی شده است (آسوده، ۱۹۸۲؛ دهقانی و مکریس، ۱۹۸۴ و مانجینو و پرستلی، ۱۹۹۸). با توجه به نتایج مطالعات آنها، ضخامت پوسته در شمال غرب ایران و اطراف آن تقریباً ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر است. تقی‌زاده‌فرهمند و همکاران (۲۰۱۰) و زور و همکاران (۲۰۰۳) براساس مطالعات تابع گیرنده، عمق موهو را به طور متوسط به ترتیب ۴۸ و ۴۵ کیلومتر در شمال غربی ایران و شرق ترکیه به دست آوردند. اخیراً، مرتضی نژاد و همکاران (۲۰۱۳) عمق موهو را با استفاده از تابع گیرنده موج P، حدود ۴۸ کیلومتر در جنوب و جنوب شرقی آتشفشان سبلان محاسبه کرده‌اند که تا ۵۸ کیلومتر در زیر کوه‌های تالش افزایش می‌یابد.

## ۲ داده‌ها

برای ساختن بانک داده شکل موج جهت تحلیل امواج سطحی، تعداد ۲۴۱ زلزله رخ داده در شمال غرب ایران بین سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۵ انتخاب شد. بزرگای محلی زلزله‌ها، بیشتر از ۳/۰ و عمق کانونی آنها کمتر از ۳۰ کیلومتر است. این رویدادها را ایستگاه‌های باند متوسط و باند پهن شبکه‌های لرزه‌نگاری داخلی و بین‌المللی ثبت کرده‌اند (شکل ۲). ایستگاه‌های داخلی شامل سه ایستگاه

براساس مطالعه مگی و همکاران (۲۰۰۰) و طالبیان و جکسون (۲۰۰۴)، با توجه به توزیع زمین‌لرزه‌ها، لرزه‌خیزی حال حاضر زاگرس بسیار زیاد و محدود به زاگرس چین‌خورده و رورانده است، در حالی که نواحی سندرچ- سیرجان و ارومیه- دختر تقریباً بدون فعالیت لرزه‌ای هستند و عمق کانونی بیشتر زمین‌لرزه‌ها ۸ تا ۱۴ کیلومتر است. جکسون و فیچ (۱۹۸۱) دلیل توزیع گسترده زلزله‌ها را در زاگرس چین‌خورده و رورانده، وجود گسل‌های معکوس پنهان و فعال به صورت وسیع در سرتاسر این ناحیه معرفی کردند.

منطقه برخوردی صفحات عربستان- اوراسیا در شرق آناتولی و شمال غربی ایران (شکل ۱) در معرض فعالیت‌های آتشفشانی گسترده‌ای از میوسن تا کواترنر بوده است (کسکین و همکاران، ۱۹۹۸ و ایلماز، ۱۹۹۰). نتیجه این فعالیت‌ها پوشش وسیعی از سنگ‌های آتشفشانی و وجود آتشفشان‌های بزرگ در منطقه است. سهند (۳۷۰۷ متر) و سبلان (۴۸۱۱ متر) دو آتشفشان مهم در شمال غربی ایران هستند که چشم‌انداز منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند (شکل ۱). در شرق آناتولی، چندین آتشفشان بزرگ وجود دارد که از غرب و شمال دریاچه وان شروع می‌شود و به سمت شمال و شمال شرق گسترش می‌یابد. آرات (۵۱۹۹ متر)، تندورک (۳۵۸۴ متر)، گیره‌کول (۲۱۴۵ متر) و سوپان (۴۱۵۸ متر) مهم‌ترین آنها هستند.

نحوه تغییر شکل پوسته شمال غرب ایران شدیداً تحت تأثیر همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا قرار دارد. حوضه خزر جنوبی در شرق این ناحیه، بلوک صلب و نسبتاً بدون لرزه‌خیزی است که نقش مهمی در تغییر شکل نواحی اطراف آن ایفا کرده است (SCB در شکل ۱). به نظر می‌رسد حوضه خزر جنوبی و ناحیه فروافتاده کورا باقی‌مانده‌ای از یک حوضه قوس-پشتی (Back-Arc) بزرگ‌تر ناشی از فرورانش پالتوتیس هستند (برون و همکاران، ۲۰۰۳ و بریریان، ۱۹۸۳). حوضه خزر جنوبی،

غیریکنواخت زلزله‌ها در ناهمگنی پوشش پرتوهای زلزله-ایستگاه، فیلتری روی زلزله‌ها اعمال شد که نتیجه آن کاهش غیریکنواختی پوشش پرتوها بود. روش کار به این شکل بود که منطقه مورد مطالعه با پنجره‌هایی به ابعاد  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  بررسی و حداکثر دو زلزله در هر پنجره انتخاب شد. شرط انتخاب زلزله‌ها این بود که بیشترین بزرگا را در پنجره داشته و در اکثر ایستگاه‌ها ثبت شده باشند. توزیع زلزله‌های اولیه و منتخب در شکل ۲-الف و ۲-ب نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل ۲-الف مشخص است، وجود لرزه‌خیزی ناهمگن در منطقه، منجر به توزیع نامتقارن پرتوها شده که با اعمال فیلتر یاد شده، تأثیر آن بر میزان تقارن پرتوها به حداقل رسیده است.

موقت از دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، هشت ایستگاه دائم از شبکه لرزه‌نگاری باندپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و دوازده ایستگاه دائم متعلق به شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران است. ایستگاه‌های بین‌المللی شامل دو ایستگاه از شبکه لرزه‌نگاری ملی ترکیه، دو ایستگاه از شبکه لرزه‌نگاری ملی جمهوری آذربایجان، ده ایستگاه از رصدخانه باندپهن کاندیلی ترکیه، یک ایستگاه از شبکه لرزه‌نگاری ملی گرجستان و یک ایستگاه از IRIS/USGS است. مشخصات این ایستگاه‌ها در جدول ۱ آمده است. تعداد اولیه زلزله‌ها، ۱۷۳۴ رخداد با توزیع غیریکنواخت بود. اکثر زلزله‌ها در امتداد مناطق فعال لرزه‌ای مانند گسل شمال تبریز و دیگر گسل‌های فعال در شرق ترکیه متمرکز شده‌اند. برای کاهش اثر توزیع

جدول ۱. نام شبکه‌ها و مختصات ایستگاه‌های استفاده شده در این مطالعه.

نام شبکه	کد شبکه	ارتفاع (متر)	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	کد ایستگاه
Iranian Seismological Center	IRSC	۱۶۶۵	۳۸/۰۱۷	۴۶/۳۹۴	FTBB
Iranian Seismological Center	IRSC	۱۴۸۷	۳۸/۰۵۶	۴۶/۳۲۶	TABZ
Iranian Seismological Center	IRSC	۱۴۱۳	۳۸/۴۸۹	۴۷/۰۵۱	TAHR
Iranian Seismological Center	IRSC	۱۶۹۳	۳۸/۵۰۴	۴۶/۶۶۷	TVRZ
Iranian Seismological Center	IRSC	۱۳۷۰	۳۶/۷۶۶	۴۵/۷۰۵	MAHB
Iranian Seismological Center	IRSC	۲۳۲۸	۳۵/۳۷۴	۴۸/۹۰۴	HKZM
Iranian Seismological Center	IRSC	۲۵۴۵	۳۵/۲۴۱	۴۸/۲۷۸	HSRG
Iranian Seismological Center	IRSC	۱۸۳۱	۳۴/۸۲۲	۴۹/۱۳۹	HAGD
Iranian Seismological Center	IRSC	۲۰۸۵	۳۵/۷۰۸	۴۹/۵۸۲	QABG
Iranian Seismological Center	IRSC	۲۲۱۲	۳۶/۴۳۱	۵۰/۶۴۶	QALM
Iranian Seismological Center	IRSC	۱۳۱۹	۳۶/۲۹۰	۵۰/۰۰۹	QCNT
Iranian Seismological Center	IRSC	۲۱۴۸	۳۶/۵۰۳	۴۹/۱۷۴	QSDN
Iranian National Seismological Network	INSN	۲۲۱۷	۳۴/۵۴۸	۵۰/۰۲۵	ASAO
Iranian National Seismological Network	INSN	۲۳۵۰	۳۵/۹۰۸	۵۱/۱۲۵	CHTH
Iranian National Seismological Network	INSN	۲۲۰۰	۳۶/۶۶۹	۴۸/۶۸۵	ZNJK
Iranian National Seismological Network	INSN	۱۳۰۰	۳۸/۸۱۰	۴۷/۸۹۴	GRMI
Iranian National Seismological Network	INSN	۱۷۳۰	۳۹/۳۵۵	۴۴/۶۸۲	MAKU
Iranian National Seismological Network	INSN	۱۹۴۰	۳۵/۰۹۲	۴۷/۳۴۷	SNGE
Iranian National Seismological Network	INSN	۹۲۷	۳۴/۴۸۰	۵۱/۲۵۰	GHVR
Iranian National Seismological Network	INSN	۱۹۸۵	۳۳/۷۳۹	۴۹/۹۵۹	KHMZ

ادامه جدول ۱.

نام شبکه	کد شبکه	ارتفاع (متر)	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	کد ایستگاه
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۲۰۹۴	۳۹/۱۴۴	۴۳/۹۱۷	CLDR
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۱۲۲۷	۳۸/۵۰۹	۴۳/۴۰۵	VANB
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۱۲۹۸	۳۷/۲۴۳	۴۳/۶۰۷	CUKT
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۸۴۹	۳۹/۹۸۳	۴۴/۲۳۸	TASB
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۱۵۸۱	۳۹/۱۴۱	۴۲/۵۴۹	MLAZ
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۱۶۶۲	۳۸/۳۲۸	۴۲/۹۸۰	AKDM
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۱۸۲۰	۳۹/۵۷۵	۴۲/۹۹۲	AGRB
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۱۰۳۸	۳۷/۵۰۱	۴۲/۴۳۹	SIRT
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۱۳۸۸	۳۸/۵۵۰	۴۲/۰۳۲	GURO
Kandilli Observatory BB and SM Stations	KO	۱۷۴۷	۴۰/۶۱۵	۴۳/۰۹۳	KARS
National Seismic Network of Turkey	TU	۲۲۷۸	۴۰/۴۱۴	۴۳/۳۷۴	DIGO
National Seismic Network of Turkey	TU	۲۱۵۳	۳۷/۵۶۰	۴۳/۱۱۰	HAKT
National Seismic Network of Georgia	GO	۶۹۰	۴۱/۴۵۰	۴۵/۳۷۳	DGRG
IRIS/USGS	IU	۱۶۰۹	۴۰/۱۵۰	۴۴/۷۴۰	GNI
National Seismic Network of Azerbaijan	AB	۵۶۰	۴۰/۶۵۱	۴۶/۳۲۹	GANJ
National Seismic Network of Azerbaijan	AB	۵۷۴	۴۱/۰۴۸	۴۵/۳۷۲	QZX
Institute for Advanced Studies in Basic Sciences	IASBS	۱۳۱۸	۳۷/۸۶۳	۴۵/۵۶۵	SARA
Institute for Advanced Studies in Basic Sciences	IASBS	۱۱۶	۳۸/۳۰۴	۴۸/۸۰۳	KUTE
Institute for Advanced Studies in Basic Sciences	IASBS	۵۴۹	۳۷/۲۴۸	۴۸/۵۶۸	BRND

### ۳ منحنی‌های پاشش و معرفی روش توموگرافی

اولین گام برای محاسبه منحنی پاشش امواج سطحی، بررسی چشمی شکل موج زلزله‌ها برای انتخاب زلزله‌هایی با نسبت سیگنال به نوفه مناسب بود. پس از چرخش مؤلفه‌ها از دستگاه مختصات ZNE به ZRT با استفاده از زاویه بک‌آزیموت و حذف پاسخ دستگاهی، منحنی پاشش امواج لاو با استفاده از مؤلفه T نگاشت سرعت محاسبه شد. جهت کاهش زمان محاسبات، نرخ نمونه‌برداری داده‌ها به ۵ نمونه در هر ثانیه کاهش یافت. در گام بعد، میانگین و روند، از روی داده‌ها حذف شد. برای به‌دست‌آوردن سرعت گروه امواج لاو برای هر پرتو از روش تحلیل زمان-فرکانس (FTAN) (لوشین و همکاران، ۱۹۷۲، ۱۹۹۲) استفاده شد.

در این مطالعه از روش معکوس‌سازی دوبعدی خطی دیتما و یانوسکایا (۱۹۸۷) و یانوسکایا (۱۹۹۷) برای تولید نقشه‌های سرعت گروه محلی در دوره‌های تناوب منتخب استفاده شد. نتیجه این روش توموگرافی، توزیع سرعت گروه در نقاط مختلف شبکه در سرتاسر منطقه مورد مطالعه است که می‌تواند برای به‌دست‌آوردن نقشه‌های سرعت گروه برای هر دوره تناوب استفاده شود. در این روش، قدرت تفکیک داده‌ها پارامتری است که اجازه برآورد کوچک‌ترین اندازه ناهمگنی قابل حل و قابل مشاهده را توسط معکوس‌سازی می‌دهد. برای تخمین قدرت تفکیک داده‌ها از پارامتری به نام «ناحیه میانگین‌گیری» استفاده می‌شود (یانوسکایا و همکاران، ۱۹۹۸). در مطالعاتی که با استفاده از این روش توموگرافی

$$L = (a + b)/2. \quad (1)$$

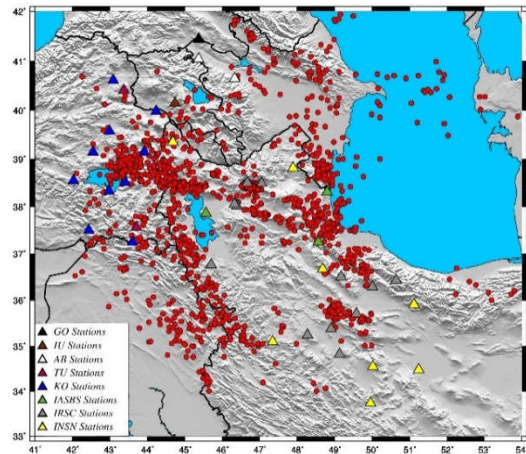
هر اندازه مقدار ناحیه میانگین گیری کم باشد، قدرت تفکیک زیاد است که ناشی از عبور تعداد زیادی پرتو است؛ بنابراین قدرت تفکیک شدیداً به تراکم و میزان تقاطع پرتوهای عبوری در هر سلول وابسته است. میزان «کشیدگی» ناحیه میانگین گیری یکی دیگر از پارامترهای مفید در این روش توموگرافی است:

$$\varepsilon = 2(a - b)/(a + b). \quad (2)$$

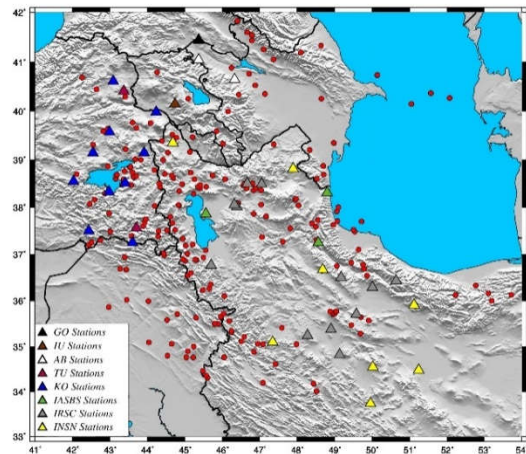
محدوده احتمالی مقادیر  $\varepsilon$  بین ۰ تا ۲ است. اگر  $a$  برابر  $b$  باشد، بیضی به دایره تبدیل می شود و  $\varepsilon$  برابر با صفر است؛ یعنی جهت گیری پرتوها کاملاً همسانگرد است. اگر  $a$  بسیار بزرگ تر از  $b$  باشد، بیضی به خط تبدیل و  $\varepsilon$  برابر ۲ می شود که این به معنی آن است که تمامی پرتوها جهت گیری بسیار مشخصی دارند. بنابراین می توان نتیجه گرفت که در مقادیر کوچک پارامتر کشیدگی، پرتوها در تمام جهتها تقریباً به صورت یکنواخت توزیع شده اند؛ در مقابل، مقادیر بزرگ این پارامتر (بزرگ تر از یک) به این معنی است که پرتوها جهت گزینشی دارند (بانوسکایا، ۱۹۹۷). نتایج نهایی این توموگرافی در نقاط مختلف یک شبکه  $1^\circ \times 1^\circ$  در منطقه مورد مطالعه، شامل توزیع مقادیر سرعت گروه، خطاهای اندازه گیری، ناحیه میانگین گیری و پارامتر کشیدگی است.

#### ۴ نتایج

با استفاده از روش توموگرافی توصیف شده در بخش قبلی، توزیع سرعت امواج لاو برای دوره تناوب ۷ تا ۶۰ ثانیه به دست آمد. به طور کلی با افزایش دوره تناوب، بحث درباره نتایج توموگرافی امواج سطحی و ارتباط دادن آنها به ویژگی های تکتونیکی و زمین شناسی منطقه سخت تر



(الف)



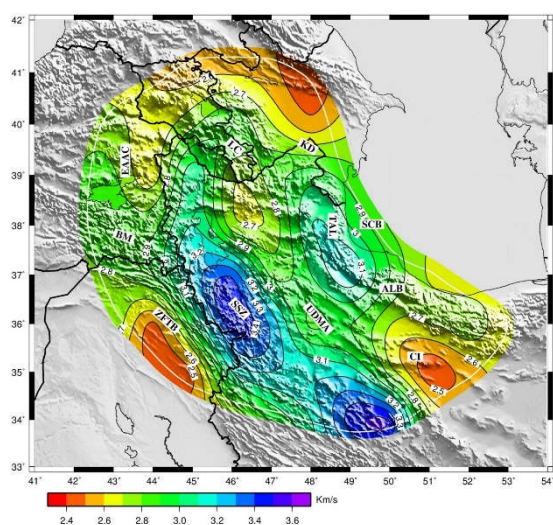
(ب)

شکل ۲. (الف) توزیع رومرکز ۱۷۳۴ زلزله اولیه، (ب) توزیع رومرکز ۲۴۱ زلزله منتخب. بزرگای زلزله ها در هر دو شکل (دایره های قرمز) بیش از ۳/۵ است. سی و نه ایستگاه لرزه ای استفاده شده در این مطالعه با رنگ های مجزا برای هر شبکه، روی نقشه توپوگرافی منطقه نشان داده شده است.

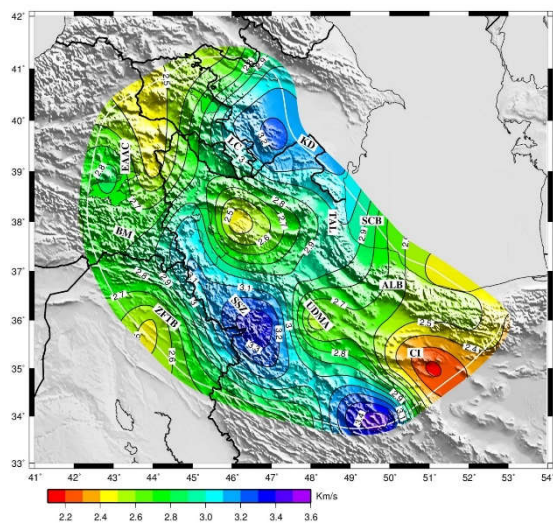
انجام شده است، به جای آزمایش های مرسوم صفحه شطرنجی، از این پارامتر برای بررسی میزان قدرت تفکیک داده ها استفاده می شود. برای تعریف این پارامتر، یک بیضی با شعاع های بیشینه و کمینه  $a$  و  $b$  در هر نقطه به دست می آید. مقدار ناحیه میانگین گیری که بیانگر میزان قدرت تفکیک در هر نقطه است، با یک عدد مشخص می شود که میانگین شعاع های بیشینه و کمینه بیضی مذکور است و به صورت زیر تعریف می شود:

کوچک تر از ابعاد گستره میانگین گیری باشد. با توجه به این مطالب، دوره های تناوب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه برای مطالعه ساختار پوسته در این منطقه انتخاب شدند. نتایج برای دوره های تناوب ذکر شده در شکل های ۳-الف تا ۳-د ارائه شده است که در ادامه به تفصیل به آنها پرداخته خواهد شد.

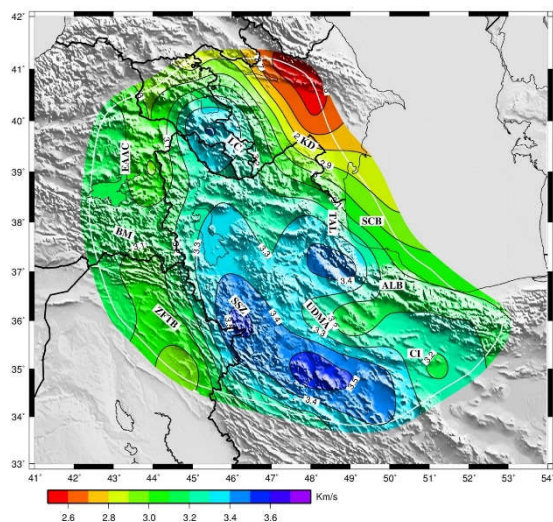
می شود؛ چون سرعت برای هر دوره تناوب، نوعی میانگین گیری از یک محدوده عمقی و سطحی است. با افزایش دوره تناوب، گستره محدوده میانگین گیری در عمق و سطح افزایش می یابد. این پدیده، با افزایش یافتن دوره تناوب، کار را برای برقراری پیوند بین سرعت ها و عوامل تکتونیکی و زمین شناسی شناخته شده منطقه سخت تر می کند به ویژه وقتی که ابعاد عوامل تکتونیکی



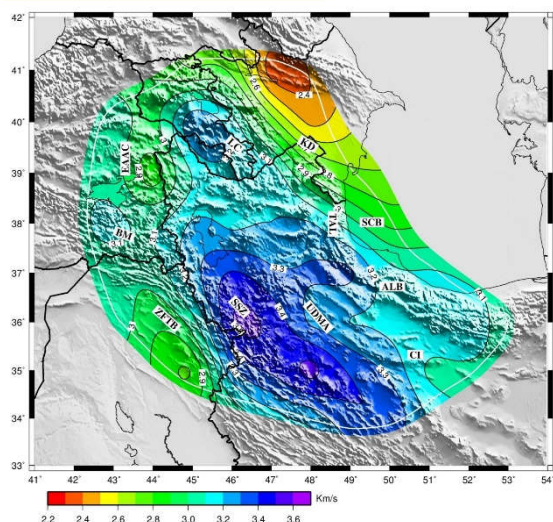
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۳. نقشه توموگرافی سرعت گروه امواج لارو برای دوره های تناوب (الف) ۷، (ب) ۱۰، (ج) ۲۰ و (د) ۲۵ ثانیه.



نکته شایان ذکر درباره توزیع خطاها این است که در این محاسبه فقط از نقاطی استفاده شد که قدرت تفکیک کمتر از ۱۵۰ کیلومتر داشتند. با توجه به شکل های ۵ و ۶ مشخص است که توزیع سرعت های ورودی و خطای محاسبات، از توزیع نرمال پیروی می کنند که البته این نکته قابل انتظار بود. آزمون دیگری که برای ارزیابی نتایج توموگرافی استفاده شد، مقایسه منحنی های پاشش ورودی و خروجی و میانگین آنها با یکدیگر است. در شکل ۷- الف، برای دوره های تناوب ۷ تا ۶۰ ثانیه، تمامی منحنی های پاشش استفاده شده در توموگرافی و میانگین آنها نشان داده شده است. در شکل ۷- ب، همین کار برای خروجی توموگرافی و نقاطی با قدرت تفکیک کمتر از ۱۵۰ کیلومتر انجام شده است. شکل ۷- ج، منحنی پاشش میانگین داده های ورودی و خروجی توموگرافی را در یک نمودار نشان می دهد. مقایسه این دو منحنی، نشان دهنده تفاوت بسیار اندک آنهاست که خود بیانگر میزان زیاد قابل اعتماد بودن نتایج توموگرافی است.

جدول ۲. تعداد پرتوها و میانگین فاصله رومرکزی برای هر دوره تناوب.

دوره تناوب (ثانیه)	تعداد پرتو	میانگین فاصله رومرکزی (کیلومتر)
۷	۶۴۲	۳۴۸
۱۰	۸۰۴	۳۷۵
۲۰	۷۵۸	۴۰۲
۲۵	۷۳۴	۴۱۷

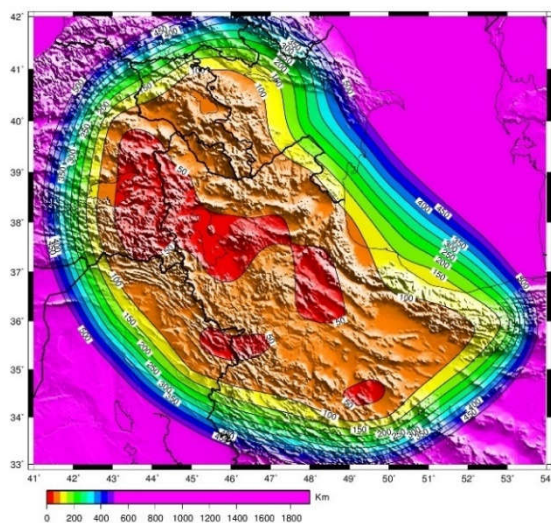
برای تعیین اینکه ساختار زمین تا چه عمقی بر سرعت گروه در یک دوره تناوب خاص تأثیر می گذارد، به تابع حساسیت موج لاو برای آن دوره تناوب نیاز است. از طرفی، محاسبه توابع حساسیت امواج لاو برای هر منطقه به یک مدل سرعت متناسب با آن منطقه نیاز دارد. برای به دست آوردن مدل سرعت برشی مناسب برای منطقه، وارون سازی خطی میانگین منحنی های پاشش مشاهده شده

در شکل ۴، برای هر دوره تناوب، فاکتورهای کنترل کیفیت نتایج توموگرافی در قالب شکل های الف تا د نشان داده شده است. در شکل های ۴- الف پوشش پرتو برای دوره های تناوب انتخابی رسم شده است. همان طور که مشاهده می شود، توزیع پرتوها «تقریباً یکنواخت» است. در جدول ۲ تعداد پرتوها و میانگین فاصله رومرکزی برای هر دوره تناوب ارائه شده است. ابعاد ناهمگنی ها در منطقه مورد مطالعه را می توان از نقشه های قدرت تفکیک برآورد کرد. در هر دوره تناوب، میزان قدرت تفکیک نتایج توموگرافی در قسمت مرکزی نقشه ها زیاد است (طول ناحیه میانگین گیری بین ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر است) اما در لبه ها به دلیل پوشش ضعیف پرتو، کاهش می یابد (شکل های ۴- ب). پارامتر کشیدگی در نواحی مرکزی نقشه ها اغلب کمتر از یک است که بیانگر توزیع آزیموتی تقریباً همگن پرتوها است. شکل های ۴- ج این پارامتر را برای نواحی با قدرت تفکیک کمتر از ۲۰۰ کیلومتر در هر دوره تناوب نشان می دهند. در شکل ها، خط همبند با قدرت تفکیک کمتر از ۱۵۰ کیلومتر با رنگ سفید مشخص شده است. شرق آناتولی با بیشترین تراکم و تقاطع پرتو، در تمامی دوره های تناوب، کمترین میزان کشیدگی و بیشترین قدرت تفکیک (کمترین طول ناحیه میانگین گیری) را دارد. شکل های ۴- د نشان می دهند خطای محاسبه سرعت بین ۰/۰۲ تا ۰/۱ کیلومتر بر ثانیه تغییر می کند.

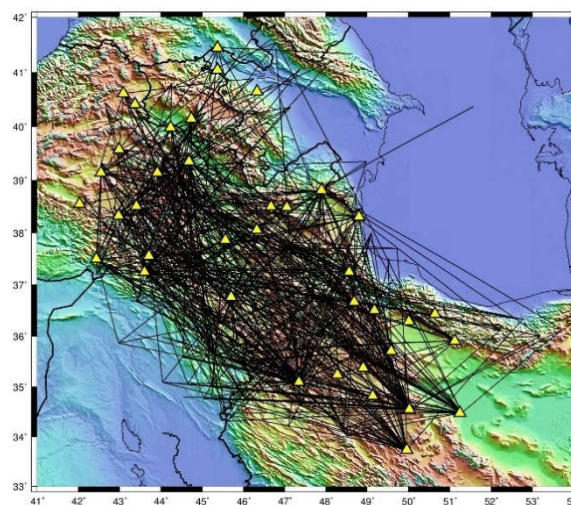
در ادامه، علاوه بر پارامترهایی که در روش توموگرافی استفاده شده برای بررسی کیفیت نتایج خروجی وجود دارد، برای ارزیابی بیشتر نتایج روش، توزیع داده های ورودی و خروجی مقایسه می شود. شکل های ۵- الف تا ۵- د، توزیع ستونی سرعت های ورودی توموگرافی را برای دوره های تناوب ۷ تا ۲۵ ثانیه و شکل های ۶- الف تا ۶- د، توزیع ستونی خطای محاسبات را پس از اعمال توموگرافی برای همان دوره های تناوب نشان می دهند.

منتخب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه نشان داده شده‌اند. از این توابع در بحث‌های آینده درباره تغییرات جانبی سرعت‌های گروه و ارتباط آنها با ویژگی‌های شناخته شده زمین‌شناسی و تکتونیکی مانند حوضه‌های رسوبی و پوسته استفاده می‌شود.

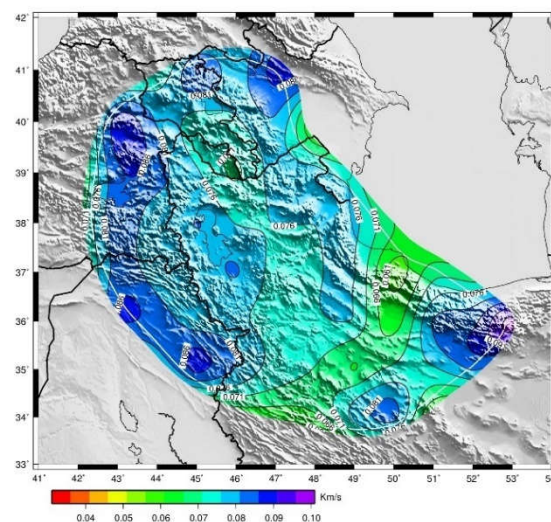
با استفاده از برنامه کامپیوتری (Computer Program in Seismology) (هرمن و آمون، ۲۰۰۴) انجام شد. شکل ۸- الف مدل سرعت ناشی از وارون‌سازی را نشان می‌دهد. توابع حساسیت امواج لاو، با استفاده از این مدل سرعتی، محاسبه شدند و در شکل ۸- ب برای دوره‌های تناوب



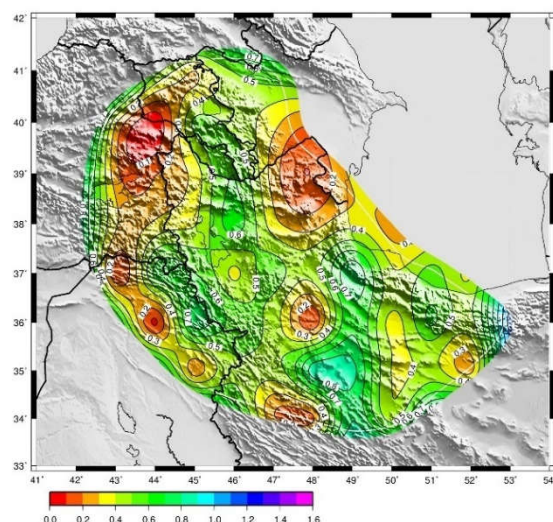
(ب)



(الف)

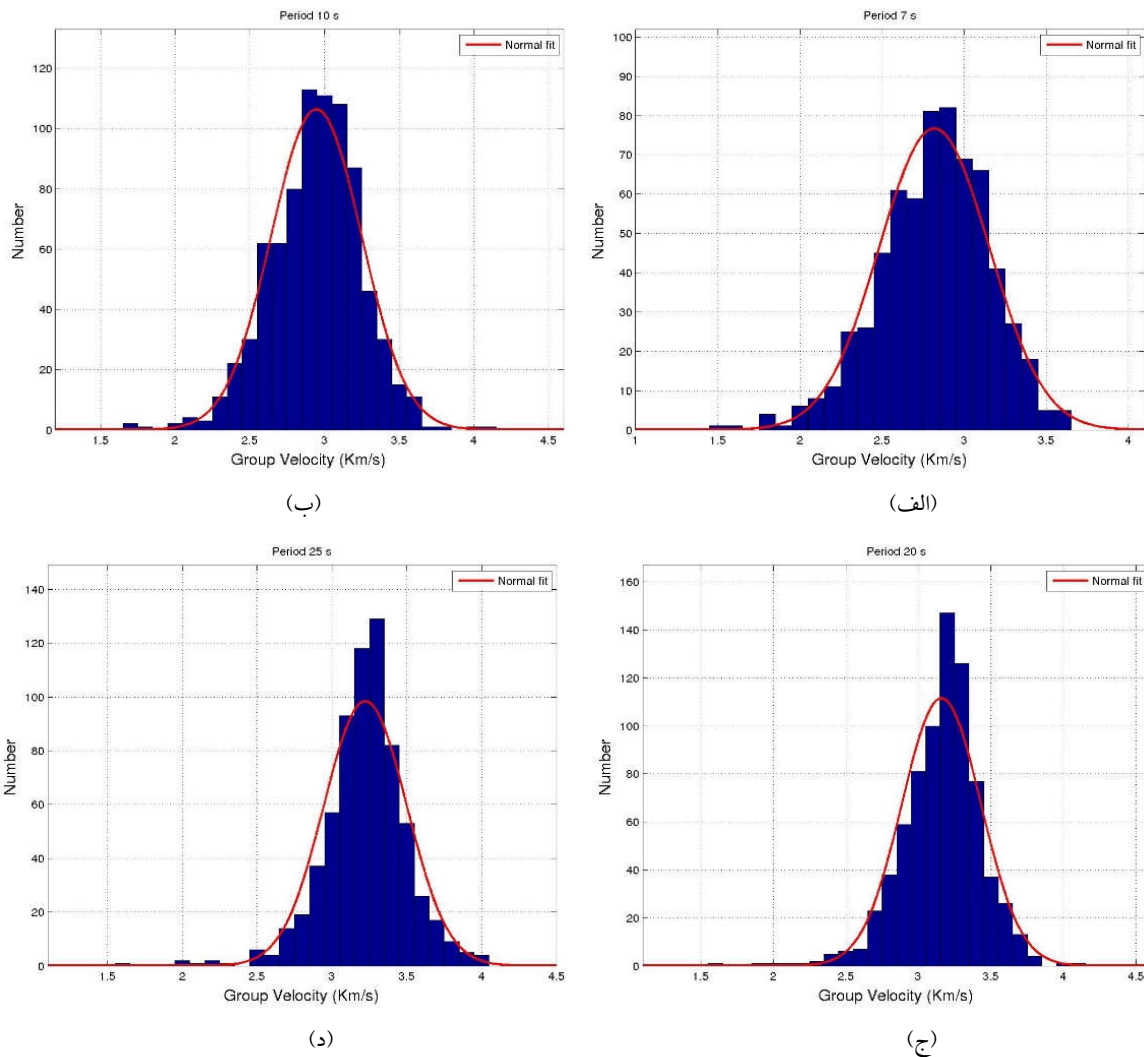


(د)



(ج)

شکل ۴. فاکتورهای کنترل کیفیت نتایج توموگرافی برای دوره‌های تناوب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه. در هر دوره تناوب (الف) پوشش پرتو (خطوط سیاه ممتد) و ایستگاه‌ها (مثلث زرد)، (ب) ناحیه میانگین‌گیری (قدرت تفکیک)، (ج) پارامتر کشیدگی و (د) خطای سرعت‌های محاسبه شده است. در شکل‌های (ج) و (د) فقط نواحی با قدرت تفکیک کمتر از ۲۰۰ کیلومتر نشان داده شده است. خط همبند با رنگ سفید، قدرت تفکیک ۱۵۰ کیلومتر را نشان می‌دهد.



شکل ۵. (الف) تا (د) توزیع ستونی سرعت گروه داده‌های ورودی در دوره‌های تناوب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه به همراه منحنی تابع توزیع نرمال برازش شده به آنها.

درباره هر دو پوسته بالایی و پایینی هستند. با افزایش عمق، حساسیت کاهش می‌یابد.

### ۵ بحث

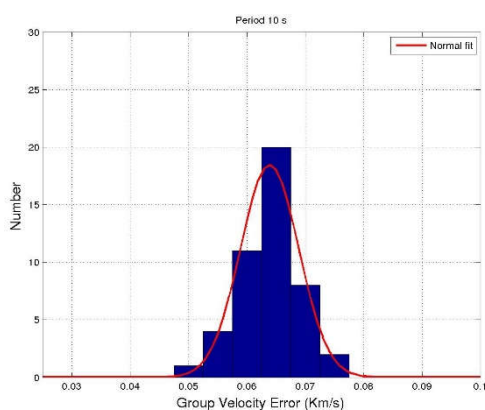
در این مطالعه، سرعت امواج لاو در شمال غرب ایران و نواحی اطراف آن با استفاده از ۲۴۱ زلزله محلی و منطقه‌ای ثبت شده در ۳۹ ایستگاه، محاسبه و نقشه‌های توموگرافی

با توجه به توابع حساسیت در شکل ۸-ب، واضح است که با افزایش دوره تناوب، ساختارهای عمیق‌تر بر منحنی پاشش اثر می‌گذارند. در دوره تناوب ۷ و ۱۰ ثانیه، امواج لاو اغلب پوسته فوقانی را تا عمق کمتر از ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر کاوش می‌کنند (شکل ۸-ب). امواج با دوره تناوب ۲۰ و ۲۵ ثانیه به کل پوسته از سطح تا عمق ۳۵ تا ۴۰ کیلومتری حساسیت دارند و از این رو حاوی اطلاعاتی

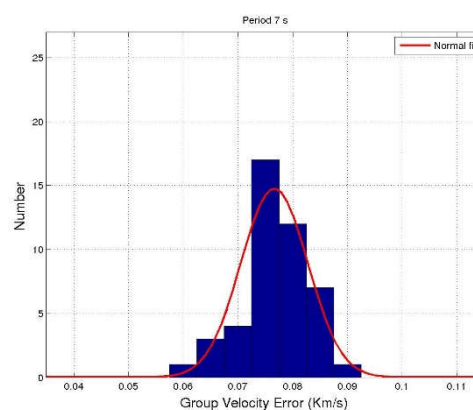
زمین‌شناسی کم‌عمق مانند حوضه‌های رسوبی و توپوگرافی متأثرند. در نقشه توموگرافی شکل ۳- الف مشاهده می‌شود یک ناهنجاری با سرعت نسبتاً زیاد در دوره تناوب ۷ ثانیه در قفقاز کوچک و تالش و تا حدودی البرز وجود دارد که دو ناحیه نسبتاً کم‌سرعت در حوضه رسوبی خزر جنوبی و ناحیه فروافتاده کورا از یک سو و شمال غرب ایران از سوی دیگر آن را محاصره کرده‌اند. در دوره تناوب ۱۰ ثانیه (شکل ۳- ب) هم این الگو مشاهده می‌شود با این تفاوت که ناهنجاری پرسرعت در امتداد قفقاز کوچک بسیار تضعیف شده است. به نظر می‌رسد علت این سرعت زیاد در امتداد قفقاز

برای دوره‌های تناوب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه تولید شده است. این نتایج برای مناطقی که قدرت تفکیک آنها کمتر از ۲۰۰ کیلومتر است، در شکل‌های ۳- الف تا ۳- د نشان داده شده است. این نقشه‌ها نشان‌دهنده همخوانی ساختارهای مختلف پوسته‌ای با ویژگی‌های شناخته شده تکتونیکی منطقه مورد مطالعه است.

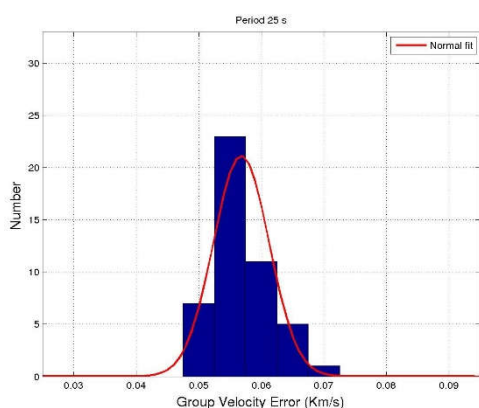
همان‌طور که در بخش قبل اشاره شد، امواج لاو در دوره‌های تناوب کوتاه (۷ و ۱۰ ثانیه) اغلب پوسته فوقانی را تا عمق ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری نمونه‌برداری می‌کنند (شکل ۸- ب)؛ بنابراین، این امواج حاوی اطلاعات مربوط به پوسته بالایی هستند و در اساس، از ویژگی‌های



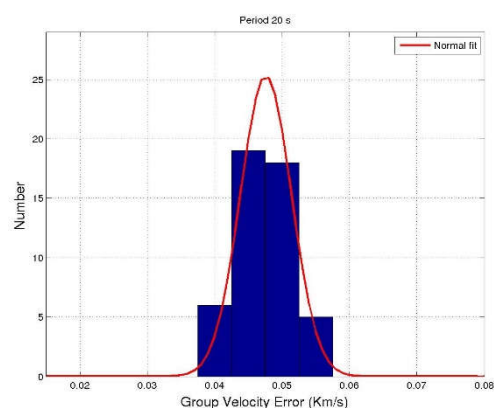
(ب)



(الف)

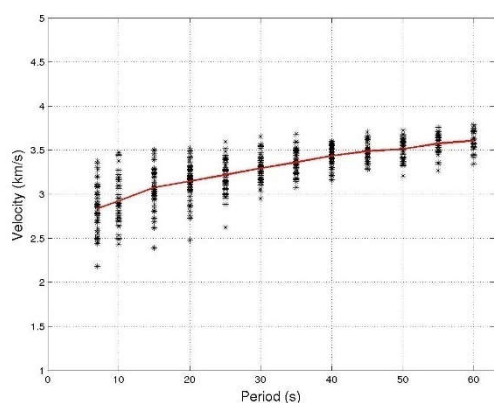


(د)

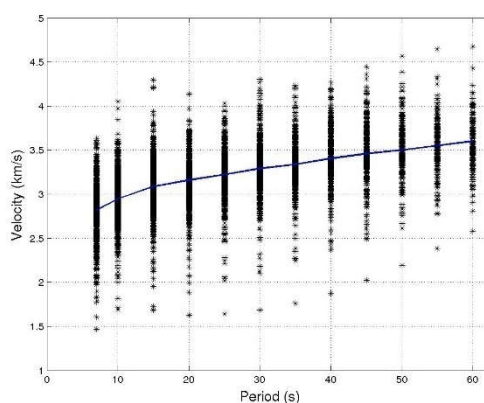


(ج)

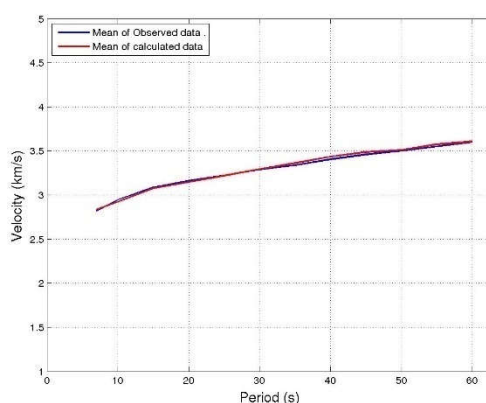
شکل ۶. (الف) تا (د) توزیع ستونی خطای محاسبه سرعت گروه در دوره‌های تناوب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه پس از اعمال توموگرافی به همراه منحنی تابع توزیع نرمال برازش شده به آنها.



(ب)



(الف)



(ج)

شکل ۷. (الف) توزیع منحنی‌های پاشش مشاهده شده (به‌دست‌آمده با استفاده از نرم‌افزار FTAN) که به‌عنوان داده ورودی توموگرافی استفاده شده است. خط آبی‌رنگ منحنی پاشش میانگین را نشان می‌دهد. (ب) توزیع منحنی‌های پاشش محاسبه شده بعد از اجرای توموگرافی. فقط از نقاط با قدرت تفکیک کمتر از ۱۵۰ کیلومتر استفاده شده است. خط قرمز رنگ، منحنی پاشش میانگین را نشان می‌دهد. (ج) منحنی پاشش میانگین داده‌های ورودی و خروجی توموگرافی از قسمت (الف) و (ب).

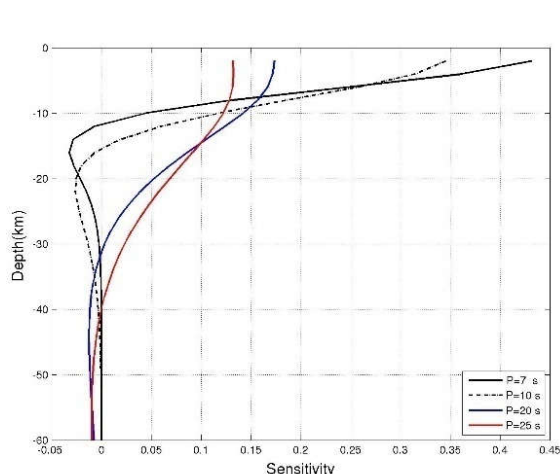
شده در شرق ترکیه توسط آیدین و همکاران (۲۰۰۵)، به‌خوبی با مناطق کم‌سرعت مشاهده شده همخوانی دارد. عمق کم نقطه کوری نشان می‌دهد منبع ماگما، که سرعت موج برشی را کاهش می‌دهد، در عمق کم پوسته واقع شده است. مشاهده برجسته دیگر، وجود یک ناهنجاری با سرعت زیاد در ناحیه سندنج- سیرجان است که دو ناهنجاری کم‌سرعت در نواحی ارومیه- دختر و زاگرس رورانده و چین‌خورده آن را محصور کرده است (شکل- های ۳- الف و ۳- ب). سرعت کم در زاگرس رورانده و چین‌خورده می‌تواند ناشی از پوسته بالایی ضعیف و خرد شده باشد که در نتیجه تغییر شکل شدید ناشی از برخورد

کوچک، تالش و تا حدودی البرز، نبود حوضه‌های رسوبی چشمگیر در این نواحی باشد، درحالی‌که سرعت نسبتاً کم در حوضه خزر جنوبی و ناحیه فروافتاده کورا مربوط به وجود رسوبات بسیار ضخیم است. از طرف دیگر، سرعت نسبی کمتر در شرق آناتولی و شمال غرب ایران را که همبستگی بسیار خوبی با آتشفشان‌های مهم منطقه دارند، می‌توان با وجود مناطق ذوب بخشی در پوسته - که کسکین (۲۰۰۳) آن را در نتیجه تعامل سست‌کره گرم با مجموعه به‌هم‌پیوسته شرق آناتولی دانسته است - و همچنین حوضه‌های رسوبی محلی مثل دریاچه ارومیه توجیه کرد. علاوه‌براین، عمق کم نقطه کوری مشاهده

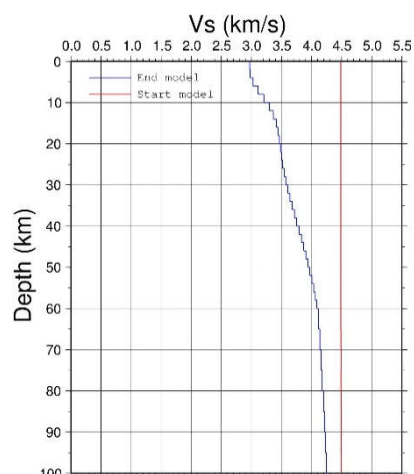
نواحی قفقاز کوچک و سنندج-سیرجان به سمت شرق آناتولی در نظر گرفت، سازگاری نسبتاً خوبی بین نتایج این مطالعه و مطالعه آنها وجود دارد. ایشان همچنین ناهنجاری نسبتاً کم سرعتی را زیر پوسته عربستان مشاهده کردند که با سرعت نسبتاً کم مشاهده شده در این مطالعه در امتداد زاگرس رورانده و چین خورده همخوانی خوبی دارد.

با توجه به توابع حساسیت در شکل ۸-ب، سرعت موج لاو در ۲۰ و ۲۵ ثانیه تحت تأثیر هم‌زمان پوسته بالایی و پایینی قرار می‌گیرد و اطلاعات مربوط به ساختار کلی پوسته را به ما می‌دهد با این تفاوت که وزن پوسته بالایی در این دوره تناوب بیشتر از پوسته پایینی است. نقشه توموگرافی در ۲۰ و ۲۵ ثانیه (شکل‌های ۴-ج و ۴-د) نشان می‌دهد سرعت گروه در حوضه رسوبی خزر جنوبی و ناحیه فروافتاده کورا کمتر از شمال غرب ایران است و خطوط هم‌مقدار سرعت گروه، همبستگی خوبی با مرز این دو ناحیه دارد. این مشاهده با وجود یک پوسته یکسان زیر حوضه خزر جنوبی و ناحیه فروافتاده کورا (مانجینو و پریستلی، ۱۹۹۸)، همخوانی دارد. در هر دو دوره تناوب

و وجود گسل‌های معکوس و رورانده کم عمق (جکسون و فیچ، ۱۹۸۱) در منطقه ایجاد شده است، در حالی که در ناحیه ارومیه-دختر و بخش‌هایی از ایران مرکزی، وجود برخی حوضه‌های رسوبی محلی، احتمالاً دلیل سرعت کم مشاهده شده است. همچنین سرعت پایین مشاهده شده در امتداد زاگرس رورانده و چین خورده به خوبی با لرزه‌خیزی زیاد و کم عمق مشاهده شده در این ناحیه (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴ و مگی و همکاران، ۲۰۰۰) که بیانگر فعالیت تکتونیکی شدید پوسته بالایی است، همخوانی دارد، در حالی که در ناحیه سنندج-سیرجان، که نرخ لرزه‌خیزی بسیار کمتری نسبت به زاگرس رورانده و چین خورده دارد، سرعت بیشتری مشاهده شد که دلیل آن تأثیر کمتر همگرایی عربستان و اوراسیا بر ایجاد گسلش و شکستگی در پوسته بالایی است. در مطالعه دیدم و همکاران (۲۰۱۰)، سرعت گروه امواج لاو در دوره تناوب ۱۰ ثانیه در مجموعه به هم پیوسته شرق آناتولی کمتر از پونتاید در شمال و بیتلیس در جنوب بود. از آنجایی که می‌توان پونتاید و بیتلیس را به ترتیب ناشی از گسترش



(ب)



(الف)

شکل ۸. (الف) مدل سرعت برشی به دست آمده از وارون‌سازی خطی منحنی پاشش میانگین (خط آبی رنگ در شکل‌های ۷-الف و ۷-ج) در منطقه مورد مطالعه، (ب) توابع حساسیت امواج لاو برای دوره‌های تناوب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه با استفاده از مدل سرعتی شکل (الف).

(۱۹۹۸) را برای حوضه خزر جنوبی بپذیریم که مبتنی بر وجود یک لایه رسوبات ضخیم روی یک پوسته گرانیتی تا عمق ۳۰ الی ۴۰ کیلومتری است که هر دو روی پوسته بازالتی (شبه اقیانوسی) قرار گرفته اند، پوسته شبه اقیانوسی احتمالی که در اعماق بیش از ۳۰ تا ۴۰ کیلومتری واقع شده است، کمترین تأثیر را بر سرعت گروه در دوره تناوب ۲۰ و ۲۵ ثانیه دارد.

در این تحقیق، سرعت مشاهده شده در شرق آناتولی، کمتر از سایر نواحی شمال غرب ایران بود. کمترین مقدار سرعت در شرق و شمال شرق دریاچه وان و در جنوب چهار آتشفشان مهم این منطقه بود. مانند دوره های تناوب کوتاه تر (۷ و ۱۰ ثانیه)، استدلال ما این است که سرعت کم در این منطقه، مطابق پیشنهاد کسکین (۲۰۰۳)، احتمالاً به وجود مناطق ذوب بخشی درون پوسته مربوط است.

#### ۶ نتیجه گیری

از تحلیل توموگرافی امواج سطحی که در این مقاله درباره آن بحث شد، می توان نتیجه گرفت که ساختار پوسته در شمال غرب ایران تقریباً یکنواخت و با کمترین تغییرات است، اما کاملاً با ساختار پوسته در زیر نواحی حوضه خزر جنوبی، شرق آناتولی و کوه های زاگرس متفاوت است. نتایج این مطالعه نشان می دهد امواج لاو در مجموعی به هم پیوسته شرق آناتولی در دوره های تناوب کمتر از ۲۵ ثانیه سرعت کمتری نسبت به سایر مناطق مورد مطالعه دارند. دلیل اصلی چنین مشاهده ای می تواند وجود احتمالی مناطق ذوب بخشی درون پوسته در این ناحیه باشد که در دیگر مطالعات پیشنهاد شده است.

در حوضه خزر جنوبی، ساختار پوسته نسبت به شمال غرب ایران تفاوت چشمگیری دارد. ساختار پوسته حوضه خزر جنوبی و ناحیه فرو افتاده کورا تقریباً یکسان است. پوشش رسوبات ضخیم و کم سرعت در حوضه خزر جنوبی با نتایج این پژوهش همخوانی دارد و

۲۰ و ۲۵ ثانیه و در اکثر نواحی شمال غرب ایران و قفقاز کوچک (در عرض جغرافیایی بزرگ تر از ۳۷ درجه شمالی)، سرعت تقریباً یکنواخت و بیشتر از حوضه خزر جنوبی و شرق آناتولی است که نشان دهنده پوسته یکنواخت و متفاوت با نواحی اطراف در این منطقه است (شکل های ۳-ج و ۳-د). این نتیجه با نتایج ماهری و همکاران (۲۰۱۶) که توموگرافی سرعت دو بعدی  $M_L$  را برای فلات ایران انجام دادند، سازگار است. آنها دریافتند در شمال غرب ایران، سرعت  $M_L$  در محدوده امواج  $Lg$  نرمال با تغییرات جزئی قرار دارد که این موضوع نشان دهنده ساختار یکسان پوسته و تغییرات کم در عمق موهو است. در عرض جغرافیایی کمتر از ۳۷ درجه شمالی و در هر دو دوره تناوب ۲۰ و ۲۵ ثانیه، سرعت کم مشاهده شده در زاگرس رورانده و چین خورده، در مقابل سرعت زیاد ناحیه سنج-سیرجان، نشان دهنده ساختار متفاوت پوسته در این دو ناحیه است (شکل های ۳-ج و ۳-د). با نگاهی به تغییرات سرعت در ارومیه-دختر و نواحی ایران مرکزی، تفاوت ساختار پوسته در این مناطق نسبت به نواحی در برگیرنده آن نیز مشهود است.

برخلاف انتظار، در پوسته احتمالاً شبه اقیانوسی حوضه خزر جنوبی و ناحیه فرو افتاده کورا، سرعت کمتری نسبت به پوسته قاره ای شمال غرب ایران مشاهده می شود که دو توجیه متفاوت برای آن وجود دارد. توجیه نخست این است که احتمالاً وجود پوشش رسوبات ضخیم بسیار کم سرعت در قسمت فوقانی پوسته (مانجینو و پرستلی، ۱۹۹۸) نه تنها افزایش سرعت ناشی از وجود یک پوسته شبه اقیانوسی را جبران کرده است، بلکه باعث کاهش سرعت نسبت به شمال غرب ایران نیز شده است. توجیه دیگر این است که با توجه به توابع حساسیت در ۲۰ و ۲۵ ثانیه (شکل ۸-ب) بیشینه عمق ساختاری که منحنی پاشش را در این دوره تناوب تحت تأثیر قرار می دهد، ۳۰ تا ۴۰ کیلومتر است. اگر لایه بندی مانجینو و پرستلی

- trapped, modified oceanic crust: Canadian Journal of Earth Sciences, **20**, 163–183.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., and Nikishin, A. M., 2003, The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling: Sedimentary Geology, **156**, 119–148.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984, The Gravity field and crustal structure of Iran: Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen, **168**, 215–229.
- Didem Cambaz, M., and Karabulut, H., 2010, Love-wave group velocity maps of Turkey and surrounding regions: Geophysical Journal International, **181**, 502–520, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04516.x.
- Ditmar, P. G., and Yanovskaya, T. B., 1987, A generalization of the Backus–Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocity: Izvestiya, Physics of the Solid Earth, **23**(6), 470–477.
- Giese, P., Makris, J., Akashe, B., Rower, P., Letz, H., and Mostaanpour, M., 1984, The crustal structure in Southern Iran derived from seismic explosion data: Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen, **168**, 230–243.
- Herrmann, R. B., and Ammon, C. J., 2004, Surface waves, receiver functions and crustal structure: in Computer Programs in Seismology, Version 3.30, Saint Louis University, <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/CPS330.html>.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, Major Active Faults of Iran, Edition 2003, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran.
- Jackson, J. A., and Fitch, T., 1981, Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros Mountains (Iran): Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, **64**, 561–586.
- Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin: Geophysical Journal International, **148**(2), 214–245.
- Keskin, M., Pearce, J. A., and Mitchell, J. G., 1998, Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research, **85**, 355–404.
- Keskin, M., 2003, Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction accretion complex: An نشان‌دهنده ناهنجاری‌های کم‌سرعت در دوره‌های تناوب کوتاه مدت (کمتر از ۱۰ ثانیه) در این ناحیه است.
- در این مطالعه پوسته شکسته و تکتونیزه شده زاگرس رورانده و چین‌خورده همراه با گسل‌های معکوس و رورانده فعال و کم‌عمق و نرخ لرزه‌خیزی زیاد در این ناحیه، به‌صورت یک بی‌هنجاری کم‌سرعت امواج لاو در دوره‌های تناوب ۷، ۱۰، ۲۰ و ۲۵ ثانیه خود را نشان می‌دهد. همچنین در بیشتر نواحی ایران مرکزی و کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر، حوضه‌های محلی رسوبی به‌صورت نواحی کم‌سرعت در دوره‌های تناوب ۷ و ۱۰ ثانیه آشکار شده‌اند.
- ### سپاسگزاری
- این پژوهش در قالب طرح پژوهشی شماره ۲۸۹۵/۰۱/۰۲ با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه تهران صورت پذیرفته است.
- ### منابع
- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation: Tectonophysics, **229**, 211–238.
- Al-Lazki, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., and Turkelli, N., 2003, Pn tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African Plates: Geophysical Research Letters, **30**(24), doi: 10.1029/2003GL017391.
- 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**, 1024–1040.
- Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data: Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, **71**, 715–730.
- Aydin, I., Karat, H. I. and Kocak, A., 2005, Curie-point depth map of Turkey: Geophysical Journal International, **162**, 633–640.
- Berberian, M., 1983, The southern Caspian: a compressional depression floored by a



- structure: *Geophysical Research Letters*, **30**(24), 8045, doi: 10.1029/2003GL017858.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **52**, 1229-1258.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N., and Ghassemi, M. R., 2010, Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions: *Journal of Seismology*, **14**(4), 823-836.
- Talebian, M., and Jackson, J. A., 2004, A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran: *Geophysical Journal International*, **156**, 506-526.
- Yanovskaya, T. B., 1997, Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography: *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **33**(9), 762-765.
- Yanovskaya, T. B., Kizima, E. S., and Antomova, L. M., 1998, Structure of the crust in the Black Sea and adjoining regions from surface wave data: *Journal of Seismology*, **2**, 303-316.
- Yilmaz, Y., 1990, Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: A review: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44**, 69-87.
- Zanjani, A. A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S., and Rezaeian, M., 2013, Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh mountains: *Geophysical Journal International*, **195**(2), 799-814.
- Zor, E., Sandvol, E., Gorbuz, C., Turkelli, N., Seber, D., and Barazangi, M., 2003, The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions: *Geophysical Research Letters*, **30**(24), 8044, doi: 10.1029/2003GL018192.
- alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: *Geophysical Research Letters*, **30**(24), doi: 10.1029/2003GL018019.
- Levshin, A. L., Ratnikova, L. I., and Berger, J., 1992, Peculiarities of surface wave propagation across central Eurasia: *Bulltin of Seismological Society of America*, **82**, 2464-2493.
- Levshin, A. L., Ratnikova, L. I., and Berteussen, K. A., 1972, On a frequency-time analysis of oscillations: *Annals of Geophysics*, **28**, 211-218.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K., and Baker, C., 2000, A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?: *Geophysical Journal International*, **143**, 629-661.
- Maheri-Peyrov, M., Ghods, A., Abbasi, M., Bergman, E., and Sobouti, F., 2016,  $M_L$  shear wave velocity tomography for the Iranian Plateau: *Geophysical Journal International*, **205**, 179-191, doi: 10.1093/gji/ggv504.
- Mangino, S., and Priestley, K., 1998, The crustal structure of the southern Caspian region: *Geophysical Journal International*, **133**, 630-648.
- Mortezaejad, 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: *Geosciences*, **88**(2), 38-47.
- Sengor, A. M. C., 1990, A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *The Geology and Tectonics of the Oman region: Geological Society, London, Special Publications*, **49**, 797-831.
- Sengor, A. M. C., Ozeren, S., Zor, E., and Genc, T., 2003, East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal

## Crustal structure of NW Iran investigated by Love waves dispersion curve tomography

Golamreza Mortezaejad<sup>1</sup>, and Habib Rahimi<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>Ph. D. student of earthquake seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 16 December 2017, Accepted: 15 September 2018)

### Summary

To obtain the distribution of the Love wave group velocities in northwest Iran and its surrounding areas for 7, 10, 20 and 25 second periods, the waveform of 241 local and regional events used in a dispersion curve tomography of the Love waves. The events occurred within NW Iran and surrounding areas between 2005 and 2015 and were recorded by 39 permanent and temporary medium and broad band seismic stations belonging to national and international seismic networks. In order to reduce the effect of non-uniform distribution of events, we selected the more uniform list of events out of an initial number of 1734 non-uniform distributed events. We applied the Frequency-Time Analysis method to each event-station path for estimation of Love wave group velocities, then we used a tomographic method to compute the distribution of local group velocities throughout the region. From the analysis of the surface wave tomography, we concluded that crustal structure in the South Caspian Basin and the Kura Depression is almost the same, but it is significantly different from that of the northwest Iran. In the presence of thick and low shear velocity sediments in the South Caspian Basin, we observed low velocity anomalies at periods less than 10 seconds that are surrounded by relatively higher velocities along Alborz, Talesh and Lesser Caucasus. In the “Eastern Anatolian Accretionary Complex” where volcanic activities are much higher than in rest of the region, less group velocities were observed for periods less than 25 seconds. The main reason for this observation can be related to the presence of partial melting zones inside the crust as a result of intensive volcanic activities in this region. In Zagros, for the periods of 7 and 10 seconds, a relatively high velocity anomaly along the “Sanandaj-Sirjan” metamorphic zone was observed, which was trapped by two low velocities along the “Zagros Folding and Thrust Belt” in one side and “Urmieh-Dokhtar Magmatic Arc” in another side. The active and broken crust, reverse, active and shallow thrust faults and high seismicity of Zagros Folding and Thrust Belt is characterized by low group velocities in our results for periods of less than 25 seconds. In most areas of central Iran and Urmieh-Dokhtar Magmatic Arc, local sedimentary basins are characterized by low velocities for periods of 7 and 10 seconds. Our results indicate that crustal structure in the northwest of Iran is almost uniform and has the minimum changes, but it is completely different from the crustal structure in the South Caspian Basin, eastern Turkey, and the Zagros mountains.

**Keywords:** NW Iran, Love waves, group velocity, tomography

---

\*Corresponding author: