

# تعیین ساختار سرعت پوسته فوقانی شمالشرق ایران با استفاده از وارونسازی زمانسیر زمینلرزههای محلی

فاطمه روستائی'، حبیب رحیمی ً و مهدی راستگو

۱ - دانشجوی دکتری ؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران ۲- دانشیار زلزلهشناسی؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران ۳- پژوهشگر پسادکتری ؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

### دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۵/۱۲؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۰/۲۱

\* نویسنده مسئول مکاتبات: rahimih@ut.ac.ir

چکیدہ	واژگان کلیدی
همگرایی صفحه عربی به سمت اوراسیا منجر به شکل گیری رویدادهای زمینساختی متنوعی در ایران شده است از جمله	
برخورد قارهای در البرز، زاگرس و کپهداغ. در این میان، کمربند کوهستانی کپهداغ در شمالشرق ایران به عنوان مرز برخورد	
قارهای صفحه ایرانمرکزی و صفحه توران، دارای لرزهخیزی قابل توجهی است. تعیین ساختار سرعت در این ناحیه به منظور	
تفسیر فعالیتهای زمینساختی و نیز مکانیابی زمینلرزههای محلی حائز اهمیت است. در این پژوهش، مدل سرعتی یک	
بعدي پوسته فوقاني براي منطقه شمالشرق ايران با استفاده از روش وارونسازي يک بعدي زمان رسيد امواج بدست آمده	
است. بدین منظور از نرمافزار ولست استفاده گردید. دادههای مورد استفاده در این پژوهش لرزه نگاشتهای زمین لرزههای	شاكنار شرعت پوسته شمالا شدة ادران
محلی با بزرگی M <sub>N</sub> ≥۳/۵ ثبت شده توسط ۲۷ ایستگاه لرزهنگاری مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مرکز	ملىمىن سانى بىرانى
لرزهنگاری پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و مرکز لرزهنگاری دانشگاه فردوسی مشهد واقع در محدوده	وروی ساری رسی سیر زمین ار زمهای محل
جغرافیایی ۵۵ تا ۶۱/۵ درجه طول شرقی و ۳۳/۵ تا ۳۸/۵ درجه عرض شمالی و در بازه زمانی ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۸ میباشد.	رسین در دسای شخصی
نتایج بدست آمده حاکی از وجود ناپیوستگیهایی در اعماق ۲، ۱۰، ۱۴ و ۱۸ کیلومتری است. سرعت میانگین امواج طولی	
برای لایههای متناظر با این ناپیوستگیها بهترتیب ۵٬۹۰۰، ۵٬۹۸، ۶٬۰۰۹ و ۶٬۲۹ کیلومتر بر ثانیه برآورد شده است. در	
عین حال با استفاده از مدل سرعتی بدست آمده، زمینلرزههای محلی مجددا مکانیابی شدند و نتایج آن با مکانیابی حاصل	
از مدل سرعتی بکارگرفته شده توسط مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مقایسه گردید.	

۱– مقدمه

وضعیت زمین ساختی کنونی ایران متاثر از همگرایی صفحه عربی در جنوب غرب به سمت صفحه اوراسیا در شمال شرق ایران، با نرخ حدود ۲۲±۲۲ میلیمتر در سال (Vernant et al, 2004) است که منجر به شکل گیری رویدادهای زمین ساختی مختلف نظیر برخورد قارهای در کپه داغ واقع در شمال شرق ایران شده است. کمربند کوهستانی کپه داغ با راستای شمال غربی – جنوب شرقی در امتداد شرقی رشته کوه البرز واقع شده است.

مکانیابی دقیق زمینلرزههای رویداده در هر منطقه به شناسایی پتانسیل لرزه خیزی و گسل های پنهان و تحلیل های خطرپذیری در آن منطقه کمک شایان توجهی میکند. یکی از دلایل عمده خطا در تعیین موقعیت زمین لرزهها، نداشتن صحت در مدل های پوسته استفاده شده است. بنابراین مدل سرعتی پوسته یکی از پارامترهای مهم و موثر در مكانيابي زمينلرزهها است. داشتن يك مدل پوسته بهينه براي هر منطقه امکان مکانیابی دقیقتر زمینلرزهها را فراهم کرده و همچنین امکان اصلاح آنها را پس از بازخوانی مجدد زمان سیدها، میسر می سازد. علاوه بر همه اینها، مدل یک بعدی سرعت پوسته بهعنوان مدل اولیه برای توموگرافی سه بعدی قابل استفاده است. به دلیل موقعیت مرز برخوردی میان صفحه ایران مرکزی و صفحه اوراسیا، لرزه خیزی بالا و همچنین تراکم جمعیتی بالا، شناسایی ساختار سرعتی دقیق در این منطقه حائز اهمیت است. برای شناسایی ساختار سرعت پوسته در ناحیه مورد بررسی قبلاً کارها و مطالعاتی صورت گرفته که مختصرا به آنها اشاره مي كنيم. جوان و همكاران (Javan et al., 2004) با استفاده از روش تحلیلی تابع گیرنده امواج تراکمی ساختار سرعتی پوسته و عمق موهو را برای منطقه مشهد در زیر ایستگاه MAIO برآورد کردند. نوروزی و همکاران (Nowrouzi et al., 2007) با استفاده از تحلیل تابع گیرنده برای ۹ ایستگاه لرزهنگاری، ساختار سرعتی پوسته و عمق موهو را در بخش شرقی ایران و در ناحیه کپه داغ برآورد کردند. متولی عنبران و همكاران (Motavalli-Anbaran et al., 2011) ضخامت پوسته را در کپه داغ به روش گرانی سنجی ارائه دادند. شادمنامن و همکاران ساختار سرعتی موج  ${f S}$  گوشته بالایی (ShadManaman et al., 2010) و ضخامت پوستهای فلات ایران را با استفاده از وارونسازی شکل موج جزء بندی شده بدست آوردند. جوان مهری و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی ساختار سرعتی پوسته در زیر شبکه لرزهنگاری قوچان با استفاده از برگردان زمانسیر امواج زمینلرزههای محلی پرداختند. محمدی و همكاران (Mohammadi et al., 2012) تغییرات عمق موهو را در منطقه كپه داغ با استفاده از تحليل تابع انتقال گيرنده امواج دورلرز بررسی کردند و میانگین عمق موهو را برای این منطقه برآورد کردند. متقى و همكاران (Motaghi et al., 2014) با استفاده از وارونسازى همزمان تابع گیرنده و پاشش امواج سطحی در راستای پروفایلی که از

زاگرس، زون سنندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، ایران مرکزی، کوههای البرز-بینالود و کوههای کپه داغ میگذرد، پژوهشی بر روی ساختار عمیق صفحه ایران انجام دادند. رحیمی و همکاران (Rahimi et al., 2014) نقشههای توموگرافی دو بعدی سرعت های فاز، گروه و ضرایب جذب در زیر فلات ایران بدست آوردند. ماهری و همکاران (Maheri-Peyrov et al., 2016) با استفاده از روش توموگرافی لرزهای تغییرات سرعت بیشینه دامنه جابجایی موج برشی ML در پوسته ایران را انههری و همکاران (۱۳۹۷) به بررسی ساختار سرعتی پوسته در محدوده تعلیمی و همکاران (۱۳۹۷) به بررسی ساختار سرعتی پوسته در محدوده ساختار سرعتی پوسته شمال شرق ایران را با استفاده از روش برگردان همزمان توابع گیرنده و پاشندگی سرعت گروه و فاز امواج ریلی مورد بررسی قرار دادند.

هدف از این پژوهش، یافتن ساختار سرعتی یکبعدی پوسته فوقانی برای منطقه شمال شرق ایران با استفاده از وارون سازی یک بعدی زمانسیر امواج زمینلرزههای محلی است. این کار با بکارگیری از نرمافزار ولست (Kissling et al., 1995) انجام شده است. دادههای مورد استفاده در این پژوهش لرزهنگاشتهای زمین لرزههای محلی ثبت شده توسط ۲۷ ایستگاه لرزهنگاری مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مرکز لرزهنگاری پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و مرکز لرزهنگاری دانشگاه فردوسی مشهد واقع در محدوده جغرافیایی ۵۵/۰ تا ۶۱/۵ درجه طول شرقی و ۳۳/۵ تا ۳۸/۵ درجه عرض شمالی میباشد، که از لحاظ ابعاد منطقه مورد بررسی بزرگتر و دارای پوشش کاملتری از ساختارهای لرزهزمینساختی است؛ همچنین تعداد ایستگاههای مورد استفاده در این تحقیق نسبت به سایر تحقیقات مشابه بیشتر است. برای این منظور، ابتدا زمانرسید فازهای لرزهای در ایستگاههای مورد نظر خوانده شده و مکانیابی اولیه زمینلرزهها با استفاده از مدل سرعتی مورد استفاده در مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران انجام می شود. سپس وارون سازی یک بعدی زمانسیر امواج درونی با استفاده از نرمافزار ولست صورت می گیرد. در نهایت با استفاده از مدل سرعتی بدست آمده، زمینلرزههای محلی مجددا مکانیابی شده و نتایج آن با نتایج مکانیابی صورت گرفته با بکارگیری مدل سرعتی استفاده شده توسط مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مقایسه می گردد.

### ۲- لرزه زمینساخت منطقه

زون برخورد قارهای کپهداغ در شمال شرق ایران بخشی از حد شمالی کمربند کوههای آلپ-هیمالیا را شامل می شود و از نظر ساختاری مرز بین ایران مرکزی و صفحه توران را تشکیل می دهد. دو رشته کوه مهم منطقه، یعنی کپهداغ و بینالود، به همراه یکدیگر یک کمربند طویل کوهستانی به طول ۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰ کیلومتر ایجاد کردهاند

(Mirzaei et al., 1998). این ناحیه در برگیرنده کوتاه شدگی در حدود ۶ میلی متر در سال، مابین ایران مرکزی و توران است (Vernant et al., 2004). کپه داغ به عنوان یک رشته کوه درون قاره ای دارای یک پوشش رسوبی مزوزوئیک-ترشیاری با ضخامت حدود شده کیلومتر می باشد که در طی آخرین فاز کوه زایی آلپی چین خورده شده است (Davoudzadeh et al., 1984; Zonenshain et al., 1990). است (Davoudzadeh et al., 1984; Zonenshain et al., 2003) می از سمت منهال غرب، به پشته آبشرون که مرز شمالی حوزه خزر جنوبی است، منهال غرب، به پشته آبشرون که مرز شمالی حوزه خزر جنوبی است، منهی می گردد (GPS که اخیرا مورت گرفته، نشان دهنده مشخصه متغیر تغییر شکل کپه داغ بین بخش جنوب شرقی آن (غالبا گسلش تراستی با نرخ پایین) و بخش شمال غربی آن (غالبا فعالیت امتدادلغز با نرخ پایین) و بخش شمال غربی (Masson et al. 2007).

حوضه رسوبی باریکی که رشته کوه کپه داغ را از بینالود جدا می کند، خط اترک-کشف نامیده شده و مرز جنوبی رشته کوه کپه داغ محسوب می شود. این در حالی است که هیچ ساختار زمین شناسی شاخصی مرز جنوبی بینالود را مشخص نمی کند. کپه داغ در شمال شرق از گستره پایدار سپر توران با یک زون گسلی موسوم به زون گسل اصلی، که مسبب تغییر ارتفاع ناگهانی در سمت شمال شرق است، جدا می شود (Tchalenko, 1975). زون گسل اصلی با رویداد کلان زمین لرزه ۵ اکتبر مرز غربی منطقه کپه داغ، ساحل دریای خزر و در حدود E °۵۵ است. مرز شرقی کپه داغ در حدود E °۶۰، جایی که لرزه خیزی به میزان قابل توجهی کاهش می یابد، قرار دارد. این مرز مابین زون بی لرزه غرب افغانستان و زون زمین لرزه ای کپه داغ قرار دارد و از دیدگاه ساختمانی واضح نیست. همچنین مشخص نیست که گسل هریرود به سمت مرز

شرق کپهداغ نیز گسترش می یابد یا خیر (Mirzaei et al., 1998). نوار چین-گسل با راندگی رو به شمال در شمال و راندگی رو به جنوب در جنوب، موجب ارتفاع یافتن کپهداغ شده است. این مشاهدات زمین شناسی با تحلیل های ساز و کار کانونی زمین لرزه ها، در حاشیه شمالی (زمین لرزه ۵ اکتبر ۱۹۴۸، عشق آباد) و در حاشیه جنوبی (زمین لرزه ۲۱ مارس ۱۹۶۳، اسفراین) حمایت می شود گسلی آلپی پسین بریده شده است. این سیستم گسلی عمدتا از گسلی آلپی پسین بریده شده است. این سیستم گسلی عمدتا از لغز چپگرد با راستای NNW-SSE و همچنین گسل های راندگی فرعی مهم ترین گسل ها با راستای NNW-SSE (از نظر طولی و جابجایی کلی) مهم ترین گسل ها با راستای NNW-SSE (از نظر طولی و جابجایی کلی)

۳- روش تحقيق

مدل یک بعدی سرعت پوسته یکی از پارامترهای مهم و موثر در مکانیابی زمین لرزهها است. هرچه دقت مدل سرعتی پوسته بکار رفته بیش تر باشد، می توان مکانیابی دقیق تر و بهتری انجام داد. همچنین مدل یک بعدی سرعت پوسته، به عنوان مدل اولیه برای همچنین مدل یک بعدی قابل استفاده است (Kissling, 1988; Kissling et al., 1994).

در این پژوهش از نرمافزار ولست بهمنظور دستیابی به ساختار سرعت یک بعدی پوسته استفاده گردید. نرمافزار ولست نخستین بار در سال ۱۹۷۶ برای بررسی توموگرافی نوشته شد ۱۹۸۱ مرا در سال ۱۹۸۶ اصلاحاتی در ساختار تکمیل شد (Thurber, 1981). در سال ۱۹۸۴ اصلاحاتی در ساختار برنامه صورت گرفت تا بتوان آن را برای به دست آوردن مدل پوسته یک بعدی بهینه برای مکانیابی زمین لرزهها و توموگرافی سه بعدی، مورد استفاده قرار داد (Kissling et al., 1984). در توموگرافی اصلاح شده برای به دست آوردن مدل پوسته مرجع در توموگرافی زمین لرزههای محلی مورد استفاده قرار گرفت ...

در این روش همانند سایر روشهای وارونسازی ماتریسی بکار گرفته شده در توموگرافی لرزهای، ناحیه مورد نظر به یک شبکه از بلوکها تقسیم و فرض میشود که سرعت در هر بلوک ثابت است. در توموگرافی لرزهای، دادهها زمان رسیدهای مشاهده شده و دامنه امواج لرزهای هستند. در این پژوهش زمان رسیدهای مشاهده شده بهعنوان دادههای ورودی، مجهولات شامل پارامترهای مدل یعنی مختصات چشمه، زمانهای وقوع، مسیرهای پرتو و میدان سرعت هستند. مساله اصلی وارونسازی ماتریس ضرایب مدل برای بهدست آوردن مجهولهایی مثل سرعت و مرز مشترک لایهها هستند. مساله مورد نظر را میتوان به صورت معادله ۱ نوشت.

Y=AX

که در آن Y یک ماتریس ستونی I×M است که شامل دادههای موجود (زمان سیر) و X یک ماتریس ستونی I×N است که شامل مجهولات (سرعت و مرز مشترک لایهها) میباشد. همچنین A نیز یک ماتریس N×M است که همان ماتریس مشتقات جزئی ضرایب مدل میباشد (Lay et al., 1995).

برنامه ولست در دو مد همزمان و رویداد منفرد عمل می کند. مدل حاصل از این برنامه شامل یک مدل یک بعدی سرعت و تصحیحات ایستگاهی است. در هر دو مد، مساله وارونسازی بهوسیله وارون

(1)

### روستایی و همکاران، تعیین ساختار سرعت پوسته فوقانی شمالشرق ایران با استفاده از وارون سازی زمانسیر زمینلرزههای محلی، صفحات ۱۲۳-۱۳۴.

کامل ماتریس حداقل مربعات میرایی  $[A^TA+\lambda]$  حل میشود که در آن A ماتریس ژاکوبین،  $A^T$  ترانهاده ماتریس ژاکوبین و  $\lambda$  ماتریس میرایی است (Kissling et al., 1995). به دلیل غیرخطی بودن مساله وارونسازی زمانسیر امواج لرزهای، حل مساله بهصورت تکرار شونده انجام میشود. مراحل این روش در نمودار چرخشی شکل ۱ نمایش داده شده است.



شکل۱. روند کار وارونسازی یکبعدی در نرمافزار ولست (Kissling et al., 1995). اساس کار این روش به این صورت است که ابتدا مساله پیشرونده<sup>۲</sup> تعریف میشود. بدین منظور با استفاده از پارامترهای اولیه مدل و

به کمک پرتویابی<sup>۳</sup> از چشمه تا گیرندهها، زمانسیر پرتوها محاسبه میشود. زمان سیرهای محاسبه شده و مقادیر مشاهده شده مورد مقایسه قرار می گیرد و اختلاف موجود بین مقادیر فوق، باقیمانده خوانده میشود. مقدار باقیمانده بیان گر کیفیت مدل انتخابی برای پیشربینی دادهها میباشد. سپس مساله بهصورت وارون<sup>†</sup> و با هدف

1 Iterative

- 2 Forward Problem
- 3 Ray Tracing

رسیدن به کمترین اختلاف بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه شده، حل میشود. در پایان هر دوره ضمن محاسبه تغییرات مدل و اعمال آن بر پارامترهای اولیه، باقیمانده کلی محاسبه میشود و دورهها تا جایی ادامه مییابد که باقیمانده کلی به حد کمینه مورد انتظار برسد. در پایان به مدل سرعتی بهینه و مختصات کانونی زمینلرزهها دست خواهیم یافت (Kissling et al., 1995).

پس از تعیین ساختار سرعت پوسته برای منطقه مورد بررسی، رویدادهای انتخابی را با استفاده از این مدل سرعت بدست آمده مکانیابی می کنیم و نتایج آن را با نتایج مکانیابی انجام شده با مدل سرعت بکارگیری شده توسط مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مقایسه مینماییم. در صورتی که با بکارگیری مدل سرعت بدست آمده، خطاهای مکانیابی شامل خطای زمان رخداد (RMS)، خطای رومرکز (ERH) و خطای عمق کانونی (ERZ) مقادیر کمتری را داشته باشند، مدل بدست آمده اعتبار لازم را دارا میباشد و در غیر این صورت فاقد اعتبار میباشد.

### ۴- دادهها و نتایج

منطقه مورد بررسی در این پژوهش واقع در شمال شرق ایران در ناحیه لرزهزمین ساختی کپهداغ و در محدوده جغرافیایی ۵۵/۰ تا ۶۱/۵ درجه طول شرقی و ۳۳/۵ تا ۳۸/۵ درجه عرض شمالی است. در این پژوهش از لرزهنگاشتهای زمین لرزههای محلی ثبت شده توسط ۲۷ ایستگاه لرزهنگاری استفاده شده است. طبق شکل ۲ و جدول ۱، این ایستگاهها عبارتند از: ۴ ایستگاه باند پهن مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT)، ۸ ایستگاه باند کوتاه مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT)، ۵ ایستگاه باند پهن مرکز لرزهنگاری پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (IEES) و ۱۰ ایستگاه لرزهنگاری باند پهن مرکز لرزهنگاری دانشگاه فردوسی مشهد (EQRC).

از میان زمین لرزههای محلی رویداده در این منطقه، تعداد ۲۸۴ زمین لرزه با بزرگی  $M_N \ge M_N \ge M_N$  در بازه زمانی ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۸ انتخاب شد. پس از استخراج دادههای فوق، ابتدا فرمت دادهها به فرمت قابل استفاده در نرم افزار SEISAN تبدیل گردید. سپس بهمنظور مکانیابی لرزشها، درمجموع ۲۶۱۲ زمان رسید امواج P و S فازخوانی شد. فازهای خوانده شده شامل ۱۴۲۱ فاز Pq، ۲۹۱ فاز Pn و ۴۰۰ فاز S میباشد. با استفاده از زمان رسیدهای قرائت شده و مدل سرعتی بکار گرفته شده توسط مرکز لرزهنگاری IGUT زمین لرزههای مورد نظر تعیین محل شدند. از آن جایی که تمام دادههای موجود برای برآورد وضعیت شدند. از آن جایی که تمام دادههای موجود برای برآورد وضعیت منظور بالا بردن دقت و کاهش میزان خطا در محاسبات، برخی معیارها برای انتخاب داده درنظر گرفته شد. معیارهای مورد نظر جهت انتخاب

<sup>4</sup> Inverse Problem

داده عبارتند از:

- حداقل چهار ایستگاه، زمینلرزه را ثبت کرده باشد.
- میزان گاف آزیموتی زمینلرزهها کمتر از ۱۸۰ درجه باشد.
- حداکثر مقدار میانگین جذر مربعات (RMS) اختلاف بین دادههای مشاهده شده و محاسبه شده برابر ۲/۲ ثانیه در نظر گرفته شد.
- پارامتر  $V_P/V_S$  برابر با ۱/۷۶ انتخاب شد. این مقدار براساس روش دو ایستگاهی برآورد شده که در شکل ۳ نمایش داده شده است.

جدول ۱: مشخصات ایستگاههای لرزهنگاری مورد استفاده.

	نام	ار تفاع از	مختصات جغرافيايي	نام ایستگاه
	شبکه	سطح دريا [m]		
	IIEES	1337	57.408°E, 37.700°N	BJRD
	IIEES	870	56.089°E, 37.659°N	MRVT
	IIEES	1264	56.013°E, 36.009°N	SHRO
	IIEES	837	60.291°E, 33.646°N	SHRT
	IIEES	1106	57.119°E, 33.649°N	TABS
	EQRC	840	57.419°E, 35.176°N	DARN
<del>.</del> .	EQRC	1490	58.210°E, 34.139°N	FRDS
T	EQRC	1680	58.634°E, 34.137°N	ККНК
گام	EQRC	1010	60.122°E, 34.566°N	KHAF
م م	EQRC	1024	59.535°E, 36.311°N	MSHD
باند پهن	EQRC	1504	58.470°E, 37.038°N	QUCH
	EQRC	1281	57.683°E, 36.305°N	SBZR
	EQRC	713	61.102°E, 35.682°N	SALH
	EQRC	278	61.148°E, 36.526°N	SRKH
	EQRC	1188	59.500°E, 36.275°N	NJFI
	IGUT	200	55.389°E, 37.237°N	MND
	IGUT	2034	57.611°E, 36.388°N	SBZV
	IGUT	1206	60.349°E, 35.908°N	JRKH
	IGUT	1741	60.329°E, 35.268°N	TBJM
	IGUT	2435	58.000°E, 37.052°N	SFR
ایستگامهای بان	IGUT	2547	58.651°E, 37.409°N	EMG
	IGUT	2510	58.754°E, 36.595°N	AKL
	IGUT	2245	59.515°E, 36.776°N	KRD
	IGUT	2100	58.990°E, 36.454°N	PAY
5	IGUT	2577	59.339°E, 36.108°N	MOG
وتاه	IGUT	1684	60.102°E, 36.344°N	MYA
	IGUT	1760	59.236°E, 35.413°N	TBHD

نشریه پژوهش های ژئوفیزیک کاربردی، دوره7، شماره ۱، ۱۴۰۰.



شکل۲. موقعیت ۲۷ ایستگاه لرزهنگاری مورد استفاده در این مطالعه. مثلثهای سبز رنگ: ایستگاههای باند پهن نصب شده توسط IGUT، مثلثهای زرد رنگ: ایستگاههای باند کوتاه نصب شده توسط IGUT، مثلثهای قرمز رنگ: ایستگاههای باند پهن نصب شده توسط EQRC. مثلثهای آبی رنگ: ایستگاههای باند پهن نصب شده توسط EQRC.



شکل ۳. نمودار اختلاف زمان رسید امواج *S* نسبت به اختلاف زمان رسید امواج *P* ثبت شده در ایستگاههای مختلف؛ مقدار *V<sub>P</sub>/V<sub>S</sub>* بدست آمده از این روش برابر با ۱/۷۶ است که همان شیب نمودار فوق میباشد.

با اعمال این شرایط، تعداد ۸۱ زمین لرزه که با معیارهای یاد شده سازگار بودند؛ انتخاب شدند. پس از حذف همه دادههای بی ارزش، تعداد ۴۲۰ فاز Pg و ۱۰۹ فاز Sg برای انجام توموگرافی یک بعدی انتخاب شد. سپس با استفاده از بکارگیری روش وارونسازی یک بعدی و اعمال آن روی این دادهها، به جستجوی مدل سرعت پوسته در منطقه مورد مطالعه پرداخته شد. به این منظور از نرمافزار ولست استفاده گردید. در این نرمافزار ابتدا با استفاده از مدل اولیه و به کمک پرتویابی از چشمه تا گیرندهها، زمان سیر پرتوها به صورت مساله پیش رونده بدست می آیند. سپس به صورت وارون و با هدف رسیدن به کمترین اختلاف بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه

### روستایی و همکاران، تعیین ساختار سرعت پوسته فوقانی شمالشرق ایران با استفاده از وارون سازی زمانسیر زمینلرزههای محلی، صفحات ۱۲۳-۱۳۴.

شده، حل شده و در پایان مختصات کانونی رویدادها و مدل سرعتی بهینه بدست خواهد آمد. با توجه به وابستگی بین مدل اولیه و مدل خروجی بدست آمده از روش وارونسازی و به منظور بدست آوردن ساختار سرعتی مناسب و قابل قبول برای ناحیه، وارونسازی زمانسیر امواج در چند مرحله صورت گرفت.

از آنجایی که ضخامت لایهها در نرمافزار ولست بهصورت خودکار تعیین نمیشود، مدل مناسب لایهبندی را باید توسط فرایند آزمون و خطا بهدست آورد. بدین منظور در گام اول با هدف یافتن سطوح مشترک و ساختار لایهبندی مدل سرعت، ناحیه مورد مطالعه به ۲۰ لایه با ضخامت ۲ کیلومتر تقسیم و برای هر لایه ۱۰۰ مدل سرعتی تصادفی ارائه گردید. سرعت موج طولی در این مدلها بهصورت تصادفی در بازه گردید. کیلومتر بر ثانیه تعیین و مدلهای حاصله بهعنوان ورودی در وارونسازی یکبعدی استفاده شدند. مدلهای اولیه در نظر گرفته شده و نتایج حاصل او وارونسازی آنها توسط نرمافزار ولست در شکل ۴ نمایش داده شده میباشد که از میانگین گیری مدلهای سرعت خروجی حاصل از وارونسازی حاصل شده است. بررسی تغییرات سرعتی در مدلهای میباشد که از میانگین گیری مدلهای سرعت خروجی حاصل از وارونسازی حاصل شده است. بررسی تغییرات سرعتی در مدلهای است منحنی و مدن مانیوستگیهایی در عمقهای ۲، ۱۰، ۱۰، ۱۰ ماد ساس وجود این ناپیوستگیها تعریف شد.



شکل ۴. نتایج حاصل از برگردان یک بعدی دادههای انتخابی. سمت چپ: مدلهای اولیه ورودی به صورت ۲۰ لایه با ضخامت ۲ کیلومتر و با سرعتهای تصادفی در بازه ۲۰/±۶ کیلومتر بر ثانیه. سمت راست: مدلهای خروجی حاصل از وارونسازی. منحنی قرمز رنگ تغییرات میانگین سرعت موج *p*را برحسب عمق پوسته زمین نمایش میدهد که مقادیر آن از میانگین گیری مدلهای سرعت خروجی حاصل شده است.

در گام دوم برای دستیابی به وضوح بیشتر مدل و حصول اطمینان از درست بودن مرز لایهبندیها، ناحیه به ۶ لایه با ضخامتهای ۲، ۸، ۴،

۴، ۴ و ۱۸ کیلومتر تقسیم و ۱۰۰ مدل سرعتی تصادفی برای هر لایه ارائه گردید. سرعت موج طولی در این مدلها بهصورت تصادفی در بازه ۵/۶±۰ کیلومتر بر ثانیه تعیین شد. مدلهای اولیه در نظر گرفته شده و نتایج حاصل از وارونسازی آنها توسط نرمافزار ولست در شکل ۵ نمایش داده شده است. با بررسی نتایج حاصل از وارونسازی در این مرحله و با توجه به این که تغییرات سرعت در عمق ۲۲ کیلومتر محسوس نیست، از در نظر گرفتن مرز لایهبندی در این عمق صرفنظر کردیم.



شکل۵. نتایج حاصل از برگردان یک بعدی دادههای انتخابی. سمت چپ: مدلهای اولیه ورودی ۶ لایه با ضخامتهای ۲، ۸، ۴، ۴، ۴ و ۱۸ کیلومتر و با سرعتهای تصادفی در بازه ۲/۰±۶ کیلومتر بر ثانیه. سمت راست: مدلهای خروجی حاصل از وارونسازی. منحنی قرمز رنگ تغییرات میانگین سرعت موج *q*را برحسب عمق پوسته زمین نمایش میدهد که مقادیر آن از میانگین گیری مدلهای سرعت خروجی حاصل شده است.

در گام سوم برای دستیابی به وضوح بیشتر در تعیین سرعت هر لایه، شرط یکسان بودن بازه تغییرات سرعت برای همه لایههای مدل ورودی برداشته شد. در حالت جدید، فرض مدلهای ورودی با لایهبندی بهدست آمده در مرحله قبل اما با تغییرات تدریجی سرعت اعمال گردید. بدین ترتیب ناحیه مورد نظر به ۵ لایه با ضخامتهای ۲، ۸، ۴، ۴ و ۲۲ کیلومتر تقسیم گردید و ۱۰۰ مدل سرعتی تصادفی برای هر لایه ارائه شد. سرعت میانگین موج طولی در هریک از لایهها بهترتیب برابر ۵/۵، ۵/۹، ۶/۳، ۸/۶ و ۲/۷ کیلومتر بر ثانیه با پهنای تغییرات باند سرعتی م/± ۰ کیلومتر بر ثانیه تعیین شد. مدلهای اولیه در نظر گرفته شده و نتایج حاصل از برگردان آنها توسط نرمافزار ولست در شکل۶ نمایش داده شده است. همانطور که از نتایج خروجی شکل ۶ پیداست؛ با اعمال تغییرات تدریجی سرعت برای مدلهای ورودی، همگرایی بیشتری برای مدلهای خروجی حاصل از وارونسازی حاصل شد. منحنی قرمز رنگ

تغییرات میانگین سرعت موج p را برحسب عمق پوسته زمین نمایش میدهد، که مقادیر آن از میانگین گیری مدلهای سرعت خروجی حاصل شده است. مدل میانگین گیری شده بهعنوان مدل نهایی بدست آمده برای ناحیه مورد نظر در نظر گرفته میشود و در شکل ۷ نمایش داده شده است. مشخصات لایههای مدل خروجی نهایی بدست آمده برای ناحیه مورد نظر در جدول ۲ ذکر شده است. تصحیحات ایستگاهی بهدست آمده در شکل ۸ بیان شده است.



شکل ۶. نتایج حاصل از برگردان یک بعدی دادههای انتخابی. سمت چپ: مدلهای اولیه ورودی ۵ لایه با ضخامتهای ۲، ۸، ۴، ۴ و ۲۲ کیلومتر و سرعت میانگین موج طولی در هریک از لایهها به ترتیب برابر ۵/۵، ۹/۵، ۶/۳ ، ۸/۶ و ۲/۷ کیلومتر بر ثانیه با پهنای تغییرات باند سرعتی ۵/۰± کیلومتر بر ثانیه. سمت راست: مدلهای خروجی حاصل از وارونسازی. منحنی قرمز رنگ تغییرات میانگین سرعت موج P را بر حسب عمق پوسته زمین نمایش میدهد که مقادیر آن از میانگین گیری مدلهای سرعت خروجی حاصل شده است.



شکل ۷. مدل نهایی بدست آمده برای ساختار سرعتی پوسته ناحیه.

### نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره7، شماره ۱، ۱۴۰۰.

جدول ۲: مدل نهایی بدست آمده برای ساختار سرعتی پوسته ناحیه.

سرعت موج	عمق سطح
تراکمی (V <sub>P</sub> )	مشترک
[km/s]	[km]
90	•
9 <i>A</i> .D	٢
۰۸.۶	1.
٦٠.۶	119
r9.8	11



شکل ۸ تصحیحات زمانی مربوط به ایستگاهها.

در نهایت بهمنظور بررسی عملکرد مدل سرعتی بدست آمده، تعیین محل مجدد رویدادها با استفاده از مدل سرعتی جدید صورت گرفت و نتایج آن با تعیین محل صورت گرفته با مدل سرعتی بکار گرفته شده توسط مرکز لرزهنگاری مقایسه گردید. بدین منظور تعداد ۲۸۴ زمینلرزه با بزرگی M<sub>N</sub>≥۳/۵ در بازه زمانی سالهای ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۸ که در منطقه مورد مطالعه رخ داده بودند، انتخاب شد و تعیین محل آنها با استفاده از دو مدل ذکر شده صورت گرفت. شکل ۹ پراکندگی زمینلرزههای مکانیابی شده توسط این دو مدل را نمایش میدهد. توزیع مکانی رومرکز زمینلرزهها در هر دو حالت تطابق خوبی با روندهای گسلی منطقه دارد. از آنجایی که تفاوت مشهودی در توزیع مکانی رومرکز زمینلرزههای مکانیابی شده با این دو مدل مشاهده نشد؛ بهمنظور بررسی دقیقتر عملکرد دو مدل میزان (RMS)، خطای تعیین رومرکز (ERH) و خطای تعیین عمق (ERZ) بدست آمده از دو مدل مقایسه گردید. نتایج این مقایسه در شکل ۱۰ نمایش داده شده است. همانطور که در شکل مشاهده می شود تعداد زمین لرزههایی که دارای خطای کمتری هستند، در نتایج حاصل از بکارگیری مدل تعیین شده در این مطالعه بیشتر از نتایج حاصل از مدل بکار گرفته شده توسط مرکز لرزهنگاری است.

روستایی و همکاران، تعیین ساختار سرعت پوسته فوقانی شمالشرق ایران با استفاده از وارون سازی زمانسیر زمینلرزههای محلی، صفحات ۱۲۳-۱۳۴۰.



شکل ۹ موقعیت رومرکزهای تعیین شده با مدل ارائه شده توسط مرکز لرزهنگاری (دوایر زرد رنگ) و مدل تعیین شده در این مطالعه (دوایر قرمز رنگ).



شکل ۱۰. مقایسه خطای مکانیابی با استفاده از مدل بدست آمده در این مطالعه و مدل سرعتی بکارگیری شده توسط مرکز لرزهنگاری IGUT بالا: نمودار مقایسه خطای زمان وقوع (RMS) بر حسب ثانیه؛ وسط: نمودار مقایسه خطای رومرکز (ERH) بر حسب کیلومتر؛ پایین: نمودار مقایسه خطای عمق کانونی (ERZ) بر حسب کیلومتر. در این نمودارها مقایسه خطای عمق کانونی (ERZ) بر حسب کیلومتر. در این نمودارها موارط به بکارگیری مدل مرکز لرزهنگاری IGUT و رنگ آبی مربوط به بکارگیری مدل حاصل از این مطالعه است.

### ۵- نتیجهگیری

در این مطالعه مدل سرعتی یک بعدی پوسته برای محدوده جغرافیایی ۵۵/۰ تا ۶۱/۵ درجه طول شرقی و ۳۳/۵ تا ۵۸/۵ درجه عرض شمالی واقع در شمال شرق ایران، بر مبنای وارونسازی یکبعدی زمان رسیدهای اولیه بهدست آمده است. برای این منظور لرزهنگاشتهای زمینلرزههای محلی با بزرگی M<sub>N</sub>≥۳/۵ در بازه زمانی ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۸ ثبت شده توسط ۲۷ ایستگاه لرزهنگاری موجود در منطقه مورد استفاده قرار گرفت. ایستگاههای بکار گرفته شده شامل ۴ ایستگاه باند پهن مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT)، ۸ ایستگاه کوتاه دوره مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT)، ۵ ايستگاه باند پهن مركز لرزهنگارى پژوهشگاه بينالمللى زلزلهشناسى و مهندسی زلزله (IIEES) و ۱۰ ایستگاه لرزهنگاری باند پهن مرکز لرزهنگاری دانشگاه فردوسی مشهد (EQRC) میباشند. این زمین لرزهها مجدداً فازخوانی شد، سپس با استفاده از نرمافزار SEISAN و مدل سرعتی بکار گرفته شده توسط مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران IGUT تعیین محل شدند. از این میان تعداد ۸۱ زمینلرزه با شرایط گاف آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، باقیمانده زمانی کمتر یا مساوی ۰/۳ و ثبت شده در حداقل چهار ایستگاه لرزهنگاری انتخاب شدند. نتایج حاصل از وارونسازی یکبعدی زمان رسیدهای اولیه، مدل سرعتی پنج لایه ای پوسته با ناپیوستگیهایی در اعماق ۲، ۱۰، ۱۴ و ۱۸ کیلومتری را نشان میدهد. سرعت امواج طولی برای لایههای متناظر با این ناپیوستگیها با میانگین گیری از مدلهای نهایی استخراج شده، بهترتیب ۵/۹۰، ۵/۹۸، ۶/۰۸، ۶/۰۲ و ۶/۲۹ کیلومتر بر ثانیه برآورد شده است. بهمنظور بررسی عملکرد مدل سرعتی بدست آمده، تعیین محل مجدد رویدادها با استفاده از مدل سرعتی جدید صورت گرفت و نتایج آن با تعیین محل صورت گرفته با مدل سرعتی بکار گرفته شده توسط مرکز لرزهنگاری مقایسه گردید. مقایسه خطای زمانی و مکانی حاصله از بکارگیری دو مدل نشان دهنده وجود خطای کمتر مدل بدست آمده از این مطالعه و بهبود مکانیابی میباشد. همچنین نتایج حاصل از این پژوهش، همخوانی مناسبی را با تحقیقات صورت گرفته توسط دیگران دارد. برای مثال نوروزی و همکاران (Nowrouzi et al. 2007) ضخامت پوسته بالایی در منطقه بینالود را حدود ۱۰ کیلومتر برآورد کردهاند که همخوانی خوبی با ناپیوستگی شناسایی شده در این تحقیق در عمق ۱۰ کیلومتری دارد. جوان مهری و همکاران (۱۳۹۱) ناپیوستگی در عمق ۱۵ کیلومتری و همچنین اظهری و همکاران (۱۳۹۷) نیز ناپیوستگی عمق ۱۴ کیلومتری شناسایی کردند، که همخوانی خوبی با ناپیوستگی در عمق ۱۴ کیلومتری شناسایی شده توسط ما دارد. متقی (۱۳۹۰) در گزارشی که برای مدل سرعت بدست آمده در زیر ایستگاههای واقع در این منطقه ارائه داده است، به وجود ناپیوستگی هایی در اعماق ۱۱، ۱۴ و ۱۸ کیلومتری برای برخی ایستگاهها اشاره کرده است، که با نتایج بدست آمده در این تحقیق سازگار است. نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره7، شماره ۱، ۱۴۰۰.

of Iran, Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh., 168, 182–207.

- Ellsworth, W. L., 1977, Three-dimentional structure of the crust and mantel beneath the island of Hawaii. Ph.D. thesis, MIT, Massachussetts, USA.
- Jackson, J., Mckenzie, D.P., 1984. Active tectonics of Aipine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophys. J. R. Astron. Soc. 77, 185-264.
- Javan Doloei, G., Ghafory-Ashtiany, M., 2004. Crustal structure of Mashhad area from time domain reciver functions analysis of teleseismic earthquake. Res. Bull. Seismol. Earthquake Eng. 27, 30-38.
- Kissling, E., 1995, Institute of Geophysics, ETH Zurich, Program VELEST USERS GUIDE Short Introduction.
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data. Reviews of Geophysics 26, 659-698.Geol. Surv. Open File Rep. 84-939,188-220.
- Kissing, E., Ellsworth, W. L., and Cockerham, R., 1984, Three-dimensional structure of the Long Valley Caldera, California, region by geotomography. U. S. Geol. Surv. Open File Rep. 84-939, 188-220.Kissling, E., Ellsworth, w. L., Eberhart-phillips D., Kradolfer, U., 1994, Initial refrence models in local earthquake tomography, J. Geophys. Res., 99, 9635-9646.
- Kissling E., Solarino S., Cattaneo M., 1995, Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in Northwestern Italy, Terra Nova, Vol: 7, 528-534.
- Lay T., Wallace C. T., 1995, Modern Global Seismology, Science, 521.Maheri-Peyrov, M., Ghods, A., Abbasi, M., Bergman, E., Sobouti, F., 2016, M<sub>L</sub> shear wave velocity tomography for the Iranian Plateau, Geophysical Journal International 205(1):179-191.
- Maheri-Peyrov, M., Ghods, A., Abbasi, M., Bergman, E., Sobouti, F., 2016, M<sub>L</sub> shear wave velocity tomography for the Iranian Plateau, Geophysical Journal International 205(1):179-191.
- Maksimov, S.P., 1992, Geological Structure and Economic Minerals of the USSR, vol 6, Kazakhstan and Middle Asia, Book 3, Platform Cover of the epi-Paleozoic Plates and Depressions of Middle Asia and Kazakhstan [in Russian], Nedra, Moscow, 6, 148p.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H. and Van-Gorp, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: New insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, Geophys. J. Int. 170, 436–440.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y.T., 1998, Seismic sources regionalization for seismic zoning major

از نتایج مدل سرعت یک بعدی پوسته بدست آمده می توان علاوه بر بهبود مکانیابی زمین لرزه های روی داده در این منطقه و کاربرد آن برای حادثه های بعدی، در بررسی های تومو گرافی لرزه ای سه بعدی پوسته به عنوان مدل اولیه استفاده کرد. زیرا دقت مکانیابی و درستی مدل سرعت سه بعدی تا حد بسیار زیادی به درستی مدل یک بعدی بستگی دارد.

## ۶- سپاس گزاری

نویسندگان از داوران محترم که با بیان نظرات ارزشمند خود موجب پر بارتر شدن این پژوهش شدند، کمال تشکر و قدردانی را دارند. همچنین از مرکز لرزهنگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مرکز لرزهنگاری پژوهشگاه زلزلهشناسی و مرکز لرزهنگاری دانشگاه فردوسی مشهد، بهخاطر در اختیار قرار دادن دادههای مورد نیاز، سپاس گزاریم.

### ۷- منابع

اظهری، س.م.، رضاپور، م. و متقی، ع.ا.، (۱۳۹۷)، بررسی ساختار سرعتی پوسته فوقانی در ناحیه شمال خاور ایران در محدوده گسلهای کشفرود و بینالود، علوم زمین، دوره ۲۷، شماره ۱۰۸، صفحه ۱۰۴-۹۵.

جوان مهری، م.، بایرام نژاد، ۱.، قیطانچی، م.ر. و اظهری، س.م.، (۱۳۹۱)، بررسی ساختار سرعتی پوسته در زیر شبکه لرزهنگاری قوچان با استفاده از برگردان زمان سیر امواج لرزه ای محلی، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۸، شماره ۳، صفحه ۳۷–۲۵.

- متقی، خ.، (۱۳۹۰)، مطالعه لیتوسفر قارهای در ناحیه برخوردی شمال شرق ایران. پایان نامه دکتری، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله تهران.
- نصرآبادی، ۱.، سپهوند، م.ر.، لیموچی، ز.، (۱۳۹۷)، تعیین ناپیوستگیهای لرزهای پوسته شمال شرق ایران، مجله پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۴، شماره ۲، صفحه ۲۶۵ –۲۵۱.
- Alavi, M., 1992. Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran. Tectonics 11(2), 360-370.
- Berberian, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran: Zagros-Hindukush-Himalaya Geodynamic evolution Gupta, H. K. and Delany, F. M. (eds), Am. Geophys. Union and Geol. Soc. Am., Geodyn., 3, 33-69.
- 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 modelling, Sedimentary Geology, 156, 119–148.
- Davoudzadeh, M. and Schmidt, K., 1984, A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution

#### روستایی و همکاران، تعیین ساختار سرعت پوسته فوقانی شمالشرق ایران با استفاده از وارون سازی زمانسیر زمینلرزههای محلی، صفحات ۱۲۳-۱۳۴۰.

- Roecker, S. W., 1977, Seismicity and tectonics of the Pamir-Hindu Kush region of centeral Asia. Ph.D. thesis, MIT, Massachussetts, USA.
- ShadManaman, N. & Shomali, H., 2010. Upper mantle Svelocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian-Eurasian plate boundary, Phys. Earth planet. Inter., 180, 92–103.
- Tchalenko, J.S., 1975. Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, USSR). Philos, Trans. R. Soc. London A: Math., Phys. Eng. Sci. 278 (1275), 1-28.
- Thurber, C. H., 1981, Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area centeral California, Ph.D. thesis, Mass. Inst. Technol.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman. Geophysical Journal International 157 (1), 381-398.
- Wadati K., 1933. On the travel time of earthquake waves. Part II, Geophys. Mag., 7, 101-111.
- Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I. and Natapov, L.M., 1990, Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis, AGU, Washington, D.C., 242p.

- Seismotectonic provinces, J. Earthquake prediction Research, 7, 465-495.
- Mohammadi, E., Sodoudi, F., Sadidkhouy, A. and Gheitanchi, M.R., 2012. Moho depth and VP/VS variations in the kope Dagh region from analysis of Teleseismic receiver functions, Journal of the Earth & Space Physics, 37, No. 4, 2012, P. 1-12.
- Motaghi, k., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C., Panza, G.F., 2014. The deep structure of the Iranian Plateau. Gondwana Research.
- Motavalli-Anbaran, S.H., Zeyen, H., Brunet, M.F., Ardestani, V.E., 2011. Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling. Tectonics 30(5).
- Nowrouzi, G., Priestley, K.F., Ghafory- Ashtiany, M., Doloei, G.J., Rham, D.J., 2007. Crustal velocity structure in Irainian Kopeh-Dagh, from analysis of Pwaveform reciver functions. J. Seismol. Earthquake Eng. 8, 187-194.
- Ottemöller L., Voss P., Havskov J., "SEISAN Earthquake Analysis Software (version 10.5) for Windows, Solaris, Linux and Macosx", copyright@2016 Ottemöller, Voss and Havskov, http://seisan.info (2016).
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F. and Panza, G. F., 2014, Shear-Wave Velocity Tomography of the Lithosphere–Asthenosphere System beneath the Iranian Plateau. Bulletin of the Seismological Society of America, 104(6), 2782-2798.



JOURNAL OF RESEARCH ON APPLIED GEOPHYSICS

(JRAG) 2021, VOL 7, No 1



### (DOI): 10.22044/JRAG.2021.9943.1295

### Determination of crustal velocity structure of northeastern Iran from local earthquakes travel time inversion

Fatemeh Roostaee<sup>1\*</sup>;Habib Rahimi<sup>\*2</sup>; Mehdi Rastgoo<sup>3</sup>

PhD Student; Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.
Associate Professor; Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
Postdoctoral Researcher; Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

#### Received: 2 August 2020; Accepted: 10 January 2021

Corresponding author: rahimih@ut.ac.ir

Keywords	
Crustal velocity structur	e
Northeastern Iran	
Local earthquakes	
Travel time inversion	
VELEST	

**T**7

### Extended Abstract

**Summary** The northward motion of the Arabian Shield related to the Eurasia at a rate of  $\sim 22 \text{ mma}^{-1}$  is primarily accommodated across the Iranian Plateau and results in different styles of deformation in various parts of this continental collision zone. The deformation is concentrated in the Zagros, Alborz, and Kopeh Dagh mountains and shear zones surrounding Central Iran that behaves more or less as a relatively rigid block. The deformation in northeastern Iran is concentrated

in the Kopeh Dagh and Binalud mountain ranges and the boundary between

Alborz–Binalud and the Kopeh Dagh mountain ranges run along the Atrak River. In this study, we determine an optimum one-dimensional (1-D) velocity model of upper crust for northeastern Iran from local earthquakes travel time inversion.

### Introduction

A well-suited 1-D velocity model can improve earthquake locations, and can be used as initial model for threedimensional (3-D) seismic tomography. Moreover, it has a significant role in truly understanding of seismicity and earthquake hazard assessment. To assess the 1-D velocity model, we used first arrival travel times of 81 local earthquakes (between years 2012 to 2018), recorded by 27 seismic stations of International Institute of Earthquake and Engineering and Seismology (IIEES), Iranian seismological center of Institute of Geophysics of University of Tehran (IGUT) and Earthquake Research Center (EQRC) of Ferdowsi University of Mashhad in the area 33.5-38.5°N, 55-61.5°E. These selected events were recorded by minimum of 4 stations, with an azimuthal gap less than 180° and residual RMS less than 0.3 s. Consequently, using these events, an upper crustal velocity model beneath the studied region was obtained using VELEST software.

### **Methodology and Approaches**

The VELEST computer Program is a FORTRAN77 routine that has been designed to derive 1-D velocity models for earthquake location procedures and as initial reference models for seismic tomography. Since the VELEST does not automatically adjust the thicknesses of layers (unlike the velocities of layers), an appropriate layering of the model is to be found by a trail-and-error process. Thus, the calculation of 1-D model normally starts with finding an appropriate model layering. For initial starting model, we considered 100 initial models that all had the same thicknesses (20 layers of 2 km thicknesses) and P-wave velocities in the range of  $6\pm0.5$  km/s, which were restricted in defined intervals. The results showed five discontinuities in the depths of 2, 10, 14, 18 and 22 kilometers. In the second step, we considered 100 initial models that all had 6 layers with the thicknesses of 2, 8, 4, 4 and 18 kilometers and P-wave velocities in the range of  $6\pm0.5$  km/s. The results also showed the convergence at 22 kilometers; thus, we eliminated this discontinuity in the next step. In the last step, we considered 100 initial models that all had 5 layers with the thicknesses of 2, 8, 4, 4 and 22 kilometers; thus, we eliminated this discontinuity in the next step. In the last step, we considered 100 initial models that all had 5 layers with the thicknesses of 2, 8, 4, 4 and 22 kilometers; thus, we eliminated this discontinuity in the next step. In the last step, we considered 100 initial models that all had 5 layers with the thicknesses of 2, 8, 4, 4 and 22 kilometers.

### **Results and Conclusions**

The calculated velocity model for the studied region showed discontinuities in the depths of 2, 10, 14 and 18 kilometers and P-wave velocities of the layers as 5.90, 5.98, 6.08, 6.20 and 6.29 km/s, respectively. Finally, to control the utility of the calculated velocity model, we relocated 284 earthquakes with magnitude  $M_N \ge 3.5$ 

### 2021, VOL 7, No 1

between years 2012 and 2018 that occurred in the area with our velocity model and compared the results with the results of the model utilized by Iranian seismological center of IGUT. This experiment indicates that our calculated velocity model performs much better than the velocity model utilized by IGUT in the sense of RMS, ERH and ERZ.