

تعیین مدل پوسته بهینه برای شمال غرب ایران، با استفاده از برگردان همزمان زمان سیر امواج زلزله‌های محلی

اسماعیل بایرام‌نژاد^{۱*}، محمود میرزایی^۲ و محمدرضا قیطانچی^۳

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ استادیار دانشکده علوم دانشگاه اراک، ایران

^۳ استاد گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۵/۱۲/۲، پذیرش نهایی: ۸۶/۶/۱۷)

چکیده

تعیین ساختار سرعتی پوسته با استفاده از برگردان زمان سیر امواج زمین‌لرزه‌ها یکی از روش‌های مهم زلزله‌شناسی در چند دهه اخیر بوده است. در روش برگردان همزمان، پارامترهای اولیه زمین‌لرزه‌ها و مدل سرعتی پوسته تعیین شده و در طی مراحل وارون‌سازی، پارامترهای فوق به‌طور همزمان بهینه می‌شوند. در این بررسی، با استفاده از بیش از ۲۲۰۰۰ زمان سیر محاسبه شده برای فازهای اولیه رسیده از حدود ۶۰۰۰ زمین‌لرزه رخ داده در شمال غرب ایران (۳۶-۴۰ درجه شمالی و ۴۴-۵۰ درجه شرقی)، برآورد اولیه از سرعت امواج طولی و ضخامت پوسته در منطقه به‌دست آمد. با استفاده از این اطلاعات، چندین مدل پوسته اولیه تعیین شد. ابتدا ۱۸۱ زمین‌لرزه با بزرگای بیش از ۴ درجه که از دقت لازم برخوردار بودند انتخاب و با روش برگردان همزمان داده‌ها، بهترین مدل پوسته بهینه شده برای منطقه به‌دست آمد. مدل حاصل با استفاده از زمان سیر امواج ۲۹۴۰ زمین‌لرزه با بزرگای بیش از ۲/۵ درجه در ۶ مجموعه مستقل از هم نیز آزمایش شد که تطابق بسیار خوبی به‌خصوص در عمق‌های بیش از ۸ کیلومتر در آن مشاهده شد. نتایج حاصل علاوه بر دولا به کم‌سرعت زیرسطحی با ضخامت‌های ۳ و ۲ کیلومتری با سرعت‌های متوسط ۴/۸ و ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه، یک ناپیوستگی سرعتی بارز در عمق ۲۳ کیلومتری را نشان می‌دهد که سرعت امواج طولی از ۶/۱ کیلومتر بر ثانیه به ۶/۶ کیلومتر بر ثانیه افزایش می‌یابد. همچنین عمق موهو و سرعت امواج طولی در زیر پوسته به ترتیب ۴۵ کیلومتر و ۸/۰ کیلومتر بر ثانیه تعیین شد.

واژه‌های کلیدی: مدل سرعتی پوسته، مدل‌سازی وارون همزمان، زمین‌لرزه‌های محلی، مدل اولیه، تصحیحات ایستگاهی

۱ مقدمه

را فراهم کرده و حتی اصلاح آنها را بعد از بازخوانی مجدد، میسر می‌سازد. از طرفی شناخت ساختار سرعتی زمین و ناپیوستگی‌های مربوط، به‌خصوص در اعماق پایین‌تر بدون استفاده از زمان سیر امواج زمین‌لرزه‌ها امکان‌پذیر نیست و این دو موضوع همواره لازم و ملزوم یکدیگرند.

بررسی ساختار پوسته در ایران به کار نیازی (۱۹۶۸)، باز می‌گردد که با بررسی امواج ریلی ثبت شده در آدیس آبابا و شیراز به تحقیق پوسته در شبه جزیره عربستان و جنوب ایران پرداخت و با سرعت‌های فاز و گروه مدلی سه لایه با ضخامت ۳۵ کیلومتر به‌دست آورد. اسلامی

تعیین محل دقیق زمین‌لرزه‌های روی‌داده در هر منطقه، به شناسایی پتانسیل لرزه‌خیزی و گسل‌های پنهان و تحلیل‌های خطرپذیری در آن منطقه کمک شایان توجهی می‌کند. یکی از عوامل مهم برای تعیین محل زمین‌لرزه‌ها، شناخت ساختار سرعتی پوسته زمین است.

امروزه تعیین محل زمین‌لرزه‌ها با روش‌های مدل‌سازی وارون و توسط برنامه‌های رایانه‌ای صورت می‌گیرد که در همه روش‌های معمول ساختار سرعتی پوسته به‌مثابه مدل پوسته درحکم معلومات مسئله در نظر گرفته می‌شود. بدیهی است که داشتن یک مدل پوسته بهینه برای هر منطقه امکان تعیین محل دقیق‌تر زمین‌لرزه‌ها

(۱۳۵۷). مک کوان با استفاده از امواج سطحی (ریلی) مربوط به زلزله‌های جنوب زاگرس که در ایستگاه مشهد ثبت شده بود، ضخامت پوسته را ۵۵ کیلومتر به دست آورد (مک کوان، ۱۹۷۸). چن و همکاران ضخامت پوسته را در شمال ایران ۳۴ کیلومتر به دست آوردند که به طرف جنوب افزایش می‌یابد و به حدود ۴۹ کیلومتر می‌رسد. آنان سرعت موج طولی را نیز ۸/۱۴ کیلومتر بر ثانیه در زاگرس و ۷/۵۸ کیلومتر بر ثانیه در شمال غرب و ۸/۰۲ کیلومتر بر ثانیه در ایران مرکزی به دست آوردند (چن و مونلار، ۱۹۷۵). کادینسکی و همکاران از امواج L_g , S_n , P_n برای بررسی ساختار پوسته در ایران استفاده کرده و سرعت این امواج را در مناطق متفاوت ایران به دست آوردند (کادینسکی و همکاران، ۱۹۸۱). آسوده (۱۹۸۲a)، به بررسی مدل پوسته و سرعت موج طولی در زیر موهو پرداخت. وی سرعت موج طولی در زیر موهو در شرق ایران را ۷/۸۵ و در شمال غرب ایران ۷/۹ و در شمال ایران مرکزی ۸/۲۰ و در ایران مرکزی ۸/۰۸ کیلومتر بر ثانیه برآورد کرد. آسوده (۱۹۸۲b)، در بررسی جداگانه، ساختار پوسته را با استفاده از امواج سطحی به دست آورد. وی با بررسی پس لرزه‌های متوالی اکتبر ۱۹۷۸ طبس، مدل پوسته‌ای را برای منطقه طبس به دست آورد. وی همچنین با استفاده از سرعت‌های فاز امواج ریلی و در سه نیمرخ متفاوت مشهد- شیراز- تبریز و مشهد- تهران ضخامت پوسته را به ترتیب ۴۳، ۴۶ و ۴۵ کیلومتر به دست آورد. قیطانچی (۱۹۹۶)، با استفاده از بررسی پس لرزه‌های زلزله رودبار (۱۹۹۰) ضخامت پوسته در شمال غرب ایران را حدود ۴۴ کیلومتر تعیین کرد. مونی و همکاران (۱۹۹۸)، که پوسته زمین را به طور سراسری در شبکه‌های ۵ درجه در ۵ درجه مورد بررسی قرار دادند، ضخامت پوسته در شمال غرب ایران را حدود ۴۵ کیلومتر برآورد کردند (مونی و همکاران، ۱۹۹۸). ریاحی و عدالت (۲۰۰۱)، با استفاده از داده‌های لرزه‌ای، مدل‌سازی دوبعدی پوسته در

(۱۳۵۱)، با بررسی ۵۹ زمین‌لرزه (با بزرگی ۴/۲ تا ۵/۸) که در دو ایستگاه شیراز و کرمانشاه ثبت شده بودند، سرعت موج طولی را در زیر موهو ۸/۱۱ کیلومتر بر ثانیه به دست آورد. عکاشه (۱۹۷۲)، با بررسی ۲۹ زلزله سطحی که مراکز آنها در ایران و در ایستگاه شیراز ثبت شده بود، ضخامت پوسته را در ایران ۴۹ کیلومتر و سرعت موج طولی را در زیر موهو ۸/۱۳ کیلومتر بر ثانیه نتیجه گرفت. عکاشه و ناصری (۱۹۷۲)، ضخامت پوسته را در منطقه مرکز و غرب ایران ۵۶ کیلومتر و در شمال ایران ۵۴ کیلومتر و سرعت موج طولی در زیر پوسته را ۸/۱۳ کیلومتر بر ثانیه برای منطقه مرکز و ۸/۱۹ کیلومتر بر ثانیه برای منطقه شمال ایران به دست آوردند. معظمی گودرزی و صادق‌زاده (۱۹۷۲)، با بررسی ۲۸۴ زلزله ثبت شده در شیراز، یک مدل پوسته دولایه با ضخامت‌های ۱۵ و ۳۰ کیلومتر و با سرعت‌های موج طولی ۶ و ۷ کیلومتر بر ثانیه ارائه کردند. آرکانجلسکایا و همکاران، ضخامت پوسته در جنوب ایران را با استفاده از امواج سطحی ۳۵ کیلومتر به دست آوردند (آرکانجلسکایا و همکاران، ۱۹۷۴). اسلامی (۱۹۷۴)، با بررسی ۳۲ زلزله ثبت شده در شیراز ضخامت 42 ± 7 کیلومتر را برای پوسته به دست آورد. هدایتی و همکاران (۱۹۷۶)، برای منطقه تهران مدلی سه‌لایه ارائه کردند که سرعت امواج طولی و عرضی را در لایه‌های مزبور، به ترتیب ۳/۴۵، ۲/۰، ۵/۸۵، ۳/۴، ۶/۷ و ۳/۹ کیلومتر بر ثانیه به دست آوردند. نخستین بار در ایران از انفجارهای معدن بافق و سرچشمه در نقش دو منبع لرزه‌ای استفاده کردند و ضخامت پوسته را در منطقه مورد بررسی بدین شرح به دست آوردند. در کنار کویر لوت ضخامت پوسته حدود ۴۰ کیلومتر که به طرف جنوب غرب از ضخامت آن کاسته می‌شود. زیر کمربند دگرگونی با استفاده از بررسی موج‌های بازتابی عمق موهو ۶۰ کیلومتر است ولی به طرف خلیج فارس این عمق کم می‌شود و به حدود ۳۰ کیلومتر می‌رسد (گیزه و همکاران،

می‌سازد.

مدل‌سازی وارون در مسائل ژئوفیزیکی کاربرد گسترده‌ای دارد. در زلزله‌شناسی نیز برگردان زمان سیر امواج زمین‌لرزه‌ها به سه راه و با سه هدف دنبال می‌شود. یکی از روش‌ها برگردان زمان سیر امواج زلزله برای تعیین پارامترهای زمانی و مکانی آن (مختصات کانون و زمان وقوع) است. در این روش، زمان‌های رسید به همراه ساختار سرعتی پوسته (مدل پوسته) در نقش پارامترهای معلوم و پارامترهای زلزله به‌مثابه پارامترهای مجهول مدل در نظر گرفته می‌شود و طی مراحل مدل‌سازی وارون بهینه می‌شوند. این روش به‌طور معمول در نرم‌افزارهای تعیین محل زلزله کاربرد دارد. از لازمه‌های موفقیت بیشتر این روش داشتن مدل پوسته مناسب با منطقه است. روش دیگر برگردان زمان سیر امواج زمین‌لرزه‌ها برای تعیین ساختار سرعتی محیط انتشار است که به آن توموگرافی لرزه‌ای نیز می‌گویند. در این روش زمان سیر امواج زمین‌لرزه‌ها، همچنین پارامترهای مکانی و زمانی آنها درحکم داده‌های معلوم در نظر گرفته و طی مراحل مدل‌سازی وارون پارامترهای مجهول مدل (ساختارهای سرعتی زمین) بهینه می‌شوند. بدیهی است که علاوه بر داشتن مدل پوسته بهینه برای منطقه مورد بررسی، دقت زمین‌لرزه‌های تعیین محل شده نیز از لازمه‌های موفقیت این روش به‌شمار می‌رود. روش متداول دیگر مدل‌سازی وارون همزمان پارامترهای کانون زمین‌لرزه‌ها و ساختار سرعتی پوسته است. در این روش، پارامترهای مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌ها و ساختار سرعتی پوسته، به‌طور اولیه تعیین و طی مراحل مدل‌سازی وارون به‌طور همزمان بهینه می‌شوند. مدل پوسته بهینه شده حاصل از این روش علاوه بر بهبود داده‌های مورد استفاده و کاربرد برای تعیین محل دقیق‌تر حادثه‌های بعدی، لازمه هرگونه بررسی توموگرافی لرزه‌ای، با استفاده از زمان سیر امواج زمین‌لرزه‌ها است. ما از این روش برای عملی ساختن

استان کرمان را عملی ساختند. میرزایی و قیطانچی (۱۳۸۲)، با استفاده از ۴۲ زلزله محلی ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری تبریز و با فرض مدل سه‌لایه برای پوسته در نقش مدل اولیه، مدل‌سازی دوبعدی پوسته در شمال غرب را عملی کردند. جوان دولویی و رابرتس (۲۰۰۳)، با استفاده از تحلیل توابع گیرنده امواج طولی زلزله‌های دور که در ایستگاه‌های شبکه ایلیا ثبت شده بودند، ساختار پوسته و گوشته بالایی را در ناحیه تهران بررسی کردند. به نظر ایشان ساختار پوسته را در این ناحیه، سه‌لایه اصلی با ضخامت‌های ۱۴، ۱۶ و ۱۶ کیلومتر تشکیل می‌دهند که سرعت موج طولی در لایه‌های فوق متغیر، و به‌ترتیب معادل $4.5/8$ ، $6.4/4$ و $6.7/5$ کیلومتر بر ثانیه برآورد شده است. همچنین ایشان ضخامت پوسته را در این ناحیه 46 ± 2 کیلومتر و سرعت موج طولی را در زیرموهو 7.9 کیلومتر بر ثانیه به‌دست آوردند. اشتری و همکاران (۲۰۰۵)، با استفاده از مدل‌سازی وارون، زمان رسید امواج زلزله‌های محلی ثبت شده در دو شبکه موقت، و تلفیق آن با داده‌های زلزله‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری تهران مدلی چهار لایه برای پوسته در ناحیه تهران ارائه کردند. ایشان ضخامت پوسته را در این ناحیه ۳۵ کیلومتر و سرعت موج طولی را در زیرموهو، $8/0$ کیلومتر بر ثانیه به‌دست آوردند.

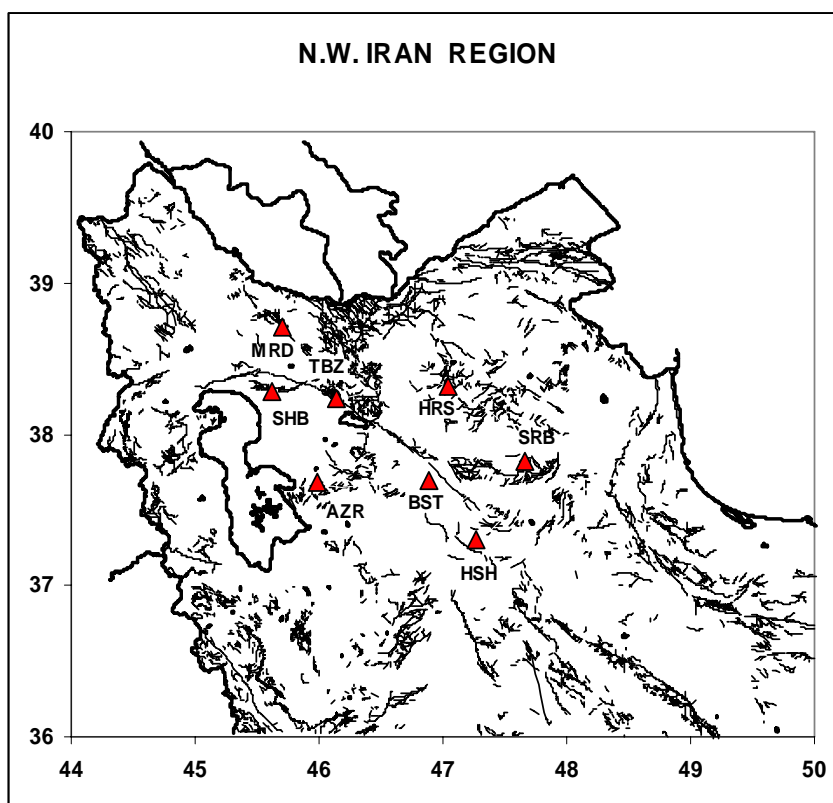
یکی از مناطق مناسب ایران برای مدل‌سازی پوسته با توجه به اهمیت زلزله‌خیزی آن منطقه شمال غرب ایران است که وجود گسل بزرگ شمال تبریز با سوابق تاریخی زلزله‌های مخرب، ضرورت بررسی پوسته را در این منطقه بیشتر می‌سازد. وجود شبکه لرزه‌نگاری استان آذربایجان شرقی در این منطقه، همچنین ثبت بیش از ۶۰۰۰ زمین‌لرزه محلی نیز ضرورت تعیین مدل پوسته بهینه با روش‌های مدل‌سازی وارون را برای منطقه ایجاب می‌کند. استفاده از زمان سیر امواج زمین‌لرزه‌های محلی امکان بررسی دقیق‌تر ساختار سرعتی پوسته را حتی در اعماق کمتر فراهم

این بررسی استفاده کرده‌ایم.

شناسایی شده در منطقه، نشان می‌دهد. نام، کد و مختصات جغرافیایی ایستگاه‌ها در جدول ۱ آورده شده است. در فاصله زمانی ۱۳۷۴-۱۳۸۵ بیش از ۶۰۰۰ زمین‌لرزه محلی روی داده در این منطقه در شبکه فوق ثبت شده است در این بررسی برای برآورد اولیه از وضعیت لایه‌بندی و سرعت امواج طولی در لایه‌ها از حدود ۲۲۰۰۰ زمان سیر محاسبه شده حاصل از همه زمین‌لرزه‌های فوق و برای مدل‌سازی وارون همزمان، از زمان سیر امواج ۳۱۲۱ زمین‌لرزه با بزرگای ۲/۵ درجه یا بیشتر با ۱۳۸۰۰ قرائت زمانی، استفاده شده است.

۲ منطقه مورد بررسی و انتخاب داده‌ها

چهارگوشی به طول جغرافیایی ۴۴-۵۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶-۴۰ درجه شمالی برای این بررسی در نظر گرفته شده است. شبکه لرزه‌نگاری تله‌متری آذربایجان شرقی، وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران شامل هشت ایستگاه لرزه‌نگاری کوتاه دوره از سال ۱۳۷۴ در مرکز این منطقه راه اندازی شده است. شکل ۱ موقعیت ایستگاه‌های شبکه فوق را به همراه گسل‌های



شکل ۱. منطقه مورد بررسی و موقعیت ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری آذربایجان شرقی (مثلث‌های سرخ رنگ) به همراه گسل‌های شناخته شده منطقه.

جدول ۱. نام، کد و مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری آذربایجان شرقی.

Number	St. code	St.Name	Long	Lat.	Elev.
			E	N	(m)
1	TAB	Tabriz	46.146	38.233	1650
2	HRS	Heris	47.041	38.318	2100
3	SRB	Sarab	47.666	37.825	1950
4	HSH	Hashrud	47.263	37.306	2100
5	BST	Bostanabad	46.891	37.700	2100
6	AZR	Azarshahr	45.980	37.678	2300
7	SHB	Shabestar	45.616	38.283	2150
8	MRD	Marand	45.703	38.713	2150

۳ روش مدل‌سازی وارون همزمان

در همه روش‌های مدل‌سازی وارون زمان سیر امواج زلزله‌ها، ابتدا با استفاده از پارمترهای اولیه مدل و روش ردیابی پرتو، (ray tracing) زمان سیر امواج از منبع تا گیرنده محاسبه می‌شود (مدل‌سازی مستقیم) و سپس با مقادیر مشاهده شده مورد مقایسه قرار می‌گیرد. اختلاف موجود بین مقادیر فوق، باقی‌مانده خوانده می‌شود که بیانگر کیفیت مدل انتخابی برای پیش‌بینی داده‌هاست. فن مدل‌سازی وارون زمان سیر امواج، پارمترهای مدل را برای کمینه کردن این اختلافات تغییر می‌دهد. به علت غیر خطی بودن مسئله وارون زمان سیر امواج، حل مسئله به صورت دوره‌ای صورت می‌گیرد. هر دوره شامل مدل‌سازی مستقیم و مدل‌سازی وارون است. در پایان هر دوره، ضمن محاسبه تغییرات مدل و اعمال آن بر پارمترهای اولیه، باقی‌مانده کلی به روش اعمال آن بر پارمترهای اولیه، باقی‌مانده کلی به روش (RMS, root mean squared) محاسبه می‌شود و دوره‌ها تا جایی ادامه می‌یابد که باقی‌مانده کلی به یک حد کمینه مورد انتظار برسد.

زمان رسیدهای موج طولی حاصل از زلزله‌های محلی، به تعیین همزمان پارمترهای زلزله‌های فوق و بی‌هنجاری‌های سرعتی پوسته اقدام کردند (اکی و لی، ۱۹۷۶).

یکی از نرم‌افزارهای شناخته شده برای مدل‌سازی وارون همزمان، برنامه ولست (VELEST) است که با کاربرد روش مکان‌یابی مشترک (JHD) به‌طور همزمان کانون‌های زلزله، مدل پوسته و تصحیحات زمانی ایستگاه‌ها را بهینه می‌سازد. نرم افزار ولست نخستین بار در ۱۹۷۶ برای بررسی توموگرافی نوشته شد (راکر، ۱۹۷۷؛ السورث، ۱۹۷۷). برنامه ولست در ۱۹۸۱ تکمیل شد (توربر، ۱۹۸۱). در سال ۱۹۸۴ اصلاحاتی در ساختار برنامه صورت گرفت تا بتوان آن را برای به‌دست آوردن مدل پوسته یک‌بعدی بهینه برای تعیین محل زلزله‌ها و توموگرافی سه‌بعدی، مورد استفاده قرار داد (کیسلینگ و السورث، ۱۹۸۴). در ۱۹۹۴ برنامه اصلاح شده برای به‌دست آوردن مدل پوسته مرجع در توموگرافی زلزله‌های محلی مورد استفاده قرار گرفت (کیسلینگ و همکاران، ۱۹۹۴).

در این بررسی نیز از نرم‌افزار ولست و همچنین از

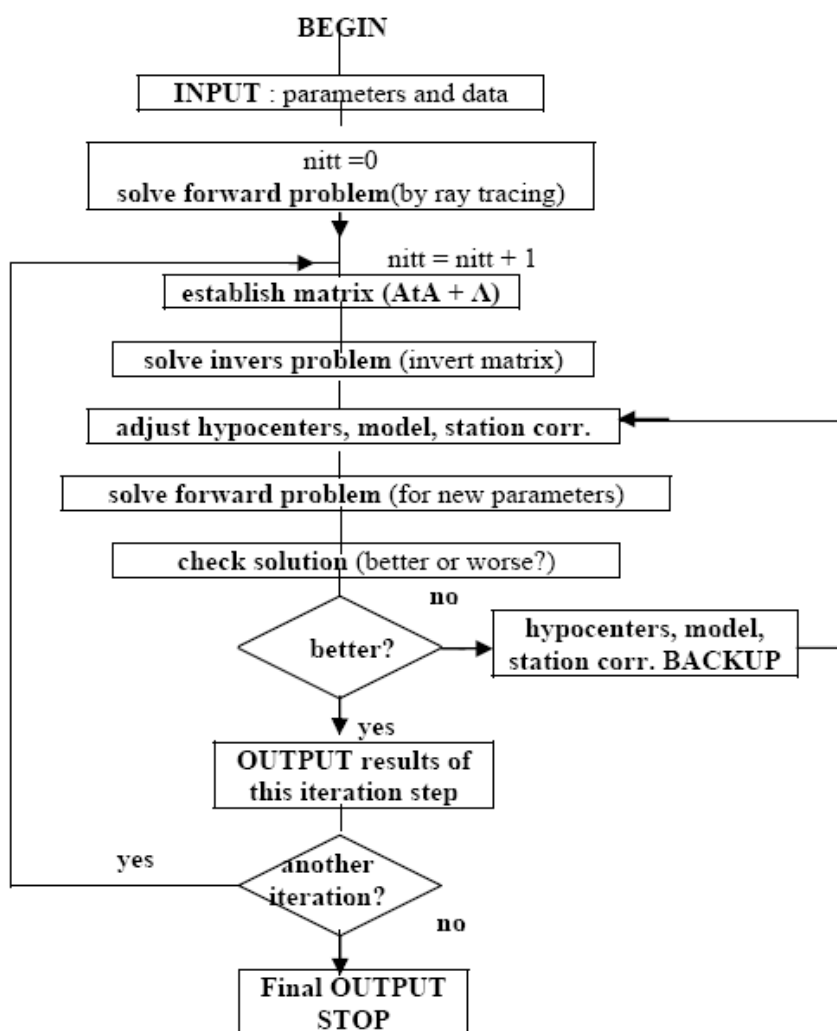
اکی و لی، نخستین بار با استفاده از مدل‌سازی وارون

نزدیک‌تر باشد امکان موفقیت آن بیشتر خواهد بود. لذا در مدل‌سازی وارون همزمان نیز مدل اولیه مناسبی برای پوسته و تعیین محل‌های نسبتاً دقیقی برای زلزله‌های مورد استفاده از ملزومات مسئله به‌شمار می‌رود. برای برآورد اولیه از وضعیت لایه‌بندی و سرعت موج طولی در لایه‌ها و ضخامت پوسته در منطقه حدود ۲۲۰۰۰ زمان سیر فازهای اولیه رسیده از حدود ۶۰۰۰ زمین‌لرزه ثبت شده تا فاصله رومرکزی ۳۵۰ کیلومتری محاسبه و نسبت به فاصله رسم شدند (شکل ۳).

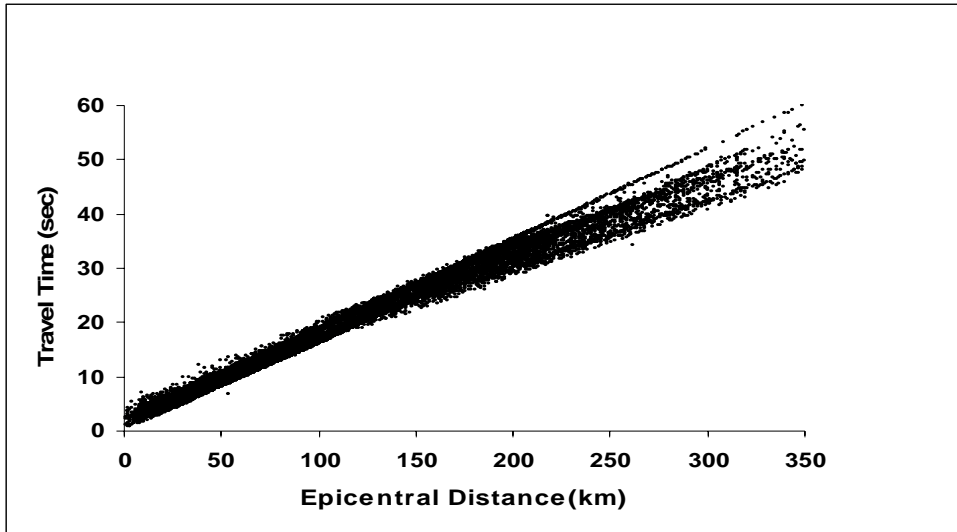
راهنمای کاربر نوشته شده در ۱۹۹۵، برای برگردان همزمان زمان سیر امواج استفاده شده است (کیسلینگ، ۱۹۹۵). نمودار گردشی نرم‌افزار ولست در شکل ۲ نشان داده شده است. در این نمودار A ماتریس مشتقات پاره‌ای (ماتریس ژاکوبین)، At ترانهاد ماتریس مشتقات پاره‌ای و Λ ماتریس میرایی است.

۴ برآورد مدل اولیه

همان‌گونه که اشاره شد لازمه حل مسائل وارون، داشتن یک مدل اولیه خوب است که هر قدر این مدل به واقعیت



شکل ۲. نمودار گردشی برنامه VELEST (کیسلینگ، ۱۹۹۵).



شکل ۳. زمان سیرهای محاسبه شده برای فازهای اولیه رسیده از زمین‌لرزه‌ها محلی ثبت شده تا ۳۵۰ کیلومتری.

در ۴ ایستگاه ثبت شده و از دقت کافی برخوردار بودند انتخاب شدند. با توجه به اینکه حل مسائل وارون همواره جواب واحد منحصر به فرد ندارد و در عین حال، برنامه ولست، ضخامت لایه‌های اولیه را به‌مانند سرعت لایه‌ها تغییر نمی‌دهد، باید مدل‌های اولیه متعددی را به روش سعی و خطا برای رسیدن به مدل نهایی بهینه مناسب با منطقه آزمود. لذا با توجه به برآوردهای اولیه از سرعت لایه‌ها و ضخامت پوسته، چندین مدل اولیه ساخته شد و با اجرای مکرر برنامه ولست و تغییر پارامترهای اولیه همچنین کنترل نحوه تغییرات باقی‌مانده کلی و مدل نهایی در خروجی برنامه، بهترین مدل اولیه و مدل نهایی بهینه شده متناظر به دست آمد. شکل ۵ بهترین مدل اولیه انتخابی و مدل سرعتی بهینه شده را در این مرحله نشان می‌دهند.

سپس ۶ مجموعه مستقل دیگر از زمین‌لرزه‌ها با بزرگای ۲/۵ تا ۴ درجه که در مجموع ۲۹۴۰ زمین‌لرزه را در برمی‌گرفت انتخاب و با مدل سرعتی اولیه به دست آمده برنامه ولست اجرا شد. مدل پوسته اولیه در هر مورد به‌خوبی بهینه شده و با نتایج اولیه به‌خصوص در عمق‌های

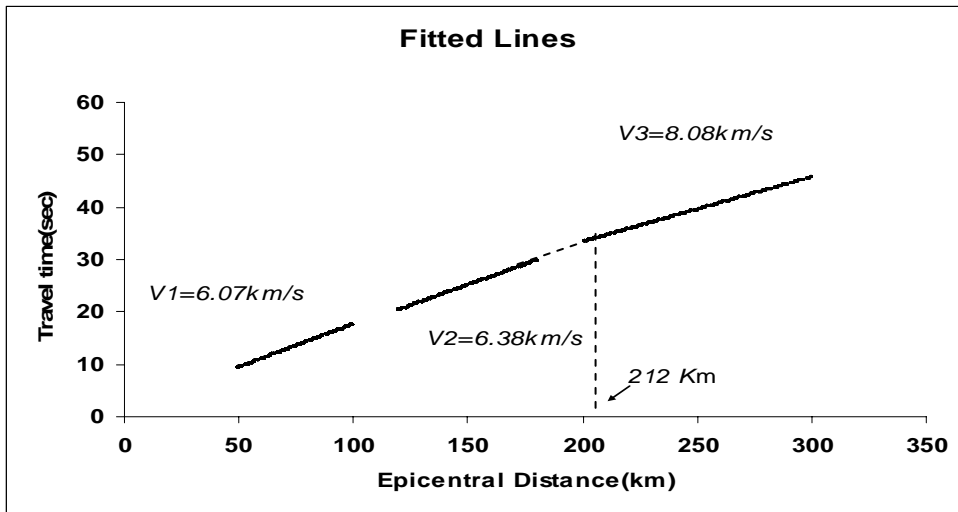
با توجه به انتظار رسیدن فازهای مستقیم و سربوچ‌ها در محدوده فواصل معین، برای سه‌بازه از فاصله رومرکزی (۱۰۰-۵۰)، (۱۸۰-۱۲۰) و (۳۰۰-۲۰۰) کیلومتری داده‌ها با استفاده از روش کمترین مربعات با سه خط برازش شدند. با توجه به فواصل انتخابی و عمق متوسط زمین‌لرزه‌های منطقه که حدود ۱۵ کیلومتر برآورد شده می‌توان عکس شیب خطوط حاصل را با تقریب خوبی به سرعت متوسط امواج طولی در لایه‌های فوق نسبت داد که به ترتیب معادل ۶/۰۷، ۶/۳۸ و ۸/۰۸ کیلومتر برثانیه محاسبه شد. همچنین اگر سرعت متوسط امواج طولی را در پوسته ۶/۲ کیلومتر برثانیه در نظر بگیریم و سرعت ۸/۰۸ کیلومتر برثانیه را به گوشته فوقانی (زیر پوسته) نسبت دهیم، با توجه به محل خمیدگی منحنی سوم در ۲۱۲ کیلومتری ضخامت پوسته حدود ۴۵ کیلومتر قابل محاسبه است (شکل ۴).

۵ مدل‌سازی وارون زمان سیر امواج

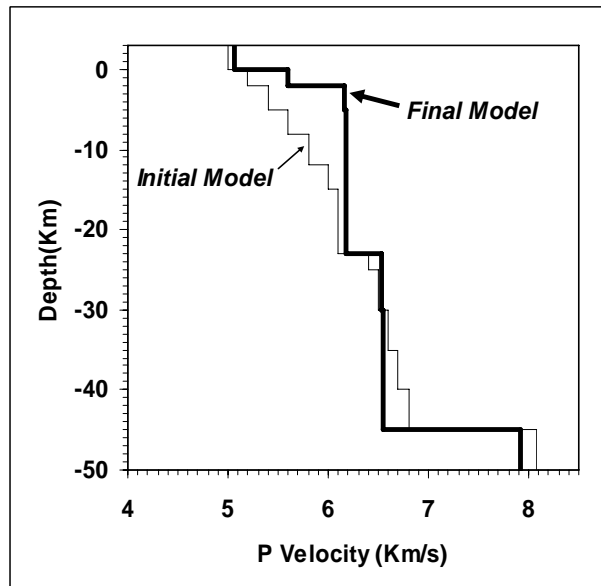
ابتدا ۱۸۱ زمین‌لرزه با بزرگای ۴ درجه یا بیشتر که حداقل

اعمال تصحیحات ایستگاهی در هر مورد، برنامه ولست مجدداً اجرا شد و چگونگی تغییرات باقی مانده کلی را با آنچه که از مدل اولیه به دست آمده بود مقایسه کردیم. در هر مورد بهبود باقی مانده کلی مشهود بود (شکل ۷).

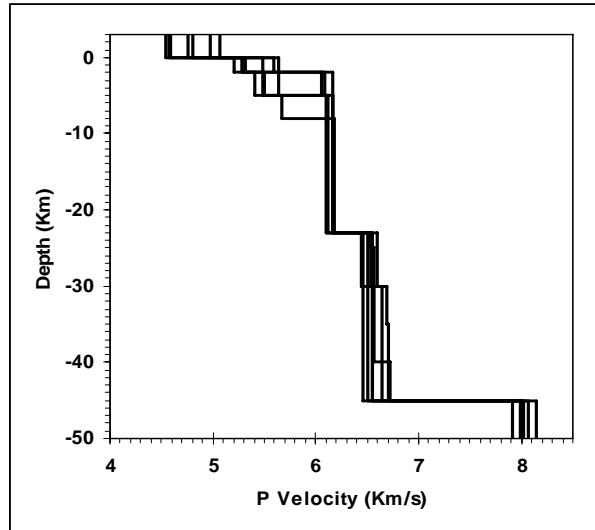
زیر ۸ کیلومتر سازگاری خوبی داشتند. شکل ۶ مدل نهایی بهینه شده حاصل از ۷ مجموعه مستقل از زمین لرزه‌ها را یک جا نشان می‌دهد. با انتخاب مدل نهایی بهینه شده به مثابه مدل اولیه و



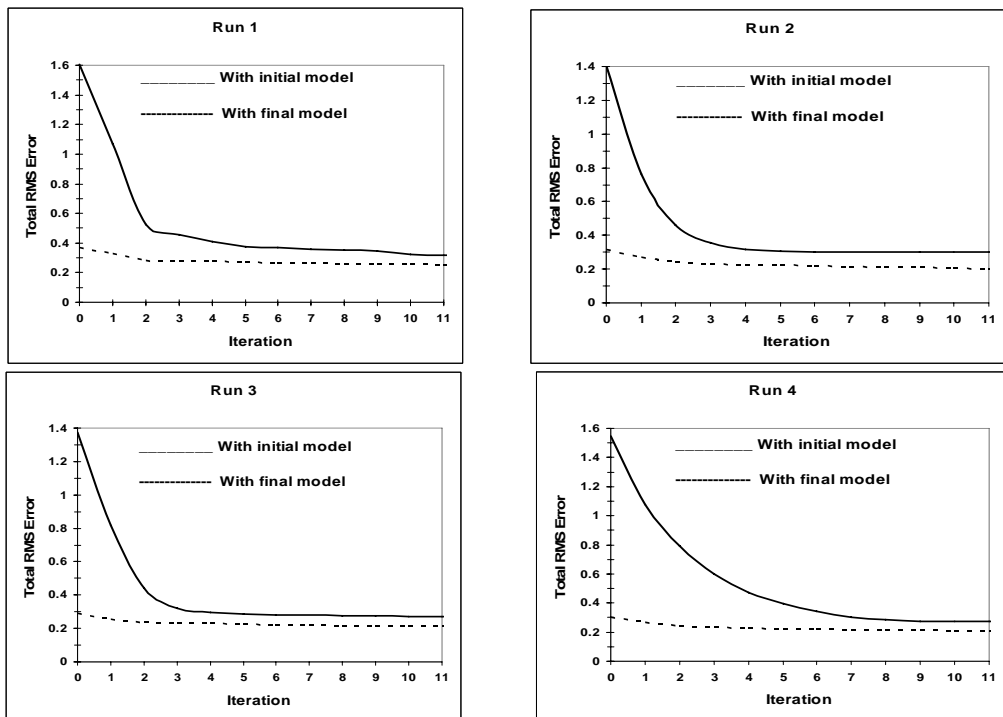
شکل ۴. برازش داده‌ها در سه بازه (۵۰-۱۰۰)، (۱۲۰-۱۸۰) و (۲۰۰-۳۰۰) کیلومتری با کاربرد کمترین مربعات.



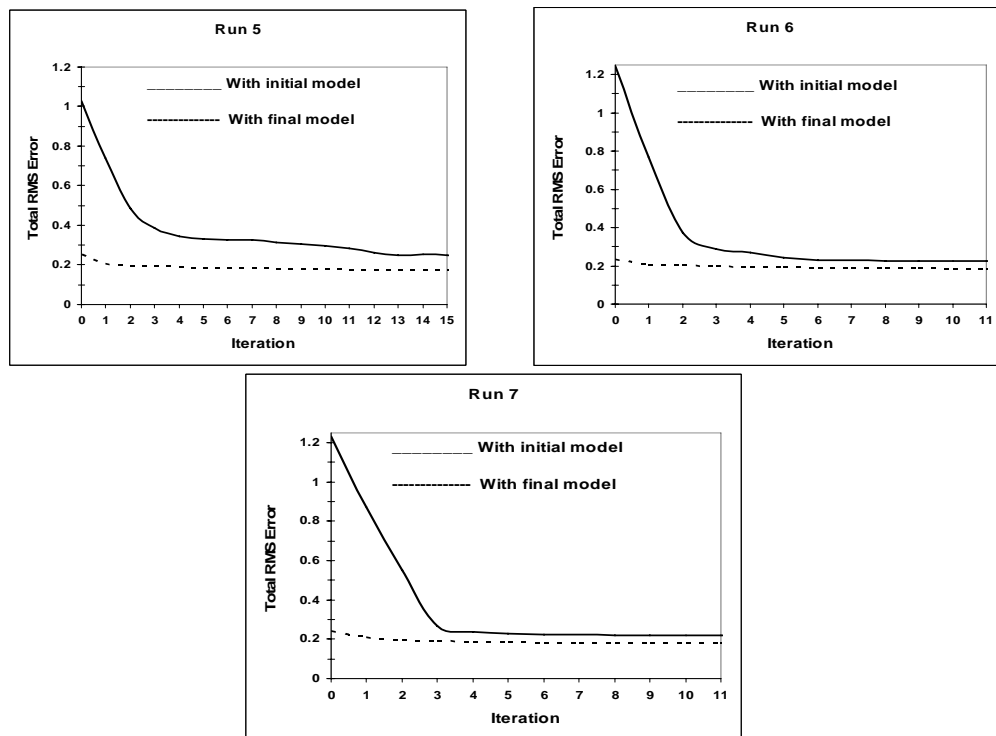
شکل ۵. بهترین مدل اولیه انتخابی (منحنی با خطوط باریک) و مدل بهینه شده (منحنی با خطوط ضخیم) به دست آمده از ۱۸۱ زمین لرزه با بزرگی ۴ درجه یا بیشتر.



شکل ۶. مدل‌های بهینه شده نهایی حاصل از ۷ مجموعه مستقل از زمین‌لرزه‌ها.



شکل ۷. تغییرات باقی‌مانده کلی به‌دست آمده از ۷ مجموعه مستقل از زمین‌لرزه‌ها، با استفاده از مدل اولیه (خطوط ممتد) و مدل نهایی (خطوط پریده)، طی دوره‌های مدل‌سازی وارون.



ادامه شکل ۷.

استفاده نشان می‌دهد.

۶ نتیجه‌گیری

مدل سرعتی پوسته به‌دست آمده از متوسط‌گیری مدل‌های نهایی، دو لایه کم سرعت زیرسطحی با ضخامت‌های ۳ و ۲ کیلومتری با سرعت‌های متناظر $4/8$ و $5/4$ کیلومتر بر ثانیه برای امواج طولی را نشان می‌دهد. لایه‌ای با ضخامت ۳ کیلومتر و سرعت $5/8$ کیلومتر بر ثانیه در زیر این دو لایه واقع شده است. همچنین یک ناپوستگی سرعتی بارز در عمق ۲۳ کیلومتری مشاهده می‌شود که لایه فوقانی، با ضخامت ۱۸ کیلومتر و سرعت $6/1$ کیلومتر بر ثانیه برای امواج طولی را از لایه زیرین با ضخامت ۲۲ کیلومتر و سرعت $6/6$ کیلومتر بر ثانیه جدا می‌سازد. عمق موهو در منطقه ۴۵ کیلومتر تعیین شده و سرعت امواج طولی در زیر پوسته $8/0$ کیلومتر بر ثانیه به‌دست آمده است. با توجه به

تصحیحات ایستگاهی به‌دست آمده و مقدار متوسط آنها و تعداد زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در هر ایستگاه برای ۷ مجموعه متفاوت از زمین‌لرزه‌ها در جدول ۲ آورده شده است. ایستگاه تبریز (TBZ) به‌علت واقع شدن در حدود مرکز شبکه و ارسال داده بدون تکرار کننده، به‌مثابه ایستگاه مبدأ، با تصحیح ایستگاهی صفر در نظر گرفته شده است.

مدل سرعتی بهینه نهایی برای منطقه، از متوسط‌گیری ۷ مدل نهایی به‌دست آمده، در شکل شماره ۸ نشان داده شده است.

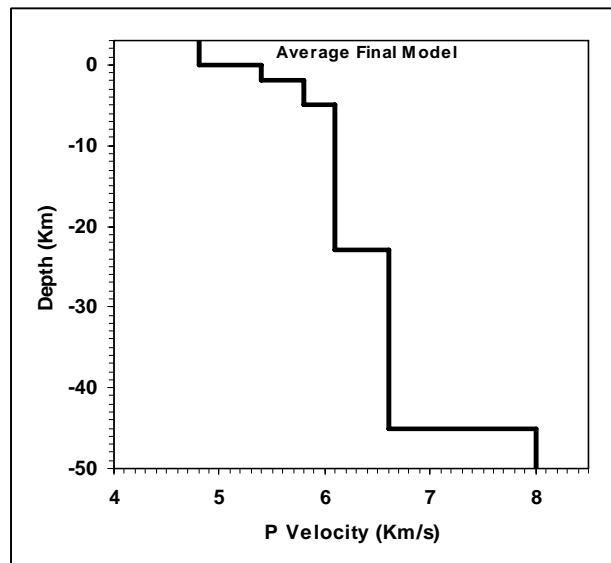
علی‌رغم اینکه در روش برگردان همزمان، کانون زمین‌لرزه‌ها بهینه می‌شود، بهبودی در مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های مورد استفاده نیز تا حدودی مشهود است. شکل ۹ به‌صورت نمونه، پراکندگی اولیه و بهینه شده مراکز سطحی را برای دو مجموعه از زمین‌لرزه‌های مورد

برای شرق، غرب، شمال و قسمت مرکزی منطقه، نسبت به قسمت جنوبی منطقه از اعتبار بیشتری برخوردار است. از نتایج به دست آمده می توان علاوه بر بهبود تعیین محل لرزه‌های روی داده در این منطقه و کاربرد آن برای حادثه‌های بعدی، در بررسی‌های توپوگرافی لرزه‌ای نیز در نقش مدل اولیه، به خوبی استفاده کرد. برای کسب این نتایج، از داده‌های به دست آمده از هشت ایستگاه لرزه‌نگاری به صورت بهینه استفاده شده است. بدیهی است که با افزایش تعداد ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، در آینده بهبود نتایج حاصل امکان پذیر خواهد بود.

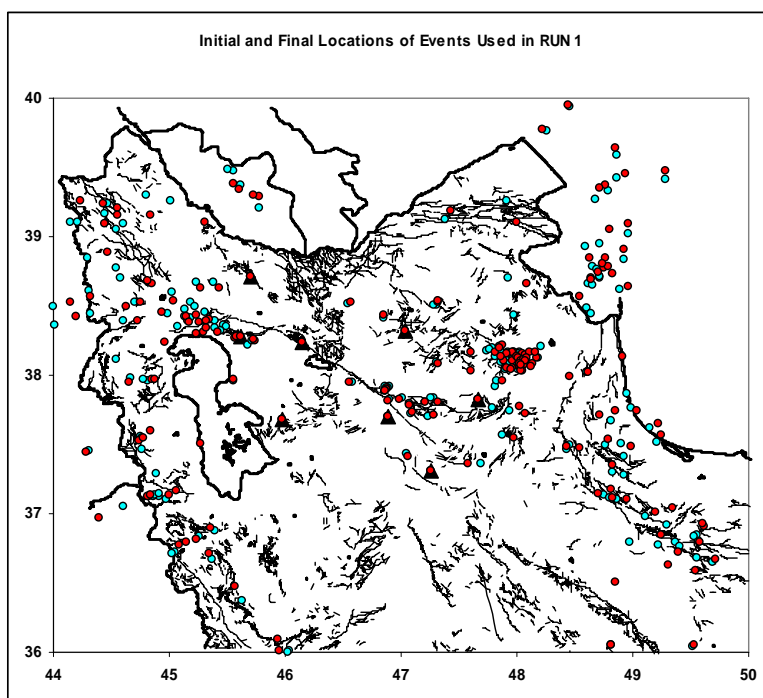
ارتفاع موقعیت ایستگاه‌ها، ارتفاع شروع در مدل اولیه ۳ کیلومتر تعیین شده است بنابراین ضخامت پوسته حداکثر ۴۸ کیلومتر تعیین می‌شود. با اینکه تحقیقی با روش مشابه در این منطقه صورت نگرفته و در سایر مناطق نیز کمتر از این روش استفاده شده است، ولی نتایج حاصل به خصوص در مورد ضخامت پوسته و سرعت موج طولی در زیرمحو، با نتایج اغلب بررسی‌های پوسته در منطقه و سایر نقاط ایران همخوانی دارد. با توجه به توزیع غیر یکنواخت زمین لرزه‌ها در منطقه و کمبود نسبی زمین لرزه‌ها در قسمت جنوبی منطقه و عبور پرتوهای موج کمتری از این مسیر، مدل به دست آمده

جدول ۲. تصحیحات ایستگاهی و مقدار متوسط آن برای هر ایستگاه و تعداد زمین لرزه‌های استفاده شده در هر ایستگاه برای ۷ مجموعه مستقل از زمین لرزه‌ها.

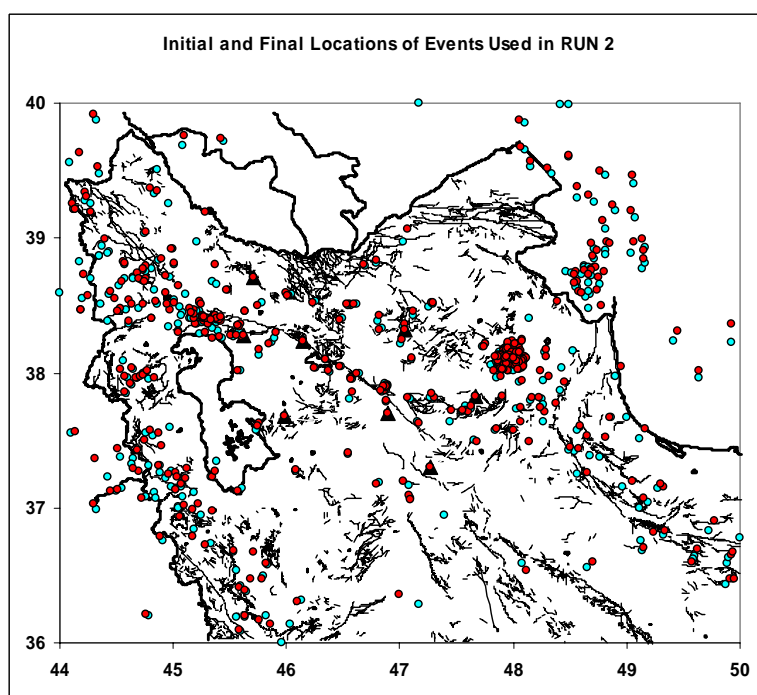
RUN	AZR		BST		HRS		HSH		MRD		SHB		SRB		TBZ	
	N	Corr.	N	Corr.	N	Corr.	N	Corr.	N	Corr.	N	Corr.	N	Corr.	N	Corr.
1	130	.07	150	-.28	95	-.44	160	-.05	109	0.0	146	.02	104	.02	152	0.0
2	240	.02	307	-.20	232	-.16	318	-.19	230	.07	233	.01	160	-.08	244	0.0
3	175	.02	253	-.22	168	-.26	253	-.22	165	.02	180	.05	139	-.12	177	0.0
4	185	.08	324	-.15	217	-.18	306	-.06	188	-.01	212	-.02	175	-.03	202	0.0
5	196	.04	411	-.14	238	-.09	339	-.11	214	.04	260	-.04	201	.03	226	0.0
6	269	.03	482	-.16	252	.01	364	-.13	327	.03	346	.01	225	-.10	299	0.0
7	293	.13	542	.06	270	.02	383	.19	338	0.0	405	.02	264	.23	327	0.0
Ave.		.05		-.16		-.16		-.08		.02		.01		-.01		0.0



شکل ۸. مدل نهایی بهینه شده برای منطقه با متوسط گیری از مدل‌های نهایی به دست آمده از ۷ مجموعه مستقل از زمین لرزه‌ها.



(الف)



(ب)

شکل ۹. مراکز سطحی اولیه (دایره‌های آبی رنگ) و بهینه شده (دایره‌های سرخ رنگ) زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در برگردان همزمان، الف- ۱۸ زمین‌لرزه با بزرگی ۴ درجه یا بیشتر ب- ۴۳۳ زمین‌لرزه با بزرگای ۳/۵ تا ۳/۹ درجه.

- below the crust, *J. Earth Space Phys.*, **3**(1&2), 15-18.
- Gheitanchi, M. R., 1996, Crustal Structure in NW Iran, Revealed from the 1990 Rudbar aftershock sequence. *J. Earth Space phys.*, **23**(1&2).7-14.
- Hedayati, A., Brander, J. L., and Berberian, M., 1976, Micro earthquake survey of Tehran region, Iran, *B. Seismol. Soc. Am.*, **66**(2), 711-741.
- Javan-Doloei, Gh., and Roberts, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions, *Tectonophysics* **364**, 115-133.
- Kadinsky-Cade, K., Barzangi, M., and Oliver, J., 1981, Lateral variation of high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9377-9396.
- Kissling, E., 1995, Institute of Geophysics, ETH Zuerich, Program VELEST USERS GUIDE-Short Introduction.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips D., and Kradolfer, U., 1994, Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, **99**, 9635-9646.
- Kissling, 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.
- Mcowan, D. W., 1978, High resolution group velocity analysis, *Geoexploration*, **16**, 97-109.
- Moazami-Goudarzi, K., and Sadeghzadeh, N., 1972, Un model a deux couches pour la croute terrestre dans le sud de L Iran, *Earth Space Phys.*, **1**(2), 43-49.
- Monney, W. D., Laske, G., and Masters, G., 1998 A global crustal model at 5×5 degree, *J. Geophys. Res.*, **103**, 727-747.
- Niazi, M., 1968, Crustal thickness in the central Saudi Arabian Peninsula, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **15**, 545-547.
- Riahi, M. A., and Edalat, 2001, 2D crustal modeling of seismic data across the Iranian volcanic belt, Kerman province, *J. Geosci. China*, **3**, 18-24.
- Roecker, S. W., 1977, Seismicity and tectonics of the Pamir-Hindu Kush region of central Asia. Ph.D. thesis, MIT, Massachusetts, USA.
- Thurber, C. H., 1981, Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area, central California, Ph.D. thesis, Mass.Inst.Technol., 1981.
- منابع
اسلامی، ع.، ۱۳۵۱، بررسی عمق پوسته زمین در غرب و جنوب غربی فلات ایران و سرعت انتشار امواج طولی، نشریه تحقیقاتی فیزیک زمین و فضا، شماره دوم، سال اول، ص. ۱۰-۱.
- گیزه، پ.، ماکریس، ژ.، عکاشه، ب.، پور، پ.، لتز، ه.، و مستعان پور، م.، ۱۳۵۷، ضخامت پوسته زمین در ایران، نشریه تحقیقاتی فیزیک زمین و فضا، جلد چهارم، سال اول، ص. ۷۱-۶۳.
- میرزایی، م.، و قیطانچی، م. ر.، ۱۳۸۲، مطالعه پوسته در منطقه شمال غرب ایران با استفاده از وارون سازی داده های زلزله، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۲۹، شماره ۱، ص. ۱۴۰-۱۱۹.
- Akashch, B., 1972, Thickness of the crust in Iran, *B. Facul. Sci.*, **4**, 62-69.
- Akashch, B., and Nasser, S., 1972, Die machtigkeit der erdkrust in Iran, *J. Earth Space Phys.*, **1**(2), 1-5.
- Aki, K., and Lee, W. H., 1976, Determination of Three-Dimensional Velocity Anomalies under a Seismic Array Using P Arrival Times from Local Earthquakes 1. 1-A homogenous initial model, *J. Geophys. Res.*, **81**(23), 4381-4399.
- Arkhangelskaya, V. M., Gergau, A., and Shechkov, B. A., 1974 On The structure of the Arabian Peninsula and the Iranian highland according to surface-wave dispersion, *Earth Phys.*, **9**, 60-66.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran, *Tectonophysics*, **395**, 193-208.
- Asudeh, I., 1982a, Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **71**, 715-730.
- Asudeh, I., 1982b, P_n velocities beneath Iran, *Earth Planet. Sci. Lett.* **61**, 136-142.
- Chen, W. P., and Monlar, P., 1975, Short period rayleigh-wave dispersion across the Tibetan plateau. *B. Seismol. Soc. Am.*, **65**(3), 1051-1055.
- Ellsworth, W. L., 1977, Three-dimensional structure of the crust and mantel beneath the island of Hawaii. Ph.D. thesis, MIT, Massachusetts, USA.
- Eslami, A., 1974, Detecting the thickness of the crust in Shiraz area using Hypocenter situated