

مطالعه پوسته در منطقه تهران با استفاده از منحنی‌های زمان-مسافت زلزله‌های محلی

فرهاد جوادی* و حمیدرضا سیاه‌کوهی*

چکیده

این مطالعه به منظور ارزیابی مدلی ساده برای ساختار سرعتی پوسته در منطقه تهران انجام شده است. هدف این مطالعه بکارگیری نتایج آن بعنوان مدل اولیه در توموگرافی لرزه‌ای سه بعدی بروش وارون همزمان، برای بررسی دقیق‌تر ساختار سرعتی پوسته منطقه بوده است. در این مطالعه لرزه‌نگاشتهای زلزله‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری رقمی تهران، در بازه زمانی دی ماه ۱۳۷۶ تا تیر ماه ۱۳۷۸ (ژانویه ۱۹۹۷ تا ژوئن ۱۹۹۹) مورد استفاده قرار گرفته است. برای تهیه منحنی‌های زمان-مسافت، لازم بود که زلزله‌ها و ایستگاهها در یک امتداد باشند. بدین منظور پنج مسیری که دارای شرایط فوق بودند انتخاب شده و زمینلرزه‌های واقع بر این مسیرها از بین کل داده‌ها (حدود ۲۹۰۰ زلزله) جدا شد که شامل ۴۵۴ زلزله با $m_b \geq 2/0$ بود. با رسم منحنی‌های زمان-مسافت زلزله‌ها برای هر کدام از مسیرهای مذکور، دو لایه مشخص در پوسته منطقه مشاهده شد و سرعت انتشار امواج P و S و عمق تقریبی لایه‌ها بدست آمد. سپس با تدوین یک برنامه رایانه‌ای، اولین رسیدهای امواج مستقیم و شکست مرزی طی یک فرآیند مدل‌سازی مستقیم (Forward Modelling) محاسبه، و مقادیر سرعتها و عمقها و همچنین مختصات مکانی و زمانی زلزله‌ها تعدیل شده و مدل نهایی بدست آمد. در این فرآیند از زلزله‌هایی با $m_b \geq 4/0$ استفاده شد. لازم به توضیح است که خطای RMS در تعیین زمان سیر (یا به عبارتی محل وقوع زلزله) کلیه زلزله‌های مورد استفاده در مراحل فوق، کمتر از ۰/۰۹ ثانیه بوده است. بر اساس مدل مذکور سرعت موج P در پوسته بالایی ۶/۰۵، در پوسته زیرین ۷/۰۱ و در جبه بالایی ۸/۴۰ کیلومتر بر ثانیه، و سرعت تقریبی موج S در پوسته زیرین و جبه بالایی به ترتیب ۳/۹۰ و ۵/۲۰ کیلومتر بر ثانیه می‌باشد. عمق ناپیوستگی‌های کنراد و موهو نیز به ترتیب ۱۶ و ۴۶ کیلومتر تعیین شد.

کلیدواژه‌ها: ساختار سرعتی پوسته، پوسته تهران، زلزله‌های تهران، منحنی زمان-مسافت، ناپیوستگی موهو، ناپیوستگی کنراد

۱ مقدمه

مطالعه توزیع سرعت امواج لرزه‌ای در پوسته زمین از اهداف مهم علم لرزه‌شناسی می‌باشد. ساده‌ترین روش مطالعه ساختار سرعتی پوسته استفاده از منحنی‌های زمان-مسافت امواج

امواج S در لرزه نگاشتها، بعد از امواج P ثبت شوند و به همین دلیل قرائت زمان رسید این امواج همواره با خطای قابل ملاحظه‌ای همراه می‌باشد (کولهانک، ۱۹۹۰).

منطقه مورد مطالعه محدوده‌ایست به وسعت تقریبی ۱۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع که در طول جغرافیایی ۳۳° - $۴۹/۵^{\circ}$ شرقی و عرض ۳۴° - $۳۶/۵^{\circ}$ شمالی قرار دارد (شکل ۱). شبکه لرزه‌نگاری رقمی تهران که به منظور ثبت زلزله‌های محلی این محدوده طراحی و نصب شده است، شامل دوازده ایستگاه سه مولفه‌ای دوره کوتاه ۷ می‌باشد. موقعیت و نحوه توزیع ایستگاههای شبکه لرزه‌نگاری رقمی تهران در شکل ۱ نشان داده شده است.

۲ منحنی‌های زمان - مسافت

بسته به نحوه توزیع ایستگاههای شبکه لرزه‌نگاری، دو روش برای رسم منحنی‌های زمان - مسافت می‌توان در پیش گرفت. روش اول برای حالتی است که در شبکه لرزه‌نگاری تعداد کافی ایستگاه در یک راستا قرار نگرفته باشند. در این حالت برای رسم منحنی زمان - مسافت ابتدا زلزله‌هایی که رومرکز آنها با یک یا چند ایستگاه لرزه‌نگاری در یک راستا قرار دارند انتخاب می‌شوند. سپس زمان وقوع هر زلزله از زمان رسید قرائت شده موج مورد نظر (P یا S) از روی نگاشت مربوط به آن زلزله کسر می‌شود تا بدین طریق زمان سیر موج از محل زلزله به ایستگاه مورد نظر بدست آید. در این مرحله لازم است تاخیر زمانی ناشی از عمق زلزله محاسبه و تصحیح شود. این کار با نسبت

لرزه‌ای است (لی و والاس^۱، ۱۹۹۵ و کولهانگ^۲، ۱۹۹۰). در این زمینه می‌توان از زلزله‌ها بعنوان چشمه‌های طبیعی امواج استفاده کرد. بکارگیری زلزله بجای چشمه‌های لرزه‌ای مصنوعی مزایایی دارد که مهمترین آنها عبارتند از ۱- کم هزینه بودن در مقایسه با برداشت داده‌های لرزه‌ای، ۲- امکان مطالعه عمیق‌تر و گسترده‌تر پوسته (بدلیل انرژی زیاد زلزله بعنوان چشمه) و ۳- امکان کاربرد این روش در مناطقی که انجام عملیات لرزه‌ای ممکن نیست (نظیر مناطق مسکونی). اما این روش معایبی هم دارد که از آن جمله می‌توان به مشخص نبودن مکان و زمان دقیق زلزله، عدم توانایی بشر در کنترل آن، عدم توزیع مناسب رومرکز زلزله‌ها و همچنین کافی نبودن اطلاعات آنها در اکثر مناطق زمین اشاره کرد.

روش شکست مرزی به منظور مطالعه ساختمان پوسته زمین توسط محققین زیادی مورد استفاده قرار گرفته است که از آن جمله می‌توان به کارهای مک‌کالوم و کراسن^۳، ۱۹۷۵، زلت و الیس^۴، ۱۹۸۹، شورلر^۵ و همکاران، ۱۹۹۷ و فرانکو^۶، ۱۹۹۷ اشاره نمود. در ایران نیز مطالعاتی روی پوسته انجام شده است مانند معظمی - گودرزی، ۱۹۶۸، عکاشه، ۱۹۷۵، آسوده، ۱۹۸۲ و زندی‌فر، ۱۳۷۷. روش شکست مرزی مبتنی بر زمان اولین رسیده‌های امواج زلزله می‌باشد و بسته به فاصله جدایی چشمه و گیرنده، این امواج می‌توانند از نوع مستقیم یا شکست مرزی باشند. مشکل عمده کاربرد این روش برای نگاشتهای زلزله، تشخیص اولین رسید امواج S است. پایین بودن سرعت انتشار امواج S نسبت به امواج P باعث می‌شود تا

1. Lay & Wallace
3. McCollom & Crosson
5. Schuller
7. short period

2. Kulhanek
4. Zelt & Ellis
6. Franco

استفاده از فاز P_n است (آسوده، ۱۹۸۲). اساس کار این روش به صورت ترسیمی در شکل ۲ نشان داده شده است. در این روش اگر رومرکز زلزله بر روی امتداد خط واصل بین دو ایستگاه قرار نداشته باشد، خطای ناشی از آن بایستی در محاسبات منظور شود.

با اینکه منحنی زمان-مسافت بدست آمده از روش دوم سرعت انتشار موج در بین ایستگاهها را بطور نسبتاً دقیقی تعیین می‌کند، اما عمق لایه‌ها در محل زلزله را که به کمک عرض از مبدا شاخه‌های منحنی بدست می‌آیند، تعیین نمی‌کند. علت این امر عدم دسترسی به زمان وقوع زلزله می‌باشد.

در عمل توزیع ایستگاههای شبکه‌های لرزه‌نگاری به گونه‌ایست که بندرت می‌توان تعداد کافی ایستگاه تقریباً هم راستا را برای یک زلزله مورد نظر پیدا کرد. به همین دلیل عمدتاً از روش اول استفاده می‌شود.

در این مطالعه با توجه به نحوه توزیع ایستگاههای شبکه لرزه‌نگاری تهران (شکل ۱)، برای رسم منحنی‌های زمان-مسافت زلزله‌های مورد مطالعه، اولین روش از دو روش فوق‌الذکر مورد استفاده قرار گرفت. برای تفکیک آن دسته از زلزله‌هایی که هم راستا با ایستگاه (یا ایستگاههای) لرزه‌نگاری هستند، لازم بود که کلیه زلزله‌های ثبت شده (۲۹۰۰ زلزله) تعیین موقعیت شوند. به همین خاطر با استفاده از یک مدل اولیه برای پوسته (آسوده، ۱۹۸۲) و به کمک نرم‌افزار DAN32 (از شرکت نانومتریکس^۱ کانادا) تمامی زلزله‌ها تعیین محل شدند. خطای RMS تعیین محل این زلزله‌ها کمتر از ۰/۰۹ ثانیه بود. لازم به ذکر است که برای تعیین محل دقیق زلزله‌هایی که خارج از محدوده

دادن یک سرعت متوسط از سطح تا کانون زلزله، و محاسبه زمان تاخیر انجام می‌شود. منحنی زمان-مسافت با ترسیم مقادیر زمان‌های سیر محاسبه شده، نسبت به فاصله رومرکز زلزله از ایستگاه (یا ایستگاههای) مورد نظر بدست می‌آید. بدیهی است که در این روش بخاطر عدم قطعیت در تعیین محل زلزله توسط یک مدل فرضی برای پوسته، منحنی‌های زمان-مسافت بدست آمده کاملاً دقیق نبوده و نتایج حاصل نیاز به تعدیل دارند که در قسمت بعدی توضیح داده شده است.

روش دوم برای حالتی است که شبکه لرزه‌نگاری دارای تعداد زیادی ایستگاه هم راستا باشد. در این حالت علاوه بر اینکه می‌توان برای هر زلزله واقع بر راستای ایستگاهها یک منحنی زمان-مسافت جداگانه ترسیم کرد، بلکه می‌توان با محاسبه اختلاف زمان رسید موج از یک زلزله به دو ایستگاه، خطای حاصل از زمان وقوع زلزله را حذف نمود و اختلاف زمان سیر بین دو ایستگاه را بطور واقعی بدست آورد، یعنی:

$$T_1 = t_1 + T_0 \quad \text{ایستگاه ۱}$$

$$T_2 = t_2 + T_0 \quad \text{ایستگاه ۲}$$

$$\Delta T = T_2 - T_1 = (t_2 + T_0) - (t_1 + T_0) = t_2 - t_1$$

$$\Delta T = \Delta t$$

که در آن T_i زمان رسید زلزله در ایستگاه i ام، t_i زمان سیر موج از کانون زلزله تا ایستگاه i ام و T_0 زمان وقوع زلزله می‌باشد.

بدین طریق می‌توان سرعت در لایه‌های زیرین برای فازهای شکست مرزی را با دقت قابل قبولی محاسبه کرد. کاربرد عمده این روش، که روش دو ایستگاهی نامیده می‌شود، در تعیین سرعت موج P در زیر ناپیوستگی موهو (در جبهه فوقانی) با

آنچنان تعدیل شوند که مجموع مربعات اختلاف بین مقادیر محاسبه شده زمانهای رسید و مقادیر واقعی آنها که از قرائت لرزه نگاشتها تعیین می شوند، به حداقل برسد.

در حالت کلی اگر تعداد لایه های مدل برابر n_1 ، سرعت و ضخامت لایه ها به ترتیب h_k, v_k ($k=1, 2, \dots, n_1$)، تعداد زلزله های مورد استفاده n_e و مختصات مکانی و زمانی آنها x_i, y_i, z_i, T_{O_i} ($i=1, 2, \dots, n_e$) و تعداد ایستگاهها برابر n_s باشد، می توان نوشت

$$T_{c_{ij}} = t_{c_{ij}} + T_{O_i}$$

که در آن $T_{c_{ij}}$ زمان رسید محاسبه شده از زلزله i ام به ایستگاه j ام، $t_{c_{ij}}$ زمان سیر محاسبه شده و T_{O_i} زمان وقوع زلزله i ام است. واضح است که زمان سیر محاسبه شده در فرآیند مدل سازی تابعی از متغیرهای زیر می باشد

$$V_1, V_2, \dots, V_{n_1}, h_1, h_2, \dots, h_{n_1}, x_1, y_1, z_1, T_{O_1}, x_2, y_2, z_2, T_{O_2}, \dots, x_{n_e}, y_{n_e}, z_{n_e}, T_{O_{n_e}}$$

در نتیجه تعداد کل متغیرهای مدل برابر $2n_1 + 4n_e$ و تعداد کل زمانهای رسید محاسبه شده برابر $n_e \times n_s$ خواهد بود. در عمل معمولاً اتفاق می افتد که بعضی از ایستگاهها زلزله خاصی را ثبت نکنند و یا اینکه کیفیت نگاشت مربوطه مطلوب نباشد. به همین خاطر تعداد زمانهای رسید واقعی معمولاً کمتر از تعداد زمانهای رسید محاسبه شده است. از این رو منطقی به نظر می رسد که n_s نشانگر تعداد متوسط ایستگاههایی باشد که یک زلزله را ثبت نموده اند. با توجه به مطالب فوق می توان گفت که متغیرهای مدل مقادیر بهینه خود را خواهند داشت هرگاه کمیت زیر حداقل مقدار را داشته باشد

$$\text{Error} = \sum_{i=1}^{n_e} \sum_{j=1}^{n_s} (T_{c_{ij}} - T_{ij})^2$$

شبهه قرار داشتند، از اطلاعات ایستگاههای دیگر ایران نیز استفاده شد. بر اساس موقعیتهای بدست آمده، ایستگاهها و زلزله های همراستا طبقه بندی شدند. نحوه رسم منحنی های زمان-مسافت و استخراج اطلاعات پوسته از آنها به تفصیل در بخش های بعدی آورده شده است.

۳ تعدیل متغیرهای مدل فرضی و زلزله ها با استفاده از مدل سازی مستقیم

همانطور که قبلاً گفته شد، اطلاعات استخراج شده از منحنی های زمان-مسافت بخاطر بکارگیری مدلی فرضی برای پوسته به هنگام تعیین موقعیت زلزله ها، نیاز به تعدیل دارند. در این مطالعه تعدیل مقادیر مدل فرضی به کمک مدل سازی ریاضی بروش مستقیم انجام شد. برای آغاز مدل سازی معمولاً نیاز به حدس اولیه ای از مقدار متغیرهای مدل یعنی سرعت و عمق لایه ها، مختصات مکانی و زمانی وقوع زلزله ها می باشد. که از تحلیل منحنی های زمان-مسافت زلزله ها بدست آمد. سپس زمانهای سیر امواج (P و S) هر زلزله به ایستگاهها به کمک مدل سازی مستقیم محاسبه شدند، بدین ترتیب که زمان سیر موج مستقیم و همه امواج شکست مرزی ممکن از کانون زلزله مورد نظر به ایستگاهها تعیین و در هر ایستگاه کمترین آنها (بطور جداگانه برای S و P) بعنوان زمان سیر موج در ایستگاه مربوطه انتخاب شد. برای محاسبه زمان رسید زلزله مورد نظر به یک ایستگاه خاص کافی بود که زمان وقوع زلزله به زمان سیر آن اضافه شود.

شکل ۳ اساس کار مدل سازی را برای حالتی که پوسته متشکل از سه لایه باشد نشان می دهد. در این مدل سازی سعی می شود تا مقادیر متغیرها

قرار داشته (با انحراف حداکثر ۰/۰۵ درجه) و از آنها برای رسم منحنی‌های زمان-مسافت استفاده شده است. در این مطالعه برای اینکه امکان محاسبه سرعت جبهه بالایی به روش دواستگاهی فراهم شود، محدودیتی در مورد حداکثر فاصله بین زلزله و ایستگاههای شبکه منظور نشد، زیرا فاز P_{H_1} معمولاً در فواصل بیش از ۲۰۰-۱۵۰ کیلومتر بعنوان اولین رسید ظاهر می‌شود (لی و والاس، ۱۹۹۵ و کولهانک، ۱۹۹۰).

زمان اولین رسیدهای امواج P و S برای زلزله‌های نشان داده شده در شکل ۶ به ترتیب از روی مولفه‌های قائم و افقی لرزه‌نگاشتهای آنها قرائت شدند. سپس با استفاده از این اطلاعات، منحنی‌های زمان-مسافت امواج P و S در امتداد مسیرهای پنجگانه محاسبه و رسم شدند (شکل ۷).

تغییر شیب ناشی از ناپیوستگی موهوری کلیه منحنی‌ها در فاصله تقریبی ۲۰۰-۱۸۰ کیلومتری رومرکز زلزله بوضوح مشاهده می‌شود، ولی تغییر شیب مربوط به ناپیوستگی کنراد در همه نمودارها قابل رویت نبود. این امر می‌تواند حاکی از وجود تغییرات جانبی قابل ملاحظه سرعت در منطقه باشد، بدین معنی که اختلاف سرعت پوسته‌های بالایی و زیرین (ناپیوستگی کنراد) در برخی نواحی آنقدر کم است که این مرز دیگر به شکل یک ناپیوستگی سرعتی ظاهر نمی‌شود.

بررسی منحنی‌های زمان-مسافت حاکی از وجود دو لایه در پوسته منطقه مورد مطالعه می‌باشد. جدول ۱ خلاصه‌ای از اطلاعات حاصل از تحلیل منحنی‌های زمان-مسافت شکل ۷ را نشان می‌دهد. در پاره‌ای از موارد مقادیر بدست

که در آن T_{ij} مقدار واقعی زمان رسید که از قرائت لرزه‌نگاشتها تعیین می‌شود، است. بررسی این مطلب می‌تواند به روشهای مستقیم یا معکوس صورت پذیرد. از آنجا که این مطالعه بعنوان مرحله اول از مطالعه دقیقتر پوسته در منطقه تهران به روش توموگرافی سه بعدی می‌باشد، به همین خاطر از روش معکوس که عموماً نسبت به روش مستقیم پیچیده‌تر است استفاده نشد، بلکه از نوعی روش^۴ مستقیم موسوم به رزنبروک^۱ استفاده شد (رزنبروک، ۱۹۶۰). در این روش برای یافتن حداقل یا حداکثر مقدار یک تابع در محدوده‌ای معین با تغییر جهت محورهای مختصات بروش آزمون و خطا، شیو^۲ تابع تعیین می‌شود. در این مرحله می‌توان متغیرهای تابع را در امتداد شیو، که متضمن بیشترین نرخ نزول یا صعود تابع است، تغییر داد و به سرعت به نقطه حداقل یا حداکثر دست یافت. در این مطالعه تابع موردنظر همان مجموع مربعات می‌باشد.

۴ جمع‌آوری و تحلیل داده‌ها

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه از بین زلزله‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری رقمی تهران، در فاصله زمانی دی ماه ۱۳۷۶ تا تیر ماه ۱۳۷۸ (ژانویه ۱۹۹۷ تا ژوئن ۱۹۹۹)، انتخاب شده‌اند. تعداد کل زلزله‌ها در این بازه زمانی متجاوز از ۲۹۰۰ زلزله بود که توزیع آنها در شکل ۴ نشان داده شده است. بررسی مختصات ایستگاهها و رومرکز زلزله‌ها نشان داد که بیشترین تعداد زلزله و ایستگاه در مسیرهای مشخص شده در شکل ۵ هم‌راستا هستند. شکل ۶ نشانگر تعداد متجاوز از ۴۵۰ زلزله است که رومرکز آنها بر روی این مسیرها

ضرورت داشت که کلیه چشمه‌های موج (کانون زلزله‌ها) در داخل محدوده تحت مطالعه قرار داشته باشند. به همین دلیل زلزله‌هایی که رومرکز آنها در محدوده جغرافیایی شکل ۱ قرار داشتند در فرآیند مدلسازی مورد استفاده قرار گرفتند. همچنین برای بالا بردن کیفیت اطلاعات ورودی به مدلسازی (قرائت دقیق زمانهای رسید از روی لرزه‌نگاشتها)، زلزله‌هایی با $m_b \geq 4/0$ مورد استفاده قرار گرفتند (جمعا ۱۵ زلزله).

با توجه به عدم قطعیت بالایی که در قرائت زمان رسید امواج S وجود داشت، مدلسازی با استفاده از زمانهای رسید امواج P انجام گرفت. با توجه به تعداد ایستگاهها، تعداد زلزله‌های انتخاب شده و تعداد زمانهای رسید قرائت شده، شرایط برای اجرای یک مدلسازی مطمئن (تعداد معادلات بیش از مجهولات) به شرح زیر فراهم بود

تعداد زلزله‌ها	$n_e = 15$
تعداد لایه‌ها	$n_l = 2$
تعداد مجهولات	$2n_l + 4n_e = 16$
تعداد معادلات	$n_e \times n_s = 140$

مقادیر اولیه سرعت متوسط موج P و عمق متوسط لایه‌ها برای شروع مدلسازی، همان نتایج حاصل از تحلیل منحنی‌های زمان-مسافت (جدول ۱) بود. همانطور که قبلا ذکر شد چون مقدار سرعت محاسبه شده برای جبهه بالایی، که به روش دواستگاهی تعیین شد از دقت خوبی برخوردار بود لزومی نداشت که مجددا توسط مدلسازی محاسبه شود، لذا تعداد لایه‌ها برابر ۲ به حساب آمد.

نتایج حاصل از مدلسازی در جدول ۲ درج شده‌اند. منحنی زمان-مسافت این مدل نهایی، در نمودارهای شکل ۷ با خطوط ممتد ترسیم شده

آمده دور از انتظار بودند که با علامت (؟) نشان داده شده‌اند و به هنگام محاسبه میانگین نیز حذف شده‌اند. وجود مقادیر غیرعادی سرعت و پراکندگی زیاد آنها را می‌توان به عوامل متعددی نسبت داد که مهمترین آنها عبارتند از ۱- وجود خطا در تعیین محل زلزله‌ها (به خصوص در عمق)، ۲- انحراف زلزله‌ها و ایستگاهها از مسیر لرزه‌نگاری (همانگونه که ذکر شد زلزله‌ها و ایستگاههای هر مسیر بطور تقریبی هم‌راستا می‌باشند)، ۳- تغییرات جانبی زیاد سرعت در راستای هر مسیر. با توجه به ضخامت لایه‌ها و سرعت انتشار امواج P و S در آنها می‌توان گفت که مشخصات لایه سوم تطابق خوبی با جبهه بالایی دارد. جهت حصول اطمینان بیشتر در این مورد سرعت متوسط جبهه بالایی با استفاده از روش دواستگاه هم محاسبه شد ($8/40$ کیلومتر بر ثانیه). از آنجا که نتایج هر دو روش در تعیین سرعت جبهه بالایی تطابق خوبی را نشان دادند (حدود ۲٪ اختلاف)، لذا این مقدار در فرآیند مدلسازی بعنوان یک قید ثابت در نظر گرفته شد. شکی نیست که سرعت بدست آمده برای جبهه بالایی کمی بیش از انتظار است (حدود ۵٪ بیشتر از مقدار معمول 8 km/s). نتیجه مطالعات دیگر محققین نشانگر سرعت $8/3 \text{ km/s}$ - $8/1 \text{ km/s}$ برای فاز P_n می‌باشد (عکاشه، ۱۹۷۵ و آسوده، ۱۹۸۲). از آنجا که بدلیل توزیع نامناسب رومرکز زلزله‌ها امکان رسم منحنی زمان-مسافت معکوس مقدور نبود، لذا احتمال آن می‌رود که اضافه سرعت بدست آمده ناشی از شیب ناپیوستگی موهو بوده و مقدار $8/4$ سرعت ظاهری جبهه بالایی محسوب می‌شود.

برای اینکه نتایج حاصل از مدلسازی بیانگر خصوصیات پوسته در منطقه مورد مطالعه باشد

به آنها تعیین شدند، لذا نتایج بدست آمده را می‌توان بعنوان مدل اولیه قابل اطمینانی برای استفاده در مدلسازی‌های دقیق پوسته بکار برد. در این تحقیق مقادیر سرعت و عمق بدست آمده برای لایه‌های تشکیل دهنده پوسته در منطقه تهران تطابق خوبی را با نتایج مطالعات قبلی در ایران نشان می‌دهد. همچنین حدود این مقادیر با نتایج مطالعات پوسته در مقیاس جهانی نیز همخوانی دارد. براساس این مطالعه سرعت موج P در لایه‌های اول و دوم به ترتیب ۶/۰۵ و ۷/۰۱ و در جبهه بالایی ۸/۴۰ کیلومتر بر ثانیه بدست آمد. عمق ناپیوستگی‌های کنراد و موهو نیز به ترتیب ۱۶ و ۴۶ کیلومتر تعیین شد. بخاطر عدم قطعیت موجود در تعیین زمان رسید امواج S در روی لرزه‌نگاشتها، از این رو امکان تعیین سرعت در لایه اول میسر نشد ولی مقادیر سرعت موج S در لایه دوم و جبهه فوقانی به ترتیب ۳/۹۰ و ۵/۲۰ کیلومتر بر ثانیه بدست آمد. مدل پوسته حاصل با نتایج مطالعات پوسته بروش گرانی‌سنجی در این منطقه نیز مطابقت دارد.

تشکر و قدردانی

از شورای محترم پژوهشی دانشگاه تهران بخاطر مساعدت مالی برای انجام این مطالعه (طرح شماره ۶۵۲/۱/۴۵۵) تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین لازم است از همکاری و مساعدت فراوان آقایان مهندس احمد سدیدخوی رئیس شبکه لرزه‌نگاری تهران و آقایان سید قاسم طبائی، سید حسین ابره‌دری، بابک کردبچه و خانم فاطمه مالکی فرد بخاطر تلاش و همکاری فراوان آنها در قرائت و تعیین محل زلزله‌ها تشکر و قدردانی شود.

است. نکته مهم آن است که در این نمودارها ظاهراً برازش منحنی مذکور با داده‌ها مطلوب نیست. علت این امر آن است که در مدلسازی خطای باقی مانده زمانی^۱ برای کل داده‌ها به حداقل می‌رسد نه برای داده‌های یک مسیر مشخص، یعنی مدل بهینه‌ای برای تمام مسیرها محاسبه می‌شود. بنابراین منحنی مدل باید بهترین برازش برای کل داده‌ها داشته باشد. در شکل ۸ داده‌های زمان سیر موج P مربوط به هر پنج نمودار نشان داده شده در شکل ۷ به همراه منحنی مدل روی یک نمودار ترسیم شده‌اند که در آن برازش مطلوبی مشاهده می‌شود. معیار دقت برازش در مدلسازی جذر میانگین مربعی (RMS) خطای زمان سیر امواج بود که با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود

$$\text{RMS error} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n_e} \sum_{j=1}^{n_s} (T_{c_{ij}} - T_{ij})^2}{n_e \times n_s}}$$

مقدار RMS بدست آمده در این محاسبه برابر ۰/۱۱ ثانیه می‌باشد.

نتایج این مدلسازی انطباق خوبی را با نتایج مطالعات پوسته دیگر محققین نشان می‌دهد. بعنوان مثال عمق ناپیوستگی موهو در منطقه تهران حدود ۴۶ کیلومتر بدست آمده که با مقدار تعیین شده در مطالعات قبلی بروش گرانی‌سنجی همخوانی قابل قبولی دارد (دهقانی، ۱۹۸۴).

۵ نتیجه‌گیری

با توجه به اینکه مقادیر اولیه متغیرهای مدلسازی در این مطالعه از قرائت نگاشتهای واقعی زلزله‌ها و تحلیل منحنی‌های زمان-مسافت مربوط

- obtenir le grade de docteur en sciences physiques.
- Rosenbrock, H. H., 1960, An automatic method for finding the greatest or least value of a function: *The computer Journal*, 3.
- Schuller, W., Morozov, I. B., and Smithson, S. B., 1997, Crustal and uppermost mantle structure of northern Eurasia along the profile Quartz: *Bull. Soc. Am.*, **87**, 2, 414-426.
- Zelt, C. A., and Ellis, R. M., 1998, Seismic structure of the crust and upper mantle in the Peace River Arch region, Canada: *J. Geophys. Res.*, **94**, B5, 5729-5744.
- زندگی‌فر، ح، ۱۳۷۷، مطالعه ساختمان سرعتی پوسته بروش توموگرافی زلزله‌های محلی و کاربرد آن در منطقه شمال غرب ایران با استفاده از داده‌های شبکه محلی آذربایجان: پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران.
- منابع
- Akasheh, B., 1975, Travel time residuals in the Iranian plateau: *J. Geophys.*, **41**, 281-288.
- Asudeh, I., 1982, P_n Velocities beneath Iran: *Earth and planetary Science Letters*, **61**, 136-142.
- Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body waves: *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **71**, 715-730.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran: *N. JB. Geol. palaont. Abh.*
- Franco, R., 1997, Ivera seismic array: a study of continental crust and upper mantle: *Geophys. J. Int.*, **128**, 723-736.
- Kulhanek, O., 1990, *Anatomy of seismograms*: Elsevier Scientific publishers, Amsterdam.
- Lay, T., and Wallace, T. C., 1995, *Modern global seismology*: Academic press, U.K.
- McCullom, R. L., and Crosson, R. S., 1975, An array study of upper mantle velocity in Washington state: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 2, 467-482.
- Moazami-Goudarzi, Kh., 1968, *La dispersion des ondes de Rayleigh et les structures de la croûte et du manteau supérieur entre Limousin et Morvan: Theses presentees a la faculte des sciences de l'universite de paris pour*

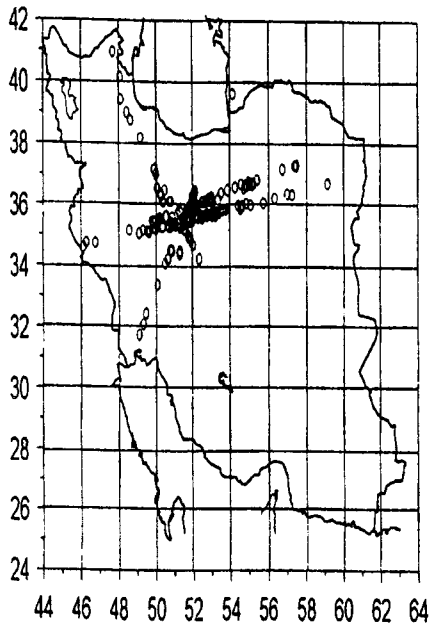
جدول ۱. مقادیر سرعت و ضخامت لایه‌های پوسته بدست آمده از منحنی‌های زمان-مسافت شکل ۷

>۲۰۰		۷۵-۱۵۰		۰-۵۰		فاصله از رومرکز (km)
$V_s(km/s)$	$V_p(km/s)$	$V_s(km/s)$	$V_p(km/s)$	$V_s(km/s)$	$V_p(km/s)$	نام مسیر
۴/۹۰	۸/۷۴	--	(?) ۵/۶۵	۲/۷۵	(?) ۴/۲۹	GZV-MHD-QOM.
۵/۴۹	(?) ۹/۴۵	۳/۹۳	۷/۴۲	(?) ۴/۰۷	--	HSB-DMV-FIR
--	(?) ۶/۴۵	۴/۰۸	--	۳/۵۱	۶/۳	HSB-VRN-SFB
۴/۷۹	۸/۵۴	۳/۷۵	۷/۰۱	(?) ۴/۴۵	--	QOM-HSB-AFJ
۵/۶۷	(?) ۹/۷۰	۳/۸۵	۶/۸۹	--	--	RAZ-MHD-SHR-AFJ
$(p_s) ۵/۲۱$	$(p_n) ۸/۶۴$	۳/۹۰	۷/۱۱	۳/۱۳	۶/۳	سرعت متوسط (KM/S)

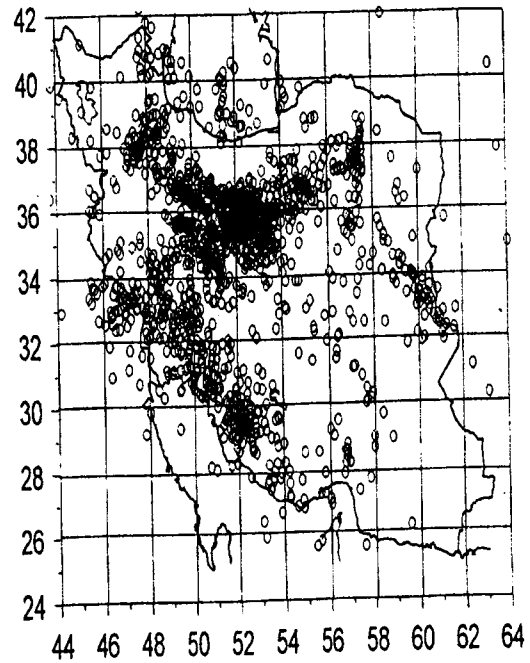
لایه سوم	لایه دوم	لایه اول	
-	۲۳(km)	۱۶(km)	ضخامت متوسط لایه در محل رومرکز

جدول ۲. نتایج حاصل از مدل‌سازی اولین رسیدهای امواج P

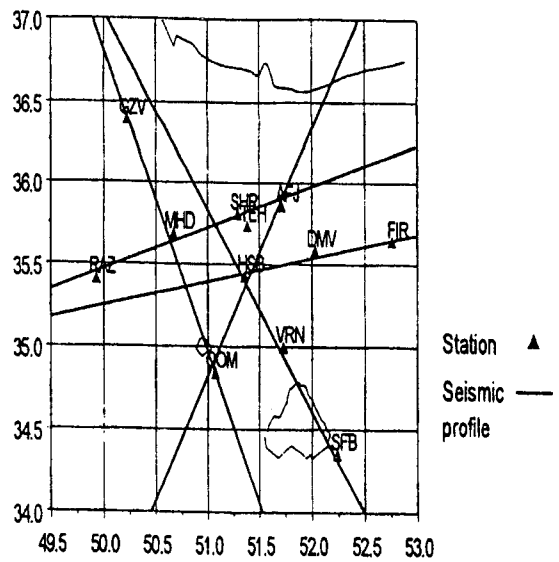
شماره لایه	ضخامت لایه (km)	سرعت موج P (km/s)
۱	۱۵/۹	۶/۰۵
۲	۳۰/۵	۷/۰۱
۳	--	۸/۴۰



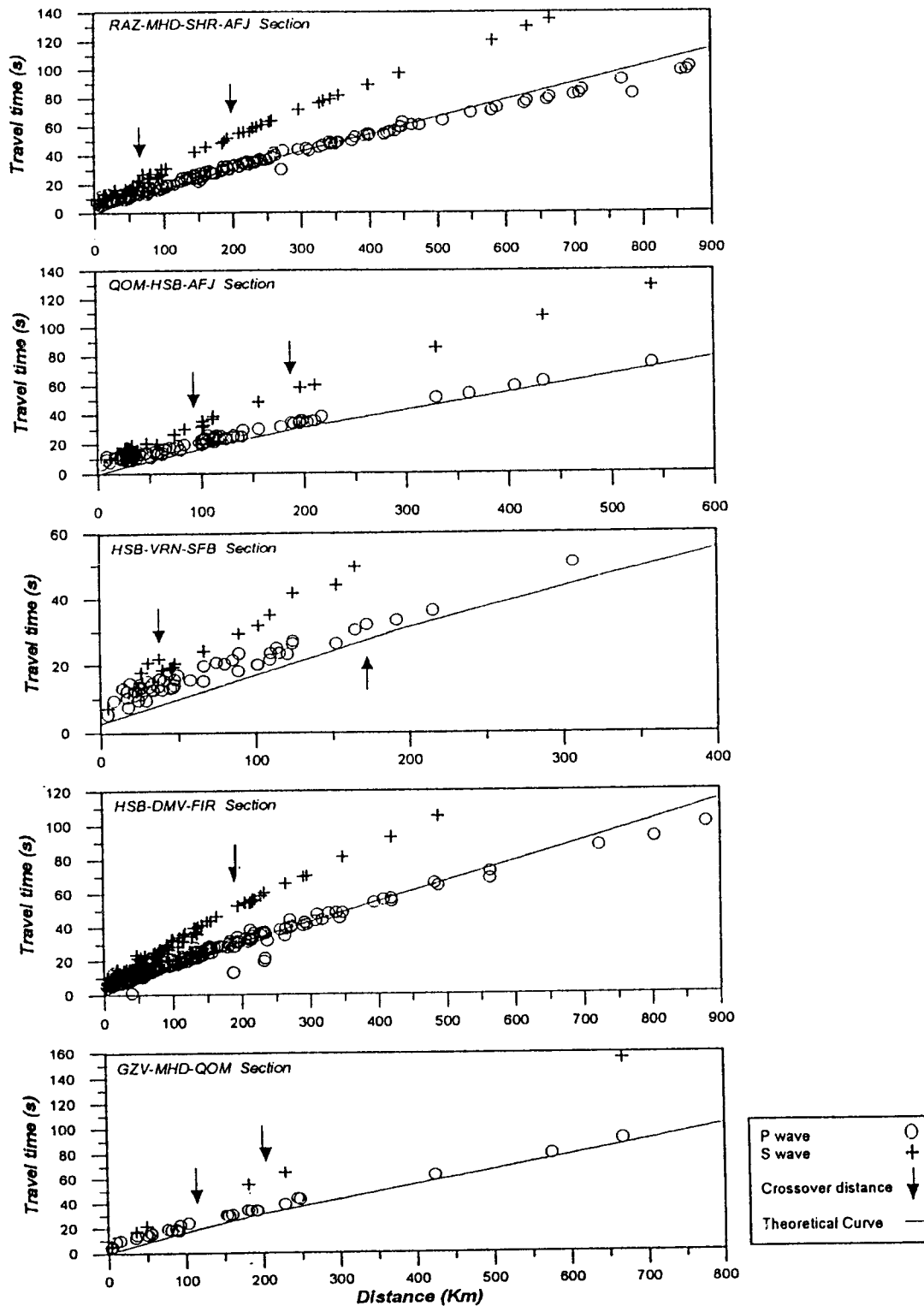
شکل ۶. نقشه موقعیت زلزله‌های انتخاب شده برای ترسیم منحنی‌های زمان-مسافت در امتدادهای نشان داده شده در شکل ۵



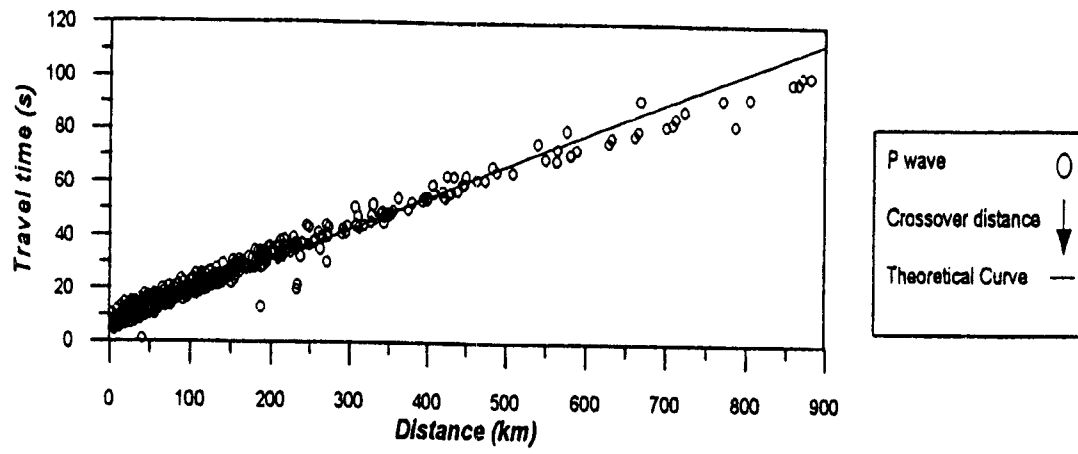
شکل ۴. نقشه توزیع زلزله‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری رقمی تهران در فاصله زمانی دی ماه ۱۳۷۶ تا تیر ماه ۱۳۷۸ (ژانویه ۱۹۹۷ تا ژوئن ۱۹۹۹)



شکل ۵. موقعیت مسیرهای لرزه‌نگاری انتخاب شده برای رسم منحنی‌های زمان-مسافت، نسبت به ایستگاههای شبکه لرزه‌نگاری تهران



شکل ۷. داده‌های زمان-مسافت امواج P و S در امتداد مسیرهای شکل ۵. بردارها نشانگر محل‌های تغییر شیب منحنی‌ها می‌باشند. خطوط ممتد مربوط به مدل نهایی بدست آمده برای موج P هستند.



شکل ۸. داده‌های زمان-مسافت امواج P در امتداد کلیه مسیرهای شکل ۵. خطوط ممتد مربوط به مدل نهایی بدست آمده برای موج P هستند.