

تعیین ساختار سرعت لرزه ای پوسته در ناحیه مشهد بر اساس تابع انتقال

گیرنده لرزه ای امواج تراکمی

غلام جوان دولوئی، استادیار پژوهشکده زلزله شناسی / محسن غفوری آشتیانی، استاد پژوهشگاه

۱- چکیده

به منظور تعیین ساختار سرعت لرزه ای پوسته ناحیه مشهد از روش تحلیل تابع گیرنده (Receiver Function Analysis) امواج تراکمی برای ۱۸ زمین لرزه دور لرز (Teleseismic) ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری MAIO استفاده شده است. برای مدلسازی تحلیل تابع گیرنده لرزه ای امواج تراکمی زمین لرزه ها، روشهای تک رویداد و چند رویداد به طور همزمان (Simultaneous Inversion) اجرا شده است. در این مقاله، روش تحلیل تابع گیرنده لرزه ای مرور و نتایج پژوهشهای انجام شده در ایستگاه MAIO ارائه شده است.

بررسی این نتایج نشان می دهد که ساختمان پوسته زمین در ناحیه مشهد بر اساس تغییرات سرعت انتشار امواج لرزه ای تراکمی به چهار لایه اصلی قابل تفکیک می باشد:

- ۱- لایه سطحی با تغییرات تدریجی افزایش سرعت ۴ کیلومتر بر ثانیه؛
- ۲- پوسته فوقانی تا عمق ۱۸ کیلومتر؛
- ۳- پوسته میانی از عمق ۱۸ تا ۲۶ کیلومتری با تغییرات تدریجی سرعت از ۶/۸ تا ۷/۵ کیلومتر بر ثانیه؛
- ۴- پوسته تحتانی با تغییرات تدریجی سرعت از ۷/۲ تا ۸ کیلومتر بر ثانیه در عمق تقریبی ۵۲ کیلومتر.

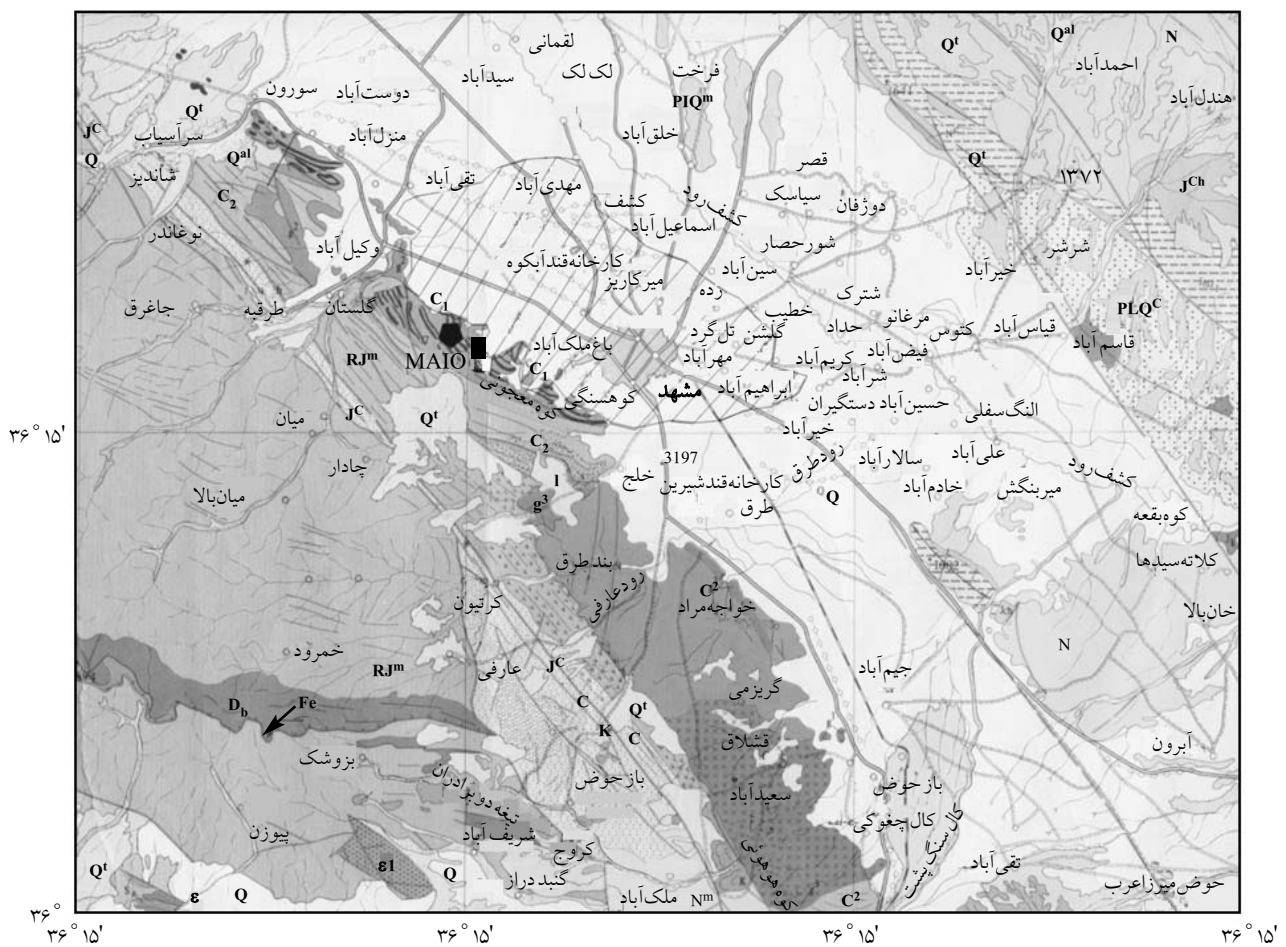
کلید واژه ها: پوسته زمین، تحلیل تابع گیرنده لرزه ای، ساختار سرعت لرزه ای، مشهد، مدلسازی معکوس، ناپیوستگی موهو

۲- مقدمه

زمین شناسی گستره مشهد مهمترین واحد ساختاری در شمال شرق بینالود می باشد (شکل ۱). این گستره در یک پهنه زمین درز (Suture Zone) بین پهنه های بینالود و کپه داغ واقع شده است که شامل سنگهای دگرگون و مجموعه افیولیتی می باشد. مجموعه افیولیتی و سنگهای دگرگون مرتبط با آن نوارهای طویل چند ده کیلومتری با روند تقریبی شمال غرب- جنوب شرق را در دامنه شمالی ارتفاعات بینالود تشکیل می دهند. احتمالاً این محدوده محل برخورد قطعه لیتوسفری ایران با قطعه لیتوسفری توران می باشد که با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس همراه بوده است. خط مفصلی پالئوتتیس در جنوب مشهد و شمال ارتفاعات بینالود قرار می گیرد. ارتفاعات بینالود سلسله جبال خمیده با راستای تقریباً شرقی- غربی است که در برگزیده سنگها و رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک می باشد. پهنه کپه داغ به صورت

زمین ساخت حاکم بر این منطقه بازتاب نحوه ارتباط این ناحیه با محدوده‌های زمین‌ساختی کپه داغ از شمال - شمال شرق و بینالود از غرب - جنوب غرب می‌باشد. تقریباً تمام گسل‌های راندگی منطقه روندی شمال غربی - جنوب شرقی دارند و سوی حرکت آنها از شمال - شمال شرق به سمت جنوب - جنوب غرب می‌باشد [۳]. چین خوردگی‌های جنوب مشهد عمدتاً از نوع برگشته (Overtured) و خوابیده (Recumbent) هستند و حضور آنها با فعالیت گسل‌های تراستی و حرکات صفحات رورانده در ارتباط می‌باشد.

باریکه طویلی در شمال خراسان و ادامه بخش شمالی آن در ترکمنستان قرار دارد. این پهنه پس از کوهزایی سیمین پیشین هنگامی که برخورد بین ایران و توران خاتمه یافته است [۱] به یک حوضه رسوبی تبدیل شده است؛ به طوری که از ژوراسیک تا میوسن، رسوبات ضخیمی با رخساره‌های متنوع روی هم انباشته شده است [۲]. عمده‌ترین این رسوبات شیل، آهک، مارن، ماسه سنگ و گاهی کنگلومرا و سنگ‌های تبخیری است که با لایه‌های قرمز رنگ بعد از اولیگوسن زیرین یا احتمالاً میوسن پوشیده می‌شود.



Q: مخروط افکنه؛ Q¹: پادگانه؛ Q²: آبرفت جدید؛ PLQ^m: مارن؛ PLQ^c: کنگلومرا با سیمان سست؛ N: لای سنگ و ماسه سنگ؛ Q³: کوارتز کنگلومرا؛ C¹: ماسه سنگ، شیل و کنگلومرا؛ RJ^m: شیل، فیلیتی خاکستری (فیلیت مشهد)؛ C²: ماسه سنگ اسلیت آهک تبلور یافته؛ C¹: تناوب رادیولایت - اسلیت و سنگ‌های الترابازیک؛ D^b: سنگ آهک، دولومیت تبلور یافته (سازند بهرام)؛ g: انواع سنگ‌های آذرین بیرونی پگماتیت (g¹، g²)، گرانیت - آپلیت (g³)، لوکوگرانیت (g²)، گرانیت (پورفیری) و گرانودیورایت (g¹)؛ e: ماسه سنگ کوارتزی، قرمز (سازند لالون). بخش‌های هاشور زده در این شکل توسعه شهر مشهد در چند سال اخیر را در مقایسه با وسعت ۲۵ سال گذشته نشان می‌دهد.

شکل (۱): نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه مشهد (با اندکی اصلاحات اقتباس از سازمان زمین‌شناسی کشور).

تاکنون روشهای ژئوفیزیکی متعددی برای مطالعه ساختار پوسته زمین ارائه شده است. روش تحلیل تابع گیرنده یکی از جدیدترین روشهای ژئوفیزیکی است که بر اساس مدل سازی امواج تراکمی زمین لرزه های دور لرز، در تعیین ساختار پوسته عمیق همراه با توسعه تجهیزات پیشرفته لرزه نگاری موفقیت روزافزونی داشته است. مطالعه ساختار پوسته عمیق به روش تحلیل تابع گیرنده لرزه ای به طور فراگیر و همه جانبه در اکثر مناطق فعال دنیا در دو دهه اخیر انجام شده است. تجربه بکارگیری تحلیل تابع گیرنده در کشورهای همسایه ایران از اواخر دهه ۹۰ و در ایران از اوایل سال ۱۳۷۸ شروع شده است [۴، ۵، ۶ و ۷]. البته تاریخچه مطالعه پوسته در ایران به اوایل دهه ۷۰ میلادی برمی گردد. به عنوان نمونه، اسلامی در سال ۱۳۵۱ برای بررسی سرعت انتشار امواج طولی (Pn) و تعیین ضخامت پوسته در ناحیه غرب و جنوب غرب ایران، ۵۹ زمین لرزه ثبت شده در ایستگاههای لرزه نگاری کرمانشاه و شیراز را مورد استفاده قرار داده است [۸]. وی بر اساس روش شکست مرزی (Seismic Refraction) سرعت انتشار امواج طولی در مرز ناپیوستگی موهو را حدود $0/11 \pm 8/11$ کیلومتر بر ثانیه و ضخامت پوسته را در نواحی جنوب - جنوب شرق شیراز 4 ± 42 کیلومتر، در نواحی شمال - شمال شرق شیراز 6 ± 35 کیلومتر و در نواحی جنوب شرق کرمانشاه 6 ± 57 کیلومتر محاسبه نموده است. هدایتی و همکاران در سال ۱۹۷۶ با نصب یک شبکه لرزه نگاری محلی در اطراف تهران و ثبت خرد زمین لرزه ها مدل یک لایه ای پوسته با ضخامت ۳۱ کیلومتر را برای ناحیه تهران ارائه نموده اند [۹]. چن و همکاران در سال ۱۹۸۰ با استفاده از زمان رسید زمین لرزه های ناحیه ای ثبت شده در ایستگاههای تهران و تبریز، متوسط سرعت انتشار امواج طولی در مرز ناپیوستگی موهو را $0/11 \pm 8/11$ کیلومتر

بر ثانیه برآورد نموده اند [۱۰]. آسوده در سال ۱۹۸۲ از طریق تحلیل امواج سطحی زمین لرزه های ثبت شده در ایستگاههای لرزه نگاری مشهد و تهران، متوسط ضخامت ۴۵ کیلومتر را برای پوسته البرز شرقی ارائه داده است [۱۱]. علاوه بر مطالعات مذکور، در امتداد یک مقطع لرزه نگاری شرقی - غربی (حدفاصل دشت لوت - زاگرس) متوسط ضخامت ۴۰ کیلومتر برای پوسته ایران مرکزی به دست آمده است [۱۲].

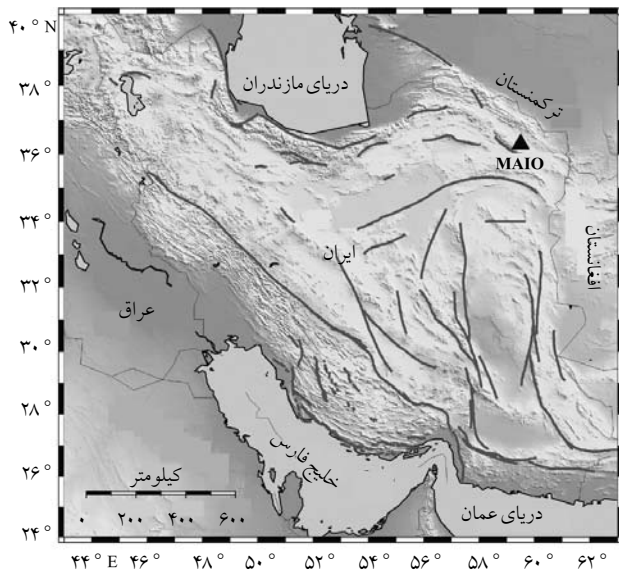
هدف این پژوهش تعیین ساختار سرعت لرزه ای در پوسته ناحیه مشهد بر اساس تابع انتقال گیرنده لرزه ای امواج تراکمی ۱۸ زمین لرزه دور لرز ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری MAIO واقع در شمال غرب شهر مشهد از توابع استان خراسان می باشد.

۳- تحلیل تابع انتقال گیرنده لرزه ای

مبانی نظری روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای توسط آمون [۱۳] و کاربرد آن در ارائه اطلاعات مفید در مورد ساختار پوسته و عمق جبهه بالایی ناحیه تهران بوسیله جوان [۵] و جوان و روبرتس مورد بررسی قرار گرفته است [۶]. تعیین میزان ناهمسانگردی موج برشی در ساختار پوسته و جبهه بالایی ناحیه مشهد نخستین بار در ایران توسط جوان در سال ۱۳۸۲ بر اساس روش فرابینی مؤلفه شعاعی نسبت به مؤلفه مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه ای انجام شده است [۱۴]. در این قسمت، روش مطالعه به طور مختصر مورد بررسی قرار گرفته است و خوانندگان علاقه مند می توانند برای مطالعه بیشتر به منابع مذکور مراجعه نمایند.

توابع انتقال گیرنده لرزه ای، سریهای زمانی هستند که از محاسبه یک مؤلفه قائم و دو مؤلفه افقی (شمال - جنوب و شرق - غرب) لرزه نگاشت زمین لرزه های دور لرز به دست -

طول شرقی و در ارتفاع ۱۰۰۰ متری از سطح دریا واقع شده است (شکل ۲).



شکل (۲): موقعیت جغرافیایی ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO

لرزه سنج سه مؤلفه‌ای این ایستگاه از نوع باند پهن درون چاهی بوده و در عمق ۱۰۰ متری قرار گرفته است. رقمی کننده (Digitizer) و ثبتات (Recording) این ایستگاه به گونه‌ای طراحی شده‌اند که جریان الکتریکی ایجاد شده در لرزه سنج را به سه مؤلفه بلند دوره و یک مؤلفه کوتاه دوره رقمی می‌نمایند. در این پژوهش از لرزه‌نگاشتهای بلند دوره استفاده شده است. به عنوان نمونه، نگاشت زمین لرزه دور لرز ۱۹۷۶/۱/۲۱ کوریل که در ایستگاه MAIO به ثبت رسیده، در شکل (۳) نشان داده شده است.

مؤلفه‌های شعاعی و مماسی توابع انتقال گیرنده لرزه‌ای کلیه رویدادها بر اساس مراحل پنجگانه فرایند پردازش (توضیح مذکور در قسمت سوم مقاله) محاسبه می‌شوند. پس از این محاسبات، با اتخاذ شیوه‌های جدید مدلسازی معکوس (Inverse Modeling)، توابع انتقال گیرنده لرزه‌ای در محل ایستگاه به توابع عمق - سرعت تبدیل می‌شوند. تفسیر مقاطع عمق - سرعت بخش پایانی مطالعه ساختار پوسته عمیق در این پژوهش را تشکیل می‌دهد.

می‌آیند. مراحل محاسبه مؤلفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده یک رویداد دور لرز، عبارتند از:

۱- انتخاب زمین لرزه با بزرگای بیش از ۵/۵ در فاصله مرکز سطحی بیش از ۲۵ و کمتر از ۹۵ درجه از یک ایستگاه لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای؛

۲- اعمال تصحیح دستگاهی برای حذف اثر سیستم لرزه‌نگاری (پاسخ لرزه‌نگار)؛

۳- چرخاندن مؤلفه‌های افقی شمال - جنوب و شرق - غرب سیگنال زمین لرزه حول زاویه پیش سمت (Back Azimuth) به منظور فراهم نمودن مؤلفه‌های شعاعی (R) و مماسی (T) رویداد؛

۴- انتخاب پنجره‌ای به طول ۱۲۰ ثانیه از محدوده قطار موج تراکمی با قرار گرفتن ابتدای پنجره حدود ۲۰ ثانیه قبل از شروع اولین رسید موج تراکمی P؛

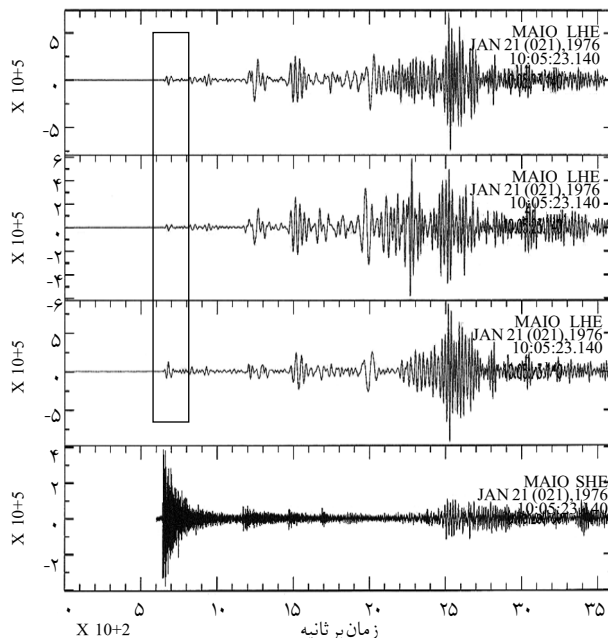
۵- محاسبه مؤلفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای بر اساس روش معادل سازی چشمه لرزه‌ای [۱۳].

تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای مستقل از آثار مسیر انتشار موج و ویژگیهای چشمه زمین لرزه محاسبه می‌شود و صرفاً شامل پاسخ نسبی ساختارهای زمین شناسی در نزدیکی گیرنده لرزه‌ای باشد.

۴- داده‌های لرزه‌نگاری دور لرز

در این مقاله برای مطالعه دقیق سرعت انتشار امواج لرزه‌ای در ساختمان زمین شناسی ناحیه مشهد، لرزه‌نگاشتهای رقمی ۱۸ زمین لرزه دور لرز ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO انتخاب و مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این ایستگاه در موقعیت جغرافیایی ۳۶/۳۰ درجه عرض شمالی، ۵۹/۴۹ درجه

اکی ژاپن با بزرگای $M_s=6.8$ و فاصله مرکز سطحی $70/8$ درجه برای مدلسازی انتخاب و پس از محاسبه مؤلفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای، فرایند مدلسازی معکوس اجرا شده است (شکل ۴). در شکل (۴، الف) منحنی نقطه چین مؤلفه شعاعی تابع انتقال تجربی و منحنی خط چین مؤلفه مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای در مقایسه با منحنی‌های تابع انتقال مصنوعی (خط ممتد پیرنگ) و در شکل (۴، ب) مدل‌های عمق-سرعت متناسب با شکل (۴، الف) نشان داده شده‌اند. بررسی شکل (۴، ب) نشان می‌دهد که تغییرات سرعت با عمق در ۱۶ کیلومتر اول روندی تدریجی دارد. در محدوده ۱۶-۳۲

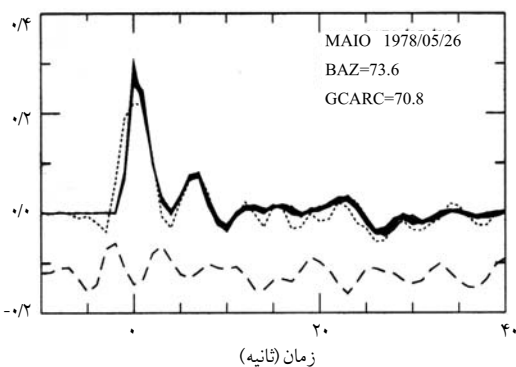


شکل (۳): نگاشت زمین‌لرزه ۱۹۷۶/۱/۲۱ کوریل با $M_s=7.0$ ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO بر روی سه مؤلفه بلند دوره شرق - غرب، شمال - جنوب و قائم و بر روی تک مؤلفه قائم کوتاه دوره

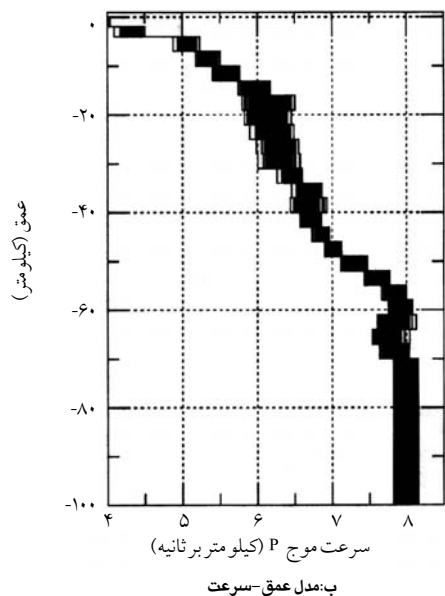
۵- تحلیل داده‌ها و مدلسازی امواج تراکمی

به منظور تخمین ضخامت و سرعت امواج لرزه‌ای لایه‌های تشکیل دهنده پوسته زمین در ناحیه مشهد از روش مدلسازی معکوس تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای امواج تراکمی ۱۸ زمین‌لرزه دور لرز استفاده شده است. مدل اولیه در این مطالعه به صورت ۱۶ لایه با سرعت متوسط $6/4$ کیلومتر بر ثانیه و با ضخامت‌های یکسان ۳ کیلومتر بر روی ۷ لایه با ضخامت‌های یکسان ۳ کیلومتر و با سرعت یکنواخت ۸ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شده است. در این مطالعه مقدار اولیه نسبت پواسون، مقدار ثابت $0/25$ برای مدلسازی در نظر گرفته شده است. علاوه بر آن، مقدار چگالی از طریق رابطه $\bar{n} = 0.32V_P + 0.77$ محاسبه شده است [۱۵]. روند محاسبات مدلسازی ابتدا به روش تک-رویداد برای دو زمین‌لرزه و سپس به روش چند رویداد به طور همزمان برای چندین زمین‌لرزه به ترتیب در چند مرحله انجام شده است:

در مرحله نخست زمین‌لرزه ۱۹۷۸/۵/۲۶ میاگی -

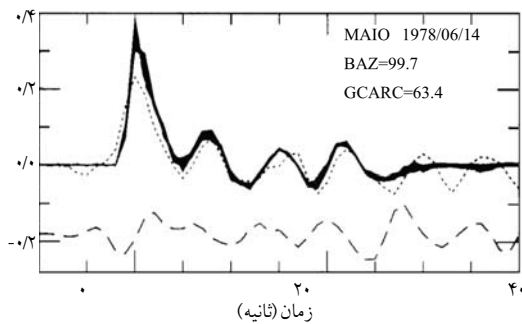


الف: مؤلفه شعاعی تابع انتقال تجربی (نقطه چین) در مقایسه با مؤلفه شعاعی مصنوعی (خط ممتد) و مؤلفه مماسی تابع انتقال تجربی (خط چین)

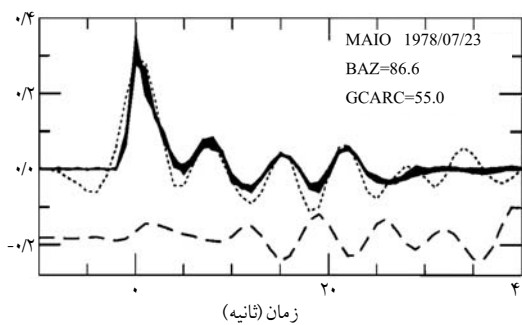


شکل (۴): نتایج مدلسازی مؤلفه شعاعی تابع انتقال زمین‌لرزه ۱۹۷۸/۵/۲۶ میاگی - اکی ژاپن ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO

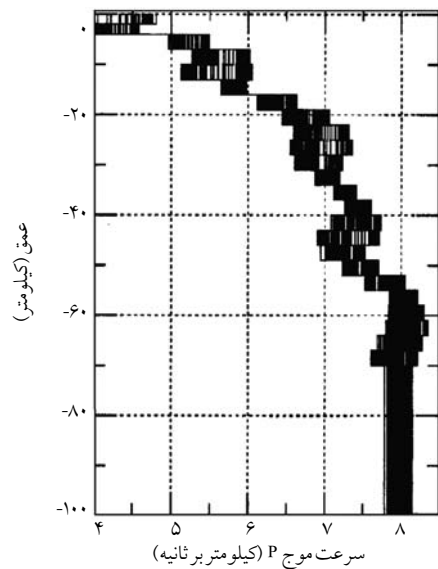
در مرحله بعد دوزمین لرزه ۱۹۷۸/۶/۱۴ میاگی-ژاپن با $M_s=6.9$ و ۱۹۷۸/۷/۲۳ لانسو-تایوان با $M_s=7.4$ انتخاب و مؤلفه‌های شعاعی و مماسی آنها پس از محاسبه در شکل‌های (۶، الف) و (۶، ب) به ترتیب به صورت نقطه چین و خط چین



الف: مؤلفه شعاعی تابع انتقال تجربی (منحنی نقطه چین) در مقایسه با مؤلفه شعاعی تابع انتقال مصنوعی (منحنی خط ممتد) برای زمین لرزه ۱۹۷۸/۶/۱۴ میاگی-ژاپن



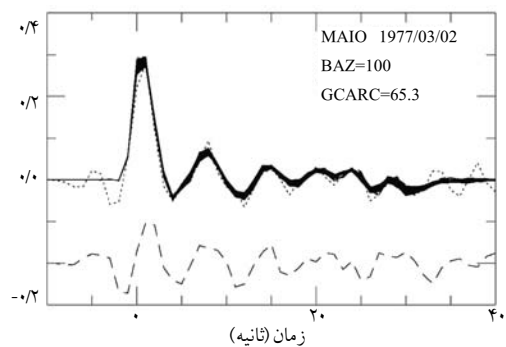
ب: مؤلفه مماسی تابع انتقال تجربی (منحنی خط چین) برای زمین لرزه ۱۹۷۸/۷/۲۳ لانسو-تایوان



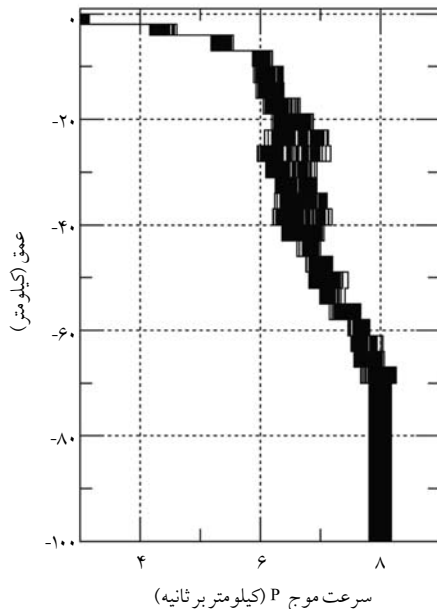
پ: مدل عمق-سرعت محاسبه شده از مدلسازی معکوس همزمان مؤلفه‌های شعاعی توابع انتقال زمین لرزه‌های ۱۹۷۸/۶/۱۴ میاگی-ژاپن و ۱۹۷۸/۷/۲۳ تایوان

شکل (۶): نتایج مدلسازی همزمان مؤلفه‌های شعاعی توابع انتقال زمین لرزه‌های ۱۹۷۸/۶/۱۴ و ۱۹۷۸/۷/۲۳ ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری MAIO

کیلومتری، سرعت یکنواخت ۶/۴ کیلومتر بر ثانیه مشاهده می‌شود. از عمق ۳۲ کیلومتری با افزایش سرعت قابل ملاحظه ۶/۸ کیلومتر بر ثانیه تا عمق ۴۳ کیلومتری و از این عمق به بعد سرعت موج تراکمی با عمق به طور تدریجی افزایش می‌یابد. علاوه بر آن، زمین لرزه ۱۹۷۷/۳/۲ ژاپن با زاویه پیش سمت ۱۰۰ درجه که در فاصله ۶۵/۳ درجه قوسی از ایستگاه لرزه نگاری MAIO با $M_b=6.1$ رخ داده است نیز برای بررسی وضعیت ساختار سرعت لرزه‌ای پوسته ناحیه مشهد انتخاب و مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج مدلسازی مؤلفه شعاعی این رویداد در شکل (۵) نشان داده شده است.



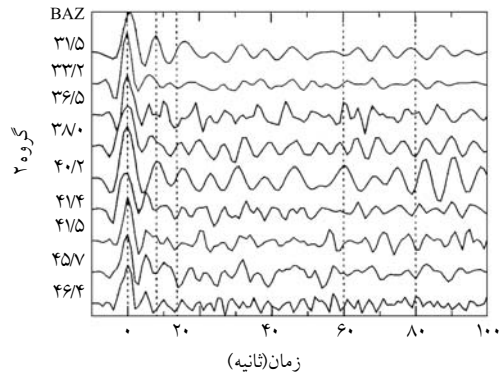
الف: مؤلفه شعاعی تابع انتقال تجربی (منحنی نقطه چین) در مقایسه با مؤلفه شعاعی تابع انتقال مصنوعی (منحنی خط ممتد پررنگ) و مؤلفه مماسی تابع انتقال تجربی (منحنی خط چین)



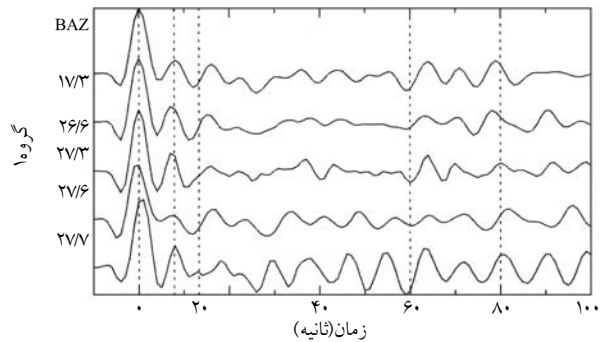
ب: مدل عمق-سرعت محاسبه شده از مدلسازی معکوس
شکل (۵): نتایج مدلسازی مؤلفه شعاعی تابع انتقال زمین لرزه ۱۹۷۷/۳/۲ ژاپن ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری MAIO

نشان داده شده‌اند. مشخصات این زمین لرزه‌ها در گوشه بالا بی هریک از دوشکل مذکور نوشته شده است. برای مدلسازی معکوس مؤلفه مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای این زمین لرزه‌ها از روش مدلسازی معکوس همزمان استفاده شده است. نتایج این مدلسازی در شکل (۶، پ) نشان داده شده است. بررسی اولیه نتایج مدلسازی همزمان این دو رویداد نشان می‌دهد که عمق ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه MAIO

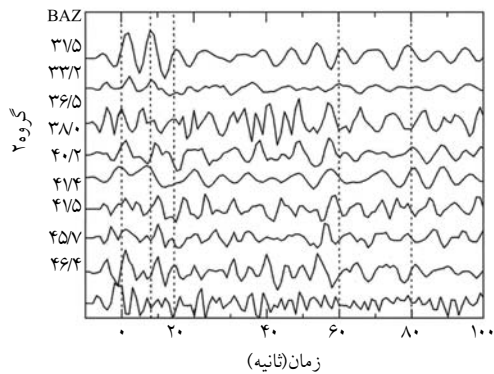
مقدار ۵۲ کیلومتر می‌باشد. در مرحله آخر این مطالعه دو گروه زمین لرزه انتخاب شده است. در این راستا، پنج زمین لرزه با مقدار پیش سمت $۱۷/۳ - ۲۷/۷$ درجه تحت عنوان گروه اول انتخاب شده‌اند که مؤلفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده آنها در شکل‌های (۷، الف) و (۷، الف ۲)، نمایش داده شده‌اند. برای گروه دوم ۹ زمین لرزه با مقدار پیش سمت $۳۱/۵ - ۴۶/۴$ درجه



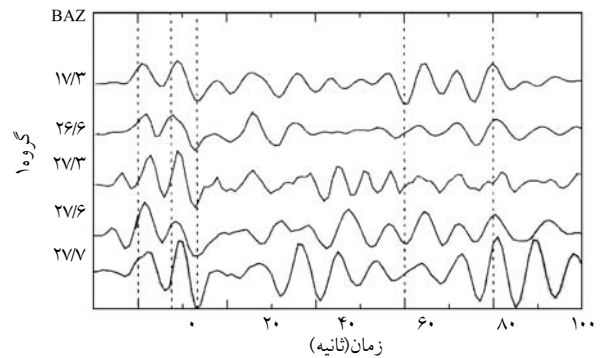
الف ۱: مؤلفه‌های شعاعی توابع انتقال زمین لرزه‌های پنجگانه گروه اول ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO



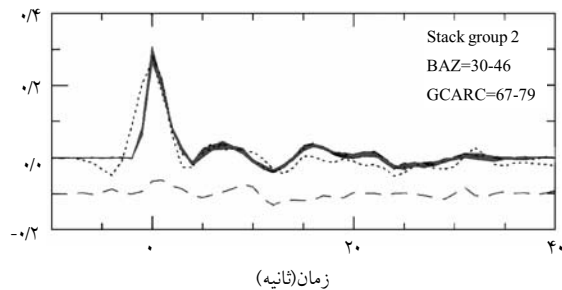
ب: مؤلفه‌های شعاعی توابع انتقال زمین لرزه‌های نه‌گانه گروه دوم ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO



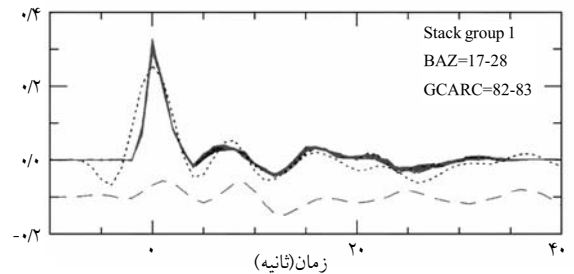
الف ۲: مؤلفه‌های مماسی توابع انتقال زمین لرزه‌های پنجگانه گروه اول ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO



ب: مؤلفه‌های مماسی توابع انتقال زمین لرزه‌های نه‌گانه گروه دوم ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO



الف ۳: مؤلفه‌های مماسی توابع انتقال تجربی (منحنی‌های خط چین)



ب: مؤلفه‌های شعاعی تابع انتقال تجربی برانبارش شده (منحنی‌های نقطه چین) در مقایسه با مؤلفه‌های شعاعی توابع انتقال مصنوعی (منحنی‌های خط ممتد)

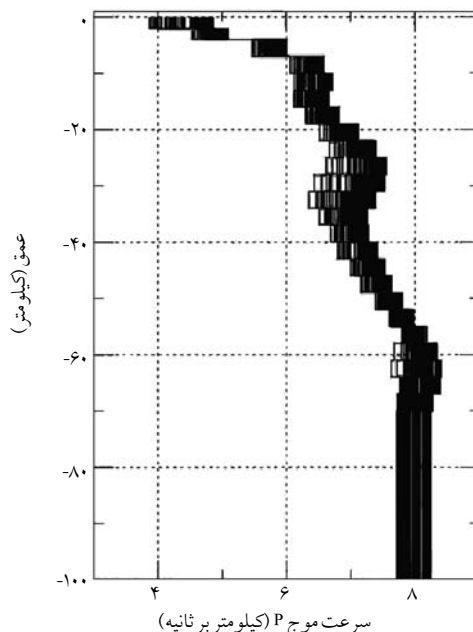
حدود ۳۵ ثانیه، مدل عمق - سرعت شکل (۷، پ) را به عنوان مدلی نهایی برای ساختار سرعت لرزه‌ای پوسته در ناحیه ایستگاه MAIO می‌توان در نظر گرفت که در آن ناپیوستگی موهو مقدار عمق ۵۲ کیلومتر را نشان می‌دهد. البته این نتیجه در اغلب شکل‌های ارائه شده در این مقاله مشاهده می‌شود.

۶- نتیجه‌گیری

سیگنال‌های رقمی چند زمین‌لرزه دور لرز ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO برای مطالعه در نظر گرفته شد. به منظور محاسبه مؤلفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده فرایندهای لازم پردازش اجرا شد. با استفاده از مدلسازی معکوس مؤلفه‌های شعاعی توابع انتقال گیرنده لرزه‌ای، ساختار سرعت لرزه‌ای پوسته ناحیه مشهد به صورت یک مدل قابل قبول و پایدار محاسبه گردید. نیکویی برازش ۳۵ ثانیه‌ای مؤلفه شعاعی تجربی با مؤلفه شعاعی مصنوعی علت اصلی پایداری مدل عمق - سرعت پیشنهادی می‌باشد.

مطالعات قبلی تعیین ساختار سرعت لرزه‌ای در ناحیه مشهد توسط آسوده در سال ۱۹۸۲ بر اساس روش تحلیل امواج سطحی صورت گرفته است که در آن با استفاده از تعیین اختلاف فاز بین ایستگاه‌های MAIO (مشهد) و SHI (شیراز) و یا ایستگاه‌های MAIO و SHI این بررسی انجام شده است [۱۱]. بدیهی است مدل‌های سرعت - عمق ارائه شده به روش تحلیل امواج سطحی در واقع مدلی میانگین و تقریبی برای توصیف ساختار سرعت لرزه‌ای پوسته در فاصله بین دو ایستگاه لرزه‌نگاری مورد مطالعه می‌باشد؛ بنابراین دقت نتایج به دست آمده از روش تحلیل تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای به مراتب بیشتر از نتایج روش تحلیل امواج سطحی می‌باشد.

نتایج مطالعات انجام شده در این مقاله نشان می‌دهد که



پ: مدل عمق - سرعت محاسبه شده از مدلسازی معکوس همزمان مؤلفه‌های شعاعی توابع انتقال زمین‌لرزه‌های پنجگانه گروه اول و نه گانه گروه دوم

شکل (۷): نتایج مدلسازی همزمان مؤلفه‌های شعاعی توابع انتقال زمین‌لرزه‌های پنجگانه گروه اول و زمین‌لرزه‌های نه گانه گروه دوم ثبت شده در ایستگاه MAIO

نسبت به ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO انتخاب شده اند که گروه مؤلفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده آنها به ترتیب در شکل‌های (۷، ب) و (۷، پ) نشان داده شده‌اند. پس از عمل برانبارش (Stacking) توابع انتقال گروه اول یک تابع انتقال اصلی با دو مؤلفه شعاعی و مماسی حاصل شده است که در شکل (۷، الف ۳) و به ترتیب به صورت نقطه چین و خط چین نمایش داده شده است. نتیجه فرایند برانبارش توابع انتقال گروه دوم در شکل (۷، ب ۳) ترسیم شده است. با استفاده از روش مدلسازی معکوس دو مؤلفه شعاعی توابع انتقال شکل‌های (۷، الف ۳) و (۷، ب ۳) به طور همزمان، توابع عمق - سرعت شکل (۷، پ) به دست آمده است. بررسی مقطع عمقی شکل (۷، پ) حاکی از پایداری مدل‌ها و همگرایی آنها است. با توجه به درصد بالای نیکویی برازش (Goodness of Fitting) منحنی‌های توابع انتقال تجربی با توابع انتقال مصنوعی تا

6-Javan Doloei, Gh, Roberts, R. (2003). Crustal and uppermost mantle structure of Tehran region from teleseismic P-waveform receiver function analysis. *Tectonophysics*, 364, 115 - 133.

7-Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. Ghafory-Ashtiany, M. (2003). Seismological constraints on crustal structure beneath the Zagros mountains belt (Iran). *Geophys. J. Int.*, 155, 403 - 410.

۸-اسلامی، علی اکبر. (۱۳۵۱). بررسی عمق پوسته زمین در غرب و جنوب غربی فلات ایران و سرعت انتشار امواج طولی. نشریه تحقیقاتی فیزیک زمین و فضا، سال اول، شماره ۲.

9-Hedayati, A., Brander, J. L., Berberian, M. (1979). Microearthquake survey of Tehran region Iran. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 66, 1713 - 1725.

10 - Chen, C. Y., Chen, W. P., Monlar, P. (1980). The Uppermost mantle P wave velocities beneath Turkey and Iran. *Geophys. Res. Letters*, 7, 77 - 80.

11-Asudeh, I. (1982). Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 71, 715 - 730.

12-Giese, P., Makris, J., Akasheh, B., Roewer, P., Letz, H., Mostaanpour, M. (1984). The Crustal structure in Southern Iran derived from seismic explosion data, *Neues Jahrbuch fuer geologie and paleontologie*, 168, 230 - 243.

13-Ammon, J. C. (1991). The isolation of receiver function effects from teleseismic P-waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 2504 - 2510.

۱۴- جوان دولوئی، غلام. (۱۳۸۲). تعیین میزان ناهمسانگردی سرعت موج برشی در پوسته به روش تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای (مطالعه موردی منطقه مشهد). نشریه تحقیقاتی فیزیک زمین و فضا، سال ۲۸، شماره ۲، صفحه ۳۰ - ۴۰.

15-Berteussen, K. A. (1977). Moho depth determination based on spectral-ratio analysis NORSAR long-period P-waves. *J. of Physics of Earth and Planetary Interiors*, 15, 13 - 27. ◀

ساختمان پوسته ناحیه مشهد را می‌توان به چهار لایه اصلی تقسیم نمود:

۱- لایه سطحی به ضخامت ۷ کیلومتر و با تغییرات تدریجی سرعت امواج تراکمی حداقل ۴ کیلومتر بر ثانیه و حداکثر ۶ کیلومتر بر ثانیه؛

۲- پوسته فوقانی با سرعت یکنواخت ۶/۴ کیلومتر بر ثانیه تا عمق ۱۸ کیلومتر؛

۳- پوسته میانی به ضخامت تقریبی ۱۰ کیلومتر و تغییرات تدریجی سرعت ۶/۸ - ۷/۵ کیلومتر بر ثانیه؛

۴- پوسته تحتانی با تغییرات تدریجی سرعت ۷/۲ - ۸ کیلومتر بر ثانیه. علاوه بر آن مقدار حداکثر عمق ناپیوستگی موهو ۵۲ کیلومتر برای ناحیه مشهد به دست آمده است.

۷- مراجع

1 - Berberian, M. King, GCP. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian J. Earth Sci*, 18, 210 - 265.

۲- نبوی، محمد حسن. (۱۳۵۵). دیپاچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. تهران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

3 - Alavi, M. (1991). Sedimentary and structural characteristics of the Paleo - Tethyse remnants in Northern Iran. *Geol. Soc. of Am. Bull*, 103, 983 - 992.

4-Mangino, S, Priestley, K. (1998). The crustal structure of the Southern Caspian region. *Geophys. J. Int.* 133, 630 - 648.

۵- جوان دولوئی، غلام. (زمستان ۱۳۸۰). تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای و کاربرد آن در محاسبه ساختار پوسته و جبهه بالایی. پژوهشنامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، شماره ۱۴، صفحه ۲۱ - ۲۸.