

تابع انتقال گیرنده لرزه ای و کاربرد آن در محاسبه ساختار پوسته و جبه بالایی

غلام جوان دولویی، عضو هیأت علمی پژوهشکده زلزله شناسی پژوهشگاه

۱- چکیده

نگاهی گذرا و فشرده به تاریخچه و سیر تکاملی روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای، بررسی مبانی نظری و روشهای محاسباتی آن هدف اصلی این مقاله می باشد. در بخش پایانی مقاله با یک مثال کاربردی، ساختار پوسته ناحیه تهران بر اساس امواج تراکمی دورلرز و بر مبنای روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج این مطالعه نشان داد که ساختار پوسته ناحیه تهران بر اساس تغییر سرعت امواج تراکمی به سه لایه اصلی پوسته بالایی (حدود ۱۰ کیلومتر)، پوسته میانی (حدود ۲۰ کیلومتر) و پوسته پایینی (۱۵ کیلومتر) قابل تقسیم می باشد. تغییرات سرعت در محدوده پوسته پایینی و جبه بالایی به صورت تدریجی (*Transition*) می باشد. کلیدواژه ها: امواج تراکمی دورلرز، پوسته، تابع انتقال گیرنده لرزه ای، تهران، جبه بالایی.

۲- مقدمه

روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای (*Radial Receiver Function*) یکی از کاربردی ترین روشهای ژئوفیزیکی در مطالعه ساختار پوسته زمین بر اساس امواج لرزه ای می باشد. در دهه اخیر این روش با توسعه تجهیزات لرزه نگاری باند پهن (*Broad-Band*) پیشرفت قابل ملاحظه ای نموده است. روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای نخستین بار در سال ۱۹۶۴ توسط فینی (*Phinny*) بر اساس امواج دورلرز (*Teleseismic*) ثبت شده در لرزه نگارهای بلند دوره ارائه شد [۱]. در این روش، با توجه به مدل ریاضی هسکل ساختار پوسته زمین به صورت لایه های افقی و همگن فرض می شود [۲]. آنگاه با توجه به نسبت طیفی دامنه های مؤلفه قائم به مؤلفه افقی امواج

لرزه ای تراکمی و مقایسه آن با مدل های تئوری، ضخامت و سرعت امواج لرزه ای در لایه های پوسته زمین تخمین زده می شود. بدیهی است که اطلاع یافتن از ساختار پوسته زمین و عمق جبه بالایی کمک شایان توجهی به ارائه مدل های زمین ساختی حاکم بر منطقه مورد مطالعه خواهد نمود. لانگستون (*Langston*) در سال ۱۹۷۷ روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای را به حوزه زمان تعمیم داد و از مدلسازی زمان رسید فاز موج مستقیم (P_p) و فاز تبدیلی (P_s) مشاهده شده بر روی مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای برای محاسبه ضخامت پوسته و عمق جبه بالایی زمین استفاده نمود [۳]. اونسز (*Owens*) در سال ۱۹۸۴ برای نخستین بار از لرزه نگاشتهای باند پهن دورلرز با استفاده از روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای، به محاسبه ساختار پوسته در نزدیکی چند ایستگاه لرزه نگاری اقدام نمود [۴]. از آن زمان، با استفاده از خصوصیات ویژه تجهیزات باند پهن در برداشت و ثبت داده های لرزه ای با تعداد زیاد نمونه در مدت زمان کوتاه و ثبت امواج لرزه ای با محتوای فرکانسی بالا، قدرت تفکیک لایه های زمین به ضخامت سه کیلومتر امکان پذیر شد. به عبارت دیگر، این نخستین تجربه موفق از کاربرد لرزه نگاشتهای باند پهن بود. یکی از دلایل توسعه سریع تجهیزات لرزه نگاری باند پهن احتمالاً این تجربه موفق در زمینه قدرت زیاد تفکیک لایه های نازکتر پوسته زمین به روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای می باشد. آمون (*Ammon*) و همکاران در سال ۱۹۹۰ با روش جدیدی از مدلسازی معکوس موفق شدند تابع انتقال گیرنده لرزه ای را به تابع "عمق-سرعت" تبدیل نمایند [۵]. نتایج تحقیقات آنها نشان داد که روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای برای محاسبه ساختار پوسته و عمق جبه بالایی مانند سایر روشهای ژئوفیزیکی تنها یک جواب

ندارد. برای کاهش جوابهای متعدد تابع عمق-سرعت، استفاده از اطلاعات زمین شناسی و ژئوفیزیکی منطقه مورد مطالعه پیشنهاد گردید؛ بنابراین، بر اساس شواهد زمین شناسی موجود، آن دسته از توابع عمق-سرعت حاصل از مدلسازی به عنوان جواب بهینه انتخاب می شوند که کمترین خطای برآزش بین مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای مصنوعی و مشاهده ای ایجاد نمایند.

ژانت (*Zandt*) و همکاران در سال ۱۹۹۵ روابط ریاضی مناسبی به منظور تخمین ضخامت و سرعت امواج لرزه ای لایه های تشکیل دهنده پوسته زمین بر اساس موج تراکمی مستقیم (P_p) و فازهای تبدیلی (P_s و $P_p P_{ms}$) مشاهده شده بر روی مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای ارائه نمودند [۶]. از سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۰ ساختار پوسته زمین در منطقه آمریکای شمالی [۷، ۸، ۹]، استرالیا [۱۰]، روسیه [۱۱]، چین [۱۲]، اروپا [۱۳ و ۱۴] و آفریقا [۱۵] با این روش مورد مطالعه قرار گرفته است؛ به طوری که در حال حاضر این روش را به عنوان یک روش کمکی در کنار سایر روشهای ژئوفیزیکی از قبیل لرزه نگاری عمیق، گرانی سنجی و مگنتوتلوریک در مطالعه ساختار پوسته زمین و عمق جبه بالایی به کار می برند. شو (*Zhu*) و کاناموری در سال ۲۰۰۰ به تهیه نقشه توپوگرافی ناپیوستگی موهو (مرز مشترک پوسته و جبه بالایی) در منطقه کالیفرنیا با استفاده از اطلاعات شبکه لرزه نگاری باند پهن و بر اساس روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای اقدام نمودند [۹]. در حال حاضر اکثر کشورها با فرایینی (*Monitoring*) مناطق فعال زمین ساختی حداقل به مدت یک سال با تجهیزات لرزه نگاری باند پهن و ثبت رویدادهای لرزه ای دورلرز به تهیه نقشه توپوگرافی موهو بر اساس تحلیل و محاسبه تابع انتقال گیرنده لرزه ای اقدام می نمایند.

با توجه به این تاریخچه و ذکر کارایی روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای در مطالعه ساختار پوسته و جبه بالایی بویژه در پهنه های فعال زمین ساختی، این پژوهش و بکارگیری آن در مورد ایران بسیار حائز اهمیت است. هدف این مقاله بررسی روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای از دیدگاه نظری و محاسباتی، تحلیل داده های لرزه نگاری دورلرز مورد نیاز و ارائه یک نمونه از کاربرد موفق این روش در مطالعه ساختار

پوسته ناحیه تهران و عمق جبه بالایی می باشد.

۳- مبانی نظری روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای

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 دورلرز به دست می آیند و بیانگر پاسخ نسبی ساختار زمین در محل گیرنده لرزه ای هستند.

اطلاعات تشکیل دهنده هر لرزه نگاشت دورلرز متأثر از

سه قسمت اصلی می باشد:

۱- تابع زمانی چشمه لرزه ای؛

۲- اثرهای مسیر انتشار موج؛

۳- ساختار زمین در محل گیرنده لرزه ای.

به منظور حذف اطلاعات مربوط به ساختار چشمه لرزه ای و اثرهای مسیر انتشار موج از روش واهمامیخت (*Deconvolution*) استفاده می شود. به عبارت دیگر، به دلیل یکسان بودن اثر چشمه لرزه ای و مسیر انتشار موج در مؤلفه های لرزه نگاشت از یک سو و استفاده از رویدادهای دورلرز (فاصله چشمه و گیرنده بیش از 30° و کمتر از 100°) در این روش، مؤلفه قائم لرزه نگاشت به صورت یک پالس لرزه ای عمل می کند (تابش موج با زاویه نزدیک به قائم به گیرنده لرزه ای انجام می شود)؛ بنابراین از تقسیم مؤلفه شعاعی بر مؤلفه قائم لرزه نگاشت در حوزه فرکانس یک نسبت طیفی به دست می آید که شامل اطلاعاتی مفید در مورد ساختار زمین شناسی اطراف گیرنده لرزه ای می باشد. انتقال این نسبت طیفی به حوزه زمان را تابع انتقال گیرنده لرزه ای (*Radial Receiver Function*) می نامند.

در حوزه زمان، فرم ریاضی پاسخ جا به جایی زمین برای یک موج تخت تراکمی (P) که از سمت پایین به یک سری از لایه های تخت افقی یا شیبدار تابیده شود به صورت رابطه (۱) بیان می شود:

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t) \end{aligned} \quad (1)$$

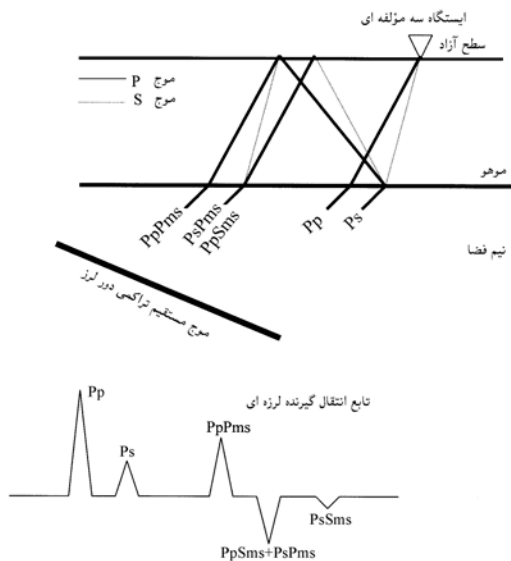
در رابطه (۱)، توابع $D_V(t)$ ، $D_R(t)$ و $D_T(t)$ مؤلفه های پاسخ جا به جایی زمین (*Ground Motion*) به ترتیب در راستای قائم، شعاعی و مماسی، تابع $I(t)$ پاسخ سیستم لرزه نگار،

متغیر a در رابطه (۶) کنترل کننده پهنای فیلتر گوسی است که برای حذف نوفه فرکانس بالا در لرزه نگاشتهای باند پهن استفاده می شود. در رابطه (۷) نیز پارامتر C مقدار سطح ایستایی است که معمولاً در بازه $0 < C \leq 1$ قرار می گیرد.

۴- تابع انتقال گیرنده لرزه ای و کاربرد آن در ارائه اطلاعات مفید در مورد ساختار پوسته و عمق

جبهه بالایی

با فرض مدلی ساده، پوسته زمین، متشکل از یک لایه همگن بر روی نیم فضای همگن (جبهه) مطابق شکل (۱) در نظر گرفته می شود. امواج لرزه ای موج مستقیم تراکمی (P) با زاویه نزدیک به امتداد قائم (رویدادهای دورلرز) به مرز مشترک پوسته و جبهه (مرز موهو) برخورد نموده و به صورت فاز اصلی P_p و فازهای تبدیلی P_s ، $P_p P_m s$ و ... به گیرنده لرزه ای سه مؤلفه ای در سطح زمین می رسند. مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای متناسب با این مدل ساده در قسمت زیرین شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل (۱): مدل ساده زمین متشکل از یک لایه همگن افقی بر روی نیم فضای همگن. قسمت بالایی مسیر تابش فازهای مختلف موج لرزه ای را نشان می دهد. مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای متناسب با مدل فرضی در قسمت پایینی شکل ترسیم شده است.

چون سرعت انتشار امواج برشی (S) کمتر از سرعت انتشار امواج تراکمی (P) می باشد، فاز تبدیل شده P_s چندین ثانیه دیرتر از فاز اصلی به گیرنده لرزه ای می رسد؛ بنابراین، اختلاف زمان رسید دو فاز P_p و P_s به عنوان معیاری برای

تابع $S(t)$ تابع مؤثر چشمه لرزه ای، $E_V(t)$ ، $E_R(t)$ و $E_T(t)$ به ترتیب مؤلفه های قائم، شعاعی و مماسی پاسخ نسبی ساختار زمین شناسی نزدیک گیرنده لرزه ای می باشند. چنانچه مؤلفه قائم جابه جایی زمین $(D_V(t))$ در امواج لرزه ای تراکمی دورلرز $(Telesismic P- Waveform)$ معادل همایخت $(Convolution)$ تابع زمانی مؤثر چشمه لرزه ای با پاسخ سیستم لرزه نگار باشد:

$$I(t) * S(t) \equiv D_V(t) \quad (2)$$

رابطه (۱) بر اساس فرض رابطه (۲) و به کمک تبدیل فوریه به صورت زیر در حوزه فرکانس بازنویسی می شود:

$$D_R(\omega) = I(\omega) S(\omega) E_R(\omega) \quad (3)$$

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)}{I(\omega) S(\omega)} \equiv \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)}$$

$$D_T(\omega) = I(\omega) S(\omega) E_T(\omega) \quad (4)$$

$$E_T(\omega) = \frac{D_T(\omega)}{I(\omega) S(\omega)} \equiv \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)}$$

چنانچه $E_R(\omega)$ و $E_T(\omega)$ بر اساس اصل معکوس تبدیل فوریه به حوزه زمان منتقل شوند به ترتیب مؤلفه شعاعی و مؤلفه مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه ای نامیده می شوند؛ بنابراین، رابطه (۳) و (۴) اساس روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای را تشکیل می دهند و اصولاً پردازش داده های لرزه نگاری در حوزه فرکانس انجام می گیرند که در خاتمه به حوزه زمان منتقل می شوند. در عمل به دلیل حضور نوفه موجود در نگاشتهای لرزه ای از روش سطح ایستایی $(Water Level-Method)$ برای پایدار نمودن نسبت طیفی حوزه فرکانس استفاده می شود؛ بنابراین، مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای رابطه (۳) به صورت رابطه (۵) قابل تصحیح می باشد:

$$\tilde{E}_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)} A(\omega) \quad (5)$$

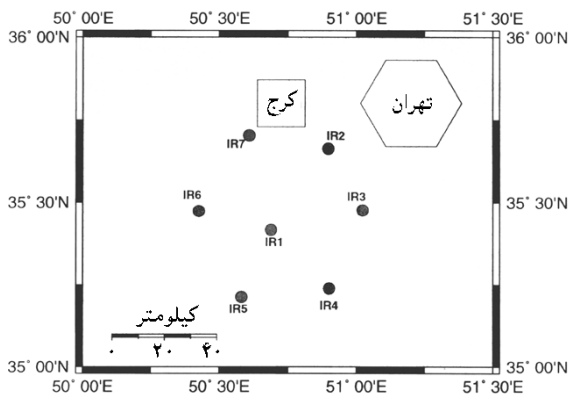
در رابطه (۵)، $\tilde{E}_R(\omega)$ مقدار تخمینی تابع انتقال گیرنده واقعی $E_R(\omega)$ و $A(\omega)$ تابع متوسط گیری مرتبط با واهمایخت است که به صورت رابطه (۶) پیشنهاد شده است:

$$A(\omega) = \frac{D_V(\omega) D_V^*(\omega)}{\phi(\omega)} \exp\left(-\frac{\omega^2}{4a^2}\right) \quad (6)$$

که:

$$\phi(\omega) = \max\{D_V(\omega) D_V^*(\omega), C \cdot \max\{D_V(\omega) D_V^*(\omega)\}\} \quad (7)$$

ساختار پوسته زمین، ساختار پوسته ناحیه تهران بر اساس لرزه نگاشتهای دورلرز ثبت شده در شبکه ایلیپا مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۲). در این قسمت، ابتدا نحوه محاسبه مؤلفه شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه ای برای یک رویداد لرزه ای دورلرز ثبت شده در ایستگاه شماره ۲ شبکه ایلیپا توضیح داده شده است. آنگاه، مطالعه ساختار پوسته ناحیه تهران که با استفاده از مدل سازی مستقیم (Forward Modeling) و مدل سازی معکوس (Inverse Modeling) مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای یک رویداد لرزه ای دورلرز انجام شده، ارائه گردیده است.



شکل (۲): نقشه آرایش ایستگاههای لرزه نگاری در شبکه ایلیپا و مختصات جغرافیایی ناحیه تهران

شکل (۳) یک رویداد لرزه ای ثبت شده در ایستگاه شماره ۲ شبکه ایلیپا را نشان می دهد. این رویداد لرزه ای در سال ۱۹۷۸ و در فاصله ۶۲ درجه و در راستای ۸۱/۵ درجه شمالی از تهران رخ داده است. این رویداد لرزه ای رقمی از مرکز بین المللی IRIS استخراج شده است که به صورت رایگان در اختیار محققین قرار داده می شود. طول پنجره زمانی لازم برای محاسبه تابع انتقال گیرنده لرزه ای در شکل (۳، ب)، نشان داده شده است. این پنجره زمانی از ۶۰ ثانیه قبل از شروع اولین فاز و ۱۲۰ ثانیه پس از ثبت اولین فاز موج تراکمی انتخاب شده است. به کمک روابط ریاضی (۱ تا ۷) مؤلفه های مماسی و شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای محاسبه شده اند که در شکل (۳، پ) نشان داده شده اند. به منظور مطالعه ساختار پوسته ناحیه تهران یک رویداد لرزه ای که در فاصله ۷۸ درجه و در راستای ۹۸ درجه شمالی از

اندازه گیری سرعت و ضخامت در حد فاصل موهو تا سطح زمین به کار گرفته می شود. به عبارت دیگر، مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای شامل اطلاعات مفیدی در مورد ساختار پوسته و جبه بالای زمین می باشد. این اطلاعات می تواند تخمینی مقدماتی از ضخامت پوسته و عمق جبه بالایی در هر ایستگاه را فراهم نماید. با استفاده از این اطلاعات، مدل اولیه برای اجرای روش مدل سازی معکوس و ایجاد نگاشت مصنوعی لازم قابل محاسبه خواهد بود.

رابطه های ریاضی ارائه شده توسط ژانت و همکاران در سال ۱۹۹۵ می تواند به استخراج اطلاعات مربوط به ضخامت پوسته کمک کند [۶]. از این روش، عمق جبه بالایی (عمق موهو، h) از رابطه (۸) قابل محاسبه است:

$$h = \frac{t_{ps} - t_p}{\sqrt{V_s^{-2} - P^2} - \sqrt{V_p^{-2} - P^2}} \quad (8)$$

در رابطه (۸)، متغیر P پارامتر پرتو، $t_{ps} - t_p$ اختلاف زمان رسید بین فاز موج مستقیم و فاز تبدیلی (موج تراکمی P تبدیل شده به موج برشی S)، V_s سرعت متوسط امواج برشی و V_p متوسط سرعت امواج تراکمی در پوسته می باشند. برای استفاده از رابطه (۸)، مقادیر V_p و V_s باید معلوم باشند. اگر V_s معلوم فرض شود، مقدار V_p از اختلاف زمان رسید بین فاز P_s و $P_p P_m S$ و از طریق رابطه (۹) قابل محاسبه خواهد بود:

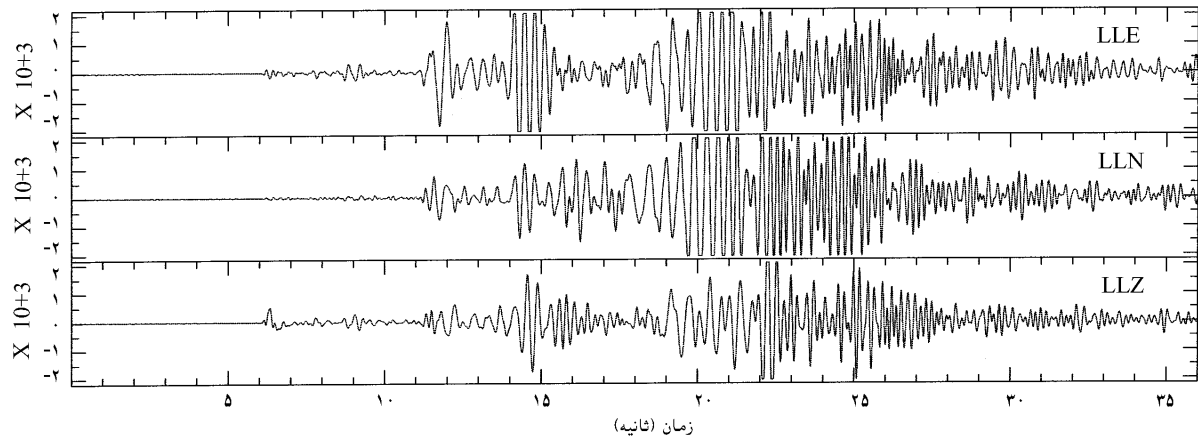
$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\left(1 - P^2 V_p^2\right) \left[2 \left(\frac{t_{ps} - t_p}{t_{P_p P_m S} - t_{ps}} \right) + 1 \right]^2 + P^2 V_p^2} \quad (9)$$

اگرچه در این روش به منظور محاسبه عمق موهو و نسبت پواسون برای پوسته V_s باید مشخص باشد، اما تخمین نسبت پواسون بستگی کمی نسبت به مقدار V_s انتخاب شده دارد. برای مثال، تغییر نسبت پواسون به اندازه ۰/۰۱ مقدار ۰/۳ کیلومتر بر ثانیه در V_s تغییر ایجاد خواهد کرد و این مقدار در مقیاس پوسته قابل اغماض است.

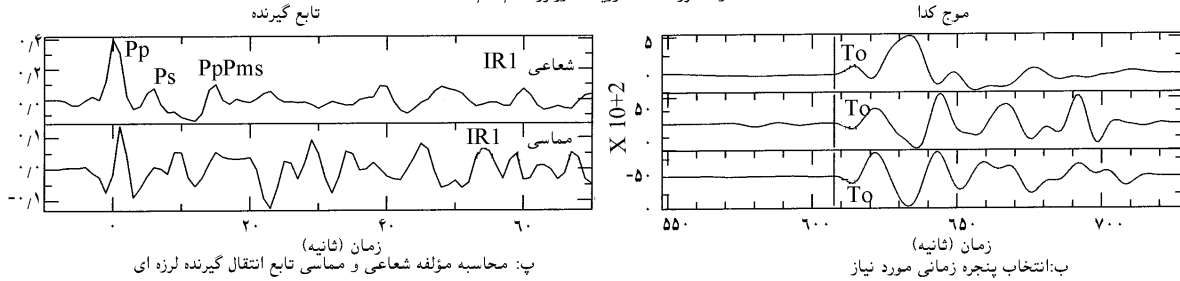
۵- محاسبه ساختار پوسته ناحیه تهران بر اساس

روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای

به منظور نشان دادن کارایی این روش در محاسبه



الف: سه مؤلفه لرزه نگاشت رویداد دورلرز ۱۹۷۸/۱۲/۲۳



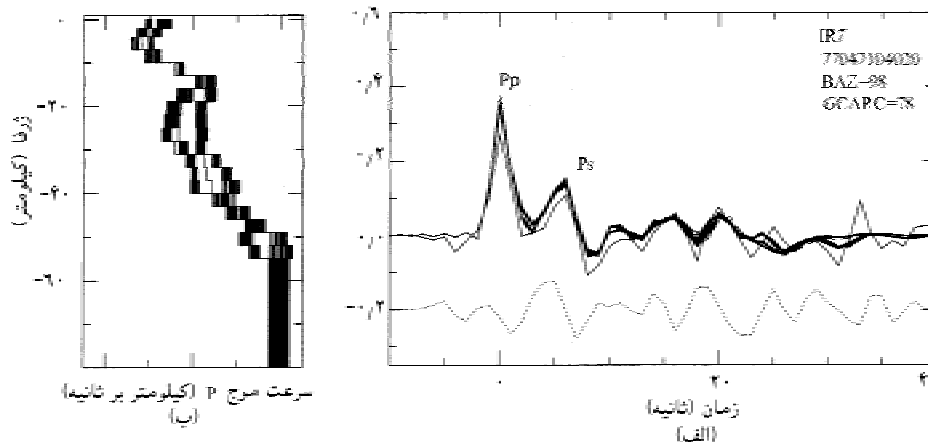
ب: انتخاب پنجره زمانی مورد نیاز
 پ: محاسبه مؤلفه شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه ای
 شکل (۳): نگاشت لرزه ای رویداد دورلرز ثبت شده در ایستگاه شماره ۲ ایلیا و مؤلفه های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه ای متناسب با آن.

به صورت نقطه چین نشان داده شده است. در گوشه بالایی شکل (۴، الف) اطلاعات مربوط به رویداد مورد مطالعه نوشته شده است. مقایسه فازهای P_p (موج تراکمی مستقیم) و P_s (موج S تبدیل شده به P در مرز مشترک پوسته و جبهه بالایی) روی مؤلفه شعاعی تجربی و مصنوعی همخوانی قابل قبولی را نشان می دهند و نیکویی برازش نگاشت تجربی با نگاشت مصنوعی تا حدود ۳۰ ثانیه بعد از ثبت فاز P_p مؤید پایداری مدل عمق-سرعت محاسبه شده متناسب با آن می باشد (شکل ۴، ب). مقطع عمق-سرعت نگاشتهای مصنوعی شکل (۴، الف) در شکل (۴، ب) ترسیم شده است. این مقطع تغییرات سرعت امواج تراکمی را با عمق در محدوده ایستگاه شماره ۷ نشان می دهد. شکل (۴) نشان می دهد که روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای بر اساس مدلسازی معکوس تنها یک جواب ندارد و چندین جواب متناوب و متشابه برای مدل عمق-سرعت به دست می آیند که تقریباً نگاشت مصنوعی تمام آنها یکسان است. به منظور کاهش غیریکتایی مقطع عمق-سرعت، یکی از بهینه ترین مدلها (منظور از بهینه ترین مدل،

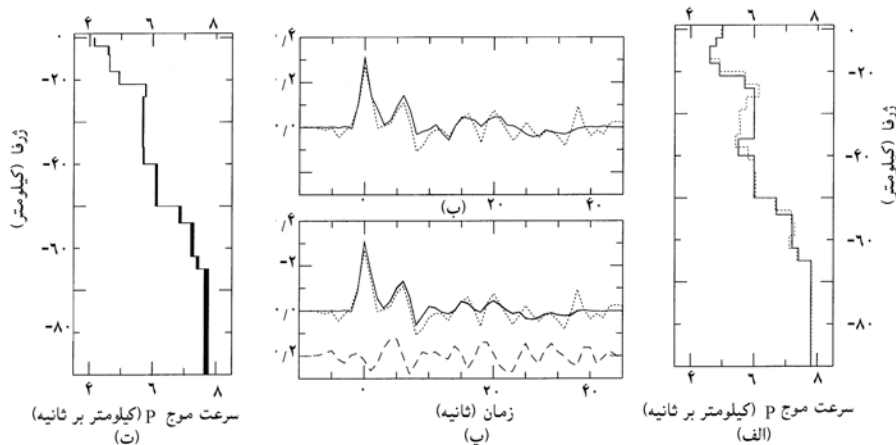
تهران در سال ۱۹۷۷ به وقوع پیوسته است و در ایستگاه شماره ۷ شبکه ایلیا ثبت شده، انتخاب گردیده است. با تکیه بر روش مدلسازی مستقیم و مدلسازی معکوس، مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای رویداد مذکور به مدل عمق-سرعت تبدیل شده است که نتایج این محاسبات در شکلهای (۴) و (۵) نشان داده شده است. شکل (۴، الف) مقایسه مؤلفه شعاعی تابع گیرنده لرزه ای لرزه نگاشت واقعی (مشاهده ای) را با مؤلفه شعاعی توابع گیرنده لرزه ای مصنوعی ایجاد شده بر اساس مدلسازی معکوس نشان می دهد. در این مدلسازی، مدل اولیه به صورت یک لایه افقی همگن با سرعت ۶/۴ کیلومتر بر ثانیه و به ضخامت ۴۸ کیلومتر بر روی یک نیم فضای همگن با سرعت هشت کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شده است. به هنگام مدلسازی تعداد زیادی مدل ایجاد می شود که صرفاً مدلهایی انتخاب شده اند که میزان نیکویی برازش (*Goodness of Fitting*) نگاشت مصنوعی آن با نگاشت تجربی کمتر از ۳٪ خطا ایجاد نماید. در قسمت پایین شکل (۴، الف) مؤلفه مماسی تابع گیرنده لرزه ای تجربی

مدلی است که نگاشت مصنوعی متناسب با آن بالاترین میزان برآزش با نگاشت تجربی ثبت شده داشته باشد) انتخاب شده که در شکل (۵، الف) نشان داده شده است. با توجه به وضعیت نگاشت مصنوعی مدل موردنظر و مقایسه آن با نگاشت تجربی و شکل کلی مدل عمق-سرعت (شکل ۵، ب) به تعدیل مدل موردنظر اقدام گردید. مدل تعدیل شده پیشنهادی به صورت خط ممتد در شکل (۵، الف) نشان داده شده است. با کاربرد روش محاسباتی و مدلسازی مستقیم به تهیه نگاشت مصنوعی مدل تعدیلی

اقدام گردید که در شکل (۵، ب) همزمان با نگاشت تجربی نشان داده شده است. نیکویی برآزش فازهای P_p و P_s قابل توجه است. برای اطمینان بیشتر مدل تعدیلی به عنوان مدل اولیه در روش مدلسازی معکوس در نظر گرفته شده و نتایج آن در شکل (۵، پ) و شکل (۵، ت) نشان داده شده است. این نتیجه نشان دهنده کاهش غیریکتایی روش قبلی بوده و تا میزان بالایی حاکی از پایداری مدل عمق-سرعت می باشد. با توجه به این مسأله مدل عمق-سرعت شکل (۵، ت) به عنوان مدلی



شکل (۴): نتایج مدلسازی معکوس تابع انتقال گیرنده لرزه ای. الف) مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای مشاهده ای (منحنی مشکی نازک) در مقایسه با مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای مصنوعی (منحنی خاکستری ضخیم) و مؤلفه مماسی تابع انتقال گیرنده مشاهده ای (نقطه چین، ب) مدل های سرعت-عمق متناسب با مؤلفه های شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه ای مصنوعی ناشی از مدلسازی معکوس.



شکل (۵): مدلسازی مستقیم و معکوس یکی از مدل های بهینه شکل (۴). الف: یکی از مدل های سرعت-عمق بهینه (نقطه چین) انتخاب شده از شکل (۴) در مقایسه با مدل تعدیل شده پیشنهادی (خط ممتد). ب: نگاشت مصنوعی مؤلفه شعاعی (خط ممتد) ایجاد شده به روش مدلسازی مستقیم در مقایسه با نگاشت مشاهده ای (نقطه چین)، پ: نگاشت مصنوعی مؤلفه شعاعی (خط ممتد) ایجاد شده با روش مدلسازی معکوس در مقایسه با نگاشت مشاهده ای (نقطه چین). مؤلفه مماسی گیرنده لرزه ای مشاهده ای به صورت خط چین ترسیم شده است. ت: مقطع عمق-سرعت متناسب با نگاشتهای مصنوعی شکل (۵، پ) ایجاد شده به روش مدلسازی معکوس.

کاربرد این روش در بررسی ساختار پوسته ناحیه تهران نشان داد که پوسته ناحیه تهران را می توان به سه قسمت اصلی پوسته بالایی (ضخامت ۱۰ کیلومتر)، پوسته میانی (ضخامت حدود ۲۰ کیلومتر) و پوسته پایینی (ضخامت ۱۵ کیلومتر) تقسیم بندی نمود. تغییرات سرعت امواج تراکمی لرزه ای در محدوده پوسته پایینی و جبه بالایی به صورت تدریجی بوده و از مقدار نسبتاً کم ۷/۹ کیلومتر بر ثانیه در عمق ۶۰ کیلومتری برخوردار می باشد.

۷- مراجع

1. Phinney, R.A., (1964), "Structure of the Earth's Crust from Spectral Behaviour of Long-Period Body Waves", J. Geophys. Res., Vol. 69, pp. 2997-3017.
2. Haskell, A.N., (1962). "Crustal Reflection of Plane P and S Waves", J. Geophys. Res., 67, pp. 4751-4767.
3. Langston, C. A., (1979), "Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred from Teleseismic Body Waves", J. Geophys. Res., Vol. 84, pp. 4749-4762.
4. Owens, T.J., (1984), "Determination of Crustal and Uppermost Mantle Structure from Analysis of Broad-Band Teleseismic P-Waveforms", Ph.D. Thesis, 145p., Univ. of Utah, Salt Lake City.
5. Ammon, C. J., Randal, G.E. and Zandt, G., (1990), "On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversion", J. Geophys. Res. Vol. 95, pp. 15303-15318.
6. Zandt, G., Myers, S.C. and Wallace, T.C., (1995), "Crustal and Mantle Structure Across the Basin and Range-Colorado Plateau Boundary at 37° N Latitude and Implications for Cenozoic Extensional Mechanism", J. Geophys. R., Vol. 100, pp. 10529-10548.
7. Ammon, C. J., and G. Zandt, "The Receiver Structure Beneath the Southern Mojave Block", Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 83, pp. 737-755, 1993.
8. Cassidy, J.F., "A Comparison of the Receiver Structure Beneath Stations of the Canadian Seismograph Network", Ca. J. Earth Sci., Vol. , pp. 938-951, 1995.
9. Zhu, L., and Kanamori, H., (2000), "Moho Depth Variation in Southern California from Teleseismic Receiver Functions", J. Geophys. R., Vol. 105, pp. 2969-2980.

مناسب برای ساختار سرعت لرزه ای پوسته در حوالی شبکه ایلیپا که در ناحیه جنوب غرب تهران واقع شده است، پیشنهاد می گردد. این مدل نشان می دهد که ساختار پوسته زمین تا عمق ۱۱ کیلومتری از افزایش تغییرات کند سرعت امواج تراکمی بین چهار تا پنج کیلومتر بر ثانیه برخوردار می باشد. پوسته میانی در ناحیه تهران از عمق ۱۲ تا ۳۰ کیلومتر دارای سرعت امواج تراکمی نسبتاً ثابت ۵/۸ کیلومتر بر ثانیه می باشد. این مقدار اندک و ثابت تا عمق ۳۰ کیلومتری بیانگر پهنه کم سرعت در ناحیه پوسته میانی می باشد. علاوه بر آن، مدل شکل (۵، ت) نشان می دهد که سرعت امواج تراکمی در عمق ۳۰ تا ۴۰ کیلومتر حدود ۶/۱ کیلومتر بر ثانیه می باشد که این محدوده سرعت در عمق ۴۰ کیلومتری میزان اندکی است. این محدوده سرعت نشان می دهد که اگرچه عمق پوسته پایینی احتمالاً در ۴۳ کیلومتری واقع شده است، ولی از سرعت نسبتاً کمی نیز برخوردار می باشد. از عمق ۴۳ کیلومتری تا ۵۳ کیلومتری با افزایش تدریجی سرعت امواج تراکمی از مقدار ۶/۵ کیلومتر بر ثانیه تا ۷/۹ کیلومتر بر ثانیه مواجه می شویم که این ناحیه مرز مشترک پوسته و جبه بالایی تلقی می شود. این مقادیر مؤید آن است که جبه بالایی در ناحیه تهران از سرعت امواج تراکمی نسبتاً کم برخوردار می باشد.

۶- نتیجه گیری

مرور سیر تکاملی روش تابع انتقال گیرنده لرزه ای نشان می دهد که همگام با توسعه تجهیزات لرزه نگاری باند پهن، این روش در مطالعه ساختار پوسته و جبه بالایی کارایی بیشتری از خود نشان داده است. فراگیر شدن کاربرد این روش در مطالعه پهنه های فعال زمین ساختی بیانگر موفقیت این روش بر اساس امواج لرزه ای دورلرز می باشد.

بررسی و مقایسه مدلسازی مستقیم و معکوس تابع انتقال گیرنده لرزه ای نشان می دهد که نتایج مطالعات ژئوفیزیکی و شواهد زمین شناسی می تواند نقش مؤثری در کاهش غیریکتایی مدل نهایی ساختار پوسته ایفا نماید.

10. Clitheroe, G., Gudmundsson, O., and Kennett, B.L.N., "Crustal and Uppermost Mantle Structure of Australia", Project Report, 1997.
11. Mangino S. and Priestley, K., "Crustal Structure of Southern Caspian Region", *Geophys. J. Int.*, Vol. 133, pp. 630-648, 1998.
12. Yuan, X., Ni, J., Kind, R., Mechie, J., and Sandvol, E., "Lithospheric and Upper Mantle Structure of Southern Tibet from a Seismological Passive Source Experiment", *J. G. R.*, Vol. 102, pp. 27, 491- 27, 500, 1997.
13. Darbyshire, F. A., Priestley, K. F., White, R. S., Stefansson, R., Gudmundsson G. B., and Jakobsdottir, S.S., "Crustal Structure of Central and Northern Iceland from Analysis of Teleseismic Receiver Functions", *Geophys. J. Int.*, Vol. 143, pp. 163-184, 2000.
14. Gossler, J., Kind, R., Sobolev, S. V., Kampf, H., Wylegalla, K., and Stiller, M., "Major Crustal Features Between the Harz Mountains and the Baltic Shield Derived from Receiver Functions", *Tectonophysics*, Vol. 314, pp. 321-333, 1999.
15. Last, R. J., Nylade, A. A. and Langston, C. A., "Crustal Structure of the East African Plateau from Receiver Functions and Rayleigh Wave Phase Velocities", *J. Geophys. Res.* 102, Vol. 24, pp. 469-483, 1997. ◀