

## تعیین میزان ناهمسان‌گردی سرعت موج برشی در پوسته به روش تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای (مطالعه موردی منطقه مشهد)

غلام جوان دولویی\*

\*پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله  
دریافت مقاله: ۸۱/۴/۱ پذیرش مقاله: ۸۲/۱۲/۱۹

### چکیده

در این مقاله کارایی آنالیز تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای (Receiver Function Analysis)، نحوه پردازش سیگنال زمین‌لرزه‌های دورلرز ثبت شده در یک ایستگاه لرزه نگاری، مفهوم پدیده جداشدگی موج برشی (Shear Wave Splitting) در فاز تبدیلی Ps (P-to-S) و استفاده از این پدیده به منظور تعیین میزان ناهمسان‌گردی سرعت موج برشی (Shear Wave Velocity Anisotropy) در لایه‌های پوسته زمین مورد بررسی قرار گرفته است. روش تعیین راستای مولفه سریع (Fast Wave) و مولفه کند (Slow Wave) موج برشی و روش‌های تعیین مقدار بزرگی ناهمسان‌گردی با استفاده از تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای ارائه شده است. با ارائه چند نمونه توانایی این روش در بررسی ناهمسان‌گردی لایه‌های زمین ارزیابی شده است. بدین منظور هشت زمین‌لرزه دورلرز ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO (مشهد - ایران) در طی سال‌های ۱۹۷۵ لغایت ۱۹۷۸ برای بررسی انتخاب شده است. پژوهش‌های انجام شده نشان می‌دهد که پوسته و جبه بالایی در منطقه مشهد خواص ناهمسان‌گردی قابل توجهی دارد. راستای قطبیدگی اولین موج برشی (فاز تبدیلی Ps) برای پوسته در محدوده این ایستگاه دارای روند تقریبی شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد. علاوه بر آن راستای ناهمسان‌گردی در عمق‌های مختلف جبه بالایی متفاوت است. این امر موید آن است که خواص فیزیکی سنگ‌ها و نوع کانی‌های تشکیل دهنده جبه بالایی این ناحیه با افزایش عمق تغییر می‌کند که ضرورت مطالعات بیشتر و استفاده از نگاشت‌های لرزه‌ای باند پهن را ایجاب می‌نماید.

کلید واژه: امواج تراکمی، پوسته، تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای، جداشدگی موج برشی، مشهد، ناهمسان‌گردی.

### ۱ مقدمه

ساختار پوسته ارائه می‌دهد، لیکن با استفاده از زمین‌لرزه‌های دور لرز یک شبکه لرزه‌نگاری باند پهن و یا استفاده از اطلاعات چند ایستگاه به‌طور هم‌زمان، امکان ارائه تصویری دو بعدی از ساختار پوسته فراهم می‌شود (ژو و کاناموری، ۲۰۰۰) به گونه‌ای که نتایج آن قابل مقایسه با روش‌های توموگرافی و آنالیز امواج سطحی در مطالعه ساختار پوسته است.

علاوه بر ارزیابی کاربرد آرایه‌ای از لرزه‌نگارها در مطالعه ساختار سرعت و ضخامت در لایه‌های پوسته به روش تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای، اطلاع از خواص ناهمسان‌گردی سرعت لرزه‌ای لایه‌های مختلف پوسته و جبه بالایی در دانش زلزله‌شناسی و علوم زمین‌شناسی، اهمیت ویژه‌ای دارد که در بخش‌های بعدی این مقاله

مدلسازی موج‌های لرزه‌ای دورلرز (teleseismic) تحت عنوان آنالیز تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای در دو دهه اخیر به‌صورت روشی متداول و مؤثر در مطالعه ساختار پوسته و جبه بالایی شناخته شده است (دولویی و روبرتس، ۲۰۰۳). بکارگیری این روش برای زمین لرزه‌های دورلرز ثبت شده در ایستگاه‌های بلنددوره، منجر به تخمین ضخامت و سرعت امواج تراکمی و برشی در پوسته می‌شود. با تولد نسل جدید تجهیزات لرزه‌نگاری پیشرفته باند پهن (broad band) و نصب آنها در مناطق فعال تکتونیک با گسل‌های توانمند لرزه‌زا، دسترسی به مدل‌های دقیق‌تر پوسته زمین امکان‌پذیر گردیده است. اگرچه بکارگیری روش تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای در یک ایستگاه لرزه‌نگاری سه مولفه‌ای، تخمینی یک بعدی از

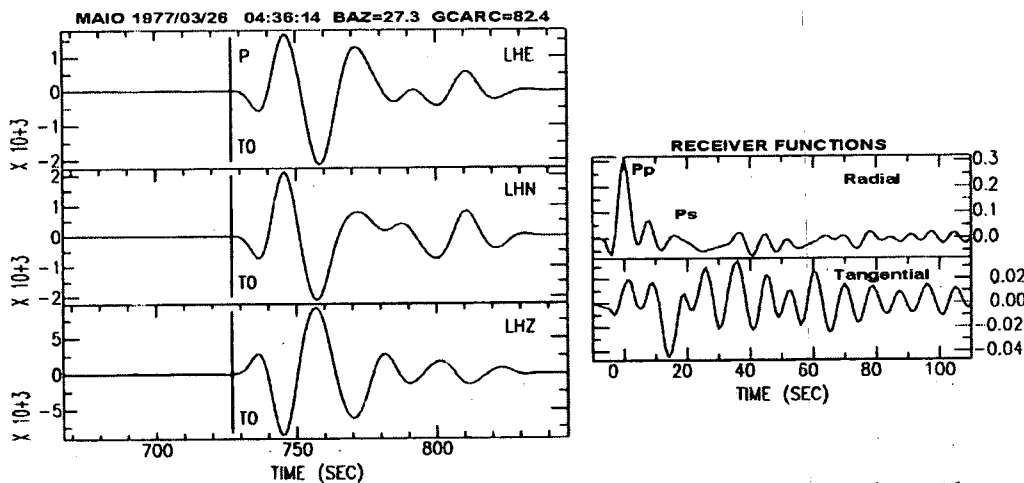
مرحله بعدی پردازش سیگنال است. معمولاً طول پنجره زمانی حدود ۱۲۰ ثانیه از محدوده قطار موج تراکمی به گونه‌ای انتخاب می‌شود که ابتدای پنجره حدود ۲۰ ثانیه قبل از شروع زمان رسید موج تراکمی P قرار گیرد (آمون و همکاران، ۱۹۹۰). محاسبه مولفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای براساس روش معادل‌سازی چشمه لرزه‌ای (آمون ۱۹۹۱) به مثابه آخرین مرحله از فرآیند آماده‌سازی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱). شکل ۱ پنجره زمانی قطار موج تراکمی P انتخاب شده و توابع انتقال محاسبه شده متناسب با آن پس از دوران مولفه‌های افقی شمال- جنوب و شرق- غرب حول زاویه پیش سمت را نشان می‌دهد.

۲ پدیده جداشدگی موج برشی (Shear-Wave Splitting)

هر قسمتی از پوسته و جبه زمین که خواص فیزیکی آن (مثلاً سرعت موج لرزه‌ای) در جهت‌های مختلف، متفاوت باشد، ناحیه‌ای ناهمسان‌گرد را تشکیل می‌دهد. امواج لرزه‌ای هنگام انتشار در چنین محیط‌هایی رفتارهایی پیچیده و کاملاً متفاوت با

به‌طور مفصل مورد بررسی قرار می‌گیرد. بررسی خواص ناهمسان‌گردی در لایه های مختلف زمین براساس خاصیت قطبیدگی موج برشی طی سال‌های متمادی برای به‌دست آوردن اطلاعات مفید راجع به راستای درز و ترک‌ها در پوسته و به خط شدگی کانی‌های موجود در جبه صورت گرفته است (کیم و ماه، ۱۹۹۷، لوین و پارک، ۱۹۹۷ و شیه و همکاران ۱۹۸۹).

ثبت سیگنال‌های رقمی سه مولفه‌ای زمین لرزه‌های دور لرز (فاصله مرکز سطحی ۲۰ درجه تا ۹۵ درجه) با بزرگی  $M \geq 5.5$  به منظور فراهم نمودن مولفه‌های مماسی و شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای ضروری به نظر می‌رسد. مرحله نخست پردازش سیگنال‌های زمین لرزه، عمل تصحیح دستگاهی برای حذف اثر سامانه لرزه‌نگاری (شامل پاسخ لرزه‌سنج و پاسخ لرزه‌نگار) است (آمون، ۱۹۹۱). در مرحله دوم عمل چرخاندن مولفه‌های افقی شمال- جنوب (N-S) و شرق- غرب (E-W) سیگنال زمین لرزه حول زاویه پیش سمت (back-azimuth) صورت می‌گیرد تا مولفه‌های R (radial) و T (transverse) زمین لرزه فراهم شود. عمل پنجره‌زنی روی مولفه قائم (Z) و مولفه‌های دوران یافته R و T زمین لرزه،



شکل ۱. سیگنال زمین لرزه ۲۶ مارس ۱۹۷۷ ثبت شده در ایستگاه MAIO و مولفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای متناسب با آن.

P520s و P660s فازهایی هستند که از تبدیل موج تراکمی دور لرز P به موج برشی S در بازتاب کننده‌هایی واقع در عمق‌های ۴۴۰ کیلومتر، ۵۲۰ کیلومتر و ۶۶۰ کیلومتر ایجاد می‌شوند).

بررسی علل زمین‌شناختی ناهمسان‌گردی لایه‌های زمین جالب توجه و حائز اهمیت است. مهم‌ترین عامل ناهمسان‌گردی در پوسته بالایی، وجود درز و ترک‌های جهت‌یافته و فضای خالی موجود در داخل سنگ‌ها است به طوری که سرعت‌های کندتر در جهت عمود بر صفحه متوسط درز و ترک‌ها منتشر می‌شوند. در پوسته زیرین و بخش‌های فوقانی جبهه بالایی، به دلیل افزایش فشار همه جانبه، درز و ترک‌های ساختار پوسته و خلل و فرج موجود در سنگ‌ها بسته می‌شوند. اما کانی‌های مختلف موجود در مواد تشکیل دهنده پوسته پایینی و جبهه بالایی خواص به نسبت ناهمسان‌گردی از خود نشان می‌دهند به طوری که ۵٪-۲۰٪ اختلاف سرعت در مولفه‌های سریع و کند موج برشی ایجاد می‌شود. کانی‌های اولیوین و ارتوپروکسن با سامانه بلوری ارتورومبیک به ترتیب ۲۰٪ و ۱۰٪ ناهمسان‌گردی ایجاد می‌نمایند و کانی کلینوپروکسن با دستگاه منوکلینیک و کانی گارنت با سامانه مکعبی، به ترتیب ۱۰٪ و ۵٪ ناهمسان‌گردی ایجاد می‌کنند. مقدار ناهمسان‌گردی در این بخش از زمین تا حدود زیادی به دو عامل درصد حضور کانی‌های مختلف و سازوکارهای ایجاد شده حاصل از جهت‌یافتگی محورهای بلورنگاری متناسب با جهت‌های ترجیحی بستگی دارد. از طریق سازوکارهای جهت‌فرارگیری ترجیحی شبکه LPO (lattice preferred orientation)، میزان ناهمسان‌گردی تا ۱۰٪ افزایش می‌یابد. دلیل عمده ایجاد ناهمسان‌گردی در پوسته پایینی پدیده LPO در نظر گرفته می‌شود (بابوسکا و پورس ۱۹۸۴). به خاطر حضور گارنت و کم بودن میزان اولیوین در سنگ‌های پوسته پایینی، درصد ناهمسان‌گردی در این ناحیه کم‌تر از ۱۵٪ است. در جبهه بالایی به خاطر حضور

وضعیت موج هنگام انتشار از محیط‌های همسان‌گرد از خود نشان می‌دهند. عبور موج برشی از ناحیه‌های ناهمسان‌گرد باعث تجزیه آن به دو فاز با قطبیدگی و سرعت‌های متفاوت متناسب با خواص محیط‌های ناهمسان‌گرد می‌شود.

فازهای موج برشی که در جهت‌های سریع و کند قطبی می‌شوند (شکل ۲) با ادامه انتشار در محیط ناهمسان‌گرد از همدیگر جدا می‌شوند و با زمان‌های متفاوت به گیرنده می‌رسند. این اختلاف زمان رسید (dt) دو فاز سریع و کند موج برشی از روی مولفه‌های افقی شمال-جنوب و شرق-غرب یا مولفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای قابل اندازه‌گیری است. به طور خلاصه عمل قطبیدگی موج برشی به دو فاز با سرعت‌های سریع و کند در جهت‌های مختلف و اختلاف زمان ایجاد شده بین این دو فاز به هنگام انتشار در محیط ناهمسان‌گرد را پدیده جدشدگی موج برشی می‌نامند.

برای درک بهتر این پدیده، بررسی شکل ۲ مفید خواهد بود. در این شکل پدیده جدشدگی موج برشی روی فاز تبدیلی Ps قابل مشاهده است. در شکل ۲ تابش موج تراکمی دورلرز از سطح ناپیوستگی موهو به داخل پوسته در نظر گرفته شده است که فاز تبدیل شده P به S<sub>i</sub> در این مرز (فاز Ps) هنگام عبور از محیط ناهمسان‌گرد در دو جهت مختلف قطبی شده است. به علت اختلاف سرعت در دو جهت، مولفه‌های این موج با اختلاف زمان قابل ملاحظه‌ای به گیرنده رسیده‌اند که روی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای به صورت دو فاز با قطبیت (پلاریته) یکسان و به طور متوالی ظاهر شده‌اند. در این مثال چون ناحیه ناهمسان‌گرد در داخل پوسته منظور شده است، اثر جدشدگی موج برشی Ps بلافاصله بعد از فاز P مشاهده می‌شود. چنانچه ناحیه ناهمسان‌گرد در جبهه بالایی فرض شود، جدشدگی موج برشی روی سایر فازهای موج برشی از قبیل P440s، P520s و P660s دیده می‌شود (فازهای P440s،

سریع و کند موج است که از روی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای قابل اندازه‌گیری است.

اندازه  $dt$  بستگی به مقدار سرعت انتشار موج و ضخامت لایه ناهمسان‌گرد دارد. به عبارت دیگر هرچه ضخامت توده ناهمسان‌گرد بیشتر باشد، اختلاف زمان رسید بین دو مولفه موج بیشتر می‌شود و بزرگی ناهمسان‌گردی ( $dt$ ) افزایش می‌یابد. رابطه بین مولفه‌های شعاعی ( $R$ ) و مماسی ( $T$ ) رویداد دورلرز در لایه بالایی با مولفه‌های موج برشی آن در لایه پایینی در حوزه بسامد به صورت معادله ماتریسی (۱) بیان می‌شود (وی‌نیک، ۲۰۰۰).

$$[A(\omega)] = [F(\omega)][S(\omega)] \quad (1)$$

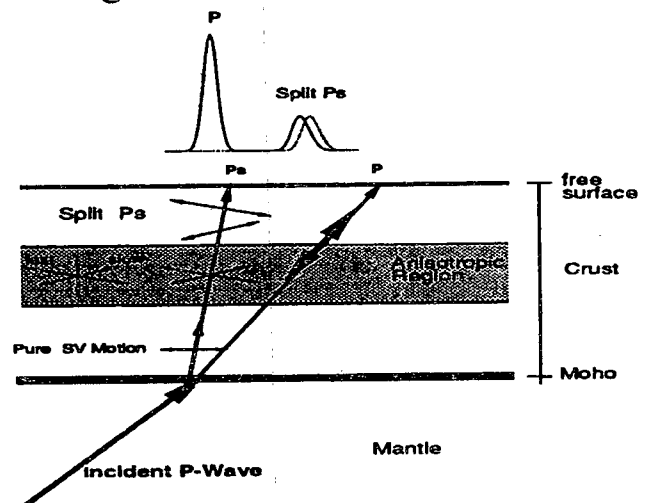
که  $[A(\omega)]$  بردارهای ستونی با عناصر  $R(\omega)$  و  $T(\omega)$ ،  $[S(\omega)]$  بردارهای ستونی با عناصر  $SV(\omega)$  و  $SH(\omega)$  و ماتریس  $[F(\omega)]$  شامل توابع انتقال به صورت زیر هستند:

$$\begin{bmatrix} R_{SV}(\omega) & R_{SH}(\omega) \\ T_{SV}(\omega) & T_{SH}(\omega) \end{bmatrix}$$

عبارت‌های تقریبی برای توابع انتقال به کمک موج برشی  $S$  ورودی به صورت  $SV$  با زاویه تابش قائم و دامنه واحد قابل محاسبه‌اند. در لایه ناهمسان‌گرد با یک محور تقارن افقی موج ورودی که به دو موج با مولفه‌های سریع و کند تجزیه شده است، قطبیدگی موج سریع موازی با محور بلورنگاری  $a$  در کانی ناهمسان‌گرد است. موج سریع زاویه  $\phi$  با راستای  $R$  تشکیل می‌دهد. دامنه‌های موج تجزیه شده معادل  $\cos\phi$  برای مولفه سریع و  $\sin\phi$  برای مولفه کند است. بنابراین با توجه به توصیف فوق، توابع انتقال به صورت رابطه (۲) بیان می‌شوند:

کانی اولیون خالص در سنگ‌هایی مانند دونایت ( $dunite$ ) اندازه ناهمسان‌گردی به میزان ۲۰٪ نیز مشاهده شده است. بنابراین خاصیت منحصر به فرد کانی اولیون مهم‌ترین عامل ناهمسان‌گردی جبهه بالایی است (لوین و پارک ۱۹۹۸).

۳ روش محاسبه راستا و بزرگی ناهمسان‌گردی سرعت موج برشی یکی از خواص فیزیکی سنگ‌ها و محیط‌های انتشار موج لرزه‌ای،



شکل ۲. دیاگرام جداشدگی موج برشی  $Ps$  در ناحیه‌های ناهمسان‌گرد.

خاصیت ناهمسان‌گردی آنها نسبت به انتشار موج برشی است. ناهمسان‌گردی سرعت موج برشی را با دو پارامتر راستا ( $\phi$ ) و بزرگی ( $dt$ ) نشان می‌دهند. معمولاً راستای ناهمسان‌گردی ( $\phi$ ) موج برشی، همان راستای مولفه سریع موج برشی فاز  $Ps$  از شمال جغرافیایی در جهت ساعت‌گرد در نظر گرفته و بر حسب درجه بیان می‌شود. اندازه ناهمسان‌گردی موج برشی را بزرگی ناهمسان‌گردی می‌نامند و با نماد  $dt$  نشان می‌دهند که معمولاً بر حسب ثانیه بیان می‌شود و در واقع اختلاف زمان بین دو مولفه

و کند به روش همبستگی متقابل (cross-correlation) اندازه گیری می شود. برای محاسبه همبستگی متقابل، یک پنجره از محدوده فاز Ps موج برشی هر لرزه نگاشت به گونه ای انتخاب می شود که ابتدای فاز Ps مولفه سریع و انتهای فاز Ps مولفه کند موج را شامل شود. پنجره های زمانی که حداکثر و یا حداقل ضریب همبستگی متقابل را ایجاد نمایند، به مثابه اندازه dt (زمان تاخیر بین دو موج برشی) در نظر گرفته می شوند.

روش همبستگی متقابل موج گونه - در این روش از مزیت مشابه بودن مولفه های جدا شده فاز Ps در دستگاه مختصات سریع - کند استفاده می شود. برای این منظور مولفه های تابع انتقال در بازه های ۵ درجه از ۰° تا ۱۸۰° دوران داده می شوند و در هر بازه، حداکثر و حداقل مقدار ضریب همبستگی متقابل برای پنجره های زمانی معین محاسبه می شود (بومن و آندو، ۱۹۸۷). زاویه ای از چرخش که در آن قدرمطلق حداکثر ضریب همبستگی ایجاد می شود، به مثابه مقدار مناسب برای زاویه  $\phi$  در نظر گرفته می شود. پس از تعیین مقدار  $\phi$ ، مقدار dt به روش آنالیز حرکت ذره ای که قبلاً توضیح داده شد، محاسبه می شود.

روش کمینه کردن انرژی مولفه مماسی - در این روش فرض بر آن است که هر فاز تبدیلی P به S در حالت عادی به صورت شعاعی قطبیده می شود (سیلور و چان، ۱۹۸۸). بنابراین حضور دامنه های قوی روی مولفه مماسی تابع انتقال، بیانگر غیرهمگن بودن ساختار محیط انتشار موج می باشد. چنانچه انرژی مشاهده ای روی مولفه مماسی کلاً ناشی از ناهمسان گرد بودن محیط انتشار فرض شود، روش جستجوی شبکه ای (grid search method) که به طور مؤثری انرژی مولفه مماسی را به حداقل می رساند، برای

$$R_{SV}(\omega) \approx \cos^2 \phi + \sin^2 \phi \exp(-i\omega\delta t)$$

$$T_{SV}(\omega) \approx R_{SH}(\omega) \approx -0.5 \sin 2\phi [1 - \exp(-i\omega\delta t)] \quad (2)$$

$$T_{SH}(\omega) \approx \sin^2 \phi + \cos^2 \phi \exp(-i\omega\delta t)$$

که  $\delta t$  زمان تاخیر موج جدا شده کند نسبت به موج سریع (به عبارت دیگر اختلاف زمان بین دو موج سریع و کند) است.

اندازه گیری پارامترهای ناهمسان گردی در این پژوهش براساس فاز لرزه ای Ps است. این فاز به صورت موج P در جبه زمین و به صورت موج برشی S در جبه بالایی و پوسته منتشر می شود. فازهای Ps با حرکت ذره ای (particle motion) اولیه بیضوی در دستگاه مختصات شعاعی - مماسی انتخاب می شوند و برای انجام سایر مراحل پردازش، ضرورتاً یکی از سه شیوه محاسباتی زیر به کار گرفته می شود.

روش آنالیز حرکت ذره ای - در این روش، جهت حرکت ذره ای، از ترسیم افقی مولفه های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه ای نسبت به یکدیگر اندازه گیری می شود. این مقدار معمولاً با کمیت  $\phi$  نمایش داده می شود. جداشدگی موج برشی (در مقایسه با ناحیه همسان گرد) بیشتر حرکت ذره ای بیضوی شکل ایجاد می کند که در ابتدا مسیر حرکت ذره ای در جهت  $\phi$  (آزیموت جهت موج سریع) قطبیده می شود. جداشدگی موج برشی و آنومالی های حرکت ذره ای ایجاد شده، خصوصیات اولیه تشخیصی هستند که برای تخمین  $\phi$  و dt مورد استفاده قرار می گیرند. زاویه ای که راستای محور اصلی حرکت ذره ای بیضوی شکل از امتداد شمال جغرافیایی ساعت گرد ایجاد می کند، مقدار  $\phi$  را مشخص می کند. پس از تعیین مقدار  $\phi$ ، مولفه های شعاعی و مماسی تابع انتقال به یک دستگاه مختصات جدید (به اندازه حرکت ذره ای اولیه فاز Ps) دوران داده می شوند. در این دستگاه مختصات مقدار dt به طور مستقیم از اختلاف بین فازهای Ps سریع

زمین‌لرزه‌های دورلرزه ثبت شده در لرزه‌نگارهای باند پهن استفاده می‌شود. علت این امر، بالا بودن بسامد نمونه‌برداری و گستردگی بازه بسامدی تجهیزات لرزه‌نگاری باند پهن است. بالا بودن بسامد نمونه برداری و وسیع بودن محدوده بسامدی یک سیگنال رقمی موجب افزایش قدرت تفکیک هنگام تعیین اختلاف زمان ( $dt$ ) بین دو مولفه سریع و کند موج برشی می‌شود. لازم به یادآوری است که بزرگی ناهمسان‌گردی ( $dt$ ) گاهی اوقات کسری از ثانیه می‌شود که تخمین آن با سیگنال رقمی بلنددوره بسیار تقریبی خواهد بود و از دقت کافی برخوردار نیست. اما استفاده از سیگنال‌های رقمی بلنددوره برای تعیین راستای ناهمسان‌گردی ( $\phi$ ) موج برشی به‌خاطر بالا بودن نسبت طیف دامنه سیگنال به طیف دامنه نوفه، امری کاملاً منطقی و مطلوب است. براساس روش‌های عملی پیشنهاد شده در بخش مقدمه، فرآیندهای پردازش سیگنال قطار موج تراکمی P به منظور فراهم کردن مولفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای انجام شده است که در شکل ۱ نشان داده شده‌اند. فازهای Ps و Pp روی مولفه شعاعی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای شکل ۱ مشخص شده‌اند. بزرگ بودن دامنه‌های مولفه مماسی تابع انتقال، بیانگر ناهمسان‌گرد بودن محیط انتشار موج در نزدیکی ایستگاه MAIO است. پس از محاسبه مولفه‌های تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای، روش آنالیز حرکت ذره‌ای برای تعیین راستای ناهمسان‌گردی در منطقه مشهد انتخاب شده است.

با توجه به روش حرکت ذره‌ای موج، دیاگرام مولفه شعاعی برحسب مولفه مماسی تابع انتقال در پنجره‌هایی به طولهای معین در محدوده فازهای Ps، P220s، P470s، P520s، P660s و P720s به منظور تعیین مسیر حرکت ذره‌ای فاز مورد نظر ترسیم شده است. طول پنجره‌های زمانی به گونه‌ای انتخاب شده است که از ابتدا شروع فاز موردنظر روی مولفه شعاعی تا انتهای همان فاز روی

تعیین زوج پارامتر  $\phi - dt$  در یک شبکه با بازه‌های  $1^\circ$  برای  $\phi$  و بازه‌هایی به اندازه  $0.05$  ثانیه برای  $dt$  به کار گرفته می‌شود.

#### ۴ تعیین میزان ناهمسان‌گردی موج برشی در پوسته و جبهه بالایی منطقه مشهد

برای آشنایی بیشتر با توانایی‌های روش تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای چندین زمین‌لرزه دورلرزه انتخاب شده‌اند تا وضعیت ناهمسان‌گردی موج برشی در منطقه مشهد براساس جداشدگی موج برشی مولفه‌های تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای این زمین‌لرزه‌ها مورد بررسی قرار گیرند. مشخصات این رویدادها در جدول ۱ ارائه شده است. در این راستا زمین‌لرزه دورلرزه ۲۶ مارس ۱۹۷۷ به‌صورت نمونه با جزئیات بیشتری مورد بررسی قرار گرفته است. این زمین‌لرزه با بزرگی ( $M_s=7.0$ ) در عمق ۳۸ کیلومتری ناحیه‌ای به مختصات  $29/52^\circ$  عرض شمالی و  $26/168^\circ$  طول غربی و در فاصله مرکز سطحی  $82^\circ (\Delta=)$  از ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO رخ داده است. ایستگاه لرزه‌نگاری MAIO به مختصات  $30/36^\circ$  عرض شمالی و  $49/59^\circ$  طول شرقی و در ارتفاع تقریبی ۱۰۰۰ متر بالاتر از سطح دریا، اولین ایستگاه لرزه‌نگاری ایران و متعلق به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران است و طی سال‌های ۱۹۷۵ لغایت ۱۹۷۹ به‌طور پیوسته تمام زمین‌لرزه‌ها اعم از دورلرزه، ناحیه‌ای و محلی را روی سه مولفه بلنددوره قائم، شمال-جنوب و شرق-غرب و یک مولفه کوتاه‌دوره قائم ثبت کرده است. حدود ۱۲۰ ثانیه از قطار موج تراکمی P سیگنال رقمی این زمین‌لرزه در شکل ۱ نمایش داده شده است که روی سه مولفه بلنددوره ایستگاه MAIO ثبت شده بودند.

معمولاً برای تعیین میزان ناهمسان‌گردی موجود در لایه‌های زمین براساس روش تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای از اطلاعات

می‌دهد (شکل ۳-۵). آخرین پنجره زمانی در بازه ۶۴ ثانیه تا ۷۲ ثانیه به صورت پنجره زمانی فاز موج برشی P660s در نظر گرفته شده است که راستای ناهمسان‌گردی  $\phi \cong 7^\circ$  را برای مرز مشترک جبهه بالایی و جبهه میانی در زون گذر تدریجی (transition zone) نشان می‌دهد (شکل ۳-۵).

در این پژوهش هشت رویداد متناسب با جدول ۱ مورد استفاده قرار گرفته است و راستای ناهمسان‌گردی موج برشی روی فازهای متفاوت محاسبه شده است. نتایج این محاسبات در جدول ۲ ارائه شده است. شایان ذکر است که در هر رویداد، یک یا دو فاز موج برشی قابل تشخیص بوده است و اندازه‌گیری راستای ناهمسان‌گردی بر مبنای همان فازها انجام شده است. در سطر آخر جدول ۲ متوسط راستای ناهمسان‌گردی برای هر فاز ارائه شده است. شکل‌های ۴، ۵، ۶ مثال‌هایی از محاسبه راستای ناهمسان‌گردی موج برشی را بر مبنای فرآیندی حرکت ذره‌ای تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای نشان می‌دهند. براساس نتایج این محاسبات، متوسط راستای ناهمسان‌گردی موج برشی در پوسته ناحیه مورد مطالعه  $N17^\circ E$  و در جبهه بالایی  $E57^\circ N$  و در مرز جبهه بالایی و جبهه میانی  $NV^\circ E$  پیشنهاد می‌شود. این بررسی تغییر راستای ناهمسان‌گردی موج برشی را با عمق نشان می‌دهد که می‌تواند به دلیل راستای متوسط صفحه درز و ترک‌ها و خلل و فرج سنگ‌ها در پوسته و راستای محور بلورنگاری کانی اولیوین در جبهه بالایی باشد.

مولفه مماسی تابع انتقال را شامل شود. چنانچه محیط انتشار موج ناهمسان‌گرد باشد به خاطر اختلاف سرعت در جهت‌های متفاوت، زمان تاخیر ایجاد شده برای رسیدن یک فاز معین به دو مولفه متفاوت باعث می‌شود مسیر حرکت ذره‌ای به مسیری بیضوی تبدیل شود که راستای محور اصلی بیضی هم جهت با راستای مولفه سریع موج و در واقع موازی با راستای ناهمسان‌گردی موج است. آزیموت راستای محور اصلی بیضی مقدار  $\phi$  را مشخص می‌کند. بدیهی است که جهت محور فرعی بیضی موازی با راستای مولفه کند موج است.

برای تشخیص نوع ناهمسان‌گردی در ناحیه مورد مطالعه چهار پنجره زمانی متفاوت از سیگنال رقمی، مولفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای زمین‌لرزه ۲۶ مارس ۱۹۷۷ به گونه‌ای انتخاب شده است که از لایه‌های سطحی تا عمق ۶۶۰ کیلومتری ایستگاه را شامل می‌شوند (شکل ۳). بدین منظور اولین پنجره زمانی به مثابه پنجره فاز Pp (موج مستقیم تراکمی P) انتخاب شده است (شکل ۳-۵). مسیر حرکت ذره‌ای فاز Pp یک بیضی با محور اصلی تقریبی شمال-جنوب ( $\phi \cong 1^\circ$ ) است. راستای ناهمسان‌گردی موج برشی فاز Ps براساس شکل (۳-۵) حدود  $E32^\circ N$  برای  $\phi$  محاسبه شده است. سومین پنجره زمانی در بازه ۵۰ ثانیه تا ۵۶ ثانیه در محدوده فاز P520s انتخاب شده است که مسیر حرکت ذره‌ای این فاز مقدار  $\phi \cong 72^\circ$  را برای ناهمسان‌گردی موج برشی در جبهه بالایی این ناحیه نشان

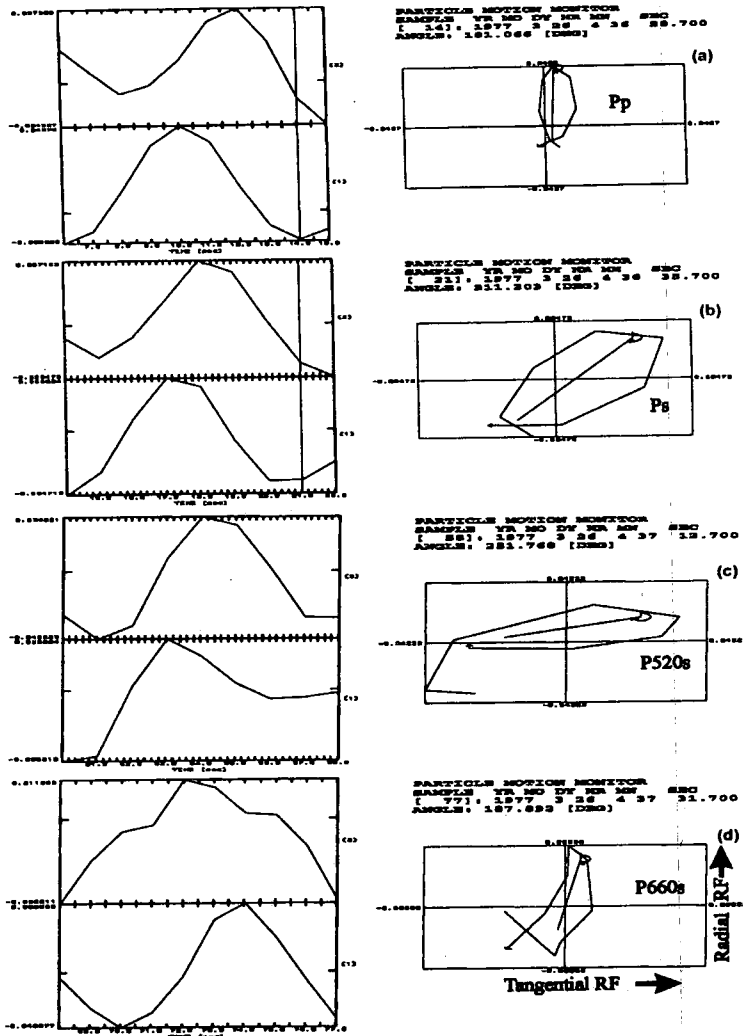
جدول ۱. فهرست زمین‌لرزه‌های دورلرز ثبت شده در ایستگاه MAIO و مورد استفاده در این پژوهش.

Event	Date	Origin Time hh mm ss	Lat. (°)	Long. (°)	(Km) Depth	Magnitude	GCARC (°)	BAZ (°)
01	1975/10/30	12 13 58.20	12.54	126.13	53	5.7 mb	63.9	93.45
02	1975/12/25	05 16 57.20	50.04	78.90	0	5.8 mb	-86.4	97.68
03	1976/01/18	04 46 24.40	77.87	18.64	33	5.9 Ms	45.1	34.86
04	1977/03/26	04 36 14.70	52.29	-168.26	38	6.0 Ms	82.4	27.30
05	1977/05/30	15 16 01.60	52.43	-169.71	33	6.0 Ms	82.0	27.66
06	1978/05/11	00 23 37.60	51.67	-176.10	59	5.9 Ms	79.8	31.47
07	1978/06/20	20 03 21.00	40.74	23.23	3	6.6 Ms	28.6	289.49
08	1978/07/13	13 25 19.70	52.24	-168.82	33	5.8 mb	82.3	27.61

تعیین میزان ناهمسان گردی سرعت موج برشی در پوسته، به روش تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای (مطالعه موردی منطقه مشهد)

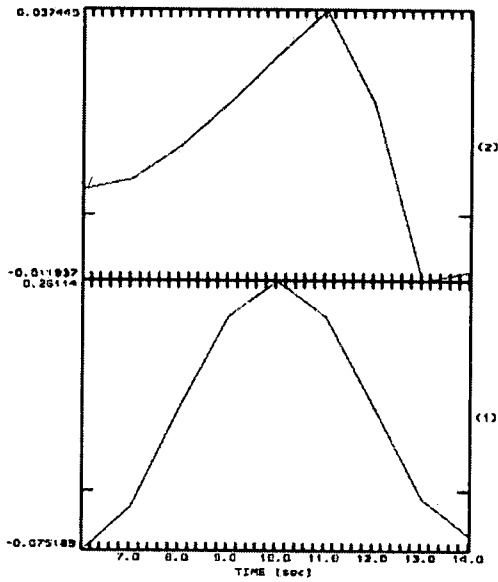
جدول ۲. فهرست زمین‌لرزه‌های دورلرز ثبت شده و راستای  $(\phi)$  ناهمسان گردی موج برشی.

Event	Ps	P220s	P470s	P520s	P660s	P720s
01	5.5	--	--	--	23.5	--
02	--	--	--	--	26.75	--
03	13.1	--	--	--	--	--
04	31.2	--	--	71.7	--	7.8
05	5.7	44	--	56.5	14.4	6.6
06	25	48.1	30.8	45	--	--
07	18.8	--	--	--	--	--
08	--	--	--	53.5	--	--
Avg.	17	46	31	57	22	7'

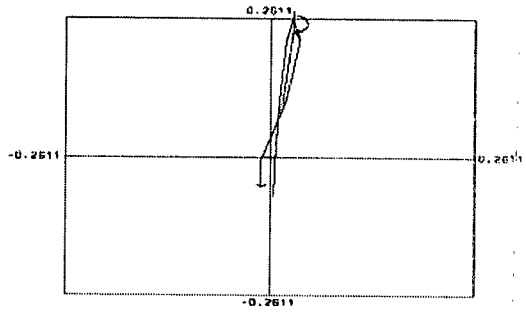


شکل ۳. فرایینی حرکت ذره‌ای موج لرزه‌ای با انتخاب پنجره‌های زمانی در محدوده فازهای Pp, Ps, P520s, P660s رو مولفه‌های تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای زمین‌لرزه ۲۶ مارس ۱۹۷۷.

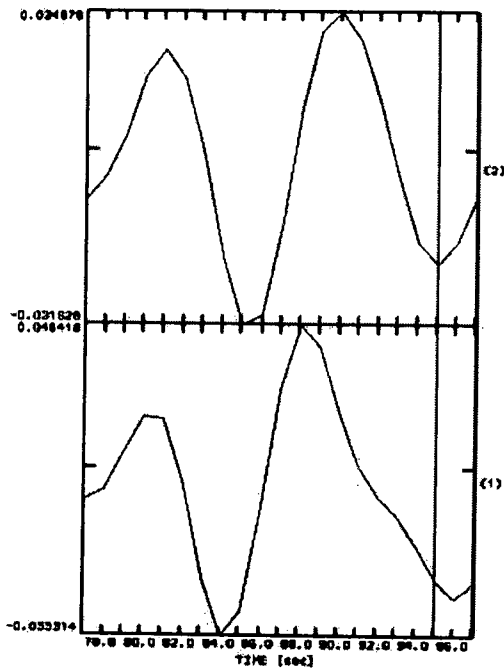




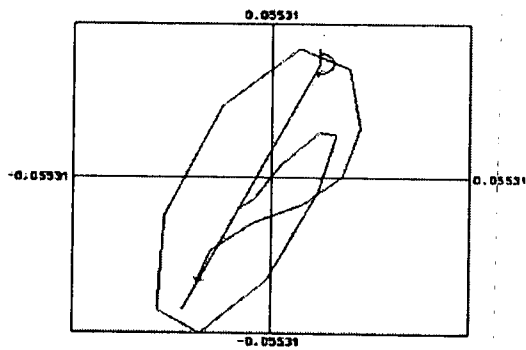
PARTICLE MOTION MONITOR  
 SAMPLE YR MO DY HR MN SEC  
 [ 14]: 1975 11 30 20 30 31.000  
 ANGLE: 185.440 [DEG]



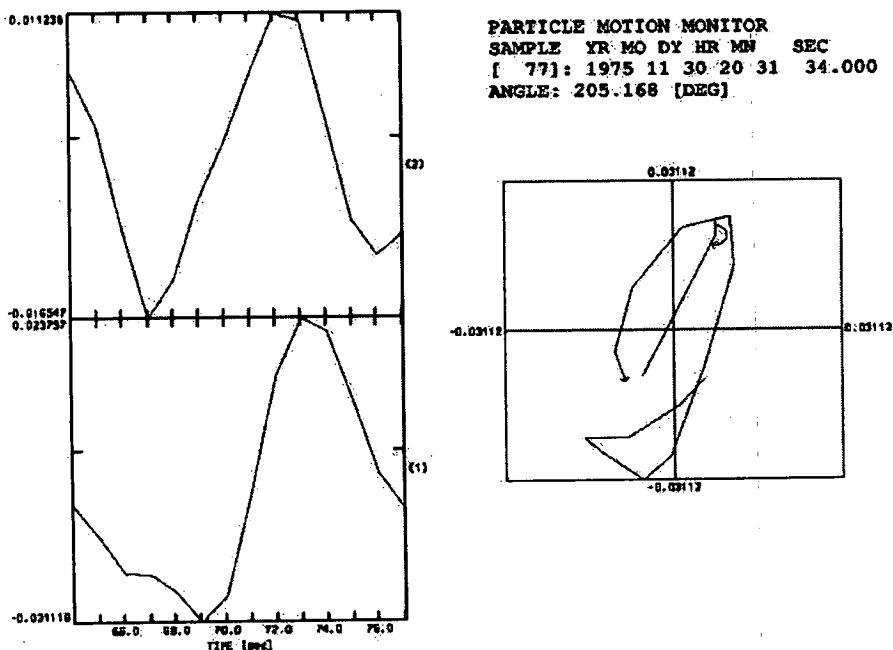
شکل ۴. فرایندی حرکت ذره‌ای موج لرزه‌ای با انتخاب پنجره‌های زمانی در محدوده فازهای PS روی مولفه‌های تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای زمین لرزه ۳۰ نوامبر ۱۹۷۵.



PARTICLE MOTION MONITOR  
 SAMPLE YR MO DY HR MN SEC  
 [ 95]: 1975 11 30 20 31 52.000  
 ANGLE: 203.371 [DEG]



شکل ۵. فرایندی حرکت ذره‌ای موج لرزه‌ای با انتخاب پنجره‌های زمانی در محدوده فازهای P720s روی مولفه‌های تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای زمین لرزه ۳۰ نوامبر ۱۹۷۵.



شکل ۶. فرایندی حرکت ذره‌ای موج لرزه‌ای با انتخاب پنجره‌های زمانی در محدوده فازهای P660s روی مولفه‌های تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای زمین لرزه ۳۰ نوامبر ۱۹۷۵.

محاسبه شده‌اند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که راستای ناهمسان گردی در پوسته ناحیه مشهد  $N17^{\circ} E$  و در جبهه بالایی  $N57^{\circ} E$  است. نتایج این پژوهش کاربرد موفق تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای در تعیین ناهمسان گردی سرعت موج برشی را نشان می‌دهد.

#### منابع

- Ammon, C.J., 1991, The isolation of receiver function effects from teleseismic p-wave forms: Bull. Seismol. Soc. Am., 81, 2504-2510.  
 Ammon, C.J., Randal, G.E. and Zandt, G., 1990, on the nonuniqueness of receiver function inversion: J. Geophys. Res., 95, 15303-15318.  
 Babuska V. and Pors, Z., 1984, Velocity anisotropy in granodiorite and Quartzite due to the distribution of

#### ۵ نتیجه گیری

روش آنالیز حرکت ذره‌ای مولفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای شیوه‌ای مناسب برای تعیین راستا ( $\phi$ ) ناهمسان گردی موج برشی است. محاسبه بزرگی ناهمسان گردی موج برشی ضرورت استفاده از سیگنال‌های دورلرز رقمی باند پهن و یا میان‌دوره را ایجاب می‌کند. به علت نداشتن امکان دسترسی به سیگنال‌های رقمی باند پهن زمین لرزه‌ها به ناچار از سیگنال رقمی هشت زمین لرزه دورلرز ثبت شده در ایستگاه لرزه‌نگاری سه مولفه‌ای بلند دوره MAIO (واقع در نزدیکی شهر مشهد) استفاده شده است. با به کارگیری فنون لازم در فرایند پردازش مولفه‌های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای این رویدادهای دورلرز

- Levin v. and Park J., 1998, P-SH conversions in layered media with hexagonally symmetric anisotropy: A cookbook: *Pure Appl. Geophys.* **151**, 669-697.
- Shih, X.R., Meyer.R.P. and Schnider.J.F., 1989, An automated, analytical method to determine shear-wave splitting: *Tectonophysics*, **165**, 271-278.
- Silver,P.G., and Chan, W.W.,1988, Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy: *Nature*, **335**, 34-39.
- Vinnik, L., 2000, Receiver function techniques, fifth workshop on three-dimensional modelling of seismic wave generation and their propagation: ICTP, Trieste, Italy, H4. SMR/ 241-15.
- Zhu, L., and Kanamori,H., 2000, Moho Depth variation in southern California from teleseismic receiver functions: *J. Geophys. R.*, **105**, 2969-2980.
- microcracks: *Geophys., J. Roy, Astron! Soc.*, **76**, 121-127.
- Bowmen, J. R., and Ando. M., 1987, Shear-wave splitting in the upper- mantle edge above the Tonga Subduction Zone: *Geophys. J. Roy. Astron, Soc.*, **88**, 25-41.
- Doloei, J.G. and Roberts, R., 2003, Crust and Uppermost mantle structure of Tehran region from teleseismic receiver function: *Tectonophysics*, **134**, 115-133.
- Kim G.S. and Mah Y.S., 1997, Shear-wave splittings and PS conversions for underground tunnel detection: *Bull. Seismological Association of the Far East*, **3**, 85-95.
- Levin V. and Park J., 1997, Crustal anisotropy in the Ural Mountains foredeep from teleseismic receiver functions: *Geophys. R. Letts.* **24**, 1283-1286.