



بهبود روش تعیین پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از جدایش فاز برشی Ps : مطالعه موردی ایستگاه های لرزه نگاری باندپهن منطقه کرمان و بندرعباس

شیرین میراحمدی شلمزاری^۱، احمد سدید خوی^{۲*} و غلام جوان دولویی^۳

- ۱- دانشجوی دکتری؛ ژئوفیزیک، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران.
۲- استادیار؛ گروه زلزله شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران.
۳- استادیار؛ عضو هیات علمی پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، ایران.

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۳/۰۷؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۰۴/۲۶

* نویسنده مسئول مکاتبات: asadid@ut.ac.ir

واژگان کلیدی

موهو
ناهمسانگردی
پوشش سمتی
پوسته تحتانی
موج برشی Ps

چکیده

مطالعه پارامترهای ناهمسانگردی ارتباط میان ساختارهای سطحی و فرایندهای دینامیکی در ساختارهایی با عمق بیشتر را مشخص می نمایند. تعیین ناهمسانگردی لرزه ای در لیتوسفر و استنوسفر با استفاده از شکل موج زمین لرزه در دو دهه اخیر اهمیت بیشتری پیدا کرده است. بدین منظور از بررسی برخی از فاز های لرزه ای تولید شده توسط زمین لرزه که متأثر از حرکت پرتو در لایه های مختلف زمین می باشد؛ تعیین پارامترهای ناهمسانگردی و تحلیل رابطه ای آن با زمین ساخت منطقه استفاده می شود. فازهای لرزه ای که به طور گسترده در تعیین پارامترهای ناهمسانگردی موج برشی، به دلیل عدم نیاز به تصحیحات پیچیده، مورد توجه قرار گرفته اند عبارتند از: SKS ، $SKKS$ و Sg . چنانچه اندازه ی پارامتر فیزیکی سرعت موج لرزه ای در جهات مختلف اندازه گیری یکسان نباشد، در آن صورت محیط مورد مطالعه نسبت به این پارامتر، ناهمسانگرد خوانده می شود. جدایش موج برشی برای تشخیص ناهمسانگردی های جانبی در مسیر موج برشی موثر است؛ اما نقص ذاتی آن عدم وجود تفکیک عمقی یا عمق ناهمسانگردی است. در صورتی که منشاء شکل گیری موج لرزه ای مورد بررسی به درستی مشخص باشد، این نقیصه پوشش داده می شود و می توان از آن برای تخمین عمق ناهمسانگردی سرعتی در پوسته و گوشته فوقانی استفاده نمود. در این مطالعه ابتدا اثر پوشش سمتی نامناسب در شبیه سازی رویدادهای رسیده به ایستگاه های لرزه نگاری باند پهن منطقه کرمان و بندرعباس مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج بکارگیری روش جدید سبب بهبود ۲ درجه برای راستای ناهمسانگردی و ۰/۲ ثانیه برای بزرگی ناهمسانگردی شده است.

۱- مقدمه

اغلب تعیین ناهمسانگردی موج P، به دلیل تأثیرات ناچیز ناهمسانگردی بر آن، استفاده نمی‌شود. اما در داده‌های موج برشی S، تأثیرات ناهمسانگردی سرعتی بسیار قابل توجه بوده و جدایش موج S را می‌توان از طریق هر نوع موج برشی اندازه‌گیری نمود. فازهای لرزه ای Ps، SKS، و Sg به طور گسترده ای در تعیین پارامترهای ناهمسانگردی موج برشی، به دلیل عدم نیاز به تصحیحات پیچیده، مورد توجه قرار گرفته‌اند.

فاز Ps پس از تبدیل موج P به S به عنوان یک موج برشی در بالای ناپیوستگی سرعتی به سمت ایستگاه حرکت می‌کند. به همین دلیل فرض می‌شود که ویژگی‌های موج برشی جدایش یافته را به دلیل حضور ناهمسانگردی قطبش یافته داشته باشد؛ و این ناهمسانگردی لرزه‌ای در لایه‌های بالایی مرز ناپیوستگی وجود داشته و سبب شده موج Ps به دو مولفه که با سرعت‌های متفاوت در حال حرکت هستند؛ جدایش پیدا کند. در صورتی که ویژگی‌های ناهمسانگردی قطبش یافته فاز Ps بوسیله تحلیل جدایش موج برشی معین شود، با فرض این که مسیری که موج از آن عبور می‌کند، ناهمسانگرد باشد؛ اطلاعاتی در خصوص ناهمسانگردی لرزه ای در لایه‌های بالایی مرز ناپیوستگی ارائه می‌دهد. فاز تبدیلی Ps که در تحلیل ناهمسانگردی موج برشی قابل استفاده است، به ندرت از لرزه نگاشت‌های زمین لرزه‌های ناحیه ای بدست می‌آید. زیرا در صورت استفاده از زمین لرزه‌های ناحیه ای و تعیین ساختار چشمه و درج فازهای مختلف بر روی نگاشت‌ها (به دلیل در دسترس نبودن مدل سرعتی دقیق در پوسته و همچنین وجود ناهمگنی در پوسته)، محاسبات مربوط به تعیین ناهمسانگردی با پیچیدگی همراه خواهد شد.

تابع انتقال گیرنده موج P برای بررسی فاز تبدیلی Ps مورد استفاده قرار می‌گیرد. به دلیل آن که اثر تابع زمانی چشمه از روی آن حذف می‌شود؛ از روش تابع انتقال گیرنده برای مشخص کردن ناپیوستگی سرعتی در زیر نواحی مختلف و تخمین ساختار سه بعدی آن استفاده می‌شود. راستای قطبش مولفه سریع در دو مولفه جدایش یافته فاز تبدیلی Ps و اختلاف زمانی بین دو رسید فاز Ps را به عنوان پارامترهای ناهمسانگردی اندازه‌گیری کرده و تحلیل ناهمسانگردی را با استفاده از آنها انجام می‌دهند.

اطلاع از خواص ناهمسانگردی لایه‌های مختلف زمین به این دلیل حائز اهمیت است که علاوه بر کمک به بهینه نمودن مدل‌های سرعت جهانی، به وسیله آن می‌توان راستای تنش منطقه و راستای درزه و ترک‌ها را مورد تحلیل و ارزیابی قرار داد.

هرگاه موج برشی به یک محیط ناهمسانگرد وارد شود، به دو مولفه که با سرعت‌های متفاوتی حرکت می‌کنند و تقریباً ساز و کار ارتعاشی متعامد بر هم دارند، تقسیم می‌شود. این پدیده را جدایش موج برشی می‌نامند؛ که غالباً در نیمه‌ی بالایی پوسته و تقریباً در همه سنگ‌ها مشاهده می‌شود. ناهمسانگردی سرعتی امواج لرزه ای با دو پارامتر بزرگی (δt) ناهمسانگردی بر حسب ثانیه و راستای (ϕ_r) ناهمسانگردی بر حسب درجه معرفی می‌گردد. بزرگی ناهمسانگردی اختلاف زمان رسید بین دو مولفه سریع و کند موج لرزه ای می‌باشد. در صورتی که راستای ناهمسانگردی، همان راستای مولفه سریع موج لرزه ای فاز مورد نظر از شمال جغرافیایی در جهت ساعتگرد است (Savage, 1999).

مطالعات ناهمسانگردی لرزه ای در ایران به تحقیقات Sadidkhouy et al. (2006)، سدیدخوی (۱۳۸۵)، Sadidkhouy et al. (2009) و Kaviani et al. (۱۳۹۱) معطوف می‌شود؛ که در این مطالعات با استفاده از فازهای لرزه‌ای Ps، SKS و Sg به بررسی ساختارهای ناهمسانگرد در بعضی از مناطق ایران پرداخته شده است. هدف اصلی در این مطالعه حاضر ارائه روشی جدید برای بهبود محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی و تخمین عمق زون ناهمسانگرد است. در خاتمه روش پیشنهادی بر روی فاز لرزه ای Ps داده‌های ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند پهن کرمان (KRBR) و بندرعباس (BNDS) متعلق به مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و ایستگاه لرزه نگاری باند پهن کوهگیری (KHGB) متعلق به مرکز لرزه نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران اعمال گردید؛ که نتایج مطلوب بدست آمده بیانگر توانمندی روش برای بهبود نتایج مطالعات ناهمسانگردی لرزه ای موج برشی می‌باشد.

۲- روش‌های محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی

برآورد پارامترهای ناهمسانگردی (راستا و بزرگی ناهمسانگردی) موج برشی با محاسبه زمان جدایش میان دو مولفه سریع و کند به عنوان اندازه کمیت ناهمسانگردی (δt) و راستای قطبش مولفه سریع موج برشی (ϕ_r) صورت می‌گیرد. دو روش متداول برای این منظور عبارتند از: قطری‌سازی ماتریس کوواریانس جابجایی حرکت ذره ای موج برشی (Silver and Chan, 1991) و محاسبه ضرایب همبستگی دو مولفه موج برشی (Bowman and Ando, 1987).

(Silver and Chan, 1991) نشان دادند که این دو روش از لحاظ تئوری یکسان هستند. همچنین (Zhi and Schwart, 1994) مشاهده

که در آن $w(t)$ شکل موج را نشان می‌دهد و δt و φ_f پارامترهای توصیف کننده ناهمسانگردی هستند و φ سمت پستی پرتوی فرودی می باشد. در محیط همسانگرد $\delta t = 0$ ثانیه و با استفاده از روابط بالا تفاوتی در سمت‌های مختلف دیده نمی شود و برای مولفه شعاعی $w_i(t) = w(t)$ و برای مولفه عرضی $w_e(t) = 0$.

رابطه بالا برای محیط ناهمسانگرد نشان دهنده تغییرات سمتی برای دو شکل موج برشی جدایش یافته می باشد؛ که مولفه سریع با $w(t + \delta t/2)$ و مولفه کند با $w(t - \delta t/2)$ نمایش داده خواهد شد.

طبق رابطه (۱)، دامنه شکل موج هر دو مولفه شعاعی و عرضی هارمونیک بوده و دوره تناوب 180° درجه ای برحسب سمت پستی دارد. برای مولفه شعاعی شکل موج سریع و کند اختلاف فاز $\pi/4$ دارند و دامنه هر دوی آنها مثبت است. برای مولفه عرضی شکل موج سریع و کند قطبش مختلف‌العلامه دارند و در صورتی که φ موازی یا عمود بر φ_f باشد، مولفه عرضی ناپدید می شود.

همچنین در صورتی که میزان ناهمسانگردی کم باشد؛ رابطه ۱ می‌تواند تغییرات زمان رسید موج در سمت‌های مختلف را نشان دهد. بیشینه دامنه رسید فازهای Ps که برحسب سمت مرتب شده‌اند، در محیط ناهمسانگرد از الگوی $\cos[2(\varphi - \varphi_f)]$ تبعیت می‌کنند (Ruempker et al., 2014).

با فرض این که t_0 زمان رسید فاز Ps در محیط همسانگرد باشد، زمان رسید موثر t_e ناشی از همپوشانی موج های جدایش یافته از رابطه ۲ بدست می‌آید:

$$t_e(\varphi) = t_0 + \delta t = t_0 - \delta t/2 * \cos[2(\varphi - \varphi_f)] \quad (2)$$

که در آن δt نشان دهنده دورافت سمتی متناظر با t_0 می باشد. رابطه ۲ معرف زمانی است که در آن دامنه سیگنال های همپوشانی یافته به بیشینه مقدار خود رسیده است.

بهبود روش تعیین پارامترهای ناهمسانگردی

پایین بودن درصد تفکیک عمودی در تحلیل ناهمسانگردی موج برشی با استفاده از فاز SKS مهمترین نقص در تحلیل ناهمسانگردی با استفاده از این فاز می باشد. شکل موج SKS به تمام ساختار ناهمسانگرد در طول مسیر پرتو از مرز هسته و گوشته تا پوسته در زیر ایستگاه حساس می باشد، هر چند که فرض می شود شکل موج به طور عمده متأثر از جهت گیری بلور های الیوین در گوشته فوقانی باشد (Savage, 1999).

تغییرات پارامترهای ناهمسانگردی نسبت به سمت های پستی و حساسیت آن به فرکانس (Ruempker et al., 2003) محدودیت هایی را در تعیین

کردند که نتایج مشابهی از بکار بردن همزمان این دو روش با استفاده از زمین‌لرزه‌های پوسته زمین (با عمق کمتر از ۷۵ کیلومتر) بدست می‌آید.

مقدار بهینه φ_f و δt زمانی بدست می‌آید که با حذف ناهمسانگردی، حرکت ذره ای موج برشی از فرم بیضی به خط تبدیل شود (Long and van der Hilst, 2005). برای محیط همسانگرد، جابجایی حرکت ذره خطی است و ماتریس کوواریانس یک مقدار ویژه غیر صفر دارد؛ ولی در محیط ناهمسانگرد، این ماتریس دو مقدار ویژه غیر صفر دارد.

در روش Silver and Chan (1991) برای هر جفت φ_f و δt ، الگوریتم ماتریس کواریانس برای لرزه‌نگاشت‌های چرخشی و شیف‌ت داده شده برای همه مقادیر ممکن φ_f و δt محاسبه می‌گردد. پارامترهای جدایش نهایی مقادیری هستند که یک ماتریس کواریانس منفرد با یک مقدار ویژه غیر صفر را تشکیل می‌دهند. همچنین در این روش از جابجایی حرکت ذره که همدوسی دو مؤلفه را نشان می‌دهد، استفاده می‌شود؛ که باید بعد از اعمال تصحیحات لازم خطی گردد. کمینه بودن میزان انرژی روی مؤلفه مماسی تصحیح شده برای مقادیر ناهمسانگردی به عنوان معیار مهم دیگری برای ارزیابی صحت نتایج این روش در نظر گرفته می شود.

در واقع مطالعه Silver and Chan (1991) پدیده جدایش موج برشی را در محیط‌های چندلایه به گونه ای بررسی می کند، که هر یک از لایه‌ها پارامترهای ناهمسانگردی معین و مستقلی دارند.

در محیط ناهمسانگرد چند لایه، دور افت^۱ به فرم تابع کسینوسی بر روی مولفه شعاعی بطور واضح بر روی فاز تبدیلی Ps که بر حسب سمت‌های پستی^۲ مرتب شده‌اند، در ناپیوستگی های شیدار قابل ملاحظه می‌باشد (Nagaya et al., 2008).

مولفه شعاعی و عرضی تابع انتقال گیرنده برای دو فاز Ps که در قسمت پایینی لایه ناهمسانگرد با خواص کشسانی هگزاگونال^۳ و محور تقارن هگزاگونال شکل گرفته است، به صورت زیر نمایش داده می‌شود (Ruempker et al., 2014):

$$\begin{aligned} w_r(t) &= w \left(t + \frac{\delta t}{2} \right) \cos^2(\varphi - \varphi_f) + w \left(t - \frac{\delta t}{2} \right) \sin^2(\varphi - \varphi_f) \\ w_i(t) &= -w \left(t + \frac{\delta t}{2} \right) \sin(\varphi - \varphi_f) \cos(\varphi - \varphi_f) \\ &\quad + w \left(t - \frac{\delta t}{2} \right) \sin(\varphi - \varphi_f) \cos(\varphi - \varphi_f) \end{aligned} \quad (1)$$

1 Move out

2 Back azimuth

۳ ناهمسانگردی هگزاگونال کلی با جهت محور تقارن و پنج ثابت مستقل کشسانی مشخص می‌شود. سرعتهای تنها با زاویه از محور تقارن تغییر می‌کنند. تقارن چرخشی حول محور تقارن وجود دارد. برای یک محور تقارن غیر عمودی، سرعتها با سمت تغییر خواهند کرد (این ناهمسانگردی، ناهمسانگردی سمتی نیز نامیده می‌شود).

میزان واقعی ناهمسانگردی ایجاد می کند اما عدم قطعیت در تفکیک دو عامل ضخامت لایه ناهمسانگرد و یا شدت ناهمسانگردی عمده ترین مشکل در استفاده از فاز SKS به شمار می رود.

با استفاده از شکل موج تبدیلی P به S (فاز Ps) توابع انتقال گیرنده لرزه ای، پارامترهای ناهمسانگردی در محیط های چندلایه ای را می توان محاسبه نمود. علاوه بر آن، عمق و ضخامت لایه ناهمسانگرد را با دقت قابل قبول تخمین زد.

تابع انتقال گیرنده Ps در محیط ناهمسانگرد وابستگی نسبت به سمت را بر روی مولفه های شعاعی و عرضی به صورت الگویی مشخص نشان می دهد (Levin and Park, 1997).

بررسی لرزه نگاشت های شبیه سازی شده و محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی با روش (Ruempker et al. (2014 نشان می دهد که با استفاده از مولفه شعاعی تابع انتقال گیرنده در محیط چند لایه می توان پارامتر ها ناهمسانگردی را به طور مجزا در هر لایه تعیین نمود. در این روش محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی پوسته ابتدا با استفاده از روش برانبارش مولفه شعاعی توابع انتقال گیرنده لرزه ای و سپس روش تصحیح ناهمسانگردی با استفاده از روش کاهش انرژی بر روی مولفه عرضی صورت می گیرد. از آنجایی که تخمین میزان ناهمسانگردی با استفاده از فاز Ps از لایه های پایینی متاثر از ویژگی های ناهمسانگردی لایه های بالایی می باشد، روش حذف اثر لایه ها^۱ مورد استفاده قرار می گیرد (Ruempker et al., 2014).

با استفاده از این روش تاثیر ناهمسانگردی لایه های فوقانی بر فاز تبدیلی حذف شده و بطور مشخص پارامترهای ناهمسانگردی به لایه زیرین نسبت داده می شود. افزایش دقت در تخمین عمق موهو با تصحیح اثر ناهمسانگردی بر روی لرزه نگاشت از دیگر مزایای استفاده از این روش است.

محدودیت استفاده از روش (Ruempker et al. (2014 در تحلیل ناهمسانگردی با استفاده از فاز Ps کمبود داده باکیفیت مناسب است؛ که با سمت های پشتی متفاوت در هر ایستگاه ثبت می شود.

(Ruempker et al. (2014 از روش برانبارش برای تخمین زوج پارامترهای ناهمسانگردی (δt و ϕ_t) استفاده کردند. آنها نشان دادند که وجود ناهمسانگردی در محیط منجر به تغییرات زمان رسید موثر در سمت های مختلف به صورت دور افت هارمونیک مطابق رابطه ۲ می گردد. اساس این روش، جستجوی شبکه ای برای یافتن بهترین زوج پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از برانبارش دامنه فازهای Ps که از الگوی

هارمونیک ذکر شده تبعیت می کنند؛ است. بیشینه مقدار انرژی در این جستجوی شبکه ای، مناسب ترین زوج پارامتر ناهمسانگردی را ارائه خواهد کرد. الگوی هارمونیک فاز Ps در سمت های مختلف با تصحیح اثر ناهمسانگردی با استفاده از پارامترهای ناهمسانگردی بهینه شده، تغییر پیدا خواهد کرد.

اندازه گیری این تغییرات با استفاده از جابجایی زمانی با طول پنجره ای ۲ ثانیه ای با پوشش نیم ثانیه و برانبارش مولفه شعاعی تابع انتقال گیرنده، می تواند در محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی، شامل راستای قطبش مولفه سریع و تاخیر زمانی بین رسیدها برای یک لایه ناهمسانگرد مورد استفاده قرار گیرد. در مرحله بعد با کمینه کردن میزان انرژی روی مولفه عرضی می توان جفت پارامترهای ناهمسانگردی که بهترین توصیف از میزان ناهمسانگردی در لایه مورد نظر را ارائه می دهند، تعیین نمود. این مراحل موجب بهبود نتایج در روش برگردان و همچنین کاهش زمان محاسبات در برآورد پارامترهای ناهمسانگردی می شود (Ruempker et al., 2014).

با توجه به موقعیت جغرافیایی ایران و همچنین پراکندگی ایستگاه های لرزه نگاری، پس از مرتب سازی داده های واقعی بر حسب زاویه سمت پشتی، کمبود رویداد در برخی زوایا ممکن است تردید در خصوص صحت نتایج را بوجود بیاورد. از این رو ابتدا تاثیر این امر با استفاده از حذف داده بر روی نگاشت های شبیه سازی شده نشان داده شده و سپس با توجه به پیرویدیک بودن تابع مورد استفاده در روش محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از روش (Ruempker et al. (2014، کمبود رویداد ورودی به ایستگاه با زاویه مناسب را به وسیله سایر رویدادها بررسی می شود.

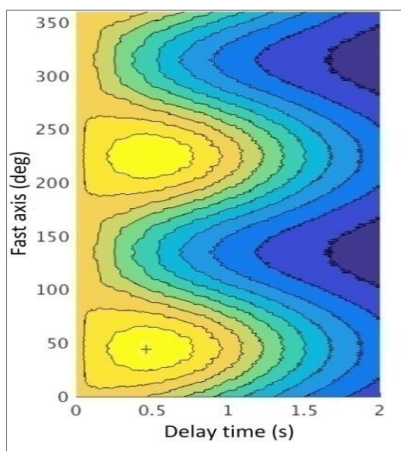
به منظور بررسی اثر گپ سمتی بر روی نتایج ناهمسانگردی حاصل از بکار بردن روش (Ruempker et al. (2014 که در آن ناهمسانگردی از نوع هگزگونال با محور تقارن افقی فرض می شود، رویدادهای شبیه سازی شده با استفاده از الگوریتم جمع پرتو (Frederiksen and Bostock, 2000) استفاده شده است. مطابق شکل ۱ پارامترهای ناهمسانگردی برای داده های شبیه سازی شده به روش (Ruempker et al. (2014 زمان تاخیر $\delta t = 0.46 \pm 0.04$ ثانیه و راستای ناهمسانگردی $\phi_t = 44 \pm 8$ درجه بدست آمده است.

در شکل ۲ برخی رویدادها در زوایای ۲۴۰ تا ۳۱۰ درجه حذف گردیده و مراحل محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی اجرا شده؛ که با استفاده از رسم منحنی های انرژی بهترین منحنی کسینوسی و سپس بهترین زوج پارامترهای ناهمسانگردی برآورد شده است. در این حالت زمان تاخیر

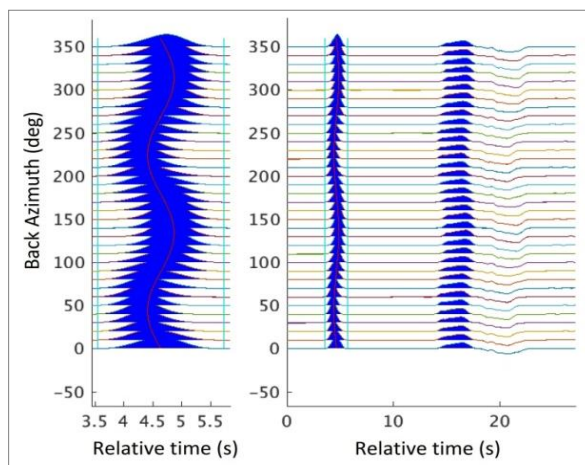
حاصل از رویدادهای ورودی به ایستگاه لرزه نگاری باند پهن کرمان (KRBR) قابل مشاهده می باشد. خلا پوشش سمتی در برخی زاویه‌ها قابل مشاهده است. در این حالت پارامترهای ناهمسانگردی در این ایستگاه $\phi_f = 67 \pm 4$ درجه و $\delta t = 0.28 \pm 0.02$ ثانیه محاسبه شده است. از آنجایی که عوامل بوجود آورنده ناهمسانگردی غالباً توزیع سه بعدی دارند؛ می توان از تقریب چند درجه برای تحلیل نتایج استفاده نمود. همچنین با توجه به هارمونیک بودن تابع محاسبه زمان رسید فاز Ps در محیط‌های ناهمسانگرد می‌توان از جایگزینی داده‌های هم‌ارز در تناوب‌های ۱۸۰ درجه‌ای استفاده نمود (Ruempker et al., 2014).

ثانیه و راستای ناهمسانگردی $\phi_f = 43 \pm 8$ درجه بدست آمده است. همان طور که مشاهده می شود، نتایج در حالتی که پوشش سمتی مناسب برای رویدادهای ورودی به ایستگاه وجود نداشته با اختلاف یک درجه در راستا و اختلاف در حدود ۰/۰۶ ثانیه در بزرگی ناهمسانگردی محاسبه شده است که تفاوت چندانی در راستای ناهمسانگردی که در حالت پوشش سمتی کامل شمال شرق-جنوب غرب بود ایجاد نمی کند. به هر روی برای رفع این نقص و بر طرف کردن خلا پوشش سمتی می‌توان از داده های جایگزین در تناوب های ۱۸۰ درجه نسبت به یکدیگر استفاده کرد.

در شکل ۳ مولفه شعاعی توابع انتقال گیرنده بر روی داده های واقعی

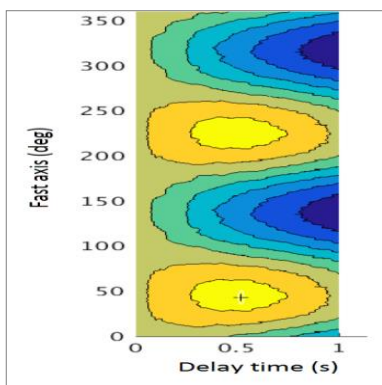


(ب)

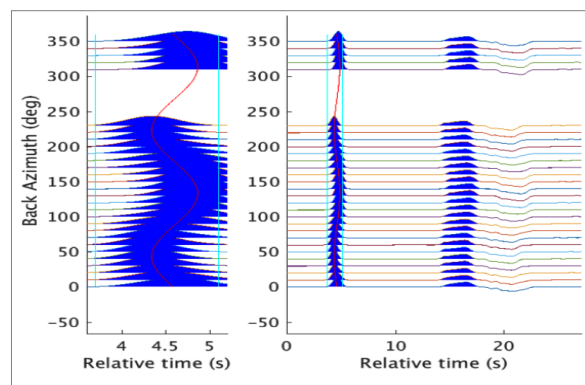


(الف)

شکل ۱: (الف) مولفه شعاعی توابع انتقال گیرنده شبیه سازی شده که برحسب سمت پشتی مرتب شده اند. رد قرمز الگوی هارمونیک زمان رسیدهای فاز Ps است. (ب) علامت + پارامترهای ناهمسانگردی برآورد شده با استفاده از روش (Ruempker et al. 2014) را به روش رسم منحنی‌های انرژی نشان می‌دهد (زمان تاخیر $\delta t = 0.46 \pm 0.04$ s و محور سریع $\phi_f = 44 \pm 8^\circ$)



(ب)

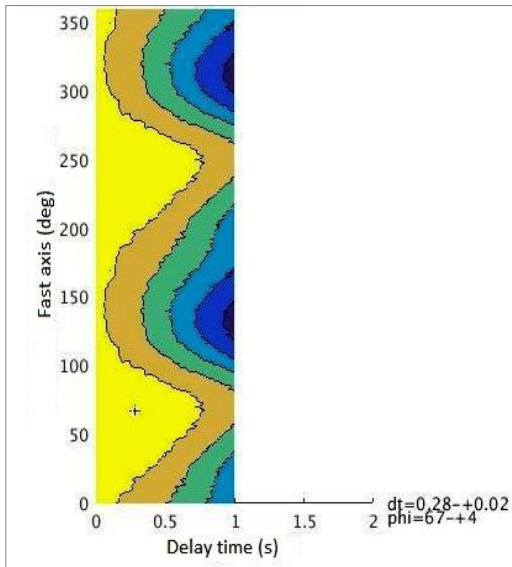


(الف)

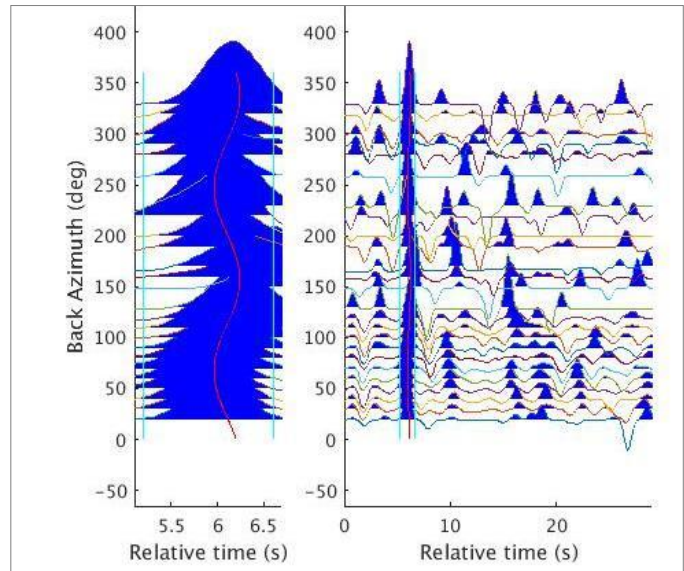
شکل ۲: (الف) مولفه شعاعی توابع انتقال گیرنده شبیه سازی شده که برحسب سمت پشتی مرتب شده اند؛ که در آن برای سمت های پشتی ۲۴۰ تا ۳۱۰ درجه داده ای در نظر گرفته نشده است. رد قرمز الگوی هارمونیک زمان رسیدهای فاز Ps است. (ب) علامت + پارامترهای ناهمسانگردی برآورد شده را نشان می‌دهد (زمان تاخیر $\delta t = 0.52 \pm 0.01$ s و محور سریع $\phi_f = 43 \pm 8^\circ$)

پارامترها با وجود خلا در پوشش سمتی (شکل ۳) و روش جایگزینی هارمونیک (شکل ۴) موید وجود ناهمسانگردی با محور سریع در راستای شمال شرق-جنوب غرب می باشد. همچنین بزرگی ناهمسانگردی در هر دو حالت با آنچه که برای بزرگی ناهمسانگردی در پوسته پایینی انتظار می رود، مطابقت دارد.

شکل ۴ نتایج حاصل از روش جایگزینی هارمونیک را بر روی داده واقعی برای رویدادهای رسیده به ایستگاه کرمان (KRBR) نشان می دهد. طبق محاسبات انجام شده، در این حالت پارامترهای ناهمسانگردی در این ایستگاه $\phi_f = 65 \pm 4^\circ$ درجه و $\delta t = 0.34 \pm 0.02$ ثانیه محاسبه شده است. همان طور که پیش بینی می شد، نتایج در هر دو حالت محاسبه

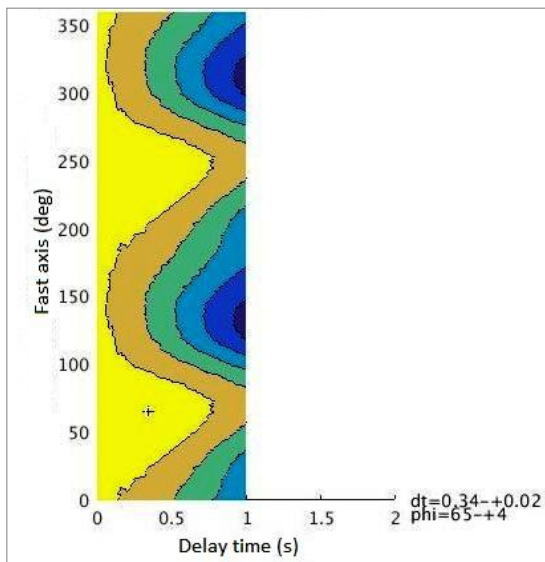


(ب)

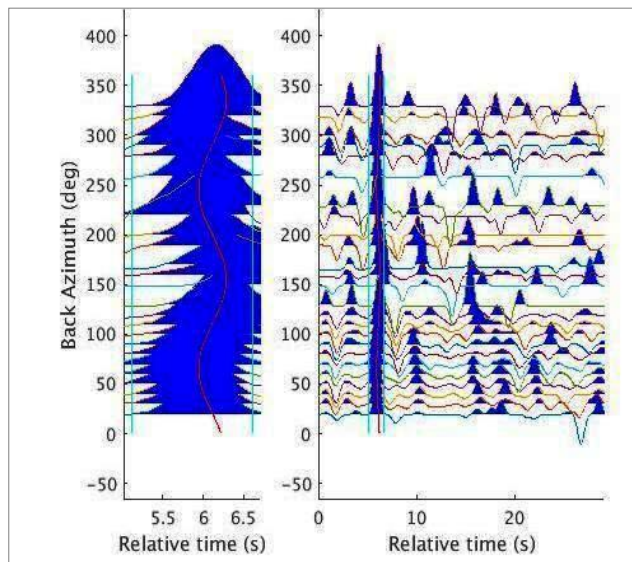


(الف)

شکل ۳: (الف) مولفه شعاعی توابع انتقال گیرنده داده های واقعی ثبت شده در ایستگاه KRBR که برحسب سمت پشتی مرتب شده اند. رد قرمز تیره رنگ الگوی هارمونیک زمان رسیدهای فاز Ps است. (ب) علامت + پارامترهای ناهمسانگردی محاسبه شده را نشان می دهد (زمان تاخیر $\delta t = 0.28 \pm 0.02$ s و محور سریع $\phi_f = 67 \pm 4^\circ$).



(ب)



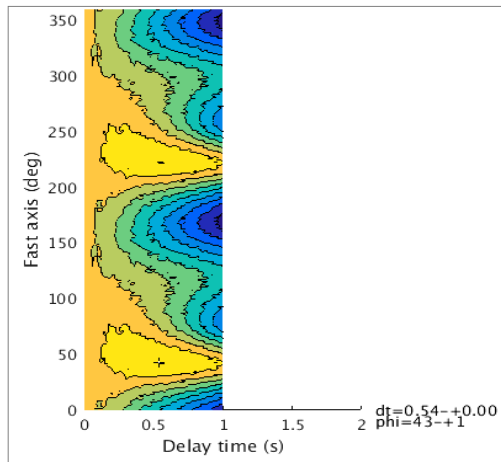
(الف)

شکل ۴: (الف) مولفه شعاعی توابع انتقال گیرنده داده های واقعی ثبت شده در ایستگاه KRBR که برحسب سمت پشتی مرتب شده اند. در زاویه هایی که داده به ایستگاه وارد نشده است، با استفاده از روش جایگزینی هارمونیک داده ها جایگزین شده است. رد قرمز رنگ الگوی هارمونیک زمان رسیدهای فاز Ps است. (ب) علامت + پارامترهای ناهمسانگردی برآورد شده را نشان می دهد (زمان تاخیر $\delta t = 0.34 \pm 0.02$ s و محور سریع $\phi_f = 65 \pm 4^\circ$).

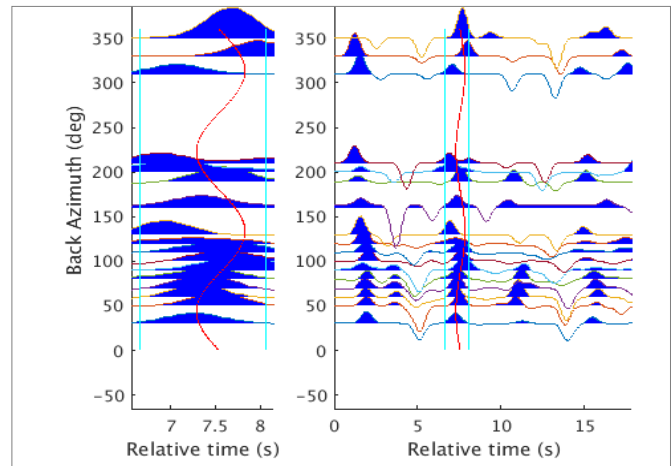
نتیجه‌گیری

با توجه به داده‌های مصنوعی ارزیابی شد. علاوه بر داده‌های ایستگاه لرزه‌نگاری کرمان (KRBR)، داده‌های کوهگبری (KHGB) (شکل ۵) و بندرعباس (BNDS) (شکل ۶) نیز با استفاده از روش جدید بررسی شد. نتایج محاسبات میزان ناهمسانگردی و راستای آن در جدول ۱ آمده است.

همان‌طور که در پیشتر اشاره شد، محدودیت استفاده از روش Ruempker et al. (2014) در تحلیل ناهمسانگردی با استفاده از فاز Ps کمبود داده با کیفیت مناسب است؛ که با سمت‌های پستی متفاوت در هر ایستگاه ثبت می‌شود. در این تحقیق تأثیر کمبود پوشش سمتی داده‌ها بر روش محاسبه ناهمسانگردی موج برشی در پوسته زمین با توجه به نتایج Ruempker et al. (2014) مورد بررسی قرار گرفت و بهبود روش

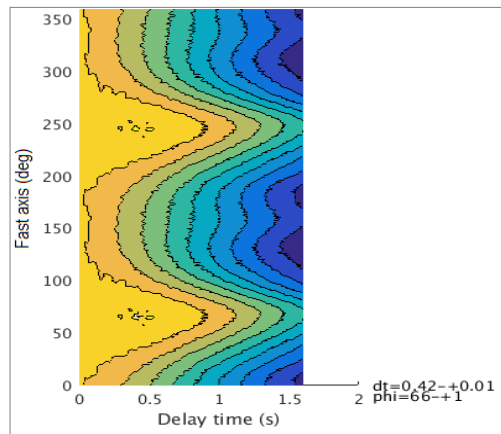


(ب)

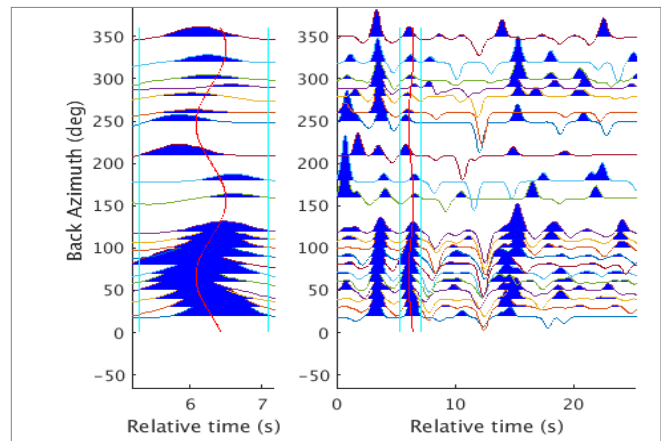


(الف)

شکل ۵: (الف) مولفه شعاعی توابع انتقال گیرنده داده‌های واقعی ثبت شده در ایستگاه KHGB؛ که برحسب سمت پستی مرتب شده‌اند. رد قرمز الگوی هارمونیک زمان رسیدهای فاز Ps است. (ب) علامت $\times$ پارامترهای ناهمسانگردی برآورد را نشان می‌دهد (زمان تاخیر $\delta t=0.54s$ و محور سریع $\phi_f=43\pm 1^\circ$)



(ب)



(الف)

شکل ۶: (الف) مولفه شعاعی توابع انتقال گیرنده داده‌های واقعی ثبت شده در ایستگاه BNDS؛ که برحسب سمت پستی مرتب شده‌اند. رد قرمز الگوی هارمونیک زمان رسیدهای فاز Ps است. (ب) علامت $\times$ پارامترهای ناهمسانگردی برآورد را نشان می‌دهد (زمان تاخیر $\delta t=0.42\pm 0.01s$ و محور سریع $\phi_f=66\pm 1^\circ$)

Sadidkhouy, A., JavanDoloei, Gh. and Gheitanchi, M. R, 2006, Crustal seismic anisotropy in the south-central Alborz region using Moho Ps converted phases. Journal of the Earth & Space Physics, 32, 23-32.

Sadidkhouy, A., Javan-Doloei, Gh. and Siahkoochi, HR., 2008, Seismic anisotropy in the crust and upper mantle of the Central Alborz Region, Iran.- Tectonophysics, 456, 3-4, 194-205.

Savage, M. K., 1999, Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting, Rev. of Geophysics, 37, 65-106.

Silver, P.G. and Chan, W.W.J, 1988, Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy, Nature, 335, 34-39.

Silver, P.G. and Chan, W.W.J, 1991, Shear-wave splitting and subcontinental mantle deformation, J. Geophysics. Res., 96, 16429-16454.

Nagaya, M., Oda, H., Akazawa, H., and Ishise, M., 2008, Receiver functions of seismic waves in layered anisotropic media: Application to the estimate of seismic anisotropy, Bull. Seismol. Soc. Am., 98, 2990-3996.

Levin, V. and Park, J., 1997, P-SH conversions in a flat-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation, Geophysics. J. Int., 131, 253-266.

Liu, H. and Niu, F., 2012, Estimating crustal seismic anisotropy with a joint analysis of radial and transverse receiver function data, Geophysics. J. Int., 188, 144-164.

Long, M. D. and R. D. van der Hilst, 2005, Estimating Shear-Wave Splitting Parameters from Broadband Recording in Japan: A Comparison of Three Methods, B. S. S. A., vol. 95, No. 4, pp. 1346-1358.

Zhi, Z., Schwartz, S. Y., 1994, Seismic anisotropy in the shallow crust of the Loma Prieta Segment of the San Andreas fault system, J. Geophysics, Res., 99, 9651-9661.

Zhu, L. and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, J. Geophysics. Res., 105, 2969-2980.

جدول ۱: پارامترهای محاسبه شده برای ناهمسانگردی موج برشی در

پوسته منطقه کرمان و بندرعباس

نام ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	راستای ناهمسانگردی (ϕ_f) (درجه)	بزرگی ناهمسانگردی (δt) (ثانیه)
KRBR	۵۶/۷۶	۲۹/۹۸	۶۵	۰/۳۴
KHGB	۵۶/۴۸	۳۰/۳۷	۴۳	۰/۵۴
BNDS	۵۶/۱۷	۲۷/۳۹	۶۶	۰/۴۲

۳- منابع

سدید خوی، ا.، ۱۳۸۵، ناهمسانگردی پوسته و جبه ی بالایی گستره البرز مرکزی، رساله دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

میراحمدی شلمزاری، ش.، سدیدخوی، ا.، رضایی نایه ، ع. و جوان دولویی، غ.، ۱۳۹۲، تعیین پارامترهای ناهمسانگردی و راستای تنش محلی براساس تحلیل پس لرزه های زلزله ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ محمداًباد ریگان (استان کرمان) ، مجله ژئوفیزیک ایران، ۷ (۳)، ۱۳۴-۱۴۵.

Bowman, J. R., and. Ando M., 1987, Shear-wave splitting in the upper mantle wedge above the Tonga subduction zone, Geophysics. J. R. Astr. Soc. 88, 25-41.

Frederiksen, A. W. and Bostock, M. G., 2000, Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures, Geophysics. J. Int., 141, 401-412.

Kaviani, A., Hatsfeld, D., Paul, A., Tatar, M., Priestley, K.(2009), Shear-wave splitting, lithospheric anisotropy, and mantle deformation beneath the Arabia-Eurasia collision zone in Iran, Earth and Planetary Science Letters, 286(3), 371-378.

Ruempker, G., Ryberg, T., Bock, G., and Desert Seismology Group, 2003, Boundary-layer mantle flow under the Dead Sea transform fault inferred from seismic anisotropy, Nature, 452, 497-501.

Ruempker, G. and Silver, P. G., 1998, Apparent shear-wave splitting parameters in the presence of vertically-varying anisotropy, Geophysics. J. Int., 135, 790-800.

Ruempker, G., Kaviani A. and Latifi K., 2014, Ps splitting analysis for multilayered anisotropic media by azimuthal stacking and layer stripping, Geophysics. J. Int., 199(1), 146-163.



Modification of anisotropy analysis in Moho using converted Ps phase

Shirin Mirahmadi Shalamzari^{1*}, Ahmad Sadidkhouy² and Gholam Javan-Doloei³

1. Ph.D. student; Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran.

2. Assistant Professor; Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran.

3. Associate Professor; International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Iran.

Received: 28 May 2019; Accepted: 16 July 2020

Corresponding author: asadid@ut.ac.ir

Keywords

Moho

Anisotropy

Receiver function

Shear wave

Azimuthal coverage

Lower crust

Back azimuth

Grid search

grid-search method. In this study, using synthetic data, the effect of the azimuth coverage is investigated and the sensibility of the results is also examined.

Extended Abstract

Summary

Seismic velocity changes and shear wave anisotropy analysis can provide insights into deep structures. In multi-layered structures, cosine moveout pattern of radial component is observed for converted Ps phase. The method to calculate anisotropy parameters in layered structures has been developed by Ruempker et al. (2014).

Some seismic stations do not have enough coverage in some azimuths, and we can split parameters (ϕ , δt) by fitting the best curve on Ps arrivals using the

Introduction

Seismic anisotropy analysis is one of the methods to study the rate of tectonic stresses in deep structures. Variation of seismic wave velocity with direction is considered as seismic anisotropy. Whenever a shear wave reaches the anisotropic media; it splits into two directions, called fast and slow directions. Parameters which describe seismic anisotropy are the direction of polarization of the fast shear wave (denoted by ϕ) and the splitting time between the fast and slow component of shear waves (denoted by δt). Thus, resolving the seismic anisotropy of the lithosphere-asthenosphere system and its variations is one of the main problems in geodynamic interpretation.

As overburden pressure is increasing in the lower crust and the uppermost mantle, cracks are expected to close (Babuska and Pros, 1984), and crustal fluids, filled the cracks and fractures, generate seismic anisotropy (Ague, 1995). Therefore, the lattice-preferred orientation (LPO) is the main source of seismic anisotropy in nonexistence of cracks and fractures. Main constitutions of the crust are minerals with various degree of anisotropy (Babuska and Cara, 1991) and properties of olivine and orthopyroxene crystals dominate the upper mantle anisotropy (Sadidkhouy et al., 2008).

Seismic anisotropy analysis is one of the methods to study the rate of tectonic stresses in deep structures. Seismic anisotropy is directional variation of seismic wave velocity. In the upper crust, the main reason for seismic wave anisotropy is the existence of fractures, cracks and joints.

Methodology and Approaches

In multi-layered structures, cosine moveout pattern of radial component is observed for converted Ps phase. The method to calculate anisotropy parameters in the layered structures has been developed by Ruempker et al. (2014). Ps-receiver functions in anisotropic media exhibit distinct azimuthal patterns of their radial and transverse components (Levin and Park, 1997; Schulte-Pelkum et al., 2005). If the ray path was perpendicular to fast direction on anisotropy, the effective time arrival of Ps in anisotropic media would be equal to Ps time arrival in the isotropic media. Both, radial and transverse waveform amplitudes exhibit a π -periodicity with respect to the back azimuth ϕ_b . The converted Ps phase arrivals are calculated by receiver functions method. The energy diagram illustrating the stacked energy of the radial component from the grid-search is used for splitting parameters ϕ and δt based on fitting the best curve on Ps arrivals. The systematic analysis of Ps phase for anisotropic media is often limited by the lack of high-quality data over a wide range of back azimuths at individual seismic stations.

Some seismic stations do not have enough coverage in some back azimuths. In this study, using synthetic data, the effect of the azimuth coverage is examined and the sensibility of the results is also investigated.

Results and Conclusions

The limitation of the method presented by Ruempker et al. (2014) for anisotropy analysis with Ps phase is the lack of high quality data recorded with different back azimuths at each station. In this paper, for the first time, the effect of the lack of back azimuth data on the shear wave shear anisotropy calculation method in the lower crust has been investigated. In addition, data from the Kerman Seismic Station (KRBR) have been used to determine the shear wave anisotropy in lower crust.

In case of hexagonal anisotropy with horizontal symmetry axis, harmonic functions have been used to evaluate anisotropy parameters and provide possibility of using alternate receiver functions with π -periodicity.

The results of this study indicate that the anisotropy and its alignment are respectively $\delta t = 0.34 \pm 0.02$ (sec) and $\phi_f = 65 \pm 4$ (degrees).
