

تحلیل فاز SKS امواج زلزله برای تعیین ناهمسانگردی جبه در البرز مرکزی

احمد سدیدخوی^{۱*}، غلام جوان دولویی^۲، حمیدرضا سیاه کوهی^۳

استادیار مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (asadid@ut.ac.ir)
 استادیار پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (javandoloei@iiees.ac.ir)
 دانشیار مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (hamid@ut.ac.ir)

(دریافت: ۸۵/۱۰/۲۲، پذیرش نهایی: ۸۷/۱۰/۱۴)

چکیده

فاز SKS به صورت موج S از گوشته عبور می‌کند، در مرز هسته-گوشته به موج P تبدیل می‌شود، هسته خارجی را به صورت موج P طی می‌کند و سپس در برگشت به گوشته به موج S تبدیل می‌شود. اگر این فاز موج برشی از محیط ناهمسانگرد گوشته و پوسته زمین عبور کند، به دو مؤلفه موج برشی عمودبرهم، یکی سریع و دیگری کند قطبیده می‌شود. استفاده از فرایند جدایش موج برشی در محاسبه راستا و اندازه ناهمسانگردی مسیر انتشار موج، روشی است که طی دو دهه اخیر در اکثر مناطق از آن استفاده شده است. در این پژوهش از خاصیت جدایش موج برشی فاز SKS ثبت شده در لرزه‌نگاشت‌های دورلرز برای تعیین ناهمسانگردی موج برشی در گوشته گستره البرز استفاده شده است. زمین‌لرزه‌های دورلرز (با مشخصات $M \geq 5.5$ و $\Delta \geq 65$) که در سه ایستگاه پهن باند پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله واقع در دماوند، چاران و کاوش، و همچنین شش ایستگاه کوتاه‌دوره شبکه لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران واقع در فیروزکوه، دماوند، افجه، شهران، ماهدشت و قزوین ثبت شده‌اند، به منظور تعیین پارامترهای ناهمسانگردی در گوشته بالایی گستره البرز انتخاب شد.

با بررسی جدایش موج برشی SKS، متوسط راستای ناهمسانگردی در گوشته و پوسته گستره البرز 48 ± 12 درجه محاسبه شد. این مقدار بیانگر راستای شمال شرق- جنوب غرب برای مؤلفه سریع موج برشی است. علاوه بر آن، نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که متوسط بزرگی ناهمسانگردی در این مسیر 0.4 ± 0.1 ثانیه است.

کلید واژه‌ها: ناهمسانگردی، فاز SKS، لرزه نگاشت‌های باند پهن و کوتاه دوره، البرز مرکزی، گوشته.

Mantle anisotropy in the Central Alborz obtained from SKS analysis

Sadidkhouy, A. ¹, Javan-Doloei, Gh. ², Siahkoochi, H. R. ³.¹Assistant Professor of Institute of Geophysics, University of Tehran²Assistant Professor of International Institute of Earthquake Engineering and Seismology³Associate Professor of Institute of Geophysics, University of Tehran

Abstract

SKS phase passes through the mantle as an S wave; it converts to a P wave at the core-mantle boundary (CMB) beneath the source, travels through the fluid outer core, and then converts back to an S wave at the CMB on the receiver side. When a shear wave (SKS) propagates through an anisotropic media, it is partitioned into orthogonally polarized fast and slow shear waves. This property is referred to as shear wave splitting. In this study we used shear wave splitting of SKS phase from teleseismic events to identify and estimate the shear wave anisotropy in the upper mantle of the Alborz region.

In this study, to find stable splitting measurement with small error, we selected the automate analysis window by performing a grid search over 210 windows. The selected teleseismic events ($M \geq 5.5$ and $\Delta \geq 65$) were recorded by 3 broadband seismic stations, DAMV, CHTH and THKV (belongs to IIEES network) and by 5 short period seismic stations, FIR, DMV, AFJ, MHD and GZV

(belongs to IGTU network). They used to determine anisotropy parameters in upper mantle and crust beneath the Alborz region.

In this study the average direction of anisotropy in mantle and crust of the Alborz region is estimated about 48 ± 12 degree by study on shear wave splitting of SKS phase. Thus, the fast azimuth of anisotropy oriented approximately in NE-SW direction too. Moreover our results showed that the magnitude of anisotropy is about 1.5 ± 0.4 seconds.

Keywords: Anisotropy, SKS phase, Broadband and short period seismograph, Central Alborz, Mantle.

۱ مقدمه

دارد (برای نمونه می توان از پژوهش های باکاس، ۱۹۶۲؛ بابوسکا و پورز، ۱۹۸۴؛ کرامپین، ۱۹۸۴؛ تینبای و همکاران، ۲۰۰۴ نام برد). اطلاع از راستا و میزان ناهمسانگردی پوسته و گوشته بالایی می تواند به برآورد راستای تنش کمک شایان توجهی کند (سویج، ۱۹۹۹). همچنین بررسی جدایش امواج برشی ابزار مفیدی برای به دست آوردن راستای تنش در پوسته و فرایند تغییر شکل در گوشته است و امکان دارد برای تشخیص مدل های متفاوت کوه زایی یا شکافت های قاره ای از آن استفاده شود (اسمپکاو و همکاران، ۲۰۰۶).

اصولاً ناهمسانگردی سرعت موج برشی را با دو پارامتر راستا (ϕ) و بزرگی تأخیر زمانی (δt) نشان می دهند. معمولاً راستای ناهمسانگردی (ϕ) موج برشی زاویه بین راستای مؤلفه سریع موج برشی و شمال جغرافیایی در جهت عقربه های ساعت است که بر حسب درجه بیان می شود. اندازه ناهمسانگردی موج برشی (δt) را بزرگی ناهمسانگردی می نامند و آن را بر حسب ثانیه بیان می کنند. در واقع (δt) اختلاف زمان بین دو مؤلفه سریع و کند موج برشی است و اندازه آن بستگی به مقدار اختلاف سرعت انتشار در مؤلفه جدایش یافته سریع و کند موج و ضخامت توده ناهمسانگرد دارد.

با توجه به اهمیت بررسی خواص ناهمسانگردی، هدف ما در این مقاله استفاده از فاز SKS ثبت شده در لرزه نگاشت های دور لرز به منظور تعیین ناهمسانگردی موج برشی در گوشته گستره البرز مرکزی است. فاز SKS هنگام برخورد به مرز هسته - گوشته در راستای

بخش وسیعی از پوسته و گوشته زمین که خواص فیزیکی آن در جهت های گوناگون، متفاوت هستند، ناحیه هایی با توده ناهمسانگرد را تشکیل می دهند. امواج لرزه ای هنگام انتشار در چنین محیط هایی رفتارهای کاملاً متفاوت با وضعیت انتشار آنها هنگام عبور از محیط های همسانگرد از خود نشان می دهند. عبور موج برشی از محیط ناهمسانگرد باعث قطبش آن به دو مؤلفه با سرعت های متفاوت می شود. فازهای موج برشی که در جهت های سریع و کند قطبیده می شوند، با ادامه انتشار در محیط ناهمسانگرد از یکدیگر جدا می شوند و در زمان هایی متفاوت به ایستگاه های لرزه نگاری می رسند. میزان اختلاف زمان رسید دو فاز سریع و کند موج برشی با استفاده از مؤلفه های افقی (شمالی - جنوبی و شرقی - غربی) لرزه نگاشت های دور لرز یا از شکل انتقال یافته آنها به مؤلفه های شعاعی و مماسی، قابل اندازه گیری است.

ایجاد ناهمسانگردی لرزه ای در پوسته و گوشته زمین را می توان ناشی از عواملی همچون درزه و ترک های اشباع شده از سیالات، بالا آمدگی توده های مذاب و راستای ترجیحی کانی های تشکیل دهنده توده های سنگ کوه در نظر گرفت (لوین و پارک، ۱۹۹۸). علاوه بر آن محققان زیادی از جمله سیلور (۱۹۹۶) روشن ساختند که سنگ کوه قاره ای در اکثر مناطق ناهمسانگردی قابل ملاحظه ای دارد. بررسی تاریخچه بررسی ناهمسانگردی گوشته و پوسته زمین بر اساس امواج برشی دور لرزه ها سابقه ای چندین ساله

شعاعی (SV) قطبیده می‌شود زیرا همه انرژی SH بازتاب می‌یابد (سویج، ۱۹۹۹) و بنابراین هیچ انرژی از این فاز روی مؤلفه مماسی وجود نخواهد داشت. با توجه به این ویژگی فاز SKS که هنگام برگشت به گوشته به صورت شعاعی قطبیده می‌شود و اگر محیط انتشار همسانگرد باشد روی مؤلفه مماسی دامنه آن صفر خواهد بود و موجب می‌شود تا چنانچه مؤلفه عرضی لرزه نگاشت دامنه نسبتاً قوی در محدوده فاز SKS نشان دهد، روشن شود که در مسیر انتشار موج، توده‌های ناهمسانگرد وجود داشته است. علاوه بر آن، چون این فاز از موج برشی در هنگام خروج از مرز هسته بیرونی به سمت گوشته تشکیل شده است، میزان ناهمسانگردی محاسبه شده بر اساس فاز SKS به توده‌های ناهمسانگرد در مسیر گوشته و پوسته نسبت داده می‌شود.

کانی‌های موجود در گوشته به‌طور کلی شامل اولیوین، گرونا و پیروکسن هستند (بابوسکا و کارا، ۱۹۹۱). جهت‌گیری ترجیحی کانی اولیوین از عوامل اصلی ناهمسانگردی بالای سنگ دونایت گوشته است. چون گرونا همسانگرد است، اولیوین و ارتوپروکسن تقارن ارتورمبیک دارند، کلینوپروکسن منوکلینیک است و پیروکسن‌ها ناهمسانگردند اما نسبت به اولیوین داری ناهمسانگردی کمتری هستند. بنابراین جهت‌گیری ترجیحی اولیوین با سامانه بلوری ارتورمبیک عامل اصلی ناهمسانگردی گوشته بالایی است. به‌طور خلاصه مقدار ناهمسانگردی در این بخش از زمین نیز تا حدود زیادی به دو عامل بستگی دارد ۱- درصد حضور کانی‌های گوناگون به‌خصوص کانی اولیوین ۲- سازوکار ایجاد شده حاصل از جهت‌یافتگی محورهای بلورنگاری. در گوشته بالایی به‌خاطر حضور کانی اولیوین خالص در سنگ‌هایی مانند دونایت اندازه ناهمسانگردی به میزان ۲۰ درصد نیز مشاهده شده است (بابوسکا و پورز، ۱۹۸۴). راستای قطبیدگی موج برشی سریع در گوشته بالایی به‌طور موازی با محور a (100)

الیوین است (سویج، ۱۹۹۹، فاخ و راندنای، ۲۰۰۶). به‌طور کلی، راستای ρ حاصل از جدایش، موازی با راستای محور a کانی الیوین و موازی با راستای افقی جریان یا جهت کشیدگی در گوشته بالایی است و دلیل آن برش ساده و کرنش‌های بزرگ، ماکسیمم راستای کشیدگی تقریباً موازی با برش برای بیشتر حالت‌ها ولی نه برای همه حالت‌ها است (سیلور و چان، ۱۹۹۱، نیکلاس، ۱۹۹۳، سویج، ۱۹۹۹، فاخ و راندنای، ۲۰۰۶). به‌طور خلاصه، اگر ماکسیمم کرنش موازی با ماکسیمم تنش باشد، راستای قطبیدگی موج برشی سریع برای ترک‌های ناشی از ناهمسانگردی باید موازی با راستای ماکسیمم تنش فشاری باشد در حالیکه این راستا برای جهت ترجیحی کانی الیوین عمود بر راستای ماکزیمم تنش فشاری است (سویج، ۱۹۹۹). همچنین اگر تغییر شکل‌ها در طول حوادث تصادمی و با فشارهای تک‌محوری ایجاد شده باشد، محور تقارن محور b از کانی الیوین که با راستای کوتاه شدگی موازی است، خواهد بود و بنابر این ρ با استرایک ساختارها موازی خواهد شد. ولی، نتایج مدل‌سازی و اندازه‌گیری‌ها در گوشته، موازی بودن راستای ناهمسانگردی با محور a کانی الیوین و عمود بر محورهای b و c را پیشنهاد می‌کند (سویج، ۱۹۹۹).

۲ روش تحقیق

فاز SKS موج برشی معمولاً در فاصله‌های رومرکزی بیشتر از ۶۵ درجه مشاهده می‌شود. بنابر این بایستی لرزه‌نگاشت‌هایی انتخاب شوند که در این فاصله از کانون زمین‌لرزه ثبت شده باشند. در این راستا، لرزه‌نگاشت رقمی، ۴۷ زمین‌لرزه دورلرز با بزرگای بیش از ۵٫۵ که در سه ایستگاه لرزه‌نگاری پهن باند دماوند، چاران و کاوش از مجموعه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله ثبت شده بودند و همچنین تعداد ۲۸ لرزه‌نگاشت

از مدل IASPEI91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) زمان رسید این فاز تعیین شد و سپس با نرم افزار SAC (تاپلی و همکاران، ۱۹۹۰) بر روی لرزه نگاشت مشخص شد. سپس بررسی شد که آیا فاز SKS مشخصاً جدایش یافته است یا خیر؟ شکل ۱ فاز SKS را در ایستگاه های مورد بررسی نشان می دهد. همان گونه که در این شکل ملاحظه می شود که این فاز به طور بارزی جدایش یافته است و این نشان دهنده وجود ناهمسانگردی در گوشته و پوسته زیر ایستگاه های لرزه نگاری مورد بررسی است.

دورلرز با بزرگای ۶٫۲ و بالاتر که در پنج ایستگاه لرزه نگاری کوتاه دوره فیروز کوه، دماوند، افجه، ماهدشت و قزوین از مجموعه ایستگاه های لرزه نگاری مرکز لرزه نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (در محدوده زمانی سال های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۶) ثبت شده بودند، انتخاب شد و مورد پردازش قرار گرفت. به دلیل زیاد بودن تعداد لرزه نگاشت های مورد بررسی، مشخصات تعدادی از این رویدادهای دورلرز در جدول (۱) ارائه شده است.

به منظور تعیین جدایش فاز SKS، در ابتدا بایستی فاز SKS روی لرزه نگاشت مشخص شود، برای این منظور

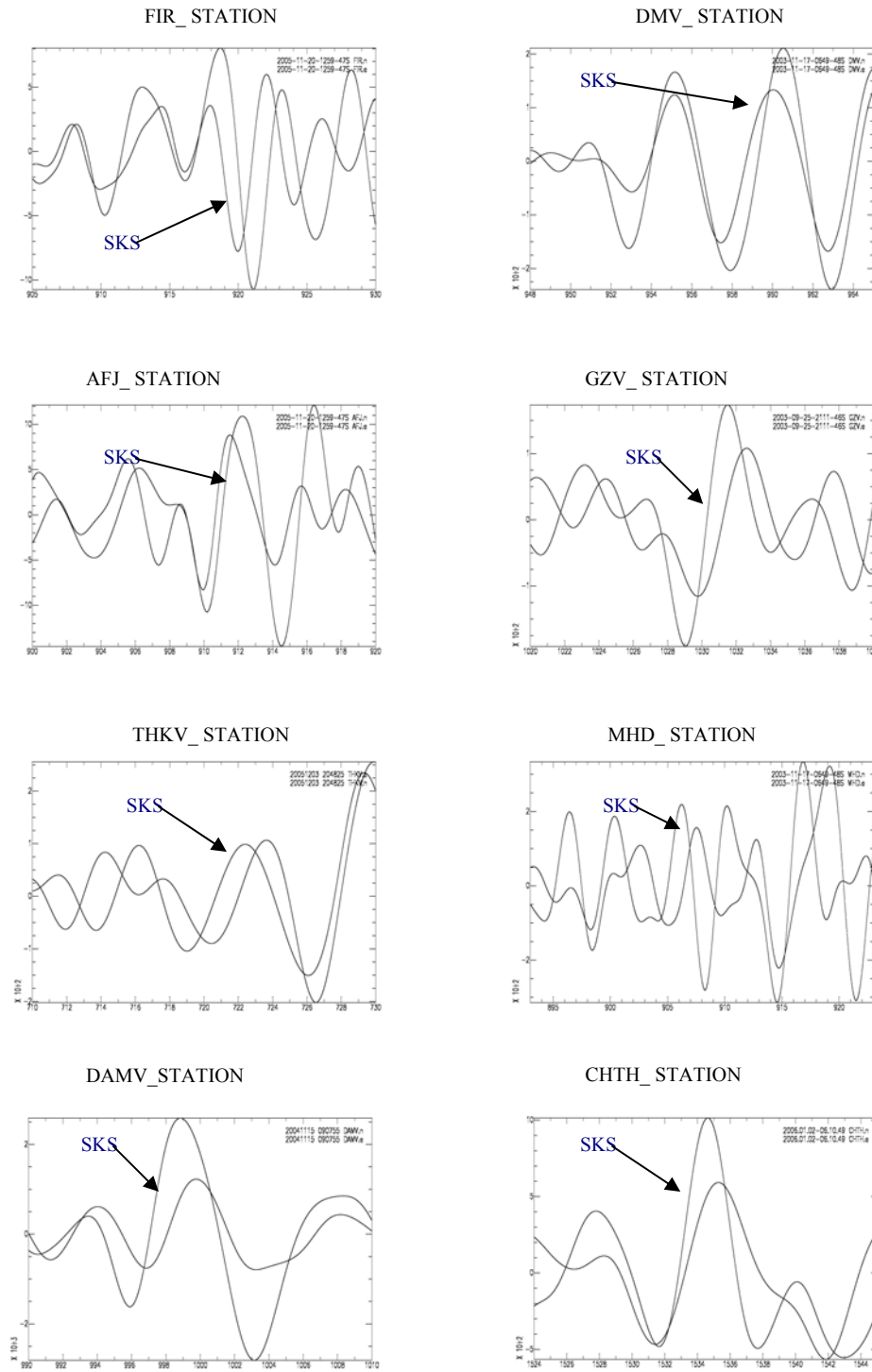
جدول ۱. مشخصات تعدادی از رویدادهای دورلرز مورد استفاده در تعیین ناهمسانگردی جبه گستره البرز.

الف) داده های پهن باند (پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله)

| DATE | TIME | LAT. | LONG. | DEPTH | MAG. |
|------------|-----------|--------|---------|-------|--------|
| 2005 11 30 | 165342.47 | 6.27 | 124.03 | 13 | Mw 6.3 |
| 2005 12 02 | 131309.52 | 38.09 | 142.12 | 29 | Mw 6.5 |
| 2005 12 02 | 234923.71 | -21.44 | 169.90 | 10 | Mw 5.7 |
| 2005 12 03 | 161042.40 | 29.34 | 130.26 | 47 | mb 6.0 |
| 2005 12 03 | 203811.86 | 12.19 | 141.01 | 10 | Ms 5.8 |
| 2005 12 07 | 233251.55 | -30.01 | -177.64 | 21 | Ms 6.4 |
| 2005 12 11 | 142043.79 | -6.57 | 152.20 | 10 | Mw 6.6 |
| 2005 12 12 | 210140.63 | 43.21 | 139.33 | 26 | mb 5.7 |

ب) داده های کوتاه دوره (مرکز لرزه نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران)

| DATE | TIME | LAT. | LONG. | DEPTH | MAG. |
|------------|-----------|--------|---------|-------|--------|
| 2005 02 05 | 122318.94 | 5.29 | 123.34 | 525 | Mw 7.1 |
| 2005 03 02 | 104212.23 | -6.53 | 129.93 | 201 | Mw 7.1 |
| 2005 06 13 | 224433.90 | -19.99 | -69.20 | 115 | Mw 7.8 |
| 2005 09 26 | 015537.67 | -5.68 | -76.40 | 115 | Mw 7.5 |
| 2005 11 14 | 213851.42 | 38.11 | 144.90 | 11 | Mw 7.0 |
| 2005 11 20 | 125302.95 | 53.84 | -164.09 | 30 | Mw 6.2 |
| 2006 01 02 | 221340.49 | -19.93 | -178.18 | 582 | Mw 7.2 |
| 2006 01 27 | 165853.67 | -5.47 | 128.13 | 397 | Mw 7.6 |



شکل ۱. نمونه‌ای از مشاهده جدایش فاز SKS موج برشی در مسیر جبهه و پوسته زیر ایستگاه‌های لرزه نگاری واقع بر گستره البرز مرکزی.

محاسبه شد. جزئیات روش‌های تحلیلی و عددی سیلور و چان یا تینای و همکاران در مقاله سدیدخوی و همکاران، (۲۰۰۶) آورده شده است. برای مثال مراحل

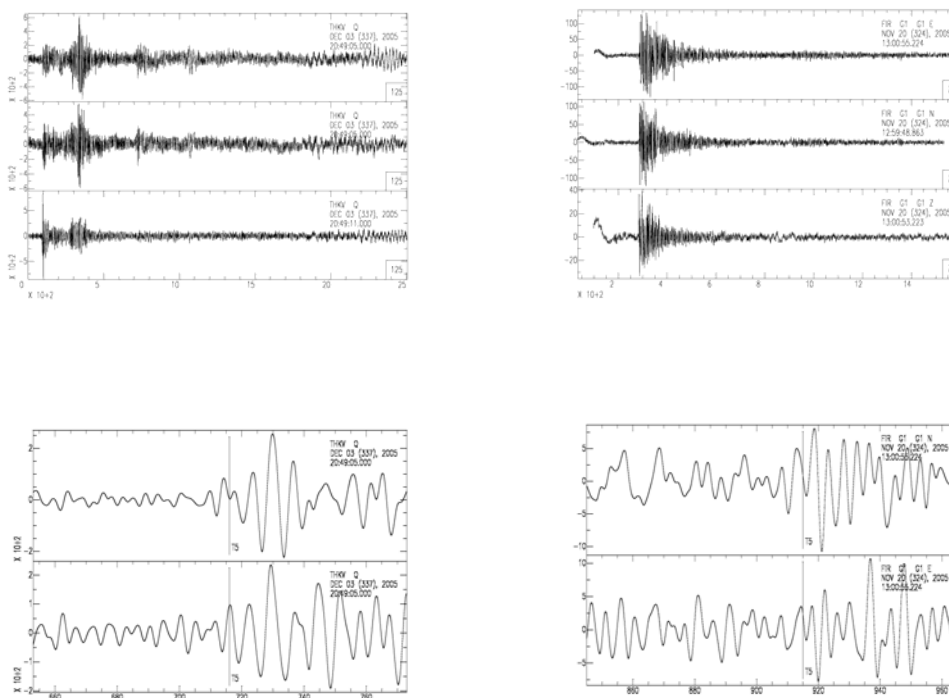
در این تحقیق با استفاده از روش سیلور و چان، (۱۹۹۱) و روش تینای و همکاران، (۲۰۰۴) پارامترهای ناهمسانگردی برای همه لرزه‌نگاشت‌های مورد بررسی،

مشخص کردن فاز SKS و عملی ساختن فرایندهای پردازش مورد نیاز روی مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت‌ها، به بررسی جدایش این فاز اقدام شده است (سدیدخوی، ۱۳۸۵).

پارامترهای جدایش رویدادهای نشان داده شده در شکل ۲ با استفاده از روش سیلور و چان، (۱۹۹۱) و روش تینبای و همکاران، (۲۰۰۴) با به کارگیری نرم افزار جدایش (تینبای و همکاران، ۲۰۰۴)) تعیین شد. شکل ۳ مؤلفه شعاعی و مماسی را در پنجره تحلیلی انتخاب شده روی رویدادهای شکل ۲، قبل و بعد از تصحیح نشان می‌دهد. به طوری که ملاحظه می‌شود، بعد از تصحیح، انرژی روی مؤلفه مماسی مینیمم شده است و این یکی از شرایط صحت نتایج است.

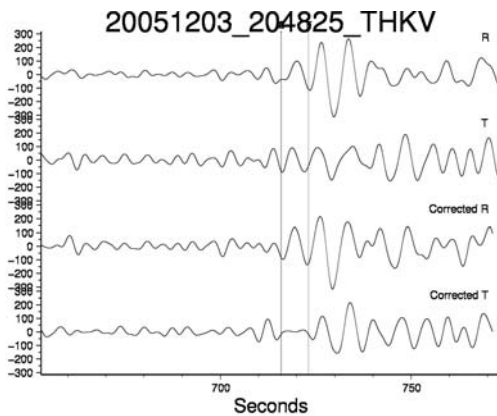
پردازش صورت گرفته روی لرزه‌نگاشت پهن باند رویداد سوم دسامبر ۲۰۰۵ با بزرگی (Ms) ۵٫۸ که در ایستگاه لرزه‌نگاری کاوش (شکل ۲- سمت چپ) ثبت شده است و همچنین لرزه‌نگاشت کوتاه‌دوره رویداد ۲۰ نوامبر ۲۰۰۵ با بزرگی (Mw) ۶٫۲ که در ایستگاه لرزه‌نگاری فیروزکوه (شکل ۲- سمت راست) ثبت شده است، به طور مشروح مورد بررسی قرار گرفته است.

پارامترهای ناهمسانگردی و راستای تنش از الگوریتم‌های تدوین شده تینبای و همکاران، (۲۰۰۴) تعیین شد. در این تحقیق تعداد ۲۱۰ پنجره تحلیلی به منظور تعیین پارامترهای ناهمسانگردی انتخاب شد، به طوری که برای تغییر شروع پنجره‌ها، سه پنجره و برای خاتمه پنجره‌ها، ۷۰ پنجره در نظر گرفته شد. بعد از

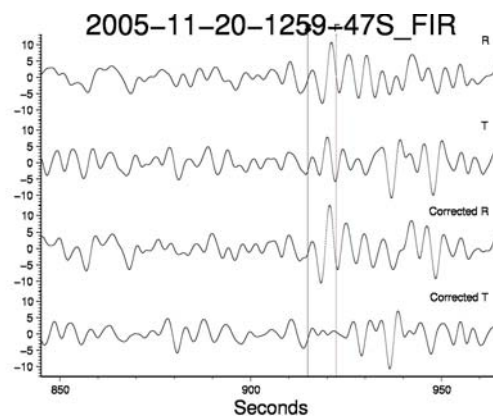


شکل ۲. سمت چپ-بالا) لرزه‌نگاشت سه مؤلفه رویداد دورلرز ۳ دسامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۵٫۸ که در ایستگاه لرزه‌نگاری کاوش (IIEES) ثبت شده است ($\Delta = 83.0^\circ$ و $BAZ = 80.1^\circ$)، پایین) مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت بالا) فاز SKS با خط عمودی نشان داده شده است (سمت راست-بالا) لرزه‌نگاشت سه مؤلفه رویداد دورلرز ۲۰ نوامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۶٫۲ که در ایستگاه لرزه‌نگاری فیروزکوه (IGTU) ثبت شده است ($\Delta = 85.4^\circ$ و $BAZ = 20.9^\circ$)، پایین) مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت بالا) فاز SKS با خط عمودی نشان داده شده است.

بیضوی و بعد از تصحیح، خطی می‌شود. این تغییر در قطبیدگی نیز یکی دیگر از شرایط وجود ناهمسانگردی است. همچنین در این شکل مشخص است که قبل از تصحیح، دو مؤلفه سریع و کند، باندازه δt اختلاف زمان دارند ولی بعد از تصحیح ناهمسانگردی این اختلاف زمانی از بین رفته است.

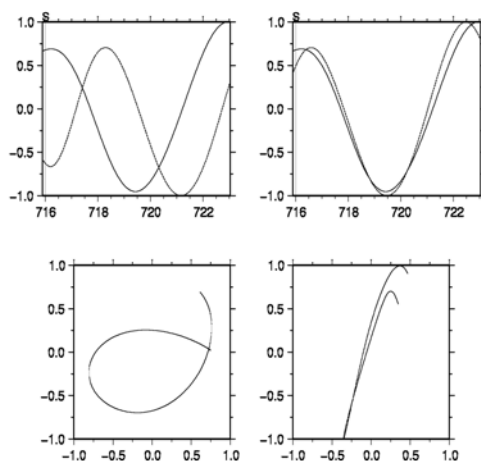


در شکل ۴ برهم‌نهی مؤلفه سریع و کند برای ناهمسانگردی قبل از تصحیح (سمت چپ) و بعد از تصحیح (سمت راست) و همچنین جابه‌جایی حرکت ذره را برای دو حالت تصحیح‌شده و تصحیح‌نشده (دو تصویر پایین) نشان داده شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، جابه‌جایی حرکت ذره قبل از تصحیح،

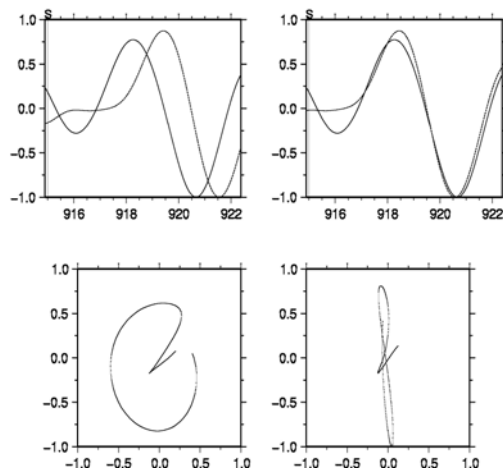


شکل ۳ چپ. مؤلفه‌های شعاعی و عرضی چرخش‌یافته قبل از تصحیح برای ناهمسانگردی (دو نگاشت بالایی) و بعد از تصحیح برای ناهمسانگردی (دو نگاشت پایینی) مربوط به رویداد دورلرز ۳ دسامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۵٫۸ در ایستگاه لرزه‌نگاری کاوش (IIES) ثبت شده است. همان مؤلفه‌ها برای رویداد دورلرز نوامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۶٫۲ که در ایستگاه لرزه‌نگاری فیروزکوه (IGTU) ثبت شده است.

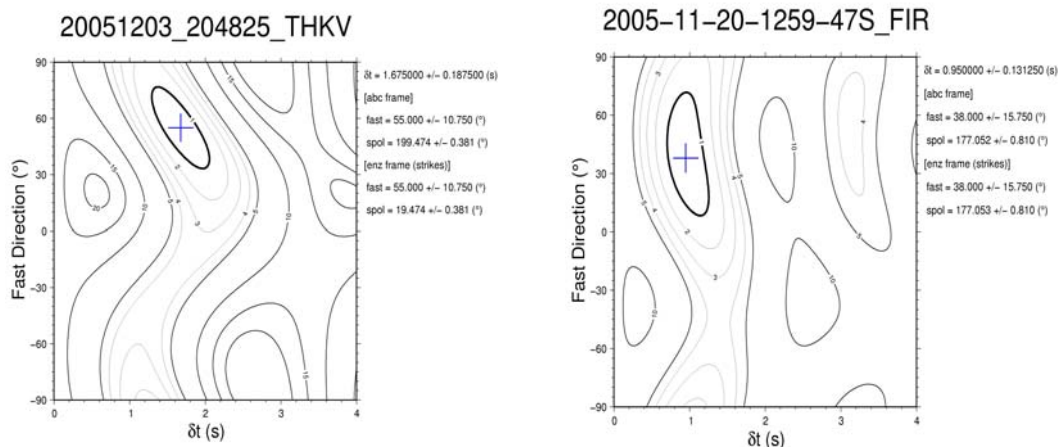
20051203_204825_THKV



5-11-20-1259-47S_FIR



شکل ۴ چپ. برهم‌نهی مؤلفه سریع و مؤلفه کند برای ناهمسانگردی تصحیح‌نشده و تصحیح‌شده، دو تصویر در پایین جابه‌جایی حرکت ذره را برای دو حالت تصحیح‌شده و تصحیح‌نشده مربوط به فاز SKS رویداد دورلرز ۳ دسامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۵٫۸ که در ایستگاه لرزه‌نگاری کاوش (IIES) ثبت شده است و (سمت راست) برهم‌نهی همان مؤلفه‌ها برای رویداد دورلرز نوامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۶٫۲ که در ایستگاه لرزه‌نگاری فیروزکوه (IGTU) ثبت شده است.



شکل ۵. منحنی پربند انرژی روی مؤلفه عرضی تصحیح شده برای ناهمسانگردی. δt روی محور افقی و φ روی محور عرضی رسم شده‌اند. محدوده اطمینان ۹۵٪ با خط پر و مقدار واقعی پارامترهای ناهمسانگردی با علامت به علاوه نشان داده شده است. چپ) رویداد دورلرز ۳ دسامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۸٫۸ که در ایستگاه لرزه‌نگاری کاوش (IIIES) ثبت شده است ($\delta t = 1.68 \text{ sec.}$, $\varphi = 55^\circ$). راست) رویداد دورلرز ۲۰ نوامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۶٫۲ که در ایستگاه لرزه‌نگاری فیروزکوه (IGTU) ثبت شده است ($\delta t = 0.95 \text{ sec.}$, $\varphi = 38^\circ$).

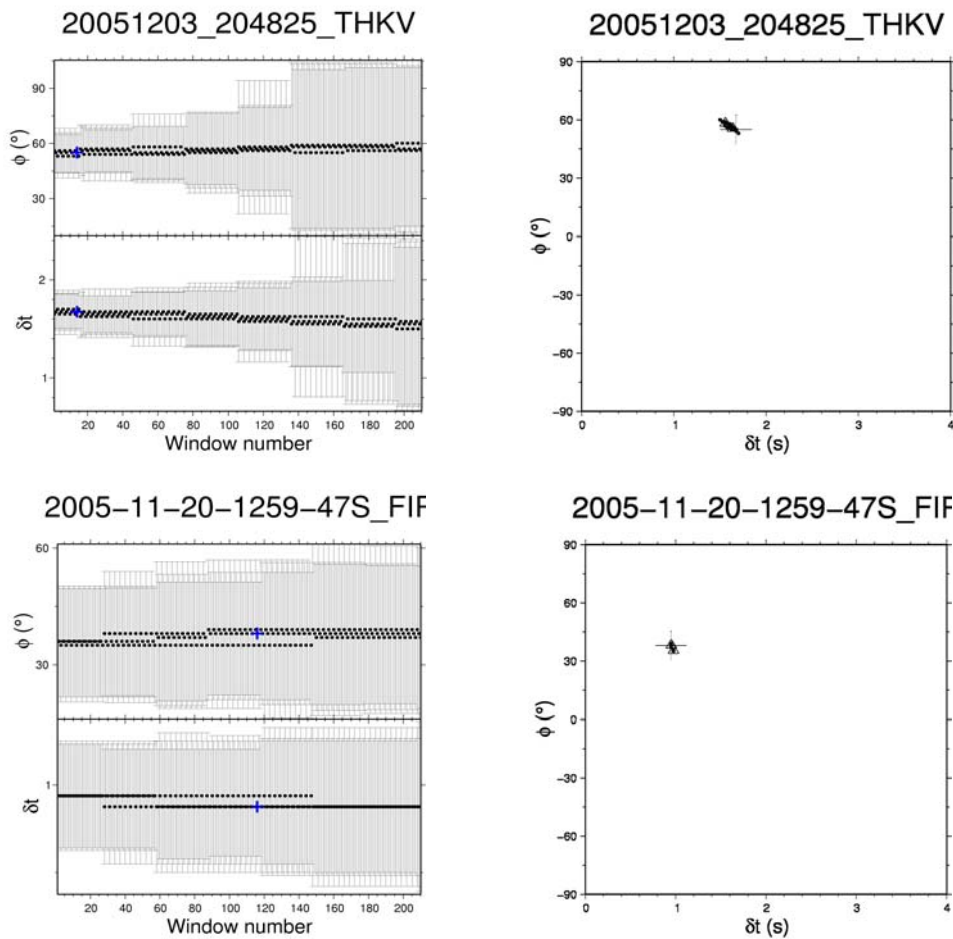
در شکل ۵، φ برحسب δt رسم شده است. علاوه بر آن در این شکل خطای اندازه‌گیری شده و محدوده اطمینان ۹۵٪ نیز نشان داده شده است. این نمودار با استفاده از روش سیلور و چان، (۱۹۹۱) براساس جست و جوی شبکه‌ای ترسیم شده است. در این روش بهترین جواب در جایی انتخاب می‌شود که کمترین خطای محاسبه φ و δt وجود دارد. در این تحقیق به منظور تعیین خودکار پارامترهای جدایش و دست‌یافتن به پنجره تحلیلی بهینه روش جست و جوی شبکه‌ای که سیلور و چان، (۱۹۹۱) عرضه کرده است را روی محدوده‌ای وسیع از پنجره‌هایی با شروع و پایان‌های متفاوت جایگزین کردیم. با به‌کارگیری روش تحلیل خوشه‌ای (تینبای و همکاران، ۲۰۰۴) پایدارترین منطقه که دارای کمترین خطا در محاسبه φ و δt است، مشخص شد. در روش تحلیل خوشه‌ای مقادیر φ و δt برای N پنجره به دست آورده می‌شود و به‌طور هم‌زمان واریانس همه φ و δt ‌های مربوط به N پنجره (σ_c^2) و همچنین واریانس همه داده‌ها (σ_d^2) محاسبه و حاصل ضرب این دو واریانس

تعیین می‌شود. بنابراین کمترین مقدار σ_0^2 یکی از ملاک‌های انتخاب برای φ و δt است. یکی دیگر از ملاک‌های صحت نتایج، خطی بودن نمودار جابه‌جایی حرکت ذره است که این خطی بودن با مقدار ویژه ماتریس کوواریانس C مشخص می‌شود (برای محیط همسانگرد، جابه‌جایی حرکت ذره، خطی است و ماتریس کوواریانس C یک مقدار ویژه غیر صفر دارد، ولی در محیط ناهمسانگرد، ماتریس کوواریانس C دو مقدار ویژه غیر صفر دارد (لانگ و واندر هیلس، ۲۰۰۵)). همچنین مینیمم بودن میزان انرژی روی مؤلفه مماسی تصحیح شده برای مقادیر ناهمسانگردی به منزله ملاکی دیگر برای صحت نتایج در این تحقیق در نظر گرفته شد (سیلور و چان، ۱۹۸۸، ۱۹۹۱). شکل ۶ نتایج تحلیل خوشه‌ای روی ۲۱۰ پنجره تحلیلی انتخابی را نشان می‌دهد.

با توجه به روش‌های اشاره شده و محاسبه‌های صورت گرفته روی لرزه‌نگاشت‌های مورد بررسی، پارامترهای ناهمسانگردی در گوشته گستره البرز مرکزی به دست آمد که نتایج آن در جدول (۲) ارائه شده است.

ماتریس کوواریانس C یک مقدار ویژه غیر صفر دارد، ولی در محیط ناهمسانگرد، ماتریس کوواریانس C دو مقدار ویژه غیر صفر دارد (لانگ و واندر هیلس، ۲۰۰۵)). همچنین مینیمم بودن میزان انرژی روی مؤلفه مماسی تصحیح شده برای مقادیر ناهمسانگردی به منزله ملاکی دیگر برای صحت نتایج در این تحقیق در نظر گرفته شد (سیلور و چان، ۱۹۸۸، ۱۹۹۱). شکل ۶ نتایج تحلیل خوشه‌ای روی ۲۱۰ پنجره تحلیلی انتخابی را نشان می‌دهد.

با توجه به روش‌های اشاره شده و محاسبه‌های صورت گرفته روی لرزه‌نگاشت‌های مورد بررسی، پارامترهای ناهمسانگردی در گوشته گستره البرز مرکزی به دست آمد که نتایج آن در جدول (۲) ارائه شده است.



شکل ۶. (چپ) رسم خطای محاسبه δt و ϕ برحسب شماره پنجره، کم خطاترین ϕ و δt با + مشخص شده است و (راست) نمودار جواب‌های روش تحلیل خوشه‌ای به منظور دستیابی به ϕ و δt بهینه، بهترین جواب با به‌علاوه مشخص شده است (بالا) مربوط به رویداد دورلرز ۳ دسامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۵٫۸ که در ایستگاه لرزه‌نگاری کاوش (IIEES) ثبت شده است ($\delta t = 1.68 \text{ sec.}$, $\phi = 55^\circ$). (پایین) مربوط به رویداد دورلرز ۲۰ نوامبر ۲۰۰۵ با بزرگی ۶٫۲ که در ایستگاه لرزه‌نگاری فیروزکوه (IGTU) ثبت شده است ($\delta t = 0.95 \text{ sec.}$, $\phi = 38^\circ$).

جدول ۲. پارامترهای ناهمسانگردی به‌دست آمده در این تحقیق در مسیر جبهه و پوسته گستره البرز.

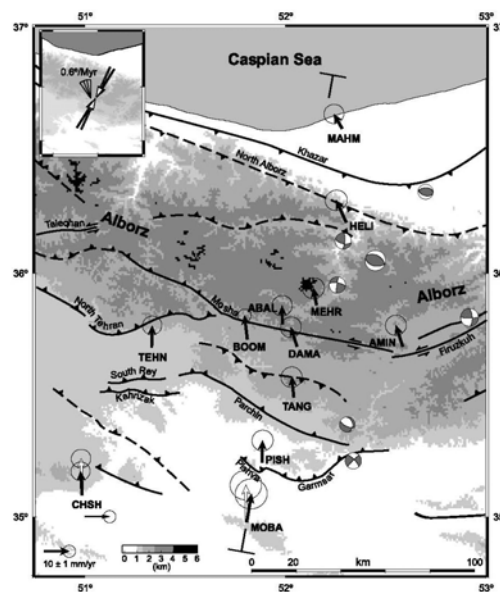
| Network | Code | Lat. (deg.) | Long. (deg.) | Ele. (m) | Place | ϕ° | δt (s) |
|---------|------|-------------|--------------|----------|------------|--------------|----------------|
| INSN | DAMV | 35.630 | 51.970 | 2520 | Damavand | 61 | 1.6 |
| INSN | THKV | 35.902 | 50.914 | 1795 | Kavosh | 54 | 1.5 |
| INSN | CHTH | 35.908 | 51.126 | 2350 | Charan | 41 | 1.8 |
| IRSC | AFJ | 35.856 | 51.713 | 2470 | Afjeh | 47 | 1.2 |
| IRSC | DMV | 35.577 | 52.032 | 2300 | Damavand | 35 | 1.9 |
| IRSC | FIR | 35.642 | 52.754 | 2380 | Firoozkooh | 51 | 1.8 |
| IRSC | GZV | 36.386 | 50.218 | 2400 | Gazvin | 42 | 1.7 |
| IRSC | MHD | 35.686 | 50.668 | 1645 | Mahdasht | 58 | 1.7 |

پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله) و همچنین پنج ایستگاه کوتاه‌دوره فیروزکوه، دماوند، افجه، ماهدشت و قزوین (متعلق به شبکه لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) به‌منظور تعیین پارامترهای ناهمسانگردی در پوسته و گوشته بالایی گستره البرز مرکزی مورد استفاده قرار گرفت. این تحقیق روشن ساخت که می‌توان از داده‌های کوتاه‌دوره نیز همانند داده‌های پهن باند می‌تواند به‌منظور تعیین ناهمسانگردی استفاده کرد. در این مطالعه تعداد ۲۱۰ پنجره تحلیلی به‌منظور تعیین خودکار پارامترهای ناهمسانگردی انتخاب گردید، به‌طوری‌که برای تغییر شروع پنجره‌ها، سه پنجره و برای خاتمه پنجره‌ها، ۷۰ پنجره در نظر گرفته شد. ابتدا وجود ناهمسانگردی در پوسته و گوشته بالایی زیر هر ایستگاه مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به جدایش صورت گرفته برای فاز SKS (شکل ۱) وجود ناهمسانگردی در گوشته بالایی زیر ایستگاه‌های مورد بررسی بدیهی است.

با بررسی جدایش موج برشی SKS، متوسط راستای ناهمسانگردی در گوشته و پوسته گستره البرز 48 ± 12 درجه محاسبه شد. علاوه بر آن، نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که متوسط بزرگی ناهمسانگردی در این مسیر 1.5 ± 0.4 ثانیه است. راستای ناهمسانگردی در گوشته بالایی گستره البرز از یک روند شمال شرق- جنوب غرب تبعیت می‌کند. با توجه به اینکه عامل اصلی ناهمسانگردی در گوشته بالایی کانی اولیوین است و ρ جهت قطبیدگی موج برشی سریع در راستای جهت محور [100] کانی اولیوین است، بنابراین در گوشته بالایی یک روند NE-SW برای سمت موج سریع یا به عبارت دیگر برای راستای محور [100] کانی اولیوین به دست آمد. نتایج به دست آمده برای ناهمسانگردی گوشته بالایی البرز مرکزی با نتایج تحقیقات صورت گرفته سیلور، (۱۹۹۶) که نزدیک‌ترین مکان

۳ بررسی پوسته البرز مرکزی براساس اطلاعات ژئودتیک

امروزه نقشه برداری‌های مکرر با استفاده از سامانه موقعیت جهانی (GPS) باعث پیشرفت در عرضه مدل‌های زمین‌ساختی شده است. بررسی‌های ژئودتیک در ۱۲ ایستگاه GPS در منطقه البرز مرکزی، بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۲، نشان‌دهنده حرکت کمربند البرز به سوی اوراسیای باختری است که در نتیجه آن کوتاه‌شدگی با راستای شمالی-جنوبی و با نرخ حدود ۵ میلی‌متر در سال رخ می‌دهد (شکل ۷). افزون‌بر این وجود برش راستالغز از نوع چپ‌گرد با نرخ حدود ۴ میلی‌متر در سال در این ناحیه آشکار شده است. براین‌مبنای الگویی که با داده‌های دست‌آمده سازگاری نشان می‌دهد، یعنی کوتاه‌شدگی و برش چپ‌گرد، پیشنهاد شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).



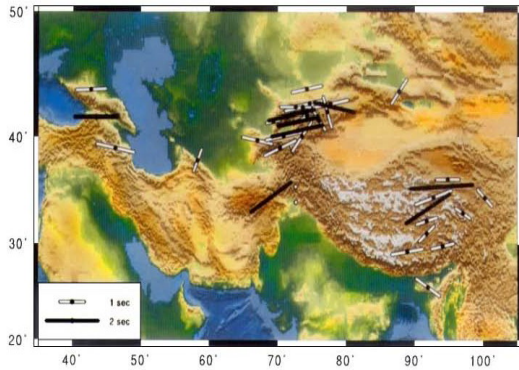
شکل ۷. نمودار سرعت حرکت البرز مرکزی براساس تحقیقات ژئودتیک بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۴، جهت پیکان‌ها راستا و مقدار سرعت را نشان می‌دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

۴ بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق زمین‌لرزه‌های دور ثبت شده در سه ایستگاه پهن باند دماوند، چاران و کاوش (متعلق به

بررسی در شکل ۸ نشان داده شده است).

مورد بررسی ناهمسانگردی به ایران است، از نظر راستا و میزان ناهمسانگردی هم‌خوانی دارد (مقایسه این دو



شکل ۸. راستا و بزرگی ناهمسانگردی جبهه بالایی گستره البرز مرکزی، برآورد شده با استفاده از جدایش فاز SKS چپ) راستا و بزرگی ناهمسانگردی جبهه بالایی صورت گرفته از نتایج تحقیق سیلور، (۱۹۹۶).

Kennett, B. and E.R. Engdahl (1991), Travel Times for Global Earthquake Location and Phase Identification, *Geophys. J. Int.*, 105, 429-4

Levin V. and J. Park (1998), A P-SH conversions in a layered media with hexagonally symmetric anisotropy: a cookbook, *Pur. Appl. Geophys.* 151, 669-697.

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

Nicolas, A. (1993), Why fast polarization directions of SKS seismic waves are parallel to mountain belts, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 78, 337-342.

Sadidkhouy, A., Gh. J. Doloei and M. R. Gheitanchi (2006), Crustal Seismic Anisotropy in the south-central Alborz region using Moho P_s converted phases, *J. Earth, Space, Phys.*, 32, No. 3, 23-32.

Savage, M. K. (1999), Seismic Anisotropy and Mantle Deformation; What have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics*, 37, 1, 65-91.

Silver, P. G. (1996), Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of Geology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24, 385-432.

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

منابع

سدیدخوی، ا. (۱۳۸۵)، ناهمسانگردی پوسته و گوشته بالایی گستره البرز، پایان‌نامه دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

Assumpção, M., M. Heintz, A. Vauchez and M. Egydio Silva (2006), Upper mantle anisotropy in SE and Central Brazil from SKS splitting: Evidence of asthenospheric flow around a cratonic keel, *Earth and Planetary Science Letters*, 250, 224-240.

Backus, G. E. (1962). Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering, *J. Geophys. Res.*, 67, 4427-4440.

Babuska V. and M. Cara (1991), *Seismic anisotropy in the Earth*, Kluwer Academic Publishers, PP 217.

Babuska V. and Z. Pors (1984), Velocity anisotropy in granodiorite and quartzite due to the distribution of microcracks, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 76, 121-127.

Crampin, S. (1984), An introduction to wave propagation in anisotropic media, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 76, 17-28.

Engdahl, E., R., R. Vander Hilst and M. Berberian (1998), Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedure for depth determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 722-743.

Fouch, M. J. and S. Rondenary (2006), Seismic anisotropy beneath stable continental interiors, *Phys., Earth Planet. Int.*, 158, 292-320.

- analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 453-463.
- Vernant P., F. Nilforoushan, J. Chery, R. Bayer, Y. Djamour, F. Masson, H. Nankali, J. F. Ritz, M. Sedighi and F. Tavakoli (2004), Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185
- Silver, P. G. and W. W. Chan (1991), Shear-wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, 96, 16429-16454.
- Tapley, W., J. Tull, L. Miner and P. Goldstein (1990), SAC command reference manual version 10.5.
- Teanby, N.A., J-M. Kendall and M. van der Baan (2004), Automation of shear wave splitting measurements using cluster