

تعیین پارامترهای ناهمسانگردی و راستای تنش محلی براساس تحلیل پس‌لرزه‌های زلزله ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ محمدآباد ریگان (استان کرمان)

شیرین میراحمدی شلمزاری^۱، احمد سدیدخوی^{۱*}، علی رضایی نایه^۱ و غلام جوان دولویی^۲

^۱موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

^۲پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۳/۲۷، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۲/۳۱)

چکیده

بررسی پارامترهای ناهمسانگردی در پوسته فوقانی یکی از روش‌های مناسب برای بررسی زمین‌ساخت فعال در منطقه است. بدین معنی که می‌توان با استفاده از روابط ناهمسانگردی، ارتباط میان رویداد زمین‌لرزه و فعالیت گسلی خاص و در حالت کلی‌تر، راستای تنش زمین‌ساختی حاکم بر منطقه را به‌دست آورد. چنانچه اندازه یک پارامتر در جهت‌های متفاوت اندازه‌گیری یکسان نباشد، در آن‌صورت محیط مورد بررسی نسبت به این پارامتر، ناهمسانگرد خوانده می‌شود. محققان ناهمسانگردی لرزه‌ای در اعماق کم پوسته (۱۰-۱۵ کیلومتر) را نتیجه‌ای از جهت‌گیری ترجیحی ریزترک‌های قائم می‌دانند. در پژوهش حاضر با استفاده از فاز بُرشی Sg، براساس روش تینبای و همکاران ارائه شده در سال ۲۰۰۴، پارامترهای ناهمسانگردی در پوسته فوقانی منطقه محمدآباد ریگان تعیین شده است. زمین‌لرزه اصلی در ساعت ۲۲:۱۱:۵۸ روز ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ با بزرگی ۶/۵ در مقیاس امواج گشتاوری (M_w) در ۵۲ کیلومتری جنوب شرقی محمدآباد ریگان کرمان و در مرز استان‌های کرمان و سیستان و بلوچستان به وقوع پیوست. برطبق نتایج به‌دست آمده حاصل از بررسی ۶۵۴ لرزه‌نگاشت مربوط به شش ایستگاه موقت نصب شده از سوی مرکز لرزه‌نگاری کشوری، آزمون راستای غالب ناهمسانگردی در منطقه محمدآباد ریگان 9 ± 45 درجه و آزمون راستای کمینه تنش اصلی در منطقه 9 ± 135 درجه به‌دست آمده است. همچنین میانگین بزرگی ناهمسانگردی 0.04 ± 0.18 ثانیه محاسبه شده است که با میزان ناهمسانگردی در پوسته فوقانی مطابقت می‌کند. با مقایسه نتایج حاصل از این پژوهش با روند پس‌لرزه‌های تعیین محل شده و بررسی‌های جی پی اس می‌توان فعالیت‌های زمین‌ساختی اخیر در منطقه را به روند گسلی جدید در بخش جنوبی گسل کهورک نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: پوسته فوقانی، تنش، شبکه لرزه‌نگاری موقت، محمدآباد ریگان، موج بُرشی Sg، ناهمسانگردی

Anisotropy parameter analysis in Mohammadabad, Rigan based on the aftershock analysis of the earthquake of December 20, 2010

Shirin Mirahmadi Shalamzari¹, Ahmad Sadidkhouy^{1*}, Ali Rezaei Nayeh¹ and Gholam Javan Doloei²

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 16 June 2012, accepted: 21 May 2013)

*Corresponding author:

asadid@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

Summary

Studying anisotropy properties is a proper procedure to survey the rate of tectonic phenomena in the upper crust and mantle. Therefore, analyzing specific phases of the shear wave, which is intensely sensitive to both the earthquake mechanism and any anisotropy along the path in lithosphere and upper asthenosphere, is worthwhile. Consequently, the aim was to determine the relation between the strain and anisotropy, calculation of anisotropic parameters around the world, and determining how much formed by past and present lithospheric deformation and how much by crustal and asthenospheric sources.

Most of the researchers consider the anisotropy in the upper crust (10-15 km) as a result of micro crack orientations parallel to minimum main stress.

Seismic anisotropy is the variation of seismic wave speed with direction. Whenever a shear wave reaches the anisotropic media, it splits into two directions called fast and slow directions. Parameters which describe the seismic anisotropy are the directions of the polarization of the fast shear wave (ϕ) and the splitting time between the fast and slow component of shear waves (δt). Two techniques are more commonly used to calculate the anisotropy parameters. The first one is based on the calculation of the cross correlation coefficient of the two horizontal S wave components (Bowman and Ando, 1987). The second one is based on the diagonalization of the covariance matrix of the S waves (Silver and Chan, 1991). Silver and Chan (1991) demonstrated that these two techniques were theoretically equivalent. Zhang and Schwartz (1994) found that the same results were inferred from the application of the two techniques to crustal earthquakes.

The methodology in this research is based on the diagonalization of the covariance matrix of the S waves (Silver and Chan, 1991), which has been automated by Teanby et al. (2004).

First, a shear-wave analysis window is defined. If anisotropy is present, the particle motion within this window will be elliptical. Second, a grid search over ϕ and δt is performed. The result that has the lowest second eigenvalue of the corrected particle-motion covariance matrix indicates linear particle motion after correction and is the solution that best corrects for the splitting.

In sum, the method consists of three steps: First ϕ and δt are calculated for a range of start and end times, and a 2D diagram of ϕ versus δt is plotted. Second, a stable region with tight clusters or desired compaction is specialized by a cluster analysis. Finally, the optimized clusters are applied and the window with the least error in the evaluation of ϕ and δt is determined (Teanby et al., 2004).

In order to select accurate wave forms, an important factor must be taken into consideration: The arrival angle of the S waves must be less than the critical angle. Because whenever S wave hits the surface at an angle (i) greater than the critical angle ($i_c = \sin^{-1}(V_p / V_s)$), it can be recorded at the surface as elliptically polarized (Nuttli, 1961; Booth and Crampin, 1985). Therefore, the arrival angle of S waves must be less than 35° ($i < i_c$).

We applied a casual band pass filter in the frequency range 1-15 Hz to the waveforms to avoid the effects of long period surface waves.

This research is based on analyzing shear wave splitting by use of Sg phase to calculate the anisotropy at the upper crust in Mohammadabad Rigan (Southeast of Iran). Data were provided by the temporary seismic network, assembled by Iranian Seismological Center.

By analyzing 654 waveforms, we observed an anisotropy at each station and evaluated the direction of the fast component of shear wave in $N45 \pm 9^\circ E$. The calculated splitting time was 0.18 ± 0.004 (s) on average, which was in accordance with the splitting time in the upper crust. The direction was not consistent with the act of known faults in this

region. Therefore, it showed a new fault trend considering the locations of micro earthquakes and the focal mechanism of the main event.

Keywords: Anisotropy, Mohammadabad Rigan, shear wave Sg, stress, upper crust, temporary seismic network

زمانی بین دو مولفه سریع و کند موج بُرشی با توزیع چگالی‌ها و به صورت نسبت ضخامت به قطر ترک‌ها کنترل می‌شود. تغییرات فیزیکی ترک‌ها تحت تنش را کرامپین و زاتسپین (۱۹۹۷) مدل‌سازی کرده‌اند. هنگامی که تنش در یک جهت خاص افزایش پیدا می‌کند، تعداد ریز ترک‌ها به صورت عمود بر کمترین میدان تنش افزایش پیدا می‌کنند. در نتیجه ترک‌ها و شکاف‌ها و حفره‌ها متناسب با فعالیت میدان تنش (عمود بر جهت کمترین تنش فشاری) جهت می‌گیرند و مولفه سریع موج بُرشی در امتداد این جهت قطبیده می‌شود.

هرگاه موج بُرشی به یک محیط ناهمسانگرد وارد شود به دو مولفه که با سرعت‌های متفاوتی حرکت می‌کنند و تقریباً سازوکار متعامد بر هم دارند، جدایش می‌یابد. این پدیده را جدایش موج بُرشی می‌نامند که اغلب در نیمه بالایی پوسته و در تقریباً همه سنگ‌ها مشاهده می‌شود. ناهمسانگردی سرعتی امواج لرزه‌ای با دو پارامتر بزرگی (δt) برحسب ثانیه و راستا (ϕ) برحسب درجه معرفی می‌شود. بزرگی ناهمسانگردی اختلاف زمان رسید بین دو مؤلفه سریع و کند است و راستای ناهمسانگردی، همان راستای مؤلفه سریع موج بُرشی فاز موردنظر از شمال جغرافیایی در جهت ساعت‌گرد است (سویج، ۱۹۹۹).

تحقیقات ناهمسانگردی لرزه‌ای در ایران به تحقیقات جوان (۱۳۸۲)، سدیدخوی و همکاران (۲۰۰۶)، سدیدخوی (۱۳۸۵)، سدیدخوی و همکاران (۲۰۰۸)، کاویانی و همکاران (۲۰۰۹) و ساکی (۲۰۰۹) معطوف می‌شود، که در این پژوهش‌ها با استفاده از فازهای لرزه‌ای Ps، SKS و Sg به بررسی ساختارهای ناهمسانگرد در بعضی از مناطق ایران پرداخته شده است.

۱ مقدمه

به یک محیط (یا ناحیه پیوسته)، با در نظر گرفتن یک پارامتر معین، ناهمسانگرد گفته می‌شود اگر این پارامتر با جهت اندازه‌گیری تغییر کند. اغلب مواد موجود در طبیعت ناهمسانگرد هستند، اگرچه هر جسمی می‌تواند تا ۲۱ ثابت کشسان داشته باشد، اما ماده‌ای که تعداد ثابت‌های کشسان آن بیشتر از ۲ باشد، ناهمسانگرد نامیده می‌شود. داشتن بیشتر از دو ثابت کشسان بدین معنی است که خواص فیزیکی جسم در راستاهای گوناگون، متفاوت است.

اطلاع از خواص ناهمسانگردی لایه‌های متفاوت زمین از آن جهت حائز اهمیت است که علاوه بر کمک به بهینه ساختن مدل‌های سرعت جهانی، از راه آن می‌توان به راستای تنش وارده و راستای درزه و ترک‌های موجود پی برد.

میزان شکستگی بیشتر در سنگ‌های پوسته‌ای در یک مکان، بدین معنی است که در این مکان یک زلزله کوچک در حال اتفاق افتادن است و در واقع در توالی زلزله‌ها، مقدار پارامتر b در رابطه گوتنبرگ-ریشتر افزایش می‌یابد (تی سوکادا، ۱۹۹۴).

برای توضیح جدایش موج لرزه‌ای، کرامپین (۱۹۸۴) مدلی را معرفی کرد که منبع اصلی ناهمسانگردی در پوسته را جهت‌یافتگی عمودی ریز ترک‌های پر شده با شاره می‌داند که در جهتی کنترل شده با میدان تنش محلی، قرار می‌گیرند. به خصوص برای رسیدهایی که در پنجره موج بُرشی واقع می‌شوند، (مخروط مسیره‌ای پرتو با زاویه ورود به سطح آزاد کمتر از ۳۵ تا ۴۵ درجه)، قطبش مولفه سریع موج بُرشی به‌طور تقریبی موازی با جهت بیشینه تنش فشاری است. تأخیر

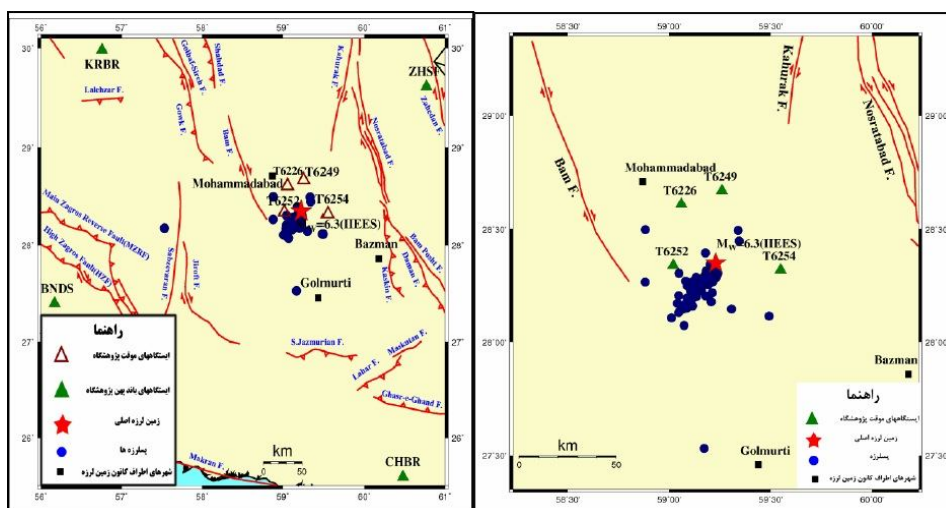
۲ موقعیت زمین ساخت منطقه

فلات ایران در بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا، در یک ناحیه فشارشی حاصل از همگرایی دو صفحه عربی در جنوب غرب و اوراسیا در شمال شرق واقع شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). همگرایی این دو صفحه، با گذر از مراحل فرورانش پوسته اقیانوسی و فرارانش افیولیت‌ها به مرحله برخورد قاره‌ای رسیده است (آگارد و همکاران، ۲۰۰۵) که به نظر هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) در مراحل اولیه برخورد قاره‌ای قرار دارد.

زمین‌لرزه‌ها در ایران به‌طور عمده حاصل همگرایی قطعات و زون‌های گوناگون هستند. با توجه به داده‌های زمین‌لرزه تاریخی و دستگاهی، دو نوار لرزه‌خیز در ایران قابل شناسایی است؛ نوار جنوبی (کوه‌های زاگرس) که روند شمال غربی - جنوب شرقی دارد و شمال ایران که شامل کوه‌های کپه‌داغ و البرز است. بین زون‌های فعال لرزه‌ای، مناطق با فعالیت لرزه‌ای کم قرار گرفته‌اند که شامل ایران مرکزی، بلوک لوت و حوضه جنوبی دریای خزر می‌شوند. همگرایی صفحه‌های اوراسیا و عربی در شرق تنگه هرمز

به‌صورت فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه اوراسیا است. آهنگ این فرورانش با استفاده از مشاهدات جی پی اس حدود ۱۹ میلی‌متر در سال برآورد شده است. پدیده‌های آتشفشانی تفتان و بزمان و همچنین آب گرم‌های منطقه از آثار این فرورانش است. همان‌طور که بیان شد، بلوک دشت لوت یکی از بلوک‌های تقریباً صلب و عاری از زلزله است (بربریان، ۱۹۷۶؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ والکر و جکسون، ۲۰۰۴). دو رشته کوه شمالی - جنوبی در شرق و غرب این بلوک کشیده شده است. در امتداد این رشته کوه‌ها سامانه گسلش گوک - ناینند - بم و در شرق، سامانه گسلش سیستم (گسل‌های نه، کهورک و نصرت‌آباد) نقش اساسی در زمین ساخت منطقه دارند. جنوب لوت نیز با امتداد کوه‌های جبال بارزو بزمان محدود شده است.

زمین‌لرزه اصلی در ۵۲ کیلومتری جنوب شرقی محمدآباد ریگان کرمان در بخش جنوبی بلوک لوت به وقوع پیوست. بلوک لوت توده‌ای است کشیده و مستحکم که طول آن در جهت شمال به جنوب در حدود ۹۰۰ کیلومتر است که بین زون فیلش (در مغرب آن) و بلوک طبس واقع می‌شود.



شکل ۱. پس‌لرزه‌های تعیین محل شده و موقعیت گسل‌های منطقه (رضا، ۱۳۹۱).

جدول ۱. موقعیت ایستگاه‌های مورد بررسی و پارامترهای ناهمسانگردی به‌دست آمده در این تحقیق برای هر ایستگاه.

نام ایستگاه	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	φ°	$\delta t(s)$
DSHT	۵۹/۲۵	۲۸/۷۸	۴۵ ± ۹	$۰/۱۵ \pm ۰/۰۰۵$
EHMS	۵۹/۲۱	۲۸/۵۲	۲۸ ± ۹	$۰/۱۷ \pm ۰/۰۰۴$
HASC	۵۹/۵۶	۲۸/۳۱	۵۴ ± ۱۸	$۰/۰۹ \pm ۰/۰۰۷$
HSRG	۵۹/۰۴	۲۸/۶۹	۱۳۵ ± ۹	$۰/۲۴ \pm ۰/۰۰۲$
SRZH	۵۹/۰۲	۲۸/۳۳	۴۵ ± ۹	$۰/۲۵ \pm ۰/۰۰۲$
JZMN	۵۸/۵۹	۲۷/۷۹	۴۵ ± ۹	$۰/۲۰ \pm ۰/۰۰۱$

اما در داده‌های موج بُرشی S، تأثیرات ناهمسانگردی سرعتی بسیار قابل توجه است و جدایش موج S را می‌توان با هر نوع موج بُرشی اندازه‌گیری کرد. فازهایی که به‌طور گسترده در تعیین پارامترهای ناهمسانگردی، به علت نبود نیاز به تصحیحات پیچیده، مورد توجه قرار گرفته‌اند، عبارت‌انداز: Ps و SKS و SKKS و Sg.

در اندازه‌گیری پارامترهای ناهمسانگردی با استفاده از موج بُرشی، باید به این نکته توجه داشت که طبق رابطه (۱) اگر زاویه ورودی موج بُرشی به سطح بیش از زاویه بحرانی i_c (که در حدود ۳۵ درجه نسبت به محور قائم است) باشد، بازتاب S به P در سطح باعث ایجاد آشفستگی در دامنه و فاز موج ثبت شده خواهد شد و در نتیجه حرکت ذره‌ای موج غیرخطی می‌شود. زاویه‌های ورودی کوچک‌تر از زاویه بحرانی را پنجره موج بُرشی می‌نامند و بررسی‌های جدایش امواج بُرشی به فازهایی با زاویه ورودی کمتر از ۳۵ درجه (محدوده پنجره موج بُرشی) محدودند:

$$i_c = \sin^{-1} (V_p/V_s), \quad (1)$$

که V_s سرعت موج بُرشی و V_p سرعت موج فشارشی است.

برآورد پارامترهای ناهمسانگردی موج بُرشی با محاسبه زمان جدایش بین دو مولفه سریع و کند و راستای قطبش مولفه سریع موج بُرشی صورت می‌گیرد. راستای ناهمسانگردی امواج بُرشی، همان راستای مولفه سریع موج بُرشی فاز موردنظر از شمال جغرافیایی در جهت

همان‌طور که در شکل ۱ نشان داده شده است، گسل‌های مهم شناخته شده در منطقه مورد بررسی، با توجه به قرارگیری رومرکزی زمین‌لرزه اصلی عبارت‌انداز گسل بم و گسل کهورک که به شرح زیر معرفی می‌شوند:

گسل بم: گسلی با طولی حدود ۶۵ کیلومتر، در ۴ کیلومتری شرق شهر بم دارای راستای شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق است. این گسل کوتاه‌تری از شمال و شمال شرق بم آغاز می‌شود و در جنوب بخش شمالی رشته‌کوه جبال بارز خاتمه می‌یابد. در عهد حاضر با فعال شدن این گسل به صورت یک گسل امتدادلغز راست‌گرد، زمین‌لرزه بم رخ داده است. زمین‌لرزه بم در تاریخ ۲۰۰۳/۱۲/۲۶ با بزرگای $M_s = 6/8$ ناشی از جنبش این گسل در نظر گرفته شده است که شهر بم را به علت اثر حوزه نزدیک گسل، ویران کرد.

گسل کهورک: گسل اصلی کوتاه‌تر با راستای NNE-SSW است که بلوک لوت را در شرق محدود می‌کند. بخش غربی گسل پایین افتاده است (بلوک لوت). این گسل از ۷۰ کیلومتری جنوب گسل نه آغاز می‌شود و در بخش شمالی آتشفشان بزمان در جنوب خاتمه می‌یابد. روستای کهورک در بخش غربی گسل واقع است.

۳ روش تحقیق و انتخاب داده‌ها

به‌طور کلی اغلب برای تعیین ناهمسانگردی از موج P، به علت تأثیرات ناچیز ناهمسانگردی بر آن، استفاده نمی‌شود.

دارد، ولی در محیط ناهمسانگرد، این ماتریس دو مقدار ویژه غیر صفر دارد (لانگ و واندرهیلس، ۲۰۰۵).

در روش سیلور و چان (۱۹۹۱) برای هر جفت φ و δt الگوریتم ماتریس کواریانس C برای لرزه‌نگاشت‌های چرخشی و جابه‌جا شده برای همه مقادیر ممکن φ و δt محاسبه می‌شود. پارامترهای جدایش نهایی مقادیری هستند که یک ماتریس کواریانس C منفرد با یک مقدار ویژه غیر صفر را تشکیل می‌دهند. همچنین در روش سیلور و چان (۱۹۹۱) از جابه‌جایی حرکت ذره که همدوسی دو مؤلفه را نشان می‌دهد، استفاده می‌شود که باید بعد از اِعمال تصحیحات لازم خطی شود.

در این تحقیق از جدایش فاز S_g ، براساس روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) استفاده می‌شود. روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) براساس روش سیلور و چان (۱۹۹۱) بنا نهاده شده است، با این تفاوت که انتخاب پنجره‌های تحلیلی موج بُرشی به شکل خودکار صورت می‌گیرد و به این وسیله، مشکل وابسته بودن نتایج به انتخاب پنجره تحلیلی موجود در روش سیلور و چان بر طرف شده است. از آنجا که نتایج به انتخاب اولیه پنجره موج بُرشی که کاربر آن را در نظر می‌گیرد، بسیار حساس است. برای انتخاب آن باید نکات مهمی را مدنظر قرار داد. این پنجره باید دربرگیرنده موج S و به‌طور آرمانی شامل چند دوره از بسامد غالب باشد تا مانع از پرش‌های چرخشی شود و کاهش تاثیرات نوفه را به همراه داشته باشد. همچنین طول پنجره نباید آنقدر بزرگ باشد که فازهایی غیر از فاز بُرشی موردنظر را دربرگیرد. زیرا این امر موجب کاهش کیفیت برآورد پارامترهای جدایش می‌شود. شایان ذکر است که نتایج حاصل از انتخاب پنجره‌هایی که کمتر از یک دوره را دربرمی‌گیرند نیز پایدار نخواهد بود. علاوه‌براین، طول پنجره نباید از بیشینه مقدار بزرگی ناهمسانگردی مورد انتظار در پوسته (حداکثر ۰/۳ ثانیه (سویج، ۱۹۹۹)) بیشتر باشد. انتخاب شروع پنجره تحلیلی

ساعت‌گرد در نظر گرفته می‌شود و برحسب درجه با نماد φ بیان می‌شود. اندازه ناهمسانگردی موج بُرشی را بزرگی ناهمسانگردی می‌نامند و با نماد δt نشان می‌دهند که معمولاً برحسب ثانیه بیان می‌شود و درواقع اختلاف زمان بین دو مولفه سریع و کند موج است. مقدار اختلاف زمان بستگی به فاصله طی شده موج در توده همسانگرد دارد و بیان ریاضی تأخیر زمانی δt به صورت رابطه (۲) است:

$$\delta t = L \left(\frac{1}{V_{S1}} - \frac{1}{V_{S2}} \right), \quad (2)$$

که V_{S1} و V_{S2} سرعت‌های دو موج شبه بُرشی و L طول مسیر ناهمسانگرد طی شده است.

دو روشی که به‌طور متداول برای این منظور استفاده می‌شود عبارت‌انداز: قطری‌سازی ماتریس کواریانس موج S (سیلور و چان، ۱۹۹۱) و محاسبه ضرایب همبستگی دو مولفه موج S (بومن و آندو، ۱۹۸۷). سیلور و چان (۱۹۹۱) ثابت کردند که این دو روش از لحاظ نظری یکسان هستند. همچنین ژانگ و شوارتز (۱۹۹۴) مشاهده کردند که نتایج مشابهی از به کار بردن هم‌زمان این دو روش برای زمین‌لرزه‌های پوسته به‌دست می‌آید.

بهترین مقدار برای φ و δt زمانی به‌دست می‌آید که در صورت حذف اثر ناهمسانگردی، جابه‌جایی حرکت ذره موج بُرشی خطی شود. ویدال (۱۹۸۶) اثبات کرد که عملگر معکوس جدایش را می‌توان از ماتریس کواریانس جابه‌جایی حرکت افقی در حوزه زمان به‌دست آورد. که این خطی بودن با مقدار ویژه ماتریس کواریانس C بین مولفه‌های افقی عمود بر هم u ، از رابطه (۳) مشخص می‌شود:

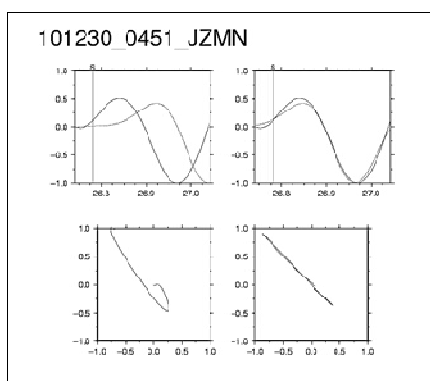
$$(3)$$

$$C_{ij} = C_{ij}(\varphi, \delta t) = \int_{-\infty}^{+\infty} u_i(t) u_j(t - \delta t) dt; i, j = 1, 2$$

برای محیط همسانگرد، جابه‌جایی حرکت ذره، خطی است و ماتریس کواریانس C یک مقدار ویژه غیر صفر

مراحل پردازش داده‌ها و انتخاب بهترین جواب در شکل‌های ۲ تا ۶، برای یک رویداد نمونه در دو ایستگاه نشان داده شده است:

در شکل ۲ مولفه‌های شعاعی و مماسی در محدوده پنجره تحلیلی انتخابی، قبل و بعد از تصحیح اثر ناهمسانگردی نشان داده شده است. همان‌طور که انتظار می‌رود، پس از تصحیح، لرزه‌نگاشت‌ها به اندازه زمان تاخیر محاسبه شده، جابه‌جا شده‌اند.

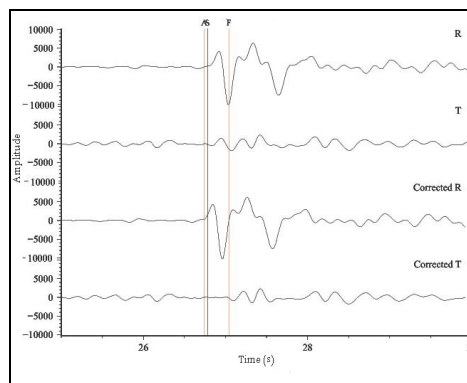


شکل ۳. دو تصویر بالا برهم‌نهی مؤلفه سریع و مؤلفه کند برای ناهمسانگردی تصحیح نشده و تصحیح شده و دو تصویر در پایین جابه‌جایی حرکت ذره را برای دو حالت تصحیح شده و تصحیح نشده مربوط به فاز Sg برای یک رویداد نشان می‌دهد.

در شکل ۳ دو تصویر بالا برهم‌نهی مؤلفه سریع و مؤلفه کند برای ناهمسانگردی تصحیح نشده (سمت چپ) و تصحیح شده (سمت راست) و دو تصویر در پایین جابه‌جایی حرکت ذره را برای دو حالت تصحیح نشده (سمت چپ) و تصحیح شده (سمت راست) مربوط به فاز Sg را نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود جابه‌جایی حرکت ذره قبل از تصحیح بیضوی است و پس از تصحیح ناهمسانگردی، شکل این جابه‌جایی خطی می‌شود و این امر از شرایط وجود ناهمسانگردی و تصحیح اثر آن است. همچنین در این شکل مشخص است که قبل از تصحیح، دو مؤلفه سریع و کند به اندازه δt اختلاف زمانی دارند که پس از تصحیح از بین رفته است.

کمی قبل از شروع موج بُرشی، اغلب نتایج پایداری را در بر دارد و اثر نوسان متناوب خطا را که برای سیگنال‌هایی با محتوای بسامدی کم رخ می‌دهد، کاهش می‌دهد (تینای و همکاران، ۲۰۰۴). در این تحقیق تعداد ۲۵۰ پنجره تحلیلی به‌منظور تعیین پارامترهای ناهمسانگردی انتخاب شد، به‌طوری‌که برای شروع پنجره‌ها تعداد پنج پنجره و برای خاتمه آنها، پنجاه پنجره در نظر گرفته شد.

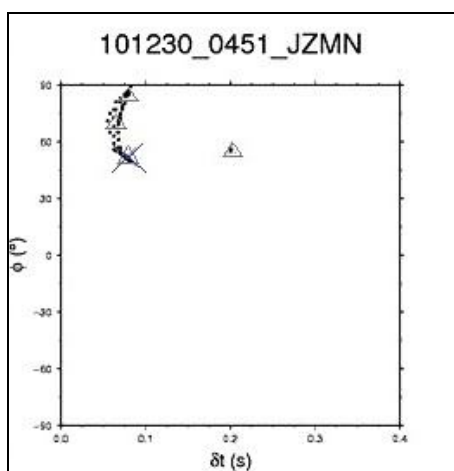
پس از انتخاب اولیه پنجره موج بُرشی از سوی کاربر، φ و δt برای همه پنجره‌ها با شروع و خاتمه‌های متفاوت به کمک نرم‌افزار محاسبه می‌شود و نمودار دوطرفی φ برحسب δt رسم می‌شود. سپس مناطق پایدار، یعنی جاهایی که فشردگی خوبی از نظر خوشه‌ها دارند، تعیین می‌شود. تحلیل خوشه‌ای براساس روش تحلیل سلسله‌مراتبی اوریت و همکاران (۲۰۰۱) صورت می‌گیرد. با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای، مقدارهای δt و φ بهینه برای ۲۵۰ پنجره به‌دست می‌آید و به‌طور هم‌زمان واریانس همه مقدارهای φ و δt مربوط به ۲۵۰ پنجره و همچنین واریانس همه داده‌ها محاسبه و حاصل ضرب این دو واریانس تعیین می‌شود. کمترین مقدار حاصل ضرب آنها یکی از ملاک‌ها برای انتخاب φ و δt است.



شکل ۴. مؤلفه‌های شعاعی و عرضی چرخش‌یافته قبل از تصحیح برای ناهمسانگردی (دو نگاشت بالایی) و بعد از تصحیح برای ناهمسانگردی (دونگاشت پایینی). خطوط A و F نشان‌دهنده ابتدا و انتهای پنجره تحلیلی موج بُرشی و خط S نمایانگر شروع رسیدن فاز Sg است.

شکل ۵ نمودار خطا در مقدارهای δt و ϕ محاسبه شده برحسب شماره پنجره است و همچنین نمودار جواب‌های روش تحلیل خوشه‌ای (سمت راست) به منظور دستیابی به پارامترهای ناهمسانگردی بهینه در شکل ۶ رسم شده است.

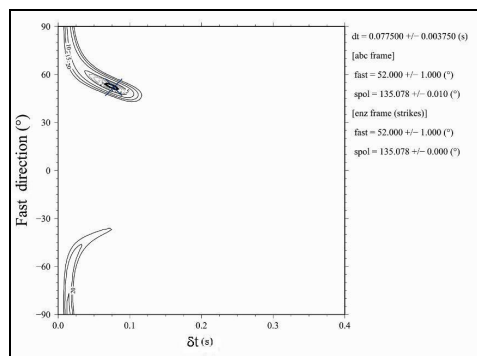
در این تحقیق با در نظر گرفتن زاویه ورود موج به ایستگاه، از پس‌لرزه‌ها در منطقه ریگان به منظور تعیین ویژگی‌های ناهمسانگردی و تعیین بهتر جهت میدان تنش محلی استفاده است. با توجه به عمق میانگین ۱۵ کیلومتر برای پس‌لرزه‌ها و فاصله رومرکز کمتر از ۵۰ کیلومتر برای همه رویدادهای مورد استفاده در این پژوهش می‌توان نتیجه گرفت که فازهای استفاده شده موج بُرشی از نوع مستقیم است و مسیر انتشار موج در پوسته فوقانی قرار می‌گیرد، در نتیجه پارامترهای ناهمسانگردی محاسبه شده به پوسته فوقانی منطقه تعلق دارد.



شکل ۶. نمودار جواب‌های روش تحلیل خوشه‌ای برای یک رویداد در ایستگاه JZMN (بهترین جواب با علامت x و خوشه‌ها با علامت Δ مشخص شده است).

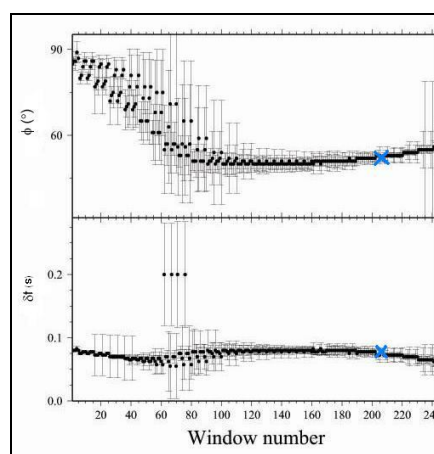
به منظور حذف نوفه، فیلتر میان‌گذر ۱۵-۱ هرتز به کار رفته و همچنین شروع فاز Sg با استفاده از نرم‌افزار SAC (تاپلی و همکاران، ۱۹۹۰) مشخص و پارامترهای جدایش

در شکل ۴ منحنی پربند انرژی روی مؤلفه عرضی تصحیح شده برای ناهمسانگردی رسم شده است که همان‌طور که ملاحظه می‌شود، میزان ناهمسانگردی در نگاشت ۰/۰۴



شکل ۴. منحنی پربند انرژی روی مؤلفه عرضی تصحیح شده برای ناهمسانگردی برای یک رویداد در ایستگاه JZMN (محدوده اطمینان ۹۵٪ با علامت x نشان داده شده است).

ثانیه و راستای قطبش مؤلفه سریع موج بُرشی ۸۲- درجه محاسبه شده است. به منظور تعیین تعداد خوشه‌ها از روش کالینسکی و هاربايز و معیار دودا و هارت در الگوریتم تینبای و همکاران (۲۰۰۴) استفاده شده است و خوشه‌بندی به روش سلسله‌مراتبی اوریت و همکاران (۲۰۰۱)، صورت می‌گیرد. بهترین جواب در جایی انتخاب می‌شود که کمترین خطا را در محاسبه δt و ϕ دارد.



شکل ۵. رسم خطای محاسبه δt و ϕ برحسب شماره پنجره در ایستگاه JZMN (کمترین خطا با علامت x مشخص شده است).

میزان ناهمسانگردی و راستای غالب آن در منطقه در هر ایستگاه، طبق جدول ۱ مشخص شده است.

رزدی‌گرام‌های رسم شده در شکل ۷ بیانگر فراوانی در راستای غالب برای قطبش مولفه سریع موج بُرشی برای هر ایستگاه است.

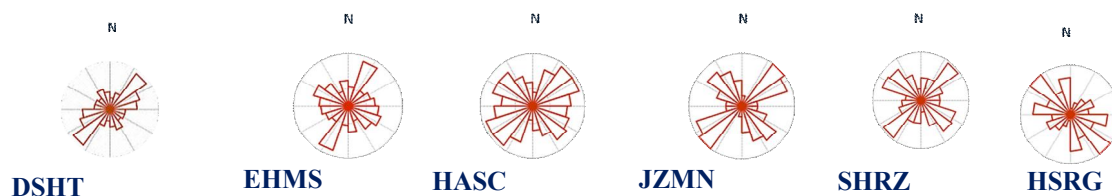
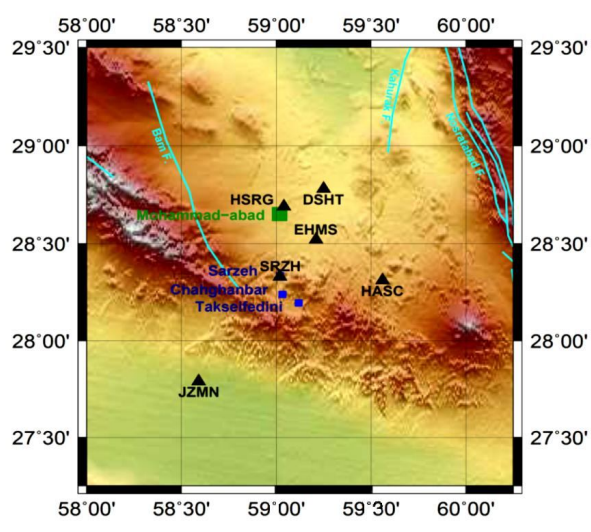
آزموت راستای غالب ناهمسانگردی در منطقه محمدآباد ریگان 9 ± 45 درجه به‌دست آمده که نشان‌دهنده یک روند شمال شرق- جنوب غرب برای قطبش مولفه سریع موج بُرشی است. میزان ناهمسانگردی 0.004 ± 0.18 ثانیه به‌صورت میانگین نتایج برای پوسته فوقانی منطقه محاسبه شده است که با میزان ناهمسانگردی پوسته (سویج، ۱۹۹۹) مطابقت دارد. این میزان با میانگین‌گیری از نتایج در شش ایستگاه محاسبه شده است.

با به‌کارگیری نرم‌افزار جدایش (تینبای و همکاران، ۲۰۰۴) تعیین شده است.

زمین‌لرزه اصلی در ساعت ۲۲:۱۱:۵۸ روز ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ با بزرگی $6/5$ در مقیاس امواج گشتاوری (M_w) در ۵۲ کیلومتری جنوب شرقی محمدآباد ریگان کرمان و در مرز استان‌های کرمان و سیستان و بلوچستان به وقوع پیوست. داده‌های مورد بررسی از ایستگاه‌های موقت نصب شده از سوی مرکز لرزه‌نگاری کشوری، به‌دست آمده است.

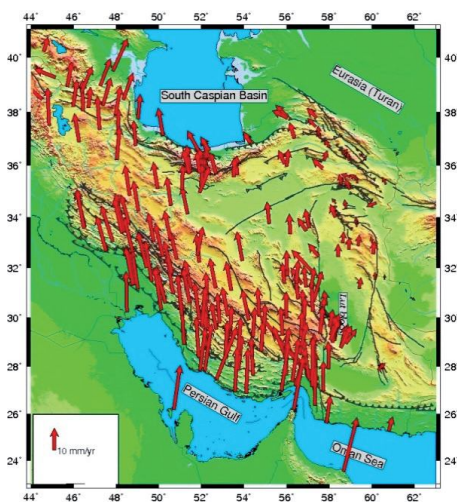
۴ نتایج و بحث

با بررسی ۶۵۴ لرزه‌نگاشت ثبت شده در شش ایستگاه موقت نصب شده از سوی مرکز لرزه‌نگاری کشوری،



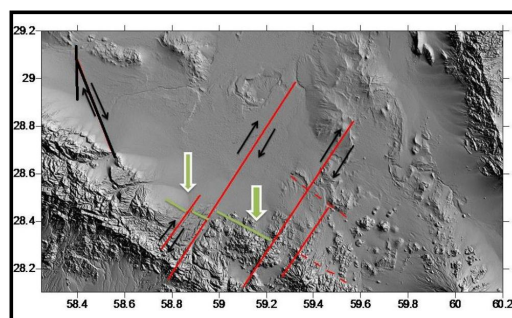
شکل ۷. موقعیت ایستگاه‌های موقت نصب شده توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری و رزدی‌گرام‌های مشخص‌کننده راستای غالب برای قطبش مولفه سریع موج بُرشی در هر ایستگاه.

تنها یک موج بُرشی می‌تواند برآوردی از جهت بیشترین تنش را به دست دهد، هرچند در برخی موارد عواملی مانند حضور ساختارهای محلی سطحی جهت یافته مانند ترک‌های سطحی پُر شده با یک شاره در سامانه گسلی، موجب برهم خوردن این تطابق می‌شود. همچنان که در ایستگاه‌هایی که در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر قرار گرفته‌اند راستای متفاوتی نیز مشاهده می‌شود که تقریباً به‌طور عمود بر راستای غالب اعلام شده است. با مقایسه روندهایی که در شکل ۷ در هر ایستگاه با رزیدیاگرام نشان داده شده با شکل ۸ که پس از بررسی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۸۹/۹/۲۹ ریگان از سوی رضا (۱۳۹۱) داده شده است و بیانگر دو راستای متقاطع تقریباً عمود بر هم در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر از روندهای اصلی در منطقه است، می‌توان پراکندگی در راستای غالب قطبیدگی موج بُرشی در این تحقیق را به نزدیک بودن این ساختارهای جهت یافته به ایستگاه‌های مورد بحث نسبت داد.



شکل ۹. میدان سرعت ایستگاه‌های جی‌پی‌اس در منطقه ایران نسبت به اوراسیا. آهنگ جابه‌جایی گسل کهورک در شرق ایران نیز قابل برآورد است (نشریه نقشه‌برداری - شماره ۱۰۹).

در شکل ۸ خطوط سرخ‌رنگ، خط‌های گسلی جوان تر هستند که شیب تقریبی ۳۲ درجه و حرکت امتدادلغز



شکل ۸. راستای خطواره‌های رسم شده معرف روند گسل‌های جوان‌تر (سرخ‌رنگ) و قدیمی‌تر (سبز رنگ) است. (رضا، ۱۳۹۱).

برطبق نتایج به دست آمده که در شکل ۷ آورده شده است، الگوی ناهمسانگردی مشابه در پنج ایستگاه DSHT، HASC، EHMS، SHRZ و JZMN دیده می‌شود. در ایستگاه HSRG به علت عدم وجود داده به میزان سایر ایستگاه‌ها تصمیم‌گیری درخصوص راستای غالب ناهمسانگردی با عدم قطعیت مواجه است. هرچند نبود تطابق نتایج در ایستگاه HSRG را نیز می‌توان به جدایش معکوس نسبت داد که با توجه به قطبش معکوس رسید موج به ایستگاه، قابل بررسی است. در ایستگاه HASC پراکندگی در راستای غالب ناهمسانگردی دیده می‌شود، که این پدیده را می‌توان به نزدیک بودن ایستگاه به یک ساختار سطحی جهت یافته، مانند گسل و یا ترک‌های سطحی نسبت داد (ژانگ و شوارتز، ۱۹۹۴).

با توجه به این امر که قطبیدگی موج جدایش یافته سریع موازی جهت ترک‌های عمودی بوده و این راستا عمود بر راستای محور کمترین تنش اصلی می‌باشد، آزمون راستای کمینه تنش اصلی منطقه در این تحقیق، 9 ± 135 درجه برآورد شده است.

همچنین برای زمین‌لرزه‌های پوسه فوقانی، راستای غالب برای قطبش مولفه سریع موج بُرشی در توافق با بیشینه تنش فشارشی بوده و نیز معرف راستای غالب ناهمسانگردی می‌باشد، در این پژوهش روند شمال شرقی - جنوب غربی برای راستای غالب ناهمسانگردی در منطقه معرفی می‌گردد. این بدان معنی است که قطبیدگی

- collisional and earlier deformation: *Int. J. Earth Sci.*, **94**, 401-419.
- Babuska, V., and Cara, M., 1991, *Seismic anisotropy in the Earth*, Kluwer Academic Publishers, 217.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (part II), p. 518, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Booth, D. C., Crampin, S., Lovell, J. H., and Chiu, J. M., 1991, Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas: *J. Geophys. Res.*, **95**(11), 151-11,164.
- Bowman, J. R., and Ando, M., 1987, Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **88**, 25-41.
- Crampin, S., 1984, An introduction to wave propagation in anisotropic media: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **76**, 17-28.
- Crampin, S., and Zatsepin, S. V., 1997, Modelling the compliance of crustal rock, II-response to temporal changes before earthquakes: *Geophys. J. Int.*, **129**, 495-506.
- Everitt, B. S., Landau, S., and Leese, M., 2001, *Cluster Analysis: Fourth Ed.*, Arnold, London.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., and Ghafory-Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran): *Geophys. J. Int.*, **155**, 403-410.
- Nuttli, O., 1961, The effect of the Earth's surface on the S wave particle motion: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **51**, 237-246.
- 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., 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. Geophys. Res.*, **96**, 16429-16454.
- Tapley, W., Tull, J., Miner, L., and Goldstein, P., 1990, SAC command reference manual, version 10.5.
- Teanby, N. A., Kendall J. M., and Vander Baan, M., 2004, Automation of shear wave splitting measurements using cluster analysis: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 453-463.
- Tsukada, S., 1994, Analysis of shear wave splitting by using high density seismic array data- a quantitative study of anisotropy in the

راست گرد دارند. این خطوط گسلی در امتداد محور تنش وارده بر فلات ایران قرار می‌گیرند. در نتیجه با توجه به راستای خطوط سبزرنگ و با در نظر گرفتن اینکه با گسل‌های جوان‌تر (خطوط سرخ‌رنگ) نیز قطع شده‌اند، می‌توان نتیجه گرفت که این خطوط احتمالاً قدیمی‌تر هستند و در زمین‌لرزه اخیر فعال شده و آثار سطحی به جا گذاشته‌اند (رضا، ۱۳۹۱).

آزموت 9 ± 45 درجه برای راستای غالب ناهمسانگردی، بیانگر راستای صفحه شکستگی و ترک‌های سطحی در منطقه محمدآباد ریگان است که پس از رویداد اصلی به وجود آمده و می‌توان آن را به روندی مرتبط با بخش جنوبی گسل کهورک نسبت داد. این راستا با میانگین‌گیری نتایج در شش ایستگاه موقت معرفی می‌شود و نشان‌دهنده روند شمال شرق-جنوب غرب برای محور بیشینه تنش فشارشی در منطقه است که در توافق خوبی با نتایج به دست آمده در تحقیقات روی بردارهای سرعت به دست آمده از بررسی داده‌های جی پی اس از سوی سازمان نقشه‌برداری کشوری است (شکل ۹).

تشکر و قدردانی

با سپاس از مرکز لرزه‌نگاری کشوری که امکان دسترسی به داده‌های مورد استفاده در این تحقیق را فراهم کرده است.

منابع

- آقاباتی، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- رضا، م.، ۱۳۹۱، تحلیل پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۹/۹/۱۳۸۹ محمدآباد ریگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from

- Walker, R., and Jackson, J., 2004, Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran: *Tectonics*, 23, pp. TC5010 1-24.
- Zatsepin, S. V., Crampin, S., 1997, Modelling the compliance of crustal rock: The response of shear-wave splitting to differential stress: *Geophys. J. Int.*, **129**, 477-494.
- Zhang, Z., and Schwartz, S. Y., 1994, Seismic anisotropy in the shallow crust of the Loma Prieta segment of the San Andreas fault system: *J. Geophys. Res.*, **99**, 9651-9661.
- upper crust, Earthquake Research Institute: University of TOKYO.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, F., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data: *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 177-185.
- Vidale, J. E., 1986, Complex polarization analysis of particle motion: *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, 1511-1530.