

مطالعه تغییر شکل هندسی پوسته زمین در منطقه البرز با استفاده از داده‌های GPS و مشاهدات لرزه نگاری

افسانه قدیمی^{۱*}، خسرو مقتصد آذر^۲، حمیدرضا نانکلی^۳

^۱ کارشناس ارشد ژئودزی - دانشکده فنی و مهندسی - دانشگاه آزاد اسلامی - واحد علوم و تحقیقات شاهرود
afsaneh.ghadimi@yahoo.com

^۲ استادیار گروه مهندسی نقشه برداری - دانشکده مهندسی عمران - دانشگاه تبریز
moghtased@tabrizu.ac.ir

^۳ استادیار گروه نقشه برداری - دانشکده فنی و مهندسی - دانشگاه آزاد اسلامی - واحد علوم و تحقیقات شاهرود
nankalihamid@gmail.com

(تاریخ دریافت تیر ۱۳۹۴، تاریخ تصویب اسفند ۱۳۹۴)

چکیده

البرز رشته کوه مرتفعی است که به صورت کمانی از انتهای جنوبی تالش تا کپه داغ کشیده شده است. البرز، حرکت کلی بین دریای خزر و ایران مرکزی را در خود جای داده است و به نظر می رسد یک کوتاه شدگی در سرتاسر البرز در حال رخ دادن است. با دانستن نرخ کرنش در یک منطقه با تکتونیک فعال، به نوع، جهت و مقدار تغییر شکل در منطقه پی می بریم و می توانیم پردازش های بهتری بر روی تکتونیک منطقه داشته باشیم، همچنین تعیین و بررسی تنسور کرنش پوسته زمین، امکان توصیف فرایندهای ژئودینامیکی مانند تجمع استرس که یک پارامتر مهم در ارزیابی خطر لرزه ای به شمار می آید را فراهم می آورد. در این مطالعه با دو روش، نرخ کرنش برای منطقه البرز محاسبه شد: ۱- با استفاده از داده های لرزه ای سالهای ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۰ میلادی و با روش کاسترو. ۲- با استفاده از داده های ژئودتیکی سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ میلادی و با روش المان محدود. با مقایسه نرخ کرنش لرزه ای و ژئودتیک می توانیم تغییر شکل لرزه-ای را از شبه لرزه ای تشخیص دهیم. در سرتاسر البرز حرکت امتداد لغز با مولفه غالب فشارش مشاهده می شود. نرخ بزرگ استرین لرزه-ای در البرز غربی نشان می دهد که بیشتر تغییر شکل در این منطقه، لرزه ای است. برعکس، در البرز مرکزی و شرقی، نرخ استرین لرزه-ای نسبت به نرخ استرین ژئودتیکی کوچک است که می تواند نشان دهنده تغییر شکل شبه لرزه ای باشد و یا اینکه احتمال وقوع زمین لرزه بزرگ در آینده نزدیک وجود دارد. نتایج به دست آمده از هر دو روش از نظر نوع و جهت تغییر شکل مطابقت خوبی با هم و با مطالعات قبلی دارد.

واژگان کلیدی: نرخ کرنش لرزه ای، نرخ کرنش ژئودتیکی، محورهای ماکزیمم کشش و فشارش، کاتالوگ لرزه ای

* نویسنده رابط

۱- مقدمه

ایران در کمربند چین خورده آلپ- هیمالیا و در یک ناحیه فشارشی ناشی از همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا قرار دارد. برخورد این دو صفحه در محدوده وسیعی در داخل ایران پراکنده می شود و ایران را به یک منطقه فعال لرزه ای تبدیل کرده است؛ پس نیاز است تا مطالعات مربوط به لرزه خیزی مناطق مختلف ایران، با دقت و قدرت تفکیک مکانی بیشتری انجام شود [۳]. دگرشکلی های حاصل از همگرایی این دو صفحه، به شکل کمربندهای کوهستانی (زاگرس، البرز، کپه داغ) و گسلهای بزرگ امتدادلغز احاطه کننده بلوکها (ایران مرکزی، لوت، حوضه خزر جنوبی) نمایان می شود. از آنجا که پهنه های دگرشکلی با مناطق لرزه خیز ایران ارتباط نزدیکی دارند، خصوصاً البرز که پایتخت ایران را در بر می گیرد، بنابراین اندازه گیری و تعیین حرکات و دگرشکلی های پوسنه ای از اهمیت ویژه ای برخوردار است.

پهنه کوهزای البرز به لحاظ لرزه خیزی یک منطقه فعال بوده و در طول تاریخ زمین لرزه های بزرگی را تجربه کرده است؛ اگرچه به لحاظ فراوانی رخداد زمین لرزه در درجه کمتری نسبت به زاگرس قرار دارد اما زمین لرزه های این پهنه اغلب نیرومندتر از زاگرس می باشد. البرز و کپه داغ که در جنوب صفحه اوراسیا واقع شده اند عموماً رفتار لرزه ای متفاوتی را در مقایسه با زاگرس نشان می دهند. زمین لرزه ها در این منطقه فراوانی کمتری را نشان می دهند و نسبت به زاگرس انرژی بیشتری را رها می سازند. زمین لرزه های بزرگ آن قسمت را می توان اغلب به شکستگیها (گسلها) نسبت داد.

کوههای البرز که جنوب دریاچه خزر را احاطه کرده است از کوههای کپه داغ تا تالش کشیده شده است. البرز کوهی باریک با پهنای فقط ۱۰۰ کیلومتر است. بازه ارتفاعی البرز از ۳۰۰۰ متر در کمربند داخلی تا ۲۸- متر در خط ساحلی خزر می باشد. از سمت جنوب نیز به بیابان های کم ارتفاع ایران مرکزی متصل می شود. البرز تقریباً ۶۰۰ کیلومتر درازا دارد. دارای چندین قله با ارتفاع های بالاتر از ۴۰۰۰ متر است. ارتفاع قله دماوند که یک آتشفشان خاموش است به ۵۶۷۱ متر می رسد. ارتفاع علم کوه، بلندترین قله غیر آتشفشانی آن به ۴۸۳۰ متر می رسد.

مطالعات گوناگونی توسط پژوهشگران درباره حرکات پوسنه و چگونگی توزیع دگرشکلی در مقیاس ایران و مناطق مختلف آن از جمله البرز با استفاده از شبکه های موردی و دائمی GPS انجام شده است. ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) و ماسون و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از ایستگاه های موردی GPS به مطالعه تغییر شکل ایران پرداختند. جمور و همکاران (۱۳۸۶) میدان سرعت و کرنش را از شبکه دائمی GPS ایران برای اهداف ژئودینامیک برآورد نمودند. ایشان در مطالعه ای که داشتند به بررسی نتایج اولیه میدان سرعت به دست آمده طی ۲/۵ سال مشاهده و همچنین تعیین میدان کرنش مربوطه پرداختند. نتایج حاصل حاکی از تعیین میدان سرعت با انحراف معیار ۰/۵ میلی متر نسبت به چارچوب مینا اوراسیاست و همچنین میدان کرنش محاسبه شده تطابق قابل قبولی با مقادیر حاصل از روش های لرزه- نگاری و روش ژئودتیک که به صورت دوره ای قرائت گردیده، دارد. در قسمت های مختلف البرز کوتاه شدگی را پیشنهاد دادند. خرمی و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از اندازه گیری های شبکه دائمی GPS ایران، کینماتیک بخش شمالی ایران مرکزی و پهنه البرز در بازه زمانی ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ را مورد مطالعه قرار دادند و چگونگی تغییر شکل این منطقه را با استفاده از میدان سرعت و نرخ کرنش ژئودتیک بررسی نمودند. میدان سرعت حاصل از توزیع ایستگاه های دائمی GPS نشان داد در البرز شرقی حدود 5 mm/yr حرکت امتداد لغز چپ گرد و حدود 2 mm/yr کوتاه شدگی وجود دارد، در حالی که در البرز مرکزی- غربی مقدار حرکت امتداد لغز چپ گرد و کوتاه شدگی به ترتیب 2 mm/yr و 6 mm/yr است. جمور و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از مشاهدات ۵۴ ایستگاه موردی GPS، ۲۸ ایستگاه دائمی GPS و سه مشاهده ثقل که در کوه های البرز مستقر شده اند، وضعیت کینماتیک این منطقه را مورد مطالعه قرار دادند. ایشان حرکت امتداد لغز چپ گرد را برای البرز شرقی و همچنین البرز غربی پیشنهاد دادند. کوتاه شدگی هایی نیز برای گسل خزر و البرز غربی بدست آوردند. جمور و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از شبکه دائمی GPS مطالعه ای بر روی شرق ترکیه و ایران شمال غربی انجام دادند و حرکت راستا لغز را برای شمال گسل تبریز پیشنهاد دادند. موسوی و همکاران (۲۰۱۳) به بررسی تکتونیک فعال شمال شرقی

ایران و نواحی دریاچه خزر پرداختند. از ایستگاه های شبکه دائمی و موردی GPS مستقر در شمال شرقی ایران استفاده نمودند.

چندین مورد تحقیق با استفاده از سازوکار کانونی زلزله ها برای بدست آوردن نرخ کرنش انجام شده است از جمله در زاگرس، البرز و کپه داغ. جکسون و همکاران (۲۰۰۲) با مشاهده گسل های سطحی، ساز و کار کانونی لرزه ها و سرعت استخراج شده از انتشار امواج سطحی زلزله ها، به بیان تغییر شکل جنوب دریاچه خزر پرداختند. آنها اظهار داشتند که حرکت دریاچه خزر $13 - 17$ mm/yr در جهت SW نسبت به ایران و $8 - 10$ mm/yr در جهت NW یا NNW نسبت به اوراسیاست. به دلیل فقدان زلزله ها در داخل دریاچه خزر، این ناحیه را در بخش همگرایی سه صفحه عربی-ایران-اوراسیا صلب در نظر گرفتند. در غرب کپه داغ حرکت امتداد لغز راست گرد، در کل کمان البرز حرکت امتداد لغز چپ گرد را پیشنهاد دادند. مولفه های کوتاه شدگی هم در کپه داغ و هم در البرز بدست آوردند. در عرض های بالاتر از تالش نیز حرکت امتداد لغز راست گرد پیشنهاد دادند.

ماسون و همکاران (۲۰۰۵) به دو طریق نرخ کرنش را برای کل ایران محاسبه نمودند. با استفاده از داده های لرزه ای، نرخ کرنش لرزه ای و با استفاده از سرعت ایستگاه های GPS، نرخ کرنش ژئودتیکی را بدست آوردند. هدف ماسون و همکاران (۲۰۰۵) از این مطالعه تشخیص تغییر شکل لرزه ای از تغییر شکل شبه لرزه ای بود. ایشان با داده های لرزه ای، حرکت فشارشی را حرکت غالب بر البرز دانستند. در کپه داغ حرکت امتداد لغز راست گرد و در غرب البرز حرکت امتداد لغز چپ گرد و در البرز مرکزی فشارش را پیشنهاد دادند. با داده های ژئودتیکی برای شرق البرز، حرکت امتداد لغز چپ گرد را بدست آوردند. ظریفی و همکاران (۲۰۱۳) با داده های لرزه ای با عمق کمتر از ۴۰ کیلومتر در بازه زمانی ۱۹۰۹ تا ۲۰۱۲ و همچنین سرعت های ایستگاه های GPS که از مشاهدات سالهای ۱۹۹۹ تا ۲۰۱۱ به دست آمده بود، مقدار و جهت بردارهای اصلی نرخ کرنش و استرس را در ایران تخمین زدند. هدف ظریفی و همکاران (۲۰۱۳) تعیین نقشه استرس ایران بود. در طی تحقیق به این نتیجه رسیدند که همبستگی شدیدی بین جهات مولفه های اصلی کرنش و استرس بدست آمده از روشها و داده های مختلف وجود

دارد. نتایج مطالعه ایشان از نظر نوع و جهت کرنش، در هر دو روش لرزه ای و ژئودتیکی، با مطالعه ماسون و همکاران (۲۰۰۵) مطابقت دارد.

با محاسبه نرخ کرنش روند تغییر شکل پوسته ای البرز آشکار می شود و امکان توصیف فرایندهای ژئودینامیکی مانند تجمع کرنش گسل ها را که یک پارامتر مهم در ارزیابی خطر لرزه ای به شمار می آید؛ فراهم می آورد. مطالعات ژئودینامیکی زیادی بر روی منطقه ایران به دلیل موقعیت خاص آن که بین دو صفحه عربی و اوراسیا قرار دارد، انجام شده است. در این تحقیق تمرکز ما بر روی منطقه البرز است تا نتایج دقیق تری حاصل شود. هدف این تحقیق تعیین نوع و نرخ تغییر شکل پوسته هندسی زمین برای منطقه البرز بر اساس اندازه گیری های GPS و همچنین داده های لرزه ای است. همچنین با نسبت بین نرخ کرنش لرزه ای و نرخ کرنش ژئودتیکی به این سوال پاسخ می دهیم که تغییر شکل در البرز از نوع لرزه ای و یا شبه لرزه ای است و آیا امکان وقوع زمین لرزه بزرگ در البرز، در آینده ای نزدیک، وجود دارد یا خیر.

در این مطالعه، نرخ کرنش لرزه ای و نرخ کرنش ژئودتیکی را محاسبه کردیم. نرخ کرنش لرزه ای طبق رابطه کاسترو (۱۹۷۴) و با داده های کاتالوگ های لرزه ای که بازه زمانی ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۰ را پوشش می دهد، محاسبه شد. نرخ کرنش ژئودتیکی با سرعت ایستگاه های دائمی GPS که توسط خرمی و همکاران (۱۳۸۹) آنالیز شده بود، در بازه زمانی ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ محاسبه شد. نتایج به دست آمده، نشان دهنده حرکت امتداد لغز با مولفه غالب فشارشی در منطقه البرز است. با توجه به نسبت نرخ کرنش لرزه ای به ژئودتیکی، احتمال وقوع زمین لرزه بزرگ در البرز شرقی و مرکزی در آینده نزدیک وجود دارد و در البرز غربی، بیشتر تغییر شکل از نوع لرزه ای می باشد.

۲- تنسور نرخ کرنش لرزه ای و ژئودتیکی

۲-۱- تنسور نرخ کرنش لرزه ای^۱

روش معمول تشریح فیزیکی چشمه های لرزه ای، توصیف این چشمه ها با استفاده از یک مدل تقریبی از

^۱ Seismic strain rate tensor

نیروهای معادل^۱ است که این نیروها نیز با کمیت دیگری به نام تنسور ممان نمایش داده می شوند. تنسور ممان برای اولین بار توسط گیلبرت (۱۹۷۰) در مطالعات زلزله به کار گرفته شده است. این تنسور وابسته به عواملی مانند قدرت چشمه، جهت گیری گسل و شامل اطلاعات مربوط به چشمه بدست آمده از امواج لرزه ای با طول موج بزرگتر از ابعاد چشمه می باشد. تنسور ممان فقط برای چشمه های نقطه ای است و برای چشمه هایی به کار می رود که نیروهای معادل آنها جفت نیرو^۲ باشد. بنابراین مولفه های تنسور برای یک چشمه نقطه ای به صورت زیر خواهد بود:

$$M = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \quad (۱)$$

با توجه به اینکه نیروهای حجمی با دو جفت نیرو بیان می شوند، بنابراین هر یک از مولفه های تنسور فوق یک جفت نیرو را نشان می دهند. نرخ ممان لرزه ای بیانگر میزان تجمع پتانسیل زلزله در یک منطقه است و یا به عبارتی نرخ تغییرات انرژی سطح پوسته برای تبدیل به تغییر شکل لرزه ای و شبه لرزه ای می باشد. نرخ ممان ژئودتیکی شامل تمام منابع تغییر شکل اعم از لرزه ای و غیر لرزه ای می باشد. آنچه که ژئودزی فضایی را در تعیین نرخ فعالیت زلزله از روش های دیگر متمایز می سازد، توانایی آن در تعیین نرخ زلزله روی گسل های غیر مستند و یا گسل هایی است که با روش های زمین شناسی قابل مشاهده نیستند [۳]. ممان لرزه ای یک پارامتر فیزیکی است که می تواند تغییرات پوسته ای که ناشی از زلزله است را نشان دهد [۲۲].

طبق رابطه کاسترو (۱۹۷۴) تنسور کرنش لرزه ای با تنسور ممان لرزه ای متناسب است. کاسترو (۱۹۷۴) نشان داد اگر تمامی کرنش در یک حجم V لرزه ای باشد، تنسور کرنش متوسط منطقه به جمع تنسورهای ممان لرزه ای درون آن منطقه بستگی دارد. رابطه کاسترو (۱۹۷۴) در زیر آمده است:

$$\dot{\epsilon} = \frac{1}{2\mu Vt} \sum_{n=1}^N M_{ij}^n = \frac{1}{2\mu Vt} M_{ij} \quad (۲)$$

که μ ضریب صلبیت لایه کشسان زمین، V حجم تقریبی منطقه فعال لرزه ای، N تعداد لرزه های ثبت شده در دوره زمانی t و M_{ij}^n المان های تنسور ممان لرزه ای n امین زلزله، M_{ij} جمع تنسورهای ممان لرزه ای در منطقه لرزه ای با حجم V می باشد. باید خاطر نشان کرد که مقادیر μ و V و t روی بزرگی کرنش تاثیر می گذارد و بر روی جهت محورهای اصلی نرخ کرنش، اثری ندارد [۵]. برای استفاده از رابطه کاسترو به منظور محاسبه کرنش باید داده ها کافی باشند. به عبارت دیگر باید برای هر زلزله تنسور ممان لرزه ای را داشته باشیم. اما ساز و کار کانونی فقط برای تعداد محدودی از زلزله ها ثبت شده است. برای حل این مشکل تنسور ممان لرزه ای را به دو قسمت $\bar{F}$ و M_0 (ممان لرزه ای عددی) تجزیه می کنیم [۲۱]. بنابراین تنسور نرخ کرنش لرزه ای را می توان به صورت زیر نوشت:

$$\dot{\epsilon} = \frac{1}{2\mu Vt} M_0 \bar{F} = \frac{1}{2\mu V} \dot{M}_0 \bar{F} \quad (۳)$$

که $\dot{M}_0$ میانگین نرخ ممان لرزه ای^۴ و $\bar{F}$ تنسور میانگین ساز و کار کانونی^۵ است. $\dot{M}_0$ بزرگی تغییر شکل را بر مبنای داده های لرزه ای بیان می کند. $\bar{F}$ که نوع تغییر شکل را بیان می کند، با استفاده از ساز و کارهای کانونی موجود محاسبه می شود. $\bar{F}$ به زمان وابسته نیست پس می توان از همه ساز و کارهای کانونی موجود در منطقه مورد مطالعه برای محاسبه آن استفاده کرد [۱۹].

فرض می کنیم $M_{0,max}$ بزرگترین ممان لرزه ای عددی منطقه است، بر اساس مولنار (۱۹۷۹) می توان $\dot{M}_0$ (میانگین نرخ ممان لرزه ای کل منطقه در بازه زمانی t) را به صورت زیر محاسبه کرد:

$$\dot{M}_0 = \frac{A}{1-B} M_{0,max}^{1-B} \quad (۴)$$

که در آن $A = 10[a+(bd/c)]$ و $B = b/c$ است. a و b پارامترهای ثابت رابطه گوتنبرگ-ریشتر^۶ و c و d پارامترهای ثابت رابطه ممان-بزرگی^۷ هستند که در رابطه ۵ مشاهده می کنید.

^۳ The scalar seismic moment

^۴ Average seismic moment release

^۵ Average focal mechanism tensor

^۶ Gutenberg-Richter relationship

^۷ Moment-magnitude relationship

^۱ Equivalent forces

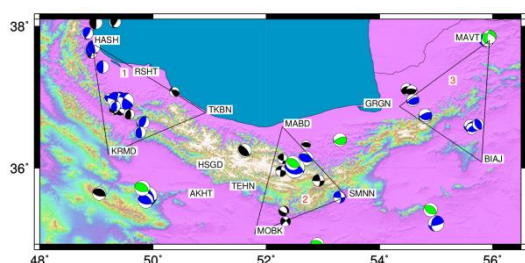
^۲ Tow pair of energy

تنسور نرخ کرنش لرزه ای سه بعدی است. اگر ε_1 ، ε_2 و ε_3 را مقادیر ویژه تنسور نرخ کرنش لرزه ای در نظر بگیریم این سه بردار دو به دو بر هم عمود هستند، ε_1 انقباض و ε_3 انبساط و ε_2 مقدار میانی را نشان می دهد. برای محاسبه نرخ برشی مسطحاتی ماکزیمم از تنسور نرخ کرنش لرزه ای از رابطه زیر استفاده می کنیم [۵]:

$$\varepsilon_{\max}^s = \varepsilon_1 - \varepsilon_3 \quad (8)$$

از این مقدار برای محاسبه نسبت نرخ کرنش لرزه ای به نرخ کرنش ژئودتیکی استفاده می کنیم. برای رسیدن به نتیجه قابل قبول در محاسبه کرنش باید منطقه را تا حد امکان به مناطق کوچکتر و همگن تقسیم کنیم. بطوریکه هر قسمت دارای توزیع لرزه ای، ساز و کار کانونی و تکتونیک مشابه باشد. برای تقسیم بندی منطقه البرز چند نکته در نظر گرفته شد:

- گستره البرز به مناطق کوچکتر که تراکم داده لرزه ای مناسبی دارد تقسیم شد.
 - برای سهولت در مقایسه نتایج لرزه ای و ژئودتیکی ایستگاه های GPS به عنوان رؤس هر منطقه در نظر گرفته شد.
 - مناطقی که فاقد داده لرزه ای هستند حذف گردید.
 - به منظور مقایسه نتایج محاسبات کرنش با مطالعات قبلی صورت گرفته در این زمینه [۲، ۱۵، ۲۵]، تا حد امکان سعی شد تقسیم بندی ها مشابه آن مطالعات صورت بگیرد.
- در نهایت منطقه مورد مطالعه به سه بخش تقسیم شد که در شکل ۲ آمده است.



شکل ۲- تقسیم بندی البرز به مناطق همگن لرزه ای. ساز و کارهای کانونی سیاه رنگ از کاتالوگ CMT، ساز و کارهای کانونی آبی رنگ از کاتالوگ میرزایی و همکاران (۱۹۹۷) و ساز و کارهای کانونی سبز رنگ از کاتالوگ جکسون و همکاران (۱۹۹۵) گرفته شده است

$$\log M_0 = c M + d \quad (5)$$

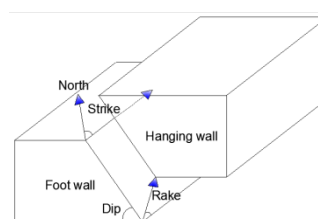
که M_0 ممان لرزه ای عددی و M بزرگی زمین لرزه است. رابطه ۵ برای بدست آوردن پارامترهای c و d استفاده می شود، بدین صورت که با استفاده از داده هایی که بزرگی زمین لرزه (M) و ممان لرزه ای عددی (M_0) برای آنها ثبت شده، این معادله را برقرار می کنیم پارامترهای c و d را که مجهول هستند، بدست می آوریم. یکی از مسائل مربوط به محاسبه $\bar{F}$ این است که فقط برای تعداد محدودی از زلزله ها ساز و کار کانونی ثبت شده است، برای حل این مشکل $\bar{F}$ از طریق میانگین وزن دار برای کل منطقه، محاسبه می شود. باید به این نکته توجه داشت که ساز و کار کانونی مربوط به زلزله بزرگتر باید وزن بیشتری نسبت به ساز و کار کانونی زلزله کوچکتر داشته باشد [۲۱]. رابطه محاسبه $\bar{F}$ از روش وزن دهی به داده ها به صورت زیر است:

$$\bar{F} = \frac{\sum_{n=1}^N M^n}{\sum_{n=1}^N M_0^n} = \frac{\sum_{n=1}^N M_0^n F^n}{\sum_{n=1}^N M_0^n} \quad (6)$$

که M_0^n ممان لرزه ای عددی n امین زلزله و F_n ساز و کار کانونی n امین زلزله است. F_n از $strike(\varphi)$ (آزیموت گسل)، $dip(\delta)$ (شیب گسل) و $rake(\lambda)$ (زاویه بردار لغزش گسل با افق) ثبت شده برای n امین زلزله با رابطه آکی و ریچاردز (۱۹۸۰) محاسبه می شود:

$$\begin{aligned} F_{XX} &= -(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\varphi) \\ F_{XY} &= \sin \delta \cos \lambda \cos 2\varphi + 0.5 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\varphi \\ F_{XZ} &= -(\cos \delta \cos \lambda \cos \varphi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \varphi) \\ F_{YY} &= \sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos 2\varphi \\ F_{YZ} &= -(\cos \delta \cos \lambda \sin \varphi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \varphi) \\ F_{ZZ} &= \sin 2\delta \sin \lambda \\ F_{XY} &= F_{YX} \\ F_{XZ} &= F_{ZX} \\ F_{YZ} &= F_{ZY} \end{aligned} \quad (7)$$

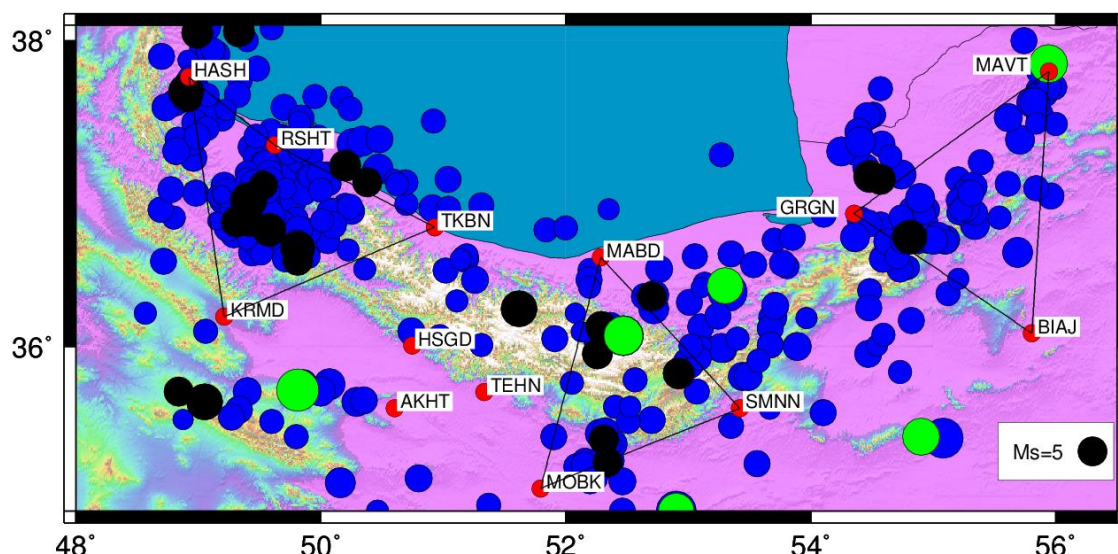
برای آشنایی بیشتر با پارامترهای $dip(\delta)$ ، $strike(\varphi)$ و $rake(\lambda)$ به شکل ۱ رجوع شود.



شکل ۱- پارامترهای $dip(\delta)$ ، $strike(\varphi)$ و $rake(\lambda)$ نشان دهنده شکل لرزه هستند

به منظور تخمین تغییر شکل لرزه ای در منطقه مورد مطالعه باید کاتالوگ لرزه ای معتبر و همچنین تعداد کافی از ساز و کار کانونی صفحه گسل ها داشته باشیم [۲۱].

شکل ۳ زلزله های ثبت شده در منطقه البرز را نمایش می دهد. همانطور که آشکار است تراکم داده های کاتالوگ لرزه ای میرزایی و همکاران (۱۹۹۷) بیشتر است.



شکل ۳- زلزله ای ثبت شده در منطقه البرز که برای محاسبه پارامترهای گوتنبرگ - ریشتر استفاده شد. دایره های سیاه زلزله های برگرفته از کاتالوگ لرزه ای CMT، دایره های آبی زمین لرزه های برگرفته از کاتالوگ لرزه ای میرزایی و همکاران (۱۹۹۷) و دایره های سبز زمین لرزه های برگرفته از کاتالوگ لرزه ای جکسون و همکاران (۱۹۹۵) می باشد

و برای d مقدار ۱۹ بدست آمد. برای محاسبه پارامترهای گوتنبرگ - ریشتر (a و b) از روش بیشترین تشابه و برای محاسبه کرنش لرزه ای از روش کاسترو استفاده شد. نتایج در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱- زلزله های پارامترهای a و b محاسبه شده معادله گوتنبرگ - ریشتر با روش بیشترین تشابه M_{av} میانگین بزرگی امواج سطحی و M_{min} کوچکترین مقدار بزرگی امواج سطحی (از مقادیر خیلی کوچک صرف نظر شد) a و b پارامترهای معادله گوتنبرگ - ریشتر

Zone	M_{av}	M_{min}	a	b
1	4.59	3.7	3.61	0.48
2	4.89	4.30	4.55	0.74
3	4.69	4.16	5.09	0.81

قبل از بیان نتایج حاصل از بردارهای کرنش بیان چند نکته در مورد تفسیر بردارهای کرنش لازم است. به طور کلی اگر اندازه بردار حداکثر فشارش و بردار حداکثر کشش با هم برابر باشند و همچنین امتداد بردارهای کرنش با امتداد بردارهای سرعت زاویه بسازند و این زاویه دقیقاً ۴۵ درجه باشد می توان گفت که حرکت از نوع امتداد لغز محض است. بر این اساس اگر این زاویه ۴۵ نباشد و یا اندازه بردارهای ماکزیمم فشارش و ماکزیمم کشش با هم برابر نباشد، حرکت امتداد لغز با مولفه

بر پایه مدل شکل موج جکسون و مکنزی (۱۹۸۸) برای لایه لرزه ای ایران ضخامت ۱۵ کیلومتر را پیشنهاد دادند، همچنین در مطالعات لرزه ای دیگری بر روی منطقه ایران [۱۵، ۲۵] نیز همین ضخامت استفاده شده است؛ ما نیز این مقدار را برای محاسبه حجم منطقه تغییر شکل استفاده می کنیم.

مقیاس بزرگی سطحی بهترین گزینه برای بیان بزرگی زمین لرزه های ایران است. برای داده های کاتالوگ لرزه ای CMT و کاتالوگ لرزه ای جکسون و همکاران (۱۹۹۵) بزرگی سطحی ثبت شده است. برای ۸۰ درصد داده های کاتالوگ لرزه ای میرزایی و همکاران (۱۹۹۵) فقط بزرگی درونی ثبت شده است. در این داده ها، برای محاسبه M_s با استفاده از m_b از رابطه میرزایی و همکاران (۱۳۸۱) استفاده شد.

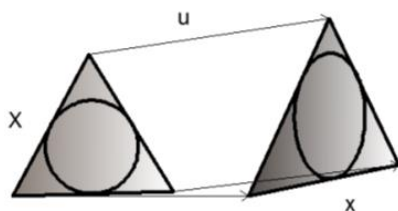
برای حل پارامترهای معادله ممان - بزرگی (c, d) به داده هایی نیاز است که هم ممان لرزه ای و هم بزرگی زمین لرزه برای آن ثبت شده باشند؛ از این رو داده های کاتالوگ لرزه ای CMT استفاده شد.

بعد از برازش خط با روش کمترین مربعات به مقادیر ممان لرزه ای و بزرگی امواج سطحی، برای c مقدار ۱/۰۴

۲-۲- تنسور نرخ کرنش ژئودتیکی

تغییر شکل، گرادیان میدان جا به جایی است. شکل ۵ سه نقطه را در سیستم مختصات اولیه X نشان می دهد که توسط سه بردار غیر موازی u جابه جا شده و به مختصات نهایی x منتقل شده اند. رابطه بین بردارهای جابه جایی و حالات اولیه به صورت زیر بیان می شود:

$$u_i = t_i + G_{ij} X_j, G_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial X_j} \quad (9)$$



شکل ۵- سه نقطه در وضعیت اولیه X در امتداد بردارهای غیر موازی u به وضعیت نهایی x حرکت کرده و منجر به ایجاد کرنش می شوند

t_i یک مقدار ثابت است که انتقال یک نقطه در مبدأ را نشان می دهد و G_{ij} گرادیان های جابه جایی در حالت اولیه هستند. همانطور که می دانید در آنالیز تغییر شکل دو نوع نگرش لاگرانژی و اولری وجود دارد. اگر گرادیان میدان جابه جایی نسبت به مختصات اولیه X محاسبه شود G بدست آمده، تنسور گرادیان جابه جایی لاگرانژی نامیده می شود. رابطه بین بردارهای جابه جایی و موقعیت نهایی با روابط زیر بیان می شود:

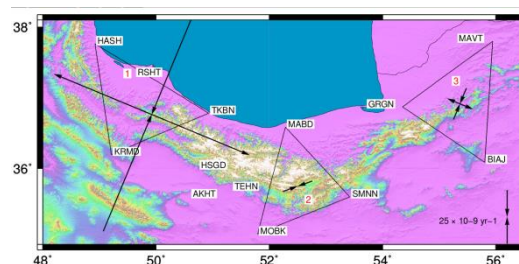
$$u_i = t_i + g_{ij} X_j, g_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial X_j} \quad (10)$$

در رابطه فوق g_{ij} گرادیان های جابه جایی در حالت نهایی می باشند. g نیز تنسور گرادیان جابه جایی اولری نامیده می شود [۱۵].

از رابطه ۹ و ۱۰ دیده می شود که در حالت مسطحاتی شش مجهول خواهیم داشت: دو مولفه بردار انتقال و چهار مولفه تنسور گرادیان جابه جایی لاگرانژی یا اولری. در حالت سه بعدی دوازده مجهول خواهیم داشت: سه مولفه بردار انتقال و نه مولفه تنسور گرادیان جابه جایی لاگرانژی یا اولری. هر نقطه (ایستگاه GPS) با جابه جایی یا سرعت جابه جایی معلوم، اگر در فضای دوبعدی باشد دو معادله و اگر در فضای سه بعدی باشد سه معادله خواهد داشت. بنابراین در

عمودی خواهیم داشت. در مناطقی که گسل مشخصی وجود دارد، بردارهای ماکزیمم فشارش و ماکزیمم کشش را در راستای گسل برآورد کرده و با توجه به برآیند آنها نوع حرکت گسل را تعیین می کنیم.

همانطور که از شکل ۴ نمایان است در بخش ۱ حرکت امتداد لغز راست گرد، در بخش ۲ حرکت فشارشی و در بخش ۳ حرکت امتداد لغز چپ گرد مشاهده می شود. در سه بخش حرکت غالب، فشارشی است. بزرگی محورهای منطقه ۱ نسبت به دو منطقه دیگر به خاطر بزرگی زلزله ای ($M_s=7.7$) است که در این منطقه رخ داده است.



شکل ۴- محورهای اصلی تنسور نرخ کرنش لرزه ای

به منظور اجتناب از نتیجه گیری نادرست، باید محدودیت روش های به کار برده را بررسی کنیم. اگر اندازه کاتالوگ زلزله خیلی کوچکتر از زمان بازگشت زلزله های بزرگ باشد، تغییر شکل لرزه ای خیلی کوچکتر از اندازه واقعی آن را دریافت می کنیم. در مقابل اگر کاتالوگ لرزه ای استفاده شده شامل چند دوره بازگشت زلزله های بزرگ باشد از قابلیت اطمینان بالاتری برخوردار است. بنابراین به برآورد داده های کاتالوگی برای تخمین بزرگی زلزله در منطقه مورد مطالعه نیاز است [۱۴].

تخمین نرخ کرنش لرزه ای وابستگی شدیدی به کامل بودن کاتالوگ لرزه ای دارد. اندازه گیری ساز و کار کانونی لرزه ها با دستگاه های لرزه نگاری از سال های ۱۹۷۰-۱۹۶۰ شروع شد که نسبت به زمان بازگشت زلزله های بزرگ زمان کوتاهی است. پس ناچار به استفاده از داده های کاتالوگ های لرزه ای تاریخی هستیم که در این صورت با مشکل دقت و کیفیت داده ها مواجه می شویم [۱۴].

از آنجاییکه در تعیین پارامترهای معادله بزرگی-ممان (c) و رفتار زلزله را خطی در نظر گرفتیم طبیعتاً خطایی وارد $M0$ (نرخ ممان لرزه ای) و F (تنسور ساز و کار کانونی گسل) که وابسته به پارامترهای c و d هستند، می شود [۲۰].

فضای دوبعدی حداقل سه نقطه که روی یک خط قرار ندارند، و در فضای سه بعدی حداقل چهار نقطه که بر روی یک صفحه قرار ندارند، برای حل کرنش لازم است [۳].

برای حل این سیستم معادلات خطی با استفاده از روش های جبر خطی، می بایست روابط ۹ و ۱۰ به صورت سه ماتریسی بازنویسی شوند که دو تا از این ماتریس ها شامل کمیت های معلوم و ماتریس دیگر شامل کمیت های مجهول می شود. در حالت دوبعدی معادلات بازنویسی شده برای حالت اولیه به صورت زیر خواهند بود:

$$\begin{bmatrix} u_1^1 \\ u_2^1 \\ u_1^2 \\ u_2^2 \\ \dots \\ u_1^n \\ u_2^n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & X_1^1 & X_2^1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^1 & X_2^1 \\ 1 & 0 & X_1^2 & X_2^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^2 & X_2^2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 0 & X_1^n & X_2^n & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^n & X_2^n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ G_{11} \\ G_{12} \\ G_{21} \\ G_{22} \end{bmatrix} \quad (11)$$

و یا در حالت نهایی:

$$\begin{bmatrix} u_1^1 \\ u_2^1 \\ u_1^2 \\ u_2^2 \\ \dots \\ u_1^n \\ u_2^n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & x_1^1 & x_2^1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & x_1^1 & x_2^1 \\ 1 & 0 & x_1^2 & x_2^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & x_1^2 & x_2^2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 0 & x_1^n & x_2^n & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & x_1^n & x_2^n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ g_{11} \\ g_{12} \\ g_{21} \\ g_{22} \end{bmatrix} \quad (12)$$

در فضای سه بعدی شکل معادلات به همین صورت خواهد بود تنها با این تفاوت که یک اندیس اضافه خواهد داشت. یعنی یک بردار $3n \times 1$ در طرف چپ معادله، یک ماتریس $3n \times 12$ و یک بردار 12×1 در طرف راست معادله خواهد بود. روابط ۱۱ و ۱۲ را می توان نه تنها برای سه ایستگاه در حالت دوبعدی یا چهار ایستگاه در حالت سه بعدی، بلکه برای n ایستگاه نوشت. اگر بیشتر از سه ایستگاه در فضای دوبعدی و بیشتر از چهار ایستگاه در حالت سه بعدی داشته باشیم، تعداد معادلات بیشتر از تعداد پارامترهای مجهول خواهد شد. در این حالت اطلاعات اضافی را می توان برای ارزیابی پارامترهای محاسبه شده مورد استفاده قرار داد [۳].

راه حل روابط ۱۱ و ۱۲ یک کاربرد کلاسیک تئوری معکوس سازی و به ویژه حل مسئله کمترین مربعات خطی می باشد. این مسئله به شکل زیر است:

$$b = Ma \quad (13)$$

که در آن b بردار جابه جایی ها یا سرعت جابه جایی های معلوم، M ماتریس طرح با موقعیت اولیه یا نهایی ایستگاه ها و a بردار مجهولات مسئله می باشد. برای حل کردن مسئله و بدست آوردن بردار a ، بردار b در معکوس ماتریس M ضرب می شود.

$$a = M^{-1}b \quad (14)$$

با محاسبه مجهولات یعنی بردار a ، گرادینان جابه جایی (چهار المان آخر در حالت دو بعدی یا نه المان آخر در حالت سه بعدی بردار a) محاسبه می شود. در حالتی که مختصات اولیه معلوم است، تنسور کرنش لاگرانژی به شکل زیر خواهد بود:

$$E_{ij} = \frac{1}{2} [G_{ij} + G_{ji} + G_{ki} G_{kj}] \quad (15)$$

و یا در حالتی که مختصات ایستگاه ها در موقعیت نهایی معلوم است، تنسور کرنش اولری به صورت زیر خواهد بود:

$$e_{ij} = \frac{1}{2} [g_{ij} + g_{ji} - g_{ki} g_{kj}] \quad (16)$$

تنسور نرخ کرنش ژئودتیکی یک ماتریس 2×2 در ۲ می-باشد، و فقط اطلاعات تغییر شکل مسطحاتی را در خود جای داده است، و این مربوط به زمانی است که تغییر شکل قائم یا بسیار کوچک و یا نامعلوم است. بردارهای ویژه تنسور نرخ کرنش ژئودتیکی بر هم عمود هستند و در صفحه افقی قرار دارند. اگر بردارهای ویژه نرخ کرنش ژئودتیکی را e_1 و e_2 بنامیم برای محاسبه نرخ برشی مسطحاتی ماکزیمم برای کرنش ژئودتیکی از رابطه زیر استفاده می کنیم که e_1 متعلق به بردار فشارش و e_2 متعلق به بردار کشش می باشد [۵]:

$$e_{\max}^g = e_1 - e_2 \quad (17)$$

از این مقدار برای محاسبه نسبت نرخ کرنش لرزه ای به نرخ کرنش ژئودتیکی استفاده می کنیم.

خطرات و خسارات ناشی از زمین لرزه ها در سالهای اخیر، متخصصین و مسئولین امر را بر آن داشت تا به انجام مطالعات جامع تری در زمینه ساز و کار گسلهای موجود در ایران بپردازند. در این راستا سازمان نقشه برداری کشور اقدام به ایجاد یک شبکه کنترل دائم GPS موسوم به شبکه ژئودینامیک سراسری نموده است. مطالعات ژئودینامیک در ایران به طور

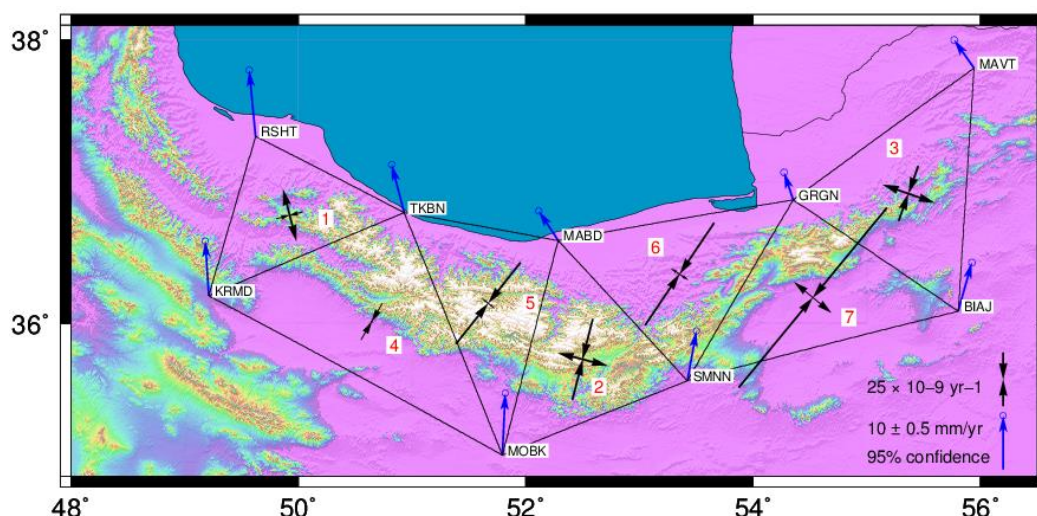
۳ و ۷ علاوه بر مولفه فشارشی، مولفه کشش نیز نمایان است که می تواند بیانگر وجود حرکت امتداد لغز چپ گرد باشد. به طور کلی در شرق حرکت امتداد لغز با مولفه غالب فشارشی مشاهده می شود و هر چه به سمت غرب می رویم حرکت امتداد لغز کاسته می شود. در مثلث ۴ واقع در جنوب غربی البرز مولفه کشش قابل ملاحظه ای وجود ندارد و فقط مولفه فشارش دیده می شود.

۳- مقایسه نوع و جهت تغییر شکل لرزه ای و ژئودتیکی

مطالعه جکسون و مکنزی (۱۹۸۸) بر روی مدیترانه و شرق آن که شامل منطقه البرز هم شامل می شود این را نشان داد که حرکت فشارشی و همچنین مکانیزم های امتداد لغز را در البرز داریم. جکسون و همکاران (۲۰۰۲) برای البرز کوتاه شدگی و حرکت امتداد لغز چپ گرد را بدست آوردند. ماسون و همکاران (۲۰۰۵) حرکت فشارشی را حرکت غالب بر البرز دانستند. در شرق البرز (کپه داغ) حرکت امتداد لغز راست گرد و در غرب البرز حرکت امتداد لغز چپ گرد و در البرز مرکزی فشارش را پیشنهاد دادند. ظریفی و همکاران (۲۰۱۳) نتایجی مشابه با ماسون و همکاران (۲۰۰۵) را به دست آوردند. در این مطالعه با استفاده از داده های لرزه ای در البرز مولفه فشارش، حرکت غالب است. در شرق البرز مولفه فشارش و کشش با هم برابر بوده و حرکت امتداد لغز چپ گرد را نشان می دهد. در البرز مرکزی حرکت فشارشی و در البرز غربی حرکت امتداد لغز راست گرد را شاهد هستیم.

جدی از سال ۱۳۷۷ به منظور پایش تغییرات پوسته زمین در اداره کل نقشه برداری زمینی (سازمان نقشه برداری) آغاز گردید و از همان زمان فعالیت ها و تحقیقات ویژه ای در این راستا انجام شد. این مطالعات عمدتاً با همکاری مراکزی مانند سازمان زمین شناسی کشور، پژوهشگاه بین المللی زلزله، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه های مونت پلیه و ژوزف فوریه و استراسبورگ کشور فرانسه انجام گرفته اند. بر مبنای این مطالعات، شبکه ژئودینامیک سراسری در سال ۱۳۸۳ مشتمل بر ۱۰۷ ایستگاه دائم GPS به منظور بررسی حرکات تکتونیک طراحی شد و از همان زمان شروع به کار کرد [۱].

در این مطالعه از تعدادی از ایستگاه های این شبکه واقع در رشته کوه البرز برای بررسی تغییر شکل این منطقه استفاده شده است. بنابراین با استفاده از میدان سرعت حاصل از پردازش ها و آنالیزهایی که خرمی و همکاران (۱۳۸۹) بر روی مشاهدات ایستگاه های دائم GPS انجام دادند، تغییر شکل البرز در بازه زمانی ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ مورد بررسی قرار می گیرد. باید به این نکته نیز توجه داشت که استفاده از داده های ژئودتیک که مربوط به دوره کوتاهی است ریسک بزرگی در بدست آوردن نتایج صحیح است [۱۴]. امید است با اندازه گیری های متوالی در سال های آتی بر دقت کار افزوده شود. با توجه به شکل ۶ مشاهده می شود که مولفه فشارش در سرتاسر البرز بر مولفه کشش غالب است به جز مثلث ۱ که حرکت غالب آن کشش است. پس در البرز کوتاه شدگی پوسته به روشنی آشکار است. محور فشارش در اکثر نواحی البرز در جهت شمال شرقی- جنوب غربی است. بیشتر فشارش را در البرز مرکزی شاهد هستیم. در مثلث های ۲،



شکل ۶- مثلث بندی البرز برای محاسبه نرخ کرنش ژئودتیکی. مثلث های ۱، ۲ و ۳ با مثلث بندی روش کرنش لرزه ای مشترک می باشند. محورهای سیاه رنگ، محورهای اصلی تنسور نرخ کرنش ژئودتیکی، فلش های آبی رنگ معرف بردارهای سرعت به دست آمده از مطالعه خرمی و همکاران (۱۳۸۹) می باشد

کارهای زیادی در زمینه کرنش ژئودتیکی بر روی ایران و البرز انجام شده است که به دلیل مشابه بودن نتایج به ذکر چند مورد اکتفا می کنیم. ماسون و همکاران (۲۰۰۷) با مطالعه ژئودتیکی که بر روی ایران داشتند برای منطقه البرز کوتاه شدگی را بدست آوردند. جمور و همکاران (۱۳۸۶) در اولین مطالعه به منظور برآورد میدان سرعت و کرنش از شبکه دائمی GPS ایران در منطقه البرز، حرکت غالب را فشارشی بیان کردند. در این مطالعه با استفاده از داده های ژئودتیکی، حرکت غالب برای البرز، حرکت فشارشی بدست آمد، در البرز غربی حرکت کششی را شاهد هستیم. از غرب به شرق البرز، حرکت امتداد لغز بیشتر نمایان می شود.

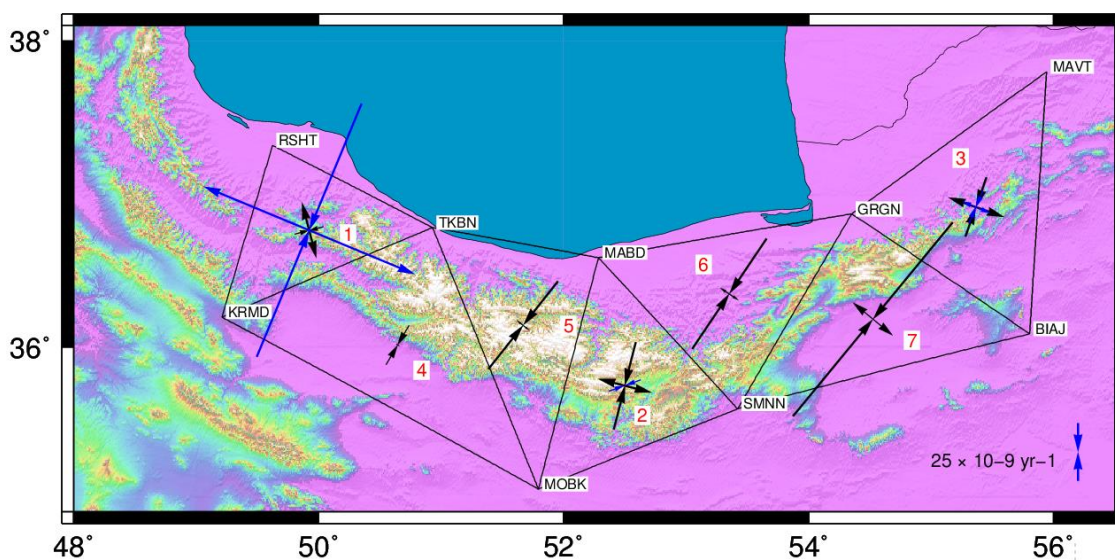
مثلت های شماره ۱، ۲ و ۳ در دو روش لرزه ای و ژئودتیکی مشترک هستند. همانطور که در شکل ۷ مشاهده می کنید در مثلث ۱ روش لرزه ای حرکت امتداد لغز راست گرد و روش ژئودتیکی حرکت کششی در راستای شمال غربی- جنوب شرقی را نشان می دهد. در مثلث ۲ با وجود اختلاف در آزمون، در هر دو روش لرزه ای و ژئودتیکی حرکت غالب فشارشی است. در مثلث ۳

هر دو روش لرزه ای و ژئودتیکی، حرکت امتداد لغز چپ گرد را نشان می دهند.

۴- مقایسه نرخ تغییر شکل لرزه ای و ژئودتیکی

نسبت نرخ تغییر شکل لرزه ای به ژئودتیکی، نسبت نرخ برشی مسطحاتی ماکزیمم لرزه ای به نرخ برشی مسطحاتی ماکزیمم ژئودتیکی است که این پارامترها در روابط ۸ و ۱۷ آمده است. اگر نرخ لغزش زمین لرزه به میزان قابل توجهی پایین تر از چیزی است که با روش زمین شناسی و ژئودتیکی تخمین زده شده، این کسری لغزش زمین لرزه به عنوان اثر زمین لرزه های بزرگ دوره های بازگشت طولانی است که مشاهده نشده باقی مانده است و خطر زمین لرزه های قابل توجهی برای منطقه مورد بررسی مطرح می کند [۵].

اگر بازه زمانی کاتالوگ لرزه ای استفاده شده از زمان بازگشت لرزه های بزرگ، بیشتر باشد؛ نرخ کرنش ژئودتیک و لرزه ای نزدیک به هم می شود و نسبت این دو به ۱ نزدیک می شود [۱۴].



شکل ۷- بردارهای سیاه محورهای ماکزیمم کرنش ژئودتیکی و بردارهای آبی محورهای ماکزیمم کرنش لرزه ای را نشان می دهند

همانطور که در شکل ۷ و جدول ۲ مشاهده می کنید نرخ کرنش لرزه ای در مثلث های ۲ و ۳ کوچکتر از نرخ کرنش ژئودتیکی است، بنابراین احتمال وقوع زلزله با قدرت بالا در این دو ناحیه زیاد است. در مثلث ۱ که نسبت نرخ کرنش لرزه ای به ژئودتیکی بزرگتر از ۱ است نشان می دهد که بیشتر تغییر شکل این منطقه لرزه ای می باشد.

نسبت نرخ کرنش لرزه ای به ژئودتیکی بین ۰ و ۱ است. وقتی این نسبت بیشتر از یک است، بخش بزرگی از تغییر شکل می تواند مربوط به بخش لرزه ای باشد. اگر کمتر از یک باشد، تغییر شکل شبه لرزه رخ داده است و یا اینکه تجمع استرس در جریان است که می تواند سطح خطر لرزه ای را افزایش دهد [۵].

جدول ۲- نسبت نرخ کرنش لرزه ای و ژئودتیکی. ستون های Axis1 و Axis2 که به ترتیب محورهای ماکزیمم کشش و ماکزیمم فشارش نرخ کرنش را نشان می دهند در 10^{-9} yr^{-1} ضرب می شوند. ستون Az، آزمون نسبت به محور ماکزیمم است. ستون آخر نسبت نرخ کرنش لرزه ای به نرخ کرنش ژئودتیکی می باشد

zone	Long.(°)	Lat. (°)	Seismic Strain method			Geodetic Strain method			Ratio
			Axis1	Axis2	Az. (°)	Axis1	Axis2	Az. (°)	
1	49.92	36.77	99.18	-118.3	22.52	36.76	-12.79	75.49	438%
2	52.50	35.74	0.33	-14.57	70.18	35.74	-38.88	14.37	20%
3	55.36	36.92	13.18	-15.82	22.53	36.92	-27.09	19.34	32%
4	50.64	36.01	-	-	-	1.50	-19.72	30.61	-
5	51.67	36.14	-	-	-	6.99	-48.42	38.47	-
6	53.35	36.35	-	-	-	9.64	-57.60	34.00	-
7	54.52	36.18	-	-	-	22.63	-108.3	39.51	-

۵- نتیجه گیری

در این مطالعه با داده های کاتالوگ لرزه ای، نرخ کرنش لرزه ای و با داده های ژئودتیکی، نرخ کرنش ژئودتیکی محاسبه شد. محاسبات لرزه ای با استفاده از رابطه کاسترو (۱۹۷۴) برای سه بخش از البرز انجام شد. سپس با استفاده از بردارهای ویژه تنسور کرنش، محورهای ماکزیمم فشارش و ماکزیمم کشش در هر سه بخش تعیین شد. در سه مثلث، مولفه فشارشی بزرگ تر از مولفه کششی است که نشان دهنده کوتاه شدگی در منطقه البرز است. در البرز شرقی، حرکت امتداد لغز چپ گرد، در البرز غربی، حرکت امتداد لغز راست گرد و در البرز مرکزی مکانیسم فشارشی مشاهده می شود. بزرگی محورهای البرز غربی نسبت به دو منطقه دیگر به خاطر بزرگی زلزله ای ($M_s=7.7$) است که در اینجا رخ داده است. در ادامه با استفاده از بردارهای سرعت ایستگاه های دائم GPS نرخ کرنش ژئودتیکی را محاسبه نمودیم. بردارهای سرعت نتیجه پردازش مشاهدات ایستگاه های دائمی GPS بین سال های ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ می باشد.

با توجه به نتایج ژئودتیکی مشاهده می شود که مولفه فشارش در سرتاسر البرز بر مولفه کشش غالب است. محور فشارش در اکثر نواحی البرز در جهت شمال شرقی- جنوب غربی است. بیشتر فشارش را در البرز مرکزی شاهد هستیم. به طور کلی در شرق حرکت امتداد لغز با مولفه غالب فشارشی مشاهده می شود و هر چه به سمت غرب می رویم حرکت امتداد لغز کاسته می شود.

در البرز غربی نسبت نرخ کرنش لرزه ای به نرخ کرنش ژئودتیکی بیشتر از یک است، بنابراین می توان به این نتیجه رسید که بیشتر تغییر شکل این منطقه لرزه ای است. در البرز مرکزی و البرز شرقی این نسبت کوچکتر از یک است که نشان دهنده این است که یا تغییر شکل در این منطقه شبه لرزه ای است و یا تجمع استرس در جریان است که

می تواند سطح خطر لرزه ای را افزایش دهد. نتایج لرزه ای و ژئودتیکی از نظر نوع حرکت مطابقت خوبی با هم و با مطالعات قبلی دارند. ناهماهنگی در محورهای ماکزیمم تنسور نرخ کرنش لرزه ای و ژئودتیکی، می تواند مربوط به دوره زمانی کوتاه مشاهدات ژئودتیکی باشد.

اگر اندازه کاتالوگ زلزله خیلی کوچکتر از زمان بازگشت زلزله های بزرگ باشد، تغییر شکل لرزه ای خیلی کوچکتر از اندازه واقعی آن را دریافت می کنیم. در مقابل اگر کاتالوگ لرزه ای استفاده شده شامل چند دوره بازگشت زلزله های بزرگ باشد قابلیت اطمینان بیشتری دارد. بنابراین نیاز به برآورد داده های کاتالوگی برای تخمین بزرگی زلزله در منطقه مورد مطالعه است.

تخمین نرخ کرنش لرزه ای وابستگی شدیدی به کامل بودن کاتالوگ لرزه ای دارد. اندازه گیری ساز و کار لرزه ها با دستگاه های لرزه نگاری از سال های ۱۹۷۰-۱۹۶۰ شروع شد که نسبت به زمان بازگشت زلزله های بزرگ زمان کوتاهی است. پس ناچار به استفاده از داده های کاتالوگ های لرزه ای تاریخی هستیم که در این صورت با مشکل دقت و کیفیت داده ها مواجه می شویم. در صورت امکان باید به بررسی کیفیت داده های کاتالوگ لرزه ای پرداخت.

از آنجاییکه در تعیین پارامتر های معادله بزرگی- ممان (d و c) رفتار زلزله را خطی در نظر گرفتیم طبیعتا خطایی وارد M_0 (نرخ ممان لرزه ای) و F (تنسور ساز و کار کانونی گسل) می شود که وابسته به این پارامترها هستند. پیشنهاد می شود برای بدست آوردن این پارامترها روشی در نظر گرفته شود که رفتار غیر خطی زلزله در آن در نظر گرفته شود.

باید به این نکته نیز توجه داشت که استفاده از داده های ژئودتیکی که مربوط به دوره کوتاهی است ریسک بزرگی در بدست آوردن نتایج صحیح است. امید است با اندازه گیری های متوالی در سال های آتی بر دقت کار افزوده شود.

مراجع

- [1] Djamour, Y., Mosavi, Z., Nankali, H., Sedighi, M. and Tavakoli, F.(2008). "The initial estimate of the velocity field and strain of Iranian GPS permanent network for geodynamics (IPGN)." 1st Conference of Earthquake Precursors, March 5, 2008, Tehran, Iran.
- [2] Khorami, F., Hesami, Kh., Nankali, H. and Tavakoli, F. (2012). "Active tectonics study of Alborz using GPS permanent network observation." *Earth Sciences*, 82, 223-230.
- [3] Kardar, F., Vosoghi, B. and rastbood, A. (2011). "Strain rate and seismic moment rate using GPS velocity field in Iran." *Geomatics national Conference*, May, 2011, Tehran, Iran.
- [4] Aki, K., Richards, P. (1980). "Quantitative Seismology: Theory and Methods". Freeman, San ferancisco, CA.
- [5] Bus, z., Grenerczy, Gy., Toth, L., Mouns, P. (2009). "Active crustal deformation in tow seismogenic zones of the Pannonian region-Gps versus seismological observation". *Tectonophysics*. 474, 343-352.
- [6] Djamour, Y., Vernant, Ph., Nankali, H.R., Tavakoli, F. (2011). "NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network". *Earth and Planetary Science Letters*. 307, 27-34
- [7] Djamour, Y., Vernant, Ph., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz, J.F., Hindeder, J., Hatam, Y., Luke, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrami, F. (2010). "GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran". *Geophys. J. Int.* 183, 1287-1301
- [8] Gutenberg, B., Richter, C.R. (1954). "Magnitude and energy earthquakes". *Ann. Geof.*, 9,1-15.
- [9] Jackson, j., Priestley, k., Allen, M., Berberian, M. (2002). "Active tectonics of the south Caspian basin". *Geophysics journal*.148,214-245
- [10] Jackson, J., Mckenzie, D. (1988). "The relationship between plate motion and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East". *Geophysical journal International*. 93(1), 45-73.
- [11] Jackson, J., Haines, J., Holt, W. (1995). "The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran". *Journal of Geophysical Research*. Vol.100, NO. B8, 15/205-15/219.
- [12] Kostrov, B.V. (1974). "Seismic moment and energy of earthquakes and sesmic flow of rock". *Earth Phys* 1,23-40.
- [13] Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., Van gorf, S. (2007). "Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran". *Geophys. J. Int.* 170,436-440
- [14] Masson, F., Chery, j., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M. (2005). "Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data". *Geophysical journal International* 160(1),217-226.
- [15] Means, W.D. (1976). "Stress And Strain: Basic Concepts Of Continuum Mechanics for geologists". Springer, New York.
- [16] Mirzaei, n., Gao, M.T., Chen, Y.T. (1997). "A uniform catalog of earthquakes for seismic hazard assessment in Iran". *Acta Seismological Sinica*.Vol. 10. NO. 6, 713-726.
- [17] Molnar, P. (1979). "Earthquake recurrence intervals and plate tectonics". *Bulletin of the Seismological Society of America* 69(1), 115-133.
- [18] Musavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R.T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H. (2013). "Global Positioning System constrains on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region". *Earth and Planetary Science Letters* 377-378, 287-298
- [19] Papazachos, C.B., Kiratzi, A.A., Papazachose, B.C. (1992). "Rates of active crustal deformation in the Aegen and the surranging area". *J. Geodynamics* Vol. 16. No. 3, 147-179.
- [20] Papazachos, C., Kiratzi, A. (1992). "A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to central Greece" . *Geophysical journal International* 111,424-432.
- [21] Qin, ch., Papazachos, C., Papadimitriou, e. (2002). "Velocity field for crustal deformation in China derived from seismic moment tensor summuation of earthquakes". *Tectonophysics*. 359, 29-46.
- [22] Wang, H., Zhang, G., Wang, S., Ma, H. (2004). "Stress and Strain fields of active tectonic blocks in the China mainland deduced by seismological methods". *Chinese journal of geophisics*. 6 , 1164-1174
- [23] Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., Raeesi, M. (2013). "Crustal stress map of Iran: insight from seismic and geodetic computations". *Geophysical journal*