معیار دوران متوسط نووژیلو بهعنوان یک پارامتر اسکالر تغییر شکل سطح زمین در مقیاس محلی (مطالعهٔ موردی: شمالغرب ایران)

رحيم جوادي آذر'، بهزاد وثوقي ً * و مير رضا غفاري رزين "

۱. فارغ/التحصیل کارشناس ارشد ، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران ۲. دانشیار، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران ۳. فارغ/التحصیل دکتری، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

(دريافت: ۹۴/۱۰/۲۹، پذيرش نهايي: ۹۵/۱۱/۵)

چکیدہ

در این مقاله به بررسی یک معیار عددی جدید به نام نووژیلو جهت محاسبهٔ دوران متوسط به کمک روش تفاضل محدود در فضای پوستهٔ زمین و در محدودهٔ شمال غرب ایران بهویژه شمال گسل تبریز پرداخته شده است. برای رسیدن به این هدف ابتدا تنسورهای استرین و دوران خطی، روی سطح پوستهٔ زمین بر مبنای نظریهٔ پوسته در مکانیک محیطهای پیوسته، با استفاده از روش تفاضل محدود محاسبه شده و سپس معیار دوران متوسط نووژیلو با استفاده از مؤلفههای تنسورهای استرین و دوران خطی استخراج می شود. نتایج محاسبه شده و سپس معیار دوران متوسط نووژیلو با استفاده از مؤلفههای تنسورهای استرین و دوران خطی استخراج می شود. نتایج بهدست آمده از تنسورهای استرین و دوران خطی در فضای پوسته با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی (GPS) سال ۲۰۰۵ ایران سراسری، تطابق خوبی با نتایج کارهای قبلی دارد. نتایج بهدست آمده از معیار دوران متوسط نووژیلو در فضای پوسته بخشی از فلات آذربایجان، نشان دهندهٔ آن است که بیشترین دوران راستگرد به مقدار (PMS 100 17%، ± ۲۹۷۵) به منطقهٔ ایستگاه YKKZ مربوط است. ویژگی مهم بررسی معیار دوران متوسط نووژیلو روی پوستهٔ زمین در مقایسه با بررسی این معیار در سیستم مختصات کارترین، این است که نتایج بهدست آمده روی پوستهٔ زمین، به نتایج مطالعات قبلی که روی دوران بلوکها در مناطق مختلف آذربایجان صورت گرفته، بسیار نزدیک است. دقت بهدست آمده برای این معیار در فضای پوسته در اکثر ایستگاه ولول است.

واژههای کلیدی: تغییرشکل پوستهٔ زمین، تنسور کرنش خطی، تنسور دوران خطی، دوران متوسط نووژیلو، فلات آذربایجان.

۱. مقدمه

بهطور کلی می توان چنین گفت که آذربایجان شرقی از نظر مرزهای زمین ساختی، در میان چهار گسل امتدادلغز اصلی قرار گرفته است؛ این چهار مرز شامل گسل ارس در شمال، گسل تبریز در باختر و سامانهٔ گسلی تالش و آستارا در مرز خاوری و همچنین خطوارهٔ مغناطیسی خاورمیانه در مرز چهار خطواره محدودهای لوزی شکل به وجود می آورند که فلات آذربایجان شرقی در آن قرار گرفته است. گسل شمال تبریز که از بخش های شمال خاوری، شمال و شمال باختری شهر تبریز عبور می کند، به دلیل وقوع زمین لرزه های متعدد تاریخی و دوازده بار تخریب کامل شهر تبریز از گسل های

شناخته شدهٔ زمین لرزهای ایران است (زارع، ۱۳۸۰). یکی از اساسی ترین و مهم ترین زمینه های تحقیقاتی جدید در ژئودزی، مدل سازی تغییر شکل های زمین در مقیاس های محلی و جهانی و نیز بررسی عوامل ایجاد کنندهٔ تغییر شکل و عرضهٔ روش های محاسباتی گونا گون به منظور تعیین جابه جایی های پوستهٔ زمین است. در سالیان اخیر، تعیین جابه جایی های پوستهٔ زمین است. در سالیان اخیر، تعیین جابه حایی های پوستهٔ زمین است. در سالیان اخیر، تعیین جابه حایی های پوستهٔ زمین است. در سالیان اخیر، تعیین مای ژئودزی فضایی منابع جدید با دقت بالا و قابل اعتمادی از اطلاعات را جهت تعیین موقعیت ژئودتیک مهیا کرده است که جهت آشکار سازی و کمی سازی ترادا و میابی (۱۹۲۹) از اولین کسانی است که در

E-mail: vosoghi@kntu.ac.ir

بررسی جابهجاییهای یوستهای و برآورد کرنش متناظر با آن، با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی در یک شبکهٔ مسطحاتی گام برداشت. از آن زمان تاکنون، تحقیقات بسیاری از سوی دانشمندان ژئودزی در زمینهٔ تغییر شکل های ژئودینامیکی و عرضهٔ راهکارها و نظریههای گوناگون بررسی هندسی آن، صورت پذیرفته است. آلتینر (۱۹۹۹) با استفاده از مفاهيم هندسة ديفرانسيلي معرفي شده توسط هيتز (۱۹۸۸)، روابط نظریهٔ تحلیلی تغییرشکل سطح پوستهٔ زمین را استخراج کرده است. وثوقی (۲۰۰۰) با تکیه بر مفاهیم نظریهٔ پوسته در مکانیک محیطهای پیوسته، روابط هندسهٔ ذاتی و غیرذاتی تغییرشکل سطح زمین را با دو نگرش لاگرانژی و اولری آنالیز کرده است. شهامت (۱۳۸۱) به بررسی نقش تنسور دوران بهعنوان یک معیار تغییرشکل در مطالعهٔ پدیده های ژئودینامیکی ایران پرداخته است. موسوی (۱۳۸۴) میدان استرین در ایران را با دو روش متفاوت اجزای محدود و تفاضل محدود محاسبه کرده است. ماسون و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از ۲۶ ایستگاه GPS که در ايران و شمال عمان طراحی شده است، به محاسبهٔ ميدان سرعت و تنسور استرین پرداختند. جمور و همکاران (۱۳۸۶) با استفاده از دادههای مربوط به فاز اولیهٔ شبکهٔ دائم GPS ایران که در سال ۱۳۸۳ راهاندازی شد، به محاسبهٔمیدان سرعت و همچنین میدان استرین و دوران با روش اجزای محدود پرداختند. رئوفیان نایینی (۱۳۸۷) تعیین تغییرشکل بااستفاده از هندسهٔ ذاتی را با نتایج دو روش متفاوت در ایران مقایسه کرده است. زمانی قرهچمنی (۱۳۹۰) مدل زمین ساخت فلات آذربایجان (شمال گسل تبریز و جنوب ارس) را مطالعه کرد. جمور و همکاران (۲۰۱۱) کینماتیک شمال غرب ایران و شرق کشور ترکیه را با استفاده از نتایج حاصل از شبکههای دائم ایستگاههای GPS در ایران بررسی کردند. نیلفروشان و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از دادههای GPS بین سالهای ۱۹۹۷ تا ۲۰۱۱، سرعت افقی و میدان نرخ استرین در دریاچه وانرن

(در کشور سوئد) را محاسبه کردند. موسوی و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از دادههای ۴۷ ایستگاه GPS در شمال شرق ایران میدان سرعت را محاسبه کرده و با استفاده از آن به توصیف دوران صلب جنوب دریای خزر حول قطب اولر پرداختند. ظریفی و همکاران (۲۰۱۳) نرخ مؤلفههای اصلی پرداختند. ظریفی و همکاران (۲۰۱۳) نرخ مؤلفههای اصلی استرین و استرس بهدست آمده از بردارهای سرعت حاصل از مشاهدات ژئودتیکی را محاسبه کردند. کریمزاده و همکاران (۲۰۱۳) تجمع کرنش در شمال گسل تبریز که از سری زمانی InSAR نتیجه گرفته شده است را مورد مطالعه قرار دادند.

در این مقاله محدودهٔ شمال باختر ایران در شمال گسل تبریز در فاصلهٔ طولهای جغرافیایی ۴۴ تا ۴۸ درجهٔ خاوری و عرضهای جغرافیایی ۳۷ تا ۴۰ درجهٔ شمالی بررسی میشود. با استفاده از مفاهیم و روابط و ثوقی (۲۰۰۰) به بررسی یک معیار عددی جدید برای محاسبهٔ دوران متوسط که در سال ۱۹۴۸ توسط نووژیلو مطرح شده است، به کمک روش تفاضل محدود، پرداخته میشود. برای این کار و آنالیز نتایج از مشاهدات ایستگاههای GPS سال ۲۰۰۵ ایران سراسری استفاده میشود. این موضوع بدین جهت انتخاب شده که در ایران این معیار با روش تفاضل محدود تا به حال بررسی نشده است. همچنین در این مقاله مقایسهای بین فضای پوستهٔ زمین و سیستم مختصات کارتزین در بررسی معیار دوران متوسط نووژیلو صورت می گیرد.

۲. بیان تنسورهای تغییرشکل به کمک بردار جابه جایی تعیین معادلات تغییرشکل دشوار است و در عمل آن چیزی که از طریق مشاهدات ژئودتیکی حاصل می شود، بردار جابه جایی است، بنابراین برای کاربردهای عملی، بیان معادلات مربوط به تنسورهای تغییرشکل، بر اساس بردار جابه جایی مناسب تر است. بنابراین در این مقاله مبادرت به بیان معیارهای تغییر شکل سطح به عنوان بردار جابه جایی شده است. در شکل ۱ حالت جاری و مرجع یک ماده
$$\begin{split} C_{\Lambda\Theta} = & < \vec{C}_{\Lambda}, \vec{C}_{\Theta} > = < \frac{\partial x}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial x}{\partial Q^{\Theta}} > = < \\ & \frac{\partial (\vec{u} + \vec{X} - \vec{b})}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial (\vec{u} + \vec{X} - \vec{b})}{\partial Q^{\Theta}} > = \\ & < \frac{\partial \vec{u}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial \vec{u}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial \vec{u}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial \vec{X}}{\partial Q^{\Theta}} > + \\ & < \frac{\partial \vec{X}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial \vec{u}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial \vec{X}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial \vec{X}}{\partial Q^{\Theta}} > \end{split}$$

$$E_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2} (C_{\Lambda\Theta} - A_{\Lambda\Theta}) = \frac{1}{2} (\langle \frac{\partial \vec{u}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial \vec{u}}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial \vec{u}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial \vec{x}}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial \vec{X}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial \vec{u}}{\partial Q^{\Theta}} \rangle)$$

$$(V)$$

$$\Lambda, \Theta = 1, 2$$

می توان بردار جابهجایی را به صورت رابطهٔ (۱) نشان داد (وثوقی،۲۰۰۰):

$$\vec{u} = \vec{x} - \vec{X} + \vec{b} \tag{1}$$

که \vec{x} بردار جابهجایی، \vec{b} بردار انتقال، \vec{X} بردار موقعیت در حالت مرجع و \vec{x} بردار موقعیت در حالت جاری میباشد. بردارهای پایهٔ همگشت به شکل رابطهٔ (۲) تعریف می شود (وثوقی،۲۰۰۰):

$$\vec{A}_{\Lambda} = \partial \vec{X} / \partial Q^{\Lambda} \tag{(Y)}$$

$$\bar{A}_{\Lambda}$$
 مختصات منحنیالخط سطح در حالت مرجع و \bar{A}_{Λ} بردار پایهٔ همگشت در حالت مرجع هستند.
از ضرب داخلی بردارهای پایهٔ همگشت تنسورهای متریک به صورت رابطه (۳) حاصل می شود (و ثوقی، ۲۰۰۰):
(۳) حصورت ((آبطه (۳) حاصل می شود (و ثوقی، ۲۰۰۰)

می می موجد مرجع و
$$ar{A}_{\Lambda}$$
 و $ar{A}_{\Theta}$ بردارهای پایهٔ همگشت در حالت مرجع و همچنین $A_{\Lambda\Theta}$ تنسور متریک سیستم مختصات همگشت در

$$\vec{C}_{\Lambda}(Q^{\Phi}) = \vec{a}_{\lambda} \frac{\partial q^{\lambda}}{\partial Q^{\Lambda}} = \frac{\partial \vec{x}}{\partial q^{\lambda}} \frac{\partial q^{\lambda}}{\partial Q^{\Lambda}} = \frac{\partial \vec{x}}{\partial Q^{\Lambda}}$$
(*)

بردار پایهٔ همگشت در حالت جاری،
$$ec{C}_{\Lambda}$$
 بردار پایهٔ $ec{a}_{\lambda}$



شکل ۱. نمایش حالت جاری و مرجع

$$XY$$
 از چهارچوب مرجع X,Y,Z در نقطهٔ P باشد. بعد از تغییر شکل \overline{N}_{Z} به \overline{n}_{z} در P تبدیل می شود. حال اگر \overline{N}_{z} را در صفحه XY تصویر کنیم، زاویهٔ بین \overline{n}_{z}^{*} و \overline{N}_{z} \overline{n}_{z} (ا در صفحه XY تصویر کنیم، زاویهٔ بین \overline{n}_{z} (\overline{N}_{z}) از رابطهٔ (۱۱) به دست می آید (ارینگن، ۱۹۶۲):

$$\tan \theta_{z} = \frac{y_{,x} \cos^{2} \Phi + (y_{,y} - x_{,x}) \sin \Phi \cos \Phi - x_{,y} \sin^{2} \Phi}{x_{,x} \cos^{2} \Phi + y_{,y} \sin^{2} \Phi + (y_{,x} + x_{,y}) \sin \Phi \cos \Phi}$$
(11)
$$= \frac{-\tilde{R}_{xy} + \tilde{E}_{xy} \cos 2\Phi + \frac{1}{2} (\tilde{E}_{yy} - \tilde{E}_{xx}) \sin 2\Phi}{1 + \frac{1}{2} (\tilde{E}_{yy} + \tilde{E}_{xx}) - \frac{1}{2} (\tilde{E}_{yy} - \tilde{E}_{xx}) \cos 2\Phi + \tilde{E}_{xy} \sin 2\Phi}$$

 \tilde{E}_{XX} مؤلفهٔ تنسور دوران خطی و همچنین \tilde{E}_{XY} و \tilde{E}_{XY} مؤلفه می استور استرین خطی می باشند. رابطهٔ ۱۱ در \tilde{E}_{YY} مؤلفه های تنسور استرین خطی می باشند. رابطهٔ ۱۱ در Φ_Y بریود π متناوب است. بنابراین σ_Z در ناحیهٔ Φ_Z بریود π متناوب است. بنابراین σ_Z و $\pi = \sigma_Z$ مریف $\pi \ge \theta_Z = 0$ و $\pi = \sigma_Z$ تعریف شده است. نووژیلو مقدار زیر را به عنوان میزان دوران معین کر د (ار بنگن، ۱۹۶۲):

$$<\tan\theta_{z}>=\frac{1}{2\pi}\int_{0}^{2\pi}\tan\theta_{z}(\Phi)d\Phi \qquad (11)$$

با توجه به قسمت دوم رابطهٔ (۱۱) و (۱۲) می توان نوشت (ارینگن، ۱۹۶۲):

$$< \tan \theta_{Z} >= -\frac{1}{2\pi} \tilde{R}_{XY} \int_{0}^{2\pi} \left(\frac{d\Phi}{1 + \frac{1}{2} (\tilde{E}_{XX} + \tilde{E}_{YY}) + \frac{1}{2} (\tilde{E}_{XX} - \tilde{E}_{YY}) \cos 2\Phi} + (1)^{\bullet} \right) \\ \tilde{E}_{XY} \sin 2\Phi) = \frac{-\tilde{R}_{XY}}{\sqrt{(1 + \tilde{E}_{XX})(1 + \tilde{E}_{YY}) - \tilde{E}_{XY}^{2}}}$$

رابطهٔ نهایی که آقای نووژیلو به آن دستیافت، به صورت رابطه (۱۴) است (ارینگن، ۱۹۶۲):

$$<\tan\theta_{Z}>=\frac{-\tilde{R}_{XY}}{\sqrt{(1+\tilde{E}_{XX})(1+\tilde{E}_{YY})-\tilde{E}_{XY}^{2}}} \tag{14}$$

همچنین رابطهای که در این تحقیق بر اساس آن معیار دوران متوسط نووژیلو روی پوستهٔ زمین محاسبه می شود، از رابطهٔ (1۵) محاسبه می شود:

$$< \tan \theta_{Z} >= \frac{-\tilde{R}_{\Lambda \Phi}}{\sqrt{(1 + \tilde{E}_{\Lambda \Lambda})(1 + \tilde{E}_{\Phi \Phi}) - \tilde{E}_{\Lambda \Phi}^{2}}}$$
(12)

 $ilde{R}_{\Lambda\Phi}$ مؤلفهٔ تنسور دوران خطی در حالت لاگرانژی روی پوسته و همچنین $ilde{E}_{\Lambda\Lambda}$ و $ilde{E}_{\Phi\Phi}$ ، مؤلفههای تنسور استرین خطی در حالت لاگرانژی روی پوسته هستند.

مشاهده می شود که تنسورهای تغییر شکل غیر حساس به
بردار انتقال
$$\vec{b}$$
 هستند (و ثوقی، ۲۰۰۰)، بنابراین بردار انتقال
 \vec{b} برای محاسبات در نظر گرفته نمی شود. فرم غیربرداری
رابطهٔ (۷) به صورت رابطه (۸) خواهد بود (و ثوقی، ۲۰۰۰):
 $E_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2} (< \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X^{i}}{\partial Q^{\Theta}}) > + < \frac{\partial X^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Phi}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Phi}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Theta}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < + < \frac{\partial U^{i}}{\partial Q^{\Lambda}} > + < + < + < + < + < + < + < +$

مختصات کارتزین بردار موقعیت $ec{X}$ است.

 ۲. خطی سازی روابط آنالیز تغییر شکل سطح عبارتهای خطی روابط ۶ و ۷ و ۸ با حذف قسمتهای غیرخطی این عبارتها (بهدلیل کوچک بودن قسمتهای غیرخطی) به دست میآیند (ونیچک و کراکیوسکی، غیرخطی) از مزایای روابط خطی شده، سادگی آنهاست. تنسورهای استرین و دوران خطی شده در دو حالت لاگرانژی و اولری به صورت رابطه (۹) خواهند بود (و ثوقی، ۲۰۰۰).

$$\tilde{E}_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2} \left(\langle \frac{\partial U^{I}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X^{I}}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial X^{I}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{I}}{\partial Q^{\Theta}} \rangle \right)$$
(9)

$$\tilde{e}_{\lambda\theta} = \frac{1}{2} \left(\left\{ \frac{\partial u^{i}}{\partial q^{\lambda}}, \frac{\partial x^{i}}{\partial q^{\theta}} \right\} + \left\{ \frac{\partial x^{i}}{\partial q^{\lambda}}, \frac{\partial u^{i}}{\partial q^{\theta}} \right\} \right)$$
$$\tilde{R}_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2} \left(\left\{ \frac{\partial U^{I}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X^{I}}{\partial Q^{\Theta}} \right\} - \left\{ \frac{\partial X^{I}}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^{I}}{\partial Q^{\Theta}} \right\} \right) \qquad (1 \cdot)$$

$$\tilde{r}_{\lambda\theta} = \frac{1}{2} \left(\left\langle \frac{\partial u}{\partial q^{\lambda}}, \frac{\partial x}{\partial q^{\theta}} \right\rangle - \left\langle \frac{\partial x}{\partial q^{\lambda}}, \frac{\partial u}{\partial q^{\theta}} \right\rangle \right)$$

$$\sum u^{i} \quad x^{i} \quad x^{i}$$

۳. تئوری دوران متوسط نووژیلو
در سال ۱۹۴۸ معیاری برای دوران متوسط، توسط آقای
نووژیلو مطرح شد که اهمیت تنسورهای دوران *آ*م و *R*_{KL}
را نشان میدهد.

فرض می کنیم در شکل ۲، \vec{N}_z بردار واحد در صفحهٔ

که در آن m تعداد کل نقاط شبکه، n تعداد نقاط متصل به نقطهٔ j اُم، u_i, v_i, w_i مقادیر ثابت، u_i, v_i, w_i مؤلفههای بردار جابهجایی نقطهٔ i اُم و $(i_{ui}, v_{ui}, w_{ui}, w_{ui})$ بردار باقیماندههای این جابهجاییها هستند (موسوی، ۱۳۸۴).

$$\begin{split} & u_i = \hat{X}_i^{(2)} - \hat{X}_i^{(1)} \\ & v_i = \hat{Y}_i^{(2)} - \hat{Y}_i^{(1)} \\ & w_i = \hat{Z}_i^{(2)} - \hat{Z}_i^{(1)} \end{split} \tag{1V}$$

($\hat{X}_{1}^{(1)}, \hat{Y}_{1}^{(1)}, \hat{Z}_{1}^{(2)}, \hat{X}_{1}^{(2)}, \hat{Z}_{1}^{(2)}, \hat{Z}_{1}^{(1)})$ مختصاتهای سرشکن شدهٔ نقطهٔ \hat{I} م شبکه در دو مقطع زمانی اول و دوم هستند. در رابطهٔ (۱۴) تمامی دوازده پارامتر دارای اندیس j، مجهولات مسأله هستند. همچنین در این رابطه ضرایب i ، مجهولات مسأله هستند. همچنین در این رابطه ضرایب i ، مجهولات مسأله منتد. همچنین در این رابطه ضرایب i م به دست می آیند. با نوشتن سه معادلهٔ فوق برای نقطهٔ مورد نظر و نقاط مجاورش، (1+) معادلهٔ ماتریسی (۱۸) به نظر و نقاط مجاورش، (1+) معادلهٔ ماتریسی (۱۸) به دست می آید (موسوی، ۱۳۸۴):

$$d_j = A_j X_j + r_j \tag{1A}$$

 X_{j} (۱۸) A_{j} ماتریس مربوط به نقطهٔ j اُم، X_{j} م بردار پارامترهای تغییر شکل مجهول مربوط به این نقطه، d_{j} برداری شامل جابه جایی های مربوط به نقطهٔ مورد نظر و نقاط مجاورش در دو مقطع زمانی مختلف و نیز r_{j} بردار باقیمانده هاست.

مدل زمینساخت فلات آذربایجان

فلات ایران شامل دو کمربند کوهستانی اصلی، یعنی البرز در شمال و زاگرس در جنوب و باختر ایران است که بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا را تشکیل دادهاند. آذربایجان نیز شامل رشته کوه البرز (باختری)، تالش (در بخش باختری) و قفقاز کوچک در شمال است که همراه با رشته کوههای درون فلات آذربایجان پیچیدگیهای خاصی را به این بخش از ایران بخشیدهاند. آذربایجان میان کوهزادهای بزرگ قفقاز در شمال و البرز در خاور و با



شکل ۳. ساختار پایه در روش تفاضلی محدود (موسوی، ۱۳۸۴).

۴. تئوری مربوط بهروش تفاضل محدود

در روش تفاضلی فرض میشود که پارامترهای تغییرشکل در هر نقطه (ایستگاه شبکه) بهوسیلهٔ نقاط مجاور که توسط مشاهدات به این نقطه متصل هستند، قابل تعریف میباشند. شکل ۳ نشاندهندهٔ ساختار پایه در روش تفاضلی محدود است.

در حالت سهبعدی می توان مؤلفه های بردارهای جابه جایی مربوط به ایستگاه *i* أم را به صورت رابطه (۱۶) نوشت (موسوی، ۱۳۸۴):

$$u_{i} = \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_{j} x_{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_{j} y_{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)_{j} z_{i} + a_{j} + r_{ji}$$

$$v_{i} = \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_{j} x_{i} + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)_{j} y_{i} + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)_{j} z_{i} + b_{j} + r_{ji}$$

$$w_{i} = \left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)_{j} x_{i} + \left(\frac{\partial w}{\partial y}\right)_{j} y_{i} + \left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)_{j} z_{i} + c_{j} + r_{ji}$$

$$i = 1, ..., n + 1$$

$$(19)$$

j = 1, ..., m

گسلهای اصلی و بزرگ از جمله گسل تبریز و گسل ارس در بخش باختری محدودهٔ مورد مطالعه میرا میشوند. بنابراین کینماتیک این گسلها نسبت به هم در آذربایجان و تأثیر متقابل پایانههای گسلی آنها، این منطقه را تحت تأثیر خواهد داشت (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶).

در این ناحیه دو فاز جوان زمین ساختی در سنوزوییک تأثیر گذاشته است که شامل فاز اول در ائوسن پسین و فاز دوم در میوسن میانی بودهاند. فاز اول با تنش فشارشی، روند NE-SW دارد و رویداد کوتاه شدگی دوم نیز فاز فشارشی است که موجب فرارانش های آشکاری شده است و تا امروز ادامه دارد (درویش زاده، ۱۳۷۲). عملکرد فازهای زمین ساختی یادشده سبب شده است که گسترهٔ دگر شکلی و پیچید گی فر آیندهای دگر شکلی در این منطقه از سرزمین ایران، فراتر از حد معمول باشد و بنابراین این منطقه مکان بی همتایی شده است که می تواند دانش ما را از پدیدهٔ بر خورد قارهای بالا ببرد.

علم سنجش از دور ابزار مناسبی برای بررسی و مطالعات در مقیاسهای کوچک، در مناطقی است که گستردگی زیادی دارند و امکان مطالعهٔ آنها بهصورت جزء به جزء وجود ندارد. بررسیهای دورسنجی در بخشهای شمال خاوری و جنوبی فلات آذربایجان وجود ساختارهای انباشته را مشخص کرده است که شواهد زمینساخت فشارشی و راندگی هستند. در محدودهٔ آذربایجان شرقی، از رود ارس تا محدودهٔ شمال شهر میانه، میتوان در مقیاس کوچک پنج گروه از گسلها را که شامل گسل جنوب بزکش و گسلهای راندهٔ پراکنده در جنوب شامل گسل جنوب بزکش و گسلهای راندهٔ پراکنده در جنوب میانه هستند، تشخیص داد (شکل ۴). کارهای دیگر این پژوهشگران (بربریان، ۱۹۹۷) در این منطقه و نیز بررسیهای این پژوهش نشان داده است که در بیشتر این گسلها سامانههای راندگی حاکم است.

بربریان (۱۹۹۷) گسلهایی را در شمال شهر اهر با سازوکار راندگی معرفی کرده است که همراه با راندگی

جنوب اهر سامانهٔ راندگی گستردهای را در بخشهای میانی فلات آذربایجان (آذربایجان شرقی) ایجاد کردهاند. در بخش شمال شهر میانه گسل جنوب بزکش که بربریان (۱۹۹۷) نیز به آن اشاره کرده، بهعنوان راندگی پیش رو در این منطقه معرفی شده است. در جنوب شهر سراب و در محدوده روستای دامباران راندگی سنگهای آهکی روی سنگهای رسوبی صورت گرفته است. در نقشههای تهیهشده توسط بربریان (۱۹۹۷) به چنین راندگی در شمال بزکش اشاره شده است.

در بخش شمال فلات آذربایجان شرقی یعنی کوههای ارسباران، راندگیهای بسیاری عمل کردهاند که روند کلی آنها بهطور عموم به موازات بخش مرکزی – خاوری رود ارس است. این راندگیها بهصورت ساختهای انباشته، ارتفاعات ارسباران را به وجود آوردهاند که بهویژه از شمال شهر کلیبر تا دشت مغان یک کمربند چین خورده –رانده متمایز را شکل دادهاند. بهطور کلی ساختارهای فشارشی مانند چینهای در ارتباط با گسلهای رانده در این محدوده به فراوانی در نقشههای زمین شناسی و صحرا قابل شناسایی هستند (زمانی قره چمنی، ۱۳۹۰).

تصویر سرعت باقیمانده مدل بلوک به همراه بیضی اطمینان ۹۵٪ برای مدل پیشنهادی در محدودهٔ شمالغرب ایران و شرق ترکیه در شکل ۵-الف توسط جمور و همکاران (۲۰۱۱) نمایش داده شده است که CIB مدل بلوک ایرانمرکزی، LCT بلوک قفقازکوچک-تالش و TIP بلوک صفحهٔ ایرانی-ترکیهای است.

تصویر نرخ لغزش گسل (mm/yr) که از مدل بلوک شکل ۵-الف استنتاج شده است نیز در شکل ۵-ب نمایش داده شده است. عددهای بدون پرانتز نشان دهندهٔ نرخ امتدادلغز هستند که علامت مثبت نمایان گر راست گرد بودن آن است (جمور و همکاران، ۲۰۱۱). همچنین چرخش های موضعی در مرکز المان های مثلثی متشکل از ایستگاه های GPS در ایران در شکل ۵-ج نمایش داده شده است.



شکل ۴. (الف) نقشهٔ چشمههای لرزهای و گسلهای فعال در شمال باختر ایران (بربریان، ۱۹۹۷) و (ب) نمایش راندگیهای معرفی شده توسط بربریان (۱۹۹۷) که



شکل ۵. (الف) تصویر سرعت باقیمانده مدل بلوک به همراه بیضی اطمینان ۹۵٪ برای مدل پیشنهادی، CIB مدل بلوک ایران مرکزی، LCT بلوک قفقاز کوچک-تالش، TIP بلوک صفحهٔ ایرانی- ترکیهای (جمور و همکاران، ۲۰۱۱). (ب) تصویر نرخ لغزش گسل (mm/yr) که از مدل بلوک شکل ۵- الف استتاج شده است. عددهای بدون پرانتز نرخ امتدادلغز هستند که علامت مثبت نشاندهندهٔ راستگرد بودن است (جمور و همکاران، ۲۰۱۱). ج: چرخشهای موضعی (جمور و همکاران، ۱۳۸۹).

شکل ۶ بردارهای سرعت پوسته در شمالغرب ایران را نسبت به صفحهٔ اوراسیا بههمراه بیضی خطای ۹۵ درصد نشان میدهد.

شکل ۷-الف نمایش دهندهٔ مؤلفههای فشارش و کشش روی پوستهٔ زمین در منطقهٔ شمال غرب ایران با استفاده از مشاهدات GPS سال ۲۰۰۵ ایران سراسری است. نتایج به دست آمده از محاسبهٔ کرنش روی پوستهٔ زمین نشان دهندهٔ آن است که مؤلفههای فشارش در این منطقه با واقعیت فیزیکی پوستهٔ زمین، همان گونه که نتایج مطالعات پیشین (بربریان، ۱۹۹۷ و زمانی قره چمنی، ۱۳۹۰) نشان می دهد، مطابقت دارد. شکل ۷-ب نشان دهندهٔ تنسور کرنش دوبعدی در ایستگاههای GPS با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی سال ۲۰۰۵ ایران سراسری در سیستم مختصات کارتزین است. ۶. نتایج عدی مختصات ایستگاهها به همراه میدان سرعت آنها و تعیین میدان استرین مهم ترین پارامترها در تعیین تغییر شکل سطحی پوسته هستند. بر آورد اولیه از میدان سرعت پوستهٔ زمین مخصوصاً در مناطق زلزله خیز و در نزدیکی گسل ها می تواند اطلاعات باارزشی را از ساختار ژئودینامیکی و نیز چگونگی فعالیت گسل ها در اختیار قرار دهد. امروزه این امر توسط ایستگاههای شبکه های ژئودینامیکی انجام می گیرد. با استفاده از مختصات ایستگاهها و پردازش سری زمانی آنها می توان به بر آورد اولیه ای از میدان سرعت دستیافت. در ایران سازمان نقشه برداری کشور متولی پردازش و ارائه بردارهای سرعت مربوط به ایستگاههای شبکهٔ ژئودینامیک است.



شکل ۶. بردارهای سرعت در منطقهٔ شمالغرب ایران بهدست آمده از بردارهای دادههای ژئودتیک ۲۰۰۵ ایران سراسری



شکل ۷. الف: تنسور کرنش روی پوستهٔ زمین در ایستگاههای GPS در منطقهٔ آذربایجان شرقی با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی سال ۲۰۰۵ ایران سراسری. ب: تنسور استرین دوبعدی در ایستگاههای GPS در منطقهٔ آذربایجان شرقی با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی سال ۲۰۰۵ ایران سراسری در سیستم مختصات کارتزین.

TABZ, TKCE, YKKZ، شاهد یک دوران راستگرد در پوستهٔ زمین با دقت خوب هستیم که به نوعی مطالعات انجام گرفته در قسمت مربوط به مدل زمین ساخت فلات آذربایجان نیز این مطلب را تأیید می کند. در ایستگاههای BZGN, GGSH, HSTD, MMKN, NZSF, POLD, VLDN, ZARI، نتایج با دقت کمی همراه است که دلیل این موضوع میتواند دوری ایستگاهها از یکدیگر با توجه به روش انتخابشده برای محاسبهٔ معیار دوران متوسط نووژیلو در این مقاله باشد. با مقایسهای که بین شکلهای ۸-الف و ۸-ب و همچنین نتایج جدول ۱ با شکلهای ۵-ب و ۵–ج صورت گرفته است، می توان مشاهده کرد که نتايج بهدستآمده برای معيار عددی نووژيلو روی پوستهٔ زمین از روش تفاضل محدود در محدودهٔ شمالباختر ایران به نتایج مطالعات قبلی که راجع به دوران بلو ک ها در مناطق شمالباختر ايران صورت پذيرفته و بهخصوص مطالعات ژئودینامیکی که در ایستگاههای GPS (شکل ۵-ج) انجام گرفته است، نز دیک می باشد.

مقایسهٔ صورت گرفته بین نتایج بهدست آمده از فضای

نتایج حاصل از مطالعات گذشته (جمور و همکاران، ۲۰۱۱؛ زارع، ۱۳۸۰ و فخرائی و همکاران، ۱۳۸۸) و همچنین مطالعهٔ صورت گرفته روی ایستگاههای GPS ایران (جمور و همکاران، ۱۳۸۶) حاکی از یک حرکت راست گرد در اکثر مناطق آذربایجان شرقی به خصوص اطراف گسل تبریز میباشد.

همان طور که در نتایج جدول ۱ مشاهده می شود، بیشترین دوران متوسط راستگرد در فضای پوسته به مقدار (۲/۹۷۵ deg/Myr) و مربوط به منطقهٔ ایستگاه YKKZ است و همچنین بیشترین دوران متوسط چپگرد در فضای پوسته به مقدار (۲/۹۷۵ ۵/۱۱-) و مربوط به منطقهٔ ایستگاه ZARI است. در حالی که بیشترین دوران متوسط راستگرد در سیستم مختصات کارتزین در منطقهٔ مربوط به ایستگاه POLD و به مقدار (۷/۱۷۰ deg/Myr) می باشد و ایستگاه DLD و به مقدار (۷/۱۷۰ deg/Myr) می باشد و کارتزین در منطقهٔ مربوط به ایستگاه VLDN و به مقدار کارتزین در منطقهٔ مربوط به ایستگاه VLDN و به مقدار AHAR, AMND, ARDH, است. ARDH, و مربول از شکل NAB, BRMN, KLBR, MNDB, ORYH, SKOH,

سیستم مختصات کارتزین و فضای پوستهٔ زمین حاکی از آن است که معیار دوران متوسط نووژیلو در فضای پوستهٔ زمین به نحوهٔ دوران بلوکها و میزان چرخش بلوکها در مناطق مختلف شمالغرب ایران نزدیکتر است و اعداد بهدستآمده برای معیار عددی نووژیلو روی پوسته با

واقعیت فیزیکی پوسته مطابقت بیشتری دارند. نتایج مربوط به محاسبهٔ معیار عددی دوران متوسط نوژیلو بر حسب درجه با طول و عرض جغرافیایی مربوط به ایستگاهها به همراه دقت مربوط به نتایج، در جدول ۱ نمایش داده شده است.

جدول ۱. مقادیر عددی دوران متوسط نووژیلو روی پوسته در ایستگاههای GPS آذربایجان شرقی برحسب درجه بههمراه دقت مربوط به نتایج(علامت مثبت نشاندهندهٔ راستگردبودن ایستگاهها و علامت منفی نشاندهندهٔ چپگردبودن ایستگاههاست).

	$\lambda(\text{deg})$	$\phi(\text{deg})$	MeanRotation (deg/ Myr)	Sig _{MeanRotation} (deg/ Myr)
AHAR	41/.49	47/487	1/878	•/**•
AMND	48/100	47/221	2/813	•/*
ARDH	41/80.	m v/Ata	۲/۳۹۷	•/**
BNAB	46/001	۳۷/۳۶۹	1/017	•/۲٩٩
BRMN	41/474	30/919	۲/۱۵۸	•/٣٥٨
BZGN	44/297	*9/*79	1/740	2/210
GGSH	44/904	34/200	-•/ ۴ ٧ ۴	4/449
HSTD	41/.94	30/008	-•/9۵۶	۲/•۶۸
KBLG	44/094	41/040	1/897	1/8.4
KLBR	41/144	۳ ۸/۸۶۸	١/٣٦٧	•/80V
MMKN	44/111	40/910	1/•18	۲/۹۰۸
MNDB	46/9	46/94.	1/169	•/۴•۵
NZSF	40/114	47/997	۲/۳۸۹	۲/۰۰۸
ORYH	40/008	۳۷/۶۱۸	1/44.	•/848
POLD	40/091	49/401	۲/۸۶۱	4/819
SKOH	46/122	40/944	۲/۷۶۳	•/٢٨٣
TABZ	48/444	41/00	۲/۳۲۲	•/۲۹۵
ТКСЕ	40/292	40/019	۲/۱۸۳	•/411
VLDN	40/194	47/491	۲/۰۰۵	4/194
YKKZ	40/414	41/201	4/940	•/931
ZARI	44/049	47/440	-1/140	4/2.2



شکل ۸ الف: تصویر دوران حاصل از معیار عددی نووژیلو (deg/Myr) روی پوستهٔ زمین با دادههای ژئودتیک سال ۲۰۰۵ ایران سراسری، ب: تصویر دوران حاصل از معیار عددی نووژیلو (deg/Myr) در سیستم مختصات کارتزین با دادههای ژئودتیک سال ۲۰۰۵ ایران سراسری (علامت مثبت نشاندهندهٔ راستگردبودن ایستگاهها و علامت منفی نشاندهندهٔ چپگردبودن ایستگاههاست).

۷. نتیجه گیری
کینماتیک و مدل جنبشی گسل ها در شمال غرب ایران با توجه به سوی حرکت گسل های امتدادلغز، به گونه ای است

که پیکرههای زمینساختی شمالغرب ایران را از سمت گسل تبریز و ارس به سمت گسل اردبیل–میانه رانده و چرخش میدهند. این مؤلفهٔ چرخش، خود زادهٔ دو سامانهٔ

فشارش تقریباً عمود بر هم است که بهدلیل تفاوت در بزرگای تنش فشارشی، چرخش ایجاد میکند.

مؤلفههای تنسور استرین و تنسور دوران خطی در سیستم مختصات کارتزین و همچنین در فضای پوستهٔ زمین با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی سال ۲۰۰۵ ایران سراسری از روش تفاضل محدود در منطقهٔ شمال غرب ایران محاسبه شد. با توجه به نرخ دورانها در ایستگاهها و مقایسهٔ آن با نتايج مطالعات قبلي، نتايج بەدست آمدە نشان مىدھد تغيير شکل ها در فضای یوستهٔ زمین در مقایسه با تغییر شکل ها در سيستم مختصات كارتزين به واقعيت فيزيكي پوستهٔ زمين و مطالعات قبل نزديك تر است. همچنين معيار عددي نووژيلو با استفاده از مؤلفههای تنسورهای استرین و دوران خطی بهدست آمده در سیستم مختصات کارتزین و فضای یوستهٔ زمین استخراج شد. نتایج بهدست آمده نشان میدهد این معيار در فضاي پوستهٔ زمين در مقايسه با فضاي كارتزين، به واقعیت فیزیکی پوستهٔ زمین و تغییرات آن نزدیک تر است. همچنین دقت نیز برای این معیار روی پوسته محاسبه شد. نتايج نشان مىدهد كه انتخاب مناسب نقاط اطراف يك نقطه در روش تفاضل محدود برای محاسبهٔ این معیار مي تواند دقت را افزايش دهد.

مراجع

جعفری، م.، ۱۳۸۸، بررسی و تعیین تغییرات انحنای پوسته زمین در ایران بوسیله مشاهدات GPS، پایاننامه کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشکده نقشهبرداری، دانشگاه خواجهنصیرالدین طوسی. جمور، ی.، موسوی، ز.، نانکلی، ح.، صدیقی، م. و تو کلی، ف.، ۹۸۶، بر آورد اولیه میدان سرعت و استرین از شبکه دائمی GPS ایران برای اهداف ثؤدینامیک(IPGN)، اولین همایش پیش نشان گرهای ASI Series, 2. Environment- Vol. 28, 233-311, Kluwer Academic Press, the Netherlands. Coopley, A. and Jackson, J., 2006, Active tectonic

زلزله، ۱۵ اسفند ۱۳۸۶، مرکز مطالعات پیش نشان گرهای زلزله مؤسسه ژئوفیزیک. درویش زاده، ع.، ۱۳۷۲، زمین شناسی ایران، انتشارات نشر رئوفیان نایینی، م.، ۱۳۸۷، بر آورد تنسور کرنش در شبکه ژئودینامیک کشور، پایان نامه کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشکده فنی، دانشگاه تهران. زارع، م.، ۱۳۸۰، خطر زمین لرزه و ساخت و ساز در حریم گسل شمال تبریز و حریم گسلش گسلهای زمین لرزهای ایران، پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، سال چهارم، شماره دوم و سوم، تابستان و پاییز ۱۳۸۰، مص ۴۶–۵۷.

- رتایی فرو چیسی، ب، ۳۰ میلی و جنوب ارس)، ۲۱ تیر آذربایجان (شمال گسل تبریز و جنوب ارس)، ۲۱ تیر ۱۳۹۰، م. علوم زمین، شماره ۸۷.
- شهامت، ۱.، ۱۳۸۱، بررسی نقش تنسور دوران بهعنوان یک معیار تغییر شکل در مطالعه پدیدههای ژئودینامیکی در ایران، پایاننامه کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشکده نقشهبرداری، دانشگاه خواجهنصیرالدین طوسی.
- فخرائی، ز.، پورکرمانی، م. و مؤید، م.، ۱۳۸۸، زمینشناسی ساختمانی، لرزهخیزی و لرزه زمینساخت سد خاکی ورزقان میانه، پاییز ۱۳۸۸، فصلنامه علمیپژوهشی زمین و منابع واحد لاهیجان،سال اول، شماره اول.
- موسوی، ز.، ۱۳۸۴، پهنهبندی و تعیین نرخ تغییرات ممان لرزهای در ایران بر پایه مشاهدات GPS، پایاننامه کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشکده نقشهبرداری، دانشگاه خواجهنصیرالدین طوسی.
- Altiner, Y., 1999, Analytical surface deformation theory for detection of the Earth's crust movments, Springer-Verlag. Berlin Heidelberg.
- Berberian, M., 1997, Seismic source of the
- transcaucasian historical earthquakes. in: historical and prehistorical earthquakes in the caucasus (D. Giardini and S. Balassanian, eds.), NATO

of the Turkish – Iranian Plateau, TECTONICS, VOL. 25, TC6006, doi: 10.1029/2005TC001906.

- Jamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. and Tavakoli, F., 2011, NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network, Earth and Planetary Science Letters, 370, 27-34.
- Eringen, A. C., 1962, Nonlinear theory of continuous media: McGraw-Hill. New York.
- Heitz, S., 1988, Coordinates in geodesy, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Karimzadeh, S., Cakir, Z., Osmanoglu, B., Schmalzle, G., Miyajima, M., Amiraslanzadeh, R. and Djamour, Y., 2013, Interseismic strain accumulation across the North Tabriz Fault (NW Iran) deduced from InSAR time series: Journal of Geodynamics, 66, 53-58.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H. and Vav Grop, S., 2007, Larg-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.
- Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker R. T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H.,

Nilfouroushan, F. and Djamour, Y., 2013, Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian Region: Earth and Planetary Science Letters, 08/2013.

- Nilfouroushan, F., Hodacs, P., Koyi, H. and Sjoberg, L., 2012, Geodetic horizontal velocity and strain rate fields around Lake Vanern (SW Sweden) derived from GPS measurements between 1997 and 2011: Proc. EGU General Assembly Conference, 04/2012.
- Terada, T. and Miyabe, N., 1929, Deformation of earth crust in Kiranasai District and its relation to the orographic feature, Bulletin of Earthquake Research Institute, 7, 223-241, University of Tokyo.
- Vanicek, P. and Krakiwsky, E., 1982, Geodesy: the concepts, North-Holand.
- Voosoghi, B., 2000, Intrinsic deformation analysis of the Earth surface based on 3-dimensional displacement fields derived from space geodetic measurements, Ph.D. thesis, Institute of Geodesy, University at Stuttgart, Germany.
- Zarifi, Z., Nilfouroushan, F. and Raeesi, M., 2013, Crustal stress map of Iran, insight from seismic and geodetic computations, Pure Appl. Geophys, 170, 1361-1672.

Novozhilov Mean Rotation as a scalar earth surface deformation measure in local scale (Case study: N-W of Iran)

Javadi Azar, R.¹, Voosoghi, B.^{2*} and Ghaffari Razin, M. R.³

1. M.Sc. Graduated, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi Univ. of Tech., Tehran, Iran 2. Associate Professor, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi Univ. of Tech., Tehran, Iran 3. Ph.D. Graduated, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi Univ. of Tech., Tehran, Iran

(Received: 19 Jan 2016, Accepted: 24 Jan 2017)

Summary

The regions of northwestern Iran, eastern Turkey and Caucasus are the most intriguing regions of the Arabia-Eurasia collision. It is a pure intercontinental collision zone with the highest elevation in western Asia. This region is known for a spatial separation of sub-parallel thrusts and strikeslip faults. Iranian plateau includes two major mountain belts, Alborz in the north and Zagros in the south and west of Iran. Azerbaijan includes Alborz mountains, Talesh and Lesser Caucasus along with mountains in the Azerbaijan plateau. Azerbaijan is between the two great mountains of Caucasus in the north and Alborz in the east and a distance away from Zagros in the south. A lot number of faults including Tabriz fault and Aras fault meet in the west of the study area. One of the most fundamental and important new area of research in geodesy is earth surface deformation modeling at local and global scales. Also, study of the effective factors in deformation, and various computation methods in order to determine the movement of the earth's crust are considered as recent developments in geodesy. In recent years, space geodetic techniques with high precision and reliability have provided new sources of information to determine the geodetic positions. This information is used for the detection and quantification of surface deformations. In this paper, Novozhilov method has been used for mean rotation calculation with finite difference approach on earth surface in N-W of Iran, especially north Tabriz fault. To achieve this goal, linear strain and rotation tensors on earth surface based on shell theory in continuum mechanics are calculated using finite difference approach and then the mean rotation is extracted using linear strain and rotation tensors. The used finite difference method is a numerical method based on mathematical discretization of the equations of boundary problems. By using this method, the continuous process is studied in a finite number of sufficiently small time intervals. Small intervals, the function are approximated by approximate expressions. In each interval the results of integration in the previous interval are taken as initial conditions for the next time interval. In the fourth decade of the 20th century Novozhilov obtained a measure of the mean rotation by modifying a previous definition produced by Cauchy. In the literature, this measure has been named Novozhilov's mean rotation measure ever since. The measure introduced by Novozhilov for the mean rotation indicates the importance of the infinitesimal rotation tensors. The results obtained from the linear strain and rotation tensors that are computed using geodetic observations (GPS) in 2005, have good agreement with the results of previous work. The results of Novozhilov's mean rotation criteria in the part of the Azerbaijan plateau shows that the highest right turn rotation is related to YKKZ station (2.975±0.631deg/Myr). An important feature of Novozhilov's mean rotation analysis on earth surface different from the analysis of this parameter in Cartesian system is that the results of this measure on earth surface is very close to the results of previous studies on blocks rotation in different areas in Iran. Accuracy of this measure on earth surface is acceptable in most parts of the case study.

Keywords: Earth surface deformation, Linear strain tensor, Linear rotation tensor, Mean rotation (Novozhilov), Azarbaijan plain.