

آنالیز تغییر شکل پوسته زمین در ایران با معیار دوران متوسط Novozhilov با استفاده از روش اجزای محدود

رحیم جوادی آذر^{۱*}، بهزاد وثوقی^۲، میر رضا غفاری رزین^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئودزی - دانشکده مهندسی نقشه برداری - دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

rahim_javadi136@yahoo.com

^۲ دانشیار دانشکده مهندسی نقشه برداری - دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

vosoghi@kntu.ac.ir

^۳ دانشجوی دکتری ژئودزی - دانشکده مهندسی نقشه برداری - دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

rghaffari@mail.kntu.ac.ir

(تاریخ دریافت مرداد ۱۳۹۴، تاریخ تصویب دی ۱۳۹۴)

چکیده

ایران کشوری لرزه خیز بوده و وجود زمین لرزه های تاریخی در آن نشان دهنده این مطلب است که فلات ایران از لحاظ ژئودینامیکی مستعد زمین لرزه های بزرگ می باشد. توجه به این موضوع محققین را بر آن داشته که از روش های مختلف به مطالعه ژئودینامیک کشور ایران بپردازند. بدین منظور در این مقاله به بررسی یک معیار عددی جدید به نام Novozhilov برای محاسبه دوران متوسط، با روش اجزای محدود پرداخته شده است. برای رسیدن به این هدف ابتدا تنسور استرین و دوران خطی، روی سطح پوسته زمین، بر مبنای نظریه پوسته در مکانیک محیط های پیوسته با استفاده از روش اجزای محدود محاسبه می شود و سپس معیار دوران متوسط با استفاده از مؤلفه های تنسور استرین و دوران خطی استخراج می شود. نتایج بدست آمده از تنسور استرین و دوران خطی با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی (GPS) سال ۲۰۰۸ که در چهار اپوک سه ماهه صورت گرفته، تطابق خوبی با نتایج کارهای قبلی دارد. نتایج بدست آمده از معیار دوران متوسط Novozhilov نشان دهنده آن است که بیشترین دوران راست گرد مربوط به منطقه ای در جنوب ایران شامل ایستگاه های GLMT, JASC, BABS, (3.113deg/Myr) می باشد. همچنین بیشترین میزان دوران چپ گرد مربوط به منطقه ای در شمال ایران شامل ایستگاه های MAVT, BIAJ, GRGN, (-2.509deg/Myr) است. ویژگی مهم بررسی معیار دوران متوسط Novozhilov روی پوسته زمین نسبت به بررسی این معیار در سیستم مختصات کارتزین، این است که نتایج بدست آمده روی پوسته بسیار نزدیک به نتایج مطالعات قبلی که روی دوران بلوک ها در مناطق مختلف ایران صورت گرفته، می باشد. دقت بدست آمده برای این معیار روی پوسته در اکثر مناطق قابل قبول می باشد.

واژگان کلیدی: آنالیز تغییر شکل پوسته زمین، تنسور استرین، تنسور دوران، دوران متوسط (Novozhilov)

۱- مقدمه

تغییر شکل سطح همواره بر اساس مقایسه ثابت‌های دیفرانسیلی همچون فرم اساسی اول، فرم اساسی دوم سطح تغییر شکل‌پذیر، بین دو حالت انتخاب شده اولیه و نهایی تحلیل می‌شود. آنالیز تغییر شکل سطح پوسته زمین بر اساس اندازه‌گیری‌های کلاسیک ژئودتیک، سالیان سال است که موضوع بحث شمار زیادی از محققان در این شاخه از علوم زمین است. در سال‌های اخیر، تکنیک‌های ژئودزی فضایی منابع جدیدتر، با دقت بالاتر و قابل اعتمادتری از اطلاعات را جهت تعیین موقعیت ژئودتیک مهیا کرده است که جهت آشکارسازی و کمی‌سازی تغییر شکل‌های سطح زمین به کار رفته‌اند.

آلتینر در سال ۱۹۹۹ با استفاده از مفاهیم هندسه دیفرانسیلی معرفی شده توسط هیتز در سال ۱۹۸۸ روابط نظریه تحلیلی تغییر شکل سطح پوسته زمین را استخراج کرده است [۱۳]. او ارتفاع را تابعی از مختصات سطحی در نظر گرفته و جهت محاسبه کمیت‌های تغییر شکل همچون تغییر انحناء، مشتقات ارتفاع را نسبت به مختصات سطحی محاسبه کرده است. وی جهت محاسبه این مشتقات از سه روش درونی‌یابی چندجمله‌ای^۱، کولوکیشن و اجزای محدود مثلی استفاده کرده و آن‌ها را باهم مقایسه نموده است. وثوقی در سال ۲۰۰۰ با تکیه بر مفاهیم نظریه پوسته^۲ در مکانیک محیط‌های پیوسته، روابط هندسه ذاتی^۳ و غیرذاتی^۴ تغییر شکل سطح زمین را با دو نگرش لاگرانژی و اولری مورد آنالیز قرار داده است [۸]. شهامت در سال ۱۳۸۱ به بررسی نقش تنسور دوران به‌عنوان یک معیار تغییر شکل در مطالعه پدیده‌های ژئودینامیکی ایران پرداخته است [۱۵]. جمور و همکاران در سال ۱۳۸۶ با استفاده از داده‌های مربوط به فاز اولیه شبکه دائم GPS ایران که در سال ۱۳۸۳ راه‌اندازی شد، به محاسبه میدان سرعت و همچنین میدان استرین و دوران با روش اجزای محدود پرداختند [۱۳]. رئوفیان در سال ۱۳۸۷ تعیین تغییر شکل با استفاده از هندسه ذاتی را با نتایج دو روش متفاوت در ایران مقایسه نموده است [۱۴]. آمیغ‌بی و همکاران در سال ۱۳۹۰ به بررسی تغییر شکل

ارتفاعی پوسته زمین در منطقه خراسان پرداختند [۱۱]. نیلفروشان و همکاران در سال ۲۰۱۲ با استفاده از داده‌های GPS بین سال‌های ۱۹۹۷ تا ۲۰۱۱، سرعت افقی و میدان نرخ استرین در دریاچه وانرن^۵ (در کشور سوئد) را محاسبه کردند [۵]. موسوی و همکاران در سال ۲۰۱۳ با استفاده از داده‌های ۴۷ ایستگاه GPS در شمال شرق ایران میدان سرعت را محاسبه نموده و با استفاده از آن به توصیف دوران صلب جنوب دریای خزر حول قطب اولر پرداختند [۴]. والپراسدورف و همکاران در سال ۲۰۱۴ با مطالعه ۹۲ ایستگاه GPS طی ۱۱ سال در قسمت شرق ایران، این منطقه را مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند [۹]. آن‌ها با استفاده از این داده‌ها به مطالعه نرخ لغزش گسل در این مناطق و همچنین دوران بلوک‌ها پرداختند.

در این تحقیق سعی شده است با استفاده از مفاهیم و روابط وثوقی به بررسی یک معیار عددی برای دوران که در سال ۱۹۴۸ توسط Novozhilov مطرح گردیده، پرداخته شود [۸ و ۲]. جهت انجام این کار و آنالیز نتایج از مشاهدات ایستگاه‌های GPS ایران در سال ۲۰۰۸ استفاده می‌شود. این موضوع بدین‌جهت انتخاب شده که در ایران این معیار تا بحال مورد بررسی قرار نگرفته است. همچنین در این مقاله مقایسه‌ای بین فضای پوسته زمین و سیستم مختصات کارتزین در بررسی معیار Novozhilov صورت می‌گیرد. ابتدا در بخش دوم معیارهای تغییر شکل سطح به‌عنوان تابعی از بردارهای جابجایی معرفی شد، سپس تئوری خطی‌سازی آنالیز تغییر شکل سطح مطرح شد. در بخش چهارم تئوری مربوط به کار انجام شده در مقاله یعنی دوران متوسط^۶ (Novozhilov) بیان می‌شود و در بخش بعدی روش درونی‌یابی اجزای محدود مطرح می‌گردد. تجزیه و تحلیل نتایج عددی هم بخش ششم این مقاله را تشکیل می‌دهد، و در آخر نیز از این بحث نتیجه‌گیری خواهد شد.

۲- معیارهای تغییر شکل سطح به‌عنوان تابعی از بردارهای جابجایی

در کاربردهای عملی، بهتر است که معیارهای تغییر شکل برحسب بردار جابجایی توصیف شوند. به‌علاوه در مکانیک محیط‌های پیوسته و به‌ویژه در تئوری پوسته‌ها، تقریبات

^۱ Spline

^۲ Shell Theory

^۳ Intrinsic

^۴ Extrinsic

^۵ Vanern

^۶ Mean Rotation

بردارهای پایه $C_{\Lambda\Theta}$ و تعریف بردار جابجایی u می‌توان نوشت:

$$C_{\Lambda\Theta} = \langle C_{\Lambda}, C_{\Theta} \rangle = \langle \frac{\partial X}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X}{\partial Q^{\Theta}} \rangle = \langle \frac{\partial(u+X-b)}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial(u+X-b)}{\partial Q^{\Theta}} \rangle = \langle \frac{\partial u}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial u}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial X}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial X}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial u}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial u}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X}{\partial Q^{\Theta}} \rangle \quad (6)$$

$$E_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2}(C_{\Lambda\Theta} - A_{\Lambda\Theta}) = \frac{1}{2}(\langle \frac{\partial u}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial u}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial u}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial X}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial u}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial X}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X}{\partial Q^{\Theta}} \rangle) \quad (7)$$

$\Lambda, \Theta = 1, 2$

با توجه به روابط مشاهده می‌شود که تنسورهای تغییرشکل غیر حساس به بردار انتقال b می‌باشند، بنابراین بردار انتقال b برای محاسبات در نظر گرفته نمی‌شود. فرم غیر برداری رابطه (۷) به صورت زیر خواهد بود [۸]:

$$E_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2}(\langle \frac{\partial U^I}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X^I}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial X^I}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^I}{\partial Q^{\Theta}} \rangle + \langle \frac{\partial U^I}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^I}{\partial Q^{\Theta}} \rangle) \quad (8)$$

$I = 1, 2, 3$

U^I : مختصات کارترین بردار جابجایی، X^I : مختصات کارترین بردار موقعیت X

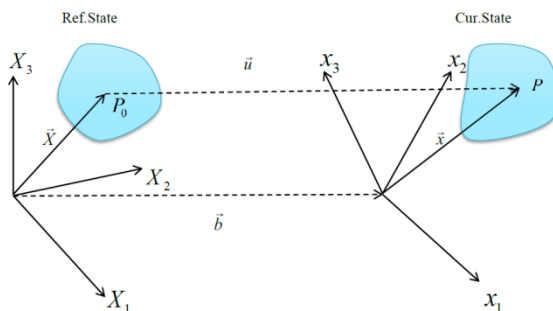
۳- تئوری خطی سازی آنالیز تغییرشکل سطح

ترمهای ریاضی ارائه شده در رابطه‌های (۶) و (۷) و (۸)، در کاربردهای متفاوت با تقریبات مختلفی از آنها استفاده می‌شوند. عبارت‌های خطی این روابط با حذف قسمت‌های غیرخطی این عبارت‌ها (به دلیل کوچک بودن قسمت‌های غیرخطی) بدست می‌آیند [۶]. از مزایای روابط خطی شده سادگی این روابط می‌باشد. تنسورهای استرین و دوران خطی شده به صورت زیر خواهند بود [۸]:

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

$$\tilde{R}_{\Lambda\Theta} = \frac{1}{2}(\langle \frac{\partial U^I}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial X^I}{\partial Q^{\Theta}} \rangle - \langle \frac{\partial X^I}{\partial Q^{\Lambda}}, \frac{\partial U^I}{\partial Q^{\Theta}} \rangle) \quad (10)$$

مختلفی ارائه می‌شود و با حذف یا تقریب ترمهای غیرخطی در روابط معیارهای تغییرشکل، توابعی از بردارهای جابجایی ارائه می‌شوند [۶]. بنابراین در این مقاله مبادرت به بیان معیارهای تغییرشکل سطح بر اساس بردار جابجایی شده است. در شکل ۱ حالت جاری و مرجع یک ماده نمایش داده شده است.



شکل ۱- نمایش حالت جاری و مرجع

می‌توان بردار جابجایی را به صورت رابطه (۱) نشان داد:

$$u = x - X + b \quad (1)$$

u : بردار جابجایی، b : بردار انتقال، X : بردار موقعیت در حالت مرجع، x : بردار موقعیت در حالت جاری. بردارهای پایه همگشت به صورت رابطه (۲) می‌باشد:

$$A_{\Lambda} = \partial X / \partial Q^{\Lambda} \quad (2)$$

از ضرب داخلی بردارهای پایه همگشت تنسورهای متریک به صورت زیر حاصل می‌شود:

$$A_{\Lambda\Theta} = \langle A_{\Lambda}, A_{\Theta} \rangle \quad (3)$$

بردار پایه جدید به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$C_{\Lambda}(Q^{\Theta}) = a_{\Lambda}^i \frac{\partial q^i}{\partial Q^{\Lambda}} = \frac{\partial x}{\partial q^i} \frac{\partial q^i}{\partial Q^{\Lambda}} = \frac{\partial x}{\partial Q^{\Lambda}} \quad (4)$$

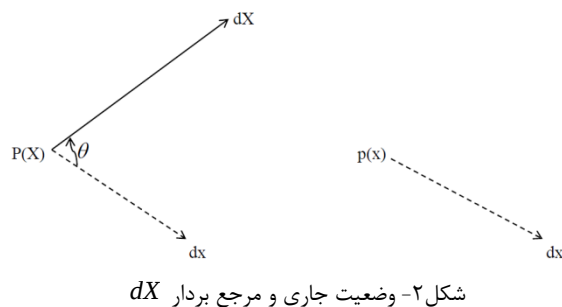
بنابراین تنسورهای تغییرشکل کوشی-گرین را می‌توان به صورت زیر بدست آورد:

$$C_{\Lambda\Theta} = C_{\Theta\Lambda} = \langle C_{\Lambda}, C_{\Theta} \rangle \quad (5)$$

جهت بدست آوردن تنسور تغییرشکل لاگرانژ برحسب بردار جابجایی، این تنسور را با استفاده از ضرب اسکالری

۴- دوران متوسط (Novozhilov)

در شکل ۲ بردار dX در راستای X بعد از تغییر شکل به یک بردار جدید dx در راستای x تبدیل می‌شود. زاویه θ که از دوران dX در طول تغییر شکل ایجاد می‌شود از رابطه (۱۱) بدست می‌آید:



شکل ۲- وضعیت جاری و مرجع بردار dX

$$\cos \theta = \frac{dX \cdot dx}{dX dx} = \frac{G_{KL} dX^K g_L^I dx^I}{dX dx} = \frac{g_{kl} dx^k g_l^I dX^L}{dX dx} \quad (11)$$

G_{KL} و g_{kl} : تنسور متریک همگشت، dX^K و dx^k مختصات کارتزین بردارهای dX و dx . اگر مقدار $0 \leq \theta < \pi$ در نظر بگیریم، بردارهای واحد N و n در X و x در طول dX و dx از روابط زیر بدست می‌آید:

$$n^k = \frac{dx^k}{dx} \quad (12)$$

$$N^K = \frac{dX^K}{dX} \quad (13)$$

بنابراین می‌توان نوشت:

$$\cos \theta = G_{KL} g_L^I N^K n^I = g_{kl} g_l^I n^k N^L \quad (14)$$

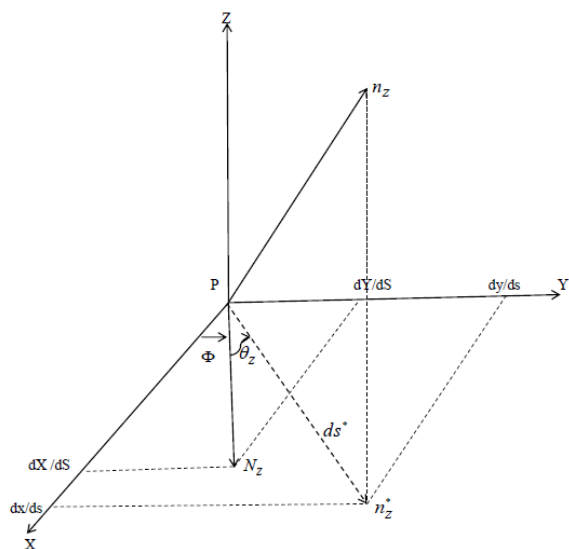
این رابطه را می‌توان به‌طور کامل با استفاده از ترم‌های N^K و n^k نمایش داد، اگر رابطه (۱۱) به‌صورت زیر نوشته شود:

$$\cos \theta = \frac{G_{KL} g_L^I x_{,M}^I (dX^K / dX) (dX^M / dX)}{dx / dX} \quad (15)$$

در معادله (۱۵) از رابطه $\Lambda_{(N)} = \lambda_{(n)} = \frac{dx}{dX}$ استفاده شده است.

میزان دوران توضیح داده شده با رابطه (۱۵) پیچیده و دشوار است. در سال ۱۹۴۸ معیاری برای دوران متوسط،

توسط آقای Novozhilov مطرح شد که اهمیت تنسورهای دوران $\tilde{R}_{KL}$ و $\tilde{r}_{kl}$ را نشان می‌دهد.



شکل ۳- تصویر دوران بردار N_Z در صفحه

فرض کنیم N_Z بردار واحد در صفحه XY از چهارچوب مرجع X, Y, Z در نقطه P باشد. بعد از تغییر شکل N_Z به n_Z در P تبدیل می‌شود. حال اگر n_Z در صفحه XY تصویر نماییم، زاویه بین n_Z^* و N_Z (θ_Z) از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\tan(\Phi + \theta_Z) = \frac{\tan \Phi + \tan \theta_Z}{1 - \tan \Phi \tan \theta_Z} = \frac{dy}{dx} \quad (16)$$

$$= \frac{y_{,X} dX + y_{,Y} dY}{x_{,X} dX + x_{,Y} dY}$$

با جایگزین کردن $dY = ds \sin \Phi$ و $dX = ds \cos \Phi$ خواهیم داشت:

$$\tan \theta_Z = \frac{y_{,X} \cos^2 \Phi + (y_{,Y} - x_{,X}) \sin \Phi \cos \Phi - x_{,Y} \sin^2 \Phi}{x_{,X} \cos^2 \Phi + y_{,Y} \sin^2 \Phi + (y_{,X} + x_{,Y}) \sin \Phi \cos \Phi} = \frac{-\tilde{R}_{XY} + \tilde{E}_{XY} \cos 2\Phi + \frac{1}{2}(\tilde{E}_{YY} - \tilde{E}_{XX}) \sin 2\Phi}{1 + \frac{1}{2}(\tilde{E}_{YY} + \tilde{E}_{XX}) - \frac{1}{2}(\tilde{E}_{YY} - \tilde{E}_{XX}) \cos 2\Phi + \tilde{E}_{XY} \sin 2\Phi} \quad (17)$$

قسمت دوم رابطه (۱۷) با جایگذاری روابط زیر در رابطه اول بدست می‌آید:

$$y_{,X} = v_{,X} = \tilde{E}_{XY} - \tilde{R}_{XY} \quad (18)$$

$$y_{,Y} = 1 + v_{,Y} = 1 + \tilde{E}_{YY}, \dots \quad (19)$$

محدود به دنبال یک مدل آزمایشی است که به عنوان جواب تقریبی برای تابع ناشناخته به کار رود. مدلی که تنها به صورت تقریبی در معادله کلی و شرایط مرزی صدق نماید. مدل آزمایشی به شکل جمع تعداد متناهی از توابع به فرم کلی زیر ارائه و مورد استفاده قرار می گیرد [۸].

$$\begin{aligned} \bar{U}(Q'; A) = & F_0(Q') + A_1 F_1(Q') + \\ & A_2 F_2(Q') + \dots + A_N F_N(Q') \end{aligned} \quad (22)$$

در این رابطه، Q' نشان دهنده تمامی متغیرهای مستقل موجود در مساله مورد نظر است. توابع $F_i(Q')$ توابع معلومی هستند که توابع آزمایشی و یا توابع پایه نامیده می شوند [۸]. در این روش با توجه به موقعیت رئوس موجود که به طور نامنظم، پخش شده اند سعی می شود تا حد امکان، مثلث ها، نزدیک به مثلث متساوی الاضلاع باشند. این روش افزای دارای جوابی منحصر به فرد است. به عبارت دیگر به ازای P نقطه، تنها یک مثلث بندی دلونی وجود دارد [۱۲]. با توجه به ویژگی های مثلث بندی دلونی، می توان آن را به عنوان بهینه ترین مثلث بندی از لحاظ هندسی معرفی کرد. در این تحقیق، با توجه به رابطه (۲۲)، در هر المان مثلثی، ارتفاع را تابعی خطی از طول و عرض ژئودتیک نقاط در نظر می گیریم. با جایگذاری (ρ, λ) رئوس هر المان مثلثی در رابطه فوق، و با تشکیل سه معادله سه مجهولی می توان ضرائب را برای هر المان محاسبه نمود.

۶- تجزیه و تحلیل نتایج عددی

مختصات ایستگاه ها به همراه میدان سرعت آن ها و تعیین میدان استرین مهم ترین پارامترها در تعیین تغییر شکل سطحی پوسته می باشند. برآورد اولیه از میدان سرعت پوسته زمین مخصوصاً در مناطق زلزله خیز و در نزدیکی گسل ها می تواند اطلاعات بالارزشی را از ساختار ژئودینامیکی و نیز چگونگی فعالیت گسل ها در اختیار قرار دهد. امروزه این امر توسط ایستگاه های شبکه های ژئودینامیکی انجام می گیرد.

با استفاده از مختصات ایستگاه ها و پردازش سری زمانی آن ها می توان به برآورد اولیه ای از میدان سرعت دست یافت. در ایران سازمان نقشه برداری کشور متولی پردازش و ارائه بردارهای سرعت مربوط به ایستگاه های شبکه ژئودینامیک می باشد. شکل ۴ بردارهای سرعت پوسته در منطقه ایران را نسبت به صفحه اوراسیا به همراه بیضی خطای ۹۵ درصد نشان می دهد.

رابطه (۱۷) در Φ با پریود π متناوب است. بنابراین θ_z در ناحیه $0 \leq \theta \leq \pi$ به جز در زوایای $\theta_z = 0$ و $\theta_z = \pi$ تعریف شده است. Novozhilov مقدار زیر را به عنوان میزان دوران معین نمود:

$$\langle \tan \theta_z \rangle = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \tan \theta_z(\Phi) d\Phi \quad (20)$$

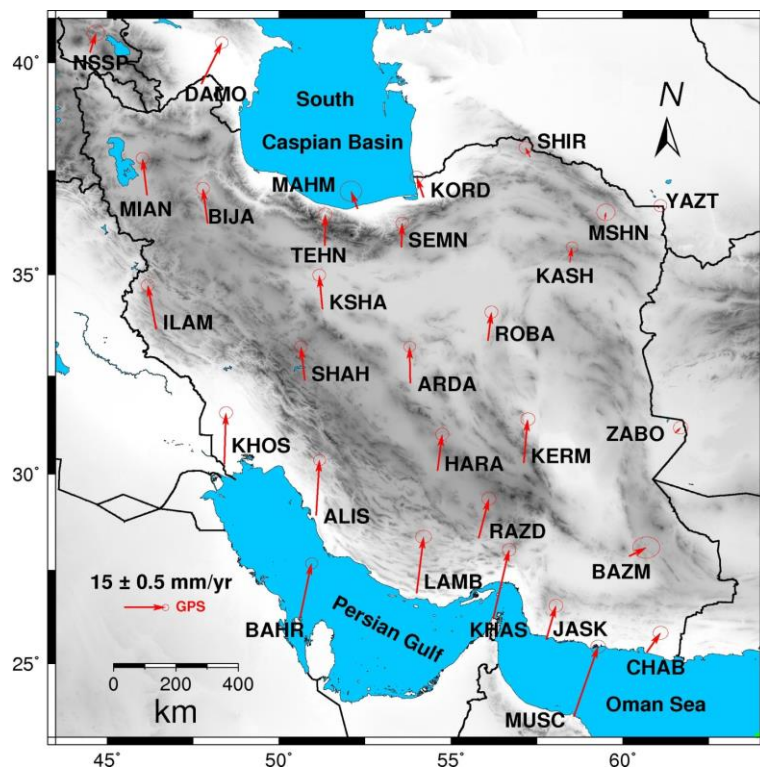
با توجه به قسمت دوم رابطه (۱۷) و (۲۰) می توان نوشت:

$$\begin{aligned} \langle \tan \theta_z \rangle = & -\frac{1}{2\pi} \bar{R}_{xy} \int_0^{2\pi} \left(\frac{d\Phi}{1 + \frac{1}{2}(\bar{E}_{xx} + \bar{E}_{yy}) + \frac{1}{2}(\bar{E}_{xx} - \bar{E}_{yy}) \cos 2\Phi} \right. \\ & \left. + \bar{E}_{xy} \sin 2\Phi \right) = \\ & \frac{-\bar{R}_{xy}}{\sqrt{(1 + \bar{E}_{xx})(1 + \bar{E}_{yy}) - \bar{E}_{xy}^2}} \end{aligned} \quad (21)$$

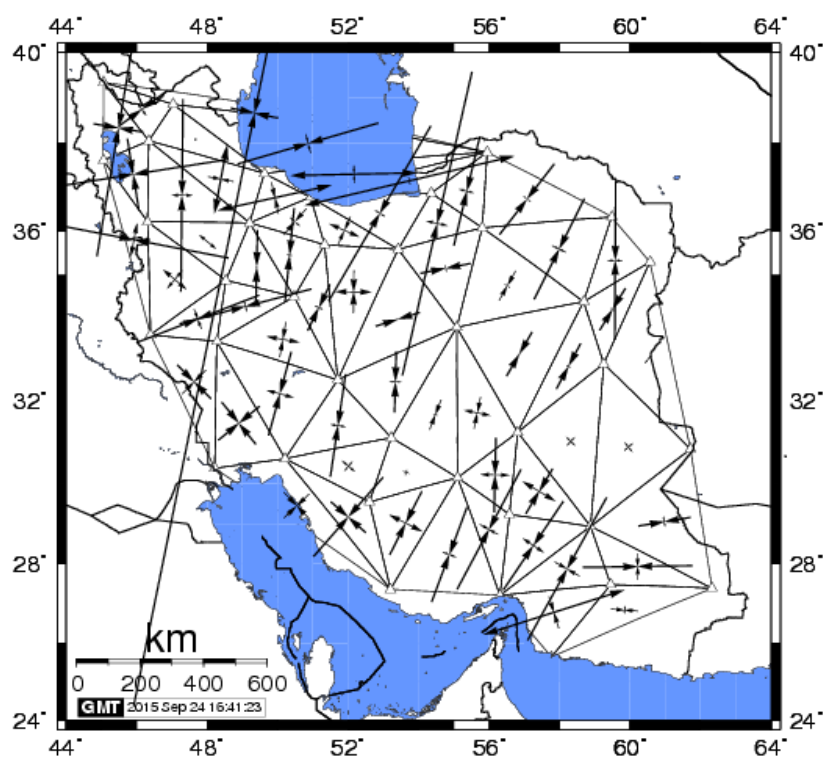
۵- روش درون یابی اجزای محدود

در روش اجزای محدود، محدوده مساله به نواحی و محدوده های کوچک تر تقسیم می شود که آن ها را اجزاء و یا المان می نامند. المان های مجاور بدون هم پوشانی به هم متصل می شوند به نحوی که هیچ گونه فضای خالی بین المان های مجاور وجود نداشته باشد. شکل المان ها تا حد ممکن به ساده ترین شکل ممکن در نظر گرفته می شود. به طور مثال، از المان های مثلثی شکل (با سه رأس) و یا چهارضلعی شکل در فضا های دوبعدی و یا چهاروجهی و پنج وجهی در فضا های سه بعدی استفاده می شود. فرآیند افراز بندی یک محدوده به مجموعه ای از المان ها، یعنی ایجاد شبکه، امروزه با استفاده از برنامه های کامپیوتری، تا حد زیادی یک فرآیند اتوماتیک و خودکار محسوب می شود [۸].

در هر المان، تابع مورد نظر با معادله المان یا تابع درون یابی، که معمولاً معادله جبری از مرتبه یک است، جایگزین می شود. این معادلات، تقریبی از تابع مورد نظر را که غالباً ناشناخته است، ارائه می کنند. در استفاده از معادلات المان یا توابع درون یابی، غالباً دو نکته مورد توجه قرار می گیرد: اول این که معادله المان، از لحاظ جبری، برای همه المان ها یکسان تعریف می شود. دوم این که با توجه به هندسه ساده المان ها، معادله المان به صورت بی واسطه و به سادگی قابل استخراج است. پارامترهای مجهول موجود در هر معادله المان به صورت عددی و برای هر المان از شبکه، به طور مجزا محاسبه می گردد؛ فرآیندی که با کامپیوتر به خوبی انجام می گیرد. روش اجزای



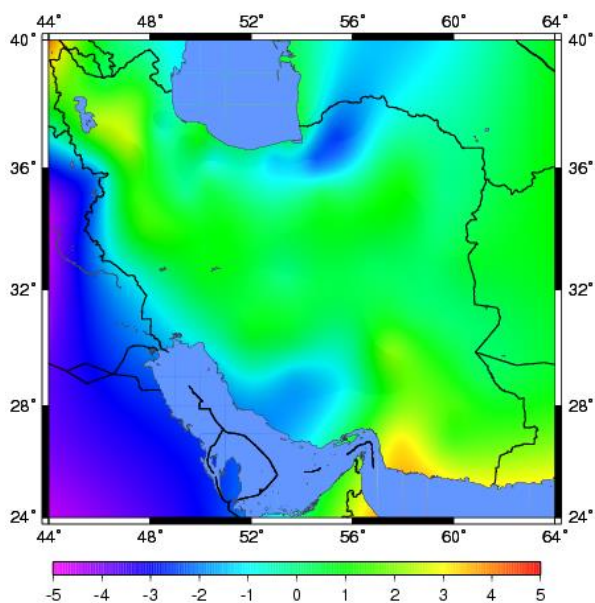
شکل ۴- بردارهای سرعت در ایران با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی (GPS) سال ۲۰۰۸ که در چهار اپوک سه ماهه صورت گرفته (بردارها نسبت به صفحه اوراسیا ترسیم شده‌اند).



شکل ۵- میدان استرین در ایران با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی (GPS) سال ۲۰۰۸ که در چهار اپوک سه ماهه صورت گرفته

زاگرس می‌باشد، در منطقه زاگرس وجود دارد که قسمت عمده تغییر شکل با نتایج لرزه نگاری و همچنین کارهای

نتایج بدست آمده از میدان استرین (شکل ۵) حاکی از آن است که یک مؤلفه فشارشی که تقریباً عمود بر کمربند

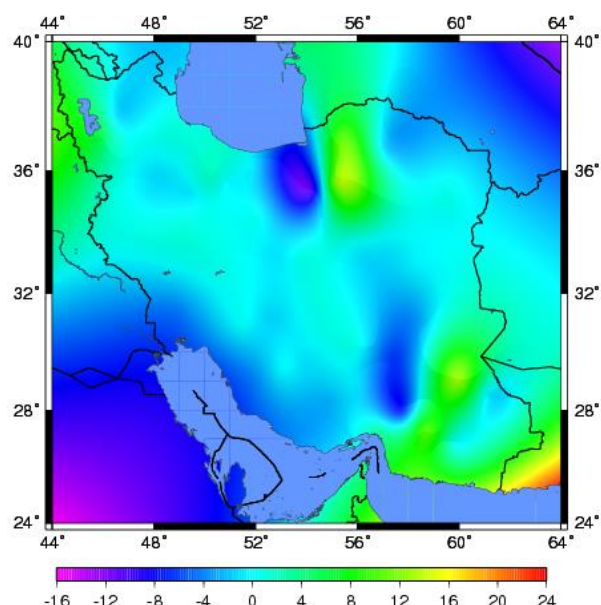


شکل ۷- تصویر دوران حاصل از معیار عددی Novozhilov (deg/Myr) روی پوسته زمین با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی (GPS) سال ۲۰۰۸ که در چهار اپوک سه ماهه صورت گرفته (دوران مثبت نشانگر دوران ساعت گرد می باشد).

دوران متوسط در مناطق شمالی ایران شامل ایستگاه‌های TKBN, SMNN, GRGN, KRMD, MAVT, POLD, MSHN, TEHN BIAJ, چپ گرد و به مطالعات قبلی که راجع به دوران بلوک‌ها در مناطق مختلف ایران صورت گرفته (شکل ۹) و همچنین مطالعات ژئودینامیکی که در ایستگاه‌های GPS (شکل ۱۰) انجام شده است، نزدیک می باشد. عدم قطعیت بدست آمده برای نتایج این معیار در این مناطق قابل قبول است. همچنین دوران متوسط در مناطق شرقی ایران، شامل ایستگاه‌های RAVR, BIJD, GONA, TJAM, FHRJ, BABS, JASC, GLMT, SRVN, نشان دهنده یک حرکت راست گرد می باشد که نتایج مطالعات قبل (اشکال ۹ و ۱۰) آن را نشان می دهد. دقت بدست آمده برای معیار دوران متوسط در بعضی از این مناطق قابل قبول نبوده و علت آن کمبود تعداد ایستگاه‌ها در این نواحی است. مناطق شمال غربی ایران به خصوص سمت آذربایجان شامل ایستگاه‌های ILLM, KRAD, HAMD, KRMD, RSHT, TABZ, SAGZ, SALF, KLBR, POLD, ORYH, نمایان گر یک حرکت راست گرد در این مناطق بوده که به نتایج جمور و همکاران در این منطقه (شکل ۱۰) به صورت قابل توجهی نزدیک است. همچنین دقت برای دوران متوسط در اکثر نواحی شمال غربی ایران

قبلی به عنوان مثال شکل ۸ مطابقت دارد [۱۰ و ۱۳]. در قسمت ایران مرکزی مقادیر کوچکی از کوتاه شدگی استرین می باشند که نتایج حاصله از مشاهدات ژئودتیکی (GPS) حاکی از پایدار بودن این منطقه است که نتایج مطالعات ظریفی و همکاران در سال ۲۰۱۳ (شکل ۸) و همچنین جمور و همکاران در سال ۱۳۸۶ مؤید این مطلب می باشد [۱۰ و ۱۳]. در کمربند البرز مرکزی کوتاه شدگی مشاهده می شود که جهت آن با نتایج بدست آمده در مطالعات قبلی تطابق دارد [۱۳]. همچنین در قسمت شمال شرق ایران فشارش‌هایی مشاهده می شود که جهت آن‌ها با نتایج مطالعات قبلی (شکل ۸) سازگاری دارد. البته تفاوت‌های اندکی نیز در نتایج حاصل از شکل ۵ و شکل ۸ مشاهده می شود که می توان علت آن را تفاوت در تعداد و سال مشاهدات و همچنین تفاوت در نوع محاسبات صورت گرفته و روش المان بندی دانست.

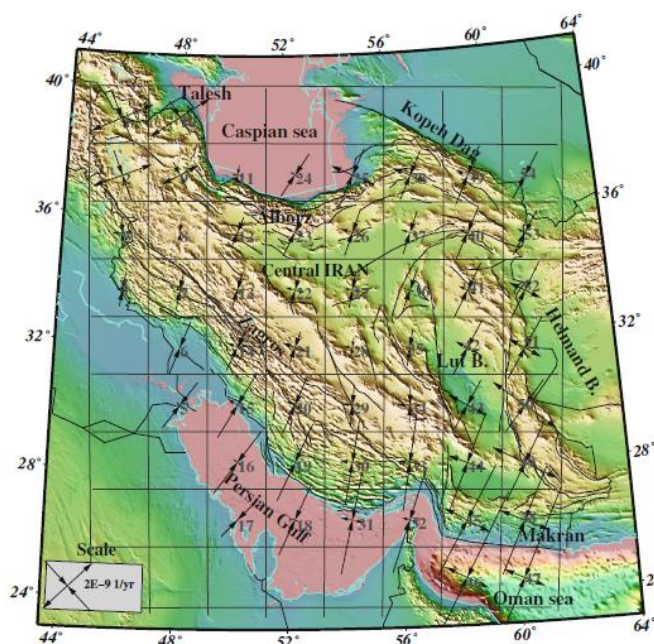
همچنین نتایج بدست آمده از میزان دوران حاصل از تنسور دوران حاکی از یک حرکت راست گرد در بلوک لوت و گسل تبریز و همچنین حرکت چپ گرد در البرز می باشد که با نتایج مطالعات قبل (شکل ۹ و ۱۰) مطابقت بسیار خوبی دارد. در اشکال ۶ و ۷ به ترتیب معیار عددی Novozhilov در سیستم مختصات کارتزین و همچنین روی پوسته زمین با روش مثلث بندی دلونی نشان داده شده است.



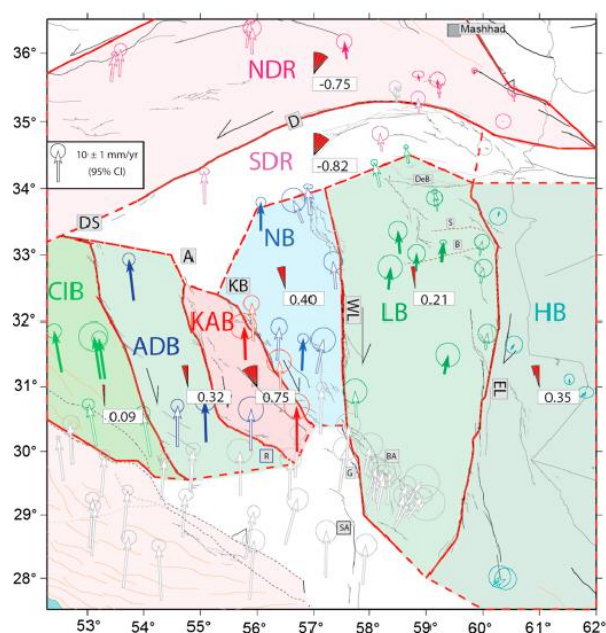
شکل ۶- تصویر دوران حاصل از معیار عددی Novozhilov (deg/Myr) در سیستم مختصات کارتزین با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی (GPS) سال ۲۰۰۸ که در چهار اپوک سه ماهه صورت گرفته (دوران مثبت نشانگر دوران ساعت گرد می باشد).

قابل قبول می‌باشد. مقایسه صورت گرفته بین نتایج بدست آمده از فضای سیستم مختصات کارترین و فضای پوسته زمین حاکی از آن است که معیار دوران متوسط در فضای پوسته زمین بسیار به نحوه دوران بلوک‌ها در مناطق مختلف ایران نزدیک است.

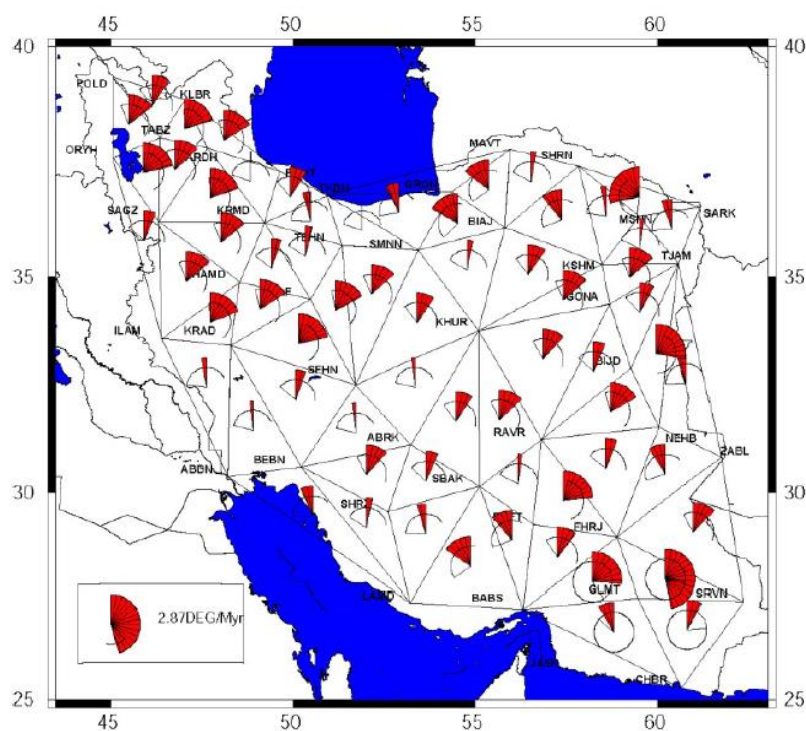
نرخ دوران بلوک‌ها در شرق ایران در مرکز هر بلوک (شکل ۹) که توسط والپراسدورف و همکاران به نمایش درآمده است، در زیر نشان داده شده‌اند [۹]. همچنین چرخش‌های موضعی در مرکز المان‌های مثلی متشکل از ایستگاه‌های GPS در ایران در شکل ۱۰ نمایش داده شده است [۱۳].



شکل ۸- نرخ مؤلفه‌های اصلی استرین بدست آمده از بردارهای سرعت حاصل از مشاهدات ژئودینامیکی (GPS) [۱۰]



شکل ۹- نرخ دوران بلوک‌ها برحسب درجه در میلیون سال در مرکز هر بلوک [۹]



شکل ۱۰- چرخش‌های موضعی [۱۳]

۷- نتیجه گیری

توسط ایستگاه‌ها، مورد محاسبه قرار گرفت و نتایج کار مطابقت خوبی با نرخ چرخش بلوک‌ها در قسمت‌های شرقی ایران و همچنین تنسور دوران محاسبه شده در مناطق مختلف ایران داشت. ویژگی معیار Novozhilov این است که دوران انجام شده از حالت مرجع به حالت جاری را در صفحه دوبعدی (XY) عمود بر نرمال در نقطه مورد نظر مورد بررسی قرار می‌دهد. برتری صحت این معیار روی پوسته زمین نسبت به سیستم مختصات کارترین، نشان‌دهنده‌ی آن است که می‌توان از این معیار به عنوان یک گزینه‌ی مناسب در مطالعات ژئودینامیکی روی پوسته زمین بهره جست.

ژئودینامیک ایران تحت الشعاع همگرایی بین صفحات عربستان و اوراسیا می‌باشد. مطالعه در سوابق لرزه‌ای و تاریخی منطقه گویای این مطلب است که یک تغییر شکل قاره‌ای که در چندین رشته کوه متمرکز شده است، در حال وقوع است. این رشته کوه‌ها در میان خود بلوک‌های تقریباً غیر لرزه‌خیز را احاطه می‌کنند (همچون بلوک ایران مرکزی، بلوک لوت و بلوک جنوب دریای خزر) [۷]. در این تحقیق، با استفاده از نتایج بدست آمده از مؤلفه‌های تنسورهای استرین و دوران، معیار عددی دوران متوسط (Novozhilov) در مرکز المان‌های مثلی تشکیل شده

مراجع

- [1] Altiner, Y. (1999). "Analytical Surface Deformation Theory For Detection of the Earth's Crust Movments." Springer-Verlag. Berlin Heidelberg.
- [2] Eringen, A.C. (1962). "Nonlinear Theory of Continuous Media." McGraw-Hill. New York.
- [3] Heitz, S. (1988). "Coordinates in Geodesy." Springer-Verlag. Berlin Heidelberg.
- [4] Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker R.T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H., Nilfouroushan, F., 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.
- [5] Nilfouroushan, F., Hodacs, P., Koyi, H., Sjöberg, 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.
- [6] Vanicek, P., Krakiwsky, E. (1982). "Geodesy: The Concepts." North-Holand.
- [7] Vernant, Ph., Nilfouroushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J. (2004). "Present-day Crustal Deformation and Plate Kinematic in The Middle East Constrainedly GPS Measurement in Iran and Northern Oman." Geophys. J. Int., v, 157, p.381-398.
- [8] Voosoghi, B. (2000). "Intrinsic Deformation Analysis of the Earth Surface Based on 3-Dimensional Displacement Fields Derived From Space Geodetic Measurements." PhD thesis. Institute of Geodesy, University at Stuttgart, Germany.
- [9] Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y., Nankali, H., Sedighi, M. (2014). "Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data." J.Geophys. Res. Solid Earth. 119, PP. 1359-1383.
- [10] Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., Raeesi, M. (2013). "Crustal Stress Map of Iran: Insight From Seismic and Geodetic Computations." Pure Appl. Geophys, 170, PP. 1361-1672.
- [11] Amighpey, M., Voosoghi, B., Arabi S. (2011). "The change of curvature as an invariant measure for studying height deformation in geodetic control networks", Iranian Geophysical Society.
- [12] Jafari, M. R. (2009). "An Investigation in the Change of the Curvature of the Earths Crust in Iran Using the GPS Results", M. Sc. Thesis, K. N. Toosi University of Technology.
- [13] Djamour, Y., Mousavi, Z., Nankali, H., Sedighi, M., Tavakoli, F. (2008). "Initial Estimate of Velocity Field and Strain Tensor from Iranian Permanent GPS Network for Geodynamics", Iranian Geophysical Society, Studies Center of Earthquake Precursors of Geophysical.
- [14] Raoofian Naeni, M. (2007). "The Computation of Strain Tensor in the Geodynamic Network of Iran", M. Sc. Thesis, University of Tehran Faculty of Engineering Department of Surveying and Geomatics Engineering.
- [15] Shahamat Afshord, A. (2002). "The Role of Infinitesimal Rotation Tensor as a Deformation Measure in Study of Geodynamical Phenomena in Iran", M. Sc. Thesis, K. N. Toosi University of Technology