

مقایسه نرخ‌های گسستاور لرزه‌ای، زمین‌شناسی و ژئودتیک در البرز مرکزی

مریم اسدی سرشار^{۱*}، عباس بحرودی^۲، منوچهر قرشی^۱ و محمد رضا قاسمی^۱

^۱ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ دانشکده معدن، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۸/۲۷

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۲/۰۷

چکیده

برآورد نرخ گسستاور روشی به نسبت نوین در بررسی میزان فعالیت‌های زمین‌ساختی مناطق مختلف به شمار می‌رود و زمینه‌ای را برای تلفیق روش‌های مختلف فراهم می‌کند. نرخ گسستاور در واقع بیانگر میزان انرژی است که در سامانه‌های دگربرخی وجود دارد. برای تعیین نرخ گسستاور سه روش متفاوت وجود دارد که هر یک از دیدگاهی خاص، تحرک و پویایی زمین‌ساختی یک منطقه را بیان می‌کنند. این سه روش عبارتند از: روش ژئودتیک (نقشه‌برداری)، لرزه‌ای و زمین‌شناسی. روش ژئودتیک که بر مبنای تانسور نرخ کرنش (استرین) به دست آمده از داده‌های ژئودتیک تعیین می‌شود، نمایانگر میزان دگرشکلی (اعم از لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای) است که در حال حاضر در منطقه رخ می‌دهد. نرخ گسستاور لرزه‌ای که بر اساس کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی به دست می‌آید نشان دهنده مقدار انرژی است که به صورت لرزه‌ای و در طی وقایع لرزه‌ای موجود در کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌های منطقه آزاد شده و نرخ گسستاور زمین‌شناسی که با استفاده از ویژگی‌های هندسی گسل‌ها به دست می‌آید، توانایی بالقوه گسل‌ها در آزاد ساختن انرژی الاستیکی ذخیره شده در آنها را آشکار می‌کند. برای منطقه البرز مرکزی نرخ گسستاور ژئودتیک، نرخ گسستاور لرزه‌ای (بر مبنای داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی) و میزان نرخ گسستاور زمین‌شناسی برآورد شده است. بالاترین میزان نرخ گسستاور در منطقه مورد مطالعه مربوط به روش ژئودتیک (1.0×10^{-11} Nm/yr) و سپس نرخ گسستاور زمین‌شناسی (0.12×10^{-11} Nm/yr) و در نهایت کمترین میزان، مربوط به نرخ گسستاور لرزه‌ای (0.046×10^{-11} Nm/yr) است. با توجه به پراکندگی کانون سطحی زمین‌لرزه‌ها، بیشترین انرژی لرزه‌ای آزاد شده در بخش‌های جنوبی البرز مرکزی است که با توجه به بالا بودن نرخ گسستاور ژئودتیک و زمین‌شناسی در بخش‌های شمالی به نظر می‌رسد بخش‌های شمالی البرز مرکزی دارای پتانسیل لرزه‌خیزی بالاتری باشند.

کلیدواژه‌ها: نرخ گسستاور، البرز مرکزی، انرژی، زمین‌لرزه، نرخ کرنش

*نویسنده مسئول: مریم اسدی سرشار

۱- مقدمه

موجود (اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌های معاصر از پایگاه اینترنتی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، CMT دانشگاه هاروارد (Centroid Moment-Tensor) و ISC (International Seismological Centre) به دست آمده است) استفاده شده است و در مورد دوم افزون‌بر تهیه نقشه گسل‌های منطقه با طول بیش از ۲۰ کیلومتر، آخرین اطلاعات در مورد ویژگی‌های هندسی گسل‌ها جمع‌آوری شد و برای برخی از گسل‌ها که امکان دستیابی به آنها وجود داشت، برداشت به صورت مستقیم و در طی عملیات صحرائی صورت گرفته است. در نهایت، نرخ گسستاور لرزه‌ای و زمین‌شناسی برای منطقه برآورد و نتایج با یکدیگر مقایسه شده است.

۳- مفهوم گسستاور

در دینامیک دورانی، گسستاور نیرویی است که مقدار حرکت زاویه‌ای یک سامانه را تغییر می‌دهد و به صورت حاصل ضرب نیرو در فاصله از مرکز چرخش بیان می‌شود. دیمانسیون یا ابعاد فیزیکی گسستاور نیرو \times فاصله است و بر حسب واحدهای اصلی سیستم متریک به صورت T, L, M ML^2T^{-2} به ترتیب ابعاد فیزیکی جرم، طول و زمان هستند) بیان می‌شود. واحد گسستاور در سیستم متریک (SI)، نیوتن متر (Nm) یا ژول (J) و در سیستم cgs، دین سانتی متر (dyne-cm) است. هر $dyne-cm$ برابر 10^{-7} ژول یا Nm است. گسستاور از نظر واحد اندازه‌گیری و ابعاد فیزیکی معادل کار و انرژی است بنابراین با اندازه‌گیری گسستاور می‌توان مقدار انرژی را در یک سیستم تعیین کرد. دو نیروی مساوی و در خلاف جهت یکدیگر نیز سبب ایجاد گسستاور می‌شوند. زمین‌لرزه‌ها نیز به وسیله زوج نیروهای داخلی و از تأثیر متقابل بلوک‌های زمین در دو طرف سطح گسل ایجاد می‌شوند. به عبارت دیگر وقتی زمین‌لرزه‌ای روی می‌دهد، گسل خوردگی ایجاد می‌شود که عامل ایجاد آن یک نیروی برشی یا دو نیروی مساوی و در خلاف جهت هم هستند که زوج نیرو نامیده می‌شوند.

برآورد نرخ گسستاور یکی از روش‌های بررسی میزان انرژی در سامانه‌های زمین‌شناسی است. گسستاور یک مفهوم مکانیکی است که از نظر ابعاد فیزیکی و واحد، معادل کار و انرژی است. بنابراین با اندازه‌گیری آن می‌توان مقدار انرژی صرف شده در یک سامانه را به دست آورد. نرخ گسستاور، تغییرات آن را در طی زمان برای مثال یک سال نشان می‌دهد. برای برآورد نرخ گسستاور در سامانه‌های زمین‌شناسی، سه روش لرزه‌ای، زمین‌شناسی و ژئودتیک وجود دارد. هر کدام از این روش‌ها محدودیت‌هایی دارند ولی با مقایسه نتایج به دست آمده از هر یک از این روش‌ها می‌توان دیدگاه‌های کاربردی در زمینه تحلیل خطر لرزه‌ای و فعالیت زمین‌ساختی در منطقه را به دست آورد. در این مقاله سعی شده است تا افزون‌بر آشنایی با مفهوم گسستاور و روش‌های برآورد آن، نرخ گسستاور برای یک ناحیه در فلات قاره ایران (البرز مرکزی) به دو روش لرزه‌ای و زمین‌شناسی با استفاده از داده‌های موجود، تعیین و در نهایت نتایج به دست آمده از روش‌های مختلف با یکدیگر مقایسه شوند. این مقایسه می‌تواند الگوهای مختلفی از فعالیت‌های زمین‌ساختی و نحوه آزاد شدن انرژی در این منطقه را آشکار کند. گسستاور ژئودتیک از پیش در دو مقیاس منطقه‌ای برای کل ایران و مقیاس محلی برای البرز مرکزی برآورد شده است (موسوی، ۱۳۸۵).

۲- روش مطالعه

Ward (1998) نرخ گسستاور را به روش‌های زمین‌شناسی، زمین‌لرزه‌ای و ژئودتیک برای ایالات متحده آمریکا و همچنین اروپا برآورد و نتایج حاصله را با یکدیگر مقایسه نموده است. افزون‌بر آن تحقیق مشابهی توسط Pancha (2006) برای ایالت Basin and Range آمریکا انجام شده است. روش کار در این پژوهش بر اساس جمع‌آوری اطلاعات و داده‌های موجود در مورد لرزه‌خیزی منطقه و همچنین ویژگی‌های زمین‌شناسی گسل‌ها در گستره مورد مطالعه استوار بوده است. در مورد اول از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی

رابطه بر اساس M_w (Kanamori, 1977)

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0/Nm) - 6.0$$

برای M_L نیز با توجه به این موضوع که در مقادیر بزرگا تا حدود $M_w = 6.0$ ، M_w ، M_L عموماً با (m_b) و (M_L) برابر است (Heaton et al., 1986)، بنابراین می‌توان بزرگای محلی و بزرگای گشتاوری را معادل یکدیگر گرفته و از روابطی که برای بزرگای گشتاوری وجود دارد برای بزرگای محلی نیز استفاده کرد. برای تبدیل گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور چندین روش قابل استفاده است:

- رسم نمودار گشتاور تجمعی در برابر سال‌های موجود در کاتالوگ و اندازه‌گیری شیب خط که نشان دهنده میزان نرخ گشتاور است (Pancha, 2006).

- به دست آوردن نرخ گشتاور از طریق میانگین‌گیری زمین‌لرزه‌های موجود در کاتالوگ‌ها (Ward, 1998).

برای به دست آوردن نرخ گشتاور زمین‌شناسی به داده‌هایی همچون طول گسل، شیب گسل، نرخ لغزش و ستبرای لایه لرزه‌زا منطقه نیازمند هستیم. اگر ستبرای لایه لرزه‌زا در منطقه ثابت باشد نرخ گشتاور لرزه‌ای از روش فرمول زیر محاسبه می‌شود (Ward, 1998):

$$\dot{M} = \mu \Sigma (L_i H_s \dot{\delta}_i / \cos \delta_i)$$

μ ضریب برشی، L_i طول گسل، $\dot{\delta}_i$ نرخ لغزش گسل، δ_i شیب گسل و H_s ستبرای لایه لرزه‌زای منطقه است.

ضریب برشی برای سنگ‌های موجود در پوسته زمین $3 \times 10^{11} \text{ Nm}^{-2}$ یا $3 \times 10^{11} \text{ dyne cm}^{-2}$ است. با توجه به ژرفای کانون زمین‌لرزه‌ها می‌توان بیشترین ژرفایی را که تغییر شکل به صورت شکننده رخ می‌دهد و ستبرای لایه لرزه‌زا را تعیین کرد. برای تعیین نرخ گشتاور از روش داده‌های ژئودتیکی، ابتدا باید رابطه‌ای میان تانسور گشتاور و داده‌های ژئودتیکی وجود داشته باشد که این رابطه از روش تانسور نرخ کرنش برقرار می‌شود. با استفاده از بردارهای سرعت به دست آمده برای هر ایستگاه اندازه‌گیری سامانه تعیین موقعیت جهانی می‌توان به تانسور نرخ کرنش دست یافت که نشان دهنده میزان تغییر شکل است. رابطه‌ای بین تانسور نرخ کرنش و فعالیت زمین‌لرزه وجود دارد که به صورت فرمول بیان می‌شود (Ward, 1998).

$$2\mu A H_s \dot{\epsilon} = (1/T) \sum_{n=1}^m M_n$$

به عبارت دیگر میانگین نرخ کرنش حجمی به صورت خطی با مجموع تانسور گشتاور لرزه‌ای M_n برابر است. در فرمول بالا M_n تانسور گشتاور لرزه‌ای، $\dot{\epsilon}$ تانسور نرخ کرنش، μ ضریب صلیب لایه الاستیک، A مساحت شبکه و H_s ستبرای لرزه‌ای است که کرنش الاستیک در آن جمع شده و در هنگام زمین‌لرزه آزاد می‌شود (Ward, 1998). T نیز تعداد سال‌های مشاهدات ژئودتیکی سرعت ایستگاه‌های سامانه تعیین موقعیت جهانی است. با مقادیر معلوم یا مفروض μ, A, T, H_s می‌توان پتانسیل لرزه‌خیزی را درون شبکه تعیین کرد حتی اگر فعالیت در مناطقی رخ دهد که دارای گسل‌های ناشناخته، دارای لغزش آرام یا بسیار ژرف برای مطالعه به وسیله روش‌های قراردادی زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی باشد. (Ward 1998) برای اولین بار نرخ گشتاور را با استفاده از داده‌های ژئودتیکی تعیین کرد. این محقق نرخ گشتاور ژئودتیکی را برای آمریکا و اروپا از رابطه $\dot{M}_{geodetic} = 2\mu A H_s \dot{\epsilon}_{max}$ محاسبه کرد.

وی از وارونگی اسکالر رابطه کاسترو و بزرگترین مقدار ویژه تانسور کرنش $\dot{\epsilon}_{max}$ استفاده کرد. نرخ‌های ژئودتیکی نمی‌توانند لغزش در ژرفا را تعیین کنند و ممکن است تنها یک اندازه‌گیری از واکنش آنی را نشان بدهند که به احتمال، در تمام مدت چرخه زمین‌لرزه‌ای حفظ نمی‌شود (Pancha et al., 2006).

۵- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی در محدوده طول جغرافیایی $30^\circ 50'$ تا $30^\circ 52'$ خاوری و

شاید شناخته شده‌ترین کاربرد گشتاور در زمین‌شناسی، مفهوم گشتاور لرزه‌ای باشد. گشتاور لرزه‌ای را می‌توان به این صورت نیز تعریف کرد:

«برآورد اندازه گسیختگی لرزه‌ای که در اثر عملکرد زوج نیروها در سرتاسر سطح لغزش گسلی ایجاد شده است.» گشتاور لرزه‌ای بهترین روش اندازه‌گیری انرژی آزاد شده در هنگام رویداد زمین‌لرزه است که بر اساس آن بزرگای گشتاوری تعیین می‌شود. دو روش برای به دست آوردن گشتاور لرزه‌ای وجود دارد:

۱- تحلیل ویژگی‌های موج لرزه‌ای که از لرزه نگارها به دست می‌آید. ۲- اندازه‌گیری ابعاد لغزش گسلی در صحرا که این روش بیشتر برای زمین‌لرزه‌هایی که در گذشته رخ داده‌اند قابل استفاده است. گشتاور لرزه‌ای به صورت حاصل ضرب سه کمیت نیز تعریف می‌شود، سختی الاستیکی سنگ‌ها، مساحتی که نیرو بر روی آن اعمال می‌شود و جابه‌جایی و لغزشی که روی گسل اتفاق می‌افتد که به صورت فرمول $M_0 = \mu A D$ بیان می‌شود، A مساحت سطح گسیختگی، D میانگین جابه‌جایی در امتداد گسل و μ سختی الاستیکی سنگ‌ها (در پوسته $3 \times 10^{11} \text{ N/m}^2$).

۳- نحوه به دست آوردن رابطه گشتاور لرزه‌ای

در هنگام رویداد زمین‌لرزه، دگرریختی برشی امتداد سطح گسل رخ می‌دهد. مقدار این تغییر شکل به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$\tan \psi = \gamma$$

$$\gamma = \frac{d}{r}$$

ψ زاویه برش زاویه‌ای یا انحراف یک زاویه قائمه از حالت اولیه خود و γ نیز میزان تغییر شکل برشی و d مقدار جابه‌جایی در راستای اعمال نیرو و r فاصله تا محل اعمال نیرو است. μ یا ضریب برشی از تقسیم تنش برشی (τ) بر تغییر شکل برشی (γ) به دست می‌آید.

$$\mu = \frac{\tau}{\gamma} \Rightarrow \mu = \frac{\tau}{d} r \Rightarrow \tau = \frac{\mu}{r} d$$

گشتاور برابر است با حاصل ضرب نیرو (F) در فاصله از مرکز چرخش و تنش برشی نیز برابر است با نسبت نیرو به سطحی (A) که نیرو بر آن اعمال می‌شود.

$$M = F . r$$

$$\tau = \frac{F}{A} \Rightarrow F = \tau . A \Rightarrow M = \tau . A . r \Rightarrow M = \frac{\mu . d}{r} . A . r \Rightarrow M = \mu . A . d$$

۴- نرخ گشتاور

یکی از روش‌های برآورد نرخ گشتاور، استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری زمین‌لرزه‌ها و کاتالوگ زمین‌لرزه‌های تاریخی است. با استفاده از روابط تجربی می‌توان نرخ گشتاور لرزه‌ای را در منطقه تعیین کرد. گشتاور لرزه‌ای که به این روش به دست می‌آید، تنها مؤلفه لرزه‌ای تغییر شکل را نشان می‌دهد. این روش به دلیل این که گسل‌های مدفون و پوشیده را هم منعکس می‌کند، تفکیک فضایی برابر یا حتی بهتری نسبت به روش زمین‌شناسی دارد. از مشکلات و موانعی که این روش دارد می‌توان به محدودیت زمانی نمونه‌گیری اشاره کرد و این که اگر در طی یک کاتالوگ زمین‌لرزه‌ای روی یک ساختار رخ نداده باشد، ساختار ناشناخته باقی می‌ماند. همچنین عدم وجود داده‌های لرزه‌ای کافی در منطقه می‌تواند در نتایج حاصله مؤثر باشد.

گشتاور لرزه‌ای در این روش با توجه به روابط موجود بین گشتاور لرزه‌ای و انواع بزرگا (M_L, m_b, M_S, M_w) تعیین می‌شود (Ward, 1998). البته برای زمین لرزه‌های با بزرگای $M < 5$ ، مقدار گشتاور لرزه‌ای از طریق تحلیل ویژگی‌های موج لرزه‌ای پیش‌تر تعیین شده است. روابطی که در اینجا استفاده شده عبارتند از:

$$\text{رابطه بر اساس } m_b \text{ (Jahnston, 1996)}$$

$$\log(M_0/Nm) = 11.28 + 0.679m_b + 0.077m_b^2$$

رابطه بر اساس M_S (Kanamori and Hanks, 1979)

$$\log(M_0/Nm) = 9.05 + 1.5M_S$$

اطلاعات و داده‌های زمین‌شناسی در مورد گسل‌ها کافی نیست تا بتوان نرخ گشتاور زمین‌شناسی را به طور نسبتاً دقیقی برآورد کرد. با این وجود در اینجا سعی شده است تا با استفاده از اطلاعات موجود، نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای البرز مرکزی برآورد شود. در این منطقه تاکنون بر روی گسل‌های مشا، شمال تهران و طالقان مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی انجام و میزان نرخ لغزش بر روی این گسل‌ها برآورد شده است. برای برخی گسل‌های دیگر همانند گسل خزر و گسل شمال البرز با روش‌های دیگری همچون برآورد نرخ فروکاوی (incision rate) رودخانه‌ها، میزان نرخ لغزش مشخص شده است. در بخش جلو کمر بند (در مجاورت بلوک ایران مرکزی) نیز، به وسیله مطالعات سامانه تعیین موقعیت جهانی میزان جابه‌جایی بر روی گسل‌های بیرونی پارچین و پیشوا (Vernant et al., 2004) ۳ mm/yr برآورد شده است. ویژگی‌های این گسل‌ها در جدول ۳ بیان شده است.

ستبرای لایه لرزه‌زا نیز با توجه به ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های دستگاهی (۲۰۰۴-۱۹۳۵) که در منطقه البرز مرکزی روی داده است (Engdahl et al., 2006) و به نسبت دقیق‌تر است، می‌توان حدود ۲۰-۱۵ کیلومتر در نظر گرفت. نرخ گشتاور زمین‌شناسی منطقه که تنها با در نظر گرفتن این گسل‌ها به دست آمده است 0.12×10^{19} Nm/yr است. برای تعیین نرخ گشتاور ژئودتیک در این منطقه از داده‌های شبکه ژئودینامیک البرز مرکزی استفاده شده است. این شبکه با ۱۴ نقطه توسط سازمان نقشه‌برداری کشور و کشور فرانسه طراحی شد و مشاهدات طی ۴ دوره قرائت در سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۳ صورت گرفته است (موسوی، ۱۳۸۴). با توجه به شکل ۴ البرز مرکزی به پنج پهنه تقسیم شده است. البته در این پهنه‌بندی از مثلث‌بندی شبکه البرز مرکزی استفاده شده است. پهنه‌های ۱ و ۲ دارای کمترین میزان نرخ گشتاور در واحد سطح هستند. پهنه‌های ۴ و ۵، دربرگیرنده گسل‌های مهمی چون مشا و شمال البرز، دارای نرخ گشتاور لرزه‌ای در واحد سطح بیشتری هستند (موسوی، ۱۳۸۴). مقدار میانگین نرخ گشتاور برای کل البرز مرکزی با توجه به مقادیر جدول یادشده 8.83×10^{19} Nm/yr (موسوی، ۱۳۸۴) برآورد شده است. روش ژئودتیکی بالاترین میزان نرخ گشتاور در منطقه را نشان می‌دهد این در حالی است که نرخ گشتاور لرزه‌ای نشان دهنده میزان انرژی آزاد شده به صورت لرزه‌ای در منطقه بوده، بر اساس کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی به دست می‌آید و کمترین مقدار را دارد. این اختلاف تا حد قابل‌انتظاری بوده است زیرا به طور کلی نرخ گشتاور ژئودتیکی شامل هر دو نوع دگرشکلی لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای است و بر اساس میزان دگرشکلی است که در حال حاضر در سطح و در یک بازه زمانی بسیار کوتاه مدت رخ می‌دهد. نرخ گشتاور لرزه‌ای تنها مؤلفه لرزه‌ای دگرشکلی را در طی سال‌های موجود در کاتالوگ و در یک بازه زمانی میان مدت بر روی گسل‌های آشکار و پنهان نمایان می‌کند.

نرخ گشتاور زمین‌شناسی شامل دگرشکلی لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای در یک بازه زمانی بسیار طولانی‌تر نسبت به دو روش دیگر و بر روی گسل‌های آشکار است و پتانسیل گسل‌ها را برای آزاد کردن انرژی الاستیکی ذخیره شده در سنگ‌های پوسته نشان می‌دهد. این میزان در منطقه مورد بررسی بیشتر از نرخ گشتاور لرزه‌ای و کمتر از نرخ گشتاور ژئودتیکی است. نسبت‌های نرخ‌های گشتاور در نمودار ۴ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌کنید نسبت نرخ گشتاور ژئودتیک به زمین‌شناسی برای البرز مرکزی، ۷۳۵۸ درصد است. نسبت به دست آمده نشان‌دهنده آن است که مقدار نرخ گشتاور ژئودتیکی بسیار بیشتر از نرخ گشتاور زمین‌شناسی است که دلایل آن ممکن است به این صورت باشد که نرخ گشتاور زمین‌شناسی تنها بر اساس دگرشکلی در روی گسل‌ها و آن هم گسل‌های شناخته شده‌ای است که در سطح زمین رخنمون دارند در صورتی که در نرخ گشتاور ژئودتیک که بر مبنای مشاهدات ژئودتیکی تعیین می‌شود، تمام حرکات پوسته در

عرض $30^{\circ} 30'$ تا $37^{\circ} 00'$ شمالی و در منطقه شمال کشور در رشته کوه‌های البرز واقع شده است. این منطقه که شامل البرز مرکزی و بخش‌های شمالی ایران مرکزی است یکی از مناطق فعال ایران از لحاظ زمین‌ساختی به شمار می‌رود. چارچوب زمین‌ساختی کنونی البرز مرکزی به وسیله گسل‌های بزرگ زاویه با روند WNW-ESE و موازی با رشته کوه مشخص می‌شود که هر دو نوع حرکت امتدادلغز راست‌بر و چپ‌بر همراه با جابه‌جایی‌های مورب تا شیب‌لغز (Allen et al., 2003) حتی با یک مؤلفه جدایش نرمال (Gansser & Huber, 1962; Nazari, 2006) را نشان می‌دهند. گسل‌های اصلی به طور کلی و به صورت متقارن از بخش‌های شمالی و جنوبی به سمت داخل رشته کوه شیب دارند (شکل ۱) (Stocklin, 1968; Allen et al., 2003).

زمین‌ساخت کنونی در رشته کوه‌های البرز هم به دلیل همگرایی شمالی-جنوبی بین صفحه‌های اوراسیا-عربی و هم حرکت به سوی شمال باختر حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا ایجاد شده است. این سازوکار سبب به وجود آمدن یک رژیم ترا فشارشی در این کمر بند کوهستانی شده است (Jackson & McKenzie, 1984). کم و بیش ۵۰ درصد از 20 mm/yr همگرایی شمالی-جنوبی بین ایران و صفحه عربی در ناحیه البرز و در میان خزر جنوبی و ایران مرکزی متمرکز شده است. بر اساس بررسی‌های سامانه تعیین موقعیت جهانی (GPS)، دگرریختی البرز مرکزی کم و بیش 2 ± 5 mm/yr در 100 کیلومتر، یعنی ۴۰٪ از کوتاه‌شدگی بین بلوک ایران مرکزی و اوراسیا است (Vernant et al., 2004). باقی‌مانده کوتاه‌شدگی در شمال البرز در حوضه خزر جنوبی با نرخ 6 mm/yr و جنوب البرز با نرخ 3 mm/yr، به احتمال روی لبه بلوک ایران مرکزی و در روی رانندگی‌های بیرونی پارچین و پیشوا رخ می‌دهد. برش چپ‌بر در سرتاسر کمر بند نرخ 2 ± 4 mm/yr دارد (Vernant et al., 2004). همچنین نرخ همگرایی به وسیله (Djamour (2004) 1.5 ± 4.5 mm/yr و نرخ برش چپ‌بر 1.5 ± 2.5 mm/yr تعیین شده است. زمین‌لرزه‌های پی‌درپی و بی‌شمار نشانه لرزه‌خیزی البرز است. زلزله‌های این منطقه بیشتر بزرگ و کم‌ژرفا (کمتر از ۱۵ کیلومتر) هستند که در مقایسه با زاگرس دوره آرامش طولانی‌تری دارند. لرزه‌خیزی ناپیوسته، زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای به نسبت زیاد و دوره‌های بازگشت طولانی از ویژگی‌های لرزه‌خیزی کوه‌های البرز است (Berberian, 1994). در البرز و کپه داغ بیش ۱۰۰-۳۰ درصد دگرشکلی به صورت لرزه‌ای رخ می‌دهد (Masson et al., 2005). شکل‌های ۲ و ۳ به ترتیب پراکندگی کانون سطحی زمین‌لرزه‌های تاریخی و زمین لرزه‌ای دستگاهی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند.

۶- بحث

در برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی منطقه مورد نظر استفاده شده و مقادیر آن در دو حالت، زمین‌لرزه‌های دستگاهی و زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی محاسبه شده است. نرخ گشتاور به دست آمده برای البرز مرکزی با استفاده از کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها (از سال ۱۹۳۵ تا ۲۰۰۷ میلادی)، به وسیله رسم نمودار 0.21×10^{19} Nm/yr (نمودار ۱) و با روش میانگین‌گیری 0.23×10^{19} Nm/yr برآورد شده است (جدول ۱). بیشترین مقدار گشتاور یا به عبارتی انرژی آزاد شده به ترتیب در طی سال‌های ۱۹۵۷ و ۲۰۰۴ بوده است (نمودار ۲). با در نظر گرفتن زمین‌لرزه‌های تاریخی از سده هفتم پس از میلاد و زمین‌لرزه‌های دستگاهی، مقدار نرخ گشتاور لرزه‌ای به دست آمده به صورت جدول ۲ خواهد بود. به این ترتیب نرخ گشتاور لرزه‌ای به وسیله رسم نمودار 0.46×10^{19} Nm/yr (نمودار ۳) و با روش میانگین‌گیری 0.5×10^{19} Nm/yr به دست آمده است. با وجود بررسی‌های زیادی که در گذشته در منطقه البرز مرکزی صورت گرفته است اما

۷- نتیجه‌گیری

برآورد نرخ گشتاور زمینه‌ای را برای تلفیق روش‌های مختلف فراهم می‌کند تا بتوان از دیدگاه‌های متفاوت، برآورد مناسبی از فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه به دست آورد و تغییرات انرژی را در یک منطقه در طی زمان و نحوه آزاد شدن آن را بررسی کرد. در منطقه مورد بررسی بالاترین میزان نرخ گشتاور مربوط به روش ژئودتیکی و سپس نرخ گشتاور زمین‌شناسی و در نهایت کمترین میزان مربوط به نرخ گشتاور لرزه‌ای است (نمودار ۵). نرخ گشتاور ژئودتیک برای منطقه مورد مطالعه $10^{19} \times 8/83$ Nm/yr و مقدار انرژی آزاد شده به صورت لرزه‌ای در طی سال‌های موجود در کاتالوگ با توجه به زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی که محدوده زمانی بیش از ۱۳۰۰ سال را در برمی‌گیرد $10^{19} \times 0/046$ Nm/yr و با در نظر گرفتن زمین‌لرزه‌های دستگاهی (۱۹۳۵-۲۰۰۷) $10^{19} \times 0/21$ Nm/yr برآورد شده است. نرخ گشتاور زمین‌شناسی نیز $10^{19} \times 0/12$ Nm/yr به دست آمده است. بیشترین میزان نرخ گشتاور زمین‌شناسی و یا به عبارتی انرژی الاستیک ذخیره شده در بخش شمالی البرز و کمترین میزان آن در ناحیه ایران مرکزی است (شکل ۵). بر اساس زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی بیشترین مقدار گشتاور لرزه‌ای آزاد شده در بخش‌های جنوبی البرز مرکزی است که در یک راستای جنوب باختری-شمال باختری رخ داده است. با توجه به بالا بودن نرخ گشتاور زمین‌شناسی و ژئودتیک در بخش‌های شمالی البرز مرکزی و آزاد شدن بیشترین انرژی لرزه‌ای در بخش‌های جنوبی، به نظر می‌رسد که بخش‌های شمالی دارای پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی باشند و احتمال خطر لرزه‌ای و آزاد شدن انرژی در آینده در این بخش بیشتر است.

سپاسگزاری

از خانم مهندس زهرا موسوی از سازمان نقشه‌برداری کشور که مطالعات مربوط به بخش ژئودزی این پژوهش را انجام داده و نتایج مطالعه خود را در اختیار نویسندگان مقاله قرار دادند کمال تشکر و سپاسگزاری به عمل می‌آید.

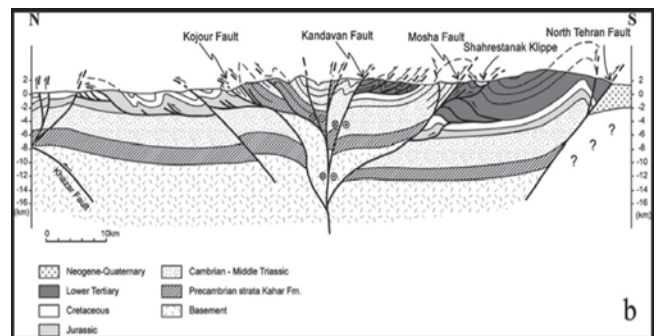
جدول ۱- مقادیر نرخ گشتاور لرزه‌ای برآورد شده بر اساس زمین‌لرزه‌های دستگاهی (۱۹۳۵-۲۰۰۷) برای البرز مرکزی.

واحد نرخ گشتاور	نرخ گشتاور با استفاده از رسم نمودار	نرخ گشتاور با استفاده از روش میانگین‌گیری
Nm/yr	$2/172 \times 10^{17}$	$2/399 \times 10^{17}$
Dyne-Cm/yr	$2/172 \times 10^{14}$	$2/399 \times 10^{14}$

جدول ۳- نرخ گشتاور زمین‌شناسی گسل‌های با نرخ لغزش معین در منطقه مورد مطالعه.

نرخ گشتاور زمین‌شناسی (Nm/yr)	نام گسل
$5/73876 \times 10^{17}$	گسله خزر
$1/09929 \times 10^{17}$	گسله شمال البرز
$2/2 \times 10^{17}$	گسل مشاء (خاوری)
$1/6382 \times 10^{16}$	گسل شمال تهران
$1/75345 \times 10^{17}$	گسل تالقان
$5/1 \times 10^{16}$	گسل پیشوا
$5/30899 \times 10^{16}$	گسل ورامین

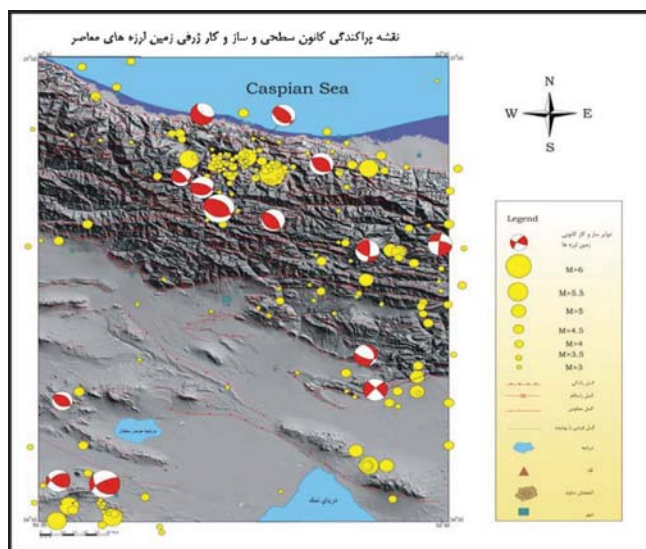
منطقه ثبت می‌شود. یکی دیگر از دلایل این اختلاف می‌تواند مربوط به دوره‌های بودن فعالیت‌های زمین‌شناسی باشد. به این معنا که مناطق مختلف در دوره‌های زمانی گوناگون در شرایط متفاوتی از نظر میزان فعالیت‌ها قرار دارند. در دوره‌ای ممکن است در اوج فعالیت‌ها و زمانی در پایین‌ترین سطح و یا در بین این دو باشند. نرخ گشتاور زمین‌شناسی، یک حالت میانگین را در منطقه و در دوره‌ای زمانی بسیار طولانی نشان می‌دهد در حالی که نرخ گشتاور ژئودتیک بر اساس فعالیت‌هایی است که در حال حاضر در منطقه روی می‌دهد. بنابراین بسته به این که در چه مرحله‌ای از فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه باشیم، این اختلاف ممکن است کمتر یا بیشتر شود. البته دلایل دیگری از جمله ناقص بودن اطلاعات زمین‌شناسی در مورد گسل‌ها و نرخ لغزش آنها و یا تراکم کم شبکه ژئودینامیک ممکن است تا حدودی در این امر مؤثر باشند. نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور ژئودتیکی بیانگر کامل بودن کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌ای و نقش دگرشکلی غیرلرزه‌ای است. این نسبت در منطقه برای زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی (۷۰۰ سال پس از میلاد تاکنون) ۰/۵۲ درصد و برای زمین‌لرزه‌های دستگاهی (۱۹۳۵-۲۰۰۷) ۰/۲۳ درصد است. با توجه به این که در البرز دگرشکلی بیشتر به صورت لرزه‌ای رخ می‌دهد بعید به نظر می‌رسد که تمامی این اختلاف ناشی از دگرشکلی غیرلرزه‌ای باشد. دلیل دیگر می‌تواند ناشی از این امر باشد که نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به ژئودتیک در نواحی با وانش سریع به طور طبیعی بیش از نواحی با وانش کند است (Ward, 1998). نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای زمین‌لرزه‌های دستگاهی ۱۷/۵ درصد و برای زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ۳۸/۳ درصد است. این امر نشان دهنده آن است که ۳۸/۳ - ۱۷/۵ از انرژی پتانسیل گسل‌های منطقه به صورت انرژی لرزه‌ای در طی سال‌های موجود در کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌ای آزاد شده است که این موضوع می‌تواند با دو احتمال همراه باشد. یا بخش بزرگی از انرژی الاستیکی موجود در منطقه، هنوز آزاد نشده و منطقه دارای پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی است و یا زمین‌لرزه‌ها خارج از محدوده زمانی کاتالوگ‌ها رخ داده‌اند.



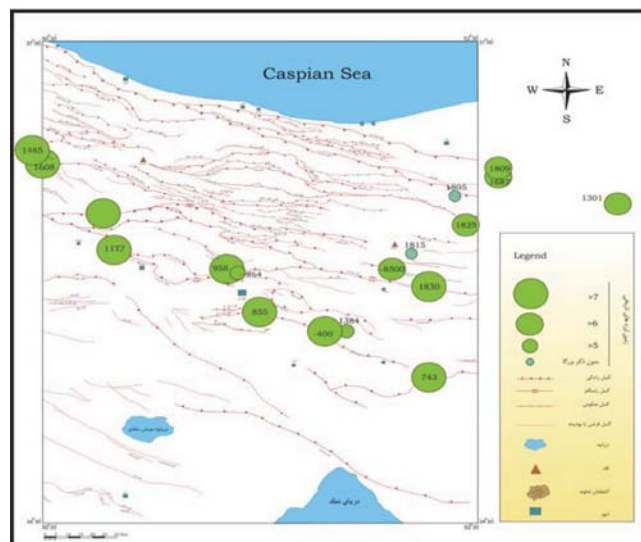
شکل ۱- برش ساختاری از البرز مرکزی (برگرفته از Allen et al., 2003).

جدول ۲- مقادیر نرخ گشتاور لرزه‌ای برآورد شده بر اساس زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی (از سده هفتم پس از میلاد تاکنون) برای البرز مرکزی.

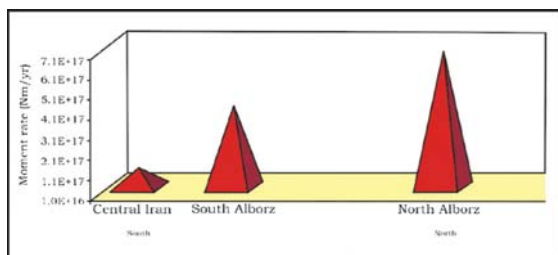
واحد نرخ گشتاور	نرخ گشتاور با استفاده از روش رسم نمودار	نرخ گشتاور با استفاده از روش میانگین‌گیری
Nm/yr	$4/68897 \times 10^{17}$	$5/59133 \times 10^{17}$
Dyne-Cm/yr	$4/68897 \times 10^{14}$	$5/59133 \times 10^{14}$



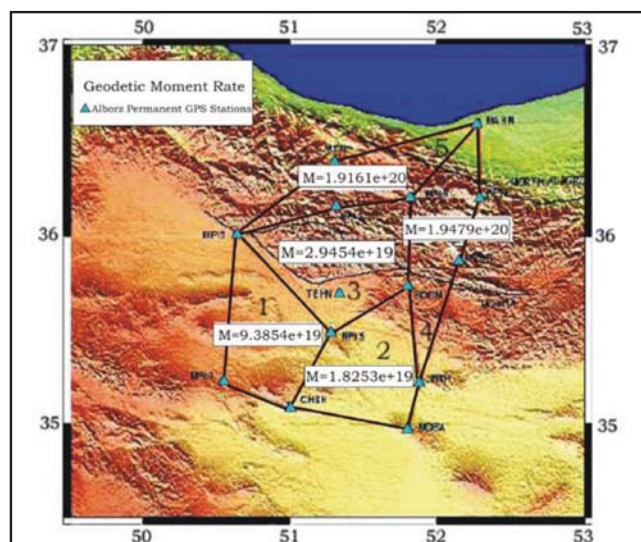
شکل ۱- کانون سطحی و ساز و کار کانونی زمین لرزه های معاصر (۱۹۳۵-۲۰۰۷) در البرز مرکزی.



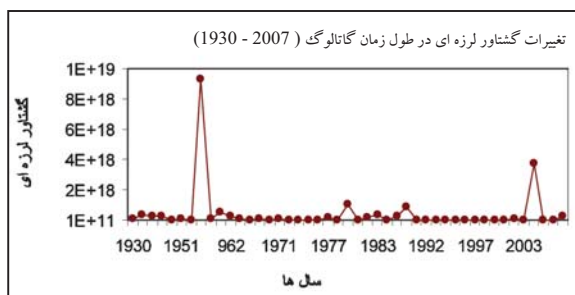
شکل ۲- پراکندگی کانون سطحی زمین لرزه های تاریخی.



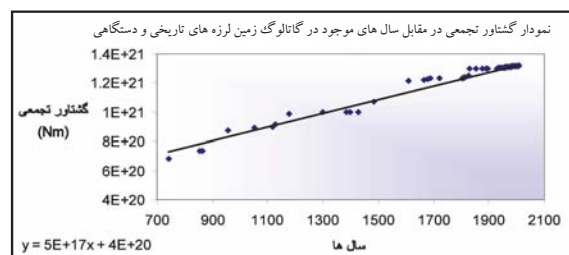
شکل ۳- تغییرات نرخ گشتاور زمین شناسی در عرض منطقه.



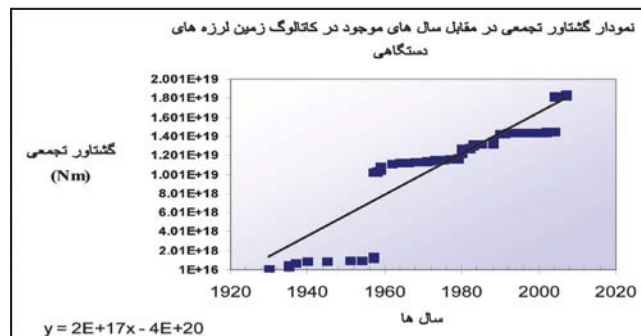
شکل ۴- پهنه بندی البرز مرکزی با استفاده از نرخ گشتاور لرزه ای. (برگرفته از موسوی، ۱۳۸۴). (واحد نرخ گشتاور در این شکل dynem/yr است).



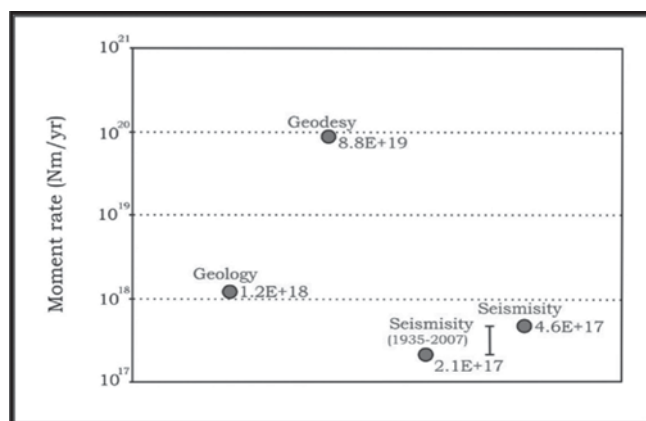
شکل ۵- تغییرات گشتاور لرزه ای در طول زمان گاتالوگ (1930 - 2007)



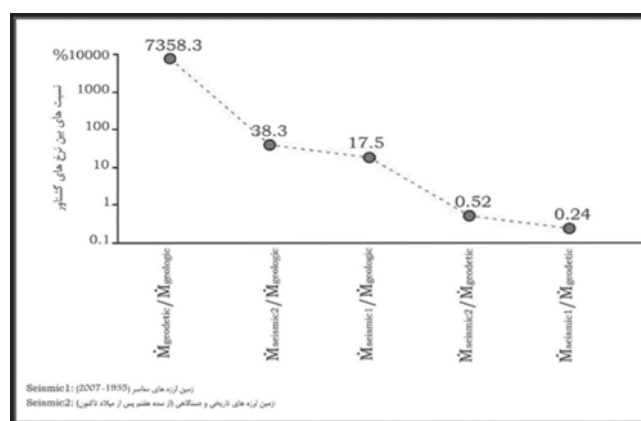
شکل ۶- نمودار گشتاور تجمعی در مقابل سال های موجود در کاتالوگ زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی



شکل ۷- نمودار نرخ گشتاور لرزه ای در البرز مرکزی با توجه به زمین لرزه های دستگاهی. گشتاور تجمعی در روی محور عمودی و سال های موجود در کاتالوگ لرزه ای (۱۹۳۵-۲۰۰۷) بر روی محور افقی نشان داده شده است. شیب خط نمایانگر نرخ گشتاور در منطقه است.



نمودار ۵- مقایسه نرخ‌های گشتاور به دست آمده از سه روش زمین‌شناسی، ژئودتیک و لرزه‌ای در منطقه مورد مطالعه.



نمودار ۶- تغییرات نسبت‌های نرخ‌های گشتاور به دست آمده از سه روش لرزه‌ای، زمین‌شناسی و ژئودتیک.

کتابنگاری

- بربریان، م.، ۱۳۷۳- نخستین کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران زمین (خطرهای طبیعی پیش از سده بیستم). ج. ۱. موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله. ۶۰۳ص.
 قاسمی، م.ر.، قرشی، م.، ۱۳۸۳- بررسی ناحیه‌ای گسل‌های بنیادی و لرزه‌زا در کوه‌های البرز. پروژه تحقیقاتی شورای پژوهشی علمی ایران. ۵۸ص.
 موسوی، ز.، ۱۳۸۴- پهنه‌بندی و تعیین نرخ تغییرات ممان لرزه‌ای در ایران بر پایه مشاهدات GPS. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی خواجه نصیر طوسی، ۱۰۵ص.

References

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003- "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran." *Journal of Structural Geology* 25: 659-679.
 Ambraseys, N. N., Melville, C. P., 1982- "A history of Persian earthquakes." Cambridge University Press, Britain, Translated by Abolhassan Radeh, Agah Publishers, Tehran, 1991.
 Berberian, M., 1994- "Natural hazards and the first Earthquake catalogue of Iran. Nolume 1: Historical hazards in Iran prior to 1900." International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES). P603.
 Djamour, Y., 2004- Contribution de la Géodésie (GPS et vivellment) à l'étude de la déformation tectonique et de l'aléa sismique sur la région de Téhéran (montage de l'Alborz, Iran). Science de la Terre et de l'Eau. Montpellier, L'université Montpellier II: 180.
 Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., Priestley, K., 2006- "Relocation and assessment of seismicity in the Iran region" *Geophys. J. Int.*, 167, 761-778.
 Gansser, A., Huber, H., 1962- "Geological observation in the Central Elborz, Iran." *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, V.42p. 583-630.
 Hanks, T. C., Kanamori, H., 1979- "A moment magnitude scale." *J. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.
 Heaton, T. H., Tajima, F. and Mori, A. W., 1986- "Estimating ground motions recorded accelerograms." *Surveys in Geophysics*, V. 8, pp 25-83.
 Jackson, J. A. & McKenzie, D. P., 1984- "Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan." *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185-264.
 Jahnston, A., 1996- "Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions-III. New Madride 1811-1812, Chaleston 1886 and Lisbon 1755." *Geophys. J. Int.* 126, 314-344.
 Kanamori, H., 1977- "Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications." *Maurice Ewing Ser.* 1, 162-174.
 Nazari, H., 2006- "Analyse de tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: «Approche morphotectonique et paléoseismologique»" PhD thesis, University de Montpellier II.
 Pancha, A., Anderson, J. G., Kreemer, C., 2006- "Comparison of seismic and geodetic scalar moment rates across the Basin and Range province." *Bulletine of the seismological society of America*. Vol. 96, No. 1, pp. 11-32.
 Stöcklin, J., 1968- "Structural history and tectonics of Iran: a review." *AAPG Bulletin* 52: 1229-1258.
 Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., Tavakoli, F., 2004- "Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data." *Earth and Planetary Science Letters* 223: 177-185.
 Ward, S. N., 1998- "On the consistency of earthquake rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States." *Geophys. Jour. Int.*, 134, 172-187.

Comparison of Seismic, Geologic and Geodetic Moment Rates in Central Alborz

M. Asadi sarshar^{1*}, A. Bahroudi², M. Qorashi¹ & M. R. Ghassemi¹

¹ Research Institute for Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

² School of Mining Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2008 April 26

Accepted: 2008 November 1

Abstract

Estimate of moment rate is comparatively reckoned as a new method for dealing with tectonic activities rate in different regions and it prepares the way for putting together different methods. In fact, moment rate states rate of energy which exists in deformation system. There are three different approaches to state moment rate that each one express tectonic motion and movement of a region from a particular view. These three approaches consist of: geodetic (surveying), seismic and geology methods. Geodetic method which is determined on the basis of gained strain rate tensor from geodetic data, shows deformation rate (including seismic and aseismic) that is happening in the region at this moment in time. Moment rate which has gained on the basis of historical and instrumental catalogues, shows the total released seismic energy during quake events which are available in earthquake of region and geologic moment rate which gained with geometric parameters of faults, reveals potential of the faults in releasing stored elastic energy in. Geodetic moment rate, seismic moment rate (on the basis of historical and instrumental earthquake data) and geologic moment rate are estimated for Central Alborz region. The most moment rate in the study area belongs to geodetic approach (8.83×10^{19} Nm/yr) and then geologic moment rate (0.12×10^{19} Nm/yr) and finally the least quantity belongs to seismic moment rate (0.022×10^{19} - 0.046×10^{19} Nm/yr). Considering, distribution of earthquake epicenters, the most seismic energy is released in the south parts of Central Alborz and considering high geodetic and geologic moment rates in north parts, it seems, north parts of Central Alborz have higher seismic potential.

Keywords: Moment Rate, Central Alborz, Energy, Earthquake, Strain Rate.

For Persian Version see pages 19 to 24

* Corresponding author: M. Asadi sarshar; E_mail: Maryamsarshar7@yahoo.com

Biostratigraphy of the Abderaz Formation at Type Section Using Planktonic Foraminifera

M. Shafiee Ardestani^{1*}, E. Ghasemi-Nejad² & H. Vaziri Moghaddam³

¹ Faculty of Science, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² College of Science, Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran

³ Faculty of Science, Department of Geology, University of Esfahan, Esfahan, Iran

Received: 2008 October 13

Accepted: 2008 November 30

Abstract

In order to study the fossil contents of the Abderaz Formation for biostratigraphical purposes the 300 meters thick section was sampled at type section. The sequence is mainly made up of grey shales and marls with two units of chalky limestone in upper part. The lower contact of the formation with Aitamir Formation is disconform while the upper contact with Abtalkh is continuous. Fifty six species belonging to 16 genera were identified and four biozones were differentiated. These are: 1- *Helvetoglobotruncana helvetica* (Sigal) total range Zone, 2-*Marginotruncana sigali* - *Dicarinella primitiva* (Premoli Silva and Sliter) Partial range Zone, 3- *Dicarinella concavata* (Sigal) interval Zone and 4-*Dicarinella asymetrica* (Postuma) total range Zone. Based on, these an age of Turonian-early Campanian is quoted to the formation. Also it was shown that *Helvetoglobotruncana helvetica*, the index species for middle Turonian exists at the base of the formation while, in the samples immediately below this belonging to Aitamir Formation *Rotalipora appenninica*, the index for middle cenomanian was recorded. Therefore, lack of index species for late Cenomanian- early Turonian shows a gap spanning this period between the Aitamir and Abderaz Formations. This could be a result of sub Hersinian orogeny.

Keywords: Abderaz Formation, Biostratigraphy, Sub Hersinian Orogeny, Planktonic Foraminifera, Biozone

For Persian Version see pages 25 to 34

* Corresponding author: M. Shafiee Ardestani; E-mail: m_shafiee@khayam.ut.ac.ir