

## ارزیابی پویایی لرزه زمین‌ساختی در کمربند چین خورده و رانده زاگرس به کمک نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور ژئودتیک

صدیقه مهدیپور<sup>۱</sup>، سعید زارعی<sup>۲\*</sup> و سیدرضا منصور<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران  
<sup>۲</sup> استادیار گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران  
<sup>۳</sup> استادیار گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۰۲/۱۲، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۴/۳۱)

### چکیده

در این پژوهش با تلفیق بررسی‌های ژئودتیک و لرزه‌ای در سامانه‌های دگرزختی، تصویری بهتر از پهنه در حال تکامل کمربند چین خورده و رانده زاگرس ارائه شده است. در زاگرس بخشی از کل انرژی ناشی از همگرایی مایل صفحه عربی - اوراسیا در زمین لرزه‌ها آزاد می‌شود، بخشی به صورت انرژی پتانسیل در گسل‌ها ذخیره و بخش دیگر نیز به صورت دگرشکلی‌های داخلی و خزش مصرف می‌شود. برآورد نرخ گشتاور روش نوینی است که به بررسی نرخ فعالیت زمین‌ساختی در مناطق مختلف می‌پردازد. نرخ گشتاور ژئودتیک بر اساس اطلاعات به دست آمده از شبکه جی‌پی‌اس و نرخ گشتاور لرزه‌ای بر اساس زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی برآورد شده است. بیشترین نرخ گشتاور محاسبه شده در کل زاگرس، نرخ گشتاور ژئودتیک است که تقریباً معادل  $10^{19} \times 7/441$  است. نرخ گشتاور لرزه‌ای زاگرس در حدود  $10^{18} \times 3/438$  تخمین زده شده است. نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به گشتاور ژئودتیک در کل منطقه زاگرس معادل  $0/429$  است که نشان می‌دهد تغییر شکل بی لرزه در کل منطقه زاگرس غالب است و نقش بیشتری نسبت به تغییر شکل لرزه‌ای دارد. این موضوع احتمالاً مربوط به تأثیر لایه‌های شکل‌پذیر زیرین هرمز و سایر سطوح جدایش میانی است. با مقایسه نرخ گشتاورهای لرزه‌ای و ژئودتیک در بخش‌های مختلف زاگرس و با توجه به آزاد شدن مقدار بیشتر انرژی لرزه‌ای در شمال و شمال باختر، به نظر می‌رسد خطرناک‌ترین بخش پهنه زاگرس از لحاظ پتانسیل لرزه‌خیزی، جنوب و جنوب خاور یعنی بخش‌هایی از فارس و بندرعباس و بخش‌هایی از زیرپهنه خوزستان باشد. مقایسه نتایج هر روش با روش‌های دیگر، می‌تواند دیدگاهی نو در پهنه دگرشکلی در حال تکامل لرزه‌زمین‌ساخت زاگرس ایجاد کند.

**واژه‌های کلیدی:** نرخ گشتاور، گسل‌های فعال، دگرشکلی، زاگرس، لرزه‌زمین‌ساخت

## ۱ مقدمه

برآورد نرخ گشتاور یکی از روش‌های بررسی میزان انرژی پتانسیل و انرژی آزاد شده در سامانه‌های زمین‌شناسی است. تعیین نرخ وقوع زمین‌لرزه‌ها یکی از بخش‌های اصلی تحلیل خطر لرزه‌ای است. در این پژوهش نرخ گشتاور ژئودتیکی و لرزه‌ای محاسبه شده است. از آنجا که ژئودزی و لرزه‌خیزی مشاهده شده، هر یک دیدگاهی متفاوت نسبت به فرایند زمین‌لرزه دارند، سازگار بودن یا نبودن نرخ‌های گشتاوری به دست آمده می‌تواند اطلاعات جدیدی را درباره رفتار زمین‌لرزه‌ها آشکار کند.

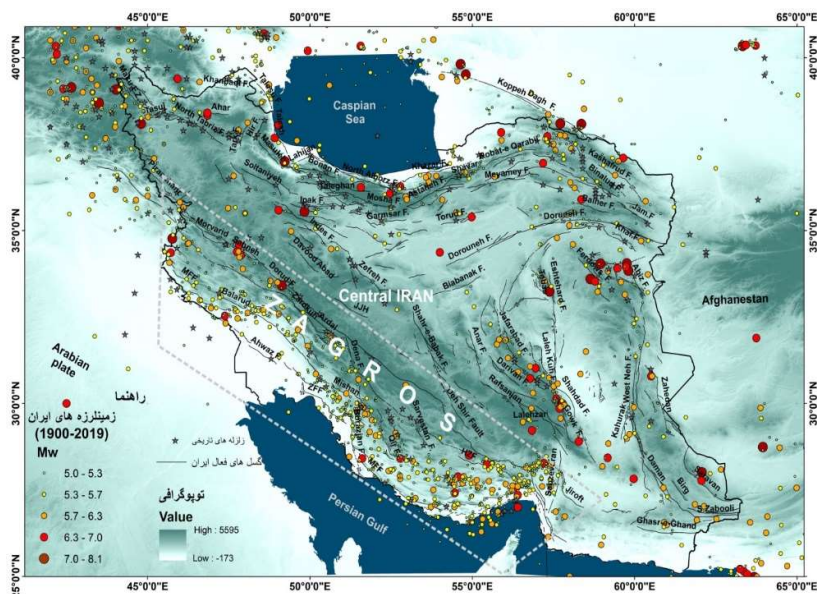
نرخ گشتاور به دست آمده از کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها بیانگر انرژی آزاد شده است و بازه زمانی حدود ۱۰۰ سال را شامل می‌شود. زلزله‌شناسان برای سنجش مقدار انرژی آزاد شده در زمین‌لرزه، از گشتاور لرزه‌ای بهره می‌گیرند. برای بررسی تأثیر زلزله در تعیین تغییر شکل زمین‌ساختی، گشتاور لرزه‌ای بهترین کمیت است؛ زیرا بیانگر انرژی آزاد شده در زمین‌لرزه است. نرخ گشتاور ژئودتیکی، پتانسیل منطقه پوشش داده شده با شبکه ژئودینامیکی را نشان می‌دهد و هرگونه حرکت کنونی اعم از لرزه‌ای و بی‌لرزه را در محدوده زمانی به نسبت کوتاه در منطقه نشان می‌دهد.

هر کدام از روش‌های ژئودتیکی و لرزه‌ای محدودیت‌هایی دارند، ولی با مقایسه نتایج هر یک از این روش‌ها می‌توان دیدگاه‌های کاربردی در زمینه تحلیل خطر لرزه‌ای و فعالیت زمین‌ساختی در منطقه به دست آورد. از مطالعاتی که درباره این موضوع در ایران و دیگر مناطق جهان صورت گرفته است می‌توان به نمونه‌های زیر اشاره کرد: آکی (۱۹۶۶) برای نخستین بار گشتاور لرزه‌ای را برای زلزله نوگوتا پیشنهاد داد. وارد (۱۹۹۸) به بررسی نرخ گشتاورهای لرزه‌ای، زمین‌شناسی و ژئودتیک آمریکا پرداخت و نشان داد در مناطقی از شمال باختری و مرکزی ایالات متحده، گشتاورهای ژئودتیکی و لرزه‌ای، بیشتر از

گشتاور زمین‌شناسی هستند. نیومن و همکاران (۲۰۰۱) به مقایسه نرخ گشتاور ژئودتیک و لرزه‌ای در کالیفرنیا پرداختند. کریمر و همکاران (۲۰۰۴) تکامل ساختاری را با استفاده از مقایسه نرخ گشتاورهای لرزه‌ای، زمین‌شناسی و ژئودتیک در یونان بررسی کردند. همچنین پانچا و همکاران (۲۰۰۶) پژوهش مشابهی برای پهنه حوضه و رشته‌کوه (Basin and Range) در آمریکا انجام دادند. میدلتون و همکاران (۲۰۱۸) با مطالعه نرخ گشتاور لرزه‌ای و زمین‌شناسی منطقه توانستند فواصل زمانی بین زمین‌لرزه‌های بزرگ را در منطقه کیلیان چین پیش‌بینی کنند. زارعی و همکاران (۱۳۹۶) و رشیدی و همکاران (۲۰۱۸) با استفاده از نرخ گشتاورها به بررسی لرزه‌خیزی به ترتیب برای شمال لوت و جنوب باختری لوت پرداختند. پان و همکاران (۲۰۲۰) با تجزیه و تحلیل ژئودتیکی و لرزه‌ای، نرخ کرنش و ارزیابی توزیع تغییر شکل فعال پوسته و همچنین خطر لرزه‌ای بالقوه را در سراسر مناطق لرزه‌ای شمال شرقی تبت بررسی کردند.

## ۲ زمین‌شناسی کمربند چین خورده و رانده زاگرس

کمربند کوه‌زایی زاگرس بخشی از کمربند کوه‌زایی آلپ-همیالیا است که با طول تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتر از کوه‌های تاروس در جنوب خاور ترکیه تا گسل میناب در خاور جزیره هرمز واقع در جنوب ایران امتداد یافته است (اشنایدر و برازنکی، ۱۹۸۶). این منطقه که شامل زاگرس باختری، مرکزی و خاوری است، از نظر زلزله‌خیزی بسیار فعال است و زلزله‌خیزترین منطقه ایران محسوب می‌شود (شکل ۱). بیش از نیمی از زمین‌لرزه‌های ایران که در شبکه‌های جهانی ثبت شده‌اند، در منطقه زاگرس رخ داده‌اند (میرزائی، ۱۳۸۳). این کمربند کوه‌زایی از شمال خاور به گسل معکوس اصلی زاگرس محدود می‌شود که در گذشته مرز فعال بین صفحه عربی و ایران بوده است، در جنوب باختر



شکل ۱. نقشه لرزه‌زمین‌ساختی ایران. پراکنندگی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی با بزرگای بیش از ۵ به همراه گسل‌های فعال ایران نشان داده شده است. محدوده مطالعاتی پژوهش حاضر با خط چین مشخص شده است.

کشسانی سنگ‌ها ( $\mu$ )، مساحت سطحی که نیرو بر آن اعمال می‌شود (A) و جابه‌جایی و لغزشی که روی گسل اتفاق می‌افتد (D) (سامرویل و همکاران، ۱۹۹۹):

$$M_0 = \mu AD \quad (1)$$

### ۳-۱ برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای

در این بررسی برای تهیه کاتالوگ یکنواخت برای منطقه مورد مطالعه که از دیدگاه کمی و کیفی به نسبت مناسب باشد، منابع مختلف مرتبط با داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ایران به کار رفته‌اند. برای زمین‌لرزه‌های دستگاهی مربوط به سال‌های ۲۰۱۹-۱۹۶۴ میلادی از وبگاه ISC (International Seismological Centre) استفاده شده است. اطلاعات زمین‌لرزه‌های تاریخی و پیش‌دستگاهی مربوط به سال‌های ۱۹۶۳-۱۹۰۰ میلادی از وبگاه IRSC (Iranian Seismological Center)، کتاب «تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران» (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۳) و کتاب «پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌های ایران» (میرزائی و

از سواحل خلیج فارس عبور می‌کند و بخشی از آب‌های خلیج فارس را نیز دربرمی‌گیرد (بربریان، ۱۹۹۵). رشته‌کوه‌های زاگرس که در بین بلوک‌های ایران مرکزی و لبه صفحه عربی قرار دارند، حدود یک سوم همگرایی صفحه عربی و اوراسیا را جذب می‌کنند (تاتار و همکاران، ۲۰۰۲ و حسامی و همکاران، ۲۰۰۶). میزان همگرایی شمال باختر به جنوب خاور زاگرس افزایش می‌یابد (تاکین، ۱۹۷۲). به همین علت قسمت شمال باختر ناحیه زاگرس باریک و با وسعتی در حدود ۲۰۰ کیلومتر است، در حالی که به سمت جنوب خاور ناحیه زاگرس گسترده‌تر می‌شود و وسعت آن به حدود ۴۰۰-۳۵۰ کیلومتر می‌رسد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).

### ۳ روش تحقیق

گشتاور لرزه‌ای برآوردی از اندازه گسیختگی لرزه‌ای ایجادشده در اثر فعالیت زوج نیروها در سرتاسر سطح لغزش گسلی است و برابر است با حاصل ضرب سه کمیت سختی

سپس با حذف پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها و تصحیحات لازم، کاتالوگ نهایی به دست آمده است. جهت تبدیل گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور از دو روش میانگین نرخ گشتاور و رسم نمودار می‌توان استفاده کرد:

الف) میانگین نرخ گشتاور  $\bar{M}$  در سال‌های  $T_{cat}$  از  $N$  فاصله زمانی متوالی  $\Delta T$  را می‌توان به صورت زیر به دست آورد (وارد، ۱۹۹۸):

$$\bar{M} = \frac{1}{N\Delta T} [M_1(\Delta T) + M_2(\Delta T) + \dots + M_N(\Delta T)] \quad (9)$$

ب) با رسم نمودار گشتاور تجمعی بر حسب سال‌های موجود در کاتالوگ زمین لرزه‌ای و اندازه‌گیری شیب خط، نرخ گشتاور لرزه‌ای به دست می‌آید (پانچا و همکاران، ۲۰۰۶).

### ۲-۳ برآورد نرخ گشتاور ژئودتیکی

برای تعیین نرخ گشتاور از داده‌های ژئودتیکی، ابتدا باید رابطه‌ای میان تانسور گشتاور و داده‌های ژئودتیکی وجود داشته باشد که این رابطه با تانسور نرخ کرنش (استرین) برقرار می‌شود. کاسترو (۱۹۷۴) نشان داد بین تانسور نرخ کرنش و فعالیت زمین لرزه رابطه زیر وجود دارد (وارد، ۱۹۹۸):

$$2\mu A H_S \dot{\epsilon} = (1/T) \sum_{n=1}^n M_n \quad (10)$$

که  $M_n$  تانسور گشتاور لرزه‌ای،  $\dot{\epsilon}$  تانسور نرخ کرنش،  $\mu$  ضریب صلیب لایه کشسان،  $A$  مساحت شبکه و  $H_S$  ضخامت لایه‌ای است که کرنش کشسان در آن جمع و در هنگام زمین لرزه آزاد می‌شود.  $n$  تعداد کل زمین لرزه‌ها و کمیت  $T$  بیانگر تعداد سال‌های مشاهدات ژئودتیکی سرعت ایستگاه‌ها است. رابطه (۱۰) نشان می‌دهد متوسط نرخ کرنش حجمی با مجموع مؤلفه‌های تانسور گشتاور لرزه‌ای ( $M_n$ ) رابطه خطی دارد. با مقادیر معلوم یا مفروض  $H_S$ ،  $T$ ،  $A$  و  $\mu$  می‌توان پتانسیل لرزه‌خیزی (فعالیت لرزه‌ای) درون شبکه را به دست آورد، حتی اگر فعالیت

همکاران، ۱۳۸۱) استخراج شده است. در این روش با توجه به روابط تجربی موجود بین بزرگ‌های مختلف ( $M_W$ ،  $M_S$ ،  $m_b$  و  $M_L$ ) و گشتاور لرزه‌ای اسکالر، می‌توان گشتاور لرزه‌ای را برای هر زمین لرزه با استفاده از بزرگای آن محاسبه و سپس نرخ گشتاور لرزه‌ای را تعیین کرد. روابط تجربی گوناگونی بین گشتاور ( $M_0$ ) و بزرگای ( $M$ ) ارائه شده‌اند که برخی از آنها در ادامه ذکر می‌شود. رابطه کلی بین گشتاور و بزرگای به صورت زیر است:

$$\log M_0 = cM + d \quad (2)$$

رابطه هنکس و کاناموری (۱۹۷۹) برای به دست آوردن گشتاور اسکالر با استفاده از بزرگای موج سطحی زلزله‌ها ( $M_S$ ) به صورت زیر است:

$$\log(M_0) = 9.05 + 1.5M_S \quad (3)$$

اکستروم (۱۹۸۷) رابطه زیر را ارائه کرد:

$$\log(M_0) = M_S + 12.243 \quad M_S < 7.16 \quad (4)$$

$$\log(M_0) = 1.5(M_S + 5.776) \quad M_S > 7.16 \quad (5)$$

جانستون (۱۹۹۶) رابطه بین بزرگای موج درونی ( $m_b$ ) و گشتاور لرزه‌ای اسکالر را به صورت زیر پیشنهاد کرد:

$$\log(M_0) = 11.28 + 0.679m_b + 0.077m_b^2 \quad (6)$$

در روابط (۳) تا (۶) مقدار  $M_0$  بر حسب نیوتن متر ( $N.m$ ) است.

کاناموری (۱۹۷۷) دو رابطه بین بزرگای گشتاوری و گشتاور لرزه‌ای معرفی کرد:

$$M_W = \frac{2}{3} \log(M_0) - 10.73 \quad (7)$$

$$M_W = \frac{2}{3} \log(M_0) - 6.0 \quad (8)$$

که در رابطه (۷) مقدار  $M_0$  بر حسب دین سانتی‌متر ( $dyn.cm$ ) و در رابطه (۸) بر حسب نیوتن متر ( $N.m$ ) است. در این پژوهش همه بزرگ‌ها در مقیاس‌های مختلف در کاتالوگ مورد نظر بر اساس بزرگای موج سطحی  $M_S$  یکسان‌سازی شده‌اند تا یک بزرگای نهایی به دست بیاید.

#### ۴ نتایج برآوردها

##### ۴-۱ تعیین نرخ گشتاور ژئودتیک در زاگرس

در این پژوهش با توجه به زمین‌ساخت ایران و گسلش هم‌زمان با زمین‌لرزه‌ها، شبکه‌بندی  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  با نرم‌افزار Arc GIS انجام شده است. برای تعیین نرخ کرنش از ایستگاه‌های جی‌پی‌اس سازمان نقشه‌برداری کشور در منطقه زاگرس و بردارهای سرعت به‌دست‌آمده در مطالعات ژرفی و همکاران (۲۰۱۴) و خرمی و همکاران (۲۰۱۹) بهره گرفته شده است. مقدار نرخ کرنش به کمک نرم‌افزار متلب استخراج و با درون‌یابی به روش نزدیک‌ترین همسایگی برای هر سلول برآورد شد. سپس مقدار نرخ گشتاور ژئودتیک برای هر سلول محاسبه شد (جدول ۱). در منطقه مورد مطالعه ضخامت لایه لرزه‌زا با توجه به میانگین ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها در کل زاگرس ۱۵ کیلومتر فرض شده است (انصاری و زمانی، ۲۰۱۴؛ طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴؛ انگدال و همکاران، ۲۰۰۶ و نیسن و همکاران، ۲۰۱۱).

مربوط به مناطقی باشد که گسل‌های ناشناخته یا با لغزش بسیار آرام داشته باشند و مطالعه با روش‌های زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی دشوار باشد.

طبق روابط ثابت‌شده کاسترو (۱۹۷۴)، دو تانسور گشتاور لرزه‌ای و تانسور کرنش با یکدیگر متناسب هستند، اما از آنجا که تبدیل تانسور کرنش به نرخ گشتاور لرزه‌ای یکتا نیست، نتایج پژوهشگران مختلف با توجه به رابطه استفاده‌شده متفاوت است. وارد (۱۹۹۸) برای اولین بار این کمیت را با استفاده از داده‌های ژئودتیک و تانسور کرنش حاصل از آن تعیین کرد. این پژوهشگر نرخ گشتاور ژئودتیک را برای آمریکا و اروپا با فرمول زیر محاسبه کرد:

$$\dot{M}_{\text{geodetic}} = 2\mu A H_S \dot{\epsilon}_{\text{max}} \quad (11)$$

در این رابطه از وارونگی اسکالر رابطه کاسترو و بزرگ‌ترین مقدار ویژه تانسور کرنش  $\dot{\epsilon}_{\text{max}}$  استفاده شده است. برای محاسبه نرخ گشتاور ژئودتیک روش‌های دیگری نیز وجود دارد که می‌توان به روش اندرسون (۱۹۷۹) و روش ساویج و سیمپسون (۱۹۹۷) اشاره کرد.

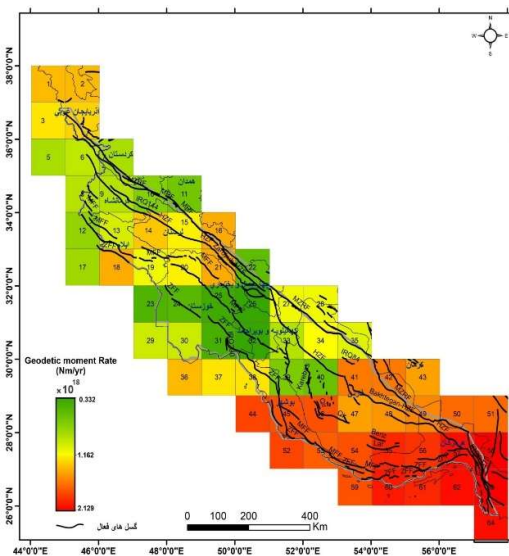
جدول ۱. نرخ گشتاور ژئودتیک محاسبه‌شده برای هر سلول.

نرخ گشتاور ژئودتیک (Nm/yr)	نرخ کرنش ( $s^{-1}$ )	مساحت ( $km^2$ )	ضخامت لایه لرزه‌زا (km)	ثابت	ضریب سختی $N/m^2$	
۱/۱۲۲E+۱۸	۱۲۳/۱۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱
۱/۱۲۲E+۱۸	۱۲۳/۱۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲
۱/۰۶۰E+۱۸	۱۱۶/۲۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳
۱/۰۸۰E+۱۸	۱۱۸/۵۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴
۸/۸۳۰E+۱۷	۹۶/۹	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵
۹/۲۴۵E+۱۷	۱۰۱/۴۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۶
۸/۸۳۰E+۱۷	۹۶/۹	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۷
۹/۱۴۱E+۱۷	۱۰۰/۳۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۸
۹/۱۴۱E+۱۷	۱۰۰/۳۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۹
۷/۳۷۵E+۱۷	۸۰/۹۴	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱۰
۷/۱۶۷E+۱۷	۷۸/۶۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱۱
۷/۶۸۷E+۱۷	۸۴/۳۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱۲
۹/۹۷۲E+۱۷	۱۰۹/۴۴	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	13۱۳
۱/۱۱۲E+۱۸	۱۲۱/۹۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱۴

۱/۰۳۹E+۱۸	۱۱۴	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱۵
۱/۱۲۳E+۱۸	۱۲۵/۴	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱۶
۷/۸۹۵E+۱۷	۸۶/۶۴	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱۷
۱/۱۲۳E+۱۸	۱۲۵/۴	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱۸
۱/۰۱۸E+۱۸	۱۱۱/۷۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۱۹
۱/۰۳۹E+۱۸	۱۱۴	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۰
۱/۱۲۳E+۱۸	۱۲۵/۴	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۱
۵/۷۱۳E+۱۷	۶۲/۷	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۲
۴/۸۸۲E+۱۷	۵۳/۵۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۳
۵/۰۹۰E+۱۷	۵۵/۸۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۴
۳/۸۴۳E+۱۷	۴۲/۱۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۵
۳/۳۲۴E+۱۷	۳۶/۴۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۶
۱/۰۱۸E+۱۸	۱۱۱/۷۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۷
۱/۰۱۸E+۱۸	۱۱۱/۷۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۸
۹/۸۶۸E+۱۷	۱۰۸/۳	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۲۹
۹/۸۶۸E+۱۷	۱۰۸/۳	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۰
۴/۰۵۱۴E+۱۷	۴۴/۴۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۱
۳/۳۲۴E+۱۷	۳۶/۴۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۲
۹/۱۴۱E+۱۷	۱۰۰/۳۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۳
۱/۰۲۸E+۱۸	۱۱۲/۸۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۴
۱/۰۰۸E+۱۸	۱۱۰/۵۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۵
۱/۱۲۲E+۱۸	۱۲۳/۱۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۶
۱/۰۶۰E+۱۸	۱۱۶/۲۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۷
۱/۰۶۰E+۱۸	۱۱۶/۲۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۸
۷/۲۷۱E+۱۷	۷۹/۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۳۹
۷/۰۶۴E+۱۸	۷۷/۵۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۰
۱/۳۵۰E+۱۸	۱۴۸/۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۱
۱/۳۵۰E+۱۸	۱۴۸/۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۲
۱/۲۴۷E+۱۸	۱۳۶/۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۳
۱/۵۵۸E+۱۸	۱۷۱	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۴
۱/۵۴۸E+۱۸	۱۶۹/۸۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۵
۱/۵۴۸E+۱۸	۱۶۹/۸۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۶
۱/۲۴۷E+۱۸	۱۳۶/۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۷
۱/۳۱۹E+۱۸	۱۴۴/۷۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۸
۱/۳۳۰E+۱۸	۱۴۵/۹۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۴۹
۱/۴۲۳E+۱۸	۱۵۶/۱۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۰
۱/۴۲۳E+۱۸	۱۵۶/۱۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۱
۱/۵۵۸E+۱۸	۱۷۱	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۲
۱/۵۳۷E+۱۸	۱۶۸/۷۲	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۳

۱/۵۴۸E+۱۸	۱۶۹/۸۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۴
۱/۷۶۶E+۱۸	۱۹۳/۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۵
۱/۷۳۵E+۱۸	۱۹۰/۳۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۶
۲/۱۱۹E+۱۸	۲۳۲/۵۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۷
۲/۱۳۰E+۱۸	۲۳۳/۷	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۸
۱/۵۴۸E+۱۸	۱۶۹/۸۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۵۹
۱/۷۸۷E+۱۸	۱۹۶/۰۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۶۰
۱/۷۶۶E+۱۸	۱۹۳/۸	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۶۱
۲/۱۱۹E+۱۸	۲۳۲/۵۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۶۲
۲/۱۳۰E+۱۸	۲۳۳/۷	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۶۳
۲/۱۱۹E+۱۸	۲۳۲/۵۶	۱۰۱۲۴/۵۸	۱۵	۲	۳E+۱۰	۶۴

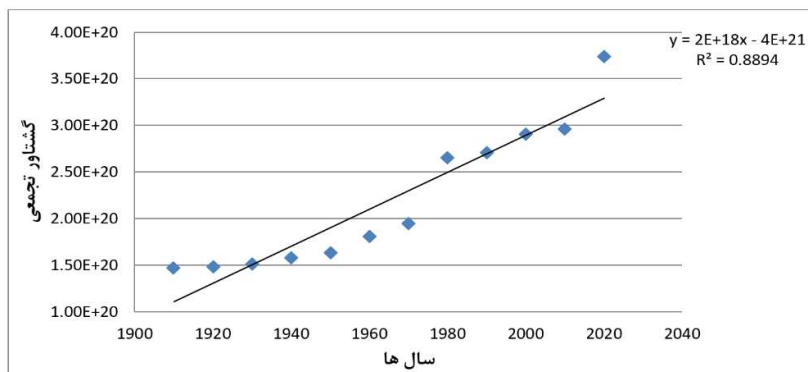
مذکور واقع شده‌اند. در مناطقی که نرخ گشتاور ژئودتیک بیشتر است، پتانسیل فعالیت لرزه‌ای و بی‌لرزه بیشتر از بقیه قسمت‌ها است. کمترین میزان نرخ گشتاور ژئودتیک به ترتیب مربوط به سلول‌های شماره ۲۶، ۳۲، ۲۵، ۳۱، ۲۳، ۲۴ و ۲۲ است. به عبارتی، این مناطق نسبت به مناطق دیگر، تغییر شکل لرزه‌ای و بی‌لرزه کمتری دارند.



شکل ۲. برآورد نرخ گشتاور ژئودتیک در شبکه‌بندی مفروض برای زاگرس و مناطق اطراف. ابعاد هر سلول  $۱^{\circ} \times ۱^{\circ}$  است. رنگ‌های گرم‌تر نرخ بیشتر گشتاور ژئودتیک و رنگ‌های سردتر نرخ کمتر را نشان می‌دهند. گسل‌های فعال برگرفته از نقشه گسل‌های فعال سازمان زمین‌شناسی کشور است.

شکل ۲ پهنه‌بندی نرخ گشتاور ژئودتیک را در منطقه زاگرس نشان می‌دهد. در این شکل هرچه مناطق به سمت رنگ‌های گرم‌تر (رنگ قرمز) گرایش پیدا کنند، نرخ گشتاور ژئودتیک بیشتر و هرچه به سمت رنگ‌های سردتر (رنگ سبز) گرایش پیدا کنند، نرخ گشتاور ژئودتیک کمتر است. مناطق با رنگ زرد نیز نشان‌دهنده متوسط این دو است. این پهنه‌بندی نشان‌دهنده آن است که در بخش‌های جنوبی زاگرس، نرخ گشتاور به طرز معناداری بیشتر از بخش‌های شمالی آن است.

نرخ گشتاور ژئودتیک برای کل منطقه  $۷/۴۴۱ \times ۱۰^{۱۹}$  Nm/yr به دست آمده است. بر اساس برآوردها، بیشترین نرخ گشتاور ژئودتیک به ترتیب مربوط به سلول‌های شماره ۶۳، ۶۲، ۵۸، ۵۷، ۶۴، ۶۰، ۵۵، ۶۱ و ۵۶ است که بیشتر در مناطق جنوبی زاگرس (شرق گسل کازرون) هستند. این موضوع نمایانگر دگرشکلی‌های بین‌لرزه‌ای (interseismic) است. نرخ گشتاور ژئودتیک می‌تواند معیار خوبی برای میزان پویایی پوسته و تجمع کرنش در اطراف گسل‌ها باشد. گسل‌های میناب، پیشانی کوهستان (MFF)، پیش‌رُفای زاگرس (ZFF)، لار، کره‌بس، سروستان، سبزپوشان، برازجان، خورموج و قطعاتی از گسل معکوس اصلی زاگرس و زاگرس مرتفع در مناطق با نرخ گشتاور ژئودتیک زیاد در سلول‌های



شکل ۳. برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای زاگرس با استفاده از روش رسم نمودار برای زمین‌لرزه‌های مربوط به سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۹ میلادی.

#### ۲-۴ تعیین نرخ گشتاور لرزه‌ای در زاگرس

پس از تصحیحات لازم و حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها در پنجره‌های زمانی و مکانی مختلف با نرم‌افزار متلب و بررسی کامل بودن کاتالوگ، در نهایت، ۸۱۴ زمین‌لرزه بزرگ‌تر از ۴ انتخاب شد که شامل ۵۰ زمین‌لرزه تاریخی و ۷۶۴ زمین‌لرزه دستگاهی است. برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای

به روش هنکس و کاناموری (۱۹۷۴) صورت گرفت. نرخ گشتاور برای منطقه مطالعاتی با استفاده از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های موجود به هر دو روش نمودار گشتاور تجمعی برحسب سال‌های موجود در کاتالوگ (شکل ۳) و میانگین‌گیری به‌دست آمده است (جدول ۲).

جدول ۲. نرخ گشتاور لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه زاگرس برای زمین‌لرزه‌های پیش‌دستگاهی و دستگاهی مربوط به سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۹ میلادی.

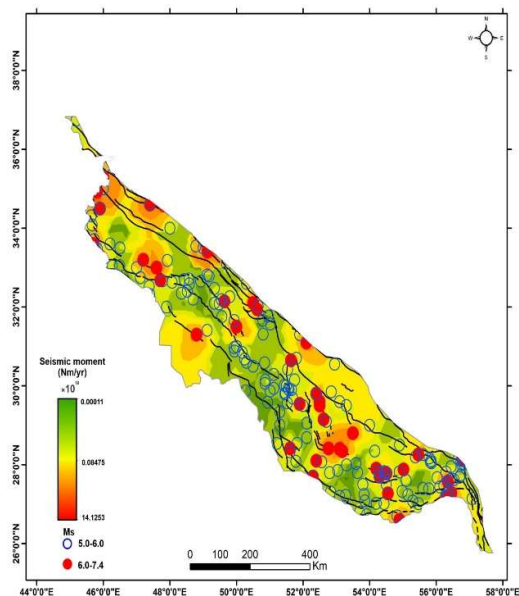
واحد نرخ گشتاور	نرخ گشتاور لرزه‌ای با استفاده از روش رسم نمودار	نرخ گشتاور لرزه‌ای با استفاده از روش میانگین‌گیری
Nm/yr	$1/988E+18$	$3/1941E+18$
Dyne-cm/yr	$1/988E+25$	$3/1941E+25$

نرخ گشتاور لرزه‌ای به روش میانگین‌گیری برای زمین‌لرزه‌های تاریخی  $2/449 \times 10^{17}$  Nm/yr است. نرخ گشتاور لرزه‌ای برای کل زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی زاگرس  $3/438 \times 10^{18}$  Nm/yr است.

شکل ۴ پهنه‌بندی گشتاور لرزه‌ای همه زلزله‌های تاریخی و دستگاهی کاتالوگ مورد نظر را با گسل‌های فعال منطقه نشان می‌دهد. زلزله‌های تاریخی و دستگاهی بزرگ‌تر از ۵ روی نقشه رسم شده است که نشان می‌دهد تجمع بیشتر زلزله‌ها در مناطق جنوبی زاگرس است. همان‌طور که در شکل نمایش داده شده است، قسمت‌های شمالی به سمت رنگ‌های گرم‌تر گرایش دارد و انرژی بیشتری آزاد شده

است. به نظر می‌رسد تعداد زمین‌لرزه‌ها در مناطق جنوبی مثل استان هرمزگان بیشتر است، اما تأثیرگذاری نهایی برای زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۶ به‌مراتب بیشتر بوده است. در مناطق شمالی، تعداد زمین‌لرزه‌ها کمتر و انرژی آزاد شده بیشتر است. تفاوت در رهایی انرژی در مناطق مختلف زاگرس می‌تواند ناشی از پیچیدگی‌های سنگ‌شناسی، اثر لایه‌های تبخیری به‌خصوص نمک هرمز و همچنین هندسه قطعات گسلی باشد. در زاگرس، به سطح نرسیدن گسله‌ها، ناهمگن بودن سازوکار گسله‌ها، منطبق نبودن پراکندگی سطحی زمین‌لرزه‌ها با گسله‌های موجود، صرف انرژی زیاد در چین‌خوردگی‌ها، کرنش داخلی، تفاوت در سبک





شکل ۴. بهینه‌بندی گشتاور لرزه‌ای برای زلزله‌های دستگاهی و تاریخی. زلزله‌های بزرگ‌تر از ۵ در شکل نشان داده شده است.

ژئودتیک، در این بخش نیز منطقه مطالعاتی به ۶۴ سلول با اندازه‌های  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  تقسیم و مقدار و نرخ گشتاور لرزه‌ای در هر سلول محاسبه شده است (شکل ۵ و جدول ۳).

زمین‌ساختی و ساختاری و ضخامت پوسته بخش‌های مختلف منطقه موجب بروز تفاوت‌هایی در نرخ گشتاور لرزه‌ای در بخش‌های مختلف شده است. مشابه شبکه‌بندی صورت‌گرفته در برآورد گشتاور

جدول ۳. مجموع گشتاور لرزه‌ای، نرخ گشتاور لرزه‌ای، نرخ گشتاور ژئودتیک و نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور ژئودتیک در هر سلول

شماره سلول	مجموع گشتاور لرزه‌ای	تعداد سال‌ها	نرخ گشتاور لرزه‌ای (Nm/yr)	نرخ گشتاور ژئودتیک (Nm/yr)	SMR/GMR (%)	SMR/GMR
۱	$2/932E+15$	۱	$2/932E+15$	$1/122E+18$	۰/۲۶	۰/۰۰۲۶
۲	$2/818E+17$	۱	$2/818E+17$	$1/122E+18$	۲۵/۱۲	۰/۲۵۱۲
۳	$1/856E+17$	۸۵	$2/184E+15$	$1/060E+18$	۰/۲۱	۰/۰۰۲۱
۴	$6/840E+16$	۴۹	$1/396E+15$	$1/080E+18$	۰/۱۳	۰/۰۰۱۳۶
۵	$6/331E+17$	۱۰۹	$5/810E+15$	$8/830E+17$	۰/۶۶	۰/۰۰۶۶
۶	$2/325E+17$	۵۴	$4/342E+15$	$9/245E+17$	۰/۴۷	۰/۰۰۴۷
۷	$1/853E+16$	۳۵	$5/295E+14$	$8/830E+17$	۰/۰۶	۰/۰۰۰۶
۸	$7/147E+19$	۸۹	$8/030E+17$	$9/141E+17$	۸۷/۸۴	۰/۸۷۸۴
۹	$2/486E+16$	۴۶	$5/404E+14$	$9/141E+17$	۰/۰۶	۰/۰۰۰۶
۱۰	$1/322E+19$	۴۵	$2/938E+17$	$7/375E+17$	۳۹/۸۳	۰/۳۹۸۳
۱۱	$3/936E+16$	۴۲	$9/372E+14$	$7/168E+17$	۰/۱۳	۰/۰۰۱۳
۱۲	$5/638E+17$	۱۰۲	$5/527E+15$	$7/687E+17$	۰/۷۲	۰/۰۰۷۲
۱۳	$4/676E+17$	۷۹	$5/920E+15$	$9/972E+17$	۰/۵۹	۰/۰۰۵۹
۱۴	$3/699E+17$	۸۷	$4/252E+15$	$1/112E+18$	۰/۳۸	۰/۰۰۳۸

۱/۶۳	۰/۰۱۶۳	۱/۰۲۹E+۱۸	۱/۶۹۳E+۱۶	۶۳	۱/۰۶۷E+۱۸	۱۵
۱۳۱/۵۴	۱/۳۱۵۴	۱/۱۲۳E+۱۸	۱/۵۳۰E+۱۸	۹۴	۱/۴۱۳E+۲۰	۱۶
۰/۱۷	۰/۰۰۱۷	۷/۸۹۵E+۱۷	۱/۳۵۲E+۱۵	۱۱	۱/۳۵۲E+۱۵	۱۷
۰/۲۶	۰/۰۰۲۶	۱/۱۲۳E+۱۸	۲/۹۳۴E+۱۵	۸۵	۲/۴۹۳E+۱۷	۱۸
۲/۴۴	۰/۰۲۴۴	۱/۰۱۸E+۱۸	۲/۴۸۶E+۱۶	۹۱	۲/۲۶۳E+۱۸	۱۹
۱/۹۰	۰/۰۱۹۰	۱/۰۳۹E+۱۸	۱/۹۷۰E+۱۶	۹۰	۱/۷۷۳E+۱۸	۲۰
۴/۱۷	۰/۰۴۱۷	۱/۱۲۳E+۱۸	۴/۷۶۴E+۱۶	۸۹	۴/۲۲۰E+۱۸	۲۱
۰/۰۳	۰/۰۰۰۳	۵/۷۱۳E+۱۷	۱/۵۶۱E+۱۴	۲۶	۴/۰۵۹E+۱۵	۲۲
۱/۰۶	۰/۰۱۰۶	۴/۸۸۲E+۱۷	۵/۱۵۹E+۱۵	۴۸	۲/۴۷۶E+۱۷	۲۳
۰/۰۳	۰/۰۰۰۳	۵/۰۹۰E+۱۷	۱/۵۲۰E+۱۶	۸۷	۱/۳۲۲E+۱۶	۲۴
۲/۴۲	۰/۰۲۴۲	۳/۸۲۳E+۱۷	۹/۲۸۴E+۱۵	۸۲	۷/۶۱۳E+۱۷	۲۵
۱۰/۱۴	۰/۱۰۱۴	۳/۳۲۴E+۱۷	۳/۳۷۱E+۱۶	۵۸	۱/۹۵۵E+۱۸	۲۶
۰/۰۸	۰/۰۰۰۸	۱/۰۱۸E+۱۸	۸/۱۹۱E+۱۶	۲۵	۲/۰۴۸E+۱۶	۲۷
۰/۱۱	۰/۰۰۱۱	۱/۰۱۸E+۱۸	۱/۱۲۲E+۱۵	۱	۱/۱۲۲E+۱۵	۲۸
۰/۰۰	۰/۰۰۰۰	۹/۸۶۸E+۱۷	۰/۰۰۰E+۰۰	۰	۰/۰۰۰E+۰۰	۲۹
۰/۰۰	۰/۰۰۰۰	۹/۸۶۸E+۱۷	۰/۰۰۰E+۰۰	۰	۰/۰۰۰E+۰۰	۳۰
۱/۱۶	۰/۰۱۱۶	۴/۰۵۱E+۱۷	۴/۶۸۰E+۱۵	۶۱	۲/۸۵۵E+۱۷	۳۱
۸/۱۳	۰/۰۸۱۳	۳/۳۲۴E+۱۷	۲/۷۰۲E+۱۶	۵۲	۱/۴۰۵E+۱۸	۳۲
۴/۴۵	۰/۰۴۴۵	۹/۱۴۱E+۱۷	۴/۰۷۰E+۱۶	۸۴	۳/۴۱۹E+۱۸	۳۳
۰/۵۰	۰/۰۰۵۰	۱/۰۲۸E+۱۸	۵/۱۶۰E+۱۵	۴۵	۲/۳۲۲E+۱۷	۳۴
۰/۰۰	۰/۰۰۰۰	۱/۰۰۸E+۱۸	۰/۰۰۰E+۰۰	۰	۰/۰۰۰E+۰۰	۳۵
۰/۰۰	۰/۰۰۰۰	۱/۱۲۲E+۱۸	۰/۰۰۰E+۰۰	۰	۰/۰۰۰E+۰۰	۳۶
۶/۶۸	۰/۰۶۶۸	۱/۰۶۰E+۱۸	۷/۰۷۹E+۱۶	۰	۷/۰۷۹E+۱۶	۳۷
۰/۵۱	۰/۰۰۵۱	۱/۰۶۰E+۱۸	۵/۴۰۸E+۱۵	۶۶	۳/۵۹۹E+۱۷	۳۸
۹/۰۲	۰/۰۹۰۲	۷/۲۷۱E+۱۷	۶/۵۶۰E+۱۶	۸۹	۵/۸۳۹E+۱۸	۳۹
۴/۲۴	۰/۰۴۲۴	۷/۰۶۴E+۱۷	۲/۹۹۲E+۱۶	۶۱	۱/۸۲۷E+۱۸	۴۰
۰/۰۴	۰/۰۰۰۴	۱/۳۵۰E+۱۸	۵/۷۲۶E+۱۶	۴۲	۲/۴۰۵E+۱۶	۴۱
۵/۲۴	۰/۰۵۲۴	۱/۳۵۰E+۱۸	۷/۰۷۹E+۱۶	۱	۷/۰۷۹E+۱۶	۴۲
۰/۳۵	۰/۰۰۳۵	۱/۲۴۷E+۱۸	۴/۳۱۷E+۱۵	۱	۴/۳۱۷E+۱۵	۴۳
۰/۰۰	۰/۰۰۰۰	۱/۵۵۸E+۱۸	۰/۰۰۰E+۰۰	۰	۰/۰۰۰E+۰۰	۴۴
۲/۶۶	۰/۰۲۶۶	۱/۵۴۸E+۱۸	۴/۱۱۱E+۱۶	۹۴	۳/۸۶۵E+۱۸	۴۵
۴۳/۷۲	۰/۴۳۷۲	۱/۵۴۸E+۱۸	۶/۷۶۶E+۱۷	۵۵	۳/۷۲۱E+۱۹	۴۶
۱/۶۹	۰/۰۱۶۹	۱/۲۴۷E+۱۸	۲/۱۱۲E+۱۶	۸۷	۱/۸۳۷E+۱۸	۴۷
۰/۹۶	۰/۰۰۹۶	۱/۳۱۹E+۱۸	۱/۲۶۱E+۱۶	۵۷	۷/۱۸۶E+۱۷	۴۸
۱۴/۹۹	۰/۱۴۹۹	۱/۳۳۰E+۱۸	۱/۹۹۳E+۱۷	۵۴	۱/۰۷۶E+۱۹	۴۹
۳/۱۹	۰/۰۳۱۹	۱/۴۲۳E+۱۸	۴/۵۳۷E+۱۶	۵۸	۲/۶۳۱E+۱۸	۵۰
۶/۹۸	۰/۰۶۹۸	۱/۴۲۳E+۱۸	۹/۹۳۱E+۱۶	۴۶	۴/۵۶۸E+۱۸	۵۱
۰/۰۳	۰/۰۰۰۳	۱/۵۵۸E+۱۸	۵/۴۱۲E+۱۴	۲۰	۱/۰۸۲E+۱۶	۵۲
۰/۵۴	۰/۰۰۵۴	۱/۵۳۷E+۱۸	۸/۲۴۶E+۱۵	۶۸	۵/۶۰۷E+۱۷	۵۳
۲/۶۶	۰/۰۲۶۶	۱/۵۴۸E+۱۸	۴/۱۱۱E+۱۶	۹۴	۳/۸۶۵E+۱۸	۵۴

۷/۰۸	۰/۰۷۰۸	۱/۷۶۶E+۱۸	۱/۲۵۰E+۱۷	۱۰۷	۱/۳۳۷E+۱۹	۵۵
۰/۸۸	۰/۰۰۸۸	۱/۷۳۵E+۱۸	۱/۵۲۱E+۱۶	۵۸	۸/۸۲۲E+۱۷	۵۶
۱۵/۱۵	۰/۰۵۱۵	۲/۱۱۹E+۱۸	۳/۲۰۹E+۱۷	۱۱۶	۳/۷۲۳E+۱۹	۵۷
۰/۲۶	۰/۰۰۲۶	۲/۱۳۰E+۱۸	۵/۵۷۹E+۱۵	۸۱	۴/۵۱۹E+۱۷	۵۸
۰/۵۱	۰/۰۰۵۱	۱/۵۴۸E+۱۸	۷/۸۳۲E+۱۵	۱۰۳	۲۸/۰۶۷E+۱۷	۵۹
۰/۲۶	۰/۰۰۲۶	۱/۷۸۷E+۱۸	۴/۷۰۰E+۱۵	۴۲	۱/۹۷۴E+۱۷	۶۰
۱/۱۸	۰/۰۱۱۸	۱/۷۶۶E+۱۸	۲/۰۷۶E+۱۶	۸۹	۱/۸۴۸E+۱۸	۶۱
۰/۱۴	۰/۰۰۱۴	۲/۱۱۹E+۱۸	۲/۹۳۲E+۱۵	۱	۲/۹۳۲E+۱۵	۶۲
۰/۹۶	۰/۰۰۹۶	۲/۱۳۰E+۱۸	۲/۰۵۰E+۱۶	۲۱	۴/۳۰۵E+۱۷	۶۳
۰/۰۰	۰/۰۰۰۰	۱/۱۱۹E+۱۸	۰/۰۰۰E+۰۰	۱	۰/۰۰۰E+۰۰	۶۴

اگرچه ممکن است که شامل زمین‌لرزه‌های زیادی با بزرگای کمتر از ۴ هم بوده باشند (شکل ۵).

شکل ۶ و جدول ۴ مقایسه نرخ گشتاور لرزه‌ای ناحیه‌های ساختاری زاگرس را نشان می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد در منطقه زاگرس ساده چین‌خورده بیشترین میزان انرژی آزاد شده و نرخ گشتاور لرزه‌ای در این منطقه بیشتر است. کمترین مقدار نیز مربوط به پهنه خوزستان است.

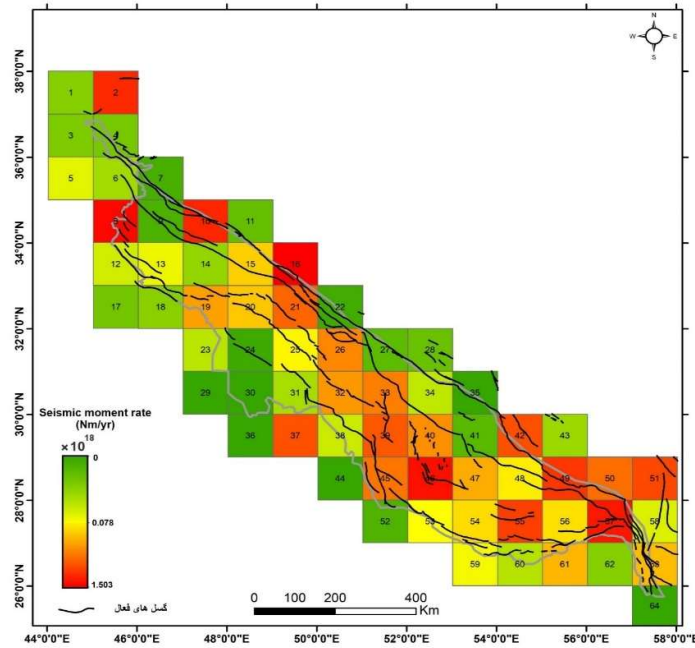
با توجه به فراوانی بیشتر زمین‌لرزه‌های رخ داده در پهنه زاگرس ساده چین‌خورده، زلزله‌های بزرگی همچون زلزله سال ۲۰۱۷ میلادی از گله کرمانشاه و زلزله سال ۱۹۷۲ میلادی قیر و کارزین با بزرگای ۷ در استان فارس و چند زلزله بزرگ‌تر از ۶ که در سال‌های ۱۹۶۱، ۱۹۷۷ و ۲۰۱۳ میلادی در این منطقه رخ داده‌اند، در بیشتر شدن میزان نرخ گشتاور لرزه‌ای تأثیرگذار بوده است. کمترین میزان نرخ گشتاور لرزه‌ای شامل منطقه دشت خوزستان است که

مجموع گشتاور لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های موجود در کاتالوگ در سال‌های ۲۰۱۹-۱۹۰۰ میلادی برای هر سلول محاسبه و سپس نرخ گشتاور به روش میانگین‌گیری برای هر سلول برآورد شده است. بیشترین نرخ گشتاور لرزه‌ای به ترتیب مربوط به مناطقی از سلول‌های ۱۶، ۸، ۴۶، ۱۰، ۵۷، ۲، ۴۹ و ۵۵ است که حوالی گسل‌های پیشانی کوهستان (زلزله مخرب سال ۱۹۰۹ میلادی سیلاخور با بزرگای ۷/۴ و زلزله سال ۲۰۱۷ میلادی از گله با بزرگای ۷/۲)، قیر (زلزله سال ۱۹۷۲ میلادی با بزرگای ۷ روی گسل قیر)، سورمه، لار، سبزپوشان، صحنه، مروارید، دورود، زردکوه و قطعاتی از گسل معکوس اصلی زاگرس و زاگرس مرتفع واقع شده‌اند.

همان‌طور که در جدول مشخص است، سلول‌هایی با نرخ گشتاور لرزه‌ای صفر مربوط به مناطقی هستند که تا به امروز زمین‌لرزه با بزرگای بیشتر از ۴ در آنها رخ نداده است،

جدول ۴. نرخ گشتاور لرزه‌ای به دست‌آمده با روش میانگین‌گیری در زیرپهنه‌های ساختاری زاگرس برای زمین‌لرزه‌های رخ داده در سال‌های ۲۰۱۹-۱۹۰۰ میلادی کاتالوگ. بیشترین نرخ گشتاور لرزه‌ای مربوط به زاگرس چین‌خورده ساده است.

منطقه	تعداد زمین‌لرزه دستگامی بزرگ‌تر از ۴	مجموع گشتاور لرزه‌ای در هر منطقه	نرخ گشتاور لرزه‌ای در هر منطقه	سال‌های موجود در کاتالوگ
زاگرس مرتفع	۱۱۰	۱/۵۹۵۸E+۲۰	۱/۴۵۰۷E+۱۸	۱۹۰۹-۲۰۱۹
زاگرس چین‌خورده ساده	۴۲۵	۱/۷۸۲۸E+۲۰	۱/۵۶۳۹E+۱۸	۱۹۰۵-۲۰۱۹
خوزستان	۱۲۸	۱/۸۶۹۸E+۱۸	۶/۲۴۴۵E+۱۶	۱۹۲۵-۲۰۱۹



شکل ۵. برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای در شبکه‌بندی سلول‌ها برای زاگرس و مناطق اطراف آن. ابعاد هر سلول  $1^\circ \times 1^\circ$  است. رنگ‌های گرم‌تر، نرخ بیشتر و رنگ‌های سردتر نرخ کمتر گشتاور لرزه‌ای را نشان می‌دهند.

جدول ۵. نرخ گشتاور ژئودتیک و لرزه‌ای سه ناحیه ساختاری زاگرس زمین‌لرزه‌های مربوط به سال‌های ۲۰۱۹-۱۹۰۰ میلادی کاتالوگ و مقایسه نسبت آنها

		$10^{19}$ Nm/yr	
۰/۰۸۱	۱/۷۸۲	۰/۱۴۵	زاگرس مرتفع
۰/۰۴۸	۳/۲۲۴	۰/۱۵۶	ساده چین‌خورده
۰/۰۰۶	۰/۸۹۲	۰/۰۰۶۲	دشت خوزستان

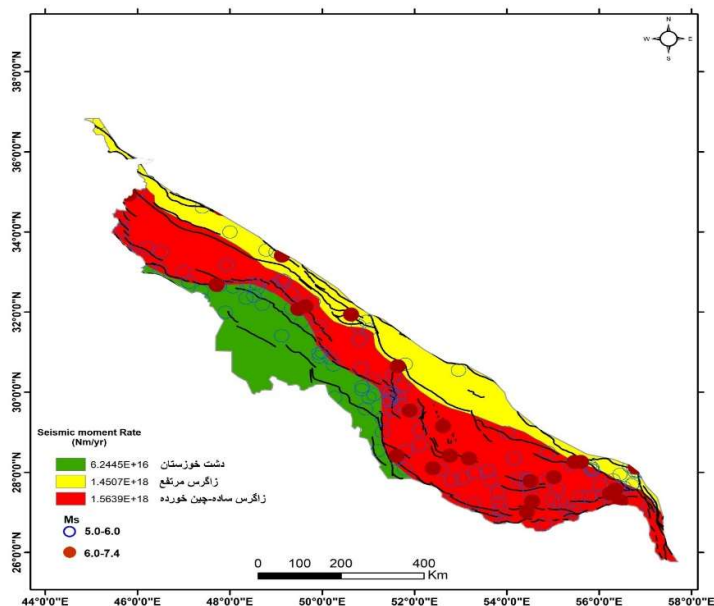
گشتاور ژئودتیک در همان سلول‌ها دیده می‌شود؛ بنابراین احتمال داده می‌شود تغییر شکل در این مناطق به صورت بی‌لرزه روی می‌دهد.

نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور ژئودتیکی بیانگر کامل بودن کاتالوگ زمین‌لرزه و نقش تغییر شکل بی‌لرزه است (وارد، ۱۹۹۸). شکل ۷ نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به گشتاور ژئودتیک (SMR/GMR) را نشان می‌دهد. در سلول‌های سبز رنگ، این نسبت کمتر است؛ بنابراین نرخ گشتاور لرزه‌ای کمتری دارند. از طرفی، در مناطقی که به سمت رنگ قرمز گرایش دارند، این نسبت

انرژی کمتری آزاد کرده است و همان‌طور که در شکل مشخص است، زمین‌لرزه مهم و درخور توجهی تا به امروز در این منطقه رخ نداده است.

### ۵ بحث

در این پژوهش نرخ گشتاور ژئودتیک و لرزه‌ای برای هر سلول محاسبه شده است. نرخ گشتاور لرزه‌ای برخی از سلول‌ها برابر صفر یا مقداری بسیار کم است؛ به این معنی که در آن مناطق زلزله بزرگ‌تر از ۴ رخ نداده و انرژی آزاد نشده یا انرژی کمی آزاد شده است، اما از آنجا که نرخ



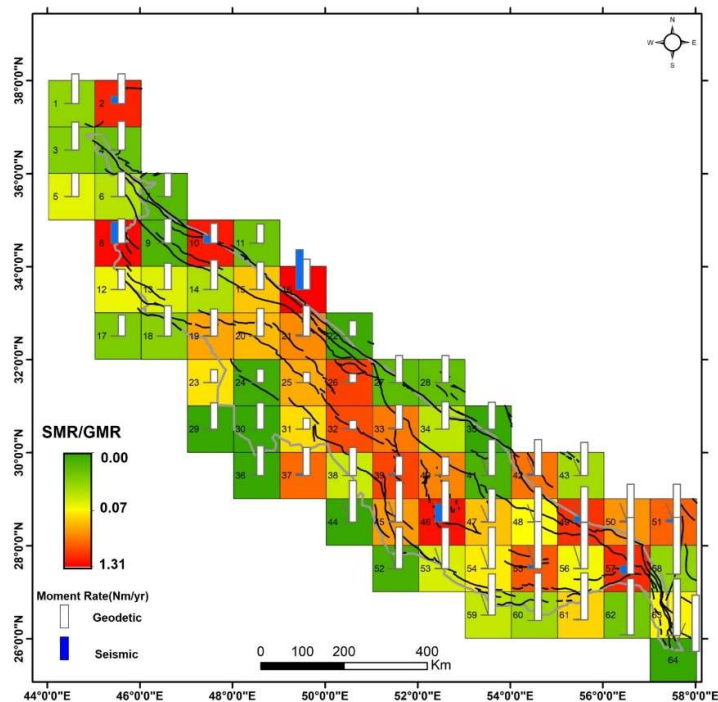
شکل ۶. نقشه برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای برای زیرپهنه‌های ساختاری زاگرس مرتفع، زاگرس ساده چین‌خورده و دشت خوزستان. بیشترین نرخ مربوط به پهنه زاگرس ساده چین‌خورده است. موقعیت زلزله‌های بزرگ‌تر از ۵ نیز نشان داده شده است.

زیادی آزاد شده است. بعد از این دو نمونه، سلول شماره ۴۶ با توجه به زلزله سال ۱۹۷۲ میلادی قیر و کارزین در استان فارس، در رتبه سوم قرار دارد.

کمترین میزان نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به ژئودتیک مربوط به سلول‌های شماره ۳۵، ۴۴، ۳۰، ۳۶، ۲۹ و ۶۴ است که برابر صفر است؛ زیرا در این مناطق زمین‌لرزه بزرگ‌تر از ۴ رخ نداده است. در سلول‌های شماره ۲۲، ۲۴، ۵۲ و ۴۱ نیز این نسبت کم و به صفر نزدیک است. سلول شماره ۲۲ در استان چهارمحال و بختیاری، حوالی شهرهای باباحیدر و نزدیک گسل‌های اردل و زردکوه واقع است. سلول شماره ۲۴ در استان خوزستان، حوالی شهرهای اهواز، هویزه و در نزدیکی گسل اهواز است. سلول شماره ۵۲ حوالی استان بوشهر نزدیک شهرهای بندر دیر، بندر کنگان، آبدان و گسل‌های پیشانی کوهستان و پیش‌ژرفای زاگرس واقع شده است. سلول شماره ۴۱ به شهرهای سروستان، خرامه و گسل سروستان در استان فارس نزدیک است. همان‌طور که در جدول مشاهده می‌شود، در سلول‌هایی که مقادیر نزدیک

بیشتر است؛ یعنی در این مناطق مقدار نرخ گشتاور لرزه‌ای بیشتر است. همان‌گونه که ذکر شد، از آنجایی که نرخ گشتاور ژئودتیک، هر دو تغییر شکل لرزه‌ای و بی‌لرزه را شامل می‌شود، پس از نرخ گشتاور لرزه‌ای بزرگ‌تر است؛ به همین سبب مقدار نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به گشتاور ژئودتیک، اغلب از عدد یک کمتر است.

بیشترین میزان نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به ژئودتیک به ترتیب مربوط به مناطقی با شماره سلول‌های ۱۶، ۸، ۴۶، ۱۰ و ... است. سلول شماره ۱۶ مربوط به استان لرستان نزدیک شهرهای دورود و الیگودرز با مقدار ۱/۳۱۵ است. میزان انرژی آزادشده در این منطقه بیشتر از نرخ گشتاور ژئودتیک است؛ زیرا زلزله ویرانگر سال ۱۹۰۹ میلادی سیلاخور در اثر جنبش گسل دورود در این محدوده روی داده است. در این منطقه نرخ کرنش سریع‌تر از سایر مناطق است. در سلول شماره ۸ که مربوط به استان کرمانشاه است و زلزله سال ۲۰۱۷ ازگله با بزرگای ۷/۲ در آن رخ داده است، این نسبت برابر ۰/۸۷ است که نشان می‌دهد انرژی



شکل ۷. نقشه نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور ژئودتیک در هر سلول. رنگ‌ها در هر سلول، نسبت این دو و نمودارها در هر سلول نیز مقدار گشتاور ژئودتیک و لرزه‌ای را نشان می‌دهند.

گشتاور لرزه‌ای کمتری دارند. از طرفی، در مناطقی که به سمت رنگ قرمز گرایش دارند، این نسبت بیشتر است؛ یعنی در این مناطق نرخ گشتاور لرزه‌ای بیشتر از سایر مناطق بوده است.

بیشترین میزان نرخ گشتاور ژئودتیک مربوط به منطقه ساده چین‌خورده و کمترین آن، مربوط به دشت خوزستان است (جدول). همان‌طور که در شکل نشان داده شده است، بیشترین و کمترین میزان نرخ گشتاور لرزه‌ای در هر ناحیه نیز به همین ترتیب است که نشان می‌دهد افزایش نرخ گشتاور ژئودتیک در هر پهنه، متناسب با افزایش نرخ گشتاور لرزه‌ای بوده است.

از آنجا که زلزله‌ها فقط نرخ لغزش‌های کشسان را نشان می‌دهند و جی‌بی‌اس، نرخ کرنش‌های کشسان و پلاستیک را نمایش می‌دهد، مقدار این دو می‌تواند متفاوت باشد.

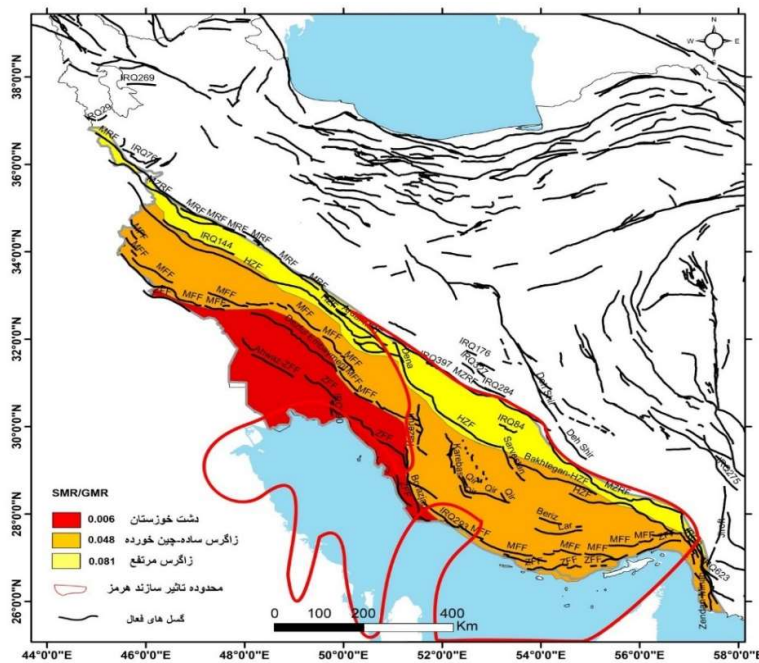
به یک را نشان می‌دهند، تغییر شکل لرزه‌ای نقش بیشتری در آن مناطق دارد. در مناطقی که سلول‌ها مقادیر نزدیک به صفر را نشان می‌دهند، یا تغییر شکل بی‌لرزه بر تغییر شکل لرزه‌ای غالب است یا در آن مناطق، تنش در حال تجمع است و می‌تواند سطح خطر لرزه‌ای را در آینده افزایش دهد (پان و همکاران، ۲۰۲۰). شکل ۷ مقایسه دو نرخ گشتاور ژئودتیک و لرزه‌ای را در هر سلول با استفاده از نمودار نشان می‌دهد. در هر سلول، نمودار ستونی گشتاور لرزه‌ای به رنگ آبی و نمودار گشتاور ژئودتیک به رنگ سفید است. طیف رنگی سبز تا قرمز نیز نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به ژئودتیک است. در هر سلول این نسبت محاسبه و سپس با نرم‌افزار GIS برای هر سلول از مقدار صفر برای رنگ سبز تا ۱/۳۱ برای رنگ قرمز نشان داده شده است. در سلول‌هایی که به رنگ سبز هستند، SMR/GMR کمتر است؛ یعنی نرخ

نقش بیشتری دارد.

نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور ژئودتیک بی‌انگرم کامل بودن کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها و نقش تغییر شکل بی‌لرزه است؛ زیرا نرخ گشتاور لرزه‌ای حاصل از مشاهدات لرزه‌ای فقط مؤلفه لرزه‌ای دگرریختی را دربرمی‌گیرد. نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به نرخ گشتاور ژئودتیک در کل منطقه زاگرس و در بخش‌های دیگر کمتر از یک است. مقدار به‌دست‌آمده برای کل زاگرس معادل  $0/0429$  است که بیان می‌کند تغییر شکل بی‌لرزه در کل منطقه زاگرس غالب است و نقش بیشتری دارد. همان‌طور که برای پهنه‌ها ذکر شد، نسبت کوچک  $0/006$  در منطقه دشت خوزستان بی‌انگرم کم بودن تغییر شکل لرزه‌ای این منطقه است و با این نکته مطابقت می‌کند که زلزله بزرگ و مهمی در این منطقه رخ نداده است. بیشترین مقدار نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به ژئودتیک مربوط به منطقه زاگرس مرتفع است.

هرچه نسبت گشتاور لرزه‌ای به گشتاور ژئودتیک بیشتر باشد، قسمت بزرگ‌تری از تغییر شکل اندازه‌گیری شده از نوع لرزه‌ای است و برعکس. نسبت کوچک، نشان‌دهنده کم بودن گشتاور لرزه‌ای است که یا نسبتی از تغییر شکل بی‌لرزه را نشان می‌دهد (تخلیه مداوم با خزش و سایر فرایندهای پلاستیکی) یا بی‌انگرم زلزله‌های به تعویق افتاده (برای مثال، کرنش کشسان ذخیره‌شده در گسل‌ها) است.

شکل ۸ نشان می‌دهد که همان‌طور که در جدول آمده است، زاگرس مرتفع مقدار بیشتر و دشت خوزستان مقدار کمتری را نشان می‌دهد؛ یعنی در دشت خوزستان تغییر شکل بی‌لرزه بیشتر از سایر مناطق است یا تنش در حال تجمع است. در منطقه زاگرس مرتفع تغییر شکل لرزه‌ای



شکل ۸ نقشه پهنه‌بندی نسبت گشتاور لرزه‌ای به گشتاور ژئودتیک در سه ناحیه ساختاری زاگرس. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود، این نسبت در دشت خوزستان به صفر نزدیک‌تر است. محدوده مشخص شده با رنگ قرمز، محل‌هایی است که در آنها سازند هرمز، سازند جدایشی تکتانی مؤثر است.

## ۶ نتیجه‌گیری

از آنجا که نرخ گشتاور ژئودتیک، هر دو نوع تغییر شکل لرزه‌ای و بی‌لرزه را شامل می‌شود و مدت زمان کوتاه‌تری را در بر می‌گیرد، طبیعی است که نسبت به نرخ گشتاور لرزه‌ای مقدار بیشتری را نشان می‌دهد. این میزان برای زاگرس  $1.0^{19} \times 7/4407$  Nm/yr است. نرخ گشتاور لرزه‌ای، انرژی آزاد شده در منطقه را به صورت لرزه‌ای نشان می‌دهد و این مقدار برای کل زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی موجود در کاتالوگ منطقه زاگرس برابر با  $3/4385 \times 10^{18}$  Nm/yr است. بر اساس بررسی زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی، بیشترین مقدار انرژی آزاد شده مربوط به قسمت شمالی زاگرس است و نرخ گشتاور ژئودتیک در قسمت‌های جنوبی زاگرس بیشترین میزان را دارد.

بیشتر بودن نرخ گشتاور ژئودتیک در مناطق جنوبی و کمتر بودن نرخ گشتاور لرزه‌ای در این مناطق نشان می‌دهد بخش‌های جنوبی‌تر زاگرس در حاشیه خلیج فارس تا بخش‌هایی از زاگرس ساده چین‌خورده، می‌توانند در آینده، مناطقی با خطر لرزه‌خیزی باشند. بخش زیادی از انرژی در این مناطق وجود دارد که یا می‌تواند صرف تغییرات بی‌لرزه شود یا در زمین لرزه‌های آتی آزاد شود؛ بنابراین مناطق جنوبی زاگرس از حاشیه تنگه هرمز تا پهنه‌های فارس ساحلی، فارس نزدیک به ساحل و بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری رسوبی، بخش‌هایی از قسمت جنوب شرق دشت خوزستان (محدوده گسل رگ سفید و گسل پیش‌زرفای زاگرس)، مناطق پر خطر لرزه‌ای در آینده معرفی می‌شوند.

## منابع

- باختر بلوک لوت بر پایه نرخ گشتاورهای زمین‌شناسی، لرزه‌ای و ژئودتیک: فصلنامه علوم زمین، ۱۰۴(۲۶)، ۲۱۱-۲۲۲.
- زارعی، س.، خطیب، م. م.، زارع، م.، موسوی، س. م.، ۱۳۹۶، ارزیابی توان لرزه‌خیزی پهنه لوت با مقایسه نرخ گشتاورهای ژئودتیک، لرزه‌ای و زمین‌شناسی: فصلنامه علوم و مهندسی زلزله، ۷(۱)، ۱۵-۳۶.
- میرزائی، ن.، قیطانچی، م.، ناصریه، س.، رئیس، م.، ظریفی، ز.، طبائی، س. ق.، ۱۳۸۱، پارامترهای مبنایی زمین لرزه‌های ایران: مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- میرزائی، ن.، ۱۳۸۳، ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران: سمینار آموزشی مبنای لرزه زمین‌ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین لرزه، ص ۲۰.
- Aki, K., 1966, Generation and propagation of G-waves from the Noogata earthquake of June 17, 1964, part 2. Estimation of earthquake moment released energy, and stress-strain drop from G-wave spectrum: Bulletin of the Earthquake Research Institute, 44.
- Anderson, J. G., 1979, Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies: Bulletin of the Seismological Society of America, 69(1), 135-158.
- Ansari, S., and Zamani, A., 2014, Short-term seismic crustal deformation of Iran: Annals of Geophysics, 57(2), 0210, doi:10.4401/ag-6413.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, 18(2), 210-265.
- Berberian, M., 1995, Thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics: Tectonophysics, 241(3-4), 193-224.
- Ekström, G. A., 1987, A broad band method of earthquake analysis: PhD diss., Harvard University.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region: Geophysical Journal International, 167, 761-778.
- Hanks, T. C., and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B5), 2348-2350.

امبرسیز، ن.، ملویل، ج. پ.، ۱۹۸۳، تاریخ زمین لرزه‌های ایران، ترجمه ابوالحسن رده، ۱۳۷۰: انتشارات آگاه.

رشیدی، ا.، خطیب، م. م.، موسوی، س. م.، جمور، ی.، ۱۳۹۶، برآورد جنبایی گسل‌های فعال در جنوب و



- Hessami, K., Nilfouroushan, F., and Talbot, C. J., 2006, Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements: *Journal of the Geological Society*, **163**(1), 143-148.
- Johnston, A. C., 1996, Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions—III. New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755: *Geophysical Journal International*, **126**(2), 314-344.
- Kanamori, H., 1977, Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications: *Maurice Ewing Ser*, **1**, 163-174.
- Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., ... , and Alijanzadeh, M., 2019, An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities: *Geophysical Journal International*, **217**(2), 832-843.
- Kostrov, V. V., 1974, Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock: *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, Engl. Transl. 1: 23-40.
- Kreemer, C., Chamot-Rooke, N., and Pichon, X., 2004, Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data: *Earth and Planetary Science Letters*, **225**(3-4), 329-346.
- Middleton, T. A., Parsons, B., and Walker, R. T., 2018, Comparison of seismic and geodetic strain rates at the margins of the Ordos Plateau, Northern China: *Geophysical Journal International*, **212**(2), 988-1009.
- Newman, A. V., Dixon, T. H., Ofogbu, G. I., and Dixon, J. E., 2001, Geodetic and seismic constraints on recent activity at Long Valley Caldera, California: evidence for viscoelastic rheology: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **105**(3), 183-206.
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J. A., and Allen, M. B., 2011, New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran: *Geophysical Journal International*, **186**(3), 928-944.
- Pan, Z., Yun, Z., and Shao, Z., 2020, Contemporary crustal deformation of Northeast Tibet from geodetic investigations and a comparison between the seismic and geodetic moment release rates: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 106489.
- Pancha, A., Anderson, J. G., and Kreemer, C., 2006, Comparison of seismic and geodetic scalar moment rates across the Basin and Range Province: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**(1), 11-32.
- Savage, J. C., and Simpson, R. W., 1997, Surface strain accumulation and the seismic moment tensor: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87**(5), 1345-1353.
- Snyder, D. B., and Barazangi, M., 1986, Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations: *Tectonics*, **5**(3), 361-373.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A., 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion: *Seismological Research Letters*, **70**(1), 59-80.
- Takin, M., 1972, Iranian geology and continental drift in the Middle East: *Nature*, **235**(5334), 147-150.
- Talebian, M., and Jackson, J., 2004, A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran: *Geophysical Journal International*, **156**(3), 506-526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walperzdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M., and Chéry, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements: *Geophysical Research Letters*, **29**, doi: 10.1029/2002GL015427.
- Ward, S. N., 1998, On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: The United States: *Geophysical Journal International*, **134**(1), 172-186.
- Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., and Raeesi, M., 2014, Crustal stress map of Iran: insight from seismic and geodetic computations: *Pure and Applied Geophysics*, **171**(7), 1219-1236.

## Evaluation of tectonic activity effect in the Zagros fold and thrust belt by seismic/geodetic moment rate ratio

Sedigheh Mehdipour<sup>1</sup>, Saeed Zarei<sup>2\*</sup> and Seyed Reza Mansouri<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Master of Science, Department of Geophysics, faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Department of Geophysics, faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, Department of Geophysics, faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran

(Received: 02 May 2021, Accepted: 22 July 2021)

### Summary

In this study, an improved picture of the ongoing crustal deformation field for the Zagros as an evolving foreland fold and thrust belt is presented by using an extensive combination of geodetic and seismic analysis. The significant amount of oblique Arabia–Eurasia convergence is currently absorbed within the Zagros. Part of the total available energy is used in seismic deformations and part of it is stored in faults as potential energy. The remaining energy is consumed by the creeps and aseismic processes.

Estimation of moment rate is comparatively reckoned as a new method for investigation of tectonic activities rate in different regions. In this research, geodetic moment rate (based on the GPS data) and seismic moment rate (based on the historical and instrumental earthquake data) are estimated for Zagros block in S-SW of Iran. Each approach has its own limitations. In all parts of the Zagros belt, the maximum estimated moment rate belongs to geodetic moment rate which is almost equal to  $7.441 \times 10^{19}$  Nm/yr. The seismic moment rate in Zagros belt is almost equal to  $3.438 \times 10^{18}$  Nm/yr.

In this study, different parts of the Zagros Mountain range are investigated using three methods (structural, tectonosedimentary and  $1^\circ \times 1^\circ$  grid) and the results are compared and analyzed. The seismic moment rate of simply-folded belt, high Zagros and Khuzestan plain are  $1.56 \times 10^{18}$  Nm/yr,  $1.45 \times 10^{18}$  Nm/yr and  $6.24 \times 10^{16}$  Nm/yr, respectively. It means that the maximum (minimum) released energy belongs to simply-folded belt (Khuzestan plain). In Izeh, Central Lorestan, interior Fars and Bandar Abbas hinterland sub-zones, the maximum amount of energy has been released during the earthquakes. The ratio of the seismic moment rate to geodetic moment rate is near 0 (0.0429) which indicates that the aseismic processes dominate the deformation, or stress accumulation is underway which can increase the level of the seismic hazard. Such aseismic deformation is probably related to the presence of the weak evaporitic Hormuz Series that prevents the occurrence of very large aseismic motion. According to the values of geodetic moment rates in the Zagros sub-zones and based on the value of the released seismic energy in the north and northeast part of the study area, it seems that in the future, the most of the seismic potential energy and seismic hazard are in the southeastern part of Zagros belt in Fars and Bandar Abbas hinterland and a part of Khuzestan sub-zone. Our study has implications for better comprehending the current seismotectonic pattern of Zagros fold and thrust belt as an evolving deformation area.

**Keywords:** Moment rate, active faults, deformation, Zagros, seismotectonic

\*Corresponding author:

szarei@pgu.ac.ir