

### چکیده

نرخ گشتاور بیانگر میزان انرژی است که در سامانه‌های دگرخیزی صرف می‌شود و به سه روش ژئودتیک، لرزه‌شناسی و زمین‌شناسی به دست می‌آید. در این پژوهش پهنه‌ی لوت به پنج ناحیه ساختاری تقسیم شده است. بیشترین مقدار نرخ گشتاور به دست آمده مربوط به گشتاور ژئودتیک می‌باشد که برابر با  $1.2118 \times 10^{14}$  Nm/yr می‌باشد. نرخ گشتاور لرزه‌ای  $3.9456 \times 10^{18}$  Nm/yr و در نهایت نرخ گشتاور زمین‌شناسی نیز معادل  $2.4882 \times 10^{16}$  Nm/yr محاسبه شد. مقایسه نرخ گشتاور ژئودتیک و لرزه‌ای نشان می‌دهد دگرشکلی بین لرزه‌ای در پهنه لوت ۳/۰۷ برابر دگرشکلی لرزه‌ای در این منطقه می‌باشد. نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به ژئودتیک در ناحیه‌های ۱ تا ۵ به ترتیب برابر با ۰/۶۹، ۰/۵۵، ۲/۳۶، ۰/۰۳ و ۰/۰۲ برآورد شده است که نشان می‌دهد واکنش در بخش‌های شمالی سریع و در بخش‌های جنوبی کند می‌باشد. نسبت نرخ گشتاور زمین‌شناسی به لرزه‌ای نشان می‌دهد ۰/۶۳ درصد از کل انرژی پتانسیل موجود در گسل‌ها به صورت زمین‌لرزه در طی کاتالوگ زمین‌لرزه‌ای آزاد شده است و بخش زیادی از انرژی همچنان باقی است و می‌تواند در آینده آزاد شود. با بررسی نرخ‌های گشتاور ژئودتیک، لرزه‌ای و زمین‌شناسی در ناحیه‌های مختلف پهنه لوت، به نظر می‌رسد خطرناک‌ترین بخش پهنه لوت از لحاظ پتانسیل لرزه‌خیزی ناحیه جنوب خاور لوت باشد که منطبق بر سیستم گسل نهندان از جنوب گسل آبیز تا مرزهای جنوبی پهنه لوت می‌باشد.

**واژگان کلیدی:** نرخ گشتاور لرزه‌ای، داده‌های ژئودتیک، توان لرزه‌خیزی، پهنه لوت.

## ارزیابی توان لرزه‌خیزی پهنه لوت با مقایسه نرخ گشتاورهای ژئودتیک، لرزه‌ای و زمین‌شناسی

سعید زارعی (نویسنده مسئول)

دانشجوی دکتری زمین‌شناسی تکتونیک، دانشگاه بیرجند،  
zareisaeed@birjand.ac.ir

محمد مهدی خطیب

استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه بیرجند

مهدی زارع

استاد پژوهشکده لرزه‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی لرزه‌شناسی و  
مهندسی زلزله، تهران

سید مرتضی موسوی

استاد یار گروه زمین‌شناسی دانشگاه بیرجند

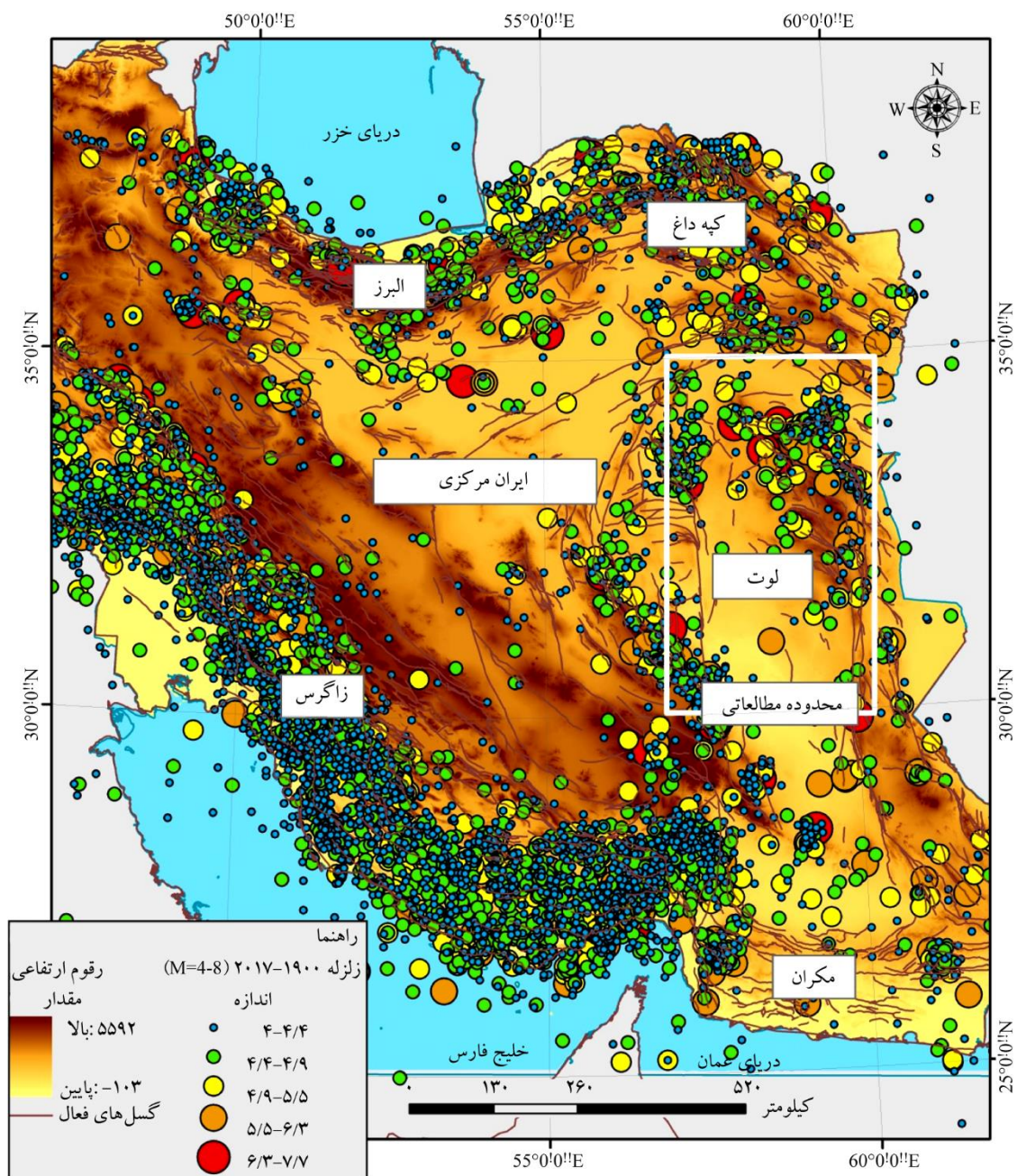
### ۱- مقدمه

دگرشکلی در ایران در نتیجه همگرایی صفحات عربی-اوراسیا بوده که احتمالاً از ۳۵ میلیون سال قبل شروع شده است [۱]. دگرشکلی حاصل از این برخورد، یکی از بزرگ‌ترین دگرشکلی‌های همگرادر پوسته زمین است که خاور ترکیه تا خاور ایران را در بر گرفته و میزان کوتاه شدگی ۴۰ میلی‌متر در سال (تا طول ۶۰ درجه خاوری) را بر ایران تحمیل می‌کند [۲-۶]. همگرایی در خاور ایران ۲۰ تا ۲۵ میلی‌متر در سال تخمین زده می‌شود [۷]. نتایج به دست آمده از داده‌های GPS نیز کل همگرایی در خاور ایران را ۲۵ میلی‌متر در سال بیان می‌کند [۶].

پهنه لوت، خاوری‌ترین بخش خردقاره ایران مرکزی است و از زلزله‌خیزترین پهنه‌های فلات ایران به شمار می‌رود. مرز خاوری این پهنه با گسل نهندان و حوضه فلیشی خاور ایران و مرز باختری آن با گسل

نابیند و بلوک طبس مشخص می‌شود. جابه‌جایی زمین‌شناسی بر روی سیستم گسل نهندان در خاور لوت حدود ۷۰ کیلومتر و در باختر بر روی سیستم گسل نابیند حدود ۱۵ کیلومتر اندازه‌گیری شده است. همچنین نرخ لغزش کواترنر بر روی سیستم گسل نهندان حدود ۲/۶ میلی‌متر در سال و بر روی گسل نابیند حدود ۱/۳ میلی‌متر در سال اندازه‌گیری شده است [۷-۱۱]. سامانه‌های گسلی راست‌الغز راست‌بر در پهنه‌ی ساختاری لوت از اصلی‌ترین شاخصه‌های زمین‌ساختی این منطقه می‌باشد [۱۲].

سامانه گسلی نهندان در خاور و نابیند در باختر لوت، این بخش را از حوضه فلیشی خاور ایران و پهنه‌ی طبس جدا می‌کنند. گستره‌ی مورد مطالعه در این پژوهش بین عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۳۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۷ تا ۶۱ درجه خاوری قرار گرفته است (شکل ۱).



شکل (۱): نقشه رقومی ارتفاعی ایران. پهنه‌های ساختاری، گسل‌های فعال و زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی ۴ تا ۷/۷ به ترتیب با رنگ‌های آبی، سبز، زرد، نارنجی و قرمز در شکل نشان داده شده است. محدوده‌ی مورد مطالعه (پهنه‌ی ساختاری لوت) با کادر سفید مشخص شده است.

دارند، سازگاری یا عدم سازگاری میان نرخ‌های گشتاور به دست آمده می‌تواند اطلاعات جدیدی در مورد رفتار زمین‌لرزه‌ها آشکار کند.

نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای یک منطقه نشان‌دهنده‌ی میزان پتانسیل گسله‌های آن برای زلزله می‌باشد و محدوده زمانی بیش از ۲۰ هزار سال را در برمی‌گیرد. نرخ گشتاور به دست آمده

برآورد نرخ گشتاور یکی از روش‌های بررسی میزان انرژی در سامانه‌های زمین‌شناسی است و با اندازه‌گیری آن می‌توان مقدار انرژی صرف شده در یک سیستم را به دست آورد. نرخ گشتاور به سه روش ژئودتیکی، لرزه‌شناسی و زمین‌شناسی به دست می‌آید. به دلیل اینکه، ژئودزی، زمین‌شناسی و لرزه‌خیزی مشاهده شده، هر یک دیدگاهی متفاوت از فرآیند زمین‌لرزه

کمبود مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی بر روی گسله‌های مهم و لرزه‌زای بلوک لوت باعث شده است تا نرخ رویداد و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها بر روی آنها ناشناخته بماند و از طرفی برای به دست آوردن نرخ رویداد زمین‌لرزه‌ای ناحیه‌ای نیاز به داشتن اطلاعات کافی زمین‌شناسی و لرزه‌ای در مورد تمامی گسله‌های موجود در منطقه می‌باشد. با توجه به این موضوع شاید برآورد نرخ گشتاور ژئودتیک که تمام دگرشکلی رخ داده در منطقه را در برمی‌گیرد و بر مبنای حداکثر نرخ واتنش منطقه به دست می‌آید، برای تعیین نرخ‌های رویداد و بازگشت زمین‌لرزه‌ها مناسب‌تر باشد. با در نظر گرفتن تمام این جوانب، با توجه به نتایجی که در زمینه برآورد نرخ‌های گشتاور در منطقه صورت گرفته شاید بتوان دیدگاه‌های کلی در زمینه برآورد خطر لرزه‌ای و رویداد زمین‌لرزه‌ها در منطقه به دست آورد. جدول (۱) توضیح خلاصه‌ای از مقایسه هر یک از این سه روش با توجه به مؤلفه‌های دگرریختی می‌باشد.

جدول (۱): مقایسه نرخ‌های گشتاور لرزه‌ای، زمین‌شناسی و ژئودتیک با توجه به مؤلفه‌های دگرریختی.

گسله‌ها	مؤلفه دگر ریختی	بازه زمانی	نرخ گشتاور
-	(لغزش لرزه‌ای + غیر لرزه‌ای) + چین خوردگی + دگرریختی نافذ	کوتاه مدت	ژئودتیک
گسله‌های آشکار و پنهان	لغزش لرزه‌ای	میان مدت	لرزه‌ای
گسله‌های آشکار	لغزش لرزه‌ای + لغزش غیر لرزه‌ای	بلندمدت	زمین‌شناسی

وارد [۱۳] نرخ گشتاور را به روش‌های زمین‌شناسی، زمین‌لرزه‌ای و ژئودتیک برای ایالات متحده آمریکا و همچنین اروپا برآورد و نتایج حاصله را با یکدیگر مقایسه نموده است. به علاوه تحقیق مشابهی توسط پانچا و همکاران [۱۴] برای پهنه حوضه و ستیغ<sup>۱</sup> آمریکا انجام شده است. کریمر و همکاران [۱۵] تکامل ساختاری را با استفاده از مقایسه نرخ‌های گشتاور لرزه‌ای، زمین‌شناسی و ژئودتیک بررسی کردند. نیومن و همکاران [۱۶] به مقایسه نرخ گشتاور ژئودتیک و لرزه‌ای در کالیفرنیا پرداختند و آنجلیکا و همکاران [۱۷] با استفاده از مقایسه‌ی نرخ گشتاور ژئودتیک و لرزه‌ای در ایتالیا به بررسی نرخ لرزه‌خیزی پرداختند.

از کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها بیانگر انرژی آزاد شده می‌باشد و یک بازه زمانی حدود ۱۰۰ سال را شامل می‌شود. نرخ گشتاور ژئودتیک پتانسیل منطقه پوشش داده شده توسط شبکه ژئودینامیکی را نشان می‌دهد و هرگونه حرکت کنونی را اعم از لرزه‌ای و غیر لرزه‌ای در یک محدوده زمانی نسبتاً کوتاه در منطقه نشان می‌دهد.

هر کدام از روش‌های ژئودتیک، لرزه‌ای و زمین‌شناسی محدودیت‌هایی دارند، ولی با مقایسه نتایج به دست آمده از هر کدام از این روش‌ها می‌توان دیدگاه‌های کاربردی در زمینه تحلیل خطر لرزه‌ای و فعالیت زمین‌ساختی در منطقه به دست آورد.

نرخ رویداد زمین‌لرزه یک بخش اصلی از تحلیل خطر لرزه‌ای است. در اغلب موارد از داده‌های لرزه‌خیزی تاریخی و دستگاهی برای تعیین این نرخ رویداد زمین‌لرزه استفاده می‌شود. این روش بر مبنای مطالعات آماری است و در جاهایی که داده‌های لرزه‌خیزی فراوان باشد مناسب است و ضریب خطای پایینی دارد، اما در اکثر نواحی این اطلاعات لرزه‌خیزی اندک است و یا دوره بازگشت رویدادهای مهم بسیار طولانی‌تر از طول مدت کاتالوگ لرزه‌ای است. بنابراین برای تحلیل خطر لرزه‌ای نیازمند روش‌های علمی‌تر و دقیق‌تری هستیم. برآورد نرخ گشتاور ژئودتیک، لرزه‌ای و زمین‌شناسی از جمله جدیدترین روش‌هایی است که به تخمین‌های به نسبت دقیق و سریعی منجر می‌شود و در مناطقی که فاقد داده‌های لرزه‌خیزی کافی هستند می‌توان با استفاده از پارامترهای فیزیکی گسل همانند طول و شیب گسل و نرخ لغزش گسلی و یا با استفاده از داده‌های به دست آمده از سامانه تعیین موقعیت جهانی (GPS) و تعیین نرخ استرین در مناطقی که دارای شبکه ژئودینامیکی کاملی می‌باشند، میزان لرزه‌خیزی منطقه را ارزیابی کرد.

نرخ‌های لغزش گسلی برای برآورد میانگین نرخ‌های رویداد زمین‌لرزه‌ای ناحیه‌ای استفاده می‌شوند. برای چنین برآوردهایی، همه گسل‌ها باید به درستی شناخته شده و توصیف شده باشند که در اغلب موارد اطلاعات زمین‌شناسی کافی در مورد گسله‌ها وجود ندارد و بنابراین نرخ‌های به دست آمده نیز قطعی نیست.

تعداد دوره قرائت می تواند در نتایج به دست آمده تأثیر گذار باشد. همچنین نرخ های ژئودتیک به این موضوع بستگی دارد که آیا جابه جایی های هم زمان با زمین لرزه و یا جابه جایی های پس از زمین لرزه در طول مدت مشاهدات ژئودتیک شرکت داشته اند یا خیر. تراکم و گسترش ایستگاه ها و محل قرار گیری آنها نیز اهمیت بسیار زیادی دارد.

نرخ گشتاور زمین شناسی ایالت حوضه و ستیخ امریکا توسط وارد [۱۳]،  $0.12 \times 10^{19} \text{ Nm/yr}$  تعیین شده است. البته این مقدار برای همین منطقه توسط پانچا و همکاران [۱۴] برابر با  $0.22 \times 10^{19} \text{ Nm/yr}$  برآورد شده است. سبک دگرشکلی غیر امتدادی (گسلش نرمال یا راندگی) و زمین ساخت آرام تر در بخش های شمال باختری و مرکزی ایالات متحده می تواند سبب ایجاد محدوده های وسیع از گسل های ناشناخته و مدفون در عمق این منطقه نسبت به کالیفرنیا باشد [۱۳]. سبک تکتونیک منطقه حوضه و ستیخ از نوع کششی و به طور عمده گسله ها از نوع نرمال می باشند و از این نظر با البرز که سبک دگرشکلی از نوع ترافشارش و راندگی و همچنین بلوک لوت که بیشتر راستالغز می باشد متفاوت است.

نرخ گشتاور زمین شناسی در بلوک لوت معادل  $2/4882 \times 10^{16} \text{ Nm/yr}$  محاسبه شده است که مقدار کمتری از ایالات متحده است و می تواند به این دلیل باشد که نرخ گشتاور زمین شناسی فقط بر مبنای گسله های شناخته شده ای است که در سطح زمین رخنمون دارند و گسله های ناشناخته و مدفون در عمق را شامل نمی شود. علاوه بر آن نرخ گشتاور زمین شناسی تنها بر اساس دگرشکلی در روی گسله ها است و حرکات دیگری را که ممکن است در اثر خزش یا واکنش نفوذی ایجاد می شود را در بر نمی گیرد. البته دلایل دیگری از جمله ناقص بودن اطلاعات زمین شناسی در مورد گسله ها نیز در این امر مؤثر است.

## ۲- روش کار

روش کار در این پژوهش بر اساس جمع آوری اطلاعات و داده های موجود در مورد لرزه خیزی منطقه و همچنین ویژگی های زمین شناسی گسله ها در گستره منطقه مورد مطالعه استوار بوده

۱ سدی سر شار و همکاران [۱۸] این مقایسه را برای البرز مرکزی، طالبیان [۱۹] برای البرز خاوری و کپه داغ و زارعی و همکاران [۲۰] برای زاگرس میانی انجام داده اند.

به دلیل اینکه هر یک از این روش ها از دیدگاه های مختلفی منشأ می گیرند، می توانند الگوهای متفاوتی را در مورد سبک و میزان فعالیت زمین ساختی منطقه آشکار کنند و در نهایت اهمیت و کاربرد نرخ گشتاور از لحاظ بلایای طبیعی و برآورد خطر لرزه ای مورد بررسی قرار می گیرد.

در جدول (۲) مقادیر گشتاور به دست آمده برای بخش های مختلف آمریکا و بلوک لوت آورده شده است.

جدول (۲): مقایسه نرخ های گشتاور با استفاده از سه روش ژئودتیک، لرزه ای و زمین شناسی، برای بلوک لوت و ایالات متحده امریکا که از وارد [۱۳] اقتباس شده است. در ردیف مربوط به ایالت حوضه و ستیخ، اعدادی که در پایین ذکر شده توسط پانچا و همکاران [۱۴] برآورد شده است.

ناحیه	نرخ گشتاور ژئودتیک ( $10^{19} \text{ Nm/yr}$ )	نرخ گشتاور لرزه ای ( $10^{19} \text{ Nm/yr}$ )	نرخ گشتاور زمین شناسی ( $10^{19} \text{ Nm/yr}$ )
USA	۴/۵۸	۳/۶۲	-
S. Calif.	۱/۲۳	۱/۰۶	۱/۰۲
N. Calif.	۰/۸۹	۰/۶۶	۰/۷۴
Basin & Range	۱/۰۸	۰/۵۵	۰/۰۹
	۰/۶۹-۰/۳۹	۱/۱۲-۰/۵۸	۰/۲۵
Northwest	۰/۷۲	۰/۱۸	۰/۰۶
Central	۰/۵۲	۰/۰۱۳	۰/۰۰۷
بلوک لوت	۱/۲۱	۰/۳۹	۰/۰۰۲

نرخ گشتاور لرزه ای محاسبه شده برای بلوک لوت از مقدار محاسبه شده برای ایالت کالیفرنیا کمتر است که علی رغم فعال بودن منطقه می تواند ناشی از کامل نبودن کاتالوگ لرزه ای یا نرخ بالای فعالیت های بی لرزه و دوره ی بازگشت طولانی تر این منطقه باشد. همچنین مقدار محاسبه شده برای بلوک لوت از البرز مرکزی بیشتر می باشد.

اندازه گیری های ژئودتیک به مدت زمان مشاهدات و تعداد مشاهدات حساس است. بنابراین طول مدت کم مشاهدات و

خاور پهنه لوت شامل گسل‌های راستالغز راستگرد شمالی- جنوبی آبیز و گزیک و سیستم گسل محمدآباد (دوست‌آباد، آفریز، چاهک موسویه)، گسل‌های راستالغز چپ‌گرد خاوری- باختری دشت بیاض و سده و همچنین گسل‌های رانده‌ی فردوس، نوزاد و شکراب می‌باشد. در ناحیه ۴ بخش جنوب خاوری پهنه لوت در سیستم گسل نهندان، گسل‌های نه خاوری، نه باختری، کهورک، نصرت‌آباد، سفیدابه و زاهدان مورد بررسی قرار گرفته‌اند؛ و در ناحیه ۵ در جنوب پهنه لوت اگرچه اطلاعات چندانی وجود ندارد اما در این بخش گسل لوت میانی را می‌توان مورد بررسی قرار داد. شکل (۲) این ناحیه‌ها را نشان می‌دهد.

### ۳- برآورد نرخ گشتاور

#### ۳-۱- نرخ گشتاور لرزه‌ای

یکی از روش‌های برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای، 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 اینکه گسل‌های مدفون و پوشیده را هم منعکس می‌کند، تفکیک فضایی برابر یا حتی بهتری نسبت به روش زمین‌شناسی دارد. از دیگر مزایای این روش می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- پتانسیل زمین‌لرزه‌ای در نزدیکی مکان‌هایی که واقعاً در آنجا زمین‌لرزه‌هایی رخ داده است متمرکز می‌شود.

- نرخ گشتاور به دست آمده به صورت واقعیتی برای بررسی برآوردهای دیگر به کار می‌رود.

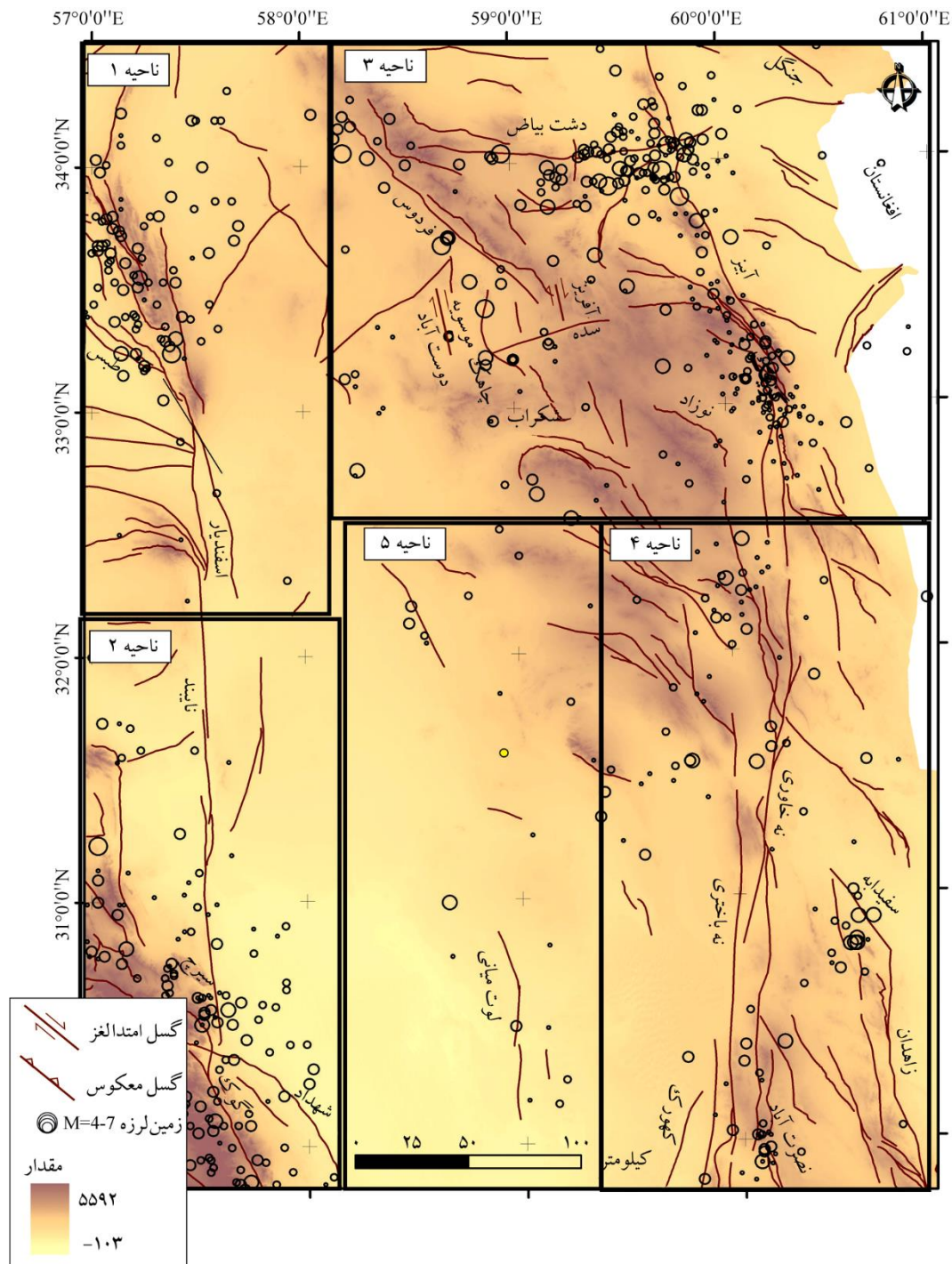
- برآورد نرخ گشتاور با این روش ساده و قابل فهم است.

از مشکلات و موانعی که این روش دارد می‌توان به محدودیت زمانی نمونه‌گیری اشاره کرد و اینکه اگر در طی یک کاتالوگ زمین‌لرزه‌ای روی یک ساختار رخ نداده باشد، ساختار ناشناخته باقی می‌ماند. همچنین کمبود داده‌های لرزه‌ای مهم در یک منطقه می‌تواند باعث ایجاد خطا در نتیجه نهایی و اختلاف

است. در مورد اول از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی موجود استفاده شده است به این صورت که برای زمین‌لرزه‌های تاریخی از بربریان [۲۱] و آمبرس-سیز و ملویل [۲۲] و برای زمین‌لرزه‌های دستگاهی نیز از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های معتبر در دسترس (زلزله‌ها از سال ۱۹۰۰ تا ۱۹۲۳ از سایت سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا، از ۱۹۲۳ تا ۲۰۰۶ از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و از ۲۰۰۶ تا حال حاضر نیز از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استخراج شده است. بعد از تصحیحات لازم، زلزله‌های کوچک‌تر از ۴ حذف با کمک کاتالوگ زمین‌لرزه انگدال (۲۰۰۶) تصحیح و مورد استفاده قرار گرفته است. سپس ضمن تهیه نقشه گسله‌های منطقه، با در نظر گرفتن موجود بودن اطلاعات هندسی از گسل‌های آشکار، آخرین اطلاعات در مورد ویژگی‌های هندسی گسله‌ها جمع‌آوری شده است. از نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای لندست، گوگل و تصاویر توپوگرافی استفاده شده و در نهایت بررسی‌های صحرائی در کل پهنه لوت صورت گرفته است. در برخی مواقع ناهمگون بودن طول برخی گسله‌ها در این مطالعه با آنچه در منابع گوناگون ذکر گردیده است به دلیل انتخاب قطعاتی از این گسله‌هاست که مطالعه بر روی آنها انجام شده بود و در عمق پنهان نبوده‌اند. در نهایت نرخ گشتاور زمین‌شناسی، لرزه‌ای و ژئودتیک برای منطقه برآورد و نتایج با یکدیگر مقایسه شده است.

برآورد نرخ گشتاور روشی جدید است که با دیدگاهی متفاوت پتانسیل لرزه‌خیزی و فعالیت تکتونیکی را در این ناحیه مورد ارزیابی قرار می‌دهد. در این مطالعه بر اساس ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی پهنه لوت به پنج ناحیه تقسیم‌بندی شده و برآوردها برای همه بخش‌ها و کل پهنه لوت انجام شده است:

ناحیه‌ی شمال گسل ناینند در شمال باختری پهنه لوت، شامل گسل‌های اسفندیار و طبس که از این پس ناحیه‌ی ۱ نامیده می‌شود. ناحیه ۲ شامل بخش‌های جنوبی گسل ناینند و جنوب باختری پهنه لوت می‌باشد که گسل راستالغز راستگرد ناینند، گسل گوک، سیرچ و شهداد در این منطقه قرار گرفته‌اند. ناحیه‌ی ۳ در شمال و شمال



شکل (۲): تقسیم‌بندی پهنه‌ی لوت به پنج ناحیه لرزه‌زمین‌ساختی. گسل‌های مورد بررسی در این مطالعه در تصویر نشان داده شده است. دایره‌های توخالی زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۴ در بازه زمانی ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۷ را نشان می‌دهد.

آن با نتایج حاصل از روش‌های دیگر گردد. نرخ گشتاور لرزه‌ای را تعیین کرد. در این روش با توجه به روابط تجربی موجود بین بزرگ‌گای مختلف ( $M_W, M_S, m_B, M_L$ ) و گشتاور لرزه‌ای اسکالر، می‌توان گشتاور لرزه‌ای را برای هر زمین‌لرزه محاسبه و سپس روابط تجربی بین گشتاور و بزرگ‌گای توسط محققان گوناگون ارائه شده است که برخی از آنها در اینجا ذکر شده است. رابطه کلی بین گشتاور و بزرگ‌گای به صورت زیر است:

رابطه (۷) بر اساس  $M_S$  [۲۳]

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

رابطه (۸) بر اساس  $M_W$  [۲۶]

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

همچنین گشتاور لرزه‌ای بر مبنای بزرگای محلی نیز با استفاده از روابط بزرگای گشتاوری برآورد شده است. برای تعیین نرخ گشتاور دو روش زیر مورد استفاده قرار گرفته است:

- میانگین نرخ گشتاور  $\dot{M}$  در سال‌های  $T_{cat}$  از  $N$  فاصله زمانی متوالی  $\Delta T$  را می‌توان به صورت زیر به دست آورد [۲۹، ۱۳]:

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

- رسم نمودار گشتاور تجمعی در مقابل سال‌های موجود در کاتالوگ زمین لرزه‌ای و اندازه‌گیری شیب خط که نرخ گشتاور را نشان می‌دهد [۱۴].

در برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای از کاتالوگ زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی منطقه مورد نظر استفاده می‌شود. کاتالوگ‌های زمین لرزه‌ای مورد استفاده در این پژوهش برای زمین لرزه‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۶ از کاتالوگ‌های اشاره شده استفاده و در نهایت با توجه به کاتالوگ انگدال [۳۰] و از ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شده است. زمین لرزه‌های تاریخی با توجه به آمبرسیز و ملویل [۲۲] و بربریان [۲۱] به دست آمده است. در رابطه با بزرگی‌ها با واحدهای مختلف طبق نظر داور محترم همگی بزرگای یکسان و بر طبق بزرگای گشتاوری محاسبه و سپس مقدار نرخ گشتاور برآورد شد. بدین منظور برای تبدیل  $M_S$  به  $M_W$  از فرمول‌های (EMME, ۲۰۱۱)، برای تبدیل  $M_L$  به  $M_W$  از فرمول اسکوردیلیس [۳۱] و برای تبدیل  $M_n$  به  $M_W$  از فرمول شجاع‌ظاهری و همکاران [۳۲] استفاده شده است.

شکل (۳) مقدار گشتاور لرزه‌ای برآورد شده به روش رسم نمودار را در پهنه لوت نشان می‌دهد و شکل (۴) تغییرات گشتاور لرزه‌ای را در طول سال‌های موجود در کاتالوگ و جدول (۳) مقادیر به دست آمده از نرخ گشتاور لرزه‌ای در هر ناحیه ساختاری را نشان می‌دهد. بیشترین مقدار نرخ گشتاور لرزه‌ای در ناحیه ۳ می‌باشد،

$$\log M_0 = cM + d \quad (1)$$

هنکز و کاناموری [۲۳] ثابت کردند که گشتاور اسکالر را می‌توان از طریق موج سطحی زلزله‌ها به صورت زیر به دست آورد:

$$\log(M_0/Nm) = 9.05 + 1.5M_S \quad (2)$$

رابطه دیگری به وسیله اکستروم [۲۴] ارائه شد:

$$\begin{aligned} \log(M_0/Nm) &= M_S + 12.243 & M_S < 7.16 \\ \log(M_0/Nm) &= 1.5(M_S + 5.776) & M_S > 7.16 \end{aligned} \quad (3)$$

جانستون [۲۵] رابطه زیر را بین بزرگای موج پیکری  $m_b$  و

گشتاور لرزه‌ای اسکالر پیشنهاد کرد:

$$\log(M_0/Nm) = 11.28 + 0.679m_b + 0.077m_b^2 \quad (4)$$

برای رابطه بین بزرگای گشتاوری و گشتاور لرزه‌ای نیز چند رابطه وجود دارد که توسط کاناموری [۲۶] ارائه شده است و در این مطالعه از رابطه (۵) استفاده شده است:

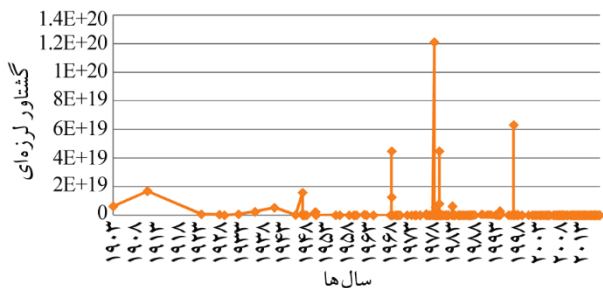
$$M_W = \frac{2}{3} \log(M_0/Nm) - 6.0 \quad (5)$$

بزرگای  $M_W$  برای مقادیر تا حدود  $M_W = 6$  اغلب با  $m_b$  و  $M_L$  برابر می‌باشد [۲۷]. 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.  $M_N$  برای بزرگای بین ۳/۵ تا ۶ تقریباً مقداری برابر با  $M_L$  به دست می‌دهد به طوری که برای این بزرگای در پوسته ایران مقدار  $M_L$  با  $M_N$  برابر می‌باشد [۲۸].

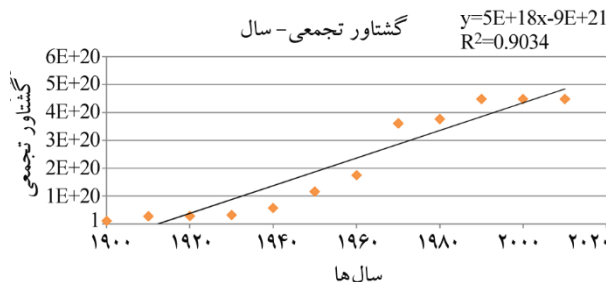
همبستگی زمین لرزه‌های بزرگ‌تر از ۴، ۵ و ۶ برای کل منطقه محاسبه و زمین لرزه‌های بالاتر از ۴ برای اندازه‌گیری‌های نرخ گشتاور لرزه‌ای در پهنه لوت در نظر گرفته شد. همان‌طور که قبلاً ذکر شد، گشتاور لرزه‌ای در این روش با توجه به روابط موجود بین گشتاور لرزه‌ای و انواع بزرگای ( $M_L, M_S, m_B, M_W$ ) تعیین می‌شود. روابطی که استفاده می‌شود عبارتند از:

رابطه (۶) بر اساس  $m_b$  [۲۵]

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



شکل (۴): تغییر گشتاور لرزه‌ای در طول زمان کاتالوگ (۱۹۰۰-۲۰۱۷) بیشترین مقدار گشتاور لرزه‌ای به ترتیب مربوط به سال‌های ۱۹۷۸، ۱۹۹۷، ۱۹۷۹ و ۱۹۶۸ می‌باشد که زلزله‌های بزرگ‌تر از ۷ در محدوده‌ی مورد مطالعه رخ داده‌اند.



شکل (۳): نرخ گشتاور لرزه‌ای حاصل از زمین لرزه‌های دستگاهی در پهنه لوت به روش رسم نمودار.

جایی که سه زمین لرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض، ۱۹۷۹ کولی بنیاباد و ۱۹۹۷ زیرکوه-قائنات با بزرگی بیشتر از ۷ ریشتر رخ داده است (شکل ۵). در

می‌دهد. شکل‌های (۶) تا (۱۰) پهنه‌های گشتاور لرزه‌ای را به ترتیب برای بخش‌های ۱ تا ۵ نشان می‌دهند و در شکل (۱۱) پهنه‌بندی گشتاور لرزه‌ای برای مجموع ۴۹۷ زمین لرزه‌ی دستگاهی بزرگ‌تر از ۴ و ۱۲ زمین لرزه تاریخی رسم شده است.

جدول (۴) نرخ گشتاور لرزه‌ای برای ۱۲ زمین لرزه تاریخی موجود در پهنه مورد مطالعه محاسبه شده است که بیشترین مقدار آن در گستره‌ی آیز رخ داده است و جدول (۵) میزان نرخ گشتاور لرزه‌ای در کل محدوده مطالعاتی را به دو روش رسم نمودار و میانگین‌گیری نشان

جدول (۳): برآورد نرخ گشتاور لرزه‌ای در هر ناحیه. بیشترین نرخ گشتاور لرزه‌ای مربوط به ناحیه‌ی ۳ و کمترین مقدار مربوط به ناحیه ۵ می‌باشد. تعداد زمین لرزه‌های هر ناحیه و بازه‌ی سال‌های موجود در کاتالوگ در نمودار وجود دارد. مقادیر به دست آمده از محاسبه‌ی نرخ گشتاور لرزه‌ای به روش میانگین‌گیری می‌باشد.

ناحیه‌ها	تعداد زمین لرزه دستگاهی بزرگ‌تر از ۴	گشتاور لرزه‌ای تجمعی در هر ناحیه	نرخ گشتاور لرزه‌ای در هر ناحیه $\text{Nm/yr}$	تعداد سال‌های موجود در کاتالوگ
ناحیه ۱	۸۷	$2/3649 \times 10^{18}$	$2/2049 \times 10^{18}$	۱۹۵۰-۲۰۱۶
ناحیه ۲	۱۲۶	$8/9142 \times 10^{18}$	$7/7952 \times 10^{17}$	۱۹۱۱-۲۰۱۷
ناحیه ۳	۲۰۴	$2/2790 \times 10^{18}$	$3/104 \times 10^{18}$	۱۹۰۳-۲۰۱۷
ناحیه ۴	۶۴	$1/64 \times 10^{17}$	$1/505 \times 10^{17}$	۱۹۲۸-۲۰۱۷
ناحیه ۵	۱۶	$1/4823 \times 10^{16}$	$1/7393 \times 10^{16}$	۱۹۳۲-۲۰۱۷

جدول (۴): نرخ گشتاور لرزه‌ای محاسبه شده مربوط به زمین لرزه‌های تاریخی در محدوده‌ی مطالعاتی. بیشترین نرخ گشتاور لرزه‌ای مربوط به زمین لرزه‌های ۱۴۹۳، ۷۶۳ و ۱۵۴۹ به ترتیب بر روی گسل‌های آیز، نوزاد و آیز می‌باشد.

ناحیه	سال رخداد	بزرگی بر حسب Ms	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	گشتاور لرزه‌ای	نام زمین لرزه
ناحیه ۲	۱۱۱۷	۶/۲	۵۴۸۹۴۰	۳۳۷۴۰۳۰۲	$6/31 \times 10^{18}$	سیرج
	۱۸۵۴	۵/۸	۵۲۸۷۸۹	۳۳۷۴۰۴۷	$6/81 \times 10^{17}$	گوک
	۱۸۶۴	۶	۵۰۹۵۸۶	۳۳۸۵۰۹۵	$1/02 \times 10^{18}$	چترود
	۱۸۷۷	۵/۶	۵۵۷۸۱۲	۳۳۲۹۸۳۷	$4/79 \times 10^{17}$	گوک
ناحیه ۳	۷۳۶	۷/۶	۷۹۷۹۸۴	۳۶۸۹۲۵	$2/57 \times 10^{20}$	آیز
	۱۰۶۶	۶/۵	۷۰۳۴۲۷	۳۷۵۳۰۵۳	$5/75 \times 10^{18}$	پاوک-بزن آباد
	۱۲۳۸	۵/۳	۶۴۷۵۰۷	۳۷۷۹۷۴۹	$4/07 \times 10^{18}$	دشت بیاض
	۱۴۹۲	۷	۷۶۱۶۱۳	۳۶۵۴۵۷۹	$3/24 \times 10^{19}$	نوزاد
	۱۵۴۹	۶/۷	۷۵۹۵۲۵	۳۷۳۲۲۲۰	$1/15 \times 10^{19}$	آیز
ناحیه ۴	۱۶۷۸	۶/۵	۶۶۵۸۴۹	۳۷۸۵۶۰۱	$5/75 \times 10^{18}$	دشت بیاض
	۱۸۴۷	۶/۴	۶۵۷۱۸۷	۳۷۵۲۱۷۴	$4/07 \times 10^{18}$	فردوس
	۷۳۴	۶/۵	۸۳۲۱۲۲	۳۵۰۱۲۳۳	$5/75 \times 10^{18}$	بندان

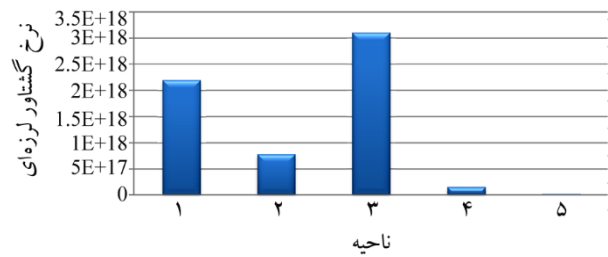


جدول (۵): میزان نرخ گشتاور لرزه‌ای در کل محدوده مطالعاتی با استفاده از روش رسم نمودار و میانگین‌گیری.

واحد نرخ گشتاور	نرخ گشتاور لرزه‌ای با استفاده از روش رسم نمودار	نرخ گشتاور لرزه‌ای با استفاده از روش میانگین‌گیری
Nm/yr	$4/9915 \times 10^{18}$	$3/9455 \times 10^{18}$
Dyne-Cm/yr	$4/9915 \times 10^{25}$	$3/9455 \times 10^{25}$

از بردارهای سرعت به دست آمده برای هر ایستگاه اندازه‌گیری سامانه تعیین موقعیت جهانی می‌توان به تانسور نرخ استرین دست یافت که نشان‌دهنده‌ی میزان تغییر شکل است. کاستروف [۳۳] نشان داد که رابطه‌ای بین تانسور نرخ استرین و فعالیت زمین‌لرزه وجود دارد که به صورت فرمول زیر بیان می‌شود [۲۹، ۱۳].

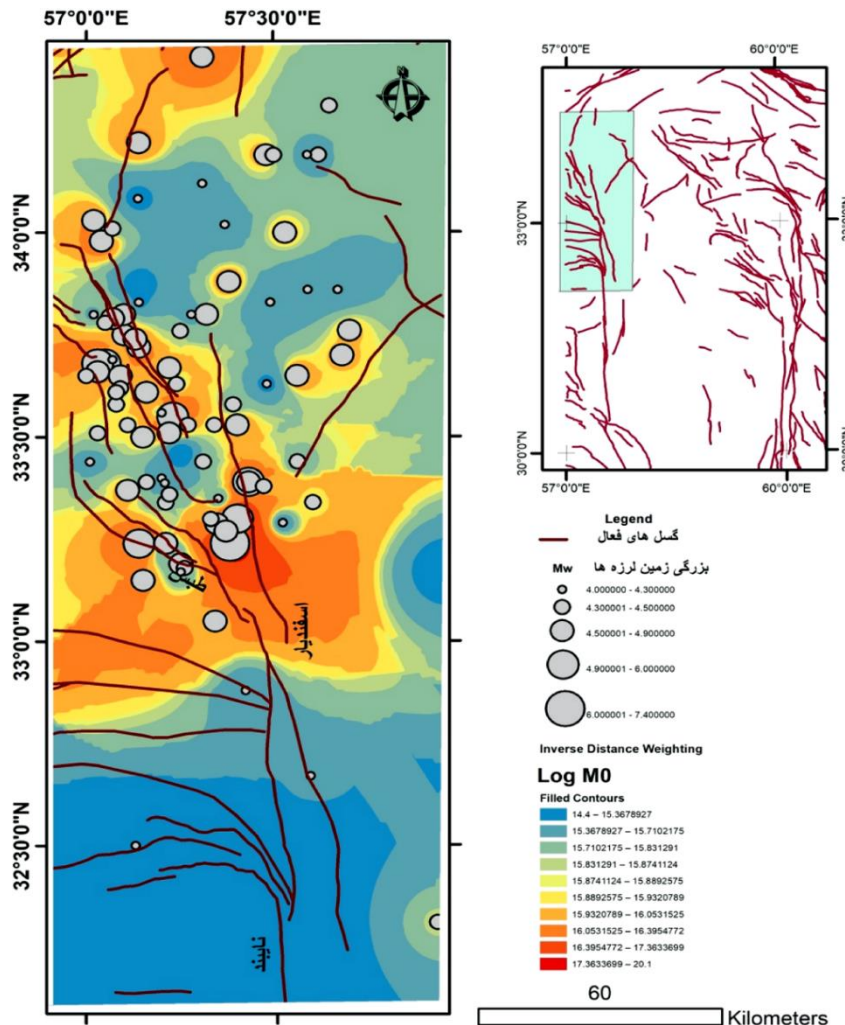
$$2\mu A H_S \dot{\epsilon} = (1/T) \sum_{n=1}^m M_n \quad (10)$$



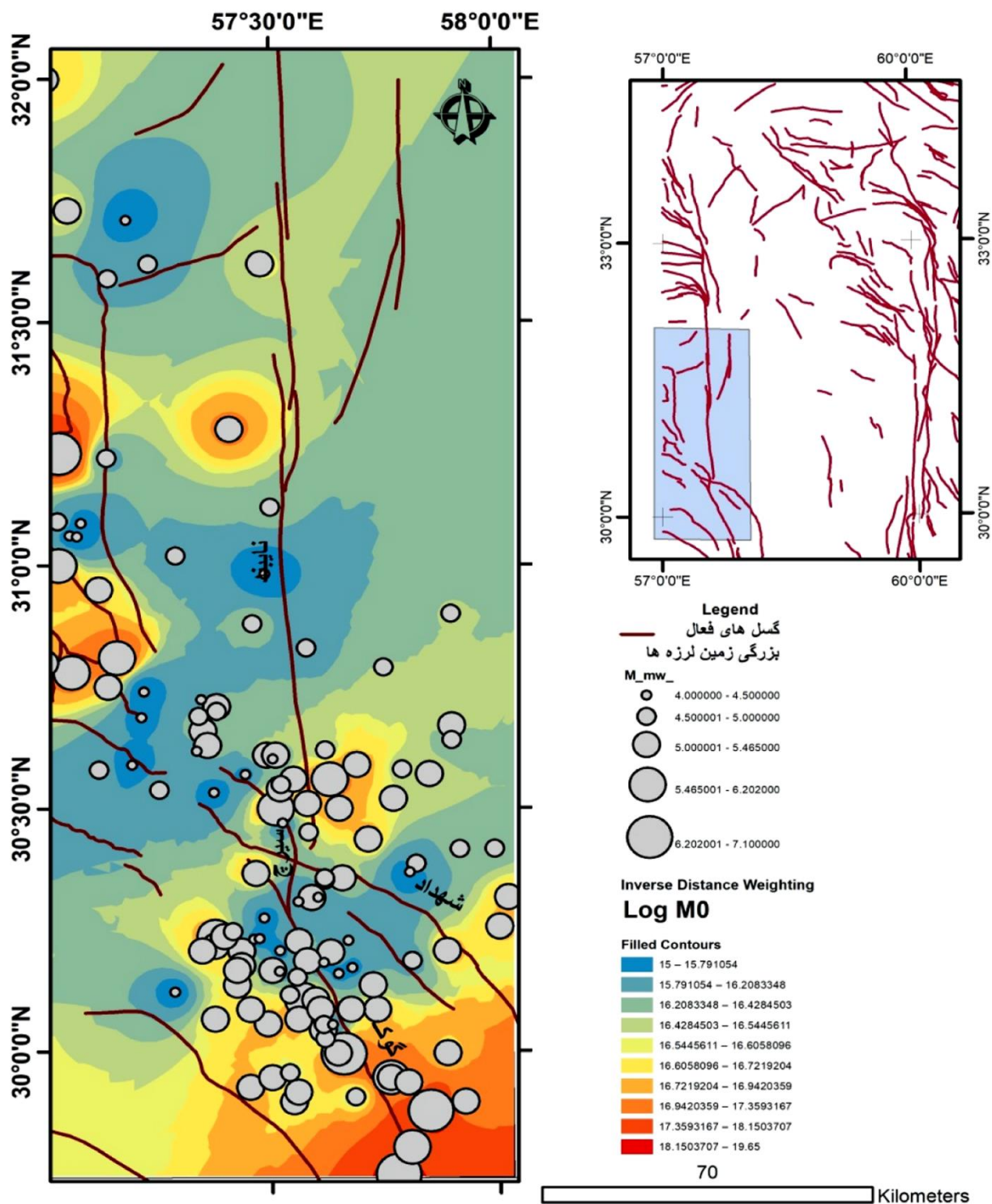
شکل (۵): نرخ گشتاور لرزه‌ای برای هر محدوده. ناحیه ۳ و ناحیه ۱ دارای بیشترین مقدار نرخ گشتاور لرزه‌ای می‌باشند. جایی که زمین‌لرزه‌های ویران‌گر طبرستان (۱۹۷۸)، آیز (۱۹۹۷)، کولی-بیباباد (۱۹۷۹) و دشت ییاض (۱۹۶۸) رخ داده است.

### ۳-۲- نرخ گشتاور ژئودتیک

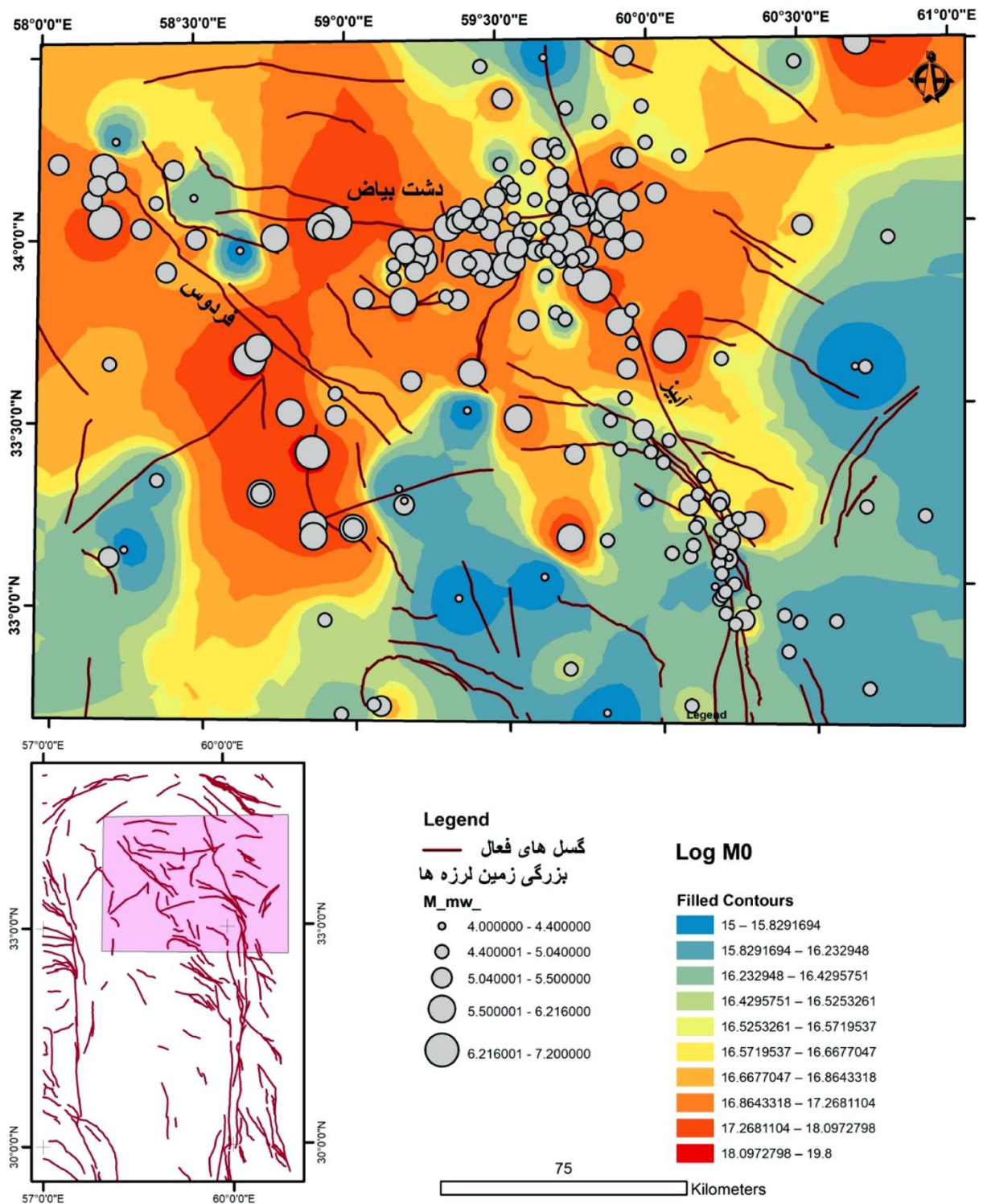
برای تعیین نرخ گشتاور از طریق داده‌های ژئودتیک، ابتدا باید رابطه میان تانسور گشتاور و داده‌های ژئودتیک وجود داشته باشد که این رابطه از طریق تانسور نرخ استرین برقرار می‌شود. با استفاده



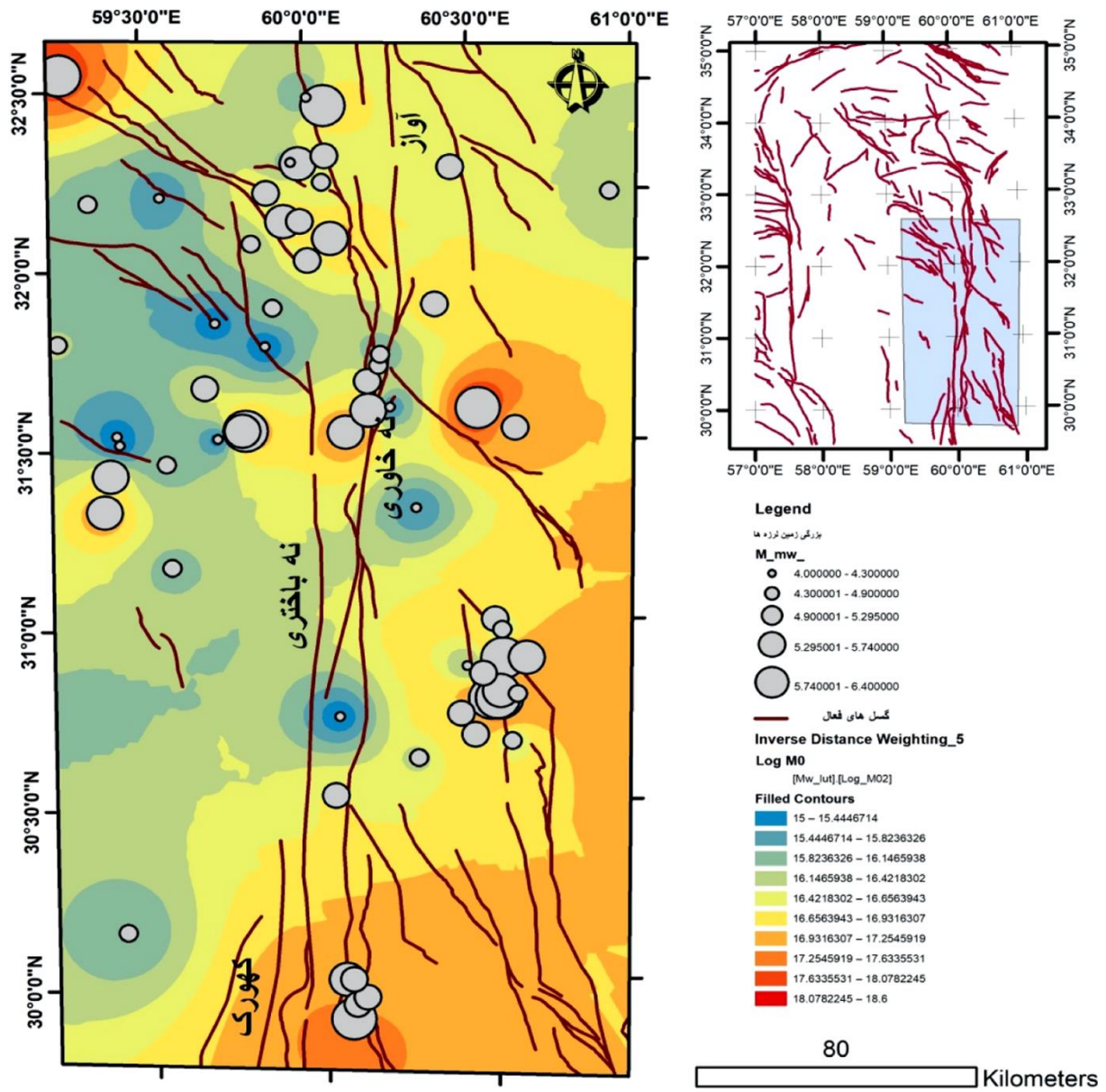
شکل (۶): نقشه پهنه‌بندی بر اساس نرخ گشتاور لرزه‌ای مربوط به زمین‌لرزه‌های دستگاهی در منطقه ۱ از بلوک لوت.



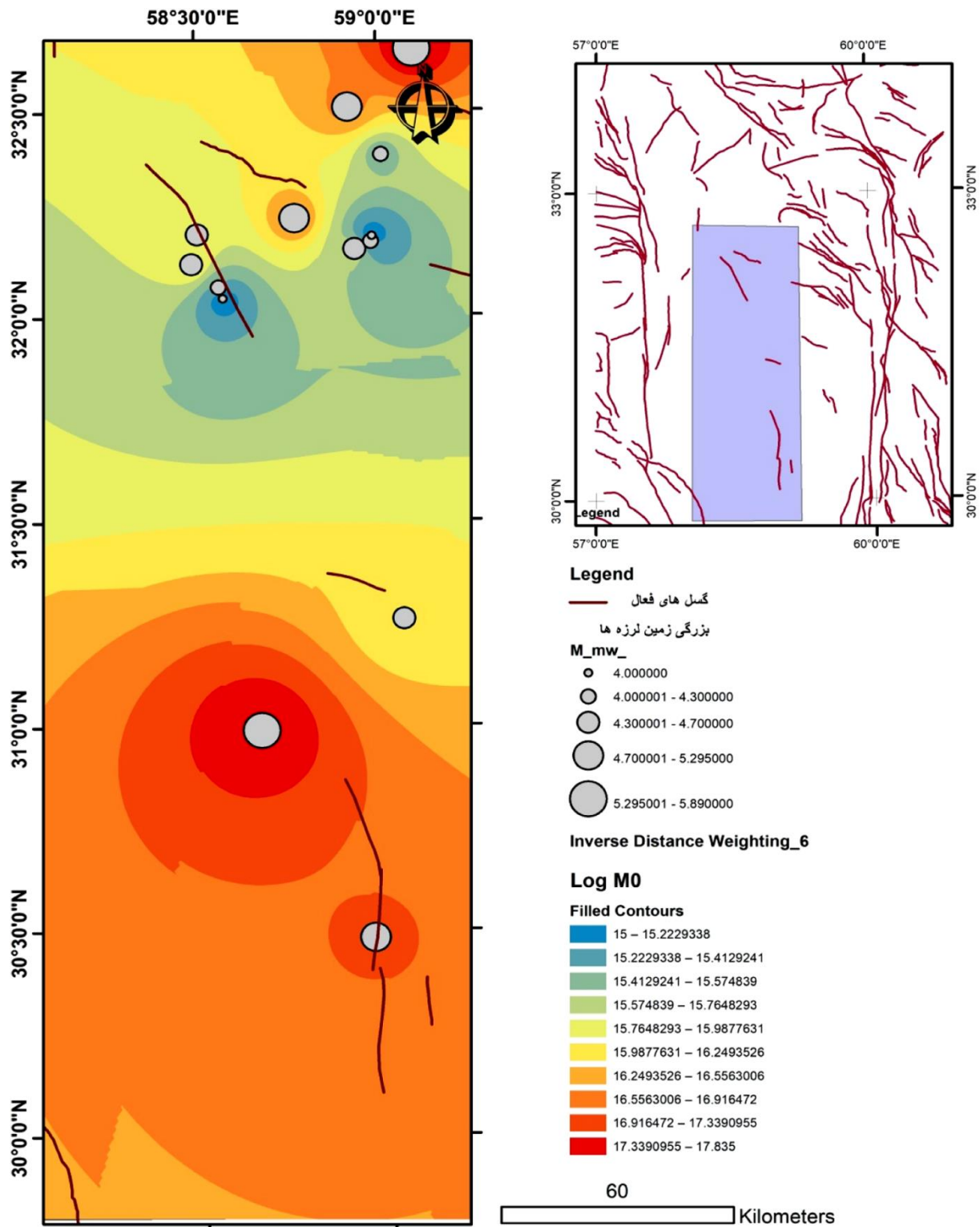
شکل (۷): نقشه پهنه‌بندی بر اساس نرخ گشتاور لرزه‌ای مربوط به زمین لرزه‌های دستگاهی در منطقه ۲ از بلوک لوت.



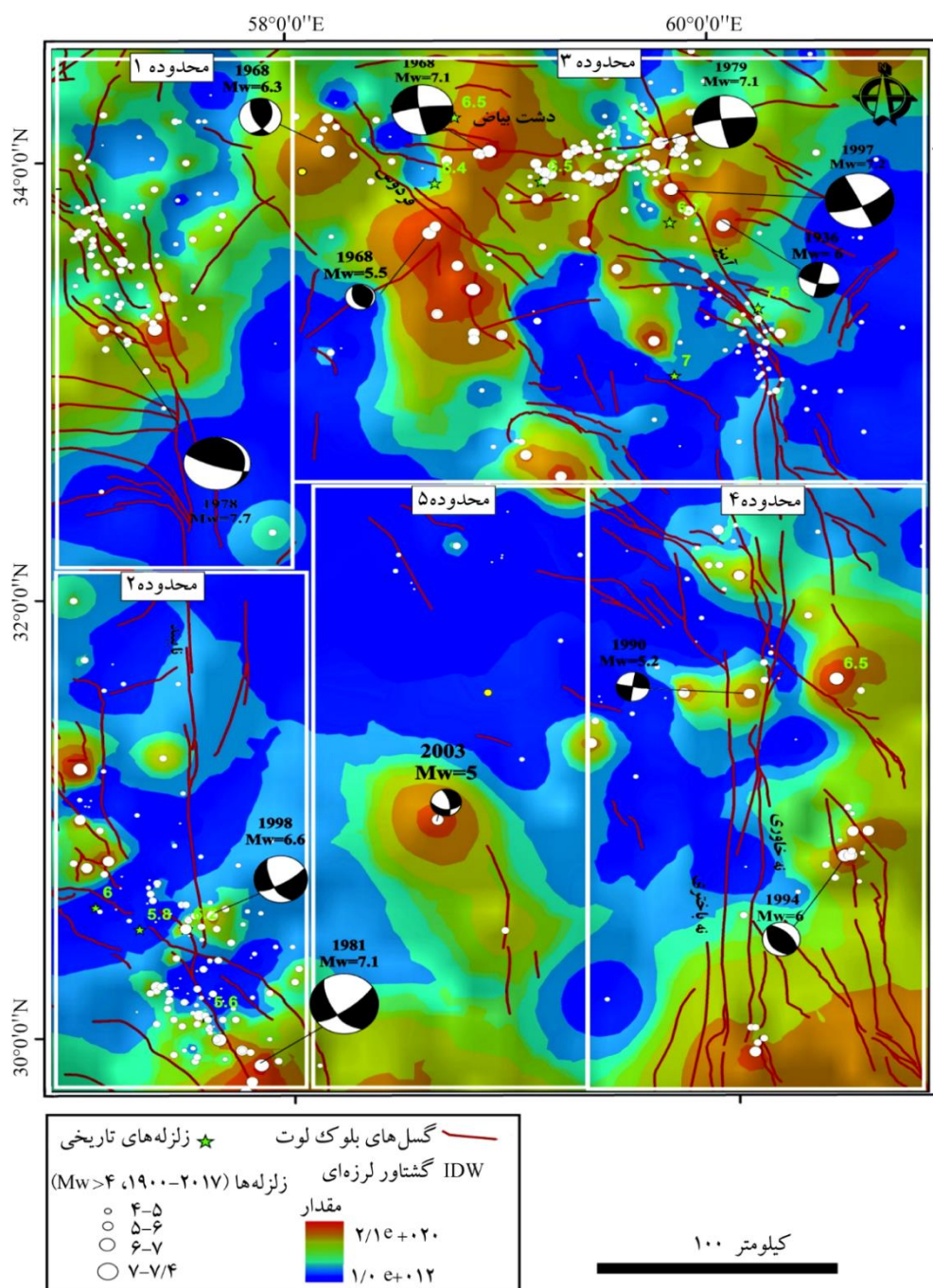
شکل (۸): نقشه پهنه‌بندی بر اساس نرخ گشتاور لرزه‌ای مربوط به زمین‌لرزه‌های دستگاهی در منطقه ۳ از بلوک لوت.



شکل (۹): نقشه پهنه بندی بر اساس نرخ گشتاور لرزه ای مربوط به زمین لرزه های دستگاهی در منطقه ۴ از بلوک لوت.



شکل (۱۰): نقشه پهنه‌بندی بر اساس نرخ گشتاور لرزه‌ای مربوط به زمین‌لرزه‌های دستگاهی در منطقه ۵ از بلوک لوت.



شکل (۱۱): نقشه پهنه‌بندی بر اساس نرخ گشتاور لرزه‌ای در منطقه مورد مطالعه. بیشترین نرخ گشتاور لرزه‌ای مربوط به نواحی ۱ و ۳ می‌باشد.

ایستگاه‌ها می‌باشند. با مقادیر معلوم یا مفروض  $\mu, A, T, H_S$  می‌توان پتانسیل لرزه‌خیزی را درون شبکه تعیین کرد حتی اگر فعالیت در مناطقی رخ دهد که دارای گسل‌های ناشناخته، دارای لغزش آرام یا بسیار عمیق برای مطالعه به‌وسیله روش‌های قراردادی زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی باشد. طبق روابط ثابت شده کاستروف [۳۳] دو تنسور گشتاور

به‌عبارت‌دیگر میانگین نرخ استرین حجمی به‌صورت خطی با مجموع تنسور گشتاور لرزه‌ای  $M_n$  برابر است. در فرمول فوق  $M_n$  تنسور گشتاور لرزه‌ای،  $\epsilon$  تنسور نرخ استرین،  $\mu$  ضریب صلبیت لایه الاستیک،  $A$  مساحت شبکه و  $H_S$  ستبرای لرزه‌ای است که استرین الاستیک در آن جمع شده و در هنگام زمین‌لرزه آزاد می‌شود.  $T$  نیز تعداد سال‌های مشاهدات ژئودتیکی سرعت

نرخ گشتاور ژئودتیک در هر منطقه را نشان می‌دهد. بر اساس برآورد انجام شده بیشترین نرخ گشتاور ژئودتیک به ترتیب مربوط به نواحی ۴ و ۱ می‌باشد. مقدار نرخ گشتاور ژئودتیک برای کل منطقه  $1.0 \times 10^{19}$  بر حسب  $\text{Nm/yr}$  می‌باشد.

### ۳-۳- برآورد نرخ گشتاور زمین‌شناسی

برای به دست آوردن نرخ گشتاور لرزه‌ای از طریق زمین‌شناسی به داده‌هایی همچون طول گسل، شیب گسل، نرخ لغزش و سستی برای لایه لرزه‌زای منطقه نیازمندیم. اگر سستی برای لایه لرزه‌زا در منطقه ثابت باشد نرخ گشتاور لرزه‌ای از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود [۱۳، ۲۹].

$$\dot{M} = \mu \Sigma (L_i H_S \dot{S}_i / \cos \delta_i) \quad (12)$$

$\mu$  ضریب برشی،  $L_i$  طول گسل،  $\dot{S}_i$  نرخ لغزش گسل،  $\delta_i$  شیب گسل و  $H_S$  سستی برای لایه لرزه‌زای منطقه است.

ضریب برشی برای سنگ‌های موجود در پوسته زمین  $3 \times 10^{11} \text{ Nm}^{-2}$  یا  $3 \times 10^{11} \text{ dyne cm}^{-2}$  می‌باشد. اگر پهنای فروشیبی<sup>۴</sup> هر یک از گسل‌ها به صورت مجزا مشخص باشد می‌توان معادله زیر را به کار برد [۱۳، ۲۹].

$$\dot{M} = \mu \Sigma (L_i \dot{S}_i W_i^{DD}) \quad (13)$$

که  $W^{DD}$  پهنای فروشیبی گسل است. پهنای فروشیبی گسیختگی از یک منطقه خوب تعریف شده از پراکندگی عمقی پس‌لرزه‌ها برآورد می‌شود [۳۵] در غیر این صورت از سستی برای منطقه لرزه‌زا یا عمق کانون زرفی زمین لرزه‌ها و شیب صفحه گسلی به دست

لرزه‌ای و تانسور استرین با یکدیگر متناسب هستند اما از آنجا که تبدیل تانسور استرین به نرخ گشتاور لرزه‌ای منحصر به فرد نیست، لذا نتایج پژوهشگران مختلف با توجه به رابطه مورد استفاده متفاوت می‌باشد. وارد [۱۳، ۲۹] برای اولین بار این کمیت را با استفاده از داده‌های ژئودتیک تعیین کرد. این محقق نرخ گشتاور ژئودتیک را برای آمریکا و اروپا از طریق فرمول زیر محاسبه کرد:

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

او از وارونگی اسکالر رابطه کاستروف و بزرگ‌ترین مقدار ویژه تانسور استرین  $\dot{\epsilon}_{\text{max}}$  استفاده کرد. نرخ‌های ژئودتیک نمی‌توانند لغزش‌های در عمق را تعیین کنند و ممکن است تنها یک اندازه‌گیری از واتنش آنی را نشان بدهند که احتمالاً در تمام مدت چرخه زمین لرزه‌ای حفظ نمی‌شود [۱۴]. این نرخ نشان‌دهنده‌ی مقدار دگرشکلی میان لرزه‌ای<sup>۲</sup> است که در حال حاضر در منطقه رخ می‌دهد.

برای برآورد گشتاور ژئودتیک، بر پایه ایستگاه‌های موجود در منطقه، شبکه‌بندی ژئودینامیکی انجام می‌شود. بهتر است این کار با توجه به هندسه گسل‌ها و سازوکار زمین لرزه‌ها صورت گرفته و بهترین شبکه‌بندی صورت بگیرد. برای محاسبه نرخ گشتاور ژئودتیک، به بزرگ‌ترین مقدار ویژه تانسور واتنش نیاز است. ابتدا ماتریس نرخ واتنش به کمک بردارهای سرعت حرکت (بر پایه روش عناصر محدود<sup>۳</sup>) برای هر منطقه نوشته شده و سپس بزرگ‌ترین مقدار ویژه این تانسور به دست می‌آید. در این پژوهش همچنین از مقادیر به دست آمده توسط ظریفی و همکاران [۳۴] برای برآورد نرخ واتنش کمک گرفته شده است. جدول (۶) مقادیر به دست آمده برای

جدول (۶): نرخ گشتاور ژئودتیک محاسبه شده برای هر ناحیه.

ناحیه‌ها	مساحت ( $\text{Km}^2$ )	ضریب صلیب لایه الاستیک	سستی لرزه‌ای	نرخ واتنش	نرخ گشتاور ژئودتیک ( $\text{Nm/yr}$ )
ناحیه ۱	۱۲۲۲/۲۴۹۲۴	$3 \times 10^{11}$	۱۵	۱۴/۱۹	$3/1831 \times 10^{18}$
ناحیه ۲	۲۱۶۷/۲۷۷۴۴	$3 \times 10^{11}$	۱۵	۵/۶۳	$1/4058 \times 10^{18}$
ناحیه ۳	۵۸۷۵۹/۹۵۵۹	$3 \times 10^{11}$	۱۵	۲/۴۸	$1/3115 \times 10^{18}$
ناحیه ۴	۲۱۱۵/۵۲۴۹۳	$3 \times 10^{11}$	۱۵	۱۱/۱۸	$5/2819 \times 10^{18}$
ناحیه ۵	۸۴۴۴/۳۳۴۲۹	$3 \times 10^{11}$	۱۵	۳/۱۱	$9/3570 \times 10^{17}$

بروز اختلافاتی نسبت به دو روش زمین شناسی و ژئودتیک می شود که طبیعی است؛ اما به هر حال برآورد نرخ گشتاور زمین شناسی نسبت به دو روش دیگر مزیت هایی دارد که عبارتند از:

- در نقشه پتانسیل لرزه ای که بر این اساس به دست می آید پتانسیل لرزه ای نزدیک گسل های شناخته شده قرار می گیرد.
- با روش های قدیمی تحلیل خطر لرزه ای تطابق خوبی نشان می دهد.
- این روش محدوده زمانی بسیار طولانی از تاریخچه زمین شناسی را شامل می شود و محدودیت زمانی روش های ژئوفیزیکی و ژئودتیک را ندارد.

از نواقص این روش می توان به عدم توانایی زمین شنا سان در تعیین تمام موقعیت های گسلی، نرخ های لغزش و نوع وضعیت گسیختگی اشاره کرد.

علی رغم محدودیت های موجود، گشتاور زمین شناسی مطابق جدول (۷) برای گسل های ارائه شده در شکل (۲) محاسبه شده است. شیب گسل و نرخ لغزش گسل ها از متغیر های مهم در برآورد نرخ گشتاور زمین شناسی به حساب می آیند که طی عملیات صحرایی و بررسی منابع مختلف، منطقی ترین مقدارها انتخاب شده و در محاسبات لحاظ گردیده اند.

می آید. نسبت ستبرای لرزه ای به شیب گسله در واقع معادل با پهنای فروشی گسل است. در منطقه مورد مطالعه ستبرای لایه لرزه با توجه به میانگین ژرفای کانونی زمین لرزه ها ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است. در این پژوهش به دلیل عدم دسترسی به اطلاعات دقیق پس لرزه ها از رابطه (۱۳) استفاده شده است.

برآورد های نرخ گشتاور بر اساس داده های زمین شناسی، با نتایجی که از روش های ژئودتیک و لرزه ای به دست می آید متفاوت است به دلیل آنکه تنها آن مکان هایی که دارای یک گسل مشخص هستند پتانسیل لرزه ای دارند. بنابراین این روش به یک دسته معین از گسل ها نیازمند است و فقط گسل های شناخته شده را در برمی گیرد. این روش نسبت به دو روش دیگر (ژئودتیک و زمین لرزه ای) محدوده زمانی طولانی تری را در برمی گیرد. برای برآورد نرخ گشتاور زمین شناسی دقیق در یک منطقه باید داده های زمین شناسی کافی در مورد گسل های منطقه وجود داشته باشد. البته باید در نظر گرفت که در هیچ کجای دنیا داده های زمین شناسی کافی و دقیق در مورد گسل ها وجود ندارد و با توجه به اینکه برخی گسل ها ناشناخته یا مدفون در عمق هستند، به طور معمول امکان برآورد دقیق نرخ گشتاور زمین شناسی وجود ندارد و این امر موجب

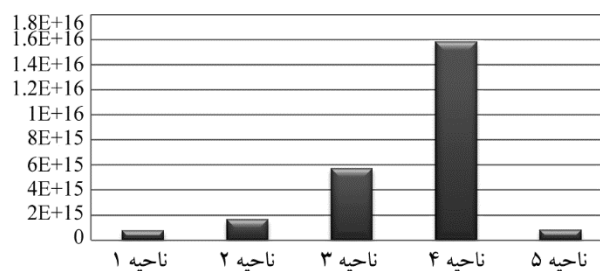
جدول (۷): ویژگی های گسل های مورد استفاده در این پژوهش و محاسبه نرخ گشتاور زمین شناسی آنها.

نام گسل	طول گسل (km)	شیب گسل	کسینوس شیب	نرخ لغزش (mm/yr)	موقع	ضریب برشی (Nm <sup>-2</sup> )	ستبرای لایه لرزه ای	نرخ گشتاور زمین شناسی (Nm/yr)
دشت بیاض	۱۲۱	۸۰	۰/۱۷۳۶	۱/۲	جکسون و همکاران [۵]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۳/۷۵۱۴×۱۰ <sup>۱۴</sup>
آبیز	۱۳۶	۸۵	۰/۰۸۷۱	۳	جکسون و همکاران [۵]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۲/۱۱۵۷×۱۰ <sup>۱۵</sup>
جنگل	۱۰۹	۷۵	۰/۲۵۸۸	۲/۶	جکسون و همکاران [۵]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۴/۹۲۷۷×۱۰ <sup>۱۴</sup>
چاهک موسویه	۸۰	۸۵	۰/۰۸۷۱	۱/۷	جکسون و همکاران [۵]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۷/۰۲۶۴×۱۰ <sup>۱۴</sup>
دوست آباد	۴۰	۸۷	۰/۰۵۲۳	۱/۷	واکر و همکاران [۳۶]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۵/۸۵۰۹×۱۰ <sup>۱۴</sup>
سده	۶۰	۷۵	۰/۲۵۸۸	۱/۷	والهرزدورف و همکاران [۳۷]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۱/۷۷۳۶×۱۰ <sup>۱۴</sup>
شکراب	۴۵	۴۰	۰/۷۶۶	۴	تو کلی [۳۸]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۱/۰۵۷۴×۱۰ <sup>۱۴</sup>
فردوس	۸۵	۳۴	۰/۸۲۹	۴	تو کلی [۳۸]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۱/۸۴۵۶×۱۰ <sup>۱۴</sup>
گریک	۸۶	۷۰	۰/۳۴۲	۳/۱	تو کلی [۳۸]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۳/۵۱۷۷×۱۰ <sup>۱۴</sup>
نوزاد	۲۳	۶۰	۰/۵	۲/۷۵	مولنار و دیم [۳۹]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۵/۶۹۲۵×۱۰ <sup>۱۳</sup>
نه خاوری	۱۷۰	۸۷	۰/۰۵۲۳	۲/۷	مایر و لدورتز [۸]	۳×۱۰ <sup>۱۰</sup>	۱۵	۳/۹۴۹۳×۱۰ <sup>۱۵</sup>



ادامه جدول (۷)

$5/9635 \times 10^{15}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	مایر و لدورتز [۸]	۲/۵	۰/۰۳۴۹	۸۸	۱۸۵	نه باختری
$3/965 \times 10^{14}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	واکر و همکاران [۳۶]	۳/۸	۰/۵۷۳۶	۵۵	۱۳۳	گوک
$9/8929 \times 10^{13}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	خداوردیان و همکاران [۴۰]	۳/۸۳	۵	۶۰	۲۹	گلباف- سیرج
$3/2653 \times 10^{15}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	خداوردیان و همکاران [۴۰]	۳/۳	۰/۰۵۲۳	۸۷	۱۱۵	کهورک
$5/4474 \times 10^{14}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	فروتن و همکاران [۱۰]	۱/۸	۰/۳۴۲	۷۰	۲۳۰	نابیند
$1/6913 \times 10^{15}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	خداوردیان و همکاران [۴۰]	۱/۹۲	۰/۰۸۷۱	۸۵	۱۷۰	نصرت‌آباد
$6/299 \times 10^{14}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	مایر و لدورتز [۸]	۱/۶۲	۰/۱۷۳۶	۸۰	۱۵۰	زاهدان
$1/1397 \times 10^{14}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	محجل [۴۱]	۱/۹	۰/۹۹۰۳	۸	۱۳۲	شهاد
$7/2579 \times 10^{14}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	فروتن و همکاران [۱۰]	۱/۶	۰/۰۸۷۱	۸۵	۸۸	اسفندیار
$5/3675 \times 10^{13}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	فروتن و همکاران [۱۰]	۱/۶	۰/۸۷۴۶	۲۹	۶۵	طیس
$8/442 \times 10^{14}$	۱۵	$3 \times 10^{10}$	یزدان‌پناه [۴۲]	۱/۹	۰/۰۸۷۱	۸۵	۸۶	لوت میانی



شکل (۱۲): مقایسه نرخ گشتاور زمین‌شناسی پنج ناحیه پهنه لوت. ناحیه ۴ و ناحیه ۳ دارای بیشترین مقدار نرخ گشتاور زمین‌شناسی می‌باشند. جایی که گسل‌های مهم نه‌بندان، دشت بیاض و آیز دیده می‌شوند.

#### ۴- بحث

هر یک از این روش‌های محاسبه گشتاور از دیدگاهی متفاوت منشأ می‌گیرند که می‌توانند الگوهای متفاوتی را در مورد سبک و میزان فعالیت زمین‌ساختی را در منطقه نمایان سازند. نرخ گشتاور ژئودتیک شامل هر دو نوع دگرشکلی لرزه‌ای و غیر لرزه‌ای است و محدوده زمانی بسیار کوتاهی را در برمی‌گیرد. بنابراین بدیهی است که مقادیر بیشتری را نسبت به دو روش دیگر نشان می‌دهد. این میزان برای منطقه مورد مطالعه  $1/2118 \times 10^{19}$  Nm/yr می‌باشد (جدول ۹).

نرخ گشتاور لرزه‌ای نشان‌دهنده‌ی میزان انرژی آزاد شده

جدول (۸) مقادیر به‌دست آمده از نرخ گشتاور زمین‌شناسی در

هر ناحیه را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج به‌دست آمده بیشترین نرخ گشتاور زمین‌شناسی به ترتیب مربوط به نواحی ۴ و ۳ می‌باشد که گسل‌های مهمی مثل سیستم گسل نه‌بندان، آیز و دشت بیاض در این نواحی دیده می‌شوند. نرخ گشتاور زمین‌شناسی در واقع مقدار انرژی ذخیره شده در این گسل‌ها را نشان می‌دهد. شکل (۱۲) مقدار گشتاور زمین‌شناسی محاسبه شده در نواحی مختلف را نشان می‌دهد. مقدار گشتاور زمین‌شناسی برای کل پهنه لوت معادل  $2/4882 \times 10^{16}$  بر حسب Nm/yr محاسبه شده است.

جدول (۸): نرخ گشتاور زمین‌شناسی محاسبه شده در ناحیه‌های ۱ تا ۵ پهنه لوت. بیشترین مقدار نرخ گشتاور زمین‌شناسی مربوط به ناحیه ۴ می‌باشد.

ناحیه‌ها	نرخ گشتاور زمین‌شناسی (Nm/yr)	نرخ گشتاور زمین‌شناسی (Dyne-Cm.yr)
ناحیه ۱	$7/946 \times 10^{14}$	$1/02928 \times 10^{22}$
ناحیه ۲	$1/670 \times 10^{15}$	$2/22674 \times 10^{22}$
ناحیه ۳	$5/7375 \times 10^{15}$	$5/7375 \times 10^{22}$
ناحیه ۴	$1/585 \times 10^{16}$	$2/11347 \times 10^{23}$
ناحیه ۵	$8/44202 \times 10^{14}$	$1/1256 \times 10^{22}$

جدول (۹): نرخ‌های گشتاور لرزه‌ای، ژئودتیک و زمین‌شناسی برآورد شده برای هر ناحیه و کل پهنه لوت. مقایسه نرخ‌های گشتاور لرزه‌ای به زمین‌شناسی، ژئودتیک به لرزه‌ای و ژئودتیک به زمین‌شناسی نیز در این جدول نمایش داده شده است.

زمین‌شناسی / لرزه‌ای	زمین‌شناسی / ژئودتیک	لرزه‌ای / ژئودتیک	نرخ گشتاور ژئودتیک (Nm/yr)	نرخ گشتاور زمین‌شناسی (Nm/yr)	نرخ گشتاور لرزه‌ای (Nm/yr)	
۲۸۲۸/۸۶	۴۰۸۳/۶۷	۱/۴۴	$3/183 \times 10^{18}$	$7/7946 \times 10^{14}$	$2/2049 \times 10^{18}$	ناحیه ۱
۴۶۶/۷۶	۸۴۱/۷۷	۱/۸۰	$1/4058 \times 10^{18}$	$1/6701 \times 10^{15}$	$7/7952 \times 10^{17}$	ناحیه ۲
۵۴۱/۰۱	۲۲۸/۵۹	۰/۴۲	$1/3115 \times 10^{18}$	$5/7375 \times 10^{15}$	$3/1040 \times 10^{18}$	ناحیه ۳
۹/۴۹	۳۳۳/۲۲	۳۵/۰۹	$5/2819 \times 10^{18}$	$1/5851 \times 10^{16}$	$1/5050 \times 10^{17}$	ناحیه ۴
۲۰/۶۰	۱۱۰۸/۳۹	۵۳/۸۰	$9/3570 \times 10^{17}$	$8/44202 \times 10^{14}$	$1/7393 \times 10^{16}$	ناحیه ۵
۱۵۸/۵۷	۴۸۷/۰۱	۳/۰۷	$1/2118 \times 10^{19}$	$2/4882 \times 10^{16}$	$3/9455 \times 10^{18}$	کل محدوده‌ی مطالعاتی

بیشترین مقدار اختلاف در ناحیه ۴ می‌باشد که نشان از دگرشکلی لرزه‌ای کمتر این ناحیه دارد (شکل ۱۳).



شکل (۱۳): مقایسه نرخ گشتاور ژئودتیک به لرزه‌ای در هر ناحیه از محدوده‌ی مطالعاتی. بیشترین اختلاف مربوط به ناحیه ۴ یعنی جنوب خاوری پهنه لوت می‌باشد.

البته این نسبت ممکن است به دلایل مختلفی از جمله کمبود داده‌های لرزه‌ای دستگاهی دقیق و معتبر در منطقه و همچنین عدم وجود قطعیت در برآورد بزرگی زمین لرزه‌های تاریخی و همچنین وجود مشکلاتی در شبکه ژئودینامیک منطقه از جمله تراکم و گسترش محدود و... با خطاهایی نیز همراه باشد.

نسبت نرخ گشتاور ژئودتیک به زمین‌شناسی برابر با  $487/01$  می‌باشد که عددی بالا می‌باشد. یکی از دلایل آن عدم شناخت دقیق گسل‌ها در منطقه مطالعاتی می‌باشد و نشان‌دهنده‌ی نقش گسل‌های پنهان در منطقه نیز می‌باشد. دیگر اینکه فعالیت‌های

به‌صورت لرزه‌ای در منطقه می‌باشد. بر این اساس مقدار انرژی آزاد شده در منطقه مورد مطالعه با توجه به کاتالوگ زمین لرزه‌های موجود  $3/9456 \times 10^{18}$  Nm/yr برآورد شده است. نرخ گشتاور زمین‌شناسی نشان‌دهنده‌ی دگرشکلی لرزه‌ای و غیر لرزه‌ای در یک بازه زمانی بسیار طولانی تری نسبت به دو حالت دیگر می‌باشد. این مقدار فقط بر مبنای گسله‌های شناخته شده‌ای است که در سطح زمین رخنمون دارند و گسله‌های ناشناخته و مدفون در عمق را شامل نمی‌شود. علاوه بر آن نرخ گشتاور زمین‌شناسی تنها بر اساس دگرشکلی در روی گسله‌ها است و حرکات دیگری را که ممکن است در اثر خزش یا واتنش نفوذی ایجاد می‌شود را در بر نمی‌گیرد. مقدار نرخ گشتاور زمین‌شناسی محاسبه شده برای پهنه لوت برابر با  $2/4882 \times 10^{16}$  Nm/yr می‌باشد که از دو نرخ گشتاور لرزه‌ای و ژئودتیک کمتر می‌باشد.

نسبت نرخ گشتاور ژئودتیک به لرزه‌ای در پهنه لوت معادل  $3/07$  می‌باشد که این مقدار نشان‌دهنده‌ی دگرشکلی بین لرزه‌ای (Interseismic) می‌باشد. به عبارت دیگر دگرشکلی بین لرزه‌ای در پهنه لوت  $3/07$  برابر دگرشکلی لرزه‌ای می‌باشد. نسبت کم ( $0/42$ ) نرخ گشتاور ژئودتیک به لرزه‌ای در ناحیه ۳ نشان‌دهنده‌ی کم بودن دگرشکلی بین لرزه‌ای در این منطقه می‌باشد. در واقع در این منطقه بیشتر انرژی صرف دگرشکلی‌های لرزه‌ای می‌شود.

$10^{16} \times 2/4882$  بر حسب  $Nm/yr$  می‌باشد. بر اساس ویژگی‌های زمین ساختی و لرزه‌ای پهنه لوت به پنج ناحیه تقسیم شده است. بیشترین مقدار نرخ گشتاور ژئودتیک به ترتیب مربوط به ناحیه‌های جنوب خاور، شمال باختر، جنوب باختر، شمال و در نهایت جنوب پهنه لوت برابر با  $5/2819 \times 10^{18}$ ،  $3/1831 \times 10^{18}$ ،  $1/4058 \times 10^{18}$  و  $1/3115 \times 10^{18}$  بر حسب  $Nm/yr$  محاسبه گردید. نرخ گشتاور ژئودتیک شامل هر دو نوع دگرشکلی لرزه‌ای و غیر لرزه‌ای است و محدوده زمانی بسیار کوتاهی را در برمی‌گیرد. بنابراین بدیهی است که مقادیر بیشتری را نسبت به دو روش دیگر نشان می‌دهد.

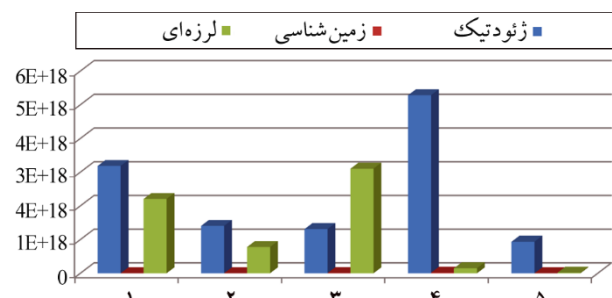
نرخ گشتاور لرزه‌ای نشان‌دهنده‌ی میزان انرژی آزاد شده به صورت لرزه‌ای در منطقه می‌باشد. بر این اساس مقدار انرژی آزاد شده در نواحی مورد مطالعه با توجه به کاتالوگ زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی به ترتیب برابر با  $3/1040 \times 10^{18}$   $Nm/yr$  برای ناحیه شمال لوت (ناحیه ۳)،  $2/2049 \times 10^{18}$   $Nm/yr$  برای شمال باختر لوت (ناحیه ۱)،  $7/7952 \times 10^{17}$   $Nm/yr$  برای جنوب باختری لوت (ناحیه ۲)،  $1/5050 \times 10^{17}$   $Nm/yr$  برای جنوب خاوری لوت (ناحیه ۴) و در نهایت مقدار  $1/7393 \times 10^{16}$   $Nm/yr$  برای بخش جنوبی لوت (ناحیه ۵) برآورد گردیده است.

نرخ گشتاور زمین‌شناسی نشان‌دهنده‌ی پتانسیل گسله‌ها برای آزاد کردن انرژی الاستیک ذخیره شده می‌باشد که میزان بیشترین مقدار نرخ گشتاور به دست آمده معادل با  $1/5851 \times 10^{16}$   $Nm/yr$  برای ناحیه ۴ منطبق بر گسل‌های جنوب خاوری لوت شامل برخی از گسل‌های اصلی مثل گسل‌های نه خاوری و باختری، کهورک و نصرت آباد می‌باشد که می‌توانند در آینده مسبب زلزله‌های بزرگی باشند. سپس در ناحیه ۳ معادل  $5/7375 \times 10^{15}$   $Nm/yr$  بر حسب  $Nm/yr$  محاسبه گردید که بیشتر منطبق بر سیستم گسله‌های دشت بیاض و آبیض می‌باشد. در مرحله بعد ناحیه ۲ می‌باشد که میزان نرخ گشتاور زمین‌شناسی برابر با  $1/6701 \times 10^{15}$   $Nm/yr$  را نشان می‌دهد. این مقدار منطبق بر گسل‌های ناینند، گوک، سیرچ و شهادت می‌باشد و در ادامه مقدار نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای نواحی ۵ و ۱ به ترتیب برابر

زمین‌شناسی در دوره‌های گوناگون در شرایط متفاوتی از نظر میزان فعالیت می‌باشند.

نسبت نرخ گشتاور زمین‌شناسی به لرزه‌ای معادل  $0/63$  در صد می‌باشد. این نسبت بیان‌گر آن است که تا کنون به اندازه  $0/63$  درصد از کل انرژی پتانسیل ذخیره شده در گسل‌های سال‌های موجود در کاتالوگ به صورت زمین لرزه آزاد شده است و هنوز بخش زیادی از انرژی به صورت پتانسیل وجود دارد که در منطقه آزاد نشده است و پتانسیل بالای لرزه‌خیزی منطقه را نشان می‌دهد. این نسبت برای کالیفرنای جنوبی و شمالی به ترتیب  $104$  و  $89$  درصد و برای حوضه وستیک، بخش شمال باختری و بخش مرکزی آمریکا به ترتیب  $61$ ،  $300$  و  $197$  می‌باشد که ممکن است نشان‌دهنده‌ی کامل تر بودن کاتالوگ زمین لرزه‌ای کالیفرنیا نسبت به سایر مناطق می‌باشد [۱۳]. هر چند دگرشکلی غیر لرزه‌ای ممکن است در این نقص دخالت داشته باشد اما تصور می‌شود که کاتالوگ‌های زمین لرزه‌ای موجود از انعکاس وضعیت طولانی مدت عاجز هستند [۱۳، ۲۹].

با توجه به مقدار گشتاورهای ژئودتیک و زمین‌شناسی پنج ناحیه بررسی شده در پهنه لوت و آزاد شدن مقدار بیشتر انرژی لرزه‌ای در نواحی ۳ و ۱ (شکل ۱۴) به نظر می‌رسد خطرناک‌ترین بخش پهنه لوت از لحاظ پتانسیل لرزه‌خیزی ناحیه ۴ یعنی سیستم گسل نهندان از بخش‌های جنوبی گسل آبیض تا مرزهای پهنه لوت و سیستان باشد.



شکل (۱۴): مقایسه‌ی نرخ‌های گشتاور لرزه‌ای، زمین‌شناسی و ژئودتیک در نواحی ۱ تا ۵.

## ۵- نتیجه‌گیری

مقدار گشتاور ژئودتیک، لرزه‌ای و زمین‌شناسی برآورد شده برای پهنه لوت به ترتیب برابر با  $1/2118 \times 10^{19}$ ،  $3/9455 \times 10^{18}$  و

- (1994) Effects of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
5. Jackson, J.A., Haines, J. and Holt, W. (1995) The accommodation of Arabia-Eurasia Plate convergence in Iran. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15205-15219.
  6. Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J. (2004) Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman, *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
  7. Walker, R. and Jackson, J. (2004) Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, **23**, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.
  8. Meyer, B. and Le Dortz, K. (2007) Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, **26**, TC5009.
  9. Le Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bourles, D., Talebian, M., Bateman, M.D., and Ghorraishi, M. (2009) Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophys. J. Int.*, **179**, 700-710.
  10. Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Murray, A.S., Le Dortz, K., Shokri, M.A., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., Solaymani Azad, S., and Bolourchi, M.J. (2014) Late Pleistocene-Holocene right slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran, *J. Geophys. Res.*, **119**, 3517-3560.
  11. Walker, R.T., Khatib, M.M., Bahroudi, A., Rodés, A., Schnabel, C., Fattahi, M., Talebian, M., and Bergman, E. (2013) Co-seismic, geomorphic, and geologic fold growth associated with the 1978 Tabas-e-Golshan earthquake fault in eastern Iran, *Geomorphology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.02.016>.

$10^{14} \times 8/4420$  و  $10^{14} \times 7/7946$  بر حسب  $\text{Nm/yr}$  محاسبه گردید که منطبق بر گسله‌های لوت میانی، اسفندیار و طبس می‌باشند.

اگرچه بیشترین نرخ گشتاور به دست آمده برای منطقه‌ی مطالعاتی مربوط به نرخ گشتاور ژئودتیک می‌باشد و این نشان‌دهنده‌ی سهم بیشتر دگرشکلی‌های بین لرزه‌ای در این پهنه ساختاری می‌باشد اما نزدیک بودن نرخ گشتاور ژئودتیک و لرزه‌ای در کل پهنه لوت نشان از بالا بودن مقدار دگرشکلی‌های لرزه‌ای نیز می‌باشد. این نسبت در کل پهنه لوت معادل  $3/07$  محاسبه گردیده است و این بدان معناست که دگرشکلی بین لرزه‌ای  $3/07$  برابر دگرشکلی لرزه‌ای در کل منطقه می‌باشد.

نسبت نرخ گشتاور زمین‌شناسی به لرزه‌ای نشان می‌دهد  $0/63$  درصد از کل انرژی پتانسیل موجود در گسل‌ها به صورت زمین‌لرزه در طی کاتالوگ زمین‌لرزه‌ای محاسبه شده ( $1900-2017$ ) آزاد شده است و بخش زیادی از انرژی پتانسیل همچنان باقی است و می‌تواند در آینده آزاد شود.

مقایسه نرخ گشتاورهای ژئودتیک و زمین‌شناسی در نواحی اشاره شده در پهنه لوت و آزاد شدن مقدار بیشتر انرژی لرزه‌ای در شمال و شمال باختر، به نظر می‌رسد خطرناک‌ترین بخش پهنه لوت از لحاظ پتانسیل لرزه‌خیزی جنوب خاور یعنی سیستم گسل نهندان از بخش‌های جنوبی گسل آبیژ تا مرزهای پهنه لوت و سیستان باشد.

## مراجع

1. Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *Int. J. Earth Sci.*, **94**, 401-419.
2. Jackson, J.A. and McKenzie, D.P. (1984) Active tectonics of the Alpine- Himalayan belt between Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **77**, 185-264.
3. Chu, D. and Gordon, R.G. (1998) Current plate motions across the Red Sea. *Geophys. J. Int.*, **135**, 313-328.
4. DeMets, C., Gordon, R., Argus, D.F., and Stein, S.

24. Ekstrom, G.A. (1987) *A Broad Band Method of Earthquake Analysis*. Ph.D. Thesis, Harvard University, Cambridge.
25. Jahnston, A. (1996) Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions-III. New Madride 1811-1812, Chaleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophy. J. Int.*, **126**, 314-344.
26. Kanamori, H. (1977) Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications. *Maurice Ewing Ser.*, **1**, 162-174.
27. Heaton, T.H., Tajima, F., and Mori, A.W. (1986) Estimating ground motions recorded accelerograms. *Surveys in Geophysics*, **8**, 25-83.
28. Rezapour, M. (2003) Analysis of archived data and assessment of magnitude seismic networks in Tehran. *Earth and Space Physics (JESP)*, **29**, 55-65.
29. Ward, S.N. (1998) On the consistency of earthquake moment release, and space geodetic strain: Europe. *Geophy. J. Int.*, **135**, 1011-1018.
30. 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. *Geophys. J. Int.*, **167**, 761-778.
31. Scordilis, E.M. (2006) Empirical global relations converting MS and mb to moment magnitude. *J. Seismol.*, **10**, 225-236.
32. Shoja-Taheri, J., Naserieh, S., and Ghofrani, H. (2007) ML and MW scale in the Iranian Pelateau base on the strong motion records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**(2), 661-669.
33. Kostrov, B.V. (1974) Seismic moment assessment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, **1**, 23-40.
34. Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., and Raeesi, M. (2013) Crustal stress map of Iran: insight from seismic and geodetics computations. *Pure and Applied Geophysics*, **171**, 1219-1236.
35. Wells, D.L., Coppersmith, K.J. (1994) Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **84**, 974-1002.
36. Walker, R.T., Talebian, M., Sloan, R.A., Rashidi, A., Fattahi, M., and Bryant, C. (2010) Holocene slip-rate
12. Berberian, M. and Yeats, R.S. (2001) Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. *J. Str. Geo.*, **23**, 563-584.
13. Ward, S.N. (1998) On the consistency of earthquake rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States, *Geophys. J. Int.*, **134**, 172-187.
14. Pancha, A., Anderson, J.G., Kreemer, C. (2006) Comparison of seismic and geodetic scalar moment rates across the Basin and Range province. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **96**, 11-32.
15. Kreemer, C., Chamot-Rooke, N., and Pichon, X.L. (2004) Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data, *Ear. and Pla. Sci.*, **225**, 329-346.
16. Newman, A.V., Dixon, T.H., Ofoegbu, G.I., and Dixon, J.E. (2001) Geodetic and seismic constraints on recent activity at Long Valley Caldera, California: evidence for viscoelastic rheology. *Volca. Geoth. Res.*, **105**, 183-206.
17. Angelica, C., Bonforte, A., Distefano, G., Serpelloni, E., and Gresta, S. (2013) Seismic potential in Italy from integration and comparison of seismic and geodetic strain rates. *Tectonophysics*, **608**, 996-1006.
18. Asadi Sarshar, M., Bahroudi, E.M.A., Ghoreishi, M., Ghasemi, M.R. (2010) Comparison of Seismic, Geodetic and Geologic Moment Rates in Central Alborz. *Geosci. J.*, **9**, 19-24.
19. Talebian, M. (2012) Comparison of Seismic, Geodetic and Geologic Moment Rates in Eastern Alborz and Kopeh Dagh. *Geos. J.*, **86**, 183-192.
20. Zarei, S., Moridi Farimai, A.A., Oveisi, B., Khatib, M.M., Mohamadkhani, S. (2013) Comparison of Geologic, seismic and Geodetic Moment Rate in the Central Zagros. *J. Env. Geol.*
21. Berberian, M. (2014) *Earthquakes and Co-seismic Surface Faulting on the Iranian Plateau*. Elsevier, 699.
22. Ambraseys, N.N., Melville, C.P. (1982) *A history of Persian earthquakes*: Cambridge University Press, Britain, Translated by Abolhassan Radeh, Agah Publishers, Tehran, 1991.
23. Hanks, T.C. and Kanamori, H. (1979) A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348-2350.

- on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran. *Geophys. J. Int.*, **181**, 221-228.
37. Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y., Nankali, H., and Sedighi, M. (2014) Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *J. Geophys. Res.*, **119**, 1-25.
38. Tavakoli, F. (2007) *Present-Day Kinematics of the Zagros and East of Iran Faults*. Ph.D. Thesis, Univ. of Joseph Fourier, Grenoble, France.
39. Molnar, P., Dayem, K.E. (2010) Major intracontinental strike-slip faults and contrasts in lithospheric strength. *Geosphere*, **6**, 444-467.
40. Khodaverdian, A., Zafarani, H., and Rahimian, M. (2015) Long term fault slip rates, distributed deformation rates and forecast of seismicity in the Iranian Plateau. *Tectonics*, **34**, 2190-2220, doi:10.1002/2014TC003796.
41. Mohajjel, M. (2009) Thin-skinned deformation near Shahdad, southeast Iran. *J. Asian Earth Sci.*, **36**, 146-155.
42. Yazdanpanah, H., Khatib, M.M., Nazari, H., Gholami, E. (2015) Analysis of strike-slip kinematics a shear zone with heterogeneous slip rate: case study Lut area, eastern Iran. *Geosciences J.*, **25**, 279-290.

#### واژه‌نامه

Basin and Range	۱- حوضه و ستیغ
Deformation Interseismic	۲- دگرشکلی میان‌لرزه‌ای
Finite Element	۳- عناصر محدود
Down Dip	۴- فروشیبی

## Estimation of the Seismicity Potential, Based on Geodetic, Seismic and Geological Moment Rate in the Lut Block

Saeed Zarei<sup>1\*</sup>, Mohamad Mehdi Khatib<sup>2</sup>, Mehdi Zare<sup>3</sup>, and Seyed Morteza Moussavi<sup>4</sup>

1. Ph.D. Candidate, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran,  
\*Corresponding Author, email: zareisaheed@birjand.ac.ir

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

3. Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

4. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

The Lut Zone, with about 900 km length, is in the eastern part of central Iran. The eastern boundary of this zone is specified by the Nehbandan fault and the eastern Flysch of Iran and its western border by the Nayband fault and the Tabas block. East of Iran consists of a series of strike-slip and step-down faults that are fractured-crustal deformable and its evolution is influenced by processes that dominated on the strike-slip shear zones. In other words, the potential energy accumulated in this region is used as a slip along the strike-slip faults of the region, folding and non-slip creep.

Earthquake occurrence rates are an essential part of seismic-hazard analysis. 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. There are now three major types of data available to estimate these occurrence rates: Geodetic moment rate, seismic moment rate (on the basis of historical and instrumental earthquake data) and geologic moment rate are estimated for Lut block in east of Iran. Lut block was affected by several large earthquakes in the past causing heavy damage in this region. Each approach has limitations, but in principle they should all yield similar estimates.

Firstly, a catalog of historical and instrumental earthquakes was used. Then, while preparing the fault maps of the region, regarding the geometric information of the active faults, the latest information on the geometrical characteristics of the faults has been collected. Finally, geological, seismic and geodetic moment rates for the region were estimated and the results were compared. Depending on the type of deformation and geometry of fault, the study area divided to the five zones: northwestern (zone 1), southwestern (zone 2), north and northeastern (zone 3), southwestern (zone 4) and southern zone (zone 5). Then we compare the value of three types of moment rate in these zones to each other. The most moment rate in the Lut block belongs to geodetic approach ( $1.2119 \times 10^{18}$  Nm/yr) and then seismic moment rate ( $3.9455 \times 10^{18}$  Nm/yr), and finally the least quantity belongs to geologic moment rate ( $2.4882 \times 10^{16}$  Nm/yr).

Each of these calculating methods of moment bring from a different perspective that can show different patterns in the style and extent of tectonic activity in the region. Geodetic moment rates include both seismic and non-seismic deformations and cover a highly short time range. Therefore, it is obvious that it shows higher values than the other two methods. The most of seismic moment rate was obtained respectively in Zone 3, 1, 4, 5 and 2. According to seismic map, maximum seismic moment is along Abiz, Dasht-e Bayaz and Tabas Faults. These faults are responsible for large earthquakes in the study area. Maximum geologic moment rate is related to West-Neh, East-Neh, Kahoorak, Abiz and Nosrat-abad Faults. According to values of geological and geodetic moment rates in the southeastern of Lut area and based on the value of the release seismic energy in the north and western part of Lut area, it seems that in the next time, the most of seismic potential and seismic hazard are in the southeastern part of the study area.

According to the ratio of seismic to geodetic moment rate can be concluded that the northern part and northwestern part with ratio 2.36 and 0.69 are fast strain areas and south, southwestern and southeastern part with ratio: 0.055, 0.02 and 0.03 are fast strain areas, respectively. Ratio of the geodetic moment rate to the seismic moment rate obtained more than 3.07, which reflects the important role of the interseismic deformation in this area. Ratio of seismic moment rate to geological moment rate is 0.63 %. This value indicates that 0.63 % potential of the faults for seismic energy has been released and not been released a significant part of the elastic energy in the area.

**Keywords:** Seismicity Potential, Seismic Moment Rate, Geodetic Data, Lut Block.