

## برآورد نرخ گشتاور به روش زمین شناسی در البرز مرکزی

مریم اسدی سرشار<sup>۱\*</sup>، عباس بحرودی<sup>۲</sup>، منوچهر قرشی<sup>۱</sup>، محمد رضا قاسمی<sup>۱</sup>  
<sup>۱</sup>پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۲</sup>گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی دانشگاه تهران  
\*مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: maryamsarshar7@yahoo.com  
(دریافت: ۸۷/۶/۷؛ پذیرش: ۸۹/۲/۲۹)

### چکیده

پیش بینی نرخ گشتاور زمین شناسی یک روش نوین در برآورد پتانسیل لرزه‌ای و فعالیت تکتونیکی یک منطقه به شمار می رود. در اینجا، البرز مرکزی به عنوان یک منطقه فعال از لحاظ فعالیت‌های لرزه‌ای مورد مطالعه قرار گرفته است. نرخ گشتاور زمین شناسی در منطقه با استفاده از ویژگی های هندسی گسله‌های اصلی که در سطح رخنمون دارند همانند طول گسل، شیب گسل، نرخ لغزش گسل و ضخامت لرزه زا در منطقه، برآورد شده است. با وجود فقدان برخی اطلاعات در مورد گسله‌ها، نرخ گشتاور زمین شناسی در منطقه  $1/2 \times 10^{18}$  Nm/yr تخمین زده شده است. این مطالعه مویب آن است که با وجود تعداد زیاد گسله‌های موجود در رشته کوه، بخش اعظمی از لغزش گسلی در امتداد چند گسل بزرگ، گسله‌های خزر، شمال البرز، مشاء، طالقان، شمال تهران، پیشوا و ورامین رخ می دهد. بر اساس مطالعات انجام شده پتانسیل لرزه‌ای بین بخش های شمالی و جنوبی البرز مرکزی متفاوت است و ظاهراً بخش های شمالی پتانسیل لرزه‌ای بالاتری را نشان می دهند.

واژه‌های کلیدی: البرز، نرخ گشتاور زمین شناسی، دگرشکلی فعال، فعالیت لرزه‌ای

### مقدمه

توسط (Pancha et al. 2006) برای ایالت زمین‌شناختی Basin & Range امریکا صورت گرفته است.

در هنگام رویداد زمین لرزه‌ها، در امتداد سطح گسل برش اتفاق می‌افتد که عامل ایجاد این برش، دو نیروی مساوی و در خلاف جهت یکدیگر هستند که اصطلاحاً زوج نیرو خوانده می‌شوند. این زوج نیرو سبب ایجاد گشتاور در سطح گسل می‌شوند. با اندازه گیری این گشتاور که با توجه به خصوصیات هندسی گسله‌های طول، شیب و میزان لغزش بر روی گسله برآورد می‌شود می‌توان مقدار انرژی آزاد شده در هنگام رخداد زمین لرزه را اندازه گیری کرد. این گشتاور اندازه گیری شده، گشتاور لرزه‌ای (Seismic moment) و بزرگایی که بر اساس آن بدست می‌آید بزرگای گشتاوری (Moment magnitude) است که با علامت اختصار (MW) نشان داده می‌شود. علاوه بر این با توجه به نرخ لغزش گسله‌ها و ویژگی های زمین‌شناسی آنها و ضخامت لایه لرزه زا در منطقه می‌توان نرخ گشتاور یا توان بالقوه گسله‌های منطقه را در آزاد کردن انرژی الاستیکی ذخیره شده در پوسته برآورد کرد. این مطالعات برای اولین بار در ایران صورت گرفته و بر پایه مطالعاتی است که توسط (Ward 1998) در جهت برآورد نرخ گشتاور به روش های زمین شناسی، زمین لرزه‌ای و ژئودتیکی و مقایسه آنها با یکدیگر برای ایالات متحده امریکا و همچنین اروپا انجام شده است. بعلاوه تحقیق مشابهی

### روش مطالعه

در این پژوهش ابتدا نقشه گسل‌های اصلی و بنیادی منطقه با طول بیش از ۲۰ کیلومتر بر اساس نقشه های زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰.۰۰۰ و ۱:۲۵۰.۰۰۰ و تصاویر ماهواره ای و مدل ارتفاعی منطقه مورد مطالعه (SRTM) و تطبیق آنها با یکدیگر و همچنین جدیدترین اصلاحات انجام شده بر روی آنها، تهیه شد و سپس طول گسله‌ها اندازه‌گیری شده است. در مرحله بعد فهرستی از خصوصیات هندسی و زمین‌شناسی گسله‌های منطقه که در منابع و مراجع مختلف ذکر شده است جمع آوری گشته است (نقشه های زمین‌شناسی و گزارش های ۵۶ و ۶۱ سازمان زمین‌شناسی کشور، پروژه تحقیقاتی شورای پژوهشی علمی ایران تحت عنوان بررسی گسل‌های بنیادی و لرزه زا در کوه‌های البرز، مقالات و پایان نامه های موجود در این زمینه) و برای برخی گسله‌های که امکان دستیابی به آنها وجود داشته است برداشت های صحرائی و مستقیم صورت گرفته است. در مرحله سوم نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای منطقه مورد مطالعه برآورد شده است.

## مفهوم گشتاور

گشتاور در مکانیک عامل ایجاد چرخش جسم حول یک محور یا تکیه گاه می‌شود و از نظر واحد و ابعاد فیزیکی معادل کار و انرژی است. واحد آن نیوتن متر (Nm) یا ژول (J) و دیمانسیون یا بعد فیزیکی آن  $ML^2T^{-2}$  (T, L, M به ترتیب ابعاد فیزیکی جرم، طول و زمان هستند) که همان واحد و دیمانسیون کار و انرژی است. بنابراین با اندازه گیری گشتاور در واقع می‌توان مقدار انرژی صرف شده در یک سامانه را تعیین کرد. اندازه گشتاور از حاصلضرب نیرو در فاصله از تکیه گاه (بازوی گشتاور) بدست می‌آید. شکل (۱) این مفهوم را به خوبی نشان می‌دهد. در این شکل بازوی گشتاور فاصله میان دو نیرو می‌باشد.



شکل ۱: دو نیروی مساوی و در خلاف جهت هم (F) در فاصله (L) از یکدیگر میله را تحت یک گشتاور FL می‌چرخاند (سمت راست).

## نرخ گشتاور زمین‌شناسی

ارزیابی پتانسیل زمین لرزه‌ای بر اساس گسل‌ها، تاریخچه‌ای طولانی دارد. نرخ گشتاور زمین‌شناسی که با توجه به خصوصیات فیزیکی گسل‌های منطقه بدست می‌آید، میزان توانایی گسل‌های منطقه را در فعالیتهای تکتونیکی و زمین لرزه‌ای نشان می‌دهد.

برآوردهای نرخ گشتاور تنها بر اساس داده های زمین‌شناسی با نتایجی که از روش های ژئودتیکی و لرزه‌ای به دست می‌آید متفاوت است به دلیل آنکه تنها آن مکان‌هایی که دارای یک گسل مشخص هستند پتانسیل لرزه‌ای دارند. بنابراین این روش به یک دسته معین از گسل‌ها نیازمند است و فقط گسل‌های شناخته شده را در برمی‌گیرد. این روش نسبت به دو روش دیگر (ژئودتیکی و زمین لرزه‌ای) محدوده زمانی طولانی تری را در برمی‌گیرد. برای برآورد نرخ گشتاور زمین‌شناسی دقیق در یک منطقه باید داده های زمین‌شناسی کافی در مورد گسل‌های منطقه وجود داشته باشد. با توجه به اینکه برخی گسل‌ها ناشناخته یا مدفون در عمق هستند، امکان برآورد دقیق نرخ گشتاور زمین‌شناسی وجود ندارد و نسبت به دو روش لرزه‌ای و ژئودتیک این امر موجب بروز اختلافاتی می‌شود که طبیعی است.

مزیتی که گشتاور زمین‌شناسی نسبت به دو روش دیگر دارد آن است که محدوده زمانی بسیار طولانی از تاریخ زمین‌شناسی را در برمی‌گیرد. در هر حال اشکالاتی به این روش وارد است که می‌توان به عدم توانایی در تعیین تمام موقعیت های گسلی، نرخ های لغزش و نوع وضعیت گسیختگی به طور دقیق اشاره کرد.

## برآورد نرخ گشتاور زمین‌شناسی

برای به دست آوردن نرخ گشتاور لرزه ای از طریق زمین شناسی به داده هایی همچون طول گسل، شیب گسل، نرخ لغزش و ستبرای لایه لرزه زا منطقه نیازمند هستیم. اگر ضخامت لایه لرزه زا در منطقه ثابت باشد نرخ گشتاور لرزه ای از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود (Ward 1998):

$$\dot{M} = \alpha \sum (L_i H_s \dot{S}_i / \cos \delta_i)$$

$\alpha$  ضریب برشی،  $L_i$  طول گسل،  $\dot{S}_i$  نرخ لغزش گسل،  $\delta_i$  شیب گسل و  $H_s$  ضخامت لایه لرزه زای 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 فروشییی (down dip) هر یک از گسل‌ها به صورت مجزا مشخص باشد می‌توان معادله زیر را به کار برد (Ward 1998).

$$\dot{M} = \alpha \sum (L_i \dot{S}_i W_i^{DD})$$

$W^{DD}$  پهنای فروشییی گسل (down dip fault) است. پهنای فروشییی گسیختگی از یک منطقه خوب تعریف شده از پراکندگی عمقی پس لرزه‌ها برآورد می‌شود (Wells & Coppersmith 1994) در غیر این صورت از ضخامت منطقه لرزه زا یا عمق کانون ژرفی زمین لرزه‌ها و شیب صفحه گسلی به دست می‌آید. نسبت ضخامت لرزه ای به شیب گسله در واقع معادل با پهنای فروشییی گسل ( $W^{DD}$ ) است.

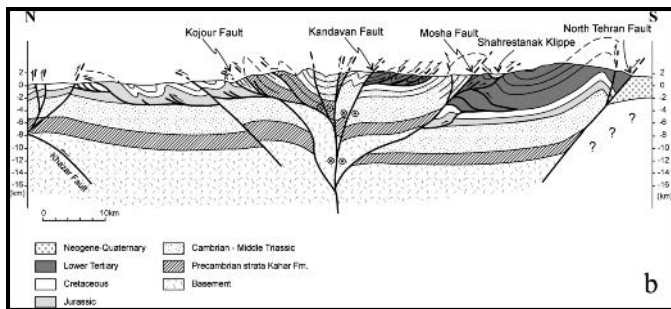
ضخامت لایه لرزه زا را می‌توان پراکندگی عمقی زمین لرزه‌ها و حداکثر عمقی را که تغییر شکل به صورت شکننده رخ می‌دهد تخمین زد هرچند این برآورد با توجه به اینکه کانون زمین لرزه‌ها در انتها الیه لایه لرزه زا قرار ندارد و علاوه بر آن این ضخامت در تمام قسمت های یک منطقه الزاماً ثابت نیست با اشکالاتی همراه است. اما بصورت تقریبی می‌توان آن را برآورد کرد.

## جایگاه تکتونیکی منطقه

منطقه مورد بررسی در محدوده طول جغرافیایی  $30^{\circ}$  تا  $52^{\circ}$  درجه شرقی و عرض  $34^{\circ}$  تا  $37^{\circ}$  درجه شمالی و در منطقه شمال کشور در رشته کوه‌های البرز واقع شده است. شکل (۲) موقعیت منطقه را بر روی مدل ارتفاعی رقومی فلات ایران نشان می‌دهد.

البرز یک رشته کوه باریک و مرتفع است. طول آن تقریباً ۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۰۰ کیلومتر است (Allen et al. 2003) با دامنه‌های بسیار پرشیب که در هر دو پهلو شمالی و جنوبی به صورت ناگهانی در امتداد گسل‌های راندگی اصلی به دشت متصل می‌شود (Jackson et al. 2002). این رشته کوه که در بخش مرکزی سیستم کوهزایی آلپ-همیالیا واقع شده است، یک کمربند کوهزایی مرکب را شکل داده و

۳۰ کیلومتر در ۵ میلیون سال است مطابقت دارد. باقی مانده کوتاه شدگی در شمال البرز در حوضه خزر جنوبی با نرخ  $6 \text{ mm/yr}$  و جنوب البرز با نرخ  $3 \text{ mm/yr}$ ، احتمالاً روی لبه بلوک ایران مرکزی و در روی راندگی های بیرونی پارچین و پیشوا رخ می دهد. برش چپ بر در سرتاسر کمربند نرخ  $4 \pm 2 \text{ mm/yr}$  دارد (Vernant *et al.* 2004). نرخ همگرایی به وسیله (Djamour 2004)  $4/5 \pm 1/5 \text{ mm/yr}$  و نرخ برش چپ بر  $2/5 \pm 1/5 \text{ mm/yr}$  تعیین شد.

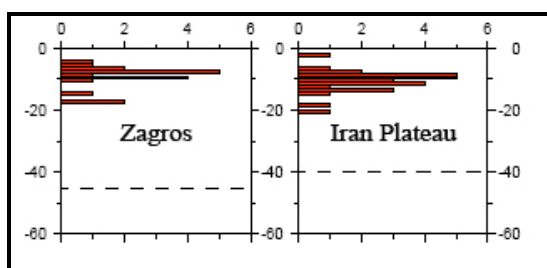


شکل ۳: مقطع ساختاری از البرز مرکزی. برگرفته از (Allen *et al.* 2003).

### ضخامت لایه لرزه زا در البرز مرکزی

ضخامت لرزه ای عمقی از پوسته می باشد که در آن تغییر شکل به صورت الاستیک است و گسیختگی اصلی زلزله در این منطقه رخ می دهد. ضخامت لایه لرزه زا را می توان با توجه به حداکثر عمق کانون ژرفی زمین لرزه ها و یا پراکندگی عمقی پس لرزه ها بدست آورد (Wells & Coppersmith 1994).

زمین لرزه های ایران و زاگرس به طور کلی در محدوده عمقی کمتر از ۲۰ کیلومتر (بین ۵ تا ۲۰ کیلومتر) پراکنده هستند و لرزه خیزی محدود به پوسته بالایی است (شکل ۴) (Maggi *et al.* 2000).

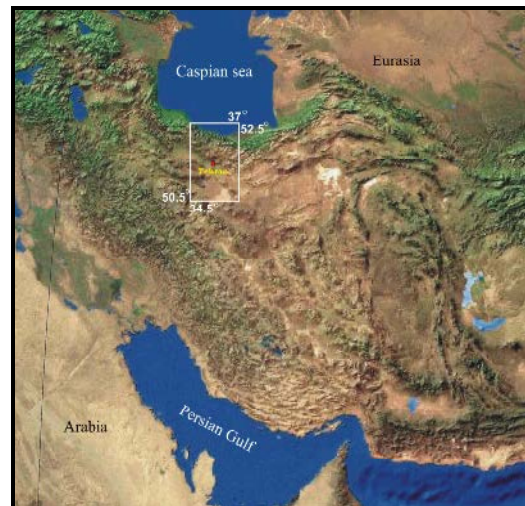


شکل ۴: نمودارهای اعماق کانونی زمین لرزه ها که بوسیله مدلسازی امواج برای زاگرس و فلات ایران تبیین شده است (Maggi *et al.* 2000).

در ناحیه البرز مرکزی به دلیل فقدان زمین لرزه های بزرگ و مهم در دوره دستگامی ضخامت لایه لرزه زا به خوبی شناخته نشده است. تنها زمین لرزه مهم در این دوره، زمین لرزه متوسط ۲۰۰۴ بلده است که با توجه به عمق کانونی پس لرزه ها، میانگین این عمق در محدوده ۱۵-۲۰ کیلومتری قرار می گیرد (شکل ۵). علاوه بر این با توجه به اعماق کانونی زمین لرزه های دستگامی که در منطقه البرز مرکزی روی داده

کوتاه شدگی و بالآمدگی را در طی ترشیری (وقایع آلبی) متحمل شده است (Alavi 1996).

رژیم تکتونیکی منطقه از نوع نازک پوست است و دگرشکلی به طور اصلی بوسیله جابجایی در امتداد گسل های اصلی رخ می دهد (Yassaghi 2005).



شکل ۲: محدوده مورد بررسی در روی مدل ارتفاعی رقومی (DEM) فلات ایران (Google Earth).

تکتونیک کنونی در رشته کوه های البرز هم به دلیل همگرایی شمالی- جنوبی صفحات اوراسیا- عربی و هم حرکت به سوی شمال غرب حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا ایجاد شده است. این مکانیسم سبب بوجود آمدن یک رژیم ترفشارشی در این کمربند کوهستانی شده است (Jackson & McKenzie 1984).

چارچوب تکتونیکی کنونی البرز مرکزی بوسیله گسل های بزرگ زاویه با روند خاوری-باختری تا شمال باختری- جنوب خاوری (WNW-ESE و E-W) و موازی با رشته کوه مشخص می شود که هر دو نوع حرکت امتداد لغز راست بر و چپ بر همراه با جابجایی های مورب تا شیب لغز (Allen *et al.* 2003) حتی با یک مولفه جدایش نرمال (Gansser & Huber 1962) را نشان می دهند. گسل های اصلی به طور کلی و به صورت متقارن از بخش های شمالی و جنوبی به سمت داخل رشته کوه شیب دارند (Stocklin 1968; Allen *et al.* 2003) (شکل ۳).

اختلاف در جهت حرکت راندگی ها (در بخش شمالی به سوی شمال و در جنوب به سمت جنوب) سبب مرتفع شدن و توپوگرافی خشن در بخش مرکزی- غربی کمربند شده است (Yassaghi 2005). بر اساس یک مطالعه جدید سامانه تعیین موقعیت جهانی (GPS)، دگرریختی البرز مرکزی تقریباً  $5 \pm 2 \text{ mm/yr}$  در ۱۰۰ کیلومتر (Vernant *et al.* 2004)، یعنی ۴۰٪ از کوتاه شدگی بین بلوک ایران مرکزی و اوراسیا است که این درست با کوتاه شدگی زمان پلیوسن- کواترنری که

لغزش بر روی این گسله‌ها به ترتیب  $0.5 \pm 0.2$  mm/yr،  $2/2$  mm/yr و  $3 \pm 0.5$  mm/yr برآورد شده است (Nazari 2006). برای گسله خزر با توجه به نرخ فروکاو در دره رودخانه گرمود (Antoine et al. 2006)، نرخ لغزش قائم  $2/5$  mm/yr (برای یک گسل با شیب  $30^\circ$ ) (Nazari 2007) و برای گسل شمال البرز با در نظر گرفتن مقدار جابجایی چینه نگاشتی در روی این گسل، بیش از ۲ کیلومتر جابجایی در طی پلیوسن تا پلیوستسن (Stöcklin 1974)،  $0.4$  mm/yr برآورد شده است.

در بخش ایران مرکزی نیز، بوسیله مطالعات سامانه تعیین موقعیت جهانی GPS میزان جابجایی بر روی گسل‌های بیرونی پارچین و پیشوا (Vernant et al. 2004)  $3$  mm/yr تعیین شده است. نرخ گشتاور زمین‌شناسی تنها برای گسله‌هایی که نرخ لغزش مشخص دارند برآورد شده و مجموع آنها بعنوان نرخ گشتاور زمین‌شناسی کلی برای منطقه در نظر گرفته شده است.

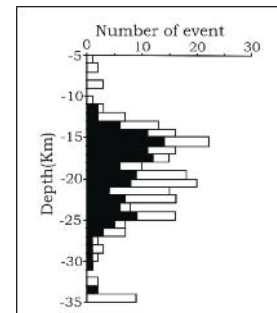
شکل (۷) نقشه گسله‌های اصلی و بنیادی منطقه با طول بیش از ۲۰ کیلومتر را نشان می‌دهد. همانطور که اشاره شد نرخ لغزش برای برخی از این گسله‌ها مشخص شده است که با توجه به این مقادیر و سایر مشخصات گسل‌ها مقدار نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای آنها برآورد شده است (جدول ۱). اگر منطقه مورد بررسی به سه بخش البرز شمالی، البرز جنوبی و بخش ایران مرکزی تقسیم شود، مقدار نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای هر بخش به این صورت خواهد بود.

برای بخش شمالی البرز مرکزی با توجه به دو گسل خزر و شمال البرز نرخ گشتاور زمین‌شناسی برابر  $1.7 \times 10^{17}$  Nm/yr برآورد شده است. در بخش جنوبی البرز مرکزی با در نظر گرفتن گسله‌های مشاء، شمال تهران و طالقان این مقدار برابر  $1.1 \times 10^{17}$  Nm/yr و برای بخش شمالی ایران مرکزی با توجه به گسله‌های پیشوا و ورامین مقدار گشتاور  $1.4 \times 10^{17}$  Nm/yr تعیین شده است. میزان نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای کل منطقه (البرز مرکزی و بخش شمالی اطران مرکزی) نیز برابر  $1.2 \times 10^{17}$  Nm/yr می‌باشد.

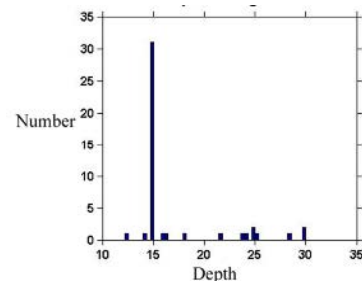
جدول ۱: مشخصات گسلی و نرخ گشتاور زمین‌شناسی گسله‌های با نرخ لغزش معین در منطقه مورد مطالعه.

نام گسل	طول گسل (Km)	ضریب سختی $\mu$ ( $Nm^{-2}$ )	ضخامت لایه لرزه زا (Km) $H_s$	نرخ لغزش slip rate (mm/yr)	شیب گسل $\delta$	نرخ گشتاور زمین‌شناسی $\dot{M}$ ( $Nm/yr$ )
گسله خزر	454	$3.00E+10$	15	2.5	30	$5.73876E+17$
گسله شمال البرز	427.5			0.4	50	$1.09929E+17$
(خاوری) گسل مشاء	100			2.2	70	$2.2E+17$
گسل شمال تهران	108			0.3	30	$1.6382E+16$
گسل طالقان	113			1	81	$1.75345E+17$
گسل پیشوا	34			1.5	70	$5.1E+16$

است و کاتالوگ (Engdahl et al. 2006) که عمق زمین لرزه‌ها را نسبتاً دقیق تر تعیین کرده است، می‌توان ضخامت منطقه لرزه زا را به صورت میانگین برآورد کرد (شکل ۶). بیشترین فراوانی عمقی مربوط به عمق ۱۵ کیلومتر می‌باشد. با توجه به موارد ذکر شده می‌توان ضخامت منطقه لرزه زا را در البرز مرکزی در حدود ۱۵ کیلومتر برآورد نمود.



شکل ۵: پراکندگی عمقی پس لرزه‌ها در زمین لرزه ۲۰۰۴ بلده. میانگین این عمق در محدوده ۲۰-۱۵ کیلومتری قرار می‌گیرد.



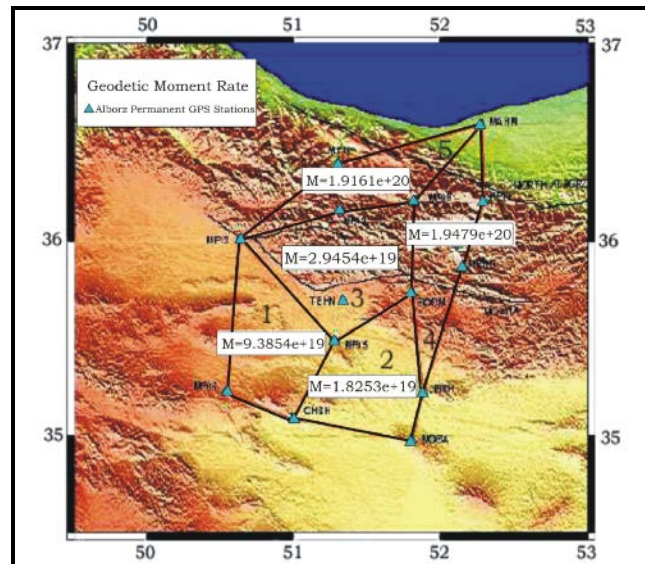
شکل ۶: نمودار فراوانی اعماق کانونی زمین لرزه‌ها با توجه به کاتالوگ (Engdahl et al. 2006).

### نرخ گشتاور زمین‌شناسی در منطقه

با وجود مطالعات زیادی که در گذشته در منطقه البرز مرکزی صورت گرفته است هنوز نواقص داده ای وجود دارد که می‌تواند سبب بروز اشکالاتی در برآورد گشتاور زمین‌شناسی گردد. با این وجود سعی شده است تا با استفاده از اطلاعات موجود، نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای البرز مرکزی برآورد شود.

در این منطقه تاکنون بر روی گسل‌های مشاء (بخش خاوری)، شمال تهران و طالقان مطالعات دیرینه لرزه شناسی انجام و میزان نرخ





شکل ۹: پهنه بندی البرز مرکزی با استفاده از نرخ گشتاور لرزه ای. برگرفته از موسوی (۱۳۸۵). (واحد نرخ گشتاور در این شکل  $\text{dynecm/yr}$  می باشد).

#### منابع:

- بربریان م.، قرشی م.، ارژنگ روش ب.، مهاجر اشجعی م. ۱۳۶۴: پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه-گسلش در گستره تهران و پیرامون. گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۳۱۵ صفحه.
- بربریان م.، قرشی م.، ارژنگ روش ب.، مهاجر اشجعی م. ۱۳۷۱: پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه-گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون. گزارش شماره ۶۱ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۱۹۷ صفحه.
- قاسمی م.ر.، قرشی م.، ۱۳۸۳: بررسی ناحیه ای گسل های بنیادی و لرزه زا در کوه های البرز. پروژه تحقیقاتی شورای پژوهشی علمی ایران. ۵۸ صفحه.
- موسوی، ز.، ۱۳۸۴: پهنه بندی و تعیین نرخ تغییرات ممان لرزه ای در ایران بر پایه مشاهدات GPS. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی خواجه نصیر طوسی. ۱۰۵ صفحه.
- Antoine P., Bahain J.J., Berillon G., Asgari Khaneghah A. 2006: Tuf calcaire et se'quence alluvial en contexte tectonique actif : La formation de Baliran (province du Mazandaran,Iran). *Quaternaire*. **17**: 321-331.
- Alavi M. 1996: Tectonostratigraphic synthesise and structural style of Alborz mountains in northern Iran. *J.Geodynamics*. **21**: 1-33.
- Allen M.B., Ghassemi M.R., Shahrabi M., Qorashi M. 2003: Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*. **25**: 659-679.
- Djamour Y. 2004: Contribution de la Géodésie (GPS et vivellment) à l'étude de la déformation tectonique et de l'aléa seismique sur la région de Téhéran (montage de l'Alborz,Iran). Science de la Terre et de l'Eau.montpellier, L'université Montpellier II: 180.
- Engdahl E. R., Van der Hilst R. D. Buland R.P. 1998: Global teleseismic earthquake relocation with improved travel time and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.* **88**: 722-743.
- Engdahl E.R., Jackson J. A., Myers S. C., Bergman E. A. Priestley K. 2006: Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophys. J. Int.* **167**: 761-778.
- Gansser A., Huber H. 1962: Geological observation in the Central Elborz, Iran. Schweiz. *Mine Petrogr.Mitt.* **42**: 583-630.
- Jackson J.A. & McKenzie D.P. 1984: Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **77**: 185-264.
- Jackson J., Priestly K., Allen M., Berberian M. 2002: Active tectonics of the South Caspian basin. *Geophys.J.Int.***148**: 214-245.
- Maggi A., Jackson J.A., Priestley K., Baker C. 2000: A re-assessment of focal depth distributions in the southern Iran, the Tin Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophys. J. Int.* **143**: 629-661.
- Masson F., Anvari M., Djamour Y., Walpersdorf A., Tavakoli F., Daignieres m., Nankali H., Vangrop S. 2007: Larg-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurement: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophys.Jour.Int.* **170**: 436-440.
- Nazari H. 2006: Analyse de tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran :«Approche morphotectonique et paléoseismologique». PhD thesis, University de Movtpellier II.
- Nazari H., Ritz J.F., Balescu S., Lamothe M., Salamati R., Ghassemi A., Shafei, A., Ghorashi M., Saidi A. 2007: Paleoseismology analysis along the North Tehran Fault , Central Alborz, Iran. under review in JGR.

- Stöcklin J. 1968: Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*. **52**: 1229-1258.
- Stöcklin J. 1974: Northern Iran : Alborz Mountains. *Geol.Soc.Lon.* **4**: 213-234.
- Tatar M. 2001: Etude Seismotectonique de deux zones de collision continental le Zagros Central et l' Alborz (Iran). Ph.D. thesis, University de Joseph Fourier.
- Vernant P., Nilforoushan F., Chery J., Bayer R., Djamour Y., Masson F., Nankali H., Ritz J.F., Sedighi, M., Tavakoli F. 2004: Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*. **223**: 177-185.
- Ward S.N. 1998: On the consistency of earthquake rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States. *Geophys.Jour.Int.* **134**: 172-187.
- 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.
- Yassaghi A. 2005: The effect of deep seated transvers faults on structural evolution of West-Central Alborz mountains. *Geophysical Research Abstracts*. **7**: 504.