

### چکیده

همگرایی صفحات عربی و اوراسیا، باعث ایجاد سامانه‌های پیچیده‌ی تکنیکی در ایران شده است و در این میان شهر تهران در دامنه رشته کوه‌های البرز، بر روی یک پهنه‌ی ناپایدار قرار دارد و به دلیل وجود گسل‌های فراوان مستعد زمین‌لرزه می‌باشد. با توجه به اهمیت شهر تهران و شناسایی هرچه بهتر خصوصیات لرزه‌ای این منطقه، پارامتر کیفیت و خصوصیات کاهندگی امواج برشی و کدا (دنباله) در منطقه جنوب شرقی تهران بر اساس ۲۲ شتاب‌نگاشت ثبت شده از زلزله‌های محلی که عموماً شتاب‌نگاشت‌های زمین‌لرزه‌ی ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ شهری با بزرگی ۴ و دارای عمق کم می‌باشند، مورد پردازش قرار گرفته‌اند. ضریب کیفیت امواج  $S(Q_s)$  با روش توسعه یافته کدای بهنجار و ضریب کیفیت امواج کدا  $(Q_c)$  با روش تک‌پراکنش به عقب در بازه فرکانسی ۱/۵ تا ۲۴ هرتز برآورد شده است. رابطه فرکانسی ضریب کیفیت که برای این منطقه برآورد شده عبارت است از  $Q_s = (92 \pm 16)f^{(0.98 \pm 0.15)}$  و  $Q_c = (114 \pm 5)f^{(1.12 \pm 0.04)}$  (در فرکانس ۱ هرتز) در ایستگاه‌های منطقه و مقایسه با مناطق آرام و فعال لرزه‌ای جهان مشاهده می‌شود که منطقه مورد مطالعه ناحیه‌ای با ناهمگنی و فعالیت تکنیکی بالا می‌باشد. این ناهمگنی‌ها می‌تواند به سبب خردشدگی حاصل از گسل‌های منطقه باشد. در شهر تهران به دلیل کمبود زلزله‌های ثبت شده، نتایج این مطالعه به کمک نگاشت‌های یک زلزله به دست آمده است و برای کاهش عدم قطعیت می‌توان از زلزله‌های متفاوت استفاده نمود.

**واژگان کلیدی:** کاهندگی، فاکتور کیفیت امواج برشی و کدا، تهران.

## بررسی کاهندگی امواج برشی و کدا در منطقه جنوب شرقی تهران

شیمای طاهری (نویسنده مسئول)

هیئت علمی مربی دانشکده عمران دانشگاه پیام نور، تهران  
shima.tahery@gmail.com

مجید معهود

استادیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران

### ۱- مقدمه

امواج لرزه‌ای به خاطر ناپیوسته و ناهمگن بودن محیط‌های هدایت‌کننده‌ی امواج لرزه‌ای در پوسته می‌باشد [۳]. کاهندگی یک محیط حاصل دو فرآیند فیزیکی کشسانی و غیر کشسانی می‌باشد. در فرآیند کشسانی، انرژی در محیط انتشار پایسته می‌ماند همانند گسترش هندسی<sup>۱</sup>، چند مسیر شدن و پراکنش<sup>۲</sup> این عوامل به نوع موج، فرکانس، میزان ناهمگنی و خصوصیات محیط انتشار وابسته‌اند. در فرآیند غیر کشسانی، بخشی از انرژی امواج زلزله به گرما تبدیل می‌شود و دامنه‌ی امواج زلزله به سبب از دست دادن بخشی از انرژی کاهش می‌یابند. در فرآیند غیر کشسانی عواملی همچون خصوصیات غیر کشسانی محیط و

همگرایی صفحه‌های عربی و اوراسیا که با آهنگ بیش از ۲۲ میلی‌متر در سال صورت می‌پذیرد، باعث به وجود آمدن سامانه‌های پیچیده‌ای از گسل‌های معکوس و امتداد لغز در ایران شده است. این امر با استفاده از داده‌های GPS نیز تأیید شده است [۱-۲]. وجود گسل‌های متفاوت، چین خوردگی‌ها، آتش‌فشان‌ها و چشمه‌های آب گرم که نشان‌دهنده‌ی ناآرامی‌های درون زمین هستند، باعث خردشدگی و افزایش ناهمگنی و کاهندگی خواهد شد. کاهندگی شدید در نواحی فعال لرزه‌ای به خاطر وجود درزها، ترک‌ها و ناهمگنی‌های حرارتی در پوسته زمین بوده و کاهندگی شدید فازهای محلی

ایستگاه‌های ثبت‌کننده و فاصله رومرکزی کم از شهر تهران از اهمیت فراوانی برخوردار است و نیز به‌عنوان گواهی بر فعالیت لرزه‌خیزی گسل‌های جنوبی شهر تهران محسوب می‌شود. در این مطالعه کاهندگی امواج برشی و کدا بر اساس شتاب‌نگاشت‌های محلی ثبت شده در شهر تهران صورت گرفته است و مطالعه‌ای در مقیاس محلی برای بیان پارامتر کیفیت شهر تهران می‌باشد، ولی در مطالعات دیگر بررسی کاهندگی امواج برشی بر اساس لرزه‌نگاشت‌های منطقه البرز، در مقیاس منطقه‌ای انجام گرفته است [۱، ۱۰-۱۶]. به‌عنوان نمونه، متقی و همکاران [۱] روابط کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در ناحیه تهران را بررسی کردند و تابع کیفیت موج برشی را به‌صورت  $Q_s = (121 \pm 3)f^{(0.68 \pm 0.02)}$  برای ناحیه تهران و البرز مرکزی محاسبه نمودند. فرخی و حمزه‌لو [۱۴] بر اساس لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده برای منطقه البرز رابطه  $Q_s = (83 \pm 8)f^{(0.99 \pm 0.07)}$  را به دست آورده‌اند. همچنین ضریب کیفیت موج برشی توسط روش وارون تعمیم‌یافته شتاب‌نگاشت‌های البرز توسط زعفرانی و همکاران [۱۵] به‌صورت  $Q_s = 101f^{0.8}$  برآورد شده است.

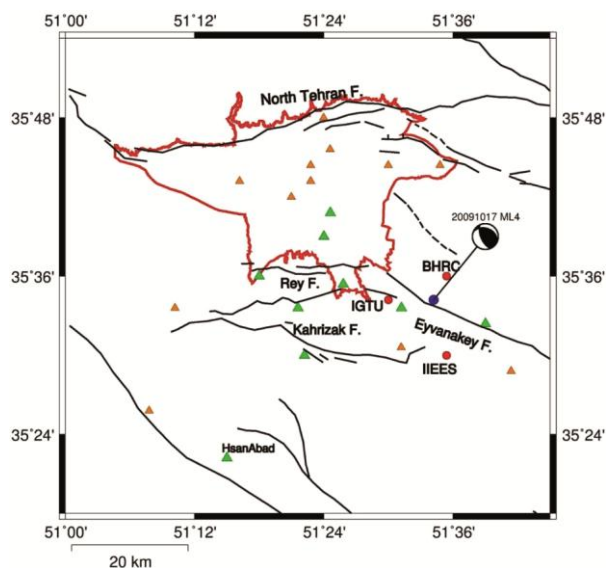
## ۲- منطقه مورد مطالعه

گسل‌ها چشمه‌های زلزله می‌باشند و این مناطق می‌توانند محل وقوع زلزله‌های محتمل آینده باشند. تغییر مکان گسل گسیختگی، می‌تواند بر تأسیساتی که روی آن یا کرانه گسل قرار گرفته، اثر گذارد. شهر تهران بر روی یک پهنه ناپایدار قرار دارد و به‌دلیل وجود گسل‌های فراوان و لرزه‌زای بزرگی همچون مشاء، شمال تهران، ایوانکی، گسل‌های شمال و جنوب ری و کهریزک، مستعد زمین لرزه است. گسل‌های کواترنری و فعالی که شهر تهران را احاطه کرده‌اند، توسط محققینی همچون حسامی [۳] شناسایی و نقشه‌های مربوطه تهیه گردیده است. مهم‌ترین منبع خطر لرزه‌ای تهران، گسل مشاء است. این گسل در رشته‌کوه البرز به طول ۲۲۰ کیلومتر و با فاصله دوری از تهران واقع شده و دارای بخش‌های مختلفی است و بیشترین اثرات را بر تهران خواهد

خصوصیات فیزیکی محیط (سرعت موج، چگالی و دما) نقش دارند [۴-۵]. نه تنها پراکنش و جذب ذاتی<sup>۳</sup> به‌عنوان مهم‌ترین عوامل کاهش دامنه امواج مستقیم محسوب می‌شوند، بلکه شکل ظاهری یک نگاشت لرزه‌ای را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهند. نگاشت ثبت شده نتیجه‌ی ترکیب آثار چشمه زمین‌لرزه، مسیر انتشار و خصوصیات ساختگاه محل قرار گرفتن ایستگاه ثبت زمین لرزه می‌باشد. امواج لرزه‌ای با عبور از لایه‌های مختلف زمین انرژی خود را از دست می‌دهند و به دنبال آن از دامنه آنها کاسته می‌شود و در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری با تغییراتی حاصل از عبور از لایه‌های درونی زمین ثبت می‌شوند. بیشتر این تغییرات با کاهش دامنه در فرکانس‌های بالاتر مشاهده می‌شوند که قسمت اصلی و عمده طیف امواج تولید شده در زمین لرزه‌های محلی را تشکیل می‌دهند. قسمت کم‌عمق پوسته زمین دارای ناهمگنی‌های جانبی می‌باشد و امواج با فرکانس بالا به آنها حساس هستند. با طولانی‌تر شدن مسیر موج، امواج با تغییرات گسترده‌تر و بیشتر ناهمگنی‌ها مواجه می‌شوند همچنان که با افزایش طول مسیر عبوری، امواج پهن‌تر و نامتقارن‌تر می‌شوند. به‌عبارت‌دیگر زمین باعث کاهش دامنه امواج و تغییر در خصوصیات طبیعی سیگنال‌های لرزه‌ای می‌شود.

پارامتر بدون بعد فاکتور کیفیت (Q) که بیانگر خصوصیات مسیر انتشار امواج لرزه‌ای می‌باشد، با استفاده از نگاشت‌های ثبت شده در مناطق مختلف دنیا بررسی شده است [۲، ۴-۱۵]. این پارامتر در مباحث شبیه‌سازی زلزله، خصوصیات کاهندگی امواج زلزله (مثلاً در سامانه‌های هشدار سریع زلزله)، ارائه روابط کاهندگی تئوری و تحلیل خطر زلزله بسیار مهم است. با توجه به قرار گرفتن کلان‌شهر تهران در دامنه‌های جنوبی البرز و وجود گسل‌های مختلف در اطراف این شهر، اهمیت مطالعه‌ی خصوصیات لرزه‌ای در این ناحیه را چند برابر کرده است. با توجه به زلزله‌های کم ثبت شده در این بخش، وقوع زلزله ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ شهرری فرصتی برای بررسی خصوصیات ژئوفیزیکی منطقه ایجاد کرده است. این زلزله به لحاظ تعداد

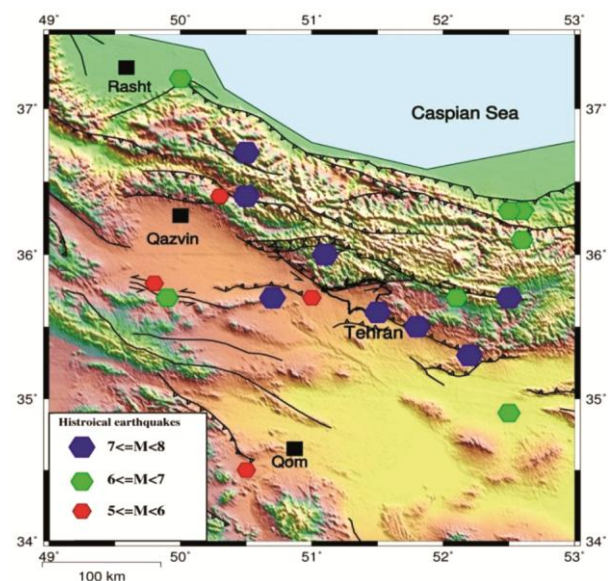
درآمده‌اند، استفاده شده است. ایستگاه‌های دیگر شتاب‌نگاری که زلزله را به درستی ثبت نموده‌اند نیز با مثلث نارنجی نشان داده شده‌اند. ۲۲ نگاشت از زلزله‌های محلی که عموماً شتاب‌نگاشت‌های زلزله‌ی ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ شهری با بزرگی ۴ و دارای عمق کمتر از ۲۰ کیلومتر می‌باشند، مورد پردازش قرار گرفته‌اند. موقعیت رومرکز این زلزله با محاسبه‌ی اختلاف زمان رسید امواج P و S، ۳۵/۵۷ درجه عرض شمالی و ۵۱/۵۷ درجه طول شرقی تعیین شده است و در شکل (۲) با دایره آبی به همراه سازوکار کانونی مشخص شده است [۷]. همچنین رومرکز زلزله توسط مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی (BHRC)، مؤسسه ژئوفیزیک (IGUT) و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES) با دایره‌های قرمز به نمایش درآمده است.



شکل (۲): موقعیت رومرکز زلزله (دایره آبی: این مطالعه؛ دایره‌های قرمز: مؤسسه ژئوفیزیک، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی) و ایستگاه‌های شتاب‌نگاری منطقه مورد مطالعه (مثلث سبز: ایستگاه‌هایی که به خوبی زلزله را ثبت کرده‌اند، مثلث نارنجی: ایستگاه‌هایی که زلزله را مناسب ثبت کرده‌اند).

آکی [۴] برای اولین بار روش نرمالایز کدا (کدای بهنجار<sup>۴</sup>) را برای برآورد جذب دامنه‌ی امواج S با مسافت طی شده، پیشنهاد کرد و این روش به‌طور گسترده‌ای در جهان برای

داشت. گسل شمال تهران با طول ۷۵ کیلومتر و گسل شمال و جنوب ری از دیگر عوامل تهدیدکننده شهر تهران هستند. در شکل (۱) منطقه البرز مرکزی به همراه رومرکز زمین لرزه‌های تاریخی و موقعیت گسل‌های اصلی در این منطقه به نمایش درآمده است. در این شکل، زلزله‌های تاریخی با بزرگی بین ۵ و ۶ با شش ضلعی‌های قرمز، بزرگی بین ۶ و ۷ با شش ضلعی‌های سبز و بزرگی بیش از ۷ با شش ضلعی‌های آبی مشاهده می‌شوند.



شکل (۱): منطقه البرز مرکزی به همراه رومرکز زمین لرزه‌های تاریخی در منطقه.

همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، سه زلزله تاریخی بزرگ با بزرگی‌های ۶/۵، ۷/۱ و ۷/۷ در بخش‌هایی از گسل مشاء مشاهده می‌شود که با توجه به نزدیکی این گسل به کلان‌شهر تهران، بر اهمیت نقش این گسل می‌افزاید.

### ۳- داده‌ها و روش مورد استفاده

در این مطالعه از شتاب‌نگاشت‌های ثبت شده توسط ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری تهران (شهری، حسن‌آباد، پارک شهر، کهریزک، فرهنگسرای بهمن، دانشگاه آزاد، چهل قز، چهاردانگه و غنی‌آباد) وابسته به مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی که در شکل (۲) با مثلث سبز به نمایش

نسبت به صورت خطی با افزایش فاصله کاهش می‌یابد. برای ابعاد چشمه و شرایط ساختگاه به وسیله‌ی نرمالایز کردن دامنه امواج مستقیم S با دامنه امواج کدای S، تصحیحی پیشنهاد شد. با لگاریتم گرفتن نسبت حاصل ضرب T و دامنه امواج مستقیم S به میانگین دامنه امواج کدا، با توجه به این نکته که عبارت چشمه و ساختگاه مشترک هستند و از هر دو عبارت حذف می‌شوند، داریم:

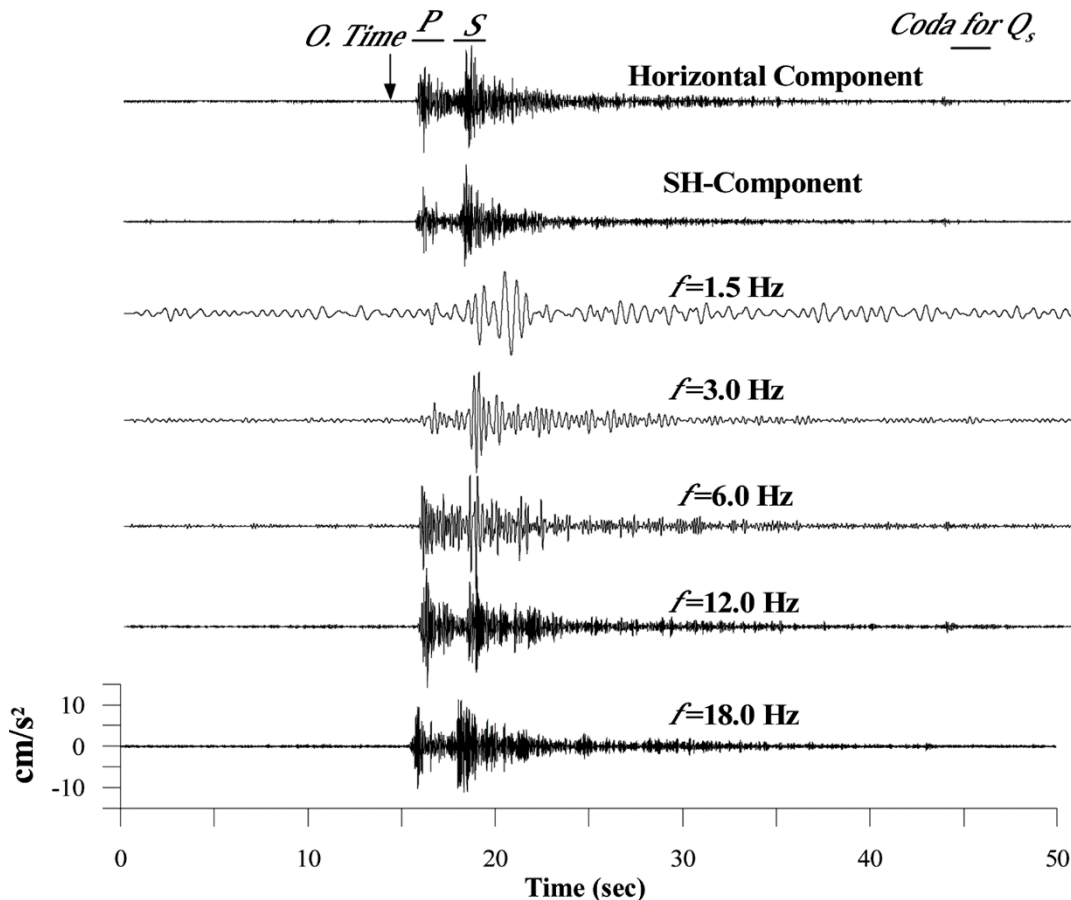
$$\ln[rU^{S-Direct}(f,r)/U^{S-Coda}(f,t_c)] = -(Q_s^{-1}(f)\pi f/V_s)r + \text{Const} \quad (1)$$

همان‌طور که دیده می‌شود، رابطه‌ای خطی بین  $\ln[rU^{S-Direct}(f,r)/U^{S-Coda}(f,t_c)]$  و  $r$  به دست می‌آید که از شیب این رابطه  $(-Q_s^{-1}(f)\pi f/V_s)$  مقدار  $Q_s$  در فرکانس  $f$  به دست می‌آید. با ترسیم سمت چپ رابطه (۱) بر اساس فاصله  $r$ ، شیب نمودار حاصل مقدار کاهندگی را بیان می‌کند. همچنین با توزیع مناسب نگاشت‌ها و ایستگاه می‌توان تأثیر جهت‌یافتگی چشمه را در محاسبات از بین برد. در شکل (۳) مثالی از نگاشت اصلی ثبت شده (مؤلفه شمالی - جنوبی) به همراه فاز SH محاسبه شده‌ی آن و نیز نگاشت‌های فیلتر شده در فرکانس‌های مرکزی به نمایش درآمده است. نگاشت‌های فیلتر شده در ۵ باند فرکانسی ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲ و ۱۸ هرتز به نمایش درآمده و زمان‌های انتخابی امواج S با پنجره زمانی ۵ ثانیه و برای امواج کدا با پنجره زمانی ۵ ثانیه در نظر گرفته شده‌اند.

برای زمین‌لرزه‌های محلی، کدای امواج به انرژی ثبت شده در انتهای نگاشت پس از ثبت کامل امواج مستقیم مربوط می‌شود. در واقع، امواج کدای مشاهده شده در نگاشت نتیجه‌ی ترکیب و برآیند امواج زمین‌لرزه هستند که به خاطر حضور ناهمگنی‌ها تحت تأثیر قرار گرفته‌اند و پس از رسید امواج مستقیم به ایستگاه می‌رسند. ابتدا و شروع امواج کدا به دلخواه پس از پایان یافتن امواج S روی نگاشت، معمولاً در زمان  $2 \times t_s$  لحاظ شده و نقطه‌ای در نظر گرفته می‌شود که دیگر دامنه امواج S حضور نداشته باشند. در این تحقیق از روش تک‌پراکنش به عقب<sup>۷</sup> برای تحلیل امواج کدای شتاب‌نگاشت‌ها استفاده شده است [۴، ۸].

برآورد پارامتر کاهندگی امواج لرزه‌ای توسط محققین مختلف به کار برده شده است. یوشیموتو و همکاران [۸] این روش را برای برآورد  $Q_p$  گسترش دادند.

روش نرمالایز کدای بسط یافته<sup>۵</sup> بر اساس تناسب بین دامنه طیفی امواج کدا و دامنه طیفی امواج S می‌باشد که در کانون زلزله تولید می‌شوند. این روش بر پایه‌ی تناسب بین دامنه طیفی امواج کدا و دامنه طیفی امواج S حاکم است، از نسبت بیشینه ریشه میانگین مربعی<sup>۶</sup> (RMS) دامنه امواج S به دامنه امواج کدا برای یک پنجره زمانی ثابت در یک ایستگاه استفاده می‌شود. دامنه امواج S که توسط دامنه امواج کدا نرمالایز و برای گسترش هندسی تصحیح می‌شوند، برحسب فواصل رومرکزی تعدادی از زمین‌لرزه‌های ثبت شده در یک ایستگاه و یا یک زمین‌لرزه ثبت شده در چندین ایستگاه در فواصل متفاوت رسم می‌شوند. در ابتدا نگاشت‌های حاصل از زمین‌لرزه‌های محلی در فرکانس‌های مرکزی ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲ و ۱۸ هرتز با استفاده از فیلتر میان‌گذر باترورت مرتبه چهار فیلتر می‌شوند. ریشه میانگین مربعی دامنه امواج S در هر باند فرکانسی، برای پنجره زمانی ۵ ثانیه محاسبه می‌شود. سپس ریشه میانگین مربعی دامنه امواج S توسط ریشه‌ی میانگین مربعی دامنه امواج کدا در همان نگاشت نرمالایز می‌شوند. طول پنجره زمانی انتخاب شده برای امواج کدا همانند پنجره زمانی انتخاب شده برای محاسبه‌ی ریشه میانگین مربعی دامنه امواج S می‌باشد [۸]. ریشه میانگین مربعی نرمالایز شده دامنه امواج S به‌عنوان تابعی از فاصله‌های رومرکزی زمین‌لرزه‌های استفاده شده رسم می‌شوند. این روش باعث حذف اثرات چشمه و سایت می‌شود زیرا امواج S و نیز امواج کدای ثبت شده حاصل از یک زمین‌لرزه در یک ایستگاه دارای اثرات چشمه و سایت یکسان می‌باشند. با توجه به اینکه در این روش از امواج مستقیم حجمی استفاده می‌شود، اثرات ناشی از پراکنش نیز در این روش حذف می‌شوند. آکی [۴] بیان نمود که نسبت حاصل ضرب فاصله کانونی در دامنه امواج برشی به دامنه امواج کدا به صورت نمایی با افزایش فاصله کاهش یافته و لگاریتم این



شکل (۳): مثالی از نگاشت اصلی ثبت شده (مؤلفه شمالی- جنوبی) به همراه نگاشت‌های فیلتر شده‌ی آن و نیز فاز SH محاسبه شده‌ی آن. در این شکل همچنین زمان‌های انتخابی امواج S و کدا مشخص شده‌اند. نگاشت‌های فیلتر شده در ۵ باند فرکانسی ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲ و ۱۸ هرتز به نمایش درآمده‌اند.

به دست می‌دهد.

در شکل (۴) نگاشت اصلی و فیلتر نشده به همراه نگاشت‌های فیلتر شده در فرکانس‌های مرکزی مطلوب رسم شده است. در این شکل (b) و (c) به ترتیب پنجره امواج کدا که در بازه‌های فرکانسی ۱-۲ Hz و ۱۶-۳۲ Hz فیلتر شده‌اند و (d) و (e) مقادیر مرکزی ۱/۵ و ۲۴ Hz می‌باشند که بهترین خط بر آنها برازش شده است. مقدار  $Q_c$  از شیب خط برازش شده به دست می‌آید. یکی از پارامترهای کنترل‌کننده‌ی کاهندگی امواج در فواصل کانونی کم، گسترش هندسی می‌باشد. در این مطالعه، چون نگاشت‌ها در فواصل کم ثبت شده‌اند (کمتر از ۷۰ کیلومتر)، در تمام محاسبات انجام شده برای امواج حجمی پارامتر گسترش هندسی به صورت کروی و با مقدار ۱ فرض شده

دامنه امواج کدا  $A(f,t)$ ، در یک نگاشت لرزه‌ای در فرکانس مرکزی  $(f)$  و در سیگنال با پهنای باند محدود می‌تواند به عنوان تابعی از زمان سپری شده  $(t)$  که از زمان واقعی<sup>۹</sup> رویداد زمین لرزه (زمان وقوع) اندازه‌گیری می‌شود به صورت زیر بیان شود [۹]:

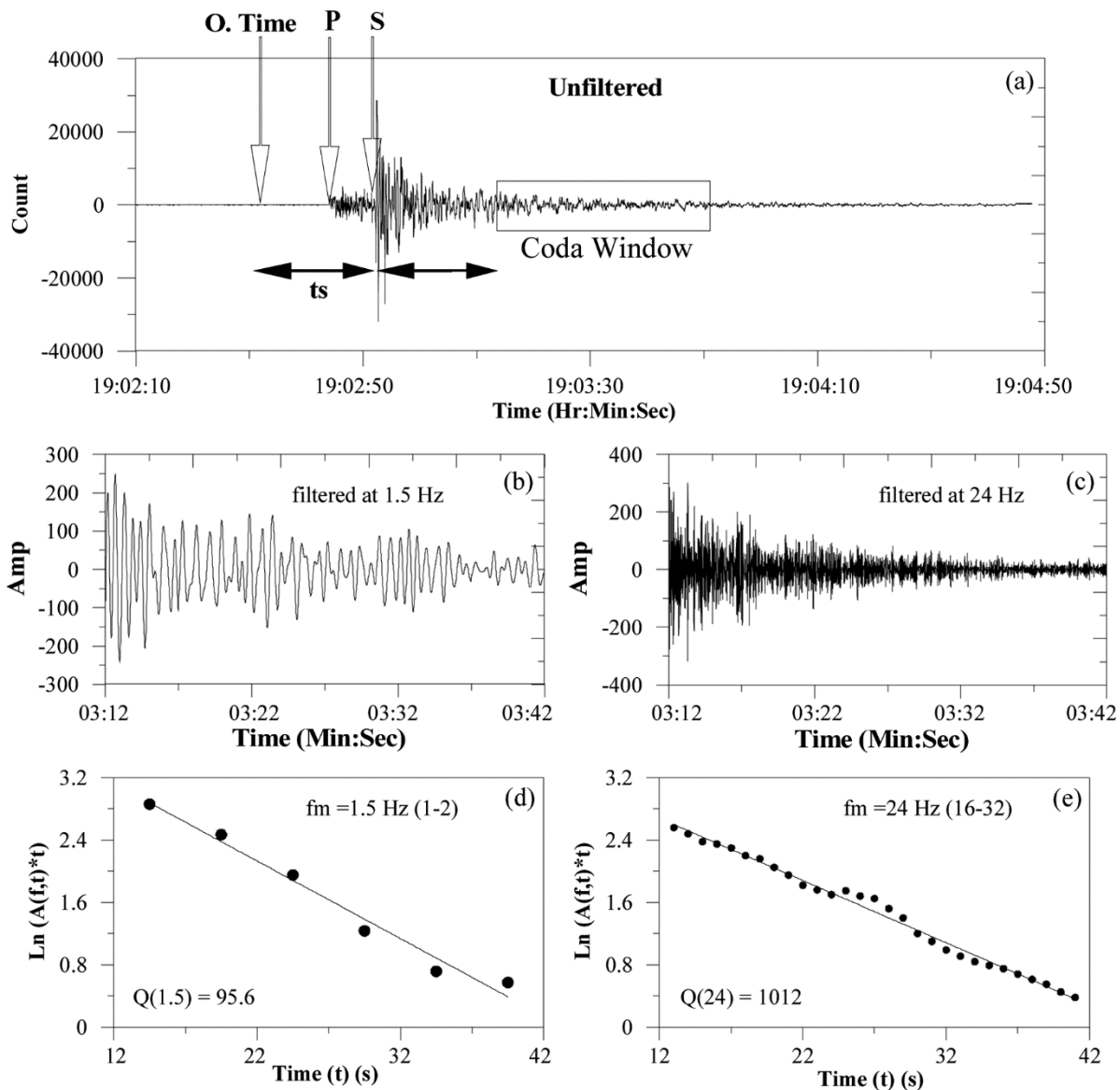
$$A(f,t) = S(f)t^{-a} \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q_c(f)}\right) \quad (2)$$

بالگاریتم گرفتن از دو طرف رابطه به رابطه‌ی خطی زیر می‌رسیم:

$$\ln[A(f,t)] = \ln[S(f)] - \ln t - \left(\frac{\pi f}{Q_c}\right)t \quad (3)$$

$$\ln[A(f,t)] = c - bt$$

رابطه‌ی فوق بیانگر رابطه‌ای خطی بین  $\ln[A(f,t)]$  و  $t$  می‌باشد؛ بنابراین شیب خط مستقیم برازش شده بین مقادیر  $\ln[A(f,t)]$  و  $t$  یعنی  $b = \pi f / Q_c$  مقادیر  $Q_c$  در فرکانس‌های مطلوب را



شکل (۴): (a) نگاشت ثبت شده فیلتر نشده با پنجره امواج کدا، (b) و (c) به ترتیب پنجره‌ی امواج کدا که در بازه‌های فرکانسی ۱-۲ Hz و ۱۶-۳۲ Hz فیلتر شده‌اند. (d) و (e) مقادیر  $\ln[A(f,t)*t]$  برای پنجره‌های امواج کدا در فرکانس‌های مرکزی ۱/۵ و ۲۴ Hz می‌باشند که بهترین خط برازش شده است. مقدار  $Q_c$  از شیب خط برازش شده به دست می‌آید.

وابسته به بزرگای استفاده می‌کنند که در این روابط زلزله‌های بزرگ‌تر، ضریب گسترش هندسی کمتری دارند. کمپیل و همکاران [۱۷] ضریب گسترش هندسی را برای بزرگی ۳ مقادیر  $\alpha=1.7-2$ ، بزرگی ۵،  $\alpha=1.6-1.3$  و بزرگی ۸،  $\alpha=0.9-0.8$  در نظر گرفتند. چیو و یانگ [۱۸] ضریب پخش هندسی را برای بزرگی‌های حدود ۳ مقدار ۲/۱ در نظر گرفتند، در حالی که بور و همکاران [۱۹] در رابطه کاهندگی NGA خود از یک ضریب

است [۱۱]. محققین مختلفی بر اساس فاصله کانونی پارامتر گسترش هندسی را مقادیر متفاوتی در نظر گرفته‌اند که عموماً فواصل به فاصله‌های کمتر از ۷۰ کیلومتر ( $\alpha=1$ )، ۷۰-۱۵۰ کیلومتر ( $\alpha=0.2$ ) و بیشتر از ۱۵۰ کیلومتر ( $\alpha=0.1$ )، تقسیم‌بندی می‌شوند [۱۷]. در مطالعات روابط کاهندگی جهانی (NGA) گسترش هندسی فرا کروی برای زلزله‌های کوچک تا متوسط در نظر گرفته شده است. در مدل‌های NGA از ضرایب گسترش هندسی

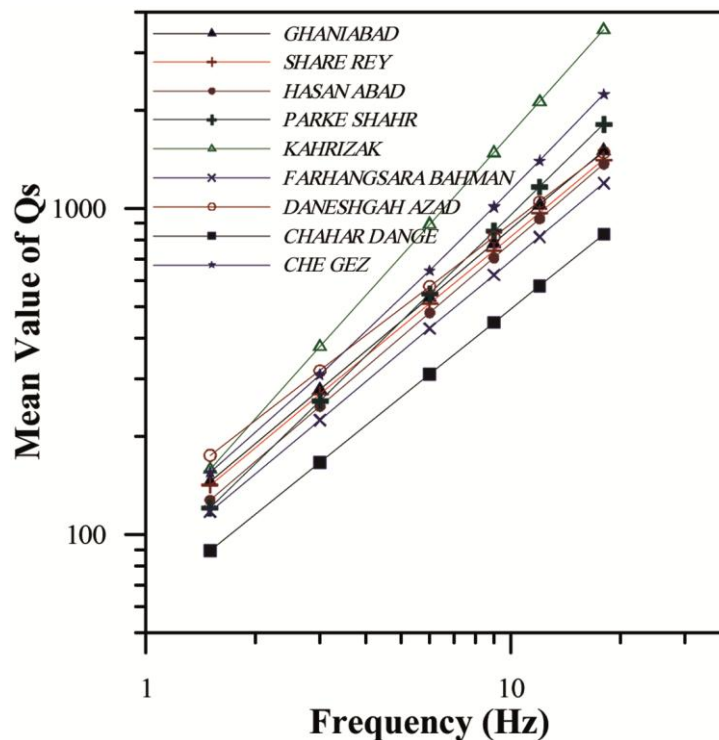
#### ۴- نتایج و بحث

برای ایستگاه‌های شتاب‌نگاری منطقه مورد مطالعه محاسبات بالا انجام شد و روابط فرکانسی فاکتور کیفیت برای امواج کدا و برشی به دست آمده در جدول (۱) بیان شده است. در شکل (۵) نیز نمودار روابط فرکانسی و مقایسه مقادیر  $Q_s$  در فرکانس‌های مختلف برای ایستگاه‌ها نمایش داده شده است.

گسترش هندسی کمتر با مقدار  $1/3$  برای زلزله‌های کم عمق قاره‌ای با بزرگی حدود ۳ استفاده کردند. با توجه به اینکه کاهندگی ناشی از گسترش هندسی در فواصل کانونی کم، در عدم قطعیت روابط کاهندگی و برآورد پارامترهای چشمه زلزله تأثیر دارد، توصیه می‌شود در مطالعات آتی تغییرات این ضریب نیز مورد بررسی قرار گیرد.

جدول (۱): روابط فرکانسی به دست آمده در ایستگاه‌های مختلف.

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	فاصله (km)	$Q_c$	$Q_s$
چهل قز	51.65	35.54	7.9	$Q_c = (110 \pm 9) f^{0.97 \pm 0.05}$	$Q_s = (97 \pm 7) f^{1.07 \pm 0.05}$
غنی آباد	51.52	35.56	4.7	$Q_c = (119 \pm 12) f^{0.99 \pm 0.06}$	$Q_s = (99 \pm 9) f^{0.94 \pm 0.02}$
شهرری	51.43	35.59	12.8	$Q_c = (108 \pm 9) f^{1.02 \pm 0.05}$	$Q_s = (97 \pm 6) f^{0.92 \pm 0.03}$
حسن آباد	51.25	35.37	36.5	$Q_c = (99 \pm 8) f^{1.05 \pm 0.06}$	$Q_s = (87 \pm 8) f^{0.95 \pm 0.04}$
پارک شهر	51.41	35.68	18.9	$Q_c = (96 \pm 8) f^{1.01 \pm 0.04}$	$Q_s = (78 \pm 9) f^{1.09 \pm 0.06}$
کهریزک	51.37	35.50	19.7	$Q_c = (105 \pm 10) f^{1.09 \pm 0.04}$	$Q_s = (95 \pm 9) f^{1.29 \pm 0.07}$
فرهنگسرای بهمن	51.40	35.65	17.7	$Q_c = (101 \pm 9) f^{0.99 \pm 0.03}$	$Q_s = (81 \pm 6) f^{0.93 \pm 0.04}$
دانشگاه آزاد	51.36	35.56	19.0	$Q_c = (145 \pm 12) f^{0.96 \pm 0.02}$	$Q_s = (123 \pm 11) f^{0.86 \pm 0.03}$
چهار دانگه	51.30	35.60	24.6	$Q_c = (82 \pm 8) f^{1.02 \pm 0.05}$	$Q_s = (62 \pm 8) f^{0.90 \pm 0.04}$

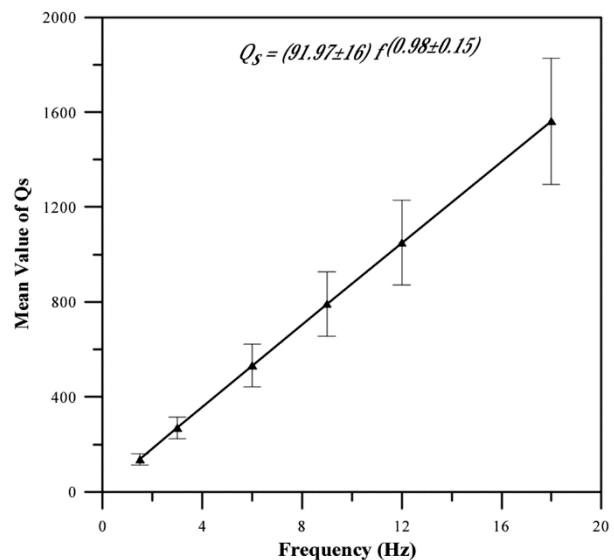


شکل (۵): روابط فرکانسی و مقایسه مقادیر  $Q_s$  در فرکانس‌های مختلف برای ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه.

همکاران [۱] نیز روابط کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در منطقه البرز را بررسی کردند و فاکتور کیفیت موج برشی را به صورت  $Q_s = (121 \pm 3) f^{(0.68 \pm 0.02)}$  برای ناحیه تهران و البرز مرکزی محاسبه نمودند. فرخی و حمزه‌لو [۱۴] بر اساس لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده برای منطقه البرز رابطه همکاران [۱۵] ضریب کیفیت موج برشی را توسط روش وارون تعمیم یافته شتاب‌نگاشت‌های البرز به صورت  $Q_s = 101 f^{0.8}$  برآورد کردند. همچنین دانش دوست و همکاران [۲] با استفاده از داده‌های ثبت شده در البرز مرکزی و نواحی اطراف تهران، در شبکه‌ی سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران ضریب کیفیت امواج کدا را به صورت  $Q_c = 65 f^{0.89}$  به دست آوردند. نتایج این تحقیق با تحقیقات ذکر شده خصوصاً فرخی و حمزه‌لو [۱۴] همخوانی دارد و بیانگر نزدیکی نتایج مطالعات ناحیه‌ای با مطالعات منطقه‌ای و محلی ضریب کیفیت می‌باشد. هرچند نتایج تحقیقات محلی، بیانگر خصوصیات منطقه کوچک‌تری با دقت بالاتر است.

به منظور درک و مقایسه‌ی نتایج به دست آمده و اعتبار آنها با دیگر مناطق لرزه‌خیز دنیا در شکل (۷) و جدول (۲) مقایسه‌ای بین مطالعات انجام شده و نتایج به دست آمده انجام گرفته است. مقایسه پارامتر کاهندگی مطالعه شده در تهران در فرکانس‌های مختلف، با مقادیر به دست آمده برای دیگر مناطق فعال و لرزه‌خیز و نیز مناطق آرام دنیا، بیانگر این مطلب است که خصوصیات این منطقه با دیگر مناطق دنیا که از لحاظ تکنیکی فعال هستند، همخوانی دارد و جزو مناطق لرزه‌خیز، ناهمگن و فعال تکنیکی محسوب می‌شود (شکل ۷). پارامتر فرکانسی  $n$  این منطقه جزو مقادیر بالا می‌باشد که نشان می‌دهد قسمت بالایی لیتوسفر منطقه، بسیار ناهمگن است. تمام مناطق فعال لرزه‌ای در جهان دارای مقادیر کم برای  $Q$  می‌باشند. مقادیر  $Q$  زیاد به مناطق آرام در جهان نسبت داده می‌شوند. شکل (۷) بیان می‌کند که  $Q$  با افزایش فرکانس افزایش می‌یابد و این افزایش در مقایسه با دیگر

تمام مقادیر  $Q_0$  در تمام ایستگاه‌ها کمتر از ۲۰۰ به دست آمده است که بیانگر ناهمگنی و خردشدگی بالای منطقه می‌باشد. مطالعات مختلف نشان داده است که مناطق فعال لرزه‌ای دارای مقادیر کمتر از ۲۰۰ و مناطق آرام لرزه‌ای دارای مقادیر بیشتر از ۶۰۰ می‌باشند [۱۰]. از نظر زمین‌ساختی نیز با توجه به وجود گسل‌های متفاوت در بخش‌های مختلف تهران، خردشدگی در تمام مناطق وجود دارد که باعث ایجاد ناهمگنی و کاهش  $Q_0$  خواهد شد. در نهایت برای بیان مقادیر میانگین، با ترکیب نتایج تمام ایستگاه‌ها روابط فرکانسی  $Q_s = (92 \pm 16) f^{(0.98 \pm 0.15)}$  و  $Q_c = (114 \pm 5) f^{(1.12 \pm 0.04)}$  برای ناحیه‌ی جنوب شرقی تهران پیشنهاد می‌شود. رابطه میانگین  $Q_s$  در شکل (۶) به نمایش درآمده است. خطوط میله‌ای در این شکل، بیانگر میزان خطا و انحراف معیار محاسبات می‌باشند.



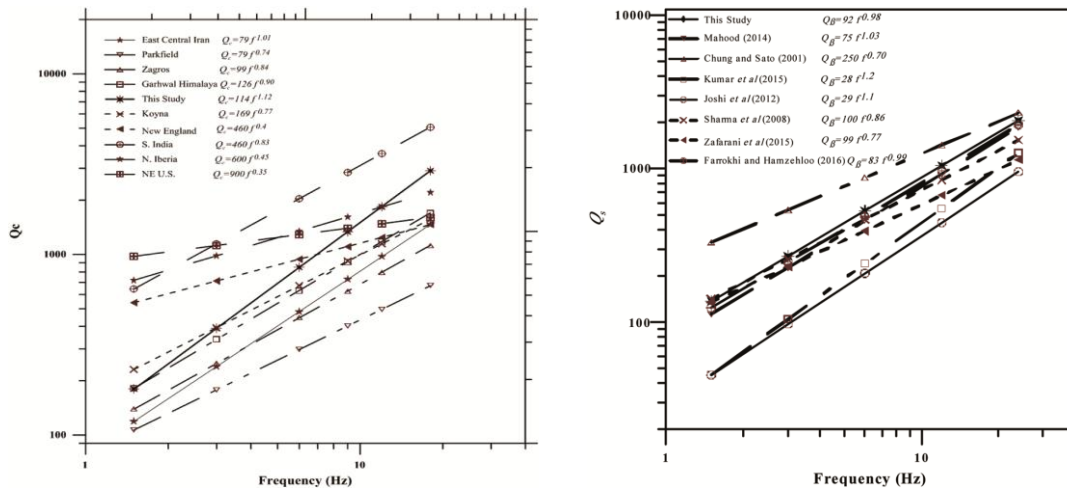
شکل (۶): رابطه فرکانسی میانگین با ترکیب تمام داده‌ها. خطوط میله‌ای بیانگر میزان خطا و انحراف معیار محاسبات هستند.

رحیمی و همکاران [۲۰] با مطالعه لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده دریافتند که پوسته در بخش‌های عمیق‌تر ناحیه ایران مرکزی در مقایسه با ناحیه البرز دارای خصوصیات کاهندگی بیشتری می‌باشد. این نتیجه یا استفاده از روش توموگرافی امواج سطحی نیز مورد تأیید قرار گرفته است [۲۱]. متقی و



شده، بیان شده است که بیانگر ناهمگنی بالای پوسته و فعالیت تکتونیکی زیاد می باشد [۲۲-۳۹]. در پایان باید متذکر شد که برای شهر تهران به دلیل کمبود زلزله های ثبت شده، نتایج این مطالعه به کمک نگاشت های یک زلزله به دست آمده است و برای کاهش عدم قطعیت باید از زلزله های متفاوت استفاده نمود.

نقاط لرزه خیز جهان دارای سرعت بیشتری است. در شکل (۷) پایین) نواحی نیوانگلند، جنوب هند، شمال ایریا و شمال شرقی آمریکا از مناطق آرام هستند که مقادیر  $Q_c$  و شیب نمودارهای این مناطق با مناطق دیگر متفاوت بوده و دارای مقادیر بالاتری است. همچنین در جدول (۲)، مطالعاتی که برای نواحی شمال شرقی ایران، خراسان و شرق ایران مرکزی، زاگرس و البرز انجام



شکل (۷): مقایسه ی مقادیر به دست آمده در این مطالعه و مقادیر به دست آمده در دیگر نقاط دنیا.

جدول (۲): روابط فرکانسی  $Q_c$  به دست آمده در نقاط مختلف دنیا.

n	$Q_0$	منطقه
1.12	112	این تحقیق
1.01	79	شرق ایران مرکزی [۱۱]
1.02	352	بم [۲۲]
0.58	99	جنوب شرقی ایران [۲۳]
0.64	109	البرز ایران [۱]
0.84	99	زاگرس [۱۲]
1.02	83	شمال شرق ایران [۲۵]
1.09	35.1	گر جستان [۲۴]
1.0	122	حوضه دریای آندامان [۲۶]
0.74	79	پار کفیلد [۲۷]
0.9	126	هیمالیا [۲۸]
1.05	158	شمال غربی هیمالیا [۳۰]
0.77	169	کوینا [۲۹]
0.4	460	نیو انگلند [۳۱]
0.83	460	جنوب هند [۳۳]
0.45	600	شمال ایریا [۳۲]
0.35	900	شمال شرقی آمریکا [۳۴]
0.2	1000	مرکز آمریکا [۳۴]

- Tehran region. *Earth Science J.*, **79**, 61-66 (in Persian).
2. Daneshdoost, M., Yaminifard, F., and Gheytnachi, M. (1389) Determination of quality factor for Tehran. *Earth*, **3**, 49-33 (in Persian).
  3. Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H. (2003) *Major Active Faults of Iran* (map). Ministry of Science, Research and Technology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
  4. Aki, K. (1980) Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **21**, 50-60.
  5. Sato, H. and Fehler, M. (1998) *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*. New York: Springer, 1-308.
  6. Hoshiaba, M. (1993) Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 15809-24.
  7. Hamzehloo, H., Sinaeian, F., Mahood, M., Mirzaei Alavijeh, H., and Farzanegan, E. (2009) Determination of causative fault parameters Ray-Tehran earthquake, using near-field SH-wave data. *JSEE*, **11**, 121-131.
  8. Yoshimoto, K., Sato, H., and Ohtake, M. (1993) Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda normalization method. *Geophysical Journal International*, **114**, 165-174.
  9. Aki, K. and Chouet, B. (1975) Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, **80**, 3322-3342.
  10. Kim, K.D., Chung, T.W., and Kyung, J.B. (2004) Attenuation of high-frequency P and S waves in the crust of Choongchung provinces, Central South Korea. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 1070-1078.
  11. Mahood, M. (2014) Attenuation of high-frequency seismic waves in Eastern Iran. *Pure Appl. Geophys.*, **171**, 2225-2240.

## ۵- نتیجه گیری

مطالعات جهانی Q نشان می دهد که مقادیر نسبتاً کم Q در مناطق لرزه خیز برخلاف مناطق پایدار و آرام (دارای مقادیر بالای Q) مشاهده شده است. با کمک روش نرمالایز کدای بسط یافته و شتاب نگاشت های ثبت شده، مقادیر  $Q_s$  برای جنوب شرقی تهران به دست آمده اند. نتایج به دست آمده عبارتند از:

برای بیان مقادیر میانگین، با ترکیب نتایج تمام ایستگاه ها رابطه فرکانسی  $Q_s = (92 \pm 16)f^{(0.98 \pm 0.15)}$  برای ناحیه جنوب شرقی تهران پیشنهاد می شود.

نتایج نشان می دهند که مقادیر  $Q_s$  به دست آمده در منطقه جزو کمترین مقادیر به دست آمده در دنیا می باشد. کم بودن این مقادیر همانند دیگر مناطق فعال در جهان، بیانگر این مطلب است که این منطقه از نظر لرزه خیزی فعال است.

مقادیر پارامتر کیفیت  $Q_c$  که با روش تک پراکنش به عقب امواج کدای S برای منطقه به دست آمد، نشان می دهند که رابطه فرکانسی به دست آمده بر اساس داده های ثبت شده در منطقه عبارت است از:

$$Q_c = (114 \pm 5)f^{(1.12 \pm 0.04)} \quad (4)$$

مقادیر کم Q و مقادیر تقریباً بالای پارامتر فرکانسی n نشان می دهند که قسمت بالایی لیتوسفر در این منطقه، از نظر لرزه خیزی فعال است، دارای ناهمگنی زیاد بوده و نیز وابستگی شدید به فرکانس دارد.

## تشکر و قدردانی

از پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی به خاطر در اختیار قرار دادن نگاشت های ثبت شده تشکر می شود. همچنین از داوران محترم که با پیشنهاد های خود در پربار شدن این مقاله نقش داشتند تشکر می شود.

## مراجع

1. Motaghi, K., Ghods, A., and Siahkoobi, H. (1390) Determination of seismic wave attenuation in

22. Shoja-Taheri, J., Naserieh, S., and Ghofrani, H. (2007) ML and MW scales in the Iranian Plateau based on the strong-motion records. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **97**, 661-669.
23. Safarshahi, M., Rezapour, M., Hamzehloo, H. (2013) Stochastic finite-fault modeling of ground motion for the 2010 Rigan Earthquake, southeastern Iran. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **103**(1), 223-235.
24. Shengelia I., Javakhishvili, Z., and Jorjiashvili, N. (2011) Coda wave attenuation for three regions of Georgia (Sakartvelo) using local earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **101**(5), 2220-2230.
25. Nowroozi, G. (2006) *Seismological Constraints on the Crustal Structure of NE-Iran*. Ph.D. Thesis. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
26. Padhy, S., Subhadra, N., and Kayal, J.R. (2011) Frequency-dependent attenuation of body and coda waves in the Andaman Sea basin. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **101**(1), 109-125.
27. Hellweg, M., Spandich, P., Fletcher, J.B., Baker, L.M. (1995) Stability of coda Q in the region of Parkfield, California: view from the U.S. Geological Survey Parkfield dense seismograph array. *Journal of Geophys. Res.*, **100**, 2089-2102.
28. Gupta, S.C., Singh, V.N., and Kumar, A. (1995) Attenuation of coda waves in the Garhwal Himalaya, India. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **87**, 247-253.
29. Gupta, S.C., Teotia, S.S., and Gautam, N. (1998) Coda Q estimates in the Koyna region, India. *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 713-731.
30. Kumar, N., Parvez, I.A., and Virk, H.S. (2005) Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes. *Phys. Earth Planet Inter.*, **151**, 243-258.
31. Pulli, J.J. (1984) Attenuation of coda waves in New England. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **74**, 1149-1166.
32. Pujades, L., Canas, J.A., Egozcue, J.J., Puigvi, M.A., Pous, J., and Gallart, J. (1991) Coda Q distribution in the Iberian Peninsula. *Geophys. J. Int.*, **100**, 285-301.
12. Rahimi, H. and Hamzehloo, H. (2008) Lapse time and frequency-dependent attenuation of coda waves in the Zagros continental collision zone in Southwestern Iran. *J. Geophys. Eng.*, **5**, 173-185.
13. Farrokhi, M., Hamzehloo, H., Rahimi, H., and Allameh Zadeh, M., (2015) Estimation of Coda wave attenuation in the central and eastern Alborz, Iran. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **105**, 1756-1767.
14. Farrokhi, M. and Hamzehloo, H. (2016) Body wave attenuation characteristics in the crust of Alborz region and North Central Iran. *J. Seismol.*, 1-16.
15. Zafarani, H., Hassani, B., and Ansari, A. (2012) Estimation of earthquake parameters in the Alborz seismic zone, Iran using generalized inversion method. *Soil Dynam. Earthq. Eng.*, **42**, 197-218.
16. Motaghi, K. and Ghods, A. (2012) Attenuation of ground-motion spectral amplitudes and its variations across the central Alborz Mountains. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **102**, 1417-1428.
17. Campbell, K.W., Eeri, M., and Bozorgnia, Y. (2014) NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5 % -damped linear acceleration response spectra. *Earthquake Spectra*, **30**(3), 1-38.
18. Chiou, B.S.J., and Youngs, R.R. (2014) Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthquake Spectra*, **30**(3), 1117-1153.
19. Boore, D.M., Stewart, J., Seyhan, E., and Atkinson, G.M. (2014) NGA-West2 equations for predicting response spectral accelerations for shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, **30**, 1057-1086.
20. Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F., and Panza, G.F. (2014) Shear-wave velocity tomography the lithosphere–asthenosphere system beneath the Iranian Plateau. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **104**, 2782-2798.
21. Rahimi, H., Hamzehloo, H., and Kamalian, N. (2010) Estimation of coda and shear wave attenuation in the volcanic area in SE Sabalan Mountain, NW Iran. *Acta Geophysica*, **58**, 244-268.

Single Back-Scattering  
Model  
Origin Time

۷- روش تک پراکنش به عقب  
۸- زمان واقعی (زمان وقوع)

33. Ramakrishna Rao, C.V., Seshamma, N.V., and Mandal, P. (2007) Attenuation studies based on local earthquake coda waves in the southern Indian peninsular shield. *Nat. Hazards*, **40**(3), 527-536.
34. Singh, S.K. and Herrmann, R.B. (1983) Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *J. Geophys. Res.* **88**, 527-538.
35. Joshi, A., Kumar, P., Mohanty, M., Bansal, A.R., Dimri, V.P., and Chadha R.K. (2012) Determination of  $Q_{\beta}(f)$  at different places of Kumaon Himalaya from the inversion of spectral acceleration data. *Pure Appl. Geophys.*, **169**, 1821-1845.
36. Kumar, P., Joshi, A., Sandeep Kumar, A., and Chadha, R.K. (2015) Detailed attenuation study of shear waves in the Kumaon Himalaya, India, using the inversion of strong-motion data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **105**(4).
37. Zafarani, H., Rahimi, M., Noorzad, A., Hassani, B., Khazaei, B. (2015) Stochastic simulation of strongmotion records from the 2012 Ahar-Varzaghan dual earthquakes, northwest of Iran. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **105**, 1419-1434.
38. Sharma, B., Gupta, K.A., Devi, K.D., Kumar, D., Teotia, S.S., and Rastogi, B.K. (2008) Attenuation of high-frequency seismic waves in Kachchh region, Gujarat, India. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **98**(5), 2325-2340.
39. Mahood, M. and Hamzehloo, H. (2009) Estimation of coda wave attenuation in east central Iran. *Journal of Seismology*, **13**, 125-139.

## واژه‌نامه

Geometric Spreading	۱- گسترش هندسی
Scattering	۲- پراکنش
Intrinsic Attenuation	۳- جذب ذاتی
Coda Normalization Method	۴- روش کدای بهنجار
Extended Coda Normalization Method	۵- روش توسعه یافته کدای بهنجار (نرمالایز کدای بسط یافته)
Root Mean Square	۶- ریشه میانگین مربعی

## Estimation of S and Coda Waves Attenuation in the SE-Tehran

Shima Taheri<sup>1\*</sup>, Majid Mahood<sup>2</sup>

1. Instructor, Department of Civil Engineering, Payam-e Noor University, \*Corresponding Author, e-mail: Shima.tahery@gmail.com.
2. Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran.

The Iranian Plateau, characterized by active faulting, active folding, recent volcanic activities, mountainous terrain, and variable crustal thickness, has been frequently struck by earthquakes resulting in the massive loss of life. Studying the seismic hazard as well as evaluating and predicting the strong ground motions require the knowledge of seismic wave attenuation. The complex structure of the Earth's medium affects seismic wave propagation. Attenuation quantifies the behavior of the seismic energy propagation in the lithosphere and can be utilized for seismic hazard mitigation. Local seismicity makes a large body of data, which provides a unique opportunity to estimate the seismic attenuation. Data from the strong-motion network installed in Tehran region was used to study the seismicity and the frequency-dependent attenuation of the crust. 22 local accelerograms recorded at 14 stations were utilized for the present study. It is estimated that the quality factor of coda waves ( $Q_c$ ) and shear waves ( $Q_s$ ) in the frequency band of 1.5–24 Hz by applying the single backscattering method of S-coda envelopes and the extended coda normalization method, respectively. The values of  $Q_c$  and  $Q_s$  show a dependence on frequency in the range of 1.5–24 Hz for this region. Considering records from Shahr-e Rey earthquake (Ml 4, 1388), the estimated values of  $Q_c$  and  $Q_s$  vary from  $151 \pm 49$  and  $93 \pm 14$  at 1.5 Hz to  $1994 \pm 124$  and  $1520 \pm 123$  at 24 Hz, respectively. The average frequency-dependent relationships estimated for the region are  $Q_s=(92\pm 16)f$  ( $0.98\pm 0.15$ ) and  $Q_c=(114\pm 5)f$  ( $1.12\pm 0.04$ ). These results evidenced a frequency dependence of the quality factors  $Q_c$  and  $Q_s$ , as commonly observed in tectonically active zones characterized by a high degree of heterogeneity, and the low value of  $Q$  indicated an attenuative crust beneath the entire region. The experimental results show that lower  $Q$  values can be observed for near main shock epicenter stations and higher  $Q$  values for distant stations. The quality factor  $Q$  is affected significantly by the presence of cracks, and that  $Q$  is sensitive to cracks. The environment of the epicenter is more affected by the released energy, and seismic waves recorded in the near field are propagated in the filled crack area. This paper makes a significant contribution to the understanding of crustal attenuation and provides data to fill an important gap in the knowledge of attenuation in this region.

**Keywords:** Attenuation, Shear Wave, Seismic Coda, Quality Factor, Tehran.