بهار ۹۰، سال بیستم، شماره ۷۹، صفحه ۶۱ تا ۶۶

تعیین روابط کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در ناحیه تهران

سید خلیل متقی[1*]، عبدالرضا قدس[1]، حمیدرضا سیاهکوهی[2]

[1]دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه، زنجان، ایران
[2]موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۷/ ۰۹/ ۱۳۸۶ تاریخ پذیرش: ۲۰/ ۰۸/ ۱۳۸۸

چکیده

تعیین روابط کاهندگی در یک ناحیه و ارائه توابعی برای افت دامنه موج ناشی از غیرکشسان بودن زمین و گسترش هندسی موج در چند دهه گذشته، همواره مورد توجه بوده است. با استفاده از دستگاه‌های سرعت‌نگاشت شبکه لرزه‌نگاری رقومی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۷۴ زلزله رویداده در ناحیه تهران با بزرگی محلی بین ۳/۲ تا ۳/۹، بررسی شد و با استفاده از الگوریتم *Robust Lowess* نقاط تغییر ضریب گسترش هندسی که ناشی از وجود ناپیوستگی‌های سخت‌کره است به‌دست آمد. سپس با استفاده از رگرسیون خطی، ضرایب گسترش هندسی و تابع کیفیت موج برشی برای ناحیه تهران ارائه شد. نقاط تغییر این ضرایب برای همخوانی با فرض *Hinged Trilinear* ۱۰۶±۱۰ و ۱۹۱±۱۰ کیلومتر در نظرگرفته شده است. ضرایب گسترش هندسی در b_1=۱/۱±۰/۱، b_2 =-۰/۴±۰/۱ مشاهده و در b_3=۰/۵ لحاظ و تابع کیفیت موج برشی به‌صورت $Q = 121 \pm 3f^{0.68\pm0.02}$ محاسبه شد. مقایسه ضریب کیفیت برآورد شده با روابط تعیین شده برای دیگر نقاط لرزه‌خیز، بیانگر لرزه‌خیزی زیاد منطقه است.

کلیدواژه‌ها: روابط کاهندگی، ناکشسانی، پخش هندسی، تابع کیفیت موج برشی، الگوریتم *Robust Lowess*، منطقه تهران.

***نویسنده مسئول:** خلیل متقی E-mail: khalil1024@yahoo.com

۱- مقدمه

تعیین شکل منحنی کاهندگی انرژی امواج لرزه‌ای در یک ناحیه و ارائه توابعی برای کاهندگی دامنه امواج عرضی ناشی از غیرکشسان بودن زمین و گسترش هندسی در چندین دهه اخیر همواره مورد توجه بوده است (Ou & Herrmann, 1990; Atkinson & Mereu, 1992; Martynov et al., 1999; Atkinson, 2004; Motazedian, 2006). شکل نمودار کاهندگی دامنه، اطلاعاتی درباره زمین‌شناسی ناحیه و مرزهای ناپیوستگی پوسته که باعث بازتاب پرتوهای موج می‌شوند به ما می‌دهد (Burger et al., 1987). همچنین نحوه کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در یک منطقه یکی از متغیرهای لازم برای هر گونه مدل‌سازی دقیق شکل موج برای به‌دست آوردن ویژگی‌های چشمه زمین‌لرزه‌ها است.

پیش از این مطالعه، بررسی‌هایی برای یافتن تابع کاهندگی دامنه در شمال ایران انجام شده است که در این میان می‌توان به مطالعات Motazedian (2006) بر روی ۲۲ زمین‌لرزه بزرگ در شمال ایران که در ۲۶ سال گذشته در حاشیه شمالی البرز روی داده و مطالعات قاسمی و همکاران (۱۳۸۴) که با استفاده از زمین‌لرزه کجور- بلده (M_W=۶/۳؛ ۲۰۰۴/۵/۲۸) (Reference of Magnitude: Harvard Seismology, HRVD) انجام شده است، اشاره کرد. در هر دو مطالعه از داده‌های شبکه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن استفاده شده است. در مطالعه Motazedian (2006)، اگرچه از ۲۲ زمین‌لرزه استفاده شده اما بیش از نیمی از نگاشت‌های تحلیل شده (۱۳۹ نگاشت از ۲۶۰ نگاشت)، نگاشت‌های ثبت شده از یک زمین‌لرزه یعنی زمین‌لرزه کجور- بلده است. اما همان‌گونه که Boore (2004b) نشان داده است، مقدار بیشینه دامنه نگاشت در یک مکان به‌شدت به ویژگی‌های ناحیه همسایه چشمه و ناحیه در همسایگی ایستگاه بستگی دارد. افزون بر این، تغییر اندک آزیموت از آنجا که منجر به تغییر قابل توجه مسیر پرتو در یک محیطِ سه بعدی ناهمگن می‌شود، مقدار میرایی دامنه موج را تغییر می‌دهد. این نبود قطعیت در تعیین دامنه می‌تواند دامنه را تا ۲ برابر (Atkinson & Mereu, 1992) یا ۱۰ برابر (Boore, 2004b) بیشتر یا کمتر کند. بنابراین ارائه یک رابطه کاهندگی میانگین برای تمامی ناحیه، مستلزم استفاده از چشمه‌های زمین‌لرزه فراوان و گیرنده‌های بسیار است تا با میانگین‌گیری، اثرات مربوط به چشمه و گیرنده، کاهش یابد و مقداری قابل قبول برای تابع افت انرژی در ناحیه به‌دست آید. افزون بر این، استفاده از چشمه‌های زمین‌لرزه با پراکندگی فراوان، منجر به داشتن پرتوهایی می‌شود که کل منطقه را پوشش می‌دهند که همین موضوع تا حد ممکن جواب را به مقدار واقعی نزدیک‌تر می‌کند. تفاوت قابل توجه در مقدار تابع کیفیت موج عرضی در مطالعات اشاره شده در شمال ایران با وجودی که بیشترین داده استفاده شده در هر دو مطالعه، زمین‌لرزه کجور- بلده بوده است، می‌تواند تأییدی دیگر بر نبود قطعیت‌های بیان‌شده باشد. Motazedian (2006) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۴) به‌ترتیب توابع کیفیت موج عرضی $Q_\beta = 87f^{1.46}$ و $Q_\beta = 90f^{0.74}$ را برای منطقه شمال ایران ارائه کرده‌اند.

در منطقه تهران، تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بسیار محدود است و بنابراین تعداد نگاشت‌های دستگاه‌های شتاب‌نگار که تنها قادر به ثبت زمین‌لرزه‌های بزرگ هستند بسیار محدود و منحصر به چند زمین‌لرزه بزرگ است. متغیرهای کاهندگی به‌دست آمده از این گونه مطالعات می‌تواند به شدت متأثر از سازوکار گسلش و زمین‌شناسی در مسیر پرتوها باشد. مقدار دامنه در یک شعاع معین حول رومرکز زمین‌لرزه یکسان نیست و به آزیموت ایستگاه و گسل، سازوکار گسل و اثر جهت‌پذیری (Directivity) ناشی از سوی حرکت پارگی در امتداد گسل بستگی دارد. تقریباً در بیشتر مطالعات محاسبه کاهندگی دامنه، با وجود استفاده از زمین‌لرزه‌های بزرگ، به اجبار از این اثرها به‌عنوان تغییرات کاتوره‌ای صرف نظر شده است (برای مثال Atkinson & Mereu, 1992).

برای رفع مشکلات بالا، در این مطالعه از ۴۷ زمین‌لرزه کوچک با بزرگی M_L بین ۳/۲ تا ۳/۹ استفاده شد که نزدیکی چشمه نقطه‌ای برای آنها مناسب است. حجم زیادتر داده و پوشش همگن‌تر منطقه مورد مطالعه توسط پرتوهای لرزه‌ای زلزله‌های کوچک، اثر الگوی تابش و جهت‌پذیری را به‌طور قابل توجهی کاهش می‌دهد. انتخاب حد پایین بزرگی ۳/۲ برای داشتن نگاشت‌های با نسبت سیگنال به نوفه قابل توجه است. پهنای کم بازه بزرگی سبب شد که پراکندگی دامنه ناشی از تفاوت بزرگی زمین‌لرزه، به‌طور قابل توجهی کاهش یابد و نیاز ما را به بهنجار کردن دامنه‌ها به یک سطح با بزرگی معین مرتفع کند.

البته یادآوری این نکته در اینجا ضروری است که ضرایب پخش هندسی افزون بر مسیر انتشار موج، به چشمه نیز وابسته است. دامنه امواج لرزه‌ای که در یک زلزله بزرگ تولید می‌شوند با آهنگ کندتری نسبت به زلزله‌های کوچک

میرا می‌شوند (Ambraseys et al., 2005). علت آن است که در زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۶، چشمه زمین‌لرزه خطی در نظر گرفته می‌شود، بنابراین انتشار موج بر خلاف زمین‌لرزه‌های کوچک بر روی یک نیم‌کره نخواهد بود بلکه انرژی روی یک استوانه منتشر می‌شود و افت دامنه متناسب با $1/\sqrt{r}$ یا اندکی بیشتر (ناشی از ناهمگنی‌های زمین) است (برای نمونه: Motazedian, 2006). افزون بر این، به‌صورت تجربی هم نشان داده شده است که یک ارتباط وارون بین بزرگا و کاهندگی دامنه در حوزه دور وجود دارد به‌طوری که با افزایش بزرگا، آهنگ افت دامنه کاهش می‌یابد (Ambraseys et. al., 2005). بنابر آنچه گفته شد بر این نکته تأکید می‌کنیم که ضرایب هندسی محاسبه شده در این مطالعه، از بانک داده با پهنای بزرگای ۳/۲ تا ۳/۹ حساب شده‌اند. هر چند، استفاده از آنها در محاسبه کاتالوگ بزرگای M_L که توسط نویسندگان همین مقاله انجام شد، اشکالی در استفاده از این ضرایب تا بزرگای محلی ۵ ایجاد نکرد. از آنجا که این ضرایب از روی داده‌های جنبش ضعیف محاسبه شده‌اند استفاده از آنها در کارهای تحلیل خطر زمین‌لرزه باید با احتیاط صورت بگیرد. محاسبه ضرایب پخش هندسی می‌تواند اطلاعاتی درباره ویژگی‌های پوسته به ما ارائه دهد. چنین مباحثی را می‌توان در مقالات Atkinson (2004) و Motazedian (2006) یافت.

در این نوشتار، ابتدا مراحل تجزیه نگاشت‌های زمین‌لرزه برای محاسبه طیف شتاب امواج عرضی در فضای فوریه ارائه می‌شود. نتایج این تحلیل در ۱۵ بسامد میان ۰/۵ تا ۱۳ هرتز بررسی می‌شود. با استفاده از الگوریتم *Robust Lowess*، (Cleveland,1979) نقاطی که در آن روند افت دامنه با فاصله دارای تغییرات ناگهانی است (نقاط شکستگی تابع کاهندگی) در بسامد ۴ هرتز به‌دست می‌آید. سپس ضرایب گسترش هندسی و ضریب میرایی ناشی از ناکشسانی با استفاده از رگرسیون خطی محاسبه و تابع کیفیت موج عرضی معرفی می‌شود.

۲- داده‌ها

شبکه لرزه‌نگاری رقومی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از ابتدای سال ۱۹۹۶ آغاز به کار کرده است. این شبکه مجهز به دستگاه‌های سرعت نگار سه مؤلفه‌ای و کوتاه دوره از نوع Kinemetrics SS1 با بسامد گوشه ۱ هرتز است. طیف پاسخ دستگاه نسبت به سرعت در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز یک خط با شیب تقریباً صفر است، یعنی طراحی دستگاه به‌گونه‌ایست که در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز، شکل طیف سرعت تغییر نکند. آهنگ برداشت رقومی داده، ۵۰ نمونه در ثانیه است و بیشتر ایستگاه‌ها بر روی سنگ سخت نصب شده‌اند (Ghods & Sobouti, 2005). موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است. بازه جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۳۴/۱ تا ۳۶/۶ شمالی و ۴۹/۵ تا ۵۴ خاوری است. در این مطالعه ۴۷ زمین‌لرزه با بزرگی میان ۳/۲ تا ۳/۹ و با گاف پوشش آزیموتی کمتر از ۲۵۰ درجه مورد استفاده قرار گرفت. ۴۸۰ نگاشت مربوط به ۴۷ زمین‌لرزه که در ۱۹ ایستگاه واقع در ۳ استان تهران، سمنان و مازندران ثبت شده‌اند بررسی و مطالعه شد. شکل ۲ توزیع نگاشت‌ها را بر حسب بزرگی زمین‌لرزه‌ها و فاصله نشان می‌دهد. فاصله از رومرکز نگاشت‌ها میان ۱۰ تا ۴۱۵ کیلومتر است و تا فاصله رومرکزی ۳۰۰ کیلومتر با تعداد قابل قبولی نگاشت‌ها زمین‌لرزه، پوشش داده شده است (شکل ۲).

۳- آماده‌سازی داده‌ها

۳-۱. مؤلفه و پنجره سیگنال برای تحلیل

امواج عرضی به‌علت آنکه به‌طور معمول دامنه‌ای پنج برابر دامنه امواج طولی دارند و بیشتر ویرانی و آسیب ساختمان‌ها ناشی از این امواج است، همواره بیشتر مورد توجه مهندسان زمین‌لرزه بوده است. موج عرضی قابل ثبت بر روی یک زلزله‌نگار کوتاه دوره (Period) شامل پرتوهای مستقیم S_g، بازتابی *SmS*، سطحی L_g، انکساری S_n است که بیشتر روی مؤلفه‌های افقی ثبت می‌شوند. مطالعات Ou & Herrmann (1990) که با استفاده از مطالعه نگاشت‌های مصنوعی انجام شد، نشان داده است که بیشترین انرژی موج رسیده به ایستگاه، توسط فازهای برشی که در راستای افقی حرکت می‌کنند (فازهای مؤلفه S_H) حمل می‌شود و بنابراین مؤلفه مماسی (T) بیشترین انرژی را ثبت می‌کند. از این رو، مؤلفه‌های افقی *E-W* و *N-S* در امتداد رومرکز زمین‌لرزه چرخانده و تجزیه‌ها روی مؤلفه T انجام شد. برای جدا کردن خودکار فازهای S از بقیه نگاشت، ابتدا منحنی زمان رسید فاز S_g بر حسب فاصله، برای ۴۸۰ نگاشت رسم شد و از روی عکس شیب، سرعت میانگین فاز S_g در ناحیه به‌دست آمد. بنابراین از این پس، با داشتن فاصله ایستگاه از چشمه، زمان رسید تقریبی فاز S_g را داریم. اختلاف زمانی میان اولین رسید فاز S_g و کداهای S بر حسب فاصله از بانک داده خوانده شد و با برازش یک خط بر آنها زمان انتهایی فازهای S بر حسب فاصله برآورد شد. برای هر نگاشت T، پنجره S از زمان رسید فاز S_g آغاز و تا جایی که تقریباً ۹۰٪ کل انرژی موج برشی در آن بازه قرار بگیرد ادامه می‌یابد (Atkinson & Mereu, 1992). این کار حجم بالایی از نمونه‌های کم انرژی که در انتهای پنجره S قرار می‌گیرند را کنار می‌گذارد و مقدار محاسبات را به‌صورت قابل توجهی کاهش می‌دهد.

۳-۲. تحلیل سیگنال‌ها

پس از بریدن پنجره S از بقیه نگاشت، برای پیشگیری از پدیده گیبس و بسامدهای دروغین ناشی از قطع سری زمانی در دو انتهای پنجره، لازم است از یک نرم‌کننده (Taper) استفاده کنیم. برای این منظور، نرم‌کننده کسینوسی ۵٪ مورد استفاده قرار گرفت و در دو انتهای پنجره S اعمال شد. سپس با استفاده از تبدیل فوریه گسسته (*DFT*) طیف دامنه سرعت در بسامدهای مختلف به‌دست آمد و با مشتق‌گیری از طیف سرعت در حوزه بسامد، دامنه طیف شتاب محاسبه شد:

$$a(f) = 2\pi f\left|V(f)\right| \qquad (۱)$$

که f بسامد، $\left|V(f)\right|$ دامنه طیف سرعت و *a(f)* دامنه طیف شتاب را نشان می‌دهد.

برای حذف اثر دستگاه‌های ثبت کننده از روی نگاشت زمین‌لرزه، از روش واهمامیخت در حوزه بسامد استفاده شد. اثر دستگاه از روی نگاشت لرزه‌ای با تقسیم دامنه طیف شتاب به دامنه منحنی پاسخ دستگاه، *I(f)*، حذف شد:

$$A(f) = \frac{a(f)}{I(f)} \qquad (۲)$$

در پایان، از منحنی طیف شتاب در فضای فوریه در بازه‌های ۰/۱ لگاریتمی میانگین‌گیری و مقدار دامنه به‌دست آمده، به بسامد مرکزی پنجره نسبت داده شد. این کار سبب هموار شدن (smoothed) منحنی شتاب می‌شود. این میانگین‌گیری از طیف شتاب در هنگام محاسبه کاهندگی بدین معناست که کاهندگی انرژی در پنجره‌های کوچک بسامدی (و نه در یک بسامد معین) مورد بررسی قرار می‌گیرند. یکی دیگر از عوامل مزاحم موجود در طیف دامنه اثر نوفه محیط است. برای محاسبه و حذف اثر نوفه، یک پنجره با طول مساوی پنجره S پیش از رسید اولین فاز P برداشته شد. تمامی آزمایش‌های بالا بر روی این پنجره نوفه نیز انجام و طیف شتاب پنجره نوفه، *N(f)*، محاسبه شد. سپس توان نوفه در هر بسامد از توان سیگنال)کم شد:

$$A'(f) = \sqrt{A^2(f) - N^2(f)} \qquad (۳)$$

نگاشت‌هایی که نسبت سیگنال به نوفه (*SNR*) کمتر از ۲ داشتند در مراحل بعدی مورد استفاده قرار نگرفتند و در همین مرحله حذف شدند. *SNR* در محاسبات به‌صورت زیر تعریف شد (زارع، ۱۳۸۴):

$$SNR^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} A_i^2(t) \Big/ t_S}{\sum_{i=1}^{n} N_i^2(t) \Big/ t_N} \qquad (۴)$$

در اینجا n تعداد نمونه‌های موجود در پنجره S، A_i دامنه نمونه iام نگاشت در پنجره S و N_i دامنه نمونه *i*ام در پنجره نوفه است. t_S و t_N به‌ترتیب طول پنجره زمانی سیگنال و نوفه است که به یک اندازه در نظر گرفته شده‌اند.

۴- محاسبه متغیرهای کاهندگی و بحث بر روی نتایج

برای مشاهده روند تغییرات منحنی کاهندگی بر حسب فاصله، از یک الگوریتم برازش غیرمتغیری به نام *Robust Lowess* (Cleveland, 1979) استفاده شد. روش‌های فیت غیرمتغیری روش‌هایی هستند که در آنها برای برازش، نیازی به یک مدل متغیری (تابعی که رفتار میان متغیرها مثلاً دامنه بر حسب فاصله را نشان می‌دهد) نیست؛ بلکه تغییرات داده تنها توسط خود داده تعیین می‌شود. در این روش، بر خلاف روش‌های برازش با استفاده از مدل‌های متغیری، که امروزه به‌طور معمول مورد استفاده قرار می‌گیرد، یک قید ریاضی به داده تحمیل نمی‌شود تا داده مجبور به پیروی از آن شود. استفاده از این گونه روش‌ها می‌تواند اطلاعاتی را که تا به امروز به علت لحاظ نشدن در توابع برازش شده، از چشم دور مانده و به‌عنوان نوفه دور ریخته می‌شده‌اند را در اختیار ما قرار دهد. در این مقاله به‌عنوان یک نوآوری، پیشنهاد می‌شود تا رفتار داده توسط الگوریتم برازش غیرمتغیری *Robust Lowess* مشاهده، تابع مناسب برای برازش انتخاب و آنگاه برازش متغیری انجام شود. استفاده از برازش به روش *Robust Lowess* آشکارا وجود دو شکستگی چیره در منحنی کاهندگی در ۱۰۶ و ۱۹۱ کیلومتر را نشان داده است (شکل ۳). استفـاده از این الگوریتـم برای یافتن مقادیر R_1 و R_2 دو مزیت دارد. الف) تعیین متغیرهای R_1 و R_2 به روش غیرمتغیری و ثابت فرض کردن آنها در رگرسیون مانع از *trade-off* میان این مقادیر و ضرایب کاهندگی (ضرایب پخش هندسی (b)، و ضریب میرایی ناشی از الاستیک نبودن زمین (c)) می‌شود. در بسیاری از مقالات بسته به نوع بانک و ویژگی داده‌ها، با استفاده از روش‌هایی، سعی بر کاهش احتمال *trade-off* میان ضرایب را داشته‌اند (برای مثال Atkinson, 2004 و Motazedian, 2006) و این مطلب خود اهمیت جلوگیری از رویداد این خطا میان ضرایب محاسبه شده را نشان می‌دهد. ب) حجم محاسبات در رگرسیون تا حد بسیار زیادی کاهش پیدا می‌کند. در شکل ۳، نتیجه برازش توسط الگوریتم بالا در بسامد ۴ هرتز دیده می‌شود. انتخاب بسامد ۴ هرتز بدین دلیل بوده است که در طیف سرعت لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده در دستگاه‌های کوتاه دوره، بیشینه دامنه در بازه بسامدی ۳ تا ۵ هرتز دیده شده است. بنابراین، بسامد ۴ هرتز به‌عنوان بسامد مرجع انتخاب شده است. نقاط شکستگی که تغییر ضرایب گسترش هندسی را نشان می‌دهند، آشکارا در ۱۰۶ و ۱۹۱ کیلومتر دیده می‌شوند. خطا در محاسبه این مقادیر از مرتبه خطای مکان‌یابی در تعیین طول و عرض جغرافیایی چشمه زمین‌لرزه است که در بانک داده مورد استفاده به‌طور میانگین برابر ۱۰ کیلومتر است.

حال که نقاط شکستگی منحنی کاهندگی دامنه امواج عرضی با فاصله را پیدا کرده‌ایم، مدل متغیری برای منحنی کاهندگی دامنه طیف شتاب، که توسط Atkinson & Mereu (1992) مطرح شده است را بر روی داده‌ها برازش می‌کنیم. مدل متغیری یادشده به‌صورت زیر است:

$$\log A_i(f) = a - b\log(R_i) - c(f)R_i \qquad (۵)$$

در رابطه ۵، i اندیس هر نگاشت و A_i دامنه طیف شتاب‌نگاشت در بسامد f است که در فاصله R_i از چشمه زمین‌لرزه ثبت شده است. a متغیری است که اثر چشمه در آن قرار می‌گیرد. از آنجا که پهنای بزرگی زمین‌لرزه‌ها کم است بنابراین به جای اثر چشمه می‌توان از یک عدد ثابت مانند a استفاده کرد که به صورت میانگین، اثر چشمه را در خود دارد. b ضریب گسترش هندسی و $c(f)$ ضریب میرایی ناشی از غیرالاستیک بودن زمین است که با تابع کیفیت (Q)، به‌صورت زیر ارتباط دارد (Atkinson & Mereu, 1992):

$$Q = \frac{\pi}{\ln(10)\, c(f)\, \beta} f \qquad (۶)$$

β سرعت موج برشی در پوسته است. برای انجام برازش متغیری بر روی داده‌ها، شکل تابع کاهندگی دامنه بر حسب فاصله، سه پاره خطـی (*Hinged Tri-linear*) در نظر گرفتـه شـد. این شـکـل تابـع کاهنـدگـی اولین بـار توسـط Atkinson & Mereu (1992) ارائه شد. تعریف دقیق تابع کاهندگی سه پاره خطی در زیر آمده است.

(الف) - ۷ $\quad y_i = a - b_1\log(R_i) - c(f)R_i \qquad R \le 106$

(ب) - ۷ $\quad y_i = a - b_1\log(R_{01}) - b_2\log\left(R_i/R_{01}\right) - c(f)R_i \qquad 106 < R \le 191$

(ج) - ۷ $\quad R > 191$

$$y_i = a - b_1\log(R_{01}) - b_2\log\left(R_{02}/R_{01}\right) - b_3\log\left(R_i/R_{02}\right) - c(f)R_i$$

برازش تابع بالا بر روی داده‌ها به‌صورت سعی و خطا است. به‌طور تکراری، ترکیب‌های متفاوتی از ضرایب نامعلوم c, b_3, b_2, b_1 در فرمول بالا به‌کار می‌رود و برای هر ترکیب یک مقدار باقیمانده k (معادله ۸) محاسبه می‌شود. جواب نهایی، ترکیبی از ضرایب است که مجموع کاپا (k)، برای تمام نگاشت‌ها را کمینه کند.

$$k_i = \left| y_i(f) - \log(A_i(f)) \right| \qquad (۸)$$

مقدار k از قدرمطلق تفاضل مقدار تجربی و مقدار تئوری به‌دست می‌آید. استفاده از قدر مطلق مقدار باقیمانده در الگوریتم‌های برازش به‌جای توان دوم k در دیگر روش‌ها (روش کمترین مربعات)، این برتری را دارد که تا حد امکان مانع می‌شود که نقاط خارج از روند باعث اعوجاج و انحراف تابع برازش شده از روند عمومی داده شوند. در صورت به‌کار بردن روش کمترین مربعات، این نقاط به‌علت داشتن کاپا (k)ی زیاد، وزن بیشتری نسبت به نقاط درون روند می‌یابند و بنابراین می‌توانند تابع را به سوی خود منحرف کنند.

در رابطه ۷، b_1 ضریب گسترش هندسی در ۱۰۶ کیلومتر اول است که بیشترین انرژی موج توسط فازهای مستقیم S_g منتشر می‌شود و از نظر تئوری برای یک نیم صفحه همگن برابر با ۱ است. از آنجا که شکستگی در ۵۵ کیلومتر کوچک است و همچنین برای همخوانی با مدل سه پاره خطی، این شکستگی را نادیده می‌گیریـم و b_1 را در ۱۰۶ کیلومتر اول ثابت فرض می‌کنیم. b_2، ضریب گسترش هندسی در فاصله ۱۰۶ تا ۱۹۱ کیلومتر است که در آن فازهای بازتابی از موهو و ناپیوستگی سوم باعث تغییر شکل تابع گسترش هندسی شده است. چون در این بازه اثرات ناپیوستگی سوم در همه بسامدها دیده نمی‌شود و همچنین برای همخوانی با مدل سه پاره، از اعوجاج‌های موجود در ۱۵۵ کیلومتر چشم‌پوشی و یک ضریب b_2 برای کل فاصله محاسبه می‌کنیم. b_3، ضریب گسترش هندسی در فاصله‌های بیش از ۱۹۱ کیلومتر است که در این فاصله‌ها انرژی بیشتر توسط امواج سطحی (موج لاو بر روی مؤلفه T نگاشت) منتشر می‌شود. مقدار تئوری برای گسترش امواج سطحی برابر با ۰/۵ است.

رگرسیون بالا بر روی ۲۲۰ مؤلفه افقی مماسی که گپ کمتر از ۱۸۰ درجه داشتند، انجام شد. تغییر روند کاهندگی در شکل ۳ آشکارا دیده می‌شود. یک باند پهن از ضرایب، برای به‌دست آوردن ضرایب b و c به رگرسیون داده شد. b_3, b_2, b_1 به‌ترتیب میان ۰/۸ تا ۲، ۰/۵- تا ۰/۵، ۰/۵ تا ۱/۵ با بازه ۰/۱ و c از 10^{-5} تا ۰/۵ با بازه لگاریتمی ۰/۰۰۵ واحد انتخاب شد. پس از انجام رگرسیون خطی بر روی ۲۲۰ نگاشت در بسامد ۴ هرتز، بهترین ترکیب ضرایب گسترش هندسی در $b_1 = 1/1$ ، $b_2 = -0/4$ و $b_3 = 0/9$ دیده شده است. انحراف از معیار این برازش با استفاده از رابطه $std = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}[y_i - f(x_i)]^2}$ محاسبه شد که در آن y_i داده‌های تجربی، $f(x_i)$ تابع برازش شده و n تعداد نقاط برازش شده است. توزیع مقدار انحراف از معیار برای این رگرسیون برابر با ۰/۳۵ به‌دست آمد. خطا در تعیین ضرایب پخش هندسی برابر با ±۰/۱ است که در واقع همان پله تغییر ضرایب b در یافتن بهترین ترکیب ضرایب است.

منفی بودن ضریب b_2 نشان می‌دهد که یک اختلاف سرعت شدید در مرز موهو وجود دارد که باعث می‌شود مقدار زیادی از انرژی از این مرز بازتاب شود. ضریب b_1 و b_3 نیز هرکدام مقداری بیش از مقدار تئوری محاسبه شده را دارند چرا که در محاسبه ضرایب گسترش هندسی فرض می‌شود که محیط کاملاً همگن و به‌صورت یک نیم‌فضاست و هیچ‌گونه لایه‌بندی در آن وجود ندارد. وجود لایه‌بندی‌ها در پوسته باعث می‌شود که همواره مقداری از انرژی از مرز لایه‌بندی‌ها بازتاب شود و

ضریب میرایی ناشی از پخش هندسی مقداری بیش از مقدار تئوری داشته باشد. علت این پدیده آن است که چون مسیر پرتوهای موج مستقیم از پایین به بالا است بنابراین این بازتاب از مرزها به سوی پایین است. یعنی پرتوهای بازتابی از لایه‌بندی‌ها به سوی پایین می‌روند و به سطح نمی‌رسند. بنابراین لایه‌بندی باعث کاهندگی بیشتر و افزایش ضرایب هندسی می‌شود.

مقدار ۰/۹ برای پخش هندسی امواج سطحی عدد بسیار بزرگی است و از آنجا که هیچ توضیح قابل قبولی برای بزرگی این عدد در دسترس نیست ما برای محاسبه تابع Q از b_3=۰/۵ که مقدار تئوری آن است، استفاده کردیم. این مشکل در مطالعات مشابه (Atkinson & Mereu, 1992) نیز دیده شده است. علت این مشکل می‌تواند ناشی از کم‌بودن تعداد داده‌ها یا کیفیت پایین آنها در فواصل بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر باشد. پایین بودن کیفیت داده‌ها در فاصله بیش از ۲۰۰ کیلومتر می‌تواند به‌علت دور بودن ایستگاه از محل زلزله باشد که سبب می‌شود حذف اثر نوفه از سیگنال (به‌علت نسبت سیگنال به نوفه کمتر) با دقت کمتری انجام گیرد و مقدار دامنه به‌دست آمده خطای بیشتری داشته باشد.

مقدار b_1 و b_2 به‌دست آمده در این مطالعه، همخوانی خوبی با مطالعات مشابه در شمال ایران (Shoja-Teheri et al., 2007؛ Motazedian, 2006) دارد. در مطالعه Motazedian (2006)، b_1=۰/۶ (برای چشمه‌های خطی) و b_2= −۰/۲ و در مطالعه Shoja-Teheri et al. (2007)، b_1=۱/۰۳ و b_2= −۰/۲۴ به‌دست آمده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود در هر دو مطالعه، ضریب b_2 مقداری منفی به دست آمده است و این مسئله، بازتاب شدید موج توسط مرز موهو در ناحیه تهران را تأیید می‌کند. همچنین، محل شکستگی اول (R_1)، در مطالعه Shoja-Teheri et al. (2007) برای شمال ایران برابر ۱۰۲ کیلومتر به‌دست آمده است که همخوانی بسیار خوبی با ۱۰۶ کیلومتر (محاسبه شده در این مطالعه) دارد. این مقدار توسط Motazedian (2006)، ۷۰ کیلومتر گزارش شده است.

ضرایب b، به‌طور تئوری برای تمام بسامدها ثابت فرض می‌شود (Atkinson, 2004). Atkinson & Mereu (1992)، نیز به‌طور تجربی نشان دادند که این ضرایب مستقل از بسامد هستند. بنابراین، اکنون می‌توان با داشتن مقادیر b، رابطه (۵) را به‌صورت رابطه (۹) نوشت (Martynov et al., 1999):

$$\log A_i(f) + b\log(R_i) = a - c(f)R_i \qquad (۹)$$

یعنی می‌توان با اضافه کردن ترم $b\log(R_i)$ به دامنه طیف شتاب، اثر کاهندگی ناشی از پخش هندسی را از روی آن برداشت (شکل ۴) و با محاسبه شیب منحنی، ضرایب میرایی ناشی از الاستیک نبودن زمین را به‌دست آورد. به علت پراکندگی زیاد داده‌ها برای یافتن شیب، از الگوریتم *Least Absolute deviation Regression* استفاده شد. این روش، الگوریتمی مشابه روش مجذور مربعات دارد با این تفاوت که به‌جای توان دوم مقدار باقیمانده، قدرمطلق آن در محاسبات وارد می‌شود.

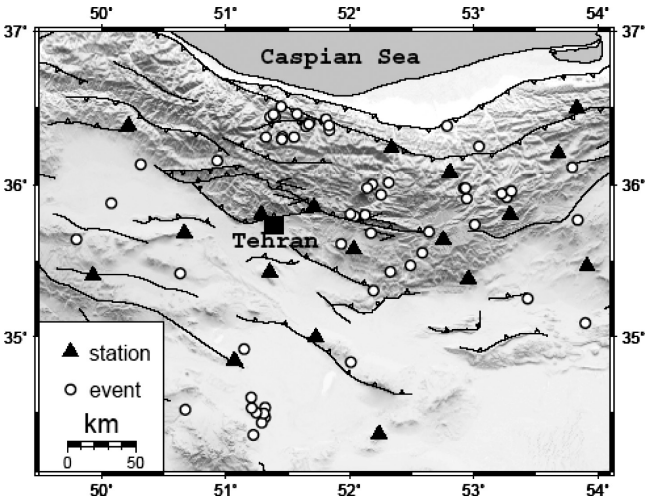
پس از محاسبه ضرایب $c(f)$ با استفاده از ۲۲۰ نگاشت افقی مماسی، اکنون با استفاده از رابطه ۶، مقدار Q محاسبه می‌شود. β سرعت موج عرضی در پوسته با استفاده از وارون شیب منحنی زمان رسید فاز S_g ، ۳/۷۳ کیلومتر بر ثانیه به‌دست آمد. اگرچه ۴۸۰ نگاشت به‌علت پراکندگی بیشتر، محل شکستگی‌های منحنی‌های کاهندگی را به خوبی نشان نمی‌دهند اما استفاده از همه آنها برای محاسبه ضرایب میرایی غیرکشسانی، $c(f)$، مقدار Q به‌دست آمده را چندان تغییر نمی‌دهد. مقدار باقیمانده تابع برازش شده (تفاضل میان مقدار تجربی و مقدار پیش‌بینی شده توسط تابع کاهندگی محاسبه شده) بر حسب فاصله در شکل ۵ نشان داده شده است. تقارن مقدار باقیمانده حول صفر و نبود یک روند به سوی بالا و پایین، تأیید می‌کند که مقادیر انتخاب شده برای ضرایب کاهندگی دامنه در ناحیه مورد مطالعه قابل قبول هستند. تابع $Q = Q_0 f^n$ به مقادیر Q در پانزده بسامد میان ۰/۵ تا ۱۳ هرتز با استفاده از الگوریتم LAR برازش شد. مقدار Q محاسبه شده در ناحیه تهران در شکل ۶ نشان داده شده است. معادله خط برازش شده به مقادیر Q، $Q = 121 \pm 3f^{0.68\pm0.02}$ است. یک مقایسه از معادله به‌دست آمده با معادلات محاسبه شده در دیگر نقاط لرزه‌خیز دنیا در شکل ۷ دیده می‌شود. همان‌گونه که دیده می‌شود همخوانی و نزدیکی زیادی بین توابع کیفیت موج برشی در نواحی زمین‌ساختی مشابه دیده می‌شود. از این ضرایب کیفیت به‌عنوان یک تقریب مرتبه اول برای تشخیص نواحی زمین‌ساختی مشابه استفاده می‌شود.

۵- نتیجه‌گیری

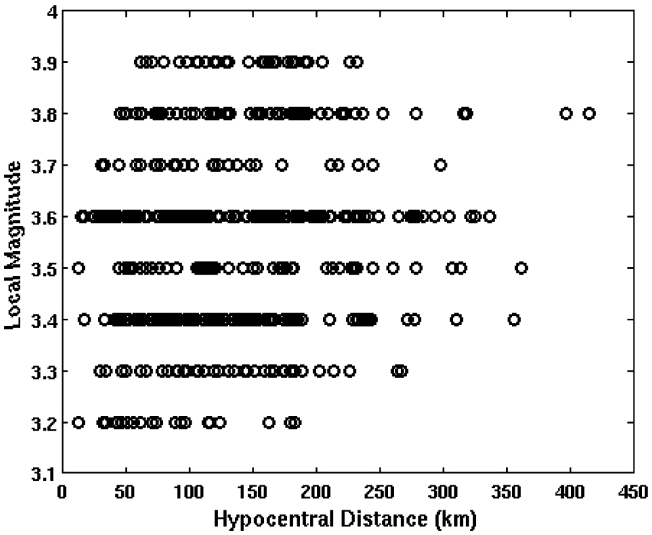
با انجام رگرسیون خطی بر روی ۲۲۰ نگاشت در بسامد ۴ هرتز، بهترین ترکیب ضرایب گسترش هندسی در b_1=۱/۱ ±۰/۱، b_2 =−۰/۴ ±۰/۱ مشاهده و در b_3=۰/۵ لحاظ شد. نقاط تغییر این ضرایب برای همخوانی با فرض مدل سه‌تکه‌ای، ۱۰±۱۰۶ و ۱۰±۱۹۱ کیلومتر در نظرگرفته شده است. پس از آن، با حذف اثر کاهندگی دامنه ناشی از پخش هندسی، ضرایب میرایی ناشی از غیر الاستیک بودن زمین در بسامدهای مختلف محاسبه و از روی آن تابع کیفیت موج برشی به‌صورت $Q = 121 \pm 3f^{0.68\pm0.02}$ معرفی شد. منفی بودن ضریب b_2 نشان می‌دهد که یک اختلاف سرعت شدید در مرز موهو وجود دارد و باعث می‌شود مقدار زیادی از انرژی از این مرز بازتاب شود. ضریب b_1، نیز مقداری بیش از مقدار تئوری محاسبه شده را دارد که به‌علت وجود لایه‌بندی در پوسته است. وجود لایه‌بندی‌ها در پوسته باعث می‌شود که همواره مقداری از انرژی موج مستقیم از مرز لایه‌بندی‌ها به سوی پایین بازتاب شود و ضریب کاهندگی ناشی از پخش هندسی امواج مستقیم (b_1) مقداری بیش از مقدار تئوری (b_1=۱) داشته باشد. مقایسه ضریب (فاکتور) کیفیت برآورد شده با روابط تعیین شده برای دیگر نقاط لرزه‌خیز، بیانگر لرزه‌خیزی زیاد منطقه است. همان‌گونه که در شکل ۷ دیده می‌شود، همخوانی و نزدیکی زیادی میان توابع کیفیت موج برشی در نواحی زمین‌ساختی مشابه دیده می‌شود. از این ضرایب کیفیت به‌عنوان یک تقریب مرتبه اول برای تشخیص نواحی زمین‌ساختی مشابه استفاده می‌شود.

سپاسگزاری

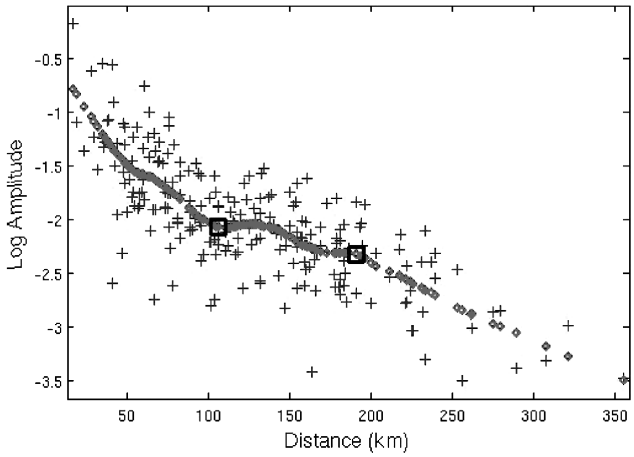
از دکتر داریوش معتضدیان (دانشگاه کارلتون کانادا)، دکتر فرانک کروگر(دانشگاه پتسدام آلمان)، دکتر فرهاد ثبوتی و آقایان هادی رحمانی و روحا... عسکری برای کمک‌ها و پیشنهادات مفیدشان سپاسگزاری می‌کنیم. از آقای احسان قربانی چگنی برای کمک و همراهیش در تهیه و بهبود بانک داده متشکریم. از داوران محترم نیز که با پیشنهادات ارزنده خود باعث تقویت مقاله شدند سپاسگزاریم. همچنین بدینوسیله از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران برای آنکه بانک داده مورد استفاده در این مطالعه را در اختیار ما قرار دادند، تشکر می‌کنیم.



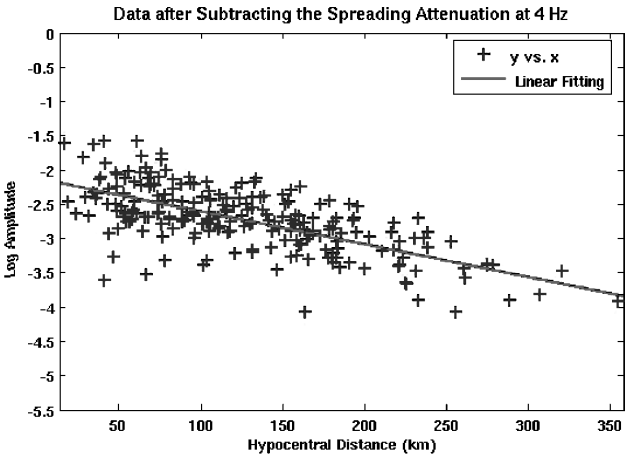
شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های تحلیل شده در این مطالعه در ناحیه تهران. ستاره‌ها، موقعیت زلزله‌ها، مثلث‌ها، محل ایستگاه‌ها و خطوط سیاه‌رنگ، گسل‌های فعال منطقه را نشان می‌دهند (Hessami et al., 2003).



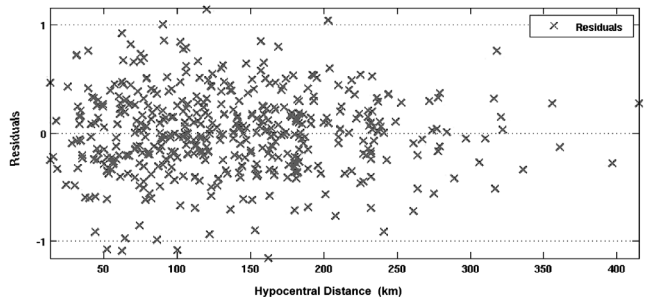
شکل ۲- توزیع بزرگی زمین‌لرزه‌ها بر حسب فاصله. یک پوشش خوب داده تا فاصله ۳۰۰ کیلومتر از ایستگاه‌ها مشاهده می‌شود.



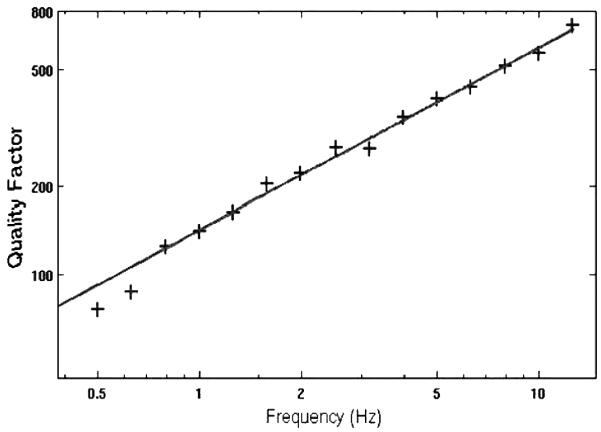
شکل۳- لگاریتم دامنه در بسامد ۴ هرتز بر حسب فاصله از چشمه زمین‌لرزه (+آبی). برازش غیر متغیری به روش *Robust Lowess* (نقطه‌های سرخ). شکستگی در نقاط ۱۰۶ کیلومتر و ۱۹۱ کیلومتر (مربع‌های سیاه) آشکارا دیده می‌شود. بعد دامنه حساب شده متر بر مجذور ثانیه است.



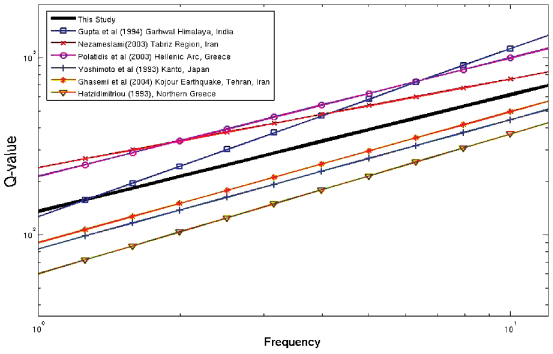
شکل ۴- لگاریتم دامنه در بسامد ۴ هرتز بر حسب فاصله پس از حذف اثر کاهندگی دامنه ناشی از گسترش هندسی. شکستگی‌ها در روند افت داده‌ها به طور واضحی حذف شده‌اند. برای محاسبه ضریب میرایی ناشی از غیرکشسان بودن زمین، یک خط راست به نقاط تولید شده (+های آبی) برازش می‌شود (رابطه ۹). دامنه حساب شده بر حسب متر بر مجذور ثانیه است.



شکل۵- مقدار باقیمانده (تفاضل میان مقدار تجربی و مقدار پیش‌بینی شده توسط تابع کاهندگی محاسبه شده) بر حسب فاصله. نقاط، حول نقطه صفر به‌طور متقارنی پراکنده شده‌اند و هیچ گونه روندی به سوی بالا و پایین در مقدار باقیمانده دیده نمی‌شود.



شکل ۶- مقادیر Q در بسامدهای مختلف برای ناحیه تهران. خط سرخ، خط فیت شده با استفاده از الگوریتم LAR است.



شکل ۷- مقایسه تابع کیفیت به‌دست آمده برای ناحیه تهران با توابع کیفیت در برخی نواحی لرزه‌خیز دنیا مانند ژاپن،یونان، هند و ... . خط ۱، تابع $Q=121f^{0.68}$ که در این مطالعه به‌دست آمده است. خط ۲، $Q=126f^{0.95}$ (Gupta et al., 1994) تابع کیفیت موج برشی در هیمالیا در هند؛ خط ۳، $Q=239f^{0.50}$ (نظام‌اسلامی، ۱۳۸۲) تابع کیفیت موج برشی در تبریز ایران؛ خط ۴، $Q=56f^{0.90}$ (Polatidis et al., 2003) تابع کیفیت موج برشی در Hellenic Arc، یونان؛ خط ۵، $Q=83f^{0.73}$ (Yoshimoto et al., 1993) تابع کیفیت موج برشی در کانتو، ژاپن؛ خط ۶، $Q=90f^{0.74}$ (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۴) با استفاده از زلزله کجور- بلده، تهران، ایران؛ خط ۷، $Q=60f^{0.79}$ (Hatzidimitriou et al., 1993) تابع کیفیت موج برشی در شمال یونان. (شماره خط‌ها بر اساس ترتیب خط‌ها در توضیحات گوشه شکل است.)

کتابنگاری

زارع، م.، ۱۳۸۴- مقدمه‌ای بر زلزله‌شناسی کاربردی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

قاسمی، ه.، کمالیان، ن.، حمزه لو، ح.، بیت الهی، ع.، ۱۳۸۴- تعیین فاکتور کیفیت امواج برشی مستقیم،Q_β، در منطقه البرز به کمک داده‌های میدان نزدیک حرکت نیرومند زمین لرزه کجور در محدوده بسامدی ۱ تا ۳۲ هرتز، مجله فیزیک زمین و فضا، ۱۰۳، ۳۱- ۱۱۲.

نظام الاسلامی، ح .، ۱۳۸۲- تعیین فاکتور کیفیت برای پیرامون تبریز، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

References

Ambraseys, N. N., Douglas J. & Sarma S. K., 2005- Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: horizontal peak ground acceleration and spectrul acceleration, Bulletin of Earthquake Engineering, 3:1-53.

Atkinson, G. & Mereu R., 1992- The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada, Bull. Seism. Soc. Am., 82: 2014–2031.

Atkinson, G. M., 2004- Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States, Bull. Seism. Soc. Am., 94: 1079–1095.

Boore, D. M., 2004- Can site response be predicted?, J. Earthquake Engineering, 8: Special Issue 1

Burger, R., Somerville, P., Barker, J., Herrmann, R. & Helmberger, D., 1987- The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in eastern North America, Bull. Seism. Soc. Am., 77: 420–439.

Cleveland, W. S., 1979- Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots, Jour. Am. Statist. Assoc.,74 : 829–836.

Ghods, A. & Sobouti, F., 2005- Quality assessment of seismic recording: Tehran seismic telemetry network, Asian Journal of Earth Sciences, 25: 687-694

Gupta, S. C., Singh, V. N. & Kumar, A., 1994- Attenuation of coda waves in the Garhwal Himalaya, India: Phys. Earth Planet. Inter., 87, 247-253.

Hatzidimitriou, P., Papazachos, C., Kiratzi, A. & Theodulidis, N., 1993- Estimation of attenuation structure and local earthquake magnitude based on acceleration records in Greece. Tectonophys, 217 , 243-253.

Hessami, H., Jamali, F. & Tabassi, H., 2003-Major Active Fault of Iran, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

Martynov, V. G., Vernon, F. L., Mellors, R. J. & Pavlis, G. L., 1999- High-Frequency Attenuation in the Crust and Upper Mantle of the Northern Tien Shan, Bull. Seism. Soc. Am. 89: 215-238

Motazedian, D., 2006- Region-Specific Key Seismic Parameters for Earthquakes in Northern Iran, Bull. Seism. Soc. Am. 96: doi: 10.1785/0120050162

Ou, G. & Herrmann, R., 1990- A statistical model for peak ground motion from local to regional distances, Bull. Seism. Soc. Am. 80: 1397–1417.

Polatidis, A., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P. & Margaris, B., 2003- Attenuation of shear waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz. Tectonophys, 367 , 29-40.

Shoja-Taheri, J., Naserieh, S. & Ghofrani, H., 2007- ML and MW scales in the Iranian Plateau based on the strong motion records, Bull. Seism. Soc. Am. 97: 661-669.

Yoshimoto, K., Sato, H. & Ohtake, M., 1993- Frequency-dependent attenuation of P and S waves in Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method: Geophys. J. Int., 114 , 165-174.