

محاسبه بزرگای M_I برای زلزله‌های ناحیه تهرانسید خلیل متقی^۱، عبدالرضا قدس^{۲*} و حمیدرضا سیاه‌کوهی^۳^۱فارغ‌التحصیل کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان، ایران^۲دانشیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان، ایران^۳دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

khalil1024@yahoo.com, aghods@iasbs.ac.ir, hamid@ut.ac.ir

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۱۲/۱۵، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۹/۲۲)

چکیده

در این تحقیق یک مقیاس بزرگی یکسان برای زلزله‌های کوچک و متوسط عرضه می‌شود تا مشکل تعدد و تنوع مقیاس بزرگی در کاتالوگ‌ها را برای زلزله‌های کوچک حل کند و از سوی دیگر با M_W به‌منزله یک مقیاس بزرگی قابل اعتماد همخوانی داشته باشد. براین‌اساس، با محاسبه دامنه طیف چشمه در بسامد ۱ هرتز و مقایسه آن با مدل چشمه نقطه‌ای برون (Brune) سعی می‌شود تا مقدار گشتاور لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های کوچک برآورد، و بر اساس آن بزرگی M_I داده شود. نتیجه این تحقیق، کاتالوگ بزرگای M_I برای ۱۷۹ زلزله با بزرگای بیش از ۳ است که در ناحیه تهران روی داده‌اند. مقایسه کاتالوگ بزرگای زلزله M_I با M_L یک تفاوت سامان‌مند (سیستماتیک) را بین این دو بزرگا نشان می‌دهد که از رابطه $M_I = 0.76M_L + 0.92$ پیروی می‌کند.

واژه‌های کلیدی: بزرگی، رابطه M_I - M_L ، مدل برون، روابط کاهندگی، منطقه تهران، خطر زلزلهCalculation of magnitude M_I for earthquakes in the Tehran regionKhalil Motaghi¹, Abdolreza Ghods^{1*} and Hamid Reza Siahkoohi²¹Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran²Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 05 March 2008, accepted: 13 December 2009)

Summary

Reliable determination of earthquake moment magnitude is a fundamental problem of seismic hazard assessment. Short period data does not generally extend to sufficiently low frequencies to allow for the reliable calculation of moment tensor. In the Tehran region, the available seismic data are mostly short-period records. To resolve this difficulty, following Motazedian and Atkinson (2005), the current study uses M_I magnitude, which closely follows moment magnitude for small to moderate events. In addition, using this special magnitude scale aids in overcoming the difficulty with the different magnitude scales in the catalogue of the Tehran region. The M_I magnitude scale is obtained from the spectral amplitude at 1 Hz. The Eigene-frequency of short period seismometers is always close to 1 Hz, thus M_I can be determined using data from short-period seismometers. Assuming a Brune point-source model, M_I magnitude is equal to the moment magnitude.

*Corresponding author:

aghods@iasbs.ac.ir

*نگارنده رابط:

To calculate M_1 magnitude for a given event, the Fourier power spectrum of the S-window of each observed transverse component waveform is calculated. It is then corrected for geometrical and intrinsic attenuation using the attenuation relationship of Mottaghi (2007), developed for the Tehran region, and the applied to a Butterworth filter centered on 1 Hz to calculate spectrum amplitude at 1 Hz, $A_0(1)$. Next, using a trial and error method, M_I is calculated by fitting the $A_0(1)$ to the corresponding synthetic Brune spectrum amplitudes. The fit is done over a frequency band of 0.4 to 3 Hz while the band is divided to equal logarithmic bins. A shear velocity of 3.73 km/s has been assumed to calculate the synthetic Brune spectrum, along with an average density of g/cm^3 and a stress drop of 10 MPa. The fit is strongly sensitive to 0.1 magnitude unit fluctuations. Magnitude of an event is defined by the average of the calculated values of M_1 over all stations that recorded the event.

Since 1995, the seismicity of the Tehran region has been monitored by Iran Telemetered Seismograph Network (ITSN), a series of small regional subnetworks operated by the Institute of Geophysics, University of Tehran. A review of the operation of the Tehran subnetwork of the ITSN has been provided by Ghods and Sobouti (2005). The data used in this study are 1804 records of 179 earthquakes having magnitudes larger than 3 and occurring in the period of 1996-2004. To ensure reasonable location accuracy and lower sensitivity on radiation pattern, the selected events have an azimuthal gap lower than 250 degree. The events were selected to provide relatively homogenous ray coverage inside the study area [Figure 1]. The selected records have hypocentral distribution in the range of 10 to 440 km with rather dense coverage of hypocentral distance of 350 km (Figure 2)

The result of this study is a catalogue of 179 events with magnitude M_1 greater than 3 which occurred in the Tehran region. Variations of M_1 residues versus epicentral distance show insignificant dependency with distance [Figure 5], implying that the attenuation relationship used in this study (Mottaghi, 2007) is appropriate for the Tehran region. A comparison of calculated M_1 catalog with the corresponding M_L catalog (Figure 4) shows a systematic difference between these two scales following a relationship of $M_1 = 0.76M_L + 0.92$. The fit is computed using Least Absolute Residual algorithm and has a RMS of 0.111.

Key Words: Magnitude, M_I - M_L relationship, Brune model, attenuation relationship, Tehran region, seismic hazard

۱ مقدمه

متفاوتی در یک کاتالوگ است. استفاده از مقیاس‌های متفاوت مانند M_S ، M_B ، M_L و غیره به علت وابستگی این مقیاس‌ها به فاصله و بزرگی اجتناب‌ناپذیر است و این در حالی است که بسیاری از این مقیاس‌های بزرگی با یکدیگر سازگار نیستند. غالب مقیاس‌های بزرگی تجربی‌اند و هیچگونه ارتباطی بین آنها و فیزیک زلزله و گسلش وجود ندارد.

بزرگی گشتاوری M_W مقیاسی است که با استفاده از آن می‌توان برای همه زلزله‌ها بزرگی زلزله را محاسبه

در تحقیقات زلزله‌شناسی و تحلیل خطر زلزله، یکی از پارامترهایی که لازم است همواره به طور دقیق مورد محاسبه قرار گیرد، پارامتر بزرگی زلزله است. داشتن یک کاتالوگ لرزه‌ای حاوی مقادیر بزرگی مورد اعتماد می‌تواند بسیاری از برآوردهای تحلیل خطر را دقیق‌تر کند و یا در تحقیقات زلزله‌شناسی دقت بسیاری از محاسبات را افزایش دهد. علاوه بر نداشتن دقت، مشکل دیگر کاتالوگ‌های لرزه‌ای امکان وجود مقیاس‌های بزرگی

می‌شود، M_I نامیده شده است. همخوانی قابل توجه این مقیاس با M_W در بزرگی‌های کمتر از ۵/۵ را چن و آتکینسون (۲۰۰۲) به خوبی روشن ساخته‌اند. به دلیل این همخوانی، M_I را می‌توان در حکم جانشین M_W برای بزرگی‌های کمتر از ۵/۵ محاسبه و عرضه کرد. توجه شود که M_0 محاسبه شده در این تحقیق از روی دامنه در بسامد ۱ هرتز محاسبه می‌شود که دامنه این بسامد برای هر زلزله با هر بزرگی قابل محاسبه است.

هدف از این تحقیق، عرضه یک مقیاس بزرگی، منطبق با بزرگی گشتاوری M_W ، برای زلزله‌های کوچک و متوسط ناحیه تهران و به دست آوردن یک کاتالوگ لرزه‌خیزی است. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق، داده‌های رقمی دستگاه‌های کوتاه‌دوره سه‌مؤلفه‌ای، نصب شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری تهران، سمنان و مازندران است که موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران آنها را پشتیبانی می‌کند. در این تحقیق تعداد ۱۸۰۴ ثبت (رکورد) افقی S_H آنالیز می‌شود و بزرگی M_I این زلزله‌ها و مکان و زمان وقوع آنها به صورت یک کاتالوگ به صورت نتیجه این تحقیق عرضه می‌شود. با استفاده از مقادیر باقی‌مانده در محاسبه بزرگای M_I (اختلاف بین مقدار بزرگی یک رویداد در هر ایستگاه با مقدار متوسط بزرگی برای آن رویداد) و مقایسه آن در فواصل گوناگون، کیفیت رابطه کاهندگی دامنه موج در ناحیه تهران (متقی، ۱۳۸۶) که اثر مسیر را از روی نگاشت حذف می‌کند نیز مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۲ داده‌ها

شبکه لرزه‌نگاری رقومی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که از سال ۱۹۹۵ آغاز به کار کرده است در ناحیه البرز دارای ۱۹ ایستگاه لرزه‌نگاری است. این ایستگاه‌ها مجهز به دستگاه‌های سرعت‌نگار سه‌مؤلفه‌ای و کوتاه‌دوره از نوع SSI با بسامد طبیعی یک هرتز و طیف پاسخ

کرد. وابستگی به فاصله و بزرگی برای این بزرگای معنی ندارد. بزرگای M_W بر پایه محاسبه گشتاور لرزه‌ای M_0 استوار است. گشتاور لرزه‌ای در ارتباط مستقیم با مقدار جابه‌جایی گسل و سطح گسلش است. با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاشت‌های باند پهن، می‌توان بزرگای گشتاوری را برای هر زلزله‌ای با هر بزرگایی و در هر فاصله کانونی اندازه گرفت. به علت فقدان داده‌های لرزه‌های نگاشت‌های باند پهن برای اکثر زلزله‌های محلی ایران، امکان محاسبه بزرگای گشتاوری فقط برای زلزله‌هایی با بزرگی بیشتر از ۵ موجود است. مشکل اینجا است که بزرگای گشتاوری برای شمار زیادی از زلزله‌های محلی که در دستگاه‌های کوتاه‌دوره ثبت شده‌اند قابل محاسبه نیست. مقدار بزرگای M_W از روی دامنه‌ی بسامدهای کمتر از بسامد گوشه محاسبه می‌شود که قسمت صاف و تخت طیف دامنه جابه‌جایی نگاشت را تشکیل می‌دهند. این بسامدهای کوتاه در حوزه حساسیت دستگاه‌های کوتاه‌دوره قرار نمی‌گیرند و در نتیجه در دستگاه‌های کوتاه‌دوره ثبت نمی‌شوند. بنابراین عدم وجود بسامدهای کمتر از بسامد گوشه محاسبه M_W را در این موارد ناممکن می‌سازد.

بنابر آنچه گفته شد، عرضه یک مقیاس بزرگی یکسان برای زلزله‌های کوچک و متوسط در کاتالوگ‌ها که مشکل تعدد و تنوع مقیاس‌های بزرگی را حل کند و از سوی دیگر با M_W در حکم یک مقیاس بزرگی قابل اعتماد نیز همخوانی داشته باشد، انگیزه‌ای شد تا چن و آتکینسون (۲۰۰۲) بزرگی M_I را معرفی کنند. اساس محاسبه M_I این است که اگرچه بسامدهای بسیار کوچک در نگاشت وجود ندارند ولی می‌توان M_0 را از روی بسامدهای متوسط مانند ۱ هرتز که بسامد غالب امواج حجمی است، محاسبه کرد و با استفاده از رابطه هنکس و کاناموری (۱۹۷۹)، M_I را به دست آورد. این مقیاس بزرگی از آنجاکه از روی دامنه موج در بسامد ۱ هرتز محاسبه

که در آن $A(f)$ طیف شتاب تجربی است که از روی نگاشت زلزله به دست می‌آید. M_0 ، f_0 و R به ترتیب گشتاور لرزه‌ای، بسامد گوشه و فاصله کانونی چشمه تا ایستگاه هستند و $S(f)$ اثر تقویت دامنه موج، تحت تاثیر جنس لایه‌بندی زیر ایستگاه است (که برای سنگ سخت برابر با ۱ فرض می‌شود). ثابت C برابر است با $R^{\theta\phi} F V / (4\pi\rho\beta^3)$ که در آن $R^{\theta\phi}$ اثر الگوی تابش (برابر با ۰/۵۵ برای امواج عرضی)، F اثر تقویت دامنه موج در سطح آزاد (برابر ۲ برای موج S_H)، V تقسیم انرژی روی دو مؤلفه افقی لرزه‌نگاشت (برابر ۰/۷۱)، ρ چگالی و β سرعت موج عرضی است (بور، ۱۹۸۳). جمله $\exp(-\pi f k)$ اثر میرایی در بسامدهای زیاد در محل ایستگاه را وارد محاسبات می‌کند (اندرسون و هوگ، ۱۹۸۴). $Q(f)$ یا فاکتور کیفیت موج برشی نیز به طور معکوس با ضریب میرایی ناشی از ناکشسان بودن زمین $c(f)$ به صورت $Q(f) = \frac{\pi f}{c(f)\beta \ln(10)}$ در ارتباط است. همچنین جمله $\frac{1}{R^b}$ اثر کاهش دامنه موج به علت گسترش هندسی را در رابطه (۱) وارد می‌کند. بسامد گوشه، f_0 ، را می‌توان به صورت رابطه (۲) آورد (بور، ۱۹۸۳):

$$f_0 = 4.9 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{\frac{1}{3}} \times 10^6, \quad (2)$$

که اگر گشتاور زاویه‌ای، M_0 ، با واحد دین-سانتی‌متر، $\Delta\sigma$ یا آفت تنش (استرس) برحسب بار و سرعت موج برشی، β ، برحسب کیلومتر بر ثانیه (همگی در دستگاه CGS) در رابطه (۲) قرار داده شود، f_0 برحسب هرتز به دست خواهد آمد.

بر اساس رابطه (۱)، روش کار این است که طیف شتاب یک سری زمانی ثبت شده از یک زلزله (سرعت‌نگاشت یا شتاب‌نگاشت) را در فضای فوریه محاسبه کنیم و آن‌گاه با تقسیم کردن آن بر $S(f)$ ، اثر

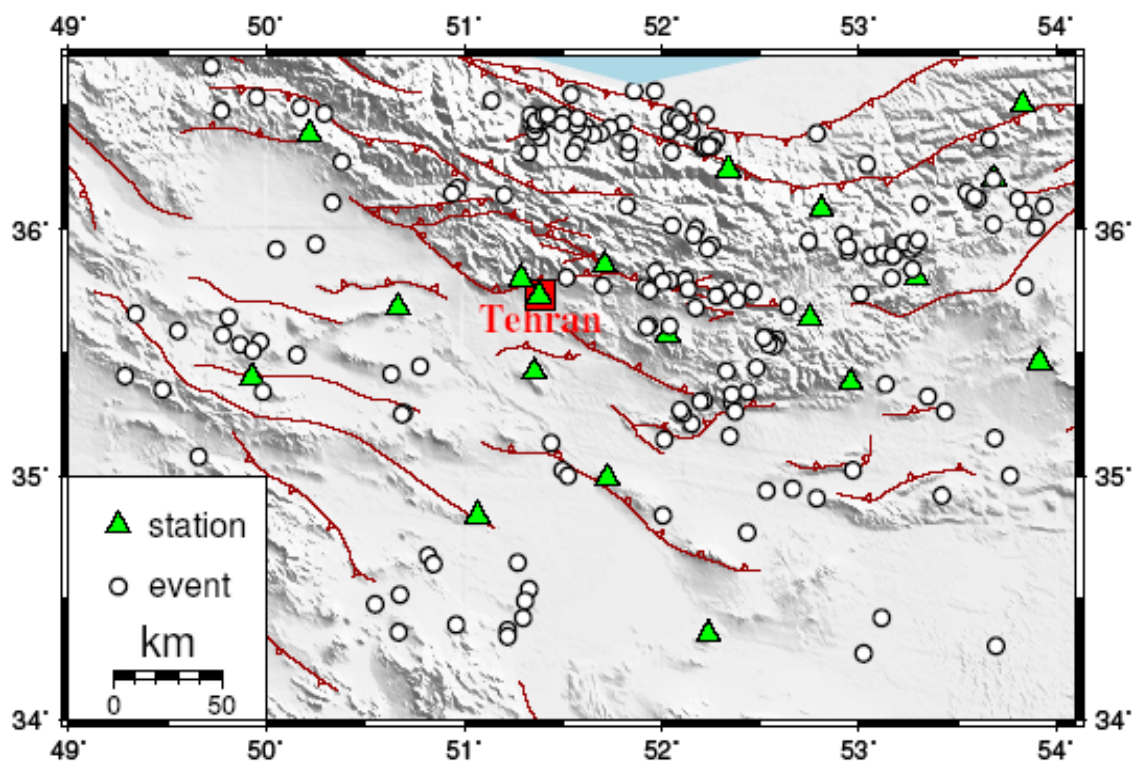
دستگاه‌ها نسبت به سرعت در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز یک خط با شیب تقریباً صفر است، یعنی طراحی دستگاه‌ها به گونه‌ای است که شکل طیف سرعت در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز تغییر نکند. آهنگ برداشت رقومی داده، ۵۰ نمونه در ثانیه است و بیشتر ایستگاه‌ها روی سنگ سخت نصب شده‌اند (قدس و ثبوتی، ۲۰۰۵).

موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این تحقیق در شکل ۱ نشان داده شده است. بازه جغرافیایی منطقه مورد تحقیق $34/1$ تا $36/6$ عرض شمالی و $49/5$ تا 54 طول شرقی است. در این تحقیق ۱۷۹ زمین‌لرزه با بزرگی محلی بیش از ۳ و با گاف پوشش آزمون‌های کمتر از ۲۵۰ درجه مورد استفاده قرار گرفته و ۱۸۰۴ ثبت مربوط به ۱۷۹ زلزله که در ۱۹ ایستگاه واقع در شبکه تهران، سمنان و مازندران گرد آمده، و بررسی و تحقیق شده است. شکل ۲ توزیع ثبت‌ها را برحسب بزرگی زمین‌لرزه‌ها و فاصله نشان می‌دهد. فاصله ایستگاه‌ها از رومرکز زلزله‌ها بین ۱۰ تا ۴۴۰ کیلومتر است و تا فاصله رومرکزی ۳۵۰ کیلومتر با تعداد قابل قبولی رکورد پوشش داده شده است (شکل ۲).

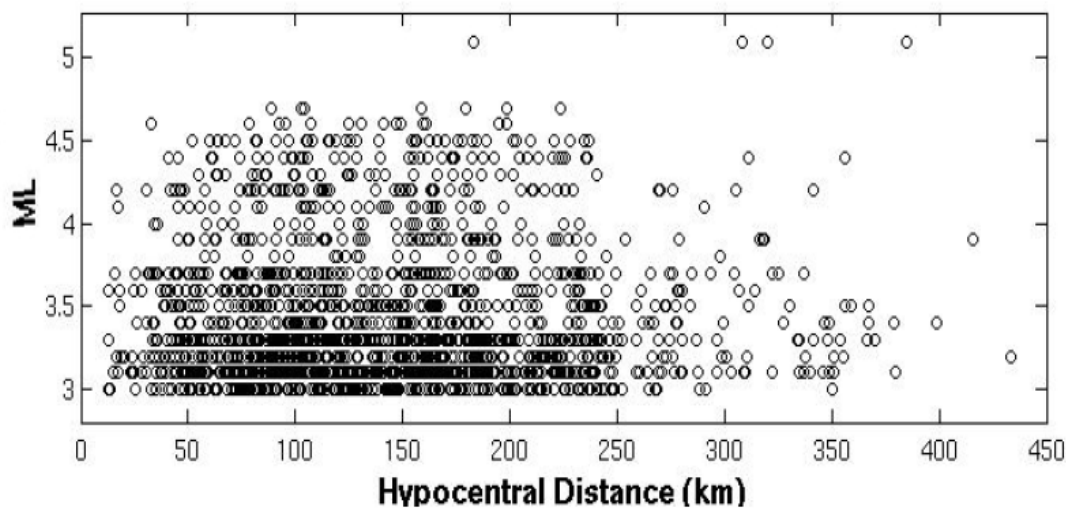
۳ روش مورد استفاده برای محاسبه M_I از روی طیف چشمه

بر اساس مدل چشمه برون طیف شتاب مربوط به امواج عرضی برشی (S_H) برای یک زلزله در فاصله R را می‌توان با مدل چشمه نقطه‌ای با شیب ω^2 به صورت زیر شبیه‌سازی کرد (آکی، ۱۹۶۷؛ برون، ۱۹۷۰، ۱۹۷۱؛ بور، ۱۹۸۳):

$$A(f) = C M_0 \left[\frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_0)^2} \right] \left[\exp(-\pi f k) \exp\left(\frac{-\pi f R}{Q\beta}\right) / R^b \right] S(f), \quad (1)$$



شکل ۱. پراکندگی ۱۷۹ زلزله مورد بررسی (دایره‌های سفید) و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری (مثلث‌های سبز) در ناحیه تهران. همه زلزله‌های با بزرگی بیش از ۳ و گز آزیموتی کمتر از ۲۵۰ که در سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۴ روی داده‌اند در این تحقیق در نظر گرفته شده‌اند. خطوط پیوسته، محل گسل‌های فعال منطقه را نشان می‌دهند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).



شکل ۲. توزیع ۱۸۰۴ لرزه‌نگاشت بررسی شده برحسب بزرگی محلی زمین‌لرزه‌ها و فاصله آنها از ایستگاه ثبت کننده. بزرگای محلی زلزله‌ها بررسی شده بین ۳ تا ۵/۵ است. فاصله ایستگاه‌ها از رومکز زلزله‌ها بین ۱۰ تا ۴۴۰ کیلومتر است. تا فاصله رومرزی ۳۵۰ کیلومتر تعداد ثبت‌ها قابل قبول است.

مقایسه کنیم، بهترین M_0 ، نزدیکترین $A_0(I)$ را در مقایسه با مقدار تجربی به ما خواهد داد. با استفاده از رابطه $M = (2/3) \log(M_0) - 10.73$ (هنکس و کاناموری، ۱۹۷۹)، بزرگی را از روی M_0 محاسبه می‌کنیم و آن را M_I می‌نامیم.

مقدار متوسط آفت تنش برای زلزله‌هایی که در درون صفحه‌های زمین‌ساختی (تکتونیک) رخ می‌دهند حدود ۳۰ بار و برای زلزله‌هایی که در مرز بین صفحات رخ می‌دهد حدود ۱۰۰ بار یا مقداری بیش از ۱۰۰ بار است (اشتاین و ویسشن ۲۰۰۲). از نظر فنی در رابطه (۲) مقدار $\Delta\sigma$ به M_0 که مقداری بین 10^{19} تا 10^{24} دارد تقسیم می‌شود و بنابراین مقدار حاصل این تقسیم به اینکه مقدار $\Delta\sigma$ حدود چندده بار بیشتر یا کمتر باشد به هیچ وجه حساس نیست. همچنین تحقیقات (چن و آتکینسون ۲۰۰۲) نیز روشن ساخته است که M_I در بزرگی‌های کمتر از ۶ به مقدار آفت تنش $\Delta\sigma$ حساس نیست.

چن و آتکینسون (۲۰۰۲) روش فوق را برای ۳۰۰۰ زلزله در سراسر جهان و معتضدیان و آتکینسون (۲۰۰۵) آن را برای ۳۰۰ زلزله در پورتوریکو به انجام رسانده‌اند و M_I به منزله یک مقیاس بزرگی مورد اعتماد اکنون مورد قبول قرار گرفته است.

۴ محاسبه M_I برای ناحیه تهران

در این تحقیق از داده‌های رقمی شبکه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT) استفاده شده است. با استفاده از لرزه‌نگاشت‌های کوتاه‌دوره سه‌مؤلفه‌ای، طیف دامنه شتاب از روی مؤلفه مماسی (T) که حاوی موج S_H است محاسبه شد و $A(f)$ به دست آمد. مراحل گوناگون تحلیل سیگنال را آتکینسون و مرو (۱۹۹۲) و با تغییراتی متقی (۱۳۸۶) عرضه کرده‌اند. برای محاسبه طیف دامنه شتاب، از مشتق‌گیری از طیف سرعت در حوزه بسامد با استفاده از رابطه $a(f) = 2\pi f |V(f)|$ استفاده شده

ایستگاه را از روی نگاشت حذف کنیم؛ سپس کاهندگی موجود روی نگاشت به علت مسافت موج از چشمه به ایستگاه را (یعنی کاهندگی ناشی از پخش هندسی و ناکشسان بودن زمین) و هرچه که در معادله ۱ به‌مثابه کاهندگی آمده، روی نگاشت جبران کنیم؛ نتیجه حاصل برآوردی از طیف چشمه، $A_0(f)$ خواهد بود. اکنون براساس مدل چشمه برون، طیف چشمه و گشتاور زاویه‌ای از رابطه زیر (رابطه ۳) به یکدیگر مرتبط می‌شوند:

$$A_0(f) = C M_0 \left[\frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_0)^2} \right]. \quad (3)$$

همان‌طور که چن و آتکینسون (۲۰۰۲) روشن ساختند، M_I مقیاس بزرگی برای زلزله‌های کوچک و متوسط است که از روی طیف شتاب در بسامد خاص ۱ هرتز محاسبه می‌شود و به گونه‌ای تعریف شده که برای زلزله‌هایی که از مدل چشمه نقطه‌ای برون پیروی می‌کنند، مقداری برابر با بزرگی گشتاوری را به دست دهد. بنابراین با استفاده از مدل برون (فرمول ۳)، دامنه در بسامد $f=1 \text{ Hz}$ را به صورت رابطه (۴) تعریف می‌کنیم:

$$A_0(1) = C M_0 4\pi^2 / [1 + (1/f_0)^2]. \quad (4)$$

اگر آفت تنش ۱۰۰ بار را فرض کنیم و به جای $\Delta\sigma$ در رابطه (۲) قرار دهیم و آن‌گاه مقدار حاصل از رابطه (۲) را در رابطه (۴) جایگزین کنیم، خواهیم دید که $A_0(I)$ فقط به M_0 وابسته خواهد بود (رابطه ۵)؛ به عبارت دیگر، با داشتن M_0 ، $A_0(I)$ به دست خواهد آمد.

$$A_0(1) = C M_0 4\pi^2 / \left[1 + \left(\frac{1}{4.9\beta \left(\frac{100}{M_0} \right)^{\frac{1}{3}} \times 10^6} \right)^2 \right]. \quad (5)$$

ولی از آنجا که رابطه (۵) یک رابطه غیرخطی است لذا برای تعیین M_0 از روش آزمون و خطا استفاده می‌شود. اگر M_0 ‌های گوناگون را به روش آزمون و خطا در رابطه قرار دهیم و $A_0(I)$ ‌های به دست آمده را با مقدار تجربی

مجذور ثابته) را داشته باشد، لازم است تا به منزله تغییر واحد، مقادیر محاسبه شده شتاب در 10^{-2} ضرب شوند (بور، ۲۰۰۳).

فیلتر باترورت طراحی شده را روی طیف چشمه مصنوعی اعمال می‌کنیم و $A_0(I)$ مصنوعی را برای M_0 مورد آزمایش به دست می‌آوریم. برای مقایسه دو مقدار $A_0(I)$ تجربی و مصنوعی سطح زیر دو منحنی را با هم مقایسه می‌کنیم. در یک فرایند تکراری، $A_0(I)$ مصنوعی را خواهیم یافت که کمترین اختلاف مساحت با مقدار تجربی را داشته باشد، و M متناسب با آن، به مثابه بزرگی ارائه شده برای آن رویداد در ایستگاه مربوطه معرفی خواهد شد. از مقدار M های محاسبه شده در همه ایستگاه‌هایی که یک رویداد را ثبت کرده‌اند متوسط‌گیری می‌کنیم و مقدار M_I برای آن رویداد را به دست می‌آوریم. معترضیان و آتکینسون (۲۰۰۵) روش ساختند که پله ۰/۱ بزرگی، اختلاف سطح بارزی را در محدوده $A_0(I)$ ایجاد خواهد کرد و لذا روش مقایسه مساحت، بزرگی را با دقت خوبیه دست می‌دهد (شکل ۳).

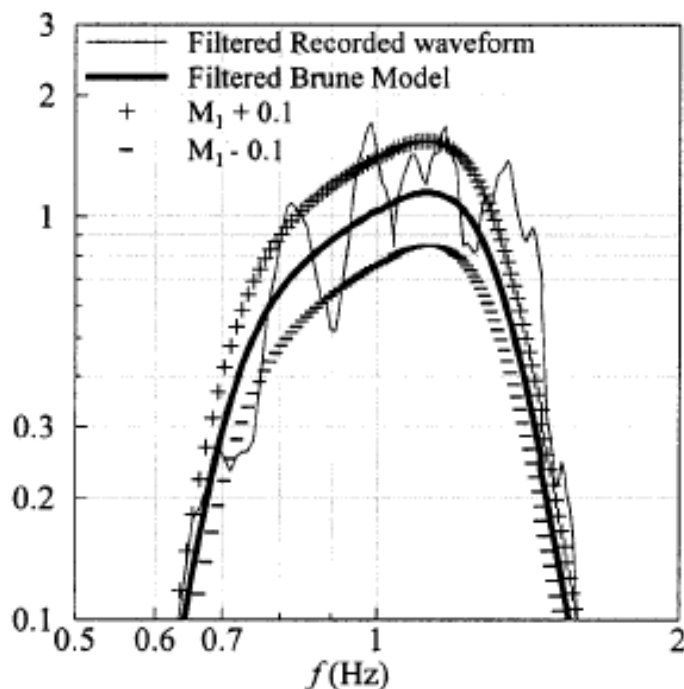
عدم قطعیت در تعیین دامنه در یک بسامد در حین تبدیل فوریه استفاده از فیلتر باترورت را ضروری می‌کند. استفاده از فیلتر باترورت به معنای استفاده از دامنه در ۱ هرتز به علاوه بسامدهای مجاور با وزن کمتر است. به علت وجود نوفه روی نگاشت و ناهمگنی‌های فراوان در زمین، کاملاً محتمل است که دامنه یک بسامد اندکی کمتر یا بیشتر مشاهده شود. علاوه بر این چون در طیف شتاب، واپیچش شدید دامنه در یک بسامد در مقایسه با بسامدهای مجاور را داریم، لذا لازم است تا برای در نظر گرفتن دامنه در یک بسامد حتماً از مقادیر دامنه در بسامدهای مجاور با وزن مساوی (مانند فرایند صاف کردن طیف به روش بین (bin) کردن) و یا دادن وزن متفاوت با فیلتر کردن (که بیشترین وزن به بسامد مرکزی داده می‌شود و به تدریج با

است که در آن f بسامد، $|V(f)|$ دامنه طیف سرعت و $a(f)$ دامنه طیف شتاب را نشان می‌دهد. از آنجا که اکثر ایستگاه‌های شبکه $IGUT$ روی سنگ سخت نصب شده‌اند (قدس و ثبوتی ۲۰۰۵)، لذا $S(f)$ برای همه ایستگاه‌ها برابر ۱ فرض شد. بقیه ترم‌های تصحیحی برای محاسبه $A_0(f)$ شامل جبران کاهش‌دهی‌های ناشی از ناکشسان بودن زمین و گسترش هندسی موج است. براین اساس از رابطه $Q = 121f^{0.68}$ و تابع پخش هندسی به صورت:

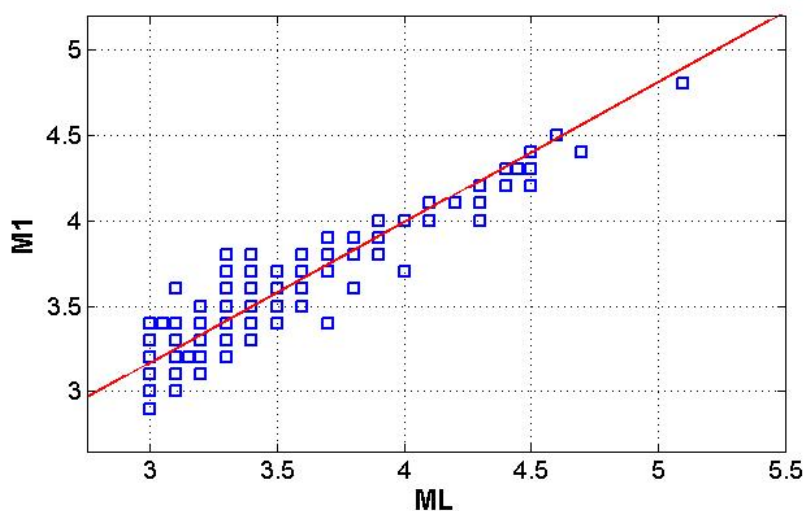
$$\begin{cases} R^{-1.1} & R \leq 106 \text{ km} \\ R^{+0.4} & 106 < R \leq 191 \\ R^{-0.5} & R > 191 \text{ km} \end{cases} \quad (۶)$$

که متقی (۱۳۸۶) برای ناحیه تهران عرضه کرده است استفاده شد. از آنجا که میرایی k در بسامدهای زیاد رخ می‌دهد و M_I یک مقیاس بزرگی در طول موج‌های متوسط است، لذا از این تصحیح بدون آنکه لطمه‌ای به نتیجه نهایی وارد شود صرف نظر شد. برای جدا کردن طیف چشمه در ۱ هرتز از فیلتر باترورت (Butterworth) مرتبه ۸ و به مرکز ۱ هرتز استفاده شد (باندهای این فیلتر ۰/۷ و ۱/۳ هرتز است). نتیجه اعمال این فیلتر روی طیف چشمه $A_0(I)$ است.

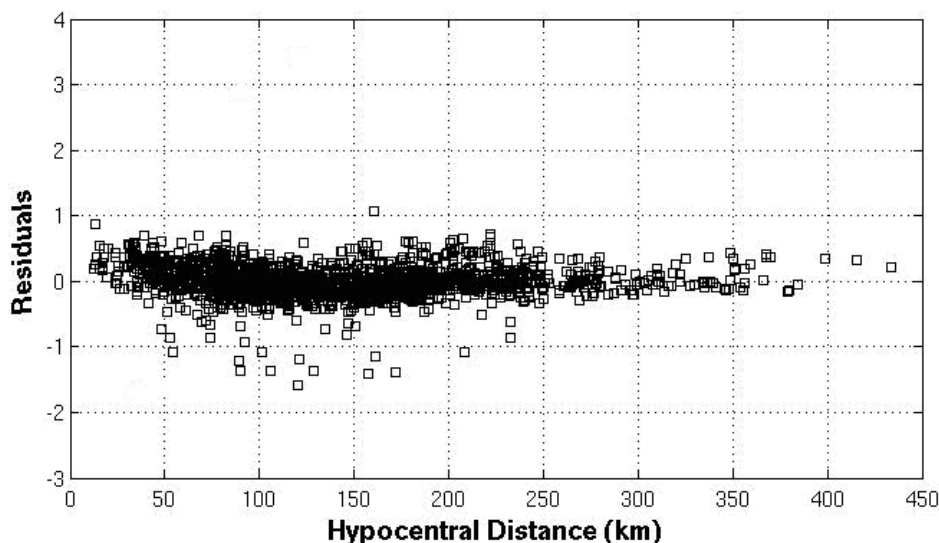
برای اعمال روش آزمون و خطا، از مقادیر بزرگی گشتاوری بین ۲ تا ۷ و با پله ۰/۱ استفاده شده است. هر کدام از مقادیر بزرگی M را در فرمول (هنکس و کاناموری، ۱۹۷۹) قرار داده‌ایم و M_0 مربوط را به دست می‌آوریم. سپس M_0 در رابطه (۲) قرار می‌گیرد و f_0 متناسب با گشتاور زاویه‌ای محاسبه می‌شود. مقادیر M_0 و f_0 را در رابطه (۳) قرار می‌دهیم و طیف چشمه مصنوعی را براساس مدل برون تولید می‌کنیم. نکته بسیار مهم در اینجا این است که واحدهای استفاده شده تاکنون همگی در دستگاه CGS هستند. برای آنکه مقدار دامنه مصنوعی تولید شده هم، واحد شتاب در این دستگاه (سانتی‌متر بر



شکل ۳. نحوه یافتن بهترین بزرگی: به ازای هر بزرگی M ، منحنی مصنوعی براساس مدل نقطه‌ای برون محاسبه، و پس از اعمال فیلتر باترورت روی طیف مصنوعی و تجربی، مساحت زیر دو نمودار با هم مقایسه می‌شوند. در شکل بالا خط کم‌رنگ پیوسته، طیف چشمه تجربی یک زلزله با بزرگی ۴/۷ را نشان می‌دهد. خط پررنگ پیوسته طیف چشمه مصنوعی با بزرگی ۴/۷، (+)ها بزرگی ۴/۸ و (-)ها بزرگی ۴/۶ را نشان می‌دهند. اختلاف قابل توجه مساحت به ازای تغییر ۰/۱ در مقدار بزرگی به وضوح دیده می‌شود (معتضدیان و آتکینسون، ۲۰۰۵).



شکل ۴. رابطه بین بزرگی محلی M_L و بزرگی M_1 محاسبه شده در این تحقیق برای ۱۷۹ رویداد. یک تفاوت سامان مند بین M_L و M_1 دیده می‌شود. خط سرخ بهترین برازش برای رابطه مشاهده شده بین دو بزرگی است که از رابطه $M_1 = 0.76M_L + 0.92$ پیروی می‌کند. مقدار خطای RMS برازش برابر ۰/۱۱۱ است.



شکل ۵. مقدار باقی‌مانده بزرگی M_L برحسب فاصله. یک انحراف از مقدار متوسط صفر در فواصل کمتر از ۴۰ کیلومتر (محل پیکان عمودی) دیده می‌شود.

با بزرگی بیش از ۳ و گاف آزیموتی کمتر از ۲۵۰ درجه که در ناحیه تهران روی داده‌اند (شکل ۱) عرضه شد. همچنین بزرگی محلی M_L با خواندن بزرگ‌ترین دامنه از روی نگاشت‌های مولفه عمودی محاسبه شد. بزرگی محلی با استفاده از رابطه $M_L = \log(A) + 1.11 \log(R)$ (عسکری و قدس، مکاتبه شخصی) عرضه شده محاسبه شد. در رابطه فوق A بیشینه دامنه (از صفر تا قله موج) برحسب نانومتر و R فاصله کانونی زلزله برحسب کیلومتر است. رابطه پیش‌گفته بر علیه فرمول بزرگی هاتون و بور (۱۹۸۷) واسنجی (کالیبر) شده است. شکل ۴ مقدار M_L را بر علیه M_L نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود یک تفاوت سامان‌مند بین M_L و M_I وجود دارد. رابطه برازش شده بین دو بزرگی عبارت است از:

$$M_I = 0.76M_L + 0.92 \quad (7)$$

مقدار خطای RMS برازش رابطه بالا ۰/۱۱۱ است. مقدار باقی‌مانده متوسط برای M_I محاسبه شده در مقایسه با خط برازش شده برابر با ۰/۱۴ می‌باشد. به علت پراکندگی

دور شدن از بسامد مرکزی دامنه‌ها در سایر بسامدها تضعیف می‌شوند) مقدار دامنه در بسامدهای مجاور نیز در محاسبات وارد شوند.

مقدار سرعت موج عرضی در روابط فوق برابر با ۳/۷۳ کیلومتر بر ثانیه و چگالی متوسط پوسته ۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب در نظر گرفته شد. طیف چشمه در بازه بسامدی ۰/۴ تا ۳ هرتز به طور تجربی و مصنوعی تولید و فیلتر باترورت به آنها اعمال شد. همچنین متوسط‌گیری در بازه‌های لگاریتمی صورت گرفت تا پهنای بسامدی برای متوسط‌گیری با افزایش بسامد افزایش یابد. به دلیل آنکه تحلیل اولیه روی سیگنال‌ها برای تولید طیف شتاب با یکاهای دستگاه SI صورت گرفته بود، لذا دامنه‌های محاسبه شده در ۱۰۰ ضرب شدند تا با دستگاه CGS سازگار شوند.

۵ بحث نتایج

در این تحقیق تعداد ۱۸۰۴ نگاشت موج عرضی برشی مورد بررسی قرار گرفت و مقدار بزرگی برای ۱۷۹ زلزله

مقدار کاهندگی در محیط است. این ضعف ناشی از استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری است که در آنها نگاشت‌های مربوط به زلزله‌های بسیار نزدیک اندک است و اینکه بیشتر زلزله‌ها در فاصله ۵۰ تا ۳۵۰ کیلومتر ثبت شده‌اند.

۷ نتیجه‌گیری

در این تحقیق یک کاتالوگ بزرگای M_L برای ۱۷۹ زلزله با بزرگای بیش از ۳ که در ناحیه تهران روی داده‌اند تهیه شد. مقایسه کاتالوگ بزرگای زلزله M_L با M_1 یک تفاوت سامان‌مند را بین این دو بزرگای نشان می‌دهد که از رابطه $M_1 = 0.76M_L + 0.92$ پیروی می‌کند. وابسته نبودن مقدار باقی‌مانده M_1 با فاصله، نشان‌دهنده صحت روابط کاهندگی متقی (۱۳۸۶) است که برای منطقه تهران عرضه شده است.

تشکر و قدردانی

از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به خاطر در اختیار قرار دادن بانک داده مورد استفاده در این تحقیق، قدردانی می‌شود. در اینجا از آقای هادی قاسمی به خاطر کمک‌ها و پیشنهادات مفیدشان در طول کار تشکر می‌کنیم. همچنین از آقای احسان قربانی چگنی به خاطر کمک و همراهیشان در تهیه و بهبود کاتالوگ زلزله‌ها متشکریم. از سه داور محترم که با پیشنهادات ارزنده خود باعث بهبود این مقاله شدند قدردانی می‌کنیم.

منابع

متقی، س. خ.، ۱۳۸۶، تعیین روابط کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در ناحیه تهران و محاسبه کاتالوگ بزرگای M_1 : پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان.
Aki, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum: J. Geophys. Res., 72, 1217–1231.

داده‌ها از الگوریتم *Least Absolute Residual Reg.* شده (LAR) که یک الگوریتم برازش با نرم ۱ است، استفاده است.

کاتالوگ تهیه شده در این کار حاوی مشخصات زمین‌لرزه‌های مورد بررسی (تعیین مکان شده با کمک نرم‌افزار ساینز) و بزرگی‌های M_L و M_1 است. تعداد ایستگاه‌های موجود برای ثبت یک رویداد از ۳ تا ۱۹ متغیر بوده است.

۶ آزمودن روابط کاهندگی دامنه از روی بزرگی‌های محاسبه شده

با استفاده از نتایج به دست آمده در این تحقیق، کیفیت تابع کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای که متقی (۱۳۸۶) عرضه کرده است را مورد بررسی قرار می‌دهیم. برای این کار، میزان تاثیرگذاری این توابع کاهندگی در حذف اثر مسیر روی نگاشت‌های دامنه را بررسی می‌کنیم. اگر روابط کاهندگی به درستی محاسبه شده باشند آن‌گاه مقدار خطا در بزرگی‌های محاسبه شده در فواصل گوناگون بایستی توزیعی حول صفر داشته باشد (چن، ۲۰۰۰). به عبارت دیگر نباید بزرگی محاسبه شده به مسیر بستگی داشته باشد. برای این منظور، مقدار بزرگی محاسبه شده در هر ایستگاه را از مقدار میانگین، که از متوسط‌گیری در ایستگاه‌های گوناگون به دست آمده است، کم و مقادیر باقی‌مانده را برحسب فاصله رسم می‌کنیم. نتیجه در شکل ۵ نشان داده شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود، به استثنای ۴۰ کیلومتر اول یک توزیع متقارن حول مقدار صفر برای مقادیر باقی‌مانده دیده می‌شود و این نشان می‌دهد که ضرایب کاهندگی ناشی از گسترش هندسی ناکشسان بودن زمین برای فواصل بیش از ۴۰ کیلومتر به خوبی عمل می‌کند. مقدار باقی‌مانده در فواصل کمتر از ۴۰ کیلومتر به طور متوسط مقداری مثبت است و این نشان می‌دهد که میزان تصحیح برای فواصل نزدیک، بیش از

- Chen, S., and Atkinson, G., 2002, Global comparisons of earthquakes source spectra: Bull. Seism. Soc. Am., **92**, 885–895.
- Ghods A., and Sobouti, F., 2005, Quality assessment of seismic recording: Tehran seismic telemetry network: Asian Journal of Earth Sciences, **25**, 687-694.
- Hanks, T., and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale: J. Geophys. Res., **84**, 2348–2350.
- Hessami, K., Jamali, F., Tabassi, H., 2003, Major active fault of Iran: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES): Tehran, Iran.
- Hutton, L. K., and Boore, D., 1987, The M_L scale in Southern California: Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 2074-2094
- Motazedian, D., and Atkinson, G., 2005, Earthquake Magnitude Measurements for Puerto Rico: Bull. Seism. Soc. Am., **95**, 725–730.
- Stein, S., and Wysession, M., 2002, Introduction to seismology, earthquakes, and earth structure: Blackwell Publishing.
- Anderson, J., and Hough, S., 1984, A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies: Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 1969–1993.
- Atkinson, G., and Mereu, R., 1992, The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada: Bull. Seism. Soc. Am., **82**, 2014–2031.
- Boore, D., 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra: Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 1865–1894.
- Boore, D., 2003, Simulation of ground motion using the stochastic method: Pure appl. geophys., **160**, 635–676.
- Brune, J., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes: J. Geophys. Res., **75**, 4997–5009.
- Brune, J., 1971, Correction to “Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes”: J. Geophys. Res., **76**, 5002-5002.
- Chen, S. Z., 2000, Global comparisons of earthquake source spectra: Ph.D. Thesis, Carleton University.