

مقیاس بزرگی محلی (M_L) برای البرز مرکزی

رضا امامی^۱ و مهدی رضاپور^{۱*}

^۱موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۶/۱۷، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۳/۳۰)

چکیده

مقیاس بزرگی محلی عمدتاً در محدوده بسامدی (۳-۵ sec) اندازه‌گیری می‌شود، از طرفی بسامد طبیعی اغلب سازه‌ها در حدود ۱ ثانیه است. در نتیجه گستره خسارت چندان با این مقیاس مرتبط نیست، بنابراین به‌منظور تحلیل مخاطره و مانند آن، تعیین بزرگی محلی برای زلزله‌های رخ داده در هر منطقه مورد نیاز است. چون مقیاس بزرگی محلی بسیار متأثر از ساختار پوسته و زمین‌شناسی منطقه است بنابراین باید برای هر منطقه منحنی تضعیف امواج لرزه‌ای منتشر شده به‌دست آید. ما از دو روش پارامتری و ناپارامتری برای معکوس‌سازی و به‌دست آوردن ضرایب منحنی تضعیف استفاده کردیم. وجود داده زیاد ثبت شده در مرکز لرزه‌نگاری کشوری، ما را بر آن داشت تا مبادرت به تعیین منحنی تضعیف و مقیاس M_L برای البرز مرکزی کنیم. در این تحقیق از حجم عظیمی از داده که شامل ۶۲۵۲۳ لرزه‌نگاشت مربوط به ۳۸۸۹ زلزله می‌شود، استفاده شده است. داده‌ها مربوط به زمین‌لرزه‌هایی است که در محدوده طول جغرافیایی 48° تا 55° درجه شرقی و عرض جغرافیایی 34° تا 38° درجه شمالی در بازه زمانی ۱۹۹۷/۰۳/۰۲ تا ۲۰۱۱/۰۳/۱۳ رخ داده و در شبکه‌های لرزه‌نگاری تهران، سمنان و ساری ثبت شده‌اند. در این تحقیق برای هر شکل موج ثبت شده در لرزه‌سنج SS-1 که سرعت‌نگار است لرزه‌نگاشت ساختگی دستگاه وود-آندرسون تعیین و اطلاعات لازم از جمله بیشینه دامنه استخراج شده است. لازم به ذکر است دامنه‌های استخراج شده براساس روش اولیه ریشتر، یعنی بیشینه دامنه از خط مبنا تا پیک مولفه‌های افقی در گروه S و میانگین حسابی آنها برای به‌دست آوردن مقادیر واسنجی (کالیبراسیون) مورد استفاده قرار گرفت. تابع‌های تصحیح تجربی به‌دست آمده از روش‌های پارامتری و ناپارامتری به‌ترتیب عبارت‌اند از:

$$-\log A_0 = 0.9819 \log(r/100) + 0.0028(r-100) + 3.0$$

$$-\log A_0 = 1.076 \log(r) + 0.0029(r) + 0.5580$$

که r فاصله کانونی برحسب کیلومتر و A_0 دامنه برحسب میلی‌متر است. منحنی تضعیف به‌دست آمده در این تحقیق نشان می‌دهد که تضعیف امواج لرزه‌ای در البرز مرکزی نسبت به ناحیه کالیفرنیا بیشتر است. مقدار Q با توجه به مقدار $k = 0.029$ به‌دست آمده در روش ناپارامتری و استفاده از فرمول باکن و جوینز (۱۹۸۴) و فرض $V_S = 3.3$ km/sec، برای تناوب یک ثانیه حدود ۱۵۰ به‌دست آمد. تغییرات زمین‌ساختی پوسته منطقه بعد از پرکامبرین و فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه را می‌توان از عوامل اصلی کم بودن مقدار Q برشمرد. تصحیحات ایستگاهی به‌دست آمده نشان می‌دهد که ایستگاه انجیلو (ANJ) از شبکه لرزه‌نگاری سمنان و ایستگاه پرن (PRN) از شبکه لرزه‌نگاری ساری به‌ترتیب دارای تصحیحات ایستگاهی 0.725 و -0.378 واحد بزرگی هستند.

واژه‌های کلیدی: بزرگی محلی (M_L)، البرز مرکزی، روش‌های پارامتری و ناپارامتری

Local magnitude scale (M_L) for central Alborz

Reza Emami¹ and Mehdi Rezapour^{1*}

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

Received: 29 August 2011, accepted: 13 June 2012)

*Corresponding author:

rezapour@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

Summary

The availability of a large amount of the data recorded by the Iranian Seismic Telemetry Network (ISTN) has motivated this study to develop relations for the routine determination of M_L scale for Central Alborz region of northern Iran. The M_L is commonly used in engineering because it is determined within the frequency range (0.5-3 sec) of interest in most of such applications. For any comprehensive seismic hazard analysis, one needs a calibrated magnitude relationship as well as an earthquake catalog for the study region. It is a well-known fact that the regional geology has a great influence on magnitude relations. Therefore, for each seismic region a specific magnitude relation has to be developed. The M_L scale is based on the arithmetic mean of horizontal components of the synthesized Wood-Anderson seismograms. We used both nonparametric and parametric methods for inversion. We used a large dataset of 3886 events including 62031 waveforms which recorded by Tehran, Semnan and Sari seismic networks during 02/03/1997 to 13/03/2011. These seismic networks comprise of 19 three-component stations. We calculated the associated synthesized Wood-Anderson seismogram for each SS-1 waveform which records the velocity. Based on Richter's method, we used amplitudes which are arithmetic means of those of horizontal components.

Richter's M_L formula first developed for southern California and Savage and Anderson introduced a nonparametric least-squares inversion method which has been used by others. In this method, the amplitudes recorded at arbitrary distances are linearly interpolated to yield values for the attenuation curve at some fixed distances. In this study, we used both methods.

The resulting equations are $-\log A_0 = 0.9819 \log(r / 100) + 0.0028(r - 100) + 3.0$ and $-\log A_0 = 1.076 \log(r) + 0.0029(r) + 0.5580$ from parametric and non-parametric methods, respectively. Where r is hypocentral in kilometer and A_0 is amplitude in millimeter. The two methods yielded very similar results. Unlike the parametric method, the nonparametric one does not impose any a priori assumption of the shape of the attenuation curve on the data and has the potential to detect hinges in the attenuation curve that are caused by structural boundaries such as Moho or geological variations affects on the attenuation curve. Thus the result obtained by nonparametric method was chosen as the final result.

Bakun and Joyner (1984) give the following formula for the Q/f ratio: taking an average S-wave crustal velocity of $V_s = 3.3$ km/sec, the k value obtained by the non-parametric method, 0.0029, would imply a Q/f ratio of 150 in Central Alborz, Iran.

Key words: Local magnitude (M_L), central Alborz, parametric and non-parametric methods

به طوری که تهران با جمعیتی بالغ بر ۱۰ میلیون نفر در مقام پایتخت و پرجمعیت ترین شهر ایران در این منطقه قرار گرفته است. در این منطقه گسل‌هایی است که دارای پتانسیل لرزه‌زایی اند و در گذشته نیز فعالیت داشته‌اند (آمبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان و بیتزر، ۱۹۹۹). بنابراین این منطقه اولین نامزد کشور برای تحلیل خطر لرزه‌ای است.

۱ مقدمه

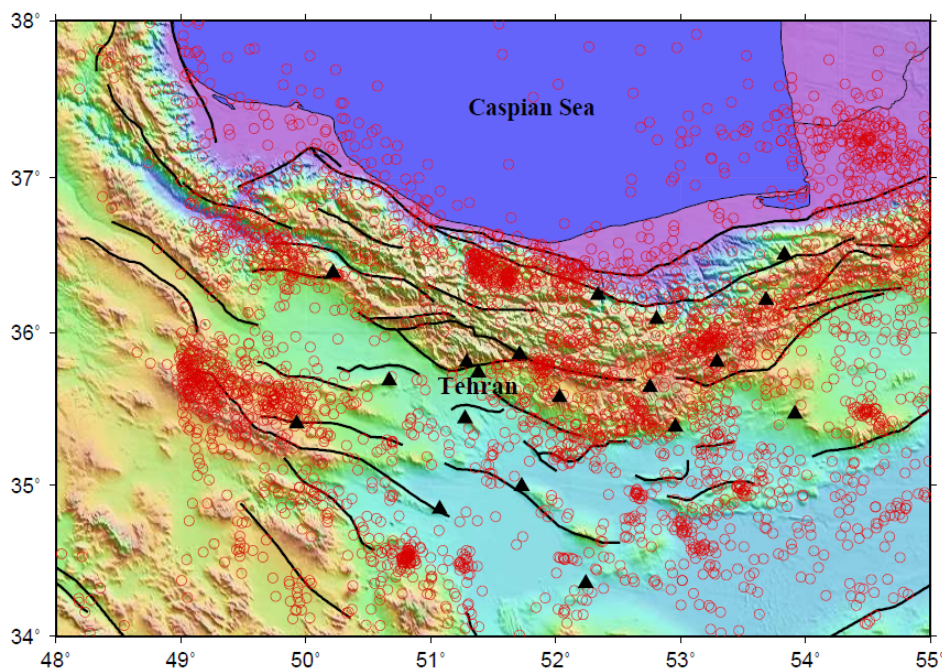
گستره مورد بررسی در این تحقیق در شمالی‌ترین ایالت ساختاری ایران (البرز) واقع شده است. البرز عموماً، به رشته‌کوه‌های شمالی ایران (جنوب دریای خزر) و برخی نواحی پیرامون آن گفته می‌شود و روندی شرقی-غربی دارد، اما در درازای خود دارای پیچش بزرگی است. البرز یکی از مناطق پرجمعیت ایران محسوب می‌شود

استفاده می‌کند. در نتیجه وجود یک رابطه بزرگی محلی که مختص منطقه البرزی مرکزی باشد، لازم می‌نمود.

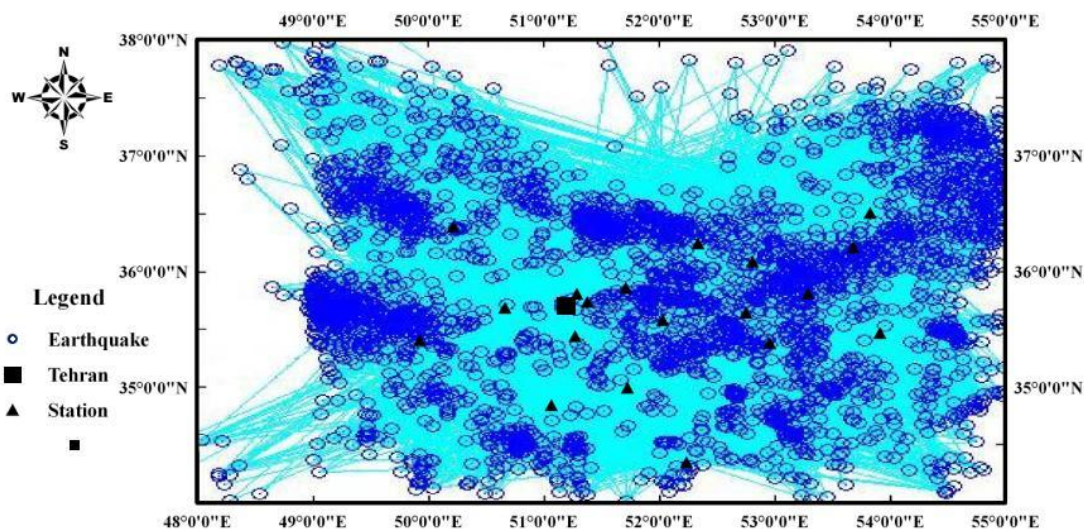
۲ داده

در این تحقیق از زلزله‌های رخ داده در محدوده طول جغرافیایی 48° تا 55° و عرض جغرافیایی 34° تا 38° که در فاصله زمانی $1997/03/02$ تا $2011/03/13$ در شبکه‌های تهران، سمنان و ساری ثبت شده‌اند، استفاده کردیم که بعد از حذف داده‌های نامرغوب حدود 62523 لرزه‌نگاشت مربوط به 3389 رویداد لرزه‌ای برای تحلیل نهایی باقی ماند (شکل ۱). چنانچه شکل ۲ نشان می‌دهد این داده‌ها منطقه البرز مرکزی را به خوبی پوشش می‌دهند. لازم به ذکر است که شبکه لرزه‌نگاری تهران با 12 ایستگاه از سال 1374 شروع به فعالیت کرد. شبکه لرزه‌نگاری سمنان نیز در سال 1377 راه‌اندازی شده و با تعداد سه ایستگاه مورد بهره‌برداری قرار گرفت. شبکه

به دلیل اینکه مقیاس بزرگی محلی عمدتاً در محدوده بسامدی ($0.5-3$ Sec) اندازه‌گیری می‌شود و از طرفی چون بسامد طبیعی اغلب سازه‌ها در حدود 1 ثانیه است در نتیجه گستره خسارت بسیار مرتبط با این مقیاس است. بنابراین به منظور تحلیل خطر جامع وجود فهرست‌نامه‌ای با این مقیاس مورد نیاز است. چون این مقیاس بسیار متأثر از ساختار پوسته و زمین‌شناسی منطقه است در نتیجه بایستی برای هر منطقه رابطه مختص همان منطقه به دست آید. در حال حاضر موسسه ژئوفیزیک و پژوهشگاه زلزله‌شناسی با دو شبکه لرزه‌نگاری به ترتیب، شبکه دورسنجی (تله‌متری) لرزه‌نگاری کوتاه‌دوره و شبکه لرزه‌نگاری نوار پهن اقدام به ثبت و فرایینی لرزه‌خیزی ایران می‌کنند. برای تعیین بزرگی در شبکه لرزه‌نگاری کوتاه‌دوره از رابطه بزرگی ناتلی (1973) برای شمال شرق امریکا که رضاپور (1382) آن را برای ایران واسنجی کرده است، استفاده می‌شود. شبکه لرزه‌نگاری نوار پهن ایران نیز از رابطه هاتن و بور (1987) که برای جنوب کالیفرنیا به دست آمده است،



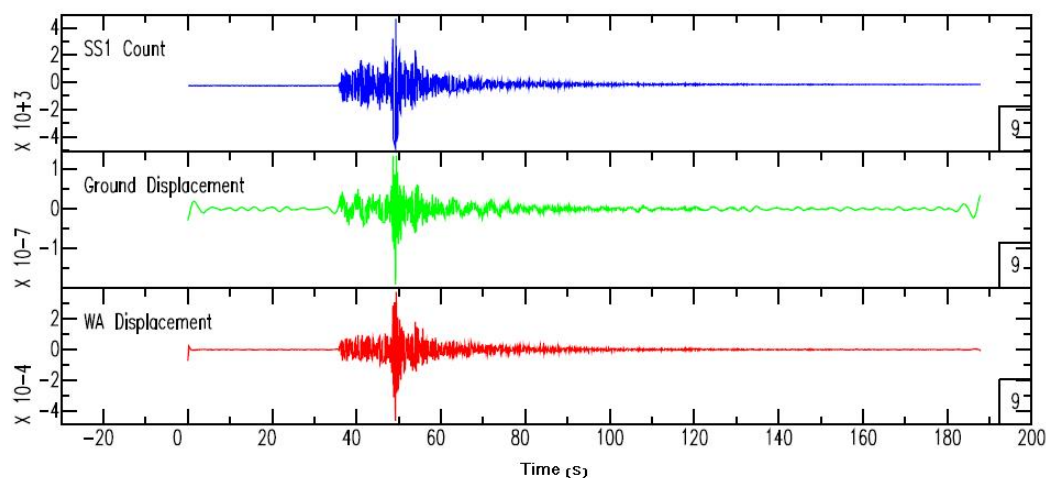
شکل ۱. توزیع ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری تهران، سمنان و ساری. دایره‌های سرخ توخالی رومرکز زلزله‌ها و مثلث‌های سیاه توپر محل ایستگاه‌ها را نشان می‌دهند.



شکل ۲. نمایش مسیرهای رسم شده بین زلزله‌ها و ایستگاه‌ها. دایره‌های آبی توخالی زلزله‌ها، مثلث‌های سیاه توپر ایستگاه‌ها و مربع سیاه موقعیت شهر تهران را نشان می‌دهند.

لرزه‌نگاری ساری در سال ۱۳۷۹ با چهار ایستگاه راه‌اندازی شد. در هر ایستگاه سه دستگاه لرزه‌سنج در سه راستای اصلی قائم (Z)، شمالی-جنوبی (N-S) و شرقی-غربی (E-W) برای ثبت سه مولفه سرعت جابه‌جایی زمین قرار دارد. لرزه‌سنج‌های SS-1 به کار گرفته شده در مرکز لرزه‌نگاری کشوری سرعت‌نگار هستند در حالیکه دستگاه وود-اندرسون جابه‌جایی‌نگار است، بنابراین یک لرزه‌نگاشت ثبت شده با SS-1، پس از واهمامیخت

(Deconvolution) پاسخ SS-1 به جابه‌جایی زمین تبدیل می‌شود و سپس با واهمامیخت (Convolution) پاسخ دستگاه وود-اندرسون شکل موجی به دست می‌آید که ثبت ساختگی وود-اندرسون نامیده می‌شود (شکل ۳). در ضمن لازم به ذکر است که برای جلوگیری از تاثیرات نوفه موجود در امواج روی فرایندهای تبدیل، فیلتری نوار پهن با پهنای ۰/۳ تا ۱۰ هرتز استفاده شد.



شکل ۳. آبی: لرزه‌نگاشت ثبت شده با SS-1، سبز: همان لرزه‌نگاشت بعد از برداشتن پاسخ دستگاه SS-1 (جابه‌جایی زمین)، سرخ: همان لرزه‌نگاشت در دستگاه وود-اندرسون.

۳ تحلیل

پیرو تحقیقات ریشتر (۱۹۳۵)، بزرگی محلی M_L بر پایه اندازه‌گیری ثبت شده با دستگاه وود-اندلسون با تناوب ۰/۸ ثانیه، بزرگ‌نمایی (Magnification) ۲۸۰۰، و ضریب کاهندگی (Damping) ۰/۸، و استفاده از رابطه تجربی محاسبه می‌شود. اورهامر و کالینز (۱۹۹۰) متوجه شدند که مقدار واقعی بزرگ‌نمایی ۲۸۰۰ نیست و مقدار صحیح 60 ± 208 است که این خطا، اختلافی در حد ۰/۱۳ واحد بزرگی را ایجاد می‌کند. ریشتر با فرض عمق یکسان برابر حدود ۱۶ کیلومتر برای همه زلزله‌ها از فاصله رومرکزی استفاده کرد، اما استفاده از فاصله کانونی در به‌دست آوردن منحنی تضعیف بیشتر متداول است. بزرگی M_L را می‌توان به صورت زیر تعریف کرد:

$$M_L = \log A - \log A_0 + S, \quad (1)$$

که A بیشینه دامنه مشاهده شده در مولفه افقی، $-\log A_0$ -تابع تصحیح تجربی با این فرض است که بیشینه دامنه mm ۱ در فاصله ۱۰۰ کیلومتری دارای بزرگی $M_L = 3$ باشد. در این رابطه S ضریب تجربی تصحیح ایستگاه است.

روش‌های گوناگون معکوس‌سازی به منظور محاسبه رابطه تجربی تصحیح مسافت برای بزرگی محلی وجود دارد (برای مثال کاناموری و جنینگ، ۱۹۷۸؛ هاتن و بور، ۱۹۸۷؛ اندرسن، ۱۹۹۱). در این تحقیق از روش به کار رفته هاتن و بور (۱۹۸۷) استفاده شده است. در این روش می‌توان رابطه تصحیح را به صورت تابع زیر بیان کرد.

(۲)

$$-\log A_{ij} = n \log(r_{ij}/100) + k(r_{ij} - 100) + 3.0 - M_{Li} + s_j,$$

که n و k پارامترهای وابسته به گسترش هندسی و تضعیف ناکشسان است، A_{ij} بیشینه دامنه افقی رویداد M برداشت شده در مولفه ایستگاه M ، r_{ij} فاصله از کانون زلزله M تا ایستگاه M ، M_{Li} بزرگی محلی رویداد M و s_j ضریب تصحیح ایستگاهی برای ایستگاه M است. می‌توان معادله فوق را به صورت زیر بازنویسی کرد:

(۳)

$$\log A_{ij} + 3.0 = -n \log(r_{ij}/100) - k(r_{ij} - 100) + M_{Li} - s_j,$$

که می‌تواند صورتی از ماتریس استاندارد زیر باشد:

$$Gm = d, \quad (4)$$

رابطه فوق یک مسئله معکوس کلی در ژئوفیزیک است که می‌توان آن را با روش‌های گوناگونی مانند مجموع کمترین مربعات، روش حداکثر احتمالات یا روش‌های معکوس کلی حل کرد (برای مثال آکی و ریچاردز، ۱۹۸۰؛ منکه، ۱۹۸۴؛ لی و والاس، ۱۹۹۵؛ پوجول، ۲۰۰۳؛ آستر و همکاران، ۲۰۰۵). ما در این تحقیق از روش معکوس تعمیم‌یافته (آکی و ریچاردز، ۱۹۸۰؛ منکه، ۱۹۸۴) که محققان دیگر برای محاسبه بزرگی محلی عملی ساخته بودند استفاده کرده‌ایم (برای مثال هاتن و بور، ۱۹۸۷؛ لانگستن و همکاران، ۱۹۹۸؛ مایو و لانگستن، ۲۰۰۷).

در این روش با فرض اینکه G یک ماتریس $n \times m$ با مقادیر حقیقی باشد و در صورتی که $m \neq n$ باشد از یک ماتریس وارون تعمیم‌یافته $G^{\#}$ می‌توان برای حل معادله فوق استفاده کرد.

$$m = G^{\#} Gm = G^{\#} d. \quad (5)$$

ماتریس وارون تعمیم‌یافته $G^{\#}$ را می‌توان با روش SVD (منکه، ۱۹۸۴) محاسبه کرد. همچنین می‌باید این شرط را که مجموع تصحیح کلیه ایستگاه‌ها برابر صفر باشد در روابط وارد کرد (الساگر و همکاران، ۱۹۹۱؛ لانگستن و همکاران، ۱۹۹۸). در این روش، هم‌زمان پارامترهای M_L ، k ، n و تصحیحات ایستگاهی به صورت یک‌جا محاسبه می‌شوند.

ساویج و اندرسون (۱۹۹۵) یک روش معکوس‌سازی ناپارامتری با کمترین مربعات را معرفی کردند که دیگران نیز آن را مورد استفاده قرار دادند (از جمله؛ کیم، ۱۹۹۸). در این روش دامنه‌های ثبت شده در فاصله‌های اختیاری به مقادیر به‌دست آمده برای منحنی تضعیف در فاصله‌های

که $a_i = (r_{i+1} - r) / (r_{i+1} - r_i)$ ، $a_{i+1} = 1 - a_i$ و برای بقیه مقادیر $a=0$ ، برای رخداد M_j و برای بقیه مقادیر $b_j=1$ ، برای ایستگاه k $c_k=1$ و برای بقیه مقادیر $c=0$ است. این روش به منظور تعیین منحنی تضعیف در نقاط ثابت، از درون‌یابی خطی دامنه‌های ثبت شده در فواصل اختیاری استفاده می‌کند.

۳-۱ نتایج به‌دست آمده از روش پارامتری

هرچند در بعضی از مقاله‌ها از میانگین مقدار نصف پیک تا پیک (peak-to-peak) استفاده شده است (هاتن و بور، ۱۹۹۸)، در این تحقیق از میانگین حسابی بیشینه دامنه از خط مبنا تا پیک (zero-to-peak) مولفه‌های افقی در گروه S استفاده شد. شکل ۴ منحنی تضعیف به‌دست آمده را نشان می‌دهد. در نهایت رابطه زیر با استفاده از این روش برای تابع تصحیح تجربی $(-\log A_0)$ به‌دست آمد:

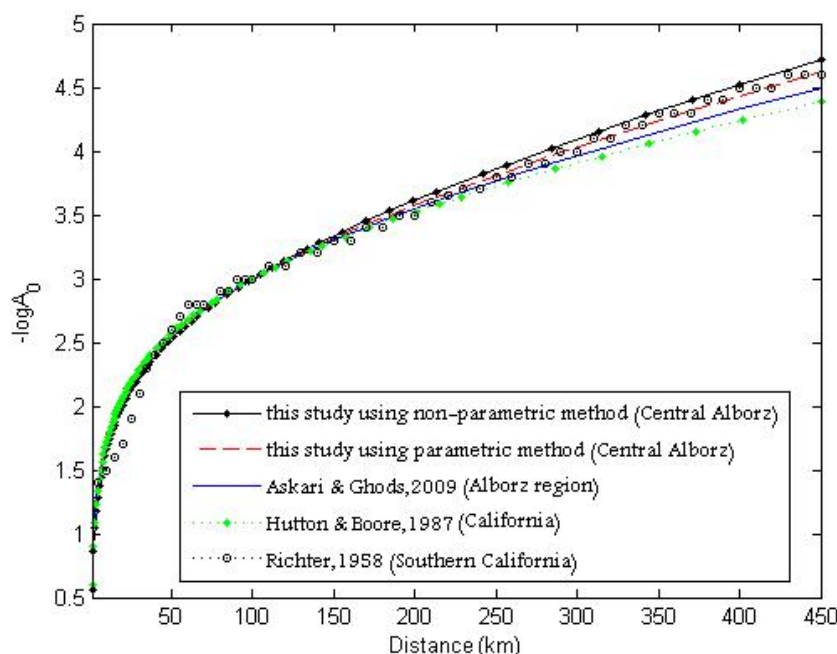
(۷)

$$-\log A_0 = 0.9819 \log(r/100) + 0.0028(r - 100) + 3.0.$$

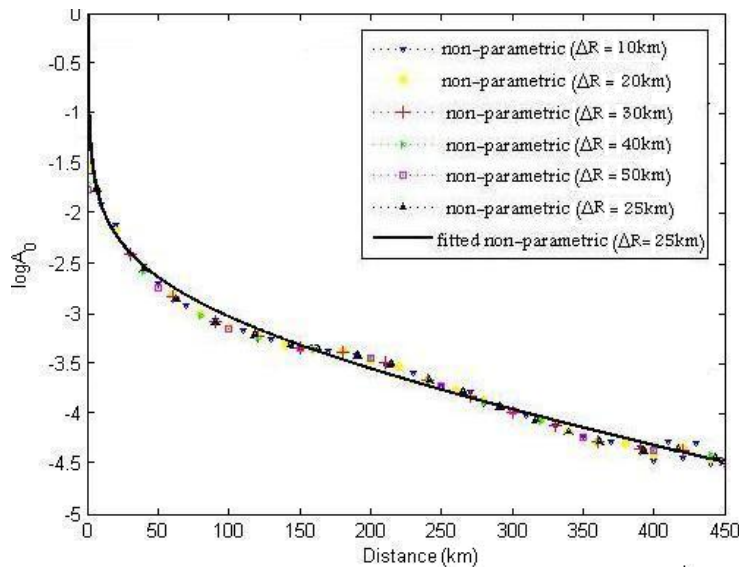
ثابت شده درون‌یابی خطی می‌شود. تعداد نقاط ثابت که برای محاسبه $-\log A_0$ به کار می‌رود بستگی به چگالی دامنه‌های خوانده شده در محدوده فواصل مطرح شده دارد. برخلاف روش پارامتری، روش ناپارامتری به منظور تعیین منحنی تضعیف، هیچ فرض قبلی را به داده اعمال نمی‌کند، بنابراین امکان آشکار شدن واپس‌نش‌های (Hings) موجود در منحنی تضعیف که ناشی از مرزهای ناپیوستگی مانند موهو است، وجود دارد. ساویج و اندرسون (۱۹۹۵) معادله (۳) را به صورت ماتریسی زیر بازنویسی کردند:

$$a_i = \log_{10} A_0(r_i) + b_j M_j - c_k S_k = \log_{10} A_{jk}(r), \quad (6)$$

که r فاصله رخداد تا ایستگاه، زیرنویس‌های j و k به ترتیب نشان‌دهنده رخدادها و ایستگاه‌ها، M_j بزرگی رخداد M_j ، عبارت تصحیح ایستگاهی برای ایستگاه k $A_{jk}(r)$ ، دامنه خوانده شده برای رخداد M_j ثبت شده در ایستگاه k $A_{jk}(r)$ و $r_i < r < r_{i+1}$ به طوری که $\Delta r = r_{i+1} - r$ فواصل ثابت به طول r_i و r_{i+1} هستند. ضرایب a_i ، b_j و c_k ضرایب‌های وزنی هستند.



شکل ۴. مقایسه مقادیر واسنجی به‌دست آمده برای Δr ‌های متفاوت، خط پُررنگ منحنی برازش داده شده به نقاط به‌دست آمده از میانگین مقادیر واسنجی به‌دست آمده در بازه‌های گوناگون در فواصل ۲۵ کیلومتر را نشان می‌دهد.



شکل ۵. مقایسه مقادیر واسنجی به دست آمده برای البرز مرکزی و جنوب کالیفرنیا.

کرده‌اند. می‌توان گفت که این پدیده به خاطر بازتاب‌های مکرر از موهو PmS یا SmS و وجود فاز L_g اتفاق می‌افتد. شکل ۵ مقایسه منحنی تضعیف به دست آمده در این تحقیق را با نقاط دیگر نشان می‌دهد. با مقایسه منحنی‌های تضعیف به دست آمده در این تحقیق با نتیجه عسگری و همکاران (۲۰۰۹) برای ناحیه البرز می‌توان نتیجه گرفت که برای فاصله‌های بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر نتیجه به دست آمده از تحقیق عسگری و همکاران نسبت به نتیجه به دست آمده در تحقیق حاضر، بزرگی زلزله را کمتر به دست می‌دهد. عسگری و همکاران (۲۰۰۹) مقادیر واسنجی را برای ناحیه با محدوده جغرافیایی 44° تا 55° درجه شرقی و 34° تا 40° درجه شمالی به دست آورده‌اند که شامل منطقه البرز مرکزی و البرز غربی (آذربایجان) می‌شود، در حالی که رضایی (۱۳۸۹) مقدار k را برابر 0.015 برای شمال غرب به دست آورده است. در این تحقیق مقدار k برابر 0.029 به دست آمد، در صورتی که عسگری و همکاران (۲۰۰۹) مقدار k را 0.021 به دست آورده‌اند؛ چراکه مناطق مورد بررسی متفاوت هستند و در نتیجه مقادیر به دست آمده برای k یکسان نیست.

۳-۲ نتایج به دست آمده از روش ناپارامتری

ساویج و اندرسون (۱۹۹۵) روشن ساختند که محاسبه تصحیحات ایستگاهی، چه از معکوس سازی و چه از طریق اختلاف بین بزرگی زلزله و بزرگی در ایستگاه‌ها نتایج مشابهی را به دست می‌دهد. بنابراین، مقدار c را در رابطه (۶) مساوی صفر قرار دادیم. ابتدا مقادیر واسنجی با انتخاب فواصل $\Delta r = 10, \Delta r = 20, \Delta r = 30, \Delta r = 40$ و $\Delta r = 50$ km تعیین شد، سپس میانگین مقادیر به دست آمده در فواصل $\Delta r = 25$ km محاسبه شد. مقادیر به دست آمده برای فواصل متفاوت (Δr) پس از اعمال واسنجی $\log A_0 = -3$ در $r = 100$ km با علائم متفاوت در شکل ۵ رسم شده است. به میانگین مقادیر پیش گفته در فواصل $\Delta r = 25$ km یک منحنی به صورت $-\log A_0 = \alpha \log r + \beta r + \gamma$ برازش شد که به شکل رابطه زیر است.

$$-\log A_0 = 1.076 \log(r) + 0.0029(r) + 0.5580. \quad (8)$$

نمودار شکل ۵ نشان می‌دهد که روند تضعیف در فواصل ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر کند می‌شود. این تغییرات بیانگر این است که ساختار پوسته و تغییرات زمین‌شناسی منطقه تغییر محسوسی را بر منحنی تضعیف اعمال

۳-۳ تصحیحات ایستگاهی

تصحیحات ایستگاهی به شرایط زمین محل نصب دستگاه وابستگی دارد (ریشتر، ۱۹۵۸). چنانچه رابطه (۱) نشان می‌دهد یک ایستگاه با تصحیح مثبت، نسبت به ایستگاهی با تصحیح منفی برای یک رویداد زلزله قبل از اعمال تصحیح حرکت زمین کوچک‌تری را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر زمانی که شرایط نصب دستگاه یکسان باشد ایستگاه با تصحیح منفی برای یک رویداد نسبت به ایستگاهی با تصحیح مثبت برای همان رویداد امواج را

بیشتر تقویت می‌کند. بنابراین تا حدی می‌توان گفت که توزیع تصحیح ایستگاهی شرایط عمومی منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. تصحیحات ایستگاهی در این تحقیق از ۰/۳۷۸- تا ۰/۷۲۵ تغییر می‌کند که این نشانگر آن است که تأثیرات محل نصب ایستگاه‌ها روی امواج زلزله، قابل توجه خواهد بود. تصحیحات ایستگاهی به دست آمده و مختصات ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در جدول زیر آمده است.

جدول ۱. مختصات ایستگاه‌ها و تصحیحات ایستگاهی به دست آمده با روش پارامتری.

Sub Network	Station Name	Station Code	Latitude N(degree)	Longitude E(degree)	Altitude(m)	Station Correction \pm S.D	Number of Record
Tehran	Afjeh	AFJ	35.8560	51.7125	2750	-0.280 \pm 0.0370	705
	Damavand	DMV	35.5772	52.0322	2546	0.062 \pm 0.0324	2203
	Firozkooh	FIR	35.6415	52.7536	2380	0.139 \pm 0.0324	2222
	Ghazvin	GZV	36.3859	50.2184	2100	-0.050 \pm 0.0350	1053
	Mahdasht	MHD	35.6853	50.668	1150	-0.107 \pm 0.0337	1585
	Qom	QOM	34.8424	51.0703	2270	-0.065 \pm 0.0349	1090
	Razeghan	RAZ	35.4046	49.9290	1950	0.033 \pm 0.0333	1645
	Sefidab	SFB	34.3518	52.2406	948	0.051 \pm 0.0349	1059
	Shahran	SHR	35.8061	51.2889	-	-0.254 \pm 0.0398	510
	Tehran	TEH	35.7367	51.3817	1462	-0.127 \pm 0.0447	297
	Hasanabad	HSB	35.4378	51.2757	1119	0.075 \pm 0.0356	924
	Varamin	VRN	34.9954	51.7273	855	-0.095 \pm 0.0325	2173
Semnan	Anjilo	ANJ	35.4672	53.9144	2135	0.725 \pm 0.0443	309
	Lasjerd	LAS	35.3822	52.9589	2195	0.090 \pm 0.0353	960
	Shahmirzad	SHM	35.8067	53.2922	2500	-0.066 \pm 0.0369	721
Sari	Alasht	ALA	36.0829	52.8099	2600	0.226 \pm 0.0442	316
	Ghaloghah	GLO	36.5024	53.8302	1963	-0.249 \pm 0.0347	1088
	Kiasar	KIA	36.2070	53.6837	2167	0.268 \pm 0.0363	793
	Peran	PRN	36.2419	52.3381	1333	-0.378 \pm 0.0343	1188

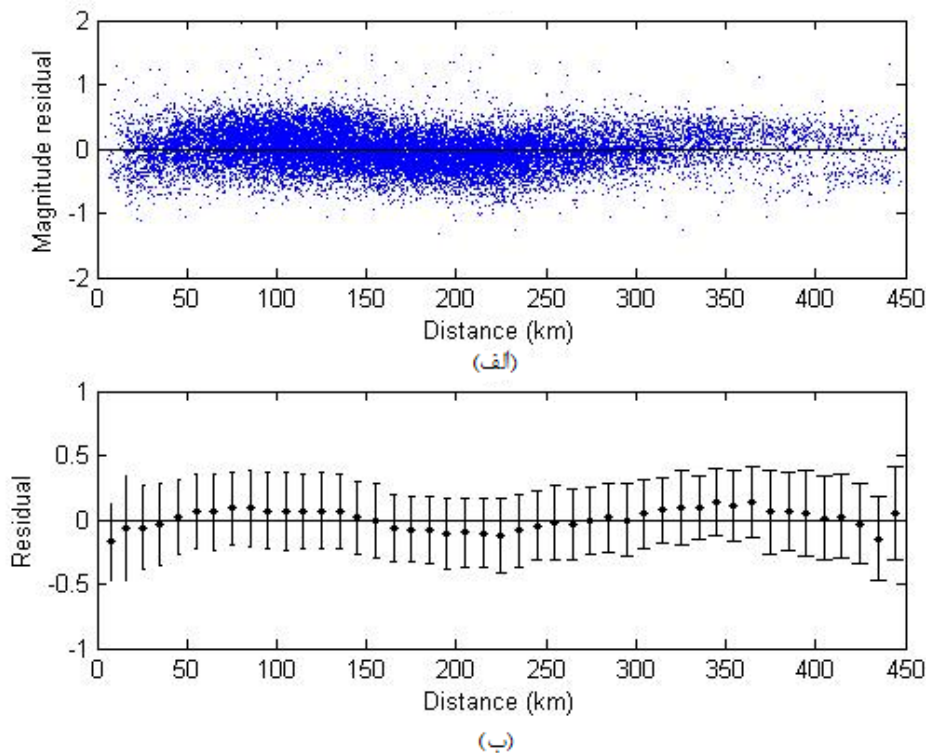
۴-۳ مقایسه روش پارامتری و ناپارامتری با توجه به

اختلاف بزرگی ایستگاهی نسبت به بزرگی رخداد

برای هر رویداد M_L هر ایستگاه به صورت مجزا محاسبه شد. سپس M_L رویداد با گرفتن میانگین حسابی از M_L همه ایستگاه‌های ثبت کننده رویداد به دست آمد. اختلاف بین بزرگی زلزله i (\bar{M}_i) و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه (M_{ij})، برابر است با:

$$res(M_L)_{ij} = \bar{M}_i - M_{ij}. \quad (9)$$

شکل‌های ۶ و ۷ به ترتیب اختلاف بزرگی زلزله با بزرگی ایستگاهی به دست آمده قبل از اعمال تصحیح ایستگاهی و بعد از اعمال تصحیح ایستگاهی را با استفاده از روش ناپارامتری نشان می‌دهند. شکل‌های ۶-الف و ۷-الف اختلاف بزرگی ایستگاهی از بزرگی رویداد به صورت مجزا را نشان می‌دهد ولی در شکل‌های ۶-ب و ۷-ب میانگین مقادیر اختلاف بزرگی در فواصل ۱۰ کیلومتر با خطای انحراف معیار نشان داده شده است.



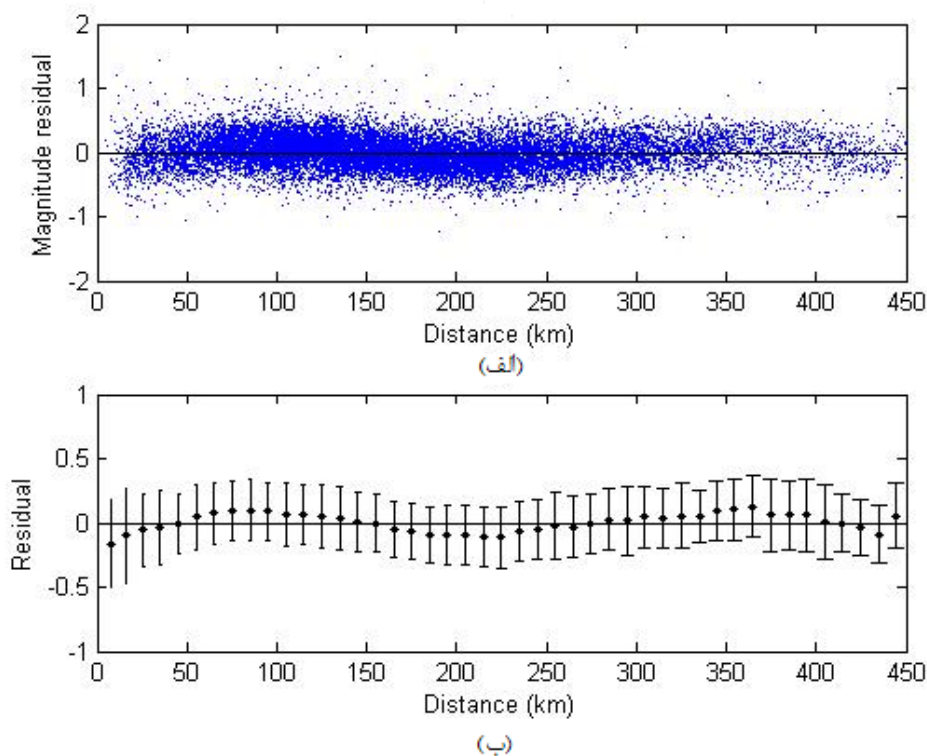
شکل ۶. الف) اختلاف بین بزرگی زلزله و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه ($\bar{M}_i - M_{ij}$) برحسب فاصله قبل از اعمال تصحیحات ایستگاهی، ب) میانگین مقادیر اختلاف بزرگی رویداد از بزرگی‌های ایستگاهی در فواصل ۱۰ کیلومتر با انحراف معیار (S.D).

پارامتر k را می‌توان به ضریب ناکشسان Q مرتبط دانست. باکن و جوینز (۱۹۸۴) رابطه زیر را برای نسبت Q/f به دست داده‌اند:

$$Q/f = \pi/V_S k \ln 10, \quad (10)$$

در صورتی که سرعت متوسط گروه S را در منطقه برابر با $3/3$ کیلومتر بر ثانیه در نظر بگیریم، با توجه به محاسبه مقدار $0/0029$ برای k روی گروه S مقدار Q برای تناوب یک ثانیه حدود 150 به دست می‌آید. چون مقدار k براساس دامنه در تناوب‌های حدود $0/2$ تا $2/5$ ثانیه محاسبه شده است مقدار 150 برای تناوب یک ثانیه دقیق نخواهد بود، باین حال می‌تواند تقریبی از مقدار Q برای تناوب یک ثانیه در منطقه باشد. کم بودن مقدار Q را می‌توان به تغییرات زمین‌ساختی پوسته منطقه بعد از پرکامبرین و فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه نسبت داد.

هرچند وقتی اختلاف بین بزرگی زلزله و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه را برای دو روش رسم کنیم به این نتیجه می‌رسیم که مقادیر به دست آمده مشابه هم هستند ولی در روش پارامتری از بین عوامل گوناگونی که در مسیر حرکت باعث تغییر افت دامنه امواج می‌شوند فقط دو عامل گسترش هندسی و تضعیف ناکشسان در معادله گنجانده شده است. این در حالی است که در روش ناپارامتری بر خلاف روش پارامتری، چون از قبل قید ریاضی به داده اعمال نمی‌شود، بنابراین همه این عوامل در نتیجه نهایی تاثیر دارند. به علاوه این روش می‌تواند اطلاعات باارزشی از جمله تاثیر ساختار پوسته و تغییرات زمین‌شناسی را که هنگام استفاده از روش‌های پارامتری از نظر دور می‌مانند، روشن سازند. بنابراین نتیجه به دست آمده از روش ناپارامتری به منزله نتیجه نهایی انتخاب شد.



شکل ۷. (الف) اختلاف بین بزرگی زلزله و بزرگی محاسبه شده برای هر ایستگاه ($\bar{M}_i - M_{ij}$) برحسب فاصله بعد از اعمال تصحیحات ایستگاهی، (ب) میانگین مقادیر اختلاف بزرگی رویداد از بزرگی‌های ایستگاهی در فواصل ۱۰ کیلومتر با انحراف معیار (S.D).

۴ رابطه بین بزرگی M_L و M_N

در حال حاضر شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، بزرگی زلزله‌ها را براساس بزرگی ناتلی (۱۹۷۳) (M_N) که رضاپور (۱۳۸۲) برای ناحیه تهران واسنجی کرده است، گزارش می‌کند. به دلیل متفاوت بودن ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق، برای همه رویدادهای مورد استفاده در این بررسی M_N مجدداً محاسبه شد. سپس مقادیر M_N به دست آمده با M_L محاسبه شده در این تحقیق مورد مقایسه قرار گرفت. شکل ۸ نسبت M_L و M_N محاسبه شده برای رویدادهای رخ داده در البرز مرکزی را نشان می‌دهد و چنانچه مشخص است با افزایش بزرگی رویدادها، این دو به هم نزدیک می‌شوند و با برازش به روش کمترین مربعات

وزنی شده (Weighted least squares) رابطه زیر به دست می‌آید.

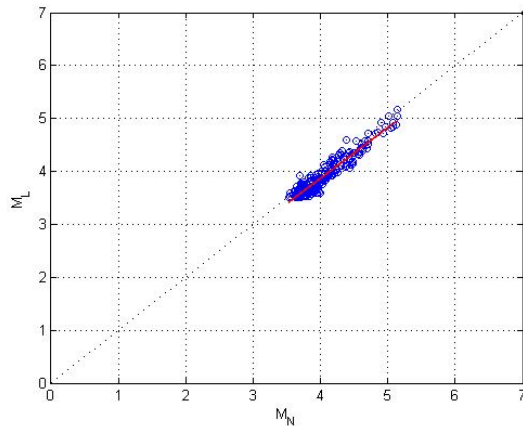
$$M_N = (0.9227) \times M_L + (0.4278). \quad (11)$$

نسبت دو بزرگی برای زلزله‌های با بزرگی $3.5 \leq M_L \leq 5.2$ در شکل ۹ نشان داده شده است که با برازش به روش کمترین مربعات وزنی شده رابطه زیر را به دست می‌دهد.

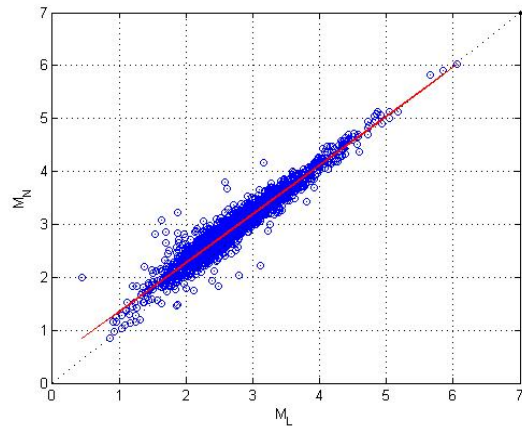
$$M_L = (0.9803) \times M_N - (0.0515) \rightarrow M_L \approx M_N, \quad (12)$$

چنانچه رابطه (۱۲) نشان می‌دهد، طبق گفته ناتلی (۱۹۷۳) برای زلزله‌های با بزرگی $3.5 \leq M_L \leq 5$ فرض برابری این دو بزرگی منطقی است.

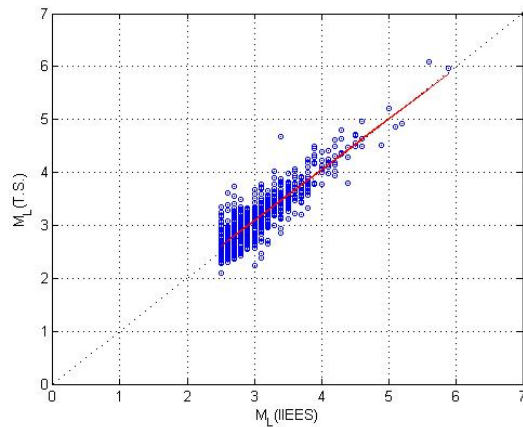
است، اعلام می‌کند. شکل ۱۰ نسبت M_L محاسبه شده برای زلزله‌های رخ داده در منطقه البرز با استفاده از فرمول



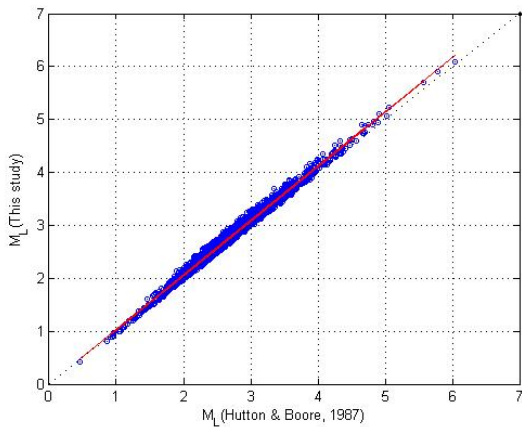
شکل ۹. رابطه M_L و M_N محاسبه شده برای البرز مرکزی برای زلزله های $3.5 \leq M_L \leq 5.2$ مقادیر M_N با استفاده از رابطه رضاپور (۱۳۸۲) و مقادیر M_L با استفاده از رابطه به دست آمده در تحقیق حاضر (رابطه (۸)) تعیین شده‌اند.



شکل ۸. رابطه M_L و M_N محاسبه شده برای البرز مرکزی، مقادیر M_N با استفاده از رابطه رضاپور (۱۳۸۲) و مقادیر M_L با استفاده از رابطه به دست آمده در تحقیق حاضر (رابطه (۸)) تعیین شده‌اند.



شکل ۱۱. مقایسه بزرگی M_L به دست آمده با استفاده از رابطه به دست آمده در تحقیق حاضر (رابطه (۸))، با بزرگی M_L تعیین شده از سوی پژوهشگاه زلزله‌شناسی.



شکل ۱۰. مقایسه بزرگی M_L به دست آمده با استفاده از رابطه به دست آمده در تحقیق حاضر (رابطه (۸))، با بزرگی M_L تعیین شده با استفاده از رابطه هاتن و بور (۱۹۸۷).

وزنی شده، رابطه زیر به دست می‌آید و چنانچه مشخص است با افزایش بزرگی رویدادها این دو از هم دور می‌شوند.

$$M_L(T.S) = (1.0292) \times M_L(Hutton \& Boore, 1987) + (0.0262). \quad (13)$$

۴-۱ مقایسه بزرگی M_L به دست آمده از رابطه هاتن و بور با M_L به دست آمده در این تحقیق

پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله اقدام به ثبت زلزله‌ها در کشور می‌کند و بزرگی M_L را براساس رابطه هاتن و بور (۱۹۸۷) که مربوط به جنوب کالیفرنیا به دست آمده در این تحقیق و فرمول هاتن و بور (۱۹۸۷) را نشان می‌دهد که با برازش به روش کمترین مربعات

۲-۴ مقایسه بزرگی M_L به دست آمده از تحقیق حاضر و M_L منتشر شده پژوهشگاه زلزله‌شناسی محل نصب ایستگاه‌ها و لرزه‌نگارهای مورد استفاده در پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی با مرکز لرزه‌نگاری کشوری متفاوت است. بنابراین مقایسه بزرگی به دست آمده در این تحقیق با مقدار اعلام شده از سوی پژوهشگاه زلزله‌شناسی، زمانی صحیح خواهد بود که در هر دو حالت از شکل موج‌های مشترک و دامنه‌های مشترک، در تعیین بزرگی استفاده شود. باین حال از مقایسه بزرگی ۸۳۴ زلزله موجود در فهرست‌نامه پژوهشگاه از ۳۳۸۹ رخداد، رابطه (۱۴) بین بزرگی به دست آمده در این تحقیق و بزرگی منتشر شده از سوی پژوهشگاه به دست آمد. هر دو رابطه (۱۳) و (۱۴) نشان می‌دهند که پژوهشگاه، بزرگی زلزله را کوچک‌تر تعیین می‌کند.

$$M_L(T.S) = (0.9578) \times M_L(IIEES) + (0.2197). \quad (14)$$

۵ نتیجه‌گیری

مقیاس M_L برای البرز مرکزی با استفاده از لرزه‌نگاشت مصنوعی وود-اندرسون به دست آمد. برای به دست آوردن مقادیر واسنجی، از دو روش پارامتری و ناپارامتری استفاده کردیم. علی‌رغم اینکه نتایج به دست آمده از دو روش مشابه‌اند ولی چون در روش ناپارامتری برخلاف پارامتری، علاوه بر عوامل گسترش هندسی و تضعیف ناکشسان، عوامل دیگر (برای مثال پراکندگی) کاهنده دامنه امواج نیز در نتیجه نهایی تاثیر دارند؛ بنابراین مقادیر واسنجی به دست آمده، به واقعیت نزدیک‌تر است. همچنین به هنگام استفاده از روش ناپارامتری، می‌توان به اطلاعات بالارزشی از جمله تاثیر ساختار پوسته و تغییرات زمین‌شناسی منطقه که با روش پارامتری قابل حصول نیست، دست یافت. با توجه به دلایل پیش‌گفته، نتیجه به دست آمده از روش ناپارامتری به‌منزله نتیجه نهایی انتخاب شد.

نتیجه با منحنی تضعیف به دست آمده برای جنوب کالیفرنیا (هاتن و بور، ۱۹۸۷) مطابقت خوبی دارد، اگرچه برای مسافت‌های بیشتر از ۲۵۰ کیلومتر فرمول هاتن و بور (۱۹۸۷) مقدار بزرگی را به اندازه ۰/۲ واحد بزرگی کوچک‌تر برآورد می‌کند.

مقدار Q با استفاده از فرمول باکن و جوینز (۱۹۸۴) برای تناوب یک ثانیه حدود ۱۵۰ به دست آمد. تغییرات زمین‌ساختی پوسته منطقه بعد از پرکامبرین و فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه را می‌توان از عوامل اصلی کم بودن مقدار Q برشمرد.

تشکر و قدردانی

از مرکز لرزه‌نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- رضاپور، م.، ۱۳۸۲، بررسی داده‌های ثبت شده و تعیین بزرگی در شبکه لرزه‌نگاری تهران: فیزیک زمین و فضا، ۲(۲۲)، ۵۵-۶۵.
- رضایی، ر.، ۱۳۸۹، تعیین مقیاس M_L برای شمال غرب ایران: پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک گرایش زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Aki, A., and Richards, P. G., 1980, Quantitative Seismology: 2 vols, Freeman, San Francisco.
- Alsaker, A., Kvamme, L. B., Hansen, R. A., Dahle, A., and Bungum, H., 1991, The M_L scale in Norway: Bull. Seism. Soc. Am., 81(2), 379-389.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, A History of Persian Earthquake: Cambridge University Press, London, 219 pp.
- Anderson, J. G., 1991, A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern California: Bull. Seism. Soc. Am., 81, 2186-2193.

- Menke, W., 1984, Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory: Academic Press, Orlando, Florida.
- Miao, Q., and Langston, C. A., 2007, Empirical distance attenuation and the local magnitude scale for the central U.S.: Bull. Seism. Soc. Am., **97**, 2137-2151.
- Nuttli, O. W., 1973, Seismic wave attenuation relations for eastern North America: Journal of Geophysical Research, **78**, 879-855.
- Pujol, J., 2003, Determination of a local magnitude scale: A generalized inverse solution: Bull. Seis. Soc. Am, **93**(6), 2758–2761.
- Richter, C. F., 1935, An instrumental earthquake magnitude scale: Bull. Seis. Soc. Am, **25**, 1-32.
- Richter, C. F., 1958, Elementary Seismology: W. H. Freeman and Co., San Francisco, 758 pp.
- Savage, M. K., and Anderson, J. G. 1995, A local-magnitude scale for the Western Great Basin-Eastern Sierra Nevada from synthetic Wood-Anderson seismograms: Bull. Seism. Soc. Am., **85**, 1236–1243.
- Uhrhammer, R. A., and Collins, E. R., 1990, Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records: Bull. Seism. Soc. Am., **80**, 702-716.
- Askari, R., Ghods, A., and Sobouti, F., 2009, Calibration of an M_L scale in the Alborz Region, Northern Iran: Bull. Seis. Soc. Am, **99**(1), 268–276.
- Aster, R. C., Borchers, B., and Thurber, C. H., 2005, Parameter Estimation and Inverse Problems, Elsevier Academic Press, Burlington, Massachusetts.
- Bakun, W. H., and Joyner, W. B., 1984, The M_L scale in central California: Bull. Seis. Soc. Am, **74**, 1827–1843.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau: Bull. Seis. Soc. Am, **93**, 120–139.
- Hutton, L. K., and Boore, D. M., 1987, The M_L scale in Southern California: Bull. Seis. Soc. Am, **72**(6), 2074-2094.
- Kanamori, H., and Jennings, P. C., 1978, Determination of local magnitude, M_L , from strong motion accelerograms: Bull. Seis. Soc. Am, **68**, 471-485.
- Kim, W., Y., 1998, The M_L scale in Eastern North America: Bull. Seis. Soc. Am, **88**(4), 935-951.
- Langston, C. A., Brazier, R., Nyblade, A. A., and Owens, T. J., 1998, Local magnitude scale and seismicity rate for Tanzania, East Africa: Bull. Seism. Soc. Am., **88**, 712–721.
- Lay, T., and Wallace, T. C., 1995, Modern Global Seismology: Academic Press, San Diego, California.