

### چکیده

در این مطالعه با استفاده از ۴۸۰۱۶ پیشینه دامنه‌ی رکوردهای مصنوعی لرزه‌نگاشت وود-اندرسون استخراج شده از شکل موج‌های مربوط به ۲۶۵۰ زلزله‌ی ثبت شده توسط لرزه‌نگاشت‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین‌المللی لرزه‌شناسی مهندسی زلزله و شبکه‌های موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، رابطه کاهندگی برای بزرگای محلی برای کل ایران به صورت زیر محاسبه شده است:

$$-logA_0 = (1.556 \pm 0.06) \log\left(\frac{R}{100}\right) + (0.001637 \pm 0.0009) \\ (R - 100) + 3$$

که در این رابطه  $R$  فاصله کانونی بر حسب کیلومتر و  $A_0$  پیشینه دامنه جابه‌جایی موج برشی بر حسب میلی‌متر است. داده‌های استفاده شده برای محاسبه رابطه بالا مربوط به زلزله‌های با فواصل کانونی ۱۰ الی ۸۰۰ کیلومتری است و در نتیجه رابطه محاسبه شده برای فواصل کانونی مساوی و کمتر از ۸۰۰ کیلومتر معتبر است. در رابطه کاهندگی محاسبه شده، پارامتر پخش هندسی بیشتر از مقدار ارائه شده توسط رابطه هاتون و بور [۱] است که پخش فوق کروی جبهه موج در فواصل نزدیک را نشان می‌دهد. در صورت عدم استفاده از داده‌های با فاصله کانونی کمتر از ۶۰ کیلومتر، پارامتر پخش هندسی به مقادیر پخش کروی نزدیک می‌شود. مقادیر تصحیح ایستگاهی در محدوده‌ی ۰/۴۴- و ۰/۳۲+ است. به‌طور کلی، برای بیشتر ایستگاه‌های واقع در زاگرس، البرز و شمال غرب ایران مقادیر تصحیح ایستگاهی منفی محاسبه شده است که نشان‌دهنده‌ی تقویت دامنه امواج برشی و برای بیشتر ایستگاه‌های ایران مرکزی و شمال شرق ایران تصحیح ایستگاهی مثبت به دست آمده است. رابطه‌ی کاهندگی به دست آمده برای ایران به‌طور قابل توجهی در فواصل نزدیک کانونی بزرگای متفاوتی از روابط مورد استفاده در مراکز لرزه‌نگاری ایران می‌دهد. با توجه به گسترش شبکه‌های لرزه‌نگاری ایران و افزایش ثبت زلزله‌ها در فواصل نزدیک کانونی، پیشنهاد می‌شود از رابطه‌ی محاسبه شده در این مطالعه برای تخمین بزرگای محلی در ایران استفاده شود.

**واژگان کلیدی:** بزرگای محلی، منحنی کاهندگی، تصحیح ایستگاهی، فلات ایران، زاگرس.

## محاسبه منحنی کاهندگی مقیاس بزرگای محلی برای ایران

مهدی ماهری پیرو

دانشجوی دکتری، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

احمد میرهائمی

دانش‌آموخته‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

عبدالرضا قدس (نویسنده مسئول)

دانشیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان،  
 aghods@iasbs.ac.ir

مجید عباسی

استادیار، دانشکده مهندسی، گروه نقشه‌برداری، دانشگاه زنجان

### ۱- مقدمه

(نحوه‌ی افت انرژی امواج عرضی با فاصله کانونی) در یک منطقه دارد. از آنجایی که برای محاسبه  $M_L$  محدوده فرکانسی ۱ تا ۱۰ هرتز استفاده می‌شود و بیشترین تخریب روی ساختمان‌ها در این محدوده فرکانسی اتفاق می‌افتد، تعیین منحنی کاهندگی

ساده‌ترین و متداول‌ترین روش برای برآورد کیفی انرژی آزاد شده از یک زمین لرزه، استفاده از پیشینه دامنه‌ی ثبت شده بر روی لرزه‌نگاشت‌ها برای تعیین بزرگاست. تعیین رابطه‌ی بزرگای محلی ( $M_L$ ) نیاز به تعیین منحنی کاهندگی تجربی

رابطه‌ی هاتون و بور [۱] که برای کالیفرنیا جنوبی محاسبه شده است، استفاده می‌کند و در محاسبات خود تصحیحات ایستگاهی را اعمال نمی‌کند.

استفاده از بزرگای ناتلی در مهم‌ترین مرکز لرزه‌نگاری ایران، مرکز لرزه‌نگاری کشوری ایران وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، بیشتر جنبه تاریخی دارد و در ارتباط مستقیم با خرید کل شبکه از شرکت نانومتريکس کانادا است. به نظر نگارندگان هیچ ضرورتی برای استفاده از بزرگای ناتلی در ایران وجود ندارد چون کاهندگی امواج زلزله در ایران بیشتر شبیه کالیفرنیا جنوبی است. از آنجا که کاهندگی کم امواج ال-جی در شرق آمریکای شمالی باعث می‌شود تا امواج زلزله‌های نسبتاً کوچک حتی در فواصل بیش از ۵۰۰ کیلومتر هم قابل ثبت شوند، ناتلی [۶] برای اولین بار بزرگای ناتلی را برای کانادا و شرق آمریکای شمالی ارائه داد تا امکان سنجش بزرگای زلزله‌هایی که در فواصل ۵۰۰ الی ۱۰۰۰ کیلومتر ثبت شده‌اند فراهم شود. او با این کار محدودیت فاصله کانونی ۵۰۰ کیلومتر فرمول بزرگای محلی ریشتر [۷] که برای کالیفرنیا جنوبی ارائه شده بود را رفع کرد. با محاسبه یک رابطه‌ی کاهندگی بزرگای محلی که به مانند بزرگای ناتلی برای فواصل کانونی بیشتر قابل استفاده باشد، نیاز به استفاده از بزرگای ناتلی مرتفع می‌گردد و هر دو شبکه لرزه‌نگاری می‌توانند از یک فرمول واحد بزرگای محلی برای بیشتر فلات ایران استفاده کنند. رابطه‌ی بزرگای محلی ( $M_L$ ) توسط عسکری و همکاران [۳] برای البرز مرکزی، شهبازی [۸] و رضاپور و رضایی [۹] برای شمال غرب ایران کالیبره شده است. همچنین  $M_L$  توسط شجاع‌طاهری و همکاران [۱۰] برای کل ایران با استفاده از داده‌های دستگاه‌های شتاب‌نگاری به دست آمده است. رابطه‌ی شجاع‌طاهری محدود به فواصل کمتر از ۲۰۰ کیلومتر و زلزله‌هایی با بزرگای بیشتر از ۴/۵ و مخصوص استفاده در شبکه شتاب‌نگاری است؛ بنابراین همه رابطه‌های بزرگای موجود یا برای منطقه خاصی از ایران هستند و یا مخصوص استفاده در شبکه لرزه‌نگاری

تجربی در چند دهه‌ی اخیر به شدت مورد توجه بوده است (به طور مثال [۲-۳]).

برآورد اندازه‌ی زمین‌لرزه یا بزرگای آن نقش اساسی در تعیین سازوکار لرزه‌خیزی و تحلیل خطر زلزله در فلات ایران دارد. بهترین روش محاسبه‌ی بزرگای یک زلزله به روش گشتاوری ( $M_w$ ) است که در مطالعات تحلیل خطر زلزله بسیار کاربردی است. با توجه به اینکه محاسبه بزرگای گشتاوری وقت گیر بوده و همچنین به دلیل اینکه بیشتر زلزله‌هایی که در ایران رخ می‌دهند بزرگایی کمتر از ۶ دارند، می‌توان بزرگای محلی را محاسبه و سپس با استفاده از روابط تجربی آن را به بزرگای گشتاوری تبدیل کرد. در این حالت با محاسبه دقیق پارامترهای کاهندگی و کاهش خطای محاسبه‌ی بزرگای محلی، بزرگای گشتاوری با دقت قابل قبولی قابل تخمین است.

کاتالوگ‌های لرزه‌ای تهیه شده توسط دو مرکز بین‌المللی لرزه‌نگاری (ISC) و مرکز اطلاعات زلزله آمریکا (NEIC)، اغلب در کارهای مهندسی زلزله و تحلیل خطر لرزه‌ای در ایران مورد استفاده قرار می‌گیرد. بزرگای گزارش شده در این کاتالوگ‌ها  $M_s$  و  $m_b$  است. عدم استفاده از یک بزرگای واحد و کالیبره شده توسط دو شبکه لرزه‌نگاری دائم کشوری، شبکه ملی لرزه‌نگاری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، باعث ایجاد مشکلات و سردرگمی در استفاده از کاتالوگ‌های تولید شده در ایران جهت تحقیقات زلزله‌شناسی و همچنین کارهای تحلیل خطر شده است. کاتالوگ مرکز لرزه‌نگاری کشوری ایران وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، بزرگای زلزله‌های ایران را بر حسب مقیاس ناتلی،  $M_N$ ، گزارش می‌کند [۳-۴]. شبکه لرزه‌نگاری کشوری ایران در حال حاضر از رابطه بزرگای ناتلی که توسط رضاپور [۵] برای شبکه تبریز کالیبره شده را استفاده می‌کند و در محاسبات خود تصحیحات ایستگاهی را اعمال نمی‌کند. پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای تعیین بزرگای در ایران از

نخواهد داشت. در حالت کلی، پوسته‌ی ایران در بیشتر مناطق به جز مکران و خزر جنوبی دارای ویژگی‌های تقریباً یکسانی است، بنابراین با ارائه‌ی یک رابطه کاهندگی برای کل منطقه ایران و همچنین با در نظر گرفتن تصحیحات ایستگاهی برای ایجاد تمایز بین مناطق مختلف، می‌توان به روشی مطمئن در تخمین بزرگای زلزله در ایران دست پیدا کرد.

## ۲- داده‌ها

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شکل موج‌های ۲۶۵۰ زلزله است که توسط دو مرکز اصلی لرزه‌نگاری کشوری، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و همچنین شبکه لرزه‌نگاری موقت تالش متعلق به دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان ثبت شده‌اند. شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران اولین شبکه لرزه‌نگاری مدرن در ایران است. این شبکه مجهز به ایستگاه‌های زلزله‌نگاری سه مؤلفه‌ای کوتاه دوره‌ی SS-1 با فرکانس ویژه یک هرترتز، دیجیتایزر ۱۶ یا ۲۴ بیتی با فرکانس برداشت ۵۰ نمونه در ثانیه است. اخیراً این شبکه به تعدادی زلزله‌نگار باند پهن و باند متوسط مجهز شده است اما در این مطالعه از همه این ایستگاه‌های جدید استفاده نشده است. شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله از لرزه‌نگارهای باند پهن گورالپ و دیجیتایزرهای ۲۴ بیتی استفاده می‌کند. در این مطالعه از داده‌های ۲۲ ایستگاه باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله استفاده شده است. همچنین از داده‌های شبکه موقت لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان در منطقه‌ی تالش استفاده شده است که شامل ۲۳ ایستگاه زلزله‌نگاری باند پهن و متوسط گورالپ و دیجیتایزرهای ۲۴ بیتی می‌باشد.

رویدادهای استفاده شده در این تحقیق با استفاده از روش HDC (مانند: [۱۲-۱۹]) تحت مکان‌یابی مجدد قرار گرفته‌اند و دارای دقت مکانی مطلق رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر هستند.

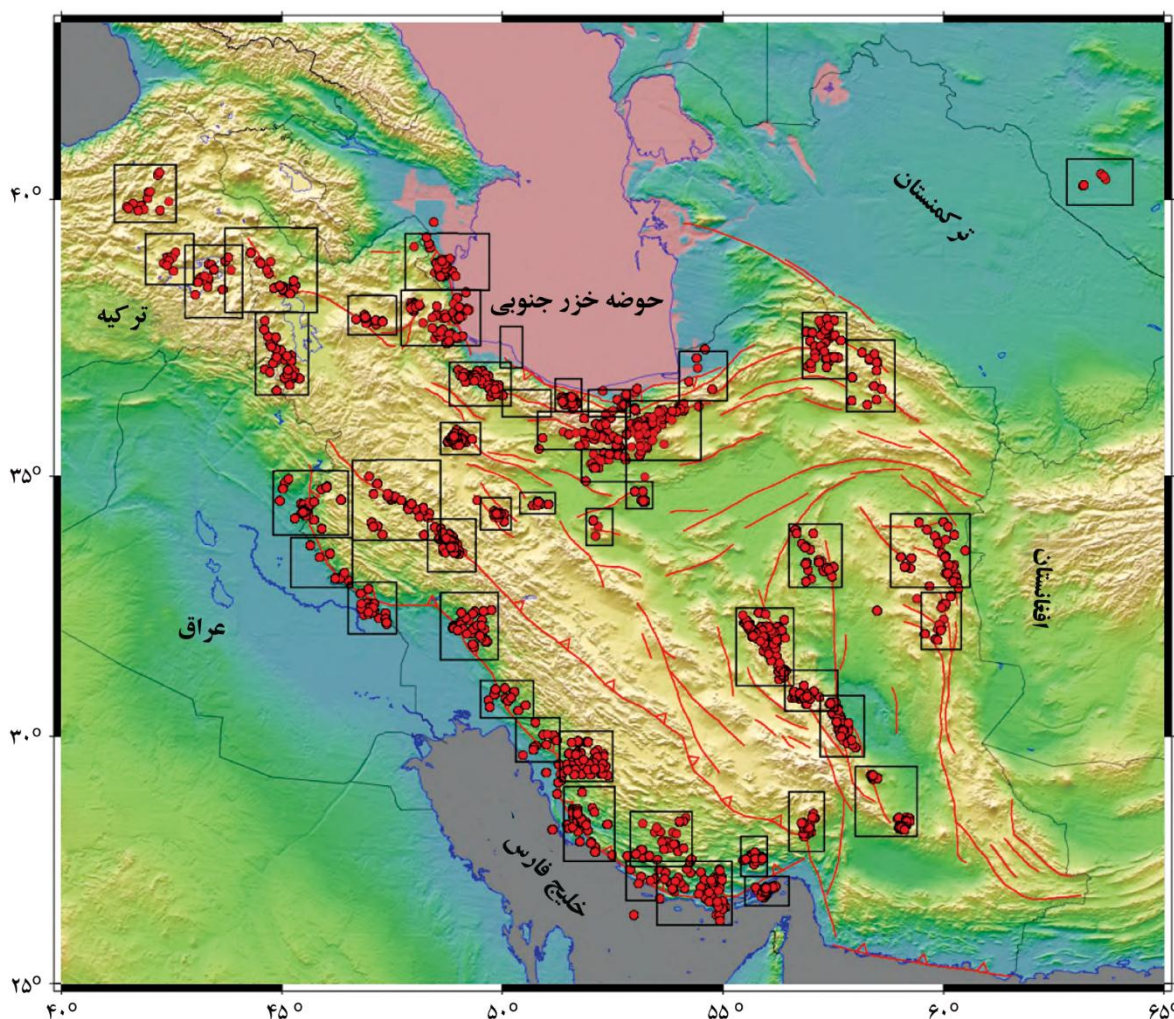
خاصی هستند. با توجه به اهمیت یکپارچه‌سازی کاتالوگ‌های لرزه‌ای ایران و سهولت استفاده از بزرگای ML در تمام شبکه‌های لرزه‌نگاری ایران، محاسبه‌ی یک رابطه بزرگای محلی به همراه تصحیحات ایستگاهی برای ایستگاه‌های لرزه‌نگاری بسیار ضروری است.

از آنجا که رابطه کاهندگی امواج عرضی وابسته به ساختار پوسته‌ی منطقه مورد مطالعه می‌باشد، لازم است تا رابطه بزرگای محلی برای کل ایران محاسبه شود. همچنین رابطه بزرگای محلی محاسبه شده باید به گونه‌ای باشد که به سادگی قابل به کارگیری در شبکه‌های لرزه‌نگاری کشور باشد. زلزله‌های انتخاب شده در این مطالعه، خوشه‌های لرزه‌ای دوباره مکان‌یابی شده با روش تجزیه هاپوستروئید (HDC) [۱۱] هستند که دارای دقت مکان‌یابی مطلق رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر هستند. در روش مکان‌یابی دوباره تجزیه هاپوستروئید مجموعه زلزله‌هایی که از یکدیگر فاصله‌ی کمتر از ۱ یا ۲ درجه دارند به‌عنوان یک خوشه‌ی لرزه‌ای در نظر گرفته می‌شوند. خوشه‌های لرزه‌ای انتخابی پراکندگی مکانی خوبی در فلات ایران دارند که همگی در اعماق کمتر از ۲۵ کیلومتر رخ داده‌اند و با استفاده از آنها می‌توان به یک رابطه‌ی کاهندگی بزرگای محلی دست یافت که تغییرات ساختار پوسته در کل فلات ایران در آن به‌خوبی لحاظ شده باشد. مزیت استفاده از خوشه‌ی لرزه‌ای در به دست آوردن بزرگای محلی در این است که به علت زیاد بودن پرتوها بین یک خوشه و یک ایستگاه، می‌توان تخمین مطمئن تری از تصحیح ایستگاهی ارائه نمود. دقت بالای مکان‌یابی ناشی از استفاده از خوشه‌های زلزله به مقدار قابل توجهی در افزایش کیفیت منحنی کاهندگی به‌خصوص در تخمین مطمئن تر پارامتر پخش هندسی کمک می‌کند. هرچه فاصله کانونی کمتر باشد، دقت مکان‌یابی زلزله از اهمیت بیشتری برخوردار خواهد بود.

به‌طور کلی در فواصل کم، خطای مکان‌یابی زلزله باعث ایجاد خطا در محاسبه‌ی پارامتر پخش هندسی می‌شود و در نتیجه منحنی کاهندگی برای فواصل کم برازش خوبی بر روی داده‌ها

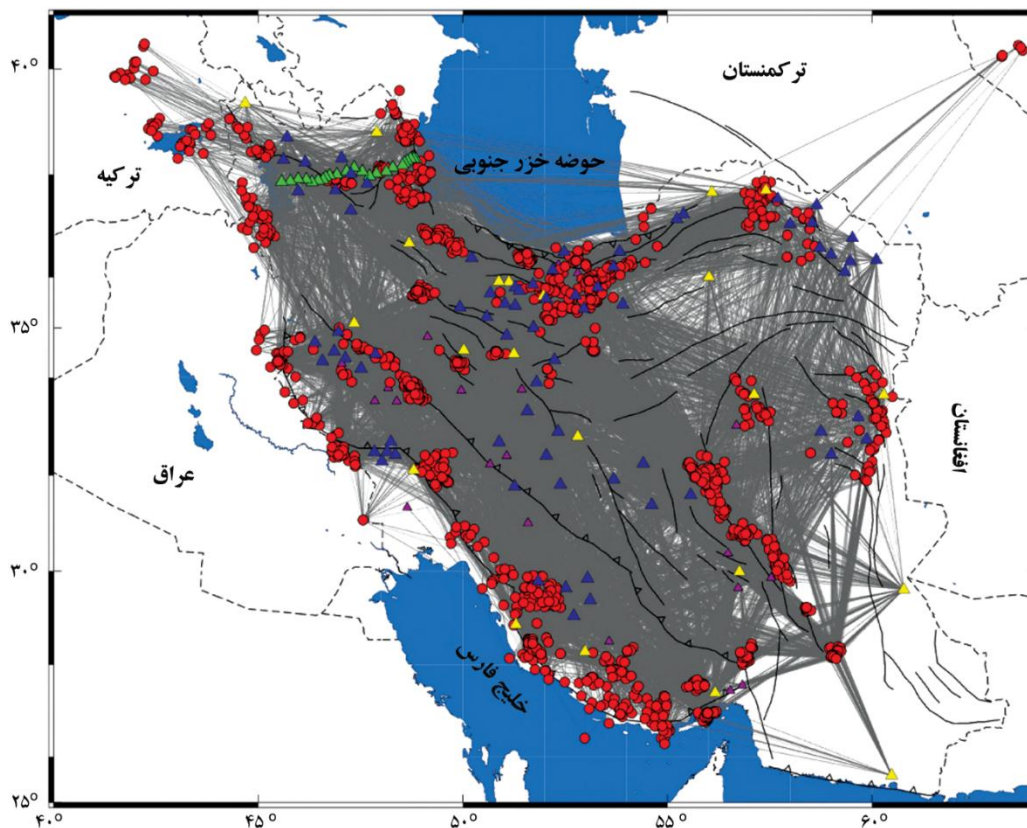
روی مؤلفه‌های افقی و در پنجره موج برشی شکل موج‌های زلزله‌های انتخابی با استفاده از نرم‌افزار ساین [۲۱] به صورت دستی توسط دو نگارنده اول این مقاله خوانش شد. جهت محاسبه‌ی دامنه‌ی مصنوعی وود- اندرسون، ابتدا پاسخ دستگاهی از روی شکل موج‌ها برداشته شد. سپس از هم‌میخت سیگنال به دست آمده با فیلتر وود- اندرسون، سیگنال مصنوعی وود- اندرسون ساخته شد و بیشینه دامنه‌ی جابه‌جایی بر روی شکل موج‌ها با استفاده از نرم‌افزار ساین بر روی پنجره‌ی موج برشی استخراج شد. دامنه‌ی مصنوعی وود- اندرسون بر روی هر دو مؤلفه‌ی افقی شکل موج‌های دارای نسبت سیگنال به نویز بیش از پنج خوانده شد.

تعداد ۲۶۵۰ رویداد انتخابی در قالب ۴۵ خوشه لرزه‌ای هستند که در محدوده زمانی ۱۹۹۶ الی ۲۰۱۳ رخ داده‌اند (شکل ۱). شکل (۲) پوشش پرتوهای مورد استفاده در این تحقیق را نشان می‌دهد که نشانگر یک پوشش مناسب از اکثر مناطق ایران است. تنها در منطقه مکران و قسمتهایی از زاگرس به علت فقدان ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و یا پایین بودن نرخ لرزه‌خیزی، پوشش آزیموتی خوبی وجود ندارد. پوشش مناسب پرتوهای مورد استفاده باعث می‌شود تا رابطه‌ی کاهندگی بزرگای محلی محاسبه شده در ارتباط با میانگینی از تغییرات کاهندگی ناشی از ساختار متنوع پوسته در ایران باشد. در ابتدا ۵۰۴۲۸ بیشینه دامنه مصنوعی وود- اندرسون بر



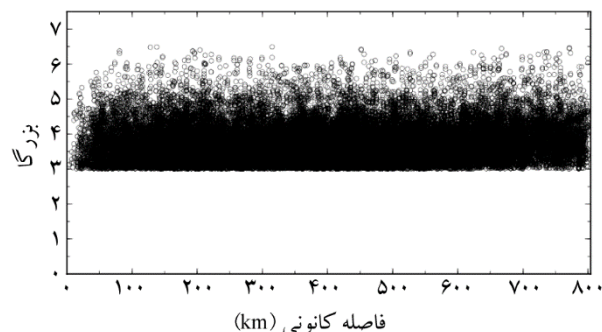
شکل (۱): ۴۵ خوشه لرزه‌ای استفاده شده در این پژوهش. مستطیل‌ها محدوده تقریبی هر خوشه را نشان می‌دهد. رومرکز زلزله‌ها با دایره‌های قرمز نشان داده شده‌اند. گسل‌های فعال ایران با خطوط قرمز نشان داده شده است [۲۰].





شکل (۲): منطقه مورد مطالعه و پوشش برتوی حاصل از داده‌های انتخابی. خطوط ممتد سیاه گسل‌های فعال، دایره‌ها رومرکز زلزله‌ها و مثلث‌های سبز، زرد و آبی به ترتیب ایستگاه‌های زلزله‌نگاری شبکه‌های موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی مهندسی زلزله و مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران را نشان می‌دهند. خطوط خاکستری پرتوهای بین جفت ایستگاه و زلزله‌ها هستند.

می‌شود که در ایران آستانه اشباع بزرگای محلی کمتر از این مقدار و نزدیک به ۵/۸ است. در شکل (۳) بزرگای محلی دامنه‌های وود-اندرسون انتخابی بر حسب فاصله از کانون زلزله نشان داده شده است. بزرگای اکثر دامنه‌های ثبت شده بین ۳ تا ۵ است.



شکل (۳) بزرگای بیشینه دامنه‌های وود-اندرسون استفاده شده بر علیه فاصله کانونی. بزرگای بزرگ‌ترین زلزله‌ی استفاده شده در این مطالعه ۶/۵ است. بزرگای با استفاده از رابطه بزرگای هاتون و بور [۱] محاسبه شده‌اند.

جهت به دست آوردن رابطه کاهندگی بزرگای محلی، تنها از بیشینه دامنه‌ی وود-اندرسون رویدادهای بزرگ‌تر از بزرگای ۳ (به دست آمده از مقیاس هاتون و بور [۱]) و فاصله رومرکزی کمتر از ۸۰۰ کیلومتر استفاده شد. همچنین ایستگاه‌ها و زلزله‌هایی که دارای کمتر از پنج برداشت دامنه بودند از محاسبات حذف شدند. برای جلوگیری از اشباع بزرگای محلی، زمین‌لرزه‌های با بزرگای گشتاوری بیش از ۵/۷ (گزارش شده توسط NEIC/USGS) با بزرگای محلی به دست آمده از رابطه هاتون و بور [۱] مقایسه شد و زلزله‌هایی با اختلاف بیشتر از ۰/۳ در بزرگای آنها از بانک داده خارج شد (جدول ۱). بزرگای محلی تنها برای زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر از بزرگای ۶/۵ قابل استفاده است و معمولاً برای رویدادهای با بزرگای محلی بیشتر از ۶/۵ اشباع می‌شود [۲۲]. با توجه به جدول (۱) مشاهده

جدول (۱): مقايسه زلزله‌هاي بزرگ‌تر از بزرگاي ۵/۷ گزارش شده توسط USGS در مقياس Mw با مقدار بزرگاي محاسبه شده از رابطه هاتون و بور [۱] در مقياس ML. رومرکز زلزله‌ها از کاتالوگ USGS استخراج شده است.

M <sub>w</sub> (USGS)	M <sub>L</sub>	عمق (کيلومتر)	طول جغرافيايي	عرض جغرافيايي	زمان (UTC)	تاريخ ميلادي
۶/۱	۵/۸۴	۱۲	۴۸/۰۲۰	۳۸/۱۳۵	۱۲:۵۷	۱۹۹۷/۰۲/۲۸
۶/۵	۵/۸	۱۷	۴۷/۵۰۰	۳۷/۷۰۸	۱۰:۳۷	۱۹۹۷/۰۲/۰۴
۷/۳	۶/۵۳	۱۳	۵۹/۸۱۵	۳۳/۸۸۰	۷:۵۷	۱۹۹۷/۰۵/۱۰
۶	۵/۵	۱۵	۴۸/۵۵۰	۳۸/۷۸۶	۴:۱۹	۱۹۹۸/۰۷/۰۹
۶/۲	۵/۴۸	۷	۵۲/۱۱۵	۲۹/۴۸۱	۲۳:۰۰	۱۹۹۹/۰۵/۰۶
۶/۳	۶/۰۰	۳۰	۵۱/۵۹۶	۳۶/۲۵۶	۱۲:۳۸	۲۰۰۴/۰۵/۲۸
۶/۴	۶/۱	۸	۵۶/۷۹۵	۳۰/۸۱۰	۲:۲۵	۲۰۰۵/۰۲/۲۲
۶	۵/۵۴	۱۹	۵۶/۸۹۴	۲۸/۱۰۱	۷:۳۱	۲۰۰۶/۰۲/۲۸
۶	۵/۴۷	۸	۵۵/۷۲۲	۲۷/۵۸۳	۷:۲۸	۲۰۰۶/۰۳/۲۵
۶/۱	۵/۸۱	۸	۴۸/۹۴۰	۳۳/۵۹۶	۱۱:۰۶	۲۰۰۶/۰۳/۳۱
۵/۸	۵/۳۲	۱۱	۵۵/۹۴۱	۲۶/۹۲۰	۲۱:۰۰	۲۰۰۶/۰۶/۲۸
۶/۱	۵/۳۸	۱۵	۵۵/۹۴۲	۲۶/۸۶۳	۱۱:۰۰	۲۰۰۸/۰۹/۱۰
۶/۲	۵/۸	۱۰	۵۹/۰۴۴	۲۸/۱۶۹	۸:۳۸	۲۰۱۱/۰۱/۲۷

### ۳- روش محاسبه منحنی کاهندگی

جنس متفاوت پوسته در زیر ایستگاه نسبت به جنس پوسته میانگین منطقه و یا عدم کالیبره بودن دستگاه لرزه‌نگار باشد. اعمال تصحیح ایستگاهی باعث نزدیک شدن بیشینه دامنه‌ها به منحنی کاهندگی شده و دقت محاسبه بزرگای را بهبود می‌دهد.

در رابطه‌ی (۱) منحنی تجربی کاهندگی شامل پارامترهای  $n$  و  $k$  است و بستگی به پخش هندسی و میرایی ناشی از غیر الاستیک بودن زمین و پراکنش پرتوها در طول مسیر بین کانون و ایستگاه دارد. برای به دست آوردن این پارامترها یک منحنی پارامتری (معادله ۲) بر دامنه‌های مشاهده شده برآزش می‌شود. سوچ و اندرسون [۲۴] یک روش غیر پارامتری برای برآزش منحنی کاهندگی ارائه دادند. در روش غیر پارامتری شیب منحنی کاهندگی مستقیماً توسط خود داده‌ها تعیین می‌شود. در این روش دامنه‌های خوانده شده در فواصل اختیاری به‌طور خطی درون‌یابی می‌شوند تا مقدار منحنی کاهندگی در بعضی فواصل ثابت محاسبه شود. تعداد این نقاط ثابت بستگی به چگالی دامنه‌های خوانده شده در حول و حوش فاصله انتخابی دارد. در این تحقیق

چارلز ریشر [۷] برای اولین بار مقياس بزرگای را برای مقايسه نسبی انرژی زلزله‌ها در جنوب کالیفرنیا معرفی کرد. رابطه ریشر با استفاده از بیشینه دامنه‌های ثبت شده روی مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگاشت پیچشی وود- اندرسون با دوره طبیعی ۰/۸ ثانیه، فاکتور کاهندگی ۰/۸ و بزرگنمایی ۲۰۸۰ [۲۳] به دست آمد. رابطه ریشر برای بزرگای محلی به صورت زیر تعریف می‌شود:

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

که در آن  $A$  بیشینه دامنه خوانده شده (بر حسب میلی‌متر) بر روی لرزه‌نگاشت وود- اندرسون در فاصله کانونی  $\Delta$  (بر حسب کیلومتر) است. جمله  $-\log A_0(\Delta)$  منحنی کاهندگی تجربی است و با فرض این که زلزله با بزرگای  $M_L=3$  در فاصله ۱۰۰ کیلومتری، بیشینه دامنه‌ای برابر با یک میلی‌متر ایجاد می‌کند، محاسبه می‌گردد. جمله‌ی آخر سمت راست معادله (۱)،  $S$ ، مقادیر تصحیح ایستگاهی را در خود جای می‌دهد که می‌تواند ناشی از

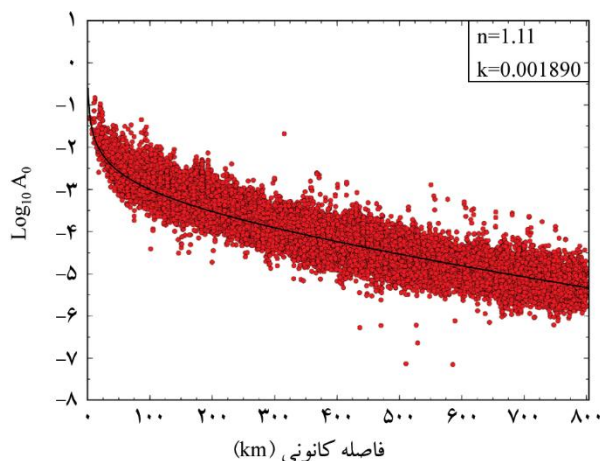
عملیات وارون‌سازی هیچ‌گونه وزن‌دهی به داده‌ها اعمال نشده است.

#### ۴- نتایج

در ابتدا برای مشاهده بصری تغییرات دامنه مصنوعی وود- اندرسون با فاصله کانونی، تمام داده‌های انتخاب شده با استفاده از رابطه هاتون و بور [۱]:

$$-logA_0 = 1.11 \log\left(\frac{R}{100}\right) + 0.00189(R-100) + 3$$

برای بزرگای صفر برانبارش شده و به این ترتیب اثر بزرگا بر روی دامنه‌های مشاهده شده تا اندازه‌ی زیادی از بین رفت (شکل ۴). همان‌طور که در شکل (۴) مشاهده می‌شود به‌جز در فواصل نزدیک، سازگاری قابل قبولی بین دامنه‌های تصحیح شده با رابطه هاتون و بور [۱] وجود دارد.



شکل (۴): دامنه تصحیح شده برحسب رابطه هاتون و بور [۱]. خط سیاه نشان‌دهنده‌ی  $logA_0$  است. واحد  $A_0$  بر حسب میلی‌متر است. محور افقی فاصله کانونی به کیلومتر است.

بعد از فرآیند وارون‌سازی برای محاسبه بزرگا و پارامترهای کاهندگی، مجدداً دامنه تصحیح شده با استفاده از رابطه به‌دست‌آمده برای  $logA_0$  محاسبه شد (شکل ۵). رابطه‌ی کاهندگی محاسبه شده برای تمام دامنه‌ها به‌صورت زیر است:

$$-logA_0 = 1.455 \log\left(\frac{R_{ij}}{100}\right) + 0.001844(R_{ij} - 100) + 3 \quad (۴)$$

از روش غیر پارامتری استفاده نشده است چون مطالعات قبلی ([۳] و [۹]) نشان داده‌اند که نتایج روش پارامتری و غیر پارامتری در ایران خیلی به هم نزدیک است. علاوه بر این هدف این تحقیق محاسبه یک فرمول بزرگای محلی به روش پارامتری است که به راحتی قابل استفاده در نرم‌افزارهای موجود در شبکه‌های لرزه‌نگاری ایران باشد. معادله پارامتری منحنی میرایی به شکل زیر است:

$$logA_{ij} = M_i - n \log\left(\frac{R_{ij}}{100}\right) - k(R_{ij} - 100) \quad (۲)$$

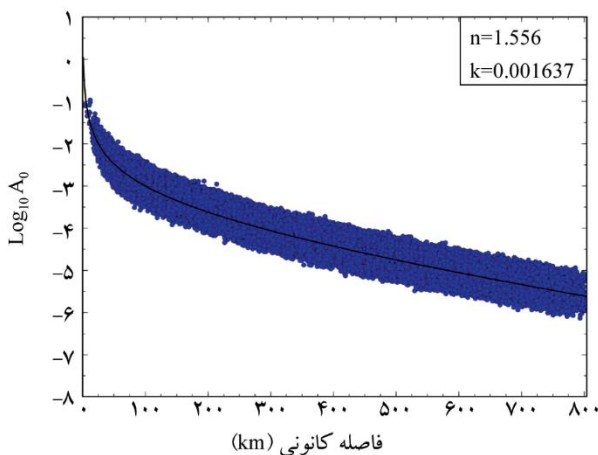
که در آن  $A_{ij}$  دامنه ثبت شده از زلزله‌ی نام در ایستگاه  $R_{ij}$ ، فاصله‌ی کانونی بین هر جفت ایستگاه و زلزله،  $n$  ضریب پخش هندسی ( $A \propto \frac{1}{R^n}$ ) و  $k$  ثابت کاهندگی ( $A \propto e^{-kn \cdot 10R}$ ) است. معادله (۲) یک معادله کاملاً خطی برای بزرگا و پارامترهای کاهندگی است بنابراین مجهولات با استفاده از فرآیند وارون‌سازی مستقیم و به روش کمترین مربعات به دست می‌آیند. معادله (۲) را می‌توان به شکل ماتریسی به‌صورت زیر نوشت:

$$logA_{ij} = \left( b_i, -\log\left(\frac{R_{ij}}{100}\right), -\frac{R_{ij} - 100}{100} \right) \begin{pmatrix} M_i - 3 \\ n \\ 100k \end{pmatrix} \quad (۳)$$

که در این رابطه  $logA_{ij}$  بردار مشاهدات (لگاریتم بیشینه دامنه شبیه‌سازی شده وود- اندرسون بر حسب میلی‌متر)؛  $b_i$  ضرایب مربوط به بزرگا (برای زلزله نام  $b_i=1$  و برای  $b_i=0$ ) است.  $R_{ij}$  فاصله بین ایستگاه نام و کانون زلزله‌ی نام، به کیلومتر است. برای اینکه اعداد ستون‌های ماتریس ضرایب هم‌مرتبه شوند، عملیات وارون‌سازی برای  $k$  انجام شده است. در رابطه بالا  $log$  لگاریتم بر مبنای ۱۰ است، همچنین برای ارضای شرط ریشتر، بزرگای به‌دست‌آمده  $M_i-3$  است. برای اینکه مقدار پخش هندسی ( $n$ ) مقید به عدد ۱ یا همان پخش کروی شود یک ردیف به ماتریس ضرایب اضافه شد که تمام ستون‌های آن به غیر از ستونی که مربوط به ضریب  $n$  می‌شود، برابر با صفر است و مقدار متناظر با آن در ماتریس مشاهدات برابر با ۱ است. به دلیل اعمال شرط خوانش دامنه بر روی شکل موج‌هایی با نسبت سیگنال به نوفه بالاتر از پنج، در

ضريب غير الاستيك به ترتيب ۱/۵۵۶ و ۰/۰۰۱۶۳۷ به دست آمده است (رابطه ۵). دامنه برانبارش شده با استفاده از پارامترهاي کاهندگي جديد دوباره محاسبه شده و بر عليه فاصله رسم شده است (شکل ۶).

$$-logA_0 = (1.556 \pm 0.06) \log \left( \frac{R}{100} \right) + (0.001637 \pm 0.0009)(R-100) + 3 \quad (5)$$

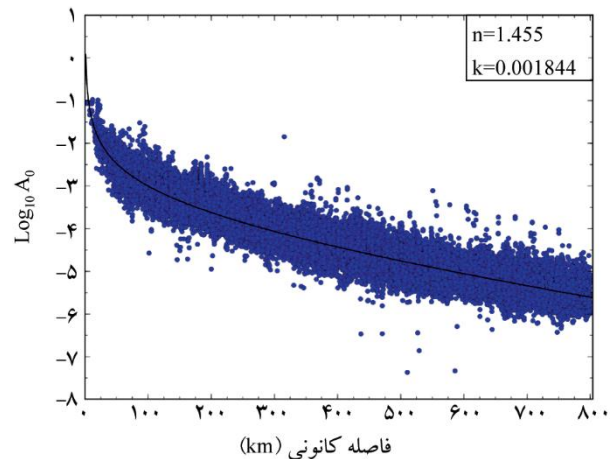


شکل (۶): منحنی کاهندگي به دست آمده از اين مطالعه بعد از حذف داده‌هاي پرت.

با مقايسه مقادير پارامترهاي کاهندگي در مناطق مختلف (جدول ۲)، مي توان نتيجه گرفت که مقدار پارامتر پخش هندسي در اين مطالعه بيشتر از مقادير به دست آمده در مطالعات ديگران است

جدول (۲): مقادير پخش هندسي، کاهندگي غير الاستيك و محدوده تصحيح ايستگاهي به دست آمده در مناطق مختلف دنيا.

نام محقق	سال (ميلادي)	مکان	n	k	محدوده تصحيح ايستگاهي
باکن و جوينر [۲]	۱۹۸۴	کاليفرنياي مرکزي	۱/۰۱۸	۰/۰۰۲۹۱	۰/۴۰ تا ۰/۵۹
الساگر و همکاران [۲۵]	۱۹۹۱	نروژ	۱/۰۲	۰/۰۰۰۸۰	۰/۲ تا ۰/۲
هاتون و بور [۱]	۱۹۸۷	جنوب کاليفرنيا	۱/۱۱۰	۰/۰۰۱۸	۰/۴۵ تا ۰/۵۲
بومباخ و همکاران [۲۶]	۲۰۰۳	شمال غرب ترکيه	۱	۰/۰۰۹۶۰	۰/۵ تا ۰/۵
گونزالس و همکاران [۲۷]	۲۰۰۶	منطقه‌اي در مکزيک	۱/۲۰۵۲	۰/۰۰۱۶	۰/۲۳ تا ۰/۴۶
عسکري و همکاران [۳]	۲۰۰۹	منطقه البرز ايران	۱/۱۷۲۵	۰/۰۰۲۱	۰/۴۷ تا ۰/۴۲
رضاپور و رضايي [۹]	۲۰۱۱	شمال غرب ايران	۱/۰۷۱۹	۰/۰۰۲۶	۰/۳۷ تا ۰/۳۳

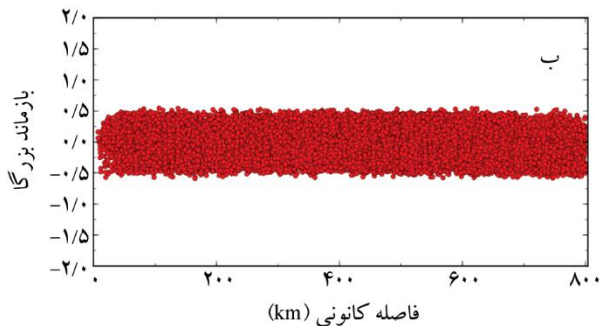
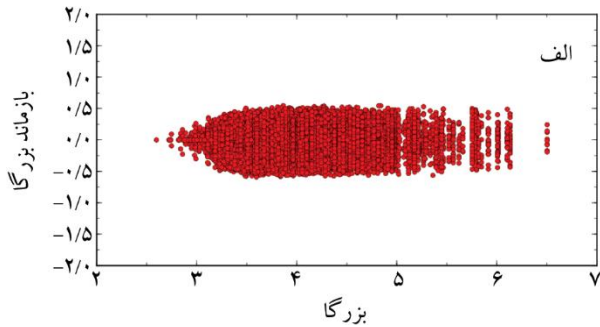


شکل (۵): دامنه تصحيح شده بر عليه فاصله به دست آمده از فرآيند وارون سازي. خط سياه برابر با  $logA_0$  به دست آمده در اين مطالعه است.

همان طور که مشاهده مي شود مقدار پخش هندسي و کاهندگي غير الاستيك نسبت به فرمول هاتون و بور [۱] به ترتيب بيشتر و کمتر است. تعداد کمی از داده‌ها خطاي زيادي در برآزش به رابطه‌ي به دست آمده دارند که در پايين و بالاي منحنی نشان داده شده در شکل (۵) ديده مي شود. خطاي برداشت دامنه مي تواند در ارتباط با برداشت اشتباه دامنه بر روی شکل موج زلزله‌اي باشد که از لحاظ زمان رسيد نزديک به زلزله مورد نظر است. با حذف ۲۴۱۲ دامنه (۴/۷ درصد از کل داده‌ها) از بانک داده که انحراف معيار آنها از رابطه کاهندگي محاسبه شده بيشتر از ۲/۵ انحراف معيار است عمليات وارون سازي دوباره انجام شد. پس از اين مرحله، مقدار پخش هندسي و



مهندسی زلزله در جدول (۴) نشان داده شده است. مقادیر مثبت و منفی تصحیح ایستگاهی به ترتیب نشان‌دهنده‌ی کاهندگی بیشتر و تقویت بیشتر دامنه‌ی موج برشی در پوسته اطراف یک ایستگاه نسبت به کاهندگی میانگین ارائه شده توسط رابطه (۵) است.

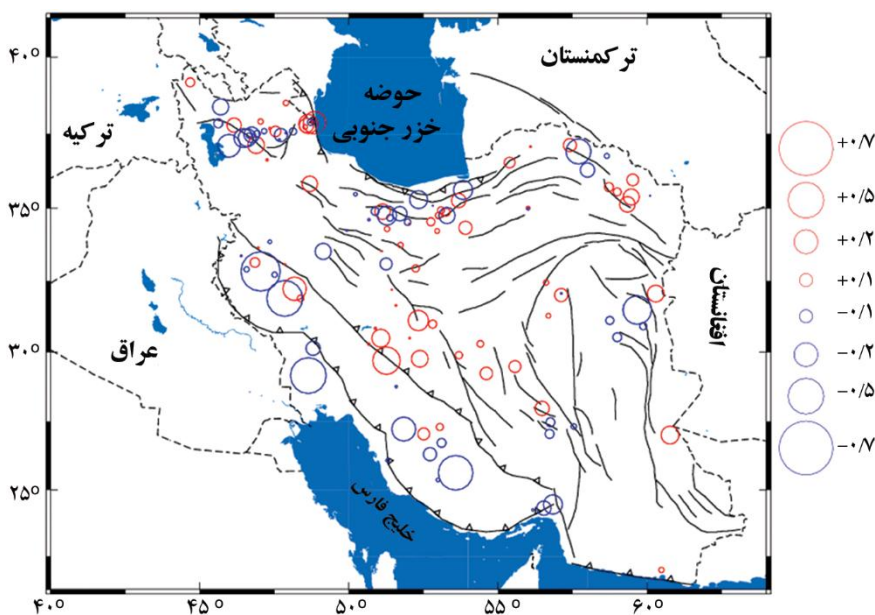


شکل (۷): بعد از بهینه‌سازی داده‌ها. الف) بازماند بزرگا بر علیه بزرگا، ب) بازماند بزرگا بر علیه فاصله کانونی.

که به دلیل استفاده از پرتوهای نزدیک با دقت مکان‌یابی بالا در این مطالعه است. پارامتر کاهندگی غیر الاستیک محاسبه شده در محدوده مقادیر به‌دست آمده در مطالعات دیگران است. مقدار پارامتر کاهندگی غیر الاستیک حساسیت خیلی کمی به پرتوهای نزدیک دارد.

در هر ایستگاه برای هر مؤلفه افقی یک بزرگا برای هر زلزله به دست می‌آید. بزرگای یک زلزله، از میانگین بزرگاهای به دست آمده برای آن زلزله در ایستگاه‌های مختلف محاسبه می‌شود. اختلاف بین بزرگای محاسبه شده (میانگین) با بزرگای به‌دست آمده از هر ایستگاه، بازماند بزرگا نامیده می‌شود. اگر فرآیند وارون‌سازی درست انجام شده باشد بازماندهای بزرگا نباید هیچ‌گونه وابستگی به فاصله و بزرگا از خود نشان بدهند. در شکل (۷- الف و ب) نمودار بازماند بزرگا بر حسب بزرگا و فاصله کانونی رسم شده است و به‌خوبی نشان می‌دهد که بازماند بزرگا به فاصله و بزرگا وابستگی ندارد.

بعد از فرآیند وارون‌سازی، مقادیر تصحیح ایستگاهی برای هر ایستگاه با محاسبه‌ی میانگین بازماند بزرگای تمام زلزله‌های ثبت شده در آن ایستگاه، به دست آمد (شکل ۸). مقادیر تصحیح ایستگاهی و انحراف از معیار بزرگا برای ایستگاه‌های مؤسسه ژئوفیزیک در جدول (۳) و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و



شکل (۸) نقشه‌ی تصحیحات ایستگاهی برای بزرگای محلی. تصحیحات ایستگاهی مثبت و منفی به ترتیب به رنگ قرمز و آبی نشان داده شده است.

جدول (۳): مقادیر تصحیح ایستگاهی و انحراف معیار برای ایستگاه‌های مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

نام ایستگاه	تعداد بیشینه دامنه‌های ثبت شده	تصحیح ایستگاهی	انحراف از معیار بزرگا	نام ایستگاه	تعداد بیشینه دامنه‌های ثبت شده	تصحیح ایستگاهی	انحراف از معیار بزرگا
KLH	1056	0.024	0.158	GHG	308	-0.070	0.223
MHD	858	-0.027	0.203	KOO	358	-0.122	0.239
RAZ	845	-0.018	0.202	MON	78	-0.356	0.135
VRN	985	0.071	0.153	TEG	181	-0.116	0.208
GLO	531	-0.247	0.195	HSH	213	0.042	0.226
PRN	597	-0.233	0.187	MRD	400	-0.224	0.209
ZEF	636	0.259	0.164	SHB	396	-0.122	0.223
GAR	538	0.017	0.221	TBZ	297	0.209	0.205
AFJ	522	-0.173	0.191	GZV	469	-0.044	0.209
FIR	998	0.091	0.190	HSB	370	0.063	0.174
KIA	397	0.181	0.189	SHR	158	-0.207	0.141
MOG	116	0.195	0.152	THE	192	-0.074	0.201
MYA	181	-0.026	0.216	ALA	225	0.016	0.255
PIR	891	0.030	0.200	RAM	348	0.209	0.165
SFR	202	-0.164	0.194	SAD	689	0.092	0.180
EMG	149	-0.058	0.206	SHI	268	0.133	0.179
PAY	143	0.088	0.195	VIS	278	0.114	0.233
BAF	687	0.165	0.190	BZA	52	0.024	0.296
CHK	732	0.085	0.185	MOK	301	-0.161	0.204
KRD	139	0.127	0.200	PAR	597	0.098	0.177
ANJ	190	0.152	0.163	SRV	403	-0.106	0.189
LAS	503	0.057	0.165	MHI	37	0.239	0.223
SHM	518	-0.197	0.210	SHV	69	-0.305	0.181
QOM	541	0.012	0.164	MND	12	0.165	0.164
DMV	856	0.021	0.176	QAM	122	0.017	0.160
SFB	493	0.089	0.177	KAZ	85	-0.329	0.207
AZR	290	-0.298	0.177	KFM	42	-0.446	0.168
DHR	393	-0.034	0.254	BRJ	68	0.335	0.129
HRS	240	0.083	0.195	KMR	62	0.074	0.155
KOM	461	-0.067	0.222	ROKH	97	0.222	0.111
LIN	189	0.028	0.255	DOB	52	0.323	0.139
MEH	265	0.162	0.160	KHGB	41	0.175	0.135
AKL	123	0.116	0.178	NGRK	39	-0.084	0.157
BST	283	0.220	0.185	HAGD	42	-0.198	0.139
SRB	312	-0.033	0.212	JHBN	110	0.070	0.130
DAH	323	-0.080	0.172	KCHF	16	-0.468	0.086
AHWZ	11	-0.487	0.050	JHRM	44	-0.439	0.124
TKDS	7	0.120	0.089	NIAN	42	-0.206	0.141
TNSJ	6	0.036	0.073	KLNJ	44	0.014	0.145
TPRV	37	0.044	0.158	CHMN	32	-0.055	0.148

جدول (۴): مقادیر تصحیح ایستگاهی و انحراف معیار برای ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

نام ایستگاه	تعداد بیشینه دامنه‌های ثبت شده	تصحیح ایستگاهی	انحراف از معیار بزرگا
NASN	1002	0.097	0.164
KRBR	1288	-0.115	0.213
GHVR	551	-0.133	0.186
MRVT	182	0.029	0.255
ZNJK	117	0.214	0.201
CHTH	330	0.180	0.179
GRMI	265	0.106	0.239
DAMV	871	-0.075	0.186
SNGE	537	-0.038	0.222
ASAO	863	-0.003	0.185
SHGO	580	-0.176	0.209
GHIR	937	-0.058	0.213
THKV	564	-0.098	0.188
MAKU	90	0.146	0.215
ZHSF	482	0.241	0.159
BNDS	907	-0.019	0.196
SHRT	159	0.200	0.184
TABS	272	-0.006	0.270
BJRD	65	0.144	0.236
KHMZ	295	-0.003	0.162
SHRD	63	-0.039	0.176
SHRO	8	0.073	0.144
RMKL	5	-0.360	0.207
CHBR	123	0.085	0.160
AHRM	255	-0.031	0.243

شکل (۹) دیده می‌شود، در رابطه کاهندگی به‌دست آمده از این مطالعه (منحنی قرمز رنگ) مقدار پارامتر پخش هندسی بیشتر از رابطه هاتون و بور [۱] به دست آمده است که نشان‌دهنده پخش فوق‌کروی موج برشی در فواصل کوتاه است. همچنین ضریب غیر الاستیک به‌دست آمده در این مطالعه کمتر از رابطه هاتون و بور است. با توجه به شکل (۹) مشخص است که در فواصل کمتر از ۱۰۰ کیلومتر منحنی کاهندگی هاتون و بور افت کمتر دامنه و در نتیجه بزرگای بیشتری نسبت به رابطه‌ی به‌دست آمده در این مطالعه پیشنهاد می‌کند. همچنین برای فواصل بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر، منحنی کاهندگی هاتون و بور افت بیشتر و در نتیجه بزرگای کمتری را نسبت به رابطه به‌دست آمده در این مطالعه نشان می‌دهد.

در شکل (۹) منحنی‌های کاهندگی به‌دست آمده از این مطالعه و مطالعه‌ی هاتون و بور [۱] نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، تنها در فواصل کانونی ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر این دو منحنی با یکدیگر مطابقت نسبی دارند و در فواصل کانونی دیگر منحنی به‌دست آمده از این مطالعه اختلاف زیادی با رابطه‌ی هاتون و بور دارد.

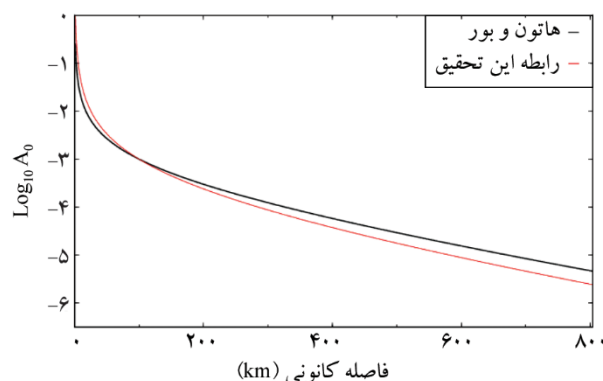
#### ۵- بحث و نتیجه‌گیری

در این مطالعه رابطه کاهندگی برای بزرگای محلی برای کل ایران و برای فواصل کانونی مساوی و یا کمتر از ۸۰۰ کیلومتر محاسبه شد. رابطه تجربی کاهندگی محاسبه شده به مقدار قابل توجهی با رابطه‌ی هاتون و بور [۱] متفاوت است. همان‌طور که در

(شکل ۸). در ابتدای شروع این تحقیق، به دلیل استفاده از تابع پاسخ دستگاهی نامناسب برای چند ایستگاه، تصحیحات بزرگای بزرگی برای آنها مشاهده شد که با برطرف کردن اشتباه، تصحیحات بزرگای تمام ایستگاه‌ها در بازه‌ی مورد قبول قرار گرفت. در صورت اضافه شدن ایستگاه به مجموعه‌ی ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق، به راحتی و با محاسبه میانگین بازماند بزرگا برای آن ایستگاه می‌توان تصحیح ایستگاهی آن را به دست آورد.

مقادیر تصحیحات ایستگاهی در ارتباط با تغییرات محلی پوسته در اطراف ایستگاه نسبت به مدل میانگین پوسته است، بنابراین می‌توان با مطالعه‌ی تصحیحات ایستگاهی، تغییرات زمین‌شناسی پوسته را بررسی کرد. بیشتر ایستگاه‌های واقع در البرز، زاگرس و شمال غرب ایران دارای تصحیح ایستگاهی منفی و بیشتر ایستگاه‌های واقع در ایران مرکزی دارای تصحیح ایستگاهی مثبت هستند. چنین الگویی می‌تواند بیانگر تشدید قابل ملاحظه‌ی دامنه امواج برشی در حوضه‌های رسوبی البرز و زاگرس و منطقه شمال غرب ایران نسبت به ایران مرکزی باشد.

عسکری و همکاران [۳] یک رابطه کاهندگی برای بزرگای محلی زمین‌لرزه‌ها برای البرز میانی پیشنهاد دادند. فاصله میانگین ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به کار گرفته شده در کار عسکری و همکاران [۳] ۵۰ کیلومتر است و برآورد بزرگای محلی بیشتر با استفاده از دامنه‌هایی که در فاصله بیش از ۵۰ کیلومتر اندازه‌گیری شده‌اند، انجام گرفته است. شجاع‌طاهری و همکاران [۱۰] با به کارگیری شتاب‌نگاشت‌های شبکه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۴/۵ ایران یک رابطه بزرگای محلی برای ایران پیشنهاد کردند. بیشتر دامنه‌های اندازه‌گیری شده در کار شجاع‌طاهری و همکاران [۱۰] در فواصل کمتر از ۵۰ کیلومتر است. به علت عدم مکان‌یابی دقیق زمین‌لرزه‌های به کاررفته، بزرگ بودن زمین‌لرزه‌های انتخابی (بزرگ‌تر از ۴/۵) و لاجرم نقطه‌ی نبودن چشمه‌ی لرزه‌ای، و در نظر نگرفتن اثرات



شکل (۹): مقایسه منحنی کاهندگی محاسبه شده با رابطه بزرگای هاتون و بور [۱].

بنابراین به‌طور کلی استفاده از رابطه هاتون و بور در ایران برای زلزله‌هایی که در فواصل کمتر از ۱۰۰ کیلومتر رخ می‌دهند منجر به تخمین بیشتر بزرگا و برای زلزله‌هایی که اکثر دامنه‌های آنها در فواصل بیش از ۲۰۰ کیلومتر ثبت شده‌اند، منجر به محاسبه‌ی بزرگایی کمتر نسبت به آنچه رابطه‌ی بزرگای محلی ما ارائه می‌دهد، می‌گردد. با توجه به شکل (۹)، به دلیل تطابق رابطه‌ی کاهندگی این مطالعه با رابطه‌ی هاتون و بور در فاصله‌ی بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتری، فقط برای زلزله‌هایی که بیشترین خوانش دامنه را در فاصله‌ی ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتری دارند می‌توان از این رابطه استفاده کرد و در فواصل دیگر رابطه هاتون و بور بزرگایی بیشتر یا کمتر از مقدار واقعی ارائه خواهد کرد. به علت پراکندگی مکانی نامناسب ایستگاه‌های لرزه‌نگاری ایران (شکل ۲)، تعداد قابل ملاحظه‌ای از زلزله‌های ثبت شده توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری ایران دارای تعداد زیادی خوانش دامنه با فاصله کانونی بیش از ۲۰۰ کیلومتر هستند، در نتیجه بزرگای ارائه شده برای این رخدادها کمتر از مقدار واقعی آنهاست.

مقادیر تصحیحات ایستگاهی محاسبه شده می‌تواند معیار خوبی برای آزمودن صحت توابع پاسخ دستگاهی مورد استفاده باشد. در صورت اشتباه بودن بارز تابع پاسخ یک ایستگاه، این اشتباه به صورت یک تصحیح ایستگاهی زیاد و غیر قابل قبول نشان داده خواهد شد. در این مطالعه تصحیحات ایستگاهی بزرگا در بازه‌ی قابل قبول ۰/۴۴- و ۰/۳۲+ به دست آمده است



- in southern California. *Bulletin of Seismological Society of America*, **77**, 2074–2094.
- Bakun, W.H. and Joyner W.B. (1984) The  $M_L$  scale in central California. *Bulletin of Seismological Society of America*, **74**, 1827–1843.
  - Askari, R., Ghods, A., and Sobuti, F. (2009) Calibration of an  $M_L$  Scale in the Alborz Region, Northern Iran. *Bulletin of Seismological Society of America*, **99**, 268–27.
  - Ghods, A. and Sobouti, F. (2005) Quality assessment of seismic recording: Tehran seismic telemetry network. *Asian Journal of Earth Sciences*, **25**, 687-694.
  - Rezapour, M. (2005) Magnitude scale in the Tabriz seismic network. *Journal of the Earth & Space Physics*, **31**(1), 13-21.
  - Nuttli, O.W. (1973) Seismic wave attenuation relations for eastern North America. *Journal of Geophysical Research*, **78**, 876-855.
  - Richter, C.F. (1935) An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of Seismological Society of America*, **25**, 1–32.
  - Shahbazi, S. (2010) *Local Magnitude Calibration of NW Iran*. M.Sc. Thesis, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS) (in Persian).
  - Rezapour, M. and Rezaei R. (2011) Empirical distance attenuation and the local magnitude scale for northwest Iran. *Bulletin of Seismological Society of America*, **101**, 3020–3031.
  - Shoja-Taheri, J., Naserieh, S., and Ghofrani, H. (2007)  $M_L$  and  $M_w$  Scales in the Iranian Plateau Based on the Strong-Motion Records. *Bulletin of Seismological Society of America*, **97**, 661-669.
  - Jordan, T.H. and Sverdrup, K.A. (1981) Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the south-central Pacific. *Bulletin of Seismological Society of America*, **71**, 1105-1130.
  - Ghods, A., Rezapour, M., Bergman, E., Mortezaejad, G. and Talebian, M. (2012) Relocation of the 2006  $M_w$  6.1 Silakhour, Iran,

ساختگاهی ایستگاه‌های شتاب‌نگاری، اندازه‌های بازماند بزرگای دارای پراکندگی بسیار زیادی است. ایستگاه‌های شتاب‌نگاری بیشتر در مناطق مسکونی، بر روی آبرفت و درون ساختمان‌ها نصب گردیده‌اند و می‌توانند دارای اثرات ساختگاهی زیادی باشند. بنابراین کاربرد بزرگای محلی شجاع‌طاهری و همکاران [۱۰] برای فواصل کم کانونی همانند مقیاس بزرگای محلی عسکری و همکاران [۳] برآورد دقیقی از بزرگای را در پی ندارد.

در این پژوهش با استفاده از یک مجموعه زلزله با دقت مکان‌یابی بالا که پراکندگی پرتوی مناسب از محدوده ۱۲ الی ۸۰۰ کیلومتری را فراهم می‌کند، برای اولین بار رابطه بزرگای محلی برای ایران محاسبه شد. به دلیل استفاده از پرتوهای با طول کوتاه به دست آمده از خوشه‌های زلزله دارای خطای رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر، مقدار پارامتر پخش هندسی به دست آمده از این مطالعه دارای اعتبار بیشتری است. نتیجه به دست آمده از این مطالعه پخش فوق‌کروی جبهه موج برشی را در فواصل نزدیک پیشنهاد می‌کند. با توجه به خوانش دامنه تا فاصله‌ی ۸۰۰ کیلومتری، مقدار به دست آمده برای ضریب غیر الاستیک، میانگین تمام مناطق تکتونیکی فلات ایران به جز منطقه‌ی مکران و خزر جنوبی است. با توجه به تفاوت قابل ملاحظه‌ی رابطه‌ی کاهندگی ارائه شده توسط هاتون و بور [۱] با رابطه‌ی به دست آمده از این مطالعه، استفاده از پارامترهای ارائه شده در این مطالعه در تخمین بزرگای محلی زلزله‌هایی که درون پوسته‌ی فلات ایران رخ می‌دهند، منجر به تخمین بزرگای با دقت بیشتر نسبت به رابطه‌ی هاتون و بور خواهد شد.

## قدردانی

نگارندگان از مرکز لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای در اختیار قرار دادن داده‌های شکل موج تشکر می‌کنند.

## مراجع

- Hutton, L.K. and Boore, D.M. (1987) The  $M_L$  scale

- Island earthquake (Zagros-Iran): Triggering of strike-slip faults at the basement. *Journal of Geodynamics*, **61**, 138–147.
20. Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H. (2003) Major Active Faults of Iran (map), scale 1:2,500,000. Ministry of Science, Research and Technology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
21. Havskov, J., and Otemoller, L. (1999) *SEISAN: The Earthquake Analysis Software, version 8.0*. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
22. Bormann, P., Baumbach, M., Bock, G., Grosser, H., Choy, G., and Boatwright, J.L. (2002) Seismic Sources and Source Parameters, in IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice, P. Bormann (Editor), *GeoForschungsZentrum, Potsdam*, **1**, 16–48.
23. Uhrhammer, R.A. and Collins, E.R. (1990) Synthesis of Wood-Anderson seismograms from broadband digital records. *Bulletin of Seismological Society of America*, **80**, 702–716.
24. 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. *Bulletin of Seismological Society of America*, **85**, 1236–1243.
25. Alsaker, L., Kvamme, B., Hansen, R.A., Dahle, A., and Bungum, H. (1991) The  $M_L$  scale in Norway. *Bulletin of Seismological Society of America*, **81**, 379–398.
26. Baumbach, M., Bindi, D., Grosser, H., Milkereit, C., Parolai, S., Wang, R., Karakisa, S., Zünbül, S., and Zschau, J. (2003) Calibration of an  $M_L$  Scale in Northwestern Turkey from 1999 Izmit Aftershocks. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **93**, 2289–2295.
27. González, M., Vidal, A., and Mungía, L. (2006) An  $M_L$  Scale for the La Paz–Los Cabos Region, Baja California Sur, México. *Bulletin of Seismological Society of America*, **96**, 1296–1304.
- Earthquake Sequence: Details of Fault Segmentation on the Main Recent Fault. *Bulletin of Seismological Society of America*, **102**, 398–416.
13. Ghods, A., Shabaniyan, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, S., Mortezaejad, G., Aziz Zanjany, A. (2015) The Varzaghan–Ahar, Iran, Earthquake Doublet (Mw 6.4, 6.2): implications for the geodynamics of northwest Iran. *Geophys. J. Int.*, **203**(1), 522–540.
14. Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S. and Rezaeian, M. (2013) Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains. *Geophys. J. Int.*, **195**(2), 799–814.
15. Walker, R.T., Bergman, E., Jackson, J., Ghorashi, M. and Talebian, M., (2005) The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology. *Geophys. J. Int.*, **160**(2), 707–720.
16. Walker, R.T., Bergman, E., Szeliga, W., and Fielding, E.J. (2011) Insights into the 1968–1997 Dasht-e-Bayaz and Zirkuh earthquake sequences, eastern Iran, from calibrated relocations, InSAR and high-resolution satellite imagery. *Geophys. J. Int.*, **187**(3), 1577–1603.
17. Walker, R.T., Bergman, E., Elliott, J.R., Fielding, E.J., Ghods, A.R., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Nemati, M., Oveisi, B., Talebian, M. and Walters, R.J. (2013) The 2010–2011 South Rigan (Baluchestan) earthquake sequence and its implications for distributed deformation and earthquake hazard in southeast Iran. *Geophys. J. Int.*, **193**, 349–374.
18. Walker, R.T., Khatib, M.M., Bahroudi, A., Rodés, A., Schnabel, C., Fattahi, M., Talebian, M., Bergman, E. (2015) Co-seismic, geomorphic, and geologic fold growth associated with the 1978 Tabas-e-Golshan earthquake fault in eastern Iran. *Geomorphology*, **237**, 98–118.
19. Yaminifard, F., Tatar, M., Hessami, K., Gholamzadeh, A., Bergman, E. (2012) Aftershock analysis of the 2005 November 27 (Mw 5.8) Qeshm

## Local Magnitude Calibration in Iran

Mehdi Maheri-Peyrov<sup>1</sup>, Ahmad Mirhashemi<sup>2</sup>, Abdolreza Ghods<sup>3\*</sup> and Madjid Abassi<sup>4</sup>

1. Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Basic Sciences, Zanjan, Iran
2. M.Sc. Graduate, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Basic Sciences, Zanjan, Iran
3. Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Basic Sciences, Zanjan, Iran,  
\* Corresponding author, email: aghods@iasbs.ac.ir
4. Assistant Professor, Department of Surveying Engineering, Zanjan University, Zanjan, Iran

Using 48016 synthetic maximum Wood-Anderson amplitudes read from waveforms of 2650 events recorded by stations of Iranian Seismological Center (IRSC, irsc.ut.ac.ir), Iranian National Seismograph Network (INSN, www.iiees.ac.ir) and temporary seismic networks belong to Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS, iasbs.ac.ir), the empirical attenuation curve ( $-\log A_0$ ) for local magnitude of Iran has been calculated as follows:

$$-\log A_0 = (1.556 \pm 0.06) \log \left( \frac{R}{100} \right) + (0.001637 \pm 0.0009) (R - 100) + 3$$

where  $R$  is hypocentral distance in km and  $A_0$  is maximum displacement amplitude of shear wave in millimeter. The empirical attenuation relationship is valid for hypocentral distances equal or smaller than 800 km.  $M_L$  amplitude is the maximum amplitude observed on a Wood-Anderson (W-A) seismogram. We manually picked the maximum amplitudes on the shear window of synthetic W-A seismograms having S/N of larger than 5. We calculated synthetic W-A seismograms by removing the instrument response of each record and convolving the resulting signal with the response of the standard W-A torsion seismograph. We assumed a static magnification of 2080 for the W-A instrument. The selected  $M_L$  amplitudes are belonging to events at hypocentral distance of 10 to 800 km. Except for the Makran and South Caspian Basin regions, the ray coverage of the  $M_L$  amplitude covers properly the whole Iranian Plateau.

To reduce the scatter of magnitude residues and ensure a reliable calculation of the attenuation curve, the selected events belong to 45 precisely relocated seismic clusters with location uncertainties of 5 km or less. The cluster approach produces redundancy in amplitudes arriving from a cluster to a given station. The redundancy will facilitate easy recognition and removal of possible outliers and thus provide a reliable estimate for the magnitude station correction. The magnitude station corrections attempts to absorb the regional attenuation difference relative to that dictated by average attenuation relationship derived in this work.

The calculated attenuation curve shows a larger geometrical spreading for hypocentral distances closer than 100 km, representing a super-spherical geometrical spreading, and a smaller value for intrinsic attenuation for distances farther than 200 km once compared with the currently used  $M_L$  relationship of Hutton and Boore (1987). Excluding amplitudes with hypocentral distances smaller than 60 km results in a geometrical spreading coefficient close to spherical spreading, emphasizing the importance of near distances data on accurate estimation of the geometrical spreading value. The difference in the attenuation parameters between our results and those of Hutton and Boore (1987) relationship clearly indicates the crustal disparity of Iranian Plateau and southern California. This necessitates using the new attenuation relationship for Iran.

We calculated the local magnitude empirical attenuation relationship by inverting the amplitude data set for the geometrical spreading and intrinsic attenuation. We did not consider magnitude station corrections in our inversion to

avoid any tradeoff between the station corrections and attenuation parameters. We have shown that the magnitude residuals calculated by our local magnitude empirical relationship do not vary systemically versus hypocentral distance or magnitude. Due to the cluster-wise approach in selection of our events and partially because of the precise location of the selected events, the standard deviation of magnitude residues is about 0.19, significantly smaller than those reported by others.

We calculated the station corrections by averaging the magnitude residual in each station. The station corrections vary between -0.44 to 0.32. Generally, stations located in Zagros, Alborz and north west of Iran have negative station correction representing amplitude amplification in these regions relative to central Iran and north east of Iran. The new attenuation relationship provides better estimates for the attenuation parameters and especially provides precise magnitudes at close hypocentral distances. By time, the expansion of Iranian seismic networks reduces the average distance spacing of Iranian seismic stations and thus usage of better local magnitude formula such as ours becomes more important.

**Keywords:** Local Magnitude, Attenuation Curve, Station Correction, Iranian Plateau, Zagros.