

نیاز به بازنگری در فرمولها و مقادیر تصحیحی برای کاهش خطا در مقیاسهای بزرگی زلزله

مهدی رضاپور*

چکیده

بزرگی زلزله در توضیح واقعیت لرزه‌خیزی جهان و مطالعه کمیت‌های دینامیکی چشمه‌های لرزه‌ای نقش ویژه‌ای را بازی می‌کند. در اکثر مطالعات زلزله‌شناسی از داده‌های بزرگی به عنوان یک راهنما برای اندازه زمینلرزه استفاده می‌شود و خطای موجود در تخمین بزرگی به هر عللی مستقیماً روی نتایج مطالعاتی که در آن از داده‌های بزرگی استفاده می‌شود تاثیر دارد. در این مقاله کارایی فرمولها و مقادیر تصحیحی $B(\Delta, h)$ مختلف بررسی می‌شود.

کاربردهای فرمول M_s^{R-P} و مقادیر تصحیحی جدید فاصله-عمق (نرمال شده با ممان لرزه‌ای) در تعیین بزرگی زلزله‌های منتشر شده توسط ISC در طول سالهای ۱۹۷۸-۱۹۹۳ نشان می‌دهند که مقادیر برآورد شده برای M_s و m_b در مقایسه با برآوردهای انجام شده با استفاده از فرمول پراگ و مقادیر تصحیحی گوتنبرگ-ریشتر که مورد استفاده مراکز بزرگ جهانی است، مستقل از فاصله بوده و بدون خطای دستگاهی هستند. مقایسه انحراف معیارهای M_s برآورد شده با استفاده از فرمولهای M_s^{Prague} و M_s^{R-P} نشان می‌دهد که انحراف معیار M_s برآورد شده با فرمول M_s^{R-P} بطور پیوسته کمتر از انحراف معیار برآوردهای محاسبه شده با فرمول پراگ (M_s^{Prague}) است. همچنین انحراف معیارهای m_b برآورد شده با استفاده از مقادیر تصحیحی جدید نسبت به انحراف معیارهای m_b برآورد شده با استفاده از مقادیر تصحیحی گوتنبرگ-ریشتر کمتر است. استفاده از M_s و m_b تعیین شده با استفاده از فرمول M_s^{R-P} و مقادیر تصحیحی جدید باعث کاهش تداخل در نمودار M_s بر حسب m_b شده و کارایی این نمودار را در تفکیک انفجارات هسته‌ای زیرزمینی از زلزله را افزایش می‌دهد. این مطالعه نشان می‌دهد که برای کاهش خطا در تعیین بزرگی، فرمول مورد استفاده برای محاسبه بزرگی امواج سطحی (M_s) و مقادیر تصحیحی $B(\Delta, h)$ مورد استفاده برای محاسبه بزرگی امواج درونی (m_b) توسط مراکز بزرگ مثل ISC و NEIC نیاز به بازنگری دارند.

کلید واژه‌ها: بزرگی، خطا، مقادیر تصحیحی^۱، ممان لرزه‌ای، امواج درونی، امواج سطحی

۱ مقدمه

ریشتر^۲ در سال ۱۹۳۵ برای بیان اندازه زمینلرزه، مقیاس بزرگی را که متناسب با لگاریتم دامنه موج ثبت شده روی لرزه‌نگاشت می‌باشد تعریف نمود و در سطح جهان پذیرفته شد. بزرگی

1. Calibration terms or correction terms
2. Richter

* موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵، تهران.

روی لرزه‌نگاشت است و به نظر می‌رسد بزرگی ارتباط نزدیکی با انرژی آزاد شده در یک زمینلرزه دارد و ساده‌ترین روش تخمین آن است. بزرگی به فیزیک چشمه کاملاً ارتباط ندارد و محدودیت خاصی در استفاده از هر نوع مقیاس بزرگی وجود دارد. با وجود این مقیاسهای بزرگی بقدری مورد استفاده قرار گرفته‌اند که تصور اینکه بزرگی را به راحتی کنار گذاشت سخت است. داده‌های بایگانی شده بزرگی تنها اندازه‌گیری کمی زمینلرزه هستند که می‌تواند برای تعیین اندازه اکثر زمینلرزه‌های تاریخی مورد استفاده قرار گیرد.

بزرگی زمینلرزه‌ها بطور متداول توسط مراکز بزرگی مثل ISC^۱، NEIC^۲، شبکه‌های لرزه‌نگاری ملی و ایستگاههای لرزه‌نگاری منفرد تعیین می‌شود. بخاطر جلوگیری از نوفه لرزه‌ای که دوره آنها در حدود ۶ ثانیه است بزرگی معمولاً در دو محدوده بسامدی اندازه‌گیری می‌شود: بسامد بالا برای امواج درونی با دوره حدود ۱ ثانیه یعنی مقیاس m_b و بسامد پایین برای امواج سطحی با دوره حدود ۲۰ ثانیه یعنی مقیاس M_s . دوره سیگنال مربوط، به بیشترین جابجایی زمین، طیف چشمه، مکانیسم چشمه، عمق چشمه، ضریب جذب، پاشندگی مسیر انتشار امواج، پاسخ بسامدی لرزه‌سنج و غیره بستگی دارد. بنابراین مقیاسهای بزرگی اندازه انرژی منتشر شده طی یک بسامد خاصی را بیان می‌کنند و نه کل انرژی آزاد شده را، و در نتیجه با نارساییهایی مثل مسئله اشباع در تخمین بزرگی زمینلرزه‌های بزرگ و خیلی بزرگ روبرو می‌شوند.

امروزه هر چند که برای بیان اندازه انرژی آزاد

یک زمینلرزه با اندازه‌گیری دامنه و دوره^۱ یک موج خاص و استفاده از یک فرمول تجربی تعیین می‌شود. در طول چند دهه گذشته مقیاس بزرگی با چندین تغییر روبرو بوده و مقیاسهای متعددی ارایه شده است. اکثر مقیاسهای بزرگی، اصلاح شده مقیاس اولیه ریشتر هستند. هر چند که روش تعیین بزرگی کاملاً بر اساس یک رابطه تجربی است، بزرگی بخاطر مناسب بودن برای تخمین اندازه زمینلرزه بطور وسیع مورد استفاده قرار گرفته است. اساس توسعه مقیاسهای بزرگی متکی به مقایسه بین مشاهدات و تئوری است (بس^۲، ۱۹۸۱). همانطوریکه بس (۱۹۸۱) بیان کرده است اگر عواملی مثل فاصله رومرکز^۳، عمق زمینلرزه، خصوصیات چشمه (الگوی تشعشع^۴ و طیف چشمه)، خصوصیات مسیر انتشار امواج (ضریب جذب، گسترش هندسی^۵ و پاشندگی^۶) و خصوصیات مربوط به ایستگاه لرزه‌نگاری (ساختار تکتونیکی منطقه ایستگاه لرزه‌نگاری و پاسخ بسامدی لرزه‌سنج) علاوه بر نسبت دامنه به دوره در نظر گرفته شود، مقیاس بزرگی می‌تواند بهبود یابد. پس مقیاس بزرگی را می‌توان بصورت $M = M(A/T, \Delta, h, K, P, R)$ بیان کرد که A/T نسبت مقدار دامنه به دوره است و از لرزه‌نگاشت اندازه‌گیری می‌شود، Δ فاصله رومرکز، h عمق زمینلرزه، K ، P و R به ترتیب کمیت‌های مربوط به چشمه، مسیر انتشار و ایستگاه لرزه‌نگاری هستند و در نظر گرفتن این کمیتها در تعیین بزرگی بسهولت میسر نمی‌باشد و در اکثر مقیاسهای بزرگی از اثرات این عوامل صرف‌نظر شده است. برتری مقیاس بزرگی اینست که تابع ساده‌ای از دامنه جابجایی

- | | |
|---|----------------------|
| 1. period | 2. Bâth |
| 3. epicentral distance | 4. radiation pattern |
| 5. geometrical spreading | 6. dispersion |
| 7. International Seismological Center | |
| 8. National Earthquake Information Center | |

۲ فرمولهای متداول برای تعیین بزرگی

۱.۲ مقیاس امواج سطحی M_s

در سالهای ۱۹۶۰ و ۱۹۶۱ زلزله‌شناسان شوروی سابق و چکوسلواکی فرمولی را برای تعیین بزرگی در مقیاس امواج سطحی که میانگین چهارده فرمول تجربی مورد استفاده ایستگاه‌های لرزه‌نگاری خاصی بوده ارایه کردند (لینکاامپر^۱، ۱۹۸۴). این فرمول به فرمول وانیک^۲ و همکاران (۱۹۶۲) یا فرمول پراگ^۳ مشهور است و اصلاح شده فرمول تجربی گوتنبرگ^۴ (۱۹۴۵a) است.

$$M_s^{\text{Prague}} = \log(A/T)_{\max} + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (1)$$

در این رابطه A دامنه موج ریلی روی لرزه‌نگاشت با مولفه عمودی یا میانگین برداری آن روی لرزه‌نگاشتهای مولفه‌های افقی بر حسب میکرون، T دوره موج بر حسب ثانیه و Δ فاصله رومرکزی بر حسب درجه است. در معادله ۱، $(A/T)_{\max}$ بیشینه مقدار تمام نسبت‌های دامنه به دوره (A/T) امواج ریلی روی لرزه‌نگاشت ثبت شده با لرزه‌سنج دوره بلند است. فرمولهای متعددی جهت محاسبه انواع مقیاسهای بزرگی منتشر شده است. یک مرور عالی در مورد انواع مقیاسها را می‌توان در مقاله بس (۱۹۸۱) یافت.

انجمن بین‌المللی زلزله‌شناسی و فیزیک درون زمین^۱ (IASPEI) در کنفرانس سال ۱۹۶۷ زوریخ جهت حفظ یکنواختی و استفاده از یک روش استاندارد برای محاسبه بزرگی امواج سطحی (M_s) ، فرمول پراگ یعنی رابطه ۱ را توصیه کرد و محدوده دوره و فاصله مورد استفاده را بصورت

شده، از کمیتی مثل ممان لرزه‌ای (M_0) که کاملاً با فیزیک چشمه ارتباط دارد استفاده می‌شود. اما دو عامل مهم وجود دارد که هنوز به بزرگی اهمیت می‌دهند اول استفاده فراوان از نسبت M_s به m_b به جهت تفکیک انفجارات هسته‌ای زیرزمینی از زلزله و دوم نیازمندی بیان کمی اندازه زمینلرزه به کمیتی مثل ممان لرزه‌ای. چنین کمیتی برای زمینلرزه‌های تاریخی بایستی از داده‌های بزرگی که بایگانی شده‌اند بدست آید. باگذشت زمان حجم داده‌های بزرگی زیاد شده و خطاهای ناشی از مقادیر تصحیحی نادرست، به خطاهای تصحیحی لرزه‌سنج، اثرات الگوی تشعشع و غیره هم افزوده می‌شوند. کاهش خطا در بزرگی باعث سهولت مقایسه داده‌های امروزی (که برای آنها می‌توان ممان لرزه‌ای را تعیین کرد) با داده‌های تاریخی (که برای آنها فقط بزرگی را می‌توان تعیین کرد) شده و تخمین بزرگی زمینلرزه‌های تاریخی بهبود می‌یابد و همچنین باعث پیشرفت در تفکیک انفجارات هسته‌ای زیرزمینی از زلزله شده و به ما یک اندازه بهتر می‌دهد.

در این مقاله ابتدا بطور مختصر مقیاسهای بزرگی مورد استفاده مراکز بزرگ ذکر گردیده سپس خطای دستگاهی^۱ ناشی از مقادیر تصحیحی فاصله یا فاصله - عمق در مقیاسهای بزرگی مورد بحث و بررسی قرار گرفته و کارایی و دقت استفاده از فرمول و مقادیر تصحیحی مختلف با یکدیگر مقایسه می‌شوند.

1. systematic bias

2. Lienkaemper

3. Vanek

4. Prague

5. Gutenberg

6. International Association of Seismology and Physics of Earth's Interior

زمینلرزه‌های بزرگ و بزرگتر، m_b کل انرژی آزاد شده در پدیده شکست را بیان نمی‌کند بلکه انرژی آزاد شده در شروع شکست را برآورد می‌کند.

IASPEI در کنفرانس ۱۹۷۶ زوریخ برای تعیین m_b رابطه ۲ را تحت شرایط $T \leq 3 \text{ sec}$ و $21^\circ \leq \Delta \leq 100^\circ$ توصیه کرد. مراکز بزرگ جهانی مثل ISC و NEIC با استفاده از این فرمول و تحت شرایط فوق m_b زمینلرزه‌ها را تعیین و در بولتن‌هایشان منتشر می‌کنند. NEIC در عمل میانگین‌گیری از ترانکیشن^۳ ۲۵٪ استفاده می‌کند.

بطور عموم فرض می‌شود که کمیت و کیفیت بولتن‌های جهانی از جمله ISC و NEIC با گذشت زمان بهتر می‌شوند. این بولتن‌ها به مرور زمینلرزه‌های کوچکتر را در بر گرفته و ضریب اطمینان در کمیتهای منتشر شده در آنها مثل مختصات رومرکز، کانون و زمان وقوع زمینلرزه افزایش می‌یابد. در طول چند دهه گذشته فرمولها و مقادیر تصحیحی مورد استفاده این مراکز تغییر داده نشده‌اند و سعی شده است که روش تعیین بزرگی و یکنواختی داده‌ها ثابت بماند و این باعث می‌شود که خطاهای موجود در روش و مقادیر تصحیحی مورد استفاده تداوم یافته و بر مقادیر برآورد شده بزرگی بعنوان اندازه زمینلرزه اثر بگذارند.

۳ بررسی و مقایسه کارایی فرمولها و مقادیر تصحیحی مختلف

پژوهشگران زیادی مثل مارشال و بشام^۴ (۱۹۷۲ و ۱۹۷۳)، هراک و هراک^۵ (۱۹۹۳)، رضاپور و پیرس^۶ (۱۹۹۸) و غیره عوامل ایجاد خطا در بزرگی مقیاس امواج سطحی را مطالعه کرده و

$17 \text{ sec} \leq T \leq 23 \text{ sec}$ و $20^\circ \leq \Delta \leq 160^\circ$ مشخص کرد. از مراکز بزرگ NEIC بزرگی M_s زمینلرزه‌های با عمق $h \leq 50 \text{ Km}$ را طبق توصیه IASPEI و استفاده از مولفه قائم لرزه‌نگاشت تعیین و منتشر می‌کند ولی ISC علاوه بر استفاده از هر دو مولفه افقی و قائم M_s را برای زمینلرزه‌های با عمق $h \leq 60 \text{ Km}$ تعیین و منتشر می‌کند. همچنین ISC اندازه‌گیریهای محدوده $20^\circ \leq \Delta \leq 160^\circ$ با $10 \text{ sec} \leq T \leq 60 \text{ sec}$ را مورد استفاده قرار می‌دهد.

۲.۲ مقیاس امواج درونی m_b

مقیاس امواج درونی توسط گوتنبرگ (۱۹۴۵b) و (۱۹۴۵c) معرفی گردید و از زمانیکه شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی^۱ (WWSSN) در اوایل دهه ۶۰ در سطح جهان احداث شد بزرگی m_b زمینلرزه‌ها بطور متداول تعیین می‌شود. مراکز بزرگ مثل ISC و NEIC برای تعیین m_b زمینلرزه‌ها از فرمول زیر استفاده می‌کنند

$$m_b = (1/n) \sum_{i=1}^n [Q(\Delta_i, h) + q_i] - 3 \quad (2)$$

که n تعداد ایستگاههای لرزه‌نگاری، Q مقادیر تصحیحی گوتنبرگ و ریشتر^۲ (۱۹۵۶)، Δ فاصله رومرکز بر حسب درجه و h عمق زمینلرزه بر حسب کیلومتر است. q_i لگاریتم نسبت دامنه بر حسب نانومتر به دوره بر حسب ثانیه در ایستگاه i ام است. در این مقیاس بیشینه دامنه موج P در چند ثانیه اول که روی لرزه‌نگاشت مولفه قائم ثبت شده با لرزه‌سنج کوتاه دوره اندازه‌گیری شده و مورد استفاده قرار می‌گیرد و به همین خاطر در

1. World Wide Standardized Seismic Network
2. Gutenberg & Richter 3. truncation
4. Marshall & Basham 5. Herak & Herak
6. Rezapour & Pearce

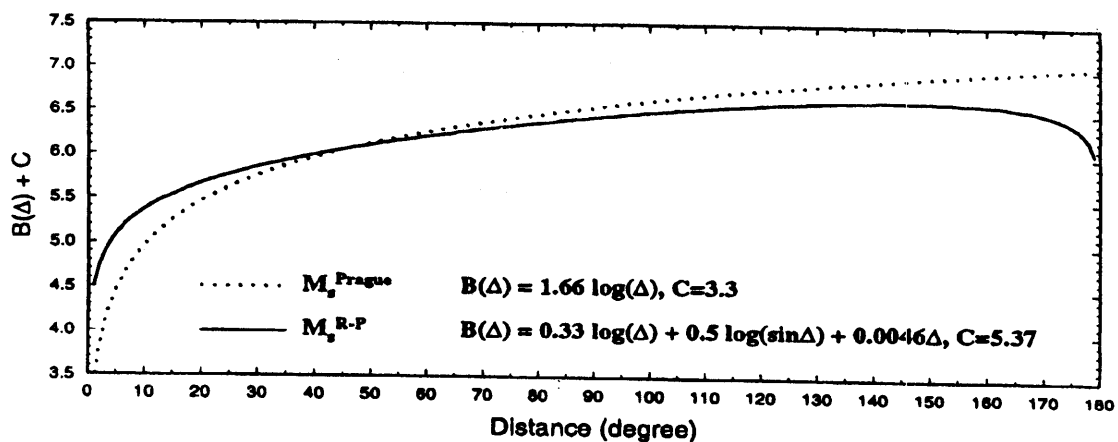
گرفته نمی شود.

در شکل ۱ فرمول M_s^{R-P} با فرمول پراگ مقایسه می شود. همانطوریکه شکل ۱ نشان می دهد این دو فرمول برای $\Delta \approx 50^\circ$ ، M_s یکسانی را می دهند و در فواصل $\Delta > 50^\circ$ مقدار M_s^{Prague} بیشتر از M_s^{R-P} برآورد می شود و برای فواصل $\Delta < 50^\circ$ برعکس است. از ۱۶۶۷۳۲ اندازه گیری، $(A/T)_{max}$ مربوط به ۲۲۰۸۰ زلزله منتشر شده در بولتن ISC در طول سالهای ۱۹۷۸-۱۹۹۳ استفاده شده و مقادیر M_s با استفاده از روابط ۱ و ۳ محاسبه شد. سپس میانگین باقیمانده بزرگی $(\delta M = M_s^{event} - M_s^{station})$ بزرگی ایستگاهی است و M_s^{event} بزرگی زمینلرزه یا عبارتی میانگین بزرگیهای ایستگاهها است) در طول یک درجه فاصله محاسبه و با انحراف معیار بر حسب فاصله در شکل ۲ رسم شد. شکل ۲a نشان می دهد که فرمول پراگ، M_s را در فواصل نزدیک کمتر و در فواصل دور بیشتر برآورد می کند. اما همانطوریکه شکل ۲b نشان می دهد فرمول M_s^{R-P} وابستگی به فاصله نداشته و بزرگی را دقیقتر برآورد می کند. در این مطالعه مقادیر M_s با

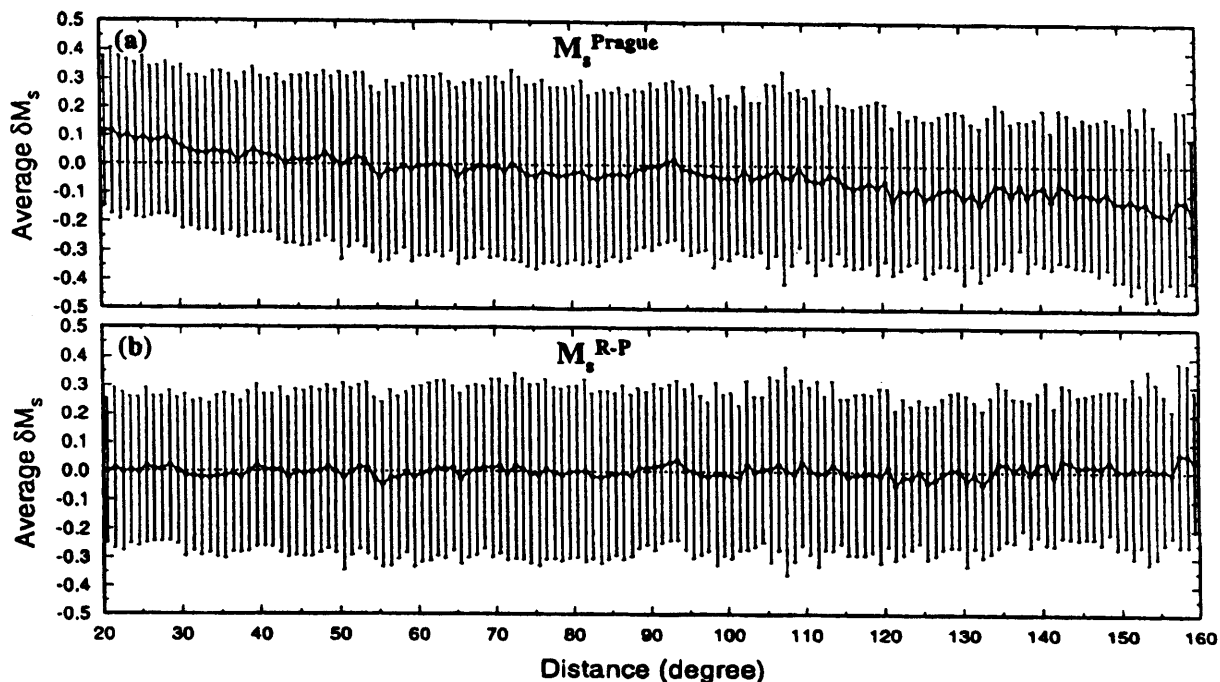
روابطی برای تعیین M_s ارایه کرده اند. هراک و هراک (۱۹۹۳) وابستگی فرمول پراگ به فاصله را بیان کرده و فرمول تجربی جدیدی را ارایه کردند. رضاپور و پیرس (۱۹۹۸) علاوه بر معرفی یک فرمول تجربی، یک فرمول تجربی-تئوری برای محاسبه M_s را ارایه کردند که M_s را بدون خطای دستگاهی برآورد می کند. آنها مقادیر اندازه گیری شده $((A/T)_{observed})$ را با در نظر گرفتن اثرات پاشندگی، گسترش هندسی و ضریب جذب مسیر، تصحیح کرده $((A/T)_{corrected})$ و در نهایت فرمولی بصورت زیر معرفی کردند

$$M_s^{R-P} = \log(A/T)_{max} + \frac{1}{3} \log \Delta + \frac{1}{2} \log(\sin \Delta) + 0.0046\Delta + 5.370 \quad (3)$$

فرم عمومی مقیاسهای M_s بصورت $B(\Delta) = \log(A/T) + B(\Delta) + C$ است که $B(\Delta)$ مشخصه مقادیر تصحیحی و تابعی از فاصله است و C مقدار ثابت می باشد. چون بزرگی M_s معمولا برای زمینلرزه های کم عمق تعیین می شود لذا اثر عمق در برآورد M_s بخاطر جزئی بودن در نظر



شکل ۱. نمودار مقادیر تصحیحی بر حسب فاصله در فرمولهای M_s^{R-P} و M_s^{Prague}



شکل ۲. تغییرات متوسط مقادیر باقیمانده بزرگی ($\delta M_s = M_s^{event} - M_s^{station}$) در طول یک درجه فاصله بر حسب فاصله برای زلزله ۲۲۰۸۰ منتشر شده در بولتن ISC در طول سالهای ۱۹۷۸-۱۹۹۳. (a) برای M_s^{Prague} (b) برای M_s^{R-P} . خطوط بار انحراف معیار هر نقطه را نشان می‌دهد.

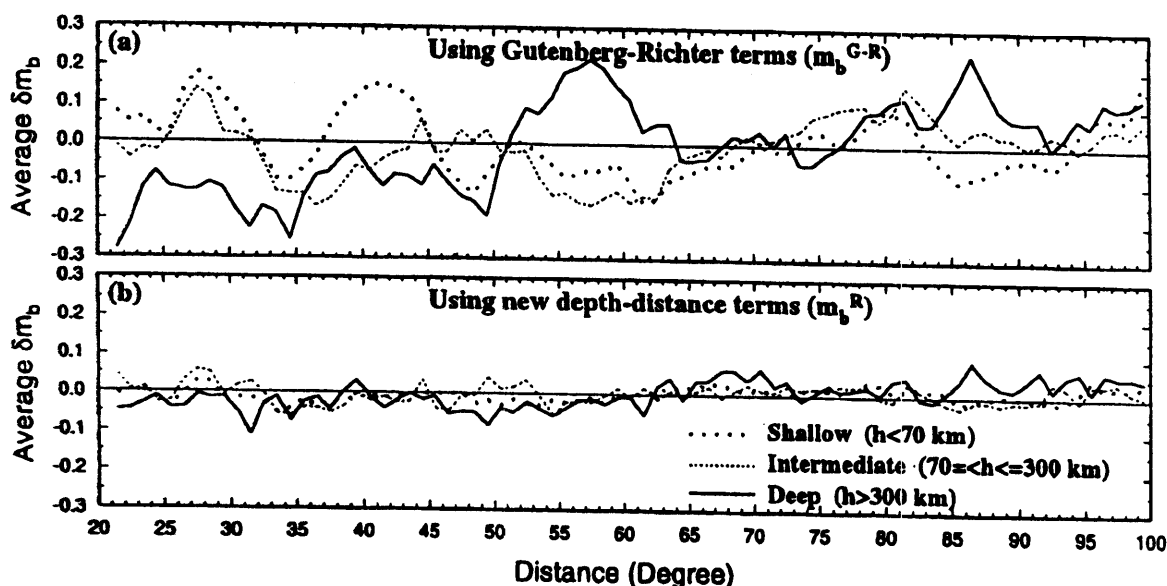
بزرگی m_b از این مقادیر تصحیحی استفاده می‌کنند. علاوه بر مقادیر تصحیحی گوتنبرگ-ریشتر پژوهشگران زیادی مثل کارپنتر^۱ و همکاران (۱۹۶۷)، ویس و کلاسون^۲ (۱۹۷۲)، کریستوسکو^۳ و همکاران (۱۹۷۹ و ۱۹۹۱)، مارشال و همکاران (۱۹۸۶)، لیلوال^۴ (۱۹۸۷)، رضاپور (۱۹۹۹) و غیره دامنه موج P نسبت به فاصله را تجزیه و تحلیل کرده و منحنی‌هایی بعنوان مقادیر تصحیحی منتشر کرده‌اند. اکثر این منحنی‌ها فرم عمومی منحنی‌های گوتنبرگ-ریشتر را داشته و هموارتر هستند. رضاپور (۱۹۹۹) با فرض یک رابطه خطی بین m_b و $\log(M_0)$ و استفاده از ممان لرزه‌ای (M_0)

استفاده از فرمولهای پراگ، هراک و هراک و M_s^{R-P} برای فواصل $0^\circ < \Delta < 180^\circ$ محاسبه و مقایسه گردید و مشاهده شد که کارایی فرمول M_s^{R-P} حتی برای فواصل $\Delta < 20^\circ$ و $\Delta > 160^\circ$ هم بهتر از سایر فرمولها است. همچنین کارایی نسبت M_s به m_b در تفکیک انفجارات هسته‌ای زیرزمینی از زلزله وقتی از مقادیر M_s تعیین شده با فرمول M_s^{R-P} استفاده شود بهتر می‌شود.

گوتنبرگ و ریشتر (۱۹۵۶) یک دسته نمودار و منحنی بعنوان مقادیر تصحیحی جهت محاسبه بزرگی در مقیاس امواج درونی منتشر کردند که امروزه مراکز بزرگ مثل ISC و NEIC در تعیین

1. Carpenter
3. Christoskov

2. Veith & Clawson
4. Lilwall



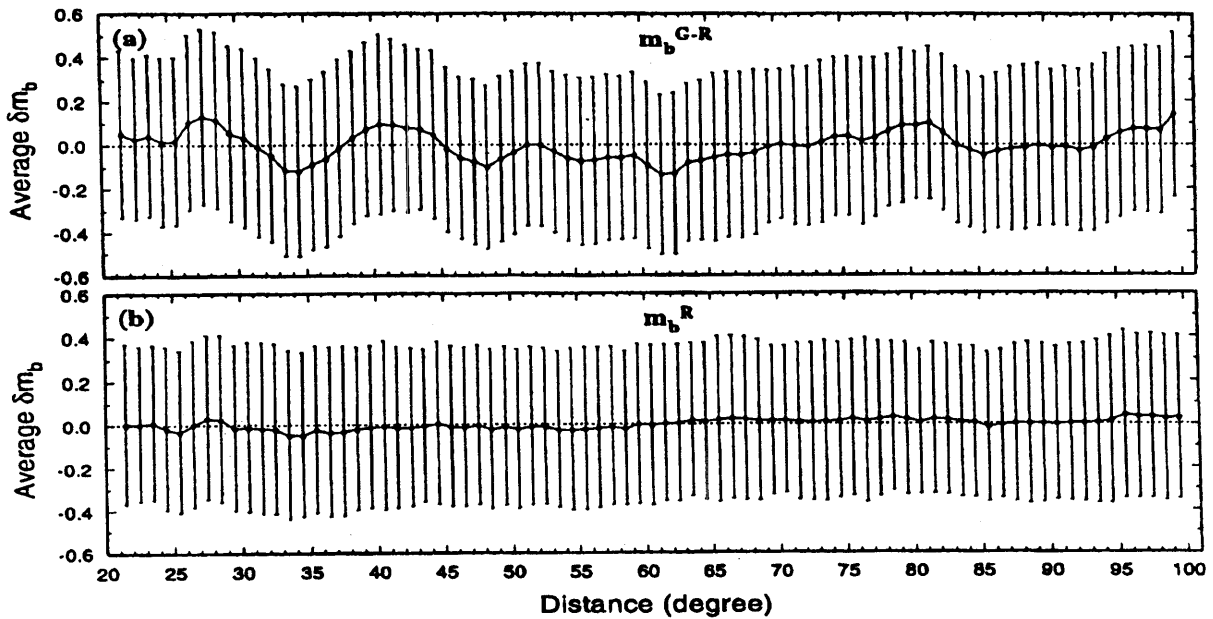
شکل ۳. تغییرات متوسط مقادیر باقیمانده بزرگی ($\delta m_b = m_b^{\text{event}} - m_b^{\text{station}}$) در طول یک درجه فاصله بر حسب فاصله با تفکیک عمق. (a) برای استفاده از مقادیر تصحیحی گوتنبرگ-ریشتر (m_b^{G-R}). (b) برای استفاده از مقادیر تصحیحی جدید (m_b^R).

متوسط δm_b در طول یک درجه به حدود $0/2 - 0/3$ هم می‌رسد. البته ما انتظار داریم که بزرگی در طول فاصله بخاطر مسئله الگوی تشعشع و عوامل دیگر یکسان برآورد نشود اما انتظار خطای دستگاهی (مثلا بزرگی هر زمینلرزه در هر نقطه از زمین که در فواصل معینی کمتر یا بیشتر برآورد شود) را نداریم. در شکل ۴ مقدار باقیمانده بزرگی برای کل داده‌ها (۱۲۹۲۹۶۷ بزرگی ایستگاهی مربوط به ۱۱۰۲۲۵ زلزله) و بدون تفکیک عمق نشان داده شده است. در همین شکل مشاهده می‌شود که تغییرات متوسط δm_b برای m_b^R کم و تقریباً در فواصل مختلف یکسان است ولی برای مقادیر m_b^{G-R} زیاد بوده و در طول فاصله یکسان نیست.

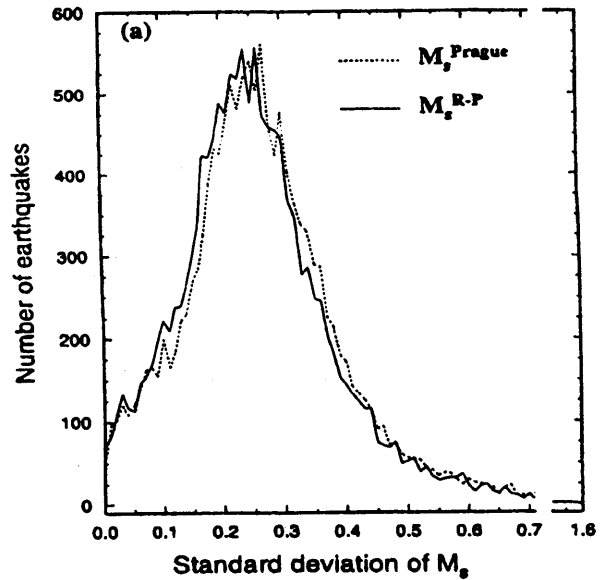
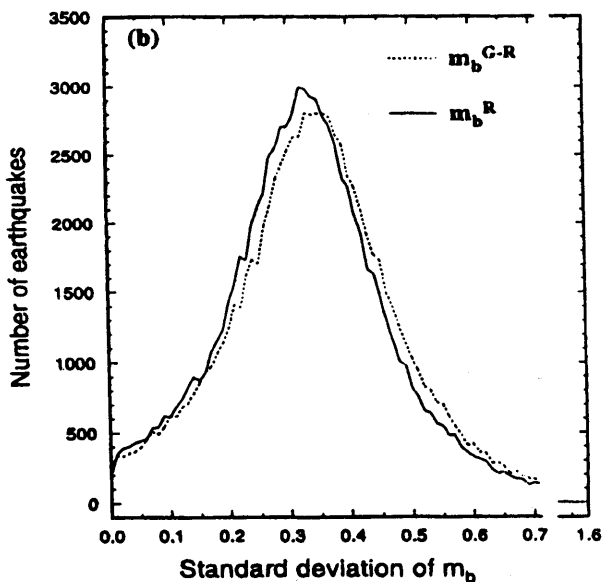
در شکل ۵ انحراف معیار مقادیر M_s^{Prague} و

منتشر شده در بولتن 'CMT' دانشگاه هاروارد دامنه امواج P را با M_0 نرمال کرده و مقادیر تصحیحی جدیدی معرفی کرد.

جهت نشان دادن کارایی مقادیر تصحیحی جدید و مقایسه با مقادیر تصحیحی گوتنبرگ-ریشتر، با استفاده از مقادیر تصحیحی ذکر شده، مقادیر m_b^{G-R} و m_b^R برای ۱۱۰۲۲۵ زلزله محاسبه گردید. سپس میانگین باقیمانده بزرگی ($\delta m_b = m_b^{\text{event}} - m_b^{\text{station}}$) بعبارتی میانگین اختلاف بزرگی ایستگاه‌ها از بزرگی زمینلرزه در طول یک درجه فاصله محاسبه و بر حسب فاصله در شکل ۳ با تفکیک عمق رسم شد. این شکل نشان می‌دهد که خطای بزرگی برآورد شده با m_b^R کمتر از m_b^{G-R} است و حتی در حالت استفاده از مقادیر تصحیحی گوتنبرگ-ریشتر مقدار



شکل ۴. تغییرات متوسط مقادیر باقیمانده بزرگی ($\delta m_b = m_b^{\text{event}} - m_b^{\text{station}}$) در طول یک درجه فاصله بر حسب فاصله بدون تفکیک عمق برای ۱۲۹۲۹۶۷ بزرگی ایستگاهی مربوط به ۱۱۰۲۲۵ زلزله منتشر شده در بولتن ISC در طول سالهای ۱۹۹۳-۱۹۷۸. (a) برای m_b^{G-R} (b) برای m_b^R . خطوط بار انحراف معیار هر نقطه را نشان می‌دهد.



شکل ۵. مقایسه انحراف معیار بزرگیهای m_b^{G-R} و m_b^R برای ۸۶۹۴۸ زلزله.

شکل ۵. مقایسه انحراف معیار بزرگیهای برآورد شده توسط فرمولهای M_s^{R-P} و M_s^{Prague} برای ۱۳۹۰۵ زلزله.

تعیین شده وابسته به فاصله نیست، انحراف معیار کمتری دارد و تداخل در نمودار M_s برحسب m_b برای انفجارات هسته‌ای زیرزمینی و زلزله کمتر می‌شود.

تشکر و قدردانی

این کار با استفاده از امکانات رایانه‌ای موسسه ژئوفیزیک انجام گردید که جای سپاس از مسئولین محترم آن موسسه را دارد.

منابع

- Båth. M., 1981, Earthquake magnitude-recent research and current trend: Earth Sic. Rev., 17, 315-398.
- Carpenter, E. W., Marshall, P. D., and Douglas, A., 1967, The amplitude distance curve for short period teleseismic P-wave: Geophys. J. R. Astr. Soc., 13, 61-70.
- Christoskov, L., Kondorskaya, L. N. V., and Vanek, J., 1979, Homogeneous magnitude system of Eurasian continent, P waves: Report SE-18, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, Boulder, Colorado, 57 pp.
- Christoskov, L., Kondorskaya, L. N. V., and Vanek, J., 1991, Homogeneous magnitude system with unified level for using in seismological practice: Stud. Geophys. Geod., 35, 221-223.
- Gutenberg, B., 1945a, Amplitude of surface waves and magnitudes of shallow

m_b^{G-R} بترتیب با انحراف معیار مقادیر M_s^{R-P} و m_b^R مقایسه می‌شوند. شکل ۵ نشان می‌دهد که وقتی برای تعیین بزرگی زمینلرزه‌ها در مقیاس جهانی از فرمول M_s^{R-P} و مقادیر تصحیحی جدید (m_b^R) استفاده شود، انحراف معیار بزرگیهای برآورد شده نسبت به استفاده از فرمول پراگ (M_s^{Prague}) و مقادیر تصحیحی گوتنبرگ-ریشتر (m_b^{G-R}) کمتر هستند. بنابراین توجه به اشکال ۲، ۴ و ۵ نشان می‌دهد که جهت کاهش خطا در تعیین بزرگی، فرمول و مقادیر تصحیحی مورد استفاده توسط مراکز ISC و NEIC نیاز به بازنگری دارد.

۴ نتیجه‌گیری

بررسی مقادیر M_s تعیین شده با فرمول M_s^{Prague} برای ۲۲۰۸۰ زلزله نشان می‌دهد که فرمول پراگ وابسته به فاصله است و بزرگی برآورد شده دارای خطای دستگاهی است، بطوریکه استفاده از فرمول پراگ بزرگی M_s را در فواصل دور بیشتر برآورد می‌کند. اما استفاده از فرمول تجربی-تئوری M_s^{R-P} ، مقدار M_s را بدون خطای دستگاهی و با انحراف معیار کمتری نسبت به فرمول پراگ برآورد می‌کند. مقایسه مقادیر m_b^{G-R} و m_b^R برآورد شده برای ۱۱۰۲۲۵ زلزله به ترتیب با استفاده از مقادیر تصحیحی گوتنبرگ-ریشتر و مقادیر تصحیحی جدید (نرمال شده با ممان لرزه‌ای) نشان دادند که انحراف معیار مقادیر m_b^R کمتر از انحراف معیار مقادیر m_b^{G-R} هستند و همچنین m_b^R دقیقتر از m_b^{G-R} بزرگی زمینلرزه را برآورد می‌کند. بطور خلاصه استفاده از فرمول M_s^{R-P} و مقادیر تصحیحی جدید بترتیب برای تعیین بزرگی مقیاسهای امواج سطحی و درونی نشان می‌دهد که مقدار بزرگی

- earthquakes: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **35**, 3-12.
- Gutenberg, B., 1945b, Amplitude of P, PP, and S and magnitude of shallow earthquakes: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **35**, 57-69.
- Gutenberg, B., 1945c, Magnitude determination for deep-focus earthquakes: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **35**, 117-130.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F., 1956, Magnitude and energy of earthquakes: *Ann. Geof.*, **9**, 1-15.
- Herak, M., and Herak, D., 1993, Distance dependence of M_s and calibrating function for 20 second Rayleigh waves: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1881-1892.
- Lienkaemper, J. J., 1984, Comparison of two surface-wave magnitude scales: M of Gutenberg and Richter (1954) and M_s of "preliminary determination of epicenters": *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 2357-2378.
- Lilwall, R. C., 1987, Empirical amplitude-distance/depth curves for short-period P-waves in the distance range of 20° to 180°: AWRE Report. No. O 30/86, HMSO, London.
- Marshall, P. D., and Basham, P. W., 1972, Distribution between earthquakes and underground explosions employing an improved M_s scale: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **28**, 431-458.
- Marshall, P. D., and Basham, P. W., 1973, Rayleigh wave magnitude scale, M_s : *Pure. App. Geophys.*, **103**, 406-414.
- Marshall, P. D., Bingham, J., and Young, J. B., 1986, An analysis of P-wave amplitudes recorded by seismological stations in the USSR: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **84**, 71-91.
- Rezapour, M., and Pearce, R. G., 1998, Bias in surface wave magnitude M_s due to inadequate distance corrections: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 43-61.
- Rezapour, M., 1999, Removal of bias in global seismic magnitude determinations: Ph.D. Thesis, Edinburgh University.
- Richter, C. F., 1935, An instrumental earthquake magnitude scale: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **25**, 1-32.
- Vanek, J., Zatopek, A., Karnik, V., Kondorskaya, N. N., Rizinichenko, Y. V., Savarensky, E. F., Solov'ev, S. L., and Shebalin, N. V., 1962, Standardization of magnitude scales: *Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser.*, **2**, 108-111 (English Translation).
- Veith, K. F., and Clawson, G. E., 1972, Magnitude from short-period P-wave data: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 435-452.