



ISSN 2345 - 4997

# Coda Waves Application in Obtaining the Path and Source Effects

Mehrdad Ansaripour<sup>1</sup>, Habib Rahimi<sup>2\*</sup><sup>1</sup> Department, of Earth Physics Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.<sup>2</sup> Department, of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

\*Corresponding Author (rahimih@ut.ac.ir)

<b>Article History:</b>	Received: Mar 31, 2014	Reviewed: Apr 04, 2014
Revised: Apr 08, 2014	Accepted: Apr 13, 2014	Published: Apr 14, 2014

## ABSTRACT

In this study the Coda waves application have been investigated to obtain the source and path effects for the Tehran region. Methods are used here to obtain the attenuation of path is normalized method and for an estimate of the magnitude, the length of time coda waves is used. A Reliable estimate of the magnitude and the full examination of magnitude (Mc) from the earthquake catalogs is necessary for any analysis of seismicity, (Habermann, 1987). We used the records of seismic waves from Geophysics Institute of University of Tehran for Mc was calculated as follows. Frankel (1990) used for the first time coda normalized methods to estimate the number of stations. That for inactive areas and are rare and low data this method can be useful. We used recorded accelerograms Kojor of around the epicenters of earthquakes that led to we are calculate the absorption coefficient with using normalized coda waves (Aki, 1980) for all recorded stations that had good signal to noise ratio of quality factor.

**Keywords:** Coda Waves, Tehran Region, Coda Normalized Method, Coda Magnitude (Mc).

## کاربرد امواج کدا در بدست آوردن اثرات مسیر و منبع

مehرداد انصاری پور<sup>۱</sup>، حبیب رحیمی<sup>۲</sup><sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران (ansaripor@ut.ac.ir)<sup>۲</sup> استادیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، نگارنده رابط (rahimih@ut.ac.ir)

تاریخ داوری: ۱۳۹۳/۱/۱۵	تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱/۱۱	تاریخچه انتشار مقاله
تاریخ انتشار: ۱۳۹۳/۱/۲۵	تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱/۲۴	تاریخ اصلاحات: ۱۳۹۳/۱/۱۹

## چکیده

در این مطالعه کاربرد امواج کدا را در به دست آوردن اثرات منبع و مسیر برای منطقه تهران مورد بررسی قرار داده ایم. روش های مورد استفاده در اینجا برای به دست آوردن کاندگی مسیر، روش نرمالیزه کردن و در به دست آوردن برآوردی از بزرگی از طول زمانی امواج کدا استفاده گردیده است. برآورد قابل اعتماد از بزرگی و بررسی اندازه کامل بزرگا (Mc) از کاتالوگ های زمین لرزه ها پیش نیاز هر گونه تجزیه و تحلیل لرزه خیزی است. در این مطالعه با استفاده از شکل امواج حاصل از زمین لرزه برگرفته از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مقدار Mc را برای منطقه تهران به صورت  $M_c = 2/341 \log_{10} f + 0.02088 - 2/27$  محاسبه گردید. فرانکل (۱۹۹۰) برای اولین بار روش نرمالیزه کدا را برای برآورد در چند ایستگاه به کار برد. که برای مناطقی که داده ها به علت غیرفعال بودن منطقه نایاب و کم هستند، روش مفیدی است. در این بررسی با استفاده از شتاب نگاشت های ثبت شده اطراف رومرکز زلزله کجور ضریب جذب امواج کدا با استفاده از روش نرمالیزه کدا (آکی، ۱۹۸۰) برای همه ایستگاه های ثبت کننده ای که نسبت سیگنال به نویز خوبی داشتند، مقدار فاکتور کیفیت  $Q_c = 66(\pm 4)f^{1.5 \pm 0.1}$  به دست آمده است.

**واژه های کلیدی:** امواج کدا، منطقه تهران، روش نرمالیزه کردن، بزرگای امواج کدا (Mc).

## ۱. مقدمه

گیرنده امواج لرزه‌ای و ضریب جذب امواج لرزه‌ای (مطالعه اثرات انتشار موج) طراحی شده که به طور گسترده‌ای برای برآورد خطر لرزه‌ای در مناطق مختلف جهان از این پارامترها و برای برآورد آنها استفاده می‌شود.

روش نرمالایز کدا بر اساس این ایده پایه‌ریزی شده است که در بعضی زمان سیرها، انرژی امواج لرزه‌ای به طور یکنواختی در مقداری از حجم اطراف چشمه توزیع می‌شود و محدودیت‌ها و اعتبار این فرض توسط مطالعات زیادی در فرآیندهای پراکنش چندگانه بر اساس تئوری انتقال ارتعاش بحث شده است و نتایج واقعی به دست آمده به وسیله این روش و سازگاری آن با روش‌های مدل Energy-flux توسط مطالعات گوناگونی به اثبات رسیده است، در قسمت دوم از یکی دیگر از کاربردهای امواج کدا که به برآورد قابل اعتمادی از بزرگای زمین‌لرزه  $M_c$  که جای خالی آن در کاتالوگ‌های زمین‌لرزه حس می‌شود، می‌پردازیم.

## ۲. مواد و روش‌ها

## ۲.۱. روش نرمالایز کدا برای برآورد از چند ایستگاه (Frankel 1990)

روش نرمالایز کدا به عنوان روشی قابل اعتماد برای برآورد پارامترهای مهمی چون تشعشع چشمه لرزه‌ای، تقویت ایستگاه گیرنده امواج لرزه‌ای و ضریب جذب امواج لرزه‌ای (مطالعه اثرات انتشار موج) طراحی شده که به طور گسترده‌ای برای برآورد خطر لرزه‌ای در مناطق مختلف جهان از این پارامترها و برای برآورد آنها استفاده می‌شود.

با توجه به اینکه رکوردهای لرزه‌ای غیر از اثرات دستگاهی از سه پارامتر ذکر شده در بالا متأثر می‌شوند، این سه عامل بیشتر مطالعات زمین‌لرزه شناسان را در این اواخر تشکیل می‌دهند و مطالعه هر یک از این عوامل اکثراً با استفاده از ایزوله کردن آن از سایر پارامترها و مطالعه دقیق‌تر آن، مورد بررسی قرار می‌گیرد که روش نرمالایز کدا هم بدین صورت شکل گرفته، برای مطالعه هر یک از سه پارامتر ذکر شده دو پارامتر دیگر به

اساسی‌ترین گواه و دلیل برای ناهمگنی‌های تصادفی با طول موج کوتاه در زمین، ظهور امواج کدا در نگاهت‌ها است. مانیتورینگ کدای لرزه‌ای می‌تواند اطلاعاتی درباره تغییرات آنی در شکستگی‌ها و جذب به علت تغییرات در استرس تکنیکی به هنگام دوره‌های زمین‌لرزه فراهم کند زیرا در حالت کلی همبستگی بین  $Q_c^{-1}$  و سطح فعالیت تکنیکی یا میزان شکستگی‌های لیتوسفر مشاهده می‌شود.

میزان کاهش انرژی و کاهش دامنه امواج لرزه‌ای که از ویژگی‌های قسمت‌های متفاوت زمین، از جمله پوسته است، در قالب کاهندگی امواج و به مثابه یکی از ویژگی‌های پوسته زمین مورد بررسی قرار می‌گیرد. بررسی کاهندگی امواج لرزه‌ای بسامد زیاد، هم از دیدگاه لرزه‌شناسی و هم از دیدگاه مهندسی زلزله نقش مهمی دارد، زیرا کاهندگی، یکی از پارامترهای اساسی در پیش‌بینی میزان جنبش زمین در بحث‌های مربوط به تجزیه و تحلیل خطرات لرزه‌ای است.

پراکنش انرژی امواج لرزه‌ای را در داخل محیط پخش می‌کند اما انرژی از کل میدان موج حذف نمی‌شود و فقط انرژی از امواج مستقیم به انتهای رکورد (امواج کدا) شیف‌ت داده می‌شود ولی برعکس در جذب ذاتی با استفاده از مکانیزم‌های مختلف انرژی نوسانی تبدیل به انرژی حرارتی می‌شود.

این به صورت چشمگیری تأمل برانگیز است که فرآیندهای جذب پراکنش یا ذاتی در یک روش برآورد جذب امواج لرزه‌ای تسلط داشته باشد. مطالعات گوناگونی برای جداسازی جذب پراکنش و ذاتی انجام شده است (Fehler 1992) و روش‌هایی نیز برای جداسازی جذب پراکنش و ذاتی ارائه شده است ولی در تعیین مقادیر جذب از امواج لرزه‌ای مستقیم مقادیر جذب کلی برآورد می‌شود و تعیین جذب امواج لرزه‌ای از دامنه امواج کدا که به برآورد  $Q_c^{-1}$  می‌انجامد اکثراً شامل جذب پراکنش در محیط می‌باشد.

روش نرمالایز کدا به عنوان روشی قابل اعتماد برای برآورد پارامترهای مهمی چون تشعشع چشمه لرزه‌ای، تقویت ایستگاه

نوعی حذف گردیده و پارامتر موردنظر با جزئیات بیشتری مطالعه می‌گردد.

با توجه به اینکه در روش‌های مرسوم برای برآورد اثرات ایستگاه و چشمه در فواصل محلی کمتر از حدود ۱۰۰ کیلومتر به رسیده‌های امواج مستقیم P و S از روی نگاشت‌های لرزه‌ای مورد نیاز می‌باشد و رسیده‌های اول جبهه موج معمولاً کلیپ می‌کنند (اکثرأ موج S) ولی در بخش‌های بعدی میدان موج این پدیده کمتر اتفاق نمی‌افتد. با توجه به اینکه در روش نرمالایز کدا از امواج کدا برای تعیین اثرات چشمه و ایستگاه استفاده می‌شود لذا روش‌های نرمالایز کدا تنها روش‌های مطمئن و دائمی برای برآورد این پارامترهای به حساب می‌آیند. برای رکوردهای زمین‌لرزه‌های محلی در زمانهای بزرگتر از دو برابر زمان سیر موج S از چشمه تا گیرنده، پوش دامنه لرزه نگاشت‌های فیلتر شده یک شکل معمول دارند (شکل ۱) که مستقل از فاصله چشمه تا گیرنده بوده و دامنه پوش با اندازه چشمه و مشخصات ایستگاه ثبت‌کننده تغییر می‌کند.

$$A_i^c(\omega, t) = S_i(\omega, \theta) R(\omega, \theta) \left\{ \frac{\exp(-\omega D / 2Q_v)}{D} \right\} \quad (1)$$

که  $S_i(\omega, \theta)$  تشعشع طیفی چشمه در جهت گیرنده- چشمه  $\theta$ ،  $R(\omega, \theta)$  اثر ایستگاه در گیرنده که ممکن است وابسته به  $\theta$  باشد،  $D$  فاصله گیرنده- چشمه و  $v$  سرعت انتشار امواج است.

از طرف دیگر، در جایی از زمان سیر  $t$  (تعیین شده از زمان وقوع زمین‌لرزه) که تقریباً بزرگتر از دو برابر زمان سیر موج مستقیم S می‌باشد طیف دامنه امواج کدا در حالت کلی به صورت زیر خواهد بود (Tsujiura 'Aki & chouet 1975, Rautain & Khalturin 1978, 1978).

$$A_i^c(\omega, t) = S_i^c(\omega) R^c(\omega) P(\omega, t) \quad (2)$$

که  $P(\omega, t)$  مستقل از فاصله چشمه- گیرنده و جهت چشمه گیرنده است.  $S_i^c(\omega)$  فاکتور چشمه و  $R^c(\omega)$  فاکتور ایستگاه گیرنده هر دو مستقل از فاصله چشمه- گیرنده هستند. بحث تجربی بالائی می‌تواند به وسیله فرض مدلی که در آن امواج کدا امواج پراکنش به عقب یافته از ناهماهنگی‌های توزیع شده تصادفی در زمین توجیه شود (Aki 1969). طیف چشمه امواج کدا  $S^c(\omega)$  می‌تواند یک میانگینی، به وسیله پراکنش توزیع شده تصادفی، از طیف چشمه امواج S در همه جهت‌ها گرفته شود.

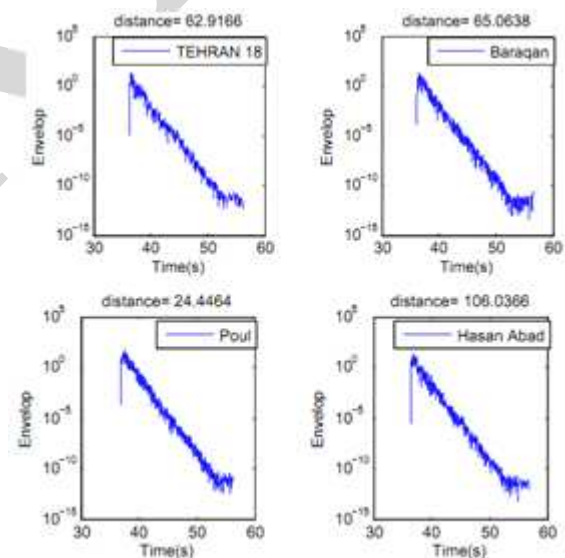
$$\left\langle \ln \left( \frac{A_i(\omega) D}{A_i^c(\omega, t_c)} \right) \right\rangle_{D \pm \Delta D} = a - bD \quad (3)$$

که  $b = \frac{1}{2Q_v}$  و  $a$ ،  $b$  مستقل از  $D$  هستند.

و سمبل  $\langle x \rangle_{D \pm \Delta D}$  به میانگین  $x$  برای همه حوادث قرار گرفته در بازه فاصله‌ای  $D - \Delta D$  تا  $D + \Delta D$  دلالت دارد.

یک رابطه خطی بین  $x$ ، میانگین لگاریتمی نسبت دامنه‌های امواج حجمی به کدا، ضرب در فاصله و  $D$ ، فاصله است. شیب

شکل ۱. شکل افت پوش دامنه کدا برای چهار ایستگاه در فواصل مختلف از کانون زمین‌لرزه



اگر دامنه طیفی امواج حجمی برای حادثه نام را  $A_i(\omega)$  و دامنه طیفی امواج کدا در زمان  $t$  از وقوع زمین‌لرزه

$$\ln \left\{ \frac{R_{\theta\theta}^{-1} A_s(f, r) r^\nu}{A_c(f, t_c)} \right\} = -\frac{\pi f}{Q_s(f) \nu_s} r + \ln \left( \frac{G(f, \psi)}{G(f)} \right) + \text{const}(f) \quad (7)$$

تحت شرایط مطلوب که مجموعه داده‌های موجود از زمین‌لرزه‌ها یک توزیع رو مرکزی وسیعی داشته باشند اثر  $R_{\theta\theta}$  قابل صرف نظر بوده و به وسیله میانگین بروی حل‌های صفحات کانونی مختلف نسبت  $G(f, \psi)/G(f)$  مستقل از  $\psi$  می‌باشد به واسطه میانگین‌گیری بر روی تعداد زیاد زمین‌لرزه سرانجام رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\left\langle \ln \left\{ \frac{A_s(f, r) r^\nu}{A_c(f, t_c)} \right\} \right\rangle_{r \pm \Delta r} = -\frac{\pi f}{Q_s(f) \nu_s} r + \text{const}(f) \quad (8)$$

به وسیله گرفتن یک میانگین بر روی رابطه (۸) برای بازه فاصله کانونی  $r \pm \Delta r$ ، که از برازش خطی بین  $r$  و  $\left\langle \ln \left[ \frac{A_s(f, r) r^\nu}{A_c(f, t_c)} \right] \right\rangle_{r \pm \Delta r}$  مقادیر  $Q_s^{-1}$  به دست می‌آید.

فرانکل (۱۹۹۰) برای اولین بار روش نرمالایز کدا را برای برآورد  $Q_s^{-1}$  در چند ایستگاه به کار برد که برای مناطقی که داده‌ها به علت غیرفعال بودن منطقه نایاب و کم هستند، روش مفیدی است. با توجه به بحث بالا، تقسیم دامنه طیفی امواج S به دامنه طیفی امواج کدا باید اثرات تقویت ایستگاه را حذف کند بنابراین در روش چند ایستگاهی دامنه‌ها از ایستگاه‌های مختلف می‌توانند مقایسه شوند. ترکیب نتایج از ایستگاه‌های مختلف فقط وقتی معتبر می‌باشد که شکل و الگوی پوش‌های کدا در همه ایستگاه‌ها یکسان باشد و ضمناً باید به این نکته توجه کرد که روش نرمالایز کدا اثرات الگوی تشعشع را حذف نمی‌کند و این عامل اصلی پراکندگی دامنه‌های نرمالایز کدا نسبت به فاصله کانونی می‌باشد (Frankel 1990).

برای مشاهده شکل دامنه پوش‌های کدا در ایستگاه‌های مختلف، تریس‌ها در باندهای فرکانسی فیلتر باند گذر شده و پوش لرزه نگاشت از رابطه:

رابطه خطی مقادیر Q را از رابطه (۳) به ما می‌دهد. بر اساس این ایده که امواج کدا حاصل پراکنش امواج S از ناهمگنی‌های تصادفی در زمین هستند برای گذشت زمانی تقریباً بزرگتر از دو برابر زمان سیر موج S، دامنه طیفی کدا در گذشت زمانی  $t_c$ ،  $A_c(f, t_c)$  مستقل از فاصله کانونی  $r$  در بازه فواصل محلی است که به صورت:

$$A_c(f, t_c) = S_c(f) P(f, t_c) G(f) I(f) \quad (4)$$

که f فرکانس،  $S_c(f)$  دامنه طیفی چشمه امواج S،  $P(f, t_c)$  فاکتور آشفستگی کدا،  $G(f)$  فاکتور تقویت چشمه و  $I(f)$  معرف پاسخ دستگاهی است. فاکتور آشفستگی کدا  $P(f, t_c)$  به نحوه افت دامنه طیفی امواج کدا با گذشت زمانی اشاره دارد. با توجه به اینکه دامنه طیفی کدا مشخصه‌ای از دامنه طیفی امواج مستقیم است از این خاصیت به طور تجربی برای برآورد بزرگای زمین‌لرزه‌های کوچک از طول زمانی کدا استفاده می‌شود. از طرفی دامنه طیفی امواج مستقیم S،  $A_s(f, r)$  به صورت:

$$A(f, r) = R_{\theta\theta} S_s(f) r^{-\gamma} \times \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_s(f) \nu_s} r\right) G(f, \Psi) I(f) \quad (5)$$

که  $R_{\theta\theta}$  الگوی تشعشع چشمه و  $\nu$  توان گسترش هندسی است. سمبل  $Q_s(f)$  فاکتور کیفیت امواج S،  $\nu_s$  میانگین سرعت امواج S و  $\Psi$  اشاره به زاویه برخورد امواج S می‌باشد. برای نرمالایز دامنه طیفی چشمه از امواج S به وسیله دامنه طیفی امواج کدا رابطه (۵) به (۴) تقسیم می‌شود که:

$$\frac{R_{\theta\theta}^{-1} A_s(f, r) r^\nu}{A_c(f, t_c)} = \frac{G(f, \psi)}{G(f)} P^{-1}(f, t_c) \times \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_s(f) \nu_s} r\right) \quad (6)$$

از آنجایی  $P(f, t_c)$  که برای یک گذشت زمانی ثابت  $t_c$  مقدار ثابتی نسبت به فاصله کانونی است از لگاریتم عبارت بالا داریم.

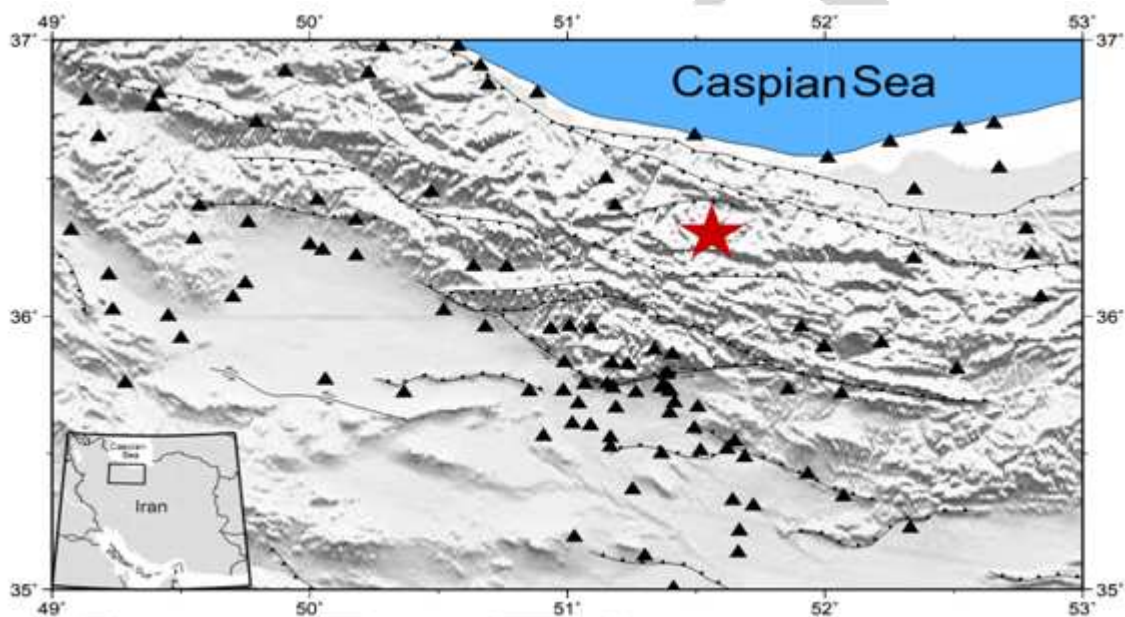
ثبت شده توسط شتابنگاشت‌های فعال شده طی وقوع زمین‌لرزه کجور-بلده (خرداد ۱۳۸۱) از سوی مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی که پوشش مناسب ایستگاهی اطراف استان تهران داشته است که با نسبت سیگنال به نوفه بزرگ‌تر از ۳، ۳) ثانیه انتهای پنجره موج کدا درحکم پنجره سیگنال و ۳) ثانیه قبل از رسید موج P در حکم پنجره نوفه) که دارای مسافت رومرکزی کمتر از ۱۵۰ کیلومتر بوده اند، استفاده گردیده است (شکل ۳ و ۴).

$$E(t) = [A^2(t) + H^2\{A(t)\}]^{1/5} \quad (9)$$

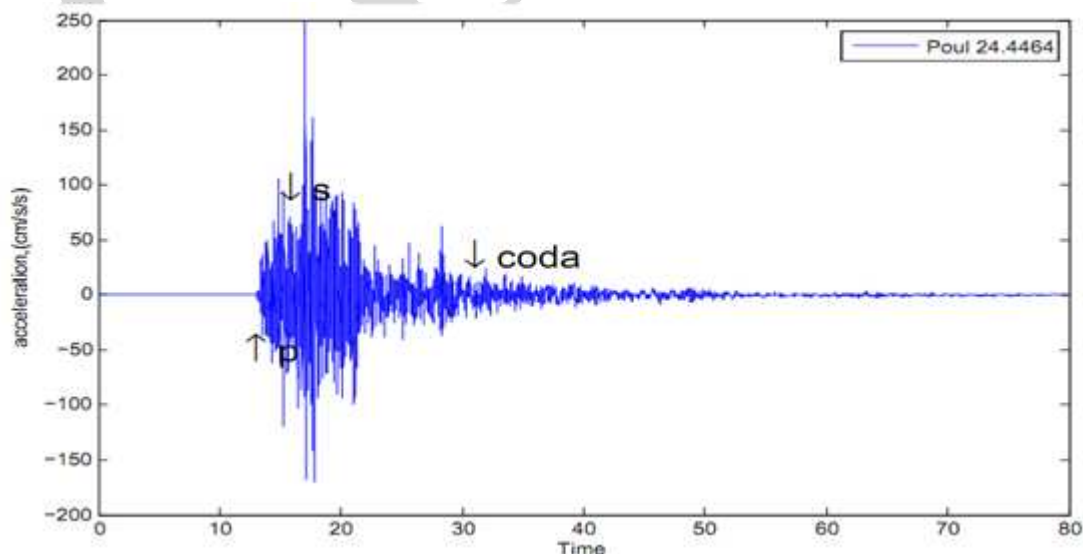
که  $A(t)$  سری زمانی باند گذر شده است و  $H\{A(t)\}$  تبدیل هیلبرت  $A(t)$  است، استفاده می‌شود.

## ۲.۲. داده‌های مورد استفاده

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش برای به دست آوردن فاکتور کیفیت امواج کدا مربوط به شبکه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات مسکن می باشد (شکل ۲). برای برآورد ضریب کیفیت از امواج مستقیم S و امواج کدای از زمین‌لرزه‌های



شکل ۲. نقشه ایستگاه‌های شتابنگاشتی مرکز تحقیقات راه و مسکن تهران (مثلث‌های مشکی) و زمین‌لرزه کجور-فیروزآباد (ستاره قرمز)



شکل ۳. زمان رسید هر یک فازهای مورد نیاز برای ایستگاه پول.

داده‌ها، در هشت باند بسامدی  $۲/۰-۱/۰$ ،  $۴/۰-۲/۰$ ،  $۶/۰-۴/۰$ ،  $۸/۰-۶/۰$ ،  $۱۲/۰-۸/۰$ ،  $۱۶-۱۴$ ،  $۱۸-۱۶$  هرترز با بسامدهای مرکزی  $۱/۵$ ،  $۳/۰$ ،  $۵/۰$ ،  $۷/۰$ ،  $۱۰/۰$ ،  $۱۳/۰$ ،  $۱۵/۰$ ،  $۱۷/۰$  هرترز با فیلتر باترورث مرتبه ۴ فیلتر شده‌اند. زمین لرزه‌ها با استفاده از دستگاه شتابنگار SSA2 با بسامد نمونه برداری ۲۰۰ هرترز ثبت شده‌اند. ترکیب نتایج از ایستگاه‌های مختلف فقط وقتی معتبر می‌باشد که شکل و الگوی پوش‌های کدا در همه ایستگاه‌ها یکسان باشد (شکل ۱). ضمناً باید به این نکته توجه کرد که روش نرمالیز کدا اثرات الگوی تشعشع را حذف نمی‌کند و این عامل اصلی پراکندگی دامنه‌های نرمالیز کدا نسبت به فاصله کانونی می‌باشد. بخش‌های زود رسیده امواج کدا، از ایستگاهی به ایستگاه دیگر متفاوت هستند ولی لرزه‌نگاشت‌های فیلتر باند گذر شده، یک شکل مشابهی در همه ایستگاه‌ها بعد از حدود دو یا سه برابر زمان سیر موج S از چشمه تا گیرنده دارند (Routin & khalturin 1978) که در شکل (۱) پوش‌های برآورده شده RMS از لرزه‌نگاشت‌های فیلتر شده آورده شده‌اند که از رابطه زیر:

$$E(t) = [A^*(t) + H^*(t)\{A(t)\}]^{1/5} \quad (10)$$

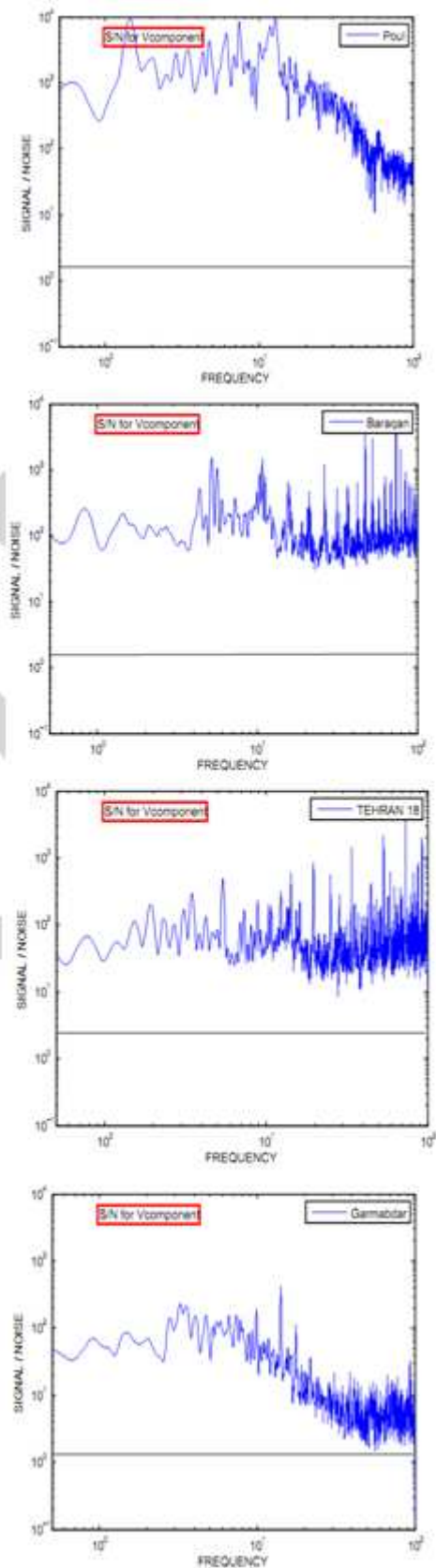
برای برآورد پوش‌ها استفاده گردید. که A(t) دامنه رکورد و H(t) تبدیل هیلبرت می‌باشد.

در همه روابط به دست آمده، مقدار ضریب کیفیت معیاری کمی برای کیفیت جنس زمین و لرزه‌خیزی منطقه به شمار می‌آید به طوری که میزان جذب برای نواحی فعال تکتونیکی  $0.6 < \alpha < 0.4$  و  $Q < 300$  و برای نواحی غیر فعال ضریب جذب  $0.2 < \alpha$  و  $Q > 1000$  برآورد می‌شود. اما پیش از این تحقیق مقادیر مختلفی برای فاکتور کیفیت برای ناحیه تهران از روش‌های دیگر به دست آمده که نیازمند مقایسه می‌باشد. برای تهران رابطه Q با فرکانس را به صورت زیر پیشنهاد نموده است:

اله یارخانی (۱۳۷۶):

$$Q = 213f^{0.67} \quad (lat = 33^\circ - 37^\circ, lon = 48^\circ - 55^\circ)$$

رحیمی و همکاران (۱۳۸۶) برای ناحیه جنوب غرب:



شکل ۴. نسبت سیگنال به نویز پنجره موج کدای شتابنگاشت برای چهار ایستگاه متفاوت

مواجه باشد و همچنین به گستردگی خاصی که در تحقیقات اشاره کرده اند چرا که هر چه منطقه مورد نظر از نظر وسعت بزرگتر باشد به معنای اندازه‌گیری  $Q$  برای لایه‌های عمیق‌تر است.

فرانکل (۱۹۹۱) روش نرمالایز کدا را اولین بار با استفاده از چند ایستگاه برای تعیین  $Qp^{-1}$  به کار برد.

این روش کارایی مناسبی به‌ویژه برای مناطقی که فاقد داده‌های کافی هستند، دارد. که خود به دلیل وابستگی کمتری به دیتا از صحت قابل قبولی برخوردار است. مقدار فاکتور کیفیت به دست آمده در این تحقیق برای منطقه تهران با توجه به ایستگاه‌های انتخاب شده با مختصات  $lon = 51^\circ - 53^\circ$  و  $lat = 35^\circ - 37^\circ$  است.  $Q_c = 66(\pm 7)f^{1.1 \pm 0.1}$  که به مقدار ایده آلی با داده‌ها فیت گردیده است (شکل ۵).

$$Q = 157.5f^{0.93}$$

برای ناحیه شمال غرب  $Q = 92f^{1.14}$  که توسط چالنگو و همکاران (۱۹۷۴) پهنه بندی شده است.

دانش دوست و همکاران (۱۳۸۹):

$$(lat = 33^\circ - 36.5^\circ, lon = 50^\circ - 53^\circ) Q = 65f^{0.89}$$

آقای نقوی و همکاران نیز (۱۳۹۰):

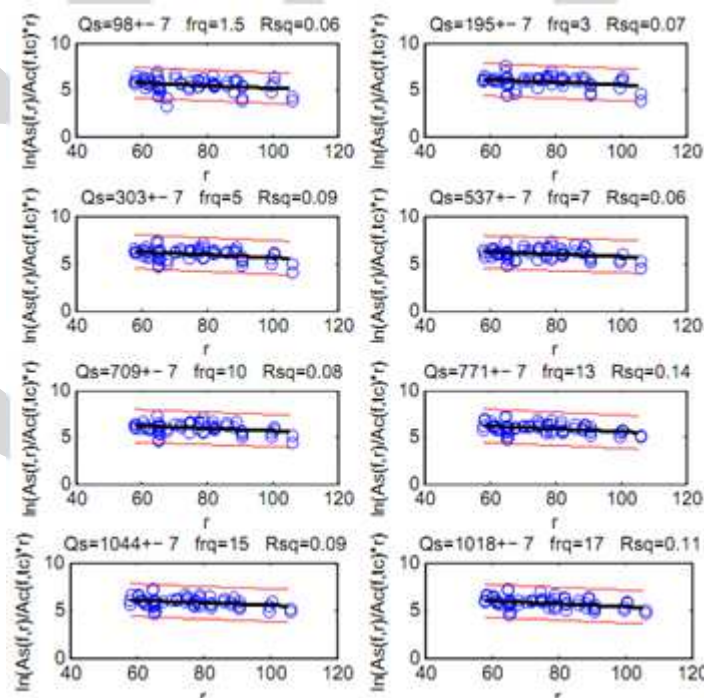
$$lat = 33^\circ - 38^\circ, lon = 49^\circ - 54^\circ$$

$$Q = 267 \pm 32f^{0.71 \pm 0.14}$$

و در نهایت قاسمی و همکاران (۱۳۸۴):

$$Q = 9.7f^{0.74}$$

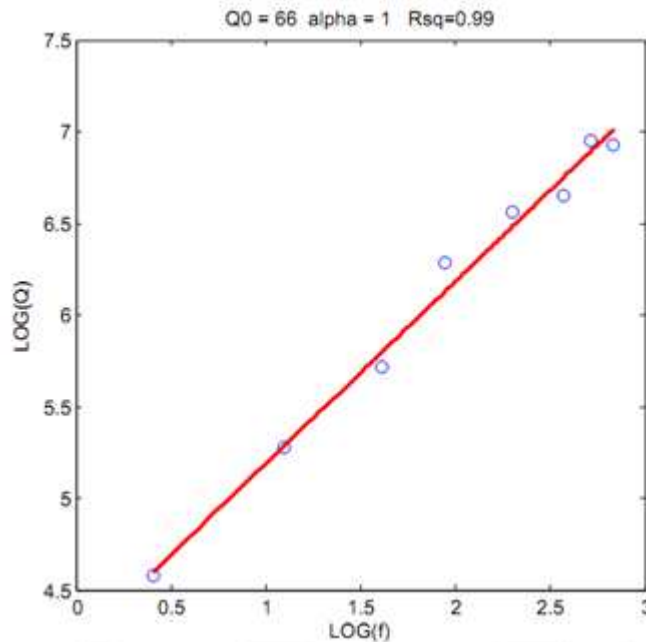
تفاوتی بین روابط بالا موجود است و آن را می‌توان به نوع دستگاه ثبت کننده امواج حاصل از زمین‌لرزه که با توجه به نوع آن می‌تواند بر دامنه و محتویات بسامدی لرزه نگاشت‌ها تأثیر گذار باشد و یا به استفاده از فاز خاصی که امکان کلیپ کردن آن امکان دارد با خطایی



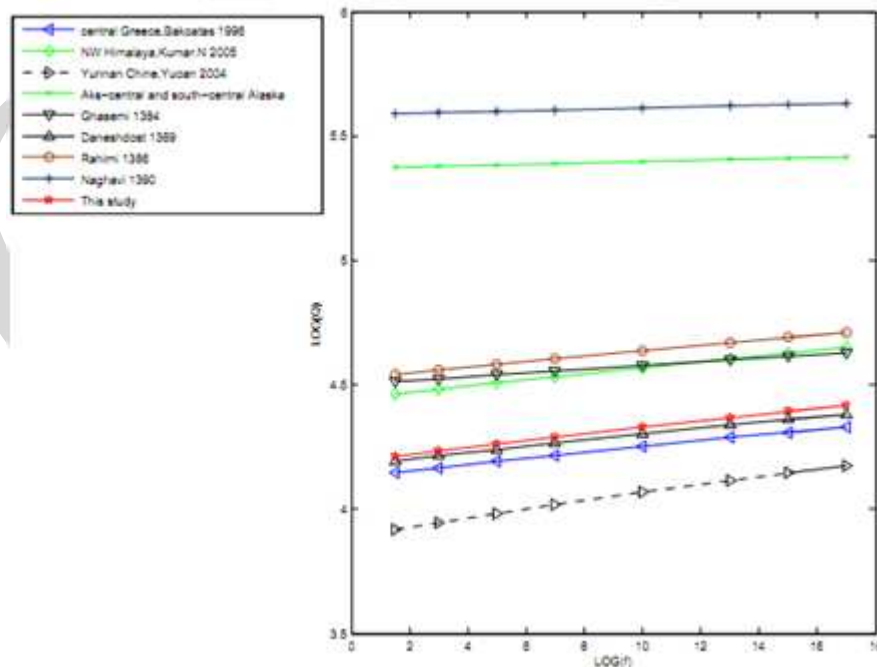
شکل ۵. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی در ناحیه تهران در هشت باند فرکانسی با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات. به همراه خطوط انحراف معیار (خطوط قرمز)

برای ناحیه تهران مشابه برخی مناطق جهان از جمله ناحیه شمال غرب هیمالیا است این مناطق از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی فعال هستند (شکل ۶ و ۷).

برای بررسی میزان قابل اعتماد بودن نتایج، مقایسه‌ای با مطالعاتی از سایر مناطق دنیا در نظر گرفته شده است. رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی به روش نرمال‌سازی کدا در ناحیه تهران همانند روابط به‌دست آمده



شکل ۶. تعیین رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی



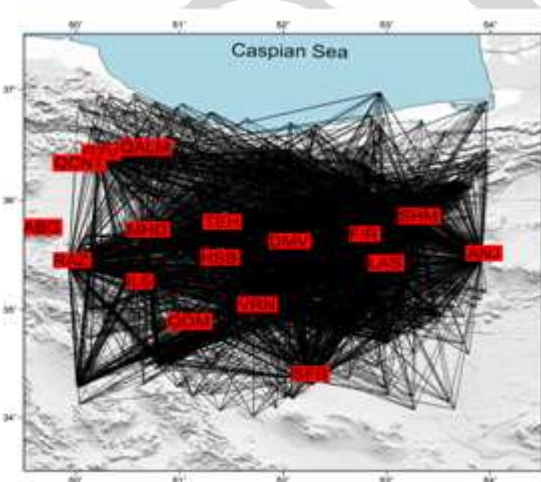
شکل ۷. مقایسه رابطه وابستگی بسامدی در این مطالعه و مطالعات دیگر برای این منطقه و دیگر مناطق جهان.

گزارش شده است. این بزرگها با استفاده از اطلاعات دامنه و دوره برای فاز خاصی از امواج برآورد شده است، که اغلب

به طور کلی، بزرگای امواج درونی، بزرگای ریشتر (امواج برشی) و بزرگی امواج سطحی معمولاً برای هر زمین‌لرزه



برآورد بزرگای امواج کدا ( $M_c$ ) برای زمین‌لرزه‌های که در لرزه‌نگار کوتاه دوره‌های عمودی ثبت شده‌اند، در مطالعات مختلف به منظور تعیین بزرگی برای مناطق مختلف جهان استفاده می‌گردد. با توجه به آنکه لگاریتم طول زمانی برای برآورد سریع بزرگی زمین‌لرزه‌ها در بیشتر مناطق جهان استفاده می‌شود و این همبستگی بین بزرگی و طول زمانی رکورد در بخش کدای لرزه‌نگاشت‌ها در ایستگاه‌های محلی صادق است و مطالعات مانند تجزیه و تحلیل نرخ تغییرات، تحریک ایستا و پویا، نقشه‌برداری پارامترهای لرزه خیزی، پیش‌بینی زمین‌لرزه، و برآورد خطر لرزه‌ای احتمالاتی معمولاً نیاز به دانش کلی  $M_c$  از کاتالوگ زمین‌لرزه دارد، در این قسمت می‌کوشیم تا برآوردی خوب از بزرگای زمین‌لرزه در منطقه تهران به دست آورده و آن را با بزرگای محلی و بزرگای به دست آمده از دیگر مناطق جهان مورد ارزیابی قرار دهیم. داده‌های مورد استفاده در این قسمت از تحقیق، داده‌های رقمی دستگاه‌های کوتاه دوره سه مؤلفه‌ای، نصب شبکه لرزه‌نگاری رقومی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که از سال ۱۹۹۵ آغاز به کار کرده است و در ناحیه البرزدارای ۱۹ ایستگاه لرزه‌نگاری است (شکل ۸).



شکل ۸. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده و پوشش مسیر پرتو لرزه‌ای از چشمه به گیرنده‌ها

این ایستگاه‌ها مجهز به دستگاه‌های سرعت‌نگار سه مؤلفه‌ای و کوتاه دوره از نوع SS۱ با بسامد طبیعی یک هرتز و طیف پاسخ دستگاه‌ها نسبت به سرعت در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز یک

دشوار می‌شود که دامنه صحیح مربوطه به فاز مورد نظر را کلیپ کرد که به دلایل مختلفی امکان دارد اشتباهاتی نیز رخ دهد. بنابراین، در سال ۱۹۵۸، بیترسانی یک روش جدید تخمین بزرگا با استفاده از مدت زمان امواج سطحی پیشنهاد کرد. پس از آن، در سال ۱۹۶۵، سالویو استفاده از مدت زمان کل نگاشت را به جای مدت زمان امواج سطحی ارائه داد. در سال ۱۹۷۲، لی و همکاران، طول مدت زمان امواج کدا را برای اولین بار به منظور برآورد مقدار ریشتر زمین لرزه‌های محلی در کالیفرنیا استفاده کردند. بر اساس مطالعه شان، آنها پیشنهاد کردند که مناسب است برای تخمین اندازه زمین‌لرزه‌های محلی از مدت زمان کل سیگنال استفاده گردد. یکی از مهمترین کاربردهای امواج کدا محاسبه ی "بزرگای طول مدت امواج کدا" است، (Lee et al. 1972). امواج کدا کمتر از مسیر نسبت به امواج مستقیم تأثیر می‌پذیرند به خصوص در فواصل محلی بنابراین به دست آوردن پارامترهای منبع را بهتر می‌توانند تفسیر کنند. برای برآورد ممان لرزه‌ای (بزرگی زمین‌لرزه‌ها) از رسیدهای امواج حجمی مستقیم، نیاز به تصحیح تشعشع غیر ایزوتوپ اثرات انتشار و چشمه بوده و تصحیح این اثرات مشکل می‌باشد و اغلب تعداد اندکی از ایستگاه‌ها امکان برآورد الگوی تشعشع جهتی را برای زمین‌لرزه‌های محلی می‌دهند.

آکی و بیسواس (۱۹۸۴) از دو زمین‌لرزه در آلاسکا استفاده کردند تا دامنه کدا را نسبت به مقیاس ممان لرزه‌ای مقیاس کنند و آنها رابطه‌ای بین دامنه امواج کدا، برآورد شده در تعدادی از زمان سیرهای بعد از زمان وقوع زمینلرزه، و ممان لرزه‌ای پیدا کردند که این رابطه یک روش سریع و قابل اعتمادی برای برآورد اندازه زمین‌لرزه با استفاده از داده‌های یک ایستگاه تنها را می‌دهد و با توجه به مشکل کلیپ کردن امواج مستقیم استفاده از امواج کدا برای برآورد ممان لرزه‌ای روش خوبی می‌تواند باشد. خصوصیات دامنه کم و طول کوتاه مدت زمان رکورد حکایت از آن دارد منطقه گرانیتهی و برای محیط‌های رسوبی از مدت زمان در لرزه‌نگاشت طولانی تر می‌باشد. اخیراً، با استفاده از مدت زمان سیگنال به منظور

### ۳. بحث و نتایج

مدت زمان کل نگاشت، تعریف شده در طول زمانی رسید موج  $p$  تا زمانی که دامنه کدا برابر با سطح میکرو لرزه‌ها است، یک برآورد واقعی از بزرگی زمین‌لرزه است و در این مطالعه  $M_c$  بر اساس یک معادله تجربی محاسبه می‌گردد (Lee et al. 1972, Bakun & Lindh 1977, Lahr et al. 1975)، که می‌تواند با مقیاس محلی سازگار گردد. اکثریت قریب به اتفاق بزرگای کدا از روی طول رکورد مولفه عمودی دستگاه‌های کوتاه دوره محاسبه می‌گردد. برای بررسی تأثیر فاصله ثبت رکورد و طول مدت سیگنال در هر بزرگایی از زمین‌لرزه، ما مدت زمان طول امواج کدا و فاصله رو مرکزی را در مقابل بزرگای محلی مورد استفاده توسط مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران رسم کردیم (شکل ۱۴ و ۱۳). برای به دست آوردن طول مدت زمان کل نگاشت، طول زمانی رسید موج  $p$  تا زمانی که دامنه کدا برابر با سطح میکرو لرزه‌ها می‌گردد، اختیار گردید (شکل ۱۰). این طول مدت امواج کدا وابسته به نوع ایستگاه و سطح نویز در ایستگاه خواهد بود، بنابراین برای منطقه خاصی که در این مطالعه ناحیه تهران می‌باشد مورد استفاده قرار می‌گیرد. اندازه بزرگای کدا به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$M_c = a \cdot \log(coda) + b \cdot dist + c \quad (11)$$

که در آن  $a$ ،  $b$  و  $c$  ثابت‌هایی هستند که باید محاسبه گردند،  $coda$  طول مدت امواج کدا بر حسب ثانیه است و  $dist$  فاصله رو مرکز بر حسب کیلومتر است. با استفاده از امواج کدا، فاصله و  $M_N$  که از مجموعه بزرگی از داده‌های جمع‌آوری گردیده و با فرض اینکه  $M_c = 0$  و  $M_N$ ، ما تعداد زیادی از معادلات با ۳ مجهول داریم که می‌توانیم برای  $a$ ،  $b$  و  $c$  معکوس‌سازی شده و این ثابت‌ها به دست آیند. از آنجا که  $b$  کوچک است، اغلب به سختی تعیین می‌شود و به همین دلیل اغلب  $b$  را ثابت و تنها برای  $a$ ،  $c$  معکوس‌سازی اجرا می‌گردد، در نتیجه رابطه بصورت زیر می‌گردد:

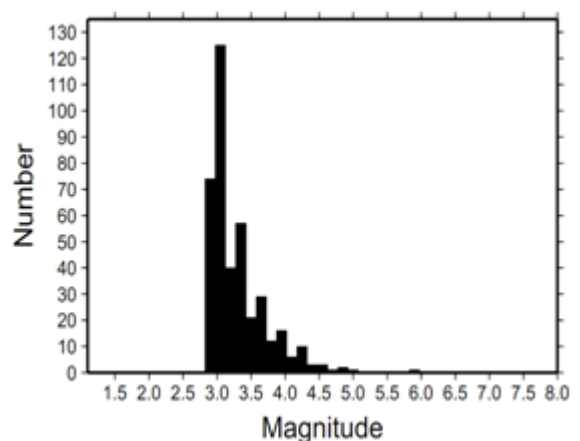
خط با شیب تقریباً صفر است، یعنی طراحی دستگاه‌ها به گونه‌ای است که شکل طیف سرعت در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز تغییر نکند. آهنگ برداشت رقومی داده، ۵۰ نمونه در ثانیه است و بیشتر ایستگاه‌ها روی سنگ سخت نصب شده‌اند (Ghods & Sobouti, 2005). در این قسمت از تحقیق از زلزله‌های رخ داده در محدوده طول جغرافیایی ۵۰ تا ۵۴ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۴ تا ۳۷ درجه شمالی استفاده گردید که بعد از حذف داده‌های نامرغوب حدود ۴۱۲۲ لرزه‌نگاشت مربوط به ۴۰۱ رویداد که بازه بزرگای آنها بین  $M_N = 2/9$  تا  $M_N = 5/5$  برای تحلیل‌نهایی باقی ماند. (جدول ۱ و شکل ۹).

جدول ۱. مختصات ایستگاه‌های مورد استفاده.

STATION NAME	LAT(°)	LONG(°)	ALTITUDE(m)
SFB	34.352	52.241	995
QOM	34.842	51.070	2270
VRN	34.995	51.727	1139
IL5	35.213	50.581	1353
RAZ	35.405	49.929	1950
HSB	35.428	51.357	1098
LAS	35.381	52.959	1452
ANJ	35.468	53.915	1845
FIR	35.642	52.754	2380
DMV	35.577	52.032	2546
TEH	35.752	51.389	1458
MHD	35.685	50.667	1658
SHM	35.806	53.284	2633
QALM	50.646	36.432	2212
GZV	36.386	50.218	2458
QCNT	36.290	50.009	1319

### ۳.۲. مشخصات ایستگاه‌های لرزه نگاری

موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این تحقیق در شکل (۸) نشان داده شده است که پوشش رو مرکز ایده آلی را دارد.

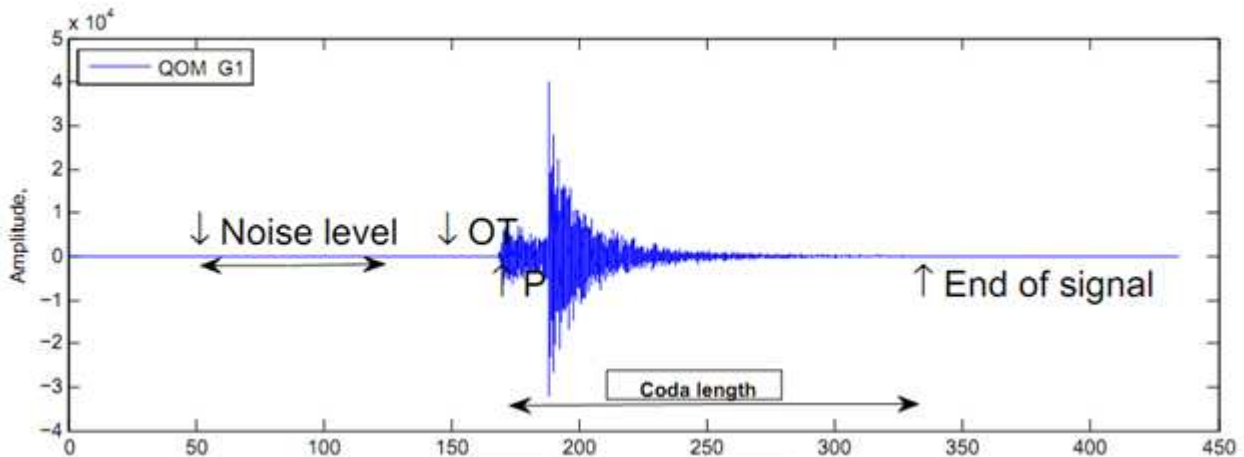


شکل ۹. نمودار تعداد زمین‌لرزه‌های مورد استفاده بر بزرگای.

زمانی رکورد دارد (شکل ۱۴). مقادیر مختلف مشخص برای ضرایب لگاریتم طول رکورد،  $2/85$  (Tsumura 1967) و  $2/00$  (Lee, et al. 1972)،  $2/82$  (Crosson 1972) و  $1/89$  و  $1/63$  برای شبکه های جنوب کالیفرنیا (Real & Teng 1973) می‌باشد.

$$M_c = a. [\log(coda) + \left(\frac{b}{a}\right).dist] + c \quad (12)$$

پس از رگرسیون مشاهده می‌گردد که این بزرگا بسیار کم به فاصله بستگی دارد، که محاسبه آن نسبت به فاصله رومرکزی نیز مؤید این مطلب می‌باشد (شکل ۱۳) و ضریب  $\Delta$  در دیگر مطالعات نیز بسیار کوچک است و وابستگی بیشتری با طول



شکل ۱۰. مقادیر اندازه‌گیری شده برای محاسبه بزرگا برای یکی از لرزه‌نگاشت‌های عمودی کوتاه مدت در ایستگاه قم.

$$M_N = \log\left(\frac{v}{4\pi}\right) + 1/66 \log(d) - 0/1 \quad (14)$$

$$M_N = \log\left(\frac{v}{4\pi}\right) + 2/50 \log(d) - 1/8 \quad (15)$$

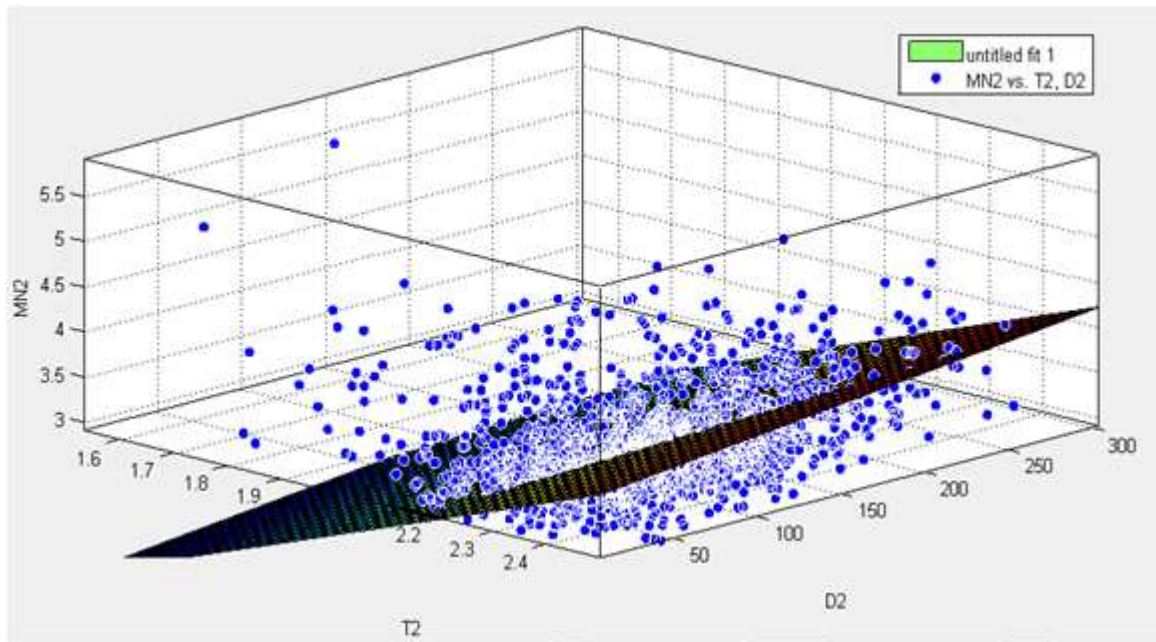
که در آن،  $v$  بیشینه دامنه بر حسب نانومتر بر ثانیه و  $d$  فاصله رومرکز زمین‌لرزه بر حسب کیلومتر است. میزان سازگاری بزرگای محلی مورد استفاده در مؤسسه ژئوفیزیک ( $M_N$ ) و بزرگای کدا بدست آمده در این مطالعه برای منطقه تهران مناسب می‌باشد (شکل ۱۲).

با تجزیه و تحلیل رگرسیون چندگانه شکل (۱۱) انجام شده به رابطه بزرگی جدید به صورت زیر دست یافتیم:

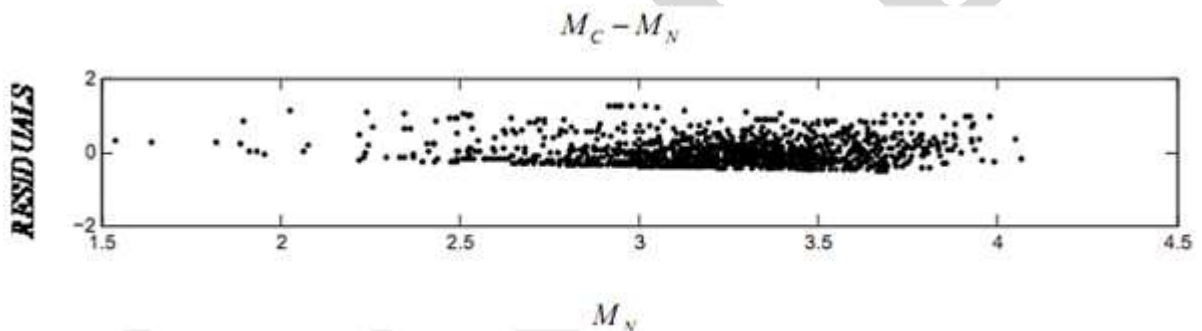
$$M_c = 2/341 \log_1 \tau + 0/0208 \Delta - 2/27 \quad (13)$$

که در آن  $\Delta$  فاصله رومرکزی به کیلومتر است و  $\tau$  مدت زمان سیگنال به ثانیه در یک رکورد با مؤلفه عمودی کوتاه دوره است. تعریف مدت زمان سیگنال‌های مورد استفاده در محاسبات  $M_c$ ،  $UUSS$  از زمان رسید موج  $p$  تا زمانی که سیگنال به زیر سطح نویز پیش از رویداد می‌رسد که در این تحقیق از آن استفاده گردیده است. به منظور تعیین ثابت در معادلات  $M_c$ ، ما یک روش رگرسیون متعامد و نه از رگرسیون خطی استفاده شده است.

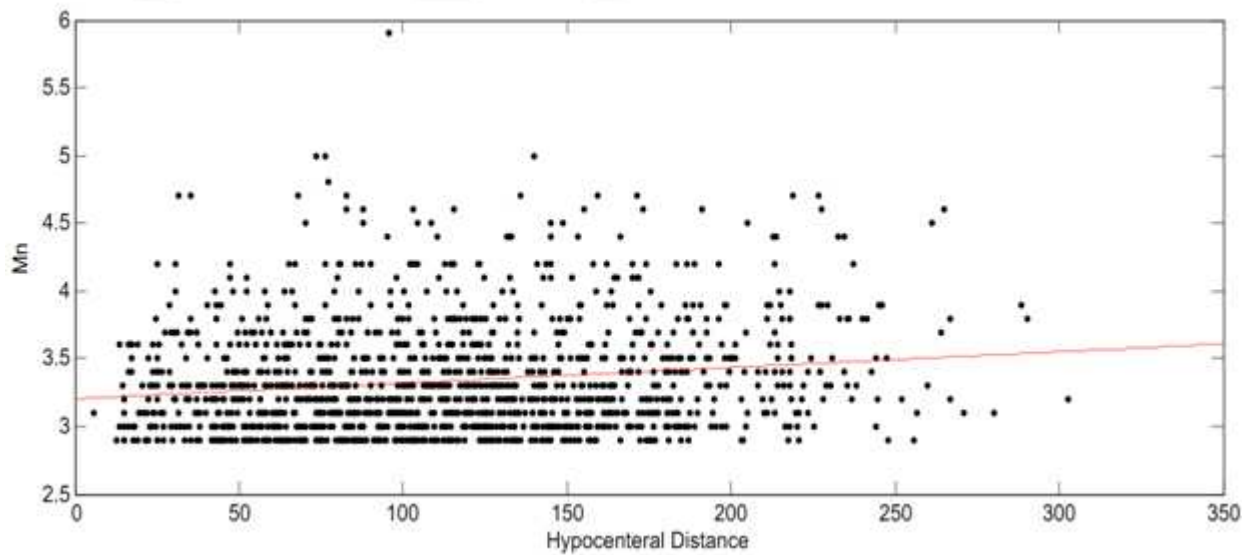
نتایج حاصل از رگرسیون به دست آمده در این تحقیق  $RSQRE = 0/95$  و  $RMSE = 0/08$  می‌باشد. بزرگی زمین‌لرزه‌ها محلی در ایران بر اساس بزرگی ناتلی (۱۹۷۳)  $M_N$  اصلاح شده توسط رضاپور (۲۰۰۵) که به صورت زیر تعریف شده است (Nuttlı 1973, Rezapour 2005):



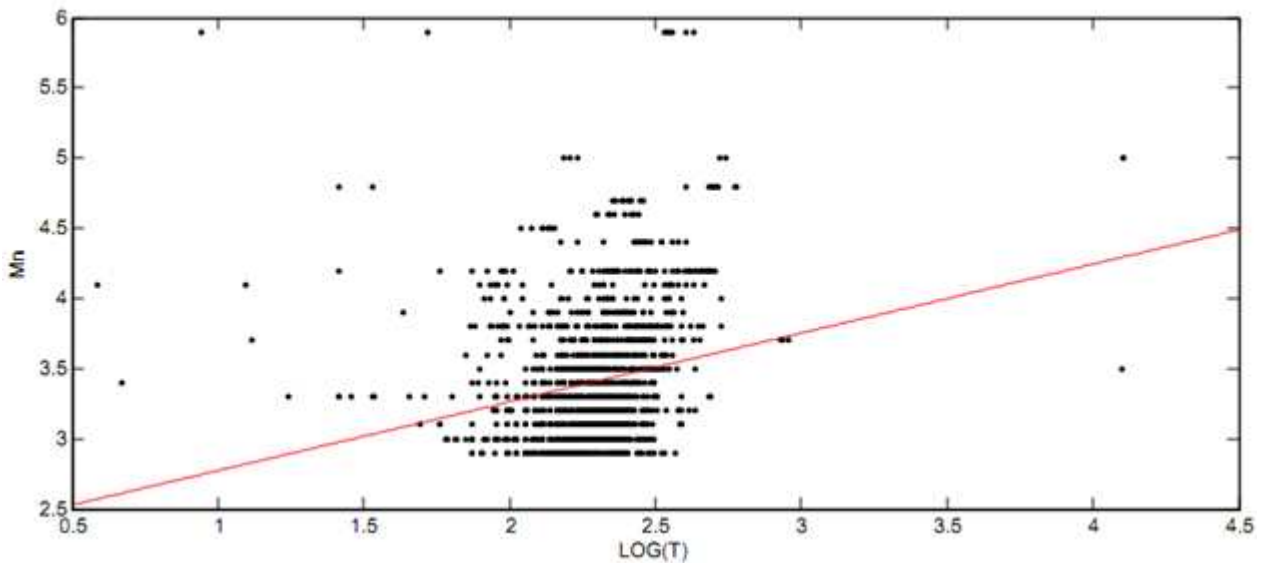
شکل ۱۱. نمایش صفحه‌ی فیت شده با زمین‌لرزه‌ها در سه راستای فاصله رومرکز (D2)، طول رکورد (T2) و بزرگای (Mc2)، که توسط نرم افزار متلب صورت گرفت.



شکل ۱۲. اختلاف بزرگای  $M_C$  با بزرگی‌های محلی  $M_N$  برای منطقه تهران.



شکل ۱۳. رابطه بزرگای در مقابل فاصله رومرکز از ثبت رکورد.



شکل ۱۴. رابطه بین بزرگای  $M_N$  و طول زمانی نگاشت زمین‌لرزه

#### ۴. نتیجه‌گیری

از فیت شدگی و سازگاری بالای داده‌ها و معادله به دست آمده دارند. نتیجه حاصل با معادله به دست آمده در پارک ملی یلوستون در ایالت وایومینگ آمریکا مطابقت خوبی دارد.

#### تشکر و قدردانی

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

#### منابع

- Aki, K. (1969) Analysis of The seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysics Research*, 74, 615- 631.
- Aki, K., Chouet, B.A. (1975) Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysics Research*, 80, 3322-3342.
- Aki, K. (1980) Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 To 25 Hz. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21, 50-60
- Bisztricsany, E.A. (1958) A new method for the determination of the magnitude of earthquakes. *Geofizik kozlem*, 7, 2.
- Bakun, W.H. and Lindh, A.G. (1977) Local magnitudes, seismic moments and coda durations near Oroville. *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 67, 615-629

هدف اصلی از این مطالعه در قسمت دوم این است که یک مقیاس بزرگی طول مدت امواج کدا برای منطقه تهران به دست آید. این مقیاس اجازه استفاده از لرزه‌نگاشت تولید شده توسط زمین‌لرزه‌های بزرگ در نزدیکی ایستگاه‌های رخ داده را به ما خواهد داد. در منطقه تهران تفاوت‌های در دامنه، مدت زمان و محتوای فرکانسی در لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه‌هایی که از نظر بزرگای مشابه‌اند، مشاهده شده است. تفاوت مشاهده شده در دامنه و طول مدت سیگنال‌های لرزه‌ای می‌تواند به برآورد اشتباه یا برآورد بیش از حد بزرگی را بر اساس این پارامترها منجر شود. مقیاس بزرگی امواج کدا به دست آمده در این مطالعه، مکمل مقیاس بزرگی محلی که قبلاً برای منطقه ارائه شده است می‌باشد. در تحقیقات زلزله‌شناسی و تحلیل خطر زمین‌لرزه یکی از پارامترهایی که لازم است همواره به طور دقیق مورد بررسی قرار گیرد، پارامتر بزرگای زلزله است. دارا بودن یک کاتالوگ لرزه‌ای حاوی مقادیر بزرگای مورد اعتماد می‌تواند بسیاری از برآوردهای تحلیل خطر را دقیق‌تر کند. مقیاس  $M_C$  برای منطقه البرز مرکزی با استفاده از زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط دستگاه‌های کوتاه دوره در مؤلفه عمودی که دارای کیفیت بالایی بودند محاسبه گردید. نتایج حاصل از رگرسیون حاکی

- Tsujura, M. (1978) Spectral analysis of coda waves from local earthquakes. *Bulletin Earthquake Research Institute, Tokyo University*, 53, 1-48.
- Biswas, N.N. and Aki, K. (1984) Characteristics of coda waves: central and south central Alaska. *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 74 (2), 493-507.
- Frankel, A., Wennerberg, L. (1987) Energy-Flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 77, 1223-1251
- Frankel, A., McGarr, A., Bicknell, J., Mori, J., Seeber, L., and Cranswick, E. (1990) Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: measurements from newyork state, south africa and southern California, *Journal of Geophysical Research*, 17, 441-457.
- Fehler, M., Hoshiaba, M., Sato, H. and Obara, K., (1992) Separation of scattering and intrinsic attenuation for the kanto- tokai region, japan, using measurements of s-wave energy versus hypo central distance, *Geophysical Journal International*, 108, 787-800.
- Ghods, A. and Sobouti, F. (2005) Quality assessment of seismic recording: tehran seismic telemetry network. *Asian Journal of Earth Sciences*, 25, 687-694.
- Habermann, R.E. (1987) Man-Made changes of seismicity rates, bulletin of the seismological. *Society of America*, 77, 141-159.
- Lee, W.H.K., Bennett, R.G. and Meagher, K.L. (1972) A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal durations. *U.S.G.S Open File Report*.
- Lahr, J.C., Page, R.a. and Thomas, J.A. (1974) *Catalog of earthquake in south central alaska, april-june 1972.u.s..* Geology Survey Open File Report, 35.
- Nuttli, O.W., (1973) Seismic wave attenuation relations for eastern north america, *Journal of Geophysical Research*, 78, 876-855.
- Real, C.R. and Teng, T., (1973) Local richter magnitude and total signal duration in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 63, 1809-1827.
- Rautian, T.G. and khalturin, V.I. (1978) The use of the coda for determination of the earthquake source spetum, *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 68, 923-948.
- Rezapou, M. (2005) Magnitude Scale in the Tabriz Seismic Network. *Journal of the Earth & Space Physics*, 31 (1), 13-21.
- Sole'vev, S.L. (1965) Seismicity of Sakalin. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University*, 43, 95-102.
- Tsumura, K. (1967) Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 15, 7-18.