

# برآورد رابطه بسامد ضریب کیفیت امواج برشی در دشت لرستان با استفاده از شتابنگاشت‌های زلزله درب آستانه (۲۰۰۶)

نوشته: حبیب رحیمی\* و حسین حمزه‌لو\*

\* پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

## Estimation of Attenuation Function for Shear Waves Phase in Lorestan Province by Using Darb-e-Astane Earthquake (2006) Acceleration Data

By: H. Rahimi\* & H. Hamzeh Lou\*

\* International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۵/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۱۲/۰۴

### چکیده

تضعیف انرژی امواج لرزه‌ای بر اثر دو سازوکار پراکندگی و ذاتی ایجاد و مطالعه می‌شود و در نتیجه تضعیف کلی انرژی امواج لرزه‌ای، مجموعی از دو نوع تضعیف انرژی امواج در زمین است که از رابطه  $Q_s^{-1} = Q_{s,sc}^{-1} + Q_{s,i}^{-1}$  پیروی می‌کند که در آن پراکندگی امواج لرزه‌ای در درون زمین است. در این بخش انرژی از کل میدان موج حذف نمی‌شود و فقط انرژی از امواج مستقیم به انتهای رکورد (امواج کدا) شیف‌ت داده می‌شود و برعکس در تضعیف ذاتی ( $Q_{s,i}^{-1}$ ) با استفاده از سازوکارهای مختلف از جمله relaxation گرمایی، گرانی، اصطکاک انرژی نوسانی تبدیل به انرژی گرمایی می‌شود. در این مطالعه تضعیف انرژی امواج لرزه‌ای از محتوای بسامد امواج برشی شتابنگاشت‌های حاصل از پیش‌لرزه، لرزه اصلی و پس‌لرزه زمین‌لرزه سیلاخور (۲۰۰۶)، با استفاده از روش افت طیفی به دست آمد که وابستگی بسامد ضریب کیفیت امواج برشی از رابطه  $Q_s = (109 \pm 6) f^{(0.5 \pm 0.08)}$  پیروی می‌کند که مقدار ضریب کیفیت امواج برشی از ۱۵۶ در باند بسامد ۲-۱ تا ۵۹۲ در باند بسامد ۳۲-۱۶ سیر افزایشی نشان می‌دهد. با توجه به لرزه‌خیزی زیاد زاگرس و دشت سیلاخور مقدار  $Q_0$  به دست آمده برای منطقه مورد مطالعه با زمین‌ساخت فعال و لرزه‌زایی منطقه تطابق خوبی نشان می‌دهد که در این مطالعه، نتایج حاصل با نتایج به دست آمده از دیگر مطالعات ایران و جهان مقایسه شده است و همبستگی مناسبی با نتایج مناطق مشابه از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی نشان می‌دهد.

**کلیدواژه‌ها:** ضریب کیفیت امواج برشی، روش افت طیفی، زمین‌لرزه درب آستانه.

### Abstract

In general, seismic attenuation is caused by a combination of both scattering and intrinsic mechanisms. Scattering redistributes wave energy within the medium but does not remove energy from the overall wave field. In contrast, intrinsic attenuation mechanisms convert wave energy to heat through friction, viscosity, and thermal relaxation processes. The frequency-domain spectral decay method is employed to estimate frequency dependence value of  $Q_s$ .

We used foreshock, main-shock and aftershock of Darb-e-Astane earthquake acceleration data with magnitude of 5.1, 6.1 and 4.9 for estimation at 1.5, 3, 6, 12 and 24 Hz central frequencies, respectively. The estimated average frequency dependence shear wave quality factor gives the relation  $Q_s = (109 \pm 6) f^{(0.5 \pm 0.08)}$ . Shear wave quality factor are increasing from 156 to 592 at frequency

band of 1-2 Hz and 16-32 Hz, respectively.

The  $Q_0$  value with frequency for this area is similar to those obtained for similar tectonically active regions in the world.

**Keywords:** Shear wave attenuation, Spectral decay method, Darb-e-Astane earthquake.

## مقدمه

بی‌دررو (آدیباتیک) در مکان‌های مختلف دمایی، ترموالاستیکی و... هستند. شکستگی‌های موجود در سنگ‌های پوسته زمین، ابعادی بسیار کوچک‌تر از طول موج‌های فازهای لرزه‌ای دارند، لذا این شکستگی‌ها می‌توانند باعث یک پیچیدگی ارتعاش بر روی سرعت انتشار امواج لرزه‌ای P و S شود و یا لغزش جزئی بر روی سطوح نازک‌ترک‌های تالک و... را به عنوان سازوکار تضعیف ذاتی پیشنهاد می‌کنند که انرژی امواج لرزه‌ای را به علت وجود مایعات در ترک‌ها تضعیف می‌کند.

با توجه به این که تضعیف انرژی امواج برشی اهمیت زیادی در کارهای زلزله‌شناسی مهندسی همانند شبیه‌سازی حرکت تنومند زمین، برآورد خطر زمین‌لرزه، لرزه‌خیزی، فعالیت زمین‌ساختی و مطالعات زلزله‌شناسی دارد، در این مطالعه با استفاده از شتابنگاشت‌های ثبت شده از زمین‌لرزه سیلاخور (۲۰۰۶) در ایستگاه‌های شتابنگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن رابطه بسامد تضعیف امواج لرزه‌ای برای منطقه تعیین شد.

## لرزه زمین‌ساخت منطقه

بیشتر مرزهای همگرایی واقع در قاره‌ها را کمرندهای کوهستانی دراز و باریکی تشکیل می‌دهند که به طور معمول روی سنگ کره قبلی، قرار دارند. بسیاری از این کمرندهای کوهستانی، نامتقارن بوده و در حاشیه فلاتی مرتفع واقع هستند. به‌هر حال، سازوکاری که منجر به پیدایش یک رشته‌کوه می‌شود، از یک کمرند کوهستانی به کمربندی دیگر، متفاوت است. در برخی موارد، کوتاه‌شدگی پوسته در اثر فرورانش قطعات پوسته قاره‌ها روی صفحه‌های کم‌شیب به وجود می‌آید که با فرار جانبی در امتداد گسل‌های بزرگ امتدادلغز همراه است. در برخی نیز ترکیب چین‌خوردگی (در آینده) و گسلش به صورت راندگی (در گذشته)، سبب پدیده کوتاه‌شدگی می‌شود.

کمرند چین‌خورده - رانده زاگرس یکی از ساده‌ترین و لرزه‌خیزترین کمرندهای فعال کنونی است. این کمرند با امتداد شمال‌باختر - جنوب‌خاور و طول حدود ۱۸۰۰ کیلومتر از مکانی در کوه‌های تاروس، در ۳۰۰ کیلومتری جنوب‌خاوری گسل آاناتولی خاوری ترکیه شروع شده و تا تنگه هرمز جایی که خطواره شمالی - جنوبی عمان، کمرند زاگرس را از مکران جدا می‌کند، ادامه می‌یابد. کمرند چین‌خورده - رانده زاگرس به عنوان بخشی از کمرند

منطقه لرستان و دشت سیلاخور از نظر لرزه‌زمین‌ساختی بخشی از زاگرس چین‌خورده است که روند کلی آن موازی با راندگی‌های زاگرس بوده و مرز شمال‌خاوری آن محدود به مرز جنوبی زون راندگی، و مرز خاوری آن منطبق با خمش بالا رود و مرز باختر - شمال‌باختری آن منطبق با جنوبی‌ترین تاقدیس زاگرس است. از نظر نوزمین‌ساختی، این پهنه از فلات ایران در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربستان و برخورد آن با صفحه ایران در راستای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری فشرده می‌شود، به همین دلیل این پهنه تحت تأثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری قرار دارد که در نهایت این روند لرزه‌خیزی بالای این ناحیه از کشور را دنبال می‌کند. از نظر لرزه‌خیزی، دشت سیلاخور فعال‌ترین قسمت پهنه زاگرس است که نکته متمایزکننده این منطقه، رویداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگی بالای ۷ در منطقه لرستان است که در دیگر مناطق زاگرس کم دیده می‌شود و همچنین مشاهده گسلش سطحی برخلاف دیگر مناطق زاگرس که به دلیل پدیده جداشدگی (دکولمان) دارای شکستگی سطحی نیستند. از مهم‌ترین گسل‌های کنترل‌کننده لرزه‌خیزی منطقه سیلاخور، بخش‌هایی از روندهای گسل‌های پهنه زاگرس شامل گسل عهد حاضر زاگرس (MRZF) با روند امتدادلغز راست‌گرد و لرزه‌خیزی بالا، شامل گسل‌های درود، نهاوند و قلعه‌حاتم است که گسل درود با طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر مهم‌ترین و لرزه‌زاترین ساختار زمین‌ساختی پهنه زاگرس است. این گسل مسبب زمین‌لرزه ۱۹۰۹ با بزرگی ۷/۴ و زمین‌لرزه‌های روی داده در ۱۹۵۸ و ۱۹۶۳ بوده (Berberian, 1976) و به احتمال زیاد عامل زمین‌لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور نیز می‌باشد.

تضعیف امواج لرزه‌ای در درون زمین شامل دو بخش تضعیف پراکندگی ذاتی است که در تضعیف پراکندگی انرژی از کل میدان موج حذف نمی‌شود و فقط انرژی از امواج مستقیم به انتهای رکورد (امواج کدا) شیف‌ت داده می‌شود و برعکس در تضعیف ذاتی با استفاده از سازوکارهای مختلف از جمله relaxation گرمایی، گرانیوی، اصطکاک انرژی نوسانی تبدیل به انرژی گرمایی می‌شود و به‌طور کلی بیشتر سازوکارهایی که برای تضعیف ذاتی پیشنهاد شده است بر پایه مشاهدات، سنگ‌های پوسته‌ای، شامل شکستگی‌های میکروسکوپی و ترک‌هایی حاوی مایعات، فشارهای

نوفه بوده و  $t_s$  و  $t_n$  به ترتیب طول زمانی پنجره سیگنال و نوفه مورد استفاده است که پنجره سیگنال پنجره موج  $S$  و پنجره نوفه در بعضی از شتاب نگاشت‌ها که رسید موج  $P$  واضح نبود از انتهای شتابنگاشت‌ها استفاده شد و برای بقیه از ابتدای شتابنگاشت پیش از رسیدن موج  $P$  استفاده شده است که در شکل ۲ نسبت سیگنال به نوفه بر حسب بسامد برای دو مؤلفه افقی شتابنگاشت ایستگاه قیان به همراه سری‌های زمانی مربوطه آورده شده است.

اساسی‌ترین مشکلی که در شتاب نگاشت‌های مانسته و رقمی رخ می‌دهد، مشکل انحراف از خط مبنا است که در رکورد‌های جابه‌جایی و سرعت به دست آمده به روش انتگرال‌گیری از شتابنگاشت‌ها بیشتر نمایان می‌شود. این انحراف در خط مبنا به علت ترکیب نوفه‌های پرپود بلند (بسامد پایین) با سیگنال لرزه‌ای ایجاد می‌شود که ناشی از سرعت‌ها و جابه‌جایی‌های غیرفیزیکی (unphysical) است.

مطالعات انجام گرفته در مورد خطاهای خط مبنا توسط Boore & Bommer (2005) به این نتیجه منجر شده که اثر خط مبنا در بسامدهای زیر  $0/5$  هرتز، سرعت و جابه‌جایی‌های حاصل از آن را تحت تأثیر قرار می‌دهد و لذا با یک فیلتر بالاگذر، می‌توان اثر خط مبنا را از شتابنگاشت‌ها حذف کرد، البته این در مواردی است که برای مطالعه شتابنگاشت نیازی به بسامدهای پایین (کمتر از  $0/5$  هرتز) نباشد، ولی برای تصحیح کامل خط مبنای شتابنگاشت‌ها روش‌های متعددی از جمله توسط Boore & Bommer (2005) که به روش‌های برازش دادن چند جمله‌ای‌ها به طیف‌های جابه‌جایی و... اثر خط مبنا را حذف می‌کنند. با توجه به این که در این مطالعه، برای برآورد ضریب تضعیف امواج لرزه‌ای با بسامدهای بالای  $1$  هرتز سر و کار داریم، لذا با یک فیلتر بالا گذر (بالای  $0/5$  هرتز) اثر خط مبنا را می‌توان حذف کرد. با این همه، برای کلیه شتابنگاشت‌ها تصحیح خط مبنای مرتبه صفر (DC زمینه) انجام شد که اثر نوفه‌های پرپود بلند (بسامد پایین) از شتابنگاشت‌ها کم شد. بدین ترتیب که برای هر شتابنگاشت میانگین شتاب را در پنجره زمانی  $2$  ثانیه‌ای پیش از رسیدن موج  $P$  برای همه مؤلفه‌ها از شتاب همه نمونه‌ها کم شده و سپس در مرحله بعد همه شتابنگاشت‌ها با فیلتر باترورت باندگذر مرتبه  $4$ ، در باند بسامد  $36-0/5$  هرتز فیلتر شدند تا اثرات بسامدهای بالا (بالای  $36$  هرتز) که در این مطالعه مورد نیاز نبودند نیز از شتابنگاشت‌ها حذف شود.

برای تعیین پنجره موج  $S$ ، با توجه به این که مشخص کردن انتهای پنجره موج  $S$  به دلیل تداخل امواج برشی با امواج کدا و سطحی مشکل است، برای این کار از الگوریتم ارائه شده توسط Kinoshita (1994) که به صورت خودکار تحت برنامه در "متلب" انتهای موج برشی را می‌دهد، استفاده شد که الگوریتم به صورت زیر است.

کوهزایی آلپ-همالیا، یکی از جوان‌ترین و فعال‌ترین مناطق برخورد قاره‌ای زمین است. از نظر ساختاری، شکل‌گیری زاگرس مربوط به جنبش همگرای مداوم صفحه عربستان در جنوب باختر و خردقاره ایران مرکزی در شمال خاور است که ناشی از حرکت به سوی شمال خاور صفحه عربستان-آفریقا نسبت به اوراسیاست. جهت پذیرفته شده کوتاه‌شدگی در زاگرس، تقریباً شمالی-جنوبی است و بنابراین نسبت به امتداد کمربند زاگرس که به صورت شمال باختر-جنوب خاور است، مورب می‌باشد. در خاور طول جغرافیایی  $52$  درجه خاوری، چین‌های با امتداد شمال باختری به جنوب خاوری زاگرس به صورت خاوری-باختری چرخیده و تقریباً بر جهت کوتاه‌شدگی کلی در زاگرس عمود می‌شوند.

### پردازش داده‌ها

در این مطالعه، برای برآورد جذب امواج برشی از داده‌های ثبت شده در قبل و بعد از زمین‌لرزه درب آستانه و با استفاده از بیش از  $66$  شتابنگاشت ثبت شده از پیش‌لرزه، لرزه اصلی و پس‌لرزه زمین‌لرزه درب آستانه به ترتیب با بزرگی‌های  $5/1$ ،  $6/1$  و  $4/9$  برای برآورد مقادیر پارامتر جذب امواج برشی برای منطقه اطراف چشمه زلزله استفاده شده است. رومرکز زمین‌لرزه سیلاخور ( $2006$ ) در ( $33.581N, 48.794E$ ) به بزرگی‌های گشتاوری  $6/1$  توسط USGS گزارش شده که لرزه اصلی زمین‌لرزه توسط  $27$  ایستگاه شتابنگاری مرکز تحقیقات مسکن (BHRC) در فاصله کانونی به شعاع  $125$  km و در محدوده استان‌های لرستان، همدان و مرکزی ثبت شد. بیشتر دستگاه‌های ثبت کننده از نوع SSA-2 رقمی با قدرت تفکیک  $12$ bits و بسامد طبیعی  $50$  هرتز با پاسخ بسامد طبیعی هموار در گستره بسامد ( $50-0$ ) هرتز است که اثرات مربوط به میرایی و بسامد طبیعی سیستم از شتابنگاشت‌ها حذف شده است.

بیشینه شتاب ثبت شده از تکان اصلی در ایستگاه چالانچولان با شتابی نزدیک به  $0/524$  شتاب گراننش زمین ( $524cm/s^2$ ) در فاصله کانونی  $12$  کیلومتری است و نزدیک‌ترین دستگاهی است که لرزه اصلی را ثبت کرده است. در شکل ۱ توزیع ایستگاه‌های شتابنگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن و گسل‌های شناخته شده منطقه آورده شده است.

نسبت سیگنال به نوفه همه شتاب نگاشت‌های ثبت شده در کلیه ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه از روش Bard (1995) برای پنجره زمانی موج برشی از رابطه زیر به دست آمد.

$$R_{sn} = \frac{S(f)/t_s}{n(f)/t_n} \quad (1)$$

که در این رابطه،  $S(f)$  طیف دامنه پنجره سیگنال و  $n(f)$  طیف دامنه پنجره

موج حدوداً یکی باشند، پدیده پراکندگی رخ خواهد داد که برای هر موج مربوط به این پدیده، موج کدای آن ایجاد خواهد شد. این موج کدا در نگاهت لرزه‌ای بعد از موج مربوطه می‌رسد و برای امواج S و P کدای این امواج ایجاد می‌شود. این پدیده باعث تضعیف انرژی امواج لرزه‌ای و لذا افت دامنه امواج لرزه‌ای می‌شود که پدیده تضعیف پراکندگی نامیده می‌شود. در واقع پراکندگی باعث جابه‌جایی انرژی از ورودی‌های مستقیم به طرف امواج کدا می‌شود.

با توجه به ناکشسان بودن زمین، امواج منتشره با زمان، به علت سازوکارهای مختلف از دست دادن انرژی، تضعیف می‌شوند تبدیل متعاقب انرژی پتانسیل (موقعیت ذرات) به انرژی جنبشی (سرعت ذرات) با انتشار موج کاملاً برگشت پذیر نبوده و کارهای دیگری نظیر حرکت در طول جابه‌جایی بلور یا حرارت برشی در مرز دانه‌ها انجام شده که باعث اتلاف انرژی می‌شود این اعمال را اصطلاحاً "داخلی نامیده و اثرات اصطکاک داخلی را با عنوان تضعیف ذاتی توصیف می‌کنند.

روند سازوکار تضعیف ذاتی و پراکندگی، یک کاهش توانی طیف دامنه‌ها با ضریب کیفیت  $Q$  است که برای بسامد  $f$  داده شده تضعیف کلی با استفاده از روابط زیر محاسبه می‌شوند.

$$A(f, R) = G(R) \times e^{-\frac{\pi f t}{Q}} \quad (4)$$

$$\log A(t, R) = \log c - n \log R - \frac{\pi f R}{v Q} \log e \quad (5)$$

$$A(t, R) = U(t, R) \times S(f) \quad (6)$$

که  $U(t, R)$  بیشینه دامنه طیفی موج  $S$  مشاهده شده است که با استفاده از اسکالر  $S(f)$  برای زمین لرزه‌های با بزرگی مختلف بهنجار می‌شود.

برای برآورد  $Q_s$  در هر باند بسامد مراحل زیر انجام شد.

۱. ابتدا مؤلفه افقی شتابنگاشت‌ها در شش باند بسامد ۱-۲، ۲-۴، ۴-۸، ۸-۱۶، ۱۶-۳۲ هرترتز (با بسامد مرکزی ۱/۵، ۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۲۴ هرترتز) با فیلتر باند گذر باترورث مرتبه ۴، فیلتر شده و سپس پنجره موج برشی به روش Kinoshita (1994) تعیین شده و کساین تیپر ۱۰٪ شد و سپس با استفاده از تبدیل فوریه، دامنه طیفی پنجره‌ها تعیین گردید.

۲. برای تعیین  $A_s(\omega, R)$  برای همه شتابنگاشت‌ها دامنه‌های بسامد موج برشی مستقیم به دست آمد که برای هر دو مؤلفه افقی شتابنگاشت‌ها بیشینه شتاب در پنجره طیفی موج برشی تعیین شد.

۳. مقادیر  $\{Lh(A_s(\omega, R)) + nR\}$  را برای پنج باند بسامد نسبت به  $R$  برای ۲۶ شتابنگاشت و در هر باند بسامد با استفاده از شیب خط (منحنی مرتبه اول) برازش شده برای دو مؤلفه افقی شمالی - جنوبی و خاوری - باختری مقادیر

ابتدا زمان رسیدن موج برشی مستقیم به صورت تجربی برای همه شتابنگاشت‌ها تعیین شده و همه شتابنگاشت‌ها تصحیح خط منبای مرتبه صفر شدند. سپس مؤلفه شعاعی و مماسی برای هر شتابنگاشت با توجه به آزمون ایستگاه نسبت به رومرکز زمین لرزه و مؤلفه‌های افقی شتابنگاشت‌ها در جهت آزمون گیری - چشمه به دست آمد. سپس یکی از این مؤلفه‌های شعاعی یا مماسی (هر دو رفتار یکسانی در الگوریتم Kinoshita دارند) با فیلتر باترورث باند گذر در باند (۳۰-۰/۵) هرترتز فیلتر شد تا سری زمانی  $b(n)$  حاصل شود و سپس طبق الگوریتم کینوشیتا، پوش شتابنگاشت از رابطه:

$$e(n) = [b^2(n) + H^2 \{b(n)\}]^{0.5} \quad (2)$$

تعیین شد که  $H\{b(n)\}$  تبدیل هیلبرت سری زمانی  $b(n)$  است. که  $e(n)$  با رسیدن فاز موج  $S$  شروع به افزایش و در انتهای آن فروکش می‌کند. برای برآورد خودکار انتهای موج  $S$  تابع ریشه میانگین مجموع مربعات افزایشی (cumulative root mean squared) از  $e(n)$  به صورت زیر به دست آمد.

$$c(l) = [l^{-1} \sum_{n=1}^l e^2(n)]^{0.5} \quad (3)$$

که در شکل ۳ نمودارهای دو مؤلفه شعاعی و مماسی و سری‌های زمانی  $e(n)$ ،  $b(n)$  و  $c(n)$  برای یک شتابنگاشت نمونه آورده شده است.

زمان انتهای پنجره موج برشی  $S$ ،  $T_e$ ، نقطه‌ای از محور زمان است که  $c(n)$  شروع به کاهش می‌کند که به صورت خودکار، توسط برنامه تحت متلب مشخص می‌شود. در نتیجه پنجره موج برشی برای هر رکورد به صورت بازه زمانی  $(T_e - T_0)$  تعیین شد.

### روش افت طیفی برای برآورد تضعیف امواج برشی

در حالت کلی، کاهش دامنه امواج درونی با فاصله توسط گسترش هندسی، تضعیف ذاتی و پراکندگی انرژی در محیط کنترل می‌شود که اولین سازوکار تضعیف دامنه از رابطه  $R^{-\nu}$  پیروی می‌کند که برای امواج درونی و فواصل کانونی نزدیک  $R^{-1}$  و برای فواصل کانونی بزرگ‌تر از ۱۰۰ کیلومتر از  $R^{-0.5}$  پیروی می‌کند که دامنه امواج به دلیل پخش انرژی در محیط کاهش می‌یابد. روند سازوکار تضعیف ذاتی و پراکندگی، یک کاهش توانی دامنه‌ها با ضریب کیفیت  $Q$  است که پدیده پراکندگی امواج لرزه‌ای از برخورد امواج لرزه‌ای با ناهمگنی‌های تصادفی سرعت موجود در زمین شکل می‌گیرد، در این ناهمگنی‌های سرعتی موجود در زمین، امواج لرزه‌ای پراکنده شده و گاه این پراکندگی به مسیرهای زیگزاگی می‌انجامد. این پدیده وابسته به اندازه ناهمگنی‌های موجود در زمین و طول موج، موج برخوردی به این ناهمگنی‌هاست به گونه‌ای که اگر طول ناهمگنی نسبت به طول موج بزرگ باشد، پدیده تقسیم انرژی روی می‌دهد ولی اگر اندازه طول ناهمگنی و طول

4.  $Q_s = 103 f^{1.19}$  South-central Alaska, (2004),

5.  $Q_s = 86 f^{0.7}$  Italy, Rayel.R.Castro, (1999),

با توجه به مقادیر به دست آمده در مطالعات دیگر از مناطق مختلف جهان و رابطه تضعیف با لرزه خیزی (برای مناطق فعال به لحاظ لرزه خیزی و زمین ساختی  $Q_0 < 200$  و برای مناطق نا فعال  $Q_0 > 600$ ) با توجه به شکل ۸ سازگاری خوبی با مقادیر گزارش شده از دیگر مطالعات انجام شده نشان می دهد و در زمره مناطق فعال به لحاظ لرزه خیزی و زمین ساختی قرار دارد که با توجه به شکل ۸ مقادیر  $Q_0$  برای مناطق مورد مطالعه در هند، آلاسکا و یونان سازگاری خوبی با منطقه مورد مطالعه نشان می دهد

$Q$  به دست آمد که در شکل ۴ و ۶ برای مؤلفه های اول و دوم به همراه مقادیر برآورد شده در هر باند بسامد و ضرایب همبستگی آورده شده است.

با توجه به این که تضعیف انرژی امواج لرزه ای تابعی از بسامد است که با افزایش بسامد، ضریب کیفیت امواج لرزه ای کاهش می یابد (با افزایش بسامد، ضریب کیفیت امواج لرزه ای افزایش می یابد) و لذا طبق رابطه:  $Q^{-1} = Q_0^{-1} f^{-\alpha}$  یا  $Q_s = Q_0 f^{\alpha}$  که  $Q_0^{-1}$  تضعیف در بسامد مرجع (معمولاً ۱ هرتز) بوده و  $\alpha$  پارامتر بسامد است. این روابط نشان می دهد که تضعیف انرژی امواج با گذشت زمان (فاصله از چشمه) برای بسامدهای مختلف تفاوت می کند و لذا در برآورد  $Q$  معمولاً وابستگی بسامد آن هم برآورده می شود. برای تعیین وابستگی بسامد  $Q$  برای هر ایستگاه از طرفین رابطه بالا لگاریتم گرفته:

$$\ln(Q) = \ln(Q_0) + \alpha \ln(f) \quad (7)$$

و از شیب خط برازش شده به روش کمترین مربعات  $\alpha$  و  $Q_0$  به دست آمد که در شکل های ۵ و ۷ آورده شده است و مقادیر  $Q$  برای دو مؤلفه به همراه انحراف استاندارد در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱- مقادیر ضریب کیفیت امواج برشی

باند بسامد	ضریب کیفیت مؤلفه اول	ضریب کیفیت مؤلفه دوم	میانگین ضریب کیفیت امواج برشی
۱-۲Hz	۱۳۹±۸	۱۷۳±۳	۱۵۶±۷
۲-۴Hz	۱۶۲±۱۱	۱۷۱±۱۳	۱۶۶±۱۲
۴-۸Hz	۲۴۲±۱۶	۲۳۰±۱۷	۲۳۶±۱۶
۸-۱۶Hz	۳۶۳±۱۹	۳۶۰±۲۱	۳۶۱±۲۰
۱۶-۳۲Hz	۵۷۳±۲۱	۶۱۱±۲۸	۵۹۲±۲۵

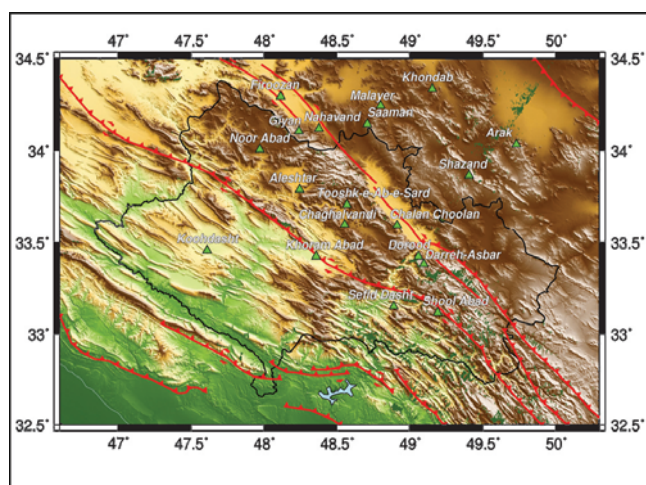
### نتیجه گیری

در این مطالعه مقادیر  $Q_s$  برای شتابنگاشت های ثبت شده از لرزه اصلی زلزله که نسبت سیگنال به نوفه خوبی داشتند از روش افت طیفی دامنه امواج برشی در گستره بسامد  $f = 1 \sim 32 \text{ Hz}$  برای ۵ باند بسامد به دست آمد که مقادیر میانگین به دست آمده برای ۵ باند بسامد مورد مطالعه به صورت زیر به دست آمد:

- ۱- برای باند بسامد ۱-۲ هرتز  $Q_s = 156$
- ۲- برای باند بسامد ۲-۴ هرتز  $Q_s = 166$
- ۳- برای باند بسامد ۴-۸ هرتز  $Q_s = 236$
- ۴- برای باند بسامد ۸-۱۶ هرتز  $Q_s = 361$
- ۵- برای باند بسامد ۱۶-۳۲ هرتز  $Q_s = 592$

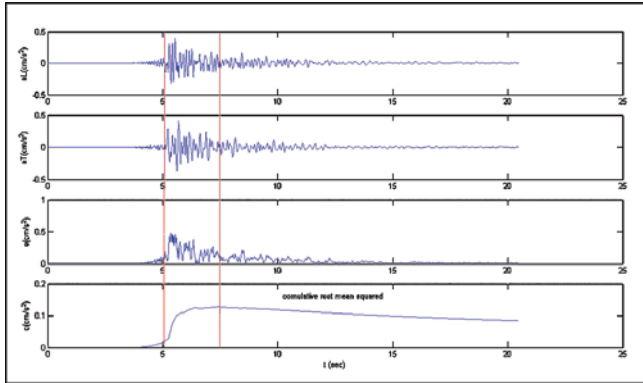
رابطه بسامد ضریب تضعیف امواج برشی در منطقه مورد مطالعه به روش افت طیفی محاسبه شد که رابطه وابستگی بسامد میانگین از مؤلفه های افقی برای منطقه مورد مطالعه به صورت  $Q_s = (109 \pm 6) f^{(0.5 \pm 0.08)}$  به دست آمد. در زیر نمونه این روابط برای چند منطقه از دنیا آورده شده است.

1.  $Q_s = 55 f^{0.91}$  Greece, Polatidis. (2003),
2.  $Q_s = 250 f^{0.74}$  Southeastern South Korea, Tae-Woon Chung (2001),
3.  $Q_s = 83 f^{0.73}$  Kanto Japan, Yashimoto, 1992.

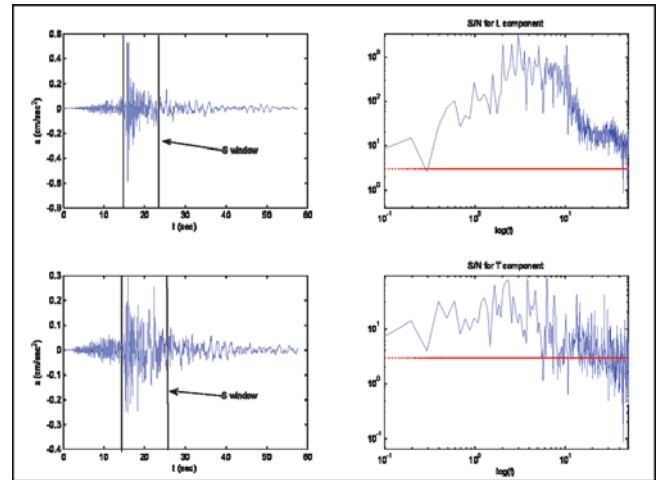


شکل ۱- ایستگاه های شتابنگاشتی مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن در منطقه سیلاخور

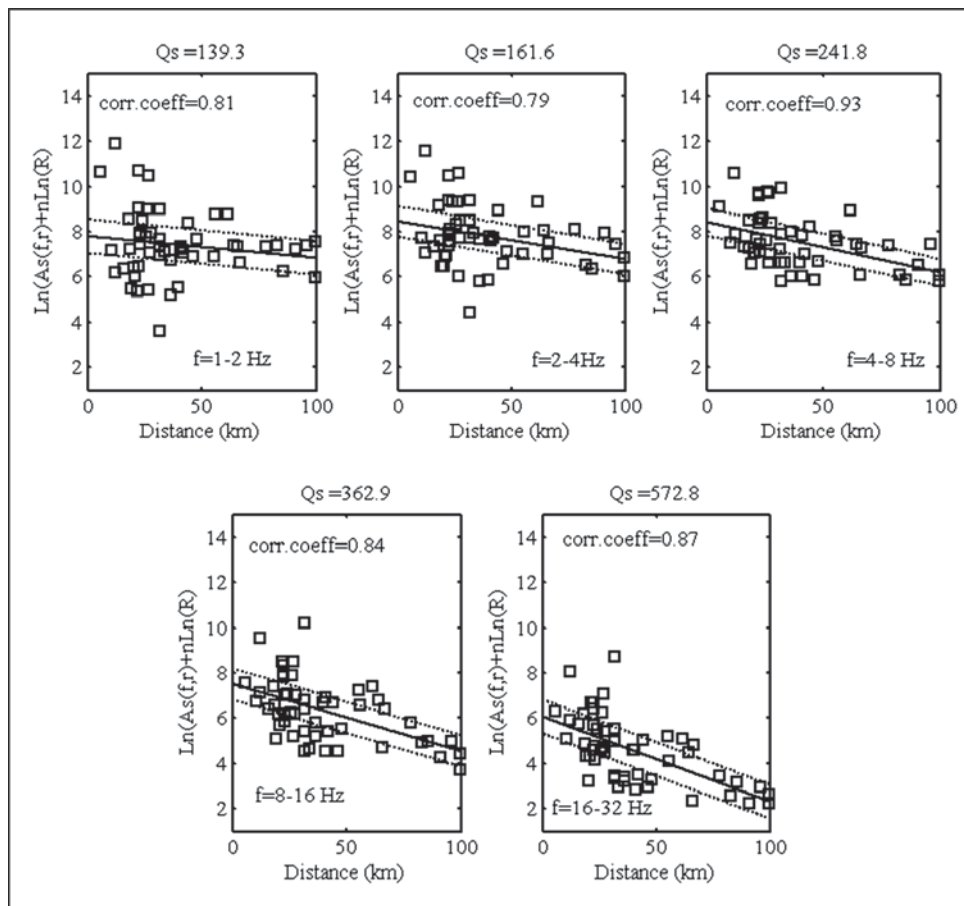




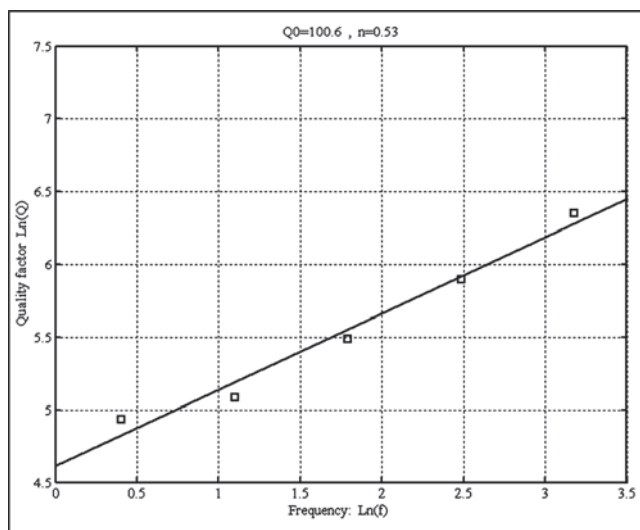
شکل ۳- تعیین پنجره موج برشی به روش Kinoshita (1994)



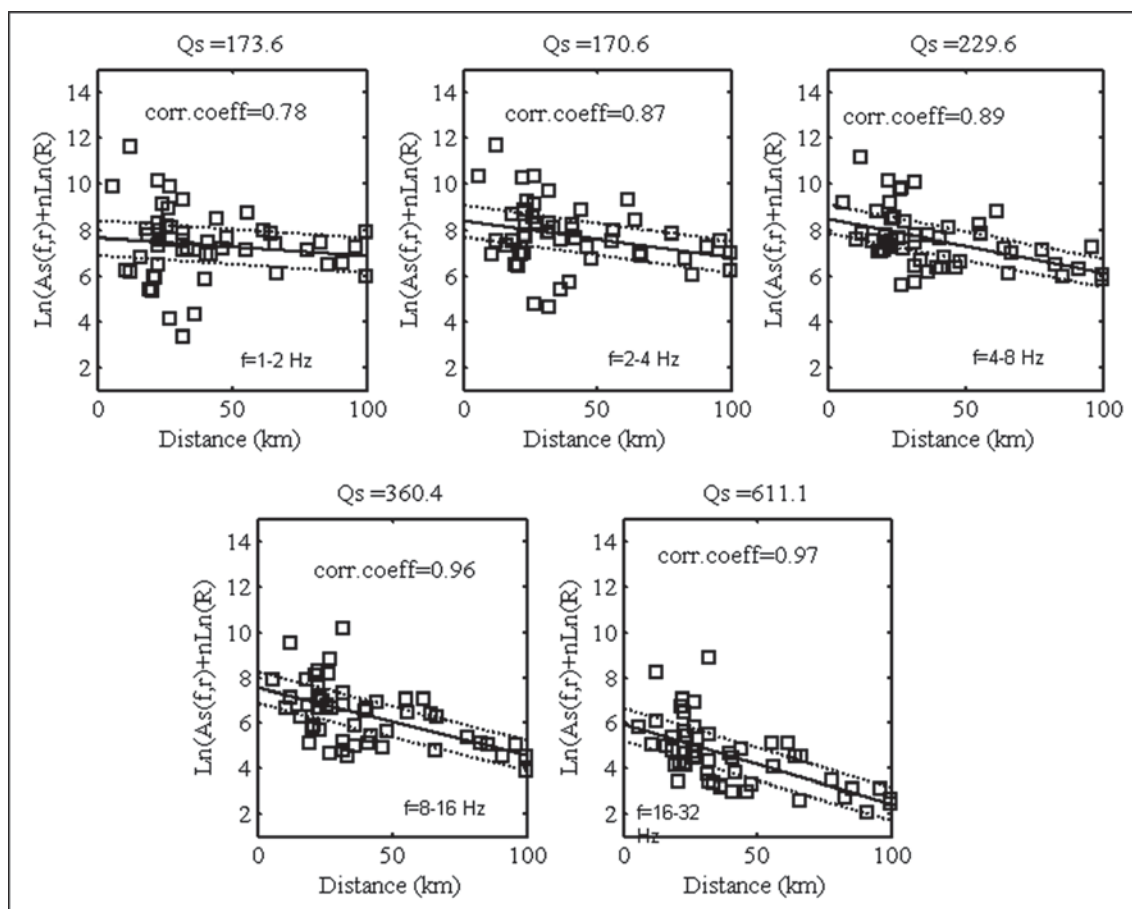
شکل ۲- تعیین سیگنال به نوفه دو مؤلفه افقی شتابنگاشت ایستگاه قیان (Giyān)



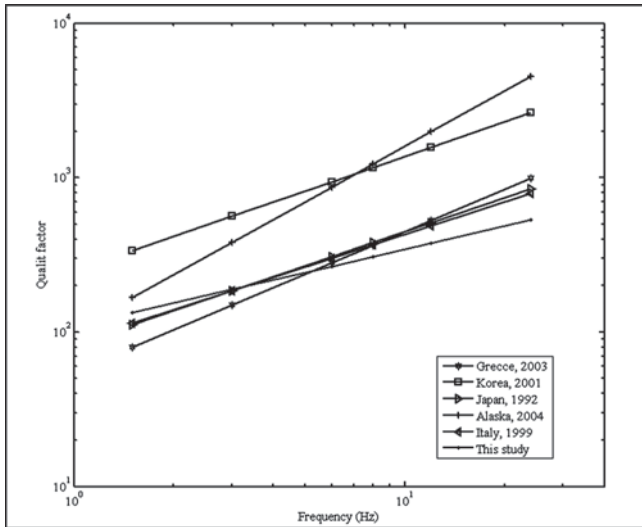
شکل ۴- مقادیر ضریب کیفیت در ۵ باند بسامد برای مؤلفه اول به همراه خطوط برازش شده به روش کمترین مربعات و خطوط انحراف استاندارد هر برازش و ضرایب همبستگی.



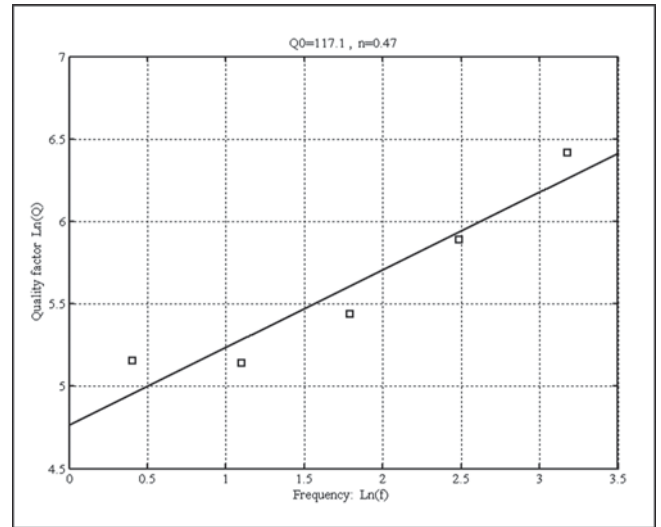
شکل ۵- تعیین وابستگی بسامد ضریب کیفیت امواج برشی برای مؤلفه افقی اول



شکل ۶- مقادیر ضریب کیفیت در ۵ باند بسامد برای مؤلفه دوم به همراه خطوط برازش شده به روش کمترین مربعات و خطوط انحراف استاندارد هر برازش و ضرایب همبستگی.



شکل ۸- مقایسه وابستگی بسامد به دست آمده برای  $Q_c$  در این مطالعه با مقادیر به دست آمده از مطالعات دیگر.



شکل ۷- تعیین وابستگی بسامد ضریب کیفیت امواج برشی برای مؤلفه افقی دوم

## References

- Boore, D. M. & Bommer, J. J., 2005- Processing of strong-motion accelerograms: Needs, options and consequences, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 25, 93-115.
- Bard, P.-Y., 1995- Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. In: *Proceedings of the 10th European conference on earthquake engineering*. Duma, Rotterdam, 1995. p. 305-23.
- Berberian, M., 1976- Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II). Geological Survey of Iran, Report No.39.
- Castro, P.R., Monachasi, G., Muccianelli, M., Trojani, L., Pacer, F., 1999- P-and-S-wave attenuation in the region of Marche, Italy, *J.Tectonophysics* 302, 123-132.
- Dutta, U., Biswas, .N.N., Adams, D.A., papageorgiou, A., 2004- Analysis of S-wave attenuation in south-central Alaska, *BSSA*, Vol: 4, PP: 16-28.
- Fehler, M., Hoshiaba, M., Sato, H. & Obara, K., 1992- Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance, *Geophysical J. Int.*, 108, 787-790.
- Kinoshita, S., 1994- Frequency- dependent attenuation of shear wave in the crust of the southern Kanto area. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 1387- 1396.
- Polatidis, A., Kiratzi, A., Halzidimtriou, P., Margaris, B., 2003- Attenuation of shear waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz. *Journal of Tectonophysics*, 397, 29-40.
- Woong Chung, T., Sato, H., 2001- Attenuation of High-frequency P and S waves in the crust of south eastern South Korea, *BSSA*, 91, 6. pp, 1867-1874.