

## پهنه‌بندی ضریب جذب امواج کدا در البرز مرکزی، با استفاده از شتاب‌نگاشت‌های حاصل از زلزله کجور- فیروزآباد (۲۰۰۴)

حبیب رحیمی<sup>۱\*</sup>، نصرالله کمالیان<sup>۲</sup>، حسین حمزه‌لو<sup>۳</sup> و معصومه زرافشان<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

<sup>۳</sup> استادیار پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ایران

<sup>۴</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۴/۹/۱۲، پذیرش نهایی: ۸۵/۶/۲۸)

### چکیده

زلزله‌ای به بزرگی  $M_w = 6.2$  (USGS) در ۲۸ مه ۲۰۰۴ مناطق غربی استان مازندران را لرزاند که شوک اصلی آن را ۱۴۵ ایستگاه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات مسکن ثبت شد. در این بررسی با استفاده از شتاب‌نگاشت‌های ثبت شده اطراف رومرکز زلزله کجور، ضریب جذب امواج کدا با استفاده از روش تک‌پراکنش به عقب آکی و چوت برای همه ایستگاه‌های ثبت کننده‌ای که نسبت سیگنال به نویز خوبی داشتند، به دست آمد که به ترتیب برای ۴ ناحیه پهنه‌بندی شده چالکو (۱۹۷۴)، میانگین مقادیر فاکتور کیفیت و وابستگی بسامدی آن به صورت زیر است:

$$Q_c = 92 \times f^{1.14} \quad \text{۱. ناحیه شمال غرب}$$

$$Q_c = 188 \times f^{0.79} \quad \text{۲. ناحیه شمال شرق}$$

$$Q_c = 157.5 \times f^{0.93} \quad \text{۳. ناحیه جنوب غرب}$$

$$Q_c = 132.5 \times f^{0.87} \quad \text{۴. ناحیه جنوب شرق}$$

در ایستگاه‌های ثبت کننده شوک اصلی و در محدوده بسامدی  $f = 1 \sim 32\text{Hz}$  است و نحوه تغییر  $Q^{-1}$  در ایستگاه‌های متفاوت و ارتباط آن با لرزه‌خیزی و تکتونیک منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: امواج کدا، مدل تک‌پراکنش آکی، ضریب جذب ( $Q_c^{-1}$ )، کجور-فیروزآباد

### ۱ مقدمه

است. زلزله کجور- فیروزآباد (۲۰۰۴) به ترتیب از فعالیت یکی از دو گسل شمال البرز یا کجور طبق گزارش‌های USGS یا Harvard است و بررسی سائزمو تکتونیک البرز عمق زمین لرزه‌های رویداده را کم تا متوسط نشان می‌دهد. جذب امواج لرزه‌ای بر اثر دو سازوکار پراکنش و ذاتی ایجاد و بررسی می‌شود و لذا جذب کلی مجموعی از دو نوع جذب امواج لرزه‌ای در زمین به صورت رابطه (۱) است.

$$Q_s^{-1} = Q_{s,Sc}^{-1} + Q_{s,i}^{-1} \quad (1)$$

منطقه کلان‌لرزه‌ای زمین لرزه کجور- فیروزآباد (۲۰۰۴)، در ناحیه لرزه زمین‌ساختی البرز واقع شده است و ساختارهای تشکیل دهنده کمر بند چین خورده البرز در بخش غربی عموماً دارای روند شمال غرب- جنوب شرق و در بخش شرقی البرز این ساختارها دارای روند شمال شرق- جنوب غرب هستند. محل تلاقی این ساختارها، محل تشکیل آتشفشان و قله کوتاه‌تر دماوند است. در پهنه شمال غربی البرز راستای غالب گسل‌ها، شمال غرب- جنوب شرق با سازوکار رانندگی و گاهی با مؤلفه راستالغز

که  $Q_c$  فاکتور کیفیت برای امواج کدا،  $t$  گذشت زمانی برآورد شده از زمان وقوع،  $f$  بسامد و  $\alpha$  ثابت گسترش هندسی است که وابسته به فاصله کانونی و نوع واگرایی امواج می‌تواند ۱، ۰/۷۵ و ۰/۵ باشد.

مدل تک‌پراکنش به عقب پیشنهاد شده آکی و چوت (۱۹۷۵) برای برآورد فاکتور کیفیت از امواج کدای موج برشی است که برپایه این فرض استوار است که امواج کدا فقط یک بار قبل از رسیدن به گیرنده پراکنش یافته‌اند. با این فرض دامنه‌های امواج کدا  $A(f, t)$  با بسامد مرکزی  $f$  و گذشت زمانی  $t$  برآورد شده از زمان وقوع زلزله، به‌صورت زیر است:

$$A(f, t) = S(f)t^{-\alpha} \exp(-\pi ft/Q_c) \quad (۳)$$

که  $S(f)$  معرف تابع چشمه در بسامد  $f$  است و ثابت در نظر گرفته می‌شود و مستقل از زمان و الگوی تابش است؛ و لذا تابعی از فاکتورهای افت انرژی در محیط نیست.  $\alpha$  فاکتور گسترش هندسی برای امواج حجمی است که در فاصله کمتر از ۱۰۰ کیلومتر ۱ و برای فواصل بزرگ‌تر از ۱۰۰ کیلومتر ۰/۵ گرفته شد و  $Q_c$  فاکتور کیفیت امواج کدا شامل پراکنش و جذب ذاتی است که دلالت بر جذب انرژی به محیط دارد. با گرفتن لگاریتم از رابطه ۳ و برازش خط

$$\ln(A(f, t)t^\alpha) = c - bt \quad (۴)$$

مابین  $\ln(A(f, t)t^\alpha)$  و  $t$  در رابطه ۴ مقادیر  $Q_c$  با استفاده از روش کم‌ترین مربعات در بسامدهای مرکزی  $f$  به‌دست می‌آید.  $b = \pi f/Q_c$  و  $c = \ln(S(f))$ .

### ۳ پردازش داده‌ها

رومکز زمین‌لرزه کجور- فیروزآباد (۲۰۰۴) در 36.283E و 51.574N را USGS گزارش کرد و شوک اصلی زلزله را ۱۴۵ ایستگاه شتاب‌نگاری مرکز

که  $Q_{s,sc}^{-1}$  جذب پراکنش امواج لرزه‌ای در داخل زمین است که در این نوع جذب یا انرژی از کل میدان موج حذف نمی‌شود و فقط انرژی از امواج مستقیم به انتهای رکورد (امواج کدا) شیف‌ت داده می‌شود و برعکس در جذب ذاتی ( $Q_{s,i}^{-1}$ ) با استفاده از سازکارهای گوناگون از جمله friction, viscosity, thermal relaxation انرژی نوسانی تبدیل به انرژی حرارتی می‌شود.

در این بررسی با استفاده از شتاب‌نگاشت‌های زلزله کجور- فیروزآباد (۲۰۰۴) ضریب جذب امواج لرزه‌ای کدا به روش تک‌پراکنش به عقب (single back scattering model) آکی و چوت (۱۹۷۵)، نحوه تغییرات  $Q_c^{-1}$  در منطقه و وابستگی بسامدی ( $Q = Q_0 \times f^\alpha$ ) آن از شتاب‌نگاشت‌های حاصل از شوک اصلی زلزله به‌دست آمده است.

### ۲ مدل تک‌پراکنش به عقب آکی و چوت برای برآورد $Q_c$

آکی و چوت در ۱۹۷۵ مدلی برای امواج پراکنده به عقب شده برای تعیین فاکتور کیفیت کدا به‌کار بردند که این مدل را کومار و همکاران (۲۰۰۵)، گوپ‌تا و همکاران (۱۹۹۵) و دیگران برای بررسی لرزه‌خیزی مناطق متفاوت جهان مورد استفاده قرار دادند. در این مدل ارائه شده، گیرنده و چشمه (منبع) بر یکدیگر منطبق فرض شده‌اند و پراکنش‌های متوالی نادیده گرفته می‌شود. اساس کار در این مدل روی دامنه موج کدای  $S$  است که زمان رسید آن دو برابر زمان سیر موج  $S$  است.

پوش زمانی کدای موج  $S$  فیلتر شده در باندهای بسامدی متفاوت و بسامدهای مرکزی  $f$  یک افت توانی به شکل زیر دارد

$$A(t, f) \propto \frac{1}{t^\alpha} e^{\frac{-\pi ft}{Q_c(f)}} \quad (۲)$$

است  $t_s$  زمان رسید موج S است که در شکل ۳ رسید موج P, S و پنجره موج کدا برای شتابنگاشت ایستگاه پول آورده شده است.

دامنه موج کدا  $A(f, t)$  در فواصل زمانی دو ثانیه‌ای با همپوشانی یک‌ثانیه‌ای از زمان  $2t_s$  تا  $2t_s + 30$  برای مؤلفه‌های افقی شتاب‌نگاشت‌ها با استفاده از رابطه ریشه میانگین مجموع دامنه از رابطه

$$A_c(f, t) = \left\{ \frac{\sum (A_{EW}(f, t)^2 + A_{NS}(f, t)^2 - A_n(f)^2)}{m} \right\}^{1/2} \quad (5)$$

در هر باند بسامدی به‌دست آمد که  $A_n(f)$  دامنه rms در پنجره زمانی ۲ ثانیه‌ای از انتهای شتاب‌نگاشت برای تصحیح نویز زمینه و m تعداد نمونه‌ها در پنجره زمانی است.

در هر باند بسامدی مقادیر  $\ln(A(f, t)t^\alpha)$  محاسبه شد که با برازش خط مابین  $\ln(A(f, t)t^\alpha)$  و t مقادیر  $Q_c$  برای مؤلفه‌های افقی شتاب‌نگاشت‌ها به‌دست آمد. نتایج مربوط به شتاب‌نگاشت ایستگاه پول در سمت راست شکل ۲، آورده شده است.

وابستگی بسامدی  $Q_c = Q_0 \times f^\alpha$  برای همه ایستگاه‌ها با استفاده از روش کم‌ترین مربعات و برازش خط بین  $\ln(Q_c)$  و  $\ln(f)$  با توجه به رابطه ۵ به‌دست آمد

$$\ln(Q_c) = \ln(Q_0) + \alpha \ln(f) \quad (6)$$

که نتایج مربوط به شتاب‌نگاشت ایستگاه پول در شکل ۴ آورده شده است.

#### ۴ بحث و نتایج

در این بررسی مقادیر  $Q_c$  برای شتاب‌نگاشت‌های ثبت شده از شوک اصلی زلزله که نسبت سیگنال به نویز خوبی داشتند از روش تک‌پراکنش به عقب آکی و چوت در

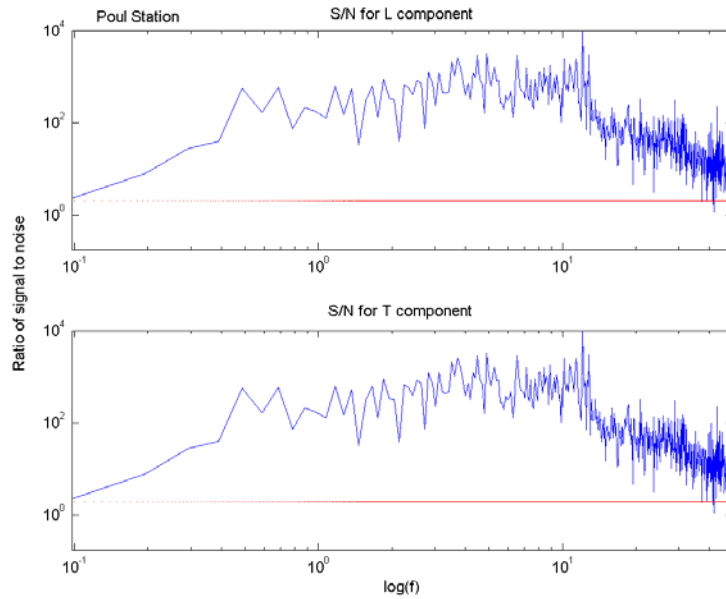
تحقیقات مسکن (BHRC) در فاصله کانونی به شعاع ۳۰۰km و در محدوده ۶ استان ثبت کردند. بیشتر دستگاه‌های ثبت کننده از نوع SSA-2 دیجیتال با قدرت تفکیک 12bits و بسامد طبیعی ۵۰ هرتز با پاسخ بسامد طبیعی هموار در محدوده بسامدی (۰-۵۰) هرتز است که اثرات مربوط به میرایی و بسامد طبیعی سامانه از شتاب‌نگاشت‌ها حذف شده است.

بیشینه شتاب ثبت شده از شوک اصلی در ایستگاه معلم کلايه با شتابی نزدیک به ۰/۳ شتاب گرانی زمین ( $297 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$ ) در فاصله کانونی ۹۹ کیلومتری است و نزدیک‌ترین دستگاهی که شوک اصلی را ثبت کرده است شتاب‌نگاشت ایستگاه پول در فاصله کانونی ۱۸ کیلومتری است که شتابی برابر با  $290 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$  در مؤلفه طولی ثبت کرده است. این مقدار احتمالاً به دلیل سوگیری لرزه‌ای یا اثرات سایت است. دورترین ایستگاه ثبت کننده شتاب‌نگار ایستگاه مشمیا در استان زنجان با شتابی معادل  $23 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$  است.

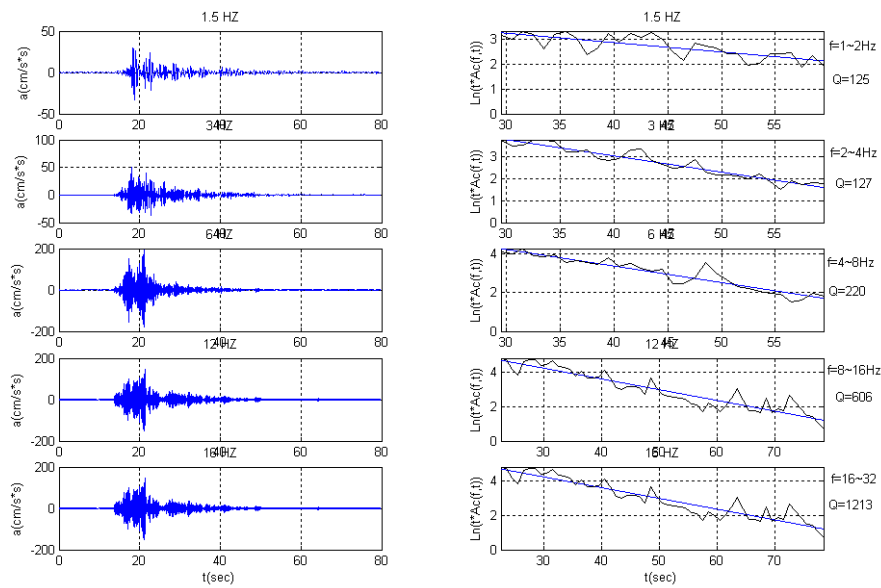
از بین شتاب‌نگاشت‌های ثبت شده از شوک اصلی زلزله کجور- فیروزآباد ۹۷ شتاب‌نگاشت ثبت شده که نسبت سیگنال به نویز خوبی برای پنجره موج کدا داشتند برای برآورد فاکتور کیفیت امواج لرزه‌ای استفاده شدند که برای مثال در شکل ۱ نسبت سیگنال به نویز پنجره موج کدا S برای دو مؤلفه افقی شتاب‌نگاشت ایستگاه پول آورده شده است.

مؤلفه‌های افقی شتاب‌نگاشت‌ها مورد تصحیح خط مبنای مرتبه صفر قرار گرفتند و در پنج باند بسامدی ۱-۲، ۲-۴، ۴-۸، ۸-۱۶ و ۱۶-۳۲ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲، ۲۴ هرتز با فیلتر باترورت مرتبه ۴ فیلتر باند گذر شدند. نتایج مربوط به شتاب‌نگاشت ایستگاه پول در سمت چپ شکل ۲ آورده شده و پنجره زمانی موج کدا برای آنالیز شتاب‌نگاشت‌ها ۳۰ ثانیه در نظر گرفته شده است. شروع آن از گذشت زمانی  $t \geq 2t_s$  گرفته شده

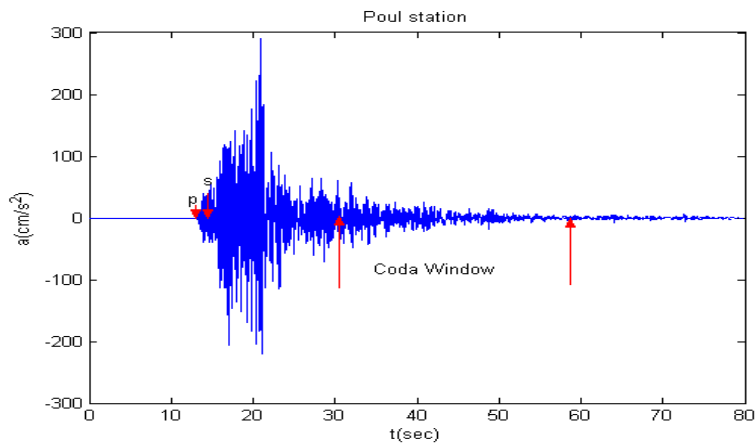
- |              |                                |   |
|--------------|--------------------------------|---|
| $Q_c = 338$  | ۲- برای باند بسامدی ۲-۴ هرتز   | محدوده بسامدی $f = 1 \sim 32\text{Hz}$ برای ۵ باند بسامدی |
| $Q_c = 666$  | ۳- برای باند بسامدی ۴-۸ هرتز   | به دست آمد که مقادیر میانگین آن برای ۵ باند بسامدی        |
| $Q_c = 1428$ | ۴- برای باند بسامدی ۸-۱۶ هرتز  | مورد بررسی به صورت زیر است:                               |
| $Q_c = 2336$ | ۵- برای باند بسامدی ۱۶-۳۲ هرتز | ۱- برای باند بسامدی ۱-۲ هرتز $Q_c = 184$                  |



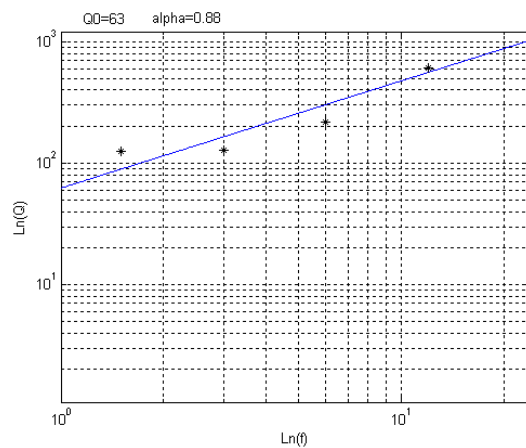
شکل ۱. نسبت سیگنال به نویز پنجره موج کدای شتاب‌نگاشت ایستگاه پول.



شکل ۲. برآورد فاکتور کیفیت کدای شتاب‌نگاشت ایستگاه پول



شکل ۳. تعیین رسید موج  $p$ ،  $s$  و پنجره موج کدا.



شکل ۴. تعیین وابستگی بسامدی فاکتور کیفیت به بسامد.

کوتاه مدت فعالیت مشخص است و ظهور زمین‌لرزه در یک حوزه با آرامش حوزه دیگر همراه است و دوره تمرکز فعالیت هر حوزه از چهار سال برای بخش شمال باختری تا ۱۲ سال برای بخش شمال خاوری متفاوت است. براساس نقشه لرزه زمین‌ساختی ایران (بربریان، ۱۹۷۶) و طبق مطالعه چالنگو و بربریان البرز خاوری از البرز باختری لرزه‌خیزتر است که در شکل ۷ زلزله‌های تاریخی و دستگاهی برای منطقه مورد بررسی آورده شده است. با توجه به سازگاری پهنه‌بندی ضریب جذب  $(Q_c^{-1})$  به دست آمده با پهنه‌بندی چالنگو برای ۴ پهنه

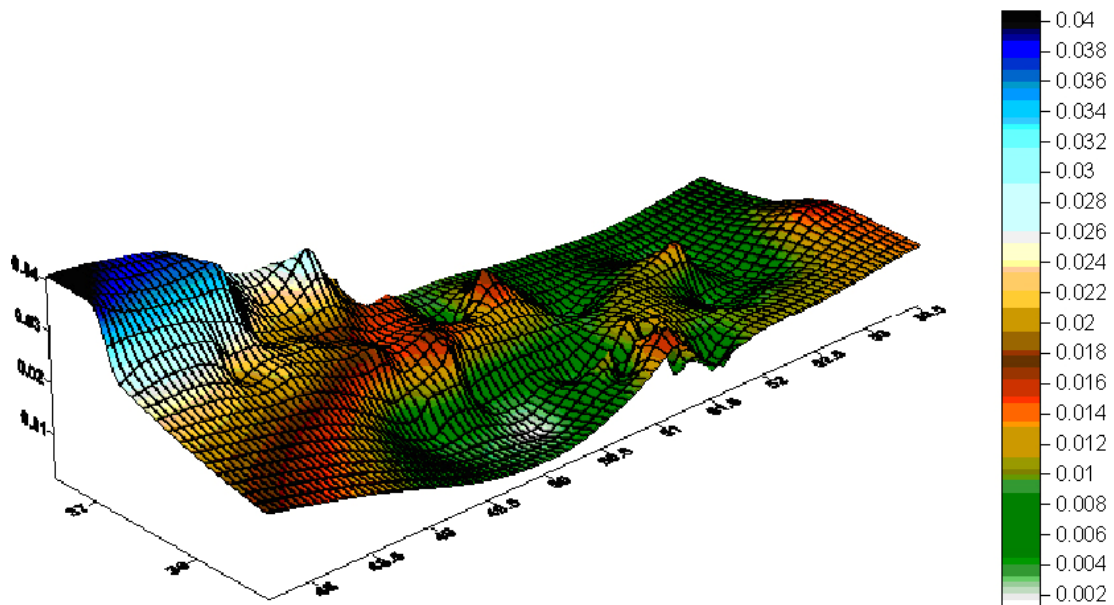
نمودار کنترولی مقادیر  $Q_c^{-1}$  و  $\alpha$  در شکل‌های ۵ و ۶ آورده شده است که با توجه به نقشه گسل‌های منطقه و لرزه‌خیزی آن در شکل ۸ سازگاری خوبی با لرزه‌خیزی و گسل‌های منطقه دارد.

چالنگو و همکاران (۱۹۷۴) براساس مطالعات زمین‌لرزه‌های دستگاهی، البرز را به پهنه‌های متفاوتی تقسیم کرده که عبارت‌اند از ۱- پهنه شمال غربی، ۲- شمال شرقی،

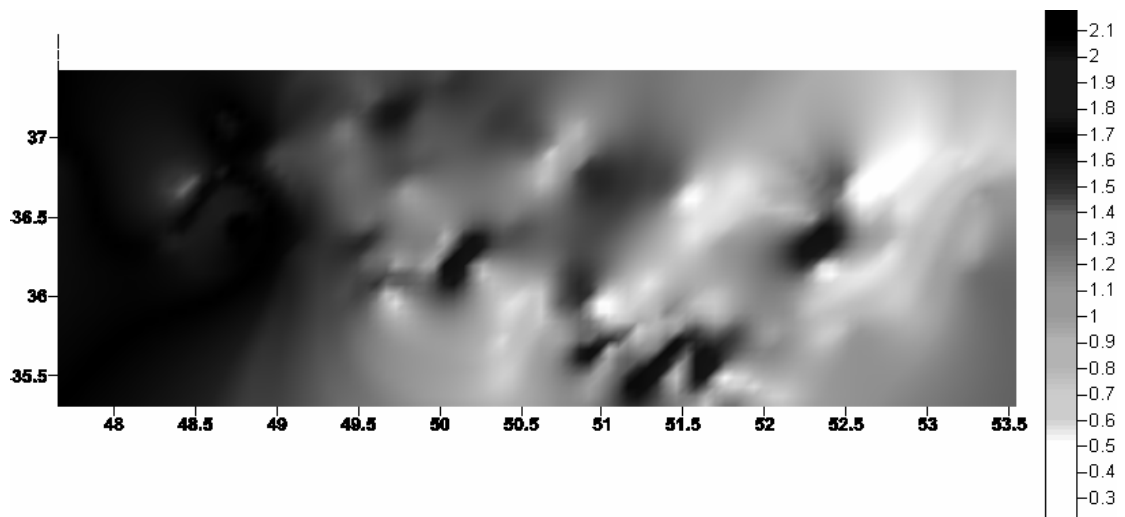
۳- جنوب شرقی و ۴- جنوب غربی این پهنه‌ها در شکل ۷ آورده شده است به نظر چالنگو لرزه‌خیزی البرز با دوره‌های

مذکور، مقادیر میانگین فاکتور کیفیت وابسته به بسامد  
 به دست آمد که نتایج آن به صورت زیر است.

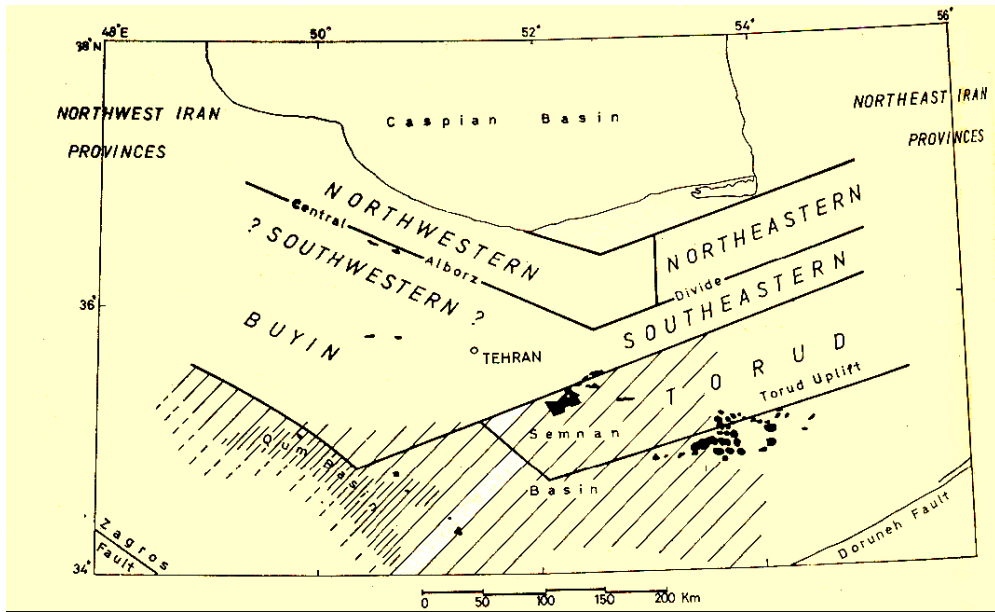
۱- ناحیه شمال غرب  $Q_c = 92 \times f^{1.14}$   
 ۲- ناحیه شمال شرق  $Q_c = 188 \times f^{0.79}$   
 ۳- ناحیه جنوب غرب  $Q_c = 157.5 \times f^{0.93}$   
 ۴- ناحیه جنوب شرق  $Q_c = 132.5 \times f^{0.87}$



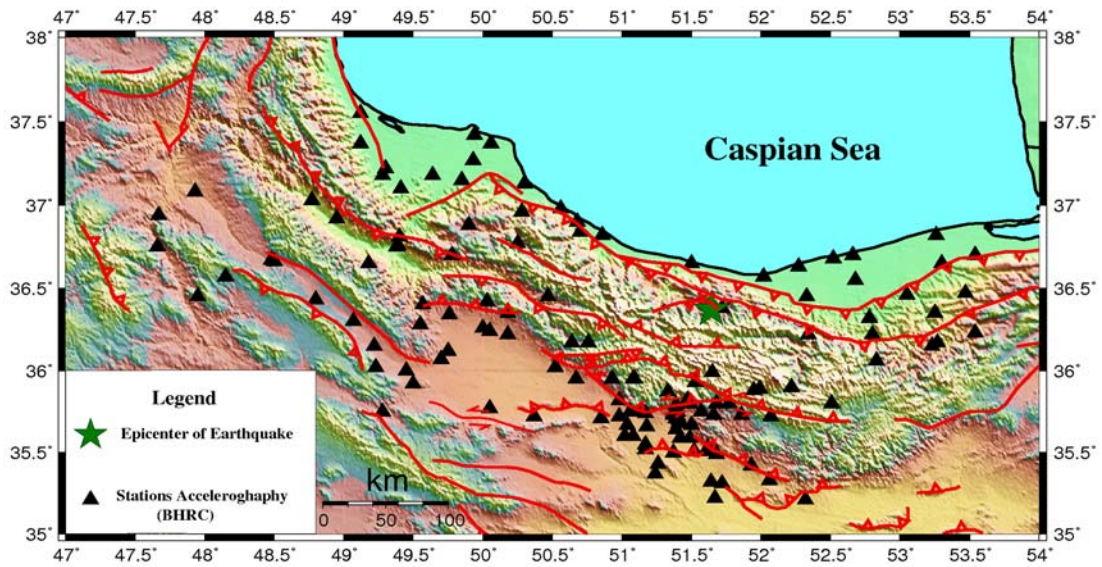
شکل ۵. نحوه تغییرات  $Q_c^{-1}$  در ایستگاه‌های گیرنده زلزله کجور- فیروزآباد (۲۰۰۴).



شکل ۶. نحوه تغییرات  $\alpha$  در ایستگاه‌های گیرنده زلزله کجور- فیروزآباد (۲۰۰۴).



شکل ۷. پهنه‌بندی البرز از چالنگو و همکاران (۱۹۷۴) براساس بررسی زلزله‌های دستگاهی.



شکل ۸. نقشه رومرکز زلزله کجور، ایستگاه‌های شتاب‌نگاشتی و گسل‌های منطقه.

چندساله مناطق مذکور فعال تر شده باشند.

در بررسی قاسمی و همکاران (۱۳۸۴) ضریب جذب امواج برشی برای داده‌های حوزه نزدیک و از ۴۳ شتاب‌نگاشت برای منطقه محدودی در اطراف رومرکز زلزله کجور به روش افت طیفی به دست آمده که  $Q_s = 90f^{0.74}$  و با توجه به این که ضریب جذب امواج برشی مجموع جذب پراکنش و ذاتی است لذا مقادیر به دست آمده قابل مقایسه با نتایج حاصل از این روش نیست.

مقدار میانگین مقادیر به دست آمده برای کل منطقه از شتاب‌نگاشت‌ها از رابطه  $Q_c = 132.5 \times f^{1.05}$  پیروی می‌کند که با توجه به مقادیر به دست آمده در بررسی‌های دیگر از مناطق گوناگون جهان و رابطه تضعیف با لرزه‌خیزی (برای مناطق فعال به لحاظ لرزه‌خیزی و تکتونیکی  $Q_0 < 200$  و برای مناطق غیرفعال  $Q_0 > 600$ ) با توجه به شکل ۱۰ سازگاری خوبی با مقادیر گزارش شده از دیگر بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد. این ناحیه به لحاظ لرزه‌خیزی و تکتونیکی در زمره مناطق فعال قرار دارد با توجه به شکل ۱۰ مقادیر  $Q_0$  برای مناطق مورد بررسی در هند، آلاسکا و یونان سازگاری خوبی با منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد.

#### منابع

فرهید، ا.م.، اله یارخانی، م.م.، و غفوری آشتیانی، م.، ۱۳۷۷، تغییرات مکانی پوسته‌ای ضریب کیفیت  $Q$  دنباله امواج  $S$  در منطقه تهران، پژوهشنامه پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سال هفتم، شماره دوم، تابستان ۷۷، ۲۶-۳۱.

قاسمی، ه.، کمالیان، ن.، حمزه‌لو، ح.، و بیت‌الهی، ا.، ۱۳۸۴، تعیین فاکتور کیفیت امواج برشی مستقیم  $Q_\beta$

با توجه به رابطه مستقیم  $Q_{0,c}^{-1}$  با لرزه‌خیزی در ۴ ناحیه یاد شده، منطقه شمال غرب فعال تر از شمال شرق و منطقه جنوب شرق فعال تر از جنوب غرب است و لذا با بررسی‌های بربریان و چالنگو مبنی بر فعال بودن بخش شرقی البرز نسبت به بخش غربی آن سازگاری نشان می‌دهد.

مطالعات ضریب جذب امواج لرزه‌ای برای منطقه مورد بررسی را فرهید و همکاران (۱۳۳۷) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۴) به صورت زیر عملی ساخته‌اند.

در بررسی صورت گرفته فرهید و همکاران از داده‌های لرزه‌نگاشتی و به روش ساتو (۱۹۹۷) مقادیر فاکتور کیفیت امواج کدا در محدوده بسامدی ۱-۱۰ هرتز به دست آمده که بر این اساس منطقه تهران را به چهار ناحیه، تقسیم می‌کنند. وابستگی بسامدی امواج کدا در این نواحی از روابط زیر پیروی می‌کند:

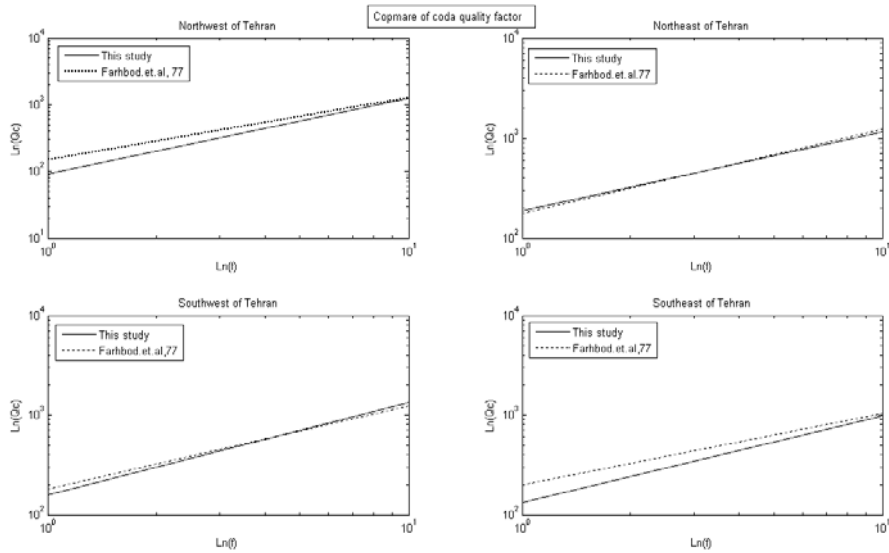
- ۱- ناحیه شمال غربی تهران  $Q_c = 151 \times f^{0.93}$
- ۲- ناحیه شمال شرقی تهران  $Q_c = 178 \times f^{0.84}$
- ۳- ناحیه جنوب غربی تهران  $Q_c = 182 \times f^{0.83}$
- ۴- ناحیه جنوب شرقی تهران  $Q_c = 199 \times f^{0.72}$

با توجه به مقادیر  $Q_0$  به دست آمده این نتیجه حاصل شد که منطقه شمال غربی تهران فعال تر از مناطق دیگر مورد بررسی است و با نتایج حاصله در این مقاله که با استفاده از داده‌های شتاب‌نگاشتی و به روش تک پراکنش به عقب آکی و چوت صورت گرفته، سازگاری خوبی نشان می‌دهد، برای چهار منطقه یاد شده نمودارهای وابستگی بسامدی در شکل ۹ آورده شده است، در این شکل سازگاری خوبی بین مقادیر به دست آمده مشاهده می‌شود و فقط مقادیر به دست آمده برای  $Q_0^{-1}$  در این بررسی برای دو ناحیه شمال غربی و جنوب غربی از مقادیر به دست آمده از نتایج فرهید و همکاران بیشتر است. این احتمال وجود دارد که با توجه به گذشت زمانی

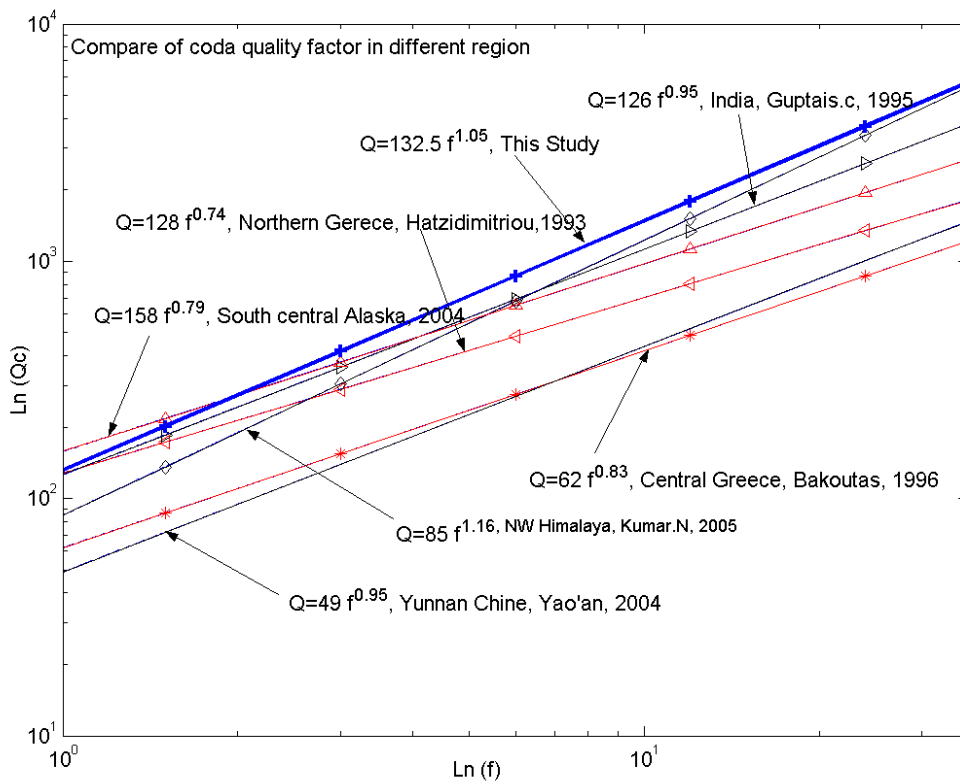


۱ تا ۳۲ هرتز، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد سی و یکم شماره ۱، صفحه ۱۰۳.

در منطقه البرز به کمک داده‌های میدان نزدیک حرکت نیرومند زمین‌لرزه کجور در محدوده بسامدی



شکل ۹. مقایسه نتایج به دست آمده از این بررسی با نتایج فرهاد و همکاران (۱۳۷۷).



شکل ۱۰. مقایسه وابستگی بسامدی به دست آمده برای  $Q_c$  در این بررسی با مقادیر به دست آمده از بررسی‌های دیگر.

- Hatidmtriu, P. M., 1995, S-wave attenuation in the crust in North Greece, *B. Siesmol. Soc. Am.* **85**, 1381-1387.
- Kumar, N., Imtiyaz, A. P., and Virk, H. S., 2005, Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes, *J. Earth Planet. Int.*, **151**, 243-258.
- LI Bai-ji, QIN-Jia-Zheng, QIAN Xiao-dong, YE Jian-qing, 2004, The coda attenuation of the Yao'an area in Yunnan Province. *J. Acta Seismol. Sinica*, Vol, 17 No.1, 47-53.
- Pulli, J. J., 1984, Attenuation of coda waves in New England, *B. Seismol. Soc. Am.*, **74**, 1149-1166
- Sato, H., 1977, Energy propagation including scattering effect: Single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, **25**, 27-41.
- Tchalenko, J. S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M., and Arsovsky, M. 1974, Tectonic framework of the Tehran region. In: *Materials for the study of seismotectonics of Iran; North-central Iran. Geol. Surv. Iran.* **29**, 7-46.
- Aki, k., and Chouet, B., 1975, Origin of coda wave: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran, *Tectonophysics*, **395**, 193-208.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II). Geological Survey of Iran, Report No. 39.
- Dutta, U., Biswas, N. N., Adams, D. A., and Papageorgiou, A., 2004, Analysis of S-wave attenuation in south-central Alaska, *BSSA*, **4**, 16-28.
- Giampiccolo, E., Gresta, S., and Rascona, F., 2004, Intrinsic and scattering attenuation from observed seismic codas in Southeastern Sicily (Italy) *J. Phys. Earth Planet. Int.*, **145**, 55-66.
- Gupta, S. C., Singh, V. N., and Kumar, A., 1995, Attenuation of coda waves in the Garhwal Himalaya, India. *J. Phys. Earth Planet. Int.*, **87**, 247-253.