

برآورد ضریب کیفیت امواج تراکمی وابسته به فرکانس در ناحیه فاریاب (جنوب شرق زون سنندج-سیرجان) با استفاده از پس‌لرزه‌های زلزله ۹ اسفند ۱۳۸۴ تیاب

سارا ریحانی^۱ و عباس غلامزاده^{۲*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

۲. استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

(دریافت: ۹۶/۵/۳۱، پذیرش نهایی: ۹۶/۱۱/۱۷)

چکیده

گستره مورد مطالعه ناحیه فاریاب، در جنوب شرق زون دگرگونی سنندج-سیرجان و در مجاورت گسل معکوس اصلی زاگرس MZRF قرار دارد. این ناحیه جزو محدود نواحی در گستره سنندج-سیرجان است که فعالیت لرزه‌ای بالایی از خود نشان می‌دهد. زمین‌لرزه ۹ اسفند ۱۳۸۴ با بزرگای $M_w = 6.0$ در این ناحیه رخ داده است. به‌رغم بزرگی قابل‌توجه، آسیب قابل‌ملاحظه‌ای حتی به ساختمان‌های ضعیف خشت و گلی روستایی وارد نشد که می‌تواند نشانگر توان محیط در جذب بالای انرژی امواج باشد. پس‌لرزه‌های این رویداد جهت محاسبه کاهندگی امواج تراکمی مورد استفاده قرار گرفته است. جهت برآورد رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت امواج P به روش نرمال‌سازی کد، از 431 پس‌لرزه به‌دقت تعیین محل شده، استفاده شده است. در این روش ضریب کیفیت امواج تراکمی در ۵ بازه فرکانسی در منطقه فاریاب تعیین شده است. رابطه وابستگی فرکانسی برای امواج طولی در منطقه مورد مطالعه به‌صورت $Q_p = 23 f^{0.78}$ به دست آمده است. رابطه وابستگی فرکانس برای پرتوهای منتشر شده در دو امتداد شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب به‌ترتیب به‌صورت $Q_p = 10 f^{0.94}$ و $Q_p = 25 f^{0.75}$ است که مقدار ضریب کیفیت در بسامد مرجع $1/0$ هرتز کمتر از 200 می‌باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که این منطقه از لحاظ لرزه‌خیزی و زمین‌ساختی فعال می‌باشد. کم بودن فاکتور کیفیت که دلالت بر کاهندگی نسبتاً زیاد دارد نشانگر فعالیت لرزه‌ای زیاد این ناحیه است و با انتظار ما از ساختار پوسته این ناحیه که زون دگرگونی است چندان انطباق ندارد. این کاهندگی زیاد احتمالاً ناشی از زون خورد شده در اثر زلزله‌های متعدد این ناحیه است.

واژه‌های کلیدی: کاهندگی، امواج تراکمی، روش نرمال‌سازی کد، سنندج-سیرجان، فاریاب.

۱. مقدمه

پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین قرار دارد. از دیدگاه ساختمانی، شکل‌گیری آن با حرکت همگرای مدام صفحه‌ای عربستان در جنوب غرب و خرد قاره‌ای ایران مرکزی شمال شرق، که خود ناشی از حرکت به سوی شمال شرق صفحه‌ای آفریقا-عربستان نسبت به اوراسیا می‌باشد، مرتبط است (علوی، ۱۹۹۴؛ بربریان، ۱۹۹۵). زون سنندج-سیرجان باریکه‌ای از جنوب باختری ایران میانی است که در بلا فصل شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. ویژگی‌های سنگی و ساختاری سنندج-سیرجان معرف یک گودی ژرف و یا کافت میانه بلوک در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. طول تقریبی آن حدود 1500 کیلومتر و از غرب دریاچه ارومیه تا شمال

ایران در میان دو صفحه لیتوسفری اوراسیا و عربستان قرار گرفته و این دو صفحه به سمت هم حرکت می‌کنند. آهنگ این همگرایی حدود 25 mm/yr می‌باشد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). نوار چین‌خورده-رانده زاگرس (ZFTB) با راستای شمال باختر-جنوب خاور از کوه‌های تاروس در شمال شرق ترکیه تا تنگه هرمز در جنوب باختری ایران به طول حدود 1600 کیلومتر ادامه دارد. گسل اصلی زاگرس (MZT) حد شمال خاوری نوار زاگرس است و پهنه سنندج-سیرجان (SSZ) را از کوه‌های زاگرس جدا می‌کند (بربریان، ۱۹۹۵). زاگرس در حاشیه شمال شرقی صفحه عربستان بر روی

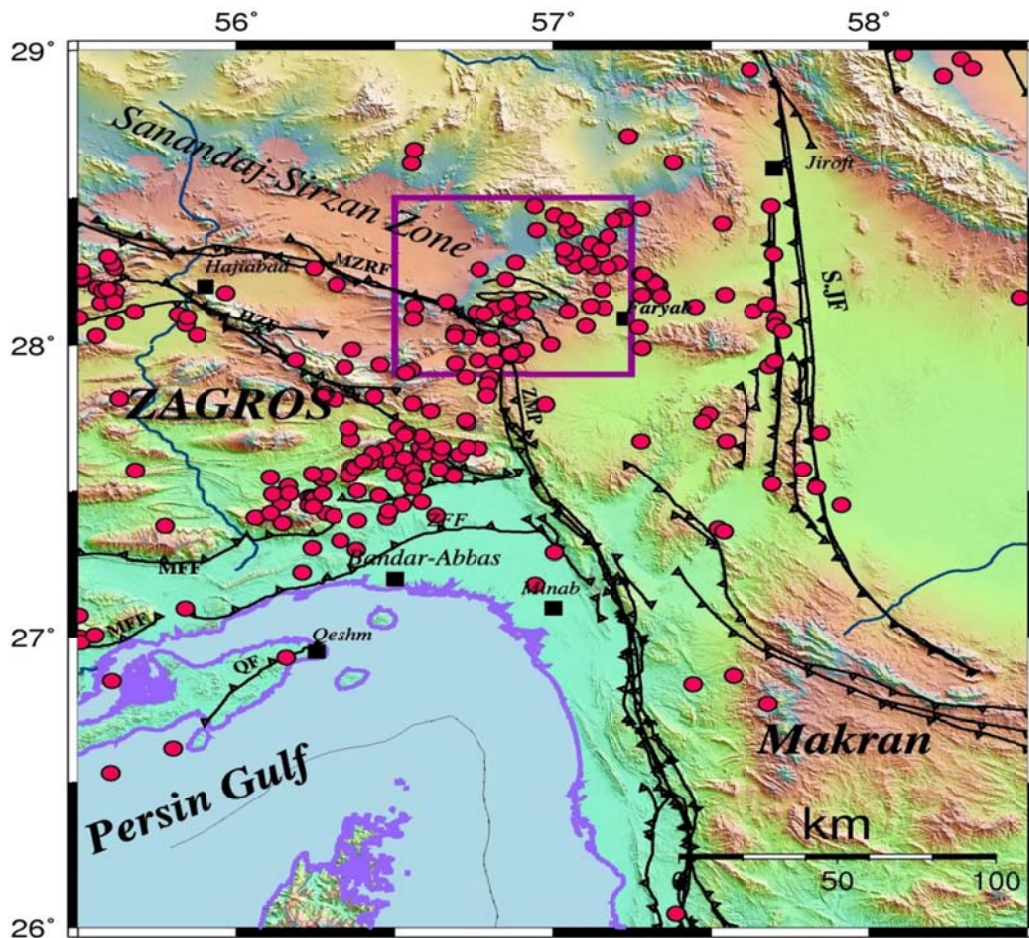
و ترکیه وجود دارد.

سری هیتات، زون همدان، زون ساختاری پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی سنندج- سیرجان، زون دگرگونی زاگرس، اسفندقه- رضائیه، مریوان - منوجان، اسفندقه- مریوان، الاکوژئوسینکلینال پروتوزوئیک- تریاس نام‌های ناهمسانی است که برای این زون برگزیده شده است که از میان آنها سنندج- سیرجان شناخته شده‌تر است. این ناحیه به عنوان پر تکاپو ترین پهنه ساختاری در ایران بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ- هیمالیا است که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با بلوک‌های سیمین و جنوب اوراسیا شکل گرفته است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ سینگر، ۱۹۹۰؛ علوی، ۱۹۹۶).

پهنه سنندج- سیرجان از گسل سبزواران در جنوب خاوری تا مرز ترکیه- ایران در شمال باختری، شمال عراق و از آنجا تا جنوب خاوری آناتولی ادامه می‌یابد. رویدادهای زمین‌ساختی در جریان باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس منجر به تشکیل محیط‌های مختلف زمین‌ساختی و واحدهای چینه‌ای مرتبط با آنها شده است. فرو افتادگی دریاچه‌ی ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج- سیرجان با ایران مرکزی است. مرز جنوب باختری آن با راندگی اصلی زاگرس مشخص می‌شود و مرز شمالی آن کمان ماگمایی ارومیه دختر می‌باشد. این زون یکی از فعال‌ترین زون‌های ساختمانی ایران به‌شمار می‌رود و رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های ماگمایی- دگرگونی مهمی است که این زون پشت سر گذاشته است. این رویدادها سبب شده که ویژگی‌های سنندج- سیرجان را با مناطق پرتحرک مرکز و شمال ایران قیاس کرده و آن را زیر زونی از ایران

مرکزی بدانند. هرچند که این بخش فقط از نظر رسوب‌گذاری و اختصاصات ساختمانی مانند ایران مرکزی است، ولی جهت و امتداد کلی آن از امتداد کلی زاگرس پیروی می‌کند. محجل و فرگوسن (۲۰۰۰) الگوی ساختاری سنندج- سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم‌راستا در مقیاس کیلومتری می‌دانند، ولی علوی و مهدوی (۱۹۹۴) زمین‌ساخت سنندج- سیرجان را به‌طور عمده از ساختارهای دوپلکس مرکب بزرگ‌مقیاس و همچنین سیستم‌های فلسی کوچک و بزرگ زاویه با شیب شمال خاوری در نظر می‌گیرند که در اثر آن ورقه‌هایی از سنگ‌های فانروزوئیک دگرگونه و غیر دگرگون شده، به اندازه‌ای ناهمسان، جابه‌جا شده‌اند.

منطقه مورد مطالعه در بخش انتهایی جنوب شرق زون سنندج- سیرجان و در مجاورت گسل معکوس اصلی زاگرس (MZRF)، گسل سبزواران- جیرفت و سیستم گسلی زندان- میناب قرار دارد (شکل ۱). در جنوب این ناحیه بخش انتهایی زاگرس قرار دارد که در آنجا گسل‌های اصلی زاگرس در بخش پایانی خود به گسل زندان- میناب می‌پیوندند و فعالیت لرزه‌ای زیادی از خود نشان می‌دهند (یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۱۲). ناحیه مورد مطالعه جزو معدود مناطق واقع در زون سنندج سیرجان است که دارای لرزه‌خیزی شدیدی است. مجاورت ناحیه مورد نظر با منتهای شرقی زاگرس در جنوب از یکسو و زون مکران در شرق و جنوب شرق از سوی دیگر بر پیچیدگی لرزه‌خیزی این ناحیه می‌افزاید و ضرورت مطالعه کاهندگی امواج تراکمی را دو چندان می‌کند زیرا با استفاده از این روش می‌توان ناهمسانگردی ایجاد شده در منطقه در اثر تلاقی این نواحی و گسل‌های مهم موجود در آن را بررسی نمود.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه (مستطیل بنفش) و واحدهای تکتونیکی مکران، زاگرس و سنندج- سیرجان، به همراه گسل‌های منطقه نشان داده شده است. رویدادهای لرزه‌ای بر اساس کاتالوگ انگدال ۲۰۰۶ با دایره‌های قرمز رنگ مشخص شده است. گسل‌های مهم: S.JF گسل سبزواران- جیرفت؛ MZRF گسل معکوس اصلی زاگرس و ZMP سیستم گسلی زندان-میناب پالامی است.

مقابل، افت دامنه امواج لرزه‌ای در پاسخ به فرآیندهای کشسانی که شامل گسترش هندسی و پراکنش می‌باشد به برآورد قانون بقای انرژی امواج می‌پردازد. مطالعات نشان می‌دهند که در مناطق لرزه‌خیز مقادیر Q کم و در مناطق پایدار دارای مقادیر بالایی است (ساتو و فلهلر، ۱۹۹۸). با توجه به فعالیت بالای لرزه‌خیزی این ناحیه، مطالعه و شناخت دقیق‌تر پارامترهای جنبش نیرومند زمین امری ضروری است. امواج تراکمی، P ، از نوع طولی بوده و در آنها راستای ارتعاش ذرات محیط بر راستای انتشار عمود است. دامنه این امواج نسبت به امواج برشی کوچک‌تر است و بنابراین در تخریب سازه‌ها نقش کمتری دارند؛ اما

کاهندگی امواج لرزه‌ای با پارامتر بدون بعد Q ، فاکتور کیفیت معرفی می‌گردد که مستقیماً به کاهش انرژی کشسانی در طی انتشار امواج در محیط مربوط است. کاهندگی امواج لرزه‌ای به صورت عکس فاکتور کیفیت (Q^{-1}) به فهم قوانین فیزیکی حاکم بر انتشار امواج لرزه‌ای در لیتوسفر زمین کمک می‌کند. با توجه به فرآیندهای کشسانی و ناکشسانی که هنگام انتشار امواج درون زمین وجود دارد، می‌توان کاهندگی لرزه‌ای را به صورت افت دامنه امواج لرزه‌ای نسبت به زمان و فاصله توصیف کرد. در فرآیندهای ناکشسانی، انرژی انتشار موج به صورت انرژی لرزه‌ای باقی نمی‌ماند و به گرما تبدیل می‌شود. در

به دلیل سرعت بیشتر آنها، زودتر می‌رسند و احساس می‌شوند. مطالعه کاهندگی این امواج به‌خصوص در سامانه‌های هشدار زود هنگام زمین‌لرزه مفید می‌باشد. با توجه به ماهیت امواج طولی (هم‌راستا بودن جهت انتشار و ارتعاش ذرات)، می‌توان در راستاهای مختلف (زوایای آزمون‌ی مختلف) میزان کاهندگی را تعیین کرد. تغییر میزان کاهندگی در جهات مختلف را می‌توان به خاصیت ناهمسانگردی ناحیه نسبت داد، که این خواص ناشی از پارامترهای دخیل در شکل‌گیری ناحیه (سیستم تبلور، سیستم لایه‌بندی، سیستم گسلی، جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌ها و ...) است.

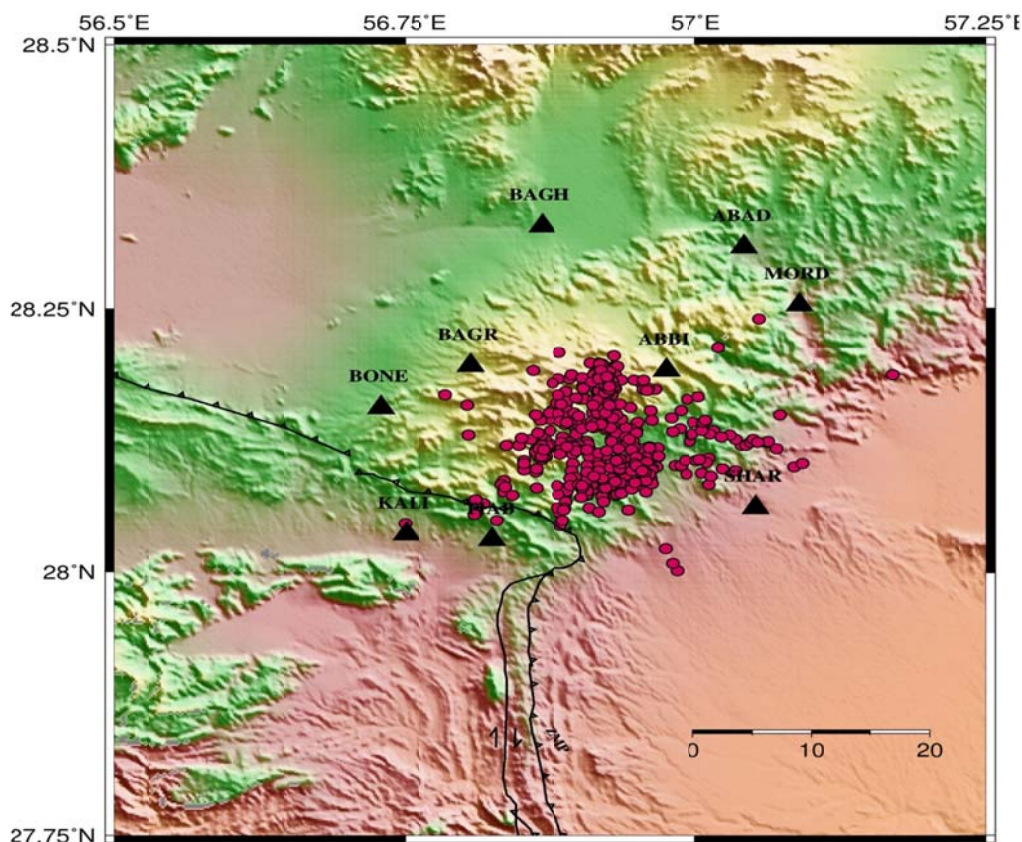
منطقه مورد مطالعه واقع در بخش جنوب شرقی زون سندج- سیرجان، از محدود نواحی این زون می‌باشد که دارای فعالیت لرزه‌ای نسبتاً زیادی است. نتایج حاصل از این مطالعه قابل استفاده برای سایر مناطق واقع در این زون

می‌باشد.

در این پژوهش، ضریب کیفیت امواج مستقیم P به روش نرمال‌سازی کدا برآورد شده است.

۲. داده‌ها

در تاریخ ۹ اسفند ۱۳۸۴ زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_w = 6.0$ در ساعت ۱۱:۰۱ به وقت محلی در نزدیکی روستای تیاب رخ داد. مختصات جغرافیایی این زمین‌لرزه $26/83$ درجه عرض شمالی و $55/82$ درجه طول شرقی می‌باشد. پس‌لرزه‌های این رویداد توسط ۹ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در مدت یک ماه ثبت شده است. عمق پس‌لرزه‌ها اغلب بین ۱۵ و ۲۱ کیلومتر (غلام‌زاده و همکاران، ۲۰۰۹) می‌باشد و به آرامی به سمت شمال افزایش می‌یابد (شکل ۲).



شکل ۲. موقعیت پس‌لرزه‌های زلزله ۹ اسفند ۱۳۸۴ (دایره‌های قرمز) و ایستگاه‌های ثبت کننده (مثلث سیاه) از این داده‌ها در محاسبات استفاده شده است.

موج P و S، تعیین شده است. پنجره موج P از شروع موج تراکمی P تا زمان رسید موج S در نظر گرفته شد. بیشینه دامنه موج P در پنجره موج P، به عنوان دامنه موج A_P در محاسبات در نظر گرفته می شود. جهت تعیین دامنه امواج کدا با توجه به زمان t_c ، پنجره‌ای به طول ۵ ثانیه از نگاشت جدا می شود. سپس جذر میانگین مجموع توان دو امواج کدا مطابق رابطه (۲) به دست آمده و به عنوان دامنه امواج کدا A_c استفاده می شود.

$$C(k) = (1/k \sum_{n=1}^k e^2(n))^{1/2} \quad (2)$$

سپس پنجره‌ای به طول ۵ ثانیه قبل از زمان رسید موج P، به عنوان پنجره نوفه انتخاب و با استفاده از رابطه (۲) دامنه میانگین نوفه محیطی تعیین شد. امواج P با مقدار سیگنال به نوفه بیش تر از ۳ جهت محاسبات استفاده گردید. برای امواج کدا مقدار سیگنال به نوفه بیش تر از ۲ استفاده شد. سری های زمانی $b(n)$ ، $e(n)$ و $c(k)$ برای یک نگاشت در شکل ۳-الف و ۳-ب نشان داده شده است.

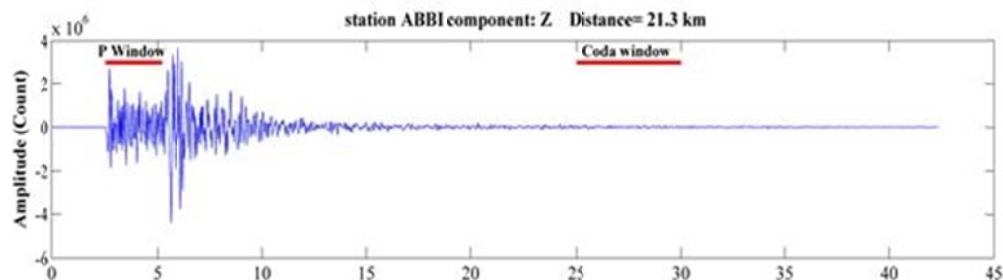
به منظور محاسبه کاهندگی امواج تراکمی تعداد ۴۳۶ رویداد لرزه‌ای که دارای دقت تعیین محل بیش تری بوده و نسبت سیگنال به نویز بالاتری داشته‌اند انتخاب شده است.

۳. پردازش داده‌ها

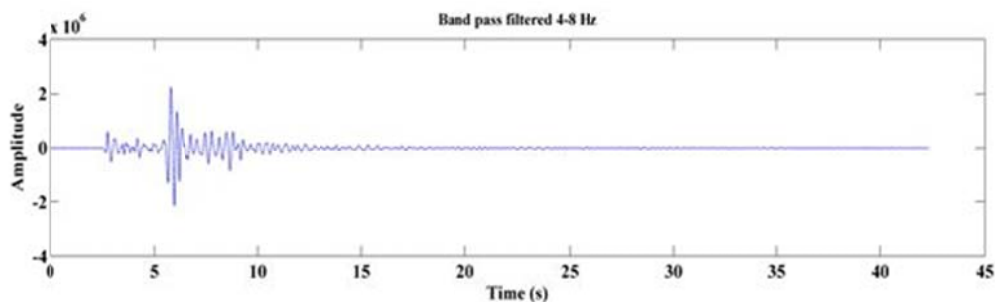
جهت پردازش داده‌ها ابتدا بر روی لرزه‌نگاشت‌های مؤلفه عمودی، تصحیح خط مبنا انجام می شود. سپس بر روی لرزه‌نگاشت، در بازه‌های فرکانسی ۱-۲، ۲-۴، ۴-۸، ۸-۱۶، ۱۶-۳۲ هرتز با فرکانس مرکزی ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲ و ۲۴ هرتز فیلتر میان گذر اعمال می شود. در مرحله بعد در هر فرکانس، پوش لرزه‌نگاشت به صورت رابطه زیر به دست می آید:

$$e(n) = (b^2(n) + H^2(b(n)))^{1/2} \quad (1)$$

که $H(b(n))$ تبدیل هیلبرت سری زمانی $b(n)$ است. با استفاده از قرائت چشمی برای تمامی نگاشت‌ها زمان رسید



(الف)



(ب)

شکل ۳. الف: چگونگی تعیین پنجره موج P و پنجره کدا روی نگاشت را نشان می دهد. ب: یک نمونه نگاشت فیلتر شده با فیلتر میان گذر ۴-۸ هرتز در ایستگاه آب بید را نشان می دهد.

۴-۱. روش نرمال سازی کدا

از روش نرمال سازی کدا به منظور محاسبه ضریب کیفیت امواج P در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. این روش توسط یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳) به منظور اندازه گیری دامنه موج مستقیم P نسبت به فاصله سیر توسعه داده شد. در این روش اثرات چشمه، ساختگاه و دستگاه، با نرمال سازی دامنه طیفی امواج برشی با دامنه طیفی امواج کدا حذف می شوند. در روش نرمال سازی کدا ابتدای پنجره کدا از زمان وقوع زمین لرزه دو برابر زمان سیر موج S در نظر گرفته می شود. با توجه به اینکه از دامنه بیشینه در پنجره P استفاده می شود، دامنه حداکثر موج P تقریباً با تأخیر کمی نسبت به زمان رسید اولین موج P می رسد و مقدار دامنه آن بیشتر از دامنه کدای موج P است، در نتیجه تأثیر این امواج بسیار کم است. همچنین به دلیل فاصله کم استفاده شده، عملاً پنجره مورد استفاده، بیشتر شامل امواج P مستقیم بوده و امواج کدای P در داخل امواج S دریافتی ثبت می شوند. طیف دامنه موج تراکمی در ۵ بازه فرکانسی با فرکانسهای مرکزی ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲ و ۲۴ هرتز از رابطه زیر به دست می آید:

$$\ln [A_p(f, r) r^\gamma / A_c(f, r)] = (-\pi f / a Q_p(f)) r + \text{const}(f) \quad (3)$$

که در این رابطه، $A_p(f, r)$ دامنه طیفی موج P ثبت شده در فاصله r از زمین لرزه، r فاصله کانونی، f فرکانس، γ ضریب گسترش هندسی، $A_c(f, r)$ دامنه طیفی موج کدا، α سرعت موج تراکمی، $Q_p(f)$ ضریب کیفیت موج تراکمی، و ضریب گسترش هندسی برای امواج حجمی در فاصله رومرکزی کم تر از ۱۰۰ کیلومتر، $\gamma = 1$ است. بر اساس بررسی لرزه زمین ساخت منطقه هرمزگان، سرعت موج تراکمی در منطقه مورد مطالعه به طور میانگین حدود ۵/۵ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته می شود (یمینی فرد و همکاران، ۲۰۱۲)

با برازش خط درجه اول با شیب b به روش کمترین مربعات، ضریب کیفیت موج تراکمی به ازای هر بسامد با

توجه به رابطه (۳) به صورت زیر محاسبه می شود:

$$Q_p = (-\pi f / a b) \quad (4)$$

پس از به دست آوردن مقادیر Q با استفاده از برازش منحنی روابط ذکر شده، ضریب کیفیت به ازای هر فرکانس مرکزی، رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت به صورت رابطه (۵) به دست می آید:

$$Q = Q_0 f^n \quad (5)$$

که در این رابطه ضریب کیفیت در بسامد مرجع ۱ هرتز، و n پارامتر بسامدی می باشد. با توجه به رابطه (۵) به دست می آید:

$$\ln(Q) = n(\ln(f) + \ln(Q_0)) \quad (6)$$

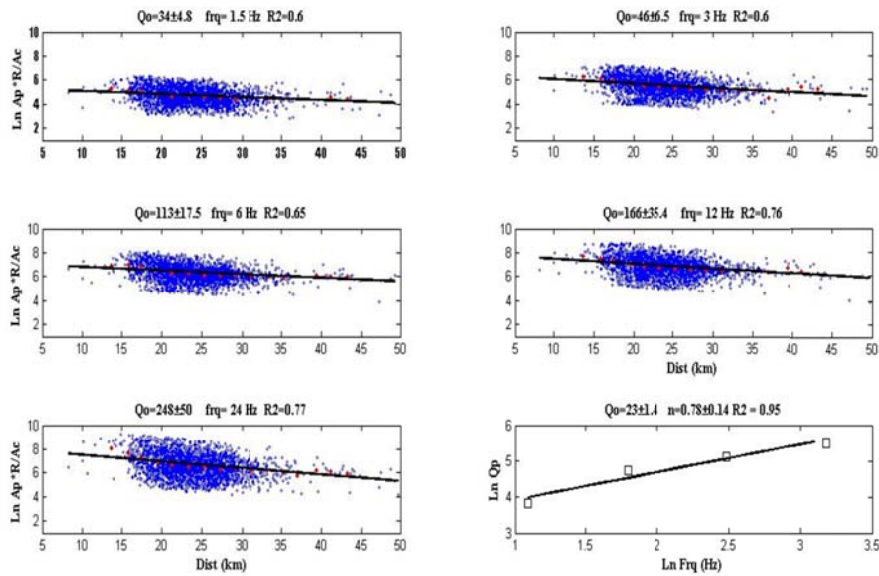
با برازش منحنی درجه اول به روش کمترین مربعات، عرض از مبدأ و شیب خط آن به ترتیب برابر با $\ln(Q_0)$ و n خواهد بود.

۴-۲. نتایج به دست آمده از اجرای روش نرمال سازی

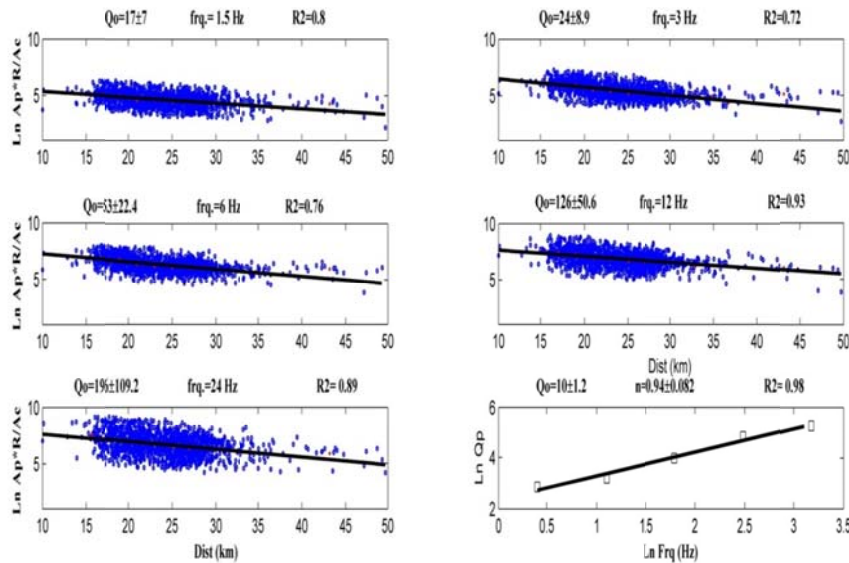
نتایج حاصل از کاربرد این روش بر روی کل داده های لرزه ای این ناحیه در شکل ۴ نشان داده شده است. بر این اساس در پنج بازه فرکانسی مقدار Q_0 و n محاسبه شده است.

در این مطالعه در تکمیل بررسی کاهندگی امواج تراکمی، کاهندگی در دو امتداد شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غرب مورد مطالعه قرار گرفت. با توجه به ساختار تکتونیکی، انتظار می رود خصوصیات در جهت موازی و عمود بر ساختار، متفاوت باشد؛ به عبارت دیگر انتظار وجود ناهمسانگردی در این دو راستا بیشتر باشد. علاوه بر این نکته، در ابتدا میزان کاهندگی در راستاهای ۰، ۳۰، ۶۰، ۹۰، ۱۲۰، ۱۵۰ و ۱۸۰ درجه بررسی شد و در دو راستای موازی و عمود بر شکستگی اصلی بیشترین تغییرات کاهندگی مشاهده شد. این دو امتداد در تطابق با سازوکار کانونی زلزله اصلی رخ داده در منطقه انتخاب نیز می باشد؛ از این رو با استفاده از معلومات زمین شناختی، دو

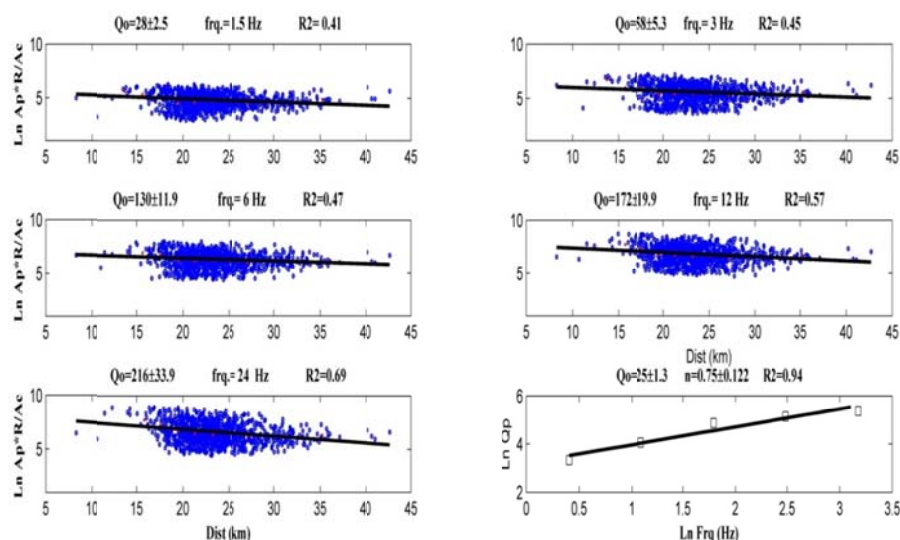
محاسبه شده است (شکل ۵). همچنین این روش بر روی پرتوهای لرزه‌ای که در امتداد شمال غرب- جنوب شرق (به موازات صفحه گسل) منتشر شده‌اند به کار برده شده و کاهندگی در این امتداد محاسبه شده است (شکل ۶).



شکل ۴. برآورد ضریب کیفیت امواج تراکمی به روش نرمال‌سازی کدا در منطقه فاریاب در ۵ بازه فرکانسی برای کل پرتوهای لرزه‌ای. در هر یک از پنج بازه فرکانسی نسبت $\ln$ دامنه‌ها بر حسب فاصله رسم شده است. در شکل آخر $\ln Q_p$ بر حسب $\ln \text{Freq}$ رسم شده و مقدار Q_0 برای کل منطقه به دست آمده است.



شکل ۵. برآورد ضریب کیفیت امواج تراکمی به روش نرمال‌سازی کدا در منطقه فاریاب در ۵ بازه فرکانسی برای پرتوهای لرزه‌ای امتدادشان عمود بر شکستگی زلزله اصلی است. در هر یک از پنج بازه فرکانسی نسبت $\ln$ دامنه‌ها بر حسب فاصله رسم شده است. در شکل آخر $\ln Q_p$ بر حسب $\ln \text{Freq}$ رسم شده و مقدار Q_0 برای پرتوهایی که عمود بر ساختارهای طی مسیر کرده‌اند، به دست آمده است.



شکل ۶. برآورد ضریب کیفیت امواج تراکمی به روش نرمال‌سازی کدا در منطقه فاریاب در ۵ بازه فرکانسی برای پرتوهای لرزه‌ای در امتداد شمال غرب- جنوب شرق که امتدادشان به موازات شکستگی زلزله اصلی است. در هر یک از پنج بازه فرکانسی نسبت $\ln$ دامنه‌ها بر حسب فاصله رسم شده است. در شکل آخر $\ln Q_p$ برحسب $\ln \text{Freq}$ رسم شده و مقدار Q_0 برای پرتوهایی که به موازات امتداد ساختارهای طی مسیر کرده‌اند، به دست آمده است.

جدول ۲. مقادیر ضریب کیفیت امواج P در ۵ بازه فرکانسی، همراه با مقادیر Q_0 و n برای کل پرتوهای لرزه‌ای- پرتوهای با امتداد شمال غرب- جنوب شرق که به موازات شکستگی اصلی است و پرتوهای با امتداد شمال شرق- جنوب غرب که عمود بر شکستگی ایجاد شده در زلزله اصلی است.

Frequency (Hz)	Q_p تمام آزمون‌ها	Q_p امتداد شمال شرق- جنوب غرب (عمود بر راستای گسل اصلی)	Q_p امتداد شمال غرب- جنوب شرق موازی با صفحه گسل اصلی
۱/۵	$34 \pm 4/8$	۱۷	۲۸
۳	$46 \pm 6/5$	۲۴	۵۸
۶	$113 \pm 17/5$	۵۳	۱۳۰
۱۲	$166 \pm 35/4$	۱۲۶	۱۷۲
۲۴	248 ± 50	۱۹۶	۲۱۶
Q_0	$23 \pm 1/4$	۱۰	۲۵
n	$0/78 \pm 0/14$	$0/94$	$0/75$

۵. بحث نتایج و نتیجه‌گیری

غرب منتشر شده‌اند و عمود بر صفحه اصلی گسل است به صورت زیر است:

$$Q_p = 10 f^{0.94} \quad (۸)$$

مقدار Q_p برای پرتوهای در امتداد شمال غرب- جنوب شرق که به موازات صفحه گسل است به صورت زیر است:

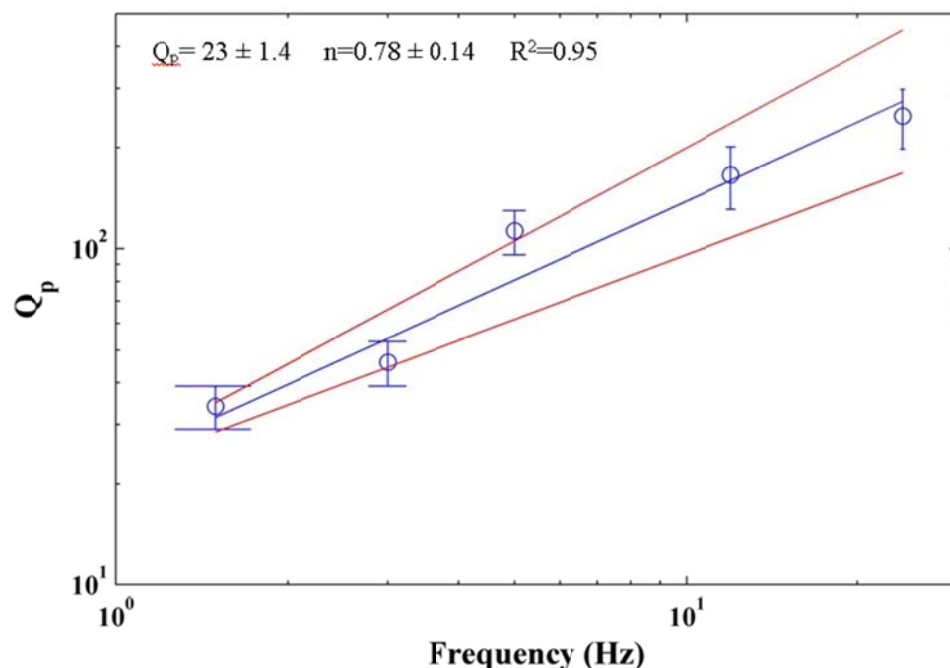
$$Q_p = 25 f^{0.75} \quad (۹)$$

با توجه به این روابط و ملاحظه جدول ۲ مشاهده می‌شود که ناهمسانگردی مشهودی در منطقه وجود دارد.

در شکل ۴ مقادیر Q_p به‌ازای هر فرکانس مرکزی، با توجه به رابطه (۳) با برازش خط درجه اول به دست آمده است. در جدول ۲ مقادیر Q_p در ۵ بازه فرکانسی به همراه مقادیر Q_0 و n آورده شده است. رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت موج تراکمی با استفاده از روش نرمال‌سازی کدا برحسب فرکانس برای منطقه فاریاب به صورت رابطه زیر به دست آمد (شکل ۷):

$$Q_p = 23 f^{0.78} \quad (۷)$$

رابطه Q_p برای پرتوهایی که در امتداد شمال شرق- جنوب



شکل ۷. برآورد رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت امواج تراکمی در منطقه فاریاب.

در نقاط دیگر جهان نیز کاهندگی امواج تراکمی مورد تحقیق قرار گرفته است. چانگ و ساتو (۲۰۰۱) در جنوب شرق کره رابطه $Q_p^{-1} = 0.009 f^{-1.00}$ به دست آورده‌اند که با توجه به مقدار Q ، این ناحیه که دور از مرز صفحات تکتونیکی واقع است از جمله نواحی پایدار لرزه‌ای محسوب می‌شود. یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳) برای ناحیه کنتو در شرق ژاپن که محل برخورد صفحات اوراسیا، اقیانوس آرام و دریای فیلیپین می‌باشد و از نظر لرزه‌خیزی فعال می‌باشد، رابطه $Q_p^{-1} = 0.031 f^{-0.90}$ را گزارش کرده‌اند. شارما و همکاران (۲۰۰۸) برای منطقه کچ واقع در گوجرات هند که در اثر برخورد صفحه هند با اوراسیا بوجود آمده است و به همین دلیل تنش‌های فشارشی زیادی را متحمل شده رابطه کاهندگی امواج تراکمی را به صورت $Q_p^{-1} = 0.013 f^{-0.87}$ بدست آورده‌اند.

تشکر و قدردانی

داده‌های این پژوهش مربوط به پروژه ۵۱۱۹-۳۳۰

مقایسه روابط (۸) و (۹) نشان می‌دهد که کاهندگی در راستای عمود بر صفحات شکستگی به‌طور فاحشی کم‌تر است که می‌تواند به علت کاسته شدن انرژی امواج در موقع عبور از صفحه گسل باشد.

کاهندگی امواج تراکمی در نواحی متعددی از ایران مورد بررسی قرار گرفته و رابطه آن با فرکانس امواج لرزه‌ای تعیین شده است. معهود و همکاران (۲۰۰۹) برای ناحیه شرق ایران مرکزی شامل سه ناحیه بم، جیرفت و زرند، رابطه کاهندگی را به صورت $Q_p^{-1} = 0.025 f^{-0.99}$ بدست آورده‌اند. بر اساس این رابطه منطقه جزء مناطق با ناهمگنی و نیز فعالیت تکتونیکی بالا محسوب می‌شود. نوروزی (۲۰۰۶) برای ناحیه شمال شرق ایران چگونگی کاهندگی را به صورت $Q_p^{-1} = 0.016 f^{-0.86}$ تعیین کرده است. این ناحیه محل برخورد ورقه ایران مرکزی با توران و جزئی از کمربند بزرگ لرزه‌خیز آلپ-هیمالیا است. واشقانی فراهانی و همکاران (۲۰۱۲) نحوه کاهندگی امواج تراکمی در غرب و جنوب شرق تهران را بصورت $Q_p^{-1} = 0.001 f^{-1}$ بدست آورده‌اند.

می‌شود.

از داوران محترم که با پیشنهادهای روشنگرانه خود سبب بهبود ارزش علمی این مقاله شده‌اند نیز سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33.
- Alavi, M. and Mahdavi, M. A., 1994, Stratigraphy and structures of the Nahavand region in western Iran, and their implications for the Zagros tectonics. *GEOLOGICAL MAGAZINE- LONDON-*, 131(1), 43-43.
- Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241(3), 193-224.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
- Chung, T. W. and Sato, H., 2001, Attenuation of high-frequency P and S waves in the crust of Southeastern South Korea. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(6), 1867-1874.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophysical Journal International*, 167, 761-778.
- Gholamzadeh, A., Yamini-Fard, F., Hessami, K. and Tatar, M., 2009, The February 28, 2006 Tiab earthquake, Mw 6.0: Implications for tectonics of the transition between the Zagros continental collision and the Makran subduction zone. *Journal of Geodynamics*, 47(5), 280-287.
- Ma'hood, M., Hamzehloo, H. and Doloei, G. J., 2009, Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of the east-central Iran. *Geophysical Journal International*, 179, 1669-78.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2000, Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural geology*, 22(8), 1125-1139.
- Nowroozi, G., 2006, Seismological constraints on the crustal structure of NE Iran. Ph.D. thesis. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran.
- Sato, H. and Fehler, M. C., 1998, *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*. Springer Verlag, New York.
- Şengör, A. M. C., 1990, A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society, London, Special Publications*, 49(1), 797-831.
- Sharma, B., Gupta, A. K., Devi, D. K., Kumar, D., Teotia, S. S. and Rastogi, B. K., 2008, Attenuation of high-frequency seismic waves in Kachchh region, Gujarat, India. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98, 2325-40.
- Vasheghani Farahani, J., Zare, M. and Cichowicz, A., 2012, Attenuation of high-frequency P and S waves in south and southeast Tehran using blast data. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 40, 99-108.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004, deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185.
- Yaminifard, F., Tatar, M., Hessami, K., Gholamzadeh, A. and Bergman, E. A., 2012, Aftershock analysis of the 2005 November 27 (Mw 5.8) Qeshm Island earthquake (Zagros-Iran): Triggering of strike-slip faults at the basement. *Journal of Geodynamics*, 61, 138-147.
- Yoshimoto, K., Sato, H. and Ohtake, M., 1993, Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method. *Geophys. J. Int.*, 114, 165-174.

Estimation of compressional waves Frequency Dependence of Quality factor in the Faryab region (SE of Sanandaj-Sirjan zone) using aftershocks of Tiab earthquake of 28 Feb 2006

Reyhani, S.¹ and Gholamzadeh, A.^{2*}

1. M.Sc. Student, Department of Physics, Faculty of science, Hormozgan University, Hormozgan. Iran

2. Assistant Professor, Department of Physics, Faculty of science, Hormozgan University, Hormozgan. Iran

(Received: 22 Aug 2017, Accepted: 6 Feb 2018)

Summary

Seismology has an important role in identifying earth structure using seismic waves. The amplitude and frequency of these waves change when they pass into the earth due to anisotropy and heterogeneity. Seismic waves decay as they radiate away from their sources, partly for geometric reasons because their energy is distributed on an expanding wave front, and partly because their energy is absorbed by the material they travel through. The energy absorption depends on the material properties.

The amplitude of seismic waves decreases with increasing distance from earthquake, explosion, and impact sources. How this amplitude decrease, occurs, how rapidly it occurs, and how it depends on the frequency of the seismic waves is fundamentally important to the efforts to describe Earth structure and seismic sources.

Attenuation of seismic waves is expressed with inverse quality factor (Q^{-1}) and helps us to understand the physical laws governing the propagation of seismic waves in the lithosphere.

The observed seismic-wave amplitudes usually decay exponentially with increasing travel distance after the correction for geometrical spreading. These decay rates are proportional to the Q^{-1} values which characterize the spatial attenuation of seismic waves.

The study area is located in Fariab region, south-east of Sanandaj-Sirjan metamorphic zone and adjacent to the Main Zagros Reverse Fault (MZRF). This rejoin is among the rare regions located in Sanandaj-Sirjan area which has high seismic activity. Seismicity in this area has a north east- south west trend. Depths of events are relatively low, in the range of less than 40 km.

The 28 Feb. 2006 earthquake with a magnitude of $M_w=6.0$ has taken place in this region. Despite the remarkable magnitude of this earthquake, no significant damage was reported, even for low strength buildings such as clay buildings. This phenomenon may indicate a significant attenuation of the elastic wave in the area. Aftershocks of this event have been recorded by a temporary network. The well-located aftershocks, with hypocentral distances less than 100 km, have been used for estimation of the P-wave quality factor.

The attenuation of P-waves has been estimated using waveforms of 431 well-located aftershocks. The attenuation of P-wave (Q_p^{-1}) has been estimated at 5 frequency bands (1.5, 3, 6, 12, 24 Hz) using extended coda normalization method. The estimated Q_p values show highly frequency dependency. The frequency dependent relation for longitudinal waves in the study area has been derived as $Q_p=23f^{0.78}$. The Q_p values have been estimated by using waveforms with two major directions to investigate the probably existed attenuation anisotropy. The frequency dependent relation in two directions of north west-south east and north east-south west were calculated as $Q_p=10f^{0.94}$ and $Q_p=25f^{0.75}$, respectively.

It has been observed that the quality factor value at the reference frequency of 1 Hz is smaller than 200, which is reported for seismically active regions. Therefore it could be concluded that this region is active in terms of seismicity and tectonics.

The small values of the quality factor which demonstrates the relatively high attenuation indicate high seismic activity of this region. This is not so compatible with what we expect for the earth's crust structure in this area with the metamorphic zone. This high attenuation is probably due to the crushed zone affected by various earthquakes in this region.

Keywords: Attenuation, compressional wave, Coda normalized method, Sanandaj- Sirjan zone, Faryab.

* Corresponding author:

abbas.gholam@hormozgan.ac.ir