

برآورد ضریب کیفیت موج‌های برشی و فشاری در پوسته شمال غرب ایران

مجتبی نقوی¹، حبیب رحیمی^{2*} و علی مرادی²

¹ دانشجوی دکتری زلزله‌شناسی، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران
² استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: 94/12/15، تاریخ پذیرش: 95/07/10)

چکیده

در مطالعات مرتبط با زلزله‌شناسی مهندسی برای برآورد خطر لرزه‌ای در مناطق مختلف و همچنین تعیین دقیق بزرگا، شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین و مطالعه انرژی مخرب حاصل از زمین‌لرزه در حوزه نزدیک تا متوسط، تخمین ضریب کیفیت امواج برشی و فشاری نقش اساسی دارد. بدین منظور با توجه به قرار گرفتن چندین شهر بزرگ در پهنه شمال غربی فلات ایران، ضریب کیفیت امواج فشاری و برشی با استفاده از داده‌های هفده ایستگاه لرزه‌نگاری با بیش از 13000 زمین‌لرزه ثبت شده در شبکه مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) و شبکه ملی لرزه‌نگاری نواریپهن ایران (INSN) برآورد شد. برای سه گروه داده به‌ترتیب با فاصله رومرکزی کمتر از 100 کیلومتر، از 100 تا 200 کیلومتر و صفر تا 200 کیلومتر بررسی تغییرات جذب امواج حجمی در نُه نوار بسامدی، با بسامدهای مرکزی در 3، 5، 7، 10، 14، 20، 28، 38 و 47 هرتز انجام گرفت و برای هر کدام از ایستگاه‌ها برای بسامدهای مختلف به‌طور جداگانه ضریب کیفیت تخمین زده شد. در این مطالعه از روش کُدای بهنجار شده برای برآورد ضریب جذب امواج فشاری و برشی حاصل از زمین‌لرزه به‌عنوان روشی قابل اعتماد با توجه به حذف شدن اثرات چشمه و ساختگاه در مدل‌سازی انجام گرفته، استفاده شد. برای پهنه شمال غربی ایران مقادیر وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج فشاری و برشی در همه ایستگاه‌ها برآورد شد به‌طوری‌که مقدار متوسط آن برای محدوده شمال غرب فلات ایران از $Q_p = 55f^{0.84}$ و $Q_s = 38f^{0.93}$ پیروی می‌کند. با توجه به مقادیر پایین و لذا جذب بالای امواج برشی و فشاری در پهنه شمال غرب ایران دامنه امواج حین عبور از زمین به‌شدت تضعیف می‌شود که این اثر جذب امواج لرزه‌ای، باعث کاهش خسارات ناشی از زمین لرزه‌ها در فواصل مناسب از گسل‌ها در زمان وقوع زمین‌لرزه خواهد شد.

واژه‌های کلیدی: موج‌های برشی و فشاری، شمال غرب فلات ایران، جذب، ضریب کیفیت

1 مقدمه

با توجه به خاصیت ناکشسانی زمین، در زمان انتشار امواج لرزه‌ای تبدیل انرژی پتانسیل به انرژی جنبشی کاملاً به صورت برگشت پذیر انجام نمی‌شود و در نتیجه انرژی موج لرزه‌ای حاصل از یک چشمه لرزه‌ای با افزایش مسافت طی شده از چشمه زلزله کاهش می‌یابد. کاهش دامنه و تغییرات بسامدی امواج حاصل از زمین لرزه با توجه به افزایش فاصله از کانون و چشمه، تضعیف ذاتی یا داخلی نامیده می‌شود. افت انرژی بر اثر این سازوکارهای ناکشسان را با عکس ضریب بی‌بعد Q مشخص می‌کنند که معیار نزدیک بودن یک جسم به حالت کشسان می‌باشد. مقادیر بزرگ ضریب کیفیت به معنای تضعیف کم و مقادیر کوچک و نزدیک به صفر این پارامتر نشان‌دهنده تضعیف زیاد است. سازوکار کلی تضعیف (Q^{-1}) نسبت به شرایط فشار و گرما خیلی حساس است و برحسب تابعی از گرما در زمین تغییر می‌کند. با توجه به اینکه مناطق فعال زمین‌ساختی دارای جریان گرمایی به نسبت بالایی هستند، جذب بیشتری نسبت به مناطق پایدارتر دارند. تغییرات ناکشسان زمین به کمک Q_α و Q_β که کنترل‌کننده تضعیف امواج فشاری و برشی هستند، بررسی می‌شود. در لایه‌های مختلف زمین، Q برای امواج P بزرگ‌تر از Q برای امواج S است. برای ماده‌ای که همه اتلاف انرژی آن به سازوکارهای برشی وابسته باشد، $Q_\alpha = \frac{9}{4} Q_\beta$ خواهد بود (لی و والاس، 1995) بنابراین امواج S با فاصله بسیار سریع‌تر جذب می‌شوند و لذا مقادیر تخمین زده شده برای امواج حجمی Q_α و Q_β متفاوت خواهد بود. ساختار ناکشسان درون زمین، که با Q_α و Q_β مشخص می‌شود، معادل ساختار کشسان سرعت بوده و به لحاظ ریاضی Q را می‌توان معادل قسمت موهومی سرعت دانست. تعیین ضریب کیفیت امواج حاصل از زمین لرزه در مطالعات زلزله‌شناسی مهندسی مانند شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین، برآورد خطر

زمین لرزه و همچنین در دیگر مطالعات مرتبط با زلزله‌شناسی مورد توجه است (مانند پولی، 1984؛ هوشیبا، 1993؛ اکینچی و همکاران، 1995؛ بیانکو و همکاران، 2002). بسیاری از پدیده‌های مهم ژئوفیزیکی مانند پیچیدگی‌های زمین‌ساخت صفحه‌ای، تغییرات دما در مرز بین پوسته و گوشته، تغییرات دما در لایه‌های زمین و جریان‌های همرفتی در گوشته که تغییرات جانبی گرمایی را نیز شامل می‌شود، با مطالعه ضریب کیفیت موج حاصل از زمین لرزه مورد ارزیابی قرار می‌گیرند. تاکنون با توجه به تعدد پارامترهای دخیل در برآورد درست دامنه و میزان جذب آن، مطالعات محدودی در پهنه فلات ایران انجام شده است. از جمله مطالعات انجام شده در شمال غرب ایران می‌توان به نظام‌الاسلامی (1382) برای ناحیه پیرامون تبریز، رحیمی و همکاران (2010) که تضعیف امواج مستقیم برشی را برای منطقه آتشفشانی سبلان محاسبه کردند و کاهندگی زیاد این منطقه را به ویژگی‌های زمین‌گرمایی منطقه سبلان نسبت داده‌اند، اشاره کرد. همچنین حیدری (1394) مقادیر پایین ضریب کیفیت را برای کل منطقه شمال غرب ایران و گسل شمال تبریز تخمین زدند. از دیگر مطالعات انجام شده برای تعیین ضریب کیفیت امواج برشی و فشاری می‌توان به تعیین ضریب کیفیت امواج برشی برای زمین لرزه کجور منطقه البرز غربی (فاسمی و همکاران، 1384)، متقی و همکاران (1388) در ناحیه تهران، راستگو و همکاران (1390) در منطقه هرمزگان، حمزه‌لو و همکاران (2006) در منطقه زاگرس، موسوی و همکاران (2007) برای فلات ایران، کمالیان و همکاران (2007) برای منطقه آوج، زعفرانی و همکاران (2008) برای فلات ایران، معهود و همکاران (2009) برای شرق ایران مرکزی، صفرشاهی و همکاران (2001) در منطقه مکران، حسنی و همکاران (2001) در شرق ایران مرکزی و سمایی و همکاران (2013) برای محدوده استان تهران اشاره کرد. در نبود داده‌های مناسب

اقلیمی از تراکم جمعیتی بالایی برخوردار است. زمین‌ساخت فعال در این ناحیه ناشی از همگرایی این صفحات می‌باشد که تمامی گستره کشور ما را نیز تحت تاثیر خود قرار داده است. این منطقه تحت تاثیر دو فاز جوان زمین‌شناختی قرار گرفته است که فاز فشاری اول در ائوسن و فاز فشاری دوم در میوسن میانی بوده است. سازوکار این دو پدیده موجب پیچیدگی و گستره فرایندهای دگرشکلی در این بخش از منطقه شده است (درویش‌زاده، 1372). شمال غرب ایران از نظر زمین‌شناسی و زمین‌ساخت وضعیت پیچیده‌ای دارد. در تقسیم‌بندی‌های مختلف پهنه زمین‌شناسی، این منطقه جزء قسمت‌های بحث‌برانگیز می‌باشد که ریشه در پیچیدگی‌های فراوان زمین‌ساختی این ناحیه دارد. به لحاظ فعالیت لرزه‌خیزی، خردزمین‌لرزه‌های ثبت‌شده توسط شبکه لرزه‌نگاری تبریز وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از سال 2006 تا 2015 نشان‌دهنده آهنگ لرزه‌خیزی بالا برای پهنه شمال غربی فلات ایران است. گسل شمال تبریز از گسل‌های فعال محدوده مورد مطالعه است. این قطعه امتدادلغز از نمود بارزی در سطح برخوردار است. ورنانت و همکاران (2004) با اندازه‌گیری‌های GPS وجود حرکات امتدادلغز راستگرد را در این ناحیه به‌خوبی نشان دادند. ماسون و همکاران (2006) نیز با استفاده از شبکه متراکم GPS نصب‌شده در شمال غرب ایران، و با توجه به ایستگاه‌های نصب‌شده در نزدیکی گسل شمال تبریز بیان داشتند که جابه‌جایی امتدادلغز مشاهده‌شده، در گستره گسل شمال تبریز اتفاق می‌افتد.

شمال غرب ایران از نظر توپوگرافی به‌صورت یک فلات به‌نسبت مرتفع است که فروافتادگی دریاچه ارومیه آن را به دو بخش اصلی شرقی و غربی تقسیم می‌کند. همچنین از کم‌ارتفاع‌ترین نواحی در شمال غرب فلات ایران می‌توان به دریاچه ارومیه اشاره کرد که بین دو

از زلزله‌های نزدیک برای شهرهای بزرگ واقع در پهنه شمال غرب ایران، پیش‌بینی شدت و تغییرپذیری حرکات نیرومند زمین در مناطق مختلف از زلزله‌های بزرگ آینده، به میزان توانایی ما در مدل‌سازی واقع‌بینانه مشخصه‌های چشمه‌ها، اثرات مسیر و ساختگاه و در نهایت شبیه‌سازی نحوه حرکات نیرومند زمین در مناطق مختلف بستگی دارد. در این مطالعه با استفاده از کلیه اطلاعات موجود در پهنه شمال غربی فلات ایران به برآورد اثرات جذب مسیر خواهیم پرداخت. ساختار جذب امواج برشی و فشاری که تشکیل‌دهنده بخش مهمی از روابط ریاضی و مدل‌سازی فیزیکی برای محاسبه لرزه‌نگاشت مصنوعی به‌عنوان اساس نقشه‌های خطر لرزه‌ای در روش‌های جدید تحلیل خطر زلزله است، محاسبه خواهد شد. از طرفی دیگر، مطالعه جذب ناکشسان امواج لرزه‌ای در شمال غرب فلات ایران، به دلیل زمین‌ساخت پیچیده این منطقه امری ضروری و مهم به لحاظ شناخت بهتر ژئودینامیک منطقه است. شمال غرب فلات ایران و منطقه آذربایجان به‌واسطه وجود گسل‌های فعال متعدد از جمله مناطق مستعد وقوع زمین‌لرزه در کشور به شمار می‌رود. شهر تبریز در این منطقه از کشور قرار دارد و از شهرهای بزرگ و مهم ایران است که در پهنه خطر بسیار بالا واقع شده است. گسل شمال تبریز در مجاورت این شهر قرار گرفته و در مناطقی نیز شهر بر روی گسل بنا شده است. وقوع احتمالی زمین‌لرزه در پهنه‌های گسلی و اثرات این حوادث برای زلزله‌شناسان و مهندسين زلزله هدف بزرگی برای برآورد حرکت نیرومند زمین در مناطق با لرزه‌خیزی بالا مانند تبریز، ایجاد کرده است.

2 زمین‌شناسی عمومی منطقه و جایگاه زمین‌ساختی

شمال غرب ایران در ناحیه برخوردی قاره‌ای-قاره‌ای صفحات عربی و اوراسیا قرار دارد و به دلیل موقعیت خوب

برآورد ضریب جذب امواج حاصل از زمین لرزه روشی مطمئن و کاربردی محسوب می‌شود؛ زیرا برای مطالعه هر یک از سه ضریب ذکر شده اثر دو ضریب دیگر به‌نوعی حذف و پارامتر مورد نظر با دقت بیشتری ارزیابی می‌شود. آکی (1980) برای اولین بار از روش کدای بهنجار شده برای برآورد جذب دامنه امواج برشی استفاده کرد و تاکنون این روش کاربرد گسترده‌ای در مطالعات زلزله‌شناسی برای برآورد پارامتر جذب امواج لرزه‌ای یافته است (آکی، 1980؛ یوشیموتو، 1993؛ هاتزی‌دیمیتریو، 1995).

آکی (1980) این روش را برای برآورد Q_s^{-1} در ایستگاه تنها از روی دامنه امواج کدا و مستقیم S به‌صورت تجربی پیشنهاد کرد. فرانکل (1991) برای برآورد Q_p^{-1} و Q_s^{-1} در چند ایستگاه که روند افت امواج کدای یکسان داشتند آن را گسترش داد و یوشیموتو (1993) از آن برای برآورد Q_p^{-1} استفاده کرد. به‌طور خلاصه اگر دامنه طیفی موج‌های برشی و فشاری برای زمین لرزه i ام را $A_i(\omega)$ و دامنه طیفی امواج دنباله‌ای در زمان t از وقوع زمین لرزه $A_i^c(\omega, t)$ فرض شود، دامنه موج‌های برشی و فشاری با تقریب خوبی با رابطه زیر بیان می‌شود:

$$A_i(\omega) = S_i(\omega, \theta) R(\omega, \theta) \left\{ \left[\exp(-\omega D / 2Q_v) \right] / D \right\}, \quad (1)$$

که $S_i(\omega, \theta)$ تابش طیفی چشمه در جهت گیرنده - چشمه θ ، $R(\omega, \theta)$ اثر ساختگاه در گیرنده که ممکن است وابسته به θ باشد، D فاصله گیرنده - چشمه و v سرعت انتشار امواج است. از طرف دیگر، در زمان سیر t از وقوع زمین لرزه، طیف دامنه امواج دنباله‌ای در حالت کلی به‌صورت زیر خواهد بود (آکی و چنوت، 1975؛ تسوجورا، 1987؛ راتین و خالتورین، 1978):

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

سامانه گسلی شمال تبریز و ارومیه (زرینه‌رود) واقع شده است که به اعتقاد آفانباتی (1383) شکل‌گیری آن در اثر حرکات گسل ارومیه اتفاق افتاده است. دریاچه کنونی فرونشست ارومیه از بقایای حوضه رسوبی دریاچه‌ای نئوژن می‌باشد و سطح وسیعی از مناطق داخلی آذربایجان را می‌پوشاند (حسامی آذر و همکاران، 1386). به عقیده کویلی و جکسون (2006) افزایش سرعت کوتاه‌شدگی (همگرایی) می‌تواند سبب چرخش پادساعتگرد برخی از گسل‌ها در شمال غرب ایران شود. سن‌یابی رادیوسنجی (رادیومتریک) از سنگ‌های آتشفشانی نیز نشان از فعالیت آتشفشانی در شش تا هشت میلیون سال پیش دارد (پیرس و همکاران، 1990). وجود قله‌های آتشفشانی سهند و سیلان نشان از وجود فعالیت آتشفشانی در منطقه دارند. اغلب بخش‌های این ناحیه پوشیده از سنگ‌های ماگمایی آندزیتی است، از این‌رو از این قسمت از فلات ایران با عنوان فلات آتشفشانی نیز یاد شده است. قله سهند در فاصله 40 کیلومتر از شهر تبریز، بین گسل شمال تبریز و دریاچه ارومیه واقع است. وجود این قله و فراوانی پوشش ماگمایی در ناحیه حاکی از فعالیت شدید آتشفشانی در این ناحیه است.

3 روش کدای بهنجار شده برای برآورد جذب

موج‌های برشی و فشاری Q_p^{-1} و Q_s^{-1}

روش‌های مختلفی برای برآورد ضریب کیفیت امواج برشی (Q_s)، فشاری (Q_p) برای زمین لرزه‌ها مانند روش کدای بهنجار شده، تحلیل پنجره زمانی چندگانه، روش پهن‌شدگی اولین تپ (first pulse the of broadening) و افت طیفی دامنه موج‌های برشی و فشاری پایه‌ریزی شده است. در این مطالعه از روش کدای بهنجار شده استفاده شده است. روش کدای بهنجار شده برای تخمین ضرایب مهم در زلزله‌شناسی مهندسی و تحلیل خطر لرزه‌ای همانند تقویت اثر ساختگاه موج لرزه‌ای، تابش چشمه لرزه‌ای و

به نکات زیر لازم است توجه شود. برای گذشت زمانی ثابت برابر با t_c ، $P(f, t_c)$ از مقدار ثابتی نسبت به فاصله کانونی پیروی می‌کند. از طرف دیگر، اگر مجموعه داده‌های موجود از زمین‌لرزه‌ها توزیع رومرکزی همگنی داشته باشند، از اثر $R_{\theta\theta}$ می‌توان چشم‌پوشی کرد و نیز نسبت $G(f, \psi) / G(f)$ با میانگین‌گیری بر روی جواب در صفحات کانونی مختلف مستقل از ψ می‌باشد. با توجه به میانگین‌گیری بر روی تعداد زیاد زمینلرزه، سرانجام رابطه زیر را با دقت خوبی می‌توان ارائه کرد:

$$\left\langle \ln \left\{ \frac{A_s(f, r) r^\gamma}{A_c(f, t_c)} \right\} \right\rangle_{r \pm \Delta r} = - \frac{\pi f}{Q_s(f) v_s} r + \text{const}(f), \quad (6)$$

که r فاصله کانونی چشمه و ایستگاه، t_c گذشت زمانی موج کدا، f بسامد مرکزی، β سرعت موج برشی، Q_s ضریب کیفیت موج برشی است و $\text{const}(f)$ ثابت در نظر گرفته می‌شود. با توجه به رابطه به‌دست آمده برای امواج برشی در معادله $\ln \left[A_s(f, r) r^2 / A_c(f, t_c) \right]$ برحسب r ، با برازش خط با شیب b به روش کمترین مربعات، ضریب کیفیت موج برشی Q_s به ازای هر بسامد مرکزی به‌دست می‌آید $Q_s = \pi f / (\beta b)$. با استفاده از رابطه بالا مقادیر ضریب کیفیت امواج برشی را در نوارهای بسامدی مطلوب می‌توان برآورد کرد. قابل ذکر است با توجه به بهنجارش صورت گرفته برای محتویات دامنه و فاز پنجره‌های زمانی امواج برشی در این روش نیازی به تصحیح پاسخ دستگاهی لرزه‌سنج نیست.

برای تعیین مقدار ضریب گسترش هندسی در رابطه بالا، با توجه به تاثیر پذیری ضریب مذکور از عمق موهو، در فواصل رومرکزی مختلف از ضرایب مختلف استفاده شد. با فرض این که h_{moh} دو برابر عمق موهو در ناحیه مورد مطالعه باشد، در این مطالعه، گسترش هندسی برای فواصل رومرکزی کمتر (بیشتر) از h_{moh} ، به تقریب برابر با

که $P(\omega, t)$ مستقل از فاصله و جهت چشمه-گیرنده است. هر دو ضریب چشمه گیرنده $S_i^c(\omega)$ و ضریب ساختگاه گیرنده $R^c(\omega)$ مستقل از فاصله چشمه-گیرنده هستند. مباحث طرح شده با فرض مدلی است که در آن امواج دنباله‌ای در واقع با امواج پس‌پراکنش یافته از ناهماهنگی‌های به‌طور تصادفی توزیع شده درون زمین توجیه می‌شوند (آکی، 1969). برای گذشت زمانی تقریباً بزرگ‌تر از دو برابر زمان سیر موج S ، دامنه طیفی کدا در گذشت زمانی t_c ، $A_c(f, t_c)$ ، در بازه فواصل محلی مستقل از فاصله کانونی r است:

$$A_c(f, t_c) = S_s(f) P(f, t_c) G(f) I(f), \quad (3)$$

که f بسامد، $S_s(f)$ دامنه طیفی چشمه امواج S ، $P(f, t_c)$ ضریب آشفتگی کدا، $G(f)$ ضریب تقویت چشمه و $I(f)$ معرف پاسخ دستگاهی است. ضریب آشفتگی کدا $P(f, t_c)$ به نحوه افت دامنه طیفی امواج کدا با گذشت زمان اشاره دارد.

از طرفی دامنه طیفی امواج مستقیم S ، $A_s(f, r)$ به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$A(f, r) = R_{\theta\theta} S_s(f) r^{-\gamma} \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_s(f) v_s} r\right) \times G(f, \Psi) I(f), \quad (4)$$

که $R_{\theta\theta}$ الگوی تابش چشمه و γ توان گسترش هندسی است. عبارت $Q_s(f)$ ضریب کیفیت موج برشی S ، v_s میانگین سرعت موج S و Ψ زاویه برخورد موج S است. برای بهنجارش دامنه طیفی چشمه از موج S به وسیله دامنه طیفی امواج کدا:

$$\frac{R_{\theta\theta}^{-1} A_s(f, r) r^\gamma}{A_c(f, t_c)} = \frac{G(f, \Psi)}{G(f)} P^{-1}(f, t_c) \times \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_s(f) v_s} r\right). \quad (5)$$

زمین لرزه‌هایی استفاده کرد که بازه بزرگای آنها کوچک باشد.

4 داده‌ها

در این مطالعه از زمین لرزه‌های ثبت شده در شبکه مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) و شبکه ملی لرزه‌نگاری نوارپهن ایران (INSN) در گستره طول جغرافیایی 43 تا 50 و عرض جغرافیایی 36 تا 40 درجه استفاده شده است. در مجموع داده‌های 17 ایستگاه، 14 ایستگاه IRSC و 3 ایستگاه INSN به کار رفته است (شکل 1).

مطالعه کنونی در ابعاد وسیع‌تری و با پایگاه داده جامع‌تری نسبت به مطالعات دیگر انجام شده است. برای شکل موج‌های مورد استفاده که قرائت فاز صورت نگرفته بود با استفاده از مدل‌های پوسته‌ای محلی که از مطالعات قبلی برای منطقه به دست آمده، مکان دقیق فازها روی شکل موج‌ها تعیین و سپس به پایگاه داده افزوده شد. با توجه به گستردگی منطقه مورد بررسی و همچنین تعداد زیاد ایستگاه‌ها و رخداد‌های لرزه‌ای، به دست آوردن داده پالایش شده به‌عنوان ورودی، از بخش‌های بسیار مهم و زمان‌بر این مطالعه بوده است. رابطه بسامدی برای ایستگاه‌های مختلف به‌طور مجزا ارزیابی و ضریب کیفیت و پارامتر بستگی بسامدی به مرکزیت هر ایستگاه تخمین زده شده است.

در این مطالعه، برای تخمین ضریب کیفیت امواج برشی از مولفه‌های افقی زمین لرزه‌ها استفاده شده است. مولفه‌های افقی در امتداد رومرکز زمین لرزه چرخانده شد و تحلیل سیگنال روی این مولفه‌ها صورت پذیرفت زیرا بیشترین انرژی روی آنها ثبت می‌شود (او و هرمن، 1990). شروع موج برشی ابتدا روی شکل موج‌ها تعیین و برای مشخص کردن انتهای پنجره از الگوریتم کینوشیتا (1994) استفاده شد.

$r^{-1} (1/\sqrt{rh_{\text{moh}}})$ قرار داده شده است (هرمن و کیچکو، 1983؛ معهود و همکاران، 2009؛ حمزه لو و همکاران، 2009).

یوشیموتو (1993) روش مذکور برای برآورد ضریب کیفیت امواج برشی را به امواج فشاری گسترش داد. برای برآورد ضریب کیفیت امواج فشاری با فرض اینکه بزرگی زمین لرزه‌ها تقریباً یکسان و نزدیک به هم در یک بازه کوچک قرار داشته باشد، به طوری که نسبت طیفی تابش P به S در داخل یک بازه بسامدی کم عرض $f \pm \Delta f$ واقع شود، رابطه زیر برقرار است:

$$\frac{S_p(f)}{S_s(f)} = \text{const}(f), \quad (7)$$

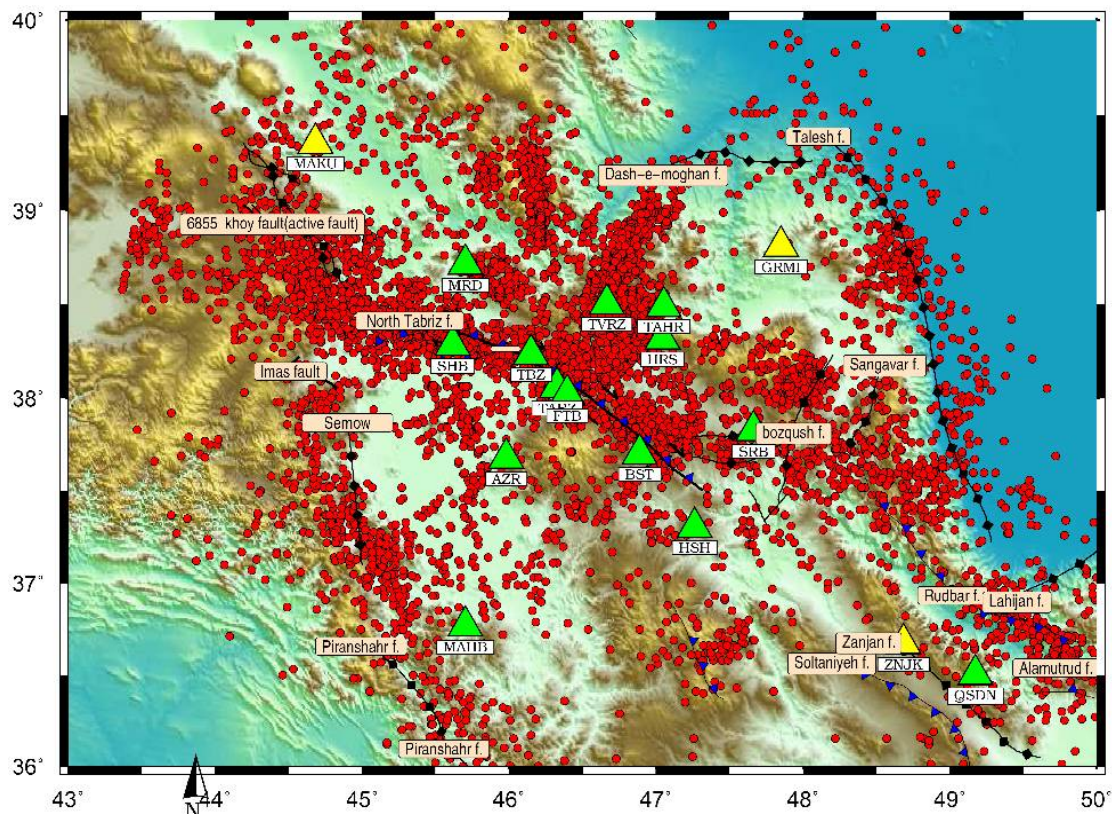
که $S_p(f)$ دامنه طیفی چشمه امواج P است. از رابطه‌های (1) و (7) داریم:

$$A_c(f, t_c) \propto S_s(f) \propto S_p(f). \quad (8)$$

این رابطه به این مفهوم است که می‌توان از دامنه طیفی امواج کدا برای بهنجارش دامنه طیفی امواج P استفاده کرد و در نهایت به صورت مشابهی برای امواج P رابطه زیر حاصل می‌شود (یوشیموتو، 1993):

$$\left\langle \ln \left\{ \frac{A_p(f, r)r^v}{A_c(f, t_c)} \right\} \right\rangle_{r \pm \Delta r} = -\frac{\pi f}{Q_p(f)v_p} r + \text{const}(f), \quad (9)$$

که $A_p(f, r)$ دامنه طیفی موج مستقیم P، $Q_p(f)$ ضریب کیفیت موج P و v_p سرعت میانگین موج P است. با توجه به این که نسبت طیفی امواج فشاری به برشی، به گشتاور لرزه‌ای یا بزرگای هر زمین لرزه بستگی دارد، برای برآورد ضریب کیفیت امواج P باید از



شکل 1. زمین‌لرزه‌های روی داده و گسل‌های مهم منطقه به همراه ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه، مثلث‌های سبز رنگ و زرد رنگ به ترتیب مربوط به IRSC و INSN هستند.

پیشگیری از پدیده گسیس ناشی از قطع ناگهانی سری زمانی از نرم‌کننده (Taper) سینوسی ده درصد استفاده می‌شود (چانگ و ساتو، 2001؛ پلاتیدیس و همکاران، 2003؛ کیم و همکاران، 2004). ابتدای پنجره کدا برابر با زمان ثابت 60 ثانیه و طول پنجره 5 ثانیه در نظر گرفته می‌شود (بوشیموتو، 1993). در شکل 2 نمودار بزرگا برحسب عمق و همچنین نمودارهای تعداد زمین‌لرزه برحسب بزرگا، سمت (آزیموت) و عمق به ترتیب براساس کاتالوگ IRSC نشان داده شده است. بزرگای زمینلرزه‌ها بین 2 تا 5 بوده که در عمق بین 10 الی 30 کیلومتر رخ داده‌اند.

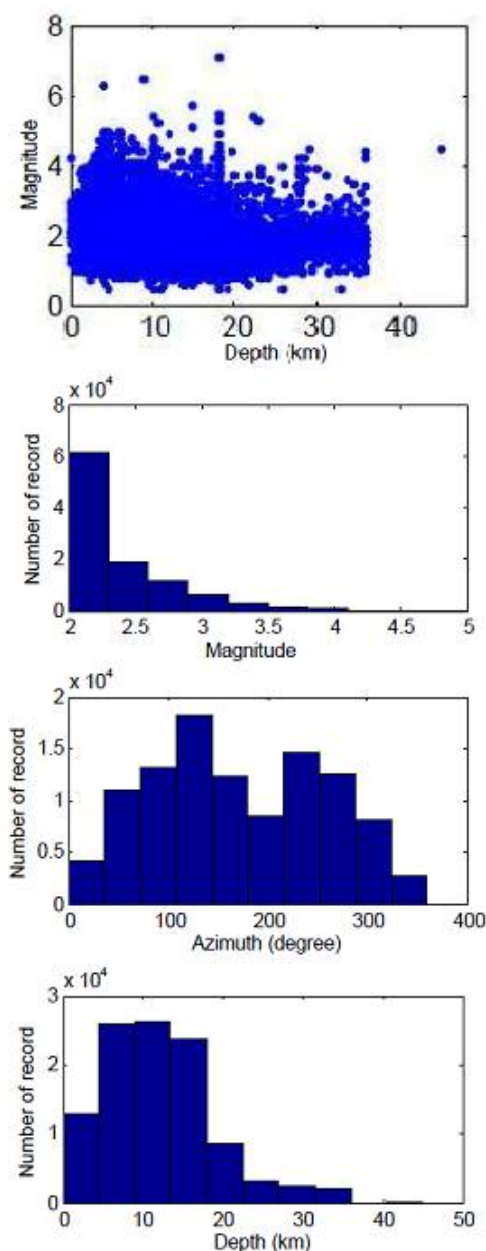
در این مطالعه و برای اکثر داده‌ها، برای جداسازی پنجره‌های امواج فشاری و برشی فازهای گزارش شده توسط IRSC استفاده شد. برای یک سری از داده‌ها که

ابتدا باید پنجره S موج را از بقیه نگاشت لرزه‌ای جدا کنیم. بعد از تعیین شروع موج S برای تعیین انتهای موج برشی روش ارائه شده توسط کینوشیتا (1994) به کار گرفته می‌شود. با استفاده از صافی میان‌گذر به سری زمانی $b(n)$ و به‌ست آوردن تبدیل هیلبرت آن $H(b(n))$ ، از رابطه $e(n) = [b^2(n) + H^2(b(n))]^{1/2}$ پوش موج S به‌دست می‌آید که این تابع با شروع موج S حالت صعودی و در انتهای آن رفتار نزولی پیدا می‌کند. برای تعیین دقیق انتهای موج برشی بر روی نگاشت لرزه‌ای، سری زمانی ریشه میانگین مجموع مربعات تجمعی از رابطه قبل

$$C(l) = \left[\left(\sum_{k=1}^l e^2(k) \right) / N \right]^{1/2} \quad \text{به‌صورت}$$

می‌آید. انتهای موج برشی جایی است که این مقدار رفتار نزولی پیدا می‌کند و شروع به کم شدن می‌کند. برای

کیفیت امواج فشاری نشان داده شده است (شکل 5). بعد از برآورد مقادیر ضریب کیفیت در نوارهای بسامدی مختلف، مقادیر وابستگی بسامدی برای ایستگاه مذکور برای فاصله 0 تا 200 کیلومتر در شکل 6 نشان داده شده است.



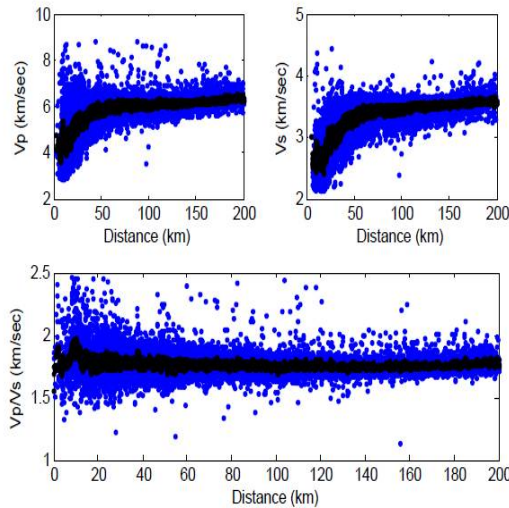
شکل 2. نمودار تعداد زمین‌لرزه برحسب بزرگا، عمق و فاصله، همچنین نمودار بزرگا بر حسب عمق برای داده‌های مورد استفاده در این مطالعه.

زمان رسید فازها و به‌خصوص فاز امواج برشی گزارش نشده بود، نمودار سرعت موج‌های P و S برای منطقه با استفاده از داده‌ها برآورد شده و مکان دقیق فازها روی شکل موج‌ها تعیین و سپس به پایگاه داده افزوده شد. با استفاده از زمان‌سیر و زمان رسید امواج لرزه ای ثبت شده در ایستگاه‌های مورد استفاده مقدار متوسط سرعتی (V_p / V_s) برابر با 1/7543 به دست آمد (شکل 3). به‌طور کلی رابطه بین ضرایب کیفیت امواج پیکری و سرعت‌های این امواج به‌صورت پیکری و سرعت‌های این امواج به‌صورت $(Q_s / Q_p) = (4/3)(V_s / V_p)^2$ است (اودیاس، 1999). نسبت V_p / V_s در مقایسه با سرعت‌های امواج پیکری P و S به‌طور جداگانه حساسیت بیشتری نسبت به شاره‌های واقع در لایه‌های زمین دارد (هامادا، 2004). بنابراین با دانستن این نسبت می‌توان به شناخت هرچه بهتر خواص سنگ‌ها رسید و نوع شاره‌های گوناگون در محیط زمین را مورد مطالعه قرار داد.

5 پردازش داده‌ها و نتایج

برای برآورد ضریب کیفیت موج طولی از مولفه قائم و همچنین برای مطالعه ضریب کیفیت موج برشی از دو مولفه افقی زمین‌لرزه‌ها استفاده شده است. برای سه گروه داده به‌ترتیب با فاصله رومرکزی کمتر از 100 کیلومتر، از 100 تا 200 کیلومتر و صفر تا 200 کیلومتر بررسی تغییرات جذب موج‌های برشی و فشاری در نوار بسامدی با بسامد مرکزی 3، 5، 7، 10، 14، 20، 28، 38 و 47 هرتز صورت پذیرفت و برای هرکدام از ایستگاه‌ها برای بسامدهای مختلف تخمین زده شد. به‌عنوان نمونه در شکل 4 از میان ایستگاه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه، برای ایستگاه تبریز (TBZ) و برای فواصل رومرکزی 0 تا 100 کیلومتر و همچنین برای 0 تا 200 کیلومتر و در نوارهای بسامدی ذکر شده روند برآورد مقادیر ضریب

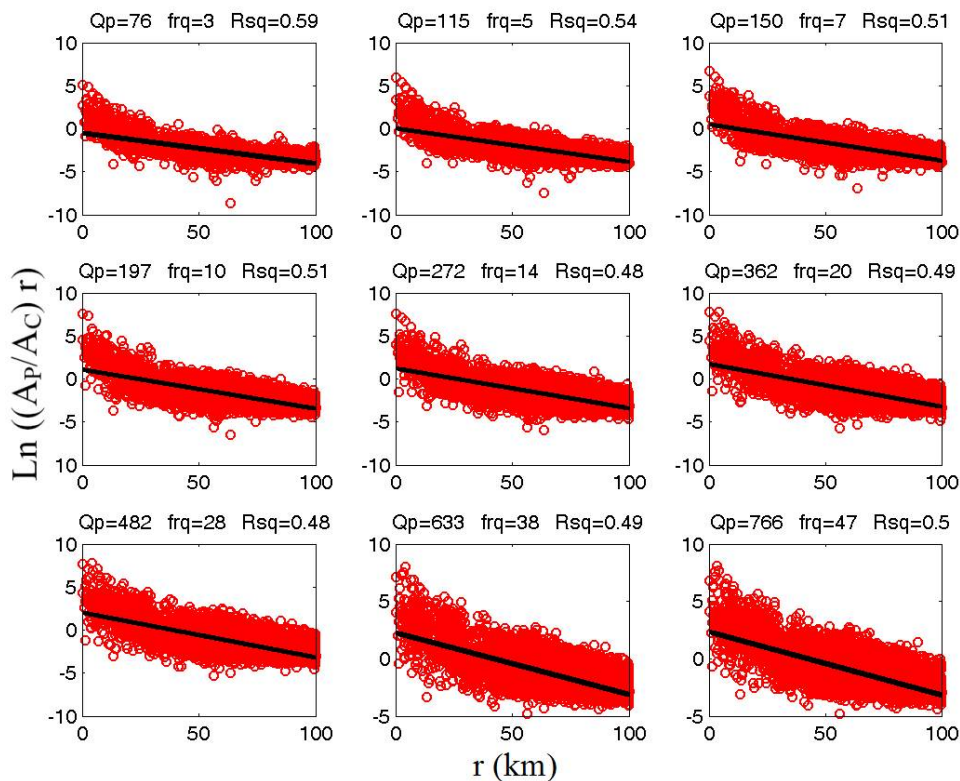
زمین‌ساختی، لرزه‌خیزی و گرم بودن پوسته در این منطقه است.



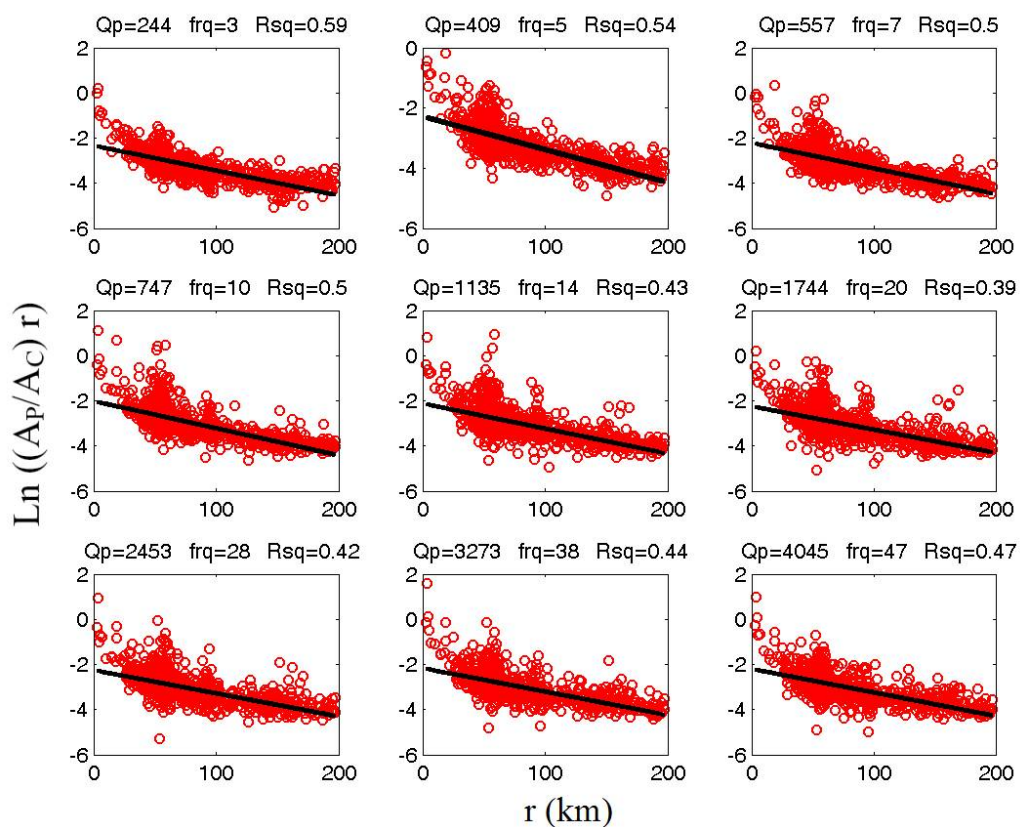
شکل 3. نمودار سرعت امواج پیکری P و S به همراه نمودار مقدار متوسط سرعتی V_p/V_s که با استفاده از زمان‌سیر و زمان رسید امواج لرزه‌ای ثبت شده در ایستگاه‌های محدوده مورد مطالعه تعیین شده است.

مقادیر ضریب کیفیت امواج برشی با بانک داده یکسان برای همه ایستگاه‌ها برآورد شد. در شکل 7 نتایج برآورد شده برای ایستگاه TBZ در فواصل رومرکزی 0 تا 100 و همچنین برای فاصله 0 تا 200 کیلومتر و نوارهای بسامدی ذکر شده نمایش داده شده است (شکل 8). روابط وابستگی بسامدی در شکل 9 برای فاصله رومرکزی، تا 200 کیلومتری نشان داده شده است.

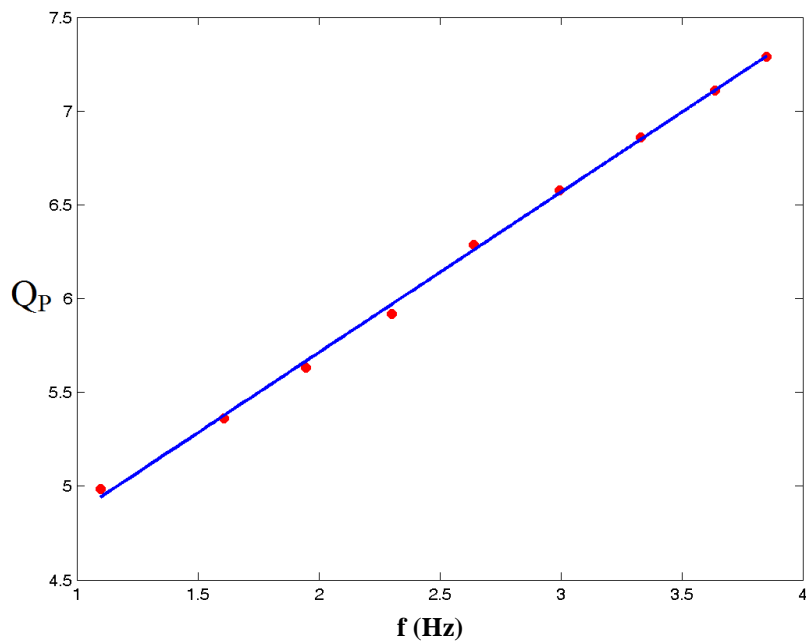
مقدار متوسط معادله ضریب کیفیت در کل منطقه برای موج طولی و موج عرضی در نوار بسامدی برآورد شد. نتایج حاصل از این مطالعه مقدار Q_p متوسط محدوده شمال غرب فلات ایران از رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت $Q_p = 55f^{0.84}$ و ضریب کیفیت Q_s از رابطه $Q_s = 38f^{0.93}$ پیروی می‌کند که این امر نشان‌دهنده فعال بودن و وجود شکستگی‌ها از نظر



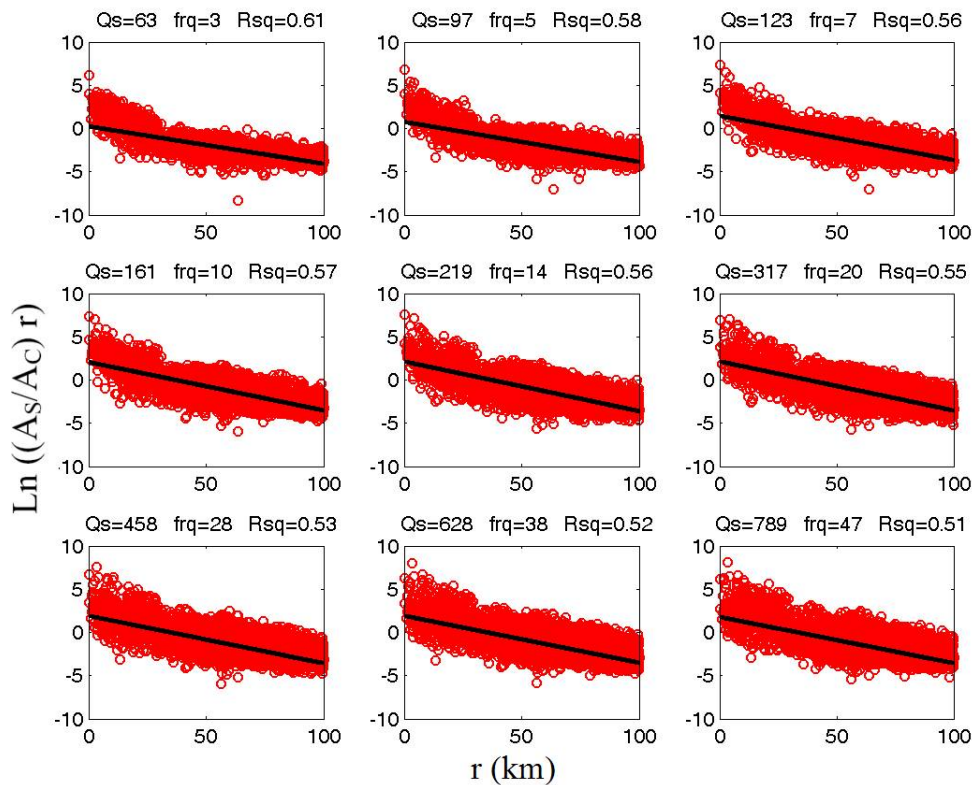
شکل 4. تعیین رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج طولی در نوار بسامد مرکزی با برازش خط به روش کمترین مربعات برای ایستگاه TBZ برای فاصله صفر تا 100 کیلومتر در منطقه مورد مطالعه.



شکل 5. تعیین رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج طولی در نُه بسامد مرکزی با برازش خط به روش کمترین مربعات برای ایستگاه TBZ برای فاصله صفر تا 200 کیلومتر در منطقه مورد مطالعه.



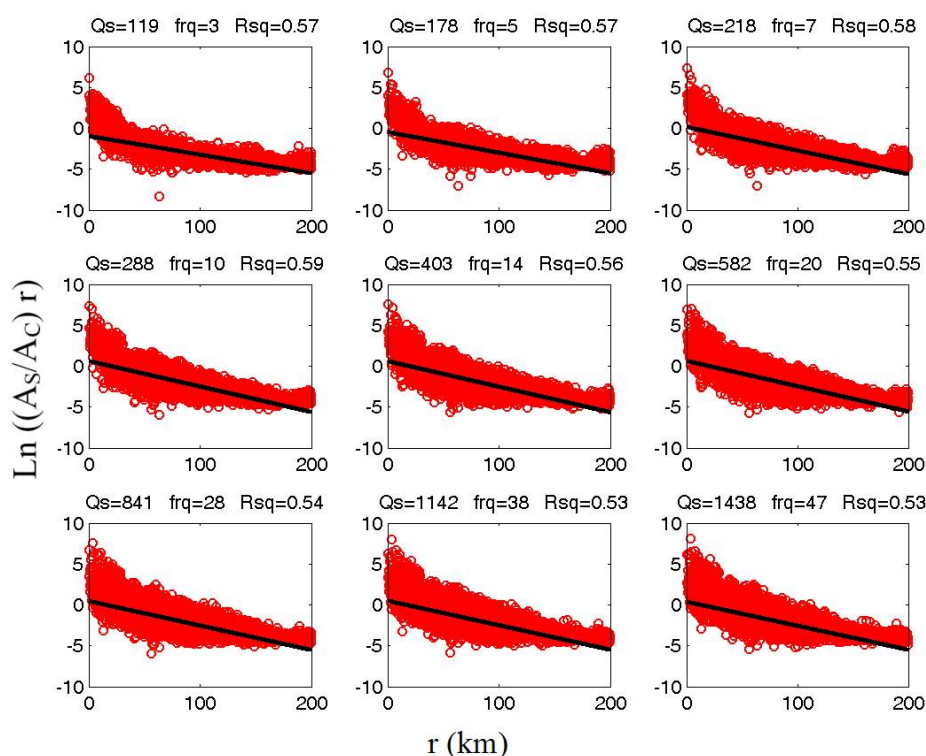
شکل 6. رابطه بین ضریب کیفیت موج طولی و بسامد برای ایستگاه TBZ برای فاصله صفر تا 200 کیلومتر در منطقه مورد مطالعه.



شکل 7. تعیین رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج عرضی در نُه بسامد مرکزی با برازش خط به روش کمترین مربعات برای ایستگاه TBZ برای فاصله صفر تا 100 کیلومتر در منطقه مورد مطالعه.

بسامدی ضریب کیفیت برآورد شده ایستگاه‌هایی که در محدوده نزدیک به قله‌های آتشفشانی سهند و سبلان و همچنین ایستگاه‌هایی که در اطراف و نزدیک به گسل شمال تبریز قرار دارند مقادیر به مراتب کمتری را نشان می‌دهند. مقادیر کم ضریب کیفیت تخمین زده شده برای کل منطقه گویای ناهمگنی بالا و زمین ساخت پیچیده در زون فعال و لرزه خیز شمال غرب فلات ایران می‌باشد. با توجه به اینکه اندازه ضریب کیفیت با لرزه‌خیزی و پیچیدگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی و تغییرات گرمایی هر منطقه در ارتباط است، بنابراین با در نظر گرفتن مقدار متوسط ضریب کیفیت به دست آمده در منطقه مورد بحث، بیشتر نواحی منطقه مورد بررسی از نظر جایگاه لرزه‌خیزی از جمله مناطق فعال به حساب می‌آید که این امر نشان‌دهنده ناهمگنی بالا در زون فعال و لرزه‌خیز شمال غرب فلات ایران می‌باشد.

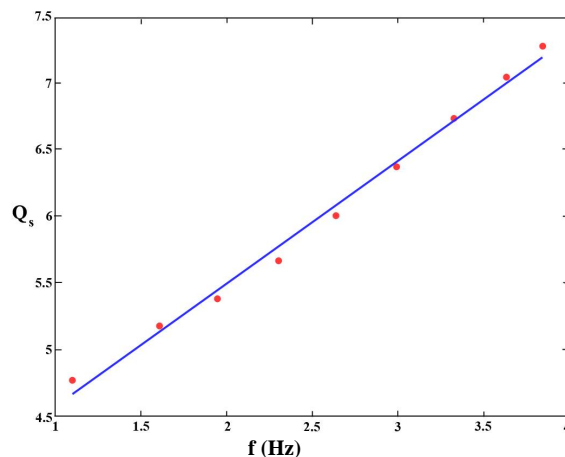
در نواحی‌ای که از نظر زمین‌ساختی پایدارند، تضعیف امواج پایین و وابستگی بسامدی آن کم است. اما در نواحی‌ای که به دلیل بهم‌ریختگی پوسته و وجود شکستگی‌ها از نظر زمین‌ساختی فعال لرزه‌ای به حساب می‌آیند، جذب انرژی افزایش می‌یابد و به دنبال آن میزان ضریب کیفیت کم می‌شود و همچنین وابستگی بسامدی آن افزایش می‌یابد (کمپیلو، 1990). برای سه گروه داده به ترتیب با فاصله رومرکزی کمتر از 100 کیلومتر، از 100 تا 200 کیلومتر و 0 تا 200 کیلومتر بررسی تغییرات رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت برای امواج حجمی فشاری و برشی در نُه نوار بسامدی، با بسامدهای مرکزی 3، 5، 7، 10، 14، 20، 28، 38 و 47 هرترانجام گرفت و برای هر کدام از ایستگاه‌ها برای بسامدهای مختلف به طور جداگانه ضریب کیفیت تخمین زده شد که در جدول 1 کلیه نتایج آورده شده است. با توجه به رابطه وابستگی



شکل 8. تعیین رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج عرضی در نه بسامد مرکزی با برازش خط به روش کمترین مربعات برای ایستگاه TBZ برای فاصله صفر تا 200 کیلومتر در منطقه مورد مطالعه.

جدول 1. برای سه گروه داده زمین لرزه، رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت برای امواج حجمی فشاری و برشی برای کل منطقه و هرکدام از ایستگاهها به طور جداگانه برآورد شده است.

نام ایستگاه	0-100 km		100-200 km		0-200 km	
	Q_p	Q_s	Q_p	Q_s	Q_p	Q_s
AZR	$Q_p=23 \times f^{1.10}$	$Q_s=20 \times f^{1.09}$	$Q_p=195 \times f^{0.71}$	$Q_s=65 \times f^{1.01}$	$Q_p=67 \times f^{0.98}$	$Q_s=41 \times f^{1.07}$
BST	$Q_p=28 \times f^{0.84}$	$Q_s=27 \times f^{0.80}$	$Q_p=70 \times f^{0.92}$	$Q_s=84 \times f^{0.88}$	$Q_p=65 \times f^{0.76}$	$Q_s=41 \times f^{0.88}$
FTB	$Q_p=43 \times f^{0.90}$	$Q_s=30 \times f^{0.98}$	$Q_p=136 \times f^{1.06}$	$Q_s=132 \times f^{0.97}$	$Q_p=78 \times f^{0.90}$	$Q_s=56 \times f^{0.97}$
GRM	$Q_p=36 \times f^{0.91}$	$Q_s=23 \times f^{0.93}$	$Q_p=139 \times f^{0.60}$	$Q_s=64 \times f^{0.73}$	$Q_p=102 \times f^{0.71}$	$Q_s=38 \times f^{0.93}$
HRS	$Q_p=21 \times f^{0.84}$	$Q_s=16 \times f^{0.93}$	$Q_p=127 \times f^{0.75}$	$Q_s=61 \times f^{1.00}$	$Q_p=37 \times f^{0.90}$	$Q_s=67 \times f^{0.79}$
HSH	$Q_p=25 \times f^{0.91}$	$Q_s=20 \times f^{0.93}$	$Q_p=423 \times f^{0.45}$	$Q_s=112 \times f^{0.78}$	$Q_p=79 \times f^{0.78}$	$Q_s=38 \times f^{0.93}$
MAH	$Q_p=19 \times f^{0.099}$	$Q_s=17 \times f^{1.00}$	$Q_p=285 \times f^{0.71}$	$Q_s=144 \times f^{0.90}$	$Q_p=71 \times f^{0.83}$	$Q_s=42 \times f^{0.97}$
MAK	$Q_p=28 \times f^{0.83}$	$Q_s=24 \times f^{0.83}$	$Q_p=507 \times f^{0.32}$	$Q_s=268 \times f^{0.50}$	$Q_p=120 \times f^{0.65}$	$Q_s=38 \times f^{0.93}$
MRD	$Q_p=27 \times f^{0.87}$	$Q_s=23 \times f^{0.87}$	$Q_p=134 \times f^{0.62}$	$Q_s=39 \times f^{1.01}$	$Q_p=44 \times f^{0.84}$	$Q_s=82 \times f^{0.74}$
QSD	$Q_p=21 \times f^{1.02}$	$Q_s=21 \times f^{0.98}$	$Q_p=119 \times f^{0.64}$	$Q_s=81 \times f^{0.71}$	$Q_p=54 \times f^{0.79}$	$Q_s=34 \times f^{0.89}$
SHB	$Q_p=23 \times f^{0.88}$	$Q_s=23 \times f^{0.85}$	$Q_p=142 \times f^{0.66}$	$Q_s=31 \times f^{1.13}$	$Q_p=44 \times f^{0.81}$	$Q_s=29 \times f^{0.89}$
SRB	$Q_p=24 \times f^{0.92}$	$Q_s=19 \times f^{1.00}$	$Q_p=311 \times f^{0.47}$	$Q_s=102 \times f^{0.77}$	$Q_p=69 \times f^{0.78}$	$Q_s=43 \times f^{0.90}$
TAH	$Q_p=18 \times f^{0.92}$	$Q_s=16 \times f^{0.96}$	$Q_p=306 \times f^{0.63}$	$Q_s=76 \times f^{0.97}$	$Q_p=35 \times f^{0.94}$	$Q_s=27 \times f^{0.99}$
TBZ	$Q_p=29 \times f^{0.84}$	$Q_s=21 \times f^{0.92}$	$Q_p=174 \times f^{0.67}$	$Q_s=92 \times f^{0.85}$	$Q_p=55 \times f^{0.84}$	$Q_s=39 \times f^{0.92}$
TVR	$Q_p=24 \times f^{0.88}$	$Q_s=17 \times f^{0.97}$	$Q_p=148 \times f^{0.92}$	$Q_s=90 \times f^{1.00}$	$Q_p=55 \times f^{0.85}$	$Q_s=27 \times f^{0.99}$
ZNJ	$Q_p=22 \times f^{1.00}$	$Q_s=28 \times f^{0.97}$	$Q_p=214 \times f^{0.59}$	$Q_s=185 \times f^{0.63}$	$Q_p=99 \times f^{0.73}$	$Q_s=78 \times f^{0.81}$
کل منطقه	$Q_p=25 \times f^{0.92}$	$Q_s=21 \times f^{0.93}$	$Q_p=205 \times f^{0.58}$	$Q_s=81 \times f^{0.84}$	$Q_p=55 \times f^{0.84}$	$Q_s=38 \times f^{0.93}$



شکل 9. رابطه بین ضریب کیفیت موج عرضی و بسامد برای ایستگاه TBZ و فاصله صفر تا 200 کیلومتر در منطقه مورد مطالعه.

6 بحث و نتیجه‌گیری

سهند و سبلان و همچنین ایستگاه‌هایی که در اطراف و نزدیک به گسل شمال تبریز قرار دارند مقادیر به مراتب کمتری را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده جریان‌های گرمایی بالا و بی‌هنجاری‌های زمین‌ساختی در پوسته این مناطق می‌باشد. در محدوده مورد مطالعه، نزدیک‌ترین ایستگاه به آتشفشان سبلان ایستگاه SRB می‌باشد و همچنین ایستگاه‌های TBZ، FTB، BST و AZR نزدیک‌ترین ایستگاه‌ها به آتشفشان سهند هستند. با توجه به جدول 1 همه ایستگاه‌های اشاره‌شده، ضریب کیفیت به مراتب کمتری از بقیه ایستگاه‌ها دارند و جذب امواج لرزه‌ای زیاد در این مناطق آتشفشانی روی خواهد داد.

بررسی ویژگی‌های وابسته به بسامد میرایی موج لرزه‌ای در پوسته بالایی وابستگی بسامدی شدیدی نشان می‌دهد که مقدار میانگین برای موج طولی $Q_p = 55f^{0.84}$ به دست آمد. همچنین رابطه ضریب کیفیت موج عرضی $Q_s = 38f^{0.93}$ برآورد شده است. وابستگی میزان ضریب کیفیت تخمین زده شده امواج برشی در مقایسه با امواج فشاری کمتر است. با توجه به اینکه در برآورد جذب موج‌های برشی و فشاری جذب ذاتی غالب است، مقادیر بالای جذب برآورد شده در این مطالعه، با جریان‌های گرمایی حاصل از کوه‌های آتشفشانی سهند و سبلان و وجود گسل‌های فراوان با ظرفیت لرزه‌خیزی بالا

برای برآورد ضریب کیفیت با توجه به این که امواج برشی و فشاری ایجادکننده امواج سطحی و دنباله‌ای می‌باشد و مطالعه موج برشی حاصل از زمین‌لرزه در تخریب سازه‌ها برآورد ضریب کیفیت این امواج در تعیین مناطق و شهرهای دارای خطرپذیری زیاد از اهمیت بسزایی برخوردار است. برای سه گروه داده با فواصل رومرکزی 0 تا 100، 100 تا 200 و 200 تا 200 کیلومتر، در بسامدهای مختلف مقادیر ضریب کیفیت امواج فشاری و برشی به همراه روابط وابستگی بسامدی برای ایستگاه‌های محدوده مورد مطالعه و کل پهنه شمال غرب فلات ایران برآورد شد.

وجود پهنه‌های گسلی فراوان با ظرفیت لرزه‌خیزی بالا، وجود آثار تحولات ماگمایی آتشفشان‌ها و همچنین زمین‌ساخت پیچیده منطقه، ضریب کیفیت کم و جذب زیاد برآوردشده از امواج حجمی فشاری و برشی در نتایج حاصل از این تحقیق به دور از انتظار نبوده و وجود نواحی فعال و عدم تجانس در پوسته بالایی از مطالعات قبلی که در این ناحیه صورت گرفته را تایید می‌کند.

با در نظر گرفتن رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت برآوردشده برای ایستگاه‌های مختلف، ایستگاه‌هایی که در محدوده جغرافیایی قله‌های آتشفشانی

متقی، خ.، قدس، ع.، و سیاهکوهی، ح.، 1388، تعیین

روابط کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در ناحیه

تهران: مجله علوم زمین، 79، 61-66.

نظام اسلامی، ح.، 1382، تعیین فاکتور کیفیت برای

پیرامون تبریز: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه

ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

Aki, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves: *J. Geophys. Res.*, **74**, 615–631.

Aki, K., 1980, Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere: *J. Geophys. Res.*, **85**, 6496–6504.

Aki, K., and Chouet, B., 1975, Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects: *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322–3342.

Akinci, A., Del Pezzo, E., and Ibáñez, J., 1995, Separation of scattering and intrinsic attenuation in southern Spain and western Anatolia (Turkey): *Geophys. J. Int.*, **121**, 337–353.

Bianco, F., Del Pezzo, E., Castellano, M., Ibáñez, J. and Di Luccio, F., 2002, Separation of intrinsic and scattering seismic attenuation in the Southern Apennine zone, Italy: *Geophys. J. Int.*, **150**, 10–22.

Campillo, M., 1990, Propagation and attenuation characteristic of the crustal phase Lg: *Pure Appl. Geophys.*, **132**, 1–19. Chung, T. W., and Sato, H., 2001, Attenuation of high-frequency P and S waves in the crust of Southeastern South Korea: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**(6), 1867–1874.

Copley, A., and Jackson, J., 2006, Active tectonics of the Turkish–Iranian Plateau: *Tectonics*, **25**, TC6006, DOI: 10.1029/2005TC001906.

Frankel, A., 1991, Mechanisms of seismic attenuation in the crust: Scattering and inelasticity in New York State, South Africa, and Southern California: *J. Geophys. Res.*, **96**, 6269–6289.

Hamada, G. M., 2004, Reservoir fluids identification using Vp/Vs ratio: *Oil & Gas Science and Technology – Rev.*, IFP, **59**, 649–654.

Hamzehloo, H., Rahimi, H., Sarkar, I., Mahood, M., Mirzaei Alavijeh, H. and Farzanegan, E., 2009, Modeling the strong ground motion and rupture characteristics of the March 31, 2006, Darb-e-Astane earthquake, Iran, using a hybrid of near-field SH-wave

در منطقه توجیه‌پذیر است.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله نگارندگان از مرکز لرزه‌نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و همچنین مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باندپهن ایران به سبب در اختیار قرار دادن شکل موج زمین‌لرزه‌های استفاده شده در این مطالعه، کمال تشکر و قدردانی را به عمل می‌آورند.

منابع

آقاباتی، س.، ع.، 1383، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی کشور.

حسامی آذر، خ.، سلیمانی آزاد، ش.، و فیلیپ، ه.، 1386،

بررسی‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی بر روی قطعه جنوب

خاوری گسل شمال تبریز: پژوهشگاه بین‌المللی

زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

حیدری، ط.، 1394، محاسبه ضریب کیفیت موج برشی در

شمال غرب ایران: پایان‌نامه کارشناسی ارشد،

دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان.

درویش‌زاده، ع.، 1372، زمین‌شناسی ایران: انتشارات نشر

دانش امروز.

راستگو، م.، حمزه‌لو، ح.، رضاپور، م.، و رحیمی، ح.،

1390، برآورد ضریب کیفیت امواج برشی و کدادر

ناحیه هرمزگان، جنوب ایران: مجله ژئوفیزیک

ایران، 5، 111-131.

قاسمی، ه.، کمالیان، ن.، حمزه‌لو، ح.، و بیت‌الهی، ع.،

1384، تعیین فاکتور کیفیت امواج برشی مستقیم

Q_{β} ، در منطقه البرز به کمک داده‌های میدان

نزدیک حرکت نیرومند زمین‌لرزه کجور در

محدوده بسامدی 1 تا 32 هرتز: نشریه فیزیک زمین

و فضا، 31، 103-112.

- Polatidis, A., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P., and Margaris, B., 2003, Attenuation of shear-waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz: *Tectonophysics*, **367**, 29–40.
- Pulli, J. J., 1984, Attenuation of coda waves in New England: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1149–1166.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., and Kamalian, N., 2010, Estimation of coda and shear wave attenuation in the volcanic area in SE Sabalan Mountain, NW Iran: *Acta. Geophys.*, **58**, 244–268.
- Rautian, T. G., and Khalturin, V. I., 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923–948.
- Safarshahi, M., Hamzeloo, H., Rezapour, M., Sinaeian, F., Farzanegan, E., and Mirzaei, H., 2011, Estimation of QS in southern Iran, using strong motion data of Rigan earthquakes (2010 & 2011): 1st International Conference of Urban Construction in the Vicinity of Active Faults, Tabriz, Iran.
- Samaei, M., Miyajima, M., Tsurugi, M., and Fallahi, A., 2013, Source and path parameters for recorded earthquakes in Tehran Province, Iran: *J Japan Soc. Civil Engineers, Ser. A1 (Structural Engineering & Earthquake Engineering (SE/EE))*, **69**, I 980–I 988.
- Tsujiura, M., 1978, Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes: *Bull. Earthq. Inst. Univ. Tokyo*, **53**, 1–48.
- Vernant, P., Nilfroushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigney, C., Masson, F., Nankali, H., and Martinod, J., 2004, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and North Oman, *Geophys. J. Int.*, **157**, 381–398.
- Yoshimoto, K., Sato, H. and Ohtake, M., 1993, Frequency-dependent attenuation of P and S waves in Kanto area Japan based on the coda-normalization method: *Geophys. J. Int.*, **114**, 165–174.
- Udias, A., 1999, *Principles of Seismology*: Cambridge University Press, 492 pp.
- Zafarani, H., Mousavi, M., Noorzad, A., and Ansari, A., 2008, Calibration of the specific barrier model to Iranian plateau earthquakes and development of physically based attenuation relationships for Iran: *Soil Dynamics and Earthquake Eng.*, **28**, 550–576.
- and empirical Green's function method: *J. Seismol.*, **14**, 169–195. DOI: 10.1007/s10950-009-9159-x.
- Hassani, B., Zafarani, H., Farjoodi, J., and Ansari, A., 2011, Estimation of site amplification, attenuation and source spectra of S-waves in the East-Central Iran: *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **85**, 17–30,
- Hoshiba, M., 1993, Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope: *J. Geophys. Res.*, **98**, 15809–15824.
- Kamalian, N., Hamzeloo, H., and Ghasemi, H., 2007, S-wave attenuation and spectral decay parameter for the Avaj region, Iran: *Iranian J. Science and Technology*, **31**, 63–71.
- Hatzidimitriou, P. M., 1995, S-wave attenuation in the crust in northern Greece: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1381–1387.
- Kim, K. D., Chung, T. W., and Kyung, J. B., 2004, Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of Choongchung provinces, Central South Korea: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 1070–1078.
- Kinoshita, S., 1994, Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1387–1396.
- Lay, T. and Wallace, T. C., 1995, *Modern Global Seismology*: Academic Press, 521 pp.
- 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: *Geophys. J. Int.*, **179**, 1669–1678.
- Masson, F., Van Gorp, S., Chery, J., Djamour, Y., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., Vernant, P., 2006, Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **252**, 180–188.
- Mousavi, M., Zafarani, H., Noorzad, A., Ansari, A. and Bargi, K., 2007, Analysis of Iranian strong motion data using the specific barrier model: *J. Geophys. and Eng.*, **4**, 1–14.
- Ou, G. and Herrmann, R., 1990, A statistical model for peak ground motion from local to regional distances, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1397–1517.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., and Mitchell, J. G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: *J. Volcanol. and Geothermal Res.*, **44**, 189–229.

Estimation of compressional and shear wave quality factor in North West of Iranian Plateau

Mojtaba Naghavi¹, Habib Rahimi^{*2} and Ali Moradi²

¹Ph. D. Student of Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 05 March 2016, Accepted: 01 October 2016)

Summary

The purpose of this study is to estimate compressional and shear wave quality factors of seismic waves by using local earthquakes occurred in the NW of Iranian Plateau. In seismological engineering studies, quality factor estimation of body and shear waves plays an important role in seismic risk assessment of different areas, determining the exact magnitude of the earthquake, strong ground motion simulation and study of destructive energy of earthquake from near to intermediate region. In this study, earthquakes recorded in the Iranian Seismological Center (IRSC) and Iranian National Broadband Seismic Network (INSN) for the longitudinal band from 43°E to 53°E and the latitude band from 36°N to 40°N were used. Among the 17 stations, 14 stations belong to the IRSC and the rest belong to the INSN. Due to the presence of some big cities in the northwestern part of Iranian Plateau, quality factors of body and shear waves were estimated by using the data of 17 seismological stations including 13000 recorded earthquakes of the IRSC and INSN.

This region of intense deformation is situated between two thrust belts of the Caucasus to the north and the Zagros Mountains to the south. The NW of Iranian Plateau is a part of Turkish–Iranian plateau and includes historical and destructive earthquakes and two volcanoes with lots of thermal springs around. The North Tabriz Fault (NTF) is one of the active faults in NW Iran that has a clear surface expression.

Seismic quiescence and large historical earthquakes in the region in more than the two last centuries have increased the seismic risk of this region. To estimate seismic hazard in an area, a two-step process is needed. First, we must understand the nature of the earthquake sources that generate potentially hazardous ground motion. This includes knowledge of the distribution of seismic source zones, predominant fault mechanisms and return times of large events. Second, we must understand the effects of the transmitting medium (the Earth) on the seismic waves. A synthesis of the source and path effects will allow us to calculate the ground motion at a given site. Seismic attenuation is also caused by intrinsic mechanisms that convert the wave energy to heat through friction, viscosity, and thermal relaxation processes. Scattering redistributes wave energy within the medium but does not remove energy from the overall wavefield. In contrast, intrinsic attenuation mechanisms convert the wave energy to heat through friction, viscosity, and thermal relaxation processes. Energy loss caused by inelastic behavior is called inherent or internal attenuation and is determined by the inverse of the Q parameter. Large values of quality factor mean that attenuation is low and when Q is equal to zero, attenuation is very high.

Aki (1980) used the normalized Coda for the first time in order to estimate absorption amplitude of the S waves. Since then, this method has frequently been used in seismological studies for estimation of the absorption parameters of seismic waves (see, for example, Yoshimoto, 1993; Hatzidimitriou, 1995).

For three categories of data with epicentral distances less than 100 km, from 100 to 200 km and 0 to 200 km, attenuation variation investigation of body waves was carried out in 9 frequency bands with central frequencies of 3, 5, 7, 10, 14, 20, 28, 38 and 47 Hz and the quality factor was estimated in different frequencies for each station, separately. For the northwestern part of Iran, the frequency dependence of the body and shear wave quality factors in all stations were estimated so that their average values are quantified as $Q_p=55f^{0.84}$ and $Q_s=38f^{0.93}$, respectively. Due to the low values of the Q parameter and thus high attenuation values of body and shear waves in North West of Iranian Plateau, the amplitude of the propagated waves are decreased severely in the interested area when these waves pass through it. The attenuation effect of seismic waves would reduce the damages caused by the earthquakes at appropriate distances from the faults at the time of probable earthquake occurrence.

Keywords: compressive and shear waves, NW of Iranian Plateau, attenuation, quality factor

*Corresponding author:

rahimih@ut.ac.ir