

## تعیین وابستگی بسامدی کاهندگی امواج P و S در ناحیه مشهد

غلامرضا نوروزی<sup>۱</sup>، محسن غفوری آشتیانی<sup>۲</sup>، غلام جوان دولوئی<sup>۲</sup> و محمد مختاری<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه مهندسی معدن، دانشگاه بیرجند، ایران (e-mail: gnowrouzi@iiees.ac.ir)

<sup>۲</sup> پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، ایران

(دریافت: ۸۵/۱۱/۲۹، پذیرش نهایی: ۸۶/۰۳/۲۲)

### چکیده

در این بررسی، وابستگی بسامدی امواج P و S در قالب  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  برای ناحیه مشهد محاسبه شده است. داده‌های محلی مورد استفاده با استفاده از شبکه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقتی که به همین منظور نصب شده بودند، بدست آمده‌اند و از روش کدای نرمالیزه شده توسعه یافته برای تجزیه و تحلیل و به دست آوردن روابط کاهندگی استفاده شده است. برآوردها نشان دهنده وابستگی بسامدی کاهندگی هر یک از امواج P و S در ناحیه مشهد و بگونه‌ای است که  $Q_p^{-1}$  از  $0.005034 \pm 0.001258$  در  $1/5$  هرتز تا  $0.00414 \pm 0.000863$  در  $24/0$  هرتز کاهش می‌یابد. همچنین  $Q_s^{-1}$  از  $0.004359 \pm 0.0008019$  در  $1/5$  هرتز تا  $0.00314 \pm 0.000352$  در  $24/0$  هرتز کاهش می‌یابد. با استفاده از روش‌های رگرسیونی، مقادیر  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  به صورت زیر و برحسب توابعی از بسامد به دست آمده‌اند:

$$Q_p^{-1}(f) = (0.0162 \pm 0.0106)f^{(-0.9198 \pm 0.2446)} \quad (\text{وابستگی بسامدی کاهندگی موج P در ناحیه مشهد})$$

$$Q_s^{-1}(f) = (0.0136 \pm 0.0110)f^{(-1.1868 \pm 0.3976)} \quad (\text{وابستگی بسامدی کاهندگی موج S در ناحیه مشهد})$$

کلیدواژه‌ها: ناحیه مشهد، کاهندگی امواج P و S، ضریب کیفیت، وابستگی بسامدی، کدای نرمالیزه شده توسعه یافته

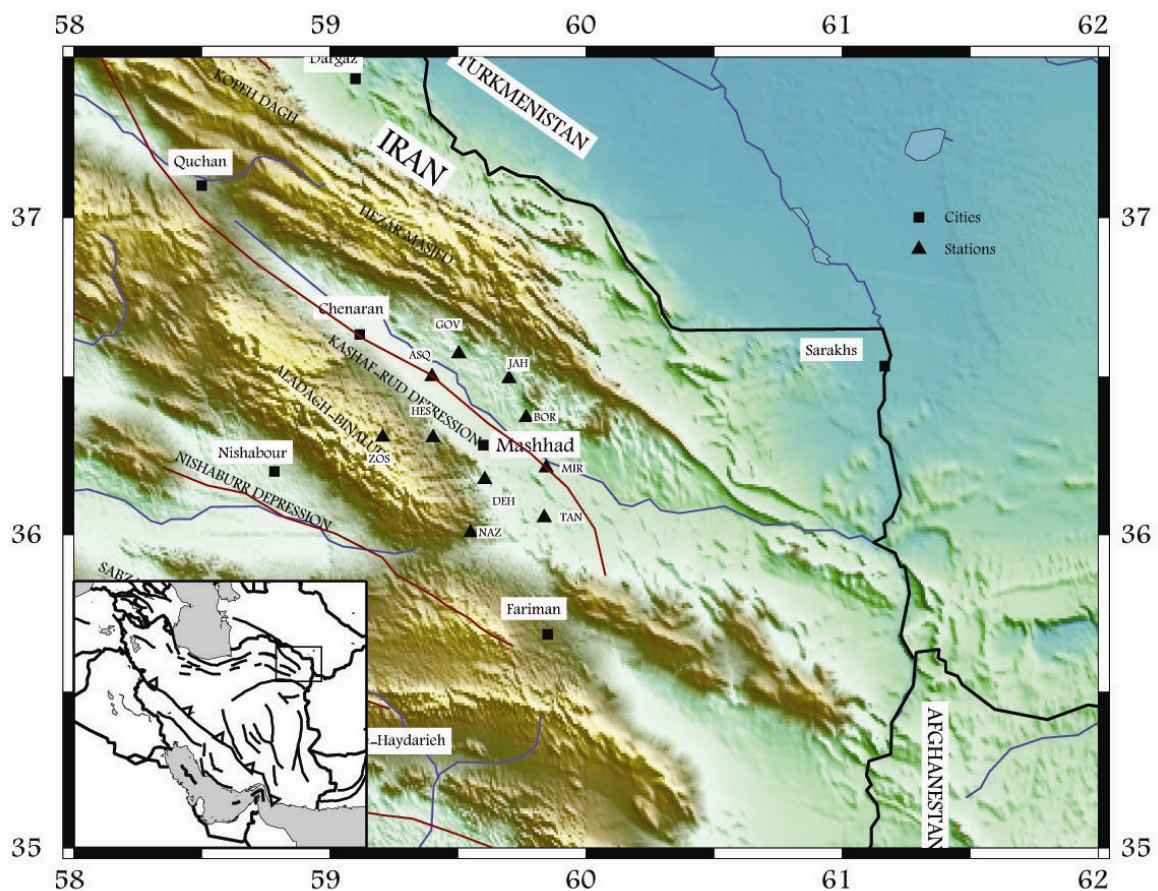
### ۱ مقدمه

به وجود آمدن تغییرات متفاوتی روی امواج لرزه‌ای می‌شود. به همین دلیل، می‌توان با بررسی و شناخت تغییرات پدید آمده روی امواج لرزه‌ای منتشر شده در پوسته، به ویژگی‌های متفاوت قسمت‌های گوناگون پوسته پی‌برد. میزان کاهش انرژی و کاهش دامنه امواج لرزه‌ای که از ویژگی‌های قسمت‌های متفاوت زمین، از جمله پوسته است، در قالب کاهندگی امواج و به مثابه یکی از ویژگی‌های پوسته زمین مورد بررسی قرار می‌گیرد.

بررسی کاهندگی امواج لرزه‌ای بسامد زیاد، هم از دیدگاه لرزه‌شناسی و هم از دیدگاه مهندسی زلزله نقش مهمی دارد، زیرا کاهندگی، یکی از پارامترهای اساسی در پیش‌بینی میزان جنبش زمین در بحث‌های مربوط به تجزیه و تحلیل خطرات لرزه‌ای است. بدین منظور کاهندگی

وقتی که یک موج لرزه‌ای از منبع لرزه‌زا منتشر می‌شود، پس از ورود به قسمت‌های متفاوت زمین دچار تغییرات متعددی می‌شود و به صورت کاملاً متفاوتی در ایستگاه‌های گیرنده به ثبت می‌رسد. کاهش انرژی و کاهش دامنه، از جمله مهم‌ترین تغییراتی است که برای موج لرزه‌ای به وجود می‌آید. معمولاً سیگنال‌های لرزه‌ای حین انتشار در قسمت‌های متفاوت زمین دارای پهنای بیشتر، تقارن کمتر و دامنه کوتاه‌تری می‌شوند.

پوسته زمین به علت داشتن ویژگی‌هایی از قبیل ناپیوستگی‌های متعدد، ناهمسانگردی و ناهمگونی‌های فراوان، از موثرترین قسمت‌های به وجود آورنده تغییرات یاد شده در امواج لرزه‌ای است. به عبارت دیگر وجود ویژگی‌های متفاوت در قسمت‌های گوناگون پوسته باعث



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی در شمال شرق ایران که پهنه‌های مهم زمین‌شناسی و همچنین بعضی شهرهای مهم در آن مشخص شده‌اند. مثلث نشان دهنده موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقتی است که در این بررسی در منطقه نصب شده‌اند.

زمین‌شناسی یاد شده را نشان می‌دهد.  
**پهنه کپه‌داغ:** کپه داغ با روند تقریبی ۱۲۰ درجه و طولی در حدود ۷۰۰ کیلومتر، ساختار فعالی است که از دریای خزر تا افغانستان در امتداد مرز ایران و ترکمنستان کشیده شده (لیبریس و همکاران، ۱۹۹۸) و به صورت یک توالی از سنگ‌های چین خورده با ضخامت ۵۰۰۰ تا ۷۰۰۰ متر، شامل سنگ‌های ژوراسیک میانی و بالایی، کرتاسه، پالئوسن و اتوسن است. قاعده این سنگ‌ها توسط رودخانه کشف‌رود بریده شده و با وسعت ۲۰ کیلومتر طول و ۱۵ کیلومتر عرض مشخص است (روتسر، ۱۹۹۱). از نظر ساختاری کپه‌داغ، مرز بین خردقاره ایران مرکزی و صفحه توران و تشکیل دهنده حد شمال شرقی کمربند کوه‌های

امواج P و S در پوسته ناحیه مشهد در حکم هدف این تحقیق در نظر گرفته شده و در قالب عکس ضریب کیفیت ( $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$ ) بررسی شده است.

ناحیه مورد بررسی از نظر جغرافیای عمومی در شمال شرق ایران قرار دارد و به علت وجود کلان‌شهر مشهد، از نقطه نظر تراکم جمعیتی، اقتصادی و فرهنگی بسیار مورد توجه است. به علاوه، این منطقه بسیار لرزه‌خیز است، به گونه‌ای که در طول تاریخ، زلزله‌های بزرگ و مخربی را به خود دیده است. زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی را می‌توان در قالب پهنه‌های زمین‌شناسی کپه‌داغ، فرونشست کشف‌رود و پهنه بینالود بررسی کرد. شکل (۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی و هر یک از پهنه‌های

و البرز دانست (بربریان و همکاران، ۱۳۷۸). مسلم است که رشته کوه‌های بینالود با روند تقریبی شمال غرب - جنوب شرق، بین صفحه مستحکم توران و خردقاره ایران مرکزی محاط شده است. گسترش واقعی این پهنه بین نواحی شمال سبزوار و نیشابور تا مشهد است، ولی با توجه به اینکه در پهنه مورد بحث، زمین‌های دگرگون شده آذرینی وجود دارد که در افغانستان نیز قابل تعقیب است، می‌توان حد شرقی این پهنه را هندوکش غربی در افغانستان در نظر گرفت.

## ۲ مروری بر فرایندهای متفاوت کاهندگی

چرا برای یک موج لرزه‌ای، کاهندگی اتفاق می‌افتد یا به عبارت ساده‌تر، چرا دامنه یک موج لرزه‌ای بر اثر انتشار کاسته می‌شود؟ تاثیر عواملی از قبیل بازتاب و یا گذر از ناپیوستگی‌ها در کاهش دامنه موج لرزه‌ای کاملاً شناخته شده‌اند ولی این دو عامل تنها عوامل تاثیرگذار نیستند. در اینجا می‌توان از چهار فرایند توزیع هندسی، پراش، مسیرهای چندگانه و خاصیت غیرکشسانی نام برد که می‌توانند دامنه امواج لرزه‌ای را کاهش دهند. سه عامل اول، فرایندهای کشسانی‌اند که بر اثر انرژی موج لرزه‌ای تغییری پیدا نمی‌کند، در حالی که عامل آخری فرایندی ناکشسان است که کاهندگی ذاتی نیز نامیده می‌شود و بر اثر آن قسمتی از انرژی موج لرزه‌ای به گرما تبدیل و در زمین ذخیره می‌شود.

هریک از عوامل بالا برای کاهندگی امواج لرزه‌ای دارای اهمیت‌اند. سه عامل اول که با نظریه‌های امواج کشسانی توضیح داده می‌شوند، بر اثر انتقال انرژی لرزه‌ای از یک نوع میدان موجی به انواع دیگر باعث افزایش و یا کاهش دامنه امواج ورودی می‌شوند. در مقابل، خاصیت ناکشسان صرفاً به این دلیل باعث کاهش دامنه موج می‌شود که انرژی کشسانی موج از بین می‌رود و به نوع دیگری از انرژی، یعنی گرما تبدیل می‌شود. در بسیاری از

آلپ است (چالانکو، ۱۹۷۵) و در واقع نتیجه همگرایی صفحات، در قسمت‌های شمالی پهنه برخوردی را نشان می‌دهد. وجود کوه‌های کپه‌داغ که با داشتن ارتفاعی در حدود ۳۰۰۰ متر در برابر ناحیه توران با ارتفاعی در حدود ۱۰۰۰ متر قرار دارد از نتایج این همگرایی است. از نظر لرزه‌زمین‌ساخت، وقوع زمین‌لرزه‌های متعدد همراه با گسلش سطحی، نشانگر آن است که کمربند چین خورده کپه‌داغ از زمان فعالیت‌های آلپی تاکنون تحریک داشته است. به عقیده مکنزی (۱۹۷۲)، پهنه لرزه‌خیز کپه‌داغ، ادامه جنوب شرقی نوار لرزه‌خیز قفقاز - خزر است. جدا از زمین‌لرزه‌های شناخته شده و گسلش‌های کوتاه‌تر، آبرفت‌های پلکانی موجود در امتداد رودخانه‌ها، به ویژه رودخانه کشف‌رود، معرف فعالیت‌های جوان پهنه کپه‌داغ‌اند.

**فرونشست کشف‌رود:** این فرونشست، محدوده بین رشته کوه‌های کپه‌داغ و بینالود را در بر گرفته، درازای آن به ۹۰ کیلومتر و پهنای آن به ۳۰ کیلومتر می‌رسد و محور طولی آن موازی با روند ساختارهای زمین‌شناسی، به صورت شمال غرب - جنوب شرق است. مهم‌ترین عارضه فیزیوگرافی این فرونشست رودخانه کشف‌رود است. نهشته‌های آبرفتی این دشت دارای ضخامتی در حدود ۲۵۰ متراند (بربریان و همکاران ۱۳۷۸).

**پهنه بینالود:** بینالود شامل کوه‌های نیشابور، کوه‌های جنوب غرب مشهد و کوه‌های شمال تربت‌جام است که روند شمال غرب - جنوب شرق دارد. مرز پهنه بینالود و پهنه کپه‌داغ با زمین‌درز پالتوتیس در جنوب غرب مشهد مشخص می‌شود. توالی‌های پالتوژوئیک این پهنه، مشابه ایران مرکزی و سنگ‌های مزوزوئیک آن شباهت بیشتری به البرز دارند. به همین دلیل بینالود به صورت پهنه‌ای تدریجی بین البرز و ایران مرکزی در نظر گرفته شده است. ویژگی‌های تکتونیکی این پهنه نیز به گونه‌ای است که می‌توان آن را پهنه تدریجی و تبدیلی بین ایران مرکزی

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha v}{\pi f} = \frac{\delta}{\pi} \quad (1)$$

که در آن  $v$  سرعت موج لرزه‌ای و  $f$  بسامد است. از آنجا که هم سرعت و هم کاهندگی وابسته به بسامد موج‌اند، یک روش تجربی ممکن است بر اساس ارائه سرعت بر حسب مدول یانگ ارائه شده و اتلاف را به صورت  $Q_E^{-1}$  نشان دهد. در صورتی که در روش دیگری ممکن است اتلاف بر حسب سرعت موج  $P$  و  $S$  و به صورت  $Q_P^{-1}$  و  $Q_S^{-1}$  ارائه شوند، که عموماً نتایج ارائه شده با یکدیگر متفاوت‌اند. در این بررسی، کاهندگی بر حسب  $Q_S^{-1}$  و  $Q_P^{-1}$  ارائه شده است.

#### ۴ ضریب کیفیت (Q) یا ضریب کاهندگی ( $Q^{-1}$ )

در این بررسی از پارامتر ضریب کیفیت و یا عکس آن برای اندازه‌گیری کاهندگی استفاده شده است. کاهندگی ذاتی را می‌توان با یک دستگاه ساده ارتعاشی هارمونیک میرا شونده، شامل جرم و فنر و یک دستگاه میرا کننده، در نظر گرفت. معادله حرکت چنین دستگاهی را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\frac{d^2 u(t)}{dt^2} + \frac{\omega_0}{Q} \frac{du(t)}{dt} + \omega_0^2 u(t) = 0 \quad (2)$$

معادله دیفرانسیل فوق که توصیف کننده یک دستگاه ارتعاشی میرا شونده است در هر بسامد با ضرایب ثابت بوده و جواب آن به صورت نمایی است. با توجه به ضرایب معادله دیفرانسیل، معادله مشخصه آن جواب مختلط دارد و در نتیجه قسمت حقیقی جابه‌جایی به صورت زیر خواهد بود:

$$u(t) = A_0 e^{-\alpha_0 t / 2Q} \cos(\omega t) \quad (3)$$

این حل نشان‌دهنده چگونگی پاسخ یک دستگاه ارتعاشی میرا شونده به یک تپ (پالس) در زمان صفر است. شکل نهایی پوش سیگنال یا به عبارت دیگر پوش دامنه کاهش‌یابنده سیگنال به صورت زیر است (هاسکوف و همکاران، ۱۹۸۹):

موارد، در بحث مربوط به کاهندگی امواج لرزه‌ای فقط سه عامل اول در نظر گرفته می‌شود و عامل چهارم را صرفاً به خاطر ساده کردن مسائل لرزه‌شناسی در نظر نمی‌گیرند و این در حالی است که زمین واقعاً به طور کامل کشسان نیست.

مقالات متعددی موجود است که در آنها سازوکارهای متفاوتی برای کاهندگی ناکشسان پیشنهاد شده است. نتیجه این سازوکارها عموماً منتهی به وابستگی بسامدی  $Q_P^{-1}$  و  $Q_S^{-1}$  شده است (نوپوف، ۱۹۶۴؛ جکسون و اندرسون، ۱۹۷۰؛ ماوکو و نور، ۱۹۷۹). بسیاری از سازوکارهای پیشنهاد شده براساس این مشاهده است که سنگ‌های پوسته دارای شکاف‌های میکروسکوپی و فضاهای خالی است که امکان دارد از مایعات پر شده باشند. این ساختارها دارای ابعادی بسیار کوچک‌تر از طول موج فازهای متفاوت امواج لرزه‌ای ناحیه‌ای است. اهمیت بیشتر سازوکارهایی که برای کاهندگی ناکشسان مطرح شده است، با تغییر عمق، درجه حرارت، میزان و الگوی شکستگی‌ها، فشار و وجود مایعات تغییر می‌کند.

#### ۳ مروری بر پارامترهای اندازه‌گیری کاهندگی

از مهمترین پارامترهایی که برای اندازه‌گیری کاهندگی مورد استفاده قرار می‌گیرند، عبارت‌اند از:

$\alpha$ : ضریب کاهندگی که به صورت ضریب کاهش نمایی دامنه موج تختی که در یک ناحیه هموزن سیر می‌کند، تعریف می‌شود.

$\delta$ : ضریب کاهش لگاریتمی

$Q$ : ضریب کیفیت و عکس آن  $Q^{-1}$  که گاهی اوقات ضریب اصطکاک داخلی یا ضریب اتلاف و یا ضریب کاهندگی نیز نامیده می‌شود.

کمیت‌های ذکر شده با رابطه زیر به یکدیگر مربوط‌اند:

کاهندگی برحسب فاصله، ضریب کیفیت سایت و بررسی خصوصیات طیف منبع مورد استفاده قرار گرفته است. در بسیاری از شکل‌های موجی، بلافاصله پس از ورود موج S، کاهش قابل توجهی در دامنه‌های ثبت شده مشاهده می‌شود که البته این کاهش دامنه همچنان ادامه پیدا می‌کند. در بیشتر ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، کدای امواج پس از گذشت زمانی در حدود دو برابر زمان سیر موج S، دارای پوش تقریباً مشابهی هستند (روتین و کالتورین، ۱۹۷۸). بنابراین یکی از زمان‌های مناسب برای اندازه‌گیری کدا، پنجره‌ای زمانی با مرکزیت دو برابر زمان سیر موج S است.

به منظور تجزیه و تحلیل‌های عملی از پارامتری تجربی به نام کاهندگی کدا  $Q_c^{-1}$  استفاده می‌شود. معمولاً  $Q_c^{-1}$  در محدوده  $10^{-2}$  در یک هرترتز تا  $10^{-3}$  در ۲۰ هرترتز متغیر است. وابستگی بسامدی  $Q_c^{-1}$  را می‌توان به صورت  $Q_c^{-1} \propto f^{-n}$  نوشت که n عددی بین ۰/۵ تا ۱/۲ است (هاوسکف و همکاران، ۱۹۸۹).

بررسی‌هایی که در مورد تفاوت‌هایی که  $Q_c^{-1}$  در نواحی گوناگون تکتونیکی صورت گرفته است (ماتسوموتو و هاسگاوا، ۱۹۸۹؛ جین و آکی، ۱۹۸۸). مقایسه نتایج به‌دست آمده از این مطالعات نشان می‌دهد که  $Q_c^{-1}$  در نواحی فعال تکتونیکی بیشتر از نواحی آرام تکتونیکی است. با ثبت مداوم  $Q_c^{-1}$  می‌توان اطلاعاتی در مورد تغییرات کاهندگی، به‌دست آورد.

کاهندگی دامنه برحسب ضریب Q را می‌توان به صورت زیر نوشت (استین و ویسیسون، ۲۰۰۳):

$$A(f,r) = A_0 e^{-\frac{\pi f r}{vQ(f)}} \quad (6)$$

که r فاصله کانونی و v متوسط سرعت در کل مسیر است.

در مسیرهای طولانی، ممکن است سرعت متوسط، برحسب فاصله کانونی تغییر کند. همچنین برای بررسی

$$A(t) = A_0 e^{-\omega_0 t/2Q} \quad (4)$$

که در واقع حاصل از برهم‌نهی تعدادی از ارتعاش‌های کسینوسی است. ارتعاش طبیعی زمین دستگاهی با بیش از یک درجه آزادی است. در اینجا فرض یک درجه آزادی برای ساده‌تر شدن معادلات است و عدم قطعیت ناشی از این فرض در محدوده مورد قبول است. به عبارت دیگر افزایش تعداد درجات آزادی تغییر زیادی در کاهش عدم قطعیت نتایج ایجاد نمی‌کند.

کاهندگی امواج لرزه‌ای و بسیاری از پدیده‌های فیزیکی دیگر، در قالب Q یا  $Q^{-1}$  توصیف می‌شوند. اگرچه Q متداول‌تر است ولی استفاده از  $Q^{-1}$  مناسب‌تر است، زیرا به طور مستقیم با کاهندگی تناسب دارد.

روش‌های اندازه‌گیری Q در زمین، مشابه روش‌هایی‌اند که برای اندازه‌گیری Q مربوط به میرایی یک دستگاه ارتعاشی به‌کار گرفته می‌شود. اگر از دو طرف معادله (۴) لگاریتم طبیعی گرفته شود، خواهیم داشت:

$$\ln A(t) = \ln A_0 - \omega_0 t/2Q \quad (5)$$

بنابراین می‌توان مقدار Q را با استفاده از شیب کاهش لگاریتمی به‌دست آورد. در قسمت بعد روش اندازه‌گیری Q برای امواج P و S براساس معادله فوق بیان شده است.

## ۵ روش اندازه‌گیری ضریب کیفیت: کدای نرمالیز شده توسعه یافته

در این بررسی برای اندازه‌گیری  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$ ، از روش کدای نرمال شده توسعه یافته استفاده شده است. وضعیت ظاهری کدای امواج در لرزه‌نگاشت‌ها، یکی از مهم‌ترین مشاهداتی است که بیان‌کننده وجود ناهمگونی‌های کوچک مقیاس در زمین است (آکی، ۱۹۶۹). روش کدای نرمال شده به‌صورت گسترده‌ای برای تعیین میزان

حاصل ضرب منع، مسیر انتشار و ضریب تقویت سایت به صورت زیر نوشت:

$$A_c(f, t_c) = t_c^{-\beta} A_{c0} S_s(f) e^{-\pi f k} e^{-\frac{\pi f t_c}{Q_c(f)}} \quad (9)$$

که  $A_{c0}$  ضریبی است که به وضعیت کدای تولید شده بستگی دارد. فرض می‌شود که محتوای بسامدی امواج کدا، مشابه محتوای بسامدی امواج مستقیم  $S$  باشد. مشابه آنچه برای امواج کدا به دست آمد، طیف مربوط به موج  $S$  به صورت زیر خواهد بود:

$$A_s(f, t_s) = t_s^{-\beta} A_{s0} S_s(f) e^{-\pi f k} e^{-\frac{\pi f t_s}{Q_s(f)}} \quad (10)$$

$t_s$  زمان سیر موج  $S$  است. فرض می‌شود که کاهندگی نزدیک به سطح و توزیع هندسی برای امواج کدا و امواج  $S$  تاثیر یکسانی داشته باشند. با استفاده از لگاریتم طبیعی تقسیم معادلات (۹) و (۱۰) خواهیم داشت:

$$\text{Ln} \left[ \frac{A_s(f, r)}{A_c(f, t_c)} \right] = -\frac{\pi f}{v_s Q_s(f)} r + \text{const}(f) \quad (11)$$

که با رسم سمت چپ معادله (۱۱) بر حسب  $r$ ، شیب به دست آمده برابر  $-\pi f / v_s Q_s(f)$  خواهد بود که با استفاده از آن  $Q_s(f)$  به دست خواهد آمد.

آکی (۱۹۸۰) از روش کدای نرمالیز شده برای برآورد  $Q_s^{-1}$  در ژاپن استفاده کرد. یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳) این روش را برای محاسبه  $Q_p^{-1}$  نیز توسعه دادند. فرض شود زمین لرزه‌هایی که از نظر بزرگا، تفاوت کمی با یکدیگر دارند، دارای نسبت طیفی  $P$  به  $S$  مشابهی در محدوده باریک بسامدی  $f \pm \Delta f$  باشند. به عبارت دیگر فرض شود برای چنین زمین لرزه‌هایی بتوان رابطه زیر را در نظر گرفت:

$$\frac{S_p(f)}{S_s(f)} = \text{const}(f) \quad (12)$$

که در آن،  $S_p(f)$  دامنه طیفی موج  $P$  در منبع است. بایستی توجه کرد که این فرض حتی در مواقعی که شکل موج  $P$  و  $S$  متفاوت اند نیز مناسب است (مولنار و همکاران، ۱۹۷۳؛ روتین و کالتورین، ۱۹۷۸).

پوسته با استفاده از داده‌های محلی، بهتر است کاهندگی را در دو قسمت، یکی کاهندگی نزدیک به سطح زمین و دیگری کاهندگی قسمت‌های پایین‌تر، در نظر گرفته و  $Q$  در هر قسمت ثابت در نظر گرفته شود. علاوه بر این، معمولاً فرض می‌شود که دامنه کدای امواج هم بر اثر کاهندگی و هم بر اثر توزیع هندسی، کاهش می‌یابد و بنابراین معادله (۶) را می‌توان به صورت زیر نوشت (هاوسکف و همکاران، ۱۹۸۹):

$$A(f, r) = \left(\frac{r}{v}\right)^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{-\frac{\pi f r}{vQ(f)}} \quad (7)$$

که  $k$  تقویت خاک،  $\beta$  برای امواج پیکری برابر ۱ و برای امواج سطحی برابر ۰/۵ است. معمولاً فرض می‌شود که کدای امواج از امواج پیکری تشکیل شده‌اند. اگر از طرفین معادله (۷) لگاریتم طبیعی گرفته شود، خواهیم داشت:

$$\text{Ln}[A(f, r)] = [\text{Ln}(A_0) + \text{Ln}(v) - \pi f k] - \frac{\pi f r}{vQ(f)} \quad (8)$$

با رسم پوش  $\text{Ln}[A(f, r)]$  بر حسب  $r$  برای یک محدوده بسامدی مشخص، خط راستی به دست می‌آید که شیب آن  $-\pi f / vQ(f)$  است و از این راه می‌توان  $Q(f)$  را به دست آورد. همانطور که ملاحظه می‌شود،  $Q$  تحت تاثیر پارامتر  $k$  یا ضریب تقویت خاک، قرار نمی‌گیرند.

کدای نرمال شده براساس این مشاهدات تجربی است که دامنه کدا در زمانی حدوداً دو برابر زمان سیر موج  $S$ ، متناسب با طیف دامنه موج  $S$  در منبع است. این مسئله باعث می‌شود که طیف دامنه کدا، به فاصله کانونی وابسته نباشد و دیگر اینکه عوامل مربوط به گیرنده و منبع که هم برای موج مستقیم و هم برای کدا مشترک‌اند، با استفاده از روش نرمال کردن، حذف شوند (آکی، ۱۹۸۰). کدای امواج، روش قابل اعتمادی را برای جدا کردن و کمی کردن اثرات انتشار لرزه‌ای فراهم آورده است. می‌توان متوسط دامنه کدا در زمان  $t_c$  بعد از زمان اولیه را برای محدوده بسامدی با بسامد میانی  $f$ ، به صورت

برای اندازه گیری  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  در هریک از ایستگاه‌ها، زمین لرزه‌هایی انتخاب شده‌اند که فاصله رومرکز آنها تا ایستگاه، بین ۴۰ تا ۱۵۰ کیلومتر بود. انتخاب این فاصله دو دلیل داشت:

- لرزه‌نگاشت‌ها در فواصل کمتر از این مقدار ممکن است کلیپ کنند یا به دلایل دیگر بلا استفاده باشند.
- برای فواصل بسیار زیاد، طیف دامنه کدا، وابسته به فاصله کانونی نیست.

۷ اندازه گیری  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  در هر یک از ایستگاه‌ها برای به دست آوردن  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  به مثابه تابعی از بسامد، لرزه‌نگاشت‌های محلی مورد استفاده قرار گرفتند و از هریک از لرزه‌نگاشت‌ها، ابتدا مقدار روند و مقدار میانگین حذف شد، سپس یک تیر کسینوسی با پهنای ۱۰٪ طول زمانی پنجره به هر دو انتهای پنجره داده‌ها اعمال شد. سپس لرزه‌نگاشت‌ها در پنج باند بسامدی ۱ تا ۲، ۲ تا ۴، ۴ تا ۸، ۸ تا ۱۶ و ۱۶ تا ۳۲ هرتز فیلتر شدند.

برای به دست آوردن  $Q_p^{-1}$  از لرزه‌نگاشت مولفه قائم و برای به دست آوردن  $Q_s^{-1}$  از لرزه‌نگاشت مولفه شمالی - جنوبی استفاده شده است. ابتدا همه لرزه‌نگاشت‌های انتخاب شده برای یک ایستگاه، در باند بسامدی مورد نظر، فیلتر شد و سپس روی هریک از لرزه‌نگاشت‌های فیلتر شده، پنجره‌ای به وسعت ۵ ثانیه از شروع موج مستقیم  $P$ ، برای به دست آوردن بیشینه دامنه موج  $P$  یعنی  $A_p(f, r)$ ، برای به دست آوردن  $Q_s^{-1}$  نیز پنجره‌ای به وسعت ۵ ثانیه از شروع موج مستقیم  $S$  یا برای به دست آوردن بیشینه دامنه موج  $S$  یعنی  $A_s(f, r)$  و پنجره‌ای به وسعت ۵ ثانیه برای به دست آوردن بیشینه دامنه کدا یعنی  $A_c(f, t_c)$  در زمانی حدوداً ۶۰ ثانیه پس از زمان ورود موج  $S$  انتخاب شده است.

با بررسی همه رخدادهای انتخاب شده برای یک

با استفاده از معادله (۹) و (۱۲) می‌توان به سادگی، معادله زیر را به دست آورد:

$$A_c(f, t_c) \propto S_s(f) \propto S_p(f) \quad (13)$$

این معادله به این معنی است که می‌توان از دامنه امواج کدای موج  $S$  برای نرمال کردن طیف دامنه چشمه موج  $P$  استفاده کرد. در نهایت این امکان وجود دارد که برای موج  $P$ ، رابطه‌ای به صورت زیر بنویسیم:

$$\ln \left[ \frac{A_p(f, r)}{A_c(f, t_c)} \right] = - \frac{\pi f}{v_p Q_p(f)} r + \text{const}(f) \quad (14)$$

که در آن  $A_p(f, r)$  دامنه طیفی موج  $P$ ،  $Q_p(f)$  ضریب کیفیت موج  $P$  و  $v_p$  سرعت موج  $P$  است.

از آنجا که نسبت طیفی موج  $P$  به موج  $S$  بستگی به ممان لرزه‌ای یا بزرگای زمین لرزه دارد، بایستی زمین لرزه‌هایی که برای تجزیه و تحلیل و به دست آوردن  $Q_p^{-1}$  انتخاب می‌شوند، از نظر اختلاف بزرگای در محدوده باریکی باشند.

۶ داده‌های مورد استفاده برای به دست آوردن  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$

در این بررسی از لرزه‌نگاشت‌های مولفه قائم و شمالی - جنوبی زمین لرزه‌های محلی، برای به دست آوردن  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  استفاده شده است. همه این لرزه‌نگاشت‌ها، با استفاده از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت که طی این تحقیق در ناحیه مشهد نصب شده بودند، ثبت شده‌اند. موقعیت این ایستگاه‌ها در شکل (۱) ارائه شده است. ایستگاه‌ها دارای لرزه‌سنج 6TD از نوع گورالپ با پاسخ تخت بین ۰/۱ تا ۳۰ ثانیه بوده‌اند. در بازه زمانی نصب ایستگاه‌ها (سال ۲۰۰۴ میلادی) تعداد زیادی زلزله محلی با لرزه‌نگارها ثبت شد، بزرگی محلی این زمین لرزه‌ها بین ۱/۰ تا ۵/۹ بود. و از اغلب آنها نیز برای به دست آوردن پارامترهای کاهندگی استفاده شده است.

شده به آرامی با افزایش فاصله، کاهش می‌یابند. خط تیره‌ای که در این شکل‌ها رسم شده است، براساس برازش کمترین مربعات به‌دست آمده است. شیب خط رگرسیون، بیانگر کاهندگی ظاهری است. در این شکل‌ها نمودارهای سمت چپ برای به‌دست آوردن  $Q_p^{-1}$  و نمودارهای سمت راست برای به‌دست آوردن  $Q_s^{-1}$  رسم شده‌اند. در ردیف آخر هر شکل، نمودارها، نشان دهنده چگونگی وابستگی بسامدی  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  است. در هر یک از این نمودارها، محدوده بسامدی در گوشه بالای سمت چپ و ضریب کاهندگی ( $Q^{-1}$ ) متناظر با آن در گوشه بالای سمت راست نوشته شده است.

۸ محاسبه  $Q_p^{-1}(f)$  و  $Q_s^{-1}(f)$  در ناحیه مشهد کاهندگی امواج P و S و وابستگی بسامدی آنها با استفاده از مقادیر حاصل از همه ایستگاه‌ها بدست آمده است. وابستگی بسامدی  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  در ناحیه مشهد به گونه‌ای است که  $Q_p^{-1}$  از  $0.005034 \pm 0.001258$  در ۱/۵ هرتز تا  $0.000414 \pm 0.000863$  در ۲۴/۰ هرتز کاهش می‌یابد. همچنین  $Q_s^{-1}$  از  $0.004359 \pm 0.000819$  در ۱/۵ هرتز تا

ایستگاه، همه مقادیر  $A_p(f,r)$ ،  $A_c(f,t_c)$  و  $A_s(f,r)$  در فاصله‌های متفاوت و محدوده بسامدی یکسان به‌دست آمده است. با رسم سمت چپ معادلات (۱۱) و (۱۴) برحسب  $r$  و استفاده از شیب خط رگرسیون،  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  برای بسامد مورد نظر به‌دست آمده است. این فرایند برای دیگر محدوده‌های بسامدی نیز تکرار شده و در نهایت مقادیر  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  به مثابه توابعی از بسامد به‌دست آمده است.

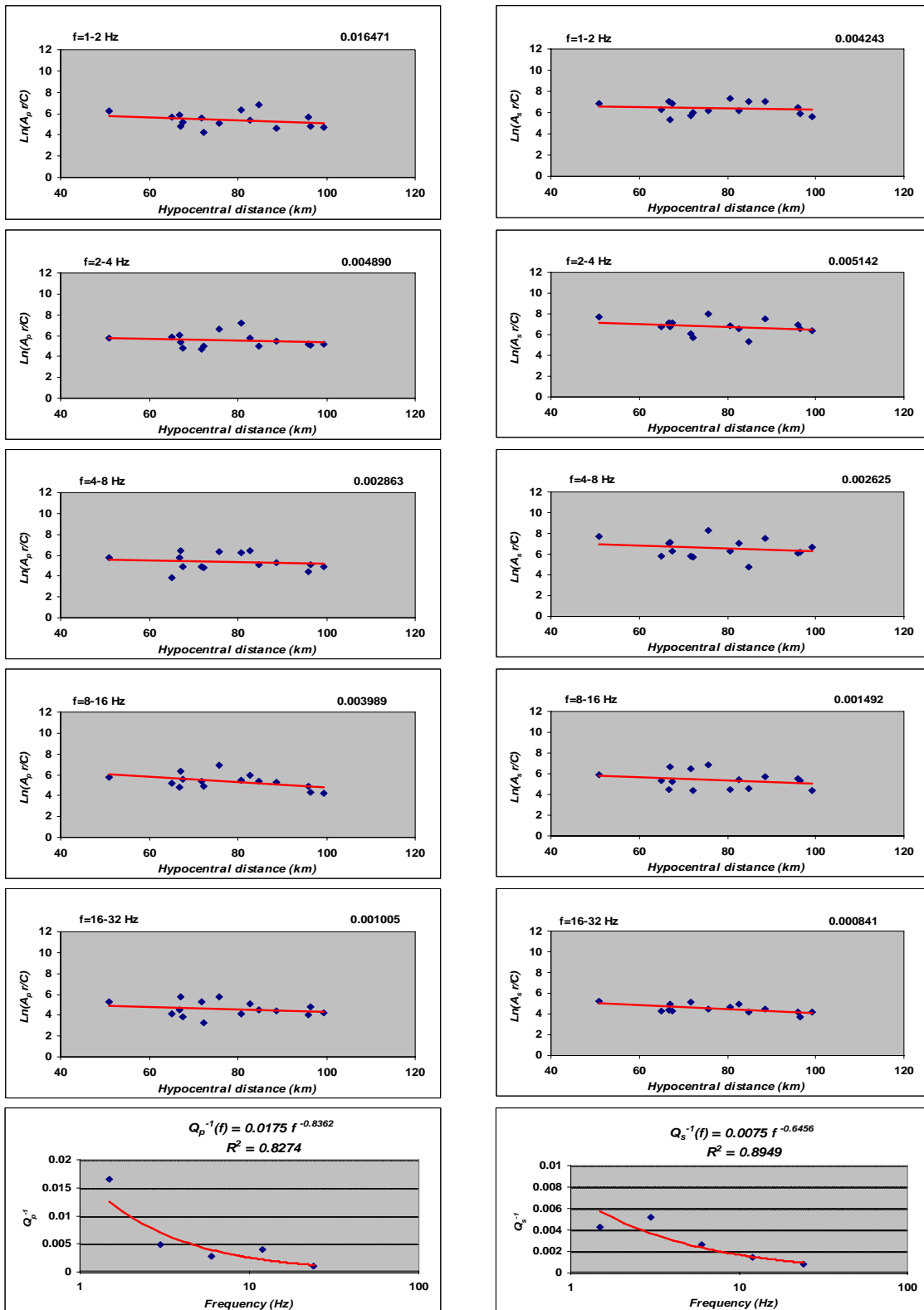
کنترل کیفیت زمین‌لرزه‌ها به صورت دیداری صورت گرفته و به گونه‌ای بوده است که بتوان به راحتی فازهای P و S را مشخص و علامت‌گذاری کرد. همچنین برای هر ایستگاه، زمین‌لرزه‌هایی انتخاب شده است که فاصله رومرکز آنها در حدود ۴۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از ایستگاه بوده است. با استفاده از مولفه‌های متفاوت شکل موجی داده‌های هر یک از ایستگاه‌ها  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  برحسب بسامد به‌دست آمده که در جدول (۱) خلاصه شده‌اند.

نمونه‌هایی از دامنه کدای نرمالیز شده برای موج‌های P و S برحسب فاصله برای ایستگاه‌های متفاوت، در شکل‌های (۲) و (۳) نشان داده شده است. دامنه‌های نرمال

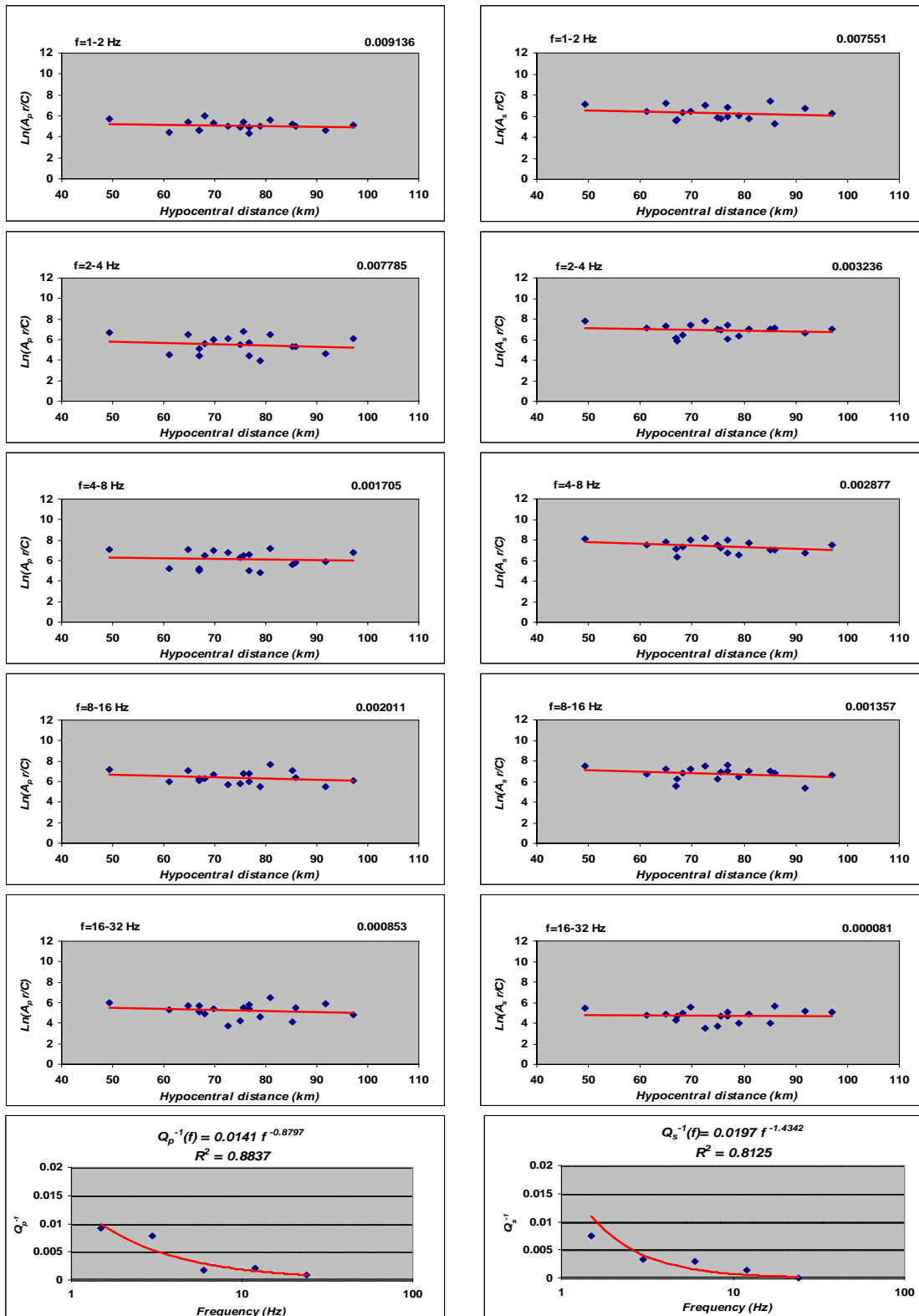
جدول ۱. مقادیر  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  در هر یک از ایستگاه‌ها برحسب تابعی از بسامد.

ایستگاه	$Q_p^{-1}(f)$	$Q_s^{-1}(f)$
ASQ	$Q_p^{-1}(f) = 0.0544f^{-1.0321}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0072f^{-0.7933}$
BOR	$Q_p^{-1}(f) = 0.0224f^{-0.8750}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0364f^{-1.5696}$
DEH	$Q_p^{-1}(f) = 0.0441f^{-1.0273}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0447f^{-1.1710}$
GOV	$Q_p^{-1}(f) = 0.0175f^{-0.8362}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0075f^{-0.6456}$
HES	$Q_p^{-1}(f) = 0.0112f^{-0.6658}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0120f^{-1.2101}$
JAH	$Q_p^{-1}(f) = 0.0374f^{-1.3905}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0075f^{-0.6456}$
MIR	$Q_p^{-1}(f) = 0.0141f^{-0.8797}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0197f^{-1.4342}$
NAZ	$Q_p^{-1}(f) = 0.0322f^{-1.0965}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0102f^{-0.8800}$
TAN	$Q_p^{-1}(f) = 0.0077f^{-0.8714}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0127f^{-1.3001}$
ZOS	$Q_p^{-1}(f) = 0.0084f^{-0.6601}$	$Q_s^{-1}(f) = 0.0060f^{-1.1949}$





شکل ۲. کاهش دامنه بیک کدای نرمال شده موج P (نمودارهای ستون چپ) و موج S (نمودارهای ستون راست) برحسب فاصله کانونی در باندهای بسامدی متفاوت در ایستگاه GOV.



شکل ۳. کاهش دامنه پیک کدای نرمال شده موج P (نمودارهای ستون چپ) و موج S (نمودارهای ستون راست) برحسب فاصله کانونی در باندهای بسامدی متفاوت در ایستگاه MIR.

رگرسیون، چگونگی وابستگی بسامدی کاهندگی‌ها برای ناحیه مشهد مشخص شده است. شکل (۴) وابستگی بسامدی کاهندگی امواج P و S را در ناحیه مشهد نشان می‌دهد.

#### ۹ بحث و مقایسه نتایج

در موضوع کاهندگی امواج P و S در ناحیه مشهد و شمال شرق ایران مطالعه‌ای در دسترس نیست و برای بررسی میزان قابل اعتماد بودن نتایج، مقایسه‌ای با مطالعاتی از سایر مناطق دنیا در نظر گرفته شده است. کامپیلو و پلاننت (۱۹۹۱) بررسی‌هایی را در فرانسه به انجام رسانده‌اند که طی آن وابستگی اندک  $Q_p^{-1}$  به بسامد، در فاصله بین ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر به دست آمده است. فدوتو و بولدیرو (۱۹۶۹) وابستگی بسامدی موج P را در جنوب

۰/۰۰۰۳۵۲±۰/۰۰۰۳۱۴ در ۲۴/۰ هرتز کاهش می‌یابد. برای استفاده در معادلات (۱۱) و (۱۴) مقادیر متوسط سرعت موج P و S در ناحیه مشهد به ترتیب ۶۰۴۶ و ۳۳۸۹ متر بر ثانیه انتخاب شده‌اند که براساس مدل‌های سرعتی حاصل از تجزیه و تحلیل توابع گیرنده به دست آمده‌اند. با استفاده از برازش بهترین منحنی، مقادیر  $Q_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  به صورت توابع زیر به دست آمده‌اند:

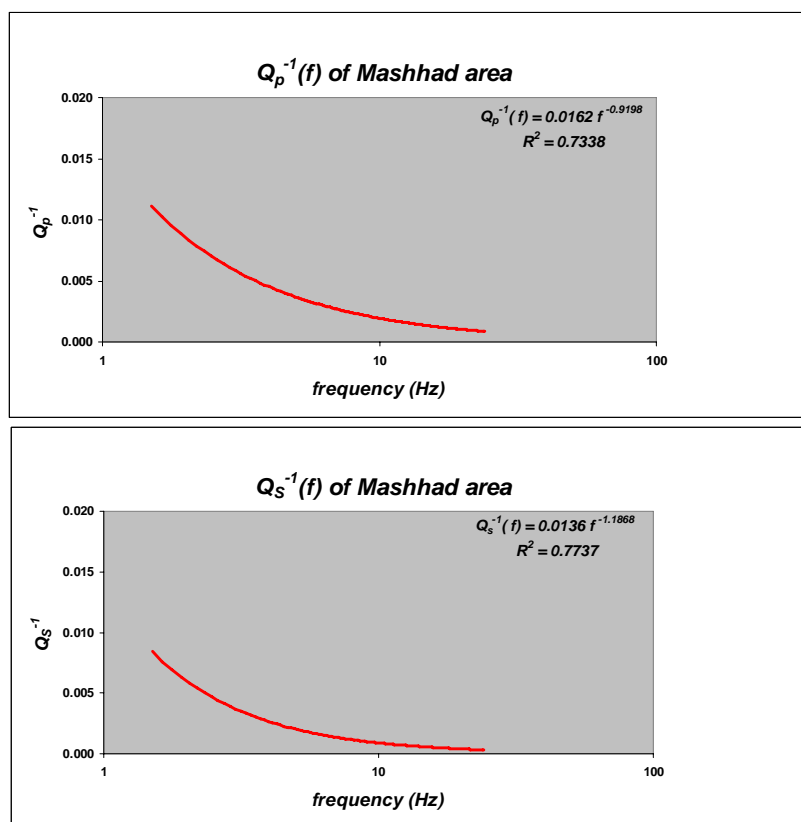
(وابستگی بسامدی کاهندگی موج P در ناحیه مشهد)

$$Q_p^{-1}(f) = (0.0162 \pm 0.0106) f^{(-0.9198 \pm 0.2446)}$$

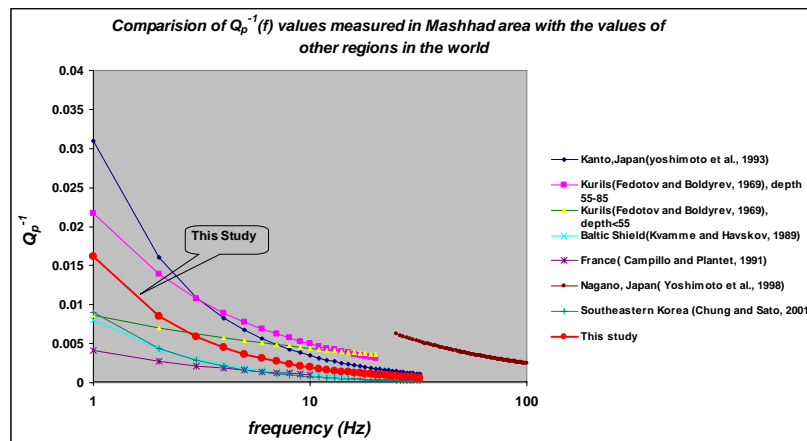
(وابستگی بسامدی کاهندگی موج S در ناحیه مشهد)

$$Q_s^{-1}(f) = (0.0136 \pm 0.0110) f^{(-1.1868 \pm 0.3976)}$$

برای به دست آوردن روابط بالا، ابتدا روابط مربوط به وابستگی بسامدی کاهندگی در هر یک از ایستگاه‌ها به دست آمده و سپس با استفاده از این روابط و روش‌های



شکل ۴. وابستگی بسامدی کاهندگی امواج P و S در ناحیه مشهد.



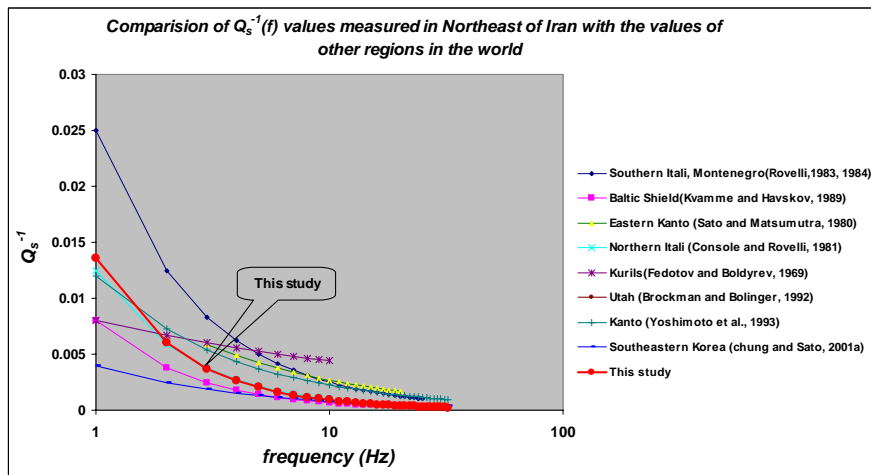
شکل ۵. مقایسه  $Q_p^{-1}(f)$  به دست آمده در این بررسی با  $Q_p^{-1}(f)$  مناطق دیگری در دنیا.

برای  $Q_s^{-1}$  نیز نتایج مشابهی در دسترس است. نتایج بررسی‌های گوناگون نشان می‌دهد که مقدار  $Q_s^{-1}$  در مناطق آرام تکتونیکی، کمتر از مناطق فعال تکتونیکی است. تعداد مطالعاتی که در مورد تعیین وابستگی بسامدی موج برشی یعنی  $Q_s^{-1}(f)$  صورت گرفته، در مقایسه با موج تراکمی بیشتر است. در نتیجه امکان مقایسه بهتری برای آن وجود دارد. در اینجا به مطالعاتی اشاره می‌شود که برای مقایسه  $Q_p^{-1}(f)$  نیز مورد توجه قرار گرفتند. مطالعات مربوط به سپر بالتیک و کانتوی ژاپن و جنوب کره از آن جمله‌اند. همچنین فرانکل و همکاران (۱۹۹۰) گزارشی از اختلاف  $Q_s^{-1}$  بین ایالت نیویورک و جنوب کالیفرنیا تهیه کردند که اولی ناحیه‌ای آرام و دیگری ناحیه‌ای کاملاً تکتونیکی است. نتایج تعدادی از مطالعات بررسی  $Q_s^{-1}(f)$  از جمله نتایج بررسی، حاضر در شکل (۶) ارائه شده است. مقایسه، نتایج این بررسی با سایر مطالعات، نشان دهنده وضعیت نسبتاً تکتونیکی ناحیه مشهد است.

با توسعه روش کدای نرمال شده، هم  $Q_p^{-1}(f)$  و هم  $Q_s^{-1}(f)$  به دست می‌آید. از این روش بارها برای برآورد  $Q_s^{-1}(f)$  استفاده شده است. توسعه این روش برای به دست آوردن  $Q_p^{-1}(f)$  مستلزم فرضیات جدیدی بوده

کوریل با استفاده از زمین لرزه‌هایی در عمق ۵۵ تا ۸۵ کیلومتری بدست آوردند. در این بررسی وابستگی بسامدی زیاد  $Q_p^{-1}$  نشان داده شده که آن را به وجود مواد مذاب نسبت داده‌اند. اگر مطالعه یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳) در ناحیه تکتونیکی کانتوی ژاپن و مطالعه کامه و هاوسکف (۱۹۸۹) در ناحیه غیر تکتونیکی پوسته بالتیک را در نظر بگیریم، نتایج نشان می‌دهد که مقادیر  $Q_p^{-1}(f)$  در نواحی تکتونیکی بسیار بیشتر از نواحی به نسبت آرام تکتونیکی است. نتایج شماری از بررسی‌های صورت گرفته برای به دست آوردن  $Q_p^{-1}$  در شکل (۵) نشان داده شده است.

نتایج به دست آمده برای  $Q_p^{-1}(f)$  در ناحیه مشهد به نسبت زیاد و قابل مقایسه با مقادیر مربوط به مناطق نسبتاً فعال تکتونیکی است. با توجه به شکل (۵)، مقایسه نتایج به دست آمده در این بررسی با سایر مطالعات، نشان دهنده شباهت وابستگی بسامدی مقادیر به دست آمده با مقادیر مربوط به کانتوی ژاپن و سپر بالتیک است. از نظر مقدار نیز، نتایج مربوط به ناحیه مشهد، حد متوسطی از مقادیر مربوط به نواحی فوق است. به عبارت دیگر ناحیه مشهد از نظر فعالیت تکتونیکی، نه آرامش سپر بالتیک را دارد و نه به اندازه کانتوی ژاپن فعال است.



شکل ۶. مقایسه  $Q_s^{-1}(f)$  بدست آمده در این مطالعه با  $Q_s^{-1}(f)$  مناطق دیگری در دنیا.

اندازه گیری  $Q^{-1}$  به وجود نمی آورد، زیرا دامنه کدای امواج تقریباً ایستا است. از سوی دیگر، برای اندازه گیری بیشینه دامنه های امواج مستقیم P و S، تغییر طول پنجره می تواند در برآورد مقدار بیشینه و در نتیجه برآورد  $Q^{-1}$  کاملاً موثر باشد، زیرا در موارد بسیاری بیشینه دامنه در ورودی های اولیه موج وجود ندارد. بنابراین مناسب ترین طول زمانی پنجره به صورت یک سؤال باقی می ماند. برای مقایسه تاثیر طول پنجره زمانی مورد بحث، یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳)، مقادیر  $Q^{-1}$  برآورد شده از داده های مشابه ولی با طول پنجره های متفاوت ۳، ۳/۵ و ۱۰ ثانیه را با یکدیگر مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که مقدار  $Q^{-1}$  به مقدار بسیار اندکی با افزایش طول پنجره، کاهش پیدا می کند ولی این کاهش هیچگاه از مقدار انحراف معیار بیشتر نبوده است.

#### ۱۰ نتایج حاصل از اندازه گیری $Q_p^{-1}$ و $Q_s^{-1}$

با نصب ایستگاه های لرزه نگاری موقت در شمال شرق ایران، این امکان پدید آمد که میدان موجی زمین لرزه های محلی، در نقاط متفاوتی از منطقه مورد بررسی، ثبت شود. با استفاده از این داده های محلی، کاهندگی امواج P و S

است، از جمله اینکه زمین لرزه هایی که در نقاط متفاوت اتفاق افتاده و دارای گستره محدودی از بزرگا هستند، دارای نسبت طیفی موج P به S مشابهی در یک محدوده باریک بسامدی اند. ولی اگر تجزیه و تحلیل ها به تغییرات طیف در چشمه حساس باشد، این فرض درست نخواهد بود. بنابراین محاسبه  $Q_p^{-1}(f)$  همراه با خطا است. بدین منظور یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳) زمین لرزه هایی با بزرگای محدود بین ۲/۵ تا ۳/۵ را برای تعیین حساسیت این روش به تغییرات نسبت طیفی منبع جدا و  $Q_p^{-1}(f)$  را مجدداً برآورد کردند و نتایج به دست آمده را با نتایج مربوط به محاسبه ۱۷۳ زمین لرزه با بزرگای بین ۲/۱ تا ۵/۵ مورد مقایسه قرار دادند. نتایج به دست آمده تفاوت قابل توجهی با یکدیگر نداشت و تغییرات  $Q_p^{-1}(f)$  با لحاظ کردن شرایط متفاوت فقط در حد ۱۰٪ بود. در نتیجه، این روش نسبت به تغییرات طیف چشمه حساس نیست و فرض مشابه بودن نسبت طیفی موج P به S در چشمه، برای رخدادهایی با بزرگای محدود قابل قبول است. در این بررسی، طول پنجره ها برای تعیین بیشینه دامنه های متفاوت، ۵ ثانیه در نظر گرفته شد. تغییر طول پنجره، مخصوصاً برای تعیین دامنه کدا، تاثیر قابل توجهی در

## منابع

- بربریان، م.، قرشی، م.، شجاع طاهری، ج. و طالبیان، م.، ۱۳۷۸، پژوهش و بررسی نوزمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره مشهد - نیشابور، سازمان زمین شناسی کشور، کتاب شماره ۷۲.
- Aki, K., 1969, Analysis of 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
- Campillo, M. and Plantet, J. L., 1991, Frequency dependence and spatial distribution of seismic attenuation in France: experimental results and possible interpretations, *Phys. Earth Planet. Interiors* **67**, 48-64.
- Fedotov, S. A. and Boldyrev S. A., 1969, Frequency dependence of the body-wave absorption in the crust and the upper mantle of the Kuril Island chain, *Izv. Acad. Sci. USSR* **9**, 17-33.
- Frankel, A., McGarr, A., Bicknell, J., Mori, J., Seeber, L. and Cranswick, E., 1990, Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: measurements from New York State, South Africa, and southern California, *J. Geophys. Res.* **95**, 17, 441-17, 457.
- Havskov, J., Malone, S., McClurg, D. and Crosson, R., 1989, Coda Q for the stste of Washington, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1024-1038.
- Jackson, D. D. and Anderson, D. L., 1970, Physical mechanisms of seismicwave attenuation, *Rev. Geophys. Space Phys.* **8**, 1-63.
- Jin, A. and Aki, K., 1988, Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 741-769.
- Kavamme, L. B. and Havskov, J., 1989, Q in southern Norway, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1575-1588.
- Knopoff, L., 1964, Q, *Rev. Geophys.* **2**, 625-660.
- Lyberis, N., Manby, G., Poli, J. T., Kalougin V., Yousouphocaev, H. and Ashirov, T., 1998, Post-triassic evolution of the southern margin of the Turan plate, *Earth & Planetary Sciences*, **326**, 137-143.
- Matsumoto, S. and Hasegawa, 1989, Two-dimensional coda Q structure beneath Tohoku, NE Japan, *Geophys. J. Int.* **99**, 101-108.

در قالب عکس ضریب کیفیت، در حکم توابعی از بسامد به دست آمد. وابستگی بسامدی این پارامترها در ناحیه مشهد به صورت زیر است:

(وابستگی بسامدی کاهندگی موج P در ناحیه مشهد)

$$Q_p^{-1}(f) = (0.0162 \pm 0.0106) f^{(-0.9198 \pm 0.2446)}$$

(وابستگی بسامدی کاهندگی موج S در ناحیه مشهد)

$$Q_s^{-1}(f) = (0.0136 \pm 0.0110) f^{(-1.1868 \pm 0.3976)}$$

- وابستگی بسامدی کاهندگی موج P در پوسته شمال شرق ایران به گونه ای است که  $Q_p^{-1}$  در ۱/۵ هرتز در حدود ۰/۰۰۰۱ و در ۲۴ هرتز در حدود ۰/۰۰۰۱ است. این مقادیر نسبتاً زیاد و قابل مقایسه با مقادیر نسبتاً فعال تکتونیکی است.

- وابستگی بسامدی کاهندگی موج S در پوسته شمال شرق ایران نیز به گونه ای است که  $Q_s^{-1}$  در ۱/۵ هرتز در حدود ۰/۰۰۰۸ و در ۲۴ هرتز در حدود ۰/۰۰۰۳ است. این مقادیر نیز با مناطق به نسبت فعال تکتونیکی قابل مقایسه است.

## تشکر و قدردانی

تجهیزات به کار گرفته شده و عملیات صحرائی این تحقیق را پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (ایران) و گروه آموزشی زمین شناسی دانشگاه کمبریج انگلستان پشتیبانی کرده اند. نگارندگان خود را موظف به قدردانی از مؤسسات فوق می دانند. داوران محترمی با ارائه نقطه نظرات و پیشنهادات سودمندشان، به طور قابل توجهی بر غنای این نوشتار افزوده اند که صمیمانه از آنها تشکر و قدردانی می نمایم. زحمات مسئولین، به ویژه سردبیر محترم نشریه علمی انجمن ژئوفیزیک ایران در همه مراحل پذیرش و چاپ این مقاله به مخصوص در انتقال نظرات داوران محترم، ستودنی و قابل تقدیر است.

- Mavko, G. M. and Nur, A., 1979, Wave attenuation in partially saturated rocks, *Geophysics*, **44**, 161-178.
- McKenzie, D. P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**, 109-185.
- Molnar, P., Yucker, B. E. and Brune, J. N., 1973, Corner frequencies of P and S waves and models of earthquakes sources, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **63**, 2091-2104.
- 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.
- Ruttner, A. W., 1991, The Triassic of Aghdarband (Aqdarband) NE-Iran and its Pre-Triassic frame. ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT.
- Stein, S. and Wysession, M., 2003, An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, Blackwell Publishing.
- Tchalenco, J. S., 1975, Seismicity and structure of the Kopet Dagh Iran, USSR. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 278.1.
- 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.