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

غلامرضا نوروزی'، محسن غفوری آشتیانی'، غلام جوان دولوئی' و محمد مختاری'

<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

(دريافت: ۸۵/۱۱/۲۹، پذيرش نهايي: ۸۶/۰۳/۲۲)

#### چکیدہ

در این بررسی، وابستگی بسامدی امواج P و S در قالب  $P_p^{-1}$  و  $P_s^{-1}$  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  $P_p^{-1}$  از ۲۰۰۸۰۰± (۲۵۸۰ با هرتز تا ۲۰۱۴ ۲۰۰۰۰ و (۲۰۰۴ با ۲۶ هرتز کاهش می یابد. همچنین  $P_s^{-1}$  از ۲۰۹۸۰ با کره در ۱/۵ هرتز تا ۲۰۲۰۰۰ در ۲۰۱۵ هرتز کاهش می یابد. با استفاده از روشهای رگرسیونی، مقادیر  $P_s^{-1}$  و  $P_s^{-1}$  به صورت زیر و برحسب توابعی از بسامد به دست آمدهاند: (وابستگی بسامدی کاهندگی موج P در ناحیه مشهد)  $Q_p^{-1}(f) = (0.0162 \pm 0.0100) f^{(-0.9198 \pm 0.2466)}$ (وابستگی بسامدی کاهندگی موج P در ناحیه مشهد)

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

#### ۱ مقدمه

وقتی که یک موج لرزهای از منبع لرزهزا منتشر می شود، پس از ورود به قسمت های متفاوت زمین دچار تغییرات متعددی می شود و به صورت کاملاً متفاوتی در ایستگاه های گیرنده به ثبت می رسد. کاهش انرژی و کاهش دامنه، از جمله مهم ترین تغییراتی است که برای موج لرزهای به وجود می آید. معمولاً سیگنال های لرزهای حین انتشار در قسمت های متفاوت زمین دارای پهنای بیشتر، تقارن کمتر و دامنه کوتاه تری می شوند.

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

به وجود آمدن تغییرات متفاوتی روی امواج لرزمای میشود. به همین دلیل، میتوان با بررسی و شناخت تغییرات پدید آمده روی امواج لرزمای منتشر شده در پوسته، به ویژگیهای متفاوت قسمتهای گوناگون پوسته پیبرد. میزان کاهش انرژی و کاهش دامنه امواج لرزمای 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 می گیرد.

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 پیش بینی میزان جنبش زمین در بحثهای مربوط به تجزیه و تحلیل خطرات لرزهای است. بدین منظور کاهندگی



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

امواج P و S در پوسته ناحیه مشهد در حکم هدف این تحقیق در نظر گرفته شده و در قالب عکس ضریب کیفیت ( Q<sub>s</sub><sup>-1</sup> و Q<sub>s</sub><sup>-1</sup>) 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 لرزه خیز است، به گونهای که در طول تاریخ، زلزلههای بزرگ و مخربی را به خود دیده است. زمین شناسی منطقه مورد بررسی را می توان در قالب پهنههای زمین شناسی کپهداغ، فرونشست کشف رود و پهنه بینالود بررسی کرد. شکل (۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی و هر یک از پهنههای

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 تر کمنستان 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 ائوسن است. قاعده این سنگها توسط رودخانه کشفرود بریده شده و با وسعت ۲۰ کیلومتر طول و ۱۵ کیلومتر عرض مشخص است (روتنر، ۱۹۹۱). از نظر ساختاری کپهداغ، مرز بین خردقاره ایران مرکزی و صفحه

آلپ است (چالنکو، ۱۹۷۵) و در واقع نتیجه همگرایی صفحات، در قسمتهای شمالی پهنه بر خوردی را نشان میدهد. وجود کوههای کپهداغ که با داشتن ارتفاعی در حدود ۲۰۰۰ متر در برابر ناحیه توران با ارتفاعی در حدود ۱۰۰۰ متر قرار دارد از نتایج این همگرایی است. از نظر لرزهزمین ساخت، وقوع زمین لرزههای متعدد همراه با گسلش سطحی، نشانگر آن است که کمربند چین خورده کپهداغ از زمان فعالیتهای آلپی تاکنون تحرک داشته است. به عقیده مکنزی (۱۹۷۲)، پهنه لرزه خیز کپهداغ، ادامه جنوب شرقی نوار لرزه خیز قفقاز - خزر است. جدا از زمین لرزههای شناخته شده و گسلش های کواترنر، آبرفتهای پلکانی موجود در امتداد رودخانهها، به ویژه رودخانه کشفرود، معرف فعالیتهای جوان پهنه

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 زمین شناسی، به صورت شمال غرب ـ جنوب شرق است. مهم ترین عارضه فیزیو گرافی 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 تربت جام است که روند شمال غرب ـ جنوب شرق دارد. مرز پهنه بینالود و پهنه کپهداغ با زمین درز پالئو تیس در جنوب غرب مشهد مشخص می شود. توالی های پالئوزوئیک 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. ویژگی های تکتونیکی این پهنه نیز به گونه ای است که می توان آن را پهنه تدریجی و تبدیلی بین ایران مرکزی

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، زمین های دگر گون شده آذرینی وجود دارد که در افغانستان نیز قابل تعقیب است، می توان 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 تاثیر گذار 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 آنها 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

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 نمی گیرند 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 شده است. نتیجه این سازوکارها عموماً منتهی به وابستگی بسامدی <sup>1</sup>-Q و <sup>1</sup>-Q 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 فضاهای خالی است که امکان دارد از مایعات پر شده اشند. این ساختارها دارای ابعادی بسیار کوچکتر از اهمیت بیشتر سازوکارهایی که برای کاهندگی ناکشسان مطرح شده است، با تغییر عمق، درجه حرارت، میزان و الگوی شکستگیها، فشار و وجود مایعات تغییر می کند.

۳ مروری بر پارامترهای اندازه گیری کاهندگی از مهمترین پارامترهایی که برای اندازه گیری کاهندگی مورد استفاده قرار می گیرند، عبارتاند از:

α: ضریب کاهندگی که به صورت ضریب کاهش نمایی دامنه موج تختی که در یک ناحیه هموژن سیر میکند، تعریف میشود.

δ:ضریب کاهش لگاریتمی Q: ضریب کیفیت و عکس آن <sup>I–</sup>Q 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:

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha \upsilon}{\pi f} = \frac{\delta}{\pi} \tag{1}$$

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  $Q_{\rm E}^{-1}$  نشان دهد. در صورتی که در روش دیگری ممکن است اتلاف برحسب سرعت موج P و S و بهصورت  $Q_{\rm P}^{-1}$  و  $Q_{\rm S}^{-1}$  ارائه شوند، که عموماً نتایج ارائه شده با یکدیگر متفاوت اند. در این بررسی، کاهندگی برحسب  $Q_{\rm P}^{-1}$  و  $Q_{\rm S}^{-1}$  ارائه شده است.

٤ ضریب کیفیت (Q) یا ضریب کاهندگی (<sup>1</sup>·Q) در این بررسی از پارامتر ضریب کیفیت و یا عکس آن برای اندازه گیری کاهندگی استفاده شده است. کاهندگی ذاتی را می توان با یک دستگاه ساده ار تعاشی هارمونیک میرا شونده، شامل جرم و فنر و یک دستگاه میرا کننده، در نظر گرفت. معادله حرکت چنین دستگاهی را می توان به صورت زیر نوشت:

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

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 جابه جایی به صورت زیر خواهد بود:

$$\mathbf{u}(\mathbf{t}) = \mathbf{A}_0 \, \mathrm{e}^{-\omega_0 t/2\mathbf{Q}} \cos(\omega \mathbf{t}) \tag{(*)}$$

این حل نشاندهنده چگونگی پاسخ یک دستگاه ارتعاشی میرا شونده به یک تپ (پالس) در زمان صفر است. شکل نهایی پوش سیگنال یا بهعبارت دیگر پوش دامنه کاهشیابنده سیگنال به صورت زیر است (هاسکوف و همکاران، ۱۹۸۹): 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 می شود که البته این کاهش دامنه همچنان ادامه پیدا می کند. 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 اندازه گیری 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 تجربی به نام کاهندگی کدا  $Q_c^{-1}$  استفاده میشود. معمولاً  $Q_c^{-1}$  در محدوده <sup>۲</sup> -۱۰ در یک هرتز تا <sup>۳</sup> -۱۰ در ۲۰ هرتز متغییر است. وابستگی بسامدی  $Q_c^{-1}$  را میتوان به صورت متغییر است وابستگی بسامدی  $Q_c^{-1}$  را میتوان به صورت  $Q_c^{-1} \propto f^{-n}$  (هاوسکف و همکاران، ۱۹۸۹).

بررسیهایی که در مورد تفاوتهایی که Q<sub>c</sub><sup>-1</sup> 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 <sup>1</sup>-Q<sub>c</sub> در نواحی فعال تکتونیکی بیشتر از نواحی آرام تکتونیکی است. با ثبت مداوم Q<sub>c</sub><sup>-1</sup> می توان اطلاعاتی در مورد تغییرات کاهندگی، بهدست آورد.

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

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

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

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

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 نمی کند.

کاهندگی امواج لرزهای و بسیاری از پدیدههای فیزیکی دیگر، در قالب Q یا <sup>-1</sup>Q توصیف میشوند. اگرچه Q متداول تر است ولی استفاده از <sup>1-</sup>Q مناسب تر است، زیرا به طور مستقیم با کاهندگی تناسب دارد.

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

 $\operatorname{Ln} \mathbf{A}(t) = \operatorname{Ln} \mathbf{A}_0 - \omega_0 t / 2\mathbf{Q}$  (\$)

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

## ۵ روش اندازه گیری ضریب کیفیت: کدای نرمالیز شده توسعه یافته

در این بررسی برای اندازه گیری <sup>1</sup>-Q<sub>p</sub> و <sup>1</sup>-Q<sub>s</sub><sup>0</sup>، از روش کدای نرمال شدهٔ توسعه یافته استفاده شده است. وضعیت ظاهری کدای امواج در لرزهنگاشتها، یکی از مهم ترین مشاهداتی است که بیانکننده وجود ناهمگونیهای کوچکمقیاس در زمین است (آکی، ۱۹۶۹). روش کدای نرمال شده به صورت گستردهای برای تعیین میزان

پوسته با استفاده از دادههای محلی، بهتر است کاهندگی را در دو قسمت، یکی کاهندگی نزدیک به سطح زمین و دیگری کاهندگی قسمتهای پایین تر، در نظر گرفته و Q در هر قسمت ثابت در نظر گرفته شود. علاوه بر این، معمولاً فرض می شود که دامنه کدای امواج هم بر اثر کاهندگی و هم بر اثر توزیع هندسی، کاهش می یابد و بنابراین معادله (۴) را می توان به صورت زیر نوشت (هاوسکف و همکاران، ۱۹۸۹):

$$A(f,r) = (\frac{r}{v})^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{-\frac{\pi f r}{vQ(F)}}$$
(V)

که k تقویت خاک، β 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:

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

با رسم پوش [A(f,r) r] برحسب r برای یک محدوده بسامدی مشخص، خط راستی بهدست می آید که شیب آن ( $\pi f / vQ(f)$  – است و از این راه می توان (Q(f) را بهدست آورد. همانطور که ملاحظه می شود، Q تحت تاثیر پارامتر k یا ضریب تقویت خاک، قرار نمی گیرند.

کدای نرمال شده براساس این مشاهدات تجربی است که دامنه کدا در زمانی حدودا 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 مشتر کاند، 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. می توان متوسط دامنه کدا در زمان <sub>c</sub> بعد از زمان اولیه را برای محدوده بسامدی با بسامد میانی f، به صورت

حاصل ضرب منبع، مسیر انتشار و ضریب تقویت سایت به  
صورت زیر نوشت:  
A<sub>c</sub>(f,t<sub>c</sub>) = t<sub>c</sub><sup>-β</sup>A<sub>c0</sub>S<sub>s</sub>(f)e<sup>-πfk</sup>e<sup>-
$$\frac{\pi f t_c}{Q_c(f)}$$
 (۹)  
که A<sub>c0</sub> ضریبی است که به وضعیت کدای تولید شده  
بستگی دارد. فرض می شود که محتوای بسامدی امواج  
کدا، مشابه محتوای بسامدی امواج مستقیم S باشد. مشابه</sup>

آنچه برای امواج کدا بهدست آمد، طیف مربوط به موج S بهصورت زیر خواهد بود:

$$A_{s}(f,t_{s}) = t_{s}^{-\beta} A_{s0} S_{s}(f) e^{-\pi f k} e^{-\frac{\pi f t_{s}}{Q_{s}(f)}}$$
(1.1)

t<sub>s</sub> 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:

$$\operatorname{Ln}\left[\frac{A_{s}(f,r)r}{A_{c}(f,t_{c})}\right] = -\frac{\pi f}{v_{s}Q_{s}(f)}r + \operatorname{const}(f)$$
(11)

که با رسم سمت چپ معادله (۱۱) برحسب r، شیب بهدست آمده برابر  $\pi f / v_s Q_s(f)$  خواهد بود که با استفاده از آن  $Q_s(f)$  بهدست 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 زمینلرزههایی که از نظر بزرگا، تفاوت کمی با یکدیگر دارند، دارای نسبت طیفی P به S مشابهی در محدوده باریک بسامدی Δf ± f باشند. به عبارت دیگر فرض شود برای چنین زمینلرزههایی بتوان رابطه زیر را در نظر گرفت:

$$\frac{S_{p}(f)}{S_{s}(f)} = const(f)$$
(1Y)

که در آن، (S<sub>p</sub>(f دامنه طیفی موج P در منبع است. بایستی توجه کرد که این فرض حتی در مواقعی که شکل موج P و S متفاوتاند نیز مناسب است (مولنار و همکاران، ۱۹۷۳؛ روتین و کالتورین، ۱۹۷۸).

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

 $A_{c}(f,t_{c}) \propto S_{s}(f) \propto S_{p}(f)$  (17)

این معادله به این معنی است که می توان 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:

$$\operatorname{Ln}\left[\frac{A_{p}(f,r)r}{A_{c}(f,t_{c})}\right] = -\frac{\pi f}{v_{p}Q_{p}(f)}r + \operatorname{const}(f) \qquad (1\%)$$

که در آن (A<sub>p</sub>(f,r دامنه طیفی موج P، (Q<sub>p</sub>(f) ضریب کیفیت موج P و v<sub>p</sub> سرعت موج P است.

از آنجا که نسبت طیفی موج P به موج S بستگی به ممان لرزهای یا بزرگای زمینلرزه دارد، بایستی زمینلرزههایی که برای تجزیه و تحلیل و بهدست آوردن محدوده Q<sub>p</sub><sup>-1</sup> انتخاب میشوند، از نظر اختلاف بزرگا در محدوده باریکی باشند.

# $\mathbf{Q}_p^{-1}$ داده های مورد استفاده برای به دست آوردن $\mathbf{Q}_p^{-1}$ و $\mathbf{Q}_s^{-1}$ و

در این بررسی از لرزهنگاشتهای مولفه قائم و شمالی -جنوبی زمین لرزه های محلی، برای به دست آوردن <sup>1</sup>-Q<sup>p</sup> و <sup>1</sup>-Q استفاده شده است. همهٔ این لرزهنگاشتها، با استفاده از ایستگاههای لرزهنگاری موقت که طی این تحقیق در ناحیه مشهد نصب شده بودند، ثبت شده اند. موقعیت این ایستگاهها در شکل (۱) ارائه شده است. ایستگاهها دارای لرزه سنج GTD از نوع گورالپ با پاسخ تخت بین ۱۰/۰ تا ۳۰ ثانیه بوده اند. در بازه زمانی نصب ایستگاهها (سال ۲۰۰۴ میلادی) تعداد زیادی زلزله محلی با لرزه نگارها ثبت شد، بزرگی محلی این زمین لرزه ها بین با لرزه نگارها ثبت شد، بزرگی محلی این زمین لرزه ها بین با لرزه مای کاهندگی استفاده شده است.

برای اندازه گیری  $P_p^{-1}$  و  $P_s^{-1}$  در هریک از ایستگاه ها، زمین لرزه هایی انتخاب شده اند که فاصله رومر کز آنها تا ایستگاه، بین ۴۰ تا ۱۵۰ کیلومتر بود. انتخاب این فاصله دو دلیل داشت: - لرزه نگاشت ها 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  $P_p^{-1}$  و  $P_s^{-1}$  در هر یک از ایستگاهها برای به دست آوردن  $P_p^{-1}$  و  $Q_s^{-1}$  به مثابه تابعی از بسامد، لرزه نگاشت های محلی مورد استفاده قرار گرفتند و از هریک از لرزه نگاشت ها، ابتدا مقدار روند و مقدار میانگین حذف شد، سپس یک تیپر کسینوسی با پهنای مانگین حذف شد، سپس یک تیپر کسینوسی امال ۱۰. طول زمانی پنجره به هر دو انتهای پنجره داده ها اعمال شد. سپس لرزه نگاشت ها در پنج باند بسامدی ۱ تا ۲، ۲ تا ۲، ۲ تا ۸، ۸ تا ۱۶ و ۱۶ تا ۳۲ هر تز فیلتر شدند.

برای بهدست آوردن  $P_p^{-1}$  از لرزهنگاشت مولفه قائم و برای بهدست آوردن  $P_s^{-1}$  از لرزهنگاشت مولفه شمالی -جنوبی استفاده شده است. ابتدا همهٔ 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، شده، پنجرهای به وسعت ۵ ثانیه از شروع موج مستقیم P، برای بهدست آوردن بیشینه دامنه موج P یعنی ( $A_p(f,r)$ برای بهدست آوردن ایشینه دامنه موج P یعنی ( $a_p(f,r)$ , شروع موج مستقیم S یا برای بهدست آوردن بیشینه دامنه موج R یعنی ( $a_s(f,r)$ , و پنجرهای به وسعت ۵ ثانیه از بهدست آوردن بیشینه دامنه کدا یعنی ( $a_{s}(f,r)$  در بهدست آوردن بیشینه دامنه کدا یعنی ( $a_{s}(f,r)$ ) در موج R انتخاب بهدست آوردن بیشینه دامنه کدا یعنی ( $a_{s}(f,r)$ ) م در انهی حدوداً ۶۰ ثانیه پس از زمان ورود موج R انتخاب شده است.

با بررسی همهٔ رخدادهای انتخاب شده برای یک

$$\begin{split} A_{s}(f,r) & = A_{c}(f,t_{c}) \ , A_{p}(f,r) \ end{tabular} e \ (f,r) \ end{tabular} e \ (f$$

کنترل کیفیت زمین لرزه ها به صورت دیداری صورت گرفته و به گونه ای بوده است که بتوان به راحتی فازهای P و S را مشخص و علامت گذاری کرد. همچنین برای هر ایستگاه، زمین لرزه هایی انتخاب شده است که فاصله رومر کز آنها در حدود ۴۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از ایستگاه بوده است. با استفاده از مولف های متفاوت شکل موجی داده های هر یک از ایستگاه ها <sup>1-</sup>P و <sup>1-</sup><sub>s</sub> برحسب بسامد به دست آمده که در جدول (۱) خلاصه شده اند.

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

شده به آرامی با افزایش قاصله، گاهش می یابند. 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 نموداره ای
سمت چپ برای بهدست آوردن $\mathrm{Q}_\mathrm{p}^{-1}$ و نمودارهای سمت
راست برای بهدست آوردن $\mathrm{Q}_{\mathrm{s}}^{-1}$ رسم شدهانـد. در ردیـف
آخر هر شکل، نمودارها، نشان دهنده چگونگی وابستگی
بسامدی $\mathrm{Q}_{\mathrm{p}}^{-1}$ و $\mathrm{Q}_{\mathrm{s}}^{-1}$ است. در هریک از این نمودارهـا،
محدوده بسامدی در گوشـه بـالای سـمت چـپ و ضـريب
کاهندگی ( Q <sup>-1</sup> ) متناظر با آن در گوشه بالای سمت
راست نوشته شده است.

۸ محاسبه  $(\mathbf{f})^{-1} \mathbf{g} \mathbf{g}^{-1} (\mathbf{f})$  در ناحیه مشهد کاهندگی امواج P و S و وابستگی بسامدی آنها با استفاده از مقادیر حاصل از همهٔ ایستگاهها بدست آمده است. وابستگی بسامدی  $P_p^{-1}$  و  $P_s^{-1}$  در ناحیه مشهد به گونهای است که  $P_p^{-1}$  از  $P_p^{-1}$  در ناحیه مشهد به گونهای است که  $P_p^{-1}$  از  $P_p^{-1}$  در ناحیه مشهد به گونهای مرتز تا هر تز است که  $P_p^{-1}$  از ۲۰۰۰٬۰۰۰ در ۱/۵ هر از است که محینین  $P_p^{-1}$  از  $P_p^{-1}$  در ۲۰/۰۰ در ۱/۵ هر از تا

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

جدول ۱. مقادیر  $\mathbf{Q}_{\mathrm{p}}^{-1}$  و  $\mathbf{Q}_{\mathrm{s}}^{-1}$  در هر یک از ایستگاهها برحسب تابعی از بسامد.



**شکل ۲**. 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 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.

رگرسیونی، چگونگی وابستگی بسامدی کاهندگی ها 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 پلانتت (۱۹۹۱) بررسیهایی را در فرانسه به انجام رساندهاند که طی آن وابستگی اندک  $P_p^{-1}$  به بسامد، در فاصله بین ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر بهدست آمده است. فدوتو و بولدیرو (۱۹۶۹) وابستگی بسامدی موج P را در جنوب



**شکل ٤**. وابستگی بسامدی کاهندگی امواج P و S در ناحیه مشهد.



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

برای  $Q_s^{-1}$  نیز نتایج مشابهی در دسترس است. نتایج بر سی های گوناگون نشان می دهد که مقدار  $Q_s^{-1}$  در مناطق آرام تكتونيكي، كمتر از مناطق فعال تكتونيكي 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 می شود 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 وضعبت نسبتاً تكتو نبكي ناحبه مشهد است.

با توسعه روش کدای نرمال شده، هم  $Q_p^{-1}(f)$  و هم  $Q_s^{-1}(f)$  بهدست میآید. از این روش بارها برای برآورد  $Q_s^{-1}(f)$  استفاده شده است. توسعه این روش برای بهدست 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 <sup>1</sup>-Q 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 (f)<sup>1</sup>-Q را در نواحی تکتونیکی بسیار بیشتر از نواحی به نسبت آرام تکتونیکی است. نتایج شماری از بررسیهای صورت گرفته برای بهدست آوردن <sup>1</sup>-Q در شکل (۵) نشان داده شده است.

نتایج بهدست آمده برای  $Q_p^{-1}(f)$  در ناحیه مشهد به نسبت زیاد و قابل مقایسه با مقادیر مربوط به مناطق نسبتا فعال تکتونیکی است. با توجه به شکل (۵)، مقایسه نتایج بهدست آمده در این بررسی با سایر مطالعات، نشاندهنده شباهت وابستگی بسامدی مقادیر بهدست 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 ۲. مقایسهٔ  $Q_s^{-1}(f)$  بدست آمده در این مطالعه با  $Q_s^{-1}(f)$  مناطق دیگری در دنیا.

اندازه گیری <sup>1–</sup>Q بهوجود نمی آورد، زیرا دامنه کدای امواج تقریباً ایستا است. از سوی دیگر، برای اندازه گیری بیشینه دامنههای امواج مستقیم P و S، تغییر طول پنجره می تواند در بر آورد مقدار بیشینه و در نتیجه بر آورد <sup>1–</sup>Q کاملاً موثر باشد، زیرا در موارد بسیاری بیشینه دامنه در ورودیهای اولیه موج وجود ندارد. بنابراین مناسب ترین طول زمانی پنجره به صورت یک سئوال باقی می ماند. برای مقایسه تاثیر طول پنجره زمانی مورد بحث، یوشیمو تو و همکاران (۱۹۹۳)، مقادیر <sup>1–</sup>Q بر آورد شده از دادههای مشابه ولی با طول پنجرههای متفاوت ۳، ۲/۵ و ۱۰ ثانیه را با یکدیگر مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که مقدار <sup>1–</sup>Q به مقدار بسیار اند کی 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  $P_p^{-1} e e^{-1} Q_s^{-1}$ با نصب ایستگاههای لرزهنگاری موقت در شمال شرق ایران، این امکان پدید آمد که میدان موجی زمین لرزههای محلی، در نقاط متفاوتی از منطقه مورد بررسی، ثبت شود. با استفاده از این دادههای محلی، کاهندگی امواج P e

است، از جمله اینکه زمینلرزههایی 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 بسامدیاند. ولی اگر تجزیه و تحلیل ها به تغییرات طيف در چشمه حساس باشد، اين فرض درست نخواهد بود. بنابراین محاسبه Q\_p^{-1}(f) همراه با خطا است. بدین منظور یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳) زمین لرزههایی با بزرگای محدود بین ۲/۵ تا ۳/۵ را برای تعیین حساسیت این روش به تغییرات نسبت طیفی منبع جدا و  $\left( Q_{p}^{-1}(f)
ight)$  را مجدداً برآورد کردند و نتایج بهدست آمده را با نتایج مربوط به محاسبه ۱۷۳ زمینلرزه با بزرگای بین ۲/۱ تا ۵/۵ مورد مقايسه قرار دادند. نتايج بهدست 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 پنجرهها برای تعیین بیشینه دامنههای متفاوت، ۵ ثانیه در نظر گرفته شد. تغییر طول پنجره، مخصوصاً برای تعیین دامنه کدا، تاثیر قابل توجهی در

در قالب عکس ضریب کیفیت، در حکم توابعی از بسامد بهدست 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 گونهای است که Q<sub>p</sub><sup>-1</sup> در ۱/۵ هرتز در حدود ۱/۰۱۰۹ و در ۲۴ هرتز در حدود ۰/۰۱۰۱ 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 گونهای است که Q<sub>s</sub><sup>-1</sup> در ۱/۵ هرتز در حدود ۰/۰۰۸ و در ۲۴ هرتز در حدود ۰/۰۰۳ است. این مقادیر نیز با مناطق به نسبت فعال تکتونیکی قابل مقایسه است.

### تشكر و قدرداني

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

- 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, Twodimensional coda Q structure beneath Tohoku, NE Japan, Geophys. J. Int. **99**, 101-108.

- 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.