

برآورد ضریب کیفیت امواج برشی و کدا در ناحیه هرمزگان، جنوب ایران

مهدی راستگو^۱، حسین حمزه‌لو^{۲*}، مهدی رضاپور^۳ و حبیب رحیمی^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۳ دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۴ استادیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱/۲۲، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۷/۱۶، دسترسی برخط: ۱۳۹۰/۱۲/۲۵)

چکیده

برآورد کاهیدگی امواج زمین‌لرزه در تحقیقات زلزله‌شناسی مهندسی مانند شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین، برآورد خطر زمین‌لرزه، تعیین روابط کاهیدگی و نیز در دیگر تحقیقات زلزله‌شناسی مانند بررسی تغییرات حرارتی درون زمین، حائز اهمیت است. پژوهش‌های بسیاری برای برآورد کاهیدگی امواج حجمی و کدا در مناطق گوناگونی از جهان از سوی تعدادی از محققان صورت گرفته است. کاهیدگی امواج زمین‌لرزه‌ای که به دلیل فرایندهای پراکنش (Scattering) و جذب ذاتی (Intrinsic Absorption) صورت می‌پذیرد، با لرزه‌خیزی و پیچیدگی‌های زمین‌ساختی هر منطقه در ارتباط است و به‌صورت عکس ضریب کیفیت بیان می‌شود. روش‌های گوناگونی برای برآورد ضریب کیفیت امواج P، S و کدای زمین‌لرزه‌های محلی وجود دارد. ناحیه مورد بررسی در این پژوهش، منطقه هرمزگان در جنوب ایران است که در منتهی‌الیه جنوب شرقی زاگرس قرار دارد. در این تحقیق، ضریب کیفیت امواج مستقیم S به روش نرمال‌سازی کدا و نیز ضریب کیفیت امواج کدای S به روش تک‌پراکنش به عقب، در هفت باند بسامدی ۲/۰-۱/۰، ۴/۰-۲/۰، ۶/۰-۳/۰، ۸/۰-۴/۰، ۱۲/۰-۶/۰، ۱۶/۰-۸/۰ و ۲۴/۰-۱۲/۰ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳/۰، ۴/۵، ۶/۰، ۹/۰، ۱۲/۰ و ۱۸/۰ هرتز در ناحیه هرمزگان برآورد شده است. طبق نتایج به‌دست آمده، رابطه وابستگی بسامدی امواج مستقیم S برای مؤلفه افقی شمالی-جنوبی (N-S) به‌صورت $f^{(0.66 \pm 0.04)}$ و $Q_s = (62 \pm 5)$ و برای مؤلفه افقی شرقی-غربی (E-W) به‌صورت $f^{(0.60 \pm 0.06)}$ و $Q_s = (69 \pm 9)$ است. همچنین، رابطه وابستگی بسامدی به‌دست آمده برای امواج کدا از روی مؤلفه قائم (U-D) به‌صورت $f^{(1.09 \pm 0.19)}$ و $Q_c = (61 \pm 9)$ به ازای پنجره گذشت زمانی ۲۰ ثانیه تا $f^{(0.90 \pm 0.10)}$ و $Q_c = (132 \pm 28)$ به ازای ۶۰ ثانیه تغییر می‌کند. در همه روابط به‌دست آمده، مقدار ضریب کیفیت در بسامد مرجع ۱/۰ هرتز، کمتر از ۲۰۰ است. این امر نشان‌دهنده آن است که ناحیه مورد بررسی علاوه بر اینکه از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی کاملاً فعال است، دارای کاهیدگی و ناهمگنی زیادی نیز هست. نتایج به‌دست آمده با ساختار رسوبی و وجود گنبد‌های نمکی در ناحیه هرمزگان مطابقت دارد. رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی به روش نرمال‌سازی کدا در ناحیه هرمزگان همانند روابط به‌دست آمده برای نواحی اردبیل و آوج در شمال غرب ایران و مشابه برخی مناطق جهان مانند ناحیه تنگه مسینا در جنوب ایتالیا است. همچنین، روابط وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج کدا به روش تک‌پراکنش به عقب برآورد شده در ناحیه هرمزگان با روابط به‌دست آمده برای زاگرس و البرز مطابقت دارد و مشابه برخی مناطق جهان از جمله ناحیه شمال غرب هیمالیا است. همه این مناطق از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی فعال هستند.

واژه‌های کلیدی: امواج برشی و کدا، روش تک‌پراکنش به عقب، روش نرمال‌سازی کدا، ضریب کیفیت، ناحیه هرمزگان

Estimation of the quality factor of shear waves and Coda waves in the Hormuzgan region of southern Iran

Mehdi Rastgoo¹, Hossein Hamzehloo^{2*}, Mehdi Rezapour¹ and Habib Rahimi³

¹*Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*

²*International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran*

³*Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran*

(Received: 11 April 2011, accepted: 28 September 2011, available online: 15 March 2012)

Summary

The attenuation of seismic waves is one of the basic physical parameters used in seismological studies and earthquake engineering, and is closely related to the seismicity and regional tectonic activity of a particular area. Seismic wave attenuation is caused by two major factors: scattering at heterogeneities in the earth and intrinsic absorption by anelasticity of the earth. The inverse of quality factor represents the attenuation. There are different methods for estimating the quality factor of Shear and Coda waves. In this study, the quality factors of Shear waves (Q_S) and Coda waves (Q_C) have been estimated in the Hormuzgan region in the south of Iran. This region is located in the southeastern Zagros seismotectonic region. Several faults exist in this region, including the Main Zagros Reverse Fault (MZRF), High Zagros Fault (HZF), Zagros Foredeep Fault (ZFF), Mountain Front Fault (MFF) and Minab Fault. Recordings from the Bandar-Abbas (BNDS) station (located in the Hormuzgan region, 27.40° N_56.17° E) of the Iranian National Seismic Network (INSN) of local earthquakes with signal-to-noise ratios greater than 3 were used for this study. These events were recorded from June 2004 through August 2009 and registered magnitudes of between 2.5 and 5.1 (M_L), epicentral distances of less than 100 km and average focal depths of about 15 km. In this study, the Coda Normalization Method (Aki, 1980) and the Single Back-Scattering Method (Aki & Chouet, 1975) are used for the estimation of Q_S and Q_C at the seven central frequencies of 1.5, 3.0, 4.5, 6.0, 9.0, 12.0 and 18.0 Hz. The Shear waves on 183 North-South (N-S) components and 142 East-West (E-W) components, and the Coda waves on 200 Vertical (U-D) components, have been analyzed to estimate Q_S and Q_C , respectively. Time windows of the Shear waves were determined by the Kinoshita algorithm and the velocity of the Shear waves was estimated at 3.5 km/s. The estimated frequency-dependent relationships of Q_S on N-S and E-W components are $Q_S = (62 \pm 5) f^{(0.66 \pm 0.04)}$ and $Q_S = (69 \pm 9) f^{(0.60 \pm 0.06)}$, respectively. The Q_C values were computed at five lapse time windows (20, 30, 40, 50 and 60 sec), starting at double the time of the primary Shear wave from the time of origin. The frequency-dependent relationships of Q_C vary from $Q_C = (61 \pm 9) f^{(1.09 \pm 0.19)}$ at 20 sec to $Q_C = (132 \pm 28) f^{(0.90 \pm 0.10)}$ at 60 sec lapse time window. The results show an increase in Q_C value with increasing lapse time windows. The estimated Q_C at a greater lapse time window indicates attenuation at a greater depth. In the Hormuzgan region, the values of Q at 1.0 Hz are less than 200 for the frequency-dependent relationships of Q_S and Q_C . Therefore, the Hormuzgan region is a highly tectonically and seismically active region; also, the medium is highly heterogeneous. The results reflect sedimentary deposits and salt domes in the Hormuzgan region. The Q_S frequency-dependent relationship in the Hormuzgan region is similar to that of the Ardabil and Avaj regions in northwestern Iran, and of the Strait of Messina in the south of Italy. Moreover, the Q_C frequency-dependent relationship in the Hormuzgan region is

similar to that of the Alborz and Zagros regions in Iran and in the northwest of the Himalayan region. These regions are all tectonically and seismically active.

Key words: Coda normalization method, Hormuzgan region, shear and Coda waves, single back-scattering method, quality factor.

۱ مقدمه

فلات ایران در مرز همگرایی صفحات عربی و اوراسیا، روی کمربند آلپ-هیمالیا قرار گرفته است. زمین ساخت کنونی ایران نتیجه همگرایی جنوب غربی-شمال شرقی بین صفحه عربی در جنوب غرب و اوراسیا در شمال شرق آن است (جکسون و مکتزی، ۱۹۸۴). سرعت همگرایی صفحه عربی نسبت به اوراسیا براساس اندازه گیری های GPS (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۷) حدود 2 ± 22 mm/yr برآورد شده است. همگرایی این دو صفحه موجب فرورانش در مکران، چین خوردگی و گسلش تراستی در کمربند کوهستانی زاگرس در جنوب، البرز و کپه داغ در شمال و نیز لغزش در تعدادی گسل های امتداد لغز مهم (اغلب با روند شمالی-جنوبی) در ایران مرکزی می شود.

نوار چین خورده-راندگی زاگرس، بخشی از کمربند کوه زایی آلپ-هیمالیا است که در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از کوه های تاروس در جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در جنوب ایران امتداد دارد (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸). زاگرس از دیدگاه لرزه خیزی بسیار فعال و زلزله خیزترین منطقه ایران است. کمربند چین خورده ساده زاگرس شامل توالی ضخیم رسوبات حاشیه غیرفعال صفحه عربی است که نقش مهمی در نوع تغییر شکل ایفا می کنند. عمده زمین لرزه های روی داده در کمربند چین خورده ساده زاگرس دارای سازوکار معکوس اند و عمقی کمتر از تقریباً ۲۰ کیلومتر دارند. گسیختگی ناشی از آنها به ندرت به سطح رسیده است که این می تواند به علت وجود لایه های نمکی در پوشش رسوبی باشد (جکسون و فیچ، ۱۹۸۱؛ طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴). کوتاه شدگی در سطح

با چین خوردگی و ایجاد تاقدیس ها و ناودیس ها همراه شده، به طوری که سیمای توپوگرافی منطقه را تحت تاثیر قرار داده است. به علت فقدان گسلش سطحی، عمده اطلاعات موجود در ارتباط با زمین ساخت فعال کمربند چین خورده ساده زاگرس، حاصل از تحقیقات زلزله شناسی است.

در تحقیقات زلزله شناسی مهندسی مانند شبیه سازی جنبش نیرومند زمین، برآورد خطر زمین لرزه، تعیین روابط تضعیف و نیز در دیگر پژوهش های زلزله شناسی مانند بررسی تغییرات حرارتی درون زمین، برآورد تضعیف امواج زمین لرزه که آن را معمولاً به صورت عکس ضریب کیفیت (Q^{-1}) مشخص می کنند، ناشی از فرایندهای پراکنش (Scattering) و جذب ذاتی (Intrinsic Absorption) است. محققان تحقیقات بسیاری برای برآورد تضعیف امواج حجمی و کدا در مناطق گوناگونی از جهان به انجام رسانده اند. تحقیقات صورت گرفته بیانگر آن است که تضعیف امواج زمین لرزه ای با لرزه خیزی و پیچیدگی های زمین ساختی هر منطقه در ارتباط است. به طوری که نواحی لرزه خیز و فعال زمین ساختی که دارای شارش گرمایی نسبتاً زیادی هستند، تضعیف بیشتری نسبت به نواحی پایدار زمین ساختی دارند (ساتو و فیلر، ۱۹۹۸). مطابق این تحقیقات، ضریب کیفیت در بسامد مرجع ۱/۰ هرتز (Q_0)، در مناطق فعال زمین ساختی دارای مقادیر کم (کمتر از ۲۰۰) است در حالی که مناطق پایدار زمین ساختی دارای مقادیر Q_0 زیاد (بیشتر از ۶۰۰) هستند. در ایران نیز تحقیقاتی برای برآورد ضریب کیفیت امواج زمین لرزه های محلی صورت گرفته است. روش های

فارغان و خورگو هستند، بین چین میناب در جنوب شرق تا حاجی آباد در شمال غرب، قرار دارند. این ساختارها نمایشگر سیمای اصلی توپوگرافی ناحیه هستند و ارتفاع آنها تا ۳۰۰۰ متر می‌رسد (اسزابو و خردپیر، ۱۹۷۸). روند غالب این تاقدیس‌ها NW-SE است. به‌طور کلی روند این ساختارها نیز مانند سایر ساختارهای این ناحیه، در انتهای حد شرقی خود به ENE تغییر می‌کند. دگرشکلی در ناحیه هرمزگان شامل همه پوسته به همراه گسل‌های مهم پی‌سنگی و چین‌خوردگی در رسوبات پوششی است که این چین‌خوردگی‌ها با لایه نمک هرمز کنترل می‌شود (ریگارد و همکاران، ۲۰۱۰).

در شکل ۱، موقعیت ناحیه هرمزگان به همراه رومرکز زمین‌لرزه تاریخی (پیش از ۱۹۰۰) و دوره نخست دستگاهی (از ابتدای ۱۹۰۰ تا پایان ۱۹۶۳) براساس فهرست‌نامه امبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) و نیز زمین‌لرزه‌های دوره جدید دستگاهی (از ابتدای ۱۹۶۴ به بعد) براساس فهرست‌نامه ISC (International Seismological Centre) نشان داده شده است.

در این پژوهش، ضریب کیفیت امواج مستقیم S به روش نرمال‌سازی کدا (اکی، ۱۹۸۰) و نیز ضریب کیفیت امواج کدای S به روش تک‌پراکنش به عقب (اکی و چوئت، ۱۹۷۵) در ناحیه هرمزگان برآورد می‌شود.

۲ پردازش داده‌ها

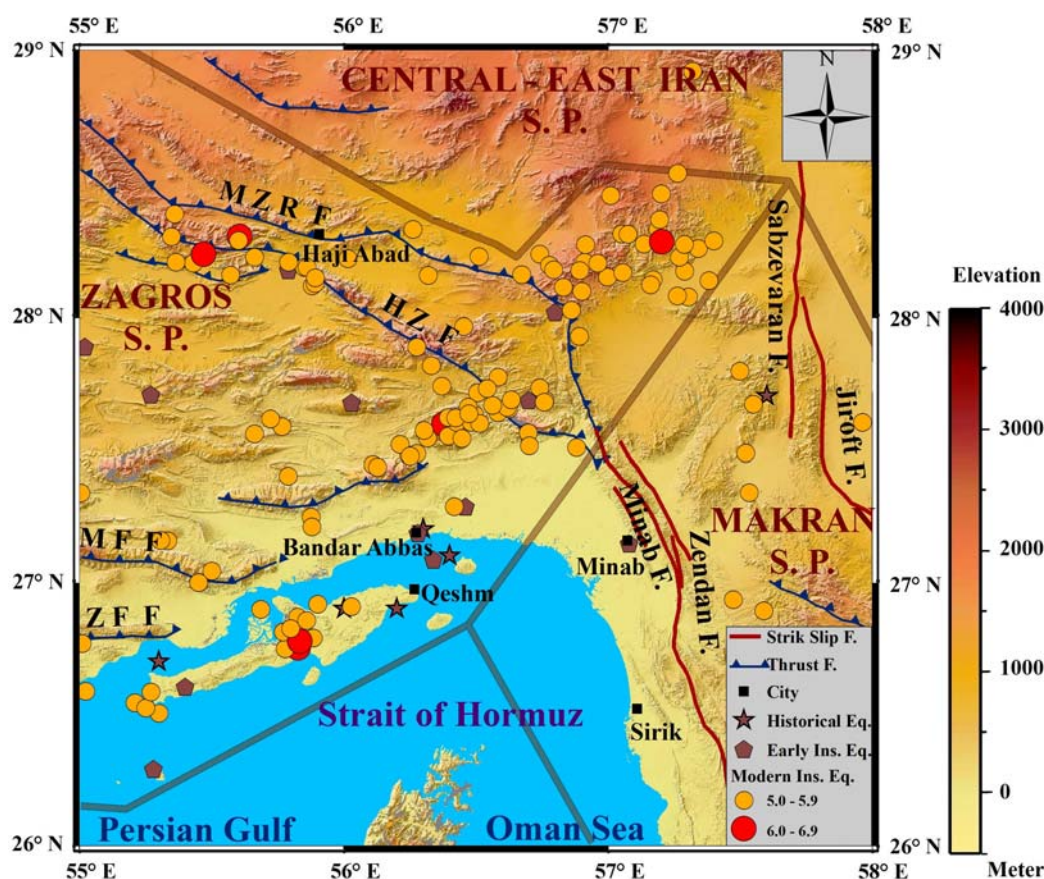
برای برآورد ضریب کیفیت امواج مستقیم S و امواج کدای S، از زمین‌لرزه‌های ثبت شده در طی ژوئن ۲۰۰۴ تا اوت ۲۰۰۹ از سوی ایستگاه لرزه‌نگاری بندرعباس (BNDS) در مختصات جغرافیایی $27/40^{\circ}$ N و E و $56/17^{\circ}$ ، وابسته به شبکه لرزه‌نگاری ملی ایران (نصب شده از سوی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله) با نسبت سیگنال به نوفه بزرگ‌تر از ۳، که دارای مسافت رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر بوده‌اند، استفاده

گوناگونی برای برآورد ضریب کیفیت امواج S، P و گدای زمین‌لرزه‌های محلی وجود دارد. بعضی از این روش‌ها نسبت به تأثیرات تضعیف، حساس‌ترند و برخی دیگر حساسیت کمتری دارند. به همین دلیل روش‌های متفاوت، نتایج متفاوتی خواهند داشت. تضعیف برآورد شده از روی دامنه امواج مستقیم، شامل اثرات هر دو فرایند پراکنش و جذب ذاتی است درحالی‌که تضعیف برآورد شده از روی دامنه امواج کدا، عمدتاً ناشی از جذب ذاتی است (تسلینتیس، ۱۹۹۸، موخوپادیای و تیاگی، ۲۰۰۸).

ناحیه مورد بررسی در این پژوهش، ناحیه هرمزگان در جنوب ایران واقع در شمال تنگه هرمز است. این ناحیه در یک زون فشارشی و در مرز برخورد صفحه عربی با صفحه ایران قرار دارد. براساس تقسیم‌بندی ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸)، ناحیه هرمزگان در انتهای جنوب شرقی زاگرس و در مجاورت مکران و ایران مرکزی-شرق ایران قرار گرفته است. این ناحیه شامل گسل‌های مهمی مانند گسل معکوس اصلی زاگرس (MZRF)، گسل زاگرس مرتفع (HZF)، گسل پیش‌ژرفای زاگرس (ZFF) و گسل جبهه کوهستان (MFF) (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) است. از ویژگی‌های زمین‌شناسی ناحیه هرمزگان می‌توان به ساختار رسوبی و وجود گنبد‌های نمکی که در بخش جنوبی (جزیره قشم) شایع‌تر است (غلام‌زاده، ۱۳۸۸)، اشاره کرد. در این بخش از زاگرس، روند ساختارهای زمین‌شناسی از شمال غرب-جنوب شرق به شرقی-غربی و سپس حتی به روند شمال شرق-جنوب غرب تغییر می‌کند. در انتهای شرقی این ناحیه، روند چین‌ها ناگهان به امتداد NNW در کمربند میناب-زندان تغییر می‌کند (مولینارو و همکاران، ۲۰۰۴). گسل زاگرس مرتفع در ناحیه هرمزگان، به طور سطحی در قالب سه تاقدیس بزرگ در منطقه که دارای روند NW هستند، بروز می‌کند. این تاقدیس‌ها که شامل جابین،

به منظور برآورد ضریب کیفیت امواج برشی، مؤلفه افقی زمین‌لرزه‌ها مورد استفاده قرار گرفت (یوشی‌موتو و همکاران، ۱۹۹۳؛ چانگ و ساتو، ۲۰۰۱؛ کیم و همکاران، ۲۰۰۴؛ رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰a). در این تحقیق، مؤلفه افقی شمالی-جنوبی (N-S) ۱۸۳ زمین‌لرزه و مؤلفه افقی شرقی-غربی (E-W) ۱۴۲ زمین‌لرزه، با گستره بزرگی ۲/۵ تا ۵/۱ در مقیاس M_L انتخاب شد. برای تعیین پنجره موج برشی، شروع موج S را به صورت مشاهده‌ای روی لرزه‌نگاشت تعیین و سپس انتهای پنجره، با استفاده از الگوریتم کینوشیتا (۱۹۹۴) مشخص می‌شود.

شده است. عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها به طور متوسط ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته شد. برای محاسبه نسبت سیگنال به نوفه، ریشه میانگین مربعات (RMS) پنجره سیگنال به ریشه میانگین مربعات پنجره نوفه تقسیم می‌شود (هاوسکف و همکاران، ۱۹۸۹؛ مک و همکاران، ۲۰۰۴؛ کومار و همکاران، ۲۰۰۵؛ پاروز و همکاران، ۲۰۰۸؛ موخوپادیای و همکاران، ۲۰۰۸؛ معهود و حمزه‌لو، ۲۰۰۹). در این تحقیق، ۳ ثانیه انتهای پنجره موج کدا درحکم پنجره سیگنال و ۳ ثانیه قبل از رسید موج P درحکم پنجره نوفه در نظر گرفته می‌شود. زمین‌لرزه‌ها با استفاده از لرزه‌نگار سه مؤلفه‌ای باند پهن (Guralp CMG-3T) با بسامد نمونه برداری ۵۰ هرتز ثبت شده‌اند.



شکل ۱. موقعیت ناحیه هرمزگان در جنوب ایران به همراه مرز سه ایالت لرزه‌زمین‌ساختی و رومرکز زمین‌لرزه‌های تاریخی (Historical Eq.) و دوره نخست دستگاهی (Early Ins. Eq.) براساس فهرست‌نامه آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) و نیز رومرکز زمین‌لرزه‌های دوره جدید دستگاهی (Modern Ins. Eq.) با بزرگی

$m_b \geq 5.0$ از تاریخ ۱۹۶۴/۰۱/۰۱ تا ۲۰۰۹/۰۶/۰۱ براساس فهرست‌نامه ISC.

۲۰۰۹؛ رحیمی و حمزه‌لو، ۲۰۰۸). برای این منظور تعداد ۲۰۰ زمین‌لرزه با گستره بزرگی ۲/۵ تا ۵/۱ در مقیاس M_L ، انتخاب شد. ابتدای پنجره کدا از زمان وقوع زمین‌لرزه، دو برابر زمان سیر موج S در نظر گرفته می‌شود (رائوتین و خالتورین، ۱۹۷۸) و سپس طول پنجره گذشت زمانی (Lapse Time Windows) کدا، به ازای پنج مقدار متفاوت ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰ و ۶۰ ثانیه تعیین می‌شود. براساس پیشنهاد هاوسکف و اتمولر (۲۰۰۳) حداقل طول پنجره گذشت زمانی امواج کدا می‌باید ۲۰ ثانیه در نظر گرفته شود تا نتایج پایدار و قابل اطمینانی به دست آید. در این تحقیق به ازای طول پنجره بیش از ۶۰ ثانیه نسبت سیگنال به نوفه به شدت کاهش می‌یابد. از این رو حداکثر طول پنجره کدا ۶۰ ثانیه در نظر گرفته شده است. پنجره کدا با طول بیشتر، مقدار ضریب کیفیت مربوط به اعماق بیشتر را می‌دهد.

همه لرزه‌نگاشت‌ها در هفت باند بسامدی ۲/۰-۱/۰، ۴/۰-۲/۰، ۶/۰-۳/۰، ۸/۰-۴/۰، ۱۲/۰-۶/۰، ۱۶/۰-۸/۰ و ۲۴/۰-۱۲/۰ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳/۰، ۴/۵، ۶/۰، ۹/۰، ۱۲/۰ و ۱۸/۰ هرتز فیلتر میان‌گذر باترورت مرتبه ۲ شده‌اند. پهنای هر باند برابر با $\frac{2}{3}$ بسامد مرکزی آن است (وَنگ و همکاران، ۲۰۰۱؛ وو و همکاران، ۲۰۰۶؛ هَزَریکا و همکاران، ۲۰۰۹؛ معهود و حمزه‌لو، ۲۰۰۹). برای هر باند بسامدی (به ازای هر بسامد مرکزی)، ضریب کیفیت امواج برشی و کدا محاسبه می‌شود. رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت به صورت رابطه (۳) تعریف می‌شود:

$$Q = Q_0 f^n \quad (3)$$

در این رابطه، Q_0 ضریب کیفیت در بسامد مرجع ۱/۰ هرتز است و n پارامتر بسامدی است.

بر این اساس برای تعیین پوش لرزه‌نگاشت، ابتدا روی لرزه‌نگاشت $x(n)$ ، فیلتر میان‌گذر ۲۴/۰-۱/۰ هرتز باترورت مرتبه ۲ اعمال می‌شود تا سری زمانی $b(n)$ حاصل شود که n ، شماره نمونه در سری زمانی لرزه‌نگاشت است. پوش لرزه‌نگاشت به صورت رابطه (۱) تعریف می‌شود:

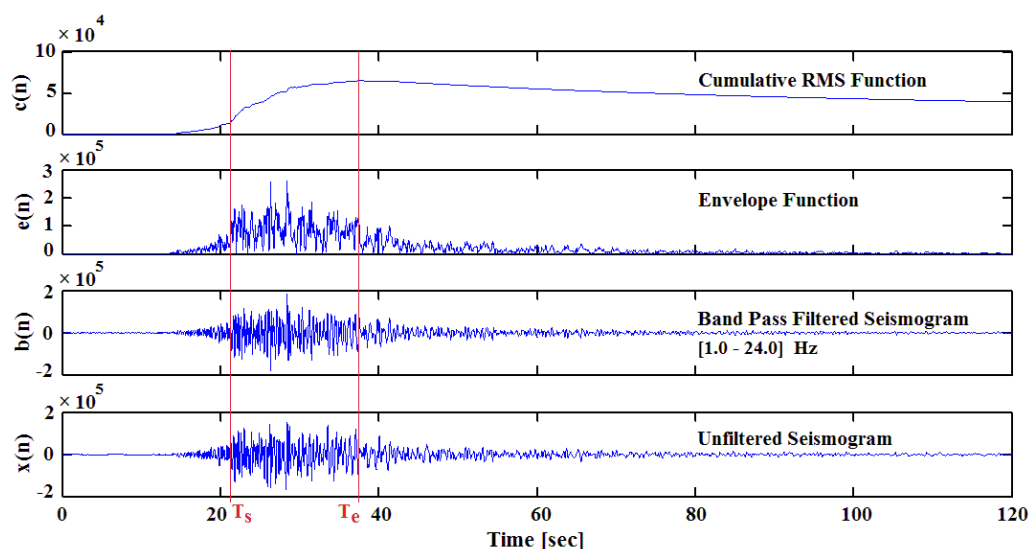
$$e(n) = (b^2(n) + H^2(b(n)))^{1/2} \quad (1)$$

که در آن، $H(b(n))$ تبدیل هیلبرت سری زمانی $b(n)$ است. سری زمانی $e(n)$ در ابتدای رسیدن موج S رفتار افزایشی و در انتهای آن رفتار کاهش‌ی دارد. برای مشخص شدن دقیق انتهای پنجره موج S ، طبق رابطه (۲) سری زمانی $c(k)$ به صورت تابع ریشه میانگین مربعات افزایشی سری زمانی $e(n)$ تعریف می‌شود:

$$c(k) = \left(\frac{1}{k} \sum_{n=1}^k e^2(n) \right)^{1/2} \quad (2)$$

در این رابطه، $k = 1, \dots, N$ است که N برابر با تعداد کل نمونه‌ها در سری زمانی لرزه‌نگاشت است. انتهای پنجره موج S ، زمانی است که سری زمانی $c(k)$ شروع به کاهش می‌کند. بنابراین، انتهای پنجره موج S مشخص می‌شود (شکل ۲). ابتدای پنجره کدا برابر با زمان ثابت ۶۰ ثانیه (اندازه‌گیری شده از زمان وقوع زمین‌لرزه) و طول پنجره ۵ ثانیه در نظر گرفته می‌شود (یوشی‌موتو و همکاران، ۱۹۹۳). این پنجره‌ها کساین تپیر (Cosine Taper) ۱۰ درصد می‌شوند (چانگ و ساتو، ۲۰۰۱؛ پلاتیدیس و همکاران، ۲۰۰۳؛ کیم و همکاران، ۲۰۰۴؛ رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰a).

در این تحقیق به منظور برآورد Q_C ، از مؤلفه قائم (U-D) زمین‌لرزه‌ها استفاده شده است (گوپتا و همکاران، ۱۹۹۸؛ مک و همکاران، ۲۰۰۴؛ گیامپیکولو و همکاران، ۲۰۰۴؛ شارما و همکاران، ۲۰۰۸؛ هَزَریکا و همکاران،



شکل ۲. چگونگی تعیین پنجره موج S به روش کینوشینا (۱۹۹۴) روی مؤلفه شرقی-غربی لرزه‌نگاشت یک زمین‌لرزه محلی ثبت شده در ناحیه هرمزگان در تاریخ ۲۰۰۶/۰۶/۲۹ ساعت ۱۶:۴۱:۴۹ (UTC) با بزرگی ۴/۴ در مقیاس M_L و موقعیت رومرکزی $۲۶/۸۶^{\circ}N$ $۵۵/۹۱^{\circ}E$. زمان شروع پنجره (T_s) و زمان پایان پنجره (T_e) روی شکل مشخص شده است.

آشفته‌گی کدا بیانگر نحوه افت کدا به منزله تابعی از گذشت زمانی است.

برای امواج S، دامنه طیفی $A_S(f, r)$ به صورت رابطه (۵) تعریف می‌شود:

$$A_S(f, r) = R_{\theta\phi} S_S(f) r^{-\gamma} \exp\left(-\frac{\pi f}{\beta Q_S(f)} r\right) G(f, \psi) I(f) \quad (5)$$

در این رابطه، $R_{\theta\phi}$ طرح تابشی چشمه، r فاصله کانونی، γ ضریب گسترش هندسی، β سرعت موج S، ψ بیانگر زاویه برخورد موج S و $Q_S(f)$ ضریب کیفیت امواج S است. برای امواج حجمی ضریب گسترش هندسی $\gamma=1$ است، طبق رابطه (۶) برای نرمال‌سازی دامنه طیفی چشمه امواج S با دامنه طیفی امواج کدا، رابطه (۵) بر رابطه (۴) تقسیم می‌شود:

$$\frac{R_{\theta\phi}^{-1} A_S(f, r) r^{\gamma}}{A_C(f, t_C)} = \frac{G(f, \psi)}{G(f)} P^{-1}(t_C) \exp\left(-\frac{\pi f}{\beta Q_S(f)} r\right) \quad (6)$$

۳ روش نرمال‌سازی کدا برای برآورد ضریب کیفیت امواج برشی

این روش را اولین بار اکی (۱۹۸۰) برای برآورد ضریب کیفیت امواج S (Q_S) در یک ایستگاه تنها، عرضه کرد. در این روش برای حذف اثرات چشمه، ساختگاه و دستگاه، دامنه طیفی امواج S با دامنه طیفی امواج کدای S نرمال‌سازی می‌شود. امواج کدای S حاصل از پراکنش امواج S به دلیل ناهمگنی‌های سرعتی در زمین هستند (اکی، ۱۹۶۹؛ اکی و چوئت، ۱۹۷۵؛ ساتو، ۱۹۷۷). برای امواج کدای S با گذشت زمانی t_C (Lapse Time) از زمان وقوع زمین‌لرزه، دامنه طیفی امواج کدا $A_C(f, t_C)$ ، مستقل از فاصله کانونی r است و به صورت رابطه (۴) نشان داده می‌شود:

$$A_C(f, t_C) = S_S(f) P(f, t_C) G(f) I(f) \quad (4)$$

در این رابطه، f بسامد، $S_S(f)$ دامنه طیفی چشمه امواج S، $P(f, t_C)$ ضریب آشفته‌گی کدا، $G(f)$ ضریب تقویت ساختگاه و $I(f)$ پاسخ دستگاهی است. ضریب

این ناحیه را می‌توان به‌طور میانگین حدود ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفت.

طبق شکل ۴، مقادیر Q_S برای هر یک از دو مؤلفه افقی شمالی-جنوبی و شرقی-غربی، در هفت باند بسامدی با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳/۰، ۴/۵، ۶/۰، ۹/۰، ۱۲/۰ و ۱۸/۰ هرتر برآورد شده است.

در شکل ۵، با برازش خط درجه اول بر مقادیر Q_S برحسب بسامد برای هر دو مؤلفه افقی، رابطه وابستگی بسامدی Q_S به‌دست آمده است. در جدول ۱، مقادیر Q_S در هفت باند بسامدی به همراه مقادیر Q_0 و n برای هر دو مؤلفه افقی آورده شده است.

رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی به روش نرمال‌سازی کدا در دیگر مناطق ایران و جهان نیز برآورد شده است. برای مثال برای ناحیه اردبیل در شمال غرب ایران که در یک زون زمین‌ساختی فشارشی قرار دارد، $Q_S = 22 f^{0.83}$ (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰a). این ناحیه یکی از نواحی ژئوترمال (Geothermal) مهم در غرب رشته‌کوه‌های البرز و در مرز صفحات ایران و اوراسیا است. همچنین، برای ناحیه آوج که در شمال غرب ایران و در لبه جنوبی رشته‌کوه‌های البرز قرار دارد، $Q_S = 63 f^{0.90}$ (کمالیان و همکاران، ۲۰۰۷). در ناحیه تنگه مِسینا (Strait of Messina) که در جنوب ایتالیا واقع شده است، $Q_S = 61 f^{0.70}$ (توو و همکاران، ۲۰۰۶). این ناحیه متأثر از دو زون کششی و فشارشی بوده است و دارای پوششی رسوبی است (لنتینی و همکاران، ۱۹۹۵). بخش اساسی پوشش رسوبی، از ماسه و کنگلومرا تشکیل شده است که در طی یک فاز زمین‌ساختی کششی، نهشته شده است (دل‌پن و همکاران، ۱۹۹۶). برای ناحیه کوینا (Koyna Region) واقع در غرب هند که از نظر لرزه‌خیزی فعال است، $Q_S = 71 f^{1.32}$ (شارما و همکاران، ۲۰۰۷). لرزه‌خیزی این ناحیه پس از آبرگیری سد کوینا در

با توجه به اینکه $P(f, t_C)$ برای یک گذشت زمانی ثابت t_C نسبت به فاصله کانونی r مقدار ثابتی است، با گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین رابطه (۶)، رابطه (۷) حاصل خواهد شد:

$$\begin{aligned} & \ln \left(\frac{R_{\theta\phi}^{-1} A_S(f, r) r^r}{A_C(f, t_C)} \right) \\ &= -\frac{\pi f}{\beta Q_S(f)} r + \ln \left(\frac{G(f, \psi)}{G(f)} \right) + \text{const}(f) \end{aligned} \quad (7)$$

تحت شرایط مطلوب که مجموعه داده‌های موجود از زمین‌لرزه‌ها یک توزیع رومرکزی گسترده‌ای داشته باشد، می‌توان با میانگین‌گیری کردن روی تعداد زیادی حل‌های صفحات کانونی متفاوت، از توزیع $R_{\theta\phi}$ صرف‌نظر کرد و با میانگین‌گیری روی تعداد زیادی زمین‌لرزه، نسبت $(G(f, \psi)/G(f))$ مستقل از ψ می‌شود. بنابراین، رابطه (۸) حاصل می‌شود:

$$\begin{aligned} & \ln \left(\frac{A_S(f, r) r^r}{A_C(f, t_C)} \right) \\ &= -\frac{\pi f}{\beta Q_S(f)} r + \text{const}(f) \end{aligned} \quad (8)$$

در رابطه (۸)، با برازش خط درجه اول (با شیب b) به روش کمترین مربعات، Q_S به ازای هر بسامد طبق رابطه (۹) محاسبه می‌شود:

$$Q_S = \left(-\frac{\pi f}{\beta b} \right) \quad (9)$$

با توجه به اینکه روند کاهش دامنه امواج S روی هر دو مؤلفه افقی تقریباً یکسان است، انتظار می‌رود که Q_S برآورد شده از روی دو مؤلفه افقی نیز تقریباً یکسان به‌دست آید. در شکل ۳، موقعیت رومرکزی زمین‌لرزه‌های ثبت شده در ایستگاه BNDS با مسافت رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر، به‌منظور برآورد Q_S نشان داده شده است. براساس بررسی لرزه‌زمین‌ساخت ناحیه هرمزگان، غلام‌زاده (۱۳۸۸)، سرعت موج برشی در

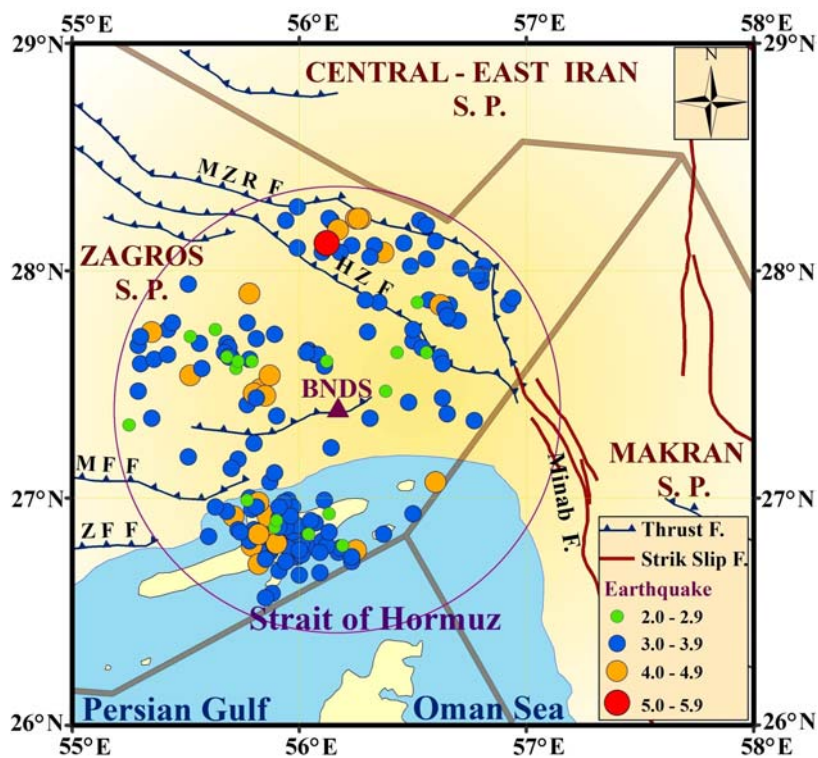
ژوراسیک است (گوپتا و همکاران، ۲۰۰۱). در ناحیه جنوب شرق کره جنوبی که در شرق آسیا واقع شده است، $Q_S = 250 f^{0.70}$ (چانگ و ساتو، ۲۰۰۱). این ناحیه دور از مرز صفحات فعال لرزه خیز و از نظر لرزه خیزی پایدار است. به طوری که در طی یک قرن اخیر، زمین لرزه هایی با بزرگی بیش از چهار در کره جنوبی به طور مکرر روی نداده است (چانگ و ساتو، ۲۰۰۱). همچنین، برای ناحیه مرکزی کره جنوبی، $Q_S = 333 f^{0.42}$ (کیم و همکاران، ۲۰۰۴). در این ناحیه سنگ های دگرگونی پری کامبرین و مزوزوئیک به طور عمده وجود دارند. رسوبات پالئوزوئیک که به صورت کمربندی با پهنای ۲۰ کیلومتر از ناحیه مرکزی کره جنوبی عبور کرده، به طور قطری از جنوی غرب به شمال شرق کشیده شده است (لی، ۱۹۷۴). مقایسه رابطه وابستگی بسامدی Q_S برآورد شده از روی مؤلفه شمالی-جنوبی در ناحیه هرمزگان با دیگر مناطق، در شکل ۶ نشان داده شده است.

۱۹۶۳، شروع شده است. بر این اساس لرزه خیزی ناحیه کوینا مثالی برجسته از لرزه خیزی القایی است. ناحیه کوینا پوشیده از بازالتهای آتشفشانی به ضخامت حدود دو متر است. بنابراین، مشاهده زمین شناسی گسلها مشکل است (گوپتا و همکاران، ۱۹۷۲؛ گوپتا، ۱۹۸۵). در ناحیه کنتو (Kanto Area) که در شرق ژاپن واقع شده است، $Q_S = 83 f^{0.73}$ (یوشی موتو و همکاران، ۱۹۹۳). این ناحیه لرزه خیزی زیادی دارد و محل تلاقی صفحات اوراسیا، اقیانوس آرام و دریای فیلیپین است. برای ناحیه کچ (Kachchh Region) در گوجرات (Gujarat) در غرب هند، $Q_S = 100 f^{0.86}$ (شارما و همکاران، ۲۰۰۸).

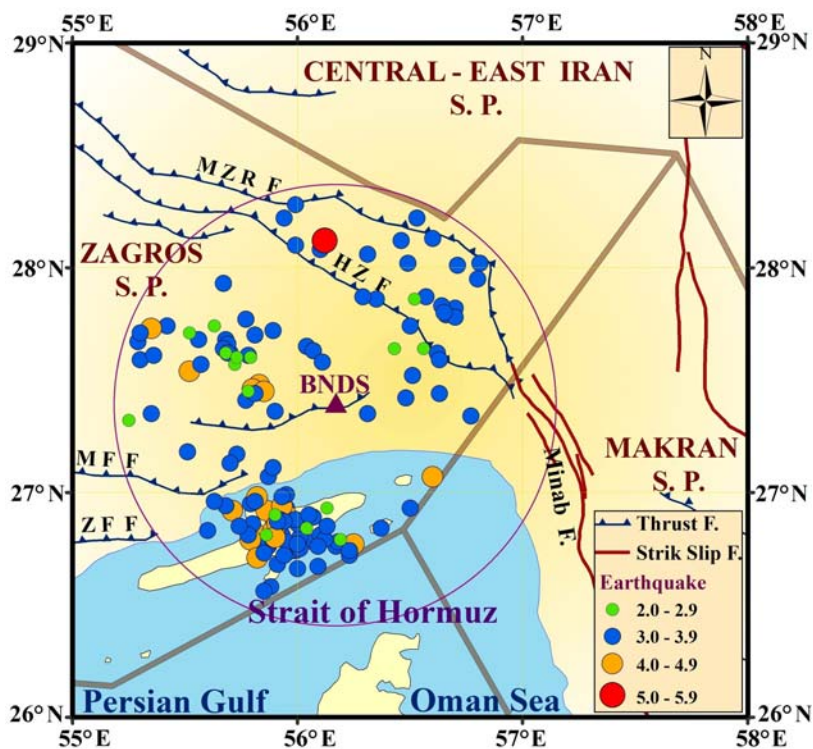
این ناحیه که تحت تاثیر برخورد صفحات هند و اوراسیا است، دارای تنش های (Stress) فشارشی زیادی است و خطر زمین لرزه های زیادی دارد (راستوگی، ۲۰۰۴). همچنین، ناحیه کچ پوشیده از رسوبات کواترنری-ترشیاری، سنگ های آتشفشانی و سنگ های ماسه ای

جدول ۱. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی در هفت بسامد مرکزی به همراه مقادیر Q_0 و n برای هریک از دو مؤلفه افقی.

entral Frequency	N-S Component Q_S	E-W Component Q_S
1.5 Hz	86	97
3.0 Hz	131	133
4.5 Hz	158	162
6.0 Hz	192	190
9.0 Hz	265	244
12.0 Hz	319	312
18.0 Hz	451	445
Q_0	62±5	69±9
n	0.66±0.04	0.60±0.06

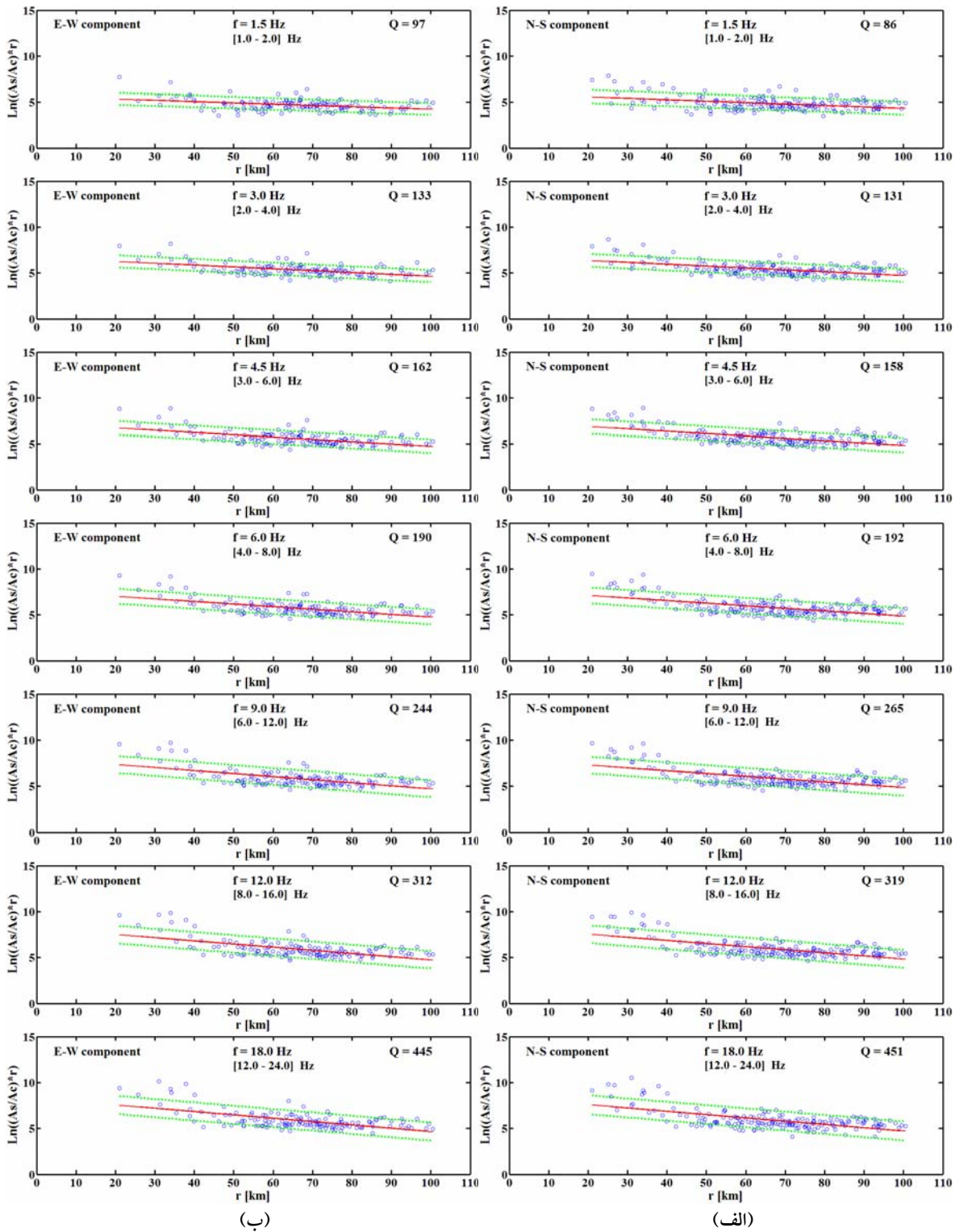


(الف)

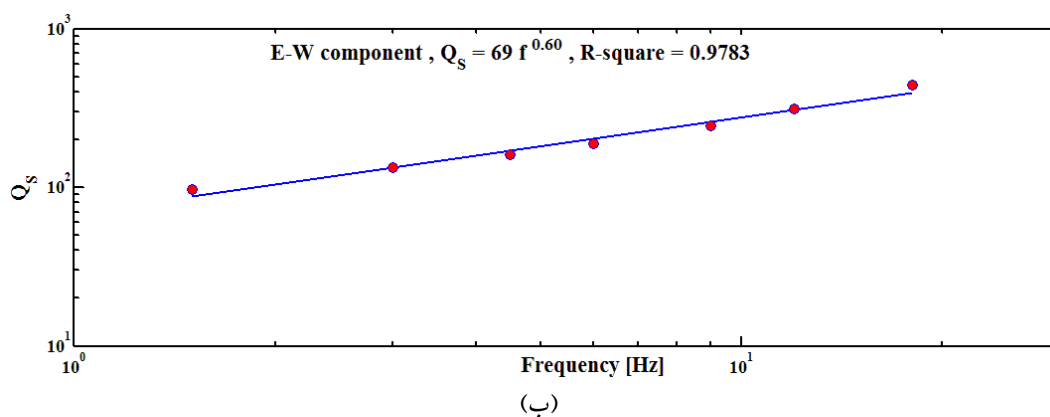
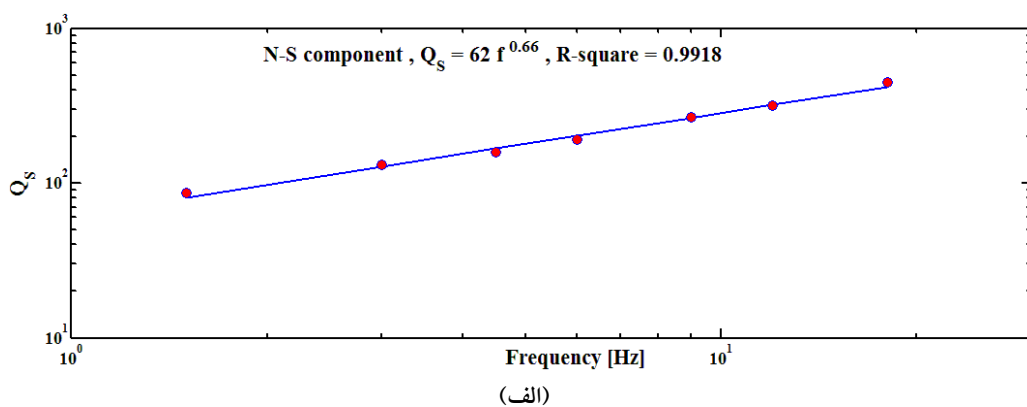


(ب)

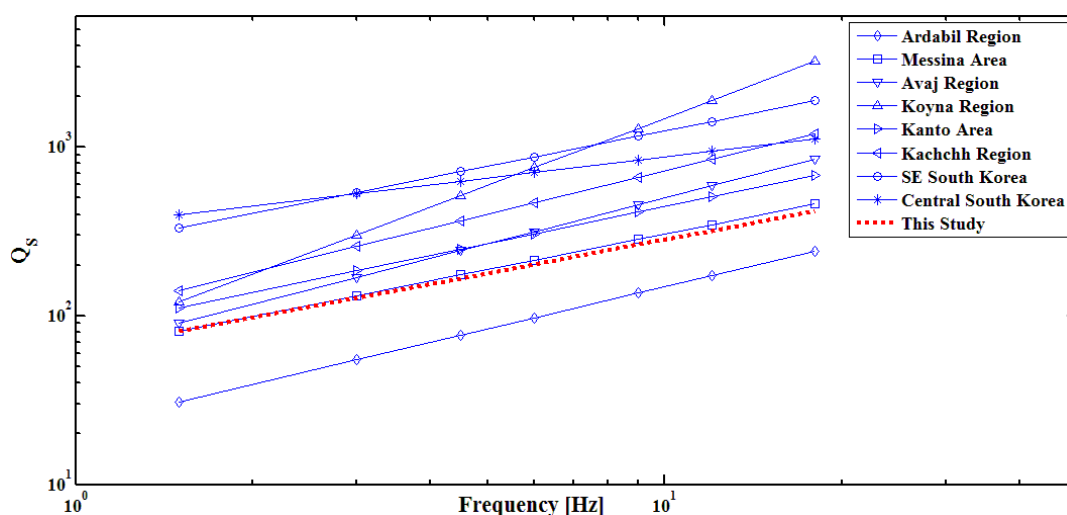
شکل ۳. (الف) موقعیت رومرکز مؤلفه شمالی-جنوبی ۱۸۳ زمین‌لرزه و (ب) موقعیت رومرکز مؤلفه شرقی-غربی ۱۴۲ زمین‌لرزه، ثبت شده در ایستگاه BNDS با فاصله رومرکز کمتر از ۱۰۰ کیلومتر و نسبت سیگنال به نوفه بزرگتر از ۳.



شکل ۴. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی در ناحیه هرمزگان روی (الف) مؤلفه شمالی-جنوبی و (ب) مؤلفه شرقی-غربی، در هفت باند بسامدی با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات. خطوط نقطه چین نشان‌دهنده انحراف معیار خط اصلی است.



شکل ۵. تعیین رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی روی (الف) مؤلفه شمالی-جنوبی و (ب) مؤلفه شرقی-غربی، با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات بر مقادیر Q_s برحسب بسامد.



شکل ۶. مقایسه رابطه وابستگی بسامدی Q_s برآورد شده از روی مؤلفه شمالی-جنوبی در ناحیه هرمزگان با دیگر مناطق.

در رابطه (۱۲)، با برازش خط درجه اول (با شیب b) به روش کمترین مربعات، Q_C طبق رابطه (۱۳) به ازای هر بسامد محاسبه می‌شود:

$$Q_C = \left(-\frac{\pi f}{b}\right) \quad (13)$$

در شکل ۷، موقعیت رومرکز زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در برآورد Q_C نشان داده شده است. برای هر یک از لرزه‌نگاشت‌ها مقدار Q_C در هفت باند بسامدی با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳/۰، ۴/۵، ۶/۰، ۹/۰، ۱۲/۰ و ۱۸/۰ هرترز، به ازای پنجره‌های گذشت زمانی ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰ و ۶۰ ثانیه برآورد شده است. شکل ۸، نشان‌دهنده چگونگی فیلتر شدن یک لرزه‌نگاشت ثبت شده توسط ایستگاه BNDS به همراه برازش خط درجه اول بر پوش کدای هموار شده آن در هفت باند بسامدی به ازای پنجره گذشت زمانی ۳۰ ثانیه است. در شکل ۹، با محاسبه مقادیر میانگین Q_C همه لرزه‌نگاشت‌ها به ازای هفت بسامد مرکزی در پنج پنجره گذشت زمانی، رابطه وابستگی بسامدی Q_C برای هر پنجره گذشت زمانی تعیین شده است. مقادیر میانگین Q_C لرزه‌نگاشت‌ها به همراه مقادیر Q_0 و n برای کل ناحیه هرمزگان در جدول ۲ و برای سه بخش تفکیک شده شمال‌شرق، غرب و جنوب هرمزگان، در جدول ۳ آورده شده است.

در مدل تک‌پراکنش به عقب، تضعیف برآورد شده از روی امواج کدا برابر با میانگین افت دامنه امواج پراکنش یافته به عقب روی سطح بیضی‌گون است که چشمه زمین‌لرزه و ایستگاه گیرنده در کانون‌های این بیضی‌گون قرار دارند (پولی، ۱۹۸۴؛ گوپتا و همکاران، ۱۹۹۸). بر این اساس مقدار Q_C بیانگر میانگین تضعیف حجم بیضی‌گون در یک عمق میانگین $h = h_{av} + a_2$ است که h_{av} میانگین عمق کانونی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای و $a_2 = (a_1^2 - \Delta^2)^{1/2}$ بیانگر نصف محور کوچک

۴ روش تک‌پراکنش به عقب یکی برای برآورد ضریب کیفیت امواج کدا

آکی و چوت (۱۹۷۵)، روش تک‌پراکنش به عقب را برآورد ضریب کیفیت امواج کدای $S(Q_C)$ ناشی از زمین‌لرزه‌های محلی عرضه کردند. طبق این روش امواج کدا از پراکنش به عقب امواج حجمی توسط ناهمگنی‌های سرعتی تصادفی در پوسته و گوشته بالایی زمین به وجود می‌آیند. کاهش دامنه امواج کدا با گذشت زمانی، ناشی از تضعیف انرژی و پدیده گسترش هندسی است. در این روش اساس کار روی دامنه امواج کدای S است. طبق مدل تک‌پراکنش به عقب، $A(f, t)$ دامنه امواج کدای فیلتر میان‌گذر شده با بسامد مرکزی f ، به صورت رابطه (۱۰) تعریف می‌شود:

$$A(f, t) = S(f) t^{-\gamma} \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_C} t\right) \quad (10)$$

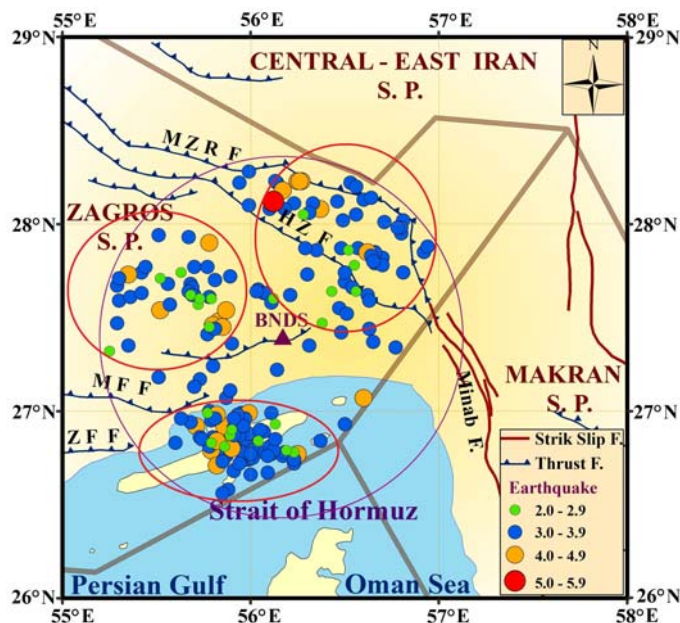
که در آن، $S(f)$ ضریب چشمه امواج کدا، γ ضریب گسترش هندسی، t گذشت زمانی (از زمان وقوع زمین‌لرزه) و Q_C ضریب کیفیت امواج کدا است. برای امواج کدا که حاصل از پراکنش به عقب امواج حجمی هستند، ضریب گسترش هندسی $\gamma = 1$ است. $A(f, t)$ را می‌توان براساس تبدیل هیلبرت و ریشه میانگین مربعات (RMS)، طبق رابطه (۱۱) محاسبه کرد (رحیمی و حمزه‌لو، ۲۰۰۸؛ رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰b):

$$A(f, t) = (b^2(f, t) + H^2(b(f, t)))^{1/2} \quad (11)$$

که در آن، $b(t)$ سری زمانی لرزه‌نگاشت فیلتر شده و هموار شده (Smooth) در حوزه زمان و $H(b(f, t))$ تبدیل هیلبرت آن است. با گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین رابطه (۱۰)، رابطه (۱۲) حاصل می‌شود:

$$\ln(A(f, t) t^\gamma) = -\frac{\pi f}{Q_C} t + \ln(S(f)) \quad (12)$$

بیضی‌گون برای میانگین مسافت رومرکزی Δ است (پولی، ۱۹۸۴؛ هاوسکف و همکاران، ۱۹۸۹؛ کاناس و همکاران، ۱۹۹۵).



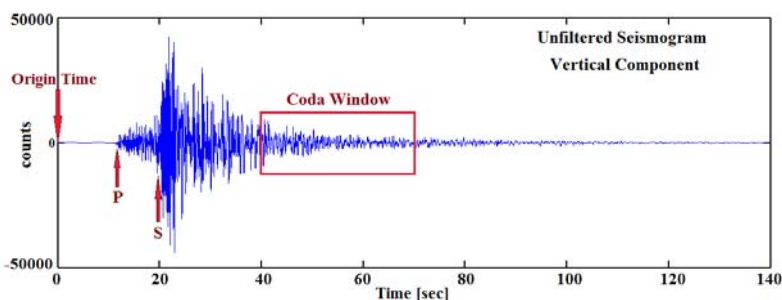
شکل ۷. موقعیت رومرکز مؤلفه قائم ۲۰۰ زمین‌لرزه ثبت شده توسط ایستگاه BNDS با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر و نسبت سیگنال به نوفه بزرگتر از ۳، به همراه تفکیک سه بخش شمال‌شرق، غرب و جنوب هرمزگان.

جدول ۲. برآورد میانگین ضریب کیفیت در هفت بسامد مرکزی به ازای پنج پنجره گذشت زمانی و نیز محاسبه مقادیر Q_0 و n برای هریک از پنجره‌های گذشت زمانی در کل ناحیه هرمزگان. N تعداد لرزه‌نگاشت‌های مورد استفاده و σ انحراف از معیار است.

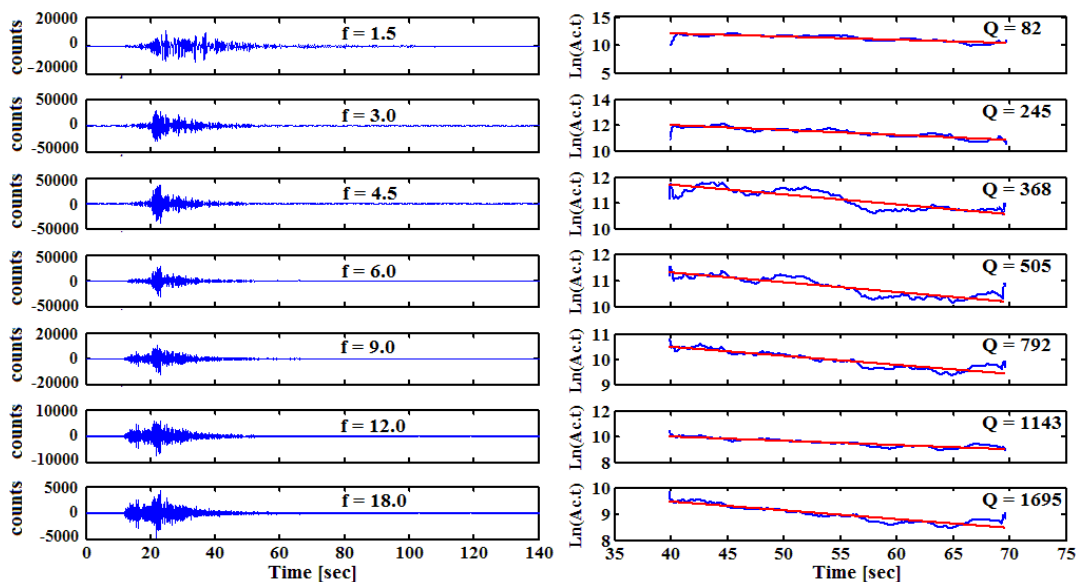
Lapse Time Window	20 sec		30 sec		40 sec		50 sec		60 sec	
	$Q_C \pm \sigma$	N	$Q_C \pm \sigma$	N	$Q_C \pm \sigma$	N	$Q_C \pm \sigma$	N	$Q_C \pm \sigma$	N
1.5 Hz	93±13	11	117±19	21	164±26	51	177±23	61	203±40	88
3.0 Hz	212±29	58	266±47	116	309±57	141	341±58	127	345±59	118
4.5 Hz	310±59	103	389±81	139	456±92	147	484±90	136	498±70	105
6.0 Hz	411±82	124	507±96	138	596±106	135	623±98	133	638±90	114
9.0 Hz	661±139	144	809±159	146	915±151	146	922±105	130	928±101	114
12.0 Hz	954±211	158	1126±214	152	1190±162	139	1207±120	124	1227±135	115
18.0 Hz	1413±272	149	1675±285	151	1814±274	147	1842±219	129	1947±203	100
Q_0	61±9		78±15		108±17		120±16		132±28	
n	1.09±0.19		1.06±0.11		0.97±0.13		0.93±0.11		0.90±0.10	

جدول ۳. محاسبه مقادیر Q_0 و n به ازای هریک از پنجره‌های گذشت زمانی برای شمال شرق، غرب و جنوب هرمزگان.

Lapse Time Window		20 sec	30 sec	40 sec	50 sec	60 sec
Northeastern of Hormuzgan	Q_0	71±26	109±12	120±15	143±26	165±22
	n	1.05±0.19	0.92±0.02	0.93±0.08	0.86±0.05	0.82±0.04
West of Hormuzgan	Q_0	64±2	103±15	113±16	126±22	134±30
	n	1.01±0.19	0.89±0.16	0.87±0.09	0.85±0.08	0.84±0.10
South of Hormuzgan	Q_0	57±9	74±14	101±14	115±19	129±21
	n	1.16±0.21	1.14±0.08	1.04±0.09	0.98±0.08	0.92±0.09



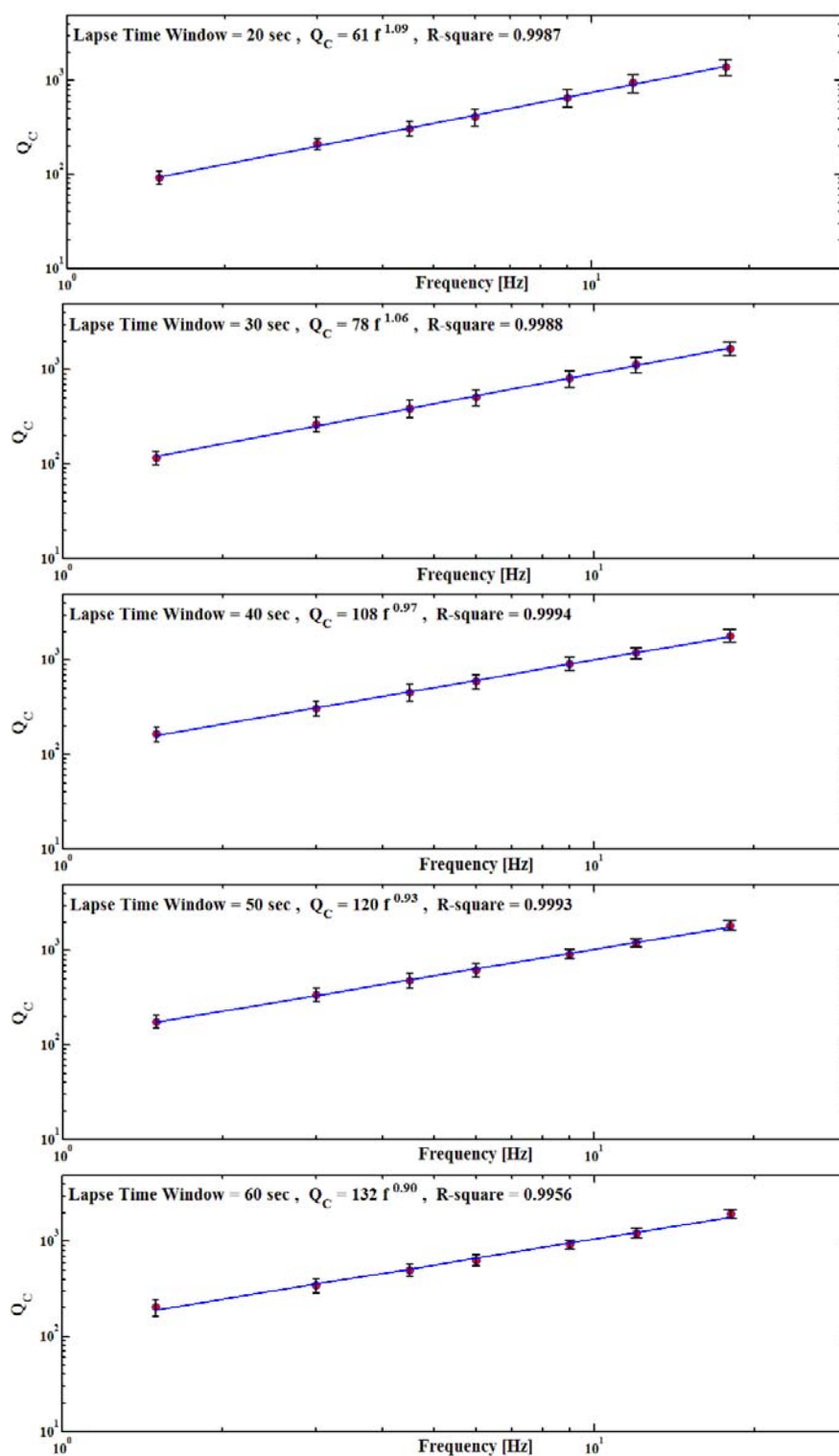
(الف)



(ب)

(ج)

شکل ۸. (الف) لرزه‌نگاشت ثبت شده در ناحیه هرمزگان در تاریخ ۲۰۰۸/۱۰/۲۲ ساعت ۰۹:۱۲:۱۲ (UTC) با بزرگی M_L در موقعیت رومرکزی $26/96^{\circ}N$ $55/81^{\circ}E$ (ب) لرزه‌نگاشت فیلتر میان‌گذر شده و (ج) برازش خط درجه اول بر پوش کدای هموار شده آن در هفت باند بسامدی به ازای پنجره گذشت زمانی ۳۰ ثانیه.



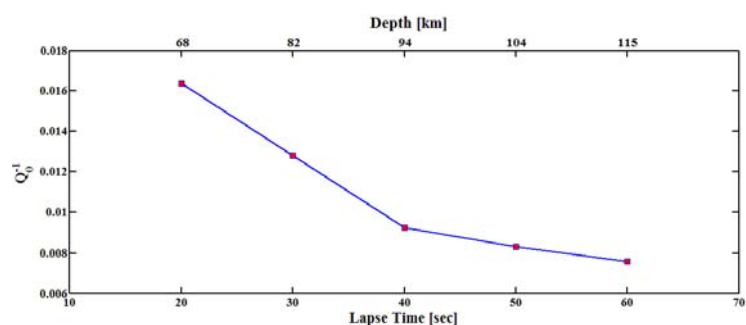
شکل ۹. تعیین روابط وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج کدا برای پنج پنجره گذشت زمانی با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات بر مقادیر میانگین Q_C در هر بسامد، به همراه Error Bar که نشان‌دهنده انحراف از معیار برای مقدار میانگین Q_C در هر بسامد است.

فرآوانی با بزرگی $6/0$ بوده است. از بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های روی داده در سال‌های اخیر می‌توان به یک زمین‌لرزه با بزرگی $6/5$ در 2000 و نیز زمین‌لرزه دیگری با بزرگی $5/6$ در 1993 اشاره کرد (لی و همکاران، 2004). برای ناحیه شمال شرق هند که در زون برخوردی شرق هیمالایا قرار دارد، $Q_C = 52f^{1.32}$ (هزریکا و همکاران، 2009). گسل‌های فعال در این ناحیه مسبب زمین‌لرزه‌های کم‌عمق هستند. در ناحیه کوینا (Koyna Region) که در غرب هند واقع شده است و از نظر لرزه‌خیزی فعال است، $Q_C = 96f^{1.09}$ (گوپتا و همکاران، 1998). برای ناحیه شمال غرب هیمالیا که در شمال هند قرار دارد، $Q_C = 125f^{1.07}$ (کومار و همکاران، 2005). تراست‌های زمین‌ساختی اصلی در ناحیه شمال غرب هیمالیا دارای روند شرقی-غربی هستند درحالی‌که گسل‌های فرعی در این ناحیه با روند شمالی-جنوبی، موجب زیرراندگی صفحه هند به زیر اوراسیا می‌شوند (کومار و همکاران، 2005). لرزه‌خیزی در شمال غرب هیمالیا عمدتاً ناشی از گسل‌های معکوس است (رائو و همکاران، 2003). در ناحیه کچ (Kachchh Region) واقع در گوجرات (Gujarat) که در غرب هند قرار دارد، $Q_C = 148f^{1.01}$ (شارما و همکاران، 2008). برای سپر جنوب هند (South Indian Shield)، $Q_C = 460f^{0.83}$ (راماکریشنا و همکاران، 1997). در ناحیه شمال شبه جزیره ایبریا (Iberian Peninsula) که در جنوب غرب اروپا واقع شده است، $Q_C = 600f^{0.45}$ (پوجادس و همکاران، 1991) و همچنین، در سپر کانادا که یک ناحیه پایدار زمین‌ساختی است، $Q_C = 900f^{0.2}$ (هاسیگاوا، 1985). مقایسه رابطه بسامدی Q_C برآورد شده به ازای پنجره گذشت زمانی 30 ثانیه در ناحیه هرمزگان با دیگر مناطق، در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

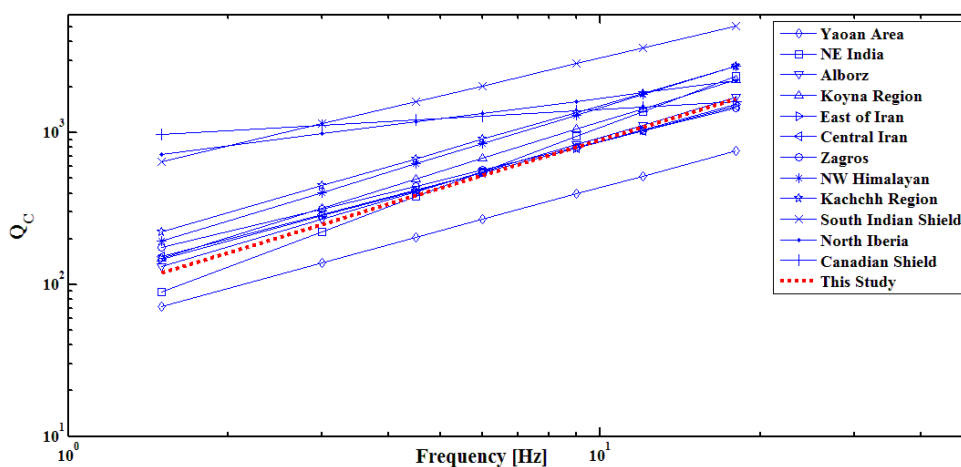
نصف محور بزرگ این بیضی‌گون، $a_1 = ct/2$ است که t میانگین گذشت زمانی و C سرعت موج برشی است. میانگین گذشت زمانی به صورت $t = t_{start} + W/2$ تعریف می‌شود که t_{start} زمان سیر امواج کدا، W طول پنجره کدا است. در جدول ۴، عمق‌های برآورد شده به ازای پنجره‌های گذشت زمانی متفاوت، آورده شده است. طبق جدول ۴، برای گذشت زمانی بزرگ‌تر، مقدار Q_C برآوردی از ضریب کیفیت روی یک حجم بزرگ‌تری از بیضی‌گون است.

در شکل ۱۰، تغییرات تضعیف در بسامد مرجع $1/0$ هرترز (Q_0^{-1}) برحسب گذشت زمانی و عمق نشان داده شده است. با افزایش طول پنجره گذشت زمانی و عمق، مقدار Q_0^{-1} کاهش می‌یابد. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، روند کاهشی Q_0^{-1} به ازای پنجره گذشت زمانی 40 ثانیه برابر با عمقی در حدود 94 کیلومتر تغییر می‌کند و Q_0^{-1} با شیب ملایم‌تری کاهش می‌یابد. این امر را می‌توان ناشی از یک مرز ناپیوستگی در این عمق دانست.

در دیگر مناطق ایران و جهان نیز روابط وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج کدا به روش تک‌پراکنش به عقب، برآورد شده است. برای مثال به ازای پنجره گذشت زمانی 30 ثانیه، در البرز $Q_C = 87f^{1.03}$ (رحیمی و همکاران، $2010b$)، زاگرس $Q_C = 124f^{0.85}$ (رحیمی و حمزه‌لو، 2008)، شرق ایران $Q_C = 101f^{0.94}$ (معهود و حمزه‌لو، 2009) و در ایران مرکزی $Q_C = 105f^{0.92}$ (رحیمی و همکاران، $2010b$). در ناحیه یوآن (Yaoan Area) واقع در استان یونن (Yunnan Province) که در جنوب غرب چین قرار گرفته است، $Q_C = 49f^{0.95}$ (لی و همکاران، 2004). این ناحیه که ناحیه‌ای لرزه‌خیز است شاهد زمین‌لرزه‌های



شکل ۱۰. چگونگی روند کاهش Q_0^{-1} برحسب افزایش طول پنجره گذشت زمانی و عمق.



شکل ۱۱. مقایسه رابطه وابستگی بسامدی Q_C در ناحیه هرمزگان با دیگر مناطق، به ازای پنجره گذشت زمانی ۳۰ ثانیه.

جدول ۴. برآورد عمق بیضی‌گون به ازای پنجره‌های گذشت زمانی متفاوت برای کل ناحیه هرمزگان.

Lapse Time Window [sec]	a_1 [km]	a_2 [km]	Ellipsoidal Depth [km]
20	84	53	68
30	93	67	82
40	102	79	94
50	110	89	104
60	119	100	115

غربی به ترتیب $Q_S = (62 \pm 5) f^{(0.66 \pm 0.04)}$ و همچنین، رابطه وابستگی بسامدی امواج کدا برای ناحیه هرمزگان از روی

نتیجه‌گیری ۵ رابطه وابستگی بسامدی Q_S برآورد شده برای ناحیه هرمزگان از روی هر دو مؤلفه شمالی-جنوبی و شرقی-

زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی، همانند ناحیه هرمزگان فعال هستند.

منابع

غلامزاده، ع.، ۱۳۸۸، مطالعه لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت در زون زاگرس شرقی، پایان‌نامه دکتری زلزله‌شناسی،

پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

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

Aki K., 1980, Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys: Earth Planet Inter.*, **21**, 50-60.

Aki, K. and Chouet, B., 1975, Origin of Coda waves: source, attenuation and scattering effects: *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.

Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, A history of Persian earthquakes: Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Canas, J. A., Pujades, L., Blanco, M. J., Soler, V. and Carracedo, J. C., 1995, Coda-Q distribution in the Canary Islands: *Tectonophysics*, **246**, 245-261.

Chung, T. W., and Sato, H., 2001, Attenuation of high-frequency P and S waves in the crust of Southeastern South Korea: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**(6), 1867-1874.

Del Ben, A., Gargano, C. and Lentini, R., 1996, Ricostruzione strutturale e stratigrafica dell'area dello Stretto di Messina mediante analisi comparata dei dati geologici e sismici: *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **51**, 703-717.

Giampiccolo, E., Gresta, S., and Rasconà, F., 2004, Intrinsic and scattering attenuation from observed seismic codas in Southeastern Sicily (Italy): *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **145**, 55-66.

Gupta, H. K., 1985, The present status of the reservoir-induced seismicity with the special emphasis on Koyna earthquake: *Tectonophysics*, **118**, 257-507.

Gupta, H. K., Rastogi, B. K., and Narain, H., 1972, Some discriminatory characteristics of earthquakes near the Kariba, Kremasta and Koyna Artificial Lakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **62**, 493-507.

Gupta, H. K., Harinarayana, T., Kousalya, M., Mishra, D. C., Mohan, I., Rao, N. P., Raju, P.

مؤلفه قائم به ازای پنجره‌های گذشت زمانی ۲۰، ۳۰، ۴۰،

۵۰ و ۶۰ ثانیه به ترتیب؛ $Q_C = (61 \pm 9) f^{(1.09 \pm 0.19)}$

، $Q_C = (108 \pm 17) f^{(0.97 \pm 0.13)}$ ، $Q_C = (78 \pm 15) f^{(1.06 \pm 0.11)}$

و $Q_C = (132 \pm 28) f^{(0.90 \pm 0.10)}$ و $Q_C = (120 \pm 16) f^{(0.93 \pm 0.11)}$

است. در همه روابط به‌دست آمده، مقادیر ضریب کیفیت در بسامد مرجع ۱/۰ هرتز (Q_0)، کمتر از ۲۰۰ است.

بنابراین، ناحیه هرمزگان علاوه بر اینکه از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی بسیار فعال است، دارای تضعیف و ناهمگنی زیادی نیز هست. نتایج به‌دست آمده با ساختار رسوبی و وجود گنبد‌های نمکی در ناحیه هرمزگان مطابقت دارد.

طبق جدول ۳، مقدار ضریب کیفیت برآورد شده برای امواج کدا از بخش شمال‌شرق هرمزگان به سمت غرب و جنوب هرمزگان (جزیره قشم) کاهش می‌یابد. به‌عبارت‌دیگر جزیره قشم دارای بیشترین تضعیف است که دلیل این امر را می‌توان ناشی از رسوبات نرم و گنبد‌های نمکی شایع در این بخش دانست. درحالی‌که بخش شمال‌شرق هرمزگان که دارای پوشش رسوبی سخت‌تری است، مقدار تضعیف کمتری را نشان می‌دهد.

رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی به روش نرمال‌سازی کدا در ناحیه هرمزگان همانند روابط به‌دست آمده برای نواحی اردبیل و آوج در شمال غرب ایران (مقدار Q_0 کمتر از ۲۰۰) و مشابه برخی مناطق جهان مانند ناحیه تنگه مسینا در جنوب ایتالیا، نواحی کوینا و کچ در هند و ناحیه گنتو در ژاپن است. همچنین، روابط وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج کدا به روش تک‌پراکنش به عقب برآورد شده در ناحیه هرمزگان با روابط به‌دست آمده برای زاگرس، البرز، شرق ایران و ایران مرکزی مطابقت دارد (مقدار Q_0 کمتر از ۲۰۰).

همچنین، مشابه برخی مناطق جهان مانند ناحیه یوآن در چین، ناحیه شمال غرب هند، نواحی کوینا و کچ در هند و ناحیه شمال غرب هیمالیا است. همه این مناطق از نظر

- Lee, S. M., 1974, The tectonic setting of Korea, with relation to plate tectonics: *J. Geol. Soc. Korea*, **10**, 25-36.
- Lentini, F., Carbone, S., Catalano, S., Di Stefano, A., Gargano, C., Romeo, M., Strazzulla, S. and Vinci, G., 1995, Sedimentary evolution of Neogene basins in mobile belts: examples from Tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts. (NE Sicily): *Terra Nova*, **7**, 161-170.
- Li B. J., Qin J. Z., Qian X. D., and Ye J. Q., 2004, The coda attenuation of the Yao'an area in Yunnan Province: *Acta Seismol. Sin.*, **17**, 47-53.
- Ma'hood, M., and Hamzehloo, H., 2009, Estimation of coda wave attenuation in East Central Iran: *J Seismol.*, **13**, 125-139.
- Mak, S., Chan, L. S., Chandler, A. M., and Koo, R. C. H., 2004, Coda Q estimates in the Hong Kong region: *Journal of Asian Earth Sciences*, **24**, 127-136.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H. and Van Gorp, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran: *Geophys. J. Int.*, **170**, 436-440.
- Mirzaei, N., Mengtan, G., and Yuntai, C., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces: *Journal of Earthquake Prediction Research*, **7**, 465-495.
- Molinaro, M., Guezou, J. C., Leturmy, P., Eshraghi, S. A., and Frizon de Lamotte, D., 2004, The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran): *Mar. Petrol. Geol.*, **21**, 735-752.
- Mukhopadhyay, S., Sharma, J., Massey, R. and Kayal, J. R., 2008, Lapse-Time dependence of Coda Q in the source region of the 1999 Chamoli Earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 2080-2086.
- Mukhopadhyay, S., and Tyagi, C., 2008, Variation of intrinsic and scattering attenuation with depth in NW Himalayas: *Geophys. J. Int.*, **172**, 1055-1065.
- Parvez, I. A., Sutar, A. K., Midula, M., Mishra, S. K., and Rai, S. S., 2008, Coda Q estimates in the Andaman Islands using local earthquakes: *Pure Appl. Geophys.*, **165**, 1861-1878.
- Polatidis, A., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P., and Margaris, B., 2003, Attenuation of shear-
S., Rastogi, B. K., Reddy, P. R. and Sarkar, D., 2001, Bhuj earthquake of 26 January 2001: *J. Geol. Soc. Ind.*, **57**, 275-278.
- Gupta, S. C., Teotia, S. S., and Gautam, N., 1998, Coda-Q estimates in the Koyna region, India: *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 713-731.
- Hasegawa H. S., 1985, Attenuation of Lg waves in the Canadian Shield: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**, 1569-1582.
- Havskov, J., Malone, S., Mc Clury, D. and Crosson, R., 1989, Coda-Q for the state of Washington: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **79**, 1024-1038.
- Havskov, J. and Ottemoller, L., 2003, Seisan: the earthquake analysis software for windows, Solaris, Linux and MacOSx version 8.0: pp. 244.
- Hazarika, D., Baruah, S. and Gogoi, N. K., 2009, Attenuation of coda waves in the Northeastern region of India: *J. Seismol.*, **13**, 141-160.
- Hessami, K., Jamali, F. and Tabassi, H., 2003, Major active faults of Iran: Seismotectonic Department, Seismology Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Jackson, J., and Fitch, T., 1981, Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in the Zagros Mountains (Iran): *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **64**, 561-586.
- Jackson, J., and Mckenzie, D. P., 1984, Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **77**, 185-264.
- Kamalian, N., Hamzehloo, H., and Ghasemi, H., 2007, S-wave attenuation and spectral decay parameter for the Avaj region, Iran: *Iranian Journal of Science & Technology, Transaction A*, 31, No. A1.
- 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: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**, 1070-1078.
- Kinoshita, S., 1994, Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 1387-1396.
- Kumar, N., Parvez, I. A., and Virk, H. S., 2005, Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **151**, 243-258.

- Sato, H., 1977, Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation: *J. Phys. Earth*, **25**, 27-41.
- Sato, H., and Fehler, M. C., 1998, *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*: Springer Verlag, New York.
- Sharma, B., Gupta, A. K., Devi, D. K., Kumar, D., Teotia, S. S., and Rastogi, B. K., 2008, Attenuation of high-frequency seismic waves in Kachchh region, Gujarat, India: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**(5), 2325-2340.
- Sharma, B., Teotia, S. S., and Kumar, D., 2007, Attenuation of P, S, and coda waves in Koyna region, India: *J. Seismol.*, **11**, 327-344.
- Szabo, F. and Kheradpir, A., 1978, Permian and Triassic stratigraphy, Zagros Basin, south-west Iran: *J. Pet. Geol.*, **1**, 57-82.
- Talebian, M., and Jackson, J., 2004, A reappraisal of earthquake focal mechanism and active shortening in the Zagros mountains of Iran: *Geophys. J. Int.*, **156**, 506-526.
- Tselentis, G. A., 1998, Intrinsic and scattering seismic attenuation in W. Greece: *Pure Appl. Geophys.*, **153**, 703-712.
- Tuvè, T., Bianco, F., Ibáñez, J., Patané, D., Pezzo, E. D., and Bottari, A., 2006, Attenuation study in the Straits of Messina area (southern Italy): *Tectonophysics*, **421**, 173-185.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman: *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
- Wong, V., Rebollar, C. J., and Mungul, L., 2001, Attenuation of Coda waves at the Tres Virgenes volcanic area, Baja California Sur, Mexico: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**, 683-693.
- Wu, J., Jiao, W., Ming, Y., and Su, W., 2006, Attenuation of Coda waves at the Changbaishan Tianchi volcanic area in Northeast China: *Pure Appl. Geophys.*, **163**, 1351-1368.
- 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.
- waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz: *Tectonophysics*, **367**, 29-40.
- Pujades, L., Canas, J. A., Egozcue, J. J., Puigvi, M. A., Pous, J. and Gallart, J., 1991, Coda Q distribution in the Iberian Peninsula: *Geophys. J. Int.*, **100**, 285-301.
- Pulli, J. J., 1984, Attenuation of Coda waves in New England: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74**, 1149-1166.
- Rahimi, H., and Hamzehloo, H., 2008, Lapse time and frequencydependent attenuation of coda waves in the Zagros continental collision zone in Southwestern Iran: *J. Geophys. Eng.*, **5**, 173-185.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., and Kamalian, N., 2010a, Estimation of Coda and shear wave Attenuation in the Volcanic area in SE Sabalan mountain, NW Iran: *Acta Geophys.*, **58**, 244-268.
- Rahimi, H., Motaghi, K., Mukhopadhyay, S., and Hamzehloo, H., 2010b, Variation of coda wave attenuation in the Alborz region and central Iran: *Geophys. J. Int.*, **181**, 1643-1654.
- Ramakrishna Rao C. V., Seshamma N. V., and Mandal P., 1997, Estimation of coda Q and spectral characteristics of some moderate earthquakes of southern India Peninsula: Presentation at the Bulletin of the Seismological Society of America Meet, Tokyo, Japan.
- Rao, N. P., Kumar, M. R., and Tsukuda, T., 2003, Current deformation of the Himalaya-Tibet-Burma seismic belt: inferences from seismic activity and strain rate analysis, *J. Geodyn.*, **36**, 485-496.
- Rastogi, B. K., 2004, Damage due to the Mw 7.7 Kutch, India earthquake of 2001: *Tectonophysics*, **390**, 85-103.
- Rautian, T. G., and Khalturin, V. I., 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **68**, 923-948.
- Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., Yamini-Fard, F., Peyret, M. and Abbassi, M., 2010, The transition between Makran subduction and the Zagros collision: recent advances in its structure and Active deformation: *Geological Society of London, Special Publication*, **330**, 43-64.