

## بر آورد ضریب کیفیت موج برشی ( $Q_s$ ) برای شرق ایران

نرگس افسری<sup>۱\*</sup>، سید امین یحیی زاده واقفی<sup>۲</sup>، فتنه تقی زاده فرهمند<sup>۳</sup>

۱- استادیار، گروه مهندسی عمران، واحد نوشهر، دانشگاه آزاد اسلامی، نوشهر، ایران

۲- کارشناسی ارشد، گروه مهندسی عمران، واحد نوشهر، دانشگاه آزاد اسلامی نوشهر، ایران

۳- دانشیار، گروه فیزیک، واحد قم، دانشگاه آزاد اسلامی، قم، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۲۱



تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۰۴

### چکیده

کاهیدگی امواج لرزه‌ای در زمین، یکی از خواص مهم ساختار زمین بشمار می‌آید و مطالعات انجام شده بر روی آن نشان می‌دهد که کاهیدگی امواج لرزه‌ای با لرزه‌خیزی، زمین ساخت و ویژگی‌های فیزیکی محیط انتشار امواج ارتباط دارد و به صورت عکس ضریب کیفیت ( $Q$ ) بیان می‌شود. هدف از این پژوهش، برآورد ضریب کیفیت موج برشی به روش کاهش طیفی برای خراسان رضوی و خراسان جنوبی، محصور به ۳۶-۳۲ درجه عرض شمالی و ۶۲-۵۶ درجه طول شرقی است که در ایالت لرزه‌زین ساختی شرق-ایران مرکزی قرار دارد و بارها توسط زمین لرزه‌های مخرب، ویران شده است. بدین منظور، ضریب کیفیت امواج برشی ( $Q_s$ ) برای هفت باند فرکانسی ۲-۱، ۴-۲، ۶-۳، ۸-۴، ۱۲-۶، ۱۶-۸ و ۲۴-۱۲ هرتز با بسامدهای مرکزی ۱/۵، ۳، ۴/۵، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۸ هرتز برای گستره مورد مطالعه با استفاده از داده‌های شتابنگاری ثبت شده از زمین لرزه ۱۰ مه سال ۱۹۹۷ میلادی قائن اردکول، توسط شبکه شتابنگاری، وابسته به مرکز تحقیقات مسکن و شهرسازی (BHRC)، برآورد شده است. بر اساس نتایج به دست آمده، رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج مستقیم S برای مولفه  $T = 85 f^{0.86}$ ،  $Q_s$ ، و برای مولفه L،  $Q_s = 60.93 f^{1.15}$  است. همچنین رابطه وابستگی بسامدی میانگین ضریب کیفیت امواج برشی دو مولفه افقی به صورت  $Q_s = 71.72 f^{1.01}$  بدست آمده است. مقدار ضریب کیفیت بدست آمده در بسامد مرجع ۱/۰ هرتز ( $Q_0$ ) کمتر از ۲۰۰ است. این امر نشان دهنده آن است که ناحیه مورد بررسی علاوه بر اینکه از نظر زمین ساختی و لرزه‌خیزی کاملاً فعال است و دارای کاهیدگی و ناهمگنی زیادی می‌باشد. نتایج بدست آمده با ساختار رسوبی منطقه مطابقت دارد. همچنین نتایج به دست آمده در این مطالعه برای  $Q_0$  و رابطه وابستگی فرکانسی، با پژوهش‌های انجام گرفته برای دیگر مناطق لرزه‌خیز ایران (مانند آوج، اردبیل واقع در شمال غرب ایران) و برخی نقاط دیگر جهان (مانند منطقه کانتو در ژاپن، ناحیه کچ در گجرات هند)، همخوانی خوبی دارد و جذب زیاد و ضریب کیفیت کوچک برآورد شده برای گستره مورد مطالعه قابل انتظار است. زیرا به طور کلی مناطقی که از نظر زمین ساختی و زمین شناسی مشابهند، مقادیر ضریب کیفیت و وابستگی فرکانسی مشابهی دارند.

**کلید واژه‌ها:** کاهیدگی - ضریب کیفیت  $Q$  - شرق ایران - شبکه شتابنگاری - جذب ذاتی.

## ۱. مقدمه

امواج لرزه‌ای در هنگام عبور از یک محیط واقعی مانند زمین با شرایط غیرکشسان، ناهمگن و ناهمسانگرد مواجه می‌شوند، که بر نحوه انتشار و انرژی آنها تأثیر خواهد گذاشت و می‌توان با مطالعه تأثیر هر کدام از این عوامل بر روی لرزه‌نگاشت‌ها، به اطلاعات فراوانی از ساختار درون زمین دست پیدا کرد. به‌طور کلی، انرژی امواج لرزه‌ای حاصل از زمین لرزه، با افزایش فاصله از چشمه لرزه‌ای، کاهش می‌یابد و در نتیجه آن، کاهش دامنه امواج لرزه‌ای، با افزایش مسافت پیموده شده را به دنبال خواهد داشت. عوامل مختلفی موجب کاهش دامنه امواج لرزه‌ای می‌شوند که از جمله آن‌ها عبارتند از گسترش هندسی، چند مسیر شدن در مرز لایه‌ها (بازتاب، شکست و تبدیل در مرزها)، پراکنش و جذب ذاتی (Lay and Wallace, 1995). افت انرژی امواج لرزه‌ای بر اثر عوامل غیر الاستیکی را جذب ذاتی<sup>۱</sup>، می‌نامند و با تبدیل انرژی امواج لرزه‌ای به انرژی گرمائی، سبب کاهش دامنه امواج می‌شود (Stein and Wysession, 2003). مطالعات نشان می‌دهد که جذب ذاتی تقریباً ناشی از مکانیزم برشی است که با جنبش‌های جانبی شبکه‌ای و مرز دانه‌بندی مربوط می‌باشد (Stein and Wysession, 2003). جذب ذاتی معمولاً با کاهش دامنه نشان داده می‌شود، عکس این کمیت را، ضریب کیفیت ( $Q$ ) می‌نامند. به‌طور کلی ویژگی‌های غیرکشسانی زمین را بر حسب تغییرات شعاعی و جانبی کاهش امواج لرزه‌ای با ضریب کیفیت مشخص می‌کنند که معیاری برای میزان کشسان بودن زمین است و از نظر فیزیکی بدون بُعد است.  $Q$  را میتوان به عنوان کاهش کسری انرژی در هر سیکل نوسان تعریف کرد (به عبارت دیگر:

$$\frac{1}{Q} = \frac{-\Delta E}{2\pi E} \quad (1)$$

مقادیر بزرگ  $Q$ ، جذب کم را نشان می‌دهند. وقتی  $Q=0$ ، جذب خیلی زیاد است. همچنین ضریب کیفیت پایین برای مناطق فعال لرزه‌ای در مقایسه با منطقه پایدار مشاهده شده است (Sato and Fehler, 1998). ضریب کیفیت برای امواج  $P$  در زمین بزرگتر از  $Q$  برای امواج  $S$  می‌باشد (جذب امواج  $S$  بیشتر است). مشخص شده است که برای یک مقدار ثابت  $Q$ ، امواج با فرکانس بالاتر نسبت به امواج با فرکانس پایین‌تر سریعتر جذب می‌شوند؛ به همین دلیل در فاصله‌های نزدیک چشمه زلزله، مولفه‌های با فرکانس بالای امواج زلزله جذب و حذف می‌شوند (Lay and Wallace, 1995). مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که ضریب کیفیت برای امواج لرزه‌ای، در گستره ۰/۰۰۱ تا ۱ هرگز مستقل از فرکانس بوده، اما

سپس با افزایش فرکانس، افزایش می‌یابد (Stein and Wysession, 2003). روش‌های مختلفی برای بدست آوردن ضریب کیفیت امواج  $P$  و  $S$  و کدای زمین لرزه‌های محلی وجود دارد. بعضی از این روش‌ها نسبت به اثرات کاهش حساس‌تر و برخی دیگر حساسیت کمتری دارند. مرسوم‌ترین روش برای اندازه‌گیری  $Q$ ، مقایسه دامنه و محتوای فرکانسی امواج لرزه‌ای است که مسیرهای یکسانی را طی کرده‌اند. این امر موجب حذف اثرات ناشناخته چشمه می‌شود. مطالعات متعددی برای تعیین ضریب کیفیت در شمال شرق و شرق ایران انجام شده است. Ma'hood et al. (۲۰۰۹)، جذب امواج  $P$  و  $S$  را در پوسته شرق و ایران مرکزی بررسی کرده و با استفاده از روش نرمالایز کردن امواج کدا (Yoshimoto et al. 1993) و رابطه بسامدی ضریب کیفیت امواج  $S$  را برای گستره مورد مطالعه به صورت  $Q_S^{-1} = (19 \pm 2)10^{-3} f^{(-1.020.06)}$  تخمین زدند. در سال ۱۳۹۰ شانکی و همکاران، ضریب کیفیت امواج کدا را در زیر شبکه لرزه‌نگاری شمال شرق و شرق ایران را با استفاده از روش (Sato 1977) محاسبه کرده و روابط وابستگی بسامدی ضریب کیفیت، برای خراسان رضوی و خراسان جنوبی به ترتیب  $Q_C = 91 f^{0.88}$  و  $Q_C = 69 f^{0.92}$  را بدست آوردند. همچنین علیخانی و رحیمی (۱۳۹۴) ضریب کیفیت امواج کدا را در گستره شمال شرق ایران با استفاده از روش تک پراکنش به عقب (Aki and Chouet 1975) مطالعه کردند و رابطه بسامدی ضریب کیفیت،  $Q_C = 120 f^{1.01}$  را برای منطقه تخمین زدند. همانطور که ضریب کیفیت امواج برشی ( $Q_S$ ) از جمله پارامترهای ورودی جهت شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین است. در این مطالعه هدف ما ابتدا محاسبه ضریب کیفیت موج برشی ( $Q_S$ ) در پوسته شرق ایران (خراسان رضوی و جنوبی)، با استفاده از روش کاهندگی طیفی (Anderson and Quass, 1988) و سپس تعیین رابطه وابستگی بسامدی آن است.

## ۲. لرزه زمین ساخت گستره مورد مطالعه

فلات ایران از جمله منطقه خراسان رضوی و جنوبی، با قرار گرفتن در کمربند آلپ-همالیا از نظر خطر زمین لرزه جزء مناطق زلزله‌خیز جهان به شمار می‌آید و هر چند وقت یکبار وقوع زلزله‌ای مخرب باعث بروز ویرانی و خسارت مالی و جانی فراوان می‌شود. زمین لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ میلادی قائن-اردکول تأییدی چند، بر ویژگی‌های زمین ساختی ایران زمین است. منطقه مورد مطالعه در این پژوهش در محدوده ۳۲ تا ۳۶ درجه عرض شمالی و ۵۶ تا ۶۲ درجه طول

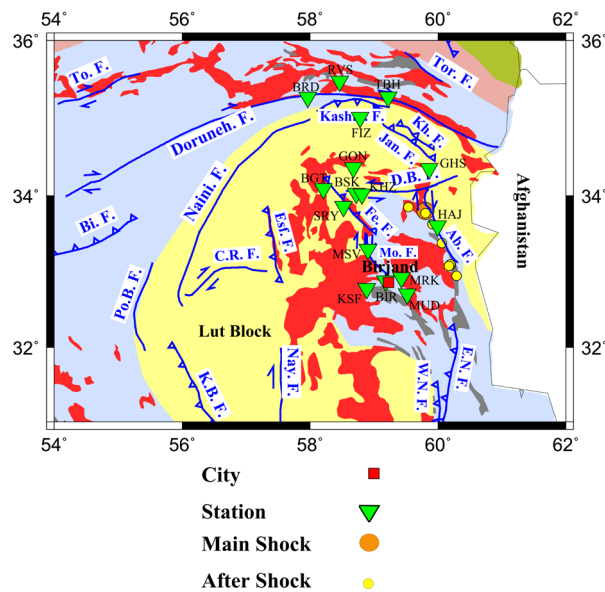
1- Intrinsic absorption

2- Quality factor



شرقی آن آشکارتر است. در این ناحیه به ویژه در مرز تماس با پهنه فلیش های شرق ایران، گسلش، راندگی، خردشدگی و دگرگونی درخور توجه است. در سال های گذشته بلوک لوت جایگاه رخداد زمین لرزه های مخرب و گسلش های مهمی بوده است. الگوی ساختاری حوضه فلیشی شرق ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره ای لوت و هیلمند، و به ویژه غالب شدن زمین ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره ای است. با این حال به نظر می رسد که در این ناحیه راندگی هانقش اساسی دارند. به گونه ای که چین خوردگی سنگ ها پیامد عملکرد راندگی ها است. گسل های فعال متعددی مانند گسل آبیژ، دشت بیاض، نایبند، نهبندان، درونه، کوهبنان و فردوس منطقه مورد مطالعه را متاثر می سازند (شکل ۱).

شرقی است که بر اساس تقسیم بندی ایالت های لرزه زمین ساختی ایران (Mirzaei et al., 1998)، در ایالت لرزه زمین ساختی ایران مرکزی- شرق ایران قرار گرفته است. ایالت لرزه زمین ساختی ایران مرکزی- شرق ایران، پهنه ای درون صفحه ای است که از شمال و شمال شرق به مناطق برخوردی البرز آذربایجان و کپه داغ، از غرب و جنوب غرب به منطقه برخورد قاره ای زاگرس، از جنوب شرق به منطقه فرورانش اقیانوسی- قاره ای مکران و از شرق به بلوک هلمند محدود است (Mirzaei et al., 1998). به جز در امتداد حاشیه فعال جنوبی ایران مرکزی (نوار سهندج- سیرجان) که پوسته ضخامتی در حدود ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر دارد، در نواحی دیگر این ایالت لرزه زمین ساختی ضخامت پوسته بین ۳۶ تا ۵۰ کیلومتر می باشد (Mirzaei et al., 1998). پویا بودن بلوک لوت، به ویژه در حاشیه



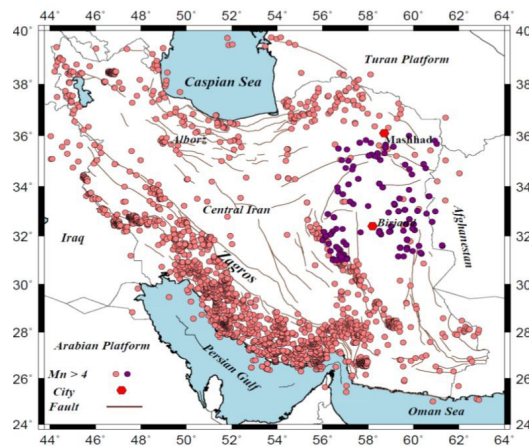
شکل ۱. نقشه گسل های منطقه. گسل خواف، Kh. F، گسل کاشمر، Kashm. F، گسل چشمه رستم، C.R.F، گسل دشت بیاض، D.B.F، گسل جنگل، Jan. F، گسل پشت بادام، Po.B.F، گسل درونه، Doruneh.F، گسل اسفندبار، Esf. F، گسل کوهبنان، K.B.F، گسل نایبی، Naini.F، گسل تربت جام، To. F، گسل نایبند، Nay. F، گسل نه شرقی، E.N.F، گسل آبیژ، Ab. F، گسل فردوس، Fe. F، گسل محمدآباد، Mo. F، گسل نه غربی، W.N.F (Hessami et al. 2003).

۱۵ فوریه سال ۱۵۴۹ میلادی (۱۷ محرم ۹۵۶ هجری) که در اثر وقوع آن ۳۰۰۰ تن جان باختند (Ambraseys and Melville, 1982)، رخ داده است. همچنین از زمین لرزه های دستگاهی مهم رخ داده در منطقه مورد پژوهش می توان به زلزله ۹ شهریور ۱۳۴۷ (۳۱ اوت ۱۹۶۸) دشت بیاض با بزرگای  $M_s=7/4$  و زمین لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ با بزرگای  $M_w=7/3$  در منطقه قائن- اردکول اشاره نمود. شکل ۲ توزیع رومرکز زمین لرزه های محلی رخ داده در منطقه مورد مطالعه، بین سال های ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۶، که توسط شبکه های لرزه نگاری وابسته به مرکز لرزه نگاری کشوری ثبت شده اند، در مقایسه با دیگر مناطق ایران را نشان می دهد. دایره های توپر بنفش و دایره های توپر صورتی

بررسی لرزه خیزی استان های خراسان رضوی و خراسان جنوبی در قرن گذشته، نشان دهنده لرزه خیزی بالای این مناطق می باشد. بر اساس مطالعات انجام شده، بخش شرقی ایران مرکزی- شرق ایران (منطقه مورد مطالعه) لرزه خیزی بسیار شدیدتری را نشان می دهد. بیشتر زمین لرزه های ایران مرکزی- شرق ایران کم عمق هستند و به ندرت عمق کانونی بیش از ۳۰ کیلومتر را دارا هستند (Shoja-Taheri and Niazi, 1981). در گستره مورد مطالعه زمین لرزه های تاریخی بزرگی مانند زمین لرزه ۲۱ اکتبر سال ۱۳۳۶ میلادی (۱۴ ربیع الاول ۱۳۳۷ هجری قمری) که در اثر آن بیش از ۲۰۰۰۰ تن جان خود را از دست دادند (Ambraseys and Melville, 1982)، و همچنین زمین لرزه



رنگ به ترتیب، رومرکز زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه و در بقیه منطقه‌های دیگر ایران را نشان می‌دهند. همانطور که از شکل پیداست، گستره مورد مطالعه از پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی برخوردار است.



شکل ۲. لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه در مقایسه با بقیه مناطق ایران نمایش داده شده است. داده‌ها توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به ثبت رسیده‌اند (از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۶ با بزرگای بیش از ۴ در مقیاس ناتلی). دایره‌های توپر بنفش و دایره‌های توپر صورتی رنگ به ترتیب، رومرکز زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه و در بقیه منطقه‌های دیگر ایران را نشان می‌دهند. همانطور که از شکل پیداست، گستره مورد مطالعه (ایران مرکزی و شرق ایران) از پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی برخوردار است (برگرفته از سایت مرکز لرزه‌نگاری کشوری، ۱۳۹۷).

### ۳. داده‌ها و روش کار

تحقیقات مسکن و شهرسازی (BHRC) ثبت شده‌اند، استفاده شد. این ایستگاه‌ها که موقعیت آنها (به همراه کد ایستگاه‌ها) در شکل ۳ نمایش داده شده است، مجهز به شتابنگارهای SSA2 بودند. نرخ ثبت داده ۲۰۰ نمونه در ثانیه برای هر کانال است. پاسخ دستگاه از صفر تا پنجاه هرتز بوده و بدین لحاظ زمینه‌های کاربردی وسیعی دارد. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های شتابنگاری مورد استفاده در این مطالعه در جدول ۱ آورده شده است.

در این مطالعه به منظور برآورد ضریب کیفیت امواج برشی (ضریب کیفیت امواج مستقیم S)، از مولفه‌های افقی  $L$  و  $T$  شتابنگاشت‌های Yoshimoto et al. 1993; Chung and Sato, 2001; Kim et al. (2004; Rahimi et al. 2010a) زمین لرزه ۲۰ اردیبهشت ماه ۱۳۷۶ (۱۰ ماه مه سال ۱۹۹۷) قائن-اردکول (قائن بیرجند) و پس لرزه‌های آن، که توسط ایستگاه‌های مجهز به شتابنگاشت‌های سه مؤلفه‌ای مرکز

جدول ۱. مختصات ایستگاه‌های شتابنگاری مورد استفاده در این مطالعه (برگرفته از سایت مرکز تحقیقات مسکن و شهرسازی، ۱۳۹۷)

نام ایستگاه	کد ایستگاه	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	ارتفاع (متر)
باغستان	BGT	34.091	58.281	1520
بیرجند	BIR	32.879	59.208	1534
بردسکن	BRD	35.271	57.966	985
بسک آباد	BSK	34.028	58.722	1774
خضری	KHZ	34.022	58.84	1550
فیض آباد	FIZ	35.013	58.781	951
گناباد	GON	34.365	58.679	307
خوسف	KSF	32.779	58.886	112
سرایان	SRY	33.859	58.525	1465
مرک	MRK	32.921	59.427	1630
مود	MUD	32.706	59.521	1823
ریوش	RVS	35.478	58.465	1640
قاسم آباد	GHS	34.353	59.862	758
حاجی آباد	HAJ	33.605	59.994	1006
تربت حیدریه	TBH	35.274	59.221	1350
موسویه	MSV	33.294	58.906	1397

برای تعیین ضریب کیفیت موج برشی و همچنین دارای سطح نوبه پایینی بودند انتخاب شدند. شتابنگاشت‌های ثبت شده توسط

از میان ۲۵ شتابنگاشت ثبت شده از زلزله اصلی و پس لرزه‌های آن، ۱۰ شتابنگاشت که مولفه‌های  $L$  و  $T$  آنها دارای شکل موج مناسبی



$$c(k) = \left( \frac{1}{k} \sum_{n=1}^k e^2(n) \right)^{1/2} \quad (۳)$$

که در این رابطه  $k = 1, \dots, N$  می‌باشد که  $N$  برابر با تعداد کل نمونه‌ها در سری زمانی شتابنگاشت است. انتهای پنجره موج  $S$ ، زمانی است که سری زمانی  $c(k)$  شروع به کاهش می‌کند (Kinoshita, 1994). بنابراین انتهای پنجره موج برشی مشخص می‌گردد. شکل ۳ (الف تا ت) چگونگی تعیین پنجره موج برشی به روش Kinoshita (۱۹۹۴) بر روی مولفه  $T$ ، زمین‌لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ قانن‌اردکول که در ایستگاه گناباد ثبت شده است، را نشان می‌دهد. زمان شروع پنجره ( $T_s$ ) و زمان پایان پنجره ( $T_e$ ) بر روی شکل مشخص شده است. در این پژوهش، تمام پردازش‌های انجام شده بر روی داده‌ها و محاسبه ضریب کیفیت با استفاده نرم افزار متلب صورت گرفته است.

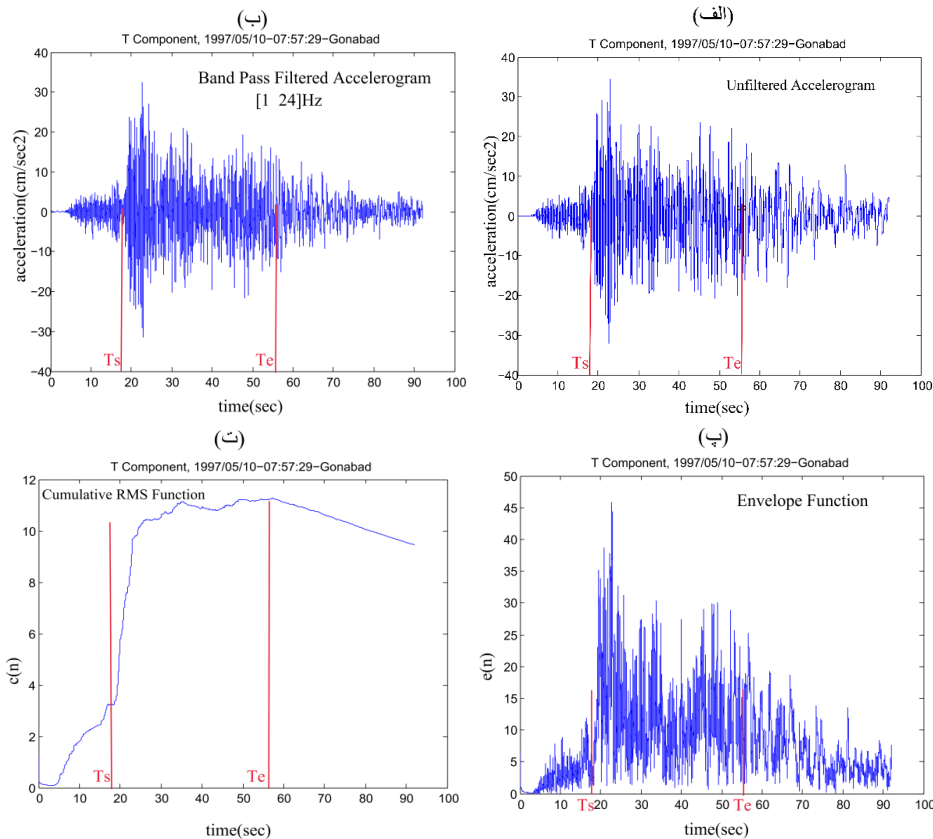
### برآورد $Q_s$ برای منطقه شرق ایران

بعد از تعیین پنجره زمانی موج برشی ( $S$ )، به روش Kinoshita (۱۹۹۴)، تمامی شتابنگاشت‌ها طبق جدول ۲، درهفت باند بسامد، فیلتر میان‌گذر (باترورت مرتبه ۲) شدند. پهنای هر باند برابر با  $\frac{2}{3}$  بسامد مرکزی بود (Wong et al. 2001; Wu et al. 2006; Hazarika et al. 2009; Ma'hood and Hamzehlo, 2009).

ایستگاه‌های KSF، BDK و GHS، به دلیل نامناسب بودن شکل موج مولفه‌های  $L$  و  $T$  و بالا بودن نسبت سیگنال به نوفه، در این مطالعه مورد استفاده قرار نگرفتند. جهت تعیین پنجره موج برشی، شروع موج  $S$  را به صورت مشاهده‌ای بر روی شتابنگاشت‌ها تعیین کرده و سپس انتهای پنجره، با استفاده از الگوریتم (Kinoshita, 1994)، مشخص شد. بر این اساس برای تعیین پوش شتابنگاشت، ابتدا بر روی شتابنگاشت  $e(n)$  فیلتر میان‌گذر  $0.5-24/0$  هرتز باترورت مرتبه ۲ به منظور از بین بردن انرژی موج سطحی بر روی شتابنگاشت اعمال شد تا سری زمانی  $b(n)$  حاصل گردد که  $n$ ، شماره نمونه در سری زمانی شتابنگاشت است. پوش شتابنگاشت به صورت رابطه ۲ تعریف می‌گردد:

$$e(n) = \left( b^2(n) + H^2(b(n)) \right)^{1/2} \quad (۲)$$

که در آن  $H(b(n))$  تبدیل هیلبرت سری زمانی  $b(n)$  می‌باشد. سری زمانی  $e(n)$  در ابتدای رسید موج  $S$  رفتار افزایشی و در انتهای آن رفتار کاهشی دارد. برای مشخص شدن دقیق انتهای پنجره موج  $S$ ، تابع ریشه میانگین مربعات تجمعی پوش شتابنگاشت  $e(n)$  طبق رابطه ۳ تعریف می‌شود:



شکل ۳. چگونگی تعیین پنجره موج برشی به روش Kinoshita (1994) بر روی مولفه T زمین‌لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ قانن‌اردکول که در ایستگاه گناباد ثبت شده است (زمان شروع پنجره ( $T_s$ ) و زمان پایان پنجره ( $T_e$ )).



جدول ۲. بسامدهای مرکزی، باند بسامدی به همراه بسامدهای پایین و بالای هر باند

بسامد قطع بالا (Hz)	بسامد مرکزی (Hz)	بسامد قطع پایین (Hz)
۲/۰	۱/۵	۱/۰
۴/۰	۳/۰	۲/۰
۶/۰	۴/۵	۳/۰
۸/۰	۶/۰	۴/۰
۱۲/۰	۹/۰	۶/۰
۱۶/۰	۱۲/۰	۸/۰
۲۴/۰	۱۸/۰	۱۲/۰

برحسب بسامد کانونی  $r$  به ازای هفت باند بسامدی محاسبه می شود. با برازش منحنی درجه اول (با شیب  $b$ ) به روش کمترین مربعات به رابطه ۴، مقدار  $Q_s$  طبق رابطه ۵ در هر باند بسامدی برای مولفه های افقی  $L$  و  $T$  به دست می آید.

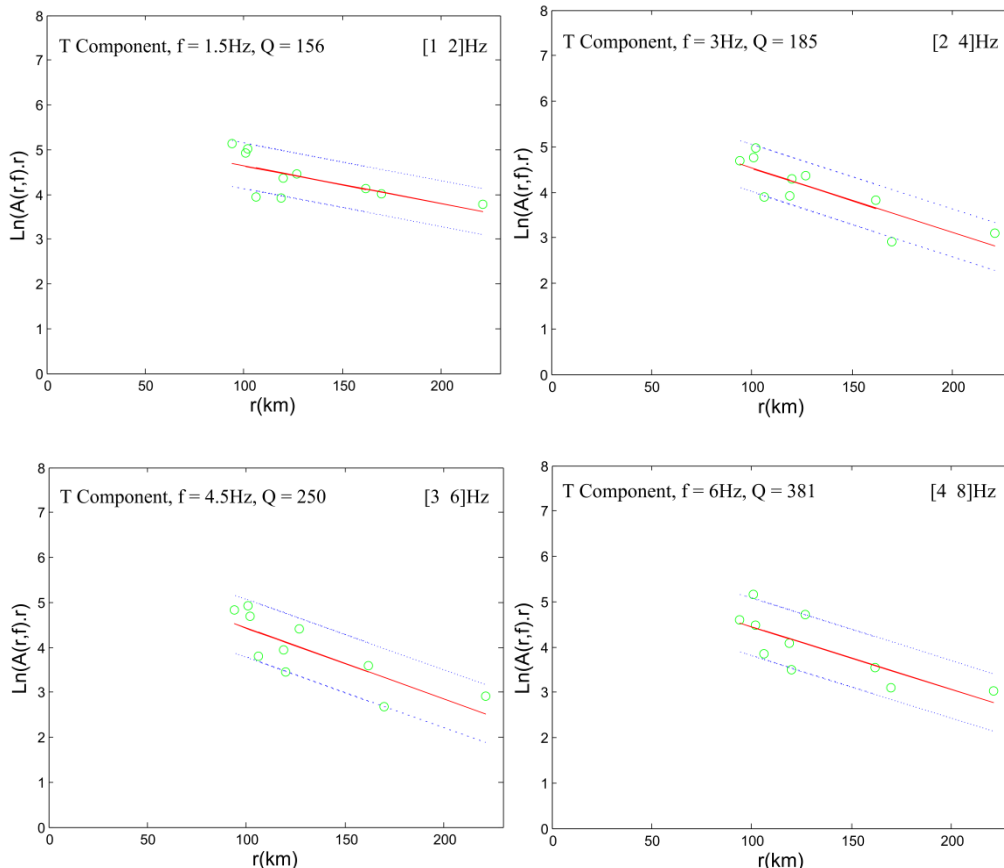
$$Q_s = -\frac{\pi f}{\beta b} \quad (5)$$

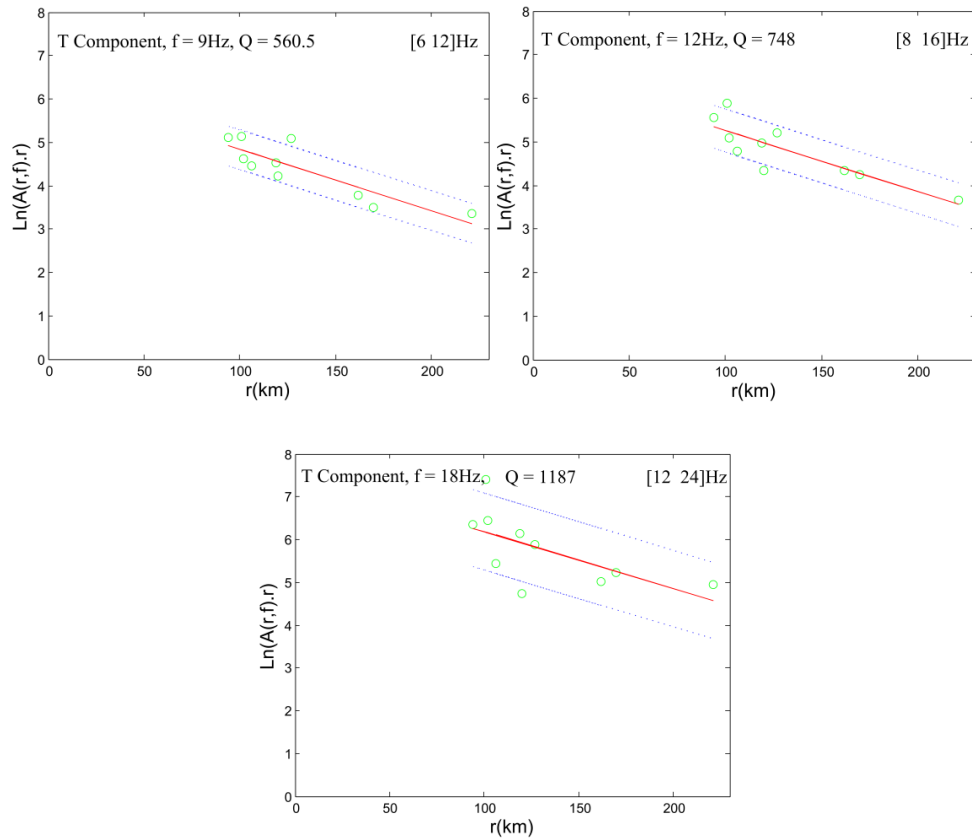
به همین منظور سرعت موج برشی در منطقه مورد مطالعه را به طور میانگین حدود  $3/58 \text{ km/s}$  (رجب بیک و همکاران، ۱۳۹۰) در نظر گرفته شد. شکل های ۴ و ۵ نشان دهنده مقادیر  $Q_s$  در هر باند بسامدی برای مولفه های  $L$  و  $T$  هستند.

پس از فیلتر کردن، مقادیر  $\ln(U_i(f, r) r^\gamma)$  طبق رابطه ۴ (Anderson and Quass, 1988)

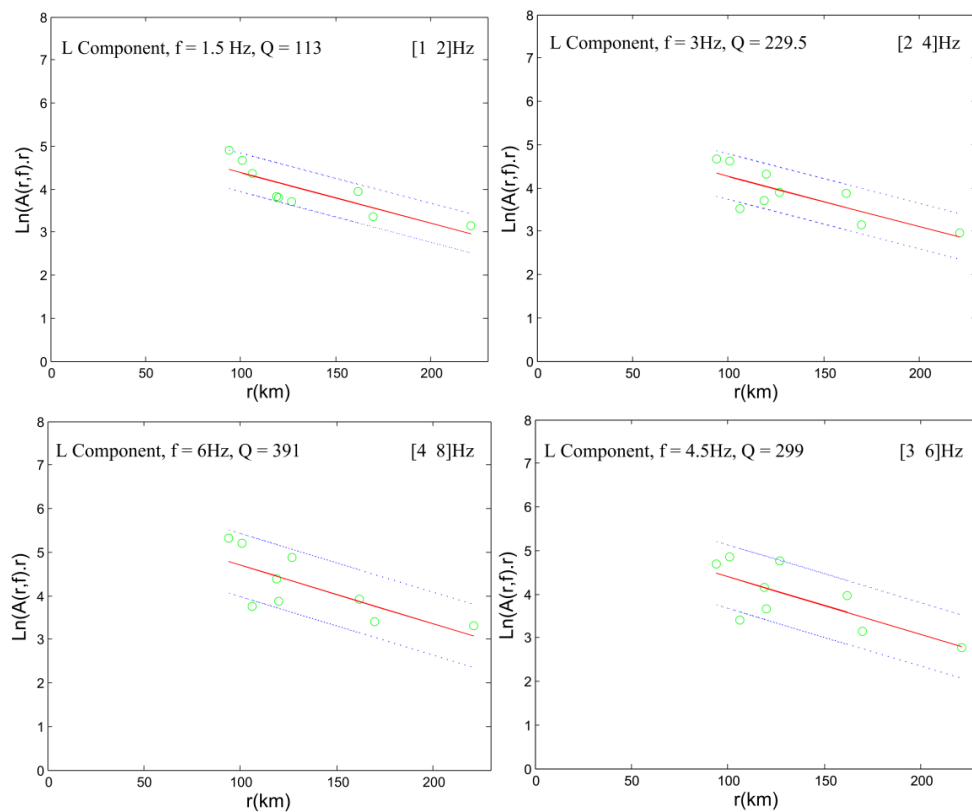
$$\ln(U_i(f, r) r^\gamma) = -\frac{\pi f}{\beta Q_s(f)} r + \ln(S_i(f)) \quad (4)$$

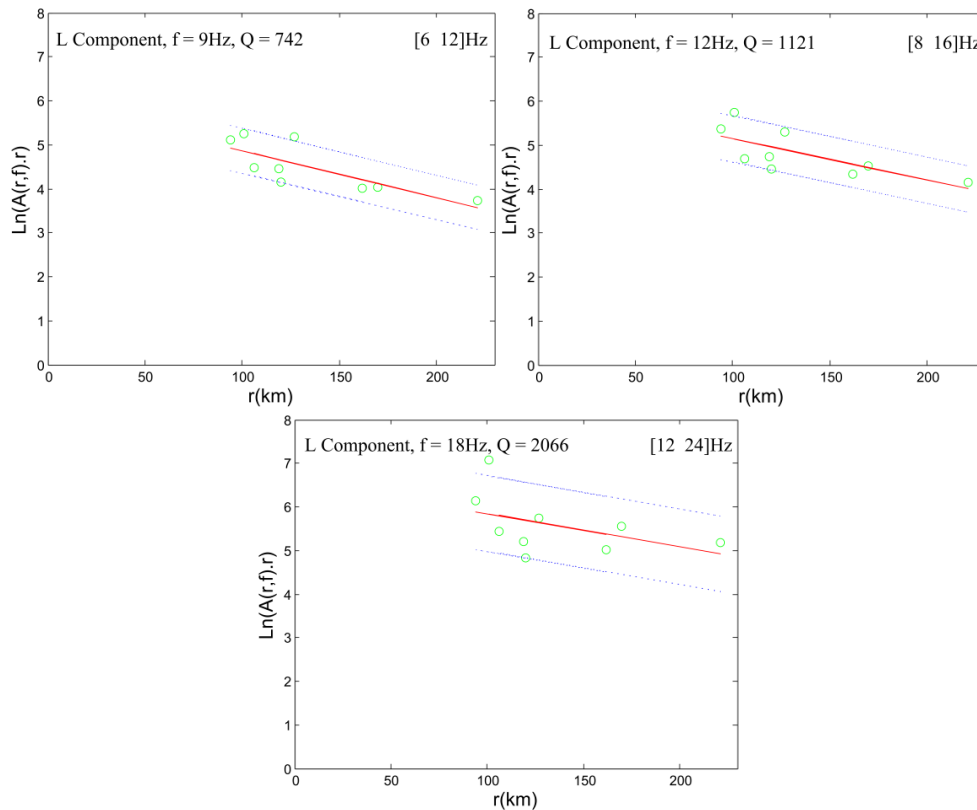
که در آن  $U_i(f, r)$  دامنه طیفی مشاهده ای برای یک بسامد ثابت در فاصله کانونی  $r$  از رویداد  $i$  ام است و  $S_i(f)$  یک کمیت اسکالر که به بزرگی زمین لرزه  $i$  ام مربوط می شود، به ازای ضریب گسترش هندسی  $I = \gamma$  (معادل گسترش هندسی کروی برای امواج حجمی)





شکل ۴. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی بر روی مولفه  $T$ ، در هفت باند بسامدی با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات. دایره های سبز رنگ نشان دهنده، بیشینه دامنه موج برشی مستقیم در پنجره زمانی  $T_s - T_e$ ، به ازای هر باند بسامدی و خطوط نقطه چین آبی رنگ نشان دهنده، انحراف معیار خط اصلی (قرمز رنگ) است.





شکل ۵. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی بر روی مولفه  $L$ ، در هفت باند بسامدی با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات. دایره های سبز رنگ نشان دهنده، بیشینه دامنه موج برشی مستقیم در پنجره زمانی  $T_s - T_e$ ، به ازای هر باند بسامدی و خطوط نقطه چین آبی رنگ نشان دهنده انحراف معیار خط اصلی (قرمز رنگ) است.

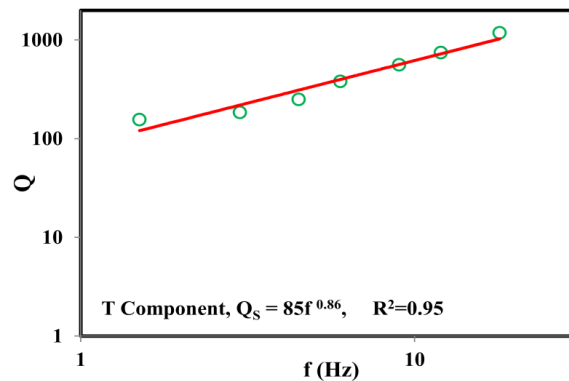
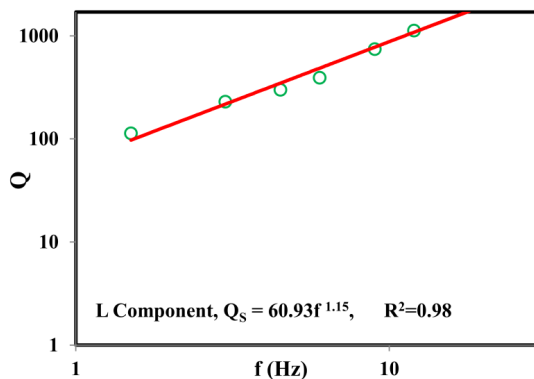
$$\ln(Q) = n(\ln(f)) + \ln(Q_0) \quad (7)$$

در این رابطه شیب خط درجه اول برازش داده شده به روش کمترین مربعات برابر  $n$  است و عرض از مبدا این خط برابر  $\ln(Q_0)$  است. شکل های ۶، رابطه وابستگی بسامدی امواج برشی ( $Q = Q_0 f^n$ )، که با برازش منحنی درجه اول بر مقادیر  $Q_s$  بر حسب بسامد برای هر دو مولفه افقی  $T$  و  $L$  به دست آمده را نشان می دهد.

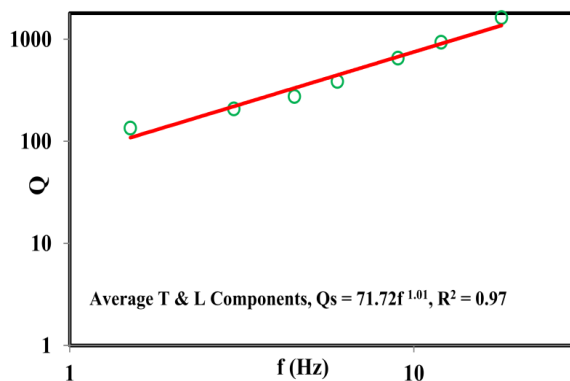
با محاسبه ضریب کیفیت به ازای هر بسامد مرکزی، می توان رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت را به دست آورد:

$$Q = Q_0 f^n \quad (6)$$

در این رابطه،  $Q_0$  ضریب کیفیت در بسامد مرجع  $1/0$  هر ترمز می باشد و  $n$  پارامتر بسامدی است. با گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین رابطه ۶، رابطه ۷ بدست می آید







شکل ۶. رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی  $Q_s$  برای مقادیر میانگین دو مولفه افقی  $T$  و  $L$  بر حسب بسامد برای منطقه شرق ایران. با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات بر مقادیر  $Q_s$  بر حسب بسامد.

در جدول ۳، مقادیر  $Q_s$  برای ناحیه مورد مطالعه به ازای هفت باند بسامدی به همراه مقادیر  $Q_0$  و  $n$  برای هر دو مولفه افقی  $T$  و  $L$  و نیز مقادیر میانگین مقادیر  $Q_s$  آورده شده است. نهایتاً میانگین مقادیر

جدول ۳. مقادیر ضریب کیفیت موج برشی در هفت بسامد مرکزی به همراه مقادیر  $Q_0$  و  $n$  برای دو مولفه افقی و نیز میانگین آن‌ها

متوسط $Q_s$	مولفه $L$ ، $Q_s$	مولفه $T$ ، $Q_s$	بسامد مرکزی (Hz)
۱۳۴/۵	۱۱۳	۱۵۶	۱/۵
۲۰۷/۲۵	۲۲۹/۵	۱۸۵	۳
۲۷۴/۵	۲۹۹	۲۵۰	۴/۵
۳۸۶	۳۸۱	۳۹۱	۶
۶۵۱/۲۵	۷۴۲	۵۶۰/۵	۹
۹۳۴/۵	۱۱۲۱	۷۴۸	۱۲
۱۶۲۶/۵	۲۰۶۶	۱۱۸۷	۱۸
۷۱/۷۲	۶۰/۹۳	۸۵	$Q_0$
۱/۰۱	۱/۱۵	۰/۸۶	$n$

#### ۴. بحث

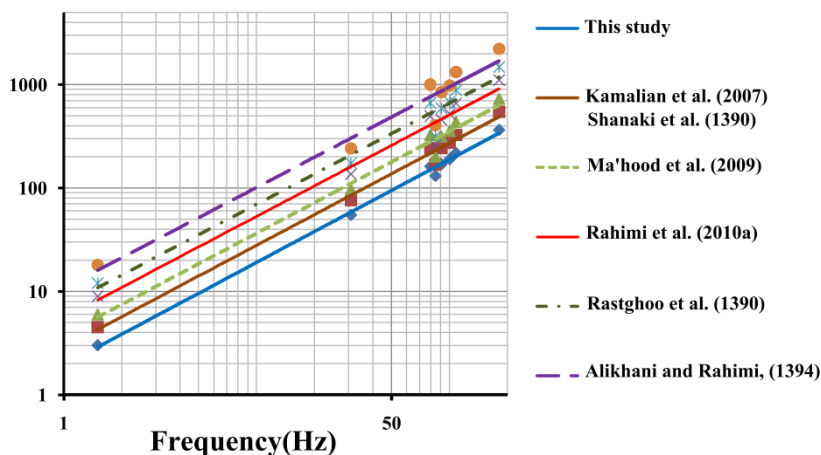
مورد مطالعه بدست آمد (جدول ۳). مشخص شد که برای باند بسامدی تا ۱ تا ۲۴ هرترتز، وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی برای مولفه های افقی  $T$  و  $L$  متوسط آنها برای منطقه شرق ایران را به ترتیب  $Q_s = 85 f^{0.86}$ ،  $Q_s = 60.93 f^{1.15}$  و  $Q_s = 71.72 f^{1.01}$  می توان تخمین زد. مقادیر  $Q_0$  (ضریب کیفیت در بسامد مرجع Hz ۱) و  $\alpha$  نشان دهنده وضعیت تکنیکی منطقه می باشند. نواحی که از نظر لرزه خیزی و زمین ساختی فعال هستند دارای شارش گرمایی نسبتاً بالایی بوده و جذب بیشتری و ضریب کیفیت کمتری نسبت به نواحی پایدار از نظر زمین ساختی دارند. بر اساس این مطالعات،  $Q_0$  در مناطق فعال زمین ساختی، دارای مقادیر کمتر از ۲۰۰ است (مانند مانند منطقه اردبیل واقع در شمال غرب ایران که در یک زون

تضعیف امواج لرزه ای در زمین از ویژگی های مهم ساختار زمین بشمار می آید. یکی از پارامترهای مهم در تحلیل خطر لرزه ای در یک منطقه، شناخت ویژگی های تضعیف و کاهش دامنه امواج لرزه ای با فاصله است. یکی از مفیدترین پارامترهای توصیف این تضعیف، ضریب کیفیت امواج لرزه ای است که از پارامترهای حائز اهمیت در زلزله شناسی می باشد. در این مطالعه تضعیف امواج برشی با استفاده از داده های مربوط به زمین لرزه ۲۰ اردیبهشت ماه سال ۱۳۷۶ (۱۰ مه سال ۱۹۹۷ میلادی) قائن اردکول و پس لرزه های آن مورد بررسی قرار گرفت و مقادیر  $Q_s$  برای مولفه های  $T$  و  $L$  و همچنین میانگین آنها برای ۷ بسامد مرکزی ۱/۵، ۳، ۴/۵، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۸ هرترتز برای گستره

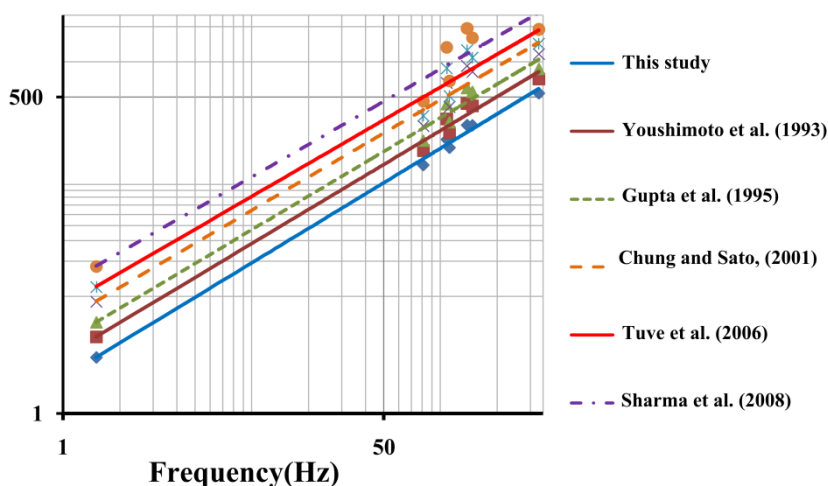


(Ma'hood Kamalian et al. 2007)، منطقه شرق ایران مرکزی (Ma'hood Rahimi et al. 2009)، منطقه اردبیل واقع در شمالغرب ایران (Rahimi et al. 2010a)، منطقه شمال شرق و شرق ایران (شانکی و همکاران، ۱۳۹۰)، منطقه ناحیه هرمزگان واقع در جنوب ایران (راستگو و همکاران، ۱۳۹۰) و شمال شرق ایران (علیخانی و رحیمی، ۱۳۹۴) و مطالعات انجام شده در نواحی فعال دنیا (شکل ۸) (مانند منطقه کانتو در شرق ژاپن (Yoshimoto et al. 1993)، منطقه گارهاوال هیمالیا در هند (Gupta et al. 1995)، تنگه مسینا در جنوب ایتالیا (Tuve et al. 2006)، منطقه کچ در گوجرات هند واقع در غرب هند (Sharma et al. 2008)، مشاهده می کنیم که تخمین ما برای  $Q_0$  و  $n$  در گستره مورد مطالعه، در محدوده بدست آمده برای مناطق فعال دیگر نقاط مختلف دنیا است و این تاییدی بر درستی نتایج این مطالعه است.

زمین ساختی فشارشی قرار دارد)، در حالی که در مناطق غیر فعال زمین ساختی و پایدار (مانند بخش جنوب شرقی کره جنوبی، که دور از مرز صفحات فعال لرزه خیز قرار داشته و از نظر لرزه زمین ساختی پایدار است (Chung and Sato, 2001) دارای مقادیر بیشتر از ۶۰۰ می باشد. با توجه به میانگین رابطه بسامدی به دست آمده در این مطالعه  $Q_0$  کمتر از ۲۰۰ به دست آمده ( $Q_0 = 72/71$ )، این امر نشان دهنده آن است که منطقه مورد بررسی از نظر زمین ساختی و لرزه خیزی توان بالایی دارد. وجود گسل هایی مانند گسل درونه، گسل نایبند، فردوس، گسل دشت بیاض، گسل آبیز در منطقه که همواره زمین لرزه های بزرگی را بوجود آورده اند نتیجه بدست آمده برای  $Q_0$  دور از انتظار نیست. همچنین از مقایسه نتایج بدست آمده در این مطالعه برای ضریب کیفیت موج برشی با نتایج مطالعات انجام شده در نواحی مختلف ایران (شکل ۷) (مانند منطقه آوج



شکل ۷. مقایسه میانگین وابستگی فرکانسی برآورد شده برای منطقه شرق ایران با دیگر مناطق ایران



شکل ۸. مقایسه میانگین وابستگی فرکانسی برآورد شده برای منطقه شرق ایران با دیگر مناطق و جهان



## ۵. نتیجه گیری

در این مطالعه بر اساس تحلیل شتابنگاشت‌های ثبت شده توسط ۱۳ ایستگاه شبکه شتابنگاری وابسته به مرکز تحقیقات مسکن و شهرسازی، از زمین لرزه ۱۹۹۷ قائن-اردکول، ضریب کیفیت امواج برشی ( $Q_s$ ) به صورت تابعی از بسامد در محدوده بسامدی ۱ تا ۲۴ هرتز بدست آمد. نتایج نشان می‌دهد که ضریب کیفیت موج برشی به صورت تابع  $Q_s = 71.72f^{1.01}$  با بسامد افزایش می‌یابد. همچنین نتایج به دست آمده در این مطالعه با نتایج بدست آمده از مطالعات قبلی برای شمال شرق و شرق ایران همخوانی قابل قبولی دارد. در ضمن ضریب کیفیت  $Q_0$  در بسامد مرجع ۱ هرتز، ( $200 <$  گستره مورد مطالعه ( $n = 1/01$ ))، در مقایسه با نتایج حاصل از برآورد ضریب کیفیت بدست آمده برای مناطق فعال لرزه‌زمین‌ساختی دیگر نقاط دنیا، نشان دهنده فعال بودن و لرزه‌خیزی بالای گستره مورد مطالعه است و بیانگر آن است که ویژگی‌های جذب در شرق ایران نزدیک به مناطق فعال دنیا است (جذب بالا و  $Q$  کم).

## تشکر و قدردانی

با سپاس فراوان از شبکه شتابنگاری مرکز تحقیقات مسکن و شهرسازی (BHRC) که در تهیه داده‌های مورد نیاز در این پژوهش، یاری کردند.

## منابع

- راستگو، م.، حمزه‌لو، ح.، رضاپور، م. و رحیمی، ح. ۱۳۹۰. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی و کدا در ناحیه هرمزگان، جنوب ایران. نشریه ژئوفیزیک ایران، جلد ۵، شماره ۴، ۱۳۱-۱۱۱.
- رجب بیگی، ف.، افسری، ن.، تقی‌زاده فرهمند، ف. و قیطانچی، م. ر. مطالعه ساختار پوسته شرق ایران (بیرجند) با استفاده از تابع گیرنده P. نشریه ژئوفیزیک ایران، ۱۳۹۰، جلد ۵، شماره ۱، ۱۳۸-۱۲۴.
- شانکی، ش.، قیطانچی، م. ر.، ابره دری، ح. و میراج، ک. ۱۳۹۰. تعیین ضریب کیفیت زیر شبکه‌های لرزه‌نگاری شمال شرق ایران. نشریه زمین، ۱۳۹۰، دوره ۶، شماره ۲۱، ۶۰-۵۱.
- علیخانی، ع. و رحیمی، ح. ۱۳۹۴. برآورد ضریب کیفیت امواج کدا در شمال شرق ایران. نشریه فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۱، شماره ۱، ۳۳-۲۵.

- Aki, K. and Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysics. Research*, (80): 3322-3342.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982. *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press, Cambridge, 219 p.
- Anderson, J. and Quass, R., 1988, The Mexico Earthquake of September 19, 1985-effect of Magnitude on the Character of Strong Ground Motion: An Example from the Guerrero, Mexico Strong Motion Network, *Earthquak. Spectra*, (4): 635-646.
- Chung, T. W. and Sato, H., 2001. Attenuation of High-Frequency P and S Waves in the Crust of Southeastern South Korea, *Bulletin Seismology Society America*, 91(6): 1867-1874.
- Gupta, S. C., Singh, V. and Ashwani, K. 1995. Attenuation of coda wav in th Garhwal Himalaya, India. *Physics of the Earth and Planetary interior*, (87): 247-253.
- Hazarika, D., Baruah, S. and Gogoi, N. K., 2009, Attenuation of coda waves in the Northeastern region of India: *Journal of Seismology*, (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.
- 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: 63-71.
- 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 the southern Kanto area, Japan, *Bulletin Seismological America*, (84): 1387-1396.
- Lay, T. and Wallace, T.C., 1995. *Modern global seismology*, Academic Press, San Diego.
- Ma'hood, M. and Hamzehloo, H., 2009. Estimation attenuation in East Central Iran, *Journal of Seismology*, (13): 125-139.
- Ma'hood, M., Hamzehloo, H. and Javan Doloei, Gh., 2009. Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of East- Central Iran. *Geophysics Journal International*, Doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04363.x.
- 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.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H. and Kamalian, N., 2010a. Estimation of Coda and Shear wave Attenuation in Volcanic area in SE Sabalan mountain, NW Iran, Acta Geophysics, (58): 244-268.
  - Sato, H. and Fehler, M. C., 1998. Seismic Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth, Springer-Verlag Inc, New Youk, 308pp.
  - 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.
  - Shoja-Taheri, J. and Niazi, M. 1981, Seismicity of the Iranian plateau and bording regions, Seismological Society America Bulletin., 71, 477-489.
  - Stein, S. and Wysession, M., 2003. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, Black Well.
  - Tuve, T., Bianco, F., Ibanez, J., Patane, E. D. and Bottari A., 2006. Attenuation study in the Straits of Messina area (Southern Italy), Tectonophysics, (421): 173-185.
  - Wong, V., Rebollar, C. J. and Mungm, L., 2001. Attenuation of Coda Waves at the Tres Virgenes Volcanic Area, Baja California Sur, Mexico, Bulletin Seismological Society 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 Applied Geophysics, (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, Geophysics Journal International, (114): 165-174.

## **Evaluated quality factor of shear wave ( $Q_s$ ) for East of Iran**

**Narges Afsari<sup>1\*</sup>, Seyed Amin Yahyazadeh Vaghefi<sup>2</sup>, Fataneh Taghizadeh-Farahmand<sup>3</sup>**

1- Assistant Professor, Department of Civil engineering, Nowshahr Branch, Islamic Azad University, Nowshahr, Iran,

2- M.Sc., Department of Civil engineering, Nowshahr Branch, Islamic Azad University, Nowshahr, Iran,

3- Associate Professor, Department of Physics, Qom Branch, Islamic Azad University, Qom, Iran,



### **Abstract:**

Seismic wave attenuation is one of the important features of the earth's structure. Studies performed on it show that the attenuation of seismic waves is related to seismicity, tectonics and physical characteristics of the wave propagation environment and is expressed as the inverse quality factor ( $Q$ ). The aim of this study is to estimate the shear wave quality factor by spectral decay method for Razavi Khorasan and South Khorasan, enclosed at 32°-36° north latitude and 56°-62° east longitude, which is located in the seismic tectonic state of East-Central Iran and has been destroyed many times by destructive earthquakes. For this purpose, the quality factor of shear waves ( $Q_s$ ) for seven frequency bands 1-2, 2-4, 3-6, 4-8, 6-12, 8-16 and 12-24 Hz with central frequencies 1.5, 3, 4.5, 6, 9, 12 and 18 Hz for study area, using accelerometric data recorded from the earthquake of May 10, 1997, Ghaen-Ardakul, by the accelerator network, affiliated to the Housing and Urban Development Research Center (BHRC), It is estimated. Based on the results obtained in the study area, the relationship between the frequency dependence of the quality factor of direct S waves for the T and L components were estimated  $Q_s = 85 f^{0.86}$  and  $Q_s = 60.93 f^{1.15}$ , respectively. Also, the frequency relationship of the mean quality factor of shear waves of two horizontal components obtained as  $Q_s = 71.72 f^{1.01}$ . The value of the quality factor obtained in the reference frequency of 1 Hz ( $Q_0$ ) is less than 200. This indicates that the study area is not only tectonically and seismically active, but also has high absorption and heterogeneity. The results are consistent with the sedimentary structure of the area. Also, the results obtained in this study for  $Q_0$  and the relationship between frequency dependence and research conducted for other seismic regions of Iran (such as Avaj, Ardabil located in northwestern Iran) and some other parts of the world (such as Kanto region in Japan, region Kech in Gujarat, India), is well matched and the high absorption and small quality factor estimated for the study area is expected. In general, regions that are similar in terms of tectonics and geology have similar values of quality factor and frequency dependence.

**Keywords:** Attenuation- Quality factor - East of Iran- Accelerometer Network- Intrinsic attenuation.

---

\* ng\_afsari@iauns.ac.ir