

## برآورد ضریب کیفیت امواج $S_H$ در جزیره قشم با استفاده از پس لرزه‌های زلزله ۶ آذر ۱۳۸۴

نازنین اریاب<sup>۱</sup>، و عباس غلامزاده<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۶/۰۴، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۲/۰۹)

### چکیده

در این مطالعه تضعیف امواج  $S_H$  در جزیره قشم مورد بررسی قرار گرفته است. امواج برشی دارای دو مؤلفه عمودی و افقی است. بخش افقی آن که موج  $S_H$  نامیده می‌شود، مخرب‌ترین بخش امواج زلزله است. تعداد ۶۶۱ پس‌لرزه ناشی از زلزله ۴ آذر ۱۳۸۴ قشم که به‌دقت تعیین محل شده بودند انتخاب و ۱۸۳۴۳ نگاشت مربوط به این رویدادها مورد پردازش قرار گرفت. با چرخش مؤلفه‌ها، بخش افقی امواج برشی را جدا کرده و ضریب کیفیت امواج برشی افقی با استفاده از روش بهنجارش پساموج در پنج پهناهای باند فرکانسی ۱-۲، ۲-۴، ۴-۸، ۸-۱۶، ۱۶-۳۲، ۳۲-۶۴، ۶۴-۱۲۸، ۱۲۸-۲۵۶ هرتز در پنجره زمانی ۳۰ ثانیه که با فیلتر میان‌گذر باترورت مرتبه ۲ شده‌اند، برآورده شده است. بر اساس محاسبات انجام شده تضعیف امواج برشی افقی به‌صورت زیر می‌باشد:  $Q_{SH} = (11 \pm 1.2) f^{(1.2 \pm 0.105)}$  که به معنای تضعیف زیاد امواج برشی است. همچنین تضعیف امواج برشی در دو امتداد شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غرب، به‌طور جداگانه به ترتیب به‌صورت  $Q_{SH} = (9 \pm 1.5) f^{(1.49 \pm 0.185)}$  و  $Q_{SH} = (10 \pm 1.2) f^{(1.23 \pm 0.1)}$  به دست آمد. در بررسی آزمون‌های تضعیف امواج برشی افقی برای فرکانس‌های کم، در دو راستای شمال شرق- جنوب غرب و شمال غرب- جنوب شرق تقریباً برابر شده است که به نظر می‌رسد در این منطقه تضعیف مؤلفه افقی امواج برشی تحت تأثیر امتداد ساختارهای زمین‌ساختی قرار نگرفته و بیشتر تابع جنس مواد تشکیل‌دهنده پوسته در این منطقه می‌باشد. در فرکانس‌های بیشتر از ۶ هرتز، تفاوت قابل ملاحظه‌ای بین تضعیف در دو امتداد وجود دارد که می‌تواند ناشی از ابعاد ناهمگنی‌های موجود در منطقه باشد. مقدار پارامتر  $n$  که بیانگر میزان پراکنش امواج لرزه‌ای است در امتداد شمال غرب- جنوب شرق به‌صورت قابل ملاحظه‌ای بیشتر بوده که دلالت بر پراکنش بیشتر امواج برشی در این امتداد دارد.

**واژه‌های کلیدی:** ضریب کیفیت، تضعیف، امواج برشی، جزیره قشم

## ۱ مقدمه

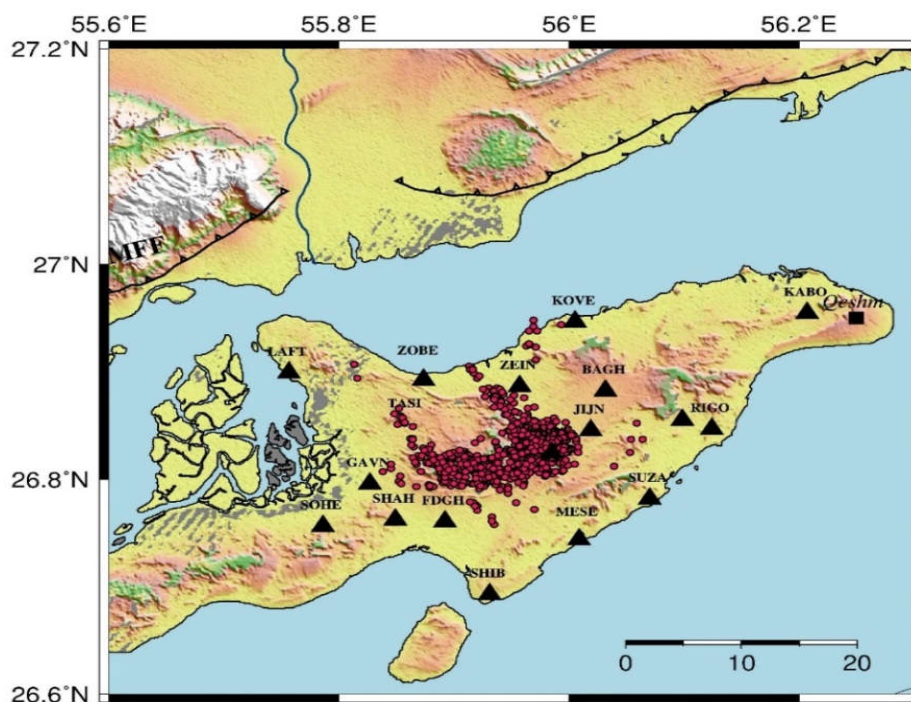
فلات ایران در مرز همگرایی صفحات عربی و اوراسیا، درون کمربند آلپ-همالیا واقع شده است. سرعت این همگرایی بر اساس اندازه‌گیری‌های GPS حدود ۲۴ میلی‌متر در سال برآورد شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). زمین‌ساخت کنونی ایران نتیجه همگرایی جنوب غربی-شمال شرقی بین صفحه عربی در جنوب غرب و اوراسیا در شمال شرق است (جکسون و مک کنزی، ۱۹۸۴).

کمربند چین و تراست زاگرس در جنوب ایران، فعال‌ترین ناحیه کوهزایی در برخورد قاره‌ای صفحات اوراسیا و عربستان است و حدود یک‌سوم از میزان کل همگرایی را به خود اختصاص می‌دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

کمربند چین خورده و رانده زاگرس را می‌توان به دو

حوضه ساختمانی تقسیم کرد: کمربند چین خورده ساده و کمربند زاگرس مرتفع. این ناحیه توسط گسل‌های عمدتاً پنهان متعددی بریده می‌شود و در محدوده آن به سمت شمال شرق به‌طور تدریجی به ارتفاع کوه‌ها افزوده می‌شود (بربریان، ۱۹۹۵).

منطقه مورد مطالعه در جزیره قشم واقع است، جزیره قشم با عرض جغرافیایی ۲۶/۴۸ درجه تا ۲۶/۸۱ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۵/۵۳ درجه تا ۵۵/۸۹ درجه شرقی می‌باشد که در جنوب ایران، خلیج فارس در مجاورت تنگه هرمز، منتهی‌الیه جنوب شرق کمربند چین-خورده و تراست زاگرس و در لبه جنوبی آن قرار گرفته است (شکل ۱). از لحاظ زمین‌شناختی، سازندهای رخمون شده در جزیره قشم شامل سری تبخیری هرمز به‌صورت گندها یا دیابیرهای نمکی و نهشته‌های مارنی، ماسه‌سنگی، سنگ آهکی است (حقی‌پور، ۲۰۰۶).



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه در جزیره قشم موقعیت ۶۶۱ پس‌لرزه انتخاب شده با دایره‌های قرمز و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری با مثلث‌های سیاه نمایش داده شده است.

پایدار زمین‌ساختی زیاد (بیشتر از ۲۰۰) می‌باشد. از آنجایی که مخرب‌ترین بخش امواج زلزله مؤلفه افقی امواج برشی است، در این پژوهش با چرخش مؤلفه‌ها بخش افقی امواج برشی جدا شده و ضریب کیفیت مؤلفه افقی آن به روش بهنجارش پساموج در جزیره قشم محاسبه می‌شود.

## ۲ داده‌ها

زمین‌لرزه قشم در ششم آذر ۱۳۸۴ در ساعت ۱۹:۲۲:۱۰ (GMT) با بزرگای  $M_b = 6.0$  در بخش میانی جزیره قشم رخ داده است. موقعیت زمین‌لرزه اصلی در فاصله ۴۶ کیلومتری شهر قشم و در ۶۰ کیلومتری جنوب غرب بندرعباس می‌باشد. پس از این رویداد شبکه‌ای موقت شامل ۱۷ ایستگاه کوتاه دوره توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به‌منظور ثبت پس‌لرزه‌ها در منطقه نصب شده و به مدت ۸۰ روز به کار مشغول بوده است. حداکثر عمق کانونی پس‌لرزه‌ها ۲۰ کیلومتر و فاصله رومرکزی کمتر از ۴۰ کیلومتر (شکل ۱) است (یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۱۲).

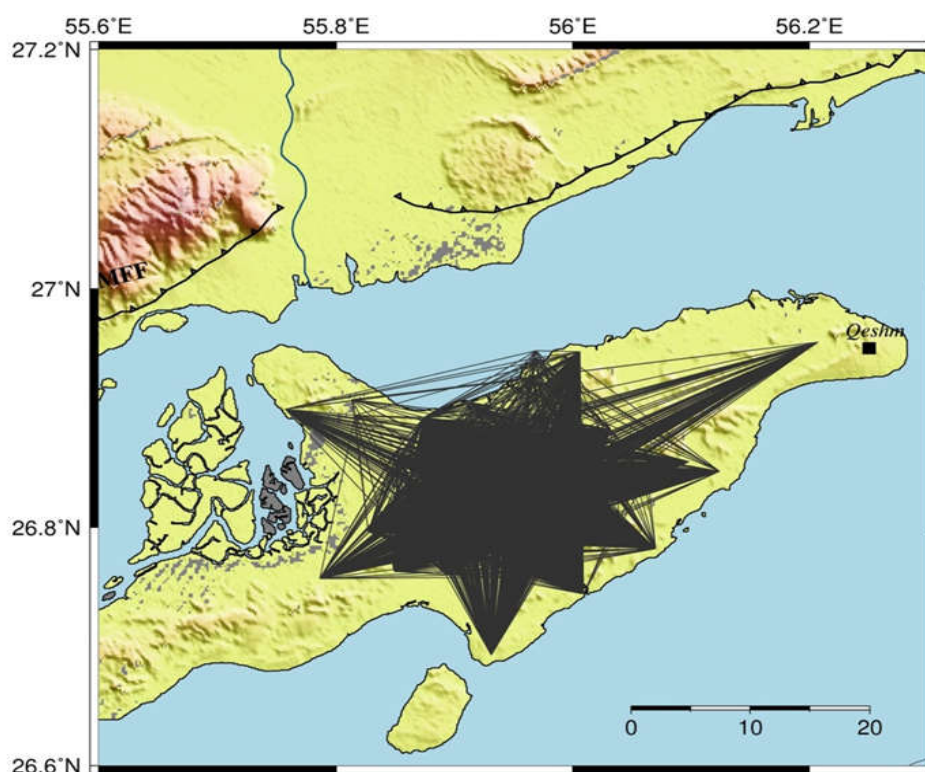
به‌منظور برآورد ضریب کیفیت مؤلفه افقی امواج مستقیم  $S$ ، تعداد ۶۶۱ پس‌لرزه که به‌دقت تعیین محل شده‌اند، مورد استفاده قرار گرفته است. تعداد کل نگاشت‌های استفاده شده در این مطالعه برابر با ۱۸۳۴۳ نگاشت می‌باشد (شکل ۲).

امواج برشی به دو بخش مجزا تقسیم می‌شود، یکی جابه‌جایی حاصل از موج  $S_V$  می‌باشد که جابه‌جایی آن در صفحه انتشار موج و در راستای قائم است و دیگری جابه‌جایی حاصل از موج  $S_H$  می‌باشد که جابه‌جایی آن در جهت عمود بر صفحه انتشار موج و افقی می‌باشد. تقریباً بیشتر اثر تخریبی زلزله‌ها بر اثر امواج برشی است.

در سطح جزیره، تاقدیس‌ها و ناودیس‌هایی با راستای شمال غربی- جنوب شرقی و شرقی - غربی مشاهده می‌شود و به نظر می‌رسد علت پیدایش جزیره باشند. چین‌خوردگی‌ها، شکستگی‌ها و گنبد‌های نمکی از ساختارهای مهم تکتونیکی در جزیره قشم می‌باشند که در شکل ظاهری جزیره قشم تأثیر بسزایی داشته‌اند. چین‌خوردگی‌ها حاصل نیروهای تکتونیکی در فاز نهایی آلی بوده که به‌جز تاقدیس گورزین که روند محوری شمال غربی- جنوب شرقی دارد، سایر تاقدیس‌ها روند تقریبی شرقی- غربی دارند. تنها ناودیس رخنمون‌یافته در جزیره قشم، ناودیس کوشا بوده که در فاصله تاقدیس‌های زیرانگ و گورزین قرار گرفته است (شاه‌پسندزاده و حسامی، ۱۳۸۵).

بررسی نحوه عبور امواج لرزه‌ای از زمین و محیط‌های ناهمگن و ناهمسانگرد و غیرکشسان و با توجه به شناخت تأثیر این موارد بر روی لرزه‌نگاشت می‌تواند اطلاعات فراوانی از خواص مواد تشکیل‌دهنده‌ی مسیر انتشار به دست دهد. تضعیف عبارت است از افت دامنه امواج لرزه-ای نسبت به زمان و فاصله که با محاسبه آن می‌توان برخی از پارامترهای چشمه، شبیه‌سازی امواج لرزه‌ای و امواج زلزله، مطالعات پیش‌بینی آماری زلزله‌ها، مطالعه ساختمان پوسته زمین و غیره را دقیق‌تر انجام داد (هوشیبا، ۱۹۹۵).

تضعیف امواج لرزه‌ای با لرزه‌خیزی و پیچیدگی‌های زمین‌ساختی هر منطقه در ارتباط است. این ارتباط به‌صورتی است که نواحی با فعالیت لرزه‌خیزی بالا از شارش گرمایی بالایی برخوردار هستند، لذا تضعیف بیشتری نسبت به نواحی پایدار زمین‌ساختی دارند (ساتو و همکاران، ۱۹۹۸). بر اساس این پژوهش‌ها، ضریب کیفیت در فرکانس مرجع  $1/0$  هر تزلزل  $(Q_0)$ ، در مناطق زمین‌ساختی دارای مقادیر کم (کمتر از ۲۰۰) و در مناطق



شکل ۲. مسیر پرتوهای لرزه‌ای در منطقه مورد مطالعه شامل ۱۸۳۴۳ نگاشت لرزه‌ای که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته‌اند را نشان می‌دهد.

از آن دچار چرخش شده و دارای امتداد شمال شرق- جنوب غرب می‌شوند، در بررسی آزمونوتی، تضعیف در دو امتداد شمال شرق- جنوب غرب و شمال غرب- جنوب شرق در جزیره محاسبه شد. هادسون (۱۹۸۱) پیش‌بینی می‌کند امواج لرزه‌ای که عمود بر انتشار شکستگی و چین‌خوردگی‌ها حرکت می‌کنند نسبت به وضعیت انتشار موازی با شکاف‌ها و چین‌ها، بیشتر دچار تضعیف می‌شوند.

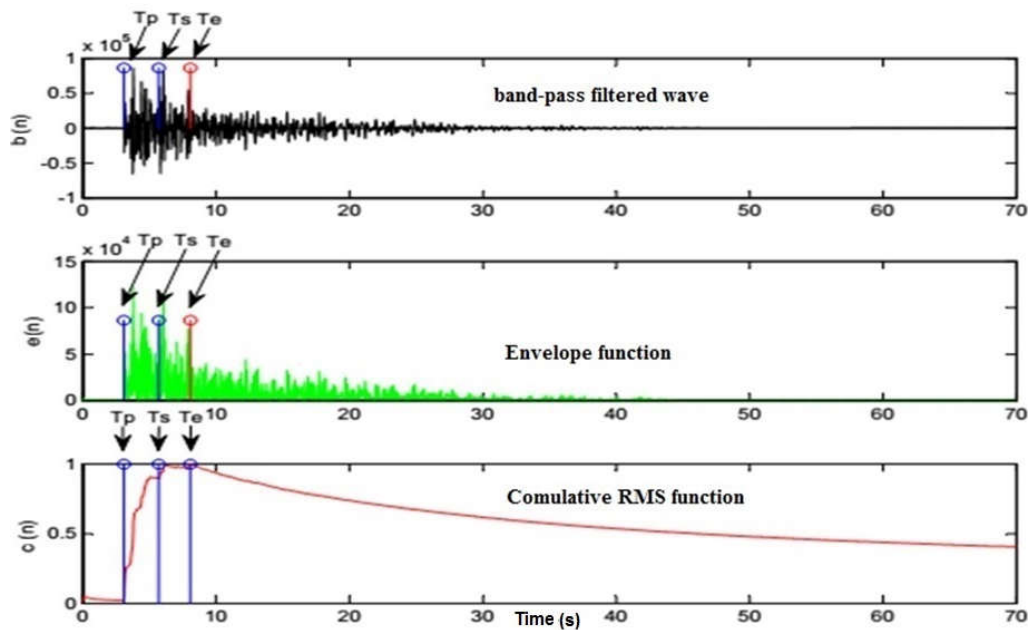
### ۳ تعیین پنجره موج برشی

پس از انجام پردازش‌های اولیه، در ابتدا باید پنجره موج S از بقیه نگاشت جدا شود. برای تعیین پنجره موج برشی، شروع موج S را به صورت مشاهده‌ای روی لرزه‌نگاشت تعیین و سپس انتهای پنجره، با استفاده از الگوریتم کینوشیتا (کینوشیتا، ۱۹۹۴) مشخص می‌شود (شکل ۳).

برای اینکه بتوان تضعیف این نوع امواج را محاسبه نمود لازم است مختصات دقیق کانون زلزله را بدانیم و با توجه به آزمونوت ایستگاه نسبت به رویداد، با دوران مؤلفه‌ها، موج P را روی مؤلفه قائم و دو مؤلفه امواج برشی را در امتداد شعاعی و مماسی به دست آورد (هافسکوف و اوتمولر، ۲۰۱۰):

$$\begin{aligned} \text{Radial} &= -NS\cos(\Phi) - EW\sin(\Phi) \\ \text{Transverse} &= NS\sin(\Phi) - EW\cos(\Phi), \end{aligned} \quad (1)$$

که  $\Phi$  آزمونوت رویداد می‌باشد. امواج  $S_v$  روی مؤلفه شعاعی قرار دارند و امواج برشی  $S_H$  روی مؤلفه مماسی واقع می‌شوند. اگرچه هر دوی این مؤلفه‌ها بر مسیر انتشار موج عمود هستند، امواج  $S_H$  در عین حال افقی و بخش مخرب‌تر امواج برشی را تشکیل می‌دهند. ناهمگنی‌های جانبی منطقه می‌تواند روی این موج بیشترین تأثیر را داشته باشد. از آنجا که ساختارهای معمول زاگرس در این بخش



شکل ۳. تعیین پنجره موج برشی با استفاده از الگوریتم کینوشینا (۱۹۹۴).  $T_p$ ,  $T_s$  به ترتیب زمان رسید موج P و S،  $T_e$  انتهای پنجره موج برشی را نشان می‌دهند.

جدول ۱. باندهای فرکانسی انتخاب شده برای تخمین تضعیف به همراه حد بالا و پایین در هر باند فرکانسی.

| حد بالا و پایین بازه فرکانسی (Hz) | فرکانس مرکزی (Hz) |
|-----------------------------------|-------------------|
| ۱-۲                               | ۱/۵               |
| ۲-۴                               | ۳                 |
| ۴-۸                               | ۶                 |
| ۸-۱۶                              | ۱۲                |
| ۱۶-۳۲                             | ۲۴                |

#### ۵ روش نرمال‌سازی پساموج برای برآورد

##### تضعیف مؤلفه افقی امواج برشی ( $S_H$ )

آکی و چوئت (۱۹۷۵) در مدلی برای امواج پراکنده به عقب شده برای تعیین فاکتور کیفیت پساموج به کار بردند که در این مدل ارائه شده، گیرنده و چشمه (منبع) بر یکدیگر منطبق فرض شده‌اند و پراکنش‌های متوالی نادیده گرفته می‌شود. اساس کار در این مدل روی دامنه پساموج  $S$  است که زمان رسید آن دو برابر زمان سیر موج  $S$  است. این روش را اولین بار آکی (۱۹۸۰) برای برآورد ضریب کیفیت امواج برشی ( $Q_S$ ) در یک ایستگاه منفرد، عرضه

#### ۴ وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت

مطالعات مختلف نشان داده است که پارامتر  $Q$  تابعی نمایی از فرکانس است که به صورت رابطه زیر بیان می‌شود (آکی، ۱۹۸۰):

$$Q = Q_0 f^n, \quad (2)$$

که  $Q_0$  ضریب کیفیت در بسامد مرجع  $1/0$  هرتز و  $n$  پارامتر بسامدی است. با گرفتن لگاریتم طبیعی از رابطه بالا داریم:

$$L(Q) = n(Ln(f)) + Ln(Q_0). \quad (3)$$

تغییرات  $Q_0$  و  $n$  می‌تواند به علت عوامل مختلف زمین‌شناسی چون جنس مواد زیرسطحی، میزان شکستگی‌ها و لرزه‌خیزی منطقه باشد (رحیمی و همکاران، ۲۰۱۰).

جدول ۱ باندهای فرکانسی انتخاب شده برای تخمین تضعیف به همراه حد بالا و پایین در هر باند فرکانسی را نشان می‌دهد.

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 بالا داریم (یوشیموتو و همکاران، ۱۹۹۳):

$$\ln \left( \frac{A_s(f, r) r^\gamma R_{\theta\phi}^{-1}}{A_c(f, t_c)} \right) = - \frac{\pi f}{\beta Q_s(f)} r + \ln \left( \frac{G(f, \psi)}{G(f)} \right) + \text{const}(f), \quad (7)$$

که در شرایط ایده آل مجموعه داده‌های موجود از زمین‌لرزه‌ها یک توزیع رو مرکزی گسترده‌ای داشته باشد، می‌توان با میان‌گیری کردن روی تعداد زیادی حل‌های صفحات کانونی متفاوت، از توزیع  $R_{\theta\phi}$  صرف نظر کرد و با میانگین‌گیری روی تعداد زیادی زمین‌لرزه، نسبت  $\frac{G(f, \psi)}{G(f)}$  مستقل از  $\psi$  می‌شود، بنابراین داریم:

$$\ln \ln \left( \frac{A_s(f, r) r^\gamma}{A_c(f, t_c)} \right) = - \frac{\pi f}{\beta Q_s(f)} r + \text{const}(f), \quad (8)$$

که با برازش خط درجه اول (با شیب  $b$ ) به روش کمترین مربعات  $Q_s$  به‌ازای هر بسامد طبق رابطه (۹) محاسبه می‌شود:

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

## ۶ محاسبه تضعیف موج برشی افقی

در روابط فوق‌الذکر چنانچه امواج مورد استفاده از نوع  $S_H$  باشند تضعیف این نوع از امواج محاسبه می‌شود. نتایج حاصل از این محاسبه در شکل ۴ و جدول ۲ آورده شده است. در شکل ۴ تضعیف را در ۵ بازه فرکانسی با فرکانس‌های مرکزی ۱/۵، ۳، ۶، ۱۲ و ۲۴ هرتز بررسی نموده در این شکل امواج مورد بررسی در تمام

کرد. در این روش برای حذف اثرات چشمه، ساختگاه و دستگاه، دامنه طیفی امواج  $S$  با دامنه طیفی پساموج  $S$  بهنجارش می‌شود.

پساموج  $S$  حاصل از پراکنش امواج  $S$  به دلیل ناهمگنی‌های سرعتی در زمین هستند (آکی و چوئت، ۱۹۷۵؛ ساتو، ۱۹۷۷؛ آکی، ۱۹۶۹). برای پساموج  $S$  با گذشت زمانی (Lapse time)  $t_c$  (این زمان از لحظه رخداد زمین‌لرزه اندازه‌گیری می‌شود (معهود، ۲۰۱۴))، دامنه طیفی پساموج‌های مستقل از فاصله کانونی  $r$  است و به صورت رابطه زیر نشان داده می‌شود (آکی، ۱۹۸۰):

$$A_c(f, t_c) = S_s(f) P(f, t_c) G(f) I(f), \quad (4)$$

که  $f$  بسامد،  $S_s(f)$  دامنه طیفی چشمه امواج  $S$ ،  $P(f, t_c)$  ضریب آشفستگی پساموج،  $G(f)$  ضریب تقویت ساختگاه و  $I(f)$  پاسخ دستگاهی است. ضریب آشفستگی پساموج بیانگر نحوه افت پساموج به صورت تابعی از گذشت زمانی است. برای امواج  $S$ ، دامنه طیفی  $A_s(f, r)$  به صورت رابطه (۵) تعریف می‌شود (یوشیموتو و همکاران، ۱۹۹۳):

$$A_c(f, t_c) = R_{\theta\phi} S_s(f) r^{-\gamma} \exp \left( - \frac{\pi f}{\beta Q_s(f)} r \right) G(f, \psi) I(f), \quad (5)$$

که  $R_{\theta\phi}$  الگوی تابشی چشمه،  $r$  فاصله کانونی،  $\gamma$  ضریب گسترش هندسی،  $\beta$  سرعت موج  $S$ ،  $\psi$  بیانگر زاویه برخورد موج  $S$  و  $Q_s(f)$  ضریب کیفیت امواج  $S$  است. برای امواج حجمی ضریب گسترش هندسی  $I = \gamma$  است، طبق رابطه زیر برای بهنجارش دامنه طیفی چشمه امواج  $S$  با دامنه طیفی پساموج، رابطه‌های بالا بر هم تقسیم می‌شود:

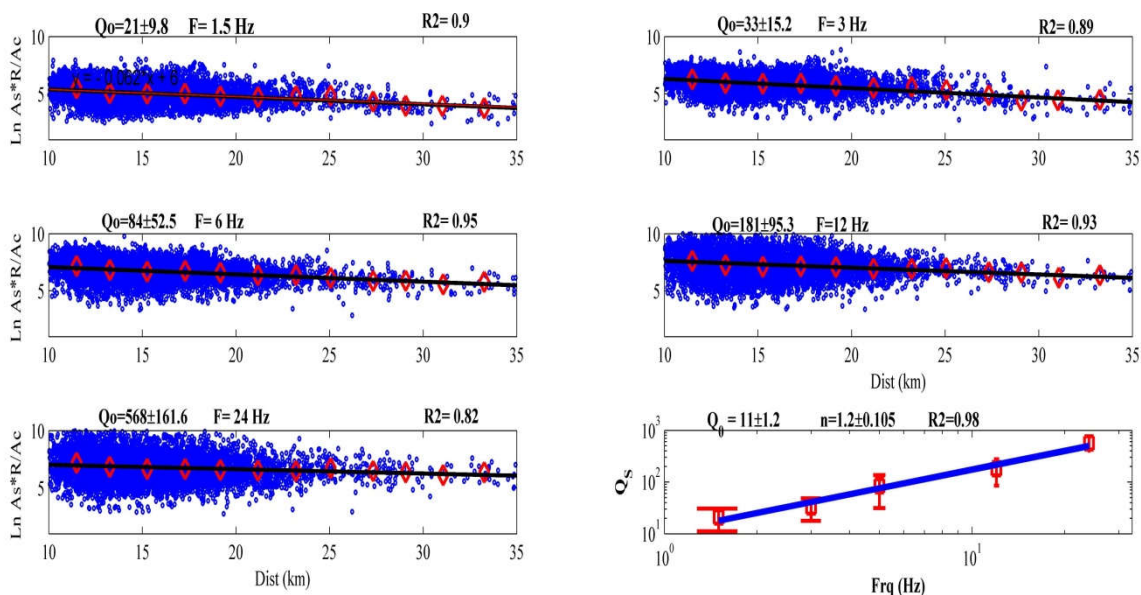
$$\frac{A_s(f, r) r^\gamma R_{\theta\phi}^{-1}}{A_c(f, t_c)} = \frac{G(f, \psi)}{G(f)} P^{-1}(t_c) \exp \left( - \frac{\pi f}{\beta Q_s(f)} r \right), \quad (6)$$

کیفیت با استفاده از روش بهنجارش پساموج با برازش خط درجه اول و به روش کمترین مربعات با استفاده از تمام نگاشت‌ها را نشان می‌دهد. جدول ۲ ضریب کیفیت امواج برشی افقی در پنج بسامد مرکزی کل ناحیه نشان می‌دهد.

آزیموت‌ها منتشر شده‌اند و بنابراین کل امواج را شامل می‌شود. تغییرات نسبی دامنه امواج بر حسب فاصله ترسیم شده‌است. میانگین دامنه‌ها در هر فاصله تعیین شده و سپس با برازش خطی درجه اول روابط وابستگی بسامدی ضریب

جدول ۲. نتایج حاصل برآورد ضریب کیفیت موج برشی افقی در پنج بسامد مرکزی برای کل ناحیه.

| فرکانس مرکزی (Hz) | $Q_{SH}$ (ضریب کیفیت موج برشی افقی) | $Q_{SH}$ (ضریب کیفیت موج برشی افقی در امتداد شمال شرق - جنوب غرب) | $Q_{SH}$ (ضریب کیفیت موج برشی افقی در امتداد شمال غرب - جنوب شرق) |
|-------------------|-------------------------------------|---|---|
| 1.5               | 21±9.8                              | 19±9.5  | ۲۱±۴.۲  |
| 3                 | 33±15.2                             | 33±19.4   | ۳۳±۷.۳  |
| 6                 | 84±52.5                             | 81±38.1   | ۱۱۲±۱۲.۹  |
| 12                | 181±95.3                            | 176±84.1  | ۵۶۲±۳۲.۴  |
| 24                | 568±161.6                           | 588±131.9   | ۸۸۶±۷9.۳  |



شکل ۴. برآورد تضعیف امواج  $S_H$  در جزیره قشم، با در نظر گرفتن تمام نگاشت‌ها، در پنج بازه فرکانسی ۱.۳/۵، ۶، ۱۲ و ۲۴ هرگز نسبت  $\ln$  دامنه‌ها بر حسب فاصله رسم شده است. در هر مورد برای فواصل مختلف میانگین دامنه‌ها محاسبه شده و بهترین خط به آن برازش شده و مقدار  $Q_0$  در آن بازه فرکانسی محاسبه شده است. در شکل آخر  $\ln Q_0$  بر حسب  $\ln$  Freq رسم شد. و با استفاده از برازش خطی مقدار  $Q_0$  و  $n$  برای کل منطقه به دست آمده است. میزان خطا در هر فرکانس در شکل مشخص شده است. مقدار  $R_2$  در نمودارها ضریب همبستگی می‌باشد.

دو امتداد شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غرب جداگانه محاسبه شد که در جدول ۲ نتایج حاصل از این محاسبه نشان داده شده است.

### ۸ بحث نتایج

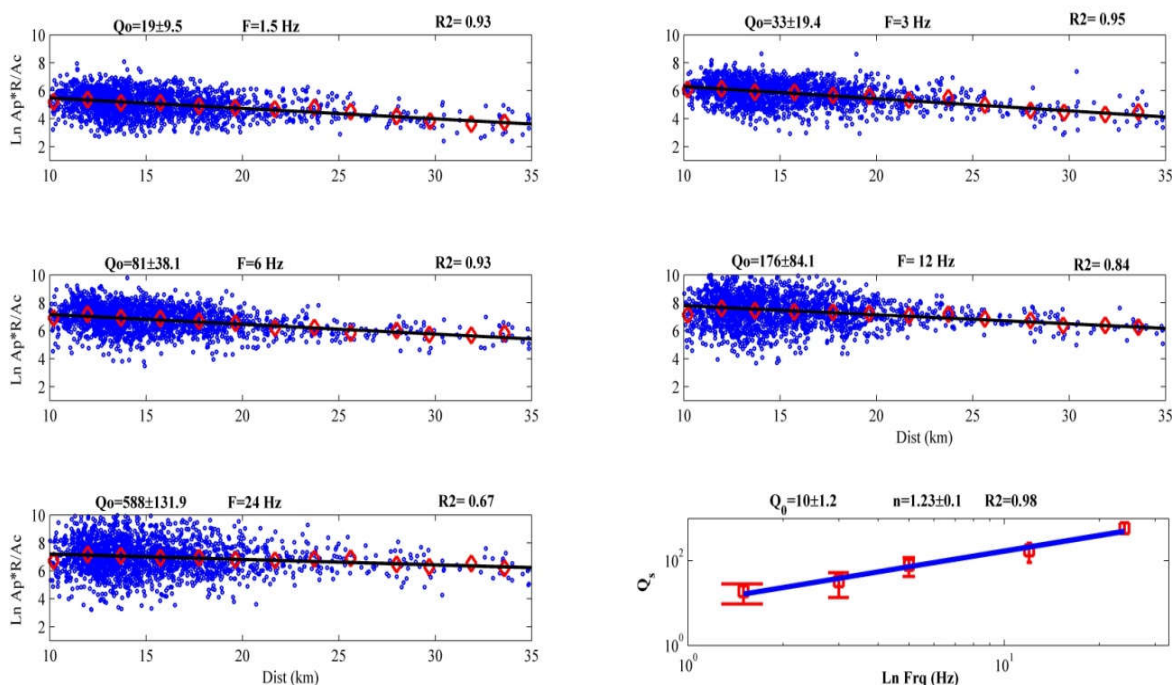
در شکل ۴ مقادیر  $Q_{SH}$  به ازای هر فرکانس مرکزی، با توجه به رابطه ۱۰ با برازش خط درجه اول به دست آمده است و در جدول ۲ مقادیر  $Q_{SH}$  در ۵ بازه فرکانسی به همراه مقادیر  $Q_0$  و  $n$  آورده شده است. رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت مؤلفه افقی موج برشی با استفاده از روش بهنجارش پساموج برحسب فرکانس با استفاده از تمام نگاشت‌ها برای منطقه قشم به صورت رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Q_{SH} = (11 \pm 1.2)f^{(1.2 \pm 0.105)} \quad (10)$$

### ۷ بررسی آزمون‌های تضعیف موج برشی

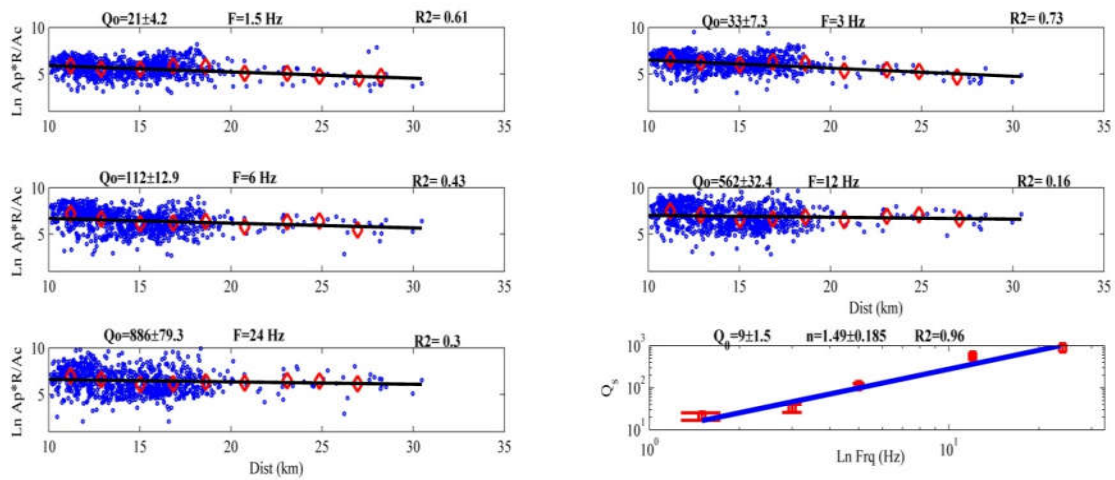
از آنجا که امواج  $S_H$  دارای راستای انتشار افقی هستند انتظار می‌رود ناهمگنی و ناهمسانگردی‌های پوسته زمین تأثیر بیشتری بر این نوع امواج داشته باشند. با توجه به امتداد ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه، گسل مسبب رویداد زلزله ۴ آذر ۱۳۸۴ و نیز گنبد نمکی گورزین که حوزه گازی را شامل می‌شود، تضعیف مؤلفه افقی موج برشی در امتدادهای شمال شرق- جنوب غرب ( $Az < 90$  درجه) و شمال غرب- جنوب شرق ( $180 < Az < 90$  درجه) محاسبه شده است. در شکل ۵ ضریب کیفیت امواج برشی در امتداد شمال شرق- جنوب غرب با استفاده از روش بهنجارش پساموج با استفاده از برازش خطی درجه اول برای کل ناحیه نشان داده شده است.

در شکل‌های ۵ و ۶ برآورد تضعیف امواج  $S_H$  برای



شکل ۵. برآورد تضعیف امواج  $S_H$  در جزیره قشم در امتداد شمال شرق- جنوب غرب، در هر یک از پنج بازه فرکانسی نسبت  $\ln$  دامنه‌ها بر حسب فاصله رسم شده است. در شکل آخر  $\ln Q_0$  برحسب  $\ln$  Freq. رسم شده و با استفاده از برازش خطی مقدار  $Q_0$  و  $n$  برای امتداد شمال شرق- جنوب غرب به دست آمده است. میزان خطا در هر فرکانس مشخص شده است.





شکل ۶. برآورد تضعیف امواج  $S_H$  در جزیره قشم در امتداد شمال غرب- جنوب شرق، در هر یک از پنج بازه فرکانسی نسبت  $\ln$  دامنه ها بر حسب فاصله رسم شده است. در شکل آخر  $\ln Q_s$  برحسب  $\ln$  Freq. رسم شده و با استفاده از برازش خطی مقدار  $Q_0$  و  $n$  برای امتداد شمال غرب- جنوب شرق به دست آمده است. میزان خطا در هر فرکانس مشخص شده است.

تضعیف مؤلفه افقی امواج برشی تحت تأثیر ساختارهای زمین شناسی ناحیه قرار نگرفته اند. در فرکانس های بیشتر از ۶ هرتز مشاهده می شود که تضعیف در امتداد شمال غرب- جنوب شرق به شکل قابل ملاحظه ای کمتر است. این کاهش تضعیف احتمالاً بازتابی از امتداد ساختارهای زمین شناسی منطقه است اما نمی توان علت یکسان بودن آن در فرکانس های کم را درک نمود (جدول ۲). همچنین ملاحظه می شود که تضعیف کل ناحیه مورد بررسی به تضعیف در امتداد شمال شرق- جنوب غرب بسیار نزدیک است.

مقدار  $n$  که نشانگر میزان پراکنش امواج لرزه است در امتداد شمال غرب- جنوب شرق که عمود بر راستای گسل مسبب رویداد می باشد و نیز پرتوهای لرزه ای در این راستا از گنبد نمکی نیز عبور می کنند،  $1/49$  به دست آمده به صورت قابل ملاحظه ای از همین پارامتر در امتداد شمال شرق- جنوب غرب که  $1/23$  به دست آمده، بیشتر است.  $n$  پارامتری است که میزان پراکنش را نشان می دهد. آکی (b) (۱۹۸۰) مشاهده کرد که مقادیر زیاد  $n$  نشانگر شکستگی و گسلش زیاد و در نتیجه پراکنش بیشتر است در حالی که

نتایج نشان داده شده در شکل ۵ مقادیر  $Q_{SH}$  به ازای هر فرکانس مرکزی، با توجه به رابطه ۱۰ با برازش خط درجه اول در امتداد شمال شرق- جنوب غرب ( $0 < Az \leq 90$ ) درجه) است در این محاسبات از نگاهت هایی استفاده شده است که در امتداد شمال شرق- جنوب غرب منتشر شده اند. این امتداد به موازات صفحه گسل مسبب زلزله (یمینی فرد و همکاران، ۲۰۱۲) است. در جدول ۲ مقادیر  $Q_{SH}$  در پنج بازه فرکانسی به همراه مقادیر  $Q_0$  و  $n$  آورده شده است. ضریب کیفیت مؤلفه افقی موج برشی در دو امتداد عمود بر هم شمال شرق- جنوب غرب و شمال غرب- جنوب شرق ( $0 < Az \leq 180$ ) درجه) برحسب فرکانس برای منطقه قشم به صورت روابط زیر به دست آمده است:

$$Q_{SH} = 10 \pm 1.2 f^{1.23 \pm 0.1}, 0 < Az \leq 90 \quad (11)$$

$$Q_{SH} = 9 \pm 1.5 f^{1.49 \pm 0.185}, 90 < Az \leq 180 \quad (12)$$

مقادیر به دست آمده برای تضعیف، به خصوص در فرکانس های کم، در بررسی آزیموتی تفاوت قابل ملاحظه ای نشان نمی دهند که مبین این نکته است که

با این حال مقدار بیشتر آن در امتداد شمال غرب- جنوب شرق می‌تواند به علت قرار داشتن گنبد نمکی گورزین که در بخش شمال غربی قرار دارد باشد.

## ۹ مقایسه با سایر مناطق در ایران و جهان

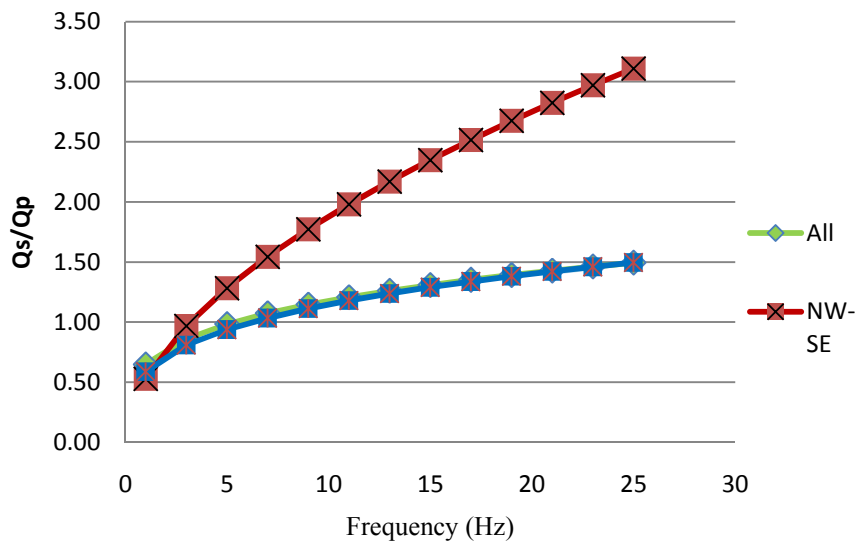
معهود و همکاران (۲۰۰۹) برای شرق ایران مرکزی تضعیف امواج برشی را برابر  $Q_s = 53 f^{1/3}$  برآورد کرده‌اند.

فرخی و حمزه‌لو (۲۰۱۷) تضعیف امواج برشی در ناحیه شمال ایران مرکزی را به صورت  $Q_s = 68 f^{1/6}$  محاسبه کرده‌اند و آنها همچنین تضعیف امواج برشی در البرز را به صورت  $Q_s = 83 f^{1/9}$  تعیین نموده‌اند. در سایر نقاط جهان نیز برآوردهایی از تضعیف امواج برشی انجام شده است، یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۸) تضعیف امواج برشی را در منطقه ناگانو غربی کشور ژاپن به صورت  $f^{1/2}$   $Q_s = 294$  به دست آورده است. تضعیف در ناحیه کانتو ژاپن توسط یوشیموتو و همکاران (۱۹۹۳) به صورت  $f^{1/3}$   $Q_s = 83$  محاسبه شده است. بیندی و همکاران (۲۰۰۶) با استفاده از پس‌لرزه‌های زلزله ۱۹۹۹ از میت ترکیه با بزرگای  $M_w = 7/4$  تضعیف امواج برشی در شمال غرب کشور ترکیه را به صورت  $Q_s = 17 f^{1/8}$  برآورد کردند.

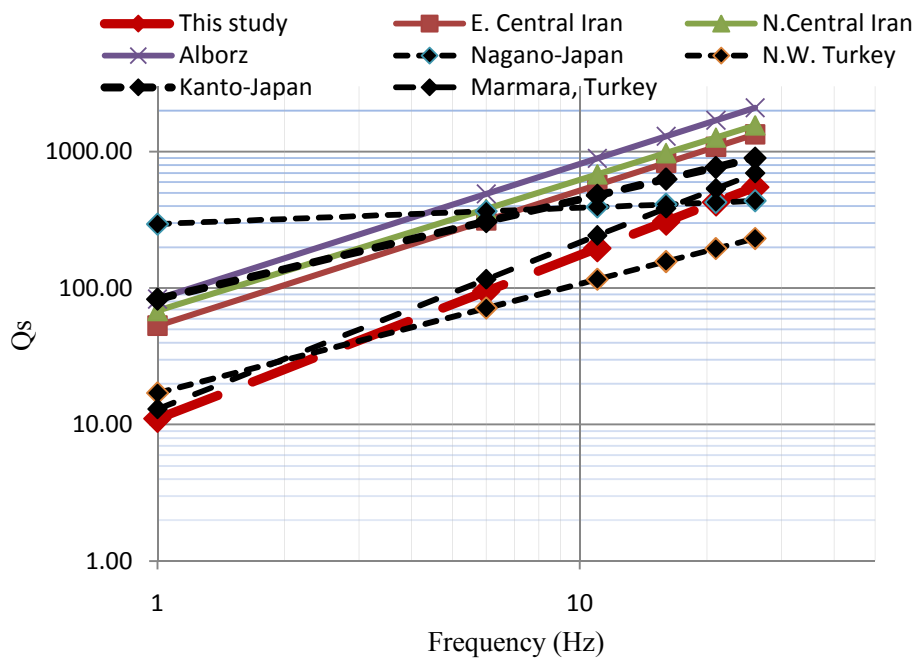
هوراسان و بوزتپه گونی (۲۰۰۴) تضعیف امواج برشی را برای مناطقی در دریای مرمره به صورت  $Q_s = 13 f^{1/22}$  به دست آورده‌اند. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود تضعیف به دست آمده در این مطالعه نسبت به اغلب نقاط جهان بیشتر است. مقدار  $Q_0$  به دست آمده توسط بیندی و همکاران (۲۰۰۶) در شمال غرب ترکیه با مقدار محاسبه شده در قشم نزدیک است، این می‌تواند بدان علت باشد که در هر دوی این محاسبات از داده‌های پس‌لرزه استفاده شده است. تضعیف زیاد را بنابراین احتمالاً می‌توان ناشی از شکستگی‌های ایجاد شده در اثر زلزله اصلی دانست.

مقادیر کم آن بیانگر وجود مواد گرم است که در این حالت جذب ذاتی بر پراکنش غلبه دارد. با اینکه بیشتر از واحد بودن پارامتر  $n$  دلالت بر پراکنش زیاد در کل منطقه دارد، با این وجود تفاوت قابل ملاحظه‌ای در دو امتداد شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غرب مشاهده می‌شود. این تفاوت می‌تواند به این دلیل باشد که پرتوهایی که در امتداد شمال غرب- جنوب غرب طی مسیر کرده‌اند از صفحه گسل اصلی مسبب زلزله آذر ۱۳۸۴ قشم (یمینی فرد و همکاران، ۲۰۱۲) و شکستگی‌های ناشی از این زلزله عبور کرده‌اند. مقدار نسبتاً زیاد  $V_p/V_s = 1/85$  که توسط یمینی فرد و همکاران گزارش شده و به وجود رسوبات نرم و گنبد نمکی مربوط دانسته شده است نیز شاهد دیگری است که می‌تواند باعث زیاد بود  $n$  در هر دو امتداد باشد. تضعیف امواج تراکمی در منطقه پیش از این برآورد شده است (رحیمی و غلامزاده، ۱۳۹۶). مقدار تضعیف امواج  $P$  برابر  $Q_p^{-1} = 0.059 f^{0.94}$  گزارش شده است. این بدان معنی است که تضعیف امواج برشی با توجه به فواصل کوتاه طی شده توسط امواج، بیشتر از تضعیف امواج تراکمی است.

بر این اساس نسبت  $Q_s/Q_p$  (بدون در نظر گرفتن توزیع آزیموتی) بین  $0/72$  برای فرکانس  $1/5$  هرتز تا  $1/48$  برای فرکانس  $24$  هرتز به دست آمد (شکل ۷). در این بررسی برای فرکانس‌های کمتر از  $5$  هرتز کوچک‌تر از واحد به دست می‌آید. چنانچه این محاسبه برای تضعیف در امتداد شمال شرق- جنوب شرق انجام شود مقدار این نسبت بین  $0/66$  تا  $1/48$  به دست می‌آید که انطباق نسبتاً کاملی با کل منطقه رانشان می‌دهد. این نسبت در امتداد شمال غرب- جنوب شرق که عمود بر راستای گسل قشم است و امواج بیشتری از گنبد نمکی گورزین عبور کرده‌اند، بین  $0/64$  تا  $2/51$  برای همین محدوده فرکانسی به دست آمد. در این مورد در فرکانس  $3/5$  هرتز این نسبت برابر یک می‌شود.



شکل ۷. نسبت  $Q_s/Q_p$  بر حسب فرکانس، محاسبه شده برای جزیره قشم. منحنی سبز رنگ برای کل پرتوها، آبی برای امواجی که در امتداد شمال شرق-جنوب غرب منتشر شده‌اند و منحنی قرمز رنگ امتداد شمال غرب-جنوب شرق را نشان می‌دهد.



شکل ۸. مقایسه تضعیف امواج برشی اندازه‌گیری شده در جزیره قشم با سایر نقاط در ایران و جهان. خطوط پیوسته نواحی مربوط به ایران است و نمودارهای خط چین تیره‌رنگ تضعیف در مناطقی از جهان را نشان می‌دهد. تضعیف در جزیره قشم به رنگ قرمز و خطوط ناپیوسته بلند نشان داده شده است.

تضعیف زیاد را ناشی از ساختار کم‌عمق گسل و (یا) فرآیندهای زمین‌شناختی وابسته به حرارت از قبیل بالا آمدن ماگما یا مایعات داغ در نواحی برشی تفسیر کردند.

تضعیف به‌دست‌آمده توسط هوراسان و همکاران (۲۰۰۴) برای مناطقی از دریای مرمره نیز بسیار به نتایج این تحقیق در قشم شبیه است. هوراسان و همکاران مقدار  $Q_0$  را برابر ۱۳ و ضریب  $n$  را ۱/۲۲ به دست آورده‌اند. آنها این

## ۱۰ نتیجه‌گیری

در بررسی کلی منطقه، با در نظر گرفتن گسل قشم که از نزدیکی شهر قشم تا جزیره هنگام در روی خشکی قابل رؤیت می‌باشد، لرزه‌خیزی بالا، وجود چین‌خوردگی‌ها، شکستگی‌ها و گنبد‌های نمکی، از ساختارهای مهم تکنونیک جزیره به‌شمار می‌رود. این خصوصیات سبب می‌شود که بخش زیادی از انرژی امواج لرزه‌ای از دست برود و در نتیجه ضریب کیفیت کم و جذب زیاد برآورد شده از امواج برشی افقی، در نتایج حاصل از این تحقیق به دور از انتظار نیست. نتایج مطالعات پیشین مبنی بر وجود نواحی فعال و عدم تجانس در پوسته بالایی در این ناحیه (رحیمی و غلامزاده، ۲۰۱۷؛ یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۱۲) با یافته‌های این پژوهش همخوانی دارد.

فاصله رومرکزی رویدادهای مورد استفاده برای تعیین تضعیف امواج برشی عمدتاً کمتر از ۳۰ کیلومتر است و با توجه به محدوده عمقی کمتر از ۲۰ کیلومتری (یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۱۲) می‌توان نتیجه گرفت که امواج برشی مستقیم عمدتاً از بخش بالایی پوسته عبور کرده‌اند. این بخش‌ها پوسته به‌طور معمول دارای ناهمگنی‌ها و ناهمسانگردی‌های بیشتری در قیاس با بخش‌های عمیق‌تر است.

ضریب کیفیت در جزیره قشم برای امواج برشی افقی مستقیم برابر ۱۱ می‌باشد و در نتیجه تضعیف امواج برشی در این منطقه زیاد است. این تضعیف زیاد را می‌توان به وجود گنبد‌ها و دیاپیرهای نمکی، وجود سیالات در زیر تاقدیس لاف، گاز موجود در میدان گازی گورزین مربوط دانست. نسبت  $V_p/V_s$  توسط یمینی‌فرد و همکاران (۲۰۱۲) برابر ۱/۸۵ محاسبه شده است. این مقدار نسبتاً زیاد دلالت بر وجود رسوبات نرم یا پوسته نسبتاً گرم‌تر حاوی سیالات در منطقه دارد که منجر به تضعیف زیاد در امواج لرزه‌ای می‌شود.

ضریب  $n$  به‌دست آمده در این ناحیه ۱/۲۰ از سایر نقاط ایران بیشتر است. این مقدار نسبتاً زیاد به معنی پراکنش بیشتر امواج برشی در این ناحیه است. عامل ایجاد این پراکنش می‌تواند شکستگی‌های ایجاد شده در اثر گسلش و نیز لایه رسوبی حاوی ترکیبات نمکی و نرم پوسته بالایی جزیره باشد. زیادتر بودن این فاکتور همچنین دلالت بر این دارد که شیب نمودار تضعیف بر حسب فرکانس بیشتر است.

در بررسی آزمون‌تی، تضعیف امواج برشی افقی در راستاهای شمال شرق-جنوب غرب و شمال غرب-جنوب شرق به دست آمده است. نتایج نشان می‌دهد که ضریب کیفیت،  $Q$ ، امواج برشی افقی، در دو امتداد تقریباً برابر شده است، در حالی که ضریب  $n$  تفاوت قابل ملاحظه‌ای در دو امتداد نشان می‌دهد. هادسون (۱۹۸۱) پیش‌بینی می‌کند تضعیف امواج لرزه‌ای با توجه به جهت انتشار شکستگی و چین‌خوردگی‌ها و شکاف‌ها و چین‌ها، تغییر چشم‌گیری باید داشته باشد، بنابراین به نظر می‌رسد در این منطقه تضعیف مؤلفه افقی امواج برشی در فرکانس‌های کم تحت تأثیر امتداد ساختارهای زمین‌ساختی قرار نگرفته است و بیشتر تابعی از جنس مواد تشکیل‌دهنده پوسته در این منطقه می‌باشند؛ در حالی که برای فرکانس‌های بیشتر از ۶ هرتز این تفاوت مشهود است. این پدیده می‌تواند بازتابی از ناهمگنی‌های موجود در منطقه باشد، زیرا امواج با فرکانس کم دارای طول‌موج بیشتر است و احتمالاً ناهمگنی‌های موجود دارای ابعادی کمتر از این طول‌موج‌ها هستند.

## تشکر و قدردانی

داده‌های این پژوهش مربوط به پروژه ۳۳۰-۵۱۱۹ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله است؛ بنابراین نگارندگان بر خود فرض می‌دانند از تیم عملیاتی

- Haghipour, A., 2006, Geology of Qeshm, Qeshm Free Zone Organization Publication: P. 5.
- Havskov, J., Ottemöller, L., 2010b, Routine data processing in earthquake seismology: Springer Science + Business Media BV, DOI 10: 978-90.
- Horasan, G., and Boztepe-Güney, A., 2004, S-wave attenuation in the Sea of Marmara, Turkey: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **142**, 215-224.
- Hoshiya, M., 1995, Estimation of nonisotropic scattering in western Japan using coda wave envelopes: Application of a multiple nonisotropic scattering model: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **100**(B1), 645-657.
- Hudson, J. A., 1981, Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks: *Geophysical Journal International*, **64**(1), 133-150.
- Jackson, J., and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: *Geophysical Journal International*, **77**(1), 185-264.
- 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**(5), 1387-1396.
- Mahood, M., 2014, Attenuation of high-frequency seismic waves in Eastern Iran: *Pure and Applied Geophysics*, **171**(9), 2225-2240.
- Ma'hood, M., Hamzehloo, H., and Doloei, G. J., 2009, Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of the East-Central Iran: *Geophysical Journal International*, **179**(3), 1669-1678.
- Rahimi, H., and Gholamzadeh, A., 2017, Coda Q in Qeshm Island, south of Iran, using aftershocks of the Qeshm earthquake of November 27, 2005: *Arabian Journal of Geosciences*, **10.11**, 239.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., and Kamalian, N., 2010, Estimation of coda and shear wave attenuation in the Volcanic area in SE Sabalan Mountain, NW Iran: *Acta Geophysica*, **58.2**, 244-268.
- Sato, H., 1977, Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation: *Journal of Physics of the Earth*, **25**(1), 27-41.
- Sato, H., Fehler, M. C., and Maeda, T., 2012, Seismic wave propagation and scattering in پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی که در شرایط سخت میدانی اقدام به نصب شبکه موقت لرزه‌نگاری کردند و مسئولان محترم پژوهشگاه برای در اختیار گذاشتن داده‌ها صمیمانه تشکر و قدردانی کنند. همچنین از مردم خونگرم و مهربان استان هرمزگان که در این مدت در کار داده‌برداری مساعدت کرده‌اند، سپاسگزاریم.
- منابع**
- شاه پسندزاده، م.، و حسامی، خ.، ۱۳۸۵، بررسی گسیختگی‌های سطحی ناشی از زمین‌لرزه ششم آذرماه ۱۳۸۴ جزیره قشم: پژوهشنامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۲، ۳۴-۴۱.
- رحیمی، ن.، و غلامزاده، ع.، ۱۳۹۶، برآورد رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت امواج فشارشی در جزیره قشم: مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۱(۲)، ۱۱۸-۱۱۰
- Aki, K., 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves: *Journal of Geophysical Research*, **74**(2), 615-631.
- Aki, K., 1980, Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **21**, 50-60, DOI 10.1016/0031-9201(80)90019-9.
- Aki, K., and Chouet, B., 1975, Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects: *Journal of Geophysical Research*, **80**(23), 3322-3342.
- Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds, active basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, **241**(3).
- Bindi, D., Parolai, S., Grosser, H., Milkereit C., and Karakisa, S., 2006, Crustal attenuation characteristics in northwestern Turkey in the range from 1 to 10 Hz: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**(1), 200-214.
- Farrokhi, M., and Hamzehloo, H., 2017, Body wave attenuation characteristics in the crust of Alborz region and North Central Iran: *Journal of Seismology*, **21.4**, 631-646.

- strike-slip faults at the basement: *Journal of Geodynamics*, **61**, 138-147.
- Yoshimoto, K., Sato, H., Ohtake, M., 1993, Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method: *Geophysical Journal International*, **114**, 165-174.
- Yoshimoto, K., Sato, H., Iio, Y., Ito, H., Ohminato, T. and Oh-Take, M., 1998, Frequency-dependent attenuation of high-frequency P and S waves in the upper crust in western Nagano, Japan: *Pure and Applied Geophysics*, **153**, 489-502.
- the heterogeneous earth , Berlin: Springer, **496**.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004, deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data: *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 177-185.
- Yaminifard, F., Tatar, M., Hessami, K., Gholamzadeh, A., and Bergman, E. A., 2012, Aftershock analysis of the 2005 November 27 (Mw 5.8) Qeshm Island earthquake (Zagros-Iran): Triggering of

## Estimation of quality factor for SH waves in Qeshm Island, using aftershocks of 27 November 2005

Nazanin Arbab<sup>1</sup>, and Abbas Gholamzadeh<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>M. Sc. Student, Physics Department, Faculty of Science, Hormozgan University, Hormozgan, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Physics Department, Faculty of Science, Hormozgan University, Hormozgan, Iran

(Received: 26 August 2017, Accepted: 28 February 2018)

### Summary

The attenuation quality parameter (Q) is a phenomenological quantity depending on the observations and on the underlying theoretical models. Attenuation of seismic waves is expressed with inverse quality factor ( $Q^{-1}$ ) and helps understand the physical laws governing the propagation of seismic waves in the lithosphere. Attenuation is often found to be anisotropic (directionally dependent) due to a variety of factors such as the intrinsic anisotropy of the material, the presence of aligned fluid-fractures (Batzle et al., 2005), or interbedding of thin layers with different properties (Zhu et al., 2007). The magnitude of attenuation anisotropy can be much higher than that of velocity anisotropy, and the symmetry of the attenuation coefficient can be different than that of the velocity function (Liu et al., 2007). The observed seismic-wave amplitudes usually decay exponentially with increasing travel distance after the correction for geometrical spreading, and decay rates are proportional to  $Q^{-1}$  that characterizes the spatial attenuation for SH-wave. Qeshm Island, the largest island of the Persian Gulf, is important because of various aspects such as population, economics and some oil and gas reservoirs.

Since the most destructive part of the elastic waves, is the horizontal component of the shear waves, estimation of attenuation of the horizontal component will provide us with very useful information. Horizontal components of shear waves are also affected by the structure of the earth.

In this study, 661 well-located aftershocks are selected and 18342 seismograms are used to the calculation. by rotation of the components, the horizontal part of the shear waves are separated and horizontal shear wave quality factor was determined by using the Coda normalization method in five frequency bands 1-2, 2-4, 4-8, 8-16, 16-32 (Hz) with a central frequency of 1.5, 3, 6, 12, 24 Hz, in the lapse time of 30 seconds. Based on the calculations, the frequency dependence relation for shear waves:  $Q_{SH} = (11 \pm 1.2)f^{(1.2 \pm 0.105)}$ .

The relationship between the frequency dependence for horizontal shear waves shows the attenuation in the Qeshm Island is very high and consequently the region is seismically active. Besides, a small amount of the quality factor for horizontal shear waves associated with the low velocity of shear wave propagation in the crust that may relate to the presence of gas and oil fluids and some salt dome. In the azimuthal study, the attenuation of horizontal shear waves are calculated in two directions: northeast-southwest and northwest-southeast. For low frequencies, the attenuation in the northeast-southwest direction is close to northwest-southeast direction, which seems the horizontal component of the shear waves are not affected by tectonic structures, so it seems mostly to be dependent on the material of the earth, whereas for high frequencies greater than 6 Hz, there are significant differences between two azimuthal attenuation, that can be due to some small-scale heterogeneity of the region.

**Keywords:** attenuation, quality factor, SH, horizontal shear wave, Qeshm, Zagros

\*Corresponding author:

abbas.gholam@hormozgan.ac.ir