

برآورد رابطه کاهندگی طیفی در پهنه زاگرس

محمد رضا نجف تو مرایی^۱، حبیب رحیمی^{۲*} و مهدی رضاپور^۳

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

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

(دریافت: ۹۲/۱۲/۱۲، پذیرش نهایی: ۹۳/۱۱/۲۸)

چکیده

دامنه امواج لرزه‌ای به دو علت غیرکشسان بودن زمین و گسترش هندسی با افزایش فاصله کاهش می‌یابد. در چند دهه گذشته تعیین روابط کاهندگی برای یک ناحیه، به منظور اجرای بررسی‌های تحلیل خطر زلزله، همواره مورد توجه بوده است. در این تحقیق به منظور برآورد رابطه کاهندگی در پهنه زاگرس، حدود ۹۹۸ زلزله رویداده با حدود ۱۰۰۰۰ نگاشت در این ناحیه با بزرگی بین ۲ تا ۷ طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ که با دستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری رقمی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی ثبت شده بود، بررسی شد. برای برآورد روابط کاهندگی سرعت و شتاب، علاوه بر داده‌های سرعت، داده‌های شتاب نیز از مشتق داده‌های سرعت برآورد شد. بعد از پردازش‌های اولیه شامل حذف تصحیح خط مبنا، میانگین و تصحیح دستگاهی، پردازش سیگنال در حوضه بسامد برای پنجره زمانی موج برشی صورت گرفت. در مرحله بعد، نقاط تغییر ضریب گسترش هندسی که ناشی از بازتاب‌های حاصل از وجود ناپیوستگی‌های سخت کره است از الگوریتم موسوم به الگوریتم Robust Lowess به دست آمد که با رعایت فرض Hinged Trilinear، نقاط تغییر این ضریب‌ها برای هر دو دسته داده پیش‌گفته، ۲۰۰km و ۱۱۰km، در نظر گرفته شد. در نهایت با به کارگیری الگوریتم بهینه‌سازی غیر خطی بدون قید مقادیر پارامترهای مجهول برای این ناحیه محاسبه شد، به طوری که ضریب‌های گسترش هندسی برای داده‌های سرعت در $b_1 = -0.5, b_2 = 0.29, b_3 = -0.35$ و برای داده‌های شتاب در $b_1 = -0.5, b_2 = 0.21, b_3 = -0.24$ لحاظ شد. در نهایت از روی ضریب $c(f)$ ، فاکتور $Q(c)$ برای هر دو دسته، در بسامدهای مورد نظر به دست آمده و میانگین تابع کیفیت موج عرضی و مقدار خطای آن برای این دو دسته به صورت $Q = (81 \mp 1.2)f^{(1.25 \mp 0.02)}$ به دست آمد.

واژه‌های کلیدی: رابطه کاهندگی طیفی، ضریب گسترش هندسی، ضریب غیرکشسان، سه خط راست به هم لولاشده، تابع کیفیت

موج برشی

Estimation of spectral attenuation relation in the Zagros Region

Najafomraei, N.¹, Rahimi, H.² and Rezapour, M.³

¹ PhD Student, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² Assistant Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 03 Mar 2014, Accepted: 17 Feb 2015)

Summary

Amplitudes of seismic waves decrease with distance according to anelastic properties of the earth and geometrical spreading. The attenuation of ground-motion amplitudes in the frequency domain is an important problem in engineering seismology. It is of particular practical interest in the regions such as Zagros (Iran). The Zagros fold-thrust belt, as a part of Alpine-Himalayan orogenic belt is one of the most active continental collision zones on the earth, which extends from the Taurus mountains in southeastern Turkey to the Minab fault in the east of the Strait of Hormoz in southern Iran.

Structurally, its formation is related to the continuing convergent movement between

the Arabian plate to the southwest and the Central Iranian Micro continent to the northeast, resulting from the north- northeastward drift of Afro-Arabia against Eurasia and so this region is seismically active. Hence, attenuation studies as well as other seismic studies seem to be necessary. The ground-motion relations are key inputs to seismic hazard analysis for engineered structures. In such cases, an empirical attenuation model determined from events provides critical input to the models of ground-motion generation. The attenuation model is used to play back attenuation effects to determine the apparent source spectrum for each earthquake in the database. The lack of an appropriate ground-motion prediction model may result in undesirable outcomes, such as unrealistically high or low loading standards in the design and construction of critical infrastructure such as large dams, power stations, and hospitals. For seismological purposes, appropriate attenuation models make it possible to calculate more accurately the source parameters such as magnitude and seismic moment.

In this study about 10000 records due to 998 events recorded at the International Institute of Earthquake engineering and Seismology (IIEES) stations during 2006-2013 across the Zagros region, were selected in order to estimate the average attenuation relation parameters. All data were divided into two parts: a) acceleration data (that is derived from velocity data) with moment magnitude between 4-7 and b) velocity data with moment magnitude between 2-4. We combined the two north-south and east-west seismograms into a single seismogram for a given azimuth. For each rotated combined horizontal record, a shear-wave window was selected and a 5% taper was applied at each end of the window. After correcting for instrument response, the Fourier spectrum of the shear-wave window and a noise window with the same length as the shear-wave window were calculated and binned in increments of 0.2 log frequency units for a central frequency range of 1-10 Hz. We fit the observed Fourier velocity amplitudes at each frequency to a Hinged-Trilinear function. The distances at which the nature of geometrical spreading attenuation changes significantly was graphically found for both data in 110 km and 200 km using a locally weighted scatterplot smoothing (LOWESS, local regression smoothing method) called robust LOWESS.

A trilinear function with hinges at distances of about 110 and 200 km can describe the geometric spreading attenuation with distance. Using unconstrained Nonlinear Optimization algorithm, we found that for acceleration data with $b_1 = -0.5$, $b_2 = 0.21$, $b_3 = -0.24$ and for velocity data with $b_1 = -0.5$, $b_2 = 0.29$, $b_3 = -0.35$ minimize the average absolute value of the Fourier spectrum amplitude residuals. Using an anelastic attenuation coefficient at different frequencies, the direct average of calculated quality factor for both dataset, Q in the Zagros region is obtained as $Q = (81 \mp 1.2f)^{(1.25 \mp 0.02)}$

Keywords: Spectral attenuation relation, Geometrical spreading coefficient, Anelastic coefficient, Hinged trilinear, Quality factor

۱ مقدمه

تاکنون تحقیقاتی برای برآورد رابطه کاهندگی دامنه در پهنه‌های متفاوت ایران صورت گرفته است که برای نمونه می‌توان به تحقیق متقی و همکاران (۲۰۱۲) در البرز مرکزی، معتضدیان (۲۰۰۶) در شمال ایران و قاسمی و همکاران (۱۳۸۴) که با استفاده از زمین لرزه کجور - بلده (۲۰۰۴) صورت گرفته است، اشاره کرد. در این تحقیقات

شکل حاصل از نمودار کاهندگی دامنه با فاصله، علاوه بر اینکه متغیرهای لازم برای هر نوع مدل‌سازی دقیق شکل موج و یا اجرای بررسی‌های تحلیل خطر زلزله را برای منطقه مورد تحقیق دارد (آتکینسون، ۲۰۰۵)، دربردارنده اطلاعات مفیدی همچون زمین‌شناسی ناحیه و ناپیوستگی‌های پوسته (بوگه و همکاران، ۱۹۸۷) نیز هست.

بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استفاده شد. محدوده بزرگای داده‌های استفاده شده از ۲ تا ۷ در مقیاس بزرگای ناتلی است و مطابق شکل ۱ و ۲ کل پهنه زاگرس پوشش داده شده است.

۳ روش تحقیق

در این تحقیق از ۱۰۰۰۰ نگاشت مربوط به ۹۹۸ زمین‌لرزه با بزرگی بین ۲ تا ۷ با فاصله‌های رومرکزی کمتر از ۴۰۰ کیلومتر که در شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه زلزله‌شناسی ثبت شده است استفاده شد. داده‌ها به دو قسمت تقسیم شد: ۱- داده‌های سرعت با بزرگی گشتاوری بین ۲ تا ۴.۲- داده‌های شتاب با بزرگی گشتاوری بین ۴ تا ۷ که از روی مشتق داده‌های سرعت به دست آمد. هدف از تقسیم‌بندی، برآورد روابط کاهندگی سرعت و شتاب برای پهنه مورد بررسی است. موارد کاربرد روابط کاهندگی در کارهای مهندسی متفاوت است و برای نمونه از داده رابطه کاهندگی سرعت برای سازه‌های حساس به جابه‌جایی‌های ریز مثل تونل‌ها، خطوط لوله گاز و مانند آن و از روابط کاهندگی شتاب برای سازه‌های بزرگ مانند بیمارستان‌ها و موارد دیگر استفاده می‌شود. با توجه به اینکه ایستگاه‌ها روی سنگ سخت واقع شده‌اند از اثر ساختگاه صرف نظر شد. موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این تحقیق، برای برآورد رابطه کاهندگی سرعت و شتاب به صورت جداگانه در شکل ۱ نشان داده شده است. در شکل ۲ نیز مسیر مابین این زلزله‌ها و ایستگاه‌ها آورده شده است. بعد از پردازش‌های اولیه ثبت‌ها، برای برآورد پنجره زمانی موج برشی، فازهای مستقیم امواج فشارشی و برشی با استفاده از نرم‌افزار Taup با ساختار سرعتی متوسط از زاگرس برآورد و همه زمان‌های برآورد شده به‌طور چشمی بازدید مجدد و تصحیح شد. در مرحله بعد، مولفه‌های افقی $E-W$ و $N-S$ در امتداد رومرکز زمین‌لرزه چرخانده شد و تحلیل سیگنال‌ها روی مولفه T صورت گرفت. علت این کار با توجه به تحقیقات قبلی (او و هرمان، ۱۹۹۰) این است که مولفه

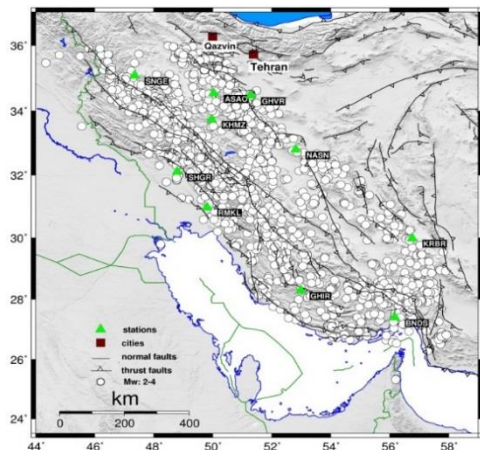
از داده‌های شبکه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن و مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک استفاده شده است. با این حال تاکنون در پهنه زاگرس، تحقیقی برای برآورد رابطه کاهندگی صورت پذیرفته است. در تحقیق حاضر، به‌منظور برآورد رابطه کاهندگی در پهنه زاگرس، حدود ۹۹۸ زلزله رویداده با حدود ۱۰۰۰۰ نگاشت با بزرگی بین ۲ تا ۷ طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ که به کمک دستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری رقمی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی ثبت شده بود، مورد بررسی قرار گرفت. سپس داده‌ها به دو قسمت تقسیم شد: ۱- داده‌های سرعت ۲- داده‌های شتاب که از روی مشتق داده‌های سرعت به دست آمد. بعد از پردازش‌های اولیه، پردازش سیگنال در حوضه بسامد صورت گرفت. سپس نقاط تغییر ضریب گسترش هندسی که ناشی از بازتاب‌های حاصل از وجود ناپیوستگی‌های سخت کره است، با الگوریتمی موسوم به الگوریتم Robust Lowess (کلوند، ۱۹۷۹) به دست آمد که با رعایت فرض Hinged Trilinear، نقاط تغییر این ضریب‌ها برای هر دو دسته داده پیش‌گفته، 200km و 110km، در نظر گرفته شد. در نهایت با به کارگیری الگوریتم بهینه‌سازی غیرخطی بدون قید مقادیر پارامترهای مجهول برای این ناحیه محاسبه شد. نتایج این تحلیل در ۹ بسامد بین ۱ تا ۱۰ هرتز بررسی و در نهایت تابع کیفیت موج برشی نیز برآورد شد.

۲ داده‌ها

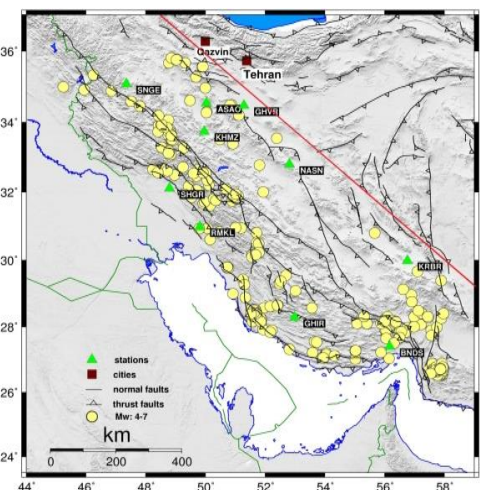
به‌منظور برآورد رابطه کاهندگی در پهنه زاگرس، حدود ۹۹۸ زلزله رویداده با حدود ۱۰۰۰۰ نگاشت ثبت شده در ۱۰ ایستگاه طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ که در دستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری رقمی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی ثبت شده بود، مورد استفاده قرار گرفت. در این تحقیق با توجه به پوشش بهتر ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک از اطلاعات مکان‌یابی مرکز لرزه‌نگاری کشوری برای شکل موج‌های ایستگاه‌های پژوهشگاه

میانگین‌گیری به عمل آمد و مقدار به‌دست آمده، به بسامد مرکزی بازه نسبت داده شد. سپس یک منحنی به این داده برازش شد تا برای همه بسامدها مقدار دامنه داشته باشیم (شکل ۵). اثر نوفه محیط انتشار زلزله، عامل دیگری است که بایستی محاسبه و از روی طیف دامنه برداشته شود. برای این کار، یک پنجره نوفه با طول مساوی پنجره S انتخاب شد. پیش از رسید اولین فاز P برداشته شده (شکل ۶) و پس از اعمال نرم‌کننده روی آن و محاسبه طیف شتاب آن با تبدیل فوریه و مشتق‌گیری، $N(f)$ محاسبه شد. سپس در هر بسامد توان نوفه از توان سیگنال کم شد:

$$A'(f) = \sqrt{A^2(f) - N^2(f)} \quad (۳)$$



(الف)



(ب)

شکل ۱. زلزله‌های رویداده در منطقه مورد بررسی به همراه مکان و نام ایستگاه: (الف) داده‌های سرعت با بزرگی ۲-۴ و (ب) داده‌های سرعت با بزرگی ۴-۷.

مماسی (T) بیشترین انرژی را ثبت می‌کند. از این رو و نیز به‌منظور حذف نمونه‌های کم‌انرژی، ابتدا باید پنجره S را از بقیه نگاشت جدا کنیم (شکل ۳). برای جدا کردن خودکار فازهای S از بقیه نگاشت، از الگوریتم کینوشیتا (۱۹۹۴) استفاده شد. در این روش بعد از تعیین شروع موج S و اعمال یک فیلتر میان‌گذر به سری زمانی و محاسبه تبدیل هیلبرت، تابع $e(n) = (b_2(n) + H_2\{b(n)\})^{1/2}$ به‌صورت به‌دست می‌آید و T_e که زمان انتهای موج است، مقداری است که در آن rms تعریف شده به‌صورت $c(k) = (k^{-1} \sum_{n=1}^k (e(n))^2)^{1/2}$ پیشگیری از پدیده گیس ناشی از قطع ناگهانی سری زمانی (بریدن پنجره S)، یک نرم‌کننده (Taper) کسینوسی ۵٪ مورد استفاده قرار گرفت و در دو انتهای پنجره S اعمال شد (شکل ۴).

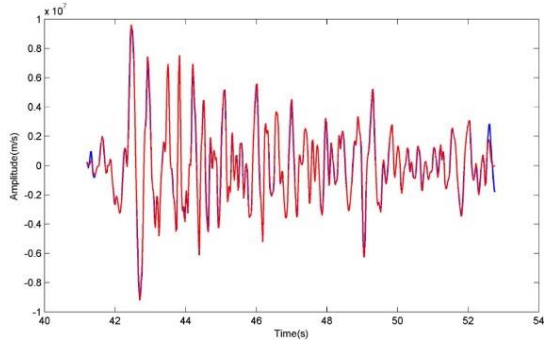
در مرحله بعدی، SNR (نسبت سیگنال به نوفه) با استفاده از رابطه (۱) محاسبه (زارع، ۱۳۸۴) و نگاشت‌هایی که SNR کمتر از ۳۰ داشتند حذف شد تا اثر نوفه محیط در روابط به‌دست آمده با کمترین مقدار دخیل باشد.

$$SNR^2 = \frac{\sum_{i=1}^n A_i(t)^2 / t_s}{\sum_{i=1}^n N_i(t)^2 / t_N} \quad (۱)$$

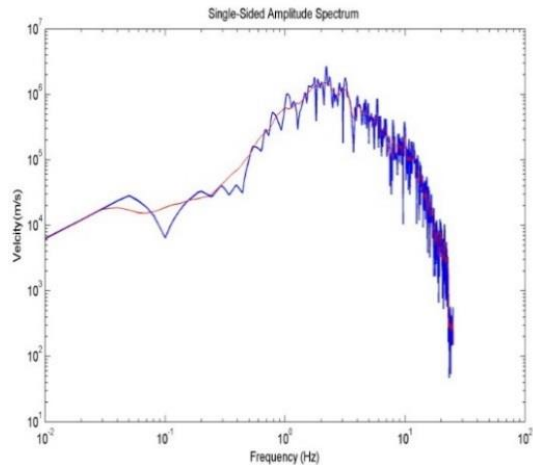
که در این رابطه، n تعداد نمونه‌های پنجره k ، A_i دامنه نمونه i ام نگاشت در پنجره S و N_i دامنه نمونه i ام در پنجره نوفه است. t_s و t_N به ترتیب طول پنجره زمانی سیگنال و نوفه است که به یک اندازه در نظر گرفته شده‌اند. سپس طیف دامنه سرعت در بسامدهای گوناگون با استفاده از تبدیل فوریه داده‌های شتاب (شکل ۵-ب)، از طیف سرعت در حوزه بسامد مشتق‌گیری شد:

$$A(f) = 2\pi f |V(f)| \quad (۲)$$

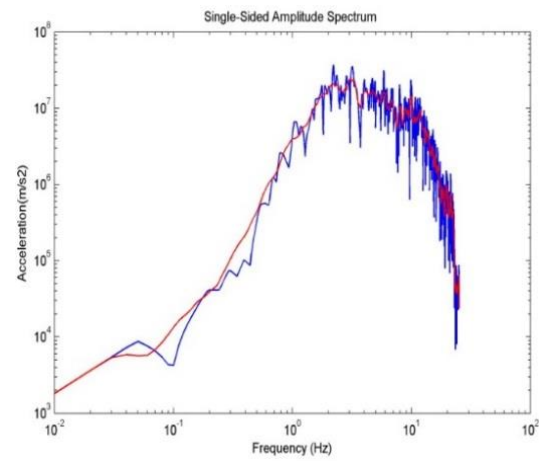
که در آن، f بسامد، $V(f)$ دامنه طیف سرعت و $A(f)$ دامنه طیف شتاب را نشان می‌دهد. به‌منظور هموار کردن منحنی طیف سرعت و شتاب، این منحنی در حوزه بسامد را به بازه‌هایی با طول 0.2 تقسیم شد و در هر بازه از مقادیر دامنه



شکل ۴. پنجره موج برشی جدا شده با آبی نشان داده شده و پس از اعمال یک نرم‌کننده روی پنجره S بارنگ سرخ مشخص شده است.



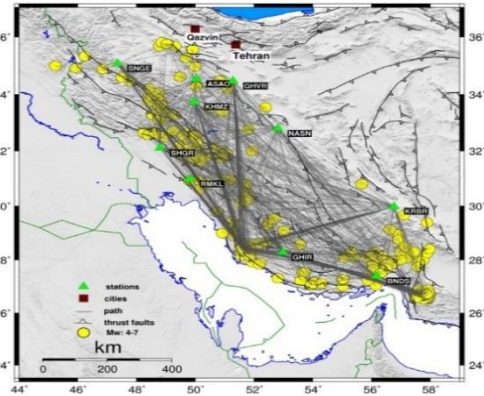
(الف)



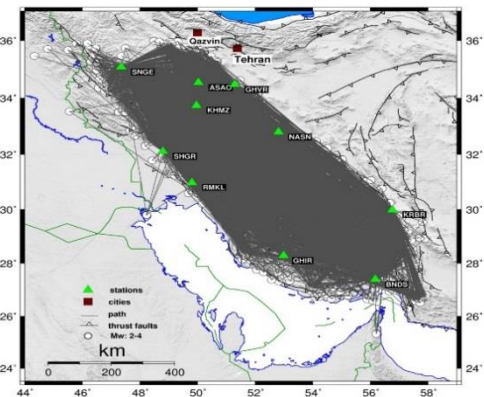
(ب)

شکل ۵. طیف دامنه به دست آمده از تبدیل فوریه به همراه طیف هموار شده آن برای (الف) داده‌های سرعت و (ب) داده‌های شتاب.

برای مشاهده این مطلب که داده‌های انتخاب شده دارای نسبت سیگنال به نوفه بزرگی هستند، نسبت طیف سیگنال به طیف نوفه پس از تقسیم هر کدام به طول پنجره

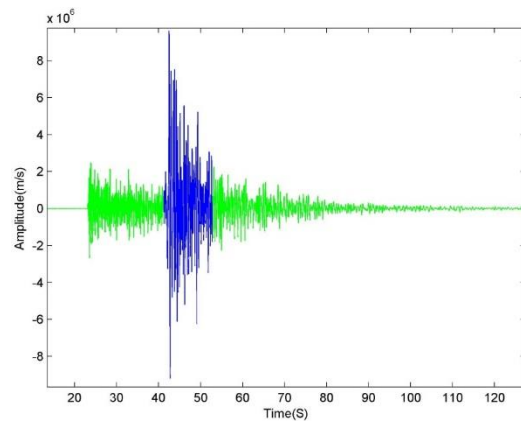


(الف)



(ب)

شکل ۲. مسیر زلزله‌های رویداده در منطقه مورد بررسی به همراه مکان و نام ایستگاه: (الف) داده‌های سرعت با بزرگی ۴-۷ و (ب) داده‌های سرعت با بزرگی ۲-۴.



شکل ۳. یکی از نگاشت‌های مورد بررسی و پنجره موج برشی جدا شده با الگوریتم کینوشیتا که با رنگ آبی مشخص شده است (ب) منحنی هموار شده روی طیف نگاشت که با رنگ سرخ مشخص شده است. حادثه روی داده در 2006.01.05 ساعت 13.01.05 ثبت شده در ایستگاه SNGE با بزرگای Mn=4 در فاصله رو مرکزی ۱۴۵ کیلومتری است.

سرعت در بسامد f است که در فاصله R_i از چشمه زمین لرزه ثبت شده باشد. عدد ثابت a به صورت میانگین، اثر چشمه را در خود دارد. b ضریب گسترش هندسی و $c(f)$ ضریب میرایی ناشی از غیر کشسان بودن زمین است که باتابع کیفیت (Q)، به صورت زیر ارتباط دارد (آتکینسون و مرو، ۱۹۹۲).

$$Q = \frac{\pi f}{\ln 10 c(f) \beta} \quad (7)$$

که در آن، β ، سرعت موج برشی در پوسته است. برای برازش متغیری روی داده‌ها، شکل تابع کاهندگی دامنه برحسب فاصله، سه پاره‌خطی (*Hinged Tri-Linear*) در نظر گرفته شد. این شکل تابع کاهندگی را اولین بار آتکینسون و مرو (۱۹۹۲) عرضه کرده اند.

$$R \leq 110 \quad \text{Log} A_i(f) = a_1(f) + \quad (8-الف)$$

$$a_2(f)M_w + b_1 \text{Log} R_i + c(f)R_i$$

$$110 < R \leq 200 \quad \text{Log} A_i(f) = \quad (8-ب)$$

$$a_1(f) + a_2(f)M_w + b_1 \text{Log}(R_1) + b_2 \text{Log}\left(\frac{R_i}{R_1}\right) + c(f)R_i$$

$$R > 200 \quad \text{Log} A_i(f) = a_1(f) + \quad (8-ج)$$

$$a_2(f)M_w + b_1 \text{Log}(R_1) + b_2 \text{Log}\left(\frac{R_2}{R_1}\right) + b_3 \text{Log}\left(\frac{R_i}{R_2}\right) + c(f)R_i$$

برای برازش تابع (۸) روی داده‌ها از روش برازش بهینه‌سازی غیرخطی بدون قید استفاده شده است. در این روند به صورت تکراری، ترکیب‌های متفاوتی از ضریب‌های نامعلوم $b_1, a_2, b_2, b_3, c, a_1, a_2$ در فرمول بالا به کار گرفته شد و برای هر ترکیب یک مقدار باقی‌مانده k از رابطه (۹) محاسبه شد. جواب نهایی، ترکیبی از ضریب‌ها است که مجموع کاپا (k)، برای همه نگاشت‌ها را کمینه کند. مقدار k از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$k_i = \|y_i(f) - \text{Log}(A_i(f))\| = \quad (9)$$

$$\frac{1}{n} \sum (y_i(f) - \text{Log} A_i(f))^2$$

در رابطه (۸)، b_1 ضریب گسترش هندسی در ۱۱۰ کیلومتر اول است که بیشترین انرژی موج با فازهای مستقیم Sg منتشر می‌شود. b_2 ضریب گسترش هندسی در فاصله ۱۱۰

بسامدی مربوط، محاسبه و این نسبت برای چند نگاشت در هر بسامد رسم شد (شکل ۷). نتایج حاکی از مقدار SNR زیاد برای داده‌های باقی‌مانده است. برای تبدیل بزرگای داده‌ها که از نوع M_n است به بزرگای گشتاوری (M_w)، به علت نبود چنین رابطه‌ای برای ایران، از رابطه محاسبه شده سونلی و آتکینسون (۲۰۰۵) مربوط به جنوب شرقی کانادا برای این کار استفاده شد تا مقدار بزرگ‌ها برحسب M_w به دست آید:

$$M_w = 0.98M_n - 0.39 \quad (4)$$

در مرحله بعدی پس از حذف داده‌های پرت، منحنی توزیع لگاریتم دامنه‌ها برحسب فاصله رسم شد (شکل ۸). برای یافتن دقیق تر نقاط شکستگی نیازمند به شکل واضحی از داده‌ها هستیم تا به طور چشمی بتوانیم به راحتی تعداد و موقعیت این نقاط را مشخص کنیم (متقی، ۱۳۹۰). این امر مستلزم حذف اثر چشمه است. از روی رابطه ۵ مقدار A'' (دامنه کاهش یافته) تعریف شد و برازش روی نمودار A'' برحسب فاصله با استفاده از یک الگوریتم برازش غیر متغیری به نام *Robust Lowess* صورت گرفت. با این روند، مقدار پارامتر متغیر a ، ۱٫۶ به دست آمد و برای هر دو دسته داده، آشکارا وجود دو شکستگی غالب در منحنی کاهندگی در ۱۱۰ و ۲۰۰ کیلومتر نشان داده شد که نتایج آن در شکل ۹ آمده است.

$$\text{log} A''(f) = \text{log} A(f) - aM_w \quad (5)$$

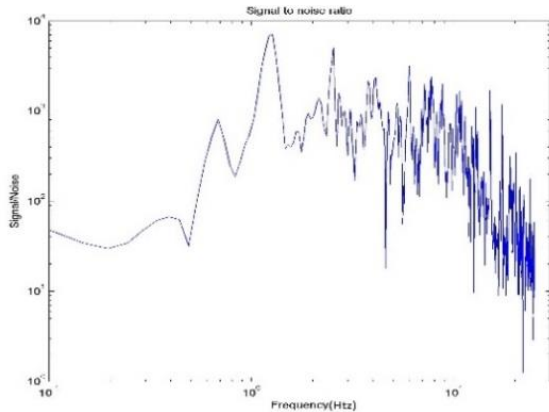
در ادامه، برای ۹ بسامد ($f=1,2,2.5,3,1.5,6.3,8,10$ هرترز) روند کاهشی دامنه برحسب فاصله بررسی و متغیرهای کاهندگی در این ۹ بسامد تعیین شد؛ به این صورت که مدل متغیری برای منحنی کاهندگی دامنه طیف سرعت که مارتینوف و همکاران (۱۹۹۹) مطرح کرده‌اند، روی هر دو دسته داده برازش شد.

مدل متغیری کلی پیش گفته به صورت زیر است:

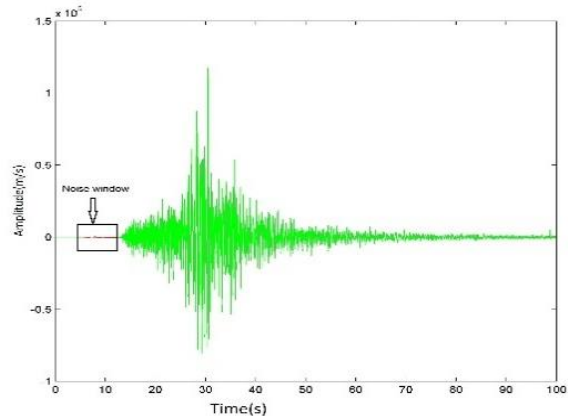
$$\text{Log} A_i(f) = a(f) + b \text{Log} R_i + c(f)R_i \quad (6)$$

که در آن، i اندیس مربوط به هر نگاشت و A_i دامنه طیف

برای کاپا، ۵ مقدار کمینه برای کاپا انتخاب و میانگین این مقادیر به منزله نتیجه گزارش شد (جدول ۲). مقادیر این ضریب‌ها برای داده‌های سرعت در $b_1 = -0.5, b_2 = 0.31, b_3 = -0.38$ برای داده‌های شتاب در $b_1 = -0.22, b_2 = 0.18, b_3 = -0.5$ (شکل ۱۰). میانگین سایر ضریب‌های مربوط به هر بسامد برای داده‌های سرعت در جدول ۳ و برای داده‌های شتاب در جدول ۵ قابل مشاهده است. در شکل ۱۱ و ۱۲ نیز نتایج تحلیل خطا برای دو دسته داده قابل مشاهده است. مقادیر خطا از انحراف معیار پنج مقدار برآورد شده برای هر دام از متغیرها در جدول‌های ۴ و ۶ به ترتیب برای سرعت و شتاب آورده شده است.



شکل ۷. نسبت طیفی سیگنال به نوفه.



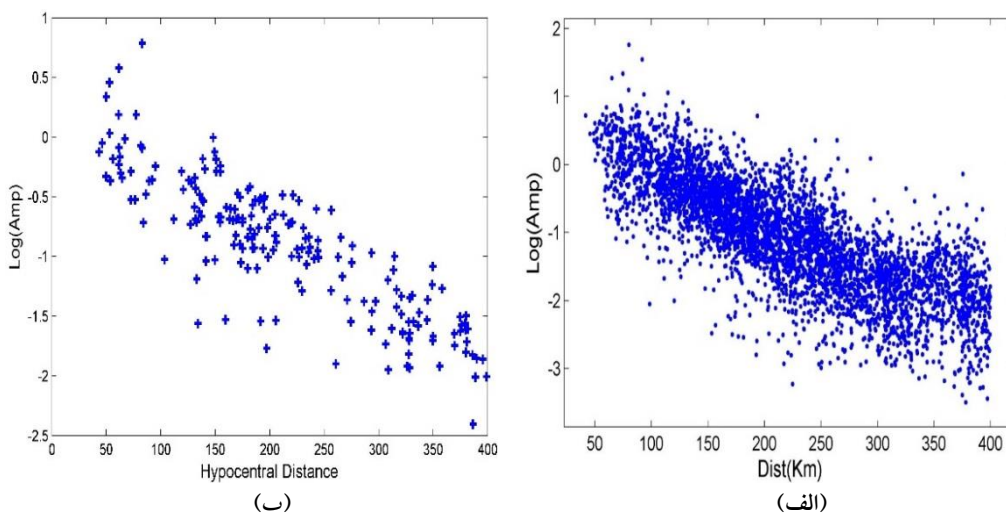
شکل ۶. انتخاب پنجره نوفه.

جدول ۱. محدوده جست‌وجوی ضریب‌ها.

a1(f)		a2(f)		b1		b2		b3		c	
Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
-10	+10	-2	+2	-0.5	1.5	-1	1	-1	-0.001	-1	0

جدول ۲. مقادیر به دست آمده برای ضریب‌ها در بسامد ۱ هرتز برای داده‌های شتاب به همراه میانگین برای کاپاهای متفاوت.

K	a1	a2	b1	b2	b3	c
0.317378	0.562536	1.163062	-0.5	0.214448	-0.24416	-0.00436
0.317376	0.568834	1.163062	-0.5	0.215149	-0.24335	-0.00438
0.3173747	0.574163	1.163062	-0.5	0.215535	-0.24269	-0.00441
0.3173746	0.57998	1.163062	-0.5	0.216059	-0.24246	-0.00443
0.3173745	0.585794	1.163062	-0.5	0.216374	-0.24163	-0.00445
AVERAGE	0.574261	1.163062	-0.5	0.215513	-0.24286	-0.00441



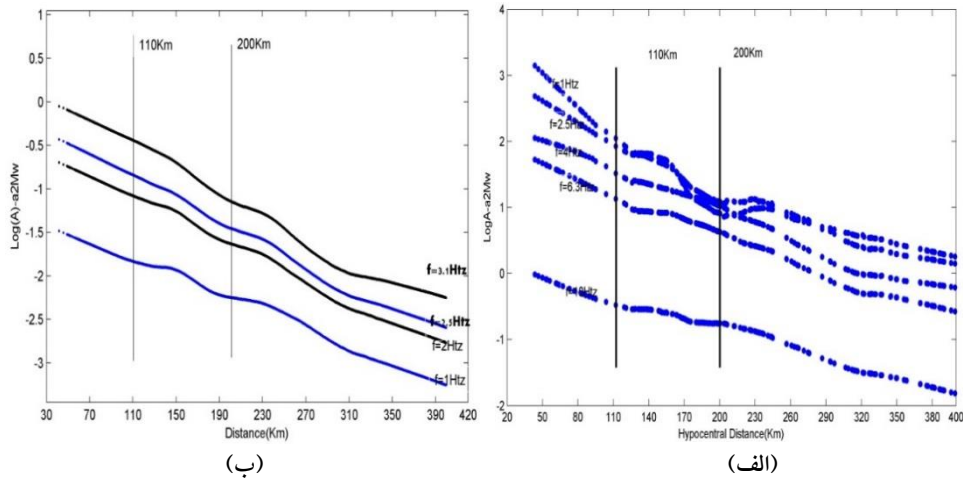
شکل ۸. نمودار لگاریتم دامنه‌ها با فاصله برای بسامد ۲ هرتز برای داده‌های (الف) سرعت و (ب) شتاب، روند کاهشی دامنه با فاصله کاملاً مشخص است.

جدول ۳. ضریب‌های به‌دست آمده برای رابطه کاهندگی طیفی در ۹ بسامد برای داده‌های سرعت.

F(Htz)	a1(f)	a2(f)	b1	b2	b3	C(f)	Q(f)
1	0.4874261	1.063062	-0.5	955130.2	-0.35286	-0.0044	83.8069
2	0.351903534	1.025226	-0.5	0.298798	-0.35895	-0.0046	160.3262
2.5	0.518101501	0.965861	-0.5	0.298824	-0.35886	-0.00456	202.1658
3.1	0.859442139	0.821294	-0.5	0.298861	-0.35881	-0.00466	245.306
4	0.756416321	0.753134	-0.5	0.298894	-0.35878	-0.00383	385.1179
5	0.657307434	0.688797	-0.5	0.298921	-0.35876	-0.00324	569.0592
6.3	0.764332581	0.592378	-0.5	0.299006	-0.35868	-0.00336	691.4069
8	0.574015808	0.488625	-0.5	0.299072	-0.3586	-0.0021	1404.763
10	0.552766418	0.386824	-0.5	0.297838	-0.3585	-0.00339	1087.759

جدول ۴. مقادیر خطای به‌دست آمده برای رابطه کاهندگی طیفی در ۹ بسامد برای داده‌های سرعت.

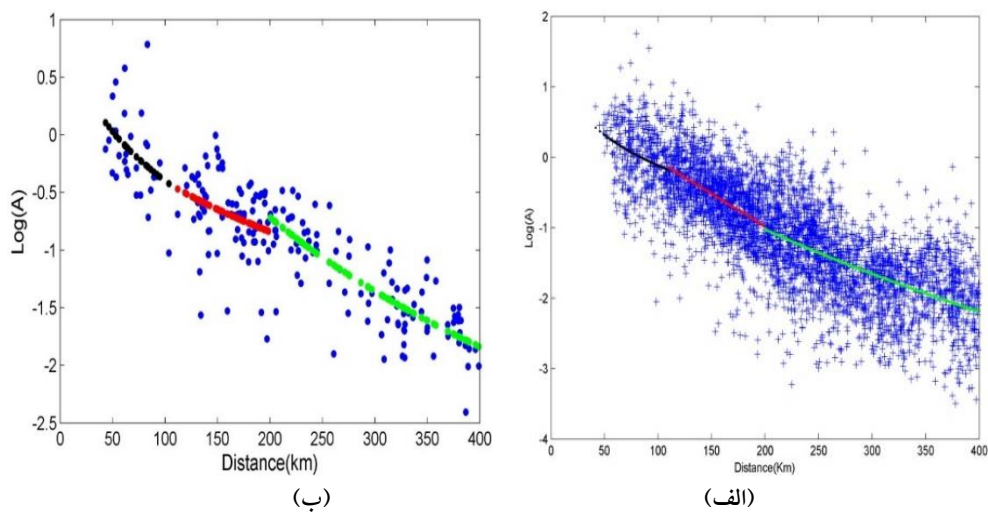
F(Htz)	a1(f)	a2(f)	b1	b2	b3	C(f)
1	0.009576	0	0	0.009411	0.010802	3.77E-05
2	0.011052	0	0	0.011211	0.012514	4.41E-05
2.5	0.019152	1.24E-16	0	0.018751	0.021609	7.54E-05
3.1	0.019188	0	0	0.018871	0.021631	7.66E-05
4	0.01919	0	0	0.017561	0.022071	7.66E-05
5	0.018135	0	0	0.016306	0.021102	7.30E-05
6.3	0.019612	0	0	0.019592	0.022149	7.72E-05
8	0.018846	0	0	0.017694	0.021605	7.42E-05
10	0.018155	0	0	0.016556	0.021102	7.23E-05



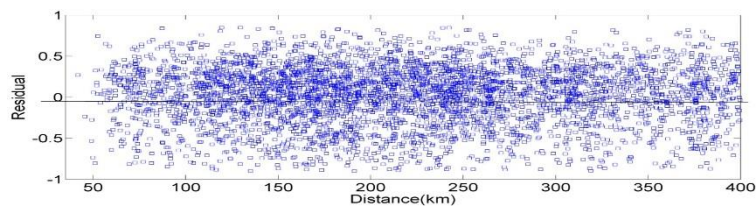
شکل ۹. نمودار لگاریتم دامنه مجموع یافته برحسب فاصله در چند بسامد برای داده‌های (الف) سرعت و (ب) شتاب وجود دو شکستگی چیره در منحنی کاهندگی در ۱۱۰ و ۲۰۰ کیلومتر واضح است.

جدول ۵. ضریب‌های به‌دست آمده برای رابطه کاهندگی طیفی در ۹ بسامد برای داده‌های شتاب.

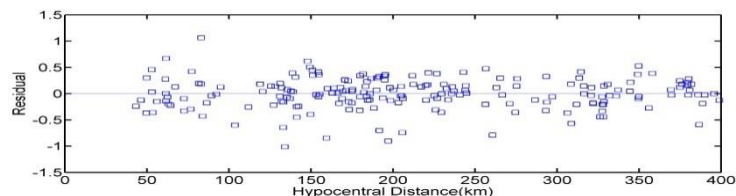
f	a1(f)	a2(f)	b1	b2	b3	C(F)	Q(f)
1	0.574261	1.163062	-0.5	0.215513	-0.24286	-0.00441	83.61686
2	1.445789	1.023974	-0.5	0.214615	-0.24326	-0.00456	161.7326
2.5	1.700279	0.965161	-0.5	0.214725	-0.24239	-0.00449	205.3176
3.1	2.238824	0.820908	-0.5	0.215432	-0.24231	-0.00458	249.5909
4	2.242007	0.752895	-0.5	0.215748	-0.24205	-0.00377	391.2471
5	2.243839	0.688683	-0.5	0.216144	-0.24116	-0.00319	577.9786
6.3	2.480089	0.592272	-0.5	0.216753	-0.241	-0.00341	681.269
8	2.38466	0.4886	-0.5	0.217056	-0.24074	-0.00215	1372.094
10	2.897874	0.420784	-0.5	0.217916	-0.2405	-0.00327	1127.677



شکل ۱۰. منحنی سه‌تکه برازش شده با قید ریاضی داده شده برای یافتن ضریب‌های رابطه کاهندگی برای (الف) داده‌های سرعت و (ب) داده‌های شتاب.



شکل ۱۱. مقدار باقی مانده (تفاضل بین مقدار نظری محاسبه شده از رابطه کاهندگی به دست آمده و مقدار تجربی) بر حسب فاصله رومرکزی برای داده های سرعت.



شکل ۱۲. مقدار باقی مانده (تفاضل بین مقدار نظری محاسبه شده از رابطه کاهندگی به دست آمده و مقدار تجربی) بر حسب فاصله رومرکزی برای داده های شتاب.

جدول ۶. مقادیر خطای به دست آمده برای رابطه کاهندگی طیفی در ۹ بسامد برای داده های شتاب.

F(Htz)	a1(f)	a2(f)	b1	b2	b3	C(f)
1	0.00912	0	0	0.00799	0.010699	3.68E-05
2	0.009502	0	0	0.009048	0.01088	3.74E-05
2.5	0.018997	1.24E-16	0	0.018044	0.021798	7.54E-05
3.1	0.019381	1.24E-16	0	0.018572	0.021973	7.84E-05
4	0.019615	0	0	0.019276	0.022169	7.72E-05
5	0.018882	0	0	0.017429	0.0218	7.54E-05
6.3	0.019306	0	0	0.018656	0.02211	7.60E-05
8	0.019072	0	0	0.017932	0.021606	7.66E-05
10	0.019472	0	0	0.017963	0.022606	7.86E-05

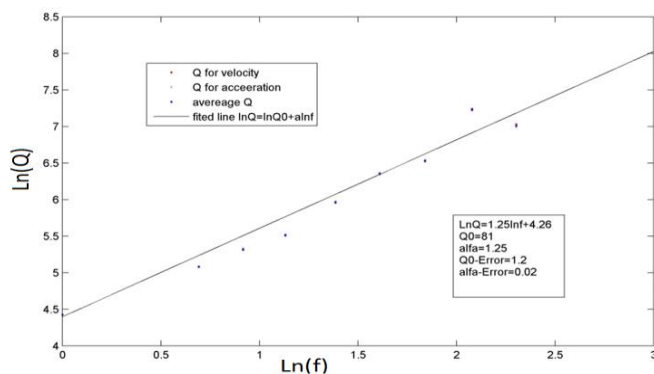
جدول ۳. میانگین تابع کیفیت موج برشی و لگاریتم آنها.

f	Qaverage	Ln(f)	Ln(Qave)
1	83.71188	0	4.426245
2	161.0294	0.69	5.085944
2.5	203.7417	0.91	5.324558
3.1	247.4484	1.13	5.519823
4	388.1825	1.38	5.969339
5	573.5189	1.60	6.359537
6.3	686.338	1.84	6.523957
8	1388.429	2.07	7.224094
10	1107.718	2.30	7.027915

۳ محاسبه میانگین تابع کیفیت موج برشی

پس از به دست آوردن مقادیر Q حاصل از داده های سرعت و شتاب، برای عرضه تابع کیفیت میانگین برای منطقه، از این مقادیر به دست آمده در هر بسامد، میانگین گیری به عمل آمد (جدول ۳-۴). در نهایت با برازش خطی روی رابطه $\ln Q = \ln Q_0 + \alpha \ln f$ (رابطه ۱۰)، ضریب های α و Q_0 به دست آمد، در نتیجه تابع کیفیت موج برشی عرضه شده برای زاگرس به همراه خطای محاسبه آن به صورت $Q = (81 \pm 1.2)f^{(1.25 \pm 0.02)}$ به دست آمد. مقادیر Q مربوط به سرعت و شتاب و مقدار میانگین آن به همراه خط برازش شده در شکل ۱۳ قابل مشاهده است.

$$Q = Q_0 f^\alpha \quad (10)$$



شکل ۱۳. مقادیر Q مربوط به سرعت (سرخ) و شتاب (قهوه‌ای) و مقدار میانگین آن (سبز) به همراه خط برازش شده روی داده‌های میانگین.

۴ نتیجه‌گیری

سرعت نیز همانند داده‌های شتاب، حدود ۱۸۰ کیلومتری یک شکستگی دیگر دیده می‌شود که می‌توان آن را ناشی از بازتاب‌های چندگانه در پنجره موج S دانست (متقی و قدس، ۲۰۱۲). ضریب b_1 برآورد شده از مقدار نظری ذکر شده برای آن کمتر محاسبه شده است. با توجه به تحقیقات مریوا و همکاران (۲۰۰۸) و مالاگینی و همکاران (۲۰۰۰)، (۲۰۰۷) مقادیر گسترش هندسی در فاصله‌های نزدیک از حالت نرمال گسترش هندسی تبعیت نمی‌کند و در مناطق گوناگون ضریب‌های متفاوتی برآورد شده است به طوری که در تحقیق مریوا و همکاران (۲۰۰۸) مقدار ضریب گسترش هندسی -0.74 برای فاصله‌های زیر ۶۰ کیلومتر و -0.47 برای فاصله‌های بیش از ۶۰ کیلومتر برآورد شده است. در تحقیقات گوناگون این مشاهده تاکنون بدون علت مانده و فقط در توجیه آن به وجود ساختارهای زمین‌شناسی و اثرات سامان‌مند به منزله علت محتمل اشاره شده است. در نهایت از روی ضریب $c(f)$ ، فاکتور $Q(c)$ برای بسامدهای مورد نظر به دست آمد و میانگین تابع کیفیت موج عرضی برای داده‌های سرعت و شتاب در منطقه به همراه خطای آن، به صورت $Q = (81 \pm 1.2)f^{(1.25 \pm 0.02)}$ محاسبه شد. مقدار فاکتور کیفیت به دست آمده تأییدکننده لرزه‌خیزی زیاد این منطقه است. از این ضریب‌های به دست آمده می‌توان برای محیط‌های زمین‌ساختی مشابه استفاده کرد. کاهندگی زیاد و کمابیش یکنواخت در سرتاسر کمربند چین و رورانده

با عملی ساختن چندین تکرار مربوط به بهینه‌سازی تابع برازش شده برای یافتن ضریب‌های رابطه کاهندگی طیفی مربوط به ۹۹۸ نگاشت، نقاط تغییر این ضریب‌ها ۱۱۰,۲۰۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است. در نهایت با به کارگیری روش‌های معکوس‌سازی و الگوریتم برازش بهینه‌سازی غیر خطی بدون قید، مقادیر پارامترهای مجهول یعنی ضریب‌های مرتبط با گسترش هندسی، در هر فاصله و ضریب‌های مربوط به فاکتور کیفیت امواج برشی و جملات بزرگ در هر بسامد خاص برای این ناحیه محاسبه شد؛ به طوری که ضریب‌های گسترش هندسی میانگین برای داده‌های شتاب در $b_1 = -0.5, b_2 = 0.29, b_3 = -0.35$ و داده‌های سرعت در $b_1 = -0.5, b_2 = -0.24, b_3 = 0.21$ لحاظ شد. نتایج به دست آمده واقعی برای دو ضریب b_2, b_3 حاکی از تفاوت به نسبت اندکشان در بسامدهای گوناگون است که تا حدودی فرض ثابت بودن این ضریب‌ها را در بسامدهای گوناگون زیر سؤال می‌برد. شکستگی مربوط به ۲۰۰ کیلومتری ممکن است ناشی از فازهای SmS و PmP باشد. همچنین با توجه به منحنی‌های برازش شده دیده می‌شود که روند کاهشی دامنه‌ها صرفاً در دو نقطه تغییر نمی‌کند و می‌توان تعداد نقاط با تغییر روند کاهشی را افزایش داد. از این رو در ۳۰۰ کیلومتری نیز چنین شکستگی دیده می‌شود که ممکن است ناشی از فازهای PKiKP و SKiKS باشد. برای داده‌های

- R. and Helmberger, D., 1987, The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 520-539.
- Cleveland, W. S., 1979, Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots, *Jour. Am. Statist. Assoc.*, **75**, 829-836.
- Kinoshita, S., 1994, Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto Area, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 1387-1396.
- Malagnini, L., Mayeda, K., Uhrhammer, R., Akinci, A. and Herrmann, R. B., 2007, A regional ground-motion excitation/attenuation model for the San Francisco region, *Bull. seism. Soc. Am.*, **97**(3), 843-862, doi:10.1785/0120060101.
- Malagnini, L., Herrmann, R. B. and Di Bona, M., 2000, Ground-motion scaling in the Apennines (Italy), *Bull. seism. Soc. Am.*, **90**, 1062-1081.
- Martynov, V. G., Vernon, F. L., Mellors, R. J. and Pavlis, G. L., 1999, High-frequency attenuation in the crust and upper mantle of the northern Tien Shan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 215-238.
- Meirova, T., Hofstetter, H., Ben-Avraham, Z., Steinberg, D. M., Malagnini, L. and Akinci, A., 2008, Weak-motion-based attenuation relationships for Israel., *Geophys. J. Int.*, **175**, 1127-1140.
- Motazedian, D., 2006, Region-specific key seismic parameters for earthquakes in northern Iran, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 1383-1395, doi: 10.1785/0120050162.
- Sonley, E. and Atkinson, G., 2005, Empirical relationship between moment magnitude and nuttli magnitude for small magnitude earthquakes in southeastern Canada, *Seismological Research Letters*, **76**(6), 172-175.
- Ou, G. and Herrmann, R., 1990, A statistical model for peak ground motion from local to regional distances, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1397-1517.
- زاگرس منطقی به نظر می‌رسد. توزیع تقریباً یکنواخت روندهای ساختاری زمین‌ساختی مانند گسله‌های اصلی و چین‌خوردگی‌های منطقه (به‌غیر از منطقه بندرعباس، که در آن لایه نمک گچساران وجود ندارد در حالی که منطقه قشم این لایه تبخیری را در ستون چینه‌شناسی خود دارد) و همچنین لرزه‌خیزی زیاد کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس، زنجیره رسوبی ضخیم‌تر و یکنواخت و جنس پی‌سنگی یکسان از عوامل توجیه‌کننده کاهندگی زیاد و یکنواخت امواج برشی در این منطقه است.
- مراجع**
- زارع، م.، ۱۳۸۴، مقدمه‌ای بر زلزله‌شناسی کاربردی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- قاسمی، ه.، کمالیان، ن.، حمزه‌لو، ح. و بیت‌الهی، ع.، ۱۳۸۴، تعیین فاکتور کیفیت امواج برشی مستقیم در منطقه البرز به کمک داده‌های میدان نزدیک حرکت نیرومند زمین لرزه کجور در محدوده بسامدی ۱ تا ۳۲ هرتز، م. فیزیک زمین و فضا، **۳۱**(۱)، ۱۰۳-۱۱۲.
- متقی، خ.، قدس، ع. و سیاه‌کوهی، ح.، ۱۳۹۰، تعیین روابط کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در ناحیه تهران، م. علوم زمین، **۷۹**، ۶۱-۶۶.
- Atkinson, G. M., 2005, Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 1079-1095.
- Burger, R., Somerville, P., Barker, J., Herrmann,