

شناسایی پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان با استفاده از شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین

مریم صفرشاهی^۱، مهدی رضاپور^{۱*} و حسین حمزه‌لو^۲

^۱مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
^۲پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۸/۲۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۲۲)

چکیده

یکی از روش‌های بررسی زمین‌لرزه‌ها با استفاده از شتاب‌نگاشت، شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین است. شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به‌ویژه برای مناطقی که از آن داده‌ای در دسترس نیست، نقش مهمی در برآورد پارامترهای جنبش نیرومند زمین ایفا می‌کند. در این تحقیق، پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان با بزرگی $M_W = 6.7$ (USGS) که در ۲۳ ایستگاه شتاب‌نگاری سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن ثبت شده است با شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود تعیین می‌شود. اساس روش کاتوره‌ای بر این است که می‌توان مدل‌های عرضه شده برای طیف دامنه حرکات زمین را با توجه به تصادفی بودن حرکات با بسامد زیاد ترکیب کرد. مدل گسل محدود ابزاری اساسی برای پیش‌بینی حرکات زمین در نزدیکی رومرکز زمین‌لرزه‌های مهم به شمار می‌رود. در روش گسل محدود، شبیه‌سازی حرکات تعدادی زمین‌لرزه کوچک ناشی از ریزگسل‌ها که تشکیل‌دهنده یک گسل هستند، در حکم روشی برای پیش‌بینی حرکات در میدان نزدیک مطرح شده است. در این تحقیق با استفاده از شتاب‌نگاشت‌های زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان، پارامتر آفت طیفی و رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج بُرشی که از پارامترهای ورودی به‌منظور شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به‌روش کاتوره‌ای گسل محدود هستند، محاسبه شده است. با توجه به توزیع پس‌لرزه‌ها و رابطه خودتشابهی، صفحه گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان به‌صورت ۸ المان در راستای طول و ۸ المان در راستای عرض در نظر گرفته شد. براساس نتایج به‌دست آمده از این تحقیق، طول گسل در راستای امتداد ۲۵/۵۹ کیلومتر و عرض گسل در راستای شیب ۱۱/۱۹ کیلومتر تعیین شد. محل کانون زمین‌لرزه در المان $(4,5)$ به‌دست آمد. همچنین برای گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان، مقدار بهینه امتداد ۳۷ درجه و شیب ۸۷ درجه برآورد و آفت تنش ۶۰ بار در نظر گرفته شد. براساس مقایسه نگاشت‌های واقعی و شبیه‌سازی شده، مقدار به‌دست آمده برای امتداد و شیب گسل در این تحقیق، همخوانی بسیار خوبی با نگاشت‌های واقعی دارد.

واژه‌های کلیدی: روش کاتوره‌ای گسل محدود، زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان، شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین

Identification of the source parameters of the 20 December 2010 Rigan earthquake, using strong motion simulation

Maryam Safarshahi¹, Mehdi Rezapour^{1*} and Hosein Hamzehloo²

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Iran

(Received: 20 November 2011, accepted: 12 March 2013)

*Corresponding author:

rezapour@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

Summary

One of the methods to study the earthquakes by using the recorded accelerations is to simulate the strong ground motion. The stochastic finite fault approach will aid in the development of ground-motion relations in data-poor regions. In this research, we identified the source parameters of the 20 December 2010 Rigan Earthquake using a ground-motion simulation based on a stochastic finite-fault model. The main shock of the 20 December 2010 Rigan Earthquake with magnitude $M_w = 6.7$ (USGS), was recorded by 23 digital SSA-2 accelerograms. These stations were installed at epicentral distances ranging from 41 to 263 km. We estimated the causative rupture length and the downdip causative rupture width using the empirical relation from the best defined aftershock zone and the depth distribution of these aftershocks at 25.59 and 11.19 km, respectively. The fault plane was divided into 8×8 elements; it is based on the concept of self-similarity and revised scaling relations. The above method needs information related to attenuation, site characterization and frequency-dependent amplification as input, which are determined based on strong motion records, obtained during the main shock of 20 December 2010 Rigan Earthquake. In addition, the spectral decay parameter and the quality factor have been taken into account as other basic inputs for the mentioned method. The simulated results were compared with recorded ones on both frequency and time domains. The estimated strike and dip of the causative fault were 37 and 87, respectively. The rupture was propagated at $(i,j) = (4,5)$ element, from Northeast to Southwest. The supposed stress drop was 60 bars. A quite satisfactory agreement was found between the simulated amplitude Fourier spectra and the recorded data at frequencies of engineering interest (0.5 to 20 Hz).

Keywords: 20 December 2010 Rigan earthquake, ground motion simulation, stochastic finite fault model

۱ مقدمه

یکی از مناطقی که به لحاظ وجود دگرشکلی‌های قاره‌ای به‌طور وسیعی مورد بررسی قرار گرفته است، کمربند کوه‌زایی آلپ-همیالیا است که از اروپای غربی آغاز می‌شود و با عبور از خاورمیانه تا هند و چین گسترش می‌یابد. بخشی از نوار آلپی که سطح بالایی از فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد و دارای دگرشکلی منحصربه‌فردی است، فلات ایران است. تحقیقات زمین‌ساختی بیانگر تراکم بسیار زیاد گسل‌های جوان و فعال در فلات ایران است. زمین‌ساخت کنونی ایران نتیجه همگرایی جنوب غربی-شمال شرق بین صفحه عربی در جنوب غرب و اوراسیا در شمال شرق آن است (جکسون و مک‌کینزی، ۱۹۸۴). سرعت همگرایی صفحه عربی نسبت به اوراسیا

براساس اندازه‌گیری‌های GPS (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۷) حدود 2 ± 22 mm/yr برآورد شده است.

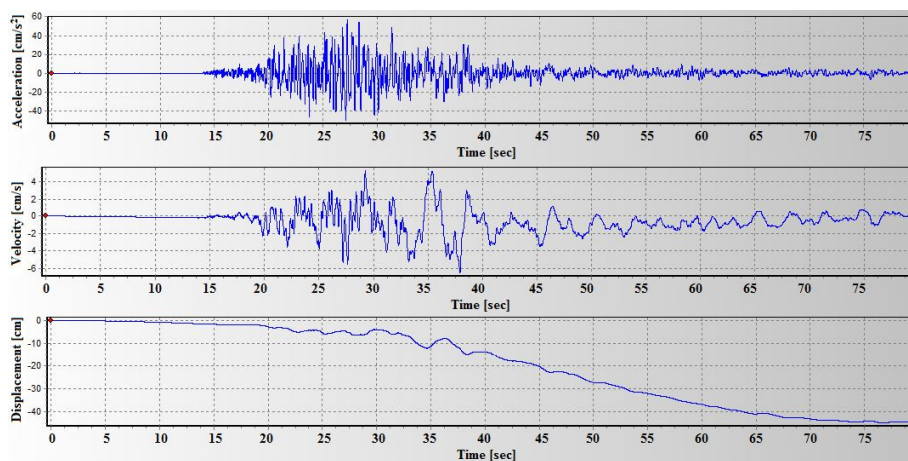
ایران به‌منزله یکی از فعال‌ترین مناطق لرزه‌خیز دنیا شناخته می‌شود و تاکنون متحمل زمین‌لرزه‌های ویرانگری شده است. زمین‌لرزه‌های بزرگ بسیاری در سامانه‌های گسلی امتدادلغز راست‌گرد در حاشیه غربی دشت لوت به وقوع پیوسته و باعث تعدیل برش راست‌گرد بین ایران مرکزی و افغانستان شده است. ایران مرکزی و شرق ایران ناحیه‌ای درون‌صفحه‌ای است که از شمال و شمال‌شرق به مناطق برخوردی البرز و کپه‌داغ، از غرب و جنوب‌غرب به منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس، از جنوب‌شرق به منطقه فرورانش اقیانوسی‌قاره‌ای مکران و از شرق به بلوک افغانستان محدود می‌شود (شکل ۱).

۲ شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود

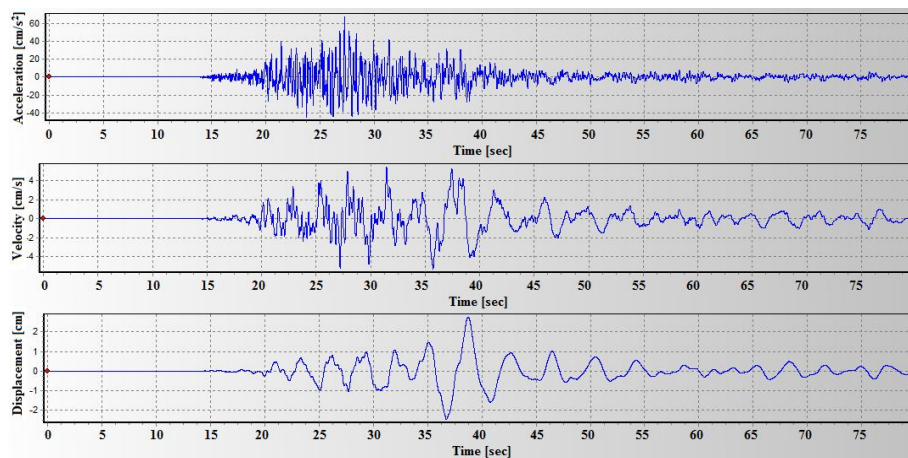
بزرگی، طول و عرض گسل، راستا و شیب گسل، ابعاد المان، سرعت امواج بُرشی، سرعت گسیختگی و نقطه شروع گسیختگی، پارامترهای موردنیاز برای شبیه‌سازی‌اند. نگاشت ثبت شده، حاصل از هم‌امیخت (Convolution) تابع چشمه، تابع انتشار و اثر ساخت‌گاه است که در حوزه بسامد به‌صورت رابطه (۱) نمایش داده می‌شود:

$$A_s(f, r) = S(f) \cdot D_{geo}(r) \cdot D_{An}(f, r) \cdot P(f) \cdot Z(f) \quad (1)$$

وقت محلی) با بزرگی $M_n = 6/5$ ، (USGS) $M_w = 6/7$ (مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، IGUT)، $M_L = 6/4$ (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، IIEES) شهرستان ریگان و آبادی‌های پیرامون آن را لرزاند. رومرکز این رویداد را مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در جنوب شرقی شهرستان ریگان واقع در شرق استان کرمان اعلام کرد. در این پژوهش، پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان با شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود (stochastic finiteFault model) به‌دست می‌آید.

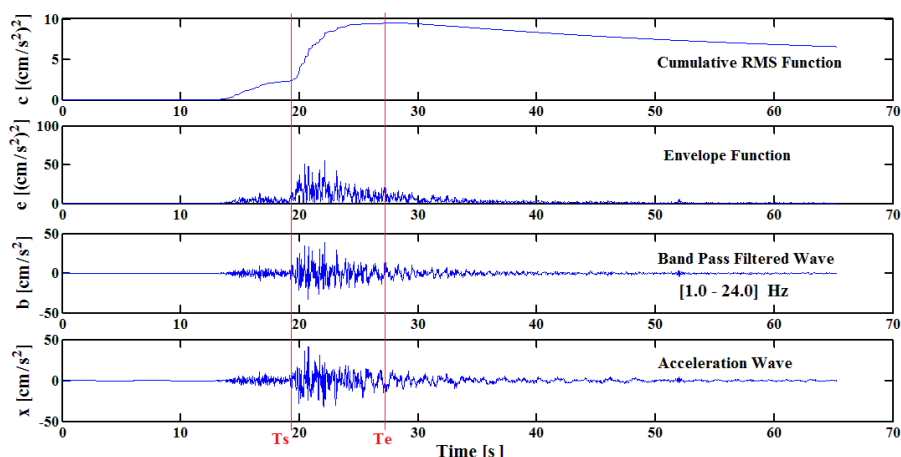


(الف)



(ب)

شکل ۲. نگاشت‌های شتاب، سرعت و جابه‌جایی (الف) تصحیح نشده و (ب) تصحیح شده مؤلفه طولی زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان در ایستگاه ریگان.



شکل ۳. چگونگی تعیین پنجره موج بُرشی به روش کینوشینا (۱۹۹۴) روی مؤلفه عرضی شتاب‌نگاشت زمین‌لرزه ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ ریگان ثبت شده در ایستگاه چاه‌مَلِک. زمان شروع پنجره (T_s) و زمان پایان پنجره (T_e) روی شکل مشخص شده است.

$$a(t) = \sum_{j=1}^{nw} \sum_{i=1}^{nl} a_{ij}(t + \Delta t_{ij}), \quad (2)$$

که nw و nl تعداد ریزگسل‌ها در امتداد طول و پهنای گسل اصلی هستند. در نتیجه $nl \times nw = N$ و Δt_{ij} تاخیر زمانی مربوط به امواج منتشر شده از j امین ریزگسلی است که به نقطه موردنظر می‌رسند. $a_{ij}(t)$ نیز مقدار محاسبه شده به روش کاتوره‌ای نقطه‌ای است. جنبش زمین ناشی از این ریزگسل‌ها با توجه به تاخیر زمانی در حوزه زمان، جمع می‌شوند تا تاریخچه زمانی زمین‌لرزه هدف را به صورت رابطه (۲) برآورد کنند. طیف شتاب ریزگسل j ام، به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$(3)$$

$$A_{ij}(f) = CM_{0ij} H_{ij} \frac{(2\pi f)^2}{[1 + (\frac{f}{f_{0ij}})^2]} e^{-\pi f k_0} e^{\frac{-\pi f R_{ij}}{Q \beta}} \frac{1}{R_{ij}},$$

که M_{0ij} و f_{0ij} به ترتیب گشتاور لرزه‌ای و بسامد گوشه دینامیکی ریزگسل j ام هستند. جمله $\exp(-\pi f k)$ یک فیلتر پایین‌گذر است تا اثرات پارامتر اُفت طیفی (κ) در نزدیکی سطح را مدل‌سازی کند و این معمولاً با اُفت سریع طیفی در بسامدهای زیاد مشاهده می‌شود (اندرسون و

که $S(f)$ تابع چشمه، $D_{geo}(f)$ ضریب کاهیدگی هندسی، $D_{An}(f, f_0)$ ضریب کاهیدگی مسیر، $P(f)$ ضریب پوسته بالایی و $Z(f)$ اثر ساخت‌گاه است. معتضدیان و اتکینسون (۲۰۰۵)، روشی را که برای شبیه‌سازی نگاشت‌های نزدیک گسل دارای اثرات تپ (پالس) مناسبی است، به صورت برنامه EXSIM (Extended fault simulation) عرضه کردند. در این روش از مدل‌سازی کاتوره‌ای گسل محدود براساس بسامد گوشه دینامیکی استفاده شده است. همچنین برای در نظر گرفتن حالت تپ‌مانند در نگاشت، از مدل ریاضی تپ مطرح شده مورودیس و پاپاجورجیو (۲۰۰۳) استفاده شده است. در این روش صفحه گسل به المان‌هایی تقسیم و برای هر المان یک رویداد کوچک شبیه‌سازی می‌شود و در نهایت در ایستگاه ثبت نگاشت، شتاب‌نگاشت کلی از جمع اثر رویدادهای کوچک حاصل می‌شود. در این مدل یک گسل بزرگ به N ریزگسل تقسیم شده و هر ریزگسل در حکم یک چشمه نقطه‌ای کوچک در نظر گرفته می‌شود. جنبش‌های نیرومند زمین در هر ریزگسل با استفاده از روش کاتوره‌ای چشمه نقطه‌ای محاسبه و سپس در نقطه موردنظر با یک تاخیر زمانی مناسب، برای به‌دست آوردن جنبش زمین در کل گسل، جمع می‌شوند:

میانگین حدود ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفت (تاتار و همکاران، ۲۰۰۵).

جدول ۱. مختصات جغرافیایی ۲۳ ایستگاه شتاب‌نگاری ثبت کننده زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان.

Station	Latitude (°N)	Longitude (°E)
Hosein-Abad	28.462	57.741
Mohamad-Abad	28.908	57.888
Rigan	28.654	59.012
Barvat	29.071	58.402
Jiroft	28.671	57.736
Qotb-Abad	28.883	58.483
Dalgan	27.483	59.447
Fahraj	28.948	58.885
Roodbar	28.026	58.003
Bazman	27.864	60.177
Darbehesht	29.238	57.330
Ghale-Ganj	27.523	57.881
Kahnooj	27.947	57.705
Golbaf	29.887	57.731
Kishit	29.845	58.151
Zeh-Kelot	27.790	58.594
Posht-Rood	29.123	58.381
Jiroft Dam3	28.860	57.466
Abaragh	29.347	57.940
Bampoor	27.196	60.448
Iran-Shahr	27.200	60.685
Sirch	30.203	57.557
Chah-Ali	27.104	59.717

نگاشت‌های جنبش نیرومند زمین اغلب دارای مشکل انحراف از خط مبنا (خط صفر) هستند. هرچند تأثیر این مشکل روی نگاشت‌های شتاب اندک است اما موجب انحراف‌های فاحش در نگاشت‌های سرعت و جابه‌جایی حاصل از انتگرال‌گیری از نگاشت‌های شتاب، می‌شود. در این تحقیق، شتاب‌نگاشت‌های زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان با استفاده از نرم‌افزار Seismosignal، براساس روش بور (۲۰۰۱) تصحیح خط مبنا شده‌اند. به این صورت که می‌توان درجه چندجمله‌ای که باید برازش شود را انتخاب کرد. بیشتر نگاشت‌ها با برازش چندجمله‌ای درجه یک، بهتر تصحیح می‌شوند. البته چون هم‌زمان فیلتر نیز اعمال می‌شود در بیشتر موارد حذف بسامدهای کم، کار تصحیح خط مبنا را عملی می‌کند. در پردازشی که روی

هوگک، (۱۹۸۴). جمله $1/R$ ، اشاره به کاهش ناشی از گسترش هندسی امواج حجمی دارد. C ضریب مقیاس به صورت $C = R^{0\phi} FV / 4\pi\rho\beta^3$ تعریف می‌شود که $R^{0\phi}$ الگوی تابش و به‌طور متوسط برای امواج بُرشی برابر $0/55$ ، F ضریب تشدید سطح آزاد برابر با 2 ، V ضریب پخش انرژی در راستای افقی (برای تقسیم به دو مؤلفه افقی) برابر با $0/71$ ، ρ چگالی و β سرعت موج بُرشی است. تابع H_{ij} عبارت است:

$$H_{ij} = \left\{ N \frac{\sum_f [(\frac{f^2}{f_0})^2]}{1 + (\frac{f}{f_0})^2} \right\}^{1/2}, \quad (4)$$

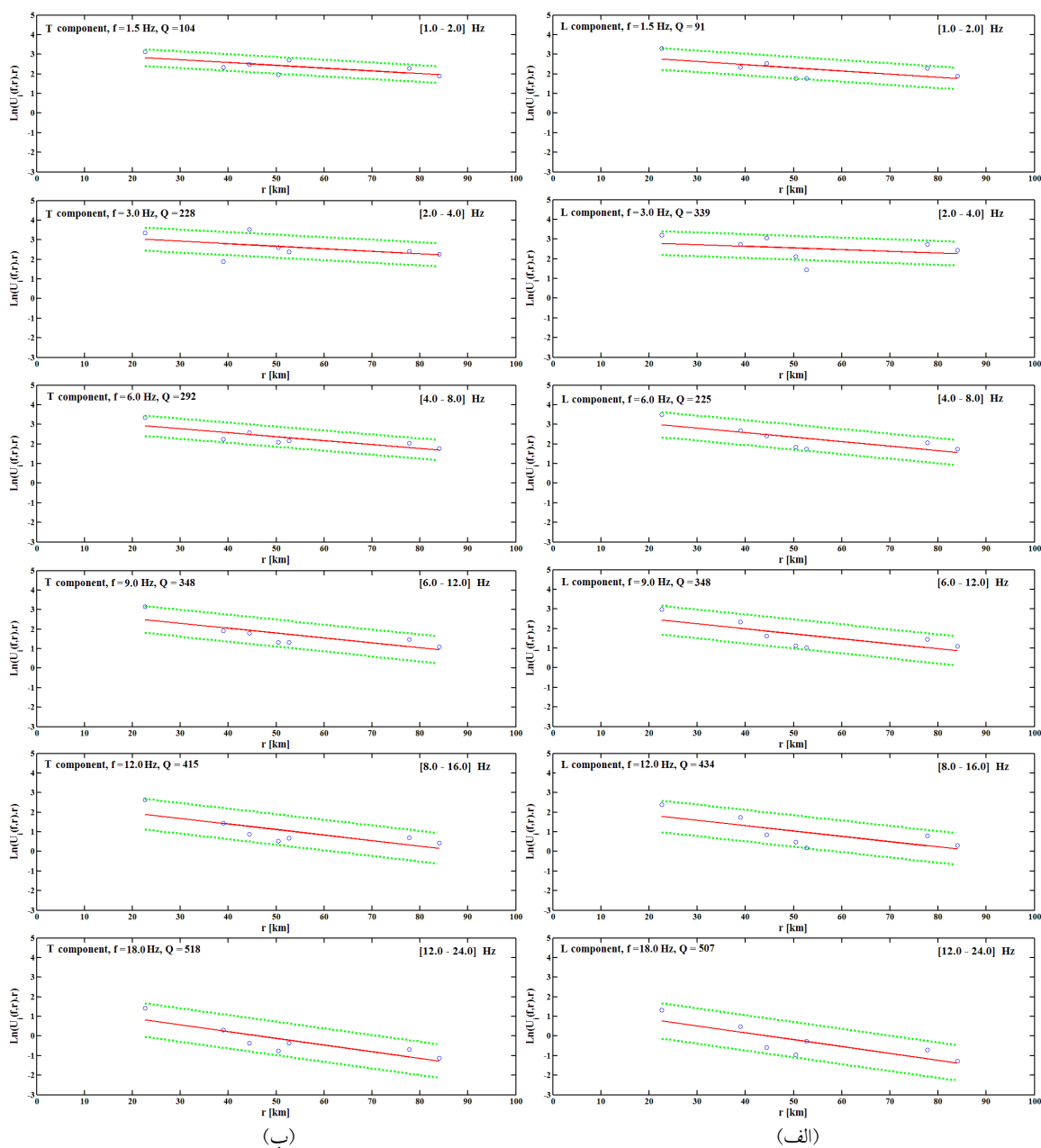
که $N = nl \times kw$ و f_{0ij} بسامد گوشه است و به‌صورت رابطه (۵) بیان می‌شود:

$$f_{0ij} = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma / M_{0ij})^{1/3}, \quad (5)$$

که $\Delta\sigma$ اُفت تنش برحسب بار، M_{0ij} گشتاور لرزه‌ای برحسب dyne-cm و β سرعت موج بُرشی برحسب کیلومتر بر ثانیه است (بور، ۱۹۸۳).

۳ پردازش داده‌ها

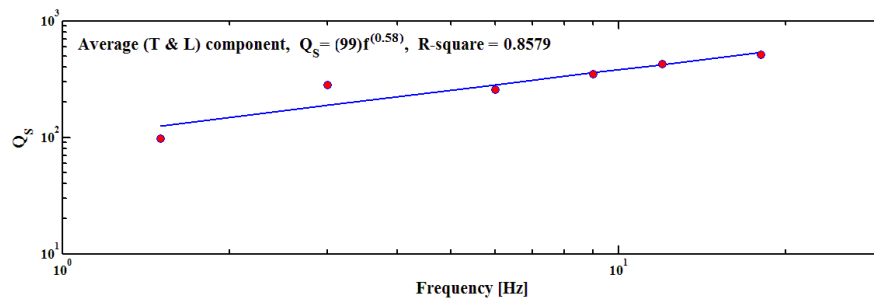
زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ در ۲۳ ایستگاه شتاب‌نگاری سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن (BHRC) به ثبت رسیده است (جدول ۱). بیشینه شتاب ثبت شده از این زمین‌لرزه برای مؤلفه عرضی (Transverse component) برابر با 124 cm/s^2 در ایستگاه ریگان و برای مؤلفه طولی (Longitudinal component) برابر با 75 cm/s^2 در ایستگاه قلعه‌گنج بوده است. در این پژوهش، با توجه به نبود مدل پوسته مناسب برای ریگان از مدل بم استفاده شد و سرعت موج بُرشی در ناحیه ریگان را می‌توان به‌طور



شکل ۴. برآورد ضریب کیفیت امواج بُرشی در ناحیه ریگان روی (الف) مؤلفه طولی و (ب) مؤلفه عرضی در شش نوار بسامدی با برازش خط به روش کمترین مربعات. خطوط نقطه‌چین نشان‌دهنده انحراف معیار خط اصلی است.

به‌منظور تعیین پنجره موج بُرشی، شروع موج S به‌صورت مشاهده‌ای روی شتاب‌نگاشت تعیین و سپس انتهای پنجره، با استفاده از الگوریتم کینوشیتا (۱۹۹۴) مشخص می‌شود. براین‌اساس برای تعیین پوش

این شتاب‌نگاشت‌ها صورت گرفت، از فیلترهای رقمی باترورت میان‌گذر با بسامد قطع ۰/۲ و ۲۵/۰ هرتز برای حذف اغتشاش‌های بسامد کم و زیاد استفاده شده است. در شکل ۲، نگاشت تصحیح نشده و تصحیح شده زمین‌لرزه ریگان نشان داده شده است.



شکل ۵. تعیین میانگین رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج بُرشی روی مؤلفه‌های طولی و عرضی.

شتاب‌نگاشت، ابتدا روی شتاب‌نگاشت $x(n)$ ، فیلتر میان‌گذر $۱/۰-۲۴/۰$ هرتز باترورت مرتبه ۴ اعمال می‌شود تا سری زمانی $b(n)$ حاصل شود که n ، شماره نمونه در سری زمانی شتاب‌نگاشت است. پوش شتاب‌نگاشت به صورت رابطه (۶) تعریف می‌شود:

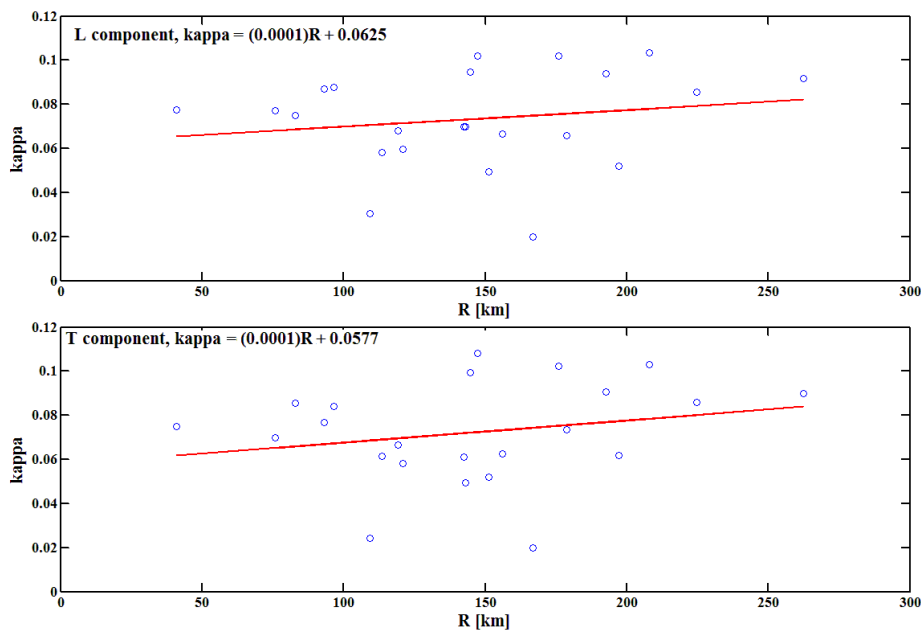
$$c(k) = \left(\frac{1}{k} \sum_{n=1}^k e^2(n) \right)^{1/2}, \quad (۷)$$

که $k = 1, \dots, N$ است 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. بنابراین انتهای پنجره موج بُرشی مشخص می‌شود (شکل ۳).

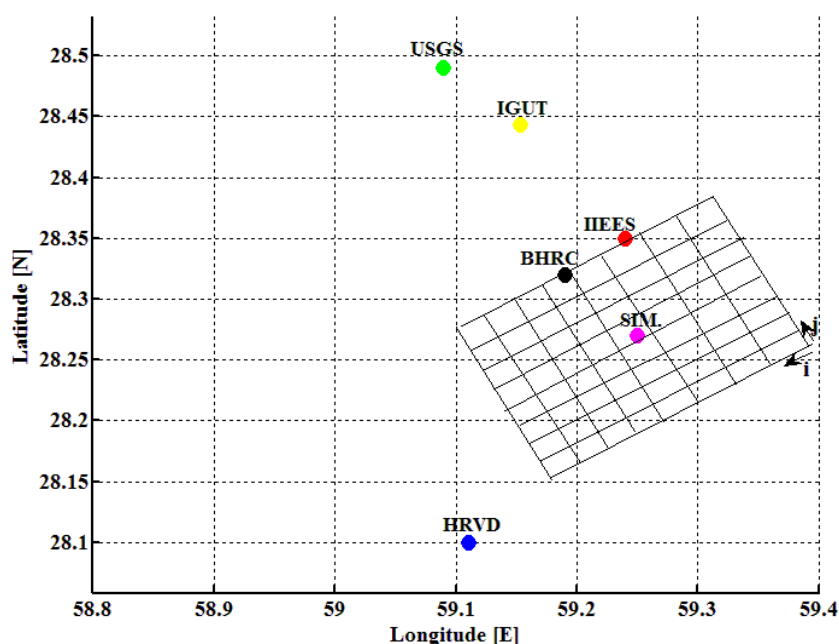
شتاب‌نگاشت، ابتدا روی شتاب‌نگاشت $x(n)$ ، فیلتر میان‌گذر $۱/۰-۲۴/۰$ هرتز باترورت مرتبه ۴ اعمال می‌شود تا سری زمانی $b(n)$ حاصل شود که n ، شماره نمونه در سری زمانی شتاب‌نگاشت است. پوش شتاب‌نگاشت به صورت رابطه (۶) تعریف می‌شود:

$$e(n) = [b^2(n) + H^2(b(n))]^{1/2}, \quad (۶)$$

که $H(b(n))$ تبدیل هیلبرت سری زمانی $b(n)$ است. 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 ، طبق رابطه (۷) سری زمانی



شکل ۶. تغییرات κ با فاصله رومرکزی برای زمین‌لرزه ریگان.



شکل ۷. نمایش طرحوار گسل، ریزگسل و محل شروع گسیختگی و رومرکزهای اعلام شده منابع متفاوت.

۴ پارامترهای مورد نیاز شبیه‌سازی

پارامتر اُفت طیفی (κ) و رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج بُرشی (Q_S) از جمله پارامترهای ورودی به منظور شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود هستند. در این تحقیق ضریب کیفیت امواج بُرشی در ناحیه ریگان به روش اُفت طیفی برآورد می‌شود. این روش برای اُفت طیفی دامنه امواج حجمی (BodyWave) را اندرسون و کواس (۱۹۸۸) و کاسترو و همکاران (۱۹۹۰، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۲) توصیف کردند. در این روش دامنه‌های طیفی از رابطه (۸) به دست می‌آید:

$$U_i(f, r) = S_i(f) A(f, r), \quad (8)$$

که $U_i(f, r)$ دامنه طیفی مشاهده شده برای یک بسامد ثابت f در فاصله کانونی r از رویداد اُم است. $A(f, r)$ تابع کاهیدگی بیان‌کننده روند کاهش دامنه با طی مسافت و $S_i(f)$ کمیتی نرده‌ای است که به بزرگی زمین‌لرزه اُم وابسته است. فرض می‌شود که تابع کاهیدگی $A(f, r)$ شامل اثرات گسترش هندسی و ضریب کیفیت امواج

بُرسی است. در یک مدل کاهیدگی همگن خواهیم داشت:

$$A(f, r) = r^{-\gamma} \exp\left(\frac{-\pi f}{\beta Q_S(f)} r\right), \quad (9)$$

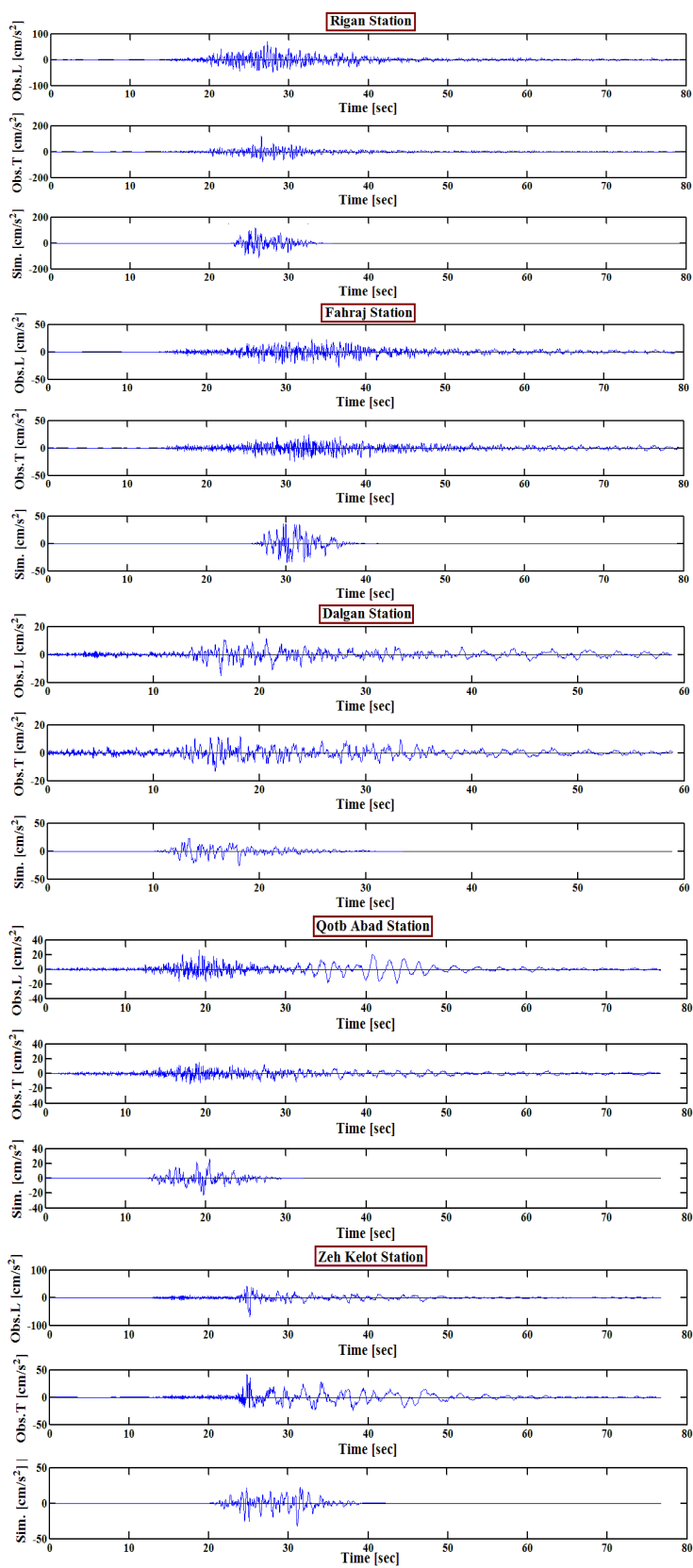
که β سرعت موج S و γ ضریب گسترش هندسی است که برای امواج حجمی $\gamma = 1$ در نظر گرفته می‌شود (اکی، ۱۹۶۹؛ ساتو و فهلر، ۱۹۹۸). با جای‌گذاری رابطه (۹) در رابطه (۸) و اعمال لگاریتم طبیعی بر طرفین رابطه (۸)، خواهیم داشت:

$$\ln(U_i(f, r) r^\gamma) = -\frac{\pi f}{\beta Q_S(f)} r + \ln(S_i(f)), \quad (10)$$

بر اساس رابطه (۱۰)، با برازش خط (با شیب b) به روش کمترین مربعات (Least square)، Q_S به‌ازای هر بسامد طبق رابطه (۱۱) محاسبه می‌شود:

$$Q_S = -\frac{\pi f}{\beta b}. \quad (11)$$

در این تحقیق از ۷ شتاب‌نگاشت به‌دست آمده از زمین‌لرزه‌های ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ و ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ ریگان در ایستگاه‌های ریگان، سرزِه، فِهْرَج، چاه‌مَلِک و دِه‌رضا،



شکل ۹. تاریخچه زمانی شتاب مؤلفه‌های افقی نگاشت ثبت شده در ۵ ایستگاه شتاب‌نگاری به همراه نگاشت‌های شتاب شبیه‌سازی شده.

$$\ln(A(f)) = -\pi\kappa f + \ln(A_0) \quad (15)$$

طبق رابطه (۱۵) بر طیف دامنه در محدوده بسامدی کم و زیاد، خط به روش کمترین مربعات برازش داده می‌شود و از شیب این خط، مقدار κ به دست می‌آید. در این تحقیق برای نگاشت‌های ثبت شده در دستگاه‌های رقمی SSA-2، بسامد قطع کم برای هر مؤلفه هر نگاشت به طور جداگانه به کمک طیف فوریه آن تعیین و بسامد قطع زیاد حداکثر برابر ۲۵/۰ هرتز در نظر گرفته شده است.

نتایج حاصل از محاسبه مقدار κ برای ۲۳ ایستگاه شتاب‌نگاری در جدول ۳ آورده شده است. تغییرات κ با فاصله رومرکزی (R) برای زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان در شکل ۶ نشان داده شده است. روابط به دست آمده برای κ برحسب فاصله رومرکزی برای مؤلفه‌های طولی و عرضی به ترتیب عبارت‌اند از $\kappa = (0.0001)R + 0.0625$ و $\kappa = (0.0001)R + 0.0577$. همان‌طور که دیده می‌شود، κ تابع اثر مسیر است و مقدار آن با افزایش فاصله رومرکزی، افزایش می‌یابد.

با توجه به این که میزان توزیع لغزش و اسپریتی‌ها روی گسل مسیب زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان در دسترس نبود، از قابلیت برنامه EXSIM برای تولید میزان لغزش به صورت تصادفی و بر مبنای توزیع نرمال استفاده شد. چگالی محیط و سرعت موج بُرشی به منظور توصیف محیط انتشار به کار می‌روند و مقادیر آنها به ترتیب برابر ۲/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب و ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه انتخاب شد. رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت در منطقه به صورت $Q = 99f^{0.58}$ در نظر گرفته شد. از دیگر پارامترهای مهم، میزان اُفت تنش است. از آنجا که مقدار این پارامتر با عدم قطعیت زیادی همراه است، ابتدا میزان آن ۵۰ بار (کاناموری و اندرسون، ۱۹۷۵) در نظر گرفته شد و در نهایت با توجه به آن که پارامتر اُفت تنش کنترل‌کننده بخش بسامدهای بالای طیف فوریه است با

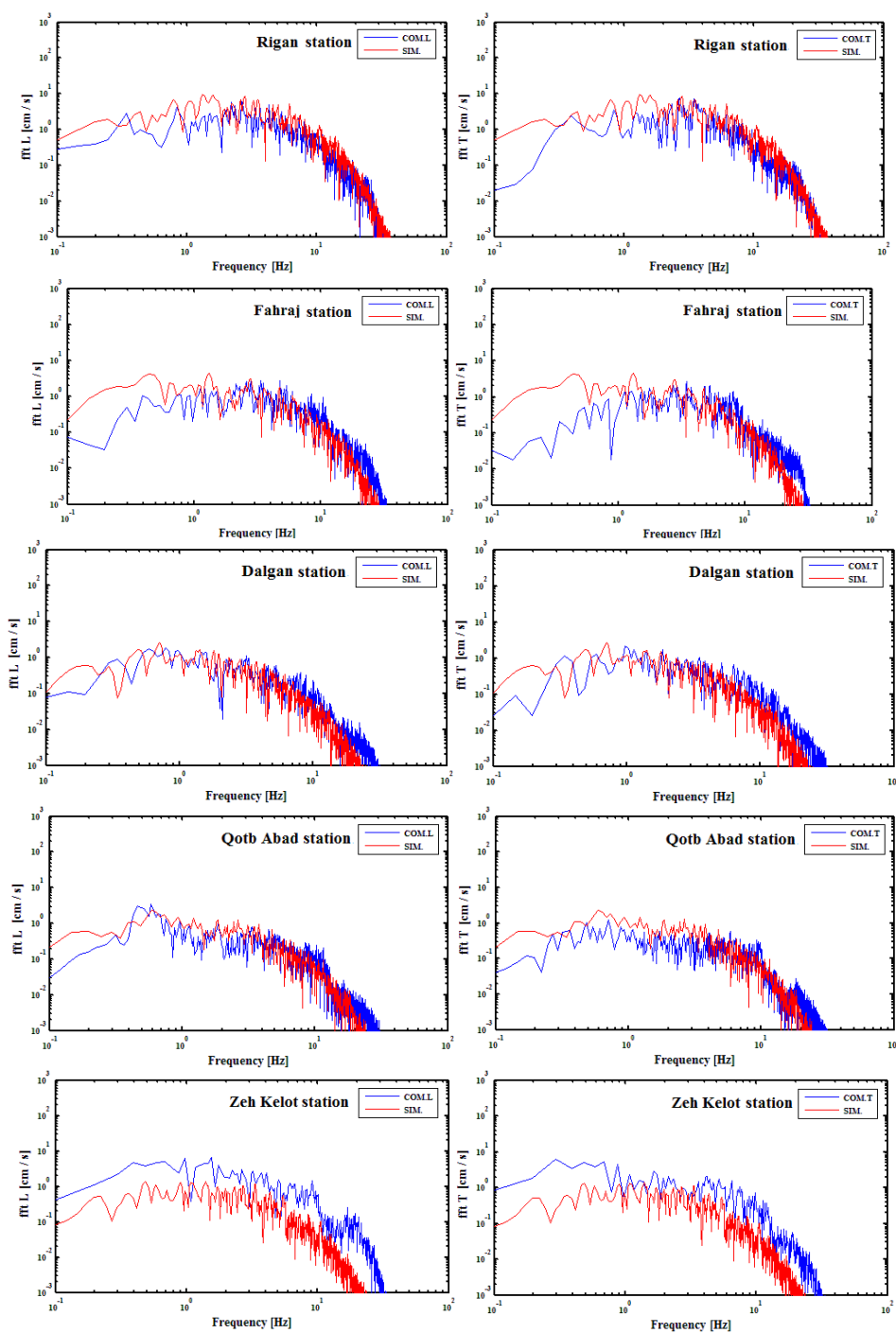
جدول ۲. برآورد ضریب کیفیت امواج بُرشی در شش بسامد مرکزی به همراه مقادیر n و Q_0

Central Frequency	L. Component Q_s	T. Component Q_s	Average Q_s
1.5 Hz	91	104	98
3.0 Hz	339	228	284
6.0 Hz	225	292	259
9.0 Hz	348	348	348
12.0 Hz	434	415	425
18.0 Hz	507	518	513
Q_0	102	96	99
n	0.58	0.60	0.58

برای توصیف شکل طیف شتاب در محدوده بسامدهای زیاد از پارامتر اُفت طیفی (κ) بهره گرفته می‌شود. در این تحقیق از ۲۳ شتاب‌نگاشت به دست آمده از زمین‌لرزه ریگان که تصحیح خط مبنا شده‌اند، برای تعیین κ استفاده می‌شود. برای این منظور از مدل عرضه شده اندرسون و هوگ (۱۹۸۴) استفاده می‌شود. محدوده بسامدی طیف فوریه آرمانی شتاب‌نگاشت، شامل بسامد گوشه f_c در بسامد کم و بسامد بیشینه f_{max} در بسامد زیاد است. در محدوده بین f_c و f_{max} دامنه ثابت است اما در بسامدهای کمتر از f_c و بیشتر از f_{max} کاهش خطی دامنه وجود دارد. طیف دامنه شتاب $A(f)$ در محدوده بسامدهای زیاد را می‌توان به صورت زیر تعریف کرد:

$$A(f) = A_0 e^{-\pi\kappa f}, \quad f > f_c \quad (14)$$

که A_0 به خواص چشمه، فاصله رومرکزی و برخی پارامترهای دیگر وابسته است. همچنین κ پارامتر اُفت طیفی است که تابع اثر مسیر و ساخت‌گاه است. براساس رابطه (۱۴)، طیف فوریه دامنه موج بُرشی هر یک از شتاب‌نگاشت‌ها برحسب بسامد محاسبه و به صورت نمودار لگاریتمی- لگاریتمی ترسیم می‌شود. سپس بسامد کم و بسامد زیاد به نحوی که بتوان اُفت طیف فوریه را بین آن دو، خطی در نظر گرفت، به صورت تجربی انتخاب می‌شوند. با گرفتن لگاریتم طبیعی از طرفین رابطه (۱۴) خواهیم داشت:



شکل ۱۰. مقایسه طیف فوریه دامنه شتاب مؤلفه‌های افقی نگاشت‌های زمین لرزه ریگان با نگاشت‌های شتاب شبیه‌سازی شده در ۵ ایستگاه.

پارامترهای ورودی در این تحقیق مطابق جدول ۴ هستند. در این جدول، مدت‌زمان جنبش نیرومند زمین T ، به صورت تابعی از زمان چشمه و فاصله است. طول

آزمون‌وخطا و تکرار چندباره محاسبات، مقدار بهینه ۶۰ بار، بیشترین نسبت همخوانی را بین طیف فوریه مشاهده‌ای و واقعی ایجاد کرد.

راستای امتداد ۲۵/۵۹ کیلومتر و عرض گسل در راستای شیب ۱۱/۱۹ کیلومتر به دست آمد. با توجه به توزیع پس لرزه‌ها و رابطه خودتشابهی (Self-similarity) و روابط ایریکورا و کاما (۱۹۹۴) صفحه گسل به صورت ۸ المان در راستای طول و ۸ المان در راستای عرض در نظر گرفته می‌شود. با توجه به این که محل کانون زمین لرزه در المان $(i,j) = (۴,۵)$ به دست آمد، رومرکز زمین لرزه در این تحقیق در مختصات جغرافیایی $E 28.27$ $N-59.25$ قرار می‌گیرد که با نتایج گزارش شده از BHRC همخوانی خوبی دارد. شکل ۷ نمایش طرحوار گسل، ریزگسل و محل شروع گسیختگی در المان $(i,j) = (۴,۵)$. و رومرکز اعلام شده در منابع متفاوت را در مقایسه با نتیجه به دست آمده در این تحقیق نشان می‌دهد. نقطه شروع گسیختگی نشان‌دهنده انتشار گسیختگی از شمال شرق به سمت جنوب غرب است.

در این تحقیق برای گسل مسبب زمین لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان، نتایج گزارش شده منابع متفاوت مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت مقدار بهینه امتداد ۳۷ درجه و شیب ۸۷ درجه برآورد شد. در جدول ۵، نتایج حاصل از این تحقیق به همراه نتایج گزارش شده دیگر منابع آورده شده است. براساس مقایسه نگاشت‌های واقعی و شبیه‌سازی شده، مقدار به دست آمده برای امتداد و شیب گسل در این تحقیق همخوانی بسیار خوبی با نگاشت‌های واقعی دارد. به نظر می‌رسد که امتداد گسل کهورک مسبب زمین لرزه ریگان در ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ بوده است که با گزارش مقدماتی سازمان زمین‌شناسی (فروتن و همکاران، ۱۳۸۹) همخوانی دارد. در شکل ۸ موقعیت رومرکز اعلام شده منابع متفاوت در مقایسه با نتیجه به دست آمده در این تحقیق، همراه با پس لرزه‌های این زمین لرزه در طی مدت یک ماه پس از زمین لرزه اصلی نشان داده شده است.

نگاشت در فاصله رومرکزی R را می‌توان به صورت رابطه (۱۶) تعریف کرد (اتکینسون و بور، ۱۹۹۵):

$$T(R) = T_0 + dR$$

$$T_0 = (1/2)f_a \quad \log(f_a) = 2.41 - 0.533M \quad (16)$$

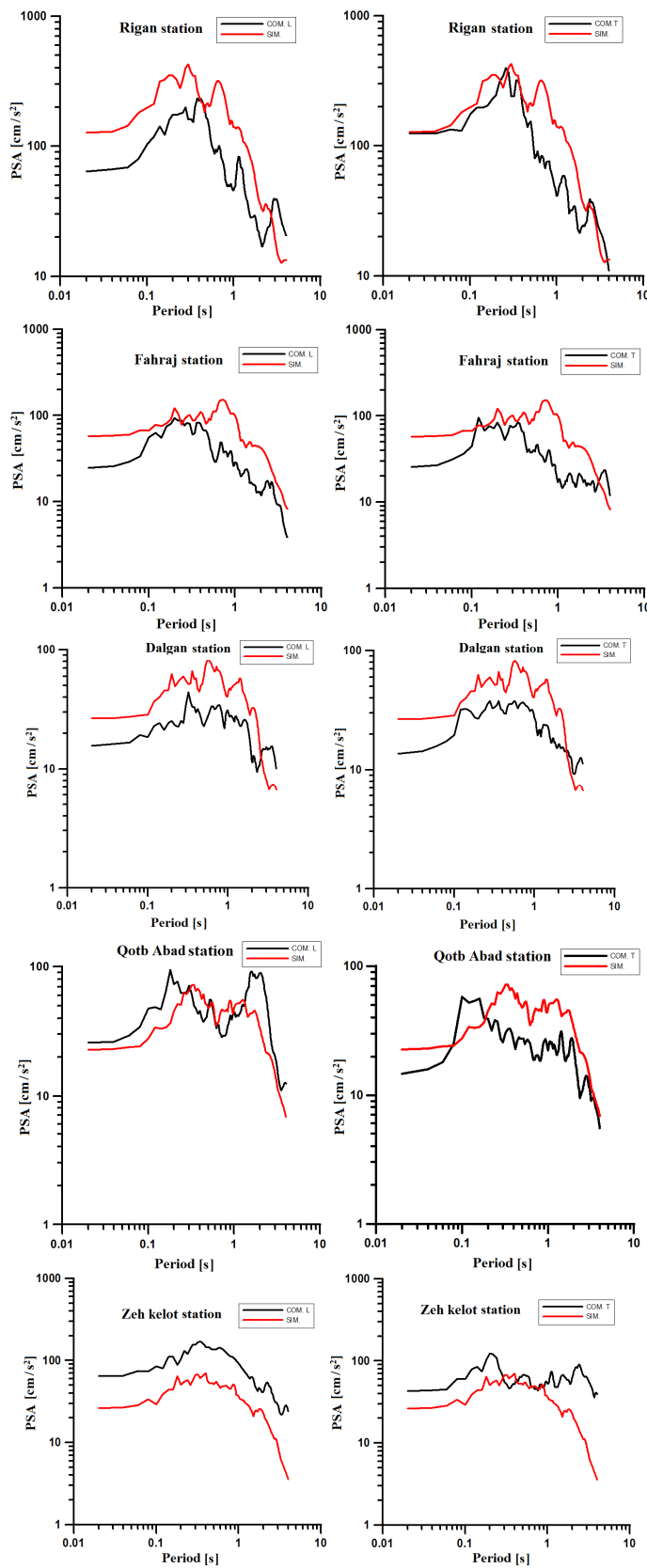
که d ضریبی است که افزایش مدت زمان را با فاصله کنترل می‌کند.

جدول ۳. نتایج حاصل از محاسبه مقدار K برای ۲۳ ایستگاه شتاب‌نگاری.

Station	Spectral decay parameter		
	L. component	T. component	Average
Abaragh	0.020	0.020	0.020
Bazman	0.030	0.024	0.027
Kahnootj	0.049	0.052	0.051
Kishit	0.052	0.062	0.057
Barvat	0.058	0.061	0.060
Roodbar	0.059	0.058	0.059
Jiroft Dam	0.066	0.074	0.070
Ghale-Ganj	0.067	0.062	0.064
Posht-Rood	0.068	0.066	0.067
Hosein-Abad	0.070	0.061	0.065
Mohamad-Abad	0.070	0.050	0.060
Zeh-Kelot	0.075	0.086	0.080
Fahraj	0.077	0.070	0.073
Rigan	0.078	0.075	0.076
Golbaf	0.085	0.086	0.086
Qotb-Abad	0.087	0.077	0.082
Dalgan	0.088	0.084	0.086
Sirch	0.092	0.090	0.091
Iran-Shahr	0.094	0.091	0.092
Chah-Ali	0.095	0.099	0.097
Jiroft	0.102	0.108	0.105
Bampoor	0.102	0.102	0.102
Darbehesht	0.104	0.103	0.103

۵ نتایج حاصل از شبیه‌سازی زمین لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان

ابعاد گسل با استفاده از روابط ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴) محاسبه می‌شود. براساس این روابط، طول گسل در



شکل ۱۱. طیف پاسخ مؤلفه‌های افقی نگاشت‌های مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده زمین لرزه ریگان در ۵ ایستگاه .

مدل با اطلاعات لرزه‌ای منطقه، منجر به نتایج مطلوبی می‌شود. در این تحقیق برای همه ایستگاه‌ها میزان سرعت موج بُرشی ۳۰ متری اول ساخت‌گاه (V_{S30}) براساس فهرست‌نامه برگرفته شده از USGS موجود بوده است و در نتیجه ضرایب تشدید ساخت‌گاه براساس روابط عرضه شده بور و جویئر (۱۹۹۷) در محاسبات مورد استفاده قرار گرفت. در شکل ۱۰، مقایسه طیف فوریه دامنه شتاب مؤلفه‌های افقی نگاشت‌های زمین‌لرزه ریگان با نگاشت‌های شتاب شبیه‌سازی شده در ۵ ایستگاه نشان داده شده است. بهترین نتایج شبیه‌سازی مربوط به ایستگاه‌هایی است که در فواصل رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر بوده‌اند. این ایستگاه‌ها شامل ریگان، فُهرج، دَلگان، قُطب‌آباد و زه‌کِلوت هستند. طیف فوریه دامنه شبیه‌سازی شده و مشاهده‌ای در ایستگاه‌های ذکر شده همبستگی خوبی در دامنه و شکل به‌ازای گستره بسامدی ۰/۵ تا ۲۰/۰ هرتز آشکار می‌سازند، به‌طوری که این همبستگی در بسامدهای بیشتر یعنی حدود ۱/۰ تا ۲۰/۰ هرتز، بیشتر است. همچنین در شکل ۱۱، مقایسه طیف پاسخ مؤلفه‌های افقی نگاشت‌های زمین‌لرزه ریگان با نگاشت‌های شتاب شبیه‌سازی شده نمایش داده شده است. در شکل ۱۲ و جدول ۶، مقایسه شتاب اوج مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده در ۲۳ ایستگاه شتاب‌نگاری نشان داده شده است. طبق شکل ۱۲، بیشینه شتاب شبیه‌سازی شده با افزایش فاصله از چشمه زمین‌لرزه در مقایسه با بیشینه شتاب مشاهده‌ای روند

جدول ۴. پارامترهای مدل در نظر گرفته شده برای شبیه‌سازی زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان.

Geometrical spreading	$1/R \quad (R \leq 75km)$ $1/R^{0.5} \quad (R \geq 75km)$
Anelastic attenuation	$99f^{0.58}$
Kappa	0.073
Distance dependent duration	$T_0 + 0.1 R$
Site amplification	(Boore and joyner, 1997)
Shear wave velocity	3.2 km/s
Density	2.8 g/cm ³
Slip distribution	Random
Fault length	25.59 km (Based on wells and coopersmith, 1994)
Fault width	11.19 km (Based on wells and coopersmith, 1994)
Fault depth	1 km
Fault dip	87°
Stress drop (bars)	60 bars
Pulsing area percentage	25%

در شکل ۹ مقایسه تاریخچه زمانی شتاب مؤلفه‌های افقی نگاشت‌های زمین‌لرزه ریگان با نگاشت‌های شتاب شبیه‌سازی شده در ۵ ایستگاه نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، نتایج شبیه‌سازی شده تا حد بسیار خوبی به نگاشت‌های اصلی نزدیک است. استفاده از مدل‌های شبیه‌سازی برای مناطق گوناگون در صورت داشتن پارامترهای لرزه‌ای منطقه و واسنجی (کالیبره) شدن

جدول ۵. نتایج حاصل از این تحقیق به همراه نتایج گزارش شده در منابع دیگر.

Reference	Strike	Dip	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	Magnitude
IGUT	28.44	59.15	13	$M_n=6.5$
IIEES	28.35	59.24	17	$M_L=6.4$
HRVD	36	87	28.10	59.11	14.8	$M_W=6.5$
BHRC	28.32	59.19	5	$M_L=6.4$
USGS CMT Solution	45	88	28.49	59.09	10	$M_W=6.7$
This study	37	87	28.27	59.25	12	$M_W=6.7$

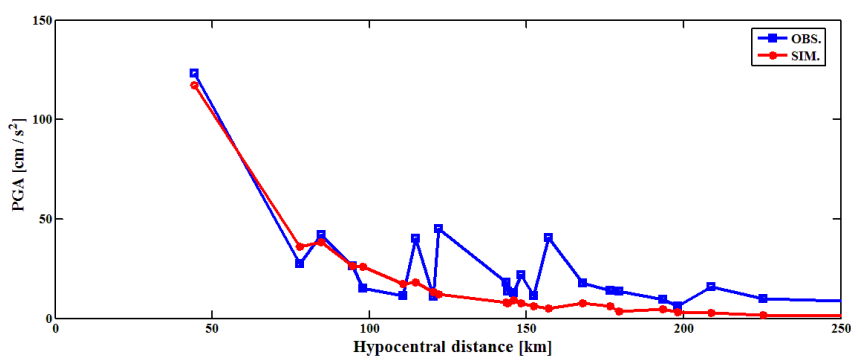
جدول ۶. مقادیر PGA شبیه‌سازی شده در مقایسه با مقادیر مشاهده‌ای تصحیح‌شده.

Station	PGA-L [cm/s ²]	PGA-T [cm/s ²]	PGA-SIM. [cm/s ²]	Epicentral Distance (R) [km]
Hossein Abad	18.11	20.82	7.86	142.61
Mohamad Abad	15.70	13.64	7.72	142.92
Rigan	69.98	123.19	117.09	41.01
Barvat	40.03	50.82	18.27	113.5
Jiroft	21.88	47.00	7.57	147.35
Qotb Abad	26.46	14.66	26.31	93.18
Dalghan	15.20	13.26	26.04	96.43
Fahraj	27.56	24.90	36.07	75.91
Roodbar	64.63	45.09	11.98	120.85
Bazman	8.91	11.42	17.49	109.3
Darbehesht	15.79	18.94	2.81	208.03
Ghale Ganj	74.13	40.40	5.02	156.18
Kahnootj	14.98	11.55	6.05	151.40
Golbaf	10.37	9.99	1.66	224.61
Kishit	9.70	6.26	3.3	197.35
Zeh Kelot	70.15	42.23	38.5	83.02
Posht Rood	57.51	11.12	13.35	119.15
Jiroft Dam3	13.54	15.24	3.37	178.71
Abaragh	18.26	17.69	7.62	166.93
Bampoor	14.16	15.62	6.01	175.90
Iran shahr	9.46	16.33	4.57	192.73
Sirch	11.44	8.33	1.27	262.54
Chah Ali	11.39	12.88	9.24	144.82

۶ نتیجه‌گیری

در این تحقیق، پارامترهای گسل مسبب زمین لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان با شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود تعیین شد. براساس نتایج حاصل شده می‌توان نتیجه‌گیری کرد که:

یکسانی را نشان می‌دهد. این امر بیانگر انتخاب مناسب پارامترهای مدل گسل در حکم پارامترهای ورودی برای شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود است. به‌طور کلی نتایج حاصل از شبیه‌سازی، با مقادیر مشاهده شده همخوانی بسیار خوبی دارد.



شکل ۱۲. مقایسه شتاب اوج مشاهده‌ای (OBS.) و شبیه‌سازی شده (SIM.) در ۲۳ ایستگاه شتاب‌نگاری.

- رومرکز زمین لرزه در مختصات جغرافیایی 59.25° N-E و 28.27° و عمق کانونی آن حدود ۱۲ کیلومتر به دست آمده است که رومرکز به دست آمده بهترین همخوانی را با نتایج گزارش شده سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن (BHRC) دارد. عمق کانونی به دست آمده نیز بهترین همخوانی را با نتایج گزارش شده USGS دارد.
 - نقطه شروع گسیختگی ریزگسل $(i,j) = (4,5)$ است که یک انتشار یک طرفه از شمال شرق به جنوب غرب را نتیجه می دهد. صفحه گسل با امتداد ۳۷ درجه و شیب ۸۷ درجه برآورد شده است که همخوانی با مقادیر گزارش شده HRVD دارد. به نظر می رسد که امتداد گسل کهورک مسبب زمین لرزه ریگان در ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ بوده است که با گزارش مقدماتی سازمان زمین شناسی همخوانی دارد. توجه به اینکه اُفت تنش مهم ترین عامل تاثیرگذار روی بسامدهای زیاد طیف است، میزان اُفت تنش ۶۰ بار در نظر گرفته شده است.
 - بررسی ضریب کیفیت و ضریب جذب برای زمین لرزه ریگان بیانگر لرزه خیزی زیاد منطقه است که در محدوده مناطق فعال دنیا قرار دارد.
 - بررسی صورت گرفته روی زمین لرزه ریگان نشان دهنده افزایش κ با فاصله کانونی است. افزایش سریع تر κ در یک پهنه به معنای اُفت تنش بیشتر و کاهش سریع تر است و لذا می توان با تعیین κ در مناطق گوناگون، پهنه بندی های جدیدی به دست آورد.
 - طیف فوریه دامنه شیب سازی شده و مشاهده ای در همه ایستگاه های با فاصله رومرکز کمتر از ۱۰۰ کیلومتر، همبستگی خوبی برای دامنه و شکل در بازه بسامدی $0.5 - 2.0$ هرتر دارند، به طوری که این همبستگی در بسامدهای بیشتر، یعنی حدود $2.0 - 1.0$ هرتر، بیشتر است. همخوانی خوب، بین نتایج شیب سازی شده و مشاهده ای، نمایانگر انتخاب صحیح پارامترهای چشمه و پارامترهای ورودی اکسیم است.
- تشکر و قدردانی
- بدین وسیله از مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن به خاطر در اختیار قرار دادن داده های شتاب نگاری استفاده شده در این تحقیق، تشکر و قدردانی می شود.
- منابع
- فروتن، م.، بلورچی، م. ج.، سلیمانی آزاد، ش.، اویسی، ب.، نعمتی، م.، شکری، م. ع. و اسکندری، م.، ۱۳۸۹، گزارش مقدماتی زمین لرزه ۲۹ آذر ۱۳۸۹ کنارک (ریگان، کرمان)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Aki, K., 1969, Analysis of the seismic Coda of local earthquakes as scattered waves: *J. Geophys. Res.*, **74**, 615–631.
- Anderson, J., and Hough, S. E., 1984, A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **74**, 1969–1993.
- 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: *Earthq. Spectra*, **4**, 635–646.

- Kinoshita, S., 1994, Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 1387–1396.
- Mahood, M. and Hamzehloo, H., 2009, Estimation of coda wave attenuation in East Central Iran: *J. Seismol.*, **13**, 125–139.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., and Van Gorp, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran: *Geophys. J. Int.*, **170**, 995–1010.
- Mavroeidis, G. P., and Papageorgiou, A. S., 2003, A mathematical representation of near-fault ground motions: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1099–1131.
- Motazedian, D., and Atkinson, G. M., 2005, Stochastic Finite-Fault Modeling Based on a Dynamic Corner Frequency: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 995–1010.
- Sato, H., and Fehler, M. C., 1998, *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*: Springer Verlag, New York.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A. S., and Paul, A., 2005, The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), $M_w = 6.6$, aftershock sequence: *Geophys. J. Int.*, **163**, 90–105.
- USGS catalog, online at: <http://earthquake.usgs.gov/hazards/apps/vs30/predefined.php>, last accessed June 2011.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophys. J. Int.*, **157**, 381–398.
- Walker, R., Jackson, J., and Baker, C., 2003, Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences: *Geophys. J. Int.*, **152**, 749–765.
- Wong, V., Rebolgar, C. J., and Mungu, L., 2001, Attenuation of Coda Waves at the Tres Virgenes Volcanic Area, Baja California Sur, Mexico: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 683–693.
- Wu, J., Jiao, W., Ming, Y., and Su, W., 2006, Attenuation of Coda Waves at the Changbaishan Tianchi Volcanic Area in Atkinson, G. M., and Boore, D. M., 1995, Ground-Motion Relations for Eastern North America: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 17–30.
- BHRC, online at: <http://www.bhrc.ac.ir>, last accessed August 2011.
- Boore, D. M., 1983, Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1865–1894.
- Boore, D. M., 2001, Effects of baseline corrections on displacements and response spectra for several recordings of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**(4), 1199–1211.
- Boore, D. M., and Joyner, W. B., 1997, Site amplifications for generic rock sites: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 327–341.
- Castro, R. R., Anderson, J. G., and Singh, S. K., 1990, Site response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico subduction zone: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1481–1503.
- Castro, R. R., Monachesi, G., Mucciareli, M., Trojani, L., and Pacor, F., 1999, P- and S-wave attenuation in the region of Marche, Italy: *Tectonophysics*, **302**, 123–132.
- Castro, R. R., Monachesi, G., Trojani, L., Mucciareli, M. and Frapiccini, M., 2002, An attenuation study using earthquakes from the 1997 Umbria-Marche sequence: *J. Seismol.*, **6**, 43–59.
- Hazarika, D., Baruah, S., and Gogoi, N. K., 2009, Attenuation of coda waves in the Northeastern Region of India: *J. Seismol.*, **13**, 141–160.
- HRVD, CMT catalog, online at: www.globalcmt.org/CMTsearch.html, last accessed June 2011.
- IGUT catalog, online at: <http://irsc.ut.ac.ir>, last accessed June 2011.
- IIEES catalog, online at: <http://www.iiees.ac.ir>, last accessed June 2011.
- Irikura, K., Kamae, K., 1994, Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique: *Ann. Geophys.*, **37**(6), 25–47.
- Jackson, J., and McKenzie, D. P., 1984, Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **77**, 185–264.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L., 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073–1095.

rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement: Bull. Seism. Soc. Am., **84**, 974–1002.

Northeast China: Pure Appl. Geophys., **163**, 1351–1368.
Wells, D., and Coppersmith, K., 1994, New empirical relationships among magnitude,