

شبیه سازی زمین لرزه ۲۰۱۷ کرمانشاه (سرپل ذهاب) با بزرگای ۷/۳ به روش تابع تجربی گرین

مریم پورعبداللهی^۱، آرزو درستیان^۲، حبیب رحیمی^{۳*} و عطیه اسحاقی^۴

۱- دانشجوی دکتری، دانشگاه آزاد - واحد تهران شمال

۲- استادیار، دانشگاه آزاد - واحد تهران شمال

۳- دانشیار، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۴- استادیار، مرکز تحقیقات راه مسکن و شهرسازی

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۷/۲۹؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۲/۰۶

* نویسنده مسئول مکاتبات: rahimih@ut.ac.ir

واژگان کلیدی

چکیده

در تاریخ ۲۱ آبان ۱۳۹۶ زمین لرزه ای با بزرگای ۷/۳ در منطقه کرمانشاه (واقع در زون زاگرس) به وقوع پیوست. برای برآورد پارامترهای چشمه و نحوه انتشار گسیختگی این زمین لرزه، شتابنگاشت های حاصل از این زمین لرزه با استفاده از روش شبیه سازی تابع تجربی گرین در بازه فرکانسی ۰/۵ تا ۱۰ هرتز شبیه سازی شدند.

در این مطالعه با استفاده از رویدادهای کوچک (پس لرزه ها) سناریوی زلزله کرمانشاه (سرپل ذهاب) با استفاده از تابع تجربی گرین (EGF) تخمین زده شد. به منظور شبیه سازی زلزله کرمانشاه، هفت رکورد از شتابنگاشت های ثبت شده توسط شبکه شتابنگاری زلزله ایران (ISMN) مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی (BHRC) که دارای سیگنال به نوفه بالا بودند پردازش شدند. در مقایسه با سایر مطالعات انجام شده، در این مطالعه تأثیر تمام پارامترهای دخیل در مدل سازی بررسی شده و در نهایت بهترین پارامترها (بر اساس کمترین خطای misfit) برای شبیه سازی انتخاب شد. سپس مدل سازی بر اساس این پارامترها انجام شد. نتایج حاصل از شبیه سازی، همخوانی بسیار خوبی با رکوردهای واقعی دارند.

در این مطالعه، گسل مسبب زمین لرزه به ۷ زیرگسل در راستای امتداد و ۷ زیرگسل در راستای شیب تقسیم بندی شده و ابعاد اسپریتی (asperity) برابر با ۱۰/۵*۲۱ بدست آمد. نقطه شروع گسیختگی (rupture) در ناحیه غرب منطقه تولید کننده حرکت نیرومند بدست آمده است. مختصات نقطه شروع گسیختگی نشان می دهد که انتشار گسیختگی روی صفحه گسل به صورت یک طرفه از غرب به سمت شرق بوده است. سازوکار کانونی بدست آمده یک گسل تراستی با یک مؤلفه شیب لغز در عمق کم پوسته است. راستا، شیب و ریک صفحه گسل به ترتیب ۱۱۸، ۹۷ و ۷۸ درجه برآورد شده است.

شبیه سازی زمین لرزه
زمین لرزه سرپل ذهاب
تابع تجربی گرین
پارامترهای چشمه

۱- مقدمه

زلزله کرمانشاه در ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷ و در ساعت ۲۱:۴۸:۱۶ به وقت محلی اتفاق افتاد. بنا به گزارش مرکز لرزه نگاری کشوری مختصات رومرکزی این زمین لرزه ۳۴٫۸۸ و ۴۵٫۸۴ درجه و دارای بزرگای ۷/۳ بود. بررسی سازوکار زمین لرزه نشان می دهد که زمین لرزه یک سازوکار شیب لغز داشته است (بر اساس گزارش های شبکه لرزه نگاری کشور) و گسل مسبب آن یک گسل راندگی با یک مولفه شیب لغز در عمق کم پوسته بوده است (شکل ۱).

این زمین لرزه مخرب در زون زاگرس رخ داد و تلفات جانی و مالی فراوانی به جا گذاشت به طوری که تعداد ۶۲۰ نفر کشته، ۷۰۰۰ نفر زخمی و ۷۰۰۰۰ نفر بی خانمان شدند (Ahmadi and Bazargan-). زلزله مذکور دارای دو پیش لرزه با بزرگای بیشتر از ۴/۵ بوده و همچنین بیشتر از ۱۰۰ پس لرزه با بزرگای بیشتر از ۵/۴ در یک ماه داشته است. به دلیل افزایش زلزله های مخرب در این منطقه، ارزیابی خطر لرزه ای و طراحی سازه های مقاوم در برابر زلزله به منظور کاهش خسارات وارده، امری اجتناب ناپذیر است که برآورد این دو پارامتر (ارزیابی خطر لرزه ای و طراحی سازه های مقاوم) نیازمند شبیه سازی جنبش نیرومند زمین است. منطقه مذکور در سال های گذشته نیز شاهد زمین لرزه های مخرب بوده است. زمین لرزه های تاریخی ثبت شده شامل زلزله آوریل ۹۵۸ با بزرگای ۶٫۴، ۲۷ آوریل سال ۱۰۰۸ با بزرگای ۷ و همچنین زلزله ژوئن ۱۸۷۲ (۱۵۰۰ کشته) است (Ambraseys and Melville 1982).

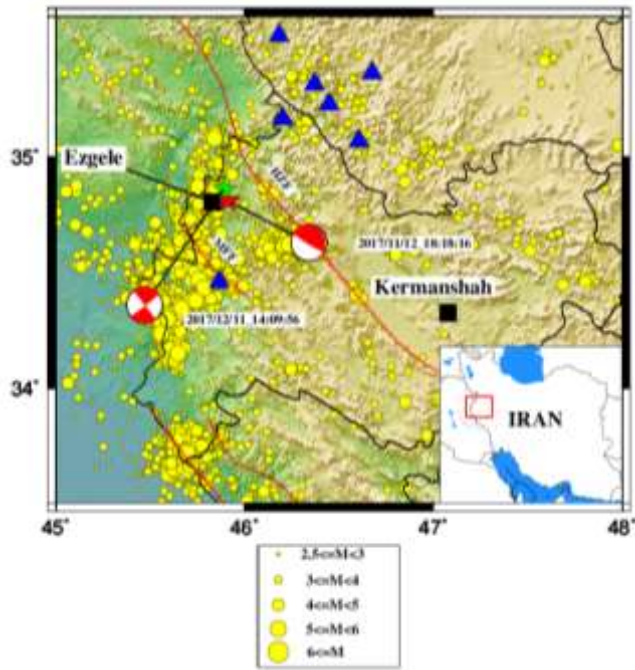
امروزه، برای شبیه سازی جنبش نیرومند از روش های زیر استفاده می شود:

۱) شبیه سازی کاتوره ای جنبش های فرکانس بالای زمین

۲) روش مدل چشمه ترکیبی

۳) روش تابع تجربی گرین

از میان این روش ها روش تابع تجربی گرین برای مطالعه حاضر انتخاب شد، به این دلیل که در این روش از یک زمین لرزه کوچک (پس لرزه یا پیش لرزه) برای شبیه سازی زلزله اصلی استفاده می شود. در این روش به دلیل شباهت بین اثرات مسیر و ساختگاه رویدادهای کوچک و رویداد اصلی نیاز به محاسبه نحوه انتشار موج و همچنین محاسبه اثر ساختگاه نیست. روش تابع تجربی گرین، که اولین بار توسط Hartzell (۱۹۷۸) معرفی و بعدها توسط Irikura (1986) فرمول بندی شد، بر این اساس بنا نهاده شده است که جنبش نیرومند در یک ساختگاه از اصل جمع یک سری حرکت بدست می آید که این حرکت ها ناشی از شکست های منفرد قطعات کوچک روی صفحه گسل با تأخیر زمانی مشخص می باشند. در این روش از زمین لرزه های کوچکتر برای محاسبه اثر ساختگاه و نحوه انتشار موج استفاده می شود (Hartzell 1978; Irikura 1986).



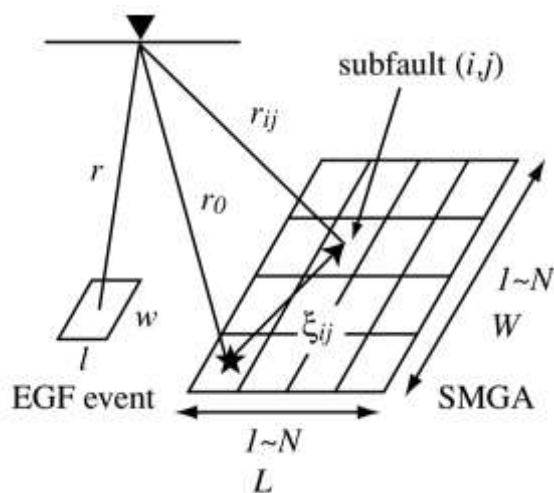
شکل ۱: منطقه مورد مطالعه. ستاره های قرمز زلزله اصلی و ستاره سبز پس لرزه را نشان می دهند. مثلث های آبی ایستگاه هایی که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته اند را نشان می دهند. مستطیل های مشکی مرکز کرمانشاه و ازگله را نشان می دهند. دایره های زرد لرزه خیزی منطقه را از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۹ نشان می دهند. خطوط قرمز گسل (High HZF) (Zagros Fault) و گسل (Mountain Front Fault) MFF هستند.

در سال های اخیر در ایران مطالعاتی در زمینه شبیه سازی رکوردهای جنبش نیرومند انجام شده است. نیکام و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از روش تابع تجربی گرین و الگوریتم ژنتیک رکوردهای جنبش نیرومند مربوط به زلزله سیلاخور را شبیه سازی کردند (Nicknam et al., 2009). در این مطالعه از الگوریتم ژنتیک برای کاهش تفاوت بین رکوردهای شبیه سازی شده و رکوردهای واقعی استفاده شده است. ریاحی و همکاران (۲۰۱۴) سناریو زلزله بم را با استفاده از تابع تجربی گرین مورد مطالعه قرار دادند و از زمین لرزه های خیلی کوچک برای شبیه سازی زلزله اصلی استفاده کرده اند. مطالعات زیادی در مورد زلزله کرمانشاه انجام شده است (به عنوان مثال Gombert et al., 2019) اما تاکنون مطالعه جدی در زمینه شبیه سازی این زمین لرزه با استفاده از تابع تجربی گرین انجام نگرفته است. در منطقه مورد مطالعه میامجیما و همکاران (۲۰۱۸) اثر سایت را برای ایستگاه های نزدیک مورد بررسی قرار دادند (Miyamjima et al., 2018). آنها گزارش دادند که بیشینه شتاب جنبش نیرومند زمین (PGA) در ایستگاه کرمانشاه که در فاصله ۳۹ کیلومتری قرار دارد برای مولفه قائم و دو مولفه افقی به ترتیب برابر با ۵۸۲، ۶۸۱ و ۴۰۴ سانتی متر بر مجذور ثانیه بوده است. فنگ و همکاران (۲۰۱۸) با استفاده از داده های اینسار (Interferometric Synthetic

Palangan	۴۶,۶۰۵	۳۵,۰۶۷	۱۲۵۰
Sarv Abad	۴۶,۳۶۹	۳۵,۳۱۱	۱۰۲۵
Sarpolezahab	۴۵,۸۶۸	۳۴,۴۵۹	۵۵۸
Shoeisheh	۴۶,۶۷۷	۳۵,۳۵۸	۱۴۵۷

۳- روش تابع تجربی گرین

هارتزل (۱۹۷۸) و ایریکورا و همکاران (۱۹۹۷) روش بررسی زمین‌لرزه‌های اصلی با استفاده نگاشت‌های پیش‌لرزه یا پس‌لرزه (رویدادهای کوچک) با عنوان تابع تجربی گرین را معرفی و استفاده کردند (Hartzel, 1978; Irikura et al., 1997). در این روش ایده اصلی این است که اطلاعات چشمه، مسیر و ساختگاه که در رویداد اصلی وجود دارد در رویداد کوچک نیز وجود دارد. روش تابع تجربی گرین دارای این مزیت است که مسیر پیچیده، اثرات ساختگاه و پیچیدگی ساختار غیرهمگن زمین بین چشمه و محل ثبت را در نظر می‌گیرد. در روش شبیه‌سازی تابع تجربی گرین (Irikura, 1986) صفحه گسل به صورت صفحه‌ای مستطیلی که به $N \times N$ جزء تقسیم شده، در نظر گرفته می‌شود (شکل ۲).



شکل ۲: سطح گسل رویدادهای بزرگ و کوچک که به ترتیب به صورت

$L \times W$ و $l \times w$ تعریف می‌شود (ایریکورا و همکاران، ۱۹۹۷).

رابطه بین پارامترهای رویداد اصلی و رویداد کوچک، با روابط مقیاس-بندی (Kanamori and Anderson, 1975) تعریف شده است. در این روش نیازی به دانستن شکل تابع زمانی سرعت لغزش رویداد کوچک نیست. برای مدل‌سازی گسیختگی زمین‌لرزه هدف به روش تابع تجربی گرین، بایستی این گسیختگی اصلی به صورت یکنواخت به زیرگسل‌هایی که مسبب زمین‌لرزه‌های کوچک هستند، تقسیم‌بندی شود. بنابراین نیاز به روابط تشابه بین پارامترهای چشمه رویداد هدف و رویداد کوچک است. دو رابطه تشابه توسط ایریکورا (۱۹۸۶) ارائه شده است که اولین رابطه تشابه برای پارامترهایی از قبیل مساحت گسل، لغزش و بزرگا است

(Aperture Radar) عمق سنترئید را برای زلزله کرمانشاه ۱۴/۵ کیلومتر تخمین زدند (Feng et al., 2018). طول و عرض لغزش برآورد شده در این مطالعه به ترتیب برابر با ۱۶ و ۴ کیلومتر است. همچنین واجدیان و همکاران (۲۰۱۸) عمق این زمین‌لرزه را بین ۱۴ تا ۲۰ کیلومتر گزارش کردند (Vajedian et al., 2018). در گزارش دیگری نیسن و همکاران (۲۰۱۹) عمق این زمین را ۱۲ تا ۲۰ کیلومتر برآورد کردند (Nissen et al., 2019).

در این مطالعه تلاش شده است که با استفاده از رویدادهای کوچک (پس‌لرزه‌ها) سناریوی زلزله کرمانشاه با استفاده از روش EGF تخمین زده شود. به منظور شبیه‌سازی زلزله کرمانشاه، ۷ رکورد از شتاب‌نگارهای ثبت‌شده توسط شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران (ISMN) مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی (BHRC) که دارای سیگنال به نوفه بالا بودند پردازش شدند. در مقایسه با سایر مطالعات انجام‌شده، این مطالعه تأثیر تمام پارامترهای دخیل در مدل‌سازی را بررسی می‌کند و در نهایت بهترین پارامترها (بر اساس کمترین خطای misfit) برای شبیه‌سازی انتخاب شده و مدل‌سازی بر اساس این پارامترها انجام می‌شود. با توجه به بررسی‌های انجام‌شده بر روی همه پارامترهای دخیل در روند شبیه‌سازی و انتخاب مقادیر بهینه، نتایج بدست آمده همخوانی خوبی با رکوردهای واقعی نشان می‌دهند.

۲- داده‌ها

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، در منطقه لرزه‌خیز زاگرس که حاصل برخورد صفحه عربستان با اوراسیا است قرار دارد (شکل ۱). لرزه-خیزی منطقه مورد مطالعه از تاریخ ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۹ در شکل (۱) نشان داده شده است. همانطور که در شکل (۱) دیده می‌شود تمرکز وقوع زمین‌لرزه‌ها منطبق با گسل فعال پیشانی کوهستان (Mountain Front Fault) است که توسط فالکن (۱۹۷۴) به عنوان خمیدگی پیشانی کوهستان معرفی شد (Falcon, 1974).

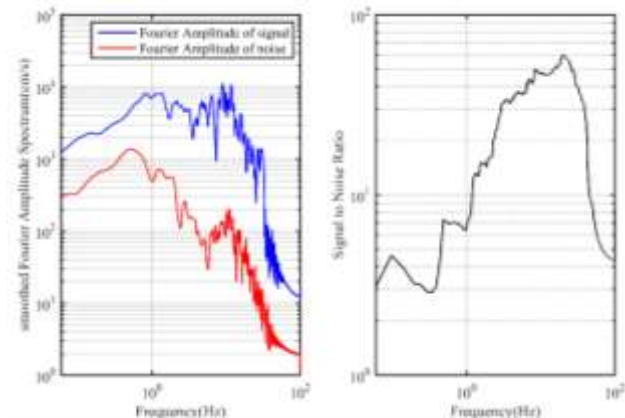
در مطالعه حاضر ۷ ایستگاه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی به منظور شبیه‌سازی داده‌های جنبش نیرومند مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۱). در جدول (۱) مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده نشان داده شده است. فاصله رومرکزی داده‌های مورد استفاده ۳۹ تا ۹۲ کیلومتر می‌باشد. همچنین زلزله اصلی کرمانشاه با مختصات رومرکزی ۳۴/۸۸ و ۴۵/۸۴ و پس‌لرزه مورد استفاده با مختصات ۳۵/۰۷ و ۴۵/۷۵ در شکل (۱) نشان داده شده است.

جدول ۱: مختصات ایستگاه‌های مورد استفاده

ارتفاع از سطح دریا	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ایستگاه
۱۲۹۵	۳۵,۲۲۶	۴۶,۴۴۷	Degaga
۱۳۴۰	۳۵,۵۱۸	۴۶,۱۸۳	Marivan
۱۲۸۸	۴۶,۲۰۳	۴۶,۲۰۳	Nosood

r_0 فاصله کانونی زلزله اصلی است. V_R و V_S به ترتیب سرعت موج برشی در اطراف چشمه و سرعت گسیختگی هستند. ξ_{ij} فاصله بین نقطه (i,j) از نقطه شروع گسلش می باشد.

در مطالعه حاضر، به منظور تعیین شتابنگاشت های مصنوعی، داده های مورد استفاده تصحیح شدند. بدین منظور اثر میانگین و اثر روند از داده ها حذف شد. برای بهبود نتایج از لرزه نگاشت هایی که دارای سیگنال به نوفه بالا بودند پردازش شدند (شکل ۳).



شکل ۳: نمایش سیگنال به نوفه یکی از رکوردهای مورد استفاده. شکل سمت چپ، طیف دامنه پنجره سیگنال و پنجره نوفه را نشان میدهد. شکل سمت راست، نسبت طیف دامنه سیگنال به طیف دامنه نوفه است. برای انجام فرآیند شبیه سازی در اولین گام نیاز به تعیین پارامترهای ورودی از جمله پارامترهای گسل، ابعاد اسپریتی، تعیین نقطه شروع گسیختگی، تعیین افت استرس، تعیین زمان افزایش، سرعت موج برشی و سرعت گسیختگی است. برای تعیین این پارامترها از کمترین خطای جذر میانگین مربعات بین طیف پاسخ ثنوری و مشاهد های استفاده شد (رابطه (۸)). بدین منظور، برای تعیین هر پارامتر اینگونه عمل می شود که تمام پارامترهای دیگر ثابت در نظر گرفته شده و پارامتر متغیر مورد نظر در یک بازه تعریف شده با گام معین تغییر می کند و در هر تغییر رکورد شبیه سازی شده برای تمام ایستگاه ها با رکورد واقعی مطابقت داده می شود. با استفاده از رابطه (۸) مقدار خطا برای هر رکورد مشخص می شود. در نهایت با میانگین گیری خطاهای بدست آمده برای تمام ایستگاه ها کمترین مقدار خطا مشخص می شود (شکل های ۴ تا ۱۰) و مقدار پارامتر مورد نظر تعیین می گردد.

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left\{ \frac{(a_f(i) - a_s(i))^2}{a_f(i)} \right\} \right]^{1/2} \quad (8)$$

که در آن $af(i)$ و $as(i)$ امین مقادیر از طیف پاسخ واقعی و شبیه سازی با N نمونه است. در ادامه پارامترهای ورودی به شرح زیر تعیین شدند.

و دیگری رابطه مقیاس برای طیف چشمه است (Irikura 1986). روابط مقیاس پارامترهای چشمه، برگرفته از مطالعات کاناموری و اندرسون (۱۹۷۵)، به صورت زیر است (Kanamori and Anderson 1975):

$$\frac{L}{l} = \frac{W}{w} = \frac{T_r}{t_r} = \frac{D}{d} = N \quad (1)$$

که در آن L, W, T_r و D به ترتیب طول و عرض گسل، زمان افزایش و میانگین لغزش زلزله هدف هستند. L, W, T_r و d نیز همان پارامترها برای رخداد کوچک (پس لرزه) هستند و N یک عدد ثابت است که نسبت پارامترهای زلزله اصلی و پس لرزه را نشان می دهد. دومین رابطه مقیاس، مدل مقیاس طیف W_2 نامیده می شود که به صورت زیر تعریف می شود (Aki 1967):

$$\frac{A_0}{a_0} = \left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{1/3} = N \quad (2)$$

که در این رابطه A_0 و a_0 بخش مسطح فرکانس بالای طیف شتاب زمین- لرزه های بزرگ (اصلی) و کوچک (پس لرزه) هستند. Boore (۱۹۸۳) رابطه ای برای فرکانس گوشه ارائه داد که در آن f_c بطور مستقیم با ریشه سوم افت تنش و به طور وارون متناسب با ریشه سوم گشتاور لرزه ای است. اگر افت تنش برای رویداد اصلی و پس لرزه ثابت در نظر گرفته شود داریم:

$$\frac{f_{cm}}{f_{ca}} = \left(\frac{m_0}{M_0} \right)^{1/3} = N^{-1} \quad (3)$$

در این رابطه f_{ca} و f_{cm} به ترتیب فرکانس گوشه رویداد اصلی و پس لرزه است. با این حال شرط ثابت بودن افت تنش در یک محدوده وسیع بزرگا همیشه برقرار نیست. ایریکورا (۱۹۸۶) رابطه کلی برای مدلی که دارای یک طیف چشمه W_2 است و افت تنش ها در آن برابر نیست را به صورت رابطه زیر معرفی کرد:

$$\frac{L}{l} = \frac{W}{w} = \frac{T_r}{t_r} = \left(\frac{M_0}{Cm_0} \right)^{1/3} = N \quad (4)$$

$$\frac{D}{d} = \frac{A_0}{a_0} = CN \quad (5)$$

که C برابر با اختلاف افت تنش دو زلزله است. رکورد زلزله هدف $U(t)$ از حاصل جمع توابع گرین هر یک از اجزای گسل $(u(t))$ به صورت رابطه ۶ و ۷ بدست می آید.

$$U(t) = \sum_i \sum_j \frac{r}{r_{ij}} C \cdot (F(t) * u(t - t_{ij})) \quad (6)$$

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r_0}{V_s} + \frac{\xi_{ij}}{V_r} \quad (7)$$

که N_x و N_w تعداد زیرگسل ها در راستای امتداد (strike) و شیب (dip) هستند. r به ترتیب فاصله ایستگاه از محل وقوع پس لرزه و فاصله ایستگاه از المان (i,j) هستند. $F(t)$ تابع فیلتر می باشد که اختلاف تابع زمانی سرعت گسیختگی بین رویداد کوچک و بزرگ را تصحیح می کند.

هستند. با توجه به رابطه (۹) مقدار افت استرس برابر با ۱,۷۸ مگاپاسکال است. به منظور بهبود مقدار افت استرس با استفاده از رابطه (۹)، مقدار افت استرس بین ۰/۵ تا ۳/۵ با گام ۰/۱ بررسی شد و نهایتاً مقدار ۲ برای وارون‌سازی انتخاب شد (جدول ۲). یکی از جدیدترین کارها در زمینه افت تنش در ایران، مطالعات انجام شده توسط احمدزاده و همکاران (۲۰۱۹) است (Ahmadzadeh et al., 2019). در این مطالعه، با استفاده از مدل‌سازی طیفی، پارامترهای چشمه، مسیر و سایت موردبررسی قرار گرفته است. نتایج حاصل از این بررسی، میانگین افت تنش ۱,۱ مگاپاسکالی را برای منطقه البرز نشان می‌دهد.

۴-۲- تعیین زمان فرایش

زمان فرایش به عنوان طول تابع فیلتر (F در رابطه ۷) تعریف می‌شود. این پارامتر تابع زمانی سرعت لغزش روی سطح را نشان می‌دهد (Miyake et al., 2003). برای تعیین زمان فرایش، ابتدا از فرمول تجربی معرفی شده توسط سومرویل و همکاران (۱۹۹۹) استفاده شد (Somerville et al., 1999). سپس با استفاده از رابطه (۸) زمان فرایش در این مطالعه ۰/۴ ثانیه در نظر گرفته شد (جدول ۲).

۵-۲- تعیین سرعت موج برشی در منطقه

سرعت موج برشی یک پارامتر تأثیرگذار در شبیه‌سازی جنبش نیرومند به روش EGF است. در این مقاله در ابتدا برای اینکه تخمینی از سرعت موج برشی در منطقه داشته باشیم از کارهای قبلی انجام شده در منطقه غرب ایران استفاده شد. در ابتدا سرعت موج برشی ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شد (Tatar 2001; Doloei and Roberts 2003; Kaviani 2004). برای بهبود سرعت موج برشی و انتخاب جواب بهینه، سرعت موج برشی بین دو محدوده ۲/۵ تا ۴ متر بر ثانیه متغیر در نظر گرفته شد و در نهایت با وارون‌سازی رابطه (۸) این مقدار برابر با ۳,۶ متر بر ثانیه تعیین شد (جدول ۲).

۶-۲- تعیین سرعت گسیختگی

سرعت گسیختگی گسل در مطالعات متفاوت مقادیر متفاوتی دارد به عنوان مثال یک کار تحقیقاتی (Bouchon et al., 2006) این مقدار را برابر با ۰/۹۲ سرعت موج S و در تحقیق دیگری (Madariaga, 1976) برابر با ۰,۷۵ سرعت موج S در نظر گرفته شدند. در این مطالعه سرعت گسیختگی را بین دو مقدار ۲ تا ۳/۵ کیلومتر بر ثانیه متغیر در نظر گرفته شده و در نهایت سرعت ۲/۴ متر بر ثانیه انتخاب شد (جدول ۲).

جدول ۲: تعیین پارامترهای ورودی شبیه‌سازی.

	Dx	Dw	Nx	Nw	C	Rise time	Vs	Vr
Search range	0.5 to	0.5 to	5 to	5 to	0.5 to	0.01 to	2.8 to	2 to

۴- تعیین پارامترهای ورودی و نتایج

۱-۲- ابعاد اسپریتی و تعداد زیرگسل‌ها

در اینجا منظور از ابعاد گسل، ابعاد گسلش اصلی ($asperity$) است که طبق تعریف (Somerville et al., 1999) به فضایی از گسل گفته می‌شود که بیش از میانگین لغزش رویداد اصلی لغزیده باشد. مایاک و همکاران (۲۰۰۳) نشان دادند که این پارامتر نقش اساسی در فرآیند شبیه‌سازی دارد (Miyake et al., 2003). معمولاً جنبش‌های نیرومند بیشتر از کل منطقه گسیختگی و کل گشتاور لرزه‌ای با ناهمگنی‌های لغزش رابطه دارند (Irikura, 1986). به همین دلیل برای بررسی ویژگی‌های مدل چشمه از اسپریتی‌ها استفاده می‌شود. در تحقیقات گذشته مقدار و نحوه لغزش روی گسل مورد مطالعه مشخص شده است (Ding et al., 2018; Feng et al., 2018). به‌طوری‌که طول گسیختگی برابر با ۴۸ کیلومتر و عرض آن ۳۲ کیلومتر گزارش شده است. بیشترین ابعاد اسپریتی گزارش شده دارای ۱۶ کیلومتر طول و ۶ کیلومتر عرض است. در این مطالعه برای تعیین ابعاد هر زیر گسل، یک بازه از ۰/۴ تا ۱۰ در نظر گرفته شد و در نهایت با استفاده از رابطه (۸) ابعاد هر زیر گسل $1/5 * 3$ در راستای لغزش (D_w) و ۳ در راستای امتداد (D_x) در نظر گرفته شد. همچنین برای تخمین ابعاد اسپریتی، منطقه تولید جنبش نیرومند به ۷ بلوک در راستای امتداد (N_x) و ۷ بلوک در راستای لغزش (N_w) تقسیم شد (جدول ۲) و برای هر بلوک جنبش نیرومند شبیه‌سازی شد و بهترین جواب (کمترین خطا) بدست آمد. در نهایت ابعاد اسپریتی $1/5 * 21$ کیلومتر بدست آمد.

۲-۲- تعیین نقطه شروع گسیختگی

نقطه شروع شکستگی که جهت انتشار شکستگی را نشان می‌دهد با یک جستجوی شبکه‌ای تعیین می‌شود. برای تعیین نقطه‌ای شروع شکست، هر یک از زیرگسل‌ها به عنوان شروع گسیختگی گسل در نظر گرفته شده و نقطه شروع گسیختگی مطابق با کمترین خطای جذر میانگین مربعات بین طیف پاسخ تئوری و مشاهده‌ای تخمین زده شده است. جستجوی نقطه شروع شکست روی یک شبکه $7 * 7$ انجام شد که نقطه ۴ در راستای لغزش (dip) و نقطه ۶ در راستای امتداد کمترین خطا را دارا بود (جدول ۲).

۳-۲- تعیین افت استرس

مقدار C به عنوان میزان افت استرس بین رویداد بزرگ و کوچک در نظر گرفته می‌شود. برای تعیین این پارامتر از رابطه (۹) استفاده می‌شود.

$$C = \left(\frac{M_0}{m_0} \right) \left(\frac{f_{cm}}{f_{ca}} \right)^3 \quad (9)$$

که در آن M_0 و f_{cm} به ترتیب ممان لرزه‌ای و فرکانس گوشه رویداد بزرگ و m_0 و f_{ca} به ترتیب گشتاور لرزه‌ای و فرکانس گوشه رویداد کوچک

بر انتخاب داده‌های با کیفیت، از عدم قطعیت‌های ناشی از فرکانس‌های پایین مانند خطای خط مبنا پرهیز شد. بدین منظور پارامترهای اولیه برای شبیه‌سازی به روش تابع تجربی گرین بر اساس کمترین خطای برازش (*misfit*) بدست آمد و در فرایند وارون‌سازی مورد استفاده قرار گرفت. شتاب‌نگاشت‌های شبیه‌سازی شده با رکوردهای مشاهده شده، مورد مقایسه قرار گرفته است. پارامترهای نهایی مدل به روش تابع تجربی گرین در جدول (۵) آورده شده است. شکل‌های ۴ تا ۱۰ مقایسه بین شتاب‌نگاشت‌های مشاهده و شبیه‌سازی شده و طیف پاسخ را برای مؤلفه *E-W* نشان می‌دهند. همان‌گونه که از شکل‌های ۴ تا ۱۰ مشخص است، با توجه به برآورد مناسب پارامترهای دخیل در شبیه‌سازی، همخوانی بسیار خوبی بین طیف‌های مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده ایجاد شده است.

جدول ۵: پارامترهای ورودی وارون‌سازی

Parameter	Value
Starting point	
Dx (km)	3
Dw (km)	2
Nx	7
Nw	7
C	2
Rise Time (second)	1.4
Vs (m/s)	3.6
Vr (m/s)	2.4
Strike1 (deg)	118
Dip1 (deg)	79
Rake1(deg)	78
Strike2 (deg)	33
Dip2 (deg)	61
Rake2 (deg)	162
Depth1 (km)	17
Depth2 (km)	17
Frequency (Hz)	0.5-10

نتایج بدست آمده نشان می‌دهند که طول اسپریتی برابر با ۲۱ کیلومتر و عرض آن برابر با ۱۰/۵ کیلومتر است. با بررسی نقطه شروع گسیختگی دیده شد که مختصات نقطه شروع گسیختگی در سمت غرب صفحه

	10	10	15	15	3.5	2.5	4.2	3.4
Step	0.5	0.5	1	1	0.1	0.01	0.1	0.1
Estimated value	3	1.5	7	7	2	0.4	3.6	2.4

۷-۲- تعیین مکانیزم رویداد اصلی و پس‌لرزه

برای تعیین ساز و کار کانونی زمین‌لرزه که یکی از مهمترین پارامترهای ورودی برای شبیه‌سازی به روش تابع تجربی گرین است، از مقادیر جدول (۳) و (۴) استفاده شد و سپس مقادیر بهینه با استفاده از رابطه ۹ تعیین شدند (جدول ۵).

جدول ۳: پارامترهای زلزله اصلی.

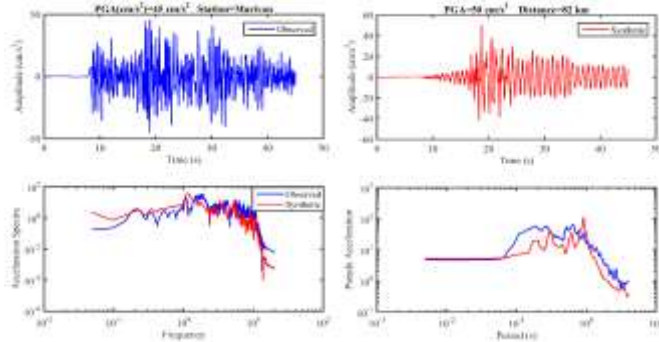
Reference	Strike	Dip	Rake	Depth	M0
USGS	129	79	78	21.5	1.124e+20
NEIC	122	79	78	21.5	1.12 e+20
GCMP	121	83	82	17.9	1.59 e+20
Search range	115-135	75-90	75-90	15-25	
Estimated value	118	79	78	17	

جدول ۴: پارامترهای پس‌لرزه.

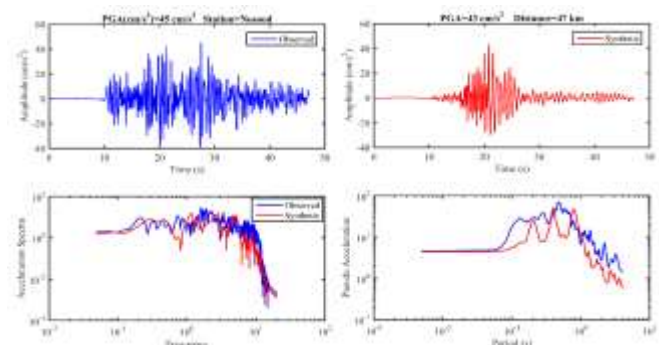
Reference	Strike	Dip	Rake	Depth	M0
USGS	36	62	164	21.5	1.58e+17
NEIC	36	61	164	19.5	1.59e+17
GCMP	34	65	159	23.4	2.17e+17
Search range	30-40	58-70	155-170	14-25	
Estimated value	33	61	162	17	

۵- بحث

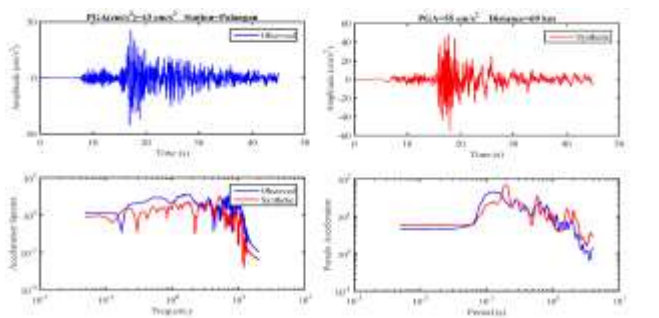
در مطالعه حاضر پارامترهای چشمه زمین‌لرزه کرمانشاه با استفاده از شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش تابع تجربی گرین در بازه فرکانسی ۰/۵ تا ۱۰ هرتز تخمین زده شد. بازه فرکانسی فوق با توجه به نسبت طیفی سیگنال به نوفه داده‌ها که در شکل ۳ یک نمونه از آن نمایش داده شده است، انتخاب گردید. با انتخاب باند فرکانسی فوق علاوه



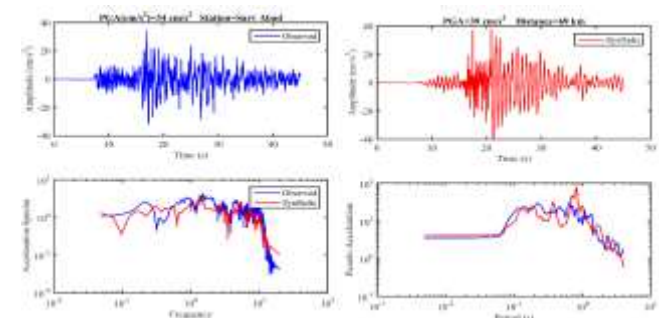
شکل ۵: نتایج حاصل از وارون‌سازی برای ایستگاه ماروین (Marvin).



شکل ۶: نتایج حاصل از وارون‌سازی برای ایستگاه نوسود (Nosod).



شکل ۷: نتایج حاصل از وارون‌سازی برای ایستگاه پالنگان (Palangan).

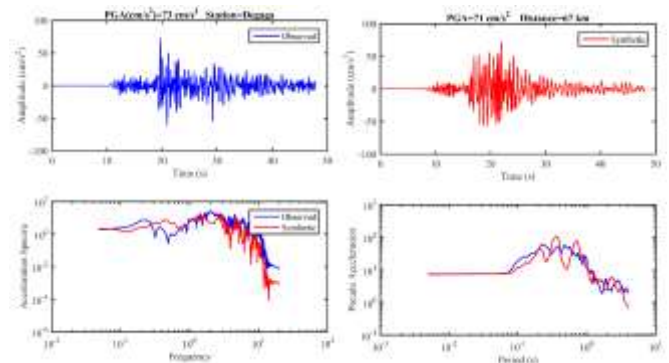


شکل ۸: نتایج حاصل از وارون‌سازی برای ایستگاه سروآباد (Sarv).

(Abad).

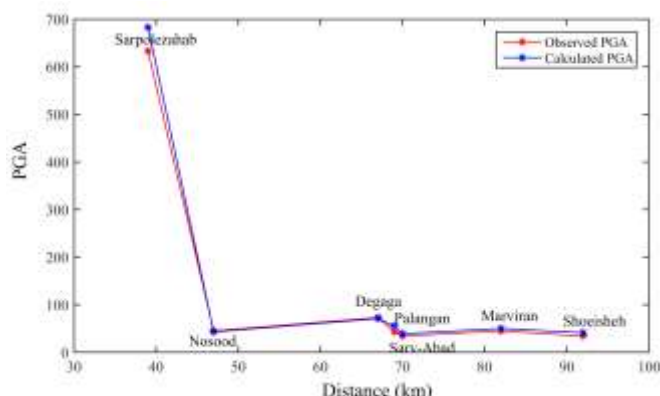
گسیختگی قرار دارد و شکستگی روند شرقی- غربی دارد. عمق نقطه شروع گسیختگی ۱۵/۵ کیلومتر تخمین زده شد. فنگ و همکاران (Feng et al., 2018) با استفاده از تداخل مصنوعی اندازه‌گیری رادار روزنه (*Interferometric Synthetic Aperture Radar measurements*) تغییر شکل سطح گذرا (*transient surface deformation*) ایجاد شده به وسیله زلزله کرمانشاه را بررسی کردند. آنها یک مدل برای اسپریتی زلزله مورد مطالعه معرفی کردند که همخوانی خوبی با نتایج مطالعه حاضر دارد. ساز و کار بدست آمده حاصل از تعیین پارامترهای ورودی در این مطالعه نشان می‌دهد که گسل، رورنده با یک مؤلفه شیب‌لغز است و به ترتیب دارای راستا، شیب و ریکی برابر با ۱۱۸، ۷۹ و ۷۸ درجه است. نتایج پارامترهای بدست آمده همخوانی خوبی با نتایج GCMP دارد.

همانطور که در نتایج دیده می‌شود بیشینه شتاب رکوردهای شبیه‌سازی شده با مقادیر مشاهده‌ای تطابق خوبی دارند، همچنین طیف‌های دامنه و پاسخ رکوردهای مشاهده‌ای و مصنوعی تطابق خوبی در محدوده وسیع فرکانسی دارند. مدت زمان دوام زمین‌لرزه یکی دیگر از پارامترهای مؤثر در مطالعات مهندسی است. نتایج شبیه‌سازی بدست آمده نشان می‌دهد که پارامتر مدت دوام نیز در رکوردهای شبیه‌سازی شده مطابقت خوبی با رکوردهای مشاهده‌ای دارد. از آنجا که هر روش علمی با محدودیت‌هایی همراه است، روش تابع تجربی گرین هم دارای محدودیت‌های وابسته به اثر ساختگاه و کیفیت سیگنال زمین‌لرزه است. در این مطالعه با درک این واقعیت سعی شده است که سیگنال‌هایی انتخاب شود که نسبت سیگنال به نوفه بیش از ۳ باشد تا وابستگی پارامترهای محاسبه‌شده تأثیرپذیری کمتری به ایستگاه و سیگنال داشته باشد. اگر رکورد مورد استفاده رکورد مناسبی نباشد می‌تواند اطلاعات غلطی از مسیر انتشار و ساختگاه وارد پردازش‌ها کند و نتایج حاصل را تحت تأثیر قرار دهد.



شکل ۹: نتایج حاصل از وارون‌سازی برای ایستگاه دگاگا (Degaga).

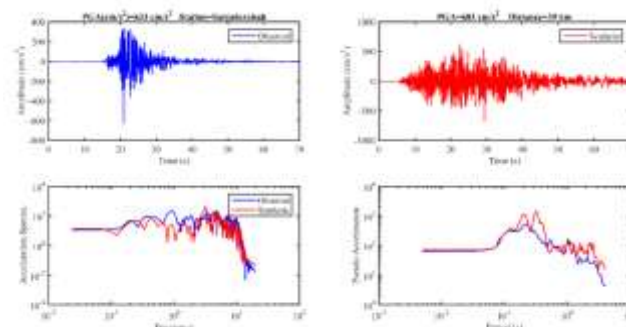
منطقه و مطالعه مکانیسم زمین لرزه ها و تحلیل خطر زلزله به منظور کاهش خسارات جانی و مالی به هنگام وقوع زلزله را فراهم آورد.



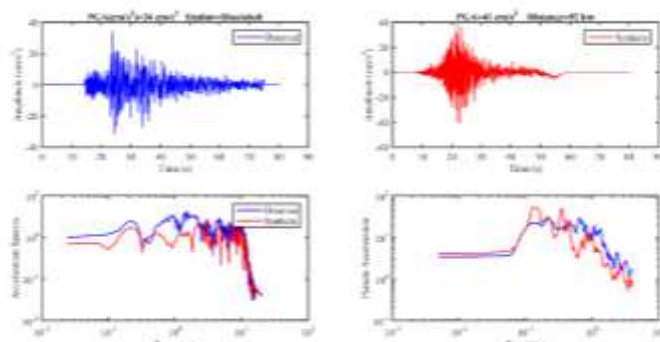
شکل ۱۱: نمودار PGA مشاهداتی و محاسبه ای بر حسب فاصله رومرکزی.

۶- مراجع

- Ahmadi A, Bazargan-Hejazi S (2018) 2017 Kermanshah earthquake; lessons learned, *Journal of injury and violence research* 10:1.
- Ahmazadeh S, Javan Doloei G, Parolai S, Oth A (2019) Non-parametric spectral modelling of source parameters, path attenuation and site effects from broad-band waveforms of the Alborz earthquakes (2005–2017), *Geophysical Journal International*, 219(3), 1514-1531.
- Aki K (1967) Scaling law of seismic spectrum, *Journal of geophysical research* 72:1217-1231.
- Ambraseys N, Melville C (1982) A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press. London.
- Boore DM (1983) Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America* 73:1865-1894.
- Bouchon M, Hatzfeld D, Jackson JA, Haghshenas E (2006) Some insight on why Bam (Iran) was destroyed by an earthquake of relatively moderate size, *Geophysical Research Letters* 33.
- Ding K, He P, Wen Y, Chen Y, Wang D, Li S, Wang Q (2018) The 2017 M_w 7.3 Ezgeleh, Iran earthquake determined from InSAR measurements and teleseismic waveforms, *Geophysical Journal International* 215:1728-1738.
- Doloei J, Roberts R (2003) Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions, *Tectonophysics* 364:115-133.
- Falcon NL (1974) Southern Iran: Zagros Mountains, *Geological Society, London, Special Publications* 4:199-211.
- Feng W, Samsonov S, Almeida R, Yassaghi A, Li J, Qiu Q, Li P, Zheng W (2018) Geodetic Constraints of the 2017 Mw7. 3 Sarpol Zahab, Iran Earthquake, and Its Implications on the Structure and Mechanics of



شکل ۹: نتایج حاصل از وارون سازی برای ایستگاه سرپل ذهاب (Sarpozehzhab).



شکل ۱۰: نتایج حاصل از وارون سازی برای ایستگاه شویشه (Shoisheh).

در شکل (۱۱) مقادیر PGA مشاهداتی و محاسبه ای بر اساس فاصله رومرکزی نمایش داده شده است. مطابق شکل (۱۱) بیشترین بیشینه شتاب ثبت شده در ایستگاه سرپل ذهاب که کمترین فاصله را از کانون زلزله دارد، مشاهده می شود. با افزایش فاصله باید مقادیر PGA کاهش پیدا کنند که در شکل (۱۱) چنین چیزی دیده نمی شود و در فاصله ۶۷ تا ۷۰ کیلومتری مقادیر PGA بیشتر از مقادیر PGA در فاصله ۴۸ کیلومتری است. این وضعیت در هر دو نمودار مشاهداتی و محاسبه ای دیده می شود. این می تواند به دلیل تفاوت خاک زیر ایستگاه و اثر سایت باشد. در فاصله ۶۷ تا ۷۰ کیلومتری، ایستگاه ها روی خاک قرار گرفته اند که باعث تقویت دامنه ثبت شده می شود.

نتایج بدست آمده از روش تابع تجربی گرین نشان داد که این تابع در صورت وجود رویدادهای کوچک مناسب، روش خوبی برای شبیه سازی جنبش نیرومند ناشی از شوک اصلی و مطالعه پارامترهای زلزله شناختی در یک منطقه است. بنابراین در منطقه ای که رکوردهای حاصل از جنبش نیرومند زمین به صورت پراکنده هستند و یا داده های حاصل از جنبش نیرومند زمین از کیفیت خوبی برخوردار نبوده و یا در دسترس نباشند، با شبیه سازی جنبش نیرومند زمین در ساختگاه مورد نظر می توان اطلاعات مورد استفاده برای مطالعات پایه ای از قبیل بررسی پتانسل لرزه خیزی

- (2018) Site investigation of the Sarpole-Zahab earthquake, Mw 7.3 in SW Iran of November 12, 2017, *JSCE J Disaster FactSheets*.
- Nicknam A, Abbasnia R, Eslamian Y, Bozorgnasab M (2009) Extrapolating strong ground motion of the Silakhor earthquake (ML 6.1), Iran, using the empirical Green's function (EGF) approach based on a genetic algorithm, *Canadian Journal of Earth Sciences* 46:801-810.
- Nissen, E, Ghods A, Karasözen E, Elliott J.R, Barnhart W.D, Bergman EA, Hayes G.P, Jamal-Reyhani, M, Nemati M, Tan F, Abdulnaby W (2019) The 12 November 2017 M w 7.3 Ezgeleh-Sarpolzahab (Iran) Earthquake and Active Tectonics of the Lurestan Arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124(2), pp.2124-2152.
- Somerville P, Irikura K, Graves R, Sawada S, Wald D, Abrahamson N, Iwasaki Y, Kagawa T, Smith N, Kowada A (1999) Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters* 70:59-80.
- Tatar M (2001) Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros central et l'Alborz (Iran). Grenoble 1
- Vajedian S, Motagh M, Mousavi Z, Motaghi K, Fielding E, Akbari B, Wetzel H.U, Darabi A (2018) Coseismic deformation field of the Mw 7.3 12 November 2017 Sarpol-e Zahab (Iran) earthquake: A decoupling horizon in the northern Zagros Mountains inferred from InSAR observations. *Remote Sensing* 10(10), p.1589.
- the Northwest Zagros Thrust- Fold Belt, *Geophysical Research Letters* 45:6853-6861.
- Gombert B, Duputel Z, Shabani E, Rivera L, Jolivet R, Hollingsworth J (2019) Impulsive Source of the 2017 MW= 7.3 Ezgeleh, Iran, Earthquake. *Geophysical research letters* 46(10), pp.5207-5216.
- Hartzell SH (1978) Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophysical Research Letters* 5:1-4.
- Irikura K Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function. In: Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp, 1986. pp 151-156.
- Irikura K, Kagawa T, Sekiguchi H (1997) Revision of the empirical Green's function method by Irikura (1986) (program and abstracts) *Seism. Soc. Japan* 2, B25.
- Kanamori H, Anderson DL (1975) Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the seismological society of America* 65:1073-1095.
- Kaviani A (2004) La chaîne de collision continentale du Zagros (Iran): structure lithosphérique par analyse de données sismologique.
- Madariaga R (1976) Dynamics of an expanding circular fault, *Bulletin of the Seismological Society of America* 66:639-666.
- Miyake H, Iwata T, Irikura K (2003) Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bulletin of the Seismological Society of America* 93:2531-2545.
- Miyamjima M, Fallahi A, Ikemoto T, Samaei M, Karimzadeh S, Setiawan H, Talebi F, Karashi J