

## تخمین پارامتری طیف چشمه موج برشی در کمر بند چین خورده زاگرس

رضا داودیان<sup>۱</sup>، احمد سدیدخوی<sup>۲\*</sup> و حمید زعفرانی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکتری، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استاد، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۳۰، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۰۷)

### چکیده

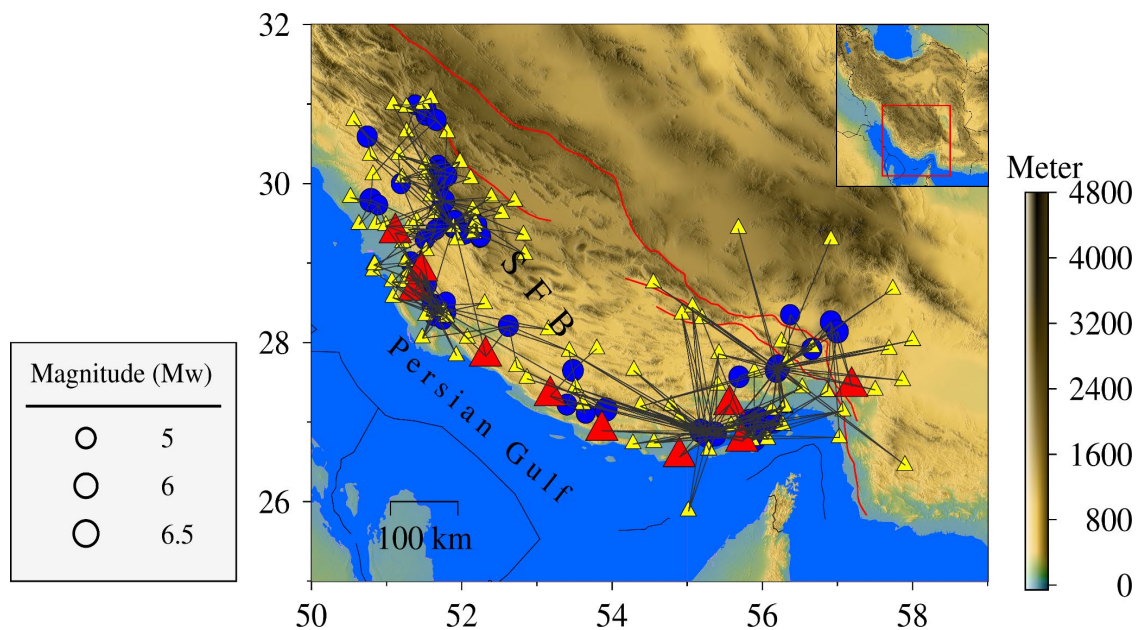
در این مطالعه از روش برگردان تعمیم یافته برای تخمین پارامترهای لرزه‌ای در منطقه کمر بند چین خورده در زاگرس استفاده شد. داده مورد استفاده شامل ۴۲۰ شتابنگاشت ثبت شده در فاصله کانونی ۶ تا ۳۰۰ کیلومتر با بزرگای ۵ تا ۶/۳ در مقیاس گشتاور لرزه‌ای است. بعد از اعمال فرآیند پیش‌پردازش، ضریب کاهندگی نزدیک به سطح در بسامد بالا (کاپا) برای مولفه‌های قائم و افقی، به ترتیب، ۰/۰۲۸ و ۰/۰۳۹ محاسبه شد. در مرحله بعد، از روش برگردان تعمیم یافته برای یافتن طیف چشمه و اثر بزرگنمایی ساختگاه، در بازه بسامدی ۰/۱۴ تا ۱۵ هرتز، استفاده شد. افت استرس (تنش) در کمر بند چین خورده ساده زاگرس بین ۲ تا ۳۳۱ بار محاسبه شد. همچنین برای این منطقه مقدار متوسط افت استرس ۸۵/۵ بار به دست آمد. در این مطالعه رابطه ضریب کیفیت بر حسب بسامد و اثر کاهندگی ناشی از گسترش هندسی از مطالعه زعفرانی و حسنی (۲۰۱۳) انتخاب شد. همچنین ترسیم گشتاور لرزه‌ای بر حسب بسامد گوشه نشان می‌دهد که رخداد های مورد بررسی در منطقه مورد مطالعه به صورت کامل از قانون مقیاس، معرفی شده توسط اکی (۱۹۶۷)، پیروی نمی‌کند چنانچه در مقیاس لگاریتمی گشتاور لرزه‌ای با افزایش بسامد گوشه با نرخ ۱/۷۷ کاهش می‌یابد. در بازه بسامدی مورد مطالعه، روندی بسیار کم در نمودارهای خطای بین رخدادی و میان‌رخدادی بر حسب بزرگا و فاصله مشاهده شد.

**کلید واژه:** اثر چشمه، اثر ساختگاه، پارامترهای لرزه‌ای، برگردان تعمیم یافته، زاگرس

## ۱ مقدمه

ناحیه زاگرس، در راستای شمال غرب - جنوب شرق، به طول تقریباً ۲۰۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر گسترده شده است. زاگرس، به عنوان یک زون فعال برخوردی قاره-قاره، حاصل برخورد صفحه عربی با قطعات قاره‌ای ایران مرکزی بعد از فرورائش روبه شمال اقیانوس نتوتیس در دوره نوژن و یکی از ۵ ناحیه زمین‌ساختی در فلات ایران است (بالاتو و همکاران، ۲۰۱۱؛ بیگی و همکاران، ۲۰۱۸؛ سرکاری‌نژاد و گفتاری، ۲۰۱۹؛ کاراسوزن و همکاران، ۲۰۱۹). بر اساس ویژگی‌های ژئومورفولوژی، چینه‌شناسی و لرزه‌خیزی ناحیه زاگرس را

می‌توان به واحد تکتونیکی تقسیم کرد (علوی، ۲۰۰۷؛ موتریا، ۲۰۱۱) که به ترتیب از شمال شرق به جنوب غرب عبارت است از: کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، زون سندج-سیرجان و کمربند تراستی و چین‌خورده زاگرس. کمربند تراستی و چین‌خورده زاگرس در قسمت پیشانی کمربند کوه‌زایی زاگرس واقع است و شامل سامانه‌های گسلی و چین‌خورده در راستای شمال غرب-جنوب شرق است. نوار چین‌خورده زاگرس یکی از این سیستم‌های چین‌خورده است که رخدادها و ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه در این منطقه واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱. رخدادها و ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه به ترتیب با دایره و مثلث نمایش داده شده است. ایستگاه‌هایی با رنگ قرمز نشان‌دهنده ایستگاه مرجع است.

کیلومتر) و محدوده‌ای به پهنای ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر تعریف می‌شود (سمبرونی و همکاران، ۲۰۲۴). بررسی رخدادهای تاریخی و دستگامی در زاگرس نشان می‌دهد که احتمال وقوع یک رخداد مخرب در آینده قابل توجه است. از این روی، در این مطالعه تلاش شده است

در منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های به شدت متامورف شده در لایه بستر متعلق به پرکامبرین توسط یک دنباله رسوبی به ضخامت ۸ تا ۱۴ کیلومتر پوشانده شده است (نجفی و همکاران، ۲۰۱۸). لرزه‌خیزی در کمربند چین‌خورده همراه با وقوع رخدادهایی با عمق کانونی کم (عمدتاً کمتر از ۲۰

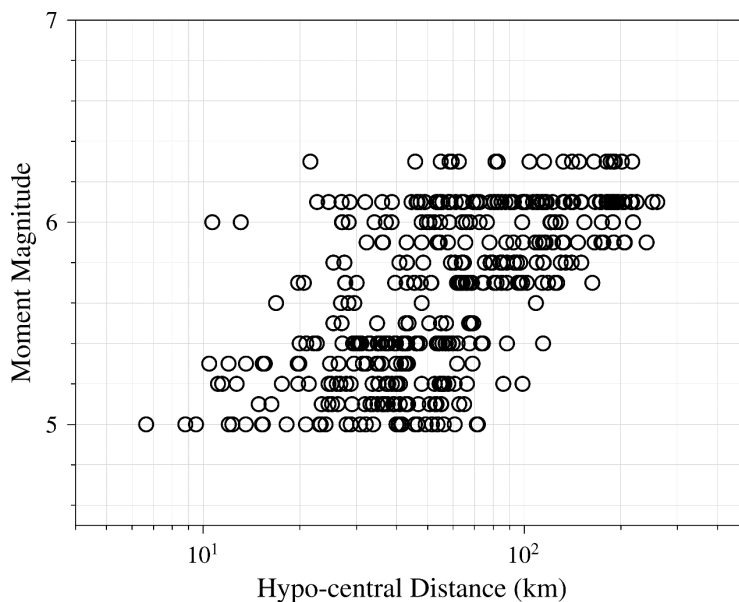
حاصل از مرحله دوم برگردان نشان می‌دهد که رخدادهای منطقه کمر بند چین خوردۀ در بازه بزرگای مورد بررسی در این مطالعه تا چه اندازه از مدل مجذور امگا پیروی می‌کنند.

## ۲ داده‌ها و پردازش آن‌ها

پایگاه داده مورد استفاده در این مطالعه از داده فراهم شده توسط مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی (میرزایی علویجه و همکاران، ۱۹۹۸ و ۲۰۰۷) استخراج شده است. در این شبکه اغلب ایستگاه‌ها با شتاب‌نگارهای دیجیتال SSA-2 تجهیز شده است.

پایگاه داده نهایی شامل ۴۲۰ شکل موج شتاب سه مولفه‌ای در بازه زمانی می ۱۹۹۹ تا جولای ۲۰۲۲، فاصله کانونی ۶ تا ۳۰۰ کیلومتر، بزرگای ۵ تا ۶/۳ در مقیاس گشتاور لرزه‌ای و دارای حداکثر عمق کانونی ۳۴ کیلومتر است. در شکل (۲) توزیع بزرگا بر حسب فاصله کانونی نشان داده شده است.

تا پارامترهای لرزه‌ای مورد نیاز برای توسعه روابط پیش‌بینی جنبش زمین، مختص به منطقه مورد مطالعه، محاسبه شود. این پارامترها شامل اثر چشمه (طیف چشمه، بسامد گوشه، افت استرس و ضریب افت دامنه در بسامدهای بالا) و اثر ساختگاه (طیف بزرگنمایی و ضریب کاهندگی نزدیک به سطح در بسامد بالا) است. برای این هدف از روش برگردان تعمیم‌یافته (اندروز، ۱۹۸۶) استفاده شد. مبنای این روش تفکیک اثرات چشمه، مسیر و ساختگاه و حل معادله به دست آمده بر حسب روش جدایش مقادیر تکیه است. با استفاده از این روش، طیف چشمه به صورت غیر پارامتری محاسبه می‌شوند. عبارت "غیر پارامتری" به این معنا است که مقادیر طیف چشمه بر حسب بسامد و بدون استفاده از یک مدل ریاضی نمایش داده می‌شود. همچنین اثر استفاده از روش‌های مختلف محاسبه مولفه افقی طیف فوریه شکل موج نیز بر نتایج بررسی شد. در ادامه، با هدف محاسبه پارامترهای مدل چشمه مجذور امگا (برون، ۱۹۷۰)، از روش جستجوی شبکه‌ای ساده استفاده شد. بررسی نتایج



شکل ۲. توزیع بزرگا (مان) بر حسب فاصله کانونی

ایستگاه، این چرخش نیز اصلاح شد تا مولفه‌های افقی در جهت شرقی-غربی و شمال-جنوبی قرار گیرند. با استفاده از روش تحلیل موجک (انصاری و همکاران، ۲۰۱۰) نوفه موجود در هر شکل موج محاسبه و سری زمانی عاری از نوفه به همراه مقادیر نسبت سیگنال به نوفه مرتبط با آن بر حسب بسامد مشخص شد. در این مرحله می‌توان با استفاده از نسبت سیگنال به نوفه بازه بسامدی مناسب را انتخاب کرد بنابراین بازه ۰/۱۴ تا ۱۵ هرتز، متناظر با نسبت سیگنال به نوفه بیشتر از ۳، به‌عنوان بازه بسامدی مورد مطالعه انتخاب شد. در مرحله بعدی، بخش موج مرتبط با موج برشی از سری زمانی عاری از نوفه استخراج شد. برای این هدف، از روش معرفی شده توسط هاسید (۱۹۶۷) و کینوشیتا (۱۹۹۴) برای یافتن زمان، به ترتیب، شروع و پایان موج برشی استفاده شد. در شکل (۳) فرآیند استخراج موج برشی برای یک نمونه از نگاشت‌های مورد استفاده (نگاشت ثبت شده از رخداد ۹ ژانویه ۲۰۲۰، ساعت ۱۷:۱۸:۱۲ با بزرگای ۵/۶ در مقیاس گشتاور در ایستگاه BYR) نمایش داده شد.

برای جمع‌آوری این پایگاه داده، قیدهایی بر داده‌های موجود در شبکه BHRC در منطقه مورد مطالعه اعمال شد که در ادامه به شرح آن پرداخته خواهد شد. با هدف افزایش اتکاپذیری در پایگاه داده، رخدادهایی انتخاب شدند که حداقل ۳ نگاشت ثبت شده داشته باشند. هم‌زمان با اعمال این قید، ایستگاه‌هایی مورد استفاده قرار گرفتند که حداقل دو رخداد در آن‌ها ثبت شده باشند (زعفرانی و حسنی، ۲۰۱۳). با هدف مقید کردن مسئله و کاهش درجه آزادی، لازم است تا تمامی رخدادها و ایستگاه‌ها به حداقل یک ایستگاه مرجع با اثر ساختگاه سنگی مشخص متصل باشند (اندروز، ۱۹۸۶؛ زعفرانی و حسنی، ۲۰۱۳؛ دواتگری تفرشی و همکاران، ۲۰۲۱). مشخصات رخدادهای مورد استفاده شامل زمان وقوع، مختصات جغرافیایی، بزرگا و عمق در جدول (۱) قابل مشاهده است.

بعد از جمع‌آوری پایگاه داده و با هدف استخراج طیف فوریه مولفه قائم و مولفه افقی ابتدا اصلاح خط مبنا با استفاده از روش معرفی شده توسط بور و همکاران (۲۰۰۲) اعمال شد. همچنین با توجه به چرخش مولفه‌های هر

جدول ۱. اطلاعات رخدادهای مورد استفاده و پارامترهای محاسبه‌شده با استفاده از روش میانگین‌گیری هندسی (\*\*\*) و برداری (\*\*\*).

شماره	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق کانونی (کیلومتر)	بزرگا (MW)	$M_0$ (DYN/CM)		$f_c$ (HZ)		$\Delta\sigma$ (BAR)		$\gamma$	
						**	***	**	***	**	***	**	***
۱	۱۹۹۷/۰۵/۰۵ ۱۵:۱۱:۵۴	۲۷/۲۲	۵۳/۴	۳۴	۵/۳	۳/۸۰E+۲۳	۴/۰۷E+۲۳	۰/۹۸	۰/۸۳	۷۰	۴۶	۱/۸	۱/۷۱
۲	۱۹۹۸/۰۹/۲۱ ۲۱:۳۵:۲۷	۳۰/۹۲	۵۱/۵۳	۶	۵/۳	۱/۹۳E+۲۴	۱/۸۶E+۲۴	۰/۳۱	۰/۳۴	۱۱	۱۴	۱/۷	۱/۷۵
۳	۱۹۹۹/۰۵/۰۶ ۲۳:۰۰:۵۳	۲۹/۴۹	۵۱/۸۹	۲	۶/۱	۲/۴۸E+۲۵	۲/۵۷E+۲۵	۰/۲۵	۰/۲۶	۷۵	۹۰	۲/۰۴	۲/۱۳
۴	۱۹۹۹/۰۵/۰۶ ۲۳:۱۳:۲۵	۲۹/۵۳	۵۱/۹	۲۲	۵/۳	۱/۶۲E+۲۴	۱/۶۸E+۲۴	۰/۷۱	۰/۷۳	۱۱۳	۱۲۷	۲/۰۹	۲/۲
۵	۱۹۹۹/۰۵/۱۰ ۱۵:۵۱:۰۸	۲۹/۳۲	۵۲/۲۴	۱۲	۵	۵/۵۶E+۲۳	۷/۰۸E+۲۳	۰/۲۶	۰/۲۴	۲	۲	۱/۷	۱/۷۲
۶	۱۹۹۹/۰۵/۳۱ ۱۹:۱۱:۳۰	۲۹/۳۴	۵۲/۲۵	۵	۵/۳	۱/۴۱E+۲۴	۱/۴۶E+۲۴	۰/۲۶	۰/۳	۵	۸	۱/۸۳	۱/۹۷
۷	۱۹۹۹/۰۶/۰۵ ۱۸:۰۱:۳۴	۲۹/۴۸	۵۲/۲۱	۸	۵	۱/۱۹E+۲۴	۲/۰۰E+۲۴	۰/۲	۰/۲۲	۲	۴	۱/۸۴	۲/۰۶
۸	۱۹۹۹/۰۶/۱۱ ۰۳:۰۵:۲۵	۲۹/۳۷	۵۲/۰۴	۲	۵/۳	۱/۰۰E+۲۴	۱/۱۹E+۲۴	۰/۳۶	۰/۳۲	۹	۸	۱/۹۲	۱/۹۴
۹	۱۹۹۹/۰۹/۲۴ ۱۹:۱۷:۱۵	۲۸/۲۳	۵۱/۵۳	۱۰	۵/۴	۵/۲۵E+۲۴	۶/۲۴E+۲۴	۰/۳۲	۰/۲۹	۳۳	۲۹	۱/۷	۱/۷

شماره	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق کانونی (کیلومتر)	بزرگما (MW)	$M_0$ (DYN/CM)		$f_c$ (HZ)		$\Delta\sigma$ (BAR)		$\gamma$	
						**	***	**	***	**	***	**	***
۱۰	۱۹۹۹/۰۹/۲۷ ۰۲:۳۱:۲۵	۲۸/۷۹	۵۱/۴۳	۱۲	۵/۲	۳/۶۷E+۲۳	۳/۹۴E+۲۳	۰/۵۹	۰/۵۵	۱۵	۱۳	۱/۷	۱/۷
۱۱	۱۹۹۹/۱۰/۳۱ ۱۵:۰۹:۳۹	۲۹/۴۴	۵۱/۵۹	۲۲	۵/۲	۳/۶۷E+۲۴	۲/۵۴E+۲۴	۰/۲۶	۰/۳	۱۲	۱۴	۱/۷	۱/۷
۱۲	۲۰۰۰/۰۳/۰۵ ۰۹:۴۰:۰۶	۲۷/۹۲	۵۶/۶۶	۲۲	۵/۴	۶/۶۸E+۲۴	۷/۱۶E+۲۴	۰/۳۷	۰/۳۲	۶۸	۴۷	۲/۰۱	۱/۹۱
۱۳	۲۰۰۰/۰۵/۰۳ ۰۹:۰۱:۱۶	۲۹/۷۳	۵۰/۸۹	۲۲	۵/۱	۲/۴۳E+۲۳	۲/۶۰E+۲۳	۱/۴۳	۱/۴۲	۱۴۲	۱۴۸	۱/۷	۱/۷
۱۴	۲۰۰۰/۰۶/۲۳ ۰۶:۱۵:۱۲	۲۹/۹۳	۵۱/۶۹	۱۶	۵	۳/۴۳E+۲۳	۳/۵۵E+۲۳	۰/۹	۰/۸۴	۴۹	۴۲	۱/۷	۱/۷
۱۵	۲۰۰۰/۰۷/۰۶ ۰۸:۳۴:۲۹	۳۰/۱	۵۱/۸	۲	۵/۵	۵/۳۷E+۲۳	۶/۱۷E+۲۳	۰/۴۲	۰/۳۹	۸	۷	۱/۷	۱/۷
۱۶	۲۰۰۳/۰۱/۱۱ ۱۷:۴۵:۳۰	۲۹/۶۵	۵۱/۷	۹	۵/۲	۱/۵۱E+۲۴	۱/۴۱E+۲۴	۰/۳۲	۰/۳۸	۱۰	۱۵	۱/۷۸	۱/۸۶
۱۷	۲۰۰۳/۰۲/۱۴ ۱۰:۲۸:۵۸	۲۸/۱۴	۵۷	۹	۵/۸	۴/۹۰E+۲۴	۴/۲۷E+۲۴	۰/۳۹	۰/۴۴	۵۹	۷۰	۲/۰۶	۲/۰۸
۱۸	۲۰۰۳/۱۱/۱۸ ۲۳:۲۱:۲۷	۳۰/۹۹	۵۱/۳۸	۷	۵	۳/۹۴E+۲۳	۳/۸۰E+۲۳	۰/۴۵	۰/۴۷	۷	۸	۱/۷	۱/۷
۱۹	۲۰۰۴/۰۳/۰۲ ۰۷:۵۱:۴۷	۲۹/۰۱	۵۱/۳۲	۳۰	۵/۴	۱/۱۵E+۲۴	۱/۱۹E+۲۴	۰/۷۶	۰/۷۷	۱۰۱	۱۰۹	۱/۷	۱/۷
۲۰	۲۰۰۵/۱۱/۲۷ ۱۰:۲۲:۲۳	۲۶/۷۸	۵۵/۹	۲۲	۵/۷	۱/۲۹E+۲۵	۱/۱۲E+۲۵	۰/۲۹	۰/۳۲	۶۲	۷۳	۱/۸۹	۱/۹۴
۲۱	۲۰۰۶/۰۲/۲۸ ۰۷:۳۱:۰۳	۲۸/۲۶	۵۶/۹۱	۱۴	۵/۷	۱/۳۳E+۲۵	۱/۱۶E+۲۵	۰/۴۶	۰/۴۸	۲۵۸	۲۵۴	۲/۳	۲/۳
۲۲	۲۰۰۶/۰۳/۲۵ ۰۷:۲۸:۵۴	۲۷/۵۷	۵۵/۶۹	۱۴	۵/۵	۶/۹۲E+۲۴	۵/۴۳E+۲۴	۰/۳۳	۰/۳۷	۵۱	۵۶	۱/۹	۱/۸۸
۲۳	۲۰۰۶/۰۶/۰۳ ۰۷:۱۵:۳۵	۲۶/۹۷	۵۵/۹۲	۱۴	۵/۴	۱/۰۴E+۲۴	۹/۳۳E+۲۳	۰/۶۶	۰/۶۸	۵۸	۵۹	۱/۷	۱/۷
۲۴	۲۰۰۶/۰۶/۲۸ ۲۱:۰۲:۰۹	۲۷/۰۲	۵۵/۸۳	۱۰	۵/۷	۸/۲۲E+۲۴	۶/۲۴E+۲۴	۰/۳۹	۰/۴۶	۱۰۰	۱۲۳	۱/۹۳	۱/۹۹
۲۵	۲۰۰۶/۰۹/۱۴ ۰۲:۲۵:۳۲	۲۹/۳	۵۱/۵۱	۷	۵/۲	۷/۳۳E+۲۳	۷/۳۳E+۲۳	۰/۵۶	۰/۵۹	۲۵	۳۰	۱/۷	۱/۷
۲۶	۲۰۰۷/۰۴/۲۵ ۰۴:۱۹:۰۰	۲۸/۳۵	۵۶/۳۷	۷	۵/۲	۳/۵۹E+۲۴	۳/۹۸E+۲۴	۰/۴۶	۰/۴۱	۶۹	۵۳	۲/۳	۲/۲۴
۲۷	۲۰۰۸/۰۹/۱۰ ۱۱:۰۰:۴۰	۲۶/۸۳	۵۵/۸۱	۶	۶	۱/۲۹E+۲۵	۱/۱۶E+۲۵	۰/۳۳	۰/۳۶	۹۳	۱۰۶	۲/۰۹	۲/۱۲
۲۸	۲۰۰۸/۰۹/۱۱ ۰۲:۱۶:۰۹	۲۶/۹۶	۵۵/۹۳	۱۰	۵/۱	۸/۱۳E+۲۳	۱/۱۱E+۲۴	۰/۵۷	۰/۴۷	۳۰	۲۳	۱/۷	۱/۷
۲۹	۲۰۰۸/۰۹/۱۷ ۱۷:۴۳:۵۲	۲۶/۹۹	۵۶/۱۵	۰	۵/۲	۷/۵۹E+۲۳	۶/۶۱E+۲۳	۰/۵۴	۰/۵۶	۲۴	۲۳	۱/۷	۱/۷
۳۰	۲۰۰۸/۱۲/۰۷ ۱۳:۳۶:۲۱	۲۷	۵۵/۹	۱۴	۵/۴	۲/۲۱E+۲۴	۲/۰۰E+۲۴	۰/۶۷	۰/۷۱	۱۳۱	۱۳۹	۱/۹۴	۱/۹۶
۳۱	۲۰۰۸/۱۲/۰۸ ۱۴:۴۱:۴۳	۲۷/۰۶	۵۵/۹۵	۱۴	۵/۱	۷/۳۳E+۲۳	۷/۳۳E+۲۳	۱/۰۷	۱/۰۶	۱۷۷	۱۷۲	۲/۰۹	۲/۱۱
۳۲	۲۰۱۰/۰۵/۱۴ ۱۸:۴۹:۵۶	۲۹/۴۲	۵۱/۶۵	۹	۵/۱	۱/۲۳E+۲۴	۹/۰۲E+۲۳	۰/۴۸	۰/۷۳	۲۷	۷۰	۱/۷۱	۱/۸۹
۳۳	۲۰۱۰/۰۷/۲۰ ۱۹:۳۸:۱۰	۲۷/۱۶	۵۳/۹۲	۱۸	۵/۹	۵/۸۲E+۲۴	۶/۴۶E+۲۴	۰/۳۱	۰/۳	۳۶	۳۳	۱/۷	۱/۷
۳۴	۲۰۱۰/۰۷/۲۴ ۱۲:۳۴:۱۰	۲۷/۱۱	۵۳/۶۵	۷	۵/۱	۱/۶۰E+۲۳	۱/۵۰E+۲۳	۱/۷۶	۱/۸۹	۱۷۲	۱۹۹	۱/۷	۱/۷

شماره	زمان وقوع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق کانونی (کیلومتر)	بزرگنما (MW)	$M_0$ (DYN/CM)		$f_c$ (HZ)		$\Delta\sigma$ (BAR)		$\gamma$	
						**	***	**	***	**	***	**	***
۳۵	۲۰۱۰/۰۹/۲۷ ۱۱:۲۲:۴۶	۲۹/۷۸	۵۱/۶۶	۱۸	۵/۸	۲/۸۲E+۲۴	۲/۵۴E+۲۴	-/۷۱	-/۸۲	۱۹۹	۲۸۲	۲/۱۷	۲/۳
۳۶	۲۰۱۰/۱۱/۲۶ ۱۲:۳۳:۴۴	۲۸/۲۱	۵۲/۶۲	۱۴	۵/۴	۶/۸۴E+۲۳	۶/۸۴E+۲۳	۱/۱۱	۱/۱۳	۱۸۶	۱۹۷	۲/۳	۲/۳
۳۷	۲۰۱۱/۰۱/۰۵ ۰۵:۵۵:۴۶	۳۰/۱۶	۵۱/۷	۸	۵/۴	۲/۱۴E+۲۴	۲/۶۳E+۲۴	-/۳۸	-/۳۴	۲۳	۲۰	۱/۷	۱/۷
۳۸	۲۰۱۱/۰۱/۰۷ ۲۳:۵۲:۵۹	۳۰/۱۷	۵۱/۷۴	۱۲	۵	۲/۵۱E+۲۳	۲/۵۱E+۲۳	-/۸۹	-/۹۲	۳۵	۳۹	۱/۷	۱/۷۴
۳۹	۲۰۱۱/۰۱/۰۸ ...:۲۴:۲۴	۳۰/۲۳	۵۱/۶۸	۲۰	۵/۲	۶/۸۴E+۲۳	۵/۰۱E+۲۳	-/۷۷	-/۷۷	۴۳	۴۶	۱/۷۶	۱/۷۷
۴۰	۲۰۱۱/۰۳/۰۵ ۱۱:۲۴:۴۱	۳۰	۵۱/۱۹	۸	۵/۲	۱/۴۶E+۲۴	۱/۴۶E+۲۴	-/۴۴	-/۴۵	۲۵	۲۷	۱/۷	۱/۷
۴۱	۲۰۱۳/۰۴/۰۹ ۱۱:۵۲:۵۰	۲۸/۴۶	۵۱/۶۲	۱۰	۶	۱/۹۵E+۲۵	۲/۲۴E+۲۵	-/۳	-/۲۷	۱۰۳	۹۲	۲	۲/۰۱
۴۲	۲۰۱۳/۰۴/۰۹ ۱۲:۰۵:۴۰	۲۸/۴۶	۵۱/۶۶	۱۶	۵/۱	۷/۵۹E+۲۳	۷/۳۳E+۲۳	-/۵۱	-/۵۱	۲۰	۱۹	۱/۷	۱/۷
۴۳	۲۰۱۳/۰۴/۱۰ ۰۱:۵۸:۲۷	۲۸/۲۵	۵۱/۷۴	۱۰	۵/۵	۶/۶۸E+۲۴	۵/۲۵E+۲۴	-/۲۶	-/۳۱	۲۴	۳۰	۱/۸۵	۱/۸۷
۴۴	۲۰۱۳/۰۴/۱۰ ۰۷:۵۹:۵۹	۲۸/۲۸	۵۱/۷۸	۱۰	۵/۷	۲/۵۴E+۲۴	۱/۸۶E+۲۴	-/۵۱	-/۷۱	۶۵	۱۳۳	۱/۷	۱/۸۴
۴۵	۲۰۱۳/۰۵/۰۱ ۱۸:۳۱:۰۴	۲۸/۲۹	۵۱/۷۵	۳	۵	۲/۲۶E+۲۳	۲/۵۱E+۲۳	۱/۲۲	۱/۱۴	۸۲	۷۳	۱/۷	۱/۷
۴۶	۲۰۱۳/۰۵/۰۶ ۰۲:۲۸:۰۴	۲۸/۵	۵۱/۷۸	۱۴	۵	۶/۸۴E+۲۳	۵/۱۹E+۲۳	-/۸۸	-/۸۴	۶۵	۶۲	۱/۷	۱/۷
۴۷	۲۰۱۳/۰۸/۱۰ ۱۷:۲۰:۴۸	۲۸/۵۱	۵۱/۷۹	۱۰	۵/۱	۲/۸۸E+۲۳	۳/۵۵E+۲۳	۱/۸	۱/۴۷	۳۳۱	۲۲۴	۲/۲۹	۲/۲
۴۸	۲۰۱۸/۰۴/۱۹ ۰۶:۳۴:۴۷	۲۸/۳۵	۵۱/۶۴	۱۶	۵/۷	۲/۰۰E+۲۴	۲/۰۷E+۲۴	-/۸۲	-/۷۸	۲۱۵	۱۹۸	۲/۳	۲/۳
۴۹	۲۰۱۸/۰۵/۰۲ ۰۴:۰۸:۱۲	۳۰/۸	۵۱/۶۶	۱۰	۵/۳	۱/۲۷E+۲۴	۱/۰۷E+۲۴	-/۵۳	-/۶۷	۳۷	۶۳	۲/۰۹	۲/۲۹
۵۰	۲۰۱۹/۰۸/۰۴ ۱۹:۵۱:۱۸	۳۰/۵۹	۵۰/۷۴	۲۴	۵/۴	۳/۶۷E+۲۳	۳/۸۰E+۲۳	۱/۳۱	۱/۳۲	۱۶۴	۱۷۴	۱/۷	۱/۷
۵۱	۲۰۲۰/۰۶/۰۹ ۱۷:۱۸:۱۲	۲۷/۶۵	۵۳/۴۸	۱۲	۵/۶	۲/۷۲E+۲۴	۲/۴۵E+۲۴	-/۴۳	-/۴۷	۴۳	۵۲	۱/۷	۱/۷
۵۲	۲۰۲۱/۰۲/۱۷ ۱۸:۳۵:۳۴	۳۰/۸۷	۵۱/۵۳	۸	۵/۶	۲/۵۴E+۲۴	۲/۷۲E+۲۴	-/۵۷	-/۵۷	۹۲	۹۸	۲/۳	۲/۳
۵۳	۲۰۲۱/۰۴/۱۸ ۰۶:۴۱:۵۰	۲۹/۷۹	۵۰/۷۹	۱۰	۶	۴/۲۷E+۲۴	۴/۱۲E+۲۴	-/۶۶	-/۷۵	۲۴۵	۳۵۰	۱/۸۹	۱/۹۷
۵۴	۲۰۲۱/۱۱/۱۴ ۱۲:۰۷:۰۴	۲۷/۶۵	۵۶/۱۹	۱۶	۶/۱	۱/۴۸E+۲۵	۱/۳۳E+۲۵	-/۳۸	-/۳۸	۱۵۷	۱۵۰	۲/۳	۲/۳
۵۵	۲۰۲۱/۱۱/۱۴ ۱۲:۰۸:۳۸	۲۷/۶۹	۵۶/۲۱	۱۶	۶/۳	۲/۷۵E+۲۵	۲/۶۶E+۲۵	-/۳۲	-/۳۲	۱۷۲	۱۷۲	۲/۳	۲/۳
۵۶	۲۰۲۲/۰۷/۰۱ ۲۱:۳۲:۰۶	۲۶/۸۳	۵۵/۲۷	۱۲	۶/۱	۸/۵۱E+۲۴	۷/۹۴E+۲۴	-/۴۵	-/۴۷	۱۵۰	۱۵۹	۲/۳	۲/۳
۵۷	۲۰۲۲/۰۷/۰۱ ۲۳:۲۴:۱۳	۲۶/۸۹	۵۵/۱۸	۱۴	۵/۹	۱/۳۸E+۲۵	۱/۳۳E+۲۵	-/۴	-/۴۱	۱۷۶	۱۷۶	۲/۳	۲/۳
۵۸	۲۰۲۲/۰۷/۰۱ ۲۳:۲۵:۱۴	۲۶/۸۵	۵۵/۳۷	۱۲	۶/۱	۱/۳۸E+۲۵	۱/۳۳E+۲۵	-/۴۲	-/۴۲	۲۰۱	۲۰۱	۲/۳	۲/۳

مطالعات نشان دادند که طیف موج برشی جنبش زمین در فضای بسامد (Y) برابر با حاصل ضرب اثرات چشمه (E)، مسیر (P) و ساختگاه (G) است (رابطه ۳):

$$Y(M_0, r, f) = E(M_0, f) \times P(r, f) \times G(f) \quad (3)$$

$M_0$ ،  $f$  و  $r$  به ترتیب نشان‌دهنده گشتاور لرزه‌ای، بسامد و فاصله کانونی است. اندروز (۱۹۸۶) با استفاده از روش جدایش مقادیر تکنیکه (SVD) مجهولات در رابطه (۳) را تعیین مقدار کرد. در این مطالعه برای چشمه از مدل مجذور امگا استفاده شد. همچنین اثر مسیر نیز با رابطه (۴) نشان داده می‌شود:

$$P(f, R) = Z(R) \times \exp\left(\frac{-\pi f R}{Q_s(f) \beta_s}\right) \quad (4)$$

$Z(R)$  نشان‌دهنده اثر گسترش هندسی بر حسب فاصله کانونی،  $Q_s$  پارامتر کیفیت موج برشی و  $\beta_s$  معرف سرعت موج برشی است. هارتزل (۱۹۹۲) نشان داد که بین اثر مسیر و اثر چشمه یک بده-بستان وجود دارد. برای مقید کردن این مسئله و رفع اثر بده-بستان، مولفه‌های اثر مسیر شامل پارامتر کیفیت و اثر گسترش هندسی از مطالعه زعفرانی و سقراط (۲۰۱۲) برداشت شد. ضریب کیفیت و اثر گسترش هندسی با رابطه (۵) و (۶) معرفی می‌شوند:

$$Q(f) = 153 f^{0.18} \quad (5)$$

$$Z(R) \propto \begin{cases} R^{-1} & R \leq 40 \text{ km} \\ R^{-0.5} & R > 40 \text{ km} \end{cases} \quad (6)$$

صورت‌بندی تعریف شده برای اثر ساختگاه در رابطه (۳) با رابطه (۷) نمایش داده می‌شود:

$$S(f) = A(f) \times \exp(-\pi f \kappa_0) \quad (7)$$

به عبارتی، اثر ساختگاه به صورت حاصل ضرب اثر بزرگنمایی دامنه و تابعی نمایشی از ضریب کاهش‌دهندگی نزدیک به سطح در بسامد بالا (کاپا) تعریف می‌شود. لرمو و چاورپارسیا (۱۹۹۳) نشان دادند که نسبت  $H/V$  (نسبت بین طیف فوریه مولفه افقی و قائم) می‌تواند به صورت تقریبی نشان‌دهنده اثر بزرگنمایی در یک ساختگاه باشد. مطالعات زیادی از این روش برای محاسبه طیف بزرگنمایی استفاده

در انتها برای حذف اثرات قطع ناگهانی در ابتدا و انتهای سیگنال موج برشی استخراج شده، یک فیلتر کسینوسی ۵ درصد بر هر یک از دو بخش ابتدایی و پایانی سری زمانی اعمال شد. طیف فوریه هر سه مولفه شکل موج و در مرحله بعد طیف فوریه مولفه افقی از برآیند دو مولفه در جهت شرقی-غربی و شمالی-جنوبی محاسبه شد. در این مطالعه برای محاسبه مولفه افقی از دو روش میانگین‌گیری برداری (بایلس و آبراهامسون، ۲۰۱۹؛ دواتگری تفرشی و همکاران، ۲۰۲۱) و هندسی (حسینی و همکاران، ۲۰۱۱؛ زعفرانی و سقراط، ۲۰۱۲؛ زعفرانی و حسینی، ۲۰۱۳؛ بایندی (م) کوتا، ۲۰۲۰) استفاده و اثر آن بر نتایج نهایی بررسی شد. برای محاسبه طیف فوریه مولفه افقی به روش میانگین‌گیری برداری و هندسی، به ترتیب، از روابط (۱) و (۲) استفاده شد:

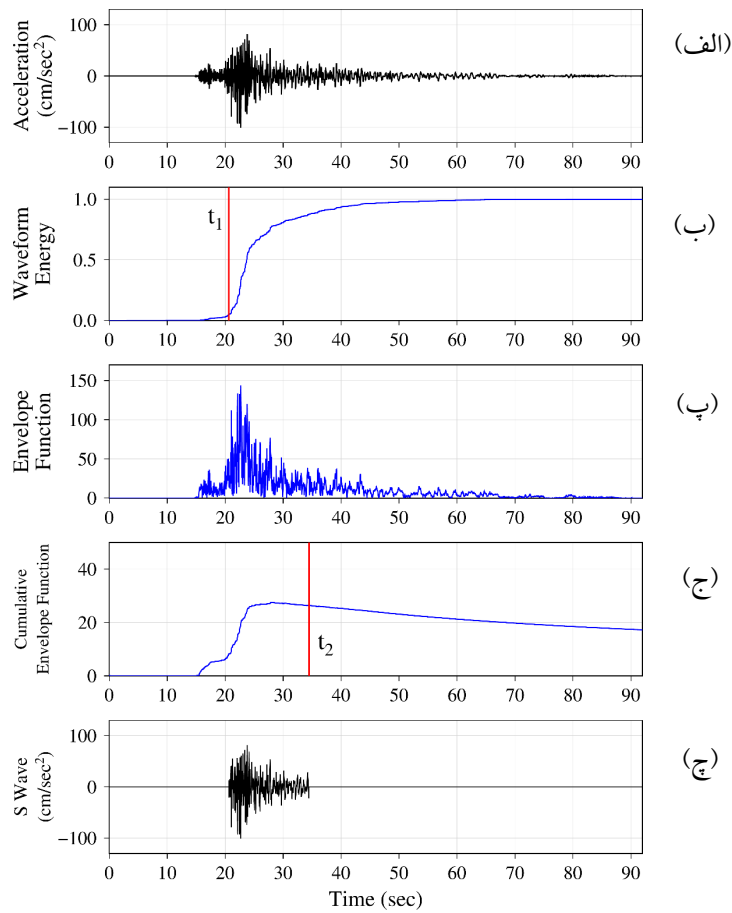
$$H_{pa} = \sqrt{\frac{FAS_{NS}^2 + FAS_{EW}^2}{2}} \quad (1)$$

$$H_{ga} = \sqrt{FAS_{NS} \times FAS_{EW}} \quad (2)$$

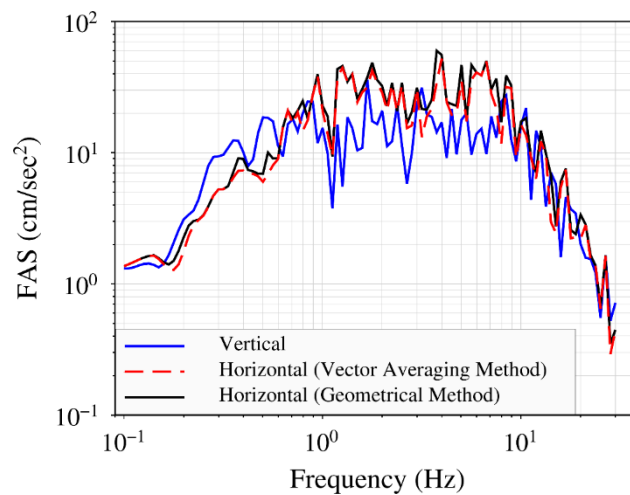
$FAS_{NS}$  و  $FAS_{EW}$  به ترتیب مولفه افقی شکل موج شتاب در راستای شرقی-غربی و شمالی-جنوبی است. با استفاده از رابطه (۱) و (۲) طیف فوریه مولفه قائم و افقی در بازه بسامدی ۰/۱ تا ۳۰ هرترز محاسبه با اعمال روش پنجره متحرک، با پنجره‌ای به طول ۵ نقطه، نرم‌سازی شد (شکل ۴). با بررسی مقادیر سیگنال به نوفه اندازه‌گیری شده با روش تحلیل موجک، بازه بسامدی مورد استفاده در فرآیند GIT برابر با ۰/۱۴ تا ۱۵ هرترز در نظر گرفته شد چرا که در این بازه بسامدی سیگنال مورد استفاده دارای کیفیت مناسبی است.

### ۳ روش پژوهش

هنکس و مک‌گوایر (۱۹۸۱) نشان دادند که لرزش زمین در بازه بسامدی بالا ماهیت تصادفی دارد. بر پایه مطالعات ایشان، روش تصادف شبیه‌سازی جنبش زمین توسط بور (۱۹۸۳) و بور (۲۰۰۳) پیشنهاد و توسعه داده شد. این



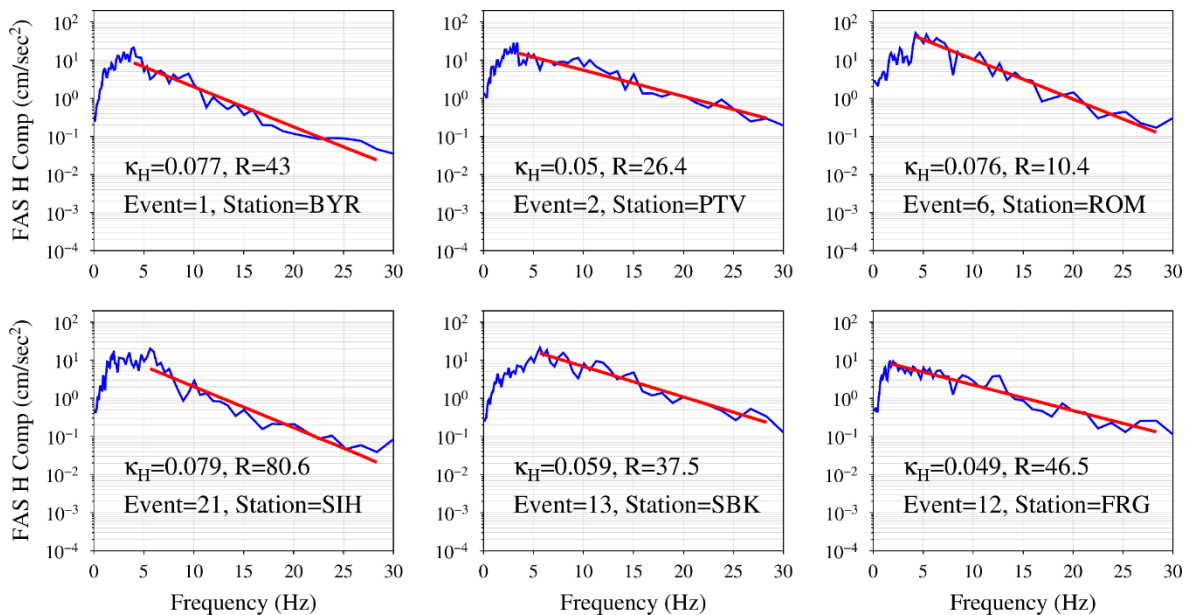
شکل ۳. نگاشت شتاب عاری از نوفه و پس از اصلاح خط مبنا (الف)، نمودار هاسید و تعیین حد ۵ درصد به عنوان زمان شروع موج برشی (ب)، نمودار پوش انرژی (پ)، نمودار تجمعی پوش انرژی و تعیین زمان افت انرژی به عنوان زمان پایان موج برشی (ج) و موج برشی استخراج شده از نگاشت در بخش (الف).



شکل ۴. مولفه قائم و افقی طیف فوریه رخداد ۹ ژانویه ۲۰۲۰، ساعت ۱۷:۱۸:۱۲ با بزرگای ۵/۶ در مقیاس ممان در ایستگاه BYR. مولفه افقی به دو روش میانگین برداری و هندسی محاسبه شده است.

برابر با  $\pi K$  است (شکل ۵). بنابراین با محاسبه مقدار این شیب می‌توان مقدار ضریب کاپا را محاسبه کرد. در شکل (۶) مقدار این ضریب بر حسب فاصله کانونی ترسیم شد. محل برخورد نمودار با محور قائم برابر با  $K_0$  است. یادآور می‌گردد که مولفه افقی مورد استفاده با دو روش موصوف در رابطه (۱) و (۲) محاسبه شد و مقدار  $K_0$  حاصل برابر است. با دانستن این حقیقت، در شکل (۶)، صرفاً نتایجی نمایش داده شد که در آن از مولفه افقی حاصل از روش میانگین‌گیری برداری استفاده شد.  $K_0$  محاسبه‌شده در این مطالعه بر حسب میانگین سرعت موج برشی در ۳۰ متر زیر سطح زمین ( $V_{s30}$ ) دارای روندی افزایشی است (شکل ۷). همچنین در جدول (۲) مقایسه بین نتایج محاسبه  $K_0$  در این مطالعه و مطالعات پیشین انجام شده است.

کردند (اتکینسون و کسیدی، ۲۰۰۰؛ گالیولی و موسیاری، ۲۰۰۹؛ کادت و همکاران، ۲۰۱۲؛ دی آلساندرو و همکاران، ۲۰۱۲؛ صادقی باقرآبادی و همکاران، ۲۰۲۰). در رابطه (۷)، پارامتر  $K_0$  به عنوان ضریب کاپا در فاصله صفر تعریف شده است. این پارامتر توسط هوگ و اندرسون (۱۹۸۴) در توجیه افتادگی مشاهده‌شده در بسامدهای بالای طیف دامنه شتابنگاشت پیشنهاد شد. طبق هوگ و اندرسون (۱۹۸۴)، شیب خط برازش‌شده بر طیف دامنه شتابنگاشت در بسامدهای بالای (عموماً بالاتر از ۳ هرتز) محاسبه شد. در این برازش، محور قائم (طیف دامنه فوریه) در مقیاس خطی و محور افقی (بسامد) در مقیاس لگاریتمی رسم شد. همچنین این محاسبه برای هر دو مولفه افقی و قائم شتابنگاشت انجام شد. این شیب



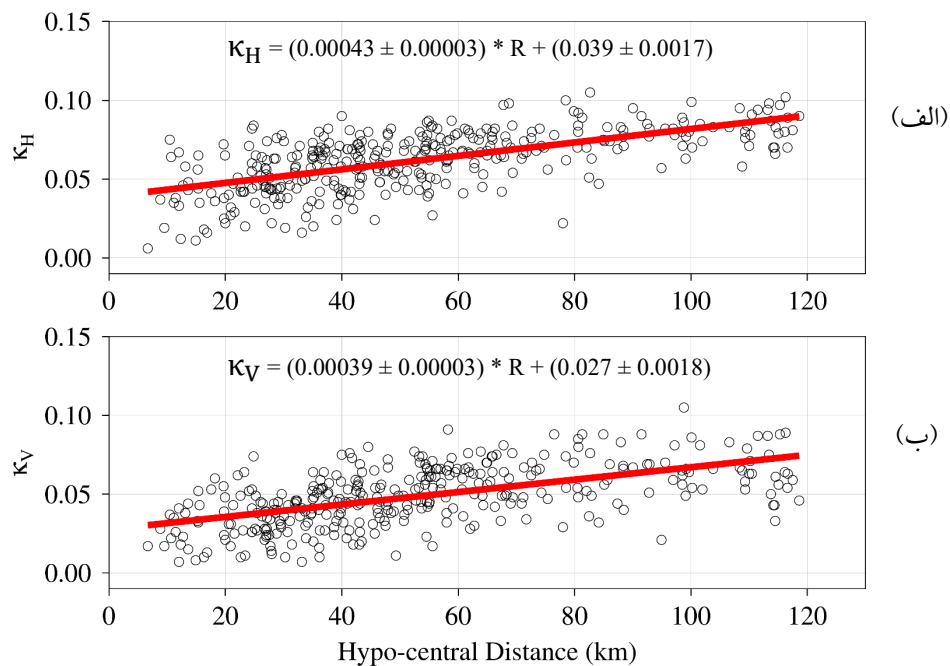
شکل ۵. چند نمونه از محاسبه کاپا با استفاده از مولفه افقی طیف فوریه. شماره رخداد طبق جدول (۱) قابل مشاهده است.

درجه آزادی مسئله، از یک مدل تعریف شده برای چشمه استفاده کرد. از سوی دیگر، مطالعات بسیاری برای کاهش درجه آزادی، یک یا چند ایستگاه مرجع تعریف کردند (اندروز، ۱۹۸۶؛ کاسترو و همکاران، ۱۹۹۰؛ سالازار و

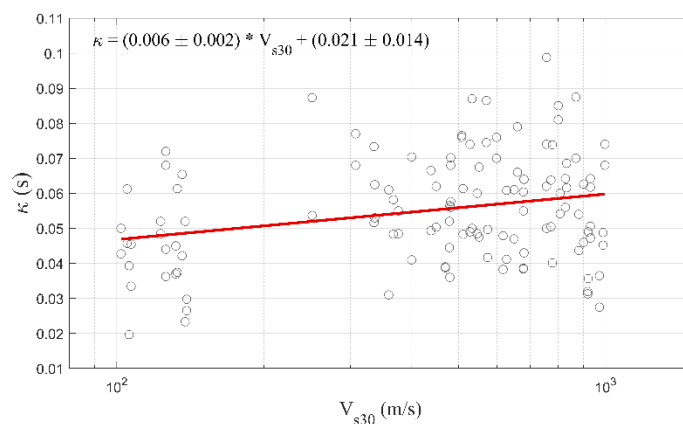
اندروز (۱۹۸۶) نشان داد که رابطه (۳) به دلیل وجود یک درجه آزادی، ناشی از بده-بستان بین اثرات چشمه و ساختگاه، نشان‌دهنده یک مسئله فرامعین است. بوترایت و همکاران (۱۹۹۱) برای از بین بردن این بده-بستان و کاهش

حتی برای ساختگاه از نوع سنگ سخت نیز طیف بزرگنمایی در تمامی بسامدها ثابت و برابر با یک نیست. در این مطالعه، از آنجایی که بیشترین مقدار  $V_{s30}$  در ایستگاهها برابر با ۹۸۸ متر بر ثانیه است، هیچ ایستگاهی بر ساختگاه نوع سنگ سخت بنا نشده است. بنابراین سعی شد، تا ایستگاههای منتخب به عنوان مرجع، نزدیکترین وضعیت را به ساختگاه نوع سنگ داشته باشند.

همکاران، ۲۰۰۷؛ زعفرانی و حسنی، ۲۰۱۳). منظور از ساختگاه مرجع، ساختگاهی است که در آن مقادیر بزرگنمایی در بسامدهای مختلف ثابت و برابر با یک باشد. بور و جویئر (۱۹۹۷) با استفاده از دادههای چاهنگاری و محاسبه  $V_{s30}$  اقدام به دسته‌بندی ساختگاه در دو نوع سنگ و سنگ سخت کردند. بر این اساس،  $V_{s30}$  برای ساختگاه از نوع سنگ و سنگ سخت به ترتیب برابر با ۶۲۰ و ۲۸۸۰ متر بر ثانیه محاسبه شد. همچنین ایشان مشاهده کردند که



شکل ۶. تغییرات مولفه افقی (الف) و قائم (ب) کاپا (دایره سیاه) بر حسب فاصله و نتیجه برازش بر این تغییرات (خط قرمز).



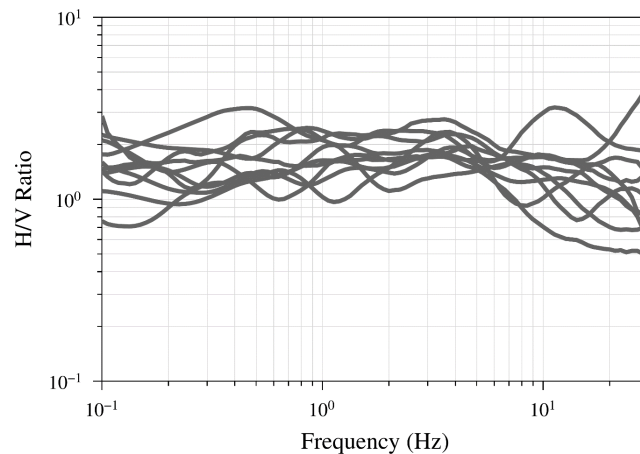
شکل ۷. روند ضریب کاپا بر حسب میانگین سرعت موج برشی در ۳۰ متر زیر سطح زمین افزایشی است.

جدول ۲. مقایسه نتایج به دست آمده برای پارامتر  $K_0$  در این مطالعه و مطالعات پیشین در زاگرس.

مرجع	$K_0$ محاسبه شده
صادقی باقرآبادی و همکاران (۲۰۲۰)	$K_{0H} = 0.043$ $K_{0V} = 0.033$
زعفرانی و حسنی (۲۰۱۳)	$K_{0H} = 0.043$ $K_{0V} = 0.024$
زعفرانی و سقراط (۲۰۱۲)	ساختمان سنگی: $K_{0H} = 0.033$ $K_{0V} = 0.018$ ساختمان خاکی: $K_{0H} = 0.041$ $K_{0V} = 0.018$
این پژوهش	$K_{0H} = 0.039$ $K_{0V} = 0.027$

۲- طیف H/V مسطح یا دارای قله کوچکتر از ۳/۵ باشد (بور و جوینر ۱۹۹۷)؛  
با در نظر گرفتن این دو شرط، ۱۰ ایستگاه مرجع در بخش شرقی زاگرس تشخیص داده شد (شکل ۸).

بر همین اساس در این مطالعه، ایستگاه مرجع با در نظر گرفتن دو قید انتخاب شد:  
۱-  $V_{s30}$  گزارش شده برای ساختمان مورد نظر بزرگتر از ۷۰۰ متر بر ثانیه باشد؛



شکل ۸. طیف بزرگنمایی متعلق به ایستگاه‌های مرجع مورد استفاده در این مطالعه.

حالت فرومغین خارج و سپس با روش کمینه مربعات وزن دار شده حل کرد.  
در این مطالعه، در مرحله اول، فرآیند GIT با هدف به دست آوردن یک پاسخ غیر پارامتری پیاده سازی گردید. بنابراین پاسخ فرآیند GIT به مسئله مطرح در رابطه (۳) به صورت غیر پارامتری است به این معنا که صرفاً مقادیر بر حسب بسامد مشخص می گردد و نمی توان به صورت

با تعیین ایستگاه‌های مرجع و استفاده از روش جدایش مقادیر تکینه در فرآیند GIT طیف اثر چشمه محاسبه خواهد شد. در این روش ابتدا شکل ماتریسی رابطه (۳) صورت بندی می شود. سپس با استخراج مقادیر و بردارهای ویژه این رابطه ماتریسی، آن بخش از فضای داده و مدل که متناظر با مقادیر ویژه بسیار کوچک (نزدیک به صفر) هستند حذف می شوند. با این روش می توان مسئله برگردان را از

با دانستن مقدار بزرگ در مقیاس گشتاور می توان با استفاده از رابطه (۹) گشتاور لرزه‌ای را محاسبه کرد (هنکس و کاناموری ۱۹۷۹):

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 + 1.0/\gamma \quad (9)$$

از سوی دیگر طبق برون (۱۹۷۰) می توان بسامد گوشه را بر حسب گشتاور لرزه‌ای و افت استرس محاسبه کرد (رابطه ۱۰):

$$f_c = \frac{4}{9} \times 10^6 \beta_s \left( \frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (10)$$

همچنین مدل مجذور امگا را می توان با رابط (۱۱) نمایش داد:

$$E(M_0, f) = (\pi \gamma^2 f^2 C) \times M_0 \times S(f) \quad (11)$$

که در آن:

$$C = R_\Phi \times \frac{V \times F}{\rho_s \beta_s \gamma R_0} \quad (12)$$

در رابطه (۱۲) مقادیر الگوی تابش ( $R_\Phi$ )، نسبت توزیع انرژی موج برشی در مولفه افقی ( $V$ )، اثر سطح آزاد ( $F$ )، چگالی ( $\rho_s$ ) و سرعت موج برشی در اطراف چشمه ( $\beta_s$ ) به ترتیب برابر با  $\frac{1}{\sqrt{7}}$ ،  $2$ ،  $\frac{1}{\sqrt{7}}$ ،  $\frac{g}{cm^2}$ ،  $2/8$  و  $\frac{km}{s}$  است.  $3/5$  فاصله مرجع و برابر با  $1$  کیلومتر در نظر گرفته شد.

$S(f)$  به عنوان طیف جابجایی چشمه به صورت رابطه (۱۳) تعریف می شود:

$$S(f) = \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^\gamma} \quad (13)$$

طیف نرخ گشتاور لرزه‌ای نیز به صورت رابطه (۱۴) تعریف می شود:

$$\dot{M}_0 = \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^\gamma} \quad (14)$$

در رابطه (۱۳)، ضریب افتادگی طیفی در بسامد بالا ( $\gamma$ ) به صورت پیش فرض برابر با  $2$  در نظر گرفته می شود. در این مطالعه،  $\gamma$  به عنوان یکی از مجهولات در مرحله دوم برگردان در نظر گرفته و مقدار آن جستجو شد. در مرحله بعد، با بررسی مقدار این پارامتر و انحراف آن از مقدار پیش فرض (برابر با  $2$ ) میزان همخوانی رفتار چشمه لرزه‌ای با مدل استاندارد مجذور امگا بررسی شد.

پارامتری پاسخ را در قالب یک مدل ریاضی بیان کرد. برای ارائه یک صورت بندی پارامتری، یعنی توصیف طیف چشمه در قالب یک مدل ریاضی (در اینجا مدل مجذور امگا)، برگردان مرحله دوم به روش جستجوی شبکه‌ای ساده بر روی طیف چشمه به دست آمده از فرآیند GIT اعمال شد. در این مرحله از برگردان، بسامد گوشه ( $f_c$ )، افت استرس ( $\Delta\sigma$ ) و ضریب افتادگی طیفی در بسامد بالا ( $\gamma$ ) (فرانکل و همکاران، ۱۹۹۶) برای هر رخداد محاسبه شد. افت استرس در زاگرس در مطالعه زعفرانی و حسنی (۲۰۱۳) بین  $14$  تا  $224$  بار محاسبه شد. در پژوهش جاری، بازه جستجوی پارامتر افت استرس در مرحله دوم برگردان بین  $1$  تا  $400$  بار انتخاب شد. همچنین بازه جستجوی پارامتر افتادگی طیفی در بسامد بالا ( $\gamma$ ) برابر با  $1/7$  تا  $2/3$  در نظر گرفته شد که مقدار نظری آن برابر با  $2$  است و سعی شد تا این بازه این مقدار را پوشش دهد. بازه تغییر بزرگ نیز  $0/5$  واحد در نظر گرفته شد. بسامد گوشه نیز به صورت مستقل مقداردهی نشد و در هر مرحله از جستجو، با استفاده از مقادیر افت استرس و بزرگای طبق مدل مجذور امگا، بسامد گوشه نیز محاسبه و در برگردان مرحله دوم استفاده شد.

## نتایج

با اعمال فرآیند GIT بر پایگاه داده شامل مولفه قائم و افقی شکل موج شتاب نگاشت در منطقه زاگرس شرقی، طیف اثر چشمه به صورت پارامتری و غیر پارامتری محاسبه شد.

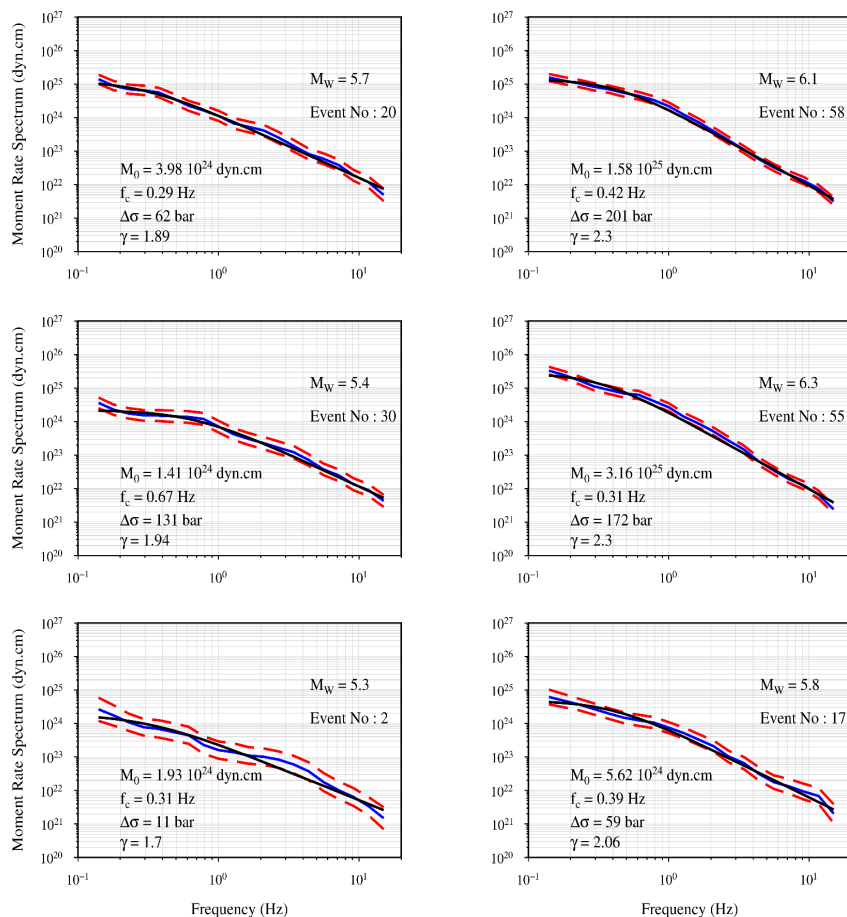
### • اثر چشمه:

اکی (۱۹۶۷) با معرفی مدل مجذور امگا و توصیف طیف چشمه زمین لرزه پیشنهاد داد که رابطه گشتاور لرزه‌ای و بسامد گوشه به صورت رابطه (۸) قابل توضیح است:

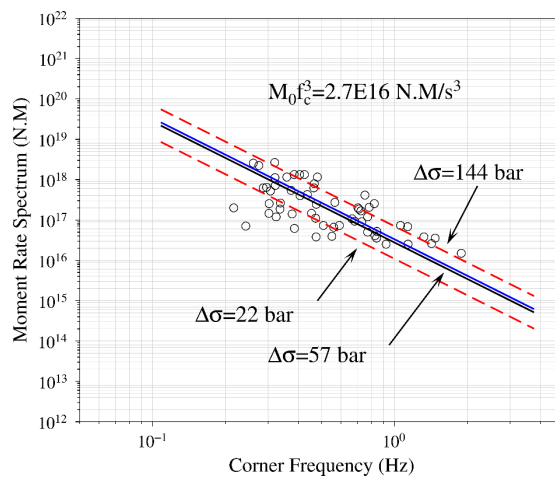
$$M_0 f_c^\gamma = \text{Constant} \quad (8)$$

استرس به ازای استفاده از هر دو روش به یکدیگر نزدیک است. به طوری که به ازای استفاده از رابطه (۱) و (۲) میانگین افت استرس به ترتیب برابر با ۹۰/۵ و ۸۵/۵ بار است. زعفرانی و حسنی (۲۰۱۲)، با بکارگیری روش برگردان تعمیم یافته در منطقه مشابه با این مطالعه و با استفاده از رابطه (۲)، میانگین افت استرس را برابر با ۷۱ بار به دست آوردند. گرچه احمدزاده و همکاران (۲۰۱۷) میانگین افت استرس را در تمامی گستره ناحیه زاگرس برابر با ۹۰ بار محاسبه کردند که به میانگین به دست آمده با استفاده از رابطه (۱) در این مطالعه نزدیک است.

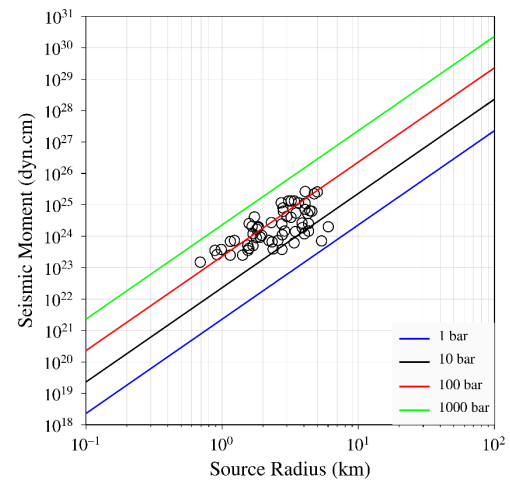
در شکل (۸) طیف نرخ گشتاور لرزه‌ای حاصل از GIT برای چند رخداد در منطقه چین خوردۀ زاگرس نمایش داده شد. در تمامی نمونه‌ها، از رابطه (۱) برای محاسبه طیف فوریه مولفه افقی شکل موج شتاب استفاده شد. نتایج حاصل از این مرحله از برگردان به ازای طیف فوریه به دست آمده از هر دو رابطه (۱) و (۲) در جدول (۱) قابل مشاهده است. افت استرس به ازای استفاده از رابطه (۱) بین ۲ و ۳۵۰ بار و به ازای استفاده از رابطه (۲) بین ۲ و ۳۳۱ بار محاسبه شد. گرچه مقادیر افت استرس به دست آمده به ازای بکارگیری روش‌های مختلف محاسبه طیف فوریه مولفه افقی با یکدیگر متفاوت است اما مقدار میانگین افت



شکل ۹. طیف نرخ ممان لرزه‌ای محاسبه شده در فرآیند GIT (خط آبی) به همراه حدود بالا و پایین خطا (خط چین قرمز) و منحنی برازش شده با استفاده از مدل مجذور امگا بور (۱۹۷۰) (خط سیاه) برای چند نمونه از رخداد‌های مورد استفاده در این مطالعه نمایش داده شده است. شماره رخداد منطبق با جدول (۱) است.



شکل ۱۰. ممان لرزه‌ای بر حسب بسامد (دایره سیاه) و خط برازش شده به همراه حدود بالا و پایین خطا (به ترتیب خط سیاه و خط چین قرمز) به همراه خط برازش شده در مطالعه زعفرانی و حسنی (۲۰۱۳) در زاگرس نمایش داده شده است. افت استرس معادل با خط برازش شده برابر با ۵۷ بار و افت استرس معادل با حدود بالا و پایین این برازش به ترتیب برابر با ۱۴۴ و ۲۲ بار است.



شکل ۱۱. تغییرات ممان لرزه‌ای بر حسب شعاع گسلش (دایره سیاه) به همراه روندهای متناظر با ۱، ۱۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ بار نمایش داده شده است.

به صورت کامل از مدل مجذور امگا پیروی نمی‌کنند. در صورتی که مقدار توان بسامد گوشه در رابطه (۱۵) برابر با ۳ در نظر گرفته شود، می‌توان این رابطه را بازنویسی کرد:

$$M_0 f_c^3 = 2/7 \times 10^{16} \frac{N/m}{s^3} \quad (16)$$

در شکل (۱۰) گشتاور لرزه‌ای بر حسب بسامد گوشه در منطقه مورد مطالعه به همراه نتایج گزارش شده توسط زعفرانی و حسنی (۲۰۱۳) نمایش داده شد.

طبق برون (۱۹۷۰)، در بسامدهای بالا، جریان انرژی در حوضه دور ثابت باقی می‌ماند. بر مبنای این فرض، شعاع چشمه (r) و افت استرس برای یک رخداد مشخص به صورت رابطه (۱۷) و (۱۸) تعریف می‌شود:

$$r = 2/34 \times \frac{\beta_s}{\pi f_c} \quad (17)$$

$$\Delta\sigma = \frac{\sqrt{M_0}}{16r^3} \times 10^{-21} \quad (18)$$

در رابطه (۱۸) واحد افت استرس و گشتاور لرزه‌ای به ترتیب بار (bar) و dyn-cm است. شکل (۱۱) گشتاور

با اعمال مرحله دوم برگردان، شامل جستجوی شبکه‌ای ساده، ضریب افتادگی طیفی در بسامد بالا، افت استرس و بسامد گوشه محاسبه شد. بعد از این می‌توان مقایسه‌ای بین طیف نرخ گشتاور لرزه‌ای پارامتری (خروجی مرحله دوم برگردان) و غیرپارامتری (خروجی GIT) انجام داد. در شکل (۹)، خط سیاه نمایانگر مدل برازش شده بر نرخ گشتاور لرزه‌ای در مرحله دوم برگردان برای چند رخداد نمونه است.

با برازش یک خط مستقیم بر داده گشتاور لرزه‌ای بر حسب بسامد گوشه در مقیاس لگاریتم طبیعی می‌توان رابطه (۱۵) را تعریف کرد:

$$M_0 f_c^{1/77} = 38/64 \times 10^{16} \frac{N/m}{s^3} \quad (15)$$

با توجه به اختلاف بین مقادیر ۱/۷۷ و مقدار نظری توان بسامد گوشه در رابطه (۱۵) می‌توان نتیجه گرفت که رخدادهای در منطقه مورد مطالعه و در بازه بزرگای قیدشده

در این روش، مقادیر مشاهده شده ( $\mu_{ij}$ ) و محاسبه شده ( $Y_{ij}$ ) طیف فوریه مولفه افقی رخداد نام در ایستگاه زام به صورت رابطه (۱۹) مرتبط هستند:

$$Y_{ij} = \mu_{ij} + \delta B_i + \delta W_{ij} \quad (19)$$

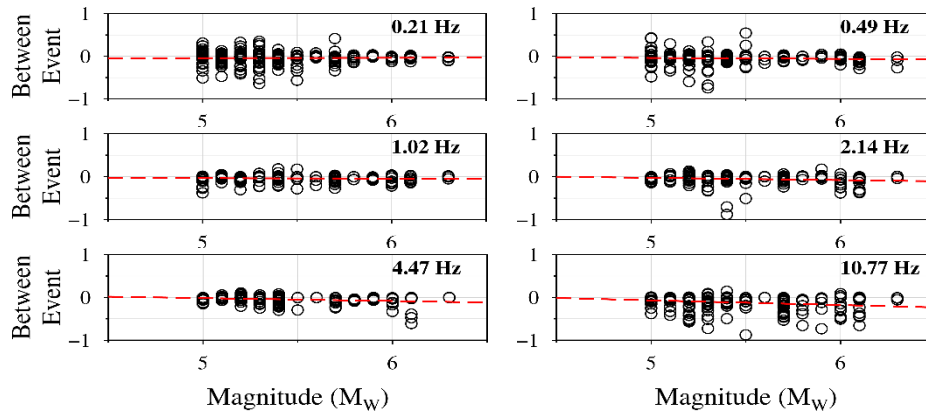
برای  $M$  رخداد، خطای بین رخدادی به صورت مقدار میانگین انحراف مقادیر محاسبه شده طیف فوریه از مقدار مشاهده شده به ازای هر رخداد تعریف می گردد:

$$\delta B_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M (Y_{ij} - \mu_{ij}) \quad (20)$$

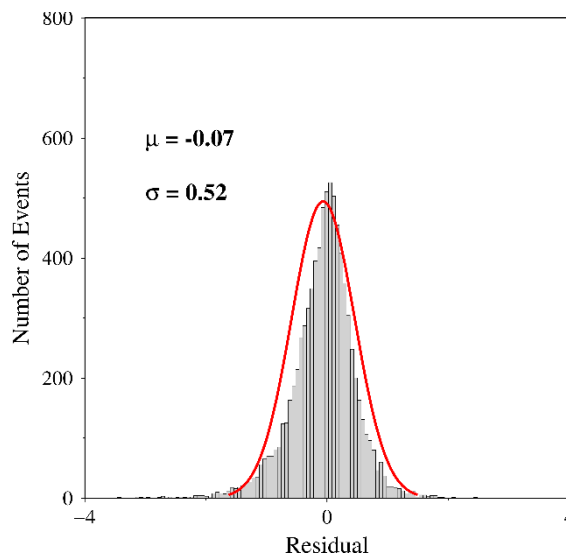
لرزه‌ای بر حسب شعاع گسلش برای رخدادهای مورد بررسی در این مطالعه را نمایش می دهد. خطوط مستقیم سطوح افت استرس ۱، ۱۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ بار را نمایش می دهد.

• تحلیل مقادیر باقی مانده:

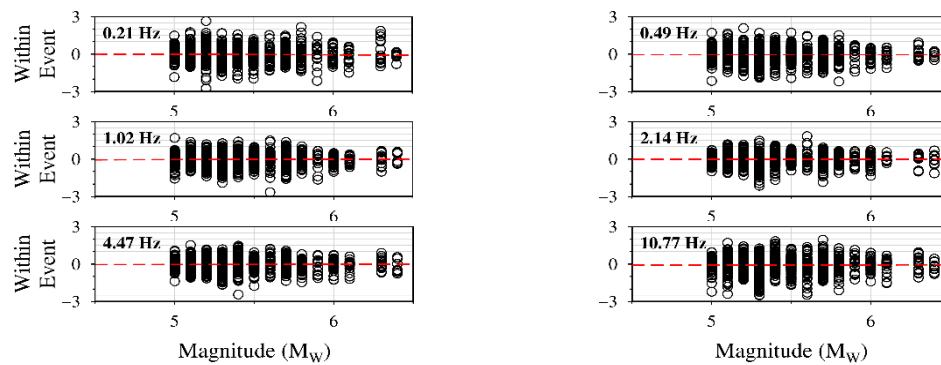
با اقتباس از زعفرانی و همکاران (۲۰۱۷)، خطاهای بین رخدادی ( $\delta B$ ) و درون-رخدادی ( $\delta W$ ) به ترتیب به صورت تابعی از بزرگا و فاصله رومرکزی محاسبه شدند.



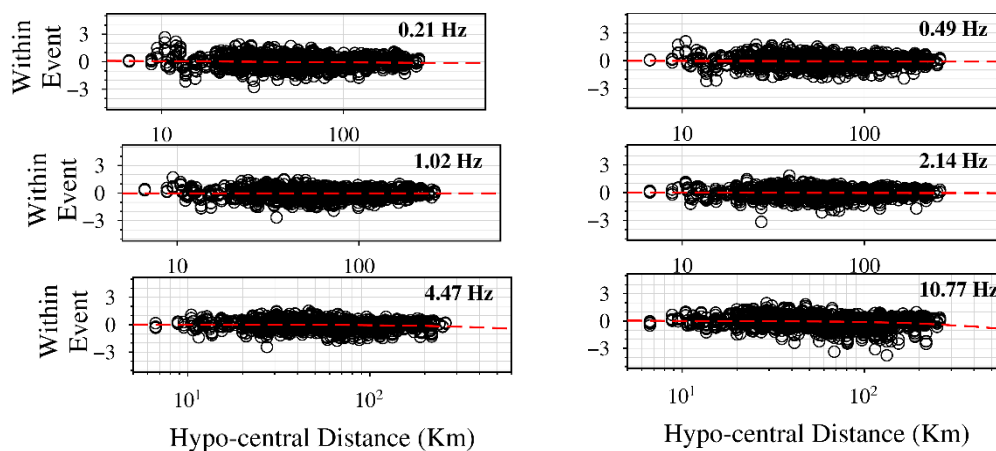
شکل ۱۲. خطای بین رخدادی بر حسب بزرگا در هر بسامد به همراه خط برازش شده نمایش داده شده است.



شکل ۱۵. باقی مانده حاصل از تفاضل مولفه افقی طیف فوریه مشاهده شده و شبیه سازی شده با استفاده از پارامترهای به دست آمده از چشمه و ایستگاه در این مطالعه از توزیع نرمال پیروی می کنند.



شکل ۱۳. خطای درون‌رخدادی بر حسب بزرگا در هر بسامد به همراه خط برازش شده نمایش داده شده است.



شکل ۱۴. خطای درون‌رخدادی بر حسب فاصله در هر بسامد به همراه خط برازش شده نمایش داده شده است.

در این مطالعه طیف فوریه مولفه قائم و افقی ۵۸ رخداد ثبت شده در ۱۱۴ ایستگاه شتابنگاری در بازه بزرگا ۵ تا ۶/۳ در مقیاس بزرگی ممان در منطقه چین خورده زاگرس محاسبه و با استفاده از روش برگردان تعمیم‌یافته (GIT) طیف اثر چشمه و ساختگاه به صورت غیرپارامتری محاسبه شد. همچنین با بکارگیری برگردان به روش جستجوی شبکه‌ای ساده پارامترهای طیف چشمه با مدل مجذور امگا محاسبه شد. در نتیجه با تخمین پارامترهای مدل مجذور امگا امکان صورت‌بندی پارامتری طیف چشمه امکان‌پذیر شد. همچنین مشاهده شد که بکارگیری هر یک از دو روش برداری و هندسی اثر قابل توجهی در مقدار میانگین افت استرس و  $K_0$  ندارد. گرچه مقادیر افت استرس در اثر بکارگیری هر یک از این دو روش تغییر می‌کند. مقدار  $K_0$

با استفاده از رابطه (۱۹) و (۲۰)، خطای درون‌رخدادی نیز به صورت رابطه (۲۱) تعریف می‌شود:

$$\delta W_{ij} = Y_{ij} - (\mu_{ij} + \delta B_i) \quad (21)$$

شکل (۱۲)، به ازای هر بسامد از بازه مورد مطالعه، خطای بین‌رخدادی را بر حسب بزرگا نمایش می‌دهد. همچنین شکل (۱۳) و (۱۴) خطای درون‌رخدادی را به ترتیب بر حسب بزرگا و فاصله کانونی نمایش دهد. توزیع باقی‌مانده بین لگاریتم طبیعی مولفه افقی طیف فوریه مشاهده شده و محاسبه شده منطبق بر یک توزیع نرمال با میانگین  $-0.07$  و انحراف معیار  $0.52$  است (شکل ۱۵).

نتیجه‌گیری

- Bayless, J., Abrahamson, N. A., 2019, Summary of the BA18 ground-motion model for Fourier amplitude spectra for crustal earthquakes in California: *Bull Seism Soc Am*, 109, 2088–2105.
- Bigi, S., Carminati, E., Aldega, L., Trippetta, F., Kavooosi, M.A., 2018, Zagros fold and thrust belt in the Fars (Iran) I: Control of thickness/rheology of sediments and pre-thrusting tectonics on structural style and shortening: *Mar. Pet. Geol.*, 224, 91-211.
- Bindi, D., Kotha, S. R., 2020, Spectral decomposition of the Engineering Strong Motion (ESM) flat file: regional attenuation, source scaling and Arias stress drop: *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18, 2581–2606.
- Boatwright, J., Seekins, L. C., Mueller, C. S., 1991, Ground motion amplification in the Marina: *Bull Seism Soc Am*, 81, 1980–1997.
- Boore, D. M., Joyner, W. B., 1997, Site amplifications for generic rock sites: *Bull Seism Soc Am*, 87, 327–341.
- 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., Stephens, C., Joyner, W. B., 2002, Comments on baseline correction of digital strong-motion data: examples from the 1999 Hector Mine, California, earthquake: *Bull Seism Soc Am*, 92, 1543-1560.
- Boore, D. M., 2003, Simulation of ground motion using the stochastic method: *Pure Appl Geophys*, 160, 635–675.
- Brune, J., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes: *J Geophys Res*, 75, 4997–5009.
- Cadet, H., Bard, P-Y., Rodriguez-Marek, A., 2012, Site effect assessment using KiK-net data: Part 1. A simple correction procedure for surface/downhole spectral ratios: *Bull Earthq Eng*, 10(2), 421–448.
- Castro, R. R., Anderson, JG., Singh, SK., 1990, Site response, attenuation, and source spectra of S waves along the Guerrero, Mexico subduction zone: *Bull Seism Soc Am*, 80, 1481–1503.
- Castro, R. R., Rovelli, A., Cocco, M., Di Bona, M., Pacor, F., 2001, Stochastic simulation of strong-motion records from the 26 September 1997 (Mw 6), Umbria-Marche (Central Italy) earthquake: *Bull Seismol Soc Am*, 91, 27–39.
- Di Alessandro, C., Bonilla, L. F., Boore, D. M., Rovelli, A., Scotti, O., 2012, Predominant-period site classification for response spectra  
برای مولفه افقی و قائم به ترتیب ۰/۰۲۸ و ۰/۰۳۹ محاسبه شد. همچنین مشخص شد که رخدادهای ثبت شده در منطقه مورد مطالعه و در بازه بزرگای مورد بررسی به صورت کامل از قانون مقیاس پیروی نمی‌کند. بررسی خطای بین رخداد و درون-رخدادی بر حسب بزرگای فاصله کانونی در هر بسامد نشان می‌دهد که تنها در بسامدهای بالا روندی قابل چشم‌پوشی مشاهده می‌شود.
- ### منابع
- Ahmadzadeh, S., 2017, Attenuation characteristics, source parameters and site effects from inversion of S waves of the March 31, 2006 Silakhor aftershocks in Western Iran: *Annals of Geophysics*, 60, supplement to 6, SE668, 2017; doi: 10.4401/ag-7520.
- Aki, K., 1967, Scaling law of seismic spectrum: *J Geophys Res*, 72, 1217–1231.
- Alavi, M., 1994, The Zagros erogenic belt of Iran: data and interpretations: *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Alavi, M., 2007, Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran: *Am. J. Sci.*, 307, 1064–1095.
- Anderson, J., Hough, S., 1984, A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies: *Bull Seism Soc Am*, 74, 1969–1993.
- Andrews, D. J., 1986, Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, earthquake source mechanics: *American Geophysical Union, Washington*, pp 259–67.
- Ansari, A., Noorzad, A., Zafarani, H., Vahidifard, H., 2010, Correction of highly noisy strong motion records using modified wavelet denoising method: *Soil Dyn Earthq Eng*, 30, 1168–181.
- Atkinson, G. M., Cassidy, J. F., 2000, Integrated use of seismograph and strong-motion data to determine soil amplification: Response of the Fraser River Delta to the Duvall and Georgia Strait earthquakes: *Bull Seism Soc Am*, 90, 1028–1040.
- Ballato, P., Uba, C. E., Landgraf, A., Strecker, M. R., Sudo, M., Stockli, D. F., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H., 2011, Arabia-Eurasia continental collision: insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran: *Bulletin*, 123(1–2), 106–131.

- prediction equations in Italy: *Bull Seismol Soc Am*, 102, 680–695.
- Davatgari Fami Tafreshi, M., Bora, S. S., Mirzaei, N., Ghofrani, H., Kzarnian, J., 2021, Spectral models for seismological source parameters, path attenuation and site-effects in Alborz region of northern Iran: *Geophys J Int*, 227, 350–367.
- Frankel, A., Mueller, C., Barnhard, T., Perkins, D., Leyendecker, E., Dickman, N., Hanson, S., Hopper, M., 1996, National seismic hazard maps: Documentation June 1996. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept, 96, 532, 69 pp.
- Gallipoli, M. R., Mucciarelli, M., 2009, Comparison of site classification from VS30, VS10, and HVSr in Italy: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 340–351.
- Hanks, T. C., Kanamori, H., 1979, A moment-magnitude scale: *J Geophys Res*, 84 no. B5, 2348–2350.
- Hanks, T. C., McGuire, R. K., 1981, The character of high-frequency strong ground motion: *Bull Seismol Soc Am*, 71, 2071–2095.
- Hanks, T. C., 1982,  $f_{max}$ : *Bull Seism Soc Am*, 72 no 6A 1867–1879.
- Hartzell, S., 1992, Site response estimation from earthquake data: *Bull Seism Soc Am*, 82, 2308–27.
- Hassani, B., Zafarani, H., Farjoodi, J., Ansari, A., 2011, Estimation of site amplification, attenuation and source spectra of S-waves in the East-Central Iran: *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 31, 1397–1413.
- Husid, P., 1967, Gravity effects on the earthquake response of yielding structures: Report of Earthquake Engineering Research Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Karasözen, E., Nissen, E., Bergman, E.A., Ghods, A., 2019, Seismotectonics of the Zagros (Iran) from orogen-wide, calibrated earthquake relocations: *J. Geophys. Res. Solid. Earth*, 124(8), 9109–9129.
- Kinoshita, S., 1994, Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan: *Bull Seism Soc Am*, 84, 1378–1396.
- Lermo, J., Chavez-Garcia, F., 1993, Site effect evaluation using spectral ratios with only one station: *Bull Seism Soc Am*, 83, 1574–94.
- Mirzaei Alavijeh, H., Farzanegan, E., 1998, Specifications of the Iranian Accelerograph Network Stations Building and Housing Research Center, Publication No. B-280.
- Mirzaei Alavijeh, H., Sinaiean, F., Farzanegan, E., Sadeghi Alavijeh, M. E., 2007, Iran Strong Motion Network (ISMN) prospects and achievements. In: Proceedings of the fifth international conference on seismology and earthquake engineering, Tehran.
- Mouthereau, F., 2011, Timing of uplift in the Zagros belt/Iranian plateau and accommodation of late Cenozoic Arabia-Eurasia convergence: *Geol. Mag.*, 148(5–6), 726–738.
- Najafi, M., Vergés, J., Etemad-Saeed, N., Karimnejad, H.R., 2018, Folding, thrusting and diapirism: competing mechanisms for shaping the structure of the north Dezful Embayment, Zagros, Iran: *Basin Res*, 30(6), 1200–1229.
- Sadeghi-Bagherabadi, A., Sobouti, F., Pachhai, S., Aoudia, A., 2020, Estimation of Geometrical Spreading, Quality Factor and Kappa in the Zagros Region: *Soil Dynam Earthq Eng*, 133, 106–110.
- Salazar, W., Sardina, V., Cortina, J. D., 2007, A hybrid inversion technique for the evaluation of source, path, and site effects employing S-wave spectra for subduction and upper-crustal earthquakes in El Salvador: *Bull Seism Soc Am*, 97, 208–221.
- Sarkarinejad, K., Goftari, F., 2019, Thick-skinned and thin-skinned tectonics of the Zagros orogen, Iran: constraints from structural, microstructural and kinematics analyses: *J. Asian Earth Sci.*, 273, 170–249.
- Sembroni, A., Reitano, R., Faccenna, C. and Callieri, P., 2024, The geologic configuration of the Zagros Fold and Thrust Belt: an overview: *Mediterranean Geoscience Reviews*, 6, 61–86.
- Zafarani, H., Soghrat, M. R., 2012, Simulation of ground motion in the Zagros, Iran using the specific barrier model and stochastic method: *Bull Seism Soc Am*, 102, 2031–2045.
- Zafarani, H., Hassani, B., 2013, Site response and source spectra of S waves in the Zagros region, Iran: *J Seismol* 17, 646–666.
- Zafarani, H., Soghrat, MR., 2017, Single-Station Sigma for the Iranian Strong Motion Stations: *Pure Appl. Geophys.*, 174, 4077–4099.

## Parametric estimation of S wave source spectra in a simple folded belt, the Zagros

Reza Davoudian<sup>1</sup>, Ahmad Sadidkhoy<sup>2\*</sup> and Hamid Zafarani<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associated Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 19 June 2024, Accepted: 28 October 2024)

### Summary

The Generalized Inversion Technique (GIT) was used to estimate region-specific seismic parameters in the Simply Folded Belt (SFB), located in the east of the Zagros. To this aim, we prepare a database including 114 three-component accelerometers and 420 three-component acceleration waveforms in hypo-central distance range between 6 and 300 km with moment magnitude between 5 and 6.3. The maximum depth of the events is 34 km. The used database was made by calculating the Fourier spectrum of the acceleration waveforms in both vertical and horizontal components. Based on the signal-to-noise ratio, achieved by the modified wavelet de-noising method (Ansari et. al. 2010), the spectra were calculated in the frequency range between 0.4 and 15 Hz. Horizontal spectrums, an average of Fourier spectrums of two orthogonal components in the horizontal plane of the propagated wave, were calculated by two different averaging methods called geometrical and vector averaging. This study shows that the difference in averaging methods has a negligible effect on the final result, including seismic moment rate spectrum and seismic parameters such as stress drop and kappa. Using the slope of the Fourier spectrum in high frequencies, the kappa parameter for both horizontal and vertical components was estimated to be equal to 0.039 and 0.028, respectively. In continuation, the GIT was employed to achieve a spectrum of seismic sources. Also, we achieved a parametric form of seismic source spectrum ( $f_c$  and  $\gamma$ , based on  $\omega$  square source model of Brune 1970) and stress drop for each event. For this aim, we ran a non-linear inversion procedure, Simple Grid Search. For the sake of optimum use of processing resources, the initial range of model parameters was selected after several times of trials and errors.

The computed stress drop values are between 2 and 331 bar, with 85.5 bar as an average value. These values were derived from horizontal components of Fourier spectra based on the geometrical averaging method. Although stress drop values based on geometrical and vector averaging are not the same, the average values of stress drop based on these two methods are approximately the same, approximately . As a result, this study showed that SFB events do not follow the scaling rule of Aki (1967) completely. We showed that the decreasing rate of the seismic moment versus corner frequency equals 1.77. Although using 3 as the rate, the average stress drop in the area was derived to be equal to 57 bar. Our results indicate that, at low frequency, site amplification versus averaged velocity in the upper 30 meters ( $V_{s30}$ ) decreases more slowly rather than high-frequency range.

**Keywords:** Source effect, Site effect, Seismic parameters, Generalized inversion, Zagros