

## تعیین تابع گرین بین رویداد زمین‌لرزه با استفاده از روش گیرنده‌های مجازی، مثال موردی: گسل کهورک در منطقه ریگان، جنوب شرق ایران

تقی شیرزاد<sup>۱\*</sup> و مهسا افرا<sup>۲</sup>

۱. دانشجوی پسادکتری، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران  
 ۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۷/۲/۱۵، پذیرش نهایی: ۹۷/۷/۳)

### چکیده

مطالعه و بررسی رویدادهای پس‌لرزه می‌تواند ابزاری بسیار قدرتمند برای تعیین توابع گرین بین جفت‌رویدادها و به تبع آن مطالعه ساختار درونی زمین را فراهم آورد. با استفاده از این رویدادها، یکی از پس‌لرزه‌ها به‌عنوان چشمه‌ی لرزه‌ای، و پس‌لرزه دیگر به‌عنوان گیرنده مجازی در نظر گرفته می‌شود. پس از زمین‌لرزه ۲۹ آذر ۱۳۸۹ ( $M_w 6.5$ ) در بخش پنهان گسل کهورک در منطقه ریگان در جنوب شرق ایران، پس‌لرزه‌ها در پهنه صفحه گسلی توزیع گردید. این مطالعه، بازسازی توابع گرین بین جفت‌رویداد پس‌لرزه و انتشار آن را در بخش پنهان صفحه گسل کهورک بررسی می‌نماید. لذا با استفاده از شروطی، نظیر مقدار بزرگی پس‌لرزه‌ها ( $M > 2$ )، عمق یکسان پس‌لرزه‌ها و نسبت سیگنال به نوفه شکل موج آنها ( $SNR \geq 4$ )، جفت‌رویداد ۱۶۳-۰۳۱ گزینش و تابع گرین مرتبط با آن بازسازی گردید. همچنین مدل‌سازی مصنوعی یک‌بعدی و دوبعدی علاوه بر آن که بازسازی این تابع گرین را تصدیق می‌نماید، انتشار این سیگنال را بر صفحه گسل تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: تابع گرین، گیرنده مجازی، تداخل‌سنجی، صفحه گسل، ریگان.

### ۱. مقدمه

مفهوم روش تداخل‌سنجی لرزه‌ای ( seismic interferometry) با استفاده از اصل همبستگی متقابل به ایجاد پاسخ الاستیک محیط به‌وسیله داده‌های لرزه‌ای ثبت شده اشاره می‌کند (کلیربورت، ۱۹۶۸). امروزه علاوه بر تداخل‌سنجی بر مبنای گیرنده‌ها (تداخل‌سنجی گیرنده-گیرنده همانند روش نوفه لرزه‌ای محیطی؛ شاپیرو و همکاران، ۲۰۰۵)، این رهیافت به بازسازی امواج بین دو چشمه (تداخل‌سنجی چشمه-چشمه؛ هانگ و منکه، ۲۰۰۶) نیز توسعه یافته است. این روش نوین، ابزاری مفید در تعیین توابع گرین بین جفت‌رویداد می‌باشد (کینگ و کورتیس، ۲۰۱۲). در این روش نوین، یکی از رویدادهای جفت زمین‌لرزه، به‌عنوان چشمه و رویداد دیگر به‌عنوان گیرنده مجازی در نظر گرفته می‌شود. در این رهیافت، توابع گرین بین جفت رویدادها با استفاده از همبسته‌سازی شکل موج جفت زمین‌لرزه‌ها به‌عنوان تابعی از زمان تعیین می‌شود.

مفهوم روش تداخل‌سنجی لرزه‌ای ( seismic interferometry) با استفاده از اصل همبستگی متقابل به ایجاد پاسخ الاستیک محیط به‌وسیله داده‌های لرزه‌ای ثبت شده اشاره می‌کند (کلیربورت، ۱۹۶۸). امروزه علاوه بر تداخل‌سنجی بر مبنای گیرنده‌ها (تداخل‌سنجی گیرنده-گیرنده همانند روش نوفه لرزه‌ای محیطی؛ شاپیرو و همکاران، ۲۰۰۵)، این رهیافت به بازسازی امواج بین دو چشمه (تداخل‌سنجی چشمه-چشمه؛ هانگ و منکه، ۲۰۰۶) نیز توسعه یافته است. این روش نوین، ابزاری مفید در تعیین توابع گرین بین جفت‌رویداد می‌باشد (کینگ و کورتیس، ۲۰۱۲). در این روش نوین، یکی از رویدادهای جفت زمین‌لرزه، به‌عنوان چشمه و رویداد دیگر به‌عنوان گیرنده مجازی در نظر گرفته می‌شود. در این رهیافت، توابع گرین بین جفت رویدادها با استفاده از همبسته‌سازی شکل موج جفت زمین‌لرزه‌ها به‌عنوان تابعی از زمان تعیین می‌شود.

اولین کاربرد روش تداخل‌سنجی توسط آکی (۱۹۵۷) و در استخراج مشخصه‌های کم‌عمق زیرسطحی از نوفه‌های میکرولرزه‌ای صورت گرفت. علاوه بر این، هانگ و منکه (۲۰۰۶) از ترکیب قضیه تقابل چشمه-گیرنده (آکی و ریچاردز، ۱۹۸۰) با تداخل‌سنجی لرزه‌ای، انتشار موج بین جفت‌رویداد زمین‌لرزه را بازیابی کردند. کورتیس و همکاران (۲۰۰۹) علاوه بر نمایش شکل موج در مقیاس‌های جهانی و محلی، با اثبات ریاضی نیز تابع گرین امواج سطحی بین دو رویداد را استخراج کردند. مطابق با مطالعه‌ی این محققین، مفهوم فاز ثابت (اشنایدر، ۲۰۰۴)، نقش مهمی در بازیابی انتشار موج در تداخل‌سنجی چشمه-چشمه ایفا می‌کند.

و کشش در گیرنده به دلیل تانسور گشتاور  $M_1$  و  $M_2$ ، تابع گرین همگن، و  $\nabla_1$  و  $\nabla_2$  مشتقات فضایی در  $x_1$  و  $x_2$  را نشان می‌دهند. اگر کشش و قطبش را با  $E$  و  $P$  نشان دهیم، مشتقات فضایی در  $x_2$  برابر است با (اشنايدر، ۲۰۰۲):

$$\nabla_1 G(x_2 | x_1) = P_2 E_1 P_1 \frac{e^{i(kx_2 + \frac{\pi}{4})}}{\sqrt{\frac{\pi}{2} kX}} \quad (2)$$

که  $k$  و  $X$  به ترتیب عدد موج و  $|x_2 - x_1|$  هستند. بنابراین، طرف راست معادله (۱) به شکل زیر قابل بازنویسی است:

$$M_2 M_1 \nabla_2 \nabla_1 G_h(x_2 | x_1) = [M_2 E_2 P_2] \left[ M_1 E_1^* P_1 \frac{e^{i(kx_2 + \frac{\pi}{4})}}{\sqrt{\frac{\pi}{2} kX}} \right] \quad (3)$$

در معادله (۳)، براکت سمت چپ تابع کشش در گیرنده مجازی ۲ (در این مطالعه رویداد پس‌لرزه شماره ۲)، و براکت سمت راست جابه‌جایی  $u(x_2 | x_1)$  را مشخص می‌کند. این جابه‌جایی معادل همبسته‌سازی رویدادهای پس‌لرزه در حوزه زمان در معادله (۱) است (کورتیس و همکاران، ۲۰۰۹).

امواج ریلی تابعی از فاصله و فرکانس هستند و بر روی سطحی شامل رویداد و گیرنده (جفت رویداد) منتشر می‌شوند که انتگرال معادله (۱) برای این سطح،  $S$ ، اعمال می‌شود. بنابراین می‌توان رویدادها را بر روی صفحه گسل تصویر کرد به طوری که این رویدادهای تصویر شده با توجه به انتشار امواج بر روی صفحه‌ی گسلی، همانند انتشار بر روی سطح زمین رفتار می‌نمایند. از طرفی، امواج ریلی در فاصله کمتر از ۱۰ کیلومتر به خوبی توسعه نمی‌یابند، لذا در این مطالعات، از فواصل کمتر از ۱۰ کیلومتر پرهیز می‌شود (تیبولک و همکاران، ۲۰۱۱).

صورتی که زمین دارای میرایی بسیار زیادی باشد، استفاده عملی از این روش با تئوری ارائه شده برای آن متناقض است. اما اشنايدر (۲۰۰۷) نشان داد که به منظور غلبه بر میرایی زمین می‌توان از توزیع یکنواختی از انرژی پیرامون جفت‌رویداد مورد بررسی استفاده کرد تا توابع گرین تجربی را با تقریب بسیار خوبی بازیابی کرد. بدیهی است عدم توزیع یکنواخت این پارامتر منجر به تعیین تابع گرین ناصحیح می‌شود (اشنايدر، ۲۰۰۴).

در این مطالعه با استفاده از همبسته‌سازی بین دو پس‌لرزه در منطقه ریگان واقع در استان کرمان، جنوب شرق ایران، توابع گرین بین این دو رویداد پس‌لرزه‌ای در صفحه گسلی در بخش پنهان صفحه گسل کهورک را تعیین می‌نماییم. همچنین، با استفاده از مدل‌سازی‌های مصنوعی نشان می‌دهیم که توابع گرین امواج ریلی (Rayleigh) بین دو رویداد بر روی صفحه گسل منتشر می‌شود.

## ۲. تئوری روش

تابع گرین بازیابی شده بین رویدادها بر اساس یک میدان چشمه زمان-معکوس درون یک محیط الاستیک (در این مورد زمین) در حوزه فرکانس می‌باشد. به طوری که می‌توان برای آن رابطه زیر را بیان کرد،

$$M_2 M_1 \nabla_2 \nabla_1 G_h(x_2 | x_1) = \int_S \{u(x' | x_2) \cdot T^*(x' | x_1) - T(x' | x_2) \cdot u^*(x' | x_1)\} dx' \quad (1)$$

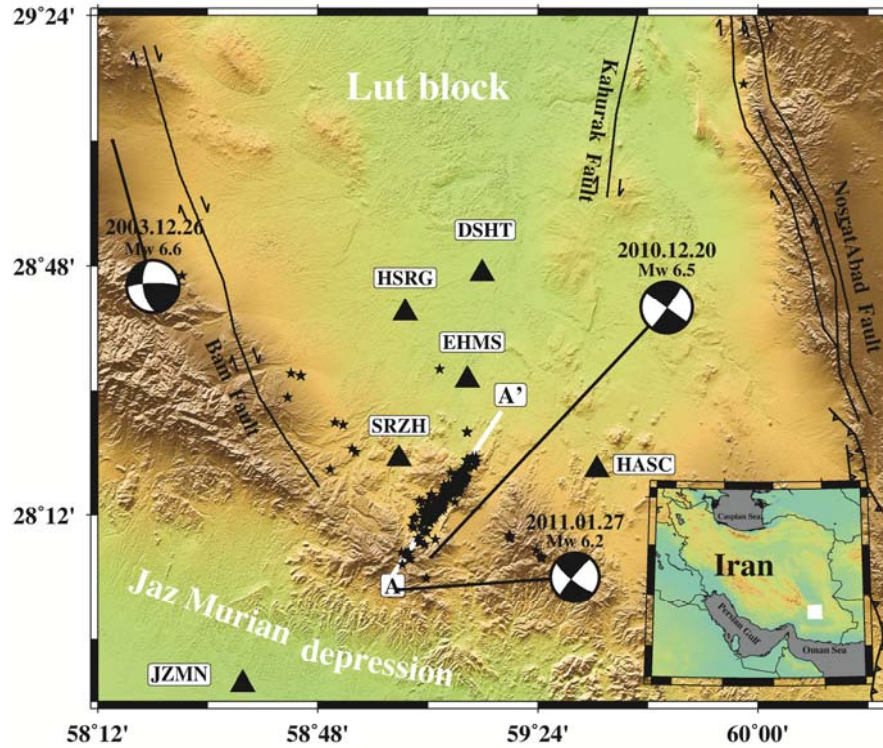
طرف راست معادله همبسته‌سازی (cross-correlation) حوزه زمان (ضرایب دامنه فرکانس) را نشان می‌دهد و طرف چپ توابع گرین تداخل‌سنجی همگن را بیان می‌کند که به وسیله تانسورهای گشتاور دو رویداد تعدیل می‌شود. همچنین زیرنویس‌های ۱ و ۲ بیانگر شماره‌ی رویداد، برای تفکیک هر یک از مشخصه‌های مرتبط با رویدادها می‌باشند. در معادله ۱،  $x_1$  و  $x_2$  مکان رویدادها،  $x'$  مکان گیرنده‌ی واقعی،  $u$  و  $T$  جابه‌جایی

## ۳. منطقه مورد بررسی و مجموعه داده‌ها

منطقه مورد مطالعه در این بررسی، ناحیه ریگان واقع در جنوب شرق ایران مرکزی، بخش جنوبی بلوک لوت و حاشیه شمالی فرورفتگی جازموریان می‌باشد (میرزایی، ۱۹۹۸). از مهم‌ترین گسل‌ها می‌توان گسل‌های کهورک، بم، نصرت آباد، شهداد، گوک، گلباف-سیرچ و سبزواران در این ناحیه را نام برد. با توجه به بررسی زمین‌ساخت منطقه ایران مرکزی و شرق ایران می‌توان گفت که سازوکار کانونی امتدادلغز راست‌گرد، سازوکار گسل‌های غالب این ناحیه است (بربریان و یتس، ۲۰۰۱). بلوک لوت (به طول ۹۰۰ کیلومتر در محدوده شرق ایران) به همراه ناینند و گسل سیستان به‌عنوان یک منطقه بدون تغییر شکل و غیر فعال لرزه‌ای شناخته شده است (نیازی و همکاران، ۱۹۸۰). اما دو زمین‌لرزه ۲۹ آذر ( $M_w=6.5$ ) و ۷ بهمن ( $M_w=6.2$ ) در ۱۳۸۹ در منطقه ریگان، تغییرات در لرزه‌خیزی این گستره ایجاد کرده است. رویداد ۲۹ آذر ۱۳۸۹ با ۳۱۴ پس‌لرزه ( $M \leq 5.2$ ) (رضاپور و محسن‌پور، ۲۰۱۳) و رویداد ۷ بهمن ۱۳۸۹ با ۱۵۹ پس‌لرزه ( $M \leq 4.9$ ) همراه بوده‌اند (ملکی و همکاران، ۱۳۹۱). این دو رویداد و سازوکار کانونی مرتبط با آنها در شکل ۱ مشخص شده است. گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۹ آذر ۱۳۸۹، پیش از رویداد این زمین‌لرزه بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی نزدیک سطح، به‌وضوح قابل تشخیص نمی‌باشد (واکر و همکاران، ۲۰۱۳). لذا اشتري جعفری (۲۰۱۱) گسل جدیدی به نام گسل ریگان را به‌عنوان گسل مسبب وقوع این زمین‌لرزه پیشنهاد کرد، اما ملکی و همکاران (۱۳۹۱) رومرکز این رویداد را با بخش پنهان گسل کهورک ارتباط دادند. مطالعات ناهمسانگردی شعاعی

شیرزاد و همکاران (۲۰۱۷) نشان داد که گسل کهورک شامل یک لایه رسوبی ضخیم با عمق تخمینی یک کیلومتر است که به تدریج با حرکت به سمت شمال گسل این عمق تا ۳ کیلومتر نیز افزایش می‌یابد. از طرفی این رسوبات، لایه‌ی سخت سنگ بستر را پوشش داده‌اند (شیرزاد و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین حل سازوکار کانونی و مطالعات ناهمسانگردی نشان می‌دهد که جابه‌جایی عمودی این لایه‌های افقی بسیار ناچیز می‌باشد (شکل ۱).

مرکز لرزه‌نگاری کشوری یک شبکه موقت متشکل از ۶ ایستگاه با حسگرهای Trillium-40 با فاصله نمونه برداری ۱۰۰ نمونه بر ثانیه را در محدوده ریگان واقع در بخش جنوبی استان کرمان بعد از وقوع زمین لرزه ۲۹ آذر ۱۳۸۹ نصب و راه‌اندازی کرد. این ایستگاه‌های موقت از تاریخ ۲ تا ۱۶ دی ۱۳۸۹ به مدت ۱۴ روز به ثبت پیوسته‌ی داده‌های لرزه‌ای پرداخته است که مجموع داده‌های مورد استفاده، در بسیاری از پژوهش‌های انجام شده بر روی بخش نهران گسل کهورک را تشکیل داده‌اند. موقعیت این ایستگاه‌ها با مثلث‌های سیاه در شکل ۱ نشان داده شده است. برای گزینش جفت‌رویداد مورد نظر، شکل‌موج‌های پس‌لرزه‌هایی با نسبت سیگنال به نوفه کمتر از ۴ و همچنین بزرگی کمتر از  $M < 2$  را از مراحل گزینشی حذف می‌نماییم. برای انجام این مطالعه، از دو پس‌لرزه مرتبط با زمین‌لرزه ۲۹ آذر ۱۳۸۹ با شماره‌های ۰۳۱ و ۱۶۳ استفاده می‌نماییم. ذکر این نکته حائز اهمیت است که نام‌گذاری رویدادهای پس‌لرزه با استفاده از شماره‌های سه دیجیتی، بر اساس جدول ارائه شده توسط رضاپور و محسن‌پور (۲۰۱۳)، برای نظم و دست‌یابی هرچه سریع‌تر و راحت‌تر به داده‌ها صورت گرفته است.



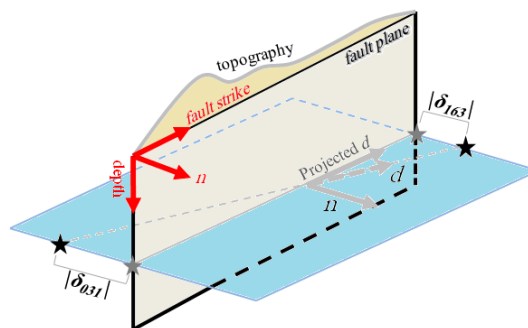
شکل ۱. منطقه مورد مطالعه در این بررسی. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت نصب شده در منطقه وابسته به مرکز لرزه‌نگاری کشوری با مثلث‌های سیاه مشخص شده است. خردلرزه‌های باز-موقعیتیابی شده (relocated) از جدول ارائه شده توسط رضاپور و محسن‌پور با ستاره‌های سیاه مشخص شده‌اند. همچنین، خطواره احتمالی گسلی با خط سفید A-A'، و خطواره گسل‌های منطقه با خطوط سیاه نشان داده شده است. سازوکارهای کانونی مرتبط با زمین لرزه‌های ۲۹ آذر ۱۳۸۹ (2010.12.20) و ۷ بهمن ۱۳۸۹ (2011.01.27) و همچنین زمین‌لرزه بم (2003.12.26) با استفاده از داده‌های Global CMT ترسیم شده است. مربع سفید در شکل سمت راست، پایین منطقه ریگان را پهنه ایران نشان می‌دهد.

#### ۴. روش کار

##### ۴-۱. تصویر کردن رویدادهای پس‌لرزه

سازوکار کانونی (global CMT) ترسیم شده در شکل ۱، همچنین مطالعات رضاپور و محسن‌پور (۲۰۱۳) و شیرزاد و همکاران (۲۰۱۷) بیانگر آن است که صفحه گسلی مرتبط با ۲۹ آذر ۱۳۸۹ تقریباً قائم و دارای

زاویه بین  $85^{\circ}$  تا  $90^{\circ}$  می‌باشد. همچنین مطابق با این مطالعات، خطواره گسل بر روی سطح را از نقطه A با مختصات ( $59.00^{\circ} E, 28.05^{\circ} N$ ) تا نقطه A' با مختصات ( $59.30^{\circ} E, 28.45^{\circ} N$ ) و صفحه گسل را از سطح تا عمق ۱۲ کیلومتری در نظر می‌گیریم (شکل ۱).



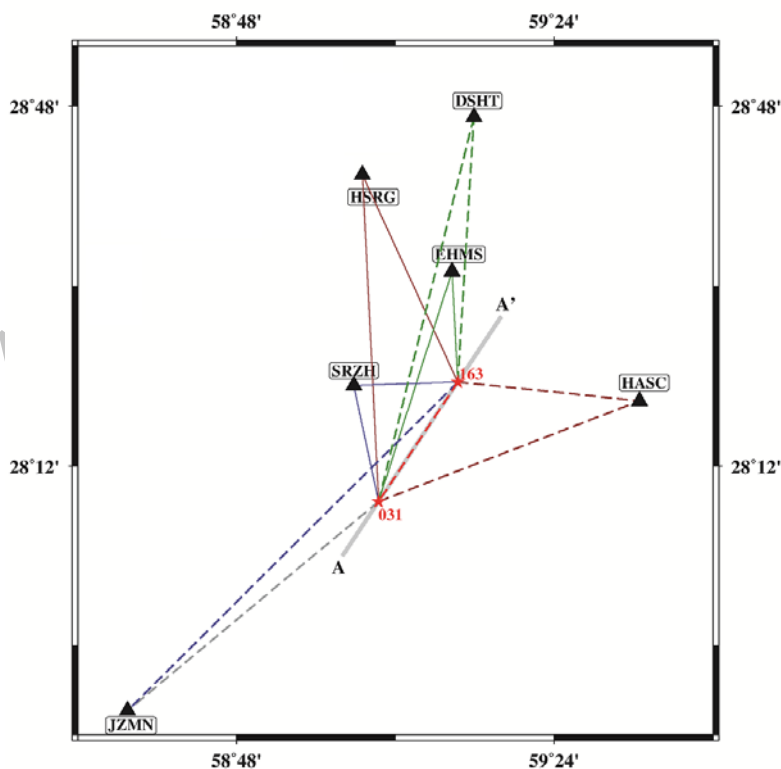
شکل ۲. طرحی شماتیک از ترسیم رویدادهای پس‌لرزه بر صفحه گسل.

شکل ۲ طرحی شماتیک از دو رویداد پس‌لرزه ۰۳۱ و ۱۶۳ (ستاره‌های مشکی) با بزرگی‌های به ترتیب  $M_N=2.5$  و  $M_N=2.2$  را نشان می‌دهد. این رویدادها دارای فاصله قائم به ترتیب  $|\delta_{031}|=0.7$  و  $|\delta_{163}|=0.6$  کیلومتر از صفحه گسل و در عمق تقریبی ۴ کیلومتر از سطح می‌باشند (شکل ۲). در این مطالعه بردار واصل بین دو رویداد ۰۳۱ و ۱۶۳ با  $d$  نشان داده شده است. با استفاده از بردار نرمال صفحه گسل،  $n$  و بردار واصل دو رویداد،  $d$  دو رویداد بر روی صفحه گسل تصویر می‌گردند. پارامترهای مورد نیاز برای عملگر تصویرگر، مطابق با استین و ویسون (۲۰۰۳)، شامل بردار جفت‌رویداد پس‌لرزه ( $d$ ) با صفحه گسل، و بردار نرمال صفحه گسل،  $n$  می‌باشند. تصویر شماتیک مکان این جفت‌رویداد بر روی صفحه گسل، با ستاره خاکستری در این شکل مشخص شده است. همچنین با توجه به شکل ۲، تصویر بردار واصل بین جفت‌رویداد پس‌لرزه با

شکل ۲ طرحی شماتیک از دو رویداد پس‌لرزه ۰۳۱ و ۱۶۳ (ستاره‌های مشکی) با بزرگی‌های به ترتیب  $M_N=2.5$  و  $M_N=2.2$  را نشان می‌دهد. این رویدادها دارای فاصله قائم به ترتیب  $|\delta_{031}|=0.7$  و  $|\delta_{163}|=0.6$  کیلومتر از صفحه گسل و در عمق تقریبی ۴ کیلومتر از سطح می‌باشند (شکل ۲). در این مطالعه بردار واصل بین دو رویداد ۰۳۱ و ۱۶۳ با  $d$  نشان داده شده است. با استفاده از بردار نرمال صفحه گسل،  $n$  و بردار واصل دو رویداد،  $d$  دو رویداد بر روی صفحه گسل تصویر می‌گردند. پارامترهای مورد نیاز برای عملگر تصویرگر، مطابق با استین و ویسون (۲۰۰۳)، شامل بردار جفت‌رویداد پس‌لرزه ( $d$ ) با صفحه گسل، و بردار نرمال صفحه گسل،  $n$  می‌باشند. تصویر شماتیک مکان این جفت‌رویداد بر روی صفحه گسل، با ستاره خاکستری در این شکل مشخص شده است. همچنین با توجه به شکل ۲، تصویر بردار واصل بین جفت‌رویداد پس‌لرزه با

#### ۲-۴. آماده‌سازی داده‌ها

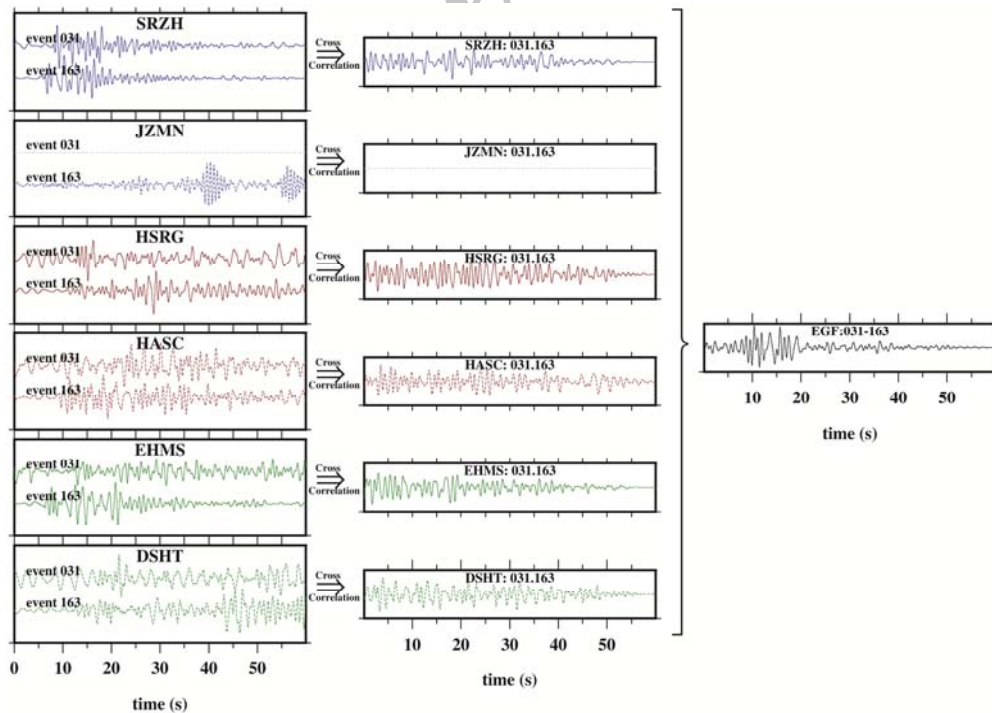
شکل ۳، شش جفت خط که با رنگ‌های مختلف از جفت‌رویداد پس‌لرزه مورد نظر تا گیرنده‌های واقعی کشیده شده است را نشان می‌دهند. شکل موج‌های پس‌لرزه‌های ثبت شده متناظر برای این جفت‌رویداد با رنگ‌های متناظر به صورت تابعی از زمان در شکل ۴ نشان داده شده است. در شکل‌های ۳ و ۴، شکل موج ثبت نشده (به دلیل قطع برق یا نقصان دستگاه)، با خط چین خاکستری روشن مشخص شده‌اند.



شکل ۳. موقعیت مکانی جفت‌رویداد ۰۳۱-۱۶۳ با ستاره‌های قرمز مشخص شده است. همچنین خطوط رنگی شامل خطوط توپر و خطچین مسیر سیر رویدادهای پس‌لرزه و ثبت در ایستگاه‌های واقعی را نشان می‌دهد. خطچین خاکستری، سیگنال بی‌اثر یا عدم ثبت شکل موج رویداد پس‌لرزه ۰۳۱ در ایستگاه واقعی JZMN را نشان می‌دهد.

بهنجارش (normalization) تک‌بیت (one-bit) و در حوزه فرکانس سفیدسازی (whitening) می‌نمایم. بعد از آماده سازی شکل‌موج‌های مجزا، تمامی سیگنال‌های آماده شده که در ایستگاه‌های مشترک ثبت شده‌اند را در حوزه زمان همبسته می‌سازیم. سیگنال‌های حاصل از این همبستگی را توابع همبسته بین جفت‌رویداد (ECF, event-pair cross-correlation function) می‌نامیم. پنجره‌های میانی شکل ۴ مثالی از توابع همبسته بین جفت‌رویداد، ECF، در هر یک از ایستگاه‌ها با رنگ (قرمز، آبی، سبز) و نوع خطوط (توپر، خط‌چین) متناظر با خطوط شکل ۳ می‌باشد. اگر تمامی ایستگاه‌های واقعی جفت‌رویداد را ثبت می‌کردند، آنگاه جفت‌رویداد مذکور می‌بایست دارای شش سیگنال توابع همبسته جفت‌رویدادی، ECF، می‌بود. اما به علت سیگنال بی‌اثر (dead trace) مرتبط با رویداد ۰۳۱ در ایستگاه JZMN، این جفت‌رویداد دارای ۵ تابع همبسته شده می‌باشد (شکل ۳ و ۴).

در این مطالعه از روش پردازش استاندارد مرتبط با فرکانس‌های پایین، ارائه شده توسط بنسن و همکاران (۲۰۰۷)، برای آماده‌سازی و در نهایت استخراج سیگنال‌های توابع گرین امواج ریلی بین رویداد استفاده شده است. فرآیندهای آماده‌سازی، مجموعه‌ای از عملگرهایی می‌باشد که نتیجه اعمال آنها بر روی داده‌های ورودی، همانند بهنجارش می‌باشد که تأثیری بر روابط ریاضی (۱) تا (۳) ندارد. اما این بهنجارش می‌تواند منجر به بهبود نسبت سیگنال به نوفه تابع گرین شود. پنجره‌های سمت چپ در شکل ۴، مثالی از شکل موج‌های دو رویداد مذکور که در ایستگاه‌های مجزای مشابه ثبت شده‌اند را نشان می‌دهد. لذا هر یک از این سیگنال‌های ثبت شده را ابتدا در بازه پریودی ۱ تا ۳ ثانیه فیلتر کرده، سپس اثر روند و میانه را از آنها حذف می‌کنیم. در گام بعدی، برای یکسان‌سازی اثر دامنه‌ها در حوزه زمان، و توزیع یکنواخت انرژی ساطع شده بر روی تابع گرین، این سیگنال‌ها را در حوزه زمان



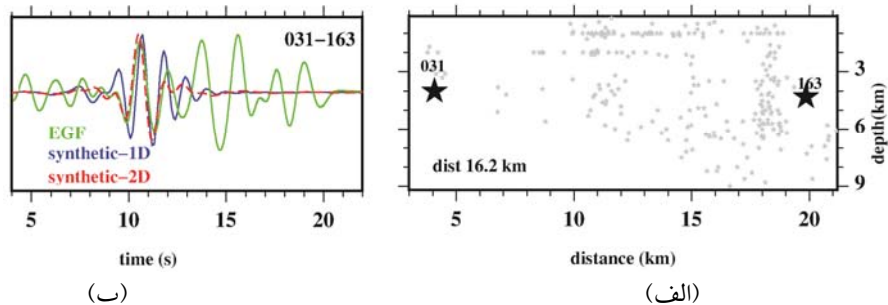
شکل ۴. پنجره‌های سمت چپ بیانگر شکل‌موج‌های دو رویداد پس‌لرزه ۰۳۱ و ۱۶۳ می‌باشند. پنجره‌های میانی، توابع همبسته جفت‌رویداد در ایستگاه‌های مختلف را نشان می‌دهد. پنجره سمت راست تابع گرین حاصل از برابشت، توابع همبسته جفت‌رویدادی در پنجره‌های مرکزی می‌باشد. رنگ‌ها و نوع خطوط (توپر و خط‌چین) در پنجره‌های مختلف، متناظر با رنگ خطوط در شکل ۳ در نظر گرفته شده است.

شرط منجر به تعیین توابع گرین بین رویداد پایدار و قابل اطمینان می‌شود. همچنین افزایش تعداد گیرنده‌های واقعی، منجر به افزایش این مقدار نسبت سیگنال به نوفه، و به تبع آن بهبود سیگنال تابع گرین نهایی بین رویدادی می‌شود. بعد از انجام فرآیند برانباشت، پنجره سمت چپ در شکل ۴، تابع گرین بین جفت رویداد ۰۳۱-۱۶۳ را نشان می‌دهد.

#### ۵. مدل‌سازی مصنوعی

اگرچه کورتیس و همکاران (۲۰۰۹) نشان داد که تداخل-سنجی رویدادهای زمین‌لرزه بر روی سطح S (رابطه ۱) می‌تواند تابع گرین بین دو رویداد را فراهم سازد، اما انتشار تابع گرین امواج ریلی بر روی صفحه گسلی، دور از ذهن می‌باشد. بدین منظور، مدل‌سازی سیگنال‌های مصنوعی توابع گرین جفت رویداد که بر روی صفحه گسل منتشر می‌شوند، امر ضروری برای اثبات چگونگی انتشار این امواج علاوه بر اثبات ریاضی آن می‌باشد. مطابق با جدول ارائه شده توسط رضایور و محسن‌پور (۲۰۱۳)، پس‌لرزه‌های ۲۹ آذر ۱۳۸۹ دارای اعماق مختلفی می‌باشند. توزیع پس‌لرزه‌های تصویر شده بر صفحه گسل در شکل ۵-الف با ستاره‌های خاکستری نشان داده شده است. لذا با توجه به مدل سرعتی موجود برای منطقه مورد مطالعه (شیرزاد و همکاران، ۲۰۱۷) و جلوگیری از خطاهای احتمالی ناشی از مکان‌یابی در اعماق کم، جفت رویداد ۰۳۱-۱۶۳ با عمق تقریبی ۴ کیلومتر انتخاب شده است.

در مرحله بعد، برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه در تابع گرین جفت رویداد، همه توابع همبسته شده جفت رویداد، ECF، را با استفاده از روش برانباشته خطی (پدرسن و همکاران، ۲۰۰۷) برانباشت می‌نماییم. قابل ذکر است که قبل از فرآیند برانباشت، سیگنال‌های توابع همبسته شده جفت رویدادها، ECF، به بیشینه دامنه بهنجار (normalize) نشده‌اند. همچنین به‌عنوان یک قاعده کلی، گیرنده‌ها در امتداد مسیر پرتو (گیرنده‌ها در زون پایدار stationary zone) انرژی نقش اصلی را در بازیابی توابع گرین بین جفت رویدادها بازی می‌کنند. همچنین، اثر سیگنال‌های ثبت شده در بیرون از زون پایدار، یا به عبارتی در زون ناپایدار (non-stationary zone)، بر روی تابع گرین نهایی بین جفت رویداد باید لغو گردند. در روش تداخل‌سنجی در حالت مطلوب، برای بازیابی توابع گرین جفت رویداد با استفاده از گیرنده‌های زون پایدار انرژی و حذف اثر گیرنده‌های زون ناپایدار انرژی، جفت رویداد مذکور باید به‌طور کامل به‌وسیله گیرنده‌های واقعی در سطح احاطه شوند. اما هنگامی که پوشش آزمایشی گیرنده‌ها کامل نباشد، مانند آرایه پراکنده گیرنده در این مطالعه (شکل ۳)، برانباشت خطی توابع همبسته بین رویداد از همه گیرنده‌ها، سیگنال‌های ثبت شده در زون ناپایدار (non-stationary) را به‌طور کامل خنثی (cancel) نمی‌کند. لذا، برای هر تابع همبسته جفت رویداد، ECF، از سیگنال‌هایی با نرخ سیگنال به نوفه برای پنجره کمتر از ۲ برای فرآیند برانباشت چشم‌پوشی شده است. بدیهی است اعمال این



شکل ۵. (الف) توزیع رویدادهای پس‌لرزه‌ها بر روی صفحه گسل. (ب) سیگنال‌های تابع گرین مشاهده‌ای بین رویداد، مدل مصنوعی یک بعدی و دو بعدی، به ترتیب با رنگ‌های سبز، آبی و قرمز و در بازه پریودی ۱ تا ۳ ثانیه ترسیم شده است.

محیطی ثبت شده، می‌تواند گام‌های مهمی در این راستا باشند. اگرچه این تکنیک‌ها ابزاری مفید برای مطالعه اولیه ساختارهای داخل زمین را فراهم می‌آورند، اما استفاده از ایستگاه‌های واقعی و همچنین نصب و راه‌اندازی این ایستگاه‌ها، همواره هزینه زیادی را مطالبه می‌نماید. استفاده از رهیافت‌های جایگزین با امکان بازسازی توابع گرین و تصویرسازی ساختار درونی زمین با قدرت تفکیک‌پذیری مشابه با روش‌های پیشین، امروزه امری مهم و اجتناب‌ناپذیر در علم زلزله‌شناسی می‌باشد. به‌طوری‌که با استفاده از این رهیافت‌های نوین می‌توان هزینه‌های روش‌های متداول کلاسیک را کاهش داد. استفاده از روش‌های مبتنی بر گیرنده‌های مجازی، علاوه بر کاهش هزینه‌های انتقال، نصب، راه‌اندازی و نگهداری گیرنده‌های واقعی، می‌تواند توابع گرین را در محیط‌هایی که امکان بازسازی توابع گرین با استفاده از گیرنده واقعی در دسترس نمی‌باشد (مثلاً درون صفحه گسل) به‌خوبی فراهم آورد. در این مطالعه با استفاده از همبسته‌سازی بین دو پس‌لرزه مرتبط با زمین‌لرزه ۲۹ آذر ۱۳۸۹ واقع شده در منطقه ریگان، توابع گرین بین جفت‌رویداد را بازسازی و امکان انتشار آن را بر روی بخش پنهان صفحه گسل کهورک بررسی کردیم.

برای بازسازی این تابع گرین، جفت‌رویداد مذکور ابتدا بر روی صفحه گسل تصویر شد. بدیهی است برای مطالعات نظیر، مطالعه صفحه گسل، تمام جفت‌رویدادها باید زاویه‌ای بیشتر از تقریباً  $70^\circ$  با بردار عمود بر صفحه گسل، داشته باشند تا در بازه زون پایدار انرژی قرار بگیرند. به عبارتی، تمامی جفت‌رویدادهای موازی یا تقریباً موازی با صفحه گسل، بررسی و استفاده می‌شود. در این مطالعه زاویه بین جهت جفت‌رویداد،  $d$ ، و بردار نرمال عمود بر صفحه گسل،  $n$ ، تقریباً  $85^\circ$  می‌باشد (شکل ۲). همچنین برای جبران عدم پوشش متقارن و کامل جفت‌رویداد توسط گیرنده‌های واقعی و ثبت انرژی این جفت‌رویداد در این گیرنده‌ها (شکل ۳)، شرط نسبت سیگنال به نوفه بالاتر از ۲ برای پنجره سیگنال در تمامی توابع

در این مطالعه، برای ساخت مدل مصنوعی یک بعدی، از برنامه کامپیوتری هرمن و آمون (۲۰۱۳) استفاده می‌شود. به‌طوری‌که متوسط سرعت موج برشی (شیرزاد و همکاران، ۲۰۱۷) در صفحه افق (همانند صفحه افقی آبی‌رنگ در شکل ۲) در عمق متناظر با عمق جفت رویداد، به‌عنوان مدل ورودی یک‌بعدی برای مدل‌سازی استفاده می‌شود. پس مدل سرعتی ورودی، از مدل موجود در عمق ۴ کیلومتری از سطح و مطابق با حداکثر عمق نفوذ توابع حساسیت امواج سطحی انتخاب می‌شود. بدیهی است که حداکثر عمق نفوذ توابع حساسیت امواج سطحی، فاصله از صفحه گسل (صفحه آبی رنگ در شکل ۲) با مقدار تقریباً ۵ کیلومتر و متناظر با بلندترین پریود (۳ ثانیه)، در دو طرف صفحه گسل می‌باشد. همچنین قابل ذکر است که از مواردی نظیر شرایط جذب‌زمین برای انجام این مدل‌سازی مصنوعی اجتناب شده است. با استفاده از برنامه SPECFEM (<https://github.com/geodynamics/specfem2d>) و مدل سرعتی دوبعدی در عمق مشابه به‌عنوان مدل ورودی و استفاده از پارامترهای رویدادها، می‌توان مدل مصنوعی دوبعدی برای انتشار بر روی صفحه گسل در عمق تقریباً ۴ کیلومتری از سطح را نیز بررسی کرد. همانند مدل‌سازی مصنوعی یک‌بعدی، در این مدل‌سازی دوبعدی نیز از شرایط جذب زمین صرف‌نظر می‌شود. شکل ۵-ب، سیگنال تابع گرین حاصل بین جفت‌رویداد ۱۶۳-۰۳۱ (سیگنال سبز)، سیگنال مصنوعی یک‌بعدی (سیگنال آبی) و سیگنال مصنوعی دوبعدی (سیگنال قرمز) را نشان می‌دهد.

## ۶. بحث و نتیجه‌گیری

امروزه تعیین تابع گرین صحیح و دقیق محیط، امکان مطالعات متعددی را در علم زلزله‌شناسی با ابعاد مختلف (مقیاس جهانی تا مقیاس‌های کوچک محلی) فراهم می‌آورد. بازسازی توابع گرین با تکنیک‌های کلاسیک (چشمه لرزه‌ای-گیرنده)، همبسته‌سازی نوفه‌های لرزه‌ای



می‌تواند بیانگر انتشار توابع گرین بین رویداد بر روی صفحه گسل نیز باشد.

#### تشکر و قدردانی

داده‌های این مطالعه، توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری (<http://irsc.ut.ac.ir>) فراهم شده است. تمامی شکل‌ها با استفاده از برنامه GMT (Wessel and Smith 1998; ) ترسیم شده است. (<http://www.soest.hawaii.edu/gmt>) نگارندگان از داوران گرامی و همچنین سردبیر محترم به جهت ارائه نقطه نظرات ارزنده، کمال تشکر را دارند.

#### مراجع

ملکی، و.، شمالی، ظ.ح. و حاتمی، م.ر.، ۱۳۹۱، مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه اصلی ۲۹ آذر ماه ۱۳۸۹ محمدآباد ریگان  $M_n=6.5$  و پس‌لرزه‌های حاصل از آن به روش غیر خطی، م. ژئوفیزیک ایران، ۶(۴)، ۹۶-۱۱۱.

Aki, K. and Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology, 1, W. H., Freeman and Company.  
 Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, Bull. Earthquake Res. Inst., 35, 415-456.  
 Ashtari Jafari, M., 2011, Teleseismic source parameters of the Rigan county earthquakes and evidence for a new earthquake fault, Pure Appl. Geophys., 169 (9), 1655-1661.  
 Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M. and Yang, Y., 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface-wave dispersion measurements, Geophys. J. Int., 169, 1239-1260, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.  
 Berberian, M. and Yeats, R. S., 2001, Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau, Journal of Structural Geology, 23, 563-584  
 Claerbout, J. F., 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response: Geophysics, 33, 264-269.  
 Curtis, A., Nicolson, H., Halliday, D., Trampert, J. and Baptie, B., 2009, Virtual seismometers in the subsurface of the Earth from seismic interferometry, Nature Geosci., 700-704, doi: 10.1038/NNGEO615.

همبسته جفت‌رویداد، ECF، پیش از فرآیند برانباشت (پنجره‌های میانی شکل ۴) اعمال می‌شود. اگرچه این شرط تمامی انرژی‌های مرتبط با زون ناپایدار را حذف نمی‌کند، اما تأثیر به‌سزایی در کم کردن نقش این انرژی مخرب در سیگنال تابع گرین نهایی را دارا می‌باشد.

با اعمال فیلتر میان‌گذر در بازه پریودی ۱ تا ۳ ثانیه، و سپس مقایسه تابع گرین بازسازی شده و توابع گرین مصنوعی حاصل از مدل‌های یک‌بعدی و دوبعدی به‌وضوح می‌توان دریافت که هر سه سیگنال در پنجره سیگنال امواج سطحی دارای همخوانی/سازگاری بسیار مطلوبی می‌باشند. به‌طوری‌که ضرایب همبسته‌سازی سیگنال‌های مصنوعی یک‌بعدی و دوبعدی با توابع گرین بازیابی شده جفت‌رویداد در پنجره سیگنال به‌ترتیب برابر با ۷۵ درصد و بیشتر از ۸۰ درصد می‌باشد. این نتیجه علاوه بر آن که مؤید بازسازی تابع گرین بین رویداد می‌باشد،

Herrmann, R. B. and Ammon, C. J., 2013, Computer programs in seismology-Surface-waves, receiver functions and crustal structure, Saint Louis University.  
 Hong, T.-K. and Menke, W., 2006, Tomographic investigation of the wear along the San Jacinto fault, Southern California, Phys. Earth Planet. Inter., 155, 236-248.  
 King, S. and Curtis, A., 2012, Suppressing nonphysical reflections in Green's function estimates using source-receiver interferometry, GEOPHYSICS, 77(1) 15-25, doi: 10.1190/GEO2011-0300.1  
 Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces, Journal of Earthquake Prediction Research, 7, 465-495.  
 Niazi, M., Shimamura, H. and Matsuura, M., 1980, Micro-earthquakes and crustal structure of the Makran coast of Iran, Geophys. Res. Lett., 7, 298-300.  
 Pedersen, H. A. and Kruger, F., the SVEKALAPKO seismic tomography working group, 2007, Influence of the seismic noise characteristics on noise correlations in the Baltic shield, Geophys. J. Int., 168, 197-210.  
 Rezapour, M. and Mohsenpur, A., 2013, The 2010  $M_w$  6.5 Rigan, Iran, Earthquake aftershock sequence, Bull. Seismol. Soc. Am.,

- 103(3), 1793-1800.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. and Ritzwoller, M. H., 2005, High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615-1618.
- Shirzad, T., Shomali, Z. H. and Riahi, M. A., 2013, An application of ambient noise and earthquake tomography in the Rigan area, southeast of Iran, *Seismol. Res. Lett.*, 84(6), 1013-1020.
- Shirzad, T., Shomali, Z. H., Riahi, M. A. and Jarrahi, M., 2017, Near surface radial anisotropy in the Rigan area/SE Iran, *Tectonophysics*, 694, 23-34.
- Snieder, R., 2002, Scattering of surface waves, in *Scattering and Inverse Scattering in Pure and Applied Science*, Eds. Pike, R., Sabatier, P., Academic Press, San Diego, 562-577.
- Snieder, R., 2004, Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E.*, 69, 046610.
- Snieder, R., 2007, Extracting the Green's function of attenuating heterogeneous media from uncorrelated waves, *J. Acoust. Soc. Am.*, 121, 2637-2643.
- SPECFEM2D, 2015, SPECFEM2D Cartesian User Manual. [https:// geodynamics. org/cig/ software/specfem2d/specfem2d-manual.pdf](https://geodynamics.org/cig/software/specfem2d/specfem2d-manual.pdf).
- Stein, S. and Wysession, M., 2003, *An introduction to seismology, Earthquake and earth structure*, Blackwell publishing, Oxford, ISBN 0-86542-078-5.
- Tibuleac, I. M., Von Seggern, D. H., Anderson, J. G. and Louie, J. N., 2011, Computing green's functions from ambient noise recorded by accelerometers and analog, broadband, and narrow-band seismometers, *Seismol. Res. Lett.*, 82(5), 661-675.
- Walker, R. T., Bergman, E. A., Elliott, J. R., Fielding, E. J., Ghods, A.-R., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Nemati, M., Oveisi, B. and Talebian, M., 2013, The 2010-2011 South Rigan (Baluchestan) earthquake sequence and its implications for distributed deformation and earthquake hazard in southeast Iran, *Geophys. J. Int.*, 193 (1), 349-374, doi: 10.1093/gji/ggs 109.
- Wessel, p. and Smith, W. H. F., 1998, New improved version of generic mapping tools released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 79, 579.

Archive of SID

## Determination of earthquake inter-event empirical Green's function using virtual seismometer method, Case study: Kahurak Fault in the Rigan area, southeastern Iran

Shirzad, T.<sup>1\*</sup> and Afra, M.<sup>2</sup>

1. Post-Doc, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

2. M.Sc. Graduated, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 5 May 2018, Accepted: 25 Sep 2018)

### Summary

Analysis of earthquake events provides an efficient tool to extract the empirical Green's function (EGF) between pairs of earthquakes by interferometry approach. Because of sparse distribution of stations or low seismicity, many classical seismic studies (earthquake-receiver systems, ambient seismic noise and etc.), may yield a poor or noisy calculation of the tomographic maps. However, inter-event EGFs between two earthquake locations can be retrieved by virtual stations, first outlined by Curtis et al. (2009). These EGFs are equivalent to the waveform produced as an impulse at one receiver location and that recorded by another receiver. Several researchers (e.g. Hong and Menke, 2006; Curtis et al., 2009) used a source-receiver reciprocity theorem, to indicate that inter-event EGFs could be retrieved when their waveforms are recorded by a set of receivers surrounding the events. According to this theorem, the stacked cross-correlations of event-pair (between a pair of earthquake event) waveforms recorded by these set of receivers, are equivalent to the estimated EGFs (Curtis et al., 2009). This technique can, therefore, provide a new insight and useful tool to study fault planes and Earth's interior where real receivers cannot be installed. However, the fault plane where earthquake ruptures occur at depth is often interpreted as being a transitional zone which is characterized by asperities and barriers (Aki, 1984). Thus the aftershock events interferometry approach could be applied to study fault plane by retrieving accurate, stable and reliable inter-event EGFs. After the Rigan earthquake occurred on 20 December 2010 (Mw 6.5) in Kerman province (southeastern Iran), aftershock events are extended along the hidden part of the Kahurak Fault. In this paper, the cross-correlation of aftershock events was applied to retrieve the inter-event EGF on the hidden part of the Kahurak Fault plane in the Rigan area. This event-pair example is selected based on some criteria that the most important of these conditions is similar (approximately) depth of events due to the ease of operation and processing. Aftershock event-pair projection and data processing is similar to that explained in detail by Bensen et al. (2007). The mean and trend were removed and the data were decimated to 10 sps. Time and frequency domain normalizations were then applied to suppress the influence of instrument irregularities and high energy events. After cross-correlation and stacking procedure, event-pair EGF signal was extracted. Then, 1D and 2D synthetic signals were generated using computer program in seismology (Herrmann and Ammon, 2013) and SPECIFEM (<https://github.com/geodynamics/specifem2d>), respectively. Horizontal velocity result at depth of ~4 km, which is calculated by Shirzad et al. (2017), was applied for both 1D and 2D synthetic input modeling. Comparison between inter-event EGF and synthetic signals indicates that the inter-event EGF is in agreement with the synthetic models. Also, inter-event EGF signal propagates on the hidden part of the Kahurak fault plane. The correlation coefficient of 1D and 2D synthetic inter-event 031-163 EGF signals are of the order of ~75% and 80% within the signal window. In conclusion, these inter-event EGFs can be used for investigating the laterally variations of the 2D mapping of surface wave group and/or phase velocities.

**Keywords:** Green function, virtual seismometer, interferometry, fault plane, Rigan.

\* Corresponding author:

taghishirzad@gmail.com