

# بررسی توابع همبسته امواج کدای پراکنده ناشی از توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی، در تعیین توابع گرین تجربی بهینه در گستره آذربایجان، ایران

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

۱. کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

۲. استادیار، گروه فیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد دماوند، دماوند، ایران

(دریافت: ۹۵/۴/۱۲، پذیرش نهایی: ۹۵/۱۱/۵)

## چکیده

روش مبتنی بر نوفه لرزه‌ای محیطی از ابزارهای قدرتمند در تعیین اطلاعات ساختار پوسته و گوشته بالایی زمین به شمار می‌آید. فرض اساسی در این مطالعات، بازسازی توابع گرین تجربی میان ایستگاهی، با استفاده از تکنیک همبسته‌سازی میدان‌های موج پراکنده عبوری میان جفت ایستگاه‌ها در زمان یکسان است. شکل موج‌های میدان موج پراکنده ثبت‌شده، علاوه بر نوفه لرزه‌ای محیطی، به امواج کدای پراکنده نیز می‌انجامد. در این پژوهش با بهره‌گیری از بخش امواج کدای توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی، به تعیین توابع گرین تجربی بهینه در گستره آذربایجان (عرض جغرافیایی ۳۹° - ۳۷° درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸° - ۴۵° درجه شرقی) پرداخته‌ایم. برای این منظور از همبسته‌سازی داده‌های پیوسته مؤلفه قائم، ثبت‌شده توسط هفت ایستگاه سرعت‌نگار دوره کوتاه در این گستره بهره‌جسته‌ایم. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که انحراف معیار استاندارد ناشی از اختلاف زمان‌رسید مد پایه امواج ریلی توابع گرین به دست آمده، حاصل از روش نوفه لرزه‌ای محیطی و روش امواج کدای حاصل از توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی، در تأخیر زمان مثبت و منفی به ترتیب برابر با ۰/۲۱ و ۰/۳۵ ثانیه (خطای سرعت معادل با ۰/۰۲ کیلومتر بر ثانیه در تأخیر زمان مثبت و منفی) است. همچنین ضرایب همبستگی متقابل حاصل از سیگنال‌های به دست آمده در بخش‌های تأخیر زمان مثبت و منفی نیز برابر با ۰/۹۸ و ۰/۹۶ است و شباهت بسیار زیاد نتایج حاصل از دو روش را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: آذربایجان، امواج کدای پراکنده، توابع گرین تجربی، نوفه لرزه‌ای محیطی.

## ۱. مقدمه

پاسخ یک محیط به میدان نیروی ضربه معرفی کردند. این بدان معناست که این توابع حاوی اطلاعات فراوانی درباره محیط و نیروهای واردشده به آن هستند. بازسازی توابع گرین تجربی برای فواصل بین ایستگاهی، با استفاده از همبسته‌سازی نوفه لرزه‌ای محیطی بلندمدت، برای هر بازه زمانی تکرارپذیر است. همچنین این توابع گرین تجربی در تمامی جهت‌های ممکن (فواصل بین ایستگاهی)، قابل محاسبه هستند (شاپیرو و کامپیلو، ۲۰۰۴؛ وینار، ۲۰۰۴). در حال حاضر، روش نوفه لرزه‌ای محیطی در زمینه‌های علمی متفاوتی مانند آکوستیک (acoustic)، زلزله‌شناسی خورشیدی (helioseismology)، زلزله‌شناسی و ... استفاده می‌شود (دووال و همکاران، ۱۹۹۳؛ ریکت و کلارپوئت، ۱۹۹۹؛ مالکلم و همکاران، ۲۰۰۴؛ رثوکس و همکاران، ۲۰۰۴). از کاربردهای

در سال‌های اخیر، مطالعه نوفه لرزه‌ای محیطی (ambient seismic noise) در علم زلزله‌شناسی، برای تعیین اطلاعات ساختار درونی زمین، توجه روزافزونی را به خود اختصاص داده است. نوفه لرزه‌ای محیطی مشکل از امواجی با دامنه و فازهای تصادفی است که در همه جهت‌ها در حال انتشار هستند (ون-تیگلن، ۲۰۰۳؛ گورین و همکاران، ۲۰۰۶). بنابراین با استخراج سیگنال‌های همدوس از این نوفه‌های لرزه‌ای، می‌توان اطلاعات مسیر انتشار آن‌ها (اعم از ساختارها و ویژگی‌های مسیر انتشار) را به دست آورد. این اطلاعات درباره مسیر انتشار، معادل با تابع‌های گرین تجربی (empirical Green's functions) بین ایستگاهی است (شاپیرو و همکاران، ۲۰۰۵؛ رثوکس و همکاران، ۲۰۰۵؛ سابرا و همکاران، ۲۰۰۵). آکی و ریچارد (۱۹۸۰)، توابع گرین محیط را به عنوان

این روش در زمینه‌های گسترده در علم زلزله‌شناسی می‌توان به تصویربرداری از ساختار زمین در مقیاس‌های متفاوت (سابرا و همکاران، ۲۰۰۵؛ استحلی و همکاران، ۲۰۰۶؛ ریتزولر و همکاران، ۲۰۱۱)، تصویربرداری از آتشفشان‌ها، گسل‌ها و زمین‌لغزش‌ها (آبرمن و همکاران، ۲۰۱۳؛ شیرزاد و همکاران، ۲۰۱۳؛ پیکوزی و همکاران، ۲۰۰۹؛ شمالی و شیرزاد، ۲۰۱۵)، بازسازی بخش‌های متفاوت توابع گرین اعم از امواج سطحی و امواج حجمی (پلی و همکاران، ۲۰۱۲؛ شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۵) و بازسازی اطلاعاتی پیرامون فازهای عمقی (بو و همکاران، ۲۰۱۴؛ شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۶) اشاره کرد.

فرض اساسی در بازسازی توابع گرین تجربی با استفاده از این روش، توزیع همسانگرد و تصادفی از چشمه‌های نوفه لرزه‌ای محیطی است (ویور و لیکیس، ۲۰۰۱؛ رنوکس و همکاران، ۲۰۰۵؛ گوادراد و همکاران، ۲۰۰۸). مطالعات اخیر پیرامون منشأ نوفه لرزه‌ای محیطی، حضور غالب چشمه‌های آن‌ها را در مناطق اقیانوسی نشان می‌دهد (استوتزمن و همکاران، ۲۰۰۹؛ لاندس و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین ثبت دائمی نوفه‌های لرزه‌ای محیطی نشان می‌دهد که طیف نوفه لرزه‌ای محیطی شامل دو مقدار بیشینه در مقیاس جهانی در پریودهای ۱۷ و ۷ ثانیه است. این بیشینه دامنه خردلرزه‌ها به ترتیب با خردلرزه‌های اولیه (primary microseism) و خردلرزه‌های ثانویه (secondary microseism) مرتبط هستند (گوتنبرگ، ۱۹۳۶؛ پترسن، ۱۹۹۳؛ برگر و همکاران، ۲۰۰۴). از طرفی مطالعات هاسلمن (۱۹۶۳) نشان داد که خردلرزه‌های اولیه از تعامل مستقیم امواج خیزآب (swell) با خط ساحلی پدید می‌آیند (هاسلمن، ۱۹۶۳). همچنین خردلرزه‌های ثانویه از تعامل غیرمستقیم امواج اقیانوسی انتشاری در دو جهت مخالف و با فرکانس‌های برابر، ایجاد می‌گردند (لانگویت-هیگینس، ۱۹۵۰؛ هاسلمن، ۱۹۶۳). از طرفی این خردلرزه‌های ثانویه، دارای قوی‌ترین دامنه (بیشترین انرژی) در بازه زمانی ۱۰-۳ ثانیه در تمامی طول سال

هستند.

با توجه به حضور غالب چشمه‌های نوفه لرزه‌ای محیطی در نواحی اقیانوسی و همچنین تغییرات شدید فصلی آن‌ها، توزیع چشمه‌ها به صورت ناهمسانگرد و جهت‌دار است (استحلی و همکاران، ۲۰۰۸). با وجود این، استفاده از رکوردهای طولانی‌مدت، توزیع چشمه‌های نوفه لرزه‌ای محیطی را به یک توزیع همسانگرد نزدیک‌تر خواهد کرد (اشنایدر، ۲۰۰۴).

همچنین پراکنش (scattering) امواج لرزه‌ای در بی‌هنجاری‌های (heterogeneities) کوچک مقیاس منجر به پراکندگی قوی میدان‌های موج می‌شود (کامپیلو و پائول، ۲۰۰۳؛ شاپیرو و کامپیلو، ۲۰۰۴). پدیده پراکنش از برخورد امواج لرزه‌ای با بی‌هنجاری‌های تصادفی موجود در محیط، شکل می‌گیرد و گاهی این پراکنش به مسیرهای زیگزاکی می‌انجامد. این پراکنش‌ها سبب می‌شوند تا میدان موج به رشته‌ای از رسیده‌ها تفکیک گردد که غالباً امواج کدا نامیده می‌شوند (آکی و ریچارد، ۱۹۸۰). از طرفی امواج کدای پراکنده (scattered coda waves) مشابه با نوفه لرزه‌ای محیطی، بخش‌هایی پیرامون مسیر انتشار مستقیم موج را به صورت تکراری و تصادفی نمونه‌برداری می‌کنند (کامپیلو و پائول، ۲۰۰۳؛ یائو و همکاران، ۲۰۰۶). بنابراین امواج کدای پراکنده، می‌توانند حاوی اطلاعات مفیدی درباره ویژگی‌های مسیر انتشار باشند. همچنین این امواج از توزیع فضایی چشمه‌های نوفه لرزه‌ای محیطی مستقل است (استحلی و همکاران، ۲۰۰۸؛ فرامنت و همکاران، ۲۰۱۱)؛ بنابراین با توجه به عدم وابستگی امواج کدا به توزیع فضایی چشمه‌های نوفه لرزه‌ای محیطی، انرژی این امواج در مقایسه با سیگنال‌های نوفه لرزه‌ای محیطی بسیار هم‌بخش‌تر (equipartition) هستند (شاپیرو و همکاران، ۲۰۰۰؛ مارگرین و همکاران، ۲۰۰۹). مطالعات استحلی و همکاران (۲۰۰۸)، نشان داده است که بازسازی توابع گرین تجربی از بخش امواج کدای توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی امکان‌پذیر است؛ این روش

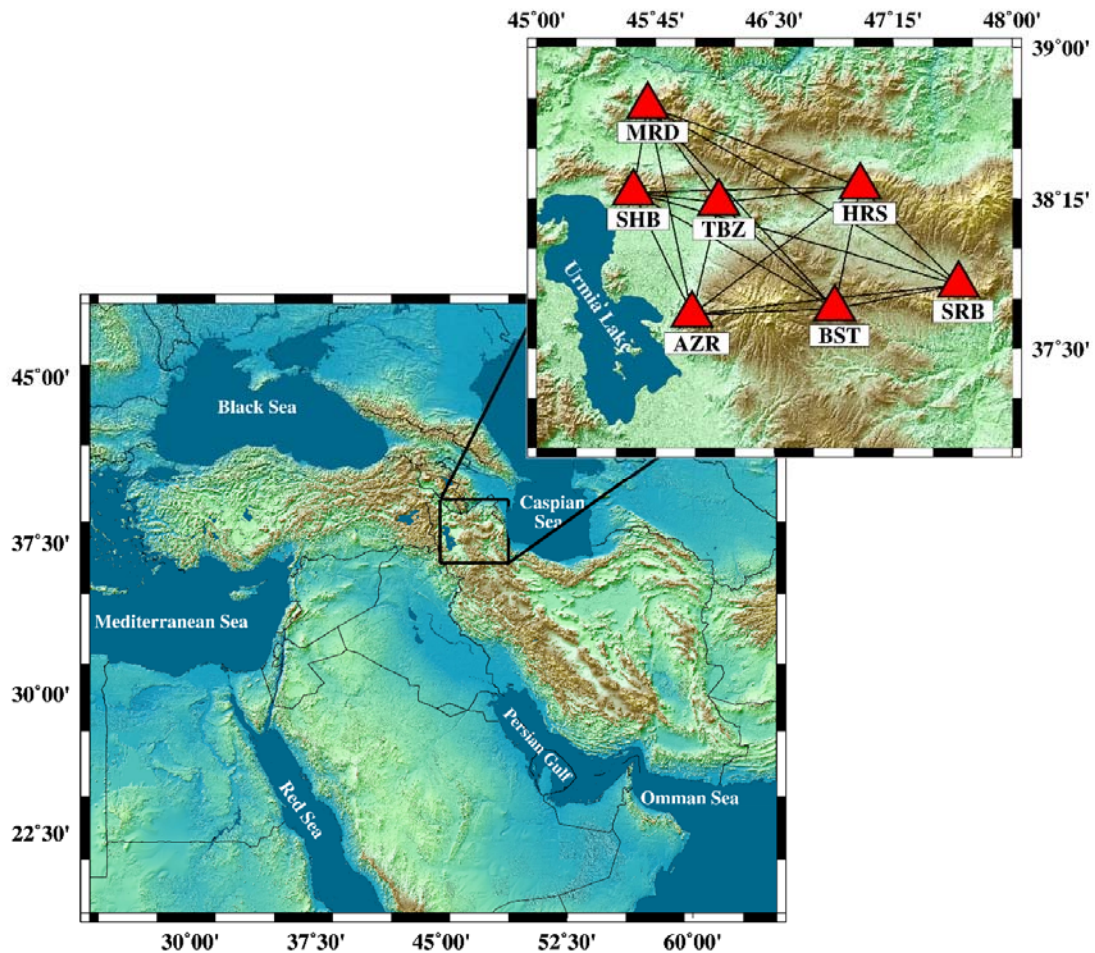
است. موقعیت هر یک از ایستگاه‌های مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است. بازه فواصل بین ایستگاهی در این مطالعه، از ۴۷ تا ۱۹۸ کیلومتر است. همچنین بازه داده‌برداری به مدت ۱۳ ماه، از ابتدای آذر ماه سال ۱۳۹۰ تا پایان آذر ماه سال ۱۳۹۱ (از دسامبر ۲۰۱۱ تا دسامبر ۲۰۱۲) است.

منطقه مورد بررسی در پهنه آذربایجان، در شمال غرب ایران و بین رشته کوه‌های زاگرس از جنوب و قفقاز از شمال و البرز در خاور قرار گرفته است. این منطقه کوهستانی یکی از مناطق فعال تکتونیکی و ماگمایی است. محیط‌های متفاوتی از قوس آتشفشانی نظیر دو توده عظیم کوهستانی سهند و سبلان در این منطقه وجود دارد. همچنین با توجه به حضور گسله‌های فعال و بزرگ، همچون گسل تبریز، گسل ایپک، تروود، این منطقه زمین لرزه‌های ویرانگری را تجربه کرده است. از طرفی مرز جنوبی این پهنه بر روی این گسله‌های فعال قرار گرفته است (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸). با توجه به شکل ۱، منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر چشمه‌های احتمالی نوفه لرزه‌ای شامل دریای خزر (در فاصله بسیار کم) و در فواصل دورتر شامل خلیج فارس، دریای مرمهره، دریای سیاه و دریای مدیترانه قرار گرفته است. مطالعات استحلی و همکاران (۲۰۰۶) نشان دادند که توزیع غیریکنواخت انرژی در گستره مورد مطالعه، منجر به عدم تقارن در توابع گرین تجربی با استفاده از نوفه لرزه‌ای محیطی ( $C^1$ ) می‌گردد (استحلی و همکاران، ۲۰۰۶). این تأثیرپذیری، منجر به انحراف نتایج مطالعات ساختار درونی نظیر توموگرافی، تعیین مدل‌های سرعتی و در نتیجه تفسیر نادرست نقشه‌های حاصل از آن‌ها می‌گردد. بدین ترتیب تعیین توابع گرین تجربی بهینه در جهت مطالعات دقیق ساختار درونی زمین، اجتناب‌ناپذیر است.

به اختصار، روش  $C^3$  نام‌گذاری شده است. از سویی روش کدای نوفه لرزه‌ای محیطی، رهیافت کارآمدی برای جهت‌گیری‌های نامناسب جفت ایستگاه‌های مورد مطالعه با جهت‌گیری راستای غالب شار انرژی نوفه لرزه‌ای محیطی در گستره مورد مطالعه است. بدین ترتیب در صورت حضور توزیع ناهمسانگردی از چشمه‌های نوفه لرزه‌ای محیطی در منطقه مورد مطالعه، زمان رسید (arrival time) بخش‌های متفاوت توابع گرین تجربی با استفاده از این روش تقویت خواهند شد (استحلی و همکاران، ۲۰۰۸؛ گارنیر و پاپانیکولا، ۲۰۰۹؛ فرامنت و همکاران، ۲۰۱۱). هدف از این مطالعه بازسازی توابع گرین تجربی بهینه در فواصل زمانی ماهیانه و سالیانه با بهره از روش کدای نوفه لرزه‌ای محیطی، در بازه‌های زمانی ۱-۳ و ۱۰-۳ ثانیه در گستره آذربایجان است. در این راستا با آماده‌سازی داده‌های اولیه و برانباشت آنان به روش جذر میانگین مربعات (rms-stacking) به تعیین توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی پرداخته‌ایم. در این مطالعه برای بازسازی توابع گرین تجربی به روش کدای نوفه لرزه‌ای ( $C^3$ )، از سه دسته توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی شامل: الف) توابع همبسته حاصل از داده‌های ثبت‌شده (خام) اولیه، ب) توابع همبسته شرکت‌کننده در برانباشت جذر میانگین مربعات و ج) توابع گرین روزانه حاصل از همبسته‌سازی نوفه لرزه‌ای محیطی بهره جسته‌ایم.

## ۲. داده‌ها و منطقه مورد مطالعه

در این مطالعه از داده‌های پیوسته مؤلفه قائم، ثبت‌شده در هفت ایستگاه سرعت نگار پرپود کوتاه، مجهز به حسگرهای از نوع SS1 و وابسته به شبکه مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) استفاده شده



شکل ۱. نمایه‌ای از منطقه مورد مطالعه به همراه تمامی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده. ایستگاه‌های مورد مطالعه توسط مثلث‌های قرمز رنگ به تصویر کشیده شده است. همچنین تمامی مسیرهای بین ایستگاهی مورد استفاده در این مطالعه با خطوط مشکی رنگ نشان داده شده است.

### ۳. روش پژوهش

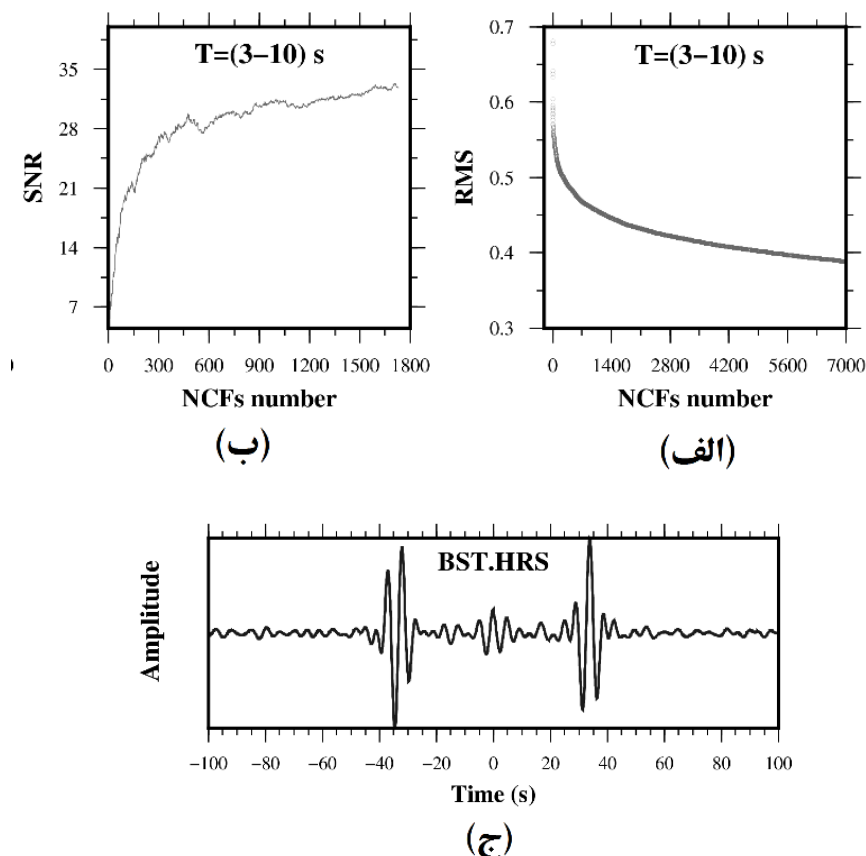
#### ۳-۱. آماده‌سازی داده‌های اولیه (روش $C^1$ )

مطابق با مراحل پردازشی بنسن و همکاران (۲۰۰۷) برای آماده‌سازی داده‌ها، ابتدا مقدار میانه (mean) و روند روزانه (trend) حذف می‌شود. پس از اعمال فیلتر پایین‌گذر (low-pass filter)، زمان نمونه‌برداری این داده‌ها به مقدار ۱۰ (نمونه بر ثانیه) کاهش داده می‌شود. از طرفی این داده‌ها به پنجره‌های زمانی با طول مناسب ۱۰ دقیقه‌ای (صفرخانی، ۱۳۹۴) تقسیم می‌شوند. همچنین به منظور کاهش اثر غالب دامنه‌های بزرگ (شامل رویدادهای زمین‌لرزه‌ای، فعالیت‌های بشری، بی‌نظمی‌های دستگاهی و ...) بر توابع همبسته حاصله، بهنجارش تک-بیتی (one-bit normalization) در حوزه‌ی زمان اعمال می‌شود. با استفاده از اپراتور غیرخطی تک-بیتی تمامی دامنه‌های مثبت با مقدار +۱ و تمامی

دامنه‌های منفی با مقدار -۱ جایگزین می‌شوند. پس از اعمال بهنجارش در حوزه‌ی زمان، داده‌های اولیه در بازه‌های زمانی ۱-۳ و ۱۰-۳ ثانیه در حوزه‌ی بسامد، سفیدسازی طیفی (whitening) انجام می‌شود. با توجه به مشابه بودن تمام حسگرهای مورد استفاده در این مطالعه، پاسخ دستگاهی از داده‌های اولیه حذف نمی‌گردد (چو و همکاران، ۲۰۰۷). بدین ترتیب پس از آماده‌سازی داده‌های اولیه، فرآیند همبسته‌سازی میان تمامی جفت ایستگاه‌های ممکن انجام می‌شود. در گام بعد برای تعیین توابع گرین فواصل بین ایستگاهی، توابع همبسته محاسبه‌شده به روش جذر میانگین مربعات، برانباشت می‌گردند. برای اجرای این فرآیند، مقدار جذر میانگین مربعات در پنجره‌های انتظاری سیگنال محاسبه می‌گردند (شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۳). پنجره‌های انتظاری سیگنال به مرکز زمان رسید مورد انتظار امواج

با جمع هر سیگنال، مقدار جذر میانگین مربعات سیگنال حاصله کنترل می‌شود. شکل ۲-ب منحنی مقدار نسبت سیگنال به نوفه (SNR) محاسبه‌ای را بر اساس تعداد پنجره‌های زمانی مورد استفاده برای جفت ایستگاه مورد نظر (BST-HRS) نشان می‌دهد. با توجه به این شکل، منحنی نسبت سیگنال به نوفه به دست آمده با رابطه‌ی نمایی  $SNR = At^{1/n}$  به خوبی قابل برازش است (بنسن و همکاران، ۲۰۰۷). مقادیر  $A$  و  $n$  برای این جفت ایستگاه به ترتیب دارای مقادیر  $8/8$  و  $5/5$  هستند. تعیین توابع گرین تجربی با استفاده از این روش را اصطلاحاً روش  $C^1$  می‌نامند. با استفاده از روش  $C^1$ ، توابع گرین را می‌توان در فواصل زمانی روزانه و سالیانه تعیین کرد. شکل ۲-ج تابع گرین سالیانه حاصل از روش نوفه لرزه‌ای محیطی ( $C^1$ ) را برای جفت ایستگاه مورد نظر (BST-HRS) نشان می‌دهد.

سطحی و به طول  $3/5$  ثانیه در بازه زمانی ۱-۳ و ۱۴ ثانیه در بازه زمانی ۱۰-۳ ثانیه تعریف می‌شوند (صفرخانی، ۱۳۹۴). با مرتب‌سازی مقادیر جذر میانگین مربع محاسبه شده، منحنی‌های جذر میانگین مربعات (rms-curves) برای تمامی جفت ایستگاه‌های مورد مطالعه به صورت مجزا تهیه و ترسیم می‌شود. تغییر در شیب منحنی جذر میانگین مربعات برابر با تعداد توابع همبسته مورد نیاز برای فرآیند برابشت در جفت ایستگاه مورد نظر خواهد بود (شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۳). در این مطالعه با بررسی منحنی‌های جذر میانگین مربعات برای تمامی جفت ایستگاه‌های مورد مطالعه، مقدار آستانه برابر با ۳۵۰۰ پنجره زمانی (توابع همبسته) در نظر گرفته شده است. منحنی جذر میانگین مربعات برای جفت ایستگاه BST-HRS (فاصله بین ایستگاهی ۷۰ کیلومتر) در بازه زمانی ۱۰-۳ ثانیه در شکل ۲-الف نشان داده شده است.



شکل ۲. الف: منحنی جذر میانگین مربعات؛ ب: نسبت سیگنال به نوفه حاصل از برابشت جذر میانگین مربعات بر حسب تعداد پنجره‌های شرکت‌کننده در برابشت. ج: تابع گرین سالیانه حاصل از روش  $C^1$ ، برای جفت ایستگاه BST-HRS (فاصله بین ایستگاهی ۷۰ کیلومتر) در بازه ۱۰-۳ ثانیه.

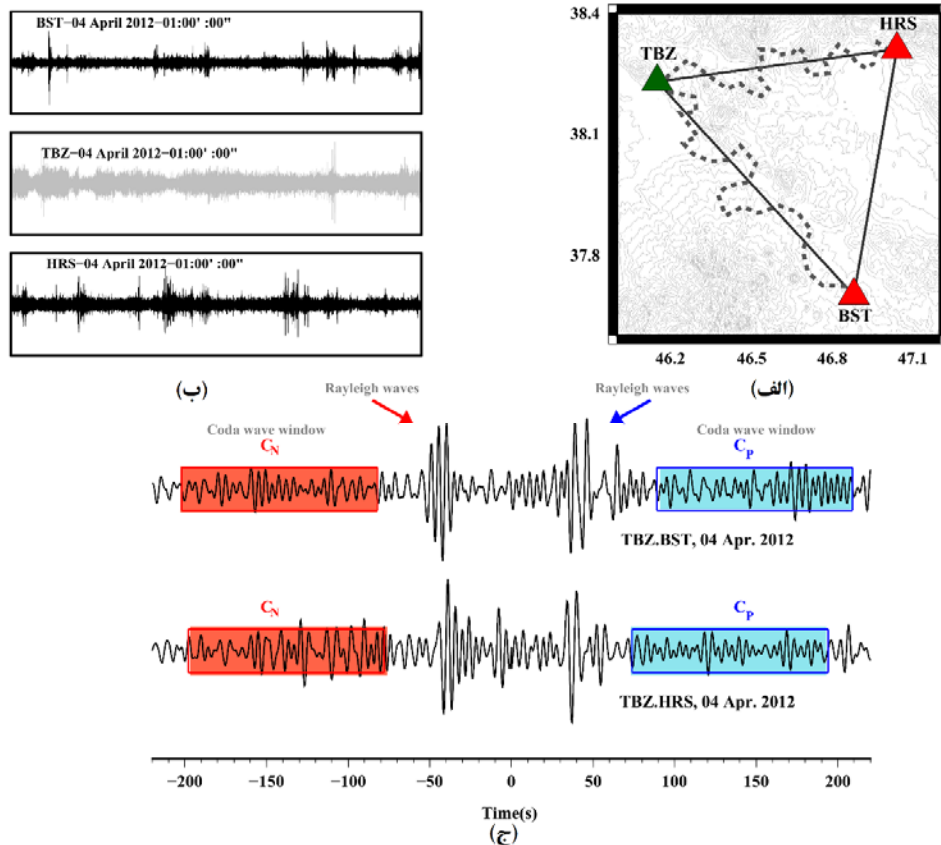
۳-۲. تعیین پنجره امواج کدا (روش  $C^3$ )

در روش  $C^3$  برای تعیین توابع گرین تجربی بین ایستگاهی، کلیه مراحل (شامل آماده‌سازی، همبسته‌سازی، برانباشت) مشابه با روش  $C^1$ ، برای سه ایستگاه به کار برده می‌شود. در این روش، ایستگاه سوم به‌عنوان ایستگاه مرجع (reference station) شناخته شده و با فرض قرار گرفتن چشمه در محل ایستگاه مرجع، پاسخ مربوط به ایستگاه سوم، توسط دو ایستگاه دیگر ثبت می‌شود (استحلی و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین در روش  $C^3$ ، پنجره سیگنال امواج کدا، با فاصله گرفتن از زمان رسید امواج ریلی (Rayleigh waves) از سیگنال توابع همبسته نوفه لرزه‌ای ( $C^1$ ) مشخص می‌گردد. شکل ۳ به صورت شماتیک، اساس روش  $C^3$  را شرح می‌دهد. با توجه به شکل ۳-الف، ایستگاه مرجع (TBZ) به رنگ سبز نشان داده شده است. همچنین مسیر انتشار سیگنال‌های فرضی نوفه بین ایستگاهی و امواج کدای فرضی به ترتیب با رنگ‌های خاکستری-تیره و خط‌چین خاکستری-روشن در شکل ۳-الف نشان داده شده است. با اجرای روش  $C^1$ ، توابع گرین بین جفت ایستگاه‌های TBZ-BST به فاصله ۸۸ کیلومتر و TBZ-HRS به فاصله ۷۸ کیلومتر (برای سیگنال‌هایی با مسیر انتشار خاکستری-تیره رنگ (شکل ۳-الف) حاصل می‌گردد. شکل ۳ نگاشت اولیه ثبت شده در روز ۰۴ آوریل ۲۰۱۲ را برای سه ایستگاه به ترتیب BST (بالا)، TBZ (وسط، ایستگاه مرجع) و HRS (پایین) نشان می‌دهد. نگاشت ثبت شده توسط ایستگاه مرجع به رنگ خاکستری نشان داده شده است. سیگنال‌های توابع گرین تجربی (توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی) میان ایستگاه مرجع (TBZ)، با هر یک از ایستگاه‌های مورد نظر به روش  $C^1$  در شکل ۳-ج نشان داده شده است. بنابراین در این مطالعه، برای تعیین پنجره امواج کدا، ابتدا توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی میان تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه با ایستگاه مرجع محاسبه می‌گردد. مطالعات استحلی و همکاران (۲۰۰۸) نشان داد که زمان شروع پنجره کدا، در فاصله دو برابری

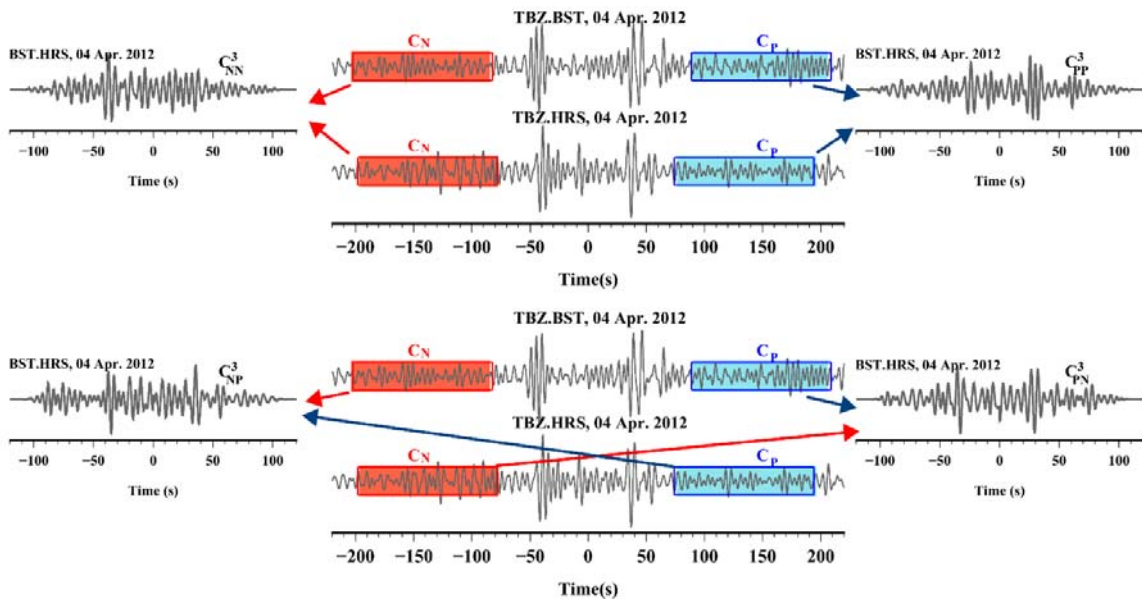
زمان رسید امواج ریلی در امتداد توابع همبسته حاصل از نوفه لرزه‌ای محیطی در نظر گرفته می‌شود (شکل ۳-ج). همچنین مطالعات صفرخانی (۱۳۹۴) در گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که امواج کدا با پنجره‌های زمانی به طول ۱۲۰ ثانیه، منجر به تعیین تابع گرین با بیشینه نسبت سیگنال به نوفه در مقایسه با سایر طول‌های زمانی پنجره امواج کدا می‌شود. همچنین موقعیت پنجره کدا در مقایسه با موقعیت پنجره امواج مستقیم ریلی، در این شکل با رنگ‌های آبی و قرمز مشخص شده است.

با توجه به شکل ۳-ج در روش  $C^1$ ، توابع همبستگی حاصل از نوفه لرزه‌ای محیطی دارای قسمت‌های مثبت (علی؛ positive lag) و منفی (پادعلی؛ negative lag) هستند. پنجره‌های کدا در دو قسمت مثبت و منفی آن توابع به صورت مجزا انتخاب می‌شود. در این مطالعه، پنجره امواج کدا در بخش تأخیر زمان مثبت توابع همبسته، به اختصار با نماد  $C_p$  (پنجره آبی‌رنگ) و در قسمت تأخیر زمان منفی با  $C_N$  (پنجره قرمز رنگ) نام گذاری شده‌اند (شکل ۳-ج).

به‌عنوان مثال برای بازسازی تابع گرین تجربی میان جفت ایستگاه BST-HRS، پنجره‌های امواج کدا بر روی توابع همبسته حاصل از روش  $C^1$  میان جفت ایستگاه‌های TBZ-BST و TBZ-HRS (ایستگاه TBZ به‌عنوان ایستگاه مرجع) تعیین شده و سپس این پنجره‌های امواج کدا با یکدیگر همبسته می‌گردند. نتایج حاصل از فرآیند همبسته‌سازی پنجره‌های امواج کدا در روش  $C^3$ ، چهار نوع توابع همبسته خواهند بود که به اختصار  $C_{PP}^3$ ،  $C_{NP}^3$ ،  $C_{PN}^3$  و  $C_{NN}^3$  نام گذاری شده‌اند (استحلی و همکاران، ۲۰۰۸). مراحل تعیین این چهار نوع توابع همبسته به روش  $C^3$ ، در شکل ۴ نشان داده شده است. با توجه به این شکل، با همبسته‌سازی امواج کدا حاصل از بخش‌های مثبت تأخیر زمان توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی،  $C_{PP}^3$  و برای قسمت‌های تأخیر زمان منفی  $C_{NN}^3$  ایجاد می‌شود. همچنین همبسته‌سازی قسمت‌های مثبت با قسمت زمان معکوس منفی  $C_{PN}^3$  و قسمت زمان معکوس منفی با زمان مثبت  $C_{NP}^3$  را نتیجه می‌دهد.



شکل ۳. الف: طرح‌واره‌ای از روش کدای نوبه لرزه‌ای محیطی ( $C^3$ ) در این تصویر سیگنال نوبه فرضی (خطوط خاکستری-تیره) و سیگنال کدای فرضی (خط‌چین خاکستری-روشن) نمایش داده شده است. ایستگاه TBZ (سبز رنگ) به عنوان ایستگاه مرجع و BST-HRS جفت ایستگاه مورد نظر است. ب: نمایشی از داده اولیه ثبت‌شده در ۰۴ آوریل ۲۰۱۲ (ساعت ۱ بامداد) توسط ایستگاه BST (بالا)، TBZ (ایستگاه مرجع، وسط)، HRS (پایین)، نگاشت ثبت‌شده توسط ایستگاه مرجع با رنگ خاکستری نشان داده شده است. ج: نمایشی از تعداد پنجره‌های امواج کدا در قسمت‌های تأخیر زمان مثبت و منفی توابع همبسته نوبه لرزه‌ای محیطی حاصل از روش نوبه لرزه‌ای محیطی میان جفت ایستگاه TBZ-BST (فاصله بین ایستگاهی ۸۸ کیلومتر) و TBZ-HRS (فاصله بین ایستگاهی ۷۸ کیلومتر). پنجره‌های امواج کدا در فاصله دو برابر زمان رسید امواج ریلی قرار گرفته‌اند. پنجره در قسمت تأخیر زمان مثبت به اختصار با نماد  $C_P$  و در قسمت تأخیر زمان منفی با نماد  $C_N$  نشان داده شده است.



شکل ۴. نمایشی از توابع همبسته حاصل از روش  $C^3$  با همبسته‌سازی پنجره‌های امواج کدا در قسمت تأخیر زمان مثبت-مثبت ( $C_{PP}^3$ ، منفی-منفی)  $C_{NN}^3$ ، مثبت-منفی ( $C_{NP}^3$ )، منفی-مثبت ( $C_{PN}^3$ ) حاصل می‌گردد. در این شکل، ایستگاه TBZ به عنوان ایستگاه مرجع در نظر گرفته شده است و تابع گرین تجربی میان جفت ایستگاه BST-HRS در حال بررسی است.

در این مطالعه تعیین پنجره امواج کدا از سه گروه متمایز توابع همبسته نوبه لرزه‌ای محیطی انجام می‌شود.

### ۳-۲-۱. تعیین پنجره امواج کدا با استفاده از داده‌های خام اولیه

در این روش پس از آماده‌سازی داده‌های اولیه و اعمال فرآیند همبسته‌سازی (روش  $C^1$ )، پنجره امواج کدا به طول ۱۲۰ ثانیه تعیین می‌شود. نمایشی از این حالت در شکل ۳ نشان داده شده است. با توجه به فقدان داده‌های اولیه ثبت‌شده در برخی از ساعات روز، عملیات آماده‌سازی داده‌های اولیه، فرآیند همبسته‌سازی و تعیین پنجره امواج کدا برای زمان‌های مشترک ثبتي میان سه ایستگاه انجام می‌گیرد. بدین ترتیب در این نوع از گزینش پنجره کدا، حجم داده‌های پردازشی در مقایسه با روش نوبه لرزه‌ای محیطی (روش  $C^1$ )، کاهش چشمگیری می‌یابد. به عنوان مثال، برای بازسازی تابع گرین تجربی میان جفت ایستگاه BST-HRS (شکل ۲-ج)، تعداد توابع همبسته از ۵۶۰۰۰ به ۳۲۰۰۰ کاهش می‌یابد (جدول ۱).

### ۳-۲-۲. تعیین پنجره امواج کدا از توابع همبسته شرکت‌کننده در برانباشت جذر میانگین مربعات

در این گزینش از پنجره امواج کدا میان جفت ایستگاه‌های مورد مطالعه، تنها از توابع همبسته شرکت‌کننده در فرآیند برانباشت برای تعیین توابع گرین به روش  $C^1$  استفاده شده است. با توجه به آنکه

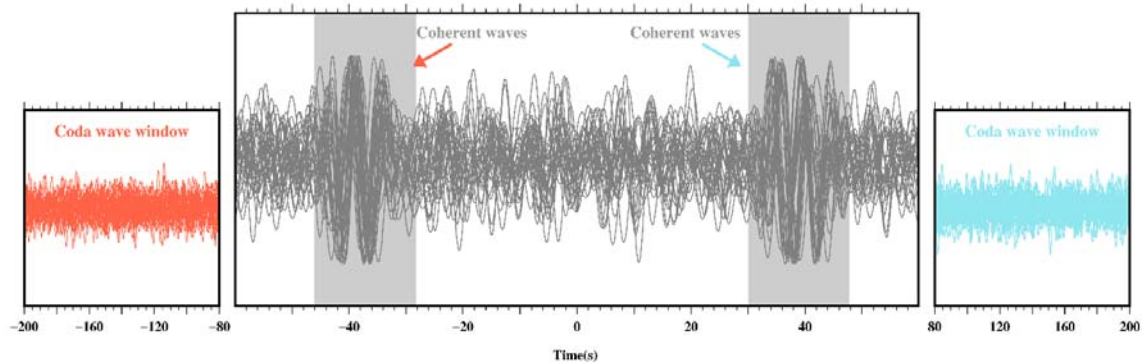
توابع همبسته شرکت‌کننده در فرآیند برانباشت (در روش  $C^1$ )، در جفت ایستگاه‌های مورد نظر (دارای بیشترین همدوسی (در مقایسه با سایر توابع همبسته) و همچنین بیشترین مقدار جذر میانگین مربعات در میان تمامی توابع همبسته نوبه لرزه‌ای به‌دست‌آمده از نگاشت‌های پیوسته موجود میان جفت ایستگاه‌های مورد مطالعه هستند، برای بازسازی توابع گرین تجربی به روش  $C^3$ ، پنجره امواج کدا تنها از توابع همبسته نوبه لرزه‌ای محیطی استفاده شده در برانباشت جذر میانگین مربعات (سیگنال‌های همدوس؛ روش  $C^1$ ) گزینش می‌شوند.

به‌طور متوسط برای هر جفت ایستگاه، تعداد تقریباً ۱۷۰۰ تابع همبسته شده (دارای بیشترین مقدار همدوسی) در فرآیند برانباشت به روش جذر میانگین مربعات در روش  $C^1$  استفاده می‌شود. به عنوان مثال شکل موج تعدادی از این توابع همبسته (روش  $C^1$ ) برای جفت ایستگاه‌های TBZ-HRS در شکل ۵ نشان داده شده است. ناحیه خاکستری‌رنگ در این تصویر، بیشترین میزان همدوسی (زمان‌رسید مد پایه امواج ریلی (Rayleigh waves fundamental mode)) را نشان می‌دهد. موقعیت پنجره امواج کدا در بخش‌های مثبت و منفی این دسته از توابع همبسته با پنجره‌های آبی و قرمز رنگ در این تصویر، نشان داده شده است. بنابراین تعداد کل پردازش‌ها (توابع همبسته به روش  $C^3$ ) برای یک جفت ایستگاه  $1700^2 \times 4$  است (جدول ۱).

جدول ۱. تعداد توابع همبسته حاصل از روش  $C^1$  و سه حالت در روش  $C^3$  و زمان تقریبی پردازش آنان برای جفت ایستگاه BST-HRS (فاصله بین ایستگاهی ۷۰ کیلومتر) نشان می‌دهد.

| روش   | تعداد کل توابع همبسته | زمان مورد پردازش |
|---|-----------------------|------------------|
| $C^1$   | ۵۶۰۰۰                 | ۱۸۰ دقیقه        |
| داده خام اولیه (گزینش نوع اول) $C^3$                      | ۳۲۰۰۰                 | ۹۰ دقیقه         |
| توابع همبسته شرکت‌کننده در برانباشت (گزینش نوع دوم) $C^3$ | $1700^2 \times 4$     | ۱۴۴۰ دقیقه       |
| توابع گرین روزانه (گزینش نوع سوم) $C^3$                   | $365^2 \times 4$      | ۵۴۰ دقیقه        |



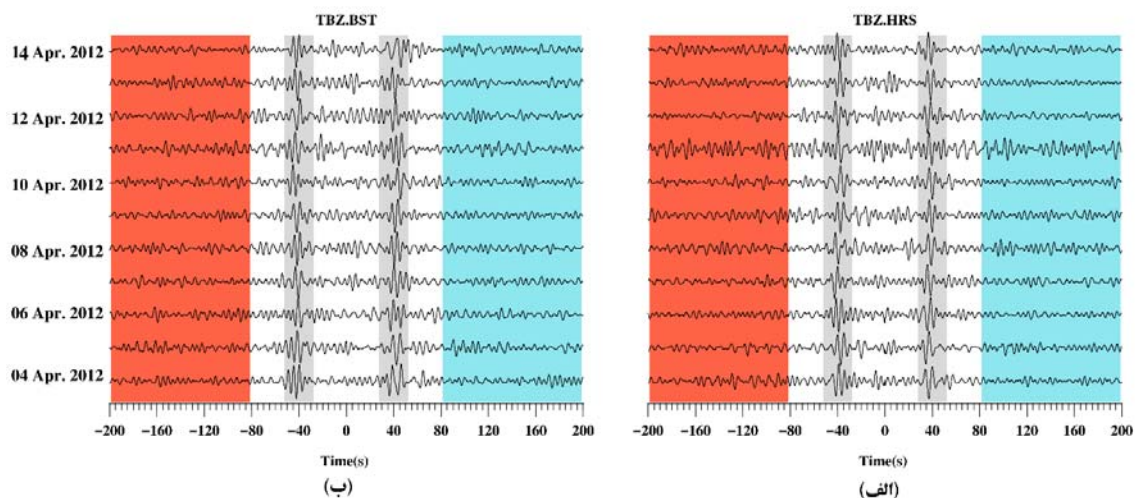


شکل ۵. نمایشی از ۳۰ تابع همبسته شرکت‌کننده در برانباشت جذرمیانگین مربعات در روش  $C^1$ ، برای جفت ایستگاه TBZ-HRS (فاصله بین ایستگاهی ۷۸ کیلومتر). زمان رسید مد پایه امواج ریلی (بخش‌های همدوس) توسط سایه خاکستری رنگ نشان داده شده است. موقعیت پنجره امواج کدا در بخش مثبت (آبی) و منفی (قرمز) این دسته از توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی جداگانه نمایان است.

شده است. سایه خاکستری رنگ، پنجره انتظاری امواج سطحی برای این سیگنال‌ها و سایه‌های آبی و قرمز رنگ، موقعیت پنجره کدا را در بخش‌های تأخیر زمان مثبت و منفی نشان می‌دهد. با توجه به تعداد توابع گرین تجربی روزانه به ازای ۳۶۵ روز سال (با فرض ثبت کامل روزانه داده در طول یک سال) و پنجره امواج کدا در بخش‌های تأخیر زمان مثبت و منفی، تعداد کل پردازش‌ها (توابع همبسته به روش  $C^3$ )،  $4 \times 365^2$  است (جدول ۱).

### ۳-۲-۳. تعیین پنجره کدا از توابع گرین روزانه

در این گزینش، امواج کدا از توابع گرین روزانه حاصل از روش نوفه لرزه‌ای محیطی ( $C^1$ )، تعیین می‌شوند. به عبارتی ابتدا توابع گرین (برای جفت ایستگاه مورد نظر) به صورت روزانه و با استفاده از روش  $C^1$  محاسبه می‌شوند. سپس پنجره کدا برای این توابع همبسته (گرین) روزانه مشخص می‌گردد. در شکل ۶، تعدادی از توابع گرین روزانه به دست آمده از روش  $C^1$ ، برای جفت ایستگاه TBZ-HRS (شکل ۶-الف) و TBZ-BST (شکل ۶-ب) در بازه زمانی ۱۰-۳ ثانیه، نشان داده

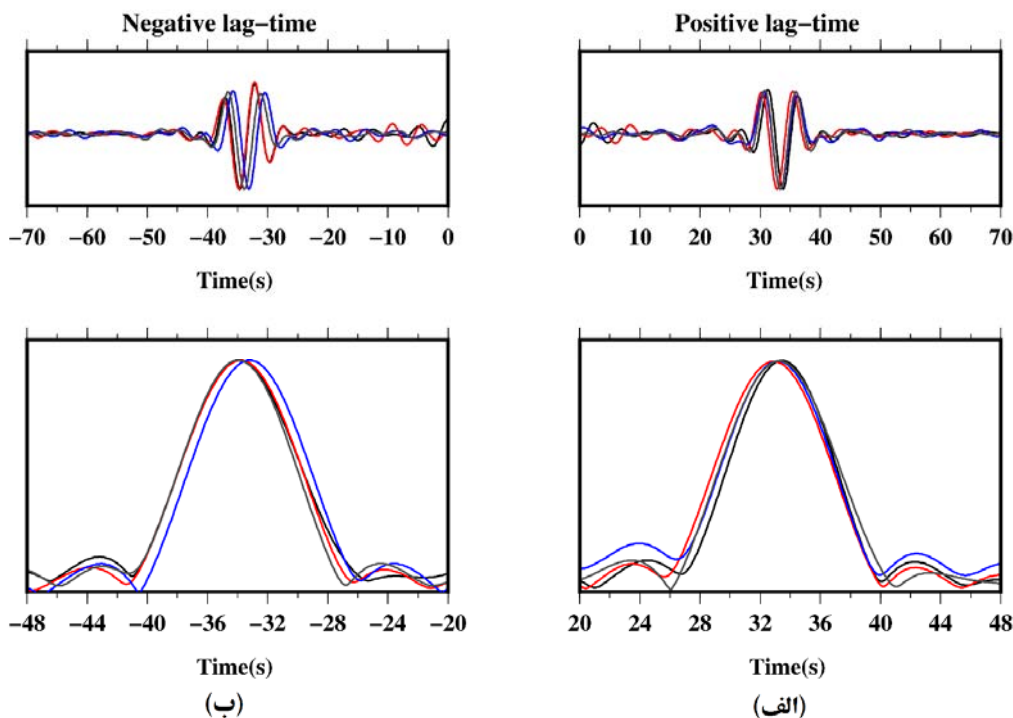


شکل ۶. توابع گرین روزانه (۴ آوریل-۱۴ آوریل ۲۰۱۲) حاصل از روش  $C^1$  میان جفت ایستگاه؛ الف: TBZ-HRS (فاصله بین ایستگاهی ۷۸ کیلومتر). ب: TBZ-BST (فاصله بین ایستگاهی ۸۸ کیلومتر) در بازه زمانی ۱۰-۳ ثانیه.

## ۴. بحث

در مطالعات خردلرزه‌ها، میدان موج پراکنده، از توزیع چشمه‌ها یا توسط پراکنش امواج لرزه‌ای در محیط ایجاد می‌گردد (لبکیس و ویور، ۲۰۰۱؛ اشنایدر، ۲۰۰۴). از سوی دیگر توزیع ناهمسانگرد چشمه‌ها بخش امواج سطحی توابع گرین تجربی را به‌طور کامل بازسازی نخواهد کرد (یائو و همکاران، ۲۰۰۶). بدین ترتیب، زمان‌رسید برآوردی از توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی تحت تأثیر توزیع چشمه‌ها قرار خواهد گرفت (فرانت و همکاران، ۲۰۱۱؛ ویور و همکاران، ۲۰۰۹). در این مطالعه، با استفاده از امواج کدای پراکنده، مد پایه امواج ریلی توابع گرین تجربی به دو روش  $C^1$  و  $C^3$  در بازه تناوبی ۱-۳ و ۳-۱۰ ثانیه در منطقه آذربایجان تعیین شده است. بدین ترتیب در روش  $C^3$ ، برای بازسازی مد پایه امواج ریلی توابع گرین تجربی میان تمامی جفت ایستگاه‌های ممکن در منطقه مورد مطالعه، سه نوع مجزا از پنجره امواج کدا از توابع همبسته نوفه لرزه‌ای محیطی ( $C^1$ ) میان ایستگاه‌ها با ایستگاه مرجع (ایستگاه TBZ) تعیین شده است. برای تعیین توابع همبسته

$C^3$ ، فرآیند همبسته‌سازی پنجره‌های امواج کدا برای جفت ایستگاه‌های اولیه انجام شد. در ادامه برای تعیین توابع گرین به روش  $C^3$ ، توابع همبسته امواج کدا، به روش جذر میانگین مربعات برانباشت شد. شکل ۷ تابع گرین تجربی به‌دست‌آمده از نوفه لرزه‌ای محیطی ( $C^1$ ) و توابع گرین حاصل از امواج کدای پراکنده ( $C^3$ ) با سه نوع پنجره کدای متفاوت را برای جفت ایستگاه BST-HRS و در بازه زمانی ۱۰-۳ ثانیه نشان می‌دهد. برای مشاهده دقیق‌تر تفاوت سیگنال‌های بازسازی‌شده ( $C^1$  و انواع  $C^3$ ) و همچنین اختلاف زمان‌رسید بیشینه انرژی ورودی در هر یک از سیگنال‌های مورد نظر، نمایش هم‌زمان این سیگنال‌ها به همراه پوش دامنه سیگنال در بخش تأخیر زمان مثبت (شکل ۷-الف) و منفی (شکل ۷-ب) به صورت مجزا نشان داده شده است. با توجه به توابع گرین تجربی حاصل از سه نوع متمایز توابع همبسته کدا (روش  $C^3$ )، با تابع گرین حاصل از روش نوفه لرزه‌ای محیطی (روش  $C^1$ )، سیگنال بهینه در جهت بازسازی توابع گرین تجربی میان تمامی جفت ایستگاه‌های ممکن، تعیین می‌شوند.



شکل ۷. توابع گرین تجربی حاصل از روش نوفه لرزه‌ای محیطی (سیگنال سیاه رنگ) و روش امواج کدا (در سه حالت ۱-۲-۳ (سیگنال خاکستری)، ۲-۳ (سیگنال قرمز)، ۳-۲-۳ (سیگنال آبی))، در بازه زمانی ۱۰-۳ ثانیه و برای جفت ایستگاه BST-HRS به فاصله ۷۰ کیلومتر به همراه پوش دامنه سیگنال‌ها در (الف) تأخیر زمان مثبت و (ب) تأخیر زمان منفی.

برقرار خواهد بود. بدیهی است اگر مقدار مطلق ضریب همبستگی متقابل ( $R$ )، به عدد یک نزدیک باشد، نشان‌دهنده شباهت حداکثری دو سیگنال مورد نظر به یکدیگر خواهد بود. مقادیر به دست آمده از این مقایسه در جدول ۲ به تفکیک بیان شده است. با توجه به مقادیر این جدول، زمان رسید مد پایه امواج ریلی تابع گرین حاصل از روش  $C^1$  برابر با  $۳۳/۵$  ثانیه در تأخیر زمان مثبت و  $۳۳/۹$  ثانیه در تأخیر زمان منفی است. میزان انحراف معیار استاندارد ناشی از اختلاف زمان رسید در سیگنال‌های به دست آمده در بخش‌های تأخیر زمان مثبت و منفی در جدول ۲ مشخص شده است. این مقادیر، کمترین خطای زمانی را برای سیگنال به روش  $C^3$  با پنجره کدای خام اولیه نشان می‌دهد. از طرفی جدول ۱ (زمان پردازش‌ها) برای این سیگنال، زمان پردازشی کمتر را نشان می‌دهد که به لحاظ اقتصادی- زمانی بسیار مفیدتر خواهد بود.

برای این مقایسه، مقدار شباهت سیگنال‌های حاصل و همچنین زمان رسید امواج ریلی توابع گرین تجربی (توابع گرین بازسازی‌شده) میان جفت ایستگاه‌های مورد مطالعه، در بخش‌های تأخیر زمان مثبت و منفی بررسی شده است. برای بررسی مقدار شباهت سیگنال‌های حاصله، ضریب همبستگی متقابل به صورت رابطه ۱ تعریف می‌شود:

$$R = \max_j \left( \frac{\sum_i c_i \bar{c}_{i+j}}{\sum_i c_i \sum_i \bar{c}_i} \right) \quad (1)$$

در این رابطه،  $C$  توابع برانباشت حاصل از سه حالت روش  $C^3$  و  $\bar{C}$  تابع برانباشت حاصل از روش  $C^1$  است. مقادیر به دست آمده از این رابطه همواره،  $-1 \leq R \leq 1$  خواهند بود. بیشترین مقدار در این رابطه، برابر با یک و به ازای دو سیگنال کاملاً یکسان خواهد بود. همچنین مقدار صفر به ازای دو سیگنال غیرمرتبط و مقدار منفی یک نیز به ازای دو سیگنال برابر ولی با علامت مخالف

جدول ۲. مقادیر اختلاف زمان رسید امواج ریلی و ضرایب همبستگی متقابل توابع گرین تجربی، محاسبه شده توسط روش امواج کدا (در سه حالت تعیین پنجره امواج کدا با استفاده از داده‌های خام اولیه، تعیین پنجره امواج کدا از توابع همبسته شرکت‌کننده در برانباشت جذر میانگین مربعات، تعیین پنجره کدا از توابع گرین روزانه) با تابع گرین حاصل از روش نوبه لرزه‌ای محیطی ( $C^1$ ). علامت اختصاری (+) و (-)، بیانگر تأخیر زمان مثبت و تأخیر زمانی منفی می‌باشند.

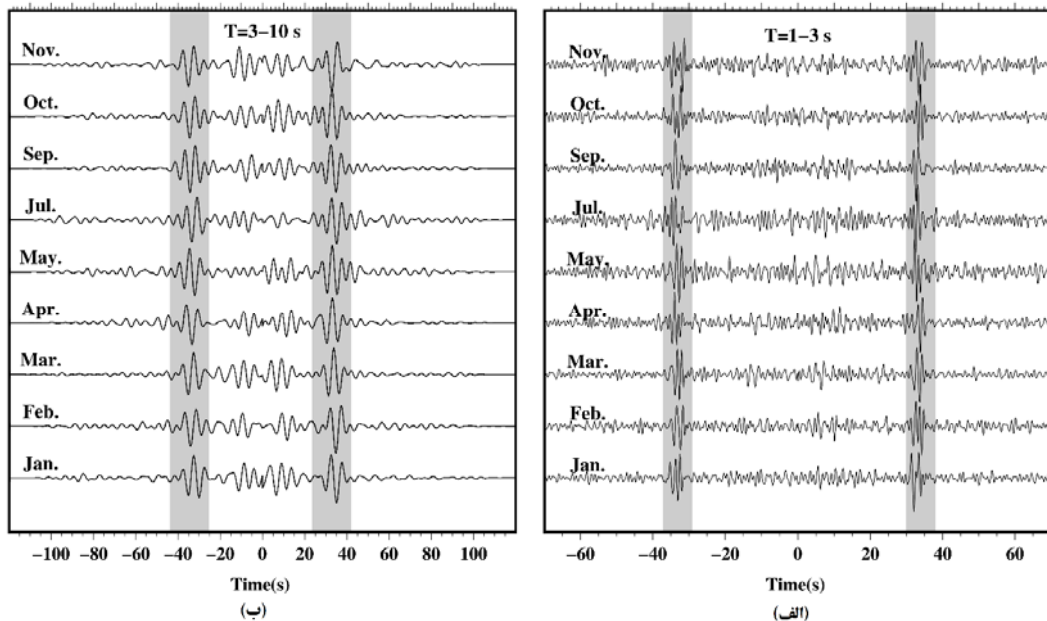
| روش مورد پردازش   | اختلاف زمان رسید امواج ریلی<br>( $\Delta t$ ) (ثانیه) |                            | ضرایب همبستگی متقابل<br>( $R$ ) |                    | انحراف معیار استاندارد |      |      |      |
|-------------------|---|----------------------------|---------------------------------|--------------------|------------------------|------|------|------|
|                   | تأخیر زمان<br>منفی (ثانیه)                            | تأخیر زمان<br>مثبت (ثانیه) | تأخیر زمان<br>منفی              | تأخیر زمان<br>مثبت | ( $\Delta t$ ) (ثانیه) |      | (R)  |      |
|                   |   |                            |                                 |                    | -                      | +    | -    | +    |
| $C^1$             | $۳۳/۹ \pm ۰/۰$  | $۳۳/۵ \pm ۰/۰$             | ۱                               | ۱                  |                        |      |      |      |
| $C^3$ (بخش ۱-۲-۳) | $۳۳/۹ \pm ۰/۱$  | $۳۳/۵ \pm ۰/۲$             | ۰/۹۹                            | ۰/۹۹               |                        |      |      |      |
| $C^3$ (بخش ۲-۳)   | $۳۳/۹ \pm ۰/۱$  | $۳۳/۵ \pm ۰/۶$             | ۰/۹۴                            | ۰/۹۹               | ۰/۳۵                   | ۰/۲۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ |
| $C^3$ (بخش ۳-۲-۳) | $۳۳/۹ \pm ۰/۷$  | $۳۳/۵ \pm ۰/۳$             | ۰/۹۶                            | ۰/۹۶               |                        |      |      |      |

شده است. در این شکل خط چین، زمان رسید امواج ریلی را در بخش تأخیر زمانی مثبت و منفی نشان می‌دهد.

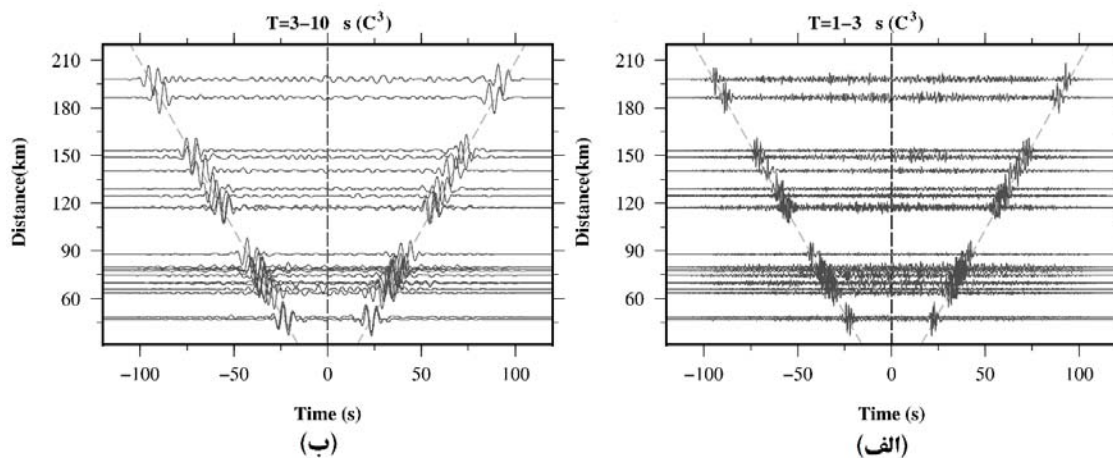
انحراف معیار استاندارد ناشی از اختلاف زمان رسید نسبت به سیگنال حاصل از روش  $C^1$ ، برای تمامی جفت ایستگاه‌های مورد مطالعه، به همراه سرعت میانگین امواج ریلی در بخش‌های تأخیر زمانی مثبت و منفی برای بازه‌های زمانی مورد مطالعه در جدول ۳ نشان داده شده است. جدول ۳، سرعت امواج ریلی را برابر با  $2/09 \pm 0/04$  کیلومتر بر ثانیه در گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد.

در این مطالعه، توابع گرین تجربی با استفاده از روش  $C^3$  در بازه‌های زمانی ماهیانه و سالیانه بررسی شده‌اند. شکل ۸ توابع گرین ماهیانه را برای جفت ایستگاه BST-HRS (ایستگاه TBZ ایستگاه مرجع) در بازه زمانی ۱-۳ (شکل ۸-الف) و ۳-۱۰ (شکل ۸-ب) ثانیه نشان می‌دهد. با توجه به این شکل، جهت‌یافتگی در شکل موج‌های ماهیانه در هر دو بازه زمانی مشاهده نمی‌شود.

همچنین توابع گرین تجربی به دست آمده حاصل از روش امواج کدای پراکنده ( $C^3$ ) برای تمامی جفت ایستگاه‌های مورد مطالعه بر حسب فاصله برای بازه زمانی ۱-۳ و ۳-۱۰ ثانیه در شکل ۹ نشان داده



شکل ۸. توابع گرین یک‌ماهه حاصل از روش  $C^3$ ، برای بازه زمانی (الف) ۱-۳ ثانیه، (ب) ۳-۱۰ ثانیه مربوط به جفت ایستگاه BST-HRS به فاصله ۷۰ کیلومتر.



شکل ۹. نمایشی از توابع گرین تجربی حاصل از روش امواج کدا ( $C^3$ ) بر حسب فاصله برای تمامی جفت ایستگاه‌های مورد مطالعه در بازه‌های زمانی الف: ۱-۳ و ب: ۳-۱۰ ثانیه. سرعت ظاهری امواج ریلی توسط خط چین در بخش‌های تأخیر زمان مثبت و منفی نشان داده شده است.

نوبه لرزه‌ای محیطی شرکت کننده در روش کدای نوبه لرزه‌ای محیطی (جدول ۲)، تفاوت میان آنها بسیار ناچیز است. از این رو از گزینش پنجره کدا از داده‌های اولیه برای تعیین توابع گرین تجربی میان تمامی ایستگاه‌های ممکن، استفاده شده است. از مهم‌ترین دلایل این انتخاب، می‌توان به صرف هزینه و زمان پردازش بسیار کوتاه‌تر برای رسیدن به نتایج مطلوب اشاره کرد (جدول ۱).

توابع گرین تجربی به دست آمده از این روش ( $C^3$ )، عدم وابستگی به توزیع فضایی چشمه‌های نوبه لرزه‌ای محیطی و وابستگی به هندسه شبکه ایستگاهی مورد مطالعه (ایستگاه مرجع) را نشان می‌دهد. بدین ترتیب دو عامل پراکندگی امواج و توزیع فضایی شبکه مورد مطالعه، نتایج را به توابع گرین دو طرفه، نزدیک‌تر می‌سازد. توابع گرین تجربی حاصل از این روش ( $C^3$ ) در مقایسه با روش  $C^1$  می‌تواند دقت نتایج مطالعات دیگری همچون توموگرافی، تصویربرداری و ... را بهبود ببخشد.

#### تشکر و قدردانی

در این مطالعه از داده‌های پیوسته مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شده است. نگارندگان از جناب آقای دکتر شمالی (عضو هیأت علمی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران)، داوران گرامی و سردبیر محترم برای ارائه دیدگاه‌ها و پیشنهادهای بسیار مفید و مؤثر، کمال تشکر و امتنان را دارند. این توضیح نیز ضرورت دارد که شکل‌ها با استفاده از برنامه GMT (Generic Mapping Tools; [www.soest.hawaii.edu/gmt](http://www.soest.hawaii.edu/gmt)) نسخه ۴.۲.۱ (وسل و اسمیت، ۱۹۹۸) رسم شده است.

#### مراجع

صفرخانی، م. ، ۱۳۹۴، برآورد توابع گرین بهینه و بررسی جهت‌یافتگی آنها در گستره آذربایجان، ایران با استفاده از نوبه‌های لرزه‌ای محیطی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد در رشته زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۷۱-۸۱.

جدول ۳. مقدار میانگین سرعت امواج ریلی برای تمامی جفت ایستگاه‌ها و انحراف معیار استاندارد حاصل از امواج کدا برای تمامی جفت ایستگاه‌ها در بازه زمانی ۱-۳ و ۱۰-۳ ثانیه.

| بازه زمانی | سرعت امواج ریلی (کیلومتر بر ثانیه) |                                    |
|------------|------------------------------------|------------------------------------|
|            | تأخیر زمان منفی (کیلومتر بر ثانیه) | تأخیر زمان مثبت (کیلومتر بر ثانیه) |
| ۱-۳ ثانیه  | $2/09 \pm 0/04$                    | $2/09 \pm 0/04$                    |
| ۱۰-۳ ثانیه | $2/08 \pm 0/04$                    | $2/10 \pm 0/04$                    |

#### ۵. نتیجه‌گیری

در این مطالعه نشان دادیم که بازسازی توابع گرین تجربی از همبسته‌سازی کدای توابع همبسته نوبه لرزه‌ای محیطی امکان‌پذیر است. با توجه به نتایج جدول ۲، انحراف معیار استاندارد ناشی از اختلاف زمان رسید برآوردی امواج ریلی در هر دو روش نوبه لرزه‌ای محیطی ( $C^1$ ) و کدای نوبه لرزه‌ای محیطی ( $C^3$ ) در بخش‌های تأخیر زمان مثبت و منفی برابر با ۰/۲۱ و ۰/۳۵ ثانیه (خطای سرعت معادل با ۰/۰۲ کیلومتر بر ثانیه، در تأخیر زمان مثبت و منفی) است. همچنین میانگین ضرایب همبستگی متقابل میان سیگنال‌های حاصل از دو روش برابر با ۰/۹۸ در بخش تأخیر زمان مثبت و ۰/۹۶ در بخش تأخیر زمان منفی است. توافق میان زمان رسید موج ریلی در هر دو روش و همچنین شکل موج‌های مشابه نشان‌دهنده امکان‌پذیری بازسازی توابع گرین تجربی از روش کدای نوبه لرزه‌ای محیطی ( $C^3$ ) در گستره مورد مطالعه است. بر این اساس بخش امواج سطحی توابع گرین تجربی با استفاده از این روش ( $C^3$ ) تعیین گردیده است. همچنین این موضوع نشان می‌دهد که توابع همبسته نوبه لرزه‌ای محیطی به صورت مجزا شامل بخش‌های متفاوت توابع گرین تجربی از جمله امواج کدای پراکنده هستند. با توجه به طول کوتاه‌تر پنجره امواج کدا (۱۲۰ ثانیه)، در مقایسه با طول پنجره‌های زمانی در روش نوبه لرزه‌ای محیطی (۱۰ دقیقه)، نتایج حاصل از همبسته‌سازی کدای نوبه لرزه‌ای محیطی سریع‌تر، توابع گرین تجربی را نتیجه می‌دهد. همچنین با مقایسه نتایج سه نوع متفاوت توابع همبسته

- Aki, K. and Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology: theory and methods, W. H. Freeman, San Francisco.
- 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.
- Berger, J., Davis, P. and Ekström, G., 2004, Ambient Earth noise: A survey of the Global Seismographic Network, *J. Geophys. Res.*, 109, B11307, doi:10.1029/2004JB003408.
- Boué, P., Poli, P., Campillo, M. and Roux, P., 2014, Reverberations, coda wave and ambient noise: Correlations at the global scale and retrieval of the deep phases, *Phys. Earth Planet. In.*, 391, 137–145.
- Campillo, M. and Paul, A., 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299(5606), 547–549.
- Cho, K. H., Herrmann, R. B., Ammon, C. J. and Lee, K., 2007, Imaging the upper crust of the Korean peninsula by surface-wave tomography, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, 198–207.
- Duvall, T. L., Jefferies, S. M., Harvey, J. W. and Pomerantz, M. A., 1993, Time distance helioseismology, *Nature*, 362, 430–432.
- Froment, B., Campillo, M. and Roux, P., 2011, Reconstructing the Green's function through iteration of correlations C. R. Geoscience this issue; DOI:10.1016/j.crte.2011.03.001.
- Garnier, J., Papanicolaou, G., 2009, Passive sensor imaging using cross-correlations of noisy signals in a scattering medium, *SIAM Journal on Imaging Sciences*, 2(2), 396–437.
- Gorin, T., Seligman, T. H. and Wear, R. L., 2006, Scattering fidelity in elastodynamics, *Physical Rev. E.*, 73, 015202.
- Gouédard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin de Verdière, Y., Larose, E., Margerin, L., Roux, P., Sanchez-Sesma, F. J., Shapiro, N. M. and Weaver, R. L., 2008, Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications, *Geophys. Prospect.*, 56(3), 375–393.
- Gutenberg, B., 1936, On microseisms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 26, 111–117.
- Hasselmann, K., 1963, A statistical analysis of the generation of microseisms, *Rev. Geophys.*, 1(2):177–210.
- Landes, M., Hubans, F., Shapiro, N. M., Paul, A. and Campillo, M., 2010, Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 115, B05302, doi:10.1029/2009JB006918.
- Lobkis, O. I. and Weaver, R. L., 2001, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, 3011–3017.
- Longuet-Higgins, M. S., 1950, A Theory of the Origin of Microseisms, *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, 243, 1–35.
- Malcolm, A. E., Scales, J. and van Tiggelen, B. A., 2004, Extracting the Green function from diffuse, equipartitioned waves, *Phys. Rev. E*, 70, 015601.
- Margerin, L., Campillo, M., van Tiggelen, B. A. and Hennino, R., 2009, Energy partition of seismic coda waves in layered media: theory and application to Pinyon Flats Observatory, *Geophys. J. Int.*, 177, 571–585.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1998, Seismic source Regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces, *Journal of Earthquake Prediction Res.*, 7, 465–495.
- Obermann, A., Planès, T., Larose, E. and Campillo, M., 2013, Imaging presumptive and corruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 6285–6294.
- Peterson, J., 1993, Observations and modeling of seismic background noise. Open File Report 93-322, U.S. Geological Survey.
- Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D. and Strollo, A., 2009, Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography: *Geophys. J. Int.*, 176, 164–174, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03966.x.
- Poli, P., Campillo, M., Pedersen, H. and the Lapnet Working Group, 2012, Body wave imaging of the Earth's mantle discontinuities from ambient seismic noise, *Science*, 338, 1063–1065.
- Rickett, J. and Claerbout, J., 1999, Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring, *Leading Edge*, 18, 957–960.
- Ritzwoller, M. H., Lin, F. C. and Shen, W., 2011, Ambient noise tomography with a large seismic array, *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8), 558–570.
- Roux, P., Kuperman, W. A. and the NPAL Group, 2004, Extracting coherent wavefronts from acoustic ambient noise in the ocean, *J. Acoust. Soc. Am.*, 116, 1995–2003.
- Roux, P., Sabra, K. G., Kuperman, W. A. and Roux, A., 2005, Ambient noise cross correlation in free space: theoretical approach, *J. Acoust. Soc. Am.*, 117 (1), 79–84.
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A. and Fehler, M. C., 2005, Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03310, doi:10.1029/2004GL021862.
- Shapiro, N. M. and Campillo, M., 2004, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.

- Shapiro, N. M., Campillo, M., Margerin, L., Singh, S. K., Kostoglodov, V. and Pacheco, J., 2000, The energy partitioning and the diffusive character of the seismic coda, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 655–665.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. and Ritzwoller, M. H., 2005, High-resolutionsurface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615–1618.
- Shirzad, T. and Shomali, Z. H., 2013, Shallow crustal structures of the Tehran basin in Iran resolved by ambient noise tomography, *Geophys. J. Int.*, 196, 1162–1176.
- Shirzad, T. and Shomali, Z. H., 2015, Extracting seismic body and Rayleigh waves from the ambient seismic noise using the rms-Stacking Method, *Seismol. Res. Lett.*, 86(1), 173-180.
- Shirzad, T. and Shomali, Z. H., 2016, Short note Extracting stable seismic core phases from ambient seismic noise, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 106(1), doi:10.1785/0120150031.
- 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, no. 6, 1014–1020.
- Shomali, Z. H. and Shirzad, T., 2015, Crustal structure of Damavand volcano, Iran, from ambient noise and earthquake tomography, *J. Seismol.*, 19(1), 191-200.
- 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, doi:10.1103/PhysRevE.69.046610.
- Stehly, L., Campillo, M. and Shapiro, N. M., 2006, A study of the seismic noise from its long- range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, 111, B10306, doi:10.1029/2005JB004237.
- Stehly, L., Campillo, M., Froment, B. and Weaver, R. L., 2008, Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation ( $C^3$ ) of ambient seismic noise, *J. Geophys. Res.*, 113, B11306, doi: 10.1029/2008JB005693.
- Stutzmann, E., Schimmel, M., Patau, G. and Maggi, A., 2009, Global climate imprint on seismic noise, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q11004, doi:10.1029/2009GC002619.
- Van Tighelen, B. A., 2003, Green function retrieval and time-reversal in a disordered world, *Physical Rev. Lett.*, 91, 243904.
- Wapenaar, C. P. A., 2004, Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.*, 95, 254-301.
- Weaver, R., Froment, B. and Campillo, M., 2009, On the correlation of non-isotropically distributed ballistic scalar diffuse waves, *J. Acoust. Soc. Am.*, 126(4), 1817-1826.
- Weaver, R. L. and Lobkis, O. I., 2001, Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies, *Phys. Rev. Lett.*, 87, 134-301, doi:10.1103/PhysRevLett.87.134301.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1998, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU* 79, 579.
- Yao, H., van der Hilst, R. D. and Van de Hoop, M., 2006, Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—I. Phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 166, 732–744.

## Investigation of scattered coda correlation functions from noise correlation functions, in retrieving optimized empirical Green's functions in Azerbaijan Region, Iran

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

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

2. Assistant Professor, Department of Physics, Islamic Azad university Damavand branch, Damavand, Iran

(Received: 02 July 2016, Accepted: 24 Jan 2017)

### Summary

There has been wide interest in ambient seismic noise studies for determining earth's internal structures in the recent years. Ambient seismic noise contains waves with random amplitudes and phases which propagate in all directions (Van-Tighelen, 2003; Gorin et al., 2006). Therefore determining information of waves propagations is possible by extracting coherence signal. This information of propagation path is equal to Green's function (Shapiro et al., 2005; Roux et al., 2005; Sabra et al., 2005). Ambient seismic noise method is applied in various researches such as acoustic, helioseismology, seismology, etc (Duvall et al., 1993; Rickett and Claerbout, 1999; Malcolm et al., 2004; Roux et al., 2004).

The isotropic and random noise source distribution is the basic assumption underlying retrieving empirical Green's functions (hereafter EGFs) using this method (Weaver and Lobkis, 2001; Gouédard et al., 2008). Recent studies surrounding noise sources demonstrate the dominant presence of noise sources in oceanic regions (Stutzmann et al., 2009; Landes et al., 2010). Ambient seismic noise spectra contains two broad spectral peaks, one at the period of 17 s (the primary microseism), and the other at the period of 7 s (the secondary microseism) (e.g., Gutenberg, 1936; Berger et al., 2004).

Regarding the dominant presence of noise sources in oceanic regions and also sharp seasonal variations, noise sources distribution is non isotropic and directive (Stehly et al., 2008). Nevertheless, distribution of noise sources homogenizes when considered over long times (Snieder, 2004).

The randomization of the wavefield is enhanced by the scattering of the seismic waves on the small scale heterogeneity within the Earth (Shapiro and Campillo, 2004). Scattered coda waves, sampled randomly and repeatedly parts of wave propagations, similar to ambient seismic noise (Yao et al., 2006). Therefore scattered coda waves, contain valuable information about propagation properties of the media. Additionally these waves are also independent from distribution of noise sources (Stehly et al., 2008; Froment et al., 2011). Scattered coda waves energy flux, is equipartitioning of ambient seismic noise and are independence from distribution of noise sources (Shapiro et al., 2000; Margerin et al., 2009). Stehly et al. (2008) studies, illustrate that retrieving EGFs is possible from scattered coda waves part of noise correlation functions (hereafter NCFs), which was assigned as  $C^3$  method in brief. The  $C^3$  method is an efficient way, facing poorly oriented station pairs with directional energy flux of ambient seismic noise. Therefore the accuracy of estimating arrival times of the different parts of EGFs is improved by  $C^3$  method in the presence of inhomogeneous noise source distribution (Garnier and Papanicolaou, 2009; Froment et al., 2011).

The purpose of this study is retrieving EGFs by  $C^3$  method in the period bands of 1-3 and 3-10 s in Azerbaijan region. We processed vertical component recording of continuous data from 7 stations which are equipped with short period sensor (Kinometrics SS-1) in Azerbaijan region (Figure 1). We use 1 year (Dec. 2011-Dec. 2012) of recording at these stations which are operated by the Iranian Seismological Center (IRSC) of the University of Tehran. NCFs were determined by preparation of raw data (i.e. removing the mean and trend, decimation, segmenting, time and frequency domain normalization). Rms-stacking method (see Shirzad and Shomali, 2013) was applied for all NCFs calculated for retrieving daily and total EGFs from ambient seismic noise method ( $C^1$ ). In this study, we investigate three types of NCFs including: (a) a coda wave signal window selected from NCFs which was calculated from raw data (b) a coda wave window identified from the subset of NCFs, which contributed to the rms-stacking method (c) a coda wave signal window selected from the subset of NCFs, which was subsequently used in daily EGFs from  $C^1$  method, in retrieving optimized EGFs by  $C^3$  method. We compared two parameters (including correlation coefficients and arrival time of Rayleigh waves fundamental mode) between extracted EGFs from  $C^1$  and  $C^3$  methods. Table 2 shows the results of this investigation. Analysis of this table shows that the standard deviation of the arrival time Rayleigh waves and correlation coefficients are 0.21, 0.98 in positive lag-time and 0.35, 0.96 in negative lag-time respectively. The results showed that all extracted EGFs using three types of coda wave signal windows were significantly similar in character. However, to save time and reduce the amount of calculations, we selected the first case i.e. using NCFs which was calculated from raw data for further processing (see table 1). In the similar way with  $C^1$  method, coda wave windows were stacked with rms-stacking method in monthly and yearly time intervals. Figure 8 shows, the monthly EGFs retrieved by  $C^3$  method which illustrate negligible (no) directionality in the region of study. Yearly (total) EGFs versus interstation distances in the period bands of 1-3 and 3-10 s, were depicted in Figure 9. Arrival time of Rayleigh waves fundamental mode is equal (to  $2.09 \pm 0.04$  (km/s) in the region of study.

**Keywords:** Azerbaijan, Ambient seismic noise, Scattered coda waves, Empirical Green's functions.