

## پردازش نوفه محیطی ابزاری قوی برای تعیین ساختار سرعتی زمین

غلام جوان دولویی (نویسنده مسؤول)، استادیار پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله،  
E-mail: javandoloei@iiees.ac.ir

رامین موقری، دانشجوی کارشناسی ارشد زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

**چکیده:** در این مقاله نوفه محیطی ثبت شده در ایستگاههای لرزه‌نگاری از منظر محتوای فرکانسی، دامنه و منشاء آنها بررسی شده است. در مرحله بعد بررسی مبانی نظری محاسبه تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی بین دو ایستگاه لرزه‌نگاری بر اساس تئوری میدان موج انجام شده است. سپس نوفه محیطی ثبت شده در ایستگاههای لرزه‌نگاری باند پهن بندرعباس، زاهدان، شارخت (قاین)، طبس، نایین، کرمان و چابهار وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای محاسبه تابع همبستگی متقابل دو ایستگاهی استخراج شده است. بررسی توابع همبستگی متقابل محاسبه شده نشان می‌دهد که این توابع متشابه با شکل موجهای سطحی از نوع ریلی است که در مؤلفه قائم لرزه‌نگارهای باند پهن مشاهده می‌شود. با استفاده از تبدیل فوریه گسسته و به روش فرکانس-زمان، آنالیز طیفی امواج سطحی بر روی توابع همبستگی متقابل ناشی از نوفه محیطی انجام شده است. نتایج این فرآیند منحنی‌های پاشیدگی موجهای سطحی ریلی است که تفسیر کیفی آن لایه‌بندی زمین در مسیر دو ایستگاه متوالی را نشان می‌دهد. مقایسه منحنی‌های پاشیدگی ناحیه جنوب شرق کشور با منحنی‌های پاشیدگی مرجع جهانی تا حدود زیادی تطابق دارد. این موضوع، اهمیت و کارایی نوفه محیطی ثبت شده در ایستگاههای لرزه‌نگاری باند پهن برای محاسبه ساختار سرعتی پوسته زمین بر اساس آنالیز طیفی موجهای سطحی را تأیید می‌نماید.

**کلیدواژه‌ها:** نوفه محیطی، تابع همبستگی متقابل، آنالیز طیفی، منحنی پاشیدگی موج سطحی ریلی

### ۱- مقدمه

ایستگاه لرزه‌نگاری را طی یک پروژه مشترک بین‌المللی در شمال غرب ایران اندازه‌گیری نمود که برخی از نتایج پردازش آن در سال ۲۰۰۲ در کتابچه راهنمای بهره‌برداری از ایستگاههای لرزه‌نگاری (NMSOP) زیر نظر انجمن جهانی زلزله‌شناسی شد. پیترسون [۴] متوسط سطح انرژی نوفه لرزه‌ای در شلوغ‌ترین و آرام‌ترین ایستگاههای لرزه‌نگاری جهانی را محاسبه و ارائه نمود، شکل (۱). مدل‌های جدید ارائه شده در مرجع [۴] به عنوان مدل‌های سطح نوفه مرجع لرزه‌ای برای انتخاب بهینه ایستگاههای لرزه‌نگاری دائم و موقت در بیست سال اخیر مورد استفاده قرار گرفته است. محاسبه تابع گرین بر اساس نوفه‌های لرزه‌ای محیطی از موضوعات مهم و

بررسی نوفه‌ها و ارتعاشات لرزه‌ای محیطی در لرزه‌شناسی از هنگامی شروع شد که ثبت سیگنالهای لرزه‌ای با طراحی، ساخت و راه‌اندازی تجهیزات لرزه‌نگاری آغاز شد. کیفیت ثبت سیگنالهای لرزه‌ای با هر نوع تجهیزات لرزه‌نگاری اعم از اکتشافی، لرزه‌نگاری، شتابنگاری و ... بستگی به خصوصیات چشمه‌های ایجاد نوفه‌های لرزه‌ای و ارتعاشات محیطی مجاور آنها دارد. نخستین بار آکی [۱] و سپس آکی و ریچارد [۲] به بررسی محتوای فرکانسی و گستره دینامیکی ویژگیهای نظری سیگنالها و نوفه‌های لرزه‌ای پرداختند. بورمن [۳] شرایط و خصوصیات نوفه‌های لرزه‌ای در ساختگاههای مستعد

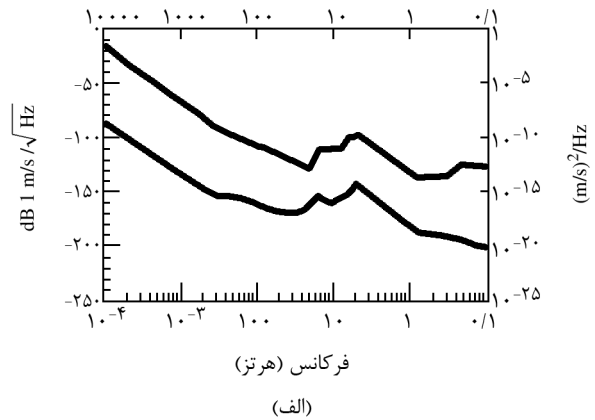
اهمیت ثبت و پردازش نوفه‌ها را نشان می‌دهد. به عنوان نمونه لیکس و ویور [۱۳] نوفه‌های در گستره یک مگاهرتز را برای پخش میدان موج فراصوتی مورد مطالعه قرار دادند. سپس درود و همکاران [۱۴]، لاروس و همکاران [۱۵-۱۶] و ملکلم و همکاران [۱۷] روش آنها را در محاسبه تابع گرین امواج فراصوتی به کار بردند. در زمینه مطالعه نوفه‌های ناشی از ارتعاشات سازه‌های مهندسی با گستره فرکانسی یک کیلوهرتز، فررار [۱۸]، لاروس و همکاران [۱۹] و صبرا و همکاران [۲۰] و استفاده از آن در محاسبه تابع گرین پژوهشهای مفیدی را انجام دادند. نوفه‌های محیطی اقیانوسی با گستره فرکانسی ۱۰۰ هرتز توسط راکس و کوپرم [۲۱]، راکس و همکاران [۲۲] و صبرا و همکاران [۲۳-۲۵] مطالعاتی انجام شده است. شایان ذکر است دووال و همکاران [۲۶] و کلربوت [۲۷] و ریکت و کلربوت [۲۸] مطالعه زلزله‌شناسی خورشیدی را بر اساس نوفه‌های محیطی انجام دادند. همچنین صبرا و همکاران [۲۹] با ثبت و پردازش نوفه‌های بدن انسان به تشخیص ناهنجاریهای جسمی بیماران پرداختند.

در پژوهش حاضر از نوفه‌های لرزه‌ای محیطی با گستره فرکانسی کمتر از یک هرتز برای محاسبه تابع گرین استفاده نموده سپس منحنی‌های پاشیدگی موج سطحی ریلی محاسبه شده است. نتایج بررسی ما نشان می‌دهد که استفاده از نوفه‌های لرزه‌ای ثبت شده در چند ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و پردازش آنها کمک شایان توجهی برای شناخت بهتر ساختار پوسته زمین در حاشیه شمالی دریای عمان می‌باشد.

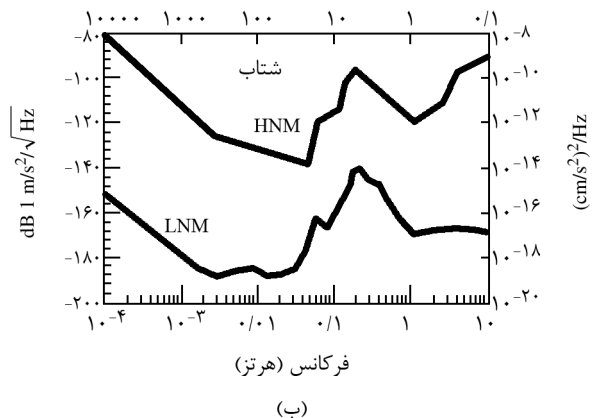
## ۲- محتوای فرکانسی و گستره دینامیکی سیگنال و نوفه لرزه‌ای

اغلب سیگنالهای مورد مطالعه در زلزله‌شناسی از نوع گذرا هستند. سیگنال گذرا در واقع به سیگنالی می‌گویند که تاریخچه زمانی محدود و معینی دارند، مانند لرزه‌نگاشت‌های ناشی از انفجار و زلزله که طول قطار موج آنها معین و تابعی از فاصله چشمه-گیرنده و میزان انرژی آزاد شده در کانون رویداد می‌باشد. معمولاً برای سیگنال گذرای  $f(t)$  تبدیل فوریه  $f(\omega)$  وجود دارد و از رابطه (۱) پیروی می‌نماید:

دوره (ثانیه)



دوره (ثانیه)



شکل (۱): (الف) طیفهای توان سرعت و (ب) طیفهای توان شتاب مربوط به نوفه‌های لرزه‌ای محیطی در شلوغ‌ترین و آرام‌ترین ایستگاههای لرزه‌نگاری جهان. این طیفها متناسب با حداکثر مدل نوفه (HNM) و حداقل مدل نوفه (LNM) [۴] می‌باشند. ایستگاههای معمولی لرزه‌نگاری و شتابنگاری، طیف توانی در حد واسط این دو مدل خواهند داشت (اقتباس از [۲] با اندکی تغییرات).

مورد بحث در دو دهه اخیر در زلزله‌شناسی بوده است. در این راستا به پژوهشهای کامپیو و پاول [۵] می‌توان به عنوان نخستین محققین این شاخه اشاره نمود که پس از آن شاپیرو و کامپیو [۶-۷]؛ شوستر و همکاران [۸]؛ اشنايدر [۹]؛ واپنار و همکاران [۱۰]؛ بنزن و همکاران [۱۱] و اشنايدر و لاروس [۱۲] موضوع محاسبه تابع گرین برای تعیین ساختار سرعتی لایه‌های زمین بر اساس نوفه‌های لرزه‌ای محیطی را ادامه دادند.

علاوه بر آن، یادآوری تاریخچه مطالعه نوفه‌های غیرلرزه‌ای برای محاسبه تابع گرین در سایر شاخه‌های علوم و مهندسی،

اکنون تعریف دانسیته طیفی توان  $P(\omega)$  که همان تبدیل فوریه  $P(\tau)$  است، به صورت رابطه (۵) امکانپذیر می‌شود:

$$P(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} P(\omega) e^{i\omega\tau} d\tau \quad (۵)$$

واحد  $P(\omega)$  مجذور واحد  $f(t)$  بخش بر واحد فرکانس  $(\omega/2\pi)$  می‌باشد. برای جابه‌جایی،  $f(t)$  بر حسب سانتیمتر بیان می‌شود، بنابراین واحد  $P(\omega)$  سانتیمترمربع بر هرتز است. نوع سوم سیگنالها که تبدیل فوریه از توصیف آنها ناتوان است سیگنالهای غیرایستای غیرسینوسی هستند که دارای رفتاری ناشناخته خارج از طول محدود رکوردهای لرزه‌ای می‌باشند. این نوع سیگنال معمولاً به عنوان رانه شناخته می‌شود. تقریب زدن آنها معمولاً با بازه زمان کلی تغییرات سنجیده می‌شود. به گونه‌ای که این نوع سیگنالها را می‌توان با اندازه‌گیری کل زمان تغییرات و زمان فرایش مشخص نمود. به عبارتی، پارامتر آهنگ تغییرات در تخمین این نوع سیگنال پارامتری کلیدی است.

دامنه هر سیگنال به فرم تقریبی سینوسی و دارای فرکانسی معین را با استفاده از رکورد لرزه‌ای می‌توان اندازه‌گیری نمود. اگر پهنای باند فرکانسی سیگنال مشخص باشد، آن گاه چگالی طیفی دامنه و یا توان سیگنال قابل تخمین می‌باشد. علاوه بر آن، اگر چگالی‌های طیفی و پهنای باند سیگنال مشخص باشد، آن گاه تخمین دامنه سیگنال امکانپذیر خواهد شد. برای تخمینی نه چندان دقیق، دامنه موجک بر اساس حاصل ضرب چگالی طیفی دامنه در پهنای باند فرکانسی موجک، تعریف شده و به دست می‌آید. برای مثال اگر:

$$|f(\omega)| = \begin{cases} F = \text{constant} - \omega_0 < \omega < \omega_0 \\ 0 & \text{other} \end{cases}$$

$$\varphi(\omega) = 0 \text{ for all } \omega$$

آن گاه سیگنال  $f(t)$  متناسب با آن به فرم ریاضی زیر خواهد بود:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\omega_0}^{\omega_0} F e^{-i\omega t} d\omega = 2.Ff_0 \cdot \frac{\sin \omega_0 t}{\omega_0 t}$$

که در آن  $f_0 = \frac{\omega_0}{2\pi}$  می‌باشد. حداکثر دامنه در زمان  $t=0$  بوده و معادل  $F.2 f_0$  می‌باشد. به عبارت دیگر حداکثر دامنه سیگنال معادل دامنه طیفی در پهنای باند فرکانسی آن است.

$$f(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) e^{i\omega t} dt \quad (۱)$$

$$f(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\omega) e^{-i\omega t} \frac{d\omega}{2\pi}$$

که در آن پارامترهای  $t$  و  $\omega$  به ترتیب بیانگر زمان و فرکانس زاویه‌ای می‌باشند. آکی و ریچارد [۲] دانسیته طیف دامنه سیگنال گذرا را به صورت قدرمطلق  $f(\omega)$  در طیف تأخیر فاز  $\varphi(\omega)$  مطابق رابطه (۲) تعریف نمودند:

$$f(\omega) = |f(\omega)| e^{i\varphi(\omega)} \quad (۲)$$

شایان ذکر است که واحد  $|f(\omega)|$  همان واحد  $f(t)$  تقسیم بر فرکانس  $(\frac{\omega}{2\pi})$  می‌باشد. برای مثال اگر  $f(t)$  بیانگر جابه‌جایی حرکت زمین بر حسب سانتیمتر باشد، آن گاه  $|f(\omega)|$  دارای واحد سانتیمتر بر هرتز خواهد بود. این همان دلیل اصلی نامیدن آن به دانسیته طیفی دامنه است که البته عموماً به آن طیف دامنه می‌گویند. کمیت تأخیر فاز  $\varphi(\omega)$  برحسب رادیان بیان می‌شود.

اساساً با سه نوع محدودیت برای تبدیل فوریه برخی سیگنالها مواجه هستیم. یکی از آنها انطباق نوسانات سینوسی با فرکانس  $\omega_n$  می‌باشد. به عنوان نمونه‌ای از این نوع سیگنالها به کشند جزر و مدی زمین ناشی از اندرکنش گرانشی خورشید و ماه با زمین می‌توان اشاره نمود. در این مواقع دامنه  $A_n$  و تأخیر فاز  $\varphi_n$  با استفاده از رابطه (۳) تعریف می‌شود [۲]:

$$f(t) = \sum_n A_n \exp(-i\omega_n t + i\varphi_n) \quad (۳)$$

در رابطه فوق، کمیت دامنه،  $A_n$  دارای همان بعد فیزیکی  $f(t)$  می‌باشد.

نوع دیگر سیگنال، فرایند اتفاقی ایستائی است که با عنوان نوفه لرزه‌ای محیطی شناخته می‌شود و اغلب از فرایندهای جوی، اقیانوسی، آتشفشانی، فعالیتهای صنعتی و تردد وسایل نقلیه ناشی می‌شود. این نوع سیگنالها نمی‌توانند به وسیله رابطه‌های سه‌گانه بالا بیان شوند. برای امکان توصیف ریاضی نوفه، ابتدا تابع خودهمبستگی به صورت رابطه (۴) تعریف می‌شود:

$$P(\tau) = \langle f(t) f(t+\tau) \rangle \quad (۴)$$

که در آن،  $\langle \rangle$  بیانگر متوسط‌گیری در بازه زمانی  $t$  می‌باشد.

لگاریتمی برای منظور نمودن همه مقدارهای کوچک و بزرگ یک کمیت فیزیکی استفاده شود. واژه استاندارد دیگری مستقل از همه شاخه‌های علوم و مهندسی وجود دارد که می‌تواند یک کمیت را در محدوده وسیعی از بزرگی بیان نماید که به آن گستره دینامیکی اطلاق می‌شود [۲]. گستره دینامیکی  $R$ ، در یک سیستم اندازه‌گیری معمولاً به عنوان نسبت دامنه‌های بزرگترین سیگنال به کوچکترین سیگنال قابل شناسایی تعریف می‌شود. اندازه‌گیری کوچکترین مقدار به حساسیت ابزار دقیق ما بستگی دارد، در حالی که بزرگترین مقدار به ضرورت خطی بودن سامانه اندازه‌گیری مرتبط است. واحد توصیف گستره دینامیکی  $R$ ، معمولاً دسی‌بل ( $dB$ ) می‌باشد که از رابطه  $20 \log_{10} R$  به دست می‌آید. به عنوان مثال اگر  $R = 1/0.001/0.001$  باشد، در آن صورت گستره دینامیکی ۱۲۰ دسی‌بل خواهد بود.

علاوه بر آن، بیان اندازه دامنه سیگنال یا نوفه زمینه بر حسب دسی‌بل نسبت به یک سطح استاندارد سیگنال متداول است و معمولاً دامنه نوفه یا سیگنال به میزان بالا یا پایین بودن از این سطح تراز استاندارد سنجیده می‌شود. به عنوان مثال، شکل (۱) سطوح تراز نوفه را در حوزه فرکانس بر اساس اندازه‌گیریهای چگالی طیفی توان نشان می‌دهد که به مقدار  $Hz/(m/s)^2$  برای شکل (۱-الف) و  $Hz/(cm/s^2)^2$  برای شکل (۱-ب) به هنجار شده است. تجربه نشان داده است هر قدر ایستگاه لرزه‌نگاری یا شتابنگاری از منابع ایجاد نوفه فاصله بیشتری داشته و یا از منابع تولید نوفه کاملاً جداسازی شده باشد، طیف توان آن ایستگاه به منحنی مدل کمینه نوفه نزدیکتر خواهد شد.

برای بررسی دامنه و فرکانس سیگنالهای موج سطحی باید به این واقعیت اشاره نمود که اغلب موجهای سطحی با کیفیت خوب ثبت شده در تجهیزات لرزه‌نگاری دارای دوره تناوب حدود ۲۰ ثانیه هستند. موجهای سطحی با دوره تناوب حدود ۱۰-۱۵ ثانیه به خاطر حضور ناهمگنی‌های پوسته فوقانی زمین دچار پدیده واپاشی شده و دامنه سیگنال آنها تضعیف می‌شود. موجهای سطحی با دوره تناوب بیش از ۲۵ ثانیه نیز انرژی خود را به خاطر حضور لایه سنگ کره زمین در جبه فوقانی از دست می‌دهند. به عنوان مثال، اگر یک

علاوه بر این، برای یک سیگنال میان‌گذر با مشخصات زیر:

$$|f(\omega)| = \begin{cases} F = \text{constant} & \omega_0 < |\omega| < \omega_1 \\ 0 & \text{other } \omega \end{cases}$$

$$\varphi(\omega) = 0 \text{ for all } \omega$$

تابع  $f(t)$  از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$f(t) = 2Ff_1 \frac{\sin \omega_1 t}{\omega_1 t} - 2Ff_0 \frac{\sin \omega_0 t}{\omega_0 t}$$

که در آن  $f_1 = \frac{\omega_1}{2\pi}$  است. حداکثر دامنه در زمان  $t=0$  به دست می‌آید:

$$f(t)_{t=0} = 2F(f_1 - f_0) \quad (6)$$

رابطه (۶) همان حاصل ضرب چگالی طیفی دامنه در پهنای باند فرکانسی سیگنال را بیان می‌کند.

برای چگالی طیفی توان  $P(\omega)$  تعریف شده برای نوفه، رابطه (۷) قابل بازنویسی از تبدیل معکوس رابطه (۵) به دست می‌آید:

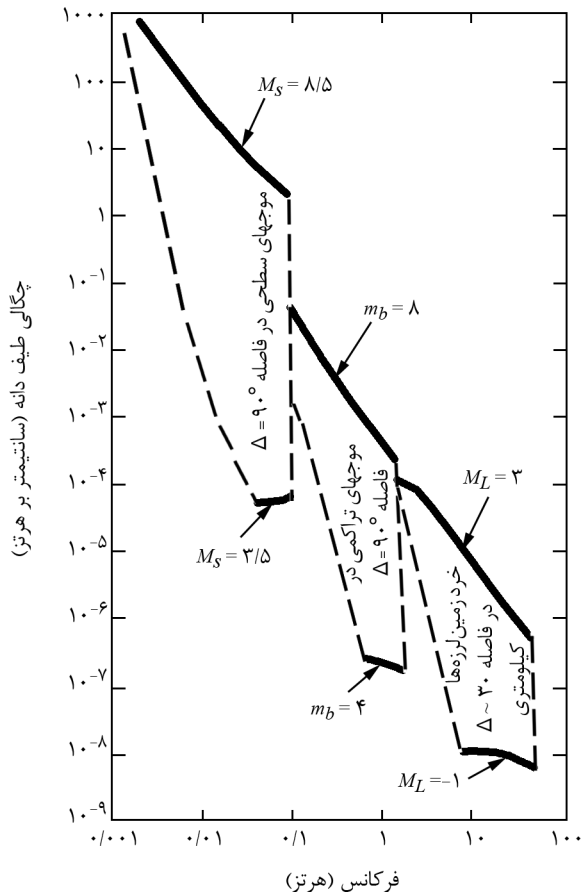
$$P(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega) e^{-i\omega\tau} d\omega \quad (7)$$

مشابه با استدلالهای رسیدن به رابطه (۶) به راحتی رابطه (۸) به دست می‌آید:

$$\langle f^2(t) \rangle = 2(f_1 - f_0) \times P \quad (8)$$

بنابراین برای تقریبهای معقول نه چندان دقیق، میانگین مجذور دامنه نوفه در حوزه زمان با حاصل ضرب چگالی طیفی توان در پهنای باند فرکانس برابر است. بر اساس روابط (۶) و (۸) و مشخص نمودن پهنای باند فرکانسی سیگنال و یا نوفه، چگالی طیفی دامنه به دامنه آن و چگالی طیفی توان به میانگین مربع دامنه آن ارتباط داده می‌شود.

اکنون با توجه به بیان توصیفی روابط ریاضی فوق می‌توان محتوای فرکانسی و گستره دینامیکی انواع سیگنالهای لرزه‌ای و نوفه‌ها را مورد بحث قرار داد. در ابتدا لازم است به بیان تعریف گستره دینامیکی پرداخته شود. معمولاً در علم نجوم، اکوستیک، لرزه‌شناسی و سایر علوم فیزیکی و مهندسی برق، ضرورت اندازه‌گیری میدانهای فیزیکی در مقیاسهای وسیع از مقدار بسیار کم تا بسیار بزرگ وجود دارد. بدیهی است که در این وضع از مقیاس



شکل (۲): گستره چگالی طیفی دامنه برای موجهای سطحی با مشخصات  $(M_s (3/5-8/5), \Delta = 90^\circ)$  و برای موجهای تراکمی با مشخصات  $(m_b (4-8), \Delta = 90^\circ)$  و برای موجهای برشی با مشخصات  $(M_L (-1-3), \Delta = 30^\circ)$  کیلومتر) خطوط ممتد و تیره رنگ بیانگر کوچکترین و بزرگترین زمین‌لرزه‌ها در هر مقیاس هستند. خط چین، مرز تقریبی برای دامنه طیفی انواع موجهای سطحی، تراکمی و برشی را نشان می‌دهند (اقتباس از [۲]).

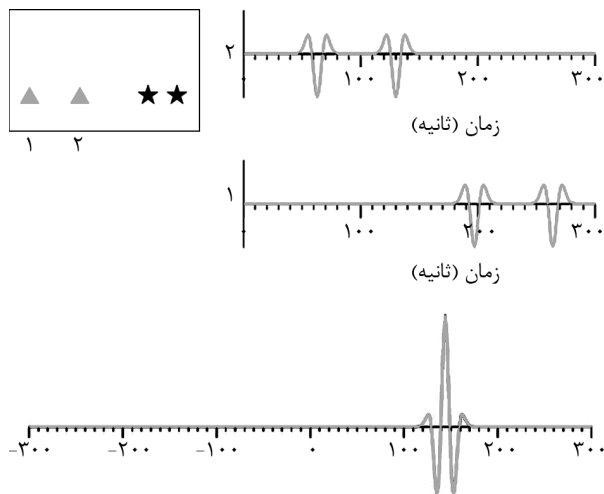
از مرتبه  $10^{-7}$  سانتیمتر می‌باشد. البته محتوای فرکانسی این خردزمین‌لرزه‌ها چند ده هرتز می‌باشد. شایان ذکر است گاهی اوقات در فرابینی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های بزرگ با توجه به فاصله بسیار اندک ایستگاههای لرزه‌نگاری از کانون زمین‌لرزه، امکان ثبت نانو زمین‌لرزه‌ها با بزرگی کمتر از ۱- نیز با تجهیزات لرزه‌نگاری خیلی حساس وجود دارد.

معمولاً زلزله‌شناسان از موجهای لرزه‌ای همدوس برای به تصویر کشیدن ساختار لایه‌بندی درون زمین استفاده می‌کنند. تغییرات سرعت موجهای لرزه‌ای با عمق را می‌توان از زمانهای رسیدن یا از خواص پاشیدگی موجهای سطحی همدوس و یا از

زمین‌لرزه دور با بزرگی  $M_s \approx 3$  در یک ایستگاه لرزه‌نگاری به فاصله  $\Delta = 20^\circ$  ثبت شود، دامنه‌ای در حدود  $100 \text{ nm}$  خواهد داشت. در صورتی که همان زمین‌لرزه در ایستگاهی به فاصله  $\Delta = 80^\circ$  دامنه‌ای در حدود  $10 \text{ nm}$  نشان خواهد داد. به طور کلی بزرگترین زمین‌لرزه‌ها  $(M_s \approx 8/5)$  دامنه‌ای چندین سانتیمتری در فاصله  $\Delta = 20^\circ$  و دامنه‌ای چندین میلیمتری در فاصله  $\Delta = 80^\circ$  نشان می‌دهند. بنابراین گستره دینامیکی وسیع این نوع از سیگنالها (از  $10^{-6}$  سانتیمتر تا یک سانتیمتر) تقاضای اکید برای توسعه تجهیزات لرزه‌نگاری و شتابنگاری را اجتناب‌ناپذیر می‌نماید. سطح دامنه سیگنال موجهای پیکری اعم از تراکمی و برشی بسیار کمتر از دامنه موجهای سطحی است. این امر ناشی از گسترش هندسی بزرگتر آنها نسبت به موجهای سطحی است. معمولاً موجهای تراکمی برای زمین‌لرزه‌های دور را می‌توان بر اساس رابطه بزرگی آنها که تابعی از حداکثر دامنه و دوره تناوب غالب است، تعیین نمود. به عنوان نمونه در لرزه‌نگارهای استاندارد کوتاه دوره، دوره تناوب موج تقریباً یک ثانیه و دامنه جابه‌جایی حرکت زمین برای زمین‌لرزه با بزرگی  $m_b = 4$  در حدود  $10 \text{ nm}$  در فاصله  $\Delta = 20^\circ$  و  $1 \text{ nm}$  در فاصله  $\Delta = 80^\circ$  خواهد بود. برای زمین‌لرزه‌ای با بزرگی  $m_b \approx 8$  دوره تناوب ده ثانیه و دامنه یک سانتیمتر در فاصله  $\Delta = 80^\circ$  مشاهده می‌شود. بنابراین، گستره دینامیکی موجهای پیکری نیز بسیار وسیع است (از  $10^{-7}$  سانتیمتر تا یک سانتیمتر).

بنا بر بحثهای فوق گستره دامنه و محتوای فرکانسی موجهای سطحی و موجهای پیکری (تراکمی و برشی) را می‌توان به صورت تابعی از فاصله برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی‌های متفاوت مطابق شکل (۲) محاسبه و ترسیم نمود. در شکل (۲) همچنین گستره دینامیکی و فرکانسی موج برشی خرد زمین‌لرزه‌ها تا فاصله  $30 \text{ km}$  نیز نشان داده شده است. خردزمین‌لرزه به زلزله‌هایی اطلاق می‌گردد که بزرگی آنها کمتر از ۳ باشد. کرانه پایینی بزرگی  $M_L = -1$  در شکل (۲) خرد زمین‌لرزه‌های شاخصی را نشان می‌دهد که با استفاده از دامنه نوفه محاسبه می‌شود. دامنه جابه‌جایی برای خردزمین‌لرزه با بزرگی  $M_L = -1$  در فاصله  $\Delta = 30 \text{ km}$

دانش نور و آکوستیک توجه چندانی به آن نشده است. اکنون از خاصیت همبستگی در پخش میدان کشسانی موج لرزه‌ای برای استخراج موجهای مستقیم بین دو ایستگاه می‌توان استفاده نمود. در این راستا، تابع همبستگی متقابل میدانهای موج تولید شده به وسیله چشمه منفرد در دو ایستگاه محاسبه می‌شود. سپس متوسط‌گیری از تابع همبستگی متقابل نسبت به محل چشمه انجام می‌شود. با در نظر گرفتن یک شاخص از میدان موج، این همبستگی میانگین فضایی، تقریب خوبی از تابع گرین بین دو ایستگاه لرزه‌نگاری می‌باشد. به طریق مشابه حضور دو چشمه لرزه‌ای و ایجاد میدان لرزه‌ای ناشی از آنها را در دو ایستگاه مطابق شکل (۳) می‌توان بررسی نمود که تابع گرین متوسط برای فضای اطراف مجموعه چشمه گیرنده‌ها محاسبه تابع خود همبستگی سری زمانی (۱) و سری زمانی (۲) قابل محاسبه می‌باشد. در بخش پایینی شکل (۳) تابع گرین مطلوب نشان داده شده است.



**شکل (۳):** نمایش شماتیکی تابع گرین ناشی از دو زوج چشمه-گیرنده لرزه‌ای و لرزه‌نگاشتهای آنها. گیرنده‌ها با نماد مثلث و چشمه‌های لرزه‌ای با نماد ستاره مشخص شده‌اند. لرزه-نگاشت ناشی از دو چشمه بر روی ایستگاه شماره (۲) به خاطر کوتاهی فاصله و دریافت سریعتر موج در بخش بالائی شکل رسم شده است. در حالی که لرزه‌نگاشت ناشی از دو چشمه به خاطر دور بودن از ایستگاه شماره (۱)، دیرتر ثبت شده بنابراین در ردیف دوم نمایش داده شده است. محاسبه تابع همبستگی دو سری زمانی (۱) و (۲) منجر به تابع گرین برای ناحیه اطراف مجموعه چشمه-گیرنده‌ها شده است که در بخش پایینی شکل نمایش داده شده است.

مدلسازی شکل موجهای لرزه‌ای همدوس زمین‌لرزه‌های دور به دست آورد. مشکل اصلی در همه روشهای فوق ضرورت وجود یک چشمه لرزه‌ای بسیار قوی انفجاری یا زمین‌لرزه بزرگ است که موقعیت مکانی و زمانی آن با دقت قابل اعتمادی محاسبه شده باشد. بنابراین هر روشی که بتواند به ارزیابی پاسخ زمین به یک چشمه نقطه‌ای مشخص (که همان تابع گرین است)، کمک نماید، روشی جالب و قابل توجه خواهد بود.

### ۳- محاسبه تابع گرین بر اساس تابع همبستگی متقابل

تابع همبستگی میدان دور تغییرات دما در محیط آکوستیک معادل تابع گرین آکوستیکی است [۳۰]. علاوه بر محاسبه تابع گرین برای چشمه‌های فراصوتی و حرارتی نوفه در آزمایشگاه، محققین زیادی از ابتدای سده حاضر نشان دادند که می‌توان تابع گرین تجربی را از همبستگی متقابل نوفه محیطی بین دو ایستگاه لرزه‌نگاری محاسبه نمود [۱۳، ۱۵]. دلیل اصلی اعتباری استفاده از نوفه حرارتی و یا فراصوتی، وجود خاصیت همبستگی میدان پخش آنها می‌باشد. بنابراین، تخمین تابع گرین از تابع همبستگی نوفه حرارتی و یا فراصوتی منطقی خواهد بود. در زلزله‌شناسی مشخص شده است که قطار موج که دنباله سیگنال لرزه‌ای را تشکیل می‌دهد منتج از واپاشی موج در مسیر عبور از ناهمگنی‌های بخش سنگ‌کره زمین می‌باشد. فیزیک قطار موج به صورت کامل توسط تئوری پرتو کلاسیک قابل درک نمی‌باشد. در حالی که واپاشی چندگانه‌ها نقشی اساسی در فرم دادن شکل و محتوای قطار موج دارد. بنابراین در زلزله-شناسی از تئوری انتقال تشعشعی برای مدل نمودن شدت قطار موج استفاده می‌شود. اخیراً ویژگی پخشی قطار موج با بررسی خاصیت تفکیک همسان مدها [۳۱] اثبات شده است. این پدیده بیانگر خاصیت پخشی بودن موجهای کشسانی است و عامل اصلی پایداری نسبت انرژی فازهای  $P$  و  $S$  در زمان است و مستقل از چشمه می‌باشد. مقوله‌های انتقال تشعشعی و پخش در تکامل نظریه میانگین انرژی موجها در میدانهای کشسانی تصادفی به صورت ناقص و با حذف فاز میدان پخش استفاده شده است [۵]. علیرغم وجود شواهد آزمایشگاهی و اهمیت اطلاعات فاز در مبانی

در آخرین سطر رابطه (۱۰) بر اساس تعریف تابع همبستگی دامنه،  $a_n$  مدهای طبیعی به عنوان متغیرهای غیرهمبسته تصادفی به فرم زیر بازنویسی شده است.

$$\begin{cases} \langle a_n a_m^* \rangle = \delta_{nm} 2\varepsilon_n / \omega_n \\ \langle a_n a_m \rangle = 0 \end{cases}$$

که در آن  $\varepsilon_n$  میانگین انرژی در  $n$  امین مد طبیعی می‌باشد. به استثناء علامت منفی و کمیت  $\varepsilon_n$ ، رابطه (۱۰) بیانگر بسط مد طبیعی تابع گرین می‌باشد. بنابراین تحلیل این استنتاج که یک میدان تفکیک همسان دارای همبستگی‌هایی معادل با تابع گرین است، امری منطقی و پذیرفتنی است.

بررسی رابطه (۱۰) نشان می‌دهد که برای رویدادی که  $\varepsilon$  مقدار وابستگی ضعیف به فرکانس دارد، می‌توان نتیجه گرفت که  $C'$  متناسب با نسخه فیلتر شده از نوع میان گذر تابع گرین  $G$  می‌باشد. از طرف دیگر برای رویدادی که  $\varepsilon$  وابستگی واضح و قابل توجهی به فرکانس دارد، دارای فیلتری بلند و احتمالاً غیرمنظم می‌باشد، بنابراین می‌توان انتظار داشت که  $C'$  به صورت ضعیف تابع گرین  $G$  را توصیف نماید.

انگیزه اصلی استخراج تابع گرین لرزه‌ای از میدان نوفه لرزه‌ای از نوع پخشی است. به عبارت دیگر میدانی که از نوع تصادفی با تغییرات آرام در شدت باشد. تابع همبستگی لرزه‌ای گرایش به غالب شدن دامنه موج سطحی از نوع ریلی دارد و مشخص‌کننده این واقعیت است که میدان نوفه و نوفه محیطی از موجهای پیکری کمتر تأثیر می‌پذیرند [۳۱، ۵]. این موضوع در ظاهر با اصل تفکیک همسان انرژی موج هنگام انتشار در تعارض است. اما در مطالعات متعدد به صورت تجربی نشان داده شده که نسبت دامنه موج برشی به موج طولی یا نسبت مؤلفه افقی به قائم برای قطار موج پس از زلزله که به عنوان نوفه زمینه در نظر گرفته می‌شود، مستقل از چشمه لرزه‌ای است و اگر زمان طولانی پس از وقوع رویداد منظور شود با توجه به واپاشی چندگانه محیط از اصل تفکیک همسان پیروی می‌نماید. بنابراین، میدانهای نوفه لرزه‌ای که از پنجره زمانی نسبتاً بزرگ انتخاب شوند، زمینه استخراج تابع گرین را فراهم می‌آورند.

شایان ذکر است نوفه در آکوستیک و زلزله‌شناسی و نیز نوفه‌های آکوستیک اقیانوسی در گستره فرکانسی کمتر از ۱۰۰ کیلوهرتز دارای منشاء غیرحرارتی می‌باشد، بنابراین چنین میدانهایی در تعادل با حرارت محیطی نمی‌باشند و اندازه این میدانها در همه راستاهای انتشار یکسان نمی‌باشد. به عبارت دیگر بحث ترمودینامیک برای این میدانها کاربرد ندارد [۳۱] و تفکیک همسان ضرورتی برای پیگیری ندارد. این موضوع را با جایگزینی تعداد بینهایت چشمه لرزه‌ای در فضای اطراف گیرنده‌ها و پدیده واپاشی چندگانه موجهای لرزه‌ای در برخورد با واپاشنده‌ها می‌توان تحلیل نمود. البته در حضور محیطهای ناکشسان ضعیف، مقدار انرژی موج بستگی به فرکانس پیدا می‌کند. به عبارت دیگر میدان تصادفی استاتیکی به جزئیات چشمه لرزه‌ای بستگی خواهد داشت که همان بستگی به زمان، فضا و فرکانس می‌باشد.

اکنون رابطه‌های ریاضی مورد نیاز با توجه به اصل تفکیک همسان برای وضعیت غیرحرارتی مورد بررسی قرار می‌گیرد. بسط مدی متداول برای نوسانات آزاد خطی ناشی از ساختارهای محدود به فرم زیر می‌باشد:

$$\psi(x, t) = \text{Re} \sum_n a_n u^{(n)}(x) \exp(i\omega_n t) \quad (9)$$

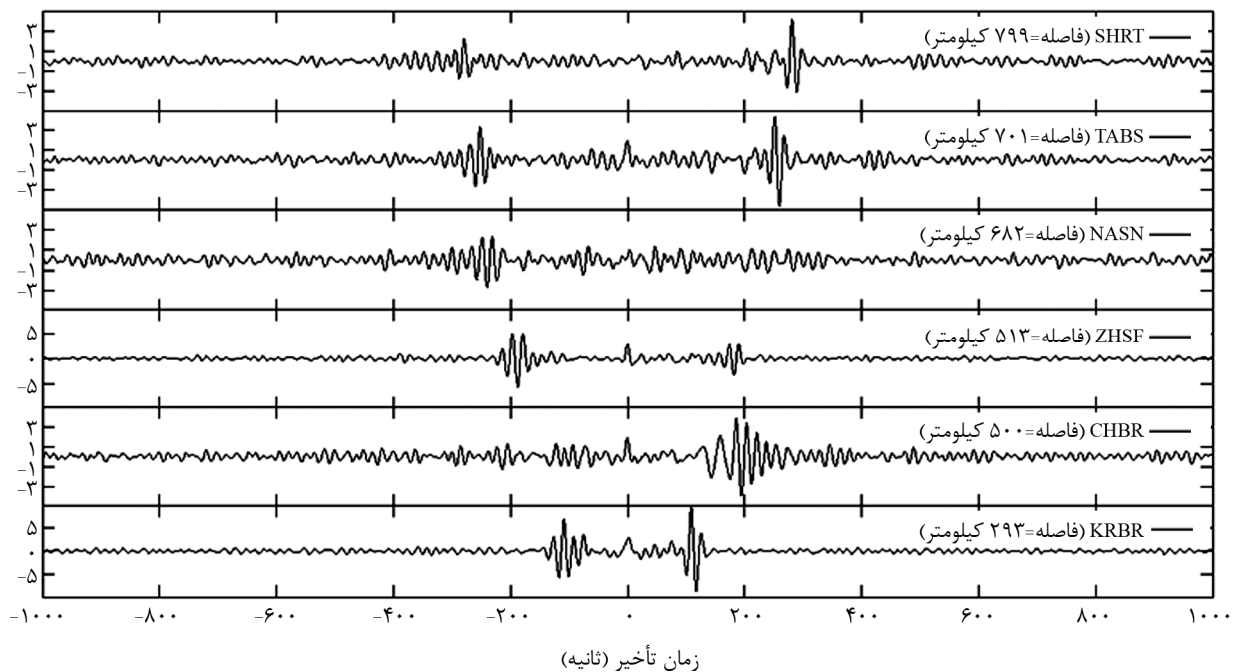
که در آن کمیت‌های  $u^{(n)}$ ،  $n$  امین مد طبیعی؛  $\omega_n$  فرکانس و  $a_n$  دامنه مختلط نوسان می‌باشند. بنابراین مشتق زمانی تابع همبستگی دو میدان ارتعاشی به صورت رابطه (۱۰) ارائه می‌شود [۳۱].

$$\begin{aligned} C'(x, x', \tau) &= \frac{d}{dt} \langle \psi(x, t) \psi(x', t + \tau) \rangle = \\ &= \frac{1}{4} \frac{d}{dt} \left\langle \left[ \sum_n a_n u^{(n)}(x) \exp(i\omega_n t) + \sum_n a_n^* u^{(n)}(x) \exp(-i\omega_n t) \right] \times \right. \\ &\quad \left. \left[ \sum_n a_n u^{(m)}(x') \exp[i\omega_m(t + \tau)] + \sum_m a_m^* u^{(m)}(x') \exp[i\omega_m(t + \tau)] \right] \right\rangle = \\ &= \frac{d}{dt} \sum_n \left\{ \frac{\varepsilon_n}{\omega_n^2} \right\} u^{(n)}(x) u^{(n)}(x') \cos(\omega_n \tau) = \\ &= \sum_n (\varepsilon_n) u^{(n)}(x) u^{(n)}(x') \frac{\sin(\omega_n \tau)}{\omega_n} \end{aligned} \quad (10)$$

#### ۴- محاسبه منحنی‌های پاشیدگی موج ریلی بر اساس نوفه داده باند پهن

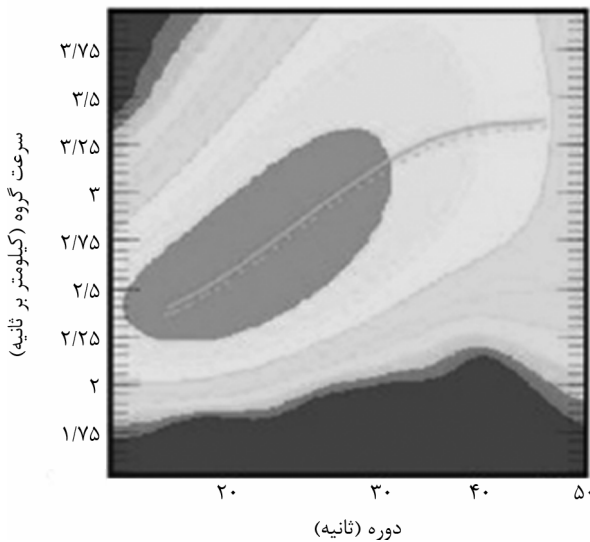
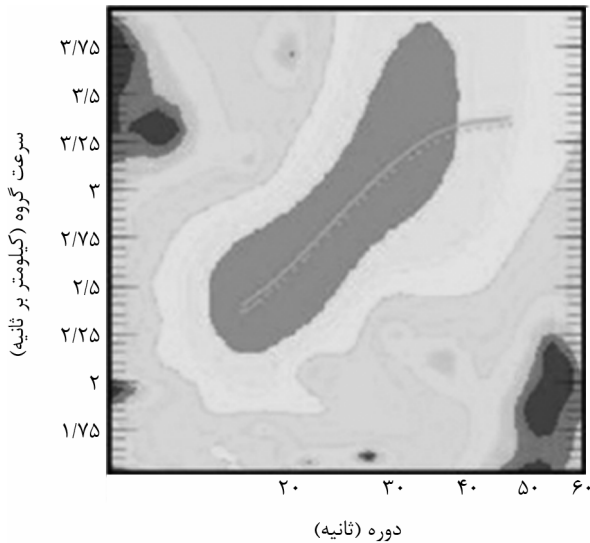
هفت ایستگاه لرزه‌نگاری مستقر در جنوب شرق کشور وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله که به صورت پیوسته از تاریخ ۲۰۱۰/۷/۱ تا ۲۰۱۱/۶/۳۱ با فرکانس نمونه-برداری ۵۰ هرتز به ثبت رسیده، استفاده شده است. در نخستین گام، نیاز به مرتب نمودن داده در فایل‌های ۲۴ ساعته و کاهش فرکانس نمونه‌برداری به ۲ هرتز برای کاهش فضای مورد نیاز پردازش و همچنین کاهش مدت زمان محاسبات می‌باشد. پس از آن حذف پاسخ دستگاهی، حذف میانگین و بهنجارسازی تک بیتی برای حذف سیگنال‌های زلزله مطابق مراجع استاندارد (برای مثال [۱۱]) صورت گرفت. در مرحله بعد، با اعمال یک فیلتر میان‌گذر بین ۰/۱ تا ۰/۱ هرتز، تابع همبستگی متقابل برای هر جفت ایستگاه در روزهای مشترک دو ایستگاه، محاسبه و سپس با هم برانبارش شده‌اند. در مطالعه حاضر، نتایج محاسبه تابع همبستگی متقابل بین ایستگاه بندرعباس (BNDS) و شش ایستگاه دیگر (قاین (SHRT)، طبس (TABS)، ناپین (NASN)، زاهدان (ZHSF)، چابهار (CHBR)، کرمان (KRBR)) برای مدت دوازده ماه مطابق شکل (۴) محاسبه و ارائه شده است. در شکل (۴)، سیگنال‌های محاسبه شده بر حسب فاصله نزولی نسبت به ایستگاه بندرعباس مرتب شده‌اند.

چنانچه میدان نوفه لرزه‌ای از یک پنجره نسبتاً طولانی لرزه‌نگاشتهای سه مؤلفه‌ای دو ایستگاه مشخص انتخاب شوند و سپس تابع همبستگی بین مؤلفه‌های متناظر دو ایستگاه محاسبه گردد، پس از چرخش مؤلفه‌های تابع گرین و محاسبه حرکت ذره‌ای مؤلفه‌های مماسی و عرضی نسبت به هم نتایج بسیار جالبی به دست می‌آید [۵] که پس از مدلسازی آنها برای موجهای لرزه‌ای شباهت بسیار نزدیکی به موجهای سطحی مشاهده می‌شود. به عبارت دیگر تابع گرین ناشی از نوفه لرزه‌ای معادل موج سطحی ریلی بر روی مؤلفه قائم و موج سطحی لاور بر روی مؤلفه‌های افقی است. از این تجربه موفق محققین بسیاری در ده سال اخیر استفاده نموده‌اند که منجر به محاسبه منحنی‌های پاشیدگی موجهای سطحی از نوفه ثبت شده در لرزه‌نگاشتهای ایستگاههای لرزه‌نگاری موقت و دائم شده است. بدیهی است در اختیار داشتن منحنی‌های پاشیدگی موج سطحی، گامی مهم در محاسبه ساختار پوسته در مسیر دو ایستگاه لرزه‌نگاری خواهد بود. در این پژوهش از داده باند پهن لرزه‌نگاشتهای مربوط به



شکل (۴): تابع همبستگی متقابل برانبارش شده از یکسال نوفه‌های محیطی ثبت شده بر روی مؤلفه قائم ایستگاههای لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مستقر در جنوب شرق کشور.





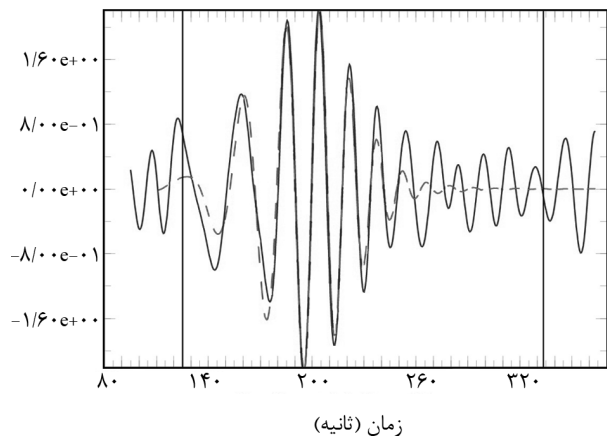
شکل (۶): آنالیز فرکانس زمان دو مرحله‌ای برای سیگنال تابع همبستگی متقابل بین دو ایستگاه بندرعباس- چابهار.

به روش مشابه مراحل آنالیز فرکانس زمان برای همه ایستگاههای مورد نظر در شکل (۴) محاسبه و نتایج آن در شکل (۷) به صورت خلاصه ارائه شده است.

### ۵- تفسیر کیفی منحنی‌های پاشیدگی موج سطحی

منحنی پاشیدگی موجهای سطحی برای تعیین ساختار سرعتی پوسته کاربرد فراوانی دارد. شکل (۷) منحنی‌های پاشیدگی موج سطحی ریلی و محاسبه تغییرات سرعت گروه موج ریلی در مسیر بندرعباس به کرمان، زاهدان، چابهار، نایین، طبس و قاین را نشان می‌دهد. در این منحنی‌ها، سرعت گروه موج ریلی در بازه ۲/۴ تا ۳/۹ کیلومتر بر ثانیه در تغییر است.

برای به دست آوردن منحنی‌های پاشیدگی موج ریلی از روش تحلیل زمان-فرکانس (FTAN) استفاده شده است. بعد از محاسبه همبستگی متقابل و مرحله برانبارش، سری زمانی محاسبه شده را تابع گرین تخمینی گویند. برای هر تابع گرین تخمینی (تجربی) یک پنجره زمانی به مرکز اولین مد شکل موج ریلی انتخاب می‌شود. داده انتخاب شده در پنجره زمانی مورد نظر به وسیله تعدادی فیلتر میان‌گذر با پهنای باند باریک فیلتر می‌شوند و دامنه پوش هر نگاشت فیلتر شده با استفاده از سیگنال تحلیلی محاسبه می‌شود. عملیات فیلترینگ به کمک یک فیلتر گاوسی که مرکز آن بین فرکانسهای ۰/۰۱ تا ۰/۱ هرتز است، انجام می‌شود. نگاشتهای مربوط به پوش معین بر حسب دوره تناوب میانگین مرتب شده و درون ستونهای یک ماتریس قرار می‌گیرند. دامنه ماکزیمم در هر ستون معمولاً منحنی پاشیدگی غالب را تشکیل می‌دهد. در این مرحله با استفاده از فیلترینگ شناور، منحنی پاشیدگی سرعت گروه موج ریلی در مسیر دو ایستگاه لرزه‌نگاری مورد نظر را می‌توان به دست آورد. برای کنترل میزان صحت تابع سرعت گروه موج ریلی محاسبه شده، سیگنال مصنوعی با سیگنال تجربی برازش می‌شوند که به عنوان نمونه شکل‌های (۵) و (۶) برای ایستگاه چابهار- بندرعباس نمایش داده شده است. میزان نیکویی برازش منطقی و کاملاً پذیرفتنی است.



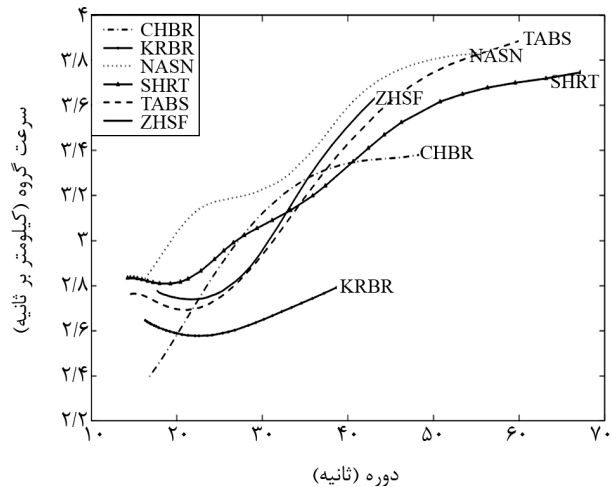
شکل (۵): برازش سیگنال مصنوعی ناشی از سرعت گروه موج ریلی محاسبه شده در مسیر بندرعباس- چابهار (خط چین) با سیگنال تابع همبستگی متقابل برانبارش شده از یک سال داده نوفه محیطی دو ایستگاه بندرعباس و چابهار (ممتد).

مرجع ارائه شده در [۳۲] نشاندهنده عبور موج از محیطی با خصوصیات پوسته اقیانوسی است. دلیل آن تغییرات شدید سرعت موج ریلی در محدوده کوتاه از دوره تناوب می‌باشد. در مسیرهای بندرعباس به زاهدان، طبس، قاین (شارخت) و نایین فرم کلی منحنی سرعت گروه موج ریلی از نوع محیطهای از جنس پوسته قاره‌ای است که با مدل ارائه شده در [۳۲] نیز قابل مقایسه می‌باشد. شایان ذکر است که در مسیر بندرعباس به نایین و قاین (شارخت) تشخیص یک لایه رسوبی بر روی پوسته بلورین قاره‌ای نیز به طور واضح قابل مشاهده است.

از منحنی‌های پاشیدگی موجهای سطحی ریلی معمولاً با توجه به تعداد نقاط عطف قابل مشاهده می‌توان تعداد لایه‌های زمین‌شناسی را تعیین نمود. در شکل (۷) نیز با توجه به فرم کلی منحنی‌های پاشیدگی محاسبه شده تعداد حداقل یک تا دو لایه بر روی نیم فضا قابل تشخیص می‌باشد. بنابراین در مطالعات تکمیلی مدلسازی ساختار سرعتی زمین بر اساس پاشیدگی موج سطحی می‌توان وضعیت لایه‌بندی منطقه مورد مطالعه را مشخص نمود.

## ۶- نتیجه‌گیری

آنالیز طیفی موجهای سطحی برای تعیین ساختار سرعتی پوسته و جبه فوقانی زمین پیشینه‌ای پنجاه ساله دارد. البته این آنالیز طیفی بر اساس خاصیت پاشیدگی موجهای سطحی استوار است. در پیشینه طولانی مطالعه ساختار زمین بر اساس منحنی‌های پاشیدگی موجهای سطحی به استثناء ده سال اخیر، اغلب بر اساس آنالیز طیفی نگاشت زمین‌لرزه‌هایی صورت گرفته که موج سطحی با کیفیت نسبتاً خوب مشاهده شده است. چه بسا لرزه‌نگاشت زلزله‌هایی که به خاطر عدم شرایط تشکیل موج سطحی، مطالعه ساختار زمین با روش آنالیز موج سطحی فراموش شده است. خوشبختانه در دهه اخیر استفاده از تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی دو ایستگاه لرزه‌نگاری منجر به محاسبه تابع گرین تجربی شده است که معادل با شکل موج سطحی است. چنانچه این نوفه روی مولفه قائم زلزله‌نگار ثبت شده باشند، تابع گرین محاسبه شده معادل سیگنال موج ریلی سطحی است. محاسبه تابع گرین



شکل (۷): منحنی‌های پاشیدگی سرعت گروه موج ریلی در مسیر بندرعباس به ایستگاههای کرمان (BND), زاهدان (ZHSF)، چابهار (CHBR)، نایین (NASN)، طبس (TABS) و قاین (شارخت) (SHRT) محاسبه شده با استفاده از تابع همبستگی متقابل یک سال نوفه‌های محیطی ثبت شده.

این مقدار تغییرات در گستره فرکانسی موج ریلی است که متناظر با تغییرات دوره تناوب از ۱۵ تا ۷۰ ثانیه می‌باشد. بررسی منحنی‌های پاشیدگی محاسبه‌شده از تابع همبستگی نوفه‌های ثبت‌شده در ایستگاههای فوق نشان می‌دهد که این منحنی‌ها با فرم کلی منحنی‌های پاشیدگی موج ریلی سایر مناطق کشور و جهان همخوانی قابل‌قبولی دارد.

بررسی منحنی سرعت گروه موج ریلی ناحیه بندرعباس-کرمان نشان می‌دهد با توجه به تغییرات اندک سرعت، انتشار موج صرفاً در ناحیه پوسته انجام شده که سرعت کم منحنی پاشیدگی برای دوره‌های تناوب زیر ۲۵ ثانیه، بر عبور موج از لایه‌های رسوبی ضخیم دلالت دارد. دلیل این امر نیز به خاطر فاصله بین بندرعباس تا کرمان می‌باشد که نسبت به سایر ایستگاهها کمتر است. برای بررسی بیشتر می‌توان آن را با منحنی ارائه شده در مرجع [۳۲] که متوسط جهانی سرعت گروه موجهای سطحی را نشان می‌دهد، مقایسه نمود. در منحنی‌های ارائه شده در مرجع [۳۲] به گستره تغییرات کمتر از ۳ کیلومتر بر ثانیه در دوره تناوب کمتر از ۱۵ ثانیه به عنوان موج ریلی عبوری از رسوبات اشاره شده است.

در شکل (۷)، بررسی منحنی سرعت گروه موج ریلی در مسیر بندرعباس-چابهار، با توجه به مقایسه آن با مدل

- correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07614.
7. 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.
  8. Schuster, G.T., Yu, J., Sheng, J., and Rickett, J. (2004). Interferometric/daylight seismic imaging, *Geophysical Journal International*, **157**, 838-852.
  9. 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.
  10. Wapenaar, K., Brogini, P., Slob, E., and Snieder, R. (2013). Three-dimensional single-sided Marchenko inverse scattering, data-driven focusing, Green's function retrieval, and their mutual relations, *Phys. Rev. Lett.*, **110**, 084301.
  11. Bensen, G.D., Ritzwoller M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., and Lin, F. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophysical Journal International*, **169**, 1239-1260.
  12. Snieder, R. and E. Larose, (2013). Extracting Earth's elastic wave response from noise measurements, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **41**, 183-206.
  13. Lobkis, O.I., and Weaver, R.L. (2001). On the Emergence of the Green's function in the Correlations of a Diffuse Field, *Journal of the Acoustical Society of America*, **110**, 3011-3017.
  14. Derode, A., Tourin, A., and Fink, M. (1999). Ultrasonic Pulse Compression with one-bit time reversal through multiple scattering, *Journal of Applied Physics*, **85**, 6343-6352.
  15. Larose, E., Derode, A., Campillo, M., and Fink, M. (2004). Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields *Journal of Applied Physics*, **95**, 8393-8399.
  16. Larose, E., Roux, P., and Campillo, M. (2007). Reconstruction of Rayleigh-Lamb dispersion Spectrum based on noise obtained from an air-jet forcing, *Journal of the Acoustical Society of*

در زمینه‌های متعددی از علوم و مهندسی کارایی خود را نمایش داده‌اند [۱۹، ۲۰، ۳۰، ۳۱، ۳۳، ۳۴، ۳۵، ۳۶].

در این مقاله، تا حدود زیادی مبانی نظری و تجربی این موضوع به بحث گذاشته شد. در خاتمه، نوفه محیطی ثبت شده در ایستگاههای لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله-شناسی و مهندسی زلزله مستقر در جنوب کشور با گستره فرکانسی ۰/۱ تا ۰/۰۱ هرتز به عنوان نمونه مورد پردازش قرار گرفت. نتایج با منحنی‌های پاشیدگی متوسط جهانی مقایسه گردید. این بررسی نشان می‌دهد که با توجه به انبوه داده پیوسته ثبت شده در ایستگاههای لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله می‌توان ساختار سرعتی پوسته و جبه فوقانی در زیر فلات ایران را بر اساس روش تابع همبستگی متقابل دو ایستگاهی محاسبه نمود.

## ۷- سپاسگزاری

از راهنماییها و نظرات ارزشمند داوران محترم مقاله صمیمانه قدردانی می‌شود. همچنین از مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه به خاطر در اختیار قراردادن لرزه‌نگاشتهای مورد نیاز این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

## ۸- مراجع

1. Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **35**, 415-456.
2. Aki, K. and Richards, P.R. (2002). *Quantitative Seismology*, 2<sup>nd</sup> Ed., 700p, Univ. Science Books.
3. Bormann, P. (2002). *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*, **1&2**, GeoForschungZentrum, Potsdam, 1252p.
4. Peterson, J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise, U.S. Geol. Survey Open-File Report 93-322, 95p.
5. Campillo, M. and Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, **299**, 547-549.
6. Shapiro, N.M. and Campillo, M. (2004). Emergence of broadband and Rayleigh waves from

- Pomerantz, M.A. (1993). Time-distance helioseismology, *Nature*, **362**, 430-432.
27. Claerbout, J.F. (1968). Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics*, **33**, 264-269.
  28. Rickett, J. and Claerbout, J. (1999). Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring, *The Leading Edge*, **18**, 957-960.
  29. Sabra, K.G., Conti, S., Roux, P., and Kuperman, W.A. (2007). Passive in vivo elastography from skeletal muscle noise, *Appl. Phys. Lett.*, **90**, 194101.
  30. Weaver, R.L. and Lobkis, O.I. (2001). Ultrasonic without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies, *Phys. Rev. Lett.*, **87**(13), 134301-4.
  31. Weaver, R.L. (2010). Equipartition and Retrieval of Green's Function, *Earthquake Science*, **23**, 397-402, Doi: 10.1007/s11589-010-0738-2.
  32. Kulhánek, O. (1997). Anatomy of seismograms: for the IASPEI/UNESCO working group on manual of seismogram interpretation, developments in solid earth geophysics, Second Impression, Elsevier, Science B.V., 180p.
  33. Derode, A., Larose, E., Campillo, M. and Fink, M. (2003). How to estimate the Green's function of a heterogeneous medium between two passive sensors? Application to acoustic waves, *Appl. Phys. Lett.*, **83**, 3054.
  34. Larose, E., Khan, A., Nakamura, Y., and Campillo, M. (2005). Lunar subsurface investigated from correlation of seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16201.
  35. Larose, E., Roux, P., Campillo, M., and Derode, A. (2008). Fluctuations of correlations and Green's function reconstruction: role of scattering, *Journal of Applied Physics*, **103**, 114907.
  36. Sabra, K.G., Srivastava, A., di Scalea, F.L., Bartoli, I., Rizzo, P., and Conti, S. (2008). Structural health monitoring by extraction of coherent guided waves from diffuse fields, *J. Acoust. Soc. Am.*, **123**, EL8-13.
  17. Malcolm, A.E., Scales, J.A., and Tiggelen, B.A. Van (2004). Extraction the green function from diffuse, Equipartitioned Waves. *Phys. Rev. E*. **70**.
  18. Farrar, C.R., Doebling, S.W., Cornwell, P.J., and Straser, E.G. (1997). Variability of modal parameters measured on the Alamosa Canyon Bridge, *Proc. of the 15<sup>th</sup> Int. Modal Analysis Conf.*, Society of Engineering Mechanics, Bethel, CT, 257-263.
  19. Larose, E., De Rosny, J., Margerin, L., Anache, D., Gouédard, P., Campillo, M., and Tiggelen, B.V. (2006). Observation of multiple scattering of kHz vibrations in a concrete structure and application to monitoring weak changes, *Phys. Rev. E* **73**, 016609.
  20. Sabra, K.G., Roux, P., Gerstoft, P., Kuperman, W.A., and Fehler, M.C. (2006). Extracting coherent coda arrivals from cross-correlations of long period seismic waves during the Mount St. Helens 2004 eruption, *Journal of Geophysical Research*, **33**, L06313.
  21. Roux, P. and Kuperman, W.A. (2004). Extraction of Coherent wavefronts from acoustic ambient noise in the Ocean, *Journal of the Acoustical Society of American*, **116**, 1995-2003.
  22. Roux, P., Sabra, K.G., Kuperman, W.A., and Roux, A. (2005). Ambient noise cross-correlation in free space: theoretical approach, *Journal of the Acoustical Society of American*, **117**, 79-84.
  23. Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., and Fehler, M.C. (2005a). Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03310.
  24. Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., and Fehler, M.C. (2005b). Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14311.
  25. Sabra, K.G., Roux, P., Thode, A.M., D'Spain, G.L., Hodgkiss, W.S., and Kuperman, W.A. (2005c). Using ocean ambient noise for array self-localization and self-synchronization, *IEEE J. Ocean. Eng.*, **30**, 338-347.
  26. Duvall, T.L., Jefferies, S.M., Harvey, J.W., and