

تعیین ساختار سرعتی پوسته جنوب شرق ایران براساس نوفه محیطی لرزه‌نگاشت‌های بانده پهن

رامین موقری^۱، غلام جوان دولوئی^{۲*}، مژگان نوروزی^۱ و احمد سدیدخوی^۳

^۱ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۲ استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۲/۶/۲۵، پذیرش نهایی: ۹۲/۱۱/۱۵)

چکیده

هدف از این تحقیق بررسی نوفه (نویز)های محیطی و پردازش آنها برای محاسبه تابع همبستگی متقابل ایستگاه‌های لرزه‌نگاری بانده پهن در ناحیه جنوب شرق کشور است. با استفاده از تبدیل فوریه گسسته، آنالیز طیفی امواج سطحی روی تابع‌های همبستگی متقابل ناشی از ارتعاشات محیطی برای محاسبه خم (منحنی)های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی صورت گرفته است. سپس با استفاده از مدل‌سازی خم‌های پاشندگی موج‌های سطحی ریلی، ساختار سرعتی پوسته در ناحیه جنوب شرق کشور مورد بررسی قرار گرفته است. مقایسه خم‌های پاشندگی ناحیه جنوب شرق کشور با خم‌های پاشندگی مولفه قائم لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک با بزرگی (ML=۶/۳) که در فاصله تقریبی ۱۶۰ کیلومتری شرق ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن بندرعباس (BNDS) به وقوع پیوسته است، تطابق خوبی را نشان می‌دهد. علاوه بر آن ساختار سرعتی محاسبه شده براساس تابع گرین ارتعاشات محیطی با ساختار سرعتی ناشی از آنالیز موج ریلی زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک توافق قابل قبولی را آشکار می‌سازد. این نتایج درحکم نخستین تجربه موفق از مقایسه تطبیقی خم‌های پاشندگی تابع گرین تجربی ارتعاشات محیطی و خم‌های پاشندگی موج ریلی زمین‌لرزه واقعی در ایران است و اهمیت و کارایی ثبت و ذخیره ارتعاشات محیطی به‌صورت پیوسته در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند پهن برای محاسبه ساختار سرعتی پوسته زمین را تایید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: ارتعاشات محیطی، تابع همبستگی متقابل، آنالیز طیفی، خم پاشندگی موج سطحی ریلی

Velocity structure of south-east of Iran based on ambient noise analysis

Movaghari, R.¹, Javan-Doloei, G.², Nowrozi, M.¹ and Sadidkhouy, A.³

¹M.Sc. Student of Earthquake Seismology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

²Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

³Assistant Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 16 Sep 2013, Accepted: 04 Feb 2014)

Summary

The mixture of natural and artificial seismic sources with random distributions cause diffuse wave field with random amplitudes and phases called noise. When noise is analyzed in a long-term process, it contains surface waves which are spread in all directions. Thus, ambient noise contains data relevant to the surface waves. In recent years, as broadband seismic networks have been distributed vastly around the world, diffuse wave fields are utilized to obtain surface waves. The data of the fields are recorded in the forms of seismic ambient noise and waveforms. Seismic waveform is created as a result of multiple diffuse seismic waves of heterogeneous areas, while seismic ambient noise is caused by many types of sources such as ocean microseisms, atmospheric turbulences (Tanimoto, 1999), storms, volcano eruptions and so on. Recent

studies suggest that surface waves extracted from diffuse wave fields and seismic waveforms are according to the Green function (Wapenaar, 2004). Although, the horizontal to vertical spectral ratio technique of microtremor measurement is widely applied in microzonation and site response studies during past two decades. but the goal of this kind of geotechnical studies is different from seismological noise investigations.

For the first time, Campillo and Paul (2003) have calculated group velocity of Rayleigh and Love surface waves from waveforms of 101 teleseismic earthquakes recorded in the national Mexican seismic network. After that investigation of ambient noise for Green function analysis have been continued by means of Shapiro and Campillo (2004; 2005) ؛ Schuster et al., (2004) ؛ Snieder (2004) ؛ Bensen et al. (2007) ؛ Wapenaar et al. (2013) ؛ Javan and Movaghari (1392). They showed it is possible to get the Green function between stations through calculating Cross Correlation Function of recorded noise. Characteristics of seismic ambient noise are independent of occurring earthquake. That's why ambient noise is used widely and provides the opportunity to do imaging without a source, or *passive imaging* in order to study crustal structure between two stations. More applications include terrestrial and solar seismology, underwater acoustics, and structural health monitoring (Larose et al., 2008).

In this article, we are going to compare velocity structure created by surface waves of ambient noise and earthquake surface waves based on waveforms from IIEES broadband seismic stations. Broad band seismic stations are usually installed in quiet locations some distance from significant sources of cultural noise, such as roads, railroads, and machinery. We analyze seismic noise using continuous 50 sample/s from one year data. Using recorded ambient noise in Tabas, Sharakht (Qaenat), Zahedan, Chabahar, and Bandar Abbas broadband seismic stations, the Green function of surface waves between each pair station was obtained by cross correlation technique and dispersion curve was calculated through frequency-time analysis. According to this curve, a 1-D model of velocity structure between two stations was presented. There has been a comparison between this model and the one acquired from May 11, 2013 earthquake occurred in the north of Jask at the south of Iran. The results show that we can use the ambient noise to study crustal velocity structure and upper mantle as well. Therefore, it is necessary to record ambient noise continuously in seismic stations so as to prepare fundamental research in seismology.

Keywords: Ambient noise, Crustal structure, Green function, Group velocity, Rayleigh wave, South-east of Iran

۱ مقدمه

گسترش و توسعه لرزه‌نگارهای باند پهن در سراسر جهان، برای به دست آوردن امواج سطحی از میدان‌های موج پراکنده استفاده می‌شود. اطلاعات مربوط به این میدان‌ها در سیگنال قطار موج لرزه‌ای و همچنین نوفه‌های لرزه‌ای محیطی همواره ثبت می‌شود. قطار موج سیگنال لرزه‌ای در نتیجه چندین بار پراکنش امواج لرزه‌ای در اثر ناهمگنی‌های بسیار کوچک به وجود می‌آید، درحالی‌که نوفه‌های لرزه‌ای در اثر خردلرزه‌های اقیانوسی و فرایندهای جوی (تانیموتو، ۱۹۹۹)، فعالیت‌های صنعتی، تردد

ترکیب چشمه‌های لرزه‌ای طبیعی و مصنوعی با توزیع اتفاقی، منجر به تولید میدان‌های موج پراکنده با دامنه و فازهای تصادفی که همان نوفه‌های لرزه‌ای هستند می‌شوند. هنگامی که نوفه‌ها در بازه زمانی طولانی مدت مورد بررسی قرار گیرند، دربرگیرنده امواج سطحی هستند که در همه جهت‌ها منتشر می‌شوند. به عبارت دیگر، نوفه‌های محیطی متشکل از اطلاعات مربوط به انتشار امواج سطحی از ساختارهای کشسانی محیط پوخته و گوشته بالایی زمین هستند. در یک دهه اخیر با توجه به

بررسی ساختار سرعتی پوسته و گوشته بالایی استفاده کرد. دقت این نتایج قابل مقایسه با نتایج حاصل از آنالیز موج‌های سطحی زمین‌لرزه‌ها است.

۲ محاسبه تابع گرین به روش همبستگی متقابل

محاسبه تابع گرین براساس نوفه‌های لرزه‌ای محیطی از موضوعات مهم و مورد بحث در زلزله‌شناسی در دو دهه اخیر است. هنگامی که محیط تحت تاثیر میدان نیروی نامعلوم دچار اغتشاش می‌شود، پاسخ و ویژگی‌های اغتشاش در فاصله‌ای معین از میدان، تابعی از مشخصات میدان نیرو و محیط موردنظر است. اگر نیرو، تابع ضربه واحد باشد پاسخ آن همسان با تابع گرین خواهد بود. تابع گرین یک محیط از این جهت دارای اهمیت است که با داشتن آن می‌توان اطلاعات فراوانی در مورد خود محیط و یا نیروهایی که محیط را دچار اغتشاش کرده‌اند، به دست آورد. استخراج تابع گرین که معادل با شکل موج سطحی است از محاسبه همبستگی متقابل سیگنال‌های ثبت شده در دو ایستگاه به صورت نظری و تجربی اثبات شده است. برای نمونه می‌توان به پژوهش‌های ویور و لبکیس (۲۰۰۱)، دروده و همکاران (۲۰۰۳)، اسنایدر (۲۰۰۴)، واپنار و فوکما (۲۰۰۶) و لاروسه و همکاران (۲۰۰۸) اشاره کرد. مشاهدات صورت گرفته، استفاده از تابع همبستگی متقابل سیگنال‌های مربوط به قطار موج‌ها و نوفه‌های محیطی برای به دست آوردن امواج سطحی (ژنگ و همکاران، ۲۰۰۸) و سیگنال‌های نوفه‌های محیطی برای به دست آوردن امواج پیکری (راکس و همکاران، ۲۰۰۵) را تأیید می‌کند.

در این بخش به استدلال تحلیلی دروده و همکاران (۲۰۰۳) که برپایه اصل همسانی متقابل (Seismic Reciprocity) چشمه-گیرنده لرزه‌ای و اصل برگشت پذیری زمانی (Time-reversal) استوار شده است، می‌پردازیم. مطابق شکل ۱ دو نقطه A و B به همراه تعداد

خودروها و فعالیت‌های آتشفشانی (آکی و ریچاردز، ۲۰۰۲؛ بورمن، ۲۰۰۲) است. نخستین بار کامپیو و پل (۲۰۰۳) این روش را برای قطار موج‌های لرزه‌ای ۱۰۱ زمین‌لرزه دورلرز ثبت شده در شبکه ملی لرزه‌نگاری مکزیک بررسی کردند و سرعت گروه موج‌های ریلی و لاو را محاسبه کردند. بررسی‌های نظری و عملی در این زمینه نشان می‌دهد که امواج سطحی استخراج شده از میدان‌های موج پراکنده و قطار موج لرزه‌ای معادل تابع گرین مسیر انتشار موج است (واپنار، ۲۰۰۴). بررسی نوفه‌ها و ارتعاشات محیطی برای محاسبه تابع گرین را شاپیرو و کامپیو (۲۰۰۴ و ۲۰۰۵)؛ شوستر و همکاران (۲۰۰۴)؛ اسنایدر (۲۰۰۴)؛ بنزن و همکاران (۲۰۰۷)؛ واپنار و همکاران (۲۰۱۳) ادامه دادند. آنها روشن ساختند که با محاسبه تابع همبستگی متقابل سری‌های زمانی نوفه‌های ثبت شده در دو گیرنده، می‌توان تابع گرین بین دو گیرنده که معادل موج‌های سطحی است را به دست آورد. استفاده از نوفه‌های محیطی به علت نبود وابستگی به وقوع زلزله اهمیت بیشتری دارد. این موضوع باعث افزایش استفاده از نوفه‌های محیطی در بررسی ساختارهای لایه‌بندی مسیر بین دو ایستگاه لرزه‌نگاری شده است.

با پردازش نوفه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری طیس، شارخت (قائنات)، زاهدان، چابهار و بندرعباس، تابع گرین موج سطحی بین هر زوج ایستگاه به روش همبستگی متقابل، استخراج و سپس خم پاشندگی آنها به روش آنالیز بسامد-زمان برای این مسیر محاسبه شده است. براساس این خم، مدلی یک‌بُعدی از ساختار سرعتی در مسیر بین هر دو ایستگاه ثبت کننده عرضه می‌شود. این مدل با مدل به دست آمده از امواج سطحی حاصل از زمین‌لرزه ۱۳۹۲/۲/۲۱ شمال جاسک ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده، مقایسه شده است. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد که از ارتعاشات محیطی ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری می‌توان در

$$h_{AB}(-t) = \sum_i h_{As_i}(-t) \otimes h_{s_i B}(t) \rightarrow h_{AB}(t) = \sum_i h_{As_i}(t) \otimes h_{s_i B}(-t) \quad (1)$$

که بنابر اصل همسانی متقابل رابطه $h_{As_i}(t) = h_{s_i A}(t)$ برقرار است. بنابراین:

$$h_{AB}(t) = \sum_i h_{s_i A}(t) \otimes h_{s_i B}(-t) = \sum_i \phi_{AB}^i \quad (2)$$

که تساوی آخر رابطه (۲) با استفاده از خواص تابع همبستگی متقابل به دست آمده است. تحلیل رابطه (۲) این گونه است که پاسخ مسیر بین A و B معادل با تابع همبستگی متقابل ارتعاشات ثبت شده در نقطه A و نقطه B خواهد بود. به عبارت دیگر پاسخ محیط که همان تابع گرین است، معادل با تابع همبستگی متقابل نوفه‌های لرزه‌ای تصادفی ثبت شده در دو ایستگاه لرزه‌نگاری است.

۳ گردآوری و پردازش داده

در این پژوهش از داده نوفه محیطی لرزه‌نگاشت‌های باند پهن پنج ایستگاه لرزه‌نگاری مستقر در جنوب شرق کشور وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله که به صورت پیوسته از تاریخ ۲۰۱۰/۷/۱ تا ۲۰۱۱/۶/۳۱ با بسامد نمونه‌برداری ۵۰ هرتز ثبت شده، استفاده شده است (شکل ۲).

روش پردازش داده‌ها را بنزن و همکاران (۲۰۰۷) به تفصیل بررسی کرده‌اند. استفاده از مولفه قائم لرزه‌نگاشت‌ها به استخراج موج سطحی از نوع ریلی پس از پردازش داده‌ها می‌انجامد. در نخستین گام، مرتب کردن داده در فایل‌های ۲۴ ساعته و کاهش بسامد نمونه‌برداری به ۲ هرتز برای کاهش فضای موردنیاز پردازش و همچنین کاهش مدت‌زمان محاسبات است. پس از آن پاسخ دستگاهی، روند روزانه و میانگین از سیگنال‌ها حذف شدند. قبل از محاسبه همبستگی متقابل بین سیگنال‌های یک‌روزه، به منظور حذف زمین‌لرزه‌ها و دیگر اشکالات دستگاهی، سیگنال‌ها در فضای زمانی به‌هنگار می‌شوند. روش‌های گوناگونی برای

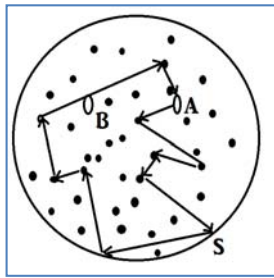
زیادی موانع داخل محیطی محدود به مرز S در نظر گرفته می‌شود.

اگر فرض شود که تضعیف ناچیز است و مرز S جذب‌کننده و عبوردهنده موج نباشد. آن‌گاه در لحظه $t=0$ ، تپی (پالسی) را گسیل می‌کند. این تپ در همه جهت‌ها منتشر می‌شود. میدان تولید شده در محیط، باز شده و در B میدان $h_{AB}(t)$ حس می‌شود. منظور از $h_{AB}(t)$ پاسخ بین A و B است. به مرور زمان این میدان به همه نقاط مرزی از جمله S_i می‌رسد. زمان سپری شده تا رسیدن میدان تولید شده به همه نقاط مرزی را با متغیر T فرض می‌کنیم. در شکل ۱ یکی از مسیرهایی که امواج می‌پیمایند تا پس از عبور از B به S_i برسند، نمایش داده شده است. موج رسیده به S_i به داخل محیط باز پس فرستاده می‌شود و در نهایت به خود A باز می‌گردد. اما چون A میدان را در همه جهت‌ها منتشر کرده بود موج دیگری وجود دارد که دقیقاً مسیر معکوس را پیموده است، یعنی از A به S_i می‌رسد و سپس با عبور از B به A باز می‌گردد. همین اتفاق برای سایر امواجی که به B می‌رسند نیز رخ می‌دهد.

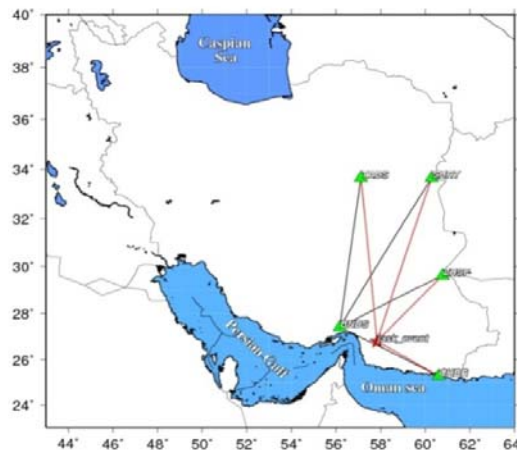
پس از زمان T، ناظر مستقر در B نمی‌تواند تشخیص دهد که امواجی که حس می‌کند، مسیر $A \rightarrow S_i \rightarrow B$ یا مسیر $A \rightarrow B \rightarrow S_i \rightarrow B$ را طی کرده‌اند. یعنی در B و به علت دلخواه بودن مکان B در همه مکان‌های داخل محیط بسته چنین به نظر می‌رسد که میدان پس از رسیدن به مرز در زمان T، معکوس زمانی شده است. در نتیجه B در ابتدا $h_{AB}(t)$ و پس از T ثانیه $h_{AB}(-t)$ را حس می‌کند. به همین ترتیب در $t=2T$ میدان در A متمرکز شده و پس از آن دوباره باز می‌شود تا از $t=3T$ به بعد مجدداً جمع شود. بنابراین چنین محیطی را، معکوس‌کننده زمان می‌توان نامید. برای ناظر مستقر در B و به ازای زمان‌های بزرگ‌تر از T، عبارت زیر قابل بیان است:

بود. برای سهولت در آنالیز امواج سطحی و افزایش نسبت سیگنال به نوفه، از سیگنال‌های علی و غیرعلی میانگین گرفته می‌شود. به سیگنال نهایی، سیگنال متقارن (یانگ و همکاران، ۲۰۰۷) می‌گویند.

در پژوهش حاضر از داده پیوسته به مدت یک سال که در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باندپهن بندرعباس (BNDS)، چابهار (CHBR)، شارخت-قائنات (SHRT)، زاهدان (ZHSF) و طبس (TABS)، وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله ثبت شده‌اند (شکل ۲)، به روش مشابه پیش گفته تابع همبستگی متقابل بین هر زوج ایستگاه محاسبه شده است که برای نمونه تابع همبستگی متقابل بین ایستگاه بندرعباس با چهار ایستگاه دیگر در شکل ۳ نشان داده شده است.

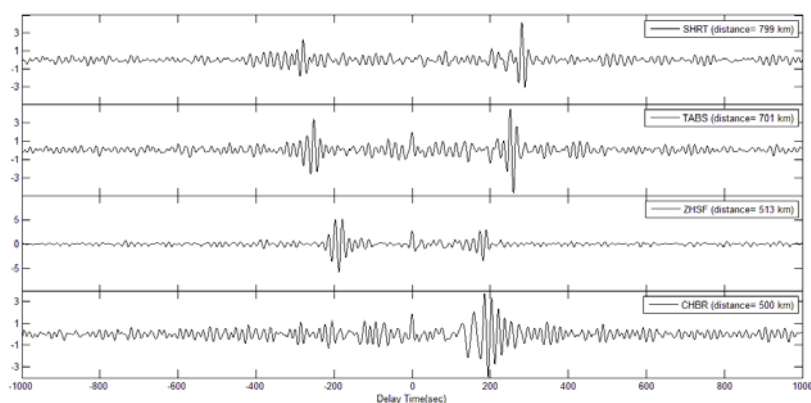


شکل ۱. نمایش سطح مرزی غیرجاذب و غیرعبور دهنده S که محیط انتشار موج را محصور کرده است و فرض شده است که شبیه یک معکوس کننده زمان عمل کند (دروده و همکاران، ۲۰۰۳).



شکل ۲. نقشه موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند پهن مستقر در شرق کشور که در پژوهش حاضر استفاده شده‌اند (مثلث‌های سبز رنگ) در مقایسه با موقعیت زمین لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک (ستاره سرخ‌رنگ). خطوط سرخ‌رنگ مسیر کانون زمین لرزه به ایستگاهها و خطوط مشکی مسیر زوج ایستگاهها را نشان می‌دهد.

به‌هنجارسازی در فضای زمان وجود دارد که در اینجا از روش تک بیتی استفاده شده است. در این روش کافی است نمونه‌هایی از سیگنال که دارای دامنه مثبت هستند برابر ۱ و دامنه‌های منفی برابر با -۱ قرار داده شوند. با این کار دامنه سیگنال برای زمین لرزه‌ها و نوفه‌های محیطی یکسان می‌شود و از وزندهی بیش از حد به زمین لرزه‌ها در محاسبه همبستگی متقابل جلوگیری می‌شود. در مرحله بعد، با اعمال یک فیلتر میان‌گذر بین ۰/۱ تا ۰/۱ هرترتز، تابع همبستگی متقابل برای هر جفت ایستگاه در روزهای مشترک دو ایستگاه، محاسبه و سپس باهم برانبارش شده‌اند. پس از برانبارش تابع همبستگی متقابل شامل دو سیگنال موج سطحی در راستاهای متفاوت است. این دو سیگنال در قسمت تاخیر زمانی منفی و مثبت تابع همبستگی متقابل ظاهر می‌شوند. معمولاً به سیگنال با تاخیر زمانی مثبت، علی (causal) و به سیگنال با تاخیر زمانی منفی، غیرعلی (acausal) معروف‌اند. این دو سیگنال شامل اطلاعات ساختاری مربوط به مسیر بین دو ایستگاه هستند. به علت توزیع غیر یکنواخت چشمه‌های نوفه در اطراف دو ایستگاه، معمولاً این دو سیگنال یکسان نخواهند



شکل ۳. تابع همبستگی متقابل برابراش شده از یکسال نوفه‌های محیطی ثبت شده روی مولفه قائم ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند پهن مستقر در جنوب شرق کشور. سری‌های زمانی نمایش داده شده تابع‌های همبستگی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شارخت-قائات، طیس، زاهدان و چابهار نسبت به ایستگاه لرزه‌نگاری بندرعباس را نشان می‌دهد که به ترتیب کاهش فاصله بین هر ایستگاه با ایستگاه بندرعباس از بالا به پایین مرتب شده‌اند.

۴ محاسبه خم‌های پاشندگی

برای محاسبه خم‌های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی، از روش بسامد-زمان (FTAN) استفاده شده است. سرعت گروه، همان سرعت پوش سیگنال است. بنابراین برای به دست آوردن این سرعت باید زمان بیشینه پوش سیگنال در بسامدهای متفاوت اندازه‌گیری شود. یکی از ابزارهای مهم در به دست آوردن پوش سیگنال، استفاده از سیگنال تحلیلی است (بنزن و همکاران، ۲۰۰۷). سیگنال تحلیلی از مجموع دو سیگنال اصلی و تبدیل هیلبرت آن ساخته می‌شود. اگر $S(t)$ سیگنال اصلی باشد داریم:

$$s_a(t) = s(t) + iH(t) \quad (۳)$$

که در آن $H(t)$ تبدیل هیلبرت سیگنال اصلی است. حال اگر سیگنال تحلیلی را به صورت قطبی بنویسیم:

$$s_a(t) = |A(t)| \exp(i\phi(t)) \quad (۴)$$

دامنه آن $|A(t)|$ برابر با پوش سیگنال اصلی خواهد بود. تبدیل فوری سیگنال اصلی برابر است با:

$$s(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) \exp(i\omega t) dt \quad (۵)$$

بنابراین تبدیل فوری سیگنال تحلیلی به صورت رابطه (۶) است:

$$(\omega) = s(\omega)(1 + \text{sgn}(\omega)) \quad (۶)$$

بررسی شکل ۳ نشان می‌دهد که قسمت‌های علی و غیرعلی تابع‌های همبستگی در هر زوج ایستگاه، تقارن خوبی باهم دارند و علاوه بر آن با کاهش فاصله ایستگاه موردنظر از ایستگاه بندرعباس، کاهش زمان بین دو قسمت علی و غیرعلی تابع همبستگی کاملاً مشهود است. این امر بر صحت چگونگی پردازش داده و اعتبار الگوریتم‌های تدوین شده دلالت دارد.

در این پژوهش علاوه بر داده نوفه‌های محیطی، از مولفه قائم لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک به مختصات جغرافیایی $(26.56^\circ\text{N}, 57.77^\circ\text{E})$ با بزرگی $ML=6.2$ که در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند پهن چابهار، زاهدان، شارخت (قائات) و طیس ثبت شده‌اند (شکل ۲)، نیز استفاده شده است. در این راستا پس از استخراج شکل موج‌های رقمی چهار ایستگاه موردنظر و پردازش‌های اولیه، فرایند محاسبه سرعت گروه خم پاشندگی موج ریلی آماده شده است. برای میسر شدن مقایسه بین نتایج حاصل از پردازش نوفه‌های محیطی و نتایج حاصل از داده زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ سعی شده است که آنالیز طیفی و مدل‌سازی ساختار سرعت لرزه‌ای در هر دو نوع داده با روشی یکسان و موازی یکدیگر صورت گیرد.

۴-ب). با ردیابی مجدد دامنه بیشینه در هر بسامد، خم پاشندگی نهایی برای سرعت گروه به دست می آید. تابع گرین مصنوعی (شکل موج ریلی مصنوعی) براساس خم پاشندگی نهایی قابل محاسبه است که در این مثال با رنگ سرخ (شکل ۴-ج) رسم شده است و با تابع گرین تجربی (تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی دو ایستگاه بندرعباس و چابهار) رنگ آبی مقایسه شده است. میزان زیاد نیکویی برازش تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی با شکل موج ریلی مصنوعی بیانگر قابل اعتماد بودن سرعت گروه محاسبه شده در مسیر بین دو ایستگاه بندرعباس و چابهار است.

همان طور که قبلاً ذکر شد، زمین لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک که در چهار ایستگاه لرزه نگاری باند پهن چابهار (CHBR)، زاهدان (ZHSF)، شارخت - قائنات (SHRT) و طبس (TABS) ثبت شده اند، مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا پردازش برای محاسبه خم های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی تولید شده در اثر وقوع زمین لرزه (به روش مشابه برای نوفه) صورت گرفته است که نتایج آن برای ایستگاه طبس در شکل ۵ آمده است. با توجه به اینکه فاصله زمین لرزه شمال جاسک تا ایستگاه لرزه ای نگاری طبس خیلی بیش از فاصله بین ایستگاه بندرعباس تا ایستگاه چابهار است، بنابراین خم پاشندگی موج ریلی برای ایستگاه طبس تا تناوب ۶۰ ثانیه محاسبه شده است. در حالی که برای مسیر ایستگاه بندرعباس به چابهار حداکثر تناوب ۵۰ ثانیه منظور شده است. بررسی شکل ۵ نشان می دهد که حداکثر سرعت موج ریلی برای مسیر زلزله (شمال جاسک) تا ایستگاه طبس ۳٫۸ کیلومتر بر ثانیه است که با توجه به میزان زیاد نیکویی برازش خم تجربی (آبی رنگ) با خم مصنوعی (سرخ رنگ) منطقی به نظر می رسد. علاوه بر آن با مقدار متناظر آن در مدل های مرجع نیز همخوانی خوبی دارد.

برای به دست آوردن پوش سیگنال در بسامدهای متفاوت مجموعه ای از فیلترهای میان گذر باریک از نوع گاوسی با بسامد مرکزی ω_0 روی سیگنال تحلیلی اعمال می شود.

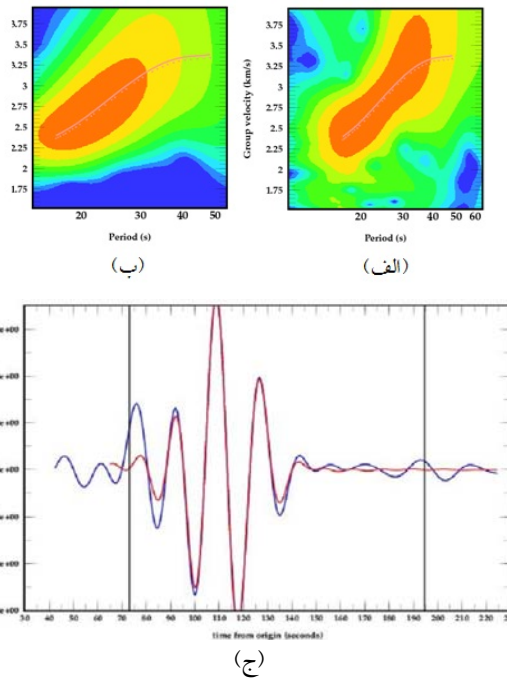
$$G(\omega - \omega_0) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_0}{\omega_0}\right)^2} \quad (۷)$$

که در آن، α پارامتری است که پهنای باند فیلتر را تنظیم می کند. بازای α ثابت، پهنای فیلتر متناسب با بسامد مرکزی است. تناسب پهنای باند فیلتر با بسامد مرکزی خاصیتی مطلوب به شمار می رود، زیرا با افزایش بسامد مرکزی به طور معمول از محتوای بسامدی امواج سطحی کاسته می شود.

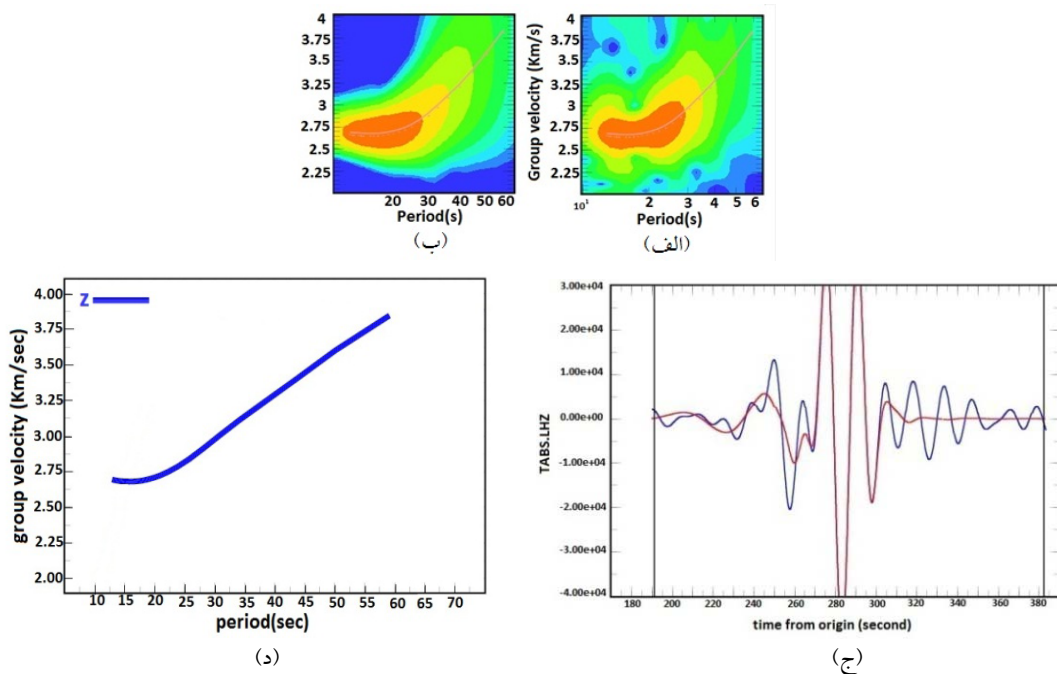
$$s_a(\omega, \omega_0) = s(\omega)(1 + \text{sgn}(\omega))G(\omega - \omega_0) \quad (۸)$$

تبدیل عکس فوریه $s_a(\omega, \omega_0)$ به فضای زمان، یک تابع پوش دو بُعدی هموار $|A(t, \omega_0)|$ و یک تابع فاز $\phi(t, \omega_0)$ را به دست می دهد. α پارامتر تنظیم کننده است که در واقع دقت را در فضای بسامد و زمان تعریف می کند. سرعت گروه با استفاده از $|A(t, \omega_0)|$ و سرعت فاز با استفاده از $\phi(t, \omega_0)$ به دست می آید. زمان رسید گروه $\tau(\omega_0)$ ، زمان بیشینه تابع پوش در بسامد مرکزی فیلتر گاوسی است. بنابراین سرعت گروه در بسامد (ω_0) برابر با $U(\omega_0) = \frac{r}{\tau(\omega_0)}$ و در آن r فاصله بین دو ایستگاه است.

پس از اعمال فیلتر گاوسی در بسامدهای متفاوت، نمودار انرژی سیگنال که معادل نمودار زمان برحسب بسامد مرکزی فیلتر است، رسم می شود. سپس خم پاشندگی خام با ردیابی بیشینه دامنه در هر بسامد به دست می آید که برای نمونه تابع همبستگی متقابل بندرعباس - چابهار در شکل (۴-الف) نشان داده شده است. رنگ سرخ بیشینه دامنه را نشان می دهد. در مرحله بعد با استفاده از فیلتر تطبیق - فاز تاثیر انرژی مربوط به مدهای بالاتر امواج ریلی از خم پاشندگی خام حذف می شود (شکل



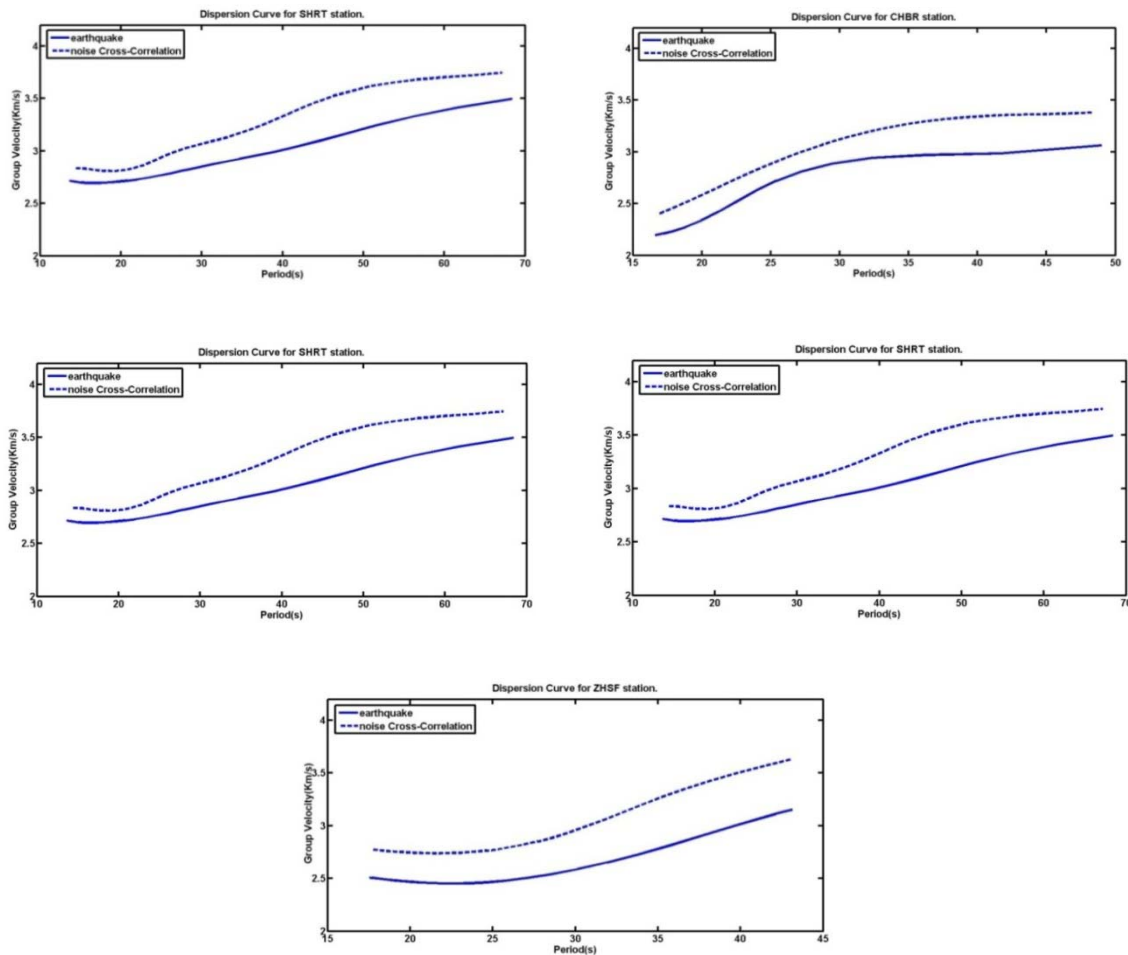
شکل ۴. نمودار انرژی به دست آمده از روش تحلیل بسامد-زمان برای (الف) سیگنال خام و (ب) تمیز شده مربوط به مسیر ایستگاه بندرعباس-چابهار. (ج) مقایسه تابع گرین تجربی ناشی از همبستگی متقابل نوفه‌های محیطی دو ایستگاه (رنگ آبی) با موج ریلی مصنوعی (سرخ‌رنگ) ایجاد شده براساس خم پاشندگی نهایی محاسبه شده. محور قائم دامنه موج محاسبه شده و مصنوعی را نشان می‌دهد.



شکل ۵. تحلیل طیفی موج ریلی زمین لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک ثبت شده روی مولفه قائم لرزه‌نگاشت ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن طیس. نمودار انرژی به دست آمده از روش تحلیل بسامد-زمان برای (الف) سیگنال خام و تمیز شده، (ب) خم پاشندگی نهایی محاسبه شده برای مسیر بین کانون زمین‌لرزه، (ج) ایستگاه طیس و (د) مقایسه لرزه‌نگاشت موج ریلی زمین‌لرزه شمال جاسک (آبی‌رنگ) با موج ریلی مصنوعی (سرخ‌رنگ) ایجاد شده با استفاده از خم پاشندگی محاسبه شده.

فاصله ایستگاه لرزه‌نگاری بندرعباس نسبت به کانون زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک ۱۶۰ کیلومتر است که باعث اختلاف در مسیر انتشار موج شده است، بنابراین، تفاوت قابل مشاهده‌ای در خم‌های پاشندگی حاصل از دو نوع داده به‌وجود آورده است که احتمالاً به علت تغییر تقریبی مسیر چشمه - گیرنده است. البته روند کلی خم‌های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی در هر ایستگاه بایکدیگر انطباق خوبی دارند و این امر انتخاب مناسب زمین‌لرزه واقعی را علاوه بر تایید توانمندی و کارآمدی روش تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی برای محاسبه خم پاشندگی موج سطحی را نشان می‌دهد.

مطابق آنچه برای دو مثال شکل‌های ۴ و ۵ بیان شد، برای سایر ایستگاه‌ها نوفه‌های محیطی و زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک مورد بررسی و پردازش قرار گرفته است. برای امکان‌پذیر شدن مقایسه نتایج حاصل از نوفه‌های محیطی با زمین‌لرزه واقعی، خم‌های پاشندگی هر دو نوع داده را در یک شکل تنظیم کرده‌ایم که مطابق شکل ۶ برای مقایسه آورده شده است. شایان ذکر است که در شکل ۶ برای پردازش نوفه‌های محیطی ایستگاه بندرعباس درحکم چشمه و چهار ایستگاه لرزه‌نگاری دیگر به منزله گیرنده لرزه‌ای برای محاسبه تابع همبستگی متقابل در نظر گرفته شده‌اند. با توجه به اینکه



شکل ۶. خم‌های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی برای نوفه‌های محیطی (نقطه‌چین) و زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک (خط ممتد) ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند پهن چابهار، زاهدان، شارخت (قائنات) و طبس.

۵ مدل‌سازی یک‌بُعدی خم‌های پاشندگی

در این مرحله مدل‌سازی یک‌بُعدی خم‌های پاشندگی به روش معکوس برای عرضه ساختار سرعتی پوسته زمین ناحیه جنوب شرق کشور مورد بررسی قرار گرفته است. در تحقیق حاضر مدل‌سازی یک‌بُعدی با الگوریتم dinver از مجموعه نرم‌افزاری Seis_Array صورت گرفته است. مدل‌سازی معکوس در این مجموعه نرم‌افزاری با استفاده از الگوریتم بیشینه همسایگی ($\text{Maximum Likelihood}$) به شیوه غیرخطی صورت می‌گیرد. پارامترهای اولیه شامل سرعت‌های موج تراکمی و برشی، نسبت پواسون و چگالی محیط هستند. معمولاً وارون‌سازی با انتخاب یک مدل ساده یک‌لایه‌ای روی نیم‌فضا صورت می‌گیرد. سپس پارامترهای اولیه چهارگانه پیش‌گفته برای آن انتخاب می‌شود. تغییرات سرعت موج فشارشی و بُرشی با توجه به خم پاشندگی و عمق لایه نیز معمولاً تا یک‌چهارم بیشترین طول موج محاسبه شده، در نظر گرفته می‌شود. لازم به ذکر است که می‌توان برای هر لایه یکی از وضعیت‌های تغییرات روند به صورت یکنواخت (uniform)، خطی (linear)، خطی صعودی (linear increase)، خطی نزولی (linear decrease) یا قانون توان (power law) را در نظر گرفت. انتخاب تغییرات روند باعث افزودن قید به نرم‌افزار می‌شود و جواب‌های قابل‌اعتمادتری را در سریع‌ترین زمان ممکن فراهم می‌کند. نرم‌افزار از بین مدل‌های موجود، نزدیک‌ترین مدل به پارامترهای وارد شده را انتخاب می‌کند. با مقایسه خم پاشندگی محاسبه‌ای و خم پاشندگی مربوط به مدل داده شده (مشاهده‌ای) و با توجه به میزان خطای (نبود برازش) گزارش شده می‌توان دقت نرم‌افزار در انتخاب مدل را سنجید و بهترین مدل را پذیرفت. البته از آنجا که خم پاشندگی محاسبه شده تغییرات سرعت گروه را به‌طور میانگین برای هر مسیر بین ایستگاهی نشان می‌دهد، بنابراین مدل حاصل وارون‌سازی آن نیز حالت

میانگینی از ساختارهای زیرسطحی را نشان می‌دهد.

براین اساس برای مدل‌سازی معکوس یک‌بُعدی خم پاشندگی مربوط به مسیر بندرعباس - چابهار حاصل از تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی دو ایستگاه، یک مدل اولیه چهار لایه یکنواخت روی نیم‌فضا انتخاب شد. با توجه به روند افزایشی خم پاشندگی، تغییرات سرعت در همه لایه‌ها به صورت صعودی انتخاب شد. افزایش سرعت گروه در تناوب‌های بیشتر، افزایش سرعت موج برشی در عمق بیشتر را نشان می‌دهد. پارامترهای اولیه مطابق جدول ۱ در نظر گرفته شده‌اند.

چنان‌که پیش‌تر گفته شد، یک‌چهارم بیشترین طول موج اندازه‌گیری شده را می‌توان در حکم بیشترین عمق قابل بررسی، تصور کرد. بزرگ‌ترین طول موج منتشر شده در این مسیر تقریباً ۱۸۸ کیلومتر است، بنابراین می‌توان تا عمق ۴۷ کیلومتری را برای بررسی عمق، قابل اطمینان دانست. حداقل میزان خطای گزارش شده برای این مدل ۱۴٪ است. خلاصه مراحل مدل‌سازی و نتایج آن به صورت مقطع عمقی تغییرات موج بُرشی مطابق با شکل ۷ نشان داده شده است.

در پژوهش حاضر، علاوه بر مدل‌سازی یک‌بُعدی ساختار سرعت موج برشی بر اساس تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی بین دو ایستگاه لرزه‌نگاری، موج ریلی از مولفه قائم زمین لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک نیز مورد استفاده قرار گرفته است. در این راستا، مدل‌سازی ساختار سرعتی بر اساس آنالیز خم پاشندگی زمین لرزه فوق صورت گرفته است. برای نمایش پارامترهای اولیه و بررسی روند تغییرات آنها تا رسیدن به مدل نهایی ساختار سرعت موج برشی ایستگاه چابهار، خم پاشندگی موج ریلی محاسبه شده برای زمین لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک انتخاب شده است. سپس بر اساس داده جدول ۱ مراحل گوناگون مدل‌سازی صورت گرفته است

جدول ۱. پارامترهای اولیه در وارون‌سازی خم پاشندگی مسیر بندرعباس - چابهار.

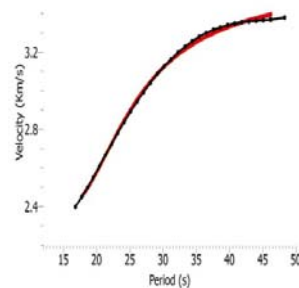
CHBR	V_p (Km/s)	V_s (Km/s)	عمق (Km)
لایه اول	۴/۵-۰/۷	۳-۰/۵	۲۰-۰
لایه دوم	۵-۰/۲	۴/۵-۰/۱۵	۴۰-۱۰
لایه سوم	۵/۸-۰/۲	۵-۰/۱۵	۶۰-۱۰
نیم‌فضا	۵/۸-۰/۲	۵/۵-۰/۱۵	∞

به روش مشابه خم‌های پاشندگی حاصل از تابع‌های همبستگی متقابل نوفه محیطی در زوج ایستگاه‌های بندرعباس - زاهدان، بندرعباس - شارخت (قائنات) و بندرعباس - طبس از یک طرف و خم‌های پاشندگی موج ریلی زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک که در ایستگاه‌های فوق مطابق آنچه در شکل ۵ داده شده است، برای مدل‌سازی معکوس یک‌بُعدی مورد بررسی قرار گرفت که ساختار سرعتی حاصل برای آنها به صورت خلاصه در شکل ۹ داده شده است. شکل ۹ در واقع مقایسه‌ای از ساختار سرعتی به دست آمده از تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی (سرخ‌رنگ) بین ایستگاه موردنظر و ایستگاه بندرعباس را با ساختار سرعتی خم پاشندگی موج ریلی زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک (آبی‌رنگ) در همان ایستگاه مشابه نشان می‌دهد. به عبارت دیگر در هر قسمت از شکل ۹ دو مدل ساختار سرعتی در مقایسه با هم نشان داده شده است. یک مدل ساختار سرعتی (سرخ‌رنگ) ناشی از پردازش تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی بین آن ایستگاه و ایستگاه بندرعباس و مدل ساختاری دیگر (آبی‌رنگ) ناشی از مدل‌سازی موج ریلی از کانون زمین‌لرزه ۲۱/۲/۹۲ تا ایستگاه موردنظر به دست آمده است. بررسی شکل ۹ نشان می‌دهد که علی‌رغم فاصله ۱۶۰ کیلومتری بین کانون زمین‌لرزه با ایستگاه لرزه‌نگاری بندرعباس، تغییرات سرعت موج برشی برای مسیرهای تقریباً مشابه طی شده به ایستگاه‌های موردنظر، انطباق قابل‌قبولی دارند.

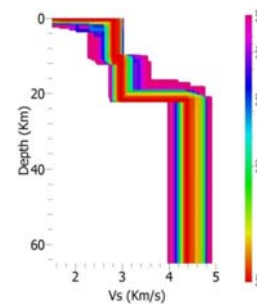
که محاسبات آن در بخش‌های a تا f شکل ۸ نمایش داده شده است و در واقع روند تغییرات پارامترها تا دست یافتن به مدل نهایی را نشان می‌دهد. مقیاس موجود در پایین شکل ۸ میزان خطای برازش در وارون‌سازی (به‌طور کلی برای مدل عمق و سرعت) را بیان می‌کند.



(الف)



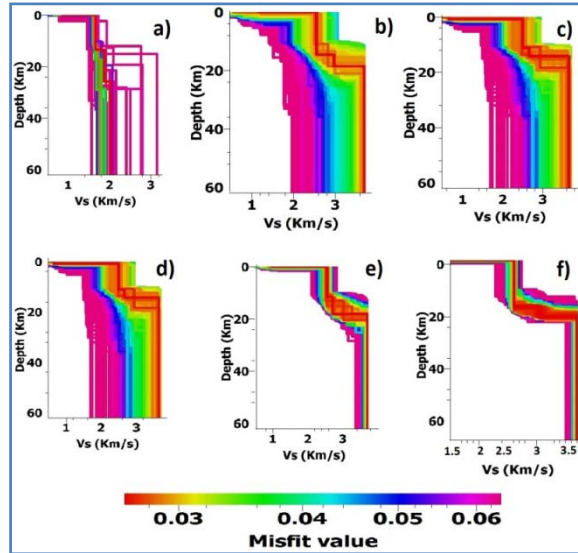
(ب)



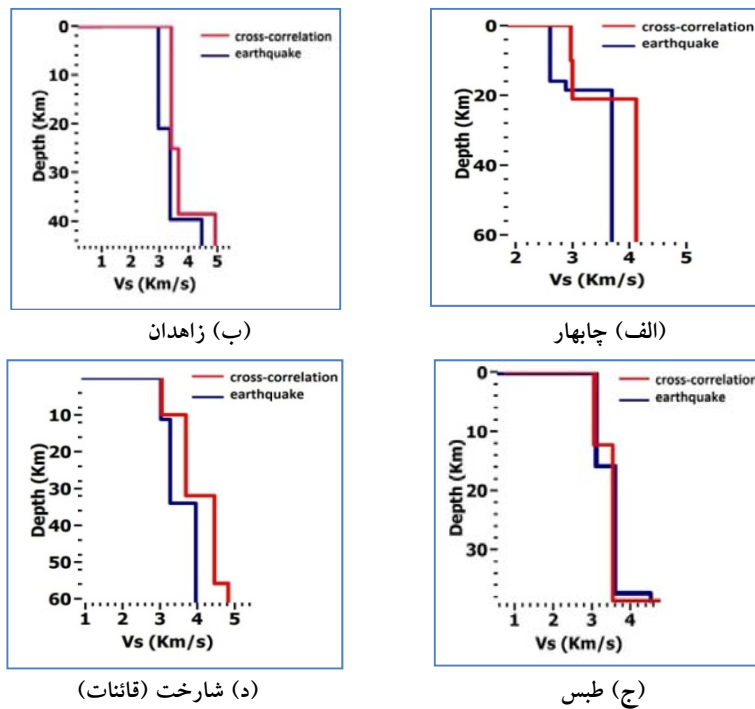
(ج)

شکل ۷. مراحل مدل‌سازی یک‌بُعدی و برازش خم پاشندگی مصنوعی با خم تجربی در مسیر بندرعباس - چابهار؛ (الف) نتایج مدل‌سازی با استفاده از داده جدول ۱ و محدود کردن میزان نبود برازش در گستره ۰/۰۱ - ۰/۰۵؛ (ب) خم پاشندگی تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی دو ایستگاه بندرعباس و چابهار (نقطه‌چین مشکی‌رنگ) در مقایسه با خم پاشندگی مصنوعی (سرخ‌رنگ) که براساس مدل نهایی با حداقل خطای برازش به دست آمده است؛ (ج) مدل نهایی ساختار سرعتی موج برشی در پوسته مسیر دو ایستگاه بندرعباس - چابهار.

به عبارت دیگر مثال موردنظر از زلزله واقعی با توجه به تنها داده قابل دسترس، کمک قابل توجهی به راستی آزمایی کارآمدی تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی برای بررسی ساختار سرعتی پوسته زمین کرده است.



شکل ۸. نمایش تاثیر تغییر پارامترهای اولیه تا دستیابی به مدل نهایی (f). در شکل a وجود دو لایه در عمق ۱۰ و ۲۰ کیلومتری تقریباً به چشم می خورد اما وجود سایر مدلها با مقدار خطاهای کمتر (مدل های رنگی) قطعیت این مدل را نشان نمی دهد. تغییرات پارامترها و پایداری لایه ها در همان عمق استحکام این لایه ها را نشان می دهد.



شکل ۹. ساختار سرعتی موج برشی ناحیه جنوب شرق کشور براساس آنالیز طیفی موج ریلی زمین لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک (آبی رنگ) و مقایسه آن با نتایج حاصل از تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی لرزه نگاشت های بانده پهن (سرخ رنگ) به روش مدل سازی یک بُعدی خم های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی.

۶ نتیجه گیری

بررسی نوفه‌های محیطی و استفاده از آنها در تعیین ساختار سرعتی لایه‌های پوسته زمین در یک دهه اخیر جذابیت قابل توجهی در شاخه زلزله‌شناسی ایجاد کرده است. در پژوهش حاضر سعی شد موضوع نوفه‌های محیطی و تابع همبستگی متقابل آنها در دو ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن از جنبه نظری و کاربردی مورد بررسی قرار گیرد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که تابع همبستگی متقابل نوفه محیطی معادل تابع گرین موج سطحی است. بنابراین چنانچه نوفه ثبت شده روی مولفه قائم لرزه‌نگاشت‌ها مورد توجه باشد، تابع گرین حاصل، معادل تابع گرین موج سطحی ریلی است. علاوه بر آن، آنالیز طیفی تابع گرین موج ریلی منجر به محاسبه خم پاشندگی سرعت گروه موج ریلی می‌شود. بدیهی است در اختیار داشتن خم پاشندگی موج ریلی امکان مدل‌سازی یک‌بعدی ساختار سرعتی زمین را فراهم می‌کند.

فراهم کردن زمینه ارزیابی نتایج پردازش نوفه محیطی از راه انتخاب داده زمین‌لرزه واقعی امکان‌پذیر می‌شود. بررسی این موضوع با انتخاب زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک صورت گرفته است. در این راستا فرایندهای پردازش آنالیز طیفی و مدل‌سازی یک‌بعدی خم‌های پاشندگی به‌طور مشابه و موازی همدیگر صورت گرفت که نتایج آن در شکل‌های ۷ تا ۹ داده شده است.

از بررسی شکل ۶ می‌توان استنتاج کرد که روند تغییرات خم پاشندگی حاصل از پردازش نوفه محیطی با روند تغییرات خم پاشندگی موج ریلی زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک هم‌خوانی خوبی دارد. علت اختلاف ناچیز در خم‌ها، احتمالاً تفاوت در راستای مسیر انتشار موج و همچنین اختلاف در فاصله چشمه - گیرنده موردنظر است. اختلاف در مدل خم‌های پاشندگی سرعت گروه موج سطحی ریلی بیانگر تغییرات جانبی سرعت در ناحیه جنوب شرق کشور است که اثبات دقیق

آن نیازمند بررسی‌های توموگرافی لرزه‌ای با قدرت تفکیک زیاد در منطقه جنوب شرق کشور است. بررسی شکل کلی خم‌های پاشندگی هر دو نوع داده، دو یا سه لایه در ساختار سرعتی پوسته ناحیه مورد بررسی را نشان می‌دهد که معمولاً روی خم، نقاط عطفی را که تغییر در سرعت گروه موج ریلی در آنها مشاهده می‌شود، در حکم فصل مشترک دو لایه در نظر می‌گیرند. کمینه و بیشینه تناوب موج ریلی مورد بررسی براساس فاصله چشمه - گیرنده انتخاب شده است. در این تحقیق کمینه تناوب موج ریلی مورد بررسی ۱۷ ثانیه است که تقریباً در همه ایستگاه‌ها یکسان انتخاب شده است، درحالی‌که بیشینه تناوب مورد بررسی ۴۴-۶۸ ثانیه با توجه به نزدیک‌ترین فاصله چشمه - گیرنده (بندرعباس - چابهار با فاصله تقریبی ۵۰۰ کیلومتر) و دورترین فاصله چشمه - گیرنده (بندرعباس - شارخت ۸۰۰ کیلومتر) انتخاب شده است. بررسی کلی خم‌های پاشندگی نشان می‌دهد که کمینه و بیشینه سرعت گروه موج ریلی در ناحیه جنوب شرق کشور به ترتیب ۲/۴ و ۳/۸ کیلومتر بر ثانیه است که کمترین مقادیر سرعت برای مسیر چابهار - بندرعباس و بیشترین مقادیر تغییرات سرعت برای مسیر بندرعباس - شارخت (قائات) محاسبه شده است. مقایسه نتایج حاضر با نتایج حاصل از پژوهش متقی و همکاران (۲۰۱۳) نشان می‌دهد که ناحیه بیشترین سرعت در محدوده شارخت قائات با یکدیگر تطابق بسیار خوبی دارند، اما نتایج کمینه سرعت مسیر بندرعباس - چابهار به علت نبود بررسی در پژوهش‌های قبلی (رحیمی، ۱۳۸۹؛ متقی و همکاران، ۲۰۱۳) قابل ارزیابی و مقایسه نیست.

بررسی شکل ۹ نشان می‌دهد که روند کلی تغییرات سرعت با عمق برای انتشار موج بُرشی حاصل از مدل‌سازی خم‌های پاشندگی نوفه محیطی و زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ شمال جاسک انطباق خوبی با هم دارند.

- waveform tomography of Turkish-Iranian plateau, *Geophys. J. Int.*, **160**, 1068-1080.
- Mottaghi, A. A., Rezapour, M. and Korn, M., 2013, Ambient noise surface wave tomography of the Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1093/gji/ggs134.
- 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**, 79-84.
- Shapiro, N. M. and Campillo, M., 2004, Emergence of broadband and Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07614.
- 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.
- Schuster, G.T., Yu, J., Sheng, J. and Rickett, J., 2004, Interferometric/daylight seismic imaging, *Geophys. J. Int.*, **157**, 838-52.
- Snieder, R., 2004, Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, **69**, 1-8.
- Tanimoto, T., 1999, Excitation of normal modes by atmospheric turbulence: source of long-period seismic noise, *Geophys. J. Int.*, **136**, 395-402.
- Wapenaar, K., 2004, Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Physical Review Letters*, **93**, doi: 10.1103/93.254301.
- Wapenaar, K. and Fokkema, F., 2006, Green's function representations for seismic interferometry, *Geophysics*, **71**, SI33-SI46.
- Wapenaar, K., Broggin, 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(8)**, doi:10.1103/PhysRevLett.110.084301.
- Weaver, R. L. and Lobkis, O. I., 2001, Ultrasonic without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies, *Phys. Rev. Lett.*, **87(13)**, 134301-134304, doi: 10.1103/PhysRevLett.87.134301.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L. and Shapiro, N. M., 2007, Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophys. J. Int.*, **168**, 259-274, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x.
- Zheng, S., Sun, X., Song, X., Yang, Y. and Ritzwoller, M. H., 2008, Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**, Q502, doi:10.1029/2008GC001981.
- علاوه بر آن با توجه به مسیر بندرعباس - چابهار احتمالاً بیانگر حضور پوسته اقیانوسی و فرورانش آن در محدوده مورد بررسی است که ضخامت آن به اندازه ۲۲ کیلومتر را سبب شده است. بررسی نتایج مدل سازی یک بُعدی نشان می دهد که متوسط عمق موهو در سایر مسیرهای بین ایستگاهی ۳۸-۴۰ کیلومتر است. این گستره تغییرات موج برشی با مقادیر عرضه شده در مدل مگی و پرستلی (۲۰۰۵) و رحیمی (۱۳۸۹) تطابق خوبی دارد.
- ### مراجع
- رحیمی، ح.، ۱۳۸۹، ساختارهای الاستیک و غیرالاستیک منطقه ای برای پوسته و گوشته بالائی ایران، رساله دکتری زلزله شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
- جوان دلویی، غ. و موقری، ر.، ۱۳۹۲، پردازش نوفه محیطی ابزاری قوی برای تعیین ساختار سرعتی پوسته، پژوهش نامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، سال شانزدهم، شماره دوم، ۱-۱۲، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
- 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, *Geophys. J. Int.*, **169**, 1239-60.
- Campillo, M. and Paul, A., 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, **299**, 547-549.
- 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**, 3054-3056.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., Rosny, J. D., Tourin, A., Campillo, M. and Fink, M., 2003, Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium (L), *J. Acoust. Soc. Am.*, (JASA), **113(6)**, 2973-2976.
- Larose, E., Roux, P., Campillo, M. and Derode, A., 2008, Fluctuations of correlations and Green's function reconstruction: role of scattering, *J. Appl. Phys.* **103**, 114907-114915.
- Maggi, A. and Priestley, K., 2005, Surface