

توموگرافی امواج سطحی و ناهمسانگردی شعاعی با استفاده از تداخل سنجی لرزه‌ای در گستره البرز مرکزی

فائزه شیرمحمدی^۱، محمدرضا حاتمی^{۲*} و امین رحیمی دلخانی^۳

^۱ موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، گروه ژئوفیزیک، تهران، ایران
^۲ استادیار گروه زلزله شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۳ گروه ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی دلفت، دلفت، هلند

(دریافت: ۱۴۰۰/۱۱/۱۷، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۲۳)

چکیده

امروزه روش تداخل سنجی لرزه‌ای روشی کارآمد در مطالعات زلزله‌شناسی است و امکان استفاده از نوفه محیطی در این روش به علت تکرارپذیر بودن و محدوده فرکانسی گسترده بسیار حائز اهمیت است. یکی از کاربردهای مهم تداخل سنجی لرزه‌ای، توموگرافی لرزه‌ای و ناهمسانگردی شعاعی است. روش‌های معمول توموگرافی لرزه‌ای نیازمند تعیین ابعاد شبکه‌بندی یا پارامترهایی همچون هموارسازی و میرایی هستند. روش توموگرافی پیشنهادی در این مطالعه، روشی بسیار نوین است که تعداد پارامترهای نامعینی دارد و به شبکه‌بندی از پیش تعریف شده یا پارامترهایی همچون هموارسازی و میرایی نیاز ندارد. منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، محدوده البرز مرکزی در عرض جغرافیایی ۳۴/۵-۳۸/۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸/۵-۵۴/۵ درجه شرقی است. توموگرافی و ناهمسانگردی شعاعی در این منطقه با استفاده از داده‌های به دست آمده از نوفه‌های محیطی، اعمال تداخل سنجی لرزه‌ای و همچنین داده‌های زمین لرزه به دست آمده است. نتایج، نشان‌دهنده امکان تفکیک ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی متفاوت بر اساس بی‌هنجاری‌های سرعتی و ناهمسانگردی شعاعی در منطقه است. نقشه ناهمسانگردی شعاعی نیز نشان‌دهنده وجود ماگمای سرد شده دماوند در عمق حدود بیست کیلومتری است.

واژه‌های کلیدی: تداخل سنجی لرزه‌ای، نوفه محیطی، امواج سطحی، توموگرافی با تعداد پارامترهای نامعین، ناهمسانگردی شعاعی

۱ مقدمه

ایستگاه‌ها در همه جهت‌های انتشار صورت می‌گیرد؛ برای مسیرهای به نسبت کوتاه بین ایستگاهی که در مناطق بدون لرزه‌خیزی قرار دارند، می‌توان روش همبستگی متقابل را استفاده کرد که سبب افزایش دقت در این مناطق می‌شود؛ اندازه‌گیری‌ها تکرارپذیرند و کمتر تحت تأثیر مکان چشمه‌های لرزه‌ای هستند.

توموگرافی لرزه‌ای، ابزاری بسیار قدرتمند جهت شناسایی بی‌هنجاری‌های ساختاری و همچنین تعیین مدل سرعتی زمین است. این بی‌هنجاری‌های ساختاری با اختلاف زمان سیر، دامنه یا شکل موج فازهای لرزه‌ای نمایان می‌شوند؛ لذا در روش توموگرافی لرزه‌ای، اختلاف ویژگی‌های یک بی‌هنجاری ساختاری نسبت به ویژگی‌های یک مدل مرجع ارزیابی می‌شود تا موقعیت بی‌هنجاری در گستره مدنظر آشکار شود. امروزه، برای انجام دادن توموگرافی در مقیاس‌های مختلف جهانی، منطقه‌ای یا محلی از روش‌های متفاوتی نظیر مدل کردن شکل موج، زمان سیر امواج لرزه‌ای، پاشندگی امواج سطحی و غیره استفاده می‌شود. در توموگرافی لرزه‌ای علاوه بر داده‌های زمین‌لرزه می‌توان از داده‌های نوفه محیطی استفاده کرد.

تاکنون در ایران مطالعات متعددی با استفاده از نوفه‌های محیطی به انجام رسیده است. از مطالعات توموگرافی و بررسی ساختاری در مقیاس منطقه‌ای می‌توان به مطالعه ساختار سرعتی سه‌بعدی پوسته و گوشته فوقانی فلات ایران (متقی و همکاران، ۲۰۱۲ و موقری و جوان، ۲۰۲۰) و بررسی ساختار سرعت موج برشی در گوشته فوقانی در سه منطقه زمین‌ساختی زاگرس، مکران و حوضه خزر با توموگرافی نوفه‌های محیطی (عبداعتدال و همکاران، ۲۰۱۴) اشاره کرد که به لحاظ مقیاس مورد مطالعه، چگالی مسیرهای پرتو و بازه فرکانسی، با پژوهش تعریف‌شده در مطالعه فعلی کاملاً متفاوت هستند.

تداخل‌سنجی لرزه‌ای اصل تولید پاسخ لرزه‌ای جدید بین دو ایستگاه لرزه‌ای است که یکی از این ایستگاه‌ها به‌عنوان چشمه مجازی عمل می‌کند. در این روش می‌توان از داده نوفه محیطی (ویمسترا و همکاران، ۲۰۱۶)، داده‌های زمین‌لرزه (شیرمحمدی و همکاران، ۲۰۲۱) یا داده‌های لرزه‌ای بازتابی (دراگانوف و همکاران، ۲۰۰۷) برای به‌دست‌آوردن پاسخ بین دو ایستگاه بهره گرفت. در سال‌های اخیر، تداخل‌سنجی لرزه‌ای دریچه‌ای نوین برای مطالعات در مقیاس‌های مختلف گشوده است؛ برای مثال می‌توان به تعیین مدل سرعتی دوبعدی و سه‌بعدی (موقری و جوان، ۲۰۲۰ و کویانی و همکاران، ۲۰۲۰)، تعیین زمان سیر (سابرا و همکاران، ۲۰۰۵)، ناهمسانگردی شعاعی (موقری و همکاران، ۲۰۲۱) و بازسازی امواج حجمی (شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۴) اشاره کرد.

یکی از مهم‌ترین کاربردهای مهم تداخل‌سنجی لرزه‌ای، توموگرافی لرزه‌ای امواج سطحی و بررسی ناهمسانگردی شعاعی است که برای این منظور می‌توان از نوفه‌های محیطی استفاده کرد. در گذشته، نوفه‌ها عوامل مزاحمی تلقی می‌شدند که تعیین سیگنال‌های مفیدی همانند زمین‌لرزه را دچار اختلال می‌کردند؛ بنابراین در مطالعات زمین‌لرزه‌ها و انفجارات، با اعمال فیلترهای فرکانسی در بازه بسامدی سیگنال‌های زمین‌لرزه‌های تولیدشده، آنها را از نگاشت‌های مورد مطالعه حذف می‌کردند، اما امروزه مطالعات مختلف نشان می‌دهند که می‌توان از ابزار قدرتمند نوفه لرزه‌ای محیطی در بررسی ساختار درونی زمین در مقیاس‌های متفاوتی از جمله محلی، منطقه‌ای و جهانی، با دقت زیادی بهره گرفت. به‌کارگیری نوفه‌های محیطی در مقایسه با روش‌های کلاسیک مبتنی بر امواج سطحی زمین‌لرزه با مزیت‌هایی همراه است که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

در این روش، اندازه‌گیری‌ها با توجه به موقعیت

به کارگیری شبکه‌بندی ورونوی متغیر، برگردان هم‌زمان سرعت، ابعاد، هندسه و تعداد سلول‌ها طی یک مرحله وارون‌سازی انجام می‌شود و مدل سه‌بعدی سرعت موج برشی به دست می‌آید. در این فرایند وارون‌سازی، نیازی به تعیین پارامترهایی چون هموارسازی و میرایی از طرف کاربر نیست؛ لذا این روش توجه بسیاری از پژوهشگران را به خود جلب کرده است. بودین و همکاران (۲۰۱۲) روش توموگرافی با تعداد پارامترهای نامعین را برای غلبه بر محدودیت‌های روش‌های توموگرافی مرسوم شامل ابعاد شبکه‌بندی از پیش معین و ارزیابی خطای داده در حل مسئله توموگرافی زمان سیر معرفی کردند. ژانگ و همکاران (۲۰۲۰) این روش را برای مسئله توموگرافی امواج سطحی توسعه دادند. رحیمی دلخانی و همکاران (۲۰۲۱) با کاهش چشمگیر زمان محاسبات، روش را بهبود دادند.

البرز مرکزی کمربند کوه‌زایی فعالی است که در جنوب حاشیه بلوک دریای خزر در شمال ایران قرار دارد. به دلیل پتانسیل لرزه‌خیزی زیاد، قرار گرفتن شهر بزرگ تهران و وجود ساختار آتشفشانی دماوند در این منطقه، بررسی ساختار و تکامل البرز مرکزی از اهمیت زیادی برخوردار است. هدف از این مطالعه به دست آوردن نقشه توموگرافی سرعتی امواج ریلی و لاو و همچنین تعیین ناهمسانگردی شعاعی با استفاده از تداخل سنجی نوفه‌های محیطی و زمین‌لرزه‌ها در گستره البرز مرکزی (عرض جغرافیایی ۳۸/۰-۳۴/۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۴/۵-۴۸/۵ درجه شرقی) است.

در این مطالعه از داده‌های پیوسته و داده‌های زمین‌لرزه‌های رخ داده در محدوده مورد مطالعه و ثبت شده در ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) و شش ایستگاه پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) استفاده شده است. ثبت پیوسته داده علاوه بر

مطالعات اندکی در ایران برای تعیین ناهمسانگردی انجام شده است؛ برای مثال در تحقیق سدیدخوی و همکاران (۲۰۰۸) با استفاده از روش جدایش فاز SKS، از زمین‌لرزه‌های دور ثبت شده برای تعیین پارامترهای ناهمسانگردی آزیموتی در پوسته و گوشته بالایی گستره البرز مرکزی استفاده شده است. همچنین شیرزاد و شمالی (۲۰۱۴) با استفاده از نوفه‌های محیطی در مقیاس محلی برای منطقه تهران و موقری و همکاران (۲۰۲۱) در مقیاس فلات ایران، ناهمسانگردی شعاعی را بررسی کرده‌اند. کاویانی و همکاران (۲۰۲۰) نیز مطالعاتی را هرچند با تفکیک پذیری کم در مقیاس غرب آسیا انجام داده‌اند.

برای به دست آوردن توموگرافی لرزه‌ای و ناهمسانگردی شعاعی با استفاده از نوفه‌های محیطی، بعد از یافتن همبستگی داده‌های لرزه‌ای ثبت شده در بازه زمانی وسیع بین ایستگاه‌ها و تعیین تابع گرین، همانند تحلیل‌های پاشندگی حاصل از زمین‌لرزه، اندازه‌گیری منحنی‌های پاشندگی برای تابع همبستگی نوفه لرزه‌ای محیطی هر جفت ایستگاه انجام می‌شود. با داشتن سرعت گروه و فاز امواج سطحی بین دو ایستگاه، می‌توان با وارون‌سازی، نقشه‌های دوبعدی سرعت گروه یا فاز را برای امواج سطحی در منطقه مورد مطالعه ترسیم کرد. همچنین با عمل وارون‌سازی غیرخطی، با استفاده از سرعت‌های گروه و فاز، می‌توان مدل سرعتی موج برشی (V_s) یک‌بعدی را به دست آورد و به دنبال آن، نقشه سه‌بعدی سرعتی و ناهمسانگردی شعاعی را برای یک منطقه ارائه کرد. در این روش‌ها معمولاً منطقه مورد مطالعه باید از قبل به صورت منظم شبکه‌بندی شود و تمامی مراحل وارون‌سازی نیز نیازمند تعیین مقدار میرایی و هموارسازی است. به جهت رفع این محدودیت‌ها، روش توموگرافی امواج سطحی با تعداد پارامترهای نامعین به تازگی معرفی شده است (ژانگ و همکاران، ۲۰۲۰). در این روش توموگرافی، بر خلاف روش معمول دو مرحله‌ای، با

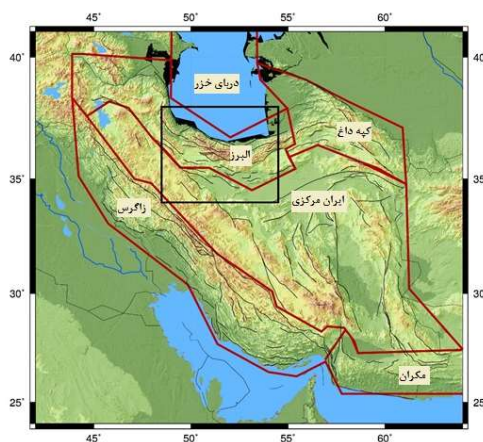
ساحلی خزر است. ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز، پهنه‌ای زلزله‌خیز است که نواحی شمال و شمال غرب ایران را دربرمی‌گیرد.

در این مطالعه از داده‌های پیوسته ثبت‌شده در سی و چهار ایستگاه مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) و شش ایستگاه پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES) در بازه زمانی سال ۲۰۱۳-۲۰۱۵ میلادی استفاده شده است. حسگر ایستگاه‌های دوره کوتاه مرکز لرزه‌نگاری، SS1 نانومتریکس و حسگر ایستگاه‌های دوره بلند، CMG-3ESP و Trillium است. حسگر ایستگاه‌های باندپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی، CMG-3T است. همان‌طور که ذکر شد، در این پژوهش برای افزایش مسیرهای پرتو علاوه بر داده‌های پیوسته و محاسبات لازم برای تمام جفت‌ایستگاه‌های ممکن از داده‌های زمین‌لرزه نیز استفاده می‌شود. داده‌ها شامل زمین‌لرزه‌هایی است که با بزرگای بیشتر از ۳/۵ در بازه زمانی ۲۰۱۷/۰۸-۲۰۰۶/۰۱ رخ داده‌اند و در ایستگاه‌های ذکرشده ثبت شده‌اند. در شکل ۲ محدوده منطقه مورد مطالعه به همراه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری دو مرکز ذکرشده و توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها نشان داده شده است.

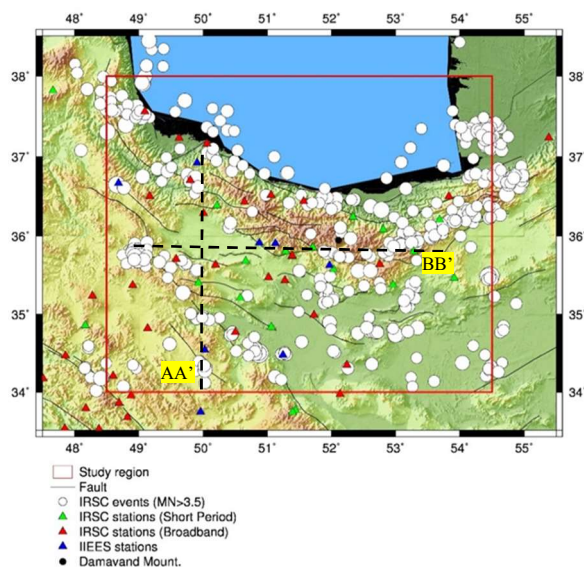
اینکه موجب رصد تمامی لرزه‌ها و خردلرزه‌های موجود در محیط می‌شود، می‌تواند زمینه را برای استفاده از نوفه‌های محیطی فراهم آورد. شبکه‌ای از ایستگاه‌ها با ثبت پیوسته داده می‌تواند باعث به‌تصویرکشیدن تحولات درونی زمین با کمک روش‌ها و پردازش‌های نوین تداخل‌سنجی لرزه‌ای شود. در این پژوهش از داده‌های زمین‌لرزه به‌عنوان داده کمکی نیز استفاده شده است. استفاده هم‌زمان از این دو نوع داده موجب بهبود نتایج و بررسی دقیق‌تر ساختارها می‌شود.

۲ معرفی منطقه مورد مطالعه و داده‌های استفاده‌شده

برای این مطالعه، محدوده البرز مرکزی در عرض جغرافیایی ۳۸/۰-۳۴/۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸/۵-۵۴/۵ درجه شرقی در نظر گرفته شده است که از نظر تقسیمات ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی، در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز قرار می‌گیرد (شکل ۱). پهنه رسوبی-ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب، در راستای عمومی شرقی-غربی، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد. از نگاه زمین‌ریخت‌شناسی، مرز شمالی البرز منطبق بر تپه‌ماهورهای متشکل از نهشته‌های ترشیری و دشت



شکل ۱. محدوده منطقه البرز مرکزی (کادر مشکی رنگ) به همراه ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی.



شکل ۲. رومرکز زمین‌لرزه‌های استفاده‌شده با بزرگای بیش از ۳/۵ (دایره‌های سفید) به همراه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) در منطقه مورد مطالعه (البرز مرکزی). محل مقاطع عرضی با خط‌چین‌های سیاه رنگ نشان داده شده است.

از آن، تابع همبستگی متقابل بین تمام جفت‌ایستگاه‌های موجود محاسبه می‌شود. این توابع گرین نظری با فرض‌هایی نظیر پراکندگی و برقراری اصل هم‌بخشی میدان موج پراکنده حاصل می‌شوند؛ با این حال در زمین واقعی، فرض‌های نظری به‌طور کامل برقرار نخواهند بود. برای غلبه بر مشکلات ناشی از این فرض‌ها، توابع همبسته در دوره زمانی طولانی، میانگین‌گیری می‌شوند و داده‌های اولیه به‌منظور تقویت سیگنال‌های دربرگیرنده‌شان پردازش می‌شوند.

نتیجه فرایند همبسته‌سازی خطی، توابع زمانی دو طرفه‌ای خواهد بود که قسمت تأخیر زمان مثبت، بخش علی و قسمت تأخیر زمان منفی، بخش غیرعلی نامیده می‌شود. این شکل موج‌ها نشان‌دهنده سایر امواج در دو جهت مخالف، در میان جفت‌ایستگاه‌های مورد مطالعه هستند. اگر چشمه‌های نوفه محیطی به‌طور همگن در محیط گسترده شده باشند، سیگنال‌های علی و غیرعلی متقارن هستند.

پس از محاسبه همبستگی متقابل، تمام داده‌های موجود

۳ آماده‌سازی داده‌ها

یکی از مهم‌ترین عوامل در مطالعات ساختارهای درونی زمین با روش نوفه لرزه‌ای محیطی، پوشش مناسب مسیرهای جفت‌ایستگاهی است؛ لذا برای جلوگیری از غلبه اثر نامطلوب خطاهای دستگاهی در نتایج، از تمامی مسیرهای جفت‌ایستگاهی ممکن در منطقه مورد مطالعه استفاده می‌شود. از آنجایی که نگاشت‌های پیوسته جمع‌آوری شده از ایستگاه‌های مختلف، قالب‌های متفاوتی دارند، پیش از شروع مراحل پردازشی، لازم است تمامی داده‌های استفاده‌شده به قالب مشترک تبدیل شوند.

اولین فاز فرایند داده شامل آماده‌سازی جداگانه شکل موج داده برای داده‌های هر ایستگاه است. هدف در این فاز، تأکید بر حذف سیگنال‌های نامطلوب زلزله شامل نوسانات الکترونیکی یا نوسانات (اغتشاشات) غیرلرزه‌ای دستگاهی نوفه محیطی باندپهن است. مراحل فاز اول فرایند داده عبارت‌اند از: حذف پاسخ دستگاهی؛ حذف اثر میانه؛ حذف روند روزانه؛ اعمال فیلتر میان‌گذر بر لرزه‌نگاشت‌ها؛ بهنجارش در حوزه زمان و فرکانس. پس

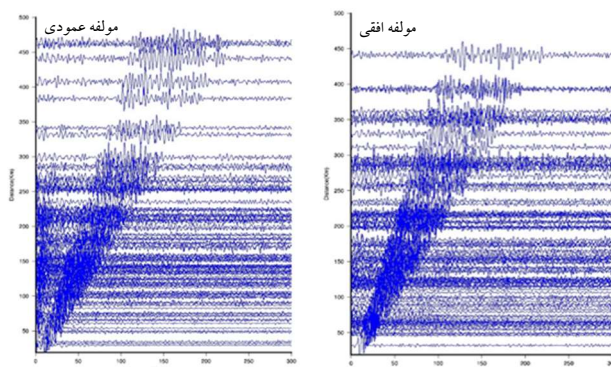
از امواج سطحی تداخل سنجی لرزه‌ای و همچنین داده‌های زمین‌لرزه رخ داده در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

۴ معرفی روش توموگرافی با تعداد پارامترهای نامعین

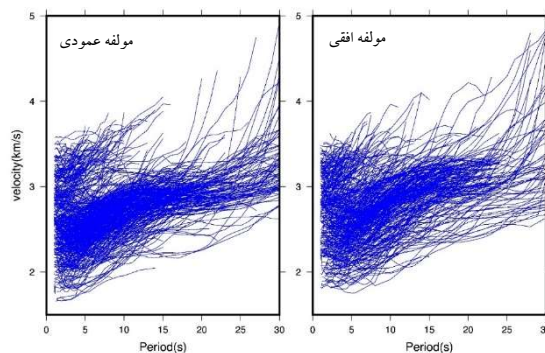
توموگرافی لرزه‌ای با تعداد پارامترهای نامعین (Transdimensional seismic tomography)، یک روش بیزین (Bayesian) است که از سلول‌های ورونوی (Voronoi cells) برای تعریف خواص محیط (parametrization) و همچنین الگوریتم پرش برگشت‌پذیر در زنجیره مارکوف مونت کارلو (reversible jump Markov chain Monte Carlo, rj-McMC) استفاده می‌کند و اجازه می‌دهد پارامتربندی‌های متعددی در حوزه مدل انجام شود.

برابارش می‌شوند. یکی از متداول‌ترین روش‌های براباشت، براباشت به روش خطی است. در این روش، فرایند جمع کردن توابع همبسته اعمال می‌شود. به‌طور کلی، این روش از براباشت، شامل محاسبه مقادیر نسبت سیگنال به نوفه توابع همبسته و براباشت توابع همبسته بر اساس مقادیر نسبت سیگنال به نوفه آنها است. شکل ۳ امواج سطحی استخراج‌شده از فرایند همبستگی متقابل و برابارش را برای دو مؤلفه عمودی و افقی نشان می‌دهد.

برای اجرای توموگرافی سرعتی باید سرعت گروه یا فاز این امواج استخراج شود. روش‌های مختلفی برای محاسبه سرعت فاز و سرعت گروه به کار می‌رود. در این پژوهش از روش فیلتر چندگانه (هرمن، ۱۹۷۳) برای تعیین سرعت گروه استفاده می‌شود. شکل ۴ منحنی‌های پاشش حاصل



شکل ۳. امواج سطحی به‌دست‌آمده از نوفه‌های محیطی و زمین‌لرزه‌ها در دو مؤلفه عمودی و افقی.



شکل ۴. منحنی پاشش سرعت گروه امواج سطحی به‌دست‌آمده از نوفه‌های محیطی و زمین‌لرزه برای دو مؤلفه عمودی و افقی.

این بردار در ادامه بحث خواهیم کرد.

تابع احتمال $(p(d|m))$ نقشی اساسی در حوزه مدل دارد به طوری که احتمال زمان رسیدهای مشاهده‌ای را در مدل سرعتی خاص فراهم می‌کند. توزیع احتمالی اولیه $(p(m))$ به اطلاعات اولیه مدل بستگی دارد و $p(d)$ که شاهد $(evidence)$ نامیده می‌شود، ثابت فرض می‌شود؛ زیرا تابعی از هیچ مدل خاصی (m) نیست و در نتیجه، خواهیم داشت:

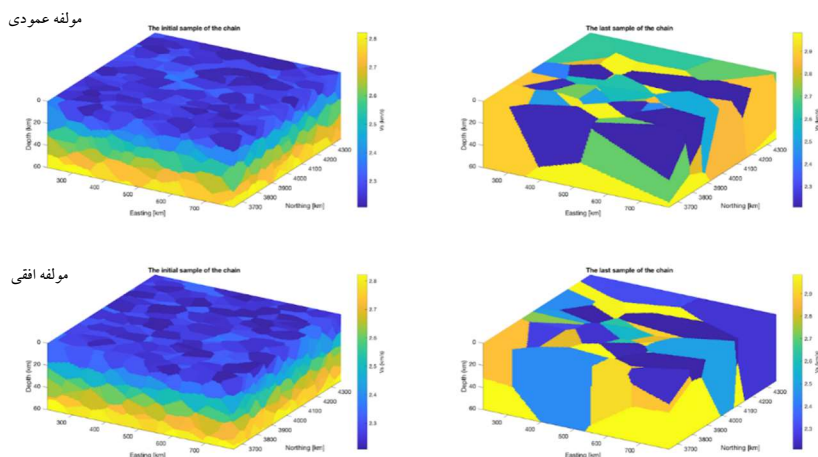
$$p(m|d) \propto p(d|m) p(m). \quad (2)$$

این روش نیازی به تعیین هندسه و تعداد سلول‌های ورونوی (ابعاد فضای جواب) و پارامترهایی همچون میرایی و هموارسازی در حین وارون‌سازی ندارد.

هدف وارون‌سازی بیزین، بازسازی چگالی احتمال پارامترهای مدل با استفاده از داده‌های مشاهده‌ای $(p(m|d))$ بر پایه قانون بیز (Bayes) است (بیز، ۱۹۵۸):

$$p(m|d) = \frac{p(d|m) p(m)}{p(d)} \quad (1)$$

در این رابطه بردار d شامل زمان رسیدهای وابسته به فرکانس است. بردار m شامل پارامترهای مدل است و به پارامتربندی منطقه دلخواه بستگی دارد. درباره جزئیات



شکل ۵. نمونه‌ای از سلول‌بندی ورونوی در روش توموگرافی با پارامترهای نامعین در دو مؤلفه افقی و عمودی.

عدم قطعیت داده معمولاً شناخته شده نیست و باید قبل از مرحله وارون‌سازی در توموگرافی تخمین زده شود (رحیمی دلخانی و همکاران، ۲۰۲۱).

به دلیل چالشی بودن تعریف هندسه سلول، بودین و همکاران (۲۰۰۹) پیشنهاد دادند هندسه سلول‌ها و ویژگی‌های لرزه‌ای همچون سرعت، هم‌زمان وارون‌سازی شوند؛ یعنی داده به‌طور مستقیم پارامتربندی را تعریف کند. برای اینکه در الگوریتم توموگرافی، اندازه و شکل سلول‌ها متغیر و ناشناخته بماند، روش‌های متفاوتی پیشنهاد

۴-۱ پارامتربندی مدل

در روش‌های رایج توموگرافی خطی یا بر پایه گرادیان، منطقه مورد مطالعه معمولاً با سلول‌های یکسان یا نقاط گرید یکسان پارامتربندی می‌شود که این سلول‌ها، شکل و اندازه از پیش معین دارند (معمولاً گریدهای مستطیلی). تعیین شکل و اندازه گریدها اغلب با چالش همراه است و به‌صورت ایدئال، تابعی از عدم قطعیت داده (برای مثال، سطح نوفه داده) یا تفکیک‌پذیری داده (برای مثال، توانایی داده در به‌دست آوردن اندازه‌ها و ویژگی‌های مدل) است.

رسید در فرکانس z و مسیر پرتو i است. عدم قطعیت داده که شامل خطای داده مشاهده‌ای و خطای تعداد سلول‌های ورونوی است، به سطح نوفه تعریف شده برای داده بستگی دارد (بودین و همکاران، ۲۰۱۲)؛ در نتیجه، σ_{ij} که نقش مهمی در توموگرافی ایفا می‌کند، در اینجا یک تابع خطی وابسته به فرکانس در نظر گرفته می‌شود:

$$\sigma_{ij} = a_j * t_{ij} + b_j \quad (5)$$

t_{ij} زمان رسید محاسباتی در امتداد مسیر i و در فرکانس z است a_j و b_j پارامترهای نوفه برای فرکانس z هستند. رابطه خطی در نظر گرفته شده برای پارامترهای نوفه یک فرض معمول است که در مطالعات متعددی استفاده شده است (بودین و همکاران، ۲۰۱۲) و به کارگیری آن در این الگوریتم توموگرافی ساده‌تر خواهد بود.

۳-۴ مدل‌سازی پیشرو (Forward Modeling)

برای ارزیابی مدل پیشنهادی و مقایسه این احتمال با احتمال مدل فعلی در زنجیره (chain)، زمان رسیدهای وابسته به فرکانس در محیط پیشنهادی باید محاسبه شوند ($g_{ij}(m)$ در رابطه ۴). این مسئله با یک رهیافت دو مرحله‌ای انجام می‌شود. ابتدا در هر نقطه از سطح زمین، منحنی پاشش محلی با یک روش تقریب در یک مقطع عمقی یک‌بعدی زیر هر نقطه در سطح محاسبه می‌شود. به این ترتیب یک نقشه دوبعدی وابسته به فرکانس از سرعت امواج سطحی به دست می‌آید (شکل ۷). در مرحله دوم، با حل کردن معادله آیکونال در دوبعد، از سرعت وابسته به فرکانس برای به دست آوردن زمان رسیدها استفاده می‌شود:

$$|\nabla T(x, \omega)| = \frac{1}{c(x, \omega)} \quad (6)$$

در این رابطه $T(x, \omega)$ زمان رسیدن جبهه موج در نقطه سطحی x و فرکانس زاویه‌ای ω است و $c(x, \omega)$ سرعت مدل است. با حل این معادله برای هر چشمه و هر

شده است که می‌توان به روش سلول‌های ورونوی در دوبعد (بودین و همکاران، ۲۰۱۲) و روش سلول‌های ورونوی در سه‌بعد (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۸) اشاره کرد. در این مطالعه میدان سرعت سه‌بعدی با استفاده از سلول‌های ورونوی چندوجهی (polyhedral Voronoi cells) پارامتربندی می‌شود تا بتوان ساختار سه‌بعدی سرعت را برای منطقه مورد مطالعه ارائه کرد. تعداد سلول‌ها، موقعیت آنها و سرعت در هر سلول در وارون‌سازی توموگرافی نامعلوم است. سرعت موج P با استفاده از $V_p = 1.73V_s$ ، تابعی خطی از سرعت موج S باقی می‌ماند (ژانگ و همکاران، ۲۰۲۰). چگالی (ρ) تابعی از سرعت موج P در نظر گرفته می‌شود:

$$\rho = 2.35 + 0.036(V_p - 3)^2 \quad (3)$$

شکل ۵ نمایشی از پارامتربندی مدل با دو تعداد سلول متفاوت را نشان می‌دهد.

۲-۴ درست‌نمایی (likelihood)

وابستگی احتمال پسین به داده‌های ورودی در تابع درست‌نمایی کدگذاری می‌شود. این تابع می‌تواند معیاری برای اندازه‌گیری عدم برازش (misfit) بین داده مشاهده‌ای و داده پیش‌بینی شده باشد. تابع درست‌نمایی گوسی نرمالیزه شده به صورت زیر تعریف می‌شود (رحیمی دلخانی و همکاران، ۲۰۲۱):

$$p(d|m) = \left(\prod_{l=1}^{n_f} \prod_{k=1}^{n_r} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{kl}} \right) \exp \left(- \sum_{j=1}^{n_f} \sum_{i=1}^{n_r} \frac{(g_{ij}(m) - dij)^2}{2\sigma_{ij}^2} \right) \quad (4)$$

که n_f و n_r به ترتیب، تعداد فرکانس‌های گسسته و مسیرهای پرتو است. dij زمان رسید در امتداد مسیر پرتو i در فرکانس z است. بردار m شامل پارامترهای توصیفگر مدل زیرسطحی پیشنهاد شده است. g_{ij} زمان رسید محاسباتی در امتداد مسیر i در فرکانس z است. σ_{ij} نشان‌دهنده عدم قطعیت یا سطح نوفه داده در هر زمان

فرکانس، زمان رسید مربوط به زمان رسیدهای اول برای همه نقاط مدل دوبعدی به دست می‌آید که شامل مکان گیرنده‌ها نیز هست. روش‌های مختلفی برای حل این معادله پیشنهاد شده است. در این پژوهش از روش معادله (Fast Marching Method) FMM (ستهیان، ۱۹۹۶ و راویلنسون و سامبریج، ۲۰۰۴) استفاده می‌شود.

با توجه به رابطه (۶)، رابطه $c(x, \omega)$ و $T(x, \omega)$ غیرخطی است و نشان‌دهنده هزینه محاسباتی هنگفت برای حل این معادله است. برای کاهش هزینه محاسباتی در این روش، با استفاده از هندسه مسیر پرتو ثابت (خط مستقیم) یا به‌روزرسانی مسیر پرتو می‌توان مدل را خطی کرد. مسیر پرتو بر میدان زمان رسید عمود است؛ بنابراین بعد از محاسبه زمان رسید در روش FMM، مسیر پرتو می‌تواند به گونه‌ای محاسبه شود که نقطه شروع موقعیت هر ایستگاه در میدان زمان رسید در نظر گرفته شود و گرادیان زمان رسید بعدی (∇T) به سمت موقعیت چشمه برگردد. وقتی مسیر پرتو مشخص شود، به‌کارگیری کندی در امتداد مسیر پرتو ساده خواهد بود (رحیمی دلخانی و همکاران، ۲۰۲۱).

۴-۴ احتمال پیشین (The prior)

از آنجا که همه پارامترهای احتمال پسین نسبی هستند، تعیین احتمال پیشین نقش مهمی در وارون‌سازی دارد. نتایج نهایی می‌تواند به شدت از پارامترهای اولیه متأثر باشد. برای جلوگیری از این مشکل لازم است یک توزیع واحد با مرزهای وسیع برای همه پارامترها و مدل تعیین شود. با فرض مستقل بودن، پارامترهای مدل می‌تواند به صورت زیر نوشته شود:

$$p(m) = p(n)p(c|n)p(v|n)p(h) \quad (7)$$

که n تعداد سلول‌های ورونوی، $p(n)$ تعداد سلول‌های اولیه، $p(c|n)$ مکان اولیه سلول‌های هسته‌ای، $p(v|n)$ سرعت اولیه هر سلول و $p(h)$ عدم قطعیت داده‌ها یا

پارامتر نوفه است.

روش تقریب مدل در حالتی که مدل شامل لایه‌ای با سرعت کمتر از سرعت بالاترین لایه باشد، با شکست روبه‌رو می‌شود؛ از این رو این مسئله باید قبل از مدل‌سازی بررسی شود.

۴-۵ پرش برگشت پذیر (Reversible McMC Jump McMC)

پرش برگشت پذیر زنجیره مارکوف (Markov) نمونه‌هایی از توزیع پسین طراحی می‌کند و یک فرایند تکرار شونده تصادفی را به‌کار می‌گیرد. پرش‌های معکوس، امکان وجود تعداد متغیری از سلول‌های ورونوی و بنابراین، تعداد متغیری از پارامترها را فراهم می‌کند. پرش بین بعدهای مختلف مدل باعث می‌شود الگوریتم rj-McMC یک جستجوی کلی (global) انجام دهد. الگوریتم انواع مختلفی از آشفستگی مدل را پیشنهاد می‌دهد. چهار مدل آشفستگی مختلف برای نمونه‌برداری از توزیع پسین به‌کار می‌رود: به‌روزرسانی سرعت؛ حرکت سلول‌های ورونوی؛ مرگ سلول‌ها یا تولد سلول‌ها. این آشفستگی‌ها باعث می‌شود مدل به‌صورت پویا با چگالی داده، ساختار سرعتی و نوفه زمان رسیده سازگار شود (رحیمی دلخانی و همکاران، ۲۰۲۱).

فرایند الگوریتم وارون‌سازی McMC با یک تخمین از مدل اولیه تصادفی m آغاز می‌شود. سپس الگوریتم، نمونه بعدی از زنجیره را با پیشنهاد مدل جدید m' طراحی می‌کند که بر اساس تابع چگالی احتمال $q(m'|m)$ انجام می‌شود. این تابع فقط به وضعیت مدل قبلی (m) بستگی دارد. برای پیشنهاد مدل جدید در گام به‌روزرسانی سرعت و حرکت سلول‌های ورونوی، یک سلول با استفاده از توزیع گوسی پیشنهاد شده تغییر می‌کند. در گام آشفستگی نوفه (noise perturbation) یک یا دو پارامتر نوفه در یک فرکانس (برای مثال a_j یا b_j) به صورت تصادفی انتخاب

لاو به صورت جداگانه، رابطه زیر محاسبه می شود
(یانوسکایا و همکاران، ۱۹۹۸):

$$\gamma = 2 [(V_{SH} - V_{SV}) / (V_{SH} + V_{SV})] \quad (9)$$

γ نشان دهنده ناهمسانگردی شعاعی است.

۵ بحث و نتایج

در این بخش نتایج توموگرافی با روش تعداد پارامتر نامعین بررسی می شود. در این مطالعه ابعاد مدل $141 \times 81 \times 61$ کیلومتر فرض شده است و تعداد زنجیره ها ۱۵ است. در هر زنجیره ۱۰ میلیون نمونه وجود دارد. از این تعداد، ۳۰۰ هزار نمونه اول در نظر گرفته نشده اند. با توجه به کاهش هزینه های محاسباتی و نبود همبستگی در نتایج، نمونه ها با گام ۲۰۰ ذخیره شده اند. مقدار محدوده سرعتی مورد نظر برای اجرای این روش توموگرافی، $1/5$ تا ۵ کیلومتر بر ثانیه لحاظ و محدوده پذیرفتنی برای دو پارامتر نوفه a و b به ترتیب 10^{-5} تا $0/5$ و 0 تا 20 فرض شده است.

همان طور که در معرفی روش ذکر شد، در این روش از سلول بندی و رونوی برای پیکربندی منطقه استفاده می شود. در شکل ۵ یک مثال از این تقسیم بندی برای این مطالعه آورده شده است.

می شوند و با استفاده از مدل گوسی پیشنهاد شده تغییر می کنند. نمونه پیشنهادی سپس بر اساس احتمال پذیرش برای مدل پیشنهادی (m') پذیرفته یا رد می شود. نمونه جدید در هر گام از زنجیره مارکوف با استفاده از تغییر ساختار سرعت سه بعدی یا پارامترهای نوفه طراحی می شود.

برای ارزیابی احتمال پذیرش داده، پاشش امواج سطحی محاسبه می شود (بودین و سامبریچ، ۲۰۰۹):

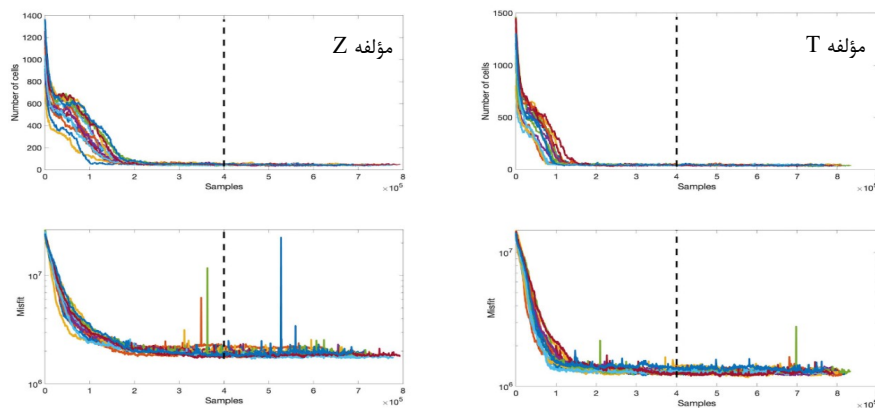
$$\alpha(m'|m) = \min[A] \quad (8)$$

$$A = \alpha(m'|m) = \min \left[1, \frac{p(m')}{p(m)} \frac{p(d|m')}{p(d|m)} \frac{q(m|m')}{q(m'|m)} \times |J| \right]$$

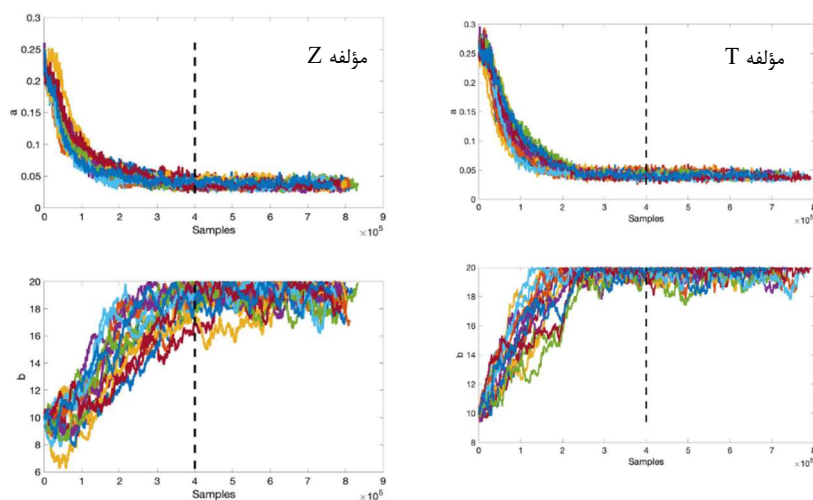
که $\alpha(m'|m)$ احتمال پذیرش مدل پیشنهادی m' با استفاده از مدل فعلی m است. نسبت احتمالی اولیه بین دو مدل و d داده مشاهده ای (در اینجا زمان رسیده ها) است. $\frac{p(d|m')}{p(d|m)}$ نسبت احتمال دو مدل، $\frac{q(m|m')}{q(m'|m)}$ نسبت پیشنهادی و J ماتریس ژاکوبین است که برای اختلاف بین ابعاد m' و m در نظر گرفته شده است.

وقتی که نمونه های کافی از پسین طراحی شدند، می توان مقدار میانگین، انحراف معیار یا سایر پارامترهای احتمالاتی را محاسبه کرد.

در ادامه، برای تعیین ناهمسانگردی شعاعی بعد از به دست آوردن مدل سرعتی سه بعدی برای امواج ریلی و



شکل ۶. نمایش تعداد سلول ها و مقدار عدم برازش برای همه زنجیره های روش توموگرافی با تعداد پارامترهای نامعین برای دو مؤلفه Z و T.



شکل ۷. نمایش دو پارامتر a و b در روش توموگرافی با تعداد پارامترهای نامعین برای دو مؤلفه Z و T.

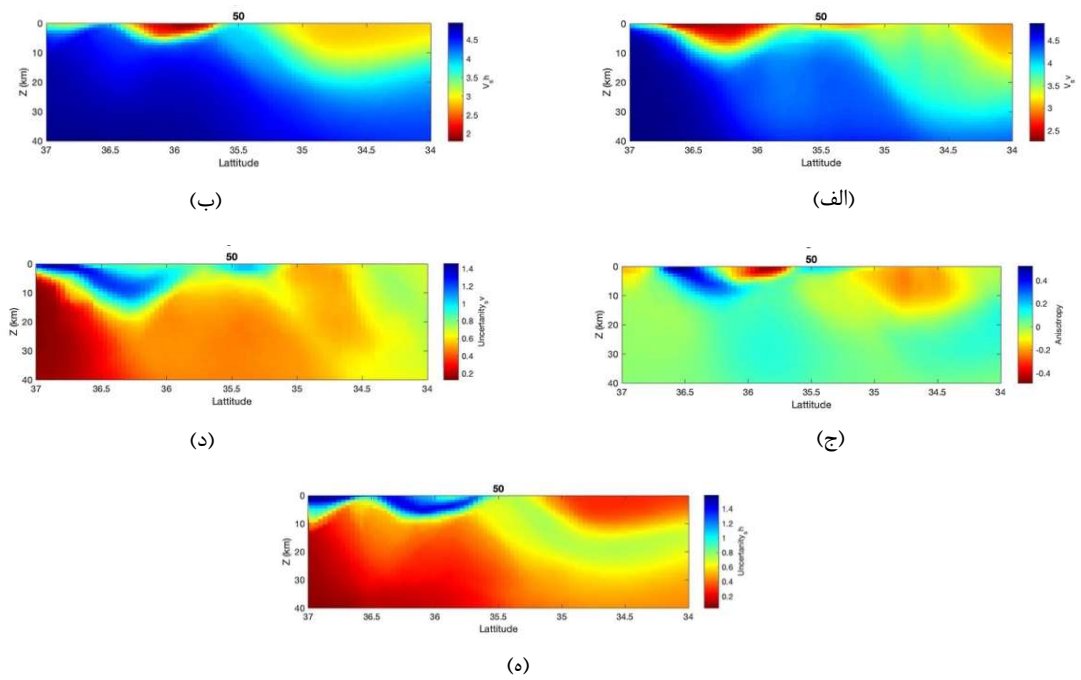
که با مطالعات رضایی فر و کیسلینگ (۲۰۲۰) سازگار است. نتایج نشان می‌دهد تغییرات ناگهانی در سرعت می‌تواند با مناطق گسلی فعال در منطقه همخوانی داشته باشد. این بی‌هنجاری تا عمق ده کیلومتری در ناحیه البرز با سرعت بیشتر نسبت به سطح دیده می‌شود. در منطقه ایران مرکزی، یک بی‌هنجاری با سرعت ۳ تا ۴ کیلومتر بر ثانیه، که بیشتر از سرعت در البرز است، در اعماق حدود ۱۵ کیلومتر دیده می‌شود و می‌تواند نشان‌دهنده مرز پوسته بالایی و میانی در این منطقه باشد. این نتیجه با مطالعه افرا و همکاران (۲۰۲۱) نیز سازگار است که مرز بین پوسته بالایی و میانی را در این منطقه حدود ۱۵ کیلومتر تخمین زده‌اند.

کمتر بودن سرعت برشی در منطقه البرز مرکزی می‌تواند ناشی از گسلس و وجود منطقه برشی در البرز باشد و تفاوت آن در ایران مرکزی می‌تواند به دلیل تغییرات زمین‌ساختی، تغییر ایالت زمین‌ساختی و تغییرات پوسته باشد. همچنین بی‌هنجاری با سرعت کمتر در نزدیکی سطح و تا عمق حدود سه کیلومتر در البرز می‌تواند حاکی از ضخامت رسوبات در این منطقه باشد. این نتیجه با پژوهش موقری و جوان (۱۳۹۷) هم مطابقت

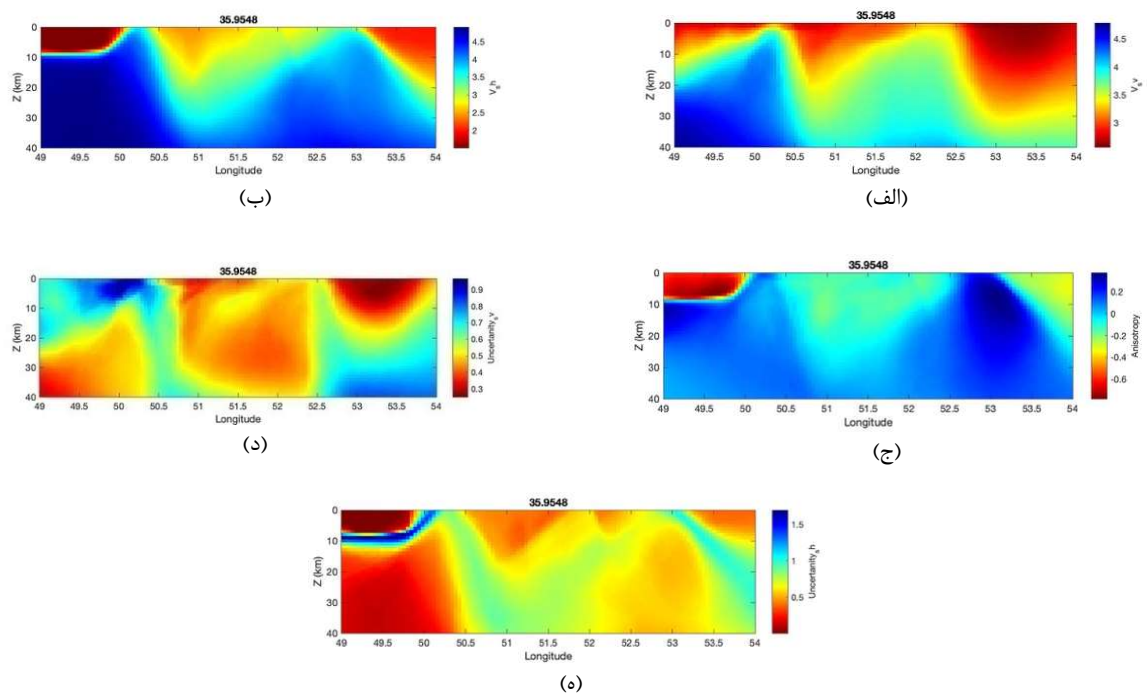
به‌منظور ارزیابی توانایی الگوریتم در بازسازی مدل، از عدم قطعیت‌های هر زنجیره استفاده می‌شود. در شکل ۶ لگاریتم تابع عدم برازش و تعداد سلول‌ها در هر زنجیره نمایش داده شده است. در این شکل مشخص است همه زنجیره‌ها به یک مقدار مشخص همگرا شده‌اند و روند تعداد سلول‌ها هم ثابت شده است. پس ادامه فرایند وارون‌سازی کمکی به نتایج نخواهد کرد و تا همین حد پذیرفتنی است. پارامترهای نوفه (شکل ۷) تا حدودی نشان‌دهنده خطای داده است و می‌تواند در نتایج نیز مؤثر باشد.

همان‌طور که ذکر شد، این روش، یک مرحله‌ای است و می‌توان تغییرات در عمق را نیز بررسی کرد. موقعیت جغرافیایی مقاطع عمقی در شکل ۲ نشان داده شده است. مقاطع عمودی که نشان‌دهنده تغییرات عمقی سرعت و ناهمسانگردی شعاعی هستند نیز در شکل‌های ۸ و ۹ نمایش داده شده‌اند.

مقطع AA' (شکل ۸) که همان مقطع ۵۰ درجه شرقی است، شامل ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز و بخشی از ایران مرکزی است. در نقشه توموگرافی سرعت موج برشی، منطقه البرز و ایران مرکزی به‌وضوح از هم جدا شده‌اند



شکل ۸. (الف) نقشه توموگرافی سرعت موج ریلی (ب) نقشه توموگرافی سرعت موج لاو (ج) نقشه ناهمسانگردی شعاعی (د) نقشه عدم قطعیت موج ریلی (ه) نقشه عدم قطعیت موج لاو در مقطع AA'



شکل ۹. (الف) نقشه توموگرافی سرعت موج ریلی (ب) نقشه توموگرافی سرعت موج لاو (ج) نقشه ناهمسانگردی شعاعی (د) نقشه عدم قطعیت موج ریلی (ه) نقشه عدم قطعیت موج لاو در مقطع BB'

۵ نتیجه‌گیری

تداخل سنجی لرزه‌ای روشی برای یافتن پاسخ بین دو ایستگاه لرزه‌نگاری با استفاده از نوفه‌های محیطی، زمین لرزه یا داده‌های لرزه بازتابی است. در این پژوهش، یکی از کاربردهای مهم تداخل سنجی لرزه‌ای یعنی توموگرافی لرزه‌ای و ناهمسانگردی شعاعی به کار گرفته شد. برای این منظور از روش توموگرافی با تعداد پارامترهای نامعین استفاده شده است. گفتنی است روش توموگرافی با تعداد پارامترهای نامعین روشی نوین است و تاکنون برای داده‌های ایران اعمال نشده است. خلاصه‌ای از نتایج پژوهش حاضر در زیر آمده است:

تداخل سنجی لرزه‌ای روشی قدرتمند را برای یافتن پاسخ باکیفیت بین دو ایستگاه لرزه‌نگاری، به ویژه برای امواج سطحی ارائه می‌کند و می‌تواند اطلاعاتی جدید فراهم کند. نکته مهم در تداخل سنجی لرزه‌ای امکان استفاده از نوفه‌های محیطی است که به دلیل تکرارپذیر بودن، عدم نیاز به چشمه در محل و محدوده فرکانسی گسترده حائز اهمیت است. ترکیب این داده با داده‌های زمین لرزه می‌تواند پوشش داده‌ای خوبی در منطقه مورد نظر فراهم کند. فاصله ایستگاهی و کیفیت داده به دست آمده، تعیین کننده منحنی‌های پاشش حاصله و در نتیجه، کیفیت نتایج توموگرافی لرزه‌ای است؛

در این پژوهش از روش توموگرافی با تعداد پارامترهای نامعین استفاده شده است. این روش به علت استفاده از سلول بندی و رونوی و نیاز نداشتن به تعیین پارامترهای میرایی و هموارسازی، برای پوشش داده‌های غیریکنواخت به خوبی عمل می‌کند. وارون سازی در یک مرحله انجام می‌شود و مستقیماً از منحنی‌های پاشش امواج سطحی می‌توان نقشه توموگرافی سه بعدی منطقه مورد مطالعه را به دست آورد؛ از این رو نسبت به سایر روش‌های توموگرافی بهتر عمل کرده است؛

در این مطالعه هم‌زمان از داده‌های نوفه محیطی و زلزله

دارد که ضخامت لایه‌های رسوبی کم سرعت را تا عمق چهار کیلومتری تخمین زده‌اند.

در نقشه ناهمسانگردی شعاعی، یک بی‌هنجاری منفی واضح در عمق ۱۰ کیلومتری دیده می‌شود که همین بی‌هنجاری منفی با مقدار کمتر و ابعاد بزرگ‌تر تا عمق ۲۰ کیلومتری در منطقه ایران مرکزی وجود دارد. علت ناهمسانگردی شعاعی در پوسته می‌تواند لایه بندی رسوبات یا وجود درز و شکست‌ها باشد. دلیل ضعیف بودن مقدار بی‌هنجاری در ایران مرکزی با پژوهش موقری و همکاران (۲۰۲۱) مطابقت دارد. ضعیف تر بودن بی‌هنجاری در ایران مرکزی می‌تواند به علت پایدارتر بودن این منطقه نسبت به البرز باشد. وجود گسل‌های فراوان در البرز، علت وقوع ناهمسانگردی شعاعی منفی در این منطقه است.

نقشه‌های عدم قطعیت سرعت موج قائم و افقی در تمام شکل‌ها بیانگر صحت نتایج است. در این نقشه‌ها عدم قطعیت‌ها می‌تواند شاخصه بی‌هنجاری‌های آشکار نیز باشد.

شکل ۹ نشان دهنده سرعت امواج برشی افقی و قائم، ناهمسانگردی شعاعی و عدم قطعیت‌ها در مقطع BB' (در عرض جغرافیایی ۳۵/۹۵ درجه شمالی) است. یک بی‌هنجاری کم سرعت تا عمق ۱۰ کیلومتری در محدوده تهران دیده می‌شود. در بخش میانی مقطع، بی‌هنجاری با سرعت بیشتر و تا عمق ۲۰ تا ۲۵ کیلومتری در محل دماوند می‌تواند نشان دهنده محل مخزن ماگمای قدیمی دماوند باشد که با مطالعات قبلی این منطقه مانند مصطفی‌نژاد و همکاران (۲۰۱۱) همخوانی دارد. این تغییرات در نقشه ناهمسانگردی شعاعی نیز به وضوح دیده می‌شود. همچنین در نقشه‌های عدم قطعیت، مقدار عدم قطعیت کم است که نشان دهنده صحت نتایج است. علاوه بر این، در این مقطع در عمق پوسته بالایی در البرز شرقی و غربی تفاوت دیده می‌شود.

این توضیح نیز ضرورت دارد که شکل‌های ۱ تا ۴ این مقاله با استفاده از برنامه GMT (Generic Mapping Tools) (وسل و همکاران، ۲۰۱۳) رسم شده است.

مراجع

موقری، ر.، جوان دلویی، غ.، ۱۳۹۷، تعیین ساختار سرعتی پوسته بالایی جنوب غرب تهران با استفاده از توموگرافی نوفه لرزه‌ای درون‌چاهی: فیزیک زمین و فضا، ۴۴(۳)، ۲۸۱-۲۹۵.

Abdetedall, M., Shomali, Z. H., and Gheitanchi, M. R., 2015, Ambient noise surface wave tomography of the Makran subduction zone, south-east Iran: Implications for crustal and uppermost mantle structures: Earthquake Science, 28(4), 235-251.

Afra, M., and et al., 2021, Three-dimensional P-wave tomography in the Central Alborz, Iran: Physics of the Earth and Planetary Interiors, 315(1), 106711.

Bayes, T., 1958, Essay towards solving a problem in the doctrine of chances: Biometrika, 45, 293-315.

Bodin, T., Sambridge, M., and Gallagher, K., 2009, A self-parametrizing partition model approach to tomographic inverse problems: Inverse Problems, 25(5), 055009.

Bodin, T., Sambridge, M., Rawlinson, N., and Arroucau, P., 2012, Transdimensional tomography with unknown data noise: Geophysical Journal International, 189, 1536-1556.

Bodin, T., and Sambridge, M., 2009, Seismic tomography with the reversible jump algorithm: Geophysical Journal International, 178, 1411-1436.

Draganov, D., Wapenaar, K., Thorbecke, J., and Nishizawa, O., 2007, Retrieving reflection responses by cross correlating transmission responses from deterministic transient sources: Application to ultrasonic data: The Journal of the Acoustical Society of America, 122(5), 172-178.

Herrmann, R. B., 1973. Some aspects of band-pass filtering of surface waves: Bulletin of the Seismological Society of America, 63(2), 663-671.

Kaviani, A., Paul, A., Moradi, A., and et al., 2020, Crustal and uppermost mantle shear wave velocity structure beneath the Middle

استفاده شده است. استفاده هم‌زمان این دو نوع داده موجب افزایش مسیرهای پرتو و در نتیجه، پایداری نتایج شده است.

بررسی نتایج توموگرافی نشان می‌دهد در بیشتر نقاط، نتایج عدم قطعیت خوبی دارند. همه زنجیره‌ها در این روش همگرا شده‌اند، ولی بررسی پارامتر نوفه نشان می‌دهد به احتمال زیاد، با عدم قطعیت و خطا در داده روبه‌رو هستیم. همچنین امکان به‌دست آوردن منحنی‌های پاشش در همه دوره تناوب‌ها برای همه داده‌ها میسر نبود و این موضوع موجب محدود بودن عمق و ابعاد بی‌هنجاری‌ها در نقشه توموگرافی شده است.

به‌صورت کلی نتایج توموگرافی امواج ریلی و لاو و ناهمسانگردی شعاعی نشان می‌دهد می‌توان ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساخت بزرگ‌مقیاس مانند البرز و ایران مرکزی را از هم تفکیک کرد. البرز معمولاً با بی‌هنجاری کم‌سرعت در عمق ۱۰ کیلومتری دیده می‌شود به‌ویژه در حوالی تهران، اما ایران مرکزی با عمق و سرعت بیشتری دیده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده وجود گسلش و ترک‌ها در این عمق باشد. نتایج ناهمسانگردی شعاعی به‌وضوح دماوند و محل ماگمای سردشده را در عمق ۲۰ کیلومتری نشان می‌دهد.

تشکر و قدردانی

از مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به دلیل همکاری و در اختیار قرار دادن داده‌ها تشکر به‌عمل می‌آید. از جناب آقای دکتر تقی شیرزاد ایرج عضو مؤسسه ژئوفیزیک آکادمی علوم لهستان به جهت همکاری در مرحله پردازش داده‌ها تشکر و قدردانی می‌کنیم. همچنین صمیمانه از داوران محترم مجله سپاسگزاریم که با راهنمایی‌های ارزنده و نظرات ارزشمند موجب ارتقای مقاله شدند.

- Siahkoobi, H. R., 2008, Seismic anisotropy in the crust and upper mantle of the Central Alborz region, Iran: *Tectonophysics*, **456**, 194–205.
- Sethian, J. A., 1996, A fast marching level set method for monotonically advancing fronts: *Proceedings of the National Academy of Sciences of The United States of America*, **93**(4), 1591–1595.
- Shirmohammadi, F., Draganov, D., Hatami, M. R., and Weemstra, C., 2021, Application of seismic interferometry by multidimensional deconvolution to earthquake data recorded in Malargüe, Argentina: *Remote Sensing*, **13**, 4818.
- Shirzad, T., and Shomali, Z. H., 2014, Extracting seismic body and Rayleigh waves from the ambient seismic noise using the rms-stacking method: *Seismological Research Letters*, **86**(1), 173–180.
- Weemstra, C., Draganov, D., Ruigrok, E., Hunziker, J., Gomez, M., and Wapenaar, K., 2016, Application of seismic interferometry by multidimensional deconvolution to ambient seismic noise recorded in Malargüe, Argentina: *Geophysical Journal International*, **208**(2), 693–714.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F., 2013, Generic Mapping Tools: Improved Version Released, *EOS Trans. AGU*, **94**(45), 409–410.
- Yanovskaya, T. B., Kizima, E. S., and Antonova, L. M., 1998, Structure of the crust in the Black Sea and adjoining regions from surface wave data: *Journal of Seismology*, **2**, 303–316.
- Zhang, X., Curtis, A., Galetti, E., and de Ridder, S., 2018, 3-D Monte Carlo surface wave tomography: *Geophysical Journal International*, **215**, 1644–1658.
- Zhang, X., Hansteen, F., Curtis, A., and de Ridder, 2020, 1-D, 2-D, and 3-D Monte Carlo ambient noise tomography using a dense passive seismic array installed on the North Sea Seabed: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **125**, East from surface wave tomography: *Geophysical Journal International*, **221**(2), 1349–1365.
- Mostafanejad, A., Shomali, Z. H., Mottaghi, A. A., 2011, 3-D velocity structure of Damavand volcano, Iran, from local earthquake tomography: *Journal of Asian Earth Sciences*, **42**(6), 1091–1096.
- Mottaghi, A., Rezapour, M., and Tibuleac, I., 2012, Ambient noise Rayleigh wave shallow tomography in the Tehran region, Central Alborz, Iran: *Seismological Research Letters*, **83**(3), 498–504.
- Movaghari, R., and JavanDoloei, G., 2020, 3-D crustal structure of the Iran plateau using phase velocity ambient noise tomography: *Geophysical Journal International*, **220**(3), 1555–1568.
- Movaghari, R., and JavanDoloei, G., Yang, Y., Tatar, M., and Sadidkhoy, A., 2021, Crustal radial anisotropy of the Iran Plateau inferred from ambient noise tomography: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **126**(4).
- Rahimi Dalkhani, A., Zhang, X., and Weemstra, C., 2021, On the potential of 3D transdimensional surface wave tomography for geothermal prospecting of the Reykjanes Peninsula: *Remote Sensing*, **13**(23), 4929.
- Rawlinson, N., and Sambridge, M., 2004, Wavefront evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method: *Geophysical Journal International*, **156**, 631–647.
- Rezaeifar, M., and Kissling, E., 2020, Regional 3-D lithosphere structure of the northern half of Iran by local earthquake tomography: *Geophysical Journal International*, **223**(3), 1956–1972.
- 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: *Geophysical Research Letters*, **32**(3).
- Sadidkhoy, A., Javan-Doloei, Gh., and

Surface wave tomography and radial anisotropy using seismic interferometry in the Central Alborz

Faezeh Shirmohammadi^{1,3}, Mohammad Reza Hatami^{2*} and Amin Rahimi Dalkhani³

¹ *Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran*

² *Assistant professor in Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran*

³ *Delft University of Technology, Delft, Netherlands*

(Received: 06 February 2022, Accepted: 13 June 2022)

Summary

Seismic interferometry is a method that allows the retrieval of the seismic response at one receiver from a virtual source at the position of another receiver. In recent years, seismic interferometry has become a common tool in seismological studies. With continuous recording data in seismic stations, new opportunities are available to seismologists to present new hypotheses and studies. Continuous data contains ambient noise which has random amplitudes and phases and can propagate in all possible directions, so by using ambient noise, it is possible to retrieve responses between two seismic stations. In most applications, long-duration vertical and horizontal components of continuous time series recorded at two stations are cross-correlated to approximate the Green's function between the two stations. After stacking all available data for each station's pairs, group velocity dispersion curves are measured using multiple-filter analysis for each EGF signal.

In our research, group velocity dispersion measurements are used for tomography. The radial anisotropy can be inferred from the Love–Rayleigh (L–R) discrepancy, that is, from the difference between the travelling speeds of horizontally and vertically polarized surface waves. Seismic anisotropy in the Earth's crust is the signature of past and ongoing crustal deformation. Thus, observation of this anisotropy reflects the nature and distribution of the deformation bearing on the crustal rock. In conventional seismic tomography techniques, it is necessary to determine the dimensions of grids or other parameters such as smoothing and damping. A two-step inversion algorithm is employed to solve the tomographic inverse problem. In this study, transdimensional tomography is applied, which adapts to a non-uniform data coverage without requiring any arbitrary regularization such as damping or smoothing. It is a one-step non-linear tomographic algorithm. The algorithm is rooted in a Bayesian framework using Markov chains with reversible jumps. The study area in this research is the Central Alborz area (latitude 34.5–38 N degrees and longitude 48.5–54.5 E degrees). We process all available continuous vertical and horizontal seismic data from the Iranian Seismological Center (IRSC) and the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) in this region for the three years from 2013 through 2016. Also, we use data from earthquakes with magnitude above 3.5, which were recorded on these stations between 2006 and 2016.

The results obtained from seismic tomography and radial anisotropy show the possibility of separation between different tectonic seismic regions based on the velocity anomalies and radial anisotropy. Moreover, radial anisotropy shows the cooled Damavand magma at a depth of about 20 km.

Keywords: Seismic interferometry, ambient noise, surface waves, transdimensional tomography, radial anisotropy