بررسی ساختار لیتوسفر در منطقه زاگرس شمالی به کمک معکوس‌سازی همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش امواج سطحی

فروغ کلوندی
دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مرکز تحصیلات تکمیلی زنجان، ایران
f.kalvandi@iasbs.ac.ir

سید خلیل متقی
استادیار مرکز تحصیلات تکمیلی زنجان، ایران
kmotaghi@iasbs.ac.ir

کلید واژه‌ها: *معکوس‌سازی همزمان، توابع گیرنده، منحنی پاشش، زاگرس*

چکیده

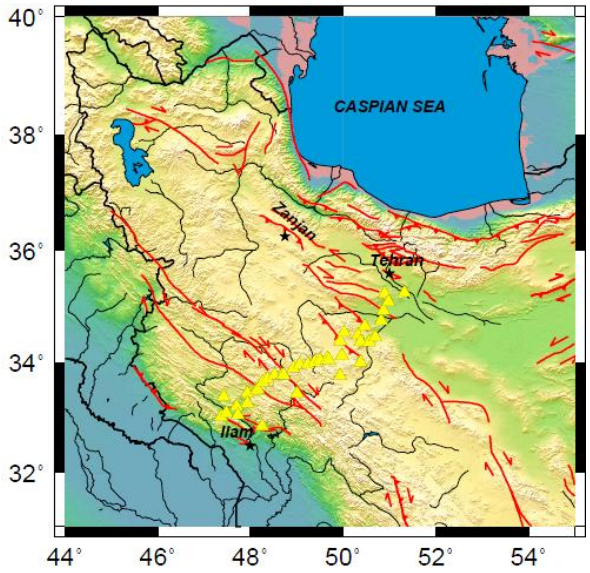
در این پژوهش با استفاده از روش معکوس سازی همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش سرعت فاز موج ریلی به مطالعه ساختار سرعتی لیتوسفر منطقه برخوردی زاگرس شمالی می‌پردازیم. تا دید روشن‌تری از تکامل و تاریخچه تکتونیکی این منطقه برخوردی به دست آوریم.

به منظور محاسبه توابع گیرنده از داده‌های ۳۸ ایستگاه موقت در پروفایلی به طول ۴۰۰ ~کیلومتر، در محدوه تقریبی ایلام تا قم استفاده می‌شود و منحنی‌های پاشش مورد نیاز برای انجام معکوس سازی همزمان دو بانک داده از مطالعات توموگرافی رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) استخراج گردید. براساس نتایج حاصل از این پژوهش، برای هر ایستگاه یک مدل سرعتی یک‌بعدی محاسبه و عمق موهو زیر ایستگاه‌های زاگرس ۴۵ ~کیلومتر، و در ناحیه سنندج-سیرجان ۶۰ ~کیلومتربدست آمد. به علاوه مقدار ضخامت لیتوسفر را در زیر زاگرس تا کمان ماگمایی سنندج – سیرجان از ۱۶۰~کیلومتر تا ۲۴۰~کیلومتر تخمین زدیم.

مقدمه

فلات ایران گستره وسیعی بین دو صفحه عربستان و اوراسیا است و دگرشکلی آن ناشی از همگرایی این دو صفحه می‌باشد. این منطقه از جمله مناطق مهمی است که هر ساله زلزله‌های بسیاری در آن به وقوع می‌پیوندد. امروزه با وجود دید کلی از ساختار لیتوسفر ایران همچنان سوالات بی‌پاسخ زیادی پیرامون جزئیات ساختاری این منطقه وجود دارد. بنابراین مطالعه ساختار پوسته و گوشته فوقانی به ایجاد دید بهتر از وضعیت تکتونیکی فلات ایران کمک شایانی می‌کند. در این میان، کمربند کوهزایی زاگرس جزء جوان‌ترین کوهزادهای قاره-قاره دنیا محسوب می‌شود. این مطالعه فرصت مغتنمی برای بررسی مراحل اخیر کوهزایی در این منطقه، از جمله وقوع فرآیند جدایش ورقه‌ای و تبدیل فاز فرورانش به فاز برخورد قاره‌ای است.

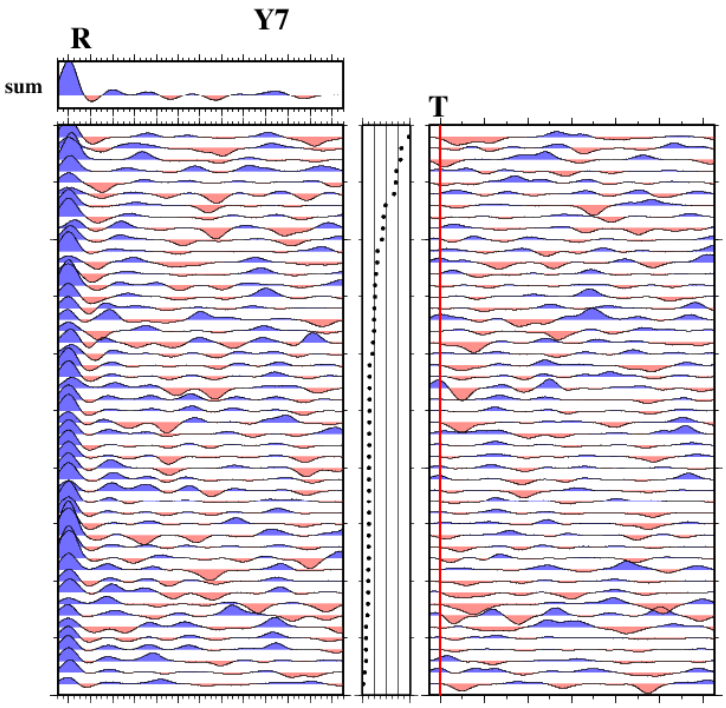
در این تحقیق ساختار لیتوسفر در منطقه زاگرس شمالی، با استفاده از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش امواج سطحی مورد مطالعه قرار می‌گیرد. منحنی‌های پاشندگی برگرفته از مطالعه توموگرافی رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) و توابع گیرنده از ۱۱۵ دورلرزه با فاصله‌ی رومرکزی 30° تا 95° و بزرگای بیش از ۵ محاسبه شده است. اکثر این دورلرزه‌ها در محدوده‌ی زاویه‌ی سمتی برگشتی 30° تا 100° هستند و در ۳۲ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت در امتداد پروفایلی به طول ۴۰۰ ~ کیلومتر، (ثبت شده در حد واسط ماه‌های می و نوامبر ۲۰۰۳) در حد فاصل شهرهای ایلام تا قم بدست آمده است (شکل ۱).



شکل۱: موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری (مثلث‌های زرد) در منطقه مورد مطالعه

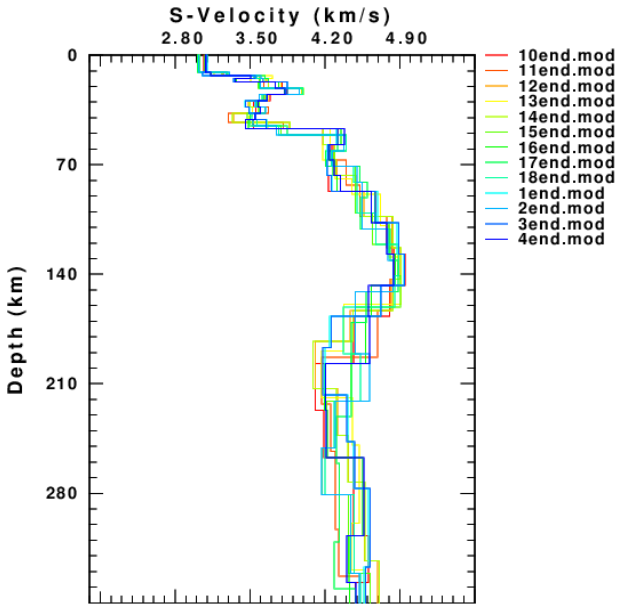
روش تحقیق

توابع گیرنده ارائه کننده پاسخ نسبی ساختار زمین در مجاورت محل ایستگاه ثبت کننده هستند و ابزار مناسبی برای تشخیص مرزهای ناپیوستگی در عمق‌های مختلف به شمار می‌روند. در این مطالعه توابع گیرنده با استفاده از واهامیخت در حوزه زمان (لیگوریا و آمون، ۱۹۹۹) برای هر ایستگاه جداگانه محاسبه شده و برانبارش می‌شود (شکل ۲). با برانبارش توابع گیرنده هر ایستگاه، یک تابع گیرنده نماینده به دست می‌آوریم که داده ورودی ما در معکوس‌سازی همزمان تابع گیرنده و منحنی پاشش است (شکل۲).



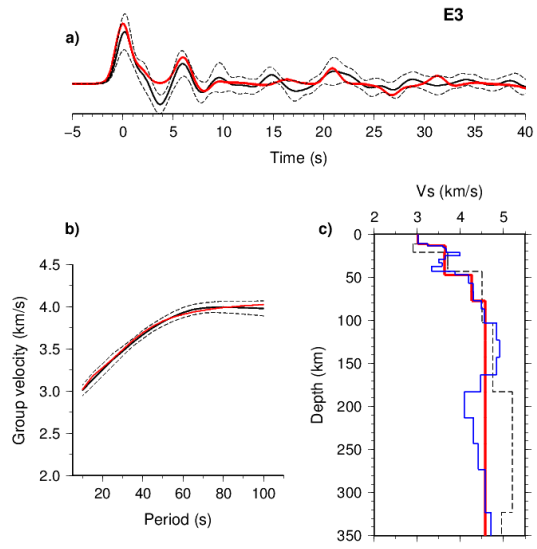
شکل۲: تابع گیرنده شعاعی و مماسی ایستگاه Y7 و نتیجه برانبارش

به منظور معکوس‌سازی همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش از برنامه نرم‌افزاری joint96 استفاده می‌کنیم. این برنامه در بسته نرم‌افزاری Computer Program in Seismology (هرمن و آمون، ۲۰۰۳) ارائه شده است. برای انجام معکوس‌سازی روش کمینه مربعات میرا شونده به کار برده شده است. کمترین مربعات میرا شونده سعی در انجام همزمان بهترین برازش داده‌ها و کمترین تغییرات نسبت به مدل مرجع (ساده‌ترین مدل زمین) دارد. این روش در یافتن ساده‌ترین مدل متناسب با داده‌ها در محدوده تغییرات واریانس به ماکمک می‌کند. دو فاکتور مهم در فرایند معکوس‌سازی همزمان، فاکتور میرایی و فاکتور وزنی هستند. ما فاکتور میرایی را برابر ۰/۵ و فاکتور وزنی را برابر ۰/۲۵ در نظر گرفتیم (هرمن و آمون، ۲۰۰۳). روش معکوس سازی مورد استفاده در این مطالعه، یک روش خطی است بنابراین به مدل اولیه وابسته است. مدل اولیه‌ی به کار گرفته شده، مدل‌های سرعتی محاسبه شده توسط رحیمی و همکاران (۲۰۱۴) برای منطقه زاگرس و ایران مرکزی می‌باشد. از آنجا که جواب روش‌های غیر خطی یکتا نیست، چندین مدل برای منطقه به دست آمده و در نهایت یک مدل را به عنوان مدل نماینده برای هر ایستگاه انتخاب ارائه خواهد شد (شکل ۳). مدل انتخابی باید دو شرط زیر را برآورده کند: ۱- در توابع گیرنده بیشترین برازش را به مقدار متوسط داشته باشد. ۲- منحنی پاشش بدست آمده از آن در محدوده خطای منحنی پاشش تجربی باشد (برای مثال، متقی و همکاران، ۲۰۱۴).

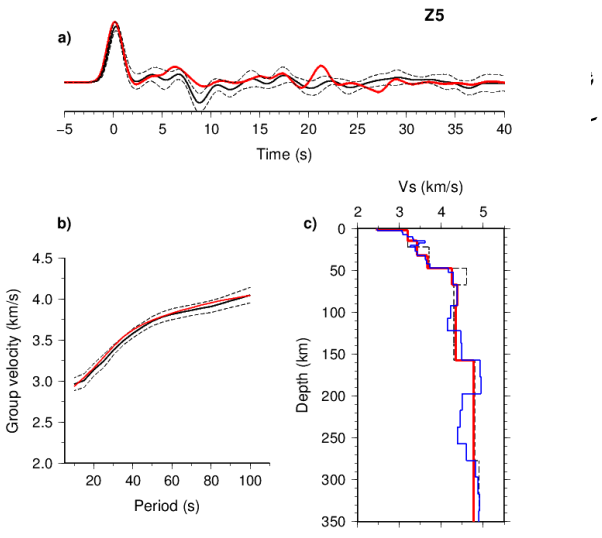


شکل ۳: مدل سرعتی بدست آمده برای ایستگاه E3 در پروفایل زاگرس

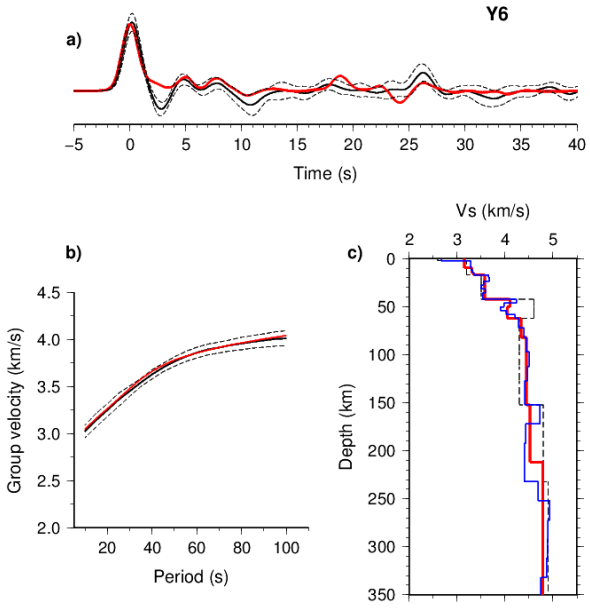
در مرحله بعد باید به تعیین ضخامت مناسب برای لایه‌ها و پارامتربندی مدل بپردازیم. براین اساس با کوچک کردن لایه بندی‌ها سعی بر افزایش درصد برازش به تابع گیرنده را داریم. اما مدل سرعتی حاصل همچنان شامل ساختارهایی است که داده واقعی (توابع گیرنده و منحنی پاشش) قادر به توجیه آن نیست. به عبارت دیگر یک دسته لایه‌بندی‌های غیرضروری در این مدل‌سازی وجود دارد. به منظور حذف این ساختارهای اضافی باید به ساده سازی مدل بپردازیم. مدل ساده شده باید شامل ساختارها و مرزهای مهم و واقعی بوده و با مشاهدات ما همخوانی داشته باشد. به این منظور مدل‌سازی مستقیم توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش را انجام می‌دهیم و در صورتی‌که داده‌های تولید شده با داده‌های مشاهده‌ای همخوانی داشت این مدل ساده شده را به عنوان مدل زیر ایستگاه معرفی می‌کنیم. در صورتیکه این مدل نتوانست همخوانی مورد نظر را داشته باشد با اضافه کردن مرزهای ناپیوستگی کوچک‌تر تلاش می‌کنیم برازش داده‌های پیش‌بینی و مشاهده‌ای را بهتر کنیم. در شکل‌های(۴)، (۵) و (۶) نمونه‌هایی از ساده‌سازی مدل برای سه ایستگاه مختلف آورده شده است.



شکل ۵: ساده‌سازی مدل باچهارلایه برای ایستگاه E3



شکل ۴: ساده‌سازی مدل با شش لایه برای ایستگاه Z5



شکل ۶ : ساده‌سازی مدل با هشت لایه برای ایستگاه Y6

نتیجه‌گیری

در این مطالعه از معکوس‌سازی همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش برای هر ایستگاه یک مدل سرعتی یک‌بعدی در زیر هر ایستگاه لرزه‌نگاری بدست آوردیم. ناپیوستگی موهو در ایستگاه‌های مختلف در اعماق متفاوتی دیده شد. عمق موهو زیر ایستگاه‌های زاگرس ۴۵ ~کیلومتر، ودر ناحیه سنندج- سیرجان ۶۰ ~کیلومتربدست آمد. به علاوه مقدار ضخامت لیتوسفر در زیر زاگرس حدود ۱۶۰ ~ کیلومتر است که به مقدار ۲۴۰ کیلومتر در زیر کمان ماگمایی سنندج – سیرجان تغییر می‌کند.

فهرست مراجع

Motaghi K, Tatar M, Priestley K, Ramanelli F, Doglioni C and Panza GF (2014)The deep structure of the Iranian Plateau. *JOURNAL OF Gondwana Research* GR-01258; No of Pages 12

Paul A, Kaviani A, Hatzfeld D, Tatar M and Priestley K (2010) Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). *JOUR.NAL OF GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON. SPECIAL PUBLICATIONS*; *330*; 5-18

Rahimi H, Hamzeloo H, Vaccari F and Panza GF (2014) Shear-Wave Velocity Tomography of the Lithosphere–Asthenosphere System beneath the Iranian Plateau, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(6), doi: 10.1785/0120130319