

تعیین ساختار بالایی پوسته در زاگرس خاوری به روش توموگرافی محلی

زهرا محمدی پور^۱، فرزام یمینی فرد^۲ و محمد تانار^۲

^۱ کارشناسی ارشد، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۲ دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۰/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۴/۱۰

چکیده

تقریباً یک سوم کوتاه‌شدگی ایران در اثر همگرایی صفحات اوراسیا و عربی در کمربند چین خورده و رانده شده زاگرس رخ می‌دهد که یکی از فعال‌ترین مناطق برخورد قاره‌ای جهان از دید لرزه‌خیزی است. نصب شبکه لرزه‌نگاری موقت با ۳۲ لرزه‌نگار سه مؤلفه‌ای در منطقه شمال بندرعباس در استان هرمزگان به مدت حدود سه ماه و نیم، داده‌های مناسبی را برای مطالعه ساختار بالایی پوسته در خاوری‌ترین بخش زاگرس به روش توموگرافی محلی فراهم آورد. مدل سرعتی سه بعدی به دست آمده بر پایه وارون‌سازی زمان سیر فاز P، بیانگر روراندگی بخش‌های شمالی به سوی جنوب باختر است که می‌تواند نشان‌دهنده راندگی پوسته صفحه عربی به زیر ایران مرکزی باشد. همچنین در بخش خاوری منطقه مورد مطالعه، ناحیه کم سرعتی دیده می‌شود که می‌تواند با پهنه گسلی زندان-میناب-پالامی در ارتباط باشد.

کلیدواژه‌ها: زاگرس، توموگرافی زمین لرزه‌های محلی، ساختار پوسته.

*نویسنده مسئول: فرزام یمینی فرد

E-mail: faryam@iiees.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

ایران در میان دو صفحه سنگ‌کره‌ای اوراسیا و عربی قرار دارد که با آهنگی حدود ۲۵ میلی‌متر در سال همگرا می‌شوند. یکی از مناطقی که کوتاه‌شدگی ناشی از این همگرایی در آن جبران می‌شود، کمربند کوهستانی زاگرس است (Vernant et al., 2004). انتهای خاوری زاگرس که استان هرمزگان در آن قرار گرفته است، از فعال‌ترین مناطق لرزه‌خیز در ایران است. تعیین ژرفای زمین لرزه‌ها در منطقه زاگرس خاوری و شمال آن با استفاده از مدل‌سازی شکل موج امواج دورلر نشان داده است که در این منطقه، ژرفای زمین لرزه‌ها در فاصله ۵۰ کیلومتری شمال گسل وارون اصلی زاگرس (MZRF)، تا ۳۰ کیلومتر هم می‌رسد که می‌تواند نشانه‌ای از زیرراندگی پی‌سنگ عربی به زیر ایران مرکزی در این بخش باشد (Maggi et al., 2000; Talebian & Jackson, 2002). Yaminifard et al. (2007) نیز با مطالعه خردزمین لرزه‌ها در خاور سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی، شواهدی از راندگی کم‌شیب در منطقه گذر زاگرس به مکران را یافته‌اند. این مطالعات نتایج مطالعات زمین‌شناسی (Regard et al. (2010) که نشان‌دهنده گذر تدریجی از منطقه برخوردی زاگرس به فرورانش مکران است را تأیید می‌کند و نشان می‌دهد که مرز جدایش میان زاگرس و مکران یک گسل انتقالی امتدادلغز منفرد در مقیاس پوسته‌ای نیست.

مطالعه گروه زمین لرزه‌های اخیر منطقه فین و قشم واقع در کمربند چین خورده ساده زاگرس به کمک تحلیل تصاویر اداوزمین لرزه‌های دور نشان می‌دهد که زمین لرزه‌های یادشده در ژرفای حدود ۱۰ کیلومتری و در پوشش رسوبی بالایی رخ داده‌اند (Nissen et al., 2010; Roustaei et al., 2010). در مطالعات یاد شده ارتباطی میان گسلش و چین‌ها دیده نشد و جدایش چین خوردگی در بخش بالایی لایه رسوبی و گسلش در بخش‌های زیرین آن، در امتداد یک لایه ضعیف واقع در میان لایه رسوبی پیشنهاد داده شده است. این در صورتی است که (Molinari et al. (2004) با مطالعات زمین‌شناسی، یک مدل دوماجره‌ای تغییر شکل چین‌ها را برای جنوب خاور زاگرس ارائه داده‌اند که در آن چین‌ها در اثر تغییر شکل لایه رسوبی تشکیل و سپس تحت تأثیر گسلش پی‌سنگی قرار گرفته‌اند. در هر حال با وجود لرزه‌خیزی در کنار محور برخی از چین‌ها در کمربند ساده، هنوز شاهد لرزه‌ای که آشکارا ارتباط مستقیم گسلش با تشکیل چین‌ها را در ژرفا نشان دهد، دیده نشده است. در برابر آن، پس لرزه‌ها و خردزمین لرزه‌های ثبت شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی

در مناطق یاد شده، بیشتر در پی‌سنگ تعیین محل شده‌اند و از نظریه جدایش گسلش در پی‌سنگ و چین‌خوردگی در رسوبات حمایت می‌کنند (Tatar et al., 2004; Yaminifard et al., 2012).

ناحیه‌ای با لرزه‌خیزی بالا مانند جنوب خاور زاگرس، منطقه‌ای بسیار مناسب برای نصب شبکه لرزه‌نگاری متراکم برای تعیین ساختار پوسته با استفاده از توموگرافی زمین لرزه‌های محلی است. با نصب شبکه لرزه‌نگاری موقت متراکم در منطقه لرزه‌خیز خورگو، در شمال بندرعباس، به مدت حدود سه ماه و نیم -در فاصله زمانی ۹ اسفند ۱۳۸۴ تا ۲۵ خرداد ۱۳۸۵- این شرایط در خاوری‌ترین بخش زاگرس مهیا شد. لرزه‌نگارهای این شبکه داده‌های لرزه‌ای را به صورت پیوسته و با بسامد ۱۰۰ هرتز ثبت کرده‌اند (شکل ۱). در همه ایستگاه‌ها، زمان دقیق توسط گیرنده GPS کنترل و تنظیم شده است.

۲- پردازش

در این مطالعه داده‌های زمان رسید فاز P مورد استفاده قرار گرفت و برای افزایش دقت و کیفیت نتایج توموگرافی، در پردازش اولیه، از میان کل وقایع لرزه‌ای ثبت شده، ۹۹۵ رویداد دارای انفصال آزیموتی ایستگاهی کمتر از ۱۸۰ درجه که دست کم توسط ۵ ایستگاه ثبت شده بودند، انتخاب شد. پردازش این داده‌ها با استفاده از کد لوتوس ۱۲ انجام شد (Koulakov, 2012). الگوریتم این کد برای وارون‌سازی همزمان مدل سرعتی سه بعدی و متغیرهای کانونی چشمه در فواصل محلی و ناحیه‌ای طراحی شده و شامل ۳ گام اصلی است: (۱) بهینه‌سازی برای یافتن بهترین مدل یک‌بعدی سرعتی و مکان‌یابی اولیه چشمه‌ها به‌طور همزمان؛ (۲) مکان‌یابی چشمه‌ها در مدل سه بعدی سرعت؛ (۳) وارون‌سازی همزمان برای متغیرهای چشمه و مدل سرعتی.

مکان‌یابی چشمه در این کد بر پایه محاسبه تابع هدف (Goal function) است؛ این تابع، بازتابی از احتمال وجود چشمه در نقطه مورد نظر است. جستجو برای تابع هدف پایانی با استفاده از روش جستجوی شبکه‌ای انجام می‌شود (Koulakov, 2012). در شکل ۲ موقعیت چشمه‌ها پس از مکان‌یابی دوباره در مدل سه بعدی با استفاده از این کد با موقعیت تعیین شده چشمه‌ها در مدل یک‌بعدی با استفاده از کد هایپوسنتر (Lienert, 1994) مقایسه شده است. نتایج توموگرافی سه بعدی، نتایج تعیین محل با

۳- بحث و نتیجه‌گیری

بررسی توزیع زمین‌لرزه‌ها در مقطع عمودی در راستای شمال خاور پس از تعیین محل دوباره در مدل سه‌بعدی، افزایش ژرفا در شمال گسل زاگرس بلند و رخداد بیشتر زمین‌لرزه‌ها در پی‌سنگ را تأیید می‌کند (شکل‌های ۷-ب و ۸). ژرفای کانون زمین‌لرزه‌ها از حدود ۱۰ کیلومتر در جنوب خاور در کمربند چین‌خورده ساده تا حدود ۲۲ کیلومتر در بخش شمال خاور منطقه در پهنه سنندج-سیرجان می‌رسد. این بازه ژرفاهای کانونی، از آنچه که برای کمربند چین‌خورده زاگرس انتظار می‌رود، متفاوت است. بنا بر مطالعه (Tatar et al., 2004) ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها در زاگرس مرکزی ۸ تا ۱۵ کیلومتر بوده که به پوسته متامورفیک بالایی مرتبط است و زیر لایه نازکی از رسوبات جای می‌گیرند. افزایش ژرفای زمین‌لرزه‌ها به سوی شمال خاور در این بخش از زاگرس که در همسایگی پهنه گذر زاگرس-مکران قرار گرفته است، از داده‌های دورلرز که دقت کمتری نسبت به داده‌های محلی دارند نیز استنباط شده است (Maggi et al., 2000; Talebian & Jackson, 2002). این افزایش ژرفا به راندگی صفحه عربی به زیر ایران مرکزی نسبت داده می‌شود.

بررسی مقطع عمودی تصویر توموگرافی در راستای نیمرخ عرضی رسم شده، تغییرات جانبی مهمی را در ساختار سرعتی نشان می‌دهد و نشانگر افزایش تدریجی سرعت به سوی شمال نیمرخ است (شکل ۷-ب). با این شواهد به نظر می‌رسد رانده شدن ناشی از یک یا چند راندگی در شمال گسل زاگرس بلند (HZF) سبب بالا آمدن لایه‌های زیرین که سرعت بیشتری دارند و در نتیجه سبب افزایش جانبی سرعت به سوی شمال شده است. با این حال افزایش تدریجی ستبرای پهنه پرسرعت به سوی شمال و افزایش محسوس ژرفای زمین‌لرزه‌ها در شمال گسل زاگرس بلند و شیب کم توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۹ اسفند ۱۳۸۴ تیاب-سازگار با سازوکار کانونی این زمین‌لرزه (Gholamzadeh et al., 2009)-احتمال وجود یک راندگی اصلی کم‌شیب در این منطقه را قوت می‌بخشد. (Yaminifard et al., 2007) با بررسی سازوکار خرد زمین‌لرزه‌ها، و تصاویر توموگرافی محلی شواهدی از راندگی کم‌شیب در خاور سامانه گسلی زندان-میناب یافته‌اند که می‌تواند قطعه خاوری راندگی کم‌شیب استنباط شده در پژوهش حاضر باشد.

مناطق پرسرعت که به آنها اشاره شد، به روشنی در همه مقاطع زده شده در ژرفاهای ۴، ۸، ۱۲، ۱۶ و ۲۰ کیلومتری و در بخش شمال خاوری گسل وارون اصلی زاگرس (MZRF) دیده می‌شود (شکل ۶). در مقاطع افقی در خاور منطقه یک ناحیه بسیار کم‌سرعت نیز دیده می‌شود که به نظر می‌رسد در ارتباط با پهنه گسلی زندان-میناب-پالامی باشد (شکل ۶). بررسی باقیمانده‌های نسبی زمان سیر زمین‌لرزه‌های دور، بی‌هنجاری بسیار کم‌سرعتی را در منطقه سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی در پوسته بالایی آشکار ساخته است و انحرافی تا حدود یک ثانیه در محل این سامانه گسلی نشان می‌دهد که مقدار به نسبت زیادی است (Yaminifard et al., 2007; Regard et al., 2010). نتایج توموگرافی محلی نشان می‌دهد که بخش قابل توجهی از پهنه بسیار کم‌سرعت دیده شده در همسایگی این سامانه گسلی در بخش بالایی پوسته و در ارتباط با پهنه گسلی زندان-میناب-پالامی است. مهم‌ترین عامل تغییر سرعت دیده شده در منطقه گسلس مربوط به جابه‌جایی مواد لایه‌بندی در اثر گسلس است. با این حال در توموگرافی‌های با قدرت تفکیک بالا، پهنه کم‌سرعت متمرکز در منطقه گسلس نیز دیده شده است که می‌تواند متأثر از وجود سیال‌ها، افزایش دما و وجود شکستگی‌ها در محل شکستگی باشد.

سپاسگزاری

اعتبار مالی مربوط به این پژوهش و تجهیزات لرزه‌نگاری عملیات مربوطه توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و در چهارچوب پروژه پژوهشی با کد فعالیت ۵۳۶۰ تأمین شده است که بدین وسیله سپاسگزاری می‌گردد.

مدل یک‌بعدی را تأیید کرده است و تفاوت چندانی را نسبت به تعیین محل با مدل یک‌بعدی نشان نمی‌دهد که علت اصلی آن می‌تواند استفاده از زمین‌لرزه‌های انتخابی در توموگرافی محلی یا درصد به نسبت کم بی‌هنجاری‌های سرعتی باشد.

در این کد ابتدا مدل بهینه شده سرعت یک‌بعدی با استفاده از یک مدل اولیه سرعت، وارون‌سازی می‌شود. مدل اولیه سرعت مطابق مدل سرعتی حاصل از وارون‌سازی یک‌بعدی در منطقه خورگو که توسط (Yaminifard et al., 2012) ارائه شده است انتخاب شد (جدول ۱). با انتخاب ۴ مرتبه تکرار برای فرایند یافتن مدل بهینه، مدل سرعت یک‌بعدی منطقه با انطباق بسیار خوبی به مدل اولیه همگرا شد که با توجه به آنکه مدل اولیه خود نتیجه وارون‌سازی یک‌بعدی با به کارگیری نرم‌افزار VELEST بوده است این نتیجه دور از انتظار نبود (شکل ۳).

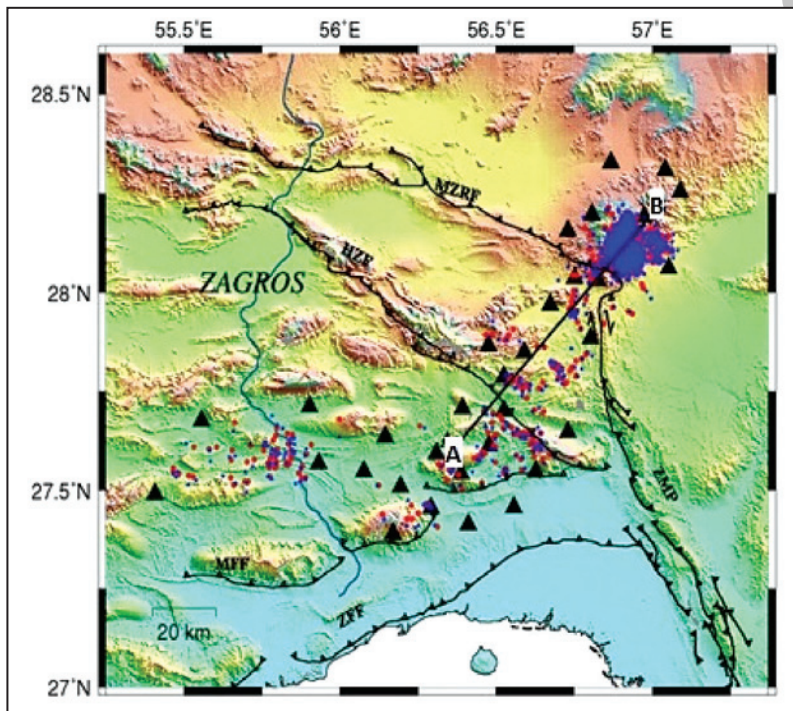
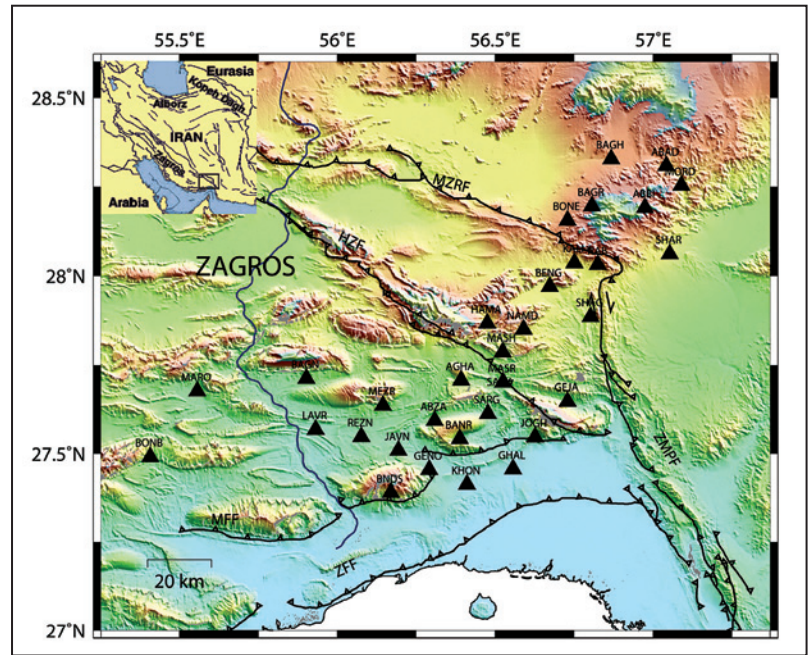
دیده می‌شود که این مدل بهینه شده همخوانی خوبی با مدل اولیه سرعتی منطقه دارد و تغییر سرعت قابل توجهی در بخش میانی پوسته در ژرفای ۲۰ تا ۲۴ کیلومتر دیده می‌شود. سپس با استفاده از مدل اولیه سرعت بهینه شده و تنظیم متغیرهای برنامه برای منطقه مورد بحث، مدل سرعت سه‌بعدی به دست آمد.

متغیرهای این کد را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد؛ یک دسته شامل متغیرهایی است که بسته به نوع، گستردگی، موقعیت و... منطقه تنظیم می‌شود و دسته دیگر متغیرهای آزاد (شامل درجه هموارسازی (Smoothing)، میرایی دامنه (Damping) و تعداد تکرار (Iteration)) است که باید با استفاده از آزمایش‌های مصنوعی تعیین شوند. برای منطقه مورد مطالعه پس از تنظیم متغیرهای دسته اول، طی ۳ مرحله متغیرهای آزاد تنظیم شد؛ به این صورت که در ابتدا مقدار همه متغیرهای آزاد، مقدار پیش فرض کد قرار داده شد و تنها تغییرات روی متغیر «درجه هموارسازی» اعمال گردید و با انجام آزمایش‌های مصنوعی مقداری از این متغیر که سبب بهترین بازسازی از آزمایش مصنوعی شده است انتخاب و در مراحل بعد همین مقدار مد نظر قرار داده می‌شود. در مرحله دوم و سوم نیز همین عملیات به ترتیب روی متغیر «میرایی دامنه» و «تعداد تکرار» انجام و مقدار مطلوب این متغیرها نیز تعیین شد (جدول ۲).

برای مشاهده ساختار پوسته و مدل سه‌بعدی سرعت در خاوری‌ترین بخش زاگرس، ۵ برش افقی در ژرفاهای ۴، ۸، ۱۲، ۱۶ و ۲۰ کیلومتری و همچنین یک مقطع در این منطقه با مختصات نقاط انتهایی (۲۷/۶۱ و ۵۶/۳۷) و (۲۸/۲۰ و ۵۷) در راستای شمال خاور در نظر گرفته شد (مقطع AB در شکل ۲). برای اطمینان از نتایج حاصل، وارون‌سازی زمان‌های رسید مصنوعی به دست آمده از مدل‌های مصنوعی صفحه شطرنجی و نوارهای مورب انجام شد. بازسازی مدل‌های مصنوعی در برش‌های افقی مختلف در شکل‌های ۴ و ۵ نشان داده شده است. شبکه‌بندی گره‌ها، تراکم پرتوها و همچنین بازسازی مدل‌های مصنوعی در مقطع نیز در شکل ۷ آمده است. در آزمایش مصنوعی صفحه شطرنجی در مقاطع افقی، بی‌هنجاری‌های سرعتی به صورت مربع‌هایی به مساحت 10×10 کیلومتر مربع در نظر گرفته شده‌اند و در آزمایش مصنوعی نوارهای مورب، عرض این نوارها برابر با ۱۰ کیلومتر است. نوفه اتفاقی وارد شده برای انجام آزمایش‌های مصنوعی برای زمان‌های رسید فاز P، ۰/۱ ثانیه در نظر گرفته شد.

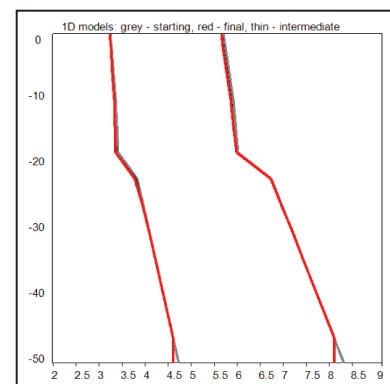
با مقایسه نتایج آزمایش‌های مصنوعی و تصاویر پایانی توموگرافی (شکل ۷) می‌توان بخش‌هایی از مدل سرعت سه‌بعدی به دست آمده را که به علت چگالی کم پرتوهای عبوری معتبر نیستند، تشخیص داد. در پایان با دانستن درصد اختلاف سرعت مدل به دست آمده و مدل اولیه، می‌توان مدل سرعت مطلق را به دست آورد. تغییرات سرعت مطلق موج P در راستای مقطع عرضی با روند جنوب باختر-شمال خاور (مقطع AB در شکل ۲) در شکل ۸ نمایش داده شده است. مدل سرعت سه‌بعدی، افزایش سرعت در بخش بالایی پوسته به سوی شمال و روراندگی بخش‌های زیرین پوسته در امتداد پس‌لرزه‌ها در بخش‌های شمالی مقطع را نشان می‌دهد.

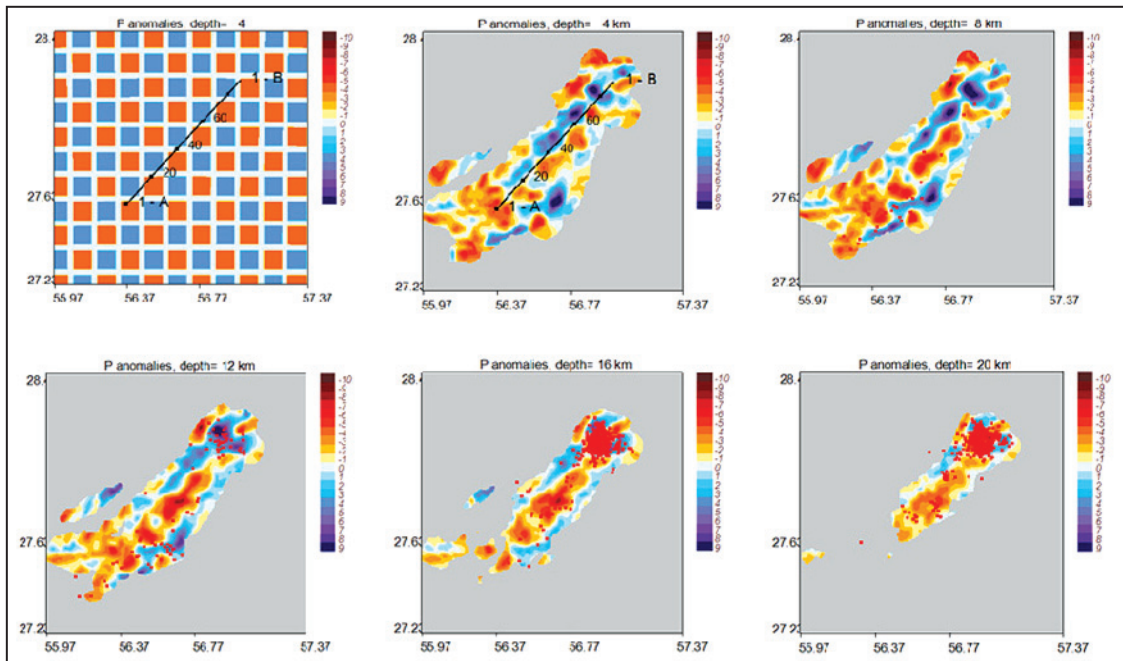
شکل ۱- منطقه مورد مطالعه (خاوری ترین بخش زاگرس). موقعیت ایستگاه‌های موقت لرزه‌نگاری و گسل‌های مهم گستره برگرفته از Regard et al. (2004) و NIOC (1999) است. MZRF: گسل وارون اصلی زاگرس؛ HZF: گسل زاگرس مرتفع؛ ZMPF: سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی؛ MFF: گسل جبهه کوهستان؛ ZFF: گسل پیش‌زرفای زاگرس.



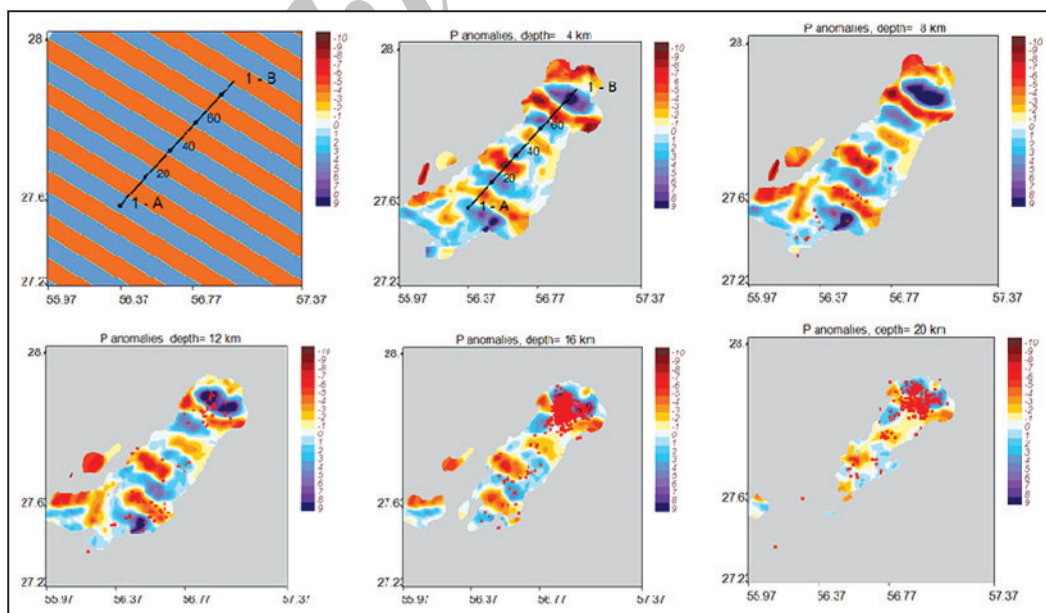
شکل ۲- مقایسه مکان چشمه‌ها در مدل یک‌بعدی (دوایر سرخ: تعیین محل با کد Hypocenter) با مدل سه‌بعدی (ستاره‌های آبی: پس از مکان‌یابی دوباره زمین‌لرزه‌ها با کد لوتوس). مثلث‌های مشکی مکان ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت هستند. خط AB موقعیت برش ژرفی نمایش داده شده در شکل‌های ۶، ۷ و ۸ را نشان می‌دهد. دیگر مشخصات همانند شکل ۱ است.

شکل ۳- بهینه‌سازی مدل یک‌بعدی سرعت خاکستری: مدل اولیه (Yaminifard et al., 2012)؛ سرخ: مدل بهینه شده توسط نرم‌افزار LOTOS پس از ۴ مرتبه تکرار. خطوط سمت چپ مربوط به سرعت فاز S و خطوط سمت راست مربوط به سرعت فاز P است.

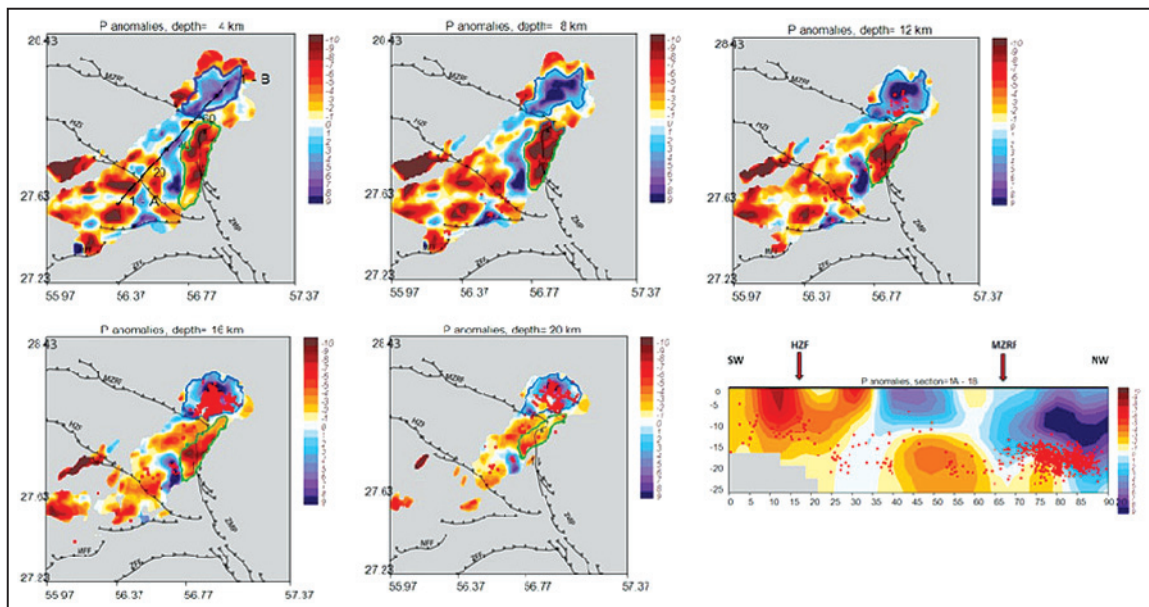




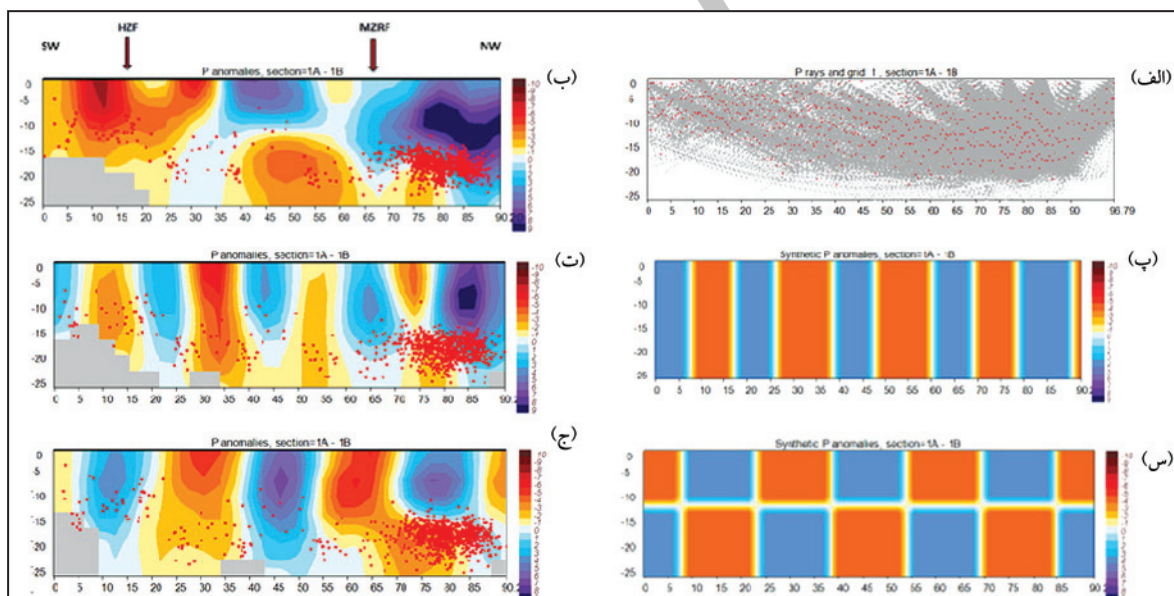
شکل ۴- آزمایش مصنوعی صفحه شطرنجی: مدل مصنوعی صفحه شطرنجی و نتایج وارون‌سازی زمان‌های رسید مصنوعی با استفاده از متغیرهای آزاد بهینه در برش‌های افقی در ژرفاهای ۴، ۸، ۱۲، ۱۶ و ۲۰ کیلومتر. نقاط سرخ محل زمین‌لرزه‌ها را نمایش می‌دهند. مقیاس رنگ‌ها درصد اختلاف میان مدل سرعت به دست آمده با مدل اولیه (جدول ۱) را نشان می‌دهد.



شکل ۵- آزمایش مصنوعی نوارهای مورب: مدل مصنوعی نوارهای مورب و نتایج وارون‌سازی زمان‌های رسید مصنوعی با استفاده از متغیرهای آزاد بهینه در برش‌های افقی در ژرفاهای ۴، ۸، ۱۲، ۱۶ و ۲۰ کیلومتر. نقاط سرخ محل زمین‌لرزه‌ها را نمایش می‌دهند. مقیاس رنگ‌ها درصد اختلاف میان مدل سرعت به دست آمده با مدل اولیه (جدول ۱) را نشان می‌دهد.

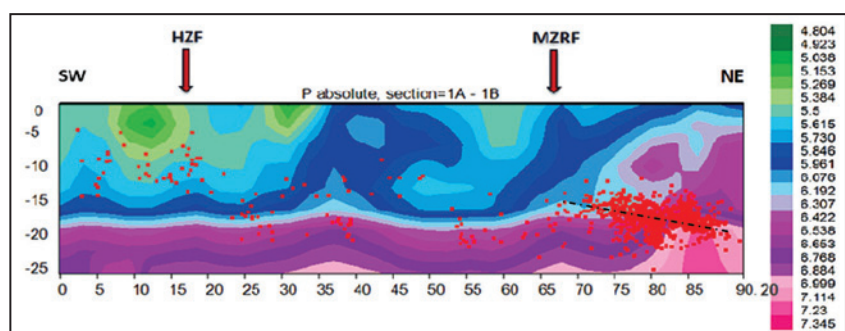


شکل ۶- تصاویر توموگرافی منطقه در برش‌های افقی در ژرفاهای ۴، ۸، ۱۲، ۱۶ و ۲۰ کیلومتری و مقطع عرضی. مناطق پرسرعت مورد بحث با حاشیه آبی و مناطق کم‌سرعت با حاشیه سبز مشخص است. محل مقطع نمایش داده شده، در شکل ۲ و در برش افقی مربوط به ژرفای ۴ کیلومتر آورده شده است. نقاط سرخ محل زمین‌لرزه‌ها را نمایش می‌دهند. مقیاس رنگ‌ها درصد اختلاف میان مدل سرعت به دست آمده با مدل اولیه (جدول ۱) را نشان می‌دهد.



شکل ۷- الف) شبکه‌بندی گره‌ها (نقاط سرخ) و چگالی پرتو در مقطع؛ ب) تصویر توموگرافی در راستای مقطع نمایش داده شده در شکل ۲؛ پ) مدل مصنوعی نواری؛ ت) نتایج وارون‌سازی زمان‌های رسید مصنوعی با استفاده از متغیرهای آزاد بهینه در مقطع؛ س) مدل مصنوعی شطرنجی؛ ج) نتایج وارون‌سازی زمان‌های رسید مصنوعی با استفاده از متغیرهای آزاد بهینه در مقطع. نقاط سرخ محل زمین‌لرزه‌ها را نمایش می‌دهند. مقیاس رنگ‌ها درصد اختلاف میان مدل سرعت به دست آمده با مدل اولیه (جدول ۱) را نشان می‌دهد.

شکل ۸- مدل سرعت موج P بر حسب کیلومتر بر ثانیه در راستای مقطع نمایش داده شده در شکل ۲. خط چین، محل تقریبی راندگی کم‌شیب استنباط شده از توزیع پس‌لرزه‌ها و مدل سب‌بعدی سرعت را نمایش می‌دهد.



جدول ۱- مدل اولیه سرعت (Yaminifard et al., 2012).

ژرفا	۱	۱۰	۱۸	۲۲	۵۰
سرعت موج P (km/s)	۵/۶	۵/۸	۵/۹	۶/۷	۸/۲
سرعت موج S (km/s)	۳/۲	۳/۳	۳/۴	۳/۸	۴/۷

جدول ۲- مشخصات متغیرهای آزاد کد لوتوس برای منطقه مورد مطالعه.

نوع موج	P	S
درجه هموارسازی (Smoothing)	۰/۵	۰/۷۵
میرایی دامنه (Damping)	۰/۲۵	۰/۲۵
تعداد تکرار (Iteration)	۴۰	

References

- Gholamzadeh, A., Yamini-Fard, F., Hessami, K. & Tatar, M., 2009- The February 28, 2006 Tiab earthquake, Mw 6.0: Implications for tectonics of the transition between the Zagros continental collision and the Makran subduction zone. *Journal of Geodynamics* 47: 280-287.
- Koulakov, I., 2012- Code LOTOS-10 for 3D tomographic inversion based on passive seismic data from local and regional events. User Manual.
- Lienert, B. R., 1994- Hypocenter 3.2: A computer program for locationg earthquakes, locally, regionally and globally. User Manual.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K. & Baker, C., 2000- A re-assessment of focal depth distribution in southern Iran, the Tien Shen and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?, *Geophysical Journal International* 143: 629-661.
- Molinaro, M., Guezou, J. C., Leturmy, P., Eshraghi, S. A. & Frizon de Lamotte, D., 2004- The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran). *Marine and Petroleum Geology* 21: 735-752.
- NIOC, 1999- Geological map of Iran quadrangle No.I-13 Bandarabbas, 1:250000. National Iranian Oil Company.
- Nissen, E., Yaminifard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J.R., Jackson, J. A. & Parsons, B., 2010- The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm Island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 296: 181-194.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Abbassi, M. R., Mercier, J., Sahbanian, E., Fegghi, K. & Soleymani, S., 2004- Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transision between collision and subduction through a young deforming system. *Tectonics* 23, TC4007, doi: 10.1029/2003TC001599.
- Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, R., Bayer, R., Bellier, O., Yamini-Fard, F., Peyret, M. & Abbasi, M., 2010- The transition between Makran subduction and Zagros collision: recent advances in its structure and active deformation. Geological society of London, special publication. *Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*, Edited by P. Leturmy and C. Robin.
- Roustaei, M., Nissen, E., Abbassi, M., Gholamzadeh, A., Ghorashi, M., Tatar, M., Yamani-Fard, F., Bergman, E., Jackson, J. & Parsons, B., 2010- The 2006 March 25 Fin earthquakes (Iran) – insights into the vertical extents of faulting in the Zagros Simply Folded Belt, *Geophysical Journal International* 181 (3): 1275-1291.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2002- Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* 150: 422-439.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. & Ghafory-Ashtiani, M., 2004- Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. *Geophysical Journal International* 156: 255-266.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., & Tavakoli, F., 2004- Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters* 223: 177-185.
- Yaminifard, F., Hassanpour-sedghi, M., Gholamzadeh, A., Tatar, M. & Hessami, K., 2012- Active faulting of the southeastern-most Zagros (Iran): Microearthquake seismicity and crustal structure. *Journal of Geodynamics* 55: 56-65.
- Yaminifard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A. M., Paul A. & Mokhtari, M., 2007- The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): microearthquake seismicity and crustal structure. *Geophysical Journal International* 170: 182-194.

Three dimensional upper crustal structure of the Eastern Zagros (Iran) using local tomography

Z. Mohammadipour ¹, F. Yaminifard ^{2*} & M. Tatar ²

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

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

Received: 2014 January 04

Accepted: 2015 July 01

Abstract

Nearly one-third of the shortening in Iran plateau due to Arabia-Eurasia convergence is accommodated in the Zagros fold and thrust belt, which is seismically one of the most active regions among the continental collision zones in the world. Deploying a temporary seismic network in the north of Bandar Abbas in Hormozgan Province, which consisted of 32 three-component seismograph stations operating for a duration of about 3.5 months, provided appropriate data for studying the upper crustal structure of the easternmost Zagros by using Local Earthquake Tomography. Three dimensional velocity model obtained from the conversion of P-wave arrival times indicates southwestward overthrusting of the lower crust of northern parts, supporting active underthrusting of the Arabian plate beneath Central Iran in the easternmost Zagros. A very low velocity zone is also observed in the eastern part of the study area that could be associated with the Zendan-Minab-Palami fault system.

Keywords: Zagros, Local Earthquake Tomography (LET), Crustal structure.

For Persian Version see pages 67 to 72

*Corresponding author: F. Yaminifard; E-mail: faryam@iiees.ac.ir

Archive of SID