



تصویر لرزه‌ای ساختار پوسته شمال غرب زاگرس (کرمانشاه و خرم‌آباد) با استفاده از امواج دورلرز

سمیه کریمی زاده^۱، نرگس افسری^{۲*} و فائزه تقی‌زاده فرهمند^۳

- ۱- کارشناسی ارشد، گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم
- ۲- استادیار، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نوشهر
- ۳- استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۸/۰۵؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۰۱/۲۶

* نویسنده مسئول مکاتبات: ng_afsari@yahoo.com

واژگان کلیدی

چکیده

کمر بند چین‌خورده-راندگی زاگرس در نتیجه برخورد صفحه عربستان با پوسته قاره‌ای ایران مرکزی است و به عنوان یک مثال از یک کمر بند جوان برخورد قاره-قاره در نظر گرفته می‌شود. در این مطالعه تحلیل تابع گیرنده P برای تعیین ضخامت پوسته و نسبت V_p/V_s در شمال غرب زاگرس استفاده شده است. به همین منظور از داده‌های زمین‌لرزه‌هایی که توسط ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کوتاه دوره و باند پهن سه مؤلفه‌ای شبکه‌های کرمانشاه و خرم‌آباد در فاصله رومرکز $95^\circ < \Delta < 30^\circ$ و با بزرگای $m_b \geq 5/5$ که طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۵ ثبت شده‌اند؛ استفاده شده است. ابتدا با استفاده از تأخیر زمانی بین فاز تبدیل یافته Ps از موهو نسبت به رسید مستقیم P، متوسط عمق موهو برای منطقه برآورد شد. سپس با استفاده از روش برآورد هم زمان عمق و نسبت V_p/V_s پوسته و به کمک بازتاب‌های چندگانه پوسته ($PpPs, PpSs + PsPs$) مقدار متوسط ضخامت پوسته و نسبت V_p/V_s با روش زو و کاناموری محاسبه شد. با استفاده از این روش متوسط عمق موهو در شمال غرب زاگرس ۴۴ کیلومتر به دست آمد؛ که از ۳۶ کیلومتر تا ۵۵ کیلومتر تغییر می‌کند. در بخش شمالی منطقه ضخامت پوسته به طور متوسط ۳۸ کیلومتر بوده و با عبور به سمت قسمت مرکز و جنوب منطقه؛ پوسته ضخیم‌تر می‌شود. نتایج نشان می‌دهد ناپیوستگی موهو در زیر منطقه مورد مطالعه تخت نیست. نسبت V_p/V_s برای پوسته شمال غرب زاگرس به طور متوسط ۱/۷۴ به دست آمد؛ که از ۱/۶۶ تا ۱/۸۶ تغییر می‌کند.

زاگرس

تابع گیرنده P

ناپیوستگی موهو

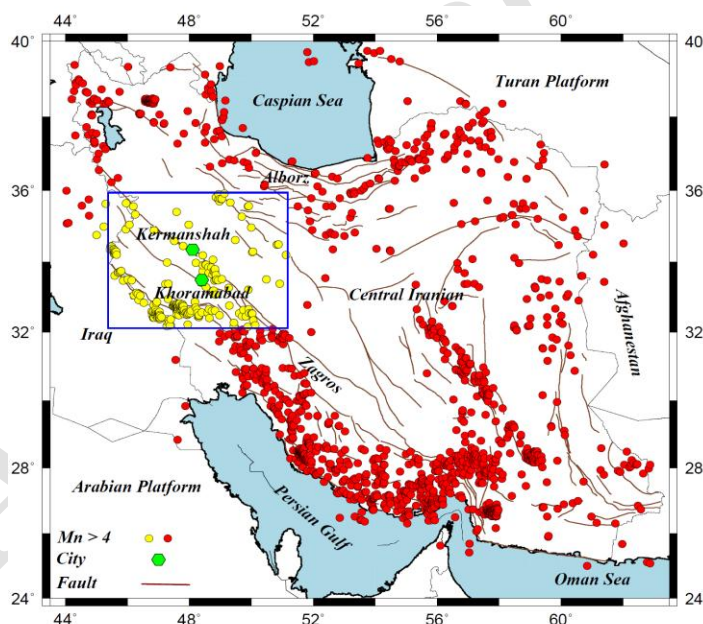
نسبت V_p/V_s

بازتاب‌های چندگانه

۱- مقدمه

و امتداد لغز در کوه‌های زاگرس تقسیم شده است (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲؛ مگی و پریستلی، ۲۰۰۵). کل زاگرس به طور متوسط کوتاه شدگی حدود ۷/۵ - ۶ میلی‌متر در سال در جهت شمال-شمال شرق و جنوب- جنوب غرب را تحمل می‌کند و در منطقه مورد مطالعه (کرمانشاه و خرم‌آباد) که در شمال غرب زاگرس قرار دارد؛ این کوتاه شدگی به حدود 2 ± 4 میلی‌متر در سال در جهت شمالی-جنوبی می‌رسد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). زاگرس به عنوان یکی از لرزه‌خیزترین کمربندهای چین‌خورده-راندگی بین قاره‌ای جهان در نظر گرفته می‌شود. گستره عمق زمین‌لرزه‌ها در زاگرس بیشتر از ۲۰ کیلومتر نیست و عمدتاً محدود به منطقه بین راندگی اصلی زاگرس (MZT) و خلیج فارس است. بیشتر زمین‌لرزه‌های بزرگ زاگرس در گسل‌های راندگی با شیب زیاد ($50^\circ - 40^\circ$) روی می‌دهند. امتداد این گسل‌ها با روند محور چین‌های منطقه موازی است (جکسون، ۱۹۸۰؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴، نی و برازنجی، ۱۹۸۶؛ مگی و همکاران، ۲۰۰۰؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۴؛ هاتزفلد و همکاران، ۲۰۱۰). شکل ۱ لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

عمق موهو و نسبت Vp/Vs از پارامترهای مهم برای مشخص کردن ساختار پوسته هستند؛ که با زمین‌شناسی و زمین‌ساخت هر منطقه نیز در ارتباط می‌باشند. منطقه مورد مطالعه در محدوده ۳۳ تا ۳۶ درجه عرض شمالی و ۴۵ تا ۴۹ درجه طول شرقی (کرمانشاه- خرم‌آباد) در گستره ایالت لرزه زمین‌ساختی زاگرس قرار گرفته است. نوار چین‌خورده راندگی زاگرس، بخشی از کمربند کوه‌زایی آلپ- هیمالیا با طول ۱۵۰۰ کیلومتر و به پهنای ۲۰۰ تا ۴۰۰ کیلومتر از کوه‌های تاروس در جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در شرق جزیره هرمز در جنوب ایران امتداد دارد و یکی از جوان‌ترین و جنبان‌ترین پهنه‌های برخورد قاره‌ای در روی زمین است (اشنایدر و برازنجی، ۱۹۸۶). شکل‌گیری کمربند چین‌خورده- راندگی زاگرس (ZFTB؛ کوبی، ۱۹۸۸) پس از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد صفحات عربستان و ایران مرکزی در تراست اصلی زاگرس (MZT) آغاز شده است. زمان برخورد میان زمین‌شناسان مورد بحث است و از اواخر کرتاسه (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ آگارد و همکاران، ۲۰۰۵) تا الیگوسن- میوسن (کوپ و استونلی، ۱۹۸۲) تغییر می‌کند. همگرایی N-NE صفحه عربستان به سمت اوراسیا به گسلش راندگی



شکل ۱: لرزه‌خیزی ایران را از سال ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۶ میلادی؛ که توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری (وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) ثبت شده‌اند، چهارگوش آبی رنگ منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

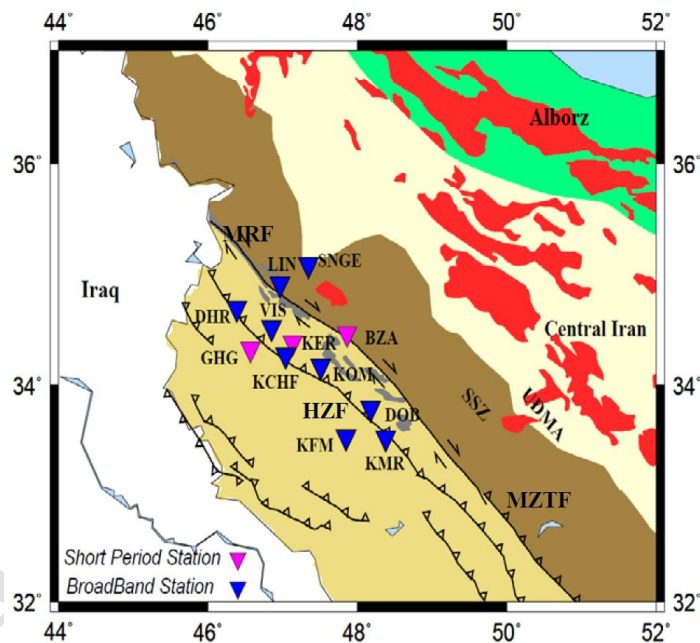
بر اساس نتایج آن‌ها ضخامت پوسته را در منطقه کرمانشاه بین ۴۴ تا ۴۶ کیلومتر و حداکثر ضخامت پوسته ۵۰ کیلومتر در زیر MZT به دست آمد. مدل‌سازی دقیق‌تر بی‌هنجاری بوگه توسط اشنایدر و برازنجی (۱۹۸۶) نشان داد که عمق موهو از ۴۵ کیلومتر در زیر سواحل خلیج فارس تا ۶۰-۵۵ کیلومتر در زیر MZT افزایش می‌یابد. مطالعات انجام شده بر روی زاگرس در سال‌های اخیر با استفاده از

با توجه به لرزه‌خیزی بالای منطقه، بررسی جزئیات ساختار پوسته منطقه که در تعیین عمق زون لرزه‌زا، ساز و کار زمین‌لرزه‌ها، روابط کاهندگی و مانند آن‌ها کاراست؛ ضروری به نظر می‌رسد. مطالعات ساختار پوسته‌ای منتشر شده قبل از سال ۱۹۹۰ عمدتاً به داده‌های گرانی پرداخته است. دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) نقشه ضخامت پوسته ایران را با استفاده از تغییرات گرانی به دست آوردند.

۲- داده‌ها و روش مطالعه

در این مطالعه برای محاسبه توابع گیرنده P ، از اطلاعات بیش از ۱۰۰۰ زمین‌لرزه دور لرز ($95^\circ < \Delta < 30^\circ$)، که توسط ۳ ایستگاه مجهز به لرزه‌نگارهای سه مؤلفه‌ای کوتاه دوره دائمی و ۷ ایستگاه لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای باند پهن دائمی شبکه‌های کرمانشاه و خرم‌آباد مرکز لرزه‌نگاری کشوری (ISC) وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و یک ایستگاه باند پهن شبکه ملی لرزه‌نگاری دائمی (INSN) وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و با بزرگای $mb \geq 5/5$ از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۵ ثبت شده‌اند؛ استفاده شده است. شکل ۲ موقعیت و کد ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها و نام آن‌ها در جدول ۱ آمده است. شکل ۳ نیز توزیع رومرکز این زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهد.

توابع گیرنده نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در این منطقه متغیر است. بر اساس این مطالعات متوسط ضخامت پوسته در زیر کمر بند چین‌خورده-راندگی زاگرس ۴۵ کیلومتر است (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳؛ پل و همکاران، ۲۰۰۶؛ یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۰۶؛ افسری و همکاران، ۲۰۱۱؛ تاتار و همکاران، ۲۰۱۳؛ تقی‌زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۵) و هر چه به سمت MZT نزدیک می‌شویم؛ بر ضخامت پوسته افزوده می‌شود. شادمنامن و همکاران (۲۰۱۱) با توموگرافی امواج لرزه‌ای پوسته و گوشته بالایی را مورد مطالعه قرار دادند. آن‌ها ضخامت پوسته منطقه اطراف کرمانشاه و خرم‌آباد را حدود ۴۰ کیلومتر برآورد کردند. در این مطالعه با توجه به توزیع مناسب ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند پهن و کوتاه دوره و داده کافی، برای بهبود دانش خود از ساختار پوسته و عمق موهو در زیر شبکه‌های کرمانشاه و خرم‌آباد واقع در شمال غرب زاگرس از روش تابع گیرنده P که روش دقیقی برای محاسبه عمق موهو است؛ استفاده شده است.



شکل ۲: نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های شبکه‌های کرمانشاه و خرم‌آباد. مثلث‌های آبی رنگ توپر نشان دهنده موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای کوتاه دوره و مثلث‌های صورتی رنگ ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند پهن مورد استفاده در این مطالعه می‌باشند. گسل‌های اصلی به رنگ قهوه‌ای نمایش داده شده است. MZTF، گسل اصلی تراست زاگرس، MRF، گسل اصلی عهد حاضر و HZF، گسل زاگرس مرتفع، فایل گسل‌ها (برگرفته از حسامی و همکاران (۲۰۰۳)).

آن. همچنین دارای عمق نفوذ زیادی است. برای محاسبه تابع گیرنده باید پردازش‌های زیر بر روی داده‌ها صورت گیرد. برای شرح بیشتر به صدودی و همکاران (۲۰۰۶ و ۲۰۰۹) و یوان (۱۹۹۹ و ۲۰۰۲) رجوع شود.

۱- در صورت متفاوت بودن لرزه‌نگارها، پاسخ بسامدی آن‌ها متفاوت بوده لذا باید اثر دستگاهی از روی آن‌ها برداشته شود.

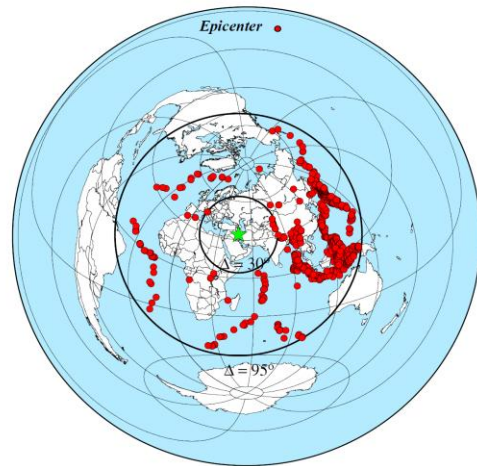
روش تحلیل تابع گیرنده P یک ابزار لرزه‌ای سودمند برای تصویربرداری زمین‌شناسی زیرسطحی است. توابع گیرنده نشان دهنده پاسخ زمین محلی به رسید تقریباً قائم امواج P فرودی به زیر یک ایستگاه لرزه‌ای سه مؤلفه‌ای است (لانگستون، ۱۹۷۹) این روش برخلاف روش‌های دیگر (روش بازتابی لرزه‌ای و شکست مرزی) بیشتر به جزئیات ساختار عمودی سرعت حساس است تا به تغییرات جانبی

ثانیه تا ۱۰ ثانیه استفاده شد.

برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه، بهترین توابع گیرنده به دست آمده برای هر ایستگاه از فاصله رومرکزهای متفاوت بعد از انجام تصحیح دینامیکی برون‌راند دینامیکی برای فاز Ps بر حسب سمت وارون مرتب و برانبارش شدند. تصحیح برون‌راند بر روی هر تابع گیرنده با استفاده از مدل مرجع IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) و کندی مرجع 67 s° انجام شده است. از بین توابع گیرنده به دست آمده برای هر ایستگاه، بهترین آن‌ها که فاز تبدیلی Ps واضحی را نشان می‌دهند؛ انتخاب شد. در شکل ۴ بهترین توابع گیرنده به دست آمده برای ۶ ایستگاه لرزه‌نگاری قلعه غازی، بزآب، کرمانشاه، سنندج، دوآب و کمرسیاه پس از مرتب شدن بر حسب سمت وارون و تصحیح مسافت نشان داده است. دامنه‌های مثبت به رنگ سیاه بوده و نشان دهنده افزایش سرعت با عمق، در حالی که دامنه‌های منفی به رنگ خاکستری بوده و اشاره به کاهش سرعت با عمق دارد.

فازهای تبدیلی از موهو و بازتاب‌های چندگانه آن در شکل ۴ به وضوح دیده می‌شوند. جمع نگاشت‌ها در پنجره بالایی نشان دهنده تابع گیرنده برانبارش شده است؛ که دامنه‌های مثبت به رنگ صورتی بوده و نشان دهنده افزایش سرعت با عمق، در حالی که دامنه‌های منفی به رنگ بنفش بوده و اشاره به کاهش سرعت با عمق می‌کند. فاز تبدیلی Ps از موهو با پیکان قرمز رنگ در قسمت برانبارش در بالای شکل قرمز (Moho Ps) مشخص شده، همچنین خط‌چین رنگ فاز تبدیلی Ps از موهو را بر روی تک‌تک توابع گیرنده نشان می‌دهد. با توجه به شکل‌ها در برانبارش توابع گیرنده، یکی از ویژگی‌های قابل توجه که در تمام ایستگاه‌ها دیده می‌شود، وجود یک فاز تبدیلی Ps بعد از رسید مستقیم P (بعد از زمان صفر) در حدود 0.7 ثانیه تا حدود ۲ ثانیه است؛ که می‌تواند ناشی از لایه‌های رسوبی نزدیک سطح زمین باشد. فاز تبدیلی مشاهده شده در تأخیر زمانی بین $4/5$ ثانیه تا $6/5$ ثانیه نسبت به رسید مستقیم موج P مربوط به فاز تبدیلی Ps از ناپیوستگی موهو است؛ که فازی پایدار و پیوسته در تمامی ایستگاه‌ها است. همچنین با توجه به شکل ۴ مشاهده می‌شود که برای ایستگاه دوآب فاز تبدیل یافته Ps از موهو تقریباً تا سمت‌های وارون ۶۰ درجه با تأخیر زمانی حدود $5/3$ ثانیه دیده می‌شود؛ اما از آن به بعد با افزایش سمت وارون تأخیر زمانی فاز Ps افزایش یافته تا در سمت‌های وارون ۱۱۱ درجه به ۷ ثانیه می‌رسد و سپس به سمت چپ شیفت پیدا کرده و به $6/3$ ثانیه می‌رسد و این نشانگر آن است که ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه دوآب شیب‌دار است.

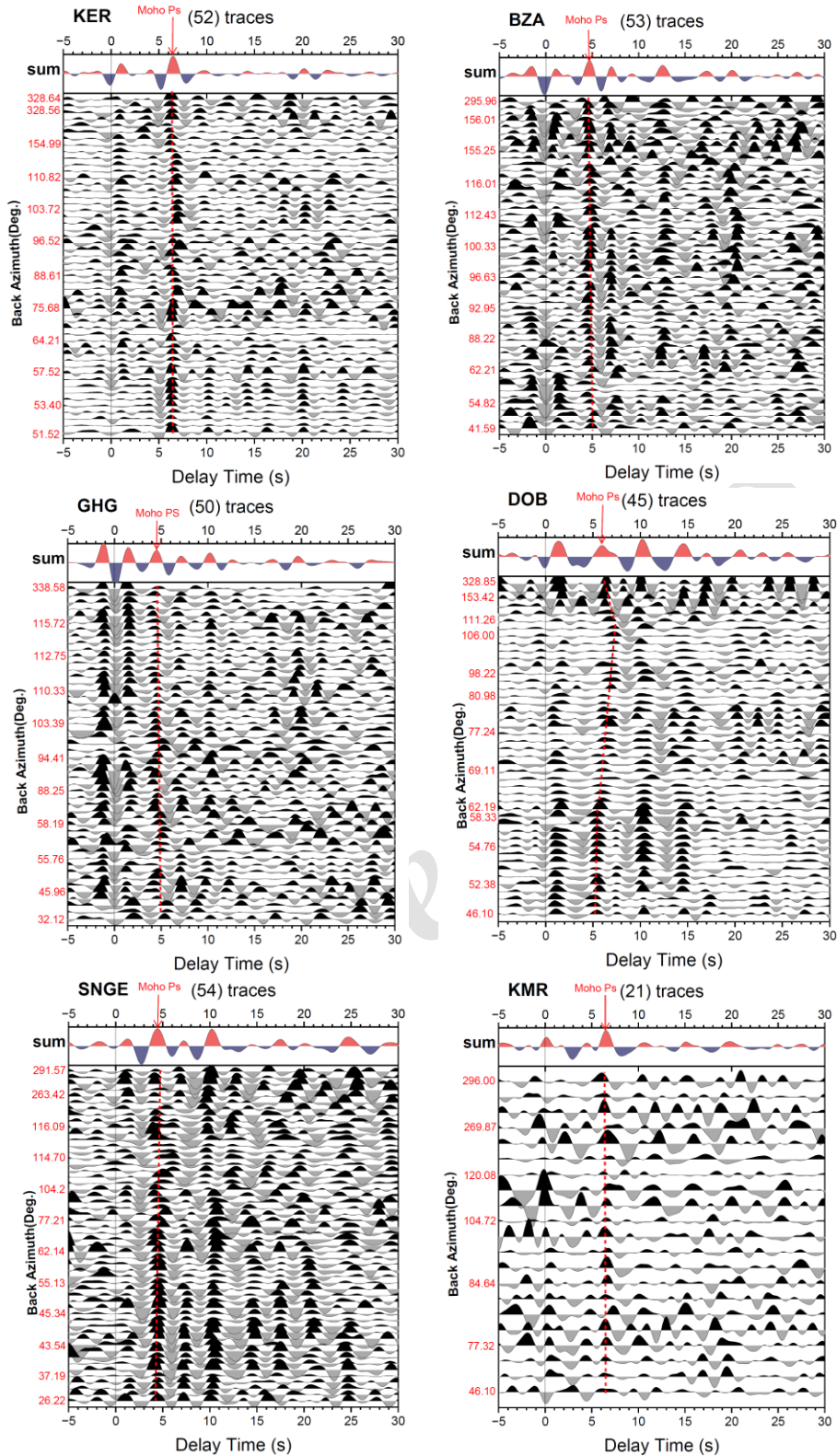
۲- مؤلفه‌های (E-W و N-S) را تحت زاویه سمت وارون (Back Azimuth) چرخانده می‌شود تا دستگاه مختصات ZNE به دستگاه مختصات ZRT تبدیل شود. سپس دستگاه مختصات ZRT را حول زاویه تابش موج فرودی به زیر ایستگاه می‌چرخانیم تا به دستگاه مختصات محلی پرتو LQT تبدیل شود (وینیک، ۱۹۹۷).
۳- به منظور حذف اثرات چشمه و مسیر انتشار، مؤلفه Q با سیگنال P روی مؤلفه L واهمامیخت (Deconvolve) می‌شود. نتیجه به دست آمده بر روی مؤلفه Q، تابع گیرنده P نامیده می‌شود (یوان، ۱۹۹۹؛ یوان و همکاران، ۲۰۰۲).



شکل ۳: توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌های دور لرز استفاده شده برای محاسبه توابع گیرنده P. دایره توپر قرمز رنگ نماینده رومرکز زمین‌لرزه‌های دور لرز با بزرگای بزرگ‌تر یا مساوی $5/5$ و ستاره سبز رنگ مرکز منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد

۳- مشاهدات تابع گیرنده P

در ابتدا یک پنجره زمانی به طول ۱۲۰ ثانیه (۲۰ ثانیه قبل و ۱۰۰ ثانیه بعد از شروع موج P) از لرزه‌نگارهای خام سرعت با نسبت سیگنال به نوفه بالا انتخاب شد. علت انتخاب این پنجره زمانی برای مشاهده کردن فاز تبدیلی Ps موهو و بازتاب‌های چندگانه آن است. برای حذف نوفه‌های زمینه برای داده‌های کوتاه دوره از فیلتر میان‌گذر 0.3 ثانیه تا ۱۰ ثانیه و برای داده‌های باند پهن از فیلتر پایین‌گذر 0.3 ثانیه استفاده شد. در مرحله بعد چرخش مؤلفه‌ها از دستگاه مختصات ZNE به دستگاه LQT تحت زوایای سمت وارون تئوری انجام شد. بعد از عمل چرخش مؤلفه‌های Q و T با سیگنال P بر روی مؤلفه L به ازای water level، 0.1 واهمامیخت شدند. بعد از واهمامیخت، برای هموار کردن توابع گیرنده از فیلتر میان‌گذر ۲



شکل ۴: توابع گیرنده به دست آمده برای ایستگاه‌های بزآب، قلعه غازی، کرمانشاه، سنندج، دوآب و کمرسیاه. تابع‌های گیرنده بر حسب سمت وارون مرتب شده‌اند. پنجره بالایی برنبارش شده توابع گیرنده به دست آمده را نشان می‌دهد. فاز تبدیلی از موهو با پیکان قرمز رنگ مشخص شده است.

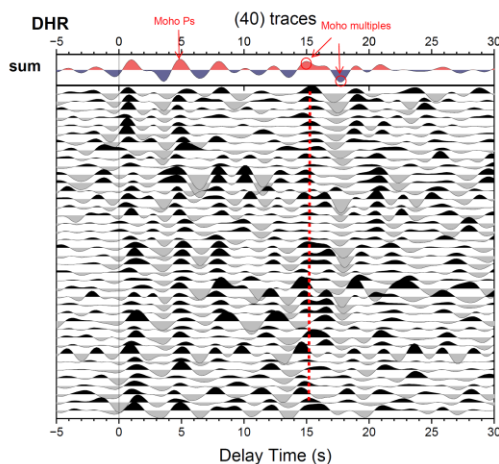
۴- تغییرات عمق موهو و نسبت V_p/V_s

به دلیل تباین سرعتی بالا در مرز پوسته و گوشته فاز Ps تبدیل یافته از موهو اغلب بزرگ‌ترین سیگنال به دنبال موج P مستقیم است. می‌توان با استفاده از اختلاف زمان رسید فاز تبدیل یافته Ps از موهو نسبت به موج مستقیم P عمق موهو و نسبت V_p/V_s را محاسبه نمود. در این مطالعه با استفاده از روش برابری زو و کاناموری (۲۰۰۰) در حوزه عمق (H) و $k = V_p/V_s$ ضخامت پوسته H و نسبت V_p/V_s را به دست می‌آوریم. در ادامه کار عمق موهو و نسبت V_p/V_s از دو روش محاسبه شده است. ابتدا با استفاده از قرائت زمان های تأخیر فاز Ps از موهو نسبت به P مستقیم و با در نظر گرفتن $V_p/V_s = 1/78$ و $V_p = 6/4 \text{ km/s}$ (افسری و همکاران، ۲۰۱۱)، ضخامت پوسته به دست آمد. آنگاه از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰)، برای برآورد همزمان عمق موهو و نسبت V_p/V_s برای ایستگاه‌هایی که بازتاب‌های چندگانه (PpPs, PpSs+PsPs) واضحی داشتند، با پیش‌بینی مقدار متوسط $V_p = 6/3 \text{ km/s}$ در پوسته در بازه عمق ۱۰ تا ۶۰ کیلومتر و مقدار V_p/V_s در بازه ۱/۶ تا ۲/۰ و فاکتور وزن ۰/۵۰، ۰/۲۵ و ۰/۲۵ به ترتیب برای فاز تبدیلی موهو و بازتاب‌های چندگانه آن استفاده شد. شکل ۵ بازتاب‌های چندگانه را برای ایستگاه دهرش نشان می‌دهد. همچنین شکل ۶ نتایج روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) را برای ایستگاه‌های دهرش، بزآب، کماسی، دوآب نشان می‌دهد. مقیاس دامنه‌ها در پایین شکل رسم شده است. بهینه مقدار متوسط عمق موهو و نسبت V_p/V_s در پوسته با یک دایره توپر قرمز رنگ نمایش داده شده است. جدول ۱ نتایج نهایی عمق موهو و نسبت V_p/V_s را نشان می‌دهد. خطاهای برآورد شده برای مقادیر عمق موهو و نسبت V_p/V_s در هر ایستگاه، خطای روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) است. برای ایستگاه‌های لاین، کرمانشاه و قلعه غازی به دلیل نداشتن بازتاب‌های واضح نمی‌توان با این روش عمق موهو و نسبت V_p/V_s را محاسبه نمود.

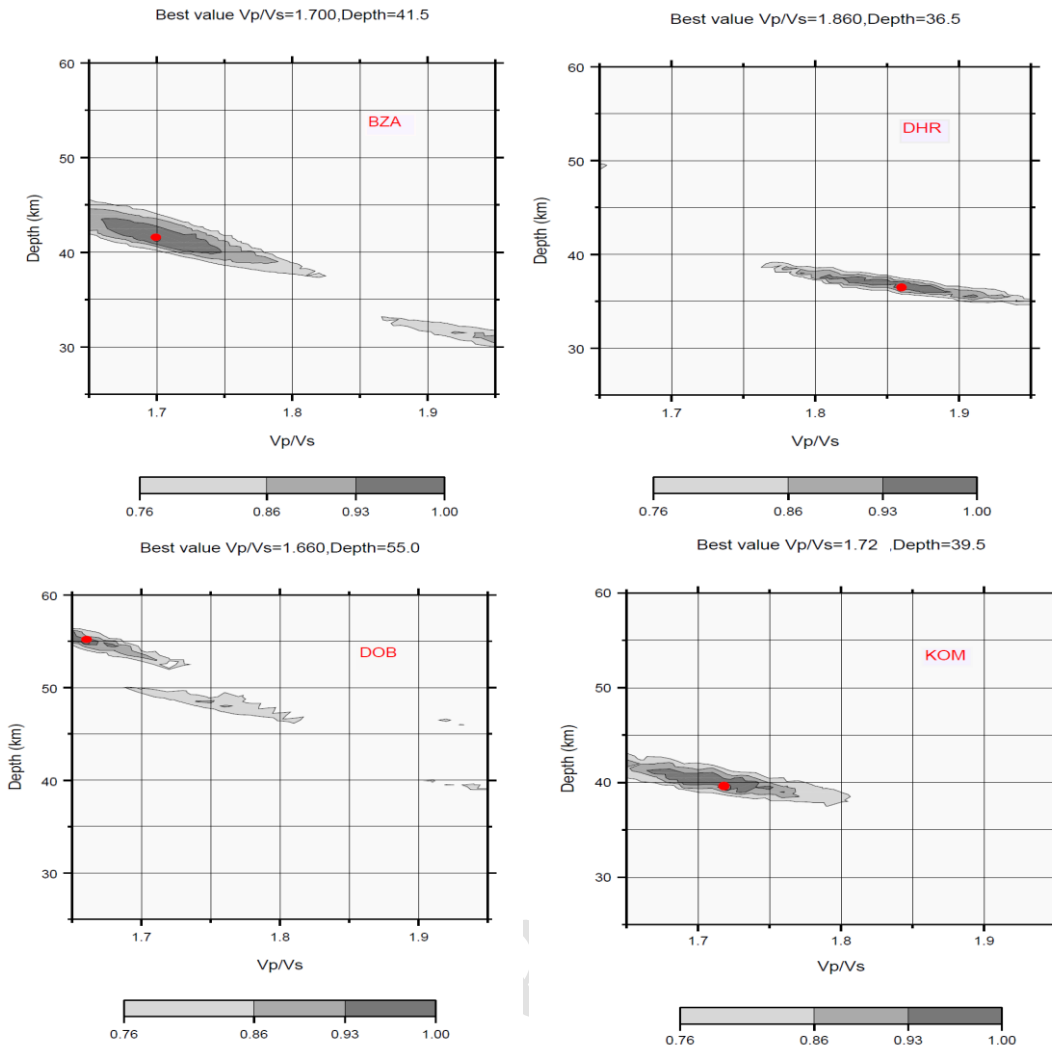
۵- بحث

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب زاگرس واقع شده است. مطالعات گرانی و لرزه‌ای (مانند، اشنایدر و برازتجی ۱۹۸۶؛ پل و همکاران ۲۰۰۶؛ هاتزفلد و همکاران ۲۰۰۲؛ شاد و همکاران ۲۰۱۱؛ محمدی و همکاران ۲۰۱۳؛ متولی عنبران ۲۰۱۱ و جیمینز-مونت و همکاران ۲۰۱۲)، نشان دهنده ضخیم شدگی پوسته در زیر زاگرس است. در این مطالعه نتایج به دست آمده برای عمق موهو از روش تحلیل تابع گیرنده P و روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) برای تعیین بهینه عمق موهو در زیر شمال غرب زاگرس با یکدیگر ترکیب شد. نتایج به دست آمده از تحلیل تابع گیرنده P نشان می‌دهد که متوسط ضخامت عمق موهو در شمال غرب زاگرس در حدود ۴۱/۵ کیلومتر است و توافق

خوبی با نتایج به دست آمده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) دارد (۴۴ km). عمق موهو از حدود ۳۶/۵ کیلومتر در قسمت شمالی منطقه در زیر ایستگاه دهرش تا حدود ۵۵ کیلومتر در زیر ایستگاه دوآب واقع در قسمت جنوبی منطقه مورد مطالعه تغییر می‌کند. در منطقه کرمانشاه، نتایج تحلیل تابع گیرنده P نشان می‌دهد که پوسته یک ضخیم شدگی قابل توجه (۵۱ km) در زیر ایستگاه کرمانشاه دارد. احتمالاً این ضخیم شدگی پوسته‌ای (۵۱ km) در زیر ایستگاه کرمانشاه مرتبط با سیستم رورانده‌گی موجود در این قسمت که قبلاً توسط بربریان (۱۹۹۵) بیان شده؛ باشد. افسری و همکاران (۲۰۱۱) نیز با استفاده از مدل‌سازی شکل موج توابع گیرنده چنین ضخیم شدگی را در زیر ایستگاه ویس (که در همین محل واقع شده)، به دست آوردند (تقریباً ۵۰ کیلومتر). پل و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از توابع گیرنده محاسبه شده از داده‌های ثبت شده بر روی پروفیلی که از شمال زاگرس (خرم‌آباد) شروع و تا دریای خزر (البرز) (نزدیکی منطقه مورد مطالعه)، کشیده شده، عمق موهو را به طور متوسط 2 ± 42 کیلومتر زیر کمر بند چین‌خورده زاگرس به دست آوردند؛ که نتایج این تحقیق توافق خوبی با نتایج کار ایشان دارد. همچنین نتایج به دست آمده برای ضخامت پوسته در منطقه با نتایج قبلی (افسری و همکاران، ۲۰۱۱؛ تاتار و همکاران، ۲۰۱۳؛ تقی‌زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۵؛ شاد و همکاران، ۲۰۱۱) همخوانی قابل قبولی دارد. با توجه به توزیع مناسب ایستگاه‌ها و همچنین افزایش تعداد ایستگاه‌ها نتایج به دست آمده در این مطالعه نسبت به مطالعات قبلی به ویژه روش تحلیل تابع گیرنده از دقت بالاتری برخوردار است.



شکل ۵: فاز تابع‌های گیرنده ایستگاه دهرش که پس از تصحیح دینامیکی برون‌راند بر روی بازتاب‌های چندگانه (PpPs) بر حسب فاصله رومرکزی مرتب شده‌اند، نشان می‌دهد.



شکل ۶: نتایج روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) برای ایستگاه‌های بزآب، دهرش، کماسی و دوآب. دایره قرمز رنگ بهینه مقدار برای عمق و نسبت V_p/V_s را برای هر ایستگاه نشان می‌دهد.

جدول ۱: زمان‌های تأخیر فاز تبدیلی از موهو و مقادیر عمق موهو و نسبت V_p/V_s . Z & K (2000) مخفف Zhu and Kanamori (2000) است.

نام شبکه	نام ایستگاه	کد ایستگاه	Lat. (deg.)	Long. (deg.)	T (Ps) ثانیه	عمق موهو (مدل افسری و همکاران، ۲۰۱۱) (km)	عمق موهو (مدل Z & K (2000)) (km)	نسبت V_p/V_s (Z & K (2000))
	بزآب	BZA	۳۴/۴۷	۴۷/۸۶	۴/۷	۳۸/۰	۴۱/۵ ± ۱/۶	۱/۷۰ ± ۰/۰۵
	دهرش	DHR	۳۴/۷۰	۴۶/۳۹	۴/۹	۳۹/۵	۳۶/۵ ± ۱/۰	۱/۸۶ ± ۰/۰۵
	قلعه غازی	GHG	۳۴/۳۳	۴۶/۵۷	۴/۶	۳۷/۰	-	-
کرمانشاه	چشمه سفید	KCHF	۳۴/۲۷	۴۷/۰۴	۴/۶	۳۷/۰	۳۶/۰ ± ۱/۰	۱/۸۱ ± ۰/۰۵
	کرمانشاه	KER	۳۴/۳۹	۴۷/۱۳	۶/۴	۵۱/۵	-	-
	کماسی	KOM	۳۴/۱۸	۴۷/۵۲	۴/۶	۳۷/۰	۳۹/۵ ± ۱/۳	۱/۷۲ ± ۰/۰۴
	لاین	LIN	۳۴/۹۲	۴۶/۹۶	۴/۵	۳۶/۵	-	-
	دوآب	DOB	۳۳/۷۹	۴۸/۱۸	۶/۰	۴۸/۵	۵۵/۰ ± ۱/۰	۱/۶۶ ± ۰/۰۱
خرم‌آباد	کفرمسلمان	KFM	۳۳/۵۲	۴۷/۸۵	۵/۱	۴۱/۰	۴۹/۰ ± ۰/۵	۱/۶۷ ± ۰/۰۱
	کمرسیاه	KMR	۳۳/۵۲	۴۸/۳۸	۶/۶	۵۲/۵	۴۹/۵ ± ۱/۳	۱/۷۶ ± ۰/۰۱
سنندج	سنندج	SNGE	۳۵/۰۹	۴۷/۳۵	۴/۵	۳۶/۰	۴۳/۵ ± ۱/۳	۱/۶۷ ± ۰/۰۲

۶- نتیجه‌گیری

در این تحقیق تغییرات عمق موهو با استفاده از داده‌های دو شبکه لرزه‌نگاری موجود در شمال غرب زاگرس تصویر شده است. با توجه به عمق‌های به دست آمده برای موهو در زیر هر ایستگاه (بین ۳۶/۵ تا ۵۵ کیلومتر)، به نظر می‌رسد که ناپیوستگی موهو در شمال غرب زاگرس تخت نیست. در قسمت مرکزی منطقه کرمانشاه یک ضخیم‌شدگی قابل ملاحظه با عمق تقریباً ۵۱ کیلومتر (در زیر ایستگاه کرمانشاه) دیده می‌شود؛ که ممکن است ناشی از یک اثر محلی در این قسمت از منطقه باشد و پیشتر نیز توسط بربریان (۱۹۹۵) گزارش شده است. همچنین با توجه به آن که منطقه مورد مطالعه تحت همگرایی و برخورد قاره-قاره است؛ همین مسئله موجب کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای بین صفحه اوراسیا و عربستان شده است. با در نظر گرفتن موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه که بیشتر در زون زاگرس مرتفع قرار دارند و از ویژگی‌های این منطقه وجود راندگی‌های فراوان در آن است؛ لذا این افزایش ضخامت پوسته منطقی به نظر می‌رسد (آقناباتی، ۱۳۸۳). در نهایت این‌که متوسط نسبت V_p/V_s برای منطقه مورد مطالعه ۱/۷۴ به دست آمد.

۷- سپاس‌گزاری

بر خود لازم می‌دانیم که از شبکه لرزه‌نگاری کشوری (ISC) وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن دائمی وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (INSN) که در تهیه داده‌های مورد نیاز به نگارندگان کمک کردند؛ قدردانی نماییم. همچنین از سرکار خانم دکتر فروغ صدودی، پژوهشگر سابق مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام آلمان برای کمک‌های ارزنده ایشان در تهیه کدهای مورد نیاز برای پردازش و تحلیل کمال سپاس را داریم.

۸- منابع

- آقناباتی، س.ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۵ صفحه.
- حسامی، خ.، جمالی، ف. و طیبی، ه.، ۱۳۸۲، نقشه گسل‌های فعال ایران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله و مهندسی زلزله، گروه لرزه زمین‌ساخت، پژوهشکده زلزله‌شناسی.
- Afsari, N., Sodoudi, F., Taghizadeh Farahmand, F. and Ghassemi, M.R., 2011, Crustal structure of Northwest Zagros (Kermanshah) and Central Iran (Yazd and Isfahan) using teleseismic converted phases, *J. Seismol.*, 15 (2), 341-353.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *Int J Earth Sci.*, 94 (3), 401-419.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981, Tectonoplutonic episodes in Iran. In: Gupta HK, Delany FM (eds) *Zagros-Hindu Kush- Himalaya Geodynamic Evolution*, American Geophysical Union, Washington, pp. 5-32
- Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds, active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Dehgani, G.A. and Makris, J., 1984, The Gravity field and crustal structure of Iran, *N. Jb. Geol. Palaont Abh.*, 168, 215-229.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtyany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros mountain belt (Iran), *Geophysical Journal International*, 155, 403-410.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys J Roy Astron Soc.*, 77, 185-264
- Jackson, J.A., 1980, Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts, *Nature*, 283, 343-346.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Saura, E., Vergés, J. and Garcia-Castellanos, D., 2012, 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia collision (Iran), *Geophys. J. Int.*, 190, 1311-1324.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. and Buland, R., 1995, Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophys. J. Int.*, 122 (1), 108-124.
- Koop, W.J. and Stoneley, R., 1982, Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 305, 149-168
- Koyi, H.A., 1988, Experimental modeling of the role of gravity and lateral shortening in the Zagros mountain belt, *AAPG Bull.*, 72, 381-1394.
- Langston, C.A., 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *Geophys. J. Lett.*, 84, 4749-4762.
- Maggi, A. and Priestley, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau, *Geophys. J. Int.*, 160, 1068-1080.
- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K. and Baker, C., 2000, A reassessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan, and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle?, *Geophys J. Int.*, 143: 629-661
- Manaman, N.S., Shomali, H. and Koyi, H., 2011, New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion.

- Converted Waves, Pure and Applied Geophysics, 172 (2), 309-331.
- Talebian, M. and 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, Geophys. J. Int., 150 (2), 422-439
- Tatar, M. and Nasrabadi, A., 2013, Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone (Iran) from joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion, Journal of seismology, 17 (4), 1321-1337.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory-Ashtiany, M., 2004, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquakes seismicity, Geophys J. Int., 156, 255-266
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004, Present- day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, Geophys. J. Int., 157, 381-398.
- Vinnik, L.P., 1977, Detection of waves converted from P to Sv in the mantle, Phys. Earth planet. Intre., 15, 39-45.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M. and Mokhtari, M., 2006, Microearthquake seismicity at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros, Iran), Geophys, Geophysical Journal International, 166 (1), 186-196
- Yuan, X., 1999, Telesismic receiver function study and its application in Tibet and the central Andes: Ph.D. Thesis, Seismology, FU central Andes: Ph.D. Thesis, Seismology, FU Berlin.
- Yuan, X., Sobolev, S.V. and Kind, R., 2002, Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters, 199 (3), 389-402.
- Zhu, L. and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from telesismic receiver functions, J. Geophys. Res., 105, 2969-2980.
- Geophysical Journal International, 184 (1), 247-267.
- Mohammadi, N., Sodoudi, F., Mohammadi, E. and Sadidkhoy, A., 2013, New constraints on lithospheric thickness of the Iranian Plateau using converted waves, Journal of seismology, 17 (3), 883-895
- Motavalli-Anbaran, S.H., Zeyen, H., Brunet, M.F. and Ebrahimzadeh Ardestani, V., 2011, Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling, Tectonics, 30 (5).
- Ni, J. and Barazangi, M., 1986, Seismotectonics of Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas, J. Geophys. Res., 91 (B8), 8205-8218.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Pe'quegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), Geol. Soc. London Special Publications, 330, 5-18.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vegne, J. and Mokhtari, M., 2006, Seismological evidence for crustal- scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), Geophys J. Int., 166, 227-237.
- Snyder, D.B. and Barazangi, M., 1986, Deep crustal structure and flexure of the Arabian Plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, Tectonics, 5, 361-373
- Sodoudi, F., Kind, R., Priestly, W., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, H.P. and Bohnhoff, M., 2006, Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, J. Geophys. Res., 111, 12307-12330.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B. and Sadidkhoy, A., 2009, Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies, Geophys. J. Int., 177 (2), 733-742.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N. and Sodoudi, F., 2015, Crustal Thickness of Iran Inferred from



Seismic image of the crustal structure in Kermanshah and Khorramabad region, northwest of Zagros, using teleseismic waves

Somayeh Karimi Zadeh¹, Nargaes Afsari^{2*} and Fataneh Taghizadeh-Farahmand³

1- M.Sc., Department of Physics, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Qom Branch, Qom, Iran

2- Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Islamic Azad University, Nowshahr Branch, Mazandaran, Iran

3- Assistant Professor, Department of Physics, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Qom Branch, Qom, Iran

Received: 26 October 2016; Accepted: 15 April 2017

Corresponding author: ng_afsari@yahoo.com

Keywords

Zagros
P Receiver Function
Moho Discontinuity
Vp/Vs Ratio
Multiples

Extended Abstract

Summary

The Zagros fold and thrust belt (ZFTB) is resulted from the collision of the Arabian Plate with the continental crust of Central Iran and is considered as an example of a young continent–continent collision belt. In this study, we have used P receiver function technique to determine the crustal thickness and Vp/Vs ratio in northwest of Zagros. Our dataset includes teleseismic data (with magnitude $M_b \geq 5.5$, epicentral distance Δ from 30° to 95°) that have been

recorded at 11 three component short-period and broadband stations of Kermanshah and Khoramabad telemetry seismic networks from 2010 to 2015. First, the differential travel time between the incident P wave and S converted wave (delay time) is used for computation of crustal thickness. Then, we have used the arrival times of crustal multiples (PpPs, PpSs + PsPs) to determine crustal thickness (H) and Vp/Vs ratio using Zhu and Kanamori method. Applying this method, the average Moho depth is determined that is 44 km in northwest of Zagros and varies between 36 km and 55 km. In northern part of the region, the average thickness of the crust is about 38 km, and toward the center and south of the region is going to be thicker. The average Vp/Vs ratio in the crust of northwest of Zagros is about 1.74 and varies from 1.66 to 1.86.

Introduction

Investigation of crust and upper mantle structures below the surface of the Earth is one of the important objectives of geophysics. Receiver functions are widely employed to detect P-to-S converted waves and are especially useful to image seismic discontinuities in the crust. This study intends to improve our knowledge on crustal thickness in northwest of Zagros. The region, which is referred as northwest of Zagros in Iran, includes the area located between 45° - 49° longitude and 33° - 36° latitude.

Methodology and Approaches

Teleseismic events with relatively high signal-to-noise ratio (>4) have been carefully selected at each station. We have considered a time window of 120 s, starting 20 s before the P-onset arrival time. Firstly, to broaden the response of short-period and broad band instruments into a more useful teleseismic frequency band, the instrument response is deconvolved from the original records. The three components in the coordinate system ZNE are then rotated into the local ray coordinate system LQT using theoretical back azimuth and incidence angle. To isolate the P-to-S conversions on the Q component, the L component is deconvolved from the Q component. They are stacked after move out correction for reference slowness of 6.4 s° . P-RFs are sorted by increasing back azimuth. Moho depths are obtained by using the model presented by Afsari et al. (2011) ($V_p=6.4 \text{ km/s}$, $V_p/V_s=1.78$). Then, we obtain the depths using Zhu and Kanamori method, which performs a grid search through the H and Vp/Vs space, and searches for the largest amplitudes at the predicted times of direct conversions and multiples. In this regard, we have used the weight factors of 0.5 and 0.25 for the Moho conversion and multiples, respectively.

Results and Conclusions

By applying Zhu and Kanamori method in northwest of Zagros reveals that the average Moho depth is about 44 km,

JRAG, 2017, Vol 3, No 2.

which is in good agreement with the results obtained by P receiver function analysis (~ 42 km). Our results also are in accordance with those obtained from other studies in ZFTB. Beneath the central part of Kermanshah region, a significant crustal thickening to a depth of approximately 51 km (station Kermanshah) has been observed. It may show a local effect beneath this part of region that has previously been reported in earlier studies. A local overthrusting system just beneath this station including dipping Moho boundary could be an alternative explanation for the observed feature. The results show that the Moho discontinuity in the study region is not flat.

Archive of SID