

مطالعه ساختار پوسته شمال باختر ایران با استفاده از امواج تبدیل یافته دور لرز

فنا نه تقی زاده فرهنگد^{۱*}، فروغ صدوهی^۲، محمدرضا قیطانچی^۳ و ایوب کاویانی^۴

^۱ دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام، پتسدام، آلمان

^۳ مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۴ دانشکده ژئوفیزیک، مرکز تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۲/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۷/۰۹

چکیده

تابع گیرنده ابزار مناسبی برای مطالعه ساختار پوسته و گوشته بالایی در هر منطقه است. در این مطالعه به کمک تحلیل تابع گیرنده P ، با استفاده از زمان رسید تبدیل Ps در ناپیوستگی موهو و بازتاب‌های چندگانه آن ستبرای پوسته و نسبت Vp/Vs محاسبه شد. بهترین مقدار برای ستبرای پوسته و نسبت Vp/Vs زمانی به دست می‌آید که فاز تبدیلی Ps و بازتاب‌های چندگانه پوسته ($PpPs$, $PpSs+$ $PsPs$) به صورت همدوس بر انباشش شوند (Zhu and Kanamori, 2000). برای این منظور داده‌های بیش از ۱۲۰ زمین‌لرزه دور لرز ثبت شده توسط ۸ ایستگاه ثابت کوتاه دوره شبکه دور لرز تبریز در شمال باختر ایران از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ میلادی با بزرگای $M_b \geq 5/5$ و در فاصله رو مرکزی $95^\circ < \Delta < 30^\circ$ پردازش شد. ستبرای پوسته زیر ایستگاه‌ها یکسان نبود و تغییر در ژرفای موهو در بازه $1 \pm 3/5$ کیلومتر زیر خاوری‌ترین ایستگاه شبکه، SHB تا $1 \pm 5/3$ کیلومتر زیر باختری‌ترین ایستگاه شبکه، SRB مشاهده شد. ستبرای پوسته در شمال باختر ایران از باختر به خاور افزایش یافته و با محاسبه مقطع دو بعدی ژرفا-مسافت به روش مهاجرت نتایج به دست آمده تأیید شد. مقدار نسبت Vp/Vs در منطقه متغیر بوده و از مقدار $0/3 \pm 1/3$ در زیر ایستگاه آذرشهر تا $0/3 \pm 1/82$ در زیر ایستگاه تبریز تغییر می‌کند.

کلیدواژه‌ها: توابع گیرنده، کوتاه دوره، ستبرای پوسته، دور لرز، ناپیوستگی موهو، نسبت Vp/Vs

* نویسنده مسئول: فنا نه تقی زاده فرهنگد

۱- مقدمه

زمین‌لرزه‌ها و محاسبه روابط کاهندگی و ... به ما کمک فراوان می‌کند. به عنوان مثال در ناپیوستگی موهو که تغییر عمده‌ای در سرعت‌های لرزه‌ای، ترکیبات شیمیایی و روانه‌شناسی رانشان می‌دهد، تعیین پارامتر ژرفای توابع توصیفی از ساختار کلی پوسته زمین راه مابعد که با زمین‌شناسی و تکامل زمین‌ساختی منطقه مرتبط است (Zhu & Kanamori, 2000) بنابراین بررسی ساختار پوسته منطقه با دقت بالا ضروری است. روش‌های معمول برای مطالعه ساختار پوسته و سنگ‌کره روش‌های لرزه‌ای بازتابی و انکساری و توموگرافی لرزه‌ای است (Zhu and Kanamori, 2000; Kind et al., 1995). در مطالعات به روش بازتابی به دلیل استفاده از امواج با بسامد به نسبت بالا قدرت تفکیک بالا است، ولی هزینه تحقیقات بالا است و در روش توموگرافی لرزه‌ای نیاز به شبکه لرزه‌نگاری است. در این مطالعه برای به دست آوردن تصویر واضحی از پوسته منطقه از روش تابع گیرنده استفاده شده است که نسبت به روش‌های یاد شده مزایایی دارد. در تمامی روش‌های مطالعه پوسته بین ژرفای پوسته و سرعت امواج لرزه‌ای جواب واحد وجود ندارد ولی در این روش به دلیل هندسه مسیر امواج لرزه‌ای که امواج تبدیل یافته دارند، فاصله جانبی کمی از نقطه تبدیل تا گیرنده را طی می‌کند، (فاصله جانبی کمتر از ۱۰ کیلومتر) عدم وجود جواب واحد بین ستبرای پوسته و سرعت امواج لرزه‌ای کاهش می‌یابد و از مزایای دیگر این است که امواج دور لرز ژرفای نفوذ بالایی دارند و در اختیار داشتن داده‌های دور لرز یک ایستگاه برای تعیین ساختار زیر سطحی کافی است. بنابراین یک روش جایگزین و مؤثرتر دور لرز است. از این روش در نقاط مختلف دنیا و همچنین در چند منطقه در ایران (e.g. Javan Doloei, 2003; Sodoudi et al., 2004; Kaviani, 2004)، برای بررسی پوسته و گوشته بالایی استفاده شده است. با توجه به جایگاه و توزیع مناسب ایستگاه‌های شبکه دور لرز تبریز در شمال باختر و جمع‌آوری تعداد زیادی داده دور لرز توسط ایستگاه‌های این شبکه مطالعه ساختار پوسته با دقتی بیش از سایر

منطقه مورد مطالعه در شمال باختر ایران در موقعیت 45° درجه تا 48° درجه طول خاوری و 37° درجه تا 39° درجه عرض شمالی واقع شده است. این منطقه که بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا است، بر اساس آخرین مرزبندی زمین‌ساختی در منطقه ساختاری البرزباختری-آذربایجان قرار دارد. منطقه شمال باختر دارای ساختاری به شدت تغییر شکل یافته و گسل خورده است و بین دو کمربند روراندگی (تراستی) قفقاز در شمال و کوه‌های زاگرس در جنوب واقع شده است (Hessami et al., 2003). به طور عمده تغییر شکل و لرزه‌خیزی در این منطقه ناشی از کوتاه‌شدگی قاره‌ای بین صفحه‌های اوراسیا و عربستان است (Gheitanchi et al., 2004). وجود گسل‌های فعال با راستای شمال باختری- جنوب خاوری مانند گسل‌های شمال تبریز، بستان‌آباد، سامانه گسلی رودبار و گسل‌های سلماس و ارومیه، همچنین سامانه گسل‌های فرعی متعدد با راستای شمال- جنوبی در اطراف گسل تبریز و همچنین سامانه گسل فرعی دیگر با راستای شمال خاوری- جنوب باختری که کم و بیش عمود بر گسل شمال تبریز بوده از شمال خاور اردبیل تا مشکین‌شهر و آذرشهر امتداد یافته و از دریاچه ارومیه می‌گذرد و تا گسل اصلی ارومیه ادامه می‌یابد موجب شده که منطقه شمال باختر ایران از مناطق فعال لرزه‌خیز خاورمیانه باشد (Gheitanchi et al., 2004). منطقه شمال باختر ایران زمین‌لرزه‌های مخربی را در سال‌های گذشته تجربه کرده است که موجب تلفات جانی و خسارات مالی جبران‌ناپذیری شده است که می‌توان به مواردی اشاره نمود، زمین‌لرزه سال ۸۵۸ میلادی که شهر تبریز به کلی ویران شد، زمین‌لرزه ۴ نوامبر ۱۰۴۲ میلادی که ۴۰۰۰۰ تن جان خود را از دست دادند و بخشی از شهر به کلی ویران شد و زمین‌لرزه ۸ ژانویه ۱۷۸۰ میلادی که شهر تبریز ویران شد و شمار کشتگان در حدود ۵۰۰۰۰ تن بوده است (Ambraseys & Melville, 1982). مدارک زمین‌شناسی و حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در منطقه نشان دهنده وجود دو نوع گسل خوردگی توأم معکوس و امتداد لغز در منطقه است (Jackson, 1992). شناخت دقیق ناپیوستگی‌های پوسته در تعیین درست محل زمین‌لرزه‌ها، ژرفای منطقه لرزه‌ها، سازوکار

می‌توانند ابزار دقیقی برای برآورد ژرفای ناپیوستگی‌های پوسته و گوشته بالایی و نسبت Vp/Vs در پوسته زیر ایستگاه به شمار روند. مؤلفه T به دست آمده، مؤلفه مماسی تابع گیرنده خوانده می‌شود و برای تعیین ناهمسانگردی، ناهمگنی جانبی پوسته (Cassidy, 1992; Levin and Park, 1997) و شیب‌دار بودن لایه‌های زیر سطحی (Langston, 1977, 1979) مورد استفاده قرار می‌گیرد. از آن‌جا که توابع گیرنده از حوادث بی‌شمار با فواصل مختلف و گستره سمتی متفاوت به دست آمده‌اند، به کار بردن تصحیح دینامیکی (Moveout Correction) یک فاز مشخص، باعث تقویت این فاز و تضعیف فازهای دیگر خواهد شد و این روش گاهی ابزار مناسب برای تشخیص امواج تبدیلی اصلی از بازتاب‌های چندگانه است (Sodoudi, 2005). برای محاسبه دقیق‌تر ستریای پوسته و نسبت Vp/Vs در پوسته می‌توان از روش (Zhu and Kanamori, 2000) استفاده نمود. در این روش دامنه‌های توابع گیرنده را در زمان رسیدهای پیش‌بینی شده فاز تبدیلی Ps و بازتاب‌های چندگانه ($PpPs, PpSs+PsPs$) با وزن‌های مختلف در حوزه ($h, Vp/Vs$) بر انباش (Stacking) می‌کنند. پس از در نظر گرفتن مقادیر متفاوت برای h و Vp/Vs یک مقدار بیشینه به دست می‌آید، که مقدار بهینه ستریای پوسته و نسبت Vp/Vs خواهد بود، که به صورت همزمان محاسبه شده است. لازم به ذکر است شرط استفاده از این روش داشتن بازتاب‌های چندگانه واضح روی نگاشت برانبارش شده توابع گیرنده در هر ایستگاه است. برای تبدیل زمان رسیدها به ژرفای مشابه عمل مهاجرت (Migration) در پردازش داده‌ها در لرزه‌شناسی صورت می‌گیرد (Kosarev et al., 1999) در نتیجه نیمرخ‌های ژرفی در منطقه به دست می‌آید. منطقه مورد مطالعه توسط افراد متعددی با روش‌های گوناگون و داده‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفته است. (Asudeh, 1982a) با مطالعه پاشندگی امواج سطحی ستریای پوسته را ۴۶ کیلومتر محاسبه شده است. (Dehghani and Makris, 1984) با استفاده از داده‌گرانی ستریای پوسته در شمال باختر را حدود ۴۵ کیلومتر محاسبه کرده‌اند. (Gheitanchi, 1996) با استفاده از پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۹۹۰ رودبار، ستریای پوسته را در شمال باختر ایران ۴۴ کیلومتر محاسبه کرده است. در مطالعات (Mooney et al., 1998) که پوسته زمین را به طور کامل در شبکه‌های ۵ درجه در ۵ درجه مورد مطالعه قرار دادند، ستریای پوسته در شمال باختر ایران حدود ۴۵ کیلومتر برآورد شده است. در مطالعات اخیر توسط بایرام‌نژاد (۱۳۸۶) با استفاده از برگردان همزمان داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی، ستریای پوسته حداکثر تا ۴۸ کیلومتر به دست آمده است. با توجه به جایگاه مناسب شبکه دورلرز تبریز در شمال باختر ایران و جمع‌آوری تعداد زیادی داده دورلرز توسط ایستگاه‌های این شبکه از سال ۱۹۹۵، بررسی ساختار پوسته را با دقتی بیش از دیگر روش‌های انجام شده براساس روش محاسباتی تابع گیرنده امواج دورلرز فراهم آورده است.

۳- داده

برای این مطالعه، از زمین لرزه‌های دورلرز که از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ میلادی توسط ۸ ایستگاه (آذرشهر، بستان‌آباد، تبریز، سراب، شیبستر، مرند، هریس، هشترود) سه مؤلفه‌ای دوره کوتاه شبکه دائمی دورلرز تبریز استفاده شده است. این ایستگاه‌ها که موقعیت آنها در شکل ۲ نمایش داده شده است، مجهز به لرزه‌نگار SS-۱ ساخت شرکت کینمتریکس با بسامد ویژه یک هرتز، آنتن VHF، فرستنده رادیویی Tx، مدول ۱۶ بیتی هستند. بیش از ۱۲۰ حادثه دورلرز با بزرگای $M_b \geq 5/5$ و فاصله رومرکزی $95^\circ < \Delta < 30^\circ$ مورد استفاده قرار گرفته است.

روش‌های یاد شده فراهم آمده است. هدف اصلی در این مقاله تعیین ستریای پوسته و نسبت Vp/Vs در پوسته به کمک روش تابع گیرنده با استفاده از داده‌های دورلرز شبکه تبریز است.

۲- روش مطالعه

شکل امواج حجمی دورلرز که در یک ایستگاه سه مؤلفه‌ای ثبت می‌شود، شامل اطلاعات مفیدی از چشمه زمین‌لرزه، ساختار زمین در نزدیکی چشمه و گیرنده و اثرات مسیر انتشار گوشته است. تابع گیرنده در واقع پاسخ ساختاری نزدیک به یک ایستگاه لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای از یک موج حجمی دورلرز ورودی است، که از حذف اثرات چشمه و مسیر انتشار گوشته به دست می‌آید. روش تابع گیرنده دورلرز امروزه به منظور تعیین ناپیوستگی‌های سرعتی پوسته و گوشته بالایی در زیر ایستگاه لرزه‌ای به کار گرفته می‌شود. (Phinney, 1964; Langston, 1979; Owens et al., 1984; Kind and Vinnik, 1988; Kosarev et al., 1999; Li et al., 2000; Yuan et al., 2000). اساس تحلیل تابع گیرنده به دلیل تایین زیاد سرعتی در دو طرف ناپیوستگی‌های داخل زمین است. در اثر برخورد موج حجمی P دورلرز در فاصله رومرکزی 30° تا 95° به ناپیوستگی‌های پوسته و گوشته بالایی زیر ایستگاه بخشی از انرژی موج تابشی به Sv تبدیل خواهد شد. در شکل ۱ مسیر انتشار موج P و امواج تبدیلی یافته آن Ps نمایش داده شده است. دامنه، زمان رسید و قطبیت (پلاریته) فازهای تبدیلی یافته Ps به ساختار سرعتی موج برشی زیر ایستگاه رکوردگیری حساس می‌باشند، چرا که در تمامی محاسبات زمان رسید فاز P مستقیم به عنوان مرجع زمان در نظر گرفته شده و به زمان صفر انتقال داده می‌شود. دامنه فاز تبدیلی به تایین سرعت موج برشی در ناپیوستگی بستگی دارد و قطبیت مثبت در فاز تبدیلی Ps نمایش افزایش سرعت با ژرفا و قطبیت منفی نمایش کاهش سرعت با ژرفا است (Sodoudi et al., 2006). از آن‌جا که زاویه تابش موج P به ناپیوستگی کم و بیش قائم است، مؤلفه Z بیشتر شامل انرژی موج P مستقیم و بازتاب‌های چندگانه P است، در صورتی که بیشتر انرژی تبدیلات Ps و بازتاب‌های مربوطه روی مؤلفه‌های افقی ($E-W$ و $N-S$) هستند. با استفاده از محاسبه اختلاف زمان رسید بین فازهای تبدیلی Ps با P مستقیم ژرفای ناپیوستگی‌های پوسته و گوشته بالایی قابل محاسبه است. برای محاسبه تابع گیرنده از نگاشت‌های ثبت شده توسط ایستگاه سه مؤلفه‌ای باید پردازش‌ها در چند مرحله انجام گیرد. در صورت متفاوت بودن پاسخ بسامدی سه لرزه‌نگار در راستای Z ، $N-S$ ، $E-W$ ، باید اثر دستگامی از روی آنها حذف شود. سپس مؤلفه‌های (Z ، $N-S$ و $E-W$) را با زاویه Back Azimuth چرخانده تا به ترتیب به مؤلفه‌های Z و شعاعی R و مماسی T تبدیل شوند. برای جداسازی فاز Ps تبدیلی یافته از موج P مستقیم، مؤلفه‌های ZRT را حول زاویه تابش موج فرودی می‌چرخانیم (شکل ۱) تا به سامانه مختصات محلی پرتو LQT تبدیل شوند (Vinnik, 1977). مؤلفه L در جهت موج P تابشی است، مؤلفه Q عمود بر L است و T بر صفحه شامل L و Q عمود بوده و جهت مثبت آن به صورت راستگرد تعریف می‌شود. بدین ترتیب بر روی مؤلفه L موج P چیره است و هیچ انرژی موج P روی مؤلفه‌های افقی باقی نمی‌ماند. به منظور حذف اثرات چشمه و مسیر انتشار مؤلفه‌های Q و T با سیگنال P روی مؤلفه L و اهمامیخت (Deconvolve) می‌شوند. نتیجه به دست آمده روی مؤلفه Q ، تابع گیرنده P نامیده می‌شود (Yuan, 1999; Yuan et al., 2000 & 2002)، که به طور عمده شامل انرژی فازهای تبدیلی یافته Ps و بازتاب‌های چندگانه از هر ناپیوستگی سرعتی پوسته و گوشته بالایی و بازتاب‌های بین سطح زمین و این ناپیوستگی‌ها است که

۴- بحث و نتیجه گیری

به منظور محاسبه توابع گیرنده بیش از ۱۲۰ زمین لرزه دور لرز انتخاب شده، مربوط به ۸ ایستگاه کوتاه دوره شبکه دور لرز تبریز واقع در شمال باختر ایران که بیشتر در محدوده Back Azimuth، 120° تا 180° قرار داشتند مورد پردازش قرار گرفتند. ابتدا پنجره زمانی به طول ۱۱۰ ثانیه (۱۰ ثانیه قبل از شروع موج P) از نگاشت‌های خام سرعت انتخاب شد. با توجه به کوتاه دوره بودن داده‌ها و دارا بودن پاسخ بسامدی ۱ هرتز از فیلتر میان گذر 0.73 ثانیه تا ۱۰ ثانیه استفاده شد. عمل چرخش روی داده‌ها با استفاده از زوایای تابش و Back Azimuth تئوری انجام گرفت. واهمابخت روی داده‌ها با مقادیر متفاوت برای Control Parameter ($1/0.1$ تا ۱) صورت گرفت که با توجه به داده‌های موجود، مناسب‌ترین مقدار 0.1 انتخاب شد و به منظور هموار کردن توابع گیرنده و حذف نوفه بسامد بالا از فیلتر پایین گذر ۲ ثانیه استفاده و تصحیح دینامیکی برحسب کندی مرجع $6/4$ S/deg که مطابق با فاصله رومرکزی 67° است، به کار گرفته شد. از بین توابع گیرنده به دست آمده در هر ایستگاه بهترین توابع گیرنده که فاز تبدیلی Pa واضحی را نشان می‌دادند انتخاب شدند، که لیست حوادث انتخاب شده در جدول ۱ تنظیم شده است. در شکل ۳ توابع گیرنده مربوط به ایستگاه‌های AZR, BST, SHB, MRD, SRB در پنجره زمانی ۵- تا ۳۰ ثانیه نمایش داده شده که بر اساس Back Azimuth مرتب شده‌اند. مطابق شکل فازهای مشاهده شده در بازه زمان رسید بین $4/7$ تا $6/6$ ثانیه پس از رسید موج P مربوط به ناپیوستگی موهو است که فازی پایدار و پیوسته است. فاز تبدیلی مشاهده‌ای حدود ۱ ثانیه بعد از رسید موج P مربوط به بازتاب رسوبات در نزدیک سطح زمین است. در منطقه شمال باختر ایران در کلیه ایستگاه‌ها کم و بیش در حدود زمان رسید ۳ تا ۴ ثانیه یک فاز پایدار دیگر مشاهده می‌شود که ناشی از لایه‌ای با تباین سرعتی قابل ملاحظه در پوسته است. برای به دست آوردن مقدار ستریای پوسته و نسبت Vp/Vs در پوسته از زمان‌های رسید فاز P و بازتاب‌های چندگانه پوسته استفاده شد. به منظور افزایش نسبت سیگنال به نوفه توابع گیرنده برآورد شده در هر ایستگاه در حوزه زمان بر انباش شدند. دو روش برای تعیین μ و نسب Vp/Vs به کار گرفته شد. برای ایستگاه‌هایی که بازتاب‌های چندگانه آشکاری را نشان می‌دادند روش (Zhu and Kanamori, 2000) استفاده شد. در شکل ۴ نتایج برآورد همزمان ژرفا و نسبت Vp/Vs برای ایستگاه‌های AZR, BST, SHB, MRD نشان داده شده است. برای ایستگاه‌های که بازتاب‌های چندگانه آشکاری از موهو بر روی برابارش توابع گیرنده قابل مشاهده نبود، ژرفای موهو با استفاده از مدل مرجع IASP91 و با در نظر گرفتن $Vp=6.3$ km/s و $Vp/Vs=1/1.73$ و زمان رسید فاز تبدیلی Ps برآورد شد.

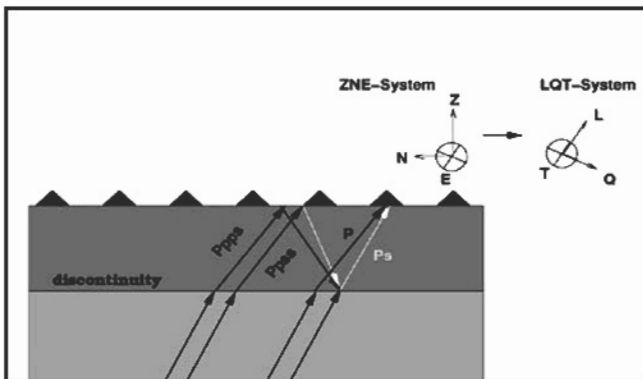
برای تبدیل توابع گیرنده از حیطه زمان به حیطه مکان مشابه مهاجرت در عملیات لرزه‌ای انجام گرفت. شکل ۵ مقطع ژرفی و تصویر دو بعدی ژرفا-مسافت در امتداد دو نیمرخ خاوری-باختری و شمالی-جنوبی تصویری از ساختار زمین در این منطقه را نشان می‌دهد که با استفاده از تبدیل تأخیر زمان‌های رسید فاز تبدیلی نسبت به رسید موج مستقیم P از ناپیوستگی موهو به ژرفا به دست آمده‌اند. قسمت‌های سرخ رنگ مربوط به فازهای با قطبیت مثبت و قسمت‌های آبی رنگ مربوط به فازهای با قطبیت منفی است. همان گونه که در شکل دیده می‌شود ژرفای موهو در زیر ایستگاه‌های شمال باختر کم و بیش از ۴۰ کیلومتر تا کمی بیش از ۵۰ کیلومتر تغییر می‌کند و ستریای ناپیوستگی موهو در منطقه شمال باختر زیر تمامی ایستگاه‌ها مقدار یکسان نیست. در خاوری‌ترین و شمالی‌ترین ایستگاه‌ها

که به ترتیب سراب و مرند قرار گرفته‌اند، بیشترین ستریای پوسته و در باختری‌ترین ایستگاه، شبستر کمترین ژرفا مشاهده می‌شود. در بالای شکل توپوگرافی منطقه مشخص شده است. مطابق با مدل مرجع IASP91 خطای محاسبه ژرفای موهو با استفاده از روش تابع گیرنده برابر ± 2 Km است. نتایج مطالعات در جدول ۲ تنظیم شده است. عدم قطعیت‌های ارائه شده برای مقادیر متوسط ژرفای موهو و نسبت Vp/Vs در هر ایستگاه که در جدول ۲ آورده شده است، برابر خطای روش به کار برده شده است.

مطالعه انجام شده نشان می‌دهد ستریای پوسته در منطقه شمال باختر در زیر تمامی ایستگاه‌ها یکسان نیست و بین $1 \pm 2.8/5$ کیلومتر در باختری‌ترین ایستگاه، شبستر تا $1 \pm 5.2/5$ کیلومتر در خاوری‌ترین ایستگاه، سراب در تغییر است و از باختر به خاور در منطقه شمال باختر ایران، از ایستگاه‌هایی که در کنار دریاچه ارومیه (آذرشهر و شبستر) واقع شده‌اند، به سمت خاوری‌ترین ایستگاه (سراب) با افزایش ژرفای پوسته مواجه هستیم. همچنین از نقشه‌های به دست آمده از مقاطع دو بعدی ژرفا-مسافت به روش مهاجرت نیز مشخص است که ناپیوستگی موهو در منطقه مورد مطالعه یک سطح به طور کامل تخت نیست. در زیر تمامی ایستگاه‌ها یک لایه میان پوسته‌ای مشاهده می‌شود که فاز تبدیلی آن بین زمان رسیدهای ۳ تا ۴ ثانیه دریافت شده است. نسبت Vp/Vs در منطقه از مقدار $0.3 \pm 0.73/1$ در زیر ایستگاه آذرشهر تا $0.4 \pm 0.73/1$ در زیر ایستگاه تبریز تغییر می‌کند. با توجه به این که منطقه مورد مطالعه تحت همگرایی است که این همگرایی موجب کوتاه‌شدگی قاره‌ای بین صفحه‌های اوراسیا و عربستان شده است و در چنین برخوردهایی، بیشتر گسل‌های از نوع معکوس وجود دارند، ستری شدن پوسته وجود دارد و مقادیر به دست آمده برای ستریای پوسته منطقی به نظر می‌رسد. به دلیل وجود دو کوه آتشفشانی سهند و سبلان و وجود توده‌های نفوذی و پوشش ماگمایی، همچنین وجود چشمه‌های آب گرم متعدد در منطقه مورد مطالعه و تأثیر آن به صورت کاهش سرعت‌های امواج لرزه‌ای بویژه برای موج برشی، مقدار بالا نسبت Vp/Vs قابل انتظار است.

سپاسگزاری

بر خود لازم می‌دانیم که از شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که در تهیه داده‌های مورد نیاز ما را یاری نمودند، قدردانی به عمل آوریم، همچنین از مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام آلمان به خاطر در اختیار گذاشتن نرم افزارهای مورد نیاز کمال سپاسگزاری را داریم.



شکل ۱- مسیر امواج P و تبدیل یافته Ps و بازتاب‌های چندگانه آن در برخورد به ناپیوستگی سرعتی (Sodoudi, 2005).

ادامه جدول ۱

جدول ۱- لیست زمین لرزه های توابع گیرنده برآورد شده (برگرفته از پایگاه سازمان زمین شناسی آمریکا، USGS).

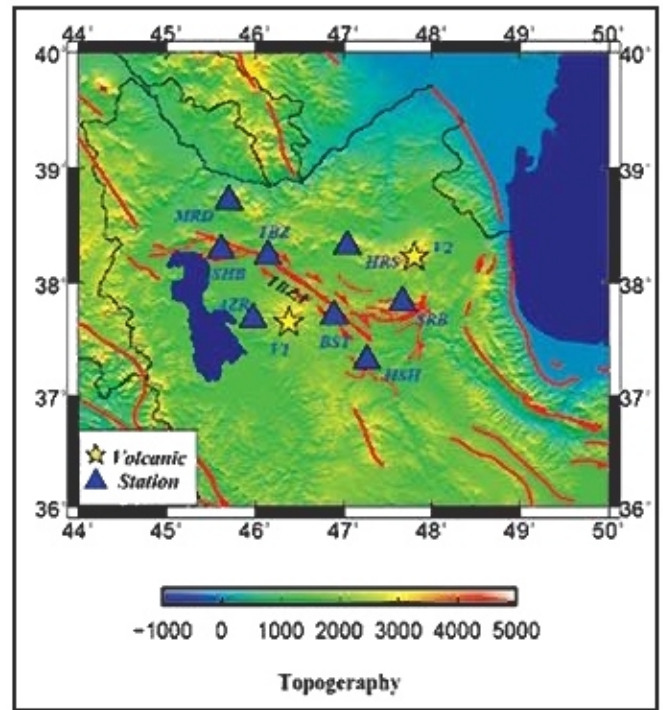
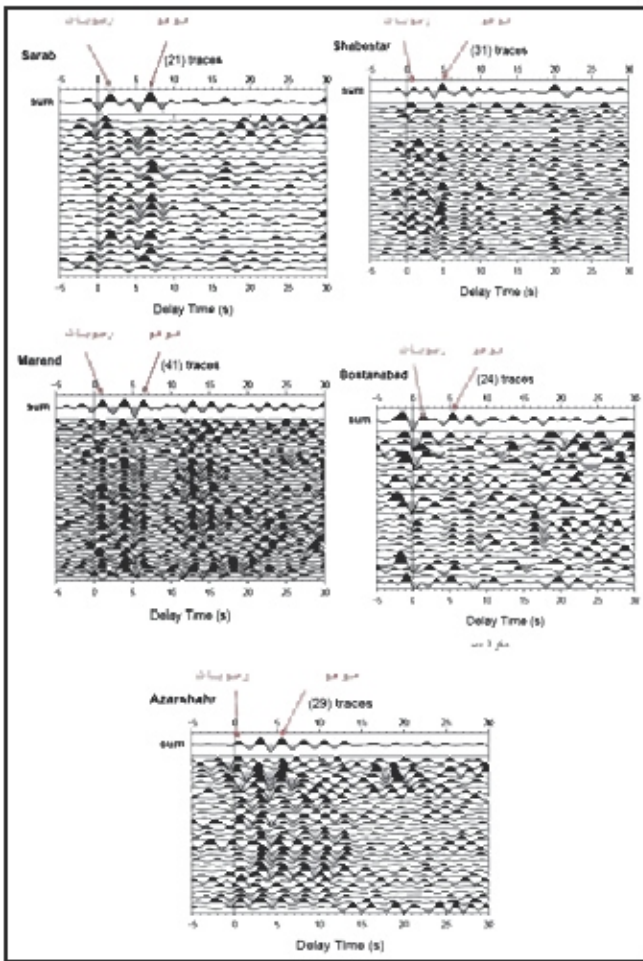
2003	12	10	15	51	39	17.642	120.892	33	5.7	67.10
2004	1	16	18	7	56	7.641	-37.704	10	5.9	80.78
2004	2	5	21	5	2.8	-3.615	135.538	16	6.1	91.44
2004	4	17	15	58	25	-7.352	128.373	128	6.1	88.15
2004	5	16	11	1	15	7.63	126.166	11	5.7	77.15
2004	6	25	2	35	7.8	-6.711	130.375	70	6	89.31
2004	7	22	9	45	15	26.489	128.894	20	6.1	68.38
2004	10	6	22	30	57	-0.67	134.426	10	5.7	88.75
2004	11	11	22	49	48	-8.255	124.93	10	6.1	86.07
2004	11	26	2	25	3.3	-3.609	135.404	10	6.2	91.33
2004	12	13	12	0	12	-8.059	125.068	10	5.8	86.05
2005	1	20	16	47	1.9	3.739	126.814	10	5.6	80.04
2005	2	15	14	42	26	4.756	126.421	39	6.1	79.10
2005	2	22	3	20	7.3	12.582	123.177	17	5.6	71.83
2005	3	4	19	5	20	2.67	126.407	59	6.1	80.38
2005	3	5	19	6	51	24.637	121.935	3	5.7	64.07
2005	7	9	10	7	1.3	2.75	126.529	22	5.8	80.42
2005	7	12	17	7	20	-6.829	131.405	39	5.6	90.18
2005	8	2	8	39	52	-4.002	128.819	10	5.6	86.41
2005	9	8	4	10	11	0.77	126.283	49	5.6	81.46
2006	1	15	11	58	29	-7.826	122.597	264	6	84.02
2006	1	27	16	58	54	-5.473	128.131	397	7	86.79
2006	3	31	21	14	47	3.787	126.369	54	5.9	79.66
2006	4	30	0	43	11	44.504	102.385	10	5.6	41.66
2006	7	18	3	27	50	-0.167	124.956	21	5.8	81.00
2007	2	20	14	25	26	-1.032	126.975	11	5.9	83.18
2007	2	20	8	4	25	-1.034	126.975	12	6.2	83.18
2007	2	21	2	19	56	-0.945	127.192	28	5.6	83.29
2007	5	7	11	59	48	31.355	97.787	12	5.6	42.20
2007	4	5	3	56	50	37.306	-24.621	14	6.1	55.06
2007	5	29	9	36	5.6	-1.065	127.343	24	6	83.49
2007	6	6	11	28	25	-6.722	130.906	86	5.8	89.70
2007	6	16	1	18	48	1.152	126.413	47	5.8	81.30
2007	7	1	14	34	12	-5.936	130.554	137	5.8	89.00
2007	8	17	2	16	31	-5.301	129.468	21	5.9	87.76
2007	8	17	3	4	3.1	-5.261	129.432	10	6.2	87.71
2007	9	13	9	48	45	3.801	126.342	26	6.1	79.71
2007	11	5	14	8	40	1.94	126.439	35	5.7	80.92
2007	11	14	4	29	56	1.485	127.038	105	5.7	81.67
2007	11	27	4	27	0.6	16.082	119.853	52	5.9	67.30
2007	12	4	3	37	7.9	2.017	126.17	88	5.7	80.66
2007	12	15	9	39	53	-6.613	131.094	50	6	89.84

Date	Time	Lat (°)	Lon (°)	Depth(km)	M _w	Epicentral Distance(°)
2001	1 1 6 57 4.2	6.898	126.579	33	6.4	77.92
2001	1 2 7 30 3.8	6.749	126.809	33	5.8	78.19
2001	1 29 23 21 26	-0.677	133.334	33	5.9	87.89
2001	2 24 16 33 45	1.555	126.431	33	5.8	81.09
2001	2 24 7 23 49	1.271	126.249	35	6.6	81.12
2001	4 4 7 44 11	-5.176	132.369	33	5.9	89.91
2001	5 3 4 31 57	0.462	126.299	33	5.7	81.66
2001	5 28 8 37 5.1	-6.609	132.346	33	5.9	90.78
2001	6 23 14 34 19	1.443	125.691	70	5.6	80.57
2001	7 20 9 45 55	6.133	126.825	90	5.5	78.58
2001	7 22 18 15 9	-5.147	132.338	33	5.7	89.87
2001	7 31 15 11 18	1.557	126.399	33	5.8	81.06
2001	8 4 1 44 54	2.809	126.995	33	5.8	80.75
2001	8 27 1 16 47	1.091	126.36	33	5.8	81.32
2001	9 18 2 19 31	-7.506	127.739	131	5.6	87.76
2001	10 21 3 40 18	1.83	126.506	33	5.6	80.97
2002	3 5 21 16 9.1	6.033	124.249	31	6.3	76.61
2002	3 8 18 27 53	5.871	124.274	23	5.6	76.73
2002	3 17 3 37 20	0.68	122.32	79	5.6	78.41
2002	3 22 17 36 59	4.585	126.319	76	5.7	79.13
2002	4 13 15 36 2.5	1.096	125.379	54	5.6	80.55
2002	5 9 23 41 31	2.646	128.302	173	5.7	81.88
2002	5 12 23 12 53	-1.143	127.087	33	5.7	83.28
2002	10 12 23 43 13	15.096	118.504	33	5.6	66.68
2002	12 2 13 42 10	1.511	126.392	10	5.7	81.08
2002	12 30 4 49 8.7	7.471	123.407	10	5.9	75.07
2003	3 30 18 13 34	-3.169	127.542	33	5.8	84.89
2003	5 5 15 50 8.5	0.215	127.354	123	5.9	82.64
2003	5 5 23 4 46	3.715	127.954	56	6	80.95
2003	5 11 17 51 35	-0.988	126.938	30	5.6	83.06
2003	5 26 23 26 32	6.812	123.88	583	5.9	75.85
2003	5 26 23 13 30	6.761	123.707	565	6.2	75.74
2003	7 11 13 53 25	9.337	122.044	33	5.6	72.87
2003	8 11 0 19 9.3	1.142	128.151	10	5.7	82.69
2003	9 27 18 52 47	50.091	87.765	10	6.1	31.51
2003	10 1 1 3 25	50.211	87.721	10	6.3	31.50
2003	10 18 22 27 13	0.444	126.103	33	6.1	81.52
2003	10 25 12 47 59	38.383	100.975	10	5.7	42.13
2003	10 25 12 41 35	38.4	100.951	10	5.8	42.11
2003	11 12 0 29 45	1.593	126.48	33	5.7	81.10

جدول ۲- نتایج مطالعات

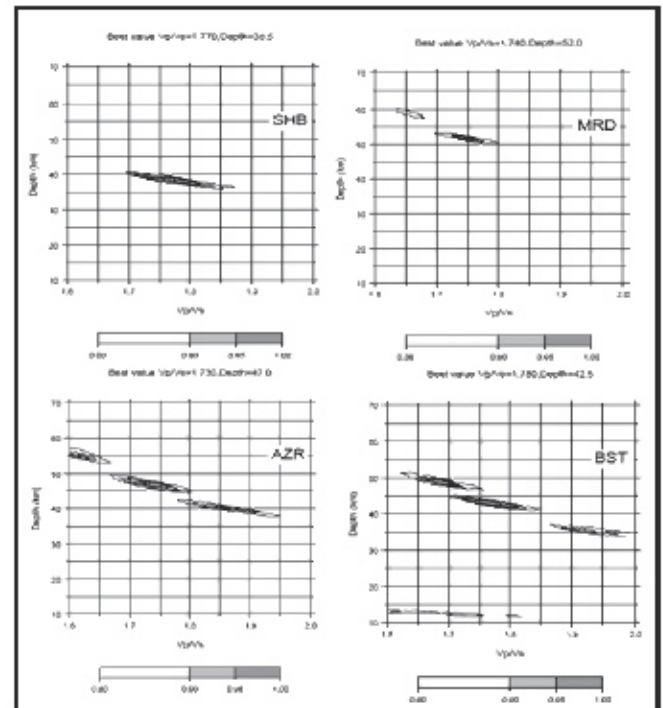
نام ایستگاه	علامت اختصاری	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	ارتفاع (متر)	زمان رسیدن فاز P (ثانیه)	ژرفای موهو (کیلومتر)	ژرفای موهو (کیلومتر)	نسبت Vp/Vs Z&K
آذرشهر	AZR	۳۷/۶۷۸۳	۴۵/۹۸۰	۳۳۰۰	۵/۵	۳۶/۰	۳۷±۰/۵	۱/۸۴±۰/۰۴
بستان آباد	BST	۳۷/۷۰۰۰	۴۶/۸۹۱۷	۲۱۰۰	۵/۳	۴۴/۰	۴۲/۵±۱	۱/۸۸±۰/۰۴
تبریز	TBZ	۳۸/۲۳۳۳	۴۶/۱۴۶۶	۱۶۵۰	۵/۸	۴۹/۰	۴۴±۱	۱/۸۲±۰/۰۴
مراب	SRB	۳۷/۸۲۵۰	۴۷/۶۶۶۷	۱۹۵۰	۶/۶	۵۶/۰	۵۳/۵±۱	۱/۸۰±۰/۰۲
شیراز	SHB	۲۸/۲۸۱۳	۴۵/۶۱۶۶	۲۱۵۰	۴/۷	۳۸/۵	۲۸/۵±۱	۱/۷۷±۰/۰۵
مرند	MRD	۳۸/۷۱۳۳	۴۵/۷۰۳۳	۱۶۸۰	۶/۲	۵۲/۵	۵۲±۰/۵	۱/۷۳±۰/۰۲
هریس	HRS	۳۸/۳۱۸۳	۴۷/۰۴۱۷	۲۱۰۰	۵/۹	۴۹/۵	—	—
هشترود	HSH	۳۷/۳۰۶۷	۴۷/۱۶۶۳	۲۸۵۰	۵/۶	۳۷/۰	۴۶±۱	۱/۷۷±۰/۰۲

• مشخصات ایستگاهها (طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع) برگرفته از پایگاه شبکه لرزهنگاری کشوری است.

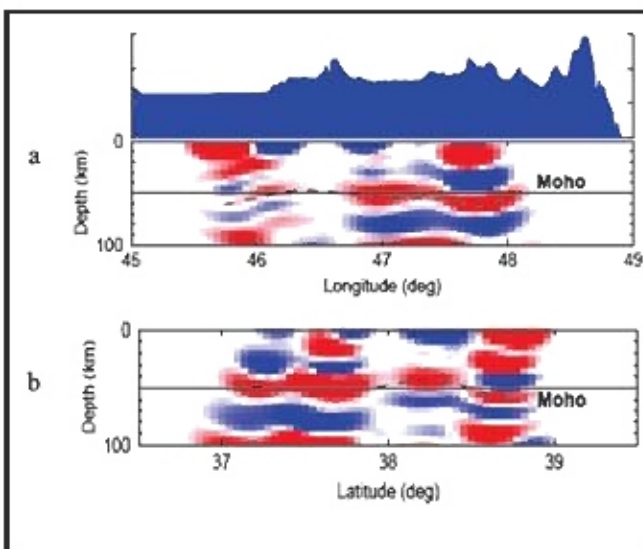


شکل ۲- توپوگرافی و موقعیت منطقه مورد مطالعه و ایستگاههای شبکه لرزه نگاری تبریز (مثلث) و ارومیه (ستاره)، خطوط سرخ رنگ نمایان گسل‌های اصلی در منطقه است. مثلث‌های زرد رنگ دو کوه آتشفشانی هستند. T.F: گسل تبریز، H.F: سیستم گسلی یزقوش و O.J: دریاچه ارومیه، V1: آتشفشان مهتد و V2: آتشفشان سبلان.

شکل ۳- توابع گویز شده بر اظهارش شده در ایستگاه‌های MRD, SHB, AZR, BST, SRB در پنجره زمانی ۵- تا ۳۰ ثانیه که بر حسب Back Azimuth مرتب شده‌اند. فاصله عمودی و فاز جدیدی از موج و ناپدید شدن سطحی ناشی از رسوبات با پیکان سرخ رنگ مشخص شده است.



شکل ۴- در شکل نتایج روش Zhu and Kanemori برای ایستگاه‌های AZR, BST, SHB, MRD در بازه زمانی ۱۰ تا ۷۰ کیلومتر و بازه نسبت V_p/V_s ۱/۶ تا ۲/۱ نشان داده شده است.



شکل ۵- مقطع دو بعدی ژرفا- مسافت (a) امتداد خاوری- پهنتری و توپوگرافی منطقه (b) امتداد شمالی- جنوبی در منطقه مورد مطالعه.

کتابنگاری

- بایرام‌نژاد، ا.، ۱۳۸۶- تعیین ساختار سرعتی پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از وارون سازی سه بعدی داده‌های زمین لرزه‌های محلی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، رساله دکتری.
 پایگاه سازمان زمین‌شناسی آمریکا، <http://www.usgs.gov>
 پایگاه مرکز لرزه‌نگاری کشوری، <http://irsc.ut.ac.ir>
 درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۲- زمین‌شناسی ایران، چاپ سوم، انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱ صفحه.

References

- Ambraseys, N. N., Melville, C. P., 1982—A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press.
 Asudeh, I., 1982a—Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *Geophys.J.R.Astr.*, 71:715-730.
 Cassidy, J. F., 1992—Numerical experiments in broadband receiver function analysis, *Bull.Seism. Soc.Am.*, 82:1453-1474.
 Dehgani, G., Makris J., 1984—The Gravity field and crustal structure of Iran, *N.Jb.GeoL.Palaont Abh.*, 168:215.
 Gheitanchi, M. R., Mirzai, N. & Bayramnadjad, E., 2004 -Pattern of seismicity in Northwest Iran ,Revealed from local seismic network, *Geoscience* ,11:104-111.
 Gheitanchi, M. R., 1996—Crustal structure in NW in Iran, revealed from the 1990 Rudbar aftershock sequence, *J.Earth&Space Phys.*, 23:7-14.
 Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabaniyan, E., Abbassi, M. R., Feghhi, K., Solaymani, S., 2003—Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, *Annal of Geophysics*, 64:903-915.
 Jackson, J., 1992-Partitioning of strike-slip and convergent mountain between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J.geophys. Res.*, 97:471-479.
 Javan Doloei, Gh., 2003- Transfer /Receiver Functions and its Application on Crustal Structure of Uppsala, Tehran and Mashhad Area, Ph.D Thesis, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES).
 Kaviani, A., 2004 - The continental collision belt of Zagros (Iran): lithospheric structure by analysis of seismological data, PhD thesis, Joseph Fourier University, France.
 Kind, R., Kosarve, G. and Peterson, N. V., 1995- Receiver function at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), *Geophys. J. Int.*, 121:191-202.
 Kind, R., Vinnik, L. P., 1988—The upper mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S from converted phases *J.Geophys.*, 62:138-147.
 Kosarev, G., Kind, R., Sobolev, S. V., Yuan, X., Hanka, W., Oreshin, S., 1999—Seismic evidence for a detected Indian Lithosphere mantle beneath Tibet, *Sci.*, 283:1306-1309
 Langeston, C. A., 1977- The effect of planner dipping structure for constant ray parameter, *BSSA*, 67:1029-1050.
 Langeston, C. A., 1979- Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *Geophys.J.Lett.*, 84:4749-4762.
 Levin, V. and Park, J., 1997- P-SH conversions in a flat-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation, *Geophys. J. Int.*, 131, 253-266.
 Li, X., Kind, R., Priestley, K., Sobolev, S. V., Tilmann, F., Yuan, X., Weber, M., 2000- Mapping the Hawaiian plume conduit with converted seismic waves, *Nature*, 405, 6789, 938-941.
 Mooney, W. D., Laske, G. and Masters, G., 1998- A Global crustal model at 5×5 degree, *J.Geophys.Res.*, 103:727-747.
 Owens, T. J., Zandt, G. and Taylor, S. R., 1984—Seismic evidence for an acient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detaild analysis of broadband teleseismic P waveform, *J.Geophys.Res.*, 89:7783-7795.
 Phinney, R. A., 1964— Structure of the earth's crust from spectral behavior of long-period body waves, *J.Geophys.Res.*, 69:2997-3017.
 Sodoudi, F., Kind, R., Hatzfeld, D., Priestley, K. F., 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.*, 11:12307-12330.
 Sodoudi, F., 2005—Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, FU Berlin, PhD thesis, 167p.
 Sodoudi, F., Kind, R., Kamalian, N., Sadidkhoz, A., 2004— Structure of the crust and upper mantle in Central Alborz using teleseismic receiver functions, EGU meeting. Nice, France.
 Vinnik, L. P., 1977-Detection of waves converted from P to Sv in the mantle, *Phys.Earth planet.Intre.1.*, 15:39-45.
 Yuan, X., Sobolev, S. V. and Kind, R., 2002—Moho topography in the central Andes and its geodynamic implication, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199:389-402.
 Yuan, X., 1999—Telesismic receiver function study and its application in Tibet and the central Andes, FU Berlin, PhD thesis, 149p.
 Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., 2002—Moho topography in the central Andes and its geodynamic implication, *Earth Planet. Sci. Let.*, 199:389-402.
 Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka, W., Wylegalla, K., Tibi, R., Haberland, C., Rietbrock, A., Giese, P., Wigger, P., Röwer, P., Zandt, G., Beck, S., Wallace, T., Pardo, M., Comte, D., 2000- Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases, *Nature*, 408, 6815, 958-961.
 Zhu, L. & Kanamori, H., 2000-Moho depth variation in southern California from telesiesmic receiver, 105:2969-2980.

Crustal Structure Beneath Northwest Iran Using Telesismic Converted Waves

R. Taghizadeh-Farshmand¹, R. Sedaghi², M. R. Ghafarzadeh³ & A. Kaviani⁴

¹ Science & Research Branch, Islamic Azad University (IAU), Tehran, Iran

² Geo Forschungs Zentrum, Potsdam, Germany

³ Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

⁴ Geophysics Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

Received: 2008 April 21

Accepted: 2008 September 30

Abstract

We compute p receiver functions (RF) to investigate the crustal thickness and V_p/V_s ratio beneath the northwest of Iran and map out the lateral variation of Moho depth under this region. We selected data from teleseismic events ($M_b \geq 5.5$, $30^\circ < \Delta < 95^\circ$) recorded since 2000 to present at 6 three-component short period stations from Tabriz teleseismic network. RF method is now a well-known tool for studying crustal thickness when such a complete data set is available. As the p -to- s conversion points at the Moho is laterally close to the stations, the Moho depth estimation is less affected by lateral velocity variations and thus provides a good point measurement. First of all, we calculated RFs for each station and then the Moho depth will be estimated only from the delay time of the Moho p -to- s conversion phases. Then we used an H- V_p/V_s stacking algorithm (Zhu & Kanamori, 2000) to estimate crustal thickness and V_p/V_s ratio under each station from P -to- K converted waves in receiver functions. The best value for H and V_p/V_s ratio is found when the three phases (P_s and crustal multiples) are stacked coherently. The average Moho depth is approximately 48 km and varies from 38.5 ± 1 to 53.5 ± 1 km. Deeper and shallower Moho is found under the western and eastern stations beneath SHB and SHH stations respectively. The northwest Iran's crust has an average V_p/V_s ratio of 1.76, with higher ratio of 1.83 ± 0.03 in Tabriz station and lower ratio of 1.73 ± 0.02 in Amurshahr station.

Keywords: Receiver Function (RF), Short Period, Crustal Thickness, Telesismic, Moho Discontinuity, V_p/V_s Ratio

For Further Details see pages 131 to 136

* Corresponding author: R. Taghizadeh-Farshmand; E-mail: rtaghizadeh_farshmand@yaho.com