

تعیین ضخامت پوسته در زیر ایستگاه‌های باندپهن در فلات ایران با استفاده از مدل‌سازی تابع گیرنده P

فتانه تقی‌زاده فرهمند^{۱*} و نرگس افسری^۲

۱- استادیار فیزیک، دانشکده علوم پایه، واحد قم، دانشگاه آزاد اسلامی، قم، ایران

۲- استادیار مهندسی عمران، دانشکده فنی- مهندسی، واحد نوشهر، دانشگاه آزاد اسلامی، نوشهر، ایران

دریافت: آبان ۱۳۹۳، بازنگری: دی ۱۳۹۳، پذیرش: دی ۱۳۹۳

چکیده: در این پژوهش، بنیادی- توصیفی ضخامت پوسته فلات ایران واقع میان دو صفحه هم‌گرای عربی و اوراسیا با استفاده از مدل‌سازی تابع گیرنده P تعیین شد. برای این منظور از داده‌های زمین‌لرزه‌های دورلرز ثبت شده از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۱ میلادی در ۲۴ ایستگاه شبکه ملی لرزه‌نگاری باندپهن (INSN) وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در فاصله رومرکزی 30° تا 95° و با بزرگای بیش از ۵٫۵ در مقیاس امواج حجمی استفاده شد. نتیجه‌های مطالعه حاضر نشان می‌دهد که متوسط ضخامت پوسته در ایران بین ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر است، به طوری که از ۳۵ کیلومتر در CHBR واقع در ناحیه مکران تا ۶۱ کیلومتر در KHMZ واقع در ناحیه سهندج- سیرجان متغیر است. پوسته نسبتاً نازکی در شمال غرب ایران به ضخامت حدود ۴۱ کیلومتر به دست آمد. همچنین ضخامت پوسته در شمال شرق ایران از حدود ۴۵ کیلومتر در ایستگاه MRVT تا ۴۹ کیلومتر در BIRD در تغییر است. علاوه بر آن ضخامت متوسط محاسبه شده برای پوسته در شرق ایران ۴۳ کیلومتر تعیین شد در حالی که متوسط ضخامت پوسته در البرز مرکزی (DAMV، THKC و CHTH) در حدود ۵۴ کیلومتر است. تغییرات ضخامت پوسته در ایران مرکزی (ASAO، GHVR، KRBR و NASN) بین ۳۶ تا ۵۲ کیلومتر است. متوسط ضخامت پوسته در کمربند چین خورده - رو راندگی زاگرس ۴۱ کیلومتر است، همچنین در جنوب شرقی ترین قسمت زاگرس (BNDS) پوسته ضخیم ۵۳ کیلومتری مشاهده شد. خط محاسبه عمق پوسته در این پژوهش با توجه به روش به کار گرفته شده ± 2 کیلومتر است.

واژه‌های کلیدی: فلات ایران، تابع گیرنده P، ناپیوستگی موهو و مدل‌سازی

مقدمه

برخورد در زاگرس، البرز و کپه‌داغ و منطقه فرورانش در مکران می‌شود (شکل ۱). لبه‌های منطقه تغییر شکل به‌خوبی توسط توزیع لرزه‌خیزی و توپوگرافی محلی مشخص شده است [۱۱]. داده‌های زلزله نشان می‌دهد که بیشتر فعالیت در امتداد کمربند راندگی- چین خورده زاگرس متمرکز شده در حالی که کمترین فعالیت در مرکز و شرق ایران مشاهده می‌شود. مطالعه ساختار سرعتی پوسته در فلات ایران درک بهتری از تکامل و پیشینه زمین‌ساختی و زون‌های لرزه‌زمین‌ساختی آن در اختیار می‌گذارد. روش وارون تابع گیرنده P ابزاری مناسب برای تعیین ساختار سرعتی پوسته است.

ایران سرزمینی کوهستانی و بلند در جنوب غربی آسیا است که به دنبال چین‌خوردگی‌های جوان دوران ترشیاری شکل گرفته است. از دیدگاه زمین‌ساخت جهانی، فلات ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است که در یک ناحیه فشارشی از همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا قرار دارد. وضعیت کنونی فلات ایران در طی سنوزوئیک بعد از بسته شدن اقیانوس تیس و برخورد قاره- قاره صفحات عربستان و اوراسیا شکل گرفت، که این باعث ایجاد ساختار تکتونیکی جوان و فعال در فلات ایران از جمله منطقه

*عهده‌دار مکاتبات: f_farahmand@Qom-iau.ac.ir

بخش تجربی

داده و روش

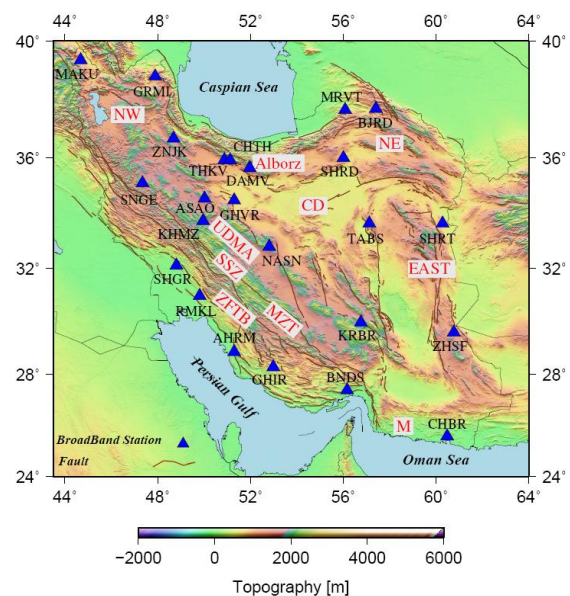
در این مطالعه از داده‌های زمین‌لرزه‌های دورلرز که از سال ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۱ میلادی توسط ۲۴ ایستگاه سه مؤلفه‌ای بان‌دپهن شبکه ملی لرزه‌نگاری بان‌دپهن (INSN) وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله تهران ثبت شده‌اند، برای محاسبه توابع گیرنده P استفاده شده است. توزیع جغرافیایی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری بان‌دپهن که مختصات مکانی آن‌ها در پایگاه الکترونیکی شبکه ملی لرزه‌نگاری بان‌دپهن^(۱) موجود است، در شکل (۱) نمایش داده شده است.

تحلیل تابع گیرنده P روش شناخته شده‌ای برای مطالعه پوسته و گوشته بالائی است که برای محاسبه آن مراحل پردازش‌های (حذف اثر دستگاهی، چرخش و واهمامیخت) معمول است. برای تعیین بهینه ضخامت پوسته در زیر هر ایستگاه توابع گیرنده P محاسبه شده در هر ایستگاه را مدل‌سازی می‌کنند. مدل‌سازی توابع گیرنده می‌تواند برای هر دو مدل اولیه و نهائی جوابی به همراه داشته باشد، مدل نهائی درست، به انتخاب مدل اولیه منطقی وابسته است. در نتیجه در این پژوهش برای داشتن حداقل خطا در محاسبات از مدل‌سازی مستقیم استفاده شد [Kumar et al., 2007]. برای این منظور مؤلفه‌های Q و L در هر ایستگاه در پنجره زمانی ۵- تا ۳۰ ثانیه برانبارش شدند. برای داشتن بهترین مدل پایدار تبدیلات پوسته و بازتاب‌های چندگانه مربوطه و همچنین تبدیلات از لایه رسوبی مدل‌سازی شدند.

مشاهده‌ها

تعداد ۲۰۰ زمین‌لرزه دورلرز برای محاسبه توابع گیرنده P مورد پردازش قرار گرفتند که توزیع رومرکز این زمین‌لرزه‌ها در شکل (۲) نمایش داده شده است. ابتدا پنجره زمانی به طول ۱۱۰ ثانیه (۱۰ ثانیه قبل از شروع موج P) از نگاشت‌های خام سرعت با نسبت سیگنال به نوفه بالا انتخاب شد. عمل چرخش روی داده‌ها با استفاده از زوایای تابش و سمت وارون تئوری انجام گرفت. واهمامیخت روی داده‌ها با مقدار ۰٫۰۱ برای Water

روش تابع گیرنده حساسیت زیادی را به تباین سرعتی موج برشی داشته و می‌تواند سطوح ناپیوستگی را با تباین سرعتی بالا را در لایه‌های ساختار زیر گیرنده را به دست دهند [۸]. تعیین عمق ناپیوستگی‌های پوسته و گوشته بالایی و دانستن جزئیات ساختار پوسته در تعیین دقیق‌تر کانون زلزله‌ها، عمق زون لرزه‌زا، روابط کاهندگی، مدل واقعی تری از ساختار زیرسطحی زمین برای هر منطقه، راستای تنش و... ما را یاری می‌کند. در ایران به‌ویژه در سال‌های اخیر مطالعات گسترده‌ای برای تعیین ژرفای ناپیوستگی موهو و بررسی تغییرات ضخامت پوسته صورت گرفته است. در این مطالعه با توجه به تنوع ویژگی‌های زمین ساختی ایران با استفاده از زمین‌لرزه‌های دورلرز ثبت شده توسط ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری بان‌دپهن (INSN) و با استفاده وارون‌سازی توابع گیرنده P ضخامت پوسته را در زیر ایستگاه‌های سه مؤلفه‌ای بان‌دپهن به دست می‌آوریم.



شکل ۱- موقعیت و توپوگرافی منطقه مورد مطالعه و توزیع ایستگاه‌های بان‌دپهن دائمی شبکه ملی لرزه‌نگاری وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله. ایستگاه‌ها با مثلث‌های توپو آبی‌رنگ و گسل‌های اصلی به رنگ قهوه‌ای نمایش داده شده است. شمال غرب (NW)، شمال شرق (NE)، ایران مرکزی (CD)، مکران (M)، منطقه آشفشانی ارومیه-دختر (UDMA)، منطقه سندج-سیرجان (SSZ)، کمر بند چین خورده-رو راندگی زاگرس (ZFTB) و راندگی اصلی زاگرس (MZT).

1. <http://www.iiees.ac.ir>

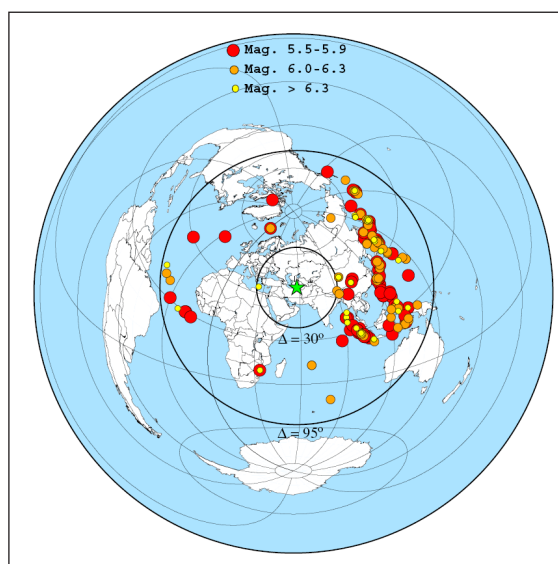
جدول ۱- کد ایستگاه‌ها، زمان رسید فاز تبدیلی از ناپیوستگی موهو (ثانیه)، ضخامت پوسته (کیلومتر) و تعداد توابع گیرنده در هر ایستگاه.

کد ایستگاه	زمان رسید فاز تبدیلی (Ps (ثانیه)	ضخامت پوسته (کیلومتر، ±۲)	تعداد توابع گیرنده
ASAO	۶٫۸	۵۲	۸۳
GHVR	۴٫۷	۴۲	۴۵
KHMZ	۸٫۰	۶۶	۲۷
SHGR	۶٫۱	۴۶	۱۹
TABS	۵٫۸	۴۴	۲۶
RMKL	۳٫۸	۴۲	۵
AHRM	۴٫۲	۴۲	۵
CHTH	۵٫۵	۵۵	۳۱
DAMV	۶٫۹	۵۶	۹۳
THKV	۷٫۰	۵۶	۷۹
SHRT	۵٫۰	۴۲	۲۷
KRBR	۵٫۰	۴۲	۶۹
BNDS	۷٫۲	۵۳	۵۸
ZNJK	۵٫۵	۴۷	۲۵
MRVT	۶٫۰	۴۵	۵۹
SHRD	۵٫۵	۴۵	۵
BJRD	۶٫۵	۴۹	۲۳
MAKU	۴٫۴	۴۲	۷۳
GRMI	۴٫۴	۴۱	۳۵
GHIR	۵٫۹	۴۷	۵۴
SNGE	۴٫۷	۴۲	۵۸
NASN	۶٫۶	۵۶	۶۵
CHBR	۳٫۷	۳۳	۷
ZHSF	۵٫۱	۴۳	۴۵

مدل‌سازی توابع گیرنده

از روش مدل‌سازی مستقیم برای تخمین بهینه ضخامت پوسته در زیر هر ایستگاه استفاده شد. به منظور شروع مدل‌سازی از مدل‌های سرعتی به عنوان مدل اولیه استفاده شد که در مطالعات

Level صورت گرفت. برای مشاهده فازهای تبدیلی از ناپیوستگی موهو، فیلتر پایین‌گذر ۲ ثانیه بر روی توابع گیرنده P محاسبه شده در کلیه ایستگاه‌ها به کار گرفته شد. قبل از عمل برانبارش تصحیح دینامیکی^(۱) برحسب کندی مرجع $s/^\circ 6.4$ با استفاده از مدل مرجع جهانی IASP91 [۱۳]، صورت گرفت. در شکل ۳ توابع گیرنده محاسبه شده در چند ایستگاه نمایش داده شده است که برحسب سمت وارون مرتب شده‌اند. فاز تبدیلی از ناپیوستگی موهو که فازی پایدار در تمامی توابع گیرنده مشاهده شده در هر ایستگاه، با پیکان سیاه‌رنگ (با نماد Moho Ps) مشخص است. تقریباً در زیر تمامی ایستگاه‌ها فاز تبدیلی از لایه رسوبی مشاهده شد که در شکل ۳ (با نماد B) در پنجره بالائی برانبارش نشان داده شده است. زمان رسید فاز تبدیلی Ps از ناپیوستگی موهو بین ۳٫۷ ثانیه تا ۸٫۰ ثانیه است که به ترتیب مربوط به ایستگاه CHBR در جنوب‌غربی ایران واقع در منطقه مکران و ایستگاه KHMZ واقع در منطقه سنج-سیرجان می‌باشند. زمان رسید فاز تبدیلی از ناپیوستگی موهو در هر ایستگاه در جدول (۱) تنظیم شده است.



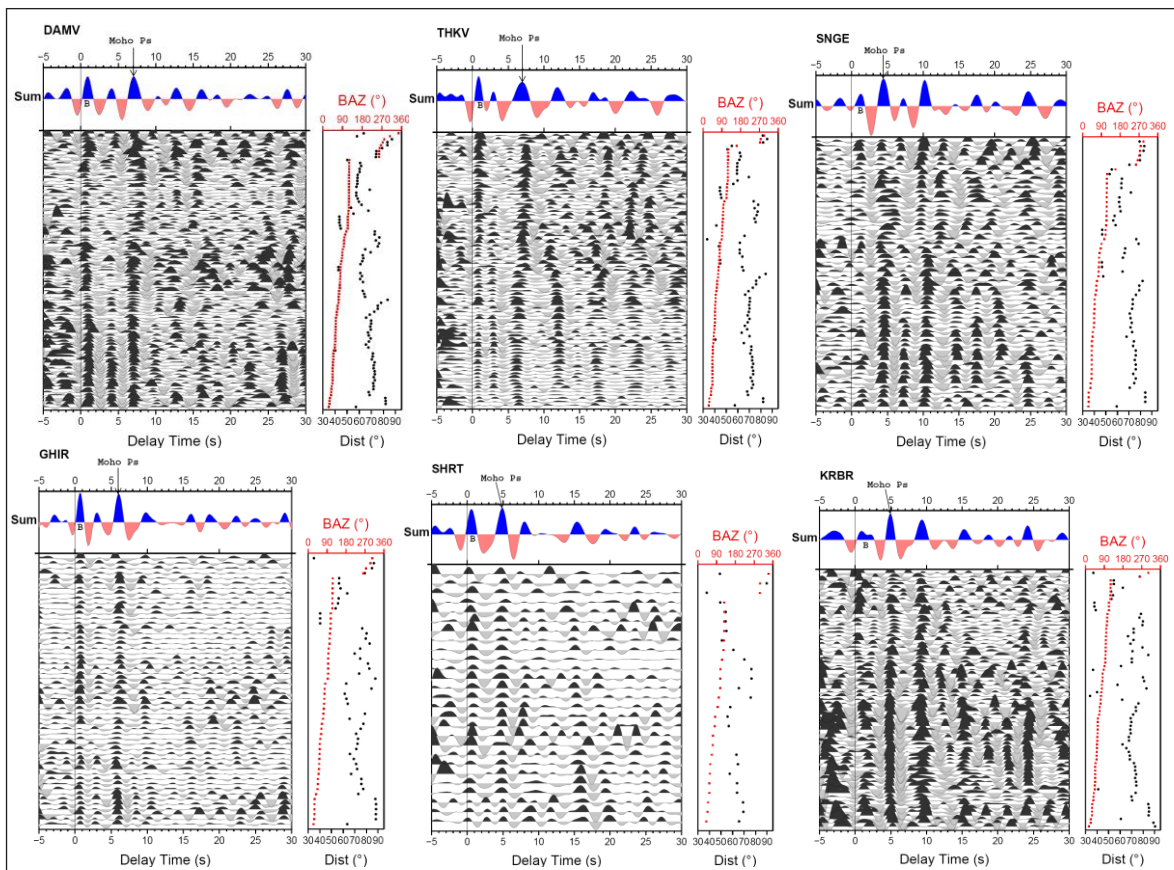
شکل ۲- توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌های دورلرز استفاده شده برای محاسبه توابع گیرنده P. دایره نماینده رومرکز زمین‌لرزه‌های دورلرز و مثلث سبز رنگ مرکز ایران است. دو دایره قرمز رنگ در فواصل 30° و 95° ، فواصل رومرکزی را از مرکز مشخص می‌کنند.

1. Moveout Correction

جدول ۲- مدل‌های سرعتی استفاده شده به‌عنوان مدل اولیه در تحلیل مدل‌سازی

منطقه تکتونیکی	مدل سرعتی
البرز	Abassi et al., 2010
شمال‌شرق	Motaghi et al., 2012
شمال‌غرب	Taghizadeh Farahmand et al., 2010
زاگرس	Paul et al., 2010; Hatzfeld et al., 2003; Afsari et al., 2011
مکران	Shad Manamam et al., 2011
ایران مرکزی	Paul et al., 2010
شرق	طالبی و همکاران، ۱۳۹۱، اظهري و همکاران، ۱۳۹۱

ژئوفیزیکی انجام شده در هر منطقه ارائه شده بود. مدل‌های سرعتی مورد استفاده برای هر منطقه در جدول (۲) تنظیم شده‌اند. در ابتدا از مدل‌های یک لایه استفاده شد که قادر به مدل‌سازی فاز تبدیلی از ناپیوستگی موهو باشند و فاز تبدیلی از ناپیوستگی موهو از نظر زمان رسید و دامنه در نگاشت محاسبه‌ای در مدل‌سازی به‌خوبی نگاشت مشاهده‌ای را هم‌پوشانی کند. سپس برای پایا بودن مدل به‌دست آمده، بازتاب‌های چندگانه در پوسته و فاز تبدیلی از لایه رسوبی نیز مدل شدند. بهترین مدل نهائی مدلی است که فازهای مورد نظر (فاز تبدیلی از ناپیوستگی موهو و لایه رسوبی و بازتاب‌های چندگانه پوسته) از نظر دامنه و زمان رسید به‌خوبی مدل شده باشند و حداقل اختلاف در این فازهای مدل شده در نگاشت‌های محاسبه‌ای و مشاهده‌ای وجود داشته باشد.



شکل ۳- توابع گیرنده P برانبارش شده در چند ایستگاه که در پنجره زمانی ۵- تا ۳۰ ثانیه برحسب سمت وارون مرتب و نشان داده شده‌اند. فاز تبدیلی از موهو و رسوبات به ترتیب با Moho Ps و B در پنجره بالایی نشان داده شده‌اند.

برای تقویت دامنه فاز تبدیلی از موهو و هم‌پوشانی بهتر نگاشت محاسبه‌ای و مشاهده‌ای در قسمت b از اطلاعات اضافی تری شامل، لایه رسوبی استفاده و یک مدل دو لایه (لایه رسوبی ۴ کیلومتری و پوسته ۴۱ کیلومتری) در نظر گرفته شد. در این قسمت علاوه بر تقویت دامنه فاز تبدیلی از موهو، فاز تبدیلی از رسوبات نیز هم‌پوشانی بهتری نسبت به قسمت a نشان می‌دهد. با تغییر عمق‌ها و مدل سرعتی بهترین هم‌پوشانی در نگاشت‌ها در قسمت c حاصل شد. که ضخامت پوسته در زیر ایستگاه SNGE، ۴۲ کیلومتر به دست آمد. زمان رسید فازهای تبدیلی از ناپیوستگی موهو و ضخامت پوسته تعیین شده برای زیر هر ایستگاه در جدول (۱) تنظیم شده است.

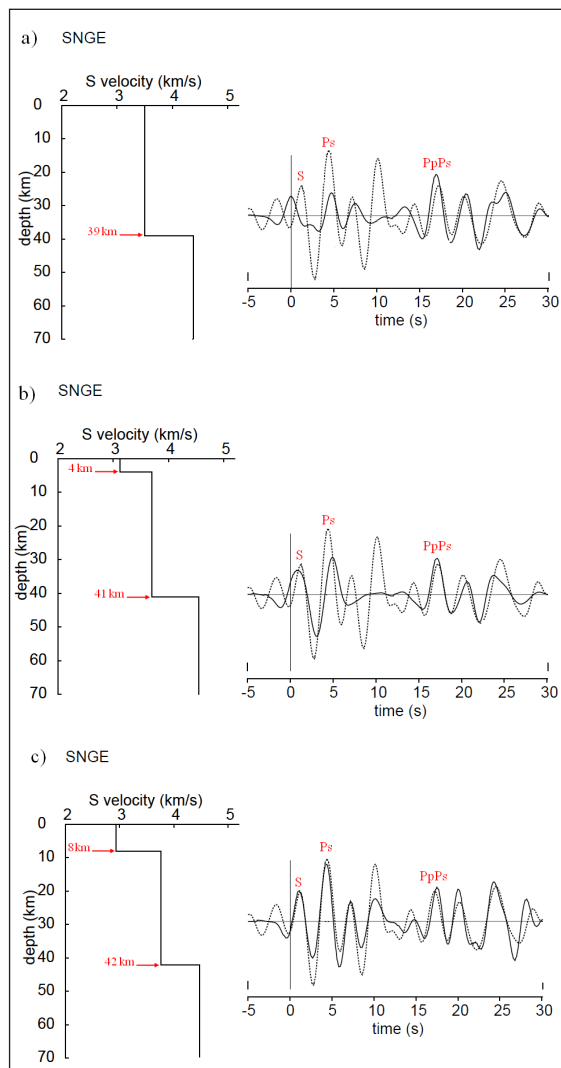
بحث و نتیجه‌گیری

با استفاده از مدل‌سازی تابع گیرنده P ضخامت پوسته در زیر ایستگاه‌های باندپهن در ایران مورد مطالعه قرار گرفت. در شکل ۵ نقشه عمق موهو بر اساس نتیجه‌های به دست آمده از مدل‌سازی توابع گیرنده در هر ایستگاه نشان داده شده است.

عمق موهو در شمال غرب ایران (MAKU و GRMI) حدود ۴۱ کیلومتر محاسبه شد که نتیجه‌های Zore و همکارانش [۲۴] را تأیید می‌کند. با استفاده از مدل‌سازی توابع گیرنده P و روش تخمین همزمان عمق پوسته و نسبت VP/VS در پوسته مقدار متوسط عمق پوسته با استفاده از داده‌های کوتاه دوره شبکه لرزه‌نگاری تبریز ۴۸ کیلومتر [۲۲] و همچنین در شرق ترکیه ضخامت پوسته را با تحلیل تابع گیرنده ۴۵ کیلومتر [Toksöz et al., 2010] گزارش کرده‌اند. براساس برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی [۵] متوسط ضخامت پوسته در دو ایستگاه (MAKU و GRMI) را 43 ± 2 کیلومتر محاسبه کردند. همچنین نتیجه‌های ما هم‌خوانی قابل قبولی با مطالعات گرانی Jiménez-Munt و همکارانش [۱۲] دارد.

نتیجه‌های به دست آمده در سلسله کوه‌های البرز نشان داد که ضخامت پوسته از ۴۷ کیلومتر زیر غربی‌ترین قسمت البرز (ZNJK) تا حدود ۵۴ کیلومتر در بخش مرکزی (THKV، DAMV، و CHTH) تغییر کرده و سپس ضخامت پوسته به ۴۵ کیلومتر در شرقی‌ترین قسمت البرز (SHRD) می‌رسد. نتیجه‌های به دست آمده از تحلیل تابع گیرنده P پوسته نسبتاً ضخیم مرتبط با مراحل کوتاه‌شدگی در ارتباط با کمربند

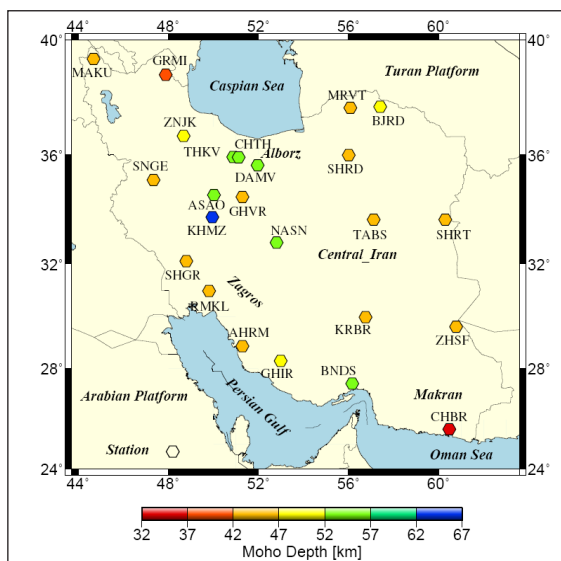
در شکل ۴ نتیجه‌های به دست آمده از مدل‌سازی در ایستگاه SNGE نشان داده شده است. در هر سه قسمت a تا c سمت چپ مدل نهائی و سمت راست نگاشت محاسبه‌ای (خط‌پر) و نگاشت مشاهده‌ای (خط‌چین) نمایش داده شده است. در قسمت a یک مدل اولیه و ساده یک لایه در نظر گرفته شده است و با توجه به مدل شدن تقریبی بازتاب‌های چندگانه (PpPs) ضخامت حدود ۳۹ کیلومتر را برای پوسته در زیر این ایستگاه برآورد می‌کند.



شکل ۴- نمونه‌های از مدل‌سازی مستقیم تابع گیرنده برای ایستگاه SNGE. نگاشت خط‌چین در سمت راست تابع گیرنده مشاهده‌ای و نگاشت خط‌پر تابع گیرنده محاسبه‌ای برای مدل‌های نشان داده شده در قسمت سمت چپ هستند.

در منطقه زاگرس با شیب صفحه فرودانش عربی به زیر فلات ایران هم‌خوانی خوبی دارد، برخلاف نتیجه‌ای که برای ایستگاه SNGE (ضخامت ۵۸ کیلومتر) به‌دست آمده است [۲۳].

در بخش مرکزی زاگرس (GHIR) ضخامت پوسته ۴۸ کیلومتر است که با تحلیل تابع گیرنده P داده‌های کوتاه دوره شبکه شیراز که عمق متوسط موهو را در زاگرس مرکزی حدود ۵۰ کیلومتر گزارش کردند [۲] هم‌خوانی دارد. نتیجه‌های به‌دست آمده از این پژوهش هم‌خوانی خوبی با مطالعات ژئوفیزیکی انجام شده [۱۰، ۱۷ و ۱۸] در زاگرس دارد. در جنوب‌شرقی‌ترین بخش زاگرس در مرز زاگرس و فرورانش مکران ایستگاه BNDS واقع شده است که عمق موهو در زیران حدود ۵۳ کیلومتر محاسبه شد که با نتیجه‌های برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی [۱۹] نشان داد که ضخامت پوسته در تحلیل تابع گیرنده در تک ایستگاه واقع در منطقه مکران ضخامت ۳۲ کیلومتری را برای پوسته در مکران نشان داد که با مطالعات گرانی [۹] ضخامت پوسته در مکران را حدود ۳۰ کیلومتر گزارش شده است. به کمک داده‌های باندپهن تغییرات ضخامت پوسته در ایران مرکزی از ۴۲ کیلومتر در شمالی‌ترین بخش (GHVR) تا حدود ۴۲ کیلومتر در بقیه قسمت‌ها در تغییر است و در شرقی‌ترین ایستگاه (NASN) به ۵۶ کیلومتر می‌رسد. اخیراً مدل‌سازی تابع گیرنده P در منطقه اصفهان و یزد [۷] تغییرات عمق موهو را بین ۴۰ تا ۵۶ کیلومتر نشان داده است که تأییدی بر نتیجه‌های پژوهش حاضر است (شکل ۵).



شکل ۵- تغییرات ضخامت پوسته زیر شبکه‌های لرزه‌نگاری ایران

کوهزائی را نشان داد. براساس تحلیل تابع گیرنده P و S، نشان دادند که ضخامت پوسته در البرز مرکزی حدود ۵۱ تا ۵۴ کیلومتر است و یک ضخامت ۶۷ کیلومتری در زیر آتشفشان دماوند تخمین زده شد [۲۱]. مطالعات اخیر ضخامت 58 ± 2 کیلومتر را برای البرز مرکزی نشان می‌دهد [۶]. هم‌چنین مدل‌سازی همزمان تابع گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی [۱۹] نشان داد که ضخامت پوسته در البرز مرکزی در حدود ۵۵ تا ۵۸ کیلومتر تغییر می‌کند. هم‌چنین نصرآبادی و همکارانش [۵] در زیر ایستگاه‌های THKV و DAMV به ترتیب ضخامت 56 ± 2 و 54 ± 2 کیلومتری را برای پوسته تعیین نمودند. با استفاده از داده گرانی، ژئوئید، توپوگرافی و جریان حرارتی سطحی، در امتداد دو پروفیل شمال شرقی- جنوب غربی از صفحات عربستان تا توران ضخامت منطقه البرز را حدود ۵۰ کیلومتر گزارش کرده‌اند [۱۶]. مطالعات انجام شده تأییدی بر نتیجه‌های این پژوهش است. هم‌چنین در شمال شرق ایران تغییرات ضخامت پوسته از ۴۵ کیلومتر (MRVT) تا حداکثر ۴۹ کیلومتر (BJRD) است. نتیجه‌های هم‌خوانی خوبی با نتیجه‌های به‌دست آمده [۱۴] در مجاورت شرق منطقه مورد مطالعه این پژوهش دارد. هم‌چنین با استفاده از داده گرانی، ژئوئید و جریان حرارتی ضخامت پوسته در بلندی‌های کپه‌داغ حدود ۴۸ کیلومتر محاسبه شده است [۱۶]. نتیجه‌های به‌دست آمده هم‌خوانی خوبی با عمق موهو (۵۰ کیلومتر) در شمال شرق ایران [۱۲] دارد.

علاوه بر آن ضخامت پوسته در دو ایستگاه در شرق ایران (ZHSF و SHRT) در حدود ۴۳ کیلومتر محاسبه شد. عمق 40 ± 2 کیلومتری برای ZHSF تعیین شده بود (نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۰). هم‌چنین نتایج هم‌خوانی خوبی با نتیجه‌های به‌دست آمده از تحلیل تابع گیرنده P با استفاده از داده‌های کوتاه دوره شبکه لرزه‌نگاری بیرجند [۳] دارد که ضخامت متوسط پوسته در شرق ایران ۴۴ کیلومتر برآورد شده است. نتیجه‌های به‌دست آمده از مدل‌سازی تابع گیرنده P نشان می‌دهد که متوسط ضخامت پوسته در زاگرس از ۴۱ کیلومتر در کمربند چین‌خورده- رو راندگی زاگرس، ZFTB تا حدود ۶۲ کیلومتر در زون سندج- سیرجان در تغییر است. هم‌چنین عمق موهو در زون آتشفشانی ارومیه- دختر در زیر ایستگاه ASAO به ۵۲ کیلومتر می‌رسد. در شمال غربی زاگرس واقع در منطقه کرمانشاه (SNGE) ضخامت پوسته در حدود ۴۲ کیلومتر به‌دست آمد که با نتیجه‌های مدل‌سازی داده‌های کوتاه دوره شبکه لرزه‌نگاری کرمانشاه [۷] هم‌خوانی قابل قبولی دارد. این نتیجه‌ها

باشیم. هم‌چنین از استاد گران‌قدر سرکار خانم دکتر فروغ صدودی، پژوهشگر مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام در آلمان برای کمک‌های ارزنده‌شان در تهیه برخی از کدهای مورد استفاده در این پژوهش قدردانی می‌شود.

سپاسگزاری

بر خود لازم می‌دانیم از شبکه ملی لرزه‌نگاری باندپهن (INSN) وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز کمال سپاسگزاری را داشته

مراجع

- [۱] اظه‌ری، س. م.، قیطانچی، م. ر.، و معینی، ح.، ۱۳۹۱، ساختار سرعت موج برسی در گوشته فوقانی شمال شرق ایران، ۱۵ کنفرانس ژئوفیزیک ایران، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- [۲] افسری، ن.، تقی‌زاده فرهمند، ف.، قیطانچی، م. ر.، و سلیمانی، آ.، تغییرات عمق موهو در زیر زاگرس مرکزی (منطقه شیراز) با استفاده از امواج تبدیل یافته Ps، مجله علمی-پژوهشی فیزیک زمین و فضا، ۱۳۹۱، شماره ۳۸، جلد ۳.
- [۳] رجب‌بیک، ف.، افسری، ن.، تقی‌زاده فرهمند، ف.، و قیطانچی، م. ر.، مطالعه ساختار پوسته شرق ایران (بیرجند) با استفاده از تابع گیرنده P، مجله علمی-پژوهشی ژئوفیزیک ایران، ۱۳۹۰، شماره ۱، جلد ۵.
- [۴] طالبی، م.، کاویانی، آ.، و رضائیان، م.، ۱۳۹۱، تعیین مدل سرعتی پوسته در زیر شبکه لرزه‌نگاری بیرجند با استفاده از برگردان زمان سیر امواج زمین لرزه‌های محلی، ۱۵ کنفرانس ژئوفیزیک ایران، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- [۵] نصرآبادی، آ.، تاتار، م.، و کاویانی، آ.، ۱۳۹۰، ساختار پوسته ایران براساس برگردان همزمان تابع انتقال گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت فاز امواج ریلی، مجله علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، سال ۲۱، شماره ۸۱.
- [6] Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M., Hatzfeld, D., and Priestley, K., 2010, Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran), *J. Geodyn.*, 49, 68–78.
- [7] 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 Ps converted phases, *J. Seismology*, 15:341–353, DOI 10.1007/s10950-011-9227-x.
- [8] Ammon, C. J., 1990, On the nonuniqueness of receiver function inversions, *J. Geophys. Res.*, 95, 2504-2510.
- [9] Dehgani, G. A., and Makris, J., 1984, The Gravity field and crustal structure of Iran, *N. Jb. GeoL. Palaont. Abh.*, 168, 215-229.
- [10] 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.
- [11] Jackson, J., and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 185–264.
- [12] Jiménez-Munt, I., Fern´andez, M., Saura, E., Verg´es, 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, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05580.x.
- [13] 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.
- [14] Mangino, S., and Priestley, K., 1998, The crustal structure of the southern Caspian region, *Geophys. J. Int.*, 133:630–648.

- [15] Motaghi, K., Tatar, M., and Priestley, K., 2012, Crustal thickness variation across the northeast Iran continental collision zone from teleseismic converted waves. *J Seismol* 16:253–260. doi:10.1007/s10950-011-9267-2.
- [16] 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*, Vol:30.
- [17] 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.
- [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, doi: 10. 1111 /j. 1365-24x.2006.02920.x.
- [19] Radjaee, A.H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K., and Hatzfeld, D., 2010, Variation of Moho depth in the Central part of Alborz Mountains, North of Iran, *Geophys. J. Int.*, 181, 173–184, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04518.x.
- [20] Shad Manaman, N., 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. *Geophys. J. Int.*, 184, 247–267 doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04822.x.
- [21] 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.
- [22] Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N., and Ghassemi, M. R., 2010, Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions, *J. Seismology*, 14:823–836, doi: 10.1007 / s10950-010-9199-2.
- [23] Tatar, M., Nasrabadi, A., 2013, Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone (Iran) from joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion, *J. Seismology*, DOI 10.1007/s10950-013-9394-z.
- [24] Zore, E., Sandovl, E., Gurbuz, C., Turkelli, N., Seber, D., and Barazangi, M., 2003, The crustal structure of the East Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 30, doi:10.1029/2003GL018192.

Determination of Moho depth beneath broadband station of Iranian Plateau using Modeling of P receiver function

F. Taghizadeh-Farahmand^{1,*} and N. Afsari²

1. Assistant Prof. of Physics, Faculty of Science, Qom Branch, Islamic Azad University, Qom, Iran

2. Assistant Prof. of Civil Engineering, Faculty of Engineering, Noshahr Branch, Islamic Azad University, Noshahr, Iran

Received: October 2014, Revised: December 2014, Accepted: December 2014

Abstract: The Iranian Plateau is a result of continental collision of the Cimmeride blocks between the Arabian and Eurasian plates in Cenozoic time. We have used teleseismic data ($M_b > 5.5$, epicentral distance between 30° - 95°) recorded from 1998 to 2011 from 24 permanent broadband stations of the Iranian Seismic Network (INSN, <http://www.iiees.ac.ir>) to estimate the thickness of the crust beneath the Iranian plateau from analysis of P receiver functions. Our results indicate clear Ps conversions at the Moho boundary. The Moho depths of the plateau are estimated from the delay time of the Moho converted phase relative to the direct P wave beneath each network. We resolve the Moho discontinuity beneath Iran using all Iranian Broad-band Seismological Network by using P receiver function analysis. We have been able to present clear image of the Moho at depths ranging between ~ 32 km beneath Makran region (CHBR) and RMKL station to Maximum 61 km beneath (KHMZ) Sanandaj-Sirjan Zone. We found a relatively thin Moho of about 41 km beneath the northwest of Iran. The average Moho depth in southern parts of the central Alborz (DAMV, THKV and CHTH) is about 54 km. The crustal thickness estimation for stations located in central (KRBR, ASAO, NASN and GHVR) parts of Iran is in the range of 36-52 km. We deduced the crustal thickness varies from 45 km beneath MRVT station, up to 49 km beneath BJRD station in Northeast Iran. Furthermore, we found depth of Moho about 43 km in East Iran, whereas the average crustal thickness is 41 km beneath the ZFTB and in the southeastern most of Zagros (BNDS) a thick crust was seen.

Keywords: Iranian Plateau, Moho, P receiver function, Modeling

*Corresponding author Email: f_farahmand@Qom-iau.ac.ir