تغییرات عمق موهو در برخی از زونهای زمینساختی ایران با استفاده از روش تابع انتقال گیرنده P

نجميه محمدي ، احمد سديدخوي * ، فروغ صدودي و فتانه تقىزاده فرهمند *

^ا دانشجوی کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران ^۲استادیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران ^۲ پژوهشگر، مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام، آلمان ^۴ استادیار، گروه فیزیک دانشکده علوم دانشگاه آزاد اسلامیواحد قم، ایران،

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۲/۲۶، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۷/۶، دسترسی برخط: ۱۳۹۰/۱۲/۲۵)

چکیدہ

روش تابع انتقال گیرنده قابلیت زیادی در شناسایی و تعیین عمق ناپیوستگیهای درون زمین دارد. به همین منظ ور بررسی تغییرات عمق موهو از ایستگاه دماوند در زون لرزهزمین ساختی البرز تا ایستگاه شوشتر در زون لرزهزمین ساختی زاگرس، با استفاده از روش پیش گفته صورت گرفت. با چرخش مؤلفههای زلزلههای دورلرز حول زاویه آزیموت پشتی و زاویه برخورد و به دست آوردن توابع انتقال گیرنده P برای هر ایستگاه، با توجه به گستردگی طول نیمرخ، منطقه به چهار زون زمین شناسی البرز، ارومیه دختر، سنندج – سیرجان و زاگرس تقسیم شد. توابع انتقال گیرنده به دست آمده در گروه البرز، افزایش عمق موهو که ناشی از کوتاه شدگی پوسته در اثر فرورانش صفحه عربستان به زیر صفحه اوراسیا است را نشان میدهند. همچنین، بیشترین عمق موهو و در زیر ایستگاه DAMV موروانش صفحه عربستان به زیر صفحه اوراسیا است را نشان میدهند. همچنین، بیشترین عمق موهو و در زیر ایستگاه GHVR می یابد و در زون سنندج – سیرجان در زیرایستگاه KHMZ تا ۶۷ کیلومتر افزایش می یابد که گواه بر افزایش ناگهانی عمق موهو در می یابد و در زون سنندج – سیرجان است. عمق موهو محاسبه شده در زیر تک ایستگاه موجود در زون کی نایی ساختی به موه در زیر مین مایی BHV کیاهش می یابد و در زون سنندج – سیرجان است. عمق موهو محاسبه شده در زیر تک ایستگاه موجود در زون کی بند چین خورده و راندگی زاگرس، می SHGR، به ۵۰ کیلومتر کاهش می یابد.

واژههای کلیدی: تابع انتقال گیرنده P، عمق موهو، زون البرز، زون سنندج- سیرجان

Variation of the Moho depth in some Iranian seismotectonic zones using P receiver functions

Najmieh Mohammadi¹, Ahmad Sadidkhouy^{1*}, Forough Sodoudi² and Fataneh Taghizadeh Farahmand³

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran ²Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences, Telegrafenberg, Germany ³Department of Physics, Qom Branch, Islamic Azad University, Qom, Iran

(Received: 16 May 2011, accepted: 28 September 2011, available online: 15 March 2012)

Summary

The convergence between the Arabian and Eurasian Plates has resulted in the extension of the Alborz mountains belt in the north and the Zagros mountains belt in the west-

^{*}Corresponding author:

asadid@ut.ac.ir

* نگارنده رابط:

southwest of Iran, and in the different deformation zones with various distributions of seismicity and local topography which make geological structure interpretations difficult for the Iranian plateau. Detecting Moho depth and crustal thickness could be of great help in understanding the dynamics of the predominate tectonics which is the main objective of this study. The P- receiver function technique was selected for this work because it is a popular method for estimating crustal thickness and detecting Moho depth variations under a seismic station. We computed receiver functions for 9 permanent broadband seismic stations of the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), which are installed between the Damavand station and the Shoshtar station in the limited region between 32.10°-35.63°N and 48.801°-51.97°E. All stations were equipped with Güralp CMG3T seismometers. The teleseismic events in epicentral distances between 30°-90° with magnitudes larger than 5.5 (mb) and a clear P onset with high signal-to-noise ratio recorded between 2006 and 2010 were selected. We applied observed backazimuth and incident angles derived from the eigenvalues of the covariance matrix for calculating P -receiver functions. Seismograms were then rotated into the ray coordinate system (L, Q, T) such that the components were oriented in the directions of the P-, SV- and SH-waves, respectively. By deconvolving the P-waveforms on the Lcomponent from the corresponding Q- and T-components, the source and path effects were removed. We obtained approximately 110 P receiver functions for the study region. We increased the signal-to-noise ratio by stacking after the moveout correction for a reference slowness of 6.4 s/deg, which corresponds to an epicentral distance of 67° . PRFs for all stations were calculated and the distribution of the P to S piercing points at 40 Km plotted, which is the expected depth of Moho. To improve the spatial resolution, PRFs of all stations were stacked in bins of 0.04°. Due to the different deformation zones that exist along the profile, our results reveal the significant variations of the Moho depths beneath the Iranian plateau. The depth of the crustal discontinuities as well as the Moho was estimated by calculating the time difference in the arrival of the converted Ps phase relative to the direct P wave. For depth estimation, we used the IASP91 reference model.

The estimated Moho depth beneath the Shoshtar station in the Zagros Fold and Thrust Belt (ZFTB) is estimated to be 50.5 km, which increases to a depth of about 67 km in the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone (SSZ). Furthermore, the Moho depth decreases to approximately 42 km beneath the GHVR station located in the Uroumieh Dokhtar metamorphic zone (UDMA). A local crustal thickening of approximately 67 km is observed beneath the DAMV station located near the Damavand volcano in the Alborz zone. The Zhu & Kanamori method was also employed to determine the crustal thickness (H) and Vp/Vs ratio by using the arrival times of the crustal multiples.

Key Words: P-Receiver function, Moho depth, Alborz zone, Sanandaj-Sirjan metamorphic zone

افغانستان محدود می شود (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). فلات ایران در یک ناحیه فشارشی حاصل از همگرایی دو صفحه عربی در جنوب غرب و اوراسیا در شمال شرق که درحال حاضر با سرعت حدود ۲۴ میلی متر در سال (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) به سمت یکدیگر درحرکت هستند، واقع شده است. این تنش فساری، محیط

فلات ایران، بهمنزله بخشی از زون فعال زمین ساختی آلپ- هیمالیا، از شمال به زون های تغییر شکل یافته البرز و کپهداغ در نزدیکی صفحه توران، در جنوب به نوار چین خورده- راندگی زاگرس و گوه برافزایشی مکران در نزدیکی صفحه عربستان و در شرق به جنوب غربی بلوک

۱ مقدمه

زمین شناسی و زمین ساختی کنونی ایران را کنترل می کند که منجر به کوتاه شدگی و ضخیم شدگی در بیشتر بخش های پوسته ایران، فرورانش صفحه اقیانوسی عربستان به زیر مکران و گسلش امتداد لغز و معکوس در فلات ایران شده است (بربریان و ییتس، ۱۹۹۹).

همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا، زمین ساخت و زون های زمین ساختی متف او تی را در ایران بوجود آورده است. کمربند چین خورده و راندگی زاگرس (ZFTB) حاصل همگرایی این دو صفحه پس از بسته شدن اقیانوس تتيس جوان ميباشد. سن آغازين برخورد بين صفحات قاره ای عربستان و اوراسیا از کرتاسه پسین (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) تا پلیوسن تخمین زده شده است. پس از زون زاگرس می توان به زون سنندج - سیرجان (SSZ) اشاره کرد که کناره جنوب غربی ایران مرکزی راتشکیل میدهد و با راندگی اصلی زاگرس (MZT) از کمربند چین خورده و راندگی زاگرس جدا شده است. بسیاری از زمین شناسان (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱: بربریان، ۱۹۸۳) کمان ماگمایی ارومیه - دختر (UDMA) را مرز شمال شرقي زون سنندج سيرجان ميدانند كه داراي فعاليتهاي آتشفشانی پیوسته از انوسن تا کنون و کمان نوع آند مربوط به فرورانش نئوتتیس است. ایران مرکزی بین دو زمین درز تتیس کهن (کپهداغ در شمال ایران) و تتیس جوان (زاگرس در جنوب غربی) قرار گرفته است (آقا نباتی، ۱۳۸۵) که براساس بررسی های دیرینه مغناطیس در زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی بخشی از صفحه عربستان بوده است. گمان ميرود جدايي اين دو صفحه از هم در اثر پديده كافتن و بهوجود آمدن اقيانوس تتيس جوان، در محل کنونی راندگی اصلی زاگرس در اواخر پالئوزوئیک باشد که پس از بسته شدن تتیس کهن و برخورد با ابرقاره اوراسیا، بخشی از صفحه اوراسیا به شمار مى آيد (بربريان، ١٩٨٣). زون البرز به منزله منطقه اى با فعالیت لرزه خیزی زیاد، ناشی از همگرایی رو به شمال

ایران مرکزی نسبت به اوراسیا و نیز حرکت رو به غرب حوضه جنوبی دریای خزر نسبت به اوراسیا است. ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده ازبررسی سامانه های موقعیت یاب جهانی(GPS) روشن ساختند که کوتاه شدگی در عرض البرز با نرخ ۲ ± ۵ میلی متر در سال رخ می دهد.

با توجه به گستردگی زمین ساختی در فلات ایران، بررسی ساختار پوستهای و بر آورد عمق موهو نقش مهمى در شناسايي تكامل زمين ساختى فلات ايران دارد. برای مثال، هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳) ضخامت پوسته را برای زاگرس مرکزی حدود ۴۴- ۴۸ کیلومتر بهدست آوردند. پاوول و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از توابع انتقال گیرنده و در نظر گرفتن نسبت ۱/۸ = ،Vp/Vs راندگی زاگرس را برای نیمرخ مورد بررسی در حدود ۲ ± ۴۲ کیلومتر بر آورد کرده اند. شادمنامن (۱۳۸۹) ضخامت یوسته را در زیر ZFTB در حدود ۴۵ کیلومتر بر آورد شده است به طوری که در زیر زون سنندج-سیرجان تا ۶۵ کیلومتر افزایش مییابد. بررسی توابع انتقال گیرنده (پاوول و همکاران، ۲۰۰۶) و بررسی های تومو گرافی لرزهای (کاویانی و همکاران، ۲۰۰۷) بیشترین ضخيم شدگي پوسته را در زير زون سنندج سيرجان نـشان میدهد. در زیر زون ارومیه دختر و ایران مرکزی، ضخامت پوسته تا ۴۲ کیلومتر کاهش می یابد. مطالعات گرانی که دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) برای کل ایران عملی ساختهاند، تغییرات بی،هنجاری گرانبی بو گه را در طول کوههای البرز بین ۱۰۰ - تا ۱۲۰ - میلی گال نشان میدهد که در واقع بیان کننده ضخامت پوستهای کمتر از ۳۵ کیلومتر است که در زیر آتشفشان دماوند به ۵۰ – ۶۰ كيلومتر مىرسد (شادمنامن، ١٣٨٩). تحقيقات اخير توابع انتقال گیرنده در این منطقه ضخامت پوسته را در زیر البـرز مرکزی ۵۱ – ۵۴ کیلومتر نیشان میدهد که در زیر آتشفشان دماوند در اثر اضافه شدن ماگما به قاعده يوسته،

تا ۶۷/۵ کیلومتر افزایش مییابد (صدودی و همکاران، ۲۰۰۹).

با توجه به این موضوع که توابع انتقال گیرنـده توانـایی زیادی در آشکارسازی عمق ناپیوسـتگیهـای پوسـتهای و موهـو دارنـد و همچنـین، بـا توجـه بـه اهمیـت شـناخت زمینساخت حاکم بر ایران، در راستای برخورد بـا صفحه

عربستان، در این تحقیق در امتداد نیم رخ شوشتر – دماوند (شکل ۱) با استفاده از روش توابع انتقال گیرنده ۹، به بررسی تغییرات عمق موهو پرداخته شده است. همچنین، با استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) ضامت پوسته و ناسبت میانگین Vp/Vs براساس بازتابهای چندگانه ها محاسبه شد.



شکل ۱. موقعیت زمینشناسی نیمرخ مورد بررسی. این نیمرخ با خط آبی و ایستگاههای لرزهنگاری پژوهشگاه بین المللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله مورد استفاده در این تحقیق با مثلث وارون سبز در شکل نشان داده شدهاند. زونها و ساختارهای متفاوت زمینشناسی با رنگهای متفاوت نشان داده شده است.

زیرایستگاهی است می توان با اجرای مجموعهای از پردازش های معین، پاسخ موج را به ناپیوستگی های زیرایستگاهی به دست آورد. تابع انتقال گیرنده ابزار مفیدی برای رسیدن به این مقصود است. اساس این روش بر این مبنا است که بخشی از انرژی موج P حاصل از رویدادهای دورلرز در اثر برخورد به ناپیوستگی هایی با تباین سرعتی زیاد به موج S تبدیل می شود که زمان رسید، قطبیت و است. می توان با بررسی تغییرات حاصل شده به شناسایی ساختارهای درونی زمین پرداخت. روش تابع انتقال گیرنده با در نظر گرفتن اختلاف زمان رسید موج مستقیم شرط وجود مدل سرعتی مناسب، به خصوص مدل سرعتی ماسب موج S تغییرات عمقی ناپیوستگی های مهمی چون

۱ دادهها و روش بررسی در این تحقیق از داده های دورلرز ۹ ایستگاه دائمی باند پهن پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله که در زون های متفاوت زمین شناسی قرار گرفته اند (شکل ۱)، از ایستگاه شوشتر تا ایستگاه دماوند استفاده شد. از ایستگاه شوشتر تا ایستگاه دماوند استفاده شد. مشخصات ایستگاه ها در جدول ۱ آورده شده است. ایستگاه های مورد بررسی مجهز به دستگاه های لرزه نگاری دورلرز از ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۰ با بزرگی بیشتر از ۵/۵ در فواصل رومرکزی بین °۳۰ تا °۹۰ با نسبت سیگنال به نوفه زیاد برای استفاده در این تحقیق انتخاب شد که موقعیت زمین لرزه ها و مرکز نیم رخ مورد بررسی در شکل ۲ نشان داده شده است.

از آنجاکه شکل موج امواج درونی حاوی اطلاعات مهمیدر مورد تابع چشمه، مسیر انتشار در گوشته و ناجیـه



شکل ۲. رومرکز زمینلرزههای دورلرز استفاده شده در این تحقیق. زمینلرزههای دورلرز با بزرگی بیشتر از ۵/۵ در فواصل رومرکزی بین [°]۳۰ تا [°]۹۰ که با دایرههای سرخرنگ در ابعاد متفاوت، متناسب با بزرگی زلزله نشان داده شده است. دایرههای سیاهرنگ فواصل رومرکزی بین[°]۳۰ تا [°]۹۰ را نشان میدهد. ستاره زردرنگ مرکز نیمرخ مورد بررسی را نشان میدهد.

توابع انتقال گیرنده وابستگی زیادی نسبت به مدل سرعتی نشان می دهند که در ادامه بیشتر در مورد آن بحث خواهد شد. برای به دست آوردن توابع انتقال گیرنده پردازش های اولیه ای لازم است که روش محاسبه تابع انتقال گیرنده در این مقاله مطابق با روش توصیف شده صدودی و همکاران (۲۰۰۶a,b) است.

۱-۲ توابع انتقال گیرنده در ابتدا برای حذف اثر دستگاهی، پاسخهای دستگاهی از رکوردهای اصلی واهمامیخت شدند و پس از اِعمال یک فیلتر میان گذر ۱ - ۱۰ ثانیه برای بهبود نسبت سیگنال به نوفه، مؤلفه های ZNE براساس زاویه آزیموت پشتی و زاویه برخورد به دستگاه مختصات محلی برتو LQT چرخیده شدند (کیند و همکاران، ۱۹۹۵). با انتخاب صحیح زوایای چرخش انتظار میرود که مؤلفه L حاوی انرژی موج P و مؤلفه Q عمود بر مؤلف A، حاوی انرژی موج SV و مؤلفه T عمود بر هر دو مؤلفه ذکر شده با فرض شيب كم و همسانگردي لايهها، فاقد انرژي قابل ملاحظهای باشد (صدودی، ۲۰۰۵). برای مجزا کردن فازهای تبدیلی Ps موجود در مؤلفه Q و حذف اثر چـشمه و اثر مسير، مؤلفه L از مؤلفه Q واهماميخت شد (يووان و همکاران، ۲۰۰۲). از آنجاکه فازهای تبدیلی Ps معمولاً روی مؤلفه های لرزه نگار دامنه های ضعیفی دارند، لذا، برای افزایش سیگنال به نوفه لازم است اثر دوراُفت و فواصل ایستگاهی از چشمههای زلزله تصحیح شود. در این تحقيق تصحيح دورأفت با به كارگیري يك كنـدي افقي مرجع ۶/۴ ثانیه بر درجه، منطبق با فاصله رومرکزی °۶۷ برای فاز تبدیلی P_Sاِعمال و سپس توابع انتقال گیرنده برهمانبارش شد.

توابع انتقال گیرنده برای همه ایستگاهها در یک پنجره زمانی به طول ۴۵ ثانیه (۵ ثانیه قبل از شروع موج P و ۴۰

ثانیه پس از آن) محاسبه و براساس زاویه آزیموت پشتی، پشت سر هم مطابق با آنچه که در شکل ۳ دیده می شود، به تصویر در آمد. سپس توابع انتقال گیرنـده بـا نوفـه زیـاد حذف شدند. شروع فاز P روی صفر است و فاز تبدیلی حاصل از موهو در نگاشتها و نگاشت برهمانبارش شده با خطچین سرخ نشان داده شده است. برای مـشاهده بهتـر بازتابهای چندگانه، توابع انتقال گیرنده برحسب فواصل رومركزى مرتب و تصحيح دوراُفت برحسب كندى افقى مرجع ۶/۴ ثانیه بر درجه و با استفاده از مدل سرعتی مرجع IASP91 برای بازتاب های چندگانه اِعمال شد. که در شکل ۴ بازتابهای ایستگاه سنندج (SNGE) برای نمونه نشان داده شده است. زمان رسیدهای بازتابهای چندگانه با استفاده از روابط هندسی مسیر پرتو و مدل سرعتی پيش گفته محاسبه شد. شكل ۴-الف توابع انتقال گيرنده بهدست آمده برای ایستگاه سنندج قبل از اعمال تصحیح ديناميكي بازتابهاي چندگانه را نشان ميدهد درحالي كه شکل ۴ -ب بیانگر موقعیت بازتاب های چندگانه پس از اعمال تصحیح دینامیکی است. در هـر دو شکل موقعیت بازتابهای چندگانه با خطچین سرخ روی نگاشتها نشان داده شده است. همان طور که در شکل ۴-ب مشاهده میشود با اِعمال این تصحیح دینامیکی روی توابع گیرنده، دامنه بازتابهای چندگانه افزایش یافته و بەخطشىدگى آنھا نيز مشھودتر است .درحالىكە بەخطشدگى تبديلات مستقيم تضعيف شدە است. زمان رسیدهای بازتابهای چندگانه، PpPs حدود ۱۶ ثانیه تا ۱۷ ثانیه و برای PpPs + PpPs حدود ۲۲ ثانیه تا ۲۳ ثانیه در ایستگاه سنندج قابل مشاهده است. برای بیشتر ایستگاهها که در گروههای زمینشناسی گوناگون قرار گرفتهاند، زمان رسیدهای بازتابهای چندگانه مشاهدهای و محاسبه شده تقريباً يكسان بود.



شکل ۳. توابع انتقال گیرنده به همراه برهمانبارش نگاشتها برای همه ایستگاههای نیمرخ دماوند- شوشتر. نگاشتها براساس افزایش زاویه آزیموت پشتی مرتب شدند که در پنجره سمت راست هر شکل با مستطیل سرخرنگ نشان داده شده است. نقاط سیا هرنگ بیانگر فاصله رومرکزی هستند. تعداد نگاشتهای هر ایستگاه داخل کمانک در بالای هر شکل ذکر شده است. شروع فاز P روی صفر است و فاز تبدیلی حاصل از موهو در نگاشتها و نگاشت همانبارش شده با خطچین سرخرنگ نشان داده شده است. دایرههای سرخرنگ، زمان رسید فازهای چندگانه را روی نگاشت برهمانبارش شده نشان می دهند. (الف) توابع انتقال گیرنده به دست آمده برای گروه اول در زون البرز را نشان می دهد. (ب) توابع انتقال گیرنده به دست آمده برای ایستگاههای قرار گرفته در زون ارومیه دختر، گروه دوم، را نشان می دهد.



ادامه شکل ۳. (ج) توابع انتقال گیرنده گروه سوم در زون سنندج– سیرجان را نشان میدهد. (د) تابع انتقال گیرنده بهدست آمده از تک ایستگاه قرار گرفته در گروه چهارم در زون کمربند چینخورده و راندگی زاگرس را نشان میدهد.

حاصل از ناپیوستگی ها و چندگانه ها در زمان رسیدهای پیش بینی شده برا ی عمق و نسبت Vp/Vsهای متفاوت برهم انبارش و درنهایت بیشترین دامنه که گویای ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vs مطلوب است انتخاب می شود. شرط عملی شدن این روش وجود بازتاب های چندگانه واضح روی تابع انتقال گیرنده است بنابراین، نمی توان انتظار داشت که روش پیش گفته برای همه ایستگاهها پاسخ مطلوبی به همراه داشته باشد. V_p/V_s محاسبه عمق موهو و نسبت V_p/V_s و PpPs و PsPs و PsPs و PsPs و PsPs و spps و by a construction of the set of



شکل ۴. توابع انتقال گیرنده به همراه برهمانبارش نگاشتها برای ایستگاه سنندج که براساس فواصل رومرکزی مرتب شده اند. خط چینهای سرخرنگ زمان رسید بازتابهای چندگانه (PpPs, PpSs+ PsPs) را نشان میدهد. روی نگاشت برهمانبارش شده این زمان رسیدها با پیکان سرخرنگ نشان داده شده است. (الف) دامنه بازتابهای چندگانه را پس از تصحیح دوراُفت اعمال شده بر فاز تبدیلی Ps نشان میدهد. (ب) تصحیح دوراُفت برای بازتابهای چندگانه اِعمال شده است. دامنه بازتابهای چندگانه را پس از تصحیح دوراُفت اعمال شده بر فاز تبدیلی Ps نشان میدهد. (ب) تصحیح دوراُفت برای بازتابهای چندگانه اِعمال شده است. دامنه بازتابهای چندگانه (PpS, PpSs+ PsPs) افزایش یافته و به خط شدهاند درحالی که به خط شدگی تبدیلات مستقیم فاز Ps

۳ بحث

با توجه به پراکندگی ایستگاهها در زونهای زمین شناسی انتخابی، به منظور تفسیر بهتر دادهها، منطقه مورد بررسی به چهار گروه تقسم شد. گروه اول که در زون البرز واقع شده است شامل ایستگاههای DAMV م CHTH و THKV و است (شکل ۱). در هر سه ایستگاه موجود در این منطقه در ۰ تا ۱ ثانیه اول فاز تبدیلی ناشی از رسوبات به وضوح دیده می شود. به طوری که چندگانههای حاصل از آن، شکل را آشفته می کنند (شکل ۳-الف). علاوه براین، شناسایی فاز تبدیلی حاصل از موهو به دلیل حضور چندگانههای ناشی از رسوبات و لایههای پوسته بالایی دشوار است. در ایستگاه دماوند در زمان های ۸/۶ و ۸/۷ تانیه دو فاز تبدیلی S مبنای سایر بررسی های صورت گرفته در منطقه البرز

(صدودی و همکاران، ۲۰۰۹) فاز مربوط به زمان تأخیر //۸ بهمنزله فاز تبدیلی حاصل از موهو در نظر گرفته شد. صدودی و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از روش تابع انتقال گیرنده S که رها از اثر چندگانه ها است زمان رسید فاز تبدیلی Ps را برای ایستگاه دماوند در حدود //۵ ثانیه یافتند که تطبیق مناسبی با نتایج حاصل از روش تابع انتقال گیرنده P داشت. در ادامه عمق موهو به دو روش متفاوت محاسبه شد. در روش اول با در نظر گرفتن یک مدل اASP91 محیم مرجع (در این تحقیق از مدل سرعتی IASP91 استفاده شد) و PV برابر با ۲/۶ کیلومتر بر ثانیه و نسبت معق موهو محاسبه شد. با توجه به مدل سرعتی مورد عمق موهو محاسبه شد. با توجه به مدل سرعتی موه استفاده در این تحقیق، میزان خطای محاسبه عمق موهو برابر با ۵ درصد عمق موهو محاسبه شده در مدل سرعتی

ابعاد °۰/۰۲، توابع انتقال گیرنده بر هم انبارش شدند (شکل ۶–ب). روند عمق موهو با خط ممتد سرخ رنگ نشان داده شده است. همان گونـه کـه در شکل ۶-ب پيـدا است عمق موهو به سمت ایستگاه دماوند، واقع شده در نزدیکی آتشفشان دماوند، افزایش می یابد. این افزایش را صدودی و همکاران (۲۰۰۹) به دلیل اضافه شدن ماگما به قاعده پوسته بهمنزله یک افزایش ضخامت پوسته ای محلی گزارش کردند. رجایی و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از روش وارونسازی همزمان توابع انتقال گیرنده و پاشش امواج ریلی به بررسی تغییرات عمق موهو در البرز مرکزی پرداختند. نتایج بهدست آمده حاکی از افزایش عمق موهو از حدود ۴۸ کیلومتر در ایران مرکزی به ۵۵–۵۸ کیلـومتر در زیر البرز مرکزی است. رجایی و همکاران اختلاف موجود در بر آورد عمق موهو با نتایج بهدست آمده صدودی و همکاران (۲۰۰۹) را ناشی از تأثیر مدل سرعتی میدانند. عباسی و همکاران (۲۰۱۰) در تحقیقات خود روی ساختار سرعتی پوسته در زیر البرز مرکزی با استفاده از وارون سازی زمان رسید زلزله های محلی و بر گردان همزمان توابع انتقال گیرنده و پاشش امواج سطحی، بیان میدارند که دو فاز در زمان رسیدهای ۷ و ۷/۸ ثانیه با در نظر گرفتن پارامترهای گاوسی به تر تیب ۱ و ۲/۵ در توابع انتقال گیرنده مورد استفاده در زیر ایستگاه دماونـد مـشابه فازهای مشاهده شده در تحقیق صدودی و همکاران (۲۰۰۹) بهدست آمد. ایشان عمق موهو را در نزدیکی دماوند تا ۹ کیلومتر کمتر از عمق بهدست آمده در تحقیقات صدودی و همکاران (۲۰۰۹) و بررسی صورت گرفته در این مقاله بهدست آوردهاند که این اختلاف به مدل سرعتی استفاده شده مر بوط است. در مدل IASP91 میانگین سرعت موج S بیشتر از میانگین سرعت موج S در مدل سرعتی محلی استفاده شده در تحقیق عباسی و همکار ان (۲۰۱۰) است.

منتخب است که در این تحقیق خطا در حدود ۲± کیلومتر در نظر گرفته شد. در مرحله دوم با استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰)، عمق موهو و نسبت Vp/Vs به طور همزمان برای هر ایستگاه بهدست آمد که در جدول ۱ و شکل ۵ قابل مشاهده است. خطای محاسبه شده برای عمق موهو و نسبت V_P/V_S برابر با خطای روش مورد استفاده است. شناسایی مناسب عمق موهو بهدست آمده از روش زو و کاناموری وابستگی زیادی به دامنه بازتابهای چندگانه های حاصل از موهو دارد اما، در ایستگاه های DAMV و CHTH، چندگانههای قوی ناشی از لایههای پوسته بالایی و بازتابهای چندگانههای حاصل از موهو با دامنه ضعیف، منجر شده است که روش زو و کاناموری پاستخگوی مناسبی برای عمق موهو بر آوردشده در ایستگاههای دماوند و چاران نباشد. بهطوری که به دلیل اختلاف زیاد عمق بهدست آمده از روش زو و کاناموری Ps با عمق محاسبه شده از زمان تأخیر فاز تبدیلی P از آوردن عمق موهو بهدست آمده در جدول ۱ و شکل ۵ خودداري شد. بيشترين عمق موهو محاسبه شده مربوط بـه ایستگاه دماوند به عمق ۶۷/۵ کیلومتر و کمترین، مربوط به ایستگاه THKV به عمق ۵۷ کیلومتر است که برای ایستگاه پیش گفته تطابق مناسبی با عمق بهدست آمده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) مشاهده می شود. ضخامت نسبتاً زیاد پوسته در زون مورد بررسی ممکن است حاصل کوتاهشدگی پوسته ناشی از برخورد بین صفحات عربستان و اوراسیا باشد. برای بررسی تغییرات عمق موهو در اطراف ایستگاههای گروه اول و افزودن بر وضوح مکانی، با استفاده از مدل سرعتی IASP91 و عمق میانگین ۴۰ کیلومتر نقاط تبدیل فاز P_s حاصل از موہو محاسبہ و روی نقشه منطقه، شکل ۶-الف، نـشان داده شـده است، سـيس توابع انتقال گیرنده براساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد مرتب و درنهایت با در نظر گرفتن پنجره هایی به

عمق موهو (km) (Z&K)	نسبت V _p /V _s (Z&K)	عمق موهو (km)	زمان تأخير Ps (ثانيه)	طول جغرافيايي (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)	تعداد رويداد	نام ایستگاه	علامت اختصاری
		۲ ±۶۷/۵	٧/٨	01/971	۳۵/۶۳۰	1.8	دماوند	DAMV
01/ •±٣	۱/۸۵ ±۰/۰۷	۶۱ ±۲	٧/١	01/179	4 0/9·V	48	چاران	СНТН
00/0±1	۱/ V۶±۰/۰۵	00 ±1	۶/۵	۵۰/۸۷۹	40/918	9 4	تهران	тнку
۴۳±۲/۵	۱/۸ ۰±۰/۰ ۷	44 Ŧ1	۵/۱	01/190	46/64.	۵۵	قم	GHVR
		۶۰ ±۲	٧/٠	0./.10	тf/dfa	٩٧	آشتيان	ASAO
۵۵±۱/۷	۱/V۶±۰/۰۵	۴۸/۵ ±۲	۵/۸	۵۲/۸۰۸	***/299	٧٩	نائين	NASN
۶۰±۲	۱/۹۰±۰/۰۴	۶۷ ±۲	V/V	49/909	42/229	۲۷	خمين	KHMZ
4474	۱/۷۲±۰/۰۶	44 Ŧ1	۵/۱	49/1+9	40/.94	۵۸	سنندج	SNGE
		0•/0 ±Y	۶/۰	41/1.1	***/1.4	74	شوشتر	SHGR

جدول ۱.علامت اختصاری و نام ایستگاهها، تعداد رویدادها، موقعیت جغرافیایی و عمق موهو بهدست آمده همراه با نسبت V_p/V_s برای همه ایستگاههای نیمرخ دماوند- شوشتر.

> گروه دوم که در زون کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد شامل ایستگاههای ASAO، GHVR و ASAN و است که زمان تأخیر فاز تبدیلی موهو و عمق آن مطابق آنچه که پیش تر برای گروه زون البرز ذکر شد، برای ایستگاههای گروه دوم نیز به دست آمد (شکل ۳-ب و جدول ۱). در این زون انتظار ضخامت پوسته ای کمتر از زون البرز می رود. کمترین ضخامت پوسته در این گروه مربوط به ایستگاه GHVR در حدود ۴۲ کیلومتر است که تطبیق مناسبی با عمق به دست آمده از روش زو و بیشترین ضخامت پوسته را دارد می در حدود ۹۰ کیلومتر، نسکل ۳-ب در ایستگاه محمق در حدود ۱). با توجه به شکل ۳-ب در ایستگاه ASAO تا قبل از ۵ ثانیه اول، فازهای تبدیلی واضح ناشی از ناپیوستگی های پوسته بالایی مشاهده می شود که می تواند حاکی از آشفتگی های

زمین شناسی ناشی از مجاورت زون آ تشفشانی سنندج – سیرجان باشد. وجود فازهایی با دامنه قوی ناشی از ناپیوستگی های پوسته بالایی منجر شد که عمق به دست آمده از روش زو و کا ناموری (۲۰۰۰) نامعتبر باشد و در نتیجه از ذکر آن در جدول ۱ و شکل ۵ خودداری شد. در ایستگاههای قم و آشتیان فازهای منفی واضحی به ترتیب در زمان رسیدهای ۱۲ و ۱۳ ثانیه مشاهده می شود که می توان آن را در حکم فاز تبدیلی حاصل از مرز سنگ کره – سست کره در نظر گرفت. توابع انتقال گیرنده برهم انبارش شده حاصل از نقاط تبدیل برای ایستگاه نائین موهو از ۵ تا ۶ ثانیه در فواصل عرض جغرافیایی بین °۳۲/۷ پوسته در طول نیم رخ مورد بررسی در زیر زون ارومیه پوسته در طول نیم رخ مورد بررسی در زیر زون ارومیه دختر مشاهده می شود.



شکل ۵. نتایج عمق موهو و نسبت V_p/V_s بهدست آمده برای ایستگاههای منطقه مورد بررسی با استفاده از روش زو وکاناموری (۲۰۰۰). عمق موهو محاسبه شده در روش پیش گفته برای ایستگاه SHGR دور از واقعیت بود که از آوردن آن صرفنظر شد. مقیاس دامنه در پایین هر شکل داده شده است که بین ۱/۰ تا ۱/۰ است. بهینه جواب برای عمق و نسبت V_p/V_s , در دامنه ۱ تعریف می شود که در هر شکل با علامت دایره مشخص شده است.



شکل ۶. بررسی تغییرات عمق موهو بر مبنای نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده در زون البرز. (الف) نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده P در عمق ۴۰ کیلومتر که با علامت بهعلاوه آبیرنگ مشخص شدهاند. مثلث وارون سرخرنگ، موقعیت جغرافیایی ایستگاهها را نشان میدهد. (ب) دادهها در پنجرههایی به ابعاد [°]۰/۰۲ برهمانبارش و سپس براساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد از جنوب به شمال مرتب شدند. فاز تبدیلی موهو با خطچین سرخرنگ دنبال شده است.



شکل ۷. بررسی تغییرات عمق موهو بر مبنای نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده در زون ارومیه دختر. (الف) نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده P در عمق ۴۰ کیلومتر که با علامت بهعلاوه آبیرنگ مشخص شدهاند. مثلث وارون سرخرنگ موقعیت جغرافیایی ایستگاهها را نشان میدهد. (ب) دادهها در پنجرههایی به ابعاد °۰/۴ برهمانبارش و سپس براساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد از جنوب به شمال مرتب شدند. تغییرات فاز تبدیلی موهو با خطچین سرخرنگ دنبال شده است.مانند شکل ۶۰ برای زون ارومیه – دختر. دادهها در پنجرههای °۰/۰ برهمانبارش شدهاند.

رسید ۱۳ ثانیه مشاهده می شود که می توان آن را به مرز سنگ کره– سست کره در زیر این ایستگاهها نسبت داد. نمي توان عدم قطعيت تعيين عمق موهو به دليل فقدان مدل سرعتی مناسب و همچنین، وابستگی توابع انتقال گیرنده به مدل سرعتی را نادیده گرفت. برای توضیح بیشتر، از مدل سرعتی که پاوول و همکاران (۲۰۱۰) برای کوچ توابع انتقال گیرنده در طول نیمرخ زاگرس شمالی استفاده کردند، برای نشان دادن میزان تأثیر مدل سرعتی بهجای مدل IASP91 استفاده شد و زمان تأخیر P_s-P حاصل از ایستگاههای موجود در زونهایZFTB, SSZ با در نظر گرفتن نسبت V_p/V_s از ۱/۷۳ به ۱/۸ به عمق تبدیل شد. نتایج بهدست آمده نشان میدهد که بر آورد عمق موهو در مقایسه با نتایج بهدست آمده از مدل سرعتی IASP91 بین ۴ تا ۸ کیلومتر کاهش می یابد (جدول ۲). گروه چهارم شامل تک ایستگاه SHGR در زون کمربند چینخورده و راندگی زاگرس است که زمان تأخیر فاز تبدیلی موهو را در ۶ ثانیه، عمق موهو در حدود ۵۰/۵ نشان میدهد (جدول ۱ و شکل ۹). به دلیل دور از واقعیت بودن عمق موهو بهدست آمده از روش زو و کاناموری، از آوردن آن در جدول ۱ و شکل ۵ خودداری شد. به دلیل وجود یک ايستگاه بررسي شده در اين زون نمي توان تغييرات موهو را بهخوبی در این منطقه بررسی کرد. باوجوداین، تحقیقات قبلی صورت گرفته در زون کمربند چین خورده و راندگی زاگرس (پاوول و همکاران، ۲۰۰۶ ، ۲۰۱۰: شادمنامن و همکاران، ۲۰۱۰: افسری و همکاران ۲۰۱۱) میانگین ضخامت پوسته را حدود ۴۲ کیلومتر پیشنهاد میدهند که افزایش ضخامت پوسته محاسبه شده برای ایستگاه شوشتر را با فرض انتخاب مدل سرعتی مناسب در این منطقه می توان ناشی از تأثیر روراندگی پوسته ایران مرکزی روی پوسته زاگرس حاصل از تصادم صفحه عربستان با صفحه ایران در زیر این ایستگاه دانست.

گروه سوم شامل ایستگاههای SNGE و KHMZ در زون سنندج- سیرجان است. عمق موهو بهدست آمده در زیر ایستگاه سنندج با عمق محاسبه شده از روش زو و کاناموری تطبیق مناسبی در ۴۲ کیلومتر نشان میدهد (جدول ۱). با توجه به شکل ۳-ج و شکل ۸-ب در این زون افزایش زمان تأخیر فاز تبدیلی موهو تا ۷/۷ ثانیه، ضخامت پوسته حدود ۶۷ کیلومتر، در زیرایستگاه KHMZ مشاهده میشود که با تحقیقات قبلی صورت گرفته مبنی بر افزایش ضخامت پوسته در زیر زون سنندج - سیرجان مطابقت می کند (کاویانی و همکاران، ۲۰۰۷: شادمنامن و همکاران، ۲۰۱۱). در تحقیقات شادمنامن و همکاران (۲۰۱۱) روی ساختار سرعتی گوشته بالایی با استفاده از روش وارونسازی شکل موج افراز شده، نشان داده شد که عمق موهو در زیر گسل رورانده اصلی زاگرس و زون سنندج–سیرجان به طور قابلملاحظهای تا حدود ۶۵ کیلومتر افزایش مییابد بهطوریکه این ضخیم شدگی پوسته در زیر زون سنندج – سیرجان ثابت نیست و از شمال غربی به جنوب شرقی افزایش مییابد. تحقیق روی توابع انتقال گیرنده پاوول و همکاران (۲۰۰۶) در طول یک نیمرخ در زاگرس مرکزی، ضخیمشدگی پوسته را در زیر زون سنندج– سیرجان تا حدود ۷۰ کیلومتر نشان میدهد. پاوول و همکاران(۲۰۱۰) بررسی توابع انتقال گیرنده را روی یک نیمرخ در زاگرس شمالی به انجام رساندند. نتایج بهدست آمده حاکی از ضخیمشدگی پوسته در زیر زون سنندج– سیرجان در وسعت بیشتر ولی عمق کمتر (در حدود ۲ ± ۵۶) در مقایسه با عمق موهو در زیر زون سنندج– سیرجان در نیمرخ زاگرس مرکزی است. ایشان این ضخیمشدگی را ناشی از روراندگی پوسته ایران مرکزی روی پوسته زاگرس در طول گسل اصلی راندگی زاگرس میدانند. در هر دو ایستگاه پیش گفته فاز تبدیلی منفی واضحی در زمان



شکل ۸ بررسی تغییرات عمق موهو بر مبنای نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده در زون سنندج – سیرجان. (الف) نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده P در عمق ۴۰ کیلومتر که با علامت بهعلاوه آبیرنگ مشخص شدهاند. مثلث وارون سرخرنگ موقعیت جغرافیایی ایستگاهها را نشان میدهد. (ب) دادهها در پنجرههایی به ابعاد °*۰۰۰ برهمانبارش و سپس براساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد از جنوب به شمال مرتب شدند. فاز تبدیلی موهو با خطچین سرخرنگ دنبال شده است.

شکل ۹. بررسی تغییرات عمق موهو بر مبنای نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده در زون کمربند چینخورده و راندگی زاگرس. (الف) نقاط تبدیل توابع انتقال گیرنده P در عمق ۴۰ کیلومتر که با علامت بهعلاوه آبیرنگ مشخص شدهاند. مثلث وارون سرخرنگ موقعیت جغرافیایی ایستگاهها را نشان میدهد. (ب) دادهها در پنجرههایی به ابعاد °۰/۴۴ برهمانبارش و سپس براساس عرض جغرافیایی نقاط برخورد از جنوب به شمال مرتب شدند. فاز تبدیلی موهو با خطچین سرخرنگ دنبال شده است.

(ب)

تحقیق به صورت چندضلعی رنگی و در شکل ۱۱ به صورت گرافیکی نشان داده شده است. متأسفانه به دلیل تراکم ایستگاهها و همچنین، در اختیار نداشتن عمق دقیق تعیین شده در زیر هر ایستگاه در طول نیمرخ زاگرس شمالی، از به تصویر در آوردن نتایج پاوول و همکاران (۲۰۱۰) در شکل ۱۱ صرفنظر شد. نتایج براساس طول جغرافیایی مرتب شدهاند.

برای مقایسه راحت تر تغییرات عمق موهو در طول نیم رخ، در شکل ۱۰ تابع انتقال گیرنده برهم انبارش شده در هر ایستگاه براساس طول جغرافیایی مرتب شدند و پشت سر هم قرار گرفتند. خط سرخ رنگ فاز تبدیلی Ps حاصل از موهو رانشان می دهد. به منظور مقایسه نتایج به دست آمده در این تحقیق با سایر بررسی های توابع انتقال گیرنده صورت گرفته شده در منطقه مور دنظر که در این مقاله ذکر شده است، عمق موهو بر آورد شده در هر



شکل ۱۰. تابع انتقال گیرنده برهمانبارش شده در هر ایستگاه که براساس زون مورد بررسی در طول جغرافیایی نیمرخ مرتب شدهاند. ستون سمت چپ نام ایستگاهها به همراه زون زمین شناسی آن آورده شده است و خط سرخرنگ فاز تبدیلی P₈ حاصل از موهو رانشان میدهد. در زون البرز در ۱۰ تا ۱ ثانیه اول فازهای تبدیلی ناشی از رسوبات دیده میشود و حضور چندگانههای حاصل از رسوبات، شناسایی فاز P⁸ حاصل از موهو را مشکل می سازد. در زون ارومیه- دختر در ایستگاه ASAO تا قبل از ۵ ثانیه فازهای تبدیلی واضح ناشی از ناپیوستگیهای پوسته بالایی مشاهده میشود که میتواند حاکی از آشفتگیهای زون ارومیه- دختر در از مجاورت زون آتشفشانی سنندج- سیرجان باشد. در زون سنندج – سیرجان با افزایش زمان تأخیر در ایستگاه KHMZ تا زمان ۷/۷ ثانیه به افزایش ناگهانی عمق موهو در این زون پی برده میشود که در نون چی برده میشود که در نهایت به زمان تأخیر در ایستگاه کاهش می باید.

جدول ۲. مدل سرعتی استفاده شده در تحقیق پاوول و همکاران (۲۰۱۰) و عمق موهو محاسبه شده براساس آن برای ایستگاههای واقع شده در SSZ ZFTB در این تحقیق.

		ر همکاران (۲۰۱۰)	مدل سرعتی پاوول و				
	ZFTB		SSZ				
H (km)	V _p (km/s)	V _p /V _s	H (km)	V _p (km/s)	V _p /V _s		
11	۴/۷	١/٨					
٩	۵/۸	١/٨	۲۰	۵/۸	١/٨		
۲۵	۶/۵	١/٨	40	۶/۵	١/٨		
	(كيلومتر)	، به مدل سرعتی بالا	و محاسبه شده با توجه	عمق موھ			
SH	IGR	SI	NGE	KHMZ			
ومتر	۴۲ کیلو	ومتر	۳۸ کیل	۶۱ کیلومتر			



شکل ۱۱. نمایش گرافیکی بررسی توابع انتقال گیرنده صورت گرفته از سوی سایر محققان برای شناسایی عمق موهو در منطقه مورد تحقیق. (الف) موقعیت جغرافیایی نواحی بررسی شده در هر تحقیق با مثلثهای رنگی نشان داده شده است. صدودی و همکاران (۲۰۰۹) و افسری و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از دادههای کوتاهدوره شبکه لرزهنگاری کشوری به بررسی عمق موهو پرداختهاند که نتایج به صورت مثلث وارون به نمایش درآمده است. (ب) نتایج بهدست آمده از عمق موهو در هر تحقیق که براساس عرض جغرافیایی مرتب و به صورت چهارضلعی رنگی نشان داده شده.

- استفاده از روش وارونسازی افرازی شکل موج لرزهای: یایاننامه دکتری، دانشگاه تهران.
- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D., and Priestley, K., 2010, Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran): Journal of Geodynamics., **49**, 68-78.
- 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. Seismol., 15, 341-355.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Can. J. Earth Sci., **18**, 210-265.
- Berberian, M., 1983, The southern Caspian: A compression depression floored by a trapped, modified oceanic crust: Can. J. Earth Sci., 20(2), 163-183.
- Berberian, M., and Yeats, R. D., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau: Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 120-139.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran: NeueJahrbuch f^{*}ur Geologische und Pal^{*}aontische Abhandlungen, **168**, 215-229.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., and Ghafory Ashtiany, M., 2003, Seismological Constraints on the Crustal Structure Beneath the Zagros Mountain Belt (Iran): Geophys. J. Int., **155**, 1-8.
- Jackson, J., and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of theAlpine–Himalayan belt between western Turkey and Pakistan: Geophys. J. R. astr. Soc., **77**, 185-264.
- Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H., and Mokhtari, M., 2007, A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran): Geophys. J. Int., **171**, 399-410.
- Kind, R., Kosarev, G. L., and Petersen, N. V., 1995, Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN): Geophys. J. Int., **121**, 191-202.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., and Pequegnat, 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, K., Hatzfeld, D., Vergne, J., and Mokhtari, M., 2006, Seismological

۶ نتیجه گیری با توجه به اینکه روش تابع انتقال گیرنده در صورت وجود مدل سرعتی مناسب می تواند ابزار مفیدی در بر آورد کردن عمق ناپیوستگی ها باشد، در این تحقیق با استفاده از داده های دورلرز به بررسی تغییرات عمق موهو از ایستگاه دماوند در زون زمین ساخت البرز تا ایستگاه شوشتر در زون زمین ساخت زاگرس پرداخته شد که نتایج به دست آمده را می توان به صورت زیر خلاصه کرد.

افزایش ضخامت پوسته در زون البرز که ناشی از کوتاه شدگی پوسته در اثر برخورد صفحه عربستان با صفحه اوراسیا است، در نیمرخ پیش گفته مشاهده شد.

ضخامت پوسته ای از زون ارومیه دختر به زیر زون سنندج – سیرجان افزایش می یابد که این می تواند گویای روراندگی پوسته ایران مرکزی روی حاشیه صفحه عربستان و افزایش ضخامت پوسته در زون سنندج – سیر جان باشد. به طوری که، روند تغییرات عمق موهو به دست آمده با تحقیقات پیشین (پاوول و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۱۱; شادمنامن و شمالی، ۲۰۱۰; شادمنامن و همکاران،

تش**کر و قدردانی** بدینوسیله از پژوهشگاه بین المللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزلـه بـه خـاطر در اختیـار دادن دادههـای موردنیـاز و همچنین، جنـاب دکتـر جـوان دولـویی بـرای کمـکهای ارزندهشان نهایت تشکر و سپاسگزاری میشود.

منابع آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمینشناسی ایران: انتشارات سازمان زمینشناسی کشور. شادمنامن، ن.، ۱۳۸۹، بررسی ساختار سهبُعدی موج برشی در گوشته بالایی و تغییرات عمق موهو در یهنه ایران با

- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B., and Sadidkhouy, 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.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli., F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, Earth planet: Sci. Lett., 223, 177-185.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., and Kind, R., 2002, Moho topography in the central Andes and its geodynamic implication, Earth Planet: Sci. Let., **199**, 389-402.
- Zhu, H., and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern Clifornia from teleseismic receiver functions: J. Geophys, Res., **105**, 2969-2980.

Evidence for Crustal-Scale Thrusting in the Zagros Mountain Belt (Iran): Geophys. J. Int., **166**, 227-237.

- Radjaee, A., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K., and Hatzfeld, D., 2010, Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran: Geophys. J. Int., **181**, 173-184.
- Shad Manaman, N., and Shomali, H., 2010, Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian-Eurasian plate boundary: Phys. Earth planet. Inter., **180**, 92-103.
- Shad Manaman, N., Shomali, H., and Hemin, K., 2011, New constraints on upper-mantle Svelocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion: Geophys. J. Int., 184, 247-267.
- Sodoudi, F., 2005, Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S: PhD thesis, FU Berlin.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Liu, Q., Kind, R., and Chen, J., 2006a, Lithospheric thickness beneath the Dabie Shan, central eastern from S-receiver functions: Geophys. J. Int., 166(3), 363-1367.