

تغییرات عمق موهو و نسبت V_p/V_s در گستره اصفهان با استفاده از تحلیل تابع انتقال گیرنده

احمد سدیدخوی^{۱*}، زهرا علیخانی^۲ و فروغ صدودی^۳

^۱استادیارگروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
^۲دانش‌آموخته کارشناسی ارشد ژئوفیزیک (زلزله شناسی)، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، تهران، ایران
^۳پژوهشگر، مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام، آلمان

(دریافت: ۸۹/۳/۱۸، پذیرش نهایی: ۹۰/۱۱/۱۱)

چکیده

تابع‌های انتقال گیرنده، سری‌های زمانی هستند که از واهمامیخت مؤلفه قائم و مؤلفه شعاعی (مؤلفه افقی چرخش‌یافته در راستای چشمه زلزله) لرزه‌نگاشت دورلرز به‌دست می‌آیند و بیانگر پاسخ نسبی ساختار زمین درمحل گیرنده لرزه‌ای هستند. به‌منظور به‌دست آوردن تابع‌های انتقال گیرنده ابتدا سه مؤلفه Z ، N و E لرزه‌نگاشت‌های دورلرز (۳۰ تا ۹۵ درجه) و بزرگای ۵/۵ و بالاتر در بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۷ را انتخاب و بعد از حذف منحنی پاسخ لرزه‌نگار، تحت زاویه آزیموت پشتی و زاویه ورودی موج دوران می‌دهیم تا مؤلفه‌های L ، Q و T به‌دست آید. سپس با واهمامیخت در حوزه بسامد مؤلفه L از دو مؤلفه Q و T ، اثر چشمه و مسیر از لرزه نگاشت‌ها برداشته می‌شود و با تبدیل معکوس فوریه تابع‌های واهمامیخت شده، آنچه روی مؤلفه Q باقی می‌ماند همان تابع انتقال گیرنده موج P است که شامل انرژی تبدیل شده P به S (Ps) و حاوی اطلاعاتی در مورد ساختار زیر ایستگاه است. زمان رسید فاز تبدیلی Ps اولیه در تابع انتقال گیرنده نشان‌دهنده عمق ناپیوستگی موهو و دامنه فاز تبدیلی، اختلاف آکوستیک امپدانس محیط را نشان می‌دهد.

در این مقاله با استفاده از روش تابع انتقال گیرنده موج P و استفاده از ۲۰۰ لرزه‌نگاشت کوتاه‌دوره دورلرز ثبت شده در ۵ ایستگاه شبکه لرزه‌نگاری اصفهان، وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، عمق موهو و نسبت V_p/V_s در گستره اصفهان تعیین شد. تحقیقات گرانی‌سنجی نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در نوار سندانج-سیرجان که بخش جنوب غربی ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد حدود ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر است و همچنین براساس این تحقیقات عمق موهو در گستره اصفهان بین ۳۸/۵ تا ۴۳ کیلومتر به‌دست آمد. در این تحقیق نقشه تغییرات عمق موهو در گستره اصفهان به‌دست آمده است. با استفاده از فازهای تکراری پوسته $(PpPs, PpSs + PsPs)$ و رسم نمودار ضخامت پوسته برحسب V_p/V_s برای ۵ ایستگاه لرزه‌نگاری در گستره اصفهان نسبت V_p/V_s بین ۱/۷۱ تا ۱/۷۹ به‌دست آمد؛ بنابر این در این گستره میانگین عمق موهو ۴۰ کیلومتر و میانگین نسبت V_p/V_s ، ۱/۷۴ به‌دست آمد.

واژه‌های کلیدی: تابع انتقال گیرنده، فاز تبدیل شده Ps ، نسبت V_p/V_s ، امواج دورلرز

The variation of Moho depth and V_p/V_s ratio beneath Isfahan region, using analysis of teleseismic receiver function

Sadidkhoy, A.¹, Alikhani, Z.² and Sodoudi, F.³

¹Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Educated Student in M.Sc., Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

³Researcher, Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany

(Received: 08 Jun 2010, Accepted: 31 Jan 2012)

Abstract

Iran is located in a roughly triangular deforming region, consisting of relatively undeformed shield areas to the southwest (Arabia) and northeast and the more recently deformed, though currently inactive, southwest Afghanistan block in the east. The current geological and tectonic setting of Iran is due to the ongoing convergence between the Arabian and Eurasian Plates, which resulted in the formation of the Iranian plateau, mountain building, extensive deformation and seismicity. The deformation involves intracontinental shortening except where the Oman Sea subducts towards the north beneath the southern east of Iran. The edges of the deformation zone are well defined by the distribution of seismicity and the local topography. It is concentrated in the mountain belts along the

SW borders (Zagros), the southern shore of the Caspian Sea (Alborz) and along the NE (Kopeh Dagh) and eastern borders. These belts enclose a series of relatively aseismic and flat blocks.

The Isfahan Seismic Network belongs to IGUT (Institute of Geophysics, University of Tehran), consists of 5 stations, which are located in Isfahan province. The short-period seismographs (SS-1) are connected to the central recording station via telemetry. The recording is performed on an event-triggered basis. Teleseismic data between 2000 and 2007 have been used in this study. More than 200 teleseismic events with magnitudes greater than 5.5 at epicentral distances between 30° and 95° have been used for *P* receiver function analysis. Then we have been processed all of data by using the *P* receiver function and Zhu and Kanamori (2000) methods to calculate the Moho depth and V_p/V_s ratio beneath Isfahan region.

The teleseismic *P* receiver function method has become a popular technique to constrain crustal and upper mantle velocity discontinuities under a seismic station (e.g. Langston, 1977; Owens et al., 1984; Kind and Vinnik, 1988; Ammon, 1991; Kosarev et al., 1999; Yuan et al., 2000). Teleseismic body waveforms recorded at a three-component seismic station contain a wealth of information on the earthquake source, the earth structure in the vicinity of both source and the receiver, and mantle propagation effects. The resulting receiver function is obtained by removing the effects of source and mantle path. The basic aspect of this method is that a few percent of the incident *P* wave energy from teleseismic events at significant and relatively sharp velocity discontinuities in the crust and upper mantle will be converted to *S* wave (*Ps*), and arrive at the station within the *P* wave coda directly after the direct *P* wave. *Ps* converted waves are best observed at epicentral distances between 30° and 95° and are contained largely on the horizontal components. The amplitude, arrival time, and polarity of the locally generated *Ps* phases are sensitive to the *S*-velocity structure beneath the recording station. By calculating the time difference in arrival of the converted *Ps* phase relative to the the direct *P* wave, the depth of the discontinuity can be estimated using a reference velocity model (in this paper, the IASP91 reference velocity model is used). After rotating the coordinate system into a local LQT (*P*-*SV*-*SH*) recording system, in which the *L* component is in the direction of the incident *P* wave, the *Ps* energy is mostly observed on the *Q* component perpendicular to the *L* component. The *Q* components (*P* receiver functions) contain *Ps* converted waves as well as related *S* type multiples. To obtain the *P* receiver function, the following steps are generally used.

➤ **Restitution**, To utilize data recorded at different types of seismometers, the instrument responses have to be deconvolved.

➤ **Rotation**, Firstly, the two horizontal components *N* and *E* are rotated to radial (*R*) and tangential (*T*) directions. Most of the energy of the direct *P* and *Ps* waves are dominating the *Z* and *R* components, respectively. To isolate the converted *Ps* wave from

the direct P wave, the ZRT components are rotated into an LQT (P-SV-SH) ray-based coordinate system, in which the L component is in the direction of the incident P wave; the Q component is perpendicular to the L component and is positive away from the source; the T component is the third component of the LQT right hand system.

➤ **Deconvolution**, To eliminate the influence of the source and ray path, an equalization procedure is applied by deconvolving the Q and T component seismograms with the P signal on the L component (Yuan et al., 2000, 2002). The resulting Q component data are named P receiver functions and are mainly composed of the P-to-S converted energy and contain information on the structure beneath a seismic station. The arrival time of the converted Ps phase in receiver functions depends on depth of the discontinuity, whereas the amplitude of the converted phase depends on the S-wave velocity contrast across the discontinuity.

➤ **Moveout correction (distance equalization)**, The converted Ps phases are usually weak and of low amplitude. In order to increase signal-to-noise, it is necessary to align and stack receiver functions from different epicentral distances at each station. However, successful alignment and constructive summation of conversion phases requires that the receiver functions be equalized in terms of their ray parameters.

➤ **Migration**, To improve the spatial resolution and convert the delay times into depths, the Ps amplitudes on each receiver function can be back projected along the ray path onto the spatial locations of the conversion points to their true locations in a process similar to migrating in exploration seismology (Kosarev et al., 1999). The ray paths are calculated using a one dimensional global velocity model (IASP91) with assumption that conversions are produced from planar interfaces. Sometimes a spatial smoothing filter is used to improve the spatial correlation so that the space is gridded and back projected amplitudes originating from adjacent boxes are stacked to improve signal to noise ratio.

➤ **Estimation of crustal thickness and V_p/V_s ratio**, The converted Ps phase and crustal multiples (PpPs, PpSs and PsPs) contain a wealth of information concerning the average crustal properties such as the Moho depth and the V_p/V_s ratio.

We compute P receiver functions (PRF) for all stations. We rotate the ZNE-component waveforms into the local LQT ray-based coordinate system and deconvolved the L component from the Q component to isolate the P-to-S conversions on the Q component. Individual and summed PRF for PIR station are presented in Fig 2(Up) and V_p/V_s ratio base on Zhu and Kanamori (2000) method is plotted in Fig 2(Bottem) as an example.

P receiver function analysis of recorded events between 2000 and 2007 by 5 short period stations from the Isfahan Seismic Network shows clear conversions from the crust mantle boundary beneath the Isfahan region and V_p/V_s ratio. We have been able to present clear images from the Moho at depths ranging from 38.5 to 43 km beneath the Isfahan region and V_p/V_s ratio ranging 1.71 to 1.79. The average Moho depth and V_p/V_s ratio are achieved 40 km and 1.74 which confirmed previous results obtained by other methods.

Key words: Receiver function, Teleseismic waves, Moho depth, V_p/V_s

۱ مقدمه

عمق موهو یک پارامتر مهم در تعیین ساختار پوسته و شناخت روند زمین ساخت منطقه دارد. تاکنون در منطقه اصفهان با استفاده از داده‌های کوتاه‌دوره تحقیقاتی در این

ناپوستگی موهو مرز بین پوسته و گوشته بالایی است که تفاوت دو محیط را با تغییرات در سرعت لرزه‌ای، ساختار شیمیایی، مواد تشکیل دهنده و مانند آن آشکار می‌سازد.

ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی- شرق ایران پهنه‌ای درون صفحه‌ای است که از شمال و شمال شرقی به پهنه برخوردی البرز - آذربایجان و کپه‌داغ، از غرب و جنوب غرب به منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس، از جنوب شرق به منطقه فرورانش اقیانوسی - قاره‌ای مکران و از شرق به منطقه پایدار هلمند محدود است. ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی- شرق ایران تحت تاثیر چندین فاز کوه‌زایی قرار گرفته است. بنابر این با ماگماتیسم و دگرگونی هم‌زمان با رویدادهای زمین‌ساختی پسین، تریاس میانی، ژوراسیک پسین و کرتاسه پسین خصوصاً در طول حاشیه جنوب شرقی مشخص است. ایران مرکزی در زمان پرکامبرین- پالئوزوئیک بخشی از صفحه عربستان بوده است که با اقیانوس تیس در شمال از اوراسیا جدا شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).

زلزله‌خیزی در ایران مرکزی- شرق ایران عمدتاً در بخش شرقی این ایالت لرزه‌زمین‌ساختی در چند دسته روی زون‌های گسلی فعال که خردقاره‌های نسبتاً پایدار را در بر گرفته‌اند متمرکز است. نتایج مدل‌سازی شکل امواج لرزه‌ای در تحقیقات خردلرزه‌ای نشان می‌دهد که اکثریت زمین‌لرزه‌ها در این ایالت لرزه‌زمین‌ساختی در اعماق ۸ تا ۲۰ کیلومتر روی می‌دهند.

۳ روش تحقیق

تابع‌های انتقال گیرنده، سری‌های زمانی هستند که از واهمامیخت در حوزه بسامد مؤلفه قائم و مؤلفه شعاعی (مؤلفه افقی چرخش‌یافته در راستای چشمه زلزله) لرزه‌نگاشت دورلرزه به دست می‌آیند و بیانگر پاسخ نسبی ساختار زمین در محل گیرنده لرزه‌ای هستند. اطلاعات تشکیل‌دهنده هر لرزه‌نگاشت دورلرزه متأثر از سه قسمت اصلی است:

- تابع زمانی چشمه لرزه‌ای

زمینه صورت نگرفته است و به تحقیقات دهقانی و ماکریس (۱۹۸۳) که براساس روش‌های گرانی‌سنجی صورت گرفته، محدود می‌شود. تحقیقات گرانی‌سنجی دهقانی و ماکریس (۱۹۸۳) نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در نوار سندرچ- سیرجان که بخش جنوب غربی ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد، حدود ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر است و به همین دلیل لزوم تعیین ساختار پوسته در این منطقه برای تحقیقات بعدی مفید خواهد بود.

در دو دهه اخیر روش تابع انتقال گیرنده به صورت یک روش متداول و مؤثر در بررسی ساختار پوسته شناخته شده است. با به کار بردن تابع‌های انتقال گیرنده امواج دورلرزه نتایج بسیار خوبی در نقاط گوناگون جهان به دست آمده است. ساختار پوسته در منطقه امریکای شمالی (آمون و ژانت، ۱۹۹۳)، استرالیا، روسیه، چین، اروپا، آفریقا و ایران (دولویی و روبرتس، ۲۰۰۳؛ صدودی و همکاران، ۲۰۰۹) با این روش مورد بررسی قرار گرفته است. در حال حاضر این روش را به‌منزله روشی کمکی در کنار سایر روش‌های ژئوفیزیکی از قبیل لرزه‌نگاری عمیق، گرانی‌سنجی و مگنتوتلوریک در بررسی ساختار پوسته زمین و عمق جبهه بالایی به کار می‌رود.

۲ زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه مورد بررسی

استان اصفهان با مساحتی حدود ۱۰۵،۹۳۷ کیلومتر مربع در محدوده جغرافیایی ۳۰ درجه و ۴۳ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۲۷ دقیقه عرض شمالی، ۴۹ درجه و ۳۶ دقیقه تا ۵۵ درجه و ۳۱ دقیقه طول شرقی قرار دارد. این استان که در مرکز ایران واقع شده است، از شمال به استان‌های مرکزی، قم و سمنان؛ از جنوب به استان‌های فارس و کهگیلویه و بویراحمد؛ از غرب به استان‌های لرستان، خوزستان و چهارمحال و بختیاری و از شرق به استان یزد محدود شده است.

• اثر مسیر انتشار موج
 • ساختار زمین در محل گیرنده لرزه‌ای
 به منظور حذف اطلاعات مربوط به ساختار چشمه لرزه‌ای و اثر مسیر انتشار موج از روش واهمامیخت استفاده می‌شود. به عبارت دیگر، به دلیل یکسان بودن اثر چشمه لرزه‌ای و مسیر انتشار موج در مؤلفه‌های متفاوت یک لرزه‌نگاشت از یک سو و استفاده از رویدادهای دور لرز (فاصله چشمه و گیرنده بیش از 30° و کمتر از 95°) در این روش، مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت به صورت یک تپ لرزه‌ای عمل می‌کند. بنابراین از تقسیم مؤلفه شعاعی بر مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت در حوزه بسامد یک نسبت طیفی به دست می‌آید که شامل اطلاعات مفیدی در مورد ساختار زمین‌شناسی اطراف محل گیرنده لرزه‌ای است. تابع منتقل شده این نسبت طیفی به حوزه زمان را تابع انتقال گیرنده می‌نامند.

$$A(\omega) = \frac{D_V(\omega)D_V^*(\omega)}{\phi(\omega)} \exp\left[-\frac{\omega^2}{4a^2}\right] \quad (2)$$

که در آن $A(\omega)$ تابع متوسط‌گیری مرتبط با واهمامیخت است و همچنین $\phi(\omega)$ از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\phi(\omega) = \max \left\{ D_V(\omega)D_V^*(\omega), C, \max [D_V(\omega)D_V^*(\omega)] \right\} \quad (3)$$

متغیر a در رابطه (۲) کنترل‌کننده پهنای فیلتر گاوسی است که از آن در حذف نوفه بسامد بالا در لرزه‌نگاشت‌ها استفاده می‌شود. برای داده‌های باند پهن مقدار a بین سه تا هفت تغییر می‌کند، مقدار سه، بسامدهای بیشتر از 0.5 هرترز و مقدار هفت، بسامدهای کمتر از دو هرترز را حذف می‌کند. مقادیر کمتر a (برای مثال یک تا سه) برای حذف بسامدهای کمتر (0.1 تا 0.5 هرترز) استفاده می‌شود. در رابطه (۳) نیز پارامتر C مقدار سطح ایستابی است که معمولاً در بازه $0 < C \leq 1$ قرار می‌گیرد.

با فرض مدلی ساده، پوسته زمین متشکل از یک لایه همگن روی نیم‌فضای همگن (جبه) در نظر گرفته می‌شود. امواج لرزه‌ای موج مستقیم تراکمی (P) با زاویه نزدیک به امتداد قائم (رویدادهای دور لرز) به مرز مشترک پوسته و جبه (مرز موهو) برخورد می‌کنند و به صورت فاز اصلی P_p و فازهای تبدیلی P_s, P_{ms}, P_p و مانند آن به گیرنده لرزه‌ای سه مؤلفه‌ای در سطح زمین می‌رسند. چون سرعت انتشار امواج بُرشی (S) کمتر از سرعت انتشار امواج تراکمی (P) است، فاز تبدیل شده P_s (تبدیل P به S) چندثانیه

با توجه به اینکه مؤلفه قائم جابه‌جایی زمین $D_V(t)$ در امواج لرزه‌ای تراکمی دور لرز کمترین تاثیر را نسبت به پاسخ نسبی ساختار زمین‌شناسی نزدیک گیرنده دارد، لذا می‌توان با تقریب خوب آن را معادل واهمامیخت تابع زمانی مؤثر چشمه لرزه‌ای با پاسخ سامانه لرزه‌نگار دانست و داریم:

$$I(t) * S(t) \equiv D_V(t) \quad (1)$$

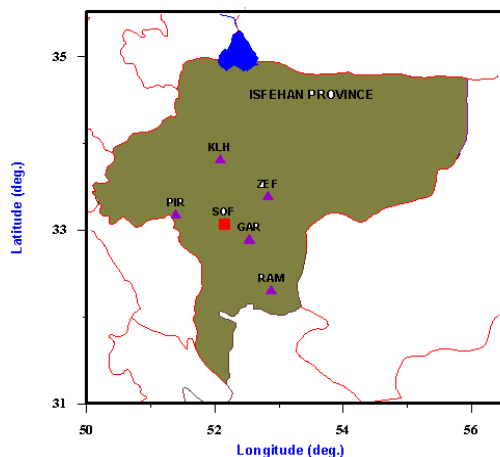
در این رابطه $I(t)$ پاسخ سامانه لرزه‌نگاری و $S(t)$ تابع زمانی مؤثر چشمه لرزه‌ای هستند. اصولاً پردازش داده‌های لرزه‌نگاری در حوزه بسامد صورت می‌گیرد و در خاتمه به حوزه زمان منتقل می‌شود. لذا رابطه (۱) به حوزه بسامد منتقل می‌شود. در عمل به خاطر حضور نوفه محیطی در لرزه‌نگاشت‌ها، از روش ایستابی برای پایدار ساختن نسبت طیفی حوزه بسامد استفاده می‌شود. در روش واهمامیخت ایستابی (روشی است که از تقسیم بر اعداد کوچک ممانعت می‌کند) باید برای جایگزین کردن مقادیر کوچک در مخرج (به منظور پایایی واهمامیخت

بستگی کمی دارد. برای مثال، تغییر نسبت پواسون به اندازه ۰/۰۱، مقدار ۰/۳ کیلومتر بر ثانیه در \bar{V}_s تغییر ایجاد خواهد کرد و این مقدار در مقیاس پوسته قابل اغماض است.

۴ ایستگاه‌ها و داده‌های مورد بررسی

شبکه لرزه‌نگاری اصفهان در شهریور ۱۳۷۹ با چهار ایستگاه لرزه‌نگاری (زفره، کلهرود، رامشه و پیرپیر) و دو ایستگاه تکرارکننده (قارنه و صفه) فعالیت خود را آغاز کرد، البته بعد از مدتی ایستگاه تکرارکننده قارنه به‌منزله ایستگاه لرزه‌نگاری نیز تغییر کاربری یافت. همان‌گونه که در شکل ۱ نشان داده شده است، ایستگاه‌های این شبکه در ارتفاعات نزدیک به روستاهای کلهرود، زفره، رامشه، پیرپیر و قارنه قرار گرفته است.

برای بررسی عمق موهو در گستره اصفهان، از شکل موج حدود ۲۰۰ زلزله دورلرز ثبت شده در ۵ ایستگاه شبکه لرزه‌نگاری اصفهان مربوط به بازه زمانی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۷ استفاده شده است. فاصله رومرکز زلزله‌ها استفاده شده بین ۳۰ تا ۹۵ درجه و بزرگی زلزله‌ها ۵/۵ و بیشتر بود. تعدادی از زمین لرزه‌های مورد استفاده در این تحقیق، در جدول ۱ آمده است.



شکل ۱. موقعیت مکانی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه اصفهان وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که در این شکل با مثلث مشخص شده است.

دیرتر از فاز اصلی به گیرنده لرزه‌ای می‌رسد، بنابراین اختلاف زمان رسید دو فاز P_p و P_s در حکم معیاری برای اندازه‌گیری سرعت و ضخامت در پوسته (موهو تا سطح زمین) به کار گرفته می‌شود. به عبارت دیگر، مؤلفه شعاعی تابع انتقال گیرنده شامل اطلاعات مفیدی در مورد ساختار پوسته و جبهه بالایی زمین است. این اطلاعات می‌تواند برآوردی مقدماتی از ضخامت پوسته و عمق جبهه بالایی در هر ایستگاه را فراهم کند. با استفاده از این اطلاعات، مدل اولیه برای اجرای روش مدل‌سازی معکوس و ایجاد نگاشت مصنوعی لازم قابل محاسبه خواهد بود.

رابطه‌های ریاضی عرضه شده ژانت و همکاران (۱۹۹۵) می‌تواند به استخراج اطلاعات مربوط به ضخامت پوسته کمک کند. با استفاده از این روش، عمق جبهه بالایی (عمق موهو، h) مطابق رابطه (۸) قابل محاسبه است:

$$h = \frac{t_{P_s} - t_P}{\sqrt{\bar{V}_s^{-2} - p^2} - \sqrt{\bar{V}_p^{-2} - p^2}} \quad (۴)$$

در رابطه (۴) متغیر p پارامتر پرتو، $t_{P_s} - t_P$ اختلاف زمان رسید بین فاز موج مستقیم و فاز تبدیلی (موج تراکمی P تبدیل شده به موج برشی S)، \bar{V}_s سرعت متوسط امواج برشی و \bar{V}_p متوسط سرعت امواج تراکمی در پوسته‌اند. برای استفاده از رابطه (۴) مقادیر \bar{V}_s و \bar{V}_p باید معلوم باشد. اگر \bar{V}_s معلوم فرض شود مقدار \bar{V}_p از اختلاف زمان رسید بین فاز P_s و $P_p P_m S$ و از رابطه (۵) قابل محاسبه خواهد بود.

$$\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_s} = \sqrt{(I - p^2 \bar{V}_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{P_s} - t_P}{t_{P_p P_m S} - t_{P_s}} \right) + I \right]^2 + p^2 \bar{V}_p^2} \quad (۵)$$

اگرچه در این روش به منظور محاسبه عمق موهو و نسبت پواسون برای پوسته، \bar{V}_s باید مشخص باشد، اما برآورد نسبت پواسون نسبت به مقدار \bar{V}_s انتخاب شده

جدول ۱. تعدادی از زمین لرزه‌های مورد استفاده در این تحقیق ($M > 6.0$).

Date	Time	Lat. (deg)	Long. (deg)	Depth (km)	Mag.		Dist. (km)
2006 06 14	04 18 42.51	51.75	177.08	14	6.5	MwHRV	9302
2006 07 17	09 13 04.96	-9.09	107.76	10	6.0	MwHRV	7453
2006 07 23	08 22 04.16	-0.34	123.29	28	6.0	MwHRV	8263
2006 08 11	20 54 14.37	2.40	96.35	22	6.2	MwHRV	5669
2006 08 20	03 01 02.41	49.82	156.41	26	6.0	MwHRV	8295
2006 08 24	21 50 36.65	51.15	157.52	43	6.5	MwGS	8284
2006 09 30	17 50 23.05	46.35	153.17	11	6.6	MwGS	8284
2006 10 01	09 06 02.32	46.47	153.24	19	6.5	MwGS	8282
2006 10 09	10 01 47.40	20.65	120.02	14	6.3	MwGCMT	6793
2006 10 23	21 17 19.98	29.35	140.27	11	6.4	MwGS	8197
2006 10 24	03 03 45.28	4.90	125.29	10	6.1	MwGS	8140

۵ پردازش داده‌ها

برای پردازش داده‌ها، ابتدا یک پنجره زمانی به طول ۳۵ ثانیه در نظر می‌گیریم به طوری که ۵ ثانیه قبل از شروع موج P در آن ثبت شده باشد. با استفاده از واهمامیخت، اثر دستگاهی حذف می‌شود. سپس دو مؤلفه افقی N و E تحت زاویه در امتداد مرکز سطحی زلزله به ایستگاه ثبت‌کننده چرخیده می‌شوند، به طوری که مؤلفه‌های R و T به‌دست خواهد آمد. سپس دو مؤلفه جدید R و T و همچنین مؤلفه Z در جهت زاویه ورودی موج چرخانده می‌شوند به طوری که مؤلفه‌های T، Q و L به‌دست خواهد آمد. مؤلفه L در جهت موج ورودی P، مؤلفه Q عمود بر L و اساساً شامل فاز تبدیلی Ps است و مؤلفه T عمود بر راستای L و Q که برای تعیین ناهمسانگردی محیط به کار برده می‌شود. چون مؤلفه L اساساً شامل موج ورودی P است با واهمامیخت این مؤلفه با دو مؤلفه دیگر، اثر چشمه

و مسیر از مؤلفه‌های Q و T برداشته می‌شود و آنچه در Q باقی می‌ماند همان تابع انتقال گیرنده موج P است که شامل انرژی تبدیل شده P به S و حاوی اطلاعاتی در مورد ساختار زیر ایستگاه است. زمان رسید فاز تبدیلی Ps اولیه در تابع انتقال گیرنده نشان‌دهنده عمق ناپیوستگی موهو و دامنه فاز تبدیلی، اختلاف آکوستیکی امپدانس محیط را نشان می‌دهد.

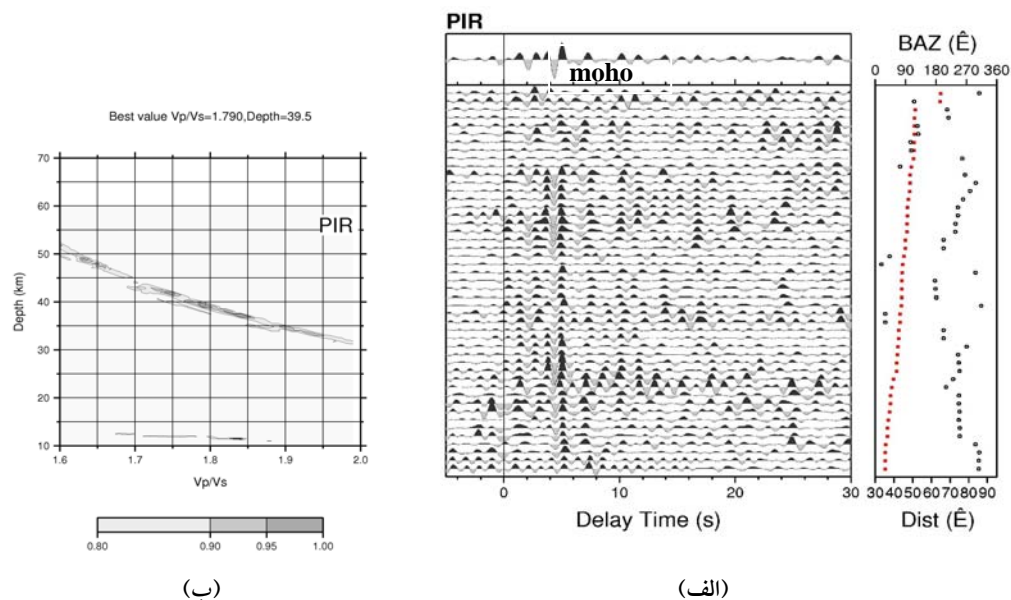
تاخیر زمان بین فاز اولیه Ps و بازتاب‌های تکراری پوسته را می‌توان در تعیین ضخامت پوسته به کار برد. در صورت واضح بودن بازتاب‌های تکراری، عمق موهو و نسبت V_p/V_s را می‌توان به کمک روش زو و کاناموری، (۲۰۰۰) به‌دست آورد. این الگوریتم دامنه تابع انتقال گیرنده در زمان رسید فاز اولیه Ps و دامنه تابع انتقال گیرنده برای بازتاب‌های تکراری ($PpPs, PpSs + PsPs$) را برای ضخامت‌های متفاوت پوسته و نسبت V_p/V_s رسم

دور لرز ثبت شده در ایستگاه‌های کوتاه‌دوره شبکه لرزه‌نگاری اصفهان در جدول ۲ آمده است. در ایستگاه لرزه‌نگاری رامشه (RAM) به سبب نوفه‌ای بودن شدید داده‌ها، امکان استفاده از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) برای تعیین عمق موهو میسر نبود. تغییرات عمق موهو و همچنین تغییرات نسبت V_p/V_s در گستره اصفهان در شکل ۳ نشان داده شده است.

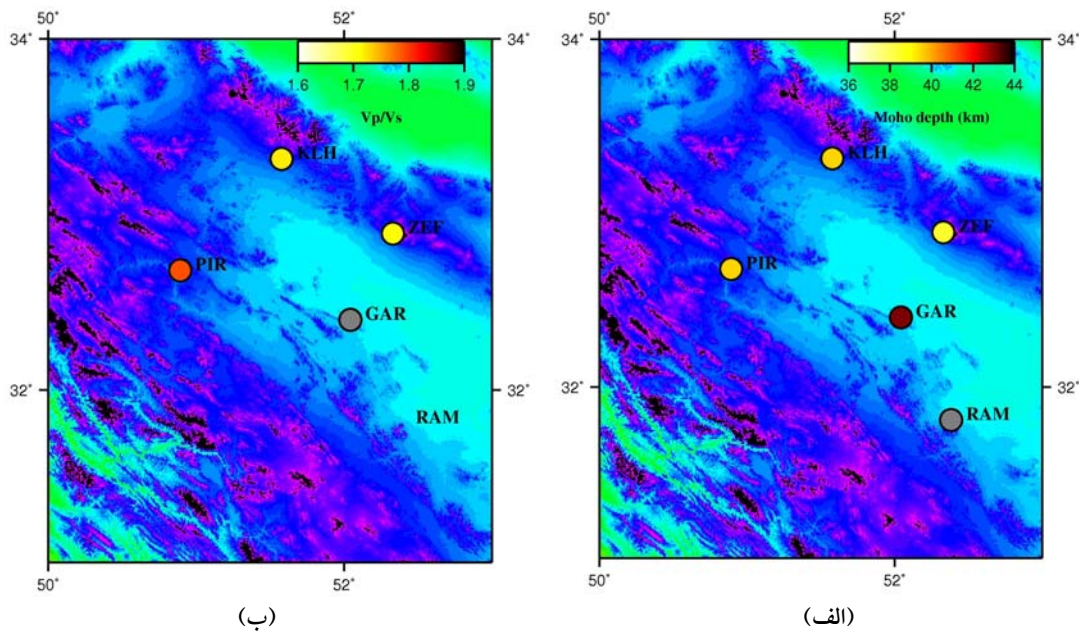
می‌کند. جایی که سه فاز ($P_s, PpPs, PpSs + PsPs$) یکدیگر را قطع می‌کنند، بهترین جواب است. همان‌گونه که در شکل ۲ نشان داده شده است، از برابری ۴۷ تابع انتقال گیرنده مربوط به زمین لرزه‌های ثبت شده در ایستگاه پیرپیر (PIR)، ضخامت پوسته در این ایستگاه لرزه‌نگاری ۳۹/۵ کیلومتر و نسبت V_p/V_s ، ۱/۷۹ به دست آمد. نتایج تحلیل تابع انتقال گیرنده روی لرزه‌نگاشت‌های

جدول ۲. مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه اصفهان و مقادیر به دست آمده برای عمق موهو و نسبت V_p/V_s به روش تحلیل تابع انتقال گیرنده در هر ایستگاه لرزه‌نگاری.

Station	Latitude	Longitude	Moho Depth (km)	V_p/V_s Ratio
ZEF	32.8956	52.3291	38.5	1.71
PIR	32.6841	50.8917	39.5	1.79
KLH	33.3190	51.5787	39.5	1.72
GAR	32.4038	52.0418	43	-
RAM	31.8088	52.3815	-	-



شکل ۲. (الف) نمودار تابع انتقال گیرنده برای ایستگاه لرزه‌نگاری پیرپیر (PIR)، فاز تبدیلی P_s در ثانیه ۵ کاملاً مشخص است و (ب) نمودار تغییرات عمق موهو برحسب V_p/V_s براساس روش زو و کاناموری (۲۰۰۰)، عمق موهو ۳۹/۵ کیلومتر و نسبت V_p/V_s برابر ۱/۷۹ به دست آمده است.



شکل ۳. الف) تغییرات عمق موهو و ب) تغییرات نسبت V_p/V_s در گستره اصفهان، این تغییرات با رنگ‌های متفاوت نشان داده شده است.

ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد، در محدود ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر است.

در این تحقیق در بعضی از ایستگاه‌ها متوجه شدیم که موقعیت مکانی این ایستگاه‌ها روی لایه‌های رسوبی یا سنگ‌های خرد شده قرار دارد. برای مثال، در ایستگاه لرزه‌نگاری رامشه (RAM) که این مسئله دقت مطالعه را کاهش داده است. این تحقیق قابلیت ایستگاه‌های کوتاه‌دوره را برای بررسی پوسته در مقایسه با ایستگاه‌های باند پهن نشان می‌دهد.

منابع

- Ammon, C. J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2504-2510.
- Ammon, C. J. and Zandt, G., 1993, The receiver structure beneath the southern Mojave block, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **83**, 737-755.
- Berberian, M. and King G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian, J. Earth Sci.*, **18**, 210-265.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1983, The gravity

۶ نتیجه‌گیری

در این مقاله با استفاده از روش تابع انتقال گیرنده موج P و استفاده از ۲۰۰ لرزه‌نگاشت کوتاه‌دوره دورلرز ثبت شده در ۵ ایستگاه شبکه لرزه‌نگاری اصفهان، وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، عمق موهو و نسبت V_p/V_s در گستره اصفهان تعیین شد. براساس این بررسی‌ها عمق موهو در گستره اصفهان بین ۳۸/۵ تا ۴۳ کیلومتر به دست آمد. همچنین در این تحقیق نقشه تغییرات عمق موهو در گستره اصفهان به دست آمده است و با استفاده از فازهای تکراری پوسته (PsPs + PpSs, PpPs) و رسم نمودار ضخامت پوسته برحسب V_p/V_s برای ۵ ایستگاه لرزه‌نگاری در گستره اصفهان، نسبت V_p/V_s بین ۱/۷۱ تا ۱/۷۹ به دست آمد. بنابراین در این گستره میانگین عمق موهو ۴۰ کیلومتر و میانگین نسبت V_p/V_s ۱/۷۴ به دست آمد. بررسی‌های گرانی‌سنجی که دهقانی و ماکریس (۱۹۸۳) به‌انجام رسانده‌اند نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در نوار سندانج- سیرجان که بخش جنوب غربی

- field and crustal structure of Iran, In: Geodynamics project (Geotraverse) in Iran, Geol. Surv. Iran, Rep., **41**, 51-67.
- Doloei, J. and Roberts, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions, Tectonophysics, **364**, 115-133.
- Kind, R. and Vinnik, L. P., 1988, The upper mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S 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 detached Indian lithosphere mantle beneath Tibet, Science, **283**, 1306-1309.
- Langston, C. A., 1977, The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter, Bull. Seism. Soc. Am., **67**, 1029-1050.
- Owens, T. J., Zandt, G. and Taylor, S. R., 1984, Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, J. Geophys. Res., **89**, 7783-7795.
- 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**, 733-742.
- 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. and Comte, D., 2000, Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases, Nature, **408**(6815), 958-961.
- 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.
- Zandt, G., Myers, S. C. and Wallace, T. C., 1995, Crustal and mantle structure across the Basin and Range-Colorado Plateau boundary at 37° N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism, J. Geophys. R., **100**, 10529-10548.
- Zhu, L. and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern Clifornia from teleseismic receiver functions, J. Geophys. R., **150**, 2968-2980.