تغییرات عمق موهو و نسبت Vp/Vs زیر شرق ایران (بیرجند) با استفاده از روش تابع گیرنده P

فاطمه رجب بیکی' ، نرگس افسری'، فتانه تقیزاده فرهمند"* و محمدرضا قیطانچی ٔ

^۱ کارشناس ارشد ژئوفیزیک، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران ^۲ استادیار، گروه عمران، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نوشهر، مازندران، ایران ^۲ استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد قم، ایران ^۴ استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۳/۱۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۰/۷ ، دسترسی برخط: ۱۳۸۹/۱۲/۲۵)

چکیدہ

مشخص کردن جزئیات پوسته و گوشته بالایی، یکی از اهداف مهم تحقیقات ژئوفیزیکی است. در این تحقیق به کمک تحلیل تابع گیرنده P، ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vs از دو روش محاسبه شد. ابتدا با استفاده از تأخیر زمانی بین موج مستقیم P فرودی به زیر ایستگاه و امواج تبدیل یافته Ps از ناپیوستگی موهو و با استفاده از مدل سرعتی مرجع IASP91 (۷۲/۷ ۱/۷۳ و۶/۳km/ (۷p)، عمق موهو در زیر هریک از ایستگاهها برآورد شد. سپس برای برآورد همزمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) استفاده شد. در این روش به دنبال H و Vp/Vs ای هستیم که به ازای آنها برانبارش دامنههای فاز تبدیل یافته و بازتاب های چندگانه در زمان رسیدهای پیش بینی شده، به بیشینه مقدار خود برسد. بههمین منظور دادههای بیش از ۲۰۰۰ زمین لرزه دورلرز ثبت شده توسط ۴ ایستگاه ثابت کوتاهدوره شبکه لرزهنگاری بیرجند واقع در شرق ایران از ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ با بزرگای استگاه و دورلرز ثبت شده توسط ۴ ایستگاه ثابت کوتاهدوره شبکه لرزهنگاری بیرجند واقع در شرق ایران از ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ با بزرگای ماه و دهنه چاه محاسبه شد. با اعمال روش برآورد همزمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs، خوه محرف منور دادههای بیش از ۲۰۰۰ شاه و دهنه چاه محاسبه شد. با اعمال روش برآورد همزمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs، خوه محوله بوسته ۶۰ کیلومتر زیر شاه و دهنه چاه محاسبه شد. با اعمال روش برآورد همزمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs، خامت متوسط پوسته ۴۶ کیلومتر زیر شاه و دهنه چاه محاسبه شد. با اعمال روش برآورد همزمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs، ضخامت متوسط پوسته ۲۰ کیلومتر زیر منطقه کوه شاه، که در جنوب غرب منطقه مورد بررسی واقع است به دست آمد، همچنین نسبت Vp/Vs به طور متوسط برای منطقه بخیای سیستان، حاکی از Vp/Vs با کیلومتر در زیر ایستگاه دهنه چاه و بیشترین ضخامت پوسته ۲۰ کیلومتر زیر ایستگاه کوه شاه، که در جنوب غرب منطقه مورد بررسی واقع است به دست آمد، همچنین نسبت Vp/Vs به طور متوسط برای منطقه برای که در جنوب غرب منطقه مورد بررسی واقع است به دست آمد، همچنین نسبت Vp/Vs می مروسط برای

واژههای کلیدی: توابع گیرنده، دورلرز، پوسته، شرق ایران، نسبت Vp/Vs

*نگارنده رابط:

*Corresponding author:

Variations of the Moho depth and Vp/Vs ratio beneath East Iran (Birjand) using P receiver function method

Fatemeh Rajab-Baiky¹, Narges Afsari², Fataneh Taghizadeh-Farahmand³*, and Mohammad Reza Gheitanchi⁴

¹Science and Research Branch Islamic Azad University, Tehran, Iran
²Islamic Azad University, Noshahr Branch, Department of Engineering Factuality of Civil Engineering, Mazandaran, Iran
³Islamic Azad University, Qom Branch, Department of Physics, Qom, Iran
⁴Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 09 June 2010, accepted: 28 December 2010, available online: 16 March 2011)

Summary

Characterization of the detailed structure of the crust and upper mantel is an important continuing goal of geophysical studies. There are a variety of geophysical methods (seismic refraction, seismic vertical reflection and seismic tomography) to investigate subsurfaces. The teleseismic P Receiver Function (RF) method has become a popular technique to constrain crustal and upper mantle velocity under a seismic station. Teleseismic body waveforms recorded at a 3-component (Z, N-S, E-W) seismic station contain a wealth of information on the earthquake source, the earth structure in the vicinity of both the source and receiver, and mantle propagation effects. The resulting RF is obtained by removing the effects of the source and mantle path. The basic aspect of this method is that a small percentage of the incident P wave energy from teleseismic events with 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. To obtain P-RF, the following steps are generally used: to utilize data recorded with different types of seismometers, the instrument responses have to be deconvolved from the original records. ZNE components are then rotated into the local LQT ray-based coordinate system (using the theoretical back azimuth and incidence angle). To eliminate the influence of the source and ray path, an equalization procedure is applied by deconvolving the Q component seismogram with the P signal on the L component. The resulting O component data are named P-RF. An advantages of the RF method is that, because the P-to-S conversion point is close to the station (usually within 10 km laterally), the estimation is less affected by lateral velocity variations. The estimation provides a good point measurement at the station because of the steep incidence angle of the teleseismic P wave. Since the direct P arrival is used as a reference time, it can be shown that the result is not sensitive to crustal P velocity.

We compute P receiver functions to investigate the crustal thickness and Vp/Vs ratio beneath the East of Iran (Birjand) and map out the lateral variation of Moho depth under this region. We selected data from teleseismic events (Mb ≥ 5.5 , 30°< Δ <95°), recorded from 2005 to 2009 at 4 three-component short period stations from Birjand Seismic Telemetry Network. These stations are equipped with SS-1 seismometers with a natural frequency of 1 HZ. The data is recorded at 50-samples-per-second. First of all, is calculated 247 P-RFs for TEG, KOO and DAH stations and then estimated the Moho depth solely from the delay time of the Moho P-to-S conversion phases. Then, we used an H-Vp/Vs stacking algorithm to estimate crustal thickness and the Vp/Vs ratio under each station. The best value for the H and Vp/Vs ratio are found when the three phases (Ps and crustal multiples) are stacked coherently. The results obtained from the P receiver functions indicate clear conversions at the Moho boundary. A notable feature, which can be observed underneath all stations, is the presence of a significant sedimentary layer at about 0.7-1s delay time. The middle crustal layer at about 1.9-3.3s delay time can also be seen beneath all stations. The most coherent conversion, however, is the conversion at the Moho boundary arriving between 4.7-5.4s delay time. As a result of measurements using the Zhu and Kanamori (2000) method, the average Moho depth is found to be approximately 41 km and to vary from 38.5 to 44 km. The crust is relatively thin beneath the DAH station, whereas the thickest crust was observed beneath the KOO station, located southwest of the study area. The crust of Eastern Iran has an average Vp/Vs ratio of 1.76, with a higher ratio of 1.84 in the TEG station and lower ratio of 1.76 in the KOO station.

Key words: P receiver functions, teleseismic, crust, Eastern Iran, Vp/Vs ratio

کوچکی یدید آمد. تا اواخر کرتاسه (ماستریشتین) دگرگونی ضعیفی در فلیشهای منطقه یدید آمد. این امر ممکن است به زیرراندگی پوسته اقیانوسی به زیر قطعه افغان مربوط باشد (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲). به هم رسیدن و تصادم بلوک لوت با زون فلیش که احتمالاً در ائوسن میانی اتفاق افتاد به زیرراندگی مورد بحث خاتمه داد (آقانباتی، ۱۳۸۳) . نزدیک شدن تدریجی بلوک لوت و افغان، طي اوليگوسن ياياني- ميوسن، باعث چینخوردگی و شکستگیها و بالاآمدگیها (خروج از آب) در منطقه شد. ماگماتیسم قبل از برخورد و تصادم با تركيب كالكو آلكالن، احتمالاً با زمين ساخت زير راندگي ارتباط دارند (کمب و همکاران، ۱۹۸۲). محبط زمین ساختی غالب در شرق ایالت ایران مرکزی- شرق ایران ترکیبی از ساختارهای هورست و گرابن (شجاع طاهری و نیازی، ۱۹۸۱؛ بربریان، ۱۹۸۳) است. الگوی ساختاری حوضه فلیشی خاور ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قارهای لوت و هیلمند (افغان) و نشانگر یک کوهزایی درونقارهای است. بااین حال به نظر می رسد که در این ناحیه راندگیها نقش اساسی دارند، به گونهای که چین خور دگی سنگها پیامد عملکر د راندگیها است. در بخش میانی حوضه، گسل های امتدادلغز راست گرد روند تقريبي شمالي – جنوبي و به سمت شرق شيب زيادي دارند. ولی در پایانههای شمالی و جنوبی به دلیل

منطقه مورد بررسی در شرق ایران در موقعیت ۵۷/۵ تا ۶۱/۵ درجه طول شرقی و ۳۱ تا ۳۴/۵ درجه عرض شمالی واقع شده است. ايالت لرزهزمين ساختي ايران مركزي-شرق ابران، یهنهای درونصفحهای است که از شمال و شمال شرق به مناطق برخوردی البرز- آذربایجان و کیهداغ، از غرب و جنوب غرب به منطقه برخورد قارهای زاگرس، از جنوب شرق به منطقه فرورانش اقیانوسی-قارهای مکران و از شرق به بلو ک هلمند محدود است. این ايالت لرزهزمين ساختى تحت تاثير چندين فاز كوهزايي قرار گرفته است. برخلاف ایالتهای لرزهزمینساختی زاگرس و البرز- آذربایجان، لرزهخیزی در ایران مرکزی - شرق ایران، به طور عمده به زونهای گسلی لرزهزا که خر دقارههای نسبتاً پایدار را احاطه کردهاند، محدود است،. در شرق ایران زون جوش خوردهای به نام زون بخیهای سیستان است که دو بلوک لوت و افغان را به هم پیوند داده (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳) و در دوره کوتاه تکوین خود حوادث متعددي را يشت سر گذاشته است (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲). در کرتاسه میانی قطعه قارهای پیش گفته (حدود سیستان-زاهدان) بر اثر پیدایش شکافهای طولی (Rift) به بخش شرقی، بلوک یا قطعه افغان و به بخش غربي، بلوك لوت تقسيم شد. اين دو قطعه به تدريج از هم دور شد و در محل جدایی آنها اقیانوس باریک و

۱ مقدمه

چرخشهای راستگرد بلوک لوت و بلوک هیلمند، ضمن تغییر در روند ساختارها، سرشت گسل.ها بهطورعمده از نوع راندگی همپوشان است. از گسل های مهم منطقه میتوان به گسلهای دشت بیاض، آبیز، نایبند، نهبندان و گسل فردوس اشاره کرد. ایستگاههای شبکه لرزهنگاری بیرجند روی سامانه گسلی نهبندان واقع شدهاند. سامانه گسلی فردوس از چندین گسل معکوس و رانده تشکیل شده است. حرکت گسل رانده فردوس به سمت غرب، در رشد پهنه گسلی راستالغز دشت بیاض نقش دارد (واکر و همکاران، ۲۰۰۴). گسل دشت بیاض، گسلی بهنسبت جوان است (واکر و همکاران، ۲۰۰۴). این گسل در شمال گسل.های فعال امتدادلغز راستگرد واقع در زون بخیهای سیستان (گسلهای نهبندان و آبیز) قرار دارد (بربریان و همکاران، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۰) که احتمالاً باعث سهم بزرگی از برش راست گرد ۲۰ میلیمتر در سال بین ایران و افغانستان می شود (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳ ؛ واكر و جكسون، ۲۰۰۲).

از نگاه لرزه خیزی، بخش میانی حوضه فلیشی شرق ایران، اطراف زاهدان، در سده گذشته به طور کامل آرام بوده، اما بخشهای شمالی و جنوبی آن لرزهزا است. در ناحیه نهبندان زمین لرزه ها از نوع کم ژرفا (۳۵-۰ کیلومتر) و بزرگی متوسط ۲۵ تا ۶ هستند (آقانباتی، ۱۳۸۳). پارهای از کانونهای زمین لرزه منطبق بر زونهای تلاقی بلوک لوت در غرب است (بربریان، ۱۹۷۶). براساس تحقیقات قبلی ، بخش شرقی ایران مرکزی- شرق ایران (منطقه بیرجند) لرزه خیزی بسیار شدیدتری را نشان می دهد. نتایج مدل سازی شکل امواج و تحقیقات خردزمین لرزه ها نشان می دهد که بیشتر کانون زمین لرزه ها در ایران مرکزی-شرق ایران در عمق ۸ تا ۲۰ کیلومتر واقع اند. بیشتر زمین لرزه های ایران مرکزی- شرق ایران کم عمق اند و به ندرت عمق کانونی بیش از ۳۰ کیلومتر دارند (شجاع طاهری و نیازی، ۱۹۸۱). شکل ۱ لرزه خیزی شرق ایران را

نشان میدهد. از جمله زلزلههای مهم این منطقه می توان به زلزله ۹ شهریور ۱۳۴۷، (۳۱ اوت ۱۹۶۸) دشت بیاض با بزرگای ۷/۴ = Ms و زمین لرزه ۱۰ مه ۱۹۹۷ با بزرگی ۷/۳ = Mw در منطقه قائن – بیرجند اشاره کرد.

با توجه به لرزهخیز بودن منطقه، بررسی پوسته آن ضروری به نظر میرسد. بهجز در امتداد حاشیه فعال جنوبی ایران مرکزی(نوار سنندج– سیرجان) که پوسته ضخامتی حدود ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر دارد، در نواحی دیگر این ایالت لرزهزمینساختی ضخامت پوسته بین ۳۶ تا ۵۰ کیلومتر است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

روشهای معمول برای بررسی ساختار پوسته وسنگ کره، روشهای لرزهای بازتابی و شکستی و توموگرافی لرزهایاند. در روش بازتاب لرزهای، از امواج PmP و در روش های شکست لرزهای و تومو گرافی از امواج Pn استفاده میشود. در همهٔ روشها تعیین عمق موهو به كمك دادههای لرزهای، محدودیتهایی با درجات متفاوت وجود دارد. علاوه برآن بین سرعت پوستهای و ضخامت پوسته، تأثیر متقابل (Trade Off) وجود دارد که در روشهای لرزهای بازتابی و شکستی مشهودتر است، زیرا امواج PmP و Pn فاصله جانبی بیش از ۱۰۰ کیلومتر را در پوسته طی میکنند و به تغییرات جانبی سرعت، نسبت به تغییرات عمق، حساسیت بیشتری دارند. همچنین عمق نفوذ کمی دارند (زو و کاناموری، ۲۰۰۰). با توجه به اینکه هزینه تحقیقات بازتابی زیاد است، همگرایی فضایی محدودی دارد و عمق نفوذ امواج اغلب محدود است (زو و کاناموری، ۲۰۰۰؛ زو، ۲۰۰۰) و در توموگرافی لرزهای نیز به شبکه متراکم از ایستگاههای لرزهنگاری نیاز است، یک روش جایگزین و مؤثرتر برای تعیین عمق موہو و دیگر ناپیوستگیهای زیرسطحی، استفاده از تابع گیرنده دورلرز است.

در این روش به دلیل هندسه مسیر امواج دورلرز که به صورت قائم در ایستگاه دریافت میشوند و فاصله جانبی دورلرز یک ایستگاه برای تعیین ساختار زیرسطحی (پوسته و گوشته بالایی) کافی است، همچنین این روش برای بررسی مناطقی که لرزهخیزی کمی دارند (مانند ایران مرکزی و شرق ایران) بسیار سودمند است. کمی از نقطه تبدیل تا گیرنده را طی میکنند، (فاصله جانبی کمتر از ۱۰ کیلومتر (زو و کاناموری، ۲۰۰۰)) اثر تغییرات جانبی سرعت امواج لرزهای روی نتایج کاهش مییابد. از مزایای دیگر آن این است که امواج دورلرز، عمق نفوذ زیادی دارند و در اختیار داشتن دادههای



شکل ۱. لرزهخیزی منطقه مورد بررسی واقع در شرق ایران از ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰، با استفاده از دادههای ثبت شده در شبکه لرزهنگاری وابسته به موسسه ژنوفیزیک نشان داده شده است.



شکل ۲. موقعیت و توپوگرافی منطقه مورد بررسی و توزیع ایستگاههای شبکه بیرجند(مثلث). خطوط قهوهای رنگ نمایش گسل های اصلی در منطقه است و ایستگاهها در محدوده گسل نهبندان واقع شدهاند. DB.F: گسل دشت بیاض، A.F: گسل آبیز، NB.F: گسل نایبند، N.F: گسل شرق و غرب نهبندان، F.F: گسل فردوس و BR: ایستگاه باند پهن شبکه لرزهنگاری خراسان.

۲ روش تحقیق

تحلیل تابع گیرنده P امواج دورلرز روش مفیدی برای بررسی ناپیوستگیهای سرعتی پوسته و گوشته بالایی در زیر ایستگاههای لرزهای است (وینیک، ۱۹۷۷؛ لی و همکاران، ۲۰۰۳). تابع گیرنده در واقع پاسخ ساختاری نزدیک به یک ایستگاه لرزهنگاری سه مؤلفهای از یک موج حجمی دورلرز ورودی است. شکل امواج حجمی دورلرز ثبت شده در یک ایستگاه سه مؤلفهای، N-S،Z و E-W شامل اطلاعات مفیدی از چشمه زمینلرزه (تابع زمانی چشمه)، ساختار نزدیک چشمه و ایستگاه رکوردگیری و اثرات مسیر انتشار است. به کمک حذف همهٔ اثرات چشمه ، مسیر گوشته و پاسخ دستگاه، اطلاعات ساختاری زیر ایستگاه (تابع گیرنده) استخراج میشود که تحلیل تابع گیرنده ابزار مفیدی برای این منظور است. اساس تحلیل تابع گیرنده بر تباین زیاد سرعتی در دو طرف ناپیوستگیهای داخل زمین استوار است. بخش کوچکی از انرژی امواج حجمیP دورلرز در اثر تابش به ناپیوستگیهای سرعتی پوسته و گوشته بالایی به امواج برشیS (Ps) تبدیل خواهد شد. امواج S تبدیل یافته (Ps) در دنباله امواج P و مستقیماً بعد از رسید مستقیم P در ایستگاه دریافت میشوند. با جداسازی انرژی تبدیلات از موج P مستقیم، اطلاعاتی از ناپیوستگیهای زیر ایستگاه که تبدیلات P به S در آنجا اتفاق افتاده است، استخراج میشود. برای محاسبه تابع گیرنده باید پردازش های زیر روی دادهها صورت گیرد. برای شرح بیشتر به صدودی و همکاران (۲۰۰۶ و ۲۰۰۹) ، یوان (۱۹۹۹ و ۲۰۰۶) رجوع شود.

 ۱- در صورت متفاوت بودن پاسخ بسامدی سه لرزهنگار در راستای E-W, N-S, Z، باید اثر دستگاهی از روی آنها حذف شود.

۲- مؤلفههای (N-S و E-W) را تحت زاویه

منطقه مورد مطالعه توسط افراد متعددی با استفاده از روشهای گوناگون و دادههای متفاوت مورد بررسی قرار دادهاند. آسوده (۱۹۸۲) با بررسی پاشندگی امواج سطحی ضخامت پوسته در این منطقه را ۴۳ کیلومتر بر آورد کرده است. دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) با استفاده از داده گرانی ضخامت پوسته در شرق ایران را حدود ۴۰ تا ۴۸ کیلومتر محاسبه کردهاند. در تحقیقات مونی و همکاران (۱۹۹۸) که پوسته زمین را بهطور کامل در شبکههای °۵ × °۵ مورد بررسی قرار دادند، ضخامت پوسته در شرق ایران حدود ۴۵ کیلومتر برآورد شده است. در تحقیقات سبر و همکاران (۱۹۹۷) روی منطقه خاورمیانه با استفاده از دادههای GIS، ضخامت پوسته در شرق به طور متوسط حدود ۴۵ کیلومتر برآورد شده است. باسین و همکاران (۲۰۰۰) نقشه پوسته کل زمین را در شبکههای [°]۲ تهیه و ضخامت پوسته در شرق ایران را به طور متوسط ۴۵ کیلومتر برآورد کردند. در بررسی پوسته اوراسیا در شبکههای °۱ × °۱ از سوی لاسکی (۲۰۰۴)، ضخامت پوسته در شرق ایران بین ۴۲ تا ۴۵ کیلومتر برآورد شده است. در تحقیقات تازهای که مقصودی و همکاران (۱۳۸۹) برای بررسی ساختار لرزهای پوسته در شمال شرق ایران با استفاده از وارونسازی همزمان توابع گیرنده و منحنیهای پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی انجام دادند، ضخامت پوسته در منطقه مورد بررسی (بیرجند) ۴۲ تا ۴۴ کیلومتر و نسبت Vp/Vs را ۱/۷۵ به دست آوردهاند. با توجه به جایگاه ایستگاههای شبکه دورلرز بیرجند

با توجه به جایگاه ایستگاههای سبکه دورلرر بیرجد در شرق ایران و ثبت تعداد زیاد دادهٔ دورلرز در ایستگاههای این شبکه، بررسی ساختار پوسته با دقتی بیش از سایر روشهای ذکر شده، فراهم آمده است. هدف اصلی در این مقاله تعیین ضخامت و نسبت Vp/Vs پوسته به کمک روش تابع گیرنده با استفاده از دادههای دورلرز شبکه لرزهنگاری بیرجند است.

Back Azimuth چرخانده می شود تا دستگاه مختصات ZNE به دستگاه مختصات ZRT تبدیل شود. سپس دستگاه مختصات ZRT را حول زاویه تابش موج فرودی به زیر ایستگاه می چرخانیم تا به دستگاه مختصات محلی پرتو LQT تبدیل شود (وینیک، ۱۹۷۷).

۳- به منظور حذف اثرات چشمه و مسیر انتشار، مؤلفه
 Q با سیگنال P روی مؤلفه L واهمامیخت (Deconvolve)
 می شود. نتیجه بهدست آمده روی مؤلفه Q، تابع گیرنده P
 نامیده می شود (یوان، ۱۹۹۹؛ یوان و همکاران، ۲۰۰۲).

با استفاده از اختلاف زمان رسید فازهای تبدیلی Ps از ناپیوستگی موهو نسبت به رسید مستقیم P و یک مدل سرعتی مرجع ، میتوان عمق ناپیوستگی را در پوسته محاسبه کرد. برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه توابع گیرنده را برانبارش می کنیم، که این به مشاهده واضح تر فازهای تبدیلی کمک می کند.

Vp/Vs برای محاسبه دقیق تر ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vs در پوسته می توان از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) استفاده کرد. در این روش دامنه های توابع گیرنده را در زمان رسیدهای پیش بینی شده فاز تبدیلی Ps و باز تاب های چندگانه (PpPs ,PpSs+ PsPs) با وزن های متفاوت در حوزه (h,Vp/Vs) برانبارش (Stacking)

می کنند. پس از در نظر گرفتن مقادیر متفاوت برای H وvp/Vs یک مقدار بیشینه بهدست می آید که مقدار بهینه ضخامت پوسته و نسبتvp/Vs خواهد بود. نبود بازتابهای چندگانه واضح روی برانبارش توابع گیرنده موجب محاسبه غیرواقعی عمق موهو و نسبت vp/Vs در پوسته خواهد شد.

۳ دادهها

برای این تحقیق، از زمین لرزه های دورلرز که از ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ میلادی ثبت شده با ۴ ایستگاه سه مؤلفه ای کوتاه دوره (منند، کوه شاه، تجگ و دهنه چاه) شبکه لرزه نگاری بیرجند استفاده شده است که مختصات ایستگاه ها در جدول ۱ آورده شده است. در شکل ۲ توزیع ایستگاه ها، موقعیت و توپوگرافی منطقه نشان داده شده است. این ایستگاه ها مجهز به لرزه نگار I-SS با بسامد طبیعی یک هرتز، آنتن VHF ، فرستنده را دیویی TX، مبدل ثانیه ثبت می شوند. داده های لرزه ای با سرعت ۵۰ نمونه در از اعمال پردازش های اولیه برای محاسبه تابع گیرنده، مناسب نبودند و فقط از داده های سه ایستگاه برای محاسبه تغییرات پوسته منطقه به روش توابع گیرنده استفاده شد.

نسبت Vp/Vs *Z&K	عمق موهو (Km)	عمق موهو (Km)	زمان رسید فاز s) Ps ()	تعداد توابع گيرندهP	علامت اختصاری	نام ایستگاه
۱/۸۴ ± ۰/۰۵	۴۰ ± ۱/۵	40	۵/۴	٨٨	TEG	نجگ
$1/VV \pm \cdot/\cdot \Delta$	47/0 ± 1/4	۳۸	۴/۷	۶۸	DAH	دهانه چاه
۱/V۶ ± ۰/۰۳	44 ± 1/4	40	۵/۴	٩٣	коо	کوه شاه
					MON	منند

جدول ۱. زمانهای تأخیر فاز تبدیلی از موهو و مقادیر متوسط عمق و نسبت Vp/Vs پوسته و تعداد توابع گیرنده در هر ایستگاه.

*اشاره به روش (Zhu and Kanamori 2000) دارد.

۶ مشاهدات توابع گیرنده تعداد ۳۰۰ زمین لرزه دور لرز با گستره آزیموتی مناسب که در ایستگاههای شبکه بیرجند ثبت شده است، برای محاسبه توابع گیرنده P مورد پردازش قرار گرفتند. توزیع رومرکز این زمین لرزهها که مشخصات انها از فهرست نامهٔ رومرکز این زمین لرزهها که مشخصات انها از فهرست نامهٔ رومرکز این زمین لرزه ما که مشخصات انها و فهرست نامهٔ رومرکز این مست در شکل ۳ نمایش داده شده است که بیشتر در شمال شرق و شرق منطقه مورد بررسی واقع شده اند.



شکل ۳. توزیع رومرکز زمین لرزههای دورلرز استفاده شده در محاسبه توابع گیرنده P. مختصات زمین لرزهها از فهرست نامهٔ USGS استخراج شده است. دایرهها نماینده رومرکز زمین لرزههای دورلرز و مثلث زردرنگ مرکز شبکه لرزه نگاری بیر جند است. دو دایره سرخرنگ در فواصل °۳۰ و ۹۵°، فواصل رومرکزی را از مرکز شبکه مشخص میکنند.

از ۳۰۰ زمین لرزه دورلرز ثبت شده، ۲۴۷ تابع گیرنده برای سه ایستگاه تجگ، دهنه چاه و کوه شاه بهدست آمد. بهمنظور محاسبه توابع گیرنده حوادث ثبت شده در هر ایستگاه، ابتدا پنجره زمانی به طول ۱۱۰ ثانیه (۱۰ ثانیه قبل از شروع موج P) از نگاشتهای خام سرعت با نسبت سیگنال به نوفه زیاد و شروع موج P واضح انتخاب شد. با توجه به کوتاه دوره بودن داده ها و دارا بودن پاسخ طبیعی

۱ هرتز لرزهسنجها از فیلتر میانگذر ۳/۰ ثانیه تا ۱۰ ثانیه استفاده شد. عمل چرخش روی دادهها با استفاده از زوایای تابش و Back Azimuth نظری صورت گرفت. واهمامیخت روی دادهها با مقادیر متفاوت برای Water واهمامیخت روی دادهها با مقادیر متفاوت برای هموار موجود، مناسبترین مقدار ۲۰/۰ انتخاب شد. برای هموار مردن توابع گیرنده فیلتر میانگذر ۲ ثانیه تا ۱۰ ثانیه به کار گرفته شد. قبل از عمل برانبارش ،تصحیح کردت و انگدال، ۱۹۹۱ اور مدل مرجع جهانی IASP91 دینامیکی(Moveout Correction) برحسب کندی امرجع °/۶ ۶/۶ با استفاده از مدل مرجع جهانی IASP91 زرکنت و انگدال، ۱۹۹۱) صورت گرفت تا زمین لرزهها با فواصل رومرکزی متفاوت از گسترههای سمتی گوناگون با هم جمع شوند.

در شکل۴ مراحل گوناگون پردازش روی دادهای موجود برای محاسبه تابع گیرنده برای زمینلرزه ۳۰ سپتامبر ۲۰۰۶ که در فاصله رومرکزی ۵۱/۰۷[°] با بزرگای ۶/۱ و عمق کانونی ۱۱km در ایستگاه تجگ (TEG) به ثبت رسیده، نشان داده شده است. دادههای ایستگاه منند (MON) نسبت سیگنال به نوفه کمی داشته و با اعمال پردازشهای اولیه روی دادهها، هیچیک از آنها برای محاسبه تابع گیرنده مناسب نبودند. یک نمونه از حدود ۲۰۰ داده ثبت شده نامناسب ایستگاه منند در شکل ۵ نشان داده شده است. از بین توابع گیرنده بهدست آمده برای هر ایستگاه، بهترین توابع گیرنده که فاز تبدیلی Ps واضحی را نشان میدادند انتخاب شدند. در شکل ۶ (الف-ج) توابع گیرنده مربوط به ایستگاههای شبکه لرزه نگاری بیرجند در پنجره زمانی ۵- ثانیه تا ۳۰ ثانیه نمایش داده شده است که برحسب افزایش Back Azimuth مرتب شدهاند. دامنههای دارای قطبیت مثبت با رنگ سیاه، نشان دهنده افزایش سرعت با عمق هستند. در حالی که دامنه های دارای قطبیت منفی، نشاندهنده کاهش سرعت با عمقاند و به رنگ

مستقیم موج P مربوط به فاز تبدیلی Ps از ناپیوستگی موهو است که فازی پایدار و پیوسته در همهٔ ایستگاهها است. اولین فاز تبدیلی Ps بعد از رسید مستقیم P (زمان صفر ثانیه) که در حدود ۷/۰ ثانیه تا ۱ ثانیه قابل مشاهده در همهٔ ایستگاهها است،ممکن است ناشی از سنگ بستر باشد. فاز تبدیلی دوم که در همهٔ ایستگاههای شبکه لرزه نگاری بیرجند مشاهده می شود، ممکن است مربوط به یک ناپیوستگی میانپوستهای باشد که در زمان رسید بین ۱/۹ ثانیه تا ۳/۳ ثانیه به خوبی قابل مشاهده است. خاکستری نمایش داده شدهاند. شروع موج P روی زمان صفر ثابت شده است. در پنجره بالایی هر شکل برانبارش توابع گیرنده (Sum) رسم شده است بهنحوی که دامنههای با قطبیت مثبت (منفی) که به رنگ آبی (سرخ) هستند، نشاندهنده افزایش (کاهش) سرعت با عمقاند. فاز تبدیلی نشاندهنده افزایش (کاهش) سرعت با عمقاند. فاز تبدیلی P به S ناشی از ناپیوستگی موهو (Moho Ps) و سنگ بستر(B) با پیکان سرخرنگ نشان داده شده است. مطابق شکل ۶ در برانبارش توابع گیرنده، فازهای مشاهده شده در تأخیر زمانی بین ۴/۷ ثانیه تا ۵/۴ ثانیه نسبت به رسید



شکل ۴. مراحل گوناگون پردازش برای محاسبه تابع گیرنده P بر روی یک داده زمینلرزه دورلرز ثبت شده در ایستگاه تجگ(TEG) نشان داده شده است. محور افقی در تمامی قسمتها بر حسب زمان (ثانیه) می باشد، (الف) نگاشت اولیه ثبت شده درایستگاه تجگ در پنجره زمانی ۱۰- تا ۱۰۰ ثانیه، ویژگیهای زمینلرزه در پایین نگاشت مشخص است، (ب) نگاشت ثبت شده قسمت الف بعد از حذف نوفه زمینه نمایش داده شده است، (ج) نگاشت ثبت شده قسمت ب بعد از چرخش و واهمامیخت نشان داده شده است و (د) تابع گیرنده محاسبه شده در پنجره زمانی ۱۰- تا ۳۰ ثانیه و فاز تبدیلی از موهو مشخص شده است.



شکل ۵. سه مولفه از نگاشتهای ثبت شده از حادثه ۱۱ ژانویه ۲۰۰۷ با فاصله رومرکزی °۷۳ و عمق کانونی ۱۳ کیلومتر و بزرگای ۵/۸ در مقیاس امواج حجمی در ایستگاه منند در پنجره زمانی ۲۰– تا ۱۰۰ ثانیه نشان داده شده است. با اِعمال فیلتر مناسب، اثر دستگاهی حذف شده است. شروع موج P روی زمان صفر آورده شده است. خط سرخرنگ زمان صفر را مشخص میکند. واضح است که روی مؤلفه Z, N شروع واضحی از موج در زمان صفر وجود ندارد و مؤلفه N کاملاً نده است. خط سرخرنگ زمان صفر را مشخص میکند. واضح است که روی مؤلفه Z, N شروع واضحی از موج در زمان صفر وجود ندارد و مؤلفه N کاملاً



شکل ۶ (الف-ج) توابع گیرنده برانبارش شده در ایستگاه KOO، TEG و DAH که برحسب Back Azimuth مرتب و، نشان داده شده است. فاز تبدیلی ناشی از ناپیوستگی موهو(Moho Ps) و سنگ بستر(B) با پیکان سرخرنگ نشان داده شده است. در سمت راست مقدار فاصله رومرکزی هر حادثه با دوایر توخالی مشکیرنگ و زاویه Back Azimuth با مربعهای توپُر سرخ نمایش داده شده است.

www.SID.ir

در این تحقیق به کمک تحلیل تابع گیرنده P، ضخامت پوسته و نسبت Vp/Vsرا از دو روش محاسبه کردهایم. ابتدا با استفاده از تأخیر زمانی بین موج مستقیم P فرودی به زیر ایستگاه و امواج تبدیل یافته Ps از ناپیوستگی موهو و با بهره گیری از مدل سرعتی IASP91 ناپیوستگی موهو و با بهره گیری از مدل سرعتی IASP91 موهو در زیر تاپیوستگی موهو و با بهره تابع در جدول ۱ هریک از ایستگاه ها بهدست آمد. نتایج در جدول ۱ آورده شده است. عدم قطعیت به مدل سرعتی (مقدار سرعت موج طولی و نسبت Vp/VS) بستگی دارد که با توجه به مدل مرجع مورد استفاده در این پژوهش (IASP91) و با استفاده از روش تابع گیرنده ، خطا محاسبه عمق موهو ۲ ± کیلومتر است.

برای مشاهده بهتر بازتابهای چندگانه توابع گیرنده برحسب فاصله رومرکزی مرتب شده و قبل از عمل برانبارش تصحیح دینامیکی برحسب کندی مرجع °/۶ ۶/۴ با استفاده از مدل مرجع جهانی IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) برای بازتابهای چندگانه صورت گرفت. در شکل ۷ توابع گیرنده مربوط به ایستگاه تجگ در پنجره زمانی ۵ تا ۳۰ ثانیه نمایش داده شده است که برحسب افزایش فاصله رومرکزی مرتب شدهاند. بازتابهای چندگانه پوسته (Multiples) و فاز تبدیلی P به S ناشی از ناپیوستگی موہو (Moho Ps) با پیکان سرخرنگ نشان داده شده است. در پنجره بالایی شکل ۷ (Sum) در مقايسه با شكل ۶–الف واضح است كه با اعمال اين تصحیح دینامیکی روی توابع گیرنده، دامنه بازتابهای چندگانه افزایش یافته و بهخطشدگی آنها نیز مشهودتر است. درحالی که به خطشد کی تبدیلات مستقیم Ps، تضعیف شده است. زمانهای رسید بازتابهای چندگانه، PpPs + PsPs حدود ۱۶ ثانیه تا ۱۸ ثانیه و برای، PpSs + PsPs حدود ۲۱ ثانیه تا ۲۴ ثانیه است. لازم به ذکر است که زمانهای رسید بازتابهای چندگانه نظری نیز با استفاده از روابط هندسه مسیر و مدل مرجع IASP91 بررسی شد و

زمانهای رسید نظری و مشاهدهای بازتابهای چندگانه تقریباً یکسان بود.

برای بر آورد همزمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) استفاده شد. دامنههای توابع گیرنده در زمان رسیدهای پیشبینی شده فاز تبدیلی Ps و بازتابهای چندگانه (+PpPs, PpSs,) PsPs) بهترتیب با وزنهای ۰/۲۵، ۲۵/۰ و ۰/۰ در حوزه (H,Vp/Vs) با در نظر گرفتن مقدار متوسط km/s Vp=۶/۳ در پوسته، در بازه عمق ۱۰ کیلومتر تا ۶۰ کیلومتر و مقدار Vp/Vs در بازه ۱/۶ تا ۲/۰ برانبارش (Stacking) شدند. نتایج بهدست آمده روش برآورد همزمان عمق موهو و نسبت Vp/Vs ، برای مقادیر متوسط عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته برای ایستگاههای شبکه بیرجند در شکل ۸ تا ۱۰ نمایش داده شده است. مقیاس دامنه ها در پایین شکل رسم شده است. بهینه مقدار متوسط عمق موهو و نسبت Vp/Vs در پوسته با یک دایره توپُر سرخرنگ نمایش داده شده است. جدول ۱ نتایج نهایی عمق موهو و نسبت Vp/Vs را نشان میدهد که خطاهای بر آورد شده برای مقادیر متوسط عمق موهو و نسبت Vp/Vs در هر ایستگاه برابر خطای روش به کاررفته است.

۵ بحث

به کمک روش تابع گیرنده P ، فاز تبدیلی پایدار و واضحی ناشی از ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاههای (TEG,KOO,DAH) مشاهده شد. تغییرات زمان رسید فاز تبدیلی بین ۴/۷ ثانیه تا ۵/۴ ثانیه بود. متوسط صخامت پوسته در منطقه بیرجند به کمک تبدیل زمان رسید فاز تبدیلی از موهو به عمق با استفاده از مدل مرجع سرعتی IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱)، ۴۳ کیلومتر برآورد شد. در بخش شرقی بلوک لوت، به ویژه در مرز تماس با صورت گرفته، توافق خوبی دارد. آنها در تحقیقات خود، ضخامت پوسته را در منطقه بیرجند در زیر ایستگاه BR که در بین ایستگاههای کوتاه دوره شبکه بیرجند واقع شده است (موقعیت آن در شکل ۲ با دایره توپر زرد رنگ نشان داده شده)، ۲۲ کیلومتر بر آورد کرده اند. به زیر راندگی پوسته اقیانوسی بخش غربی (بلوک لوت) به زیر بخش شرقی (بلوک افغان) (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲) در شرق ایران در منطقه بخیه ای سیستان (واکر و همکاران، ۲۰۰۴ پوسته از غربی ترین قسمت ایران مرکزی به سمت غرب در منطقه شرق ایران است (آقانباتی، ۱۳۸۳) که با نتایج بهدست آمده که حاکی از کاهش ضخامت پوسته از غرب به سمت شرق است هم خوانی دارد. شدگی قابل توجهی وجود دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳). ایستگاه DAH نیز که در مجاورت گسل نهبندان است، در این منطقه واقع است و میتوان دامنه منفی روی زمان صفر را با وجود یک لایه کمسرعت در نزدیکی سطح زمین که ناشی از خردشدگی زون گسلی است، مرتبط دانست. نتایج حاصل از روش زو و کاناموری (۲۰۰۰) نیز تأیید می کند که بیشترین عمق در زیر ایستگاه KOO و کمترین می کند که بیشترین عمق در زیر ایستگاه MOO و کمترین می کند که بیشترین مقصودی و همکاران همچنین نتایج با تحقیقات اخیری مقصودی و همکاران (۱۳۸۹) برای بررسی ساختار لرزهای پوسته در شمال شرق و شرق ایران با استفاده از وارونسازی همزمان توابع



شکل ۷. توابع گیرنده برانبارش شده در ایستگاه TEG که برحسب فاصله رومرکزی مرتب شدهاند، نشان داده شده است. تصحیح برونراند روی بازتابهای چندگانه اعمال شده است. دامنه بازتابهای پوستهای (PpPs, PpSs+ PsPs) افزایش یافته و به خط شدهاند درحالی که بهخطشدگی تبدیلات مستقیمPs، تضعیف شده است.

Best value Vp/Vs=1.840,Moho depth H=40.0



۰/۰۵ مقادیر به دست آمده برای عمق موهو و نسبت Vp/Vs برای ایستگاه TEG بهترتیبTEG مقادیر به دست آمده برای عمق موهو و نسبت Vp/Vs برای ایستگاه TEG بهترتیبTeG و ۰/۰۵ سکل ۸ نتایج روش Z&K برای ایستگاه Vp/Vs بهتر تیب Vp/Vs است.



۰/۰۳ و ۲۰/۳ سکل ۹. نتایج روش Z&K، برای ایستگاه KOO مقادیر به دست آمده برای عمق موهو و نسبت Vp/Vs برای ایستگاه KOO به ترتیب KOO مقادیر به دست آمده برای عمق موهو و نسبت Vp/Vs برای ایستگاه KOO به ترتیب Vp/Vs و ۲/۰۰



شکل ۱۰. نتایج روش Z&K، برای ایستگاه DAH. مقادیر بهدست آمده برای عمق موهو و نسبت Vp/Vs برای ایستگاه DAH بهترتیب ۳۸/۵ ± ۳۵/۵ و Vp/Vs = ۱/۷۷ ± ۰/۰۵

وارونسازی همزمان توابع گیرنده و منحنیهای پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی، عرضه شده در ۱۴ کنفرانس ژئوفیزیک ایران، دانشگاه تهران.

- Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data: Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 71, 715-730.
- Bassin, C., Laske, G., and Masters, G., 2000, The current limits of resolution for surface wave tomography in North America: EOS Trans. Am. Geophys. U., 81, F897.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonic map of Iran, scale 1: 2500000, Geol. Surv. Iran, Rep., **39**.
- Berberian, M., 1983, Continental deformation in the Iranian plateau: Geol. Surv. Iran, Rep., **52**.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Khatib, M. M., Priestley, K., Talebian, M., and Ghafuri-Ashtiani, M., 1999, The 1997 May 10 Zirkuh (Qaenat) earthquake (Mw 7.2): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran, Geophys. J. Int., **136**, 671-694.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. M., and Priestley, K., 2000, The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone: Geophys. J. Int., 142, 283-299.
- Camp, V. E., and Griffis, R. J., 1982, Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran: Lithos., 15, 221-239.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran: N. Jb. GeoL. Palaont Abh., **168**, 215-229.
- Kennett, B. L. N., and Engdahl, E. R., 1991, Travel times for global earthquake location and phase identification: Geophys. J. Int., **105**, 429-465.
- Laske, G., 2004, Map of the crustal thickness for Eurasia with $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ resolution: http://mahi.uscd.edu/Gabi/rem.html.
- Li, X., Bock, G., Vafidis, A., Kind, R., Harjes, H. P., Hanka, W., Wylegalla, K., Meijde, M., and Yuan, X., 2003, Receiver function study of Hellenic subduction zone: Imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere: Geophys. J. Int., **155**, 733-748.
- Mooney, W. D., Laske, G., and Masters, G., 1998, A Global crustal model at 5×5 degree: J. Geophys. Res., **103**, 727-747.

۶ نتيجه گيرې

به کمک تحلیل توابع گیرنده P و با استفاده از دادههای دورلرز ثبت شده در ۳ ایستگاه لرزهنگاری کوتاهدورهٔ سه مولفهای بیرجند(TEG, KOO, DAH)، ساختار پوسته منطقه شرق ایران مورد بررسی قرار گرفت. متوسط ضخامت پوسته با استفاده از تاخیر زمانی فاز تبدیل یافته ضخامت پوسته با استفاده از تاخیر زمانی فاز تبدیل یافته بین ۸۸ کیلومتر در زیر ایستگاه HAD تا ۴۵ کیلومتر در زیر بقیه ایستگاهها، تغییر کرده است. با اِعمال روش برآورد همزمان عمق و نسبت Vp/Vs در منطقه بیرجند کمترین عمق در زیر ایستگاه HAH، ۳/۱ ± ۸/۸ برای کیلومتر بهدست آمد. نسبت Vp/Vs به طورمتوسط برای کیلومتر بهدست آمد. نسبت Vp/Vs به طورمتوسط برای منطقه ۲/۱۰ بهدست آمده و حدود تغییرات Vp/Vs بین

تشکر و قدردانی بر خود لازم میدانیم که از شبکه لرزهنگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که در تهیه دادههای موردِنیاز ما را یاری کردند قدردانی به عمل آوریم. همچنین از سرکار خانم دکتر فروغ صدودی، پژوهشگر و عضو هیئت علمی مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین هلمهولتز پتسدام، آلمان به خاطر کمکهای فراوانشان در تهیه برنامههای مورد نیاز بهمنظور پردازش دادهها، کمال سپاسگزاری را داریم.

منابع

آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳، زمینشناسی ایران، انتشارات سازمان زمینشناسی و اکتشاف معدنی کشور. مقصودی، س.، کاویانی، ا. و تاتار، م.، ۱۳۸۹، بررسی ساختار لرزمای پوسته در شمال شرق ایران با استفاده از

- Walker, R., Jackson, J., and Baker, C., 2004, Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran: Geophys. J. Int., 157, 265-282.
- Vinnik, L. P., 1977, Detection of waves converted from P to Sv in the mantle: Phys. Earth planet. Intre., **15**, 39-45.
- Yuan, X., 1999, Telesismic receiver function study and its application in Tibet and the central Andes: Ph.D. thesis, Seismology, FU Berlin.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., and Kind, R., 2002, Moho topography in the central Andes and its geodynamic implication: Earth and Planet. Sci. Lett., **199**, 389-402.doi: 10.1016/S0012-821X (02)00589-7.
- Zhu, L., and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from telesiesmic receiver functions: J. Geophys. Res., **105**, 2969-2980.

Zhu, L., 2000, Crustal structure across the San Andreas fault, southern California from teleseismic converted waves: Earth and Planet. Sci. Lett., **179**,183–190.

- Seber, D., Vallve, M., Sandvol, E., and Steer, D., 1997, Middle East Tectonics: Applications of Geographic Information Systems (GIS), GSA Today, 7, (2), 1-6.
- Shoja-Taheri, J., and Niazi, M., 1981, Seismicity of the Iranian plateau and boarding regions: Seis. Soc. Am. Bull., **71**, 477-489.
- Sodoudi, F., Kind, R., Priestly, W., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, H. P., and Bohnhoff, M., 2006, Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions: J. Geophys. Res., **111**, 12307-12330.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B., and 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.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., and Camp, V. E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran: Geo. Soc. Am. Bull., 94, 134-150.
- Walker, R., and Jackson, J., 2002, Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system, J. Struct. Geol., 24, 1677-1698.