

بررسی تغییرات ژرفای موهو در البرز مرکزی

نوشته: امیر هوشنگ رجائی*، محمد مختاری*، کیت پریستلی**، و دنیس هاتسفلد***

* پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران، ** دانشگاه کمبریج، انگلستان

*** دانشگاه گرونوبل، فرانسه

Variation of Moho Depth in the Central Alborz

By: , A. H. Rajaei*, M. Mokhtari *, K. Priestley **, & D. Hatsfeld ***

* International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran, ** Cambridge University, UK

*** Grenoble University, France

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۵/۰۸/۰۶

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۴/۲۶

چکیده

در این تحقیق، با استفاده از امواج درونی رویدادهای دور لرزه‌ای، ساختار پوسته و سنگ کره در بخش مرکزی رشته کوه‌های البرز برای اولین بار به طور فراگیر و جامع بررسی و مطالعه شده است. منطقه مورد مطالعه، بسیار لرزه‌خیز و فعال با ساختار ژرفی پیچیده بوده و کلان‌شهر تهران در کوهپایه‌های جنوبی آن واقع شده است. هدف از این مطالعه، تعیین ژرفا و هندسه تغییرات موهو در زیر بخش مرکزی رشته کوه‌های البرز با دقت و میزان تفکیک بالا می‌باشد. با استفاده از داده‌های برداشت شده، ساختار پوسته در منطقه و در زیر ۲۶ ایستگاه باند پهن یک شبکه متراکم لرزه نگاری موقت، که برای یک دوره ۴ تا ۶ ماهه در سال ۱۳۸۲ نصب شده بود، تعیین گردید. نگاشت رویدادهای دور لرزه‌ای ثبت شده، در ابتدا با روش تحلیل توابع گیرنده و سپس با هدف افزایش قابلیت اطمینان نتایج با روش تحلیل ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی مورد پردازش قرار گرفت. نتیجه این پژوهش به صورت نیمرخهای ژرفی سرعت انتشار امواج برشی زیر هر یک از ایستگاهها ارائه گردید. نتایج حاصل از این تحقیق، بیانگر سبترای پوسته‌ای حدود ۴۸ تا ۵۰ کیلومتر در بخش شمالی بلوک ایران مرکزی قبل از شروع ارتفاعات البرز، سبترای حدود ۵۵ کیلومتر در بخش میانی البرز و همچنین حدود ۴۴ کیلومتر در ساحل جنوبی دریای خزر است. این نتایج با مقادیر گزارش شده مطالعات دیگر برای پوسته که در بخشهای مختلف و به روشهای متفاوت انجام شده است، تفاوت داشته و نشانگر وجود ریشه برای رشته کوه البرز است.

کلید واژه‌ها: پوسته، البرز، توابع گیرنده، موهو، پاشندگی.

Abstract

Using teleseismic body waves, this paper presents the crustal and lithospheric structure in the central part of the Alborz Mountains for the first time. The region has been known as a very active and seismogenic locations in the past, characterized by strong earthquakes and complex structures. Tehran, the capital of Iran, is located on the southern part of the region. The aim of this study is to determine Moho depth and its variation beneath the Central Alborz with high resolution and accuracy. The crustal structure of the Central Alborz beneath 26 broadband stations from a temporary dense seismological network was determined by using recorded data deployed for a period of 4-6 months. We first summarize an analysis of the teleseismic P-wave receiver function beneath each station. Next, we use joint inversion of receiver functions with surface wave dispersion data calculated for the center of network. Results of this research are shown as cross-sections through N-S azimuth of the profiles which passes across the Alborz Mountains. Our study shows a thickening in the central part of the Alborz Mountains crust down to 55 km relative to 48-50 km crustal thickness beneath northern part of the Central Iran. The crustal thickness is close to 44 km beneath the southern coast of the South Caspian Sea Block. These results are completely unlike with most of the other previous suggested crustal thickness. Based on our results, the Alborz Mountains with a high average elevation can be considered with a crustal root

Keywords: Crust, Alborz, Receiver function, Moho, Dispersion



مقدمه

کوههای البرز که با یک روند خاوری-باختری در شمال ایران واقع شده است، در برگیرنده بخش شمالی از نوار کوهزایی آلپ-هیمالیا در باختر آسیاست. به عبارت دیگر، البرز یک نوار کوهزایی مجزا نبوده و بخشی از یک منطقه کوهزایی وسیع تر است که در برگیرنده تمام ایران، میان سپر عربی (Arabian Shield) در جنوب و صفحه اوراسیا (Eurasia) در شمال می باشد (Stöcklin, 1974). کوههای البرز یک منطقه دگرشکلی فعال در گستره مقاوم قاره‌ای بین این دو صفحه است که در کناره جنوبی دریای خزر امتداد می‌یابد. گستره برخوردی صفحه‌های عربی-اوراسیا که منطقه‌ای به مساحت تقریبی ۳ میلیون مترمربع را در پوسته قاره‌ای شامل می‌شود، یکی از بزرگ‌ترین دگرشکلیهای همگرای کره زمین به شمار می‌آید (Allen et al., 2004). دگرشکلی در البرز به صورت مجموعه‌ای از گسلهای معکوس و امتداد لغز چپگرد مشخص می‌شود که می‌تواند مبین یک جداشدگی (Partitioning) همگرا و مایل بین مرکز ایران (فرو نشست ایران مرکزی) و بلوک جنوب خزر باشد (Priestley et al., 1994). اغلب سازوکارهای کانونی در این نوار، نشان دهنده دو نوع گسلش معکوس و امتداد لغز چپگرد روی گسلهای موازی با روند البرز است (Jackson et al., 2002). در شمال البرز، شیب گسلها به سمت جنوب است که می‌تواند بیانگر فرورانشی از سمت بلوک جنوب خزر باشد. در بخش جنوب البرز شیب رو به شمال گسلهای معکوس، نتیجه فشردن ایران مرکزی مقابل صفحه اوراسیا است (Tchalenko, 1975) گسلش فعال، آتشفشانی عهد حاضر و ارتفاعات بلند، از مشخصه‌های مهم این منطقه به شمار می‌آید. دست کم ۵ درصد از این منطقه دارای ارتفاعی بیش از ۴۰۰۰ متر از سطح دریاست. ارتفاع میانگین در کناره شمالی البرز بین ۵ تا ۱۰۰۰ متر و در کناره جنوبی البرز بین ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر از سطح دریاست (Allen et al., 2003). در زمینه بررسی ساختار پوسته در فلات ایران چندین مطالعه تاکنون صورت پذیرفته است. این مطالعات اغلب بزرگ مقیاس بوده و در نتیجه قادر به تحلیل جزئیات با دقت بالا در منطقه البرز نیستند. براساس این مطالعات، مقادیر مختلفی برای ژرفای موهو در زیر رشته کوه البرز گزارش شده است. (Asudeh (1982 با استفاده از داده‌های امواج سطحی و درونی ژرفای میانگین ۴۵ کیلومتر را برای بخش خاوری البرز پیشنهاد کرد در حالی که (Dehghani & Makris (1984 بر اساس مطالعات گرانی‌سنجی میانگین سترای پوسته را در زیر کوههای البرز حدود ۳۵ کیلومتر تعیین کردند. مطالعات دیگری که به تازگی در البرز انجام شده است، شامل مطالعه پوسته و لرزه‌خیزی در بخش باختری (Tatar, 2001) و همچنین یک مطالعه ریزلرزه‌خیزی

(Microseismicity) در منطقه تهران (Ashtary et al., 2005) می‌باشد که به‌طور عمده روی مطالعه وضعیت لرزه‌خیزی تأکید دارند. Tatar (2001) ستبرای پوسته در بخش باختری را حدود ۳۶ کیلومتر پیشنهاد کرده است، (Roberts & Javan (2003 بر این باور هستند که ژرفای موهو در منطقه تهران حدود ۴۶ کیلومتر است (سایر منابع Akasheh, 1975 ; Hedayati et al., 1976 ; Giese et al., 1984 ; Sobouti and Arkani-Hamed, 1996 & Mokhtari et al., 2004 در این تحقیق، با استفاده از امواج پیکره‌ای (درونی) رویدادهای دورلرزه‌ای (Teleseismic events)، ساختار پوسته و سنگ کره در بخش مرکزی رشته کوه البرز مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است. هدف از این مطالعه، تعیین ژرفای موهو و تغییرات آن در زیر بخش مرکزی رشته کوه البرز با دقت و میزان تفکیک بالاست. این مدل از ساختار پوسته در این منطقه به پیدا کردن پاسخی برای وجود پراکندگی و تغییرات قابل ملاحظه برای مقادیر ارائه شده ژرفای موهو در البرز مرکزی کمک خواهد کرد. نگاشتهای رویدادهای دورلرزه‌ای ثبت شده در ابتدا با روش تحلیل توابع گیرنده (Receiver Function Analysis) و سپس با هدف افزایش قابلیت اطمینان نتایج با روش تحلیل ادغام شده (Joint Inversion Method) توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی مورد پردازش قرار گرفت. نتیجه به صورت نیمرخ عمقی سرعت انتشار امواج برشی زیر هر یک از ایستگاهها ارائه شد. برای افزایش دقت و اطمینان بخشی به نتایج روش پردازش برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی بررسی و استفاده شد، چرا که روش تحلیل برگردان توابع گیرنده به طور عمده به ناپیوستگیهای سرعت حساس و روش برگردان پاشندگی امواج سطحی (Surface Wave Dispersion) بطور عمده روی مقادیر میانگین سرعت انتشار موج حساس است. در این مقاله، پس از مروری بر عملیات صحرایی برداشت داده‌ها، روشهای پردازش مورد استفاده بررسی خواهد شد. سپس به ارائه یافته‌های این تحقیق پرداخته و در خاتمه جمع بندی و نتیجه‌گیری ارائه می‌گردد.

مبانی نظری روش

تابع گیرنده، از بخشی از یک لرزه نگاشت به دست می‌آید که نشان‌دهنده پاسخ پوسته واقع در زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری در برابر عبور امواج P و یا S وقایع دور لرزه‌ای است. تحلیل توابع گیرنده در حوزه زمان برای مدل کردن فازهای تبدیلی موج برشی و چندگانه‌های (Multiples) ثبت شده روی

رضایت‌بخش هر دو روش مدل سازی تحلیل توابع گیرنده و پردازش معکوس سرعت فاز و یا گروه امواج سطحی را در برگیرد، هم مستقل از مدل اولیه سرعتی و هم دارای قدرت تفکیک خوب در ناپیوستگیهای لرزه‌ای واقع در ژرفاهای مختلف پوسته خواهد بود. با پردازش برگردان و ادغام شده (Joint Inversion) دو روش امکان حصول دقت بیشتر و نتایج قابل اعتمادتری برای ساختار سرعتی پوسته در منطقه مورد مطالعه فراهم می‌گردد. بدین لحاظ، روش برگردان ادغام شده توابع گیرنده و داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی به‌عنوان الگوریتم اصلی پردازش داده‌ها به‌کار گرفته شد.

عملیات صحرائی

در این پژوهش، عملیات صحرائی تحت سرپرستی کلی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله با همکاری نزدیک دانشگاه ژوزف فوریه گرونبل (فرانسه) و همچنین دانشگاه کمبریج انگلستان انجام شد. تجهیزات صحرائی و ایستگاههای لرزه‌نگاری برای مدت ۶ ماه از دانشگاه کمبریج انگلستان به امانت گرفته شد. عملیات صحرائی انجام شده را می‌توان در سه بخش اصلی دسته‌بندی کرد. بخش اول مراحل طراحی شبکه لرزه‌نگاری، بازدید از محل و تعیین موقعیت ایستگاه را شامل می‌شود. بخش دوم مشتمل بر نصب و راه‌اندازی و اطمینان از صحت عملکرد ایستگاه طبق چک لیستهای کنترلی می‌باشد. بخش سوم انجام بازدیدهای دوره‌ای برای سرویس و نگهداری از ایستگاه، و همچنین تخلیه داده‌های ذخیره شده و جمع‌آوری ایستگاهها را در پایان عملیات صحرائی شامل می‌شود. عملیات صحرائی از اواخر پاییز ۱۳۸۱ با طراحی شبکه و انجام بازدیدهایی برای انتخاب محل مناسب برای نصب ایستگاهها آغاز و در آبان ماه ۱۳۸۲ با جمع‌آوری ایستگاهها پایان پذیرفت. شایان ذکر است که نقاط طراحی شده به‌علت مشکلات محلی و یا نامناسب بودن محل نصب آنها در مرحله نصب با تغییراتی مواجه شده است ولی این تغییرات به‌علت کوچک بودن، در نتایج کلی حاصله، تأثیرگذار نبوده است. ایستگاههای لرزه‌نگاری مورد استفاده، در مجموع ۱۰ ایستگاه باند پهن از نوع CMG-3TD و ۲۰ ایستگاه باند پهن از نوع CMG-6TD است. طرح اولیه شبکه و موقعیت اولیه ایستگاهها به‌صورت یک شبکه متراکم تهیه شد. هندسه در نظر گرفته شده برای این شبکه ۲ نیمرخ اصلی در امتداد شمال - جنوب که رشته کوه البرز را از بخش جنوبی و تقریباً حد شمالی فرونشست ایران مرکزی تا کناره جنوبی دریای خزر قطع می‌کند شامل می‌شود. این ۲ نیمرخ در واقع مرزهای جانبی شبکه در دو سمت خاوری (تقریباً در امتداد جاده هراز) و باختری (تقریباً در امتداد جاده کرج - چالوس) است. دیگر ایستگاهها تقریباً

مؤلفه افقی شکل موجهای P است (Ammon, 1991). وقتی موج P از میان پوسته و گوشته بالایی عبور می‌کند، با ناپیوستگیهای سرعتی رو به رو می‌شود که در این ناپیوستگیها، موج P می‌تواند بازتابیده و یا انتقال یافته و همچنین به موج SV تبدیل شود. با فرض اینکه مسافت بین رخداد زمین‌لرزه (چشمه) و ایستگاه لرزه‌نگاری (گیرنده) بزرگ‌تر از 30° درجه باشد ($\Delta \geq 30^\circ$)، زاویه ورودی امواج P به سنگ کره در زیر مکان ایستگاه به وضعیت عمودی بسیار نزدیک شده و لذا این موج به‌صورت بسیار آشکار و قوی روی مؤلفه قائم لرزه‌نگار ثبت می‌شود. از سوی دیگر امواج برشی تبدیل شده به‌صورت بسیار واضح و قوی روی مؤلفه افقی لرزه‌نگار ثبت می‌شود. در تحلیل توابع گیرنده، هر دو مؤلفه افقی لرزه‌نگاشت به‌گونه‌ای تبدیل دورانی (Rotation) می‌یابد تا در امتداد موازی و امتداد عمود بر مسیر موج از گیرنده تا ایستگاه قرار گیرد. تا کنون روشهای مختلفی برای محاسبه توابع گیرنده معرفی شده است که هر روش خود به‌طور منفرد دارای نکات قوت و ضعفی است، ولی روشهای مختلف مزیت‌های خود را در وضعیتهای متفاوت دارا هستند. در مطالعه ساختار پوسته در البرز مرکزی، از روش تکرار واهمامیخت معرفی شده توسط (Pablo Ligorria & Ammon (1999) به دلیل قابلیت بالای این روش در حذف نوفه‌ها و با شاخص تکرار ۲۰۰ برای رسیدن به یک نگاشت مناسب استفاده شده است. روش تحلیل توابع گیرنده به تغییرات ساختار و ناپیوستگیهای سرعت امواج لرزه‌ای در پوسته حساسیت زیادی داشته ولی نسبت به مقادیر مطلق ساختار سرعت امواج لرزه‌ای دارای حساسیت کمتری است. این نکته به معنی این است که ساختار سرعت به‌دست آمده برای پوسته با روش تحلیل توابع گیرنده به‌تنهایی می‌تواند تا حد زیادی به مدل سرعت اولیه در آغاز مدل سازی وابسته باشد (همچنین مراجعه کنید به: (Burdick and Langston, 1977; Langston, 1977).

اطلاعات به‌دست آمده از اندازه‌گیریهای پاشندگی امواج سطحی (Surface Wave Dispersion Measurements) می‌تواند برای درک ساختار میانگین پوسته و گوشته بالایی مورد استفاده قرار گیرد. اندازه‌گیری سرعت گروه و سرعت فاز امواج سطحی اطلاعاتی را درباره ساختار میانگین سرعتی از محیطی که موج از آن عبور می‌کند شامل شده و به‌طور خاصی نسبت به ساختار سرعت موج برشی حساس است. از سوی دیگر، اطلاعات سرعت فاز و سرعت گروه به‌دست آمده از داده‌ها امواج سطحی به مقادیر میانگین سرعت مطلق امواج برشی حساسیت بیشتری دارد تا ناپیوستگیهای سرعت امواج لرزه‌ای در پوسته، لذا مدل سرعتی به‌دست آمده از این روش، به‌صورت قابل توجهی مستقل از ساختار سرعتی مدل اولیه است (Priestley and Tilman, 1999). بنابراین، یک مدل سرعتی که به‌طور



برای پاشندگی سرعت گـروه مود اول امواج ریلی (Fundamental Mode Rayleigh Wave Group Velocity) منطقه مورد مطالعه اندازه گیری شده است، استفاده گردید. اندازه گیری سرعت گروه امواج ریلی برای دوره‌های تناوب ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه و برای مختصات واقع در مرکز شبکه نصب شده صورت پذیرفته است. این اندازه‌گیری که به تازگی انجام شده است، تعداد بسیار زیادی داده دستگاه‌های بلند پریود را شامل می‌گردد.

یافته‌ها

مقاطع سرعت برشی و ژرفای به‌دست آمده از روش ادغام توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی، در طول سه نیمرخ که کم و بیش با فاصله جانبی کمی از ایستگاه‌ها واقع شده، رسم گردیده است. مقاطع عرضی در نظر گرفته شده به ترتیب ایستگاه‌های باختری (نیمرخ 'AA)، ایستگاه‌های میانی (نیمرخ 'BB) و ایستگاه‌های خاوری (نیمرخ 'CC) را شامل می‌شوند. موقعیت نیمرخ‌ها در شکل ۴ ارائه شده است. مدل پوسته‌ای پیشنهادی برای هر یک از نیمرخ‌ها همراه با نمودار ژرفایی تغییرات سرعت به‌دست آمده از تحلیل برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی امواج ریلی مربوط به هر ایستگاه رسم شده است. مدل‌های ارائه شده کم و بیش دربرگیرنده محدوده عرض‌های جغرافیایی ۲۵° ۳۵' تا ۳۶° ۳۸' است (که به ترتیب جنوبی‌ترین و شمالی‌ترین ایستگاه را شامل می‌شود). این منطقه که برای اولین بار با استفاده از یک روش مناسب و با قابلیت اعتماد بیشتر از سایر مطالعات انجام شده مورد بررسی قرار گرفته است، کم و بیش از جنوب به شمال فرونشست ایران مرکزی و از شمال به بلوک جنوبی دریای خزر متصل می‌شود.

مقاطع به ترتیب در شکل ۶ تا ۸ ارائه شده است. موقعیت ایستگاه‌ها در سطح زمین با مثلث‌های وارون مشخص شده است. مثلث وارون سبز (خاکستری) نمایانگر ایستگاه‌های CMG-3TD و مثلث وارون آبی (مشکی) نمایانگر ایستگاه‌های CMG-6TD می‌باشد. مرز جدایی تعیین شده برای ناپیوستگی موهو با خط آبی (پیوسته) رسم شده است. از آنجا که بازه خطا حدود ۵ کیلومتر برای مرز تعیین شده ناپیوستگی موهو متصور است، لذا این بازه به‌صورت نماد I شکل در موقعیت ژرفایی موهو زیر هر ایستگاه مشخص شده است. با در نظر داشتن اینکه تعیین ناپیوستگی‌ها با تباین پایین سرعت نظیر ناپیوستگی‌های پوسته‌ای نیاز به تعداد بسیار زیادی نگاشت رویدادهای دورلرزه‌ای و برداشت داده در یک دوره زمانی طولانی دارد، لذا مرز جدایی برای پوسته بالایی و پوسته پایینی به‌صورت تقریبی و با خطوط نقطه

در امتداد یک نیمرخ شمالی- جنوبی دیگر و ۳ نیمرخ عرضی در شبکه توزیع شده‌اند (شکل ۱). برای ثبت تعداد متناسب وقایع دورلرزه‌ای با بزرگای بیش از ۵، دوره زمانی ۴ تا ۶ ماه برای کارکرد شبکه پیش بینی شد.

پردازش داده‌ها

داده‌های صحرایی در چهار مرحله پردازش شده است. در مرحله اول فرمت رکوردهای ثبت شده توسط لرزه نگار، از حالت فشرده خارج شده و رویدادهای دورلرزه‌ای با بزرگای بیش از ۵ از رکوردهای ثبت شده استخراج و به‌صورت بانک داده‌ها سازماندهی شدند. مشخصات رویدادهای دورلرزه‌ای انتخاب شده در جدول ۱ ارائه شده است. در مرحله دوم پردازش داده‌ها، مؤلفه‌های قائم و افقی توابع گیرنده تولید شده و پس از تفکیک آنها بر اساس آزمون‌های برگشتی با بازه حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه، توابع گیرنده با کیفیت مطلوب در هر بازه انتخاب و برانبارش گردید. در تهیه توابع گیرنده از روش تکرار واهما میخت (Iterative deconvolution) استفاده شده است. نمونه‌ای از نگاشت‌های مربوط به یک زمین‌لرزه با بزرگای ۶/۹ که در ساعت ۲۲:۰۸ مورخ ۱۶ ژوئن ۲۰۰۳ در منطقه شبه جزیره کامچاتکا به مختصات جغرافیایی ۵۵.5N 160E در شمال باختری اقیانوس آرام اتفاق افتاده است و در ایستگاه J₂ (وارنگه رود) ثبت شده، همراه با مؤلفه‌های توابع گیرنده تولید شده برای آن در شکل ۲ نشان داده شده است. همچنین مجموع توابع گیرنده مربوط به بازه آزمون برگشتی همراه با نگاشت برانبارش شده آن در شکل ۳ نشان داده شده است.

در مرحله سوم توابع گیرنده در هر بازه آزمون برگشتی برانبارش شده، با استفاده از روش برگردان (Inversion) تحلیل توابع گیرنده مورد پردازش قرار گرفته و ساختار سرعتی پوسته در یک بعد و زیر محل هر ایستگاه لرزه‌نگاری مدل سازی شد. از آنجا که نتایج حاصل از پردازش به روش تحلیل برگردان توابع گیرنده تا حد زیادی به مدل سرعت اولیه‌ای که برای پوسته در آغاز مدل سازی تعریف می‌شود حساس است، انجام مرحله چهارم پردازش داده‌ها مورد بررسی قرار گرفته و در نهایت روی همه داده‌ها اجرا شد. در این مرحله از روش برگردان ادغام شده تحلیل توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی استفاده شد. از آنجا که اطلاعات سرعت فاز یا گروه به‌دست آمده از داده‌های امواج ریلی به مقادیر میانگین سرعت امواج برشی حساسیت بیشتری دارد، لذا با تلفیق آن با تحلیل توابع گیرنده که به ناپیوستگی‌های سرعت بسیار حساس است می‌توان به نتایج قابل اعتماد تر و با مقادیر واقعی تر برای سرعت امواج برشی دست یافت. در انجام مدل سازی ادغام شده امواج سطحی با توابع گیرنده از مقادیری که توسط Rham et al. (2005)

مورد استفاده قرار گرفت. بر اساس نتایج حاصل از این تحقیق، ستبرای پوسته‌ای بین حدود ۴۸ تا ۵۰ کیلومتر در بخش شمالی از بلوک ایران مرکزی پیش از شروع ارتفاعات البرز، ستبرای حدود ۵۵ کیلومتر در بخش میانی البرز و همچنین حدود ۴۴ کیلومتر در ساحل جنوبی دریای خزر در تغییر است. این یافته‌ها با نتایج مطالعات پیشین در این منطقه متفاوت است و به طور اساسی این باور که البرز کوهی بدون ریشه است را زیر سؤال می‌برد. قابل ذکر است نتایج گزارش شده توسط (Javan & Roberts 2003) که بر اساس استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده، منطقه کوچکی از شمال بلوک فرونشست ایران مرکزی را در جنوب باختر تهران مطالعه می‌کند، با نتایج حاصل از این پژوهش در ایستگاههای نزدیک به آن محدوده همخوانی دارد. محاسبه تقریبی که با همکاری دکتر Niels Hovius استاد زمین‌ساخت و فرایندهای زمین گروه علوم زمین دانشگاه کمبریج انجام شد، گویای تطابق مدل تقریبی نظری هم‌ایستایی منطقه مورد مطالعه با نتایج حاصل از این پژوهش است. در این محاسبات تقریبی هم‌ایستایی، چگالی میانگین $2/7$ و $3/3$ تن بر متر مکعب به ترتیب برای پوسته و گوشته بالایی و همچنین ارتفاع میانگین صفر، ۲۵۰۰ و ۱۲۰۰ متر از سطح دریا به ترتیب برای کناره شمالی البرز، بخش میانی و کناره جنوبی البرز در نظر گرفته شده است. تغییرات ژرفای قابل انتظار برای موهو حدود ۱۱ کیلومتر بین کناره شمالی با بخش میانی البرز و حدود ۵/۵ کیلومتر برای کناره جنوبی و بخش میانی البرز است که همبستگی خوبی را با تغییرات ژرفای وابسته به ستبرای میانگین ۴۴ و ۵۵ و ۴۹ کیلومتر به ترتیب برای کناره شمالی، میانی و جنوبی البرز که در این پژوهش به دست آمده داراست. قابل ذکر است که برای کاربرد کامل از مبانی نظری اشاره شده ضروری است که محاسبات کامل‌تر با استفاده و بر اساس داده‌ها و فرضیات دقیق‌تر صورت پذیرد. مدل پوسته‌ای برای سه نیمرخ عرضی در امتداد محدوده خاوری، میانی و باختری شبکه و همچنین نمای سه بعدی از وضعیت تغییرات هندسی موهو بیانگر عدم وجود تغییرات جانبی است ولی همان گونه که ذکر شد تغییرات در طول نیمرخها کاملاً مشخص و مشهود است. به عبارت دیگر مقاطع عرضی که کنترل کننده یکدیگر هستند به خوبی نتایج یکدیگر را تأیید می‌کند.

سیاسکزاری

بدین وسیله قدردانی خود را از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، گروه علوم زمین دانشگاه کمبریج و آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه ژوزف فوریه فرانسه که فرصت انجام پژوهش را مهیا نموده‌اند ابراز می‌داریم.

چین سرخ رنگ مشخص شده است. در مواردی که تعیین این مرزابهام‌بیشتری دارد، نظیر ایستگاههای K1، N10 و J3 از پیشنهاد آن خودداری شده است. با توجه به مقاطع عرضی 'BB'، 'AA' و 'CC' می‌توان وضعیت تقریباً مشابهی را در تغییرات ژرفایی موهو در هر سه مقطع مشاهده کرد. به عبارت دیگر مقاطع عرضی اشاره شده کنترل کننده یکدیگر بوده و به خوبی نتایج یکدیگر را تأیید می‌کنند. این مقاطع بیانگر افزایش ژرفای ناپیوستگی موهو از حدود نزدیک به ۵۰ کیلومتر در بخش شمالی فرونشست ایران مرکزی (محدوده جنوبی شبکه) به حدود ۵۵ کیلومتر در زیر رشته کوه البرز (محدوده مرکزی شبکه) و سپس کاهش آن به حدود ۴۴ کیلومتر در محدوده بخش جنوبی بلوک خزر (بخش شمالی شبکه) است.

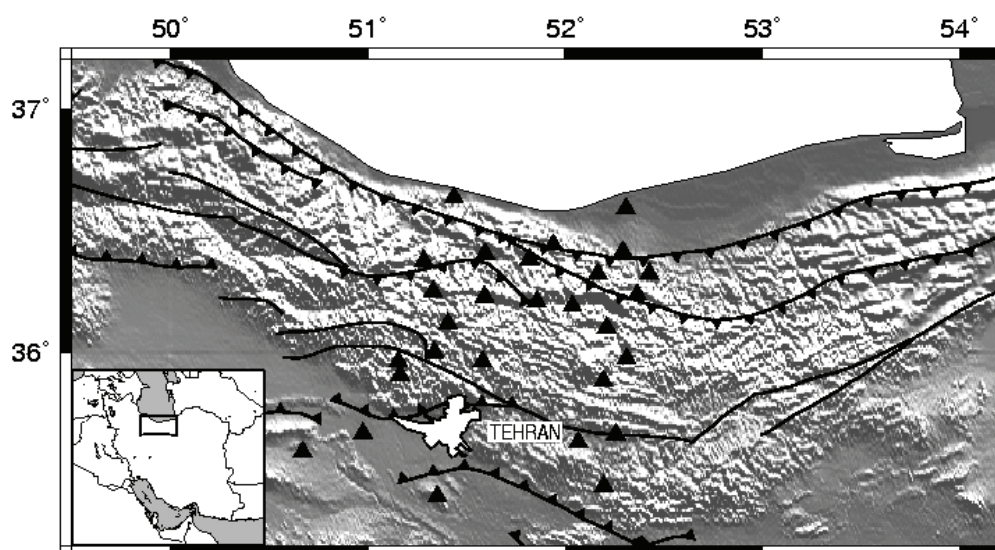
برای مطالعه ساختار سرعتی گوشته بالایی فرایند مدل‌سازی بر اساس تحلیل برگردان توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی تا ژرفای ۱۳۰ کیلومتری از سطح زمین انجام پذیرفت. با توجه به حجم داده‌های برداشت شده در طول مدت نصب شبکه، نمودارهای ژرفایی تغییرات سرعت به دست آمده بیانگر عدم وجود ناپیوستگی عمده ساختار سرعتی در گوشته بالایی و تا ژرفاهای حدود ۱۳۰ کیلومتری زیر هر ایستگاه است. در اینجا نیز باید در نظر داشت که تعیین ناپیوستگیها با تباین پایین سرعت نیازمند تعداد بیشتری نگاشت رویدادهای دورلرزه‌ای جهت برهم‌انبارش و لذا برداشت داده در یک بازه زمانی طولانی‌تری است. با توجه به توزیع و تراکم مناسب ایستگاههای شبکه، هندسه تغییرات ژرفایی موهو در زیر هر ایستگاه به صورت سه بعدی در شکل ۹ نشان داده شده است.

نتیجه‌گیری

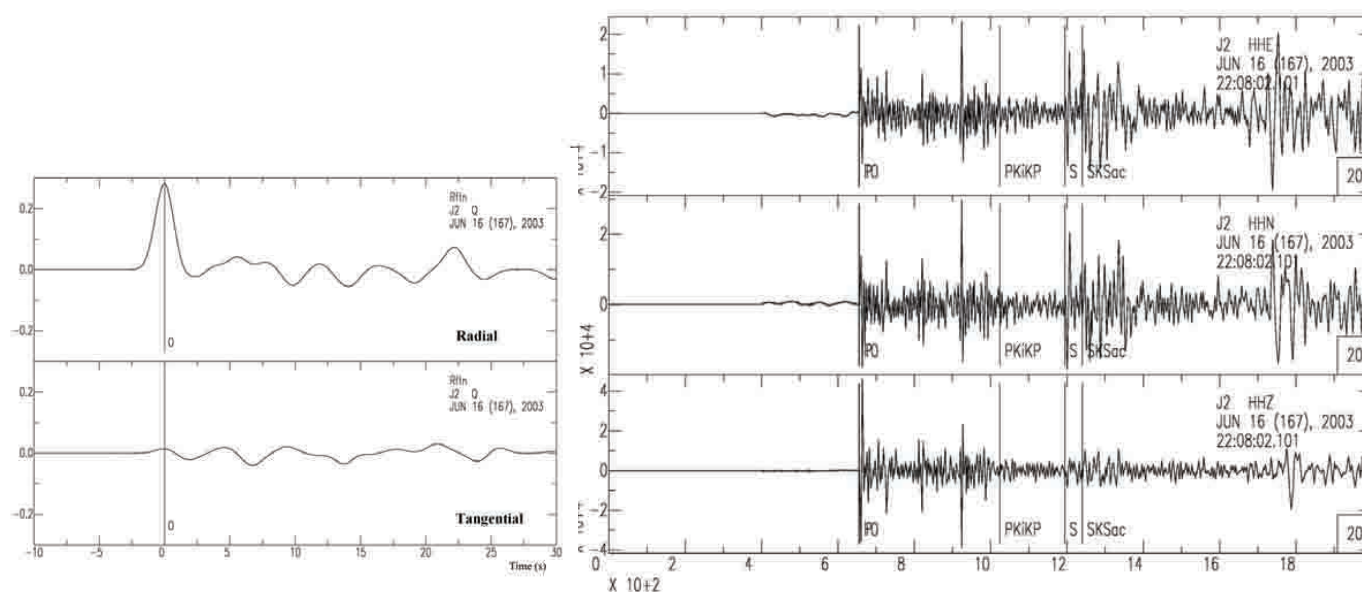
در این تحقیق با استفاده از امواج درونی رویدادهای دورلرزه‌ای، ساختار پوسته و سنگ‌کره در بخش مرکزی رشته کوه البرز از شمال فرونشست ایران مرکزی تا جنوب بلوک خزر مورد بررسی و مطالعه شده است. هدف از این مطالعه، تعیین ژرفای موهو و تغییرات آن در زیر بخش مرکزی از رشته کوه البرز با دقت و میزان تفکیک بالاست. در این تحقیق، ساختار پوسته در منطقه البرز مرکزی و در زیر ۲۶ ایستگاه باند پهن یک شبکه متراکم لرزه‌نگاری موقت، که برای یک دوره ۴ تا ۶ ماهه در سال ۱۳۸۲ نصب شده بود تعیین گردید. در مجموع، ۵۳ رویداد دورلرزه‌ای ثبت شده در دوره زمانی نصب ایستگاهها انتخاب و مورد استفاده قرار گرفت. نگاشت رویداد ثبت شده در ابتدا با روش تحلیل برگردان توابع گیرنده برای تمامی ایستگاهها مورد پردازش قرار گرفت. سپس روش پردازش تحلیل برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی مربوط به مرکز شبکه

جدول ۱- مشخصات رویدادهای دور لرزه‌ای انتخاب شده

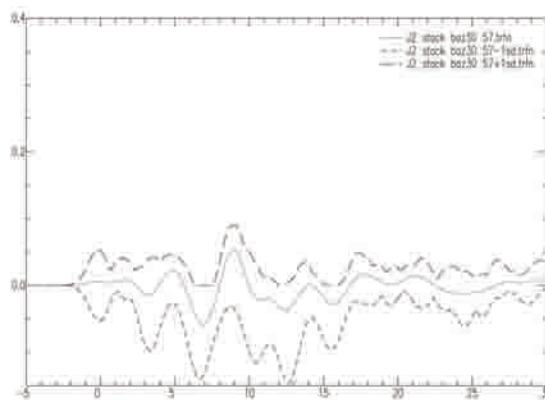
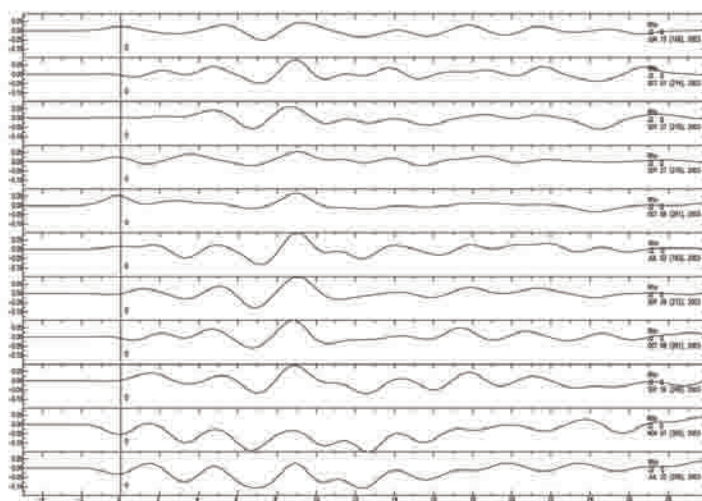
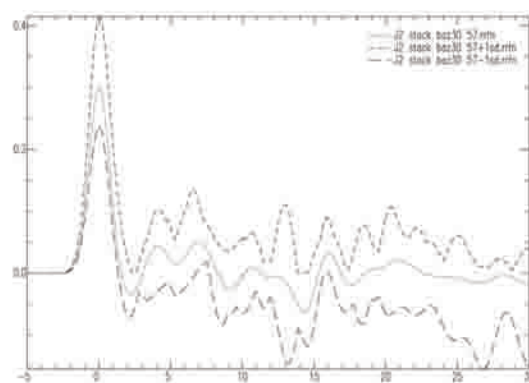
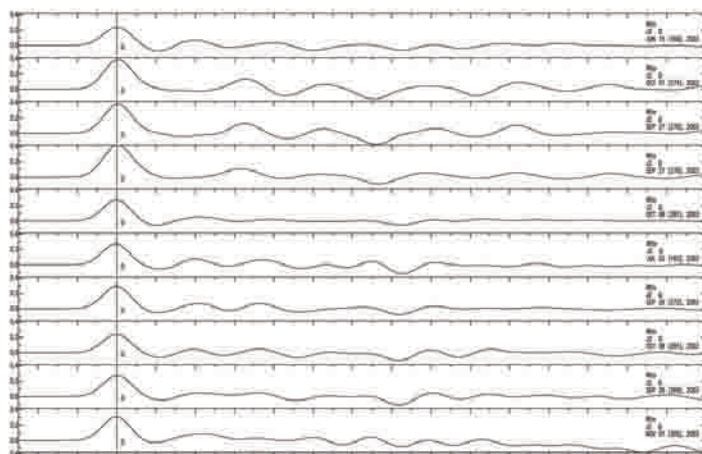
YEAR	MO	DA	ORIG TIME	Lot.	Lon.	DEP	MAGNITUDE	Scale
2003	5	21	184420.10	36.96	3.63	12	6.90	Ms
2003	5	21	185110.30	36.97	3.81	10	5.7	Mb
2003	5	26	092433.40	38.85	141.57	68	7.00	Mw
2003	5	26	192327.94	2.35	128.85	31	7.10	Ms
2003	5	26	231329.72	6.76	123.71	565	6.80	Mw
2003	5	26	232631.89	6.81	123.88	583	5.90	Mb
2003	6	10	084030.83	23.52	121.63	44	6.00	Mw
2003	6	15	192433.15	51.55	176.92	20	6.50	Mw
2003	6	16	220802.14	55.49	160.00	174	6.90	Mw
2003	6	23	121234.47	51.44	176.78	20	7.00	Ms
2003	6	28	152942.26	-3.33	146.15	10	6.3	Mw
2003	7	1	055225.92	4.53	122.51	653	6.00	Mw
2003	7	2	235226.28	42.32	144.84	23	5.80	Mb
2003	7	4	071644.72	76.37	23.28	10	5.70	Mb
2003	7	15	202750.53	-2.60	68.38	10	7.6	Ms
2003	7	19	212037.01	-8.68	111.23	56	5.90	Mb
2003	7	21	135358.49	-5.48	148.85	189	6.3	Mw
2003	7	23	163837.21	-15.59	-13.35	10	5.80	Mb
2003	7	24	102321.67	0.14	124.58	73	5.80	Mw
2003	7	25	093745.84	-1.53	149.69	24	6.4	Mw
2003	7	25	221329.97	38.42	141.00	6	6.10	Mw
2003	7	27	062531.95	47.15	139.25	470	6.80	Mw
2003	8	11	001909.28	1.14	128.15	10	6.00	Mw
2003	8	31	090132.12	10.54	146.35	57	5.80	Mb
2003	9	5	012301.96	5.32	95.90	124	5.90	Mw
2003	9	21	181613.41	19.92	95.67	10	6.90	Ms
2003	9	25	205713.39	41.73	143.64	33	5.7	Mb
2003	9	25	210800.03	41.77	143.59	33	7.40	Ms
2003	9	26	062657.15	42.16	144.67	33	5.90	Mb
2003	9	26	203822.10	41.99	144.58	33	6.00	Mw
2003	9	27	113325.08	50.04	87.81	16	7.50	Ms
2003	9	27	185246.98	50.09	87.76	10	6.60	Ms
2003	9	27	233606.90	44.67	150.35	33	5.90	Mb
2003	9	29	023653.14	42.45	144.38	25	6.50	Mw
2003	10	1	010325.24	50.21	87.72	10	7.10	Ms
2003	10	8	090655.34	42.65	144.57	32	6.70	Mw
2003	10	8	231517.49	42.21	144.69	33	5.90	Mb
2003	10	9	221913.85	13.76	119.94	33	6.2	Mw
2003	10	11	000849.14	41.92	144.36	33	5.9	Mb
2003	10	11	011131.18	43.97	148.21	51	6.2	Mb
2003	10	18	222713.25	0.44	126.10	33	6.4	Mw
2003	10	22	114530.84	-6.06	147.73	53	6.3	Mw
2003	10	25	124135.25	38.40	100.95	10	5.8	Mb
2003	10	25	124758.83	38.38	100.97	10	5.8	Mw
2003	10	28	214821.01	43.84	147.75	65	6.10	Mb
2003	10	31	010628.30	37.81	142.63	10	7.0	Mw
2003	11	1	131007.99	37.82	143.09	10	5.9	Mb
2003	11	9	192328.61	1.56	127.34	133	5.8	Mw
2003	11	11	184825.16	22.32	143.23	113	6.0	Mb
2003	11	12	002945.45	1.60	126.54	33	6.2	Ms
2003	11	12	082643.74	33.19	137.08	384	6.4	Mw
2003	11	14	184350.88	36.39	141.06	39	5.7	Mb



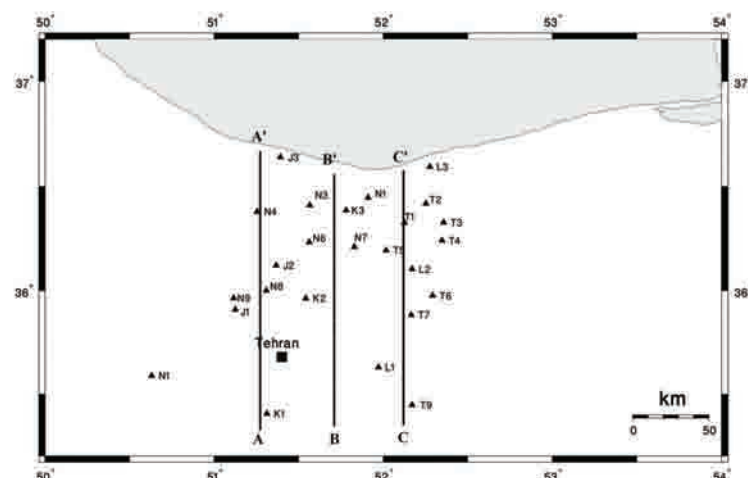
شکل ۱- جانمایی شبکه موقت لرزه‌نگاری نصب شده در منطقه البرز مرکزی



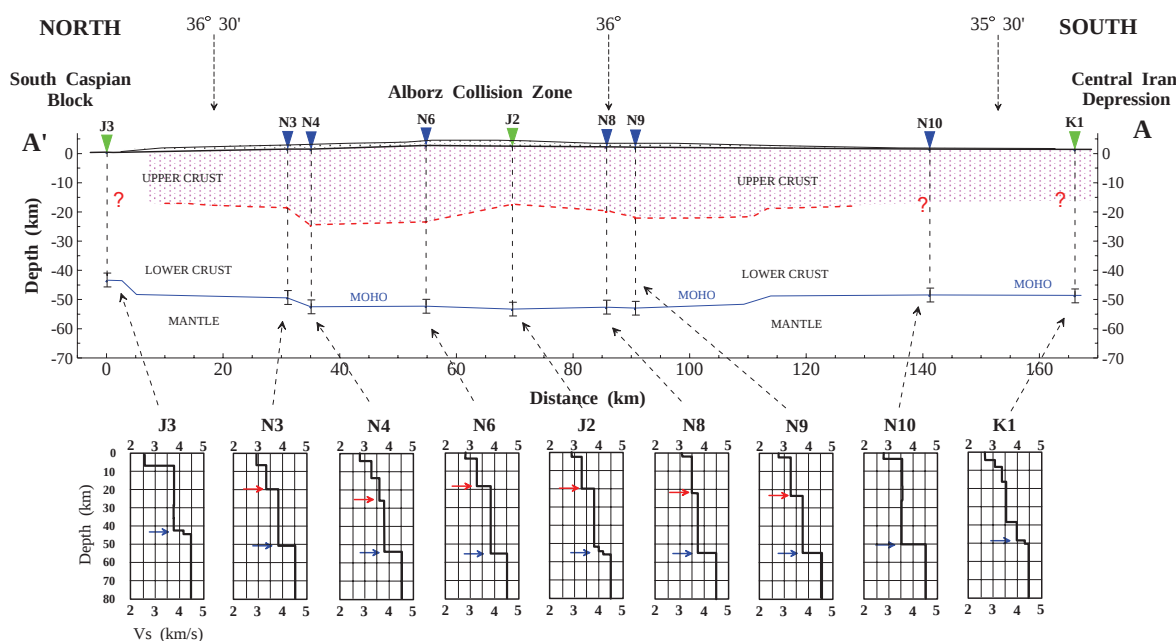
شکل ۲- الف) نمونه‌ای از نگاشتهای مربوط به یک زمین‌لرزه با بزرگای ۶/۹ که در ساعت ۲۲:۰۸ روز ۱۶ ژوئن ۲۰۰۳ در منطقه شبه جزیره کامچاتکا واقع در شمال باختری اقیانوس آرام به مختصات جغرافیایی 160E 55.5N رخ داده و در ایستگاه J۲ (وارنگه رود) ثبت شده است. نگاشت بالا مؤلفه خاوری-باختری، نگاشت میانی مؤلفه شمال-جنوب و نگاشت پایین مؤلفه قائم است. ب) مؤلفه‌های توابع گیرنده مربوط به رویداد ثبت شده، بالا مؤلفه شعاعی، پایین مؤلفه مماسی.



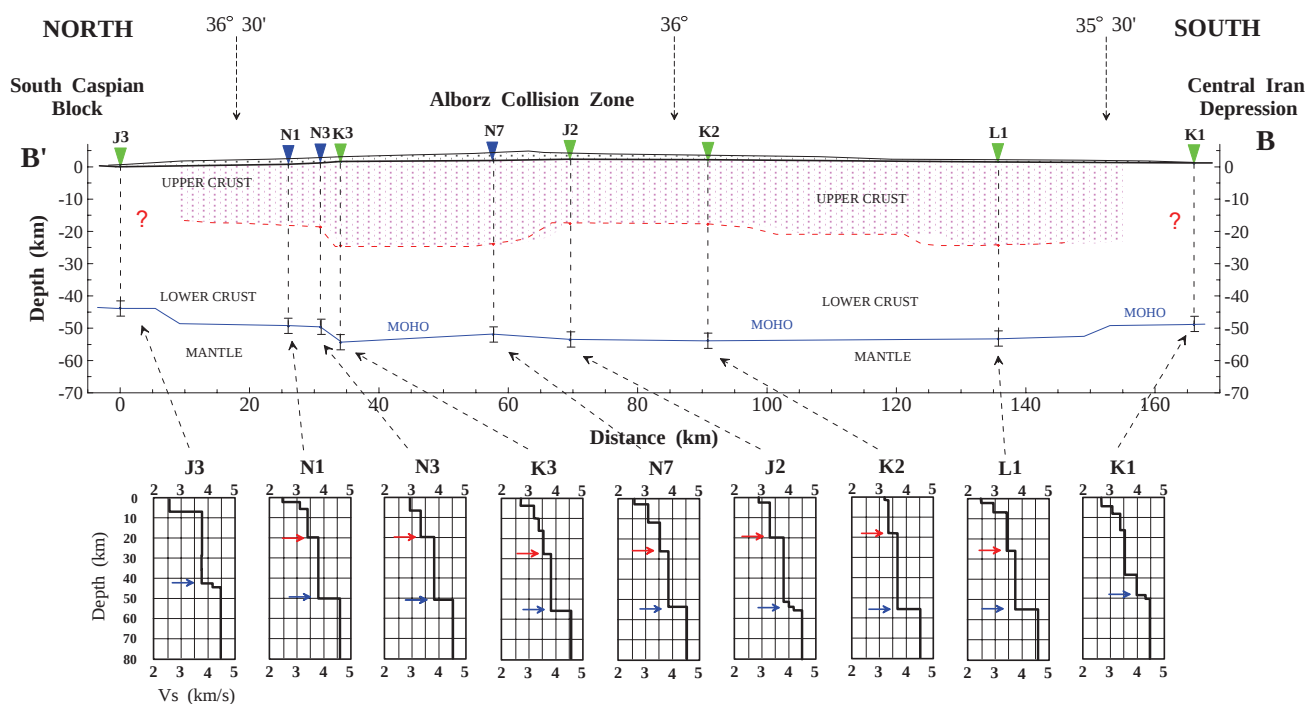
شکل ۳- یک مجموعه توابع گیرنده به دست آمده برای ایستگاه J۲ (وارنگه رود) مربوط به بازه آزمون‌تی برگشتی بین 30° الی 60° همراه با نگاشتهای برهم انبارش شده آنها همراه با اعمال شاخص پراکندگی انحراف معیار برابر با $\pm 1SD$ به نگاشت برهم انبارش شده.
 الف) مؤلفه‌های شعاعی، ب) مؤلفه‌های مماسی، ج) نگاشت حاصل از برهم انبارش مؤلفه‌های شعاعی با اعمال شاخص پراکندگی به نگاشت برهم انبارش شده، د) نگاشت حاصل از برهم انبارش مؤلفه‌های مماسی با اعمال شاخص پراکندگی به نگاشت برهم انبارش شده.



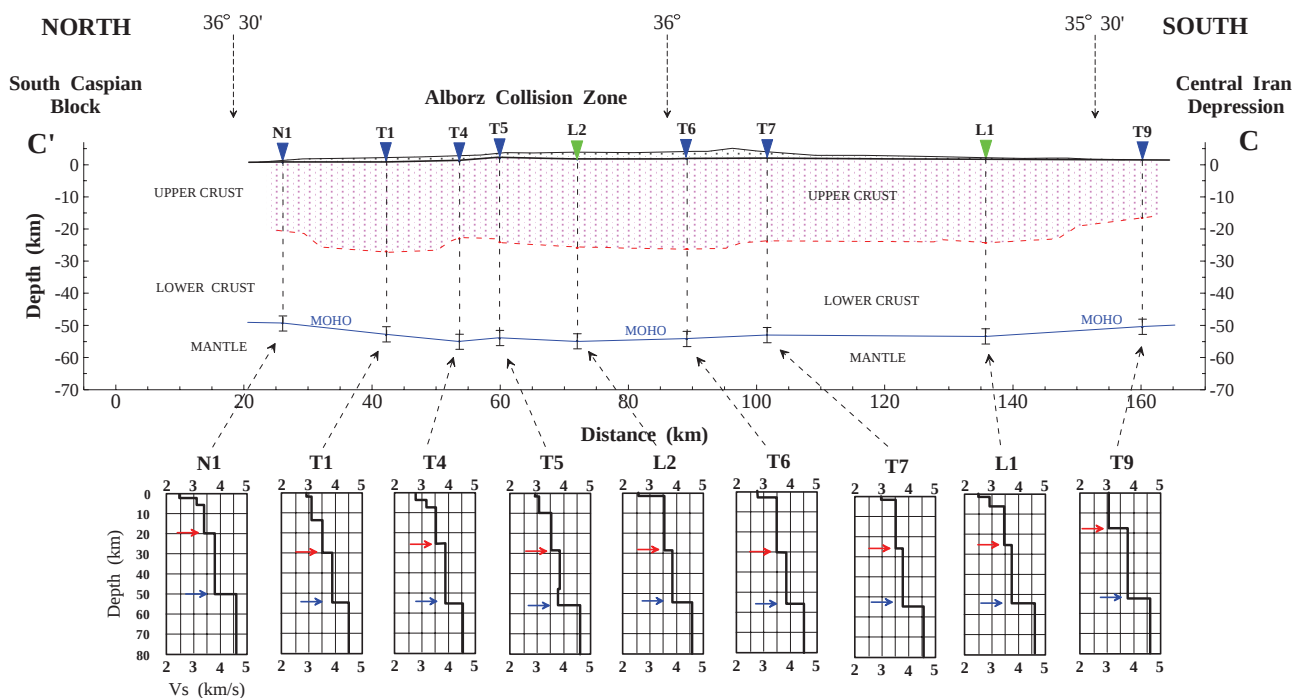
شکل ۴- موقعیت ایستگاهها و امتداد نیمرخهای عرضی از رشته کوه البرز که با استفاده از نتایج این تحقیق تهیه شده است.



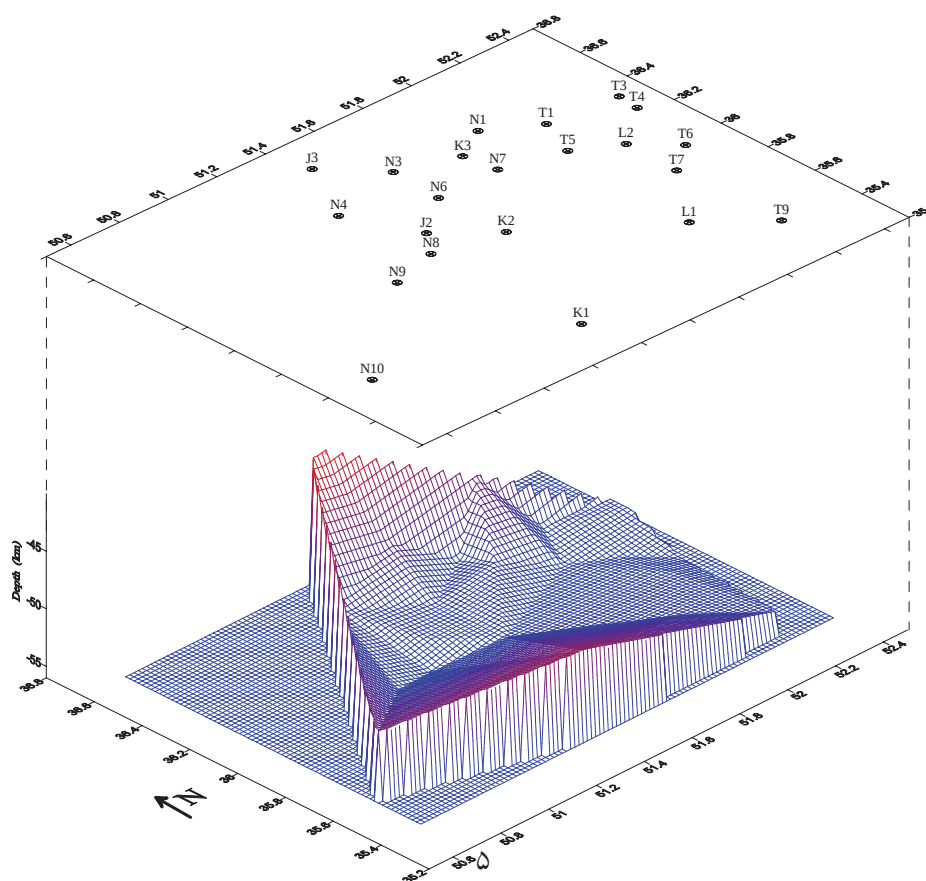
شکل ۵- مقطع عرضی در امتداد نیمرخ AA' بخش پایین شکل نشان دهنده مدل‌های پوسته‌ای حاصل از تحلیل برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی در ۹ ایستگاه مجاور نیمرخ است. موقعیت ایستگاهها که مشخص کننده ساختار پوسته‌ای متناظر با آن است، با نمادهای مثلث وارون در سطح مشخص گردیده و با خط چین قائم به ناپیوستگی موهو متصل شده است. مثلث وارون سبز (خاکستری) رنگ نمایانگر ایستگاههای CMG-3TD و مثلث وارون آبی (مشکی) رنگ نمایانگر ایستگاههای CMG-6TD است. از آنجا که بازه خطا حدود ۵ کیلومتر برای مرز تعیین شده ناپیوستگی موهو متصور می‌باشد، لذا این بازه به صورت نماد I شکل در موقعیت ژرفایی موهو زیر هر ایستگاه یادآوری گردیده است. مرز جدایی تعیین شده برای ناپیوستگی موهو با خط آبی (پیوسته) رسم شده است. مرز جدایی تقریبی که برای پوسته بالایی و پوسته پایینی پیشنهاد می‌شود با خطوط نقطه چین سرخ رنگ مشخص شده است. در مواردی که تعیین این مرز ابهام بیشتری را شامل می‌گردد از نماد ؟ استفاده شده است. نمودار تغییرات ساختار سرعتی یا مدل پوسته‌ای مربوط به هر ایستگاه (در قسمت پایین شکل) با خط چین به موقعیت متناظر در ناپیوستگی موهو مشخص شده است. نماد پیکان آبی رنگ در این نمودار مشخص کننده ناپیوستگی موهو و نماد پیکان سرخ رنگ مشخص کننده مرز احتمالی پوسته بالایی و پوسته پایینی است.



شکل ۶- مقطع عرضی در امتداد نیمرخ BB'، توضیح مشابه شکل ۵.



شکل ۷- مقطع عرضی در امتداد نیمرخ CC'، توضیح مشابه شکل ۵.



شکل ۸- هندسه تغییرات ژرفایی موهو در زیر هر ایستگاه به صورت سه بعدی براساس نتایج تحلیل برگردان توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی امواج ریلی به دست آمده زیر هر ایستگاه

کتابنگاری

رجائی، ا.، مختاری، م.، پری‌ستلی، ک.، ۱۳۸۵- تعیین ساختار پوسته و ۸ گوشته بالایی در ناحیه البرز مرکزی، رساله دکتری ژئوفیزیک- زلزله شناسی (تسلیم شده برای داوری)، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

References

- Akasheh, B., 1975 - Travel time residuals in the Iranian Plateau. *Geophys.*, 41, 281-288.
- Allen, M., Jackson, J., Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.
- Allen, M., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *J. Struc. Geol.*, 25, 659-672.
- Ammon, C. J., 1991- The isolation of receiver effects from teleseismic *P* waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 81, 2504-2510.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., Kamalian, N., 2005- Microseismicity in the region of Tehran. *Tectonophysics*, 395, 193-208.
- Asudeh, I., 1982- Seismic structure of Iran from surface and body wave data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 71, 715- 730.
- Burdick, L. J. & Langston, C. A., 1977- Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67(3), 677-691.

- Dehghani, G. A., Makris, J., 1984- The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol.* 168, 215– 229.
- Giese, P., Makris, J., Akasheh, B., Roewer, P., Letz, H., Mostaanpour, M., 1984 - The crustal structure in southern Iran derived from seismic explosion data. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol.* 168, 230– 243.
- Hedayati, A., Brander, J.L., Berberian, M., 1976- Microearthquake survey of Tehran region, Iran. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 66, 1713– 1725.
- Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. B., Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophys. J. Int.* 148, 214–245.
- Javan Doloei, G., Roberts, R., 2003 - Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions. *Tectonophysics*, 364, 115-133.
- Langston, C. A., 1977- Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 67, 713– 724.
- Mokhtari, M., Farahbod, A. M., Lindholm, C., Alahyarkhani, M., Bungum, H., 2004 - An approach to a comprehensive Moho depth map and crust and upper mantle velocity model for Iran. *Iranian Int. J. Sci.*, 5 (2), 223-244.
- Pablo Ligorria, J., Ammon, C. J., 1999- Iterative deconvolution and receiver function estimation. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89, 1395– 1400.
- Priestley, K., Tilmann, F., 1999- Shear-wave structure of the lithosphere above the Hawaiian hot spot from two-station Rayleigh wave phase velocity measurements. *Geophy. Res. Lett.*, 26, 1493-1496.
- Priestley, K., Baker, C., Jackson, J., 1994 - Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the South Caspian Basin and surrounding regions. *Geophysics Journal International* 118, 111–141.
- Rham, D., Priestley, K., Tatar, M., Poul, A., Hatzfeld, A., Radjaee, A., Nowrouzi, G., Kaviani, A., Tiberi, C., 2005- Variation of fundamental mode Rayleigh wave group velocity dispersion in Iran and surrounding region, *Eos Trans. Aug.*, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S51A-0984.
- Sobouti, F., Arkani-Hamed, J., 1996- Numerical modelling of the deformation of the Iranian plateau. *Geophys. J. Int.* 126, 805– 818.
- Stöcklin, J., 1974 - Northern Iran: Alborz mountains. In: Spencer, A. (Ed.), *Mesozoic–Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies*. Geological Society Special Publication 4, 213–234.
- Tatar, M., 2001- Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagors Central et l'Alborz (Iran), *Thèse de l'Université de Grenoble*.
- Tchalenko, J.S., 1975 - Seismicity and structure of the Kope Dagh (Iran, USSR), *Phil. Trans. R. Soc.*, 278, 1-25.