

بررسی ساختار سرعتی پوسته تهران با استفاده از داده‌های دور و انفجار معادن ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران

فرزام یمینی‌فرد^{۱*} و علی مرادی^۲

^۱ استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۲ استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۷/۱۲/۲۴، پذیرش نهایی: ۸۹/۷/۲۱)

چکیده

تهران پایتخت ایران با جمعیت شناور بیش از ده میلیون نفر در قسمت جنوبی منطقه برخوردی البرز واقع شده است. رشته‌کوه‌های فعال البرز شامل چندین لایه آتشفشانی و رسوبی با امتداد تقریباً شرق - غرب با پهنای ۱۰۰ کیلومتر و طول ۶۰۰ کیلومتر با کوه‌های تالش در غرب و کوه‌های کپه‌داغ در شرق محدود شده است. 5 ± 2 میلی‌متر در سال کوتاه‌شدگی و 4 ± 2 میلی‌متر در سال حرکت امتدادلغز چپ‌گرد در البرز مرکزی بر تقسیم حرکت کلی چپ‌گرد مایل در عرض البرز بین گسل‌های امتدادلغز و معکوس جدا از هم دلالت دارد. شهر تهران با گسل‌های فعال متعددی احاطه شده است. در این تحقیق، ساختار سرعتی پوسته زیر تهران با استفاده از ۳۰۹ دورلرز و ۲۵۳ انفجار معدن ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران از تاریخ تیر ۱۳۸۳ تا دی ۱۳۸۵ مورد بررسی قرار گرفته است. شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران متشکل از ۱۳ ایستگاه لرزه‌نگاری کوتاه دوره سه‌مؤلفه‌ای با هدف اصلی میدان تنش و افزایش شناخت لرزه‌خیزی تهران و مناطق اطراف آن از تیر ماه ۱۳۸۳، شهر تهران را تحت پوشش قرار داده است. آنالیز توابع گیرنده محاسبه شده از شکل موج امواج دور با استفاده از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران نشان می‌دهد که موهو در جنوب شرقی تهران در عمق 52 ± 3 کیلومتری واقع شده است و این نشان‌دهنده افزایش عمق موهو در حاشیه جنوبی زون برخوردی البرز نسبت به ایران مرکزی است. برگردان یک‌بُعدی زمان رسید امواج P امواج انفجار معادن ثبت شده در این شبکه، وجود یک مرز لایه سرعتی در اعماق کم ۱-۲ کیلومتر را نشان می‌دهد که با تغییر سرعت قابل توجهی همراه شده است. چنین لایه سرعتی در دیگر مناطق بررسی شده در ایران مانند زاگرس تاکنون مشاهده نشده است.

واژه‌های کلیدی: ساختار سرعتی، تهران، تابع گیرنده، برگردان یک‌بُعدی

Crustal velocity structure beneath Tehran based on teleseismic and mining explosion data recorded by Tehran City Seismic Network (TCSN)

Yaminifard, F.¹ and Moradi, A.²

¹ Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

² Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 14 March 2009, Accepted: 13 Oct 2010)

Abstract

Tehran, Iran's capital with a population of more than 10 million is located in the southern foothills of the Alborz collision zone. The Alborz mountain belt of northern Iran results from the collision of a piece of the Gondwana with Eurasia in the late Triassic (Sengor et al., 1988). The Alborz active mountain range which consists of several sedimentary and volcanic layers, with east-west trending mountain belt 100-km wide and 600-km long, is bounded by the Talesh Mountains to the west and by the Kopet Dag Mountains to the east (Stocklin, 1974). 5 ± 2 mm/yr shortening and 4 ± 2 mm/yr left-lateral strike-slip motion in the central Alborz imply slip partitioning between strike-slip and reverse faults across the Alborz (Vernant et al., 2004b). The crustal structure of the Alborz is rather poorly

known. Determination of the accurate velocity model for the shallow and deep structure of the study area is useful for routine event locations, and for a precise study of seismic activities and tectonics around the Tehran area surrounded by many active faults.

The first crustal thickness variations computed from surface wave analysis of a few events by Asudeh (1982) suggested a crustal thickness of 45 km beneath the Alborz mountain range. Other crustal thickness estimations have been computed from Bouguer anomaly modeling by Dehghani and Makris (1984) for the whole of Iran. They showed that the Bouguer gravity along the Alborz mountain range varies between -100 and -120 mgal implying a crustal thickness of less than 35 km. Mangino and Priestley (1998), based on receiver function analysis showed that the crust in the southwestern and southeastern parts of the Caspian basin is 30-33 km thick and consists of a 10 km sedimentary section overlying a 15–20 km crystalline crust of $V_p = 5.8 \text{ km s}^{-1}$ which in turn overlies a thin lower crust. Javan and Roberts (2003) applying the same technique on 20 teleseismic earthquakes recorded at seven stations of Iranian Long Period Array (ILPA) located to the southwest of the central Alborz estimated a crustal thickness of $46 \pm 2 \text{ km}$ for this area. They showed that the upper crust has a P-wave velocity between 4 and 5.8 km/s and a 14-km thickness, the middle crust has a positive P-wave velocity gradient from 6 to 6.4 km s^{-1} down to ~30 km depth and a P-wave velocity gradient from 6.4 to 7.5 km s^{-1} characterizes the lower crust in this area.

Ashtari et al., (2005) using microearthquakes recorded by a temporary local seismological network operating for several weeks around Tehran in addition to data from permanent Tehran Digital Seismic Network (TDSN), investigated the velocity model for the region around Tehran. They used arrival times of 36 well located earthquakes that were recorded during their two temporary experiments and estimated that the crust consists of a very thin layer, 2-km thick ($V_p \sim 5.4 \text{ km s}^{-1}$) over a 6 km thick ($V_p \sim 5.8 \text{ km s}^{-1}$) both associated with the sedimentary layer. Based on their results the crystalline crust consists of two layers 4 and 22 km thick with P-wave velocities of 6.0 and 6.3 km s^{-1} respectively. They estimated a depth of 35 km for the Moho discontinuity beneath the study area. Recent studies of Rajaei et al. (2007) based on receiver function analysis on the one data set belonging to the seismic temporary profile show that the crust in the southern parts of the central Alborz has a thickness of about 54 and 52 km respectively. This study indicates a small increase of crustal thickness (about 5 km) toward the southern flank on the central Alborz, consistent with Bouguer anomalies of Dehghani and Makris (1984). P and S receiver functions analysis by Sodoudi et al. (2009) using data from 11 permanent stations of the Tehran Telemetry Seismic Network reveals ~51-54 km crustal and ~90 km lithosphere thickness beneath the central Alborz.

In this study the velocity structure beneath Tehran region was studied by 309 Teleseismic and 253 mining explosions data recorded in the Tehran City Seismic Network (TCSN), operated by Tehran Disaster Management and Mitigation Organization (TDMMO), from June 2004 to January 2007. Tehran City Seismic Network consists of 13 three component short period seismographs established in June 2004 in order to monitor the stress field and seismicity of Tehran city and its vicinity. Receiver function analysis of Teleseismic events which was recorded in the TCSN network shows Moho depth at 50 (km) southeast of Tehran. This Moho depth in this region reveals increasing Moho depth at the the southern border of the Alborz collision zone into the Central Iran block. Using 1D inversion of first P wave arrivals of mining activity (explosions) which were recorded in TCSN, we obtained two layers at very shallow depths with borders in 1 and 2 (km). Such shallow layers based on crustal velocity studies have not been seen in other Iranian regions like the Zagros. A better result could be achieved when the exact

origin times and locations of explosions are reachable and if the explosions were fired bigger and recorded by a dense seismic profile.

Key words: Velocity structure, Tehran, Receiver function, 1D inversion

۱ مقدمه

۸ کیلومتر و سرعت ۵/۹ کیلومتر بر ثانیه و لایه بلوری زیرین به ضخامت ۱۴ کیلومتر و سرعت ۶/۳ کیلومتر بر ثانیه است. ضخامت پوسته محاسبه شده در این مدل با ضخامت پوسته محاسبه شده مانگینو و پریستلی (۱۹۹۸) با روش آنالیز توابع گیرنده برای بخش‌های جنوب غربی و شرقی حوضه خزر ۳۰-۳۳ کیلومتر، توافق خوبی نشان می‌دهد.

آنالیز توابع گیرنده با داده‌های ثبت شده آرایه ایلیپا (ILPA, Iranian Long Period Array)، عمق موهو را در جنوب غرب تهران ۴۶ کیلومتر به دست داده است (جوان و روبرت، ۲۰۰۳). تحلیل توابع گیرنده مربوط به نیم‌رخ لرزه‌ای در عرض البرز مرکزی از سوی رجائی (۲۰۰۷) نشان‌دهنده ضخامت ۵۴ کیلومتری موهو در قسمت جنوبی البرز مرکزی است. آنالیز توابع گیرنده سدودی و همکاران (۲۰۰۹) با به‌کارگیری داده‌های ۱۱ ایستگاه کوتاه دوره شبکه لرزه‌نگاری رقمی (دیجیتال) تهران نشان‌دهنده ضخامت تقریباً ۵۱-۵۴ کیلومتر ضخامت پوسته در البرز مرکزی است.

در این تحقیق ساختار پوسته در زیر ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران که ایستگاه‌های آن در داخل و مجاورت شهر تهران نصب شده اند با استفاده از زمین‌لرزه‌های دور و انفجارهای ثبت شده از داده‌های ثبت شده در این شبکه با مهاجرت توابع گیرنده و برگردانی یک‌بُعدی زمان رسید امواج P، مورد بررسی قرار گرفته‌اند. از آنجاکه امواج حاصل از انفجار معادن ثبت شده در فواصل نزدیک از لایه‌های سطحی عبور کرده‌اند، این انتظار می‌رود که مدل محاسبه شده، اطلاعات

رشته‌کوه‌های فعال البرز با امتداد تقریباً شرق - غرب با پهنای ۱۰۰ کیلومتر و طول ۶۰۰ کیلومتر با برخورد تکه‌ای از گندوانا با اوراسیا در تریاسه فوقانی تشکیل شده است (سنگور و همکاران، ۱۹۸۸). مرز آن با ساحل جنوبی دریای خزر به‌منزله باقی‌مانده پوسته اقیانوسی در حال فرورفتن سریع تفسیر شده و با لایه‌ای از رسوبات به ضخامت حدود ۲۰ کیلومتر پوشیده شده است (برونت و همکاران، ۲۰۰۳). رشته‌کوه‌های البرز در غرب با کوه‌های تالش و از شرق با کوه‌های کپه‌داغ محدود شده است و شامل چندین لایه آتشفشانی و رسوبی با سن‌های کامبرین تا ائوسن می‌شود که در طی برخورد در سنوزوئیک فوقانی تشکیل شده‌اند (علوی، ۱۹۹۶).

ساختار سرعتی پوسته محاسبه شده با برگردانی یک‌بُعدی داده‌های محلی شبکه متراکم لرزه‌نگاری نصب شده در حاشیه جنوبی البرز مرکزی (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵) نشان‌دهنده یک مدل ۴ لایه در منطقه مورد بررسی است. این مدل شامل یک لایه رسوبی دو لایه‌ای با ضخامت‌های ۲ و ۶ کیلومتر به ترتیب با سرعت‌های موج P ۵/۴ و ۵/۷ کیلومتر بر ثانیه روی لایه بلوری دو لایه با ضخامت‌های ۴ و ۲۲ کیلومتر و به ترتیب سرعت‌های ۶ و ۶/۳ کیلومتر بر ثانیه است. مدل سرعتی به دست آمده از بررسی خردزمین‌لرزه‌های ثبت شده در منطقه رودبار، مدلی کمی متفاوت با مدل اشتری و همکاران را (۲۰۰۵) در برای البرز به دست داده است (تاتار و هاتزفلد، ۲۰۰۹). در این مدل ضخامت پوسته محاسبه شده با آنالیز توابع گیرنده ۳۵ کیلومتر شامل یک لایه رسوبی با ضخامت ۶ کیلومتر و سرعت ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه، لایه بلوری فوقانی با ضخامت

ارزشمندی در خصوص این لایه‌ها به دست دهد.

۲ داده و پردازش اولیه

در این تحقیق از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران (TCSN, Tehran City Seismic Network) متشکل از ۱۳ ایستگاه لرزه‌نگاری کوتاه دوره سه مؤلفه‌ای وابسته به سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران استفاده شده است (شکل ۱). لرزه‌سنج نصب شده در این ایستگاه‌ها دارای بسامد طبیعی یک هرتز، ثابت میرایی ۰/۵۵ و حساسیت ۱۴۰ ولت متر بر ثانیه است. ثابت از نوع رقمی ۲۴ بیتی، دارای گستره دینامیک ۱۰۰ دسی بل است. بسامد نمونه‌برداری ثبت از تیرماه ۱۳۸۳ تا فروردین ۱۳۸۶، ۳۵/۷۱ هرتز بوده و پس از آن با توجه به افزایش حافظه ثبت از ۶۰ مگابایت به ۵۱۲ مگابایت به ۷۱/۴۳ هرتز افزایش یافته است. به منظور تشکیل بانک داده وقایع و آنالیز داده‌ها از نرم‌افزار (SEISAN) (هاوسکف و اتمولر، ۲۰۰۵) و برای تعیین محل انفجار از برنامه (Hypocenter) (لینرت و همکاران، ۱۹۸۶) استفاده شده است.

تعداد زیادی از وقایع ثبت شده در شبکه شهر تهران مربوط به انفجار معادن اطراف تهران هستند که به کمک امواج سطحی R_g کاملاً واضح تولید شده با آنها در ایستگاه‌های نزدیک محل انفجار بطور مشاهده‌ای تشخیص داده شده‌اند. شکل ۲ یک نمونه از انفجارات ثبت شده در دو ایستگاه، که یک ایستگاه در نزدیکی انفجار و دیگری در ۲۵ کیلومتری محل رویداد بوده است را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود در ایستگاه دور امواج بلند دوره R_g تشکیل شده است. در ایستگاه نزدیک پلاریته اولین رسید موج P در این رویدادها همگی مثبت بودند اما در ایستگاه‌های دور با توجه به نوفه بالای این ساعات از روز در ایستگاه‌ها قرائت پلاریته امکان پذیر نبود لذا در تشخیص انفجارات به فاز R_g مشاهده شده بسنده گردید. توزیع رومرکز این وقایع نشان می‌دهد که

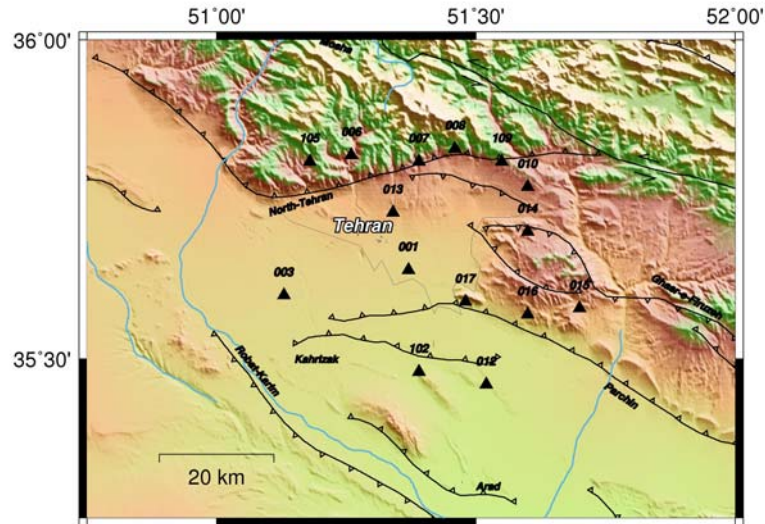
این معادن بیشتر در جنوب شرقی تهران واقع شده‌اند (شکل ۶). فراوانی زمان وقوع انفجارات و بزرگی آنها نشانگر آن است که این انفجارات در بازه زمانی ۶ تا ۱۵ به وقت گرینویچ با مقدار بیشینه در ساعات ۷ تا ۹ با بزرگای محلی ۱/۲ تا ۲/۱ رخ داده‌اند (شکل ۳). بزرگای محلی بزرگترین انفجار ثبت شده برابر ۲/۳ است. زمان رخداد این رویدادها دلیل دیگری بر انفجار بودن آنها می‌باشد. در این مطالعه جمعا ۲۵۳ انفجار معدن و ۳۰۹ زمین لرزه دور در فاصله ۲۵ تا ۹۵ درجه با بزرگای حجمی بیش از ۵ که با کیفیت خوبی ثبت شده بودند پس از پردازش‌های اولیه مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

۳ برگردانی مدل یک‌بُعدی سرعت

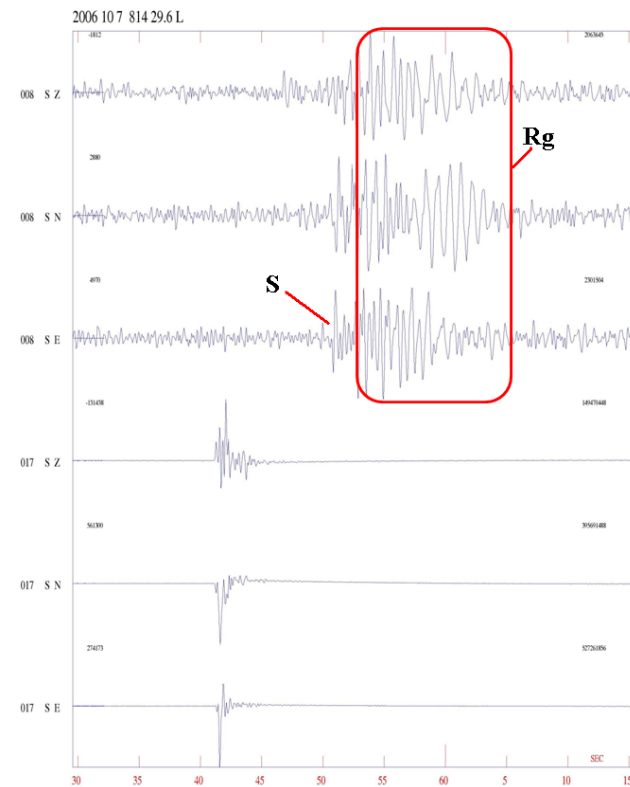
ساختار سرعتی پوسته فوقانی با برگردانی یک‌بُعدی زمان‌های رسید امواج P حاصل از انفجار معادن جنوب شرق تهران مورد بررسی قرار گرفت. از آنجا که محل انفجارها به بعضی از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شهر تهران بسیار نزدیک است، تعیین محل آنها دقت زیادی دارد و این انتظار می‌رود که با برگردان یک‌بُعدی زمان‌رسیدها مدل سرعتی منطقه در قسمت‌های فوقانی پوسته بهبود یابد. در اولین گام با استفاده از انفجارها تلاش شد تا نسبت سرعتی امواج P و S محاسبه شود. لازم به ذکر است فاز S قرائت شده در ایستگاه‌های دور از فاز P قابل تفکیک شده بود که ممکن است بعامل گوناگونی چون ناهمگنی‌های موجود در محیط از جمله لایه‌بندی سرعتی چنین شده باشد. برای محاسبه نسبت سرعتی امواج P و S از روش واداتی (۱۹۳۳) استفاده شد و انفجارهایی به کار رفت که خطای زمانی برآورد تعیین محل آنها کمتر از ۰/۲ ثانیه و ضریب همبستگی در محاسبه V_p/V_s برای آنها بیش از ۰/۹۹ بود. تعداد انفجارهای مورد استفاده با شرط‌های فوق ۱۲۵ رویداد و نسبت سرعتی برابر $1/754 \pm 0/03$ محاسبه شد که برابر مقدار V_p/V_s محاسبه شده اشتري و

و تاثیر آن در دقت قرائت فاز S، قرائت این فاز از شکل موج انفجارها دقت قابل قبولی داشته است (شکل ۲).

همکاران (۲۰۰۵) برای البرز مرکزی با استفاده از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری متراکم محلی است. لذا به نظر می‌رسد علی‌رغم ضعیف بودن دامنه امواج برشی حاصل از انفجار



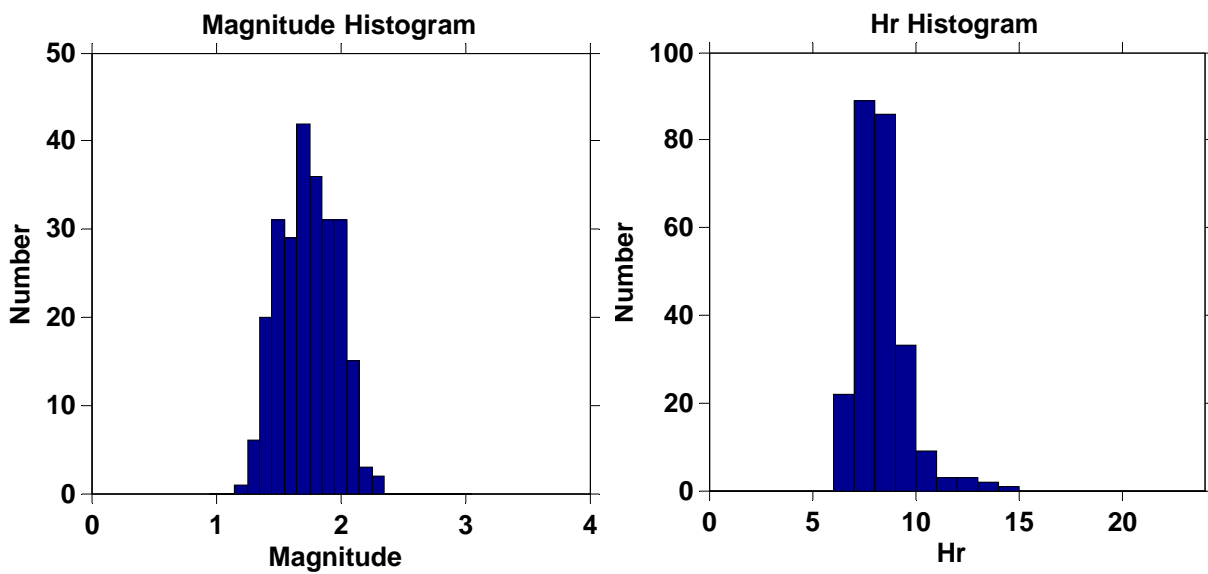
شکل ۱. مثلث‌های مشکی رنگ ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران (TCSN) را نشان می‌دهند (گسل‌ها از اشتیری و همکاران، ۲۰۰۵).



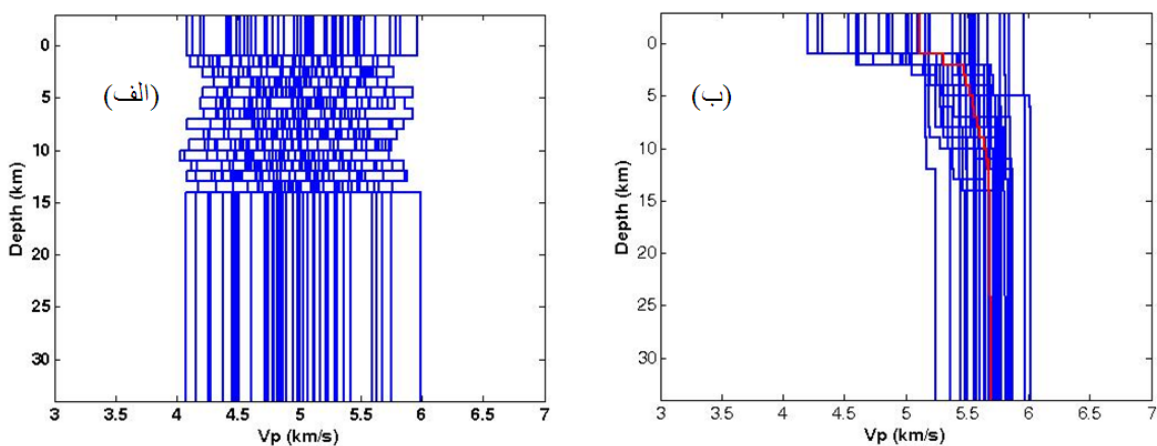
شکل ۲. نمونه‌ای از شکل موج ثبت شده از یک انفجار در یک ایستگاه نزدیک (کمتر از یک کیلومتر) و یک ایستگاه در فاصله حدود ۲۵ کیلومتری محل رویداد. به امواج بلنددوره مشخص شده درون مستطیل بالایی توجه شود.

آزموتی کمتر از ۱۸۰ درجه تعیین محل شده بودند و (rms) باقی مانده در آنها کمتر از ۰/۳ ثانیه و خطای تعیین محل رومرکزی در راستاهای شمالی - جنوبی و شرقی - غربی نیز کمتر از ۵ کیلومتر بود. در اولین مرحله از ۵۰ مدل تصادفی ۱۵ لایه با ضخامت‌های ۱ کیلومتری از عمق ۱ تا ۱۴ کیلومتری با سرعت متوسط ۵ کیلومتر درحکم ورودی مدل سرعتی استفاده شد (شکل ۴-الف).

در مرحله بعد با استفاده از نسبت سرعتی فوق و برنامه (VELEST) (کیسلینگ، ۱۹۹۵) عملیات برگردان یک‌بُعدی زمان رسیده‌ها صورت پذیرفت. از آنجاکه خروجی در برنامه‌های برگردان به ورودی وابسته‌اند، از یک دسته داده با کیفیت زیاد و مدل‌های تصادفی فراوان درحکم ورودی استفاده شد. ۳۹ انفجار در این دسته داده قرار گرفت که در بیش از ۳ ایستگاه با حداکثر نبود



شکل ۳. فراوانی زمان وقوع (راست) و فراوانی بزرگای محلی (چپ) انفجارهای ثبت شده معادن اطراف تهران.

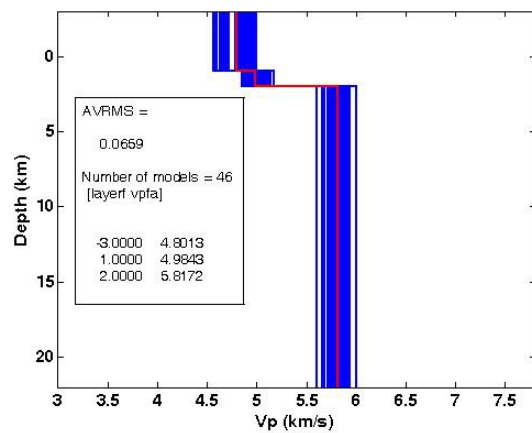


شکل ۴. الف) ۵۰ مدل اولیه ورودی به برنامه (Velest)، ب) خروجی برنامه برگردان یک‌بُعدی که نشان‌دهنده همگرا شدن مدل‌ها به یک مدل سه‌لایه است.

برای مقایسه مدل به دست آمده با مدل اشتري و همکاران (۲۰۰۵)، خروجی پارامترهای تعیین محل مجدد انفجارهای انتخابی با دو مدل ذکر شده با برنامه (Hypo71) در جدول ۲ آورده شده است. همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود مدل جدید در مقدار خطای زمانی بهبود چندانی ایجاد نکرده است ولی خطای عمق را به‌طور قابل توجهی کاهش داده و متوسط عمق را نیز کاهش داده است. لازم به ذکر است با توجه به خطای بالای عمق انفجارها در مدل اشتري و همکاران (۲۰۰۵)، این مدل توانایی لازم برای به دست آوردن عمق انفجارهای سطحی را ندارد و علت آن استفاده از زمین‌لرزه‌ها در به دست آوردن مدل در کار یاد شده است. از دیگر مزایای مدل جدید نزدیک کردن عمق محاسبه شده انفجار به سطح است (جدول ۲).

مقایسه رومرکز انفجارهای تعیین محل شده با دو مدل اشتري و همکاران (۲۰۰۵) و مدل حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد پراکندگی محل انفجار در مدل جدید کمتر شده است و بسیاری از رویدادها نسبت به تعیین محل با مدل قبلی کمی جابه‌جایی به سمت شمال داشته‌اند (شکل ۶). توزیع عمقی این انفجارها نیز به کمک مدل جدید به مقدار واقعی (انفجارهای سطحی) نزدیک‌تر شده است (شکل ۷). با توجه به رویدادهای تعیین محل شده با مدل جدید و رویدادهای انتخابی، انفجارهای جنوب شرق تهران در محدوده‌ای به طول بیش از ۳۰ کیلومتر و عرض حدود ۱۰ کیلومتر رخ می‌دهند.

همان‌طور که در شکل ۴-ب مشاهده می‌شود خروجی مدل‌ها به یک مدل سه‌لایه با سطوح انفصال در عمق‌های ۱ و ۲ کیلومتر همگرا شده‌اند. از عمق حدود ۵ کیلومتر به پایین تقریباً مدل‌ها تغییر چندانی ندارند که علت اصلی آن به دلیل مسیر پرتو از چشمه تا ایستگاه است. در مرحله بعد از پنجاه مدل سه‌لایه با سرعت‌های متوسط به دست آمده از مرحله اول استفاده شد و خروجی سبب کاهش متوسط (rms) از ۲۲۷٪ به ۲۱۱٪. مطابق جدول ۲ شد. مدل به دست آمده سه‌لایه در جدول ۱ آورده شده و نمودار آن در شکل ۵ رسم شده است.



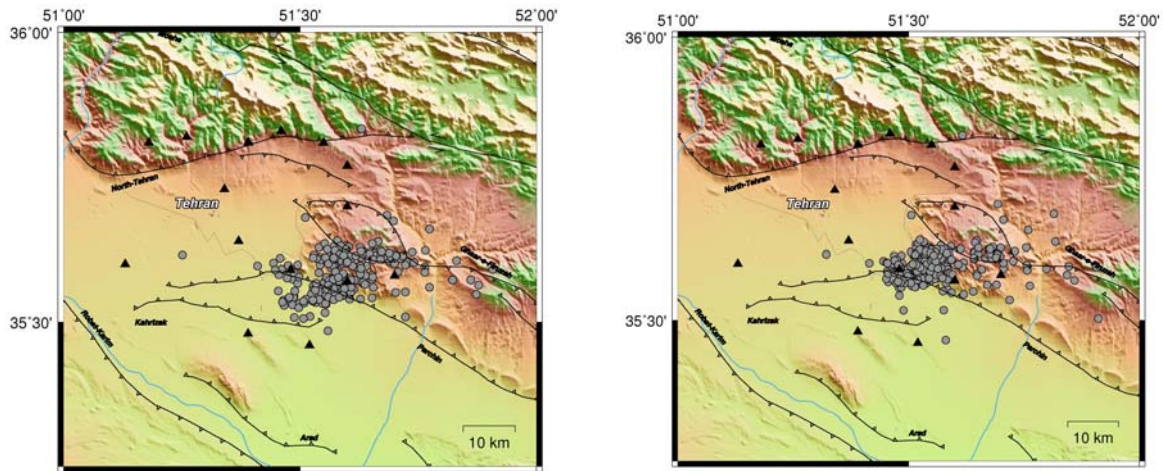
شکل ۵. خروجی برنامه برگردان یک‌بعدی برای ۵۰ مدل ورودی تصادفی ساده شده سه‌لایه.

جدول ۱. مدل سرعتی به دست آمده با استفاده از برگردانی زمان‌های رسید امواج P حاصل از انفجارهای معادن.

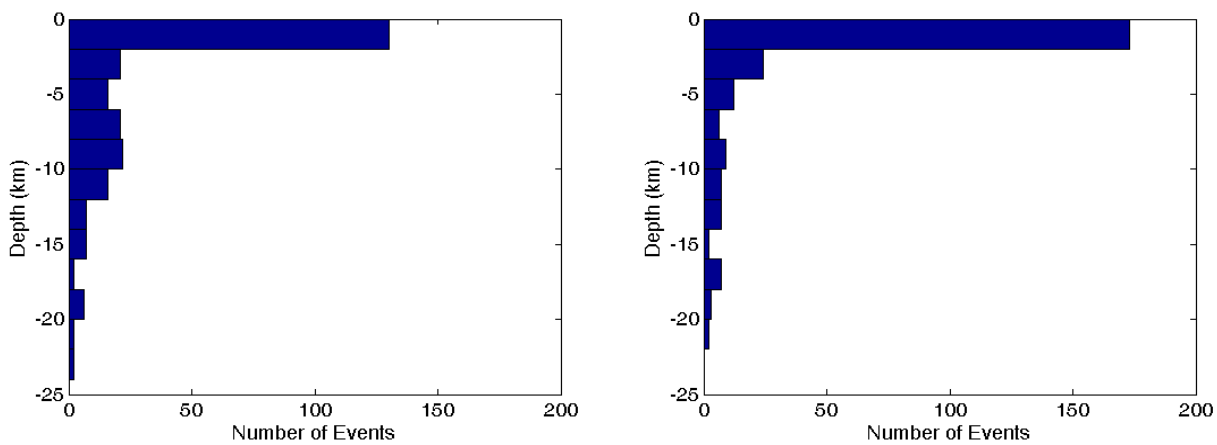
سطح بالایی لایه (کیلومتر)	متوسط سرعت موج P (کیلومتر بر ثانیه)	V_p/V_s
۰	4.8 ± 0.2	۱/۷۵
۱	5.0 ± 0.1	
۲	5.8 ± 0.2	

جدول ۲. مقایسه پارامترهای به دست آمده در تعیین محل با استفاده از دو مدل جدید و اشتري و همکاران (۲۰۰۵).

مدل	تعداد رویداد	متوسط خطای سطحی (km)	متوسط خطای عمق (km)	متوسط rms (s)	متوسط عمق (km)
اشتري و همکاران (۲۰۰۵)	۳۹	۲/۴۳۱	۱۷/۲۸۲	۰/۲۲۷	۴/۵
به دست آمده از انفجارها	۳۹	۱/۱۳۸	۲/۲۰۵	۰/۲۱۱	۲/۵



شکل ۶. مقایسه توزیع رو مرکز به دست آمده برای ۲۵۳ انفجار تعیین محل شده با استفاده از مدل اشتري و همکاران (۲۰۰۵) (سمت چپ) و مدل جدید (سمت راست).



شکل ۷. مقایسه توزیع عمقی به دست آمده برای ۲۵۳ انفجار تعیین محل شده با استفاده از مدل اشتري و همکاران (۲۰۰۵) (سمت چپ) و مدل جدید (سمت راست).

۴ بررسی عمق موهو با تحلیل توابع گیرنده

برای تعیین عمق موهو از، امواج تبدیلی PS تولید شده در مرز آن استفاده می شود. آنالیز این امواج در حوزه بسامد یا حوزه زمان صورت می گیرد. در این تحقیق پس از دوران مولفه ها و تعیین مولفه شعاعی و استفاده از فیلتر باترورت میان گذر $0/8 - 0/1$ هر تتر توابع گیرنده با به کارگیری روش حوزه زمان لیگوریا و آمون (۱۹۹۹) محاسبه شده است. میزان نوفه روی نگاشت ها و انرژی روی مولفه های مماسی به منظور انتخاب توابع گیرنده با

کیفیت مناسب مورد توجه قرار گرفت. از لحاظ نظری در محیط همسانگرد و بدون شیب هیچ سیگنالی نبایستی در مولفه مماسی مشاهده شود که در واقعیت به خاطر پیچیدگی های زمین چنین نیست.

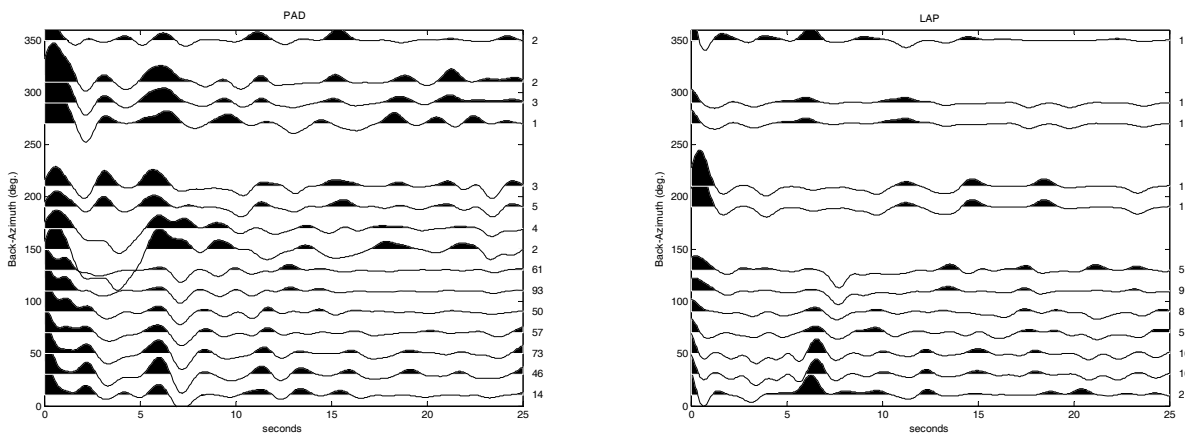
توابع گیرنده محاسبه شده برای ۱۵ ایستگاه واقع شده در تهران و حومه نشان می دهد که علی رغم انتخاب سیگنال های با کیفیت بالا با تعداد نسبتاً زیاد و برهم نهی آنها برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه توابع گیرنده محاسبه شده کیفیت مناسبی ندارند که این می تواند دلایل

گرفته شده و به سلول‌هایی به ابعاد افقی ۲ و قائم ۵ کیلومتر تقسیم‌بندی شده و دامنه توابع گیرنده شعاعی بعد از قرار گرفتن روی مسیر پرتو در هر سلول با استفاده از مدل سرعت (IASPEI91) (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) محاسبه و در نهایت نتایج با گاوسی دو بُعدی در راستای افقی هموار شد. نتایج نشان‌دهنده وجود یک مرز لایه مهم در عمق تقریباً ۵۲-۵۰ کیلومتر است (شکل ۹). دقت تعیین عمق موهو با در نظر گرفتن پهنای گاوسی ۰/۴، و خطای $\pm 0/2$ نسبت سرعت موج P به S، ± 3 کیلومتر برآورد می‌شود.

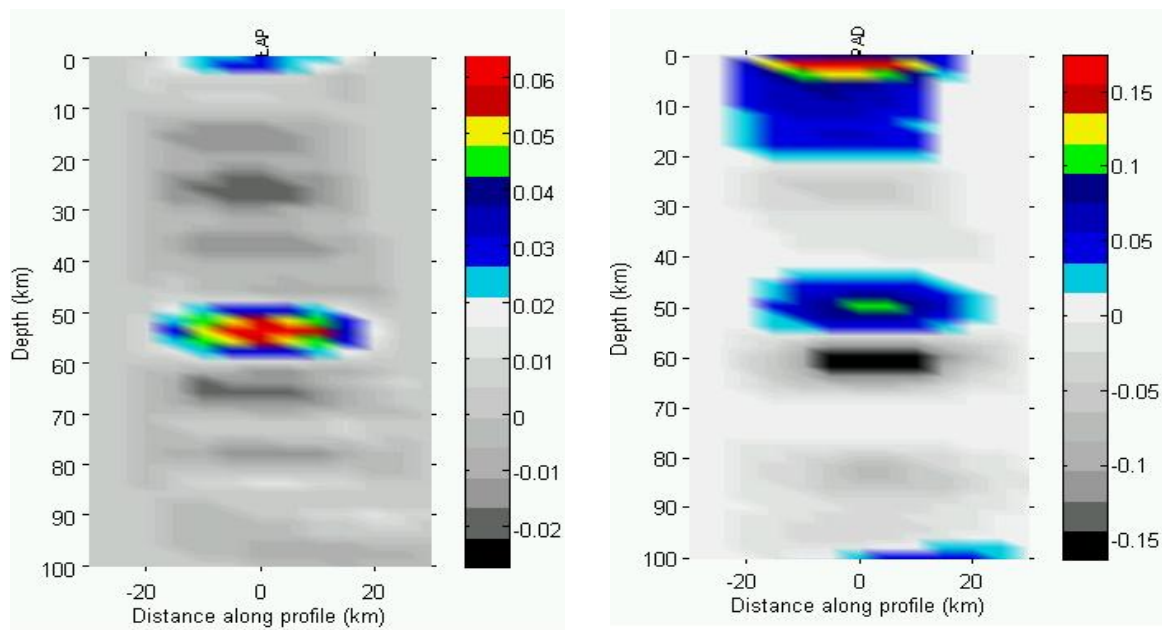
مقادیر منفی در توابع گیرنده و مقاطع می‌توانند شاهدهی بر وجود لایه کم‌سرعت احتمالی در پوسته باشند. قابل توجه است که نتایج مهاجرت با توجه فاصله گرفتن پرتوها در عمق‌های بیشتر و دامنه‌های کم فازهای تبدیلی دقت کمتری دارند. لذا با توجه به نوفه ثبت شده با لرزه‌سنج‌های کوتاه‌دوره زون‌های کم‌سرعت و فازهای تبدیلی دیگر (چندگانه‌ها) مورد بحث قرار نگرفتند و به قوی‌ترین فاز تبدیلی یعنی PS بسنده شد.

متعددی از قبیل پاسخ نامناسب دستگاهی، سطح نوفه زیاد ایستگاه‌ها و در نهایت پیچیدگی‌های ساختاری؛ به‌ویژه برای ایستگاه‌های واقع شده روی رسوبات سست یا دارای توپوگرافی شدید داشته باشد. با این حال وجود تپ (پالس)‌های قابل توجه، به‌وضوح در ایستگاه‌های (LAP) ۰۱۶ و (PAD) ۱۰۲ واقع در جنوب و جنوب شرق تهران دیده می‌شود (شکل‌های ۱ و ۸). ایستگاه PAD در جنوب تهران در جنوب کهریزک روی بستر سنگی واقع شده است. توابع گیرنده محاسبه شده برای این ایستگاه با وجود پیچیدگی‌شان تپ قوی را در ۶ ثانیه نشان می‌دهد. ایستگاه LAP در جنوب شرق تهران در روستای لپه‌زنک روی آبرفت کم‌ضخامت واقع شده است. توابع گیرنده محاسبه شده برای این ایستگاه تپ واضحی را در ۶/۵ ثانیه نشان می‌دهد.

به‌منظور برآورد کردن عمق مرز لایه ایجاد کننده موج تبدیلی مشاهده شده روی توابع گیرنده انتخابی دو ایستگاه PAD و LAP از مهاجرت توابع گیرنده (ژو، ۲۰۰۰) استفاده شد. برای این کار نیم‌رخ‌ی در جهت شمال در نظر



شکل ۸. توابع گیرنده برهم نهی شده در گام‌های آزیموتی ۲۰ درجه برای ایستگاه (PAD) ۱۰۲ واقع در جنوب تهران (سمت چپ) و ایستگاه (LAP) ۰۱۶ واقع در جنوب شرق تهران (سمت راست). اعداد سمت راست شکل، تعداد توابع گیرنده برهم انباش شده مربوط به هر بازه آزیموتی را نشان می‌دهد. محل ایستگاه‌ها در شکل ۱ نمایش داده شده است.



شکل ۹. مقطع عمقی به دست آمده در راستای شمال با مهاجرت توابع گیرنده برای ایستگاه PAD (۱۰۲)، سمت راست و ایستگاه LAP (۰۱۶)، سمت چپ. مقیاس رنگها تابع متوسط دامنه موج تبدیلی در هر سلول نسبت به دامنه اولین رسید است.

۵ نتیجه گیری

ساختار سرعتی به دست آمده از بررسی انفجارها نشان دهنده یک مدل دولایه با سطوح انفصال در اعماق ۱ و ۲ کیلومتری است. آنچه در تغییر سرعت در عمق یک کیلومتری مشاهده می شود (از ۴/۸ به ۵/۰ کیلومتر بر ثانیه) اگرچه می تواند بیانگر یک لایه جدید باشد ولی با توجه به دقت داده های به کار رفته و میزان کم تغییر سرعت، اهمیت چندانی ندارد. در صورتی که در این تحقیق موقعیت و زمان انفجارها مشخص بود، با اطمینان بیشتری در مورد این لایه می توانستیم بحث و نتیجه گیری کنیم. اما برخلاف سطح انفصال در عمق یک کیلومتر، سطح انفصال در عمق ۲ کیلومتر با تغییر سرعت زیاد و قابل توجه ۰/۸ کیلومتر بر ثانیه (۵/۸ - ۵/۰) بیانگر وجود یک لایه کاملاً مشخص از عمق ۲ کیلومتر به بالا است. این لایه با آنالیز داده های زمین لرزه های محلی، البته با تغییر سرعت کمتر ۰/۳ کیلومتر بر ثانیه (۵/۷ - ۵/۴) را اشتراک و همکاران (۲۰۰۵) برای بخش جنوبی البرز مرکزی مشاهده کرده بودند.

وجود این مرز بین لایه ای در عمق کم و تغییر سرعت قابل توجه مشاهده شده که در دیگر مناطق بررسی شده مانند رودبار در البرز غربی و زاگرس در جنوب ایران تاکنون مشاهده نشده است، می تواند حاصل یک رسوب گذاری متفاوت از روند معمول فرسایشی منطقه متأثر از نهشته های آتشفشانی باشد.

تپ های با دامنه قابل توجه در فاصله ۶-۷ ثانیه از اولین رسید برای اکثریت توابع گیرنده که به وضوح برای ایستگاه های (LAP) ۰۱۶ و (PAD) ۱۰۲ واقع در جنوب و جنوب شرق تهران به ترتیب حول ۶/۵ و ۶ ثانیه دیده می شود ما را متقاعد می سازد که موهو در زیر ایستگاه LAP در عمق 52 ± 3 کیلومتری واقع شده است که از ضخامت موهو در زاگرس مرکزی و ایران مرکزی بیشتر است. لذا ضخیم شدگی پوسته در حاشیه جنوبی البرز مرکزی در مرز با ایران مرکزی (جوان و روبرت، ۲۰۰۳) را در ذهن القا می کند. ضخامت کم محاسبه شده برای موهو در حاشیه های جنوبی، شرقی و غربی خزر جنوبی

- Kennett, B. L. N. and Engdahl, E. R., 1991, Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophysical Journal International*, **122**, 429-465.
- Kissling, E., 1995, Program VELEST USER'S GUIDE - Short Introduction, Second draft version, Institute of Geophysics, ETH Zuerich.
- Lienert, B. R., Berg, E. and Frazer, L. N., 1986, Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 771-783.
- Ligorria, J. and Ammon, C., 1999, Iterative deconvolution and receiver function estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1395-1400.
- Mangino, S. and Priestley, K., 1998, The crustal structure of the southern Caspian region, *Geophysical Journal International*, **133**, 630-648.
- Rajaei, A. H., 2007, The crustal structure in the Central Alborz from receiver functions analysis, Ph.D. Thesis, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K. J., 1988, Origin and assembly of the Tehyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A. (Eds.), *Gondwana and Thetys.*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **37**, 119-181.
- 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.
- 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. and Hatzfeld, D., 2009, Microseismic evidence of slip partitioning for the Rudbar-Tarom earthquake (Ms 7.7) of 1990 June 20 in NW Iran, *Geophys. J. Int.*, **176**, 529-541.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, B., 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**, 177-184.
- Zhu, L., 2000, Crustal structure across the San Andreas fault, southern California, from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, **105** (B2), 2969-2980.
- (مانگینو و پرستلی، ۱۹۹۸؛ رجائی، ۲۰۰۷؛ تاتار و هاتزفلد، ۲۰۰۹) می‌تواند نشان‌دهنده عمق بیشتر موهو در حاشیه جنوبی البرز نسبت به بخش غربی البرز یا قسمت‌های شمالی تر باشد.
- ### تشکر و قدردانی
- مولفان نهایت تشکر را از جناب آقای دکتر مازیار حسینی رئیس وقت سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران به‌خاطر احداث شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران و در اختیار گذاشتن داده‌ها، دارند. بدین‌وسیله از آقایان مهندس علیرضا ثابتی، محمد مختاری، سید هانی متولی عنبران، سعید نوبخت و مهدی فلاح که در نصب ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و نگهداری آن و برداشت داده‌ها در شرایط دشوار بیابانی زحمات فراوانی را متحمل شده‌اند سپاسگزاری می‌شود.
- ### منابع
- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran, *J. Geodyn.*, **21**, 1-33.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D. and 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, *Geophysical Journal of Research Astronomical Society*, **71**, 715-730.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. and Nikishin, A. M., 2003, The south Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modeling, *Sediment. Geol.* **156**, 119-148.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1984, The Gravity Field and Crustal Structure of Iran. *Neues Jahrb, Geological Paleontology* **168**, 215-229.
- Havskov, J. and Ottemöller, L., 2005, SEISAN: the earthquake analysis software, version 8.1.
- Javan Doloei, G. and Roberts, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions, *Tectonophysics* **364**, 115-133.