

## ساختار سرعتی پوسته در البرز غربی به روش برگردان هم‌زمان تابع‌های انتقال گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی

سمیرا موسویان<sup>۱</sup> و محمد تاتار<sup>۱\*</sup>

<sup>۱</sup> پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۴/۲۸، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۴/۳۰)

### چکیده

آگاهی از ساختار سرعتی و عمق موهو در یک منطقه فعال از نظر لرزه‌خیزی چون زون البرز واقع در شمال ایران، عامل مهم و مؤثری در مکان‌یابی دقیق زمین‌لرزه‌های آن منطقه، نسبت دادن لرزه‌خیزی به گسل‌های فعال و در نهایت بهبود نتایج تحلیل خطر زمین‌لرزه است. اگرچه پژوهش‌های معتبر متعددی در راستای برآورد عمق موهو در البرز مرکزی صورت گرفته است، اما در البرز غربی که به علت رخداد زمین‌لرزه سال ۱۳۶۹ رودبار-منجیل با بزرگی  $M_s = 7.3$  اهمیت فراوانی دارد، هنوز برآورد دقیقی از ساختار و ضخامت پوسته در دست نیست. در تحقیق حاضر تلاش بر این است تا با استفاده از داده‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های دور ثبت شده در سه ایستگاه قزوین، زنجان و رودبار واقع در زون البرز غربی، ضخامت و در صورت امکان ساختار سرعتی پوسته در این زون به روش برگردان هم‌زمان تابع‌های انتقال گیرنده و اطلاعات پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی تعیین شود. نتایج پژوهش حاضر نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در زیر ایستگاه رودبار  $36 (\pm 3)$  کیلومتر است. یک لایه رسوبی کم‌سرعت با ضخامت حدود ۳ کیلومتر و یک سطح ناپیوستگی درون پوسته‌ای در عمق حدود ۱۳ کیلومتر قابل تشخیص است. در زیر ایستگاه زنجان، عمق موهو بین ۳۸ تا ۴۲ کیلومتر متغیر است. لایه‌ای کم‌سرعت مشابه با ایستگاه رودبار به ضخامت ۳ کیلومتر و یک ناپیوستگی درون پوسته‌ای در عمق ۱۵ کیلومتری در زیر این ایستگاه مشاهده می‌شود. در حرکت به سمت شرق، در زیر ایستگاه قزوین، ضخامت پوسته تا  $52 (\pm 3)$  کیلومتر افزایش می‌یابد که در واقع به نتایج به‌دست آمده در البرز مرکزی نزدیک می‌شود. نتایج فوق کماکان بر نبود هرگونه ریشه در زیر زون البرز غربی دلالت دارد و نشان می‌دهد که این منطقه در تعادل هم‌ایستایی نیست.

**واژه‌های کلیدی:** البرز غربی، عمق موهو، تابع‌های گیرنده، اطلاعات پاشندگی، برگردان هم‌زمان

## Crustal structure of the Western Alborz by joint inversion of receiver function and surface wave dispersion curve

Samira Mousaviyan<sup>1</sup> and Mohammad Tatar<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>International Institute of Earthquake Engineering and Seismology

(Received: 18 July 2012, accepted: 21 July 2013)

### Summary

Crustal velocity structure of a seismically active region such as the Alborz located in North of Iran has a great influence on the precise location of earthquakes, attributing the seismicity to the active faults, and improving the reliability of the seismic hazard assessment. In spite of several researches carried out on the Central Alborz crustal structure, very little is known about the structure and thickness of the crust beneath the Western Alborz which is significant due to occurrence of the 1990 Manjil-Tarom

\*Corresponding author:

mtatar@iiees.ac.ir

\*نگارنده رابط:

earthquake with  $M_s = 7.3$ . In this study, we intend to examine the thickness and structure of the crust beneath three stations of Zanjan, Roudbar and Ghazvin located in Western Alborz by joint inversion of the receiver functions and Rayleigh wave group velocity dispersion measurements. A combined inversion of Rayleigh wave group velocities and body wave receiver functions increases the uniqueness of the solution over separate inversions and also facilitates explicit parameterization of layer thickness in the model space. The time-domain iterative deconvolution procedure, which has higher stability with noisy data compared to frequency-domain methods, is employed to deconvolve the vertical component of the teleseismic P waveforms from the corresponding horizontal components and obtain radial and transverse receiver functions for two broadband stations of ZNJK and RUD, and one short-period station of GZV. The waveforms were corrected from the instrument response before proceeding with the receiver function deconvolution. High frequencies were filtered using a Gaussian filter, at 2.5, 1.6, and 1.0, giving an effective high-frequency limit of about 1.2, 0.8 and 0.5 Hz, respectively. As the structure may vary with azimuth and with epicentral distance, all the observations were grouped by azimuth ( $< 10^\circ$ ) and distance ( $\Delta < 10^\circ$ ). To increase the signal-to-noise ratio of the deconvolved traces, the individual receiver functions were aligned according to the P-wave arrival and point-to-point stacked waveforms. The stacked receiver function was then allocated an average slowness and the back-azimuth of every event was included in the stack. Rayleigh wave group velocity dispersion came from tomographic images in a time period between 10 s and 70 s produced by a study of regional fundamental modes of Rayleigh waves propagating across Iran and surrounding regions. Fundamental-mode Rayleigh wave group velocities to each stations were taken from the corresponding tomographic cell containing the station.

The results show that the crust beneath the Roudbar station has a thickness of  $36 \pm 3$  km. A shallow low velocity sedimentary layer, of about 4 km thickness, and a velocity discontinuity at a depth of  $\sim 12$  km is observed in the crustal model of this station. Beneath the Zanjan Station, the Moho depth varies from 38 to 42 km. The same sedimentary layer as beneath the Roudbar station and an interface at about 15 km depth are observed. Toward east, beneath the Ghazvin station, the thickness of the crust increases up to 52 km which is close to that proposed for the crust of the Central Alborz. Our seismological results show that the Western Alborz has a moderate crustal root but of insufficient thickness to compensate the elevation of the range.

**Keywords:** Western Alborz, receiver function, joint inversion, moho, dispersion

## ۱ مقدمه

خطرات ناشی از آن و قرار دادن این اطلاعات در اختیار مهندسان طراح با هدف ساخت سازه‌های مقاوم، می‌تواند در این زمینه مفید واقع شود. برای حصول به چنین اطلاعاتی، بررسی ویژگی‌های زمین‌شناختی و لرزه‌زمین‌ساختی مناطق فعال الزامی است. ایران به‌منزله بخش فعالی از ناحیه زمین‌ساختی آلپ- هیمالیا، طرح پیچیده‌ای از مجموعه قطعات و ناحیه‌های متفاوت زمین‌ساختی است که از نگاه نو زمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی، ویژگی‌های خاص خود را دارد. علت

زمین‌لرزه یکی از پدیده‌های طبیعی زمین است که می‌تواند در ساختار اقتصادی، سیاسی و فرهنگی و اجتماعی جامعه تاثیرگذار باشد. آمارهای موجود نشان می‌دهد که اثرات زیانبار و ویرانگر این پدیده در کشورهای پیشرفته با بررسی‌های گسترده در زمینه زلزله، به مراتب کمتر از کشورهای در حال توسعه است. بدین ترتیب اجرای پژوهش‌های گوناگون در این زمینه و برآورد ضرایب لرزه‌خیزی، شناسایی گسل‌های فعال و

فلات ایران را تشکیل می‌دهد. فلات ایران بین دو صفحه عربی و اوراسیا که در حال حاضر با سرعت حدود ۲۰-۲۴ میلی‌متر در سال (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) به هم نزدیک می‌شوند، واقع شده است. تقریباً  $2 \pm 5$  میلی‌متر از این کوتاه‌شدگی روی البرز و جنوب خزر اعمال می‌شود. نتایج جدیدترین بررسی‌های صورت گرفته (جمور و همکاران، ۲۰۱۰) نشان می‌دهد که قسمت‌های شرقی و غربی البرز دگرشکلی متفاوتی را در اثر همگرایی بلوک‌های ایران مرکزی و حوضه جنوبی دریای خزر متحمل می‌شوند. در البرز شرقی بیشتر حرکات امتدادلغز داریم که به‌ویژه در بخش شمالی رشته کوه، بارزتر است. کوتاه‌شدگی در این بخش از البرز کم و حدود ۲ میلی‌متر در سال است که به گسل خزر نسبت داده می‌شود. در مقابل در البرز غربی، دگرشکلی غالب به صورت کوتاه‌شدگی است و روی گسل خزر به میزان ۶ میلی‌متر در سال مشاهده می‌شود. در بخش غربی البرز، فقط ۲ میلی‌متر در سال حرکت امتدادلغز در نواحی شمالی گزارش شده است. تحقیقات زمین‌شناسی نشان می‌دهد که کل کوتاه‌شدگی ناشی از برخورد دو صفحه عربی و اوراسیا حدود ۱۵۰ کیلومتر است. سهم البرز از این کوتاه‌شدگی ۳۰ کیلومتر است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). سرعت برخورد و نزدیکی صفحه‌های عربی-اوراسیا از بدو شروع تا امروز دارای سرعت نسبتاً یکسانی بوده است. شروع این برخورد مربوط به اوایل میوسن (۱۶-۲۳ میلیون سال پیش) و یا حتی زودتر است (آلن و همکاران، ۲۰۰۴). البرز از نظر زمین‌شناسی به صورت یک تاقدیس مرکب در حاشیه شمالی ایران مرکزی با امتداد شرقی - غربی از آذربایجان شروع می‌شود و تا کپه‌داغ در خراسان ادامه دارد. البرز در قسمت جنوب با گسل‌های مشاء، شمال تهران و سمنان از ایران مرکزی جدا می‌شود و در قسمت شمال آن، گسل معکوس خزر وجود دارد. مرز غربی آن گسل لاهیجان است که البرز را از تالش جدا می‌کند

این لرزه‌خیزی واقع شدن بین صفحه‌های همگرایی عربی و اوراسیا است. اثر این حرکت در ایران روی پهنه البرز، زاگرس، کپه‌داغ و بینالود، تعدادی گسل امتدادلغز در اطراف بلوک تقریباً صُلب ایران مرکزی و ناحیه فرورانش مکران در جنوب ایران تقسیم می‌شود. رشته کوه البرز واقع در شمال ایران و جنوب خزر، تحت‌تأثیر این تنش است و یک ناحیه لرزه‌خیز فعال محسوب می‌شود. اگرچه از نظر تعداد رویداد زمین‌لرزه‌ای، البرز در درجه دوم نسبت به زاگرس قرار دارد، اما تعداد زمین‌لرزه‌های مخرب و ویرانگر این ناحیه در طول تاریخ بیشتر بوده است. همین امر توجه زلزله‌شناسان و مهندسان را به این ناحیه معطوف کرده است و تاکنون تحقیقات گسترده‌ای در این ناحیه صورت گرفته است. از زمین‌لرزه‌های بزرگ این ناحیه در قرن بیستم می‌توان به زمین‌لرزه فاجعه بار رودبار-منجیل اشاره کرد که در البرز غربی و روی گسل‌هایی که تاکنون مشاهده نشده بودند (بربریان و همکاران، ۱۹۹۲)، به وقوع پیوست. بنابراین برای ناحیه‌ای که به لحاظ لرزه‌خیزی دارای اهمیت است، شناسایی ساختارهای فعال و آشنایی با ساختار سرعتی پوسته از اولین اقداماتی است که باید صورت گیرد. متأسفانه در زمینه ساختار سرعتی پوسته در البرز غربی تاکنون کار منسجم و قابل‌اعتمادی جز کار تاتار و هاتزفلد (۲۰۰۹) در دسترس نیست. امید است تحقیق حاضر بتواند نبود اطلاعات دقیق از ساختمان پوسته در البرز غربی را جبران کند.

## ۲ ویژگی‌های زمین‌ساختی البرز

یکی از مناطقی که به لحاظ وجود دگرشکلی‌های قاره‌ای، به طور وسیعی مورد مطالعه قرار گرفته است، کمربند آلپ-همالیا است که از اروپای غربی با عبور از خاور میانه تا هند و چین گسترش دارد. بخشی از این کمربند آلپی که سطح بالایی از فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد و دارای صورت دگرشکلی منحصر به فردی است،

گسل‌های امتدادلغز و تراستی موازی افراز (slip partitioning) می‌شود و منجر به کوتاه‌شدگی‌های متفاوت در منطقه شده است. در این قسمت از منطقه البرز کوتاه‌شدگی حدود ۵۲-۵۴ کیلومتر و تقریباً ۱۷ کیلومتر از این کوتاه‌شدگی مربوط به حرکات امتدادلغز راست‌گرد و چپ‌گرد در منطقه است (گست و همکاران، ۲۰۰۶).

### ۳ مدل پوسته در البرز

آخرین تحقیقات صورت گرفته (رجایی و همکاران، ۲۰۱۰) نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در بخش شمالی بلوک ایران مرکزی، قبل از شروع ارتفاعات البرز، حدود ۴۸ کیلومتر است که در بخش میانی البرز به حدود ۵۵-۵۸ کیلومتر می‌رسد و در ساحل جنوبی دریای خزر مجدداً به حدود ۴۶ کیلومتر کاهش می‌یابد. این نتایج در واقع نشان می‌دهد که اگرچه پوسته در زیر البرز تغییرات قابل توجهی دارد، اما در حال ضخامت آن به قدری نیست که بتوان آن را در حکم ریشه در نظر گرفت. در کار دیگری که اخیراً از سوی عباسی و همکاران (۲۰۱۰) عرضه شده است، ضخامت پوسته در حاشیه جنوبی البرز مرکزی، حدود  $2 \pm 58$  کیلومتر برآورد شده است. در هر دو تحقیق پیش‌گفته، از روش برگردان هم‌زمان تابع‌های انتقال گیرنده و منحنی پاشندگی امواج سطحی استفاده شده است. صدودی و همکاران (۲۰۰۹) نیز در تلاشی به منظور تعیین ضخامت موهو در زون البرز مرکزی، از داده‌های کوتاه‌دوره ایستگاه‌های مؤسسه ژئوفیزیک استفاده کردند و به روش تابع انتقال گیرنده ضخامت پوسته در بخش‌های گوناگون این زون را برآورد کردند. نتایج ایشان کم‌وبیش تغییرات ضخامتی مشابه با کار رجایی و همکاران (۲۰۱۰) را نشان می‌دهد با این تفاوت که به علت استفاده از یک مدل سرعتی جهانی، مدل IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱)، برای مهاجرت نتایج زمانی به عمق و برآورد عمق موهو در زیر هر ایستگاه،

(جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). مرز شرقی آن به صورت نامشخص در ارتباط با کپه‌داغ و بینالود است. کوه‌های کم‌ارتفاع و تپه‌مانند خاور تهران که به نام آنتی البرز معروف‌اند، در حاشیه جنوبی این زون واقع شده‌اند و دارای چین‌خوردگی‌های قابل توجهی هستند. میانگین ارتفاع در البرز ۳۶۰۰-۴۸۰۰ است. بیشینه آن مربوط به دوران فعالیت آتش فشان دماوند در کواترنری است که با ۵۶۷۱ متر ارتفاع تقریباً در مرکز کمربند البرز قرار دارد. روند چین‌خوردگی در البرز در واقع روند ساختارها را تعیین می‌کند. در قسمت البرز غربی محور چین‌ها و گسل‌ها در امتداد شمال غربی - جنوب شرقی قرار دارد. شیب گسل‌ها در حاشیه شمالی البرز مرکزی با روند خط ساحلی موازی و دارای شیب به سمت جنوب است. در قسمت‌های جنوب هم‌شیب گسل‌ها به سمت شمال است (اشتوکلین، ۱۹۷۴). ساختار گسل‌ها در شرق و غرب البرز متفاوت است. در قسمت شرق بیشتر سازوکار مورب‌لغز و چپ‌گرد دیده می‌شود و امتداد آنها به سمت شرق - شمال شرق است. اما در قسمت غرب، بیشتر سازوکارها از نوع معکوس و دارای امتداد غرب - شمال غرب هستند (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

دو نوع سازوکار غالبی که گسل‌های البرز آشکار می‌سازند، عبارت‌اند از سازوکار معکوس و سازوکار امتدادلغز چپ‌گرد، روی گسل‌هایی که به موازات رشته‌کوه البرز قرار گرفته‌اند. وجود دو نوع سازوکار پیش‌گفته سبب شده است تا برخی از محققان زلزله‌شناس (بربریان و همکاران، ۱۹۹۲؛ گائو و والاس، ۱۹۹۵، جکسون و همکاران ۲۰۰۲، تاتار و هاتزفلد، ۲۰۰۹) مسئله تقسیم نیروی حاصل از همگرایی مایل صفحه‌های عربی و اوراسیا به حرکات کوتاه‌شدگی (گسلش‌های معکوس) و حرکات امتدادلغز را مطرح سازند. تنش‌های برشی مورب‌لغز و چپ‌گرد در البرز غربی نیز بیشتر روی

تابع‌های گیرنده یک تابع خطی نیست و مدل به‌دست آمده نیز یکتا نیست (آمون و همکاران، ۱۹۹۰). به‌طور کلی، تابع‌های گیرنده در به‌دست آوردن سرعت نسبی موج برشی محدود هستند و این امر به علت نداشتن الگوی صحیحی از سرعت منطقه اتفاق می‌افتد.

از طرفی برگردان منحنی‌های پاشندگی هم در تعیین دقیق ناپیوستگی‌های سرعتی دارای محدودیت است ولی برآورد مناسبی از سرعت متوسط موج برشی را نشان می‌دهد. بنابراین استفاده هم‌زمان این دو دسته اطلاعات می‌تواند نقایص مربوط به هر روش را همپوشانی کند. اما برگردان هم‌زمان این دو دسته داده بدون یکسان‌سازی، ممکن است منجر به غلبه یک روش بر دیگری شود. خطای استاندارد در اتصال این دو گروه داده را به‌صورت رابطه زیر تعریف می‌کنیم و با S نشان می‌دهیم (جولیا و همکاران، ۲۰۰۰). در این رابطه S خطای استاندارد بین داده مشاهده‌ای و پیش‌بینی شده و P پارامتر وزن دهی است. بقیه پارامترها به شرح زیرند:

$$s = [(1-p)N_r + pN_s] \left[ \frac{(1-p)}{N_r} \sum_{i=0}^{N_r} A + \frac{p}{N_s} \sum_{j=0}^{N_s} B \right], \quad (2)$$

$$A = \left( \frac{O_{ri} - P_{ri}}{O_{ri}} \right)$$

$$B = \left( \frac{O_{sj} - P_{sj}}{O_{sj}} \right)$$

که  $O_{ri}$ ، تابع گیرنده مشاهده‌ای،  $O_{sj}$ ، پاشندگی موج سطحی مشاهده‌ای (اُمین اندازه‌گیری)،  $P_{ri}$  و  $P_{sj}$ ، مقادیر پیش‌بینی شده با مدل سرعتی است.  $N_r$  و  $N_s$ ، تعداد تابع‌های گیرنده و پاشندگی موج سطحی است.  $\sigma_s$  و  $\sigma_r$ ، حدود خطای استاندارد برای  $u$  و اُمین تابع گیرنده و موج سطحی است. در داده‌های زیاد با تعیین خطای استاندارد، کمینه مقدار S برابر با ۱ خواهد بود. در صورتی که  $p = 1$  باشد فقط اطلاعات پاشندگی داریم. در صورتی که  $p = 0$  باشد فقط اطلاعات تابع‌های گیرنده را خواهیم داشت. با تغییرات پارامتر وزن‌دهی می‌توان به کمترین مقدار برای S

عمق‌های به‌نسبت بیشتری را برآورد کرده‌اند. مدل جهانی IASP91، نسبت به مدل‌های سرعتی تعیین شده برای پوسته ایران، مقادیر سرعت بیشتری را نشان می‌دهد. بررسی به عمل آمده روی زمین لرزه‌های ثبت شده در تک ایستگاه لرزه‌نگاری نوارپهن نصب شده در منطقه رودبار، عمق به‌دست آمده برای ناپیوستگی موهو را ۳۵ کیلومتر نشان می‌دهد (تاتار، ۲۰۰۱ و تاتار و هاتزفلد، ۲۰۰۹)، که همخوانی بسیار خوبی با نتایج حاصل از تحقیقات گرانی‌سنجی دهقانی و مکرسی (۱۹۸۴) در این منطقه، و تحقیقات پوسته در نواحی جنوبی حوضه خزر (مانگینو و پرستلی، ۱۹۹۸) که ضخامت پوسته را ۳۰ تا ۳۳ کیلومتر برآورد کرده‌اند، دارد.

#### ۴ روش و داده مورد استفاده

تابع‌های گیرنده یک سری زمانی شامل بیشینه و کمینه‌هایی است که از سیگنال اصلی به‌دست آمده‌اند و اثر ساختار زیر گیرنده را در بر دارند. زمان و دامنه این تپ‌ها به سرعت امواج P و S حساس هستند و دامنه آنها به چگالی نیز وابسته است. در امواج دورلرز، می‌توان تقریب زد که در راستای افقی فقط امواج برشی S قطبیده می‌شوند و بنابراین، تابع‌های گیرنده فقط برای امواج S برگردان می‌شوند و سرعت امواج P با کمک نسبت سرعت موج P به S ( $V_p/V_s$ ) که خود تابعی از ضریب پواسون است، محاسبه می‌شود:

$$\frac{V_p}{V_s} = \left[ \frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma} \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (1)$$

در تحلیل تابع‌های گیرنده، هرچه پنجره زمانی را طولانی‌تر در نظر بگیریم، عمق بیشتری را می‌توان بررسی کرد. تاجایی که زمان رسید  $P_s$  را داریم، حداقل باید تابع زمانی بیشتری را در نظر بگیریم تا  $P_s$  را از دست ندهیم. در شکل موج تابع‌های گیرنده، بازتاب‌های مکرر هم دیده می‌شود که به‌ندرت مدل‌سازی می‌شود. برگردان

رسید و تا زمانی که این تابع را غیرخطی در نظر گرفته ایم، این تکرار ادامه دارد.

به منظور تعیین ساختار سرعتی پوسته در زیر البرز غربی در تحقیق حاضر، روش برگردان هم‌زمان تابع‌های انتقال گیرنده و داده‌های پاشندگی امواج سطحی روی ۳ ایستگاه زنجان، رودبار، و قزوین واقع در زون البرز غربی (شکل ۱) اعمال شد. در مرحله اول داده‌های با بزرگای بیشتر از ۶ ( $M_w$ ) و فاصله زاویه‌ای بین ۳۰ تا ۹۰ درجه جدا و بانک داده‌ها تشکیل داده شد. سپس برای هر ایستگاه تابع‌های گیرنده به روش واهمامیخت تکراری (لیگوریا و آمون، ۱۹۹۹) محاسبه شد. در این روش در واقع پایداری نسبت به روش تقسیم طیفی در حوزه بسامد برای داده‌های با نوفه زیاد بیشتر است (جولیا و همکاران، ۲۰۰۵). پس از تصحیح اثرات دستگاهی، مؤلفه‌های افقی به دو جهت شعاعی و مماسی چرخانده شد و به منظور حذف اثر چشمه و مسیر از روش واهمامیخت مؤلفه عمودی، مؤلفه‌های افقی لرزه نگاشت‌ها مورد استفاده قرار گرفت. برای حذف نوفه در این مرحله بر هر تابع گیرنده، فیلتر گاوسی با پهنای  $\alpha$  متغیر (مقادیر ۱/۶ و ۲/۵) اعمال شد. سپس در هر ایستگاه به منظور افزایش سیگنال به نوفه، چند ناحیه متفاوت بک آزیموتی برای برانبارش داده‌ها انتخاب شد. البته در صورتی از عمل برانبارش استفاده می‌شود که مطمئن باشیم نسبت سیگنال به نوفه افزایش می‌یابد، در غیر این صورت در شرایطی که دامنه سیگنال کاهش می‌یابد از برانبارش خودداری می‌شود.

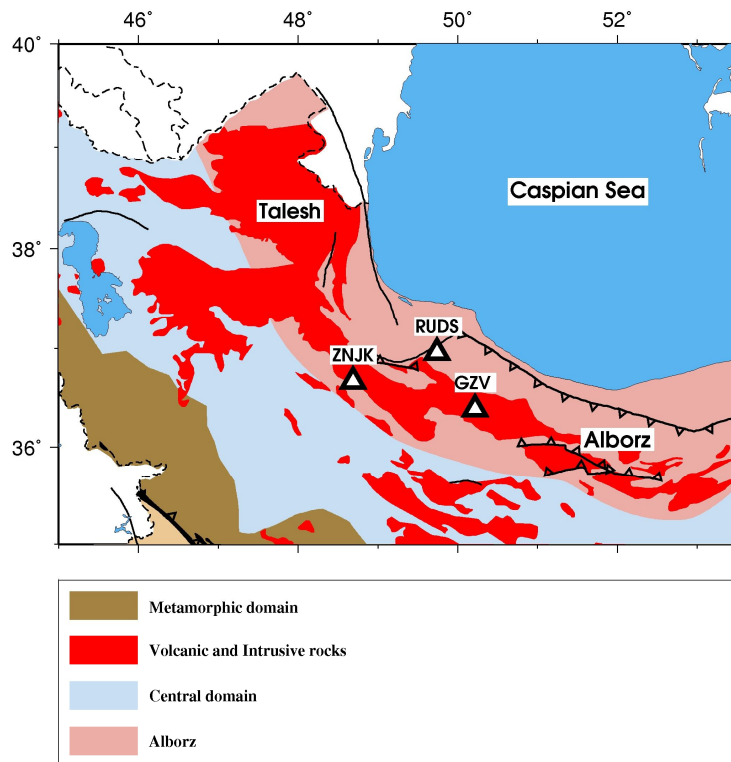
در تحقیق حاضر به منظور برگردان هم‌زمان، از منحنی‌های سرعت گروه موج ریلی حاصل از بررسی‌های سه‌بعدی صورت گرفته در زیر فلات ایران (رام، ۲۰۰۹) استفاده شده است. رام (۲۰۰۹) برای این تحقیق بیش از ۵۰۰۰ نگاشت مربوط به پرتوهای گوناگون بین چشمه‌ها و

گیرنده‌های متفاوت را برای محاسبه منحنی پاشندگی سرعت گروه مورد استفاده قرار داد. سپس همه منحنی‌های پاشندگی برای تهیه یک تصویر سه‌بعدی تحت عمل برگردان یا به عبارتی توموگرافی قرار گرفتند. داده‌های تابع‌های گیرنده و داده‌های پاشندگی باید مربوط به یک ناحیه یکسان از سنگ کره باشند تا در برآورد و تعیین مدل مشکلی نداشته باشیم. منحنی پاشندگی استفاده شده در این تحقیق، اطلاعات پاشندگی استخراج شده از مدل سه‌بعدی نهایی سرعت گروه موج ریلی و از نزدیک‌ترین نقطه به محل ایستگاه‌های لرزه‌نگاری است.

سپس در هر ایستگاه و برای هر فیلتر گاوسی، برگردان هم‌زمان تابع‌های گیرنده با منحنی‌های پاشندگی با استفاده از روش جولیا و همکاران (۲۰۰۰) صورت گرفت. به منظور تطبیق دادن مدل به دست آمده با اطلاعات پاشندگی و تابع‌های گیرنده پارامتر  $p$  را از ۰/۱ تا ۰/۹ تغییر دادیم تا بهترین همخوانی را بین منحنی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای برای هر دو مجموعه داده به دست آوریم. در اکثر موارد با مقادیر ۰/۲ و ۰/۱۵ برای  $p$  به مدل مناسبی رسیدیم. برای وضوح بیشتر عمق موهو، و برای کم‌اثر کردن تاثیر ساختارهای عمیق روی نتایج عمق‌های بالایی، لایه‌های پایین‌تر از موهو را با وزن کمتری در برگردان شرکت دادیم.

مدل اولیه در این کار، یک مدل نیم‌فضا است. تقریب این مدل به این ترتیب در نظر گرفته شده که در ۶ کیلومتر اول، لایه‌ها دارای ضخامت ۱ کیلومتر، در ۶۰ کیلومتر بقیه لایه‌های ۲ کیلومتری و بعد از آن از لایه‌های با ضخامت ۴ کیلومتر استفاده می‌شود. سرعت در نظر گرفته شده برای موج  $p$  مقدار ۷/۹ و برای موج  $S$  ۴/۶ کیلومتر بر ثانیه است.

مدل نهایی حاصل از برگردان هم‌زمان تابع‌های گیرنده



شکل ۱. نقشه نشان‌دهنده واحدهای ساختمانی مهم ایران (برگرفته از بانک داده‌های علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، <http://www.ngdir.ir>) به همراه موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری استفاده شده در پژوهش حاضر.

زمانی سال‌های ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۰ (شکل ۲) برای محاسبه تابع‌های گیرنده با اعمال سه فیلتر گاوسی با پهنای نوار متفاوت، به نحوی که توضیح داده شد، مورد استفاده قرار گرفت. تابع‌های گیرنده محاسبه شده براساس بک آزیموت مرتب شدند و سپس به منظور افزایش سیگنال به نوفه، و با مشاهده همبستگی زمانی، رسید موج PS، برای هر فیلتر گاوسی به طور مجزا بر انبارش شد. در این ایستگاه در واقع روند تابع‌های گیرنده بسیار به هم نزدیک است و می‌توان گفت یک بر انبارش برای کل داده‌ها کافی است، باین حال برای چند بازه متفاوت از بک آزیموت، عمل برانبارش صورت گرفت. تابع‌های گیرنده شعاعی محاسبه شده و منحنی حاصل برانبارش تابع‌های گیرنده دارای بک آزیموت  $77/2$  تا  $90$  درجه در شکل ۳ نشان داده شده است.

و اطلاعات پاشندگی، به صورت مدلی یک‌بُعدی متشکل از لایه‌های موازی ۲ کیلومتری تا عمق تقریباً ۸۰ کیلومتر است.

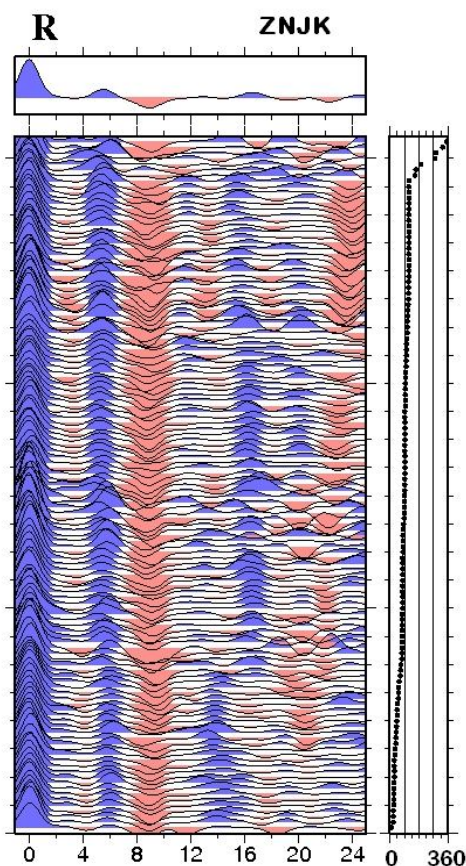
#### ۵ ساختار سرعتی پوسته در البرز غربی

برای تعیین ساختار سرعتی پوسته در زون البرز غربی، به بررسی ساختمان سرعتی در زیر سه ایستگاه لرزه‌نگاری واقع در این زون به شرح زیر می‌پردازیم (شکل ۱):

#### ۱-۵ ایستگاه زنجان

موقعیت جغرافیایی این ایستگاه با توجه به شکل ۱ دارای طول  $48/69$  و عرض  $36/67$  است. ۱۵۰ زمین‌لرزه دور ثبت شده در ایستگاه زنجان، از شبکه ملی لرزه‌نگاری نوارپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، در بازه



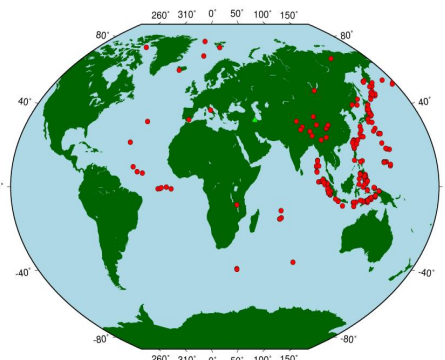


شکل ۳. مؤلفه شعاعی تابع‌های گیرنده رویدادهای دورلرز ثبت شده در ایستگاه زنجان که براساس یک آزمایش مرتب شده‌اند. این تابع‌های گیرنده از روش واهمامیخت تکراری (لیگوریا و آمون، ۱۹۹۹) با اعمال فیلتر گاوسی با پهنای  $\alpha$  برابر با ۱ به دست آمده‌اند. تابع‌های گیرنده‌ای که دارای آزمایش بین ۷۷/۲ تا ۹۰ درجه هستند با هم برانبارش شده‌اند که حاصل در پنجره بالایی دیده می‌شود.

#### ۵-۱-۱ ساده‌سازی مدل سرعتی به کمک انجام

##### مدل‌سازی پیش‌رونده در ایستگاه زنجان

در این ایستگاه مدل‌سازی پیش‌رونده (forward modeling) جهت ساده‌سازی مدل نهایی حاصل از برگردان هم‌زمان تابع‌های گیرنده و منحنی پاشندگی موج ریلی صورت گرفت. حاصل مدل‌سازی پیش‌رونده تابع‌های گیرنده برانبارش شده در محدوده بک آزمایشی با ۷۷/۲ تا ۹۰ درجه که روی آنها یک فیلتر گاوسی با پارامتر  $\alpha = 1$  اعمال شده، در شکل ۵ نشان داده شده



شکل ۲. موقعیت رویدادهای دورلرز ثبت شده در ایستگاه زنجان. زمین‌لرزه‌ها با دایره‌های سرخ‌رنگ و ایستگاه زنجان با مثلث سبز رنگ نشان داده شده‌اند.

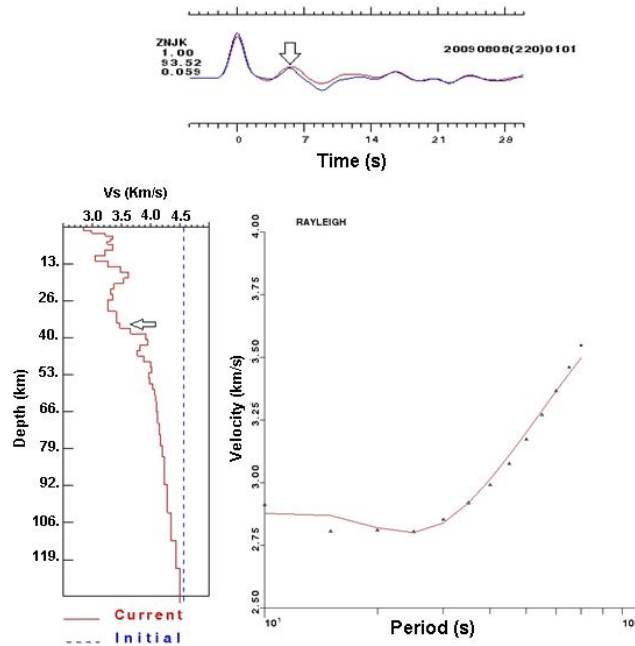
برگردان هم‌زمان تابع گیرنده حاصل برانبارش (شکل ۳) با منحنی پاشندگی سرعت گروه موج ریلی در شکل ۴ داده شده است. نتایج برگردان این تابع‌های گیرنده نشان می‌دهد که ناپیوستگی موهو در زیر ایستگاه زنجان در عمق ۳۸ تا ۴۲ کیلومتر قرار گرفته است. یک لایه رسوبی به ضخامت تقریبی ۳ کیلومتر که دارای سرعت کم (بین ۲/۷ تا ۳/۳ کیلومتر بر ثانیه) است در زیر سطح زمین قابل تشخیص است. یک ناپیوستگی سرعتی در عمق ۱۳ کیلومتر دیده می‌شود که می‌توان آن را مرز دو قسمت بالایی و پایینی پوسته بلورین، یعنی مرز کنراد در نظر گرفت. زمان رسید  $p_s$  در حدود ۵/۵ تا ۶ ثانیه است که به علت سطح بالای سیگنال به نوفه، به وضوح بعد از فاز P قابل مشاهده است. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، تطابق تابع گیرنده مشاهده‌ای و تابع گیرنده مصنوعی بعد از برگردان هم‌زمان، ۹۳/۵۲ درصد است. با اجرای عملیات مشابه روی تابع‌های گیرنده محاسبه شده با اعمال فیلترهای گاوسی با پهنای متفاوت ۱/۶ و ۲/۵ نیز نتایج کاملاً مشابهی به دست آمد که به علت نبود تغییر خاص در ساختار سرعتی پوسته، از بیان جزئیات مربوط خودداری می‌شود.



### ۵-۲ ایستگاه رودبار

از نظر موقعیت جغرافیایی این ایستگاه در طول جغرافیایی ۴۹/۷۴ و عرض جغرافیایی ۳۶/۹۶ درجه واقع شده است. در این ایستگاه، زمین‌لرزه‌های دور ثبت شده در یک دستگاه نواریهن که به‌طور موقت در منطقه رودبار برای یک دوره ۲ ماهه در سال ۱۳۷۷ نصب شده بود، استفاده شده است. در مورد این ایستگاه نیز همه مراحل ذکر شده برای ایستگاه زنجان صورت گرفت. در اکثر موارد زمان فاز  $p_s$  به علت سطح بالای سیگنال به نوبه در تابع‌های گیرنده محاسبه شده، حدود ۵ تا ۶ ثانیه قابل تشخیص است. به‌طور کلی همان‌گونه که در مدل سرعتی حاصل از برگردان هم‌زمان نیز مشاهده می‌شود (شکل ۶)، مرز موهو در زیر ایستگاه رودبار به‌صورت تدریجی است که از

است. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، منحنی تابع انتقال گیرنده و منحنی پاشندگی مصنوعی حاصل از مدل‌سازی پیش‌رونده یک مدل ساده چهارلایه (منحنی‌های سرخ‌رنگ)، همخوانی خوبی با منحنی‌های مشاهده‌ای دارند. اختلاف جزئی مشاهده‌ای میان منحنی پاشندگی حاصل از مدل‌سازی با منحنی مشاهده‌ای به علت نبود انطباق مدل سرعتی ساده شده با بخش انتهایی مدل حاصل از برگردان هم‌زمان دو تابع گیرنده و پاشندگی امواج سطحی است. با توجه به شکل، عمق موهو تقریباً در ۴۰ کیلومتری و مرز پوسته بلورین فوقانی و تحتانی در ۱۳ کیلومتری قرار می‌گیرد. حضور یک لایه کم‌سرعت به ضخامت ۳ کیلومتر در حکم لایه رسوبی در این مدل‌سازی مشهود است.

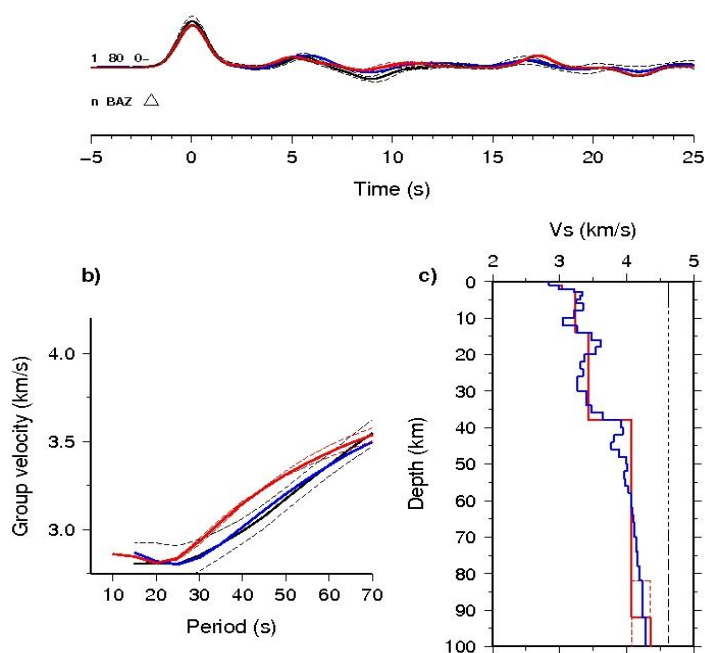


**شکل ۴:** برگردان هم‌زمان گیرنده و منحنی پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی در زیر ایستگاه زنجان برای یک آزمون ۷۷/۲ تا ۹۰ درجه. در قسمت بالای شکل تابع گیرنده اولیه با رنگ آبی مشخص شده که همخوانی خوبی (۹۳/۵۲ درصد) با تابع گیرنده مدل‌سازی شده (رنگ سرخ)، نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، زمان رسیدن فاز تبدیلی  $p_s$  در حدود ۶ ثانیه قرار می‌گیرد. در قسمت پایین شکل سمت راست، منحنی پاشندگی امواج ریلی محاسبه شده (خط سرخ‌رنگ)، با نقاط مثلث مشکی‌رنگ که مربوط به اطلاعات منحنی پاشندگی اولیه است، سازگاری خوبی نشان می‌دهد. در قسمت پایین شکل سمت چپ، خط‌چین آبی مدل اولیه نیم‌فضا، و منحنی سرخ‌رنگ مدل حاصل از برگردان هم‌زمان است. ناپیوستگی مربوط به موهو در عمق حدود ۴۰ کیلومتر قابل مشاهده است. یک لایه کم‌سرعت در بالای پوسته به ضخامت کمتر از ۳ کیلومتر و یک ناپیوستگی درون پوسته‌ای در ۱۵ کیلومتری دیده می‌شود.

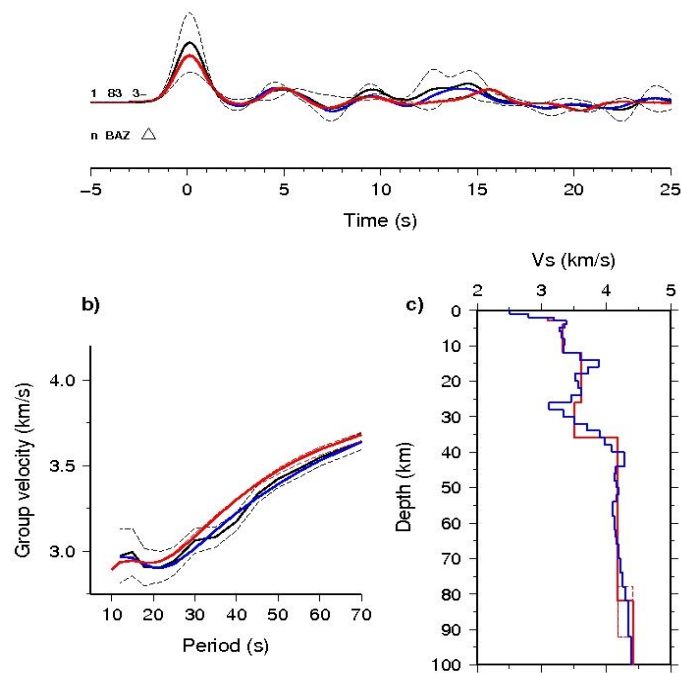
### ۳-۵ ایستگاه قزوین

اطلاعات مربوط به این ایستگاه از شبکه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران تهیه شده است. این داده‌ها مربوط به امواج دورلرزه‌ای ثبت شده بین سال‌های ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۰ است که در ایستگاه کوتاه دوره قزوین واقع در مختصات  $۵۰/۲۲$  و  $۳۶/۳۹$  درجه دریافت شده‌اند (شکل ۱). همه عملیات مشابه دو ایستگاه قبل، عیناً روی ایستگاه قزوین نیز صورت گرفت. زمان  $p_s$  در تابع‌های گیرنده محاسبه شده تقریباً در  $۶/۷$  تا  $۷$  ثانیه واقع می‌شود. ساده‌سازی مدل نهایی حاصل از برگردان هم‌زمان به روش مدل‌سازی پیش‌رونده (شکل ۷)، دلالت بر وجود یک عمق موهو در اعماق  $۵۲ (\pm ۳)$  کیلومتر در زیر ایستگاه قزوین دارد. یک زون کم‌سرعت قبل از مرز موهو در

حدود ۳۳ کیلومتری شروع می‌شود و تا ۳۹ کیلومتر ادامه می‌یابد. در این ایستگاه نیز با ساده‌سازی مدل به‌دست آمده از برگردان هم‌زمان تابع انتقال گیرنده و داده‌های پاشندگی امواج ریلی به روش مدل‌سازی پیش‌رونده، یک مدل چهارلایه به‌دست آمد. نتایج این ساده‌سازی در شکل ۶ دیده می‌شود. با توجه به شکل، نتیجه این ساده‌سازی نشان می‌دهد که در ایستگاه رودبار، عمق پوسته کم و حدود  $۳۶ (\pm ۳)$  کیلومتر است. یک مرز ناپیوستگی در عمق حدود ۱۳ کیلومتر مشاهده می‌شود که می‌تواند مرز جدایش دو پوسته بلورین تحتانی و فوقانی باشد.



**شکل ۵.** مدل‌سازی پیش‌رونده و ساده‌سازی مدل نهایی حاصل از برگردان هم‌زمان منحنی تابع انتقال گیرنده (آبی) با میانگین بک آزیموت  $۸۰$  درجه (شکل ۴) و منحنی پاشندگی امواج ریلی برای ایستگاه لرزه‌نگاری زنجان. مدل ساده شده یک مدل چهارلایه است که با خط سرخ‌رنگ نشان داده شده است. منحنی پاشندگی امواج سطحی و تابع انتقال گیرنده حاصل از مدل‌سازی پیش‌رونده (منحنی‌های سرخ)، همخوانی نسبتاً خوبی با منحنی‌های مشاهده‌ای (مشگی) و منحنی‌های حاصل از برگردان هم‌زمان (آبی) دارند. نقطه‌چین‌های مشگی، محدوده بالا و پایین در برابراش را نشان می‌دهند. موهو به‌صورت یک مرز واضح در عمق حدود  $۴۰ (\pm ۲)$  کیلومتر قابل تشخیص است. یک لایه کم‌سرعت سطحی به ضخامت حدود ۳ کیلومتر و یک ناپیوستگی درون پوسته‌ای در عمق حدود ۱۵ کیلومتر مشاهده می‌شود.



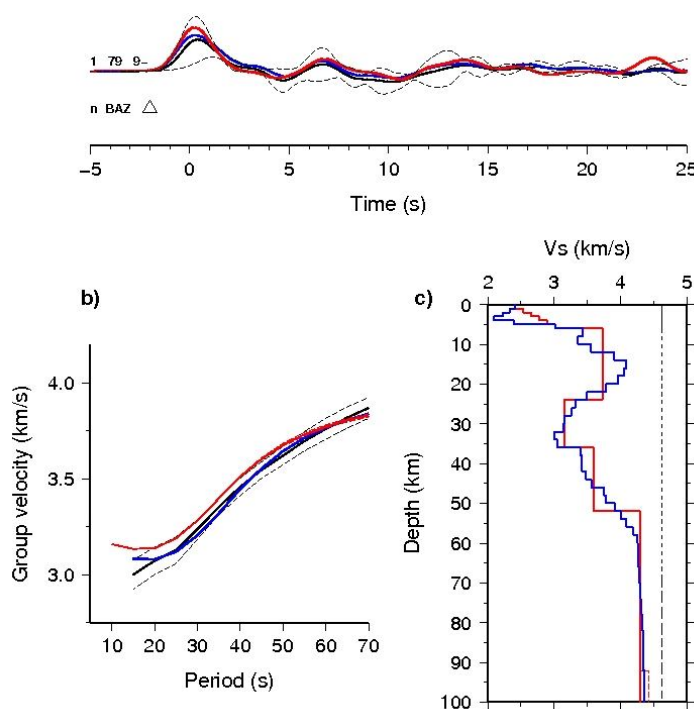
شکل ۶. مدل‌سازی پیش‌رونده در ایستگاه رودبار برای تابع‌های گیرنده برانبارش شده در محدوده بک آزیموتی ۷۷ تا ۹۰ درجه پس از اعمال یک فیلتر پایین‌گذر گاوسی با پهنای  $\Delta = 1$ . همان‌طور که دیده می‌شود، همخوانی خوبی بین تابع انتقال گیرنده و منحنی پاشندگی مصنوعی حاصل از مدل‌سازی یک مدل ساده چهارلایه به‌روش پیش‌رونده (منحنی‌های سرخ)، و منحنی تابع گیرنده و پاشندگی مشاهده‌ای (منحنی‌های مشکی) دیده می‌شود. نقطه‌چین‌های مشکی، محدوده بالا و پایین در برانبارش را نشان می‌دهد. مرز موهو در حدود  $36 (\pm 3)$  کیلومتری دیده می‌شود. مرز میان دو قسمت بالایی و پایینی پوسته بلورین در ۱۳ کیلومتری دیده می‌شود. یک لایه رسوبی به ضخامت ۳ کیلومتر نیز در سطح زمین نمایان است. منحنی‌های آبی‌رنگ معرف تابع انتقال گیرنده و منحنی پاشندگی حاصل از برگردان هم‌زمان است.

بودن سطح ناپیوستگی موهو در زیر این ایستگاه و وابستگی مقادیر به‌دست آمده برای ضخامت پوسته به بک آزیموت رویدادهای استفاده شده، دلالت بر نبود یک تباین سرعتی زیاد در مرز بین پوسته و گوشته در این بخش از زون البرز دارد. عمق به‌دست آمده همخوانی خوبی با تحقیقات گرانی‌سنجی دهقانی و مکریس (۱۹۸۴)، تاتار (۲۰۰۱)، جکسون و همکاران (۲۰۰۲) و تاتار و همکاران (۲۰۰۹) دارد که عمق پوسته در زیر این ناحیه را کم‌عمق و حدود ۳۵ کیلومتر برآورد کرده‌اند. در حرکت به سمت ایستگاه زنجان بر عمق موهو اندکی افزوده می‌شود و به حدود  $40 \pm 2$  کیلومتر می‌رسد. این افزایش عمق به طرف ایستگاه قزوین بیشتر می‌شود و به حدود  $52 \pm 3$  کیلومتر می‌رسد. در واقع با افزایش پهنای

عمق بین ۲۵ تا ۳۵ کیلومتری دیده می‌شود. یک لایه رسوبی کم‌سرعت با ضخامت ۵ کیلومتر نیز در نزدیک سطح زمین قابل تشخیص است. در این ایستگاه، ساده‌سازی مدل برای تابع‌های گیرنده واقع در زاویه بک آزیموتی ۷۸ تا ۸۱ درجه (شکل ۷)، بر یک مدل ساده شده پنج‌لایه‌ای دلالت دارد. مدل برگردان هم‌زمان تابع‌های گیرنده و منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی همخوانی بسیار خوبی با مدل ساده شده پیش‌گفته نشان می‌دهد.

## ۶ نتیجه‌گیری

مدلی که برای البرز غربی و در زیر ایستگاه رودبار به‌دست آمده است، نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در قسمت غربی البرز کم و حدود  $36 \pm 3$  کیلومتر است. تدریجی



شکل ۷. مدل‌سازی پیش‌رونده در ایستگاه قزوین برای تابع‌های گیرنده بر انبارش شده در محدوده بک آزموتی ۷۸ تا ۸۱ درجه پس از اعمال فیلتر گاوسی با پهنای  $\alpha = 1$ . همخوانی بسیار خوبی بین منحنی تابع انتقال گیرنده و پاشندگی مصنوعی حاصل از مدل ساده شده (منحنی‌های سرخ) با منحنی‌های متناظر حاصل از برگردان هم‌زمان (منحنی‌های آبی) وجود دارد فاز تبدیلی  $p_s$  در نزدیکی ۷ ثانیه دیده می‌شود. مرز موهو در ۵۲ ( $\pm 3$ ) کیلومتری قابل تشخیص است اگرچه مرز واضحی نیست. یک لایه کم‌سرعت در اعماق ۲۲ تا ۳۵ کیلومتری مشاهده می‌شود. یک لایه کم‌سرعت مربوط به رسوبات به عمق ۵ کیلومتر بالایی زیر سطح زمین دیده می‌شود. سایر توضیحات مشابه شکل ۵ است.

بخش مرکزی البرز بیشتر به صورت فشردگی توام با کوتاه‌شدگی است (وجود گسل‌های معکوس) در حالی که در البرز غربی بیشتر دگرشکلی با حرکات امتدادلغز چپ‌گرد تعدیل می‌شود. قرار گرفتن ایستگاه قزوین روی نهشته‌های آتشفشانی در مقایسه با ایستگاه رودبار که روی سنگ‌های رسوبی واقع می‌شود (شکل ۱)، ممکن است دلیل دیگری مبنی بر ضخامت زیادتر مشاهده‌ای در بخش‌های مرکزی البرز باشد. در حال این افزایش ضخامت پوسته به اندازه‌ای نیست که بتوان آن را به‌منزله ریشه در زیر این ناحیه در نظر گرفت. شواهد و مشاهدات پیش‌گفته نشان می‌دهد که گستره‌های مورد بررسی در این تحقیق، واقع در البرز مرکزی و البرز غربی در تعادل هم‌ایستایی نیست.

این رشته‌کوه (به طرف ایستگاه قزوین) افزایش عمق داریم که با مدل البرز مرکزی هماهنگ است و با کار رجایی و همکاران (۲۰۱۰) که عمق موهو در جنوب البرز مرکزی در زیر ارتفاعات البرز را بین ۵۲ تا ۵۴ کیلومتر برآورد کرده‌اند، تقریباً همخوانی خوبی دارد. این عمق با عمق به‌دست آمده در کار جوان و روبرت (۲۰۰۳) در جنوب البرز غربی در زیر ایستگاه‌های ایلپا، با برآورد  $46 \pm 2$  کیلومتر نیز همخوانی دارد.

تحقیقات صورت گرفته در ناحیه البرز، نشان می‌دهد در حرکت از البرز غربی در رودبار به سمت البرز مرکزی در قزوین، عمق موهو به تدریج افزوده می‌شود. شاید بتوان تفاوت مشاهده‌ای در ضخامت پوسته در البرز غربی و البرز مرکزی را به نوع سازوکار دگرشکلی نسبت داد که در

- Dehghani, G. A., Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran: *Neues Jahrb. Geological Paleontology*, **168**, 215–229.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H., Ritz, J., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Moigne, N., Sedighi, M., and Khorrami, F., 2010, GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran: *Geophysical J. Int.*, **183**, 1287–1301.
- Gao, L. and Wallace, T. C., 1995, The (1990) Rudbar–Tarom Iranian earthquake sequence: Evidence for slip partitioning: *Journal of Geophysical Research*, **100**, 15317–15332.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S., and Hassanzadeh, J., 2006a, Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation: *Geosphere*, **2**, 35–52, doi:10.1130/GES00019.1.
- Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. B., and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin: *Geophysical J. Int.*, **148**, 214–245.
- 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.
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., and Correig, A. M., 2000, Joint inversion of receiver function and surface-wave dispersion observations: *Geophysical J. Int.*, **143**, 99–112.
- Julia, J., Ammon, G. J., and Nyblade, A. A., 2005, Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities: *Geophysical J. Int.*, **162**, 555–569.
- Kennett, B.L.N., and Engdahl, E.R., 1991, Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical J. Int.*, **105**, 429–465.
- Ligorria, J. P., and Ammon, C. J., 1999, Iterative deconvolution and receiver function estimation: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1395–1400.
- Lyberis, N., and Manby, G., 1999, Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **83**, 1135–1160.

## تشکر و قدردانی

بدین‌وسیله از شبکه لرزه‌نگاری کشوری و مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری نواریهن کشور به‌خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های دور ثبت شده به‌ترتیب در ایستگاه‌های قزوین و زنجان کمال تشکر را داریم. از آقای دکتر علی مرادی که زحمت تبدیل فرمت داده‌های ایستگاه قزوین را متقبل شدند، صمیمانه تشکر می‌کنیم. از دو داور محترم که با دیدگاه‌های ارزنده خود بر غنای این مقاله افزودند نیز سپاسگزاری می‌شود. تحقیق حاضر در راستای پروژه پژوهشی با کُد فعالیت ۵۳۵۳ در پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به انجام رسید.

## منابع

- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D., and Priestley, K., 2010, Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran): *Journal of Geodynamics*, **49**, 68–78.
- Allen, M., Jackson, J. A., and Walker, R., 2004, Late Cenozoic re-organization 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., and Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: *Journal of Structural Geology*, **25**, 659–672.
- Ammon, C. J., G. E. Randall, and G. Zandt 1990, On the nonuniqueness of receiver function inversions, *Journal of Geophysical Research*, **95**, 15303–15318
- Ammon, C. J., 1991, The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2504–2510.
- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J. A., Priestley, K., and Wallace, T., 1992, The Rudbar Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations and its tectonic significance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1726–1755.

- Geophysical J. Int., **177**, 733–742.
- Tatar, M., 2001, Etude sismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros Central et l'Alborz (Iran): These de l'Universite Joseph Fourier, Grenoble.
- 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: Geophysical J. Int., **176**, 529–541.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayera, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M., and Tavakoli, F. 2004, Deciphering oblique shortening of Central Alborz in Iran using geodetic data: Earth and Planetary Science Letters, **223**, 177–185.
- Stocklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz mountains, in Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies, pp. 213–234, ed. Spencer, A.: Geological Society Special Publication, London.
- Radjaee, H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K., and Hatzfeld, D., 2010, Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran: Geophysical J. Int., **181**, 173–184.
- Rham, D., 2009, The Crustal Structure of the Middle East: Ph.D. Thesis. University of Cambridge Library, Cambridge.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B., and Sadidkhoy, A., 2009, Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies: