

بررسی ساختار سرعتی پوسته فوقانی در ناحیه شمال خاور ایران در محدوده گسل‌های کشف‌رود و بینالود

سید محمود اظهري^۱، مهدی رضابور^۲ و علی اصغر متقی^۳

^۱دانشجوی دکترا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳استادیار، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۰۱

چکیده

منطقه شمال خاور ایران در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ قرار دارد که بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیاست. این منطقه در ۲۰ سال اخیر میزبان زمین‌لرزه‌های زیادی بوده است؛ لذا می‌توان با بررسی زمین‌لرزه‌های منطقه و مکان‌یابی بهینه زمین‌لرزه‌های رخ داده، مطالعات لرزه‌خیزی را به درستی انجام داد. برای دست‌یابی به دقت مناسب در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها ساختار سرعتی نقش کلیدی دارد. با توجه به کم‌ترفا بودن زمین‌لرزه‌های منطقه می‌توان ساختار بالایی را تعیین کرد؛ لذا در این مطالعه با استفاده از داده‌های ثبت شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری مشهد و قوچان ساختار سرعتی تعیین می‌شود. ابتدا به منظور مطالعه ساختار سرعتی پوسته، نسبت سرعت امواج لرزه‌ای V_p/V_s به دو روش Wadati و اختلاف زمان رسید برابر ۱/۷۲ تعیین و سپس با اعمال فیلترهای مختلف و انتخاب تعدادی زمین‌لرزه مدل سرعتی یک بعدی تعیین شد. نتایج به دست آمده حاکی از وجود دو ناپیوستگی در ژرفاهای ۴ و ۱۴ کیلومتر است. همچنین سرعت امواج تراکمی در لایه اول ۵/۹ کیلومتر بر ثانیه و لایه دوم ۶/۱۷ کیلومتر بر ثانیه تعیین شد. در مرحله بعد این مدل یک بعدی به عنوان مدل اولیه برای تعیین ساختار سرعتی سه بعدی به کار رفت. به منظور این مطالعه از کد لوتوس استفاده شد. نتایج، حاکی از تغییرات بارز سرعتی در مجاورت شهر مشهد است. نواحی پرسرعت در دو طرف شهر مشهد دیده می‌شود که ناشی از آپرفت انباشته شده مابین گسل‌های کشف‌رود و بینالود است. در ناحیه شمالی مشهد تغییرات سرعتی کم مشاهده می‌شود که ناشی از گسل توس است. در بخشی از جنوب مشهد یک ناپیوستگی بارز سرعتی دیده می‌شود. این تغییر سرعت در ژرفای چهار کیلومتر مشاهده می‌شود؛ اما در ژرفای ۸ کیلومتر دیده نمی‌شود. احتمالاً این تغییرات سرعتی ناشی از انباشت رسوبات آبرفتی در منطقه است که روی سنگ بستر با ضخامت متفاوت قرار دارد. همچنین با توجه به نتایج توموگرافی، ناحیه منطبق بر سیستم گسلی شان‌دیز نسبت به طرفین خود سرعت کمتری نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: ساختار سرعتی پوسته، توموگرافی زمین‌لرزه‌های محلی، مشهد.

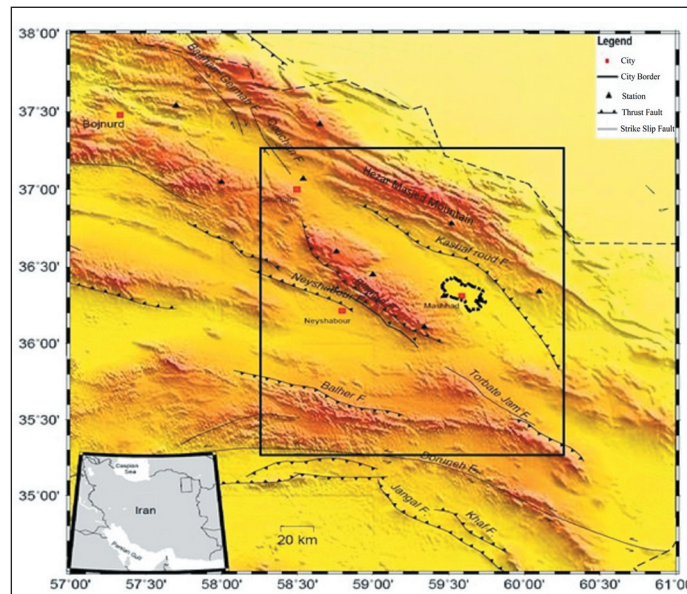
*نویسنده مسئول: مهدی رضابور

E-mail: rezapour@ut.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه در ناحیه شمال خاور ایران قرار دارد که در برگرفته بخشی از ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ و قسمت کوچکی از ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی است و شهرهای مهمی مانند مشهد و نیشابور در این ناحیه قرار دارند. ناحیه مورد مطالعه نسبت به سایر نقاط کشور دارای ویژگی‌های ساختاری متفاوتی است. این ناحیه تحت عنوان فرونشست کشف‌رود، در جنوب صفحه توران قرار گرفته است که بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیاست شامل می‌شود و بین رشته کوه‌های بینالود، هزارمسجد و کپه‌داغ قرار دارد (شکل ۱). رشته کوه‌های بینالود از نظر زمین‌شناسی و ساختاری ادامه خاوری البرز هستند (Alavi, 1992). حد جنوبی رشته کوه بینالود مانند گسل اصلی یک ساختار واحد نیست و به نظر می‌رسد حد ریخت‌شناسی آن حوزه طولی باشد که از نیشابور تا اسفراین و شاهرود در باختر گسترده است (Tchalenko, 1975). یک کوتاه‌شدگی قوی با راستای شمال باختری- جنوب خاوری در شمال خاوری ایران از مرز خاوری افغانستان به نواحی پست دریای خزر وجود دارد (Hollingsworth et al., 2006). مرز شمالی این ناحیه گسل اصلی کپه‌داغ و مرز جنوبی آن گسل‌های درونه، خواف و جنگل است (شکل ۱). بیشتر گسل‌های این ناحیه از نوع فشاری هستند که با یک سری گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با راستای شمال باختر- جنوب خاور و گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با راستای تقریبی شمالی- جنوبی در ناحیه شمال باختری آن همراه شده‌اند. مهم‌ترین گسل‌های این بخش شامل گسل کشف‌رود با امتداد خمیده شمال باختر- جنوب خاور و ۱۲۰ کیلومتر طول، گسل نیشابور با حدود ۵۰ کیلومتر طول در راستای شمال باختر- جنوب خاور، گسل درونه با درازایی در حدود ۷۰۰ کیلومتر در راستای شمال خاوری- جنوب باختری و مجموعه گسل‌های موجود در زون بخاردن- قوچان است. حدود ۱۴ زمین‌لرزه تاریخی با بزرگی $5/3$ تا $7/6$ در حد فاصل سال‌های ۱۰ قبل از

میلاد تا ۱۸۹۵ میلادی در منطقه مشهد و اطراف مشهد رخ داده که بیشتر آنها در گستره نیشابور بوده است. با توجه به فراوانی گسل‌های فشاری در این ناحیه به خصوص در اطراف مشهد و این حقیقت که گسل‌های فشاری در مقایسه با گسل‌های امتدادلغز پرنرزی‌ترند؛ در این منطقه فعالیت لرزه‌خیزی بالا، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در راستای گسل‌ها به نسبت طولانی و شتاب‌گرانشی افقی نیز در امتداد آنها بیشتر است و می‌توانند زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تری را به وجود آورند (شجاع‌طاهری و قرشی، ۱۳۸۱). زمین‌لرزه‌های ۱۲۰۹ و ۱۲۷۰ میلادی نیشابور (بربریان و همکاران، ۱۳۷۸)، ۱۸۷۱ و ۱۸۹۳ قوچان و ۱۹۲۹ باغان- گرماب (Ambraseys and Melville, 1982) که همه آنها بزرگی بیشتر از ۷ داشته‌اند، مؤید این نکته است. بیشتر زمین‌لرزه‌های رخ داده در ناحیه مورد نظر کم‌ترفا هستند؛ به طوری که ژرفای آنها با بررسی موج دریافت شده در ایستگاه‌های دور، کمتر از ۱۵ کیلومتر تعیین شده است (Priestley et al., 1994). Jackson et al., 2002؛ لذا اکثر فعالیت‌ها در این ناحیه در پوسته بالایی صورت می‌گیرد و شواهدی مبنی بر زمین‌لرزه‌های با ژرفای بیشتر در این ناحیه وجود ندارد. فراوانی زمین‌لرزه‌ها در منطقه (۱۰۰۰۰ زمین‌لرزه در بازه ده ساله ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶) و رخ دادن زمین‌لرزه‌های اخیر در سفیدسنگ (۲۰۱۷/۴/۵) و پیش‌قلعه (۲۰۱۷/۵/۱۳) مؤید اهمیت مطالعه دقیق لرزه‌خیزی منطقه است. حال با توجه به قرار گرفتن مشهد به عنوان یک شهر پرجمعیت در این ناحیه و به دنبال آن افزایش رشد جمعیت و رشد ساخت و سازها، اهمیت موقعیت ناحیه مورد نظر از نظر لرزه‌خیزی و پتانسیل خطرناکی دو چندان می‌شود. از آنجا که فهم درست لرزه‌زمین‌ساخت یک ناحیه مستلزم اطلاعات دقیق موقعیت زمین‌لرزه‌های رخ داده است؛ مدل سرعتی مناسب جهت تعیین موقعیت زمین‌لرزه‌ها با دقت بیشتر نقش ویژه‌ای دارد.



شکل ۱- نقشه توپوگرافی شمال خاور ایران. کادر سیاه رنگ منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد که شهر مشهد هم در آن واقع است. خطوط سیاه رنگ گسل‌های فعال منطقه را نشان می‌دهند که توسط حسامی و همکاران (۱۳۸۲) به نقشه در آمده است.

از اختلاف زمان رسید امواج ناشی از زمین‌لرزه در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری ثبت کننده و روش Wadati (1933) وجود دارد. در این مطالعه از زمین‌لرزه‌های محلی استفاده می‌شود. اگر یک شبکه محلی با چندین ایستگاه وجود داشته باشد؛ نسبت V_p/V_s را می‌توان با استفاده از داده ثبت شده در این شبکه و رابطه زیر محاسبه کرد:

$$T_{Sj} - T_{Si} = \left(\frac{V_p}{V_s}\right)(T_{Pj} - T_{Pi}) \quad (1)$$

در این رابطه، T_{pi} و T_{pj} زمان رسیدهای موج P ناشی از یک زمین‌لرزه در ایستگاه‌های نام و زام و T_{si} و T_{sj} زمان رسیدهای موج S هستند. حال اگر نمودار $T_{sj} - T_{si}$ نسبت به $T_{pj} - T_{pi}$ رسم شود؛ آن گاه شیب نمودار حاصل، نسبت V_p/V_s را نشان خواهد داد. از این روش به نام اختلاف زمان رسید یاد می‌شود.

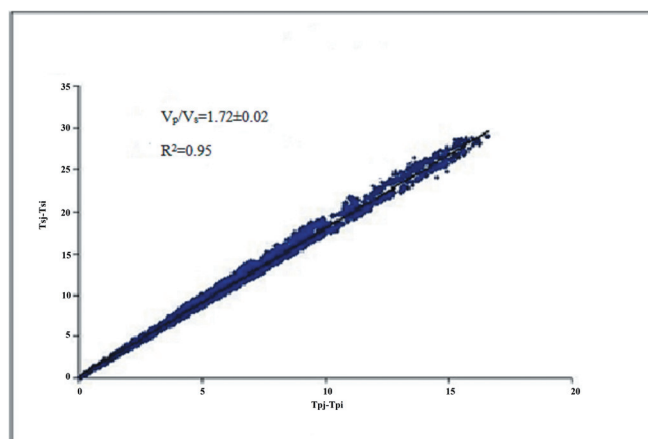
حال با اعمال شرایط موقعیت رومرکز در محدوده ۵/۵۷ تا ۵/۶۰ درجه طول خاوری و ۳۵ تا ۳۸ درجه عرض شمالی، دریافت امواج ناشی از هر زمین‌لرزه حداقل توسط ۴ ایستگاه و زمان باقیمانده RMS کمتر از ۰/۳ ثانیه، در نهایت ۴۹۳۶ زمین‌لرزه در بازه زمانی ۲۰۰۶/۱/۱ تا ۲۰۱۶/۱/۱ انتخاب شد که با استفاده از این داده مقدار V_p/V_s به روش اختلاف زمان رسید برابر 1.72 ± 0.02 محاسبه شد (شکل ۲).

امروزه یکی از روش‌های معمول در بررسی ساختار سرعتی پوسته روش توپوگرافی است که بسته به نوع داده‌ها از روش‌های مختلفی استفاده می‌شود. یکی از انواع داده‌ها، داده‌های زمین‌لرزه است که برای بررسی ساختار سرعتی پوسته در مقیاس محلی به کار می‌رود. در این حوزه راهکارهایی وجود دارد که با توجه به پارامترهای اولیه، انجام درست وارون‌سازی و انجام آزمایش‌های مختلف با یکدیگر تفاوت دارند. الگوریتم به کار رفته در این مطالعه لوتوس نام دارد (Koulakov, 2012). روش کار الگوریتم لوتوس مانند بسیاری از نرم‌افزارهای توپوگرافی محلی بر اساس وارون‌سازی هم‌زمان مدل سرعتی امواج P و S با مختصات چشمه است. لذا در این پژوهش ساختار سرعتی منطقه مورد مطالعه تعیین و نتایج با توجه به مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها و شرایط زمین‌شناسی بررسی می‌شود.

۲- بررسی ساختار سرعتی پوسته

۲-۱. تعیین نسبت سرعتی V_p/V_s

نسبت سرعتی V_p/V_s یکی از پارامترهای مورد نیاز جهت بررسی ساختار سرعتی و مکان‌یابی زمین‌لرزه‌هاست. برای تعیین نسبت V_p/V_s روش‌های مختلفی مانند استفاده



شکل ۲- نسبت سرعتی V_p/V_s به روش اختلاف زمان رسید امواج ناشی از زمین‌لرزه در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری ثبت کننده.

بیش از ۹۵۰۰ زمین لرزه در ناحیه رخ داده که توسط ۱۰ ایستگاه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ثبت شده است (شکل ۳). لذا حجم زیاد داده فراهم شده از زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه، تعیین ساختار سرعتی پوسته را فراهم می‌کند. برای بررسی ساختار سرعتی پوسته ابتدا باید مدل سرعتی پوسته را تعیین کرد. برای تعیین مدل پوسته از نرم‌افزار ولست (Kissling, 1995) استفاده شده است. ابتدا فیلترهای مختلف از جمله شرایط انفعال آزیموتی (Maximum azimuthal gap) کمتر از ۱۸۰ درجه، باقیمانده زمانی کمتر یا مساوی ۰/۳ ثانیه، حداقل تعداد ایستگاه دریافتی امواج زمین لرزه ۴، محدوده جغرافیایی ۳۵/۲۵ تا ۳۷/۲۵ درجه عرض شمالی و ۵۸/۲۵ تا ۶۰/۲۵ درجه طول خاوری و بزرگی زمین لرزه بزرگ‌تر و مساوی ۳ در مقیاس امواج درونی، بر داده‌های زمان رسید فاز P مورد بررسی اعمال و تعداد ۱۰۱ زمین لرزه با شرایط ذکر شده انتخاب شد. البته در منطقه انتخابی در ناحیه شمال خاور مشهد، در میان زمین لرزه‌ها انفجاراتی مربوط به معدن صورت گرفته بود که این داده‌ها در ابتدا حذف شدند.

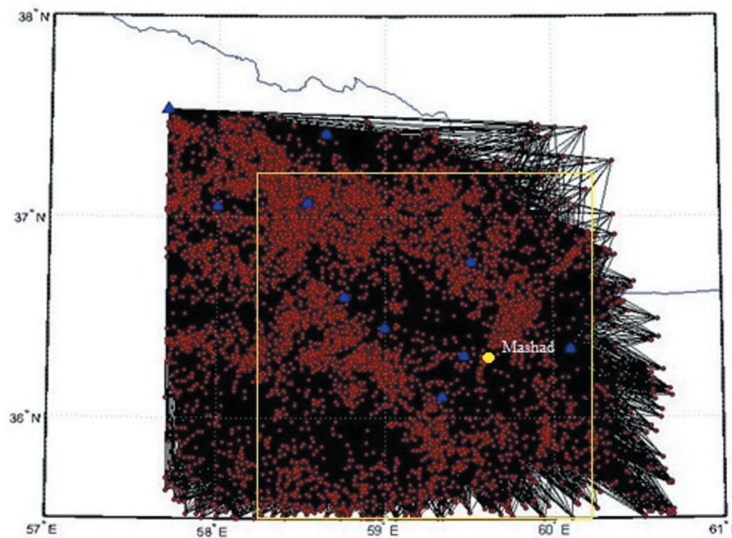
روش (Wadati (1933) بر اختلاف زمان رسید امواج P و S یک زمین لرزه استوار است. در این روش با توجه به روابط زمان رسید امواج P و S می‌توان از رابطه زیر استفاده کرد:

$$T_s - T_p = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) T_p \quad (2)$$

برای به دست آوردن بهترین نتیجه در محاسبه نسبت V_p/V_s به روش (Wadati (1933)، از معیارهای مختلفی برای انتخاب داده‌ها استفاده می‌شود که در این مطالعه با اعمال معیارهایی چون حداقل تعداد ایستگاه دریافت کننده ۴، حداکثر زمان باقیمانده مکان‌یابی ۰/۳ ثانیه، حداقل ضریب همبستگی ۰/۷ و محدوده جغرافیایی ۵۷/۵ تا ۶۰/۵ درجه طول خاوری و ۳۵ تا ۳۸ درجه عرض شمالی ۳۹۹ زمین لرزه انتخاب شد. مقدار متوسط V_p/V_s برای این مجموعه داده برابر ۱/۷۲ محاسبه شد.

۲-۲. تعیین مدل سرعتی یک بعدی

منطقه مورد مطالعه از مناطق بسیار لرزه‌خیز کشور بوده و زمین لرزه‌های فراوانی در این ناحیه رخ داده است. در بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۶ یعنی حدود ۲۰ سال گذشته



شکل ۳- توزیع سطحی و پوشش پرتوی زمین لرزه‌های ناحیه مورد نظر. مستطیل زرد نشان‌دهنده منطقه به مرکزیت مشهد و بخش اصلی منطقه مورد مطالعه است. مثلث‌های آبی رنگ نشان‌دهنده ایستگاه‌های لرزه‌نگاری هستند.

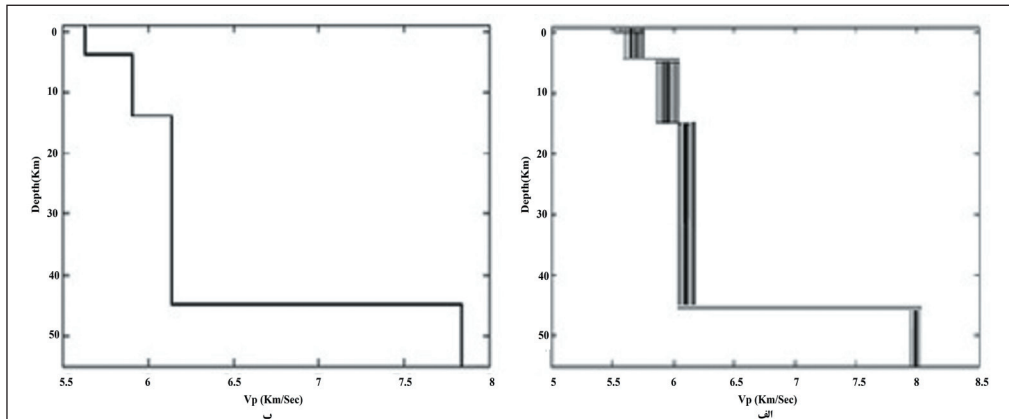
هایوستنر (Lienert, 1994)، زمین لرزه‌های انتخابی دوباره تعیین محل شدند که در شکل ۵، مقادیر خطای زمان وقوع (RMS)، خطای تعیین رو مرکز (ERH) و خطای ژرفا (ERZ) منتج از دو مدل مذکور مقایسه شده‌اند. همان‌طور که شکل ۵ نشان می‌دهد؛ خطای مکان‌یابی با استفاده از مدل به دست آمده در این مطالعه کمتر از خطای مکان‌یابی با استفاده از مدل جوان‌مهری و همکاران (۱۳۹۱) است. بنابراین استفاده از مدل به دست آمده در این مطالعه تا حدودی نتایج بهتری نشان می‌دهد. نوروزی و همکاران (۱۳۸۵) با استفاده از امواج دور لرزه برای منطقه یک مدل سرعتی ارائه کردند. مقایسه مدل به دست آمده در این مطالعه با مدل نوروزی و همکاران (۱۳۸۵) نشان می‌دهد که در هر دو مدل، در عمق متوسط ۱۲ تا ۱۴ کیلومتر ناپوستگی پوسته بالایی دیده می‌شود و مدل‌ها تا حدودی همخوانی خوبی دارند. در ادامه با استفاده از داده ۲۷۰ زمین لرزه انتخابی، مدل به دست آمده در این مطالعه و الگوریتم لوتوس (Koulakov, 2012)، تغییرات جانبی سرعت در پوسته بالایی بررسی می‌شود (شکل ۸-الف).

۲-۳. بررسی ساختار سه بعدی

برای بررسی ساختار سرعتی پوسته از الگوریتم لوتوس (Koulakov, 2012) استفاده می‌شود. این روش به‌طور همزمان برای وارون‌سازی ساختار سرعتی موج P و موج S و مختصات چشمه‌ها کاربرد دارد.

بعد از انتخاب داده‌ها برای تعیین مدل اولیه، برنامه مورد استفاده با ۵۰ مدل پیشنهادی اجرا شد که هر کدام ۲۵ لایه با ضخامت ۲ کیلومتر دارند. در این بررسی سرعت موج طولی در مدل‌ها ۵/۵ کیلومتر بر ثانیه و پهنای تغییرات باند سرعتی در لایه‌ها ± 0.5 کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شد. ابتدا یک مدل اولیه تعیین شد؛ به‌طوری که تغییرات سرعت در مدل‌های حاصل از برگردان همزمان، حاکی از وجود ناپوستگی‌های سرعتی در ژرفاهای ۴ و ۱۴ کیلومتر است. در مرحله بعد، ۵۰ مدل احتمال‌اندیشانه اولیه با فرض گفته شده انتخاب، مدل نهایی تعیین شد (شکل ۴-الف) و سپس با میانگین‌گیری از قسمت الف مدل سرعت متوسط نهایی در ناحیه تعیین شد (شکل ۴-ب و جدول ۱). نتیجه به دست آمده تا حدودی با مطالعه جوان‌مهری و همکاران (۱۳۹۱) مطابقت دارد (جدول ۱). البته برای تعیین عمق موهو از زمین لرزه‌های با انفعال آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، باقیمانده زمانی کمتر یا مساوی ۰/۳ ثانیه و حداقل تعداد ایستگاه دریافتی امواج زمین لرزه ۴ واقع در محدوده وسیع‌تری (شکل ۳) استفاده و عمق ۴۶ کیلومتر تعیین شد.

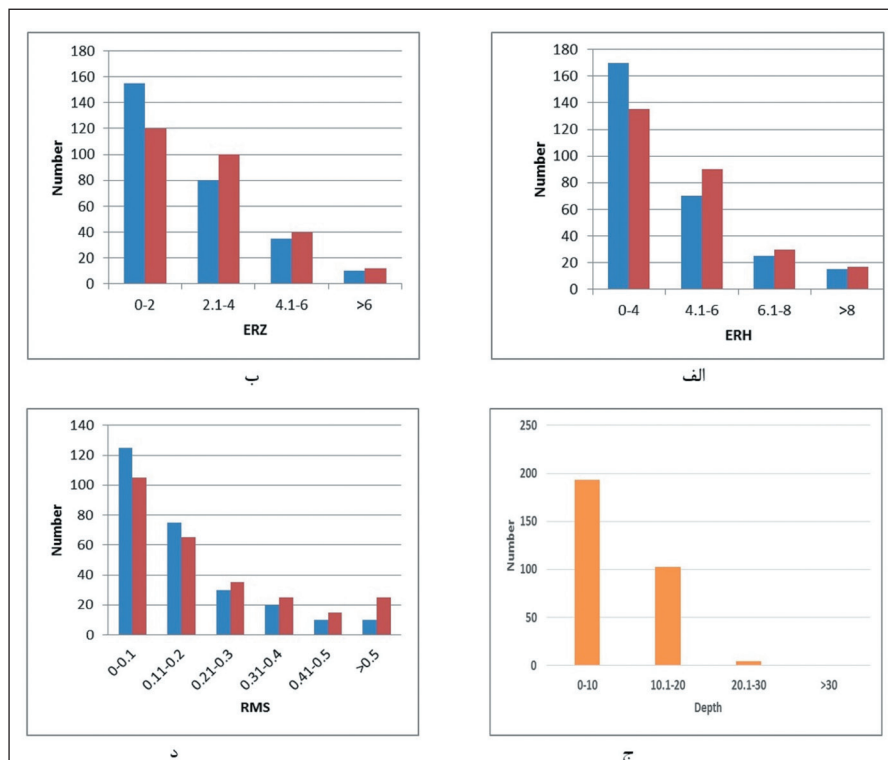
حال برای آزمایش این مدل، ۲۷۰ زمین لرزه رخ داده در محدوده ۵۸/۲۵ تا ۶۰/۲۸ درجه طول خاوری و ۳۵/۲۵ تا ۳۷/۲۵ درجه عرض شمالی با انفعال آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه و بزرگی بیشتر از ۲/۵ انتخاب شد و با استفاده از مدل به دست آمده در این مطالعه و مدل جوان‌مهری و همکاران (۱۳۹۱) و به کارگیری نرم‌افزار



شکل ۴- مدل سرعتی در ناحیه مورد مطالعه. الف) مدل‌های احتمالی اولیه؛ ب) مدل نهایی.

جدول ۱- نتایج نهایی همگرایی.

سرعت (km/s)	ژرفا لایه از سطح زمین (km)
۵/۶۱	۰
۵/۹	۴
۶/۱۷	۱۴
۷/۸۵	۴۶



شکل ۵- مقایسه خطای مکان‌یابی با استفاده از مدل به دست آمده در این مطالعه و مدل سرعتی جوان‌مهری و همکاران (۱۳۹۱). الف) نمودار توزیع عمق ۲۷۰ زمین‌لرزه انتخابی اولیه؛ مقادیر عمق همان مقادیر منتشر شده توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری است؛ ب) نمودار مقایسه خطای زمان وقوع یعنی RMS برحسب ثانیه؛ ج) نمودار مقایسه خطای رومرکز یعنی ERH بر حسب کیلومتر؛ د) نمودار مقایسه خطای عمق کانونی یعنی ERZ بر حسب کیلومتر. در هر سه مورد ب، ج و د نمودارهای آبی و قرمز رنگ خطاهای مکان‌یابی با استفاده از مدل‌های به ترتیب به دست آمده در این مطالعه و جوان‌مهری و همکاران (۱۳۹۱) را مشخص می‌کنند.

دیگر بدون تغییر می‌ماند. در ادامه با انجام آزمایش‌های مصنوعی مقداری که منتج به بهترین نتیجه از آزمایش مصنوعی شده است؛ انتخاب می‌شود. موارد مربوط به پارامتر میرایی و روش تعیین آن در جدول ۲ نشان داده شده است.

با توجه به شکل ۶ مشاهده می‌شود که میرایی ۰/۲۵ بهترین نتیجه را می‌دهد. در مراحل بعد مشابه این موارد برای دو متغیر بعدی انجام و در پایان بهترین نتیجه انتخاب می‌شود که در جدول ۳ نشان داده شده است.

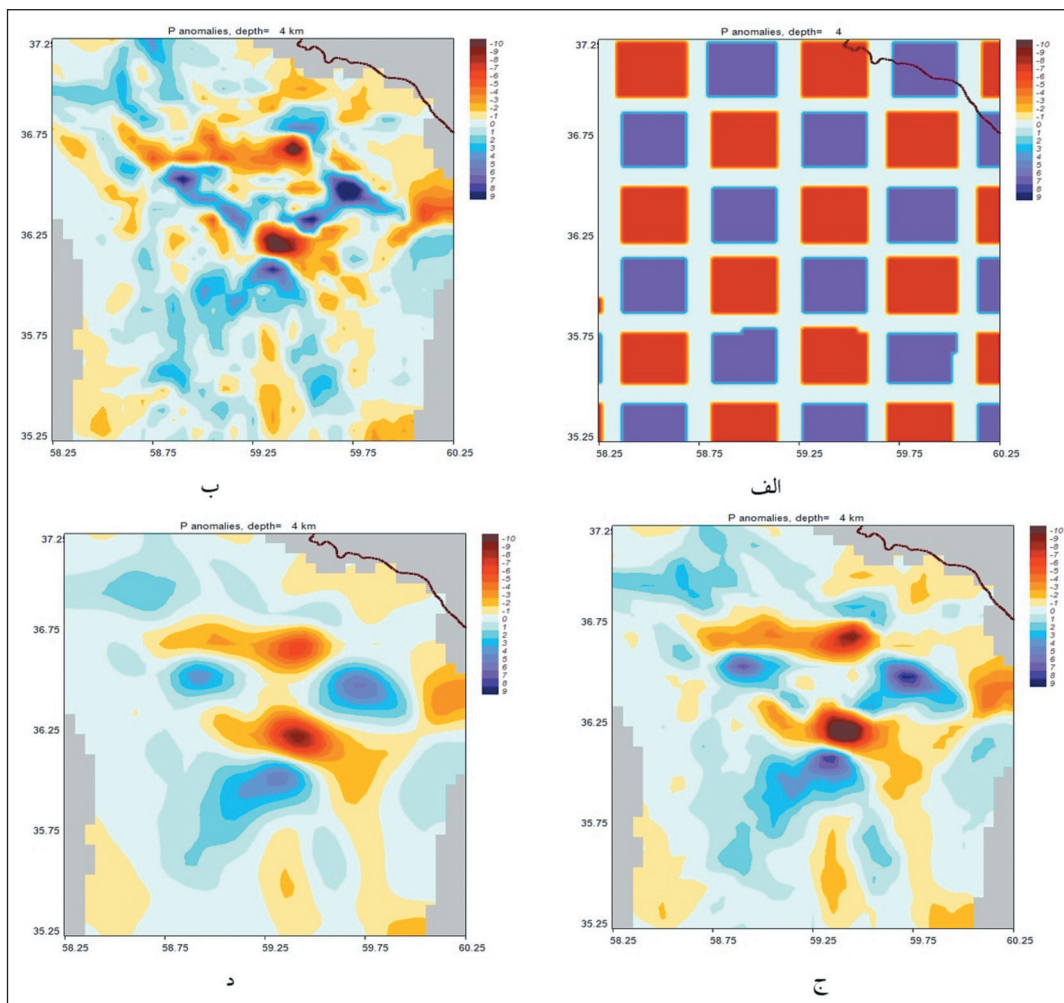
در اینجا برای بررسی صحت کار و حصول اطمینان از نتایج حاصل، از آزمایش صفحه شطرنجی استفاده شد. بازسازی مدل‌های مصنوعی در ۳ برش افقی در عمق‌های ۴، ۸ و ۱۲ کیلومتری انجام شده است. مناطقی که پس از وارون سازی به وضوح بازسازی می‌شوند؛ مناطقی هستند که ساختار مدل حل شده در آنها به خوبی قابل پذیرش است. در این آزمایش بی‌هنجاری‌ها به صورت مربع‌های 10×10 در نظر گرفته شده‌اند. مقدار نوفه اتفاقی برای زمان رسید فاز P از ۰/۱ در نظر گرفته شد (شکل ۷).

برای مکان‌یابی چشمه‌ها باید تابع هدف به دست آید که بازتابی از احتمال وجود چشمه در مکان مورد نظر به روش جستجوی شبکه‌ای است. برای ردیابی شبکه‌ای و تعیین مسیر بین چشمه و گیرنده از روش خمشی به‌طور تکراری استفاده می‌شود. در الگوریتم لوتوس گام‌های اصلی به قرار زیر است: (۱) بهینه‌سازی برای تعیین بهترین مدل یک‌بعدی سرعت و تعیین مکان اولیه چشمه‌ها، (۲) تعیین مکان سه‌بعدی چشمه‌ها در مدل سه‌بعدی و (۳) وارون‌سازی همزمان برای مدل سرعتی و متغیرهای چشمه. مدل یک‌بعدی به دست آمده به عنوان مدل اولیه در نظر گرفته شد.

برای اعمال الگوریتم لوتوس تنظیمات مربوط که شامل تعیین متغیرهای برنامه است صورت می‌گیرد؛ ابتدا تنظیماتی مانند گستردگی، نوع، موقعیت و ... منطقه انجام و سپس دسته دوم متغیرها شامل متغیر درجه هموارسازی، تعداد تکرار و متغیر میرایی (متغیرهای آزاد) تعیین و اعمال می‌شود. مناسب‌ترین روش برای تعیین دسته دوم متغیرها استفاده از آزمایش‌های مصنوعی است. ابتدا مقدار پیش فرض این سه پارامتر در نظر گرفته و سپس مقدار متغیر هموارسازی تغییر داده می‌شود و دو پارامتر

جدول ۲- مقدار پارامترهای میرایی دامنه در آزمایش‌های مختلف.

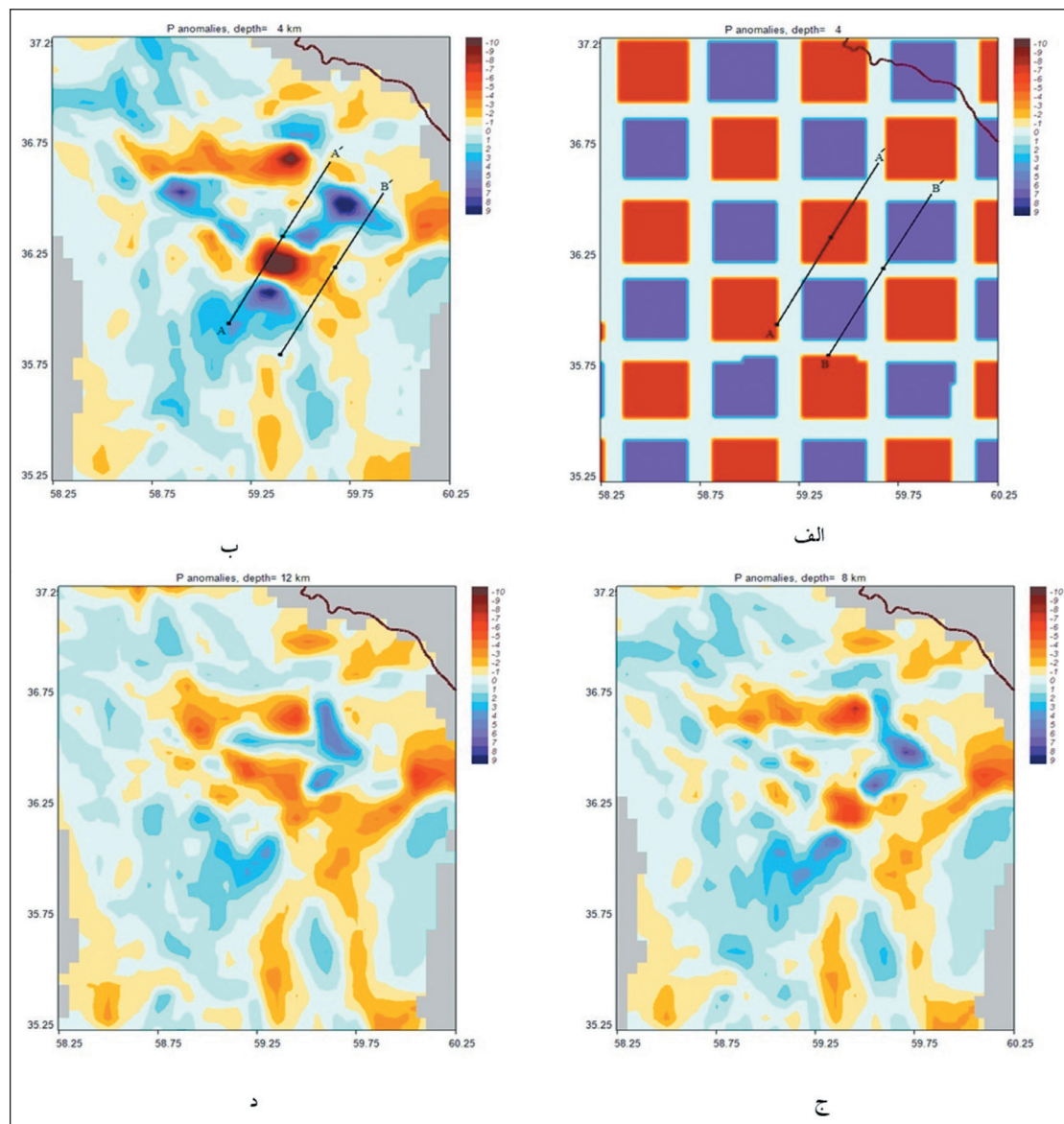
میرایی دامنه	آزمایش
۰/۲۵	۱
۰/۵	۲
۰/۷۵	۳



شکل ۶- تعیین پارامتر میرایی با استفاده از آزمایش‌های مصنوعی: الف) شکل آزمایش مصنوعی؛ ب، ج و د) بازسازی آزمایش مورد نظر از شکل مصنوعی با استفاده از مقادیر ذکر شده در جدول ۲؛ ب) آزمایش ۱؛ ج) آزمایش ۲؛ د) آزمایش ۳.

جدول ۳- متغیرهای آزاد اعمال شده برای منطقه.

P	نوع موج
۰/۲۵	درجه هموارسازی
۴۰	تعداد تکرار
۰/۲۵	میرایی دامنه



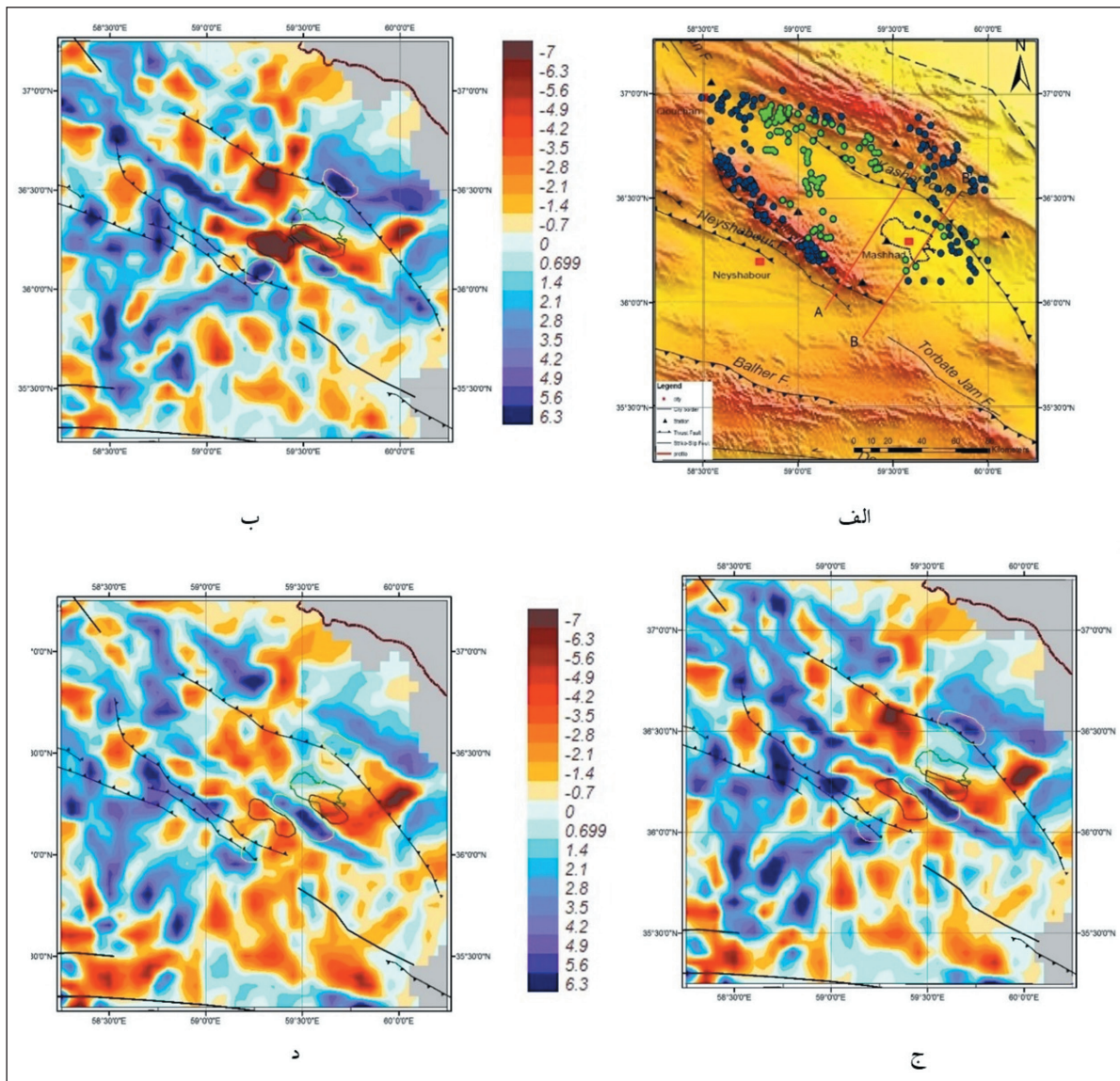
شکل ۷- آزمایش مصنوعی صفحه شطرنجی: الف) مدل مصنوعی صفحه شطرنجی؛ ب، ج و د) نتایج وارون‌سازی زمان‌های رسید مصنوعی با توجه به متغیرهای آزاد در ژرفاهای ۴، ۸ و ۱۲ کیلومتر.

همانطور که در مقیاس شکل‌های ۸- ب، ج و د مشخص شده است؛ در مناطق دارای رنگ قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای خیلی تیره تغییرات سرعتی در راستای کاهشی و در راستای مناطق آبی روشن تا آبی تیره تغییرات سرعت افزایشی است. می‌توان این طور در نظر گرفت که مناطق آبی رنگ تیره و قهوه‌ای تیره به ترتیب دارای بیشترین و کمترین سرعت هستند. در شکل‌های مذکور مرز تغییرات ناگهانی سرعت با گسل‌های منطقه مطابقت دارد. بخشی از شهر مشهد در منطقه‌ای واقع است که تغییرات سرعتی کم و در بخش دیگر تغییرات سرعتی بالاست و ما بین چند منطقه

نتیجه بررسی دقیق با اعمال شرایط مفروض ساختار سرعتی پوسته در ناحیه به مرکزیت مشهد در ژرفاهای مختلف ۴، ۸ و ۱۲ کیلومتر، به ترتیب در شکل‌های ۸- ب، ج و د نشان داده شده است. در شکل ۸- الف زمین‌لرزه‌های انتخابی برای مدل یک‌بعدی و سه بعدی نشان داده شده است که با هم همپوشانی دارند. به عبارتی دیگر مطابق شکل، دایره‌های سبز رنگ مکان زمین‌لرزه‌های انتخابی برای مدل یک‌بعدی و دایره‌های آبی رنگ مربوط به زمین‌لرزه‌های انتخابی مدل سه‌بعدی هستند.

سرعت بارز دیگری نیز وجود دارد (جنوب، جنوب باختری و شمال خاوری مشهد، شکل‌های ۸-ب، ج و د) که می‌تواند نشان‌دهنده وجود گسل‌های فعال در منطقه باشد که در مرحله بعد در امتدادهای تعیین شده به بررسی دقیق‌تر نتیجه کار پرداخته می‌شود. مطابق شکل‌های ۸-ب، ج و د، با افزایش عمق، تغییراتی در مرز مناطق پرسرعت و کم‌سرعت ایجاد می‌شود. لذا جهت اطلاع از تغییرات سرعت با ژرفای ۲ پروفیل به فاصله ۲۴ کیلومتر و به موازات یکدیگر در امتدادهای AA' و BB' رسم شد.

قرار دارد که دارای تغییرات بارز سرعتی هستند و این خود از ویژگی‌های ناحیه فرونشست کشف‌رود است. در واقع فرونشست کشف‌رود که در بین گسل کشف‌رود و بینالود قرار دارد؛ دارای فعالیت زمین‌ساختی متوسط است که تا حدودی با نتیجه این کار مطابقت دارد (Javadi mosavi and Arian, 2015). کم بودن زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در ناحیه مشهد مؤید این مطلب است. در مجاورت مشهد ۲ منطقه پرسرعت و ۲ منطقه کم‌سرعت قرار دارد. وجود مناطق پرسرعت ناشی از گسل‌های کشف‌رود و بینالود است. مناطق با تغییرات



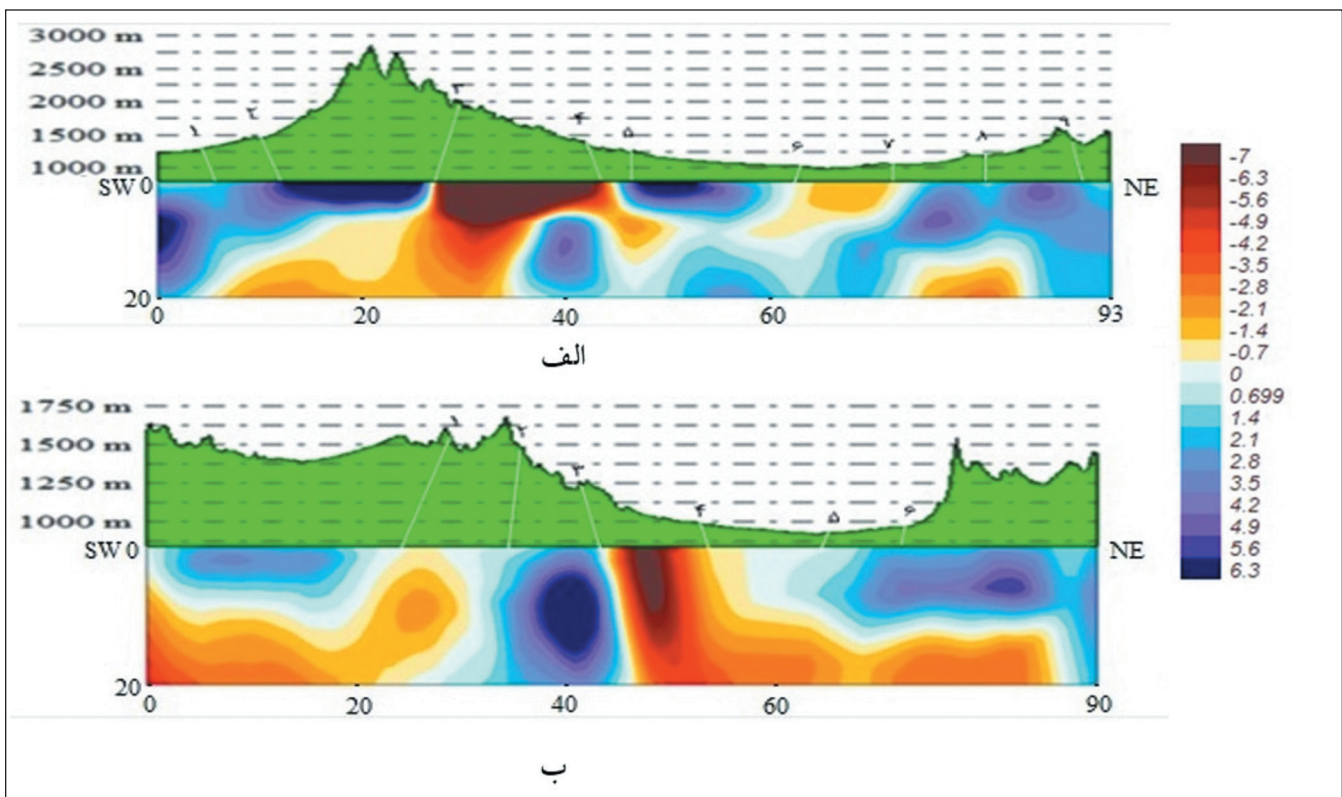
شکل ۸- تغییرات سرعت در ناحیه مورد نظر در ژرفاهای مختلف. الف) توپوگرافی منطقه، گسل‌های فعال، پروفیل‌های انتخابی. دایره‌های سبز مربوط به زمین‌لرزه‌های انتخابی مدل یک‌بعدی و دایره‌های آبی رنگ مربوط به زمین‌لرزه‌های انتخابی مدل سه‌بعدی است؛ ب) تغییرات سرعت در ژرفای ۴ کیلومتر؛ ج) تغییرات سرعت در ژرفای ۸ کیلومتر؛ د) تغییرات سرعت در ژرفای ۱۲ کیلومتر. در این اشکال محدوده شهر مشهد با محدوده سبز رنگ نشان داده شده است. گسل‌های منطقه برگرفته از مطالعه حسامی و همکاران (۱۳۸۲) به صورت خطوط مشکی رسم شده‌اند. مناطق پرسرعت و کم‌سرعت با وضوح بیشتر، با رسم خطوط زرد و مشکی رنگ دورشان مشخص شده‌اند.

بالا مشاهده می‌شود که دقیقاً در زیر رشته‌کوه بینالود قرار دارد و با توپوگرافی منطقه مطابقت دارد. مابین دو نقطه ۳ و ۴ یک ناحیه بارز کم‌سرعت وجود دارد که نشان‌دهنده وجود گسل‌های احتمالی در منطقه در دو نقطه ۳ و ۴ است. دوباره منطقه کم‌سرعت و پرسرعت مشاهده می‌شود که مرزهای آن در نقطه‌های ۵ و ۶ است که این نقطه‌ها می‌تواند مکان گسل‌های احتمالی باشند. نقطه ۷ تطابق مناسبی با گسل

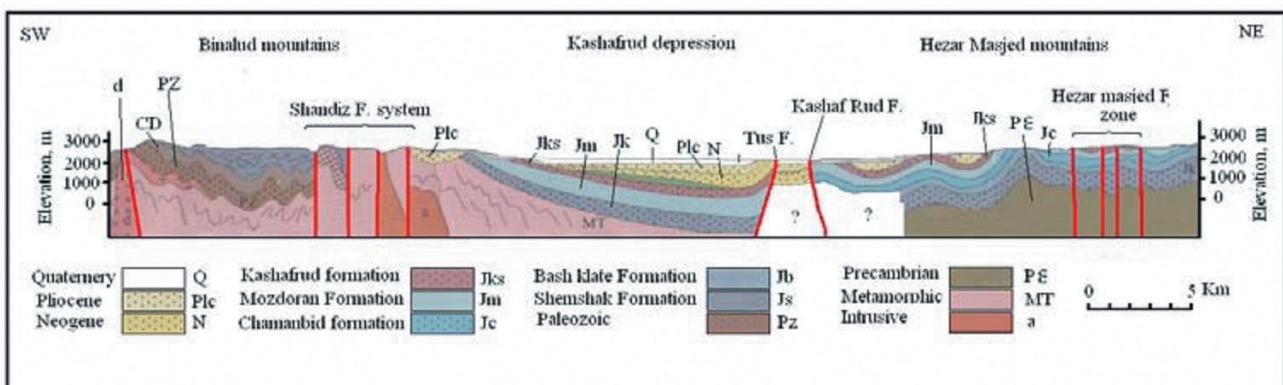
در پروفیل AA' که در راستای جنوب باختری- شمال خاوری است و از بخش باختری مشهد می‌گذرد؛ تغییرات بارز جانبی سرعتی قابل مشاهده است (شکل ۹-الف). با حرکت در امتداد پروفیل مورد نظر از جنوب باختری به شمال خاوری ۹ نقطه به عنوان مرز تغییرات ناگهانی سرعتی مشاهده می‌شود. نقطه‌های ۱ و ۲ مطابق با گسل شمال نیشابور و گسل بینالود هستند؛ سپس یک ناحیه با سرعت

در امتداد پروفیل BB' گسل‌های بینالود و شمال نیشابور مشاهده نمی‌شود؛ در عوض ۶ نقطه مشاهده می‌شود؛ نقطه اول منطبق بر گسل احتمالی است. نقطه‌های ۲ و ۳ بر سیستم گسلی شاندیز منطبق هستند. نقطه ۴ به گسل جنوب مشهد و نقطه ۵ به درستی بر گسل توس انطباق دارند. ولی در نقطه ۶ تغییرات سرعت که مربوط به گسل کشف‌رود است؛ انطباق خوبی با گسل ندارد. حال برای تأکید بیشتر بر درستی نتایج نیاز به شواهدی دیگر است. به عنوان مثال می‌توان از مقطع‌های زمین‌شناسی استفاده کرد که توسط شرکت نفت تهیه شده است (شکل ۸). با مقایسه شکل ۹-الف و شکل ۱۰ مشاهده می‌شود که تطابق خوبی بین محل گسل‌های کشف‌رود، توس، جنوب مشهد، بینالود و سیستم گسلی شاندیز در پروفیل AA' این مطالعه و مقطع زمین‌شناسی وجود دارد.

کشف‌رود دارد و در پایان ۲ نقطه محتمل ۸ و ۹ مشاهده می‌شوند. حسامی و همکاران (۱۳۸۲) برای نقطه‌های با گسل‌های محتمل، گسلی در نظر نگرفته‌اند؛ اما طبق مطالعات (Shabanian et al. (2010) در نقطه ۴ سامانه گسل شاندیز با پهنای متوسط ۳ کیلومتر با روند شمال باختر- جنوب خاور تعیین شده است که از جمله گسل‌های اصلی احاطه کننده بینالود بوده و این تغییر سرعت مؤید وجود این سامانه است. طبق مطالعات (Shabanian et al. (2010) در نقطه ۵ گسل فعال جنوب مشهد مشاهده می‌شود که وجود آن توسط این مطالعه تأیید می‌شود. در نقطه ۶ گسل توس قرار دارد که شاخه‌ای از گسل کشف‌رود است و ۱۰۰ کیلومتر طول و روند شمال باختری- جنوب خاوری دارد (آزادی و همکاران، ۱۳۸۸). نقطه‌های ۸ و ۹ نیز می‌توانند مربوط به مجموعه گسل‌های اصلی در ناحیه مورد نظر باشند.



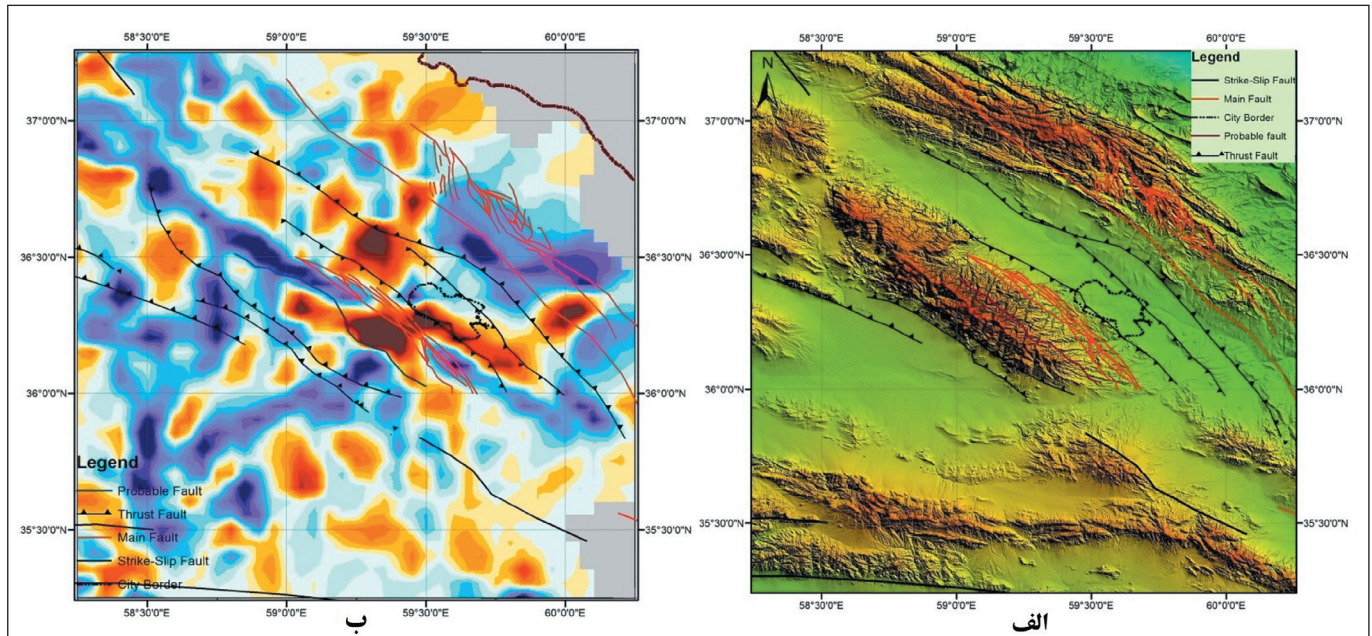
شکل ۹- تغییرات سرعت در امتداد مقاطع مشخص شده. الف) پروفیل AA'؛ ب) پروفیل BB'.



شکل ۱۰- برش عرضی ساده شده از ناهمواری‌ها و واحدهای زمین‌شناسی گستره مورد بررسی از کوه‌های بینالود تا کوه‌های هزارمسجد (برگرفته از برش عرضی KK شرکت ملی نفت ایران، با تغییر مختصر). موقعیت گسل‌های کشف‌رود و توس با خط سرخ نشان داده شده است (آزادی و همکاران، ۱۳۸۸).

مشاهده نمی‌شود (شکل ۸-ج). به نظر می‌رسد که گسل دارای ژرفای کمی است. این گسل می‌تواند مربوط به سیستم گسلی شانديز و یا نشان‌دهنده تغییرات سرعتی ناشی از انباشت رسوبات آبرفتی در منطقه باشد. با توجه به موارد ذکر شده، گسل‌های منطقه تصحیح و به‌طور کامل رسم شدند که انطباق کاملی با توپوگرافی منطقه و نقشه توپوگرافی منطقه دارند (شکل ۱۱).

مطابق شکل ۹ در فاصله گسل جنوب مشهد تا گسل کشف‌رود، تغییر سرعت خیلی واضح نیست که این می‌تواند ناشی از فعالیت کم لرزه‌ای در این ناحیه یا عدم پوشش مناسب ایستگاهی در این ناحیه باشد. یک گسل احتمالی به دلیل تغییر سرعت بارز در نقطه‌های ۳ در شکل ۹-الف و ۱ در شکل ۹-ب مشاهده می‌شود. این تغییر سرعت در ژرفای ۴ کیلومتر مشاهده می‌شود (شکل ۸-ب) ولی در ژرفای ۸ کیلومتر



شکل ۱۱- الف) نقشه ماهواره‌ای منطقه با داده‌های SRTM؛ ب) تغییرات سرعتی (نتیجه توپوگرافی با استفاده از الگوریتم لوتوس) در عمق ۴ کیلومتر. در شکل ب خطوط مشکی و قرمز رنگ گسل‌های منطقه را نشان می‌دهند که به ترتیب توسط حسامی و همکاران (۱۳۸۲) و آزادی و همکاران (۱۳۸۸) به نقشه در آمده‌اند.

۳- نتیجه‌گیری

۸ و ۱۲ کیلومتر تعیین شد. نتایج نشان می‌دهد که ناحیه کشف‌رود از نظر فعالیت تکنونیک و لرزه‌خیزی دربرگیرنده قسمت‌های با فعالیت متوسط و بالاست. اطراف شهر مشهد نواحی پرسرعت و کم‌سرعت وجود دارد. مرز بین نواحی واضح بود که نشان‌دهنده تطابق با گسل‌های منطقه است. در شمال مشهد تغییرات سرعت با وضوح کمتری مشاهده می‌شود. این تغییرات به دلیل فعالیت گسل توس است. در جنوب شهر مشهد مناطق کم‌سرعت بارز دیده می‌شود که به واسطه سیستم گسلی شانديز و گسل جنوب مشهد است. در بخشی از جنوب مشهد یک ناپیوستگی بارز سرعتی دیده می‌شود. این تغییر سرعت در ژرفای ۴ کیلومتر مشاهده می‌شود اما در ژرفای ۸ کیلومتر دیده نمی‌شود. احتمالاً این تغییرات سرعتی ناشی از انباشت رسوبات آبرفتی در منطقه است که روی سنگ بستر با ضخامت متفاوت قرار دارد. همچنین با توجه به نتایج توپوگرافی، ناحیه منطبق بر سیستم گسلی شانديز نسبت به طرفین خود سرعت کمتری نشان می‌دهد.

سپاسگزاری

از شبکه لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران برای در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز سپاسگزاری می‌شود.

قبل از تعیین مدل سرعتی، نسبت سرعتی V_p/V_s به دو روش اختلاف زمان رسید و Wadati (1933) برابر $1/1/2$ تعیین شد. سپس برای بررسی ساختار سرعتی در منطقه از بین ۹۵۰۰ زمین‌لرزه ثبت شده از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۶، ۱۰۱ زمین‌لرزه با شرایط بزرگی بیشتر و مساوی ۳ در مقیاس امواج درونی، انفصال آزمون ایستگاهی کمتر از ۱۸۰ درجه، باقیمانده زمانی کمتر یا مساوی $0/3$ ثانیه و حداقل تعداد ایستگاه دریافتی امواج زمین‌لرزه ۴ انتخاب شدند. با استفاده از زمین‌لرزه‌های انتخابی مدل یک‌بعدی ساختار سرعتی پوسته تعیین شد. برای این کار در ناحیه مورد نظر ابتدا یک مدل اولیه تعیین و سپس ۵۰ مدل احتمال اندیشانه به دست آمد. در پایان با میانگین‌گیری از سرعت در لایه‌ها مدل متوسط نهایی تعیین شد. طبق این مدل در ژرفاهای ۴ و ۱۴ ناپیوستگی‌هایی مشاهده شد. برای آزمایش مدل گفته شده ۲۷۰ زمین‌لرزه انتخاب و با استفاده از مدل به دست آمده در این مطالعه و مدل جوان‌مهری و همکاران (۱۳۹۱) مکان‌یابی شدند. مقایسه مقادیر خطای زمانی و مکانی حاصل از به کارگیری دو مدل نشان داد که استفاده از مدل به دست آمده در این مطالعه خطاهای کمتری نسبت به مدل جوان‌مهری و همکاران (۱۳۹۱) می‌دهد. در ادامه برای بررسی ساختار سرعتی پوسته از الگوریتم لوتوس (Koulakov, 2012) استفاده و تغییرات سرعت در ناحیه مورد نظر در ژرفاهای ۴،

کتابنگاری

- آزادی، ا.، جوان دولویی، غ.، حافظی مقدس، ن. و حسامی آذر، خ.، ۱۳۸۸- ویژگی‌های زمین‌شناسی، ژئوتکنیکی و ژئوفیزیکی گسل توس در شمال شهر مشهد، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۴، ۱۳۸۸، صص. ۱۷ تا ۳۴.
- بربریان، م.، قرشی، م.، شجاع‌طاهری، ج. و طالیان، م.، ۱۳۷۸- پژوهش و بررسی ژرف نوزمین ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره مشهد- نیشابور، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۷۲.
- جوان‌مه‌ری، م.، بایرام‌نژاد، ا.، قیطانچی، م. ر. و اظه‌ری، س. م.، ۱۳۹۱- بررسی ساختار سرعتی پوسته در زیر شبکه لرزه-نگاری قوچان، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۸، شماره ۳، صص. ۲۵ تا ۳۷.
- حسامی، خ.، جمالی، ف. و طیبی، ه.، ۱۳۸۲- نقشه گسل‌های فعال ایران، مقیاس، ۱:۲۵۰۰۰۰، وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- شجاع‌طاهری، ج. و قرشی، م.، ۱۳۸۱- بررسی خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره مشهد- نیشابور، مجله علوم زمین سال یازدهم، شماره ۴۶-۴۵، صص. ۲۲ تا ۲۸.
- نوروزی، غ.، غفوری آشتیانی، م. و جوان دولویی، غ.، ۱۳۸۵- بررسی ساختار لرزه‌ای پوسته در فرونشست کشف‌رود با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده امواج تراکمی دورلرزه‌ها، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

References

- Alavi, M., 1992- Thrust tectonics of the Binaloud region, NE Iran. *Tectonics*, 2, 360 – 370.
- Ambraseys, N. and Melville, C., 1982- A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 219 pp.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. and Bolourchi, M., 2006- Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran, *Geophysical Journal International*, 166, 1161–1177
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245.
- Javadi Mosavi, E. and Arian, M. 2015- Neotectonics of Kashaf Rud River, NE Iran by Modified Index of Active Tectonics (MIAT). *International Journal of Geosciences*, 6, 776-794.
- Kissling, E., 1995- Institute of Geophysics, ETH Zurich, Program VELEST USERS GUIDE Short Introduction.
- Koulakov, I., 2012- Code LOTOS-12 for 3D tomographic inversion based on passive seismic data from local and regional events.
- Lienert, B. R., 1994- Hypocenter 3.2: A computer program for locating earthquakes, locally, regionally and globally. User Manual.
- Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J., 1994- Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophys. J. Int.*, 118(1), 111–141.
- Shabaniyan, E., Bellier, O., Abbassi, M. R., Siame. L. and Farbod, Y., 2010- OTPlio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges. *Tectonophysics*, 480, 280–304.
- Tchalenko, J. S., 1975- Seismicity and structure of the Kopeh Dagh (Iran, USSR) *Landon, A.G.B.DA.*(1975): 278 (1275): 1-28.
- Wadati, K., 1933- On the travel time of earthquake waves. Part. II. *Geophys. Mag.*, 7, 101–111.

Determination of upper crustal velocity structure in North Eastern part of Iran between Kashaf Roud and Binaloud faults

S. M. Azhari¹, M. Rezapour^{2*} and A. A. Mottaghi³

¹Ph.D. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2016 October 19

Accepted: 2017 September 23

Abstract

Northeastern part of Iran is located in the Koppeh Dagh seismotectonic province. This province is part of the Alpine-Himalayan orogenic belt. In the last two decades, a number of earthquakes occurred in this region. Therefore, investigating and relocating these earthquakes with adequate precision play a great role in seismicity research of the study area. Adequate crustal structure velocity has a key role in relocating the earthquakes. Since the earthquakes in this region are shallow earthquakes, the upper part of crustal structure can be acquired. So in this study, Mashhad and Quchan seismological networks data were used to determine the crustal structure velocity. In order to determine the velocity structure, V_p/V_s was first determined using the methods of Wadati and travel time of 1.72. Then by applying various filters and selection of several earthquakes 1D velocity structure of the arrival times was determined. Results reveal two velocity discontinuities approximately at 4 and 14 km depths. The resulting model consists of a 4-km-thick layer with $V_p = 5.9 \text{ kms}^{-1}$ overlying a 10-km-thick layer with $V_p = 6.17 \text{ kms}^{-1}$. Then the initial 1D velocity model was used to determine the three-dimensional velocity structure using LOTOS code. The results show significant changes in the vicinity of Mashhad. Two zones with higher velocity are observed in the north and south of Mashhad due to Kashaf Roud and Binaloud Faults. In the north of Mashhad, a change in velocity is observed, which might be due to the Tous fault. In the south of Mashhad, a sharp velocity discontinuity at the depth of 4 km is probably due to an alluvium cover above a bedrock of varying thickness. Also, the tomography results indicate that the area of Shandiz fault system in the south of Mashhad is associated with a lower velocity zone compared to its adjacent areas.

Keywords: Crustal velocity structure, Local Earthquake Tomography, Mashhad

For Persian Version see pages 95 to 104

*Corresponding author: M. Rezapour; E-mail: rezapour@ut.ac.ir