

تصویربرداری سه‌بعدی پوسته البرز مرکزی با استفاده از زمین‌لرزه‌های محلی به روش توموگرافی

محمد رضا جعفری زاده^۱ و محمد رضا قیطانچی^{۲*}

^۱ پژوهشکده مهندسی جهاد کشاورزی، تهران، ایران
^۲ مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۶/۲۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۳/۱)

چکیده

در این تحقیق با استفاده از توموگرافی زمین‌لرزه‌های محلی، تصاویر سه‌بعدی زیرسطحی مطلوبی از پوسته البرز مرکزی به دست آمده است. تصاویر به دست آمده نه فقط با تحلیل‌های زمین‌ساختی منطقه همخوانی دارند، بلکه توموگرافی موهو و ساختار پوسته زیرین کوه آتشفشانی دماوند را تفسیر می‌کنند. برای به تصویر کشیدن پوسته البرز مرکزی بیش از ۱۱۰۰۰ زمین‌لرزه محلی با بزرگای بیشتر از ۱/۷ مربوط به لرزه‌نگارهای سه‌مؤلفه‌ای دوره کوتاه شبکه‌های تهران، مازندران و سمنان، مورد بهره‌برداری قرار گرفته است که در بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۶ و در گستره ۳۴ تا ۳۷ درجه عرض شمالی و ۴۹/۷ تا ۵۴ درجه طول شرقی ثبت شده‌اند. این زلزله‌ها، از یک سو برای وارون‌سازی یک‌بعدی با rms خروجی برابر با ۰/۱۵ ثانیه برای تعیین میدان سرعتی V_p و رسم نمودار سرعتی برحسب عمق استفاده شده‌اند و از سوی دیگر پس از تعیین موقعیت مجدد، درحکم داده‌های ورودی وارون‌سازی سه‌بعدی به کار گرفته شده‌اند. بعد از تعیین مدل سه‌بعدی اولیه و محاسبه مدل مستقیم به روش تفاضل متناهی، زمان‌سیرهای شکستی و بازتابی زاویه‌باز، وارون‌سازی سه‌بعدی صورت گرفت و براساس نتایج آن، مقاطع افقی و قائم از ساختار زیرین ناحیه موردنظر و ناپیوستگی‌های لایه‌های پوسته و موهو رسم و تحلیل شد. وضوح قابل قبول تصاویر خروجی براساس مدل آزمون شطرنجی، اعتبار نتایج را به اثبات می‌رساند. در تصاویر به دست آمده از توموگرافی سه‌بعدی صورت گرفته روی حجم مدل پوسته زیر شبکه ایستگاه‌ها، علاوه بر لایه رسوبی، سه لایه فوقانی، میانی و تحتانی به ترتیب از بالا به پایین تا مرز موهو قابل مشاهده است. خروجی‌های نهایی نشان‌دهنده آن هستند که مدل پوسته به دست آمده با مقاطع قائم زمین‌شناسی در تحقیقات اخیر مطابقت دارد. در این خروجی‌ها مشاهده می‌شود که لایه فوقانی از دو لایه میانی و تحتانی ضخیم‌تر است به طوری که در زیر ارتفاعات البرز و حتی در بعضی نواحی دیگر، دو لایه میانی و تحتانی نازک‌تر شده و یا کاملاً از بین رفته‌اند. در زیر قله دماوند در عمق‌های بیش از ۴۸ کیلومتر، سرعت موج لرزه‌ای نسبت به محیط اطراف کاهش می‌یابد و درعین حال از عمق ۶ تا ۱۸ کیلومتر، محل مجرای آتشفشان دماوند از محیط مجاور پُرسرعت‌تر و نسبت به محیط اطراف خود سردتر است. کم‌سرعت بودن محفظه آتشفشان دلیل بر گرم بودن این ناحیه نسبت به اطراف است.

واژه‌های کلیدی: توموگرافی، زمین‌لرزه‌های محلی، البرز مرکزی، مدل یک‌بعدی پوسته، مدل سه‌بعدی پوسته، لرزه‌زمین‌ساخت

Three-dimensional imaging of Central Alborz's crust by using local earthquake tomography

Mohammad Reza Jafarizadeh¹ and Mohammad Reza Gheytnchi^{2*}

¹ Engineering Research Institute, Ministry of Jihad Agriculture, Iran

² Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 14 September 2011, accepted: 22 May 2013)

Summary

In this study, applying a tomography method to local earthquakes, a three-dimensional (3D) image of the crust of central Alborz is obtained. The result is not only consistent with the tectonics features in the region but also able to interpret the tomography of Moho and crustal structure beneath the volcanic mountain of Damavand. More than 11000 local earthquakes, with a magnitude of 1.7 or higher, recorded by three-component short-period seismic stations of Tehran, Mazandaran, and Semnan networks between 1996 and 2006, bounded by 34-37N and 39.7-54E, were used to image the crust in central Alborz. These raw pieces of data, on one hand, were used as input for the 1D inversion method to obtain the variation of Vp and plot the velocity versus depth diagram whose rms was smaller than 0.15. On the other hand, they were used in a relocation process and when their locations were improved, a 3D model was generated based on them. After determining the preliminary 3D and forward models using the finite-difference method, the refracted and wide-angle reflected travel times were inverted and the horizontal and vertical sub-structures in our determined region were investigated. Based on these results, the discontinuities of the crust and Moho were mapped and analyzed. The final outputs showed that the resulted crust model is consistent with some of the recent geological studies. These outputs illustrate that the upper layer is thicker than the middle and lower ones as these two layers become thinner and even disappear below Alborz. It seems that the upper layer fills some hollows in the other ones. The depth of Moho increases below Damavand mountain; also, the area around the volcanic conduit of Damavand, between 6km and 18km depths, has a high velocity and is colder than the other areas.

The P-velocity model resulted by using 1D tomography facility of Velest with RMS values less than 0.15, are compatible with the previous models. The resulted depth is 45 ± 2 km for the Moho and 7 km for the sediment layer. Frequency and distribution diagrams of the earthquakes show that about 75% of earthquakes have happened in depths less than 24 km and consequently the most seismogenic layer of the crust is estimated to be located at this depth. The 3D tomography, performed through the Zelt routines, has acceptable results with less than 2.5% error. Although an enough number of earthquakes overcome the problem of scarcity of the stations, the high depths of earthquakes cause a low resolution in shallow layers. However, this problem can be solved by increasing the density of stations.

Keyword: Tomography, local earthquakes, central Alborz, 1D crustal model, 3D crustal model, seismotectonic

۱ مقدمه

در نتیجه نبود مدل‌های پوسته‌ای و سرعتی از جمله دلایل عمده خطا در تعیین موقعیت زلزله‌ها است. یکی از روش‌های به تصویر کشیدن ساختار زیرسطحی، وارون‌سازی زمان سیرهای چشمه‌گیرنده است. تصویربرداری سه‌بعدی از پوسته، علاوه بر لایه‌بندی و ساختار سرعتی، تغییرات جانبی در داخل لایه‌ها را نیز به‌خوبی برآورد می‌کند. عدم قطعیت در ساختار پوسته و

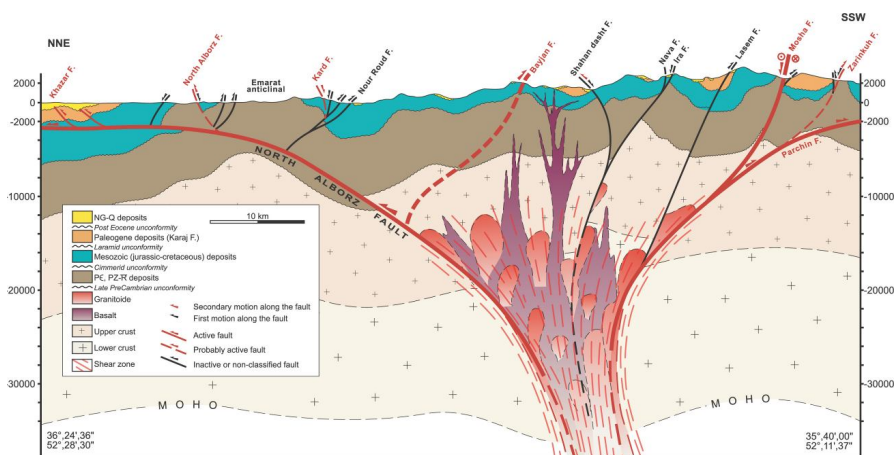
بخش ایرانی کمر بند زمین‌ساخت فعال آلپ - هیمالیا، اخیراً با آهنگ بزرگی تغییر شکل یافته، در حالی که تحقیقات اندکی در مورد ساختار درون این بخش از جهان گزارش شده است. از سوی دیگر شناخت هر چه بیشتر ساختار پوسته می‌تواند به شناخت دقیق‌تر مکان وقوع زلزله‌ها، کمک کند. در ایران پراکنده بودن دستگاه‌ها و

حوضه‌های خزر و سیاه در طی ژوراسیک آغازین میانی دانست (نظری و همکاران، ۲۰۰۴). پیشرفت فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته اقیانوسی و سپس به زیر پوسته قاره‌ای ایران سبب ظهور آتشفشان‌های میان‌اقیانوسی در بخش‌های گوناگون شده است (علوی، ۱۹۹۴؛ نظری و شهیدی، ۱۹۹۷). با فرونشست حوضه‌های پیش کمان خزر و سیاه، نازک شدن پوسته قاره‌ای رو به گسترش نهاد و پیشرفت این فرایند سبب ته‌نشینی نهشته‌هایی به سبب برای بیش از ۲۰ کیلومتر از رسوبات سری ترشیری و نئوژن در گودال‌های پیش‌گفته شد (علوی، ۱۹۹۶؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۲؛ برون و همکاران، ۲۰۰۳؛ منجینو و پرستلی، ۱۹۹۸). سری آتشفشانی ترشیری در البرز مرکزی و باختری را می‌توان حاصل ذوب پوسته در اثر فرورانش تأخیری پوسته اقیانوسی به زیرمجموعه در حال کوه‌زایی البرز در دوره‌اتوسن در نظر گرفت. تکوین و بالاآمدگی زمین‌ساختی البرز در ترشیری، متأثر از افزایش تنش‌های فشاری و بُرشی حاصل از برخورد صفحه‌های عربی و ایران و نتایج ناشی از آن است که سبب شکل‌گیری سری‌های رسوبی آتشفشانی در بخشی از دامنه جنوبی البرز مرکزی در طی پالئوژن شده است (علوی، ۱۹۹۶؛ نظری، ۲۰۰۰).

گوشته فوقانی، به‌خصوص در زیر کمرنده‌های کوهستانی، ممکن است نتایج اشتباهی در حدود ده‌ها کیلومتر در تعیین موقعیت زلزله را شامل شود. تصویر زیرسطحی مطلوب می‌تواند به تفسیر زمین‌شناسی و زمین‌ساختی کمک کند.

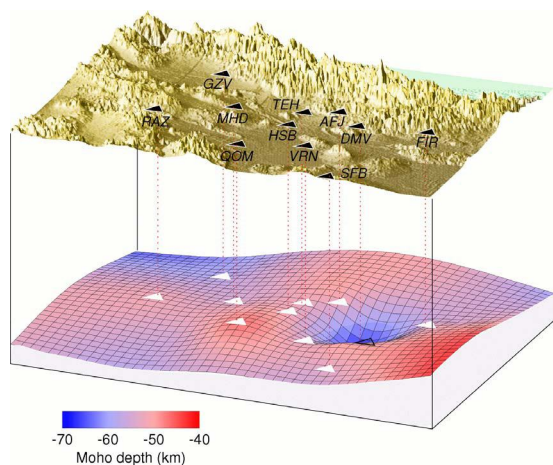
۲ تکامل زمین‌ساختی در گستره البرز

اولین آثار کشش پوسته و زایش اقیانوسی را می‌توان در دوران پرکامبرین در قالب شاخه‌های شرقی‌غربی هم‌راستا با پهنه جوش‌خورده توران ایران یافت که سبب تکوین اقیانوسی شد که از آن با نام پروتوتتیس یاد می‌شود (نظری، ۱۹۹۶). بی‌گمان تتیس کهن و نهشته‌های آواری نهشته شده در آن، تا دونین میانی در حال گسترش بوده است (نظری و همکاران، ۱۹۹۷). در اواخر تریاس میانی، حوضه تتیس کهن، به طور کامل بسته شد و قطعات جنوبی با صفحه اوراسیا برخورد کرد (علوی، ۲۰۰۰؛ استمپفلی، ۱۹۹۶). هم‌زمان با آخرین مراحل برخورد حاصل از بسته شدن و به هم رسیدن کرانه‌های تتیس کهن در حاشیه قاره‌ای و نازک شده آن، اقیانوس جدیدی به نام نئوتتیس ظاهر می‌شود (علوی، ۱۹۹۴؛ نظری، ۱۹۹۶). تکوین این ساختار کششی‌برشی را می‌توان عاملی بر ظهور



شکل ۱. نقشه ساده شده زمین‌شناسی گستره البرز مرکزی و برش‌های ساختاری ساده و موازنه شده (برگرفته از نظری، ۲۰۰۶).

۴۴ کیلومتر تعیین شد (قیطانچی، ۱۹۹۶). اگر ضخامت متوسط رسوبات، ۴ کیلومتر در نظر گرفته شود، ضخامت پوسته بالایی و پایینی هر کدام ۲۰ کیلومتر خواهد بود (آسوده، ۱۹۸۲). برخی محققان با استفاده از داده‌های امواج سطحی و درونی، ژرفای میانگین ۴۵ کیلومتر را برای بخش خاوری البرز پیشنهاد کرده‌اند، در حالی که دهقانی و مکریز (۱۹۸۴) به روش گرانی‌سنجی و صدودی و همکاران (۲۰۰۹) از نتایج تابع‌های گیرنده P و S چنین تحلیل کردند که ضخامت پوسته در زیر البرز مرکزی و بخش جنوبی آن به ترتیب تقریباً ۵۴ کیلومتر و ۵۱ کیلومتر است و چنین نتیجه گرفتند که این امر ناشی از کوتاه‌شدگی پوسته است. به تعبیر آنها یک ضخیم‌شدگی محلی به اندازه تقریباً ۶۷/۵ کیلومتر در زیر ناحیه آتشفشانی دماوند مشاهده می‌شود که احتمال می‌دادند ناشی از تجمع ماگما در کف پوسته زیر ناحیه آتشفشانی باشد (شکل ۲).



شکل ۲. نقشه عمق موهو با استفاده از بررسی تابع‌های گیرنده P و S (صدودی و همکاران، ۲۰۰۹).

۴ توموگرافی لرزه‌ای اولین رسیده‌ها

توموگرافی لرزه‌ای نوعی تصویربرداری و وارون‌سازی روابط انتگرال خطی برای به‌دست آوردن میدان سرعت در ناحیه یا فضایی است که پرتوها از آن عبور کرده‌اند.

۳ ژئودینامیک و ساختار پوسته در گستره البرز

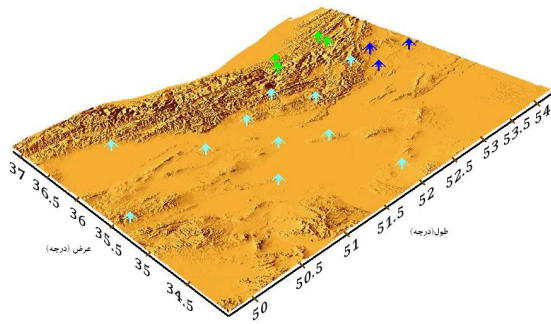
ذوب و هضم تأخیری بقایای به جا مانده از پوسته اقیانوسی در پرکامبرین پسین در طی مزوزوییک آغازین، می‌تواند به همراه بالا آمدن چندباره آن در کوتاه‌تری آغازین حاصل از زمین‌ساخت تراکشی البرز مرکزی، سبب شکل‌گیری و جای‌گیری آتشفشان دماوند در این قطعه ساختاری شده باشد (نظری، ۲۰۰۶). براساس میزان جابه‌جایی و شواهد زمین‌شناختی در دوره‌ای پنج میلیون ساله، میزان کوتاه‌شدگی در البرز مرکزی برابر با ۲۵٪-۳۰٪ محاسبه شده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). این در حالی است که بیش از ۷۵٪ این کوتاه‌شدگی پس از ائوسن رخ داده است (نظری، ۲۰۰۶) (شکل ۱).

براساس تحقیقات صورت پذیرفته در زمینه بررسی ساختار پوسته در فلات ایران، مقادیر متفاوتی برای ژرفای موهو، به‌خصوص در زیر رشته‌کوه البرز گزارش شده است (منجینو و پرستلی، ۱۹۹۸). براساس تحقیقات لرزه‌ای، ضخامت پوسته خزر جنوبی را حدود ۳۳ کیلومتر برآورد کرده‌اند (جوان دولویی و رابرتز، ۲۰۰۳). برخی از محققان در ناحیه تهران براساس سرعت امواج P، ضخامت پوسته بالایی را حدود ۱۴ کیلومتر، ضخامت پوسته زیرین را ۳۰ کیلومتر و ژرفای موهو را نزدیک به ۴۴ کیلومتر محاسبه کرده‌اند و این در حالی است که براساس تحقیقات تاتار (۲۰۰۱) مقادیر فوق برای البرز در ناحیه رودبار به ترتیب ۶ کیلومتر برای پوسته رسوبی، ۱۲ کیلومتر برای پوسته بلورین و ۱۷ کیلومتر برای پوسته زیرین محاسبه شده است. بدین ترتیب سطح ناپیوستگی موهو در البرز در ژرفایی نزدیک به ۳۵ کیلومتر قابل تصور است. محاسبات لرزه‌ای، نشان‌دهنده ستبرای تقریبی ۳۰ کیلومتر پوسته در خزر جنوبی است، که شامل ۱۰ کیلومتر پوشش رسوبی به همراه ۲۰ کیلومتر پوسته بلورین است (منجینو و پرستلی، ۱۹۹۸). با بهره‌گیری از لرزه‌های زلزله ۱۹۹۰ رودبار ضخامت پوسته در شمال غرب ایران حدود

می‌شود. در حقیقت وارون تنظیم‌یافته یک تابع هدف را به حداقل می‌رساند که دارای نُرم‌های اندازه‌گیر زبری مدل و منطبق نبودن داده‌ها است. مدل نهایی، دارای ساختار حداقل با فرض نزدیک بودن مدل شروع کننده به آن است. تابع هدف Φ در هر تکرار عبارت است از:

$$\Phi(m) = \delta t^T C_d^{-1} \delta t + \lambda [m^T C_h^{-1} m + s_z m^T C_v^{-1} m], \quad (3)$$

که در آن m بردار مدل، δt بردار باقی‌مانده داده‌ها، C_d ماتریس کوواریانس داده‌ها، C_h و C_v به ترتیب ماتریس‌های زبری قائم و زبری افقی، λ پارامتر میرایی و s_z اهمیت نسبی ماندگاری همواری قائم نسبت به همواری افقی مدل است.



شکل ۳. موقعیت ایستگاه‌های ثبت زلزله در شبکه‌های تهران (■)، سمنان (■) و مازندران (■).

۵ تعیین مدل کمینه یک‌بُعدی با برنامه ولست

به منظور وارون‌سازی سه‌بُعدی زمین‌لرزه‌های محلی، مدل کمینه یک‌بُعدی به‌منزله مدل شروع کننده، در نظر گرفته شده‌است. برای تضمین همگرایی و پایداری وارون‌سازی مختصات کانونی، مجموعه‌ای از داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی با کیفیت بالا انتخاب شد. عدم قطعیت در تعیین موقعیت کانون‌ها نوعی ناپایداری در فرایند وارون‌سازی ایجاد می‌کند؛ به این دلیل، کانون‌ها و پارامترهای سرعتی هم‌زمان محاسبه شد، تا خطاهای زمانی زمین‌لرزه‌ها به حداقل برسند.

زمان سیرهای اولین زمان‌رسیدها با استفاده از حل دیفرانسیلی معادله ایکونال، محاسبه می‌شود (ویدال، ۱۹۹۸). برای یک محیط کشسان، می‌توان معادله ایکونال را به شکل زیر تعریف کرد:

$$(\nabla_x T)^2 = \frac{1}{[v(x)]^2}, \quad (1)$$

که T ، زمان سیر جبهه موج است. با فرض بسامدهای زیاد و با وارد کردن نحوه تأثیر تغییرات کوچک زمان dt در نقطه x ، روی جبهه موج، می‌توان معادله حاکم بر مسیر پرتو را از معادله ایکونال، نتیجه گرفت:

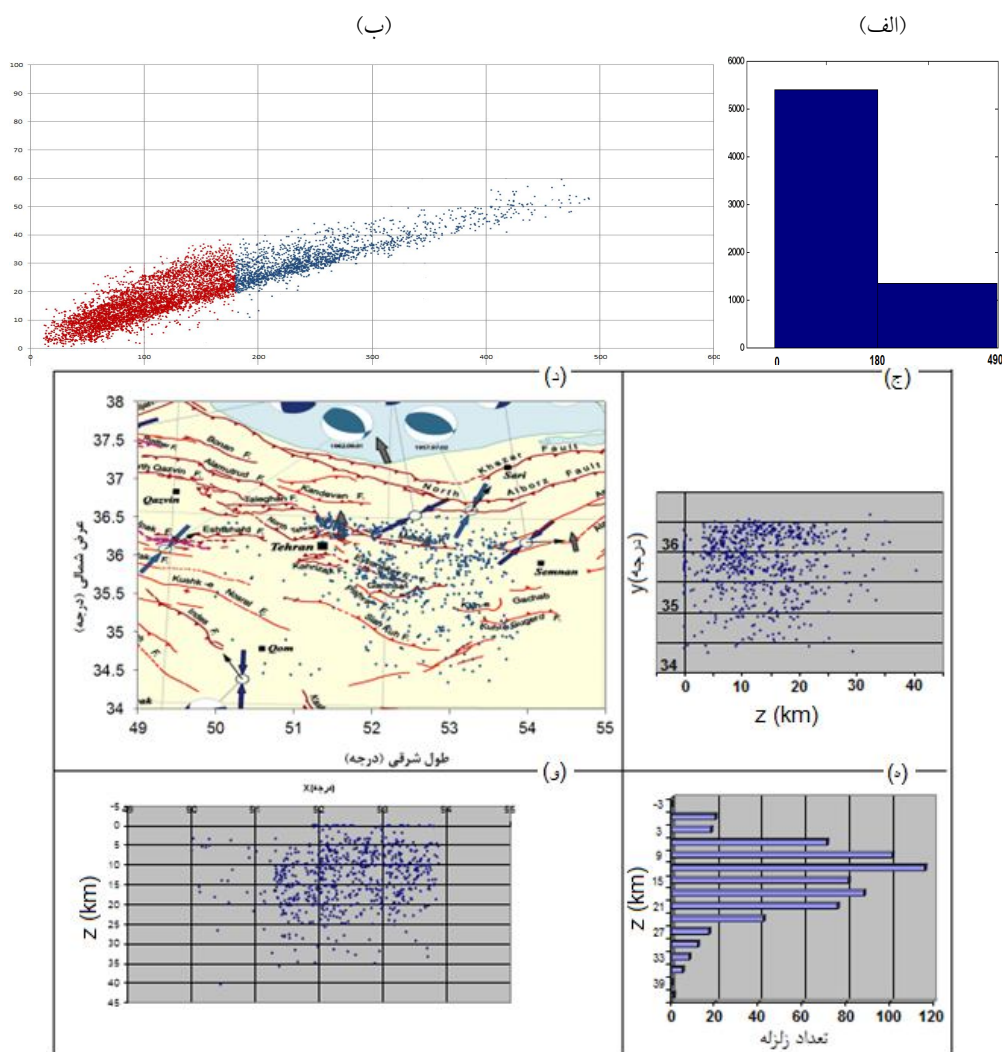
$$\frac{d}{dl} \left(\frac{1}{v(x)} \frac{dx}{dl} \right) = \nabla \left(\frac{1}{v(x)} \right). \quad (2)$$

در مسائلی که دارای گیرنده‌های کمتر و چشمه‌های زیاد و یا برعکس هستند، روش‌های شبکه‌ای تفاضل متناهی خیلی سریع‌تر از روش‌های ردیابی، معادله ایکونال را حل می‌کنند. برای اینکه زمان سیرهای دقیق حاصل شود، باید زمان حداقل محاسبات متناسب با M^3 افزایش یابد. M تعداد گره‌ها در یک بُعد است.

در این تحقیق به منظور تعیین ساختار سرعتی همسانگرد سه‌بُعدی، از روش توموگرافی زلت بهره گرفته شده‌است. روش وارون‌سازی به کار رفته، یک وارون تنظیم‌سازی است و در آن ترکیب تطبیق نیافتن داده‌ها و ناهمواری مدل، به حداقل می‌رسد تا هموارترین مدل متناسب با خطاهای داده‌ها، فراهم شود. در هر تکرار، ضمن حل معادله ایکونال به روش تفاضل متناهی و با استفاده از روش بهینه‌سازی همواری مدل، زمان سیرها در وجه‌های بسط داده شده مکعب، محاسبه می‌شود (ویدال، ۱۹۹۰).

در وارون تنظیم‌سازی، برای تطابق داده‌ها با ساختار مدل، قیدها طوری انتخاب می‌شوند که مدل، ساختار حداقل را داشته باشد. ساختار حداقل برحسب جمله‌های زبری مدل، یعنی مشتقات دوم فضایی، اندازه‌گیری

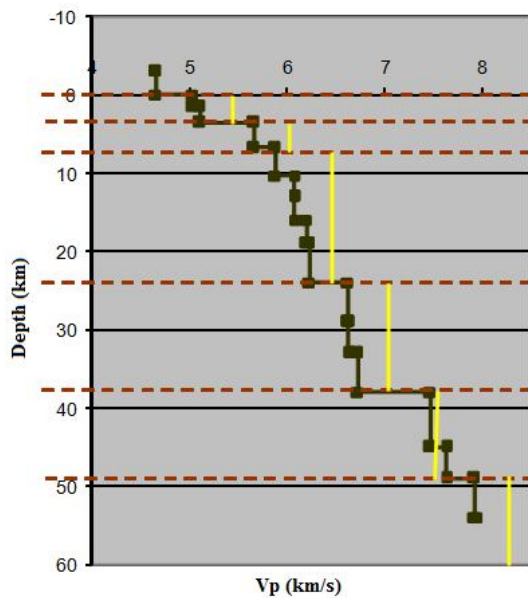
- برای پردازش داده‌ها، جاهایی که امکان‌پذیر بود، از ابزار مایکروسافت اکسل (Microsoft Excel) و در جاهایی که امکانات این ابزار کافی نبود، نرم‌افزارهایی توسعه داده و به کار گرفته شد. هم‌زمان با اجرای پردازشگر، داده‌های ناهمخوان حذف و درنهایت داده‌هایی استاندارد و یکدست از خلاصه فایل‌ها به دست آمد. برای اجرای پالایش (فیلتر کردن) شرایط زیر اعمال شد:
- محدوده طول جغرافیایی: ۴۹/۹۳ تا ۵۳/۹۱ درجه
- محدوده عرض جغرافیایی: ۳۴/۳۶ تا ۳۶/۵ درجه
- rms باقی‌مانده زمان‌رسیدهای ثبت شده: کمتر از ۰/۵ ثانیه
- حداقل ایستگاه‌های مشاهده کننده یک زلزله: ۵
- شبکه‌ها: هر ۳ شبکه تهران، مازندران و سمنان
- میزان بازه زمانی و مکانی تشخیص یک رویداد واحد: ۳ ثانیه و شعاع ۰/۱ درجه
- حداقل P-Res ثبت شده برای یک زمان رسید: ۱ ثانیه



شکل ۴. (الف) نمودار زمان‌فاصله فازهای متفاوت؛ (ب) فراوانی تجمعی اولین رسیده‌ها؛ (ج) توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها روی نقشه گسل‌های منطقه؛ (د) توزیع عمق زمین‌لرزه‌ها در مقطع قائم شمالی-جنوبی؛ (ه) توزیع عمق زمین‌لرزه‌ها در مقطع قائم شرقی-غربی؛ (ی) فراوانی تجمعی برحسب عمق زمین‌لرزه‌ها.

سپس بین عمق‌های ۳- و ۵۴ کیلومتر روی ۶۵۷ زمین‌لرزه، وارون‌سازی مجدد انجام یافت و مدل سرعتی بهینه به دست آمد (شکل ۶). سرعت متوسط لایه‌های (۰ تا ۳/۶)، (۳/۶ تا ۶/۸)، (۶/۸ تا ۹/۸)، (۹/۸ تا ۱۲/۸)، (۱۲/۸ تا ۱۶/۸) و (۱۶/۸ تا ۲۴) به ترتیب برابر با ۵/۰۷، ۵/۶۲، ۶/۲۴، ۶/۷۱ و ۷/۷ کیلومتر بر ثانیه هستند. P_n دارای مقداری برابر ۷/۹۵ کیلومتر بر ساعت است.

چون ولست به‌طور خودکار ضخامت لایه‌ها را تنظیم نمی‌کند، لایه‌بندی مدل (با فرض ثابت بودن سرعت لایه‌ها) با فرایندهای سعی و خطا پیدا شدند. برای ارزیابی صحت اجرای برنامه ولست، طول و عرض جغرافیایی زلزله‌های ورودی را به اندازه ۰/۲ درجه، به‌طور تصادفی انتقال و دوباره در ورودی ولست قرار دادیم و برنامه ولست را اجرا کردیم. بازیابی موقعیت مجدد زلزله‌ها دلیل بر اجرای درست ولست بود.

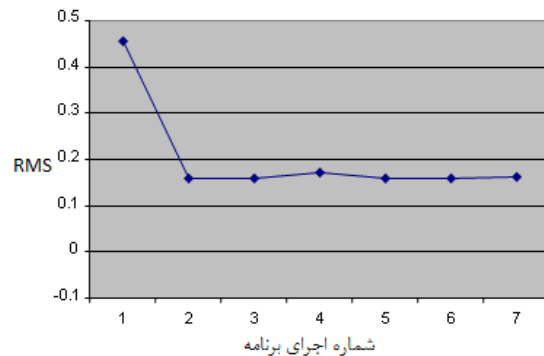


شکل ۶. مدل سرعتی بهینه برای امواج طولی مربوط به ساختار پوسته البرز مرکزی (سرعت متوسط لایه‌های (۰ تا ۳/۶)، (۳/۶ تا ۶/۸)، (۶/۸ تا ۹/۸)، (۹/۸ تا ۱۲/۸)، (۱۲/۸ تا ۱۶/۸) و (۱۶/۸ تا ۲۴) به ترتیب برابر با ۵/۰۷، ۵/۶۲، ۶/۲۴، ۶/۷۱ و ۷/۷ کیلومتر بر ثانیه هستند).

محدوده پالایش زلزله‌ها به صورت یک مستطیل در نظر گرفته شده است (شکل ۳).

فقط زلزله‌هایی که دارای $gap < 180$ بودند انتخاب و از میان بیش از ۱۱۰۰۰ زلزله تعداد ۲۱۵۵ زلزله غربال شدند. توزیع مراکز سطحی ۲۱۵۵ زمین‌لرزه غربال شده در البرز مرکزی، نشان می‌دهد که کانون سطحی زمین‌لرزه‌های محلی با زمین‌ساخت منطقه، همخوانی خوبی دارد. از روی مقاطع قائم و نمودار فراوانی زمین‌لرزه‌ها مشاهده می‌شود که بیشتر زمین‌لرزه‌های ثبت شده، دارای عمق کم هستند (شکل ۴).

از آنجا که حد بالای تعداد ورودی‌های برنامه ولست ۶۶۰ زلزله است، مجدداً این تعداد زلزله با صافی محدودکننده تری غربال شد. برای اعمال پالایش جدید، ابتدا ۲۱۵۵ زلزله عبور داده شده از فیلتر اولیه را چهار قسمت ساختیم و برای هر کدام، برنامه را به‌طور جداگانه ولی با مدل اولیه یکسان برنامه ولست کیسلینگ (۱۹۹۵) اجرا کردیم. زلزله‌های غربال شده هر بخش همراه با RMS باقی‌مانده (اختلاف زمان سیرهای موج P محاسباتی نسبت به زمان سیرهای اندازه‌گیری شده) بعد از اولین تکرار در جدول ۱ مشاهده می‌شود. با ۶۵۷ رویداد انتخابی نهایی و با مدل‌های اولیه متفاوت، برنامه اجرا شد (جدول ۱). نمودار حاصل از اجراهای گوناگون برنامه ولست نشان می‌دهد که در اجرای ششم مقدار انحراف‌های سرعتی و RMS به حداقل می‌رسد (شکل ۵).



شکل ۵. نمودار RMS (خطای زمانی باقی‌مانده) اجراهای گوناگون.

جدول ۱. تعداد زلزله‌ها و RMS Residual خاص از اجرای Velest روی هر یک از بخش‌ها.

	Part 1	Part 2	Part 3	Part 4	مجموع
تعداد کل زلزله‌ها	۵۴۸	۶۱۰	۴۶۷	۵۳۰	۲۱۵۵
RMS Residual نهایی	۱.۷۹۸	۲.۱۲	۲.۰۶	۱.۹۳	-
تعداد RMS < 0.5	۱۶۷	۱۸۶	۱۵۴	۱۵۰	۶۵۷
RMS Residual نهایی	-	-	-	-	۰.۱۵۸

۳. برنامه کمکی توسعه یافته توسط زبان C# برای پالایش داده‌ها و پردازش خروجی‌ها

جدول ۲. سرعت هر عمق در مدل سرعتی بهینه برای امواج طولی.

انحراف	Vp	عمق
0.006	4.65	-2.75
0	5.031	0
-0.003	5.104	1.6
-0.002	5.659	3.6
-0.002	5.877	6.8
-0.001	6.072	10.4
0	6.073	13
0.002	6.196	16
0	6.23	19
0.001	6.618	24
0	6.627	29
0.002	6.724	33
-0.001	7.463	38
0	7.637	45
-0.001	7.916	49
0	7.945	54

شکل ۷. طریقه اجرای برنامه مجموعه فست را با استفاده از ابزارهای کمکی پیش گفته نمایش می‌دهد. برای اجرای این برنامه فرضیات زیر در نظر گرفته شد:

۱. گره‌ها در جهت‌های X, Y, Z و با فاصله‌بندی‌های

مساوی، سلول‌ها را تشکیل می‌دهند؛ هر چند که واحدهای تشکیل دهنده هر سلول در سه جهت متفاوت است.

چشمه‌ها و گیرنده‌ها هر جای مدل ممکن است

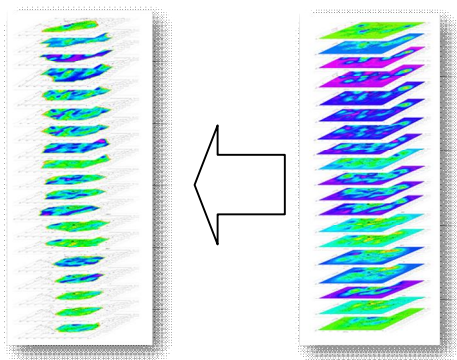
نمودار زمان فاصله اولین رسیدهای مربوط به فازهای مستقیم، سروج‌های ناپیوستگی‌های بین لایه‌های فوقانی، میانی و تحتانی و ناپیوستگی موهو و نمودار پایین، فراوانی این فازهای بهینه‌شده را نشان می‌دهد که بیشتر آنها فازهای مستقیم هستند و درعین حال فازهایی وجود دارد که وضعیت لایه‌های میانی و تحتانی پوسته و ناپیوستگی موهو را معلوم می‌سازند با این تفاوت که وضوح تصاویر و محدوده آنها کمتر خواهد بود. نمودارهای الف و ب شکل ۴ به ترتیب نمودارهای زمان فاصله و فراوانی پرتوهای مستقیم هستند. علی‌رغم کم بودن فازهای رسیده از موهو نسبت به فازهای مستقیم، تعداد آنها به اندازه‌ای هست که اطلاعاتی هرچند با دقت کم، نسبت به عمق‌های میانی به دست آورد.

۶ تعیین ساختار سرعتی سه‌بعدی

برای تعیین ساختار سرعتی سه‌بعدی، از بسته برنامه نرم‌افزار فست بهره گرفته شده است. در مقاله زلت و بارتون (۱۹۹۸)، مبانی نظری استفاده شده در این برنامه شرح داده شده است. با اعمال پالایش جدید و با اجرای برنامه ولست برای حداقل صد مدل کمینه، مدل اولیه به کار رفته در وارون‌سازی سه‌بعدی، مدل یک‌بعدی بهینه با RMS برابر با ۰/۱۵ ثانیه است (جدول ۲). برای اجرای این برنامه از ابزار زیر کمک گرفته شده است:

۱. برنامه فترن پاوراستیشن برای ترجمه برنامه

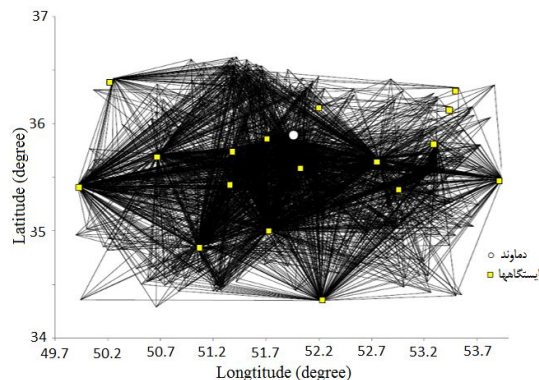
۲. برنامه مایکروسافت اکسل برای رسم خروجی‌ها



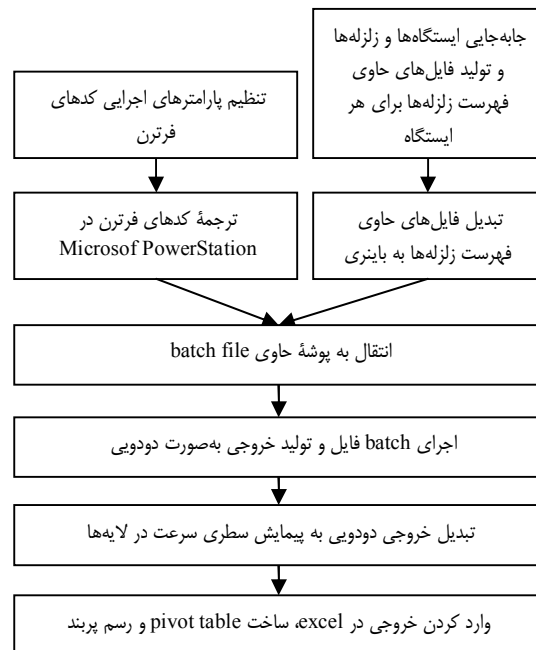
شکل ۸. مقایسه وضوح تصاویر ۱۹ مقطع افقی حاصل از آزمون مدل چکربرد. فاصله هر مقطع ۳ کیلومتر بوده و در هر مقطع محدوده‌های دارای وضوح تصاویر قابل مشاهده است.

۸ نتایج مدل‌های سرعتی افقی

از ارتفاع ۳ تا عمق ۵۱ کیلومتر، نقشه‌های افقی مدل سرعتی با جزئیات کامل در ۱۹ لایه به‌دست آمد. این لایه‌ها در فواصل ۳ کیلومتری از یکدیگر قرار دارند. برای نمونه نقشه‌های مربوط به عمق‌های $z = 6\text{km}$ ، $z = 3\text{km}$ و $z = 15\text{km}$ و $z = 18\text{km}$ از این لایه‌ها در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ مشاهده می‌شوند. در نقشه مربوط به عمق ۳ کیلومتر، تصویر مخروط آتشفشانی دماوند در ناحیه کم سرعت نسبت به محیط اطراف خود قرار دارد درحالی‌که در عمق ۶ کیلومتر، محل تصویر قله دماوند در ناحیه پُرسرعت‌تر



شکل ۹. چگالی پرتو در منطقه مورد بررسی که اولین زمان رسید آنها درحکم داده‌های ورودی فست به‌کار رفته است.



شکل ۷. مراحل اجرای فست و تهیه نقشه سه‌بعدی لایه‌ها.

باشند و چشمه‌ها نقطه‌ای فرض می‌شوند.

۲. وزن‌ها با عمق تغییر می‌کنند.

در ادامه به نحوه کنترل صحت خروجی‌های برنامه، نتایج برنامه و تحلیل آنها خواهیم پرداخت.

۷ تحلیل وضوح مدل و برآورد درصد خطا

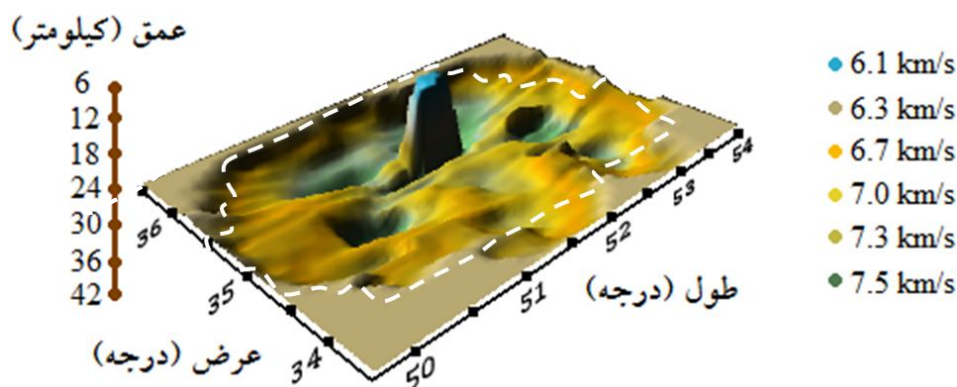
برای تحلیل وضوح مدل، بُرد شطرنجی با اندازه‌ها و درصد‌های متفاوتی از میزان بی‌هنجاری نسبت به مدل اولیه ساخته شد. به روش حل مستقیم و با بهره‌گیری از این بُرد درحکم مدل واقعی با همان هندسه از آرایش ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌ها، داده‌های مصنوعی از اولین رسیده‌ها، تولید شد. به تناوب بی‌هنجاری‌های کم‌سرعت و پُرسرعت در سطوح گوناگون انتخاب شد. مدل واقعی با ۲/۵ تا ۵ درصد خطا در عمق‌های متفاوت بازسازی شد. در عمق‌های متفاوت، مقاطع افقی متناظر با تصویر بُرد شطرنجی تهیه شد (شکل ۸).

نسبت به محیط اطراف خود دیده می‌شود و در عمق‌های ۱۵ و ۱۸ کیلومتر، محل تصویر قله به ترتیب در نواحی پُرسرعت و کم‌سرعت جای دارد و در کل محیط مجرای آتشفشانی دماوند از عمق حدود ۶ کیلومتر تا عمق ۱۸ کیلومتر، نسبت به محیط اطرافش سردتر است و در عوض از عمق ۱۸ کیلومتر به بعد، محیط مجرای آتشفشانی رفته‌رفته نسبت به نواحی جانبی خود کم‌سرعت‌تر می‌شود، گویی محفظه ماگمایی تا این عمق امتداد دارد (شکل ۱۰). چنان‌که در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ به‌وضوح مشاهده می‌شود ناحیه ساخت‌گاه ایستگاه‌ها به‌دلیل ورود پرتوهای زیاد، ناهنجاری سرعتی نشان می‌دهند ولی پوسته زیرین کوه دماوند متأثر از این پدیده نیست و با اطمینان بیشتری در مورد آن می‌توان اظهار نظر کرد.

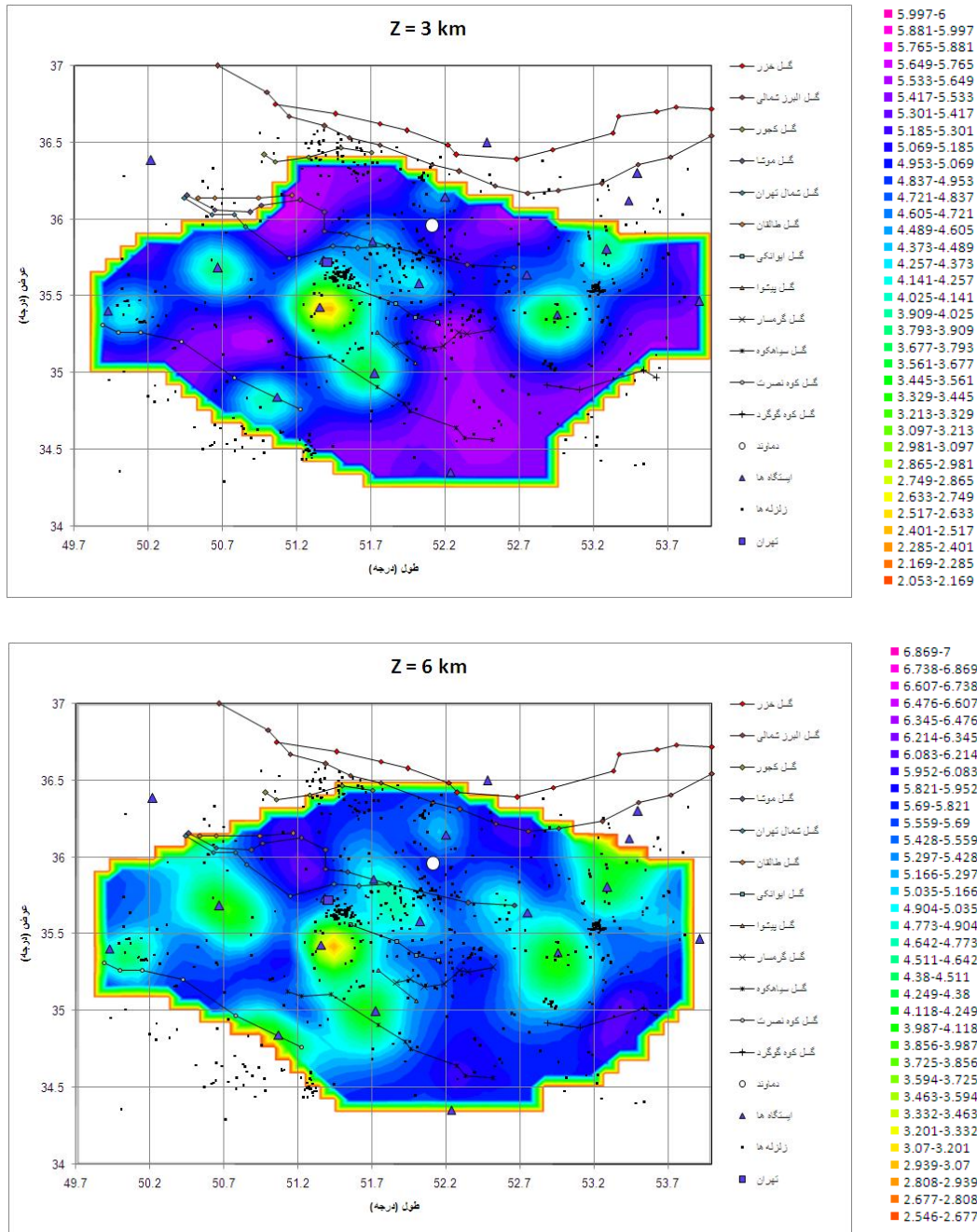
۹ نتایج مدل‌های سرعتی قائم شرقی غربی در راستای شرقی غربی، تعداد ۴۰ نقشه مقطع قائم به فاصله ۹ کیلومتر از هم تهیه شده است. در شکل ۱۳ محل قرارگیری ۴ مقطع قائم متوالی در تصویر ماهواره‌ای البرز مرکزی قابل مشاهده است. در مقاطع $Y=35.70$ ، $Y=$

متوسط از ۴۵ تا ۵۱ کیلومتر تغییر می‌کند.

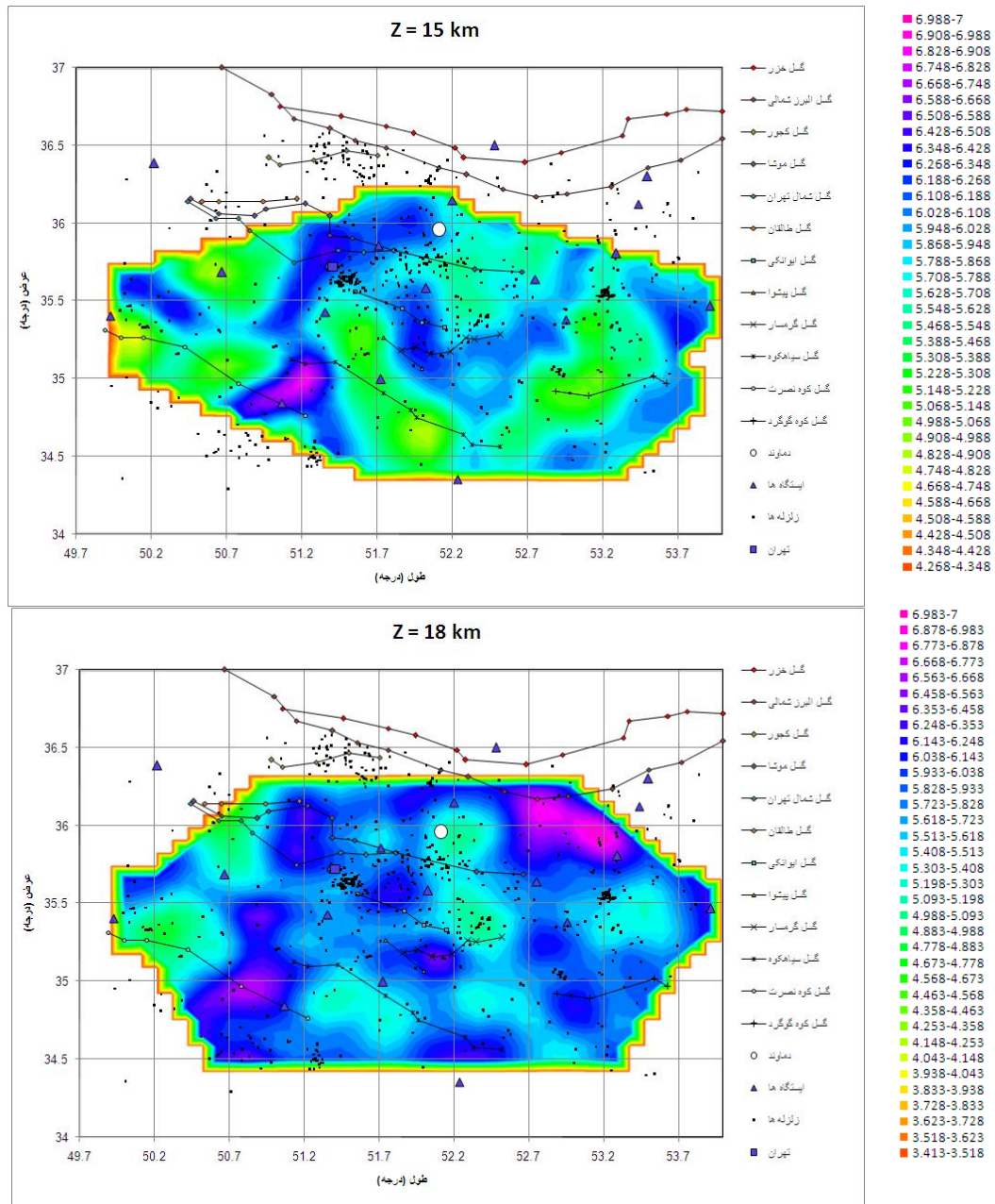
محیط مجرای آتشفشانی دماوند از عمق ۶ تا ۱۸ کیلومتر در زیر سطح زمین نسبت به نواحی اطراف، پُرسرعت‌تر است و ناحیه زیر این عمق کم‌سرعت می‌شود. پوسته از سه لایه فوقانی تا عمق حدود ۳۰ کیلومتر و لایه میانی به‌طور متوسط از ۳۰ تا ۳۶ کیلومتر و لایه تحتانی از ۳۶ تا ۴۵ کیلومتر در این مقاطع قائم قرار گرفته‌اند. از ۵۱/۸ تا ۵۲/۳ درجه طول شرقی در محل قرارگیری محفظه ماگمایی لایه‌های میانی و تحتانی به کلی حذف و در اطراف محل محفظه ماگمایی هر دو لایه میانی و تحتانی نازک‌شدگی دیده می‌شود، به‌طوری‌که ملاحظه می‌شود نازک‌شدگی لایه میانی بیشتر است و همچنین دیده می‌شود که لایه فوقانی در این نواحی ضخیم‌تر شده است. خط مایل سمت راست محل تقاطع گسل مشا و خط مایل سمت چپ محل تقاطع گسل شمال تهران را نشان می‌دهد.



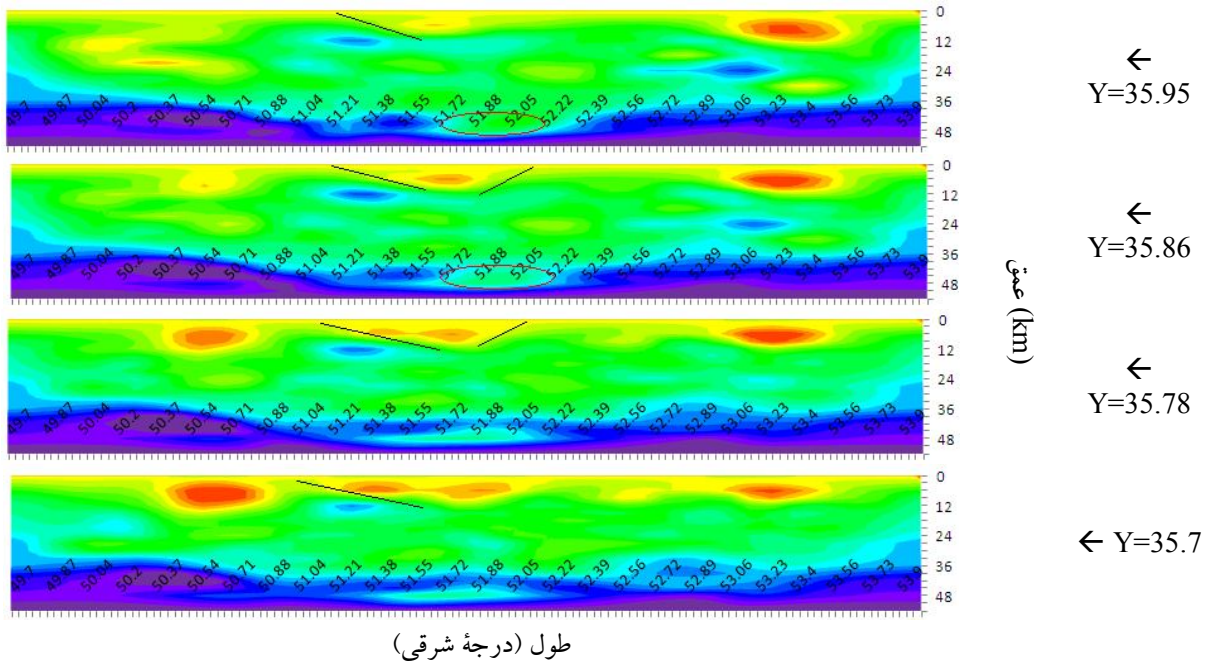
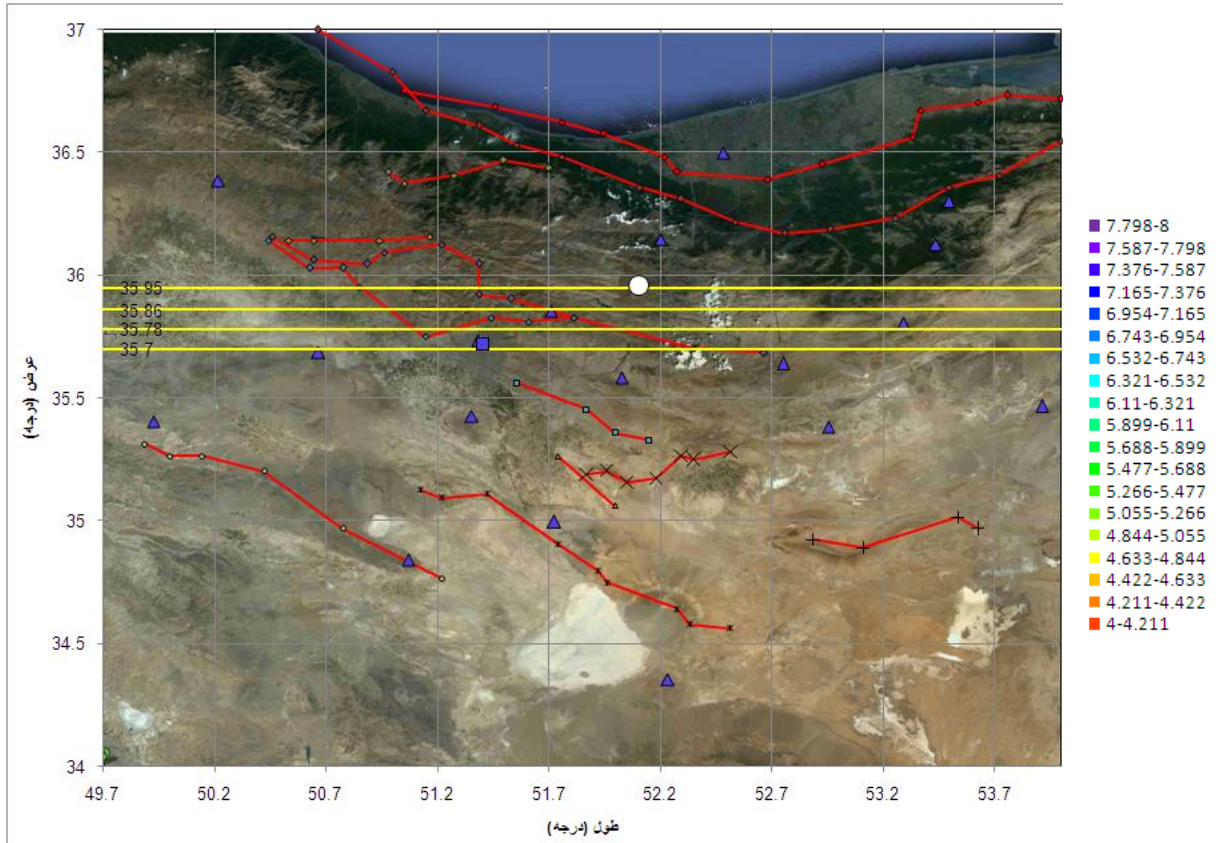
شکل ۱۰. ناپیوستگی لایه میانی و لایه فوقانی پوسته به همراه بی‌هنجاری زیرین دماوند. محفظه ماگمایی از عمق ۱۸ کیلومتر سطح زمین شروع می‌شود (محدوده دارای اعتبار قابل استناد با خط‌چین مشخص شده است).



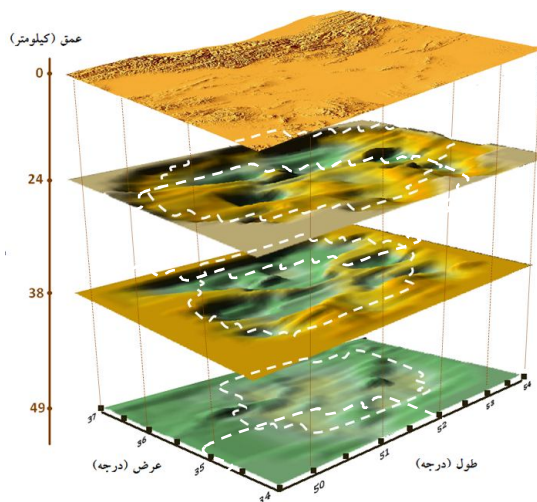
شکل ۱۱. تغییرات مدل سرعتی محدود شده لایه‌های $z = 6\text{ km}$ و $z = 3\text{ km}$ موقعیت قله دماوند، ایستگاه‌های ثبت زلزله به شکل مثلث و گسل‌ها به صورت خط نشان داده شده‌اند. در $z = 3\text{ km}$ محل تصویر قله دماوند نسبت به نواحی جانبی کم‌سرعت‌تر و در $z = 6\text{ km}$ محل تصویر قله دماوند نسبت به نواحی جانبی پُرسرعت‌تر است.



شکل ۱۲. تغییرات مدل سرعتی محدود شده لایه‌های $z = 15\text{km}$ و $z = 18\text{km}$ موقعیت قله دماوند، ایستگاه‌های ثبت زلزله به شکل مثلث و گسل‌ها به صورت خط نشان داده شده‌اند. در محل تصویر قله دماوند نسبت به نواحی جانبی پُرسرعت‌تر و در $z = 18\text{km}$ محل تصویر قله دماوند نسبت به نواحی جانبی کم‌سرعت‌تر است.



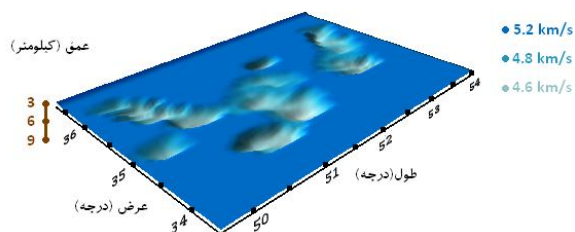
شکل ۱۳. مدل سرعتی مقاطع XZ در $Y=35.95$ و $Y=35.86$ ، $Y=35.78$ ، $Y=35.7$ درجه شمالی.



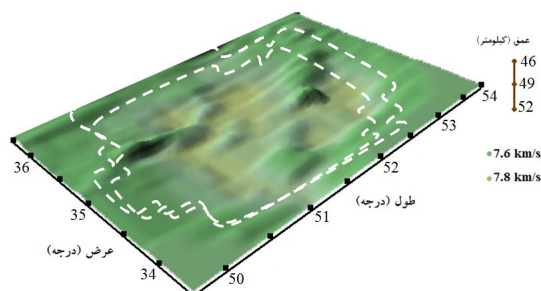
۱۰ ناپیوستگی‌های لایه‌های پوسته و موهو

با استفاده از مقاطع افقی و قائم و با به‌کارگیری برنامه‌های رایانه‌ای که به همین منظور توسعه داده شدند و نرم‌افزار سورفر، ناپیوستگی لایه رسوبی (شکل ۱۴) و لایه‌های فوقانی، میانی، تحتانی پوسته و ناپیوستگی موهو (شکل ۱۵) به‌طور مجزا به تصویر کشیده شده است.

شکل ۱۵. به‌ترتیب از بالا به پایین سطح زمین با چین‌خوردگی‌های البرز، ناپیوستگی لایه فوقانی با لایه میانی، ناپیوستگی لایه میانی و لایه تحتانی و ناپیوستگی موهو قرار گرفته‌اند. فرورفتگی‌های ناپیوستگی لایه فوقانی با لایه میانی، ناپیوستگی لایه میانی و لایه تحتانی به‌ترتیب در اثر کشیدگی و نازک‌شدگی لایه‌های میانی و تحتانی به‌وجود آمده‌اند. لایه‌های بالای ناپیوستگی‌ها بر اثر رسوب‌گذاری و ضخیم‌شدگی این فرورفتگی‌ها را پُر کرده‌اند (محدوده دارای اعتبار قابل استناد با خط‌چین مشخص شده است).



شکل ۱۴. سطح زمین با گودی‌هایی که با رسوبات پُر شده‌اند و در امتداد رشته‌کوه البرز هستند.



شکل ۱۶. ناپیوستگی موهو که برآمدگی‌های آن به موازات چین‌خوردگی‌های البرز مرکزی هستند فرورفتگی در محل تصویر قله دماوند دیده می‌شود که احتمالاً محل قرارگیری محفظه ماگمایی زیر سطح دماوند است (محدوده دارای اعتبار قابل استناد با خط‌چین مشخص شده است).

در هریک از ناپیوستگی‌ها، گودی‌ها به موازات ارتفاعات کوه‌های البرز هستند و در ناپیوستگی موهو، برآمدگی‌ها و گودی‌هایی در امتداد کوه‌های البرز دیده می‌شود. این تصاویر وضعیت ساختار زیرین مخروط آتشفشانی و ضخیم شدن لایه پوسته و در نتیجه فرورفتن لایه فوقانی در گودی‌های لایه‌های زیرین را نشان می‌دهند. در ناپیوستگی موهو (شکل ۱۶) اندک فرورفتگی‌هایی زیر امتداد رشته‌کوه البرز و نیز برآمدگی‌هایی قبل از شروع چین‌خوردگی‌ها قابل مشاهده است.

۱۱ خلاصه نتایج به‌دست آمده و نتیجه‌گیری

- با استفاده از برنامه ولست، هم‌زمان با تعیین موقعیت مجدد کانون زمین‌لرزه‌ها با حداقل مقدار RMS برابر با ۰/۱۵ ثانیه مدل سرعتی یک‌بُعدی موج P به‌دست آمد که با نتایج قبلی همخوانی خوبی دارد و عمق‌های موهو و لایه رسوبی به‌ترتیب در حدود

(۲۰۰۹) به ترتیب شکل‌های ۱ و ۲ مویید این نتیجه است که در این عمق زیر کوه دماوند یک ناحیه کم‌سرعت مشاهده می‌شود.

منابع

- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: *Tectonophysics*, **229**, 211-238.
- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountains in northern Iran: *J. Geodynamics*, **21**(1), 1-33.
- Allen, M. B., Jones, S., Ismailzadeh, A., Simmons, M., and Anderson, L., 2002, Onset of subduction as the cause of rapid Plio-Quaternary subsidence in the South Caspian basin: *Geology*, **30**, 775-778.
- Allen, M. B., 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.
- Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **71**, 715-730.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., and Nikishin, A. M., 2003, The South Caspian Basin: A review of its evolution from subsidence modeling: *Sedimentary Geology*, **156**, 119-148.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol.*, **168**, 215-229.
- Gheitanchi, M. R., 1996, Crustal Structure in NW Iran revealed from the 1990 Rudbar aftershock sequence: *J. Earth Space Phys.*, **23** (1&2), 7-14.
- Javan-Doloei, Gh., and Roberts, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P waveform receiver functions: *Tectonophysics*, **364**, 115-133.
- Kissling, E., 1995, Program VELEST USER'S GUIDE, Short Introduction, Institute of Geophysics; ETH Zuerich.
- Mangino, S., and Priestly, K., 1998, The crustal structure of the southern Caspian region: *Geophys. J. Int.*, **133**, 630-648.
- Nazari, H., 2006, Analyse de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et del'eau. Montpellier II*, 247. Sodoudi, F.,

۴۵±۲ کیلومتر و ۷ کیلومتر است.

- نمودارهای فراوانی و توزیع زمین‌لرزه‌های البرز مرکزی نشان می‌دهند که حدود ۷۵٪ زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۲۴ کیلومتر عمق دارند و می‌توان ضخامت لایه زلزله‌زا در منطقه را حدود ۲۴ کیلومتر برآورد کرد.
- بررسی‌های سه‌بعدی به روش زلت با ۲/۵ درصد خطا نتایج قابل‌قبولی داشته است. زیاد بودن زمین‌لرزه‌های مورد استفاده، تعداد کم ایستگاه‌ها را جبران کرد ولی عمقی بودن چشمه‌ها موجب شد تا مدل در اعماق کم، وضوح بهتری نداشته باشد. بدیهی است با پوشش کامل شبکه ایستگاهی در منطقه، این نقیصه برطرف می‌شود.
- ساختار زیرین مخروط آتشفشان دماوند تا عمق ۱۸ کیلومتر از سطح دریا ناحیه‌ای پُرسرعت و از این عمق به بعد تا عمق موهو ناحیه‌ای کم‌سرعت نسبت به نواحی جانبی است.
- در زیر امتداد دو شاخه رشته‌کوه البرز مرکزی، لایه‌های تحتانی یا نازک شده و یا به‌کلی از بین رفته‌اند. این‌طور به‌نظر می‌رسد که در این قسمت‌ها لایه فوقانی ضخیم‌تر شده و در گودی‌های لایه‌های تحتانی فرورفته است.
- روش‌های پیشرفته برای انتخاب داده‌ها و پردازش‌های لازم به‌منظور افزایش وضوح تصویر موجب شد تا مدل سه‌بعدی قابل‌اطمینانی از توموگرافی به‌دست آید، به‌طوری‌که با آخرین تحقیقات زمین‌شناسی البرز مرکزی به‌ویژه در پوسته زیرین قله دماوند مطابقت داشته باشد.
- شکل ۱۳ سرعت موج در محفظه ماگمایی را برابر ۵/۹ کیلومتر بر ثانیه نشان می‌دهد که نسبت به سرعت موج محیط محفظه (۶/۳ کیلومتر بر ثانیه) ۶٪ کمتر است و کار نظری (۲۰۰۶) و صدودی و همکاران

- Vidale, J., 1988, Finite-difference calculation of traveltimes: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **78**(6), 2062-2076.
- Vidale, J. E., 1990, Finite-difference calculations of traveltimes in three dimensions: *Geophysics*, **55**, 521-526.
- Zelt, C. A., and Barton, P. J., 1998, Three seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin: *J. Geophys. Res.*, **103**, 7187-7210.
- 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: *Geophysical Journal International*, **177**(2), 733-742.
- Stampfli, G. M., 2000, Tethyan oceans. Geological society: London, special publications, **173**, 1-23.
- Tatar, M., 2001, Etude Seismotectonique de deux Zones de collision continentale, Le Zagros Central et l'Alborz (Iran), These Phd, Joseph Fourier.