

## بررسی ساختار سرعتی پوسته فوقانی و میانی در شمال شرقی استان خراسان به روش برگردان یک‌بعدی زمان رسید امواج مستقیم P

مهسا عبدالعتدال<sup>۱</sup> و محمدرضا قیطانچی<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران  
<sup>۲</sup> استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۶/۸/۲۸، پذیرش نهایی: ۸۹/۷/۲۸)

### چکیده

برای تعیین ساختار سرعتی پوسته در استان خراسان زمین‌لرزه‌های رخ داده در این منطقه که با شبکه‌های لرزه‌نگاری قوچان و مشهد وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به دست آمده بود پردازش شد. از میان همه داده‌های ثبت شده در این شبکه، تعداد ۱۰۳ زمین‌لرزه مورد استفاده قرار گرفت. آنها زمین‌لرزه‌هایی بودند که حداقل در چهار ایستگاه ثبت شده بودند، حداقل ۱۲ قرائت P داشتند، جدایش سمتی آنها کمتر از ۲۷۰ درجه بود، RMS کمتر از ۱ ثانیه داشتند و خطای تعیین محل (در سطح و عمق) آنها کمتر از پنج کیلومتر بود. از این زمین‌لرزه‌های انتخابی برای اجرای آزمون‌های گوناگون و پیدا کردن مدل سرعتی مناسب استفاده شد. ابتدا زمان رسیده‌های این زمین‌لرزه‌ها برای پیدا کردن مدل یک‌بعدی سرعتی با استفاده از روش ولست (کیسلینگ، ۱۹۹۸) وارون شد. با اعمال تغییر سرعت در هر لایه از مدل اولیه (به صورت تصادفی و به میزان  $\pm 0/5$  کیلومتر بر ثانیه)، ۵۰ مدل اولیه تولید شد. فقط مدل‌هایی در حکم نتیجه انتخاب شد که حاصل برگردان یک‌بعدی آنها همگرایی قابل قبولی را نشان می‌داد. از نتایج برگردان صورت گرفته در مرحله اول که یک مدل سه‌لایه بود در حکم مدل آغازی در مرحله دوم برای پیدا کردن مدل سرعتی مناسب استفاده شد. نتیجه نهایی مدل ساده دو لایه تا عمق ۲۰ کیلومتری متشکل از لایه‌ای به ضخامت ۱۰ کیلومتر و سرعت ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه است که روی یک لایه با سرعت ۶/۲ کیلومتر بر ثانیه قرار گرفته است. به دلیل استفاده از داده‌های محلی، تهیه مدل سرعتی برای پوسته فوقانی و پوسته میانی تا عمق ۲۰ کیلومتری امکان پذیر بوده است.

واژه‌های کلیدی: خراسان، وارون‌سازی، ساختار پوسته

## Investigation of one dimensional upper crust velocity structure in northeast Khorasan by the travel time inversion of P waves

Abd-e-etedal, M.<sup>1</sup> and Gheitanchi, M. R.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ph. D. Student of Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup>Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 19 Aug 2007, Accepted: 20 Oct 2010)

### Abstract

North-East Khorasan is one of the most active regions in the world because of its setting on the Alpine-Himalayan belt. Historical and geological backgrounds suggest that this region has experienced many destructive earthquakes throughout history. Compared with the historical background, the seismicity of the region, in the present century, is better known both from the macroseismic and instrumental point of view. The instrumentally located earthquakes suggest that seismic activity in the present century has increased remarkably. A better understanding of crustal velocity model could help to improve the location of earthquakes and to find out the active faults and the tectonic evolution in the region.

In this study we used the travel times of local earthquakes recorded by the seismic

networks of Quchan and Mashad operated by the Institute of Geophysics, University of Tehran, to investigate the crustal velocity structure in the Khorasan region. In this study, among all recorded data during 1997-2006, we selected and used the records of 103 earthquakes that were recorded by at least four seismic stations. For these selected earthquakes, the azimuth coverage was less than 270 degrees; RMS less than 1 second and the location error was less than 5 km. The travel times obtained from these earthquakes were used to find out an appropriate velocity model. First we applied the VELEST method and used the travel time data to obtain the one dimensional velocity model. We applied random velocity variations of about  $\pm 0.5$  Km/s in each crustal layer and produced fifty preliminary models. We selected those models that indicated acceptable convergence during the inversion process. Then, by inversion, we obtained a preliminary three layer model. Next, we used this model as initial value to find out the appropriate velocity model. The final result indicated a simple two layer model. This model contains a first layer having a thickness about 10 km and a velocity of 4.5 km/s over the second layer that has a velocity of 6.2 km/s. As we used local data and the earthquakes had shallow depths, we could investigate the structure down to 20 km.

This result is in good agreement with the results of other studies in this region. In general, the one dimensional inversion of travel time data for crustal velocity structure is sensitive to the number of seismic stations and the distance between the successive two stations. The results of this study indicate that if a good data set is available, the one dimensional inversion of travel time data is an appropriate method for the study of crustal velocity structure.

**Key words:** Khorasan, inversion, crustal structure

## ۱ مقدمه

دلیل و در غیاب یک مدل سرعتی مناسب، مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها حتی بعد از بازخوانی مجدد همه زمان‌های رسید، موقعیت کانون‌ها را چندان بهبود نمی‌بخشد. بنابراین در صورتی این کار معنا پیدا می‌کند که یک مدل سرعتی صحیح برای پوسته در دسترس باشد. وضعیت زمین‌ساختی در پهنه شمالی استان خراسان رضوی با توجه به داده‌های زمین‌شناسی، الگویی چین‌خورده است که با پهنه زاگرس مقایسه شده است چرا که ساختار اکثر چین‌ها به صورت نامتقارن، ممتد و کم‌ویش موازی با هم هستند و روندی شمال غرب- جنوب شرق را در پهنه کپه‌داغ آرایش داده‌اند.

در جبهه جنوب غربی، چین‌ها فشرده ترند، در حالی که به سوی شمال و خشکی توران، چین‌ها بازترند و سرانجام از بین می‌روند. با توجه به فشردگی چین خوردگی‌ها در پیشانی جنوبی و چین‌های نامتقارن و پرشیب جنوب غربی

یکی از مناطق لرزه‌خیز کشور واقع در استان خراسان است که وجود تعداد زیادی گسل فعال در این ناحیه ضرورت بررسی پوسته را بیشتر می‌سازد. همان‌طور که می‌دانیم کشور ما در مرز همگرایی میان صفحه‌های عربستان و اوراسیا قرار دارد و مجموعه حوادث زمین‌شناسی رخ داده ناشی از این همگرایی نشانه ناآرامی پوسته در نواحی متفاوت ایران است که به صورت زمین‌لرزه، گاه‌باعث خرابی، انهدام و تلفات انسانی بسیار می‌شود. شناخت هرچه بهتر ساختار پوسته زمین در نواحی گوناگون دنیا و همین‌طور در کشور ما ایران، می‌تواند به تعیین دقیق‌تر مکان وقوع زمین‌لرزه‌ها و در نتیجه گسل‌های فعال کمک بسیار زیادی کند.

دلیل اصلی وجود خطای زیاد در تعیین موقعیت زمین‌لرزه‌های ایران، پراکنده بودن دستگاه‌های لرزه‌نگاری و نبود مدل‌های سرعتی دقیق برای پوسته است. به همین

۲ آماده‌سازی داده‌های لرزه‌نگاری و پردازش اولیه در این تحقیق به منظور استخراج زمین‌لرزه‌های محلی از داده‌های رویدادهای ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری مشهد و قوچان استفاده شد. فهرست موردنظر شامل ۳۶۳۴ رویداد مربوط به سال‌های ۱۹۹۷ تا ۲۰۰۷ بود. شکل ۱ توزیع ۳۶۳۴ رویداد ثبت شده شبکه لرزه‌نگاری مشهد و قوچان را نشان می‌دهد. در این شکل توزیع ایستگاه‌های لرزه‌نگاری این دو شبکه که از داده‌های آن در این پژوهش استفاده شده نیز نشان داده شده است.

انتخاب‌های گوناگونی با معیارهای متفاوت صورت گرفت و سعی در نهایتاً انتخاب نهایی با معیارهای محدودکننده به شرح زیر مورد قبول قرار گرفت. در این انتخاب سعی شد فقط از زمین‌لرزه‌هایی در عمل برگردان استفاده شود که در بیش از چهار ایستگاه ثبت شده باشند و دارای جدایش سمتی (Gap) کمتر از ۲۷۰ درجه و خطای (RMS, Root Mean Square) کمتر از ۱ ثانیه و خطای تعیین محل (در سطح و در عمق) کمتر از پنج کیلومتر باشند (کیسلینگ، ۱۹۹۵). با اعمال چنین معیارهایی تعداد ۱۰۳ رویداد باقی ماند که در مرحله بعد برای تعیین مدل سرعتی پوسته به روش برگردان یک‌بُعدی مورد استفاده قرار گرفتند. شکل ۲ توزیع ۱۰۳ زمین‌لرزه منتخب در گزینش نهایی در منطقه را نشان می‌دهد. داده‌های مربوط به شبکه‌های لرزه‌نگاری مشهد و قوچان همگی در قالب خاصی بودند که لازم بود به‌منظور استفاده در نرم‌افزار ولست درحکم ورودی به قالب خاص این نرم‌افزار تبدیل شود. برای تبدیل قالب داده‌ها، برنامه‌هایی به زبان فرترن نوشته شد.

این برنامه‌ها به‌منظور جداسازی داده‌ها و تهیه ورودی‌های نرم‌افزار ولست شامل ورودی مربوط به مشخصات ایستگاه‌ها، ورودی مربوط به مشخصات رویدادها و همچنین مرتب کردن زمان رسیدهای موج P طبق قالب ولست نوشته شد.

به نظر می‌رسد که حرکت صفحه ایران به سمت کپه‌داغ، در وضعیت چین‌خوردگی‌های رسوب‌ها نقش بسزایی داشته است و باعث تغییر سازوکار گسل‌های پی‌سنگ از حالت نرمال به راندگی با شیب به سمت شمال و به‌وجود آمدن گسل‌های امتدادلغز شده است که جهت جابه‌جایی زوج‌های گسلی با راستای فشارشی صفحه‌ای بر کمر بند چین‌خورده کپه‌داغ انطباق دارد.

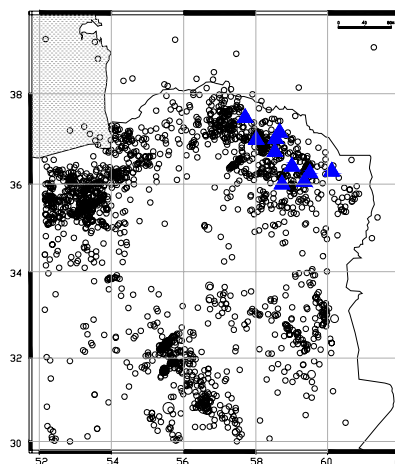
نبرد ردیف‌های دریایی جوان‌تر از ائوسن نشانگر عملکرد رخداد پیرنه بر وضعیت جغرافیای دیرینه این کمر بند چین‌خورده است. ولیکن وجود الگوی چین‌خوردگی کنونی کپه‌داغ بر اثر رخداد کوه‌زایی اواخر پلیوسن کاملاً مورد اطمینان و یقین است (هالینگزورت و همکاران، ۲۰۰۶).

همان‌طور که اشاره شد یکی از عوامل مهم و مؤثر در تعیین محل وقوع زمین‌لرزه، تعیین ساختار سرعتی پوسته زمین است. شناخت و تعیین مدل پوسته می‌تواند موقعیت کانون زمین‌لرزه‌ها را حتی بعد از بازخوانی مجدد زمان‌های رسید اصلاح کند. با توجه به زلزله‌خیزی ایران ضروری به نظر می‌رسد که ساختار پوسته در کشور ما همانند سایر کشورها با یکی از روش‌های نوین و کارآمد امروزی یعنی روش وارون‌سازی مورد بررسی قرار گیرد. با به کار بردن این روش زمان رسید امواج مستقیم P زلزله‌های ثبت شده در ایستگاه‌های گوناگون برای به تصویر کشیدن مدل پوسته برگردان می‌شوند، لازم به ذکر است که کارایی این روش به کیفیت و تعداد داده‌های به کار برده شده بستگی دارد. در این تحقیق سعی شد که با استفاده از داده‌های محلی با به کارگیری روش وارون‌سازی یک‌بُعدی زمان رسید امواج مستقیم P، مدل سرعتی مناسب برای ساختار پوسته در استان خراسان مورد جست‌وجو قرار گیرد.

محاسبه و خطا در مدل سرعتی است. حل معادله فوق از طریق مقایسه زمان سیرهای مشاهده شده با زمان سیرهای محاسبه شده به روش کمترین مربعات صورت می‌پذیرد (محمود میاشیتا، ۲۰۰۱).

روش محاسبه مدل یک‌بُعدی سرعت در نرم‌افزار ولست به این صورت است که ابتدا مدل‌سازی به روش مستقیم و از نظریه پرتو از چشمه به گیرنده صورت می‌گیرد و پرتوهای مستقیم، بازتابی و شکستی (بسته به شرایط مسئله) را محاسبه می‌کند. پس از آن از روش وارون به حل مسئله می‌پردازد به این صورت که ماتریس کمترین مربعات را وارون می‌کند  $[AtA+L]^{-1}A = A^{-1}$  ماتریس ژاکوبی،  $At =$  ترانهاده ماتریس ژاکوبی،  $L =$  ماتریس میرایی) و از آنجا که روش وارون غیرخطی است، پاسخ مناسب از راه تکرار به دست می‌آید به طوری که هر تکرار شامل یک مرحله روش مستقیم و یک مرحله روش وارون است (کیسلینگ، ۱۹۹۵).

برنامه ولست مدل سرعتی را با اجرای یک مجموعه برگردان مشابه به دست می‌آورد. برای این منظور در ابتدا برای سادگی کار از مدل‌هایی با لایه‌هایی با ضخامت یکسان استفاده می‌کنیم (کیسلینگ، ۱۹۹۵) برای ورودی‌های آزمایشی از مدل‌هایی با مجموعه‌ای از لایه‌های با ضخامت ۲ km استفاده می‌کنیم و به این ترتیب سرعت‌هایی را که بهترین سازگاری را با مدل اولیه داشته‌اند به دست می‌آوریم به دنبال آن مدل‌های اولیه متفاوتی را با لایه‌های با ضخامت متفاوت و سرعت‌های متفاوت با توجه به مرحله اول آزمایش می‌کنیم (سولارینو، ۲۰۰۵) میانگین RMS همه رخدادها بعد از سه تکرار اولیه برای مدل‌های برگردان تا حدود ۶۰٪ کاهش پیدا کردند. نتیجه به دست آمده بعد از تصحیح ایستگاهی بهینه شد. مناسب‌ترین حالت لایه‌بندی با فرایند آزمون و خطا به دست آمد. استفاده از این مدل با تصحیحات ایستگاه‌ها میانگین خطای RMS را از ۸۷٪



شکل ۱. توزیع ۳۶۳۴ رویداد ثبت شده شبکه لرزه‌نگاری مشهد و قوچان همراه با توزیع ایستگاه‌های لرزه‌نگاری این دو شبکه.

### ۳ نظریهٔ روش

همان‌طور که می‌دانیم تفسیر اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌ها وابستگی زیادی به دقت تعیین مکان آنها دارد. در تحقیق حاضر از روش برگردان (کیسلینگ، ۱۹۸۸ و ۱۹۹۵) برای محاسبه مدل یک‌بُعدی سرعت همراه با تصحیح ایستگاه استفاده شد. زمان رسید مشاهده شده  $t_{obs}$  می‌تواند به صورت  $t_{obs} = f(s, h, m)$  بیان شود که  $s, h, m$  مختصات ایستگاه، پارامترهای مربوط به زمین‌لرزه (شامل زمان وقوع زمین‌لرزه) و مدل ساختار سرعتی است. تابع  $f$  یک تابع غیرخطی از پارامترهای مجهول  $m, h$  است. با استفاده از نظریهٔ پرتو به کمک یک مدل سرعتی اولیه می‌توانیم زمان رسید  $t_{cal}$  را از لحاظ نظری برای هر رویداد محاسبه کنیم. همچنین می‌توانیم رابطه خطی بین زمان سیر باقی‌مانده  $t_{res}$  و پارامترهای مجهول  $\Delta h_k$  و  $\Delta m_l$  به صورت زیر به دست آوریم:

$$t_{res} = t_{obs} - t_{cal} = \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{l=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_l} \Delta m_l + e, \quad (1)$$

که در آن  $n$  تعداد کل پارامترهای مدل سرعتی و  $e$  نشان‌دهنده کل خطاها شامل خطای مشاهده، خطای

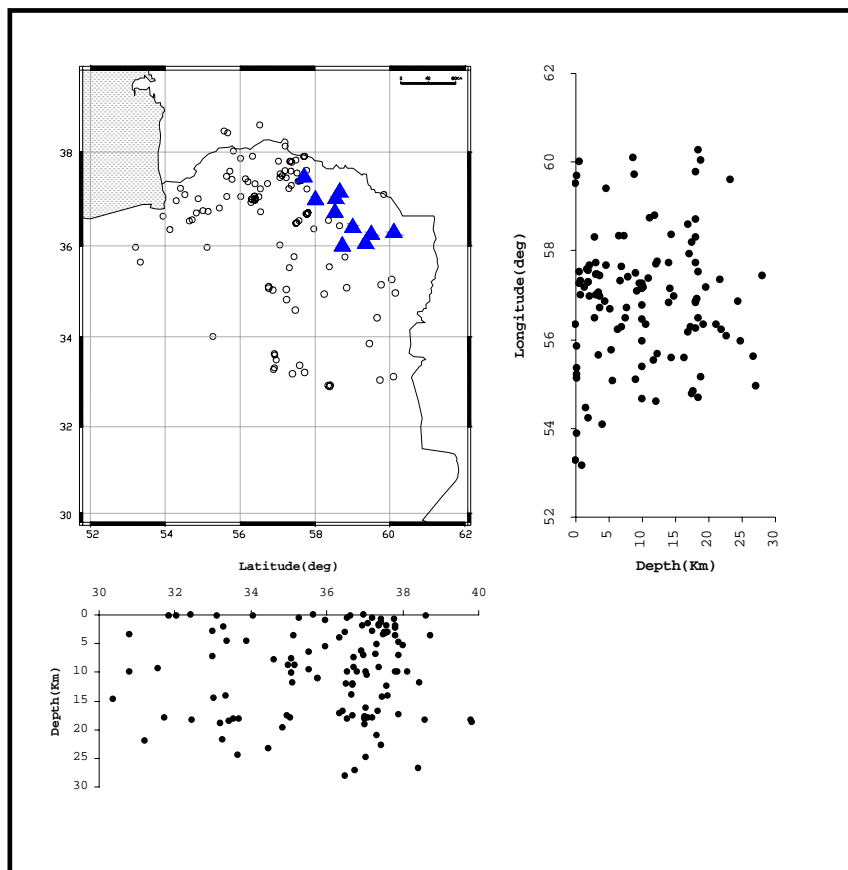
ثانیه با مدل یک‌بُعدی اولیه به  $0/35$  ثانیه کاهش داد.

#### ۴ روش کار

در ابتدا زمان‌های رسید موج P از روی رویدادهای مشاهده شده انتخاب شد. برنامه ولست به صورت خودکار زمان رسیدهای فازهای  $Pg$  ,  $Pn$  را با در نظر گرفتن فواصل مناسب تفکیک می‌کند. لازمه حل مسائل وارون، داشتن یک مدل اولیه خوب است که هر قدر این مدل به واقعیت نزدیک‌تر باشد، امید موفقیت بیشتر خواهد بود. لذا برای برآورد کلی از وضعیت لایه‌بندی و سرعت موج طولی لایه‌ها، اطلاعات اولیه‌ای راجع به ساختار پوسته در منطقه مورد نظر جمع‌آوری شد (از جمله مدل سرعتی اولیه). بربریان در ۱۹۸۲ ساختار پوسته را برای منطقه طبس

به صورت جدول ۱ عرضه کرد (بربریان، ۱۹۸۲). جوان و آشتیانی در ۱۳۸۴ با استفاده از روش تحلیل تابع گیرنده ساختار سرعت لرزه‌ای پوسته ناحیه مشهد را به دست آورد و ساختمان پوسته زمین در ناحیه مشهد را براساس تغییرات سرعت انتشار امواج لرزه‌ای تراکمی به چهار لایه اصلی تفکیک کرد:

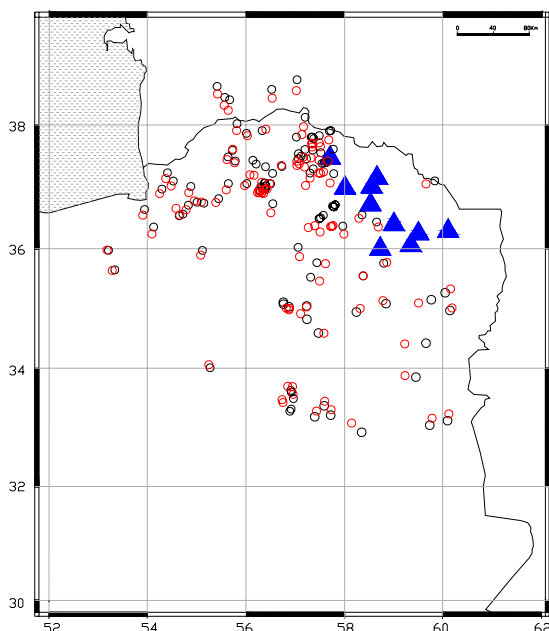
لایه سطحی با تغییرات تدریجی افزایش سرعت ۴ کیلومتر بر ثانیه، پوسته فوقانی تا عمق ۱۸ کیلومتر با تغییرات تدریجی افزایش سرعت ۴ کیلومتر بر ثانیه، پوسته میانی از عمق ۱۸ تا ۲۶ کیلومتری با تغییرات تدریجی سرعت از  $6/8$  تا  $7/5$  کیلومتر بر ثانیه، پوسته تحتانی با تغییرات تدریجی سرعت از  $7/2$  تا ۸ کیلومتر بر ثانیه در عمق تقریبی ۵۲ کیلومتر (جوان و آشتیانی، ۱۳۸۴).



شکل ۲. توزیع ۱۰۳ زمین‌لرزه منتخب در گزینش نهایی در منطقه- دایره‌ها نشان‌دهنده زمین‌لرزه‌ها و مثلث‌ها نشان‌دهنده ایستگاه‌ها هستند. در قسمت پایین و سمت راست مقطع عرضی توزیع زمین‌لرزه‌ها نشان داده شده است.

جدول ۱. مدل بربریان.

Vp Km/S	Depth Km
4.66	1
4.74	2
4.82	3
4.9	4
4.98	5
5.06	6
5.14	7
5.22	8
5.3	9
5.38	10
5.46	11
5.54	12
5.62	13
5.7	14
5.78	15
5.86	16
5.94	18
6.1	20
6.3	44
8	



شکل ۳. مکان‌یابی مجدد رویدادها. دایره‌های سرخ مکان‌های جدید و دایره‌های سیاه مکان‌های اصلی را نشان می‌دهند. مثلث‌ها نشان‌دهنده ایستگاه‌ها هستند.

همچنین نوروزی و همکاران در ۱۳۸۶ با استفاده از فن تحلیل توابع گیرنده ضخامت پوسته در شمال شرق ایران مرکزی را در حدود ۴۵ کیلومتر برآورد کرد و ساختار سرعتی پوسته را به صورت زیر به دست داد:

پوسته فوقانی دارای سرعت موج برشی ۱/۹ تا ۳/۱ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۰ کیلومتر، پوسته میانی دارای سرعت موج برشی ۳ تا ۳/۶ کیلومتر بر ثانیه و ضخامت، ۱۸ کیلومتر و پوسته تحتانی دارای سرعت موج برشی ۳/۶ تا ۴/۷ کیلومتر بر ثانیه و ضخامتی در حدود ۱۵ کیلومتر است (نوروزی و همکاران، ۱۳۸۶).

مکان‌یابی مجدد رویدادها براساس مدل سرعتی اولیه‌ای که بربریان در ۱۹۸۲ برای این منطقه به دست آورده بود، صورت گرفت.

برای مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها با نرم‌افزار ولست لازم بود که این نرم‌افزار در حالت تک‌رویدادی (Single event mode) اجرا شود. در این حالت یک تجزیه مضاعف در ماتریس متقارن  $A^T A$  صورت می‌گیرد که مقادیر ویژه را محاسبه می‌کند (کیسلینگ، ۱۹۹۵). در مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها لازم است برای اطمینان یافتن از دقت برنامه، هر رویداد حداقل در ۴ ایستگاه دریافت شده باشد. این امر باعث می‌شود که مقدار خطا به حداقل برسد و کمترین اختلاف را با اطلاعات اولیه داشته باشد. اگرچه در این قسمت خطاها فقط به منظور استفاده برای نشان دادن کیفیت نهایی داده‌ها نشان داده شده‌اند، با توجه به جدول ۲ می‌توانیم مقایسه‌ای برای جدایش سمتی بین ایستگاه و زمین‌لرزه‌ها صورت دهیم. همان‌طور که نشان داده شده است، پوشش ایستگاهی برای بیشتر رویدادها بسیار خوب است و البته برای مقدار کمی از رویدادها از ۲۷۰ درجه تجاوز می‌کند.

جدول ۲. جدایش سمتی رویدادها.

جدایش سمتی >رویداد	جدایش سمتی >رویداد	جدایش سمتی >رویداد	جدایش سمتی >رویداد	جدایش سمتی >رویداد
1 -> 241	2 -> 240	3 -> 222	4 -> 227	5 -> 221
6 -> 221	7 -> 220	8 -> 292	9 -> 249	10 -> 293
11 -> 229	12 -> 241	13 -> 231	14 -> 251	15 -> 285
16 -> 242	17 -> 258	18 -> 243	19 -> 226	20 -> 247
21 -> 242	22 -> 238	23 -> 242	24 -> 244	25 -> 247
26 -> 248	27 -> 268	28 -> 239	29 -> 242	30 -> 239
31 -> 237	32 -> 186	33 -> 237	34 -> 245	35 -> 243
36 -> 211	37 -> 294	38 -> 247	39 -> 223	40 -> 193
41 -> 242	42 -> 233	43 -> 246	44 -> 245	45 -> 241
46 -> 246	47 -> 243	48 -> 244	49 -> 244	50 -> 240
51 -> 248	52 -> 258	53 -> 227	54 -> 189	55 -> 212
56 -> 213	57 -> 229	58 -> 213	59 -> 147	60 -> 220
61 -> 225	62 -> 240	63 -> 125	64 -> 246	65 -> 257
66 -> 228	67 -> 228	68 -> 227	69 -> 243	70 -> 240
71 -> 228	72 -> 258	73 -> 239	74 -> 247	75 -> 232
76 -> 234	77 -> 195	78 -> 242	79 -> 233	80 -> 182
81 -> 218	82 -> 253	83 -> 254	84 -> 255	85 -> 237
86 -> 228	87 -> 244	88 -> 234	89 -> 230	90 -> 234
91 -> 235	92 -> 235	93 -> 239	94 -> 248	95 -> 234
96 -> 244	97 -> 245	98 -> 222	99 -> 245	100 -> 234
101 -> 247	102 -> 242	103 -> 242		

در مرکز شبکه قرار دارد و بیشترین فاز را دریافت کرده است می‌باید در حکم ایستگاه مبدا انتخاب شود. ایستگاه IPAY دارای چنین خصوصیتی است، بنابراین به مثابه ایستگاه مبدا انتخاب شد.

توزیع مقادیر منفی و مثبت، میزان تغییرات نسبی را در ساختار پوسته منطقه نشان می‌دهد. مقدار مثبت ۵/۸۴ در ایستگاه IKRD شاید به دلیل لایه سخت و نفوذناپذیر اطراف آن باشد. مقادیر مثبت دیگر در ایستگاه‌های JAKL، JEMG، JMHI، IMOG و IMYA سرعت کمتری را نسبت به مدل سرعتی نشان می‌دهد.

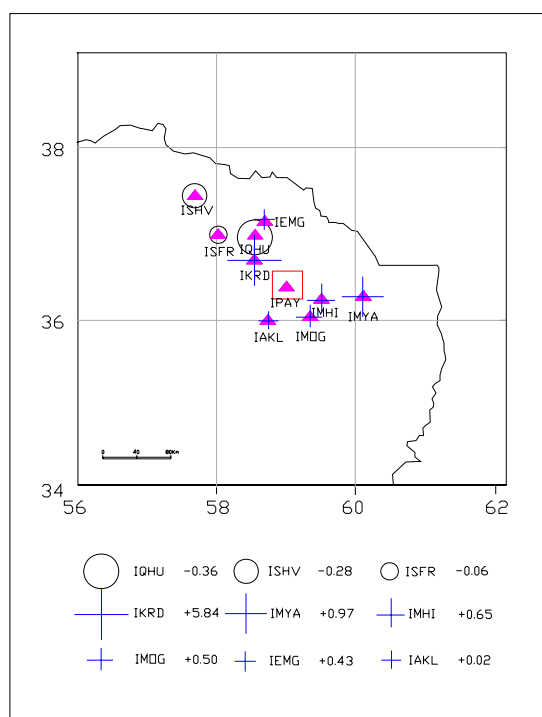
از طرف دیگر مقادیر منفی تصحیح ایستگاه در ایستگاه‌های IQHU، ISFR و ISHV سرعت بالاتری را نسبت به مدل سرعتی نشان می‌دهد. بدیهی است که مقدار این تصحیح در ایستگاه مبدا صفر است.

بعد از تعیین مکان زمین‌لرزه‌ها تصحیح ایستگاه‌ها عملی شد. تصحیح ایستگاه به‌طور کلی به زمین‌شناسی محل، سمت و فاصله بین ایستگاه‌ها و رویدادها بستگی دارد (محمد و میاشیتا، ۲۰۰۱). همان‌طور که ذکر شد در این تحقیق از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری مشهد و قوچان وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک در استان خراسان استفاده شد که شامل ۱۰ ایستگاه است. مشخصات این ایستگاه‌ها شامل طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع هر ایستگاه همراه با شناسه آنها و همچنین مقادیر تصحیح در جدول ۳ بیان شده است.

تصحیح ایستگاه‌ها با توجه به مدل اولیه و مشخصات ایستگاه‌ها صورت گرفت. شکل ۴ تصحیح ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. تصحیح ایستگاهی بستگی زیادی به نتیجه برگردان سرعتی موج P دارد. در این مرحله ایستگاهی که

جدول ۳. مشخصات ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و مقادیر تصحیح ایستگاه.

نام ایستگاه	شناسه ایستگاه	طول جغرافیایی (E)	عرض جغرافیایی (N)	ارتفاع (m)	تصحیح ایستگاه (sec)
Akhlamad	IAKL	58.7178	36.5803	2423	+0.02
Emamgholi	IEMG	58.6514	37.4097	2565	+0.43
Kardeh	IKRD	58.5201	36.7716	2230	+5.84
Mashhad	IMHI	59.4945	36.3	1100	+0.65
Moghan	IMOG	59.3391	36.108	2577	+0.50
Mayamey	IMYA	60.1021	36.3414	1684	+0.97
Payeh	IPAY	58.996	36.45	2300	0
Quchan	IQHU	58.5427	37.0658	1279	-0.36
Esfarayan	ISFR	58	37.0436	2448	-0.06
Shirvan	ISHV	57.695	37.5342	1925	-0.28



شکل ۴. تصحیح ایستگاهی. ایستگاه مبدا با تصحیح ایستگاهی صفر با مربع نشان داده شده است. ایستگاه‌های با مقدار تصحیح منفی با دایره و ایستگاه‌های با مقدار تصحیح مثبت با علامت + نشان داده شده‌اند.

مرحله قبل برای اجراهای متفاوت ولست مورد استفاده قرار گرفت. در این مرحله همچنین لازم بود که نتایج حاصل از تصحیح ایستگاه و همچنین تعیین مکان مجدد زمین‌لرزه‌ها اعمال شود.

به‌طور کلی به‌منظور تعیین ساختار سرعتی پوسته منطقه به روش برگردان یک‌بُعدی (کیسلینگ، ۱۹۸۸) و با توجه به امکان وابستگی مدل نهایی حاصل از برگردان به مدل

برای به‌دست آوردن مدل بهینه لازم است که این برنامه بارها و با مدل‌های اولیه متفاوت (تغییر در ضخامت لایه‌ها و سرعت) اجرا شود. برای این کار مجدداً برنامه‌ای نوشته شد که قادر به تولید ۳۰۰ مدل جدید از روی مدل اولیه با اعمال تغییراتی در حد ۵/۰ کیلومتر در ثانیه در سرعت هر لایه، به صورت تصادفی است (هتسفیلد و همکاران، ۲۰۰۳). ۵۰ عدد از این مدل‌های تولید شده در



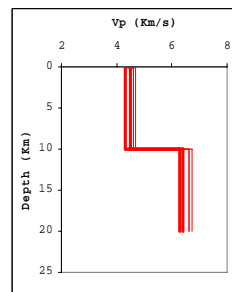
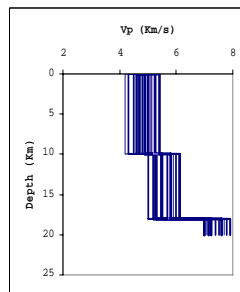
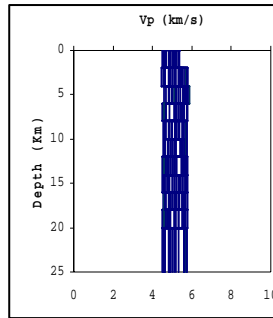
تولید شد شکل ۵.

همان‌طور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود ۵۰ مدل ذکر شده به خوبی بر مدل ساده دو لایه تا عمق ۲۰ کیلومتری متشکل از لایه‌ای به ضخامت ۱۰ کیلومتر و سرعت ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه که روی یک لایه با سرعت ۶/۲ کیلومتر بر ثانیه قرار گرفته‌اند دلالت دارند. به دلیل استفاده از داده‌های محلی، تهیه مدل سرعتی برای پوسته فوقانی و پوسته میانی تا عمق ۲۰ کیلومتری امکان‌پذیر بوده است، زیرا حداکثر عمق داده‌ها ۳۰ km بود که تعداد کمی از زلزله‌ها را شامل می‌شد، لذا تعیین ساختار پوسته برای عمق بیش از ۲۰ km با دقت کافی امکان‌پذیر نبود. به منظور انتخاب ۳۰ مدل نهایی، سعی شد مدل‌های نهایی محاسبه شده که دارای مقادیر RMS بالای ۰/۵ ثانیه بودند حذف شوند.

نتیجه نهایی به دست آمده شکل ۵-ب که در حکم ساده‌ترین مدل، بهترین سازگاری با رویدادها را داشته است و حداقل RMS زمان باقی مانده را دارد، در جدول ۴ آمده است.

اولیه داده شده، سعی شد تا میزان همگرایی ۵۰ مدل اولیه که به طور تصادفی با اعمال تغییرات سرعتی در هر لایه به میزان ۰/۵ کیلومتر در ثانیه محاسبه شده‌اند، مورد بررسی قرار گیرد.

با توجه به اهمیت مدل سرعتی، تعیین ساختار سرعتی در منطقه پیش گفته با دقت خاص و در دو مرحله صورت گرفت. ابتدا یک مدل فرضی متشکل از ۱۰ لایه تا عمق ۲۰ کیلومتری در نظر گرفته شد. حاصل برگردان ۵۰ مدل اولیه با لایه‌بندی فوق اما سرعت‌های متفاوت نشان داد که غالب مدل‌ها بر وجود یک مدل ساده تر متشکل از سه لایه دلالت دارند. در مرحله دوم و با استفاده از نتایج به دست آمده در مرحله اول، سعی شد تا همگرایی ۵۰ مدل اولیه ساده شده متشکل از سه لایه، مورد بررسی قرار گیرد. در واقع مدل ساده شده فوق حاصل جمع لایه‌های هم سرعت با توجه به نتایج مرحله اول است. در این مرحله نیز با اعمال تغییر سرعت در هر لایه از مدل اولیه (به صورت تصادفی و به میزان ۰/۵ کیلومتر بر ثانیه برای اینکه گستره کاملی از اعداد را در بر گیرد)، ۵۰ مدل اولیه



**شکل ۵.** ساختار سرعتی یک‌بُعدی محاسبه شده براساس زمان‌های رسید زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری دائمی در مشهد و قوچان. الف) برگردان ۵۰ مدل چندلایه‌ای. ب) برگردان ۵۰ مدل اولیه سه‌لایه‌ای براساس نتایج حاصل از برگردان مرحله الف.

جدول ۴. ساختار سرعتی پوسته به دست آمده برای استان خراسان.

سرعت موج P (کیلومتر بر ثانیه)	ضخامت لایه (کیلومتر)
۴/۵	۰-۱۰
۶/۲	۱۰-۲۰

در انتها ۱۰۳ رویداد استفاده شده در این پژوهش با مدل نهایی دوباره تعیین محل شد که نتایج مربوط به صورت

جدول ۵. تعیین محل زمین‌لرزه‌ها با مدل سرعتی نهایی.

<i>Original Coordinates</i>			<i>Relocation with final model</i>		
Latitude	Longitude	Depth	Latitude	Longitude	Depth
37.823	57.463	3.70	37.9028	57.5572	3.90
35.086	56.737	7.60	34.9879	56.8807	7.62
33.902	59.426	4.60	34.6185	56.6528	5.92
35.046	56.845	18.00	35.0081	56.9111	17.53
35.118	56.733	3.60	34.9196	56.9205	4.37
34.841	57.213	19.60	34.9826	57.0468	20.02
35.524	57.288	9.60	35.3116	58.3326	10.60
30.800	55.668	3.50	30.9344	55.363	3.90
34.959	58.217	17.50	35.2234	58.3703	16.92
35.959	55.089	5.50	35.8716	55.0682	5.64
37.800	56.998	2.20	38.1885	57.3761	2.47
37.423	56.114	22.70	37.1129	56.0712	22.64
36.535	58.332	18.10	36.5298	58.2894	12.41
37.206	57.756	18.00	37.0056	57.6171	17.83
38.121	57.176	10.00	38.1268	57.1817	9.81
36.743	54.979	27.20	37.0511	54.9414	26.86
37.379	57.565	1.90	37.1654	57.4097	1.97
37.797	57.299	10.00	37.9337	57.4554	10.01
38.731	57.010	3.60	38.7612	57.0597	3.77
37.220	54.379	30.20	37.2474	54.3794	30.56
37.860	55.984	10.00	38.1185	56.1305	9.91
38.444	55.543	11.80	38.5744	55.6096	11.63
37.449	57.036	0.80	37.4702	57.0557	0.61
35.759	57.413	11.00	36.0571	57.8873	10.14
37.411	55.755	35.20	37.6287	55.8145	31.60
31.207	56.250	22.00	31.1946	56.4438	21.93
36.726	55.118	9.10	37.008	55.0776	9.41
37.088	59.810	18.00	36.9786	58.9315	10.10
36.549	54.692	10.00	36.6827	54.6248	9.99
31.737	58.729	18.00	31.7519	57.9487	18.31
38.574	56.496	18.40	38.7041	56.646	18.23

34.618	57.447	7.80	34.6469	57.6183	7.67
36.354	57.941	17.20	36.2873	58.0832	16.74
37.283	57.340	6.80	37.1265	57.2467	6.57
36.718	56.519	7.50	36.5731	56.4864	7.44
36.472	57.463	28.10	36.2656	56.995	31.73
37.086	54.497	1.60	37.131	54.4798	1.70
33.383	56.890	4.50	33.5399	56.5027	4.91
38.406	55.642	26.70	38.3805	55.6432	23.73
37.210	56.514	2.80	36.9643	56.4342	2.79
33.347	56.866	14.10	33.5098	56.5302	14.23
31.567	57.120	9.30	31.6795	56.7178	9.62
37.586	55.698	12.40	37.8844	55.7824	12.42
37.799	57.321	2.00	37.8902	57.4233	2.09
30.383	57.009	14.80	30.4094	56.897	14.88
37.603	57.748	3.00	37.3821	57.5315	3.25
37.588	57.330	1.90	37.5825	57.3237	1.88
36.799	55.418	10.00	36.8176	55.3543	10.07
36.699	57.785	12.30	36.245	57.8095	12.23
36.677	57.732	12.10	36.2253	57.7752	12.00
34.453	59.631	23.30	34.3272	58.6085	25.93
36.667	57.757	14.00	36.2425	57.7876	13.84
37.898	57.669	7.00	37.535	57.2782	6.79
36.488	57.489	3.00	36.1752	57.5542	2.89
33.687	56.885	18.10	33.7117	56.9479	17.97
33.657	56.897	24.40	33.7147	56.7521	24.48
36.421	58.628	16.90	36.4248	58.6852	16.73
37.389	57.616	1.80	37.2389	57.5045	1.84
37.547	57.492	3.20	37.5543	57.4992	3.12
37.318	56.370	21.10	36.9517	56.266	22.19
37.052	56.354	10.50	36.9518	56.2887	10.50
37.007	56.376	19.20	37.0482	56.354	19.06
30.804	56.786	10.00	30.8321	56.6887	10.14
37.905	56.303	17.30	38.2914	56.5701	17.33
37.039	56.473	10.00	37.0672	56.3509	10.07
37.905	57.697	4.70	37.8858	57.662	4.90
37.372	57.521	9.10	37.2003	57.3827	8.87
33.257	57.371	21.80	33.2874	57.4529	21.60
36.972	56.295	7.00	37.0098	56.2442	7.02
35.095	58.819	11.90	35.2693	58.7578	11.61
37.477	55.609	14.40	37.6926	55.6593	14.26
37.044	55.990	24.90	37.1751	55.9606	24.93
35.544	58.355	6.50	35.6664	58.4094	6.37
35.159	59.739	8.80	34.9523	59.2795	9.45
37.445	57.205	1.40	37.3868	57.1595	1.38
37.491	57.095	3.40	37.4725	57.0815	3.26

37.530	57.041	3.10	37.5349	57.0461	2.94
36.955	54.266	1.90	36.9719	54.2297	2.04
36.009	57.034	31.00	35.7906	57.1881	31.52
38.017	55.792	5.30	38.1239	55.8593	5.32
33.006	58.324	2.90	33.0761	58.2899	3.14
32.985	58.361	7.30	33.082	58.3441	7.28
36.339	54.097	4.00	36.2002	54.0886	4.15
37.361	56.181	16.90	37.1801	56.1771	16.59
35.751	58.772	11.10	35.8748	58.887	11.06
33.012	58.380	14.50	33.1322	57.67	14.79
37.598	57.173	14.20	37.6095	57.1657	14.10
37.322	56.704	5.10	37.6161	56.7583	5.09
34.984	60.119	8.70	35.0554	60.2676	8.29
35.058	57.207	10.20	35.0287	57.232	9.76
36.917	56.261	6.30	37.1238	56.2386	5.71
36.993	56.274	18.10	37.0813	56.2897	17.52
37.045	55.616	16.30	37.0185	55.5983	15.81
33.284	57.695	2.10	33.268	57.7605	1.67
39.821	55.186	18.80	39.8811	55.2587	18.21
39.798	54.723	18.40	39.888	54.8211	17.87
33.553	56.937	18.20	33.5328	56.9781	17.64
33.436	57.563	18.50	33.4062	57.6354	17.93
36.523	54.616	12.10	37.0752	54.5958	11.35
32.439	60.292	18.40	32.4617	60.4051	17.84
33.195	60.069	18.90	33.2179	60.1839	18.32
36.694	54.803	17.50	36.7025	54.7905	16.99
36.998	54.852	17.70	36.9683	54.8447	17.19

## ۵ بحث و نتیجه گیری

تعیین ساختار پوسته زمین عاملی مهم برای شناخت محل وقوع زمین لرزه است. ساختار سرعتی پوسته علاوه بر اهمیت آن در تفسیر تاریخچه زمین ساختی منطقه، نقش مهمی در بالا بردن دقت تعیین محل های زمین لرزه های آن منطقه ایفا می کند.

تا هنگامی که اطلاع دقیقی از سرعت لایه های گوناگون و ضخامت آنها موجود نباشد، تلاش برای رسیدن به یک دقت خوب و قابل قبول در تعیین محل رویدادهای زمین لرزه منطقه مورد بررسی، بیهوده است. لذا دانستن و تعیین مدل سرعتی پوسته در منطقه مورد بررسی

اولین قدم در بررسی لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت آن منطقه است.

منطقه خراسان به لحاظ موقعیت خاص خود که در واقع به مثابه یکی از مناطق بسیار فعال و لرزه خیز کشور، جمعیت قابل توجهی را در خود جای داده است، جزو مناطقی است که نیازمند بررسی های دقیق و تحقیقات گسترده زلزله شناسی است و لازم است که وضعیت لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت آن با دقت کامل مورد بررسی قرار گیرد.

در این پژوهش با استفاده از زمین لرزه های محلی ثبت شده در شبکه های لرزه نگاری مشهد و قوچان مؤسسه

روی داده در این زون، منجر به برآورد خطای کمتری خواهد شد.

به طور کلی علی‌رغم وابستگی روش برگردان یک‌بُعدی زمان‌های رسید زمین‌لرزه‌ها در تعیین ساختار سرعتی پوسته به فاصله کم میان ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، نتایج قابل قبول این تحقیق روشن ساخت که در صورت وجود داده‌های کافی با دقت و کیفیت مطلوب، امکان تعیین ساختار سرعتی پوسته میسر است و برای این منظور، روش برگردان یک‌بُعدی زمان‌های سیرامواج P، روشی قوی و مطمئن است.

#### منابع

بایرام‌نژاد، ا.، قیطانچی، م.، میرزایی، م.، ۱۳۷۳، تعیین مدل پوسته برای شمال غرب ایران با استفاده از برگردان همزمان داده‌های زمانی زلزله‌های محلی، رساله دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

جوان دولویی، غ.، غفوری آشتیانی، م.، ۱۳۸۴، تعیین ساختار سرعت لرزه‌ای پوسته در ناحیه مشهد براساس تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای امواج تراکمی، پژوهش‌نامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

سلطنت پوری، ع.، ۱۳۸۵، تعیین مدل سرعتی پوسته در البرز مرکزی با استفاده از زمین‌لرزه‌های محلی و ناحیه ای. پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

نوروزی، غ.، غفوری آشتیانی، م.، جوان دولویی، غ.، ۱۳۸۶، بررسی ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال شرق زون ایران مرکزی و زون بینالود با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده دورلرزه‌ها، م. فیزیک زمین و فضا، (۱)، ۳۳، ۱۱۹-۱۳۴.

Berberian, M., 1982, Aftershock tectonics of the 1978 Tabas- e-Golshar (Iran) earthquake sequence: a documented active 'thin- and thick-skinned tectonic' case, Geophys. J. Int., 68, 499-530

ژئوفیزیک دانشگاه تهران و به کمک اعمال روش‌های به حداقل رساندن RMS میانگین زمان‌های باقی‌مانده و وارون‌سازی یک‌بُعدی زمان‌های اولین رسید موج P زمین‌لرزه‌های پیش‌گفته، ساختار سرعتی پوسته در زیر شبکه لرزه‌نگاری مورد بررسی قرار گرفت.

از بین همه زمین‌لرزه‌های رخ داده از ۱۹۹۷ تا ۲۰۰۶، در نهایت تعداد ۱۰۳ زمین‌لرزه به گونه‌ای انتخاب شد که کمترین خطای RMS را داشته باشد و سپس عمل وارون‌سازی با برنامه ولست روی این ۱۰۳ زمین‌لرزه صورت گرفت. در نهایت به مدل پوسته‌ای قابل قبولی برای منطقه خراسان دست یافتیم.

مدل به‌دست آمده مدل ساده دولایه تا عمق ۲۰ کیلومتری متشکل از لایه‌ای به ضخامت ۱۰ کیلومتر و سرعت ۴/۵ کیلومتر بر ثانیه است که روی یک لایه با سرعت ۶/۲ کیلومتر بر ثانیه قرار گرفته است. به دلیل استفاده از داده‌های محلی، تهیه مدل سرعتی برای پوسته فوقانی و پوسته میانی تا عمق ۲۰ کیلومتری امکان‌پذیر بوده است.

در جست‌وجوی مدل ساده به‌دست آمده سعی شد تا با استفاده از مدل‌های اولیه متفاوت، همگرایی نهایی مدل‌های اولیه به یک مدل واحد مورد بررسی قرار گیرد. نتایج به‌دست آمده دلالت بر همگرایی خوب بیش از ۵۰ درصد مدل‌های اولیه با مدلی ساده و واحد را نشان می‌دهد. در واقع علی‌رغم گستردگی زیاد منطقه مورد بررسی و تعداد کم ایستگاه‌ها که به نوبه خود کنترل روی پارامترهای مهمی چون عمق زمین‌لرزه‌ها را کاهش می‌دهد، همگرایی خوب مدل‌ها بر قابل قبول بودن مدل نهایی به‌دست آمده دلالت دارند. نتیجه به‌دست آمده همخوانی خوبی با مدل‌های گذشته دارد. از جمله مقایسه داده‌ها با نتایج به‌دست آمده از تحقیقات نوروزی با در نظر گرفتن تقریبی  $Vp/Vs = 1/73$  مؤید این ادعا است. بدیهی است که استفاده از مدل فوق در تعیین محل زمین‌لرزه‌های

- Hollingsworth, J., Alarcón, J., Bommer, J., Bolourchi, M. and Jackson, J., 2006, The February 1997 Bojnurd (Garmkhan) earthquake in NE Iran: field, teleseismic and strong-motion evidence for rupture directivity effects on a strike-slip fault, *Journal of Earthquake Engineering*, in press.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. R. and Bolourchi, M., J., 2006, Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dag mountains, NE Iran *Geophys. J. Int.*, **166**, 1161–1177.
- Kissling, E., *Velest Users Guide*, Internal report, Institute of Geophysics, ETH Zurich, 26 pp., 1995.
- Kissling, E., 1988, Geotomography with local earthquake data, *Rev. of Geophys.*, **26**, 659-698.
- Mohamed, H. and Miyashita, K., 2001, One-dimensional P-wave velocity structure in the northern Red Sea area, deduced from travel time data, *Earth Planets Space*, **53**, 695–702.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran) *Geophys. J. Int.*, **155**, 403–410.
- Solarino, C., 2005, The role of instrumental versus macroseismic locations for earthquakes of the last century: a discussion based on the Seismicity of the North-Western Apennines (Italy), *Annals of Geophysics*, **48**(6), 923-936.