

## شبیه‌سازی بیراهی مکانیابی زمین‌لرزه‌ها و کاربرد آن در شبکه لرزه‌نگاری تهران

محمد اشتری جعفری<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> عضو هیئت علمی موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران (e-mail: muhammad@ut.ac.ir)  
(دریافت: ۸۵/۰۷/۲۰، پذیرش نهایی: ۸۶/۰۸/۲۰)

### چکیده

مکانیابی لرزه‌ای با برگردان خطی یا غیر خطی زمان‌های رسید، پارامترهای زمین‌لرزه را محاسبه می‌کند. مکان یافته شده، اغلب راه حلی است که بیشترین همخوانی بین داده‌های محاسباتی و داده‌های اندازه‌گیری شده را ایجاد می‌کند. بیراهی در مکانیابی لرزه‌ای را بیشتر می‌توان ناشی از: بیراهی در خواندن موج‌های لرزه‌ای، تشخیص نادرست موج‌های لرزه‌ای و بیراهی در مدل محاسبه زمان رسید دانست. مکان نادرست محاسبه شده تحت تاثیر این عامل‌ها، خود تحت تاثیر تعداد و پراکندگی مکانی (پیکربندی) ایستگاه‌های نگارنده قرار دارد. در این مقاله با به‌دست آوردن رابطه‌هایی، بیراهی مورد انتظار برای شبکه لرزه‌نگاری تهران با دو مدل سرعت متفاوت، شبیه‌سازی شده است. محاسبه‌ها نشان می‌دهند که کارایی شبکه در امتداد طول آن بهتر از عرض و بیراهی مورد انتظار فاصله رومرکزی زیاد به‌نظر می‌رسد. با مقایسه دو مدل به‌کار رفته به‌نظر می‌رسد که در داخل شبکه دو مدل تقریباً معادل اما برای رویدادهای خارج از شبکه، مدل دوم اندکی بهتر عمل می‌کند. بنابراین پیشنهاد می‌شود تا در هنگام تجدید نظرهای آتی در پیکربندی شبکه لرزه‌نگاری تهران یا سایر شبکه‌های موجود و در دست‌راه‌اندازی، این روش و نتیجه‌های ناشی از آن مورد توجه قرار گیرد.

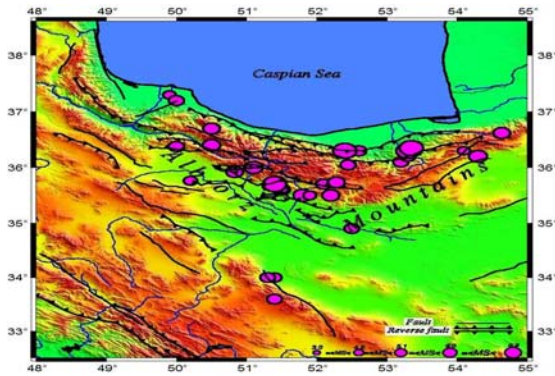
**کلیدواژه‌ها:** بیراهی مورد انتظار، شبیه‌سازی بیراهی، بیراهی مکانیابی، پیکربندی شبکه، زمان رخداد

### ۱ مقدمه

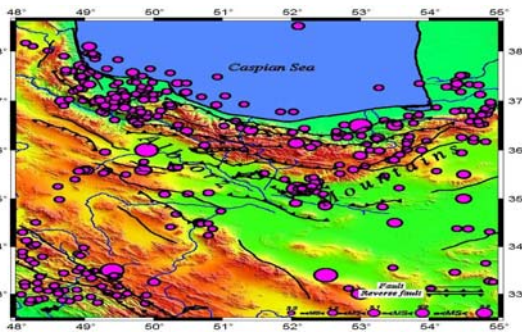
تکمیل و اجرای این روش‌ها و کاستن از هشدارهای کاذب ناشی از نقص‌های موجود در مبانی علمی و الگوریتم‌های کاربردی آنها است. پیش‌لرزه‌ای می‌تواند کمک فراوانی به پژوهش‌های لرزه‌زمین‌ساختی و خطر لرزه‌ای کند. تدارک نقشه‌های خطر لرزه‌ای در اندازه‌های متفاوت و برای ساختگاه‌های گوناگون به ایجاد و اجرای کدهای ساختمانی که در بلندمدت کمک فراوانی به کاهش خطر لرزه‌ای می‌کنند، مفید است. پیشنهاد شبکه‌های لرزه‌نگاری جدید باید هدف یا هدف‌های مشخصی داشته باشد و بر مبنای آن، راه حلی بهینه را از دیدگاه سخت‌افزاری و نرم‌افزاری برگزیند. این بدان معنا است که شبکه‌های لرزه‌نگاری نمی‌توانند به یک اندازه هدف‌های گوناگون را برآورده سازند، به‌طوری‌که شبکه‌ای ممکن است برای کاوش‌های ساختاری و پیمایش‌های لرزه‌ای مناسب باشد، اما امکان اعلام

شبکه‌های لرزه‌نگاری کاربردهای گوناگونی مانند هشدار لرزه‌ای، پایش لرزه‌خیزی، کاوش در ساختار زمین، پیمایش‌های لرزه‌ای و مانند آن دارند (Lee and Stuart, ۱۹۸۱). کاوش در ساختار زمین و پیمایش‌های لرزه‌ای از نخستین کاربردهای ایستگاه‌ها و شبکه‌های لرزه‌نگاری‌اند که استفاده‌های گوناگون بنیادی و مهندسی دارند. پژوهش در هشدارهای لرزه‌ای اگرچه سال‌هاست که شروع شده، اما هنوز راه بسیاری تا تکمیل و اجرایی شدن دارد. دستگاه‌های دولتی و غیردولتی توجه فراوانی به این بخش دارند، زیرا در صورت اجرای درست آن می‌توان از زیان‌های جانی و مالی فراوانی که زمین‌لرزه‌های مهیب ایجاد می‌کنند به میزان زیادی کاست. هشدارهای لرزه‌ای از نظر زمانی به: فوری، کوتاه‌مدت، میان‌مدت و بلندمدت تقسیم می‌شوند. امروزه دانشمندان با یکپارچه سازی روش‌های گوناگون ژئوفیزیکی در پی

۲ ویژگی‌های گستره عمومی شبکه لرزه‌نگاری تهران گستره عمومی این شبکه در برگیرنده کوه‌های البرز که کمربندی فعال با در حدود ۱۰۰ کیلومتر عرض و ۶۰۰ کیلومتر طول است می‌شود. امتداد آن در غرب با کوه‌های تالش و در شرق با کوه‌های کپه داغ است. این کمربند از لایه‌های متفاوت رسوبی و آتشفشانی از کامبرین تا ائوسن که در طی برخورد سنوزوئیک تغییر شکل یافته‌اند، تشکیل شده است. گسل‌های تراستی متفاوتی در امتدادی به موازات البرز تشکیل شده‌اند. اغلب تراست‌های جنوبی به سمت شمال و تراست‌های شمالی به سمت جنوب شیب دارند. در این بین گسل‌های توانمند متفاوتی، البرز مرکزی را که شبکه مورد نظر در آن قرار دارد، تحت تاثیر خود قرار داده‌اند. بیشتر این گسل‌ها جنباً و به موازات کمربند کوه‌زایی قرار دارند و در همگرایی مایلی که در عرض آن صورت می‌گیرد شرکت می‌کنند. گسل‌های شمال البرز و خزر با مولفه چپگرد از گسل‌های مهم قرار گرفته در شمال شبکه هستند. در بین مهم‌ترین گسل‌های جنباً در این گستره، می‌توان از گسل شمال تهران نام برد. دو گسل مهم دیگر در گستره شبکه گسل‌های مشا و طالقان هستند که مولفه امتداد لغز چپگرد دارند. گسل مشا آبراه‌ها را در حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر جابه‌جا کرده است و جابه‌جایی امروزی آن در حدود ۳ میلی‌متر در سال است. در جنوب ساختگاه شبکه نیز گسل‌های جنبای متعددی مانند مانند ایپک، پارچین، گرمسار، مجموعه گسلی ری و پیشوا وجود دارند که اغلب دارای مولفه معکوس مایل چپگردند (Berberian et al., ۱۹۹۳; Vernant et al., ۲۰۰۴). از سال ۷۴۳ تا ۱۱۷۷ چهار زلزله بزرگ‌تر از ۷ این ناحیه و حوالی آن را تخریب کرده‌اند ولی در هشتصد سال



شکل ۱. لرزه‌خیزی تاریخی در البرز مرکزی و حوالی آن.



شکل ۲. لرزه‌خیزی دستگامی در البرز مرکزی و حوالی آن.

پیکربندی‌های متفاوت در شرایط یکسان، جواب‌های

### ۳ روش کار

رویدادهای لرزه‌ای پس از رها شدن انرژی به شکل موج‌های لرزه‌ای مسیر بین چشمه و گیرنده را می‌پیمایند. با نگاهت زمان رسید با لرزه‌نگارها می‌توان با روش‌های محاسباتی که اساس آنها بر برگردان خطی یا غیر خطی است، محل چشمه را تعیین کرد. عامل‌های گوناگونی بر درستی مکان یافته شده تاثیر می‌گذارند که یکی از مهم‌ترین آنها پیکربندی شبکه است، به‌طوری‌که

می شوند.

پس، فاصله رومرکزی تابعی از مختصات  $x_0$  و  $y_0$  نامعلوم و مختصات معلوم ایستگاه لرزه‌نگاری  $x_i$  و  $y_i$  است، به طوری که:

$$\Delta_i = \left[ (x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 \right]^{1/2} \quad i=1,2,\dots,n \quad (2)$$

با چند تغییر متغیر ساده می‌توان بردار راه حل مسئله در دستگاه مختصات جغرافیایی را به شکل  $l = (t_0, \lambda_0, \phi_0)^T$  (Aki and Richards, ۲۰۰۴) می‌دانیم که  $t_{pi}$  و  $t_{si}$  زمان رسید موج‌های فشاری و برشی به هر ایستگاه نسبت به  $\lambda_0$  و  $\phi_0$  غیرخطی‌اند، پس می‌توان ماتریس هم‌پراش (کواریانس) بردار  $l$  را به شکل زیر درآورد (Menke, ۱۹۸۹):

$$\text{Co var}(l) = [L^T W L]^{-1} \quad (3)$$

که در آن:

$$L_{ij} = \left[ \frac{\partial t_{pi}}{\partial \theta_j}, i=1,2,\dots,n; \frac{\partial t_{si}}{\partial \theta_j}, i=n+1,\dots,2n; j=1,2,3 \right] \quad (4)$$

است. اگر در نظر بگیریم که بین زمان‌های رسید، همبستگی وجود ندارد در این صورت ماتریس وزنی  $W$  قطری و به شکل زیر خواهد بود:

$$W = \text{diag} [w_{p1}, \dots, w_{pn}, w_{s1}, \dots, w_{sn}] \quad (5)$$

از سوی دیگر بین پراش باقی‌مانده‌های زمانی  $\sigma^2(t_{pi})$  و  $\sigma^2(t_{si})$  و وزن‌های  $w_{pi}$  و  $w_{si}$  می‌توان روابطی به شکل زیر برقرار کرد (Hudson, ۱۹۶۴):

$$\sigma^2(t_{pi}) = E(t_{pi} - t_{pi}^{cal})^2 \quad (6)$$

$$w_{pi} = 1/\sigma^2(t_{pi}) \quad (7)$$

$$\sigma^2(t_{si}) = E(t_{si} - t_{si}^{cal})^2 \quad (8)$$

$$w_{si} = 1/\sigma^2(t_{si}) \quad (9)$$

که در آن  $E$  عملگر امید ریاضی و  $t_{pi}^{cal}$  و  $t_{si}^{cal}$  زمان‌های رسید محاسباتی در ایستگاه  $i$ ام هستند. بدین ترتیب می‌توان

$$t_i = t_0 + \frac{d_i}{V} + \varepsilon_i \quad (1)$$

که در آن  $t_0$  زمان نامعلوم رویداد و  $d_i = (\Delta_i^2 + h^2)^{1/2}$  فاصله کانونی است و سرعت  $V$  و عمق  $h$  معلوم فرض

شده با شبکه لرزه‌نگاری تهران را برای زمین‌لرزه فرضی در عمق ۵ کیلومتری و در گستره محدود به ۳۳-۳۷ شمالی و ۴۹-۵۳ شرقی مدل‌سازی کرده‌ایم. در این مدل‌سازی از دو مدل سرعت لرزه‌ای استفاده کرده‌ایم. مدل اول مدل پیشنهادی اشتری و همکاران (۲۰۰۵) و مدل دوم مدل پیشنهادی عکاشه (۱۹۷۵) است. این دو مدل علاوه بر آنکه با روش‌های کاملاً متفاوت به دست آمده‌اند؛ نماینده دو گروه متفاوت سرعتی: اولی با سرعت عادی پوسته و دومی با سرعت کم پوسته است. بدیهی است که این محاسبه‌ها را می‌توان برای هر زمین‌لرزه فرضی دیگری با ژرفای متفاوت تکرار کرد. در این محاسبه‌ها دو حالت مکانیابی (با و بدون استفاده از امواج برشی) در نظر گرفته شده و برای هر دو حالت بیراهی مورد انتظار در طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، فاصله رومرکزی و زمان رویداد زمین‌لرزه فرضی شبیه‌سازی شده است.

$$L_{i1} = 1 \quad (10)$$

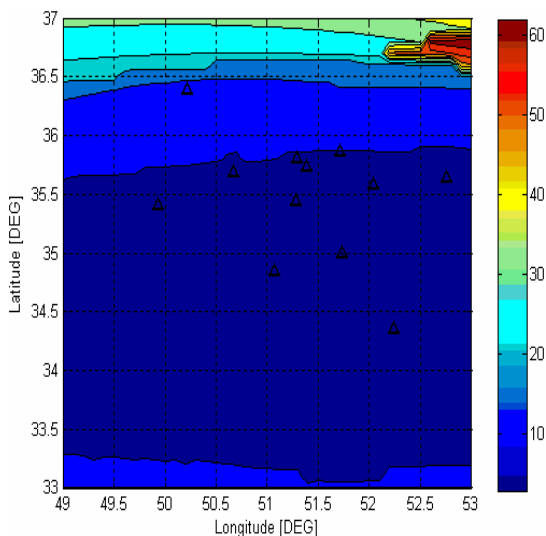
$$L_{i2} = \frac{\partial t_{pi}}{\partial \Delta} \cos AZ_i \cos \theta_0 \quad (11)$$

$$L_{i3} = \frac{\partial t_{si}}{\partial \Delta} \sin AZ_i \quad (12)$$

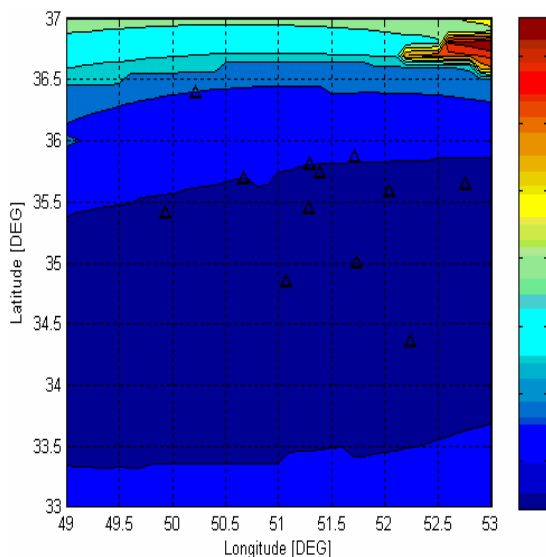
که در آنها  $\theta_0$  طول جغرافیایی رومرکز زمین‌لرزه،  $\theta_i$  طول جغرافیای ایستگاه نام و  $AZ_i$  آزیموت ایستگاه نام است. بنابراین با در اختیار داشتن همه اجزای مورد نیاز در رابطه ۳ می‌توان بیراهی‌های مورد نظر را شبیه‌سازی کرد. به طریق مشابه رابطه‌هایی برای سایر پارامترها (مثلاً عرض جغرافیایی و زمان رویداد) به دست خواهد آمد.

#### ۴ کاربرد

با توجه به آنچه که گفته شد و با توجه به رابطه‌های ۱ تا ۱۲ بیراهی مورد انتظار برای مکانیابی زمین‌لرزه‌های نگاشته



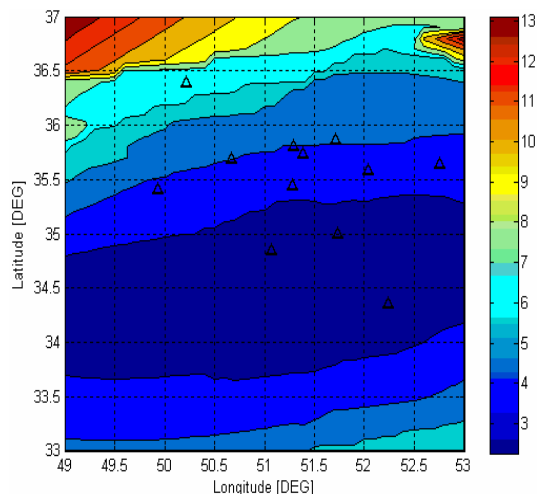
شکل ۴. بیراهی مکانیابی عرض جغرافیایی با خواندن موج فشاری (کیلومتر) ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل - ۱.



شکل ۵. بیراهی مکانیابی زمان رویداد با خواندن موج فشاری (ثانیه) ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل - ۱.

پارامترهای مدل فیزیکی مورد نظر برگردانده می‌شوند. نتیجه این برگردان را می‌توان در مدلی پیشرو که شامل مجموعه‌ای از داده‌های محاسبه شده از مدل فیزیکی مورد نظر است به کار گرفت. با تعریف سنجش‌گر نابرازندگی می‌توان تفاوت داده‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه شده را یافت. در این صورت راه حل پایانی مجموعه‌ای از

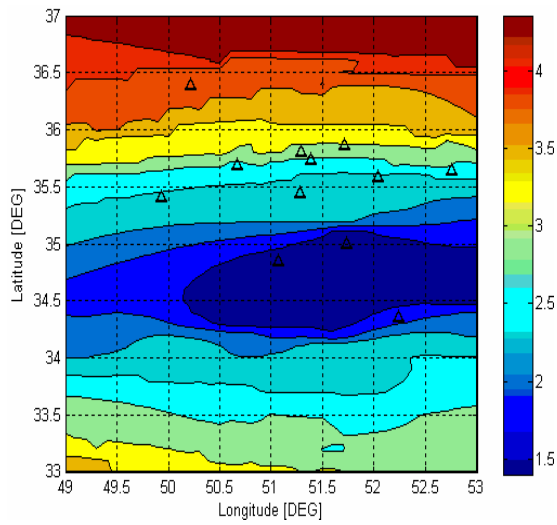
شکل‌های ۳ تا ۱۸ بزرگی احتمالی بیراهی مورد انتظار را برای پیکربندی ابتدایی شبکه تهران بر اساس این دو مدل سرعت نشان می‌دهند. برای این محاسبه‌ها، محدوده جغرافیایی مورد نظر به شبکه‌ای  $0.1 \times 0.1$  درجه تجزیه و با فرض رویداد زمین‌لرزه در هریک از سلول‌های این شبکه، بیراهی‌های مورد انتظار، براساس رابطه‌های ارائه شده محاسبه و با کد رنگی نمایش داده شده‌اند. دیده می‌شود که در مقایسه شکل‌های ۳ تا ۶ و ۱۱ تا ۱۴ با شکل‌های ۷ تا ۱۰ و ۱۵ تا ۱۸ (که نشانگر دو حالت با و بدون استفاده از موج‌های برشی در محاسبه مکانیابی است) در حالت با استفاده از موج‌های برشی، بیراهی مورد انتظار کاهش می‌یابد. این نتیجه با پیشنهادهایی که پیش از این در این زمینه می‌شد همخوانی دارد (Gomberg et al., ۱۹۹۰). بدین معنی که بیراهی مورد انتظار با خواندن موج فشاری همراه با موج برشی کاهش یافته است. روند کلی هر دو مجموعه شکل نیز بیانگر افزایش احتمال بیراهی با افزایش فاصله از شبکه و به سوی خارج آن است.



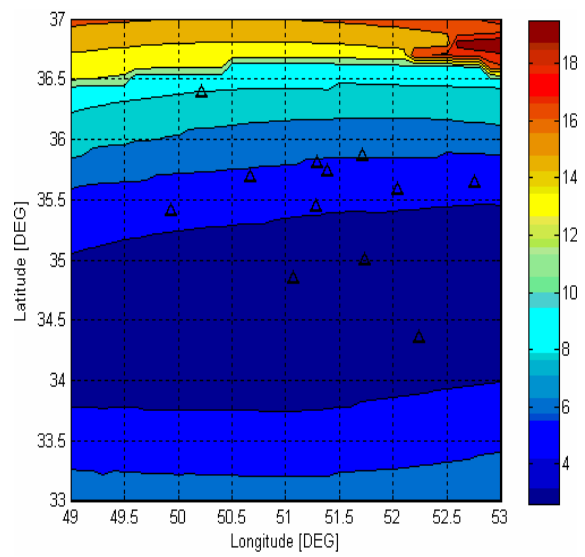
شکل ۳. بیراهی مکانیابی طول جغرافیایی با خواندن موج فشاری (کیلومتر) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل - ۱.

## ۵ بحث و نتیجه‌گیری

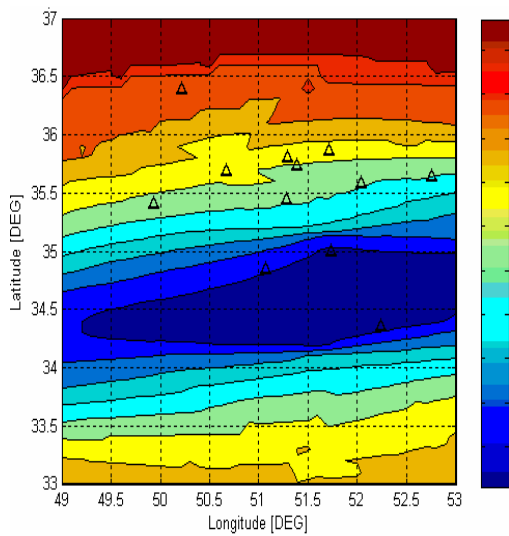
مکانیابی زمین‌لرزه‌ای، مسئله‌ای وارون است. در مسئله‌های وارون معمولاً داده‌های اندازه‌گیری شده برای بازیافت



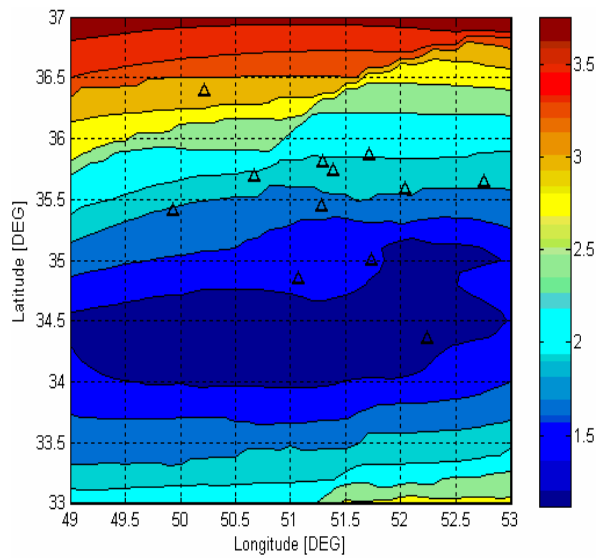
شکل ۸. بیراهی مکانیابی عرض جغرافیایی با خواندن موج‌های فشاری و برشی (کیلومتر) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۱.



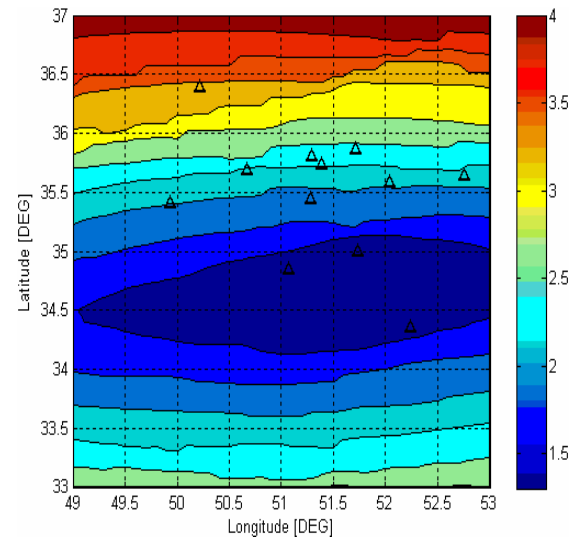
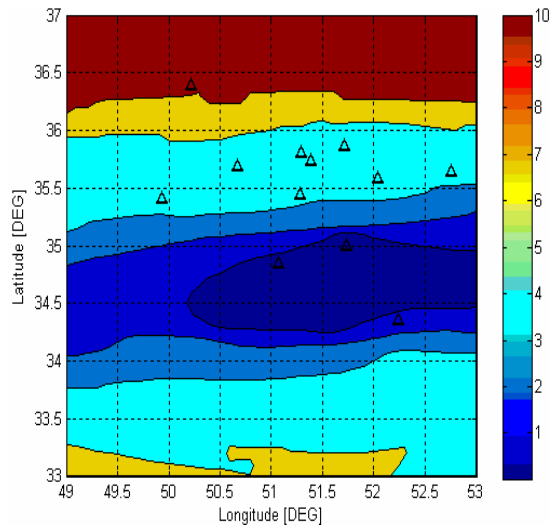
شکل ۶. بیراهی مکانیابی رومرکز با خواندن موج فشاری (کیلومتر) ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۱.



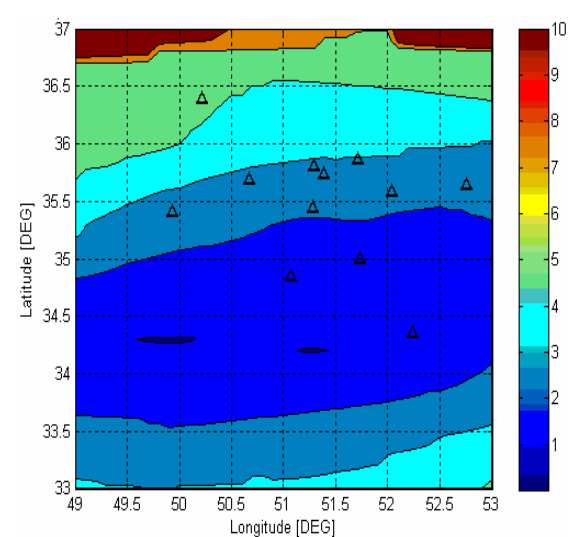
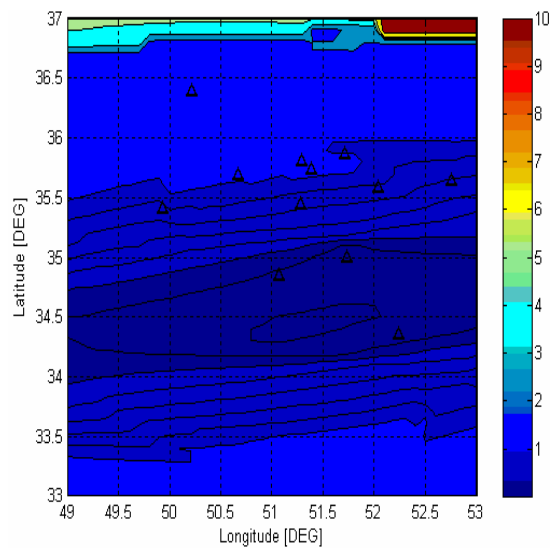
شکل ۹. بیراهی مکانیابی زمان رویداد با خواندن موج‌های فشاری و برشی (ثانیه) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۱.



شکل ۷. بیراهی مکانیابی طول جغرافیایی با خواندن موج‌های فشاری و برشی (کیلومتر) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۱.



شکل ۱۰. بیراهی مکانیابی رومرکز با خواندن موج‌های فشاری و برشی (کیلومتر) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۱.

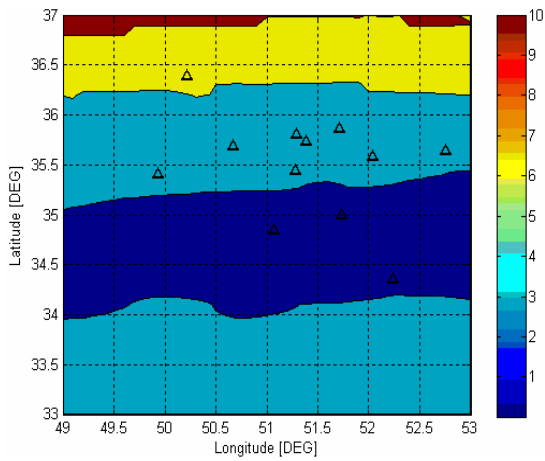


شکل ۱۱. بیراهی مکانیابی طول جغرافیایی با خواندن موج فشاری (کیلومتر) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۲.

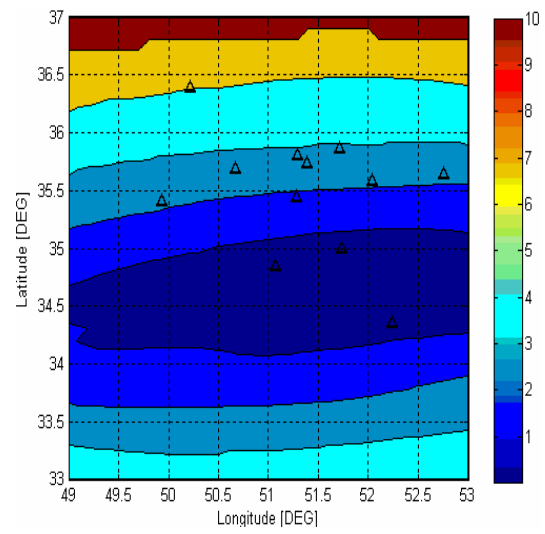
برای زلزله‌های مشخص (ژرفای معین ۵ کیلومتر و بیراهی معین در خواندن موج‌های لرزه‌ای در حدود یک ثانیه) در شبکه‌ای متشکل از سلول‌های  $1 \times 1 \times 0.1$  درجه، که رویدادهای فرضی در آنها رخ می‌دهند، محاسبه شده است. با توجه به آنکه طول شبکه (شرقی-غربی) از عرض آن (شمالی-جنوبی) بیشتر است، شبکه کارایی بیشتری و بیراهی کمتری برای طول جغرافیایی نشان می‌دهد

در این مقاله با به دست آوردن رابطه‌هایی (رابطه‌های ۱ تا ۱۲) بیراهی مورد انتظار برای پارامترهای مکانیابی لرزه‌ای (طول و عرض جغرافیایی، رومرکز و زمان رویداد)

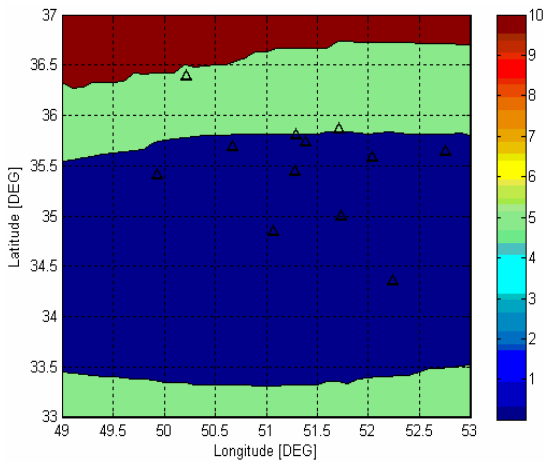




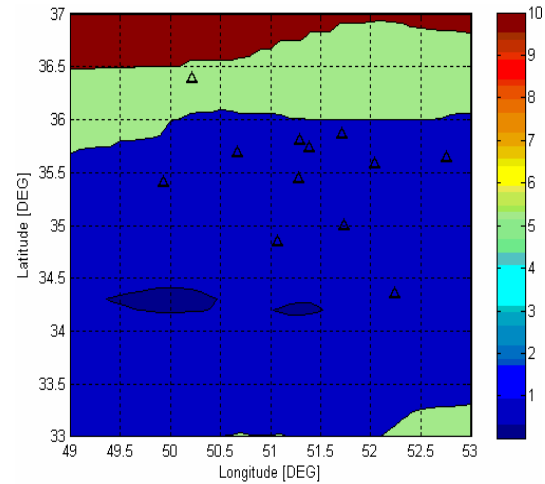
شکل ۱۶. پیراهن مکانیابی عرض جغرافیایی با خواندن موج‌های فشاری و برشی (کیلومتر) ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۲.



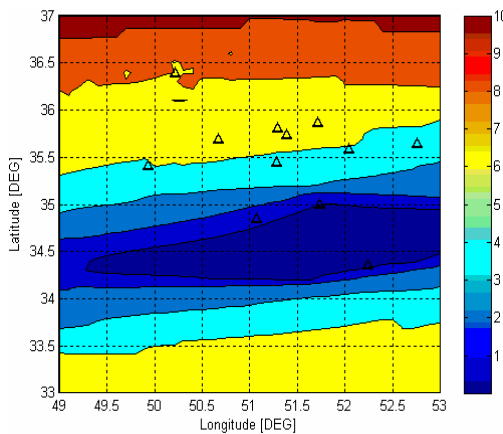
شکل ۱۴. پیراهن مکانیابی رومرکز با خواندن موج فشاری (کیلومتر) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۲.



شکل ۱۷. پیراهن مکانیابی زمان رویداد با خواندن موج‌های فشاری و برشی (ثانیه) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۲.



شکل ۱۵. پیراهن مکانیابی طول جغرافیایی با خواندن موج‌های فشاری و برشی (کیلومتر) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۲.



شکل ۱۸. پیراهن مکانیابی رومرکز با خواندن موج‌های فشاری و برشی (کیلومتر) - ژرفای رویداد ۵ کیلومتری - مدل ۲.

- Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, edited by Jennings, P., Kanamori, H. and Lee, W., ۳۵۷-۳۶۷, Academic, USA.
- Flinn, E. A., ۱۹۶۵, Confidence regions and error determinations for seismic event location, *Rev. Geophys.*, ۳, ۱۵۷-۱۸۵.
- Gomberg, J. S., Shedlock, J., K. and Roecker, S., ۱۹۹۰, The effect of s-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation, *BSSA*, ۸۰, ۱۶۰۵-۱۶۲۸.
- Hudson, D., ۱۹۶۴, *Statistics*, Cern, Switzerland.
- Husebye, E. S. and Rudd, B. O., ۱۹۸۹, Array seismology- past, present and future developments, in *observatory seismology*, edited by Litehiser, J. J., Univ. of Calif. Press, Berkeley, USA.
- Lee, W. K. H. and Stuart, S., *Principals and applications of microearthquake networks*, ۱۹۸۱, Academic Press.
- Menke, W., ۱۹۸۹, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, USA.
- Mykkeltveit, S., Astebol, S., Doornbos, J. and Husebye, S., ۱۹۸۳, Seismic array configuration optimization, *BSSA*, ۷۳, ۱۷۳-۱۸۶.
- Pavlis, G. L., ۱۹۸۶, Appraising earthquake hypocenter location errors: A complete, practical approach for single event locations, *BSSA*, ۷۶, ۱۶۹۹-۱۷۱۷.
- Rabinowitz, N. and Steinberg, M. D., ۱۹۹۰, Optimal configuration of a seismographic network: A statistical approach, *BSSA*, ۸۰, ۱, ۱۸۷-۱۹۶.
- Reasenber, P. A., ۱۹۸۵, Second order moment of Central California seismicity, *JGR*, ۹۰, ۵۴۷۹-۵۴۹۵.
- Rost, S. and Thomas, C., ۲۰۰۲, *Array seismology: Methods and applications*, *Rev. Geophys.*, ۴۰(۳), ۱۰۰۸.
- Rudd, B. O., Husebye, E. S., Ingate, S. F. and Christofferson, A., ۱۹۸۸, Event location at any distance using seismic data from a single three component station, *BSSA*, ۷۸, ۳۰۸-۳۲۵.
- Steinberg, M. D. and Rabinowitz, N., ۲۰۰۳, Optimal seismic monitoring for event location with application to On Site Inspection of the Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty, *Metrika*, ۵۸, ۳۱-۵۷.
- Tarantola, A. and Valette, B., ۱۹۸۲, Generalized nonlinear inverse problem solved using the least squares criterion, *Rev. Geophys. Space Phys*, ۲۰, ۲۱۹-۲۳۲.
- Aki, K. and Richards, P. G., ۱۹۸۰, *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, Freeman, USA.
- Akashch, B., ۱۹۷۵, Travel time residuals in the Iranian Plateau, *J. of Geophysics*, ۴۱, ۲۸۱-۲۸۸.
- Ashtari, M., et al., ۲۰۰۵, Microseismicity in the Tehran region, *Tectonophysics*, ۳۹۵, ۱۹۳-۲۰۸.
- Berberian, M., ۱۹۹۳, Seismotectonic and earthquake-fault investigations in the region of Tehran, Report No. ۵۶, Geological Survey of Iran.
- Berberian, M. and Yeats, R. S., ۱۹۹۹, Pattern of historical earthquake rupture in the Iranian plateau, *BSSA*, ۸۹, ۱۲۰-۱۳۹.
- Bullen, K. E. and Bolt, B. A., ۱۹۸۵, *An Introduction to the Theory of Seismology*, Cambridge University Press, UK.
- Douglas, A., ۲۰۰۲, Seismometer arrays - Their use in earthquake and test ban seismology, in

F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., ۲۰۰۴,  
Deciphering oblique shortening of central  
Alborz in Iran using geodetic data: Earth  
Planet. Sci. Lett., ۲۲۳, ۱۷۷-۱۸۵.

Vernant P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R.,  
Djamour, Y., Mason, F., Nankali, H., Ritz, J.