مقایسه خطای مکانیابی زمینلرزههای محلی در روشهای خطی شده و غیرخطی با استفاده از دادههای شبیهسازی

وحيد ملكى'، محمدرضا حاتمى'*، ظاهر حسين شمالى' و مهرداد پاكزاد'

^اموسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۰/۱۷، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۳/۳۰)

چکیدہ

واژههای کلیدی: مکانیابی زمینلرزه ها، روشهای خطیشده، روش غیرخطی، عدم قطعیت

Nonlinear versus linear local earthquake location and uncertainty calculation using simulated data

Vahid Maleki¹, Mohammad Reza Hatami^{1*}, Zaher Hossein Shomali¹ and Mehrdad Pakzad¹

¹ Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 7 January 2012, accepted: 19 June 2012)

Summary

A precise earthquake location and location error estimation is a crucial element in many seismological applications such as local earthquake tomography, seismicity and seismic hazard assessment. Location error estimates may also be crucial to establish whether the

*Corresponding author:

mrhatami@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

hypocenter trend of an earthquake sequence really marks the seismogenic structure or simply reflects ill-conditioning of the location process.

So far many methods have been introduced to locate earthquakes. Earthquake location methods have undergone many changes by Geiger's (1912) principles. One of the first programs based on Geiger's principles is Hypo71 (Lee and Lahr, 1972), which has already been used in many studies. The basic theory of Geiger (1912) is using Taylor series expansion of the travel time function of source to station. In order to simplify the earthquake location problem, Geiger used only the first term of Taylor series expansion that led to a straight-line equation. Therefore, they are known as linearized relationships. Using the linearized relationships results in a decrease in the accuracy of earthquake location due to losing the higher terms of Taylor series; it may lead to failure in determining the location of earthquakes using a suboptimal network, e.g. where earthquakes are located outside the seismic network. Because of the nonlinearity of the earthquake location problem, all of the algorithms and methods based on theses linearized relationships solve the earthquake location equation iteratively. Thurber (1985) showed that when the depth of earthquake is smaller than the closest distance to station, determining the focal depth is not possible in the linearized methods. Furthermore, for using the higher terms of Taylor series, it is necessary to calculate higher degree derivatives, which are very complex, and sometimes impossible, using a threedimensional velocity model. However, the non-linear earthquake location problem can also be solved directly by a range of probabilistic algorithms (Tarantola and Valet, 1982). Tarantola and Valet (1982) presented a method that determined the location of earthquakes with fully non-linear relationships without any need to calculate the partial derivatives. The basic theory of nonlinear probabilistic method to determine the location of the earthquakes was introduced by Tarantola and Valet (1982) and Tarantola (1987).

Reporting a reliable uncertainty for the location of an earthquake is one of the most important parts of earthquake location, so that presenting the epicenter and depth for an earthquake without the uncertainty is completely meaningless. Moreover, knowing the uncertainty of a location is very important in many other studies such as seismicity and tomography. Thus all the methods and algorithms designed to earthquake location; present an uncertainty for the depth and epicenter of the location. Calculation of uncertainty in an entire earthquake location problem, such as Hypo71 (Lee and Lahr, 1972) based on Geiger's principles and NonLinLoc (Lomax et al., 2000) is by calculation of a covariance matrix. The basic premise in these methods is that the uncertainties of the observed arrival times and their relationship with the predicted travel times are assumed to be Gaussian (bell-shaped). A bell-shaped error in the time of receipt will be achieved only if the error is observed at the time and is calculated from a random and independent model. However, apart from errors that result from picking the seismic phases (in arrival times); the biggest error in an earthquake location is given by the seismic network. Bondar et al. (2004) identified four main network criteria for epicenter accuracy: (1) the number of phases used in per location; (2) the distance to the closest station; (3) the azimuthal gap; and (4) the secondary azimuthal gap.

Thus, many studies are done to find optimal conditions for the use of a network station, e.g. Chatelain et al. (1980), Kissling et al. (1988), Gomberg et al. (1990). Based on the relocation of explosions, Bondar et al. (2004) introduced four characteristics for an optimal seismic network to achieve a location within a 95% confidence level and under 5 km error in depth and epicenter: (1) there are 10 or more stations, all within 250 km, (2) an azimuthal gap of less than 110°, (3) a secondary azimuthal gap of less than 160°, and (4) at least one station within 30 km.

Another source of related errors is to use an inappropriate velocity model of the

seismic waves to predict the travel times from source to stations.

In this work, to investigate the calculation of uncertainty in different location methods, we compared the performances of nonlinear and linear earthquake location methods with synthetic data by simulation of three clusters of earthquakes in Central Alborz region where the location problem was ill-conditioned. Comparisons were made between the non-linear probabilistic algorithm named NonLinLoc and linear location method known as Hypo71. We studied the performance of these algorithms under different suboptimal network conditions including primary and secondary (largest azimuthal gap by removing single station) azimuthal gaps, an inappropriate velocity model, phase-reading error and the distance to the nearest station using various synthetic tests in the same network-geometry conditions of the real earthquake sequences in Mosha, Firuzkuh and Qom regions.

We found out that in the suboptimal network conditions, the location error estimates from Hypo71 were, in general, less accurate than NonLinLoc's and NonLinLoc solutions were more reliable. For earthquakes occurred inside a dense seismic network, we concluded that linearized methods produced lower quality location error estimates with no overall bias in the hypocentral coordinates compared to non-linear methods.

Key words: Earthquake location, linearized methods, nonlinear method, uncertainty

اين بسط استفاده كرد و با توجه به اينكه اين جمله معادله يك خط راست را مشخص می کند، بدین ترتیب به روش خطی شده معروف است. استفاده از روابط خطی شده علاوه بر كاهش دقت بهدليل از دست دادن جملات بالاتر سرى تيلور، موجب نارسایی،هایی در تعیین محل زمینلرزهها، بهویژه در شرایطی نظیر قرار داشتن زمینلرزه در خارج از شبکه می شود. تربر (۱۹۸۵) از جملات بیشتری در بسط تیلور معادلات گایگر استفاده کرد و روشن ساخت که تعیین عمق کانونی زمین لرزههای با عمق کم بدون استفاده از جملات غيرخطي امكان پذير نيست. تعيين محل زمینلرزهها به روش غیرخطی و براساس معادلات گایگر در استفاده از مدلهای سرعتی با ساختار پیچیده، مانند مدل های سرعتی سه بُعدی با مشکلات بسیاری همراه خواهد شد، که این به لحاظ پیچېده تر شدن مشتقات بالاتر در روابط زمان سیر امواج در مسیر چشمه تا ایستگاه است. تارانتولا و والت (۱۹۸۲) مبانی نظری روش تعیین محل غیرخطی احتمالاتی را مطرح کردند که با آن مکانیابی زمين لرزهها بدون نياز به محاسبه مشتقات درجات بالاتر و بهصورت كاملاً غيرخطي صورت مي گيرد.

یکی از تحقیقهای مهم در زلزلهشناسی که آن را میتوان سنگىناى سىبارى از تحقيقات دېگر، مانند توموگرافى، لرزهخیزی و تحلیل خطر زمینلرزه در یک منطقه دانست، تعيين محل مناسب زمين لرزهها و عرضهٔ عدم قطعيت مناسب با خطای مکانیایی است. تاکنون روش های زیادی برای مکانیابی زمینلرزهها پیشنهاد شده است. روشهای مكانيابي زمين لرزهها با مقاله گايگر (۱۹۱۲) دستخوش تغیبرات زیادی شدند. با پیشرفت رایانهها، برنامههای رایانهای براساس روش گایگر به کار گرفته شدند. برنامه Hypo71 لی و لاهر (۱۹۷۲) یکی از قدیمی ترین برنامه ها براساس اصول گایگر (۱۹۱۲) است که هماکنون نیز در بسیاری از تحقیقات مورد استفاده قرار می گیرد. این برنامه دارای محدودیتهایی است که به کارگیری آن در شرایط غیر ایده آل که در ادامه مورد بحث قرار خواهد گرفت، منجر به افزایش خطای چشمگير در مكانيايي و بهويژه تعيين عمق زمين لرزه مي شود. اساس روش گایگر (۱۹۱۲) استفاده از بسط سری تیلور زمان سیر امواج، از محل چشمه تا به ایستگاه است. بهمنظور سادهسازی حل مسئله تعیین محل، گایگر فقط از جمله اول

مقدمه

۱

یافتن شرایط بهینه در استفاده از یک شبکه ایستگاهی صورت گرفته است (چاتلین و همکاران، ۱۹۸۰؛ کیسلینگ، ۱۹۸۹؛ گامبرگ و همکاران، ۱۹۹۰). بندار و همکاران (۲۰۰۴) براساس آزمایش های صورت گرفته در تعیین محل انفجارها، چهار معیار را برای یک شبکه ایستگاهی محلی مناسب برای مکانیابی زمین لرزه ها با سطح اعتماد ۹۵٪ و خطایی کمتر از ۵ کیلومتر معرفی میکند: ۱- موجود بودن حداقل ۱۰ ایستگاه در یک فاصله ۲۵۰ کیلومتری ۲- گپ آزیموتی حداقل ۱۰۰ درجه ۳- گپ آزیموتی ثانویه حداقل ۱۰ درجه ۴- فاصله نزدیکترین ایستگاه به رومرکز زمین لرزه

یکی دیگر از منابع ایجاد خطای وابسته و غیرزنگولهای در مکانیابی زمین لرزهها، استفاده از یک مدل سرعتی نامناسب به منظور پیش بینی زمان سیر امواج لرزهای است. به این صورت با بر آورد نامناسب سرعت حرکت موج، به یک میزان و به صورت وابسته همهٔ زمان رسیدها دارای خط خواهند شد (پائولیس، ۱۹۸۶). علاوه بر اینکه در روش های خطی شده، حل غیر دقیق معادلات می تواند باعث خط در مکانیایی و محاسبه عدم قطعیت ها شود، در روش غیر خطی نیز در شرایطی که مقدار نوفه در داده ها زیاد باشد و همچنین شرایط ایستگاهی نامناسب (فقدان پوشش آزیموتی کافی و پراکندگی ایستگاه های، نقاط توزیع احتمال به شدت پراکنده می شوند و مکانیابی با مشکلاتی همراه می شود که معمولا موجب بر آورد خطا بیش از مقدار واقعی خواهد شد.

حال این سؤال مطرح می شود که نحوه عملکرد روش های گوناگون مکانیابی در گزارش عدم قطعیت چگونه است و عدم قطعیت عرضه شده تا چه اندازه با خطای واقعی مکانیابی مطابقت دارد. آگاهی از خطای واقعی مکانیابی فقط در صورتی امکانپذیر است که مکان به وقوع پیوستن زمین لرزه مشخص باشد و این امر فقط در صورت استفاده از داده های مصنوعی و انفجار صورت می گیرد. با توجه به این موضوع در این تحقیق با استفاده از داده های

محاسبه عدم قطعيت براى مكانيابي زمين لرزهها يكي از مهم ترین بخش های مکانیابی است به طوری که عرضه مکان برای یک زمینلرزه بدون ذکر عدم قطعیت رومرکزی و عمقی آن کاملاً بیمعنی است. علاوه بر این آگاهی از عدم قطعیت مکانیابی در بسیاری از بررسیها مانند تومو گرافی و بررسی لرزهخیزی دارای اهمیت بالایی است. بهاین ترتیب همهٔ روشها و الگوریتمهای طراحی شده برای مکانیابی زمینلرزهها، علاوه بر مکانیابی زمین لرزهها مقدار عدم قطعیت مکان عرضه شده را گزارش میکنند. محاسبه عدم قطعیت مکانیابی در بسیاری از برنامههای مکان یابی مانند Hypo71 (لی و لاهر، Hypoellipse (۱۹۷۲) و مانند آنها که براساس نظریهٔ گایگر عمل می کنند، و نیز روش غیرخطی Nonlinloc (لوماکس و همکاران، ۲۰۰۰) براساس محاسبه ماتریس کوواریانس مدل صورت می گیرد. فرض اساسی در بیان عدم قطعیت در این برنامهها این است که عدم قطعیت در دادهها دارای توزیع زنگولهای (Gaussian) باشند و فقط در این صورت مولفههای ماتریس کوواریانس میتوانند نمایش مناسبی از عدم قطعیتها باشند. زنگولهای بودن شکل خطاها در زمان رسیدها فقط در صورتی محقق خواهد شد که خطا در زمان رسیدهای مشاهدهای و محاسبه شده از یک مدل پیشفرض، بهصورت تصادفی و غیروابسته باشند. اما جدا از خطای خوانش فاز در زمان رسیدهای ثبت شده در هر ایستگاه که می توان آن را به صورت تصادفی فرض کرد، عوامل متعددی در مکانیابی باعث بروز خطاهای وابسته میشوند. قسمت زیادی از این خطاها به علت وضعیت قرارگیری ایستگاهها نسبت به زمینلرزه است (گامبرگ و همکاران، ۱۹۹۰؛ بندار و همکاران، ۲۰۰۴). بندار و همکاران (۲۰۰۴) چهار مشخصه اصلی را برای ارزیابی یک شبکه ایستگاهی معرفی می کنند: ۱– تعداد فازهای مورداستفاده ۲– فاصله رومر کزی زمین لرزه تا ایستگاهها ۳- گپ آزیموتی ۴-گپ آزیموتی ثانویه. بهاینترتیب تحقیقات زیادی بهمنظور

مصنوعی و شبیهسازی زمین لرزههای ناحیه البرز مرکزی، نحوه محاسبه عدم قطعیت مکانیابی در دو روش خطی شده (Hypo71) و غیرخطی (NonLinLoc) و میزان تطابق عدم قطعیت گزارش شده با خطای واقعی، مورد بررسی قرار می گیرد.

۲ روش محاسبه عدم قطعیت در مکان یابی زمین لرزه ها اساس روش غیر خطی احتمالاتی، ساختن تابع چگالی احتمال (Probability Density Function (PDF) براساس کمینه کردن عدم تطابق میان زمان رسیدهای محاسبه شده و محاسبه شده از یک مدل سرعتی پیش فرض است. محاسبه نقاط FDF برای همهٔ زمان وقوع های ممکن و همهٔ نقاط یک شبکه صورت می گیرد و در نتیجه مقدار احتمال محاسبه شده فقط برای مکان کانونی زمین لرزه و مستقل از زمان وقوع آن است (تارانتولا و والت، ۱۹۸۲). روش بر آورد عدم قطعیت های مکانی بر مبنای محاسبه شده است.

کوواریانس (Covariance) تابعی است که با آن میتوان وضعیت یک متغیر را نسبت به دیگر متغیرها بررسی کرد، به کمک این تابع پراکندگی نقاط PDF با محاسبه ماتریس کوواریانس ۳ × ۳ مختصات کانونی هر نقطه نسبت به نقطه دیگر مشخص میشود. ماتریس کوواریانس حاصل دارای ۹ مولفه است که هرکدام گویای مفهومی اساسی در برآورد خطای تعیین محل زمین لرزه به روش احتمالاتی هستند.

$$C = \begin{bmatrix} C_{xx} & C_{xy} & C_{xz} \\ C_{yx} & C_{yy} & C_{yz} \\ C_{zx} & C_{zy} & C_{zz} \end{bmatrix}$$
(1)

مولفههای ماتریس کوواریانس از رابطه زیر محاسبه میشود (در اینجا برای مثال دو مولفه C_{xx} و C_{xy} محاسبه می شود).

$$E(x) = \frac{1}{n} \sum_{n} x_n \tag{Y}$$

$$C_{xx} = E[(x - E(x)).(x - E(x))^{T}]$$
 (*)

 $C_{xy} = E[(x - E(x)).(y - E(y))^T]$ (۴) که E(x) عملگر میانگین است و x و y مختصات رومرکزی یک نقطه pdf هستند و T عملگر ترانهاده است. همانگونه که مشاهده میشود مولفههای ماتریس کوواریانس در روابط (۴) و (۳) از حاصلضرب دو متغیر مکانی که واحد اندازه گیری هر کدام واحد طول است (در برنامه غيرخطي اين واحد كيلومتر است) حاصل مي شوند. پس در واقع واحد کوواریانس طول×طول است. ریشه دوم مولفه های قطر اصلی این ماتریس بزرگی خطای مکانیابی زمینلرزه را بهدست میدهند و مولفههای غیرقطری جهت گیری نقاط گوناگون pdf، که در واقع جهت گیری و شکل خطای مکانیابی را مشخص می کنند. برای مثال بهمنظور واضح شدن مفهوم جهت گیری خطا می توان به گپ آزیموتی (Azimuthal gap) اشاره کرد که می تواند نقاط pdf را در جهتی که پوشش ایستگاهی وجود ندارد پراکنده سازد.

روش های خطی شده در مکانیابی زمین لرزه ها براساس بسط سری تیلور رابطه (۵) حول یک پاسخ اولیه (حدس اولیه) است که در آن به منظور ساده سازی مسئله تعیین محل زمین لرزه، فقط از جمله اول بسط استفاده می شود. برای استفاده از همهٔ زمان رسیدهای مشاهدهای در ایستگاه ها به منظور یافتن پارامترهای مکانیابی رابطه (۵) به صورت ماتریسی نوشته می شود (رابطه ۶). با توجه به غیر خطی بودن مسئله تعیین محل در روش های خطی شده برای یافتن پاسخ مناسب، از تکرار حل معادله به دفعات زیاد استفاده می شود.

$$t_{obs} = t_O + \int_{X_{source}}^{X_{station}} U(x) ds$$
 (\$\Delta)

که t_{obs} زمان رسید مشاهده شده در ایستگاه و t_ojزمان وقوع

$$GX = d$$
, (9)

که ماتریس X پارامترهای مجهول مکانیابی را شامل میشود (x, y, z, t_o)، و ماتریس d عدم تطابق میان دادههای مشاهده شده و محاسبه شده را بیان می کند. ماتریس G در این معادله بیان کننده روابط زمان سیر امواج از چشمه تا به ایستگاه است و در واقع مولفههای ماتریس G مشتقات فضايي (Special derivatives) زمان سير موج از چشمه تا ایستگاه نسبت به پارامترهای مکانی مجهول زمینلرزه در هر دوره تکرار هستند. مقادیر مشتقات (ماتریس G) به مدل سرعتی مورد استفاده و همچنین به زوایه خروج موج از چشمه بستگی دارد. زاویه خروج موج از چشمه به موقعیت زمینلرزه نسبت به هندسه شبکه ایستگاهی وابسته است و بهاین تر تیب مولفه های ماتریس G بهشدت تحت تاثير هندسه شبكه ايستگاهي مورد استفاده، واقع می شوند (هوسن و هاردبک، ۲۰۱۰) به این تر تیب در حالتي مسئله مكانيابي زمينلرزهها داراي حالت يايدار خواهد بود که مولفههای ماتریس G مستقل از یکدیگر باشند (لي و استوارت، ۱۹۸۱).

ماتریس کوواریانس در برنامههای خطیشده براساس اصول گایگر (۱۹۱۲) از رابطه زیر محاسبه میشود.

$$C = \sigma^2 (G^T G)^{-1} \tag{V}$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} r_i^2 \tag{A}$$

که ۵، واریانس تفاضل دادههای مشاهدهای و محاسبهای و G ماتریس مشتقات زمان سیر فازهای لرزهای نسبت به پارامترهای مجهول است. جمله ^{1-(GT}G) بهمنزلهٔ ماتریس تشخیص (Identity matrix) شناخته شده است. در رابطه (۸)، r مقادیر پسماند میان دادههای مشاهدهای و محاسبه

شده است و N تعداد فازهای مشاهده شده مورد استفاده است.

$$C = \begin{bmatrix} \sigma_{xx}^{2} & \sigma_{xy}^{2} & \sigma_{xz}^{2} \\ \sigma_{yx}^{2} & \sigma_{yy}^{2} & \sigma_{yz}^{2} \\ \sigma_{zx}^{2} & \sigma_{zy}^{2} & \sigma_{zz}^{2} \end{bmatrix}$$
(9)

مولفههای این ماتریس کوواریانس نیز بیانگر مفاهیم ذکر شده برای کوواریانس در روش غیرخطی احتمالاتی است. برنامههای غیرخطی مانند Hypo71 (لی و لاهر، ۱۹۷۱) از ریشه دوم مولفههای قطری این ماتریس برای عرضهٔ خطا (ERZ و ERZ بهترتیب برای نشان دادن خطای رومرکزی و عمقی) استفاده میکنند.

۳ شبیهسازی دادهها

زمان رسیدهای مصنوعی تولید شده در این تحقیق با استفاده از برنامه Time2EQ یکی از بخشهای برنامه NonLinLoc (لوماکس و همکاران، ۲۰۰۰) است. الگوریتم مورد استفاده در این برنامه براساس طرح پودین و لوکومت (۱۹۹۱) برای شبیهسازی حرکت موج در یک محیط (لایهای و سهٔبعدی) صورت می گیرد. بهمنظور شبیهسازی دادههای ناحیه البرز مرکزی، سه گروه زمینلرزه با ویژگی های متفاوت، اعم از پوشش ایستگاهی، فاصله ایستگاهها از رومرکز زمینلرزه و تعداد فازهای ثبت شده انتخاب شده است. هر گروه شامل ۶۰ زمینلرزه است که در سه ناحیه گُسل مشا، فیروزکوه و قم واقع شدهاند. رومرکز زمینلرزههای مصنوعی با توجه به دادههای فهرستنامه مرکز لرزهنگاری کشوری (IRSC) وابسته به موسسه ژئوفيزيک دانشگاه تهران انتخاب شده است و عمق زمین لرزه ها از ۲ تا ۴۰ کیلومتر و به صورت يكنواخت انتخاب شده است.

تولید هر زمینلرزه متناسب با تعداد فازهای ثبت شده در ایستگاههای مورد استفاده در این تحقیق در فهرستنامه است. زمینلرزهها در یک مدل پنجلایه (اشتری و



شکل ۱. موقعیت رومرکزی و عمقی سه دسته زمینلرزه شبیهسازی شده در ناحیه البرز مرکزی. رنگهای سبز، سرخ و آبی بهترتیب نشاندهنده گروه زمینلرزههای ۱ و ۲ و ۳ هستند. مثلثها موقعیت ایستگاهها را نشان میدهند. دو پنجره سمت راست و پایین بهترتیب نمای شرقی و جنوبی از عمق زمینلرزهها را نمایش میدهند.

همکاران، ۲۰۰۵) تولید شدهاند (جدول ۱). مشخصات و محل قرارگیری زمینلرزهها در ناحیه مورد بررسی بهترتیب در جدول ۲ و شکل ۱ نشان داده شده است. سه گروه زمینلرزه به گونهای انتخاب شدهاند که براساس معیارهای معرفی شده بندار و همکاران (۲۰۰۴) دارای شرایط گوناگونی از قبیل، تعداد ایستگاهها و فاز مورد استفاده، گپ آزیموتی، گپ آزیموتی ثانویه و فاصله ایستگاه تا رومرکز زمینلرزه باشند. بدین ترتیب گروه زمینلرزه شماره ۱ که شامل زمینلرزههای محدوده تُکسل

دارای شرایط مناسب تری نسبت به دو گروه دیگر است اما تعداد ایستگاهها و فازهای مورد استفاده در آن کمتر از دو گروه دیگر است. در گروه شماره ۲ که در برگیرنده زمین لرزههای ناحیه فیروز کوه است نیز دارای شرایط نسبتا مناسبی است. اما گروه شماره ۳ که شامل زمین لرزههای ناحیه قم است، دارای شرایط نامناسبی از جمله، فاصله زیاد تا نزدیک ترین ایستگاه و گپ آزیموتی و گپ آزیموتی ثانویه زیاد است که می تواند مکان یابی دقیق زمین لرزهها را با مشکل روبه رو کند. در اینجا به منظور شبیه سازی خطای موجود در زمان رسیدها به هر زمان رسید موج ۹، در دقت مکانیابی و برآورد عدم قطعیتها دارد. در مناطقی که امکان استفاده از مدل سرعتی دقیق و سه بعدی وجود ندارد و نیز روشهای خطی شده که امکان استفاده از مدلهای سه بعدی را ندارند، غالباً این نوع خطا در تعیین محل زمین لرزهها وارد می شود. همان گونه که عنوان شد، ورود خطای سامان مند، بر آورد عدم قطیتها را با مشکل زیادی مواجه می سازد که در این بخش با استفاده از دادههای مصنوعی سعی بر آن است تا نحوه عملکرد روش غیر خطی مورد بررسی قرار گیرد. همچنین به منظور مقایسه، آزمایشهای در نظر گرفته شده با استفاده از روش خطی شده نیز صورت می گیرد. تکرار آزمایش با پذیرد که این روش هماکنون نیز به صورت گسترده مورد استفاده قرار دارد و شناسایی نحوه رفتار این روش می تواند ما تحقیقات آینده نتیجه بخش باشد.

۸ بررسی تاثیر وجود خطاهای زنگولهای در زمان رسیدها شکل ۲ نتایج حاصل از خطای واقعی به شکل بافتنما (هیستوگرام) و خطای برآورد شده با کمک برنامه را بهصورت نمودار نشان میدهد. رنگ نمودارها منطبق بر رنگ دسته زمین لرزههای آورده شده در شکل ۱ است. در شکل ۲ سه نمودار بالایی ۲ الف، ۲ – ب و ۲ – ج، به تر تیب شکل ۲ سه نمودار بالایی ۲ الف، ۲ – ب و ۲ – ج، به تر تیب خطای برآورد شده در راستای عمق ، طول جغرافیایی و خطای بافت نماهای پایینی شکل ۲ – د، ۲ – و ۲ – و، به تر تیب بافت نماهای پایینی شکل ۲ – د، ۲ – و ۲ – و، به تر تیب خطای واقعی در راستای عمق ، طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی زمین لرزه، حاصل از تفاضل بین پارامترهای مکانی زمین لرزه تعیین محل شده و مکان اولیه (تولید شده) است.

نتایج حاصل نشان میدهد که در گروههای ۱و۲ که بهترتیب با رنگهای سبز و سرخ نمایش داده شدهاند، خطای واقعی مکانیابی بهطور عمده کمتر از ۲ کیلومتر ۰/۳ ثانیه و به هر فاز S، ۶/۶ ثانیه خطا به شکل توزیع نرمال زنگولهای وارد شده است.

جدول ۱. مدل سرعتی مورد استفاده برای تولید زمین لرزههای

	مصنوعي.			
Depth (km)	P Velocity (km/s)	S Velocity (km/s)		
0	5.40	2.38		
2	5.70	3.57		
8	6.00	3.75		
12	6.30	4.17		
35	8.00	4.67		

۴ اجرای آزمایش

در این تحقیق دو آزمایش متفاوت براساس دادههای شبيهسازي شده صورت مي گيرد. نخست، تعيين محل زمینلرزهها که فقط با وجود خطای زنگولهای به زمان رسیدها صورت می گیرد. بدین منظور زمین لرزهها با آن مدل سرعتی تعیین محل خواهند شد که با آن تولید شدهاند (جدول ۱). دراین صورت می توان فرض کرد خطای موجود در دادهها همگی از نوع زنگولهای و نرمال خواهد بود که در این حالت انتظار میرود خطای وارد شده در مکانیایی صرفاً متاثر از هندسه شبکه ایستگاهی مورد استفاده باشد. در حالت دوم با حفظ شرایط حالت اول (وجود نوفه بهصورت زنگولهای در زمان رسیدها) زمین لرزهها در مدلی سرعتی غیر از مدل واقعی (که با آن توليد شدهاند) تعيين محل مي شوند (جدول ٣). اين حالت می تواند خطای زیادی (در زمان رسیدهای محاسبهای) را به همهٔ دادههای محاسبه شده از مدل پیش فرض وارد کند. این خطا که به صورت کلی به همهٔ داده ها با توجه به فاصله بين كانون زمين لرزه و ايستگاه وارد مي شود، نوعي خطاي سامانمند (سیستماتیک) محسوب می شود و تاثیر بسیاری



شکل ۲. نتایج حاصل از آزمایش مصنوعی دادههای شبیهسازی شده براساس خطاهای زنگولهای در زمان رسیدها به روش غیرخطی (NonLinLoc).سه نمودار بالایی (الف)، (ب) و (ج)، بهترتیب خطای برآورد شده در راستای عمق، طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی در روش غیرخطی را نشان میدهند و بافتنماهای پایینی شکل (د)، (ه) و (و)، بهترتیب خطای واقعی در راستای عمق ، طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی زمینلرزه، حاصل از تفاضل میان پارامترهای مکانی زمینلرزه تعیین محل شده و مکان اولیه (تولید شده) هستند. رنگهای سبز و سرخ و آیی، •بهترتیب نشاندهنده دستههای او ۲ و ۳ هستند.

است. همچنین خطای برآورد شده در روش غیرخطی مطابقت مناسبی با خطای واقعی آن دارد. در گروه ۳ با توجه به فراهم نبودن شرایط مناسب ایستگاهی که بندار و همکاران (۲۰۰۴) معرفی کردهاند، میزان خطای واقعی نسبت به دو گروه دیگر زیادتر است، بااین حال بیشتر زمین لرزهها با خطای کمتر از ۵ کیلومتر تعیین محل شدهاند و خطای برآورد شده در روش غیر خطی هم همخوانی زیادی با خطای واقعی دارد.

نتایج تکرار آزمایش بالا برای روش خطی شده (برنامه (Hypo71) در شکل ۳ نشان داده شده است. در این حالت گروههای ۱و۲ مانند روش غیرخطی دارای مکانیابی مناسبی هستند و مقادیر خطای واقعی عمدتاً کمتر از ۲ کیلومتر است و خطای برآورد شده در برنامه Hypo71 نیز

مطابقت مناسبی با خطای واقعی دارد. بااین حال در این حالت گروه ۳ دارای خطای واقعی بسیار بیشتری نسبت به مکانیابی در روش غیرخطی است. در شکل ۳ مقایسه بافتنماهای ۳-و و ۳-ه که بهترتیب خطای واقعی در راستای عرض جغرافیایی و طول جغرافیایی هستند، نشان میدهد که میزان خطای واقعی در راستای عرض میدهد که میزان خطای واقعی در راستای عرض موضوع با توجه به پراکندگی طولی شبکه ایستگاهی مورد استفاده و بیشتر بودن پوشش در راستای طول جغرافیایی، توجیه پذیر است. مقایسه نتایج به دست آمده در شکل های توجیه پذیر است. مقایسه نتایج به دست آمده در شکل های زهندسه شبکه ایستگاهی (پوشش ایستگاهی) در روش از هندسه شبکه ایستگاهی (پوشش ایستگاهی) در روش



شکل ۳. مانند شکل ۲ ولی به روش خطی شده (Hypo71).

مشخصات گروه شماره ۳ می توان فهمید که فاصله تا ایستگاه و پوشش آزیموتی در این گروه مقادیر بسیار بالاتری نسبت به دو گروه دیگر دارد. گروه زمین لرزه شماره ۲ با وجود گپ آزیموتی بیشتر (۱۲۷ درجه) نسبت شماره ۲ با وجود گپ آزیموتی بیشتر (۱۲۷ درجه) نسبت به گروه شماره ۱ (۷۴ درجه)، خطای همارز با گروه شماره ۱ است. این نتیجه ممکن است به علت موجود بودن تعداد فاز زیاد، (که یکی از معیارهای معرفی شده بندار و همکاران (۲۰۰۴) است) در گروه شماره ۲ (۱۵ فاز و ۱۰ ایستگاه) نسبت به گروه شماره ۱ (۱۰ فاز و ۶ ایستگاه) باشد.

بافتنمای آبیرنگ در شکل ۳-و تعیین محل زمین لرزه به روش خطی شده را نشان می دهد که مطابق آن خطای بر آورد شده برای عمق در گروه شماره ۳ در روش خطی شده (نمودار آبیرنگ در قسمت۳-الف) در بسیاری

از موارد، زیر ۵ کیلومتر است، حالآنکه خطای واقعی عمقی بیشتر از این مقدار است. برآورد نامناسب خطا، به خصوص در تعیین عمق زمین لرزه ها در روش خطی شده نشان می دهد که در صورت استفاده نکردن از یک شبکه مناسب، خطاهای برآورد شده در این روش غیرقابل اعتماد هستند.

۶ بررسی تاثیر وجود همزمان خطاهای زنگولهای و غیرزنگولهای در دادهها

در این حالت زمین لرزهها در یک مدل غیر واقعی تعیین محل می شوند. مدل مورد استفاده برای تعیین محل زمین لرزهها به صورت جدول ۳ است. با توجه به جدول ۳ سرعت موج P در لایه اول این مدل حدود ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفته شده است. حال آنکه سرعت واقعی

www.SID.ir



شکل ۴. نتایج حاصل از آزمایش مصنوعی دادههای شبیهسازی شده براساس خطاهای زنگولهای در زمان رسیدها و خطای غیرزنگولهای (Systematic) ناشی از مدل سرعتی غیر واقعی به روش غیرخطی (NonLinLoc). نمودار بالایی (الف)، (ب) و (ج)، بهترتیب، خطای برآورد شده در راستای عمق، طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی در روش غیرخطی را نشان میدهند و بافتنماهای پایینی شکل (د)، (ه) و (و)، بهترتیب، خطای واقعی در راستای عمق، طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی زمین رزه، حاصل از تفاضل میان پارامترهای مکانی زمین لرزه تعیین محل شده و مکان اولیه (تولید شده) هستند. رنگهای سبز و سرخ و آبی به ترتیب نشان دهنده دستههای او ۲ و ۳ هستند.

که زمین لرزه ها با آن تولید شده اند از ۵/۴ تا ۶/۳ کیلومتر بر ثانیه تغییر می کند. این تفاوت در دو مدل سرعتی، به صورت یکسان خطایی را به همهٔ زمان سیرهای محاسبه شده از مدل وارد می کند و اکثر نقاط پراکنده توزیع احتمال به یک سمت خاص جابه جا می شوند که در نتیجه آن مدل کردن خطای مکانیابی با ماتریس کوواریانس مدل ممکن است بسیار مشکل و حتی در شرایطی غیر ممکن باشد.

شکل ۴ نتایج حاصل از خطای واقعی تعیین محل به روش غیرخطی را بهصورت نمودار نشان میدهد. در شکل ۴ سه نمودار بالایی ۴–الف، ۴–ب و ۴–ج، بهترتیب خطای برآورد شده در راستای عمق، طول جغرافیایی و

عرض جغرافیایی در روش غیرخطی را نشان میدهند و بافتنماهای پایینی شکل ۴-د، ۴-ه و ۴-و، بهترتیب خطای واقعی در راستای عمق، طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی زمینلرزه، حاصل از تفاضل میان پارامترهای مکانی زمینلرزه تعیین محل شده و مکان اولیه (تولید شده) است.

نتایج حاصل در این حالت نشان میدهد که به علت ورود خطای غیرزنگولهای در هر سه گروه زمین لرزه، خطای واقعی تعیین عمق زمین لرزهها بیشتر از حالت قبلی است به گونهای که زمین لرزهها به سمتی جابه جا می شوند. اما دقت در نمودارهای بر آورد خطا در این حالت نیز مشخص می کند که روش غیر خطی در بر آورد خطا با



شکل ۵. مانند شکل ۴ ولی به روش خطی شده (**Hypo71**).

وجود خطای غیرزنگولهای و سامانمند تا حد قابل قبولی در مدل کردن خطای مکانیابی موفق بوده است. در گروه شماره ۳ زمین لرزه ها که با رنگ آبی در نمودارها و بافتنماها مشخصاند، خطای واقعی زمین لرزه های نشان داده شده در قسمت ۴-د در بیشتر موارد بیشتر از ۵ کیلومتر است که بر آورد خطای آن با روش غیر خطی در نمودار شماره ۴-الف این مطلب را تایید می کند. این موضوع در گروه های شماره ۱ و۲ که شرایط بسیار مطلوب تری از گروه شماره ۳ دارند نیز به خوبی در نتایج مشخص است.

نتایج تکرار آزمایش بالا در حالت استفاده از روش خطیشده Hypo71 در شکل ۵ نشان داده شده است. در این حالت، تناسب خطای برآورد شده در روش خطی شده و خطای واقعی، کمتر از حالت استفاده از روش غیرخطی است. این نتایج نشان میدهد که ورود خطای غیرزنگولهای در روش های خطی شده به شدت نتایج حاصل را تحت تاثیر قرار میدهد و علاوه بر اینکه تعیین

عمق زمین لرزه همراه با خطای بسیار بالا (به طور عمده بیش از ۱۰ کیلومتر) است بر آورد خطای مکانیابی نیز به شدت تحت تاثیر قرار می گیرد و همان طور که در نمودارهای آبی رنگ ۵-الف، ۵-ب و ۵-ج، برای گروه شماره ۳ نشان داده شده است، خطای بر آورد شده عمد تا کمتر از ۵ کیلومتر محاسبه شده است.

۷ نتیجه گیری

ویژگی مهم این تحقیق استفاده از دادههای زمان رسید مصنوعی است. با توجه به آگاهی از مکان واقعی زمین لرزه در دادههای مصنوعی و درنتیجه، محاسبه خطای واقعی پس از مکانیابی زمین لرزه، عملکرد دو روش غیر خطی (برنامه NonLnLoc) و روش خطی شده (Hypo71) مورد بررسی قرار گرفت. مقایسه نتایج حاصل از روش غیر خطی و روش خطی شده نشان می دهد که روش غیر خطی در تعیین مکان دقیق تر زمین لرزه و همچنین بر آورد عدم قطعیت مکانیابی بسیار مناسب تر ۱۳۸

cluster no.	no. event	no. pha	no. station	az. gap (°)	sec. az. gap (°)	min. dist (km)	max. dist (km)	mean dist (km)
1	60	10	6	79	93	17.3	131.8	67.5
2	60	15	10	126	156	19.8	248.5	86.3
3	60	13	9	247	266	106.9	278.9	147.3

جدول ۳. مدل سرعتی مورد استفاده برای تعیین محل زمین لرزههای

مصنوعي.				
Depth (km)	P Velocity (km/s)	S Velocity (km/s)		
0	5.40	2.38		
35	8.00	4.67		

تشكر و قدرداني

نگارندگان برخود لازم میدانند تا از زحمات جناب آقای پروفسور آنتونی لوماکس بهخاطر همراهی در این تحقیق و عرضهٔ نظرات بسیار ارزنده ایشان سپاسگزاری کنند.

منابع

- Bondar, I., Myers, S. C., Engdahl, E. R., and Bergman, E. A., 2004, Epicentre accuracy based on seismic network criteria: Geophys. J. Int., 156, 483-496.
- Chatelain, J. L., Roecker, S. W., Hatzfeld, D., and Molnar, P., 1980, Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Hindu Kush region and their tectonic implications: Geophysics Research, 85, 1365-1387.
- Geiger, L., 1912, Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only: (translated from Geiger's 1910 German article) Bull. St. Louis Univ., 8(1), 56-71.
- Gomberg, J. S., Shedlock, K. M., and Roecker, S. W., 1990, The effect of S-Wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation: Bull. Seis. Soc. Am., 80, 1605-1628.
- Husen, S., and Hardebeck, J. L., 2010, Earthquake location accuracy, Community Online

عمل میکند. نتایج حاصل نشان میدهد که حتی در شرایط نبود خطای ناشی از مدل سرعتی مورد استفاده، و فقط وجود گپ آزیموتی مکانیابی در روش خطی شده با خطای زیاد همراه خواهد شد و همچنین خطای بر آورد شده در این حالت با خطای واقعی تطابق کافی ندارد و کمتر از مقدار خطای واقعی تعیین خواهد شد. بااین حال در روش غیر خطی مقدار این خطا بسیار کمتر است و خطای بر آورد شده نیز با خطای واقعی همخوانی دارد.

در این تحقیق روشن شد که در شرایط نامناسب ایستگاهی (مانند گروه زمین لرزه شماره ۳ در تحقیق حاضر) که زمین لرزهها در خارج از شبکه ایستگاهی قرار می گیرند و دارای گپ آزیموتی زیاد (بیش از ۲۴۰ درجه) و نیز فاصله زیاد تا نزدیک ترین ایستگاه باشند (بیش از ۱۰۰ کیلومتر) تعیین عمق زمین لرزه حتی به روش غیر خطی نیز با خطای زیاد همراه خواهد شد. اما نکته مهم در این حالت، میزان درستی بر آورد خطای مکان یابی است که در روش غیر خطی با بر آورد مناسبی همراه است. اما در روش خطی شده، خطای بر آورد شده، بسیار کمتر از خطای واقعی معرفی می شود. می توان به طور خلاصه چنین عنوان کرد که در استفاده از روش های خطی شده (در این تحقیق برنامه Hypo71) و فراهم نشدن شرایط بهینه شبکه ایستگاهی و مدل سرعتی مورد استفاده، باید نتایج 134.

- Pavlis, G. L., 1986, Appraising earthquake hypocenter location errors - a complete, practical approach for single-event locations, Bull. Seis. Soc. Am., **76**, 1699-1717.
- Podvin, P. and Lecomte, I., 1991, Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools.: Geophys. J. Int., **105**, 271–284.
- Tarantola, A., Valette, B., 1982, Inverse problems = quest for information: Geophys, **50**, 159–170.
- Tarantola, A., 1987, Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation, Elsevier, Amsterdam, 613p.
- Thurber, C. H., 1985, Nonlinear Earthquake Location: Theory and example, Bull. Seis. Soc. Am., **75**(3), 779-790.

Resource for Statistical Seismicity Analysis, doi:10.5078/corssa-55815573. Available at http://www.corssa.org.

Kissling, E., 1988, Geotomography with local earthquake data, Reviews of Geophysics, **26**, 659-698.

ملكي و همكاران

- Lahr, J. C., 1989, HYPOELLIPSE/Version 2.0: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude and first motion pattern, U. S. Geological Survey Open-File Report, 89-116, 92p.
- Lee, W. H. K., and Stewart, S. W., 1981, Principles and applications of microearthquake networks: Academic Press, New York. pp. 293.
- Lee, W. H. K., Lahr, J. C., 1972, HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U. S: Geological Survey Open-File Report.
- Theory and example, Bull. Seis. 5(3), 779-790. Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Berge, C., 2000, Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison