

مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه اصلی ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ محمدآباد ریگان $M_n = 6.5$ و پس‌لرزه‌های حاصل از آن به روش غیرخطی

وحید ملکی^۱، ظاهر حسین شمالی^{۱*} و محمدرضا حاتمی^۱

^۱موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۰/۱۷، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۶/۲۸)

چکیده

در تحقیق حاضر با استفاده از روش غیرخطی به مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه $M_n = 6.5$; $M_L = 6.2$; $M_W = 6.3$ محمدآباد ریگان و پس‌لرزه‌های حاصل از آن می‌پردازیم. زمین‌لرزه ریگان شامل ۲۹۶ پس‌لرزه ثبت شده در مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) است که در برخی موارد بزرگی پس‌لرزه‌ها نزدیک به زمین‌لرزه اصلی بوده است. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق از ترکیب اطلاعات زمان رسید فازهای ثبت شده در ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES) به‌دست آمده است. به‌این‌ترتیب با بررسی پس‌لرزه‌ها براساس زمان وقوع و بزرگی آنها و استفاده از قانون آموری در توصیف پس‌لرزه‌ها مشخص شد که زمین‌لرزه‌های ناحیه ریگان شامل دو زمین‌لرزه اصلی است که با عنوان زمین‌لرزه اصلی دوم شناخته شده است. به‌این‌ترتیب مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها برای دو پنجره زمانی متفاوت و به روش غیرخطی صورت گرفت. پنجره زمانی اول شامل زمین‌لرزه اصلی و ۱۳۷ پس‌لرزه آن تا رخ دادن زمین‌لرزه اصلی دوم و پنجره زمانی دوم شامل زمین‌لرزه اصلی دوم و ۱۵۹ پس‌لرزه به وقوع پیوسته پس از آن است. به‌منظور بهبود نتایج مکان‌یابی فقط پس‌لرزه‌هایی مورد بررسی قرار گرفته‌اند که حداقل در ۵ ایستگاه ثبت شده باشند. بدین‌ترتیب پس از مکان‌یابی مجدد ۲۲۲ پس‌لرزه مشاهده شد که زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در دو پنجره زمانی، به‌صورت کاملاً مجزا از یکدیگر در رومرکز و عمق قرار گرفته‌اند. با بررسی وضعیت قرارگیری در رومرکز و مقاطع عمقی زمین‌لرزه‌ها به‌نظر می‌رسد که زمین‌لرزه اصلی ریگان به‌همراه پس‌لرزه‌های مورد بررسی در پنجره زمانی یک، روی ادامه گسل کهورک و در ناحیه جنوب شرقی گسل فعال بم به وقوع پیوسته‌اند. همچنین قرارگیری پس‌لرزه‌های با بزرگی $M_n > 4$ در ادامه گسل کهورک می‌تواند نشان‌دهنده به وقوع پیوستن دو زمین‌لرزه اصلی روی ادامه گسل کهورک باشد.

واژه‌های کلیدی: مکان‌یابی مجدد، روش غیرخطی، پس‌لرزه، محمدآباد ریگان

Relocation of the aftershocks of Mohamad Abad Rigan Earthquake December 20, 2010, ($M_n = 6.5$) using a nonlinear method

Vahid Maleki¹, Zaher Hossein Shomali^{1*} and M. Reza Hatami¹

¹Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 7 January 2012, accepted: 18 September 2012)

Summary

Major earthquakes are often associated with large earthquakes which have a magnitude smaller than the main shock known as aftershocks. The occurrence of aftershocks with

*Corresponding author:

shomali@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

different magnitudes and times is a random process and therefore in the area affected by the main shock, it can cause greater damage than the main shock, and hence they are very important.

Study of aftershocks can be useful to get information from tectonic activities and causative faults. Many studies have considered the aftershocks of large earthquakes, such as Omori (1894), Otsu (1961) and Kisslinger (1996). Among the aftershock studies, the exact relocation of the main earthquake and its aftershocks help us find the causative fault and the releasing energy associated with that fault. Many studies have used relocation methods to examine the aftershocks. Some of these methods are Hong et al (2008), Hugh et al (2009) and Zhao et al (2011).

Due to the complexity of the earth sub-layers and the three-dimensional structure of the crustal velocity and also the seismic wave path from the source to stations, there is a nonlinear relationship between the arrival time of seismic waves at the stations and the hypocenter of the earthquake. In order to simplify the earthquake location problem solving, most methods and programs use linearized relationships. Most of these methods and algorithms are based on the Geiger's principles (Geiger, 1912). Using the linearized relationships reduces the accuracy of earthquake location due to losing the higher terms of Taylor series. It may also lead to failure in determining the location of earthquakes using a suboptimal network, e.g. where the earthquake is located outside the seismic network. Thurber (1985) showed that when the depth of an earthquake was smaller than the closest distance to the station, determining the focal depth was not possible in linearized methods. Furthermore, using higher terms of Taylor series is required to calculate higher degree derivatives, which are very complex and sometimes impossible, using a three-dimensional velocity model.

In order to avoid calculating the partial derivatives, Tarantola and Valette (1982) presented a method that determines the location of earthquakes with fully non-linear relationships with no 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 Valette (1982) and Tarantola (1987). In this study, we used a nonlinear probabilistic method based on Tarantola and Valette theory and NonLinLoc program (Lomax et al, 2000) to relocate the earthquakes.

The Rigan earthquake with $M_n = 6.5$ occurred on Dec 20, 2010 in the Southeastern region of Iran. After this earthquake, a lot of aftershocks occurred in this area which in some cases the magnitude of aftershocks was in order of the main shock. The largest aftershock with a magnitude $M_n = 6.0$ occurred after 37 days which itself included a lot of aftershocks. To improve the quality of data, in this study we combined the arrival time data from the Iranian Seismological Center (IRSC) stations and the data from the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering (IIEES). Due to the lack of proper station coverage in the southeastern region of Mohammad Abad Rigan, we added IIEES stations data in this area which greatly helped us increase the station coverage.

Regarding the lack of a proper regional velocity model in the Eastern and the Southeastern regions of Iran, we used Tatar et al (2003) local velocity model and determined the depth of Moho based on Dehghani and Makris (1983) study in an order of 55 km.

In this study, we used Omori's law to specify the energy release in the media and occurrence of aftershocks chronologically. We found that a large number of aftershocks have occurred in two different time windows near the two large earthquakes; in this regard, we divided the data based on these two time windows. The first time window contained the main shock with $M_n = 6.5$ and aftershocks until the occurrence of second

earthquake with $M_H = 6.0$. The second time window contained the second earthquake $M_H = 6.0$ and its aftershocks.

In order to get good results, we considered those earthquakes recorded at least by five stations. Finally, we could relocate 222 aftershocks out of 296 aftershocks associated with Rigan area. The relocation results of the earthquakes showed that the two main earthquakes and their aftershocks were distributed in the epicenter and the focal depth separated completely. They also showed two different fault trends. Relocated aftershocks in the first time window showed a fault trend parallel to Kahurak Fault, and aftershocks with $M_H > 4$ in the second time window showed a fault trend parallel to Kahurak fault.

Key words: Relocation, Nonlinear method, Aftershock, Rigan

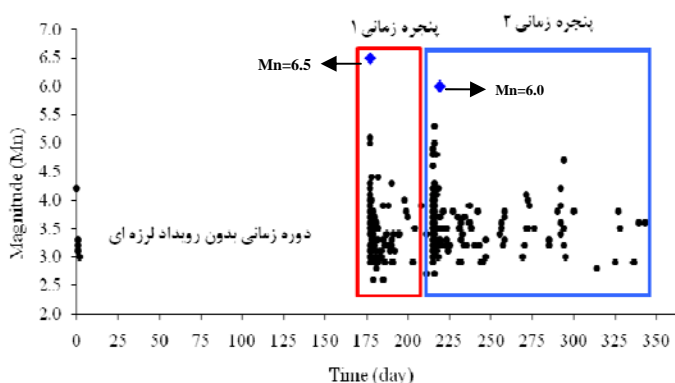
۱ مقدمه

زمین‌لرزه‌های بزرگ غالباً با تعداد زیادی زمین‌لرزه با بزرگای کوچک‌تر از زمین‌لرزه اصلی همراه اند که به پس‌لرزه معروف هستند. به وقوع پیوستن پس‌لرزه‌ها از نظر زمانی و بزرگای کاملاً تصادفی است و پس از وقوع زمین‌لرزه اصلی و آسیب‌پذیری بیشتر در نواحی زلزله‌زده، می‌تواند موجب خسارتی بیشتر از زمین‌لرزه اصلی شود (مک‌گیور، ۲۰۰۵) و از این رو دارای اهمیت زیادی هستند. بررسی چگونگی به وقوع پیوستن زمین‌لرزه‌ها می‌تواند اطلاعات مفیدی را از فعالیت زمین‌ساختی و گسل مسبب زمین‌لرزه به دست دهد.

در تحقیقات بسیار زیادی تاکنون به بررسی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های بزرگ پرداخته شده است (آموری، ۱۸۹۴؛ آتسو، ۱۹۶۱؛ کیسلینگر، ۱۹۹۶). از میان تحقیقات صورت گرفته در بررسی پس‌لرزه‌ها، مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های آن کمک بسیار زیادی در یافتن چگونگی وضعیت قرارگیری گسل مسبب زمین‌لرزه اصلی و نحوه آزاد شدن انرژی می‌کند. تحقیقات بسیار زیادی تاکنون با استفاده از مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌ها به بررسی پس‌لرزه‌ها پرداخته‌اند از قبیل هونگ و همکاران (۲۰۰۸)، هیو و همکاران (۲۰۰۹) و ژائو و همکاران (۲۰۱۱). همچنین تحقیقات زیادی به منظور مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌های ناحیه ریگان و

شناسایی گسل مسبب زمین‌لرزه اصلی ریگان صورت گرفته است، از قبیل محسن‌پور و همکاران (۱۳۹۱) و اشتری (۲۰۱۲).

به دلیل ساختار سه‌بُعدی زمین و پیچیدگی‌هایی که در سرعت لایه‌های زمین و مسیر حرکت موج از نقطه آغاز شکستگی تا ایستگاه‌های ثبت‌کننده، وجود دارد، رابطه میان زمان رسید موج در ایستگاه نسبت به مکان وقوع زمین‌لرزه یک رابطه غیرخطی است. به منظور ساده‌سازی در حل مسئله تعیین محل، روابط مورد استفاده در بیشتر روش‌های تعیین محل خطی شده هستند. اساس بیشتر این روش‌ها و الگوریتم‌ها بر اصولی قرار دارد که گایگر (۱۹۱۲) بنیان نهاد. استفاده از روابط خطی شده علاوه بر کاهش دادن دقت به دلیل از دست دادن جملات بالاتر سری تیلور، موجب نارسایی‌هایی در تعیین محل زمین‌لرزه‌ها، به ویژه در شرایطی نظیر قرار داشتن زمین‌لرزه در خارج از شبکه می‌شود. تریر (۱۹۸۵) نشان داد در شرایطی که عمق زمین‌لرزه نسبت به فاصله رومرکزی کوچک باشد (در شبکه‌هایی که فاصله میانگین بین ایستگاهی زیاد باشد) تعیین عمق به صورت دقیق در روش‌های خطی شده امکان‌پذیر نیست و در این موارد استفاده از جمله بالاتر (غیرخطی) می‌تواند نارسایی به وجود آمده را بهبود بخشد.



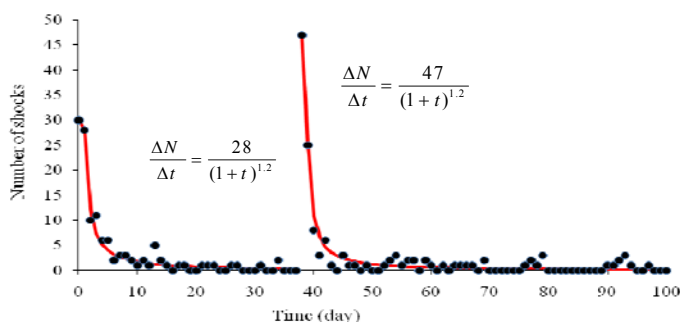
شکل ۱. نمودار زمان وقوع پس‌لرزه‌ها برحسب بزرگا. مستطیل سرخ‌رنگ، پنجره زمانی ۱ دربرگیرنده زمین‌لرزه اصلی و ۱۳۷ پس‌لرزه آن تا وقوع زمین‌لرزه دوم و مستطیل آبی‌رنگ، پنجره زمانی ۲ و شامل زمین‌لرزه دوم و ۱۵۹ پس‌لرزه پس از آن است.

است. برنامه غیرخطی تعیین محل زمین‌لرزه‌ها براساس این نظریه را لوماکس و همکاران (۲۰۰۰) تدوین کرده‌اند. اساس روش احتمالاتی، ساختن تابع چگالی احتمال (Probability Density Function, PDF) براساس کمینه‌سازی نبود تطابق میان زمان رسیده‌های محاسبه شده و محاسبه شده از یک مدل سرعتی پیش‌فرض است. محاسبه نقاط PDF برای همه زمان وقوع‌های ممکن صورت می‌گیرد و در نتیجه مقدار احتمال محاسبه شده فقط برای مکان کانونی زمین‌لرزه و مستقل از زمان وقوع آن است. این روش حل باعث می‌شود که پارامترهای مجهول مسئله تعیین محل از چهار، به سه پارامتر کاهش یابد. محاسبه مقادیر PDF برای همه زمان وقوع‌های گوناگون باعث به وجود آمدن وابستگی میان مکان زمین‌لرزه و زمان وقوع آن خواهد شد (Trade off) ما بین مکان و زمان وقوع زمین‌لرزه). به‌منظور غلبه بر این مشکل، فونت و همکاران (۲۰۰۴) تابع اختلاف زمانی هم‌ارز (Equal differential time) را به‌منظور کمینه‌سازی اختلاف میان زمان رسیده‌های محاسبه شده و محاسبه‌ای به کار گرفتند. در تابع اختلاف زمانی هم‌ارز به‌جای تفاضل مستقیم زمان رسیده‌ها در یک ایستگاه، زمان رسیده‌های مشاهده و محاسبه شده برای دو ایستگاه متفاوت به‌صورت مجزا کمینه می‌شود و از آنجا که زمان وقوع

استفاده از جملات بالاتر در روش‌های گایگر نیازمند محاسبه مشتقات مراتب بالاتر است که در استفاده از مدل‌های سرعتی سه‌بعدی این محاسبات بسیار پیچیده می‌شوند، تا جایی که حل دقیق مسئله تعیین محل را با مشکل روبه‌رو می‌سازند. به‌منظور رهایی از مشکلات محاسبه مشتقات مراتب بالا، تارانتولا و والت (۱۹۸۲) روشی را عرضه کردند که در آن مسئله تعیین محل زمین‌لرزه‌ها با روابط کاملاً غیرخطی و بدون نیاز به استفاده از مشتقات بالاتر صورت می‌گیرد. این روش براساس ساختن تابع توزیع احتمال برای مکان زمین‌لرزه و یافتن نقطه‌ای با بیشینه احتمال در آن استوار است. مبانی نظری روش تعیین محل غیرخطی احتمالاتی را تارانتولا و والت (۱۹۸۲) مطرح ساختند و در ۱۹۸۷ تارانتولا آن را مورد بازبینی کلی قرار داد. روش غیرخطی تعیین محل زمین‌لرزه‌ها بر مبنای نظریه حل معکوس احتمالاتی تارانتولا و والت (۱۹۸۲) و تارانتولا (۱۹۸۷)، را لوماکس و همکاران (۲۰۰۰) معرفی کردند که در تحقیق حاضر نیز از این روش استفاده شده است.

۲ روش بررسی

روش استفاده شده در این تحقیق مبتنی بر حل معکوس احتمالاتی تارانتولا و والت (۱۹۸۲) و تارانتولا (۱۹۸۷)



شکل ۲. نمودار تعداد پس لرزه های به وقوع پیوسته در هر روز پس از وقوع زمین لرزه اصلی در تعیین پارامترهای رابطه آتسو و همکاران (۱۹۹۵) در توصیف پس لرزه ها.

مهم دست یافت (برای بررسی بیشتر رجوع شود به ملکی، ۱۳۹۰).

۳ زمین لرزه ریگان

در بیست و نهم آذرماه هزار و سیصد و هشتاد و نه، زمین لرزه ای با بزرگی $M_H = 6.5$ ناحیه جنوب شرقی محمدآباد ریگان را لرزاند. پس از این زمین لرزه تعداد بسیاری پس لرزه نزدیک به ۳۰۰ مورد به وقوع پیوست که تا ماه ها بعد از زمین لرزه اصلی ادامه یافت. بزرگای این پس لرزه ها در مواردی نزدیک به بزرگای زمین لرزه اصلی نیز گزارش شد. زمین لرزه اصلی دوم در این ناحیه پس از گذشت ۳۷ روز از زمین لرزه اصلی و با بزرگای $M_H = 6.0$ به وقوع پیوست.

۴ قانون آموری در توصیف پس لرزه ها

میزان کاهش تعداد پس لرزه ها با زمان به صورت کلی از قانون آموری (۱۸۹۴) پیروی می کند. فوساکچی آموری در ۱۸۹۴ با یک رابطه تجربی نشان داد که تعداد پس لرزه های حاصل از یک زمین لرزه با رابطه ای نمایی کاهش می یابد:

$$n(t) = \frac{k}{c+t}, \quad (1)$$

زمین لرزه در دو ایستگاه یکسان است، با استفاده از این تابع، وابستگی میان زمان وقوع و مکان زمین لرزه از بین می رود.

حل نهایی تابع توزیع احتمال دربرگیرنده همه عدم قطعیت ها روی پارامترهای مدل و داده های مشاهده ای است. این عدم قطعیت ها درحکم ماتریس های کواریانس مدل و داده ها در حل نهایی تاثیرگذار خواهد بود. فرض اساسی این روش این است که عدم قطعیت ها از شکل زنگوله ای (گوسی) تبعیت کنند و دارای توزیع یکنواخت در سراسر داده ها باشند. نتیجه نهایی که منجر به تعیین مکان زمین لرزه می شود با یافتن مقدار بیشینه احتمال میسر می شود (تارانتولا و والت، ۱۹۸۲). اما به لحاظ ماهیت غیرخطی مسئله تعیین محل زمین لرزه و وجود خطاهای غیر مستقل از یکدیگر (ناشی از استفاده از مدل سرعتی مورد استفاده و پوشش ایستگاهی نامناسب) در همه نقاط PDF به دست آمده، کمینه های محلی (Local minima) به وجود خواهند آمد به نحوی که یافتن پاسخ کلی (Global minimum) و بهینه یکی از مهم ترین و حساس ترین بخش های تعیین محل در این روش است. یافتن پاسخ کلی برای این مسئله نیاز به ارزیابی دقیق همه نقاط پراکنده PDF در سرتاسر شبکه دارد و با استفاده از یک الگوریتم جست و جو به نام اوکت تری (Oct tree Importance sampling) (لوماکس و کورتیس، ۲۰۰۱) می توان به این

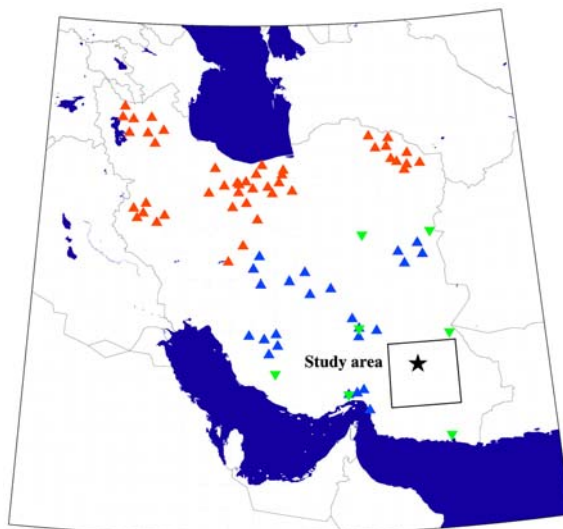
بررسی زمانی وقوع زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که ناحیه محمدآباد ریگان در ۱۷۵ روز قبل از وقوع رویداد زمین‌لرزه اصلی، زمین‌لرزه شاخصی را تجربه نکرده است. شکل ۱، نمودار زمان وقوع برحسب بزرگای را نشان می‌دهد. در این شکل به‌وضوح مشخص است که بیشتر پس‌لرزه‌ها حول ۲ زمین‌لرزه که اولی درحکم زمین‌لرزه اصلی و زمین‌لرزه دوم درحکم زمین‌لرزه اصلی دوم به‌ترتیب با بزرگای $M_n = 6.5$ و $M_n = 6.0$ به وقوع پیوسته‌اند. با توجه به شاخص بودن این پس‌لرزه، مکان‌یابی را برحسب زمان وقوع پس‌لرزه‌ها به دو پنجره زمانی ۱ و ۲ تقسیم می‌کنیم که در آن پنجره زمانی ۱ مربوط به زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های حاصل از آن تا وقوع زمین‌لرزه دوم است (پنجره سرخ‌رنگ در شکل ۱) و پنجره زمانی ۲ مربوط به زمین‌لرزه اصلی دوم و پس‌لرزه‌های به وقوع پیوسته پس از آن است (پنجره آبی‌رنگ در شکل ۱).

که $n(t)$ تعداد پس‌لرزه‌ها در یک دوره زمانی t پس از زمین‌لرزه اصلی، k یک ضریب بهنجارساز و t دوره زمانی موردنظر برای شمارش پس‌لرزه‌ها است.

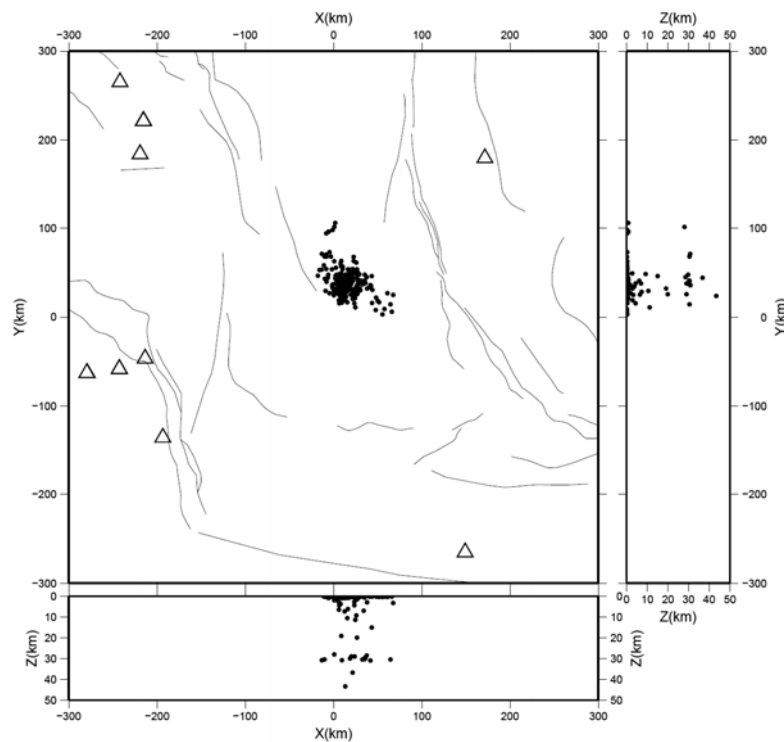
اما در سال‌های ۱۹۶۱ و ۱۹۹۵ آتسو و همکاران رابطه آموری را مورد بازبینی قرار دادند و شکل رابطه آموری را به‌صورت رابطه (۲) تغییر دادند که نشان می‌دهد پس‌لرزه‌ها معمولاً با کاهش تعداد زمین‌لرزه به وقوع پیوسته همراه هستند (آتسو و همکاران، ۱۹۹۵):

$$\frac{\Delta N}{\Delta t} = \frac{k}{(c+t)^p}, \quad (2)$$

که p نرخ تغییرات را نشان می‌دهد و N فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از یک مقدار از پیش تعیین شده و t زمان پس از زمین‌لرزه اصلی است، k و c مقادیر ثابت تجربی هستند. در رابطه (۱) به ازای $p=1$ شکل رابطه به قانون آموری برای توصیف پس‌لرزه‌ها تبدیل می‌شود و مقدار p نیز در این رابطه یک ثابت تجربی است. همچنین این مقدار را با توجه به برازش یک منحنی نمایی به داده‌ها می‌توان به‌دست آورد (گروس و کیسلینگ، ۱۹۹۴؛ ناتریو و همکاران، ۲۰۰۲).



شکل ۳. ایستگاه‌های مورد استفاده در تحقیق حاضر. مثلث‌های آبی‌رنگ ایستگاه‌های مورد استفاده از شبکه مرکز لرزه‌نگاری کشوری و مثلث‌های سبز رنگ ایستگاه‌های مورد استفاده از شبکه نوارپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله را نشان می‌دهد. مثلث‌های سرخ‌رنگ نیز ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری را نشان می‌دهد که در این تحقیق به علت مسافت زیاد تا رومرکز زمین‌لرزه‌ها مورد استفاده قرار نگرفته‌اند. محل زمین‌لرزه اصلی ریگان با ستاره مشخص شده است. مستطیل ناحیه مورد بررسی را نشان می‌دهد.



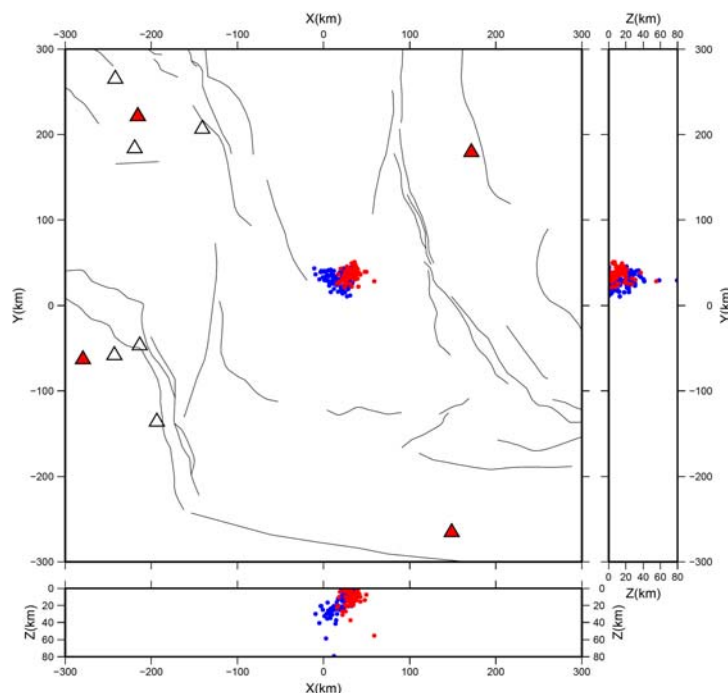
شکل ۴. مکان‌یابی پس‌لرزه‌ها در استفاده از مدل سرعتی با عمق موهو در ۳۰ کیلومتری به روش غیرخطی. پنجره وسط موقعیت رومرکزی و دو پنجره شرقی و جنوبی آن نمای عمقی پس‌لرزه‌ها را نشان می‌دهند. محل پس‌لرزه‌ها با نقاط مشکی رنگ مشخص شده است. مثلث‌ها موقعیت رومرکزی ایستگاه‌ها را نشان می‌دهند.

۵ داده‌های مورد استفاده

با توجه به قرارگیری زمین‌لرزه ریگان در ناحیه جنوب شرقی و فقدان پوشش ایستگاهی مناسب در این ناحیه از سوی ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری، خطای زیادی می‌تواند به علت ایجاد شدن گپ آزیموتی زیاد به وجود آید. در این تحقیق به منظور تعیین مکان دقیق‌تر زمین‌لرزه‌های ناحیه ریگان از ترکیب دو مجموعه داده استفاده شده است. مجموعه اول مربوط به داده‌های زمان رسید مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) است که با توجه به فاصله زیاد برخی از ایستگاه‌ها، اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های دور مانند شبکه تهران، ساری، سمنان، شمال خراسان و مانند آنها از مجموعه داده‌ها کنار گذاشته شده‌اند، ایستگاه‌های مورد استفاده در شکل ۳ نشان داده شده است. مجموعه دوم از داده‌ها نیز شامل داده‌های زمان رسید ثبت شده در ایستگاه‌های نوارپهن پژوهشگاه

با استفاده از رابطه تغییر یافته آموری (۱۸۹۴) که آتسو و همکاران (۱۹۹۵) معرفی کردند، در این تحقیق دو منحنی به داده‌ها برازش می‌شود که با آنها مقادیر گوناگون پارامترهای قانون آموری قابل محاسبه است (شکل ۲). نحوه کاهش انرژی در پس‌لرزه‌های ناحیه ریگان نیز نشان‌دهنده دو رویداد عمده است. رویداد اول دربرگیرنده زمین‌لرزه اصلی $M_H = 6.5$ ریگان و رویداد دوم شامل زمین‌لرزه اصلی دوم با بزرگای $M_H = 6.0$ است.

با توجه به رابطه تجربی آتسو و همکاران (۱۹۹۵) در این تحقیق مقادیر ثابت p و k برای زمین‌لرزه اصلی $p = 1.2$ و $k = 28$ محاسبه شده و برای زمین‌لرزه اصلی دوم $p = 1.2$ و $k = 47$ به دست آمده است. شیب تند منحنی برازش شده نشان می‌دهد که بیشتر میزان انرژی آزاد شده در روز اول و دوم هر زمین‌لرزه است.



شکل ۵. مکان‌یابی پس‌لرزه‌ها در استفاده از مدل سرعتی با عمق موهو در ۵۵ کیلومتری به روش غیرخطی. پنجره وسط موقعیت رومرکزی و دو پنجره شرقی و جنوبی آن نمای عمقی زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهند. رنگ‌های سرخ و آبی به ترتیب زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در پنجره زمانی ۱ و ۲ را نشان می‌دهند. مثلث‌های سرخ و سفیدرنگ به ترتیب موقعیت رومرکزی ایستگاه‌های IIEES و IRSC را نشان می‌دهند.

۶ مدل سرعتی مورد استفاده

نبود تحقیقات کافی در ناحیه شرق و جنوب شرقی ایران برای معرفی مدل سرعتی مناسب، مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها را با مشکل همراه خواهد کرد. تنها مدل عرضه شده در این ناحیه مدل تاتار و همکاران (۲۰۰۳) است که با استفاده از اطلاعات محلی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه بم مدلی سرعتی برای موج P به دست داده‌اند. مدل عرضه شده فاقد سرعت موج S است و فقط نسبت سرعتی موج P به سرعت موج S در آن داده شده است (جدول ۱).

جدول ۱. مدل سرعتی مورد استفاده در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها براساس تحقیق تاتار و همکاران (۲۰۰۳).

Layer depth (km)	P velocity (km/s)	S velocity (km/s)	VP/VS ratio
00	5.30	3.06	1.73
08	6.17	3.57	
12	6.49	3.75	
55	8.00	4.74	

بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) است. بدین منظور ۷ ایستگاه که نزدیک‌ترین فاصله تا ناحیه محمدآباد ریگان را دارند، مورد استفاده قرار گرفته‌اند. به این ترتیب میانگین فاصله بین ایستگاهی حاصل از ترکیب شبکه ایستگاهی IRSC و IIEES، در حدود ۴۵۰ کیلومتر است.

با توجه به فقدان پوشش مناسب در جنوب شرقی ناحیه محمدآباد ریگان اضافه شدن ایستگاه‌های IIEES کمک بسیار زیادی به افزایش پوشش در این ناحیه می‌کند. ایستگاه‌های مورد استفاده از شبکه IIEES در شکل ۳ نشان داده شده‌اند.

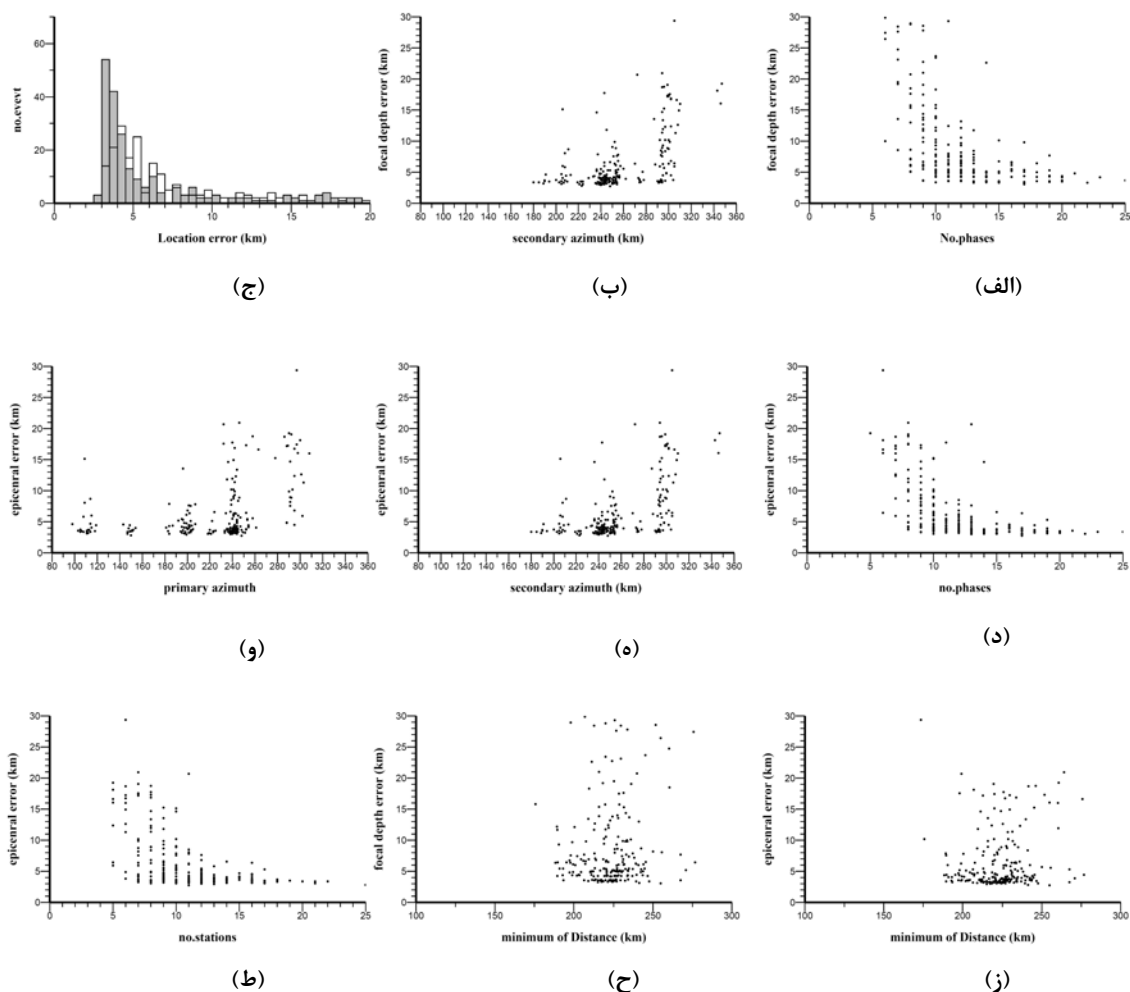
ترکیب داده‌های IRSC و IIEES علاوه بر افزایش پوشش آزمون‌های زمین‌لرزه‌ها، موجب افزایش به نسبت زیاد فازهای مورد استفاده می‌شود که تاثیر زیادی بر کاهش خطای مکان‌یابی دارد.

جدول ۲. نتایج حاصل از مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها برای عمق موهوهای متفاوت. ERH و ERZ به ترتیب خطای رومرکزی و عمقی را نشان می‌دهد. no. station و no. phase به ترتیب متوسط تعداد ایستگاه‌ها و فازهای مورد استفاده و azimuthal gap و sec. az. gap به ترتیب متوسط گپ آزیموتی و گپ آزیموتی ثانویه را نشان می‌دهد.

depth of Moho (km)	RMS (sec)	no. phase	ERH (km)	ERZ (km)	no. station	azimuthal gap (°)	sec. az. gap (°)
30	0.946	12.1	25.4	33.5	10.7	221	257
35	0.877	12.1	22.4	26.5	10.7	221	257
40	0.701	12.1	18.4	24.5	10.7	221	257
45	0.652	12.1	12.4	19.5	10.7	221	257
50	0.591	12.1	09.4	14.5	10.7	221	257
55	0.552	12.1	06.4	09.4	10.7	221	257
60	0.602	12.1	07.3	10.8	10.7	221	257
65	0.631	12.1	07.8	11.1	10.7	221	257

مقدار خود می‌رسد. همچنین تحقیقات دهقانی و ماکریس (۱۹۸۳) که براساس روش گرانی‌سنجی به بررسی عمق موهو در ایران پرداخته‌اند عمق ۵۰-۵۵ کیلومتر را برای ناحیه شرق ایران محاسبه کرده‌اند که با نتایج حاصل از این بررسی مطابقت مناسبی دارد. استفاده از عمق موهو نامناسب در این بررسی نشان داد که علاوه بر ایجاد خطای رومرکزی در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، تعیین عمق نیز به شدت تحت تاثیر قرار خواهد گرفت که در حالت اختلاف زیاد میان عمق موهو واقعی و برآورد شده، تعیین عمق زمین‌لرزه غیرممکن است و زمین‌لرزه‌ها در عمق‌های خاصی ثابت (fix) می‌شوند. شکل ۴، مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های ناحیه محمدآباد ریگان را در استفاده از مدل سرعتی تاتارو همکاران (۲۰۰۳) و عمق موهو در ۳۰ کیلومتر نشان می‌دهد. در شکل ۴ مشخص است که در این حالت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها به‌خصوص یافتن عمق آنها با مشکل همراه شده است. مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها با عمق موهو در ۳۰ کیلومتری مشخص کرده است که این میزان عمق برای این ناحیه تا حد بسیار زیادی از واقعیت فاصله دارد و به این ترتیب عمق زمین‌لرزه‌ها در دو عمق ۳۰ و صفر کیلومتری ثابت شده‌اند.

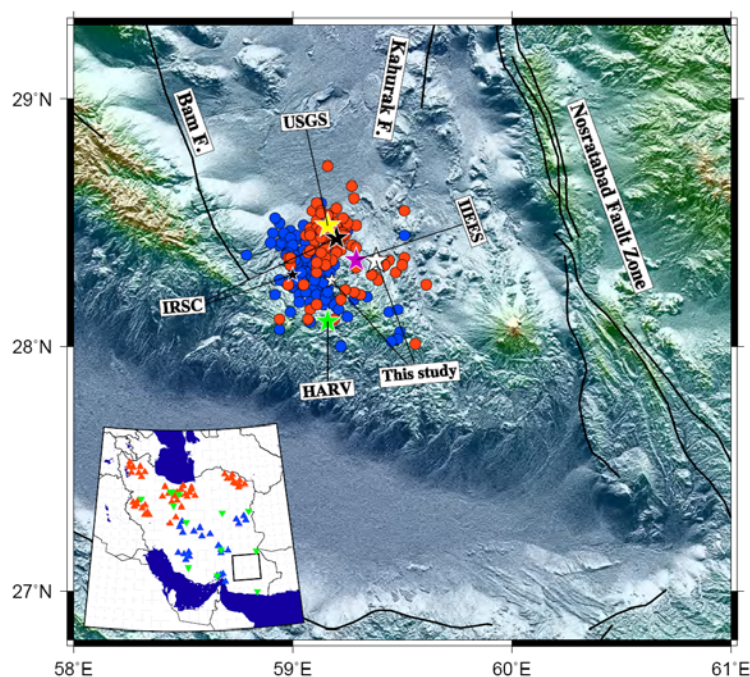
مدل موردنظر فقط برای ۱۲ کیلومتر بالایی پوسته عرضه شده است که با توجه به وجود تعداد زیاد موج Pn در داده‌های مورد استفاده (بیش از ۹۰٪) فقدان برآورد مناسب از عمق موهو مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها را با خطای زیاد همراه خواهد کرد. با توجه به فاصله رومرکزی زیاد زمین‌لرزه‌ها از ایستگاه‌ها که به‌طور متوسط ۳۰۰ کیلومتر است، قسمت زیادی از زمان سیر امواج Pn مربوط به حرکت موج در زیر سطح موهو است که تشخیص داده نشدن عمق موهو باعث افزایش خطای بسیار زیاد در زمان رسیدهای محاسبه شده می‌کند. میزان خطای زیاد در زمان رسیدهای محاسبه شده به‌طور معمول تاثیر زیادی بر میزان RMS و خطای مکان‌یابی محاسبه شده خواهد داشت. به‌منظور یافتن عمق موهو مناسب برای ناحیه مورد بررسی، زمین‌لرزه‌ها با استفاده از مدل سرعتی تاتارو و همکاران (۲۰۰۳) و ثابت در نظر گرفتن سرعت ۸ کیلومتر بر ثانیه برای زیر موهو و عمق موهوهای گوناگون مکان‌یابی شده‌اند و میزان RMS و خطای مکان‌یابی برآورد شده مورد ارزیابی قرار گرفته است (جدول ۲). نتایج حاصل از مکان‌یابی در جدول ۲ به‌خوبی نشان می‌دهد که میزان RMS و خطای مکان‌یابی به‌ازای عمق‌های متفاوت موهو در عمق ۵۵ کیلومتری به کمینه



شکل ۶. بررسی آماری نتایج حاصل از مکان‌یابی پس‌لرزه‌ها. (الف) و (د) نمودار تعداد فاز مورد استفاده در مکان‌یابی را به ترتیب برحسب خطای عمقی و رومرکزی نشان می‌دهند. (ب) و (ه) نمودار پوشش آزمون‌های ثانویه را به ترتیب برحسب خطای عمقی و خطای رومرکزی نشان می‌دهند. (ج) بافت‌نگار خطای مکان‌یابی پس‌لرزه‌ها. بافت‌نگار خاکستری و سفیدرنگ به ترتیب خطای رومرکزی و عمق پس‌لرزه‌ها را نشان می‌دهند (و) نمودار گپ آزمون‌های برحسب خطای رومرکزی نشان می‌دهد (ز) و (ح) نمودار فاصله رومرکزی تا نخستین ایستگاه را به ترتیب برحسب خطای عمقی و رومرکزی نشان می‌دهند. (ط) نمودار تعداد ایستگاه‌های مورد استفاده برحسب خطای رومرکزی را نشان می‌دهد.

۷ وضعیت زمین‌ساختی جنوب شرقی ایران در این ناحیه، چند گسل کم‌ویش موازی با روند عمومی شمالی-جنوبی وجود دارد. یکی از فعال‌ترین گسل‌های ناحیه، گسل بم است که در ناحیه شمال غربی ریگان قرار دارد. همچنین مجموعه گسل‌های ناحیه جنوب شرقی ایران، دارای دو گسل مهم دیگر است که به نام گسل

همچنین نتایج حاصل از مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها در استفاده از عمق موهو در ۵۵ کیلومتری در شکل ۵ نشان داده شده است. در این حالت علاوه بر کاهش خطای عمق و رومرکزی مکان‌یابی و میزان RMS زمین‌لرزه‌ها ثابت‌شدگی در عمق و پراکندگی رومرکزی زمین‌لرزه‌ها تا حد بسیار زیادی کاسته شده است.



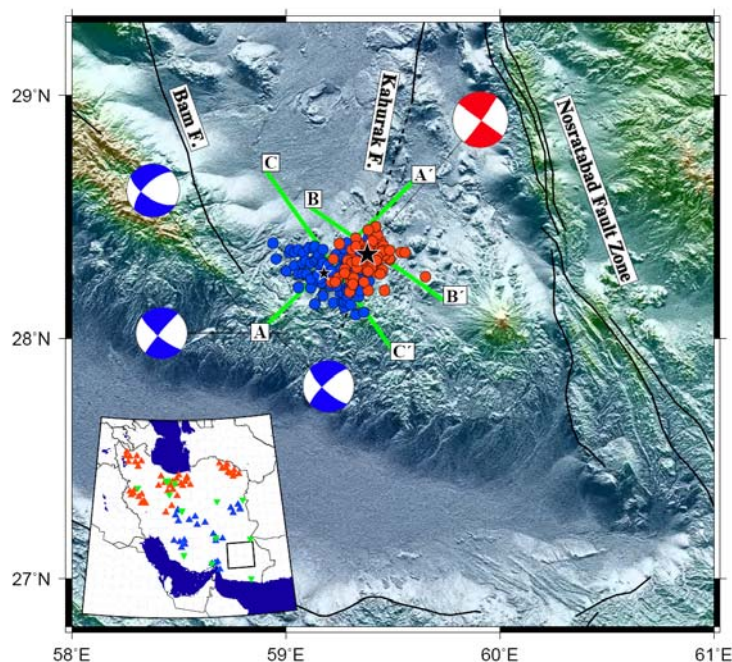
شکل ۷. موقعیت قرارگیری پس‌لرزه‌های ناحیه ریگان براساس مکان‌یابی صورت گرفته در مرکز لرزه‌نگاری کشوری. رنگ‌های سرخ و آبی به ترتیب زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در پنجره زمانی ۱ و ۲ را نشان می‌دهند. ستاره‌های بزرگ و کوچک سفیدرنگ به ترتیب موقعیت رومرکزی زمین‌لرزه اصلی و زمین‌لرزه اصلی دوم به وقوع پیوسته را در این تحقیق نشان می‌دهند. رومرکز محاسبه شده ازسوی سایر مراکز داخلی و بین‌المللی در شکل نشان داده شده است.

مکان‌یابی مجدد به روش غیرخطی صورت گرفته است که نتایج آماری حاصل از آنها در شکل ۶ نشان داده شده است.

نمودار ۶-ج خطای رومرکزی (بافت‌نگار خاکستری) و عمقی (بافت‌نگار سفید) زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهد. نتایج به‌دست آمده در نمودارهای ۶-الف، ۶-د، و ۶-ط نشان می‌دهد که خطای رومرکزی به شدت تحت تاثیر میزان ایستگاه‌های مورد استفاده و فازهای ثبت شده برای هر زمین‌لرزه است. با توجه به این نمودارها مشخص شده است که در صورت استفاده از تعداد بیش از ۱۵ فاز برای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، میزان خطای عمقی و رومرکزی تا حد بسیار قابل توجهی کم خواهد شد. در نمودار ۶-الف و ۶-د برای حالت‌های استفاده بیش از ۱۵ فاز خطای عمقی و رومرکزی به کمتر از ۵ کیلومتر رسیده است. نمودارهای ۶-ب و ۶-ه میزان گپ آزیموتی ثانویه را به ترتیب برحسب خطای عمقی و

خاور نه گسل باختر نه نام‌گذاری شده‌اند و در ناحیه خونیک (جنوب نهبندان)، این دو گسل به یکدیگر می‌رسند و به‌صورت یک تک‌گسل امتدادلغز، به سمت جنوب ادامه پیدا می‌کنند، ولی در ۵۰ کیلومتری شمال نصرت‌آباد، این گسل بار دیگر دو شاخه می‌شود و به سمت جنوب، به تدریج شاخه‌های آن از هم دور می‌شوند. به شاخه جنوب شرقی که جداکننده افیولیت شرق ایران از بلوک لوت است سامانه گسلی نصرت‌آباد و به شاخه جنوب غربی، که تا شمال آتشفشان‌های بزمان ادامه دارد، گسل کهورک نام داده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۱).

۸ نتایج مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های محمدآباد ریگان
از ۲۹۶ پس‌لرزه برای زمین‌لرزه محمدآباد ریگان فقط زمین‌لرزه‌هایی مورد بررسی قرار گرفته‌اند که حداقل در ۵ ایستگاه ثبت شده باشند. به این ترتیب برای ۲۲۲ زمین‌لرزه



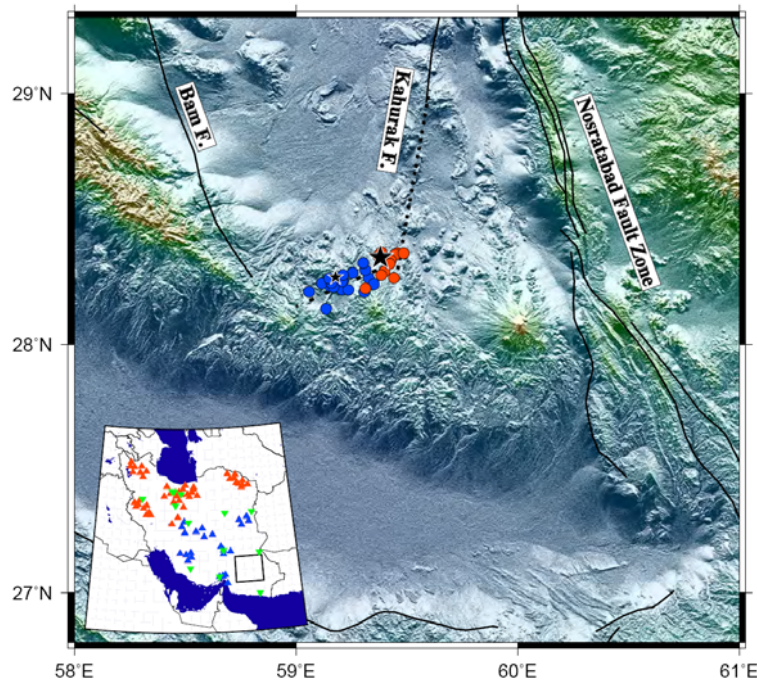
شکل ۸. موقعیت قرارگیری پس‌لرزه‌های ناحیه ریگان براساس مکان‌یابی صورت گرفته در این تحقیق به روش غیرخطی. رنگ‌های سرخ و آبی به ترتیب زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در پنجره زمانی ۱ و ۲ را نشان می‌دهند. ستاره‌های بزرگ و کوچک به ترتیب موقعیت رومرکزی زمین‌لرزه اصلی و زمین‌لرزه اصلی دوم به وقوع پیوسته را نشان می‌دهند. سازوکار کانونی زمین‌لرزه اصلی اول با رنگ سرخ و سازوکار کانونی زمین‌لرزه اصلی دوم و دو پس‌لرزه با بزرگای $M_n \geq 5.0$ با رنگ آبی نشان داده شده است.

در بخش ۴ با دو رنگ متفاوت نشان داده شده است. رنگ سرخ مربوط به پنجره زمانی ۱ و زمین‌لرزه اصلی به همراه ۱۰۵ پس‌لرزه آن تا قبل از به وقوع پیوستن زمین‌لرزه دوم و رنگ آبی مربوط به پنجره زمانی ۲ شامل زمین‌لرزه دوم و ۱۱۵ پس‌لرزه به وقوع پیوسته بعد از آن است. شکل ۸ نتایج حاصل از مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها را به روش غیرخطی نشان می‌دهد. به منظور بررسی قرارگیری عمقی زمین‌لرزه‌ها ۳ نیم‌رخ در راستاهای متفاوت روی زمین‌لرزه‌ها ترسیم شده که نتایج حاصل از مقاطع عمقی آن در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

در شکل‌های ۷ و ۸ زمین‌لرزه اصلی با ستاره مشکی بزرگ و زمین‌لرزه اصلی دوم با ستاره مشکی کوچک نمایش داده شده است. موقعیت قرارگیری پس‌لرزه‌ها در دو پنجره زمانی ۱ و ۲ نیز نشان‌دهنده دو زمین‌لرزه از نظر مکان قرارگیری کاملاً مجزا هستند. تفکیک پس‌لرزه‌ها در

رومرکزی نشان می‌دهند. گپ آزیموتی ثانویه معیار مناسب‌تری برای توصیف میزان پوشش ایستگاهی نسبت به گپ آزیموتی است و در این تحقیق نشان می‌دهد که تاثیر بسزایی بر کیفیت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها دارد. ترکیب داده‌های دو مرکز IIEES و IRSC تا حد قابل‌قبولی به کاهش گپ آزیموتی ثانویه کمک کرده است. نمودارهای ۶-ح و ۶-ز فاصله تا نزدیک‌ترین ایستگاه را به ترتیب برحسب خطای عمقی و رومرکزی نشان می‌دهند. با توجه به کوچکی بازه تغییرات فاصله به نزدیک‌ترین ایستگاه که عمدتاً از ۲۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر متغیر است روند مشخصی در این نمودارها مشاهده نمی‌شود.

مکان‌یابی اولیه پس‌لرزه‌ها براساس روش‌های خطی شده در مرکز لرزه‌نگاری کشوری و نیز سایر مراکز لرزه‌نگاری داخلی و بین‌المللی در شکل ۷ نشان داده شده است. نتایج حاصل براساس دو پنجره زمانی تعریف شده



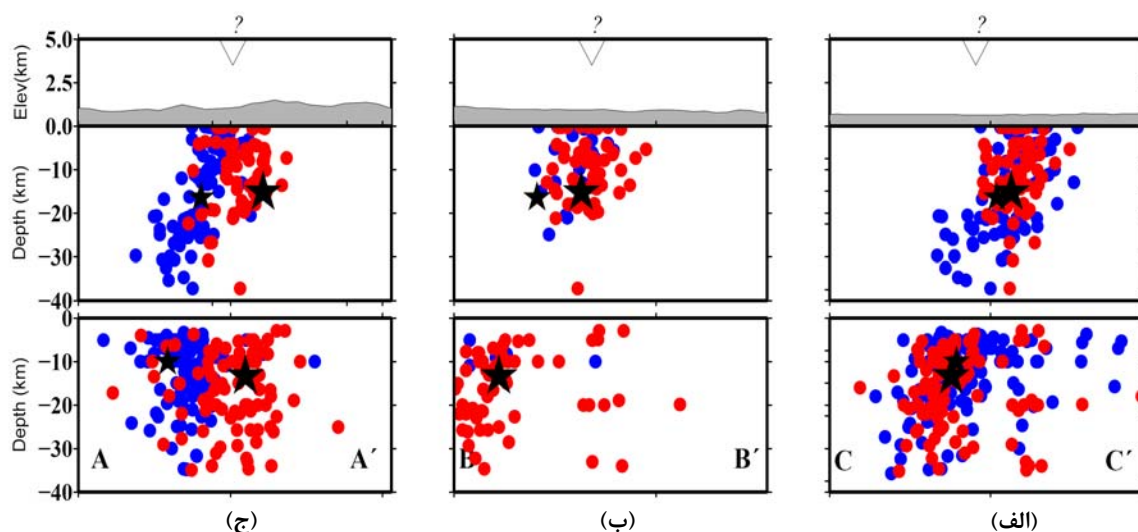
شکل ۹. موقعیت قرارگیری پس‌لرزه‌های با بزرگای $M_H > 4.0$ ناحیه ریگان براساس مکان‌یابی صورت گرفته در این تحقیق به روش غیرخطی. رنگ‌های سرخ و آبی به ترتیب زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در پنجره زمانی ۱ و ۲ را نشان می‌دهند. ستاره‌های بزرگ و کوچک به ترتیب موقعیت رومرکزی زمین‌لرزه اصلی و زمین‌لرزه دوم را نشان می‌دهند.

مسبب زمین‌لرزه‌ها است که راستای قرارگیری رومرکز زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های حاصل از آن با حل صفحه کانونی گسل مطابقت دارد.

با توجه به خطای زیاد تعداد قابل‌توجهی از پس‌لرزه‌ها که به دلیل شرایط نامناسب مانند تعداد فازهای ثبت‌کننده کمتر از ۶ فاز رخ می‌دهد و می‌تواند تفسیر نتایج حاصل را تحت‌تاثیر قرار دهد، به صورت مجزا وضعیت قرارگیری رومرکز ۳۱ پس‌لرزه با بزرگای $M_H > 4.0$ در شکل ۹ نشان داده شده است. با توجه به کیفیت فازخوانی مناسب‌تر برای پس‌لرزه‌های با بزرگای $M_H > 4.0$ نسبت به دیگر پس‌لرزه‌ها، مکان‌یابی آنها با دقت بیشتری صورت گرفته است. پراکندگی رومرکزی پس‌لرزه‌های با بزرگای $M_H > 4.0$ نشان می‌دهد که امتداد قسمتی از گسل مسبب زمین‌لرزه بر خلاف روندهای شمالی - جنوبی مشاهده شده در ناحیه جنوب شرقی ایران است.

دو پنجره زمانی نشان‌دهنده کیفیت مناسب مکان‌یابی در روش غیرخطی است. وضعیت قرارگیری پس‌لرزه‌ها پس از مکان‌یابی مجدد می‌تواند نشان‌دهنده دو روند کاملاً متفاوت باشد. روند اول هم‌راستا با روند گسل کهورک است که احتمال به وقوع پیوستن زمین‌لرزه اصلی را روی ادامه گسل کهورک قوت می‌بخشد.

به دلیل قرارگیری زمین‌لرزه‌ها در نزدیکی گسل قدیمی بم و پراکندگی زمین‌لرزه‌های هم‌راستا با این گسل، یک نیم‌رخ به‌طور عمود بر روند گسلی بم (A-A') ترسیم شده است. همچنین با توجه به روند مشاهده شده در امتداد گسل کهورک، نیم‌رخ (B-B') عمود بر روند گسل کهورک ترسیم شده است. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های با بزرگای $M_H > 5.0$ در شکل ۸ براساس طرح جهانی CMT (www.globalcmt.org) نشان داده شده است. سازوکارها، نشان‌دهنده وجود گسل امتدادلغز



شکل ۱۰. مقاطع عمقی از نیمرخ‌های رسم شده در شکل ۸ پنجره بالایی نتایج مکان‌یابی به روش غیرخطی و پنجره پایینی نتایج مکان‌یابی اولیه در مرکز لرزه‌نگاری کشوری را نشان می‌دهد. قسمت‌های (الف)، (ب) و (ج) به ترتیب مقطع عمقی نیمرخ‌های A-A', B-B' و C-C' را نشان می‌دهند. رنگ‌های سرخ و آبی به ترتیب زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در پنجره زمانی ۱ و ۲ را نشان می‌دهند. ستاره بزرگ و کوچک به ترتیب موقعیت عمقی زمین‌لرزه اصلی و زمین‌لرزه دوم را نشان می‌دهند.

۹ نتیجه‌گیری

با توجه به تحلیل پس‌لرزه‌ها براساس رابطه تجربی آتسو و همکاران (۱۹۹۵) و بررسی آنها از نظر زمان وقوع و بزرگای مشخص شد که زمین‌لرزه ریگان شامل دو زمین‌لرزه که یکی زمین‌لرزه اصلی با بزرگای $M_H = 6.5$ و دیگری زمین‌لرزه اصلی دوم با بزرگای $M_H = 6.0$ است. به این ترتیب مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌ها براساس دو پنجره زمانی ۱ و ۲ صورت گرفت. پنجره زمانی ۱ مربوط به زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های حاصل از آن تا وقوع زمین‌لرزه اصلی دوم است و پنجره زمانی ۲ مربوط به زمین‌لرزه اصلی دوم و پس‌لرزه‌های به وقوع پیوسته پس از آن است.

ویژگی متمایزکننده تحقیق حاضر، ترکیب داده‌های دو مرکز لرزه‌نگاری IRSC و IIEES است که دارای بیشترین پوشش نسبت به شبکه‌های موجود در ناحیه جنوب شرقی ایران هستند. به این ترتیب مجموعه داده‌ای با پوشش مناسب‌تر و تعداد فازهای بیشتر مورد استفاده در مکان‌یابی به دست آمد که بسیاری از کاستی‌های موجود، اعم از

روند مشاهده شده به صورت شمال شرق - جنوب غرب و تقریباً عمود بر روند شمال - جنوب گسل بم است. گسل مسبب زمین‌لرزه ریگان ممکن است ادامه گسل کهورک باشد که به سمت گسل بم منحرف می‌شود. روند احتمالی ادامه گسل کهورک با خط چین در شکل ۹ نشان داده شده است. همچنین در این شکل به وضوح مشخص است که پس‌لرزه‌های به وقوع پیوسته در پنجره زمانی دوم که مربوط به زمین‌لرزه اصلی دوم با بزرگای $M_H = 6.0$ هستند در ادامه گسل کهورک قرار گرفته‌اند.

مقاطع عمقی زمین‌لرزه‌ها در محل نیمرخ‌های ترسیم شده در شکل ۸، در شکل ۱۰ نشان داده شده است. قرارگیری زمین‌لرزه‌ها در دو پنجره زمانی ۱ و ۲ در مقاطع A-A' (۱۰-ج) و B-B' (۱۰-ب) نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌ها در هر دو گروه روی گسل کهورک و شیب نزدیک به عمود به وقوع پیوسته‌اند. شیب قرارگیری زمین‌لرزه‌ها می‌تواند تاییدکننده سازوکار کانونی امتدادلغز برای گسل‌های مسبب زمین‌لرزه‌ها باشد.

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم می‌دانیم از مرکز لرزه‌نگاری کشوری و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله که داده‌های خود را برای عملی شدن این تحقیق در اختیار ما قرار دادند، تشکر کنیم.

منابع

درویش زاده، ع، ۱۳۷۱، زمین‌شناسی ایران، نشر دانش امروز وابسته به انتشارات امیر کبیر، فصل سوم (گسل‌های مهم ایران).

محسن پور، ا. و رضاپور م.، ۱۳۹۱، تعیین گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۹ آذر ماه ۱۳۸۹ ریگان با استفاده از مکان‌یابی پس‌لرزه‌های آن، پانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران.

ملکی، و.، ۱۳۹۰، تعیین محل زمین‌لرزه‌های ناحیه تهران و البرز مرکزی به روش غیرخطی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد.

Ashtari, J. M., 2012, Teleseismic source parameters of the Rigan County Earthquakes and evidence for a new earthquake fault: Pure Appl. Geophys., DOI: 10.1007/s00024-011-0433-9.

Dehghani, G. A., and Makris, J., 1983, The gravity field and crustal structure in Iran, in Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran: Rep. 51, Geological Survey, 51-67.

Font, Y., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C.-S., and Chiao, L.-Y., 2004, Hypocentral determination offshore Eastern Taiwan using the Maximum Intersection method: Geophys., 158, 655-675.

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.

Gross, S. J., and Kisslinger, C., 1994, Tests of models of aftershock rate decay: Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1571-1579.

Hua, W., Chen, Z., Li, Z., Zhao, C., and Wang, Q., 2009, Seismic triggering and the

پوشش نامناسب، به‌خصوص در ناحیه جنوب شرق و تعداد فازه‌های کم را بهبود بخشید. همچنین به علت نبود مدل سرعتی کامل برای ناحیه موردنظر با استفاده از آزمایش‌های متعدد مرز موهومی مناسبی برای مدل سرعتی استخراج شد که کیفیت مکان‌یابی را تا حد بسیار زیادی بهبود بخشید. علاوه بر موارد ذکر شده، استفاده از روش غیرخطی مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها امکان مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها را حتی با وجود پوشش نامناسب ایستگاهی فراهم می‌کند.

مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌های ناحیه ریگان براساس روش غیرخطی مشخص ساخت که دو زمین‌لرزه بزرگ این ناحیه به‌همراه پس‌لرزه‌های آنها می‌تواند به‌دلیل فعال شدن ادامه گسل کهورک رخ داده باشد. با توجه به نتایج ذکر شده به‌نظر می‌رسد که زمین‌لرزه اصلی $M_n = 6.5$ ریگان روی ادامه گسل کهورک که دارای انحراف به سمت گسل بم است به وقوع پیوسته باشد و با توجه به مقطع عمقی B-B' (شکل ۱۰-ب) دارای شیب نزدیک به عمود است. بررسی قرارگیری پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه اصلی ریگان و زمین‌لرزه دوم اصلی و همچنین پراکندگی پس‌لرزه‌های با بزرگای $M_n > 4.0$ نیز نشان‌دهنده احتمال به وقوع پیوستن زمین‌لرزه اصلی دوم و پس‌لرزه‌های آن روی ادامه گسل کهورک است.

با توجه به مشاهدات میدانی گروه لرزه‌زمین‌ساخت سازمان زمین‌شناسی کشوری و مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌ها با استفاده از داده‌های زمان رسید حاصل از استقرار یک شبکه محلی متراکم به مدت ۱۲ شبانه روز، (محسن پور و همکاران ۱۳۹۱) دو گسیختگی سطحی دارای آرایش نردبانی (Left Step) مشاهده شده است. نتایج حاصل از مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌های با بزرگای $M_n > 4$ (شکل ۹) در این تحقیق نیز دو روند خطی موازی نردبانی را نشان می‌دهد.

- Omori F., 1894, On the aftershocks of earthquakes: Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo, **7**, 111–200.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi., A. S., Paul, A., 2003, The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence: Geophys., DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02639.x.
- Tarantola, A., and Valette, B., 1982, Inverse problems = quest for information: J. 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. Seism. Soc. Am., **75**(3), 779-790.
- Utsu, T., 1961, A statistical study of the occurrence of aftershocks: Geophysical Magazine, **30**, 521–605.
- Utsu, T., Ogata, Y., and Matsu'ura, R. S., 1995, The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity: Journal of Physics of the Earth, **43**, 1–33.
- Zhao, B., Shi, Y., and Gao, Y., 2011, Relocation of aftershocks of the Wenchuan MS8.0 earthquake and its implication to seismotectonics: Earthquake Science (2011), **24**, 107–113.
- aftershock distribution of the Wenchuan M8.0 earthquake: Earthquake, **29**(1), 33–39.
- Huang, Y., Wu, J., Zhang, T., and Zhang, D., 2008, Relocation of the M8.0 Wenchuan earthquake and its aftershock sequence: Science in China (Series D), **51**(12), 1703–1711.
- Kisslinger, C., 1996, Aftershocks and fault-zone properties, Advances in Geophysics, **38**, 1–36.
- Lomax, A., and Curtis, A., 2001, Fast, probabilistic earthquake location in 3-D models using oct-tree importance sampling: Geophysics Research. Abstracts, **3**, 955.
- 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 with linear locations, in Advances in Seismic Event Location Thurber, C. H., and N. Rabinowitz (eds.): Kluwer, Amsterdam, 101-134.
- McGuire, J. J., Boettcher, M. S., Jordan, T. H., 2005, Foreshock sequences and short-term earthquake predictability on East Pacific Rise transform faults": Nature 434 (7032), 445–7. doi:10.1038/nature03377.
- Narteau, C., Shebalin, P., and Holschneider, M., 2002, Temporal limits of the power law aftershock decay rate: J. Geophys., **107**, Art. No. 2359.