



ISSN 2345 - 4997

# A Review of the March 11, 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Northeastern Japan

Javad Izadyar

Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan

izadyar@znu.ac.ir

---

**Article History:**

Revised: Apr 11, 2014

Received: Mar 31, 2014

Accepted: Apr 13, 2014

Reviewed: Apr 08, 2014

Published: Apr 14, 2014

---

**ABSTRACT**

At 14.46 of March 11, 2011, a giant earthquake with magnitude of 9 occurred in a wide area along the Pacific coast of Tohoku in northeast of Japan. The earthquake generated a huge tsunami and caused 15729 fatalities and 4539 missing in the Hokkaido, Tohoku and Kanto regions. Continuous GPS data revealed coastal subsidence as great as one meter along the coast of the Tohoku area. CMT solution of the earthquake shows a shallow dipping thrust mechanism with a strike parallel to the Japan trench, indicating an interplate earthquake associated with the subduction of the Pacific plate. Source process analysis using strong motion data of the earthquake indicated that the main fault has 450 km length and 150 km width and also showed that the rupture initiated from earthquake hypocenter and propagated towards both south and north directions.

**Keywords:** 2011 Tohoku Earthquake, Pacific, Phillipine and North America Plates, Japanese Islands.

---

**1. INTRODUCTION**

The Japanese islands are situated in the northwestern margin of the Pacific Ocean and surrounded by the

different plate boundaries (Fig. 1). Most of the plate boundaries are of the convergent types that are characterized by active crustal movement making geological complex structures.

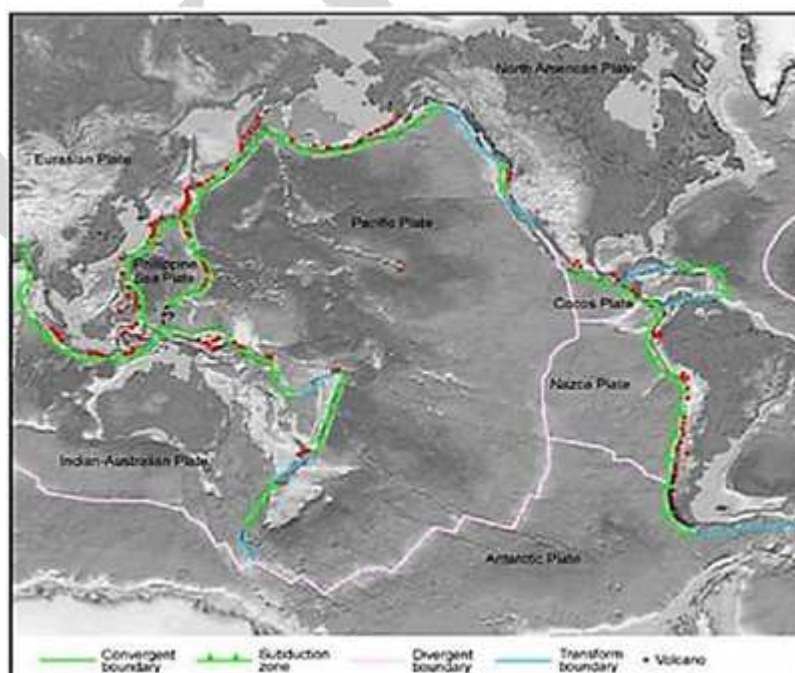


Fig 1. Japanese islands situated in the northwestern margin of the Pacific ocean (Nishiwaki, 2013).

In Japan, earthquakes very often occur in borders between plates. The distribution of epicenters in and around Japan is mostly related to subducting of the Pacific and Phillipine sea plates (Taira, 2001; Isozaki *et al.*, 2010). Deep-focus earthquakes caused by the subduction of the Pacific plate occur most frequently off the Pacific coast of northeastern Japan in which the depths of focuses constantly increase

with distance from the trenches (Fig. 2) (Taira, 2001; Isozaki *et al.*, 2010). In earthquakes related to the subduction of the Phillipine Sea plate, seismic activity is vigorous in southwestern Japan in which the depths of focuses are shallower than those of earthquakes related to the Pacific plate (Fig. 2).

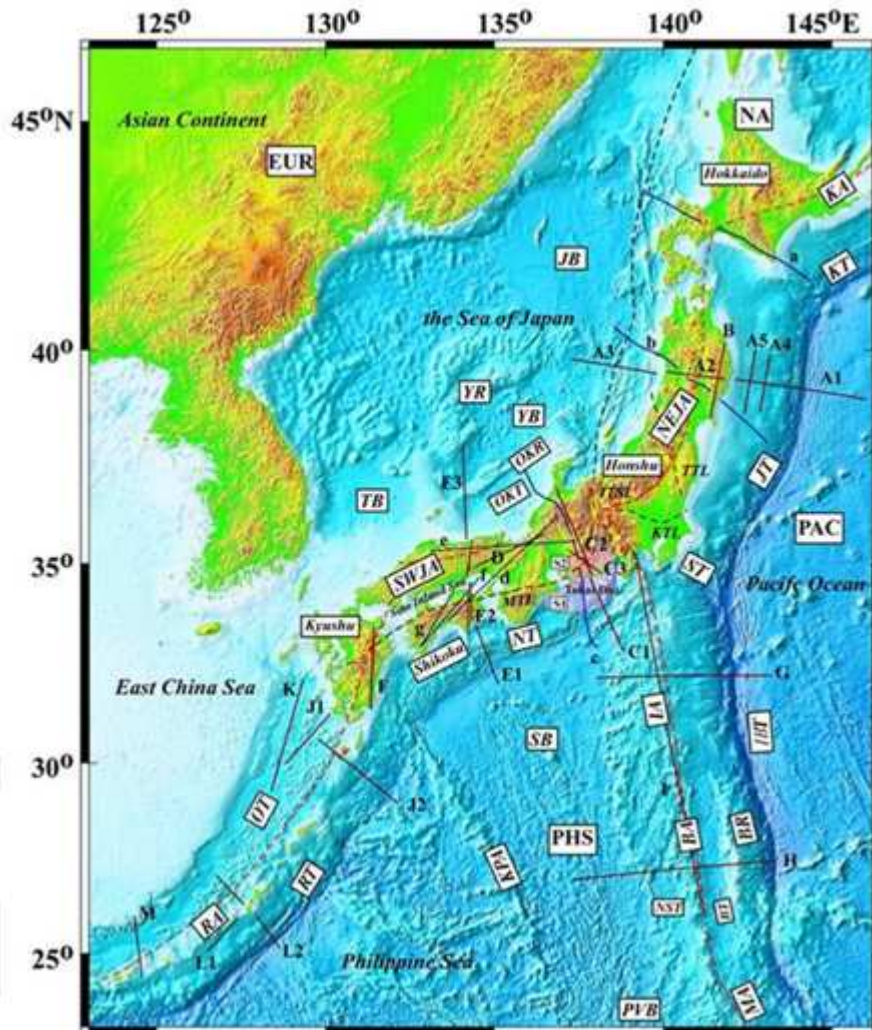


Fig 2. Tectonic map in and around Japan. EUR: Eurasia Plate. PAC: Pacific Plate. PHS: Philippine Sea Plate. NA: North America Plate. KT: Kuril Trench. KA: Kuril Arc. JT: Japan Trench. NEJA: NE Japan Arc. ST: Sagami Trough. NT: Nankai Trough. SWJA: SW Japan Arc. IBT: Izu-Bonin Trench. IA: Izu Arc. BR: Bonin Ridge. BA: Bonin Arc. KPR: Kyushu-Palau Ridge. RT: Ryukyu Trench. RA: Ryukyu Arc. OT: Okinawa Trough. JB: Japan Basin. YB: Yamato Basin. YR: Yamato Ridge. OKT: Oki Trough. OKR: Oki Ridge. TB: Tsubuima Basin. SB: Shikoku Basin. BT: Bonin Trough. NST: Nishinoshima Trough. Quaternary volcanic front is indicated by a red dash line. Brown dash lines show major tectonic lines. ISTL: Itoigawa-Shizuoka Tectonic line. TTL: Tanagura Tectonic line. KTL: Kanto Tectonic Line. MTL: Median Tectonic Line (Iwasaki *et al.*, 2013).

Shallow-focus earthquakes occur mainly on the landward side of trenches and around active volcanoes and faults. Shallow-focus earthquakes and relatively deep-focus earthquakes also occur off the western coast of northeastern Japan that is the boundary between the North American and the Eurasian plates (Taira, 2001; Isozaki *et al.*, 2010).

On March 11, 2011, an earthquake of magnitude 9, the largest earthquake in the history of seismic

observation in Japan and one of the largest recorded earthquake in earth planet, occurred off the Pacific coast of Tohoku in northeastern Japan and generated a huge tsunami and caused 15272 fatalities and 4539 missing (Okada, 2011).

Continuous GPS data indicated that the entire body of eastern Japan moved to the east and also revealed coastal subsidence as great as one meter along the coast of the Tohoku area. Associated with this

earthquake, nuclear reactors No. 1 through 4 at the Fukushima 1st Nuclear power plant got into the serious situation by considerable disability of cooling and confining functions (Okada, 2011). In this paper, the main characters of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake will be presented and possible source of the earthquake will be discussed.

## 2. THE STUDY AREA

### 2. 1. TECTONIC PLATES AND THEIR BOUNDARIES IN AND AROUND JAPAN

The Japanese islands have been independent of the Asian continent since the Sea of Japan started expanding 20 million years ago. Before the separation of the islands, the basement of Japan was formed in the margin of the Asian continent. The Japanese tectonic history can be divided into three different stages: a period of passive (Atlantic type) continental margin (700 to 500 million years ago), a period of active (Pacific type) continental margin (500 million years ago to 50 million years later) and a period of collision and assimilation to a continent (after 50 million years later) (Taira, 2001, Isozaki *et al.*, 2010). Pre-Neogene accretionary complexes and metamorphic rocks constitute the basement of the Japanese island arcs and covered with Neogene and Quaternary deposits and volcanic products. Accretionary complexes, regional metamorphic rocks and granites that were formed in a subduction zone

500 million years ago and later, compose more than 90% of the Japan basement rocks ( Taira, 2001, Nishiwaki, 2013). In the Japanese islands, the characteristics of accretionary complex are well preserved in southwest Japan. Accretionary complexes and their metamorphosed equivalents that are zonally distributed parallel to the Nankai trough, becoming younger towards the Pacific ocean (Ito *et al.*, 2009). It is thought that the tectonic framework of southwest Japan extends to the Nansei islands to the south of Kyushu (Ito *et al.*, 2009). The distribution pattern of basement rock units in northeast differs from southwest Japan that probably resulted from the change of the original tectonic structure during the formation of the sea of Japan in the Miocene time (Taira, 2001, Isozaki *et al.*, 2010). Therefore, the basement rock units in northeast and southwest of Japan are identical. In Hokkaido, the basement rocks have north-south distribution and it is thought that tectonic settings of this area are different from southwest and northeast Japan. The above facts show that the basement of Japan has been developed toward the outside trench in the subduction zone in the margin of the Asian continent for about 500 million years. The Japanese islands are in marginal areas of the Pacific, the Philippine sea, the north American and the Eurasian plates (Fig. 2). The Pacific plate descends underneath the north American plate along the Kuril and Japan trenches and underneath the Philippine sea plate along the Izu-Bonin trench (Figs. 2 and 3).

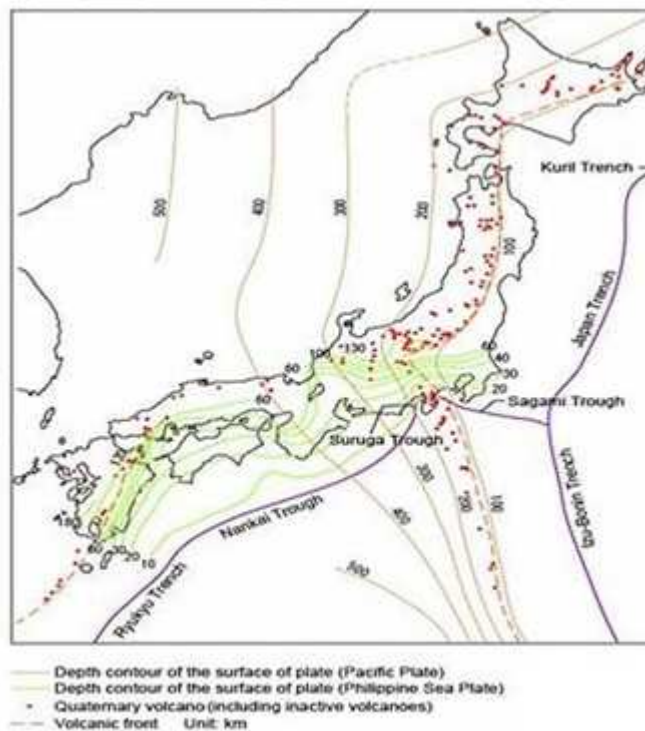


Fig 3. Depth contours of the surfaces of subducting plates around Japanes islands (Nishiwaki, 2013).

The Philippine sea plate descends beneath the Eurasian plate along the Suruga-Nankai troughs and

the Ryukyu trench (Figs. 2 and 3) (Taira, 2001; Isozaki *et al.*, 2010).

Figure 3 shows depth contours of the surfaces of the subducting Pacific and Philippine sea plates (Taira, 2001; Isozaki *et al.*, 2010).

The lines of the Pacific plate drawn parallel to the trenches at even intervals, indicate that the leading edge dives into the mantle at a constant angle. On the other hand, the lines of the Philippine sea plate are more complicated.

The contours in and around the Kii peninsula (central Honshu) take the form of S-shape, suggesting the flexure of the leading edge. The Philippine sea plate subducted along the Sagami trough is in contact with the leading edge of the Pacific plate (Taira, 2001; Isozaki *et al.*, 2010).

There exist several major tectonic lines within the NE Japan and SW Japan Arcs (Fig. 2) (Iwasaki *et al.*, 2013). The Itoigaea-Shizuoka Tectonic Line (ISTL), running with NS direction in Central Japan, is a major tectonic boundary and one of the most active fault systems.

According to Nakamura (1983), the plate boundary in the Sea of Japan is connected with the ISTL, separating the North American Plate from Eurasia (Amur) plate.

The Kanto Tectonic Line (KTL) is considered to separate the SW Japan Arc from the NE Japan Arc. A syntaxis by the ISTL and KTL has been formed by the collision of the Izu-Bonin-Mariana (IBM) Arc against the SW Japan Arc since the middle Miocene. The Median Tectonic Line (MTL) is the most prominent active fault with EW strike in SW Japan, dividing the SW Japan Arc into the Inner (northern side) and the Outer (southern side) Zones (Ito *et al.*, 2009).

The Outer Zone is composed of Jurassic-Miocene accretionary complexes, whose northernmost part was affected by high P/T metamorphism (the Sambagawa Belt). The Inner Zone consists of geological units with older ages (180-2,000 Ma) (Isozaki and Maruyama, 1991), a part of which experienced heavy granitic intrusion at the time of Cretaceous.

From the central to eastern parts of Hokkaido, another arc-arc collision zone is ongoing. Since Miocene, the Kuril Forearc, now occupying the southernmost part of eastern Hokkaido, has been collided against the western Hokkaido (the NE Japan Arc).

Off the southern part of central Honshu, the Japan Trench, Sagami Trough and Izu-Bonin Trough meet together forming a triple junction to produce complex structures. The Izu-Bonin-Mariana (IBM) Arc, 2,800 km in length, has been formed in an intraoceanic convergent margin in contrast with the NE Japan and SW Japan Arcs built on the continental crust.

The initial subduction along the Izu-Bonin and Mariana Trenches started at 50-40 Ma, forming a proto-type IBM Arc.

By the first rifting occurring in 30-15 Ma, the Kyushu-Palau Ridge was separated to the west to open the Parece-Vela and Shikoku Basins. The northernmost part of the Izu Arc began to collide against Honshu by the initiation of subduction along the Nankai Trough at 15Ma.

The second rifting started after 10 Ma in the southern part of the IBM Arc, which is responsible to form the Mariana-back arc basin. The northern Izu Arc, on the other hand, has evolved as an unrifted arc (Iwasaki *et al.*, 2013).

The Ryukyu Arc, extending from Kyushu to Taiwan, consists of a nonvolcanic outer arc and a volcanic arc.

Behind the Ryukyu Arc, there exists a backarc basin of the Okinawa Trough. The initiation of rifting of this basin is dated late Miocene (Letouzey and Kimura, 1985) or early Pleiocene (Park *et al.*, 1998). It is considered that the middle and southern Okinawa Trough is in a more advanced stage of backarc spreading than further north.

Namely, the backarc spreading phase started very recently in the southern Okinawa Trough, while the northern Okinawa Trough is in a stage of the crustal thinning (Iwasaki *et al.*, 2013).

### 3. RESULTS AND DISCUSSION

#### 3.1. EARTHQUAKE DATA

Main shock of the earthquake occurred at 14:46 of March 11, 2011 (JST) (Japan time). Seismic intensity of 7 in JMA (Japan Meteorological Agency) scale was recorded at Kurihara city, Miyagi prefecture, and intensity of 6+ or 6- were observed in wide area along Pacific region ranging from Iwate prefecture to Ibaraki prefecture (Fig. 4)(Okada, 2011).

Peak ground acceleration of 2,933gal (composite of three components) was observed at Kurihara city. It was the third time that intensity of 7 was recorded in Japan following the 1995 Kobe earthquake (M 7.3) and 2004 mid-Niigata earthquake (M 6.8).

JMA named this earthquake “2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake”. Hypocenter of the earthquake locates off Sanriku at 130 km ESE of Oshika peninsula with the focal depth of 24 km (Fig. 4).

Magnitude of the earthquake was finally determined as 9.0 in March 13 with a WNW-ESE direction as shown in the inset of Fig. 4 (Okada, 2011). Fig. 5 shows the seismic activity of the main shock and aftershocks of magnitude 5 or larger which occurred in a week since March 11.

A red circle at off Miyagi prefecture denotes the hypocenter of the main shock, while orange and yellow circles show M 7-class and M 6-class aftershocks, respectively (Okada, 2011).

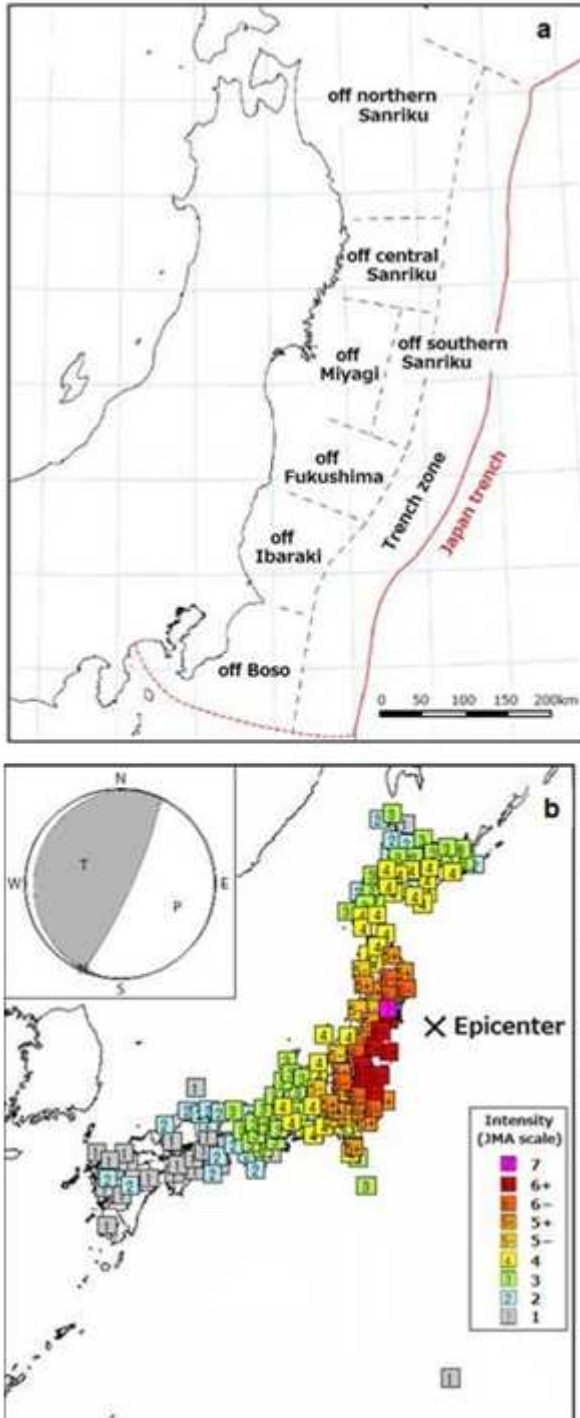


Fig 4. (a) Division of the region off the Pacific coast of the northeastern Japan. (b) Intensity distribution and CMT solution of 2011 of the Pacific coast of Tohoku (Okada, 2011).

Aftershocks are concentrated within a region of 500 km in NS and 200 km in EW ranging from offshore of Iwate prefecture to offshore of Ibaraki prefecture.

The main shock of M 9.0 started rupturing from the point of red circle and propagated northward to reach offshore of the Iwate prefecture, and southward to reach offshore of the Ibaraki prefecture to form a great cut surface.

Temporal-spatial distribution of the aftershocks shows the change in hourly number of the earthquakes which recorded intensity 4 or larger. A series of M 7-class events, M 7.4, M 7.7, and M 7.5 were successively generated within 20 to 40 minutes after the main shock, but no M 7-class event occurred thereafter. The number of M 6-class earthquakes was 52 and the number of the events with intensity 4 or larger was 64 in the period of 11 days after the main shock.

Two days before the main shock, an earthquake of M 7.3 took place off the Sanriku coast at 11:45, March 9. It accompanied active aftershocks including a M 6.8 event of the next day. These events were located just north of the 2011 off Pacific coast of Tohoku earthquake implying the foreshock of this huge event as a result.

However, since the earthquake of M 7.3 is sufficiently large one by itself, no one could imagine that this event links to the coming huge earthquake (Okada, 2011).

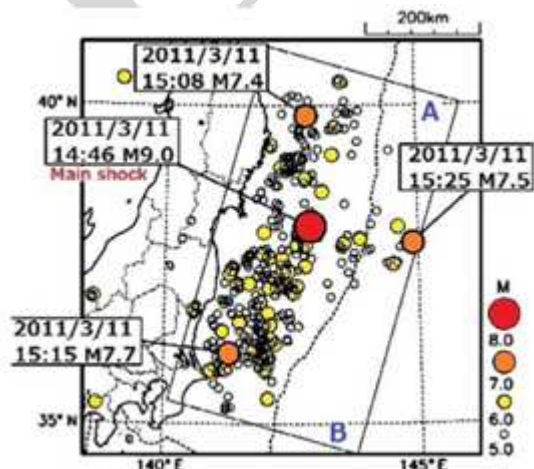


Fig 5. Distribution of the main shock and aftershocks of M 5 or larger which occurred in the period March 11 to March 18, 2011 (Okada, 2011).

Huge earthquake of M 9.0 brought enormous crustal deformation on eastern Japan. Fig. 6 shows displacement field caused by this earthquake detected by GPS network of the Geospatial Information Authority of Japan (GIAJ, 2011). Taking the fixed point at Misumi city in Shimane prefecture, Pacific side of eastern Japan moved several meters to

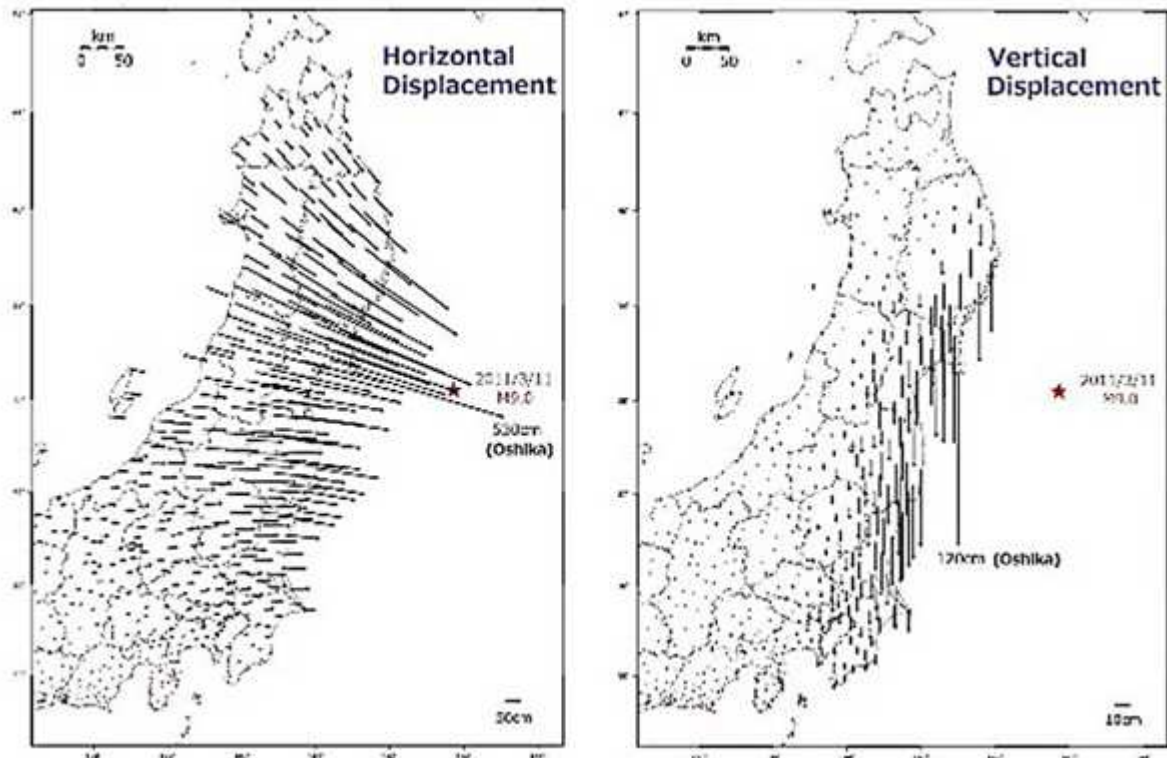


Fig 6. Crustal deformation associated to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (GIAJ, 2011).

E-SE direction. Displacement of 4.4 m was observed at Shizugawa, Minami-Sanriku town in Miyagi prefecture, and the largest displacement of 5.3 m was detected at Oshika city, while displacement at Japan sea side was around 1m causing a large extensional field in the eastern Japan.

On the other hand, as to the vertical displacement, subsidence of several tens centimeters was detected in wide area along Pacific coast region. Subsidence of 75 cm was observed at Shizugawa, and the largest subsidence of 120 cm was detected at Oshika.

Such a subsidence makes sea water brought by tsunami difficult to drain back (Okada, 2011). According to Figure 6, even Tokyo looks to move eastward by around 10 cm and subsides around 5cm.

It is usual that an inter-plate earthquake occurred at trench region accompanies tsunami. In Japan, large tsunami attacked the Pacific coast ranging from Hokkaido to Okinawa and the tsunami was also observed at the coast of the Japan sea, the Okhotsk sea, and the east China sea.

The tsunami also propagated to the coast of Hawaii, northern and southern America continents, and the Pacific countries.

At Kamaishi, Ishinomaki, and Ofunato, the first arrival of tsunami was at 14:46, that means the tsunami reached to these coastal cities at the same time of the earthquake occurrence (Fujii *et al.*, 2011).

#### 4. CONCLUSION

CMT solution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake show a thrust type model with a pressure axis in WNW-ESE direction (Fig. 7). This means that the earthquake was generated as a typical inter-plate earthquake which is caused by the rebound of a continental plate (North American plate) against a subducting oceanic plate (Pacific plate) at Japan trench (Fig. 7) (Okada, 2011).

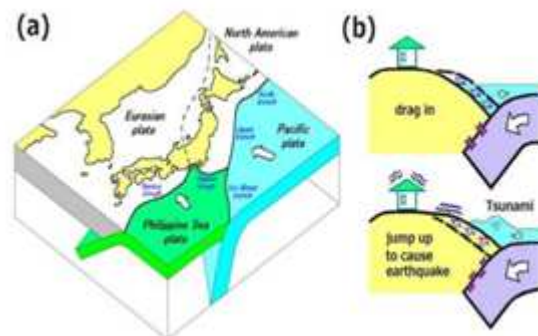


Fig 7. (a) Plate configuration around Japan. (b). Mechanism of interplate earthquake (Okada, 2011).

In Figure 4, the hypocenter was shown as a cross-mark. But gigantic energy of M 9.0 earthquake was never radiated only from this point. The rupture initiated from a hypocenter spreads with a speed of 3-4 km/s to make a planar cut surface. The area of this surface called as “fault surface” and the amount of

offset determines the magnitude of the earthquake (Okada, 2011).

Also, Meteorological Research Institute (MRI) of Japan Meteorological Agency (JMA) analyzed source process of the event using strong motion records of 18 stations (Fig. 8) in Tohoku and Kanto areas (Yoshida *et al.*, 2011). This study show that the main rupture was located in the north-east of the

rupture starting point (shallower side of the hypocenter), and maximum slip amounted to about 25 m and the size of the main fault was 450 km in length and 150 km in width. They also show that the rupture gradually extended near the hypocenter and propagated towards both south and north directions. Therefore it can be concluded that the fault plane is parallel to the surface of the subducting

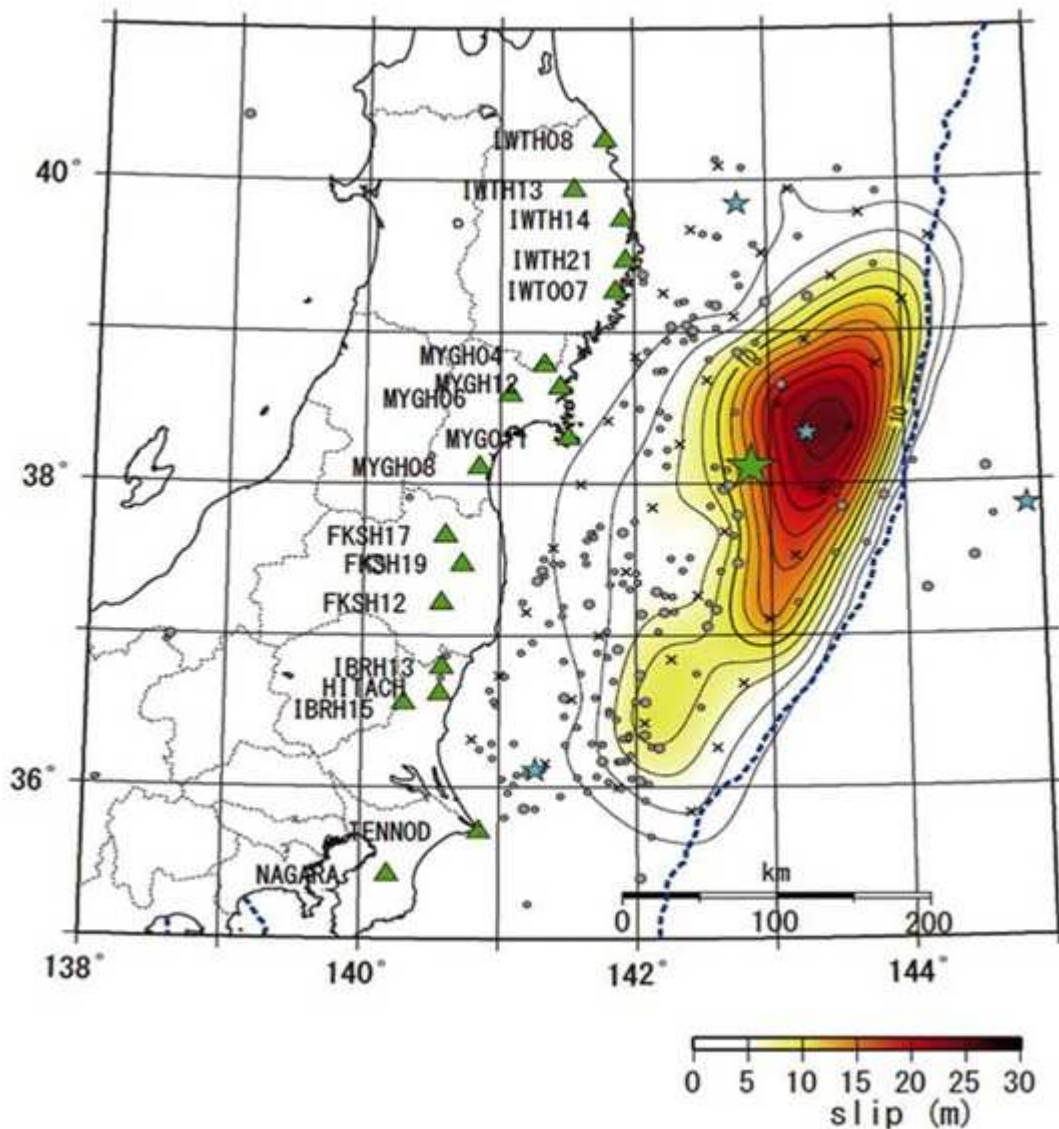


Fig 8. Slip distribution on the fault estimated from source process analysis (Yoshida *et al.*, 2011).

plate, and the starting point of the rupture is at the hypocenter determined by JMA (latitude: 38.1deg, longitude: 142.9deg). Rupture of the main shock started from the hypocenter, propagated to off the coast of Iwate prefecture in north and to off the coast of Ibaraki prefecture in south.

## REFERENCES

Fujii, Y., Stake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T., (2011) Tsunami source of the 2011 off the pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth Planets Space*, 63, 815-820.

XXVIII

Geospatial Information Authority of Japan (GIAJ), The 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake. (2013) *Coseismic Slip Distribution Model, 2013*, [online], Available: <http://www.gsi.jp> (2013, March 11).

Isozaki, y., Aoki K., Nakama, T. and Yanai, S., (2010) New Insight Into A Subduction-Related Orogen. *A Reappraisal Of The Geotectonic Framework And Evolution of the Japanese Islands*, *Gondwana Research*, 18, 82-105.

Isozaki, Y. and Maruyama, S., (1991) Studies on orogeny based on plate tectonics in japan and new geotectonic subdivision of Japanese islands. *Journal of Geology*, 100, 697-761.

Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Hrder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T., (2009) Crustal Structure of Southwest Japan, Revealed by the Integrated Seismic Experiment of Southwest Japan. *Tectonophysics*, 472, 124-134.

Iwasaki, T., Levin, V., Nikulin, A. and Idaka, T., (2013) Constructions on the Moho in Japan and Kamchatka. *Tectonophysics*, 609, 184-201.

Letouzey, J. and Kimura, M., (1985) Okinawa Trough Genesis: Structure and Evolution of the Back-Arc Basin Developed in a Continent. *Marine and Petroleum Geology*, 2, 111-130.

Nakamura, K., (1983) Possible nascent trench along the eastern japan sea as the convergent boundary between eurasian and north american plates. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 58, 711-722, (in Japanese with English abstract).

Nishiwaki, H. (2013) *Introduction to the landforms and geology of Japan*. [online], Available: <http://www.glgarcs.net> [2013, March 11].

Okada, Y. (2011) *Preliminary report of the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake*, [online], Available: <http://www.bosai.go.jp> (2013, March 11).

Park, J.O., Tokuyama, H., Shinohara, M., Suyehiro, K. and Taira, A., (1998) Seismic Record of Tectonic Evolution and Backarc Rifting in the Southern Ryukyu Island Arc System. *Tectonophysics*, 294, 21-42.

Taira, A., (2001) Tectonic Evolution of the Japanese Island Arc System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 109-134.

Yoshida, Y., Ueno, H., Muto, D. and Aoki, S., (2011) Source process of the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data. *Earth Planets Space*, 63, 565-5698.







ISSN 2345 - 4997

## The Study on Great Earthquake Predictability by Using to Fibo-Fractal Analysis (Seismic Events in NW of Saravan)

Reza Mehrnia

Department of Geology, Payam Noor University (PNU), Qazvin, Iran.

r\_mehrnia@pnu.ac.ir

<b>Article History:</b>	Received: Mar 29, 2014	Reviewed: Apr 08, 2014
Revised: Apr 11, 2014	Accepted: Apr 13, 2014	Published: Apr 14, 2014

### ABSTRACT

Using fractal equations within an integrative algorithm of Fibonacci sequences is a new approach toward spatial prediction of great earthquakes with emphasized investigations on earthquake catalogue in north east of Saravan (1929-2013) and potentials by this research. Analytical results indicate growing up of self-similarities due to a magnitude geostatistical interpolation. Therefore, the fractal dimension of magnitude-area power law function is in coincidence with Golden Ratio influences (1.618). It means that the focal mechanism of Saravan great earthquake (M: 7.7, 16 April 2013) had close relation with pre-seismic parameters including co-appearances of self-similarities, variation of fractal dimensions and relative stability of Fibonacci ratios that are introduced to facilities of current research technique for great earthquakes prediction.

**Keywords:** Earthquake Prediction, Fibonacci, Fractal, Saravan.

## بررسی توانایی پیش‌بینی زلزله‌های بزرگ با استفاده از روش تحلیل فیبوفراکتالی (رویدادهای لرزه‌ای شمال باختری سراوان)

سید رضا مهرنیا

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، قزوین (r\_mehrnia@pnu.ac.ir)

تاریخ داوری: ۱۳۹۳/۱/۱۹	تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱/۰۹	تاریخچه انتشار مقاله
تاریخ انتشار: ۱۳۹۳/۱/۲۵	تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱/۲۴	تاریخ اصلاحات: ۱۳۹۳/۱/۲۲

### چکیده

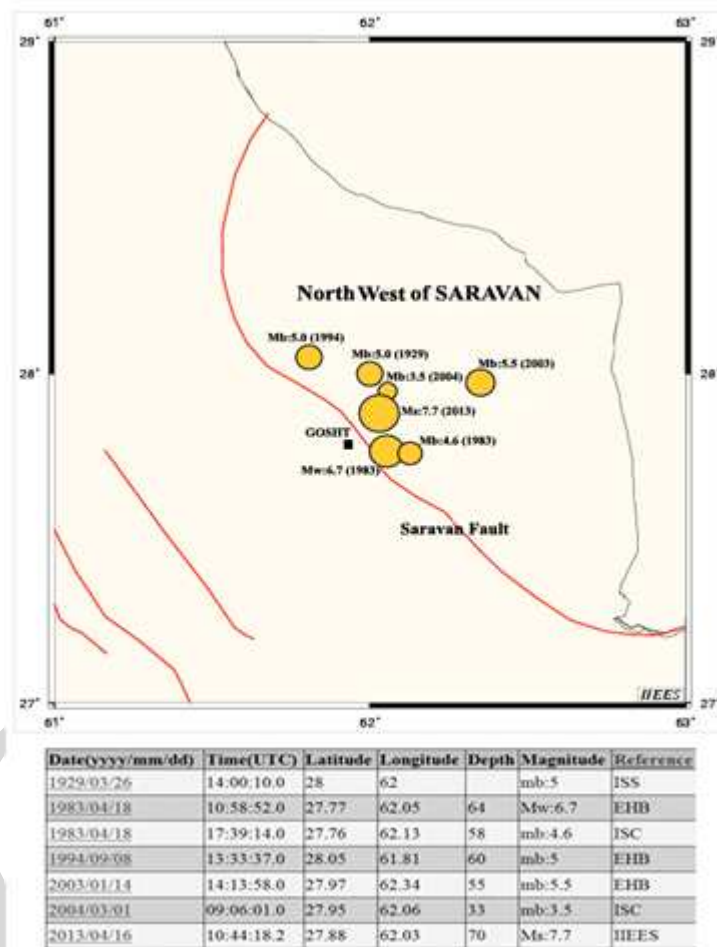
استفاده از معادلات فرکتال و تلفیق نتایج آن با الگوریتم سری فیبوناچی، رهیافت جدیدی برای پیش‌بینی مکان زمین لرزه‌های بزرگ است که در ذیل این تحقیق و با تأکید بر کاتالوگ زلزله‌های تاریخی شمال باختری سراوان (بازه زمانی ۱۳۰۱-۱۹۲۹ م)، امکان شناسایی مناطق مستعد لرزه‌ای را فراهم می‌نماید. نتایج تحلیل‌های به عمل آمده مؤید افزایش مؤلفه‌های متناظر در خلال درون‌یابی تغییرات بزرگ‌ها به روش‌های زمین آماری بوده و بُعد فرکتالی حاصل از تابع لگاریتمی بزرگ-مساحت با برد تصاعدی منجر به نسبت طلایی ۱/۶۱۸ مطابقت دارد. بدین ترتیب زلزله بیست و هفتم فروردین ماه ۱۳۹۲ سراوان (M: 7.7) از دیدگاه همیاقی کمیت‌های متناظر، تغییرات بُعد فرکتال و پایش نسبی سری فیبوناچی بررسی گردیده و در ادامه برخی از توانمندی‌های روش تحقیق به منظور بررسی احتمال پیش‌بینی رویدادهای آتی معرفی شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** پیش‌بینی زلزله، سراوان، فرکتال، فیبوناچی.

## ۱. مقدمه

بلوک شرقی ایران و منطقه فرورانش مکران - پوسته عربی ثبت گردیده است. در شکل (۱) رومرکز زلزله‌های تاریخی سراوان به همراه جدول کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی ۱۹۲۹ تا ۲۰۱۳ میلادی (با بزرگای بیش از ۲/۵) مشخص شده‌اند.

کانون زمین‌لرزه ۱۳۹۲/۰۱/۲۷ سراوان با بزرگای ۷/۷ در عمق ۷۰ کیلومتری و در فاصله ۱۲ کیلومتری شهر گشت از توابع سیستان و بلوچستان قرار دارد. ارتعاشات لرزه‌ای این رویداد بر اساس گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (اسلامی و همکاران، ۱۳۹۲)، در بخش‌های وسیعی از



شکل ۱. رومرکز رویدادهای لرزه‌ای شمال باختری سراوان بر اساس کاتالوگ زلزله‌های شرق ایران (اسلامی و همکاران، ۱۳۹۲)

در پی آن شاهد فعالیت‌های پس‌لرزه‌ای متعدد با پیدایش مراکز لرزه‌ای نیمه عمیق (۳۰ تا ۵۰ کیلومتر) هستیم (Yamini, Fard and Hatzfeld, 2008).

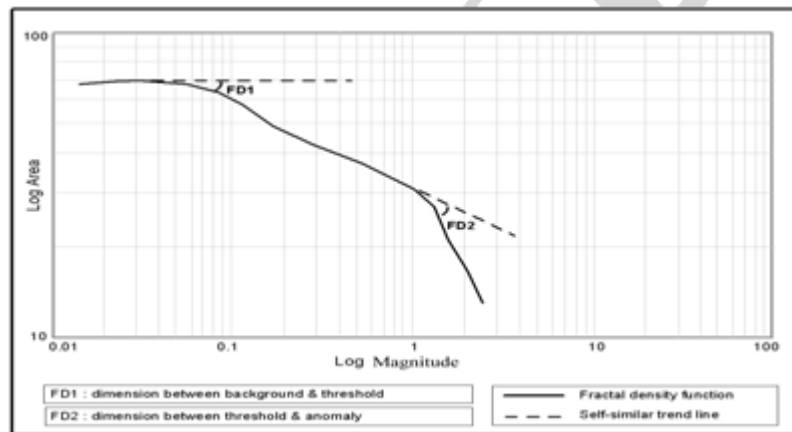
## ۲. مواد و روش‌ها

## ۲.۱. رابطه توابع فرکتال با سری تصاعدی فیبوناچی

توابع فرکتال برگرفته از روابط نسبی - نمایی بین دو متغیر ناحیه‌ای با برد تصادفی پیوسته هستند که در مختصات

چنانچه ملاحظه می‌گردد، اغلب زلزله‌های این منطقه فاقد پیش‌لرزه بوده و برای رویداد فروردین ماه ۱۳۹۲ نیز پیش‌لرزه مشخصی ثبت نگردیده است. کانون زلزله اخیر سراوان در عمق ۷۰ کیلومتری قرار گرفته که از نظر ژئودینامیکی با سازوکار جابه‌جایی خرده قاره‌ها (در ایران مرکزی) و کنش‌های حرکتی منسوب به صفحه شرقی فلات ایران در ارتباط است (آقانباتی، ۱۳۸۳). عمق و بزرگای کانون اصلی زلزله، موجبات باز احیایی حرکات پوسته را فراهم نمود که

چنانچه ملاحظه می‌گردد رابطه‌ی نمایشی بزرگا-مساحت پس از درج مختصات لگاریتمی به تابع خط با ضرایب متفاوت تبدیل می‌شود (مندلبروت، ۲۰۰۵). شکل (۲) نمونه‌ای از توابع چند فرکتالی را بر حسب تغییرات بُعد آنها (ضرایب  $\beta_1$  و  $\beta_2$ ) نشان داده است. در این تابع، مؤلفه‌های متناظر به صورت نقاط هم استقامت (کمینه تغییرات  $\beta$ ) و در قالب جوامع فرکتال منظور شده‌اند. لذا امکان تفکیک بی‌هنجاری‌ها (تغییرات بزرگا) بر حسب الگوی توزیع مؤلفه‌های متناظر (تغییر محسوس در ضریب خط فرکتال) فراهم می‌گردد که در مقایسه با روش‌های کلاسیک (محاسبه شاخص‌های مرکزی و پراکندگی)، از قدرت تفکیک بیشتری برای دستیابی به مؤلفه‌های مستقل از مقیاس برخوردار است.



شکل ۲. شکل کلی توابع چند فرکتالی حاصل از تغییرات ضریب خط معادله بزرگا-مساحت در مقیاس لگاریتمی (رابطه ۱)

فرکتال افزاز می‌گردند. در سطح توزیع براونی، شاهد افزایش روند خودساماندهی مؤلفه‌های متناظر هستیم؛ بنابراین فرایند تکوین پدیده‌های علوم زمین (مانند شکل‌گیری کانون زمین‌لرزه‌ها) دارای خط منظر معینی است که از آن به عنوان افق رویداد پدیده نام برده می‌شود. نقاط اکسترم این منظر با استفاده از تغییرات بُعد فرکتال (بزرگتر از ۲، کوچکتر از ۳) تعیین می‌گردد. برای مقادیر کوچکتر از ۲ و بزرگتر از ۳، به ترتیب با الگوی توزیع خطی و شرایط آشونناک هر پدیده مواجه می‌شویم که از دیدگاه نظری فاقد معیاری‌های لازم برای دستیابی و حل معادلات فرکتال هستند (Mandelbrot 2005). سری فیوناچی، دارای توابع نامتناهی از مجموعه

لگاریتمی بصورت تابع خط درجه اول بیان می‌گردند (مندلبروت، ۲۰۰۵). بر اساس تحقیقات به عمل آمده (تورکت، ۲۰۰۷)، تغییرات پر بندی بزرگا در مقابل سطح توزیع بزرگا از نوع روابط نمایشی بوده و معادله فرکتالی آن به صورت زیر بیان می‌گردد.

$$\log Area (M \geq m) = b \log (M \geq m) \quad (1)$$

در رابطه (۱)، منظور از  $\log Area (M \geq m)$  سطح محصور به دست آمده از تغییرات بزرگا (به روش کریگینگ) است. ضریب  $\beta$  بیانگر بعد فرکتال<sup>۱</sup> و جمله  $(M \geq m)$  معرف تغییرات پر بندی بزرگا می‌باشد.

بر اساس پیشنهاد مارک و آرونسون (۱۹۸۴) و ذیل بررسی‌های به عمل آمده توسط مهرنیا و همکاران (۱۳۹۱)، افق رویداد کمیت‌های متناظر از توزیع سطح براونی (بُعد فرکتال بزرگتر از ۲) تبعیت می‌نماید (Mark and Aronson 1984). توزیع براونی در اغلب پدیده‌های علوم زمین مشاهده گردیده و نمودی از حاکمیت فرآیندهای غیرخطی (نااقلیدسی) در حاشیه محیط‌های آشونناک است. در رابطه (۱)، مکان هندسی توزیع براونی با افزایش خواص خود تشابهی (کمیت بزرگا) در ناحیه اثر رو مرکز زلزله‌های تاریخی متناسب است. بنابراین با درونیابی تغییرات بزرگا و تعیین سطح محصور آنها در محیط GIS، کمیت‌های لازم برای دستیابی به تابع چگالی

توزیع آنها در واحد سطح براونی با دستیابی به عدد  $1/618$  و تثبیت آن در حاشیه محیط‌های آشوبناک (قلمرو توابع فرکتال) متناسب است (کلاسی، ۲۰۱۱). در عمل با به کارگیری روش فیبوناچی (رابطه ۳) و تلفیق آن با نتایج فرکتال (رابطه ۱)، پراکنش غیرخطی بزرگا ارزیابی گردیده و سازوکار شکل‌گیری مؤلفه‌های خود سامانده به منظور تعیین سطح توزیع براونی و بررسی احتمال رویدادهای آتی مطالعه می‌شود.

### ۳. بحث و نتایج

فرآیند تلفیق مکانی اطلاعات لرزه‌ای سراوان با استنتاج از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های این منطقه (شکل ۱) و پیش‌داوری مبتنی بر پایگاه داده‌های مکانی به عمل آمده است. در گام نخست، مقادیر بزرگا (بر حسب Mw) با استفاده از امکانات نرم افزار Arc-GIS درون‌یابی گردیده و نقشه پربندی مورد نظر به منظور ایجاد پیوستگی در متغیرهای ناحیه‌ای و شناسایی توزیع سطحی زلزله‌ها مطابق شکل (۳) ارائه شده است.

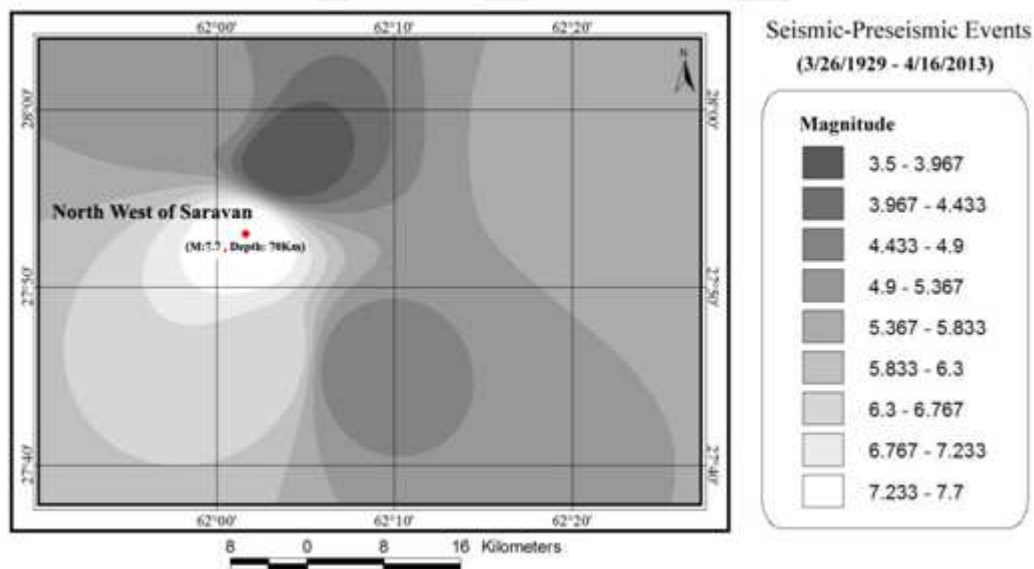
اعداد حقیقی است که بصورت تصاعدی و با استفاده از رابطه زیر برای کمیت دلخواه  $X$  با مرتبه توزیع  $n$  محاسبه می‌گردد.

$$Fibonacci Sequence = X_{n+1} + X_n \quad (2)$$

به جز گام‌های نخست این سری تصاعدی (توالی‌های اول تا چهارم)، در سایر سری‌های متوالی رابطه نسبت طلایی<sup>۱</sup> برقرار است.

$$For n > 4: Golden Ratio = \frac{X_{n+1}}{X_n} = 1/618 \quad (3)$$

بنابراین در سری نامتناهی فیبوناچی (رابطه ۲)، خارج قسمت دو کمیت متوالی  $X_n$  و  $X_{n+1}$  به شرط  $n > 4$  مقدار ثابتی است که تقریباً معادل  $1/618$  بوده و "نسبت طلایی فیبوناچی" نامیده می‌شود (گابریل، ۲۰۱۰، کلاسی، ۲۰۱۱). این توالی رمز پیدایش بسیاری از پدیده‌های علوم زمین است که از آن جمله می‌توان به فرآیند تفریق ماگما، تجمع کانی‌ها، توزیع آبراهه‌ها، پیدایش گسل‌ها و تشکیل کانون‌های لرزه‌ای اشاره نمود. طبق یک قاعده کلی، ظهور کمیت‌های متناظر و تداوم



شکل ۳. نقشه پربندی حاصل از درون‌یابی تغییرات بزرگا به روش کریجینگ (منبع: کاتالوگ زلزله‌های شمال باختری سراوان)

سامانه تحلیلی مکانی محاسبه شده‌اند تا امکان دستیابی به کمیت‌های معادله بزرگا-مساحت (رابطه ۱) فراهم شود. در جدول (۱)، اطلاعات لرزه‌ای ناحیه مورد مطالعه با اولویت بررسی زلزله ۲۷ فروردین ۱۳۹۲ خورشیدی درج گردیده

نقشه پربندی شکل (۳)، دارای اطلاعات پایه جهت دستیابی به آماره‌های توپولوژیکی مورد نیاز است. این مؤلفه‌ها شامل مقادیر اکسترمم، میانگین و دامنه تغییرات بزرگا می‌باشد که به همراه سطح محصور متناسب با گرادیان‌های لرزه‌ای توسط

است. بر اساس مندرجات این جدول، حدود جوامع زمینه‌ای (بزرگای ۵/۲ و بالاتر)، آستانه‌ای (بزرگای ۵/۲ تا ۶/۴) و بی‌هنجاری (بزرگای ۶/۴ و بالاتر) بر حسب تغییرات سطح تراکمی رویدادها<sup>۱</sup> تفکیک شده‌اند.

**جدول ۱.** کمیت‌های مرتبط با تابع فرکتالی بزرگا-مساحت بر اساس گرادیان‌های لرزه‌ای شکل ۲ (کاتالوگ زلزله‌های سراوان)

Classes	Area	Cum-Area	Magnitude	Log Cum-Area	Log Magnitude	FD	Seismic Population
1	0.0042	0.2903	3.5861	-0.537152964	0.554622396	1.32	Background
2	0.0028	0.2861	3.8512	-0.543482142	0.585596073		
3	0.0033	0.2833	4.088	-0.547753425	0.611510887		
4	0.0045	0.28	4.3238	-0.552841969	0.635865597		
5	0.0109	0.2755	4.5829	-0.559878397	0.661140381		
6	0.0178	0.2646	4.788	-0.57741016	0.680154142		
7	0.0398	0.2468	5.0221	-0.607654845	0.700885356		
8	0.0455	0.207	5.2561	-0.684029655	0.720663619		
9	0.0766	0.1615	5.4644	-0.791827473	0.737542483	2.06	Threshold
10	0.0062	0.0849	5.7161	-1.07109231	0.757099818		
11	0.007	0.0787	5.9557	-1.104025268	0.774932813		
12	0.0238	0.0717	6.1963	-1.144480844	0.792132436		
13	0.0179	0.0479	6.4078	-1.319664487	0.806708948	1.69	Anomaly
14	0.0158	0.03	6.6465	-1.522878745	0.822593009		
15	0.0041	0.0142	6.8715	-1.847711656	0.837051551		
16	0.0028	0.0101	7.1131	-1.995678626	0.852058914		
17	0.0026	0.0073	7.3512	-2.13667714	0.866358239		
18	0.0047	0.0047	7.6162	-2.327902142	0.88173834		

جدول (۲) نتایج محاسبات فیوناچی را با در نظر گرفتن خواص خودساماندهی مؤلفه‌های بزرگا و مساحت نشان داده است. با محاسبه نسبت طلایی مقادیر بزرگا و مساحت امکان بررسی و استنتاج توزیع پذیری غیرخطی کمیت‌ها و توانایی پیش‌بینی آنها در خلال رویدادهای پس‌لرزه‌ای فراهم می‌گردد.

با توجه به تغییرات بعد فرکتال، جوامع زمینه‌ای و بی‌هنجاری دارای مؤلفه‌های متناظر با توزیع خطی بوده و جامعه آستانه‌ای با بیشینه بعد فرکتال ۲/۰۶، از توزیع سطحی با ویژگی برآونی برخوردار است. زلزله اخیر سراوان متعلق به جامعه بی‌هنجاری است اما در مقایسه با تغییرات حدود آستانه‌ای، از مؤلفه‌های متناظر کمتری برخوردار است.

مرحله تلفیق فیو فرکتالی شامل ادغام نتایج توزیع فرکتال (تابع بزرگا - مساحت) با سری اعداد فیوناچی است که برای دستیابی به این مهم از دو کمیت بزرگا و سطح تراکمی متناسب با تغییرات بزرگا برای حل رابطه (۲) و تقریب نسبت ۱/۶۱۸ استفاده شده است.

جدول ۱. تلفیق سری فیبوناچی با کمیت‌های فرکتالی مستخرج از جدول (۲) برای تحلیل مکانی زلزله‌های سراوان (۲۰۱۳-۱۹۲۹)

No	Area	Cum-Area	Mag.	Fibo - Fractal Analysis				Integrative Results			
				Golden Ratio Calculations		Fractal Considerations		Nonlinearity		Predictability	
				GR-Mag.	GR-Area	Population	Similarities	Mag.	Area	Mag.	Area
1	0.0042	0.2903	3.5861	1.646924319	1.985532208	Background	Linear	Low	Low	Low	
2	0.0028	0.2861	3.8512	1.634487329	1.990213212						
3	0.0033	0.2833	4.088	1.630681018	1.988351571						
4	0.0045	0.28	4.3238	1.632924141	1.983928571						
5	0.0109	0.2755	4.5829	1.617753322	1.960435572						
6	0.0178	0.2646	4.788	1.621893066	1.932728647						
7	0.0398	0.2468	5.0221	1.619594054	1.838735818						
8	0.0455	0.207	5.2561	1.612630144	1.780193237	Threshold	Brownian	High	Moderate	Low	
9	0.0766	0.1615	5.4644	1.619061782	1.525696594						
10	0.0062	0.0849	5.7161	1.614916691	1.926972909						
11	0.007	0.0787	5.9557	1.613398274	1.911054638						
12	0.0238	0.0717	6.1963	1.607133273	1.668061367	Anomaly	Linear	Low	Low	Moderate	
13	0.0179	0.0479	6.4078	1.610251475	1.626304802						
14	0.0158	0.03	6.6465	1.606852404	1.473333333						
15	0.0041	0.0142	6.8715	1.608159718	1.711267606						
16	0.0028	0.0101	7.1131	1.60647345	1.722772277						
17	0.0026	0.0073	7.3512	1.609048536	1.643835616						
18	0.0047	0.0047	7.6162	Not Valid	Not Valid						

#### ۴. نتیجه‌گیری

طبق مندرجات جداول (۱) و (۲)، رویدادهای لرزه‌های منطقه مورد مطالعه از توزیع غیرخطی با مؤلفه‌های خودسامانده برخوردارند که اغلب آنها فاقد پیش‌لرزه‌های معین بوده و با کمبود یا نبود فعالیت‌های پس‌لرزه‌های شناسایی می‌گردند.

این تحقیق، رومرکز زلزله‌های تاریخی مرتبط با گسل سراوان را در فاصله ۳۰ کیلومتر از کانون زمین‌لرزه فروردین ۱۳۹۲ بررسی نموده و با استفاده از رابطه (۱)، تابع تغییرات بزرگا بر حسب تغییر سطح محصور تراکمی محاسبه شده است. توزیع داده‌های لرزه‌ای بیانگر رفتار غیرخطی آنها در غالب کمیت‌های مستقل از مقیاس است که به دلیل تعدد نقاط هم‌استقامت و تغییرات بعد فرکتال، به شکل جوامع زمینه، آستانه و بی‌هنجاری مشاهده می‌گردند.

اکنون چنانچه در واحد توزیع داده‌های لرزه‌ای، روند شکل‌گیری کانون‌های سطحی موجب افزایش بعد فرکتال شود، شرایط ایجاد مؤلفه‌های خودسامانده تسریع می‌گردد.

لذا احتمال دستیابی به سری طبیعی فیبوناچی که در آن نسبت  $1/618$  به ازاء برخی از مقادیر به دست آمده از معادله بزرگا-مساحت در رابطه (۲) صدق می‌نماید؛ افزایش خواهد یافت.

لذا سنجش معیار خودساماندهی زلزله‌ها رهیافت جدیدی است که در ذیل اهداف این تحقیق، شرایط لازم را برای ارزیابی توانایی پیش‌بینی زلزله‌های بزرگ فراهم می‌نماید که در صورت مطابقت نتایج فرکتال با سری اعداد فیبوناچی، احتمال دستیابی به الگوی توزیع دونات (مبتنی بر منطق شبکه‌های عصبی) افزایش می‌یابد.

در ارتباط بوده و موجب افزایش خواص خودساماندهی جامعه آستانه شده است. به همین ترتیب، با پایان تغییرات آستانه‌ای احتمال شکل‌گیری کانون‌های لرزه‌ای بزرگ فراهم می‌گردد که نمونه بارز آن در رویدادهای لرزه‌ای سال‌های ۱۹۸۳ (بزرگای ۶/۷) و ۲۰۱۳ (بزرگای ۷/۷) تجربه شده است.

وقوع زمین‌لرزه ۱۹۸۳ میلادی موجب تقریب سطح توزیع گرادیان‌های لرزه‌ای در سری تصاعدی فیوناچی (نسبت ۱/۶۲۶) گردیده که این قاعده برای کانون زمین‌لرزه‌های متوسط (تغییرات بزرگای ۵/۵-۵/۰) صدق نمی‌کند. لذا در کاتالوگ زلزله‌های تاریخی سراوان، دو الگوی متمایز برای شکل‌گیری کمیت‌های متناظر مشاهده می‌گردد.

الگوی اول مختص مقادیر آستانه‌ای است که در آن با افزایش نسبی بعد فرکتال (جدول ۱) و دستیابی به نسبت طلایی بزرگ (جدول ۲) مواجه هستیم. الگوی دوم منسوب به کانون زمین لرزه‌های بزرگ است (بزرگتر از ۶) که غالباً با کاهش خواص خودتشابهی داده‌ها (جدول ۲) و ضعف توزیع غیرخطی آنها (جدول ۲) همراه است. در این الگو، تقریب نسبت ۱/۶۱۸ در ارتباط با سطوح تراکمی حاصل از گرادیان‌های لرزه‌ای بوده (جدول ۲) و از نقطه نظر فیوفرکتالی، تنها مؤلفه قابل استناد برای توجیه رویدادهای سال ۱۹۸۳ و ۲۰۱۳ میلادی است.

مطابق روش ارائه شده در این تحقیق، احتمال ضعیفی برای پیش‌بینی زلزله‌های بزرگ سراوان متصور است؛ که از مهمترین عوامل آن می‌توان به بروز رفتارهای آشوبناک (بی‌نظمی نسبت طلایی بزرگ، جدول ۲) و کمبود مؤلفه‌های متناظر در سطح توزیع بزرگا (کاهش بعد فرکتال، جدول ۱) اشاره نمود. لذا از دیدگاه فیوفرکتالی، استفاده از روش شبکه‌های عصبی برای دستیابی به سازوکار شکل‌گیری دانات سراوان توجیه‌پذیر نیست.

زلزله ۲۷ فروردین ۱۳۹۲ خورشیدی یک رویداد غیر منتظره با خصوصیات منطبق بر محیط‌های آشوبناک است که در مقایسه با زلزله‌های تاریخی این منطقه، موجب کاهش تغییرات بعد فرکتال و فقدان الگوی مترتب بر کمیت‌های خودسامانده است. بنابراین به دلیل ناسازگاری تخمین به عمل آمده از

مطابق جدول (۱)، نقطه عطف رویدادهای لرزه‌ای شمال باختری سراوان با وقوع زمین لرزه ۱۹۹۴ میلادی (بزرگای ۵) و ۲۰۰۴ میلادی (بزرگای ۶/۴) در ارتباط می‌باشد. افزایش بعد فرکتالی آستانه، موجب توسعه مقادیر بزرگا (در سطح براونی) گردیده و خواص خودساماندهی زلزله‌ها (بین بزرگای ۵/۲ تا ۶/۴) را افزایش داده است.

علی‌رغم آنکه زلزله سال ۱۹۸۳ میلادی مقدم بر رویدادهای ۱۹۹۴ و ۲۰۰۴ میلادی است؛ اما از دیدگاه هندسه فرکتالی، این زلزله در حوالی نقطه عطف تابع چگالی قرار داشته (بزرگای ۶/۴) و مقارن با فرآیند خودساماندهی بزرگا در محدوده بی‌هنجاری است. لذا احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در پی رویداد ۱۹۸۳ میلادی افزایش یافته و الگوی خودساماندهی زلزله‌ها را در خلال رویدادهای ۱۹۹۴ و ۲۰۰۴ میلادی بهبود بخشیده است. در جدول (۱)، توزیع نقاط هم استقامت از نوع تناوبی بوده و بعد فرکتالی آستانه افزایش یافته است (۲/۰۶).

بررسی نارایی محاسبات فرکتال نیازمند بهره‌گیری از رهیافت دیگری است که با استفاده از روش‌های تحلیل عددی، امکان شناسایی الگوهای تکرارپذیر را در مطابقت با فرآیند خودساماندهی رویدادهای لرزه‌ای فراهم نماید. بدین ترتیب از الگوریتم تصاعدی فیوناچی برای بررسی صحت و سقم نتایج فرکتال استفاده گردیده که رهیافت عملی آن مبتنی بر مقایسه تغییرات بعد فرکتال با مقادیر به دست آمده از رابطه (۳) و بازنگری در نقاط عطف تابع بر اساس تقریب نسبت ۱/۶۱۸ می‌باشد.

در جدول (۱)، نقاط عطف تغییرات بزرگا به ترتیب با مقادیر ۵/۲۵ و ۶/۴۰ متمایز شده‌اند. این نقاط بر حسب تغییرات بعد فرکتال و بر اساس الگوی تفکیک جوامع بی‌هنجاری شناسایی می‌گردند. این بدان معناست که مقادیر زمینه‌ای، آستانه‌ای و بی‌هنجاری زلزله‌های سراوان تابع تغییرات ضریب خط معادله لگاریتمی در رابطه (۱) می‌باشد.

در جدول (۲)، پایان تغییرات زمینه‌ای با تقریب نارایی از نسبت طلایی بزرگا (۱/۶۱۹) متناسب است که این فرآیند با پیدایش کانون‌های لرزه‌ای ۱۹۹۴ و ۲۰۰۳ میلادی (بزرگای ۵)



investigation, with application in geomorphology and computer mapping. *Mathematical Geology*, 16 (7),

Turcotte, D., (2007) Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 3<sup>rd</sup> edition, *Cambridge University*, London.

Yamini Fard, F. and Hatzfeld, D. (2008) Seismic structure beneath zagros-makran transition zone (iran) from teleseismic study: seismological evidence for under thrusting and buckling of the arabian plate beneath central iran, *Journal of Seismology and Earthquake Engineering (JSEE)*, 2 (15).

نسبت‌های طلایی با مقادیر مورد انتظار در سری فیبوناچی، شاخص بی‌نظمی سطوح لرزه‌ای افزایش یافته و از قابلیت پیش‌بینی رویدادهای بزرگ (جدول ۲) کم شده است. درون‌یابی عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها و تلفیق نتایج آن با آماره‌های فیبو فرکتالی، یک راه‌کار پیشنهادی برای تعیین شعاع اثر رویدادهای لرزه‌ای سراوان به روش غیر خطی است. در این روش، مندرجات کاتالوگ زلزله‌ها را با نقشه پربندی حاصل از تغییرات عمق مقایسه نموده و رابطه تغییرات بعد فرکتال با سری تصاعدی حاصل از نسبت‌های عمقی استنتاج می‌گردد.

همچنین به منظور تکمیل فرآیند تلفیق داده‌ها، مقایسه الگوی فیبو فرکتالی سراوان با سایر مناطق لرزه‌خیز (در جنوب و جنوب غربی ایران) توصیه می‌گردد. بدین ترتیب، نتایج متعددی از مطالعات موردی به عمل آمده در مناطق مجاور گسل سراوان (شکل ۱) به دست می‌آید که در توسعه روش تحقیق و رفع نواقص آن در خلال بررسی‌های میدانی مؤثر خواهد بود.

## منابع

اسلامی، آ.، تقابنی م.، اشعری، ع.ر. (۱۳۹۲) گزارش مقدماتی زمین لرزه بیست و هفتم فروردین ۱۳۹۲ شمال باختری سراوان، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.

آقاباتی ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مهرنیا، ر.، ابراهیم‌زاده اردستانی، و.، تیموریان مطلق، ا. (۱۳۹۱) استفاده از روش فرکتال برای تعیین چگالی لوح سنگی منطقه چارک، *مجله انجمن ژئوفیزیک ایران*، (۱) ۷.

Clancy, T. (2011) *The Fibonacci Numbers*, [Online] <http://www.whitman.edu/mathematics/SeniorProjectArchive/2008/clancy.pdf>.

Gabriel, M. (2010) *The Fibonacci Numbers, the Golden Ratio & the Physical Universe*, [Online] <http://wellaware1.com/docs/ear/fibonacci.pdf>

Mandelbrot, B., 2005, *the Fractal Geometry of Nature*. 21<sup>th</sup> Printing, W.H. Freeman and Company.

Mark, D. and Aronson, P., (1984) Scale-dependent fractal dimension of topographic surfaces: An Empirical



ISSN 2345 - 4997

Available online at: www.geo-dynamica.com

Vol. (2), No. 01, SN: 04, (Special Issue on Saravan Earthquake) April 2014  
5<sup>th</sup> Article- P. 9 to 22**GRIB**Geodynamics Research  
International Bulletin

# Coda Waves Application in Obtaining the Path and Source Effects

Mehrdad Ansaripour<sup>1</sup>, Habib Rahimi<sup>2\*</sup><sup>1</sup> Department, of Earth Physics Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.<sup>2</sup> Department, of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

\*Corresponding Author (rahimih@ut.ac.ir)

<b>Article History:</b>	Received: Mar 31, 2014	Reviewed: Apr 04, 2014
Revised: Apr 08, 2014	Accepted: Apr 13, 2014	Published: Apr 14, 2014

## ABSTRACT

In this study the Coda waves application have been investigated to obtain the source and path effects for the Tehran region. Methods are used here to obtain the attenuation of path is normalized method and for an estimate of the magnitude, the length of time coda waves is used. A Reliable estimate of the magnitude and the full examination of magnitude (Mc) from the earthquake catalogs is necessary for any analysis of seismicity, (Habermann, 1987). We used the records of seismic waves from Geophysics Institute of University of Tehran for Mc was calculated as follows. Frankel (1990) used for the first time coda normalized methods to estimate the number of stations. That for inactive areas and are rare and low data this method can be useful. We used recorded accelerograms Kojor of around the epicenters of earthquakes that led to we are calculate the absorption coefficient with using normalized coda waves (Aki, 1980) for all recorded stations that had good signal to noise ratio of quality factor.

**Keywords:** Coda Waves, Tehran Region, Coda Normalized Method, Coda Magnitude (Mc).

## کاربرد امواج کدا در بدست آوردن اثرات مسیر و منبع

مehرداد انصاری پور<sup>۱</sup>، حبیب رحیمی<sup>۲</sup><sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران (ansaripor@ut.ac.ir)<sup>۲</sup> استادیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، نگارنده رابط (rahimih@ut.ac.ir)

تاریخ داوری: ۱۳۹۳/۱/۱۵	تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱/۱۱	تاریخچه انتشار مقاله
تاریخ انتشار: ۱۳۹۳/۱/۲۵	تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱/۲۴	تاریخ اصلاحات: ۱۳۹۳/۱/۱۹

## چکیده

در این مطالعه کاربرد امواج کدا را در به دست آوردن اثرات منبع و مسیر برای منطقه تهران مورد بررسی قرار داده ایم. روش های مورد استفاده در اینجا برای به دست آوردن کاندگی مسیر، روش نرمالیزه کردن و در به دست آوردن برآوردی از بزرگی از طول زمانی امواج کدا استفاده گردیده است. برآورد قابل اعتماد از بزرگی و بررسی اندازه کامل بزرگا (Mc) از کاتالوگ های زمین لرزه ها پیش نیاز هر گونه تجزیه و تحلیل لرزه خیزی است. در این مطالعه با استفاده از شکل امواج حاصل از زمین لرزه برگرفته از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مقدار Mc را برای منطقه تهران به صورت  $M_c = 2/341 \log_{10} f + 0.02088 - 2/27$  محاسبه گردید. فرانکل (۱۹۹۰) برای اولین بار روش نرمالیزه کدا را برای برآورد در چند ایستگاه به کار برد. که برای مناطقی که داده ها به علت غیرفعال بودن منطقه نایاب و کم هستند، روش مفیدی است. در این بررسی با استفاده از شتاب نگاشت های ثبت شده اطراف رومرکز زلزله کجور ضریب جذب امواج کدا با استفاده از روش نرمالیزه کدا (آکی، ۱۹۸۰) برای همه ایستگاه های ثبت کننده ای که نسبت سیگنال به نویز خوبی داشتند، مقدار فاکتور کیفیت  $Q_c = 66(\pm 4)f^{1.5 \pm 0.1}$  به دست آمده است.

**واژه های کلیدی:** امواج کدا، منطقه تهران، روش نرمالیزه کردن، بزرگای امواج کدا (Mc).

## ۱. مقدمه

گیرنده امواج لرزه‌ای و ضریب جذب امواج لرزه‌ای (مطالعه اثرات انتشار موج) طراحی شده که به طور گسترده‌ای برای برآورد خطر لرزه‌ای در مناطق مختلف جهان از این پارامترها و برای برآورد آنها استفاده می‌شود.

روش نرمالایز کدا بر اساس این ایده پایه‌ریزی شده است که در بعضی زمان سیرها، انرژی امواج لرزه‌ای به طور یکنواختی در مقداری از حجم اطراف چشمه توزیع می‌شود و محدودیت‌ها و اعتبار این فرض توسط مطالعات زیادی در فرآیندهای پراکنش چندگانه بر اساس تئوری انتقال ارتعاش بحث شده است و نتایج واقعی به دست آمده به وسیله این روش و سازگاری آن با روش‌های مدل Energy-flux توسط مطالعات گوناگونی به اثبات رسیده است، در قسمت دوم از یکی دیگر از کاربردهای امواج کدا که به برآورد قابل اعتمادی از بزرگای زمین‌لرزه  $M_c$  که جای خالی آن در کاتالوگ‌های زمین‌لرزه حس می‌شود، می‌پردازیم.

## ۲. مواد و روش‌ها

## ۲.۱. روش نرمالایز کدا برای برآورد از چند ایستگاه (Frankel 1990)

روش نرمالایز کدا به عنوان روشی قابل اعتماد برای برآورد پارامترهای مهمی چون تشعشع چشمه لرزه‌ای، تقویت ایستگاه گیرنده امواج لرزه‌ای و ضریب جذب امواج لرزه‌ای (مطالعه اثرات انتشار موج) طراحی شده که به طور گسترده‌ای برای برآورد خطر لرزه‌ای در مناطق مختلف جهان از این پارامترها و برای برآورد آنها استفاده می‌شود.

با توجه به اینکه رکوردهای لرزه‌ای غیر از اثرات دستگاهی از سه پارامتر ذکر شده در بالا متأثر می‌شوند، این سه عامل بیشتر مطالعات زمین‌لرزه‌شناسان را در این اواخر تشکیل می‌دهند و مطالعه هر یک از این عوامل اکثراً با استفاده از ایزوله کردن آن از سایر پارامترها و مطالعه دقیق‌تر آن، مورد بررسی قرار می‌گیرد که روش نرمالایز کدا هم بدین صورت شکل گرفته، برای مطالعه هر یک از سه پارامتر ذکر شده دو پارامتر دیگر به

اساسی‌ترین گواه و دلیل برای ناهمگنی‌های تصادفی با طول موج کوتاه در زمین، ظهور امواج کدا در نگاهت‌ها است. مانیتورینگ کدای لرزه‌ای می‌تواند اطلاعاتی درباره تغییرات آنی در شکستگی‌ها و جذب به علت تغییرات در استرس تکنیکی به هنگام دوره‌های زمین‌لرزه فراهم کند زیرا در حالت کلی همبستگی بین  $Q_c^{-1}$  و سطح فعالیت تکنیکی یا میزان شکستگی‌های لیتوسفر مشاهده می‌شود.

میزان کاهش انرژی و کاهش دامنه امواج لرزه‌ای که از ویژگی‌های قسمت‌های متفاوت زمین، از جمله پوسته است، در قالب کاهندگی امواج و به مثابه یکی از ویژگی‌های پوسته زمین مورد بررسی قرار می‌گیرد. بررسی کاهندگی امواج لرزه‌ای بسامد زیاد، هم از دیدگاه لرزه‌شناسی و هم از دیدگاه مهندسی زلزله نقش مهمی دارد، زیرا کاهندگی، یکی از پارامترهای اساسی در پیش‌بینی میزان جنبش زمین در بحث‌های مربوط به تجزیه و تحلیل خطرات لرزه‌ای است.

پراکنش انرژی امواج لرزه‌ای را در داخل محیط پخش می‌کند اما انرژی از کل میدان موج حذف نمی‌شود و فقط انرژی از امواج مستقیم به انتهای رکورد (امواج کدا) شیف‌ت داده می‌شود ولی برعکس در جذب ذاتی با استفاده از مکانیزم‌های مختلف انرژی نوسانی تبدیل به انرژی حرارتی می‌شود.

این به صورت چشمگیری تأمل برانگیز است که فرآیندهای جذب پراکنش یا ذاتی در یک روش برآورد جذب امواج لرزه‌ای تسلط داشته باشد. مطالعات گوناگونی برای جداسازی جذب پراکنش و ذاتی انجام شده است (Fehler 1992) و روش‌هایی نیز برای جداسازی جذب پراکنش و ذاتی ارائه شده است ولی در تعیین مقادیر جذب از امواج لرزه‌ای مستقیم مقادیر جذب کلی برآورد می‌شود و تعیین جذب امواج لرزه‌ای از دامنه امواج کدا که به برآورد  $Q_c^{-1}$  می‌انجامد اکثراً شامل جذب پراکنش در محیط می‌باشد.

روش نرمالایز کدا به عنوان روشی قابل اعتماد برای برآورد پارامترهای مهمی چون تشعشع چشمه لرزه‌ای، تقویت ایستگاه

نوعی حذف گردیده و پارامتر موردنظر با جزئیات بیشتری مطالعه می‌گردد.

با توجه به اینکه در روش‌های مرسوم برای برآورد اثرات ایستگاه و چشمه در فواصل محلی کمتر از حدود ۱۰۰ کیلومتر به رسیده‌های امواج مستقیم P و S از روی نگاشت‌های لرزه‌ای مورد نیاز می‌باشد و رسیده‌های اول جبهه موج معمولاً کلیپ می‌کنند (اکثرأ موج S) ولی در بخش‌های بعدی میدان موج این پدیده کمتر اتفاق نمی‌افتد. با توجه به اینکه در روش نرمالایز کدا از امواج کدا برای تعیین اثرات چشمه و ایستگاه استفاده می‌شود لذا روش‌های نرمالایز کدا تنها روش‌های مطمئن و دائمی برای برآورد این پارامترهای به حساب می‌آیند. برای رکوردهای زمین‌لرزه‌های محلی در زمانهای بزرگتر از دو برابر زمان سیر موج S از چشمه تا گیرنده، پوش دامنه لرزه نگاشت‌های فیلتر شده یک شکل معمول دارند (شکل ۱) که مستقل از فاصله چشمه تا گیرنده بوده و دامنه پوش با اندازه چشمه و مشخصات ایستگاه ثبت‌کننده تغییر می‌کند.

$$A_i^c(\omega, t) = S_i(\omega, \theta) R(\omega, \theta) \left\{ \frac{\exp(-\omega D / 2Q_v)}{D} \right\} \quad (1)$$

که  $S_i(\omega, \theta)$  تشعشع طیفی چشمه در جهت گیرنده- چشمه  $\theta$ ،  $R(\omega, \theta)$  اثر ایستگاه در گیرنده که ممکن است وابسته به  $\theta$  باشد،  $D$  فاصله گیرنده- چشمه و  $v$  سرعت انتشار امواج است.

از طرف دیگر، در جایی از زمان سیر  $t$  (تعیین شده از زمان وقوع زمین‌لرزه) که تقریباً بزرگتر از دو برابر زمان سیر موج مستقیم S می‌باشد طیف دامنه امواج کدا در حالت کلی به صورت زیر خواهد بود (Tsujiura 'Aki & chouet 1975، Rautain & Khalturin 1978، 1978).

$$A_i^c(\omega, t) = S_i^c(\omega) R^c(\omega) P(\omega, t) \quad (2)$$

که  $P(\omega, t)$  مستقل از فاصله چشمه- گیرنده و جهت چشمه گیرنده است.  $S_i^c(\omega)$  فاکتور چشمه و  $R^c(\omega)$  فاکتور ایستگاه گیرنده هر دو مستقل از فاصله چشمه- گیرنده هستند. بحث تجربی بالائی می‌تواند به وسیله فرض مدلی که در آن امواج کدا امواج پراکنش به عقب یافته از ناهماهنگی‌های توزیع شده تصادفی در زمین توجیه شود (Aki 1969). طیف چشمه امواج کدا  $S^c(\omega)$  می‌تواند یک میانگینی، به وسیله پراکنش توزیع شده تصادفی، از طیف چشمه امواج S در همه جهت‌ها گرفته شود.

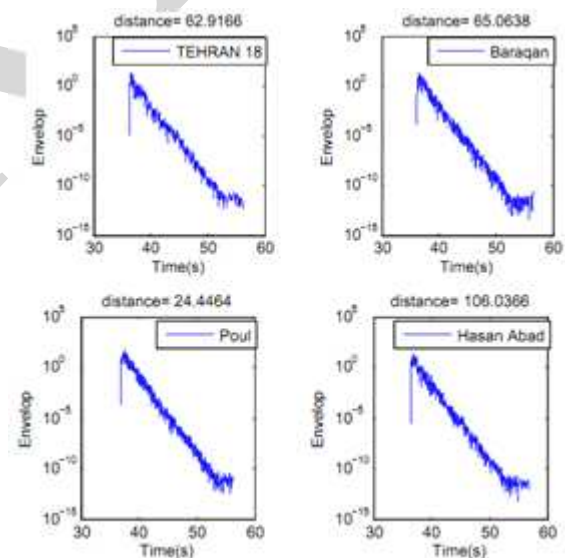
$$\left\langle \ln \left( \frac{A_i(\omega) D}{A_i^c(\omega, t_c)} \right) \right\rangle_{D \pm \Delta D} = a - bD \quad (3)$$

که  $b = \frac{1}{2Q_v}$  و  $a$ ،  $b$  مستقل از  $D$  هستند.

و سمبل  $\langle x \rangle_{D \pm \Delta D}$  به میانگین  $x$  برای همه حوادث قرار گرفته در بازه فاصله‌ای  $D - \Delta D$  تا  $D + \Delta D$  دلالت دارد.

یک رابطه خطی بین  $x$ ، میانگین لگاریتمی نسبت دامنه‌های امواج حجمی به کدا، ضرب در فاصله و  $D$ ، فاصله است. شیب

با توجه به اینکه در روش‌های مرسوم برای برآورد اثرات ایستگاه و چشمه در فواصل محلی کمتر از حدود ۱۰۰ کیلومتر به رسیده‌های امواج مستقیم P و S از روی نگاشت‌های لرزه‌ای مورد نیاز می‌باشد و رسیده‌های اول جبهه موج معمولاً کلیپ می‌کنند (اکثرأ موج S) ولی در بخش‌های بعدی میدان موج این پدیده کمتر اتفاق نمی‌افتد. با توجه به اینکه در روش نرمالایز کدا از امواج کدا برای تعیین اثرات چشمه و ایستگاه استفاده می‌شود لذا روش‌های نرمالایز کدا تنها روش‌های مطمئن و دائمی برای برآورد این پارامترهای به حساب می‌آیند. برای رکوردهای زمین‌لرزه‌های محلی در زمانهای بزرگتر از دو برابر زمان سیر موج S از چشمه تا گیرنده، پوش دامنه لرزه نگاشت‌های فیلتر شده یک شکل معمول دارند (شکل ۱) که مستقل از فاصله چشمه تا گیرنده بوده و دامنه پوش با اندازه چشمه و مشخصات ایستگاه ثبت‌کننده تغییر می‌کند.



شکل ۱. شکل افت پوش دامنه کدا برای چهار ایستگاه در فواصل مختلف از کانون زمین‌لرزه

اگر دامنه طیفی امواج حجمی برای حادثه نام را  $A_i(\omega)$  و دامنه طیفی امواج کدا در زمان  $t$  از وقوع زمین‌لرزه

$$\ln \left\{ \frac{R_{\theta\theta}^{-1} A_s(f, r) r^\nu}{A_c(f, t_c)} \right\} = -\frac{\pi f}{Q_s(f) \nu_s} r + \ln \left( \frac{G(f, \psi)}{G(f)} \right) + \text{const}(f) \quad (7)$$

تحت شرایط مطلوب که مجموعه داده‌های موجود از زمین‌لرزه‌ها یک توزیع رو مرکزی وسیعی داشته باشند اثر  $R_{\theta\theta}$  قابل صرف نظر بوده و به وسیله میانگین بروی حل‌های صفحات کانونی مختلف نسبت  $G(f, \psi)/G(f)$  مستقل از  $\psi$  می‌باشد به واسطه میانگین‌گیری بر روی تعداد زیاد زمین‌لرزه سرانجام رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\left\langle \ln \left\{ \frac{A_s(f, r) r^\nu}{A_c(f, t_c)} \right\} \right\rangle_{r \pm \Delta r} = -\frac{\pi f}{Q_s(f) \nu_s} r + \text{const}(f) \quad (8)$$

به وسیله گرفتن یک میانگین بر روی رابطه (۸) برای بازه فاصله کانونی  $r \pm \Delta r$ ، که از برازش خطی بین  $r$  و  $\left\langle \ln \left[ \frac{A_s(f, r) r^\nu}{A_c(f, t_c)} \right] \right\rangle_{r \pm \Delta r}$  مقادیر  $Q_s^{-1}$  به دست می‌آید.

فرانکل (۱۹۹۰) برای اولین بار روش نرمالایز کدا را برای برآورد  $Q_s^{-1}$  در چند ایستگاه به کار برد که برای مناطقی که داده‌ها به علت غیرفعال بودن منطقه نایاب و کم هستند، روش مفیدی است. با توجه به بحث بالا، تقسیم دامنه طیفی امواج S به دامنه طیفی امواج کدا باید اثرات تقویت ایستگاه را حذف کند بنابراین در روش چند ایستگاهی دامنه‌ها از ایستگاه‌های مختلف می‌توانند مقایسه شوند. ترکیب نتایج از ایستگاه‌های مختلف فقط وقتی معتبر می‌باشد که شکل و الگوی پوش‌های کدا در همه ایستگاه‌ها یکسان باشد و ضمناً باید به این نکته توجه کرد که روش نرمالایز کدا اثرات الگوی تشعشع را حذف نمی‌کند و این عامل اصلی پراکندگی دامنه‌های نرمالایز کدا نسبت به فاصله کانونی می‌باشد (Frankel 1990).

برای مشاهده شکل دامنه پوش‌های کدا در ایستگاه‌های مختلف، تریس‌ها در باندهای فرکانسی فیلتر باند گذر شده و پوش لرزه نگاشت از رابطه:

رابطه خطی مقادیر Q را از رابطه (۳) به ما می‌دهد. بر اساس این ایده که امواج کدا حاصل پراکنش امواج S از ناهمگنی‌های تصادفی در زمین هستند برای گذشت زمانی تقریباً بزرگتر از دو برابر زمان سیر موج S، دامنه طیفی کدا در گذشت زمانی  $t_c$ ،  $A_c(f, t_c)$  مستقل از فاصله کانونی  $r$  در بازه فواصل محلی است که به صورت:

$$A_c(f, t_c) = S_c(f) P(f, t_c) G(f) I(f) \quad (4)$$

که f فرکانس،  $S_c(f)$  دامنه طیفی چشمه امواج S،  $P(f, t_c)$  فاکتور آشفتگی کدا،  $G(f)$  فاکتور تقویت چشمه و  $I(f)$  معرف پاسخ دستگاهی است. فاکتور آشفتگی کدا  $P(f, t_c)$  به نحوه افت دامنه طیفی امواج کدا با گذشت زمانی اشاره دارد. با توجه به اینکه دامنه طیفی کدا مشخصه‌ای از دامنه طیفی امواج مستقیم است از این خاصیت به طور تجربی برای برآورد بزرگای زمین‌لرزه‌های کوچک از طول زمانی کدا استفاده می‌شود. از طرفی دامنه طیفی امواج مستقیم S،  $A_s(f, r)$  به صورت:

$$A(f, r) = R_{\theta\theta} S_s(f) r^{-\gamma} \times \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_s(f) \nu_s} r\right) G(f, \Psi) I(f) \quad (5)$$

که  $R_{\theta\theta}$  الگوی تشعشع چشمه و  $\nu$  توان گسترش هندسی است. سمبل  $Q_s(f)$  فاکتور کیفیت امواج S،  $\nu_s$  میانگین سرعت امواج S و  $\Psi$  اشاره به زاویه برخورد امواج S می‌باشد. برای نرمالایز دامنه طیفی چشمه از امواج S به وسیله دامنه طیفی امواج کدا رابطه (۵) به (۴) تقسیم می‌شود که:

$$\frac{R_{\theta\theta}^{-1} A_s(f, r) r^\nu}{A_c(f, t_c)} = \frac{G(f, \psi)}{G(f)} P^{-1}(f, t_c) \times \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_s(f) \nu_s} r\right) \quad (6)$$

از آنجایی  $P(f, t_c)$  که برای یک گذشت زمانی ثابت  $t_c$  مقدار ثابتی نسبت به فاصله کانونی است از لگاریتم عبارت بالا داریم.

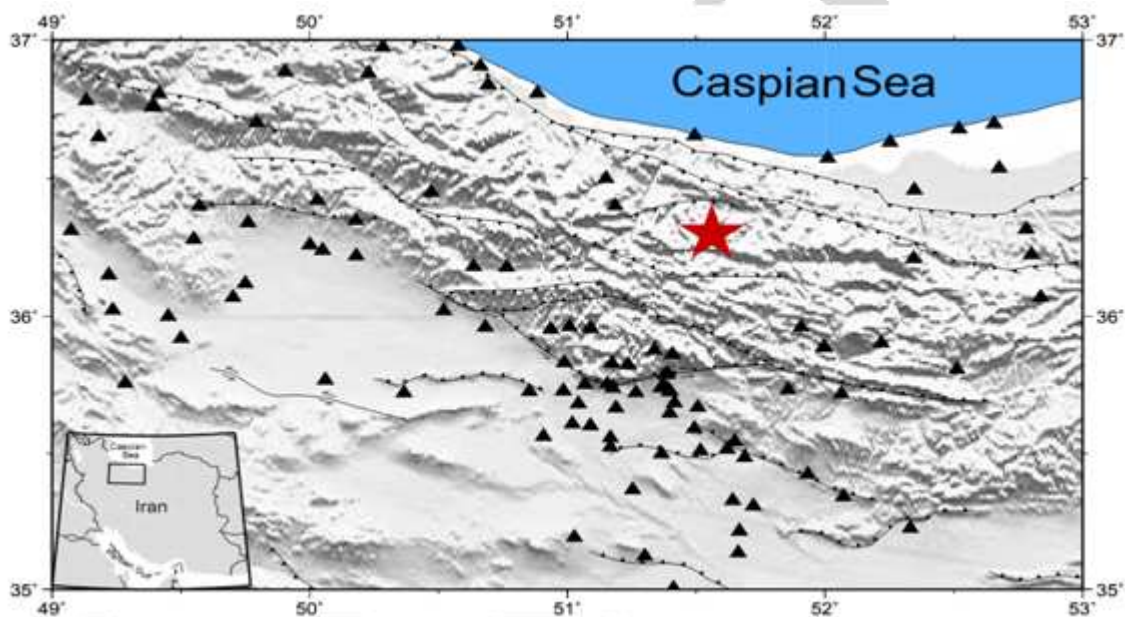
ثبت شده توسط شتابنگاشت‌های فعال شده طی وقوع زمین‌لرزه کجور-بلده (خرداد ۱۳۸۱) از سوی مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی که پوشش مناسب ایستگاهی اطراف استان تهران داشته است که با نسبت سیگنال به نوفه بزرگ‌تر از ۳، ۳) ثانیه انتهای پنجره موج کدا درحکم پنجره سیگنال و ۳) ثانیه قبل از رسید موج P در حکم پنجره نوفه) که دارای مسافت رومرکزی کمتر از ۱۵۰ کیلومتر بوده اند، استفاده گردیده است (شکل ۳ و ۴).

$$E(t) = [A^2(t) + H^2\{A(t)\}]^{1/5} \quad (9)$$

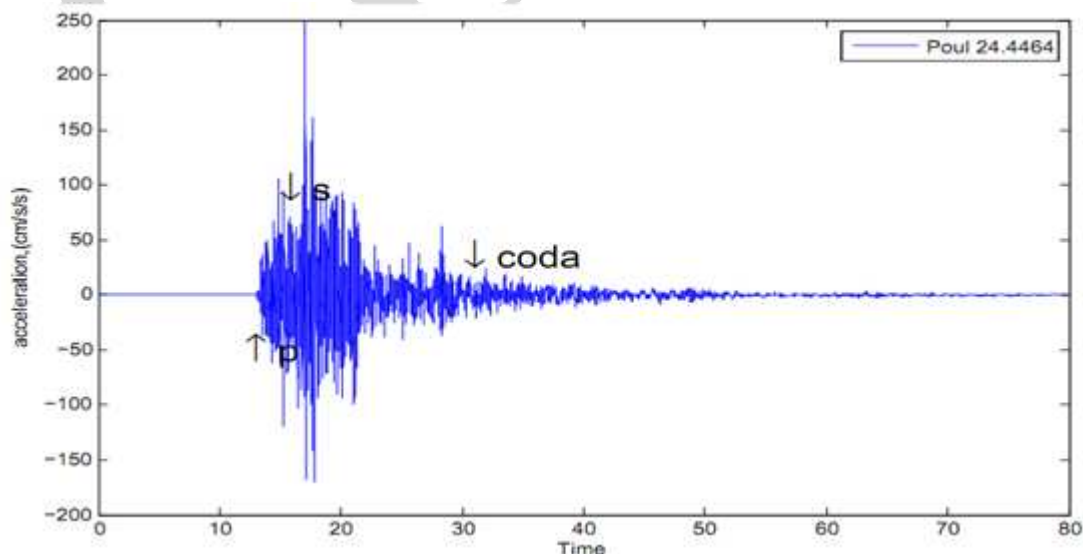
که  $A(t)$  سری زمانی باند گذر شده است و  $H\{A(t)\}$  تبدیل هیلبرت  $A(t)$  است، استفاده می‌شود.

## ۲.۲. داده‌های مورد استفاده

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش برای به دست آوردن فاکتور کیفیت امواج کدا مربوط به شبکه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات مسکن می باشد (شکل ۲). برای برآورد ضریب کیفیت از امواج مستقیم S و امواج کدای از زمین‌لرزه‌های



شکل ۲. نقشه ایستگاه‌های شتابنگاشتی مرکز تحقیقات راه و مسکن تهران (مثلث‌های مشکی) و زمین‌لرزه کجور-فیروزآباد (ستاره قرمز)



شکل ۳. زمان رسید هر یک فازهای مورد نیاز برای ایستگاه پول.

داده‌ها، در هشت باند بسامدی  $۱/۰-۲/۰$ ،  $۲/۰-۴/۰$ ،  $۴/۰-۶/۰$ ،  $۶/۰-۸/۰$ ،  $۸/۰-۱۲/۰$ ،  $۱۲/۰-۱۴/۰$ ،  $۱۴/۰-۱۶/۰$ ،  $۱۶/۰-۱۸/۰$  هرتر با بسامدهای مرکزی  $۱/۵$ ،  $۳/۰$ ،  $۵/۰$ ،  $۷/۰$ ،  $۱۰/۰$ ،  $۱۳/۰$ ،  $۱۵/۰$ ،  $۱۷/۰$  هرتر با فیلتر باترورث مرتبه ۴ فیلتر شده‌اند. زمین‌لرزه‌ها با استفاده از دستگاه شتابنگار SSA2 با بسامد نمونه برداری ۲۰۰ هرتر ثبت شده‌اند. ترکیب نتایج از ایستگاه‌های مختلف فقط وقتی معتبر می‌باشد که شکل و الگوی پوش‌های کدا در همه ایستگاه‌ها یکسان باشد (شکل ۱). ضمناً باید به این نکته توجه کرد که روش نرمالیز کدا اثرات الگوی تشعشع را حذف نمی‌کند و این عامل اصلی پراکندگی دامنه‌های نرمالیز کدا نسبت به فاصله کانونی می‌باشد. بخش‌های زود رسیده امواج کدا، از ایستگاهی به ایستگاه دیگر متفاوت هستند ولی لرزه‌نگاشت‌های فیلتر باند گذر شده، یک شکل مشابهی در همه ایستگاه‌ها بعد از حدود دو یا سه برابر زمان سیر موج S از چشمه تا گیرنده دارند (Routin & khalturin 1978) که در شکل (۱) پوش‌های برآورده شده RMS از لرزه‌نگاشت‌های فیلتر شده آورده شده‌اند که از رابطه زیر:

$$E(t) = [A^*(t) + H^*(t)\{A(t)\}]^{1/5} \quad (10)$$

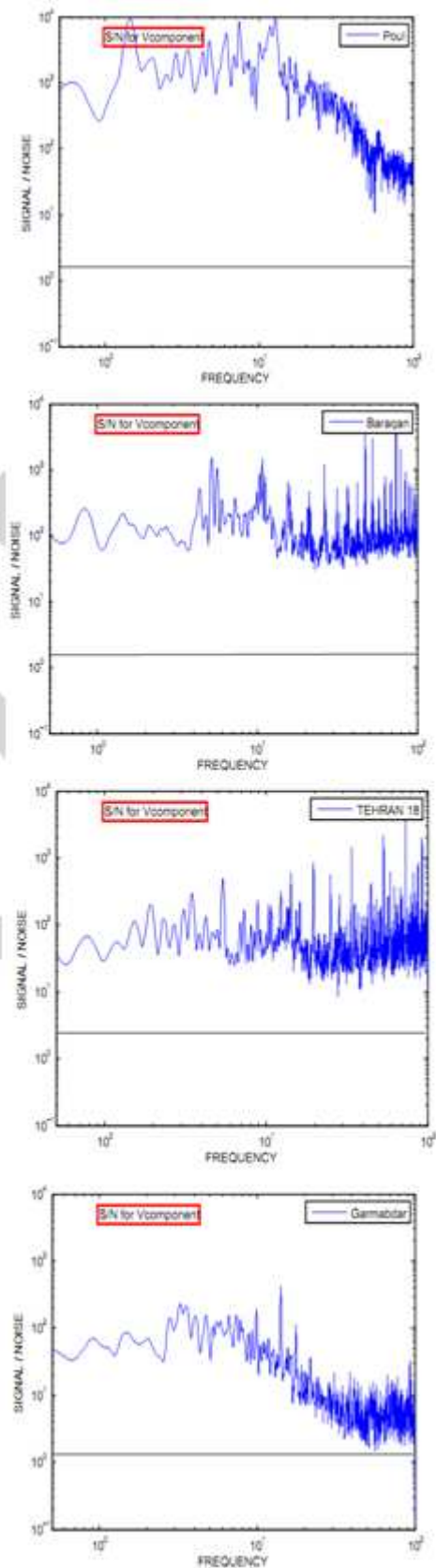
برای برآورد پوش‌ها استفاده گردید. که  $A(t)$  دامنه رکورد و  $H(t)$  تبدیل هیلبرت می‌باشد.

در همه روابط به دست آمده، مقدار ضریب کیفیت معیاری کمی برای کیفیت جنس زمین و لرزه‌خیزی منطقه به شمار می‌آید به طوری که میزان جذب برای نواحی فعال تکتونیکی  $0.6 < \alpha < 0.4$  و  $Q < 300$  و برای نواحی غیر فعال ضریب جذب  $0.2 < \alpha < 0.4$  و  $Q > 1000$  برآورد می‌شود. اما پیش از این تحقیق مقادیر مختلفی برای فاکتور کیفیت برای ناحیه تهران از روش‌های دیگر به دست آمده که نیازمند مقایسه می‌باشد. برای تهران رابطه  $Q$  با فرکانس‌ها را به صورت زیر پیشنهاد نموده است:

اله یارخانی (۱۳۷۶):

$$Q = 213f^{0.67} \quad (lat = 33^\circ - 37^\circ, lon = 48^\circ - 55^\circ)$$

رحیمی و همکاران (۱۳۸۶) برای ناحیه جنوب غرب:



شکل ۴. نسبت سیگنال به نویز پنجره موج کدای شتابنگاشت برای چهار ایستگاه متفاوت

مواجه باشد و همچنین به گستردگی خاصی که در تحقیقات اشاره کرده اند چرا که هر چه منطقه مورد نظر از نظر وسعت بزرگتر باشد به معنای اندازه‌گیری  $Q$  برای لایه‌های عمیق‌تر است.

فرانکل (۱۹۹۱) روش نرمالایز کدا را اولین بار با استفاده از چند ایستگاه برای تعیین  $Qp^{-1}$  به کار برد.

این روش کارایی مناسبی به‌ویژه برای مناطقی که فاقد داده‌های کافی هستند، دارد. که خود به دلیل وابستگی کمتری به دیتا از صحت قابل قبولی برخوردار است. مقدار فاکتور کیفیت به دست آمده در این تحقیق برای منطقه تهران با توجه به ایستگاه‌های انتخاب شده با مختصات  $lon = 51^\circ - 53^\circ$  و  $lat = 35^\circ - 37^\circ$  است.  $Q_c = 66(\pm 7)f^{1.7 \pm 0.1}$  که به مقدار ایده آلی با داده‌ها فیت گردیده است (شکل ۵).

$$Q = 157.5f^{0.93}$$

برای ناحیه شمال غرب  $Q = 92f^{1.14}$  که توسط چالنگو و همکاران (۱۹۷۴) پهنه بندی شده است.

دانش دوست و همکاران (۱۳۸۹):

$$Q = 65f^{0.89} \quad (lat = 33^\circ - 36.5^\circ, lon = 50^\circ - 53^\circ)$$

آقای نقوی و همکاران نیز (۱۳۹۰):

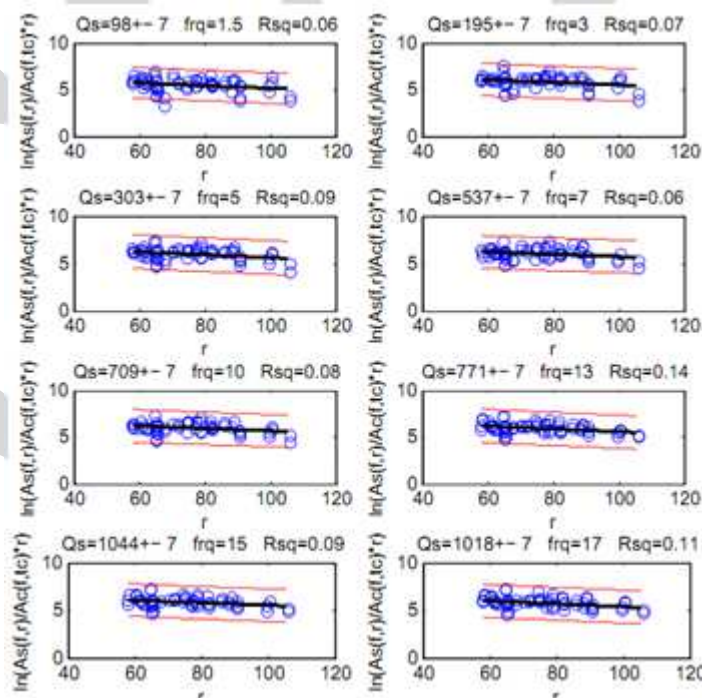
$$lat = 33^\circ - 38^\circ, lon = 49^\circ - 54^\circ$$

$$Q = 267 \pm 32f^{0.71 \pm 0.14}$$

و در نهایت قاسمی و همکاران (۱۳۸۴):

$$Q = 9.7f^{0.74}$$

تفاوتی بین روابط بالا موجود است و آن را می‌توان به نوع دستگاه ثبت کننده امواج حاصل از زمین‌لرزه که با توجه به نوع آن می‌تواند بر دامنه و محتویات بسامدی لرزه نگاشت‌ها تأثیر گذار باشد و یا به استفاده از فاز خاصی که امکان کلیپ کردن آن امکان دارد با خطایی

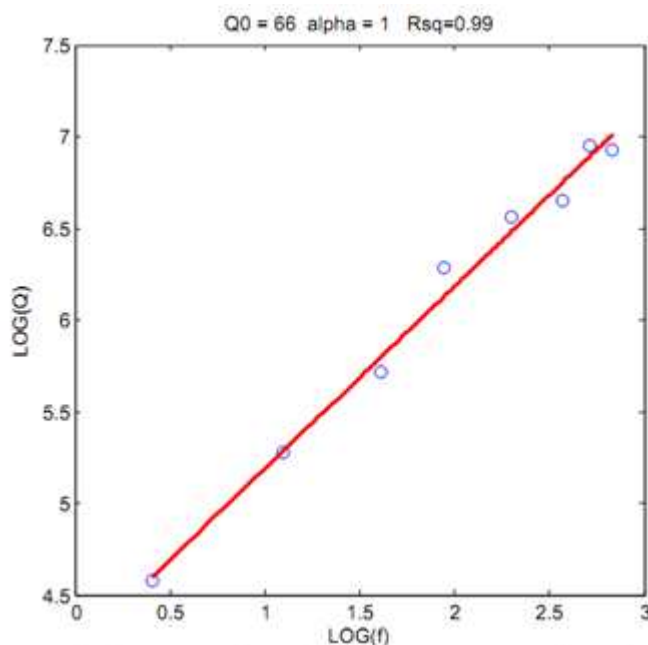


شکل ۵. برآورد ضریب کیفیت امواج برشی در ناحیه تهران در هشت باند فرکانسی با برازش خط درجه اول به روش کمترین مربعات. به همراه خطوط انحراف معیار (خطوط قرمز)

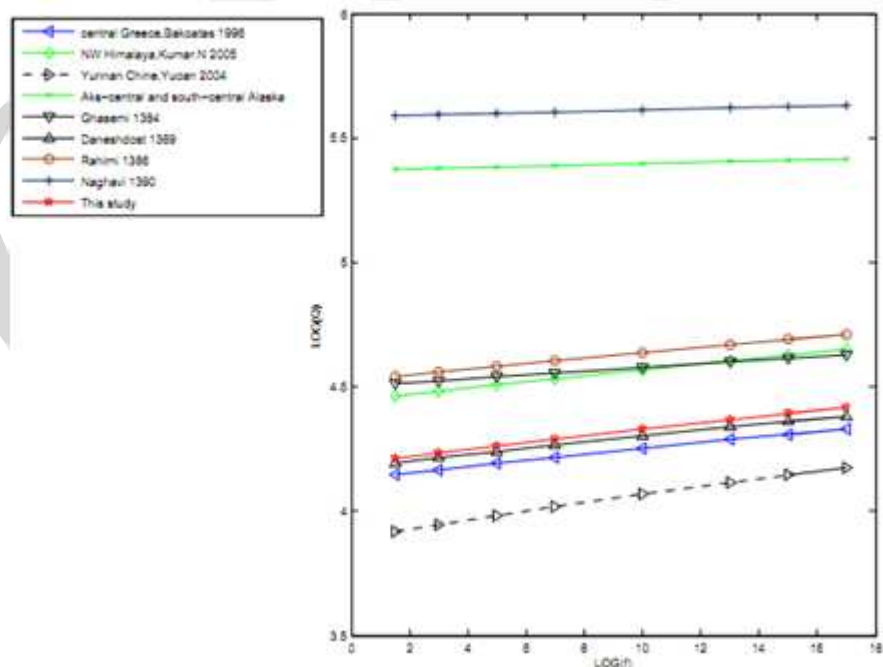


برای ناحیه تهران مشابه برخی مناطق جهان از جمله ناحیه شمال غرب هیمالیا است این مناطق از نظر زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی فعال هستند (شکل ۶ و ۷).

برای بررسی میزان قابل اعتماد بودن نتایج، مقایسه‌ای با مطالعاتی از سایر مناطق دنیا در نظر گرفته شده است. رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی به روش نرمال‌سازی کدا در ناحیه تهران همانند روابط به‌دست آمده



شکل ۶. تعیین رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی

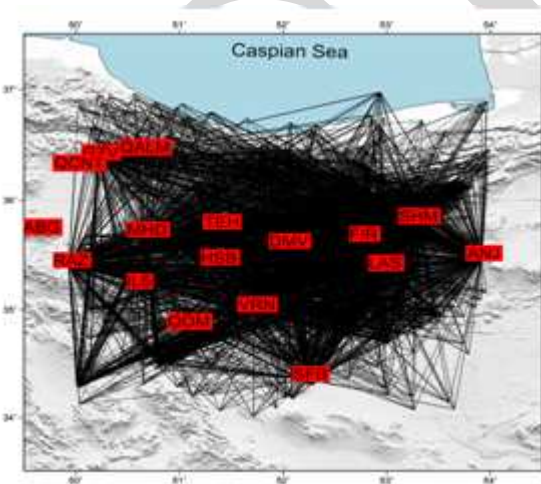


شکل ۷. مقایسه رابطه وابستگی بسامدی در این مطالعه و مطالعات دیگر برای این منطقه و دیگر مناطق جهان.

گزارش شده است. این بزرگ‌ها با استفاده از اطلاعات دامنه و دوره برای فاز خاصی از امواج برآورد شده است، که اغلب

به طور کلی، بزرگای امواج درونی، بزرگای ریشتر (امواج برشی) و بزرگای امواج سطحی معمولاً برای هر زمین‌لرزه

برآورد بزرگای امواج کدا ( $M_c$ ) برای زمین‌لرزه‌های که در لرزه‌نگار کوتاه دوره‌های عمودی ثبت شده‌اند، در مطالعات مختلف به منظور تعیین بزرگی برای مناطق مختلف جهان استفاده می‌گردد. با توجه به آنکه لگاریتم طول زمانی برای برآورد سریع بزرگی زمین‌لرزه‌ها در بیشتر مناطق جهان استفاده می‌شود و این همبستگی بین بزرگی و طول زمانی رکورد در بخش کدای لرزه‌نگاشت‌ها در ایستگاه‌های محلی صادق است و مطالعات مانند تجزیه و تحلیل نرخ تغییرات، تحریک ایستا و پویا، نقشه‌برداری پارامترهای لرزه خیزی، پیش‌بینی زمین‌لرزه، و برآورد خطر لرزه‌ای احتمالاتی معمولاً نیاز به دانش کلی  $M_c$  از کاتالوگ زمین‌لرزه دارد، در این قسمت می‌کوشیم تا برآوردی خوب از بزرگای زمین‌لرزه در منطقه تهران به دست آورده و آن را با بزرگای محلی و بزرگای به دست آمده از دیگر مناطق جهان مورد ارزیابی قرار دهیم. داده‌های مورد استفاده در این قسمت از تحقیق، داده‌های رقمی دستگاه‌های کوتاه دوره سه مؤلفه‌ای، نصب شبکه لرزه‌نگاری رقومی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که از سال ۱۹۹۵ آغاز به کار کرده است و در ناحیه البرزدرای ۱۹ ایستگاه لرزه‌نگاری است (شکل ۸).



شکل ۸. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده و پوشش مسیر پرتو لرزه‌ای از چشمه به گیرنده‌ها

این ایستگاه‌ها مجهز به دستگاه‌های سرعت‌نگار سه مؤلفه‌ای و کوتاه دوره از نوع SS۱ با بسامد طبیعی یک هرترتز و طیف پاسخ دستگاه‌ها نسبت به سرعت در بازه ۱ تا ۲۵ هرترتز یک

دشوار می‌شود که دامنه صحیح مربوطه به فاز مورد نظر را کلیپ کرد که به دلایل مختلفی امکان دارد اشتباهاتی نیز رخ دهد. بنابراین، در سال ۱۹۵۸، بیزتریسانی یک روش جدید تخمین بزرگای با استفاده از مدت زمان امواج سطحی پیشنهاد کرد. پس از آن، در سال ۱۹۶۵، سالویو استفاده از مدت زمان کل نگاشت را به جای مدت زمان امواج سطحی ارائه داد. در سال ۱۹۷۲، لی و همکاران، طول مدت زمان امواج کدا را برای اولین بار به منظور برآورد مقدار ریشتر زمین‌لرزه‌های محلی در کالیفرنیا استفاده کردند. بر اساس مطالعه‌شان، آنها پیشنهاد کردند که مناسب است برای تخمین اندازه زمین‌لرزه‌های محلی از مدت زمان کل سیگنال استفاده گردد. یکی از مهمترین کاربردهای امواج کدا محاسبه‌ی "بزرگای طول مدت امواج کدا" است (Lee et al. 1972). امواج کدا کمتر از مسیر نسبت به امواج مستقیم تأثیر می‌پذیرند به خصوص در فواصل محلی بنابراین به دست آوردن پارامترهای منبع را بهتر می‌توانند تفسیر کنند. برای برآورد ممان لرزه‌ای (بزرگی زمین‌لرزه‌ها) از رسیدهای امواج حجمی مستقیم، نیاز به تصحیح تشعشع غیر ایزوتوپ اثرات انتشار و چشمه بوده و تصحیح این اثرات مشکل می‌باشد و اغلب تعداد اندکی از ایستگاه‌ها امکان برآورد الگوی تشعشع جهتی را برای زمین‌لرزه‌های محلی می‌دهند.

آکی و بیسواس (۱۹۸۴) از دو زمین‌لرزه در آلاسکا استفاده کردند تا دامنه کدا را نسبت به مقیاس ممان لرزه‌ای مقیاس کنند و آنها رابطه‌ای بین دامنه امواج کدا، برآورد شده در تعدادی از زمان سیرهای بعد از زمان وقوع زمینلرزه، و ممان لرزه‌ای پیدا کردند که این رابطه یک روش سریع و قابل اعتمادی برای برآورد اندازه زمین‌لرزه با استفاده از داده‌های یک ایستگاه تنها را می‌دهد و با توجه به مشکل کلیپ کردن امواج مستقیم استفاده از امواج کدا برای برآورد ممان لرزه‌ای روش خوبی می‌تواند باشد. خصوصیات دامنه کم و طول کوتاه مدت زمان رکورد حکایت از آن دارد منطقه گرانیتهی و برای محیط‌های رسوبی از مدت زمان در لرزه‌نگاشت طولانی تر می‌باشد. اخیراً، با استفاده از مدت زمان سیگنال به منظور

### ۳. بحث و نتایج

مدت زمان کل نگاشت، تعریف شده در طول زمانی رسید موج  $p$  تا زمانی که دامنه کدا برابر با سطح میکرو لرزه‌ها است، یک برآورد واقعی از بزرگی زمین‌لرزه است و در این مطالعه  $M_c$  بر اساس یک معادله تجربی محاسبه می‌گردد (Lee et al. 1972, Bakun & Lindh 1977, Lahr et al. 1975)، که می‌تواند با مقیاس محلی سازگار گردد. اکثریت قریب به اتفاق بزرگای کدا از روی طول رکورد مولفه عمودی دستگاه‌های کوتاه دوره محاسبه می‌گردد. برای بررسی تأثیر فاصله ثبت رکورد و طول مدت سیگنال در هر بزرگایی از زمین‌لرزه، ما مدت زمان طول امواج کدا و فاصله رو مرکزی را در مقابل بزرگای محلی مورد استفاده توسط مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران رسم کردیم (شکل ۱۴ و ۱۳). برای به دست آوردن طول مدت زمان کل نگاشت، طول زمانی رسید موج  $p$  تا زمانی که دامنه کدا برابر با سطح میکرو لرزه‌ها می‌گردد، اختیار گردید (شکل ۱۰). این طول مدت امواج کدا وابسته به نوع ایستگاه و سطح نویز در ایستگاه خواهد بود، بنابراین برای منطقه خاصی که در این مطالعه ناحیه تهران می‌باشد مورد استفاده قرار می‌گیرد. اندازه بزرگای کدا به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$M_c = a \cdot \log(coda) + b \cdot dist + c \quad (11)$$

که در آن  $a$ ،  $b$  و  $c$  ثابت‌هایی هستند که باید محاسبه گردند،  $coda$  طول مدت امواج کدا بر حسب ثانیه است و  $dist$  فاصله رو مرکز بر حسب کیلومتر است. با استفاده از امواج کدا، فاصله و  $M_N$  که از مجموعه بزرگی از داده‌های جمع‌آوری گردیده و با فرض اینکه  $M_c = 0$  و  $M_N$ ، ما تعداد زیادی از معادلات با ۳ مجهول داریم که می‌توانیم برای  $a$ ،  $b$  و  $c$  معکوس‌سازی شده و این ثابت‌ها به دست آیند. از آنجا که  $b$  کوچک است، اغلب به سختی تعیین می‌شود و به همین دلیل اغلب  $b$  را ثابت و تنها برای  $a$ ،  $c$  معکوس‌سازی اجرا می‌گردد، در نتیجه رابطه بصورت زیر می‌گردد:

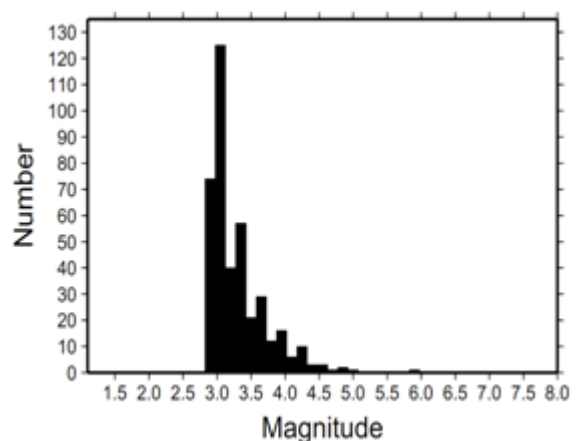
خط با شیب تقریباً صفر است، یعنی طراحی دستگاه‌ها به گونه‌ای است که شکل طیف سرعت در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز تغییر نکند. آهنگ برداشت رقومی داده، ۵۰ نمونه در ثانیه است و بیشتر ایستگاه‌ها روی سنگ سخت نصب شده‌اند (Ghods & Sobouti, 2005). در این قسمت از تحقیق از زلزله‌های رخ داده در محدوده طول جغرافیایی ۵۰ تا ۵۴ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۴ تا ۳۷ درجه شمالی استفاده گردید که بعد از حذف داده‌های نامرغوب حدود ۴۱۲۲ لرزه‌نگاشت مربوط به ۴۰۱ رویداد که بازه بزرگای آنها بین  $M_N = 2/9$  تا  $M_N = 5/5$  برای تحلیل‌نهایی باقی ماند. (جدول ۱ و شکل ۹).

جدول ۱. مختصات ایستگاه‌های مورد استفاده.

STATION NAME	LAT(°)	LONG(°)	ALTITUDE(m)
SFB	34.352	52.241	995
QOM	34.842	51.070	2270
VRN	34.995	51.727	1139
IL5	35.213	50.581	1353
RAZ	35.405	49.929	1950
HSB	35.428	51.357	1098
LAS	35.381	52.959	1452
ANJ	35.468	53.915	1845
FIR	35.642	52.754	2380
DMV	35.577	52.032	2546
TEH	35.752	51.389	1458
MHD	35.685	50.667	1658
SHM	35.806	53.284	2633
QALM	50.646	36.432	2212
GZV	36.386	50.218	2458
QCNT	36.290	50.009	1319

### ۳.۲. مشخصات ایستگاه‌های لرزه نگاری

موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این تحقیق در شکل (۸) نشان داده شده است که پوشش رو مرکز ایده آلی را دارد.

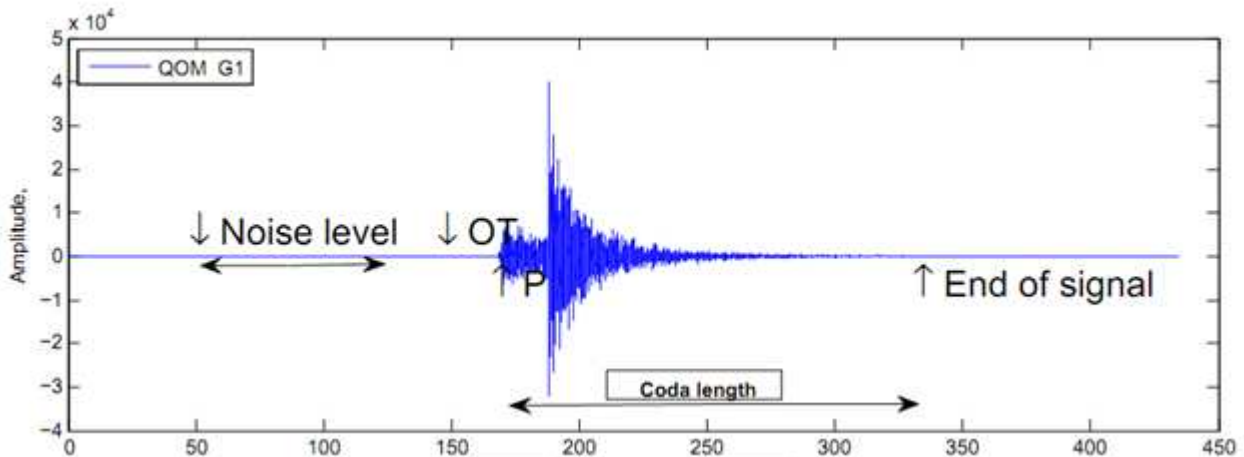


شکل ۹. نمودار تعداد زمین‌لرزه‌های مورد استفاده بر بزرگای.

زمانی رکورد دارد (شکل ۱۴). مقادیر مختلف مشخص برای ضرایب لگاریتم طول رکورد،  $2/85$  (Tsumura 1967) و  $2/00$  (Lee, et al. 1972)،  $2/82$  (Crosson 1972) و  $1/89$  و  $1/63$  برای شبکه های جنوب کالیفرنیا (Real & Teng 1973) می‌باشد.

$$M_c = a. [\log(coda) + \left(\frac{b}{a}\right).dist] + c \quad (12)$$

پس از رگرسیون مشاهده می‌گردد که این بزرگا بسیار کم به فاصله بستگی دارد، که محاسبه آن نسبت به فاصله رومرکزی نیز مؤید این مطلب می‌باشد (شکل ۱۳) و ضریب  $\Delta$  در دیگر مطالعات نیز بسیار کوچک است و وابستگی بیشتری با طول



شکل ۱۰. مقادیر اندازه‌گیری شده برای محاسبه بزرگا برای یکی از لرزه‌نگاشت‌های عمودی کوتاه مدت در ایستگاه قم.

$$M_N = \log\left(\frac{v}{4\pi}\right) + 1/66 \log(d) - 0/1 \quad (14)$$

$$M_N = \log\left(\frac{v}{4\pi}\right) + 2/50 \log(d) - 1/8 \quad (15)$$

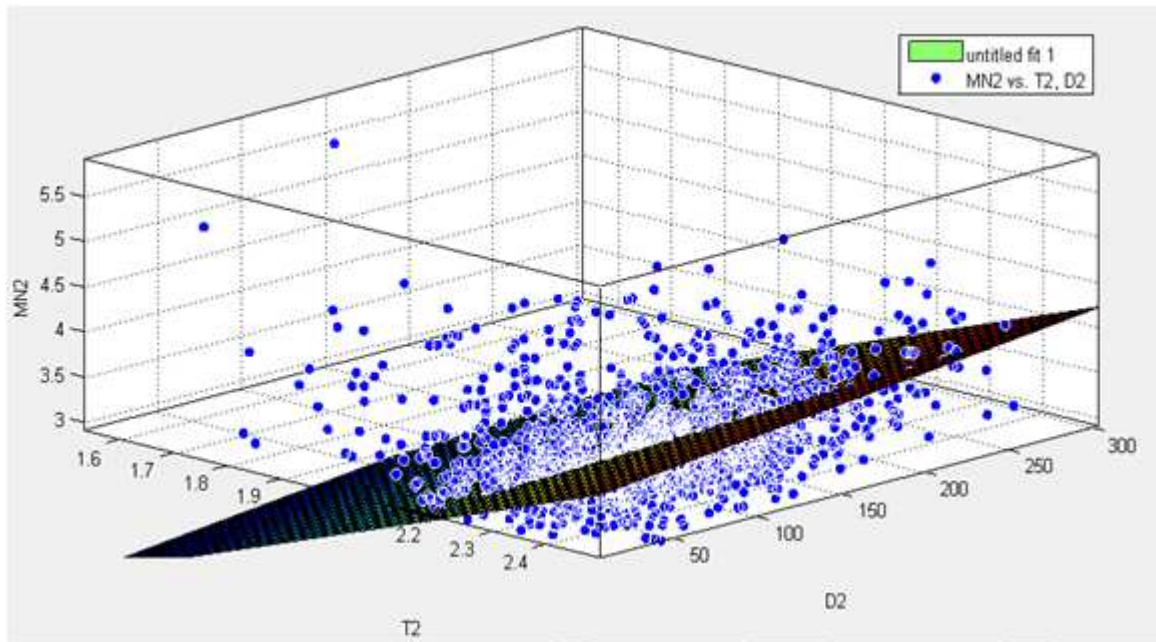
که در آن،  $v$  بیشینه دامنه بر حسب نانومتر بر ثانیه و  $d$  فاصله رومرکز زمین‌لرزه بر حسب کیلومتر است. میزان سازگاری بزرگای محلی مورد استفاده در مؤسسه ژئوفیزیک ( $M_N$ ) و بزرگای کدا بدست آمده در این مطالعه برای منطقه تهران مناسب می‌باشد (شکل ۱۲).

با تجزیه و تحلیل رگرسیون چندگانه شکل (۱۱) انجام شده به رابطه بزرگی جدید به صورت زیر دست یافتیم:

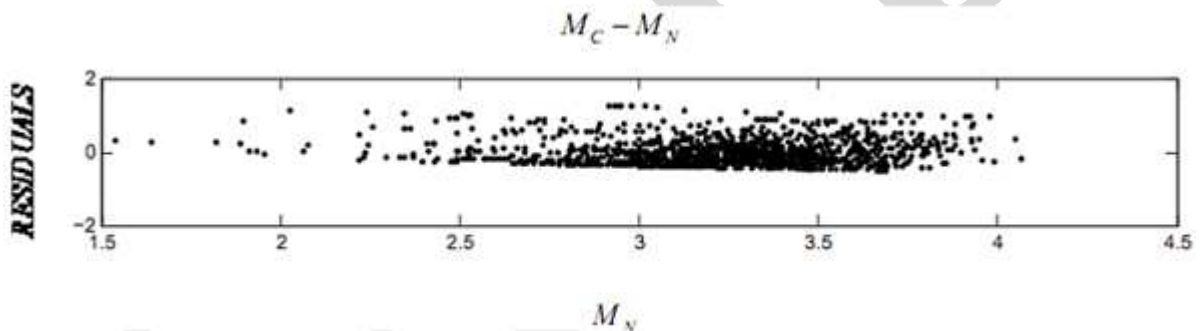
$$M_c = 2/341 \log_1 \tau + 0/0208 \Delta - 2/27 \quad (13)$$

که در آن  $\Delta$  فاصله رومرکزی به کیلومتر است و  $\tau$  مدت زمان سیگنال به ثانیه در یک رکورد با مؤلفه عمودی کوتاه دوره است. تعریف مدت زمان سیگنال‌های مورد استفاده در محاسبات  $M_c$ ،  $UUS$  از زمان رسید موج  $p$  تا زمانی که سیگنال به زیر سطح نویز پیش از رویداد می‌رسد که در این تحقیق از آن استفاده گردیده است. به منظور تعیین ثابت در معادلات  $M_c$ ، ما یک روش رگرسیون متعامد و نه از رگرسیون خطی استفاده شده است.

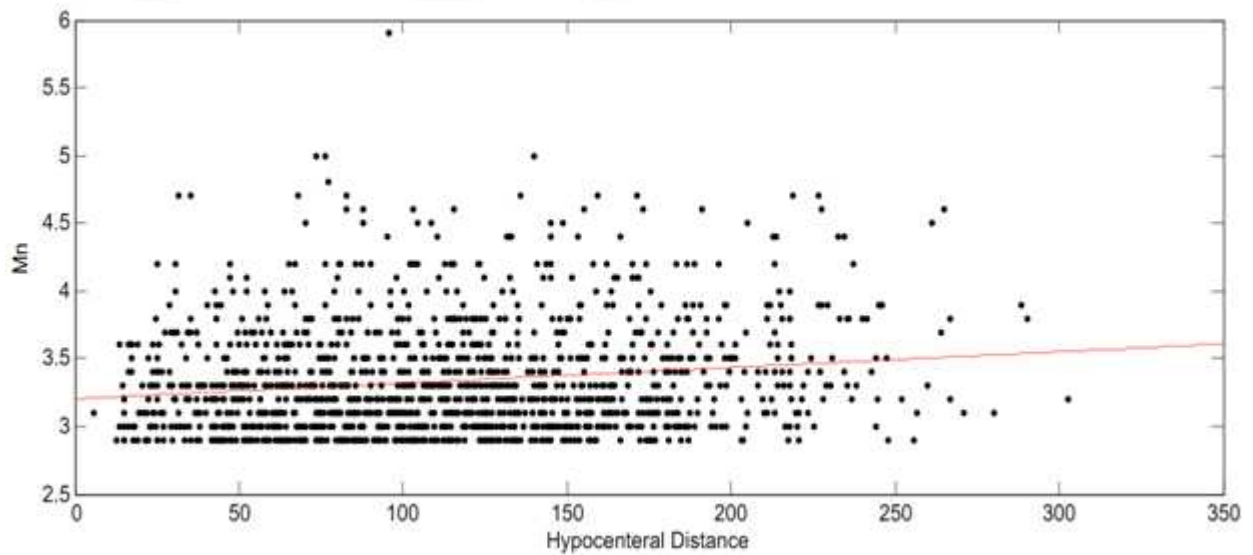
نتایج حاصل از رگرسیون به دست آمده در این تحقیق  $RSQRE = 0/95$  و  $RMSE = 0/08$  می‌باشد. بزرگی زمین‌لرزه‌ها محلی در ایران بر اساس بزرگی ناتلی (۱۹۷۳)  $M_N$  اصلاح شده توسط رضاپور (۲۰۰۵) که به صورت زیر تعریف شده است (Nuttl 1973, Rezapour 2005):



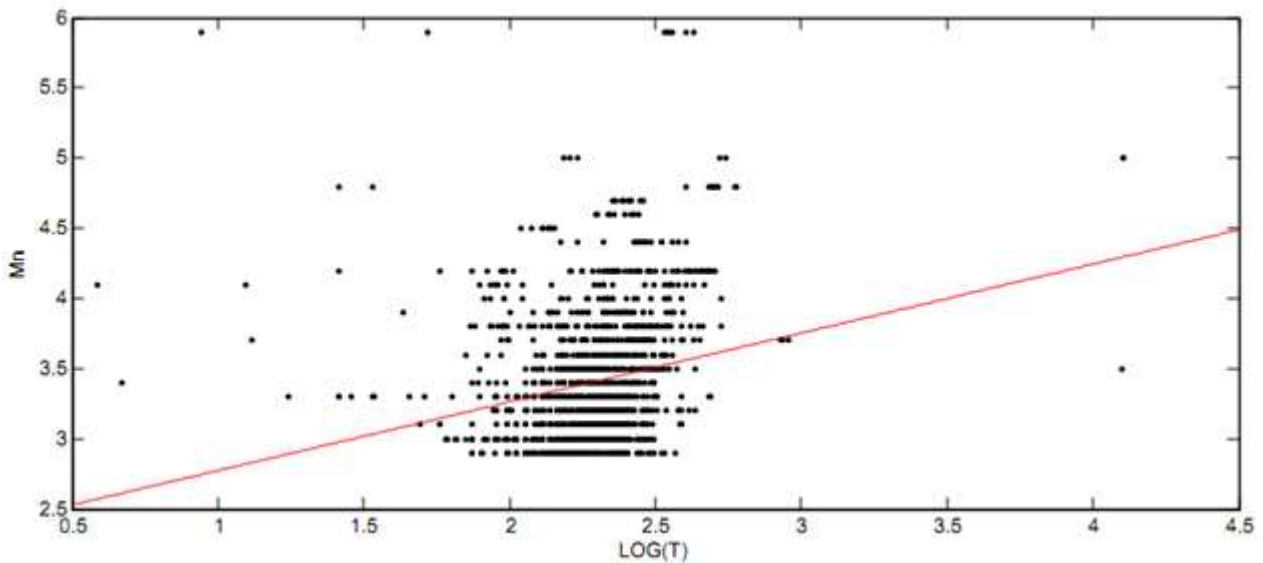
شکل ۱۱. نمایش صفحه‌ی فیت شده با زمین‌لرزه‌ها در سه راستای فاصله رومرکز (D2)، طول رکورد (T2) و بزرگای (Mc2)، که توسط نرم افزار متلب صورت گرفت.



شکل ۱۲. اختلاف بزرگای  $M_C$  با بزرگی‌های محلی  $M_N$  برای منطقه تهران.



شکل ۱۳. رابطه بزرگای در مقابل فاصله رومرکز از ثبت رکورد.



شکل ۱۴. رابطه بین بزرگای  $M_N$  و طول زمانی نگاشت زمین‌لرزه

#### ۴. نتیجه‌گیری

از فیت شدگی و سازگاری بالای داده‌ها و معادله به دست آمده دارند. نتیجه حاصل با معادله به دست آمده در پارک ملی یلوستون در ایالت وایومینگ آمریکا مطابقت خوبی دارد.

#### تشکر و قدردانی

از مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز تشکر و قدردانی می‌شود.

#### منابع

- Aki, K. (1969) Analysis of The seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysics Research*, 74, 615- 631.
- Aki, K., Chouet, B.A. (1975) Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysics Research*, 80, 3322–3342.
- Aki, K. (1980) Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 To 25 Hz. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21, 50–60
- Bisztricsany, E.A. (1958) A new method for the determination of the magnitude of earthquakes. *Geofizik kozlem*, 7, 2.
- Bakun, W.H. and Lindh, A.G. (1977) Local magnitudes, seismic moments and coda durations near Oroville. *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 67, 615–629

هدف اصلی از این مطالعه در قسمت دوم این است که یک مقیاس بزرگی طول مدت امواج کدا برای منطقه تهران به دست آید. این مقیاس اجازه استفاده از لرزه‌نگاشت تولید شده توسط زمین‌لرزه‌های بزرگ در نزدیکی ایستگاه‌های رخ داده را به ما خواهد داد. در منطقه تهران تفاوت‌های در دامنه، مدت زمان و محتوای فرکانسی در لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه‌هایی که از نظر بزرگای مشابه‌اند، مشاهده شده است. تفاوت مشاهده شده در دامنه و طول مدت سیگنال‌های لرزه‌ای می‌تواند به برآورد اشتباه یا برآورد بیش از حد بزرگی را بر اساس این پارامترها منجر شود. مقیاس بزرگی امواج کدا به دست آمده در این مطالعه، مکمل مقیاس بزرگی محلی که قبلاً برای منطقه ارائه شده است می‌باشد. در تحقیقات زلزله‌شناسی و تحلیل خطر زمین‌لرزه یکی از پارامترهایی که لازم است همواره به طور دقیق مورد بررسی قرار گیرد، پارامتر بزرگای زلزله است. دارا بودن یک کاتالوگ لرزه‌ای حاوی مقادیر بزرگای مورد اعتماد می‌تواند بسیاری از برآوردهای تحلیل خطر را دقیق‌تر کند. مقیاس  $M_C$  برای منطقه البرز مرکزی با استفاده از زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط دستگاه‌های کوتاه دوره در مؤلفه عمودی که دارای کیفیت بالایی بودند محاسبه گردید. نتایج حاصل از رگرسیون حاکی

- Tsujura, M. (1978) Spectral analysis of coda waves from local earthquakes. *Bulletin Earthquake Research Institute, Tokyo University*, 53, 1-48.
- Biswas, N.N. and Aki, K. (1984) Characteristics of coda waves: central and south central Alaska. *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 74 (2), 493-507.
- Frankel, A., Wennerberg, L. (1987) Energy-Flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 77, 1223-1251
- Frankel, A., McGarr, A., Bicknell, J., Mori, J., Seeber, L., and Cranswick, E. (1990) Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: measurements from newyork state, south africa and southern California, *Journal of Geophysical Research*, 17, 441-457.
- Fehler, M., Hoshiaba, M., Sato, H. and Obara, K., (1992) Separation of scattering and intrinsic attenuation for the kanto- tokai region, japan, using measurements of s-wave energy versus hypo central distance, *Geophysical Journal International*, 108, 787-800.
- Ghods, A. and Sobouti, F. (2005) Quality assessment of seismic recording: tehran seismic telemetry network. *Asian Journal of Earth Sciences*, 25, 687-694.
- Habermann, R.E. (1987) Man-Made changes of seismicity rates, bulletin of the seismological. *Society of America*, 77, 141-159.
- Lee, W.H.K., Bennett, R.G. and Meagher, K.L. (1972) A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal durations. *U.S.G.S Open File Report*.
- Lahr, J.C., Page, R.a. and Thomas, J.A. (1974) *Catalog of earthquake in south central alaska, april-june 1972.u.s..* Geology Survey Open File Report, 35.
- Nuttli, O.W., (1973) Seismic wave attenuation relations for eastern north america, *Journal of Geophysical Research*, 78, 876-855.
- Real, C.R. and Teng, T., (1973) Local richter magnitude and total signal duration in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 63, 1809-1827.
- Rautian, T.G. and khalturin, V.I. (1978) The use of the coda for determination of the earthquake source spetum, *Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA)*, 68, 923-948.
- Rezapou, M. (2005) Magnitude Scale in the Tabriz Seismic Network. *Journal of the Earth & Space Physics*, 31 (1), 13-21.
- Sole'vev, S.L. (1965) Seismicity of Sakalin. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University*, 43, 95-102.
- Tsumura, K. (1967) Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 15, 7-18.



ISSN 2345 - 4997

Available online at: www.geo-dynamica.com

Vol. (2), No. 01, SN:04, (Special Issue on Saravan Earthquake) April 2014  
6<sup>th</sup> Article- P. 23 to 32**GRIB**Geodynamics Research  
International Bulletin

# Studying Probability of Thermal Anomalies Before Earthquake And Its Application to Imminent Earthquake Prediction (A Case Study of Saravan Earthquake)

Shahab Adeli<sup>1\*</sup>, Khalil Valizadeh Kamran<sup>2</sup>, Behroz Sari Saraf<sup>3</sup>,  
Ali Mohhammad Khorshiddoust<sup>4</sup><sup>1</sup> Department of Remote Sensing and Geographical Information System, Tabriz University, Tabriz, Iran.<sup>2</sup> Department of Remote Sensing and Geographical Information System, Tabriz University, Tabriz, Iran.<sup>3</sup> Department of Meteorology, Tabriz University, Tabriz, Iran.<sup>4</sup> Department of Meteorology, Tabriz University, Tabriz, Iran.

\*Corresponding Author (shahab.adeli@gmail.com)

<b>Article History:</b>	Received: Mar 29, 2014	Reviewed: Apr 05, 2014
Revised: Apr 09, 2014	Accepted: Apr 13, 2014	Published: Apr 14, 2014

## ABSTRACT

Natural hazards are adverse events that occur in the majority of cases and are associated with human and financial losses. The earthquakes dangerous have high importance for Iran because of this country position on the one of most dangerous belt of seismic (Alpine- Himalayan) in the world. Application of remote sensing technology and satellite image processing can compensate the lack of ground stations and earthquake observation and forecasting system improvement. In this research, we used this technology for analyzing thermal anomalies of a few days before the recent earthquake in Saravan with MODIS sensor of Terra satellite data by using split window algorithm and identifying and providing the resulting thermal anomalies to predict the nearly occurring earthquake in other areas.

**Keywords:** Saravan, Thermal Anomaly, Remote Sensing, Modis Images, Split Window Algorithm.

## بررسی احتمال وقوع آنومالی حرارتی پیش از زلزله و استفاده برای پیش بینی نزدیک به وقوع زلزله (منطقه مورد مطالعه: زلزله سراوان)

شهاب عادل<sup>۱</sup>، خلیل ولی زاده کامران<sup>۲</sup>، بهروز ساری صراف<sup>۳</sup>، علی محمد خورشید دوست<sup>۴</sup><sup>۱</sup> سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشگاه تبریز، تبریز، نگارنده رابط (shahab.adeli@gmail.com).<sup>۲</sup> گروه سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشگاه تبریز، تبریز.<sup>۳</sup> گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز، تبریز.<sup>۴</sup> گروه آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز، تبریز.

تاریخ داوری: ۱۳۹۳/۱/۱۶	تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱/۰۹	تاریخچه انتشار مقاله
تاریخ انتشار: ۱۳۹۳/۱/۲۵	تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱/۲۴	تاریخ اصلاحات: ۱: ۱۳۹۳/۱/۲۰

## چکیده

مخاطرات طبیعی پدیده‌های زیانباری می‌باشند که وقوع آنها در اغلب موارد با تلفات جانی و مالی همراه می‌باشد. برای کشور ایران که در کمربند زلزله آلپ-همیالیا که یکی از پر خطرترین مناطق لرزه‌ای جهان می‌باشد، خسارات زلزله از اهمیت بسزایی برخوردار است. به کارگیری فناوری سنجش از دور و پردازش تصاویر ماهواره‌ها می‌تواند کمبود داده‌های ایستگاه‌های زمینی را جبران کرده و سیستم مشاهده زلزله‌ها و پیش‌بینی آن را بهبود بخشد. با استفاده از این فناوری در این تحقیق از داده‌های سنجنده MODIS ماهواره



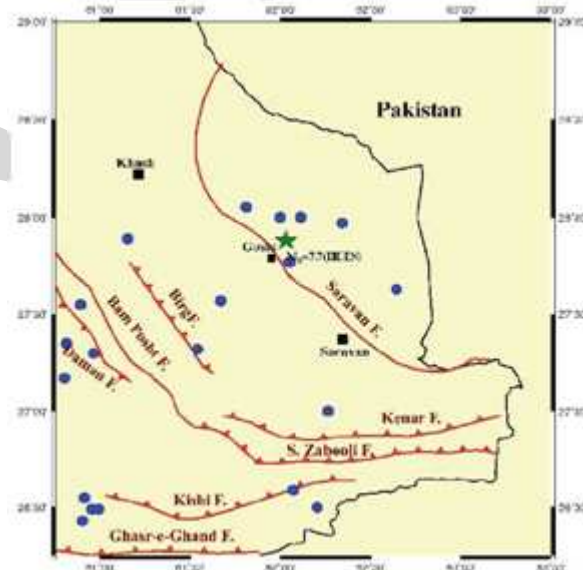
ترا، آنومالی‌های حرارتی چند روز پیش از زلزله اخیر سراوان را با استفاده از الگوریتم پنجره مجزا بررسی کرده و ضمن شناسایی و ارائه آنومالی‌های حرارتی به وجود آمده، امکان استفاده از این روش برای پیش‌بینی نزدیک به وقوع در سایر مناطق مورد بررسی قرار دادیم. الگوریتم پنجره مجزا تفاوت معنی‌داری با داده‌های زمینی نداشته و مشخص شد نتایج استفاده‌شده با این الگوریتم عملکرد بهتری داشته است و مشخص شد روز قبل از زلزله دمای سطح زمین به صورت چشمگیری آنومالی با روز زلزله و روزهای قبل داشته است.

**واژه‌های کلیدی:** سراوان، آنومالی حرارتی، سنجش از دور، تصاویر MODIS، الگوریتم پنجره مجزا.

## ۱. مقدمه

ریشتر در کشور رخ داده است و به طور متوسط هر ده سال یک بار زلزله‌ای به بزرگی هفت ریشتر، و هر دو سال یک بار نیز زلزله‌ای به بزرگی بیش از ۶ ریشتر، به وقوع پیوسته است و این در حالی است که روستاهای کشور در برابر زمین‌لرزه ۵ ریشتری و شهرهای ما در برابر زمین‌لرزه ۶ ریشتری به شدت آسیب‌پذیرند (Hashemi & Alesheikh, 2010). ایران یکی از مستعدترین کشورهای لرزه‌خیز جهان است که در ۳۰ سال گذشته بر اساس آمار و اطلاعات موجود، بیش از ۱۰ درصد تلفات جانی در آن ناشی از زلزله بوده و تقریباً ۷۰ درصد از مساحت کشور یا بر روی گسل یا در حوالی آن قرار دارد و بیش از ۶۰۰ شهر کشور روی کمر بند زلزله قرار گرفته است (نامی ۱۳۸۹). از جمله این مناطق سراوان می‌باشد که بررسی لرزه‌خیزی گستره یک درجه در یک درجه کانون زمین‌لرزه نشان می‌دهد که حدود ۹۴ رویداد لرزه‌ای در سده اخیر در منطقه رخ داده است. از این تعداد ۲۲ رویداد دارای بزرگی بیش از ۵ هستند که نقشه موقعیت آن‌ها در شکل (۱) نشان داده شده است.

همه ساله بحران‌های طبیعی متعددی همچون زمین‌لرزه و طوفان و سیل در بخش‌های مختلفی از جهان رخ می‌دهند و زیان‌ها و خسارت‌های گاه جبران‌ناپذیری را به بار می‌آورند. سرزمین ایران با توجه به موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناختی آن در زمره ده کشور سانحه‌خیز جهان جای دارد و همواره بر اثر بروز سوانحی چون سیل، زمین‌لرزه، خشکسالی، طوفان و سایر مخاطرات خسارات جانی و مالی فراوانی به کشور وارد شده است و می‌شود (Martini, 1998). بلایای طبیعی هر سال نزدیک به دو هزار میلیارد تومان به ایران خسارت وارد می‌سازند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۳). زلزله یکی از مشخصات سیاره ماست که به تنهایی در سراسر جهان هزاران زندگی را قربانی و خسارات مالی فراوانی وارد کرده است و به دلیل گستردگی قلمرو و نیز وسعت و شدت خساراتی که وارد می‌سازد یکی از شناخته‌شده‌ترین مخاطرات طبیعی جهان است. زلزله از جمله عواملی است که می‌تواند به بروز بحران منجر شود (قنوتی و همکاران، ۱۳۸۸). آمار نشان می‌دهد که طی صد سال گذشته، چهارده زلزله به بزرگی بیشتر از هفت



شکل ۱. پراکندگی زمین‌لرزه‌های بزرگتر از ۵ ریشتر منطقه

از پیش‌نشانگرهای هواشناسی، آنومالی‌های حرارتی و ابرهای زلزله مورد توجه بسیاری از محققان قرار گرفته است.

تصاویر حرارتی ماهواره‌ها، ارتباط میدان‌های حرارتی بادوام را با ساختارهای خطی بزرگ و گسل در پوسته زمین و آنومالی‌های کم دوام قبل از زلزله‌های بزرگ را نشان می‌دهد (Tronin et al., 2000).

آنومالی‌های کم دوام ۱۴-۷ روز قبل از زلزله در سطح هزارها و ده‌ها هزار کیلومتر مربع تغییرات ۷-۲ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. این چنین آنومالی‌های حرارتی چند روز پس از حادثه محو می‌شوند. اطلاعات پیرامون آنومالی‌های حرارتی از راه سنجش از دور و اطلاعات زمینی قابل دسترسی‌اند (علوی پناه، ۱۳۸۶). کمالی و همکاران (۱۳۸۸) در مقاله‌ای با نام "پیش‌نشانگرهای گرمایی لرزه‌ای احتمالی حاشیه غرب صفحه لوت ایران - منطقه کرمان" به این نتیجه رسیده‌اند که در هر دو ایستگاه بم و زرنند، قبل از زلزله اصلی، کاهش محسوس دمای نسبی (حدود ۱/۵ درجه سلسیوس) و بعد از آن افزایش نسبی دما (حدود ۲ الی ۲/۵ درجه سلسیوس) در عمق یک متر مشاهده شد.

ژوانگ و همکاران (۲۰۰۸) در مطالعه‌ای بیان کردند که با سنجنده مودیس، تصاویر حرارتی برای فعالیت‌های زمین و رابطه آن با آنومالی‌های حرارتی مورد استفاده قرار بگیرند (Zhang et al. 2008). برای این مطالعه آن‌ها زلزله ونچوان چین را مورد استفاده قرار دادند و دریافتند که حرارت بین ۳ الی ۵ درجه سانتی‌گراد افزایش پیدا کرد و بعد از زلزله این آنومالی از بین رفت. کیانگ و همکاران (۱۹۹۹) گزارش کردند که ۶ روز قبل از زلزله Dongsha در قسمت جنوبی چین در سپتامبر ۱۹۹۲ آنومالی‌های افزایش درجه حرارت مشاهده شده است.

همچنین Qiang et al. (۱۹۹۹) گزارش کردند تصاویر ماهواره‌ای مادون‌قرمز حرارتی قبل از زلزله ۶ ریشتری Tiana تایوان در مارس ۱۹۹۱ نیز افزایش درجه حرارت در حدود ۶ روز قبل از زلزله را نشان داده است (Qiang et al. 1999).

زمین‌لرزه اخیر سراوان بزرگ‌ترین زمین‌لرزه رویداده در سده اخیر در این گستره می‌باشد (آمبرسز ۱۹۸۲). مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های اتفاق افتاده، به قرار زیر است:

- زمین‌لرزه ۲۳ خرداد ۱۳۱۳ (۱۳ ژوئن ۱۹۳۴)
- شمال خاوری سراوان با بزرگی Mb 6/9
- زمین‌لرزه ۲۹ فروردین ۱۳۶۲ (۱۸ آوریل ۱۹۸۳)
- شمال باختری سراوان با بزرگی Mw 6/7 می‌باشد.

شناخت ویژگی‌های رفتاری پدیده‌های طبیعی، از جمله زلزله اهمیت زیادی در زندگی انسان‌ها برخوردار می‌باشد (ایزدخواه و امینی، ۱۳۸۴). زلزله در طول دوران حیات کره زمین وجود داشته و خواهد داشت. علی‌رغم پیشرفت‌های علمی و به‌کارگیری فناوری‌های گسترده در پیش‌بینی حوادث، از جمله زلزله، وقوع این پدیده هنوز هم هزینه‌ها و خسارات سنگینی را به جوامع انسانی وارد می‌سازد. در دهه‌های اخیر تلاش دانشمندان علوم مختلف، بیشتر در جهت یافتن فاکتورهای قابل پیش‌بینی و مؤثر در وقوع زلزله‌ها بوده است، تا بر اساس آن تغییرات زمانی وقوع زلزله‌ها را در دراز مدت ارزیابی و پیش‌بینی نمایند (ایزدخواه و امینی، ۱۳۸۴). پیش‌بینی زلزله عبارت است از مشخص نمودن یک ناحیه جغرافیایی و محدوده زمانی که در آن یک زمین‌لرزه روی خواهد داد و درصد اطمینان پیش‌بینی باید در آن گنجانده شده باشد (علوی پناه، ۱۳۸۶).

فناوری سنجش از دور و استفاده از ماهواره‌ها نیز در سال‌های اخیر بر وسعت تحقیقات پیش‌بینی زلزله افزوده و نظریه‌های مختلف موجود در این زمینه را مورد بررسی قرار می‌دهد و هم‌اکنون نقش انکارناپذیری در این زمینه تحقیقاتی ایفا می‌کند. هزینه پایین، ناحیه پوششی بالا، سرعت بالا، اطلاعات بیشتر و مشاهده پیوسته و قابلیت فراهم ساختن پوشش جهانی از خصوصیات به‌کارگیری فناوری سنجش از دور و ماهواره‌ها می‌باشد که می‌تواند کمبود داده‌های ایستگاه‌های زمینی را جبران کرده و سیستم مشاهده زلزله‌ها و پیش‌بینی آن را بهبود بخشد (علوی‌پناه، ۱۳۸۶).

## ۲. منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در ۶۴ کیلومتری شمال باختری سراوان و ۱۲ کیلومتری شهر گشت ساتان سیستان و بلوچستان، محل وقوع زلزله ۷/۷ ریشتری می‌باشد. این زمین‌لرزه بر اساس لرزه نگاشت‌های ثبت‌شده در شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه در مختصات ۲۷/۸۸ درجه عرض شمالی و ۶۲/۳۰ درجه طول شرقی قرار دارد (گزارش مقدماتی سازمان لرزه‌نگاری کشور) (شکل ۲).

ترانین (۲۰۰۲) در مطالعه‌ای پی به وجود آنومالی حرارتی یک هفته قبل از زلزله ۱۹ مارس ۱۹۸۴ با بزرگی ۷/۴ در منطقه Gazli واقع در آسیای مرکزی برد (Tronin 2002). در تصویر مادون‌قرمز حرارتی ۱۱ مارس ۱۹۸۴ یعنی یک هفته قبل از زلزله، آنومالی‌های مثبت حرارتی در حوالی کانون زلزله مشاهده شد. ناحیه آنومال، وسعتی در حدود ۱۰۰۰۰۰ کیلومترمربع را شامل می‌شد. در این پژوهش سعی گردیده است تا با استفاده از فناوری سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، آنومالی حرارتی پیش از وقوع زلزله اخیر سراوان را با تصاویر ماهواره‌ای MODIS مورد بررسی قرار گیرد.



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی

حد شمالی زون خاور و جنوب خاوری ایران را گسل میامی یا گسل شاهرود، حد خاوری آن را مرز ایران با پاکستان و افغانستان و حد جنوبی آن را دریای عمان و حد باختری آن را زون ایران مرکزی تشکیل می‌دهد. بخشی وسیعی از این زون به وسیله شن و ماسه و سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک پوشیده شده است. سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک کانسارهای فلزی (مس، سرب، روی، قلع، کرم، تنگستن) و غیرفلزی (پنبه نسوز، منیزیت) فراوانی را دارا می‌باشند (آقا

استان سیستان و بلوچستان در زون ساختمانی - رسوبی خاور و جنوب خاوری ایران واقع شده است که از نظر زمین‌شناسی دارای تقسیمات زیر می‌باشد:

- نهندان - خاش یا فلیش (رسوبات توریدیتی)
- بلوک لوت
- مکران و گودال جازموریان.

که در این رابطه،  $C_1$  و  $C_2$  برابر است با:

$$C_1 = 1.19106 \times 10^4 W cm^{-2} \mu m^4 Sr^{-1}$$

$$C_2 = 1.43883 \times 10^4 K \mu m$$

$L_i(T)$ : رادیانس اندازه‌گیری شده در باند  $i$  در دمای تابشی  $T$  است.  $f_i(\lambda)$  تابع پاسخ طیفی در باند  $i$  و  $\lambda_1$  و  $\lambda_2$  محدوده طول موج هر باند می‌باشد.

اگر هیچ جذبی در اتمسفر نباشد و توان تشعشعی هم معلوم باشد، دمای تابشی ( $T$ ) سطح لامبرتی از راه عکس قانون پلانک قابل محاسبه است.

با تعریف یک طول موج مرکزی برای هر باند  $\lambda$  می‌توان دمای تابشی را با عکس قانون پلانک چنین به دست آورد:

$$T = \frac{\left(\frac{hc}{k}\right)}{\lambda \ln \left( \left( \frac{2hc^2}{L\lambda^5} \right) + 1 \right)} \quad (3)$$

که در آن  $T$  دمای تابشی،  $\lambda$  طول موج،  $h$  ثابت پلانک،  $c$  سرعت نور،  $k$  ثابت استفان بولتزمن و  $L$  رادیانس است.

#### ۴. بحث و نتایج

با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS و الگوریتم پنجره مجزا، دمای سطح زمین برای منطقه سراوان بدست آمد و آنومالی‌های حرارتی آن استخراج شد که در شکل (۳) آمده است:

نباتی (۱۳۸۳). از گسل‌های منطقه می‌توان به گسل سراوان، گسل بم پشت، گسل بیرگ، گسل دامن، گسل کشین، گسل جنوب زابلی و گسل قصر قند نام برد (حسامی آذر و همکاران ۱۳۸۲).

#### ۳. مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش از تصاویر ماهواره Terra، سنجنده MODIS و محصول کالیبره شده LEVEL1 برای 1Km استفاده گردید که بازه زمانی از ۲۰ تا ۲۷ فروردین ۱۳۹۲ رادر برداشت.

این تصاویر با استفاده از نرم‌افزار سنجنش از دوری ENVI نسخه ۵.۰ مورد تصحیح هندسی و رادیومتریک و اتمسفری قرار گرفت. باندهای مورد استفاده از این تصاویر، باندهای ۳۱ و ۳۲ که از باندهای حرارتی سنجنده MODIS می‌باشد مورد استفاده قرار گرفتند و اقدام به برآورد دمای سطح زمین از این باندها برای منطقه با الگوریتم پنجره مجزایی که آقای DASH در سال ۲۰۰۴ منتشر نمود استفاده کردیم که بدین شرح می‌باشد:

$$T_s = a + \left[ b + c \left( \frac{1-\bar{\epsilon}}{\bar{\epsilon}} \right) + d \frac{\Delta\epsilon}{\bar{\epsilon}^2} \right] \left( \frac{TB_{\tau_1} + TB_{\tau_2}}{2} \right) + \left[ e + f \left( \frac{1-\bar{\epsilon}}{\bar{\epsilon}} \right) + g \frac{\Delta\epsilon}{\bar{\epsilon}^2} \right] \left( \frac{TB_{\tau_1} - TB_{\tau_2}}{2} \right) \quad (1)$$

که در این رابطه:

$\bar{\epsilon}$  میانگین گسیلمندی‌ها

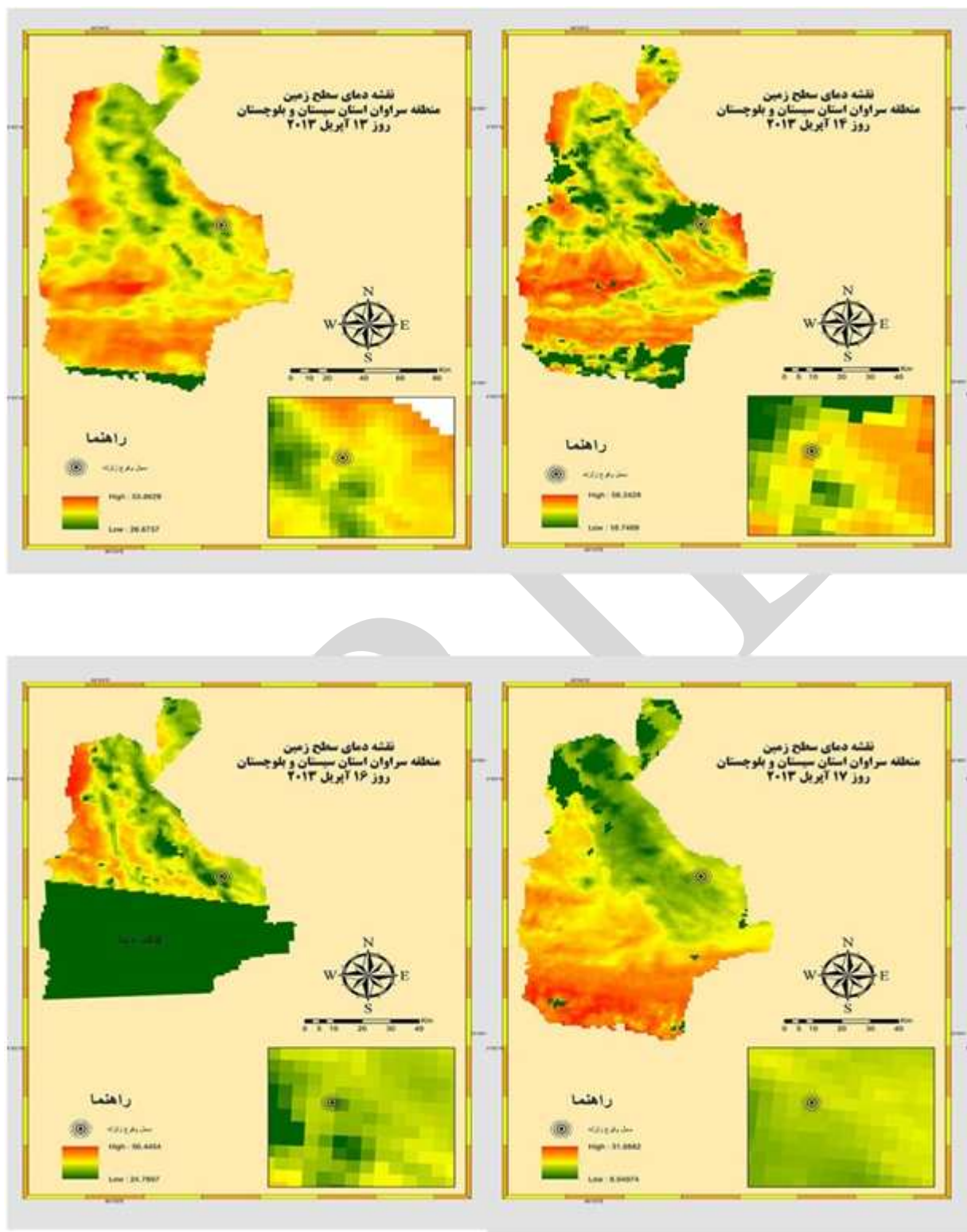
$\Delta\epsilon$  اختلاف دو گسیلمندی

a,b,c,d,e,f,g ضرایب رگرسیونی بوده

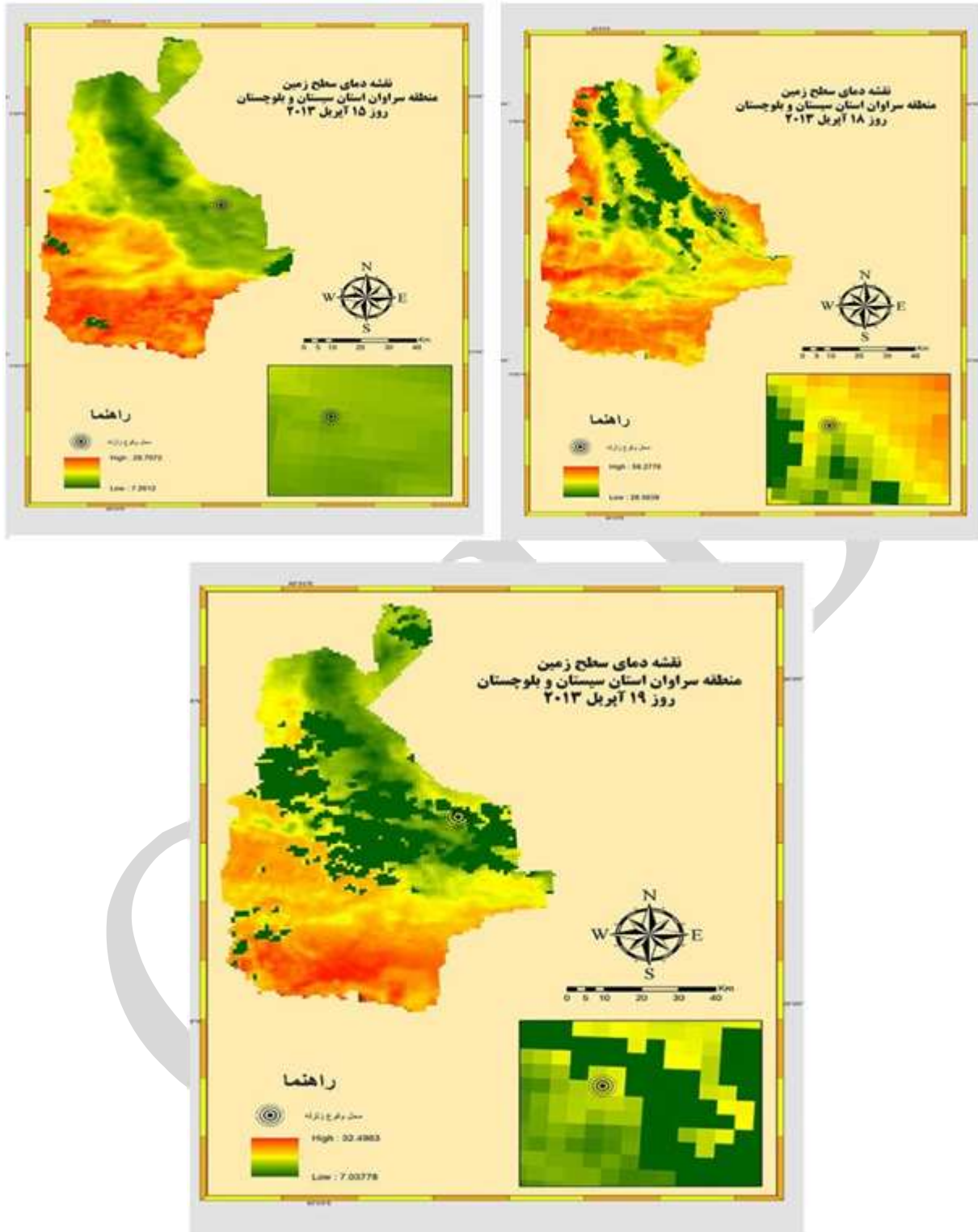
$TB_{31}$  و  $TB_{32}$  دمای درخشندگی باند ۳۱ و ۳۲ می‌باشد.

برای محاسبه دمای درخشندگی از این رابطه استفاده گردید:

$$L_i(T) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{f_i(\lambda) C_1}{\lambda^5 \exp\left(\frac{C_2}{\lambda T} - 1\right)} d\lambda \quad (W cm^{-2} \mu m^{-1} Sr^{-1}) \quad (2)$$



شکل ۳. نقشه‌های دمای سطح زمین منطقه سراوان



ادامه شکل ۳. نقشه‌های دمای سطح زمین منطقه سراوان

همچنین دماهای بدست آمده از این الگوریتم در جدول (۱) و نمودار (۱) گزارش گردیده که بدین شرح می‌باشد: