

## Investigation of Makran seismicity in southeast Iran, before and after 2011 Dalbandin earthquake of Pakistan with Mw: 7.2

Maryam Agh-Atabai<sup>1\*</sup>, Feresteh Jafari Hajati<sup>1</sup>, Majid Azimmohseni<sup>2</sup>

1- Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

2- Department of Statistics, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

**Keywords:** Makran, Earthquake, Seismicity rate, Coulomb stress change, Statistical parameter

### 1-Introduction

The Makran in southeastern Iran and southwestern Pakistan is formed by the subduction of Arabian–Ormara plate beneath the Eurasian plate (Farhoudi and Kaig, 1977). Study of Makran seismic history shows that despite the location of this area in an active subduction zone, its seismicity is low and few earthquakes have been recorded historically and instrumentally (Martin and Kakar, 2012). But in the last decade, from 2011 to 2013, several major earthquakes occurred in the Makran seismotectonic zone (Iran and Pakistan). The first major earthquake of the last decade in this zone is the 2011 Dalbandin earthquake with MW: 7.2. The earthquake occurred in southwest Pakistan, south of the Makran– Balochistan volcanic arc on a normal fault and at a depth of  $\approx 70$  km. About two years later, in 2013, two strong earthquakes occurred in the Makran zone of Iran within 25 days apart. The first earthquake with a magnitude of Mw 7.8 occurred in the eastern end of Iranian Makran, Saravan region, and the second happened in western Makran, close to the Minab-Zendan Fault zone with a magnitude of Mw 6.2 (Zare et al., 2013). After these earthquakes, an earthquake with a magnitude of MW: 7.7 occurred at the eastern end of Makran zone in Pakistan that was followed by intense sequence of aftershocks with a major 6.8 Mw aftershock (Avouac et al., 2014). The last major intermediate - focus earthquake in this region, prior to the Dalbandin earthquake, occurred on 18 April 1983 with a magnitude of MW: 7.0 (Ambraseye, 2000; Engdahl and Villasenor, 2002; Martin and Kakar, 2012). For this event Laane and Chen (1989) determined a normal faulting mechanism with a depth of  $65 \pm 5$  km, similar to the Dalbandin event. After this earthquake, also an earthquake with Mw: 5.9 occurred in the Hormozgan Province (in the Makran-Zagros transition zone). The epicentral location of these earthquakes are shown in Figure 1. The low event interval of 2011 to 2013 earthquakes and the 1983 earthquakes with approximately similar pattern in a tectonic zone may indicate their interaction. In this paper, the interactions between 2011 Dalbandin earthquake of Pakistan, 2013 Saravan and Goharan earthquakes of Makran seismotectonic zone in SE Iran was investigated by calculating the Coulomb stress changes. Also, in order to quantify the seismicity pattern changes in Makran, statistical parameters including b-value, seismicity rate and temporal changes of local standard deviation of gradient (*lsd*) were calculated over a 10 year period (5 years before and after the 2011 Dalbandin earthquake).

### 2-Methodology

#### 2-1- Coulomb failure function changes ( $\Delta CFF$ )

In this paper, the static Coulomb failure stress changes ( $\Delta CFF$ ) has been used to estimate the coseismic stress perturbations:

$$\Delta \delta f (\Delta CFF) = \Delta \tau + \mu (\Delta \sigma_n + \Delta p) \quad (\text{Eq.1})$$

Where  $\Delta \delta f$  is stress changes during source fault rupture on the receiver fault,  $\Delta \tau$  and  $\Delta \sigma_n$  are change in shear and normal stress changes, respectively,  $\Delta p$  is the pore pressure changes and  $\mu$  is the friction coefficient (varies between 0 to 0.8) (Harris, 1998; Stein, 1999; King and Cocco, 2001). Coseismic stress changes is calculated

\*Corresponding author: maryamataby@yahoo.com

DOI: 10.22055/aag.2020.30494.2024

Received 2019-07-31

Accepted 2020-02-18

based on Okada's code with assumption shear modulus of  $3.2 \times 10^5$  bars and poisson's ratio of 0.25 by the Coulomb 3.3 (Okada, 1992; Lin and Stein, 2004; Toda et al., 2005).

## 2-2- Extended cumulative $\sqrt{f}$ rule

In this paper, the  $\sqrt{f}$  rule (Cochran, 1977) and its local standard deviation (*lsd*) were used to investigate the temporal changes of seismicity pattern of Makran:

$$f(\Delta y) = \sqrt{(\Delta t)^2 + (\Delta x)^2 + (\Delta m)^2} \quad (\text{Eq. 2})$$

Where,  $\Delta t, \Delta x$  and  $\Delta m$  are interevent time, epicentral distance and magnitude of successive earthquakes, respectively. The advantage of this method is simultaneous use of all three seismic parameters (location, time and magnitude) for calculating of cum.  $\sqrt{f}$  compared to some other methods, such as fractal approach and scherider algorithm on which one variable used (Mirabedini, 2018). In order to compute the *lsd*, the events are divided in consecutive groups with equal number of events (in this study 20 data with a data step). For each group, the standard  $\sqrt{f}$  deviation of were computed and the plots of *lsd* as a function of time have been drawn. Mirabedini (2018) demonstrate that in low activity times the *lsd* is high and in the activity times *lsd* is low.

## 2-3- Data

The earthquake catalog of Makran is collected from the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology for the period of 2006 to 2016 (IIEES, 2018). In order to have homogeneous and complete catalogues, earthquake data have been homogenized to MW magnitude based on conversion relations (Karimiparidari et al., 2013), and the minimum magnitude of completeness ( $M_c$ ) on which the catalogues could be considered complete (Wiemer and Wyss, 2000) is calculated (Fig. 2). The completeness magnitude of our catalog obtained 4.2, so the total number of 370 seismic events with  $m_b \geq 4.2$  were remained for farther analysis.

## 3- Results and discussion

At the first step, the static stress changes due to 2011 Pakistan Dalbandin earthquake were calculated along a specified oriented receiver fault of main fault type (Fig 3). The result shows that the Makran and parts of Zagros and East Iran are in stress enhanced regions of Dalbandin earthquake. Then, in order to more accurately assess the impact of the Dalbandin earthquake on the two mentioned earthquakes, the static stress changes were calculated along a specified oriented receiver fault (first causative fault of Saravan earthquake and then Goharan earthquake; Figs. 4 and 5). The results show that both of Saravan and Gorharan earthquakes occurred in the enhanced stress regions due to 2011 Dalbandin earthquake indicating the positive effect of Dalbandin earthquake on triggering these events.

In order to investigate the seismicity pattern of Makran, b-value and seismicity rate were calculated for two 5-years periods before and after 2011 Dalbandin earthquake (Figs. 6 and 7). Number of earthquakes and b-values for the period before/after the target earthquakes were 124/247 and 1.34/1.54, respectively indicating an increase in the proportion of large earthquakes to small ones. Seismicity rate of cumulative and noncumulative plots (Fig. 7) also show that the seismicity rate of Makran especially earthquakes larger than 5 have increased after Dalbandin earthquake. Local standard deviation of gradient, *lsd*, is another statistical parameter that were calculated over time to investigate the seismicity pattern of Makran zone. Temporal variations plot of *lsd* parameter shows a decrease at the occurrence time of Dalbandin earthquake (Fig 8). Maximum decreases in this parameter is seen in 2013. In overall, the mean value of *lsd* in the 5 years period before Dalbandin event (5.69) is higher than after that (1.89), indicating an increasing in seismicity level of Makran after Dalbandin earthquake. The results indicate that the occurrence time of Dalbandin earthquake is the beginning of an active seismic period in the Makran subduction zone. But the peak of activity in this active seismic period is in 2013.

## 4-Conclusions

In this paper, the interactions between 2011 Dalbandin earthquake of Pakistan, 2013 Saravan and Goharan earthquakes of Makran seismotectonic zone in SE Iran was investigated by calculating the Coulomb stress changes. Maps and cross sections of coseismic stress changes show that Saravan and Goharan earthquakes have

occurred in the stress enhanced areas indicating the positive effect of Dalbandin earthquake on triggering the mentioned events. The results show that the seismicity rate of Makran seismotectonic zone has significantly increased after this event. The temporal variation graph of *l<sub>s</sub>d* parameter also decreases at the time of the Dalbandin earthquake event, indicating an increase in seismicity rate in the region. In overall, the results indicate that the Dalbandin earthquake is the beginning of an active seismic period in the Makran subduction zone on which the peak of activity occurred in 2013 with two years delay.

### Acknowledgements

This work was supported by the Vice Presidency for Research and Technology of Golestan University, the Ministry of the Sciences, Research and Technology of Iran. We would like to thank the reviewers for their comments.

### References

- Ambraseys, N., 2000. Reappraisal of North-Indian earthquakes at the turn of the 20th century. *Current Science* 79, 1237-1250.
- Avouac, J.P., Ayoub, F., Wei, S., Ampuero, J.P., Meng, L., Leprince, S., Jolivet, R., Duputel, Z., Helmberger, D., 2014. The 2013, Mw 7.7 Balochistan earthquake, energetic strike-slip reactivation of a thrust fault. *Earth and Planetary Science Letters* 391, 128-134.
- Cochran, W.G., 1977. *Sampling Techniques*. New York, p. 448.
- Engdahl, E.R., Villaseñor, A., 2002. *International handbook of earthquake and engineering seismology*, Part A.
- Farhoudi, G., Karig, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology* 5, 664-668.
- Harris, R.A., 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 24347-24358.
- IIEES, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, <http://www.iiees.ac.ir>.
- Karimiparidari, S., Zaré, M., Memarian, H., Kijko, A., 2013. Iranian earthquakes, a uniform catalog with moment magnitudes. *Journal of Seismology* 17, 897-911.
- King, G.C.P., Cocco, M., 2001. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences. *Advances in Geophysics* 44, 1-38.
- Laane, J.L., Chen, W.P., 1989. The Makran earthquake of 1983 April 18: A possible analogue to the Puget Sound earthquake of 1965?. *Geophysical Journal International* 98, 1-9.
- Lin, J., Stein, R.S., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109, B02303.
- Martin, S.S., Kakar, D.M., 2012. The 19 January 2011 Mw 7.2 Dalbandin earthquake, Balochistan, *Bulletin of the Seismological Society of America* 102, 1810-1819.
- Mirabedini, M., 2018. A quantitative study of earthquake pattern in the Zagros Belt: using some new approaches. Ph.D Thesis. Golestan University.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82, 1018-1040.
- Stein, R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature* 402, 605-609.
- Toda, S., Stein, R.S., Richards-Dinger, K., Bozkurt, S. B., 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110, 1-17.
- Wiemer S., Wyss M., 2000. Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from the western United States, Alaska, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90, 859-869.
- Zare, M., Ansari, A., Heydari, H., Shahvar, M. P. M., Daneshdust, M., Mahdian, M., Sinaiean, F., Farzanegan, E., Mirzaei Alavijeh, H., 2013. A Reconnaissance Report on two. Iran, Makran Earthquakes; 16 April 2013, Mw7.8, Gosht (Saravan) and 11 May 2013 Iran (Goharan), Bashagard, SE of Iran. Earthquake Engineering Research Institute.

### HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Agh-Atabai, M., Jafari Hajati, F., Azimmohseni, M., 2021. Investigation of Makran seismicity in southeast Iran, before and after 2011 Dalbandin earthquake of Pakistan with Mw: 7.2. *Adv. Appl. Geol.* 10(4), 570-584.

DOI: 10.22055/AAG.2020.30494.2024

url: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_15493.html?lang=en](https://aag.scu.ac.ir/article_15493.html?lang=en)

## بررسی تأثیر زمین لرزه ۲۰۱۱ دالبندین پاکستان با بزرگای گشتاوری ۷/۲ بر لرزه خیزی مکران، جنوب شرق ایران

مریم آق اتابای\*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

فرشته جعفری حاجتی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

مجید عظیم محسنی

گروه آمار، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۵/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۲۹

\*maryamataby@yahoo.com

### چکیده

در سالهای ۲۰۱۱ تا ۲۰۱۳ چند زمین لرزه بزرگ در ایالت لرزه زمین ساختی مکران (ایران و پاکستان) اتفاق افتاد. فاصله زمانی کم رویداد این زمین لرزه ها در یک زون زمین ساختی می تواند بیانگر درهم کنش آنها باشد. در این مقاله، درهم کنش زمین لرزه ۲۰۱۱ دالبندین پاکستان و زمین لرزه های ۲۰۱۳ سراوان و گوهران در مکران در جنوب شرق ایران، با محاسبه تغییر تنش کولمب مطالعه شد. نقشه ها و نیم رخ های تغییر تنش نشان می دهند که زمین لرزه های سراوان و گوهران در محدوده های افزایش تنش روی داده اند که حاکی از تأثیر مثبت زمین لرزه دالبندین بر تحریک حوادث مذکور می باشد. جهت کمی نمودن میزان تغییرات سطح لرزه خیزی، پارامترهای آماری شامل  $b$ -value، نرخ لرزه خیزی و تغییرات زمانی انحراف استاندارد موضعی (Isd) گرادیان پارامترهای لرزه ای در یک دوره ۱۰ ساله (۵ سال قبل و بعد از زمین لرزه دالبندین) محاسبه شد. نتایج نشان دادند که نرخ لرزه خیزی ایالت لرزه زمین ساختی مکران بعد از این حادثه بطور قابل توجهی افزایش یافته است. نمودار تغییرات زمانی پارامتر Isd نیز در زمان رویداد زمین لرزه دالبندین کاهش نشان می دهد که بیانگر افزایش نرخ لرزه خیزی در منطقه است. بیشترین میزان کاهش پارامتر Isd (افزایش سطح لرزه خیزی) دو سال پس از زمین لرزه دالبندین اتفاق افتاده است. در مجموع نتایج این تحقیق نشان می دهد که زمین لرزه دالبندین شروع یک دوره فعال لرزه خیزی در زون فرورانش مکران است که اوج فعالیت دوره فعال با تأخیر دو ساله در سال ۲۰۱۳ و رویداد زمین لرزه های بزرگ اتفاق افتاده است.

کلمات کلیدی: مکران، زمین لرزه، نرخ لرزه خیزی، تغییر تنش کولمب، پارامتر آماری

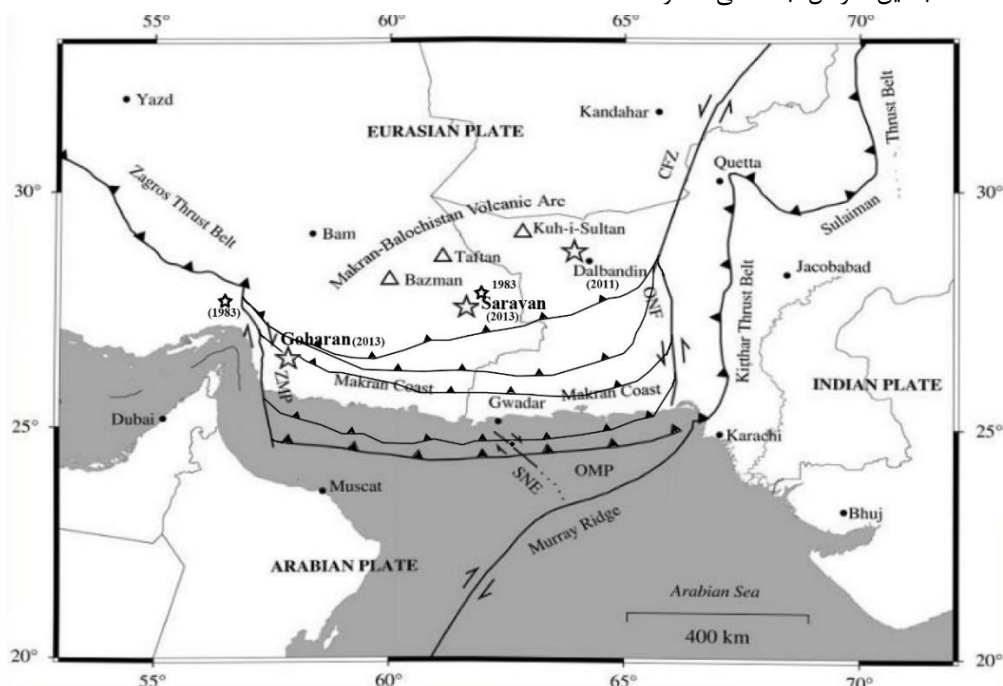
### مقدمه

جنوب کمان آتشفشانی مکران - بلوچستان بر روی یک گسل نرمال واقع در صفحه در حال فرورانش عربی به زیر صفحه اورازیا و عمق حدود ۷۰ کیلومتر روی داده است (Martin and Kakar, 2012). این زمین لرزه با دو پس لرزه بزرگ دنبال شده است. حدود دو سال پس از رویداد زمین لرزه دالبندین، در سال ۲۰۱۳، دو زمین لرزه شدید در ناحیه مکران ایران با فاصله ۲۵ روز از یکدیگر رخ دادند. اولی در تاریخ ۲۷ فروردین ۱۳۹۲ (۱۶ آوریل ۲۰۱۳) با بزرگی گشتاوری ۷/۸ و در عمق ۶۳ کیلومتر (IIEES) در ناحیه سراوان در انتهای شرقی مکران ایران با سازوکار نرمال (مشابه سازوکار و عمق کانونی زمین لرزه دالبندین) و دومی حدود ۲۵ روز پس از رویداد زمین لرزه سراوان، در تاریخ ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ (۱۱ می ۲۰۱۳ میلادی) با بزرگی گشتاوری ۶/۲ در نزدیکی روستایی به نام گوهران در بخش غربی مکران و در نزدیکی زون گسلی میناب زندان روی داد (Zare et al., 2013). به عقیده

زون فرورانشی مکران در جنوب شرق ایران و جنوب غرب پاکستان، بخشی از مرز صفحه اروراسیا - عربی است که در نتیجه فرورانش صفحات اقیانوسی عربی و اورامارا به زیر صفحه اوراسیا حاصل شده است (Farhoudi and Karig, 1977). این زون یکی از مناطق فرورانشی با حداقل مطالعات در دنیا می باشد (Penney et al., 2017). بررسی تاریخچه لرزه خیزی مکران نشان می دهد که با وجود قرارگیری این منطقه در یک زون فرورانشی فعال، سطح لرزه خیزی پایین است و زمین لرزه های بسیار اندکی در دوره تاریخی و دستگامی در آن ثبت شده است (Martin and Kakar, 2012). اما در دهه اخیر تعداد قابل توجهی زمین لرزه بزرگ در بخش های مختلف زون فرورانش مکران (از انتهای غربی تا انتهای شرقی) روی داده است. اولین زمین لرزه بزرگ دهه اخیر در این زون، زمین لرزه ۲۰۱۱ دالبندین با بزرگای گشتاوری ۷/۲ می باشد. این زمین لرزه در جنوب غرب پاکستان، در

کیلومتر تعیین شده است (Laane and Chen, 1989). بررسی داده‌های مرکز لرزه‌شناسی بین‌المللی (ISC, 2019) نشان می‌دهد که تا شعاع ۱۵۰ کیلومتری و چند سال پس از رویداد زمین‌لرزه ۱۹۸۳ بلوچستان، فقط یک زمین‌لرزه بزرگتر از ۵ با بزرگی گشتاوری ۵/۹ (NEIC) در استان هرمزگان (در زون گذر زاگرس-مکران) روی داده است (ISC, 2019). موقعیت زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۱ دالبندین، ۲۰۱۳ سراوان و گوهران (با ستاره بزرگتر) و زمین‌لرزه‌های سال ۱۹۸۳ میلادی (با ستاره کوچکتر) بر روی شکل ۱ نشان داده شده است. رویداد زمین‌لرزه‌های دالبندین، سراوان و گوهران با فاصله زمانی نسبتاً کم و رویداد زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۳ با الگوی تقریباً مشابه، نشان‌دهنده احتمال درهم‌کنش این زمین‌لرزه‌ها بر روی یکدیگر می‌باشد.

پنی و همکاران (۲۰۱۵)، این زمین‌لرزه بر روی یکی از سری گسل‌های چپ‌بر منشور برهم‌افزایشی مکران با سازوکار امتدادلغز چپ‌بر و روند تقریباً شرقی-غربی در انتهای غربی این زون مکران روی داده است (Penney et al., 2015). پس از این زمین‌لرزه‌ها، در همان سال زمین‌لرزه‌ای با بزرگی گشتاوری ۷/۷ در انتهای شرقی زون مکران در پاکستان اتفاق افتاد که با پس‌لرزه‌های بزرگی همراه بوده است (Avouac et al., 2014). تاریخچه لرزه‌خیزی منطقه حاکی از پایین بودن سطح لرزه‌خیزی در این زون است، طوری که از سال ۱۹۱۴ تا پیش از رویداد زمین‌لرزه دالبندین، فقط سه زمین‌لرزه با عمق متوسط در آن رخ داده است که آخرین آن‌ها زمین‌لرزه ۱۹۸۳ میلادی با بزرگی ۷ در بلوچستان است (Ambraseye, 2000; Engdahl and Villasenor, 2002). سازوکار کانونی این زمین‌لرزه نیز همانند دالبندین، نرمال با عمقی حدود ۶۵



شکل ۱- نقشه زمین‌ساختی مکران؛ موقعیت کانون سطحی زمین‌لرزه‌های دالبندین، سراوان و گوهران با ستاره بزرگتر و زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۳ با ستاره‌های کوچک‌تر نشان داده شده است (برگرفته از Martin and Kakar, 2012). موقعیت زمین‌لرزه‌ها از ISC (2019)، و ساختارهای گوه برافزایشی مکران از (Burg, 2018).

Fig. 1. Makran tectonic map; the location of epicenter of the Dalbandin, Saravan and Goharan earthquakes is shown by big open stars and the epicenters of 1983 earthquakes by smaller stars (adopted from Martin and Kakar (2012); the location of earthquakes from ISC (2019) and the structures of Makran accretionary wedge from Burg (2018).

مجاور (در فاصله چند کیلومتر تا صدها کیلومتر) تجمع پیدا کرده و باعث افزایش تنش در آن‌ها می‌شود (Reasenber and simpson, 1992; King et al., 1994). با وجود این که افزایش تنش بر روی گسل‌های گیرنده ممکن است بسیار ناچیز (کمتر از ۱٪ میزان افت تنش حاصل از زمین‌لرزه بعدی) باشد، ولی همین مقدار می‌تواند باعث تحریک و تعجیل زمین‌لرزه آتی شود. این نظریه که با عنوان انتقال تنش

در دهه‌های اخیر، پدیده برهم‌کنش زمین‌لرزه‌ها به عنوان یکی از عوامل موثر در توزیع احتمالی زمانی و مکانی زمین‌لرزه‌ها مطرح شده است. بر اساس این پدیده، زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌توانند باعث تغییر میدان تنش نواحی اطراف، تحریک گسل‌ها و رویداد زمین‌لرزه‌های بعدی شوند. در واقع تنشی که از یک گسل در طی زمین‌لرزه آزاد می‌شود، بر راحتی از بین نرفته بلکه به مناطق اطراف منتقل و بر روی گسل‌های

چین‌های موجود در منشور و رئولوژی مگاتراست زیر آن کنترل می‌شود (Penney et al., 2017).

مرزهای زون فرورانش مکران در سمت غرب و شرق غالباً سیستم‌های گسلی امتدادلغز تراشارشی (Transpressional) می‌باشد (شکل ۱). در سمت شرق، گسل‌های مربوط به مکران (شامل گسل‌های سیاهان، پنج‌گور و هشاب) به سیستم گسلی چمن متصل می‌شوند. گسل چمن یک گسل بزرگ و فعال با طولی حدود ۱۲۰۰ کیلومتر است که صفحات هند و اورازیا را از هم جدا می‌کند و یکی از گسل‌های ترانسفورم اصلی دنیاست (Iqbal et al., 2017). این گسل یک سیستم گسلی چپ‌بر است که از سه گسل اورناچنال، قضابند و چمن تشکیل شده و حرکت رو به شمال هند نسبت به اورازیا را با نرخ حدود ۳ سانتیمتر بر سال همراهی می‌کند (Jolivet et al., 2014; Mahmood et al., 2017). یکی از پرمخاطره‌ترین زمین‌لرزه‌ها در جنوب شرق آسیا مربوط به سال ۱۹۳۵ با بیش از ۳۰۰۰ کشته مربوط به گسل چمن می‌باشد. مرز غربی زون فرورانش مکران را سیستم گسلی راست‌بر میناب - زندان - پالمی تشکیل می‌دهد که خود یک زون گذر بین برخورد قاره‌ای زاگرس و فرورانش با نرخ حدود ۱۰ میلیمتر بر سال می‌باشد (شکل ۱) (Ravaut et al., 1998; Bayer et al., 2006).

این زون فرورانش از جنبه‌های متفاوتی دارای رفتار غیر معمول می‌باشد؛ با وجود نرخ بالای حرکت صفحه در این زون، فعالیت لرزه‌ای در این زون پایین است. مقدار کم شیب صفحه فرورانش در غرب مکران به عنوان دلیلی برای تعداد کم زمین‌لرزه‌ها پیشنهاد شده است (Dijkstra and Birnie, 1979; Niazi et al., 1980). همچنین لرزه‌خیزی بخش غربی و شرقی مکران با یکدیگر تفاوت دارد. به نظر می‌رسد بخش شرقی مکران (سمت پاکستان) که بخش قابل توجهی از زون فرورانش است، قفل شده و می‌تواند زمین‌لرزه‌های بزرگی ایجاد کند، همانگونه که در سال ۱۹۴۵ نیز زمین‌لرزه‌ای با بزرگی گشتاوری ۸/۱ در سواحل مکران پاکستان رخ داده است (Penney et al., 2017). برعکس، در غرب زون فرورانش مکران (سمت ایران) بجز تنها مورد احتمالی زمین‌لرزه تراستی ۱۴۸۳ (Ambraseys and Melville, 1982)، تقریباً فاقد زمین‌لرزه‌های کلان‌تراستی (megathrust) کم‌عمق در هر دو دوره تاریخی و دستگاهی بوده است (Penney et al., 2017). حتی مطالعات ریزلرزه‌خیزی با استفاده از لرزه‌نگارهای کف اقیانوس شواهدی از ریز لرزه‌خیزی در غرب مکران را نشان نداده است (Niazi et al., 1980). البته به عقیده امبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) این مورد احتمالاً به دلیل جمعیت پراکنده در مکران در طول دوره تاریخی بوده باشد که باعث شده زمین‌لرزه‌ها در این منطقه ثبت نشود (Ambraseys and Melville, 1982). از طرفی وجود تخته سنگ‌های بزرگ در طول سواحل عمان، که به نظر می‌رسد توسط سونامی جابجا شده باشند (Hoffmann et al., 2015)، می‌تواند نشان‌دهنده حرکت کلان-تراست‌ها در طی زمین‌لرزه‌های بزرگ کم‌تعداد باشد (Penney et al.,

شناخته می‌شود، توسط محققین زیادی برای بررسی درهم‌کنش زمین‌لرزه‌های بزرگ با حوادث بعد از آن (پس‌لرزه‌ها یا زمین‌لرزه‌های بعدی) استفاده شده است (Harris et al., 1995; Stien et al., 1997; Parsons et al., 2006; Pollitz et al., 2012; Gurgan et al., 2014; Wang et al., 2014; Agh-Atabi and Jafari Hajati, 2015). برخی از این تحقیقات، تاثیر زمین‌لرزه‌های بزرگ بر الگوی لرزه‌خیزی دنیا را مورد چالش قرار داده‌اند (Pollitz et al., 2012; Velasco et al., 2008; Gonzales-Huizar et al., 2012).

هدف از این تحقیق، با توجه به رویداد زمین‌لرزه‌های سراوان و گوهران با تاخیر زمانی پس از زمین‌لرزه دالبندین، بررسی احتمال تاثیر این زمین‌لرزه بر رویداد زمین‌لرزه‌های محدود زون فرورانش مکران در ایران است. لذا، درهم‌کنش زمین‌لرزه‌های مکران با محاسبه تغییر تنش کولمب مورد بررسی قرار گرفت. همچنین برای بررسی تغییرات سطح لرزه‌خیزی در زون فرورانش مکران ایران پس از حادثه دالبندین، پارامترهای لرزه‌خیزی شامل  $b$ -value، نرخ لرزه‌خیزی و تغییرات زمانی پارامتر آماری انحراف استاندارد موضعی گرادیان (Isd) در دو دوره زمانی ۵ ساله قبل و بعد از زمین‌لرزه هدف محاسبه و مقایسه شد.

#### لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

مکران حدود ۴۰۰ کیلومتر در جهت شمالی - جنوبی پهنا و حدود ۱۰۰۰ کیلومتر در جهت شرقی - غربی طول دارد. مطالعات GPS نشان می‌دهد که در ساحل مکران، صفحه عربی با نرخ حدود ۱۶ تا ۳۰ میلی‌متر بر سال در حال فرورانش به زیر صفحه اورازیا است (Apel et al., 2008; Khan et al., 2006). زاویه شیب صفحه فرورونده چیزی حدود ۲ تا ۸ درجه است که در مقایسه با سایر زونهای فرورانش دنیا بسیار کم است (Safari et al., 2017). به نظر می‌رسد شیب صفحه فرورونده در شرق مکران بیش‌تر از غرب آن باشد که دلیل آن را از محل کمان آتشفشانی به گودال که در شرق بیشتر از غرب است و پهنای کوچکتر منشور ذکر کرده‌اند (Byrne et al., 1992). مطالعات انجام شده در مکران با استفاده از روش‌های مختلف از جمله انعکاس لرزه‌ای نشان می‌دهد که شیب صفحه اقیانوسی در طول ۶۲/۵ درجه شرقی حدود کمتر از ۲ تا ۳ درجه است (White and Loudon, 1982; Kopp et al., 2000; Smith et al., 2012). اساس عمق زمین‌لرزه‌های مکران نشان داده است که میزان شیب صفحه فرورونده در عرض‌های شمالی‌تر (حدود ۲۷ درجه شمال) بیشتر شده است، طوری که مقدار شیب واقعی در این عرض جغرافیایی را ۲۶ درجه برآورد شده که نشان‌دهنده خمیدگی در صفحه فرورونده است (Maggi et al., 2000; Penney et al., 2017). مکران میزبان یکی از بزرگترین گوه‌های برهم‌افزایشی دنیاست که تصور می‌شود ضخامت آن به اندازه صفحه عربی در حال فرورانش به زیر آن است (Fruehn et al., 1997; Penney et al., 2017). منشور توسط هردو عامل نیروهای عمل‌کننده بر آن و هم با پاسخ منشور به این نیروها کنترل می‌شود که عامل دوم با رفتار گسل‌ها و

توصیف‌کننده گسل مرجع و گسل‌های گیرنده نیز مشخص کردند. گسل مرجع (گسل مسبب زلزله) با پارامترهای گسیختگی (لغزش، عمق، طول) و هندسه گسل (امتداد و شیب) تعیین می‌شود (Toda et al., 2005). گسل‌های گیرنده، صفحاتی با هندسه و مکانیسم گسلش (زوایای امتداد، شیب و ریک) هستند که تنش ایجاد شده توسط گسل مرجع بر روی آن‌ها قابل محاسبه می‌باشد (Toda et al., 2005; Lin and Stein, 2004). در گسل‌های گیرنده با هندسه مشخص، محاسبات تغییر تنش کولمب بر روی مکانیسم گسلش مشخص (زوایای امتداد، شیب و ریک) انجام می‌شود. به این معنا که هندسه گسل و جهت لغزش، از پارامترهای ورودی شبیه‌سازی برهم‌کنش تنش هستند (King and Cocco, 2001). در این روش محاسباتی، تغییر تنش کولمب بر روی صفحات گیرنده فقط از لغزش گسل مرجع حاصل می‌شود. به عبارت دیگر این گونه محاسبات مستقل از شناخت و تعیین تنش غالب منطقه‌ای و یا میدان‌های تنش ناشی شده از حوادث قبلی خواهند بود (King et al., 1994).

### روش‌های آماری

اولین پارامتر آماری که می‌توان برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی استفاده کرد، b-value رابطه گوتنبرگ-ریشتر ( $\log N = a - b M$ ) می‌باشد. در این پژوهش برای بدست آوردن این پارامتر از هر دو روش حداقل مربعات و حداکثر شباهت (Maximum Likelihood Method, Aki, 1965; Utsu, 1965) استفاده شد:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{m - mc} \quad (\text{رابطه ۲})$$

که در آن  $\bar{m}$  میانگین بزرگی و  $mc$  بزرگی آستانه یا حداقل بزرگی زمین‌لرزه است که از آن به بعد کاتالوگ زمین‌لرزه کامل در نظر گرفته می‌شود. محدوده اطمینان ۹۵٪ این ارزیابی برای  $n$  زمین‌لرزه برابر است با: (Oncel et al., 1996)  $\pm 1.9b / \sqrt{n}$ .

روش آماری دیگری که در این تحقیق استفاده شد، قاعده توسعه یافته  $\sqrt{f}$  تجمعی می‌باشد (Cochran, 1977). به منظور کاربرد روش  $\sqrt{f}$  جهت بررسی الگوی لرزه‌خیزی مکران از پارامترهای فاصله زمانی بین زمین‌لرزه‌های متوالی ( $\Delta t = t_2 - t_1$ )، فاصله مکانی بین زمین‌لرزه‌های متوالی (فاصله زاویه‌ای به درجه،  $\Delta x$ ) و اختلاف بزرگی بین زمین‌لرزه‌های متوالی ( $\Delta m = m_2 - m_1$ ) استفاده شد. مزیت استفاده از پارامترهای  $\Delta t$ ،  $\Delta x$  و  $\Delta m$  این است که خطای محاسباتی ندارند، کوچکترین تغییرات بعد از وقوع هر زمین‌لرزه را نشان می‌دهند. به دلیل اینکه پارامترهای  $\Delta t$ ،  $\Delta x$  و  $\Delta m$  مقیاس‌های متفاوتی دارند که می‌تواند بر روی نتایج تاثیرگذار باشند عمل استانداردسازی برای آن‌ها انجام شد.

تابع اندازه بردار گرادیان تلفیقی از داده‌ها را ایجاد می‌کند که اطلاعات مفیدی را در اختیار ما قرار می‌دهد. همچنین این تابع برای تعیین جهتی که در آن تابع چندمتغیره به سرعت بیشتری افزایش پیدا می‌کند مناسب است. به عبارت دیگر محقق را به جهتی که بیشترین حجم اطلاعات حاصل می‌شود، هدایت می‌کند. این تابع به صورت زیر ارائه می‌شود:

(2017). به این ترتیب این که مکران غربی (سمت ایران) قفل شده و توانایی ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ را دارد یا خیر هنوز یک سوال بدون جواب باقی مانده است.

### روش‌های پژوهش و داده‌ها

#### معیار تغییر تنش کولمب

برهم‌کنش زمین‌لرزه‌ها به عنوان یکی از ویژگی‌های اساسی لرزه‌خیزی است که می‌تواند منجر به وقوع زمین‌لرزه‌های پی‌درپی شود. در واقع رویداد هر زمین‌لرزه، باعث تغییر حالت تنش بر روی گسل‌های مجاور و در نتیجه تاثیرگذار بر مکان و زمان وقوع حوادث بعدی (مثل پس‌لرزه‌ها و زمین‌لرزه‌های بزرگ) باشد که با عنوان نظریه انتقال تنش شناخته می‌شود. بر اساس این نظریه، رویداد یک زمین‌لرزه موجب افزایش یا کاهش تنش در نواحی اطراف محدوده گسیختگی می‌شود (Stein, 1999). در این مقاله از معیار تغییر تنش کولمب (یا تنش استاتیک) برای محاسبه تغییر تنش اطراف زون گسیختگی استفاده شد:

$$\Delta\delta_f (\Delta CFS) = \Delta\tau + \mu \quad (\text{رابطه ۱})$$

$$(\Delta\sigma_n + \Delta P)$$

در این رابطه  $\Delta\delta_f$  تغییر تنش ایجاد شده در طی گسیختگی گسل مرجع بر روی گسل گیرنده،  $\Delta\delta_n$  تغییر تنش نرمال بر روی سطح گسل،  $\Delta\tau$  تغییر تنش برشی در جهت لغزش،  $\Delta P$  تغییر فشار منفذی در زون گسلی و  $\mu$  ضریب اصطکاک (معمولاً بین ۰/۸-۰/۱ است (Harris, 2001; Stein, 1999; King and Cocco, 2001). برای گسل‌های رانده و رژیم تنشی فشارشی و گسل‌های شیب‌لغز جوان (رانده و نرمال) ضریب اصطکاک بالا (۰/۸ تا ۰/۶) و برای گسل‌های امتدادلغز ضریب اصطکاک متوسط (۰/۴) در نظر گرفته می‌شود (Parsons et al., 1999; Toda and Stein, 2002). تغییر تنش کولمب به صورت مثبت ( $+\Delta CFS$ )، افزایش تنش و در نتیجه افزایش نرخ فعالیت لرزه‌ای و مقادیر منفی ( $-\Delta CFS$ )، کاهش تنش و نرخ لرزه‌خیزی مشاهده می‌شود. البته لازم به ذکر است که تغییرات تنش کولمب نمی‌تواند منجر به رویداد زمین‌لرزه شود، بلکه فقط می‌تواند باعث تأخیر یا وقوع زود هنگام حوادث لرزه‌ای بعدی شوند (Stein, 1999). در واقع در چنین حالتی تصور می‌شود که گسل‌ها در نتیجه فرآیندهای تکتونیکی منطقه، نزدیک به وضعیت گسیختگی هستند و فقط یک اختلال کوچک در تنش کافی است تا باعث تحریک و رویداد زود هنگام زمین‌لرزه شود (Rajput et al., 2005).

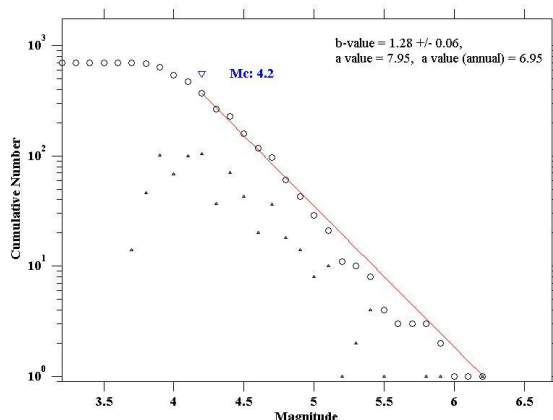
محاسبات میدان تنش کولمب بر اساس مدل تحلیلی آکادا با فرض مدول برشی  $1 \times 10^{10}$  بار، نسبت پواسون ۰/۲۵ با کمک برنامه کولمب ۳،۳ انجام شده است (Toda et al., 2005; Lin and Stein, 2004). در مدل تحلیلی آکادا (Okada, 1992)، زمین به عنوان یک نیم‌فضای الاستیکی همگن و گسل‌ها به صورت یک جداشدگی مستطیلی شکل درون آن در نظر گرفته شده است. علاوه بر این فرضیات، برای انجام محاسبات تغییر تنش هم‌لرزه‌ای باید پارامترهای

$$f(y) = \sqrt{(\Delta t)^2 + (\Delta x)^2 + (\Delta m)^2} \quad (۳ \text{ رابطه})$$

از مزایای استفاده از این تابع در مقایسه با سایر روش‌ها نظیر روش‌های فرکتالی، درگیر شدن سه متغیر اصلی مکان، زمان و بزرگی رویدادها در محاسبات است. در حالی که در روش‌های دیگر فقط یک متغیر در محاسبات بکار گرفته می‌شود. به منظور کمی کردن نمودار تجمعی  $(\text{cum. } \sqrt{f})$ ، مقدار انحراف استاندارد موضعی (*Local Standard Deviation, lsd*) آنها محاسبه شد. در واقع مقادیر *lsd*، همان پارامتر آماری انحراف استاندارد برای تعداد خاصی از داده‌ها می‌باشد. در این مقاله، برای محاسبه *lsd* از پنجره‌های زمانی ۲۰ داده با گام یک استفاده شده و در نهایت نمودار تغییرات این پارامتر در زمان ترسیم شده است. میرعابدینی (۱۳۹۶) براساس تغییرات مشاهده شده در نمودارهای  $\Delta x$ ،  $\Delta t$  و  $\Delta m$  نشان داد که در دوره‌هایی با فعالیت لرزه-خیزی پایین مقدار پارامتر *lsd* زیاد و در دوره‌هایی با فعالیت بالای لرزه‌خیزی مقدار آن کم است (Mirabedini, 2018).

### داده‌ها

در مقاله، جهت تجزیه و تحلیل‌های آماری، مجموعه داده زمین‌لرزه-های ایالت لرزه‌زمین‌ساختی مکران بر مبنای تقسیم‌بندی انجام شده توسط میرزایی و همکاران (۱۹۹۸) از سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله-شناسی و مهندسی زلزله (IIIES) برای یک دوره ۱۰ ساله (سال



شکل ۲- نمودار فراوانی بزرگی زمین‌لرزه‌های ایالت مکران برای دوره زمانی ده ساله (۵ سال قبل و پس از زمین‌لرزه ۲۰۱۱ دالبندین پاکستان).  
 Fig. 2. Frequency-magnitude plot of earthquakes in Makran zone for a 10 years period (5 years before and after the 2011 Dalbandin earthquake).

### نتایج

آذربایجان و بخش‌هایی از شرق ایران و ایران مرکزی با افت تنش همراه بوده است. بیشترین افزایش تنش را می‌توان در جنوب شرق ایران، ایالت مکران تا محدوده زون گذر زاگرس مکران مشاهده نمود. بررسی اولیه این نقشه نشان می‌دهد که موقعیت کانون سطحی هر دو زمین‌لرزه سراوان و گوهران در این محدوده افزایش تنش قرار دارند. به منظور ارزیابی دقیق‌تر تاثیر زمین‌لرزه دالبندین بر رویداد دو زمین‌لرزه ذکر شده، میزان تغییر تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه هدف بر گسل‌های مسبب این دو زمین‌لرزه نیز محاسبه شد.

در این مقاله، برای بررسی تاثیر زمین‌لرزه دالبندین بر زمین‌لرزه‌های مکران، محیط‌های تغییر تنش حاصل از زمین‌لرزه با استفاده از معیار تغییر تنش کولمب برای گسل گیرنده با هندسه مشخص از نوع مرجع (جدول ۱) محاسبه و ترسیم شد (شکل ۳). با توجه به رژیم تنش ناحیه-ای فشارشی حاکم در زون فرورانش مکران از یک طرف و سازوکار نرمال زمین‌لرزه مرجع، ضریب اصطکاک ۰/۶ در نظر گرفته شد. نقشه تغییر تنش نشان می‌دهد که رویداد زمین‌لرزه دالبندین باعث افزایش تنش در ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی مکران و بخش‌هایی از زاگرس و شرق ایران شده است. این نقشه نشان می‌دهد که ایالت‌های کپه‌داغ، البرز-



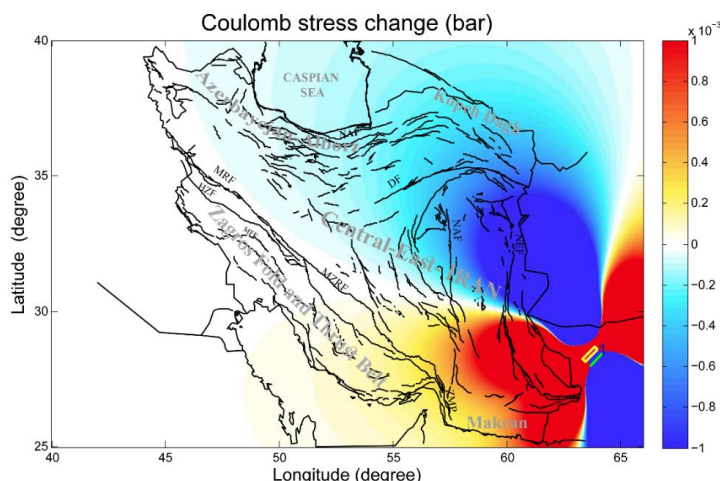
دالبندین و سراوان بر گسل گیرنده با هندسه گسل مسبب زمین‌لرزه گوهران نشان داده شده است. آزادفر و قیطانچی (۱۳۹۴) با استفاده از تحلیل مکانی و زمانی پس‌لرزه‌ها، راستای گسل مسبب این زمین‌لرزه را با امتداد تقریبی جنوب غرب-شمال شرق تا شرقی-غربی با شیب تقریباً قائم و سازوکار امتدادلغز چپ‌بر شناسایی کرده‌اند (Azadfar and Gheitanchi, 2015). همانطور که در این شکل نیز مشاهده می‌شود، زمین‌لرزه گوهران نیز در محیط افزایش تنش دو زمین‌لرزه قبل قرار گرفته است. این نتایج نشان می‌دهند که افزایش لرزه‌خیزی در سال ۲۰۱۳ در جنوب غرب ایران می‌تواند به دلیل درهم کنش زمین‌لرزه‌ها باشد و شروع این درهم کنش با زمین‌لرزه دالبندین پاکستان بوده است.

در شکل ۴ نقشه و نیمرخ تغییر تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه دالبندین بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص گسل مسبب زمین‌لرزه سراوان ترسیم شده است. با توجه به نتیجه تحقیق بارنهارت و همکاران از بین دو صفحه گره‌ای ارائه شده توسط هاروارد، صفحه ای با شیب به سمت شمال غرب به عنوان صفحه گسلی زمین‌لرزه سراوان (خاش) را در نظر گرفته شد (Barnhart et al., 2014). لازم به ذکر است برای زمین‌لرزه دالبندین که از نظر سازوکار و عمق مشابه با زمین لرزه سراوان است، صفحه گره‌ای با شیب به سمت شمال غرب به عنوان صفحه گسلی انتخاب شد. همانطور که در شکل مشاهده می‌شود، زمین‌لرزه سراوان در محیط افزایش تنش زمین‌لرزه دالبندین قرار گرفته است. در شکل ۵ نیز نقشه و نیمرخ تغییر تنش حاصل از دو زمین‌لرزه

جدول ۱- مشخصات موقعیت مراکز سطحی و صفحات گسلی زمین‌لرزه‌های مطالعه شده، استخراج شده از کاتالوگ CMT هاروارد (HCMT, 2019).

Table 1. Characteristics of epicentral locations and fault planes of studied earthquakes, extracted from the Harvard CMT Catalog.

Earthquake	Lon.	Lat.	Strike	Dip	Slip	Mw
Dalbandin	63.98	28.61	224	63	-107	7.2
Saravan	62.21	27.89	238	56	-102	7.7
Goharan	57.73	26.55	255	88	-16	6.2



شکل ۳- تغییر تنش استاتیکی حاصل از زمین‌لرزه ۲۰۱۱ دالبندین پاکستان. تغییر تنش بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص از نوع گسل مرجع محاسبه شده است. افزایش تنش کولمب با رنگ‌های گرم (قرمز و زرد) و کاهش تنش با رنگ‌های سرد (آبی) نمایش داده شده است.

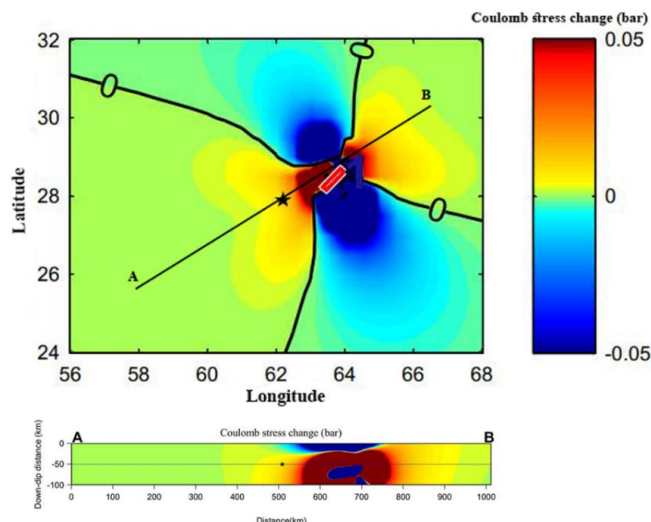
Fig. 3. The static stress changes due to 2011 Pakistan Dalbandin earthquake. The Stress changes were calculated along a specified oriented receiver fault of main fault type. The Coulomb stress enhanced regions is shown by warm colors (red and yellow) and decrease by cold colors (blue).

از افزایش در نسبت زمین‌لرزه‌های بزرگ به کوچک ایالت مکران پس از زمین‌لرزه دالبندین است. در شکل ۷ نمودارهای نرخ‌لرزه‌خیزی نشان داده است. نمودار شکل a۷ نرخ تجمعی زمین‌لرزه‌ها در هر بزرگی و بزرگ‌تر و شکل b۷ نرخ غیر تجمعی زمین‌لرزه‌ها در هر بزرگی را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل a۷ مشاهده می‌شود، نرخ زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر و مساوی ۵/۲ بیش از زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر افزایش یافته است که تایید کننده نتایج محاسبه

جهت بررسی تاثیر زمین‌لرزه دالبندین بر روی الگوی لرزه‌خیزی ایالت لرزه‌زمین‌ساختی مکران، ابتدا زمین‌لرزه‌های دوره ۵ ساله قبل و بعد از زمین‌لرزه از کاتالوگ جدا و تجزیه و تحلیل گوتنبرگ-ریشر برای محاسبه بزرگی کمال و b-value در هر دوره انجام شد (شکل ۶). تعداد زمین‌لرزه‌ها برای دوره قبل و بعد از زمین لرزه هدف به ترتیب ۱۲۴ و ۲۴۷ و b-value به ترتیب ۱/۵۳ و ۱/۳۴ بدست آمد که حاکی

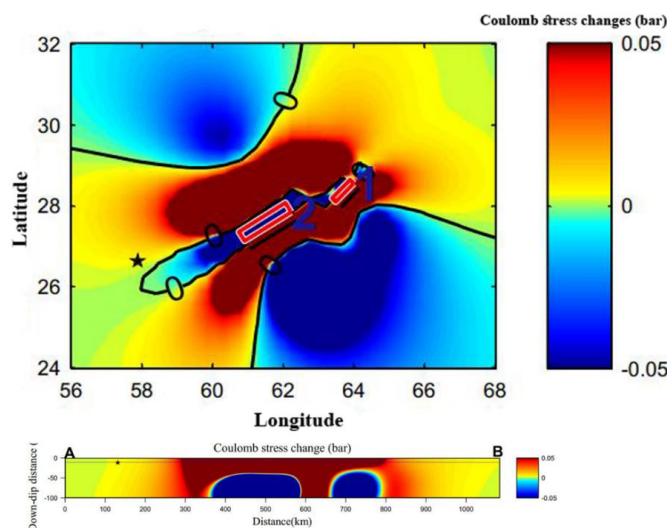
برعکس در دوره‌های با فعالیت زیاد کم است. همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود، پارامتر *Isd* در زمان رویداد زمین‌لرزه دالبندین افت داشته است. ولی نکته قابل توجه در این نمودار این است که در دوره ۵ ساله قبل از زمین‌لرزه هدف نسبت به بعد از آن پارامتر کم و بیش مقادیر بالاتری دارد. میزان *Isd* برای کل دوره ۵ ساله قبل از زمین‌لرزه هدف ۵/۶۹ است که بعد از آن به ۱/۸۹ کاهش یافته که حاکی از افزایش سطح لرزه‌خیزی بعد از زمین‌لرزه دالبندین است.

*b*-value می‌باشد. در مجموع، مقایسه تعداد زمین‌لرزه‌ها در دوره زمانی یکسان قبل و بعد از زمین‌لرزه هدف و نیز نمودارهای نرخ لرزه‌خیزی (شکل ۷) حاکی از افزایش حدود ۱۰۰ درصدی نرخ لرزه‌خیزی مکران در دوره بعد از زمین‌لرزه هدف نسبت به دوره ۵ ساله قبل از آن است. به منظور ارزیابی تغییرات زمانی الگوی لرزه‌خیزی در ده سال مورد بررسی، مقدار انحراف استاندارد موضعی (*Isd*) گرادیان در زمان ترسیم شد (شکل ۸). مقدار این پارامتر در دوره‌هایی با فعالیت کم، بالاست و



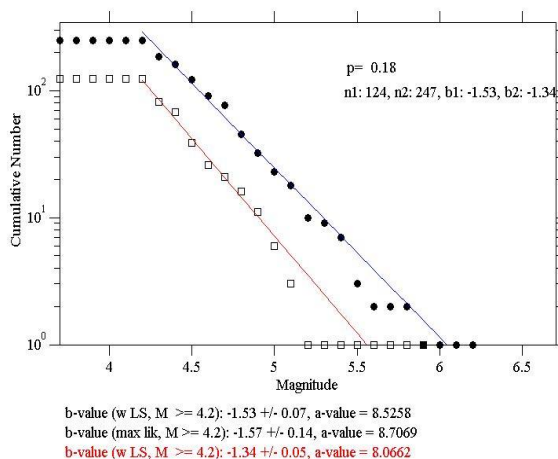
شکل ۴- نقشه (شکل بالا) و نیمرخ (شکل پایین) تغییر تنش استاتیک حاصل از زمین لرزه دالبندین پاکستان بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص (گسل مسبب زمین لرزه سراوان) با فرض ضریب اصطکاک ۰/۶. ستاره مشکی موقعیت رومرکزی زمین لرزه سراوان، خط راستای ترسیم نیمرخ، رنگ‌های گرم محیط افزایش و رنگ‌های سرد محیط کاهش تنش را نشان می‌دهد.

Fig. 4. The map view (top figure) and cross section (bottom figure) of the static stress changes due to Pakistan Dalbandin earthquake along a specified oriented receiver fault (causative fault of Saravan earthquake) with coefficient of friction of 0.6. The epicentral location of Saravan earthquake (black star), profile line and the Coulomb stress enhanced (warm colors) and decrease regions (cold colors) is shown in figure.



شکل ۵- نقشه و نیمرخ تغییر تنش استاتیک حاصل از زمین لرزه‌های دالبندین و سراوان بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص (گسل مسبب زمین لرزه گوهران) با فرض ضریب اصطکاک ۰/۶. نمادها مشابه شکل ۴ می‌باشد.

Fig. 5. The map view and cross section of the static stress changes due to Pakistan Dalbandin and Saravan earthquakes along a specified oriented receiver fault (causative fault of Goharan earthquake) with coefficient of friction of 0.6. Symbols are similar to Fig. 4.



شکل ۶- نمودارهای فراوانی بزرگی زمین‌لرزه‌های ایالت مکران برای دو دوره ۵ ساله قبل (سیاه) و بعد (قرمز) از زمین‌لرزه ۲۰۱۱ دالبندین پاکستان.  
 Fig. 6. Frequency - magnitude diagrams for earthquakes of Makran for two 5-year periods before (black) and after (red) 2011 Dalbandin earthquake.

### بحث و نتیجه‌گیری

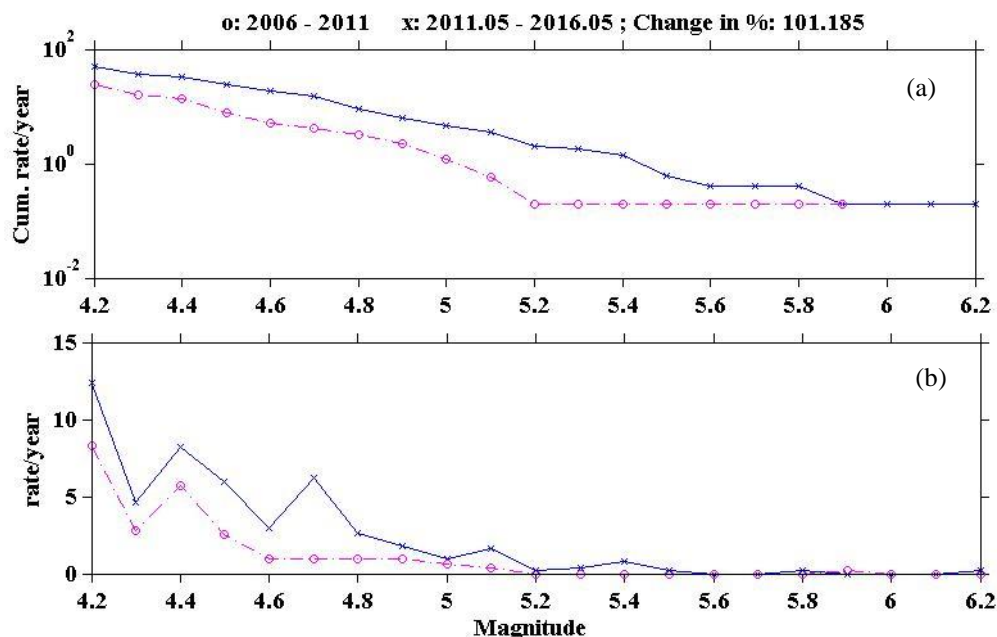
است که خود تلفیقی از سه پارامتر اصلی زمین‌لرزه‌ها شامل بزرگی، زمان و مکان می‌باشد. مقدار این پارامتر در زمان رویداد زمین‌لرزه دالبندین کاهش نشان می‌دهد. بیشترین میزان کاهش در این پارامتر در سال ۲۰۱۳ مشاهده می‌شود که حاکی از افزایش سطح لرزه‌خیزی در این محدوده زمانی است. اما در مجموع، در دوره ۵ ساله پس از زمین‌لرزه هدف مقادیر  $I_{sd}$  پایین است که نشان‌دهنده افزایش سطح لرزه‌خیزی در مکران پس از رویداد زمین‌لرزه دالبندین است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد، در واقع زمین لرزه دالبندین شروع یک دوره فعال لرزه-خیزی در زون فرورانش مکران است که باعث تحریک زمین‌لرزه‌های دیگری در این زون شده است. اما اوج فعالیت این دوره با دو سال تاخیر پس از زمین‌لرزه دالبندین در سال ۲۰۱۳ با رخداد زمین‌لرزه‌های سراوان و گوهران در ایران و زمین‌لرزه آواران بلوچستان در پاکستان و پس‌لرزه-های بزرگ آن، بوده است. نتایج این تحقیق در مقیاس ناحیه‌ای قابل مقایسه با نتایج تحقیق پولیتز و همکاران (۲۰۱۲) است که نشان داده‌اند زمین‌لرزه ۲۰۱۱ اقیانوس هند با بزرگی ۸/۶، بعد از یک دوره آرامش چند ماهه و با تاخیر باعث افزایش سطح لرزه‌خیزی و رویداد زمین‌لرزه-هایی با بزرگی بالا (بیش از ۶/۵) در مقیاس جهانی شده است. از نظر این محققین عکس‌العمل لرزه‌خیزی جهان پس از زمین‌لرزه ۲۰۱۱ اقیانوس هند در دنیا منحصر به فرد می‌باشد. زیرا در تحقیقات قبل از این مقاله نشان داده شده است که اکثر زمین‌لرزه‌های بزرگ بلافاصله پس از رویداد، باعث تحریک زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر در جهان شده‌اند، که می‌تواند به دلیل عبور امواج لرزه‌ای حاصل از زمین‌لرزه ایجاد شده باشند (Prejean et al., 2004; Velasco et al., 2008; Gonzales-Huizar et al., 2012). پولیتز و همکاران (۲۰۱۲) نتیجه گرفتند که زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌توانند به دو صورت باعث تحریک زمین‌لرزه‌های دیگر شوند؛ در کوتاه مدت باعث تحریک زمین-

در این مقاله، احتمال درهم‌کنش زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۱ دالبندین پاکستان و سراوان به ترتیب با بزرگی ۷/۸ و ۷/۸ با سازو کار نرمال و عمق متوسط و زمین‌لرزه گوهران با سازوکار امتدالغز چپ‌بر در انتهای غربی زون مکران بررسی شد. نقشه تغییر تنش حاصل از گسل منشاء زمین‌لرزه دالبندین بر اساس گسل گیرنده از نوع مرجع نشان داد که رویداد این زمین‌لرزه باعث افزایش تنش در ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی مکران تا محدوده زون گذر زاگرس و بخش‌هایی از شرق ایران شده است. نقشه تغییر تنش حاصل از زمین‌لرزه دالبندین بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص گسل مسبب زمین‌لرزه سراوان نشان می‌دهد که این گسل در محیط افزایش تنش حاصل از زمین‌لرزه دالبندین پاکستان قرار داشته است. همچنین تغییر تنش پس از زمین‌لرزه سراوان بر روی گسل گیرنده با هندسه گسل مسبب زمین‌لرزه گوهران نیز در محیط افزایش تنش قرار گرفته است. موارد مشابه درهم‌کنش بین زمین‌لرزه‌های زون فرورانشی با سازوکار متفاوت (به عنوان مثال رانده با امتدالغز) در سایر زون‌های فرورانشی دنیا نیز گزارش شده است (Ten Brink and Lin, 2004).

برای بررسی تغییرات سطح لرزه‌خیزی در ایالت مکران ایران، الگوی لرزه‌خیزی قبل و بعد از زمین‌لرزه هدف با محاسبه پارامترهای آماری در دو دوره ۵ ساله قبل و بعد، مقایسه شد. مقدار پارامتر  $b$ -value برای دو دوره زمانی قبل و بعد از زمین‌لرزه دالبندین به ترتیب ۱/۵۳ و ۱/۳۴ بدست آمد که نشان می‌دهد سطح لرزه‌خیزی و نسبت زمین‌لرزه‌های بزرگ به کوچک پس از زمین‌لرزه هدف افزایش یافته است. نتایج حاصل از ترسیم نرخ لرزه‌خیزی نیز نشان می‌دهد سطح لرزه‌خیزی مکران بعد از زمین‌لرزه دالبندین بیش از ۱۰۰ درصد نسبت به قبل از آن به خصوص برای زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۵/۱ افزایش یافته است. پارامتر آماری دیگری که برای ارزیابی سطح لرزه‌خیزی در دوره ۱۰ ساله ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶ مکران محاسبه شد، مقدار انحراف استاندارد موضعی گردانید

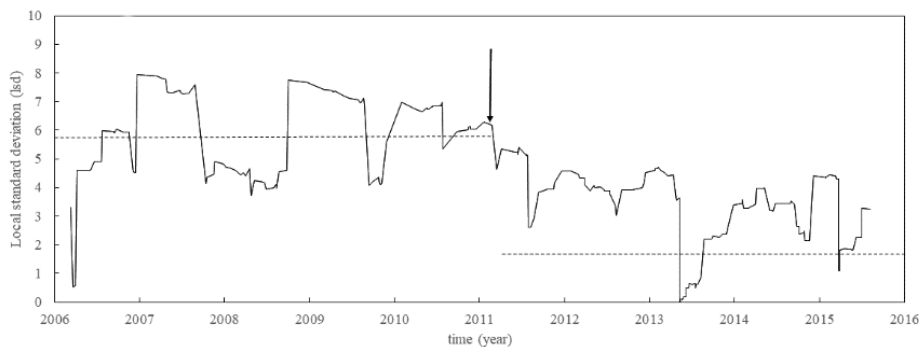
زمین لرزه دالبندین با یک تاخیر زمانی حدود دو سال، سطح لرزه خیزی در مکران با رویداد زمین لرزه های بزرگ افزایش یافته است.

لرزه های کوچک تر و در بلند مدت و با تاخیر زمانی باعث رویداد زمین لرزه های بزرگ تر شوند. نتایج این تحقیق نیز نشان می دهد که پس از



شکل ۷- نمودارهای نرخ سالانه تجمعی (a) و نرخ غیر تجمعی (b) زمین لرزه های ایالت مکران، قبل و بعد از زمین لرزه دالبندین پاکستان.

Fig. 7. The plots of (a) cumulative and (b) noncumulative annual rate of earthquakes in Makran, before and after Pakistan Dalbandin earthquake.



شکل ۸- نمودار تغییرات زمانی انحراف معیار موضعی گرادیان (lsd) زمین لرزه های مکران. زمان رویداد زمین لرزه ۲۰۱۱ دالبندین با فلش نشان داده شده است.

Fig. 8. Temporal Variation plot of lsd for earthquakes of Makran. Arrow shows the occurrence time of 2011 Dalbandin earthquake.

از داوران محترم مجله که با پیشنهادات سازنده باعث تقویت مقاله شدند، سپاسگزاری می شود.

### تشکر و قدردانی

این تحقیق با حمایت معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه گلستان انجام شده و بخشی از طرح داخل موسسه به شماره ۹۴۱۲۸۵ می باشد.

### منابع

- Agh-Atabai, M., Jafari Hajati, F., 2015. Coulomb stress changes and its correlation with aftershocks of recent Iranian reverse earthquakes. *Arabian Journal of Geosciences* 8, 2983-2995.
- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits. *Bulletin of Earthquake Research Institute of the University of Tokyo* 43, 237-239.

- Ambraseys, N., 2000. Reappraisal of North-Indian earthquakes at the turn of the 20th century. *Current Science* 79, 1237-1250.
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P., 1982. *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press, p. 219.
- Apel, E.V., Bürgmann, R., Steblov, G., Vasilenko, N., King, R., Prytkov, A., 2006. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling. *Geophysical Research Letters* 33.
- Avouac, J.P., Ayoub, F., Wei, S., Ampuero, J.P., Meng, L., Leprince, S., Jolivet, R., Duputel, Z., Helmberger, D., 2014. The 2013, Mw 7.7 Balochistan earthquake, energetic strike-slip reactivation of a thrust fault. *Earth and Planetary Science Letters* 391, 128-134.
- Azadfar, M.R., Gheitanchi, M.R., 2015. Identifying causative fault of 11th May 2013 Goharan Earthquake using relocation of aftershocks and focal mechanisms. *Iranian Journal of Geophysics* 9, 54-67 (In Persian).
- Barnhart, W.D., Hayes, G.P., Briggs, R.W., Gold, R.D., Bilham, R., 2014. Ball-and-socket tectonic rotation during the 2013 Mw7.7 Balochistan earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 403, 210-216.
- Bayer, R.J., Chery, J., Tatar, M., Vernant, Ph., Abbassi, M., Masson, F., Nilforoushan, F., Doerflinger, E., Regard, V., Bellier, O., 2006. Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements. *Geophysical Journal International* 165, 373-381.
- Burg, J.P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews* 185, 1210-1231.
- Byrne, D.E., Sykes, L.R., Davis, D.M., 1992. Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 97, 449-478
- Cochran, W.G., 1977. *Sampling Techniques*. New York, p. 448.
- Dykstra, J.D., Birnie, R.W., 1979. Segmentation of the Quaternary Subduction Zone under the Baluchistan Region of Pakistan and Iran, in *Geodynamics of Pakistan*. Geological Survey of Pakistan, 319-323.
- Engdahl, E.R., Villaseñor, A., 2002. *International handbook of earthquake and engineering seismology*, Part A.
- Farhoudi, G., Karig, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology* 5, 664-668.
- Fruehn, J., White, R.S., Minshull, T.A., 1997. Internal deformation and compaction of the Makran accretionary wedge. *Terra Nova* 9, 101-104.
- Gonzalez-Huizar, H., Velasco, A.A., Peng, Z., Castro, R.R., 2012. Remote triggered seismicity caused by the 2011, M9.0 Tohoku-Oki, Japan earthquake. *Geophysical research letters* 39.
- Gurgan E., 2014. Source characteristics and Coulomb stress change of the 19 May 2011 Mw 6.0 Simav-Kutahya earthquake, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 87, 79-88.
- Harris, R.A., 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 24347-24358.
- Harris, R.A., Simpson, R.W., Reasenberg, P. A., 1995. Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. *Nature* 375, 221-224.
- Harvard Seismology CMT: <http://www.seismology.HCMT.edu/CMTsearch.html>.
- Hoffmann, G., Grützner, C., Reicherter, K., Preusser, F., 2015. Geo-archaeological evidence for a Holocene extreme flooding event within the Arabian Sea (Ras al Hadd, Oman). *Quaternary Science Reviews* 113, 123-133.
- IIEES, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, <http://www.iiees.ac.ir>.
- Iqbal, J., Jadoon, I.A.K., Raja, I.A., 2017. The Baluchistan earthquake of 24 September 2013, Mw 7.7: Emergence of a new island in the Arabian Sea. *Journal of Earth Sciences and Environmental Studies* 2, 1-13.
- ISC, International Seismological Center, [www.isc.ac.uk](http://www.isc.ac.uk).
- Jolivet, R., Duputel, Z., Riel, B., Simons, M., Rivera, L., Minson, S. E., Zhang, H., Aivazis, M.A.G., Ayoub, F., Leprince, S., Samsonov, S., 2014. The 2013 Mw 7.7 Balochistan Earthquake: seismic potential of an accretionary wedge. *Bulletin of the Seismological Society of America* 104, 1020-1030.
- Karimiparidari, S., Zaré, M., Memarian, H., Kijko, A., 2013. Iranian earthquakes, a uniform catalog with moment magnitudes. *Journal of Seismology* 17, 897-911.
- Khan, M.A., Bendick, R., Bhat, M.I., Bilham, R., Kakar, D.M., Khan, S.F., Lodi, S.H., Qazi, M.S., Singh, B., Szeliga, W., Wahab, A., 2008. Preliminary geodetic constraints on plate boundary deformation on the

- western edge of the Indian plate from TriGGnet (Tri-University GPS Geodesy Network). *Journal Himalayan Earth Sciences* 41, 71–87.
- King, G.C.P., Cocco, M., 2001. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences. *Advances in Geophysics* 44, 1–38.
- King, G.C.P., Stein, R.S., Lin, J., 1994. Static stress changes and triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 935-953.
- Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J., Klaeschen, D., 2000. Structure of the Makran subduction zone from wide angle and reflection seismic data. *Tectonophysics* 329, 171–191.
- Laane, J.L., Chen, W.P., 1989. The Makran earthquake of 1983 April 18: A possible analogue to the Puget Sound earthquake of 1965?. *Geophysical Journal International* 98, 1-9.
- Lin, J., Stein, R.S., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109, B02303.
- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., Baker, C., 2000. A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?. *Geophysical Journal International* 143, 629–661.
- Mahmood, I., Iqbal, M.F., Mughal, M.R., Shahzad, M.I., Tariq, Sh., Ullah, K., 2017. An Investigation of 2013 Mw 7.7 Awaran Earthquake. Pakistan. *International Letters of Natural sciences* 61, 36-42.
- Martin, S.S., Kakar, D.M., 2012. The 19 January 2011 Mw 7.2 Dalbandin earthquake, Balochistan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 102, 1810–1819.
- Mirabedini, M., 2018. A quantitative study of earthquake pattern in the Zagros Belt: using some new approaches. Ph.D Thesis. Golestan University.
- Mirzaei, N., Gao, M., Chen, Y.T., 1998. Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. *Journal of Earthquake Prediction Research* 7, 465-495.
- NEIC, National Earthquake Information Center, USGS
- Niazi, M., Shimamura, H., Matsu'ura, M., 1980. Microearthquakes and crustal structure off the Makran coast of Iran. *Geophysical Research Letters* 7, 2–5.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America* 82, 1018–1040.
- Öncel, A.O., Main, I., Alptekin, Ö., Cowie, P., 1996. Spatial variations of the fractal properties of seismicity in the Anatolian fault zones. *Tectonophysics* 257, 189-202.
- Parsons, T., Stein, R.S., Simpson, R.W., Reasenber, P.A., 1999. Stress sensitivity of fault seismicity: A comparison between limited-offset oblique and major strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 20183-20202.
- Parsons, T., Yeats, R.S., Yagi, Y., Hussain, A., 2006. Static stress change from the 8 October, 2005 M = 7.6 Kashmir earthquake. *Geophysical Research Letters* 33, L06304.
- Penney, C., Copley, A. Oveisi, B., 2015. Subduction tractions and vertical axis rotations in the Zagros–Makran transition zone, SE Iran: the 2013 May 11 Mw 6.1 Minab earthquake. *Geophysical Journal International* 202, 1122-1136.
- Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A., Nankali, H.R., Sedighi, M., Khorrami, F., Sobouti, F., Rafi, Z., Copley, A., Jackson, J., Priestley, K., 2017. Megathrust and accretionary wedge properties and behavior in the Makran subduction zone. *Geophysical Journal International* 209, 1800–1830.
- Pollitz, F.F., Stein, R.S., Sevilgen, V., Bürgmann, R., 2012. The 11 April 2012 east Indian Ocean earthquake triggered large aftershocks worldwide. *Nature* 490, 250-253.
- Prejean, S.G., Hill, D.P., Brodsky, E.E., Hough, S.E., Johnston, M.J.S., Malone, S.D., Oppenheimer, D.H., Pitt, A.M., Richards-Dinger, K.B., 2004. Remotely triggered seismicity on the United States west coast following the M w 7.9 Denali fault earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94, S348-S359.
- Rajput, S., Gahalaut, V.K., Sahu, V.K., 2005. Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquake. *Current Science* 88, 576-588.
- Ravaut, P., Carbon, D., Ritz, J.F., Bayer, R., Philip, H., 1998. The Sohar basin, Western Gulf of Oman: description and mechanisms of formation from seismic and gravity data. *Marine and Petroleum Geology* 15, 359–377.
- Reasenber, P.A., Simpson, R.W., 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science* 255, 1687-1690.

- Safari, A., Abolghasem, A.M., Abedini, N., Mousavi, Z., 2017. Assessment of optimum value for dip angle and locking rate parameters in Makran subduction zone. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 42.
- Smith, G., McNeill, L., Henstock, T.J., Bull, J., 2012. The structure and fault activity of the Makran accretionary prism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117, B07407.
- Stein, R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature* 402, 605-609.
- Stein, R.S., Barka, A.A., Dieterich, J.H., 1997. Progressive failure on the Northern Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International* 128, 594-604.
- Ten Brink, U., Lin, J., 2004. Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: Modeling and application to the northern Caribbean plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109.
- Toda, S., Stein, R.S., 2002. Response of the San Andreas fault to the 1983 Coalinga-Nuñez earthquakes: An application of interaction-based probabilities for Parkfield. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107, ESE-6.
- Toda, S., Stein, R.S., Richards-Dinger, K., Bozkurt, S. B., 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110.
- Utsu, T., 1965. A method for determining the value of "b" in a formula  $\log n = a - bM$  showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. *Geophysical bulletin of the Hokkaido University* 13, 99-103.
- Velasco, A.A., Hernandez, S., Parsons, T.O.M., Pankow, K., 2008. Global ubiquity of dynamic earthquake triggering. *Nature geoscience* 1, 375-379.
- Wang, Y., Wang, F., Wang, M., Shen, Z.K., Wan, Y., 2014. Coulomb Stress Change and Evolution Induced by the 2008 Wenchuan Earthquake and its Delayed Triggering of the 2013 M-W 6.6 Lushan Earthquake. *Seismological Research Letters* 85, 52-59.
- White, R.S., Loudon, K.E., 1982. The Makran continental margin: structure of a thickly sedimented convergent plate boundary, in *Studies in Continental Margin Geology*. American Association of Petroleum Geologists 34, 499-518.
- Wiemer S., Wyss M., 2000. Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from the western United States, Alaska, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90, 859-869.
- Zare, M., Ansari, A., Heydari, H., Shahvar, M.P.M., Daneshdust, M., Mahdian, M., Sinaiean, F., Farzanegan, E., Mirzaei Alavijeh, H., 2013. A Reconnaissance Report on two. Iran, Makran Earthquakes; 16 April 2013, Mw7.8, Gosht (Saravan) and 11 May 2013 Irar (Goharan), Bashagard, SE of Iran. Earthquake engineering research institute.