

Research Article

## Investigating of aftershocks and Coulomb stress change of the 2017 Ezgeleh earthquake with Mw: 7.3, West of Iran

Khatoun pirdadi<sup>1</sup>, Maryam Agh-Atabai<sup>1\*</sup>, Attieh Eshaghi<sup>2</sup>

1-Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Iran

2- Road, Housing and Urban Development Research Center, Tehran, Iran.

*Keywords:* Source fault, Stress, Receiver fault, Zagros, acceleration

### 1- Introduction

The occurrence of aftershocks after the main shocks makes one of the conditions of increased hazard in the short term. Investigations show that the pattern, density, and degree of heterogeneity of the spatial distribution of aftershocks are different in different regions. In places with a higher density of aftershocks, especially those with a significant magnitude, the level of risk may also be higher. One of the methods that may use to predict the possible location of aftershocks immediately after a mainshock knowing its location, magnitude, and focal mechanism, is the method of calculating Coulomb stress changes (Coulomb stress changes,  $\Delta CFS$ ) (Toda et al., 2005; Lin and Stein, 2004). Earthquakes can influence the occurrence of other earthquakes, and aftershock sequences are an example of this behaviour (Kilb et al., 2002). A direct relationship exists between the stress field changes and the aftershock distribution pattern. Many researchers have studied aftershock patterns and Coulomb stress changes in Iran. For example, Maleki Asayesh (2013) investigated the Coulomb stress changes of Regan and Ahar-Varzghan earthquakes, Agh-Atabai and Jafari Hajati (2014) studied the Coulomb stress changes and their relationship with some of the aftershocks of reverse earthquakes in Iran.

This research investigated the changes in Coulomb stress and its correlation with the pattern of the aftershocks of the 21 November 2017 Ezgeleh earthquake with Mw: 7.3. This earthquake is the largest earthquake recorded in the Zagros fold and thrust belt with a thrust mechanism (Fathian et al., 2021). Most of the Zagros earthquakes have occurred on the thrust faults covered by folds and upper sediments (Jackson and Mckenzie, 1984), such as the High Zagros Fault (HZF), the Mountain Front Fault (MFF), the Main Zagros Reverse Fault (MZRF), and the Zagros Foredeep Fault (ZFF). Many aftershocks with magnitudes up to more than 6 followed The Ezgeleh earthquake (Figure 1). Despite the thrust mechanism of the main shock, a significant number of aftershocks with a strike-slip mechanism were also observed besides the thrust ones (Pirdadi et al., 2023). For example, the two more significant aftershocks of Tazeh-Abad (Mw: 5.9) and Sarpole-Zahab (Mw: 6.2) occurred with a strike-slip mechanism (Fig. 1a).

### 2-Material and methods

This research used the method of calculating Coulomb stress changes ( $\Delta CFS$ ) to obtain static stress changes. (Chinnery, 1963; Weertman and Weertman, 1964; Okada, 1992).

$$\text{(equation 1)} \quad \Delta\sigma_f(\Delta CFS \text{ or } \Delta CFF) = \Delta\tau_s + \mu' \Delta\sigma_n$$

On which  $\Delta\sigma_f$  is the Coulomb stress change,  $\Delta\tau_s$  is the shear stress change that is positive in the orientation of fault slip,  $\Delta\sigma_n$  is the change in normal stress (positive if the fault is unclamped), and  $\mu'$  is the effective friction coefficient on the fault, which varies between 0 and 1 (Stein, 1999). However, the logical value of this coefficient is between 0.4 and 0.8 (Yue et al., 2008), the highest value of which is 0.8 for thrust faults and 0.4 for strike-slip faults such as the San Andreas fault (Lin and Stein, 2004). This model assumes

\* Corresponding author: maryamataby@yahoo.com

DOI: 10.22055/AAG.2023.44566.2399

Received: 2023-08-16

Accepted: 2023-09-28

that the change in Coulomb stress resulting from sliding on the source fault or faults (the fault on which slip occurs and creates stress) can affect the receiver fault (the fault on which slip does not occur and receives stress) (Toda et al., 2005; Lin and Stein, 2004). The receiver fault is considered in two forms: the specified receiver fault, and the optimally oriented planes. The optimal receiver fault does not have specific information and the tectonic stress of the region is used for calculation (Lin and Stein, 2004).

To investigate the relationship between the areas of stress changes resulting from the mainshock and the distribution pattern of aftershocks, the parameters related to this earthquake and its aftershocks with  $M_c \geq 2.2$  were extracted from the Iranian Seismological Center (IRSC).

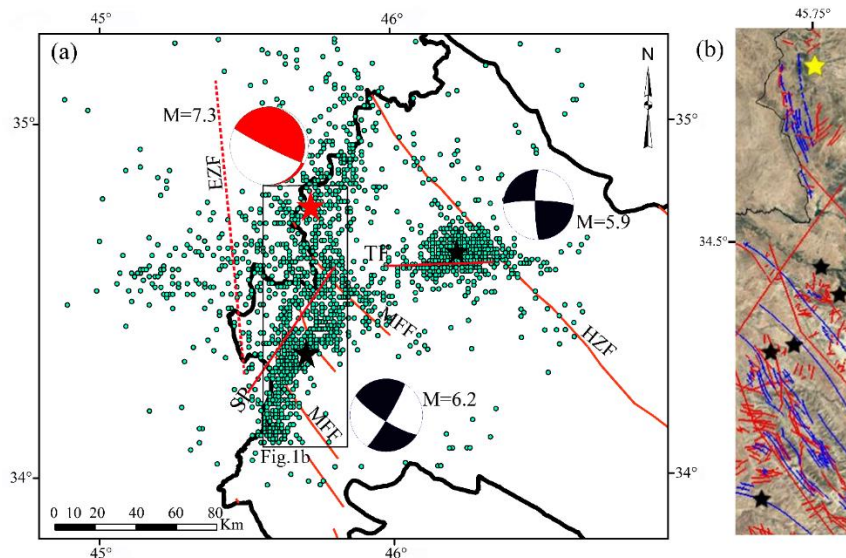


Fig 1- Seismicity map of the studied area. Ezgeleh earthquake with  $M_w:7.3$  is marked with a red star, aftershocks with green dots, and two larger aftershocks studied in this research with black stars (information taken from IRSC of aftershocks with a minimum magnitude of 2.5). MFF: Mountain Front fault, HZF: High Zagros Fault, EZF: Ezgeleh Fault, TF: Tazeh-Abad Fault, SP: Sarpole Zahab Fault . Fault map taken from Hessami et al. (2003) and Fathian et al. (2021), and (b) Fault map of the region on the Google Earth image, the faults are marked in red, the axial effect of the folds in blue, the yellow star for the main earthquake and the black stars for the aftershocks  $\geq 5$ . (Faults and the axis of folds taken from the maps of one hundred thousand Qasr-Shirin and Sarpole- zahab).

### 3-Results and discussions

This research investigated the changes in Coulomb stress and its correlation with the aftershocks of the 2017 Ezgeleh earthquake ( $M_w:7.3$ ). Due to the significant number of aftershocks with thrust and strike-slip mechanism, the Coulomb stress change resulting from the main shock was calculated for optimal thrust and strike-slip receiver faults using parameters provided by Fathian et al. (2021) (Figure 2). The used geometric characteristics of the source fault of the Ezgeleh earthquake are given in Table 1. The regional stress field provided by Zamani et al. (2009) was used to calculate the stress changes for optimal receiver faults. Since most aftershock depths were reported between 6-10 km (Huang et al., 2019), the computational depth of 8 km (as an average) was taken to draw the stress change maps.

The calculated Coulomb stress changes for the receiver fault with optimal thrust geometry do not correlate well with the aftershocks. The best correlation between the stress-increased areas and the majority of aftershocks, including the two large aftershocks of Tazeh-Abad and Sarpole-Zahab, which are marked with green and blue stars in Figure 2c, respectively, is obtained for the optimal strike-slip receiver fault (Fig. 2a, b). In this map, the areas of stress increase are asymmetrical, with two trends: a north-south trend almost parallel to the Ezgale fault and an east-west trend observed in the east of the rupture (Fig. 2d). Investigating the structural map of the region around the mainshock and on the south side of it, show that diversity in the structure is observed in both regions, which indicates the structural complexity in the region.

The density map of aftershocks (events per Km<sup>2</sup>) was also drawn to check the result. The results show the best correlation between the aftershock distribution patterns and the coulomb stress changes calculated for the optimal strike-slip receiver fault with the parameters provided by Fathian et al. 2021 (Fig. 2a). In this stress change map, the pattern of the stress-increased areas is quite similar to the areas of increased density of aftershocks with two north-south and east-west trends.

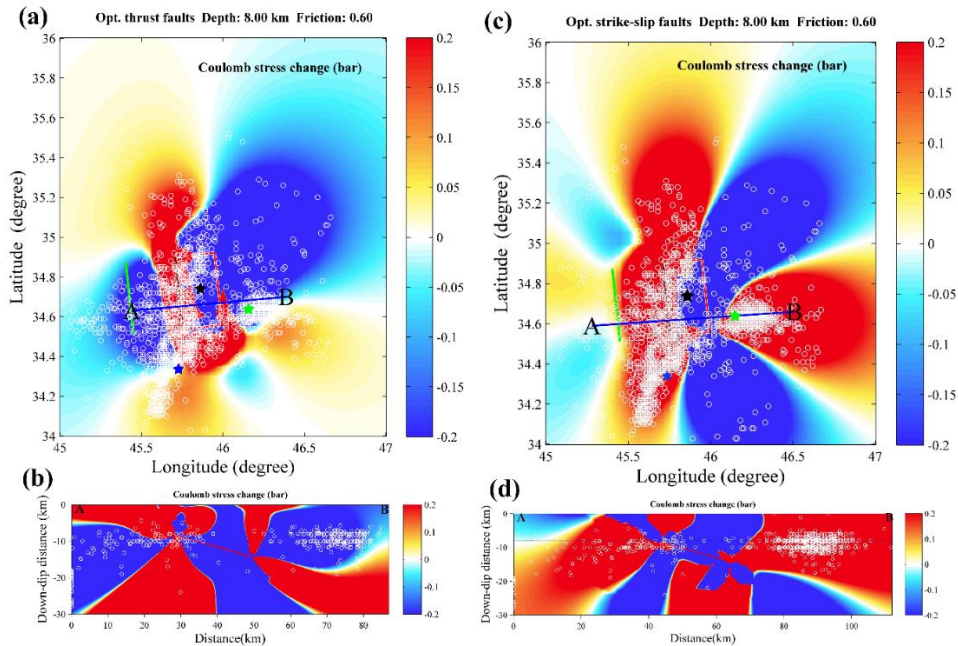


Fig. 2 (a) The stress change pattern resulting from the Ezgeleh earthquake with a depth of 11.4 km, considering the friction coefficient of 0.6 on the receiver fault with the optimal thrust geometry. The main Ezgeleh earthquake with  $M_w$ :7.3 is marked with a black star, the Sarpole Zahab aftershock with  $M_w$ :6.2 is marked with a blue star, and the Taze-Abad aftershock with  $M_w$ :5.9 is marked with a green. (b) drawn profile of Coulomb stress change in A-B orientation perpendicular to the rupture plane in the receiving fault state with the optimal thrust geometry c) The stress change pattern resulting from the Ezgeleh earthquake with a depth of 11.4 km, considering the friction coefficient of 0.6 on the receiver fault with the optimal strike-slip geometry, and (d) drawn profile of Coulomb stress change in A-B orientation perpendicular to the rupture plane in the receiving fault state with the optimal strike-slip geometry.

Table 1: Parameters related to Ezgeleh earthquake of Kermanshah.

Longitude	Latitude	$M_w$	Nodal Plane	Strike	Dip	Rake	Depth	Length (Km)	Width (Km)	Reference
45.76	34.77	7.4	NP1 NP2	004 116	10 86	157 81	18	-	-	IRSC
45.84	34.83	7.4	NP1 NP2	351 121	11 83	140 82	17.9	-	-	GCMT
45.96	34.91	7.3	NP1 NP2	351 122	16 79	137 78	21.5	80	50	USGS
45.86	34.73	7.24	-	354	16	137	11.4	40.4	21	Fathian et al., 2021
-	-	7.2	-	355.5	17.5	135.5	14.5	70	35	Huang et al., 2019

#### 4-Conclusion

In this paper, the Coulomb stress changes of the Ezgeleh earthquake were calculated on optimal thrust and strike-slip receiver faults. The results of calculations of Coulomb stress changes for the optimal thrust and strike-slip receiver faults show that the best model for evaluating the spatial distribution pattern of the aftershocks of the Ezgeleh earthquake is in the case of optimal strike-slip geometry. In this model, the pattern of the stress-increased areas is significantly similar to the areas of increase in the density of aftershocks, which are observed with two dominant trends, north-south and east-west. Two large aftershocks of this earthquake with magnitudes of 6.2 and 5.9 and the clusters of most aftershocks are located in the increased-stress areas. The noteworthy point in these maps is that the aftershocks are more concentrated on the south side of the mainshock's epicenter. According to the acceleration data of the mainshock, the maximum acceleration is recorded on the south side of the epicenter. The inconsistency between the aftershocks of the Ezgeleh earthquake with the stress-increased areas in the state optimally thrust fault can be related to the higher magnitude of the Ezgeleh earthquake and the structural complexity of the structural situation of the region, where during the stress transfer from the main earthquake, faults with different mechanisms have been activated.

#### 5-References

- Agh-Atabai, M., Jafari Hajati, F., 2014. Coulomb stress changes and its correlation with aftershocks of recent Iranian reverse earthquakes. *Arabian Journal of Geosciences* 8, 2983-2995. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-014-1359-1>
- Chinnery, M. A., 1963. The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Seismological Society of America* 53, 921-932. <https://doi.org/10.1785/BSSA0530050921>.
- Fathian, A., Atzori, S., Nazari, H., Reicherter, K., Salvi, S., Svingkas, N., Tatar, M., Tolomei, C., YaminiFard, F., 2021. Complex co-and postseismic faulting of the 2017–2018 seismic sequence in western Iran revealed by InSAR and seismic data. *Remote Sensing of Environment* 253, 112224. <https://doi:10.1016/j.rse.2020.112224>.
- Huang, Z., Zhang, G., Shan, X., Gong, W., Zhang, Y., Li, Y., 2019. Co-seismic deformation and fault slip model of the 2017 Mw 7.3 Darbandikhan, Iran–Iraq earthquake inferred from D-InSAR measurements. *Remote Sensing* 11, 2521. <https://doi.org/10.3390/rs11212521>.
- IRSC, Iranian Seismological Center, <http://irsc.ut.ac.ir>
- Jackson, J., Mckenzie, D.P., 1984. Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International* 77, 185-264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x>
- Kilb, D., Gomberg, J., Bodin, P., 2002. Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107(B4). <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000202>.
- Lin, J., Stein, RS., 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Geophysical Research* 109. <https://doi.org/10.1029/2003JB002607>.
- Maleki Asayesh, B., 2013. Coulomb stress change based on Rigan & Ahar – Varzeghan Earthquakes. M.Sc thesis, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (in Persian).
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of Seismological Society of America* 82, 1018– 1040. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820021018>.
- Pirdadi, Kh., Agh Atabai, M., Eshaghi, A., 2023. Investigating the temporal multifractal pattern of the aftershock sequence of the 2017 Ezgeleh earthquake (Mw: 7.3). *Earth Science* 33, 169-182 (In Persian with English abstract).
- Stein R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. US Geological Survey MS 977 Menlo Park, California 94025 USA 402, 605 – 609. <https://doi:10.1038/45144>
- 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. *Geophysical Research: Solid Earth* 10. <https://doi:10.1029/2004JB003415>.
- Weertman, J., Weertman, J., 1964. *Elastic Dislocation Theory*. MacMillan, New York, P. 213

- Yue, H., Zhang, Z., Chen, Y. J., 2008. Interaction between adjacent left-lateral strike-slip faults and thrust faults: the 1976 Songpan earthquake sequence. Chinese Science Bulletin 53, 2520-2526. <http://dx.doi.org/10.1007/s11434-008-0210-z>.
- Zamani, B., 2009. study of tectonic stress state of crust of Iran. Ph. D. thesis. Shiraz University (In Persian with English abstract)..

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Pirdadi, Kh., Agh-Atabai, M., Eshaghi, A., 2024. Investigating of aftershocks and Coulomb stress change of the 2017 Ezgeleh earthquake with Mw: 7.3, West of Iran. Adv. Appl. Geol. 14(1), 146 - 166.

DOI: 10.22055/AAG.2023.44566.2399

URL: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_18660.html](https://aag.scu.ac.ir/article_18660.html)

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

## بررسی پس لرزه‌ها و تغییر تنش کولمب حاصل از زمین لرزه ۱۳۹۶ ازگله با بزرگای گشتاوری ۷/۳،

### باختر ایران

#### خانون پیردادی

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

#### مریم آق آتابای\*

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

#### عطیه اسحاقی

مرکز تحقیقات راه و مسکن و شهرسازی، تهران، ایران

\* [maryamataby@yahoo.com](mailto:maryamataby@yahoo.com)

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۰۶

### چکیده

زمین لرزه ازگله با بزرگای گشتاوری ۷/۳، آبان ۱۳۹۶ در بخش شمال باختری شهر سرپل ذهاب کرمانشاه رخ داد که با پس لرزه‌های فراوانی دنبال شده است. در این پژوهش، همبستگی توزیع مکانی پس لرزه‌ها با الگوی تغییرات تنش حاصل از این زمین لرزه با استفاده از روش تغییرات تنش کولمب بررسی شد. مبنای این روش آن است که رویداد یک زمین لرزه می‌تواند میدان تنش مناطق مجاور را تغییر و بر وقوع زمین لرزه‌های بعدی اثر بگذارد. از نقشه و نیمرخ تغییرات تنش کولمب که با استفاده از اطلاعات مکان، بزرگی، سازوکار کانونی و عمق زمین لرزه اصلی و طول و پهنای گسیختگی محاسبه می‌شود، می‌توان الگوی مکانی توزیع پس لرزه‌ها را ارزیابی کرد. نقشه لرزه خیزی منطقه نشان می‌دهد توزیع پس لرزه‌های زمین لرزه ازگله به صورت ناهمگن و در چند خوشه متراکم پس لرزه‌ای با روندهای مختلف متمرکز شده‌اند. در این پژوهش، با توجه به سازوکار کانونی راندگی زمین لرزه اصلی و سازوکار راندگی و امتداد لغز پس لرزه‌ها، تغییرات تنش کولمب بر اساس دو نوع گسل گیرنده با هندسه مشخص و هندسه بهینه امتداد لغز و راندگی محاسبه شد. برای کنترل نتیجه نقشه چگالی پس لرزه‌ها نیز ترسیم شد. نتایج نشان می‌دهد که بهترین همخوانی بین الگوی توزیع پس لرزه‌ها با نقشه و نیمرخ تغییرات تنش کولمب محاسبه شده برای گسل گیرنده بهینه امتداد لغز مشاهده می‌شود. در این نقشه، الگوی مناطق افزایش تنش بطور قابل توجهی مشابه نواحی افزایش چگالی پس لرزه‌ها (خوشه‌های پس لرزه‌ای) است که با دو روند غالب شمالی-جنوبی و خاوری-باختری مشاهده می‌شود. تنوع در روند و سازوکار گسل‌های منطقه می‌تواند عامل ناهمگنی الگوی توزیع پس لرزه‌ها باشد.

**واژه‌های کلیدی:** گسل مرجع، تنش، گسل گیرنده، زاگرس، شتاب.

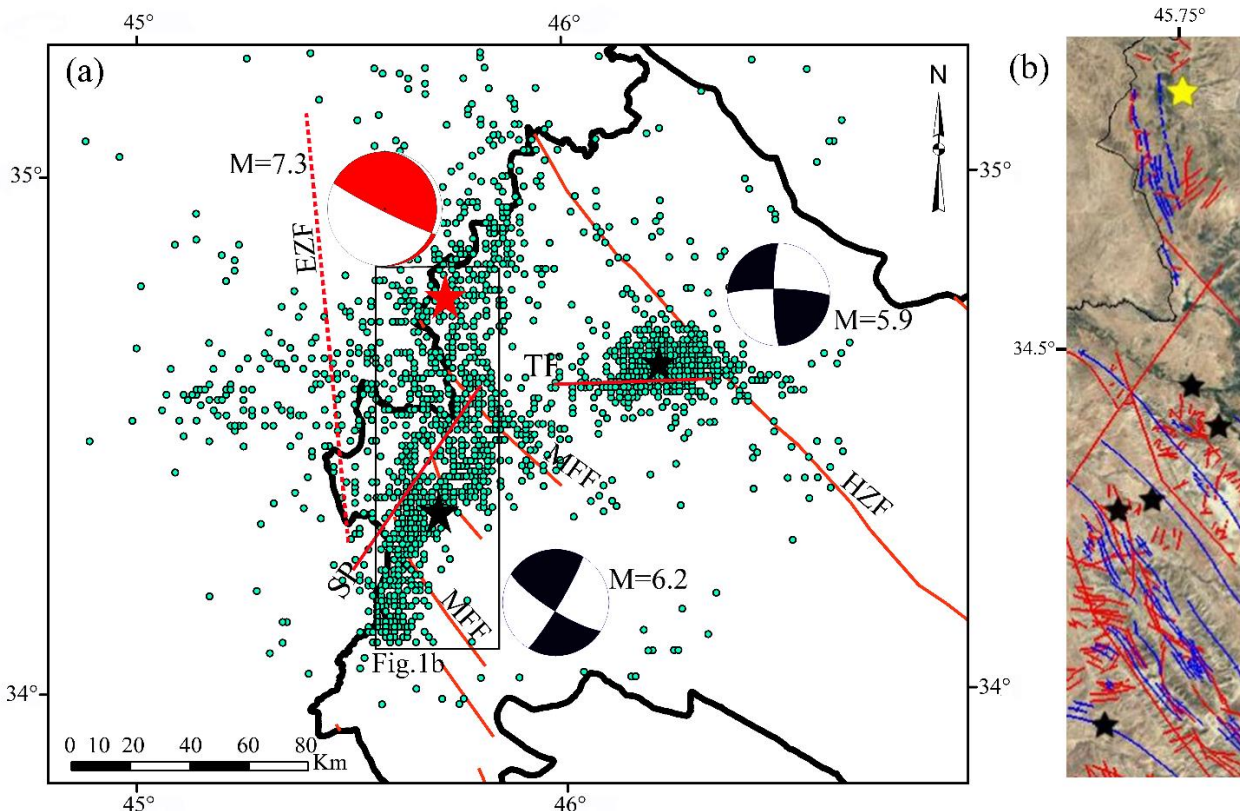
### ۱-مقدمه

منطقه نشان می‌دهد که توزیع مکانی پس لرزه‌های زمین لرزه ازگله بصورت یکنواخت در اطراف آن نبوده و در چند خوشه متراکم پس لرزه‌ای با روندهای مختلف متمرکز شده‌اند. یکی از خوشه‌ها در سمت خاور تا جنوب خاور زمین لرزه اصلی با روند خاوری-باختری در اطراف پس لرزه ۴ شهریور ۱۳۹۷ تازه آباد با بزرگای گشتاوری ۵/۹ مشاهده می‌شود. سایر پس لرزه‌ها خوشه‌هایی با روند شمالی-جنوبی تا شمال خاوری-جنوب-باختری را تشکیل داده‌اند که اکثر پس لرزه‌های مرتبط با این خوشه‌ها در سمت جنوب زمین لرزه اصلی رخ داده‌اند. بزرگترین پس لرزه با بزرگای گشتاوری ۶/۲ در منطقه سرپل ذهاب در

زمین لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری ۷/۳ در تاریخ ۲۱ آبان ماه ۱۳۹۶ در منطقه ازگله در بخش شمال باختری شهرستان سرپل ذهاب استان کرمانشاه در طول جغرافیایی  $45^{\circ}76'$  درجه خاوری و عرض جغرافیایی  $34^{\circ}77'$  درجه شمالی در کمربند چین خورده-رانده زاگرس (Zagros Fold-Thrust Belt, ZFTB) به وقوع پیوسته است (شکل ۱). این زمین لرزه بزرگترین زمین لرزه دستگامی ثبت شده در این منطقه است (Fathian et al., 2021) که پس لرزه‌های فراوانی تا بزرگای بیش از ۶ و عمقی بین ۶-۱۰ کیلومتر نیز به دنبال داشته است (Huang et al., 2019). بررسی نقشه لرزه خیزی

and Toda, 2010; Ishibe et al., 2011; Alkan et al., 2021). به عنوان مثال، Yue و همکاران (۲۰۰۸) نشان دادند که زمین لرزه ۱۹۷۶ سونگپان (Songpan) با بزرگای ۷/۲ و سازوکار کانونی چپ بر عامل تحریک کننده رخداد زمین لرزه با بزرگای ۶/۷ و سازوکار کانونی راندگی است. همچنین Chan و Ma (۲۰۰۴) در بررسی های خود بر روی زمین لرزه های تایوان، به این نتیجه رسیدند که پیش بینی توزیع پس لرزه ها با استفاده از تغییر تنش زمین لرزه اصلی امکان پذیر است. در ایران نیز که یکی از مناطق لرزه خیز جهان با سابقه رخداد زمین لرزه های تاریخی و دستگای بزرگ است، که هر کدام از آنها پس لرزه های فراوانی نیز به دنبال داشته اند، مطالعات خوبی در ارتباط با الگوی رویداد پس لرزه ها و تغییرات تنش کولمب انجام شده است. به عنوان مثال، Jafari Hajati و Agh-Atabai (۲۰۱۴) تغییرات تنش کولمب و ارتباط آن با پس لرزه های برخی از زمین لرزه های معکوس ایران را مورد بررسی قرار داده اند. Maleki Asayesh (۲۰۱۳) به بررسی تغییرات تنش کولمب زمین لرزه های ریگان و اهر-ورزقان پرداخته اند. Ansari (۲۰۱۳) به تجزیه و تحلیل تغییرات تنش کولمب زمین لرزه ۱۹۹۰ رودبار پرداختند. همچنین Yazdanfar و همکاران (۲۰۱۶) به منظور برآورد عمق زمین لرزه ها در زاگرس به بررسی ارتباط تغییر تنش کولمب و توزیع پس لرزه ها پرداختند. این پژوهش، تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین لرزه ازگله (زمین لرزه اصلی) و همخوانی آن با الگوی توزیع مکانی توالی پس لرزه ای بررسی شد. از آنجایی که در این روش، الگوی تغییرات تنش محاسبه شده به اطلاعات اولیه زمین لرزه اصلی نظیر عمق کانونی زمین لرزه و طول و پهنای گسیختگی وابسته است، برای بدست آوردن بهترین الگو، انتخاب پارامترهای صحیح و نوع مدل بسیار مهم است. از این رو، هر چه تحقیقات بیشتری برای بررسی همخوانی بین الگوی توزیع مکانی پس لرزه ها و تغییرات تنش حاصل از زمین لرزه های یک ناحیه انجام گیرد، می تواند بر انتخاب پارامترهای صحیح و در نتیجه یافتن الگوهای مناسبتر راهگشا باشد. در واقع، با استفاده از تجربیات حاصل از مطالعات زمین لرزه های پیشین در انتخاب صحیح پارامترهای ورودی، شناسایی مکان رویداد پس لرزه ها (مناطق مستعد خطر) بلافاصله پس از زمین لرزه اصلی امکان پذیر خواهد بود. در این مقاله نیز برای بدست آوردن بهترین الگو، تغییرات تنش ناشی از زمین لرزه اصلی با استفاده از پارامترهای مختلف محاسبه و با توزیع مکانی پس لرزه ها مقایسه گردید.

سمت جنوب زمین لرزه اصلی (تاریخ ۴ آذر ۱۳۹۷) متعلق به این خوشه پس لرزه ای می باشد (Fathian et al., 2021). الگوی ناهمگن توزیع مکانی پس لرزه های زمین لرزه ازگله، باعث شده است که در فواصل یکسان از زمین لرزه اصلی، میزان خسارات جانی و مالی ناشی از این توالی بسیار متفاوت باشد. از آنجایی که یکی از شرایط افزایش خطر در کوتاه مدت، حاصل از رویداد پس لرزه ها پس از شوک های اصلی است، شناخت الگوی توزیع مکانی پس لرزه ها از اهمیت زیادی برخوردار است. بررسی توالی های لرزه اصلی- پس لرزه ها در مناطق مختلف نشان می دهد، الگو، تراکم و میزان ناهمگنی توزیع مکانی پس لرزه ها در زمین لرزه های مختلف متفاوت است. قاعدتاً، در محل هایی که تراکم پس لرزه ها (یا چگالی آنها: تعداد پس لرزه ها در واحد سطح) بخصوص آنهایی که بزرگی قابل توجهی دارند، بیشتر باشد، میزان خطر نیز بالاتر است. یکی از سوالات اساسی در ارتباط با الگوی توزیع مکانی پس لرزه ها این است که چه عامل و عواملی بر این الگو تاثیر گذار است؟ تحقیقات در ارتباط با پاسخ به این سوال نشان داده اند که یکی از عوامل مهم موثر بر رویداد حوادث لرزه ای بعدی (زمین لرزه های بزرگ دیگر و یا پس لرزه ها)، تنش آزاد شده حاصل از رویداد یک زمین لرزه است (Harris, 1998; Stein, 1999). در واقع تنش حاصل از رویداد یک زمین لرزه می تواند میدان تنش مناطق مجاور خود را تغییر داده و با تحریک گسل های اطراف بر وقوع زمین لرزه های دیگر اثر بگذارد. توالی پس لرزه ها نیز در پاسخ به تغییر تنش ناشی از وقوع یک زمین لرزه اصلی رخ می دهند و می توانند به دلیل فراوانی و ارتباط واضحی که با زمین لرزه اصلی دارند، اطلاعات مفیدی را ارائه دهند (Kilb et al., 2002). از روش هایی که بلافاصله پس از رویداد شوک اصلی استفاده می شود تغییرات تنش کولمب (coulomb stress change  $\Delta cfs$ ) است (Harris, 1998; Stein, 1999; Lin and Stein, 2004; Toda et al., 2005). پس لرزه ها نیز به عنوان پاسخ تاخیری به تغییرات تنش کولمب استاتیک ناشی از یک زمین لرزه اصلی شناخته می شوند (Hainzl et al., 2009) و ارتباط مستقیمی بین تغییرات میدان تنش و الگوی توزیع پس لرزه ای وجود دارد. پژوهش های متعددی در ارتباط با اثر میدان تنش زمین لرزه اصلی بر زمین لرزه های دیگر و پس لرزه های آن انجام شده است (Harris and Simpson, 1992, 1996; Reasenber and Simpson, 1992; Simpson and Reasenber, 1994; Harris et al., 1995; Toda et al., 1998; Ogata, 2006, 2007; Hainzl et al., 2009; Ogata



شکل ۱- (a) نقشه لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه. زمین‌لرزه از گله با بزرگای گشتاوری ۷/۳ با ستاره قرمز رنگ، پس‌لرزه‌ها با نقاط سبز رنگ و دو پس‌لرزه بزرگ‌تر مورد مطالعه در این تحقیق با ستاره سیاه رنگ مشخص شده است (اطلاعات برگرفته از مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC) پس‌لرزه‌ها با کمینه بزرگای ۲٫۵). (Mountain Front Fault) MFF: گسل جبهه کوهستان، (High Zagros Fault) HZF: گسل زاگرس مرتفع، (Ezgeleh Fault) EZF: گسل از گله، (Tazeh Abad Fault) TF: گسل تازه‌آباد و (Sarpol-e-zahab Fault) SP: گسل سرپل‌ذهاب. نقشه گسل‌ها برگرفته از Hessami و همکاران (۱۳۸۲) و Fathian و همکاران (۲۰۲۱) و (b) نقشه ساختاری محدوده مشخص شده در شکل a بر روی تصویر گوگل ارث، گسل‌ها با رنگ قرمز و اثر سطح محوری چین‌ها با رنگ آبی مشخص شده‌اند، ستاره زرد رنگ زمین‌لرزه اصلی و ستاره‌های سیاه رنگ پس‌لرزه‌های بزرگ‌تر مساوی ۵ هستند. (گسل‌ها و محور چین‌ها برگرفته از نقشه‌های یک صد هزار قصرشیرین و سرپل‌ذهاب).

Fig 1- (a) Seismicity map of the studied area. Ezgeleh earthquake with moment magnitude 7.3 is marked with a red star, aftershocks with green dots, and two larger aftershocks studied in this research with black stars (information taken from IRSC of aftershocks with a minimum magnitude of 2.5). MFF: Mountain Front fault, HZF: High Zagros Fault, EZF: Ezgeleh Fault, TF: Tazeh-Abad Fault, SP: Sarpole Zahab Fault. Fault map taken from Hessami et al. (2003) and Fathian et al. (2021), and (b) Fault map of the region on the Google Earth image, the faults are marked in red, the axial effect of the folds in blue, the yellow star for the main earthquake and the black stars for the aftershocks  $\geq 5$ . (Faults and the axis of folds taken from the maps of one hundred thousand Qasr-Shirin and Sarpole-zahab).

## ۲- لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا است که از جوان‌ترین و فعال‌ترین مناطق برخورد قاره‌ای به حساب می‌آید که از ترکیه تا تنگه هرمز با روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور و طولی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر امتداد یافته است (Snyder and Barazangi, 1986; Alavi, 1994). این کمربند فعال‌ترین و لرزه‌خیزترین منطقه ایران به حساب می‌آید، طوری که بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های دستگاهی

ایران در آن ثبت شده و می‌شود (Mirzaei et al., 1998). زمین‌لرزه‌های زاگرس تقریباً در تمام پهنای کمربند (۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر) توزیع شده و اکثراً کم عمق با عمقی کمتر از ۲۰ کیلومتر هستند (Engdahl et al., 2006). خصوصیات لرزه-خیزی زاگرس، با سایر ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران متفاوت است، طوری که زمین‌لرزه‌ها غالباً با فواصل زمانی کوتاه و با بزرگای کم تا متوسط رخ می‌دهد. گرچه تا چندی قبل فرضیه نبود زمین‌لرزه‌های بزرگ با بزرگای بیش از ۷ در زاگرس



بر قوت خود باقی بود (Tatar et al., 2017)، اما این موضوع به این معنا نیست که زمین لرزه بزرگ در زاگرس اتفاق نمی‌افتد. به عنوان مثال، زمین لرزه‌های ۱۹۰۹ میلادی سیلاخور و زمین لرزه ازگله با بزرگای بیش از ۷ از زمین لرزه‌های ثبت شده در این کمربند است (Ambraseys and Melville, 1982; Fathian et al., 2021). اکثر زمین لرزه‌های زاگرس در ارتباط با گسل‌های رانده رخ داده‌اند (Jackson and Mckenzie, 1984). از جمله گسل‌های رانده می‌توان به گسل زاگرس مرتفع، گسل جبهه کوهستان، گسل رانده معکوس اصلی (Main Zagros Reverse Fault, MZRF) و گسل پیش بوم زاگرس (ZFF, Zagros Foredeep Fault) اشاره نمود. از دیگر ساختارهای اصلی فعال در کمربند زاگرس چین‌هایی با روندی موازی با گسل‌های اصلی رانده و مرتبط با آنها است (Berberian, 1995). علاوه بر گسل‌های رانده، گسل‌های امتدادلغز طولی نظیر گسل جوان اصلی (MRF, Main Recent Fault) و گسل‌های امتدادلغز عرضی نیز در لرزه‌خیزی زاگرس مشارکت دارند. از جمله این گسل‌های عرضی می‌توان به سامانه گسلی کازرون اشاره نمود که از نظر لرزه‌ای فعال است. به عنوان مثال این سامانه گسلی باعث رخداد زمین لرزه‌های تاریخی با شدت بیش از VIII در سال‌های ۱۵۹۱ و ۱۸۹۱ شده است (Baker et al., 1993; Berberian, 1981).

گسل‌های زاگرس مرتفع و جبهه کوهستان از جمله گسل‌های مهم منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۱a). برخی از محققین معتقدند که گسل مسبب زمین لرزه ازگله، یکی از قطعات گسل جبهه کوهستان است (Tatar et al., 2017; Zare et al., 2017; Kuang et al., 2019; Berberian, 1995). گسل جبهه کوهستان، گسلی رانده است که از قطعات ناپیوسته به طول ۱۱۵-۱۵ کیلومتر و با طول کلی بیش از ۱۳۵۰ کیلومتر در ایران امتداد دارد (Berberian, 1995). این گسل در لرزه‌خیزی زاگرس نقش بسزایی دارد از جمله زمین لرزه‌هایی که بر روی قطعات آن رویداده است می‌توان به زمین لرزه در اندیکا با بزرگای ۶/۲، در خورگو با بزرگای ۵/۹ و در بندرعباس با بزرگای ۵/۶ اشاره نمود (Maggi et al., 2000; Berberian, 2014). اما به نظر برخی دیگر از محققین این زمین لرزه بر روی گسل جبهه کوهستان رخ نداده است (Nissen et al., 2019; Fathian et al., 2021). همکاران (۲۰۲۱) عقیده دارند که زمین لرزه اصلی بر روی گسلی با نام ازگله (EZF) با

روند تقریبی شمالی-جنوبی و سازوکار رانده‌گی، مرتبط است (شکل ۱). از آنجایی که این گسل گسیختگی سطحی نداشته است در شکل ۱a به صورت خط‌چین نمایش داده شده است. از جمله گسل‌های دیگر این منطقه می‌توان به گسل‌های امتداد-لغز تازه‌آباد (TF) با روند خاوری-باختری و سرپل‌ذهاب (SP) با روند شمال خاور-جنوب باختر به‌عنوان گسل‌های مسبب دو پس لرزه بزرگتر منطقه با همین نام‌ها اشاره کرد (Fathian et al., 2021). (شکل ۱). همانند بسیاری از گسل‌های رانده‌گی زاگرس، شواهد نشان می‌دهد فعالیت گسل مسبب زمین لرزه اصلی نیز با چین خوردگی همراه بوده است (Tatar et al., 2017). بررسی نقشه ساختاری نشان می‌دهد، روند چین‌ها در محدوده زمین لرزه اصلی تقریباً به صورت شمالی-جنوبی و در سمت جنوب زمین لرزه اصلی در محل رخداد تعداد قابل توجهی پس لرزه بزرگتر مساوی ۵، شمال باختر-جنوب خاور است (شکل ۱b). بنابراین با توجه به ارتباط بین چین‌ها و گسل‌های زاگرس، دور از انتظار نیست که روند گسل‌های رانده‌گی اصلی مرتبط با آنها در دو محدوده ذکر شده همان روند را داشته باشند. اما با توجه به شکل ۱b، روند غالب گسل‌ها در محدوده زمین لرزه اصلی شمال خاور-جنوب باختر است. درحالی که گسل‌ها در محدوده جنوبی ذکر شده، علاوه بر روند شمال باختر-جنوب خاور با روندهای تقریباً شمال خاور-جنوب باختر، خاوری-باختری و شمالی-جنوبی نیز مشاهده می‌شود (شکل ۱b). همانطور که قبلاً ذکر شد پس لرزه سرپل‌ذهاب بر روی گسلی با همین نام با روند شمال خاور-جنوب باختر در سمت جنوب زمین لرزه اصلی رخ داده است. بررسی پیشینه لرزه‌خیزی نشان می‌دهد که گسل‌های این منطقه فعال هستند. به عنوان مثال می‌توان به دو زمین لرزه تاریخی با بزرگای متوسط در سال‌های ۹۵۸ و ۱۱۵۰ بعد میلاد در منطقه سرپل‌ذهاب کرمانشاه اشاره نمود (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian 2014).

### ۳- روش پژوهش

یکی از معیارهایی که به طور گسترده برای توصیف شرایط شکست سنگ مورد استفاده قرار می‌گیرد، معیار شکست کولمب (Coulomb failure criterion) است. در این پژوهش، برای بدست آوردن تغییر تنش استاتیک از روش محاسبه تغییرات

Chinnery, 1963; Weertman) تنش کولمب استفاده شد (and Weertman, 1964; Okada, 1992). در شکل ۲ تغییر تنش کولمب حاصل از لغزش گسل امتدادلغز نشان داده شده است. سهم تنش نرمال و برشی در تغییر تنش کولمب در بخش‌های مختلف نشان داده شده است. در این شکل محدوده‌های افزایش تنش (تنش برشی، نرمال و تغییر تنش کولمب) با رنگ قرمز و کاهش تنش با آبی نشان داده شده است. در شکل ۲a تغییر تنش بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص (گسل امتدادلغز با هندسه گسل مرجع و موازی با آن) نشان داده شده است. چنین محاسباتی در صورت عدم آگاهی از تنش غالب تکتونیکی در منطقه و یا هر میدان تنش قبلی قابل انجام است. شکل ۲b تغییرات تنش کولمب محاسبه شده بر روی گسل گیرنده با هندسه بهینه را نشان می‌دهد که در آن یک تنش فشاری ۱۰۰ بار به صورت یکنواخت در جهت N27°E اعمال شده است. در این روش از جهت محورهای اصلی تنش منطقه‌ای، جهت‌گیری‌های تنش بهینه تعیین می‌شود (King et al., 1994). در این پژوهش میدان تغییر تنش حاصل از زمین‌لرزه از گله بر روی دو نوع گسل گیرنده با هندسه مشخص و هندسه بهینه بررسی شد. برای این منظور از نرم‌افزار کولمب ۳،۳ با فرضیات مدول برشی برابر با  $3/2 \times 10^5$  و نسبت پواسون  $0/25$  استفاده شد (Toda et al., 2005, Lin and Stein, 2004).

#### ۴- آماده‌سازی داده‌ها

برای بررسی ارتباط بین محدوده‌های تغییر تنش حاصل از زمین‌لرزه اصلی با الگوی توزیع پس‌لرزه‌ها، پارمترهای مربوط به این زمین‌لرزه و پس‌لرزه‌های آن با بزرگای  $MN \geq 1$  از مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC) استخراج شد. برای تفکیک پس‌لرزه‌ها از روش Gardner and Knopoff (۱۹۷۴) استفاده شد که در آن پنجره مکانی و زمانی مطابق معادلات زیر برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمینه ۶٫۵ محاسبه می‌شود (Stiphout et al., 2012):

$$L (Km) \quad (\text{رابطه ۲}) \\ = 10^{(0.1238M+0.983)}$$

$$T (day) \quad (\text{رابطه ۳}) \\ = 10^{(0.032M+2.7389)}$$

در اینجا L و T به ترتیب طول پنجره مکانی، بر حسب کیلومتر (در این تحقیق ۹۰ کیلومتر با احتساب خطای رومرکز زمین‌لرزه) و طول پنجره زمانی بر حسب تعداد روز (در اینجا بازه زمانی ۹۰۰ روز از تاریخ ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷، پس از زمین‌لرزه اصلی تا تاریخ ۲۴ آوریل ۲۰۲۰) محاسبه شد.

در این معادله  $\Delta\sigma_f$  تغییر در تنش کولمب است که از آن می‌توان برای ارزیابی اثر یک زمین‌لرزه بر زمان رویداد زمین‌لرزه‌های اطراف بهره برد. اگر  $\Delta\sigma_f > 0$  باشد زمین‌لرزه اول می‌تواند باعث نزدیکتر شدن زمان رویداد زمین‌لرزه بعدی شود و در صورتی که  $\Delta\sigma_f < 0$  باشد زمین‌لرزه بعدی در سایه تنش قرار گرفته است که می‌تواند رخداد زمین‌لرزه بعدی را به تعویق اندازد (Harris, 1998). بنابراین، تغییر تنش کولمب باعث وقوع زمین‌لرزه نشده بلکه فقط باعث تاخیر و تحریک رویداد لرزه‌ای بعدی می‌شود (Stein, 1999).  $\Delta\tau_s$  تغییر در تنش برشی است که در جهت لغزش گسل مثبت لحاظ می‌شود.  $\Delta\sigma_n$  تغییر در تنش نرمال است (مقدار آن مثبت است در صورتی که گسل unclamped باشد) و  $\mu'$  ضریب اصطکاک موثر بر روی گسل گیرنده است که بین ۰ و ۱ متغیر می‌باشد (Stein, 1999; Toda et al., 2005; Lin and Stein, 2004). اما مقدار منطقی این ضریب بین ۰/۴ تا ۰/۸ است (Yue et al., 2008) که بالاترین مقدار آن برای گسل‌های رانده، ۰/۸ و برای گسل‌های امتدادلغز همانند گسل سن‌آندریاس حدود ۰/۴ می‌باشد (Lin and Stein, 2004). در بررسی میدان تنش زمین‌لرزه‌ها با روش تغییرات تنش کولمب از مدل آکادا (Okada, 1992) استفاده می‌شود. در این مدل، محاسبات در یک نیم‌فضای با خواص الاستیکی همگن و یکنواخت انجام می‌شود که در آن محدوده گسلی به شکل مستطیل ترسیم می‌گردد (Toda et al., 2005; Lin and Stein, 2004). در این مدل فرض می‌شود تغییر تنش کولمب حاصل لغزش روی گسل یا گسل‌های مرجع (گسلی که بر روی آن لغزش اتفاق می‌افتد و تنش ایجاد می‌کند) می‌تواند بر روی گسل گیرنده (گسلی که روی آن لغزش اتفاق نمی‌افتد و تنش دریافت می‌کند) تاثیر بگذارد (Toda et al., 2005; Lin and Stein, 2004). محاسبه تغییر تنش ناشی از زمین‌لرزه اصلی، گسل گیرنده به دو صورت گسل گیرنده دارای هندسه و ریک مشخص (Specified receiver fault) و گسل گیرنده با هندسه بهینه (Optimally Oriented Planes) در نظر گرفته می‌شود. گسل گیرنده با هندسه بهینه اطلاعات مشخصی ندارد و از تنش تکتونیکی منطقه برای محاسبه استفاده می‌شود (Lin and

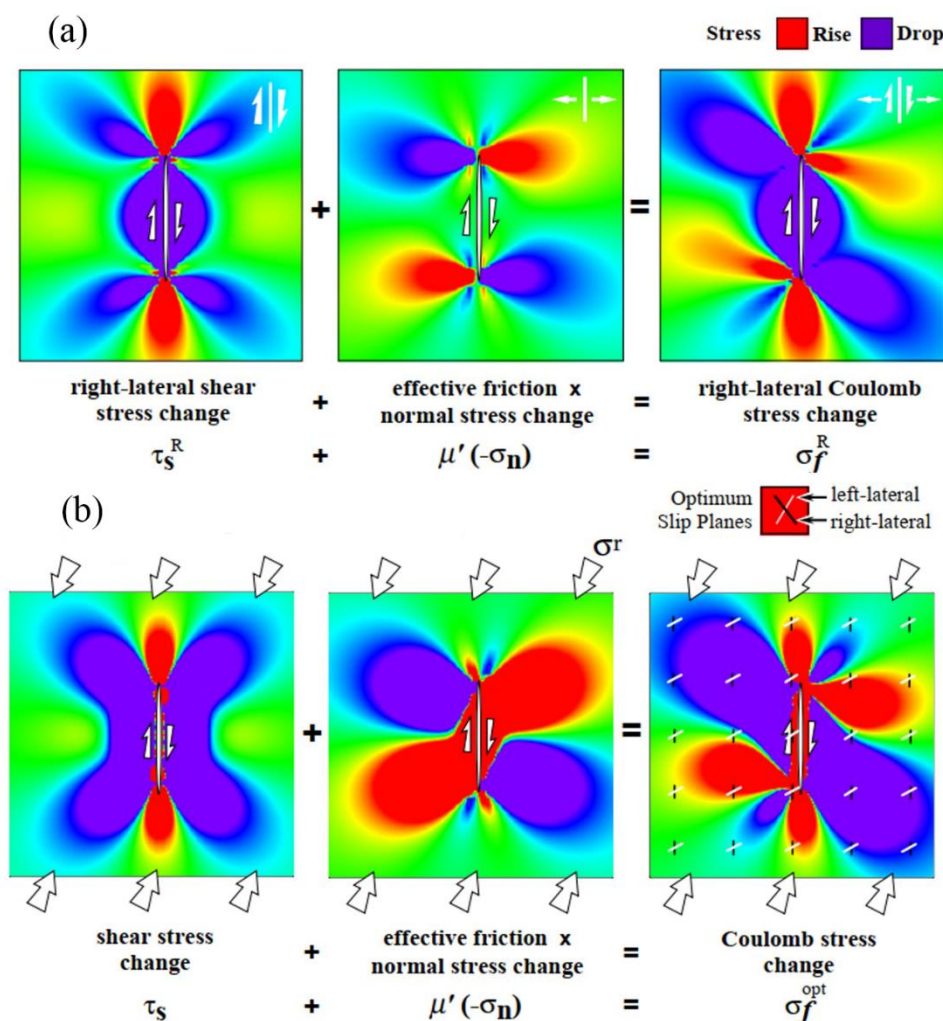
نشان داده شده است که مطابق آن بزرگای کمال ۲,۲ محاسبه شده است.

به منظور بررسی میدان تنش، اطلاعات مرتبط با گسل از جمله امتداد، شیب، ریک، عمق و طول و عرض گسیختگی، از پایگاه‌ها و مراکز جهانی گزارش زمین‌لرزه و مقالات استخراج شد (جدول ۱). همچنین در این مقاله به منظور بررسی گسل گیرنده در شرایط بهینه و بهره‌گیری از میدان زمین‌ساخت غالب در منطقه، از محورهای اصلی تنش که توسط Zamani (۲۰۰۹) ارائه شده است استفاده شد.

به منظور اطمینان از کامل بودن مجموعه داده پس‌لرزه‌ها، پارامتر کمینه بزرگای کمال (minimum magnitude of completeness,  $M_c$ ) با استفاده از رابطه توزیع بزرگا - فراوانی محاسبه شد (Gutenberg and Richter, 1944):

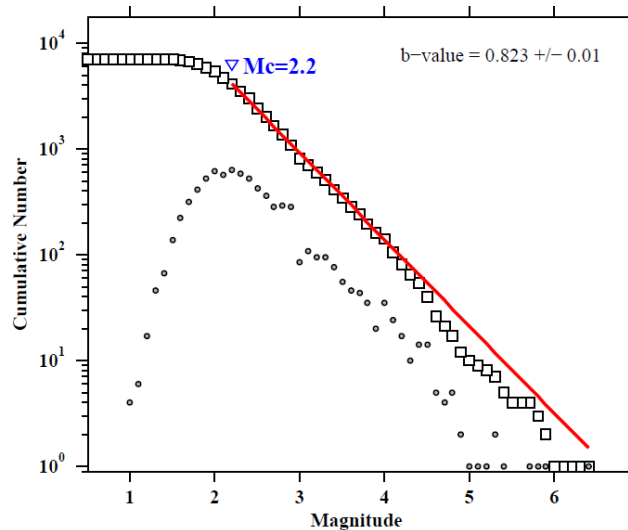
$$\log_{10} N = a - bM \quad (\text{رابطه ۴})$$

در این رابطه  $N$  تعداد کل داده‌ها،  $M$ ،  $a$  و  $b$  به ترتیب بزرگای زمین‌لرزه‌ها و ضرایب ثابت لرزه‌خیزی هستند. در شکل ۳ نمودار فراوانی- بزرگی برای پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ازگله



شکل ۲- (a) تغییر تنش کولمب برای گسل امتدادلغز موازی با گسل مرجع و (b) تغییر تنش کولمب برای گسل‌های با جهت بهینه در شرایط فشارش تک محوره منطقه‌ای معین ۱۰۰ بار. رنگ قرمز محدوده‌های افزایش تنش، رنگ آبی، کاهش تنش و رنگ سبز بدون تغییر تنش است (King et al., 1994).

Fig. 2. (a) Coulomb stress change for the strike-slip fault parallel to source fault, and (b) The change of Coulomb stress for faults with optimal orientation under the conditions of a regional uniaxial compression of 100 bar. Red color is the ranges of increasing stress, blue color, decreasing stress and green color without changing stress (King et al., 1994).



شکل ۳- نمودار فراوانی-بزرگی برای توالی پس لرزه‌ای زمین لرزه ۱۳۹۶ ازگله. مربع‌ها و دایره‌ها به ترتیب نشان‌دهنده توزیع تجمعی و غیرتجمعی است.  
Fig 3- Frequency-magnitude diagram for the aftershock sequence of the 2017 Ezgeleh earthquake. Squares and circles represent cumulative and non-cumulative distribution, respectively

جدول ۱- پارامترهای مرتبط با زمین لرزه ازگله کرمانشاه.

Table 1: Parameters related to Ezgeleh earthquake of Kermanshah

Longitude	Latitude	M <sub>w</sub>	Nodal Plane	Strike	Dip	Rake	Depth	Length (Km)	Width (Km)	Reference
45.76	34.77	7.4	NP1	004	10	157	18	-	-	IRSC
			NP2	116	86	81				
45.84	34.83	7.4	NP1	351	11	140	17.9	-	-	GCMT
			NP2	121	83	82				
45.96	34.91	7.3	NP1	351	16	137	21.5	80	50	USGS
			NP2	122	79	78				
45.86	34.73	7.24	-	354	16	137	11.4	40.4	21	Fathian et al., 2021
-	-	7.2	-	355.5	17.5	135.5	14.5	70	35	Huang et al., 2019

## ۵- نتایج و بحث

ریک ۱۳۷ درجه و طول و عرض گسیختگی به ترتیب ۴۰/۴ و ۲۱ کیلومتر در نظر گرفته شد (جدول ۱). با انجام محاسبات تغییرات تنش کولمب با مقادیر ضریب اصطکاک ۰/۴ و ۰/۶ برای گسل گیرنده، تفاوت اندک در میدان تنش محاسبه شده مشاهده شد به همین دلیل در این پژوهش محاسبات تغییرات تنش کولمب با ضریب اصطکاک ۰/۶ ارائه گردید. همانطور که پیش از این اشاره شد میانگین عمق گزارش شده برای پس-لرزه‌های زمین لرزه ازگله حدود ۸ کیلومتر است (Yang et al., 2019; Huang et al., 2019). لذا عمق محاسباتی نقشه‌های

در این مقاله برای بررسی وضعیت میدان تنش زمین لرزه ازگله کرمانشاه از تغییرات تنش کولمب استاتیک استفاده شد. اثرات میدان تنش این زمین لرزه بر روی دو نوع گسل گیرنده با هندسه مشخص و هندسه بهینه بررسی شد. مشخصات گسل مسبب این زمین لرزه در جدول ۱ ارائه شده است. تغییرات تنش با استفاده از اطلاعات ارائه شده توسط Fathian و همکاران (۲۰۲۱) محاسبه شد (جدول ۱).

مشخصات گسل مسبب زمین لرزه ازگله براساس Fathian و همکاران (۲۰۲۱) شامل امتداد ۳۵۴ درجه، شیب ۱۶ درجه،

تغییرات تنش ۸ کیلومتر در نظر گرفته شد. نیمرخ‌ها در مسیر عمود برگسیختگی اصلی ترسیم شده‌اند.

با توجه به اینکه سازوکارکانونی زمین‌لرزه اصلی به صورت رانده با اندکی مولفه امتدادلغز ارائه شده است، ابتدا تغییرات میدان تنش براساس گسل گیرنده با هندسه مشخص (با خصوصیات هندسی گسل مرجع ولی موازی با آن) محاسبه شد و نتیجه به صورت نقشه و نیمرخ تغییرات ارائه گردید (شکل ۴). در این شکل محدوده‌های افزایش تنش با رنگ‌های گرم (قرمز تا زرد) و محدوده‌های کاهش تنش با رنگ‌های سرد (آبی) نشان داده شده است. نقشه الگوی توزیع تغییرات تنش برای گسل گیرنده با هندسه مشخص (شکل ۴a) نشان می‌دهد که به جز در مناطقی از خاور- شمال‌خاور، به طور گسترده در اطراف گسیختگی افزایش تنش مشاهده می‌شود. با وجود گستردگی محدوده افزایش تنش و قرارگیری تعداد زیادی از پس‌لرزه‌ها و پس‌لرزه سرپل‌ذهاب در این محدوده، به طور کلی الگوی تغییر میدان تنش با الگوی توزیع پس‌لرزه‌ها انطباق خوبی ندارد. به طوری که تعداد زیادی از پس‌لرزه‌ها به خصوص خوشه پس- لرزه‌ای تازه‌آباد در محدوده افزایش تنش قرار نگرفته‌اند (شکل ۴a). در نیمرخ ترسیم شده در مسیر A-B میدان تنش با الگوی توزیع پس‌لرزه‌ها انطباق خوبی نشان نمی‌دهد (شکل ۴b). در ادامه، تغییر تنش کولمب بر روی گسل‌های سرپل‌ذهاب (با مشخصات امتداد: ۰،۳۴، شیب: ۶۳، ریک: ۱۷۰) و تازه‌آباد (با مشخصات امتداد: ۲،۶۷، شیب: ۷۸، ریک: ۲) (Fathian et al., 2021) به عنوان گسل گیرنده هندسه مشخص بصورت جداگانه محاسبه شد (شکل ۵a,b). نتایج نشان می‌دهد با انتخاب هر کدام از گسل‌های تازه‌آباد و سرپل‌ذهاب به‌عنوان گسل گیرنده با هندسه مشخص، خوشه‌های پس‌لرزه‌ای مرتبط با هر کدام از این گسل‌ها بطور کامل در محدوده افزایش تنش قرار می‌گیرد، اما انطباق سایر خوشه‌ها با محدوده‌های افزایش تنش خیلی مناسب نیست. بعنوان مثال، با انتخاب گسل سرپل‌ذهاب به- عنوان گسل گیرنده با هندسه مشخص، موقعیت زمین‌لرزه سرپل‌ذهاب در محدوده افزایش تنش قرار دارد، اما تعداد زیادی از پس‌لرزه‌های خوشه پس‌لرزه‌ای مرتبط با تازه‌آباد در محدوده کاهش تنش قرار می‌گیرند (شکل ۵a).

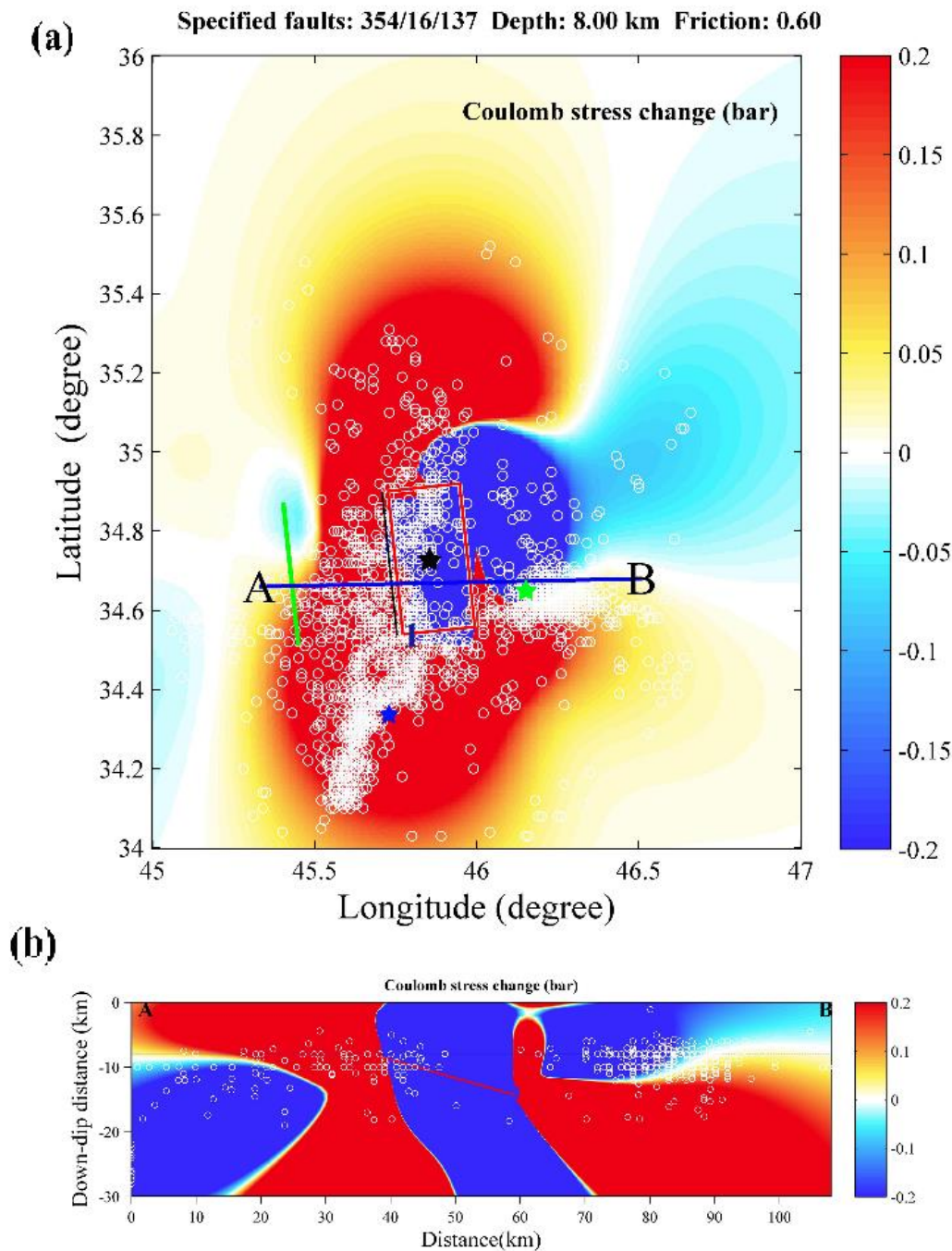
محاسبات بعدی تغییرات تنش براساس گسل گیرنده از نوع بهینه انجام شد (شکل ۶). از آنجایی که چون زمین‌لرزه اصلی و تعدادی از پس‌لرزه‌ها با سازوکار رانده رخ داده‌اند، محاسبات بر

روی گسل گیرنده رانده انجام شد (شکل ۶a و b). از طرفی به دلیل اینکه در بین پس‌لرزه‌های بزرگ‌تر نیز تعداد قابل توجهی پس‌لرزه با سازوکار امتدادلغز مشاهده می‌شود (از جمله دو پس‌لرزه تازه‌آباد و سرپل‌ذهاب) (Pirdadi et al., 2023) (شکل ۱)، تغییرات تنش زمین‌لرزه از گله بر روی گسل بهینه امتدادلغز انجام شد (شکل ۶c و d). در این محاسبات، علاوه بر استفاده از اطلاعات ارائه شده توسط Fathian و همکاران (۲۰۲۱) برای زمین‌لرزه اصلی، میدان تنش تکتونیک غالب در منطقه نیز به کار گرفته شد. اطلاعات میدان تنش تکتونیک از محورهای اصلی برگرفته از Zamani (۲۰۰۹) با مقادیر ۱۵ برابر با روند ۱۸۹ و میل ۱۶، ۲۵ با روند برابر با ۲۸۷ و میل ۲۵ و ۳۵ با روند برابر با ۰۶۹ و میل ۵۹ درجه استفاده شده است. در نقشه و نیمرخ ترسیم شده در عمق محاسباتی ۸ کیلومتر در حالت گسل گیرنده از نوع رانده، انطباق محدوده‌های افزایش تنش و پس‌لرزه‌ها بسیار ضعیف است، طوری که به عنوان مثال خوشه پس‌لرزه‌ای تازه‌آباد که با ستاره سبز رنگ مشخص شده است در محدوده کاهش تنش واقع شده است (شکل ۶a و b). در نقشه ترسیم شده در عمق محاسباتی ۸ کیلومتر در حالت گسل گیرنده بهینه امتدادلغز، محدوده‌های افزایش تنش نسبت به مرکز سطحی زمین‌لرزه اصلی به صورت نامتقارن است (شکل ۶c) که در آن یک محدوده شمالی- جنوبی تقریباً هم‌راستای با گسل از گله و با گسترش قابل توجه در سمت باختر گسیختگی و محدوده دیگر با روند خاوری- باختری در خاور گسیختگی مشاهده می‌شود. همانطور که در نقشه و نیمرخ تغییرات تنش مشاهده می‌شود، بیشترین تمرکز پس‌لرزه‌ها از جمله دو پس‌لرزه بزرگ تازه‌آباد و سرپل‌ذهاب، که در شکل ۶c به ترتیب با ستاره‌های سبز و آبی رنگ مشخص شده است، در بخش‌های افزایش تنش هم‌لرزه‌ای قرار گرفته است (شکل ۶c, d). با مقایسه نقشه‌ها و نیمرخ‌های تغییر تنش در شکل‌های ۴ و ۵، می‌توان نتیجه گرفت که با وجود سازوکار رانده زمین- لرزه اصلی، بهترین مدل برای ارزیابی الگوی توزیع مکانی پس- لرزه‌ها، در حالت گسل گیرنده از نوع هندسه بهینه امتدادلغز است. این موضوع را می‌توان به بزرگای بالای زمین‌لرزه از گله و پیچیدگی سیستم گسل‌های منطقه نسبت داد؛ در مطالعات پیشین در خصوص رابطه بین الگوی توزیع پس‌لرزه‌ها و تغییرات تنش کولمب زمین‌لرزه‌های ایران با بزرگای بین ۶/۵ تا ۶، مدل گسل گیرنده از نوع هندسه مشخص (با خصوصیات هندسی

افزایش تنش در نقشه تغییرات تنش حالت بهینه امتدادلغز در شکل ۶a است. در ادامه نقشه هم‌شتاب از مجموعه داده‌های شتاب ثبت شده در ایستگاه‌های شتابنگاری به روش درون‌یابی ترسیم گردید (شکل ۸). به دلیل عدم دسترسی به اطلاعات ایستگاه‌های شتابنگاری عراق، تکمیل نقشه هم‌شتاب در بخش باختری نقشه امکان پذیر نبود. بیشینه شتاب ثبت شده برای زمین‌لرزه ازگله در ایستگاه سرپل‌ذهاب با میزانی برابر با ۶۸۴ سانتی‌متر بر مجذور ثانیه گزارش شده است (BHRC). این ایستگاه تقریباً در جنوب در فاصله حدود ۴۰ کیلومتری از مرکز زمین‌لرزه اصلی قرار دارد. موقعیت ایستگاه سرپل‌ذهاب در نقشه‌های چگالی پس‌لرزه‌ها (شکل ۸) و نقشه هم‌شتاب (شکل ۸) نشان داده شده است. نقشه‌های چگالی پس‌لرزه‌ها به خصوص پس‌لرزه‌های بزرگتر (شکل ۷b) حاکی از آن است که یکی از کانون‌های پرتراکم پس‌لرزه‌ها در سمت جنوب کانون زمین‌لرزه قرار دارد، جایی که پس‌لرزه با بزرگای گشتاوری ۶/۲ سرپل‌ذهاب در آن اتفاق افتاده است. کانون پرتراکم دوم (خوشه پس‌لرزه‌ای تازه‌آباد) در خاور گسیختگی مشاهده می‌شود. به عقیده Nissen و همکاران (۲۰۱۹) گسیختگی از ازگله آغاز و با جهت غالب گسیختگی به سمت جنوب تا نزدیکی سرپل‌ذهاب جایی که بیشترین خسارت نیز در آن گزارش شده، ادامه پیدا کرده است. این مطابقت می‌تواند گویای این واقعیت باشد که در قسمت جنوبی رو مرکز زمین‌لرزه و تقریباً در راستای گسیختگی غالب بیشترین شتاب و بیشترین لرزه‌خیزی را به‌دنبال داشته است. از طرفی، نزدیکترین ایستگاه شتابنگاری در جهت شمال-شمال‌خاور رو مرکز زمین‌لرزه ایستگاه نوسود (No) است که در فاصله تقریباً مشابه با ایستگاه سرپل‌ذهاب (Nissen et al., 2019) در زمان وقوع زمین‌لرزه شتابی برابر با ۴۵ سانتی‌متر بر مجذور ثانیه ثبت کرده است (BHRC). این ایستگاه در بخش کم‌تراکم پس‌لرزه‌ها و در محدوده کاهش تنش حاصل از زمین-لرزه اصلی واقع شده‌است (شکل‌های ۶a و ۷a, b). این نتایج نشان می‌دهد که همخوانی خوبی بین الگوی توزیع پس‌لرزه‌ها، نقشه شتاب و تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه ازگله وجود دارد.

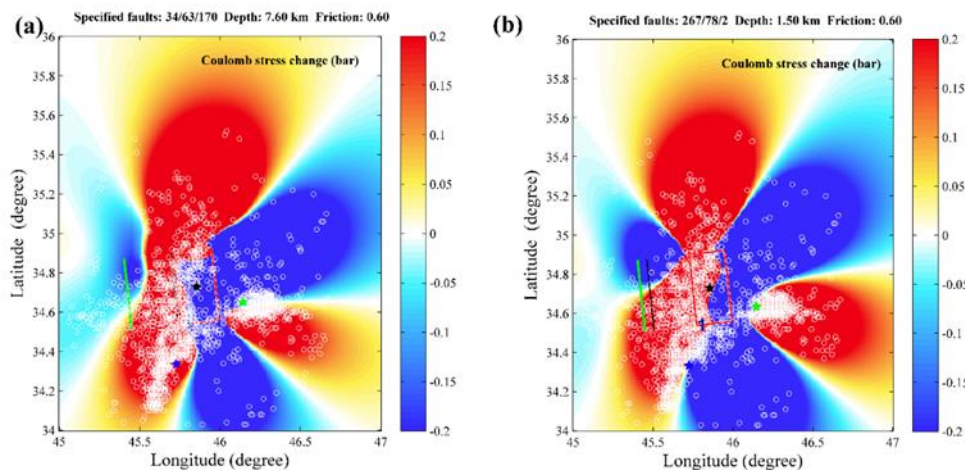
گسل مرجع انطباق بهتری نشان داده است (Jafari Hajati, 2012). از طرفی، Fathian و همکاران (۲۰۲۱) نشان داده‌اند که لرزه‌خیزی در باختر ایران با سیستم گسلی پیچیده با روند-های خاوری-باختری، شمال‌خاور-جنوب‌باختر، شمالی-جنوبی و شمال شمال‌باختر-جنوب جنوب‌خاور همراه است (Fathian et al., 2021). در منطقه مورد مطالعه (محدوده حوالی زمین-لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های آن) نیز روند ساختارها بسیار متنوع است. در حوالی زمین‌لرزه اصلی ساختارهای اصلی منطقه شامل گسل‌های اصلی رانده و چین‌های مرتبط با آن‌ها دارای روند شمالی-جنوبی است. اما در همین محدوده، گسل‌های کوچکتر با روندهای شمال‌خاور-جنوب‌باختر نیز مشاهده می‌شود (شکل ۱b). از طرفی نقشه ساختاری نشان می‌دهد که تنوع در روند گسل‌های سمت جنوب و جنوب‌خاور زمین‌لرزه اصلی بیشتر است؛ طوری که علاوه بر روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور (هم‌روند با چین‌ها)، گسل‌ها با روندهای تقریباً شمال‌خاور-جنوب‌باختر، خاوری-باختری و شمالی-جنوبی نیز مشاهده می‌شوند. نتایج مطالعات پیشین و بررسی سازوکار زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه-های بزرگتر منطقه حاکی از فعال شدن حداقل گسل‌هایی با سه روند شمالی-جنوبی، شمال‌خاور-جنوب‌باختر و خاوری-باختری است. دو پس‌لرزه سرپل‌ذهاب و تازه‌آباد نیز به ترتیب بر روی گسل‌های امتدادلغز با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر و خاوری-باختری رویداده‌اند (Fathian et al., 2021). در واقع این تنوع در روند ساختارهای منطقه می‌تواند عامل ناهمگنی الگوی توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ازگله باشد.

در انتها به منظور بررسی و مقایسه نتایج تغییرات تنش کولمب با پراکندگی پس‌لرزه‌ها و شتاب ثبت شده زمین‌لرزه اصلی در ایستگاه‌های شبکه شتابنگاری زلزله ایران وابسته به مرکز تحقیقات راه و مسکن و شهرسازی (BHRC)، نقشه الگوی چگالی پس‌لرزه‌ها (تعداد پس‌لرزه‌ها در هر کیلومتر مربع) و نقشه هم‌شتاب ترسیم گردید (شکل ۷ و ۸). برای تهیه نقشه‌های چگالی، پس‌لرزه‌های با بزرگای کمینه ۲/۲ و ۴ استفاده شد (شکل ۷a, b). هر دو نقشه چگالی پس‌لرزه‌ها، الگوی محدوده-های افزایش تراکم پس‌لرزه‌ها تا حدود زیادی مشابه محدوده‌های



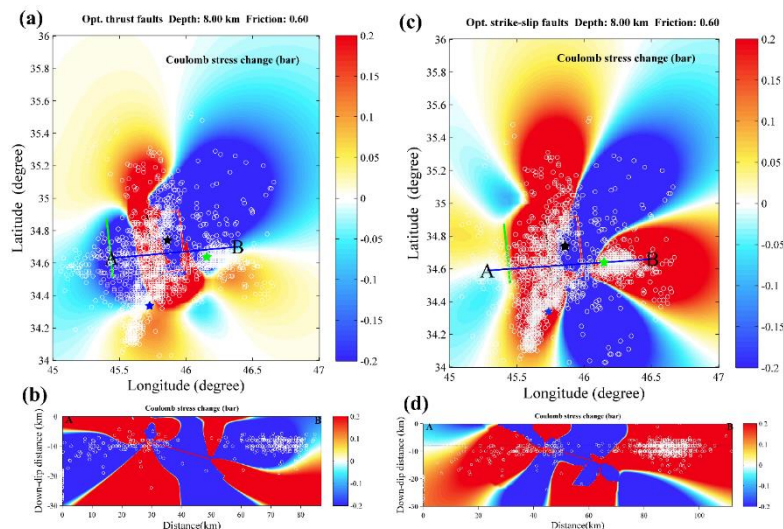
شکل ۴- (a) الگوی تغییر تنش حاصل از زمین لرزه ازگله با در نظر گرفتن ضریب اصطکاک ۰/۶ بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص (گسل مرجع و گسل مسبب). زمین لرزه اصلی ازگله با بزرگای گشتاوری ۷/۳ با ستاره سیاه رنگ، پس لرزه سرپل ذهاب با بزرگای گشتاوری ۶/۲ با ستاره آبی رنگ و پس لرزه تازه آباد با بزرگای گشتاوری ۵/۹ با ستاره سبز رنگ مشخص شده است و (b) نیمرخ ترسیم شده تغییر تنش کولمب در مسیر A-B عمود بر صفحه گسیختگی.

Fig 4- (a) The pattern of stress change resulting from the Ezgeleh earthquake, considering the friction coefficient of 0.6 on the receiver fault with a specified geometry (source fault and causative fault). The main Ezgeleh earthquake with a moment magnitude of 7.3 is marked with a black star, the Sarpole Zahab aftershock with a moment magnitude of 6.2 is marked with a blue star, and the Taz-e- Abad aftershock with a moment magnitude of 5.9 is marked with a green star, and (b) Sketched profile of Coulomb stress change in A-B orientation perpendicular to the rupture plane.



شکل ۵- (a) الگوی تغییر تنش حاصل از زمین لرزه ازگله با عمق ۱۱/۴ کیلومتر با در نظر گرفتن ضریب اصطکاک ۰/۶ بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص گسل سرپل‌ذهاب و (b) الگوی تغییر تنش حاصل از زمین لرزه ازگله با عمق ۱۱/۴ کیلومتر با در نظر گرفتن ضریب اصطکاک ۰/۶ بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص گسل تازه‌آباد. سایر توضیحات مشابه شکل ۴ است.

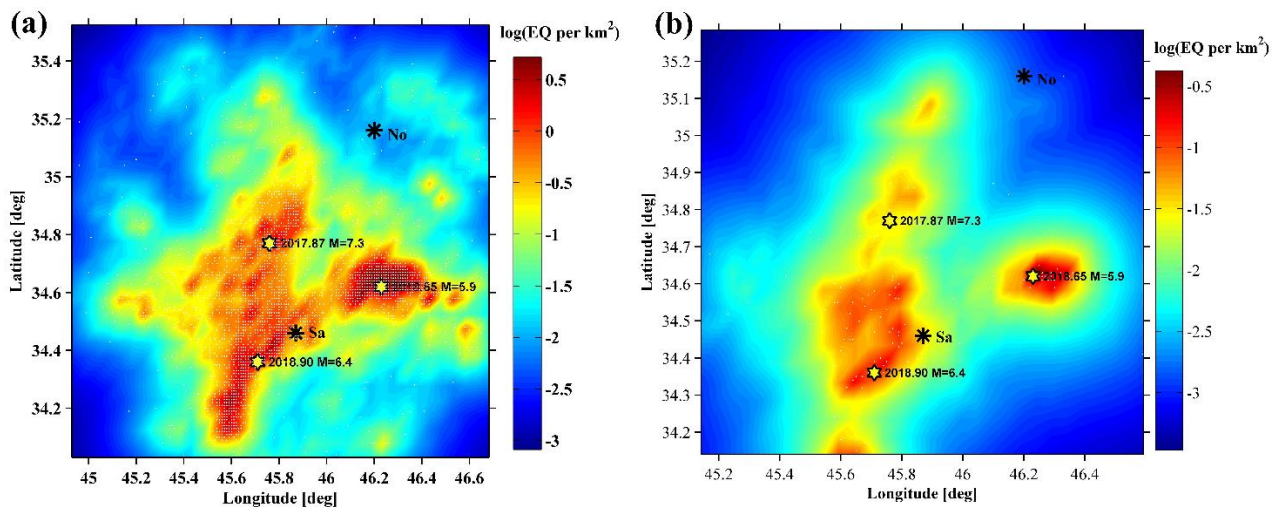
Fig. 5. (a) The pattern of stress change resulting from the Ezgeleh earthquake with a depth of 11.4 km, considering the friction coefficient of 0.6 on the receiver fault with a specified geometry of the Sarpole Zahab fault and (b) The pattern of stress change resulting from the Ezgeleh earthquake with a depth of 11.4 km, considering the friction coefficient of 0.6 on the receiver fault with a specified geometry of Taz-e- Abad fault. Other explanations are similar to Fig 4.



شکل ۶- (a) الگوی تغییر تنش حاصل از زمین لرزه ازگله با عمق ۱۱/۴ کیلومتر با در نظر گرفتن ضریب اصطکاک ۰/۶ بر روی گسل گیرنده با هندسه بهینه رانده. سایر توضیحات مشابه شکل ۴ است، (b) نیمرخ ترسیم شده تغییر تنش کولمب در مسیر A-B عمود بر صفحه گسیختگی در حالت گسل گیرنده با هندسه بهینه رانده، (c) الگوی تغییر تنش حاصل از زمین لرزه ازگله با عمق ۱۱/۴ کیلومتر با در نظر گرفتن ضریب اصطکاک ۰/۶ بر روی گسل گیرنده با هندسه بهینه امتدادلغز و (d) نیمرخ ترسیم شده تغییر تنش کولمب در مسیر A-B عمود بر صفحه گسیختگی در حالت گسل گیرنده با هندسه بهینه امتدادلغز.

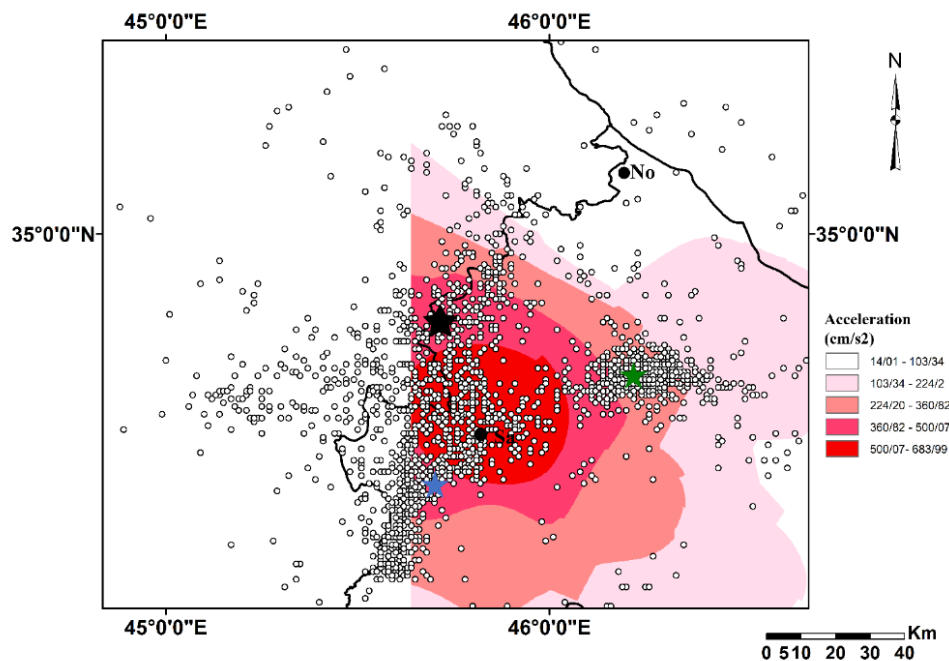
Fig. 6. (a) The stress change pattern resulting from the Ezgeleh earthquake with a depth of 11.4 km, considering the friction coefficient of 0.6 on the receiver fault with the optimal thrust geometry. Other explanations are similar to Fig 4, (b) drawn profile of Coulomb stress change in A-B orientation perpendicular to the rupture plane in the receiving fault state with the optimal thrust geometry and (c) The stress change pattern resulting from the Ezgeleh earthquake with a depth of 11.4 km, considering the friction coefficient of 0.6 on the receiver fault with the optimal strike-slip geometry. Other explanations are similar to Fig 4, and (d) drawn profile of Coulomb stress change in A-B orientation perpendicular to the rupture plane in the receiving fault state with the optimal strike-slip geometry.





شکل ۷- نقشه چگالی زمین‌لرزه‌ها (Density Map)، موقعیت زمین‌لرزه اصلی و دو پس‌لرزه بزرگ آن با بزرگای گشتاوری ۶/۲ و ۵/۹ با ستاره‌های زرد رنگ مشخص شده‌است. Sa ایستگاه شتابنگاری سرپل‌ذهاب و No ایستگاه شتابنگاری نوسود، (a) نقشه تهیه شده از زمین‌لرزه‌های با کمینه بزرگای ۲/۲ و (b) نقشه تهیه شده از زمین‌لرزه‌های با کمینه بزرگای ۴.

Fig. 7. The density map of earthquakes, the location of the main earthquake, and its two large aftershocks with moment magnitudes of 6.2 and 5.9 are marked with yellow stars. Sa Sarpole Zahab station and NoSood station, (a) Map prepared of earthquakes with minimum magnitude 2.2 and (b) Map prepared of earthquakes with minimum magnitude 4.



شکل ۸ - نقشه هم‌شتاب زمین‌لرزه ازگله. موقعیت زمین‌لرزه اصلی با ستاره سیاه رنگ و دو پس‌لرزه بزرگ آن با بزرگای گشتاوری ۶/۲ و ۵/۹ به ترتیب با ستاره‌های آبی و سبز رنگ مشخص شده‌است. Sa ایستگاه شتابنگاری سرپل‌ذهاب و No ایستگاه شتابنگاری نوسود اطلاعات پس‌لرزه‌ها و شتاب ایستگاه‌ها برگرفته از IRSC و BHRC.

Fig. 8. Iso-acceleration map of Ezgeleh earthquake. The location of the main earthquake is marked with a black star and its two large aftershocks with moment magnitudes of 6.2 and 5.9 are marked with blue and green stars, respectively. Sa Sarpole Zahab station and NoSood station, the aftershocks and acceleration data of the stations are taken from IRSC and BHRC.

## ۶- نتیجه گیری

در این مقاله تغییرات تنش کولمب زمین لرزه از گله با بزرگای گشتاوری ۷/۳ محاسبه و همبستگی آن با الگوی توزیع پس-لرزه‌ها بررسی شد. با توجه به سازوکار رانده زمین لرزه اصلی و تعدادی از پس لرزه‌ها و سازوکار امتداد لغز تعدادی دیگر از پس-لرزه‌ها، محاسبات تغییرات تنش زمین لرزه اصلی در دو حالت گسل گیرنده با هندسه مشخص و هندسه بهینه رانده و امتداد لغز با بهره‌گیری از پارامترهای گسلش انجام شده است.

نتایج نشان دادند که در حالت گسل گیرنده از نوع هندسه مشخص با خصوصیات هندسی گسل مرجع اما موازی با آن، همبستگی بین محدوده‌های افزایش تنش و توزیع پس لرزه‌ها بسیار ضعیف است. میزان این همبستگی در حالت گسل گیرنده از نوع هندسه مشخص با خصوصیات هندسی گسل‌های سرپل-ذهاب و تازه‌آباد کمی بهتر شده است ولی همچنان تعداد زیادی از پس لرزه‌ها در محدوده کاهش تنش قرار دارند.

نتایج حاصل از محاسبات تغییرات تنش کولمب در حالت گسل گیرنده از نوع بهینه رانده و امتداد لغز نیز نشان داد که بهترین مدل برای ارزیابی الگوی توزیع مکانی پس لرزه‌های زمین لرزه از گله، در حالت گسل گیرنده از نوع هندسه بهینه امتداد لغز است. در نقشه تغییرات تنش ترسیم شده در این مدل، الگوی مناطق افزایش تنش بطور قابل توجهی مشابه نواحی

افزایش چگالی پس لرزه‌ها است که با دو روند غالب شمالی-جنوبی و خاوری-باختری مشاهده می‌شود. پس لرزه‌های تازه‌آباد و سرپل‌ذهاب و خوشه‌های مرتبط با آن‌ها نیز بطور کامل در محدوده‌های افزایش تنش قرار گرفته‌اند. نکته قابل توجه در این نقشه‌ها این است که در محدوده افزایش تنش با روند شمالی-جنوبی، پس لرزه‌ها بیشتر در سمت جنوب رو مرکز زمین لرزه اصلی تمرکز دارند. بررسی شتاب ثبت شده در ایستگاه‌های منطقه نشان می‌دهد، بیشینه شتاب در سمت جنوب رومرکز زمین لرزه ثبت شده است، در حالی که در فاصله یکسان در سمت شمال-شمال‌خاور شتاب بسیار کمتر است. بنابراین نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که بیشتر پس لرزه‌ها در محل‌های افزایش تنش کولمب و بیشینه شتاب حاصل از زمین لرزه اصلی تمرکز دارند. در مجموع نتایج این پژوهش متفاوت از مطالعات پیشین زمین لرزه‌های اصلی ایران است، که در آن بیشترین همبستگی بین پس لرزه‌ها و محدوده‌های افزایش تنش محاسبه شده در حالت گسل گیرنده با خصوصیات هندسی گسل مرجع مشاهده می‌شود. عدم انطباق بین پس لرزه‌های زمین لرزه از گله با محدوده‌های افزایش تنش در حالت گسل گیرنده از نوع هندسه مشخص و یا بهینه رانده را می‌توان به بزرگای زیاد زمین لرزه از گله و پیچیده بودن وضعیت ساختاری منطقه مرتبط دانست که در آن در طی انتقال تنش حاصل از زمین لرزه اصلی گسل-هایی با سازوکار متفاوت فعال شده‌اند.

## مراجع

- Agh-Atabai, M., Jafari Hajati, F., 2014. Coulomb stress changes and its correlation with aftershocks of recent Iranian reverse earthquakes. *Arabian Journal of Geosciences* 8(5), 2983-2995. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-014-1359-1>.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229(3-4), 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Alkan, H., Büyüksaraç, A., Bektaş, Ö., Işık, E., 2021. Coulomb stress change before and after 24.01. 2020 Sivrice (Elazığ) earthquake (Mw= 6.8) on the East Anatolian Fault Zone. *Arabian Journal of Geosciences* 14(23), 2648. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-021-09080-1>.
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P., 1982. *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, London, p. 219. <https://doi.org/10.1002/eqe.4290110412>.
- Ansari, Sh., 2013. Coulomb stress changes in the earthquake 1990 Rudbar. PhD thesis. Shiraz University (in Persian).
- Baker, C., Jackson, J., Priestley, K., 1993. Earthquakes on the Kazerun Line in the Zagros Mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold-and-thrust belt. *Geophysical Journal International* 115(1), 41-61. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb05587.x>.
- Berberian, M., 1981. Active faulting and tectonics of Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution* 3, 33-69. <https://doi.org/10.1029/GD003p0033>.

- Berberian, M., 1995. Master Blind Thrust Faults Hidden Under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics* 241(3-4), 193-224. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C).
- Berberian, M., 2014. Earthquakes and coseismic surface faulting on the Iranian Plateau: a historical, social and physical approach. In: Shroder Jr, J.E., (Ed.), Elsevier, *Developments in Earth Surface Processes* 17, p. 714.
- BHRC, Building and Housing Research Center, On web site <https://www.bhrc.ac.ir>.
- Chan, C.H., Ma, K.F., 2004. Possibility of forecasting aftershock distributions from stress change: A case study of inland Taiwan earthquakes. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* 15(3), 503-521. [http://dx.doi.org/10.3319/TAO.2004.15.3.503\(EP\)](http://dx.doi.org/10.3319/TAO.2004.15.3.503(EP)).
- Chinnery, M.A., 1963. The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Seismological Society of America* 53(5), 921-932. <https://doi.org/10.1785/BSSA0530050921>.
- Engdahl, E.R., Jackson, J.A., Myers, S.C., Bergman, E.A., Priestley, K., 2006. Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophysical Journal International* 167(2), 761-778. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03127.x>.
- Fathian, A., Atzori, S., Nazari, H., Reicherter, K., Salvi, S., Sviggas, N., Tatar, M., Tolomei, C., Yaminifard, F., 2021. Complex co-and postseismic faulting of the 2017–2018 seismic sequence in western Iran revealed by InSAR and seismic data. *Remote Sensing of Environment* 253, 112224. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112224>.
- Gardner, J., Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian. *Seismological Society of America* 64(5), 1363-1367. <https://doi.org/10.1785/BSSA0640051363>.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Seismological Society of America* 34(4), 185–188.
- Hainzl, S., Enescu, B., Cocco, M., Woessner, J., Catalli, F., Wang, R., Roth, F., 2009. Aftershock modeling based on uncertain stress calculations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114(B5). <https://doi.org/10.1029/2008JB006011>.
- Harris, R.A., Simpson, R.W., 1992. Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake. *Nature* 360(6401), 251-254. <https://doi.org/10.1038/360251a0>.
- Harris, R.A., Simpson, R.W., Reasenber, P.A., 1995. Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California, *Nature* 375(6528), 221–224.
- Harris, R.A., Simpson, R.W., 1996. In the shadow of 1857—the effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California. *Geophysical Research Letters* 23(3), 229-232.
- Harris, R.A., 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Geophysical Research* 103(B10), 24347–24358. <https://doi.org/10.1029/98JB01576>.
- Hessami, Kh., Jamali, F., Tabasi., 2003. Map of active fault of Iran, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Huang, Z., Zhang, G., Shan, X., Gong, W., Zhang, Y., Li, Y., 2019. Co-seismic deformation and fault slip model of the 2017 Mw 7.3 Darbandikhan, Iran–Iraq earthquake inferred from D-InSAR measurements. *Remote Sensing* 11(21), 2521. <https://doi.org/10.3390/rs11212521>.
- IRSC, Iranian Seismological Center, On web site <http://irsc.ut.ac.ir>
- Ishibe, T., Shimazaki, K., Tsuruoka, H., Yamanaka, Y., Satake, K., 2011. Correlation between Coulomb stress changes imparted by large historical strike-slip earthquakes and current seismicity in Japan. *Earth, planets and space* 63(3), 301-314. <http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.01.008>.
- Jackson, J., Mckenzie, D.P., 1984. Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International* 77(1), 185-264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x>.
- Jafari Hajati., 2012. Studying stress state pattern and aftershocks of large earthquakes twenty one century in Iran. M.Sc. thesis. Golestan University (In Persian with English abstract).
- Kilb, D., Gomberg, J., Bodin, P., 2002. Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107(B4). <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000202>.
- King, G.C.P., Stein, R.S., Lin, J., 1994. Static stress changes and triggering of earthquakes. *Seismological Society of America* 84(3), 935–953. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840030935>.

- Kuang, J., Ge, L., Metternicht, G.I., Ng, A.H.M., Wang, H., Zare, M., Kamranzad, F., 2019. Coseismic deformation and source model of the 12 November 2017 MW 7.3 Kermanshah Earthquake (Iran–Iraq border) investigated through DInSAR measurements. *International journal of remote sensing* 40(2), 532-554. <https://doi.org/10.1080/01431161.2018.1514542>.
- 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. *Geophysical Research* 109(B2). <https://doi.org/10.1029/2003JB002607>.
- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., Baker, C., 2000. A re-assessment of focal depth distribution in southern Iran, the Tien Shan and northern India; do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophysical Journal International* 143(3), 629–661. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2000.00254.x>.
- Maleki Asayesh, B., 2023. Coulomb stress change based on Rigan & Ahar – Varzeghan Earthquakes, 2013, M.Sc thesis, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (In Persian with English abstract).
- Mirzaei, N., Gao, M. Chen, Y.T., 1998. Seismic sources regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces. *Journal of Earthquake Prediction Research* 7, 465-495.
- Nissen, E., Ghods, A., Karasözen, E., Elliott, J. R., Barnhart, W. D., Bergman, E. A., Hayes, G.P., Jamal-Reyhani, M., Nemati, M., Tan, F., Abdalnaby, W., Benz, H.M., P.Shahvar, M., Talebian, M., Chen, L., 2019. The 12 November 2017 M w 7.3 Ezgeleh-Sarpolzahab (Iran) earthquake and active tectonics of the Lurestan Arc. *Geophysical Research: Solid Earth* 124(2), 2124-2152. <https://doi.org/10.1029/2018JB016221>.
- Ogata, Y., 2006. Monitoring of anomaly in the aftershock sequence of the 2005 earthquake of M7.0 off coast of the western Fukuoka, Japan, by the ETAS model *Geophysical Research* 33(1). <https://doi.org/10.1029/2005GL024405>.
- Ogata, Y., Toda, S., 2010. Bridging great earthquake doublets through silent slip: On- and off-fault aftershocks of the 2006 Kuril Island subduction earthquake toggled by a slow slip on the outer rise normal fault the 2007 great earthquake *Geophysical* 115(B6). <https://doi.org/10.1029/2009JB006777>.
- Ogata, Y., 2007. Seismicity and geodetic anomalies in a wide area preceding the Niigata-Ken-Chuetsu earthquake of 23 October 2004, central Japan *Geophysical* 112(B10). <https://doi.org/10.1029/2006JB004697>.
- Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of Seismological Society of America* 82(2), 1018– 1040. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820021018>.
- Pirdadi, Kh., Agh Atabai, M., Eshaghi, A; 2023. Investigating the temporal multifractal pattern of the aftershock sequence of the 2017 Ezgeleh earthquake (Mw: 7.3). *Earth Science* 33(2), 169-182 (In Persian with English abstract).
- Reasenber, P.A., Simpson, R.W., 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science* 255(5052), 1687-1690. <https://doi.org/10.1126/science.255.5052.1687>.
- Simpson, R.W., Reasenber, P.A., 1994. Earthquake-induced static stress changes on central California faults, in the Loma Prieta, California Earthquake of October 17, 1989, tectonic processes and models. U.S. Geological Survey Professional Paper 1550.
- Snyder, D.B., Barazangi, M., 1986. Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observation. *Tectonics* 5(3), 361–373. <https://doi.org/10.1029/TC005i003p00361>.
- Stein R.S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. US Geological Survey MS 977 Menlo Park, California 94025 USA 402(6762), 605 – 609. <https://doi.org/10.1038/45144>.
- Stiphout, T., Zhuang, J., Marsan, D., 2012. Seismicity declustering. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. <https://doi.org/10.5078/corssa-52382934>.
- Tatar, M., Ghaemmaghmanian, M.R., Yaminifard, F., Hesamiazar, Kh., Ansari, A., Firouzi, E., 2017. Report of 12 Novamber 2017 Sarpol-e- Zahab earthquake of Kermanshah province, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (In Persian with English abstract).
- Toda, S., Stein, R.S., Reasenber, P.A., Dieterich, J.H., Yoshida, A., 1998. Stress transferred by the 1995 Mw= 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103(10), 24543-24565. <http://dx.doi.org/10.1029/98JB00765>.

- 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. *Geophysical Research: Solid Earth* 10(5). <https://doi:10.1029/2004JB003415>.
- Weertman, J., Weertman, J.R., 1964. *Elastic Dislocation Theory*. MacMillan Co. 573-574.
- Yang, Ch., Han, B., Zhao, Ch., Du, J., Zhang, D., Zhu, S., 2019. Co- and post-seismic Deformation Mechanisms of the MW 7.3 Iran Earthquake (2017) Revealed by Sentinel-1 InSAR Observations. *Remote Sensing* 11(4), 418. <https://doi.org/10.3390/rs11040418>.
- Yazdanfar, K., Agh Atabai, M., Raghimi, M., 2016. Investigating the relationship between Columbus stress changes and the spatial distribution of aftershocks: in order to estimate the depth of earthquakes in the Zagros belt, *Advanced Applied Geology* 7(1), 87-95 (In Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22055/aag.2017.13072>.
- Yue, H., Zhang, Z., Chen, Y. J., 2008. Interaction between adjacent left-lateral strike-slip faults and thrust faults: the 1976 Songpan earthquake sequence. *Chinese Science Bulletin* 53, 2520-2526. <http://dx.doi.org/10.1007/s11434-008-0210-z>.
- Zamani, B., 2009. Study of tectonic stress state of crust of Iran. Ph. D. thesis. Shiraz University (In Persian with English abstract).
- Zare, M., Kamranzad, F., Parcharidis, I., Tsironi, V., 2017. Preliminary report of Mw 7. 3 Sarpol-e Zahab, Iran earthquake on November 12, 2017, EMSC report on.1.