Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Spring 2025, Vol. 15(1): 108 - 126

Research Article

Investigating the deformation trends in the middle part of Kohzad in eastern Iran (the boundary between the two Kohvorak faults and the Zahedan fault) based on structural data and the calculation of paleostress

Mohammadmahdi Khatib[1]*, Hassan Asghari[1] , Ebrahim Gholami[1], Sasan Bagheri[2]

1- Department of geology, Faculty of science, University of Birjand, Birjand, Iran
2- Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Keywords: *Deformation, Right-lateral strike-slip fault, Folding, Paleostrees, Eastern Iran*

1-Introduction

The study area is the middle zone in eastern Iran, between the Lut block to the west and the Afghan block to the East. This area includes sequences of Upper Cretaceous, siliciclastic sediments, facies from the Paleocene-Eocene, deep marine deposits, and limestone blocks from the Cretaceous and Eocene (Tirrul,1983). Due to the diverse structural and deformational features, various ideas have been proposed regarding Iran's tectonic evolution of the eastern Zagros Mountains. The application of different stresses over varying periods creates diverse deformations, and paleostress studies in this region and their relationship with existing deformations are one of the appropriate tools for better understanding the mechanisms governing these deformations. In this context, paleostress, various studies have been conducted by different researchers in the northern parts of this mountain range; Mousavi (2010) in the southern Birjand, Janzer (2017) in the northern regions of the Sistan belt, Ezati (2020) in the Shekarab Mountains (north of Birjand), and Sahimi (2018) in the Shireshutor area (north of the Sarbisheh). Given that the region is highly structurally diverse and experiences less deformation and tectonic disturbances compared to the north of the eastern Iran mountains, it can be a suitable candidate for studying and differentiating stress phases and, in various contexts, obtaining valuable information that can be used in interpreting the tectonic evolution of this mountain range. This research aims to examine changes in stress direction over different time intervals in different rock units and folds by utilizing data obtained from the geometric and kinematic characteristics of faults, comparing them with folding patterns and other geological structures, and differentiating various phases of deformation. The tectonic analysis involves data collection, separation of data based on defined criteria, calculation of stress fields, and examination of the kinematics of folds, ultimately identifying and classifying different deformation events (Fig 1).

2-Material and methods

Field data was collected after conducting previous studies and investigations, including the geometric characteristics of faults and folds (including fault planes, slickenside fault, fold limbs, axial surfaces of folds, and axes of folds) at 15 stations. Then, the principal stress directions were determined using the inverse stress tensor method using the geometric location of the fault planes and fault lines (Angelier, 1979).

To determine the location of the kinematic axes, the collected data, including the geometric position of the fault planes and the axial surfaces of the folds, as well as the data collected from earthquakes with magnitudes greater than 5, were input into Win tensor software for analysis and investigation.

* Corresponding author: mkhatib@birjand.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2025.48073.2476
Received: 2024-10-23
Accepted: 2025-02-07

ISSN: 2717-0764

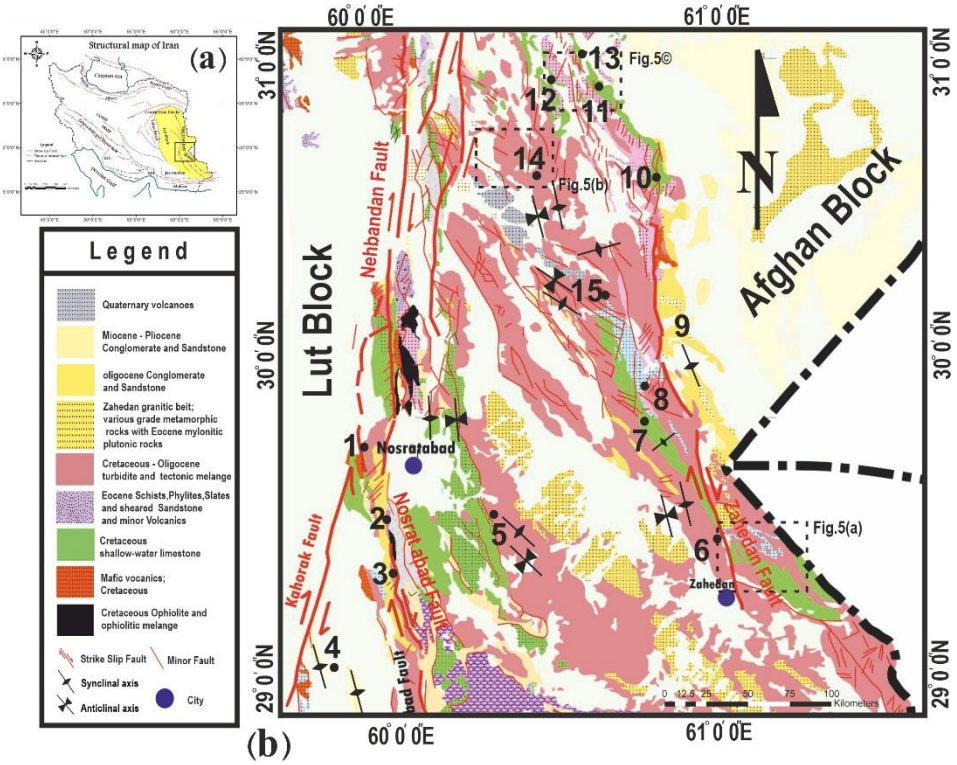


Fig 1- (a) Location of the study area, (b) Geological map and the location of collected data on the map

3-Results and discussions

Paleostress analysis is a useful tool that can help us differentiate between various stress phases and better understand the relationships among the deformations that have occurred. This analysis can provide us with valuable and important data regarding the evolutionary processes of mountain ranges. The area examined in this research is the southern part of the Sistan zone, which has diverse and varied deformational structures. These structures indicate a complex and rich tectonic history. This region's existing structural diversity and folds with different axial surfaces suggest that this area has undergone extensive deformations. In this study, we have used paleostress to investigate and analyze the relationships among the deformations. The results obtained from the inversion of the data related to fault lines indicate that the maximum stress axis (σ1) has changed over different periods, including from the Cretaceous to the Quaternary, in three distinct stages. These changes correspond to various historical periods, including the Late Cretaceous (N197°±10°), Paleogene (N60°±25°), and Neogene (N10°±10°) (Fig 2, Fig 3,4). Examining the existing folds in the region also indicates at least three phases of deformation: the first phase relates to the north-to-northwest trending folds that have the eastern-western to the northeastern-southwestern axial plane. The second phase, aligned east, pertains to folding with the northern-southern axial plane, and the third phase, oriented Northeast, indicates folds with the northwest-southeast axial plane (Table 1, Fig 5).

The maximum stress directions in these folds, as well as in the faults, are generally similar. We can identify three deformational events based on the stress phases obtained from the existing deformations in this region and the relationships among various elements. The first event is associated with the folds, the trend of which is from eastern-western to northeastern-southwestern. The stress field that created these structures does not correspond with the current stress field, and its dynamic source is directed north-south and toward the northwest, which relates to the period before the collision of the Lut block and the Afghan block in the southeast. The second deformational event led to the formation of structures trending north-south. For example, the folds and fault systems in eastern Iran are the results of this event, which occurred simultaneously with the collision of the Indian plate with Eurasia and the Lut block with the Afghan block.

ISSN: 2717-0764
CC BY

The third event results from the collision of the Arabian plate with Iran and the change of stress phase in this region; this deformational event has caused the emergence of folds with northwest-southeast trends and the formation of conjugate shear fractures in the area.

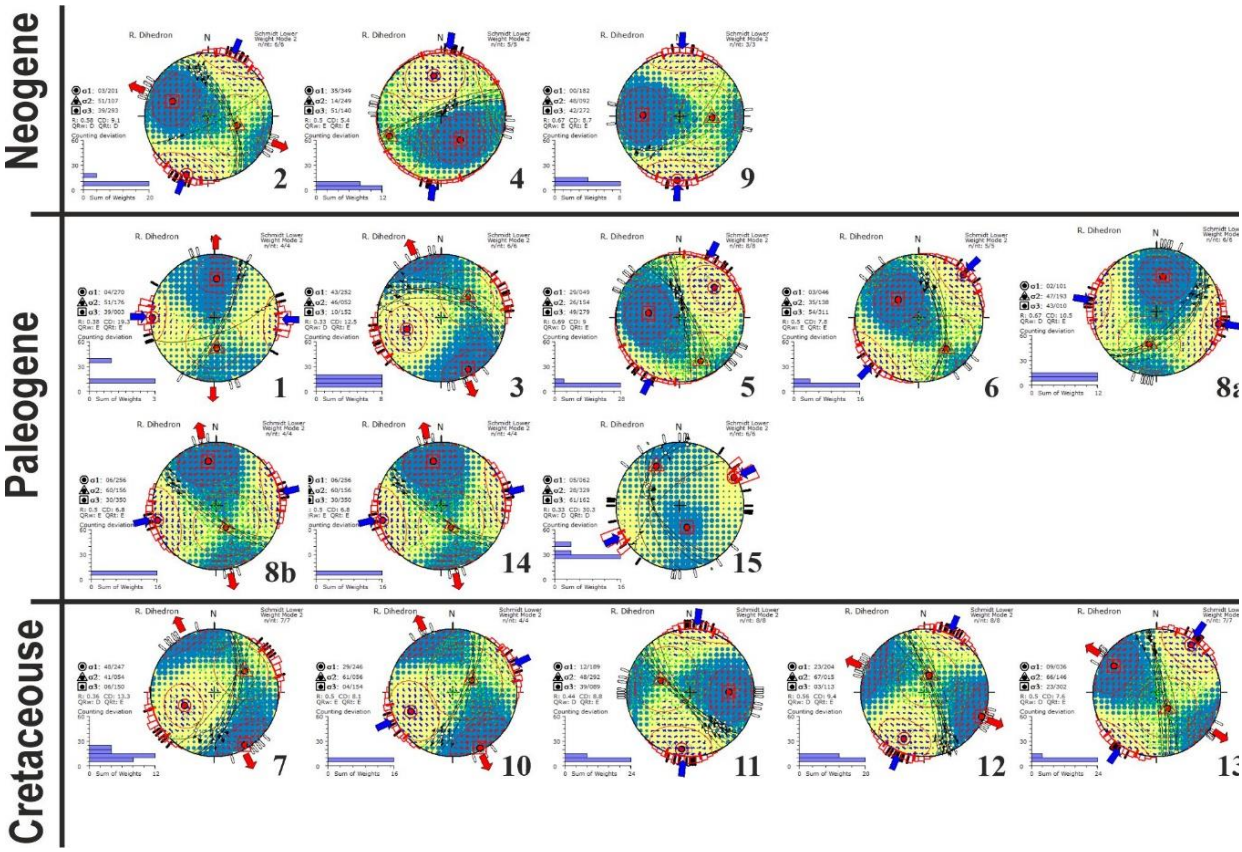


Fig 2 - Changes in Stress in the Study Area During the Cretaceous, Paleogene, Neogene, and Quaternary Periods

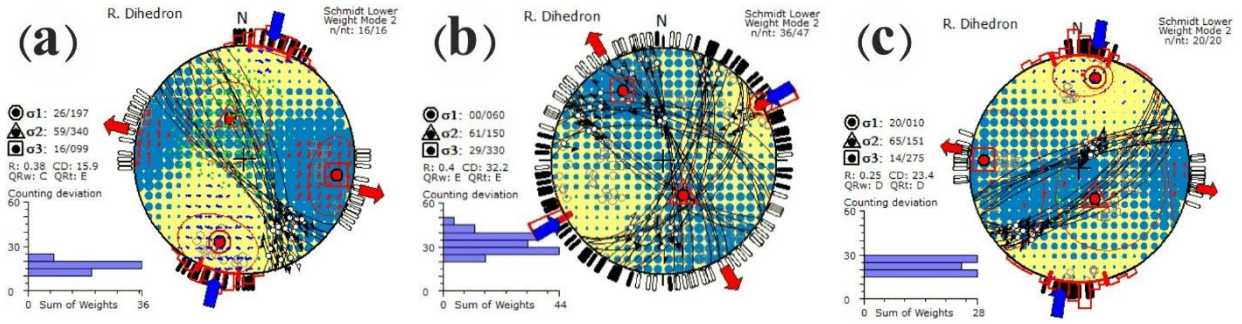


Fig 3 - The trend of principal stresses and the Mohr circle resulting from faulting at three times: (a) Cretaceous, (b) Paleogene, and (c) Neogene, Quaternary

ISSN: 2717-0764
CC BY

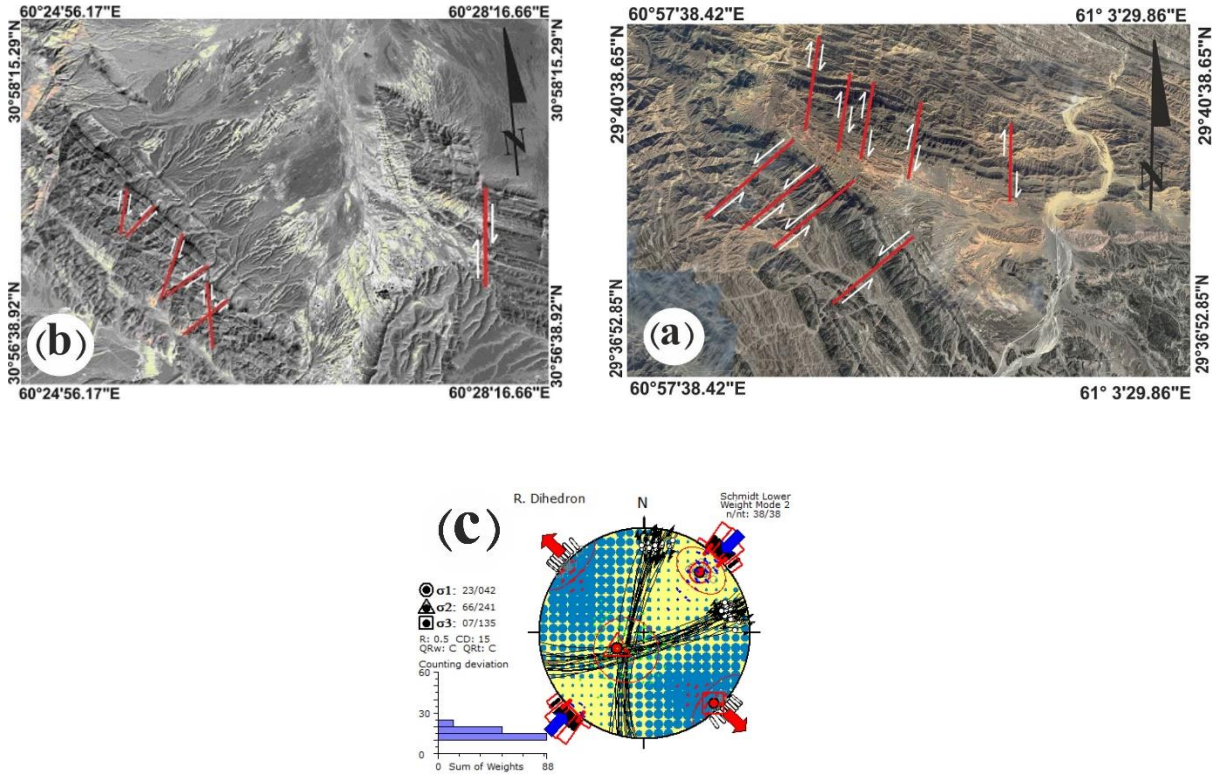
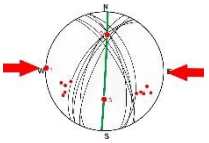
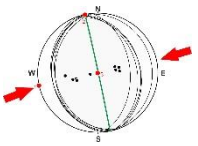
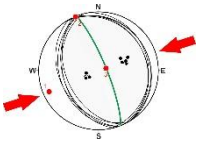
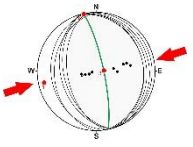
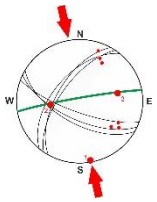
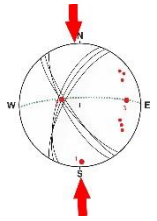


Fig 4- View of conjugate faults in the (a) northeast of Zahedan, (b)East of Sefidabeh along with stereograph and principal stress directions (c)

Table 1: Axial plane, plunge, and Interlimb Angle along with Stereographic Images of Folds in the Study Area

Fold	Latitude Longitude	Stratigraphic age	Axial plane	The angle between the limb	plunge	Maximum shortening
$Fold_6$	29°51.15'5′N 60°46.60'4′E	Pliocene	003°/89°	50°	003°/36°	
$Fold1_4$	29°24'27.53"N 59°42'39.32"E	Miocene	345°/87°	85°	345°/03°	
$Fold_{4a}$	29°23'5.45"N 59°41'6.67"E	Miocene	340°/80°	100°	340°/01°	
$Fold_{4b}$	29°20'1.82"N 59°42'33.87"E	Miocene	345°/80°	110°	340°/02°	

ISSN: 2717-0764
CC BY

$Fold_7$	29˚42'09.2"N 60˚49'11.9"E	Cretaceous	259°/80°	70°	260°/50°	
$Fold_{15}$	29˚50'37.43"N 60˚48'1.10"E	Paleocene	267°/87°	130°	267°/60°	

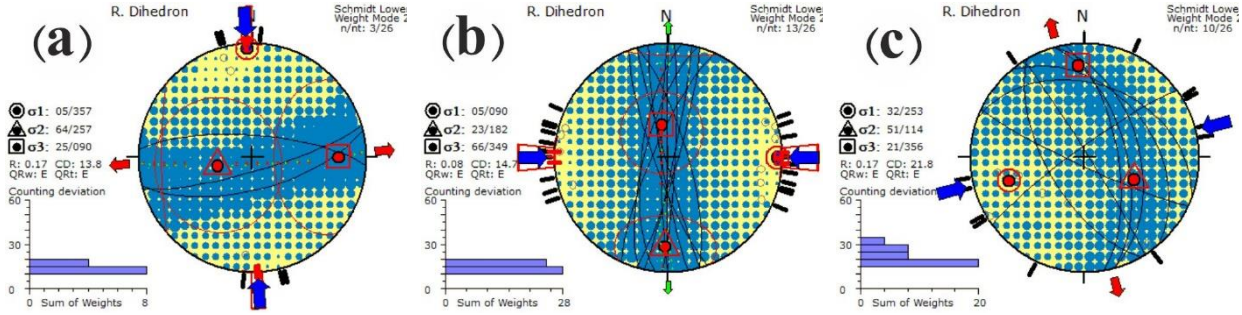


Fig 5 - Classification of the region's folds into three phases of shortening based on the position of the axial plane

4-Conclusion

1- The southern Sistan region has diverse deformation structures, indicating its complex tectonic history.

2- Three stages of maximum stress (σ1) change have been identified in the Late Cretaceous (N197°±10°), Paleocene (N60°±25°), and Neogene (N10°±10°) periods.

3- Three deformation events have been identified in the southern Sistan region, related to the collision of the Lut and Afghanistan blocks, the collision of India with Eurasia, and the collision of the Arabian plate with Iran, respectively.

4- The direction of maximum stress in folds and faults is almost the same.

5- The first deformation event is related to east-west to northeast-southwest trending folds that occurred before the collision of the Lut and Afghanistan blocks.

6- The second deformation event includes folds and the East Iranian Fault system, which occurred simultaneously with the collision of India with Eurasia and the Lut block with the Afghanistan block.

7- The third deformation event is due to the collision of the Arabian plate with Iran and a change in the stress phase, which led to the formation of northwest-southeast trending folds and the creation of conjugate shear fractures in the region (Fig 6).

ISSN: 2717-0764
CC BY

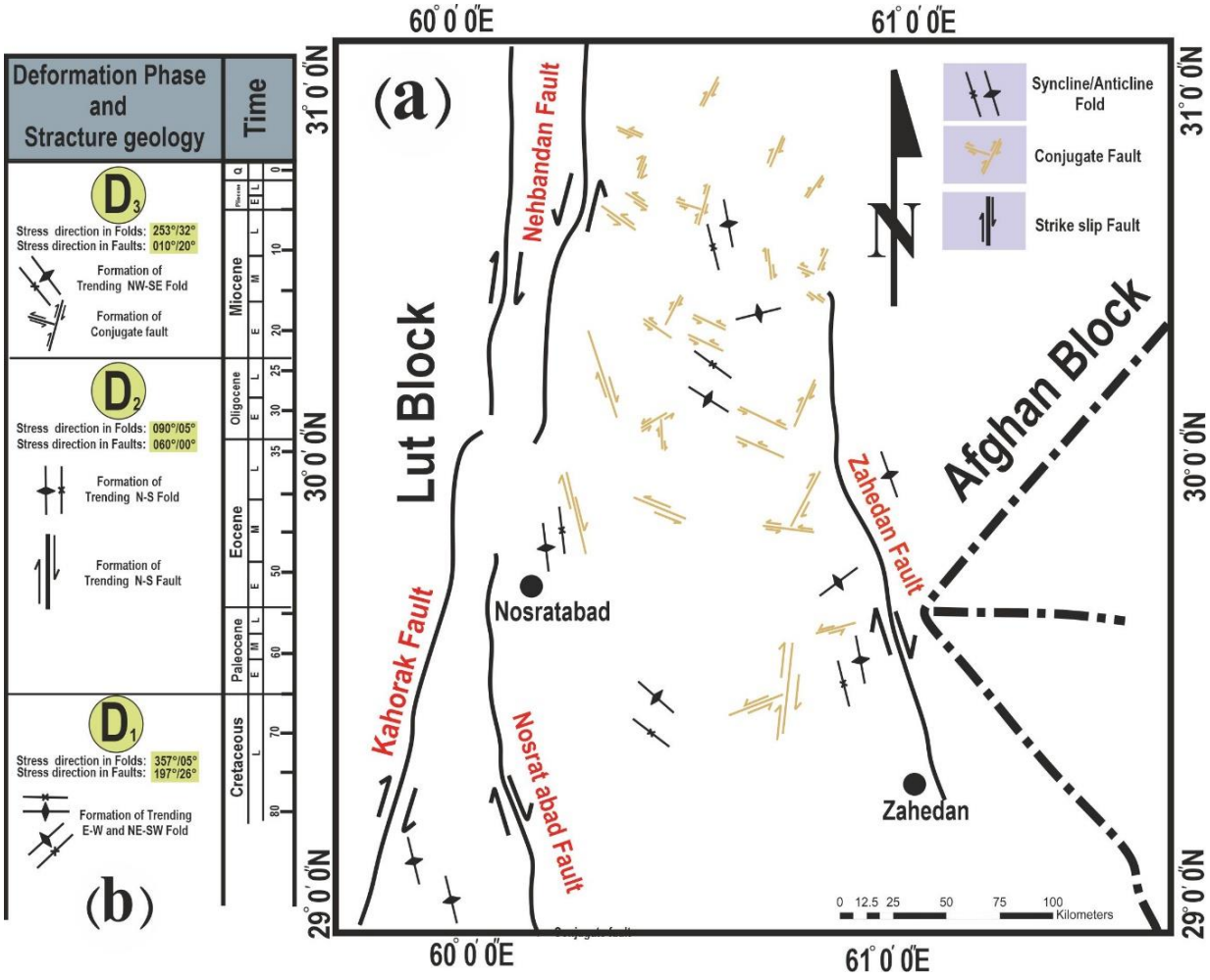


Fig 6- (a) Structural map of the study area. (b) Proposed timeline for the changes in deformation phases, along with the direction of maximum stress and the structures affected by these stresses during the East Iranian orogeny

5-References

Angelier, J.,Goguel, J.,1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 288, 307-310. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79) 90081-7.

Ezati, M., Gholami, E., Mousavi, SM., 2020. Paleostress regime reconstruction based on brittle structure analysis in the Shekarab Mountain, Eastern Iran. Arabian Journal of Geosciences 13, 1-18. https://doi.org/10.1007/s12517-020-06235-4.

Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J., Khatib, MM., 2017. Neogene to Present paleo stress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. Tectonics 362, 321-339. https://doi. org /10.1002/2016TC004275.

Mousavi, SM., Khatib, MM., Alavi, A., 2010. Separating ancient stress phases by inversion method from fault planes in the south Birjand region. Iranian Geology Quarterly 4, 27-38, Retrieved from https://www.magiran.com/p922507.

Sahimi, A., Mousavi, SM., Khatib, MM., 2018. Analysis of ancient stress in the Shirshtar region (one of the northern branches of the Nehbandan fault). Master's thesis.University of birjand, birjand. https://doi.org/10.22055/aag.2019.28201.1924.

ISSN: 2717-0764

Tirrul, R, et al., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94, 134-150. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94%3C134:TSSZOE%3E2.0.CO;2.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Khatib, MM., Asghari, H., Gholami, E., Bagheri, S,. 2025. Investigating the deformation trends in the middle part of Kohzad in eastern Iran (the boundary between the two Kohvorak faults and the Zahedan fault) based on structural data and the calculation of paleostress. Adv. Appl. Geol. 15(1), 108-126.
DOI: 10.22055/aag.2025.48073.2476
https://aag.scu.ac.ir/article_19877.html

©2025 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

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

بررسی روندهای دگرشکلی بخش میانی کوهزاد شرق ایران (حد فاصل بین دو گسل کهورک و گسل زاهدان) با تکیه بر داده‌های ساختاری و محاسبه تنش دیرینه

محمدمهدی خطیب

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

حسن اصغری

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

ابراهیم غلامی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

ساسان باقری

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم ، گروه زمین شناسی ، دانشگاه سیستان وبلوچستان ،زاهدان،ایران

mkhatib@birjand.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۸/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۱۹

چکیده

منطقه مورد مطالعه در خاور ایران، در شمال شهر زاهدان قرار دارد و از منظر زمین شناسی در بخش میانی کوهزاد شرق ایران واقع شده‌است. یکی از شاخص‌های این منطقه، تنوع ساختاری است که نشان‌دهنده تاریخچه تکتونیکی پیچیده‌ای می‌باشد. برای شناخت تاریخچه تکتونیکی و تغییرات فازهای دگرشکلی در این پژوهش، از روش وارون‌سازی چند مرتبه‌ای داده‌های لغزشی گسل‌ها و بررسی گسل‌های مزدوج و الگوهای ساختاری و جنبشی چین‌خوردگی‌ها استفاده شده است. بررسی داده‌های جنبشی گسل‌ها و محاسبه تنسورهای تنش در زمان‌های مختلف، سه مرحله تغییر در موقعیت اصلی فشردگی (σ_1) را نشان می‌دهد: در زمان‌های کرتاسه پایانی ($N10°\pm10° / N197°\pm10°$)، نئوژن ($N60°\pm25°$) و پالئوژن ($N10°\pm15°$). همچنین، بررسی چین‌خوردگی‌ها این سه مرحله کوتاه‌شدگی را در منطقه با روندهای شمال، شرق و شمال‌شرقی نشان می‌دهد. با توجه به دگرشکلی‌های ایجادشده و بررسی تنش دیرین در منطقه، می‌توان گفت این منطقه دچار سه نوع دگرشکلی شده است.چین‌خوردگی نسل اول، قدیمی‌ترین رخداد دگرشکلی است که دارای محور شرقی-غربی بوده و مربوط به چین‌خوردگی‌های قبل از برخورد لوت و افغان می‌باشد. چین‌خوردگی‌های نسل دوم و گسل‌های با روند شمالی - جنوبی نیز در رخداد دوم دگرشکلی، همزمان با بسته شدن حوضه سیستان در ائوسن - الیگوسن ایجاد شده‌اند و همزمان با برخورد بلوک لوت و افغان می‌باشد. پس از برخورد بلوک لوت و افغان، در ادامه رخداد سوم دگرشکلی، چین خوردگی نسل سوم، گسل‌های مزدوج و امتدادلغز ایجاد می‌شوند که ساختارهای قبلی را قطع کرده و سبب جابه‌جایی آن‌ها می‌گردند.

واژه‌های کلیدی: *دگرشکلی، گسل امتدادلغز راستگرد، چین‌خوردگی، تنش دیرین، شرق ایران.*

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه بخش میانی کوهزاد شرق ایران است که به صورت یک منطقه گوه‌مانند می‌باشد و بین بلوک لوت در غرب و بلوک افغان در شرق قرار دارد. این منطقه شامل سکانس‌های افیولیتی به سن کرتاسه فوقانی، رسوبات سیلیسی‌کلاستیک، رخساره فلیش به سن پالئوسن - ائوسن، رسوبات دریایی عمیق و بلوک‌های آهکی به سن کرتاسه و ائوسن می‌باشد(Tirrul et al., 1983). به دلیل تنوع ساختاری و دگرشکلی‌های متفاوت، ایده های مختلفی درباره تکامل تکتونیکی کوهزاد شرق ایران مطرح گردیده است. اعمال تنش‌های مختلف درمحدوده زمانی متفاوت، دگرشکلی‌های متنوعی را ایجاد می‌کند و بررسی‌های تنش دیرین این منطقه و ارتباط آن با دگرشکلی‌های موجود یکی از ابزارهای مناسب برای شناخت بهتر سازوکار حاکم بر این دگرشکلی‌ها می‌باشد. در این زمینه (تنش دیرین) مطالعاتی توسط پژوهشگران مختلف در بخش‌های شمالی این کوهزاد انجام شده‌است، ازجمله میتوان به جنوب بیرجند (Mousavi, 2010)،در بخش‌های شمالی کمربند سیستان (Jentzer, 2017)، در کوه‌های شکراب (شمال بیرجند) (Ezati, 2020)، در منطقه شیرشتر (شمال سفیدآبه) (Sahimi, 2018) اشاره نمود. با توجه به اینکه منطقه دارای تنوع ساختاری فراوان است که نسبت به رخنمون‌های شمالی کوهزاد شرق ایران

کمتر دچار دگریختگی و آشفتگی‌های تکتونیکی شده‌اند، می‌تواند گزینه‌ی مناسبی برای بررسی و تفکیک فازهای مختلف تنش و در نهایت دست‌یابی به اطلاعاتی ارزشمند باشد که از آن بتوان در تفسیر تکامل تکتونیک این کوهزاد استفاده نمود. هدف از این پژوهش بررسی تغییرات جهت تنش در بازه‌های زمانی متفاوت در واحدهای مختلف سنگی و چینه‌ای با استفاده از داده‌های برداشت شده از ویژگی‌های هندسی و کینماتیک گسل‌ها و مقایسه آن با الگوهای چین‌خوردگی و دیگر ساختارهای زمین‌شناسی و تفکیک فازهای مختلف دگرشکلی است. تحلیل تکتونیکی شامل جمع‌آوری داده‌ها، جداسازی داده‌ها بر اساس تعیین سن، محاسبه میدان‌های تنش و بررسی کینماتیک چین‌خوردگی‌ها و در نهایت شناسایی و طبقه‌بندی رویدادهای مختلف دگرشکلی است.

۲- زمین‌شناسی

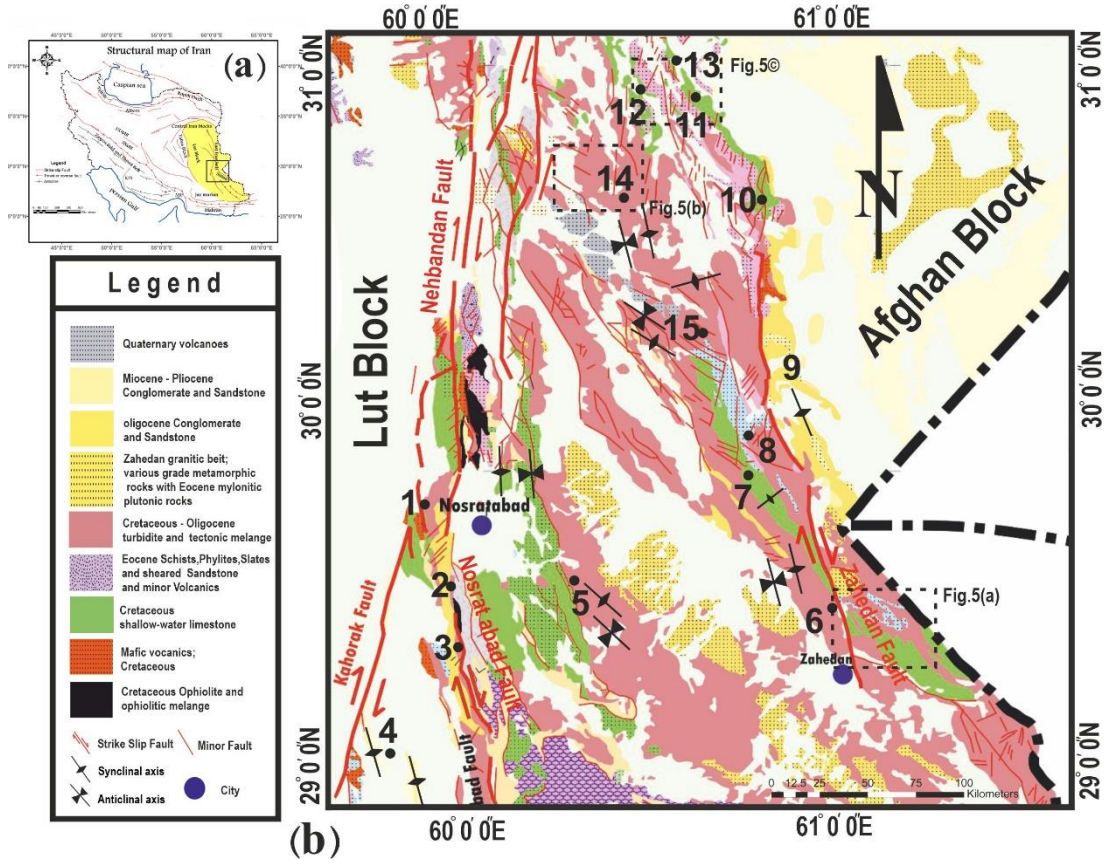
۲-۱- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی پهنه جوش خورده سیستان و بین طول‌های جغرافیای ′۰۰ °۶۰ تا ′۰۰ °۶۱ و عرض‌های جغرافیایی ′۰۰ °۲۹ تا ′۰۰ °۳۱ می‌باشد (شکل۱) تاکنون تقسیم‌بندی‌های گوناگونی برای واحدهای تکتونو استراتیگرافیکی شرق ایران انجام شده است که هر یک از این پژوهشگران تحت اسامی مختلفی از آن یاد کرده‌اند. از مهمترین کارها میتوان به زون فلیش (Eftekhar-Nejad, 1993)، جبال مکران و شرق ایران (Stöcklin, 1972)، زون نهبندان - خاش (Nabavi, 1976)، اوروکلین بلوچستان، اوروکلاین شرق ایران (Kearey, 2009) و (Bagheri, 2020)، زمین درزسیستان (Camp and Griffis, 1982) و (Tirrul et al., 1983)، لوت سیستان (Nogol Sadat, 1993) و (Alavi, 1991) کوه‌های شرق ایران میتوان اشاره نمود. اکثر مطالعات انجام شده بر پایه دو مدل: ۱- ریفتی (Stöcklin, 1972) (Tirrul et al., 1983) و ... ۲- مدل چرخش خرده قاره (Carey, 1955; Bagheri, 2020) می‌باشد. زون جوش خورده سیستان در حد فاصل زون گسلی نهبندان، کهورک، نصرت‌آباد و کاروانده در غرب و هریرود در شرق، در گستره‌ای با طول ۸۰۰ کیلومتر و عرض ۲۰۰ کیلومتر و انباشته‌هایی ضخیم از نوع نهشته‌های فیلیش وجود دارد که پی سنگ افیولیتی وابسته به پوسته‌های اقیانوسی را دارند (Stöcklin, 1972). زون سیستان نمایانگر یک لیتوسفر اقیانوسی باریک است که از اوایل کرتاسه، دستخوش تاریخچه نسبتاً پیچیده‌ای شده است که با تغییرات در محیط تکتونیکی و فازهای تنش همراه بوده است. شکافتن، فرورانش، استقرار افیولیت، برخورد ترانشه قاره‌ای، بالا آمدن، و حداقل سه مرحله تغییر شکل از زمان سنوزوئیک تا حال حاضر مسئول پیکربندی کنونی زون سیستان بوده است.

۲-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

فرآیندهای تکتونیکی مختلف بر واحدهای سنگی این منطقه تاثیر گذاشته‌اند و سبب ایجاد ساختارهایی با روندهای متفاوت شده‌اند، از این رو به منظور درک و شناخت فازهای تکتونیکی نیاز به شناخت جهت‌های تنش در زمان‌های مختلف ضرورت دارد. ساختارهای منطقه مورد مطالعه به ترتیب از غرب به شرق شامل: ۱- گسل کهورک با روند شمال شرقی جنوب غربی بوده که از جنوب تا شمال آتشفشان بزمان و از شمال با گسل نصرت‌آباد یکی شده و به گسل نهبندان می‌پیوندد (Darvishzadeh, 2006). ۲- چین‌های پلکانی که حالت زیگموئیدال دارند که بیانگر پهنه برشی - فشارشی است (Shahrabi, 1994). بین گسل نصرت‌آباد و کهورک قرار گرفته‌اند. این تاقدیس‌های بزرگ با سن نئوژن وشامل سیلت و ماسه و کنگلومرا یا نهشته‌های تیپ فلیش می‌باشند. فاصله بین دو گسل کهورک و نصرت‌آباد دارای نهشته‌های جوان با سن کواترنری تا نئوژن بوده لذا به دلیل جوان بودن دارای ساختمان‌های منظم می‌باشند و زمین ساخت کمتری را متحمل شده‌اند. ۳- گسل نصرت‌آباد با روند شمالی جنوبی که از شمال با گسل کهورک و نهبندان یکی می‌شود و از جنوب به سوی شرق چرخش نموده و با گسل دامن و زابلی یکی می‌شود (Shahrabi, 1994). ۴- مجموعه افیولیتی با سن کرتاسه شامل سنگ‌های الترابازیک، گدازه‌های بالشی، دایک‌های ورقه‌ای همراه با نهشته‌های دریایی ژرف مانند آهک‌های پلاژیک و رادیولاریت می‌باشند که توسط گسل نصرت‌آباد از بلوک لوت جدا شده و در بخش‌های شمالی گسل نصرت‌آباد قرار دارند. ۵- نهشته‌های رسوبی متعلق به کرتاسه فوقانی و پالئوسن که در شرق گسل نصرت‌آباد و غرب گسل زاهدان به فراوانی دیده می‌شوند و شامل شیل و ماسه سنگ وسیلت استون می‌باشند و تحت عنوان فلیش‌های قدیمی معرفی می‌شوند. محیط تشکیل آن‌ها دریاهای عمیق تا نیمه عمیق بوده که این مجموعه تحت تاثیر رخدادهای زمین‌ساختی دچار دگرشکلی متفاوتی شده‌اند. ۶- نهشته‌های رسوبی شامل ماسه سنگ‌ها، آهک‌های ماسه‌ای قهوه‌ای رنگ، مارن‌های سبز و زرد رنگ، آهک‌های خاکستری فسیل‌دار و شیل‌های سبز و ارغوانی متعلق به ائوسن فوقانی می‌باشند که در بعضی نقاط شیل‌ها و آهک‌های این مجموعه در بعضی نقاط مانند کوه لار دچار دگرگونی در حد اسلیت و مرمر شده‌اند. این مجموعه تحت عنوان فلیش‌های جوان می‌باشند که در مجاورت فلیش‌های قدیمی کرتاسه با روند

شمال غرب - جنوب شرق دیده می‌شوند. ۷- توده‌های نفوذی آذرین که در درون فلیش‌های جوان با روند شمال غربی جنوب شرقی قرار دارند. ۸- چین‌خوردگی‌هایی با روند شمال شرقی و شمال غربی که نشان از سرگذشت متفاوت تکتونیکی برای نهشته‌های رسوبی بین دو گسل نصرت‌آباد و گسل زاهدان می‌باشد. ۹- گسل‌های مزدوج با دو راستای N10-30 با مولفه راستگرد و N75-80 با مولفه چپگرد که در بیشتر فلیش‌های جوان ائوسن دیده می‌شوند و موجب جابه‌جای یال‌های چین‌خوردگی‌ها شده‌اند. ۱۰- گسل زاهدان شرقی‌ترین گسل منطقه بوده و از جنوب زاهدان تا سفیدآبه کشیده شده است و دارای مولفه معکوس امتدادی راستگرد می‌باشد (Aghashahi, 2006). ۱۱- واحدهای موسوم به الیگومیوسن که بر روی فلیش‌های جوان و قدیمی قرار دارند که از کنگلومراها و ماسه سنگ‌های دانه درشت تشکیل شده‌اند.



شکل۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه و راهنمای نقشه زمین‌شناسی، و (b) نقشه زمین شناسی و مکان داده‌های جمع آوری شده بر روی نقشه.

Fig1. (a) Location of the study area, and (b) Geological map and the location of collected data on the map.

۳- مواد و روش‌ها

در این پژوهش، ابتدا پس از انجام مطالعات و بررسی‌های پیشین، برداشت‌های میدانی شامل ویژگی‌های هندسی گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها (از جمله صفحات گسلی، سطوح لغزش گسلی، یال‌های چین، سطوح محوری چین‌خوردگی‌ها، محور چین‌خوردگی‌ها) در ۱۵ ایستگاه انجام شد. برای تحلیل چین‌خوردگی‌ها، نرم افزار Sterionet بکارگرفته شد. سپس جهت‌های تنش اصلی بر اساس موقعیت هندسی صفحات و خطواره‌های گسلی با استفاده از روش وارونگی تنسور تنش (Angelier, 2002) تعیین گردید. تعیین موقعیت محورهای جنبشی، داده‌های برداشت شده شامل موقعیت هندسی صفحات گسلی و سطوح محوری چین‌خوردگی‌ها و همچنین داده‌های جمع‌آوری شده از زلزله‌های با بزرگای بیش از ۵ ریشتر وارد نرم‌افزار Win tensor شده و مورد بررسی و آنالیز قرار گرفتند. همچنین موقعییت محورهای کشش (T) و فشارش (P) و همچنین تعیین مکانیسم گسل‌ها و رسم نمودار مثلثی (Frohlich, 1992)از نرم افزار Mech App استفاده شده است و مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

۴- روش تحقیق

۴-۱- محاسبه تنش دیرین

برای محاسبه تنش ابتدا موقعیت سطوح گسلی، موقعیت خش‌لغزهای گسلی، سوی لغزش‌ها به همراه موقعیت لایه‌بندی‌ها در ۱۵ ایستگاه برداشت شده است سپس برای تعیین سن تقریبی و نسبی گسل‌ها چگونگی قطع‌شدگی و جابه‌جایی گسل‌ها با یکدیگر، توالی خش‌لغزهای گسلی مختلف روی سطح هرگسل، برداشت شده است. یکی از مهمترین فرضیات روش وارونسازی، رخداد لغزش در جهت تنش برشی بیشینه در سطح گسل است. بنابراین هر میدان تنشی تنها توانایی ایجاد یک خش‌لغز را در سطح گسل خواهد داشت. در برداشت‌های صحرایی، گاه چند خش‌لغز در سطح گسل دیده می‌شود. ایجاد چند خش‌لغز گسلی ممکن است در اثر تغییر محلی جهت تنش اصلی صورت گیرد که در این حالت ممکن است چند خش‌لغز در یک فاز دگرشکلی ایجاد شوند. تغییر جهت لغزش در اثر تغییر مقاومت در سطح گسل و یا تغییر شرایط مرزی نیز ممکن است سبب ایجاد چند خش‌لغز در سطح گسل شود. تغییر میدان تنش ناحیه‌ای به واسطه تغییر شرایط مرزی صفحات واگرا نیز چندین خش‌لغز در سطح گسل ایجاد می‌کند. خش‌لغزهای ایجاد شده در میدان تنش محلی به واسطه ناسازگاری با میدان تنش ناحیه ای در هنگام تحلیل تنش به روش برگشتی شناسایی و حذف شده‌اند.

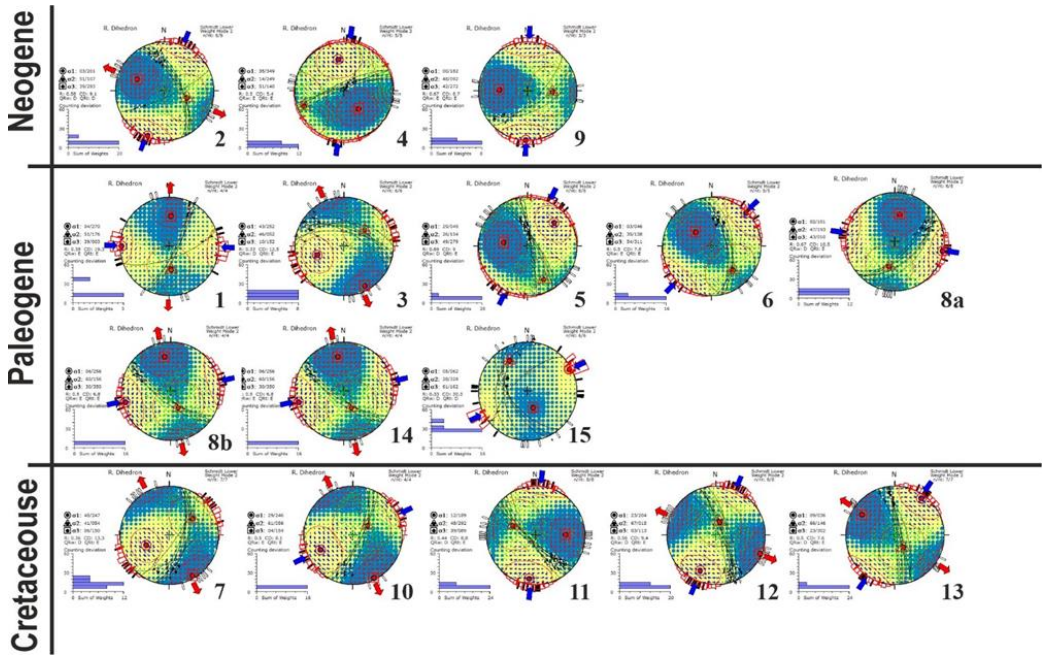
گسل‌های با موقعیت و خش‌لغزهای مشابه در یک فاز تشکیل می‌شوند (Delvaux, 2014) از این رو دسته‌بندی گسل‌ها با استفاده از نرم افزار Win tensor و به روش تحلیل تنش سه محوره و بر اساس داده‌های گسلی مانند شیب گسل، امتداد گسل و ریک گسل‌ها برای هر ایستگاه انجام پذیرفت (شکل۲). تعیین محورهای تنش و تفکیک فازهای زمین‌ساختی با استفاده از تحلیل خش‌لغزهای گسلی و روش وارونسازی در صورتی امکانپذیر است که تعداد داده‌ها دارای فراوانی مناسب و موقعیت‌های مختلف باشند (Navabpour, 2007). روش وارون‌سازی چند مرتبه‌ای بهترین روش برای پی‌بردن به فازهای مختلف تنش‌دیرین است که با محاسبه موقعیت تنش‌های اصلی $\sigma 1$ ، $\sigma 2$، $\sigma 3$ و نسبت مقادیر تنش‌های یاد شده $\Phi=(\sigma 2-\sigma 3)/(\sigma 1-\sigma 3)$، شکل بیضوی تنش بدست می‌آید (Angelier, 1979).

تحلیل تنش هر گروه در چندین مرحله انجام شده است و گسل‌های با زاویه عدم برازش بیش از ۳۰° و گسل‌های با موقعیت نامناسب در دایره‌مور در هر مرحله پالایش شده‌اند. در ادامه با حذف تعدادی از داده‌های گسلی شرایط پایدار برای تعیین متغیرهای تنسور تنش ایجاد شد؛ متغیرهای تنسور تنش کاهش یافته، تعیین شده‌است. در فازهایی که چین‌خوردگی سبب کج شدگی گسل‌ها شده‌اند؛ با استفاده از بازسازی هندسی و باز گرداندن لایه‌ها و گسل‌ها به حالت اولیه خود قبل از تغییر شکل و چین‌خوردگی و محاسبه پالئواسترس میتوان تنش اولیه که باعث ایجاد این ساختارها شده‌اند را محاسبه نمود (Navabpour, 2007)، که سطوح گسلی از این دست نیز به موقعیت اولیه خود باز گردانده شد، سپس گسل‌های بدون سن نسبی مشخص بر پایه هم‌خوانی آنها و در میدان‌های تنش به دست آمده در فازهای مختلف قرارگرفته‌اند و تحلیل تنش با همه سطوح گسلی قابل قبول صورت پذیرفته است. سطوح گسلی در چهار زمان کرتاسه، ائوسن، الیگوسن و میوسن اندازه‌گیری وگروه‌بندی شدند که نتایج آن در (شکل۲) آورده شده است. در مرحله بعد اطلاعات مربوط به خش‌لغزهای ۱۵ ایستگاه مربوط به هر زمان با هم تلفیق شدند و جهت تنش‌های اصلی مشخص شدند (شکل۴)، که سه فاز تنش اصلی معرف سه فاز دگرشکلی در زمان‌های کرتاسه (N197°±10°)، پالئوژن (N60°±25°) و نئوژن (N10°±15) شناسایی و تفکیک شدند.

۴-۲- بازسازی تنش‌ها با استفاده از گسل‌های مزدوج

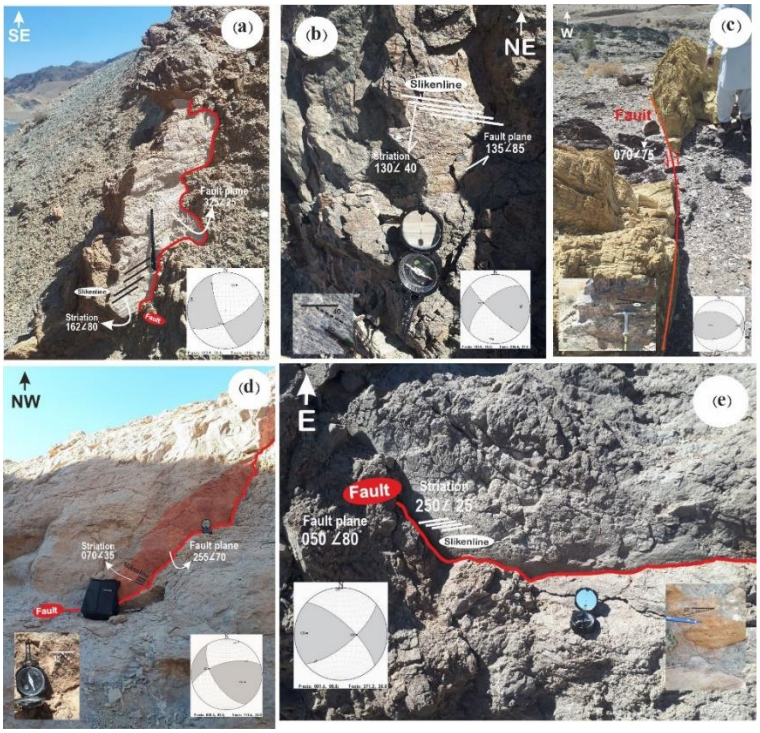
گسل‌های مزدوج به دو دسته اصلی تقسیم می‌شوند که هر یک به شکلی متقاطع با مولفه‌های امتدادی مخالف خود قرار دارند. این گسل‌ها در واقع به ما کمک می‌کنند تا ساختارهای زمین‌شناسی و تنش‌های موجود در یک منطقه خاص را بهتر درک کنیم. در واقع، نیمساز زاویه حاده‌ای که بین این دو روند گسل وجود دارد، نشان دهنده جهت اصلی تنش‌های وارد شده به آن ناحیه است و به عنوان ابزاری برای تعیین و شناسایی تنش‌های قدیمی نیز به کار می‌رود (Anderson, 1955).

بررسی‌های انجام شده از طریق تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی به وضوح نشان می‌دهد که در منطقه مورد نظر، دو دسته گسل راستالغز وجود دارد (شکل۵a,5b). یکی از این گسل‌ها با امتداد شمالی - جنوبی و مولفه امتدادی راستگرد مشخص می‌شود، در حالی که گسل دیگر با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی و مولفه امتدادی چپگرد فعالیت می‌کند. این گسل‌ها در نهشته‌های ائوسن قرار دارند و تأثیر قابل توجهی بر روی دیگر ساختارها از جمله جابه‌جایی برخی از یال‌های چین‌خوردگی‌ها داشته‌اند. بازسازی این گسل‌ها، راستای تنش با زاویه N42° را نشان می‌دهند (شکل۵c).



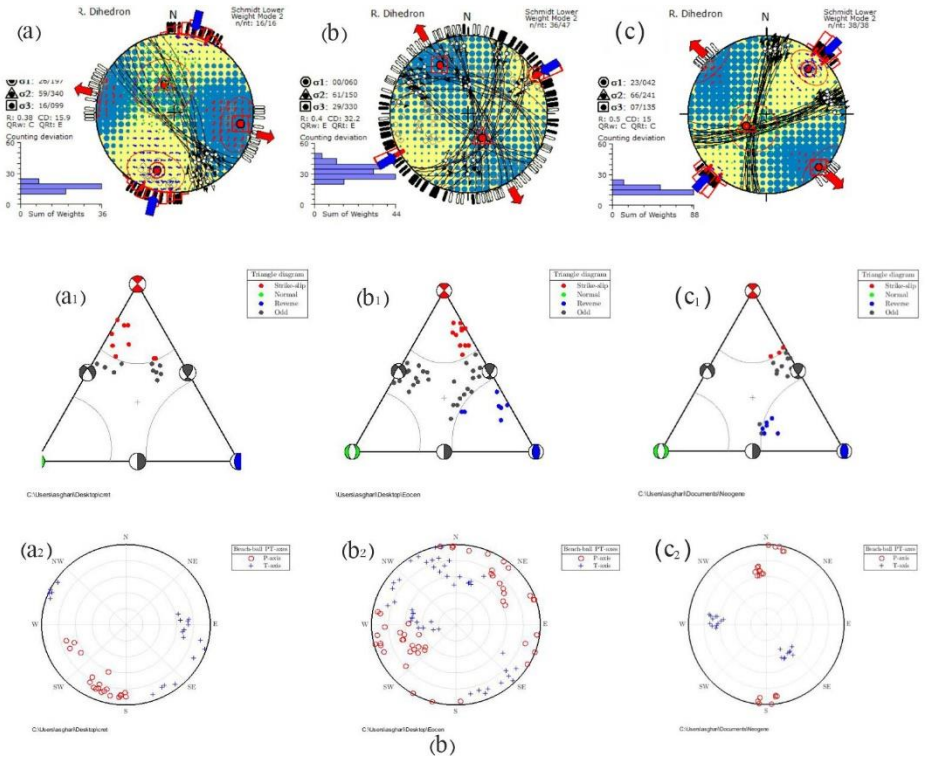
شکل۲- تغییرات تنش در منطقه مورد مطالعه در زمان‌های کرتاسه، پالئوژن و نئوژن.

Fig2. Changes in Stress in the Study Area During the Cretaceous, Paleogene, and Neogene Periods.



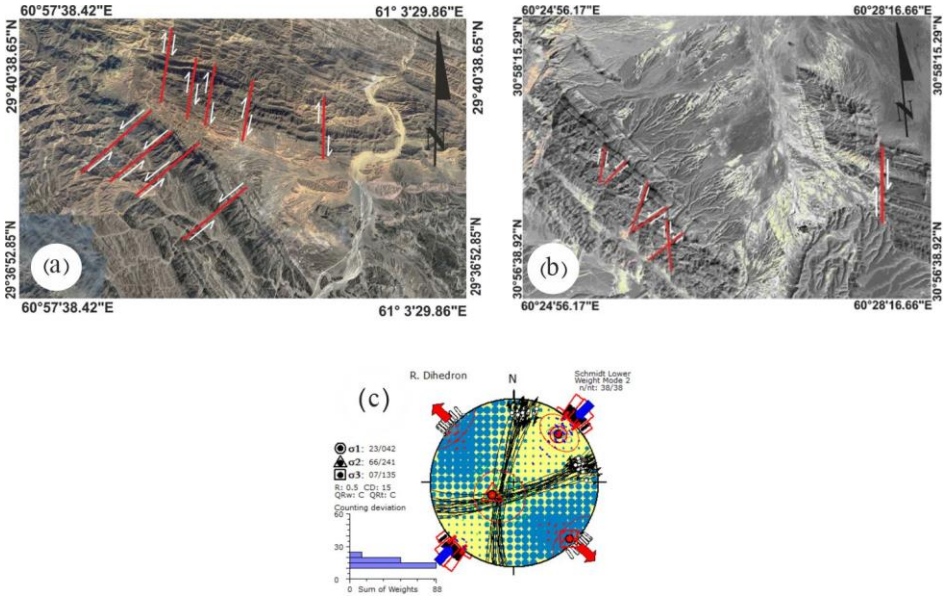
شکل۳- نمونه‌هایی از گسل‌ها و آینه‌های گسلی و موقعیت خش‌لغزها برداشت شده به همراه استریوگراف آن‌ها که بترتیب مربوط به (a) سیلت استون‌ها و ماسه‌سنگ‌های ائوسن ایستگاه ۵، (b) بازالت‌ها و واحدهای کرتاسه ایستگاه ۱۱، (c) واحدهای سیلتی و رسوبی میوسن ایستگاه ۹، (d) سیلت استون‌ها و ماسه‌سنگ‌های ائوسن ایستگاه ۳، و (e) گراول‌های پلیستوسن ایستگاه ۹.

Fig3. Examples of faults and slickenside faults and the location of landslides were taken along with their stereographs, which are respectively related to (a) Eocene siltstones and sandstones of station 5, (b) Basalts and Cretaceous units of station 11, (c) Silty units and Miocene sediments of station 9, (d) Eocene siltstones and sandstones of station 3, and (e) Pleistocene gravels of station 9.



شکل۴- (a,b,c) روند تنش‌های اصلی حاصل از برداشت‌های گسلی در سه زمان (a) کرتاسه، (b) پالئوژن و (c) نئوژن. (a1,b1,c1) نمودار مثلثی طبقه‌بندی مکانیسم گسل (Frohlich, 1992)، به همراه (a2,b2,c2) نمودارهای P وT محاسبه شده برای دوره‌های (a1,a2) کرتاسه، (b1,b2) پالئوژن و (c1,c2) نئوژن.

Fig4. The trend of principal stresses and the Mohr circle resulting from faulting at three times: (a) Cretaceous, (b) Paleogene, and (c) Neogene. (a1, b1, c1) Triangular diagram of fault mechanism classification (Frohlich 1992), along with (a2, b2, c2) P diagrams and T calculated diagrams for the periods (a1, a2) Cretaceous, (b1, b2) Paleogene, and (c1, c2) Neogene.



شکل۵- نمایی از گسل‌های مزدوج در (a) شمال شرق زاهدان، (b) شرق سفیدآبه به همراه استریوگراف و جهت تنش‌های اصلی(c).

Fig5. View of conjugate faults in (a) Northeast of Zahedan, (b) east of Sefidabeh along with stereograph, and principal stress directions (c).

۴-۳- چین‌خوردگی‌های منطقه

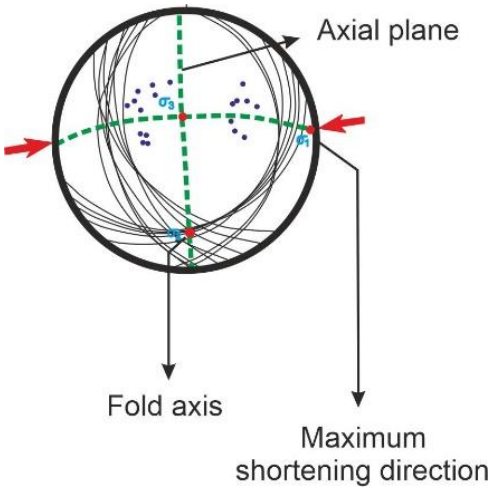
چین‌ها حاصل دگرشکلی، شکل‌پذیر سنگ‌ها هستند که تغییرات تدریجی اما پیوسته‌ای را تولید کرده به گونه‌ای که سنگ خود را با دگرشکلی سازگار می‌کند (Ramsay, 1986). این ساختار می‌توانند در روند بررسی تنش‌های اعمال شده در منطقه کمک زیادی باشند. به طور کلی جهت کوتاه‌شدگی چین‌خوردگی‌ها را می‌توان با محاسبه سطح محوری و محور چین‌خوردگی تعیین نمود. قطب یال های یک چین‌خوردگی، سطحی را مشخص می‌کند که قطب آن سطح، محور چین‌خوردگی (محورπ) یا جهت σ2 را نشان می‌دهد. سطحی که یک چین را به دو قسمت تقسیم می‌کند سطح محوری نامیده می‌شود و آزیموتی که عمود بر سطح محوری باشد جهت کوتاه‌شدگی و σ1 را نشان می‌دهد (شکل ۶) (Allmendinger, 2011). چین‌خوردگی‌ها ازشاخص‌ترین ساختارهای تکتونیکی در شرق ایران می‌باشند، به طوری که وجود آنها را می‌توان در مقیاس‌ها و روندهای متفاوت در بخش میانی کوهزاد شرق ایران مشاهده نمود. بعد از برداشت‌های صحرایی اطلاعات مربوط به سطوح محوری چین خوردگی‌ها با هم تلفیق شده و بر اساس محور کوتاه‌شدگی و همخوانی میدان‌های تنش در فازهای مختلف قرار گرفتند که نتایج آن در شکل ۹ آورده شده‌است که نشان می‌دهد در این منطقه شاهد سه نسل چین‌خوردگی هستیم که به بعضی از مهمترین خصوصیات چین‌های برداشت شده و روند تغییرات کوتاه‌شدگی آن‌ها در منطقه اشاره می‌شود.

چین‌های نسل اول: با سطح محوری خاوری باختری می‌باشند. تعداد این چین‌ها بسیار کم می‌باشد و می‌توان دلیل کم تعداد بودن این چین‌ها را فازهای جدید تنش دانست که سبب تغییر شکل در این محدوده شده‌است. از جمله این چین‌ها چینFold7 که در موقعیت E, 29°42'09.2"N"۱۱.۹'۴۹°۶۰ قرار دارد ودارای سطح محوری ۸۰°/۲۵۶° می‌باشد (شکل۷).

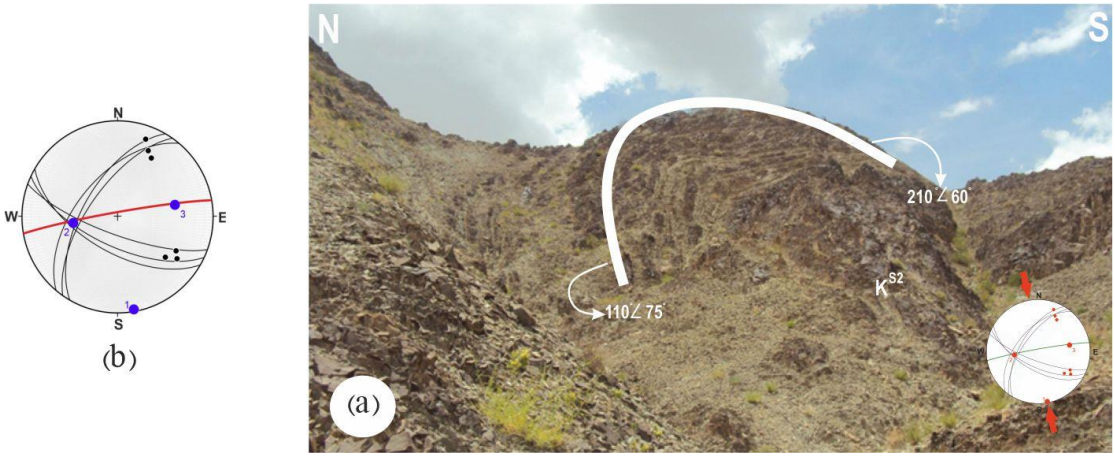
چین‌های نسل دوم و سوم: چین‌های نسل دوم دارای سطح محوری شمالی - جنوبی می‌باشند وتعداد چین‌های نسل دوم و سوم نسبت به چین نسل اول بیشتر می‌باشد. می‌توان دلیل زیاد بودن تعداد این چین‌ها را هم‌خوانی محورهای تنش این چین‌ها با فازهای تنش کنونی دانست. از جمله این چین‌ها چین Fold6 که در موقعیت N, 60°46.60'4′E′۵'۲۹°۵۱.۱۵ قرار دارد و دارای سطح محوری ۸۹/۰۰۳° می‌باشد(شکل۸). چین‌های نسل سوم دارای سطح محوری شمال غربی جنوب شرقی بوده و تعداد آنها از چین‌های نسل دوم نیز بیشتر است از جمله این چین‌ها چین Fold4a که در موقعیت N, 59°41'6.67"E′۵.۴'۲۳°۲۹ قرار دارد و دارای سطح محوری ۸۰°/۳۴۰° می‌باشد.

۴-۴- بازسازی تنش‌ها با استفاده از زمین لرزه‌های بالای ۵ ریشتر

به منظور تعیین میدان تنش زمان حاضر، زمین لرزه‌های به وقوع پیوسته با بزرگی بالای ۵ ریشترو دارای حل کانونی در کوهزاد شرق ایران از کاتالوگ جهانی GCMT گردآوری شدند (جدول۲). با وارد کردن فوکال مکانیسم مربوط به هر زلزله در نرم‌افزار Win tensor، موقعیت تنش‌های اصلی، σ 1=071/19 ، σ2=202/63، σ3=334/19، و نسبت مقادیر تنش R=0.79، محاسبه شد (شکل۱۰).

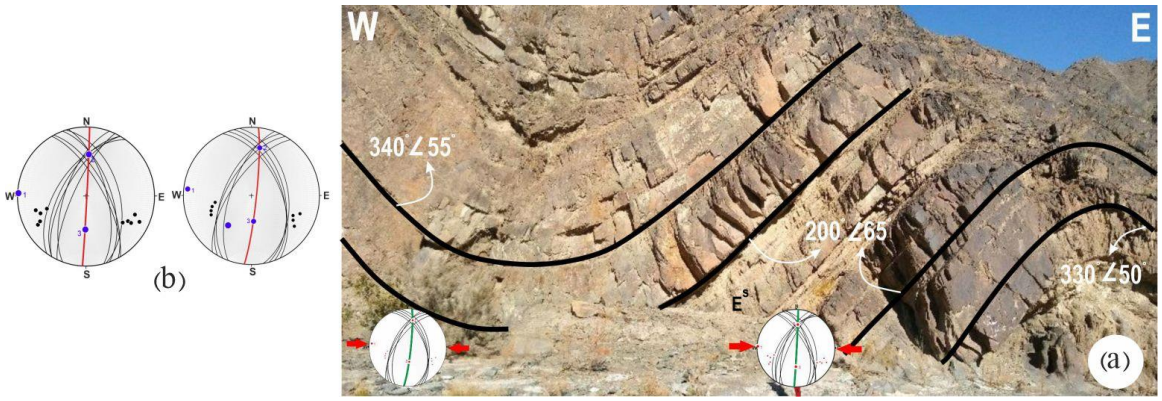


شکل۶- دیاگرام π که جهت کوتاه‌شدگی چین‌خوردگی را به ما نشان می‌دهند.
Fig6. π Diagram showing the direction of fold shortening.



شکل۷- (a) تصویر صحرایی مربوط به چین‌خوردگی در واحد های کرتاسه در ایستگاه ۷ و(b) استریوگراف آن.

Fig7. (a) Field image related to folding in Cretaceous units at station 7, and (b) its stereograph.



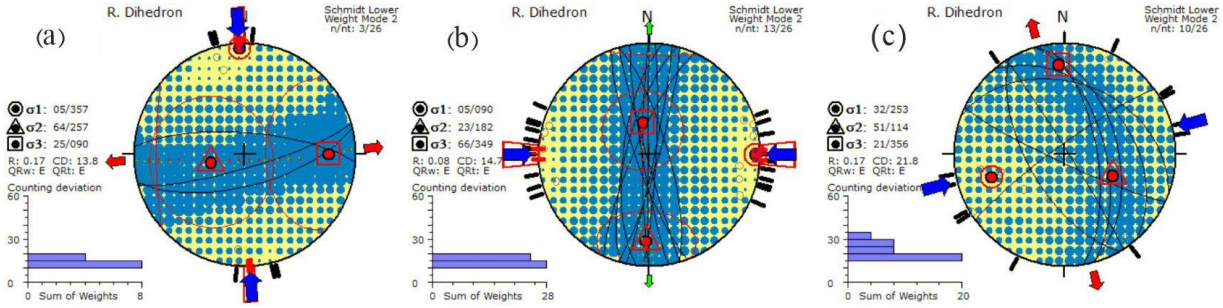
شکل۸- (a) شکل صحرایی مربوط به چین‌خوردگی در ماسه‌سنگ‌های پلیوسن در ایستگاه ۶ و (b) استریوگراف آن.

Fig8. (a) Field image related to folding in Pliocene sandstones at station 6, and (b) Its stereograph.

جدول۱- سطح محوری، میل محور و زاویه بین یالی به همراه تصاویر استریوگرافی نمونه‌هایی از چین‌های منطقه مورد مطالعه.

Table1. Axial plane, plunge, and Interlimb Angle along with Stereographic Images of Examples of Folds in the Study Area.

Fold	Latitude Longitude	Stratigraphic age	Axial plane	The angle between the limb	plunge	The trend of Maximum shortening
$Fold_7$	29°42'09.2"N 60°49'11.9"E	Cretaceous	256°/80°	70°	260°/50°	NW-NE
$Fold_{15}$	29°50'37.43"N 60°48'1.10"E	Paleocene	267°/87°	130°	267°/60°	N-S
$Fold_6$	29°51.15'5′N 60°46.60'4′E	Pliocene	003°/89°	50°	003°/36°	W-E
$Fold1_4$	29°24'27.53"N 59°42'39.32"E	Miocene	345°/87°	85°	345°/03°	NE-SW
$Fold_{4a}$	29°23'5.45"N 59°41'6.67"E	Miocene	340°/80°	100°	340°/01°	NE-SW
$Fold_{4b}$	29°20'1.82"N 59°42'33.87"E	Miocene	345°/80°	110°	340°/02°	NE-SW



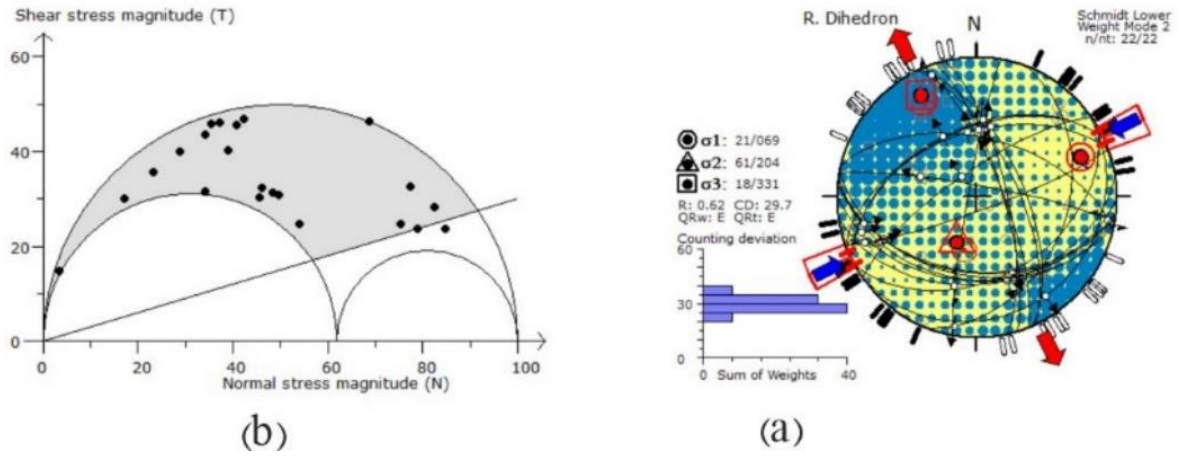
شکل۹- تفکیک چین‌خوردگی‌های منطقه به سه فاز کوتاه‌شدگی بر اساس موقعیت سطوح محورهای چین‌خوردگی.

Fig9. Classification of the region's folds into three phases of shortening based on the position of the axial plane.

جدول۲- مشخصات زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته بالای ۵ ریشتر درکوهزاد شرق ایران به همراه موقعیت جغرافیایی آن‌ها(کاتالوگ جهانی GCMT).

Table2. Specifications of Earthquakes Above 5 MW in the Eastern Iran Mountain Range Along with Their Geographical Locations (GCMT Global Catalog).

Latitude Longitude	Magnitude	Depth	Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake
27.362°N 60.974°E	5.51	72.4	244°	50°	-112°	97°	45°	-65°
27.742°N 61.422°E	5.19	84.7	21°	35°	-167°	280°	83°	-56°
28.033°N 61.996°E	7.7	80.0	55°	15°	-90°	235°	75°	-90°
27.990°N 62.346°E	5.40	80.0	61°	41°	-92°	244°	49°	-88°
28.114°N 62.354°E	5.58	40.0	250°	52°	-98°	82°	38°	-80°
29.053°N 59.773°E	5.9	20.2	283°	55°	6°	190°	85°	145°
29.078°N 59.745°E	5.6	33.0	318°	65°	76°	168°	28°	117°
31.401°N 59.427°E	5	33.0	335°	66°	123°	98°	40°	40°
31.583°N 59.847°E	5.25	33.0	343°	75°	128°	91°	40°	24°
32.200°N 59.920°E	5.96	12.6	336°	62°	124°	101°	43°	43°
33.300°N 59.200°E	5.06	12.0	338°	75°	172°	70°	82°	15°
33.506°N 59.571°E	5.8	14.4	347°	72°	132°	96°	46°	26°

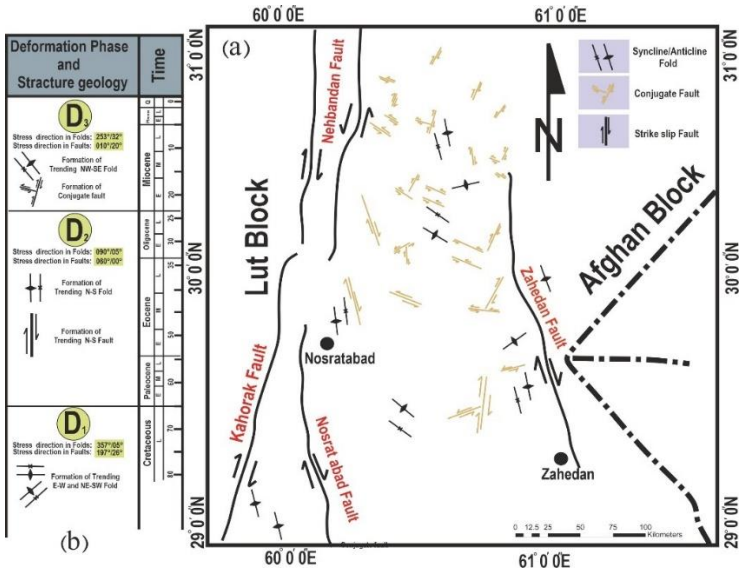


شکل۱۰- (a) استریوگرام مربوط به سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها و فاز تنش بدست آمده از زلزله‌ها، و (b) موقعیت زمین‌لرزه‌ها بر روی دایره‌مور.

Fig10. (a) Stereogram related to the focal mechanism of earthquakes and the stress phase obtained from earthquakes, and (b) Earthquake locations on the Mohr diagram.

۵-بحث و نتیجه‌گیری

تحلیل تنش دیرین یک ابزار بسیار مفید است که می‌تواند به ما کمک کند تا فازهای مختلف تنش را تفکیک کنیم و ارتباطات میان دگرشکلی‌های به وجود آمده را بهتر درک نماییم. این تحلیل می‌تواند داده‌های با ارزش و مهمی درباره روند تکامل کوه زادها به ما ارائه دهد. منطقه‌ای که در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفته، بخش میانی زون سیستان است که دارای ساختارهای دگرشکل متنوع و متفاوتی است (شکل11a). این ساختارها نشان دهنده یک تاریخچه تکتونیکی پیچیده و غنی می‌باشند. تنوع ساختاری موجود در این منطقه و وجود چین‌خوردگی‌ها با سطوح محوری متفاوت، تمامی این موارد حاکی از این است که این منطقه دستخوش دگرشکلی‌های فراوانی بوده است. در این مطالعه، ما از تنش دیرین برای بررسی و تحلیل ارتباطات میان دگرشکلی‌ها استفاده کرده‌ایم. نتایج به‌دست‌آمده از وارونه‌سازی داده‌های مربوط به خطوط گسلی نشان می‌دهد که محور تنش بیشینه ($\sigma 1$) در طول زمان‌های مختلف، از جمله کرتاسه تا کواترنری، در سه مرحله متفاوت دچار تغییر شده است. این تغییرات به دوره‌های تاریخی متفاوتی از جمله کرتاسه پایانی ($N197°\pm10°$)، پالئوژن ($N60°\pm25°$) و نئوژن ($N10°\pm10°$) مربوط می‌شود. بررسی چین‌خوردگی‌های موجود در منطقه نیز حداقل سه فاز دگرشکلی را نشان می‌دهد: نخستین فاز در راستای شمال تا شمال غربی مربوط به چین‌خوردگی‌هایی است که دارای سطوح محوری شرقی - غربی تا شمال شرقی - جنوب غربی می‌باشند. دومین فاز در راستای شرق به چین‌خوردگی‌های با سطوح محوری شمالی - جنوبی تعلق دارد و سومین فاز در راستای شمال شرقی نشان دهنده چین‌خوردگی‌هایی است که سطوح محوری آن‌ها شمال غربی ـ جنوب شرقی است. جهت‌های تنش بیشینه در این چین‌خوردگی‌ها، همچنین در گسل‌ها، به‌طور کلی یکسان هستند. بر اساس فازهای تنش به دست آمده از دگرشکلی‌های موجود در این منطقه و ارتباط میان عناصر مختلف، می‌توانیم سه رویداد دگرشکلی را شناسایی کنیم (شکل11b). اولین رویداد با چین‌خوردگی‌هایی که روند آن‌ها از شرقی - غربی تا شمال شرقی- جنوب غربی است، ارتباط دارد. میدان تنش که این ساختارها را ایجاد کرده، با میدان تنش کنونی هم‌خوانی ندارد و منبع دینامیکی آن به سمت شمالی - جنوبی و تا شمال غربی است، که این موضوع به قبل از برخورد بلوک لوت و بلوک افغان در جنوب شرق مربوط می‌شود. رویداد دگرشکلی دوم موجب ایجاد ساختارهایی با روند شمالی - جنوبی شده است. به عنوان مثال، چین‌خوردگی‌ها و سیستم گسلی شرق ایران از نتایج این رویداد هستند که همزمان با برخورد صفحه هند به اوراسیا و همچنین برخورد بلوک لوت به بلوک افغان به وقوع پیوسته‌اند. رویداد سوم، ناشی از برخورد صفحه عربستان با ایران و تغییر فاز تنش در این منطقه است؛ این رویداد دگرشکلی موجب به وجود آمدن چین‌خوردگی‌هایی با روند شمال غربی ـ جنوب شرقی و تشکیل شکستگی‌های برشی مزدوج در ناحیه شده است.



شکل۱۱- (a) نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه، و (b) جدول زمانی پیشنهادی برای تغییرات فازهای دگرشکلی به همراه جهت تنش بیشینه و ساختارهای متاثر از این تنش‌ها در طول کوهزایی شرق ایران.

Fig11. (a) Structural map of the study area, and (b) Proposed timeline for the changes in deformation phases, along with the direction of maximum stress and the structures affected by these stresses during the East Iranian orogeny.

۶-مراجع

Aghashahi Ardestani, S., 2006. Earthquake structure and seismicity of Zahedan fault and its effect on the area of Zahedan city. master's thesis. University of Sistan and Baluchistan, Zahedan.

Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin 103, 983-992. https://doi.org/10.2475/ajs.304.

Allmendinger, RW., Cardozo, N., Fisher, DM., 2011. Structural geology algorithms: Vectors and tensors. Cambridge University Press. 313 P.

Anderson, EM., 1955. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain.

Angelier, J., 2002. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress a new method free of choice among nodal planes. Geophysical Journal International 150, 588-609. https://doi.org/ 10.1046/j.1365-246X.2002.01713.x.

Angelier, J., Goguel, J., 1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 288, 307-310. https://doi.org /10.1016/0040-1951(79)90081-7.

Bagheri, S., Damani Gol, Sh., 2020. The eastern Iranian orocline. Earth-Science Reviews 210, 103322. https://doi .org /10.1016/j.earscirev.2020.103322.

Camp, V., Griffis, RJ., 1982. Character, genesis, and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 15, 221-239. https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7.

Carey, S., 1955. The orocline concept in geotectonics. Tasmania 89, 255–288.

Darvishzadeh, A., 2006. Geology of Iran (stratigraphy, tectonics, metamorphism and magmatism). 1st edition, Amirkabir Publications, p. 902.

Delvaux, D., 2010. Win Tensor [Version 5.0]. Retrieved from. http: //damiendelvaux. be/ Tensor/ WinTensor/ win - tensor. html.

EftekharNejad, J., McCall, GJH., 1993. Explanatory text of the Nikshahr quadrangle Map 1:250000. Geological Survey of Iran. 19-22.

Frohlich, C., 1992. Triangle diagrams: ternary graphs to display the similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. Physics of the Earth and Planetary Interiors 75, 193–198. https://doi.org/10.1016/0031-9201(92)90130-N.

Ezati, M., Gholami, E., Mousavi, SM., 2020. Paleostress regime reconstruction based on brittle structure analysis in the Shekarab Mountain, Eastern Iran. Arabian Journal of Geosciences 13, 1-18. https://doi.org/ 10.1007/s12517-020-06235-4.

Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J., Khatib, MM., 2017. Neogene to Present paleo stress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. Tectonics 362, 321-339. https://doi. org /10.1002/2016TC004275.

Mousavi, SM., Khatib, MM., Alavi, A., 2010. Separation of ancient stress phases by inversion method from fault planes in south Birjand region. Iranian Geology Quarterly 4, 27-38. Retrieved from. https://ww w.magiran.com/p922507.

Nabavi, MH., 1976. An introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran 109.

Navabpour, P., Angelier, J., 2007.Cenozoic post collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). Tectonophysics 432, 101-131. https://doi.org/10.1016/j.tecto. 2006.12.007.

Navabpour, P., Angelier, J., 2008. Stress state reconstruction of oblique collision and evolution of deformation partitioning in W-Zagros (Iran, Kermanshah). Geophysical Journal International 175, 755-782. https://doi. org/ 10.1111/j.1365-246X.2008.03916.x.

Nogal Sadat, MAA., 1993. Tectonic map of Iran, one millionth scale. Organization of Geology and Mineral Exploration of the country.

Ramsay, JG., 1986. The techniques of modern structural geology. The Techniques of Modern Structural Geology, Folds and Fractures 2, 309-700.

Sahimi, A., Mousavi, SM., Khatib, MM., 2018. Analysis of ancient stress in the Shirshtar region (one of the northern branches of the Nehbandan fault). MSc thesis. University of Birjand, Birjand. https://doi.org/ 10.22055/aag.2019.28201.1924.

Stöcklin, J., Eftekhar nezhad, J., Hushmand zadeh, A., 1972. Central Lut Reconnaissance, East Iran: Geology. Survey Iran Rept, p. 22- 62.

Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In The geology of continental margins, pp. 873-887. https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64.

Stoecklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, 1229-1258. https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D

Shahrabi, M., 1994. Description of the geological map of Chargush Allahabad scale 1:250000. Geological Organization of the country.

Tirrul, R., Bell, IR., Griffis, RJ., Camp, VE., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94, 134-150. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134: TSSZOE>2.0.CO;2.