



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۸

doi 10.22077/jt.2025.8245.1187

مقاله پژوهشی

تحلیل ساختاری چین خوردگی‌های منطقه القار در شمال خاور بیرجند (خاور ایران)

فاطمه فرامرزی القار^{۱*}، سیدمر ترضی موسوی^۲، ابراهیم غلامی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد تکنونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- دانشیار گرایش تکنونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- دانشیار گرایش تکنونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۲۶
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۷/۲۸

چکیده:

کمر بند ساختاری خاور ایران یک کوهزاد درون قاره‌ای با روند تقریبی شمالی جنوبی است. قدیمی ترین سنگ‌ها در این بلوک مربوط به قبل از سنومانین می‌باشند شواهد چینه‌شناختی و سنگ‌شناختی نشانگر آغاز حرکات کششی بین قطعات قاره‌ای ایران و افغانستان در کرتاسه آغازین است. این نیروهای کششی موجب تشکیل حوضه‌های رسوبی خاور ایران و سبب ظهور افولیت‌ها در این ناحیه گردید. حوضه‌های رسوبی یاد شده در کرتاسه پایانی بسته شده و حوضه‌های پیش‌بوم در تمامی درازنای سنوزوئیک بر منطقه حاکم می‌شوند. منطقه مورد مطالعه واقع در بخش شمالی کمر بند ساختاری خاور ایران و در بخش شمالی زون کسلی امتداد لغز راستگرد سامانه گسلی پُرنگ-نوزاد است که بخش شمالی آن وارد منطقه شده و دارای مولفه معکوس است. تغییر مولفه‌ی حرکتی از امتداد لغز به معکوس در این بخش چین خوردگی‌هایی با امتداد NW-SE را در پایانه گسل به وجود آورده است. در ۸ ایستگاه، عناصر ساختاری چین و گسل اندازه‌گیری شدند که هماهنگی خوبی را از دیدگاه زمین ساختی باهم نشان می‌دهند. آزمون امتداد سطوح محوری چین خوردگی‌ها در بازه ۲۷۰ تا ۳۲۰ درجه است. پس از ترسیم محور π برای چین خوردگی‌ها، جهت تنش مسبب چین خوردگی‌ها دارای آزمون شمال شرق است. همچنین براساس سبک چین خوردگی‌ها براساس تقسیم‌بندی رمزی و هوپر (۱۹۶۷) در رده چین‌های Class 1A، Class 1B و Class 3 است. در ادامه مطالعات بر روی سطوح گسلی تغییرات روند محور تنش از آزمون ۶۰ درجه به ۱۷ درجه در بازه زمانی پالتوسن میوسن می‌باشد. چرخشی در بیضوی استرین طی بازه زمانی پالتوسن تا میوسن دیده می‌شود که نشان می‌دهد همزمان با چرخش میدان تنش، کل منطقه نیز به صورت پادساعتگرد چرخش نموده است که در مطالعات پیشین نیز به آن اشاره شده است.

کلیدواژه‌ها: شرق ایران، چین خوردگی، گسل، سنوزوئیک

* ایمیل: Fatemeh.faramarzealghar@birjand.ac.ir



Structural Analysis of Corrosion in Elghar Region in North East of Birjand, The eastern part of Iran

Fatemeh Faramarzi Al-Qar^{1*}, Seyed Morteza Mousavi², Ebrahim Gholami³

1- Master student of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

2- Associate Professor of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

3- Associate Professor Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract

The studied area is located in the northern part of the eastern structural belt of Iran and in the northern part of the Kasli zone, the dextral extension of the Porang-Nozad fault system, whose northern part enters the region and has a reverse component. Changing the movement component from sliding extension to reverse in this section It has created folds with NW-SE extension at the end of the fault. In 20 stations, the structural elements of folds, joints, faults, foliation, intersecting shear planes with foliation and veins were measured in Cenozoic units, which show a good harmony from the tectonic point of view. The azimuth along the axial surfaces of the folds is in the range of 270 to 320 degrees. It is enough to draw the π axis for the folds, the direction of the stress causing the folds has a north-east azimuth. Also, based on the style of folds, it is based on the classification of Ramzi and Huber (1967) in the category of Class 1B folds. According to the output table from the rose diagram of the seams, the extension of the seams has azimuths of 128, 270, 325, 50 and 238 degrees, and these seams are related to the folds of the region. The joints with 50 degrees are transverse joints, the joints with 238 degrees and 270 degrees are conjugate joints, and the joints with 128 and 325 degrees are longitudinal joints related to folding. Further studies on the fault surfaces show the changes along the stress axis from azimuth 60° to 197° in the Paleocene-Miocene time period, and these changes are also observed on the shear zones that displaced the foliations. The extension of the veins is also parallel to the maximum stress (azimuth 45) and parallel to the hinge of folds (azimuth 333). The trees also have a northwest-southeast extension, which are perpendicular to the axis of the maximum stress in the region. Also, a rotation is seen in the strain ellipse during the Paleocene to Miocene time period, which shows that the entire region has rotated counterclockwise at the same time as the stress field rotates.

Keywords: Cenozoic, Eastern Iran, folding, fault.

*Email: Fatemeh.faramarzealghar@birjand.ac.ir

Tel: +989158652532

مقدمه

منطقه اساس مطالعاتی این پژوهش می‌باشد.

زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه

کمربند ساختاری خاور ایران یک کوهزاد درون قاره‌ای با روند تقریبی شمالی جنوبی است. قدیمی‌ترین سنگ‌ها در این بلوک مربوط به قبل از سنومانین می‌باشند شواهد چینه‌شناختی و سنگ‌شناختی نشانگر آغاز حرکات کششی بین قطعات قاره‌ای ایران و افغانستان در کرتاسه آغازین است. این نیروهای کششی موجب تشکیل حوضه‌های رسوبی خاور ایران و سبب ظهور افیولیت‌ها در این ناحیه گردید حوضه‌های رسوبی یاد شده در کرتاسه پایانی بسته شده و حوضه‌های پیش‌بوم در تمامی درازنای سنوزوئیک بر منطقه حاکم می‌شوند. در مورد چگونگی تکامل ساختاری در این منطقه نظرهای گوناگونی ابراز شده است و در تقسیم‌بندی‌های زمین‌شناختی با نام‌های مختلفی معرفی شده است؛ که از جمله آنها می‌توان به منطقه فلیش و آمیزه رنگین (Stocklin et al, ۱۹۷۱) زون نه‌بندان خاش نبوی (۱۳۵۵) پهنه زمین درز سیستان (Tirrul et al, 1983) زمین چاک سیستان بربریان (1983) کوه‌های شرق ایران (آقنابتی، ۱۳۸۳) و حوضه فلیشی شرق ایران (آقنابتی، ۱۳۸۳) اشاره نمود.

منطقه مورد مطالعه با موقعیت $54.43^{\circ}59'27''$ تا $23.30^{\circ}59'40''$ طول شرقی، $50.10^{\circ}32'47''$ تا $54.10^{\circ}32'56''$ عرض شمالی در ۳۰ کیلومتری شرق شهر بیرجند قرار دارد و در شمال غرب شهر سربیشه قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه از طریق جاده اصلی بیرجند - زاهدان و بیرجند - اسدیه دسترسی دارد (شکل ۱).

گستره‌ی مورد بررسی بخشی از پهنه ساختاری خاور ایران در مجاورت شمالی‌ترین بخش زیرپهنه سیستان و در استان خراسان جنوبی در نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سربیشه و بیرجند قرار دارد که از نظر زمین‌شناسی به زیر پهنه سیستان تعلق دارد. پهنه گسلی پُرننگ با طول تقریبی ۶۰ کیلومتر از جمله گسله‌های، راستگرد با مولفه معکوس در راستای یکی از سر شاخه‌های گسل نه خاوری قرار گرفته که در نقاط انتهایی شاخه‌های آن رسوبات کواترنری را بریده است. منطقه مورد مطالعه توسط این پهنه گسلی و گسل فعال

تحلیل عناصر ساختاری (چین، گسل و...) ابزاری دقیق و سودمند جهت شناخت دگرریختی و دستیابی به الگوی دگرشکلی در هر پهنه زمین‌شناسی محسوب می‌شوند. تا کنون مطالعات زیادی در شرق ایران صورت گرفته که در این بخش، قدیمی‌ترین آن در سال ۱۳۳۸ توسط شرکت ملی نفت ایران صورت گرفته که با تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ برای اولین بار وضعیت زمین‌شناسی این منطقه از کشور را معرفی نمود. (1970 Freund et al, براین باورند که چرخش گسل‌های راستالغز در پهنه سیستان به میزان ۳۰ درجه چرخش در جهت خلاف عقربه‌های ساعت از جنوب به شمال رخ داده است. (Bayasgalan et al, 1999) در مطالعات ساختاری خود در شرق ایران، بر این باور است که در شمال پهنه برشی - شمالی - جنوبی و راستگرد سیستان، گسل‌های امتدادلغز شرقی - غربی، چرخش ساعتگرد حول محور عمودی داشته و راندگی‌های گیو و نوزاد که در انتهای شرقی گسل‌های راستگرد زمین درز سیستان قرار گرفته‌اند و احتمالاً چرخش بر خلاف عقربه‌های ساعت داشته‌اند. نظری و همکاران در سال (۱۹۹۹) با تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه پهنه گسلی قلعه سرخ - نوزاد را معرفی کردند

کمربند ساختاری خاور ایران شامل سلسله‌ای از گسله‌های راستالغز و نردبانی است. راستای سیستم گسلی نه‌بندان در مرز بین ایالت ساختاری سیستان و پهنه ی لوت با سازوکار غالب امتداد لغز راستگرد شمالی - جنوبی بوده که به مولفه راندگی در شاخه‌های افشان بخش‌های انتهایی گسله‌ی اصلی تبدیل شده و به صورت تداخلی وارد پهنه لوت می‌شود که می‌توان از گسله‌های پایانه امتداد لغز اریب بیرجند اریب سهل آباد و اریب قائن را نام برد.

منطقه مورد مطالعه واقع در بخش شمالی کمربند ساختاری خاور ایران و در بخش شمالی زون کسلی امتدادلغز راستگرد سامانه گسلی پُرننگ - نوزاد گرفته است که بخش شمالی آن وارد منطقه شده و دارای مولفه معکوس می‌باشد. تغییر مولفه‌ی حرکتی از امتداد لغز به معکوس در این بخش چین خوردگی‌هایی با امتداد NW-SE را در پایانه گسل به وجود آورده است که بررسی هندسه و جنبش چین خوردگی‌های این

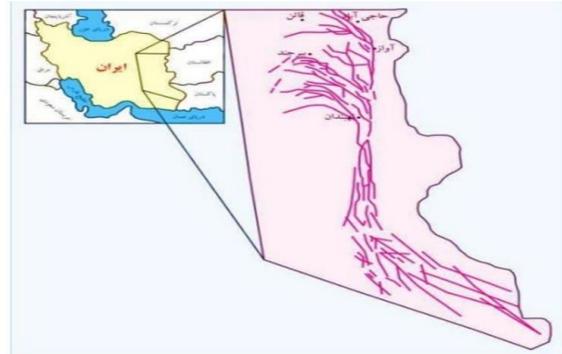
روش تحقیق و مراحل انجام کار

از آنجا که تاکنون مطالعه ساختاری در این منطقه صورت نگرفته؛ سازوکار و چگونگی تشکیل گسل‌های منطقه کاملاً ناشناخته است. همچنین هیچ اطلاعاتی از ارتباط ساختارها با سامانه گسلی پُرنگ-نوزاد و به طورجامع‌تر، تکوین زمین‌ساختی منطقه در دست نیست، دست‌یابی به الگوهای دگرشکلی در پهنه‌های زمین‌ساختی با توصیف هندسی و تحلیل جنبشی عناصر ساختاری امکان‌پذیر است. به همین منظور در این پژوهش سعی شده است با اندازه‌گیری‌های دقیق از عناصر ساختاری و تحلیل هندسی و جنبشی آنها الگویی مناسب برای تکامل ساختاری منطقه مورد مطالعه ارائه و پیشنهاد شود. در مورد چین‌ها مهمترین ویژگی‌های هندسی اندازه‌گیری شده شامل موقعیت پهلوها، محور، میل محور، سطح محوری، زاویه بین پهلو و تمایل سطح محوری است که از این داده‌ها جهت تحلیل چین و تعیین نوع آن استفاده شده است. برداشت داده‌های گسلی شامل اندازه‌گیری امتداد، شیب صفحات گسلی به همراه ریک خطوط لغزش و جهت حرکت بلوک‌های گسلی است.

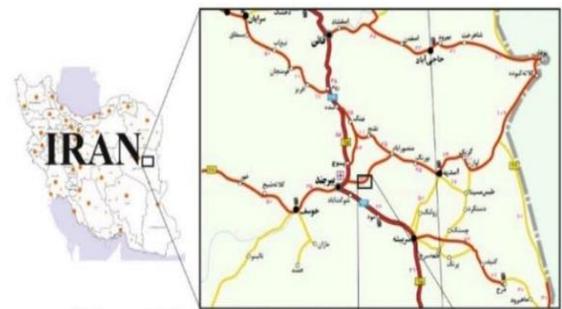
چین خوردگی های منطقه

چین خوردگی‌های منطقه مورد مطالعه در ۹ ایستگاه مورد مطالعه واقع شد که ویژگی‌های هندسی جنبشی و

پرنگ با امتداد N-S و گسل معکوس نوزاد و دیگر شاخه‌های فرعی آن با امتداد NW-SE بریده شده است.



شکل ۱. روند کلی سیستم گسلی سیستان با طرح هلال دوگانه (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۷)



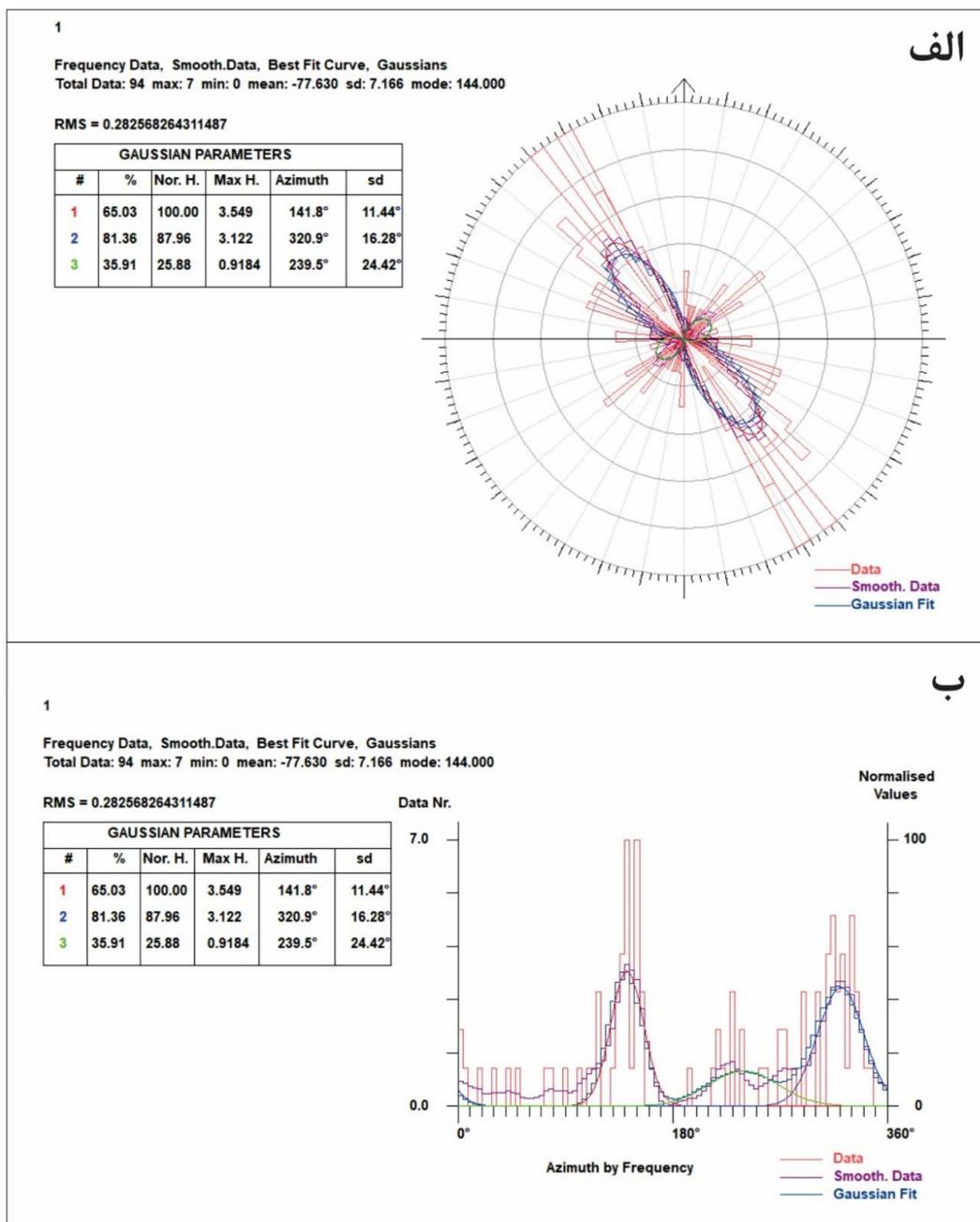
شکل ۲. موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

جدول ۱. مشخصات هندسی و جنبشی چین خوردگی‌های منطقه مورد مطالعه

| Station No. | Limb 1 | | Limb 2 | | Fold Axis | | Axial Plane | | Pi(π) Plane | | Interfacial angle |
|-------------|--------|--------|--------|--------|-----------|--------|-------------|--------|-------------------|--------|-------------------|
| | Dip | Strike | Dip | Strike | Trend | Plunge | Dip | Strike | Dip | Strike | |
| ۱ | ۶۸ | ۱۲۷ | ۷۰ | ۲۸۴ | ۳۱۰ | ۰۸ | ۸۹ | ۱۱۵ | ۸۲ | ۰۴۰ | ۴۸ |
| ۲ | ۷۸ | ۱۰۶ | ۲۱ | ۰۱۵ | ۱۱۳ | ۲۶ | ۴۲ | ۰۸۶ | ۶۸ | ۲۰۳ | ۷۹ |
| ۳ | ۴۳ | ۲۶۰ | ۸۵ | ۱۴۰ | ۳۱۸ | ۳۵ | ۶۶ | ۲۹۶ | ۵۵ | ۰۴۸ | ۳۸ |
| ۴ | ۴۵ | ۳۱۷ | ۷۸ | ۱۴۷ | ۳۲۷ | ۱۲ | ۷۳ | ۳۲۳ | ۷۸ | ۰۵۷ | ۵۸ |
| ۵ | ۵۶ | ۳۳۸ | ۶۵ | ۰۸۲ | ۱۱۸ | ۶۲ | ۸۴ | ۲۹۸ | ۲۸ | ۲۰۸ | ۹۳ |
| ۶ | ۵۵ | ۰۴۲ | ۵۸ | ۳۰۷ | ۰۸۹ | ۴۵ | ۸۸ | ۰۸۵ | ۴۴ | ۱۷۹ | ۱۰۴ |
| ۷ | ۹۰ | ۳۱۵ | ۵۰ | ۲۲۰ | ۳۲۴ | ۴۶ | ۶۲ | ۲۷۶ | ۴۵ | ۰۵۴ | ۹۴ |
| ۸ | ۷۵ | ۱۵۰ | - | - | - | - | - | - | ۴۵ | ۰۵۴ | - |

و نشان‌دهنده امتداد تنش بیشینه مسبب چین خوردگی است (Ramsay, 1964; Mancktelow, 1981). محاسبه صفحه π چین‌ها توسط نرم‌افزار Daisy (Salvini, 1999) انجام شد. سطوح محوری چین خوردگی‌های منطقه دارای براساس رزیدیاگرام چین خوردگی‌های منطقه از آزمون π تا 330° درجه می‌باشد.

حرکت‌شناسی آنها به ترتیب در ادامه آمده است. ویژگی‌های هندسی چین خوردگی‌ها در صحرا شامل امتداد و شیب لایه‌بندی‌ها در صحرا اندازه‌گیری شد و سپس توسط نرم‌افزار Allmendinger, 11 Stereonet (2023) زاویه بین یال‌ها، محور چین، سطح محوری محاسبه گردید. صفحه π عمود بر محور چین می‌باشد.



شکل ۳. الف) رزیدیاگرام امتدادی و ب) نمودار فراوانی امتدادی لایه‌بندی در منطقه مورد مطالعه

سطح محوری و محور چین اصلی در این ایستگاه به ترتیب دارای مختصات هندسی $89/115$ و $40/82$ می‌باشد. زاویه بین یالی در این ایستگاه 48° درجه می‌باشد و در تقسیم‌بندی (Fleuty, 1964) در رده

ویژگی‌های هندسی و جنبشی

ایستگاه ۱: در این ایستگاه لایه‌بندی‌ها در امتداد NW-SE با شیب به سمت شمال شرق و جنوب غرب و امتداد N-S با شیب به سمت شرق و غرب می‌باشد (شکل ۴).



چین های بسته قرار می گیرد.

ایستگاه ۲: در این ایستگاه لایه بندی ها با امتداد E-W با شیب به سمت جنوب و امتداد N-S با شیب به سمت شرق می باشد (شکل ۴). سطح محوری و محور چین اصلی در این ایستگاه به ترتیب دارای مختصات هندسی ۲۶/۱۱۳ و ۲۰۳/۶۸ می باشد. زاویه بین یالی در این ایستگاه ۷۹ درجه می باشد. زاویه بین یالی در این ایستگاه باز می باشد و در تقسیم بندی (Fleuty, 1964) در رده چین های باز قرار می گیرد.

ایستگاه ۳: در این ایستگاه لایه بندی ها با امتداد E-W با شیب به سمت شمال و امتداد NW-SE با شیب نزدیک به ۸۰ تا ۹۰ درجه به سمت جنوب غرب می باشد (شکل ۴). سطح محوری و محور چین اصلی در این ایستگاه به ترتیب دارای مختصات هندسی ۶۶/۲۶۹ و ۳۱۸/۳۵ می باشد. زاویه بین یالی در این ایستگاه ۳۸ درجه می باشد و در تقسیم بندی (Fleuty, 1964) در رده چین های بسته قرار می گیرد.

ایستگاه ۴: در این ایستگاه لایه بندی ها با امتداد NE-SW با شیب به سمت شمال و امتداد NW-SE با شیب به سمت شمال شرق و جنوب غرب می باشد (شکل ۴). سطح محوری و محور چین اصلی در این ایستگاه به ترتیب دارای مختصات هندسی ۷۳/۳۲۳ و ۳۲۷/۱۲ می باشد. زاویه بین یالی در این ایستگاه ۵۸ درجه می باشد و در تقسیم بندی (Fleuty, 1964) در رده چین های بسته قرار می گیرد.

ایستگاه ۵: در این ایستگاه لایه بندی ها با امتداد E-W با شیب به سمت جنوب و امتداد NW-SE با شیب به سمت شمال شرق می باشد (شکل ۵). سطح محوری و محور چین اصلی در این ایستگاه به ترتیب دارای مختصات هندسی ۸۴/۲۹۸ و ۱۱۸/۶۲ می باشد. زاویه بین یالی در این ایستگاه ۹۳ درجه می باشد و در تقسیم بندی (Fleuty, 1964) در رده چین های باز قرار می گیرد.

ایستگاه ۶: در این ایستگاه لایه بندی ها با امتداد NW-SE با شیب به سمت شمال شرق و امتداد NE-SW با شیب به سمت جنوب شرق می باشد (شکل ۵). سطح محوری و محور چین اصلی در این ایستگاه به ترتیب دارای مختصات هندسی ۸۸/۰۸۵ و ۰۸۹/۴۵ می باشد. زاویه بین یالی در این ایستگاه ۱۰۴ درجه می باشد و در تقسیم بندی (Fleuty, 1964) در رده چین های باز قرار

می گیرد.

ایستگاه ۷: در این ایستگاه لایه بندی ها با امتداد NW-SE با شیب نزدیک به قائم و امتداد NE-SW با شیب به سمت شمال غرب می باشد (شکل ۵). سطح محوری و محور چین اصلی در این ایستگاه به ترتیب دارای مختصات هندسی ۶۲/۲۷۶ و ۳۲۴/۴۶ می باشد. زاویه بین یالی در این ایستگاه می باشد. زاویه بین یالی در این ایستگاه ۹۴ می باشد و در تقسیم بندی (Fleuty, 1964) در رده چین های باز قرار می گیرد.

ایستگاه ۸: در این ایستگاه لایه بندی ها با امتداد NW-SE با شیب به سمت جنوب غرب می باشد.

تحلیل حرکت شناسی

بر اساس مطالعات انجام شده و ترسیم محور π برای چین خوردگی ها، جهت تنش مسبب چین خوردگی ها دارای آزیموت شمال شرق می باشد (شکل ۸). همچنین بر اساس سبک چین خوردگی ها بر اساس تقسیم بندی (Ramsay, 1967 & Huber) در رده چین های Class 1A، Class 1B و Class 3 می باشد.

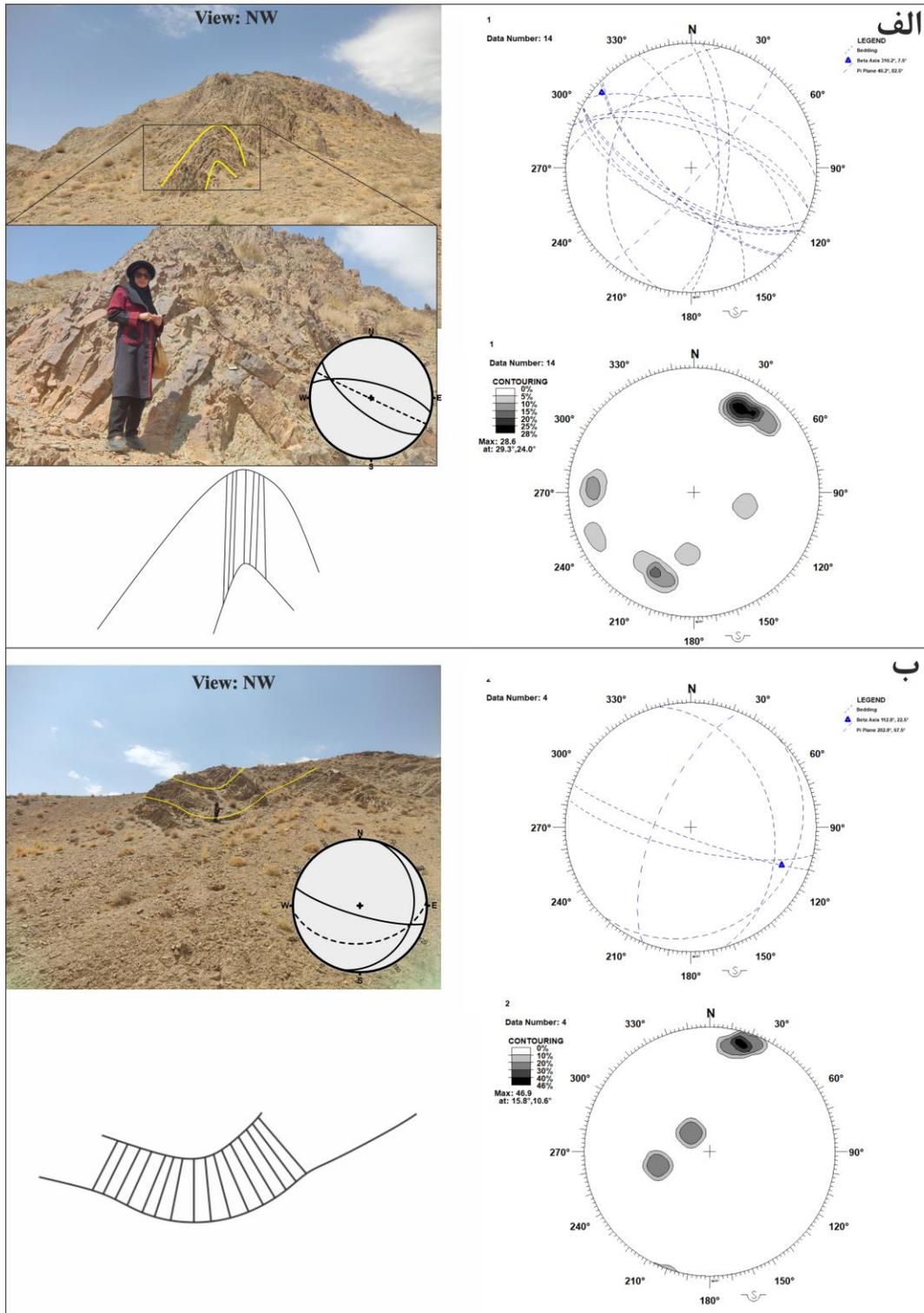
گسل های منطقه

رزدیالگرام فراوانی امتداد گسل های منطقه در شکل ۶ آمده است. جهت محاسبات تنش دیرین سن واحدها از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سربیشه (Nazari & Salamati, 1999) استخراج گردیده است. جهت تنش بیشینه نیز توسط نرم افزار Win tensor (Delvaux et al., 1995 & 1997) انجام گرفت.

ویژگی های هندسی و جنبشی

ایستگاه ۶: گسل های این ایستگاه دارای امتداد NW با شیب متوسط ۳۰ درجه به جنوب شرق و زاویه ریک ۵۰ درجه از سمت جنوب می باشد. حرکت این گسل ها چپگرد می باشد. فاکتور شکل میدان در این ایستگاه ۰/۵ می باشد (شکل ۷). این ایستگاه در واحدهای توریدایتی به سن پالئوسن - ائوسن قرار دارد.

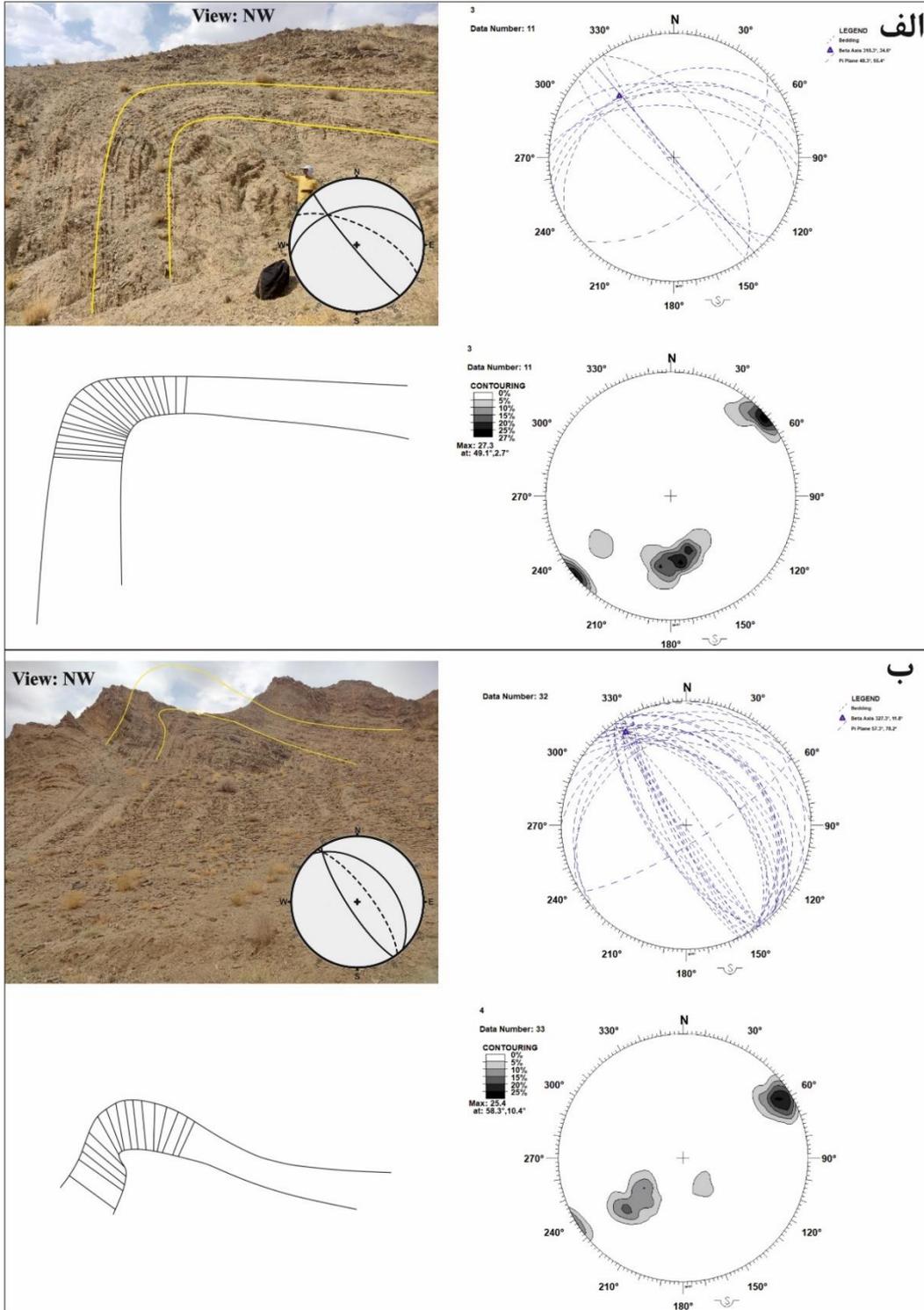
ایستگاه ۹: گسل های این ایستگاه دارای امتداد N با شیب ۷۰ درجه به سمت شمال غرب و جنوب شرق و ریک ۰ درجه می باشد. حرکت بر روی این گسل ها چپگرد می باشد. فاکتور شکل میدان در این ایستگاه ۰/۵۵



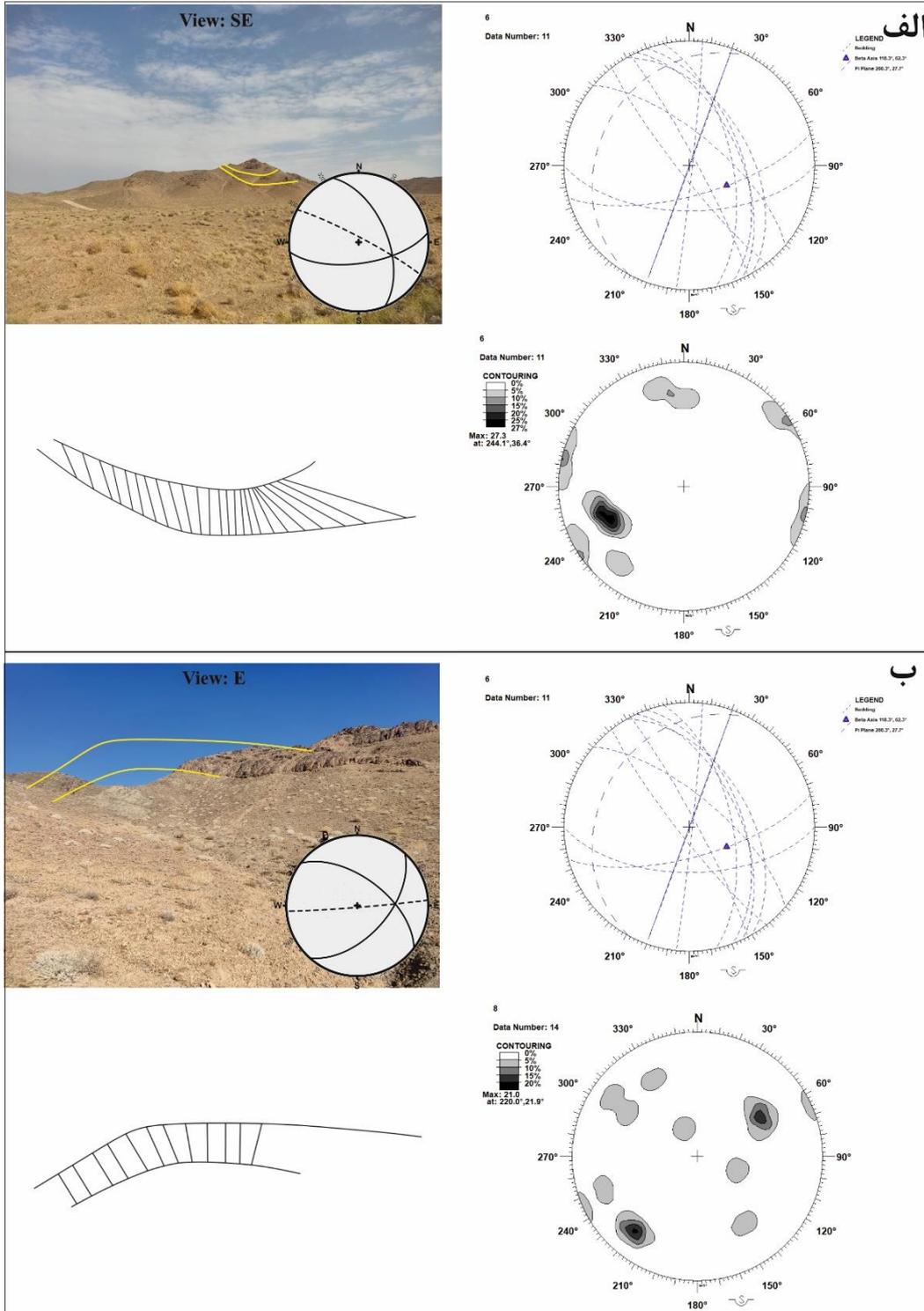
شکل ۴. الف) چین خوردگی ایستگاه ۱ به همراه تصویر استریوگرافیک، کنتوردیاگرام و خطوط هم شیب لایه‌بندی
 ب) چین خوردگی ایستگاه ۲ به همراه تصویر استریوگرافیک، کنتوردیاگرام و خطوط هم شیب لایه‌بندی

امتداد WNW با شیب متوسط ۶۵ درجه به سمت جنوب و زاویه ریک ۳۰ درجه از سمت غرب با حرکت چپگرد می‌باشد. فاکتور شکل میدان در این ایستگاه ۰/۵ می‌باشد (شکل ۷). این ایستگاه در واحدهای توریدایتی به سن پائوسن-اوسن قرار دارد.

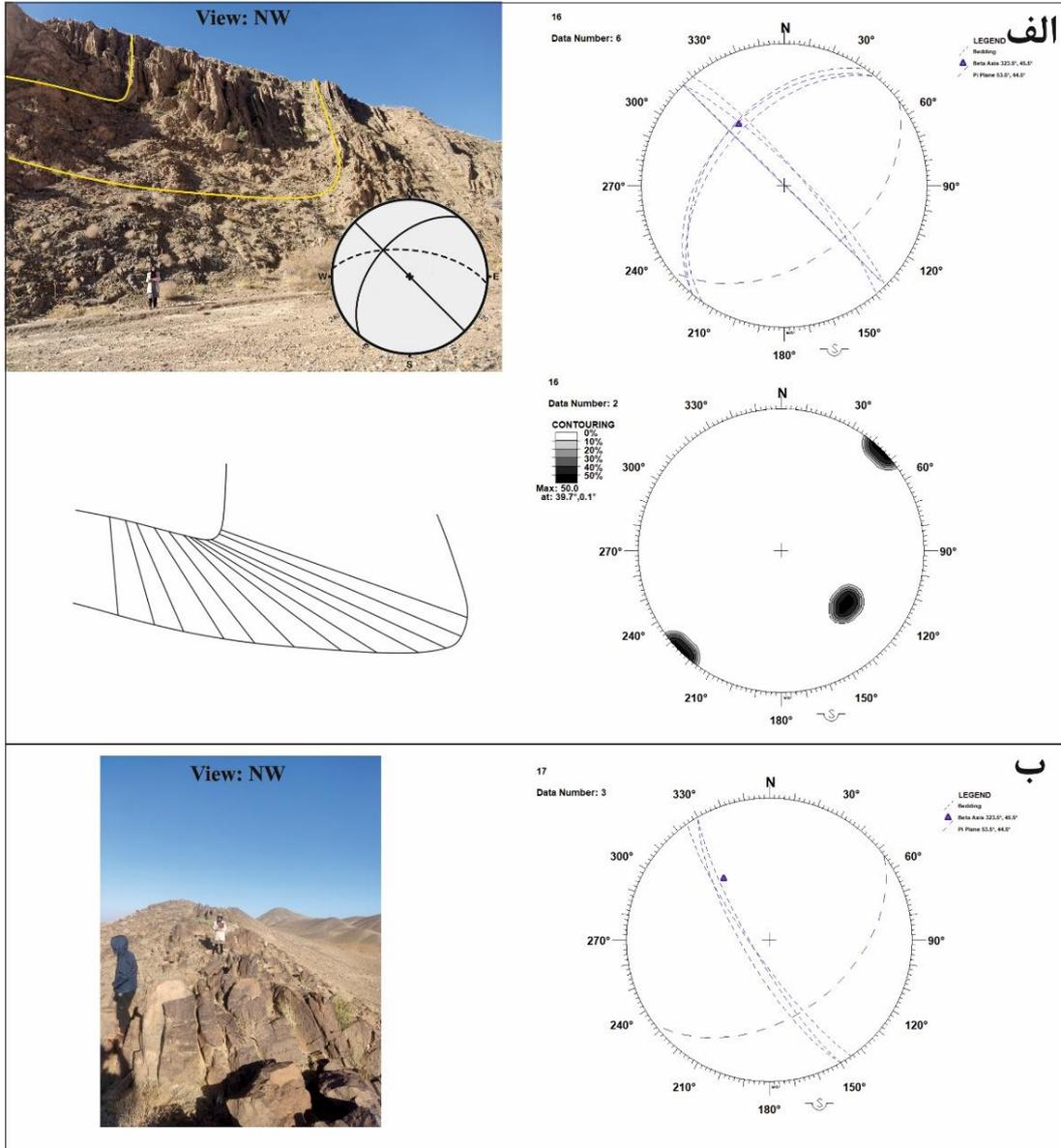
می‌باشد (شکل ۷). این ایستگاه در واحدهای داسیتی به سن الیگوسن-میوسن قرار دارد. ایستگاه ۱۰: گسل‌ها در این ایستگاه دارای امتداد NE با شیب متوسط ۸۰ درجه به سمت جنوب شرق و زاویه ریک ۰ درجه با حرکت راستگرد می‌باشد. گسل‌های با



شکل ۵. الف) چین خوردگی ایستگاه ۳ به همراه تصویر استریوگرافیک، کنتوردیگرام و خطوط هم شیب لایه بندی
 ب) چین خوردگی ایستگاه ۴ به همراه تصویر استریوگرافیک، کنتوردیگرام و خطوط هم شیب لایه بندی



شکل ۶. الف) چین خوردگی ایستگاه ۵ به همراه تصویر استریوگرافیک، کنتوردیاگرام و خطوط هم شیب لایه‌بندی (ب) چین خوردگی ایستگاه ۶ به همراه تصویر استریوگرافیک، کنتوردیاگرام و خطوط هم شیب لایه‌بندی



شکل ۷. الف) چین خوردگی ایستگاه ۷ به همراه تصویر استریوگرافیک، کنتوردیگرام و خطوط هم شیب لایه بندی
 ب) چین خوردگی ایستگاه ۸ به همراه تصویر استریوگرافیک لایه بندی



جدول ۲. توصیف هندسی و رده‌بندی چین‌ها در منطقه مورد مطالعه

| توصیف رده بندی | رده بندی چین خوردگی | استگاه | توصیف رده بندی | رده بندی چین خوردگی | استگاه |
|---------------------|---------------------------------|--------|---------------------|--|--------|
| ناودیس | نوع چین | ۶ | ناقدیس | نوع چین | ۱ |
| مقارن- مخروطی | هندسه چین | | نامقارن- استوانه ای | هندسه چین | |
| NE | تمایل چین | | ندارد | تمایل چین | |
| Open | درجه فشردگی | | Close | درجه فشردگی (Fleuty, 1964) | |
| Class 1A-Class 3 | رده بندی چین براساس خطوط هم شیب | | Class 3 | رده بندی چین براساس خطوط هم شیب (Ramsay and Huber, 1967) | |
| Moderately plunging | جهت یابی چین خوردگی | | Plunging upright | جهت یابی چین خوردگی (Fleuty, 1964; Ramsay, ۱۹۶۷) | |
| ناقدیس | نوع چین | ۷ | ناودیس | نوع چین | ۲ |
| مقارن- استوانه ای | هندسه چین | | نامقارن- استوانه ای | هندسه چین | |
| ندارد | تمایل چین | | S | تمایل چین | |
| Open | درجه فشردگی | | Open | درجه فشردگی | |
| Class 1B | رده بندی چین براساس خطوط هم شیب | | Class 1B | رده بندی چین براساس خطوط هم شیب | |
| Moderately plunging | جهت یابی چین خوردگی | | Plunging inclined | جهت یابی چین خوردگی | |
| ناودیس | نوع چین | ۸ | ناقدیس | نوع چین | ۳ |
| نامقارن- مخروطی | هندسه چین | | مقارن- مخروطی | هندسه چین | |
| NNE | تمایل چین | | NNE | تمایل چین | |
| Open | درجه فشردگی | | Close | درجه فشردگی | |
| Class 1A | رده بندی چین براساس خطوط هم شیب | | Class 1A | رده بندی چین براساس خطوط هم شیب | |
| Plunging inclined | جهت یابی چین خوردگی | | Plunging inclined | جهت یابی چین خوردگی | |
| | | | ناقدیس | نوع چین | ۴ |
| | | | نامقارن- استوانه ای | هندسه چین | |
| | | | NE | تمایل چین | |
| | | | Close | درجه فشردگی | |
| | | | Class 1B | رده بندی چین براساس خطوط هم شیب | |
| | | | Plunging upright | جهت یابی چین خوردگی | |

جدول ۳. مشخصات هندسی و جنبشی گسل های منطقه مورد مطالعه

| Fault No. | Station | Stratigraphic Age | Lithology | Fault Plane | | Slip line (Rake) | Sense | P | | B | | T | | R | Regime Index |
|-----------|---------|-------------------|-----------|-------------|-----|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|--------------|
| | | | | Strike | Dip | | | Azim. | Incl. | Azim. | Incl. | Azim. | Incl. | | |
| 1 | 6 | Paleocene-Eocene | Turbidite | 65 | 35 | 45S | IS | 9 | 65 | 40 | 328 | 49 | 166 | 0.5 | TS |
| 2 | | | | 60 | 30 | 45S | IS | 5 | 60 | 37 | 326 | 52 | 156 | 0.5 | TS |
| 3 | | | | 70 | 35 | 50S | IS | 15 | 63 | 37 | 321 | 49 | 172 | 0.5 | TS |
| 4 | | | | 70 | 40 | 55S | IS | 17 | 65 | 33 | 324 | 52 | 179 | 0.5 | TS |
| 5 | 9 | Oligocene-Miocene | Dacite | 355 | 40 | 0 | D | 33 | 208 | 40 | 85 | 33 | 322 | 0.43 | XF |
| 6 | | | | 140 | 70 | 0 | D | 14 | 3 | 70 | 230 | 14 | 97 | 0.43 | SS |
| 7 | | | | 145 | 70 | 0 | D | 14 | 8 | 70 | 235 | 14 | 102 | 0.43 | SS |
| 8 | | | | 355 | 50 | 0 | D | 27 | 212 | 50 | 85 | 27 | 318 | 0.43 | TS |
| 9 | | | | 350 | 50 | 0 | D | 27 | 207 | 50 | 80 | 27 | 313 | 0.43 | TS |
| 10 | | | | 340 | 50 | 0 | D | 27 | 197 | 50 | 70 | 27 | 303 | 0.43 | TS |
| 11 | | | | 345 | 45 | 0 | D | 30 | 200 | 45 | 75 | 30 | 310 | 0.43 | TS |
| 12 | | | | 150 | 75 | 0 | D | 11 | 14 | 75 | 240 | 11 | 106 | 0.43 | SS |
| 13 | 140 | 80 | 0 | D | 7 | 5 | 80 | 230 | 7 | 95 | 0.43 | SS | | | |
| 14 | 10 | Paleocene-Eocene | Turbidite | 95 | 65 | 30N | IS | 1 | 223 | 52 | 131 | 38 | 314 | 0.5 | TS |
| 15 | | | | 90 | 60 | 30N | IS | 2 | 38 | 48 | 131 | 41 | 306 | 0.5 | TS |
| 16 | | | | 100 | 68 | 30N | IS | 4 | 228 | 53 | 133 | 37 | 321 | 0.5 | TS |
| 17 | | | | 35 | 85 | 0 | D | 4 | 260 | 85 | 114 | 3 | 350 | 0.5 | SS |
| 18 | | | | 40 | 75 | 0 | D | 11 | 264 | 75 | 126 | 10 | 356 | 0.5 | SS |
| 19 | | | | 35 | 78 | 0 | D | 9 | 259 | 78 | 120 | 8 | 351 | 0.5 | SS |

۰۱۷ درجه در بازه زمانی پالئوسن تا میوسن را نمایش می دهد (شکل ۱۰).

تغییر میدان تنش به صورت محلی از راستگرد به چپگرد در این ناحیه دیده می شود که می تواند در اثر پاسخ متقابل حرکت رو به شمال بلوک لوت و برخورد با گسل درونه، در پاسخ به حرکت گسل های موازی شرق ایران و حرکت به سمت شرق بلوک های شرق ایران که گس های شمالی- جنوبی آن دارای حرکت امتداد لغز با مولفه راستگرد می باشند، ایجاد شده باشد که در مطالعات (Walker and Khatib, 2006) به آن اشاره شده است (شکل ۱۲).

تحلیل حرکت شناسی

بر اساس تصاویر استریوگرافیک ترسیم شده، تغییرات جهت تنش از آزمون ۶۳ درجه به ۱۹۷ درجه دیده می شود که آزمون ۶۳ درجه قدیمی تر می باشد. این تغییرات جهت تنش بر روی چین خوردگی ها نیز دیده می شود (شکل ۸).

بحث

در ۲۰ ایستگاه عناصر ساختاری چین ها و گسل ها در واحدهای سنوزوئیک اندازه گیری شدند که هماهنگی خوبی را از دیدگاه زمین ساختی باهم نشان می دهند. آزمون امتداد سطوح محوری چین خوردگی ها در بازه N270 تا N320 درجه می باشد. بر اساس جدول خروجی از رزداگرام گسل ها، امتداد گسل ها دارای آزمون های N141، N35، N55، N107 و N141 درجه می باشند. در ادامه مطالعات بر روی سطوح گسلی تغییرات امتداد محور تنش از آزمون ۰۶۰ درجه به



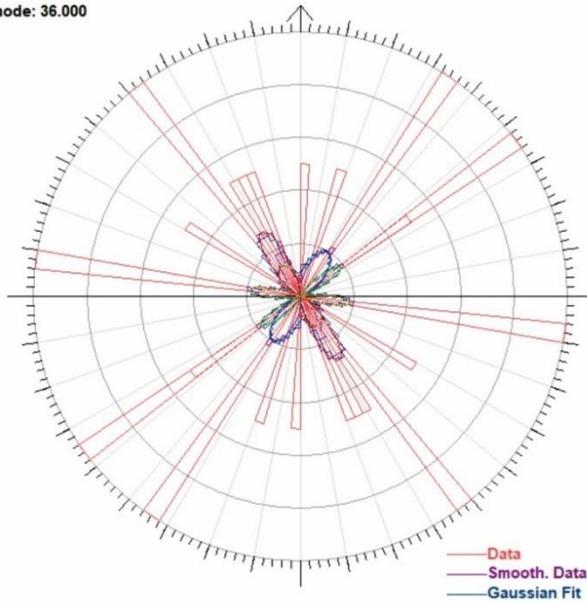
1

الف

Frequency Data, Smooth.Data, Best Fit Curve, Gaussians
 Total Data: 16 max: 2 min: 0 mean: 60.899 sd: 6.751 mode: 36.000

RMS = 3.26891222833726E-02

| GAUSSIAN PARAMETERS | | | | | |
|---------------------|-------|---------|--------|---------|--------|
| # | % | Nor. H. | Max H. | Azimuth | sd |
| 1 | 51.53 | 100.00 | 0.5616 | 148.9° | 9.75° |
| 2 | 56.45 | 69.62 | 0.3910 | 32.19° | 15.35° |
| 3 | 25.79 | 66.66 | 0.3744 | 234.0° | 7.32° |
| 4 | 25.08 | 67.36 | 0.3783 | 98.04° | 7.05° |
| 5 | 45.19 | 46.48 | 0.2611 | 328.5° | 18.4° |



1

ب

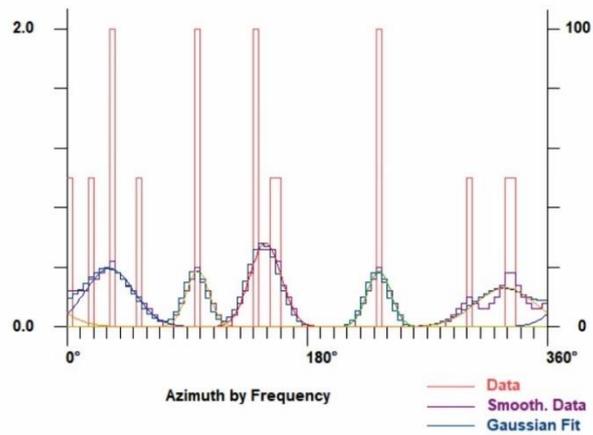
Frequency Data, Smooth.Data, Best Fit Curve, Gaussians
 Total Data: 16 max: 2 min: 0 mean: 60.899 sd: 6.751 mode: 36.000

RMS = 3.26891222833726E-02

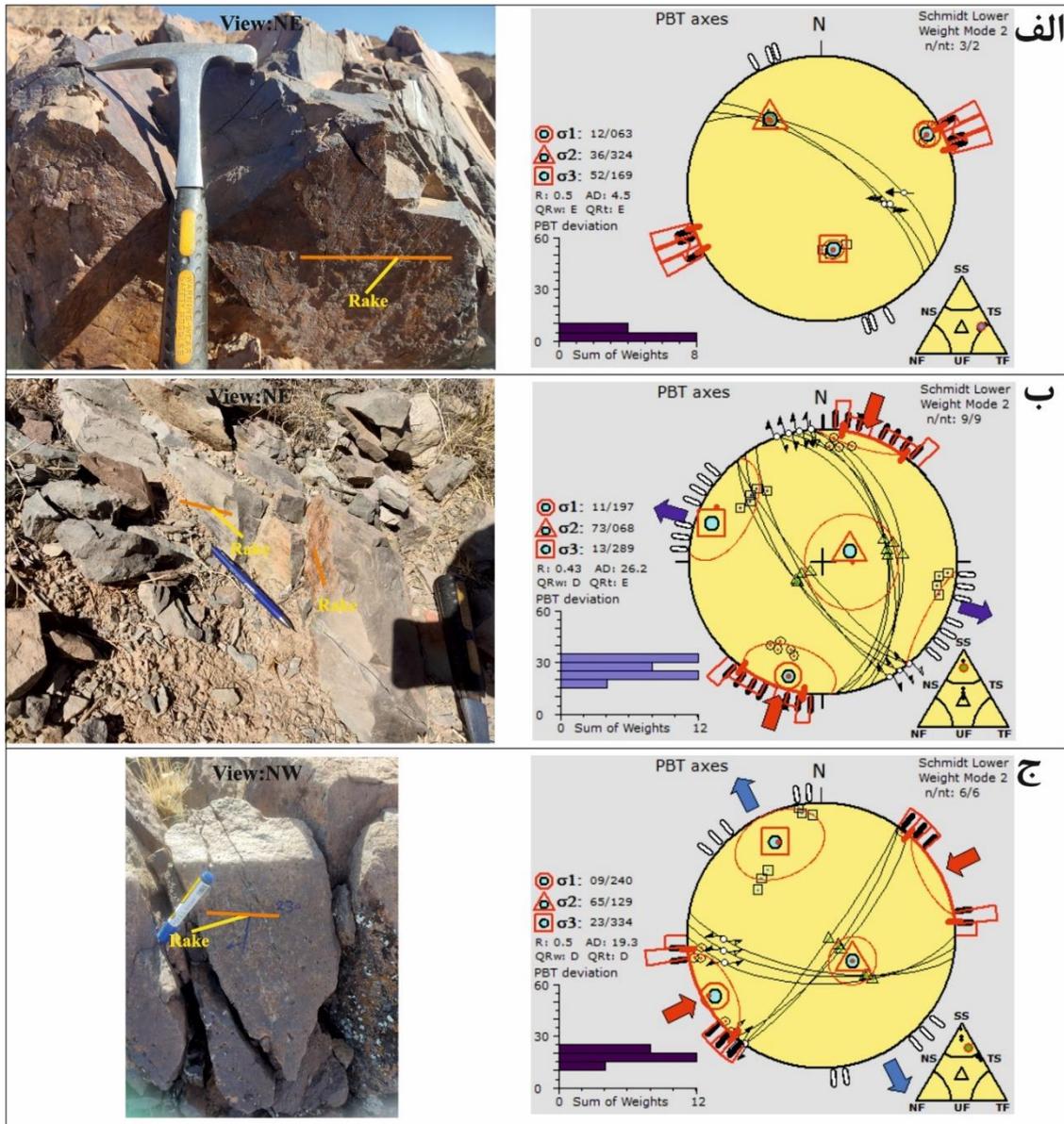
| GAUSSIAN PARAMETERS | | | | | |
|---------------------|-------|---------|--------|---------|--------|
| # | % | Nor. H. | Max H. | Azimuth | sd |
| 1 | 51.53 | 100.00 | 0.5616 | 148.9° | 9.75° |
| 2 | 56.45 | 69.62 | 0.3910 | 32.19° | 15.35° |
| 3 | 25.79 | 66.66 | 0.3744 | 234.0° | 7.32° |
| 4 | 25.08 | 67.36 | 0.3783 | 98.04° | 7.05° |
| 5 | 45.19 | 46.48 | 0.2611 | 328.5° | 18.4° |

Data Nr.

Normalised Values

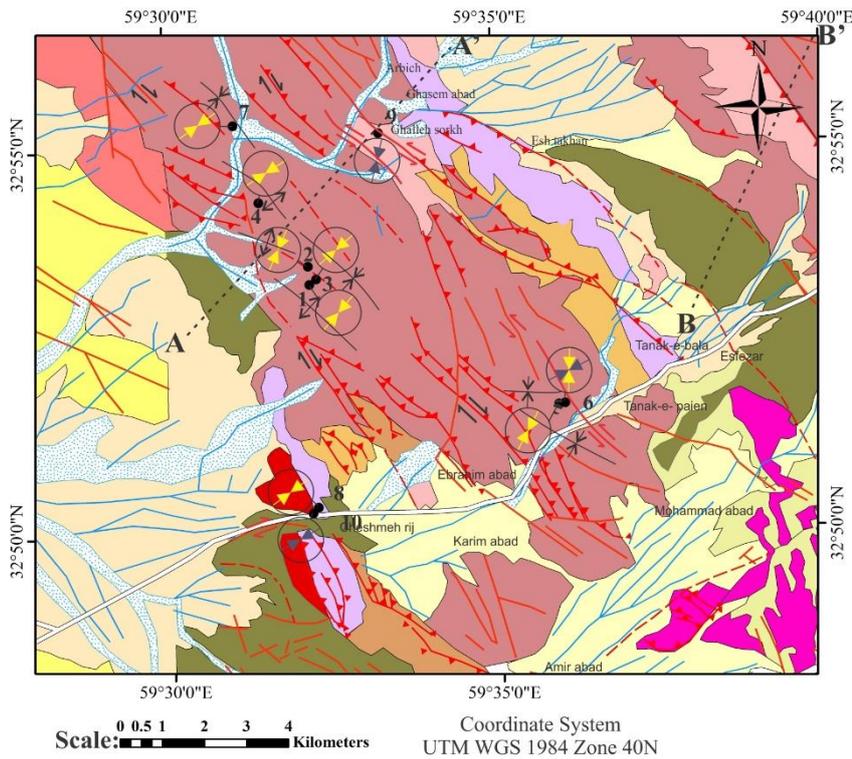


شکل ۸. الف) رزیدیاگرام امتدادی و ب) نمودار فراوانی امتدادی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه

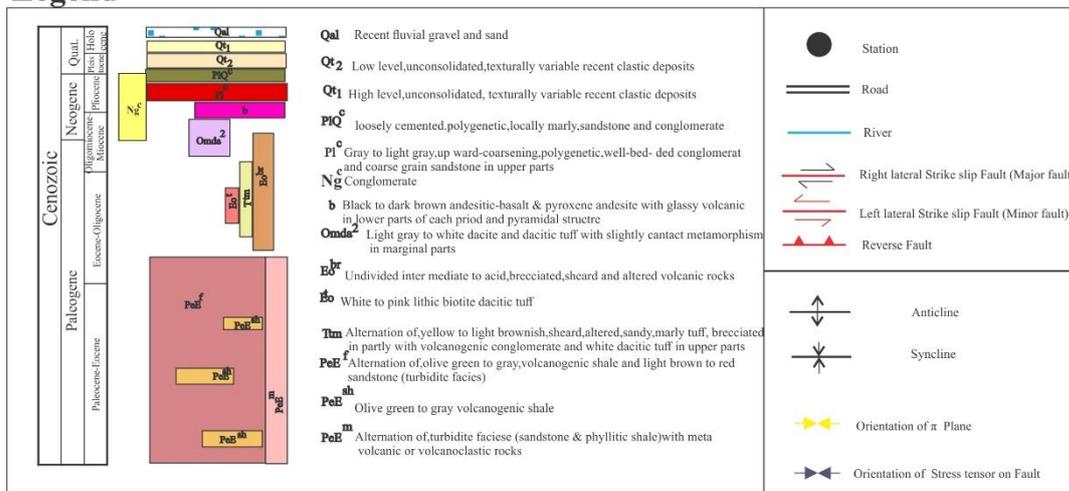


شکل ۹. تصاویر گسل ها به همراه تصویر استریوگرافیک جهت تنش های اصلی در الف) ایستگاه ۶ ب) ایستگاه ۹

ج) ایستگاه ۱۰



Legend

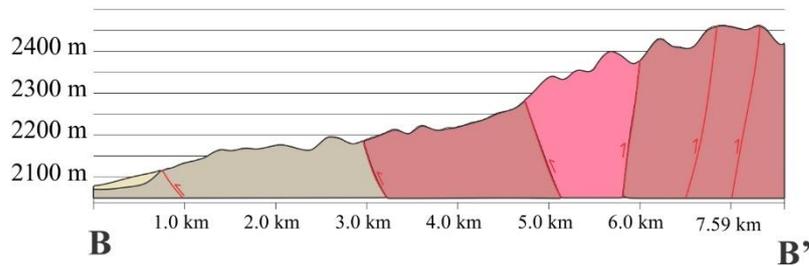


شکل ۱۰. نقشه زمین شناسی باز ترسیم شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سربیشه (نظری و سلامتی، ۱۹۹۰) و بیر جند (اوهانیان، طاووسیان، ۱۹۷۸) و جهات تنش در منطقه مورد مطالعه بر اساس صفحه π چین خوردگی ها و تحلیل سازوکار گسل ها



A

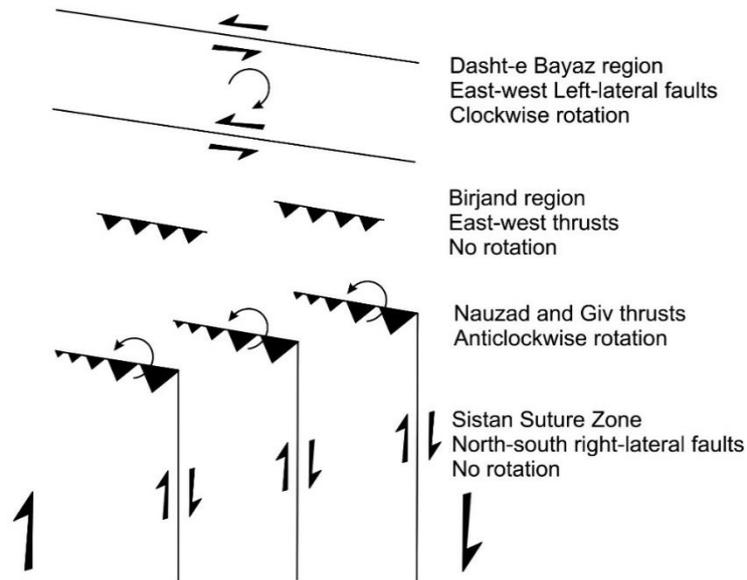
A'



B

B'

شکل ۱۱. مقطع زمین شناسی از شکل ۱۰ در دو امتداد AA' و BB'



شکل ۱۲. تغییرات مولفه حرکتی از ساعتگرد (گسل های شمالی-جنوبی) به پادساعتگرد (گسل های شرقی-غربی) در گسل های شرقی ایران. (Walker and Katib, 2006)

نتیجه گیری

مربوط به بازه زمانی پالئوسن-ائوسن و آزیموت ۱۷ درجه مربوط به بازه زمانی الیگوسن-میوسن می باشد.

- چرخشی در بیضوی استرین طی بازه زمانی پالئوسن تا میوسن دیده می شود که نشان می دهد همزمان با چرخش میدان تنش، کل منطقه نیز به صورت

پس از انجام مطالعات کتابخانه ای، صحرایی و پردازش داده ها، نتایج زیر حاصل شد:

- پس از انجام مطالعات صحرایی و تحلیل ساختارهای موجود در این منطقه دو جهت تنش با آزیموت های ۶۳ و ۱۷ درجه بدست آمد که آزیموت ۶۳ درجه

خطیب م.م.، ۱۳۷۷. هندسه پایانه گسل‌های امتدادلغز بانگاهی ویژه به گسل‌های خاور ایران. رساله دکتری. گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی.

شرکت ملی نفت ایران. ۱۳۳۸. نقشه زمین‌شناسی بیرجند. ۱:۲۵۰۰۰۰

نبوی، ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران. ۱۰۹ صفحه.

Allmendinger Richard W. (2023). Availableonline: <https://www.rickallmendinger.net/Dept. of Earth & Atmospheric Sciences 3128 Snee Hall Cornell University Ithaca, NY 14853-1504 USA>.

Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.F. and Carretier, S., 1999. Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance. *Tectonics*, 18(3), pp.394-411.

Bayasgalan, A., J. Jackson, J.-F. Ritz, and S. Carretier (1999b), 'Forebergs', flower structures, and the development of large intracontinental strike-slip faults: The Gurvan Bogd fault system in Mongolia, *J. Struct. Geol.*, 21, 1285 – 1302.

Berberian, M. & King, G. C. P., 1981, "Towards paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. Jour. Earth Sci.*, V. 18, No.2, P210-265.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A., & Ermikov, V. (1995). Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I. *Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution of tectonophysics* 252(1-4), 61-101.

Fleuty, M.J., 1964. The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association*, 75(4), pp.461-492.

پادساعتگرد چرخش نموده است.

- تغییر میدان تنش به صورت محلی از راستگرد به چپگرد در این ناحیه دیده می‌شود که می‌تواند در اثر پاسخ متقابل حرکت رو به شمال بلوک لوت و برخورد با گسل درونه ایجاد شده باشد یا در پاسخ به حرکت گسل‌های موازی شرق ایران که دارای حرکت امتدادلغز با مولفه راستگرد می‌باشند، ایجاد شده باشد.
- انتهایی‌ترین بخش گسل‌های راستگرد می‌توانند دارای مولفه حرکتی متفاوت و غیرهمسو با حرکت گسل اصلی باشند که به خاطر ادامه یافتن آخرین رژیم تنش امتدادلغز توام با فشارش ایجاد می‌شود.
- در فرایند دگرشکلی پیشرونده‌ی شکل‌پذیر - شکننده گسل‌ها و چین‌ها عمدتاً در راستای عمود بر جهت تنش اصلی تشکیل شده‌اند.

منابع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی، ایران وزارت صنایع و معادن سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ صفحه.

اشتوکلین، ی.، انتظام، ع.، مترجم. افتخارنژاد، ج. مترجم.، ۱۳۵۲، بررسی مقدماتی زمین‌شناسی در لوت مرکزی شرق ایران سازمان زمین‌شناسی کشور. ۳۰۷ صفحه.

اوهانیان، ت.، طاووسی، ش. ۱۹۷۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بیرجند سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

برزگر، ف.، ۱۳۵۷، تفسیر شکستگی‌های پوسته در ایران به کمک تصاویر ماهواره ای پایان‌نامه تحصیلی کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی دانشگاه تهران.

جوانمرد، ف. خطیب، م.م. احمدی زاده، س. ۱۳۸۷. تحلیل خطر زمین‌لرزه گسلش فعال و برهم کنش گسل نوزاد و گسل پرننگ در شرق بیرجند با استفاده از GIS. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه بیرجند. دانشکده علوم. گروه زمین‌شناسی.

- Freund, R., 1970, Rotation of strike slip faults in Sistan, southeast Iran: *Journal of structural geology*. V. 78, P. 188- 200.
- Mancktelow, N. S. (1981). A least-squares method for determining the best-fit point maximum, great circle, and small circle to nondirectional orientation data. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 13, 507-521.
- Nazari, H., Salamat, 1999, Geological map 1:100000 Sarbisheh, Geological and Mineral Exploration Organization of the country.
- Ramsay, J. G. (1964). The uses and limitations of beta-diagrams and pi-diagrams in the geometrical analysis of folds. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 120(1-4), 435-452.
- Ramsay J.G., Huber M.I. 1987 .The Techniques of modern structural geology. Academic Press Limited, Vol. 2 (fold and fracture), 391p.
- Salvini, F., Billi, A., & Wise, D. U. (1999). Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata Fault Zone, Southern Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1731-1749.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin*, 52(7), pp.1229-1258.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geological Society America Bulletin*, V.94, p. 134-150.
- Walker, R.T. and Khatib, M.M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran. *Tectonics*, 25(4).



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۸

doi 10.22077/jt.2025.8824.1198

مقاله پژوهشی

کاربرد مدل سازی فرکتالی و سه بُعدی در اکتشاف مواد معدنی؛ مطالعه موردی گله چاه، شرق ایران

هادی علی نیا^{۱*}، محمدمهدی خطیب^۲، محمدحسین زرین کوب^۳، مجید کوهستانیان^۴

۱- دکتری تکنونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران؛ مدیر گروه معدنی، شرکت اطلس افروز شرق، مشهد، ایران

۲- استاد تکنونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- استاد تکنونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۴- کارشناس ارشد پترولوژی، گروه اکتشاف معدنی، شرکت اطلس افروز شرق، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۱/۰۶
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۲۲

چکیده:

محدوده مورد مطالعه در حدود ۱۳۵ کیلومتری شمال باختری بیرجند و ۴۷ کیلومتری جنوب باختری سرایان، در استان خراسان جنوبی واقع شده است. به منظور اکتشاف مواد معدنی و تعیین حجم فضاهای خالی، از مدل سازی فرکتالی و مدل سازی سه بُعدی استفاده شد. در مدل سازی فرکتالی، محدوده مورد مطالعه در یک شبکه ۱۶ سلولی قرار داده شد و بعد از برداشت عناصر ساختاری، با استفاده از روش شمارش جعبه ای، بُعد فرکتالی تعیین شد. این مدل سازی حاکی از آن است که بیشترین بُعد فرکتالی با مقدار $1/7313$ در قسمت باختری منطقه قرار دارد؛ این وضعیت احتمالاً نشان از توده های نفوذی در اعماق دارد. با توجه به نتایج حاصل از بررسی اولین مرحله تنش در زمان ژوراسیک در راستای شمال خاوری- جنوب باختری، مدل سازی سه بُعدی گسل ها و رگه های معدنی تا عمق ۳۰۰ متر انجام شد و حجم فضاهای باز حاصل از شکستگی ها و حجم فضاهای باز پُر شده با محلول های کانه دار به دست آمد. نتایج این مدل سازی نشان می دهد که حجم فضاهای باز پُر شده با محلول کانه دار تا عمق ۳۰۰ متر برابر با ۱۹۴,۹۵۱ متر مکعب است؛ به بیان دیگر ۰/۱۱ درصد از کل فضاهای باز، با محلول های کانه دار پُر شده است. به این ترتیب با در نظر گرفتن وزن مخصوص سنگ های میزبان (۳/۲۵ گرم بر سانتی متر مکعب)، ذخیره ای برابر با حدود ۶۰۰ هزار تن به دست می آید که با ذخیره تعیین شده از روش های اکتشافی دیگر (حدود ۵۱۳,۷۷۰ تن)، تطابق خوبی دارد. لذا این روش می تواند به عنوان ابزاری کم هزینه برای اکتشاف و تعیین ذخیره احتمالی مواد معدنی استفاده شود.

کلید واژه ها: مدل سازی فرکتالی، مدل سازی سه بُعدی، فضاهای باز، گله چاه، خاور ایران.

* ایمیل: alinia.hadi.62@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۱۵۹۱۶۶۶۱۲

Application of fractal and 3D modeling in mineral exploration; a case study of Galle Chah, East of Iran

Hadi Alinia^{*1}, Mohammad Mahdi Khatib², Mohammad Hossein Zarrinkoub³, Majid Kouhestanian⁴

1- PhD., Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran; Head of Mining Department, Atlas Afrooz Shargh Company, Mashhad, Iran

2- Professor of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

3- Professor of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

4- MSc in Petrology, Senior Expert in Mineral Exploration, Atlas Afrooz Shargh Company, Mashhad, Iran

Abstract

The study area is located about 135 km northwest of Birjand and 47 km southwest of Sarayan, in South Khorasan Province. In order to explore mineral deposits and to determine the volume of open spaces and the volume of open spaces filled with mineralizing solutions, fractal modeling and 3D modeling were used. In fractal modeling, the study area was placed in a 16-cell grid and after mapping the structural elements, the fractal dimension was determined using the box counting method. This modeling indicates that the highest fractal dimension with a value of 1.7313 is located in the western part and then with a value of 1.686 in the southern part of the region; this situation probably indicates the presence of intrusive bodies at depth. According to the results of the first stage of stress investigation in the Jurassic period in the northeast-southwest direction, 3D modeling of the faults and mineral veins was carried out up to a depth of 300 meters, and the volume of open spaces resulting from fractures and the volume of open spaces filled with mineralizing solutions were obtained. The results of this modeling show that the volume of open spaces filled with mineralizing solutions up to a depth of 300 meters is 194,951 cubic meters; in other words, 0.11 percent of the total open spaces are filled with mineralizing solutions. Considering the specific gravity of the host rocks and the volume of open spaces filled with mineralizing solutions, a reserve of about 600 thousand tons is obtained, which is in good agreement with the reserve determined from other exploration methods (about 513,770 tons). Therefore, this method can be used as a low-cost tool for exploring and determining potential mineral reserves.

Key words: fractal modeling, 3D modeling, open spaces, Galle Chah, eastern Iran.

*Email: alinia.hadi.62@gmail.com

Tel: +989159166612

مقدمه

درون‌یابی به کار گرفته می‌شود. برای مثال، می‌توان الگوریتم‌های IDW و کریجینگ معمولی (OK) را به کار برد (Daya, 2012).

در این پژوهش، از روش‌های مدل‌سازی فرکتالی و سه‌بعدی برای بررسی الگوی گسترش کانی‌سازی تا عمق ۳۰۰ متری استفاده شده است. این عمق بر اساس مطالعات ژئوفیزیکی (شامل داده‌های مغناطیس‌سنجی و گرانی‌سنجی) انجام شده توسط Karimpour و همکاران (۲۰۱۱) که نشان می‌دهد ساختارهای پهنه‌های بُرشی در پهنه لوت تا اعماق بیش از ۳۰۰ متر تداوم دارند انتخاب شده است. این یافته‌ها مؤید آن است که عمق ۳۰۰ متری برای مطالعه الگوهای کانی‌سازی در منطقه، عمقی مناسب و قابل اعتماد است.

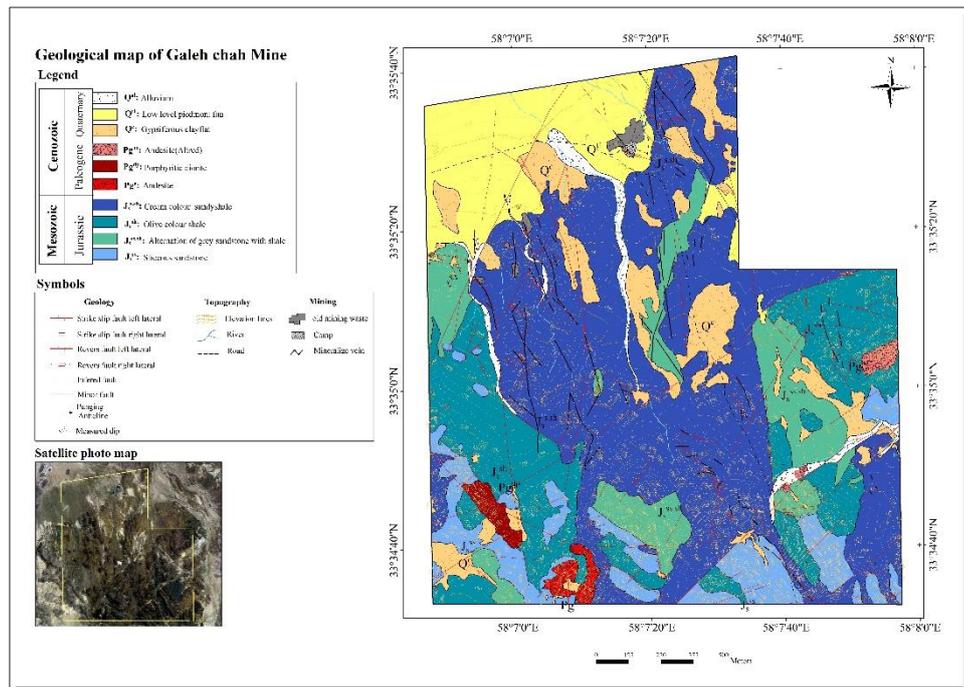
موقعیت و زمین‌شناسی محدوده

محدوده معدنی گله چاه در فاصله ۱۳۵ کیلومتری شمال غرب بیرجند و ۴۷ کیلومتری جنوب غرب سرایان در استان خراسان جنوبی واقع شده است. این منطقه بین عرض‌های جغرافیایی ۳۰' ۳۳° تا ۳۴° شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۸° تا ۳۰' ۵۸° شرقی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی آیسک (نادری میغان و اکرمی، ۱۳۷۹) قرار دارد (شکل ۱). از دیدگاه زمین‌ساختی، این محدوده بخشی از پهنه لوت محسوب می‌شود که در مجاورت گسل نایبند واقع شده است (Alavi, 1991). مرزهای این پهنه شامل گسل درونه در شمال، پهنه زمین‌درز سیستان و گسل نهبندان در شرق، گسل نایبند در غرب و کمپلکس آتشفشانی بزمان و فرونشست جازموریان در جنوب است (Karimpour et al., 2011). دو سیستم گسلی اصلی منطقه شامل گسل‌های امتدادلغز راستگرد نهبندان (در شرق) و نایبند (در غرب) به همراه شاخه‌های فرعی آنها، ساختارهای تکتونیکی مهم منطقه را تشکیل می‌دهند که به صورت پهنه‌های بُرشی متعدد در منطقه ظاهر شده‌اند (خطیب و همکاران، ۱۳۹۸). محدوده معدنی گله چاه نیز به عنوان یک پهنه بُرشی کوچک شناخته می‌شود که کانی‌سازی در امتداد برخی از شکستگی‌های آن قابل مشاهده است (شکل ۲).

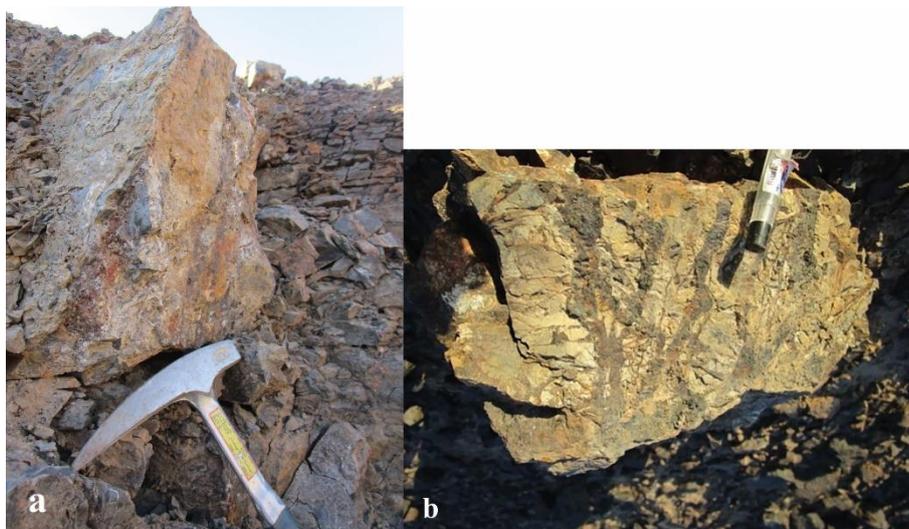
اکتشافات معدنی در سال‌های اخیر منجر به شناسایی ذخایر معدنی ارزشمندی در ایران شده است؛ اما روش‌های سنتی اکتشاف و ارزیابی ذخایر، معمولاً زمان‌بر و پرهزینه هستند. از این رو، توسعه روش‌های نوین برای اکتشاف عمیق‌تر ذخایر معدنی از اهمیت بالایی برخوردار است. مطالعات نظری و عددی نشان می‌دهد که سیستم‌های کانه‌زایی از پیچیدگی‌های زیادی برخوردارند (Liu et al., 2016). همچنین مطالعات مختلف نشان می‌دهد ساختارهای زمین‌شناسی، به‌ویژه گسل‌ها و پهنه‌های بُرشی، نقش کلیدی در کنترل کانی‌سازی هیدروترمال دارند (انصاری جعفری و همکاران، ۱۳۹۴؛ غلام زاده و همکاران، Sun؛ Wilson et al, 2016؛ Mohebi et al, 2015؛ ۱۳۹۴؛ et al, 2018؛ Chauvet, 2019؛ Blenkinsop et al, 2020).

این پهنه‌ها به‌عنوان مسیرهای اصلی انتقال سیالات هیدروترمال عمل کرده و با ایجاد فضاهای مناسب (مانند شکستگی‌های ثانویه و مناطق بُرشی)، شرایط مطلوبی برای تمرکز و ته‌نشست مواد معدنی فراهم می‌کنند. پژوهشگران با استفاده از تحلیل‌های ساختاری و مدل‌سازی ژئومتری، ارتباط مستقیمی بین هندسه پهنه‌های بُرشی و الگوی توزیع کانی‌سازی تا اعماق متوسط (حدود ۳۰۰ متر) شناسایی کرده و بر اهمیت پهنه‌های بُرشی به‌عنوان شاخص‌های اکتشافی در مناطق مشابه تأکید دارند (Fabricio et al., 2018). با توجه به اینکه، انجام عملیات اکتشافی و برآورد ذخایر معدنی بر اساس مطالعات صحرایی، هزینه‌های قابل توجهی را تحمیل می‌کند، به‌کارگیری روش‌های نرم‌افزاری برای تسریع فرآیند اکتشاف و کاهش هزینه‌ها ضروری است.

از جمله این روش‌ها می‌توان به مدل‌سازی دوبعدی و سه‌بعدی در مطالعات زمین‌شناسی، اکتشاف و ارزیابی کمی منابع معدنی اشاره کرد (عبداللهی شریف و همکاران، ۱۳۸۹؛ Liu et al. 2023; Meng et al. 2022; Mao et al. 2020; Li et al. 2015; Wang et al. 2012; Zanchi et al. 2007; Kemp, 2007). برای ساخت مدل زمین‌شناسی سه‌بعدی، از داده‌هایی مانند نقشه‌های زمین‌شناسی، گمانه‌ها و ترانسه‌ها استفاده می‌شود. در ساخت مدل سه‌بعدی برای توده معدنی، غالباً



شکل ۱. نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ (اقتباس از خطیب، ۱۳۹۹ با اندکی تغییرات).



شکل ۲. کانی‌سازی سرب و روی در محدوده معدنی گله چاه.

ارتباط با آنها تشکیل شده است (علی نیا و همکاران، ۱۴۰۱).

واحدهای سنگی منطقه به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند. ۱) سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک شامل تناوبی از شیل، سیلتستون، مارن و ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مشخص مربوط به دوره ژوراسیک. ۲) سنگ‌های آذرین ترشیری شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های کالکوالکالن مانند کوارتز لایت پورفیری، داسیت و ریوداسیت پورفیری، هورنبلند- بیوتیت

پهنه‌های بُرشی به دلیل ماهیت ضعیف ساختاری خود، نقش مهمی در هدایت سیالات کانه‌دار و تشکیل ذخایر معدنی ایفا می‌کنند (علی نیا و همکاران، ۱۴۰۲؛ علی نیا و همکاران، ۱۴۰۱؛ Kavyani-Sadr et al., 2022; Cheng et al., 2019; Fabricio et al., 2018; Aliyari et al., 2007). مطالعات انجام شده حاکی از آن است که این پهنه‌ها در منطقه بین گسل‌های نهپندان و نایبند به صورت ساختارهای متنوعی از جمله شکستگی‌های ریدل ظاهر شده‌اند و کانی‌سازی‌های متعددی در

(به طول ۸/۷ و عرض ۶/۷ کیلومتر)، با ایجاد فضاهای خالی، شرایط را برای نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق و آتشفشانی فراهم کرده است. این فرآیند منجر به تشکیل پهنه فرعی گله‌چاه (F2) با راستای شمال غرب-جنوب شرق (به طول ۷ و عرض ۱/۸ کیلومتر) شده است که با پهنه اصلی زاویه ۴۵ درجه می‌سازد (شکل ۳). این ساختارها از طریق ایجاد شکستگی‌ها و چرخش بلوک‌های گسلی، فضاهای مناسبی برای تمرکز کانی‌سازی ایجاد کرده‌اند.

بررسی‌های انجام شده، وجود سه سیستم گسلی متمایز را در منطقه محرز کرده است (شکل ۴). (۱) گسل‌های شمالی-جنوبی با مکانیسم امتدادلغز راست‌بر و کانی‌سازی محدود. (۲) گسل‌های شمال غرب-جنوب شرق با مکانیسم امتدادلغز راست‌بر و مؤلفه معکوس که میزبان اصلی کانی‌سازی سرب و روی هستند. (۳) گسل‌های شمال شرق-جنوب غرب با مکانیسم امتدادلغز چپ‌بر و فاقد کانی‌سازی قابل توجه.

الگوی توزیع رگه‌های معدنی به‌وضوح نشان‌دهنده کنترل ساختاری است، به طوری که در بخش شرقی با شیب متوسط ۵۱ درجه و در بخش غربی با شیب ۶۵ درجه (هر دو به سمت شمال شرق) قرار گرفته‌اند. این روابط ساختاری-معدنی اهمیت پهنه‌های گسلی را در هدایت سیالات کانه‌دار نشان می‌دهد.

تکامل ساختاری منطقه در دو مرحله رخ داده است (علی‌نیا و همکاران، ۱۴۰۱) (شکل ۵). مرحله اول مربوط به تنش در زمان ژوراسیک با جهت شمال شرق-جنوب غرب است. در این مرحله، محورهای اصلی تنش به ترتیب $\sigma_1 = 215/03$ ، $\sigma_2 = 116/73$ و $\sigma_3 = 306/17$ بوده که منجر به ایجاد پهنه بُرشی راستگرد شمالی-جنوبی (F1) و شکستگی‌های همراه آن شده است. ضریب بُرشی این پهنه نسبت به محور σ_1 ، $0/26$ اندازه‌گیری شده است. همچنین، این تنش باعث تشکیل چین خوردگی‌هایی با راستای محوری شمال غربی-جنوب شرقی شده است.

مرحله دوم مربوط به تنش در زمان پالئوژن با جهت شمال غربی-جنوب شرقی است. در این مرحله، محورهای اصلی تنش به ترتیب $\sigma_1 = 156/15617$ ، $\sigma_2 = 10/70$ و $\sigma_3 = 249/11$ بوده که موجب ایجاد پهنه بُرشی راستگرد گله‌چاه (F2) با راستای شمال غربی-

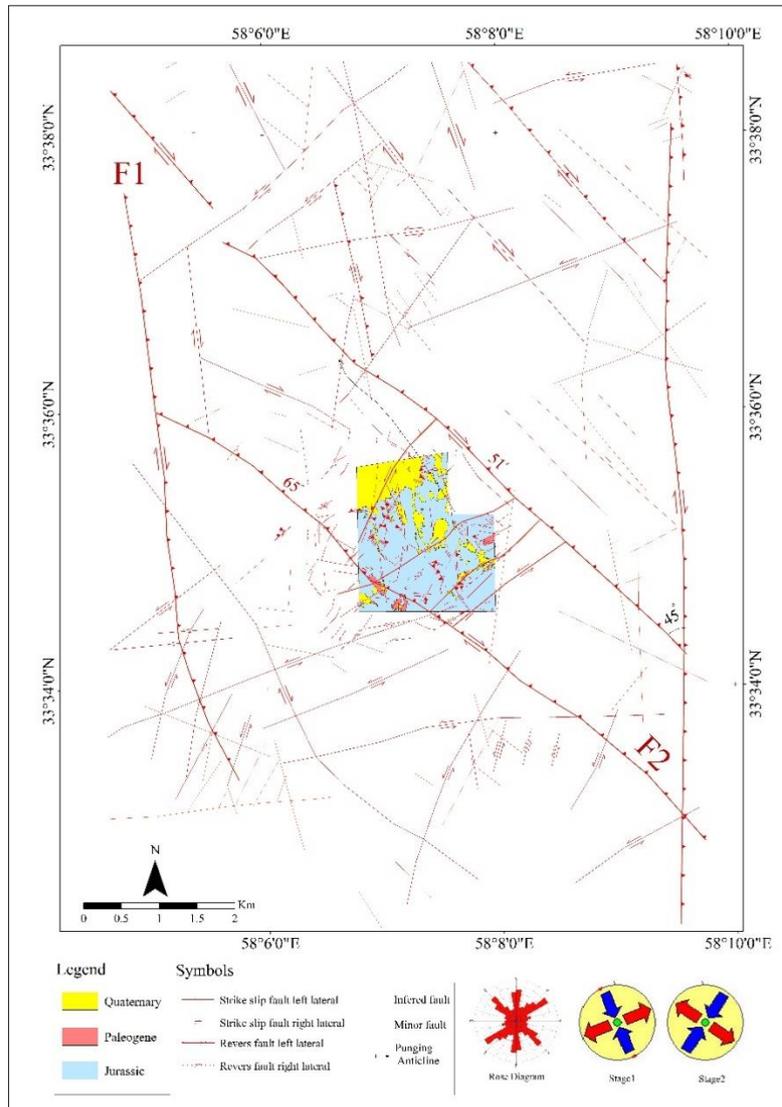
آندزیت و میکرودیوریت که به درون واحدهای رسوبی ژوراسیک نفوذ کرده‌اند (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۰).

روش مطالعه

در مطالعات نوین زمین‌شناسی، بررسی‌های آماری شکستگی‌ها با تلفیق برداشت‌های صحرایی و پردازش داده‌های سنجش از دور انجام می‌شود تا ضمن صرفه‌جویی در زمان و هزینه، دقت تحلیل‌ها افزایش یابد (علی‌نیا و همکاران، ۱۴۰۲؛ علی‌نیا و همکاران، ۱۴۰۱؛ غلامزاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ Ahmadi et al., 2021). منطقه گله‌چاه به دلیل ویژگی‌های منحصربفرد از جمله ساختار گسلی واضح در تصاویر ماهواره‌ای، پوشش آبرفتی محدود و پتانسیل معدنی بالا برای این مطالعه انتخاب شد. در این پژوهش، ابتدا داده‌های ماهواره‌ای لندست ۸ (با تفکیک ۱۵ متر) و آستر مورد پردازش و تفسیر قرار گرفت (علی‌نیا و همکاران، ۱۴۰۱). سپس منطقه به شبکه‌ای ۱۶ سلولی (هر سلول $0/25$ کیلومتر مربع) تقسیم‌بندی شد تا تحلیل ساختاری دقیق‌تری انجام پذیرد. با توجه به تأثیر فرآیندهای تکتونیک و دگرسانی در منطقه، سازوکار حرکتی گسل‌ها با استفاده از شواهد صحرایی (آثار لغزش و جابجایی واحدها) تعیین گردید. پس از پایان مطالعات صحرایی، نقشه ساختاری گسل‌ها همراه با رخنمون رگه‌های معدنی منطقه تهیه شد و دیاگرام گل سرخی شکستگی‌ها و رگه‌های کانی‌سازی ترسیم گردید. سپس با استفاده از نرم‌افزار Win-Tensor، راستای تنش اصلی (۱۵) برای هر شبکه ساختاری محاسبه و سازوکار کانونی حاصل از کینماتیک گسل‌ها در هر ایستگاه برداشت، بر روی نقشه ساختاری ترسیم شد. این تحلیل‌ها منجر به بازسازی الگوی تنش دیرین منطقه گردید و امکان بررسی روندهای ساختاری مؤثر در کانی‌سازی را فراهم آورد. در نهایت با کمک نرم‌افزارهای Move2016.1 و Geosoft، مدل‌سازی سه بُعدی تا عمق ۳۰۰ متری انجام شد.

بحث و بررسی

مطالعات ساختاری در منطقه معدنی گله‌چاه نشان‌دهنده تأثیر دو سیستم اصلی گسلش با راستاهای N02 و N330 است. پهنه بُرشی اصلی (F1) با راستای شمالی-جنوبی



شکل ۳. نقشه ساختاری محدوده گله چاه که وجود دو پهنه بُرشی راستگرد را نشان می‌دهد.

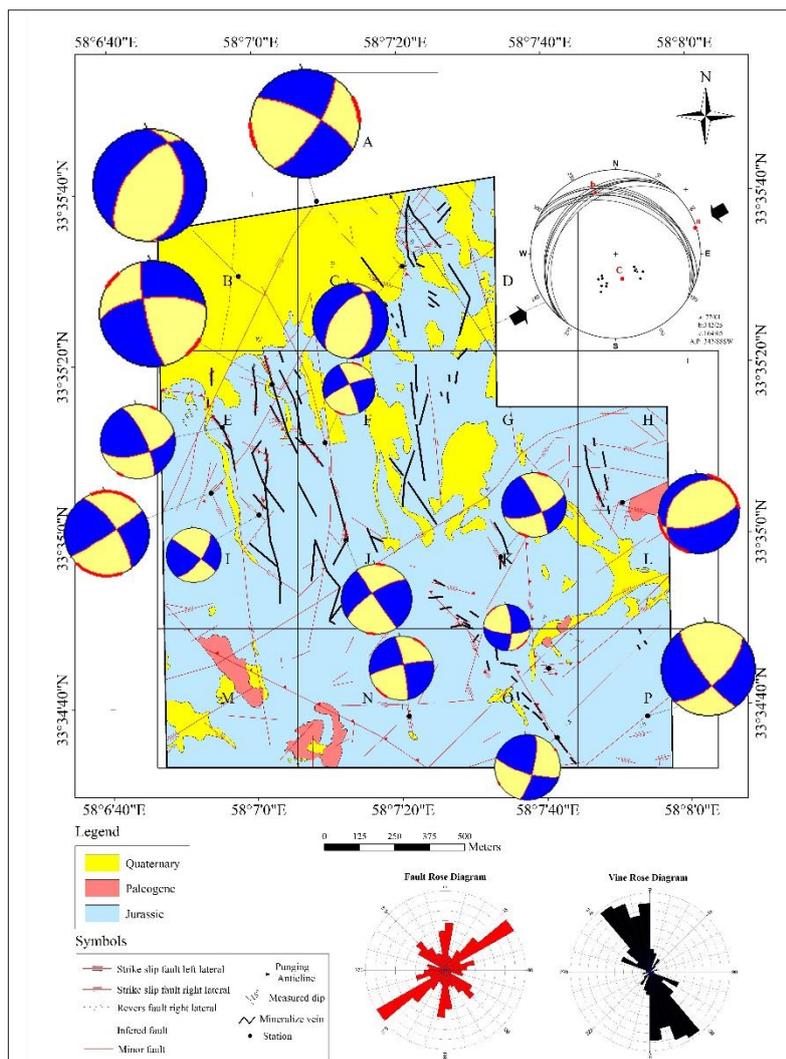
گسل‌ها از طریق محاسبه پارامترهای طول گسل‌ها (a)، تعداد تقاطع‌ها (b) و تعداد گسل‌ها (c) در هر سلول و اعمال رابطه $pf=(a/A)+(b/B)+(c/C)$ تعیین شد (شکل ۶). نتایج این روش نشان داد مناطق دارای تنش بیشینه، از تراکم گسلی و کرنش حجمی بیشتری برخوردارند. تحلیل همپوشانی داده‌ها نشان‌دهنده تمرکز قابل توجه کانی‌سازی در بخش‌های شمال غربی منطقه، به ویژه در محل تلاقی گسل‌های دارای روند شمال غربی- جنوب شرقی است. سلول‌های O، C، E، L به عنوان مناطقی با بیشترین تراکم شکستگی‌ها شناسایی شدند که احتمالاً با توده‌های نیمه‌نفوذی (میکرودیوریت و داسیت- ریوداسیت) در ارتباط هستند.

در گام بعدی، از روش «شمارش جعبه‌ای» برای مدل‌سازی فرکتالی شکستگی‌ها استفاده شد (شکل

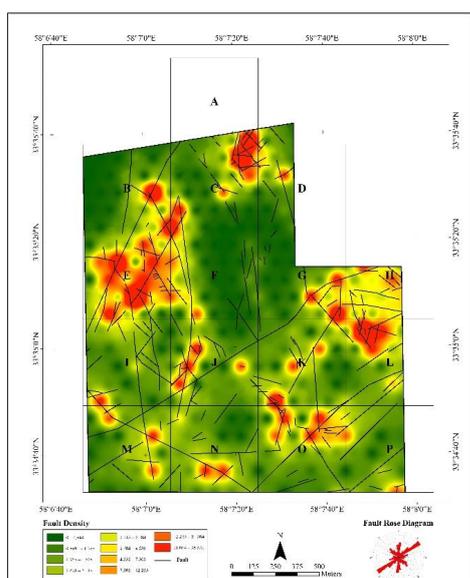
جنوب شرقی و شکستگی‌های همراه آن شده است. ضریب بُرشی این پهنه نسبت به محور ۱۵، ۱۹/۰ اندازه‌گیری شده است.

مدل‌سازی دو بعدی رگه‌های معدنی

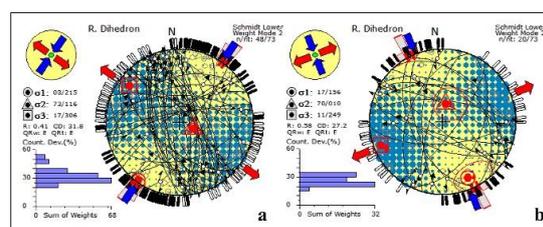
با توجه به هزینه‌های بالای عملیات اکتشافی، محققین مختلف تلاش کرده‌اند تا روش‌هایی کم هزینه‌تر و آسان‌تر برای اکتشاف مواد معدنی ابداع کنند. مدل‌سازی فرکتالی (دو بعدی) و مدل‌سازی سه بعدی نمونه‌هایی از این روش‌ها به شمار می‌روند. مطالعه حاضر با تلفیق روش‌های تحلیل گسل‌ها و مدل‌سازی فرکتالی، به بررسی ارتباط بین ساختارهای زمین‌شناسی و کانی‌سازی در منطقه پرداخته است. در مرحله اول، با استفاده از روش هاردکستل در نرم‌افزار ArcGIS، تراکم



شکل ۴. نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت رگه‌ها و سیکلوگراف آن‌ها در ایستگاه‌های برداشت شده. نمودار گل سرخی قرمز مربوط به گسل‌ها و نمودار گل سرخی سیاه مربوط به رگه‌های کانی‌سازی در منطقه است.



شکل ۶. نقشه همپوشانی تراکم گسل‌ها در شبکه ۱۶ سلولی ایجاد شده در محدوده گله چاه.

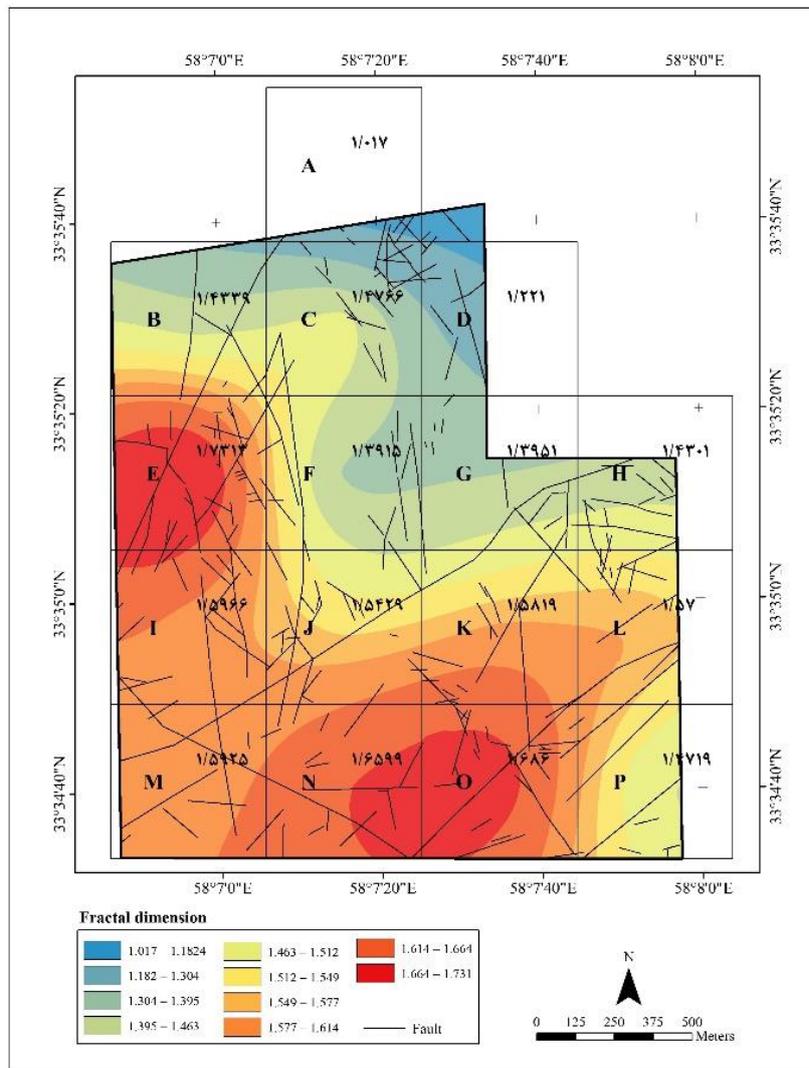


شکل ۵. موقعیت محورهای تنش در محدوده گله چاه در اواخر ژوراسیک (a) و پالئوژن (b).

۷. در این روش ابتدا منطقه مورد مطالعه با شبکه‌ای از مربع‌ها با ابعاد مختلف (r) پوشانده شد و تعداد مربع‌های حاوی گسل ($N(r)$) شمارش گردید. با کاهش تدریجی ابعاد مربع‌ها و تکرار فرآیند شمارش، رابطه لگاریتمی بین $\log(N(r))$ و $\log(r)$ برقرار شد که شیب خط رگرسیون حاصل، نشان دهنده بُعد فرکتالی است. نتایج حاصل از این بررسی، حاکی

احتمالاً نشان دهنده وجود توده های نفوذی در عمق می باشد. این یافته ها با این واقعیت که مقادیر بالای بُعد فرکتالی نشانگر بلوغ زمین ساختی کمتر و پویایی ساختاری بیشتر هستند، کاملاً سازگار است و می تواند راهنمای مناسبی برای اکتشافات معدنی در منطقه باشد.

از آن است که مناطق دارای بُعد فرکتالی بالا، روند شمال غربی - جنوب شرقی دارند که با الگوی تراکم رگه های کانی سازی در منطقه، به ویژه در سلول های E و O، همخوانی کامل دارد. نکته جالب توجه، مشاهده بیشترین مقدار بُعد فرکتالی در بخش غربی منطقه است که علیرغم نبود رخنمون توده های نفوذی در سطح،

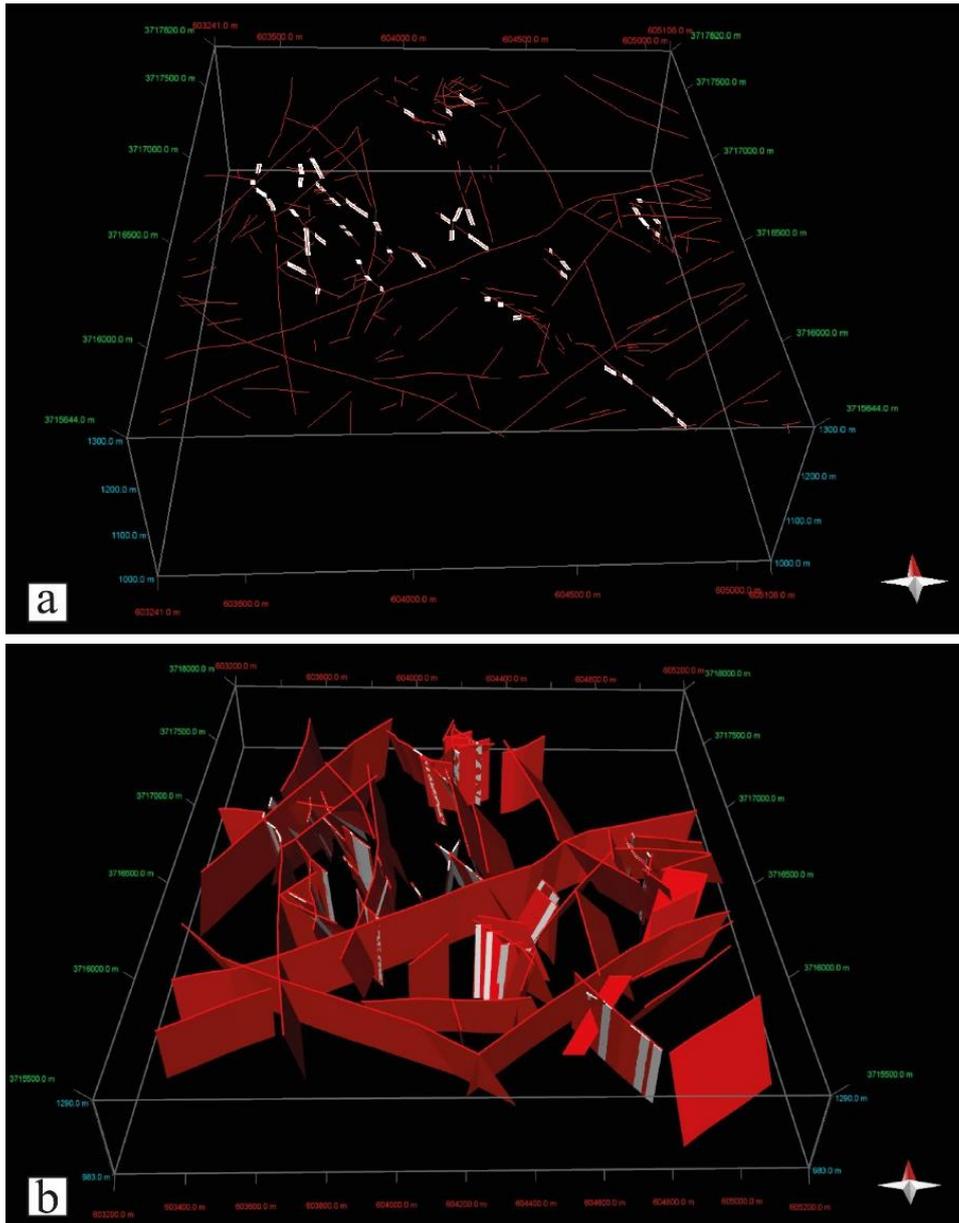


شکل ۷. نقشه فرکتال شکستگی های محدوده معدنی گله چاه.

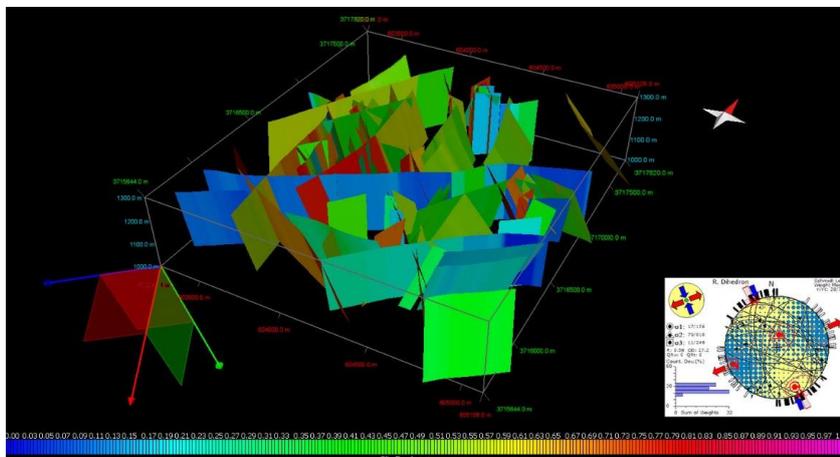
باشد، احتمال فعالیت گسل و تشکیل فضاها خالی بیشتر است (شکل ۹).

مدل سازی سه بُعدی گسل ها و رگه های کانی سازی

براساس برداشت های ساختاری در محدوده معدنی گله چاه، با استفاده از نرم افزارهای Move 2016.1 و Geosoft، مدل سازی گسل ها و رگه ها تا عمق ۳۰۰ متر انجام شد (شکل ۸). با اعمال کردن تنش های اصلی منطقه، مناطق مستعد لغزش (Slip Tendency) محاسبه گردید که مقادیر آن بین ۰ تا ۱ متغیر است؛ هرچه این مقدار به ۱ نزدیک تر



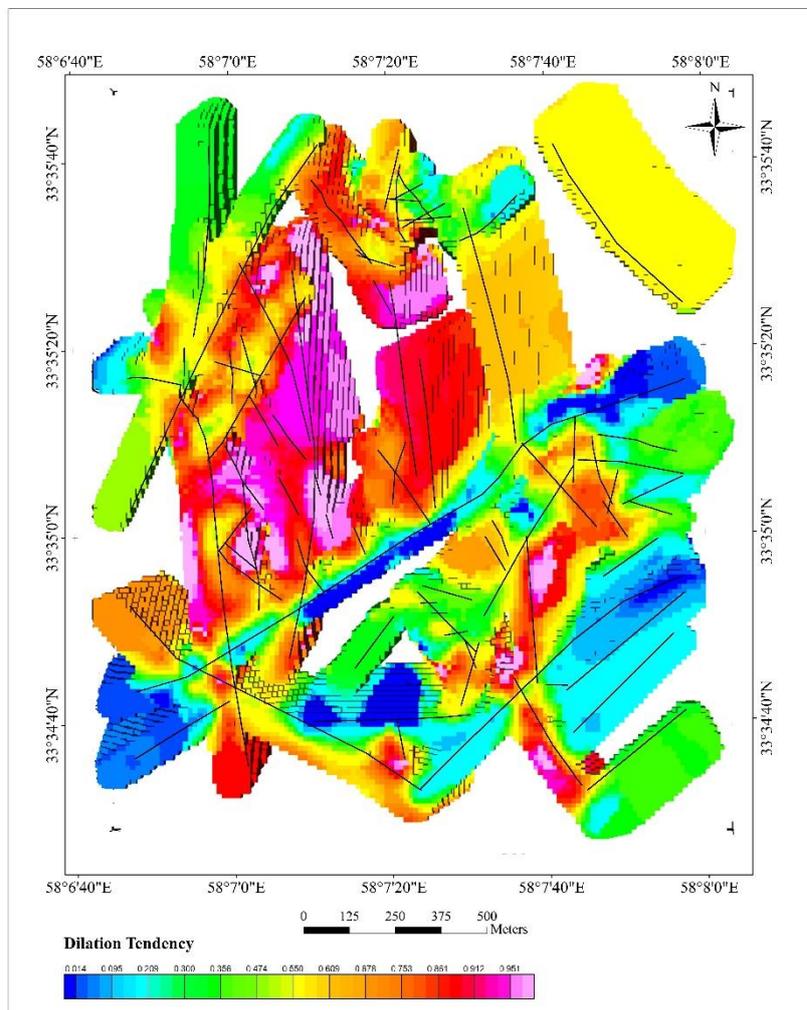
شکل ۸. (a) داده‌های وارد شده در نرم افزار Move، ۸۳ گسل (رنگ قرمز) و ۳۲ رگه (رنگ سفید). (b) مدل‌سازی گسل‌ها و رگه‌ها تا عمق ۳۰۰ متر (گسل‌ها: رنگ قرمز؛ رگه‌ها: رنگ سفید)



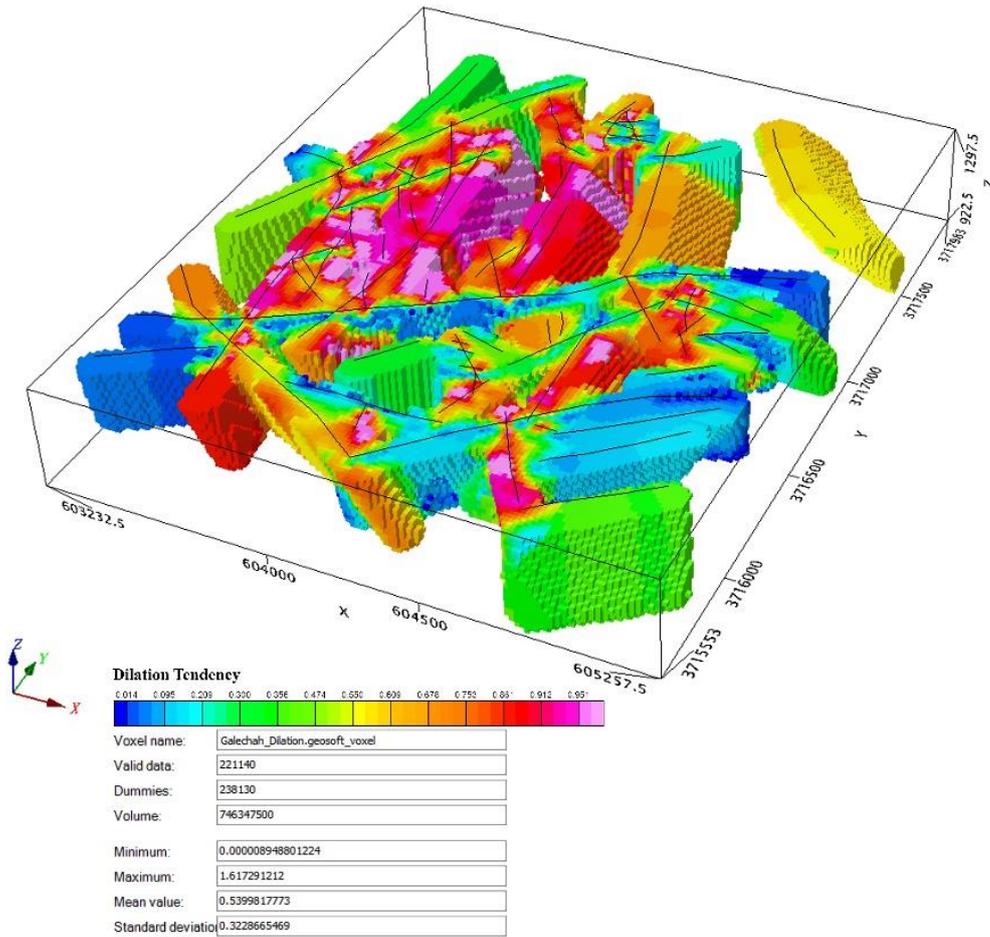
شکل ۹. براساس برداشت‌های ساختاری در محدوده معدنی گله‌چاه، با استفاده از نرم افزارهای Move 2016.1 و Geosoft، مدل‌سازی گسل‌ها و رگه‌ها تا عمق ۳۰۰ متر انجام شد (شکل ۸). با اعمال کردن تنش‌های اصلی منطقه، مناطق مستعد لغزش.

با توجه به وزن مخصوص ماده معدنی (۳/۲۵ گرم بر سانتی متر مکعب) و حجم فضاهای پر شده با محلول کانه‌دار به دست آمده از مدل‌سازی، ذخیره ماده معدنی تا عمق ۳۰۰ متر برابر با ۶۳۳,۵۹۰ تن به دست می‌آید. قابل ذکر است که ذخیره قطعی محاسبه براساس سایر روش‌های اکتشافی، عدد ۵۱۳,۷۷۰ تن را داده است (خطیب، ۱۳۹۹) که تطابق خوبی را نشان می‌دهد. به هر حال، جهت تأیید بیشتر نتایج این مدل‌سازی، لازم است که نتایج حاصل از روش‌های مختلف اکتشاف مورد بررسی قرار گیرند.

در ادامه، ۱۹۹۶۳ نقطه از سطوح گسلی در نرم افزار Oasis montaj وارد و تحلیل شد و نقشه پهنه بندی مناطق مستعد بازشدگی ترسیم گردید (شکل ۱۰). نتایج این مدل‌سازی نشان داد حجم کل فضاهای باز شده ۷۴۶,۳۴۷,۵۰۰ متر مکعب با میانگین (X) ۰/۵۴ و انحراف معیار (S) ۰/۳۲ است (شکل ۱۱). با تعیین آستانه X+S به عنوان حد زمینه، حجم فضاهای باز ممکن ۱۷۴,۸۱۸,۲۵۰ متر مکعب و حجم پر شده با محلول کانه دار ۱۹۴,۹۵۱ متر مکعب (معادل با ۰/۱۱ درصد از کل فضاها) برآورد شد (جدول ۱؛ شکل ۱۲). بنابراین



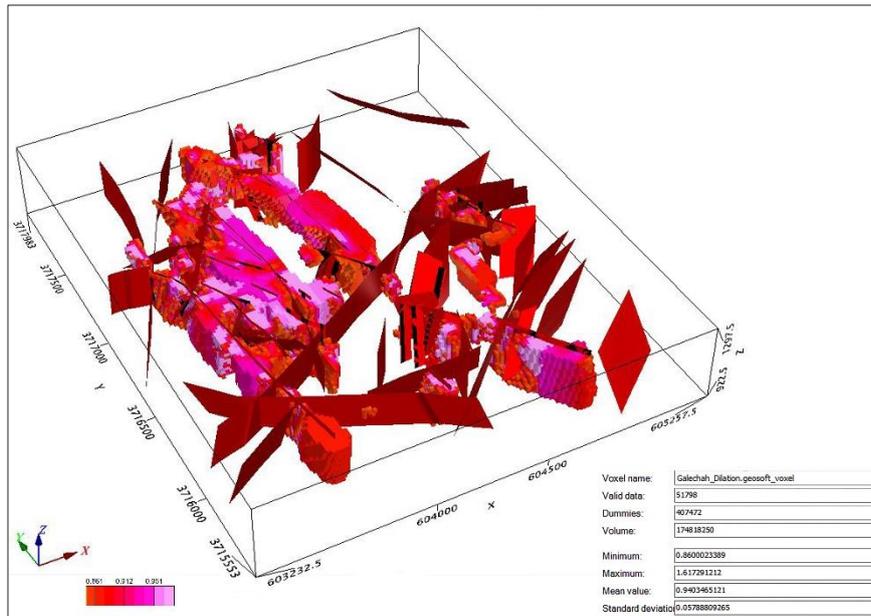
شکل ۱۰. پهنه بندی فضاهای باز شده در محدوده گله چاه به همراه موقعیت رگه‌ها (سیاه رنگ).



شکل ۱۱. نقشه سه بعدی پهنه‌بندی فضاهای باز شده گسل‌ها در محدوده گله چاه (خطوط سیاه رنگ بیانگر گسل است).

جدول ۱. نتایج حاصل از مدل‌سازی سه بعدی تا عمق ۳۰۰ متری.

| مقدار | پارامتر |
|---------------------|---|
| ۱۱۷۱۹۸۲۱۱۸ متر مکعب | حجم کل |
| ۳۱۷۴۸۱۸۲۵۰ متر مکعب | فضاهای باز حاصل از شکستگی‌ها |
| ۱۴/۹۲ درصد | فضاهای باز حاصل از شکستگی‌ها |
| ۱۹۴۹۵۱ متر مکعب | حجم فضاهای باز پر شده با محلول های کانه دار |
| ۰/۱۱ درصد | نسبت فضاهای باز پر شده به کل فضاهای باز |



شکل ۱۲. نقشه سه بعدی پهنه‌بندی فضاهای باز شده گسل‌ها در محدوده گله چاه (خطوط سیاه رنگ بیانگر گسل است).

نتیجه‌گیری

در سالیان اخیر، مدل‌سازی به عنوان روشی کارآمد برای کاهش هزینه‌های اکتشاف مواد معدنی مورد توجه ویژه قرار گرفته است. در مطالعه حاضر، با استفاده از روش‌های فرکتالی و با کمک نرم‌افزارهای تخصصی Oasis Montaj، Move، و Geosoft، الگوی توزیع شکستگی‌ها و رگه‌های معدنی در محدوده گله چاه مورد بررسی قرار گرفت. نتایج مدل‌سازی سه‌بُعدی تا عمق ۳۰۰ متر نشان می‌دهد که ۱۴/۹۲ درصد فضای باز در محدوده مورد مطالعه به وجود آمده است که از این مقدار، حدود ۰/۱۱ درصد توسط محلول‌های کانه‌دار پر شده است. تحلیل‌های فرکتالی حاکی از آن است که بیشترین تراکم کانی‌سازی در بخش غربی محدوده متمرکز شده است. این مدل‌سازی با محاسبه دقیق حجم فضاهای باز و حجم فضاهای باز پُر شده توسط محلول‌های کانه‌ساز، مبنای علمی مناسبی برای برنامه‌ریزی اکتشافی فراهم می‌کند. با در نظر گرفتن وزن مخصوص سنگ‌های میزبان و در نظر گرفتن حجم فضاهای پُر شده با محلول کانه‌دار، می‌توان به برآورد اولیه‌ای از ذخیره معدنی دست یافت. به این ترتیب مقدار ذخیره با این روش برابر با ۶۳۳،۵۹۰ تُن خواهد بود که با مقدار ذخیره قطعی به دست آمده از سایر روش‌های اکتشافی انجام شده (۵۱۳،۷۷۰ تُن) تطابق خوبی دارد. با این حال، باید توجه داشت که تأیید

بیشتر نتایج این مدل‌سازی نیاز به روش‌های اکتشافی کامل‌تری دارد. این رویکرد ترکیبی (مدل‌سازی-میدان) می‌تواند ضمن افزایش دقت برآوردها، موجب صرفه‌جویی در زمان و هزینه‌های اکتشاف شود.

منابع

انصاری جعفری، ش.، رحیمی، ب.، قائمی، ف.، و مظلومی بجستانی، ع.، ۱۳۹۴. مدل ساختاری بر پایه مطالعه شکستگی‌ها در کانسار طلای زرمهر. زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ش ۱۷، ص ۱-۱۰.

خطیب، م.م.، ۱۳۹۹. گزارش نهایی عملیات اکتشاف محدوده پلی متال گله چاه. اداره کل صنعت، معدن و تجارت خراسان جنوبی، ۴۴۴ صفحه.

خطیب، م.ح.، صادقی فرشلاف، پ.، زرین کوب، م.ح.، و غلامی، ا.، ۱۳۹۸. کنترل‌کننده‌های ساختاری در شکل‌گیری معادن رگه‌ای خاور ایران. مجموعه مقالات هشتمین کنفرانس مهندسی معدن ایران، دانشگاه بیرجند.

عبدالهی شریف، ج.، امامعلی پور، ع.، علیپور، ع.، مختاریان اصل، م.، ۱۳۸۹. جایگاه مدل‌سازی سه‌بُعدی ذخایر معدنی در بررسی‌های زمین‌شناسی اقتصادی، تعیین ذخیره و ژنز آنها.



- Orogenic gold mineralization in the Qolqoleh deposit, northwestern Iran. *Resource Geology* 57 (3), 269–282.
- Chauvet, A., 2019. Structural control of ore deposits: the role of pre-existing structures on the formation of mineralized vein systems. *Minerals*, 9, 56.
- Cheng, N., Hou, Q., Shi, M., He, M., Liu, Q., Yan, F. and Liu, H., 2019. New Insight into the Genetic Mechanism of Shear Zone Type Gold Deposits from Muping-Rushan Metallogenic Belt (Jiaodong Peninsula of Eastern China). *Minerals* 9, 775.
- Daya, A.A., 2012. Reserve estimation of central part of Choghart north anomaly iron ore deposit through ordinary kriging method. *International Journal of Mining Science and Technology* 22, 573-577.
- Fabricio-Silva, W., Rosière, C.A. and Bühn, B., 2018. The shear zone-related gold mineralization at the Tourmaline deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: structural evolution and the two stages of mineralization. *Mineralium Deposita* 54, 347-368.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut block. eastern Iran. *Journal of Geopersia* 1 (1), 19– 54.
- Kavyani-Sadr, Kh., Rahimi B., Khatib, M.M. and Kim, Y-S., 2022. Assessment of open spaces related to Riedel-shears dip effect in brittle shear zones. *Journal of Structural Geology*, 154 (8), 347-368.
- Kemp, E.A., 2007. 3D geological modeling supporting mineral exploration. In: W.D. زمین‌شناسی اقتصادی، دوره ۲، شماره ۱ (جلد ۲)، ص ۵۱-۵۹.
- علی‌نیا، ه.، خطیب، م.م. و زرین‌کوب، م.ح.، ۱۴۰۲. بررسی ارتباط هندسه شکستگی‌ها با کانی‌سازی رگه‌ای با استفاده از تحلیل تنش دیرین در پهنه بُرشی گاریجگان، خاور. ایران. زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، دوره ۱۳، شماره ۳، ص ۶۲۴-۶۴۰.
- علی‌نیا، ه.، خطیب، م.م. و زرین‌کوب، م.ح.، ۱۴۰۱. ارتباط کانی‌سازی رگه‌ای با تکامل ساختاری در پهنه بُرشی گله چاه، خاور ایران. فصلنامه زمین‌ساخت، سال ششم، شماره ۲۱، ص ۳۷-۵۲.
- غلام‌زاده، م.، رحیمی، ب.، قائمی، ف.، احمدی روحانی، ر.، ۱۳۹۴. بررسی شکستگی‌های ساختاری منطقه اخلمد (شمال باختری بینالود) با استفاده از پردازش داده‌های ماهواره‌ای و مطالعه الگوهای فراکتالی سیستم‌های شکستگی. زمین‌ساخت، دوره ۱، شماره ۲، ص ۷۷-۹۲.
- مهرابی، ب.، طالع فاضل، ا.، و نخبه‌الفقهایی، ع.، ۱۳۹۰. کانه‌زایی پلی‌متال سرب-روی، مس و آنتیموان نوع انتشاری، رگچه‌ای و رگه‌ای در محدوده معدنی گله‌چاه-شوراب، مجموعه ماگمایی شرق ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، دوره ۳، ص ۶۱-۷۷.
- نادری میغان، ن. و اکرمی، م.ع.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آیسک. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- Ahmadi, H. and Pekkan, E., 2021. Fault-based geological lineaments extraction using remote sensing and GIS- A review. *Geosciences* 11 (5), 183.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and Structural Characteristics of the Paleo-Tethys Remnants in Northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103(8), 983- 992.
- Aliyari, F., Rastad, E. and Zengqian, H., 2007.

- Mohebi, A., Mirnejad, H., Lentz, D., Behzadi, M., Dolati, A., Kani, A., Taghizadeh, H., 2015. Controls on porphyry Cu mineralization around Hanza Mountain, south-east of Iran: An analysis of structural evolution from remote sensing, geophysical, geochemical and geological data. *Ore Geology Reviews* 69, 187-198.
- Sun, T., Xu, Y., Yu, X., Liu, W., Li, R., Hu, Z., Wang, Y., 2018. Structural controls on copper mineralization in the Tongling Ore District, eastern China: Evidence from spatial analysis. *Minerals*, 8, 254.
- Wang, G., Huang, L., 2012. 3D geological modeling for mineral resource assessment of the Tongshan Cu deposit, Heilongjiang Province, China. *Geoscience Frontiers* 3(4), 483- 491.
- Wilson, C.J.L., Osborne, D.J., Robinson, J.A., Miller, J.M., 2016. Structural constraints and localization of gold mineralization in Leather Jacket Lodes, Ballarat, Victoria, Australia. *Economic Geology*, 111, 1073–1098.
- Zanchi, A., Francesca, S., Stefano, Z., Simone, S. and Graziano, G., 2009. 3D reconstruction of complex geological bodies: examples from the Alps. *Computers and Geosciences* 35(1), 49.
- Goodfellow (Editor), Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Special Publication 5, 1051-1061.
- Li, X., Yuan, F., Zhang, M., Jia C., Jowitt, S.M., Ord, A., Zheng, T., Hu, X. and Li, Y., 2015. Three-dimensional mineral prospectivity modeling for targeting of concealed mineralization within the Zhonggu iron orefield, Ningwu Basin, China. *Ore Geology Reviews* 71, 633-654.
- Liu, L., Li, J., Zhou, R. and Sun, T., 2016. 3D modeling of the porphyry-related Dawangding gold deposit in south China: Implications for ore genesis and resources evaluation. *Journal of Geochemical Exploration* 164, 164-185.
- Liu, Zh., Guo, Zh., Wang, J., Wang, R., Shan, W., Zhong, H., Chen, Y., Chen, J., Deng, H. and Mao, X., 2023. Three-Dimensional Mineral Prospectivity Modeling with the Integration of Ore-Forming Computational Simulation in the Xiadian Gold Deposit, Eastern China. *Applied Sciences* 13, 1-24.
- Mao, X., Zhang, W., Liu, Zh., Ren, J., Bayless, R.C. and Deng, H., 2020. 3D Mineral Prospectivity Modeling for the Low-Sulfidation Epithermal Gold Deposit: A Case Study of the Axi Gold Deposit, Western Tianshan, NW China. *Minerals* 10, 233.
- Meng, F., Li, X., Chen, Y., Ye, R. and Yuan, F., 2022. Three-Dimensional Mineral Prospectivity Modeling for Delineation of Deep-Seated Skarn-Type Mineralization in Xuancheng–Magushan Area, China. *Minerals* 12, 1174.



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۸

doi 10.22077/jt.2025.9346.1202

مقاله پژوهشی

لرزه زمین ساخت منطقه لکر کوه - راور، ایران مرکزی

احمد رشیدی*^۱، زهرا قادرپور^۲

۱- دانشیار تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد، بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۲/۱۶
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۵/۱۹

چکیده:

منطقه مورد پژوهش در زون ایران مرکزی و در بخش شمالی استان کرمان واقع است. گسل‌های فعال منطقه از جمله گسل‌های لکر کوه، راور، بهاباد، کوهبنان و نایبند، مسبب رخداد زمین‌لرزه‌های مهم بوده‌اند. در این پژوهش ویژگی‌های جنبشی گسل‌ها، میزان جابجایی افقی و برخاستگی آنها، تاثیر برهمکنش آنها و مناطق پرخطر زمینلرزه مشخص و نقشه‌های هم‌شتاب لرزه‌ای و هم‌شدت شکستگی تهیه گردید. نتایج نشان می‌دهد بیشینه شتاب افقی وارد بر منطقه بین $0/53 \text{ g}$ تا $0/56 \text{ g}$ می‌باشد. بزرگی زمین‌لرزه احتمالی برای گسل‌های اصلی (کوهبنان، بهاباد، نایبند و راور) $Ms 7/6$ تا $Ms 7/8$ برآورد گردید. مقادیر سرعت و جابجایی لرزه‌ای در محدوده 535 cm/s تا 1645 cm/s و 7 cm تا 27 cm تخمین زده شد. براساس نقشه شدت شکستگی، پایانه شمالی گسل بهاباد، بخش میانی گسل‌های نایبند شرقی و راور و بخش‌های جنوبی گسل‌های بهاباد و راور دارای بیشترین شدت شکستگی هستند. براساس انطباق میان بیشینه شتاب لرزه‌ای و شدت شکستگی، این بخش‌ها بعنوان پهنه‌های پرخطر زمین‌لرزه در منطقه پیشنهاد می‌گردند.

کلمات کلیدی: چشمه لرزه‌زا، تکنیک فعال، لرزه زمین ساخت، لکر کوه - راور، ایران مرکزی.

*ایمیل: arashidia@yahoo.com

تلفن تماس: ۰۹۱۳۰۵۰۵۴۴۷

Seismotectonic of the Lakarkuh- Ravar region in Central Iran

Ahmad Rashidi^{1*}, Zahra Ghaderpour²

1- Associate Professor of Tectonics, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Iran

2- M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Abstract

The study area is located within the Central Iran structural zone, in the northern part of Kerman Province. The active faults of the region, including the Lakarkuh, Ravar, Bahabad, Kuhbanan, and Nayband faults, have been responsible for several significant earthquakes. In this research, the kinematic characteristics of the faults, including horizontal displacement, vertical uplift, their mutual interactions, and the seismically hazardous zones were analyzed. Seismic hazard and fracture intensity maps were also prepared. The results indicate that the maximum horizontal ground acceleration in the region ranges between 0.53 g and 0.56 g. The expected earthquake magnitude for the main faults (Kuhbanan, Bahabad, Nayband, and Ravar) is estimated to be between Ms 6.7 and Ms 7.8. The estimated seismic velocity and displacement values range from 535 cm/s to 1645 cm/s, and from 7 cm to 27 cm, respectively. Based on the fracture intensity map, the northern termination of the Bahabad Fault, the central segments of the eastern Nayband and Ravar faults, and the southern parts of the Bahabad and Ravar faults exhibit the highest fracture intensities. According to the spatial correlation between peak ground acceleration and fracture intensity, these segments are proposed as the seismically high-risk zones of the study area.

Keywords: Seismogenic source, Active tectonics, Seismotectonic, Lakarkuh - Ravar, Central Iran.

*Email: arashidia@yahoo.com

Tel: +989130505447

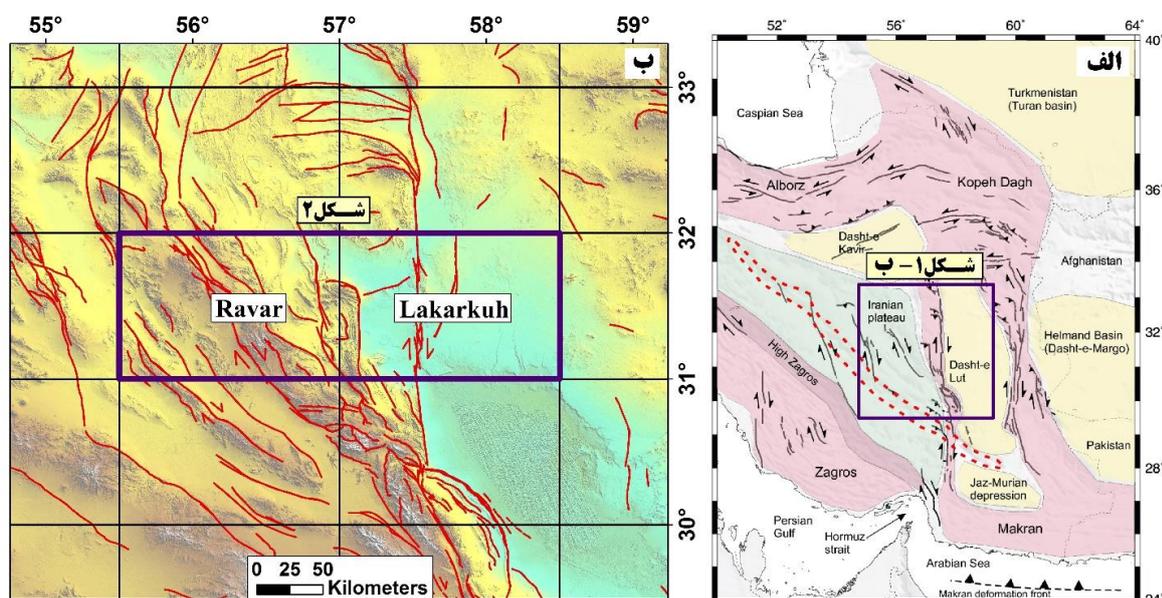
۱- مقدمه

جکسون (Walker & Jackson, 2004)، امینی و همکاران (Amini et al., 2007) و بربریان و بیتس (Berberian & Yeats, 1999) نشان داده‌اند که گسل‌های اصلی شرق ایران از مهم‌ترین منابع لرزه‌زا محسوب می‌شوند. با این حال، بررسی هم‌زمان چند گانگه گسل‌ها، برآورد کمی پارامترهای لرزه‌ای و پهنه‌بندی خطر بر پایه داده‌های زمین‌ساختی و لرزه‌ای در سطح منطقه کمتر انجام شده است.

در این پژوهش، با ترکیب داده‌های لرزه‌ای، تحلیل فضایی در محیط GIS و روش‌های درون‌یابی (کریجینگ)، پارامترهایی مانند بیشینه شتاب، سرعت و جابه‌جایی برآورد و پهنه‌های پرخطر بر اساس تراکم شکستگی‌ها مشخص می‌گردند. نوآوری اصلی مطالعه، رویکرد یکپارچه به برهمکنش گسل‌های فعال و ارزیابی کمی لرزه‌خیزی در مقیاس منطقه‌ای است که می‌تواند مبنای مناسبی برای مدیریت ریسک و کاهش خسارات احتمالی در شمال استان کرمان باشد.

منطقه مورد پژوهش، در محدوده نقشه‌های ۱/۲۵۰۰۰۰ لکرکوه و راور، بین عرض‌های جغرافیایی ۳۱° تا ۳۲° درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۵°۳۰' تا ۵۸° درجه خاوری، واقع است (شکل ۱). این منطقه بخشی از زون ایران مرکزی در شمال استان کرمان است که در نزدیکی حاشیه کوه‌های شرق ایران و بلوک لوت واقع است. به علت صرف نیروهای فشاری ناشی از همگرایی صفحه‌های عربی - مکران و اوراسیا در امتداد گسل‌های پی‌سنگی مهمی مانند نایبند، لکرکوه و راور این منطقه دارای زمین‌ساختی پیچیده و فعال است. دگرشکلی این منطقه متأثر از گسل‌های فعال و شاخه‌های فرعی آن‌ها می‌باشد. اکثر گسل‌های مهم منطقه روند شمالی جنوبی و شمال باختری - جنوب خاوری دارند.

پژوهش‌های پیشین عمدتاً بر بررسی لرزه‌خیزی تک‌گسل‌ها (مانند نایبند و کوه‌بنان) یا تحلیل کیفی خطر زمین‌لرزه متمرکز بوده‌اند. به‌طور خاص، واکر و



شکل ۱: موقعیت منطقه پژوهش. الف) نقشه زیر زون‌های مهم ایران. ب) موقعیت منطقه لکرکوه - راور بر روی ایندکس نقشه‌های ۱/۲۵۰۰۰۰.

۲- لرزه‌زمین ساخت گستره مورد مطالعه

کوتاه‌شدگی گسترده در زون‌های زمین‌ساختی زاگرس، البرز، مکران و کپه‌داغ دیده می‌شود (Mirzaei et al., 1998). طبق مطالعات GPS، نرخ همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا در طول جغرافیایی ۶۰ درجه شرقی، حدود ۱۰±۲۶ میلی‌متر در سال است که حدود ۹۰

ایران در محل برخورد سه صفحه بزرگ عربی، هند و اوراسیا قرار دارد و همین موقعیت، آن را به یکی از مناطق لرزه‌ای فعال کره زمین تبدیل کرده است. فعالیت‌های زمین‌ساختی در ایران عمدتاً به شکل



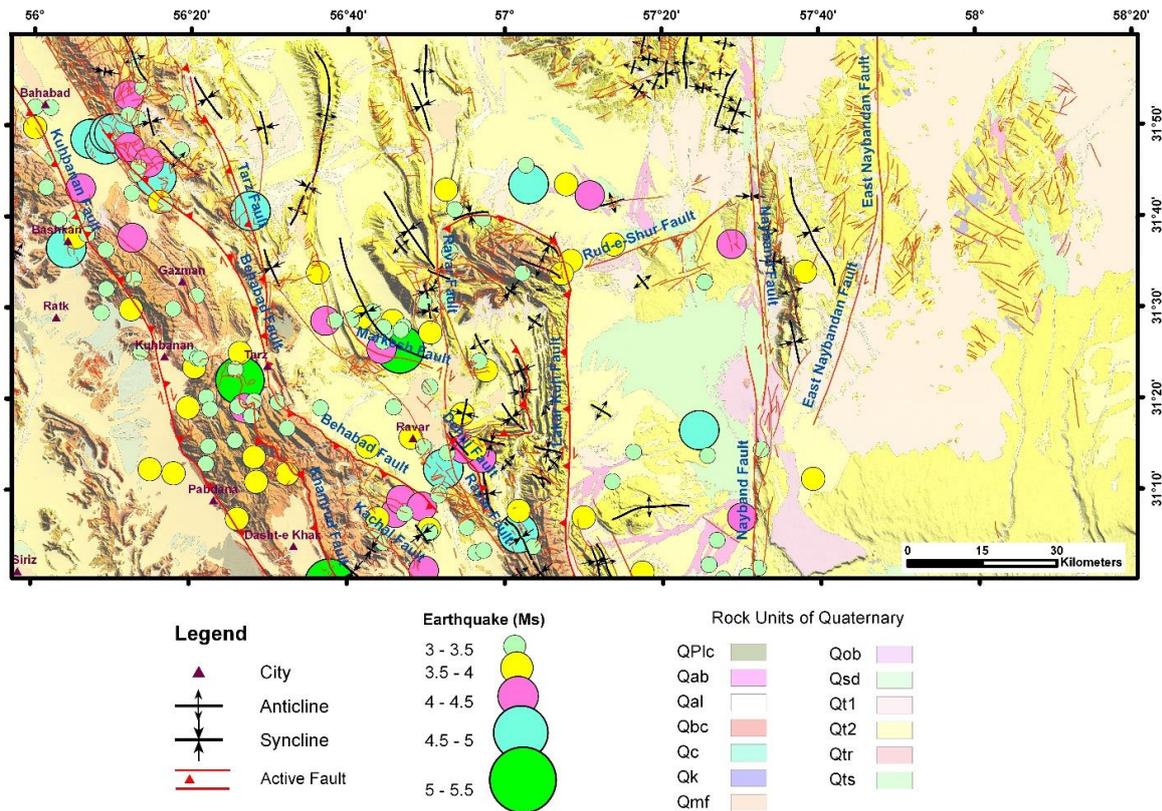
آن‌ها را آشکار می‌سازد. به‌طور مشخص، زلزله‌های ثبت‌شده در پهنه کوهبنان هم‌راستا با گسل کوهبنان دیده می‌شوند. همچنین بیشترین تراکم زمین‌لرزه‌ها در امتداد پهنه گسلی کوهبنان، بخش‌های شمالی گسل بهاباد، اطراف ناودیس مارکش، پیرامون بخش جنوبی گسل راور و در دشت شمال‌شرقی گسل کوهبنان (پیرامون گسل رودشور) قابل مشاهده است. این تمرکز و هم‌راستایی زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که گسل‌های اصلی منطقه، کنترل‌کننده پراکندگی و الگوی لرزه‌خیزی در محدوده مورد مطالعه هستند (شکل ۲).

۳- داده‌ها و روش مطالعه

برای انجام پژوهش، عکس‌های هوایی ۱/۵۰۰۰۰ سازمان نقشه برداری کشور و ۱/۵۵۰۰۰ سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح کشور، نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تصاویر ماهواره‌ای کوئیک برد، لندست و... استفاده شده است. به کمک نقشه‌ها و عکس‌های فراهم شده، نقشه ساختاری تهیه و گسل‌ها تا حد امکان تدقیق سازی شدند. به منظور تعیین خطر زمین‌لرزه، گسل‌های فعال در محدوده مطالعاتی از گسل‌های غیر فعال تفکیک گردیدند. با بررسی اصل تقاطع ساختاری گسل‌ها، چگونگی تأثیر متقابل گسل‌ها بر یکدیگر در فرآیند تجمع کرنش ناحیه ای مورد مطالعه قرار گرفتند. برای محاسبه پتانسیل لرزه خیزی منطقه مطالعاتی و محاسبه پارامترهای لرزه‌ای آن، زمین لرزه‌های دستگاهی در محدوده مورد مطالعه گردآوری گردید. داده‌های زلزله خیزی از سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (کاتالاک انگهدال، ۲۰۰۶)، شبکه لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و CMT دانشگاه هاروارد دریافت شد. در این تحقیق روش کریجینگ ساده برای پهنه بندی میزان هم شدت شکستگی و هم شتاب لرزه ای بکار گرفته شده است. در این پژوهش، زمین‌لرزه‌های با بزرگی کمتر از ۴٫۵ از داده‌ها حذف شدند. برای پردازش و تحلیل داده‌ها از برنامه‌های Excel و نرم‌افزارهای GIS، ArcMap، ArcView، Surfer، Global Mapper و ENVI استفاده گردید. همچنین، در محیط GIS روش

درصد آن به‌صورت دگرشکلی غیرلرزه‌ای و مابقی به شکل انرژی لرزه‌ای آزاد می‌شود (Jackson et al., 1995). در این میان، ناحیه ایران مرکزی به‌عنوان یکی از بخش‌های مهم زمین ساختی، بین سه زون برخوردی زاگرس، البرز و فرورانش مکران قرار دارد (Rashidi, 2021; Fig.1a). زمین‌لرزه‌های رخ داده در ایران مرکزی معمولاً دارای عمق کانونی کم و شدت نسبتاً زیاد هستند و به‌طور کلی فعالیت لرزه‌ای در آن نسبت به نواحی زاگرس و کپه‌داغ کمتر است (دانشجو، ۱۳۷۸). در شرق و جنوب شرق ایران، گسل‌های امتدادلغز راست‌بُر با روند شمالی - جنوبی تا شمال‌غربی - جنوب‌شرقی نقش مهمی در تغییر شکل‌های لرزه‌ای میان بلوک‌های ساختاری داشته‌اند (Berberian et al., 2001; Rashidi et al., 2018; Ezati et al., 2022; Gholami et al., 2023). گرچه فعالیت‌های لرزه‌ای تاریخی اندکی در این منطقه ثبت شده‌اند (Ambraseys and Melville, 1982)، بیشتر گسل‌های فعال آن دارای شواهد آشکاری از جابجایی‌های کوتاه‌تری هستند و آثار آن‌ها به‌وضوح در تصاویر ماهواره‌ای دیده می‌شود (Walker et al., 2010). این ویژگی باعث شده که روش‌های مبتنی بر پردازش تصویر و سنجش‌ازدور برای نقشه‌برداری گسل‌ها در این منطقه بسیار مؤثر واقع شوند (Berberian et al., 2001).

منطقه لکرکوه و راور (شکل ۲) در مرز دو زیر واحد مهم خردقاره ایران مرکزی، یعنی بلوک لوت در شرق و فرونشست طبس در غرب واقع شده‌اند (آفانباتی، ۱۳۸۵؛ Berberian et al., 2001). ساختارهای منطقه (مانند چین‌ها و...) تحت تأثیر گسل‌های امتدادلغز راست‌بُر با روند کلی NW-SE مانند گسل لکرکوه، کوهبنان، N-S مانند نایبند و دیگر شاخه‌های مرتبط شکل گرفته‌اند. مطالعات در منطقه پژوهش (لکرکوه و راور؛ شکل ۲)، نرخ‌های بالای لغزش، وقوع زمین‌لرزه‌های تاریخی و تغییرات مورفولوژیکی ناشی از فعالیت‌های گسلی را نشان داده‌اند (Berberian et al., 2001 Talebian et al., 2014; Foroutan et al., 2006; al., 2006). الگوی پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در منطقه نشان می‌دهد که زلزله‌ها عمدتاً به‌صورت خطی و در امتداد گسل‌ها متمرکز شده‌اند (شکل ۲). این گسل‌ها ممکن است شناخته‌شده یا ناشناخته باشند، اما روند و تجمع زمین‌لرزه‌ها نقش



شکل ۲: نقشه روکانون زمین لرزه ها به همراه گسل های فعال و واحدهای کوآترنری نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ لکرکوه - راور. جزئیات را در نقشه های زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ لکرکوه - راور (تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور) ببینید.

ناحیه یا چشمه مورد نظر است.

$$\text{Log } N = a - bM_s$$

در این پژوهش، پس از جمع آوری زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی، فرمول لرزه خیزی منطقه استخراج گردید (شکل ۳).

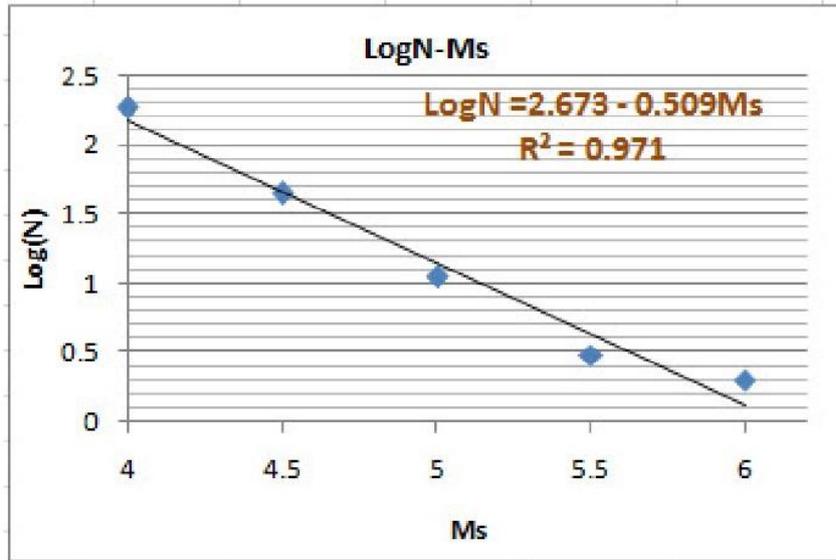
۴-۲- برآورد بیشینه بزرگی زمین لرزه احتمالی در اثر عملکرد گسل های منطقه
از آنجا که توان لرزه زایی گسل ها با طول بخش شکسته شده و جابجا شده آن در ارتباط است، رابطه مستقیمی میان توان لرزه زایی و درازای گسل های کوآترنر وجود دارد. در این برآورد داده هایی چون سازوکار گسلش، سیمای هندسی گسل (خم دار بودن گسل، چند شاخه بودن و...) و ویژگی های لرزه زمین ساختی گستره را نباید از نظر دور داشت. در ادامه روابط تجربی مرتبط با پارامترهای جنبشی گسل های جنبا آورده شده است.

کریجینگ ساده برای پهنه بندی گستره مطالعاتی به کار گرفته شد.

۴- پردازش و تحلیل داده ها

۴-۱- تعیین مدل مناسب برای محاسبه پارامترهای لرزه خیزی منطقه

عمومی ترین روش برای مطالعه میزبان لرزه خیزی یک ناحیه، بررسی آماری فراوانی و پراکنش زمین لرزه ها نسبت به بزرگی و فاصله در محدوده زمانی کاتالوگ لرزه ای است. بدین منظور که باید رابطه بین وضعیت لرزه خیزی در پیرامون یک چشمه لرزه زا را به صورت ریاضی و معنی دار به شکلی از رابطه بین بزرگی - فراوانی رویداد زمین لرزه ها تعریف نمود، به طوری که رابطه بین بزرگی و فراوانی زمین لرزه ها مشخص شود. مناسب ترین روش برای بیان رابطه بین فراوانی زمین لرزه (N) و بزرگی آن (Ms) رابطه گوتنبرگ - ریشتر (Gutenberg and Richter, 1944) می باشد که ضریب های ثابت آن (a,b) نشانگر وضعیت لرزه خیزی



شکل ۳: نمودار و رابطه گوتنبرگ - ریشتر بدست آمده برای منطقه پژوهش.

$$M_s = 1.6 \square \square \square L + 0.72$$

Press (1967)

$$M_s = 1.11 \square \square \square LR + 0.10$$

Selmons (1978)

$$M_s = \text{Log} \frac{L}{\gamma} + 0.4$$

Mohajere Ashjaei and Norozi (1982)

$$M_s = 1.429 \text{Log} L + 4.629$$

Ambraseys & Melville (1982)

$$M_s = 1.22 \square \square \square L + 0$$

Wells & Coppersmith (1994)

رابطه پیشنهادی سلمونز (Selmons, 1982)، برای گسل‌ها با سازوکار مختلف:

$$M_s = 1.404 + 1.169 \text{Log} L$$

برای گسل‌های راستالغز

$$M_s = 2.021 + 1.142 \text{Log} L$$

برای گسله های فشاری

$$M_s = 0.809 + 1.341 \text{Log} L$$

برای گسله های کششی

(Melville, 1982) که در آن I_0 شدت نسبی زمینلرزه در کانون است.

LR و L درازای میانگین گسل فعال بر حسب کیلومتر و M بزرگای زمین لرزه می باشد.

$$I_s = 1.04 \square \square \square + 2.6$$

به کمک فرمول‌های تجربی ذکر شده در بالا، توان

$$I_s = 1.3 \square \square \square + 0.9$$

لرزه‌زایی گسل‌های فعال منطقه برآورد و در جدول (۱) آورده شده است.

۲- رابطه تجربی مهاجر اشجعی و نوروزی (Mohajere Ashjaei and Norozi, 1978)

$$I_s = 1.07 \square \square \square - 2.8$$

مقادیر شدت نسبی در کانون (I_0) برای گسل‌های فعال گستره مورد مطالعه در جدول (۲) ارائه شده است.

۳-۴- برآورد میزان شدت زمینلرزه‌های حاصل از فعالیت گسل‌های منطقه

در این مقاله برای بدست آوردن رابطه میان بزرگی زمینلرزه و حداکثر شدت زمین لرزه که در اثر گسل‌های فعال منطقه در کانون سطحی زمینلرزه ایجاد می‌شوند، از روابط تجربی زیر استفاده شد:

۱- رابطه تجربی آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and



جدول ۱: برآورد بیشینه توان لرزه‌زایی گسل‌های جنبای منطقه. S: سلمونز (۱۹۷۸)، M&A: آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲)، W&C: ولز و کوپرسمیت (۱۹۹۴)، M&N: (مهاجر اشجعی و نوروزی)، P: پرس (۱۹۶۷).

| Name | Length (km, approx.) | Ms (S, 1978) | Ms (A&M, 1982) | Ms (W&C, 1994) | Ms (M&N, 1982) | Ms (P,1967) | Ms (average) |
|-----------------------|----------------------|--------------|----------------|----------------|----------------|-------------|--------------|
| Behabad Fault | ~120-140 | 7.7 | 7.9 | 7.8 | 7.4 | 8.1 | 7.8 |
| Dehuj Fault | ~80-100 | 6.6 | 6.5 | 6.6 | 6.4 | 7.1 | 6.6 |
| East Lakarkuh Fault | ~60-80 | 6.9 | 6.8 | 6.9 | 6.6 | 7.4 | 6.9 |
| East Nayband Fault | ~۱۸۰-۲۰۰ | 7.3 | 7.4 | 7.3 | 7.0 | 7.8 | 7.4 |
| Godare Lakarkuh Fault | ~۴۰-۶۰ | 7.1 | 7.2 | 7.2 | 6.9 | 7.6 | 7.2 |
| Kachal Fault | ~50-70 | 6.5 | 6.3 | 6.5 | 6.3 | 7.0 | 6.5 |
| Khamrud Fault | ~۱۴۰-۱۶۰ | 6.9 | 6.9 | 6.9 | 6.7 | 7.4 | 6.9 |
| Kuhbanan Fault | ~۲۵۰-۲۸۰ | 7.7 | 7.9 | 7.8 | 7.4 | 8.1 | 7.8 |
| Lakar Kuh Fault | ~۱۰۰-۱۲۰ | 7.4 | 7.6 | 7.5 | 7.2 | 7.9 | 7.5 |
| Markesh Fault | ~۹۰-۱۱۰ | 6.7 | 6.6 | 6.7 | 6.5 | 7.2 | 6.7 |
| Nayband Fault | ~۳۵۰-۴۰۰ | 7.7 | 7.9 | 7.8 | 7.4 | 8.1 | 7.7 |
| Ravar Fault | ~150-170 | 7.5 | 7.7 | 7.6 | 7.2 | 8.0 | 7.6 |
| Rud-e-Shur Fault | ~۲۰۰-۲۲۰ | 6.8 | 6.8 | 6.8 | 6.6 | 7.3 | 6.9 |
| Takdar Fault | ~70-90 | 7.1 | 7.1 | 7.2 | 6.9 | 7.6 | 7.2 |
| West Nayband Fault | ~۱۲۰-۱۴۰ | 6.8 | 6.7 | 6.8 | 6.6 | 7.3 | 6.8 |

جدول ۲: برآورد شدت نسبی در کانون (I_0) برای گسل‌های فعال گسترده مورد مطالعه. N&M: مهاجر اشجعی و نوروزی (۱۹۷۸)، M&A: آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲).

| Fault | توان لرزه‌زایی گسل‌ها (Ms) | شدت زمینلرزه در محل کانون زمینلرزه (I_0) | | |
|-----------------------|----------------------------|--|-------------------|-----------------|
| | | I_0 (A&M, ۱۹۸۲) | I_0 (M&N, ۱۹۷۸) | I_0 (Average) |
| Behabad Fault | 7.8 | 10.23 | 10.46 | 10.35 |
| Dehuj Fault | 6.6 | 8.67 | 8.42 | 8.55 |
| East Lakarkuh Fault | 6.9 | 9.06 | 8.93 | 9.00 |
| East Nayband Fault | 7.4 | 9.71 | 9.78 | 9.75 |
| Godare Lakarkuh Fault | 7.2 | 9.45 | 9.44 | 9.45 |
| Kachal Fault | 6.5 | 8.54 | 8.25 | 8.40 |
| Khamrud Fault | 6.9 | 9.06 | 8.93 | 9.00 |
| Kuhbanan Fault | 7.8 | 10.23 | 10.46 | 10.35 |
| Lakar Kuh Fault | 7.5 | 9.84 | 9.95 | 9.90 |
| Markesh Fault | 6.7 | 8.80 | 8.59 | 8.70 |
| Nayband Fault | 7.7 | 10.10 | 10.29 | 10.20 |
| Ravar Fault | 7.6 | 9.97 | 10.12 | 10.05 |
| Rud-e-Shur Fault | 6.9 | 9.06 | 8.93 | 9.00 |
| Takdar Fault | 7.2 | 9.45 | 9.44 | 9.45 |
| West Nayband Fault | 6.8 | 8.93 | 8.76 | 8.85 |



۴-۴- برآورد میزان بیشینه سرعت و جابه‌جایی (افقی و قائم) حاصل از فعالیت گسل‌های منطقه در کانون زمینلرزه

سرعت افقی و قائم (بر حسب سانتیمتر بر ثانیه) و حداکثر جابه‌جایی افقی و قائم (بر حسب سانتی‌متر) در کانون زمینلرزه براساس فرمول‌های تریفوناک و برادی (Trifunac and Brady, 1975) محاسبه و در جدول (۳) ارائه گردید.

$$\text{Log}V_h = 0.63 + 0.25I.$$

$$\text{Log}V_v = -1.1 + 0.28I.$$

$$\text{Log}D_h = -0.53 + 0.19I.$$

$$\text{Log}D_v = -1.13 + 0.24I.$$

جدول ۳: برآورد مقادیر سرعت و جابه‌جایی افقی و قائم برای گسل‌های فعال منطقه.

| Fault | I0 (Average) | حداکثر سرعت قائم و افقی (Cm/S) | | حداکثر جابه‌جایی افقی و قائم (Cm/S) | |
|-----------------------|--------------|--------------------------------|-----------|-------------------------------------|-----------|
| | | Vv (Cm/S) | Vh (Cm/S) | Dh (Cm/S) | Dv (Cm/S) |
| Behabad Fault | 10.35 | 1645.32 | 62.60 | 27.26 | 22.53 |
| Dehuj Fault | 8.55 | 583.78 | 19.62 | 12.40 | 8.33 |
| East Lakarkuh Fault | 9.00 | 756.40 | 26.22 | 15.10 | 10.69 |
| East Nayband Fault | 9.75 | 1164.80 | 42.52 | 20.97 | 16.17 |
| Godare Lakarkuh Fault | 9.45 | 980.05 | 35.04 | 18.39 | 13.70 |
| Kachal Fault | 8.40 | 535.49 | 17.81 | 11.62 | 7.67 |
| Khamrud Fault | 9.00 | 756.40 | 26.22 | 15.10 | 10.69 |
| Kuhbanan Fault | 10.35 | 1645.32 | 62.60 | 27.26 | 22.53 |
| Lakar Kuh Fault | 9.90 | 1269.84 | 46.84 | 22.39 | 17.57 |
| Markesh Fault | 8.70 | 636.43 | 21.61 | 13.24 | 9.05 |
| Nayband Fault | 10.20 | 1509.21 | 56.83 | 25.53 | 20.74 |
| Ravar Fault | 10.05 | 1384.36 | 51.59 | 23.91 | 19.09 |
| Rud-e-Shur Fault | 9.00 | 756.40 | 26.22 | 15.10 | 10.69 |
| Takdar Fault | 9.45 | 980.05 | 35.04 | 18.39 | 13.70 |
| West Nayband Fault | 8.85 | 693.83 | 23.80 | 14.14 | 9.84 |

$$\text{Log}a_h = 0.3I. - 0.014$$

(Trifunac and Brady, 1975)

$$\text{Log}a_v = 0.3I. - 0.18$$

(Trifunac and Brady, 1975)

$$\text{Log}a_h = 0.25I. - 0.25$$

(McGuire, 1978)

برای پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در منطقه، اطلاعات کافی در مورد زمینلرزه‌های منطقه و گسل‌ها (مانند طول گسل، مؤلفه جنبشی گسل، آخرین جنبش بر روی گسل) فراهم گردید. با استفاده از روابط تجربی موجود در ارتباط با طول گسل و توان لرزه‌زایی آنها (بخش‌های قبلی مقاله را ببینید)، بیشینه شتاب ثقل افقی وارد بر نقاط

۴-۵- برآورد میزان بیشینه شتاب افقی و قائم حاصل از فعالیت گسل‌های منطقه در کانون زمینلرزه

بیشینه شتاب افقی در محل کانون زمینلرزه‌های منطقه با استفاده از فرمول‌های تجربی تریفوناک و برادی (Trifunac and Brady, 1975) و مک‌گیور (McGuire, 1978) محاسبه و در جدول (۴) ارائه گردید.

براساس محاسبات حاصله از پارامترهای جنبشی زمینلرزه‌ها، میزان جنبشی گسل‌های کوهبنان، بهاباد، نایبند و راور، نسبت به سایر گسل‌های فعال منطقه بیشتر می‌باشد.

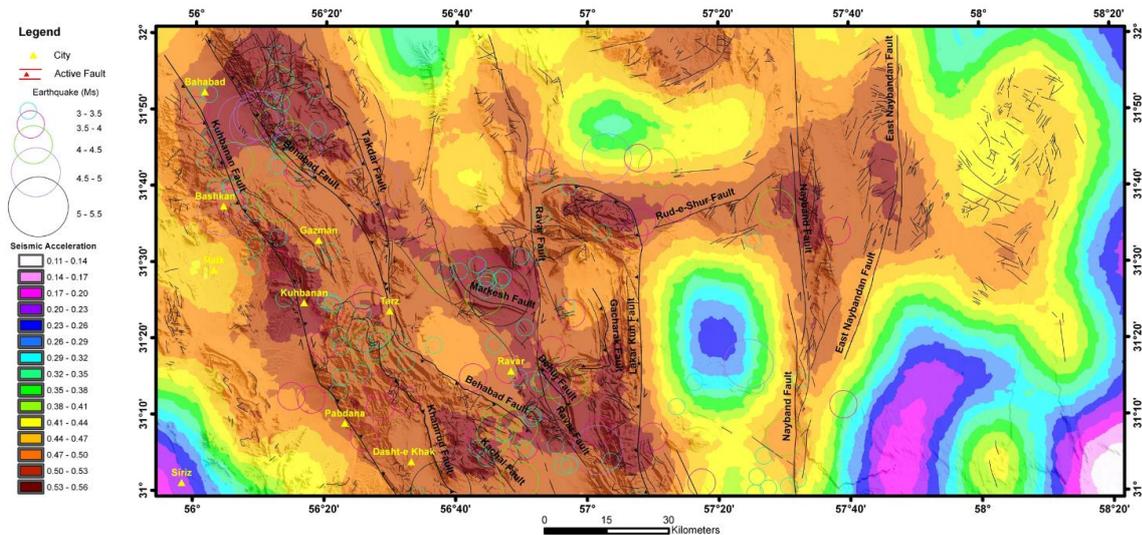
۴-۶- پهنه بندی شدت زمین لرزه در منطقه

جدول ۴: برآورد بیشینه شتاب ثقل افقی و قائم در کانون زمینلرزه‌ها، Mc: T&B (Trifunac and Brady, 1975):
(McGuire, 1978)

| Fault | I0 (Average) | مؤلفه افقی شتاب (Cm.S2) براساس فرمول تجربی (B&T) | مؤلفه قائم شتاب (Cm.S2) براساس فرمول تجربی (B&T) |
|-----------------------|--------------|--|--|
| Behabad Fault | 10.35 | 1233.104833 | 841.3951416 |
| Dehuj Fault | 8.55 | 355.6313186 | 242.6610095 |
| East Lakarkuh Fault | 9 | 485.2885002 | 331.1311215 |
| East Nayband Fault | 9.75 | 814.704284 | 555.9042573 |
| Godare Lakarkuh Fault | 9.45 | 662.2165037 | 451.8559444 |
| Kachal Fault | 8.4 | 320.6269325 | 218.7761624 |
| Khamrud Fault | 9 | 485.2885002 | 331.1311215 |
| Kuhbanan Fault | 10.35 | 1233.104833 | 841.3951416 |
| Lakar Kuh Fault | 9.9 | 903.6494737 | 616.5950019 |
| Markesh Fault | 8.7 | 394.4573021 | 269.1534804 |
| Nayband Fault | 10.2 | 1111.731727 | 758.577575 |
| Ravar Fault | 10.05 | 1002.305238 | 683.9116473 |
| Rud-e-Shur Fault | 9 | 485.2885002 | 331.1311215 |
| Takdar Fault | 9.45 | 662.2165037 | 451.8559444 |
| West Nayband Fault | 8.85 | 437.5221052 | 298.5382619 |

برای منطقه تهیه گردید. در این مطالعه، روش درون‌یابی کریجینگ ساده انتخاب شد. این روش، کمترین خطا را نسبت به روش‌های دیگر همچون روش معکوس فاصله، کریجینگ جهانی و... دارد. در نقشه پهنه‌بندی بدست آمده (شکل ۳)، پایانه شمالی گسل بهاباد، بخش میانی گسل ناینبد شرقی و گسل راور، بخش‌های جنوبی گسل‌های بهاباد و راور بیشترین شدت لرزه‌ای را نشان می‌دهند.

مختلف منطقه، تعیین گردید. در این مطالعه، برای ایجاد شبکه محاسباتی، محدوده مورد نظر با شبکه‌بندی 22× کیلومتر تقسیم شد و ابزار Geostatistical Analyst برای تحلیل‌های زمین‌آماري در محیط نرم‌افزاری ArcGIS طراحی شده است. از این ابزار برای ارزیابی خصوصیات آماری اطلاعات مانند: تغییرات فضایی و وابستگی فضایی داده‌ها و تعیین روند کلی اطلاعات استفاده می‌شود. با بهره‌گیری از این نرم‌افزار نقشه پهنه‌بندی خطر زمینلرزه

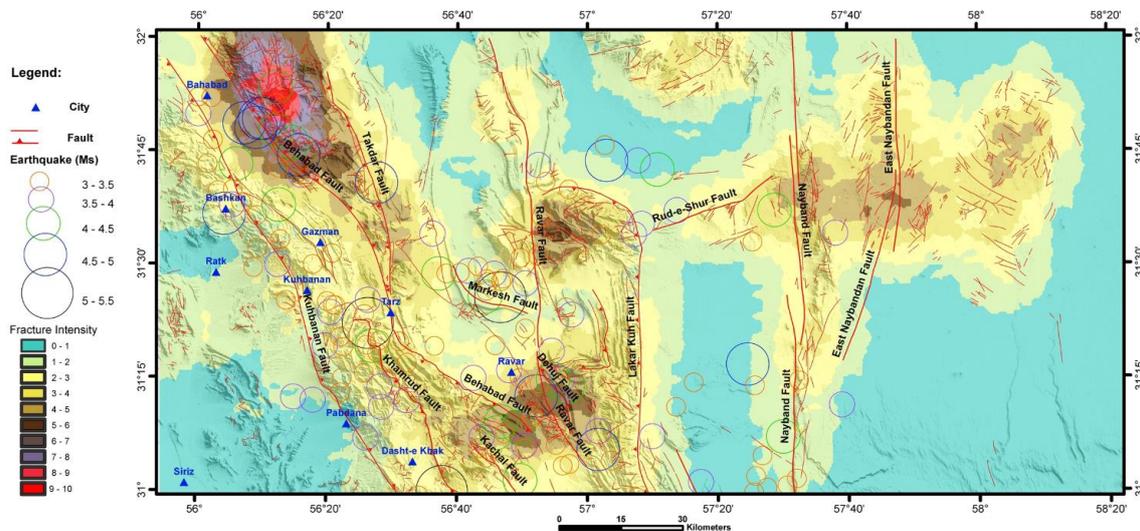


شکل ۴: نقشه پهنه‌بندی شدت زمین‌لرزه در منطقه لکرکوه - راور.

۷-۶- پهنه بندی شدت شکستگی در منطقه

نقشه پهنه بندی شدت شکستگی جهت مقایسه با نتایج حاصله از تحلیل خطر زمینلرزه تهیه می شود. این نقشه می تواند گویای پاره ای از مسائل لرزه زمین ساختی مانند ارتباط شکستگی ها و برهمکنش آنها در منطقه باشد. منطقه مورد مطالعه به دلیل قرار گرفتن در حاشیه باختری و جنوبی پهنه لوت، در اثر نیروهای فشاری وارد، به شدت دچار خردشدگی شده اند. برای پهنه بندی شدت شکستگی در منطقه، از نقشه های زمین

شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور استفاده شد. پس از رقوم سازی تمامی گسل های شناسایی شده در منطقه با استفاده از نرم افزارهای Arc View و ArcGIS نقشه پهنه بندی بر اساس روش کریچینگ ساده ترسیم گردید. نقشه هم شدت، بیشترین شدت شکستگی را در نزدیکی پایانه شمالی گسل بهاباد و بخش های جنوبی گسل های بهاباد و راور همچنین بخش میانی گسل راور و بخش میانی گسل نایبند شرقی نشان می دهد.



شکل ۵: نقشه پهنه بندی شدت شکستگی در منطقه لکر کوه - راور.

۵- بحث و نتیجه گیری

نتایج این پژوهش نشان داد که بیشینه شتاب لرزه ای، بیشینه سرعت و جابه جایی افقی و قائم در گسل های فعال منطقه لکر کوه-راور مقادیر بالایی دارند و بیشترین توان لرزه زایی به گسل های کوهبنان، بهاباد، نایبند و راور اختصاص دارد. نقشه های شدت شکستگی مشخص کرد که بخش هایی از گسل ها، از جمله پایانه شمالی گسل بهاباد، بخش های میانی گسل های نایبند شرقی و راور و بخش های جنوبی گسل های بهاباد و راور دارای بیشترین تراکم گسلی هستند. این یافته ها با مطالعات پیشین مانند (Berberian & Yeats 1999) و (Walker & Jackson 2004) تا حد زیادی همخوانی دارند. در مقایسه با گزارش Berberian & Yeats (1999)، پهنه های پرخطر در این پژوهش گسترده تر برآورد شدند که می تواند ناشی از به کارگیری داده های جدید و تحلیل های فضایی دقیق تر باشد. این

نتایج نشان می دهد که گسل های اصلی منطقه نقش تعیین کننده ای در کنترل لرزه خیزی دارند. همچنین مشاهده شد که در برخی مناطق، هم پوشانی کامل بین شدت شکستگی و شتاب لرزه ای وجود ندارد. این تفاوت می تواند ناشی از پنهان بودن برخی گسل ها یا عدم فعالیت لرزه ای برخی گسل های شناخته شده باشد. بنابراین، برای ارزیابی دقیق خطر زمین لرزه در منطقه، ترکیب داده های زمین شناسی، زمین ساختی و لرزه خیزی ضروری است. یافته های این پژوهش علاوه بر تأیید نتایج مطالعات پیشین، اطلاعات کمی و کیفی جدیدی درباره پهنه های پرخطر و توان لرزه زایی گسل های منطقه ارائه می دهد و می تواند در مدیریت ریسک و برنامه ریزی شهری و روستایی در شمال استان کرمان مورد استفاده قرار گیرد. با محاسبه بیشینه بزرگی زمین لرزه (Ms)، شدت زمین لرزه در کانون (IO) و محل سازه (IR)، حداکثر



- S.J. 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Journal of Geophysical*, 184, 555-574.
- Allen, M.B., Jackson, J., Walker, R.T., Berberian, M., & Priestley, K. 2002. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene-Quaternary subsidence in the South Caspian Basin. *Geology*, 30(9), 775-778.
- Ambraseys, N.N., & Melville, C.P. 1982. A history of Persian earthquakes. Cambridge University press, Cambridge, UK.
- Amini, K., Jafari, M. K., Hosseini, M., Mansouri, B., & Hosseini, S. 2007. Development of urban planning guidelines for improving emergency response capacities in seismic areas of Iran. *Disasters*, 32(4), 485-504.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Fielding, E., Parsons, B.E., Priestley, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T.J., & Baker, C. 2001. The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone. *Journal of Geophysical*, 146, 371-398.
- Berberian, M., & Yeats, R. S. 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 120-139.
- Chandra, S., Spencer, N.W., Krankowsky, D., & Lammerzahn, P. 1976. A Comparison of Measured and Inferred Temperatures From Aeros-B. *Geophysical Research*, 3, doi: 10.1029/GL003i012p00718.issn: 0094-8276.
- Engdahl, E.R., Jackson, J.A., Myers, S.C., Bergman, E.A. & Priestley, K. 2006. Relocation and سرعت و جابجایی افقی و قائم، و بیشینه شتاب افقی و قائم ناشی از فعالیت گسل‌های فعال منطقه، توان لرزه‌زایی گسل‌ها به صورت کمی برآورد شد. بیشترین توان لرزه‌زایی به ترتیب مربوط به گسل‌های کوهبنان (Ms~7.8)، بهاباد (۷,۸)، ناینند (۷,۷) و راور (۷,۶) است، در حالی که گسل‌هایی مانند دهج و کچال توان لرزه‌زایی کمتری نشان دادند. (Ms~6.5-6.6) نقشه شدت شکستگی نشان داد که بالاترین میزان شکستگی در پایانه شمالی گسل بهاباد، بخش میانی گسل‌های ناینند شرقی و راور، و بخش‌های جنوبی گسل‌های بهاباد و راور رخ داده است. بیشینه شتاب افقی در این مناطق بین ۰,۵۳ تا ۰,۵۶ g برآورد شد. به دلیل پنهان بودن تعدادی از گسل‌ها، گاهی ممکن است در مناطقی که شتاب لرزه‌ای زیاد است، شدت شکستگی پایین باشد یا در مناطقی که گسل وجود دارد (شدت شکستگی بالا است)، ممکن است گسل فعال لرزه‌ای نباشد و شتاب لرزه‌ای پایین بدست آید. این مقادیر با مناطق دارای بیشترین شکستگی هم‌پوشانی دارند. بیشینه سرعت قائم و افقی در کانون زمین‌لرزه برای گسل‌های فعال بین ۵۳۵ (گسل کچال) تا ۱۶۴۵ cm/s (گسل‌های بهاباد و کوهبنان) و ۱۷ (گسل کچال) تا ۶۲ cm/s (گسل‌های بهاباد و کوهبنان) محاسبه شد، در حالی که حداکثر جابجایی افقی و قائم بین ۱۱ (گسل کچال) تا ۲۷ cm (گسل‌های بهاباد و کوهبنان) و ۷ (گسل کچال) تا ۲۲ cm (گسل‌های بهاباد و کوهبنان) بوده است. این نتایج نشان می‌دهد که پهنه‌های پایانه شمالی گسل بهاباد، بخش‌های میانی و شمالی گسل کوهبنان، بخش میانی گسل‌های ناینند شرقی و راور، و بخش‌های جنوبی گسل‌های بهاباد و راور به‌عنوان پهنه‌های پرخطر زمین‌لرزه در منطقه لکرکوه - راور شناسایی می‌شوند.
- ### ۶- مراجع
- آقاباتی، علی. (۱۳۸۵). زمین‌شناسی ایران. تهران: نشر سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- دانشجو، ف. (۱۳۷۸). مبانی مهندسی زلزله و آنالیز ریسک. انتشارات دانش فردا.
- Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H., & Jones,

- 7, 465–495.
- Mohajer Ashjai, A., & Nowroozi, A.A. 1978. Observed and probable Intensity Zoning of Iran. *Tectonophysics*, 49.
- Press, F. 1967. Dimensions of the source for small shallow earthquakes, Proc. VESIAC Conf. on the source mechanism of shallow seismic events. VESIAC rep. 7885-1-X PRU-Pruhonice, Czechoslovakia.
- Rashidi Boshrabadi, A., Khatib, M.M., Raeesi, M., Mousavi & S.M., Djamour, Y. 2018. Geometric-kinematic characteristics of the main faults in the W-SW of the Lut Block (SE Iran). *J. Afr. Earth Sci.* 139, 440–462.
- Rashidi, A., 2021. Geometric and kinematic characteristics of the Khazar and North Alborz Faults: Links to the structural evolution of the North Alborz-South Caspian boundary, Northern Iran. *J. Asian Earth Sci.* 213, 104755 <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104755>.
- Slemmons, D.B. 1978. Faults and earthquake magnitude, US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, M.S. Misc, 166, 1-73.
- Slemmons, D.B. 1982. Determination of design earthquake magnitudes for microzonation. In *Proceedings of the Third International Earthquake Microzonation Conference* (Vol. 1, pp. 119–130).
- Talebian, M., Jackson, J., Ghorashi, M., & Bergman, E. 2006. The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 22 February 2005 in central Iran: reactivation of an out-of-sequence thrust. *Geophysical Journal International*, 165(1), 319–329.
- assessment of seismicity in the Iran region: *Journal of Geophys*, 167, 761-778.
- Ezati, M., Rashidi, A., Gholami, E., Mousavi, S.M., Nemati, M., Shafieibafti, S., & Derakhshani, R. 2022. Paleostress Analysis in the Northern Birjand, East of Iran: Insights from Inversion of Fault-Slip Data. *Minerals*, 12, 1606.
- Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Murray, A.S., Le Dortz, K., Shokri, M.A., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., Solaymani Azad, S., & M.J. Bolourchi. 2014. Late Pleistocene-Holocene right slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran. *Journal of Geophys*, 119(4), 3517-3560.
- Gholami, E., Vaghari, P., Khatib, M. M., & Faghieh, A. 2023. Morphotectonic analysis of sub-basins along the north termination of Anar Fault, Yazd Block, Iran. *Geotectonics*, 57(5), 524–538.
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), 185–188.
- Jackson, J., Haines, A.J., & Holt, W.E. 1995. The accommodation of Arabia–Eurasia plate convergence in Iran. *Journal of Geophysical Research*, 100(B8), 15,205–15,219.
- McGuire R.K. 1978. FRISK: Computer program for seismic risk analysis using faults as earthquake sources. Open File Report No 78-1007, U.S.G.S., Denver.
- Mirzaei, N., Gao, M. T., & Chen, Y. T. 1998. Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces. *Journal of Earthquake Prediction Research*,



- Trifunac, M. D., & Brady. A. G. 1975. On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 139-162.
- Walker, R., & Jackson, J. 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23(6), TC6013.
- Walker, R., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M.M., Marsh, N., & Zarrinkoub, M. 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Journal of Geophysical*, 177, 783-805.
- Walker, R.T., Talebian, M., Sloan, R.A., Rasheedi, A., Fattahi, M., & Bryant, C. 2010. Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 181(1), 221-228.
- Walker, R.T. 2006. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran. *Journal of Structural Geology*, 28(4), 654-668.
- Wells, D.L., & Coppersmith, K. J. 1994. New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin Of Seismological Soc. of America*, 84, 974-1002.



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۸

doi 10.22077/jt.2025.9530.1203

مقاله پژوهشی

زمین ساخت فعال بخش باختری استان کرمانشاه

ناهید کرباسیان^۱، علی بیت‌اللهی^۲، مهران آراین^{۳*}، علی مرادی^۴، علی سربی^۵

۱- دانشجوی دکتری، گروه علمی مهندسی مواد، معدن و زمین شناسی واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲- استادیار، عضو هیئت علمی، مرکز تحقیقات راه مسکن و شهرسازی، تهران، ایران

۳- استاد، گروه علمی مهندسی مواد، معدن و زمین شناسی واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۴- دانشیار، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

۵- استادیار، گروه علوم زمین، واحد کرج، دانشگاه آزاد اسلامی کرج، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۳/۱۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۸/۱۸

چکیده:

هدف این پژوهش، بررسی زمین ساخت فعال در بخش باختری استان کرمانشاه با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک است. این ناحیه در امتداد گسل‌های مهم زاگرس مرتفع و پیشانی کوهستان قرار دارد و رخداد زمین‌لرزه‌های متعدد و بزرگ، از جمله زمین‌لرزه ۷٫۳ ریشتری از گله در سال ۲۰۱۷، اهمیت ارزیابی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی آن را دوچندان می‌کند.

برای این منظور، نقشه رقمی ارتفاعی منطقه تحلیل شد و محدوده مورد مطالعه به ۲۲۰ حوضه آبریز تقسیم گردید که از میان آن‌ها، ۱۹۷ حوضه به‌طور کامل در باختر استان قرار داشت. شاخص‌های ژئومورفیک شامل انتگرال فراسنجی (HI)، عدم تقارن حوضه زهکشی (AF)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (Vf)، پیچ‌وخم پیشانی کوهستان (Smf) و شکل حوضه زهکشی (Bs) برای این حوضه‌ها محاسبه شد.

نتایج نشان داد بسیاری از حوضه‌ها دارای کشیدگی و کج‌شدگی بوده و از فعالیت تکتونیکی بالا تأثیر پذیرفته‌اند. بر اساس ترکیب شاخص‌ها، شاخص زمین ساخت فعال نسبی (Iat) به دست آمد و منطقه به چهار پهنه تقسیم شد: پهنه با فعالیت خیلی بالا (۲۲٫۳ درصد)، فعالیت بالا (۷۰٫۶ درصد)، فعالیت متوسط (۶٫۱ درصد) و فعالیت پایین (۱ درصد). مقایسه این نتایج با رومرکز زمین‌لرزه‌های دستگاهی نشان داد که مناطق با شاخص‌های بالاتر همپوشانی چشمگیری با لرزه‌خیزی اخیر دارند.

در مجموع، یافته‌ها حاکی از آن است که بخش باختری استان کرمانشاه در دوران کواترنری تحت تأثیر زمین ساخت فعال قرار داشته و رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ، همچون زمین‌لرزه از گله، پدیده‌ای غیرمنتظره نبوده است. این نتایج بر ضرورت توجه به خطر لرزه‌ای و برنامه‌ریزی مدیریت ریسک در منطقه تأکید دارد.

کلمات کلیدی: شاخص زمین ریختی، داده‌های لرزه‌ای، زمین ساخت فعال، کرمانشاه، زمین لرزه از گله

* ایمیل: mehranarian@iau.ac.ir

Active tectonics in the western part of Kermanshah Province

Nahid Karbasian¹, Ali Beitollahi², Mehran Arian^{3*}, Ali Moradi⁴, Ali Sorbi⁵

1- Ph.D. Student, Department of Material, Mining Engineering and Geology, SR.C. Islamic Azad University, Tehran, Iran

2- Assistant professor, faculty member, Housing and Urban Development Research Center, Tehran, Iran

3- Professor, Department of Material, Mining Engineering and Geology, SR.C. Islamic Azad University, Tehran, Iran

4- Associate Professor, Institute of Geophysics, Tehran University, Iran

5- Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Ka. C., Islamic Azad University, Karaj, Iran

Abstract

The aim of this research is to investigate active tectonics in the western part of Kermanshah Province using geomorphic indexes. This region is located along major faults of the High Zagros and the Mountain Front Fault, where the occurrence of numerous moderates to large earthquakes, including the Mw 7.3 Ezgeleh earthquake in 2017, highlights the importance of assessing neotectonic activity.

For this purpose, a digital elevation model (DEM) was analyzed, and the study area was divided into 220 drainage basins, of which 197 were entirely located in the western sector of the province. Geomorphic indices including hypsometric integral (HI), drainage basin asymmetry (AF), valley floor width-to-height ratio (Vf), mountain front sinuosity (Smf), and basin shape (Bs) were calculated for these basins.

The results show that many basins are elongated and tilted, indicating significant tectonic influence. Based on the combination of indices, the relative tectonic activity index (Iat) was derived, and the region was classified into four zones: very high activity (22.3%), high activity (70.6%), moderate activity (6.1%), and low activity (1%). Comparison of these results with earthquake epicenters revealed a strong spatial correlation between highly active zones and recent seismicity.

Overall, the findings indicate that the western part of Kermanshah Province has been affected by active tectonics during the Quaternary and that the occurrence of large earthquakes, such as the 2017 Ezgeleh event, should not be considered unexpected. These results emphasize the necessity of recognizing seismic hazards and developing risk management strategies in the region.

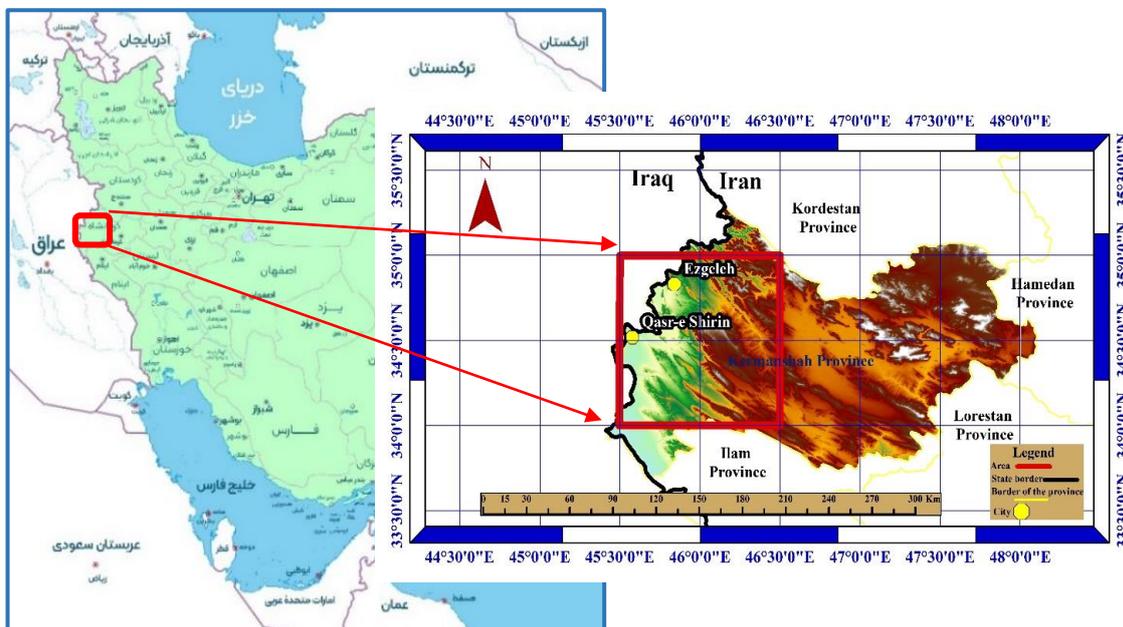
Keyword: Geomorphic index, Seismic data, Active Tectonics, Kermanshah, Ezgeleh earthquake

*Email: mehranarian@iaau.ac.ir

Tel: +989123007525

به عنوان نمونه، بررسی ریخت زمین ساختی تاقدیس از گله با کمک شاخص‌ها هست که توسط ایزدی کیان و میرزاجانی مورد مطالعه قرار گرفته است. بررسی شاخص‌های ریخت زمین ساختی حاکی از رشد عرضی تاقدیس از گله است و مکانیسم رشد عرضی آن از نوع لولای ثابت و چرخش یال‌ها است (ایزدی کیان و میرزاجانی، ۱۴۰۱).

گستره مورد مطالعه، در باختر استان کرمانشاه و در بازه طول جغرافیایی ۴۵ درجه و ۳۰ دقیقه خاوری تا ۴۶ درجه و ۳۰ دقیقه خاوری و عرض جغرافیایی ۳۴ درجه تا ۳۵ درجه شمالی است (شکل ۱). تاقدیس از گله، در شمال باختر محدوده و در مجاورت شهر از گله قرار دارد. در این مطالعه، با کمک نقشه رقمی ارتفاعی (Digital Elevation Model-DEM)، نقشه زمین‌شناسی، نرم افزارهای ArcGIS10.4.1، Global Mapper24.1 و Surfer، شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناسی اندازه‌گیری شد. همچنین با بررسی هم‌زمان تغییرات زمین‌ریختی و داده‌های لرزه‌ای، زمین‌ساخت فعال نسبی منطقه، مورد ارزیابی قرار گرفت.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه

گسل‌ها، بخش مسطح باختر منطقه و تفاوت ضخامت پوسته در دو بخش گستره، تحلیل وضعیت زمین‌شناسی منطقه را پیچیده کرده است. به همین دلیل، برای تحلیل منطقی‌تر وضعیت لرزه‌خیزی منطقه باید، مطالعات را دقیق، متنوع و تا حد امکان همه‌جانبه انجام داد.

۱- مقدمه

عوارض (Landforms)، سیماهای سطح زمین هستند و مطالعه تغییرات ماهیت، منشا و تحول آن‌ها به فرآیندهای سطحی و زمین‌شناسی بستگی دارد. زمین‌ریخت‌شناسی، به عنوان ابزاری جهت محاسبه نرخ فرآیندهای زمین‌ساختی استفاده می‌شود. کاربرد شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناسی می‌تواند وضعیت ناهنجاری شبکه زهکشی در حوضه‌های آبریز را مشخص کند و وضعیت زمین‌ساخت فعال منطقه را در حد امکان روشن سازد. شواهدی مانند بالا آمدگی زمین، کوتاه شدگی تاقدیس‌ها و زلزله‌های متعدد، نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی بالای منطقه است (Hessami et al., 2013). عوامل مختلفی در تشکیل و توسعه حوضه‌های آبریز در محیط‌های متفاوت، نقش دارند که از جمله آن‌ها می‌توان به عوامل توپوگرافی، سنگ‌شناختی و ساختاری اشاره کرد (Silva et al, 2003).

تغییر در شکل عوارض سطح زمین و توپوگرافی منطقه، یکی از راه‌های تعیین موقعیت مناطق پرخطر در برابر زلزله است.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

استان کرمانشاه بر روی دو زون سندج - سیرجان و زاگرس قرار دارد. تفاوت پی سنگ منطقه در دو نیمه این گستره، یکی از موارد قابل بررسی در ساختارهای روی این دو پی سنگ متفاوت است. چین خوردگی‌ها،



و سازند پابده به سن پالئوسن تشکیل شده است. واحد ایلام که به عنوان قدیمی ترین واحد در هسته تاقدیس رخنمون دارد از سنگ آهک خاکستری با چرت های رادیولاریتی تشکیل شده است. سازند گورپی شامل مارن و شیل های خاکستری مایل به آبی است که میان لایه هایی از سنگ آهک رسی دارد (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند پابده شامل رسوبات مارن و شیل های خاکستری و لایه های آهکی رسی دریایی است (مهندسین مشاور ایمن سازان، ۱۳۸۵).

۱-۲- گسل های منطقه

گسل های اصلی منطقه شامل، گسل زاگرس مرتفع، گسلی با درازای ۱۳۷۵ کیلومتر و راستای N130 و با شیب به سوی شمال خاوری، از نوع راندگی است. این گسل در طول کمر بند زاگرس امتداد دارد (Berberian, 1995).

گسل پیشانی کوهستان زاگرس، از پاره های گسلی گوناگون با درازای متفاوت ۱۵ تا ۱۱۵ کیلومتری تشکیل شده است و درازایی در حدود ۱۳۵۰ کیلومتر دارد. راستای کلی این گسل، شمال باختر- جنوب خاور با شیب به سوی شمال خاور و سازوکار این گسل، راندگی- است (Berberian, 1995). گسل های شماره ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۴۲۹ و ۵۵۲ قطعات این دو گسل اصلی هستند که در محدوده قرار دارند (شکل ۳). با توجه به گستره مورد مطالعه، گسل های حسامی و همکاران مورد استفاده قرار گرفته است. به این ترتیب، جدول بخشی از اطلاعات گسل های محدوده با شماره شناسایی قطعه گسلی (ID) تهیه شد (جدول ۱).

جدول ۱. گسل های محدوده مورد مطالعه بر پایه نقشه حسامی و همکاران، (۱۳۸۲).

| Fault | ID | Main Fault |
|-------|-----|--------------------------|
| 15 | 615 | Mountain Front Fault-MFF |
| 16 | 626 | Mountain Front Fault-MFF |
| 17 | 637 | Mountain Front Fault-MFF |
| 18 | 642 | Mountain Front Fault-MFF |
| 429 | 699 | High Zagros Fault-HZF |
| 552 | 279 | High Zagros Fault-HZF |

زمین ریخت شناسی و داده های لرزه ای منطقه، مورد بررسی قرار گرفت. تغییرات توپوگرافی، وسعت، تعداد،

در نقشه زمین شناسی منطقه و تصاویر ماهواره ای، تاقدیس های از هر دو سو متمایل و موازی در گستره دیده می شود که با شواهد رشد در طول زمان و وجود گسل های متعدد بزرگ و کوچک، حاکی از فعال بودن، شکنندگی منطقه و مناسب بودن بستر منطقه برای لرزه خیزی است. راستای بیش تر گسل ها، شمال باختر- جنوب خاور و دارای خمیدگی و مولفه راستگردی هستند.

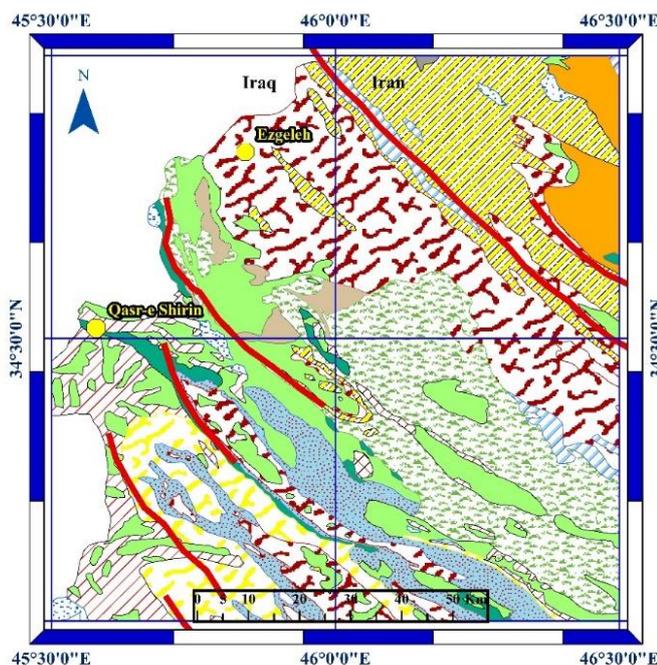
تاقدیس از گله، از نظر تقسیمات ساختاری ایران، در کمر بند کوهزایی زاگرس و در زیر پهنه زاگرس چین خورده قرار دارد (Nogole, Sadat, 1993, Berberian, 1983).

پهنه زاگرس چین خورده، از شمال خاور، توسط گسل زاگرس مرتفع (HZF) و به سمت جنوب باختر، با گسل پیشانی کوهستان (MFF) محدود شده است. این تاقدیس، در بین دو گسل اصلی زاگرس قرار دارد. تاقدیس از گله از نظر تقسیم بندی کمر بند کوهزایی زاگرس، در زیر ناحیه لرستان قرار دارد.

در این ناحیه، سازندهای مقاوم و نامقاوم (سطوح جدایش مکانیکی) تاثیر زیادی در تغییر سبک دگرشکلی این منطقه دارد. شیل های کامبرین، به عنوان قدیمی ترین واحد نامقاوم این ناحیه، نقش سطح جدایش قاعده ای را بازی می کند. سطوح جدایش میانی دیگری نیز وجود دارد که شامل تبخیری های تریاس، سازند دشتک، شیل های آلبین، سازندهای کژدمی و گرو، مارن های ائوسن سازندهای پابده، گورپی و امیران و تبخیری های میوسن (سازند گچساران) است (آقانباتی، ۱۳۸۳). مهمترین واحدهای سنگ شناسی این منطقه به ترتیب از: ایلام به سن کرتاسه بالایی، سازند گورپی با سن کرتاسه بالایی

۳- مواد و روش ها

در این مطالعه، نقشه رقومی ارتفاعی و شاخص های



Legend

Fault

City

Lithology

- Quaternary-Low level piedment fan and vally terrace deposits
- Quaternary-IIhigh level piedmont fan and vally terrace deposits
- Pliocene-Alternating hard of consolidated, massive, feature forming conglomerate and low -weathering cross -bedded sandstone (BAKHTYARI FM)
- Miocene-Brown to grey, calcareous, feature-forming sandstone and low weathering, gypsum- veined, red marl and siltstone (AGHAJARI FM)
- Miocene-Anhydrite, salt, grey and red marl alternating with anhydrite, argillaceous limestone and limestone (GACHSARAN FM)
- Miocene-Cream to brown - weathering, feature - forming, well - jointed limestone with intercalations of shale (ASMARI FM)
- Eocene-Miocene-Undivided Asmari and Shahbazan Formation
- Eocene-Fine-bedded argillaceous limestone and calcareous shale (Kandavan Shale)
- Late.Cretaceous-Grey and brown, medium - bedded to massive fossiliferous limestone (KAZHDUMI FM)
- Paleocene-Eocene-Grey and brown, medium - bedded to massive fossiliferous limestone (TALEHIZANG FM)
- Cretaceous-Undivided Bangestan Group, mainly limestone and shale, Albian to Campanian, comprising the following formations: Kazhdumi, Sarvak, Surgah and Ilam
- Triassic-Cretaceous-Kuhe Bistoon limestone
- Triassic-Cretaceous-Purple and red thin - bedded radiolarian chert with intercalations of neritic and pelagic limestone (Kerman and Neyzar Radiolarites)
- Triassic-Thin to medium - bedded, dark grey dolomite ; thin - bedded dolomite, greenish shale and thin - bedded argillaceous limestone (KHAMEH Kat and NEYRIZ FM)

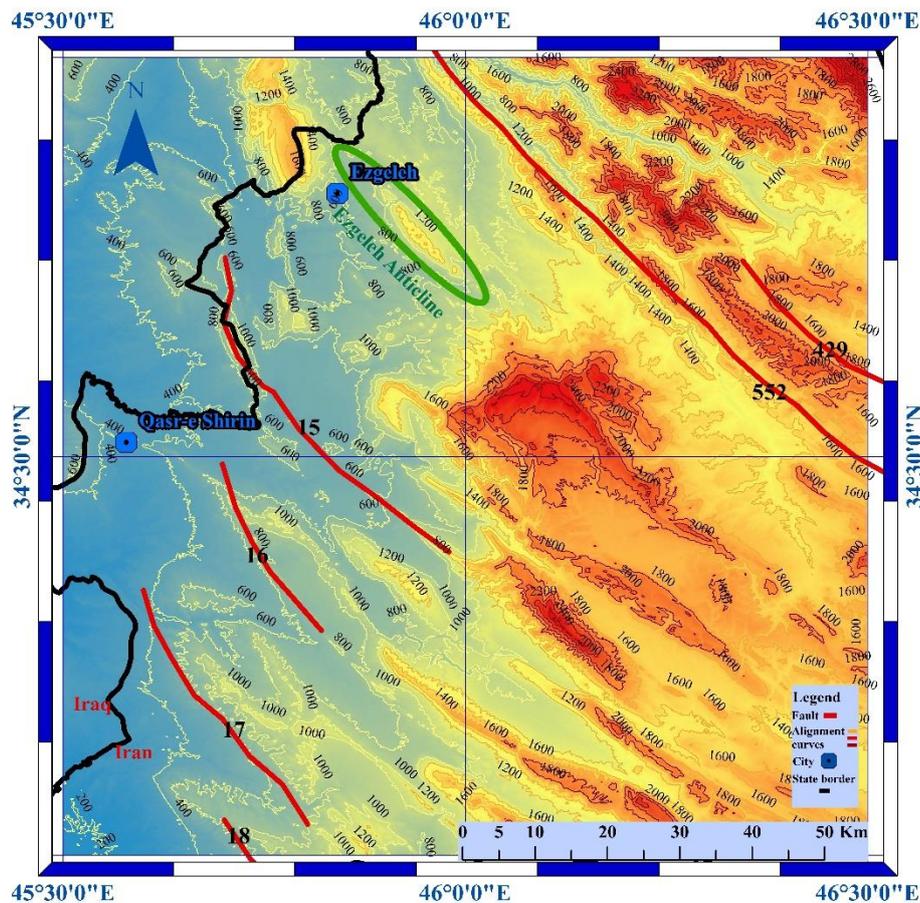
شکل ۲. نقشه زمین شناسی و گسل‌های منطقه مورد مطالعه، برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ قصر شیرین، بر پایه شیپ فایل نقشه زمین شناسی، سایت سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

و ۳۳۳۴ متر است. حدود ۳۱۹۴ متر اختلاف ارتفاع در منطقه وجود دارد. کم ترین ارتفاع، در حاشیه باختری گستره است. در راستای شمال خاور- جنوب باختر، و به سمت شمال خاور، ارتفاع و تراکم چین خوردگی‌ها (کوتاه شدن طول موج چین‌ها)، افزایش و به سمت جنوب باختر، ارتفاع و تراکم چین خوردگی‌ها کاهش می‌یابد. راستای تاقدیس از گله، به موازات گسل‌های منطقه است. چین خوردگی‌ها و گسل‌ها در راستای شمال باختر- جنوب خاور قرار دارند.

شکل و کج شدگی حوضه‌های آبریز اندازه‌گیری شد و با وضعیت بیشینه شتاب منطقه (اندازه‌گیری بیش ترین شتاب منطقه - روش احتمالاتی - برای ۴۷۵ سال) مقایسه شد تا میزان فعالیت زمین ساخت منطقه مشخص شود (Karbasiyan et al., 2024).

۳-۱- توپوگرافی

به منظور بررسی تغییرات ارتفاع، با کمک نقشه رقومی ارتفاعی، نقشه توپوگرافی محدوده ترسیم شد (شکل ۳). کم ترین و بیش ترین ارتفاع منطقه، به ترتیب ۱۴۰



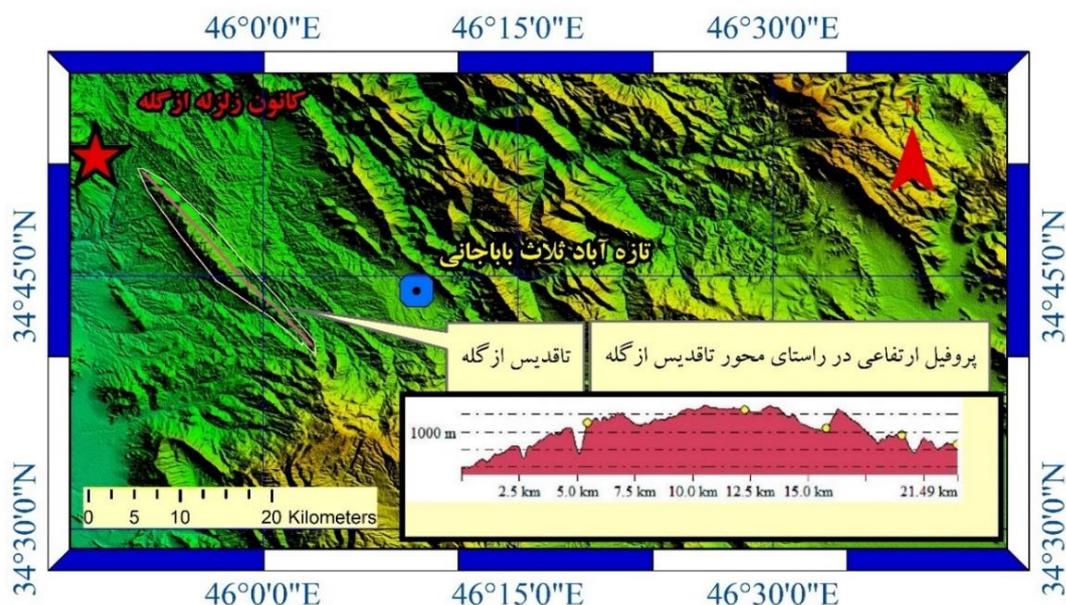
شکل ۳. موقعیت توپوگرافی منطقه مورد مطالعه، تاقدیس از گله، گسل های محدوده

فعال چین خوردگی این منطقه است (ایزدی کیان و میرزاجانی، ۱۳۹۹). در این مطالعه، محور طولی تاقدیس از گله و پروفیل ارتفاعی آن ترسیم شد. موقعیت این تاقدیس در نزدیکی شهر از گله و رومرکز زمین لرزه با بزرگای ۷٫۳ سال ۲۰۱۷ از گله قرار دارد (شکل ۴).

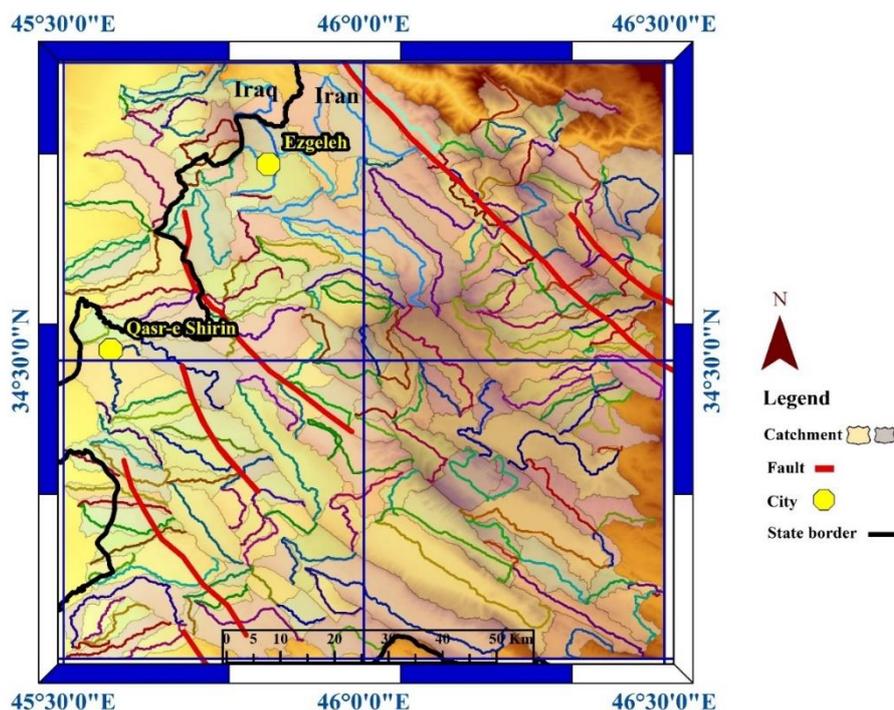
به منظور شناسایی بیش تر ریختزمین ساخت منطقه، در محیط آرک مپ، ۲۲۰ حوضه آبریز کوچک منطقه ترسیم گردید که ۱۹۷ حوضه آن به صورت کامل در محدوده قرار دارد و ۲۳ حوضه مرزی محدوده، با قرار گرفتن بخشی از آن در خارج از محدوده، قابل اندازه گیری نیست. با رسم خطوط مرزی حوضه های آبریز، تنوع شکل حوضه ها، تنوع شیب، تفاوت مسیر مرزی حوضه ها و تنوع اندازه حوضه های آبریز، حاکی از ریختزمین ساخت پیچیده منطقه هست. در باختر کرمانشاه، موقعیت تاقدیس از گله نشان می دهد که این منطقه، بر روی بخش کم ارتفاعتر و حاشیه زاگرس قرار گرفته است ولی، تنوع ویژگی های حوضه های آبریز منطقه، لزوم بررسی شاخص های زمین ریختی را نمایان می کند (شکل ۵).

بررسی ریختزمین ساخت تاقدیس از گله، نسبت به چین خوردگی های اطراف، در نقشه رقمی ارتفاعی، نشان می دهد که این تاقدیس، توسط محیطی با چین خوردگی هایی با طول موج بزرگ و ارتفاع کم؛ احاطه شده و چین خوردگی های زاگرس در محدوده تاقدیس، از هم فاصله گرفته اند.

وجود شکستگی های عمود بر محور تاقدیس و رشد تاقدیس با انحراف در ابتدا و انتهای محور تاقدیس از گله تایید شده هست. تاقدیس بسته از گله، از نوع چین های مرتبط با گسل است. روند عمومی این چین، شمال باختر - جنوب خاور و به هر دو سمت متمایل است. جنس هسته آن از سازند آهکی ایلام و یال های آن از مارن و آهک گورپی و شیل و مارن سازند پایده است. اغلب آبراهه ها در این چین، از نوع موازی هستند. انحراف مسیر آبراهه ها، نشانگر رشد چین به سمت شمال باختر است. همچنین این چین از بخش جنوب خاوری نیز در حال رشد است و باعث انحراف آبراهه ها شده است. این رشد، حاکی از زمین ساخت



شکل ۴. نقشه رقومی ارتفاعی تاقدیس ازگله و پروفیل ارتفاعی در راستای محور NW-SE

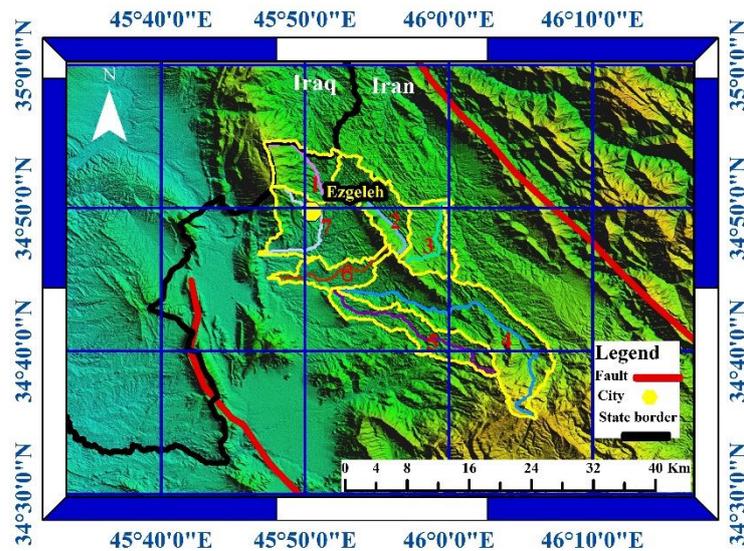


شکل ۵. نقشه ترسیمی حوضه‌های آبریز و آبراهه حوضه‌ها در گستره

۲-۳- شاخص‌های زمین‌ریختی

برای بررسی میزان دگرریختی ایجاد شده در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌توان از شاخص‌های زمین‌ریخت شناسی استفاده کرد (Bull & McFadden, 1977; Azor et al., 2002; Keller & Pinter, 2002; Silva et al., 2003; Molin et al., 2004; EL Hamdouni et al., 2008). این شاخص‌ها، ابزارهای مقدماتی و پایه برای تشخیص

به منظور بررسی و مقایسه حوضه‌های کوچک منطقه و حوضه‌های مجاور تاقدیس ازگله، ۷ حوضه از ۱۹۷ حوضه ترسیمی در محدوده، تفکیک و نقشه آن تهیه شد (شکل ۶). حوضه‌های آبریز مجاور تاقدیس ازگله، دارای تنوع در وسعت، شکل، مسیر آبراهه‌ها و شیب هستند. ارتفاع تاقدیس، نسبت به پیرامون آن، بیش از ۴۰۰ متر، اختلاف ارتفاع دارد.



شکل ۶. نقشه ترسیمی حوضه‌های آبریز مجاور تاقدیس ازگله و آبراه‌های آن

نواحی دچار دگرشکلی زمین ساختی سریع می باشند. در این مطالعه، کاربردی ترین شاخص‌های زمین ریختی در مطالعات زمین ساخت فعال به کار گرفته شدند که شامل موارد زیر هستند:

۱-۲-۳- **انتگرال فرازسنجی، هیپسومتری (Hi)**

انتگرال فرازسنجی، پراکندگی ارتفاع را در یک ناحیه خاص نشان می دهد. منحنی فرازسنجی که شامل رسم نسبت ارتفاعی در برابر نسبت مساحت و محاسبه مساحت زیر منحنی است، مستقل از اندازه حوضه و برآمدگی است (Strahler, 1952). این شاخص، نشانگر توزیع ارتفاع در یک ناحیه از زمین از یک حوضه زهکشی تا یک سیاره است و از نسبت کل ارتفاع حوضه (ارتفاع نسبی) در مقابل نسبت کل مساحت حوضه (مساحت نسبی) به دست می آید. استفاده مفید از منحنی فرازسنجی این است که حوضه زهکشی با اندازه های مختلف را می توان مقایسه کرد (Pike & Wilson, 1971; Mayer, 1990; Keller & Pinter, 2002).

انتگرال فراز سنجی، به طور مستقیم با زمین ساخت ارتباط ندارد.

مقادیر بالای این شاخص، نشان دهنده نواحی فعال و جوان و مقادیر پایین آن، با نواحی قدیمی که فرآیند فرسایش بر آن ها حاکم است و کم تر تحت تاثیر زمین ساخت فعال منطقه است، مرتبط هستند (EL

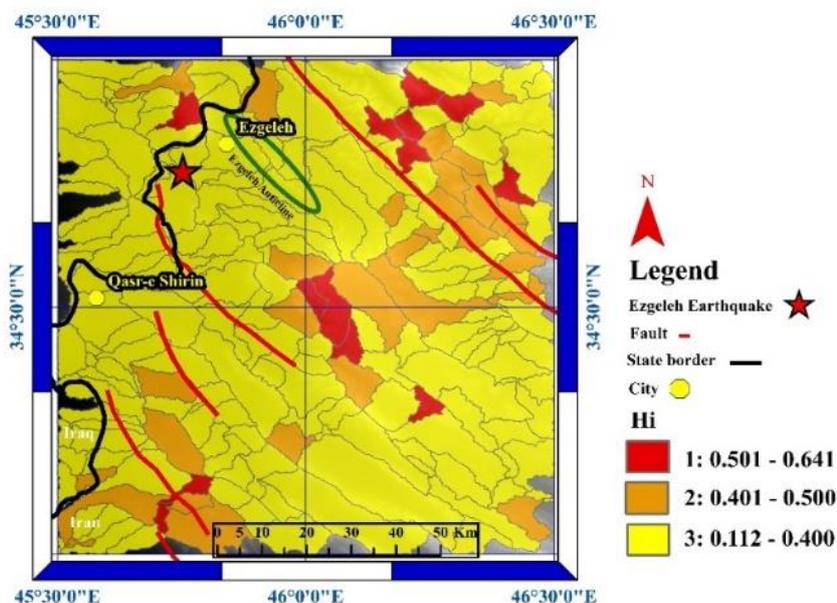
در این تحقیق، ارتفاع حداقل، حداکثر و ارتفاع میانگین هر حوضه به دست آمد و سپس در رابطه (۱) قرار گرفت و مقدار فرازسنجی هر حوضه محاسبه شد. اعداد حاصل از ۱۹۷ حوضه، در سه گروه، رده بندی قرار گرفت. بر این پایه، مقادیر شاخص هیپسومتری، در سه رده، شامل رده ۱ ($Hi > 0.5$) فعالیت بالا، رده ۲ ($0.5 > Hi > 0.4$) فعالیت متوسط، رده ۳ ($Hi > 0.4$) فعالیت کم، تقسیم بندی می شود. مقدار هیپسومتری (Hi) در تمام حوضه‌ها اندازه گیری شد (جدول ۲).

ارتفاع حداقل: h_{min}
 ارتفاع حداکثر: h_{max}
 ارتفاع میانگین: h_{mean}

پس از اندازه گیری، در داخل رابطه قرار گرفت:

$$Hi = \frac{h_{mean} - h_{min}}{h_{max} - h_{min}} \quad (\text{رابطه ۱})$$

نتیجه این اندازه گیری نشان داد که: شاخص انتگرال فراز نما یا هیپسومتری (Hi)، از نظر درصدی در سه رده جای گرفتند. رده یک (۷,۱۱٪)، رده دو (۱۵,۷۳٪) و رده ۳ (۷۷,۱۶٪) به دست آمد. بیش ترین مقدار هیپسومتری ۰,۶۴۱ مربوط به حوضه شماره ۱۴۲ و کم ترین مقدار ۰,۱۱۲ مربوط به حوضه شماره ۵۸ است. نقشه هیپسومتری منطقه نیز ترسیم گردید (شکل ۷).



شکل ۲. نقشه شاخص Hi در حوضه‌های گستره

جدول ۲. شاخص Hi

| catch | Hi | catch | Hi | catch | Hi | catch | Hi | catch | Hi | catch | Hi |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 3 | 0.371 | 46 | 0.375 | 80 | 0.27 | 114 | 0.421 | 148 | 0.341 | 185 | 0.314 |
| 5 | 0.498 | 47 | 0.357 | 81 | 0.457 | 115 | 0.412 | 149 | 0.337 | 186 | 0.385 |
| 6 | 0.245 | 48 | 0.312 | 82 | 0.37 | 116 | 0.456 | 150 | 0.426 | 187 | 0.326 |
| 10 | 0.184 | 49 | 0.283 | 83 | 0.305 | 117 | 0.215 | 151 | 0.359 | 188 | 0.243 |
| 11 | 0.287 | 50 | 0.376 | 84 | 0.31 | 118 | 0.397 | 152 | 0.302 | 190 | 0.33 |
| 12 | 0.47 | 51 | 0.168 | 85 | 0.276 | 119 | 0.256 | 153 | 0.39 | 191 | 0.316 |
| 14 | 0.191 | 52 | 0.536 | 86 | 0.45 | 120 | 0.419 | 154 | 0.354 | 192 | 0.178 |
| 15 | 0.383 | 53 | 0.446 | 87 | 0.404 | 121 | 0.233 | 156 | 0.237 | 193 | 0.313 |
| 16 | 0.466 | 54 | 0.363 | 88 | 0.291 | 122 | 0.18 | 157 | 0.294 | 195 | 0.294 |
| 17 | 0.362 | 55 | 0.528 | 89 | 0.278 | 123 | 0.242 | 158 | 0.36 | 196 | 0.466 |
| 21 | 0.549 | 56 | 0.334 | 90 | 0.203 | 124 | 0.566 | 159 | 0.324 | 197 | 0.341 |
| 22 | 0.338 | 57 | 0.208 | 91 | 0.222 | 125 | 0.416 | 160 | 0.312 | 198 | 0.35 |
| 23 | 0.332 | 58 | 0.112 | 92 | 0.345 | 126 | 0.349 | 162 | 0.401 | 199 | 0.323 |
| 25 | 0.338 | 59 | 0.402 | 93 | 0.174 | 127 | 0.221 | 164 | 0.32 | 200 | 0.413 |
| 26 | 0.545 | 60 | 0.5 | 94 | 0.161 | 128 | 0.155 | 165 | 0.349 | 201 | 0.338 |
| 27 | 0.263 | 61 | 0.357 | 96 | 0.167 | 129 | 0.52 | 166 | 0.316 | 202 | 0.326 |
| 28 | 0.125 | 62 | 0.347 | 97 | 0.401 | 130 | 0.252 | 167 | 0.438 | 204 | 0.182 |
| 29 | 0.34 | 63 | 0.424 | 98 | 0.223 | 131 | 0.282 | 168 | 0.27 | 205 | 0.459 |
| 30 | 0.541 | 64 | 0.175 | 99 | 0.337 | 132 | 0.19 | 169 | 0.284 | 206 | 0.351 |
| 31 | 0.284 | 65 | 0.194 | 100 | 0.278 | 133 | 0.309 | 170 | 0.211 | 207 | 0.525 |
| 32 | 0.251 | 66 | 0.313 | 101 | 0.224 | 134 | 0.322 | 171 | 0.32 | 208 | 0.515 |
| 33 | 0.333 | 67 | 0.4 | 102 | 0.209 | 135 | 0.319 | 172 | 0.577 | 209 | 0.257 |
| 34 | 0.499 | 69 | 0.269 | 103 | 0.5 | 136 | 0.319 | 174 | 0.253 | 210 | 0.422 |
| 35 | 0.607 | 70 | 0.414 | 104 | 0.217 | 137 | 0.194 | 175 | 0.258 | 211 | 0.442 |
| 36 | 0.521 | 71 | 0.293 | 105 | 0.311 | 138 | 0.312 | 176 | 0.239 | 212 | 0.286 |
| 37 | 0.251 | 72 | 0.285 | 106 | 0.381 | 139 | 0.291 | 177 | 0.39 | 213 | 0.298 |
| 38 | 0.36 | 73 | 0.293 | 107 | 0.304 | 140 | 0.195 | 178 | 0.278 | 214 | 0.271 |
| 39 | 0.311 | 74 | 0.319 | 108 | 0.297 | 142 | 0.641 | 179 | 0.379 | 215 | 0.392 |
| 40 | 0.348 | 75 | 0.259 | 109 | 0.175 | 143 | 0.348 | 180 | 0.299 | 216 | 0.272 |
| 42 | 0.243 | 76 | 0.445 | 110 | 0.314 | 144 | 0.267 | 181 | 0.288 | 217 | 0.443 |
| 43 | 0.184 | 77 | 0.487 | 111 | 0.377 | 145 | 0.266 | 182 | 0.419 | 218 | 0.297 |
| 44 | 0.388 | 78 | 0.313 | 112 | 0.353 | 146 | 0.354 | 183 | 0.31 | 220 | 0.394 |
| 45 | 0.28 | 79 | 0.353 | 113 | 0.406 | 147 | 0.237 | 184 | 0.231 | | |

هندسه واضحی است. عامل عدم تقارن، برای نمایان ساختن کج شدگی زمین ساختی در مقیاس حوضه زهکشی یا مساحت‌های بزرگ‌تر است. شاخص عدم تقارن Af به بررسی میزان کج شدگی زمین ساختی

۲-۲-۳- عدم تقارن حوضه زهکشی (AF)

هندسه شبکه‌های رود به صورت کمی و کیفی اندازه‌گیری می‌شود. جایی که زهکشی در حضور زمین ساخت فعال توسعه می‌یابد، شبکه دارای الگو و

سوی جریان در حوضه زهکشی می پردازد (Hare & Gardner, 1985; Keller & Pinter, 2002). در این شاخص، مساحت سمت راست حوضه و مساحت کل هر حوضه اندازه گیری شد برای تعیین سمت راست حوضه، مسیر آبراهه از ارتفاع بیش تر به سمت ارتفاع کم تر (دید از بالا به پایین) نیمه سمت راست مشخص می شود. در رابطه (۲) قرار می گیرد و عدد Af هر حوضه به دست می آید. این عدد می تواند، مساوی ۵۰، بیش تر از ۵۰ یا کم تر از ۵۰ باشد که باعث می شود حوضه ها در سه گروه جای بگیرند. تمام حوضه ها پس از اندازه گیری در این سه گروه قرار گرفتند. برای محاسبه عدم تقارن حوضه ها، از رابطه ۲ استفاده شد.

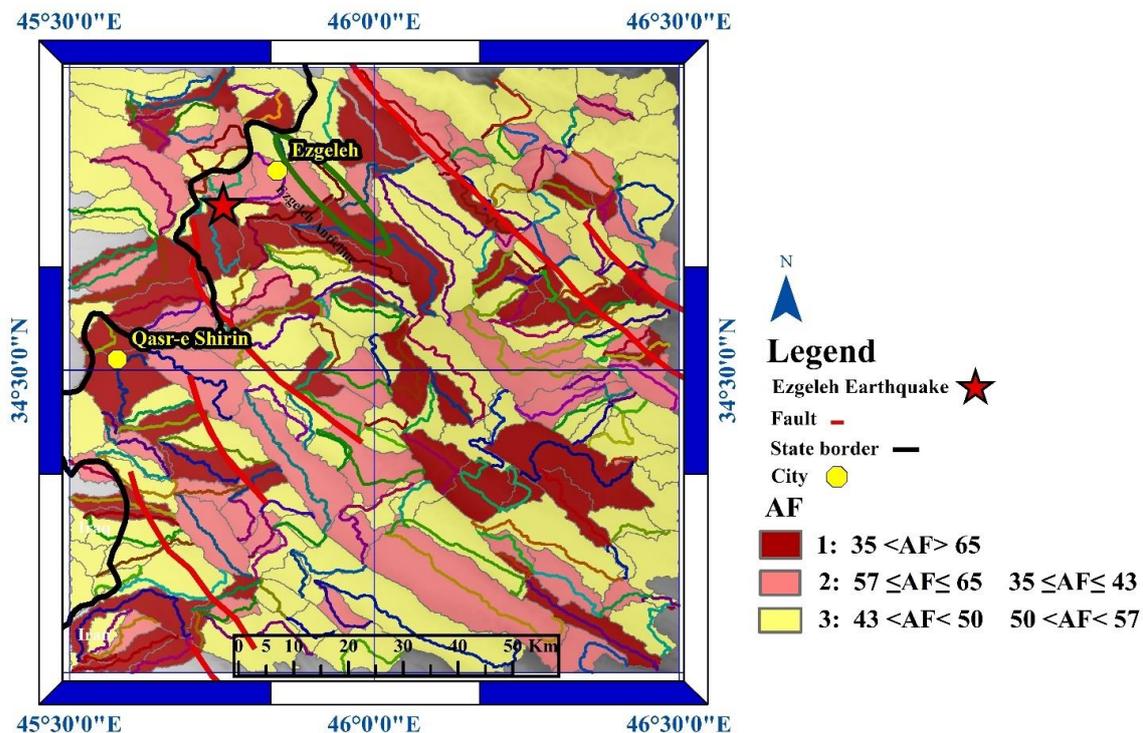
$$AF = 100 \left(\frac{Ar}{At} \right) \quad (\text{رابطه ۲})$$

مساحت سمت راست حوضه: Ar

مساحت کل حوضه: At

عدم تقارن حوضه: AF

مقدار ۵۰ برای Af، حاکی از پایداری رود است. مقادیر بیش تر و کم تر از ۵۰، نشان دهنده کج شدگی حوضه است که می تواند نتیجه فعالیت زمین ساختی و یا ساختارهای موجود در سنگ همچون تورق باشد. برای خنثی کردن نقش لایه بندی و تورق در شاخص Af، چنین فرض می شود که سنگ شناسی (مانند لایه های رسوبی شیب دار) و اقلیم محلی (مانند اختلاف پوشش گیاهی میان شیب های رو به شمال و جنوب) سبب عدم تقارن نمی شوند (EL Hamdouni et al., 2008). با این فرض، این مقدار برای تمام حوضه های کوچک محدوده اندازه گیری شد (جدول ۳). حوضه ها از نظر درصد این شاخص در سه رده، رده یک (۳۲،۹۹٪)، رده دو (۱۹،۸٪) و رده سه (۴۷،۲٪) جای گرفتند. نقشه Af محدوده نیز ترسیم شد (شکل ۸).



شکل ۸. شاخص AF در حوضه های گسترده

به ویژه برای فعالیت های زمین ساختی اواخر کواترنر بسیار حساس است (Bull, 2007). بررسی ریخت شناسی برش عرضی آبراهه ها، در نزدیکی جبهه کوهستان، شاخص مفیدی برای اندازه گیری قدرت حفر قائم

۳-۲-۳- نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (VF)

این شاخص، یکی از معیارهای موثر در شناسایی مناطق فعال زمین ساختی است. نسبت پهنای دره به کف دره،



جدول ۳- شاخص AF

| catch | AF | catch | AF | catch | AF | catch | AF | catch | AF | catch | AF |
|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|
| 3 | 57.5 | 46 | 67.5 | 80 | 53.2 | 114 | 43.7 | 148 | 9.4 | 185 | 68.8 |
| 5 | 25.7 | 47 | 75.4 | 81 | 48.2 | 115 | 83.3 | 149 | 64.6 | 186 | 29 |
| 6 | 46 | 48 | 38.5 | 82 | 37.7 | 116 | 34.3 | 150 | 46.2 | 187 | 14.8 |
| 10 | 55.3 | 49 | 69.7 | 83 | 39.8 | 117 | 60.6 | 151 | 42.4 | 188 | 67.7 |
| 11 | 72.7 | 50 | 66.3 | 84 | 76.1 | 118 | 40.9 | 152 | 15.9 | 190 | 38.9 |
| 12 | 38.2 | 51 | 40.1 | 85 | 45.6 | 119 | 25.1 | 153 | 79.7 | 191 | 61.5 |
| 14 | 70.8 | 52 | 73.4 | 86 | 79.6 | 120 | 64.8 | 154 | 51.9 | 192 | 72.6 |
| 15 | 27.3 | 53 | 56.4 | 87 | 22.5 | 121 | 62.1 | 156 | 40.5 | 193 | 56.9 |
| 16 | 44.5 | 54 | 46.1 | 88 | 55.6 | 122 | 45.5 | 157 | 6.9 | 195 | 58.9 |
| 17 | 43.3 | 55 | 36.4 | 89 | 52.9 | 123 | 56.9 | 158 | 58.6 | 196 | 8 |
| 21 | 65.3 | 56 | 33.2 | 90 | 38.4 | 124 | 28.3 | 159 | 67.3 | 197 | 54.9 |
| 22 | 50.9 | 57 | 43.5 | 91 | 60.9 | 125 | 57.3 | 160 | 62.4 | 198 | 79.8 |
| 23 | 53.1 | 58 | 9.1 | 92 | 50.8 | 126 | 38.1 | 162 | 49.6 | 199 | 64.3 |
| 25 | 78.6 | 59 | 45.2 | 93 | 47.6 | 127 | 57.1 | 164 | 44.1 | 200 | 43.2 |
| 26 | 29.9 | 60 | 34.5 | 94 | 55.2 | 128 | 70.6 | 165 | 54.5 | 201 | 66.7 |
| 27 | 23.7 | 61 | 34.3 | 96 | 65.3 | 129 | 45.8 | 166 | 57.1 | 202 | 35 |
| 28 | 42.6 | 62 | 70.4 | 97 | 24.1 | 130 | 43.9 | 167 | 58.2 | 204 | 65.3 |
| 29 | 60.4 | 63 | 32.8 | 98 | 35.2 | 131 | 63.5 | 168 | 53.1 | 205 | 18.5 |
| 30 | 67.7 | 64 | 45.5 | 99 | 68.9 | 132 | 65.8 | 169 | 41.5 | 206 | 64.4 |
| 31 | 66.5 | 65 | 56.6 | 100 | 59.5 | 133 | 70.9 | 170 | 72.6 | 207 | 57 |
| 32 | 20.5 | 66 | 46.6 | 101 | 26.4 | 134 | 63.9 | 171 | 29.3 | 208 | 43.2 |
| 33 | 42.9 | 67 | 59.8 | 102 | 42 | 135 | 59.8 | 172 | 49.9 | 209 | 31.3 |
| 34 | 37.5 | 69 | 52.8 | 103 | 67.9 | 136 | 30.4 | 174 | 42.6 | 210 | 64.7 |
| 35 | 57.1 | 70 | 22.7 | 104 | 52.8 | 137 | 80.7 | 175 | 55.3 | 211 | 27.7 |
| 36 | 62.4 | 71 | 36.5 | 105 | 58.5 | 138 | 48.9 | 176 | 26.6 | 212 | 69.6 |
| 37 | 40.1 | 72 | 51.6 | 106 | 49.2 | 139 | 77.4 | 177 | 45.6 | 213 | 67.8 |
| 38 | 72.9 | 73 | 17.9 | 107 | 59.1 | 140 | 74.1 | 178 | 25.1 | 214 | 36.9 |
| 39 | 59.1 | 74 | 29.3 | 108 | 31.9 | 142 | 32.8 | 179 | 61.6 | 215 | 68.5 |
| 40 | 62.9 | 75 | 56.2 | 109 | 28.2 | 143 | 68.6 | 180 | 78.7 | 216 | 40.8 |
| 42 | 34.8 | 76 | 33.1 | 110 | 7.3 | 144 | 56.2 | 181 | 7.9 | 217 | 45.9 |
| 43 | 35.2 | 77 | 44.5 | 111 | 34.5 | 145 | 34.5 | 182 | 42.3 | 218 | 56.4 |
| 44 | 42.5 | 78 | 66.1 | 112 | 61.6 | 146 | 26.9 | 183 | 80.2 | 220 | 54.5 |
| 45 | 46.5 | 79 | 55.1 | 113 | 36.4 | 147 | 47.9 | 184 | 72.3 | | |

$$VF = \frac{V_{\text{fwh}}}{[(E1d - Esc) + (Erd - Esc)]}$$

V_{fwh} : په‌نای کف دره

ارتفاع دیواره سمت چپ یا ارتفاع خط الراس سمت

پ رودخانه: E_{1d}

ارتفاع دیواره سمت راست دره یا ارتفاع خط الراس

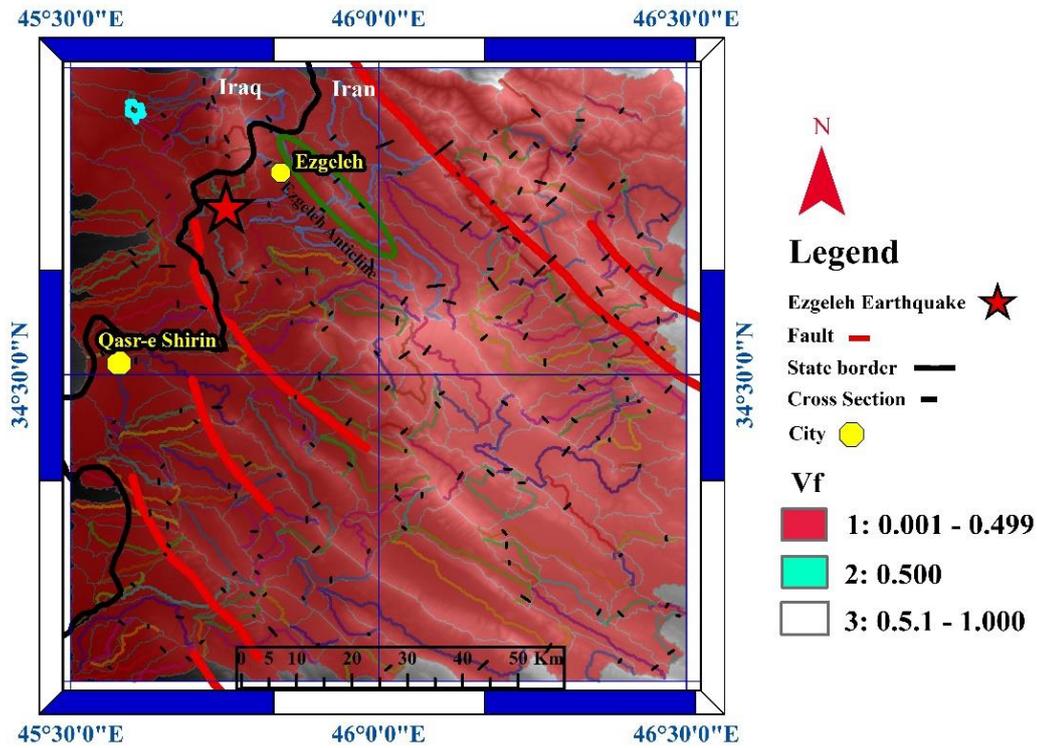
سمت راست رودخانه: E_{rd}

ارتفاع کف بستر دره: E_{sc}

نسبت په‌نای کف دره به ارتفاع: VF

برای رسم نقشه این شاخص، ابتدا مقاطع عرضی آبراهه‌ها ترسیم شدند. نسبت په‌نای کف دره به ارتفاع آن نیز، برای تمام حوضه‌های محدوده اندازه‌گیری شد (جدول ۴). حوضه‌های ۱۰۶، ۱۱۰ و ۱۱۳ به دلیل کوچکی حوضه، قابل اندازه‌گیری نبود. شاخص VF حوضه کوچک شماره ۱۷ دارای مقدار ۰٫۵ و سایر حوضه‌ها از نظر شاخص VF، کم‌تر از ۰٫۵ است. ۱۹۳ حوضه در رده یک (۹۷، ۹۷٪) و فقط یک حوضه در رده دو (۰٫۵٪) است. سه حوضه غیرقابل اندازه‌گیری (۱، ۵۳٪) از کل را در بر می‌گیرد (شکل ۹).

آبراهه‌ها و بررسی فعالیت زمین‌ساختی منطقه است (Bull&McFadden, 1977). مقادیر بزرگ این شاخص، با نرخ‌های بالا آمدگی پایین که در آن رودها، کف دره پهن را حفر می‌کنند، در ارتباط مستقیم است. مقادیر کم این نسبت، به دره‌های عمیقی اشاره دارد که در آن، رودها به طور فعال، دره‌ها را حفر می‌کنند و معمولاً در ارتباط با بالا آمدگی هستند. در این شاخص، مقاطع عرضی هر آبراهه، در محل مناسب و متناسب به بقیه حوضه‌ها رسم گردید. سپس با نمایش نیم رخ آن در نمودار، با کمک نرم افزار، په‌نای مسطح‌ترین بخش کف آبراهه اندازه‌گیری شد. سپس ارتفاع دیواره سمت راست و چپ آبراهه و ارتفاع کف بستر از لبه دیواره آبراهه اندازه‌گیری شد. اعداد به دست آمده در رابطه (۳) قرار گرفت و شاخص VF هر حوضه به دست آمد. اعداد به دست آمده در سه گروه کم‌تر از ۰٫۵ (فعال)، بین ۰٫۵ تا ۱ (نیمه فعال) و بزرگ‌تر از ۱ (غیرفعال) جای می‌گیرند. برای محاسبه این شاخص، از رابطه (Bull&McFadden, 1977) استفاده شد (رابطه ۳).



شکل ۹. نقشه شاخص V_f در گستره مورد مطالعه

جدول ۴. شاخص V_f

| catch | V_f | catch | V_f | catch | V_f | catch | V_f | catch | V_f | catch | V_f |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 3 | 0.001 | 46 | 0.008 | 80 | 0.038 | 114 | 0.006 | 148 | 0.066 | 185 | 0.011 |
| 5 | 0.046 | 47 | 0.006 | 81 | 0.016 | 115 | 0.011 | 149 | 0.044 | 186 | 0.017 |
| 6 | 0.012 | 48 | 0.017 | 82 | 0.013 | 116 | 0.009 | 150 | 0.018 | 187 | 0.007 |
| 10 | 0.008 | 49 | 0.003 | 83 | 0.025 | 117 | 0.022 | 151 | 0.125 | 188 | 0.045 |
| 11 | 0.02 | 50 | 0.023 | 84 | 0.005 | 118 | 0.012 | 152 | 0.011 | 190 | 0.006 |
| 12 | 0.013 | 51 | 0.003 | 85 | 0.037 | 119 | 0.008 | 153 | 0.016 | 191 | 0.003 |
| 14 | 0.04 | 52 | 0.008 | 86 | 0.003 | 120 | 0.032 | 154 | 0.009 | 192 | 0.003 |
| 15 | 0.125 | 53 | 0.011 | 87 | 0.006 | 121 | 0.064 | 156 | 0.01 | 193 | 0.009 |
| 16 | 0.004 | 54 | 0.004 | 88 | 0.007 | 122 | 0.09 | 157 | 0.006 | 195 | 0.008 |
| 17 | 0.5 | 55 | 0.006 | 89 | 0.013 | 123 | 0.111 | 158 | 0.037 | 196 | 0.2 |
| 21 | 0.002 | 56 | 0.043 | 90 | 0.071 | 124 | 0.003 | 159 | 0.011 | 197 | 0.014 |
| 22 | 0.07 | 57 | 0.013 | 91 | 0.014 | 125 | 0.002 | 160 | 0.031 | 198 | 0.004 |
| 23 | 0.09 | 58 | 0.037 | 92 | 0.047 | 126 | 0.004 | 162 | 0.011 | 199 | 0.009 |
| 25 | 0.005 | 59 | 0.003 | 93 | 0.021 | 127 | 0.022 | 164 | 0.023 | 200 | 0.031 |
| 26 | 0.001 | 60 | 0.01 | 94 | 0.017 | 128 | 0.428 | 165 | 0.003 | 201 | 0.49 |
| 27 | 0.003 | 61 | 0.009 | 96 | 0.086 | 129 | 0.003 | 166 | 0.066 | 202 | 0.012 |
| 28 | 0.017 | 62 | 0.001 | 97 | 0.007 | 130 | 0.038 | 167 | 0.004 | 204 | 0.142 |
| 29 | 0.005 | 63 | 0.007 | 98 | 0.006 | 131 | 0.016 | 168 | 0.008 | 205 | 0.153 |
| 30 | 0.002 | 64 | 0.009 | 99 | 0.014 | 132 | 0.001 | 169 | 0.09 | 206 | 0.025 |
| 31 | 0.016 | 65 | 0.071 | 100 | 0.004 | 133 | 0.002 | 170 | 0.011 | 207 | 0.003 |
| 32 | 0.016 | 66 | 0.009 | 101 | 0.027 | 134 | 0.016 | 171 | 0.009 | 208 | 0.006 |
| 33 | 0.003 | 67 | 0.007 | 102 | 0.028 | 135 | 0.03 | 172 | 0.004 | 209 | 0.006 |
| 34 | 0.002 | 69 | 0.011 | 103 | 0.002 | 136 | 0.038 | 174 | 0.009 | 210 | 0.04 |
| 35 | 0.002 | 70 | 0.029 | 104 | 0.037 | 137 | 0.017 | 175 | 0.003 | 211 | 0.003 |
| 36 | 0.002 | 71 | 0.009 | 105 | 0.013 | 138 | 0.012 | 176 | 0.008 | 212 | 0.035 |
| 37 | 0.004 | 72 | 0.006 | 106 | - | 139 | 0.012 | 177 | 0.012 | 213 | 0.004 |
| 38 | 0.005 | 73 | 0.017 | 107 | 0.003 | 140 | 0.035 | 178 | 0.001 | 214 | 0.003 |
| 39 | 0.042 | 74 | 0.003 | 108 | 0.015 | 142 | 0.002 | 179 | 0.004 | 215 | 0.09 |
| 40 | 0.014 | 75 | 0.005 | 109 | 0.142 | 143 | 0.026 | 180 | 0.003 | 216 | 0.004 |
| 42 | 0.002 | 76 | 0.007 | 110 | - | 144 | 0.166 | 181 | 0.025 | 217 | 0.125 |
| 43 | 0.016 | 77 | 0.002 | 111 | 0.017 | 145 | 0.003 | 182 | 0.003 | 218 | 0.006 |
| 44 | 0.007 | 78 | 0.01 | 112 | 0.062 | 146 | 0.02 | 183 | 0.003 | 220 | 0.007 |
| 45 | 0.011 | 79 | 0.004 | 113 | - | 147 | 0.018 | 184 | 0.007 | | |

۴-۲-۳- پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf)

این شاخص، نشانگر توازن بین نیروهای فرسایشی مایل به بریدن دره‌ها در پیشانی کوهستان و نیروهای زمین‌ساختی مایل به ایجاد پیشانی‌های مستقیم کوهستانی منطبق بر یک گسل فعال دربرگیرنده آن می‌باشد. اگر نرخ بالاآمدگی کاهش یافته یا متوقف شود، فرآیندهای فرسایشی، سبب تراشیده شدن هر چه پیش‌تر پیشانی کوهستانی می‌شود و سینوسیته افزایش می‌یابد. در این شاخص، ابتدا محدوده‌های دارای پیشانی کوهستان توسط نقشه منحنی‌های میزان شناسایی شد. مرز بین کوهستان و بخش مسطح، دارای پیچ و خمی هست که پیشانی کوهستان نامیده می‌شود. این خط محدب اندازه‌گیری شد و سپس ابتدا و انتهای این مسیر به صورت یک خط مستقیم اندازه‌گیری شد. دو عدد به دست آمده برای پیچ و خم‌های شناسایی شده به دست آمد و در رابطه (۴) قرار گرفت. اعداد حاصل از این شاخص، موقعیت پیچ و خم را در سه گروه جای

داد.

شاخص پیچ و خم پیشانی کوه، بر پایه رابطه (Bull and McFadden, 1977; Bull, 1978) برآورد می‌شود (رابطه ۴).

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s}$$

طول پیشانی کوهستان: L_{mf}

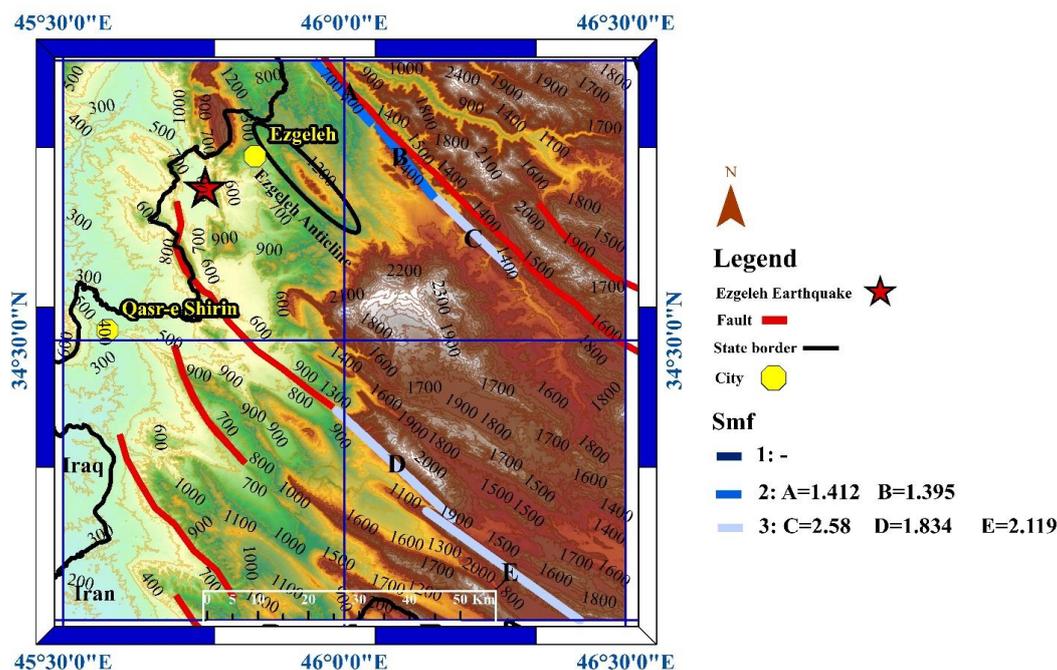
طول خط مستقیم پیشانی کوهستان: L_s

سینوسیته پیشانی کوهستان: S_{mf}

پس از محاسبه این شاخص در تمام حوضه‌ها، جدول داده‌های مربوط به این شاخص نیز تهیه شد (جدول ۵). این شاخص، پس از شناسایی ۵ قطعه پیشانی و طول خط مستقیم آن‌ها، اندازه‌گیری شد. سینوسیته پیشانی کوهستان (S_{mf}) اندازه‌گیری شده، به ترتیب از A تا E مقادیر، ۱،۴۱۲، ۱،۳۹۵، ۲،۵۸، ۲،۸۳۴ و ۲،۱۱۹ به دست آمد. این اعداد، حاکی از فعالیت بیش‌تر در محدوده گسل‌های اصلی منطقه است. در ادامه، نقشه S_{mf} نیز ترسیم گردید (شکل ۱۰).

جدول ۵. سینوسیته پیشانی کوهستان

| مولفه | A | B | C | D | E |
|-------------------------------|---------|---------|---------|---------|-----------|
| L_{mf} | 22413.6 | 24430.7 | 39593 | 52392.7 | 33113.7.2 |
| L_s | 15863.9 | 17504.2 | 19235.8 | 28562.4 | 27645.9 |
| $S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s}$ | 1.412 | 1.395 | 2.058 | 1.834 | 2.119 |



شکل ۱۰. شاخص S_{mf} در حوضه‌های گستره

۵-۲-۳- شکل حوضه زهکشی (Bs)

با استفاده از این شاخص می توان شکل حوضه را به یک شاخص کمی تبدیل کرد (Cannon, 1976; Ramirez-Herron, 1998).

میزان کشیدی یک حوضه، تحت عنوان شاخص شکل حوضه، با اندازه گیری نسبت طول به عرض به دست می آید و معیاری برای بررسی سطح فعالیت زمین ساختی به شمار می آید. حوضه هایی با کشیدگی زیاد، مشخص کننده مناطق فعال زمین ساختی است، یعنی جایی که جریان به صورت ابتدایی بستر خود را حفر می کند. این روش، برای تجزیه حوضه زهکشی نزدیک پیشانی کوهستان زمانی مورد استفاده قرار می گیرد که زمین ساخت فعال در یک منطقه، باعث بالا آمدگی سریع (Bull & MacFadden, 1977) و یا دچار فروافتادگی شده است (Ramirez-Herrera, 1998). در این شاخص، ابتدا طول مسیر آبراهه، در بخش میانی حوضه ها اندازه گیری شد. سپس پهن ترین بخش در عرض حوضه اندازه گرفته شد. اعداد در رابطه (۵) قرار گرفت. تمام حوضه ها در سه رده قرار گرفتند (شکل

۱۱). حوضه ها در این شاخص با رابطه زیر اندازه گیری شدند (رابطه ۵).

$$B_S = \frac{BL}{Bw}$$

طولانی ترین بخش هر حوضه زهکشی: BL

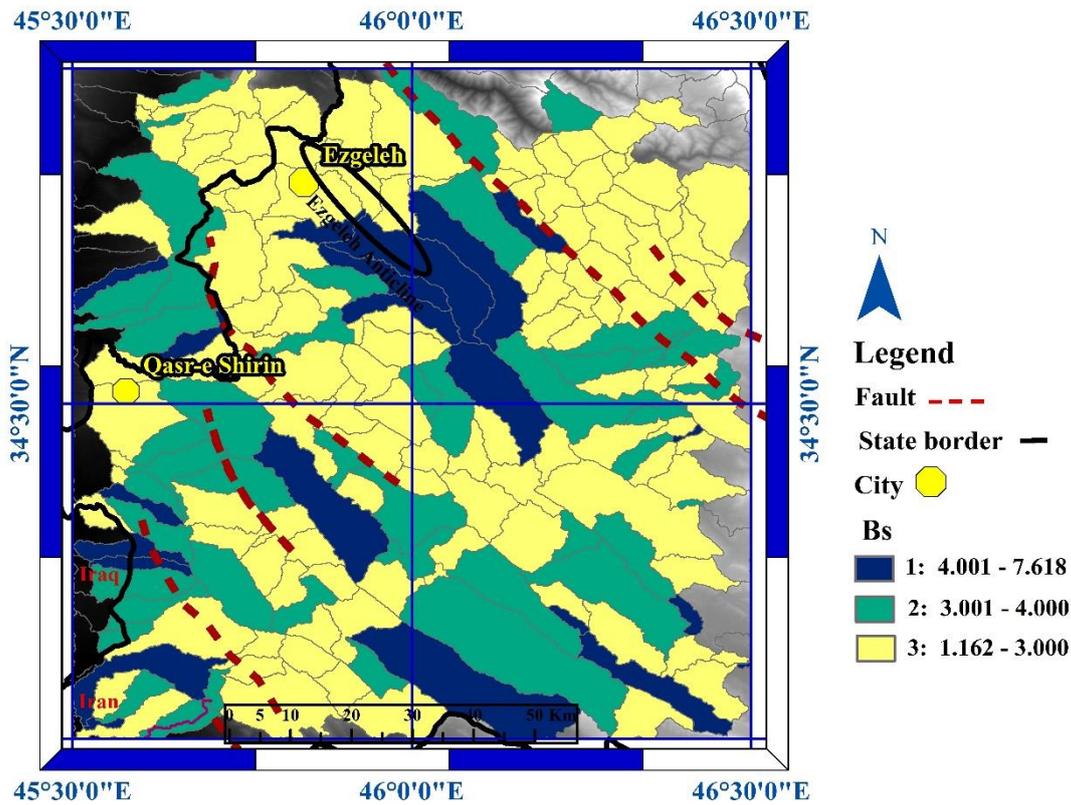
پهن ترین قسمت حوضه زهکشی: Bw

شکل حوضه: Bs

و مقدار Bs تمام حوضه ها به دست آمد (جدول ۶). مقادیر بالای این شاخص، نشان دهنده کشیدگی حوضه و مقادیر پایین آن، حاکی از حوضه های دایره ای شکل است. حوضه های گسترده، دارای کشیدگی کج شدگی هستند. بر پایه تقسیم بندی (EL Hamdouni et al, 2008) حوضه ها در سه رده قرار گرفتند. در ۱۹۷ حوضه مقدار این شاخص در: رده یک (۱۰,۶۶٪)، رده دو (۲۴,۳۷٪) و رده سه (۶۴,۹۷٪) به دست آمد. کم ترین مقدار، ۱,۱۶۲ مربوط به حوضه ۱۰۴ و بیش ترین مقدار ۷,۶۱۸ مربوط به حوضه ۱۷۵ است. پس از آن، نقشه حوضه ها بر پایه مقدار Bs ترسیم شد (شکل ۱۱).

جدول ۶. شاخص Bs

| catch | Bs | catch | Bs | catch | Bs | catch | Bs | catch | Bs | catch | Bs |
|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 3 | 3.713 | 46 | 3.102 | 80 | 6.780 | 114 | 3.386 | 148 | 2.306 | 185 | 3.824 |
| 5 | 2.021 | 47 | 1.956 | 81 | 2.467 | 115 | 1.639 | 149 | 3.191 | 186 | 4.151 |
| 6 | 2.007 | 48 | 2.580 | 82 | 1.258 | 116 | 4.134 | 150 | 2.267 | 187 | 1.548 |
| 10 | 1.772 | 49 | 5.236 | 83 | 3.1593 | 117 | 3.487 | 151 | 2.326 | 188 | 1.983 |
| 11 | 1.222 | 50 | 1.985 | 84 | 4.919 | 118 | 1.817 | 152 | 2.072 | 190 | 3.705 |
| 12 | 2.165 | 51 | 2.157 | 85 | 3.393 | 119 | 3.833 | 153 | 3.245 | 191 | 2.930 |
| 14 | 3.524 | 52 | 1.795 | 86 | 1.697 | 120 | 3.481 | 154 | 2.966 | 192 | 3.631 |
| 15 | 2.215 | 53 | 2.743 | 87 | 2.194 | 121 | 3.438 | 156 | 3.110 | 193 | 5.052 |
| 16 | 2.891 | 54 | 1.794 | 88 | 2.070 | 122 | 1.671 | 157 | 4.645 | 195 | 2.806 |
| 17 | 1.723 | 55 | 2.363 | 89 | 2.950 | 123 | 1.356 | 158 | 1.812 | 196 | 3.501 |
| 21 | 3.108 | 56 | 3.377 | 90 | 2.028 | 124 | 3.229 | 159 | 3.201 | 197 | 5.577 |
| 22 | 3.023 | 57 | 2.187 | 91 | 2.180 | 125 | 1.566 | 160 | 3.837 | 198 | 2.866 |
| 23 | 1.380 | 58 | 2.242 | 92 | 3.682 | 126 | 2.315 | 162 | 2.499 | 199 | 3.901 |
| 25 | 2.287 | 59 | 2.498 | 93 | 3.108 | 127 | 2.222 | 164 | 2.148 | 200 | 6.145 |
| 26 | 2.355 | 60 | 2.211 | 94 | 3.008 | 128 | 2.033 | 165 | 1.757 | 201 | 5.150 |
| 27 | 2.474 | 61 | 2.850 | 96 | 2.011 | 129 | 3.546 | 166 | 2.568 | 202 | 2.480 |
| 28 | 1.837 | 62 | 1.780 | 97 | 2.624 | 130 | 2.136 | 167 | 3.153 | 204 | 2.664 |
| 29 | 2.069 | 63 | 1.522 | 98 | 2.330 | 131 | 2.549 | 168 | 4.502 | 205 | 2.476 |
| 30 | 1.870 | 64 | 4.166 | 99 | 3.08 | 132 | 3.020 | 169 | 1.803 | 206 | 4.117 |
| 31 | 1.385 | 65 | 1.643 | 100 | 1.399 | 133 | 3.522 | 170 | 2.137 | 207 | 2.589 |
| 32 | 2.211 | 66 | 5.883 | 101 | 3.726 | 134 | 4.605 | 171 | 3.077 | 208 | 3.461 |
| 33 | 1.656 | 67 | 2.653 | 102 | 4.493 | 135 | 4.352 | 172 | 3.151 | 209 | 1.959 |
| 34 | 1.572 | 69 | 5.452 | 103 | 3.323 | 136 | 2.847 | 174 | 2.556 | 210 | 2.663 |
| 35 | 1.984 | 70 | 2.085 | 104 | 1.162 | 137 | 3.115 | 175 | 7.618 | 211 | 2.235 |
| 36 | 1.193 | 71 | 2.080 | 105 | 2.728 | 138 | 2.853 | 176 | 3.379 | 212 | 1.732 |
| 37 | 1.455 | 72 | 6.182 | 106 | 2.469 | 139 | 2.314 | 177 | 3.920 | 213 | 2.391 |
| 38 | 2.916 | 73 | 2.642 | 107 | 2.401 | 140 | 1.987 | 178 | 2.287 | 214 | 3.360 |
| 39 | 3.254 | 74 | 3.135 | 108 | 1.609 | 142 | 2.335 | 179 | 2.643 | 215 | 2.800 |
| 40 | 2.017 | 75 | 2.761 | 109 | 2.494 | 143 | 1.717 | 180 | 2.798 | 216 | 2.320 |
| 42 | 2.344 | 76 | 1.350 | 110 | 2.349 | 144 | 1.616 | 181 | 3.381 | 217 | 4.754 |
| 43 | 1.813 | 77 | 1.360 | 111 | 2.070 | 145 | 2.143 | 182 | 2.341 | 218 | 1.504 |
| 44 | 1.791 | 78 | 2.020 | 112 | 2.198 | 146 | 1.761 | 183 | 1.886 | 220 | 3.162 |
| 45 | 2.702 | 79 | 1.958 | 113 | 3.384 | 147 | 3.802 | 184 | 3.990 | | |



شکل ۱۱. شاخص Bs در حوضه‌های گستره

مجموع کلاس‌های شاخص‌های زمین ریختی محاسبه شده: S

تعداد شاخص‌های محاسبه شده: N

شاخص زمین ساخت فعال نسبی: I_{at}

این شاخص به ما کمک می‌کند تا وضعیت فعالیت زمین ساختی نسبی منطقه را مشخص کند. نقشه شاخص زمین ساخت فعال نسبی در حوضه‌ها ترسیم شد و ارتباط آن با ساختارها و رومرکزهای زمین لرزه به نمایش درآمد (شکل ۱۲). در این نقشه، میزان زمین ساخت فعال نسبی حوضه‌های مربوط به چهار رده تفکیک شد. داده‌های مربوط به رده بندی مورد نظر، در جدول ارائه شده اند (جدول ۷).

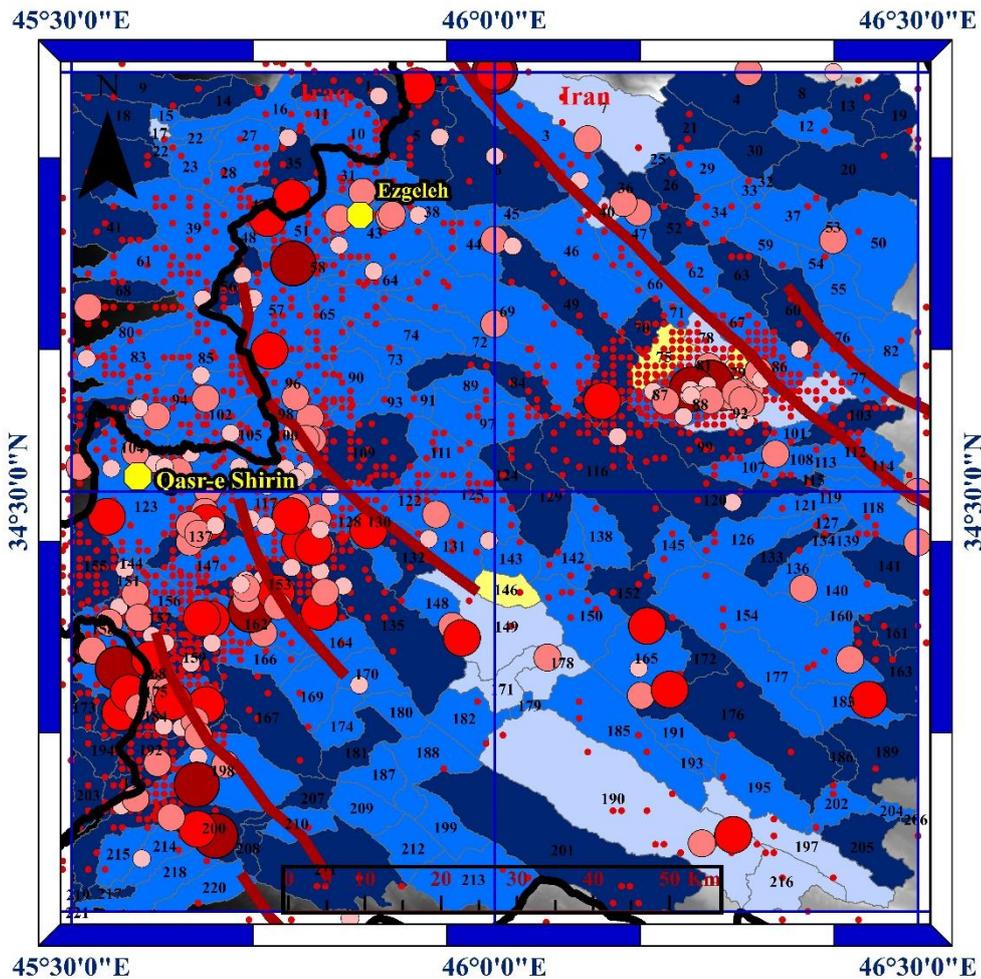
۶-۲-۳- شاخص زمین ساخت فعال نسبی (I_{at})

پس از محاسبه شاخص‌های ذکر شده در این مطالعه، رده یا کلاس هر حوضه در شاخص‌ها مشخص می‌شود. میانگین شاخص‌ها برای هر حوضه محاسبه می‌شود. سپس بر تعداد شاخص‌های اندازه گیری شده، طبق رابطه (۶) تقسیم می‌گردد. شاخص زمین ساخت فعال نسبی حوضه‌ها در چهار رده قرار گرفت. این شاخص بر پایه میانگین مقادیر شاخص‌های بررسی شده توسط الحمدونی و همکاران (El Hamduni et al., 2008) با رابطه زیر محاسبه شده است (رابطه ۶).

$$I_{at} = \frac{S}{N}$$

جدول ۷. رده بندی شاخص زمین ساخت فعال نسبی بر پایه (EL Hamduni et al., 2008)

| رده | خیلی فعال | فعال | نیمه فعال | فعالیت کم |
|----------|-------------------|-------------------|-------------|---------------|
| I_{at} | $1 < (s/n) < 1.5$ | $1.5 < (s/n) < 2$ | $2 < (s/n)$ | $2.5 < (s/n)$ |



Legend

| | | | | | |
|------------------|-----------------|----|---------|--|----------------------|
| Fault | | | 4 - 4.5 | | 1: $1 < (s/n) < 1.5$ |
| City | | Mw | | | 2: $1.5 < (s/n) < 2$ |
| Earthquakes | | | | | 3: $2 < (s/n)$ |
| Catchment Number | 1-2-3-.....-220 | | | | 4: $2.5 < (s/n)$ |

شکل ۱۲. شاخص زمین ساخت فعال نسبی در حوضه‌ها و ارتباط آن با رومکز زمین لرزه‌های محدوده، بر پایه داده‌های سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پایگاه لرزه نگاری کشور

فعالیت‌های نوزمین ساختی و جابجایی‌های اخیر است. شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق (V_f) و نسبت تقارن توپوگرافی عرضی (T) حاکی از آن است که بسیاری از دره‌های اصلی در وضعیت V شکل و نامتقارن قرار دارند و این خود نشانه‌ای از فرایند بالآمدگی سریع در حاشیه کوهستان‌هاست. همچنین، نتایج شاخص تقارن حوضه (AF) در برخی زیرحوضه‌ها انحراف آشکار زهکشی به سمت گسل‌های اصلی را تایید می‌کند. این الگوها با روند کلی چین خوردگی و فعالیت گسل‌های جوان زاگرس مطابقت دارد.

۴- بحث

نتایج حاصل از شاخص‌های زمین ریختی نشان می‌دهد که بخش باختری استان کرمانشاه در حال حاضر از نظر زمین ساختی بسیار فعال است. مقدار بالای شاخص انتگرال فرازسنجی (Hi) بیانگر جوان بودن چشم‌انداز و تسلط بالآمدگی زمین ساختی بر فرایندهای فرسایشی است. شاخص طول-گرادیان رودخانه (SL) نیز تغییرات ناگهانی قابل توجهی را به‌ویژه در امتداد گسل‌های اصلی نشان می‌دهد که به احتمال زیاد بازتابی از

در ژرفا دانست. به بیان دیگر چین خوردگی فعال نیز، افزون بر گسلش فعال در این منطقه، حکمفرمایی دارد. همچنین، بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی منطقه، به‌ویژه زمین‌لرزه ۲۰۱۷ ازگله با بزرگای ۷.۳، نشان می‌دهد که گسل‌های فعال منطقه توان لرزه‌زایی بالایی دارند. انطباق محل زمین‌لرزه‌های اخیر با مناطقی که دارای مقادیر بالای شاخص‌های SL و Smf هستند، بیانگر ارتباط مستقیم بین لرزه‌خیزی و شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی است. این موضوع تأیید می‌کند که شاخص‌های زمین‌ریختی می‌توانند ابزار مناسبی برای شناسایی بخش‌های فعال و مستعد لرزه‌خیزی باشند.

در مجموع، نتایج این پژوهش بیانگر آن است که فعالیت زمین‌ساختی در منطقه مورد مطالعه، نه تنها بر تکامل شکل حوضه‌های آبریز و شبکه زهکشی اثر گذاشته، بلکه به‌طور مستقیم در ریخت‌زمین‌ساخت منطقه نقش دارد، منطقه‌ای که پتانسیل بالایی برای رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ در آینده دارد.

۶- منابع

اسلامی، آ.، محمودی کوهی، ع.، تقابنی، م.، کمیزی، ا. ۱۳۹۶. گزارش مقدماتی زمین‌لرزه ۲۱ آبان ۱۳۹۶ ازگله استان کرمانشاه. ص ۱

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ص ۲۶۰

ایزدی کیان، ل.، میرزاجانی، م.، ۱۴۰۱. بررسی زمین‌ریخت‌شناسی تاقدیس ازگله، شمال باختر کرمانشاه. فصل‌نامه زمین‌ساخت شماره ۲۲. ص ۱

ایزدی کیان، ل.، میرزاجانی، م.، ۱۳۹۹. تحلیل ساختاری تاقدیس ازگله. فصل‌نامه زمین‌ساخت شماره ۱۲. ص ۷۱

Azor, A., Keller, E.A & Yeats, R.S., 2002-Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge Ventura basin, southern California. Geological Society of America Bulletin 114, 754-753.

براین پایه، شاخص‌های زمین‌ریختی در حوضه‌های محدودده، برای ارزیابی شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی، اندازه‌گیری شدند. سپس با محاسبه میانگین رده کلاسه شاخص‌ها (s/n) در هر حوضه و ارزیابی آن با روش (EL Hamdouni et al, 2008)، شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی، به چهار گروه رده بندی شد. در این رده بندی، رده یک، بیانگر فعالیت زمین‌ساختی خیلی بالا (s/n بین ۱ تا ۱.۵)، رده دو، بیانگر فعالیت زمین‌ساختی بالا (s/n بین ۱.۵ تا ۲)، رده سه، بیانگر فعالیت زمین‌ساختی متوسط (s/n بین ۲ تا ۲.۵) و رده چهار، بیانگر فعالیت زمین‌ساختی پایین (s/n بیش تر از ۲.۵) است. با به کارگیری این رده بندی در منطقه مورد بررسی، وضعیت زمین‌ساخت فعال نسبی در نقشه ترسیم شد (شکل ۱۲). مقایسه رومرکز داده‌های لرزه‌ای با بزرگای بیش از ۴، با ساختارهای چین‌خورده و گسل‌های اصلی منطقه، نشان می‌دهد که بیش‌ترین سطح فعالیت‌های زمین‌ساختی نسبی (رده ۱ و ۲) در ساختارهای چین‌خورده و گسل‌های طولی است. همچنین، زمین‌لرزه‌ها، بیشتر پیرامون گسل‌های اصلی رخ داده‌اند. با تلفیق دو واقعیت یاد شده در بالا، می‌توان چنین ادعان داشت که افزون بر راندگی‌های فعال، چین‌های فعال نیز در بالا آمدگی‌ها دخیل هستند. به بیان دیگر، بر پایه این یافته‌ها، می‌توان بالا آمدگی منطقه را با دگرشکلی‌شکننده-شکل‌پذیر همراه دانست. پدیده‌ای که با رخنمون یافتن هر چه بیش‌تر گسلش سطحی در آینده، قابل توجیه است.

۵- نتیجه‌گیری

پس از بررسی شاخص‌های زمین‌ریختی و محاسبه شاخص زمین‌ساخت فعال نسبی در منطقه، چهار پهنه شامل: پهنه با فعالیت خیلی بالا (۲۲،۳٪)، پهنه با فعالیت بالا (۷۰،۶٪)، پهنه با فعالیت متوسط (۶،۱٪) و پهنه با فعالیت پایین (۱٪) در منطقه شناسایی شد. فعالیت زمین‌ساختی نسبی منطقه، با موقعیت گسل‌ها و تراکم داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهند که تاقدیس‌ها و راندگی‌های طولی، واجد بیش‌ترین بالا آمدگی‌ها در منطقه هستند. همچنین از آن جا که بخش‌هایی از طول تاقدیس‌ها، نشانگر بیش‌ترین بالا آمدگی هستند، می‌توان آن بخش‌ها را محل فعالیت راندگی‌های کور

- Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Allen and Unwin, Boston, MA, 123-134.
- Hessami, K., Mobayyen, F. & H. Tabassi, H. 2013- The Map of Active Faults of Iran (IIEES, Tehran, Iran.
- Karbasian, N., Beitollahi, A., Arian, M., Moradi, A., Sorbi, A., 2024 Active Tectonics and Seismic Hazard Assessment of Kermanshah Region (West of Iran) by Probabilistic Method: A Case Study, 2024, S96-115.
- Keller, E.A., 1986- Investigation of active tectonics: use of surficial Earth processes. In: Wallace, R.E. (Ed), Active Tectonics, Studies in Geophysics. National Academy Press, Washington, DC, 136-147.
- Keller, E.A. & Pinter, N., 2002- Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall: New Jersey.
- Mayer, L., 1990- Introduction to Quantitative Geomorphology. Prentice Hall, Englewood, Cliffs, NJ.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J. & Dramis, F., 2004- Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. American Journal of Science 304, 556-589.
- Pike, R.J., Wilson, S.E., 1971- Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. Geological Society of America Bulletin 82, 1079-1084.
- Ramirez-Herrera, M.A., 1998- Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. Earth Surface Processes and Landforms 23, 317-332.
- Bull, W. B., 1978- Geomorphic Tectonic Classes of the South Front of the San Gabriel Mountains, California. U.S. Geological Survey Contract Report, 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, CA.
- Bull, W. B. & McFadden, L.D., 1977- Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O. (eds), Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, 115-138.
- Cannon, P. J., 1976- Generation of explicit parameters for quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin. Oklahoma Geology Notes 36(1), (3).
- Cox, R.T., 1994- Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin 106, 571-581.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J., & Keller, E. A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology, 96(1-2), 150-173.
- Hack, J.T., 1973- Stream-profiles analysis and stream-gradient index. Journal of Research of the U.S. Geological Survey 1(4), 421-429.
- Hare, P.W. & Gardner, T.W., 1985- Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds), Tectonic Geomorphology.



- Rockwell, T.K., Keller, E.A. & Johnson, D.L., 1985-Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M.(Ed), Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15 th Annual Geomorphology Symposium. Allen and Unwin Publishers, Boston , MA, 183-207.
- Salvany, J.M., 2004-Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain. Earth Surface Processes and Landforms. 29. 145-160.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. & Bardajm, T., 2003-Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. Geomorphology, 250, 203-226.
- Stocklin, J., 1974-Northern Iran:Alborz Mountains. In: Spencer, A.(Ed).Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts:Data for Orogenic Studies. Geological Society Special Publication ,London 4, 213-234.
- Strahler, A.N., 1952-Hypsometric(area-altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin 63, 1117-1142.



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۸

doi 10.22077/jt.2025.9696.1207

مقاله پژوهشی

استفاده از روش تداخل سنجی راداری تفاضلی (DInSAR) در تعیین میدان جابجایی حاصل از زمین لرزه ۲۸ مارس ۲۰۲۵ میانمار (Mw 7.7) لطفاله عمادعلی^{۱*}، ساسان معتقد^۲

۱- استادیار، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه صنعتی خاتم الانبیاء بهبهان، بهبهان، ایران

۲- استادیار، گروه عمران، دانشکده مهندسی عمران و معماری، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۴/۱۶
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۸/۱۸

چکیده:

زمین لرزه یکی از ویران کننده ترین حوادث طبیعی می باشد که بسته به مشخصات و منطقه وقوع رخداد می تواند منجر به تلفات جانی و خسارات مالی فراوان گردد. برای کاهش این خسارت لازم است مشخصات زمین لرزه های آینده بر اساس مفروضات ارگودیک اطلاعات زلزله های گذشته تعیین و دستورالعمل های طراحی، ارزیابی و بهسازی لرزه ای تدوین و مورد استفاده قرار گیرد. یکی از مشخصه های مهم و پایه زمین لرزه های حوزه نزدیک مقدار جابجایی ماندگار زمین است. جابجایی ماندگار می تواند باعث تشدید خسارت سازه ها در حوزه نزدیک گسل شود. روش های سنتی تعیین جابجایی مثل روش های نقشه برداری زمینی، GNSS، ... صرفاً قادر به تعیین میزان جابجایی زمین در تعداد محدودی نقاط اندازه گیری شده و یا در یک وسعت محدود می باشند. در دهه های اخیر، روش های سنجنش از دور مبتنی بر تصاویر راداری مثل روش InSAR بطور گسترده ای برای تعیین میدان جابجایی حاصل از زمین لرزه مورد استفاده قرار گرفته است. در این تحقیق، جابجایی سطحی ناشی از رخداد زمین لرزه ۲۸ مارس ۲۰۲۵ میانمار با استفاده از روش تداخل سنجی راداری تفاضلی و به کمک تصاویر راداری سنجنده Sentinel-1 مربوط به قبل و بعد از وقوع زمین لرزه در حالت مداری صعودی ارزیابی شده است. این زمین لرزه در اثر حرکات گسل امتداد لغز Sagaing در نزدیکی شهر ماندالی واقع در کشور میانمار به وقوع پیوست. نتایج پردازش تصاویر راداری - در حالت مداری بالارونده ماهواره - نشان داد که بیشترین میزان جابجایی به میزان ۸۲ سانتیمتر در راستای خط دید ماهواره در امتداد خط گسل و در نزدیکی مرکز وقوع زمین لرزه اتفاق افتاده است.

کلمات کلیدی: جابجایی، زمین لرزه حوزه نزدیک، گسل Sagaing، گسل راستالغز، روش DInSAR

* ایمیل: emadali@bkatu.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۶۶۱۸۲۵۴۰

Research Paper

The use of Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar (DInSAR) technique for determining the displacement field caused by the March 28, 2025 Myanmar earthquake (Mw 7.7)

Lotfollah Emadali¹, Sasan Motaghd²

1- Department of Civil Engineering, Engineering Faculty, Behbahan Khatam Alanbia University of Technology, Behbahan, Iran.

2- Department of Civil Engineering, Faculty of Civil engineering and architecture, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Abstract

Earthquake is one of the most devastating natural disasters that, depending on its characteristics and the region of occurrence, can cause significant human casualties and financial losses. To reduce such damages, it is necessary to use past earthquake data based on ergodic assumptions for determining the characteristics of future earthquakes and for developing design guidelines, seismic assessment, and retrofitting procedures. Paying attention to these issues is especially important in the near-fault region, where very limited information is available. One of the key and fundamental parameters of near-fault earthquakes is the amount of permanent ground displacement. Permanent displacement can exacerbate structural damage in the near-fault zone. In recent decades, the method of DInSAR (Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar) has been widely used to determine the displacement field resulted by earthquakes. In this study, the surface displacement caused by the March 28, 2025 Myanmar earthquake (Mw 7.7) was evaluated using the DInSAR method with the Sentinel-1 radar images. The processing results showed that the maximum displacement of approximately 82 cm along the satellite line of sight occurred along the fault line near the earthquake epicenter.

Keywords: Displacement, Near-field earthquake, Sagaing fault, Strike-slip fault, DInSAR

*Email: emadali@bkatu.ac.ir

Tel: +989166182540

۱- مقدمه

راداری تفاضلی با رادار روزنه ترکیبی (DInSAR²) است. این روش امکان تحلیل دقیق تغییر شکل سطح زمین و شناسایی مناطق پرخطر را فراهم می‌کند، به گونه‌ای که پیش‌بینی بهتر رفتار سازه‌ها و زیرساخت‌ها در برابر زمین‌لرزه‌های بزرگ را امکان‌پذیر می‌سازد (Lanari et al., 2007). همچنین، تکنیک‌های پیشرفته سنجش از دور مانند InSAR امکان پایش سریع و دقیق خسارات ناشی از زلزله را فراهم می‌کنند که در مدیریت بحران و برنامه‌ریزی برای بازسازی و امداد پس از وقوع زلزله بسیار حائز اهمیت می‌باشد (Orellana et al., 2022). به کارگیری این فناوری‌های نوین، دانش فنی مهندسان را ارتقا داده و آن‌ها را قادر می‌سازد تا با تحلیل جامع‌تر خطرات لرزه‌ای، تصمیمات بهتری در طراحی و بهسازی سازه‌ها اتخاذ کنند (Li et al., 2023). زمین‌لرزه ۲۸ مارس ۲۰۲۵ میانمار (بزرگای ۷/۷ در مقیاس بزرگای گشتاوری (Mw)) یکی از ویران‌کننده‌ترین رویدادهای لرزه‌ای در تاریخ معاصر جنوب شرق آسیا محسوب می‌شود که می‌تواند اطلاعات بسیار ارزنده‌ای را در مورد تکنونیک منطقه، ساز و کار گسل‌ها و پیامدهای ناشی از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ احتمالی در آینده ارائه دهد (مرادی طیبی و همکاران، ۱۳۹۹). این زمین‌لرزه که در عمق کم ۱۰ کیلومتری و نزدیک به مرز ساگاین-ماندالای^۳ رخ داد، خسارات فاجعه‌باری را در سراسر مرکز میانمار به بار آورد و اثرات آن به کشورهای همسایه از جمله تایلند نیز سرایت کرد. بر اساس مطالعات پیشین (شکل ۱) این منطقه پتانسیل تنش لرزه‌ای بالایی دارد (Xiong et al., 2017).

هدف اصلی این مطالعه، استفاده از داده‌های تداخل سنجی راداری (InSAR) سنجنده Sentinel-1 برای پایش دقیق تغییر شکل سطحی ناشی از زمین‌لرزه است. این فرایند شامل دریافت تصاویر راداری پیش و پس از وقوع زمین‌لرزه، تولید اینترفروگرام‌ها، و تحلیل الگوهای جابه‌جایی زمین در امتداد گسل ساگاین می‌شود. نتایج برای تعیین گستره گسیختگی، توزیع لغزش، و حداکثر جابه‌جایی به کار می‌رود و داده‌های ضروری برای ارزیابی خطر لرزه‌ای و پشتیبانی از اقدامات پاسخ

سالانه حدود ۲۰ زلزله با بزرگای بالای ۷ در دنیا رخ می‌دهد. متوسط تعداد سالانه زلزله‌های با بزرگای بیشتر از ۸ حدود ۱ است. این رخدادهای نادر حاوی اطلاعات بسیار ارزشمندی است. در این میان تعیین میدان جابه‌جایی زمین‌لرزه‌های بزرگ در سرتاسر کره زمین برای پیش‌بینی رفتار سازه‌ها در حوزه نزدیک گسل در برابر لرزه‌های آتی و طراحی لرزه‌ای سازه‌ها در مناطق لرزه‌خیز از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. با توجه به فرضیات ارگودیک^۱ در محاسبات لرزه‌خیزی، استفاده از پارامترهای رفتاری گستره‌های جغرافیایی مختلف در سایر مناطق امکان‌پذیر است (Nicknam et al., 2017). نتایج این مطالعات در به‌روزرسانی آیین‌نامه‌ها و استانداردهای طراحی لرزه‌ای بسیار مؤثر بوده و به ارزیابی دقیق‌تر خطر لرزه‌خیزی مناطق مختلف خصوصاً در حوزه نزدیک گسل کمک می‌کند.

روش‌های متعددی برای تعیین جابجایی سطحی نقاط زمین در اثر حوادث طبیعی و غیرطبیعی مختلف مثل زمین‌لرزه، فرونشست، زمین‌لغزش و... وجود دارد. در اکثر این روش‌ها - از جمله روش نقشه‌برداری کلاسیک یا روش‌های تعیین موقعیت ماهواره‌ای - با اندازه‌گیری متناوب مختصات تعداد محدودی نقطه در اطراف و یا بر روی سازه مورد نظر و یا در منطقه مورد مطالعه و مقایسه مختصات متوالی نقاط، بردار جابجایی برای این نقاط محدود بدست آمده و سپس، با انجام روش‌های درون‌یابی، میدان جابجایی برای سازه یا منطقه مورد نظر تعیین می‌شود (Emadali et al., 2017). از مزایای این روش‌ها می‌توان به دقت بالای آنها اشاره نمود؛ با اینحال، محدود بودن تعداد نقاط اندازه‌گیری شده و محدودیت‌های روش‌های زمینی به عنوان مشکلات این روش‌ها محسوب می‌شوند. از سوی دیگر، روش‌های مبتنی بر تصویربرداری راداری ماهواره‌ای می‌توانند علاوه بر پوشش یک منطقه وسیع، امکان ارزیابی دقیق جابجایی برای تعداد نقاط بسیار زیادی را در بازه‌های زمانی چند روزه فراهم نمایند.

یکی از روش‌های تعیین جابجایی، روش تداخل سنجی

2 Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar

3 Sagaing-Mandalay border

1 Ergodic assumptions

به فاجعه و بازسازی را فراهم می کند.

۲- منطقه مطالعاتی

۱-۲ جایگاه زمین ساختی و گسلش فعال در

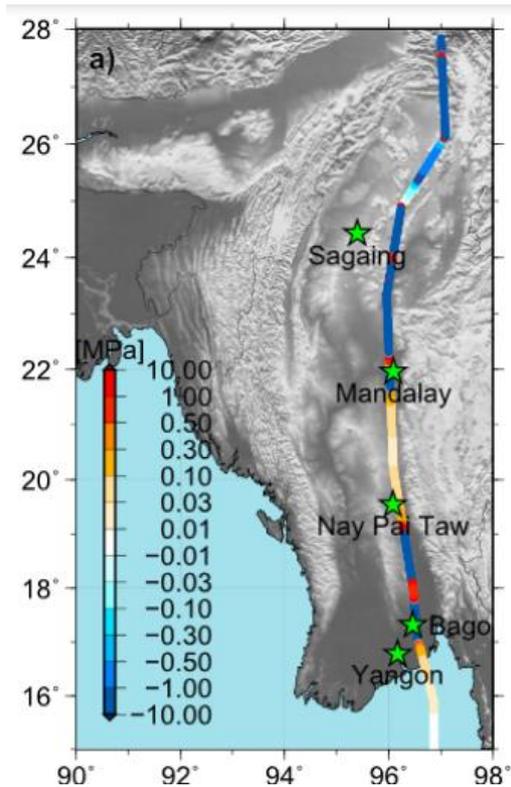
منطقه میانمار

گسل ساگاین^۱ با طول تقریبی حدود ۱۲۰۰ کیلومتر و در راستای شمالی- جنوبی امتداد داشته و از مرکز میانمار عبور می کند (شکل ۲). نتایج حاصل از پردازش مشاهدات شبکه ایستگاه های دائم GPS در مجاورت این گسل و در بازه زمانی ۲۰۱۱-۲۰۱۴ نشان داد که بخش شرقی این گسل با نرخ لغزش تقریبی ۳۲-۴۰ میلی متر در سال در جهت جنوب غربی حرکت می کند، در حالی که بخش غربی گسل با نرخ ۳۱-۳۵ میلی متر در سال در جهت شمال شرقی حرکت داشته است (Aung et al., 2016).

همچنین، بر اساس تحقیق انجام شده در سال ۲۰۲۲ مشخص گردید که نرخ لغزش برابر با ۲۳-۲۴ میلی متر در سال برای بخش مرکزی گسل و ۱۶ میلی متر در سال برای بخش جنوبی گسل ثبت گردیده است (Tin et al., 2022). این سامانه گسلی، تنش ناشی از مرز صفحه هند-سوندای را تفکیک نموده و تجمع تنش در آن منجر به آزادسازی دوره ای انرژی از طریق زمین لرزه های بزرگ می شود. رخداد ۲۰۲۵ در بخشی از گسل رخ داد که پیش تر در مطالعات ژئودزی ماهواره ای به عنوان شکاف لرزه ای^۲ شناسایی شده بود. بررسی های دیرینه لرزه شناسی^۳ توسط وانگ و همکاران (2014) نشان داده اند که بازه زمانی تکرار زلزله های با بزرگای $M \leq 5.7$ در این گسل بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ سال است که با ویژگی های گسیختگی ۲۰۲۵ همخوانی دارد (Shiddiqi et al., 2018; Fadil et al., 2023).

۲-۲ زمین لرزه ۲۸ مارس ۲۰۲۵ میانمار

زمین لرزه ۲۸ مارس ۲۰۲۵ میانمار، خطر لرزه خیزی پایدار در امتداد گسل ساگاین را برجسته می سازد؛ این گسل دارای یک ساختار اصلی راستالغز^۴ است که همگرایی مورب بین صفحه هند و اوراسیا را



شکل ۱- تغییر در تنش لرزه ای در گسل ساگاین (XIONG و همکاران، ۲۰۱۷)

جذب می کند (Emadali et al., 2025; Zebker & Chen, 2001). سوابق تاریخی نشان می دهد که فعالیت های لرزه ای متعددی در این منطقه وجود داشته، از جمله زلزله های ۱۹۳۰ باگو^۵ (۳/۷M) و ۲۰۱۲ تابی کین^۶ (۸/۶M)، که ظرفیت گسل برای تولید لرزه های بزرگ را تأیید می کند (Funing & Garcia, 2019; Tiongson, 2021; Ramirez et al., 2021).

کانون این زمین لرزه در موقعیت $22^{\circ}00'10''$ شمالی و $95^{\circ}49'25''$ شرقی واقع شده است (USGS Earthquake, 2025). زمین لرزه اصلی (با بزرگای گشتاوری ۷/۷) با چندین پس لرزه همراه بود که قوی ترین آنها بزرگایی معادل ۶/۴ داشت. زمین لرزه با عمق کانونی کم و مکانیسم راستالغز، باعث ایجاد ماکزیمم سرعت زمین (PGV) معادل ۱۲۰ سانتیمتر بر ثانیه در نزدیکی ماندالای شد. مدل سازی های انتقال تنش کولمب در سال های قبل از وقوع زلزله، افزایش خطر لرزه خیزی در بخش های مجاور گسل، به ویژه بخش شمالی گسل ساگاین نزدیک به بامو را نشان می دهد که با

- 1 Sagaing Fault
- 2 seismic gap
- 3 paleo seismology
- 4 Strike-Slip fault

5 Bago
6 Thabeikkyin

جدول ۱- مشخصات تصاویر Sentinel-1A مورد استفاده در این تحقیق

| Sentinel-1A | Sentinel-1A | سنجنده |
|-------------------|-------------------|---------------------|
| ۲۰۲۵/۰۴/۰۳ | ۲۰۲۵/۰۳/۲۲ | تاریخ اخذ تصویر |
| IW | IW | پرتو |
| SLC | SLC | نوع تصویر |
| صعودی (بالارونده) | صعودی (بالارونده) | حالت مداری ماهواره |
| ۵۸۵۹۲ | ۵۸۴۱۷ | شماره مدار |
| ۴ | ۴ | شماره تصویر |
| ~ ۱۵۹° | ~ ۱۵۹° | آزیموت مدار ماهواره |
| VV | VV | قطبش |

۳- روش‌شناسی

در این مطالعه از داده‌های ماهواره‌ای Sentinel-1 توسعه یافته توسط آژانس فضایی اروپا (ESA) برای تعیین میدان جابجایی زمین لرزه ۲۸ مارس ۲۰۲۵ میانمار با تکنیک InSAR استفاده می‌شود. ماهواره‌های Sentinel-1 در مدارهای صعودی^۲ و نزولی^۳ عمل می‌کنند و تصاویر راداری از سطح زمین را با بازه‌های تکرار^۴ ۱۲ روزه (که با پرتاب ماهواره دوم به ۶ روز کاهش یافت) ثبت می‌نمایند. تصاویر راداری مورد استفاده، SLC^۵ هستند که در حالت (IW) اخذ شده‌اند. در این پژوهش، تصاویر سنجنده Sentinel-1A در مدار صعودی ماهواره با استفاده از نرم‌افزار SNAP، ابزاری متن‌باز توسعه یافته توسط ESA برای تحلیل داده‌های Sentinel پردازش شدند.

از آنجایی که جابجایی اندازه‌گیری شده توسط InSAR در امتداد خط دید ماهواره (LOS) می‌باشد، برای تعیین مؤلفه‌های جابجایی در راستای محورهای مختصات (dx, dy, dz) ، حداقل سه مشاهده از سه هندسه مستقل ماهواره لازم می‌باشد (Emadali & Motaghd, 2025). با این حال، با تنها دو مشاهده LOS (از مدارهای صعودی و نزولی)، یک مؤلفه - معمولاً مؤلفه شمالی - جنوبی که به دلیل مدار قطبی ماهواره از دقت کمتری برخوردار است - نادیده گرفته می‌شود (Emadali et al., 2024). به منظور اطمینان از مناسب بودن تصاویر برای تحلیل تداخل سنجی، میزان همدوسی بین جفت تصاویر محاسبه شد. مقدار همدوسی ۰/۹۸ می‌باشد

2 Ascending
3 Descending
4 Revisit Time
5 Single Look Complex

نظریه‌های اندرکنش تنش اشتاین و همکاران (1992) همخوانی دارد (Wang et al.; Tiongsong & Ramirez, 2022). (al., 2014).

در بعد تلفات انسانی، بر اساس گزارش سازمان بهداشت جهانی تا ۷ آوریل، بیش از ۳۵۰۰ کشته و حدود ۵۰۰۰ زخمی تأیید شده و بیش از ۲۰۰ نفر نیز مفقود گزارش شده‌اند (WHO, 2025). بیش از ۱۰۰ هزار نفر از مناطق آسیب‌دیده در ماندالای و ساگاین مجبور به تخلیه محل سکونت خود شدند. زیرساخت‌های حیاتی از جمله بناهای مهم فرهنگی همچون پاگودای مهمانی در ماندالای و پل استراتژیک آوا در ساگاین دچار خسارات فاجعه‌بار شدند. حدود ۶۰ درصد از سازه‌های مسکونی در منطقه کانونی زلزله نابود شدند. برآوردهای اولیه خسارات را بین ۱۰ تا ۲۰ میلیارد دلار نشان می‌دهد، رقمی که از تولید ناخالص داخلی سالانه میانمار نیز فراتر می‌رود. اثرات لرزه‌ای در گستره حدود ۵۰۰,۰۰۰ کیلومتر مربع قابل احساس بود و لرزش آن تا تایلند، شمال شرق هند و جنوب غرب چین گزارش شد. حدود ۱۲۷ پس‌لرزه با بزرگای بیش از ۰/۴ در ۷۲ ساعت ثبت شده است؛ به ویژه یک پس‌لرزه قوی با بزرگای ۴/۶ که حدود ده دقیقه پس از زلزله اصلی رخ داد (Howard & Krishna, 2025). **مطالعات پیشین نیز چنین نتیجه‌ای را ممکن دانسته بودند (Thin et al., 2009).**

۲-۳ داده‌های مورد استفاده

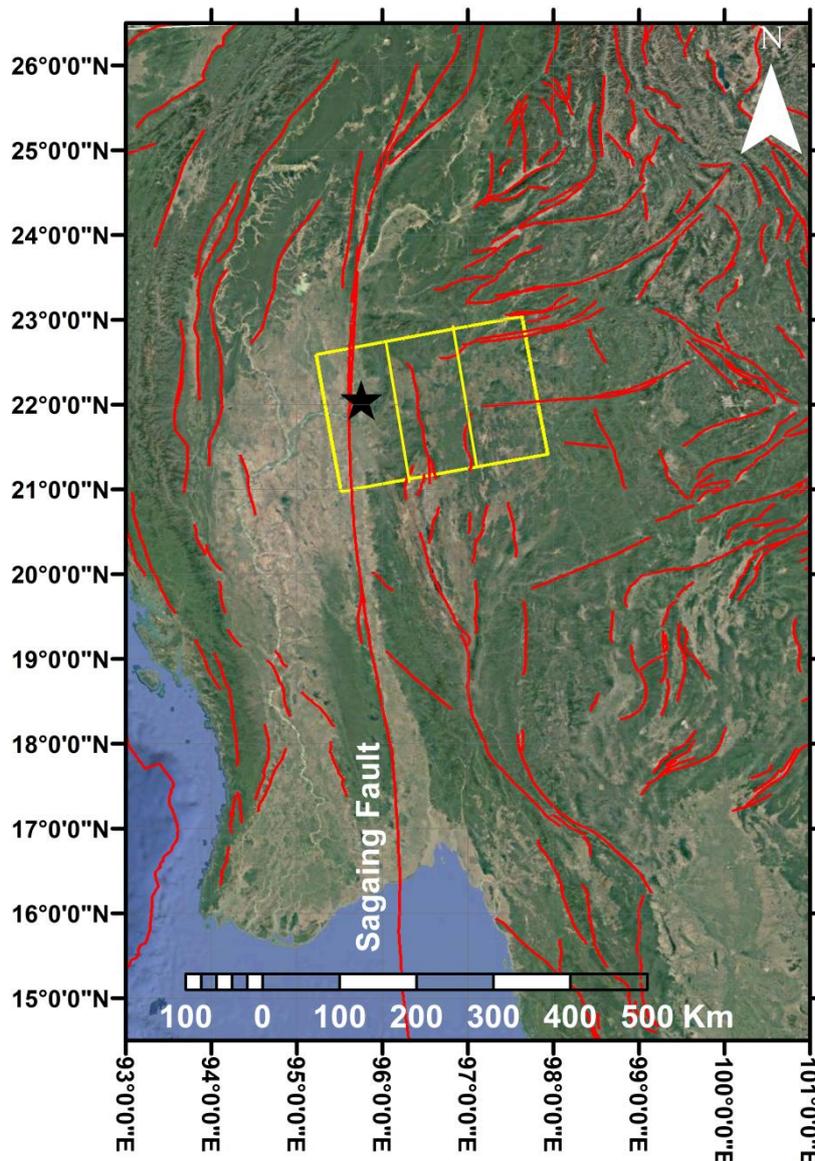
در این مطالعه، از دو تصویر راداری سنجنده Sentinel-1A در حالت مداری بالارونده (صعودی) مربوط به قبل و بعد از وقوع زمین‌لرزه استفاده گردید. شکل ۲ محدوده اثر تصاویر مورد استفاده را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه هر تصویر سنجنده Sentinel-1 در مد تصویربرداری IW از سه نوار^۱ تشکیل شده است، برای پردازش باید یکی از این سه نوار - بسته به موقعیت جغرافیایی پدیده مورد مطالعه - انتخاب گردد. در این تحقیق، با توجه به حالت مداری بالارونده ماهواره، از نوار IW1 برای بررسی جابجایی‌های ناشی از زمین لرزه استفاده گردید. در جدول ۱ مشخصات تصاویر مورد استفاده در این تحقیق آمده است.

1 Swath

نصف طول موج سیگنال راداری سنجنده مورد استفاده $(\lambda/2)$ می باشد. برای تصاویر Sentinel-1 در باند C با طول موج ۵۶ میلی متر $(\lambda=56 \text{ mm})$ ، هر فرینج در اینترفروگرام نشان دهنده جابجایی به میزان ۲۸ میلی متر است. اختلاف فاز اندازه گیری شده (Φ_{Int}) شامل مؤلفه‌هایی از توپوگرافی، تغییر شکل، اثرات اتمسفر، خطاهای مدار ماهواره و نویز است:

$$\Phi_{Int} = \Phi_{Topo} + \Phi_{Def} + \Phi_{Atm} + \Phi_{Orb} + \Phi_{Noise} \quad (1)$$

که نشان دهنده کیفیت بالای تصاویر برای سنجش جابجایی است (شکل ۳ b). پس از این مرحله، تصاویر هم مرجع سازی شدند تا هر پیکسل در دو تصویر به ویژگی زمینی یکسانی اشاره کند. با توجه به ویژگی مختلط تصاویر راداری - که دارای دامنه و فاز می باشند - با ضرب تصویر اول در مزدوج مختلط تصویر دوم اینترفروگرام‌ها تولید می شوند که امکان تخمین اختلاف فاز برای هر پیکسل را فراهم می کند. اینترفروگرام حاصل، جابجایی را به صورت طیف‌های رنگی (فرینج) نمایش می دهد که هر فرینج معادل



شکل ۲: تصویر منطقه مطالعاتی (میانمار): خطوط قرمز رنگ نشان دهنده گسل‌های موجود در منطقه می باشند. محدوده گسل Sagaing در راستای شمالی - جنوبی و با طول تقریبی ۱۲۰۰ کیلومتر در تصویر مشخص می باشد. مستطیل زرد رنگ نشان دهنده محدوده تصاویر Sentinel-1 در مدار صعودی ماهواره است. کادر مشخص شده با عبارت IW1 محدوده پردازش شده می باشد که نتایج آن در تصاویر بعدی مقاله آمده است. شیپ فایل نقشه گسل‌ها از سایت زیر اکتباس شده است:

<https://github.com/GEMScienceTools/gem-global-active-faults>

(۲) نشان‌دهنده بالا آمدگی^۵ است. این قرارداد علامت، تضاد تفسیر بین نقشه‌های فاز و نتایج جابجایی را رفع می‌کند. استفاده از تصویر دوم به عنوان مبنا این تناقض ظاهری را در تفسیر اینترفروگرام از بین می‌برد.

۴- آنالیز و بحث

بر اساس موارد اشاره شده در قسمت روش‌شناسی، پردازش تصاویر قبل و بعد از زمین‌لرزه با استفاده از نرم‌افزار SNAP و به روش DInSAR انجام پذیرفت. شکل ۳a اینترفروگرام حاصل از زمین‌لرزه میانمار را نشان می‌دهد. در تصویر اینترفروگرام، هر فرینج تغییرات فاز از $-\pi$ تا $+\pi$ را نشان می‌دهد. این تصویر الگوهای تغییر شکل زمین را نمایش می‌دهد، به طوری که هر طیف کامل رنگی (فرینج) معادل نصف طول موج جابجایی (تقریباً ۲۸ میلی‌متر) در امتداد خط دید ماهواره است. فرینج‌های هم‌مرکز یا نزدیک به هم، مناطق دارای تغییر شکل شدید، به‌ویژه نزدیک گسل (خط قرمز رنگ در شکل ۳a) را نشان می‌دهند.

رنگ‌ها بیانگر اختلاف فاز و جهت و مقدار حرکت زمین هستند. مناطق با فرینج‌های بیشتر، تغییر شکل بیشتری را نشان می‌دهند و رنگ‌های یکنواخت، حرکت کمتر را نمایان می‌سازند. این الگو به تجسم گستره مکانی و شدت اثر زمین‌لرزه بر سطح زمین کمک می‌کند.

شکل ۳b نقشه همدوسی پیکسل‌های متناظر دو تصویر تشکیل دهنده اینترفروگرام را نشان می‌دهد. در تصویر همدوسی، مناطق با رنگ روشن نشان‌دهنده همدوسی بالا و مناطق با رنگ تیره نشان‌دهنده همدوسی پایین مناطق می‌باشند. همانگونه که از نقشه مشخص می‌باشد، بیشترین میزان همدوسی در حدود ۰/۹۸ می‌باشد. مناطقی که در امتداد و مجاور گسل می‌باشند، با توجه به اینکه جابجایی بیشتری را تجربه می‌کنند، همدوسی پایین‌تری را نشان می‌دهند که این موضوع در تصویر به وضوح نمایان می‌باشد. مناطقی که در تصویر اینترفروگرام (شکل ۳a) دارای فرینج‌های بیشتر و متراکم‌تری می‌باشند، در نقشه همدوسی (شکل ۳b) با رنگ تیره مشخص شده‌اند.

برای تعیین مؤلفه فاز ناشی از تغییر شکل، سایر مؤلفه‌های فاز اینترفروگرام باید حذف شوند. به این منظور، فاز توپوگرافی با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM^۱) با قدرت تفکیک مکانی ۳ ثانیه کمانی (۹۰ متر) از مدل SRTM حذف گردید. اثر خطای مداری با استفاده از اطلاعات دقیق مداری ماهواره در حین پردازش حذف می‌شود. مؤلفه فاز اتمسفری در نرم‌افزار SNAP و با استفاده از روش‌های فیلتر کردن حذف می‌گردد. برای کاهش نویز و افزایش وضوح فرینج‌ها از فیلتر گلد اشتاین استفاده گردید. پس از پردازش اولیه و تشکیل اینترفروگرام، از آنجایی که مقادیر فاز بین $[0, \pi/2]$ محدود شده‌اند، یکپارچه سازی فاز^۲ با استفاده از الگوریتم Snapu (Chen & Zebker, 2001) انجام شد تا فاز کل جابجایی در بازه زمانی اخذ تصاویر به دست آید. این مرحله یکی از مهم‌ترین مراحل پردازش تصاویر در روش InSAR می‌باشد، زیرا فاز کلی بدست آمده ارتباط مستقیم با میزان جابجایی برآورد شده دارد. از این‌رو، در این مرحله می‌بایست دقت لازم در تعیین پارامترهای مورد استفاده در پردازش بعمل آید تا نتیجه مناسب حاصل گردد. فاز استخراج شده با استفاده از فرمول زیر به جابجایی در امتداد خط دید ماهواره تبدیل می‌شود:

$$d = -\frac{\lambda}{\epsilon\pi} \Delta\phi_d \quad (2)$$

در این رابطه:

d : جابجایی در امتداد خط دید ماهواره (LOS) بین تصاویر پردازش شده،

$\Delta\phi_d$: اختلاف فاز باز شده^۳،

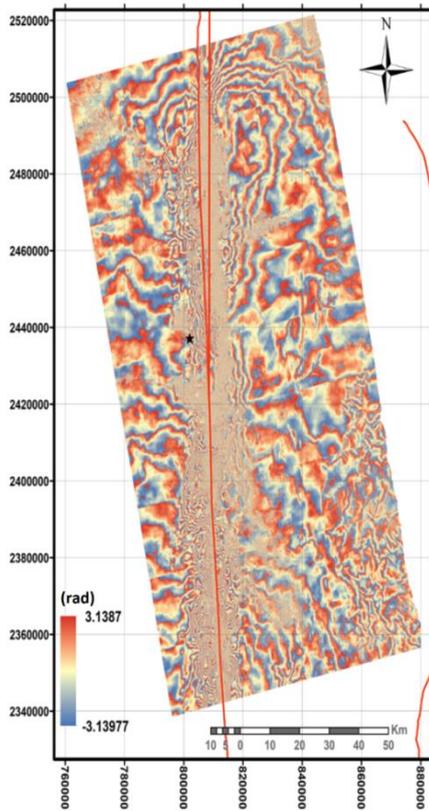
λ : طول موج سیگنال سنجنده Sentinel-1 در باند C طیف الکترومغناطیس می‌باشد.

تفسیر مقادیر مثبت و منفی فاز به انتخاب تصویر مبنا^۴ بستگی دارد. زمانی که تصویر اولیه به عنوان تصویر مبنا انتخاب می‌شود مقادیر فاز مثبت نشان‌دهنده فرونشست (حرکت هدف در راستای دور شدن از ماهواره) است و مقادیر جابجایی مثبت (به دلیل علامت منفی در معادله

1 Digital Elevation Model
2 Phase Unwrapping
3 unwrapped phase difference
4 Master

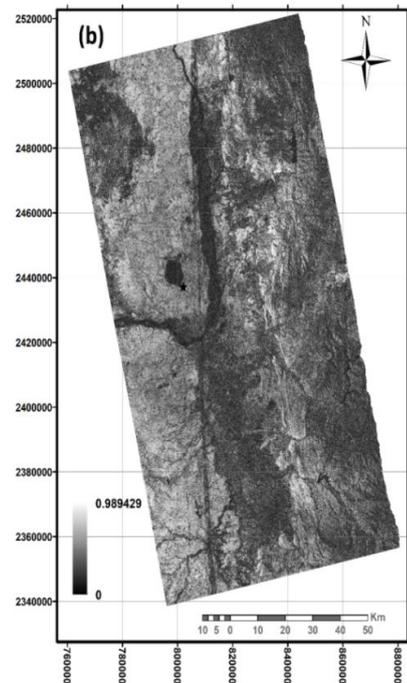
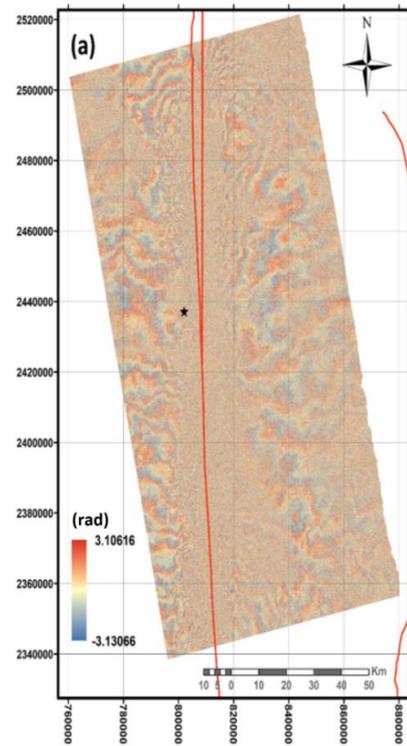
لازم به ذکر است که مختصات تمامی نقشه‌ها در سیستم تصویر UTM^۱ با شماره زون ۴۶^۲ و بیضوی مبنای WGS84^۳ محاسبه گردیده است.

چنانچه گفته شد، تراکم فرینج‌ها بیانگر شدت تغییر شکل است؛ فرینج‌های نزدیک به هم، تغییر شکل بیشتر را بیان می‌کنند. فرینج‌های متراکم، به‌ویژه در امتداد محور مرکزی گسل، نشان‌دهنده تغییر شکل قابل توجه (چندین سانتی‌متر) هستند. تغییر شکل تقریباً ۱۶۰ کیلومتر در امتداد خط گسل را پوشش می‌دهد و با دور شدن از خط گسل، میزان تراکم فرینج‌ها کاهش می‌یابد.



شکل ۴- اینترفروگرام صعودی ایجاد شده با تصاویر ۲۵ مارس و ۵ آوریل) در حالت $\times 6$ Multi-look (ML) (2 با اعمال فیلتر گلد اشتاین

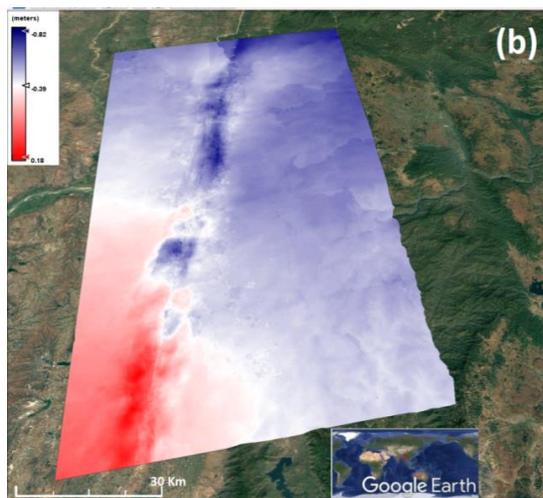
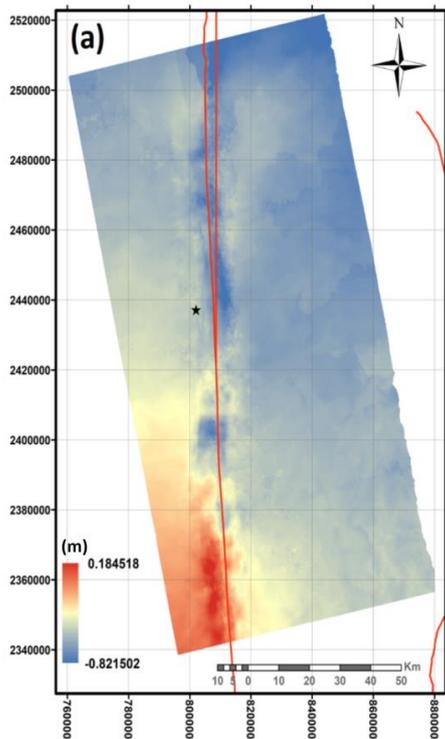
شکل ۴ اینترفروگرام Multi-Look منطقه زلزله میانمار را نشان می‌دهد. تکنیک Multi-Looking با میانگین‌گیری چند پیکسل مجاور در راستای آزیموت و راستای دید



شکل ۳- (a): اینترفروگرام حاصل از تصاویر سنجنده Sentinel-1 در مدار صعودی ماهواره مربوط به زمین لرزه میانمار (۲۸ مارس ۲۰۲۵)؛ خط قرمز رنگ راستای شمالی - جنوبی گسل Sagaing را نمایش می‌دهد؛ (b): میزان همدوسی بین پیکسل‌های متناظر دو تصویر تشکیل دهنده

1 Universal Transverse Mercator
2 Zone Number
3 World Geodetic System 1984

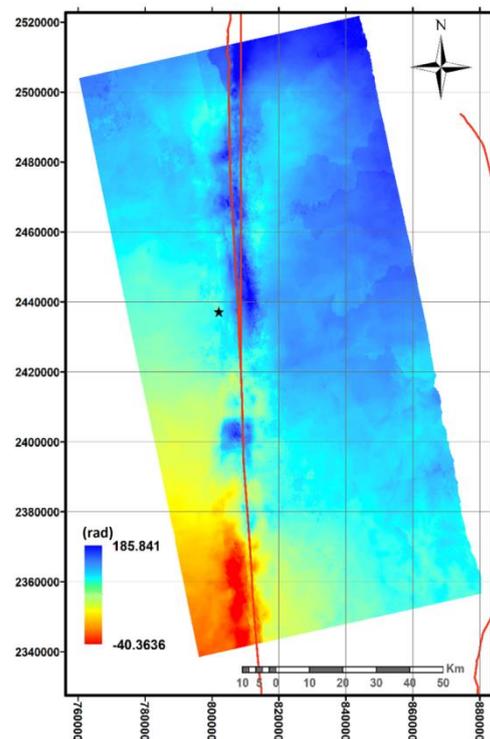
شکل سطح زمین را ارائه می‌دهد.



شکل ۶- (a): نقشه جابجایی سطحی اندازه‌گیری شده در راستای LOS ناشی از زمین‌لرزه ۲۸ مارس ۲۰۲۵، میانمار با بزرگای 7.7 در حالت مدار صعودی ماهواره؛ (b): نقشه جابجایی نمایش داده شده در محیط Google Earth؛ موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه جهانی در پایین نقشه آمده است.

اینترفروگرام باز شده مقادیر فاز پیوسته را نشان می‌دهد که مستقیماً متناسب با جابجایی زمین در امتداد خط دید ماهواره است. بر اساس مقیاس رنگی راهنمای نقشه (شکل ۵)، دامنه جابجایی فاز از حدود 40.4π تا

ماهواره، میزان نویز را کاهش داده و الگوی تغییر شکل را شفاف‌تر می‌سازد. هر فرینج همچنان معادل نصف طول موج جابجایی در امتداد خط دید است. گذارهای رنگی نرم‌تر نسبت به اینترفروگرام SLC، روندهای تغییر شکل منطقه‌ای را بهتر آشکار می‌سازد. فرینج‌های متراکم، مناطق تغییر شکل شدید سطحی (احتمالاً نزدیک گسل) را نشان می‌دهند، در حالی که مناطق یکنواخت‌تر، پایداری منطقه را نشان می‌دهند.



شکل ۵- اینترفروگرام باز شده unwrapped در حالت مداری صعودی ماهواره

شکل ۵ اینترفروگرام تجمیع شده (unwrapped) منطقه وقوع زمین‌لرزه میانمار را نشان می‌دهد. برخلاف اینترفروگرام‌های پیچیده (wrapped) که چرخه‌های فاز مبهم در بازه $[\pi, \pi-]$ هستند، این تصویر مقادیر فاز پیوسته را نمایش می‌دهد که مستقیماً متناسب با جابجایی زمین در امتداد خط دید ماهواره است. مقیاس رنگی مقدار تغییرات فاز کلی را نشان می‌دهد. این امر امکان ارزیابی کمی تغییر شکل را فراهم می‌کند و مناطق بالاآمدگی (مقادیر منفی) را از نشست (مقادیر مثبت) متمایز می‌سازد. نبود ابهام در فاز، تفسیر را ساده کرده و نقشه‌ای شفاف از توزیع مکانی و مقدار تغییر



185.8π است. همانگونه که انتظار می‌رود، بیشترین گرادان‌ها در نزدیکی خط گسل مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده تمرکز تغییر شکل می‌باشد.

شکل ۶ نقشه جابجایی زمین حاصل از زلزله میانمار در امتداد خط دید ماهواره را نشان می‌دهد. دامنه جابجایی ناشی از رخداد این زمین‌لرزه از حدود ۸۲- سانتیمتر تا ۱۸+ سانتیمتر متغیر است. بر اساس این نقشه، مناطق قرمز بالاآمدگی تا ۱۸/۰ متر و مناطق آبی نشست تا ۸۲/۰- متر را نشان می‌دهند. بیشترین نشست (۸۲/۰- متر) در مختصات جغرافیایی حدوداً ۲۲ درجه شمالی و ۹۶ درجه شرقی در نزدیکی مختصات رو مرکز زمین‌لرزه رخ داده است که امری طبیعی می‌باشد. در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه بیشتر بالاآمدگی مشاهده می‌شود، در حالی که در بخش جنوبی بیشتر پدیده فرونشست اتفاق افتاده است.

۵- نتیجه‌گیری

تحلیل میدان جابجایی زمین‌لرزه‌ای مانند رویداد ۲۸ مارس ۲۰۲۵ میانمار با استفاده از تداخل‌سنجی راداری تفاضلی (DInSAR) نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های بزرگ توانایی ایجاد تغییر شکل‌های گسترده و قابل توجه در سطح زمین را دارا می‌باشند که مستقیماً بر رفتار سازه‌ها و زیرساخت‌های شهری تأثیر می‌گذارند. نتایج این مشاهدات از چند جهت بسیار حائز اهمیت است. نخست آنکه، درک دقیق الگوهای جابه‌جایی و توزیع مکانی آن‌ها، امکان شناسایی مناطق پرخطر و آسیب‌پذیر را فراهم می‌سازد. این اطلاعات به کارشناسان کمک می‌کند تا در طراحی و اجرای سازه‌ها، پارامترهای مناسب برای تحمل تغییر شکل‌های ناشی از زلزله را به کار گیرند و از وقوع خسارات جبران‌ناپذیر جلوگیری کنند.

استفاده از داده‌های InSAR به‌منظور تعیین میدان جابجایی ناشی از زمین‌لرزه، به مهندسان کمک می‌کند تا با دقت بیشتری رفتار سازه‌ها را در برابر تغییر شکل‌های زمین مدلسازی کنند و سازه‌هایی طراحی شوند که قابلیت انعطاف و تغییر شکل بیشتری داشته و در برابر نیروهای زلزله، عملکرد بهتری از خود نشان دهند. این اطلاعات در تعیین پارامترهای

طراحی نظیر حداکثر جابجایی مجاز، ضریب رفتار و شکل‌پذیری سازه بسیار مؤثر است. همچنین، شناسایی مناطق با تمرکز جابجایی و تغییر شکل شدید، امکان اولویت‌بندی اقدامات مقاوم‌سازی و بهسازی سازه‌های موجود را فراهم می‌کند.

نتایج حاصل از این پردازش نشان داد که گسل با طولی بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر توانایی ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ را داشته و پیشینه لرزه‌خیزی گسل در منطقه نیز مؤید این مسأله می‌باشد. از آنجایی که با توجه به وسعت منطقه و طول گسل، امکان پایش مداوم حرکات لرزه‌ای گسل با روش‌های معمول زمینی وجود ندارد، بکارگیری روش‌های سنجش از دور مبتنی بر داده‌های ماهواره‌ای از جمله روش InSAR با استفاده از تصاویر راداری Sentinel-1 امکان بررسی این زمین‌لرزه را فراهم نمود. جابجایی اندازه‌گیری شده در این تحقیق - که بالغ بر ۸۲ سانتیمتر در راستای خط دید ماهواره می‌باشد - نشان از اهمیت پایش مداوم حرکات این گسل به منظور کاهش خطرات جانی و مالی ناشی از وقوع زمین‌لرزه‌های احتمالی بعدی دارد. میزان همدوسی بین دو تصویر مورد استفاده بالغ بر ۰/۹۸ است.

۶- منابع

عمادعلی، لطف‌اله، مهرپاک، مژگان، معتقد، ساسان، افتخاری، سید نصراله، تعیین مؤلفه‌های جابجایی ناشی از زمین‌لرزه ۸ بهمن ۱۴۰۱ شهرستان خوی (M 5.9) با استفاده از روش تداخل‌سنجی راداری InSAR، چهارمین دوره کنفرانس ملی «مهندسی عمران، توسعه هوشمند و سیستم‌های پایدار» ۲۵ مهر ۱۴۰۳ - دانشگاه گلستان. <https://www.researchgate.net/publication/386021255>

مرادی طیبی، فریده، معتقد، ساسان و داستانیان، رضوان. (۱۳۹۹). ارزیابی رفتار آشوبی و پیش‌بینی سری‌های زمانی زمین‌لرزه‌های شهر تهران. مهندسی عمران مدرس، 20(3)، 147-160. <http://mcej.modares.ac.ir/article-16-15687-fa.html>

Bayramov, E., Buchroithner, M., Kada, M., &



- constraints on their seismogenic depth from a high-resolution regional focal mechanism catalog in Myanmar (2016–2021). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 113(2), 613-635. <https://doi.org/10.1785/0120220195>
- Funning, G. J., & Garcia, A. (2019). A systematic study of earthquake detectability using Sentinel-1 Interferometric Wide-Swath data. *Geophysical Journal International*, 216(1), 332-349. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy426>
- Howard, S., & Krishna, G. (2025). Myanmar junta blocking aid as earthquake death toll nears 3000. *BMJ: British Medical Journal (Online)*, 389, r657. <https://doi.org/10.1136/bmj.r657>
- Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., & Pepe, A. (2007). An overview of the small baseline subset algorithm: A DInSAR technique for surface deformation analysis. *Deformation and Gravity Change: Indicators of Isostasy, Tectonics, Volcanism, and Climate Change*, 637-661. https://doi.org/10.1007/978-3-7643-8417-3_2
- Li, J., Yan, Y., & Cai, J. (2023). LOS Deformation Correction Method for DInSAR in Mining Areas by Fusing Ground Data without Control Points. *Remote Sensing*, 15(19), 4862. <https://doi.org/10.3390/rs15194862>
- Nicknam A., Khanzadi M., Motaghed S., Yazdani A. (2017) Applying b-value statistical variation to seismic hazard analysis, *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*: 46; 391-396. [https://nopr.niscpr.res.in/bitstream/123456789/40768/1/IJMS%2046\(2\)%20391-396.pdf](https://nopr.niscpr.res.in/bitstream/123456789/40768/1/IJMS%2046(2)%20391-396.pdf)
- Orellana, F., Moreno, M., & Yáñez, G. (2022). High-resolution focal mechanism solutions for the 2016–2021 Myanmar earthquake catalog. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 113(2), 613-635. <https://doi.org/10.1785/0120220195>
- Zhuniskenov, Y. (2021). Quantitative assessment of vertical and horizontal deformations derived by 3d and 2d decompositions of insar line-of-sight measurements to supplement industry surveillance programs in the tengiz oilfield (Kazakhstan). *Remote Sensing*, 13(13), 2579. <https://doi.org/10.3390/rs13132579>
- Chen, C. W., & Zebker, H. A. (2001). Network approaches to two-dimensional phase unwrapping: intractability and two new algorithms: erratum. *Journal of the Optical Society of America A*, 18(5), 1192-1192. <https://doi.org/10.1364/JOSAA.17.000401>
- Emadali, L., Mehrpak, M., Motaghed, S., Eftekhari, N., (2025), Determination of displacement components of Sisakht earthquake (M 5.4) by Radar Interferometry (InSAR), *Bulletin of Earthquake Science and Engineering – BESE* (in press), <https://doi.org/10.48303/bese.2025.2036596.1193>
- Emadali, L., Motagh, M., Haghshenas Haghghi, M. (2017), Characterizing post-construction settlement of the Masjed-Soleyman embankment dam, Southwest Iran, using TerraSAR-X SpotLight radar imagery; *Engineering Structures*, Volume 143, 15 July 2017, Pages 261-273. <https://doi.org/10.1016/j.engstruct.2017.04.009>
- Emadali, L., Motaghed, S., Coseismic Displacement Field of the 28 March 2025 Myanmar Earthquake (Mw 7.7) Derived from InSAR, *Earthquake (2025) Volume 3 Issue 2*. <https://doi.org/10.59429/ear.v3i2.9744>
- Fadil, W., Wei, S., Bradley, K., Wang, Y., He, Y., Sandvol, E., ... & Htwe, Y. M. M. (2023). Active faults revealed and new

2025 Earthquake and Geological Factors Using Machine Learning. <https://doi.org/10.20944/preprints202503.2354.v1>

Xiong, X., Shan, B., Zhou, Y. M., Wei, S. J., Li, Y. D., Wang, R. J., & Zheng, Y. (2017). Coulomb stress transfer and accumulation on the Sagaing Fault, Myanmar, over the past 110 years and its implications for seismic hazard. *Geophysical Research Letters*, 44(10), 4781-4789. doi:10.1002/2017GL072770.

Resolution Deformation Monitoring from DInSAR: Implications for Geohazards and Ground Stability in the Metropolitan Area of Santiago, Chile. *Remote Sensing*, 14(23), 6115. <https://doi.org/10.3390/rs14236115>

Shiddiqi, H. A., Tun, P. P., Kyaw, T. L., & Ottemöller, L. (2018). Source study of the 24 August 2016 Mw 6.8 Chauk, Myanmar, earthquake. *Seismological Research Letters*, 89(5), 1773-1785. <https://doi.org/10.1785/0220170278>

Tiongson, S. F., & Ramirez, R. (2022). Mapping of ground surface deformations and its associated damage using SAR interferometry: a case study of the 2020 Masbate earthquake. In *E3S Web of Conferences* (Vol. 347, p. 03014). EDP Sciences. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202234703014>

Thein, M., Myint, T., Tun, S. T., & Swe, T. L. (2009). Earthquake and tsunami hazard in Myanmar. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 3(02), 43-57. <https://doi.org/10.1142/S1793431109000482>

USGS Earthquakes (2025) <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes>

Wang, Y., Sieh, K., Tun, S. T., Lai, K. Y., & Myint, T. (2014). Active tectonics and earthquake potential of the Myanmar region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3767-3822. <https://doi.org/10.1002/2013JB010762>

WHO (2025): Sagaing Earthquake in Myanmar: Situation Report - 5th Edition; 08 April 2025. <https://www.who.int/southeastasia/internal-publications-detail/who-mmreq-Srep2805258>

Wibowo, A. (2025). Modeling Potential Earthquake Risk Zones in Myanmar Due to the March



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۸

doi 10.22077/jt.2025.9926.1209

مقاله پژوهشی

تخمین نرخ کرنش با استفاده از آنالیز فرکتال مرز دانه‌های کوارتز در گنیس‌های پهنه تراستی چاه‌زار

مهدی عبدالزاده^{۱*}، ایرج رسا^۲، سید رحیم حسینی^۳، رضا درخشانی^۴

۱- دانشجوی دکتری تخصصی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۳- دانشجوی دکتری تخصصی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

۴- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۲۳
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۳۰

چکیده:

کمپلکس دگرگونی گل‌گهر- روتشون در بخش جنوب شرقی پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان قرار دارد. در طی دگرشکلی سنگ‌ها تبلور مجدد دینامیکی به‌طور گسترده رخ داده و موجب ایجاد مرزهای دانه‌ای درهم‌رفته می‌شود که به صورت برآمدگی^۱ (محدوده دمایی ۲۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد)، چرخش ریزدانه‌ها^۲ (محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) و مهاجرت مرز دانه^۳ (محدوده دمایی ۵۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد) مشخص می‌شود. برای بررسی ارتباط بین ریزساختار تبلور مجدد دینامیکی کوارتز و شرایط دگرشکلی همانند دما و نرخ کرنش، ابعاد فرکتال مرزهای دانه با روش شمارش جعبه تعیین شد. بر اساس ابعاد فرکتال و دمای دگرشکلی به دست آمده از تبلور مجدد دینامیکی کوارتز، نرخ کرنش بین 10^{-10} تا $10^{-6/8}$ محاسبه گردید که بیشتر از نرخ کرنش طبیعی (10^{-12} تا $10^{-15} s^{-1}$) در پهنه‌های برشی گزارش شده در مطالعات پیشین با استفاده از روش‌های مختلفی چون تحلیل‌های ریزساختاری و پیزومتری است. دمای دگرشکلی، شرایط رخساره شست سبز تا آمفیبولیتی را در ناحیه نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: نرخ کرنش، آنالیز فرکتال، تبلور مجدد، دمای دگرشکلی.

1 Bulging
2 New grain
3 Grain boundary migration

*ایمیل: mehdi.abdolzadeh@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۱۴۰۴۷۷۲۹۷

Strain-rate estimation using fractal analysis of quartz grain boundary in the gneisses of Chahzar thrust zone

Mehdi Abdolzadeh¹, Iraj Rasa², Seyed Rahim Hosseini³, Reza Darakhshani⁴

1- PhD student, Department of Geology, Shahid Beheshti University, Tehran

2- Professor, Department of Geology, Shahid Beheshti University, Tehran

3- PhD student, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

4- Associate Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Iran

Abstract

The Golghohar-Rotshun metamorphic complex is located in the southeastern part of the Sanandaj–Sirjan metamorphic zone (SSMZ). During the deformation, dynamic recrystallization commonly occurs, producing interlocking grain boundaries characterized by bulging (range of 250–400 °C), subgrain rotation (range of 400–500 °C), and grain boundary migration (range of 500–750 °C). To investigate the relationship between quartz dynamic recrystallization microstructures and deformation conditions such as temperature and strain rate, the fractal dimension of grain boundaries was determined using the box-counting method. Based on these data and deformation temperatures obtained from the quartz dynamic recrystallization, the calculated strain rates range between $10^{-6.8}$ and $10^{-10.9} \text{ s}^{-1}$, which are higher than typical natural strain rates (s^{-1}) reported from microstructural and piezometric analyses. The deformation temperatures indicate greenschist- to amphibolite-facies conditions in the studied area.

Keywords: Strain-rate, Fractal analysis, Recrystallization, Temperature.

مقدمه

(Li et al., 2024). مطالعات تجربی انجام شده توسط تاکاهاشی و همکاران (۱۹۹۸) نشان داد که شکل دانه‌های کوارتز در طی دگرشکلی به دما (T) و نرخ کرنش ($\dot{\epsilon}$) وابسته است. همچنین، آن‌ها با بررسی بُعد فرکتالی (D) دانه‌های کوارتز مشخص کردند که مقدار D محاسبه شده با نرخ کرنش و دما ارتباط دارد. بر این اساس، آنها معادله‌ای (رابطه ۱) ارائه دادند که در این معادله، اگر دمای تبلور مجدد دانه‌های کوارتز و ابعاد فرکتالی مرز دانه‌ها را داشته باشیم، می‌توانیم نرخ کرنش را در یک سنگ دگرشکل شده طبیعی محاسبه کنیم. در این معادله D بعد فرکتال مرز دانه کوارتز، $\dot{\epsilon}$ نرخ کرنش، T دمای دگرشکلی را نشان می‌دهد. مقادیر ϕ و ρ به ترتیب 10^{-2} $\{\log(s^{-1})\}^{-1}$ و $34/9 \times 10^{-2}$ (K) می‌باشد. این معادله نشان می‌دهد که مقادیر D با افزایش نرخ کرنش افزایش و با افزایش دمای دگرشکلی کاهش می‌یابد. بنابراین، اگر D و T مشخص باشد، نرخ کرنش را می‌توان از معادله ۱ محاسبه کرد (Mamtani, 2010).

$$D = \phi \log \dot{\epsilon} + \rho / T + 1.08 \quad (\text{رابطه ۱})$$

هندسه فرکتال ابزاری مناسب برای کمی‌سازی الگوهای پیچیده مرز دانه‌ها است (Mandelbrot, 1983; Majumder and Mamtani, 2009; Mamtani, 2010; Liu et al., 2024; Li et al., 2024). در سال‌های اخیر، استفاده از آنالیز فرکتال مرز دانه‌های کوارتز به‌عنوان ابزاری برای تخمین نرخ کرنش در سنگ‌های دگرگونی مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. برای مثال تحلیل فرکتالی دانه‌های کوارتز در میلونیت‌های منطقه رانده موین اسکاتلند نشان می‌دهد که با افزایش دگرشکلی، شکل دانه‌ها نامنظم‌تر می‌شود، اندازه دانه‌ها کاهش و تعداد آن‌ها افزایش می‌یابد (Wang et al., 2007). افزایش بعد فرکتالی مرزهای کوارتز در گرانیتهای مجاور زمین‌درز مرکزی هند به سمت این زمین‌درز به رویدادهای تکتونیکی موثر بر گسترش فابریک کوارتزها نسبت داده شد (Majumder and Mamtani, 2009). بررسی ابعاد فرکتالی مرز دانه‌های کوارتز در گرانیتهای گودرا نشان داد که این ابعاد فرکتالی به‌عنوان یک داماسنج زمین‌شناسی در گرانیتهای سین تکتونیک عمل کرده‌اند. همچنین ابعاد فرکتالی نشان دادند که نرخ کرنش در دماهای پایین‌تر به‌طور معقولی

تحت شرایط خاص، تداخل بین انگشتی مرز دانه‌های یک کانی در سنگ‌های دگرگونی و آذرین مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده برآمدگی یا فرورفتگی مرزهای دانه در مقیاس‌های مختلف است. دلیل تشکیل این مرزها را می‌توان به مهاجرت اتم‌ها یا گروهی از اتم‌های ساختار بلوری در امتداد مرزهای دانه نسبت داد. این مهاجرت به پارامترهای مختلفی مانند جهت‌گیری نسبی بلورشناسی دانه‌های مجاور یا دما مربوط می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی مرزهای دانه نشان می‌دهد که دگرشکلی نقش اصلی در کنترل جهت‌گیری نسبی دانه‌های مجاور و تکامل هندسه مرزهای دانه ایفا می‌کند. در طی دگرشکلی، مهاجرت مرز دانه و چرخش دانه‌ها به‌طور پویایی موجب تنظیم انرژی مرزی و بازآرایی بافت بلوری می‌شود (Kruhl and Nega, 1996; Fang et al., 2022; Du et al., 2023; Rohrer et al., 2023). دگرشکلی دانه‌های مجاور را می‌توان به‌عنوان علت مهاجرت و مرزهای بین انگشتی دانه‌ها (مهاجرت مرز دانه به دلیل کرنش؛ Poirier, 1985) در نظر گرفت. بیرون‌آمدگی و فرورفتگی در مرز دانه ممکن است در هر کانی، به ویژه کوارتز، رخ دهد. در بیشتر مطالعات ساختاری که نرخ کرنش را در طول رویدادهای کوهزایی ارزیابی می‌کنند، تعیین دمای دگرشکلی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده است (e.g., Dunlap et al., 1997; Behr and Platt, 2011, Li et al., 2024). تخمین تغییرات دمای دگرشکلی به درک فرآیندهای تکتونیکی مؤثر در منطقه کمک می‌کند. ترمومتری تبلور مجدد کوارتز یکی از روش‌هایی است که برای تعیین کیفی محدوده دمای دگرشکلی بر اساس ریزساختارهای مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی غنی از کوارتز استفاده می‌شود. همچنین، تعیین نرخ کرنش طی دگرشکلی طبیعی سنگ‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. با استفاده از روش تعیین کرنش محدود^۱، نرخ طبیعی کرنش زمین‌شناسی بین 10^{-15} تا 10^{-12} s^{-1} تخمین زده شده است (Passchier and Trouw, 2005; Twiss and Moores, 2007; Fagereng, 2019; Bose and Mukherjee, 2020;

1 Finite strain analysis

2



ساختاری با عرض ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و طول تقریبی ۱۲۰۰ کیلومتر، بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است که از شمال غربی ایران تا پهنه فرورانش مکران در جنوب شرقی ایران امتداد دارد. کمربند کوهزایی زاگرس در بخش مرکزی کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا واقع شده است. این کمربند کوهزایی در اوایل مزوزوئیک (تریاس) در طول جدایی بلوک قاره‌ای ایران از حاشیه گندوانا تشکیل شده است. کمربند کوهزایی زاگرس در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر خرده قاره ایران در طول کرتاسه زیرین و سپس در اثر همگرایی و برخورد صفحه آفرود-عربی با خرده قاره ایران مرکزی در انتهای کرتاسه توسعه یافته است (Alavi, 1994; Mohajjel, and Fergusson, 2000; Agard et al., 2011; Davoudian et al., 2016; Shafaii Moghadam et al., 2020; Ajirlu et al., 2025). همگرایی این پهنه برخوردی در جهت تقریبی شمال-جنوب و با نرخ 2 ± 20 میلی‌متر در سال همچنان ادامه دارد (Vernant et al., 2004). پهنه سندج-سیرجان یک پهنه دگرگونی چند فازی است که عمدتاً از شیست سبز، آمفیبولیت، گنیس و توده‌های نفوذی مافیک تا فلسیک با سن نئوپروتروزوئیک تا فانروزوئیک (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012; Shakerardakani, 2022) می‌باشد. همچنین در این پهنه سنگ‌های دگرگونی رخساره شیست آبی (Agard et al., 2006) و رخساره اکلوزیت (Davoudian et al., 2008) با گسترش محدودتر مشاهده شده است.

کمپلکس دگرگونی منطقه مورد مطالعه در رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت (دمای حدود ۴۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فشار حدود ۶ تا ۱۰ کیلوبار) تشکیل شده است (Shekholeslami, 2015) که معمولاً بر روی توریدیت‌های ژوراسیک دگرشکل شده و دگرگون شده رانده شده‌اند (شکل ۱). گسل‌های رانده، ساختارهای دوپلکس و فلسی، ساختارهای غالب این منطقه را تشکیل می‌دهند. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به طور خلاصه در اینجا شرح داده می‌شود:

- واحد Pz2(gn) متعلق به مجموعه دگرگونی گل‌گهر عمدتاً از میکاشیست، گنیس، کوارتزیت، آمفیبولیت و گدازه‌های اولترامافیک دگرگون شده تشکیل شده است. سن این مجموعه به کامبرین میانی

تخمین زده می‌شود، اما در دماهای بالا، نرخ‌ها بیش از حد تخمین زده می‌شوند (Mamtani and Greiling, 2010). بررسی ابعاد فرکتالی دانه‌های کوارتز برای تخمین نرخ کرنش در کوارتزیت‌های دگرشکل شده کمربند کوهستانی آراوالی و گرانیس مالانجخند هند نشان داد که روش فرکتال تخمین‌های معقولی از نرخ کرنش در دماهای پایین‌تر (10^{-12} s^{-1}) ارائه می‌دهد (Mamtani, 2010). بررسی فرکتال مرز دانه‌های کوارتز در گرانیس آبادچی نشان داد که نرخ کرنش به دست آمده از روش فرکتال بالاتر از نرخ کرنش طبیعی سنگ‌ها است (ریاحی سامانی و همکاران، ۱۳۹۸). تحلیل‌های فرکتالی و ریزساختاری گنیس بومدیلا (همالیای کوچک) نشان می‌دهد که دمای دگرشکلی، تنش تفاضلی و نرخ کرنش در نزدیکی مناطق راندگی افزایش می‌یابد و حداکثر مقادیر آن در نزدیکی راندگی تنگا مشاهده می‌شود (Kalita et al., 2022). همچنین مقایسه نرخ کرنش به دست آمده از روش فرکتال و جریان کوارتز در گنبد گنیسی کمپلکس دیانکنگ‌شان (فلات تبت) نشان داد که روش ریزساختاری جریان کوارتز قابل اعتمادتر از روش فرکتال است (Li et al., 2014). این پژوهش‌ها به وضوح نشان می‌دهند که ترکیب آنالیز فرکتال با مطالعه میکروسکوپی مرز دانه‌های کوارتز، امکان تخمین کمی نرخ کرنش زمین‌شناسی را فراهم می‌آورد. روش‌های مختلفی مانند خط‌کش، شمارش جعبه‌ای، خطوط معلق^۱ و روش‌های محیط-مساحت^۲ برای تحلیل ابعاد فرکتالی وجود دارد که در زمین‌شناسی ساختاری برای تحلیل ساختارها یا الگوهای مختلف استفاده شده‌اند. هدف اصلی این تحقیق تعیین دمای دگرشکلی با استفاده از ترمومتری تبلور مجدد دانه‌های کوارتز و تعیین نرخ کرنش در منطقه بر اساس الگوی فرکتالی مرز دانه با استفاده از روش شمارش جعبه‌ای در گنیس‌های منطقه چاه‌زار است.

جایگاه زمین‌شناسی

پهنه راندگی چاه‌زار تقریباً در ۴۰ کیلومتری روستای باغات در جاده سیرجان-بندرعباس واقع شده و بخشی از پهنه دگرگونی سندج-سیرجان می‌باشد. این پهنه

1 dust contour
2 area-environment

کرده و اثرات دگرگونی مجاورتی را در اطراف خود ایجاد کرده است. به دلیل راندگی بعدی، گرانیته و هاله دگرگونی، تحت تأثیر دگرگونی پسرونده و دگرشکلی قرار گرفته است. این گرانیته به تریاس بالایی نسبت داده می‌شود (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ خبر).

- واحد Jf ترکیبی از ماسه‌سنگ گری‌وکی، کنگلومرا، سنگ آهک ماسه‌ای، شیل است که مربوط به ژوراسیک است.

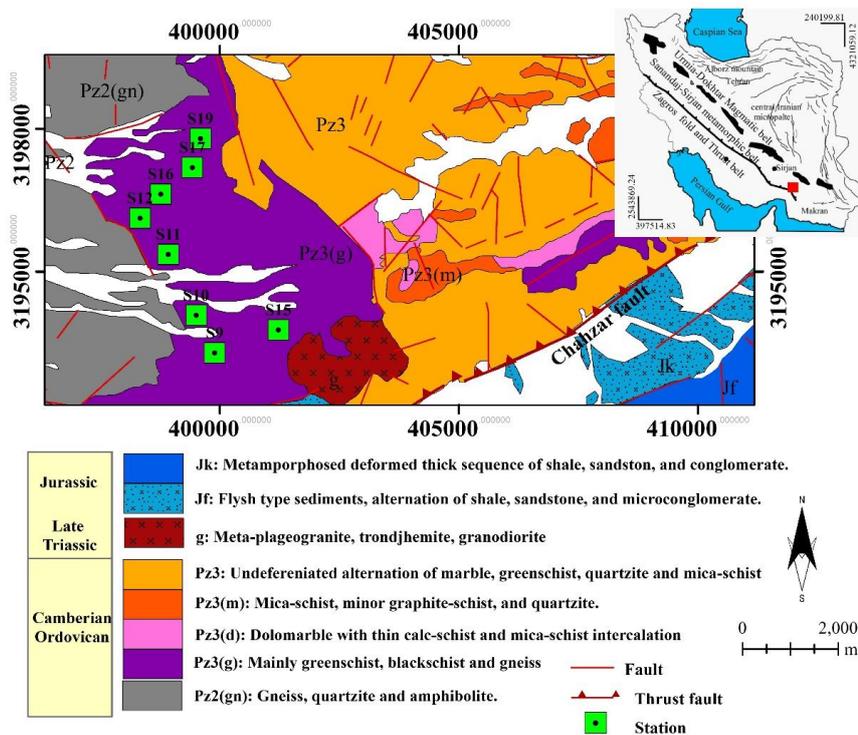
- واحد Jk مجموعه‌ای از کنگلومرا، شیل و ماسه‌سنگ متعلق به ژوراسیک است.

در مطالعه حاضر، در ۸ ایستگاه نمونه‌برداری از گنیس‌ها انجام شد (شکل ۱) و پس از تهیه مقطع نازک از آن‌ها، دانه‌های کوارتز مورد بررسی قرار گرفتند. این گنیس‌ها با رنگ خاکستری روشن تا سفید از شیست‌های سبز و آمفیولیت‌ها در واحدهای سنگی Pz3(g) مشخص می‌شوند. دو نسل از برگواری در راستای شمال غرب- جنوب شرق با جهت شمال شرق و شمال شرق- جنوب غرب با شیب جنوب شرق در این محدوده مشاهده می‌شود. خطواری در گنیس‌ها عمدتاً به سمت جنوب شرق می‌باشد (شکل ۲).

تا پراکامبرین بالایی نسبت داده می‌شود (شکل ۱). گنیس‌ها عمدتاً از فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز تشکیل شده‌اند و گاهی بیوتیت و موسکویت نیز در آن‌ها دیده می‌شود. این گنیس‌ها از نظر کانی‌های مافیک بسیار فقیر هستند و به نظر می‌رسد از دگرگونی آرکوز یا دگرگونی ریولیت تشکیل شده‌اند (ناظم‌زاده و همکاران، ۱۳۷۴). پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی به اپیدوت، کلینوزویت، سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی و بیوتیت به کلریت تبدیل شده‌اند.

- واحدهای Pz3 (شامل Pz3(g), Pz3(d), Pz3(m) متعلق به کمپلکس روتشون شامل گنیس، شیست سبز، شیست، چرت دگرگون شده سیاه، مرمر، کالک شیست، گارنت شیست هستند (شکل ۱). سن این کمپلکس کامبرین بالایی گزارش شده است. واحد Pz3(g) عمدتاً از گنیس، شیست سبز و شیست سیاه، Pz(m) از میکاشیست، گرافیت شیست و کوارتزیت، Pz3(d) از مرمر دولومیتی با میان لایه‌هایی از کالک شیست و میکاشیست و Pz3 از مرمر، شیست سبز، میکاشیست و کوارتزیت تشکیل شده‌اند.

- واحد g نشان‌دهنده توده نفوذی گرانیته چاه‌زار می‌باشد که به واحدهای دگرگونی این منطقه نفوذ



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی چاه‌زار و موقعیت نقاط نمونه‌برداری که بر پایه نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰۰ خبر و باغاب (زون ۴۰) ترسیم شده است.



شکل ۲- گنیس‌های خاکستری روشن در منطقه مورد مطالعه

سازوکار تبلور مجدد کوارتز

در اکثر مطالعات ساختاری که نرخ کرنش را در طول رویدادهای کوهزایی بررسی می‌کنند، تعیین دمای دگرشکلی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (به عنوان مثال، Dunlap et al., 1997; Behr and Platt, 2011; Kalita et al., 2022; Sarka et al., 2023). تخمین تغییرات دمای دگرشکلی به درک فرآیندهای تکتونیکی مؤثر در منطقه کمک می‌کند. ترمومتری تبلور مجدد کوارتز یکی از روش‌هایی است که برای تعیین کیفی محدوده دمای دگرشکلی بر اساس ریزساختارهای مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی غنی از کوارتز استفاده می‌شود (Hallas and Bauer, 2021; Derikvand and Almasi, 2022; Chang, 2022). تبلور مجدد می‌تواند یکی از عوامل مؤثر بر توسعه ریزساختارها، جهت‌گیری ترجیحی بلورها و رفتار رئولوژیکی سنگ‌ها باشد. هنگامی که تبلور مجدد در طول دگرشکلی رخ می‌دهد، اندازه دانه به صورت پویا با جریان حالت پایدار تنش در ارتباط است (Etheridge and Wilkie, 1980; White, 1977; Kohlstedt and Weathers, 1981). تبلور مجدد دینامیکی مکانیسمی است که طی آن رشد مجدد بلورها در شرایط تنش و دمای بالا رخ می‌دهد. دو مکانیسم اصلی برای تغییر مرز دانه‌های کوارتز در طول رژیم خزش نابجایی^۱ موجود وجود دارد. (۱) مکانیسم خزش نابجایی زمانی اتفاق می‌افتد که کوارتز با افزایش دما نرم می‌شود. در این حالت، مهاجرت نابجایی‌ها در شبکه بلوری با کاهش تنش داخلی رخ می‌دهد. تمرکز این نابجایی‌ها در دیواره‌ها باعث تشکیل مرزهای جدید دانه می‌شود. (۲) مهاجرت مرز

دانه نتیجه تفاوت در انرژی کرنش ذخیره شده بین دانه‌های مجاور است. این دو مکانیسم که به ترتیب تحت تأثیر دما و نرخ کرنش قرار دارند، از جمله عواملی هستند که ورود نابجایی‌های جدید، احتمال مهاجرت نابجایی‌ها و تشکیل مرزهای زیردانه^۲ را کنترل می‌کنند (Drury and Urai, 1990). رژیم‌های تبلور مجدد ریزساختارهای کوارتز را می‌توان به سه دسته تبلور مجدد برآمده (BLG; Drury et al., 1985)، تبلور مجدد چرخشی زیردانه (SGR; Hobbs 1968) و تبلور مجدد مهاجرت مرزدانه (GBM; Jessell, 1987) تقسیم کرد (شکل ۳). تغییرات دما در هر یک از این رژیم‌ها با فرض سطح برشی ثابت بررسی خواهد شد.

تبلور مجدد برآمده

تبلور مجدد برآمده (BLG)، که با برآمدگی‌ها و تبلور مجدد ریزدانه‌ها در طول مرزهای دانه مشخص می‌شود، محدوده دمایی ۲۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۳). در این حالت، ساختار اصلی بلورهای کوارتز در مقایسه با سایر رژیم‌های تبلور مجدد تا حد زیادی حفظ شده است. به دلیل دمای پایین، پلاستیسیته محدود بلور مانع از جداسازی بیشتر زیردانه‌ها می‌شود. بنابراین، با کاهش تنش داخلی، افزایش دما منجر به افزایش اندازه و نسبت حجمی (۰ تا ۲۵ درصد) دانه‌های تبلور مجدد یافته می‌شود (Stipp et al., 2002a).

تبلور مجدد چرخشی زیردانه

با افزایش دما (در محدوده ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد)،

2 subgrain boundaries

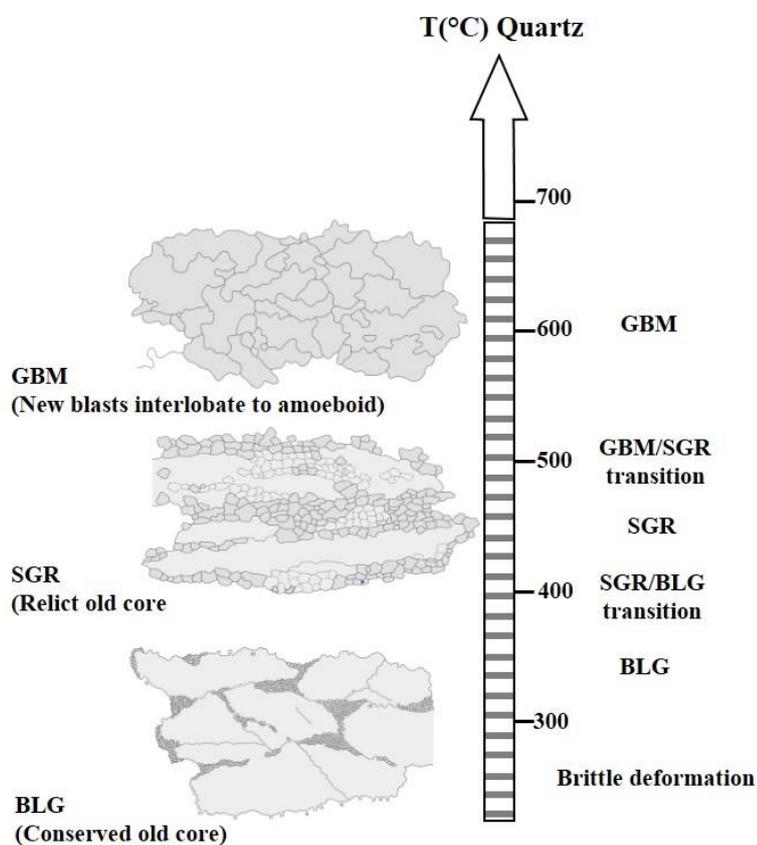
1 dislocation creep regime

دگرشکلی درون دانه از بین برود (Stipp et al., 2002b). تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه (GBM) یک مکانیسم تبلور مجدد دما بالا در طول دگرگونی کوارتز و سایر کانی‌ها در محیط‌های دگرگونی است (Drury et al., 1985). تبلور مجدد GBM با افزایش تحرک مرزهای دانه رخ می‌دهد. در طول این فرآیند، دانه‌های کمتر دگرشکل شده به دانه‌های دگرشکل شده تبدیل می‌شوند. از آنجا که فرآیند تبلور مجدد GBM تحت تأثیر مهاجرت سریع مرزهای دانه قرار می‌گیرد، منجر به تشکیل بسیار نامنظم مرزهایی می‌شود که با برآمدگی‌ها و فرورفتگی‌های بین انگشتی مشخص می‌شوند (Stipp et al., 2002b). در این حالت، مرز دانه‌ها به صورت مرزهای آمیبی شکل دیده می‌شوند. این فرآیند باعث حذف دانه‌های کرنش یافته و تشکیل دانه‌های تقریباً بدون کرنش می‌شود. هسته‌زایی مرزهای زیردانه در طول تبلور مجدد GBM و تکامل سریع آنها باعث تشکیل دانه‌های مستقل از دانه مادر می‌شود. بنابراین، تشخیص دانه‌های جدید از دانه‌های قدیمی در طول GBM آسان نیست.

زیردانه‌ها متمایزتر می‌شوند (شکل ۳). افزایش نرم‌شدگی دانه‌های کوارتز، که با مرزهای چندضلعی و مورب مستقیم و ویژگی‌های دگرشکلی درون دانه‌ای کم مشخص می‌شود، باعث کاهش بیشتر تنش‌های داخلی می‌شود (Stipp et al., 2002a). نسبت حجمی دانه‌های مجدد تبلور یافته در این رژیم تبلور مجدد تقریباً بین ۳۰ تا ۹۰ درصد است که باعث تشکیل زیردانه‌ها در فضای بین بلورهای بزرگتر یا دانه‌های نواری می‌شود. لازم به ذکر است که زیردانه‌ها و دانه‌های مجدد تبلور یافته تقریباً از نظر اندازه و شکل برابر هستند.

تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه

در محدوده دمایی ۵۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، مکانیسم غالب مهاجرت مرز دانه است (شکل ۳). در این محدوده دمایی، اندازه دانه‌های کوارتز تبلور مجدد یافته بسیار بزرگتر می‌باشد (بالای ۱۰۰ میکرون‌متر) و مرز آن‌ها به شدت دندان‌دار و به صورت بین انگشتی است. در این محدوده دمایی، امکان جابجایی مرزهای دانه در سراسر دانه‌ها وجود دارد و ممکن است سیماهای



شکل ۳. تصویر شماتیک از تبلور مجدد دینامیکی کوارتز و شرایط دمایی مربوطه. BLG: تبلور مجدد برآمده (دمای پایین)؛ SGR: تبلور مجدد چرخشی زیر دانه (دمای متوسط)؛ GBM: تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه (دمای بالا)؛ اصلاح شده پس از (Kures et al., 2001; Stipp et al., 2002a; Passchier and Trouw, 2005).



پتروگرافی و تبلور مجدد دمایی کوارتز در منطقه مورد مطالعه

قبل از تحلیل فرکتالی، بررسی پتروگرافی نمونه‌ها و مرزهای دانه‌های کوارتز ضروری است. در گنیس‌های میلونیتی منطقه مورد مطالعه پورفیروکلاست‌های فلدسپار و کوارتز در زمینه‌ای ریزدانه متشکل از کوارتز و فلدسپار و گاه میکا قرار دارند. از ریزساختارهای قابل مشاهده می‌توان به پورفیروکلاست‌های چرخیده، بلورهای ماهی‌شکل میکا، ساختارهای برشی S/C، هم‌ترازی مورب دانه و ریزساختارهای مرز دانه اشاره کرد.

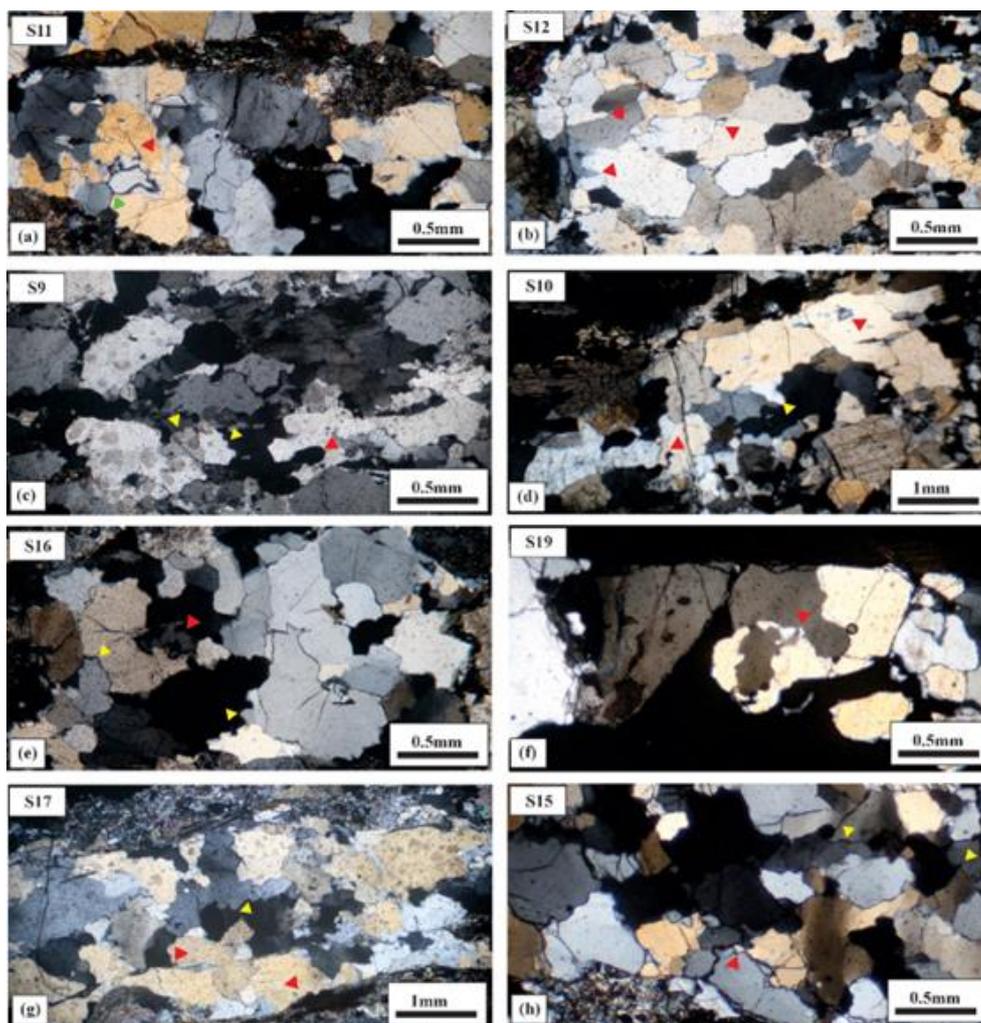
کوارتز یکی از اجزای اصلی گنیس در منطقه مورد مطالعه است که از نظر بافتی، شرایط مختلف تغییر شکل دینامیکی اعمال شده بر گنیس‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. رفتار کوارتز در طول دگرگونی می‌تواند به تخمین دمای نسبی در طول تغییرات ساختاری کمک کند. کوارتز در منطقه مورد مطالعه، خواص تبلور مجدد دینامیکی مختلفی را نشان می‌دهد (شکل ۴) و در همه نمونه‌ها، مرزهای دانه‌های دندانه‌دار کوارتز، مشخصه‌ای است که می‌تواند نشان دهنده مهاجرت مرز دانه (GBM) باشد. مشاهده بافت گرانوبلاستیک چندوجهی با مرزهای سه‌تایی ۱۲۰ درجه‌ای (S11، شکل ۴ a)، فلش سبز) در کوارتزها نشان دهنده کاهش انرژی در مرز دانه‌ها به علت پدیده بازپخت^۱ است. فرآیند بازپخت پس از میلونیتی شدن در سنگ‌های دگرگونی، یک دوره حرارت بالای پس از زمین‌ساخت را نشان می‌دهد (Blenkinsop, 2000; Cao et al., 2016). طی بازپخت، با از بین رفتن تنش تفریفی و به علت ادامه فرآیند انتشار بین بلوری، بلورها به رشد و تکامل خود در دماهای بالاتر ادامه می‌دهند (Vernon, 2004; Liang et al., 2017). بنابراین وجود بافت گرانوبلاستیک نشان دهنده این است که ریزساختارها در دماهای بالاتر، با از بین رفتن تنش، شروع به رشد کرده‌اند (Blenkinsop, 2002). از آنجایی که تبلور مجدد کوارتز در SGR بین ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و در GBM در محدوده دمایی ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد (Stipp et al., 2002a; Faleiros, 2010; Abiven et al., 2025).

می‌توان استنباط کرد که کوارتزها در محدوده دمایی بین ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارند. بر این اساس، گنیس‌های منطقه مورد مطالعه تحت دگرشکلی رخساره‌های شیبست سبز تا آمفیبولیت در محدوده دمایی ۴۲۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارند که این موضوع توسط مطالعات قبلی نیز تأیید شده است (برای مثال؛ Jafari et al., 2019; Sheikholeslami, 2015; Faghih and Keshavarz, 2020).

بررسی فرکتال مرزهای دندانه‌دار دانه‌های کوارتز

روش شمارش جعبه یکی از پرکاربردترین روش‌ها برای محاسبه‌ی بعد فرکتال در مرز دانه‌ها و ریزساختارهای سنگی است. در این روش، تصویر دو بعدی نمونه (مانند مرز دانه‌های کوارتز) به شبکه‌ای از مربع‌های هم‌اندازه تقسیم می‌شود. سپس تعداد مربع‌هایی که شامل بخشی از مرز یا الگوی مورد بررسی هستند (N) در اندازه‌های مختلف جعبه (r) شمارش می‌گردد. با ترسیم رابطه‌ی لگاریتمی بین $\log(r)$ و $\log(N)$ به‌عنوان بعد فرکتال (D) تعیین می‌شود. مقدار بالاتر D نشان‌دهنده‌ی پیچیدگی بیشتر مرزها و معمولاً بیانگر شدت بیشتر دگرشکلی یا فعالیت فرآیندهای تبلور مجدد دینامیکی است. این روش به دلیل سادگی و قابلیت استفاده بر روی تصاویر دیجیتال مقاطع نازک، در مطالعات ریزساختاری و دگرشکلی سنگ‌ها کاربرد گسترده‌ای دارد.

برای محاسبه بعد فرکتالی دانه‌های کوارتز، چندین فتومیکروگراف (فریم) از هر مقطع نازک نمونه گنیس با بزرگنمایی X4 میکروسکوپ پلاریزان تهیه شد. حداقل ۴۵ دانه کوارتز برای هر نمونه مورد بررسی قرار گرفت. برای محاسبه بعد فرکتالی، دو روش رایج وجود دارد که عبارتند از روش تقسیم و روش شمارش جعبه. در تحقیق حاضر، از روش شمارش جعبه استفاده شد. دلیل استفاده از این روش سادگی آن است (Peitgen et al., 2004). در این روش دانه (در اینجا تصویر میکروسکوپی دانه‌های کوارتز) به شبکه‌ای از مربع‌های هم‌اندازه تقسیم می‌شود. سپس با ارزیابی تعداد مربع‌های مورد نیاز برای پوشش کامل بعد فرکتالی، محاسبه انجام می‌شود. برای ایجاد شبکه مربعی از نرم‌افزار اتو کد



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپ نوری از تبلور مجدد کوارتز در نمونه‌های S9، S10، S11، S12، S15، S16، S17 و S19 (موقعیت نمونه‌ها در شکل ۱ نمایش داده شده است). پیکان قرمز در هر تصویر مرزهای در حال مهاجرت دانه کوارتز، پیکان زرد تبلور مجدد برآمده و پیکان سبز مرز سه‌گانه با زاویه ۱۲۰ درجه را نشان می‌دهد.

خودهمانندی دارند؛ زیرا مرز دانه‌ها تحت تاثیر نرخ کرنش و دمای دگرشکلی هستند. بنابراین بُعد فرکتالی به طور سیستماتیک با شرایط دگرشکلی متفاوت تغییر می‌کند (Takahashi et al., 1998).

نتایج به دست آمده از تحلیل فرکتال به صورت نمودارهای لگاریتمی می‌باشد که نسبت $\log d$ به $\log N_d$ را نمایش می‌دهند. بُعد فرکتال، شیب خط مستقیم در هر نمودار است (شکل ۵). از آنجایی که اندازه‌گیری در یک صفحه (در یک مقطع نازک) انجام می‌شود، محدوده بُعد فرکتال $2 \leq D \leq 1$ است (Takahashi et al., 1998). ابعاد فرکتال به دست آمده در این مطالعه از ۱/۰۱۲ تا ۱/۲۰۷ متغیر است و ضرایب همبستگی از ۰/۹۷ تجاوز می‌کند که نشان‌دهنده خودهمانندی آماری بین دانه‌های کوارتز تبلور مجدد یافته دینامیکی است.

استفاده شد و شمارش تعداد مربع‌ها به صورت دستی صورت گرفت. استفاده از مقیاس‌های مختلف مربع‌ها (در هر مرحله اندازه مربع کسری از مرحله قبل است) منجر به تعریف یک تابع لگاریتمی می‌شود که اندازه مربع (محور x) و تعداد مربع‌های مورد نیاز برای پوشش فرکتالی (محور y) است. تابع لگاریتمی از نتایج به دست آمده در نرم‌افزار اکسل ترسیم شد. شیب این تابع، بُعد جعبه نامیده می‌شود که تقریب خوبی از بُعد فرکتال محسوب می‌شود (Zmeskal et al., 2001). از آنجا که سطوح ناهموار تصادفی را می‌توان به عنوان فرکتال‌های خودهمانندی^۱ از نظر آماری در نظر گرفت (Konopinski et al., 2012)، شکل مرز دانه‌های کوارتز استفاده شده برای آنالیز فرکتال، از نظر آماری

1 self-similar



برای ارزیابی کیفیت برازش خطی در نمودارهای لگاریتمی مورد استفاده جهت محاسبه‌ی بعد فرکتال، مقدار خطای پسماند استاندارد^۱ (RSE) که بیانگر انحراف معیار خطای پسماندها در مدل رگرسیونی است و ضریب دترمینان^۲ (R^2) محاسبه شد (جدول ۱). این دو شاخص نشان می‌دهند داده‌های تجربی تا چه اندازه از خط برازش شده انحراف دارند. مقدار کم RSE نشان‌دهنده‌ی همخوانی قوی بین داده‌ها و مدل خطی و در نتیجه تأیید رفتار خودهم‌نمایی آماری در بازه‌ی مقیاسی انتخاب شده است. افزایش مقدار RSE معمولاً ناشی از نویز تصویری، انتخاب نادرست محدوده‌ی مقیاس، یا چندمقیاسی بودن توزیع اندازه‌ی دانه‌ها است (Theiler, 1990; Górski et al., 2011; Brewer, 2006). در این مطالعه، مقادیر RSE کمتر از ۰/۰۵ به‌عنوان معیار قابل قبول برای کیفیت بالای برازش در ناحیه‌ی خودهم‌نمایی در نظر گرفته شد.

بحث

کوارتز یکی از اجزای اصلی گنیس در منطقه مورد مطالعه است که از نظر بافتی، شرایط مختلف دگرشکلی دینامیکی اعمال شده بر گنیس‌ها را نشان می‌دهد. رفتار کوارتز در طول دگرگونی می‌تواند به تخمین دمای نسبی در طول تغییرات ساختاری کمک کند. مطالعه میکروسکوپی دانه‌های کوارتز، خاموشی موجی ضعیف، هم‌ترازی‌های مورب دانه و ریزساختارهای مرز دانه را نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها بازتابی از دگرشکلی درون بلوری هستند که عمدتاً با تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه (GBM) با دمای دگرشکلی بین حدود ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد مشخص می‌شوند (به‌عنوان مثال، Stipp et al. 2002a, b; Faleiros et al. 2010). BLG که در دمای پایین‌تر تشکیل می‌شود، شامل مهاجرت آهسته میکرون‌متری مرز به داخل یا خارج از دانه‌ها است و یک فاز تکتونیکی دیررس را نشان می‌دهد که در شرایط دما پایین (کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) رخ داده است. SGR در اثر جدا شدن از دانه‌های قدیمی توسط پل زدن مرز زیردانه یا ظهور دانه‌های جدید و ریز در اطراف هسته‌های قدیمی در

دماهای متوسط ایجاد می‌شود (Owona et al., 2013). این دانه‌های ثانویه و جدید در امتداد مرزهای دانه با حرکت بالا مشاهده می‌شوند. گذار از GBM به SGR/BLG را می‌توان ناشی از برش پیشرونده در دماهای نسبتاً پایین، کاهش مقدار آب، افزایش نرخ کرنش و یا ترکیبی از این عوامل دانست (Law 2014).

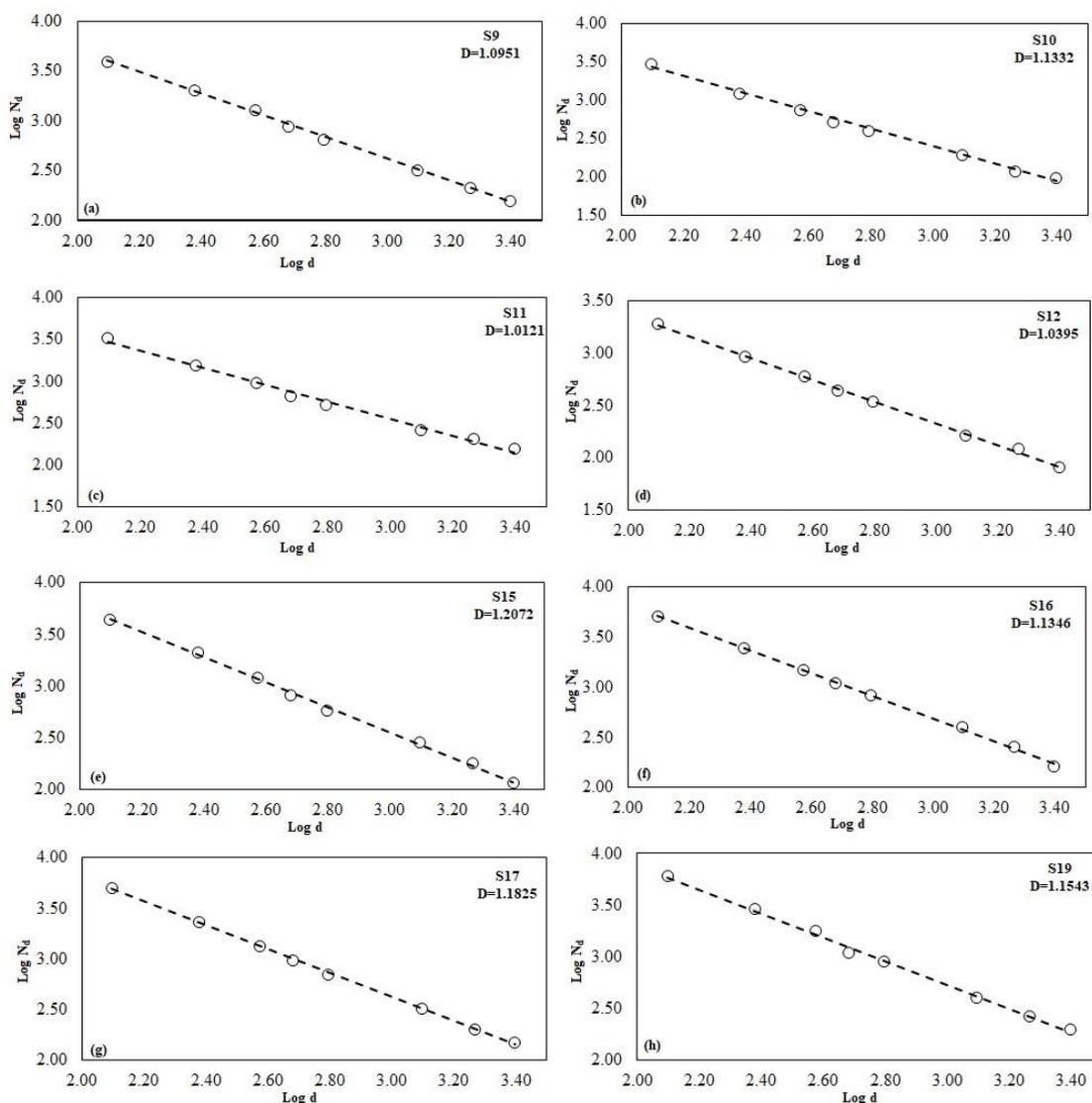
با توجه به محل نمونه‌برداری در شکل ۱، نمونه‌های ۱۵، ۱۷ و ۱۹ که از راندگی دورتر هستند، مقادیر D بالاتری نشان می‌دهند. از آنجا که مقدار D نشان‌دهنده طول مرزهای کوارتز است، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که گنیس‌ها به طور قابل توجهی تحت تأثیر رویدادهای تکتونیکی و فعالیت راندگی‌ها در منطقه قرار دارند. همچنین ممکن است توسعه اولیه فابریک در گنیس‌ها همزمان با فرآیند افزایش^۳ رخ داده باشد. در طول توسعه فابریک‌های دما بالا، شدت دنداندار شدن مرزهای کوارتز کاهش می‌یابد، در حالی که افزایش دنداندار شدن می‌تواند ناشی از کاهش دما نسبت به فابریک‌های دما بالا در طول یک یا چند رویداد تکتونیکی باشد (Majumder and Mamtani, 2009). مطالعات تجربی روی کوارتزهای چندبلوری تحت شرایط فشار و دمای بالا نشان می‌دهد که مرز دانه‌های کوارتز تبلور مجدد یافته با افزایش نرخ کرنش و کاهش دما، دنداندار می‌شود.

شکل ۵ نمودار $\log d$ در مقابل $\log N_d$ را برای نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. بعد فرکتال (D) برای هر نمونه با شیب خط مستقیم در نمودار مشخص شده است. نتایج آنالیز فرکتالی برای ۸ نمونه در جدول ۱ ارائه شده است. اندازه دانه‌های کوارتز در گنیس‌ها تقریباً در محدوده یکسانی قرار دارند و از کوارتز بسیار ریزدانه با اندازه کمتر از ۱ میکرون متر تا بلورهای نسبتاً درشت با اندازه ۲۵۰۰ میکرون متر متغیر است. بیشترین مقدار بعد فرکتال در نمونه S15 ($D=1.2072$) و کمترین آن در S11 ($D=1.0121$) مشاهده می‌شود. مطالعات پیشین نشان می‌دهد محدوده‌های مختلفی برای مقادیر $D=1.05-1.14$ برای $T=650-750^\circ\text{C}$ ، $D=1.14-1.23$ برای $T=300-490^\circ\text{C}$ و $D=1.23-1.31$ برای $T=400^\circ\text{C}$ وجود دارد (Kruhl and Nega, 1996). بنابراین، مقادیر D به دست آمده نشان می‌دهد که محدوده

1 Residual Standard Error

2 R Square

3 accretionary process



شکل ۵- نمودار اندازه جعبه (d) در مقابل تعداد جعبه‌ها (N_d) (مقیاس لگاریتمی-لگاریتمی) برای نمونه‌های بررسی شده در منطقه مورد مطالعه (S9، S10، S11، S12، S15، S16، S17، S19). شیب، بُعد فرکتال (D) است. خط برازش ناحیه خودهمانندی را نشان می‌دهد. محاسبه خطای پسماند استاندارد هر نمودار در اکسل زیر ۰/۰۵ است.

بین 10^{-12} s^{-1} تا 10^{-15} s^{-1} محاسبه شده است (Passchier and Trouw, 2005; Twiss and Moores, 2007; Ragan, 2009; Bose and Mukherjee, 2020)، اما نرخ کرنش به دست آمده از روش فرکتال در تمام نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بالاتر از این محدوده است. این نتایج قابل مقایسه با نتایج به دست آمده از بررسی فرکتال مرز دانه‌های کوارتز در گرانیت گنیس آبادچی (ریاحی سامانی و همکاران، ۱۳۹۸) است که نتایج مشابهی دارند. نمودار دما در برابر نرخ کرنش ارائه شده توسط تاکاهاشی و همکاران (۱۹۹۸) بر اساس آزمایش‌های انجام شده با نرخ کرنش 10^{-4} تا 10^{-6} در دمای ۸۰۰ تا ۱۰۰۰

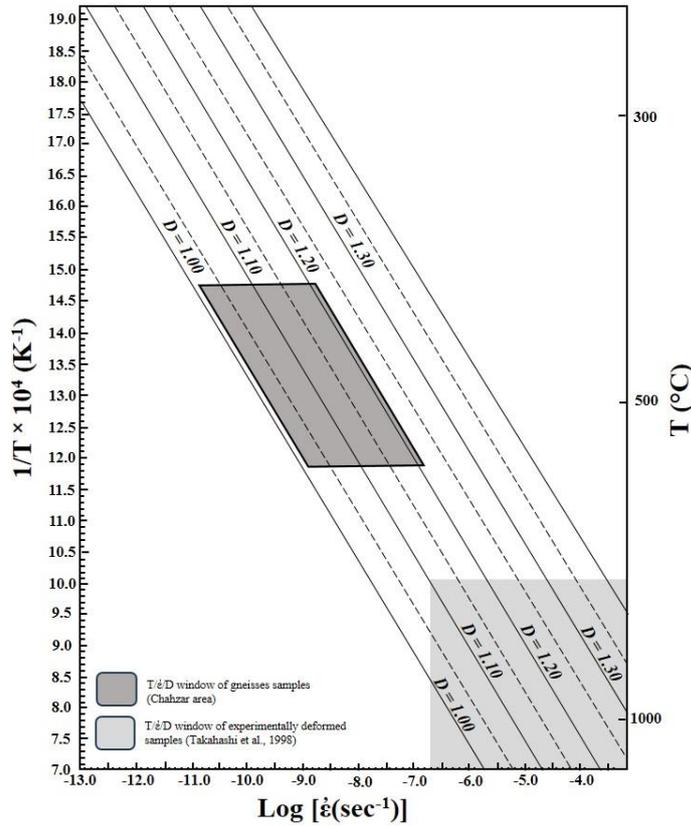
دمایی باید بین ۴۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد باشد. مطالعه مرزهای دانه‌های کوارتز نشان می‌دهد که این دانه‌ها بافت خود را در محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد توسعه داده‌اند. بنابراین، با استفاده از مقدار D ، نرخ کرنش در دمای ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد و ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد برای نمونه‌ها بین $10^{-10/9}$ تا $10^{-6/8}$ بدست آمد (جدول ۱ و شکل ۶). کمترین نرخ کرنش ($10^{-10/9} \text{ s}^{-1}$) برای نمونه S11 در دمای ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد و بیشترین نرخ کرنش ($10^{-6/8} \text{ s}^{-1}$) برای نمونه S15 در دمای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد ثبت شده است. نرخ کرنش طبیعی به دست آمده در پهنه‌های برشی

جدول ۱- داده‌های بعد فرکتالی (D) کوآرتز از نمونه‌های بررسی شده در منطقه مورد مطالعه. n: تعداد دانه‌های کوآرتز بررسی شده در هر نمونه، d: اندازه دانه، D: مقدار بعد فرکتال، T: دمای مورد استفاده برای محاسبه نرخ کرنش بدست آمده. نرخ کرنش با استفاده از معادله ۱ محاسبه شده است.

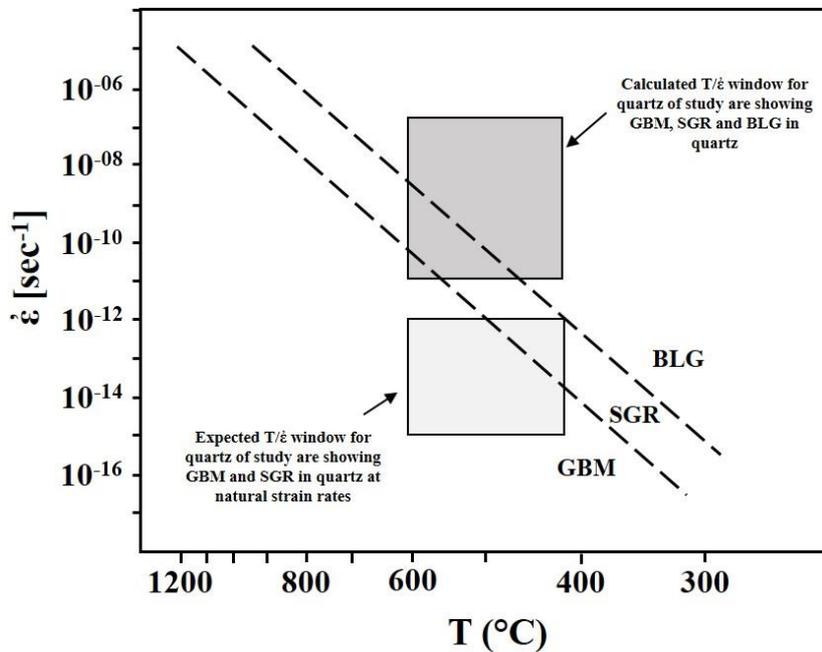
| Sample No | n | d rang (mm) | D | RSE | R ² | Strain-rate (s ⁻¹) with T |
|-----------|----|-------------|-------|-------|----------------|--|
| S11 | 90 | 0.038-1.80 | 1.012 | 0.042 | 0.99 | 10 ^{-10.9} (420°C) - 10 ^{-8.9} (600°C) |
| S12 | 48 | 0.0375-1.75 | 1.040 | 0.019 | 0.99 | 10 ^{-10.5} (420°C) - 10 ^{-8.7} (600°C) |
| S9 | 56 | 0.063-1.25 | 1.095 | 0.022 | 0.99 | 10 ^{-10.1} (420°C) - 10 ^{-8.1} (600°C) |
| S10 | 50 | 0.048-2.00 | 1.133 | 0.029 | 0.99 | 10 ^{-9.8} (420°C) - 10 ^{-7.8} (600°C) |
| S16 | 50 | 0.062- 1.80 | 1.135 | 0.021 | 0.99 | 10 ^{-9.5} (420°C) - 10 ^{-7.7} (600°C) |
| S19 | 58 | 0.038-2.50 | 1.154 | 0.027 | 0.99 | 10 ^{-9.3} (420°C) - 10 ^{-7.84} (600°C) |
| S17 | 51 | 0.048- 2.50 | 1.183 | 0.016 | 0.99 | 10 ^{-9.1} (420°C) - 10 ^{-7.0} (600°C) |
| S15 | 45 | 0.025- 2.20 | 1.207 | 0.027 | 0.99 | 10 ^{-8.7} (420°C) - 10 ^{-6.8} (600°C) |

این نمودار می‌تواند برای آزمایش اعتبار نرخ کرنش تخمین زده شده از مقادیر D استفاده شود (شکل ۷). دمای دگرشکلی بر اساس مرز دانه‌های کوآرتز مجدد تبلور یافته در محدوده مورد مطالعه ۴۲۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. بر اساس دمای دگرشکلی محاسبه شده و مقادیر به دست آمده برای بعد فرکتال نرخ کرنش در منطقه مورد مطالعه نیز محاسبه شد (جدول ۱). با رسم این داده‌ها روی نمودار ارائه شده توسط استیپ و همکاران (b) (۲۰۰۲)، محدوده نرخ کرنش به دما در ناحیه SGR و BLG قرار دارد (شکل ۷، کادر خاکستری). همانطور که قبلاً ذکر شد، تبلور مجدد دینامیکی دانه‌های کوآرتزها تحت سازوکارهای SGR، BLG و GBM رخ داده است (شکل ۴). بنابراین، در نرخ‌های کرنش طبیعی (s⁻¹ ۱۰^{-۱۲} تا s⁻¹ ۱۰^{-۱۵}) و محدوده دمایی ۴۲۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، محدوده دمای دگرشکلی / نرخ کرنش در ناحیه SGR و GBM قرار دارد (شکل ۷، کادر سفید). بنابراین، دو محدوده محاسبه شده و مورد انتظار دمای دگرشکلی / نرخ کرنش همپوشانی ندارند.

کرنش بسیار زیاد (کادر خاکستری روشن در شکل ۶) است. طبق این نمودار، نرخ کرنش طبیعی (s⁻¹ ۱۰^{-۱۲}) در کمترین دمای مورد نیاز برای D=1 حدود ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد است. در دماهای بالاتر از ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد و D > 1، نرخ کرنش کمتر از نرخ کرنش طبیعی خواهد بود. دمای دگرشکلی طبیعی رخساره‌های شیست سبز، آمفیبولیت و گرانولیت بالاتر از ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد است. در نمودار ارائه شده توسط تاکاهاشی در دمای بالاتر از ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد نرخ کرنش بالاتری تخمین زده می‌شود (Mamtani, 2010). ریزساختارها در سنگ‌ها تحت تأثیر فرآیندهای دگرشکلی، نرخ کرنش و دما قرار می‌گیرند. با استفاده از روش خزش نابجایی و ریزساختارهای مربوط به کوآرتز، سه رژیم نرخ کرنش بالا/دما پایین، نرخ کرنش متوسط/دما متوسط و نرخ کرنش پایین/دما بالا ارائه شده است (Hirt and Tullis, 1992). همچنین، بر اساس ریزساختارهای کوآرتز، سه ناحیه تبلور مجدد شامل برآمدگی تبلور مجدد دینامیکی (BLG)؛ ۲۸۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، چرخش زیردانه (SGR)؛ ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و مهاجرت مرز دانه (GBM)؛ ۵۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد معرفی شدند (Stipp et al., 2002a). روش تعیین نرخ کرنش فرکتال عموماً در دماهای پایین قابل اجرا است (Mamtani, 2010). با بررسی ریزساختارهای تبلور مجدد دینامیکی کوآرتز توسعه یافته در شرایط طبیعی و آزمایشگاهی، نمودار دما/نرخ کرنش ارائه شد (Stipp et al., 2002b) که



شکل ۶- نمودار نشان دهنده ارتباط بین بعد فرکتال (D) و شرایط دگرشکلی (T). (Takahashi et al. 1998): دمای دگرشکلی و ε dot: نرخ کرنش



شکل ۷. ارزیابی شرایط دگرشکل در نمونه‌های بررسی شده با استفاده از مکانیسم تبلور مجدد کوارتز (Stipp et al., 2002b): نرخ کرنش (ε dot) بر اساس بعد فرکتالی محاسبه شده است. SGR، BLG و GBM به ترتیب به تبلور مجدد برآمده، چرخش زبردانه و مهاجرت مرز دانه اشاره دارند.

deposits: Insights from Pagoni Rachi (NE Greece). *Lithos*, p.108134.

Agard, P., Monié, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L. and Yamato, P., 2006. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11).

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), pp.692-725.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211e238

Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012. Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*, 151, pp.122-134.

Behr, W.M. and Platt, J.P., 2011. A naturally constrained stress profile through the middle crust in an extensional terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3-4), pp.181-192.

Bose, N. and Mukherjee, S., 2020. Estimation of deformation temperatures, flow stresses and strain rates from an intra-continental shear zone: the Main Boundary Thrust, NW Himalaya (Uttarakhand, India). *Marine and Petroleum Geology*, 112, p.104094.

Brewer, J. and Di Girolamo, L., 2006. Limitations of

نتیجه‌گیری

گنیس‌های منطقه راندگی چاه‌زار در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان در جنوب شرقی ایران واقع شده‌اند. گنیس‌های مورد مطالعه دچار دگرشکلی دینامیکی شده‌اند، به طوری که شواهد مختلفی از دگرشکلی را نشان می‌دهند. این شواهد در بلورهای کوارتز منجر به تبلور مجدد دینامیکی، مهاجرت مرز دانه، تشکیل زیردانه‌ها و دانه‌های جدید در مرز دانه کوارتز شده است. شکل دانه‌های کوارتز به دما و نرخ کرنش بستگی دارد. ترمومتری دانه‌های کوارتز مجدد تبلور یافته نشان می‌دهد که دمای دگرشکلی کوارتز ۴۲۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است. با محاسبه بعد فرکتال مرز دانه و دمای دگرشکلی، نرخ کرنش در منطقه مورد مطالعه اندازه‌گیری شد. بالاترین نرخ کرنش ($10^{-6/8} s^{-1}$) برای نمونه ۱۱S با بعد فرکتال ۱/۰۱۲۱ در محدوده دمایی ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد و کمترین نرخ کرنش ($10^{-1/9} s^{-1}$) برای نمونه ۱۵S با بعد فرکتال ۱/۲۰۷ در دمای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد ثبت شد. با کمک نمودار دما / نرخ کرنش، شرایط دگرشکلی در نمونه‌های بررسی شده با استفاده از سازوکار تبلور مجدد برای نرخ کرنش طبیعی ($10^{-12} s^{-1}$ تا $10^{-15} s^{-1}$) تخمین زده شد که نشان داد گنیس‌های منطقه مورد مطالعه تحت تغییر شکل رخساره‌های شیب‌سبز تا آمفیبولیت قرار دارند.

منابع

ریاحی سامانی، ف، شبانیان بروجنی، ن، داودیان دهکردی، ع، بختیاری، ب، ۱۳۹۸، بررسی فرکتال مرز دانه‌های کوارتز در گرانیته گنیس آبادچی، شمال شهر کرد. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال ۲۷، شماره ۲، صفحه ۴۰۱-۴۱۰.

نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ خیر و باغات، وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین‌شناسی کشور.

Abiven, B., Tarantola, A., Richard, A., Keith, M., Melfos, V. and Voudouris, P., 2025. Effect of out-of-equilibrium crystallization and fluid-assisted dynamic recrystallization on Ti-in-quartz thermometry in porphyry-epithermal



1985. Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallisation mechanisms at high temperatures. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40(3), pp.208-222.
- Du, C., Gao, Y., Zha, M., Wang, C., Jia, H. and Wang, H.Y., 2023. Deformation-induced grain rotation and grain boundary formation achieved through dislocation-disclination reactions in polycrystalline hexagonal close-packed metals. *Acta Materialia*, 250, p.118855.
- Dunlap, W.J., Hirth, G. and Teyssier, C., 1997. Thermomechanical evolution of a ductile duplex. *Tectonics*, 16(6), pp.983-1000.
- Etheridge, M.A. and Wilkie, J.C., 1981. An assessment of dynamically recrystallized grain size as a palaeopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. *Tectonophysics*, 78(1-4), pp.475-508.
- Fagereng, Å. and Biggs, J., 2019. New perspectives on 'geological strain rates' calculated from both naturally deformed and actively deforming rocks. *Journal of Structural Geology*, 125, pp.100-110.
- Faleiros, F.M., da Cruz Campanha, G.A., da Silveira Bello, R.M. and Fuzikawa, K., 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, 485(1-4), pp.193-214.
- Fang, Z., Xiao, J., Tan, S., Deng, C., Wang, G. and Mao, S.X., 2022. Atomic-scale observation of dynamic grain boundary structural transformation during shear-mediated fractal dimension estimation algorithms with implications for cloud studies. *Atmospheric Research*, 82(1-2), pp.433-454.
- Cao, S., Neubauer, F., Bernroider, M., Genser, J., Liu, J. and Friedl, G., 2017. Low-grade retrogression of a high-temperature metamorphic core complex: Naxos, Cyclades, Greece. *Bulletin*, 129(1-2), pp.93-117.
- Chang, X., 2022. Deformation conditions of quartz-rich mylonites of the Grenville front tectonic zone and application to the crustal strength (Master's thesis, The University of Western Ontario (Canada)).
- Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E. and Shabanian, N., 2008. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 92(3), pp.393-413.
- Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F. and Shabanian, N., 2016. ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: implications for the tectonic evolution of Zagros orogen. *Gondwana Research*, 37, pp.216-240.
- Derikvand, S. and Almasi, A., 2022. Kinematic vorticity, finite strain, and deformation thermometry analyses of the exhumed mylonites in the Samen ductile shear zone (Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran). *Journal of Structural Geology*, 154, p.104500.
- Drury, M.R. and Urai, J.L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*, 172(3-4), pp.235-253, [doi:10.1016/0040-1951\(90\)90033-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90033-5).
- Drury, M.R., Humphreys, F.T. and White, S.H.,

- sub-simple deformation in the Gol-e-Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences*, 109, pp.421-438.
- Kohlstedt, D.L. and Weathers, M.S., 1980. Deformation-induced microstructures, paleopiezometers, and differential stresses in deeply eroded fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B11), pp.6269-6285.
- Konopinski, D.I., Hudziak, S., Morgan, R.M., Bull, P.A. and Kenyon, A.J., 2012. Investigation of quartz grain surface textures by atomic force microscopy for forensic analysis. *Forensic science international*, 223(1-3), pp.245-255.
- Kruhl, J.H. and Nega, M., 1996. The fractal shape of sutured quartz grain boundaries: application as a geothermometer. *Geologische Rundschau*, 85, pp.38-43.
- Kruse, R., Stünitz, H. and Kunze, K., 2001. Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. *Journal of Structural Geology*, 23(11), pp.1781-1802.
- Law, R.D., 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. *Journal of structural Geology*, 66, pp.129-161.
- Li, X., Zheng, H., Li, H., Whattam, S.A., Pi, W. and Zeng, L., 2024. Finite strain, kinematic vorticity, rheological behavior and thermochronology of the Diancang Shan complex: Insights into channel flow of the southeastern Tibetan plateau. *Journal of Structural Geology*, 181, p.105105.
- Liang, C.Y., Liu, Y.J., Neubauer, F., Jin, W., Li, W.M., Heberer, B., Wen, Q.B., Li, J., Zhang, migration. *Science Advances*, 8(45), p.eabn3785.
- Górski, A.Z., Drozd, S., Mokrzycka, A. and Pawlik, J., 2011. Accuracy analysis of the box-counting algorithm. *arXiv preprint arXiv:1111.5749*.
- Hallas, P. and Bauer, W., 2021. Texture and Shape Analyses of Quartzite Mylonites of the Metamorphic Sole, Oman: Evidence for Syn- and Post-Deformation in Relation to Samail Ophiolite Obduction. *Geosciences*, 11, p.111.
- Hirth, G. and Tullis, J.A.N., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of structural geology*, 14(2), pp.145-159.
- Hobbs, B.E., 1968. Recrystallization of single crystals of quartz. *Tectonophysics*, 6(5), pp.353-401.
- Jafari, A., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Shafaroudi, A.M. and Ren, M., 2019. Geochemistry of metamorphic rocks and mineralization in the Golgohar iron ore deposit (No. 1), Sirjan, SE Iran: Implications for paleotectonic setting and ore genesis. *Journal of Geochemical Exploration*, 205, p.106330.
- Jessell, M.W., 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology*, 9(8), pp.1007-1014.
- Kalita, P., Goswami, T.K., Phukon, P. and Srivastava, H.B., 2022. Deformation temperature, differential stress, and strain rate variation across the Bomdila Gneiss, western Arunachal Himalaya, India. *International Journal of Earth Sciences*, 111(2), pp.607-622.
- Keshavarz, S. and Faghih, A., 2020. Heterogeneous



- and Mineral Exploration Organization.
- Owona, S., Ondoa, J.M. and Ekodeck, G.E., 2013. Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the paleoproterozoic Nyong Complex Shear Zones under Amphibolite to Granulite conditions (west Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology*, 5(3), pp.186-201.
- Passchier C W, Trouw R A J. 2005. *Microtectonics*. Berlin-Heidelberg: Springer. 105–109
- Peitgen, H.O., Jürgens, H., Saupe, D. and Feigenbaum, M.J., 2004. *Chaos and fractals: new frontiers of science* (Vol. 106, pp. 560-604). New York: Springer.
- Poirier, J.P., 1985. *Creep of crystals: high-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge University Press.
- Ragan, D.M., 2009. *Structural Geology: an Introduction to Geometrical Techniques*,
- Rohrer, G.S., Chesser, I., Krause, A.R., Naghibzadeh, S.K., Xu, Z., Dayal, K. and Holm, E.A., 2023. Grain boundary migration in polycrystals. *Annual Review of Materials Research*, 53(1), pp.347-369.
- Sarkar, A.K., Manna, A., Chatterjee, S.M. and Roy, A., 2023. Interpretation of deformation microstructures in syntectonic granite: insights from Phulad granite, Rajasthan, NW India. *Geosciences Journal*, 27(6), pp.735-752.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Finger, F., Hauzenberger, C., Genser, J., Waitzinger, M. and Monfaredi, B., 2022. Metamorphic stages in mountain belts during L., 2017. Structural and rheological features of the western Liaoning metamorphic core complex corridor: indications for Late Mesozoic extension of the eastern North China Craton. *J. Asian Earth Sci.* 139, 142–164.
- Liu, Y., Sun, T., Wu, K., Zhang, H., Zhang, J., Jiang, X., Lin, Q. and Feng, M., 2024. Fractal-based pattern quantification of mineral grains: A case study of Yichun rare-metal granite. *Fractal and Fractional*, 8(1), p.49.
- Majumder, S. and Mamtani, M.A., 2009. Fractal analysis of quartz grain boundary sutures in a granite (Malanjkhanda, Central India)—Implications to infer regional tectonics. *Journal of the Geological Society of India*, 73, pp.309-319.
- Mamtani, M.A. and Greiling, R.O., 2010. Serrated quartz grain boundaries, temperature and strain rate: testing fractal techniques in a syntectonic granite.
- Mamtani, M.A., 2010. Strain-rate estimation using fractal analysis of quartz grains in naturally deformed rocks. *Journal of the Geological Society of India*, 75, pp.202-209.
- Mandelbrot, B.B., 1983, August. On fractal geometry, and a few of the mathematical questions it has raised. In *Proceedings of the International Congress of Mathematicians* (Vol. 1, p. 2).
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandajeh-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology* 22, 1125e1139.
- Nazemzadeh, M., Roshanravan, J., Azizian, H., Sabzei, M., Nawazi, M., 1995. Geological Map Report 1:100000 Baghat, Iran Geological

- Tavakoli, F. Chery, J. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. *International Journal of Geophysics* 157, 381–98.
- Vernon, R.H., Johnson, S.E. and Melis, E.A., 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 26(10), pp.1867-1884.
- Wang, Z., Cheng, Q., Cao, L., Xia, Q. and Chen, Z., 2007. Fractal modelling of the microstructure property of quartz mylonite during deformation process. *Mathematical Geology*, 39(1), pp.53-68.
- White, S., 1977. Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 39(1-3), pp.143-170.
- Zmeškal, O., Veselý, M., Nežádal, M. and Buchniček, M., 2001. Fractal analysis of image structures. *Harmonic and Fractal Image Analysis*, pp.3-5.
- a Wilson cycle: A case study in the central Sanandaj–Sirjan zone (Zagros Mountains, Iran). *Geoscience frontiers*, 13(2), p.101272.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106, pp.130-149.
- Stipp, M., Stüënitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002a. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of structural geology*, 24(12), pp.1861-1884. [Doi:10.1016/S0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4).
- Stipp, M., Stüënitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002b. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, 200(1), pp.171-190. Twiss, R. J. and Moores, E. M.: 1992, *Structural geology*, W. H. Freeman, New York, 532pp.
- Takahashi, M., Nagahama, H., Masuda, T. and Fujimura, A., 1998. Fractal analysis of experimentally, dynamically recrystallized quartz grains and its possible application as a strain rate meter. *Journal of structural Geology*, 20(2-3), pp.269-275.
- Theiler, J., 1990. Estimating fractal dimension. *Journal of the optical society of America A*, 7(6), pp.1055-1073.
- Twiss, R.J. and Moors, E.M., 2007. *Structural Geology*, 2nd Edition, W.H. Freeman and Company, New York
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R.,