

# زمین سافت



دانشگاه بیرجند



شاپا: ۲۴۵۱۲-۲۶۷۶

بهار ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۳

- 
- ۱ ..... \* تحلیل نوزمین ساخت گسل شوستر با استفاده از شاخص های مورفومتری ..... بابک سامانی، عباس چرچی، یاسمین راضی جلالی
- ۲۱ ..... \* پارامترهای مورفومتری و منشا تکتونیکی مخروط آتشفشانی توزکی، پهنه چین خورد۵-راند۵ سیستان، شرق ایران ..... شهریار کشتگر، عبدالرضا پرتابیان، محبوبه نظری
- ۳۹ ..... \* منطق فازی و زاویه سنجی به عنوان ابزارهایی در معنادار کردن داده های ورودی در مدلسازی رگه های معدنی: مطالعه ای موردی از معدن کوه سفید، خراسان جنوبی ..... پویا صادقی فرشلاف، محمد مهدی خطیب، محمد حسین زرین کوب، ابراهیم غلامی
- ۵۳ ..... \* مطالعه ارتباط بین کانی زایی، گسلش و میدان تنش محلی در منطقه تروود ..... علی جعفری، احد نوری مخوری، محسن مؤید
- ۶۹ ..... \* تحلیل ساختاری و برآورد شرایط دمای پهنه برشی در جنوب شرق قروه، کردستان ..... اشرف ترکیان، لیلی ایزدی کیان، مژگان رضایی
- ۸۷ ..... \* تحلیل ساختاری محدوده معدنی مس دوگان، شمال پهنه گسلی تروود (ایران مرکزی) ..... میثم تدین، رشید کتال

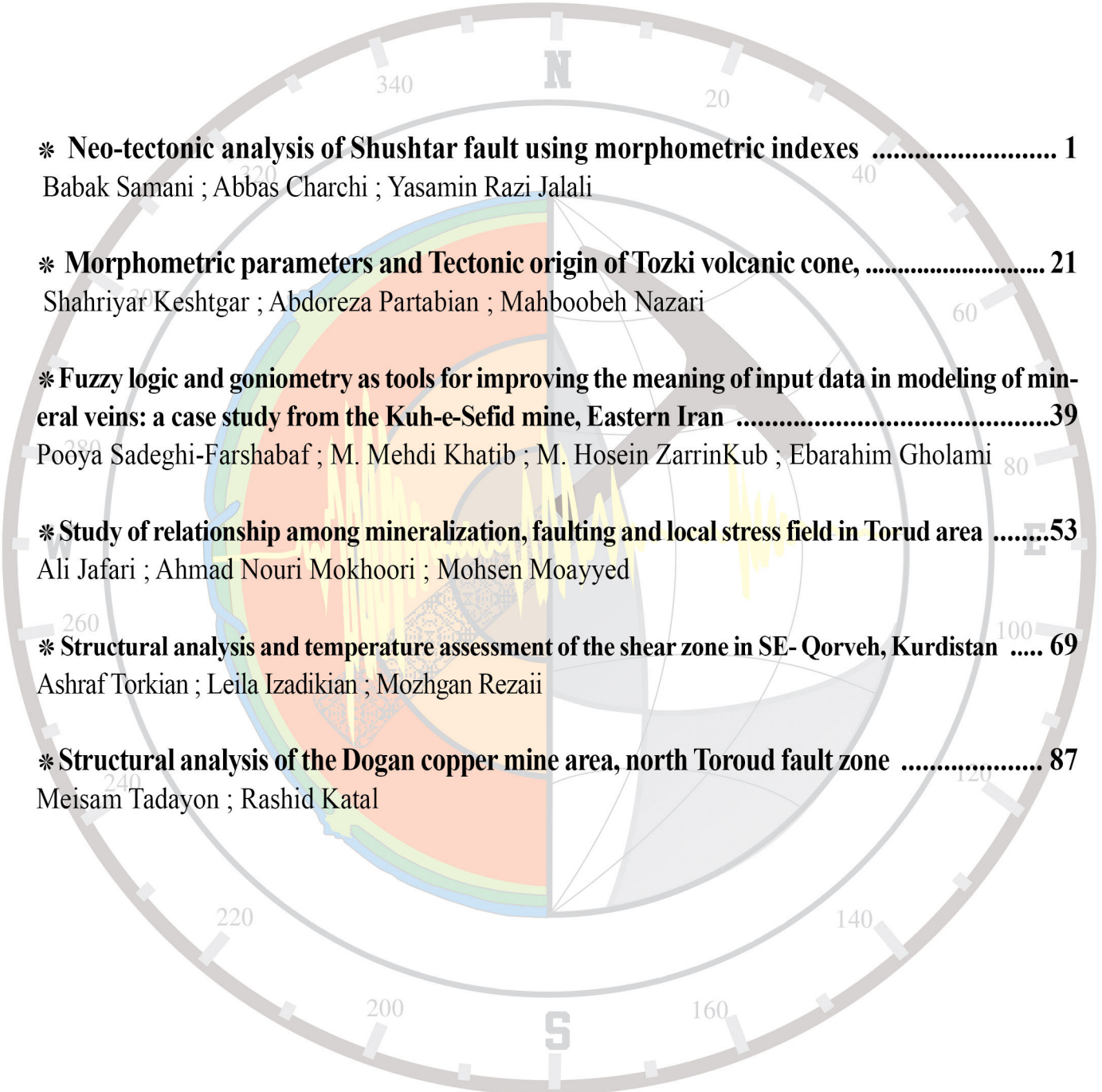
# TECTONICS



University of  
Birjand

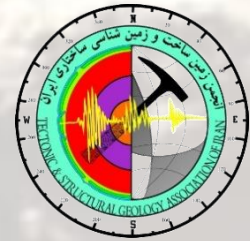
Spring 2020, Vol:13

ISSN:2676-4512

- 
- \* **Neo-tectonic analysis of Shushtar fault using morphometric indexes ..... 1**  
Babak Samani ; Abbas Charchi ; Yasamin Razi Jalali
  - \* **Morphometric parameters and Tectonic origin of Tozki volcanic cone, ..... 21**  
Shahriyar Keshtgar ; Abdoreza Partabian ; Mahboobeh Nazari
  - \* **Fuzzy logic and goniometry as tools for improving the meaning of input data in modeling of mineral veins: a case study from the Kuh-e-Sefid mine, Eastern Iran .....39**  
Pooya Sadeghi-Farshabaf ; M. Mehdi Khatib ; M. Hosein ZarrinKub ; Ebrahim Gholami
  - \* **Study of relationship among mineralization, faulting and local stress field in Torud area .....53**  
Ali Jafari ; Ahmad Nouri Mokhoori ; Mohsen Moayyed
  - \* **Structural analysis and temperature assessment of the shear zone in SE- Qorveh, Kurdistan ..... 69**  
Ashraf Torkian ; Leila Izadikian ; Mozghan Rezaii
  - \* **Structural analysis of the Dogan copper mine area, north Toroud fault zone ..... 87**  
Meisam Tadayon ; Rashid Katal



دانشگاه بیرجند



انجمن زمین ساخت و  
زمین شناسی ساختاری ایران

## فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۳۹۹، سال سوم، شماره ۱۳

شاپا: ۴۵۱۲-۲۶۷۶

صاحب امتیاز: دانشگاه بیرجند

مدیر مسئول: محمودرضا هیهات

سرمدیر: محمد مهدی خطیب

مدیر داخلی: فرح جلیلی

ویراستار: غلامرضا میراب شبستری

### شورای نویسندگان:

محمدرضا قاسمی، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، دانشیار پژوهشکده علوم زمین

سید سعید محمدی، پترولوژی، استاد دانشگاه بیرجند

محمودرضا هیهات، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، دانشیار دانشگاه بیرجند

علی یساقی، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، استاد دانشگاه تربیت مدرس

محمد مهدی خطیب، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، استاد دانشگاه بیرجند

بهنام رحیمی، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

همایون صفایی، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، دانشیار دانشگاه اصفهان

سید احمد علوی، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، استاد دانشگاه شهید بهشتی

امور فنی: انتشارات چهاردرخت

امور چاپ و صحافی: چاپ قمر

تعداد شمارگان: ۵۰۰ نسخه

دارای پروانه انتشار ۹۳/۶۸۲ مورخ ۱۹/۱/۱۳۹۳ از وزارت فرهنگ و ارشاد

اسلامی و درجه علمی پژوهشی به شماره ۳۱۱۲۰۹/۳/۱۸/۳/۹۷ مورخ ۶/۱۲/۹۷

از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری.

پست الکترونیکی: [tectonics@birjand.ac.ir](mailto:tectonics@birjand.ac.ir)

آدرس: خراسان جنوبی، بیرجند، دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی،

دفتر فصلنامه زمین ساخت



فصلنامه زمین ساخت  
بهار ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۳

doi	نام نویسنده مسئول	کد مقاله
10.22077/jt.2021.3637.1084	بابک سامانی	۱۰۸۴
10.22077/jt.2021.3517.1075	شهریار کشتگر	۱۰۷۵
10.22077/jt.2021.3249.1064	پویا صادقی	۱۰۶۴
10.22077/jt.2021.3582.1079	علی جفری	۱۰۷۹
10.22077/jt.2021.3182.1062	لیلا ایزدی کیان	۱۰۶۲
10.22077/jt.2021.3545.1078	میثم تدین	۱۰۷۸

## سخن سردیبر

با استعانت از خداوند متعال و یاری پژوهشگران گرانقدر و تلاش همکاران محترم، اکنون سیزدهمین شماره از فصلنامه زمین ساخت به چاپ می‌رسد. پیشرفت روز افزون علوم ضرورت ارائه نتایج حاصل از پژوهش‌ها و تحقیقات زمین‌شناسی برای استفاده محققان و علاقه‌مندان را ایجاب کرده است. در این راستا فصلنامه‌های تخصصی، نقش کلیدی و اساسی در فرآیند ثبت، نشر و ارتقای سطح این پژوهش‌ها و نیز ایجاد بستر مناسب برای توسعه ارتباط میان پژوهشگران عرصه زمین‌شناسی، داشته‌اند. فصلنامه زمین ساخت، ناشر یافته‌های پژوهشگران محققان زمین‌شناسی کشور است که در راه کسب مرجعیت علمی تلاش می‌کند. حاصل کار گروه شورای نویسندگان و همکاران به صورت حداقل چهار شماره در سال منتشر می‌شود.

ضمن قدردانی و سپاسگزاری از محققین و نویسندگانی که حاصل تلاش و زحمات خود را توسط این نشریه در اختیار جویندگان علم قرار می‌دهند از دیگر دانش پژوهان و مشتاقان علم و معرفت نیز دعوت می‌نمایم که با ارسال مقالات علمی خود، ما را یاری نمایند.

محمد مهدی خطیب / بهار ۱۳۹۹



## تحلیل نوزمین ساخت گسل شوستر با استفاده از شاخص‌های مورفومتری

بابک سامانی<sup>۱\*</sup>، عباس چرچی<sup>۲</sup>، یاسمین راضی جلالی<sup>۳</sup>

۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز.

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز.

۳- کارشناسی ارشد تکتونیک گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۰۵

### چکیده

عملکرد گسل شوستر واقع در فروافتادگی دزفول شمالی باعث ایجاد مورفولوژی مشخصی شده است که در ردیابی و شناسایی ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمینریخت‌شناسی آن مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این مطالعه پهنه‌بندی گسل شوستر از لحاظ نوع فعالیت بر اساس شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf)، شاخص شکل حوضه (Bs)، شاخص طول-گرادیان رود (Sl)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (Vf) و شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی (Af) مورد بررسی قرار گرفته است. مقدار شاخص Smf در گسل شوستر از ۱/۰۰۷ در مناطق فعال تا ۱/۵۸۴ در مناطق غیرفعال زمین‌ساختی متغیر می‌باشد. مقدار شاخص Sl از ۸۹۸/۱۱ در مناطق بسیارفعال منطقه تا مقدار ۲۴۲/۸ در مناطق با فعالیت زمین‌ساختی کم متغیر می‌باشد. مقدار شاخص Bs از ۹/۶۲ در مناطق بسیارفعال منطقه تا مقدار ۲/۰۴ در مناطق با فعالیت زمین‌ساختی کم متغیر می‌باشد. مقدار شاخص Vf از ۱ در مناطق فعال با دره‌های V شکل تا ۱۰/۵ در مناطق غیرفعال با دره‌های U مانند متغیر است. مقدار شاخص شاخص Af از ۳۵۹/۳ در مناطق بسیارفعال منطقه تا مقدار ۳/۷ در مناطق با فعالیت زمین‌ساختی کم متغیر می‌باشد. با استفاده از تکنیک‌های GIS، رویهم‌اندازی (overlay) چهار لایه‌های اطلاعاتی Smf، Bs، SL، Vf و Af انجام گرفت و منطقه به سه ناحیه زمین‌ساختی رده‌بندی شد و نقشه پهنه‌بندی زمین‌ساخت فعال بصورت کمی برای منطقه تهیه گردید. در این نقشه رده‌های ۱ تا ۳ به ترتیب نشانگر بیشترین تا کمترین فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌باشند. نتایج نشان می‌دهد که گسل شوستر در بخش‌های مرکزی و شمال‌غربی دارای فعالیت با رده زمین‌ساختی متوسط بوده و در بخش‌های جنوب‌شرقی دارای فعالیت با رده زمین‌ساختی پایین می‌باشد و قسمتی از شمال‌غربی گسل (اطراف شهر شوستر) دارای فعالیت زمین‌ساختی بالا می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** گسل شوستر، فروافتادگی دزفول، نوزمین ساخت، زمین‌ساخت فعال، شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی.



## Neo-tectonic analysis of Shushtar fault using morphometric indexes

Samani .B<sup>1,\*</sup>; Charchi .A<sup>2</sup> ; Razi Jalali .Y<sup>3</sup>

1 Associate professor, Faculty of Earth science, Shahid Chamran University of Ahvaz

2 Assistant Professor, Faculty of Earth science, Shahid Chamran University of Ahvaz

3 Master of Tectonics, Faculty of Earth science, Shahid Chamran University of Ahvaz

### Abstract

The effect of Shushtar fault in the northern Dezful Embayment cases to several geomorphologic features that can be used to identification of geology and morphotectonic properties of the this fault. The Geomorphic indices including mountain front sinuosity (Smf), valley floor width to valley height ratio (Vf), basin shape index (Bs), stream length–gradient index (SL) and basin asymmetry index (Af) have been calculated for determination of various tectonic activities along the Shushtar fault. The mountain front sinuosity (Smf) index was calculated about 1.007 to 1.584 respectively in the active and inactive parts of the Shushtar fault. The stream length–gradient (SL) index was calculated between 898.11 in the high active tectonic and 242.8 in the low active tectonic parts of the study area. The basin shape (Bs) index has been calculated between 9.62 for the very active parts and, 2.04 for the low active parts of the fault. The amounts of valley floor width to valley height ratio (Vf) index show the range between 1 to 10.5 in the active parts with V shape valley morphology and inactive parts with U shape valley morphology respectively. Also the basin asymmetry index (Af) was calculated between 359.3 in the high active tectonic and 3.7 in the low active tectonic parts of the study area. With application of the GIS techniques and the overlaying the Smf, Bs, Vf, SL and Af data layers the area was divided into three different tectonic zones and quantitative active tectonic zoning map was prepared for the study area. In this active tectonic map, classes 1 to 3 respectively show the highest to lowest tectonic activity along the Shushtar fault. Results reveal that the Shushtar fault in the central and northwestern parts shows the medium tectonic activity and in the southeastern parts shows the low tectonic activity manner. Also results show the high tectonic activity in the some northwestern parts near the Shushtar city.

**Keywords:** Shushtar fault, Dezful Embayment, Neotectonic, Active tectonic, Morphotectonic index

## مقدمه

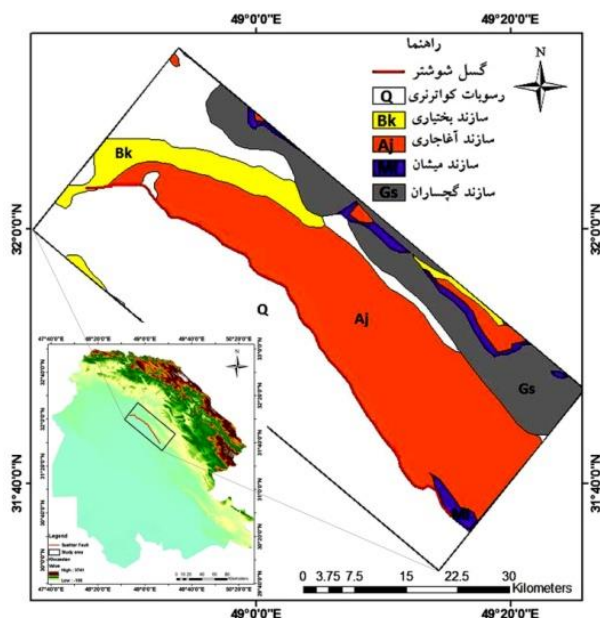
خارجی نیز با تغییر در اشکال و فرمهای ناشی از نیروهای درونی باعث تغییر شکل زمین می‌گردند که در مباحث ژئومورفولوژی به آنها پرداخته می‌شود و لازم است در مطالعات ریخت زمین ساختی تأثیر این عوامل نیز در نظر گرفته شود. در بسیاری از مطالعات پیشین از شاخص‌های ریخت سنجی جهت مطالعه و بررسی فعالیت‌های نوزمین ساختی در حوضه‌های آبریز پرداخته شده است. گسل شوشتر یکی از گسل‌های مهم و بزرگ استان خوزستان بوده که تاکنون از دیدگاه فعالیت‌های نوزمین ساختی مورد بررسی قرار نگرفته است. در این مطالعه با استفاده از شاخص‌های ریخت سنجی به بررسی میزان فعالیت‌های نوزمین ساختی در بخش‌های مختلف گسل شوشتر واقع در غرب استان خوزستان پرداخته شده است.

## گستره مورد بررسی

گسل شوشتر در دامنه شمالی فروافتادگی دزفول شمالی قرار دارد، این فروافتادگی بخش جنوب باختری کمربند چین‌خورده زاگرس را در شمال شرق لبه صفحه عربستان شامل می‌شود (Alavi, 1994, 2007). محدوده مورد مطالعه با عرض جغرافیایی  $31^{\circ} 33'$  تا  $32^{\circ} 13'$  شمالی و طول جغرافیایی  $48^{\circ} 53'$  تا  $49^{\circ} 14'$  شرقی در کوهپایه‌های زاگرس چین‌خورده در استان خوزستان و جنوب غرب ایران در فروافتادگی دزفول شمالی قرار دارد. گسل شوشتر با طول تقریبی ۶۵ کیلومتر و با روند عمومی  $316^{\circ}N$  از مجاورت شهرستان شوشتر عبور می‌کند (شکل ۱). این گسل مانند دیگر گسل‌های پهنه‌ی چین‌خورده‌ی زاگرس نتیجه‌ی همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیا می‌باشد و باعث بروز تغییر شکل‌هایی در منطقه شده است. در راستای این گسل سازند بختیاری، میشان و آغاچاری (فرادیواره) بر روی رسوبات کواترنری (فرودیواره) گسل رانده شده است.

پوسته ایران زمین طی رخدادهای زمین‌شناسی دوره‌های ترشیری و کواترنری تحت تاثیر تحولات وسیعی قرار گرفته است. به گونه‌ای که بسیاری از سیمای‌های کنونی طی رخدادهای جوان زمین ساختی شکل گرفته‌اند. تکوین و حتی فعالیت مجدد بسیاری از گسل‌های ایران در ارتباط با این حرکات زمین ساختی جوان می‌باشد. در بسیاری از موارد جهت درک میزان فعالیت‌های زمین ساختی گسل‌ها از مطالعات زمین ساخت پویا و نوزمین ساخت استفاده می‌شود. در مطالعات زمین ساخت پویا با استفاده از پراکندگی زمانی-مکانی و ساز و کار رخدادهای زمین لرزه‌ها و یا داده‌های شبکه‌های موقعیت‌یاب جغرافیایی به بررسی چگونگی توزیع و الگوی تنش در پوسته و ماهیت حرکات آن پرداخته می‌شود. (Fossen, 2016) این درحالی است که مطالعات نوزمین ساخت بازه زمانی طولانی‌تری (حداقل از دوره کواترنری) از تحولات زمین‌شناسی را شامل می‌شوند (Twiss and Moore, 2007). نوزمین ساخت به عوامل جدید زمین ساختی گفته می‌شود که عمدتاً در گسل‌ها نمود پیدا می‌کند. جابجایی گسل‌ها، باعث تشدید کانون‌های زلزله، آزاد شدن نیروهای درونی زمین و در نهایت تغییر شکل عوامل ژئومورفولوژیکی سطح زمین می‌شود. ریخت زمین ساخت یکی از شاخه‌های علم زمین ساخت است، که از بررسی اشکال و فرم‌های موجود در پوسته‌ی خارجی زمین به مطالعه‌ی نیروها و عوامل به وجود آورنده آنها می‌پردازد و چون فرم‌ها و اشکال فعلی موجود در پوسته خارجی زمین عموماً مربوط به آخرین حرکات پوسته‌ی زمین (فازهای کوهزایی، حرکات خشکی‌زایی و غیره) می‌باشند، بنابراین مطالعه‌ی آنها کمک شایانی به مباحث مربوط به زمین ساخت پویا، لرزه زمین ساخت، نوزمین ساخت، ژئومورفولوژی نظری و غیره می‌نماید. از طرف دیگر فرم‌ها و اشکال سطح زمین فقط محصول عوامل و نیروهای درونی نیستند، بلکه عوامل





شکل ۱. ا: وضعیت گسل شوشتر بر روی تصویر DEM خوزستان و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

## مواد و روش‌ها

در این پژوهش با استفاده از شاخص‌های مورفومتری و با به کارگیری مدل ارتفاع رقومی، نقشه زمین‌شناسی، نقشه‌ی آبراهه‌های منطقه و نقشه زیر حوضه‌های منطقه، به بررسی میزان فعالیت زمین‌ساختی در بخش‌های مختلف گسل شوشتر پرداخته شده است. از آنجا که تعیین کمی میزان فعالیت‌های زمین‌ساختی مستلزم انجام مطالعات پرهزینه و زمان‌بر می‌باشد از این روش استفاده از شاخص‌های مورفومتری برای ارزیابی سریع و ارزان میزان پویایی زمین‌ساختی یک ناحیه خاص حایز اهمیت می‌باشد. روش معمول در انجام این‌گونه مطالعات اندازه‌گیری شاخص‌های مختلف مورفومتری و بررسی و مقایسه نتایج و نهایتاً پهنه‌بندی منطقه از دیدگاه میزان فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در یک محدوده وسیع

می‌باشد. در این مطالعه به منظور فهم میزان فعالیت زمین‌ساختی گسل شوشتر اندازه‌گیری پارامترهای مورفومتری در امتداد گسل و در کمترین فاصله از خط اثر گسل اندازه‌گیری شده است. از این روش و این مطالعه یک دیدگاه و روش نسبتاً جدید در استفاده از این پارامترها بمنظور فهم رفتار یک گسل در بخش‌های مختلف آن ارائه می‌دهد. بنابراین برای پیش‌برد اهداف این مطالعه از پنج شاخص مورفومتری استفاده شد که عبارتند از: شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان<sup>۱</sup> (Smf)، شاخص نسبت پهنای کف دره<sup>۲</sup> به ارتفاع دره<sup>۲</sup> (Vf)، شاخص کشیدگی حوضه<sup>۳</sup> (Bs)، شاخص گرادیان طولی رودخانه<sup>۴</sup> (SL) و شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی<sup>۵</sup> (Af). در این تحقیق از نقشه‌های ارتفاع رقومی با دقت ۳۰ متر جهت استخراج نقشه‌های پایه استفاده گردیده است. بنابراین دقت نقشه‌های استخراجی و تاثیر گذاری آنها در نتایج

۴. Stream Length-gradient index

۵. Basin asymmetry index

۱. Mountain front sinuosity

۲. Ratio of valley floor width to valley height

۳. Drainage Basin Shape Ratio

در ادامه شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان ( $S_{mf}$ )، شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره ( $V_f$ )، شاخص کشیدگی حوضه ( $B_s$ )، شاخص گرادیان طولی رودخانه ( $SL$ ) و شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی ( $A_f$ ) در امتداد گسل شوشتر مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفته است. نتایج حاصل از چندین شاخص می‌تواند با یکدیگر ترکیب شده و با افزوده شدن به سایر اطلاعات نظیر نقشه‌ی گسل‌های اصلی، نقشه‌ی پی‌سنگ و نرخ‌های بالاآمدگی، رده‌های فعالیت زمین ساختی را برای منطقه مشخص نمود (پورخسروانی و همکاران، ۱۳۹۸؛ شکری و همکاران، ۱۳۹۸). این رده‌ها نشانگر درجه نسبی فعالیت در یک ناحیه هستند.

### پیچ و خم پیشانی کوهستانی

فعالیت زمین ساختی در کوهستان می‌تواند به وسیله شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان بیان می‌شود. اغلب جبهه‌های فعال زمین ساختی مقادیر این شاخص نزدیک به عدد یک است. با افزایش میزان بالا آمدگی این شاخص کاهش یافته یا متوقف می‌شود و فرایندهای فرسایشی فرصت پیدا می‌کنند تا جبهه کوهستان پر پیچ و خمی را شکل دهند. در طی زمان این پیشانی بسیار بی‌نظم خواهد شد (Lewise et al., 2017). پیچ و خم پیشانی کوهستان به صورت رابطه ۱ تعریف شده است (Keller and Pinter, 1996):

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s \quad (\text{رابطه 1})$$

$S_{mf}$  پیچ و خم پیشانی کوهستان،  $L_{mf}$  طول پیشانی کوهستان در طول کوهپایه و انحناهای مشخص در دامنه آن و  $L_s$  طول خط مستقیم پیشانی کوهستان است. این شاخص نشانگر توازن بین نیروهای زمین ساختی فرسایشی مایل به بریدن دهانه‌ها در پیشانی کوهستان و نیروهای زمین ساختی مایل به ایجاد پیشانی‌های مستقیم کوهستانی

بدست آمده تحت تاثیر میزان دقت اولیه نقشه ارتفاع رقومی قرار خواهد گرفت. طبعاً استفاده از نقشه‌هایی با قدرت تفکیک مکانی بالاتر بر میزان دقت نتایج خواهد افزود. سپس نقشه تغییرات هر یک از شاخص‌های ژئومورفیک در شبکه‌های ۵×۵ کیلومتری با استفاده از روش درون‌یابی کریجینگ در محدوده حریم گسل تهیه گردید. با توجه به ماهیت خطی اثر گسل بر روی نقشه، نتایج به دست آمده در مجاورت گسل دارای بالاترین قطعیت و با فاصله گرفتن از گسل، از میزان قطعیت نتایج کاسته خواهد شد. در نهایت با استفاده از کلاس بندی‌های استاندارد، میزان فعالیت‌های زمین ساختی متفاوت گسل در بخش‌های مختلف آن به نقشه در آمده است.

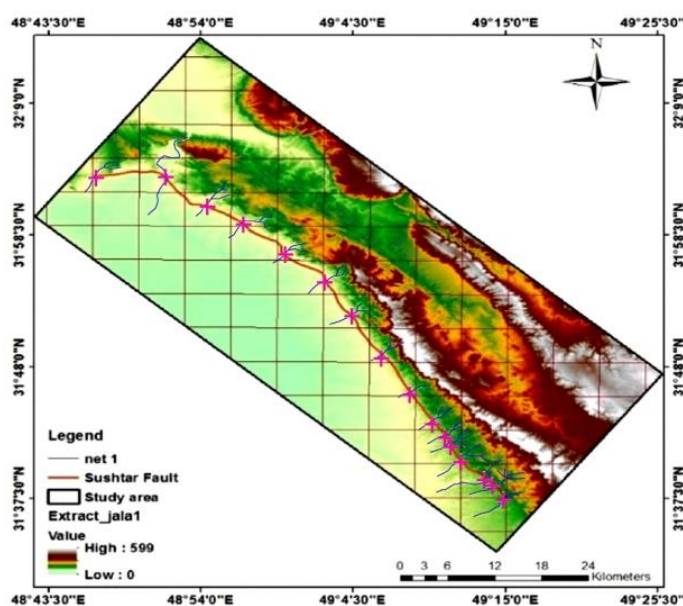
### بحث

ریخت زمین ساخت، زمین‌لرزه‌شناسی و دیرینه لرزه‌شناسی اساس مطالعات زمین ساخت فعال و نوزمین ساخت است (Bull, 2008; Burbank and Anderson, 2011). تقریباً هیچ ناحیه‌ای را در کره زمین نمی‌توان یافت که در طول چند هزار سال اخیر تحت تغییرات زمین ساختی قرار نگرفته باشد (Keller and Pinter, 2002). شاخص‌های ژئومورفیک در بررسی‌های زمین ساختی مفید هستند زیرا می‌توانند برای ارزیابی سریع مناطق وسیع به کار گرفته شوند و داده‌های ضروری آن اغلب به سرعت از نقشه‌های رقومی و تصاویر ماهواره‌ای به دست می‌آیند (Keller and Pinter, 1996؛ عزتی و همکاران، ۱۳۹۸). هر یک از شاخص‌های مورد بحث، امکان یک رده‌بندی نسبی از فعالیت‌های زمین ساختی را در بررسی‌های مقدماتی فراهم می‌آورد و می‌توان منطقه را به نواحی فعال، نیمه‌فعال و غیرفعال تقسیم‌بندی کرد. وقتی بیش از یک شاخص برای یک ناحیه خاص به کار می‌رود نتایج پر معنی‌تر از تحلیل‌های حاصل از یکی از آنها حاصل می‌شود (Kirby and Whipple, 2012; Gaidzik and Ramirez, 2016).

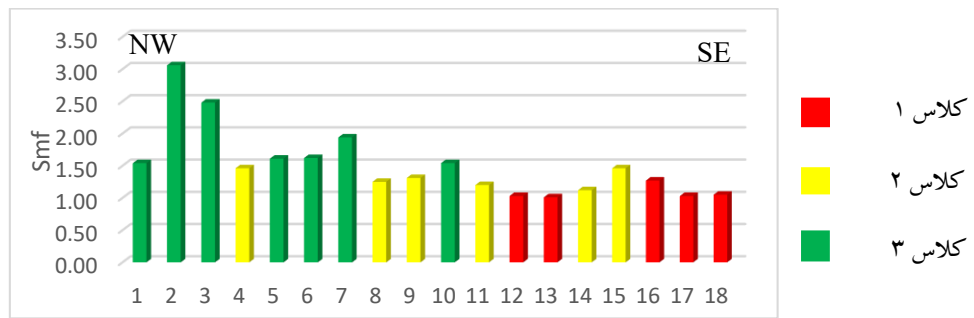


فعال و کلاس ۲،  $1/5 > Smf > 1/1$  مناطق با فعالیت تکتونیکی متوسط و کلاس ۳،  $Smf > 1/5$  مناطق غیر فعال زمین ساختی می باشند. طبق تقسیم بندی ارائه شده توسط El Hamdouni et al., 2008 بخش اعظم گسل شوستر از دیدگاه فعالیت تکتونیکی در کلاس ۱ و ۲ جای دارد. جدول ۲ مقادیر  $L_s$ ،  $L_{mf}$  و  $Smf$  و فعالیت زمین ساختی شبکه های مختلف جبهه کوهستان را در گسل شوستر نشان می دهد. نمودار ۱ نمودار تغییرات  $Smf$  در امتداد گسل شوستر را نشان می دهد. مقدار این شاخص در گسل شوستر از  $1/0.07$  در مناطق فعال تا  $1/5.84$  در مناطق غیر زمین ساختی متغیر می باشد. شکل ۳ الف و ب به ترتیب نقشه پهنه بندی و کلاس بندی شاخص  $Smf$  گسل شوستر را نشان می دهد. بر اساس این شاخص نیمه شمال غربی گسل شوستر نشان دهنده فعالیت زمین ساختی کم، و نیمه جنوب شرقی گسل به استثنای بخشهایی از مرکز و پایانه جنوب شرقی گسل به ترتیب نشان دهنده فعالیت زمین ساختی متوسط و بالا می باشند.

منطبق بر یک گسل فعال محدود کننده رشته می باشد. پیشانی های کوهستانی مرتبط با تکتونیک فعال و بالا آمدگی، نسبتاً مستقیم بوده و دارای مقادیر پایین  $Smf$  هستند. اگر نرخ بالا آمدگی کاهش یافته یا متوقف شود، فرآیندهای فرسایشی، سبب تراشیده شدن هر چه بیشتر پیشانی کوهستانی شده و  $Smf$  افزایش می یابد. مقادیر  $Smf$  در عمل می توانند به سادگی از روی نقشه های توپوگرافی یا عکس های هوایی محاسبه گردند. به منظور اندازه گیری شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستانی طبق شکل ۲ محدوده گسل شوستر مشخص گردید و با استفاده از نقشه مدل ارتفاعی رقومی و Global Mapper نقشه های زمین شناسی  $1/100000$  در محیط منطقه مورد مطالعه به سلول های با ابعاد ۵ در ۵ کیلومتر شبکه بندی گردید. در محیط Arc Gis نقاط مرکزی هر شبکه مشخص گردید و مقدار  $Smf$  مربوط به هر شبکه تعیین و با استفاده از مختصات هر نقطه و مقدار شاخص  $Smf$  آن نقطه، نقشه پهنه بندی  $Smf$  ترسیم گردید. طبق جدول ۱ تقسیم بندی (El Hamdouni et al., 2008) کلاس ۱،  $Smf > 1/1$  بسیار



شکل ۲. تصویر DEM شبکه بندی شده تاقدیس و گسل شوستر به همراه موقعیت آبراهه ها و دره های عرضی در یال جنوبی تاقدیس.



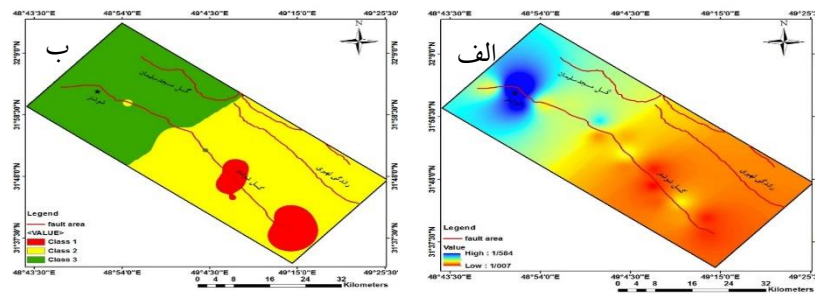
نمودار ۱: مقادیر اندازه گیری شده پیشانی کوهستان در امتداد گسل شوشتر

جدول ۱: تقسیم بندی فعالیت های تکتونیکی مناطق بر اساس میزان شاخص Smf (El Hamdouni et al., 2008).

مناطق	فعال	نیمه فعال	غیر فعال
میزان Smf	$Smf > 1/1$	$1/5 < Smf < 1/1$	$Smf < 1/5$

جدول ۲: مقادیر محاسبه شده ی شاخص Smf

NO	X	Y	Smf	Class
۱	۳۲/۰۵	۴۸/۸۰	۱/۵۴	۳
۲	۳۲/۰۵	۴۸/۸۵	۳/۰۶	۳
۳	۳۲/۰۰	۴۸/۸۵	۲/۴۸	۳
۳	۳۲/۰۰	۴۸/۹۱	۱/۴۶	۲
۵	۳۲/۰۰	۴۸/۹۶	۱/۶۱	۳
۶	۳۱/۹	۴۸/۹۶	۱/۶۲	۳
۷	۳۱/۹۶	۴۹/۰۱	۱/۹۴	۳
۸	۳۱/۹۱	۴۹/۰۱	۱/۲۵	۲
۹	۳۱/۹۱	۴۹/۰۶	۱/۳۱	۲
۱۰	۳۱/۸۷	۴۹/۰۶	۱/۵۴	۳
۱۱	۳۱/۸۲	۴۹/۰۶	۱/۲	۲
۱۲	۳۱/۸۲	۴۹/۱۲	۱/۰۳	۱
۱۳	۳۱/۷۸	۴۹/۱۱	۱/۰۱	۱
۱۴	۳۱/۷۳	۴۹/۱۲	۱/۱۲	۲
۱۵	۳۱/۷۳	۴۹/۱۷	۱/۴۶	۲
۱۶	۳۱/۶۹	۴۹/۱۷	۱/۲۷	۱
۱۷	۳۱/۶۹	۴۹/۲۲	۱/۰۳	۱
۱۸	۳۱/۶۴	۴۹/۲۲	۱/۰۵	۱



شکل ۳. الف) نقشه پهنه‌بندی شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان  
ب) نقشه کلاس‌بندی شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان

### شاخص شکل حوضه (Bs)

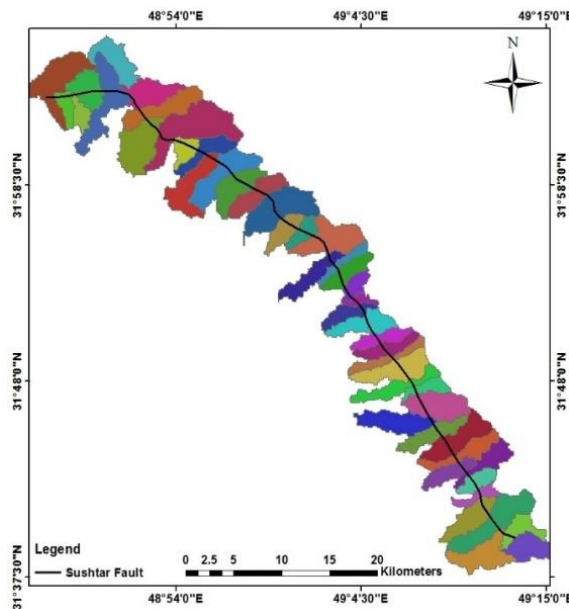
شکل پلانیمتری حوضه‌ها به وسیله نسبت شکل حوضه توصیف می‌شود. با استفاده از این شاخص می‌توان شکل حوضه را به یک شاخص کمی تبدیل کرد (Keller and Pinter, 2002). که به صورت رابطه ۲ محاسبه می‌شود:

$$Bs = BI / Bw \quad (\text{رابطه ۲})$$

در این رابطه طول حوضه  $BI$ ، از محل مجرای خروجی تا بالاترین نقطه عرض حوضه (دورترین آن) و  $Bw$  عرض حوضه بوده که در عریض‌ترین بخش آن اندازه‌گیری می‌شود. حوضه‌های با کشیدگی زیاد مشخص‌کننده مناطق فعال زمین‌ساختی است. با گذشت زمان فعالیت منطقه، شکل آن به دایره نزدیک می‌شود. حوضه‌هایی با  $Bs$  بزرگتر از ۴ حوضه‌های فعال، حوضه‌های با  $Bs$  بین ۳ تا ۴ حوضه‌های نیمه‌فعال و حوضه‌هایی با  $Bs$  کمتر از ۳ حوضه‌های غیرفعال تقسیم‌بندی می‌شوند.

برای اندازه‌گیری شاخص شکل حوضه در محیط Global mapper با استفاده از Dem منطقه، حوضه‌ها

استخراج گردید و در محیط Arc Gis مقدار طول و عرض حوضه اندازه‌گیری شد. شکل ۴ حوضه‌های استخراج شده از Dem را نشان می‌دهد. با استفاده از فرمول  $Bs=BI/Bw$  مقدار شاخص شکل حوضه  $Bs$  برای هر حوضه محاسبه شد. مقدار شاخص  $Bs$  از ۹/۶۲ در مناطق بسیار فعال منطقه تا مقدار ۲/۰۴ در مناطق با فعالیت زمین‌ساختی کم متغیر می‌باشد. جدول ۳ تقسیم‌بندی فعالیت‌های زمین‌ساختی مناطق براساس میزان شاخص  $Bs$  (El Hamdouni et al., 2008) را نشان می‌دهد. جدول ۴ مقادیر شاخص شکل حوضه  $BS$  و کلاس فعالیت‌های زمین‌ساختی در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. نمودار ۲ نمودار شاخص شکل حوضه  $BS$  را نشان می‌دهد. نقشه پهنه‌بندی شاخص شکل حوضه (Bs) مطابق شکل ۵ الف ترسیم شد و در نهایت نقشه کلاس‌بندی شاخص شکل حوضه (Bs) مطابق شکل ۵ ب ترسیم گردید. بر اساس این شاخص قسمت اعظم بخش‌های شمال غربی گسل نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی بالا تا متوسط و بخش‌های جنوب‌شرقی گسل عموماً فعالیت‌های زمین‌ساختی متوسط تا پایین را نشان می‌دهد.



شکل ۴: حوضه‌های اطراف گسل شوستر

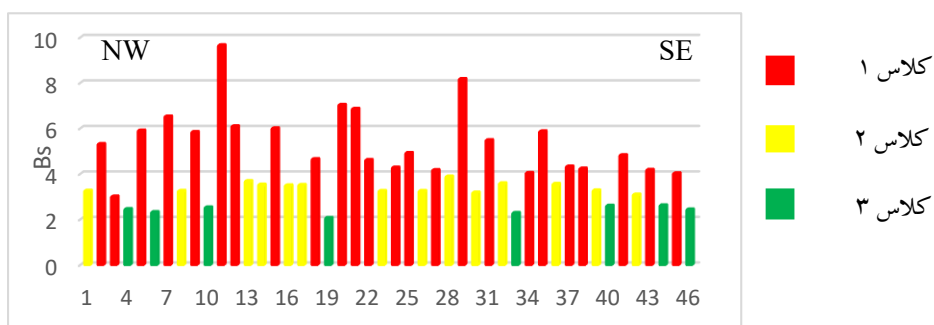
جدول ۳: تقسیم‌بندی فعالیت‌های تکتونیکی مناطق براساس میزان شاخص  $B_s$  (El Hamdouni et al., 2008)

مناطق	فعال	نیمه‌فعال	غیرفعال
میزان $B_s$	$4 < B_s$	$3 < B_s < 4$	$B_s > 3$

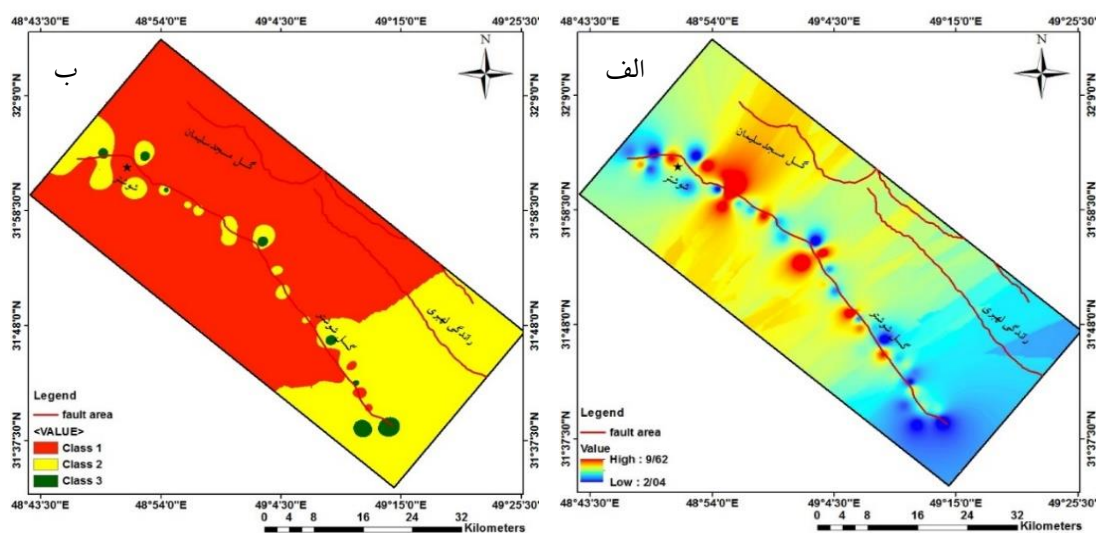
جدول ۴: مقادیر شاخص شکل حوضه  $B_s$  و کلاس فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه

No	X	Y	$B_s$	No	X	Y	$B_s$
۱	۳۲/۰۶	۴۸/۷۸	۳/۲۳	۲۴	۳۱/۸۷	۴۹/۰۷	۴/۲۵
۲	۳۲/۰۴	۴۸/۷۹	۵/۲۸	۲۵	۳۱/۸۶	۴۹/۰۶	۴/۸۹
۳	۳۲/۰۳	۴۸/۸۱	۲/۹۷	۲۶	۳۱/۸۵	۴۹/۰۷	۳/۲۲
۴	۳۲/۰۶	۴۸/۸۱	۲/۴۲	۲۷	۳۱/۸۳	۴۹/۰۹	۴/۱۳
۵	۳۲/۰۵	۴۸/۸۴	۵/۸۷	۲۸	۳۱/۸۲	۴۹/۱۰	۳/۸۵
۶	۳۲/۰۵	۴۸/۸۷	۲/۲۹	۲۹	۳۱/۸۱	۴۹/۱۰	۸/۱۴
۷	۳۲/۰۴	۴۸/۸۹	۶/۴۶	۳۰	۳۱/۸۰	۴۹/۱۱	۳/۱۵
۸	۳۲/۰۱	۴۸/۸۶	۳/۲۲	۳۱	۳۱/۷۹	۴۹/۱۱	۵/۴۵
۹	۳۲/۰۲	۴۸/۹۱	۵/۸۱	۳۲	۳۱/۷۹	۴۹/۱۳	۳/۵۶
۱۰	۳۲/۰۰	۴۸/۹۰	۲/۵	۳۳	۳۱/۷۷	۴۹/۱۴	۲/۲۵
۱۱	۳۲/۰۰	۴۸/۹۲	۹/۶۲	۳۴	۳۱/۷۶	۴۹/۱۱	۴/۰۱
۱۲	۳۱/۹۸	۴۸/۹۱	۶/۰۶	۳۵	۳۱/۷۵	۴۹/۱۴	۵/۸۴
۱۳	۳۱/۹۸	۴۸/۹۳	۳/۶۵	۳۶	۳۱/۷۴	۴۹/۱۶	۳/۵۳

۴/۳	۴۹/۱۷	۳۱/۷۳	۳۷	۳/۵	۴۸/۹۵	۳۱/۹۷	۱۴
۴/۲	۴۹/۱۶	۳۱/۷۲	۳۸	۵/۹۷	۴۸/۹۷	۳۱/۹۶	۱۵
۳/۲۵	۴۹/۱۹	۳۱/۷۲	۳۹	۳/۴۶	۴۸/۹۹	۳۱/۹۵	۱۶
۲/۵۷	۴۹/۱۸	۳۱/۷۱	۴۰	۳/۴۸	۴۹/۰۰	۳۱/۹۳	۱۷
۴/۷۹	۴۹/۱۸	۳۱/۷۰	۴۱	۴/۶۲	۴۹/۰۲	۳۱/۹۳	۱۸
۳/۰۶	۴۹/۱۷	۳۱/۶۷	۴۲	۲/۰۴	۴۹/۰۴	۳۱/۹۲	۱۹
۴/۱۵	۴۹/۲۰	۳۱/۶۷	۴۳	۷	۴۹/۰۲	۳۱/۸۹	۲۰
۲/۵۹	۴۹/۱۹	۳۱/۶۴	۴۴	۶/۸۳	۴۹/۰۵	۳۱/۹۰	۲۱
۴	۴۹/۲۲	۳۱/۶۶	۴۵	۴/۵۸	۴۹/۰۶	۳۱/۸۹	۲۲
۲/۴	۴۹/۲۳	۳۱/۶۵	۴۶	۳/۲۲	۴۹/۰۶	۳۱/۸۸	۲۳



نمودار ۲: نمودار شاخص شکل حوضه (Bs)



شکل ۵: الف) نقشه پهنه‌بندی شاخص شکل حوضه (Bs) و ب) نقشه کلاس‌بندی شاخص شکل حوضه (Bs)

با دره‌های U مانند متغیر است. جدول ۵ تقسیم‌بندی فعالیت‌های زمین ساختی مناطق براساس میزان شاخص Vf (El Hamdouni et al., 2008) را نشان می‌دهد. جدول ۶ پارامترهای لازم برای محاسبه VF گسل شو شتر را نشان می‌دهد. نمودار ۳ مقادیر اندازه‌گیری شده شاخص Vf در امتداد گسل شو شتر را نشان می‌دهد. با توجه به این شکل با رسم نمودار شاخص Vf برای آبراهه‌هایی که گسل شو شتر را قطع می‌کنند (شکل ۲) و باعث ایجاد دره می‌شوند می‌توان مناطق فعال یا غیرفعال گسل را تشخیص داد. شکل ۷ الف و ب به ترتیب نقشه پهنه‌بندی و نقشه کلاس‌بندی نسبت عرض کف بستر دره به ارتفاع دره (Vf) با استفاده از روش تقسیم‌بندی (El Hamdouni et al., 2008) نشان می‌دهد. بر اساس شکل ۷ که قسمت اعظم طول گسل در کلاس ۳ قرار داشته و موید فعالیت زمین ساختی پایین در طول گسل می‌باشد.

### شاخص نسبت عرض کف بستر دره به ارتفاع دره

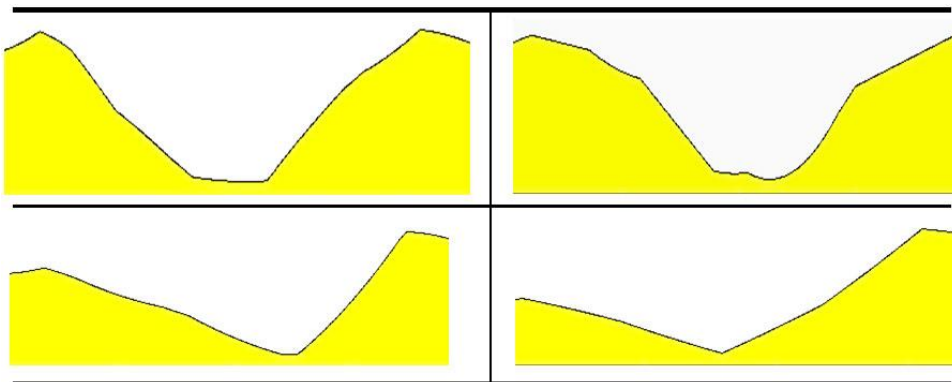
نسبت پهنای کف دره به ارتفاع به صورت رابطه ۳ بیان شده است (Bull, 2008):

(رابطه ۳)

$$VF = 2VF_W / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]$$

Vf نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن  $VF_W$  پهنای کف دره و  $Eld$  و  $Erd$  ارتفاع دیواره‌های سمت راست و چپ دره نسبت به هم و  $Esc$  ارتفاع کف دره است.

با استفاده از مدل ارتفاع رقومی منطقه مورد مطالعه، شاخص Vf در مقاطعی که آبراهه‌های اصلی، دره‌ها را قطع نموده‌اند در نرم افزار Global Mapper محاسبه گردید. در محدوده مورد مطالعه شاخص Vf برای ۱۶ دره نزدیک به جبهه کوهستان در امتداد گسل شو شتر، محاسبه گردید (موقعیت محل‌های اندازه‌گیری در شکل ۲ ارائه شده است). شکل ۶ نیمرخ برخی از دره‌های مورد بررسی قرار گرفته را نشان می‌دهد. مقدار این شاخص از ۱ در مناطق فعال با دره‌های ۷ شکل تا ۱۰/۵ در مناطق غیرفعال



شکل ۶: مقاطع عرضی از برخی دره‌های موجود در منطقه جهت محاسبه پارامتر (VF)

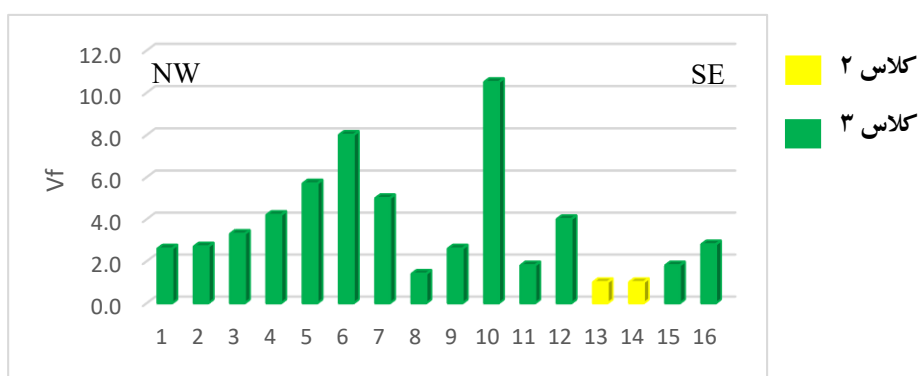


جدول ۵: تقسیم‌بندی فعالیت‌های زمین ساختی مناطق براساس میزان شاخص Vf (El Hamdouni et al., 2008)

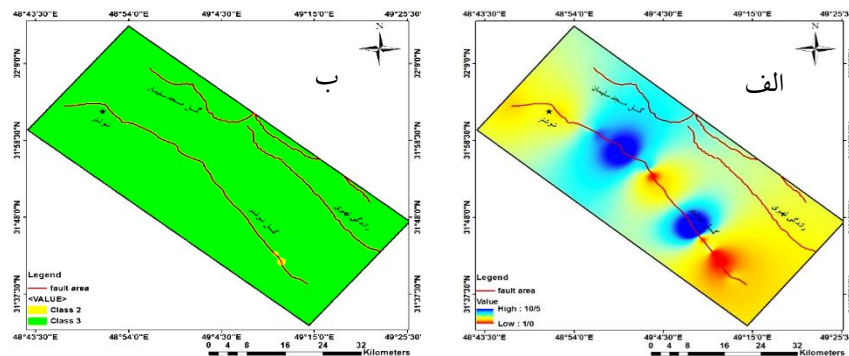
مناطق	فعال	نیمه‌فعال	غیرفعال
Vf میزان	$0.5 < Vf$	$1 < Vf < 0.5$	$1 < Vf$

جدول ۶: مقادیر محاسبه شده شاخص Vf

Class	Vf	Y	X	No
۳	۲/۶	۴۸/۷۷	۳۲/۰۵	۱
۳	۲/۷	۴۸/۸۷	۳۲/۰۳	۲
۳	۳/۳	۴۸/۸۹	۳۲/۰۱	۳
۳	۴/۲	۴۸/۹۲	۳۲/۰۰	۴
۳	۵/۷	۸۴۹۵۴۸	۳۱/۹۸	۵
۳	۸	۴۸/۹۹	۳۱/۹۵	۶
۳	۵	۴۹/۰۴	۳۱/۹۱	۷
۳	۱/۴	۴۹/۰۵	۳۱/۸۹	۸
۳	۲/۶	۴۹/۰۷	۳۱/۸۷	۹
۳	۱۰/۵	۴۹/۱۳	۳۱/۷۷	۱۰
۳	۱/۸	۴۹/۱۵	۳۱/۷۴	۱۱
۳	۴	۴۹/۱۶	۳۱/۷۲	۱۲
۳	۱	۴۹/۱۷	۳۱/۷۱	۱۳
۳	۱	۴۹/۱۸	۳۱/۶۹	۱۴
۳	۱/۸	۴۹/۱۹	۳۱/۶۷	۱۵
۳	۲/۸	۴۹/۲۱	۳۱/۶۶	۱۶



نمودار ۳: مقادیر اندازه‌گیری شده شاخص Vf در امتداد گسل شوستر



شکل ۷. الف) نقشه پهنه‌بندی نسبت عرض کف بستر درّه به ارتفاع درّه (Vf) ب) نقشه کلاس‌بندی نسبت عرض کف بستر درّه به ارتفاع درّه (Vf). بر اساس این پارامتر بخش اعظم گسل شوستر در رده فعالیت تکتونیکی پایین قرار می‌گیرد.

مقاومت سنگ و توپوگرافی می‌شود (Hack, 1973, 1982). شاخص گرادیان-طول رود، برای یک محدوده مورد نظر به صورت رابطه ۴ تعریف شده است (کلر و پینتر، ۱۹۹۶):

$$SL = (\Delta H / \Delta L) / L \quad (\text{رابطه ۴})$$

به منظور تهیه لایه شاخص گرادیان-طول رود، آبراهه‌های منطقه مورد مطالعه از مدل رقومی ارتفاع (DEM) در نرم‌افزار Mapper Global استخراج گردید. سپس با استفاده از مدل رقومی ارتفاع و آبراهه‌های استخراج شده و مطابق رابطه‌ی ۴ این شاخص در ۱۶ نقطه از منطقه مورد مطالعه که رودخانه‌ها و آبراهه‌های اصلی روند غالب کوهستان را قطع نموده‌اند (شکل ۲) محاسبه شد. شکل ۸ برخی از مقاطع طولی آبراهه‌ها را نشان می‌دهد. جدول ۷ تقسیم‌بندی فعالیت‌های زمین ساختی مناطق براساس میزان شاخص (SL) Dehbozorgi et al (2010) را نشان می‌دهد. جدول ۸ مقادیر محاسبه شده برای شاخص گرادیان-طول رودخانه را نشان می‌دهد. نمودار ۴ شاخص گرادیان-طول رودخانه را نشان می‌دهد. با استفاده از توابع درون‌یابی در محیط GIS مقدار این شاخص برای تمام منطقه تعیین و لایه شاخص SL تهیه گردید (شکل ۹

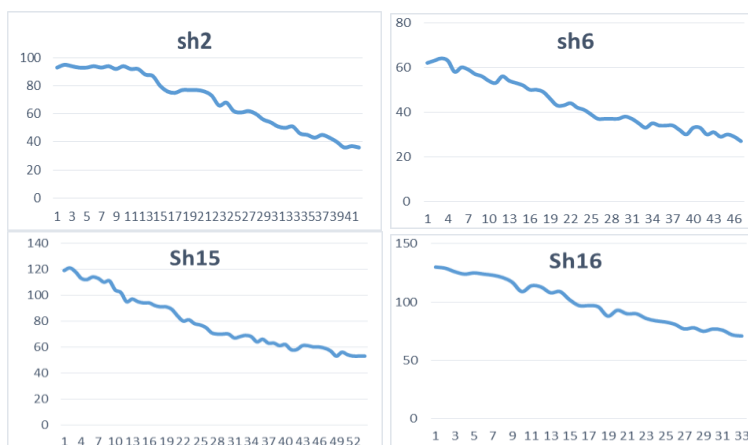
### شاخص شیب طولی رودخانه

شبکه رودخانه نشان‌دهنده ترتیب سلسله مراتب از شاخه‌های فرعی یعنی مرتبه‌های پایین و حرکت آن به سمت شاخه‌های اصلی یعنی مرتبه‌های بالاتر می‌باشند. در رودخانه‌های دارای شیب منظم، قدرت آبراهه در طول رشته رودخانه ثابت باقی می‌ماند و با افزایش تخلیه در پایین دست، گرادیان کاهش می‌یابد. به طور معمول مرتبه اول زهکش گرادیان شیب تندتر از مرتبه دوم خواهد داشت و مرتبه دوم زهکش‌ها نیز گرادیان بالاتری از مرتبه‌های سوم دارند. رودخانه‌هایی که تحت تأثیر حرکات زمین ساختی نیستند دارای تغییرات اندک و پروفیل منظمی می‌باشند. رودخانه‌هایی که به صورت زمین ساختی آشفستگی دارند، پیش‌بینی می‌شود که پروفیل شیب آن‌ها تغییرات شیب را با شدت بیشتر نشان می‌دهند. (Snow and Slingerland, 1990) بنابراین چنین آشفستگی‌هایی در پروفیل رودخانه به ویژه زمانی که مطابقتی با تغییرات لیتولوژی ندارد بیان‌کننده زمین ساخت فعال می‌باشد. شاخص SL با قدرت رود متناسب است. شاخص SL به تغییرات شیب کانال بسیار حساس است و این حساسیت سبب ارزیابی روابط فعالیت‌های زمین ساختی ممکن،



این نقشه منطقه به سه ناحیه تکتونیکی با فعالیت پایین، متوسط و بالا تقسیم گردید. بر اساس نقشه کلاس بندی این شاخص، بخش اعظم گسل به استثنای بخش‌هایی از مرکز گسل دارای فعالیت تکتونیکی متوسط می‌باشد (شکل ۱۳ ب).

الف) و با استفاده از این شاخص و بر اساس روش (El Hamdouni et al, 2008)، منطقه به ۳ ناحیه از نظر فعالیت زمین ساختی کلاس بندی شد (شکل ۹ ب). مقدار شاخص SL از ۸۹۸/۱۱ در مناطق بسیارفعال منطقه تا مقدار ۲۴۲/۸ در مناطق با فعالیت تکتونیکی کم متغیر می‌باشد. بر اساس



شکل ۸: نمایش برخی از مقاطع طولی رودخانه

جدول ۷: تقسیم بندی فعالیت‌های زمین ساختی مناطق بر اساس میزان شاخص SL (ده بزرگی، ۲۰۱۰)

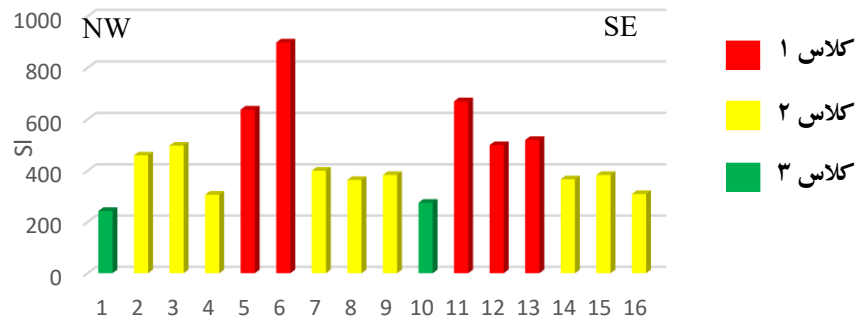
مناطق	فعال	نیمه فعال	غیرفعال
میزان SL	$SL < 500$	$500 < SL < 3000$	$SL > 3000$

جدول ۸: مقادیر محاسبه شده برای شاخص گرادیان-طول رودخانه

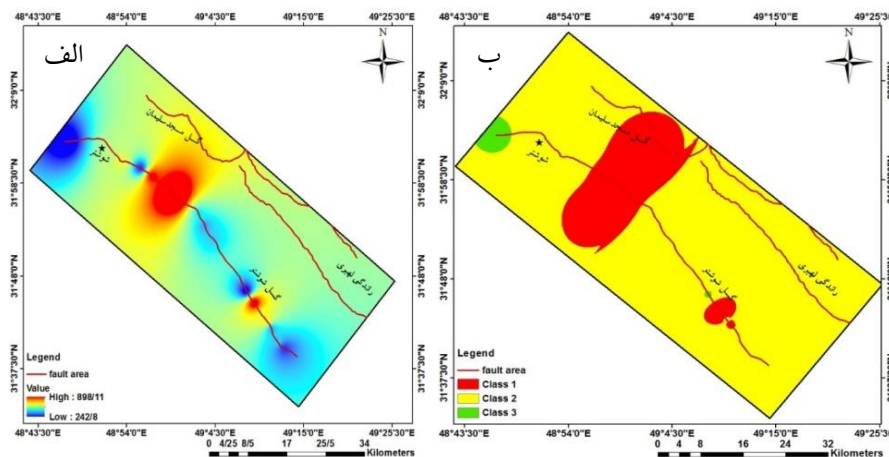
Class	SL	Y	X	NO
۳	۲۴۲/۸	۴۸/۷۷	۳۲/۰۵	۱
۲	۴۵۹/۷۵	۴۸/۸۷	۳۲/۰۳	۲
۲	۴۹۸	۴۸/۸۹	۳۲/۰۱	۳
۲	۳۰۶/۵	۴۸/۹۲	۳۲/۰۰	۴
۱	۶۳۸	۸۴۹۵۴۸	۳۱/۹۸	۵
۱	۸۹۸/۱	۴۸/۹۹	۳۱/۹۵	۶
۲	۴۰۰	۴۹/۰۴	۳۱/۹۱	۷
۲	۳۶۳/۶	۴۹/۰۵	۳۱/۸۹	۸
۲	۳۸۳/۳	۴۹/۰۷	۳۱/۸۷	۹
۳	۲۷۵	۴۹/۱۳	۳۱/۷۷	۱۰



۱	۶۷۰	۴۹/۱۵	۳۱/۷۴	۱۱
۱	۵۰۰	۴۹/۱۶	۳۱/۷۲	۱۲
۱	۵۲۰	۴۹/۱۷	۳۱/۷۱	۱۳
۲	۳۶۶/۵	۴۹/۱۸	۳۱/۶۹	۱۴
۲	۳۸۳/۳	۴۹/۱۹	۳۱/۶۷	۱۵
۲	۳۰۸/۹	۴۹/۲۱	۳۱/۶۶	۱۶



نمودار ۴: نمودار شاخص گرادیان-طول رودخانه



شکل ۹: الف) نقشه پهنه‌بندی شاخص گرادیان-طول رودخانه  
ب) نقشه کلاس‌بندی شاخص گرادیان-طول رودخانه

می‌یابد. شبکه غالباً دارای الگو و هندسه واضحی است. عامل عدم تقارن برای نمایان ساختن کج شدگی زمین ساختی در مقیاس حوضه‌ی زهکشی یا مساحت‌های بزرگتر، توسعه یافته است. شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی طبق رابطه ۵ قابل محاسبه می‌باشد (2002).

### شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی

هندسه‌ی شبکه‌های رود می‌تواند به چند صورت توصیف گردد. هم به صورت کمی و هم به صورت کیفی جایی که زهکشی در حضور زمین ساخت فعال توسعه



شدند. با استفاده از رابطه ۵ مقدار شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی برای هر حوضه محاسبه شد. مقدار شاخص Af از ۳۵۹/۳ در مناطق بسیار فعال منطقه تا مقدار ۳/۷ در مناطق با فعالیت زمین ساختی کم متغیر می‌باشد. جدول ۹ تقسیم‌بندی فعالیت‌های زمین ساختی براساس میزان شاخص (El Hamdouni et al, 2008) را نشان می‌دهد. جدول ۱۰ مقادیر شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی Af و کلاس فعالیت‌های زمین ساختی در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. نمودار ۵ نمودار شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی Af را نشان می‌دهد. نقشه پهنه‌بندی شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی (Af) مطابق شکل ۱۰ الف ترسیم شد و در نهایت نقشه کلاس‌بندی شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی (Af) مطابق شکل ۱۰ ب ترسیم گردید. شاخص Af در سه رده با توجه به طبقه‌بندی (El Hamdouni et al, 2008) طبقه‌بندی شده است. بر اساس این شاخص قسمت اعظم گسل شوشتر نشان دهنده فعالیت زمین ساختی بالا می‌باشد.

Keller and Pinter). برای شبکه رودی که تشکیل شده و جریان آن در یک وضعیت پایدار است، Af باید حدود ۵۰ باشد. Af به کج‌شدگی عمود بر روند رودخانه حساس است. مقادیر بیشتر یا کمتر از ۵۰ این شاخص، ممکن است نشانگر کج‌شدگی باشند.

$$Af = \frac{Ar}{At} \times 100 \quad (\text{رابطه ۵})$$

در این رابطه Ar مساحت حوضه‌ی سمت راست رود (دید به سمت پایین دست) و At مساحت کل حوضه‌ی زهکشی است. برای شبکه رودی که تشکیل شده و جریان آن در یک وضعیت پایدار است، Af باید حدود ۵۰ باشد. Af به کج‌شدگی عمود بر روند رودخانه حساس است. مقادیر بیشتر یا کمتر از ۵۰ این شاخص، ممکن است نشانگر کج‌شدگی باشند. برای اندازه‌گیری شاخص عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی در محیط Global Mapper با استفاده از Dem منطقه، حوضه‌ها استخراج گردید و در محیط Arc Gis مقدار مساحت حوضه‌ها اندازه‌گیری

جدول ۹: تقسیم‌بندی فعالیت‌های زمین ساختی مناطق براساس میزان شاخص Af (El Hamdouni et al., 2008)

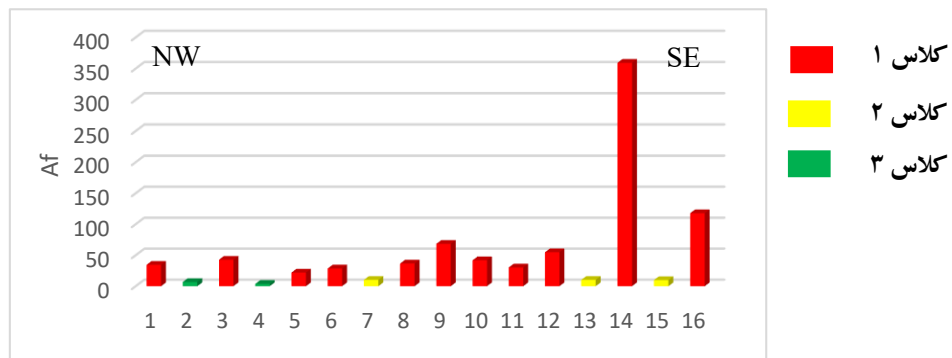
مناطق	فعال	نیمه‌فعال	غیرفعال
میزان Af	$15 <  Af - 50 $	$ Af - 50  : 15 - 7$	$ Af - 50  > 7$

جدول ۱۰: مقادیر محاسبه شده‌ی شاخص Af

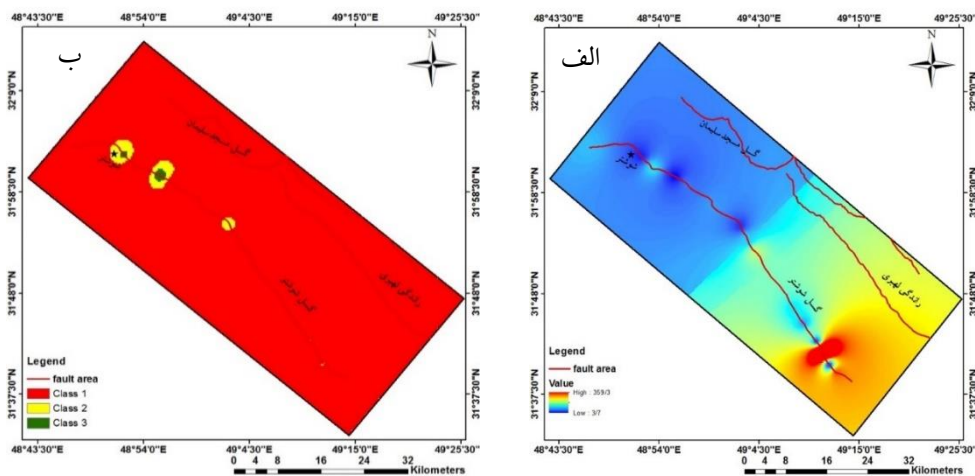
No	X	Y	Af	Class	Af-50
۱	۳۲/۰۵	۴۸/۷۷	۱۵/۴۱	۱	۳۴/۵۸
۲	۳۲/۰۳	۴۸/۸۷	۵۶/۷۶	۳	۶/۷۶
۳	۳۲/۰۱	۴۸/۸۹	۷/۳۱	۱	۴۲/۶۸
۴	۳۲/۰۰	۴۸/۹۲	۵۳/۷	۳	۳/۷
۵	۳۱/۹۸	۸۴۹۵۴۸	۲۸	۱	۲۱/۹۹
۶	۳۱/۹۵	۴۸/۹۹	۲۱/۳۷	۱	۲۸/۶۲
۷	۳۱/۹۱	۴۹/۰۴	۶۰/۲	۲	۱۰/۲
۸	۳۱/۸۹	۴۹/۰۵	۱۳/۳۹	۱	۳۶/۶



۶۸/۲۶	۱	۱۱۸/۲۶	۴۹/۰۷	۳۱/۸۷	۹
۴۱/۴۸	۱	۹۱/۸۴	۴۹/۱۳	۳۱/۷۷	۱۰
۳۰/۱۹	۱	۸۰/۱۹	۴۹/۱۵	۳۱/۷۴	۱۱
۵۴/۷۸	۱	۱۰۴/۷۸	۴۹/۱۶	۳۱/۷۲	۱۲
۱۰/۱۴	۲	۶۰/۱۴	۴۹/۱۷	۳۱/۷۱	۱۳
۳۵۹/۳	۱	۴۰۹/۳	۴۹/۱۸	۳۱/۶۹	۱۴
۹/۷۷	۲	۴۰/۲۲	۴۹/۱۹	۳۱/۶۷	۱۵
۱۱۷/۷۴	۱	۱۶۷/۷۴	۴۹/۲۱	۳۱/۶۶	۱۶



نمودار ۵. شکل ۱۴. نمودار شاخص شکل حوضه Af



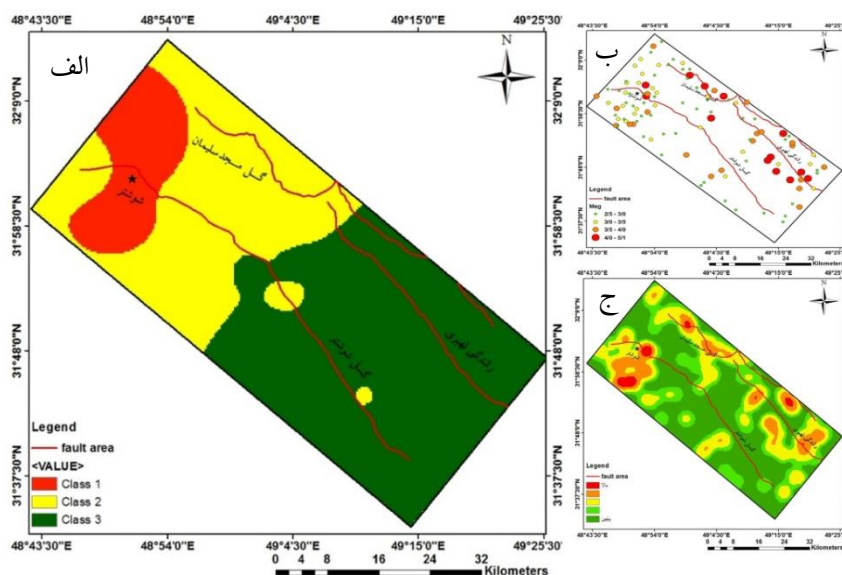
شکل ۱۰. الف) نقشه پهنه‌بندی شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی  
ب) نقشه کلاس‌بندی شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی



## نتیجه‌گیری

هریک از شاخص‌های مورد بحث امکان یک رده‌بندی نسبی از فعالیت‌های زمین‌ساختی را در بررسی‌های مقدماتی فراهم می‌آورد و می‌توان منطقه را به نواحی فعال، نیمه‌فعال و غیرفعال تقسیم‌بندی نمود. وقتی بیش از یک شاخص برای یک ناحیه خاص مورد اندازه‌گیری و ارزیابی قرار گیرد نتایج مناسبتری از تحلیل‌های حاصل از یک شاخص منفرد حاصل می‌شود. با استفاده از قابلیت‌های GIS و توابع تحلیلی آن، می‌توان هم‌پوشانی لایه‌های اطلاعاتی Bs, Smf, VF, SL و Af در منطقه را انجام داده و با دقت و سرعت بالا یک رده از فعالیت زمین‌ساختی نسبی را به هر ناحیه نسبت داد. در این تحقیق از روش fuzzy overlay، با وزن‌های یکسان برای رویهم‌اندازی لایه‌های شاخص ژئومورفیک برای تعیین فعالیت زمین‌ساختی استفاده گردید و نقشه‌ی پهنه‌بندی

زمین‌ساخت فعال برای منطقه تهیه شد (شکل ۱۱ الف). این نقشه نشان می‌دهد که قسمت اعظمی از نیمه شمال غربی گسل دارای فعالیت تکتونیکی متوسط تا بالا بوده و در بخش اعظمی از نیمه جنوب شرقی دارای فعالیت زمین‌ساختی پایین می‌باشد. با استفاده از داده‌های لرزه‌ای موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران نقشه رومرکز رخدادهای لرزه‌ای (شکل ۱۱ ب) و پهنه‌بندی فعالیت‌های زمین‌ساختی پویا در منطقه تهیه گردید (شکل ۱۱ ج). مقایسه نقشه رده‌بندی ریخت زمین‌ساختی و نقشه تراکم رخدادهای لرزه‌ای (شکل ۱۶ ب، ج) منطقه نشان‌دهنده انطباق فعالیت‌های نوزمین‌ساختی و زمین‌ساخت پویا در منطقه می‌باشد. این مسأله هیچ معیاری جهت میزان صحت سنجی و راستی آزمایی نتایج مطالعات ریخت زمین‌ساخت نبوده و تنها نشان‌دهنده وجود ارتباط بین میدانهای تنش عصر حاضر (کواترنری) و میدانهای تنش کنونی (زمان حال) می‌باشد.



شکل ۱۱. الف) نقشه‌ی پهنه‌بندی فعالیت‌های نوزمین‌ساخت ب) نقشه پراکندگی رومرکز رخدادهای لرزه‌ای و پهنه‌بندی فعالیت‌های زمین‌ساخت پویا در صد سال اخیر



El Hamdouni, R., C. Irigaray, T. Fernández, J. Chacón and E. Keller., 2008. "Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain)." *Geomorphology* 96(1): pp.150-173.

Fossen, H., 2016. *Structural geology*. Cambridge University Press.

Gaidzik, K. and Ramirez-Herrera, M.T., 2016. Geomorphic indices and relative tectonic uplift in the Guerrero of the Mexican forearc, *Geoscience frontiers*, pp. 1-54. Geological Survey Professional, 294B, pp45-97.

Hack, J.T., 1957. "Studies of longitudinal stream-profiles in Virginia and Maryland": U.S.

Hack, J.T., 1973. "Stream-profiles analysis and stream-gradient index". *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1, pp421-429.

Hack, J.T., 1982. "Physiographic division and differential uplift in the piedmont and Blue Ridge". *U.S. Geological Survey Professional*, 1265, pp1-49.

Keller, E. A. and N. Pinter., 1996. *Active tectonics*, Prentice Hall Upper Seddle River, NJ, USA.

Keller, E. A. and N. Pinter., 2002. *Active tectonic, Earthquakes, Uplift and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey: p.362.

Kirby, E. Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional and scapes, *J. Struct. Geol.* 44, pp.54-75.

Lewis, C.J. Sancho, C. McDonald, E.V. Pena-Monne, J.L. Rhodes, E. Calle, M. Soto. R., 2017. Post-tectonic landscape evolution in NE Iberia using staircase terraces: combined effects of uplift and climate, *Geomorphology* 292, pp. 85-103.

Snow, R. S. and R. L. Slingerland., 1990. Stream profile adjustment to crustal warping: nonlinear results from a simple model. *The Journal of Geology*: pp699-708.

Twiss, R. J., & Moores, E. M., 2007. *Mechanics of Natural Fractures and Faults*. *Structural Geology*, 2, pp.231-264.

## قردانی

بدین وسیله نویسندگان مقاله از حمایت های مالی صورت گرفته توسط معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه شهید چمران اهواز در قالب پژوهانه (GN: SCU.SG99.216) در انجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی را می نمایند.

## منابع

پورخسروانی، م. مهرایی نژاد، ع. مجبی، ا.، ۱۳۹۸. ارزیابی نقش تکتونیک در بروزند گنبد های نمکی منطقه زاگرس. فصلنامه پژوهش های ژئومورفولوژی کمی. شماره ۳، ۱۶۵-۱۸۲.

عزتی، م. غلامی، ا. موسوی، م.، ۱۳۹۸. بررسی تکامل ساختاری کوه های شمال بیرجند با استفاده از ترسیم مقاطع عرضی. فصلنامه پژوهش های ژئومورفولوژی کمی. شماره ۲، ۱۲۲-۱۳۷.

شکری، پ. ده بزرگی، م. حکیمی اسپایر، س.، ۱۳۹۸. بررسی مورفوتکتونیک غرب البرز مرکزی با استفاده از شاخص های ژئومورفیک. فصلنامه پژوهش های ژئومورفولوژی کمی. شماره ۴، ۱۲۴-۱۰۵.

Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran, and its proforelandevolution. *American Journal of Science* 304, pp.1-20.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, pp.211-238.

Bull, W. B., 2008. *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*, John Wiley & Sons.

Dehbozorgi, M., M. Pourkermani, M. Arian, A. Matkan, H. Motamedi and A. Hosseiniasl., 2010. Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. *geomorphology* 121(3-4): pp.329-341.







فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۳

## پارامترهای مورفومتری و منشا تکتونیکی مخروط آتشفشانی توزکی، پهنه چین خورده-رانده سیستان، شرق ایران

شهریار کشتگر<sup>۱\*</sup>، عبدالرضا پرتابیان<sup>۲</sup>، محبوبه نظری<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری تکتونیک، دانشگاه بیرجند، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۳- دانشجوی دکتری ژئوشیمی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۲۷

### چکیده

مخروط منفرد آتشفشانی توزکی در حاشیه غربی پهنه چین خورده-رانده سیستان، در شمال زاهدان رخنمون یافته است. این مطالعه برای نخستین بار به معرفی، ویژگی های مورفومتری، خصوصیات صحرایی و ارتباط این مخروط با گسلهای نئوژن منطقه می پردازد. ترکیب سنگ شناسی مخروط توزکی بر روی نقشه زمین شناسی منطقه چهل کوره، "آندزیت" نامگذاری شده است اما بر اساس مطالعات پتروگرافی این پژوهش، ترکیب آن شامل گدازه های جریان "بازالتی"، آگلومرای آتشفشانی می باشد. با استفاده از محاسبات مدل رقومی ارتفاعی پارامترهای مورفومتری شامل قطر دهانه، قطر قاعده، ارتفاع مخروط، حجم مخروط، نسبت قطر دهانه به قطر قاعده، نسبت ارتفاع به قطر قاعده و شیب مخروط محاسبه گردید. بر اساس محاسبات انجام شده شکل دهانه مخروط توزکی از نوع بیضوی و قاعده آن فرابیضوی و این مخروط در رده مخروطهای جوان کمتر فرسایش یافته قرار می گیرد. سن مورفومتری به دست آمده ۰/۲ میلیون سال (پلئستوسن) را برای زمان شکل گیری این مخروط پیشنهاد می کند. وجود این مخروط اصلی در کنار یک مخروط فرعی دیگر بر روی گسلهای اصلی پی سنگی چهل کوره و عدم جابجایی مخروط و روانه آن توسط گسلهای نئوژن، نشان از فعالیت این مخروطها بعد از آخرین فعالیت گسلها می باشد. بر اساس شواهد موجود، مخروط آتشفشانی توزکوه یک مخروط کواترنری مونوژنتیک بسیار جوان است که بعد از آخرین فعالیت گسلهای اصلی و فرعی منطقه فوران کرده است.

**واژه های کلیدی:** مورفومتری، مخروط منفرد آتشفشانی، گسل امتدادلغز، کواترنر، سیستان.



## Morphometric parameters and Tectonic origin of Tozki volcanic cone, Sistan fold and thrust belt; Eastern Iran

Keshtgar .Sh<sup>1,\*</sup>; Partabian .A<sup>2</sup>; Nazari .M<sup>3</sup>

1-Ph.D. student of tectonic, College of Science, University of Birjand, , Iran

2- Geology department, University of Sistan & Baluchestan, Zahedan, Iran

3-Ph.D. student of Geochemistry, College of Science, Sistan & Baluchestan, Zahedan, Iran

### Abstract

Tozki volcanic cone located in west of Sistan fold-and-thrust belt in north of Zahedan. In this study morphometric characteristic, field properties and relationship to Neogene strike-slip faults of this cinder-cone have been studied for first time. The composition of the Tuzaki cone lithography is named "Andesite" on the geological map of the ChehelKureh region. However, according to the petrographic studies of this research, its composition includes lava flows, and volcanic agglomera.

Tozki volcanic cone and related minor cones emplaced on a branch of Chehelkoureh strike-slip fault related to strike-slip fault system of eastern Iran. Petrology and field properties shows that this cone emplaced into Paleocene-Eocene sedimentary rocks during single intercontinental erupting. Rocks of this cone composed of basaltic lava flow and minor volcanic pumice. In order to calculate Morphometric parameter such as crater diameter, base diameter, cone high, cone volume, ratio of crater cone/base cone, ratio of high/ base diameter and cone angle digital elevation model have been used. These data show the Tozki cone is yang and less eroded with elliptical crater and superelliptical base shape. Estimated Morphometric age suggest a 0.2 Ma. (Pleistocene) to formation of this cone.

Another Minor Crater located at near Main Crater show they erupted along the Chehelkureh basement fault but not dislocated by this Neogene fault, Indicates the activity of these cinder cones occurred after the last activity of the Quaternary faults.

These evidences suggest that Tozki is a young monogenetic Quaternary volcanic cone that After the last activity, the main and secondary faults of the region have erupted.

**Keywords:** Morphometric, Volcanic cinder-cone, Strike-slip fault, Quaternary, Sistsn.

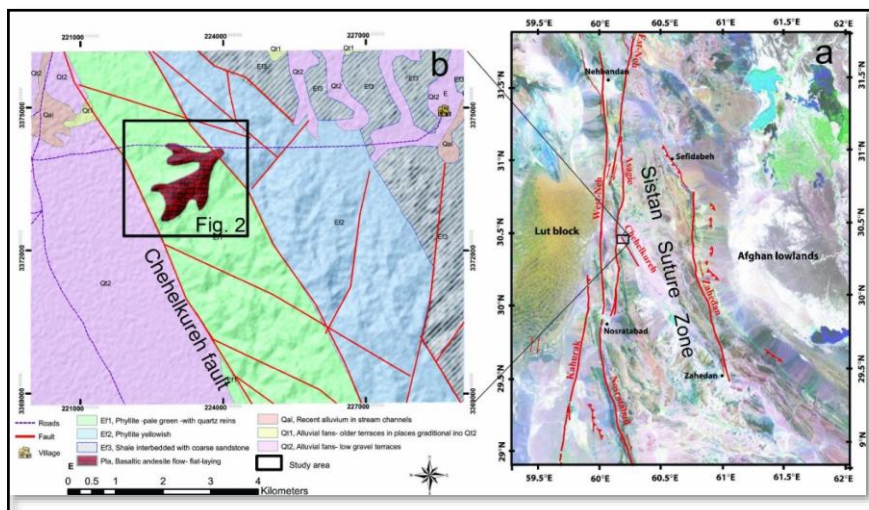
## مقدمه

(2006)، ولکانیسم اواخر سنوزوئیک و محاسبه نرخ گسلش فعال در شرق ایران (Walker et al., 2009)، تعیین سن و خصوصیات ژئوشیمیایی آلکالی بازالت های درون صفحه ای اواخر سنوزوئیک در ناحیه لوت-سیستان (Pang et al., 2012) اشاره کرد. زرین کوب و همکاران (Zarrinkoub et al., 2012) در مدل تکنیکی شرق ایران، فرورانش پوسته اقیانوسی قدیمی سیستان را به زیر بلوک لوت در نظر می گیرند و سن بسته شدن اقیانوس سیستان را کرتاسه زیرین می دانند. بنظر این محققین ایجاد شرایط کشش پس از برخورد موجب نازک شدن سنگ کره و بالا آمدگی استئوسفر و رخداد پدیده Delamination (فرو افتادن بخشی از لیتوسفر زیرین به درون گوشته ی استئوسفری و ذوب شدن آن) می شود و بهمین دلیل از دوره میوسن تا کواترنری، فعالیت آتشفشانی بازالتی آلکالن درون صفحه ای در زمیندرز سیستان را منجر شده است.

مخروط های منفرد از فراوانترین زمین ساخت های آتشفشانی هستند که کمتر مورد توجه محققان قرار گرفته است (Kervyn et al., 2012). برای اولین بار (Porter, 1972) مخروط های منفرد مورد را مورد بررسی قرار داد و در ادامه این ساختارهای آتشفشانی به صورت سیستماتیک مورد بررسی قرار گرفتند (Nakamura, 1972; Settle, 1979; Wood, 1979a, Hasenaka and Carmichael, 1985b; Grosse et al., 2011). حاصل این اطلاعات دستاوردهای فراوانی در زمینه های مختلف زمین شناختی از جمله سن نسبی، زمان فوران و ارتباط این مخروطها با پدیده های تکنیکی بوده است.

مخروط آتشفشانی توزکی، یک مخروط منفرد است که به همراه دهانه خروجی دیگری در امتداد گسل چهل کوره (بخشی از سیستم گسلی شرق ایران واقع در پهنه چین خورده-رانده سیستان) و از میان ر سوبات نوع فلیش پالئوژن (شیل-ماسه سنگ-آهک) در ارتفاعات کوه توزکی واقع در ۱۰۰ کیلومتری شمال غرب زاهدان رخنمون پیدا کرده است (شکل ۱ و ۲). کوه های شمالغرب زاهدان با روند شمال غرب-جنوب شرق تا شمالی-جنوبی بعنوان بخشی از ر سوبات حوضه رسوبی "نه" (نهبندان) قرار دارند (Camp and Griffiss, 1982). این مخروط آتشفشانی تا کنون بطور خاص مورد مطالعه قرار نگرفته است، و در این مطالعه برای اولین بار ویژگی های صحرائی و مورفومتری آن معرفی می گردد.

از جمله مهمترین مطالعات قبلی انجام شده در منطقه مورد مطالعه و شرق ایران می توان به، چرخش گسل های امتدادلغز در سیستان (Freund, 1970)، معرفی اوروکلاین شرق ایران (Bagheri and Damanigol, 2020)، محاسبه گسلش فعال در ناحیه بیرجند (Walker and khatib, )



شکل ۱. (a: تصویر ماهواره ای پهنه زمین درز سیستان به همراه گسلهای اصلی (b) نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهلکوره.

رسوبات گوه های افزایشده منطقه فرورانش می باشند (Tirrul et al., 1983). یکی از ویژگی های ساختاری شرق ایران، وجود سامانه گسل های امتدادلغز اصلی با راستای تقریبی شمالی-جنوبی می باشد. این گسل ها که بعضاً باعث لرزه خیزی منطقه شرق ایران نیز می شوند، اغلب با ولکانیسم بازالتی کوتاه تر همراه بوده اند بطوری که منجر به ایجاد روانه های گدازه و نیز مخروطهای ولکانیکی منفرد شده اند (Walker et al., 2009). از نظر سنگ شناسی می توان محدوده مورد مطالعه و اطراف آن را به سه بخش تقسیم نمود: ۱- افیولیتها و آمیزه های افیولیتی: سن این مجموعه را به پیش از کرتاسه تا کرتاسه بالایی نسبت داده اند (Delaloye and Desmons., 1980). سنگ های آذرین افیولیتی شامل سنگ های اولترابازیک پریدوتیتی، گابرو (بصورت توده ای و لایه ای)، دیاباز (با ریخت توده ای، بالشی و دایک های ورقه ای) می باشند. سرپانتینیت و لیستونیت ها از جمله مهمترین سنگ هایی است که همراه افیولیت ها دیده می شوند. مطالعات سن سنجی انجام شده بر روی آمفیبول گابروها سن  $11 \pm 124$  میلیون سال را نشان داده است (Delaloye and Desmons., 1980).

هدف اصلی این پژوهش استفاده از مطالعات صحرائی، تصاویر ماهواره ای جهت استخراج شاخص های مورفومتریک، تعیین نوع فعالیت، جنس مخروط، سن نسبی مخروط منفرد توزکی و ارتباط ژنتیکی آن با گسلهای امتدادلغز منطقه می باشد.

### موقعیت تکتونیکی و زمین شناسی منطقه

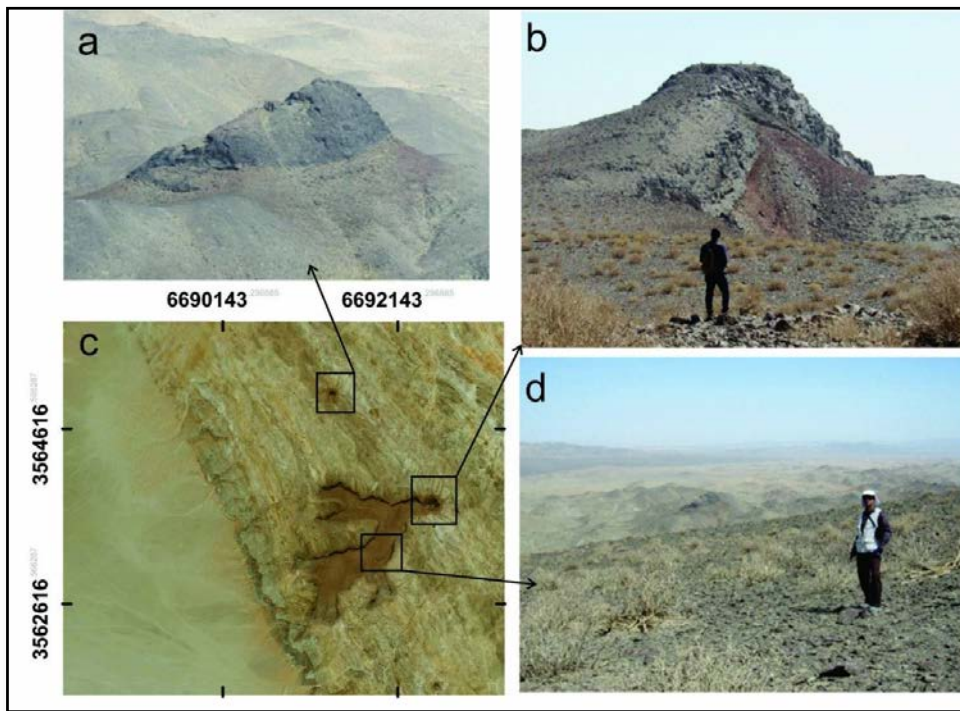
پهنه زمیندرز سیستان در نتیجه ی بسته شدن یک شاخه فرعی از اقیانوس نئوتتیس، با طول عمر نسبتاً کوتاه، در طول زمان کرتاسه تا پالئوسن به سمت یک حاشیه فعال با شیب فرورانش به سمت شرق متحول شده است. این منطقه در حاشیه فعال اقیانوس نئوتتیس شمالی به علت جدایش و دوباره افزوده شدن به بلوک لوت دچار پیچیدگی شده است (Delaloye and Desmons, 1980; Tirrul et al., 1983). این پهنه ساختاری با روند تقریبی شمال غرب-جنوب شرق در جنوب به زون ساختاری مکران با روند شرقی-غربی می پیوندد. رسوبات پالئوسن با دگرشیبی روی افیولیت های کرتاسه فوقانی و سنگ های دگرگونی فشار بالای مرتبط با آن نهشته شده اند و مشابه

بنابراین پیشنهاد می شود از اصطلاح "بازالت" برای ترکیب سنگ شناسی گدازه های بازیک توزکی استفاده نمود و اصطلاح "آندزیت" بکار برده شده بر روی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهل کوره (واله و سعیدی، ۱۳۶۷) برای گدازه های جریانی کوه توزکی مناسب نمی باشد.

۲- سنگ های دگرگونی همراه آمیزه های افیولیتی شامل آمفیبولیت و شیست ها می باشند. سن شیست های اطراف کوه ملوسان به روش پتاسیم-آرگون  $65/3 \pm 6/1$  میلیون سال بدست آمده است (Delaloye and Desmons., 1980).

۳- رسوبات فلیشی: رسوبات فلیشی کرتاسه بیشتر در کوه های انجیرک و حسینعلی رخنمون دارند و همبری آنها با افیولیت ها بصورت گسله است. رسوبات فلیشی پالئوسن که بیشتر از جنس شیل و ماسه سنگ هستند در جنوب کوه رحمان رخنمون دارند. آهک های پالئوسن در بخش غربی کوه لونکا بصورت توده ای و لایه ای وجود دارند. رسوبات فلیشی ائوسن در منطقه گسترش و سیعی دارند و در حد شیست دگرگون شده اند.

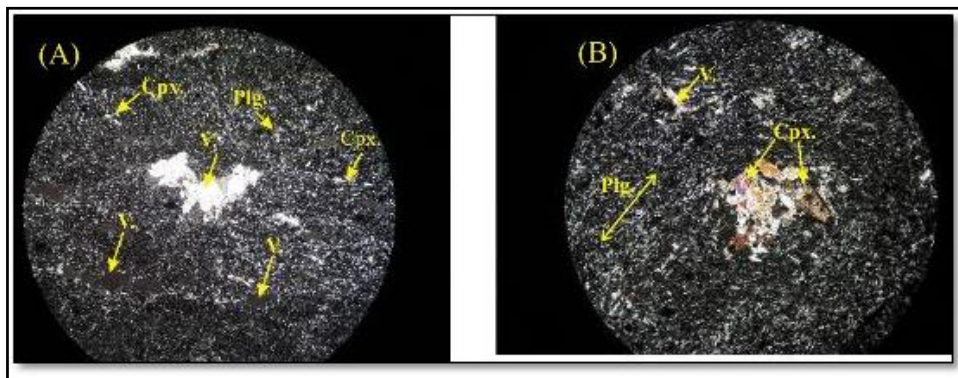
۴- ترکیب سنگ شناسی مخروط توزکوی: ترکیب سنگ شناسی گدازه های توزکی بر روی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهل کوره (واله و سعیدی، ۱۳۶۷) با نام آندزیت معرفی شده است که با مطالعات پتروگرافی ما سازگاری چندانی ندارد. گدازه های این مخروط منفرد در نمونهدستی رنگ قهوه ای تیره تا قهوه ای روشن دارند و عمدتاً شامل بازالت و سنگهای آذرآواری نظیر آگلومرا و بمب های پرتابی در فاصله دورتر از مخروط اصلی می باشند (شکل ۳). از نظر پتروگرافی، بافت گدازه های جریانی از نوع تراکیتی، میکرولیتی، تجمعی و حفره ای می باشد (شکل ۴). کانیهای سازنده اصلی بسیار ریزدانه هستند که حاکی از صعود بسیار سریع ماگما از مخزن ماگمایی بطرف سطح بوده است و بطوری که کانیها فرصت کافی برای رشد نداشته اند. این کانیها عبارتند از: میکرولیت های پلاژیوکلاز، ریزیلورهای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن. علاوه بر این کانی های فرعی اپاک سیاه رنگ (احتمالاً اکسیدهای آهن-تیتان)، نیز درصد کمی از بافت این سنگها را به خود اختصاص می دهند (شکل ۴).



شکل ۲. (a) عکس صحرایی از دهانه آتشفشانی شمالغربی دهانه اصلی توزکی  
 (b) تصویر صحرایی مخروط منفرد اصلی توزکی  
 (c) تصویر ماهواره ای Sasplanet از موقعیت مخروط های آتشفشانی و جریان گدازه ها؛  
 (d) تصویر صحرایی از روانه گدازه و آذرآواری های توزکی (آگلومرا)، در پس زمینه این تصویر گسلهای اصلی منطقه دیده می شود.



شکل ۳. عکس صحرایی از سنگهای آذرآواری های توزکی (آگلومرا)



شکل ۴: عکس میکروسکوپی از گدازه های جریانهای بازیک توزکوه:  
(A) بازالت وزیکولار یا حفره ای. کانی های سازنده: میکروولیت های پلاژیوکلاز (plg)، پیروکسن های دانه ریز (Cpx)، و حفره های خروج گاز (V.)، (نور پلاریزه، با بزرگنمایی ۴۰ برابر)؛  
(B) بافت های تراکیتو گلومروپورفیریک حاصل کانی های: پلاژیوکلاز (plg) که علامت پیکان جهت قرارگیری میکروولیت های پلاژیوکلاز در جهت جریان گدازه را نشان می دهد، کلینوپیروکسن (Cpx)، حفره های خروج گاز (V.)؛ (نور پلاریزه ۴۰ برابر)

2012). روش استفاده شده در این مطالعه براساس اندازه گیری مشخصات موفولوژی پایه بر روی مخروطهای شناخته شده در سرتاسر دنیا است (Settle, 1979; Wood, 1979a, Hasenaka and Carmichael, 1985b; Grosse et al., 2012).

پارامترهای موفولوژی مخروطها عبارت اند از (Sucipta et al., 2006):

- 1- ارتفاع مخروط (Hco): عبارتست از اختلاف بین ارتفاع متوسط قاعده یا بستر و ارتفاع حلقه کراتر یا قله مخروط. 2- قطر قاعده مخروط (Wco): با استفاده از میانگین چهار قطر در جهات مختلف، قاعده مخروط محاسبه می شود. به دنبال رشد واریزه ها در دامنه، قطر پایه مخروط افزایش پیدا می کند بنابراین استفاده از مطالعات صحرائی جهت تعیین قطر پایه مخروط مناسب نمی باشد و می توان از فواصل و تغییرات خطوط کانتوری به عنوان یک ابزار مناسب استفاده کرد. 3- پهنای کراتر ( $W_{cr}$ ): یا قطر کراتر که به وسیله میانگین چهار قطر در جهات مختلف تعریف می شود. (شکل ۵)

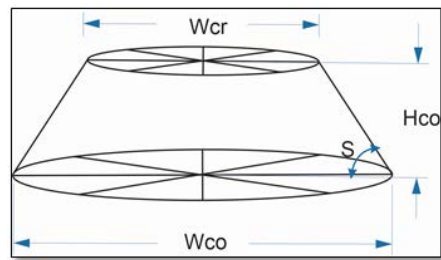
## آنالیز مورفومتری

اغلب مخروط های منفرد که تحت عنوان مخروطهای اسکوری نامیده می شوند، با فوران قطعات آذرآواری پرتابی به اطراف همراه هستند. این مخروط ها در محدوده های فعال آتشفشانی به تعداد خیلی زیاد یافت می شوند و دهانه آنها کراتر نامیده می شوند. مطالعات نشان داده است که ترکیب و ساختار این دهانه ها اغلب با هم مشابه است (Settle, 1979; wood, 1980 a,b). تکامل تخریب این مخروط ها را می توان با مدت زمانی که آنها تحت فرسایش قرار گرفته اند، مطابقت داد. فرایند کاهشی پیش رونده در ارتفاع مخروط (HCO) و نسبت ارتفاع/پهنای مخروط (HCO/WCO) و زاویه شیب با افزایش سن، معیاری برای برآورد سن نسبی مخروط است (Wood, 1980a,b; Hooper and sheriden, 1998).

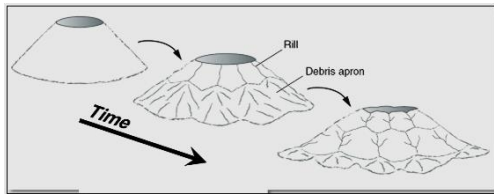
آنالیز مورفومتری مخروط های ولکانیکی بر اساس شکل ظاهری آنها و معمولاً با استفاده از نقشه های توپوگرافی، تصاویر DEM، تصاویر ماهواره ای و مطالعات صحرائی انجام می گیرد (Grosse et al.,



که در آن  $Rcr$  و  $Rco$  به ترتیب عبارت اند از یک دوم  $Wcr$  و  $Wco$ . بنابراین با توجه به پارامترهای معرفی شده می توان ویژگی های مورفومتری مخروط توزکی را محاسبه کرد.



شکل ۵: تصویر شماتیک نشان دهنده پارامترهای مورفولوژی مخروط (Sucipta et al., 2006).



شکل ۶: تغییر پارامترهای مورفولوژی مخروط در طول گذشت زمان است (Sucipta et al., 2006)

### پارامترهای مورفومتری دهانه آتشفشانی منفرد توزکی:

در این مطالعه پس از تهیه نقشه توپوگرافی (شکل ۶) استخراج شده از تصاویر DEM با قدرت تفکیک ارتفاعی ۱۲٫۵ و استفاده از اطلاعات صحرائی، محدوده کراتر و قاعده مخروط توزکی تعیین شد (شکل ۷). سپس به منظور برآورد مناسب از شکل دهانه و قاعده مخروط، چهار پروفیل در جهات مختلف در عرض مخروط استخراج گردید (شکل ۸). از این پروفیل برای استخراج اطلاعات مورفومتری به شرح جدول ۱ استفاده گردید.

از پارامترهای پایه فوق برای استخراج دو نسبت  $Wcr/Wco$  و  $Hco/Wco$  و زاویه شیب استفاده می شود (Sucipta et al., 2006). نسبت  $Hco/Wco$  با افزایش سن کاهش پیدا می کند. بدین صورت که همزمان با کاهش ارتفاع مخروط و انتقال مواد پیرو کلاستیک به دامنه و ایجاد واریزه قطر قاعده مخروط افزایش پیدا می کند (شکل ۵). یکی از دیگر نشانگرهای مورفومتری که طی زمان تغییر می کند عبارت است از متوسط زاویه شیب ( $S_{av}$ ) (شکل ۵ و ۶). برای مخروطهایی که کراترهایی های خود را حفظ کرده اند متوسط زاویه شیب توسط فرمول ذیل محاسبه می گردد.

(رابطه ۱)

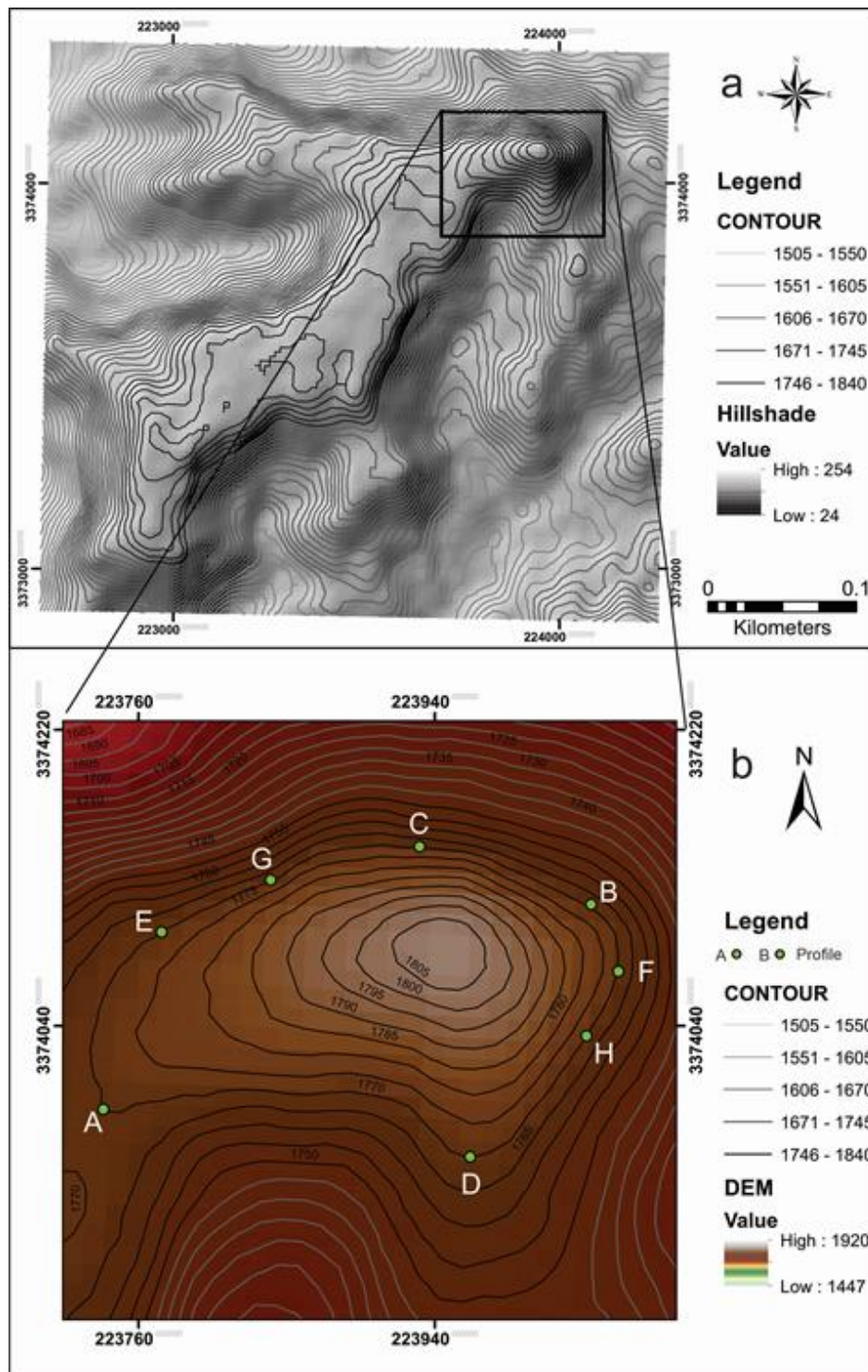
$$S_{av} = \tan^{-1} [2Hco / (Wco - Wcr)]$$

$Hco$  ارتفاع مخروط،  $Wco$  قطر پایه مخروط و  $Wcr$  قطر کراتر است.

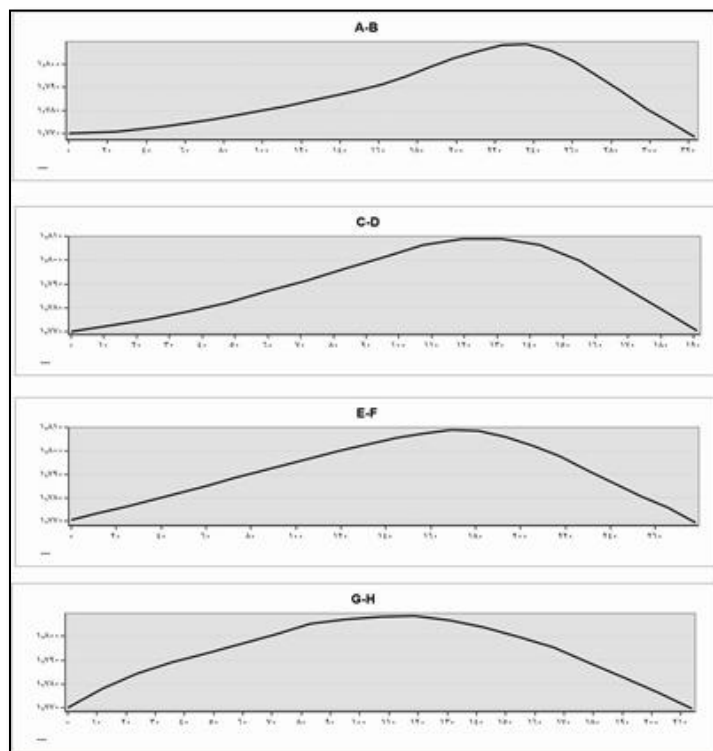
یکی دیگر از مشخصات مورفومتری مخروطها حجم مخروط سربریده است که به وسیله معادله زیر به دست می آید (Hasenaka and Carmichael 1985)

(رابطه ۲)

$$V = (Hco / 3)(Rcr^2 + RcrRco + Rco^2)$$



شکل ۷. (a) نقشه توپوگرافی به همراه تصویر برجسته مخروط توزکی و روانه ماگمایی  
(b): نقشه توپوگرافی به همراه تصویر برجسته مخروط اصلی که جهت پروفیل‌های ارتفاعی بر روی آن مشخص شده است



شکل ۸. ۸: پروفیل های ارتفاعی در چهار جهت متفاوت از مخروط. محل پروفیلها بر روی شکل ۶ نشان داده شده است. اعداد بر حسب متر می باشد.

جدول ۱: پارامترهای مورفومتری مخروط منفرد توزکی

Wer/Wco	Hco/Wco	Savg (درجه)	Hco (متر)	Wcr (متر)	Wco (متر)	
0.13	0.1	14	35	43	321	پروفیل ارتفاعی A-B
0.22	0.18	25	35	42	191	پروفیل ارتفاعی C-D
0.19	0.125	17.28	35	55	280	پروفیل ارتفاعی E-F
0.25	0.16	23.76	35	55	214	پروفیل ارتفاعی G-H
0.20	0.14	20	35	48.67	251.5	میانگین

شکل مذکور را مخروط (Cone) و اگر بزرگتر باشد، سوزن (Spine) و در حالت مساوی به آن گنبد (Dome) می گویند که اختصاص به گدازه های اسیدی با ویسکوزیته (گرانروی بالا) دارد. بر اساس این محاسبه دهانه خروجی توزکوه از نوع "مخروط" است (جدول ۱). دهانه های مخروطی ممکن است از تجمع گدازه (Lava)، مواد آذر آواری (خاکستر یا اسکوری)

قبل از بررسی مشخصات مورفومتری دهانه منفرد توزکی، ابتدا لازم است بر اساس مشاهدات صحرایی و پترولوژیکی، نوع فوران، جنس گدازه، مراحل فعالیت آن مشخص شود. مواد آتشفشانی در اطراف دهانه اصلی برجستگی هایی را بوجود می آورند که شکل ظاهری آن شبیه مخروط است. هرگاه ارتفاع یک دهانه آتشفشانی (H) کوچکتر از شعاع قاعده آن (R) باشد،



است. بر اساس مطالعه (Wood, 1980 a) مخروط های منفرد روی زمین دارای قطر متوسط قاعده ۹۰۰ متر هستند البته تاکید شده است که می توانند این اندازه بسیار متفاوت باشد. نسبت بین قطر دهانه و قاعده دارای مقدار متوسط ۰/۴ می باشد (Porter, 1972) ولی در دیگر مطالعات که مخروط های منفرد را در مراحل مختلف فرسایش مورد بررسی قرار داده اند مقدار کمتری را نشان داده اند. ارتفاع مخروط های منفرد جوان و دست نخورده روی زمین برابر با  $Wco/18$  است (Porter, 1972; Wood, 1980a).

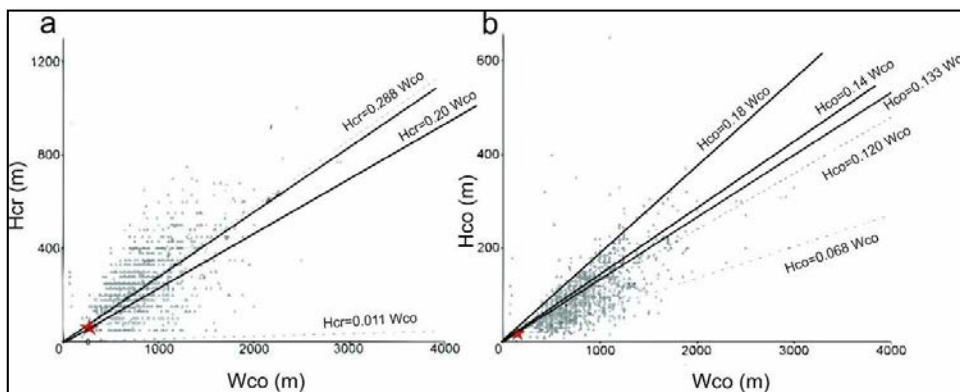
پارامترهای مرفومتری استخراج شده مخروط منفرد توزکی (جدول ۱) نشان می دهد که متوسط قطر قاعده برابر با 251.5 متر است که نزدیک به محدوده اندازه گیری شده توسط (Lanz et. al, 2010) (بین ۲۸۰ تا ۱۰۰۰ متر) قرار می گیرد. متوسط قطر دهانه ۴۹ متر می باشد که کمتر از مقداری است که (Lanz et. al, 2010) (۱۱۰ تا ۴۵۰ متر محاسبه کرده اند. نسبت متوسط  $Wcr/Wco$  برابر ۰/۲۰ است که در محدوده ۱۰۶۳ مخروط اندازه گیری شده توسط (Hasenaka and Carmichael, 1985a) قرار می گیرد (شکل ۹ a). متوسط ارتفاع به دست آمده برای این مخروط ۳۵ متر است. متوسط نسبت  $Hco/Wco$  برای این مخروط ۰/۱۴ به دست آمده که برابر با متوسط بهدست آمده برای مخروطهای جهانی است (شکل ۹ b). مقدار شیب به دست آمده برای پهلوی مخروط برابر با ۲۰ درجه است که بر اساس مطالعات (Hooper and Sheridan, 1998) در گروه مخروطهای کمتر فرسایش یافته قرار می گیرد. حجم به دست آمده برابر با  $0.0609402$  کیلومتر مکعب است که کمتر از حجم متوسط به دست آمده برای مخروطهای جهان برابر با  $0.046$  کیلومتر مکعب می باشد.

و یا تناوبی از هر دو نوع بوجود آیند. مطالعات انجام شده صحرائی و سنگ نگاری حاکی از این است که مخروط توزکوه فقط از تجمع گدازه و مقدار کمی مواد آذر آوری ایجاد شده است. تقسیم بندی دیگر، بر اساس تعداد دفعات فعالیت دهانه های آتشفشانی است که آنها را به دو نوع منوژنتیک (در نتیجه یک رخداد فورانی ایجاد شده اند) و پلی ژنتیک (بیش از یک بار فعالیت در طول حیات خود) طبقه بندی نموده اند. از این نظر مخروط مورد مطالعه بنا به دلایل زیر از نوع منوژنتیک است:

۱- ترکیب سنگ شناسی و کانی شناسی گدازه های مخروط توزکوه فقط از یک جنس (بازالت) است و تنوع ترکیبی ندارد. ۲- گدازه ها حالت تناوبی ندارند بطوریکه بین گدازه ها لایه های خاکستر یا مواد آذر آوری آتشفشانی و یا سطح فرسایشی وجود ندارد. ۳- بین گدازه های توزکی خاک قرمز یا خاک قدیمی (Paleo soil) مشاهده نشده است. ۴- بافت گدازه ها ناهمسان نمی باشد. گدازه های بازالتی توزکوه به دلیل ویسکوزیته یا گرانیروی کم، سرعت حرکت بیشتری نسبت به گدازه های اسیدی ویسکوز داشته اند و بصورت جریان گدازه بر روی سطح رسوبات میزبان جاری شده اند (شکل ۲).

### مقایسه پارامترهای مورفومتری:

جهت شناخت بهتر پارامترهای مورفومتری مخروط توزکی با دیگر مطالعات انجام شده در سرتاسر دنیا اطلاعات مورفومتری استخراج شده، مقایسه و نتایج مورد بررسی قرار می گیرد. بدین منظور از اطلاعات مورفومتری ۹۱۰ مخروط منفرد در محیط های مختلف آتشفشانی که توسط (Wood, 1980 a) و دیگر منابع که در ادامه ذکر می شود استفاده شده



شکل ۹: مقایسه اطلاعات مورفومتری مخروط توزکی با اطلاعات مورفومتری ۱۰۶۰ مخروط منفرد در سرتا سر دنیا (Hasenaka and Carmichael, 1985a).

علامت ستاره مربوط به مخروط توزکی است

a) نمودار نسبت  $Hcr/Wco$

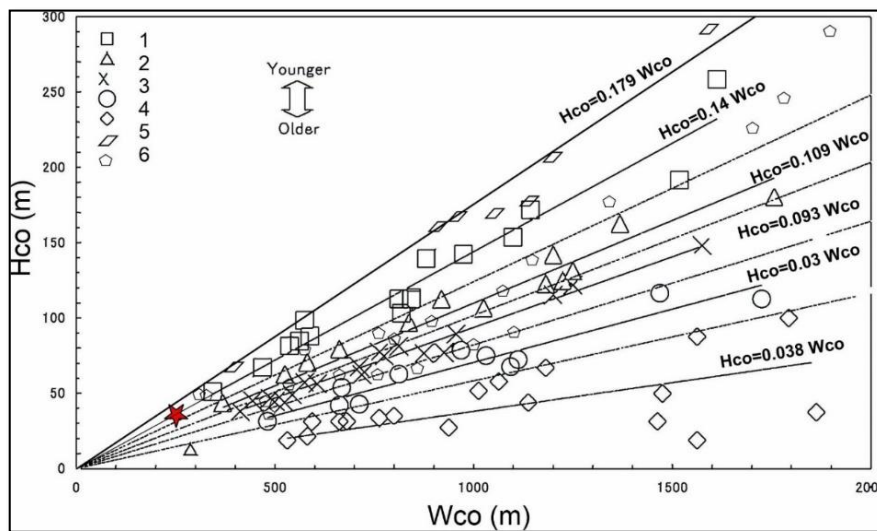
b) نمودار نسبت  $Hco/Wco$

۵ و ۶) و ۷۸ مخروط منفرد از کمپلکس باجاواؤ اندونزی (شکل ۱۰ علائم ۱ تا ۴) را که سن آنها با استفاده از روشهای سن سنجی محاسبه شده بود را بر روی یک نمودار که نسبت ارتفاع به قطر قاعده را نشان می دهد پلات کردند. خطوط پلات شده بر روی این نمودار حکایت از یک رابطه معنا دار بین نسبت ارتفاع به قطر قاعده می باشد، بدین صورت که مخروطهای دارای سن یکسان بر روی یک خط قرار می گیرند و به عبارت دیگر با افزایش سن نسبت  $Hco/Wco$  کاهش پیدا می کند (شکل ۱۰).

عوامل متعددی مانند نوع فوران و فرسایش بر روی شکل امروزی مخروطها تاثیر می گذارند. بر اساس نسبت بزرگترین به کوچکترین قطر کراتر و قاعده، شکل کراترها را به انواع دایره ای، نیمه دایره ای، نیمه بیضوی، بیضوی، بیضوی کشیده و فرا بیضوی تقسیم کردند. بر اساس اطلاعات جدول ۱ نسبت بزرگترین و کوچکترین قطر قاعده و کراتر به ترتیب ۲/۶۵ و ۱۱/۳ است. که بر اساس آن شکل هندسی قاعده فرایضوی و شکل هندسی کراتر نیمه بیضوی است.

### سن مورفومتری:

به طور کلی با گذشت زمان شکل مخروط دچار تغییر می شود. بدین صورت که بر اثر فرسایش ازارتفاع مخروط کاسته شده و به پهنای قاعده افزوده می شود. بنابراین نسبت  $Hco/Hwo$  و زاویه شیب با افزایش سن کمتر می شوند و از این ویژگی می توان برای تخمین سن نسبی مخروط استفاده کرد (Wood 1980b; Sucipta et al, 2006). به ترتیب اطلاعات مورفومتری ۳۸ مخروط منفرد متعلق به میدان آتشفشانی سانفرانسیسکو (شکل ۱۰ علائم



شکل ۱۰: نمودار نسبت ارتفاع مخروط (Hco) به قطر قاعده مخروط (Wco) که بر روی آن به ترتیب اطلاعات مورفومتری ۳۸ مخروط منفرد متعلق به میدان آتشفشانی سانفرانسیسکو (علائم ۵ و ۶) و ۷۸ مخروط منفرد از کمپلکس باجاواؤ اندونزی (علائم ۱ تا ۴) که سن آنها با استفاده از روشهای سن سنجی محاسبه شده.

تعیین سن نسبی دیگر مخروطها استفاده کرد (خلعتری و دیگران ۱۳۹۴) (جدول ۲).

خطوط نقطه چین گروههای با سن مورفومتری یکسان را از هم جدا می کنند (Wood 1980b; Sucipta et al, 2006)

بنابراین بر اساس مقدار  $Hco = 0.14 Wco$  به دست آمده برای مخروط توزکی می توان سن نسبی بین ۰/۱ تا ۰/۲ میلیون سال را به آن نسبت داد.

با توجه به این مطالب و محاسبات انجام شده توسط (Wood, 1980 b) می توان از نسبت  $Hco/Wco$  برای

جدول ۲: سن مورفومتری بر اساس نسبت  $Hco/Wco$

معادله خط	سن مورفومتری
$Hco = 0.179 Wco$	> ۱۰۰۰۰۰ سال
$Hco = 0.125 Wco$	۰/۲ - ۰/۷ میلیون سال
$Hco = 0.0138 Wco$	۰/۳ - ۸/۰ میلیون سال



## بحث و نتیجه گیری:

اطلاعات به دست آمده از مورفومتری و سن نسبی مخروط توزکوه نشانگر وجود یک مخروط آتشفشانی جوان است که به خوبی شکل اولیه خود را حفظ کرده و طی یک فوران شکل گرفته است. با توجه به آن سعی می شود ارتباط تکتونیکی این مخروط و گسلهای اطراف آن مورد بررسی قرار گیرد.

حرکت به سمت شمال-شمال شرق قسمت های مرکزی ایران نسبت به بلوک افغان باعث ایجاد مناطق برشی شمالی-جنوبی راستگرد شده است (Walker et al., 2009). این حرکت برشی به وسیله یک سری گسل امتداد لغز راستگرد شمالی-جنوبی در پهنه زمین درز سیستان و غرب و شرق بلوک لوت نمایان شده است. حرکت گسلهای امتداد لغز پهنه چین خورده-رانده سیستان باعث ایجاد سیماهای متفاوت زمین شناسی در امتداد آنها شده است (Camp and Griffis, 1982). یکی از این پدیده ها فوران مواد آتشفشانی خطی در امتداد این ساختارها است که فوران آنها را وابسته به این گسلها می دانند. مطالعات سن سنجی مطلق انجام شده توسط (Walker et al., 2009) بر روی این سنگهای آتشفشانی که توسط گسلها شرق و غرب نهبندان بریده شده اند به ترتیب سنی برابر ۱/۶ تا ۴/۸۱ را نشان می دهند. ایشان این مناطق فورانی را به علت فرسایش فاقد دهانه مشخص می دانند. با مطالعه عناصر فرعی و اصلی این سنگها نشان داده شده است که ماگماهای سازنده آنها از یک گوشته آستونوسفری در عمق ۸۰ کیلومتری زیر پوسته زمین منشا گرفته اند (Pang et al., 2012).

مطالعات دقیق میدانی و تصاویر ماهواره ای منطقه نشانگر وجود دو گسل اصلی و تعدادی گسل فرعی در منطقه می باشد که به طور عمده لایه بندی و دایکهای مجاور پهنه برشی مورد مطالعه را جابجا کرده اند (شکل ۱۱). مطالعات انجام شده پهنه های برشی مشابه در سایر

نقاط جهان مانند آلپ (Rosenberg, 2004) مدل های کینماتیکی و مکانیسم مشابهی برای صعود و جایگزینی ماگما در امتداد گسل های امتداد لغز جوان کواترنر پیشنهاد نموده است (شکل a-۱۱).

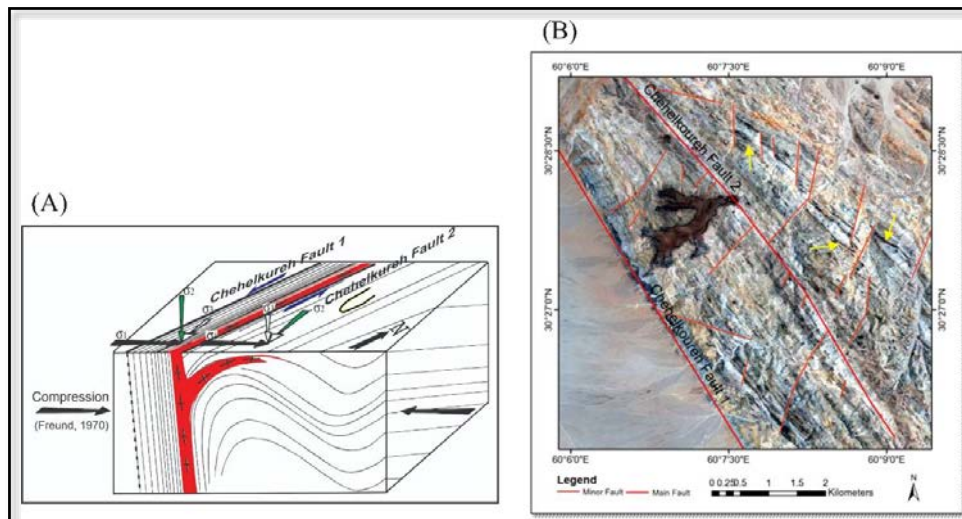
بر این اساس دگرشکلی ترا فشارشی بصورت جزء به جزء شدگی استرین (partitioned)، یک مولفه برش ساده درون بخش داخلی پهنه برشی و یک مولفه برشی محض در نزدیکی پهنه برشی دارد که اجازه تبادل و تغییر راستای محورهای متوسط و کوچک تنش فشارشی را منجر می شود (شکل ۱۱). جهت یابی محور کوچک تنش فشارشی نزدیک پهنه برشی منجر به باز شدگی افقی شکستگی ها و یا دایکها خواهد شد (Rosenberg, 2004). این مدل بخوبی با راستای ساختارهای منطقه مورد مطالعه سازگار است بطوری که امتداد محور چین خوردگی های منطقه توزکی به موازات امتداد گسل های اصلی قرار دارند (شکل b-۱۱).

با بررسی این گسلها و نقشه پایه منطقه (شکل ۱، نقشه ۱۰۰ هزار چهل کوره) متوجه می شویم که به درستی گسلهای فرعی در این منطقه استخراج نشده است. به طور کلی در این منطقه شاهد دو گسل امتداد لغز اصلی با امتداد شمالغرب- جنوب شرق هستیم که ما در این مطالعه آنها را گسل چهل کوره ۱ و ۲ نامیده ایم. ارتباط این ساختارها نشانگر این است که گسل اصلی چهل کوره ۲ که دهانه های خروجی بر روی آن قرار گرفته اند جوانتر از دیگر شکستگی های این منطقه است به صورتی که گسلهای فرعی را قطع و جابجا کرده است.

با توجه به اینکه این مخروط و دهانه خروجی واقع در قسمت شمال غربی آن دقیقا بر روی گسل اصلی چهل کوره ۲ قرار گرفته است می توان با استناد به مطالعات (Walker et al., 2009) و شواهد صحرائی این گسل را

جوانتر بودن گسل چهل کوره ۲ می تواند شواهدی بر فعالیت جوان این مواد آتشفشانی باشد و به طور کلی تاییدی بر سن نسبی به دست آمده از محاسبات مورفومتری باشد. بنابراین پیشنهاد می شود مخروط آتشفشانی توزکی به عنوان یک مخروط کواترنری با سن بسیار جوان بعد از آخرین فعالیت گسلهای اصلی منطقه فوران کرده است.

یک گسل فعال و پی سنگی پیشنهاد داد که به عنوان مسیر لازم جهت صعود ماگما و فوران این مواد آتشفشانی در این منطقه عمل کرده است. وجود اثر سطحی مشخص در امتداد گسل های چهل کوره و گسلهای فرعی نشان از فعالیت اخیر و فعالیت بالای تکتونیکی آنها دارد با این وجود هیچ گونه جابجایی بر روی این مخروط و روانه بازالتی آن مشاهده نمی شود که این خود در کنار شواهد



شکل ۱۱: (A) مدل انتقالی نحوه نفوذ و جایگیری ماگما در امتداد گسل های امتداد لغز پی سنگی (Rosenberg, 2004) (B) گسلهای اصلی و فرعی (قلمز رنگ) و چین خوردگی های منطقه (فلش های زرد) بر روی تصویر ماهواره ای





## قدردانی

using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114-131.

Grosse, P., de Vries, B.V.W., Euillades, P.A., Kervyn, M. and Petrinovic, I.A., 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114-131.

Hasenaka, T. and Carmichael, I.S., 1985. The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), pp.105-124.

Hooper, D.M. and Sheridan, M.F., 1998. Computer-simulation models of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83(3-4), 241-267.

Kervyn M, Ernst G.G.J., Carracedo J.-C., Jacobs P. 2012. Geomorphometric variability of “monogenetic” volcanic cones: Evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology*, 136, 59–75.

Nakamura K, 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principal and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1-16.

Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y., Lo, C.H., 2012. Age geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran., *Chemical geology*, 306-307, 40-53.

Porter, S.C., 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), pp.3607-3612.

Rosenberg, C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*, 23, 1-21.

Settle, M.A.R.K., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*, 279(10), 1089-1107.

Sucupita, I.G.E., Takashima, I., Muraoka, H., 2006. Morphometric age and petrological characteristics of volcanic rocks from the Bajawa Cinder Cone Complex, Flores, Indonesia. *Journal*

این مطالعه مورد حمایت مادی و معنوی دانشگاه سیستان و بلوچستان قرار گرفته است که بدین وسیله مورد تشکر و قدردانی قرار می گیرد.

نویسندگان بر خود لازم می دانند از آقایان دکتر غلامی و دکتر هیهات (مدیر گروه محترم زمین شناسی دانشگاه بیرجند) بابت در اختیار قراردادن کارگاه تهیه مقطع نازک آن دانشگاه، و از آقای دکتر زرین کوب، استاد محترم گروه زمین شناسی دانشگاه بیرجند، بابت مشاوره های علمی ارزنده ایشان تشکر نمایند.

## منابع

خلعتبری، م.؛ صالحی سیاوشی، ن.؛ فریدی، م.، ۱۳۹۵. تعیین سن مورفومتری مخروط سیندر خاتون باغ، شمال خاوری مهاباد، استان آذربایجان غربی. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۴۵-۵۷.

واله، ن.؛ سعیدی، ع.، ۱۳۶۷. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ برگه چهل کوره. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Bagheri, S., and Damanigol, S.H., 2020. The eastern Iranian Orocline . *earth –Science Review*, 210, 1- 43.

Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *lithous*, 15, 221-239.

Delaloye, M., Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications, *Tectonophysics*, Vol.68, 83-111.

Freund, R., 1970. Rotation of strike-slip faults in Sistan, Southeast Iran. *Journal of Geology*, 78, 188-200.

Grosse, P., de Vries, B.V.W., Euillades, P.A., Kervyn, M. and Petrinovic, I.A., 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices



- Wood, C.A., 1980a. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3-4), 387-413.
- Wood, C.A., 1980b. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4), 137-160.
- Zarrinkoub, M.H., Chung, S.-L., Chiu, H.-Y., Mohammadi, S. S., Khatib, M.M., Lin, I.-J., 2010. Zircon U–Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran., GSA conference on “tectonic crossroads: evolving orogens in Eurasia-Africa-Arabia”, Oct. 4-8, Ankara, Turkey.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. , *Lithos*, 154, 392-405
- of *Mineralogical and Petrological Sciences*, 101(2), pp.48-68.
- Tirrul R, Bell L.R., Griffis R.J., Camp, V.E. 1983. The Sistan Suture Zone of eastern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 94, 134-150.
- Walker R. T., and Khatib, M. M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran., *Tectonics*, 35, 1-17.
- Walker R., Jackson J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system. *Journal of structural geology*, 24, 1677-1698, 2002.
- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177(2), 783-805.
- Wood, C.A., 1979. Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* , 10, 2815-284.





فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۳

## منطق فازی و زاویه سنجی به عنوان ابزارهایی در معنادار کردن داده‌های ورودی در مدلسازی رگه‌های معدنی: مطالعه‌ی موردی از معدن کوه سفید، خراسان جنوبی

پویا صادقی فرشباف<sup>۱\*</sup>، محمد مهدی خطیب<sup>۲</sup>، محمد حسین زرین کوب<sup>۳</sup>، ابراهیم غلامی<sup>۴</sup>

۱ - گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، پژوهشگر پسادکتری

۲ - گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۳ - گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۴ - گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۷/۲۰

### چکیده

شناسایی رگه‌های معدنی با داده‌های کم، با توجه به اهمیت معادن رگه‌ای در اقتصاد کشور، یکی از محورهای اصلی در بحث اکتشاف است. در گستره‌ی خاوری ایران بیشترین ذخایر منیزیتی کشف شده دارای ساختار رگه‌ای هستند که در مسیر پهنه‌ی برشی گسل‌های امتداد لغز واقع شده‌اند. در حال حاضر برداشت این ماده‌ی معدنی فقط به رخنمون رگه‌ها در سطح زمین محدود می‌شود. در صورت تمام شدن ذخایر سطحی تامین نیاز به این ماده‌ی اولیه معدنی صرفاً در سایه‌ی تخمین زیرسطحی ممکن خواهد شد. این تحقیق با هدف ارزیابی گسترش عمقی منیزیت در محدوده‌ی معدنی کوه (حوض) سفید بیرجند با توجه به هندسه‌ی رگه‌های معدنی در کنگلومرای چین خورده‌ی نئوژن بر اساس ترکیب روش‌های پیشنهادی شامل تحلیل آماری زاویه‌های عناصر ساختاری و منطق فازی برای ایجاد پایگاه داده‌ای معنا دار قبل از ورود داده‌ها به نرم افزارهای مدلسازی (DataMine، UDEC، Surpac و PC-Mine) معدنی انجام شده است. در این روش، ابتدا تمام زاویه‌های بین امتدادهای ساختاری بر اساس تقاطع آنها دو به دو وزن‌دهی می‌شوند. سپس نقشه‌ی همبستگی زاویه‌ها تعیین و با مدل‌های ریدل، آنتی ریدل مطابقت داده می‌شوند. برای ایجاد مدل‌های بهتر همبستگی بخصوص در جمعیت‌های آماری محدودتر، از منطق فازی بهره گرفته می‌شود. ارزیابی میدانی در مناطق خاوری معدن که کمترین داده‌های خام در دسترس است، تایید کننده‌ی نقاط امید بخش اولیه‌ی بدست آمده از این روش است. بنابراین از این روش‌ها می‌توان به عنوان ابزاری در تبدیل داده‌های خام به معنادار قبل از ورود آنها به محیط‌های نرم افزاری استفاده کرد.

**واژه‌های کلیدی:** منطق فازی، زاویه سنجی، رگه معدنی، مدلسازی



# Fuzzy logic and goniometry as tools for improving the meaning of input data in modeling of mineral veins: a case study from the Kuh-e-Sefid mine, Eastern Iran

Sadeghi-Farshabaf .P <sup>1,\*</sup>; Khatib .M.M <sup>2</sup>; ZarrinKub .M.H <sup>3</sup>; Gholami .E <sup>4</sup>

1- Department of Geology, University of Birjand, Postdoctoral Researcher

2- Department of Geology, University of Birjand

3- Department of Geology, University of Birjand

4- Department of Geology, University of Birjand

## Abstract

Identification of mineral veins that do not have much data available, due to the importance of vein mines in the economy of the country, is one of the main issues in the explorations. In the eastern region of Iran, the largest magnesite deposits discovered are vein structures located along the strike-slip shear zones. At present, mining of this mineral is confined to the outcrops of veins at the surface. If surface reserves are exhausted, the need for this mineral will only be met by subsurface estimates. This study aimed to evaluate the deep magnesium expansion in the Kuh-e-Sefid mine concerning the geometry of the mineral veins in the Neogene folded conglomerate based on a combination of proposed methods including statistical analysis of the angles related to the intersection of structural elements and fuzzy logic to create a meaningful database before entering data into mineral modeling software. In this method, first all the angles between the structural strikes are weighted two by two based on their intersection. Then, the correlation map of the angles is determined and matched with the shear fractures of the Riedel model. Fuzzy logic is used to create better correlation models, especially in the narrower statistical populations. Field evaluation in the easternmost areas of the mine with the least raw data available confirms the early promising points obtained by this method. Therefore, using these two computational tools, one can convert meaningful data before entering raw data into modeling environments.

**Keywords:** Mineral vein, Fuzzy logic, Goniometry, Meaningful data, Modeling



## مقدمه

برشی گسل‌های امتداد لغز واقع شده‌اند. در حال حاضر برداشت این ماده معدنی فقط به رخنمون رگه‌ها در سطح زمین محدود می‌شود. بنابراین در صورت تمام شدن ذخایر سطحی نیاز به این راهکارهایی برای تامین ماده اولیه معدنی محسوس خواهد شد.

معدن کوه سفید در جنوب باختری بیرجند یکی از معادن مهم تامین منیزیت است که در آن ماده معدنی بصورت ساختارهای رگه ای قابل مشاهده است. این رگه‌ها در ارتباط با عملکرد پهنه‌ی برشی راستگرد تشکیل شده‌اند. به عقیده‌ی سیلواستر (۱۹۸۸)، در مسیر پهنه‌های برشی با پیدایش فضاهای باز شرایطی مناسب در خصوص نهشته‌های محلول‌های کانه دار فراهم می‌شود. او معتقد است، در مسیر پهنه‌های برشی، با پیدایش فضاهای باز شرایطی مناسب در خصوص نهشته‌های محلول‌های کانه دار فراهم می‌شود. خطیب و زرین کوب (۱۳۹۱) رگه‌های معدنی در خاور ایران را ناپیوسته می‌دانند که با هندسه‌ی معینی در فضاهای کششی جای گرفته‌اند. بنابراین بر اساس کنترل ساختاری رگه‌ها مطالعات مختلفی در خصوص تحلیل ساختاری رگه‌های منیزیت جهت اکتشاف کانسارهای کرومیت (حسین آبادی و همکاران، ۱۳۹۳)، نقش عناصر ساختاری و پترولوژیکی در کانی‌زایی منیزیت (عبادتی و همکاران، ۲۰۱۴) و نقش مولفه‌های تکتونیکی و ساختاری در پیدایش نهشته‌های منیزیتی (تیپور و همکاران، ۲۰۱۰) انجام شده است. مطالعات ساختاری به همراه مطالعات دیگر از جمله بررسی توزیع فضایی متغیرهای کنترل‌کننده‌ی MgO (مانند کندلا و همکاران، ۲۰۱۷) می‌تواند مکمل مناسبی جهت نتیجه‌گیری‌ها باشد. مطالعات ژئوشیمیایی سیال‌های کانی‌دار نیز در منیزیت‌های مرتبط با اولترامافیک‌ها (مانند کهیا و کوشجو، ۲۰۱۴) و مدل‌های ژنتیکی برای کانی‌شناسی و زمین‌شناسی (مانند زرین کوب و همکاران، ۱۳۸۴) نیز نقش تعیین‌کننده در منیزیت‌های خاور ایران دارند. فرارو (۲۰۱۳) رابطه‌ی بین

ذخایر کانسارهای رگه‌ای به صورت رگه -رگچه‌ای در پهنه‌های گسلی، برشی و همچنین شکستگی‌های موجود در توده سنگ‌های میزبان، شامل هر سه گروه آذرین، رسوبی و دگرگونی، تشکیل می‌شوند. در ایران، این نوع معادن در مناطق گوناگون و از دیدگاه‌های متنوعی بررسی شده‌اند که از آن جمله می‌توان به ژنر نهشته‌های منیزیت-آپاتیت در جنوب خاوری زنجان (عزیزی و همکاران، ۲۰۰۹)؛ مدلسازی فرکتال در نهشته‌های رگه‌ای (دارابی و هزارخانی، ۲۰۰۸)، اکتشاف رگه‌های مس در جبال بارز (محمودی و همکاران، ۲۰۱۳)؛ تکامل تکتونیکی در کمر بند ولکانیکی اهر-اسباران (جمالی و همکاران، ۲۰۱۰)؛ مدل فرکتال حجمی در نهشته‌های طلا (افضل، ۲۰۱۳) و تنوع سیالات معدنی در جایگیری نهشت فلوریت رگه‌ای (احیا، ۲۰۱۲) اشاره نمود.

هرچند تعداد محدودی از معادن منیزیت ایران به صورت توده‌ای وجود دارند، اما بیشترین نهشته‌های منیزیت در کشور، به ویژه در گستره‌ی خاوری آن، بصورت سیستم‌های رگه‌ای شناسایی شده‌اند. با توجه به نیاز روزافزون کشور به منیزیت و قیمت آن در بازار جهانی و به دلیل موارد متعدد مصرف منیزیت از جمله بعنوان ماده نسوز در صنایعی مانند آهن و فولاد، شیشه، سرامیک، سیمان و متداولترین فراورده این ماده معدنی یعنی آجرهای نسوز، این مطالعه، با هدف ارائه‌ی سازوکاری در پردازش داده‌های خام به منظور افزایش ضریب اطمینان مدل‌های معدنی، به بررسی رگه‌های منیزیت خاور ایران به‌عنوان یک مثال موردی در صحت سنجی این روش‌ها می‌پردازد. نهشته‌های منیزیت در طبیعت به صورتهای مختلف توده‌ای، گل‌کلی، رگه‌ای، بلورین و بانندی یافت می‌شوند. در گستره‌ی خاور ایران بیشترین ذخایر منیزیتی کشف شده دارای ساختار رگه‌ای هستند که در مسیر پهنه‌ی

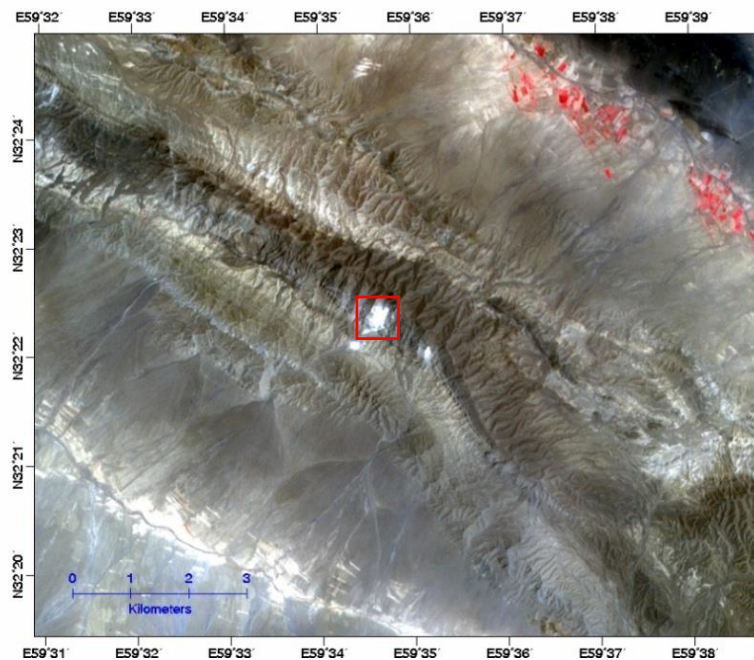


### محدوده‌ی مورد مطالعه

معدن کوه سفید در فاصله حدود ۱۳۵ کیلومتری جنوب باختری بیرجند با موقعیت جغرافیایی E59:35.28 و N32:21.92 قرار دارد (شکل ۱). در گستره‌ی معدن در محدوده‌ای به طول ۳ کیلومتر و عرض ۲ کیلومتر آثار رگه‌های منیزیت دیده می‌شود. این رگه‌ها در کنگلومرای چین خورده نئوژن در فضای باز ناشی از عملکرد یک پهنه برشی راستگرد با روند کلی N125 تشکیل شده‌اند. سنگ در برگیرنده‌ی رگه‌های منیزیت در کوه سفید رفتار شکننده داشته و بنابراین فرآیند تشکیل بودین دیده نمی‌شود. در این محدوده عموماً شکل رگه‌های منیزیت بصورت دوکی شکل، بلوکهای رمبوندی و هرمی شکل است. ضمن اینکه رگه‌های بزرگتر دارای روندهای طولانی خطی هستند که در فواصلی توسط گسل‌های عرضی جابجا شده‌اند.

دگرشکلی و رگه‌های مزوترمال را بررسی کرد. او نتیجه گرفت که جابجایی رگه‌ها و کانی‌سازی، با جابجایی شیب لغز روی گسلهایی که میزبان رگه‌های پر شده هستند همراه است.

آنچه در این مطالعه مورد توجه قرار گرفته است، ارزیابی گسترش عمقی منیزیت در محدوده‌ی معدنی کوه سفید بیرجند با توجه به هندسه‌ی رگه‌های معدنی در کنگلومرای چین خورده نئوژن است که بر اساس ترکیب دو روش پیشنهادی در قالب یک ابزار شناسایی شامل تحلیل آماری زاویه‌های عناصر ساختاری و منطق فازی عمل می‌کند. هدف از بکارگیری این ابزار، ایجاد پایگاه داده‌ای معنا دار قبل از ورود داده‌ها به نرم افزارهای مدلسازی معدنی یا هر سازوکار دیگر مدلسازی است. به این ترتیب، برخلاف روش‌های سنتی که داده‌های اندازه گیری شده مستقیماً وارد تحلیل می‌شوند، در این سازوکار، ابتدا داده‌ها پردازش و معنادار شده‌اند و سپس در تحلیل نهایی مورد استفاده قرار می‌گیرند.



شکل ۱: تصویر ماهواره‌ای ASTER از موقعیت معدن کوه سفید (کادر قرمز) در کنگلومرای نئوژن

## مواد و روش‌ها

چهار گوش مطالعاتی شبکه بندی می‌شود. امتداد ساختاری اندازه‌گیری شده در هر شبکه (حاصل از پیمایش صحرائی) با امتدادهای دیگر در همان شبکه و ۸ شبکه‌ی پیرامون آن تلاقی داده شده‌اند. با تهیه‌ی یک پایگاه داده‌ی شامل اسم (ID) امتدادها در دو ستون مجزا و زاویه‌ی تلاقی بین دو ID در ستونی دیگر، مرحله‌ی بازه بندی زاویه‌ها بر اساس فراوانی آنها در آن بازه و ایجاد نقشه (های) همبستگی زاویه‌ها (شکل ۳) برای چهار گوش مطالعاتی انجام می‌شود.

اکنون برای هر شبکه، الگوی شکستگی ریدل متناسب با فراوانترین بازه‌ی زاویه‌ی موجود منطبق می‌شود و در پی آن، برای هر شبکه دو ID اصلی  $R$  و  $R'$  مرتبط با آن زاویه انتخاب شده‌اند زیرا فضاهای باز (کششی) مرتبط با چرخش بلوک‌ها توسط این دو شکستگی محدود می‌شوند (خطیب، ۹۱). بر اساس جمعیت آماری تمام شکستگی‌های اندازه‌گیری شده، برای بدست آوردن تنش بیشینه‌ی منطقه و مطابقت آن با الگوی شکستگی‌های ریدل، همبستگی زاویه‌ها با توجه به مناطق کششی محتمل پهنه بندی شده‌اند. با توجه به در نظر گرفتن موقعیت شکستگی‌های  $R$  و  $R'$ ، بالاترین همبستگی برای زاویه‌های ۶۰ و ۱۲۰ درجه (با مقدار خطای مجاز ۱۰ درجه) خواهد بود. توجه شود که ممکن است در یک محدوده مطالعاتی، الگوی غالب ریدل ترکیب دیگری از  $R$ ،  $R'$ ،  $P$ ،  $T$  باشد که در این صورت، همبستگی برای زاویه‌های مرتبط با آنها منظور خواهد شد.

روش شناختی مورد بحث در این مطالعه، شامل دو تحلیل مجزا و به موازات یکدیگر است که بسته به نوع معادن می‌توان از یکی از آنها و یا در صورت مساعد بودن زمینه‌ی داده‌های موجود، از هر دو نوع تحلیل در قالب یک ابزار شناسایی استفاده نمود. دو تحلیل نامبرده شامل زاویه سنجی بین روند و امتدادهای ساختاری کانه‌زا به روش مدل‌های درونیایی و منطق فازی برای تمام داده‌های جهت‌دار است. رویکرد اول، برای معادن با داده‌های ساختاری کافی و رویکرد دوم بیشتر در موارد کمبود داده مناسب هستند. از آنجا که در تحلیل زاویه سنجی، داده‌های معنادار جمعیت کمتری نسبت به داده‌های خام دارند، بدیهی است که صرفاً استفاده از آن در گستره‌های معدنی با کمبود داده منطقی به نظر نمی‌رسد و ترکیب آن با روش دوم، یعنی منطق فازی، ابزار مناسبی خواهد بود.

## زاویه سنجی

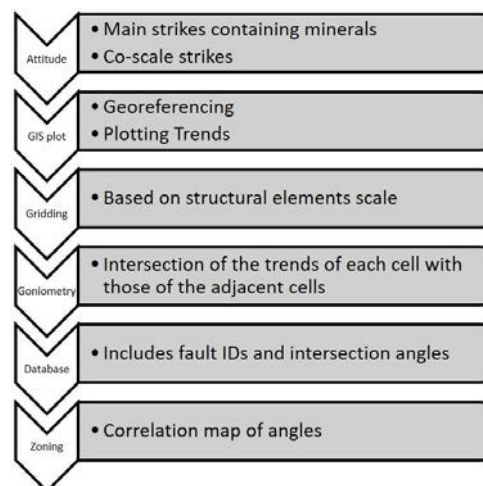
از آنجا که معادن رگه‌ای، تحت کنترل سیستم‌های گسل و شکستگی منطقه هستند، هدف از تحلیل زاویه سنجی، رسیدن به یک بازه‌ی زاویه‌ای غالب بین امتدادهای ساختاری کنترل‌کننده‌ی ماده‌ی معدنی و مطابقت آن با الگوی محلی برش ریدل (۱۹۲۹) است. با مشخص شدن این الگو، می‌توان جهت‌گیری فضاهای باز محتمل و مساعد برای نهشت ماده‌ی معدنی را تقریب زد. همچنین، عناصر ساختاری مرتبط با فراوانترین بازه‌ی زاویه‌ای، دارای بیشترین وزن داده‌های ورودی به نرم افزارها خواهند بود. فرآیند کلی این روش در نمودار شکل ۲ نشان داده شده است. همانگونه که در این نمودار مشخص است، ابتدا امتداد تمام عناصر ساختاری حاوی ماده‌ی معدنی و سپس عناصر ساختاری هم‌مقیاس با آنها به صورت خطوط روندی در محیط GIS پلات شده‌اند. سپس متناسب با دقت کار و داده‌های موجود (مدل ارتفاعی رقومی)،





لغزشی بر روی گسل ها انجام شده است. معدن کوه سفید و محدوده ی پیرامون آن به لحاظ زمین شناسی و ساختاری در قالب ایستگاه های گسترده و فراگیر مورد مطالعه و برداشت قرار گرفتند. لزوم وجود شبکه ی ارتفاعی برای تحلیل فضایی و سه بعدی داده ها بدلیل برداشت داده ها در ارتفاعات مختلف و ارتباط بیرونزدگی رگه ها با توپوگرافی بسیار اهمیت دارد. ایجاد شبکه ی ارتفاعی منطقه ی مورد مطالعه با استفاده از داده های ارتفاعی GPS در شبکه ی مسیر های پیمایش و داده های مکمل رقومی ارتفاعی، مرحله ی نهایی تحلیل را تشکیل می دهند. مشخص سازی روندهای ساختاری و کانی زایی برای تعیین جهت گیری های ساختاری توسط پایگاه اطلاعات جداول برداشت میدانی (برای امتداد، شیب، راستا و میل) تعریف شده اند و سپس نسبت به یکدیگر بر اساس پایگاه اطلاعات جداول برداشت میدانی (برای سازوکار گسل و ریک) بر اساس منطق فازی مقادیر و فاصله ها آرایش یافته اند. در نهایت، پس از تشکیل طرح ساختاری، زوایای تمام اجزای ساختاری نسبت به یکدیگر و سطح توپوگرافی اندازه گیری می شوند تا مدل حجمی و توزیع کانسارزایی در الگوی سه بعدی ایجاد شود.

در شبکه ی پهنه بندی شده، سلول هایی که دارای کمبود اطلاعات ساختاری (یعنی یک امتداد اصلی ساختاری) هستند، به تنهایی قابل استفاده در مدلسازی رگه ها نیستند. فازی سازی این سلول ها با تعریف متغیرها، توابع عضویت و توابع کنترل (قوانین) مناسب می تواند ارزش ساختاری آنها را در ارتباط با سلول های مجاور مشخص کند و نیز موقعیت و قابل استفاده بودن آنها را از نظر دارا بودن اطلاعات مفید در مدلسازی مشخص نماید. با هدف ساده سازی در روش پیشنهادی، تعداد متغیرهای محدودی در این مطالعه بررسی شده اند. هر چند می توان هر تعداد متغیر لازم را بر اساس محدوده ی مورد مطالعه و پایگاه داده ای از قبل موجود تعریف نمود. همچنین با توجه



شکل ۲: فرآیند کلی ایجاد مدل همبستگی بر اساس زاویه سنجی

به این ترتیب، داده های موجود بر اساس زاویه سنجی انجام شده پایش و معنادر شده اند. این داده ها، بعنوان ورودی های اصلی به محیط های مدلساز، مانند سورپک (Surpac)، در نظر گرفته می شوند.

## منطق فازی

دیدگاه فازی در تحلیل همبستگی زاویه ها و فاصله های اندازه گیری، یک ابزار مهم در تحلیل و شناخت طرح ساختاری مبهم در چهار گوش مطالعاتی است.

معدن رگه ای کوه سفید، درجه خلوص منیزیت بالای (۹۶٪) را در بین نهشته های منیزیتی خاور ایران دارد. با پیمایش در امتداد رگه ها، تغییرات تدریجی آشکاری در کاهش ضخامت رگه ها دیده می شود. به نظر می رسد ارتباط موقعیت هندسی رگه ها و عناصر ساختاری (گسل ها و درزه ها) از شرایط منظم تر و سیستماتیکی نسبت به معادنی که سنگ میزبان شکل پذیر دارند برخوردار است و شاید بتوان این ارتباط را توسط روش های هندسی پیگیری نمود. بیش از ۱۰۰ برداشت هندسی از رگه های منیزیتی، صفحات گسله، ضخامت رگه ها و بردارهای



وزن در شکل ۳ در ارتباط با بیشترین تطابق به صورت زیر تعریف شده است:

$$X_{w=1} = \{0, 1, \dots, 10\} \quad (\text{رابطه ۳})$$

$$\mu_{w=1}(x) = \begin{cases} 1 & \text{--- } x < 3 \\ 0.5 & \text{--- } 3 \leq x \leq 6 \\ 0 & \text{--- } x > 6 \end{cases} \quad (\text{رابطه ۴})$$

$$X_{w=2} = \{0, 1, \dots, 30\} \quad (\text{رابطه ۵})$$

$$\mu_{w=2}(x) = \begin{cases} 0 & \text{--- } x < 10 \\ 0.5 & \text{--- } 10 \leq x \leq 20 \\ 1 & \text{--- } x > 20 \end{cases} \quad (\text{رابطه ۶})$$

به اکتشافات گذشته و اطلاعات دریافتی از گمانه‌های قبلی، داده‌های ژئوفیزیک و هرگونه عملیات تکمیلی دیگر، می‌توان توابع کنترل را به صورت بهینه‌تر تعریف نمود.

تابع هدف فازی همچون محدودیت‌ها با تابع عضویت مشخص می‌شود. از آنجا که بهینه‌سازی تابع هدف مورد بحث می‌باشد، در محیط فازی می‌توان یک تصمیم را مشابه محیط غیرفازی به عنوان مجموعه‌ای از فعالیت‌ها که به طور همزمان تابع هدف و محدودیت‌ها را بهینه می‌نماید در نظر گرفت. به عبارتی دیگر، می‌توان تصمیم در محیط فازی را به عنوان اشتراک محدودیت‌های فازی و تابع (توابع) هدف فازی در نظر گرفت.

با در نظر گرفتن یک مجموعه‌ی فازی به صورت:

$$A = \sum \frac{\mu_A(x_i)}{x_i} \mid x_i \in X \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در آن  $\mu_A$  تابع عضویت و  $x_i$  یک عضو ویژه از دامنه‌ی  $X$  است، می‌توان مجموعه‌ی فازی پیوسته را به صورت زیر تعریف کرد:

$$A = \int_x \mu_A \frac{(x)}{x} \quad (\text{رابطه ۲})$$

متغیرهای اصلی برای تعریف توابع عضویت در این پژوهش در نمودار وزنی شکل ۳ نشان داده شده‌اند. از چهار متغیر اصلی ارائه شده، دو متغیر مرتبط با زاویه سنجی هستند که در تابع کنترل دارای بیشترین وزن‌های فازی هستند. پس از آنها، پارامترهای ضخامت و تعداد سلول‌های (پیکسل‌ها) مجاور با همبستگی بالا، متغیرهای وزنی بعدی را در مدل فازی تشکیل می‌دهند. شکل ۳ نمودار وزنی متغیرهای اصلی برای تعریف توابع عضویت را نشان می‌دهد. برای مثال، تابع عضویت برای دو متغیر با بیشترین



	$\Delta az1_{(id,\sigma)}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 0-10</li> <li>• 0=max</li> </ul>
	$\Delta az2_{(id,\sigma)}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 0-30</li> <li>• 30=max</li> </ul>
	D	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 0-30</li> <li>• 30=max</li> </ul>
	SPi	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 0-8</li> <li>• 8=max</li> </ul>
		<ul style="list-style-type: none"> <li>W=3</li> <li>W=2</li> <li>W=1</li> </ul>

شکل ۳: نمودار وزنی نشان دهنده متغیرهای اصلی برای تعریف توابع عضویت.

w، نشان دهنده وزن فازی است.

$\Delta az1_{(id,\sigma)}$  متغیر اول اختلاف آزیموت گسل (و شکستگی) با جهت بیشینه تنش (جهت شکستگی T در مدل ریدل)

$\Delta az2_{(id,\sigma)}$  متغیر دوم اختلاف آزیموت گسل (و شکستگی) با جهت بیشینه تنش (جهت شکستگی T در مدل ریدل)

D متغیر ضخامت رگه و SPi متغیر سلول های مجاور با همبستگی بالا است.

## بحث

معدنی در شمال خاوری به گونه ای متفاوت از شمال باختری، در ارتباط با رگه هایی با موقعیت هندسی 340/55 می باشد. این رگه های سیلیسی کربناتی واقع در حد شمال خاوری کنگلومراهای نئوژن هستند که با ادامه به سمت شمال خاوری، از ضخامت آنها کاسته می شود. علت این کاهش ضخامت، تغییر لیتولوژی از کنگلومرا به مارن می باشد. در بخش مرکزی معدن، رگه های منیزیت واقع در لایه های ماسه سنگی به ضخامت ۸-۱۵ cm توسط گسل های معکوس با هندسه 053/38 کنترل می شوند. همچنین، گسل های نرمال با مولفه راستالغز راست بر با هندسه 115/65، رگه های به ضخامت ۲۰ سانتی متر را کنترل می کنند (شکل ۶). همچنین حد خاوری بخش مرکزی معدن اصلی توسط گسل راست بر با موقعیت هندسی 110/85 به ظاهر محدود می شود. این گسل خود توسط گسل های نرمال خاوری-باختری جابجایی نشان می دهد. شواهد پیگیری ماده معدنی در خاوری ترین بخش های معدن (حدود ۲ کیلومتری معدن فعال) مربوط هستند به رگه های کربناتی نئوژن که توسط شکستگی هایی با موقعیت هندسی 236/60 کنترل می شوند.

هندسه رگه ها در شمال باختری محدوده با ضخامتی بالغ بر ۲۰ سانتی متر در موقعیت هندسی 035/60 توسط گسل های نرمال کنترل می شوند (شکل ۴). با پیمایش به سمت انتهای شمال باختری، شواهدی از رگه هایی با هندسه متفاوت و امتداد خاوری-باختری با شیب حدود ۳۰ درجه به سمت جنوب وجود دارد. این رگه ها علیرغم شیب کم، در یک سازوکار نرمال شکل گرفته اند و کنترل کننده شکستگی های منشعب از آن هستند که در تشکیل رگچه های این محدوده نقش اساسی دارند. در بخش شمالی معدن، رگه های ماده معدنی تحت کنترل ساختاری باز شدگی های مرتبط با شکستگی های با موقعیت فضایی 170/20 قرار دارند. ضخامت رگه ها در این سیستم حدود ۱۰ سانتی متر می باشد (شکل ۵). از مهمترین سیستم های گسلی کنترل کننده ماده معدنی در بخش شمالی معدن، به گسل های با موقعیت هندسی 173/30 می توان اشاره نمود که رگه های ماده معدنی با ضخامت بالغ بر ۴ متر را در فضای ایجاد شده توسط عملکرد گسل نرمال با مولفه راستالغز راست بر جای داده است. کنترل ساختاری ماده



شکل ۵: رگه‌های منیزیت در بخش شمالی معدن با موقعیت ۷۴۳۳۹۷-۳۵۸۳۸۹۷ در ارتفاع ۲۰۹۴ متری و موقعیت هندسی ۱۷۰/۲۰ (دید شمال باختری)

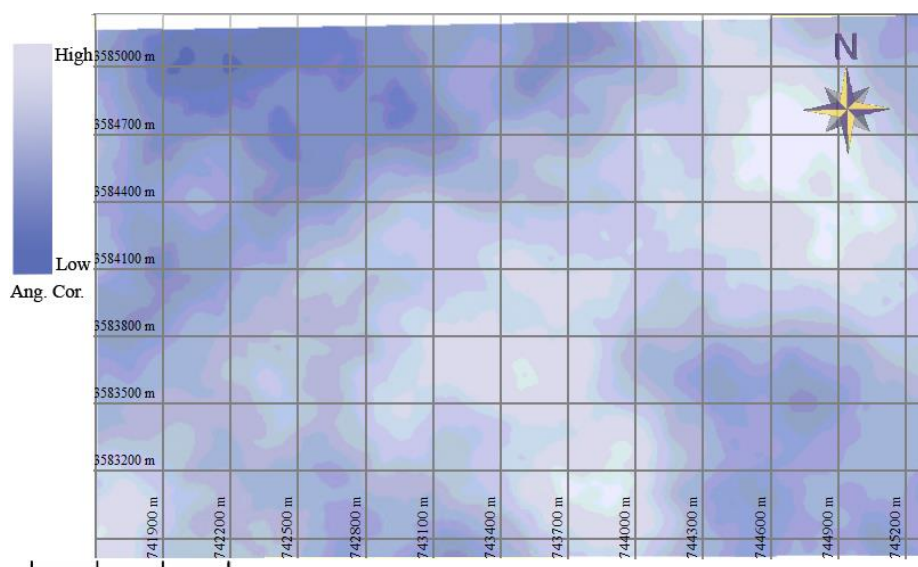
پس از مرحله‌ی برداشت‌های هندسی ساختاری و ایجاد پایگاه اطلاعات، متناسب با دقت کار و داده‌های موجود (مدل ارتفاعی رقومی)، چهارگوش مطالعاتی شبکه بندی می شود. سپس داده‌های موجود بر اساس توضیحات فرآیند کلی ایجاد مدل همبستگی بر اساس شبکه بندی و زوایه سنجی (شکل ۲) پایش و معنادار شده‌اند که نتیجه بصورت پهنه بندی نمایش داده شده است (شکل ۷).



شکل ۴: رگه تحت کنترل ساختاری گسل نرمال در موقعیت ۷۴۳۰۹۵-۳۵۸۳۸۲۲ و ارتفاع ۱۹۷۴ متر در شمال باختر محدوده با ضخامت حدود ۲۰ سانتی متر و موقعیت هندسی ۰۳۵/۶۰



شکل ۶: رگه‌های منیزیت در بخش مرکزی معدن با موقعیت ۷۴۳۷۰۰-۳۵۸۳۴۲۰ در ارتفاع ۱۸۹۶ متری و موقعیت هندسی ۱۱۵/۶۵ و زاویه ریک  $R=85SW$  (دید خاوری)

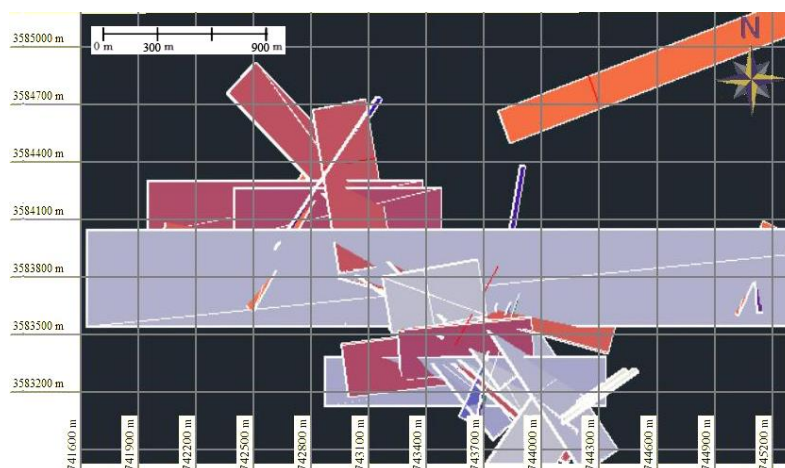


شکل ۷: نقشه ی همبستگی زوایه ها (شکل ۲) برای چهار گوش مطالعاتی بر اساس فرآیند شکل ۲

برای مقادیر کمی (امتداد و شیب) و فاصله ها (بین ایستگاه-های اندازه گیری) می باشد.

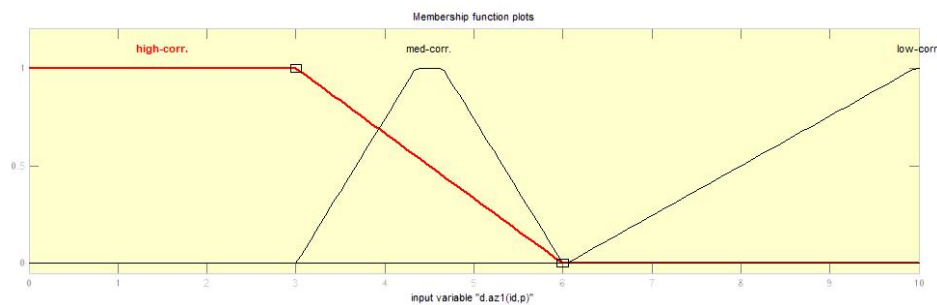
در گام بعدی، متغیرهای اصلی برای توابع عضویت مطابق با شکل ۳ شامل  $\Delta az1(id,\sigma)$ ،  $\Delta az2(id,\sigma)$ ،  $D$  و  $SPi$  تعریف و اعمال وزن شده اند. شکل ۹ نمودار تابع عضویت مربوط به رابطه ی (۴) را نشان می دهد. همچنین، شکل ۱۰ وضعیت متغیرها در سیستم شرطی فازی را نشان می دهد.

بر اساس توضیح فرآیند معرفی شده در بخش روش شناختی برای ایجاد مدل همبستگی، زاویه سنجی و تشکیل پایگاه داده ی گسل، دیگر مراحل لازم برای ایجاد طرح ساختاری مبنی بر زاویه سنجی می باشند. شکل ۸ نمونه توزیع ماده معدنی را بر اساس زاویه سنجی نشان می دهد. ابزار دیگر در این تحلیل، منطق فازی است. استفاده از نرم افزارهای مختلف در این رابطه آنچنان مهم نیست و آنچه که مدنظر می باشد ترتیب روش ها یعنی ابتدا برداشت ساختاری و سپس چیدمان آن بر اساس عضویت های فازی

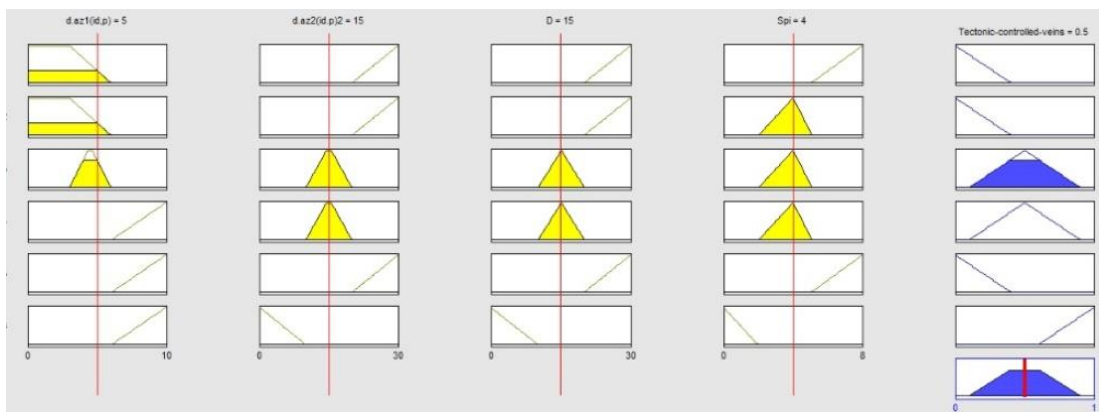


شکل ۸: توزیع ماده ی معدنی بر اساس پهنه بندی زاویه سنجی

(آبی: کنترل ساختاری رگه های منیزیت، قرمز و نارنجی: به ترتیب شکستگی های بدون کانی و کم کانی)



شکل ۹: نمودار بیشترین وزن عضویت (خط قرمز) برای بالاترین انطباق در متغیر  $\Delta az1(d,p)$



شکل ۱۰: وضعیت متغیرها در سیستم شرطی فازی (زرد) و خروجی غیرفازی کنترل تکتونیکی رگه‌ها (آبی)

اندازه گیری شده‌اند تا مدل حجمی و توزیع کانسارزایی در الگوی سه بعدی ایجاد شود (شکل ۱۱).

تحلیل فضاهاى ایجاد شده در اثر حرکت بلوک‌ها با توجه به سازوکار گسل‌ها امکان پیگیری و نزدیک شدن به محل ماده معدنی پنهان را می‌دهد. برای مثال، در جنوب خاوری معدن، از اندرکنش گسل شمال باختری- جنوب خاوری نرمال با مولفه امتدادلغز راست‌بر با گسل ~ باختری- خاوری نرمال با مولفه امتدادلغز چپ‌بر، جابجایی بلوک‌ها به صورت تواما چرخش و جابجایی مطابق شکل ۱۲ صورت می‌پذیرد که موقعیت این پدیده در نقشه‌ی شکل ۱۳ نشان داده شده است. شواهد روی زمین صرفاً آثاری از ماده معدنی را به صورت رگه‌های سیلیسی کربناتی نشان می‌دهند. اما با صفحات جدید ایجاد شده ناشی از

شواهد ماده‌ی معدنی بین لایه‌ای با ضخامت حدود ۴ سانتی متر در بخش خاوری معدن با موقعیت ۳۵۸۳۲۱۹-۷۴۳۹۲۵ در ارتفاع ۱۹۶۷ متری و موقعیت هندسی 125/15 از هر دو روش زاویه سنجی و منطق فازی پیجویی شده است که نشان دهنده‌ی اعتبار دو روش هستند. بنابراین، با مشخص شدن ارزش ساختاری سلول‌های دارای کمبود اطلاعات ساختاری از طریق تلفیق تحلیل زاویه سنجی و فازی سازی سلول‌ها، می‌توان موقعیت تخمینی هندسی رگه‌های معدنی را بازسازی نمود. به این ترتیب، با اعمال نتایج فازی (شکل ۱۰) بر مدل حاصل از زاویه سنجی (شکل ۸) و تکمیل خلاء ساختاری در شبکه، به مدل جدید و اصلاح شده‌ی زاویه سنجی- فازی می‌رسیم. پس از تشکیل طرح ساختاری، زوایای تمام اجزا ساختاری نسبت به یکدیگر و سطح توپوگرافی

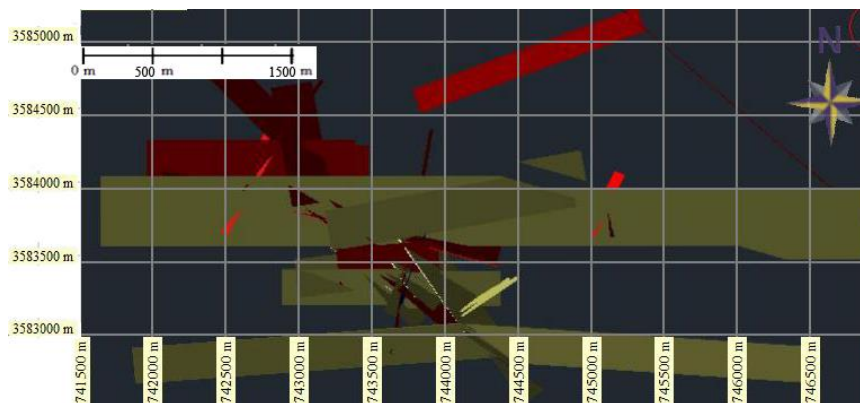


شکستگی بلوک ها، می توان انتظار شکل گیری رگه های جدید را در فضاهای باز شده جدید داشت.

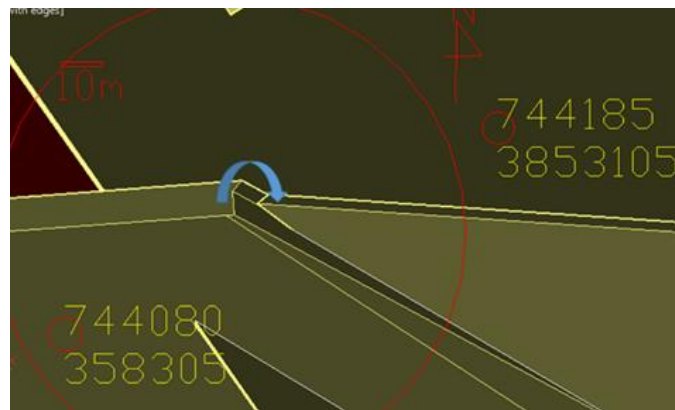
### نتیجه گیری

با توجه به هندسه ی رگه ها و تعیین گسل های کنترل کننده ی آنها در بخش های مختلف معدن کوه سفید از طریق پیمایش در جهت های مختلف پیرامون رگه های موجود، در صورت وجود شواهدی از رگه هایی با هندسه ی متفاوت می توان به عضویت های مختلف رگه ها در منطق فازی پی برد. در محدوده ی مورد مطالعه، این رگه ها علیرغم شیب کم، در سازوکارهای غالباً نرمال شکل گرفته اند و از سویی کنترل کننده ی شکستگی های منشعب نیز هستند که در تشکیل الگوی رگه ای در محدوده نقش مهمی دارند. گسل های با موقعیت هندسی 173/30 از مهمترین ساختارهای کنترل کننده ی ماده ی معدنی در بخش شمالی معدن در نظر گرفته شده اند که میزبان رگه های معدنی با ضخامت حدود ۴ متر در فضای

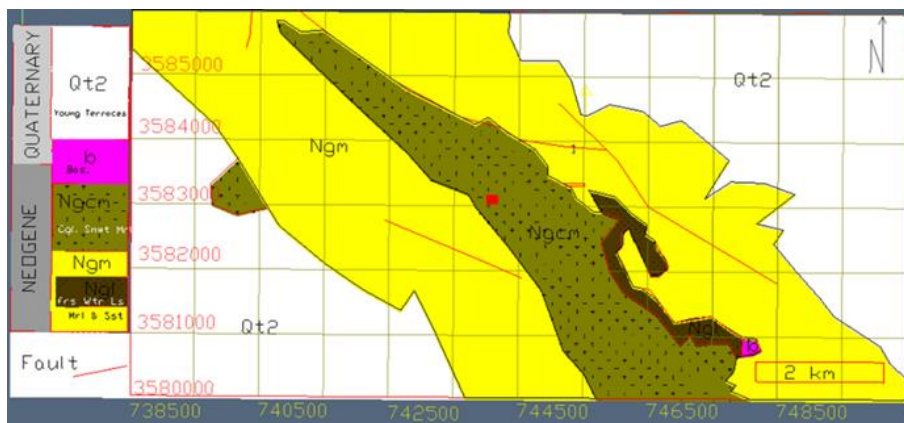
ایجاد شده توسط عملکرد گسل نرمال با مولفه ی راستالغز راست بر هستند. کنترل ساختاری ماده معدنی در شمال خاوری متفاوت از شمال باختری بوده و در ارتباط با رگه هایی با موقعیت هندسی 340/55 است. در بخش مرکزی معدن نیز رگه های منبسط واقع در لایه های ما سه سنگی توسط گسل های معکوس با هندسه 053/38 کنترل می شوند. در این پژوهش، استفاده از زاویه سنجی و درجه ی عضویت مقادیر و فاصله برای تحلیل فضاهای ایجاد شده در اثر حرکت بلوک ها با توجه به سازوکار گسل ها و در نتیجه نزدیک شدن به محل ماده معدنی پنهان کمک شایانی برای درک مدل اصلی رگه های معدنی است. تحلیل ها نشان می دهند که در جنوب خاوری معدن، از اندرکنش گسل شمال باختری- جنوب خاوری نرمال با مولفه امتدادلغز راست بر با گسل باختری- خاوری نرمال با مولفه امتدادلغز چپ بر، بلوک ها به صورت همزمان چرخش و جابجایی داشته اند. بنابراین با تعمیم این رویکرد به سایر مناطق معدنی رگه ای، می توان مدل تحلیلی از فضای سه بعدی رگه ها بدست آورد.



شکل ۱۱: مدل نهایی جدید و اصلاح شده ی زاویه سنجی- فازی توزیع ماده ی معدنی (سبز: کنترل ساختاری رگه های منبسط، قرمز و نارنجی: به ترتیب شکستگی های بدون کانی و کم کانی)



شکل ۱۲: فضای باز شده توسط اندرکنش دو گسل که منتج به چرخش و جابجایی دو بلوک گسلی و ایجاد صفحه‌ی جدید می‌شود



شکل ۱۳: موقعیت شکل ۱۲ در نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی (مستطیل قرمز)





## تقدیر و تشکر

از همکاری صمیمانه پرسنل محترم شرکت معدنی مواد نسوز بیرجند در تسهیل برداشت های میدانی و اسکان صمیمانه قدردانی می شود.

## مراجع

Ebadati, N., Foudazi, M., & Behzad, N. (2014). The role of structural and petrological elements in mineralization of hontite and magnesite in Ashin-Naein. *Advances in Environmental Biology*, 175-185.

Ehya, F. (2012). Variation of mineralizing fluids and fractionation of REE during the emplacement of the vein-type fluorite deposit at Bozijan, Markazi Province, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 93-106.

Ferraro, J. M. (2013). Relationships between deformation and mesothermal veins in the Sunshine Mine Area, Coeur d'Alene district, Idaho.

Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A., & Mehrabi, B. (2010). Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review*, 52(4-6), 608-630.

Kahya, A., & Kuşcu, M. (2014). Source of the mineralizing fluids in ultramafic related magnesite in the Eskişehir area, northwest Turkey, along the İzmir-Ankara Suture: a stable isotope study. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23(1), 1-15.

Kondela, J., Jacko, S., & Vizi, L. (2017). Spatial variability change of MgO content in Jelsava magnesite deposit (Slovakia). *Metalurgija*, 56(1-2), 237-240.

Mahmoodi, M. Y., Bahroudi, A., Ghorbani, M., & Arian, M. (2013). Preliminary exploration of copper minerals in jebel Barez mountains, Iran.

Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der Fiederspatten. *Zentbl. Miner. Geol. Palaont. Abt.*, 354-368.

Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1666-1703.

Tibor, S., & Julián, K. (2010). Structural and Tectonic Composition and Origins of the Magnesite Deposit within the Dúbravský Massif near Jelšava, based on studies at the 220 m elev. Level (Western Carpathians).

خطیب، م. م.، زرین کوب، م. ح.، ۱۳۹۱. کنترل کننده های ساختاری در تشکیل رگه های معدنی خاور ایران. چهارمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.

زرین کوب، م. ح.، امینی، ص.، آفتابی، ع.، کریم پور، م. م.، ۱۳۸۴. کانی شناسی، زمین شیمی، موقعیت ساختاری و ارایه مدل ژنتیکی برای لیستونیت های خاور ایران. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، جلد ۱۳، شماره ۲، صفحات ۳۶۳-۳۷۸.

زعیم حسین آبادی، ح.، شاهپسندزاده، م.، هنرمند، م.، شفیعی، شهرام.، ۱۳۹۳. تحلیل ساختاری رگه های منیزیت جهت اکتشاف کانسارهای کرومیت در مجموعه مافییک-اولترامافییک شاداب آبگرم (اسفندقه)، جنوب کرمان. ششمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران.

Afzal, P., Ahari, H. D., Omran, N. R., & Aliyari, F. (2013). Delineation of gold mineralized zones using concentration-volume fractal model in Qolqoleh gold deposit, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 55, 125-133.

Azizi, H., Mehrabi, B., & Akbarpour, A. (2009). Genesis of tertiary magnetite-apatite deposits, southeast of Zanjan, Iran. *Resource Geology*, 59(4), 330-341.

Darabi-Golestan, F., & Hezarkhani, A. (2018). R- and Q-mode multivariate analysis to sense spatial mineralization rather than uni-elemental fractal modeling in polymetallic vein deposits. *Geosystem Engineering*, 21(4), 226-235.



فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۳

## مطالعه ارتباط بین کانی‌زایی، گسلش و میدان تنش محلی در منطقه تروود

علی جعفری<sup>۱\*</sup>، احد نوری مخوری<sup>۲</sup>، محسن مؤید<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲- دانشجوی دکتری تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۲۶

### چکیده

مطالعات صحرایی و تحلیل بیش از ۱۷۰ ساخت صفحه‌ای (شکستگی، گسل، دایک) برای بررسی ارتباط بین کانی‌زایی و ساختارهای شکننده در منطقه تروود انجام شد. این مطالعات نشان می‌دهد در این منطقه ارتباط بین جریان سیالات کانه‌دار و شکستگی‌های با جهت گیری خاص و همچنین پهنه‌های با شدت شکستگی بالا (زون‌های آسیب دیده گسلی) بوسیله رسوب کانی‌های مس‌دار در این شکستگی‌ها به خوبی نمایان است. نتایج نشان می‌دهند، جهت گیری ترجیحی شکستگی‌های شمال شرق-جنوب غرب که در آن‌ها کانی‌زایی رخ داده است در ارتباط با میدان تنش محلی امتدادلغزی با جهت کوتاه شدگی شمال شرق-جنوب غربی هستند. همچنین این نتایج نشان می‌دهند که کانه‌زایی نه تنها در ارتباط با شکستگی‌های حاصل از میدان تنش محلی بوده است بلکه بوسیله پهنه‌های آسیب دیده گسلی نیز کنترل شده است.

**واژه‌های کلیدی:** پهنه آسیب دیده گسلی، شکستگی، کانی‌زایی، منطقه تروود.



## Study of relationship among mineralization, faulting and local stress field in Torud area

Jafari .A<sup>1,\*</sup>; Nouri Mokhoori .A<sup>2</sup>; Moayyed .M<sup>3</sup>

1- PhD Student of Petrology, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz  
2- PhD Student of Tectonics, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad  
3- Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

### Abstract

To study of relationship between mineralization and brittle structures in Torud area field studies and analysis of more than 170 planar structures (fracture, fault and dyke) were carried out. These studies show relationship between mineralising fluid flow and fractures with special orientation, as well as densely fractured zones (fault damage zones) is clearly visible in form of the precipitation of Cu-bearing minerals in the fractures. Results show preferred orientation of the NE–SW trending fractures, which are mineralized, is related to strike–slip stress field with NE–SW trending shortening axis. Also, these results show the mineralization is controlled not only by fractures as a function of local stress field but also is controlled by fault damage zones.

**Keywords:** Fault damage zone, Fracture, Mineralization, Torud area.



است (نبوی، ۱۳۵۵). سنگ‌های ولکانیکی این پهنه عمدتاً شامل داسیت، آندزیت، تراکی-آندزیت، توف، ریوداسیت، ریولیت و آندزیت بازالتی به همراه سنگ‌های پلوتونیک گرانیت، گرانودیوریت تا دیوریت است (کی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۹ ب). توالی سنگی این منطقه متأثر از تعدادی گسل‌های کواترنری است و به طور کلی گسل‌ها اصلی‌ترین عامل چهره‌ساز توپوگرافی منطقه هستند. سازوکار جنبشی این گسل‌ها بیشتر دارای سازوکار فشاری یا مولفه مهم فشاری هستند (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). گسل ترود با راستای تقریبی ENE-WSW بارزترین ساختار منطقه است که در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی، نقش مهمی در تکامل منطقه داشته است (خادمی و شهریاری، ۱۳۸۵). آخرین حرکت آن براساس سازوکار کانونی زلزله (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲) و آثار سطحی آن (خادمی و شهریاری، ۱۳۸۵) امتداد دلغز راستگرد با مولفه معکوس معرفی شده است.

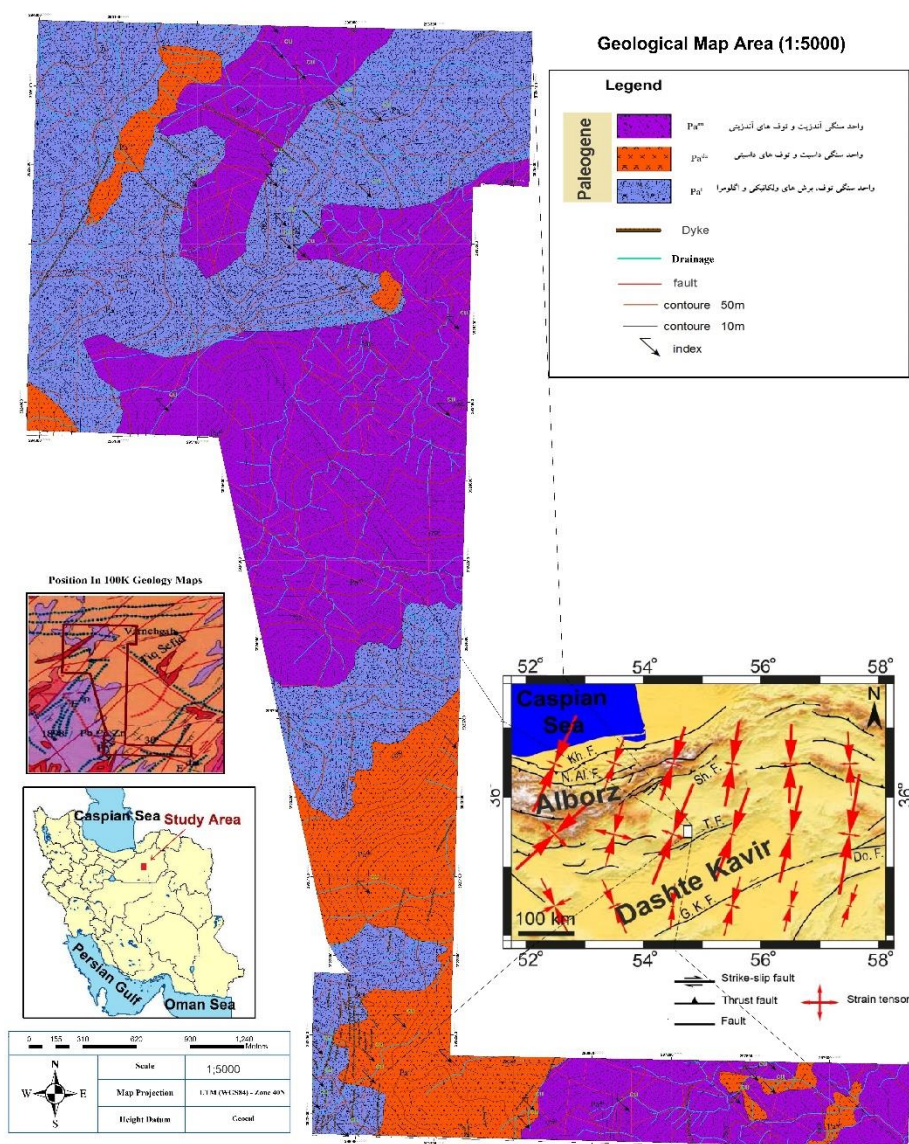
### سنگ میزبان و فرم کانی زایی

هم سنگ میزبان و هم پهنه‌های کانی زایی شده به خوبی در سطح رخنمون یافته‌اند. واحدهای آذرین پالئوژن با سنگ شناسی آندزیت، توف آندزیتی، داسیت، توف داسیتی و واحدهای سنگی توف، برش‌های ولکانیکی و آگلومرا به عنوان سنگ میزبان برای کانی زایی مس عمل کرده‌اند. این واحدها با دایک‌های آندزیتی جوانتر با شیب زیاد و روند عمدتاً شمال غرب-جنوب شرق قطع شده‌اند. در مقیاس محلی، شکستگی‌ها و گسل‌ها در اندازه‌ها و جهت‌گیری‌های متفاوت این واحدها را تحت تاثیر قرار داده‌اند. کانی زایی در این محدوده عمدتاً به صورت مالاکیت و کالکوسیت در خلل و فرج توف‌ها، پهنه‌های آسیب دیده گسلی، سطح گسل و به فرم رگه‌ای در شکستگی‌ها دیده می‌شود (شکل ۲).

گسل‌ها و شکستگی‌ها از عناصر مهم ساختاری هستند که تشکیل و تمرکز آن‌ها در محیط‌های نفوذناپذیر، تعیین کننده مسیرهای سیال است. از این رو مناطق با شدت شکستگی بالا محیط‌هایی مستعد برای جریان سیالات هیدروترمال و ایجاد ذخایر کانیاپی می‌باشند. شکستگی‌های باز و سطوح لغزشی در پهنه‌های گسلی با توزیع فضاهای باز در نتیجه جهت‌گیری مطلوب نسبت به جهت تنش‌های اصلی (Faulkner et al., 2010) و اتصال آن‌ها (Micarelli et al., 2006; Sanderson and Nixon, 2000) و همچنین فضاهای باز حاصل از شکستگی‌های کششی یا در نتیجه چرخش بلوک‌های مابین شکستگی‌ها (Kim et al., 2004)، نفوذپذیری محیط و در نتیجه چرخش سیال را کنترل می‌کنند. در صورتی که میدان تنش بتواند به مقاومت سنگ غلبه کند، شکستگی‌های مختلفی می‌تواند با جهت‌گیری‌های متفاوت (معیار شکست مور-گریفیت-کلمب) تشکیل شوند. شکستگی‌های کششی یا شکستگی‌های دارای مولفه کششی (Fossen, 2010; Nelson, 2001) و همچنین میزان اتصال انواع شکستگی‌ها به همدیگر (Sanderson and Nixon, 2015) می‌توانند محیط‌های نفوذپذیر تشکیل دهند. تاثیر شکستگی و گسلش روی نفوذپذیری و کانی‌زایی به ترتیب توسط Sanderson and Nixon (2015) و Tripp and Vearncomb (2004) به طور مفصل مورد بحث قرار گرفته است.

### موقعیت زمین شناسی و چهارچوب ساختاری

منطقه مورد مطالعه در شمال دشت کویر، بخشی از نوار ماگمایی چاه شیرین است (کی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۹ آ) که در فاصله بین گسل ترود در جنوب و انجیلو در شمال قرار گرفته است (شکل ۱). حرکات ترکیبی این گسل‌ها باعث بوجود آمدن روندهای شمالی-جنوبی شده



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه. نقشه واحدهای سنگ شناسی براساس مطالعات صحرایی. گسل‌ها برگرفته از حسامی و همکاران (۱۳۸۲) و نقشه گسل‌های لرزه‌ای و خطواره‌های ایران<sup>۱</sup>.

Kh. F.: گسل خزر، N. Al. F.: گسل شمال البرز،

SH. F.: گسل شاهرود،

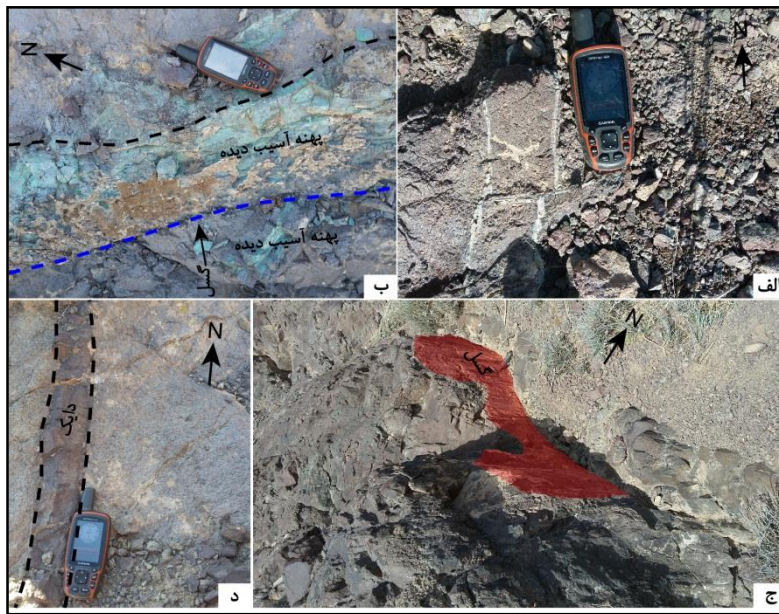
T. F.: گسل تروود،

G. K. F.: گسل کویر بزرگ،

Do. F.: گسل درونه.

پیکان‌های قرمز رنگ نشانگر تنسور استرین هستند (Masson et al., 2014)

<sup>۱</sup> Seismicity Fault and Magnetic lineaments of Iran



شکل ۲. نمونه‌ای از تصاویر صحرائی.

الف) رگه‌های آغشته به مالاکیت.

ب) مالاکیت ته نشست شده در پهنه آسیب دیده گسلی.

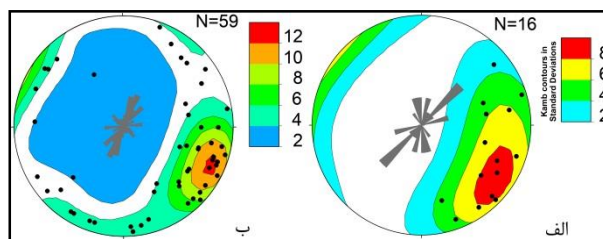
ج) رخنمون سطح گسل (راستگرد نرمال) با مشخصات گسل N330/68NE و مشخصات خش لغزش S39E/20.

د) دایک تزریق شده در واحدهای نفوذی

## مطالعه و تحلیل

روی کانی‌زایی دیده می‌شود به عنوان گسل‌های بعداز کانه زایی در نظر گرفته شدند. در مجموع تعداد ۱۴ دایک، ۱۶ گسل-خش لغزش قبل از کانه‌زایی، ۵۹ گسل-خش لغزش بعداز کانه‌زایی و ۸۸ شکستگی پر شده از کانی‌های مس دار برداشت شد (شکل ۳). علاوه براینکه کانه زایی در شکستگی‌ها تمرکز یافته است، بررسی‌ها نشان می‌دهد پراکندگی کانی‌زایی بطور یکنواخت نبوده بلکه در قسمت‌هایی از منطقه تمرکز یافته‌اند. براین اساس منطقه مورد مطالعه به ۵ زیر منطقه تقسیم شد (شکل ۴)

این مطالعه براساس مشاهدات ساختاری و اندازه‌گیری-های صورت گرفته در مقیاس رخنمون می‌باشد. به طور کلی تمرکز اصلی در این مطالعه بر روی گسل‌های دارای خش لغزش، پهنه آسیب دیده و بویژه شکستگی‌های پر شده از کانی‌های مس دار بوده است. محدوده مورد مطالعه به شدت تکتونیزه بوده و رخنمون‌های سنگی دارای گسل و شکستگی‌های متعددی است که در بسیاری از نقاط دایک-ها نیز در آن نفوذ کرده‌اند. نخست به اندازه‌گیری موقعیت گسل‌ها، شکستگی‌ها و دایک‌ها پرداخته شده است. سپس برای تحلیل جنبشی، با توجه به رابطه کانه‌زایی با گسلش، گسل‌های خش دار به دو دسته تقسیم شده‌اند. گسل‌هایی که خش لغزش دارند و کانه‌زایی بر روی سطح خش صورت گرفته است به عنوان گسل‌های قبل از کانه‌زایی در نظر گرفته شدند و گسل‌هایی که اثری از حرکت گسل بر



شکل ۳: موقعیت هندسی قطب صفحات گسل‌های دارای خش لغزش و جهت گیری آن‌ها برای گسل‌های خش داری که در سطح آن‌ها همراه با کانی‌زایی (الف) است و موقعیت صفحات گسل‌هایی که فاقد کانی‌زایی در سطح گسل هستند (ب). نقاط روی استریونوت نشانگر قطب گسل‌ها و نمودارهای گل سرخی نشانگر امتداد گسل‌ها هستند.

### زیر منطقه A

در این زیر پهنه دایک-020/70/NW گسترده شده است. در این زیر پهنه دایک-هایی با مشخصه کلی 053/70NW تزریق شده‌اند که نشانگر کشش با روند عمود بر دایک‌ها در زمان تزریق هستند. شکستگی‌های کانه دار این زیر پهنه شیب زیاد و جهت گیری NE-SW دارند (شکل ۵).

این زیر پهنه بزرگ‌ترین پهنه کانی سازی شده در منطقه مورد مطالعه است. در این زیر منطقه دو پهنه کانی‌زایی قابل مشاهده است که با امتداد S30W به پهنای ۸ متر در شمال شروع شده و تا ۲۰ متر در جنوب تغییر می‌کند. این پهنه کانی زایی شده مرتبط با پهنه آسیب دیده گسلی با مشخصات 205/65NW است. پهنه دوم کانی‌زایی شده در فاصله بین چندین گسل قرار دارد. بیشتر این گسل‌ها دارای روند NNW-SSE و NW-SE هستند. کانی‌زایی در این پهنه به طور عمده با پهنه گسلی با مشخصات 250/80NW در ارتباط است. این پهنه با طول بیشتر از ۵۰۰ متر و پهنای ۵۰ تا ۱۲۰ متر دیده می‌شود (شکل ۵). شکستگی‌های پر شده از کانی مالاکیت با شیب زیاد و جهت گیری کلی NE-SW در این زیر منطقه قرار دارند (شکل ۲).

### زیر منطقه C

در این زیر پهنه نیز علاوه بر اینکه کانه‌زایی در شکستگی‌هایی با شیب زیاد و روند کلی NE-SW متمرکز شده است، در پهنه‌هایی در امتداد بعضی از گسل‌ها صورت گرفته است. وجود دایک‌های طویل همراه با کانی‌سازی مس که عمدتاً به صورت کالکوسیت است از ویژگی‌های این زیر منطقه می‌باشد. در قسمت شمالی این منطقه دایکی با مشخصات 220/70SE بوسیله دایکی دیگر (310/75NW) قطع شده است. چون دایک‌ها حاصل تزریق ماگما در شکستگی‌های کشش هستند پس با استناد بر Twiss and Moores (2007) عدم عبور دایک اول از دایک دوم احتمالاً نشانگر این است که دایک دوم قدیمی‌تر است. دایک دوم، به طرف شرق به دو دایک انحنادار منشعب می‌شود که به سمت قسمت جنوبی منطقه دوباره بهم‌دیگر متصل شده و به صوت دایکی منفرد ادامه می‌یابند. در جنوب این زیر منطقه نیز دایکی با مشخصات 053/70NW دیده می‌شود (شکل ۵).

### زیر منطقه B

در این زیر پهنه علاوه بر شکستگی‌های کانه‌دار، دو پهنه کانی‌زا قابل مشاهده است. پهنه اول با امتداد کلی N81W که در طرفین گسلی با مشخصات 279/60NE قرار گرفته است. طول این پهنه کانه‌دار بیش از ۵۰ متر و پهنای آن بیش از ۲۰ متر می‌باشد. پهنه دوم کانی‌زا با امتداد کلی N20-40E در حد فاصل و داخل پهنه آسیب دیده گسل‌هایی با مشخصات 040/60NW، 032/70NW و

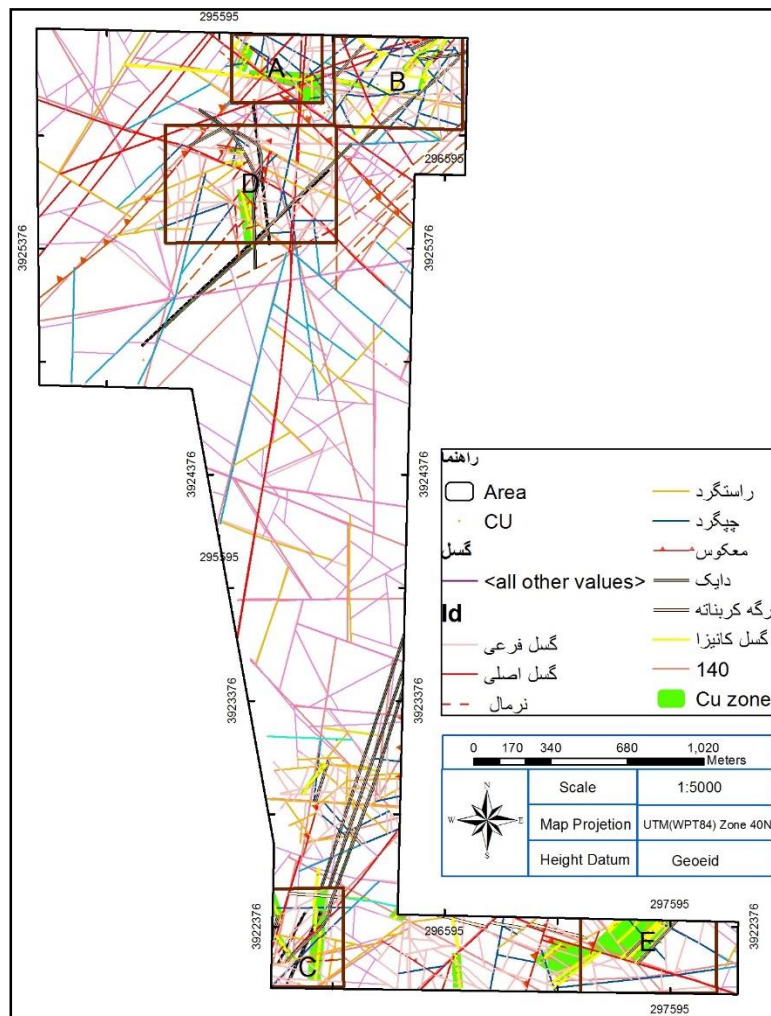


## زیر منطقه D

دو پهنه کانیزا در این زیر منطقه دیده می شود. پهنه اول به طول ۲۰۰ متر و عرض ۲۰ متر که در طول گسل 140/75SW کشیده شده و موثر از گسل با مشخصات 200/75NW است. پهنه دوم کانیزا به طول بیش از ۳۰۰ متر و عرض ۴۰ متر در طول گسلی با مشخصات 190/70W تشکیل شده است. شکستگی های پر شده از کانی شیب زیاد دارند ولی جهت گیری غالب و مشخصی نشان نمی دهند (شکل ۵).

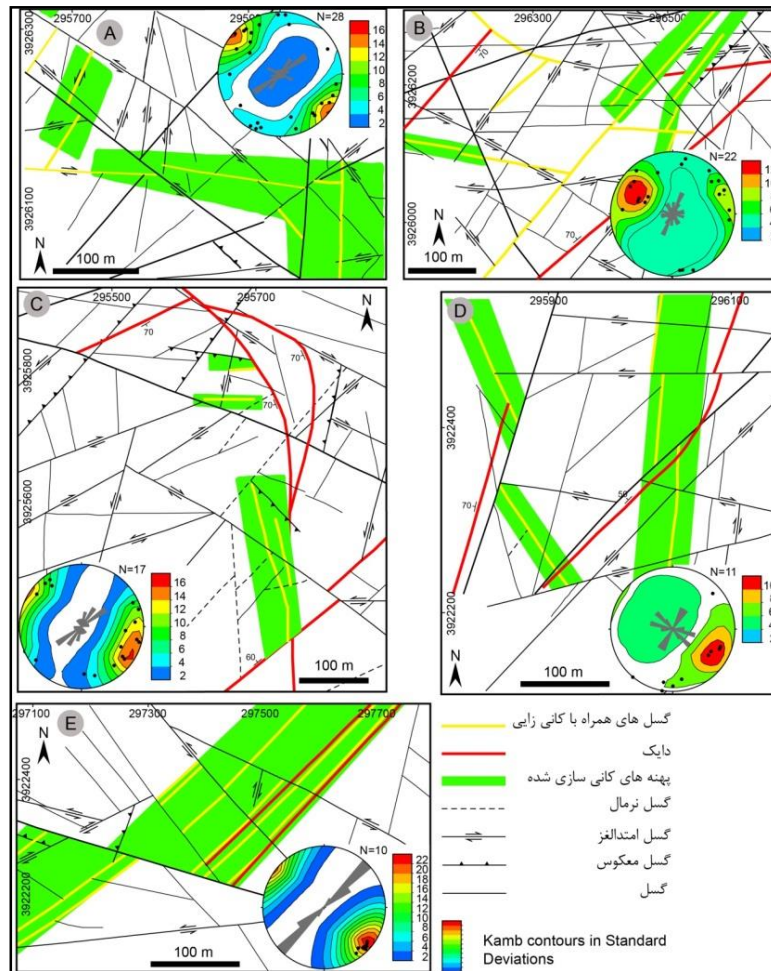
## زیر منطقه E

در این زیر پهنه کانی زایی به صورت پهنایی با امتداد کلی S40W تا S55W در اطراف و حدفاصل گسل های امتداد لغز چپگرد تشکیل شده است. طول این پهنه بیش از ۲۵۰ متر و پهنای آن ۱۰۰ متر بوده و کل پهنه تحت تاثیر گسلی جابجایی راستگرد قابل توجهی را نشان می دهد. به طور کلی در این زیر منطقه گسل های با ویژگی های S40- کانی دار جهت گیری NE-SW با شیب نزدیک به قائم دارند. دو دایک آندزیتی همراه با کانیزایی به موازات پهنه کانیزا تزریق شده اند (شکل ۵).



شکل ۴. نقشه ساختاری منطقه و زون های کانی زا





شکل ۵: نقشه گسل ها، دایک ها و پهنه های کانیزایی شده مربوط به هر زیر منطقه براساس مطالعات صحرایی. استریونت نشانگر قطب شکستگی های کششی که در آن ها کانیزایی شده است. نمودارهای گل سرخی نشانگر امتداد شکستگی هایی که در آن ها کانیزایی شده است.



## تحلیل جنبش شناختی

شمالی-جنوبی است. امتداد این گسل‌ها از شمال غرب-جنوب شرق تا شمال شرق-جنوب غرب تغییر نشان می‌دهند. بعضی از این گسل‌ها جهت گیری مشابه ولی سوی برش مخالف نشان می‌دهند (شکل ۶ ب). این پدیده احتمالاً نشانه دوباره فعال شدگی گسل‌ها است. لذا برای تعیین میدان تنش واقعی تر، داده‌های با ناسازگاری بالا با مجموعه داده‌ها، از کل مجموعه کنار گذاشته شدند. نتایج تحلیل نشان می‌دهد گسل‌ها و شکستگی‌های همراه با کانه‌زایی متاثر از میدان تنشی امتداد لغزی است (Delvaux and Sperner, 2003) که در آن موقعیت محورهای بیشنه، متوسط و کمینه تنش اصلی به ترتیب با  $221/22$ ،  $16/67$  و  $120/06$  است. برای تعیین میدان تنش بعد از کانه‌زایی، همین روش روی داده‌ها اعمال شد. نتایج نشان می‌دهد میدان تنش قبل و بعد از کانه‌زایی متفاوت هستند. بطوریکه میدان تنش بعد از کانه‌زایی، با سازوکار تراستی-امتداد لغزی مشخص می‌شود. محورهای بیشنه، میانه و کمینه اصلی برای این تنسور تنش به ترتیب در موقعیت  $12/168$ ،  $41/068$  و  $46/270$  هستند. بیشینه کوتاه شدگی حاصل از این میدان دارای جهت گیری NNW-SSE است (شکل ۷ و جدول ۱). این دوگانگی میدان تنش می‌تواند در ارتباط با تغییرات میدان تنش و سازوکار ساختارها در اواخر نئوژن-کواترنری باشد که از قسمت‌های مختلف ایران گزارش شده است (برای مثال Hollingsworth et al., 2010; Javidfakhr et al., 2011; Jentzer et al., 2017; Navabpour et al., 2007; Dolati and Burg, 2013). هر چند که می‌تواند نتیجه آشفستگی میدان تنش در نتیجه عکس‌العمل گسل‌ها مجاور نسبت بهم دیگر نیز باشد (Aydin and Berryman, 2010). میدان تنش با رژیم

قسمت عمده‌ای از دگر شکلی حاصل از تنش تحمیل شده به منطقه مورد مطالعه در مقیاس رخنمون به صورت شکستگی و گسلش جایگیر شده است. دایک‌های تزریق شده در محدوده مورد مطالعه به عنوان شکستگی‌های کششی پر شده از ماگما (Bons et al., 2012) دارای شیب زیاد و جهت گیری NE-SW هستند (شکل ۶ الف). دایک‌ها عمود بر جهت کمترین تنش اصلی یا در طول شکستگی از قبل موجود که دارای جهت گیری مناسب نسبت به کمترین تنش اصلی هستند انتشار می‌یابند (Valentine and Krogh, 2006). ولی چون ساخت‌های کششی نمی‌توانند در تعیین میدان تنش دیرین بکار برده شوند (Delvaux and Sperner, 2003)، لذا ویژگی‌های جنبش شناختی منطقه با استفاده از علائم ثبت شده در سطح گسل (Doblas, 1998) به عنوان قابل اطمینان‌ترین علائم، مورد استفاده قرار گرفت. تحلیل جنبش شناختی با استفاده از محورهای بینگام مرتبط<sup>۱</sup> (LBA) (Marret and Allmendinger, 1990) و فیلتر کردن داده‌های ناهم خوان با مجموعه داده‌ها با استفاده از معیار زاویه عدم انطباق<sup>۲</sup> (Delvaux and Barth, 2010) و بهینه سازی چرخشی تنش<sup>۳</sup> برای دست یابی به تنسور تنش تقلیل یافته<sup>۴</sup> (Delvaux and Sperner, 2003) انجام گرفت. همانطور که در بالا توضیح داده شد، گسل‌های دارای علائم سطحی سوی برش (خش لغزش)، براساس این که گسل‌های دارای خش لغزش روی سطح گسل با کانه‌زایی همراه باشند یا نه، به دو دسته بعد از کانه‌زایی و قبل از کانه‌زایی تفکیک شد. LBA حاصل از تحلیل، نشانگر کوتاه شدگی

<sup>۲</sup>Reduced stress tensor

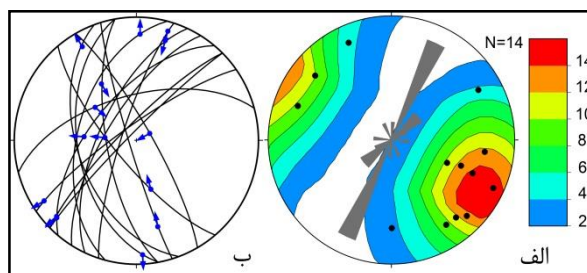
<sup>۱</sup>Linked Bingham axes

<sup>۳</sup>Misfit angle

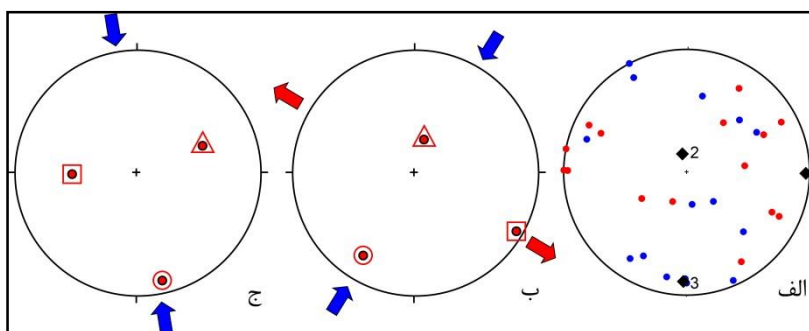
<sup>۴</sup>Rotational optimization



تکتونیکی مایل لغزی در این منطقه همخوان با حرکات مایل لغزی گسل (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲) است.



شکل ۶: الف) موقعیت قطب دایک‌ها. نمودار گل سرخی، نشانگر امتداد دایک‌ها است. ب) موقعیت صفحات گسلی قبل از کانه‌زایی. پیکان‌ها نشانگر جهت حرکت فرادایواره نسبت به فرودایواره گسل هستند.



شکل ۷: تحلیل جنبشی منطقه مورد مطالعه.

الف) تحلیل جنبش شناسی با استفاده از محورهای یینگام براساس گسل-خش‌داری که روی آن‌ها کانه‌زایی صورت گرفته است. نقاط آبی و قرمز رنگ به ترتیب نشانگر موقعیت محورهای فشارش و کشش هستند. مربع‌های مشخص شده با اعداد ۱، ۲ و ۳، نشانگر محورهای LBA. عدد ۱ نشانگر موقعیت محور طولی‌شدگی و عدد ۳ نشانگر موقعیت کوتاه‌شدگی است. ب) تحلیل تنش براساس گسل-خش‌هایی که روی آن‌ها کانه‌زایی شده است. دایره، مثلث و مربع به ترتیب نشانگر موقعیت محورهای بیشینه، میانه و کمترین تنش است. پیکان‌های آبی و قرمز رنگ به ترتیب نشانگر جهات فشارش و کشش افقی هستند. ج) تحلیل تنش براساس گسل-خش‌هایی که روی آن‌ها کانه‌زایی نشده است.

#### جدول ۱: نتایج تحلیل تنش.

Regime 1 و Regime 2 به ترتیب نشانگر رژیم تنش قبل و بعد از کانه‌زایی.  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به ترتیب نشانگر موقعیت محورهای اصلی تنش فشارشی، خنثی و کششی هستند که موقعیت آنها به صورت میل (دو رقم) و روند (سه رقم) نشان داده شده.  $\alpha$ : زاویه عدم انطباق. R: نسبت شکلی تنش  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ . تعداد داده‌های شرکت کننده در میدان تنش تعیین شده نسبت به کل داده‌های استفاده شده. Stress regime: رژیم تنش. SS: رژیم تنش امتدادلغزی و TS: رژیم تنش فشارشی مایل یا تراستی-امتدادلغزی هستند.

Regime	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\alpha$	R	n/nt	Stress regime
Regime 1	22/221	67/019	06/120	23.8	0.49	0.81	SS
Regime 2	12/168	41/068	46/270	29.4	0.23	0.54	TS



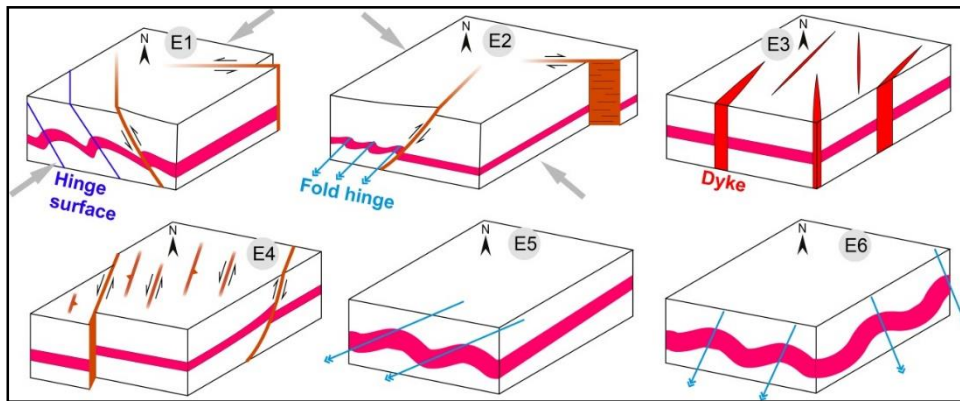
## تاریخچه دگرشکلی منطقه

فشارش شمالی-جنوبی در این منطقه شده است (Mattei et al., 2012). سازند قرمز بالایی میوسن موثر از حرکاتی بوده که آثار آن به صورت تاقدیس و ناودیس‌های ملایم با روند شرق شمال شرق-غرب جنوب غرب ثبت شده است (Mattei et al., 2012) (E5). نهشته‌های نئوژن تحت کوتاه شدگی با روند NNE-SSW تا NNW-SSE دچار چین خوردگی شده‌اند (Berberian, 1976) (E6). این منطقه امروزه نیز تحت فشارش کلی NNE-SSW و کشش NNW-SSE دگرریختی را تحمل می‌کند (Zarifi et al., 2013) که این دگرریختی از شمال به جنوب و از غرب به شرق پیشروی می‌کند (خادمی، ۱۳۸۹).

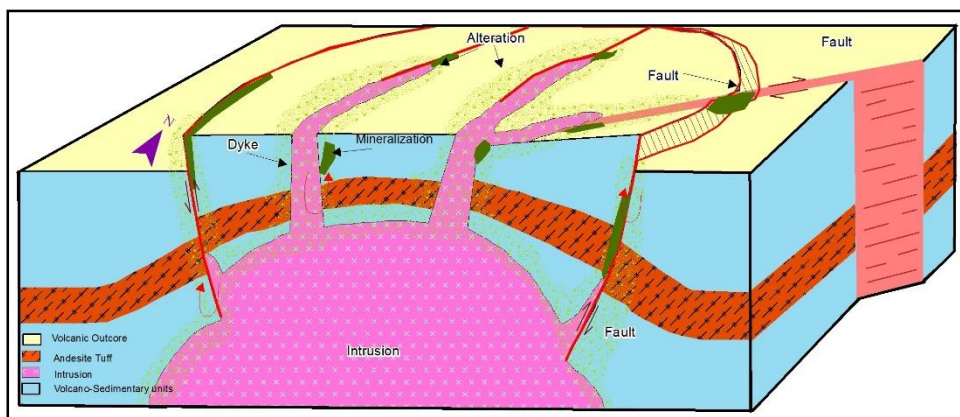
این منطقه همگام با تحولات و تکامل تکتونیکی بخش‌های دیگر ایران، متأثر از فازهای مختلف تکتونیکی، دگرشکلی را به صورت گسلش و چین خوردگی متحمل شده است. این منطقه حداقل تا اوایل کرتاسه، متأثر از فشارش کلی شمال شرقی-جنوب غربی، دارای

راندگی‌هایی با گرایش به سمت غرب، چین خوردگی‌هایی با گرایش سطح محوری به سمت غرب و ساخت‌هایی با سوی برش چپبر هستند (خادمی و شهریاری، ۱۳۸۵) (E1). از کرتاسه به بعد تحت تاثیر فشارش شمال غرب-جنوب شرق، متحمل گسلش معکوس و چین خوردگی شمال شرقی-جنوب غربی و گسلش راستالغز شده است (خادمی و شهریاری، ۱۳۸۵) (E2). این تغییر میدان تنش می‌تواند نتیجه‌ای از تغییرات جنبشی دریای خزر و مناطق پیرامون آن در زمان‌های گذشته (Djamour et al., 2011) باشد. به علاوه اینکه چرخش ایران مرکزی در زمان‌های گذشته (Soffel and Forster, 1982; Soffel et al., 1996) و چرخش بلوک‌های محدود به گسل‌ها نیز می‌تواند میدان تنشی

متفاوت تر از میدان تنش قبلی اعمال کند (Mattei et al., 2012). تعدادی دایک بازیک واحدهای ولکانیک-پیرو کلاستیک ائوسن را با روند شمالی-جنوبی و شمال شرق-جنوب غرب قطع کرده‌اند (کی نژاد و همکاران، ۱۳۸۹ ب) (E3) به علاوه وجود ساخت‌های کششی نشانگر کشش تقریباً شرقی-غربی در منطقه است (خادمی و شهریاری، ۱۳۸۵). در طول زمان الیگو-میوسن، گسلش راستالغز چپگرد و تراستی با روند شرق شمال شرق-غرب جنوب غرب عمل کرده‌اند (E4). چرخش احتمالی ساعتگرد بلوک‌های محدود به گسل‌های با حرکات چپگرد در الیگو-میوسن باعث



شکل ۸: تصویر فرضی سه بعدی از تکامل ساختاری منطقه مورد مطالعه. E1: ساختارهای غالب تا اوایل کرتاسه. E2: ساختارهای غالب از کرتاسه به بعد. E3: دایک‌های تزریق شده در واحدهای آذرین ائوسن. E4: ساختارهای تشکیل شده در الیگومیوسن. E5: چین خوردگی ملاپیم به صورت تاقدیس و ناودیس در سازند قرمز بالایی. E6: چین خوردگی نهشته‌های نئوژن در نتیجه کوتاه شدگی با روند NNE-SSW تا NNW-SSE



شکل ۹: تصویری از مدل سه بعدی کانی‌زایی در منطقه



## بحث و نتیجه گیری

ته نشین شده است. قسمت اعظم این مواد کانیایی در پهنه‌های آسیب دیده گسلی و مناطقی که این گسل‌ها به همدیگر نزدیک می‌شوند تشکیل شده‌اند. این نشان می‌دهد که نفوذپذیری منطقه مورد مطالعه متاثر از شکستگی‌ها، گسلش و پهنه‌های گسلی است.

گسل‌های قبل از کانه‌زایی آثاری از دوباره فعال شدگی را نشان می‌دهند. تحلیل تنش قبل و بعد از کانه‌زایی به علاوه تعداد داده‌های شرکت کننده در میدان تنش بازسازی شده بعد از کانه‌زایی نشان می‌دهد ویژگی جنبشی این منطقه متاثر چندین فاز مختلف تنش بوده است (E3, E4, E5, E6). کانه‌زایی در این منطقه در ارتباط با ته‌نشینی از سیالات هیدروترمال، در شکستگی‌های باز و پهنه‌های آسیب دیده گسلی است که تحت تاثیر کوتاه‌شدگی با روند کلی NE-SW تشکیل شده‌اند.

دگرشکلی به عنوان تاثیری از تنش‌ها در منطقه، به صورت ساختارهای متفاوت در واحدهای مختلف این منطقه ثبت شده است. گسلش و کانیزایی در منطقه بعد از پالئوژن اتفاق افتاده است. میدان تنش بازسازی شده در ارتباط با کانه‌زایی نشانگر جهت فشارش شمال‌شرق-جنوب‌غرب است. عدم وجود اطلاع از سن کانیزایی باعث می‌شود نتوانیم سن میدان تنش مرتبط با شکستگی‌ها و گسل‌های همراه با کانیزایی را بحث و محدود کنیم. از این رو E3, E5 و E6 را در ارتباط با این میدان تنش در نظر می‌گیریم.

از انواع مختلف شکستگی‌ها در نمودار ترکیبی پوش شکستگی گریفیت-مور-کلمب نسبت به جهت بیشینه تنش اعمالی، شکستگی‌های نوع کششی و هیبرید (Fossen, 2010; Bons et al, 2012) مستعد ایجاد فضای باز و ته‌نشینی مواد کانیایی از محلول‌های هیدروترمال هستند. همچنین شکستگی‌های کششی می‌توانند در ارتباط با ساختارهای شبکه‌ای<sup>۱</sup> (Sibson, 1996) یا زلزله‌ها (Nuriel et al., 2012; Hill, 1977) ایجاد شوند.

فشار سیالی بالا نیز می‌تواند سبب گسلش و شکستگی شود (du Rouchet, 1981; Secor, 1965). پهنه‌های آسیب دیده با ویژگی‌های نفوذپذیری خود می‌توانند در اطراف انواع گسل‌های امتدادلغز و شیب‌لغز تشکیل شوند (Kim et al., 2004) و موقعیت هندسی فضایی شکستگی‌ها و ارتباط آن‌ها با همدیگر نفوذپذیری محیط را تحت تاثیر قرار دهد (Sanderson and Nixon, 2015). این پژوهش نشان می‌دهد مواد کانیایی در شکستگی‌های کششی

<sup>۱</sup>Mesh structures



## منابع

- Bons, P.D., Elburg, M.A. and Gomez-Rivas, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43, 33-62.
- Delvaux, D. and Barth, A., 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics*, 482(1), 105-128.
- Delvaux, D. and Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. Geological Society, London, Special Publications, 212(1), 75-100.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H.R. and Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1), 27-34.
- Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295(1), pp.187-197.
- Dolati, A. and Burg, J.P., 2013. Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran. In *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues*. Springer, Berlin, Heidelberg, P: 261-277.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J. and Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1557-1575.
- Fossen H., 2010, structural geology. Cambridge University Press. P: 463.
- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M.J., Jackson, J. and Copley, A., 2010. Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene. *Geophysical Journal International*, 181(3), 1214-1246.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Ahmadian, S. and Saidi, A., 2011. Plio-Quaternary tectonic regime changes in the transition zone between Alborz and Kopeh Dagh mountain ranges (NE Iran). *Tectonophysics*, 506(1-4), 86-108.
- بربریان م.، قریشی م.، طالبیان م. و شجاع طاهری ج.، ۱۳۷۵. پژوهش و بررسی نوزمین ساخت و خطر زمین‌لرزه-گسلش در گستره سمنان. گزارش شماره ۶۳، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۶۶ ص.
- حسامی خ.، جمالی ف. و طبسی ه.، ۱۳۸۲. نقشه گسل‌های فعال ایران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- خادمی م. و شه‌ریاری س.، ۱۳۸۵. پایانه باختری گسل تروود: مثالی کلاسیک از پایانه گسل‌های راست‌الغز. نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، ۶، ۷۵۶-۷۳۹.
- خادمی م. و محاسبه و تفسیر برخی شاخص‌های ریخت‌زمین ساختی پیرامون گسل تروود، جنوب دامغان. فصلنامه علوم زمین، ۷۵، ۵۶-۴۷.
- کی‌نژاد آ.، پورکرمانی م.، آراین م.، سعیدی ع. و لطفی م.، ۱۳۸۹. تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه تروود-معلمان (ایران مرکزی، جنوب خاور دامغان). فصلنامه علوم زمین، ۷۸، ۱۶-۳.
- کی‌نژاد آ.، پورکرمانی م.، آراین م.، سعیدی ع. و لطفی م.، ۱۳۸۹. بررسی شکستگی‌های شمال منطقه تروود-معلمان (ایران مرکزی-جنوب خاور دامغان) و ارتباط آن با کانی‌زایی منطقه. فصلنامه زمین، ۲، ۹۷-۸۱.
- نبوی م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ایی بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.
- Aydin, A. and Berryman, J.G., 2010. Analysis of the growth of strike-slip faults using effective medium theory. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1629-1642.
- Berberian M., 1976. Seismotectonic map of Iran. Scale: 1:2500000. Geological Survey of Iran.



- Soffel, H.C. and Förster, H.G., 1980. Apparent polar wander path of Central Iran and its geotectonic interpretation. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 32(3), 117-135.
- Soffel, H.C., Schmidt, S., Davoudzadeh, M. and Rolf, C., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85(2), 293-302.
- Tripp, G.I. and Vearncombe, J.R., 2004. Fault/fracture density and mineralization: a contouring method for targeting in gold exploration. *Journal of Structural Geology*, 26(6), 1087-1108.
- Twiss, R.J., Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. *Structural geology*. Macmillan, P: 736p.
- Vearncombe, J. and Vearncombe, S., 1999. The spatial distribution of mineralization; applications of Fry analysis. *Economic Geology*, 94(4), 475-486.
- Zarifi, Z., Nilfouroushan, F. and Raeesi, M., 2014. Crustal stress map of Iran: insight from seismic and geodetic computations. *Pure and Applied Geophysics*, 171(7), 1219-1236.
- Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J., Khatib, M.M. and Whitechurch, H., 2017. Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Tectonics*, 36(2), 321-339.
- Kim, Y.S., Peacock, D.C. and Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *Journal of structural geology*, 26(3), 503-517.
- Marrett, R. and Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of structural geology*, 12(8), 973-986.
- Masson, F., Lehujeur, M., Ziegler, Y. and Doubre, C., 2014. Strain rate tensor in Iran from a new GPS velocity field. *Geophysical Journal International*, 197 (1), 10-21.
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F. and Eshraghi, S.A., 2012. Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data. *Geological Society of America Bulletin*, B30479-1.
- Micarelli, L., Benedicto, A. and Wibberley, C.A.J., 2006. Structural evolution and permeability of normal fault zones in highly porous carbonate rocks. *Journal of Structural Geology*, 28(7), 1214-1227.
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics*, 432(1-4), 101-131.
- Nelson, R., 2001. *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*. Gulf Professional Publishing. P: 331.
- Ortega, O. and Marrett, R., 2000. Prediction of macrofracture properties using microfracture information, Mesaverde Group sandstones, San Juan basin, New Mexico. *Journal of Structural Geology*, 22(5), 571-588.
- Sanderson, D.J. and Nixon, C.W., 2015. The use of topology in fracture network characterization. *Journal of Structural Geology*, 72, 55-66.
- Seismicity Faults & Magnetic Lineaments of Iran. Scale: 1:2000000. Tehran Padir Consulting Engineers Company.







## تحلیل ساختاری و برآورد شرایط دمای پهنه برشی در جنوب شرق قروه، کردستان

اشرف ترکیان<sup>۱</sup>، لیلی ایزدی کیان<sup>۲\*</sup>، مؤگان رضایی<sup>۳</sup>

۱- دانشیار پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۲- استادیار تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۳- دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۰۹

### چکیده

منطقه قروه در جنوب شرق کردستان و در شمال غرب پهنه دگرگونی-نفوذی سنندج-سیرجان قرار دارد. بخش‌هایی از توده و دایک‌های گرانیتی جنوب شرق قروه بعد از شکل‌گیری در یک پهنه برشی قرار گرفته‌اند. با توجه به تفاوت نرخ کرنش و پیشرفت میلونیتی شدن در این پهنه برشی، اغلب گرانیت‌ها به صورت باندهایی با ضخامت ۵۰ سانتیمتر تا صدها متر پروتومیلونیت و میلونیت ظاهر شده است. گرانیت‌های میلونیتی دارای برگواری شیب‌دار میلونیتی، اغلب در امتداد شمال غرب-جنوب شرق با شیب به سمت شمال شرق می‌باشند. همچنین برخی از آنها کمی چین خوردگی نشان می‌دهند. میل خطواره کشیده‌کانی در این میلونیت‌ها کم تا متوسط و همگی به سمت شمال شرق است. شواهد جهت برش مانند برگواری، خطواری، نوارهای برشی S و C، میکاهای ماهی‌گون و پورفیرو کلاست‌های پوششی بیانگر حرکت شیب لغز با مولفه معکوس با مولفه راست بر در پهنه برشی می‌باشند. در این سنگ‌ها ریزساختارهای متنوعی نظیر خاموشی موجی، زیر دانه، دانه جدید، نوار و عدسی‌های چند بلوری، تجدید تبلور دینامیکی از نوع SGR، BLG و تا حدی GBM در کوارتز، شکستگی‌های برشی، تجدید تبلور دینامیکی از نوع BLG، تشکیل پریتیت شعله‌ای، تشکیل میرمکیت، تشکیل ریزساختار هسته-پوشش و جایگزینی میکروکلین به جای ارتوز در آلکالی‌فلدسپارها و همینطور شکستگی برشی، گرد شدگی و سایه‌های فشارشی در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود. همه‌ی این ریزساختارها نشان‌دهنده‌ی تغییرات ساختاری شکل‌پذیر در دمای کمتر از ۳۰۰ تا ۵۷۰ درجه سانتی‌گراد است.

واژه‌های کلیدی: میلونیت، پهنه برشی، گرانیت، قروه، کردستان



## Structural analysis and temperature assessment of the shear zone in SE- Qorveh, Kurdistan

Torkian .A<sup>1</sup>; Izadikian .L<sup>2,\*</sup>; Rezaii .M<sup>3</sup>

1- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic science ,Bu-Ali Sina university, Hamedan, Iran

2- Assis tant Professor Department of Geology, Faculty of Basic science ,Bu-Ali Sina university, Hamedan, Iran

3- PhD student of Petrology , Department of Geology, Faculty of Basic science ,Bu-Ali Sina university, Hamedan, Iran

### Abstract

Qorveh area is located in SE-Kurdistan province, in NW- Sanandaj-Sirjan metamorphic-plutonic band. In SE-Qorveh, parts of granitic intrusive and dykes are emplaced in a shear zone after they formed. Based on differences rate of strain and progressing of mylonitization, Shear band of granite show varied treatment such as protomylointe and mylonite (50 Cm to up to 100 M). Often, mylonitic foliation in granitic mylonite has NW-SE strike toward NE plunging and also some of them show folding. Plunging of lineations is low-medium toward NE plunging. Shear sense indicators (e.g. foliation, lineation, C & S shear bands, mica fish and mantled prophyroclstes) in this shear zone show revers slip with right lateral component movement. Microstructural evidence are such as smokey extinction, sub grain, new grain, polycrystalline bands, SGR, BLG, GBM in quartz, shear fracturing, flame perthite, myrmekite, emplaced microcline, rounding and pressure shadow in plagioclase. All of these evidence show structural changes occurred in up to 300 to 570 °C.

**Keywords:** mylonite, shear zone, granite, Qorveh, Kurdistan



## مقدمه

سیرجان و در زیرپهنه دگرشکلی پیچیده قرار دارد (محل و سهندی، ۱۳۷۸). این منطقه متشکل از توده های نفوذی اسیدی (Torkian et al, 2008, Torkian, 2011)؛ Torkian and Furman, 2015 تا باز یک (Molaei Yeganeh et al, 2018؛ ترکیان و همکاران، ۱۳۹۶) است که متأثر از فعالیت های کوهزایی کیمیرین بوده و جایگاه زمین ساختی مرتبط با قوس آتشفشانی در حاشیه فعال قاره ای را دارا است. از ویژگی های مهم این زون وجود سنگ های به شدت دگر شکل یافته و واحدهای شیستی و فیلیتی و متاولکانیک است (ترکیان و همکاران، ۱۳۹۶). توالی چینه ای سنگ ها در نیمه جنوبی قروه که منطقه مورد مطالعه بخشی از آن است، شامل سنگ های دگرگونه تریاس، تریاس-ژوراسیک، ژوراسیک و سنگ های نادگرگونه ائوسن هستند (شکل ۱). توده های نفوذی با ترکیب گابرو دیوریت، دیوریت، گرانودیوریت، سینیت و گرانیت در سنگ های دگرگونه تزریق شده است. ولی بخش قابل توجهی از آنها بر اثر دگرگونی دینامیک دچار تغییر و تحول آشکاری گردیده است (حسینی، ۱۳۷۸). ترکیان و همکاران (۱۳۹۶) و حلمی و حسینی (۱۳۷۶) سنگ های حاصل از این دگرگونی دینامیک را به دو گروه کاتاکلازیت و میلونیت تقسیم نموده اند. همچنین میلونیتی شدن گرانیت های سنگین آباد را که بخش اصلی این پژوهش می باشد، به عنوان بهترین مظهر دگرگونی دینامیک در منطقه قروه معرفی کرده اند. همچنین ایشان دگرگونی مورد بحث را مرتبط با رویدادهای دگرگونی فاز پیرتن دانسته اند (حسینی، ۱۳۷۸). علاوه بر دگرگونی دینامیک دو دگرگونی دیگر شامل دگرگونی ناحیه ای با فشاری معادل ۳/۹ کیلو بار و دمایی برابر ۵۳۹ درجه سانتیگراد و دگرگونی مجاورتی با میانگین فشار ۴/۳ کیلو بار و دمای میانگین ۶۰۷ درجه سانتیگراد را نیز پشت سر گذاشته است (ترکیان و همکاران، ۱۳۹۶).

میلونیت ها شواهدی قوی برای دگرریختی در شرایط شکل پذیر از خود نشان می دهند و معمولاً حاوی عناصر فابریکی هستند که تقارن آنها شکل مونوکلینیک دارد. پهنه های برشی شکل پذیر نسبت به پهنه های شکنا، در درجات دگرگونی بالاتر تشکیل می شوند. در واقع پهنه های برشی شکنا مربوط به قسمت های فوقانی پوسته و پهنه های برشی شکل پذیر مربوط به قسمت های میانی و تحتانی پوسته هستند (محل، ۱۳۸۸). بررسی های تجربی و مدل سازی عددی در پهنه های برشی شکل پذیر نشان داده اند که شکل گیری و تکامل پهنه های برشی نتیجه مجموعه جریان چسبنده و نرم شدگی حاصل از کرنش در سنگ های همگن بوده و برای تشکیل آنها نیازی به حضور سطوح جدا شده نیست (Sibson, 1977; Bowden, 1977; Poirier, 1980). برخی از پژوهشگران تمرکز کرنش برشی روی شکستگی های از پیش موجود نظیر درزه ها و گسل ها را در تشکیل پهنه های برشی شکل پذیر موثر می دانند (Segall, 1983 ; Pennacchioni, 2005). گرانیت های جنوب شرق قروه در محدوده بین طول های جغرافیایی 48' 47 ° تا 55' 48 ° و در عرض های جغرافیایی 5' 35 ° تا 8' 35 ° می باشد و همانند بسیاری از توده های گرانیتوئیدی در نوارهای کوهزایی، مکان مناسبی برای گسترش پهنه های برشی شکل پذیر بوده است. در این پژوهش سعی بر آن است که ویژگی های ساختاری در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی، تحلیل حرکت شناسی و شرایط دمایی در زمان شکل گیری پهنه برشی شکل پذیر در منطقه، مورد بررسی قرار گیرد.

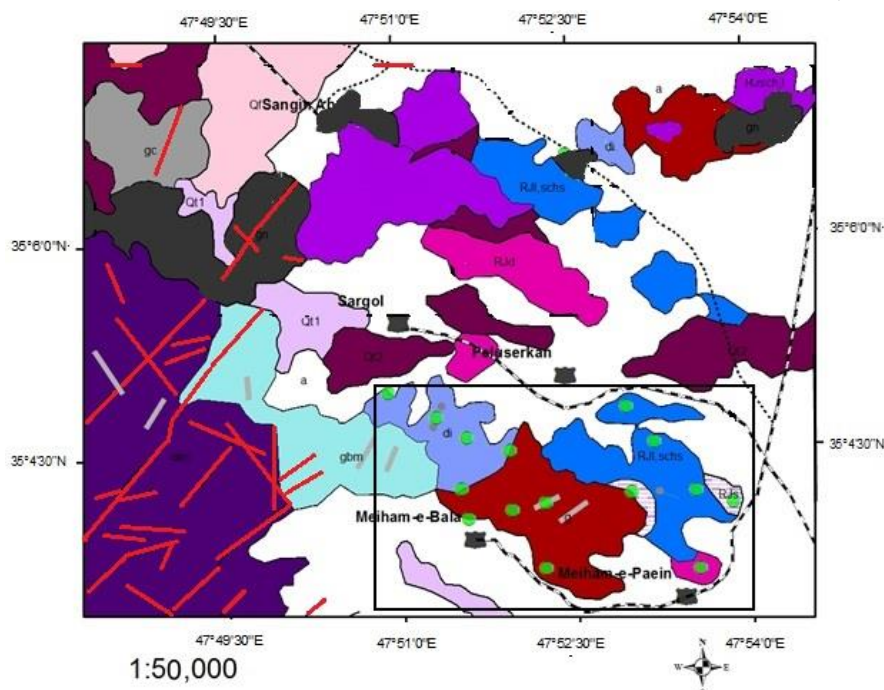
## موقعیت زمین شناسی

ورقه قروه در بخش جنوب شرق نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش سنندج (زاهدی، ۱۳۶۹) واقع است. از نظر موقعیت ساختاری، در قسمت شمال غربی پهنه سنندج-

## روش کار

قبل از برداشتن نمونه، موقعیت شیب و جهت شیب علامت گذاری و به صورت استاندارد برداشت شده است. در مرحله بعد ۴۰ مقطع نازک در جهت موازی خطوارگی و عمود بر جهت برگوارگی در سنگ‌ها تهیه و کانی‌شناسی، پتروگرافی و ریزساختارها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

در این پژوهش ابتدا بازدید و بررسی‌های صحرایی به جهت، توصیف واحدهای سنگی، تحلیل ساختاری، اندازه‌گیری دقیق پارامترهایی چون برگوارگی و خطوارگی و نمونه‌برداری جهت‌دار به منظور تعیین حرکت پهنه برشی انجام شد. در نمونه‌برداری جهت‌دار



### Legend

a: Agricultural land	Dikes of aplite g
QF: Alluvial fan	Dikes of dolorite
Qt2: Low level terraces	Fault
Qt1: High level	Asphalt road
RJsch,I: Micaschist	Village
RJI,schs: Alternation of amphibole schist	GPS Points
RJd: dolomite, limestone	
RJs: Marble	
gn: Mylonitised granite	
gd: Deformed granite	
gbm: Foliated and brecciated gabbro	
dim: Foliated and brecciated diorite and gabbro	
g: Granite	
di: Diorite	

شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه و موقعیت نمونه‌های جهت یافته [اقتباس از حسینی (۱۳۷۸)]



تشکیل چین‌های فشرده تا یال موازی و چین‌های خوابیده دیده می‌شود (شکل ۳ الف و ب). سطح محوری این چین‌ها تقریباً موازی  $S_2$  و دارای امتداد شمال‌غرب-جنوب شرق است. محور چین‌ها شیب متوسط تا افقی دارد. ماهیت برگوارگی نسل دوم که در منطقه برگوارگی غالب را ایجاد کرده است، بیشتر از نوع شیستوزیته سطح محوری و در سنگ‌های میلوئیتی از نوع برگوارگی میلوئیتی می‌باشد. این برگوارگی گاهی به موازات لایه‌بندی اولیه دیده می‌شود که در طی دگرشکلی‌های بعدی چین‌خورده و برگواره نسل سوم را در منطقه ایجاد کرده است (شکل ۳ ب و ت).

### دگرشکلی مرحله سوم

چین‌خوردگی نسل سوم با تشکیل چین‌های ملایم تا باز در منطقه نمایان است که برگوارگی نسل دوم را چین داده است. این چین‌ها اغلب قائم تا مایل هستند و محور آنها تقریباً افقی می‌باشد. برگوارگی نسل سوم برگوارگی ضعیفی است که به موازات سطح محوری چین‌های نسل سوم گسترش یافته است. این برگوارگی به صورت خم شدن کانی‌های صفحه‌ای نظیر مسکویت و بیوتیت و کانی‌های سوزنی‌ترمولیت و اکتینولیت موازی سطح محوری چین‌های نسل سوم ایجاد شده است و در راستای این برگوارگی هیچ کانی صفحه‌ای رشد نکرده است (شکل ۴ الف و ب).

### شواهد دگرشکلی گرانیتهای میلوئیتی

بخش‌هایی از توده و دایک‌های گرانیتهای جنوب شرق قروه بعد از شکل‌گیری در یک پهنه برشی شکل‌پذیر واقع شده‌اند. با توجه به تفاوت نرخ کرنش و پیشرفت میلوئیتی شدن در این پهنه برشی، گرانیتهای اغلب به صورت باندهایی با ضخامت‌های مختلف بصورت پروتومیلونیت و میلوئیت ظاهر شده است. مرز گرانیتهای دگرشکلی‌های

### دگرشکلی‌های منطقه

آنچه از بررسی‌های ساختاری منطقه جنوب شرق قروه بدست آمده است، وقوع سه مرحله دگرشکلی است. آثار دگرشکلی  $D_1$  در منطقه به صورت جزئی دیده می‌شود اما آثار  $D_2$  و  $D_3$  بصورت چین‌خوردگی‌های متعدد ( $F_2$  و  $F_3$ ) و برگوارگی ( $S_2$ )، خطوارگی و پهنه‌های برشی شکل‌پذیر قابل مشاهده است (رضایی، ۱۳۹۰).

### دگرشکلی مرحله اول

در اولین مرحله دگرشکلی منطقه، نیروهای زمین‌ساختی همراه با فاز حرارتی باعث دگرگون شدن رسوبات و سنگ‌های اولیه شده است. درجه دگرگونی این مرحله با توجه به کانی‌های دگرگونی تشکیل شده در حد رخساره شیست سبز می‌باشد. چین‌های مربوط به دگرشکلی اول در مناطق محدودی از زیر زون با دگرشکلی‌های پیچیده سندج-سیرجان مشاهده شده است (محجل و سهندی، ۱۳۷۸) و در منطقه مورد مطالعه در مقاطع میکروسکوپی، چین‌های نسل اول در اثر فرایند فراگذاری (Transposition) ناشی از دگرشکلی مرحله دوم، موازی لایه‌بندی اولیه قرار گرفته‌اند و یال‌های آنها کشیده و بریده شده است. در بعضی قسمت‌ها لولای چین نسل اول مشخص است (شکل ۲ الف و ب).

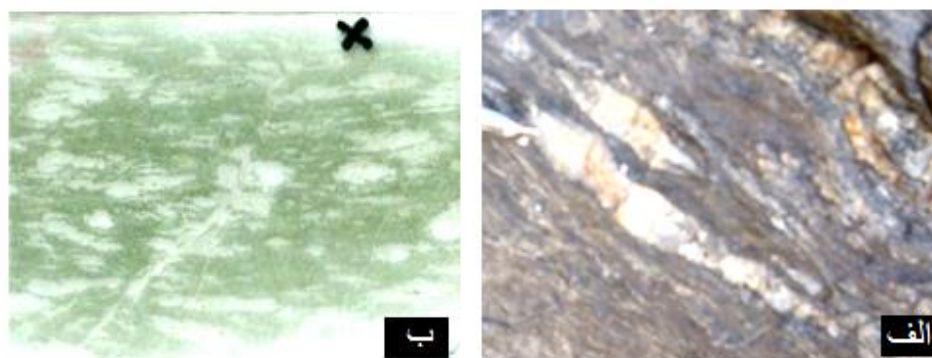
### دگرشکلی مرحله دوم

دگرشکلی  $D_2$  در سنگ‌های منطقه بیشترین اثر را نسبت به دگرشکلی‌های دیگر باقی گذاشته است و قویترین دگرشکلی در منطقه محسوب می‌شود. آثار دگرشکلی دوم به صورت چین‌خوردگی و تشکیل پهنه برشی شکل‌پذیر در بخش‌هایی از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نمایان است. چین‌خوردگی نسل دوم بصورت



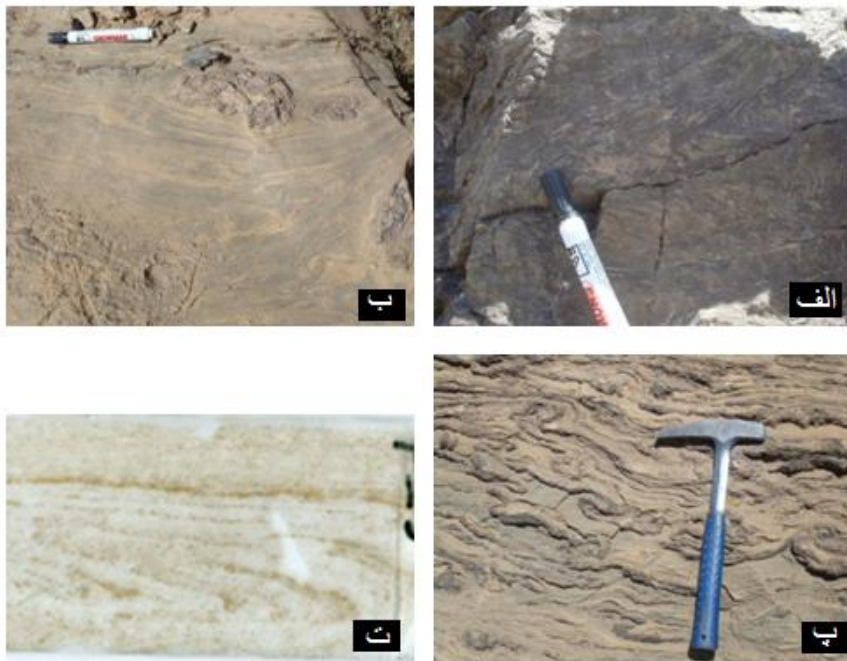
صورت سطح C دیده می شود. این برگواره از جهت یابی ترجیحی نوارهای کوارتزی، ریزدانه های کوارتز، فلدسپار و بیوتیت تشکیل شده است. معمولاً برگوارگی میلوئیتی امتداد شمال غرب - جنوب شرق را نشان می دهد و در مناطق مختلف از شیب های متغیری برخوردار هستند (شکل ۶ الف). مقدار شیب از ۱۰ تا ۸۰ درجه و به سمت شمال شرق می باشد. خطواره میلوئیتی از کشیده شدن فلدسپارها در سنگ ایجاد شده است. میل خطواره های کششی کم تا متوسط و میانگین آن ها حدود ۳۵ تا ۴۰ درجه و همگی به سمت شمال شرق می باشد (شکل ۶ ب). برگوارگی میلوئیت ها به صورت محلی با چین های بسته و یال موازی همراه هستند (شکل ۷ الف). بعضی از این چین ها از نوع چین های غلافی می باشند که شکل کشیده دارند و محور آن ها موازی خطوارگی میلوئیتی در پهنه میلوئیتی می باشد (شکل ۷ ب، پ).

متفاوت اغلب تدریجی است. قسمت اعظم توده به پروتومیلونیت ها اختصاص دارد و ساخت پورفیروئیدی نشان می دهند. این پروتومیلونیت ها در واقع حاوی پورفیروکلاست های باقیمانده از سنگ اولیه هستند که اندازه ی آن ها از خمیره بزرگتر و برگوارگی موجود در خمیره آن ها را دور می زند. گسترش پورفیروکلاست ها به دلیل اختلاف رئولوژی مواد تشکیل دهنده ی سنگ ها است که معمولاً بلورهای سخت تر پورفیروکلاست را می سازند و بخش های نرم خمیره را تشکیل می دهند. همچنین در این سنگ ها باندهای برشی S<sub>2</sub>C تشکیل شده که بیانگر نوع حرکت برشی راست بر معکوس است (شکل ۵). میلوئیت ها بخش های کم عرضی را در پهنه برشی تشکیل داده و در آنها از مقدار پورفیروکلاست ها کاسته شده و با ساخت توده ای و متوسط دانه مشاهده می شوند. برگوارگی میلوئیتی در گرانیتهای میلوئیتی به



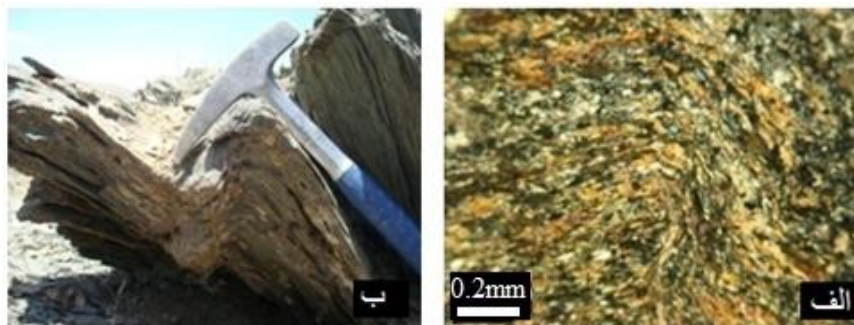
شکل ۲: تصاویر چین های نسل دوم

الف) چین فشرده در میکاشیست. ب) چین فشرده در مرمر پ) چین های برشی لایه های چرتی در مرمر. (این چین ها ممکن است مربوط به چین های فرعی یک چین بزرگ باشند). ت) مقطع نازک از چین یال موازی در میکاشیست



شکل ۳. تصاویر چین‌های نسل دوم

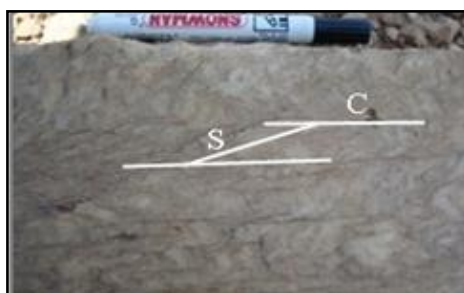
(الف) چین فشرده در میکاشیست. (ب) چین فشرده در مرمر (پ) چین‌های برشی لایه‌های چرتی در مرمر. (این چین‌ها ممکن است مربوط به چین‌های فرعی یک چین بزرگ باشند). (ت) مقطع نازک از چین یال موازی در میکاشیست.



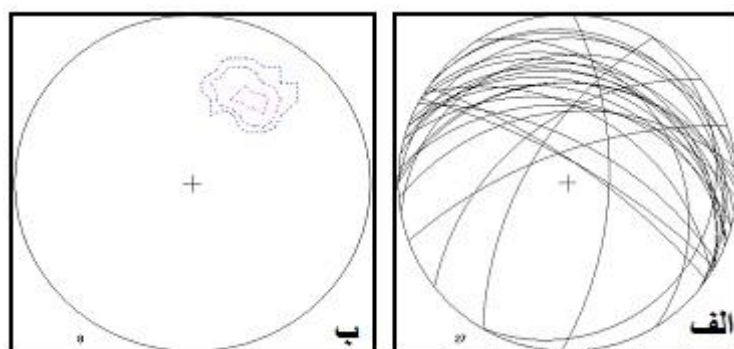
شکل ۴. تصاویر صحرائی و مقطع نازک

(الف) تصویر چین‌های ریز مقیاس نسل سوم و نوع برگوارگی نسل سوم در مقطع نازک، (ب) چین جناغی نسل سوم در آمفیبول‌شیست‌ها





شکل ۵: باندهای برشی نوع S,C با حرکت راست بر معکوس



شکل ۶: ویژگیهای ساختاری پهنه برشی  
(الف) موقعیت برگوارگی میلونیتی منطقه، (ب) کنتور دیاگرام خطوارگی کششی کانیاپی منطقه.

موقعیت برگوارگی میلونیتی منطقه، (ب) کنتور دیاگرام خطوارگی کششی کانیاپی منطقه.



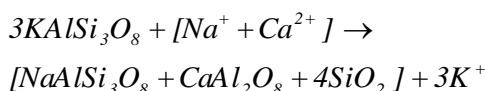


شکل ۷: (الف) برگوارگی در گرانیت میلوئیتی ، (ب) چین غلافی در گرانیت میلوئیتی  
(پ) پورفیروکلاست نوع سیگما با حرکت معکوس راست بر.



## ویژگی‌های میکروسکوپی پهنه برشی در گرانیتهای

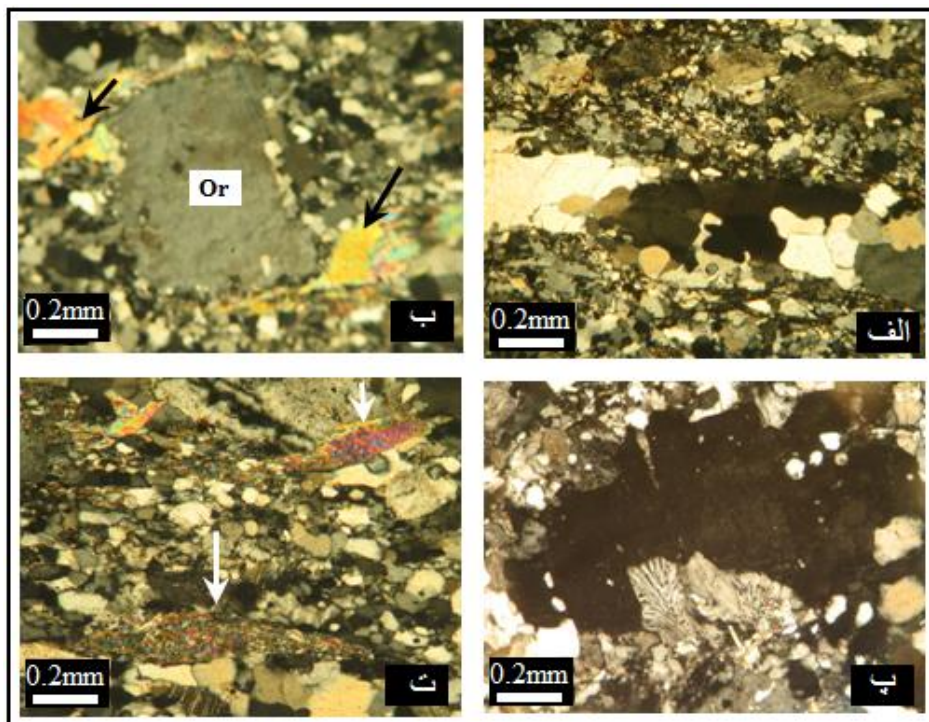
(رابطه ۱)



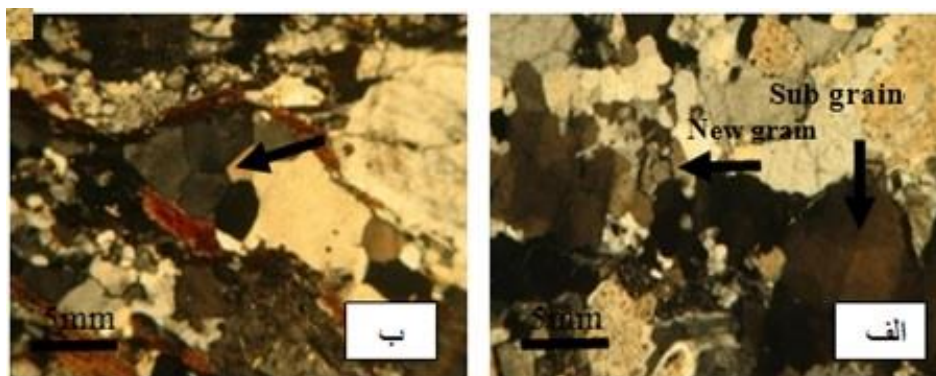
### پروتومیلونیت‌ها

در این سنگ‌ها دگرشکلی و ریز ساختارهای زیر در کانی‌ها قابل مشاهده است: آلکالی فلدسپارها ساختارهای شکننده و شکل‌پذیری را به نمایش گذاشته‌اند. آن‌ها در اندازه خیلی درشت (پورفیروکلاست) تا ریز مشاهده می‌شوند. کاهش اندازه آلکالی فلدسپارها نتیجه تشکیل میرمیکت، تبلور مجدد و شکستگی در آنها می‌باشد. (شکل ۸الف). آلکالی فلدسپارها به صورت میکروکلین با ماکل تارتن، ارتوز پرتیتی، ارتوز با ماکل آلیتی و میرمیکت مشاهده می‌شوند. همچنین ماکل دگرریختی به وفور دیده می‌شود. سنگ‌های دارای بیشترین تغییر شکل معمولاً حاوی میکروکلین زیادتر و ارتوز کمتری هستند، بنابراین می‌توان گفت که تنش برشی حاکم بر سنگ یک عامل کنترل‌کننده مهم در تبدیل انواع فلدسپارهای پتاسیم‌دار به میکروکلین بوده است (قاسمی، ۱۳۷۸). وجود میکروکلین در بلورهای ارتوز می‌تواند نشانه دگرشکلی آنها در حالت جامد باشد (Bouchez Eggleton, 1979) et al., 1992. میرمیکت (شکل ۸پ) به عنوان شاهد دگرریختی در حالت جامد معرفی شده است که با گسترش ترجیحی بلورهای فلدسپار پتاسیم‌دار در جریان کاهش حجم در محل‌های حاوی تنش بالای تفریقی ایجاد می‌شود. آرایش تیغه‌های کوارتز در میرمیکت ممکن است تقارن مونوکلینیک داخلی نیز نشان دهند و به عنوان تعیین‌کننده نوع برش مستقل داخلی استفاده می‌گردد (Simpson & Wintsch, 1989). از طرفی پهنه‌های گسلی و میلونیتی به عنوان مناطق مستعد چرخش و حرکت سیالات متاسوماتیک سبب متاسوماتیسم سدیم و کلسیم و تشکیل میرمیکت می‌شوند. این تغییرات را می‌توان با واکنش زیر بیان کرد:

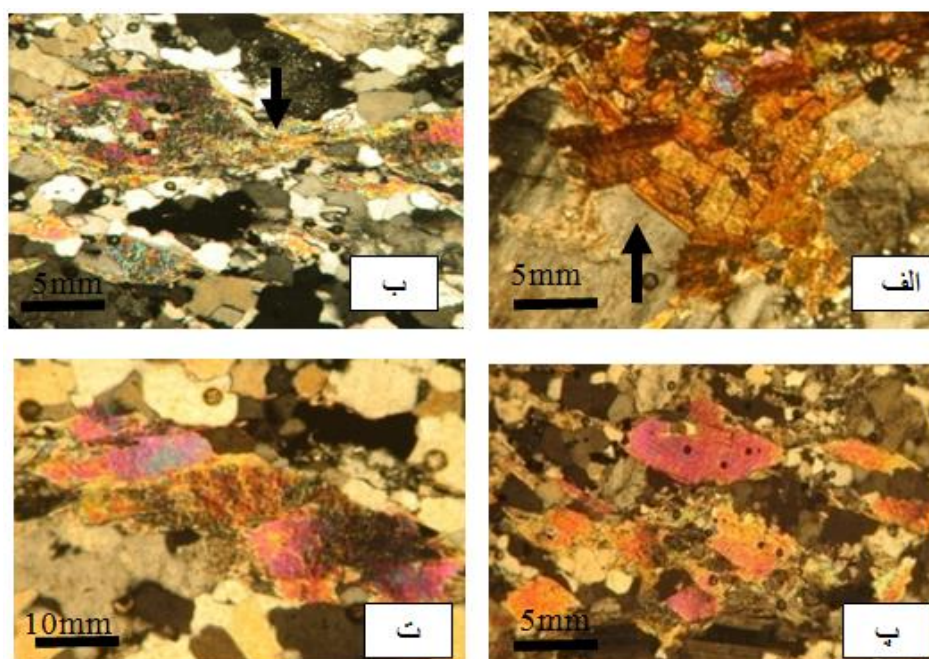
(Collins, 1989) وجود پرتیت شعله‌ای در نمونه‌ها بر دگرریختی در شرایط دگرگونی شیبست سبز و تنش تقسیم-شونده بالا در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر دلالت دارد (محل، ۱۳۸۸). کانی ارتوز (شکل ۸ب) در جهت برگوارگی کشیده شده و اندکی تبلور مجدد در حاشیه آن صورت گرفته است. همچنین در برخی بلورهای ارتوز شکستگی دیده می‌شود که محل شکستگی‌ها با مواد خردشده و لغزیده‌ی سایر کانی‌ها پر شده است. کوارتز در اندازه‌های ریز تا متوسط تبلور شده‌اند. خاموشی موجی، خاموشی جارویی، زیر دانه (Sub grain)، دانه جدید (New grain) و تبلور مجدد نوع (Bulging BLG recrystallization) در کوارتزها دیده می‌شود. بلورهای این کانی به صورت چند بلوری (Polycrystalline) با زوایای سه‌گانه ۱۲۰ درجه تجمع یافته‌اند (شکل ۹). پلاژیوکلازها به صورت بی‌شکل با اندازه ریز، متوسط تا درشت هستند. حاشیه برخی از آنها خرده شده و کروی شکل می‌باشند. در آنها شکستگی، خمش و خاموشی موجی دیده می‌شود. در اطراف پلاژیوکلازها سایه فشاری از میکا فلدسپار و کوارتز تشکیل شده است. در بعضی مقاطع پلاژیوکلاز به اپیدوت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت و سرسیت تجزیه شده است. اندازه بیوتیت‌ها ریز تا متوسط است. بیوتیت‌ها در واقع برگوارگی را ایجاد کرده‌اند و برخی درشت بلورها را دور زده‌اند. در این کانی ریزساختارهای شکستگی، خاموشی موجی، لغزش در سطح کلیواژ و کینک‌شدگی دیده می‌شود. مسکویت (شکل ۸ت) در بعضی مقاطع ریزساختار ماهی‌گون وقفسه کتابی را تشکیل داده است. ساختار ماهی‌گون در این سنگ‌ها به گروه‌های ۱، ۲ و ۵ رده‌بندی ارائه شده توسط (Ten Grotenhui et al., 1992) وابسته است (شکل ۱۰).



شکل ۸: الف) نوارهای چندبلوری کوارتز در راستای برگوارگی در نور XPL  
ب) تبلور مجدد و سایه کرنش در اطراف ارتوز  
پ) تشکیل میرمیت و دانه جدید درون ارتوز. ت) تشکیل میکاماهی از مسکویت.



شکل ۹: تصاویر میکروسکوپی از ریزساختارهای تشکیل شده در کوارتز  
الف) زیر دانه، خاموشی موجی و دانه جدید در کوارتز ب) تجمع کوارتز با زوایایی سه گانه ۱۲۰ درجه.



شکل ۱۰: تصاویر میکروسکوپی از ریزساختارهای تشکیل شده در بیوتیت و مسکویت  
 الف) شکستگی بیوتیت، ب) لغزش و خمش مسکویت در راستای کلیواژ  
 پ) مسکویت ماهی گون با حرکت برشی چپ بر که با توجه به جهت یابی مقطع حرکت اصلی معکوس است  
 ت) ریزساختار قفسه کنایی در مسکویت.

### میلونیت‌ها

BLG رویت می‌شود. ضمن اینکه میکروکلین دچار لغزش و به هم ریختگی شده، پلاژیوکلازها گرد، برخی پهن و شکسته شده‌اند. در این کانی گاهی آثاری از دگرسانی نوع سرسیتی و سو سوریته نیز مشاهده می‌شود. کوارتز علاوه بر دانه‌های جدید و خاموشی موجی تبلور مجدد از نوع SGR (Subgrain rotation recrystallization) و تا حدی GBM (Grain Boundary migration) (recrystallization) حاصل نموده است (شکل ۱۱).

در میلونیت‌های نوع ۲ ترکیب کانی شناسی شامل کوارتز ۵ تا ۱۰ درصد حجمی، آلکالی فلدسپار تقریباً ۵ درصد، پلاژیوکلاز تقریباً ۵ درصد، بیوتیت و مسکویت ۳ درصد کانی‌های فرعی اسفن، اکسیدهای آهن و زیرکن مجموعاً حدود ۲ درصد و حدود ۷۰ تا ۸۰ درصد ماتریکس می‌باشد. این نوع در واقع در مقایسه با میلونیت‌های نوع ۱، از درشت‌بلورها باز هم کاسته و بر

میلونیت‌های منطقه با توجه به درصد حجمی ماتریکس به دو دسته قابل تفکیک هستند. در برش نازک از نمونه‌های نوع ۱ ترکیب کانی شناسی شامل کوارتز ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی، پلاژیوکلاز ۵ تا ۱۰ درصد، آلکالی فلدسپار ۱۰ تا ۱۵ درصد، بیوتیت و مسکویت ۵ درصد و کانی‌های فرعی اسفن، آلانیت، زیرکن، اکسیدهای آهن، زیرکن و کانی‌های ثانویه مجموعاً ۳ تا ۵ درصد و حدود ۵۰ تا ۵۵ درصد ماتریکس می‌باشد. در میلونیت‌های نوع ۱ نسبت به پروتومیلونیت‌ها از پورفیر و کلاست‌ها و درشت دانه‌ها کاسته شده و به فراوانی حجمی زمینه ریز دانه، به دلیل تبلور مجدد و شکستگی بیشتر کانی‌ها، ناشی از افزایش دما و نرخ کرنش در آنها، افزوده شده است. در این سنگ‌ها بافت میرمکتیتی همچنان حضور دارد. در اطراف ارتوز تبلور مجدد از نوع

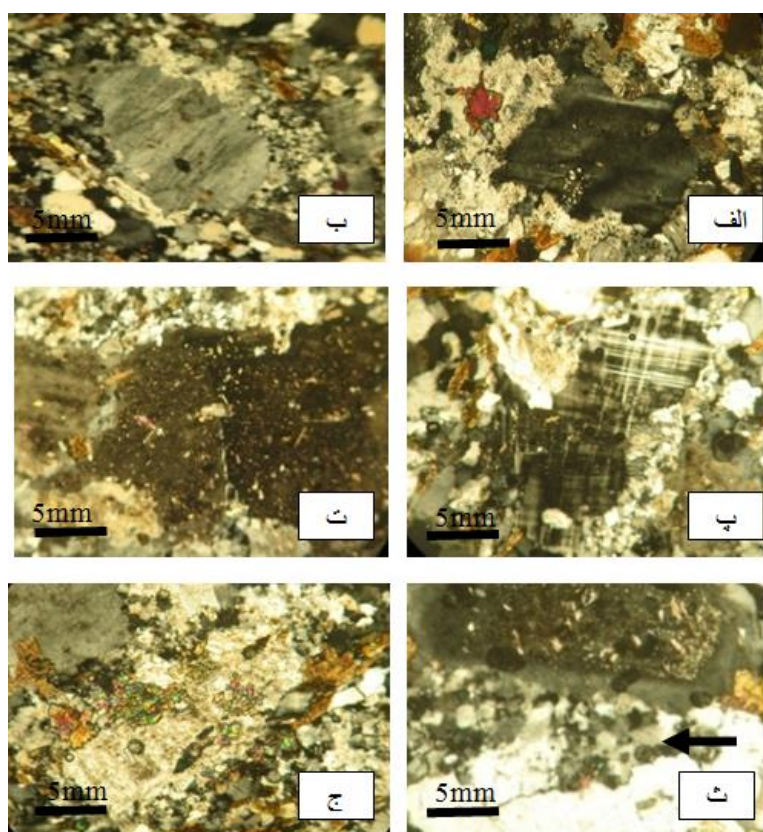


(مجله، ۱۳۸۸). یکی از مهمترین نکاتی که در مورد برش تیغه نازک میلونیت‌ها توجه شده است، برش در جهت موازی خطوارگی و عمود بر برگوارگی آنها است. نشانگرهای مشخص کننده سمت و سوی برش در پهنه برشی مورد مطالعه، پورفیروکلاست‌ها با سایه فشاری، پورفیروکلاست پوششی، برگوارگی‌ها و خطوارگی‌ها، میکا ماهی و نوارهای برشی می‌باشند. در پورفیروکلاست‌های با سایه فشاری، پورفیروکلاست از جنس پلاژیوکلاز و دنباله‌ها از تجمع ذرات ریز و تجدید تبلور یافته کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و مسکویت تشکیل شده‌اند. پورفیروکلاست‌های پوششی پرتیت، نوع سیگما را نشان می‌دهند. میکاماهی‌ها اصولاً در پال طویل خود با زاویه‌ای کم نسبت به برگوارگی در سنگ‌های میلونیتی قرار گرفته‌اند. نوارهای برشی به شکل S و C در میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌های پهنه برشی مورد مطالعه دیده می‌شوند. دانه‌های کشیده فلدسپار، بیوتیت، سطوح S و از جهت یابی بیوتیت، کلریت و نوارهای کوارتز سطوح C که همان برگوارگی اصلی میلونیتی می‌باشد، تشکیل شده است. خطواره میلونیتی از کشیده شدن فلدسپارها در سنگ ایجاد شده است. ویژگی هندسی ریز ساختارها در زون برشی و ارتباط آنها با برگوارگی میلونیتی با شیب متغیر ۱۰ تا ۸۰ درجه و میل خطواره کششی کم تا متوسط و شیب میانگین حدود ۳۵ تا ۴۰ درجه موید حرکت پهنه برشی به صورت شیب لغز با مولفه معکوس راست بر می‌باشد.

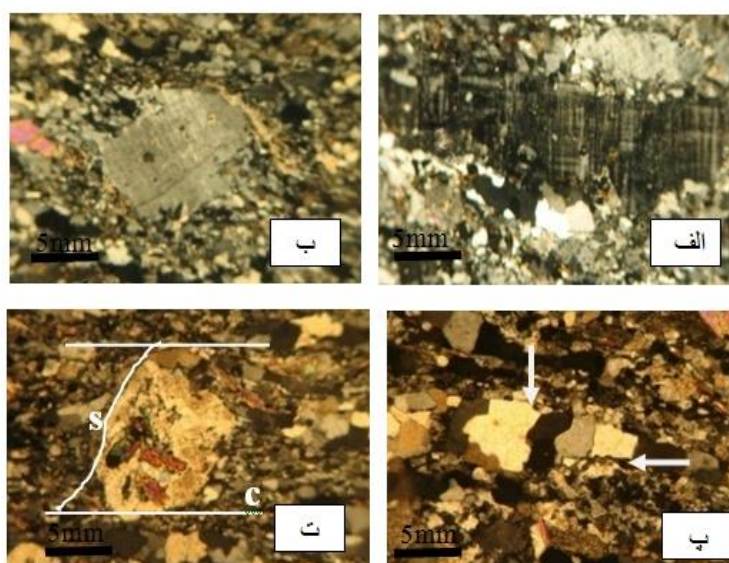
زمینه ریز دانه افزوده شده است. این ریز دانه‌ها ناشی از تبلور مجدد کانی‌ها در دمای بالا هستند. شواهد دگرشکلی در این میلونیت‌ها به شرح زیر می‌باشد. در بلورهای میکروکلین مقداری کشیدگی و تبلور مجدد در جهت برگوارگی صورت گرفته است. در اطراف پرتیت تبلور مجدد دیده می‌شود و ریزساختار پورفیروکلاست‌های پوششی نوع سیگما بوجود آمده است. در این سنگ‌ها اثری از میرمکیت وجود ندارد (شکل ۱۲). در کوارتز خاموشی موجی و زیردانه‌ها از بین رفته و تبلور مجدد دینامیکی از نوع SGR، BLG و تا حدی GBM دیده می‌شود. حاشیه دانه‌های کوارتز به صورت آمیبی و دانه‌ها در نتیجه تجدید تبلور سریع ظاهری بی‌کرنش را به نمایش گذاشته‌اند. کوارتز به صورت نواری و عدسی‌های چند بلوری با مرز نامنظم و تجدید تبلور یافته در راستای برگوارگی دیده می‌شود. این پدیده پیشنهاد کننده ترکیبی از دو فرایند SGR و GBM می‌باشد (مسعودی، ۱۳۸۸). در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز سایه فشاری حاصل تجمع دانه‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و دانه‌های تبلور مجدد یافته خود بلور مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز گاهی به اپیدوت و گاهی دیگر به سریسیت تبدیل شده است. بیوتیت و مسکویت در اندازه ریز و تا حدی متوسط وجود دارند. در بعضی مقاطع به کلریت تجزیه شده‌اند. در این سنگ‌ها همچنین باندهای برشی نوع S و C تشکیل شده‌اند. سطوح S با دانه‌های کشیده فلدسپار، بیوتیت و سطوح C که برگوارگی اصلی میلونیتی بوده، از اجتماع و سمت‌گیری بیوتیت، کلریت و نوارهای کوارتز مشخص می‌شوند.

### تعیین مکانیسم حرکتی پهنه برشی در منطقه

پهنه‌های برشی با تغییرات ساختاری شکل‌پذیر در مقیاس مژوسکوپی و میکروسکوپی دارای ریزساختارهایی هستند که بیانگر سمت و سوی برش در آنها است



شکل ۱۱: تصاویر میکروسکوپی از ریزساختارهای تشکیل شده در میلونیت نوع ۱ (الف) میرمکیت‌های حاشیه‌ای و تبلور مجدد در اطراف ارتوز، (ب) تبلور مجدد BLG در اطراف پرتیت (پ) لغزش و به هم ریختگی میکروکلین، (ت) پهن-شدگی و شکستگی پلاژیوکلاز (ث) تبلور مجدد SGR و تا حدی MGB کوارتز، (ج) تبلور مجدد اندک اطراف پلاژیوکلاز.



شکل ۱۲: تصاویر میکروسکوپی از ریزساختارهای تشکیل شده در میلونیت نوع ۲ (الف) کشیدگی و مقداری تبلور مجدد میکروکلین در راستای برگواگی. (ب) تبلور مجدد SGR و تشکیل پورفیروکلاست پوششی سیگما. (پ) تبلور مجدد SGR و GBM و نوارهای چند بلوری کوارتز. (ت) باندهای برشی S, C.



دگرشکلی را می‌توان ۵۷۰ درجه در نظر گرفته می‌شود (Stipp et al., 2002). بعلاوه، نوارهای کوارتز شدیداً کشیده و بزرگ، به صورت نوارهای چند بلوری قابل مشاهده است، که در همین شرایط تشکیل می‌شوند (Boullier & Bouchez, 1975). فلدسپارهای قلیایی به موازات برگوارگی در حاشیه تبلوردوباره پیدا کرده‌اند. این پدیده حرارت‌های حدود ۵۰۰ تا ۶۰۰ را پیشنهاد می‌کند (Srivastva & mitra, 1996). نتیجتاً با توجه به شواهد ساختارهای فوق و دامنه دمای مربوط به آنها دمای دگرشکلی کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد در گرانیتهای با دگرشکلی ضعیف تا ۵۷۰ درجه سانتیگراد برای میلونیت‌ها افزایش یافته است (رضایی، ۱۳۹۰).

### نتیجه‌گیری

در جنوب شرق قروه سه مرحله دگرشکلی شکل گرفته است. پهنه‌های برشی تشکیل شده در منطقه مرتبط با دگرشکلی دوم و احتمالاً به سن کرتاسه پسین می‌باشند. واحدهای گرانیتی جنوب شرق قروه بعد از تشکیل در یک پهنه برشی شکل پذیر قرار گرفته است. گرانیتهای میلونیتی دارای برگواره‌ی شیب‌دار میلونیتی، اغلب در امتداد شمال غرب- جنوب شرق با شیب به سمت شمال شرق می‌باشند. همچنین برخی از برگوارگی میلونیتی کمی چین خوردگی نشان می‌دهند. این چین خوردگی در ارتباط با دگرشکلی مرحله سوم و بعد از میلونیتی شدن اتفاق افتاده است. میل خطواره کشیده کانی در این میلونیت‌ها کم تا متوسط و همگی به سمت شمال شرق است. نشانگرهای جهت برش مانند برگوارگی، خطوارگی، نوارهای برشی S, C، میکاهای ماهی‌گون و پورفیروکلاست‌های پوششی بیانگر حرکت شیب لغز همراه با مولفه معکوس پهنه برشی با مولفه راست بر می‌باشند. بررسی تغییرات ساختاری در کوارتز، فلدسپار و بیوتیت موید آن است که

### شرایط دما هنگام دگرشکلی در زون برشی مورد مطالعه

امروزه ریز ساختارهای ایجاد شده در کانی‌ها طی تغییرات ساختاری در یک پهنه برشی شکل‌پذیر ابزار مفیدی برای برآورد دمای دگرشکلی می‌باشند (مسعودی و همکاران، ۱۳۸۸). رفتار کانی‌ها طی فرایند تغییر ساختاری و نیز ساختارهای ایجاد شده در آنها توسط پژوهشگران مختلف مورد بررسی قرار گرفته است (برای مثال محجل، ۱۳۸۸ و Hirth & Tullis, 1992) شواهد ساختاری و دگرشکلی در کانی‌هایی چون کوارتز، فلدسپار و بیوتیت امکان برآورد حرارت حاکم در زمان دگرشکلی در پهنه برشی جنوب شرق قروه را بوجود آورده است. در گرانیتهای با دگرشکلی ضعیف منطقه مورد مطالعه ریزساختارهای خاموشی موجی و شکستگی کانی‌ها مشاهده شده است که دمای کمتر از ۳۰۰ درجه را نشان می‌دهند. حال آنکه در پروتومیلونیت‌ها به سبب حضور ریز ساختارهایی مانند تبلور مجدد دینامیکی از نوع BLG و دانه جدید در کوارتز، شکستگی‌ها و خاموشی موجی در فلدسپار و پیدایش پرتیت بایستی انتظار دمای بالاتری (دمای ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد) را داشت (محجل، ۱۳۸۸) و (Fitzgerald & Stunitz, 1993) بر این باورند که حضور شکستگی‌ها در فلدسپار نشان‌دهنده دگرشکلی در شرایط معادل دگرگونی رخساره متوسط شیبست سبز است. تبدیل ارتوز به میکروکلین (قاسمی، ۱۳۷۸)، همچنین آغاز تبلور مجدد دینامیکی به مقدار اندک در حاشیه فلدسپار، پرتیت‌های شعله‌ای، تبلور مجدد SRG در کوارتز و تشکیل میرمکیت (محجل، ۱۳۸۸) موید دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در میلونیت‌های منطقه مورد مطالعه کوارتز تبلور مجدد دینامیکی از نوع SRG و GBM حاصل نموده است. تبلور مجدد دینامیکی GBM به دمای بالای ۵۰۰ درجه نسبت داده می‌شود. با توجه به اینکه مسکویت و بیوتیت هنوز در سنگ حضور دارند، دمای





محل، م. و سهندی م. ر، ۱۳۷۸. تکامل تکنیکی پهنه سنندج-سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال هشتم، شماره ۳۲-۳۱.

مسعودی، ف.، محل، م. و شاکر اردکانی، ف.، ۱۳۸۸. بررسی تغییرات شیمیایی و ساختاری و تعیین حرارت در یک دگرشکلی پیش‌رونده: شواهدی از پهنه برشی زرین، اردکان، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال نوزدهم، شماره ۷۳، ۱۱-۱۶.

ملک‌پور، ا. ح.، حسن‌زاده، ج.، محل، م. و بابایی، ح.، ۱۳۸۴. پتروفابریک سنگ‌های دگرگونی بیارجمند، نشانه‌هایی از پهنه برشی تکنیک کششی در پوسته قاره‌ای ایران مرکزی، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، صفحه ۴۸۲-۴۹۱.

Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec. A., Cuney, M., 1992-Sabmagmatic microfractures in granites, Geological society 20, 35-38.

Boullier, A. M., Bouches, J.L., 1978 -Le Quartz en rubans les mylonites, Bulletin of Geological society 20, 253-262

Bowden, P.B., 1979. A criterion for inhomogeneous plastic deformation, Philosophical Magazine 22, 455-462

Brown, W.L., Parsons, I., 1989. Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behavior diagrams for igneous Rocks, Mineralogical, Magazine 53, 25-42

Collins, L. G., 1988. Hydrothermal differentiation and myrmekite- a clue to many geological puzzles, Theophrastus Publications. 382P.

Eggleton, R.A., 1979. The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts. American Mineralogist 64, 906-911.

Fitzgerald, J.G., McLaren, A.C., 1982. The microstructures of microcline from some granitic

تغییرات ساختاری در این زون برشی در شرایط دمای کمتر از ۳۰۰ تا ۵۷۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است.

## مراجع

ترکیان، ا.، مولایی یگانه، ط. و سپاهی، ع. ا.، ۱۳۹۶. پترولوژی و تاثیر فرایندهای دینامیک بر روی سنگهای فلسیک در توده نفوذی دروازه (جنوب قروه- کردستان)، مجله پترولوژی، سال ۸، شماره ۳۲، ۱۰۵-۱۲۶.

ترکیان، ا.، ایزدیار، ج.، رضوانی مکبر، ز. و سپاهی، ع. ا.، ۱۳۹۶. سنگ نگاری و کاربرد شیمی بلور در بررسیهای ترمودینامیکی سنگ‌های دگرگونی، منطقه زرینه، جنوب قروه- کردستان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۵، شماره ۴، ۷۷۵-۷۸۶.

حسینی، م.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش قروه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

حلمی، ف.، حسینی، م.، ۱۳۷۶. ویژگی‌های دگرگونی دینامیک و زمین‌شناسی گستره قروه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۹۹ ص.

رضایی، م.، ۱۳۹۰. مطالعه سنگ‌های میلونیتی و جهت یافته جنوب شرق قروه (کردستان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، ۱۶۷ ص.

زاهدی، م.، ۱۳۶۹. شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰ سنندج، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰ ص.

قاسمی، ح.، ۱۳۷۸. مبانی بافت‌ها و ریزساخت‌های سنگ‌های دگرگونی. انتشارات دانشگاه شاهرود. چاپ اول، ۲۶۰ ص.

محل، م.، ۱۳۸۸. میکروتکنونیک. انتشارات دانشگاه تهران. چاپ اول، ۷۴۲ ص.



Rocks and pegmatites, Contribution, Mineralogy, Petrology 80, 219- 229.

Fitzgerald, J.D., Stunitz, H., 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grad. I: reactions and grain size reduction, Tectonophysics, 221, 269-297.

Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates, Journal of Structural Geology 14, 145-159.

Hugon, H., 1982. Structures et deformation du massif de Rocroi (Ardennes), Approche geometrique, quantitative et experimentale, these 3 eme cycle, University, Rennes france. 98P.

Johnson, B.R., Glazner, A.F., Coleman, D.S., 2006. Potassium feldspar megacrysts in granites: passive markers of magma dynamics or products of textural coarccning? EOS Transactions of the American Geophysical union 87(52), V51B-1670.

Molaei Yeganeh, T., Torkian, A., Christiansen, E.H., Sepahi, A.A., 2018. Petrogenesis of the Darvazeh mafic-intermediate intrusive bodies, Qorveh, Sanandaj-Sirjan zone, Iran . Arabian Journal of Geosciences, 201-221.





## تحلیل ساختاری محدوده معدنی مس دوگان، شمال پهنه گسلی تروود (ایران مرکزی)

میثم تدین<sup>۱\*</sup>، رشید کتال<sup>۲</sup>

۱- استادیار گروه تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، خیابان هزارجریب، اصفهان، ایران

۲- کارشناس ارشد معدن، گروه اکتشافات شرکت توسعه منابع انرژی، تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۰۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۰۸

### چکیده

در شمال شرق ایران محدوده معدنی مس دوگان، در انتهای شمال شرقی کمربند ولکانیکی-ماگمایی پالئوژن تروود-چاه شیرین که میزبان کانسارهای مس زیادی است، به طور گسترده دارای آثار کانه سازی مس اکسیدی (مالاکیت و آزوریت) در سطح است. این منطقه در ۱۸ کیلومتری شمال گسل پی سنگی و فعال چپگرد و معکوس تروود با امتداد شرقی-غربی تا شمال شرقی-جنوب غربی واقع شده است و از نظر تکنونیک بسیار فعال و تحت تاثیر شدید ساختارهای تکنونیک شگنا قرار گرفته است. برداشتهای ساختاری انجام گرفته در منطقه که به بررسی چهارچوب ساختاری حاکم بر منطقه منجر شده است، نشانگر امتدادهای گسلی غالب شرقی-غربی، شمال غربی-جنوب شرقی و شمال شرقی-جنوب غربی است. مطالعات تکنونیک در منطقه منجر به شناسایی پهنه گسلی ۱۵ کیلومتری شرقی-غربی جنوب دوگان با سازوکار امتداد لغز راستگرد و گسل طویل شمال شرقی-جنوب غربی شمال دوگان با سازوکار معکوس شد. آنالیز تنش وارون انجام گرفته روی گسلها نشانگر تنش افقی شمال غربی-جنوب شرقی موجب مسبب گسلش منطقه است. برداشته رخنمونهای مس اکسیدی و پهنههای دگرسانی حاصل از سنجش از دور در منطقه نشانگر قرارگیری کانی سازی مس و دگرسانیها در پهنههای گسلی با امتداد شرقی-غربی و در درجه بعدی شمالی-جنوبی تا شمال غربی-جنوب شرقی است. مطالعات انجام پذیرفته به منظور ایجاد ارتباط ساختارهای شگنا و کانی سازی مس اکسیدی منطقه دوگان پیشنهاد می کند که ساختارهای شگنای اصلی، عمیق و متراکم و همچنین محل تلاقی گسلها، محل های کم فشار مستعد برای تمرکز مایعات مس دار و در نتیجه کانی سازی مس اکسیدی هستند.

**واژه های کلیدی:** پهنه گسلی تروود، ایران مرکزی، گسل های میزبان کانه سازی، مس دوگان، تنش وارون

## Structural analysis of the Dogan copper mine area, north Toroud fault zone (Central Iran)

Tadayon .M<sup>1,\*</sup>; Katal .R<sup>2</sup>

1- Assistant professor of tectonics, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2- MSc in mining, Power resources development company, Tehran, Iran

### Abstract

Dogan area with surficial Copper-oxide mineralization located at the northeast of Iran, where the northeastern edge of Toroud-Chah Shirin volcano-magmatic belt hosts the numerous Copper-oxide deposits. The Dogan area lies at 18 Km north of the ENE-WSW striking active left-lateral and basement Toroud fault zone in which dominantly deformed by brittle structures. The original field-based structural measurements in the study area that characterized structural anatomy of the Dogan which show the main faults have E-W, NW-SE and NE-SW orientation. We also identified right-lateral E-W striking south Dogan fault zone with longer than 15 km length and NE-SW striking north Dogan reverse fault. Paleo-stress inversion analysis has performed on all the measured faults that yield horizontal NW-SE directed maximum compression direction (sigma 1) for faulting in Dogan area. Furthermore, integration of field-based data and remotely sensed data revealed that Copper-oxide mineralization and associated alterations are tightly aligned along the E-W and rather the N-S to NW-SE fault zones. To identify the role of the faults in Copper-oxide mineralization at Dogan area, our results suggest that major deep faults, dense fracture zones, and fault intersection zones provide weak and low-pressure zones for concentrating the Cu-containing fluids that are high potential places for copper-oxide mineralization.

**Keywords:** Toroud fault zone, Central Iran, copper mineralization hosting fault, Dogan Copper deposit, Paleo-stress



مس است و در انتها به ارائه مدل پیشنهادی پرداخته شده است.

## مواد و روش مطالعه

به منظور بررسی ارتباط بین ساختارهای منطقه معدنی مس دوگان و کانه سازی مس در ابتدا بر بررسی تصاویر ماهواره ای به شناسایی پهنه‌های دگرسانی، گسل‌ها و تأثیر فعالیت گسل‌ها بر جابجایی واحدهای زمین شناسی و آبراهه‌ها و آثار کانه زایی پرداخته شد. سپس رخنمون‌های کانه سازی مس اکسیدی که بر دو دسته فعالیت‌های شدادی و سینه کارهای فعال معدنکاری هستند، با تراکم بالا مورد بررسی‌های میدانی و اندازه‌گیری‌های ساختاری همچون بررسی جنس واحد سنگی در برگیرنده کانه سازی، روابط چینه شناسی آن واحد با واحدهای اطراف، اندازه‌گیری لایه بندی، گسل به همراه سازوکار و خشلغز، شکستگی و رگه به روش قانون دست راست (RHR) انجام گرفت و با جی پی اس ثبت شد. دو مقطع عرضی ساختاری عمود بر ساختارهای حاوی کانه زایی مس اکسیدی از منطقه بر اساس داده‌های برداشت شده صحرائی به منظور بررسی آناتومی و روابط ساختاری منطقه بر روی پروفیل ارتفاعی مستخرج از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) با قدرت تفکیک مکانی ۱۲/۵ متر از ماهواره Alos Palsar نیز ترسیم شده است. نمایش داده‌های ساختاری برداشت شده و پردازش برگردان تنش مسبب توسط نرم افزار قدرتمند ساختاری DAISY انجام پذیرفت (Salvini et al., 1999). در انتها با تلفیق داده‌های میدانی و تصاویر ماهواره ای به بررسی ارتباط مکانی و پراکندگی کانه سازی‌های مس با ساختارهای حاکم بر منطقه پرداخته شد.

انواع مختلفی از مدل‌های کانه‌زایی مس با میزبانی سنگ آذرین از جمله تیپ‌های پورفیری، چینه کران، رگه و رگچه ای ارائه شده است که از فراوانترین مدل‌های شناخته شده اند (کریمپور و سعادت، ۱۳۸۱). در شمال شرق ایران در محدوده معدنی مس دوگان در دو کیلومتری شمال شرق محدوده معدنی معروف مس چاه موسی و شمال روستای ترو، شرکت‌های اکتشافی و استخراجی در جستجوی نوع و سیستم کانه زایی و میزان ذخیره آن به منظور سرمایه گذاری و طراحی روش مناسب برای استخراج و استحصال مس هستند. محدوده معدنی مس دوگان که دارای کارهای معدنکاری شدادی قدیمی، دگرسانی، معدن کاری مس و همچنین شواهد سرباره ذوب مس است، بسیار متأثر از گسل‌ها و شکستگی‌های متراکم است و در شمال پهنه گسلی پی سنگی و لرزه زای ترو واقع شده است (خادمی، ۱۳۸۶) (شکل ۱). مطالعات ترکیبی زمین‌ساختی و کانه زایی انجام پذیرفته در محدوده‌های معدنی مختلف دنیا نشانگر نقش موثر گسل‌ها و شکستگی‌ها در پراکندگی و کنترل دگرسانی و کانه زایی‌ها از طریق گذرگاه یا مانع بودن برای عبور سیالات کانی ساز بوده است و در بسیاری از موارد سبب معرفی راهنمای اکتشافی تکنونیک‌ها شده است (Li et al, 2019; محمدی و همکاران، ۱۳۹۷; تدین و همکاران، ۱۳۹۴; ناکینی و همکاران، ۱۳۹۴; Berger and Drew, 1997; Tosdal and Richards, 2001; Beygi et al., 2018). در این پژوهش در جستجوی یافتن و ارائه راهکار اکتشافی نظام‌مند مس در این منطقه، به بررسی ارتباط ساختارهای شکنا و کانی سازی مس با استفاده از برداشت‌های تکنونیک‌ها فراوان با پراکندگی متوازن در رخنمون‌های کانه سازی مس و آنالیز تصاویر ماهواره ای پرداخته شده است. نتایج حاصل این پژوهش نشانگر ارتباط نزدیک ساختارهای شکنا (گسل‌ها و شکستگی‌ها) با کانه سازی



## جایگاه زمین‌شناسی و سنگ‌چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه ترود در شمال پهنه تکتونیکی ایران مرکزی و در جنوب البرز شرقی قرار گرفته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). در پی فرورانش رو به شمال شرق پو سته اقیانوس تیس جوان به زیر پوسته قاره ای ایران مرکزی و فرایند های تکتونیکی پس از آن، فعالیت‌های گسترده آتشفشانی در پس‌بوم (Hinterland) آن به ویژه در ایران مرکزی در بازه زمانی پالئوژن (بیشتر ائوسن تا الیگوسن) رخ داده است که البته به صورت جزئی در دوره زمانی نئوژن و کواترنری نیز ادامه داشته است (Verdel et al., 2011; Berberian and King, 1981; امامی، ۱۳۷۹; Yousefi et al., 2017). این سنگ‌های آذرین به سن پالئوژن در کنار واحدهای رسوبی مزوزوئیک بالایی تا نئوژن از اجزای اصلی تشکیل دهنده بخش شمالی ایران مرکزی هستند که موجب پتانسیل دار شدن این منطقه از دیدگاه مواد معدنی شده است (TaleFazel et al., 2019; Niroomand et al., 2019) (شکل ۱). از سوی دیگر بخش شمالی ایران مرکزی از نظر تکتونیکی حاوی گسل‌های اصلی پی سنگی، طویل و فعال است که خود به عنوان یکی از عوامل کلیدی کنترل کننده در کانه زایی این ناحیه محسوب می‌شود (شکری و همکاران، ۱۳۹۵; Tadayon et TaleFazel et al., 2019; Niroomand et al., 2019 al, 2019; پهنه گسلی فعال ترود با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی با سازوکار غالب امتداد لغز چپگرد و درازای بیش از ۱۰۰ کیلومتر از شمال شرق ترود تا غرب معلمان گسترش یافته است (Shahvar and Zare, 2013 and شکری و همکاران، ۱۳۹۵) و به عنوان گسل اصلی منطقه که به همراه گسل‌های امتداد لغز چپگرد شمال شرقی- جنوب غربی باغو و رشم و گسل شرقی- غربی آس-تانه-امرو کنترل کننده های تکتونیک منطقه ترود-معلمان هستند (شکل ۲-الف). شایان ذکر است که ترود شرقی ترین بخش از کمربند ماگمایی-ولکانیکی

ترود- چاه شیرین به سن ائوسن تا الیگوسن با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی، درازای ۱۰۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۱۲ کیلومتر است (Niroomand et al., 2019) (شکل ۱). کمربند ماگمایی-ولکانیکی ترود- چاه شیرین میزبان محدوده‌های معدنی مس، طلا، سرب و روی فعال زیاد و متراکمی همچون چاه موسی، چشمه حافظ، قله سوخته، پیرمردان، گندی، باغو و ابولحسنی است (حقیقی و همکاران، ۱۳۹۲; TaleFazel et al., 2019).

محدوده مطالعاتی معدنی دوگان در ۱۸ کیلومتری شمال-شمال غرب روستای ترود با امتداد کلی شمال شرقی- جنوب غربی از واحدهای آذرین بیرونی متشکل از واحدهای آذرآواری و آندزیت پورفیری تیره تا قهوه ای رنگ پوشیده شده است که توسط واحد گرانودیوریتی روشن مورد نفوذ واقع شده اند (علوی و همکاران، ۱۳۵۵) (شکل ۲-الف). سن این واحدهای آذرین بیرونی به ائوسن بالایی نسبت داده شده است که میزبان کانه سازی مس منطقه دوگان نیز هستند (علوی و همکاران، ۱۳۵۵).

### یافته های تحقیق از منطقه مورد مطالعه

از آنجایی که محدوده مطالعاتی دوگان برای اولین بار از دیدگاه تکتونیکی و اقتصادی در این پژوهش مورد بررسی قرار می‌گیرد، در نتیجه، با بررسی‌های اولیه بر روی تصاویر ماهواره‌ای به شناسایی پهنه‌های گسلی، گسل‌های کوچک و پهنه‌های دگرسانی مبادرت و سپس در مطالعات صحرایی به صحت‌سنجی و برداشت هندسه و سازوکار آنها پرداخته شده است و بر اساس آن داده‌ها دو مقطع عرضی ساختاری عمود بر پهنه‌های گسلی حاوی کانه زایی مس اکسیدی برای بخش جنوب غربی و شمالی دوگان به ترتیب با نام‌های 'aa' و 'bb' ترسیم شده که در ادامه به تفصیل ارائه می‌شود. به منظور ارائه بهتر مطالعات و اندازه‌گیری‌های صحرایی انجام گرفته در منطقه دوگان،



پهنه گسلی که به صورت هاله‌ای دگر سانی (alteration) آرژیلیکی در راستای پهنه گسلی جنوب دوگان مشاهده می‌شود روی تصاویر ماهواره‌ای جابجایی راستگرد ۶۰۰ متری را در واحدهای ائوسن نشان می‌دهد (شکل A۳) از سوی دیگر این بخش از پهنه گسلی جنوب دوگان، سینه کار فعال مس اکسیدی این مجموعه نیز هست که اندازه‌گیری‌های ساختاری روی صفحه‌های گسلی دارای خشلغز نشانگر عرض ۱۳۲ متر، امتداد و شیب N277, 79N و سازوکار امتداد لغز راستگرد به همراه مولفه کوچک شیئی معکوس برای این پهنه گسلی است (شکل B۳ و aa'۵). این پهنه گسلی دارای معماری گلواره مثبت (positive flower structure) است و کانه سازی مس اکسیدی، مالاکیت، آزوریت و مقداری نئوتوسایت، نیز در لزه‌های محدود شده بین صفحات گسلی جای گرفته اند که همگی از امتداد گسل پیروی می‌کنند (شکل‌های ۳-۲ ب و aa'۵). به سمت شمال، گسل F3 با طول تقریبی ۲ کیلومتر، بر روی تصویر ماهواره‌ای شواهد جابجایی ۱۵۰ متری راستگرد را برای یک لایه آذرآواری ائوسن نشان می‌دهد (شکل ۳-الف). اندازه‌گیری‌های صحرائی نشانگر هندسه N101,80SW، عرض ۹ متر و سازوکار غالب امتداد لغز راستگرد برای گسل F3 است (شکل‌های ۳-ج و ۳-د). کانه زایی مس اکسیدی، غالباً مالاکیت، در این گسل به صورت نوارهایی موازی در بخش‌هایی که تراکم شکستگی و گسل‌ها بیشتر است تشکیل شده است (شکل ۳-ه). کمی به سمت شمال، پهنه گسلی F4 با امتداد شرقی- غربی و عرض ۴٫۵ متر میزبان کانه زایی مس اکسیدی و هاله آرژیلیکی است که کاملاً توسط معدنکاری شدادی استخراج گردیده است (شکل ۳-و). کارهای شدادی همگی به موازات شاخه‌های گسلی و تا عمق ۶ متری انجام پذیرفته است (شکل‌های ۳-و و aa'۵). برداشت‌های ساختاری روی دیواره‌های دارای آئینه و خشلغز گسلی بیانگر امتداد و شیب میانگین N093, 79SW و سازوکار غالب امتداد لغز راستگرد و مولفه

در اینجا شواهد را در قالب دو بخش جنوبی و شمالی ارائه می‌کنیم (شکل ۲-ب).

میانگین سیزده لایه بندی انجام گرفته از واحدهای آذر آواری و دارای لایه بندی در منطقه نشانگر امتداد کلی شمال شرقی- جنوب غربی N049, 28SE است. در بخش جنوبی منطقه دوگان آثار جابجایی و دگر سانی به صورت پهنه ای خطی با امتداد شرقی- غربی و طول بیش از هجده کیلومتر در تصویر ماهواره ای شناسایی شد (شکل ۲). این پهنه گسلی متشکل از شاخه‌های موازی با امتداد شرقی- غربی هستند و دارای شواهدی برای قطع واحدهای ائوسن تا کواترنری است که آن را پهنه گسلی جنوب دوگان نامگذاری کردیم (شکل ۲-ب). در جنوب غرب محدودده معدنی دوگان، بخش غربی شاخه اصلی این پهنه گسلی سبب انحراف و جابجایی راستگرد مخروط افکنه و آبراهه های آن تا حداکثر مقدار ۶۷۰ متر شده است که این میزان جابجایی در راستای همین گسل برای واحدهای ائوسن نیز ۸۶۰ متر است (شکل‌های ۲-ب و ۳-الف). شاخه‌های جنوبی و شمالی این پهنه گسلی نیز جابجایی‌های راستگرد با مقدار ۱۸۰ متر را از خود ثبت کرده اند (شکل ۲-ب). بررسی‌های میدانی ساختاری در طول شاخه‌های اصلی پهنه گسلی جنوب دوگان که واحدهای ائوسن را بریده‌اند، نشانگر سازوکار غالب امتداد لغز راستگرد است که مویده جابجایی امتداد لغز راستگرد آبراهه‌ها نیز هستند (شکل ۳-الف). در بخش جنوب غربی محدوده معدنی دوگان گسل‌هایی با امتداد کلی شرقی- غربی موازی با پهنه گسلی جنوب دوگان گسترش یافته اند که آثار معدن کاری شدادی (قدیمی) و فعال امروزی در امتداد آنها تمرکز یافته است (شکل ۳-الف). این گسل‌ها از جنوب به شمال با نام های F1 تا F4 مشخص شده‌اند (شکل ۳-الف). پهنه گسلی جنوب دوگان SDFZ با طول حدوداً ۴ کیلومتر در راستای خود سبب جابجایی راستگرد آبراهه‌ها به میزان حداقل ۵۷ متر شده است (شکل ۳-الف). بخش غربی این





میانگین N351, 79NE، طول و عرض ۷۶۰ و ۲ متر دارای سازوکار چپگرد نرمال می‌باشد و در طول خود ساختار گلوواره منفی را ایجاد کرده است (شکل‌های ۴-ه و ۴-و و ۵'bb). در طول گسل F7 نیز دگرسانی آرژیلیکی و کانه زایی مالاکیت در تراشه‌های (sliver) بین صفحه‌های گسلی متمرکز شده که مورد استخراج کارهای شدادی واقع شده است (شکل‌های ۴-ه و ۴-و). در بخش میانی، پهنه گسل اصلی با امتداد ساختاری شمال شرقی-جنوب غربی با طول بیش از ۵ کیلومتر از شمال شرق تا میانه محدوده گسترش یافته که در اینجا گسل شمال دوگان (NDF) نامگذاری می‌شود و خود به عنوان یک خطواره بسیار واضح و ممتد با طول ۵ کیلومتر در تصویر ماهواره‌ای و توپوگرافی خودنمایی می‌کند (شکل ۴-الف). گسل شمال دوگان با پهنای تقریبی ۱۱ متر و فعالیت معکوس سبب برافراشتن دو رخنمون از توده (های) نفوذی گرانودیوریتی در فرادیواره خود شده است (شکل‌های ۴-الف و ۴-ز و ۵'bb). برش گسلی عریضی پهنه گسلی شمال دوگان را به ویژه به سمت فرادیواره همراهی می‌کند (شکل ۴-ح). اندازه‌گیری صفحه‌های گسلی مزین شده به خشلغزهای ایجاد شده در طول پهنه گسل شمال دوگان، بیانگر شیب و امتداد N240, 59NW و میانگین ریک ۶۱ است که نشانگر سازوکار مایل لغز معکوس راستگرد است و سبب رانده شدن واحد گرانودیوریتی به روی واحد آندزیتی خاکستری تیره شده است (شکل‌های ۴-ز و ۴-ح). در شمال غرب این محدوده، گسل نرمال شمال غربی-جنوب شرقی F8 به عنوان یک مرز کنترل کننده لیتولوژی و توپوگرافی عمل کرده است، به گونه‌ای که در فرادیواره شمال شرقی آن واحدهای آذرآواری اخرای رنگ و بلوک فرودیواره ای جنوب غربی آن از جنس آندزیت های خاکستری رنگ است و سبب افتادگی ۸,۵ متری فرادیواره نسبت به فرادیواره در طول گسل شده است (شکل ۴-الف و ۵'bb). در غرب دگرسانی نعلی شکل گسل F9 با امتداد شرقی-غربی که بر روی تصویر

کوچک شیبی معکوس برای این پهنه گسلی با ساختمان گلوواره مثبت است (شکل ۳-ز و ۵'aa). بخش شرقی پهنه گسل F4 و کانه زایی مس اکسیدی آن به یکباره در محل تقاطع آن با گسل شمال شرقی-جنوب غربی F5 قطع شده است (شکل ۳-الف). گسل F5 بر اساس برداشت‌های زمینی دارای امتداد و شیب N062, 47SE و سازوکار معکوس و همچنین در امتداد آن برش گسلی (fault breccia) تشکیل شده است (شکل ۵'aa).

بخش شمال شرقی محدوده معدنی دوگان که در میانه آن طرحی نعل شکل (U) از دگرسانی آرژیلیکی رخنمون دارد، از نقاط کلیدی و پتانسیل دار مس اکسیدی این محدوده معدنی به شمار می‌رود و نیز شامل کارهای معدنی شدادی و فعال و آثار ذوب مس است (شکل ۴-الف). این بخش همچون بخش جنوبی شدیداً متاثر از فعالیت گسل‌هایی با امتدادهای مختلف است که محل تمرکز یا قطع کننده پهنه‌های دگرسانی و کانه سازی مس نیز هستند (شکل ۴-الف). در این بخش از محدوده دوگان، قطعه‌های گسلی با امتدادهای شمال غربی-جنوب شرقی تا شمالی-جنوبی در جنوب و شمال دگرسانی نعلی شکل قرار گرفته و در امتداد خود کانه زایی مس اکسیدی را میزبانی می‌کنند که به ترتیب با نام‌های F6 و F7 مشخص شده اند (شکل ۴-الف). اندازه‌گیری‌های میدانی از گسل F6 نشان می‌دهد که این گسل دارای امتداد و شیب N133,63SW و عرض هسته گسلی ۱,۵ متر و سازوکار مایل لغز با مولفه غالب شیب لغز نرمال به همراه مولفه کوچکی از امتدادلغز چپگرد است (شکل‌های ۴-ب و ۴-د). فعالیت این گسل سبب فرو افتادگی حدوداً سه متری پهنه گسلی و فرادیواره نسبت به واحدهای سنگی آندزیت پورفیری تیره فرودیواره شده است. کانه سازی مس اکسیدی (غالب مالاکیت و جزئی آزوریت) به صورت متراکم و پرکننده فضای بین صفحه‌های گسل است (شکل ۴-ج). در بخش شمالی دگرسانی آرژیلیکی نعلی شکل، گسل F7 با امتداد و شیب



شمال غربی - جنوب شرقی برای منطقه دوگان است که موازی چین خوردگی های شکل گرفته در واحد های نئوژن جنوب گسل ترود است (شکل ۲-الف). این روند چین خوردگی غالب شمال شرقی - جنوب غربی منطقه گویای تنش بیشینه بعد از میوسن با راستای شمال غربی - جنوب شرقی است.

منطقه دوگان از نظر ساختاری در نیمه جنوبی بیشتر متأثر از ساختارهای شکناهای شرقی - غربی راستگرد قرار گرفته است به گونه ای که جابجایی تقریباً نزدیک به یک کیلومتر را در راستای پهنه گسلی جنوب دوگان شاهد هستیم (شکل ۳-الف). اما در بخش شمالی در کنار گسل های شرقی - غربی، حضور گسل های شمال شرقی - جنوب غربی با سازوکار غالب معکوس رخنمون دارد که سبب بالا آمدن توده های نفوذی گرانیتوئیدی از عمق به سطح در فرادیواره های خود شده اند (شکل ۴-الف). به منظور بدست آوردن راستای تنش (های) مسبب گسل خوردگی های اندازه گیری شده در محدوده معدنی دوگان، با استفاده از نرم افزار DAISY به روش برگردان Rotax (Salvini et al., 1999)، داده های ساختاری جمع آوری شده از تمام منطقه را مورد آنالیز قرار دادیم که نتایج آن در شکل ۶-الف ارائه شده است. نتایج این برگردان تنش نشانگر جهت تنش بیشینه ( $\sigma_1$ ) افقی در راستای شمال غرب - جنوب شرق  $N312$  و  $N131$ ، جهت تنش کمینه ( $\sigma_3$ ) تقریباً افقی در راستای شمال شرق - جنوب غرب ( $\sigma_2$ ) تقریباً قائم است (شکل ۶-الف). با توجه به این که پهنه گسلی جنوب دوگان با درازای بیش از ۱۸ کیلومتر طولی ترین و موثرترین ساختار منطقه دوگان است و به عنوان پهنه اصلی جابجایی (PDZ: Principal Displacement Zone) در منطقه، در کنار دیگر گسل هایی که به موازات آن از شمال تا جنوب منطقه گسترش یافته است و از سوی دیگر واقع شدن عمودی جهت گیری تنش میانگین، همگی

ماهواره ای جابجا کننده پهنه گسلی شمال دوگان نیز هست یکی دیگر از میزبان های کانه زایی مس اکسیدی (مالاکیت و آزوریت) و اندکی مس سولفیدی (کالکوسیت) است. بررسی های میدانی در امتداد گسل F9 با ساختمان گلواره مثبت بازگو کننده امتداد و شیب  $N094, 81SW$  و نشانگر سازوکار امتداد لغز راستگرد با مولفه جزئی ۵ درجه ای معکوس است و از سوی دیگر کانه سازی ها همگی در راستای تراشه های موازی این گسل متمرکز شده اند.

## بحث

### تفسیر داده های ساختاری منطقه دوگان

منطقه دوگان پوشیده از واحد های آذرین بیرونی ائوسن با رفتار شکنا است و از همین رو فعالیت های تکتونیکی ائوسن تا به امروز سبب تشکیل گسل ها و شکستگی ها در جهت های مختلف با فراوانی و تراکم بالا در محدوده شده است. به منظور شناسایی ساختارهای اصلی و کنترل کننده کانه زایی، بدست آوردن الگوی تکتونیکی این منطقه و همچنین بررسی احتمالی ارتباط ساختارهای شکنا و کانه زایی مس اکسیدی نتایج مشاهدات صحرایی که در بالا به آنها ارائه شد، در اینجا مورد واکاوی و تفسیر قرار می گیرد.

برونزد واحد های ائوسن منطقه دوگان با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی در بین واحدهای کواترنری نشانگر برخاستگی این منطقه در اثر عملکرد گسل های معکوس با همین امتداد همچون گسل شمال دوگان NDF، گسل F5 و پهنه گسلی چپگرد و معکوس ترود که گسل اصلی منطقه است، می باشد (شکل ۲-الف). این نتایج با مطالعات قبلی انجام شده در منطقه که پهنه گسلی ترود را عامل اصلی دگرریختی منطقه می دانند همراستا است (خادمی، ۱۳۸۶؛ معیری، ۱۳۸۷؛ کی نژاد و همکاران، ۱۳۸۹). امتداد لایه بندی های اندازه گیری شده نیز نشانگر همین روند



با راستای شمال غربی- جنوب شرقی محاسبه شده (از روش آنالیز تنش وارون مسبب گسل خوردگی های منطقه توسط نرم افزار DAISY) هم اکنون نیز بر منطقه حاکم است و با تنش مسبب چین خوردگی واحدهای پی سنگی ائوسن و پوشش (cover) نئوژن منطقه نیز مطابقت دارد.

مطالعات تحلیل جهت تنش مسبب گسلش دیگری نیز در منطقه انجام گرفته که نتیجه حاصل آن بر روی پهنه گسلی ترو نشانگر تنش بیشینه فشارشی افقی با امتداد N195 بوده (کی نژاد و همکاران، ۱۳۸۹ الف) و برای محدوده های معدنی بخش شمالی ترو - معلمان با جهت تنش بدست آمده در پژوهش پیش رو که افقی و شمال غربی - جنوب شرقی است مطابقت کامل دارد (TaleFazel et al., 2019).

### ارتباط ساختارهای شکنا و پراکندگی مس اکسیدی در منطقه دوگان

در محدوده معدنی دوگان دگرسانی ها و کانه سازی مس اکسیدی در گسل ها و پهنه های گسلی که قطع کننده واحدهای مختلف سنگی (از نظر جنس) هستند گسترش و پراکندگی پیدا کرده اند و همه کانه سازی ها شامل مالاکیت، آزوریت و به صورت جزئی کریزو کولا است (شکل های ۳-ب، ۳-ه، ۴-ج و ۴-و). پراکندگی کانه زایی مس اکسیدی در منطقه دوگان در گسل ها و میزبانی مس اکسیدی توسط واحدهای سنگی با جنس های مختلف از آندزیت اخراپی تا آندزیت پورفیری نشانگر این موضوع است که الف- جنس واحد سنگی میزبان کنترل کننده کانه زایی مس اکسیدی در این محدوده معدنی نباشد. ب- بررسی های مکانی کانه سازی مس اکسیدی در منطقه نشانگر گسترش آن در گسل هایی با امتدادها و ساز و کارهای مختلف است که بیانگر عدم وابستگی این نوع کانه سازی به امتداد و سازو کار خاصی در منطقه دوگان است (شکل های ۳-الف و ۴-الف). ج- بررسی های انجام

بیانگر این موضوع است که رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه رژیم تکتونیکی امتدادلغز است. چنانچه پهنه گسلی جنوب دوگان که تحت تنش بیشینه شمال غربی - جنوب شرقی قرار گرفته و در حال پیاده و منتشر کردن آن تنش در منطقه است را به عنوان پهنه اصلی جابجایی (PDZ) فرض کنیم و دیگر گسل های اندازه گیری شده در منطقه را نسبت به آن ترسیم کنیم، الگوی یک زون گسلی برشی امتدادلغز ساده بدست می آید (Storti et al., 2006) (شکل ۶-ب). به گونه ای که در این مدل ساختاری روابط امتدادی و سازو کار گسل ها نسبت به یکدیگر به شرح زیر است: در درجه اول جهت تنش بیشینه زاویه حدوداً ۴۵ درجه نسبت به پهنه جابجایی اصلی دارد، در درجه دوم گسل های امتدادلغز هم سازو کار با سازو کار PDZ با زاویه حدودی ۱۵ درجه نسبت به PDZ آرایش می یابد (R: Riedel shears)، سپس گسل های امتداد لغز با سازو کار مخالف با سازو کار PDZ با زاویه حدودی ۷۵ درجه نسبت به PDZ قرار می گیرند (Anti-Riedel shears) و در انتها گسل های معکوس (C: Contraction) و نرمال (T: Tension) عمود بر یکدیگر و با زاویه ۴۵ درجه نسبت به PDZ آرایش می یابند (شکل ۶-ب). شایان ذکر است که در مدل ساختاری ایده آل برشی امتدادلغز ساده، گسل های مزدوج امتداد لغز همسو (R) و غیر همسو (R') با زاویه ۶۰ درجه نسبت به یکدیگر قرار می گیرند و منصف زاویه حاده آنها گسل های نرمالی خواهند بود که به موازی راستای تنش بیشینه آرایش یافته اند (شکل ۶-ب). آرایش امتدادی گسل های منطقه نشانگر انطباق خوب آن ها با مدل ساختاری برشی امتدادلغز ساده راستگرد برای منطقه دوگان است (شکل ۶-ب).

پیرو مطالب ارائه شده در بالا و نظر به اینکه پهنه گسلی راستگرد جنوب دوگان و گسل های موازی آن، قطع کننده واحد های ائوسن و کواترنری با سازو کار یکسان امتدادلغز راستگرد است می توان اینگونه نتیجه گرفت که تنش بیشینه



مس اکسیدی است و در درجه بعدی گسل‌های شرقی- غربی از نظر کانه‌سازی مس اکسیدی مستعدتر از دیگر امتدادهای گسلی در منطقه دوگان هستند.

مطالعات کانه‌زایی ساختاری انجام گرفته بر روی محدوده‌های معدنی مس نزد یک به محدوده معدنی دوگان، همچون محدوده‌های چاه موسی و قله کفتران که در جنوب محدوده مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، نشانگر سیستم کانی‌زایی رگه و رگچه‌ای مس اکسیدی است که در شکستگی‌ها و گسل‌هایی با امتدادهای N040E تا N070E متمرکز شده‌اند (امام جمعه و همکاران، ۱۳۸۷؛ کی نژاد و همکاران، ۱۳۸۹). دیگر مطالعات انجام شده در محدوده معدنی مس که همگی در شمال پهنه گسلی ترود- معلمان و جنوب غربی محدوده دوگان گسترش یافته‌اند به ترتیب از شرق به غرب نشانگر آن است که محدوده معدنی مس چشمه حافظ کانه‌زایی مس اکسیدی آن توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها کنترل و در امتداد گسل‌های شمالی- جنوبی تا شمال شرقی- جنوب غربی متمرکز شده است (کی نژاد و همکاران، ۱۳۸۹). محدوده معدنی مس پیرمردان دارای کانه‌زایی مس اکسیدی به صورت رگه و رگچه‌ای است که در امتداد شکستگی‌های غالباً شرقی- غربی تا متمایل به شمال غرب متمرکز پیدا کرده است (ابراهیمی، ۱۳۹۸) و در نهایت کانه‌زایی مس اکسیدی در محدوده معدنی گندی در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های شمال شرقی- جنوب غربی گسترش یافته است (کی نژاد و همکاران، ۱۳۸۹). موضوع مهم دارا بودن امتداد کانه‌زایی مس اکسیدی در محدوده‌های معدنی نامبرده شده خود گویای ارتباط تنگاتنگ بین ساختارهای شکنا و کانه‌زایی مس اکسیدی در این پهنه وسیع پرتانسیل معدنی است. در نتیجه این همانندی ارتباط بین ساختارهای شکنا و کانه‌زایی مس اکسیدی را می‌توان به عنوان یک راهنمای اکتشافی و به عنوان محل‌های مستعد کانه‌زایی

گرفته به منظور یافتن ارتباط منطقی بین ساختار و کانه‌سازی در محدوده معدنی دوگان نشان می‌دهد که از میان بیست و یک نقطه شناخته شده حاوی کانه‌سازی مس اکسیدی (دو نقطه فعال معدن کاری و یک نقطه معدنکاری شدادی) محل تمرکز کانه‌سازی مس اکسیدی در محل تلاقی دو امتداد گسلی شرقی- غربی و شمال شرقی- جنوب غربی قرار گرفته است (شکل‌های ۳-الف و ۴-الف). در بخش جنوب غربی منطقه دوگان، این نقاط محل تلاقی گسل معکوس F5 با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی با پهنه گسلی شرقی- غربی جنوب دوگان در جنوب و گسل راستگرد و شرقی- غربی F4 در شمال آن است (شکل ۳-الف). در بخش شمالی محدوده دوگان، این نقطه تمرکز مس اکسیدی محل تلاقی گسل معکوس شمال دوگان با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی با گسل راستگرد شرقی- غربی F9 است (شکل ۴-الف). نقطه‌های اشتراک این محل‌های قطع شدگی حاوی مس اکسیدی در زاویه تقریبی ۴۵ درجه یکسان در محل تلاقی این گسل‌هایی است که شرایط یکسانی از نظر امتدادی و سازوکاری نیز دارند (شکل ۶-ب) و در آخر این موضوع حائز اهمیت است که در این سه نقطه همه کانه‌سازی در راستای گسل‌های شرقی- غربی متمرکز شده است.

با توجه به عدم وجود اطلاعات مطالعات عمقی در این محدوده معدنی، که به تازگی در حال انجام پذیرفتن است، بر اساس نتایج مطالعات سطحی ارائه شده در این پژوهش اینگونه می‌توان پیشنهاد کرد که از عوامل احتمالی کنترل‌کننده گسترش مکانی کانه‌سازی مس اکسیدی پهنه‌های اصلی گسلی، فارغ از امتداد و سازوکار آن، دارا بودن آلتراسیون، عمیق و عریض بودن آن است که فضا و شرایط لازم و کافی را برای ایجاد مس اکسیدی فراهم آورده است. این موضوع نیز شایان ذکر است که در درجه اول محل تلاقی پهنه‌های گسلی، به موازات درجه اولویت پهنه‌های گسلی اصلی، از مستعدترین مکان‌های کانه‌سازی



مدل دوم: در این مدل، شکستگی‌ها و گسل‌های متراکم سبب شده اند فضاهای خالی ایجاد شوند تا کاتیون‌های پراکنده مس که در بطن توالی واحدهای ولکانیکی سطحی وجود دارند به مرور زمان توسط انحلال سیالات جوی شسته شده و در فضای کم فشار شکستگی‌ها و گسل‌ها (در حضور کرنات‌های سطحی در دسترس) در غالب کانه زایی مس اکسیدی تشکیل شوند (شکل ۷-ب) (Wiprut and Zoback, 2000; Rossetti et al., 2011).

مس اکسیدی در محدوده دوگان و معادن مس اطراف معرفی کرد و به رسمیت شمرد. به صورت خلاصه می‌توان بیان کرد که امتدادهای گسلی اصلی دارای کانه سازی مس در منطقه تروود- چاه شیرین به ترتیب فراوانی عبارتند از شرقی- غربی، شمال شرقی- جنوب غربی و در درجه بعدی شمالی- جنوبی تا شمال غربی- جنوب شرقی است. در اصل امتداد های شمال شرقی- جنوب غربی همراستای امتداد اصلی گسل‌های پی سنگی و ساختارهای منطقه همچون گسل تروود در جنوب و گسل‌های انجیلو و باغو در شمال است (شکل ۲-الف) از سوی دیگر گسل‌های شرقی- غربی همچون گسل‌های جنوب دوگان و آستانه- امرو هستند که در امتداد پهنه‌های خود میزبانی کانسارهای مس را به عهده دارند.

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات صحرائی انجام گرفته و بررسی مدل‌های ارائه شده برای محدوده‌های مشابه در دیگر محدوده‌های معدنی مس دنیا، در اینجا به ارائه دو مدل احتمالی در مورد نقش و چگونگی ارتباط ساختارهای شکنا و کانی سازی مس اکسیدی در محدوده معدنی دوگان می‌پردازیم.

مدل اول: شکستگی‌ها و گسل‌های متراکم سطحی که در عمق به گسل‌های اصلی و ریشه دار (پی سنگی) متصل هستند فضاهای خالی و کم فشار مناسبی را برای صعود کانه سازی مس سولفیدی عمقی مرتبط به توده پورفیری حاوی کاتیون‌های مس توسط حرکات موئینه رو به بالای سیالات غنی از کاتیون‌ها فراهم آورده اند (Sibson, 1996; Chi and Xue, 2011) (شکل ۷-الف). در این مدل، کانه زایی در بالاتر از سطح آب زیر زمینی از نوع مس اکسیدی در گسل‌ها و شکستگی‌ها و معمولاً در عمق (پائین تر از سطح آب زیر زمینی منطقه) کانه‌زایی مس سولفیدی مشاهده می‌شود (Li et al., 2019; Tosdal and Richards, 2001).



## نتیجه گیری

نتایج حاصل از این پژوهش به صورت خلاصه در زیر ارائه شده است.

۱- مطالعات تکتونیکی در منطقه دوگان در شمال گسل ترود منجر به شناسایی و معرفی پهنه گسلی ۱۸ کیلومتری فعال جنوب دوگان با امتداد شرقی- غربی و سازوکار امتداد لغز راستگرد و همچنین گسل طویل شمال شرقی- جنوب غربی شمال دوگان با سازوکار معکوس شد.

۲- نتایج برگردان تنش مسبب گسل ها و چین خوردگی های اندازه گیری شده در منطقه نشانگر جهت تنش بیشینه افقی در راستای شمال غرب- جنوب شرق (N131)، تنش میانگین تقریبا قائم و جهت تنش کمینه تقریبا افقی در راستای شمال شرق- جنوب غرب (N221) است.

۳- چیدمان گسل های منطقه نشانگر انطباق خوب آنها با مدل ساختاری برشی امتداد لغز ساده راستگرد برای منطقه دوگان است.

۴- محل تقاطع سیستم های گسله با امتداد های شرقی- غربی و شمال شرقی- جنوب غربی که کم فشارترین مناطق هستند، به عنوان بهترین محل های مساعد برای تجمع کانه سازی مس های اکسیدی است که باید در اولویت اکتشافی در محدوده دوگان قرار بگیرد.

۵- برای طول پهنه پتانسیل دار معدنی ترود-چاه شیرین در شمال پهنه گسل ترود- معلمان، در امتداد پهنه ها و سیستم های گسلی اصلی و تقاطع آنها مناطق پرتانسسیل برای اکتشافات فلزی معرفی می شوند.



## قردانی

این مقاله بخشی از نتایج پروژه مشترک دانشگاه اصفهان و گروه اکتشافات شرکت توسعه منابع انرژی است، لذا از دانشگاه اصفهان جهت حمایت های به عمل آمده سپاسگزاری می شود. از گروه اکتشافات شرکت توسعه منابع انرژی که تمامی شرایط دسترسی به رخنمون های معدنی و بازدیدهای زمین شناسی را میسر و از نظر لوژستیک پوشش دادند تشکر ویژه می شود. از مسئولان مجموعه معدنی دوگان که با کمال محبت شرایط را جهت انجام این پژوهش تسهیل کردند کمال سپاس را داریم.

## منابع

حقیقی، ا.، علیرضایی، س.، اشرف پور، ا.، ۱۳۹۲. کانه زایی، دگرسانی و ویژگی های سیال کانه زا در کانسار فلزات پایه و گرانبهای چشمه حافظ، رشته کوه تروود- چاه شیرین، شمال ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۸، صفحه ۹۹ تا ۱۱۰.

خادمی، م.، ۱۳۸۶. ویژگی های ساختاری و وضعیت زمین ساختی منطقه تروود، جنوب دامغان، رساله دکتری تکنیک، دانشگاه شهید بهشتی.

شکری، م. ع.، فروتن، م.، نعمت، م.، بلورچی، م. ج.، جوادی پور، ش.، اویسی، ب.، ۱۳۹۵. بررسی ویژگی های زمین شناختی و لرزه ای رخداد زمین لرزه ۵ شهریور ماه ۱۳۸۹ خورشیدی توچاهی (جنوب دامغان) با بزرگای ۵٫۹، فصل نامه علوم زمین، شماره ۹۵، صفحه ۲۸۱ تا ۲۹۲.

علوی، م.، هوشمندزاده، ع.، اطمینان، ه.، حقی پور، ا.، ۱۳۵۵. نقشه زمین شناسی تروود ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

کریمپور، م. ح.، سعادت، س.، ۱۳۸۱. زمین شناسی اقتصادی کاربردی، انتشارات ارسلان.

کی نژاد، آ.، پور کرمانی، م.، آزرین، م.، سعیدی، ع.، لطفی، م.، ۱۳۸۹ الف. بررسی شکستگی های شمال منطقه تروود- معلمان (ایران مرکزی- جنوب خاور دامغان) و ارتباط آن با کانی زایی منطقه، فصل نامه زمین، شماره ۲، صفحه ۸۱ تا ۹۷.

کی نژاد، آ.، پور کرمانی، م.، آزرین، م.، سعیدی، ع.، لطفی، م.، ۱۳۸۹ ب. تحلیل دینامیکی شکستگی های شمال منطقه تروود- معلمان (ایران مرکزی، جنوب خاور دامغان)، فصل نامه علوم زمین، شماره ۷۸، صفحه ۳ تا ۱۶.

محمدی، س.، ندیمی، ع.، اعلمی نیا، ز.، ۱۳۹۷. بررسی ارتباط کانی سازی و پهنه های دگرسانی با ساختارهای زمین ساختی با کمک مطالعات دور سنجی در جنوب منطقه اردستان (شمال شرق اصفهان)، فصلنامه زمین ساخت، شماره ۷، صفحه ۲۹ تا ۴۹.

ابراهیمی، س.، ۱۳۹۸. ویژگی های کانی سازی و سیالات درگیر ذخیره مس چینه کران (نوع مانتو) پیرمردان، جنوب غرب شاهرود، مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۳، صفحه ۴۵۷ تا ۴۷۱.

امام جمعه، ا.، راستا، ابراهیم، بوذری، ف.، رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۸۷. معرفی سامانه واحد کانه زایی افشان - رگچه ای و رگه ای مس (سرب، روی) در محدوده معدنی چاه موسی - قله کفتران، بخش خاوری کمان ماگمایی تروود - چاه شیرین، فصل نامه علوم زمین، شماره ۷۰، صفحه ۱۱۲ تا ۱۲۵.

امامی، م. ه.، ۱۳۷۹. ماگماتیسم در ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

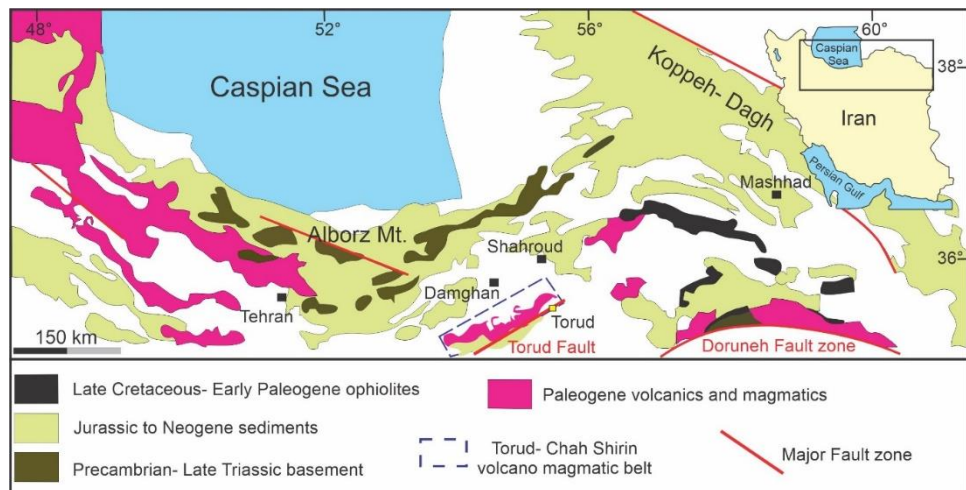
تدین، م.، ناکینی، ع.، محجل.، رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۴. تحلیل ساختاری و نقش آن در جایگاه ماده معدنی در معادن فلئوریت مازندران، مطالعه موردی: معادن کمرپشت و شش رودبار، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۶، صفحه ۱۲ تا ۲۲.



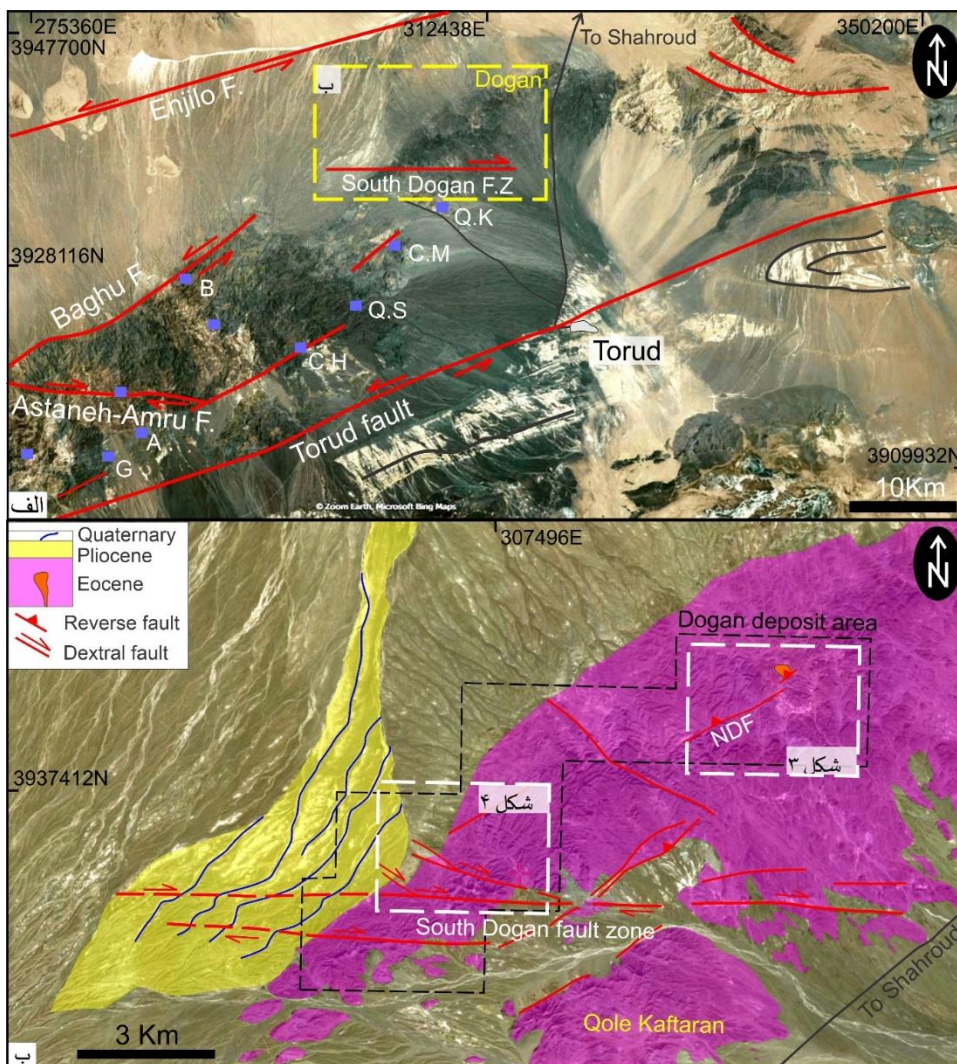
- Salvini, F., Billi, A. and Wise, D.U., 1999. Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata Fault Zone, Southern Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1731-1749.
- Shahvar, M.P. and Zaré, M., 2013. The 27 August 2010 Mw 5.7 Kuh-Zar earthquake (Iran): field investigation and strong-motion evidence. *Natural hazards*, 66(2), 689-706.
- Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18(8), 1031-1042.
- Storti, F., Rossetti, F., Läufer, A.L. and Salvini, F., 2006. Consistent kinematic architecture in the damage zones of intraplate strike-slip fault systems in North Victoria Land, Antarctica and implications for fault zone evolution. *Journal of Structural Geology*, 28(1), 50-63.
- Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Calzolari, G., Nozaem, R., Salvini, F., Faccenna, C. and Khodabakhshi, P., 2019. The long-term evolution of the Doruneh Fault region (Central Iran): A key to understanding the spatio-temporal tectonic evolution in the hinterland of the Zagros convergence zone. *Geological Journal*, 54(3), 1454-1479.
- TaleFazel, E., Mehrabi, B. and GhasemiSiani, M., 2019. Epithermal systems of the Torud-Chah Shirin district, northern Iran: Ore-fluid evolution and geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, 109, 253-275.
- Tosdal, R. M. and Richards, J. P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu+ Mo+ Au deposits in Richards, J.P., and Tosdal, R.M., eds., *Structural controls on ore genesis: Reviews in Economic Geology*, 14, 157-181.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3), 1-20.
- Wiprut, D. and Zoback, M.D., 2000. Fault reactivation and fluid flow along a previously dormant normal fault in the northern North Sea. *Geology*, 28(7), 595-598.
- Yousefi, F., Sadeghian, M., Wanhainen, C., Ghasemi, H., Lambrini, P., Bark, G., Rezaei-Meeri, M., موسوی، س. ح.، ۱۳۸۷. بررسی و تحلیل آثار ژئومورفولوژی گسل ترود، مجله مطالعات برنامه ریزی سکونتگاههای انسانی، شماره ۷، صفحه ۱۵۹ تا ۱۷۶.
- ناکینی، ع.، محجل، م.، تدین، م.، ۱۳۹۴. ارتباط کانه زایی سرب و روی با ساختار گسلش در معدن دره زنجیر، جنوب باختر یزد، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۶، صفحه ۱۳ تا ۲۳.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
- Berger, B.R., and Drew, L.J., 1997. Role of strike-slip duplexes in localization of volcanoes, related intrusions, and epizonal ore deposits [abs.]. In *Geological Society of America Abstracts* 29(6), 359-360.
- Beygi, S., Talovina, I., Tadayon, M. and Nadimi, A., 2018. Tectonics and mineralization in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc of Iran. In *Topical Issues of Rational Use of Natural Resources: Proceedings of the International Forum-Contest of Young Researchers*, Taylor and Francis Group Press, 9-16.
- Chi, G. and Xue, C., 2011. An overview of hydrodynamic studies of mineralization. *Geoscience frontiers*, 2(3), pp.423-438.
- Li, S., Zhang, X. and Gao, L., 2019. Ore Genesis at the Jinchang Gold-Copper Deposit in Heilongjiang Province, Northeastern China: Evidence from Geology, Fluid Inclusions, and H-O-S Isotopes. *Minerals*, 9(2), 1-23.
- Niroomand, S., Lentz, D.R., Sepidbar, F., Tajeddin, H.A., Hassanzadeh, J. and Mirnejad, H., 2020. Geochemical characteristics of igneous rocks associated with Baghu gold deposit in the Neotethyan Torud-Chah Shirin segment, Northern Iran. *Geological Journal*, 55(1), 299-316.
- Rossetti, F., Aldega, L., Tecce, F., Balsamo, F., Billi, A. and Brilli, M., 2011. Fluid flow within the damage zone of the Boccheggiano extensional fault (Larderello-Travale geothermal field, central Italy): structures, alteration and implications for hydrothermal mineralization in extensional settings. *Geological Magazine*, 148(4), 558-579.



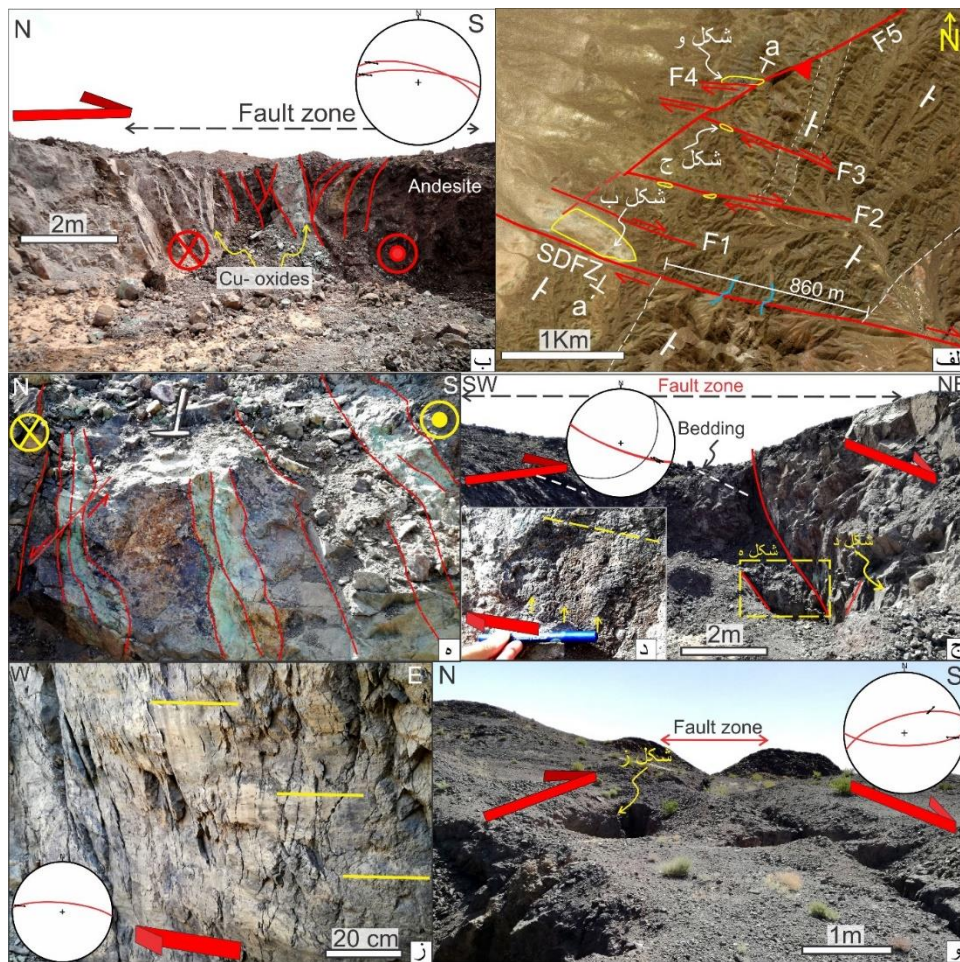
Kahkhaei, M. and Koroneos, A., 2017. Mineral chemistry and PT conditions of the adakitic rocks from Torud–Ahmad Abad magmatic belt, S-SE Shahrood, NE Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 182, 110-120.



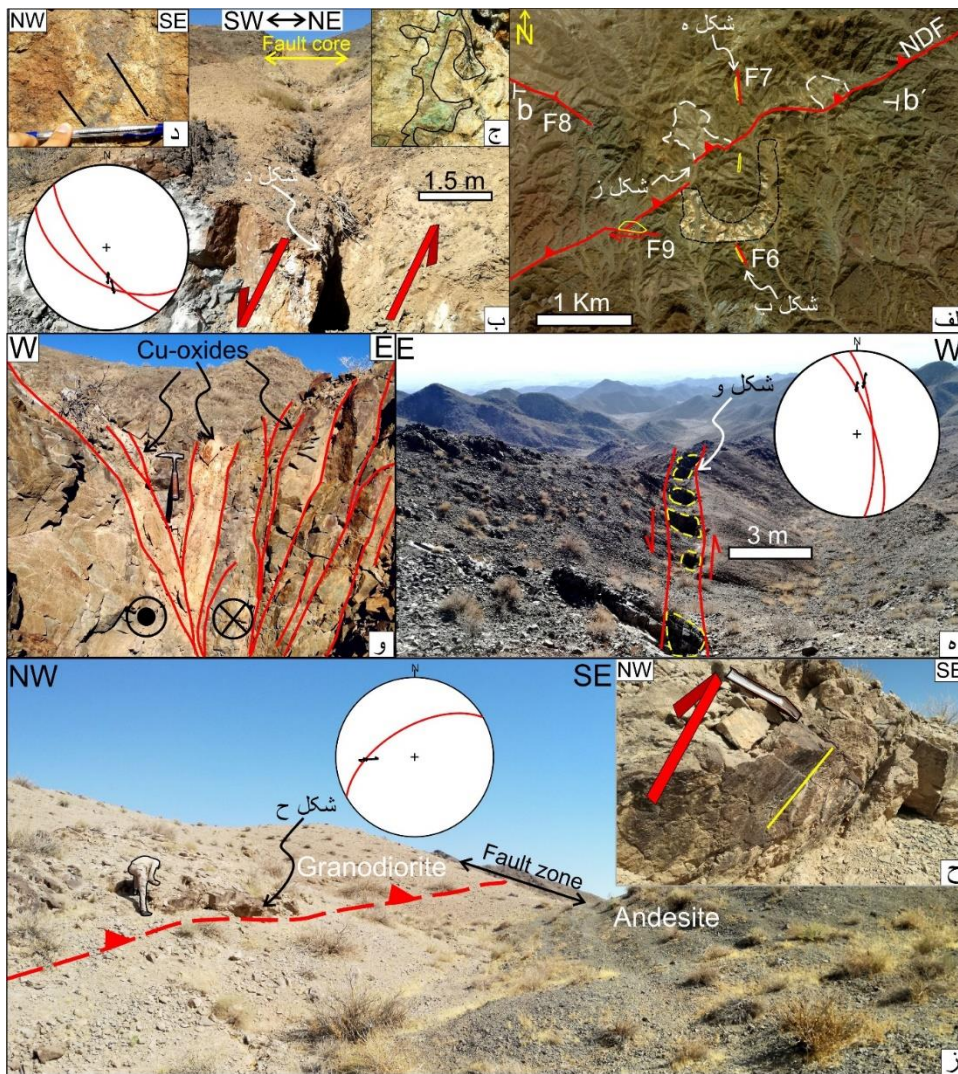
شکل ۱: نمایش موقعیت ترود و گسل ترود در شرق کمان ماگمایی- ولکانیکی ترود- چاه شیرین با سن پالئوژن در نقشه زمین شناسی محدوده شمالی ایران (اصلاح شده از (Niroomand et al, 2019)).



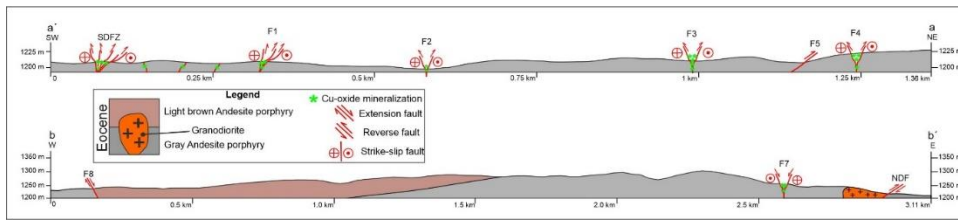
شکل ۲: الف تصویر ماهواره‌ای منطقه در شمال ترود به همراه گسل‌ها و چین خوردگی‌های اصلی و موقعیت محدوده مورد مطالعه با کادر زرد رنگ منقطع مشخص شده. همچنین کانسارهای مس فعال در شمال پهنه گسلی ترود در طول کمربند ترود-چاه شیرین با مربع‌های آبی مشخص شده است که به ترتیب فاصله از معدن دوگان عبارتند از: Q.K: قله کفتران، C.M: چاه موسی، Q.S: قله سوخته، C.H: چاه حافظ، A: ابوالحسنی، G: گندی، B: باغو، ب- ستون سنگ چینه‌ای منطقه (گوشه بالا سمت چپ)، محدوده معدنی دوگان (کادر سیاه منقطع) به همراه گسل‌های اصلی و سازوکار آنها (خطوط قرمز رنگ) بر روی تصویر ماهواره‌ای نمایش داده شده است (علوی و همکاران، ۱۳۵۵). چند ضلعی منقطع سیاه رنگ مشخص کننده محدوده معدنی دوگان است. موقعیت شکل‌ها ۳ و ۴ با کادرهای منقطع سفید رنگ مشخص شده است.



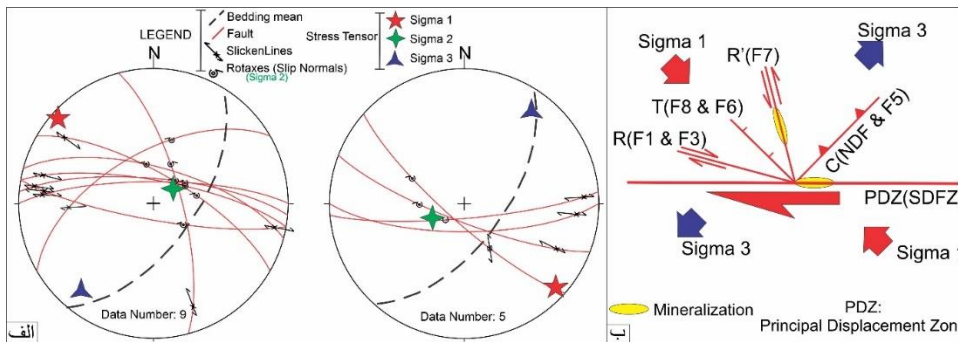
شکل ۳: الف تصویر ماهواره ای از بخش جنوب-جنوب غربی محدوده معدنی دوگان به همراه گسل های اصلی و مناطق دارای کانه سازی مس اکسیدی که با هاله های زرد رنگ نشان داده شده است. SDFZ پهنه گسلی جنوب دوگان که جابجایی راستگرد ۸۶۰ متری را بر اساس جابجایی واحد اذر آوری ائوسن در طول خود نشان می دهد. روی تصویر ماهواره ای موقعیت شکل های دیگر نیز با پیکان های سفید نشان داده شده است. ب- نمایی از سینه کار فعال استخراجی در بخش انتهایی غربی پهنه گسلی جنوب دوگان با سازوکار امتدادلغز راستگرد به همراه استریوگرام گسل های اصلی که حاوی مالاکیت و آزوریت و مقادیر جزئی پیرولوسیت است که در ساختار گلواره مثبت محدود شده اند. ج- نمایی نزدیک از بخش انتهایی غربی گسل F3 با سازوکار امتدادلغز راستگرد در واحدهای آندزیت خاکستری تیره حاوی کانه زایی مس اکسیدی به همراه استریوگرام لایه بندی و گسل اصلی. د- نمایی نزدیک از صفحه گسلی F3 به همراه خشلغزهای تقریباً افقی آن (خط منقطع زرد رنگ). ه- کانه سازی مس اکسیدی (مالاکیت و مقادیر آزوریت) به صورت نواری که در پهنه های گسلی امتدادلغز راستگرد از گسل F3 به صورت متوالی تشکیل شده اند. و- پهنه گسلی شرقی-غربی F4 با سازوکار امتدادلغز را ستگرد و آثار حفاری های شدادی در امتداد صفحه های گسلی به همراه استریوگرام آنها. ز- نمایی نزدیک از صفحه آینه ای گسل F4 به همراه خشلغزهای افقی (خطوط زرد رنگ) و شکستگی های ریدل (R: Riedel shears) روی صفحه گسل و استریوگرام آن.



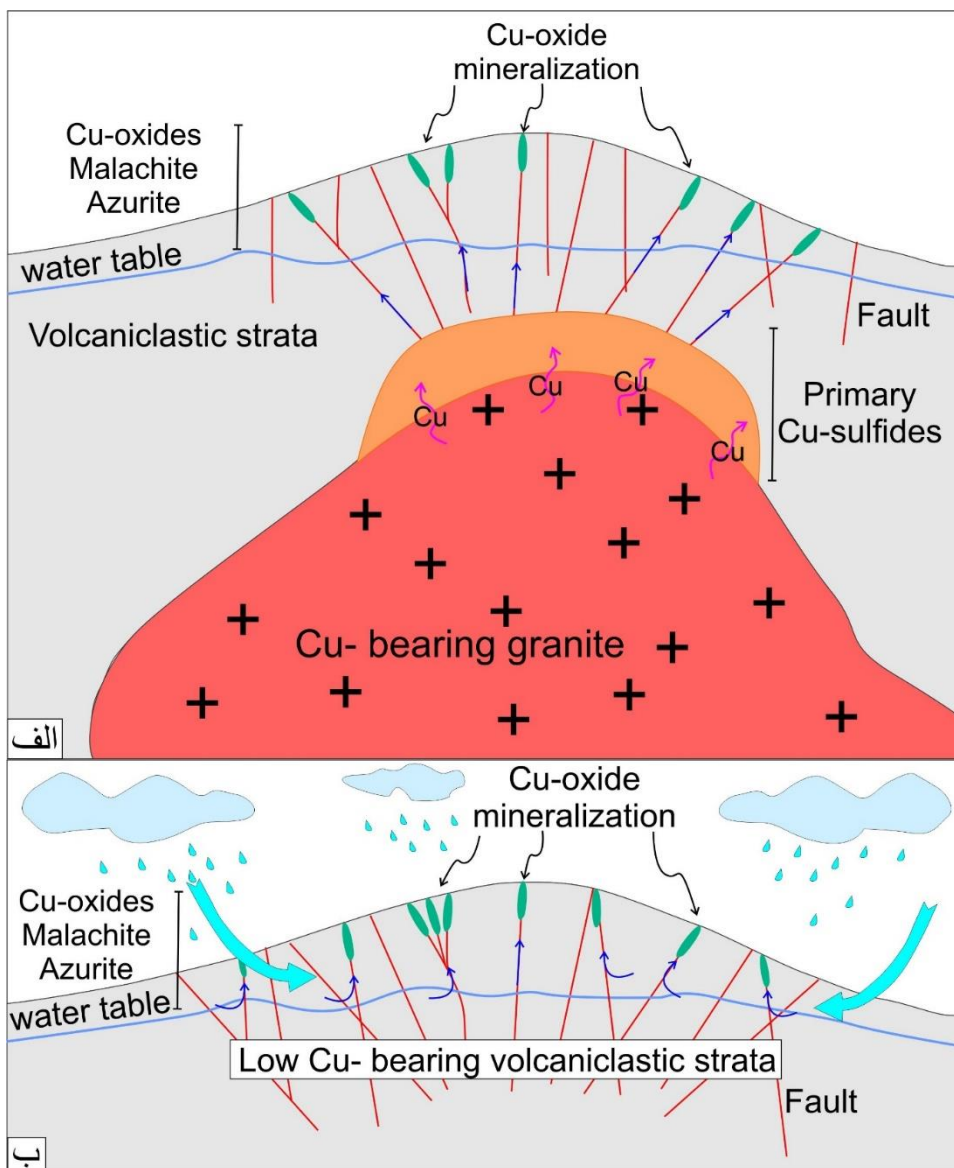
شکل ۴: الف- تصویر ماهواره‌ای بخش شمال شرقی محدوده معدنی دوگان به همراه گسل‌های اصلی، کانه زایی مس اکسیدی (هاله‌های زرد رنگ)، هاله دگرسانی فعلی شکل (سیاه رنگ) و دو رخمون از توده‌های گرانیتوئیدی (خطوط منقطع سفید رنگ) که توسط گسل شمال دوگان قطع شده‌اند. NDF: North Dogan Fault گسل شمال دوگان  
 ب- نمایی رو به شمال غرب از گسل F6 با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی و سازوکار نرمال چپگرد به همراه استریوگرام آن. این گسل میزبان کانه سازی مس اکسیدی (مالاکیت و آزوریت) با عرض حدوداً ۷۰ سانتیمتر بوده است.  
 ج- نمایی نزدیک از مالاکیت بر روی صفحه گسل F6.  
 د- نمایی نزدیک از صفحه آینه ای گسل F6 به همراه خش لغزهای مایل روی آن (خطوط سیاه).  
 ه- نمایی عریض رو به جنوب از آثار استخراج شدادی (خطوط منقطع زرد رنگ) مس اکسیدی در طول گسل چپگرد F7 با طول بیش از ۴۰ متر به همراه نمایش آن توسط استریوگرام.  
 و- نمایی نزدیک از ساختار گلواره منفی از گسل چپگرد F7 و دگرسانی و کانه سازی مالاکیت در تراشه‌های محدود بین صفحات گسلی.  
 ز- نمایی عریض از پهنه گسل معکوس راستگرد شمال دوگان (NDF) که واحد روشن گرانودیوریتی را بر روی واحد آندزیتی تیره رنگ رانده است به همراه استریوگرام آن. ح- شکلی از صفحه آینه ای گسل شمال دوگان به همراه خشلغز مایل آن (خط زرد رنگ).



شکل ۵: مقاطع عرضی ساختاری ترسیم شده برای بخش جنوب غربی محدوده دوگان (aa') با امتداد شمال شرق- جنوب غرب و برای بخش شمالی محدوده دوگان (bb') با امتداد شرقی- غربی به منظور بررسی آناتومی و روابط ساختاری منطقه به همراه نام گسل‌های اصلی نشان داده شده در شکل‌های ۳-الف و ۴-الف. محل مقاطع عرضی ساختاری (aa') و (bb') به ترتیب در شکل‌های ۳-الف و ۴-الف نشان داده شده است.



شکل ۶: الف- نتایج حاصل از عملیات برگردان تنش مسیب گسل خوردگی ساختارهای شکنای برداشت شده در منطقه دوگان که نشانگر جهت تنش بیشینه افقی در راستای شمال غرب- جنوب شرق است. (سیگما ۱ با ستاره پنج پر قرمز، سیگما ۲ با ستاره چهار پر سبز و سیگما ۳ با ستاره سه پر آبی نشان داده شده است). ب- مدل ساختاری روابط امتدادی و سازوکارهای مختلف گسلی اندازه گیری شده در منطقه دوگان و انطباق آن با مدل ایده آل در یک زون گسلی امتدادلغز برشی ساده راستگرد (Storti et al, 2006). هاله‌های زرد رنگ نشانگر محل تمرکز کانه سازی در محدوده دوگان است.



شکل ۷: الف- مدل پیشنهادی نشانگر ارتباط گسل‌ها و کانی‌سازی مس اکسیدی با میزبانی واحدهای حدواسط تا مافیک آذرین بیرونی، دارای شکستگی و گسل فراوان در سطح، و حضور توده آذرین پورفیری غنی از کاتیون‌های مس در عمق که توسط مایعات غنی از مس منشا گرفته از توده آبدار تغذیه کننده مس سیستم است. ب- مدل پیشنهادی نشانگر ارتباط گسل‌ها و کانی‌سازی مس اکسیدی با میزبانی واحدهای حدواسط تا مافیک آذرین بیرونی که در سطح گسلیده شده و این واحدها دارای مقادیر پائین تا متوسط از کاتیون‌های مس هستند. آب‌های جوی در انحلال و تمرکز این کاتیون‌ها در فضای گسل‌ها و شکستگی‌ها نقش اصلی را دارند (تغییر یافته از Li et al, 2019).