

زمین سافت



دانشگاه بیرجند



شاپا: ۲۶۷۶-۴۵۱۲

تابستان ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۴

-
- ۱ * ساختار تکتونیکی بادبزنی شکل رؤشک در جنوب شرق قاین: منشأ و اهمیت تکتونیکی
عماد رجحانی، فرزین قائمی، ساسان باقری
- ۱۸ * تحلیل ساختاری ارتفاعات پرپر در پهنه کوهزاد بر خوردی زاگرس، شمال خاور شهر کرد
نیما تیموری، علی یساقی
- ۲۹ * تحلیل ساختاری و اثر سیستم گسلش در مخزن آسماری- جهرم میدان گلخاری
سلیمان سنائی، علی یساقی، امیر حسین صدر، مجتبی همایی، سمیه دریکوند
- ۴۷ * استفاده از ریزساختارهای کوارتز و فلدسپار در تعیین دمای دگرشکلی در مجموعه دگرگونی سه قلاتون،
کمر بند دگرگونی سنندج- سیرجان، ایران
سعیده کشاورز
- ۶۰ * بازسازی میدان تنش دیرین ائوسن- الیگوسن منطقه حر مک- قرقر و ک؛ سیستم گسل های امتداد لغز شرق
ایران (گسل زاهدان)
شهریار کشتگر، محمد مهدی خطیب، علی محمدی نیا
- ۷۹ * تحلیل زمین ساخت فعال پهنه گسلی چاهک (شمال باختری بیرجند- خاور ایران)
حسن نواصری، سید مرتضی موسوی، محمد مهدی خطیب، ابراهیم غلامی

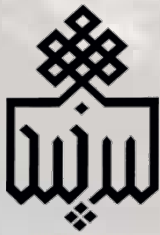
TECTONICS



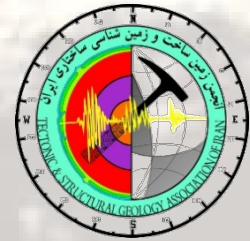
Summer 2020, Vol:14

ISSN:2676-4512

-
- * **Ravoshk fan-shaped structure in the southeast of Qayen: origin and tectonic implication** 1
Emad Rojhani ; Farzin Ghaemi ; Sasan Bagheri
- * **Structural analysis of ParPar Mountains in Zagros collisional orogeny** 18
Nima Tymori ; Ali Yassaghi
- * **Structural analysis and affect of fault system in in Asmari-Jahrom Reservoir of Golkhari Field** 29
Salman Sanaei ; Ali Yassaghi ; Amir Hosein Sadr ; Mojtaba Homaei ; Somayyeh Derikvand
- * **Deformation thermometry based on quartz and feldspar microstrucutres in the Seh-Ghalatoun metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran**47
Saeede Keshavarz
- * **Reconstruction of the Eocene-Oligocene Paleostress field in the Horamak-Gharqharok region; Strike-slip faults system in eastern Iran (Zahedan fault)** 60
Shahriyar Keshtgar ; Mohammad Mehdi Khatib ; Ali Mohammadinia
- * **Analysis of Active Tectonics of Chahak Fault Zone (Northwest of Birjand - East of Iran)** 79
Hasan Navaseri ; Seyed Morteza Mousavi ; Mohammad Mehdi Khatib ; Ebrahim Gholami



دانشگاه بیرجند



انجمن زمین ساخت و
زمین شناسی ساختاری ایران

فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۴

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 پژوهشگر 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 ۱۳۹۳/۱/۱۹ از وزارت فرهنگ و ارشاد

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

از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری.

پست الکترونیکی: tectonics@birjand.ac.ir

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

دفتر فصلنامه زمین ساخت

سخن سردبیر

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 / تابستان ۱۳۹۹



ساختار تکتونیکی بادبزن شکل روُشک در جنوب شرق قاین: منشأ و اهمیت تکتونیکی

عماد رجحانی^۱، فرزین قائمی^{۲*}، ساسان باقری^۳

۱- دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد.

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد.

۳- استادیار، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۰۶

چکیده

واحد توریدایتی کرتاسه بالایی - پالئوسن کمپلکس رتوک در نزدیکی مرز شمالی پهنه جوشخورده سیستان با بلوک لوت در شرق ایران، ساختمانی قوس شکل با تحدب به سمت NW می‌سازد. این قوس در ۲۰ کیلومتری جنوب شرق شهر قاین قرار دارد که ما به آن «ساختار بادبزن شکل روُشک» می‌گوییم. اجزاء آن عبارتند از: گسل‌های رانده در شمال غرب و غرب، که تابع راستای عمومی قوس می‌باشند؛ و گسل‌های امتدادلغز راست‌بر در شمال و چپ‌بر در جنوب. همچنین دو گروه چینهای موازی با دیواره خارجی قوس که بسته و سیلندری می‌باشند، و چین‌های شعاعی که زاویه تندی با دیواره قوس می‌سازند، اغلب مخروطی شکل بوده و با روند و تمایل محور به سمت NW شکل بادبزنی به ساختار روُشک داده‌اند. این چین‌ها حاکی از کوتاه‌شدگی در هسته قوس روُشک می‌باشند؛ در حالیکه بخش خارجی قوس با گسل‌های مزدوج نرمال (ناشی از کشش تکتونیکی) مشخص می‌شود. چین‌خوردگی موازی محصول مهاجرت تکتونیکی واحد توریدایتی کرتاسه فوقانی-پالئوسن به سمت SE بر روی یک سطح راندگی با شیب به سمت NW است که بتدریج با خمش قوس حول محور قائم در پالئوژن با چین‌های مخروطی جایگزین می‌شوند. قوس روُشک اثر یک چین مخروطی با تمایل به سمت NW می‌باشد، که در نمای نقشه مشابه مقطع عرضی چین‌های بادبزنی دیده می‌شود. منشأ این چین‌خوردگی احتمالاً مرتبط با نوعی کماتش بزرگ مقیاس در مرز دو پهنه زمینساختی فوق‌الذکر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: پهنه جوش خورده سیستان، قوس ساختاری، کرنش مماسی، بلوک لوت



Ravoshk fan-shaped structure in the southeast of Qayen: origin and tectonic implication

Rojhani .E¹; Ghaemi .F^{2*} ; Bagheri .S³

1-Ph.D. Student of Tectonics and Structural geology, Department of Geology, faculty of Science, Ferdowsi University

2-Associate professor, Department of Geology, faculty of Science, Ferdowsi University

3- Assistant professor, Department of Geology, faculty of Science, University of Sistan and Baluchistan

Abstract

Near the northern boundary of the Sistan Suture Zone to the Lut block, the Upper Cretaceous-Paleocene turbiditic unit of the Ratuk complex constructs a curved-shape structure, with an NW-trending convexity. This curved structure is located 20 kilometers to Qayen, we call it the "Ravoshk fan-shaped structure". This structure contains different structures: thrust faults in the north and north-west, following the general outer-arc strike of the Ravoshk structure; and the dextral strike-slip fault in the north and the sinistral strike-slip fault in the southeast of structure. Generally, two groups of folds gave a fan-shaped appearance to the Ravoshk structure. The first group contains close, cylindrical fold parallel to the outer-arc, while the second group composed of radial folds, which are approximately conical and have an NW-trending vertex. This later group reveals that a shortening event happened at the core of the structure. However, the outer part of the fan is remarked by conjugate normal faults, related to a tangential longitudinal strain. Parallel folds are formed as a result of the perpendicular-layer shortening and displacement of the upper Cretaceous-Paleocene turbiditic unit on an NW-dipping thrust surface. This followed by a vertical axis curving caused by layer-parallel shortening during the late Paleogene when the conical folding developed. Ravoshk structure is the trace of an NW-plunged, large conical fold which in map view is similar to the cross-section of a fan-shaped fold. The origin of this folding is probably related to a large-scale buckling at the boundary of the two mentioned tectonic terranes.

Keywords: Sistan Suture Zone, structural curvature, tangential strain, Lut block

مقدمه

زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰۰ قاین (Berthiaux et al., 1991) و ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ قاین و روم (Berthiaux et al., 1981; Shahidi, 2000) قرار می‌گیرد.

پهنه جوشخورده سیستان در شرق ایران محصول همگرایی دو بلوک قاره‌ای لوت در غرب و بلوک افغان در شرق، طی بسته شدن اقیانوس سیستان است (Tirrul et al., 1983). در بخشی از شمال پهنه جوشخورده در منطقه قاین، امتداد لایه‌ها و روند ساختارها در واحد توربیدیتی به سن کرتاسه فوقانی، در نمای نقشه شکل کلی یک قوس بادبزنی شکل را تداعی می‌کند که تحدب آن به سمت شمال غرب است (شکل ۱). ابعاد مشخصات کلی این ساختار نظیر طول قوس، دامنه و طول موج آن به ترتیب ۱۵، ۷ و ۵ کیلومتر می‌باشند. برای توصیف بهتر می‌توان گفت اثر سطح محوری این قوس در راستای شمال غرب-جنوب شرق قرار می‌گیرد. با توجه به شکل هندسی و قرابت این ساختار با روستای رُوشک قائن، ما در اینجا آن را «ساختار بادبزنی شکل رُوشک» نامیده‌ایم. این پژوهش سعی در معرفی، بررسی منشاء و تحول این قوس ساختاری دارد. درک تحول و بازسازی مدل ساختاری این محدوده از شرق ایران از مهمترین اهداف این پژوهش می‌باشد. این امر به توسعه دیدگاه ما نسبت به ماهیت مرز دو پهنه و تحولات ساختاری و تکتونیکی منطقه شرق ایران کمک می‌کند.

روش تحقیق

به منظور شناخت ساختار و نحوه تکامل تکتونیکی ساختار بادبزنی شکل رُوشک، طی عملیات صحرایی مشخصات هندسی لایه‌بندی‌ها و عوارض ساختاری نظیر گسل‌ها، چین‌ها و تورق اندازه‌گیری و ثبت گردیده است.

بطور معمول ساختارهای خمشی^۱ در پوسته زمین در محیط‌های با تکتونیک همگرا در مقیاس کمربندهای کوهزایی (Ries and Shackleton, 1976) و ورقه‌های تراستی مشاهده و تعریف می‌شوند. این قوس‌ها در لبه دو صفحه قاره‌ای همگرا می‌توانند ناشی از عوامل مختلف باشند. هندسه لبه سرزمین پسرکانه^۲ که مورد هجوم تکتونیکی واقع شده، یا هندسه سطح گسست راندگی^۳ یا حتی شکل حوضه رسوبی پیش از دگرشکلی، از حیث تغییرات جانبی ضخامت حوضه از عوامل موثر در تشکیل ساختارهای خمشی مذکور می‌باشند (Macedo and Marshak, 1999; Maffione et al., 2009). همچنین در مواردی در کمربندهای برخوردی، قوس‌ها می‌توانند محصول خمیدگی کمربندهای چین‌خورده-رانده در امتداد خود، یا چرخش حول محور قائم صفحات تراستی (Carey, 1955; Marshak, 2004, 1988; Weil et al., 2013) باشند و یا در ارتباط با سیستم‌های برشی امتداد-لغز تشکیل شوند (Martinez Catalan, 2011).

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۲۰ کیلومتری جنوب شرق شهر قاین، در مجاورت جنوبی روستای رُوشک، قرار دارد. این ساختار به طور تقریبی بر روی مرز جدا کننده دو پهنه تکتونواستراتیگرافی بلوک لوت در شمال غرب و پهنه جوشخورده سیستان در جنوب شرق (Stocklin, 1968; Tirrul et al., 1983) واقع است و مابین عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ}28'N$ تا $33^{\circ}38'N$ و طول‌های جغرافیایی $59^{\circ}13'E$ تا $59^{\circ}24'E$ قرار دارد. همچنین، محدود مورد بحث در چهارگوش

^۱ detachment

^۱ Buckle structures

^۲ Hinterland



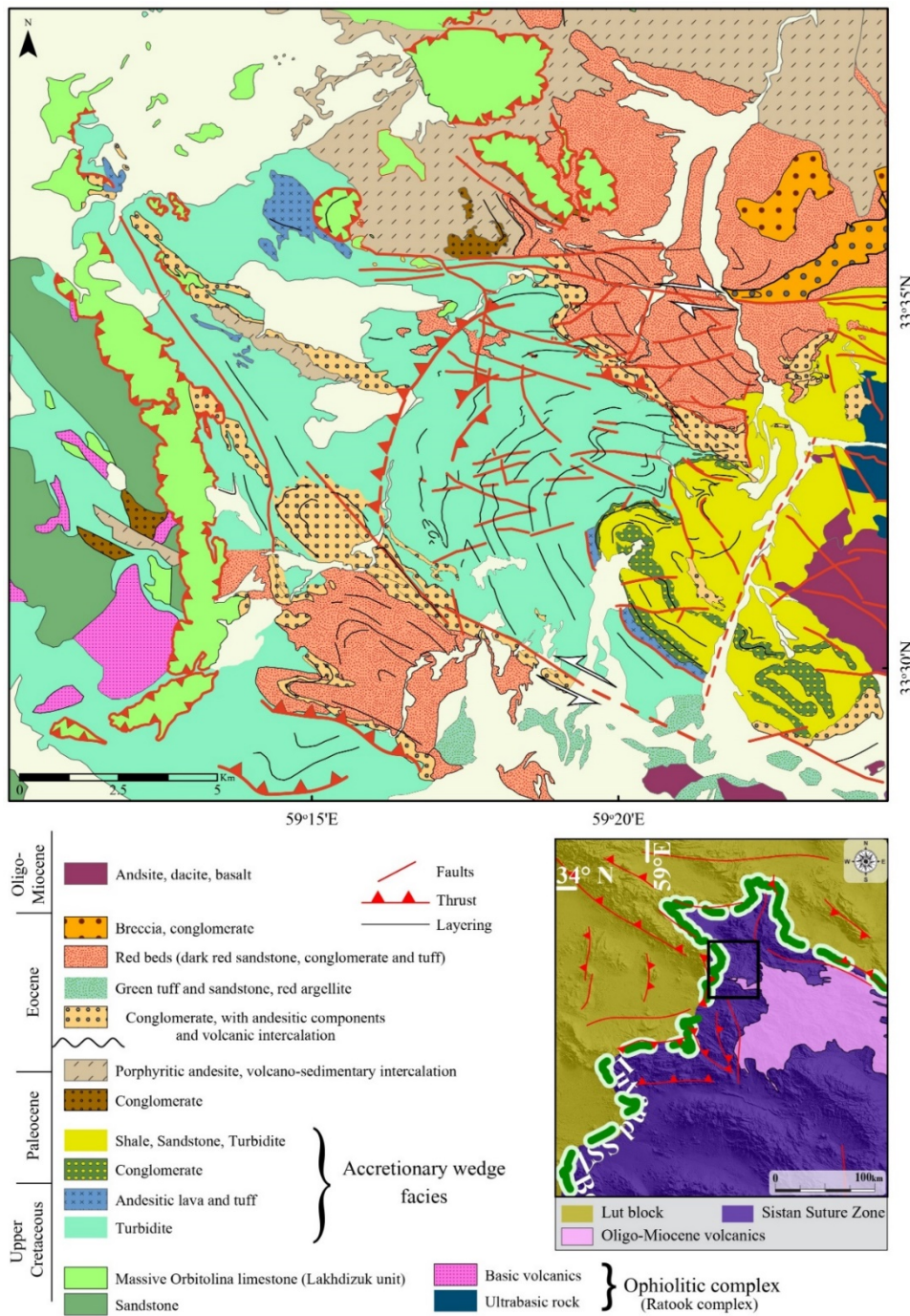
این واحد روی مجموعه‌ی متنوعی از رسوبات تخریبی، آذرآواری و کربناته به سن کرتاسه بالایی-پالئوسن رانده شده است. مجموعه مذکور از حیث ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ساختاری و موقعیت تکتونیکی ممکن است با مجموعه واحدهای گوه افزایشی قابل مقایسه باشد که انتظار می‌رود در لبه شرقی بلوک لوت انباشته شده باشند. این واحدها به ترتیب سن، از قدیم به جدید، شامل توریدایت و توف کرتاسه فوقانی، و سپس جریان‌های آندزیتی، کنگلومرا، شیل و ماسه‌سنگ پالئوسن-ائوسن می‌باشند. در ادامه گفتنی است که توریدایت کرتاسه-پالئوسن در اغلب نقاط به صورت ناپیوستگی زاویه‌دار توسط واحدهای تخریبی جوان‌تر متعلق به ائوسن پوشیده شده‌اند (Berthiaux et al., 1981; Shahidi, 2000). اگرچه در بعضی نقاط این توریدایت با یک صفحه راندگی روی کنگلومرای قرمز ائوسن قرار گرفته است. در ستون چینه‌شناسی منطقه قاین واحد مذکور با کنگلومرا و آندزیت پورفیری پالئوسن-ائوسن تعقیب می‌شود (Berthiaux et al., 1981). جوان‌ترین واحد سنگشناختی منطقه مورد مطالعه مربوط به آتشفشانی‌ها و آذرآواری‌های اولیگوسن و میوسن است که حجم زیادی از قلمرو شمالی پهنه جوشخورده را اشغال کرده‌اند و در جنوب شرق نقشه زمین‌شناسی منطقه قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۱).

به منظور تحلیل و نمایش تصویری این اطلاعات، ترسیم استریوگراف و تحلیل ساختاری با استفاده از نرم افزار Stereonet 10 صورت گرفته است. با در نظر گرفتن این نکته که قطر کوچک بیضی واتنش عمود بر محور چین‌ها و امتداد سطح راندگی است، بیضی واتنش برای نقاطی از ساختار بادبزنی شکل که برداشت‌های ساختمانی صورت گرفته بود، ترسیم شد.

سپس با استفاده از اطلاعات هندسی ساختمان‌های منطقه و با کمک تصاویر ماهواره‌ای، نقشه ساختاری منطقه تهیه و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 10.4 و Adobe Illustrator CC 2018 تهیه و ترسیم شده است. در نهایت مجموعه داده‌های کسب شده طبقه‌بندی و از دیدگاه جنبش‌شناختی مورد تحلیل قرار گرفته‌اند. سرانجام برای درک تحول تکتونیکی مدل تکامل ساختاری این قوس بادبزنی شکل ارائه شده است.

زمین‌شناسی عمومی

از نظر چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه شامل واحدهای سنگ‌شناسی متعلق به دو پهنه جوشخورده سیستان و بلوک لوت با سن کرتاسه زیرین تا عهد حاضر می‌باشد. واحدهای کرتاسه زیرین دربرگیرنده کمپلکس افیولیتی رتوک متعلق به پهنه جوشخورده سیستان و واحد آهک توده‌ای اوریتولین دار متعلق به فلات قاره‌ای لبه شرقی لوت می‌باشد.



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی ساختار بادبزن شکل روشک و نمایش موقعیت آن بر روی نقشه کلی مرز شمالی پهنه جوشخورده سیستان و بلوک لوت، برگرفته از ورقه زمین‌شناسی قاین (Berthiaux et al., 1981).



ویژگی‌های هندسی ساختار روشک

می‌دهد. ساختمان‌هایی که در کلیت این قوس ساختاری مشارکت دارند عبارتند از: چین‌های موازی و شعاعی، شکستگی‌های کششی مزدوج و گسل‌های نرمال، رانده و امتدادلغز، که در ادامه به شرح آن‌ها می‌پردازیم.

لازم به ذکر است که در اینجا منظور از چین‌های موازی چین‌هایی است که امتداد سطح محوری آن‌ها موازی با صفحات راندگی و بطور کلی موازی با انحنا ساختار بادبزنی شکل است. به همین ترتیب چین‌های شعاعی به آن دسته از چین‌ها گفته می‌شود که تداوم سطح محوری آن‌ها با ساختار مذکور موازی نبوده، بلکه آن را قطع می‌کنند (شکل ۲).

۱) چین‌های موازی

یکی از شاخص‌ترین ویژگی‌های ساختاری واحد توریدایتی کرتاسه بالایی-پالئوسن در جنوب روستای روشک، چین خوردگی موازی با انحنا کلی ساختار بادبزنی شکل روشک است. از مجموعه چین‌های شناسایی شده در این گروه، مشخصات هندسی شش چین برداشت و استریوگراف آن‌ها ترسیم شده است (جدول ۱). بررسی اطلاعات ساختاری نشان می‌دهد سطوح محوری این چین‌ها در نقاط مختلف قوس روشک، وضعیت هندسی متفاوتی نسبت به یکدیگر دارند.

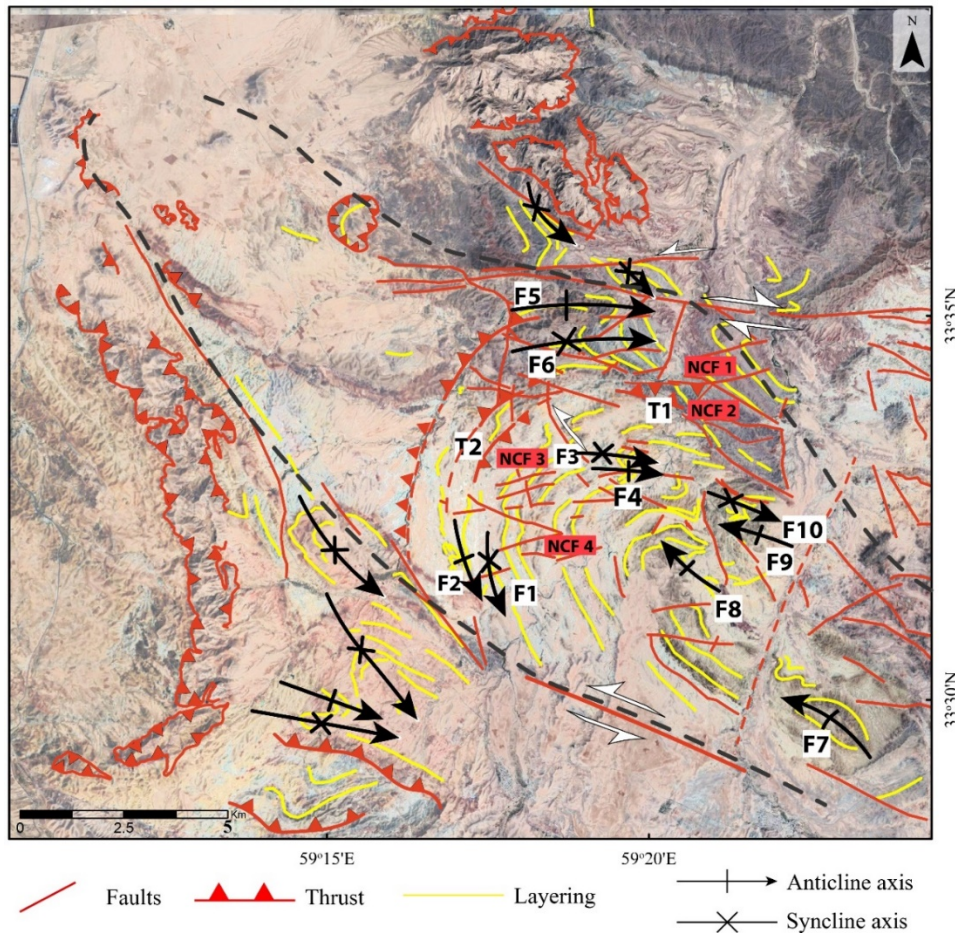
چین‌های F1 و F2 در جنوب در واحد توریدایتی کرتاسه-ائوسن و در نزدیکی مرز دگرشیب این واحد با کنگلومرا و ماسه‌سنگ ائوسن، به صورت یک زوج طاق‌دیس و ناودیس با امتداد سطح محوری شمالی-جنوبی و میل محور چین به سمت جنوب مشاهده می‌شوند (شکل ۲). با توجه به زاویه بین یالی در حدود ۴۵ تا ۵۰ درجه

ساختار بادبزنی شکل روشک بر روی تصاویر ماهواره‌ای یک ساختار بارز و متمایز می‌باشد که می‌توان آن را در درجه اول با ابعاد و ویژگی‌های هندسی و سپس بر مبنای ویژگی‌های ساختمانی توصیف و بررسی کرد. این قوس نوعی خمش ساختاری است که مشخصات کلی آن از قبیل طول موج، دامنه و طول قوس به ترتیب ۷، ۵ و ۱۵ کیلومتر می‌باشد. راستای اثر سطح محوری این ساختار کمان مانند در امتداد شمال غرب-جنوب شرق است.

ویژگی‌های ساختمانی ساختار روشک

ساختار مذکور خود در بردارنده تنوع قابل ملاحظه‌ای از انواع ساختمان‌های زمین‌شناسی با مکانیزم‌های مختلف کششی، فشارشی و امتدادلغز می‌باشد. بررسی این ساختارهای تکنونیک مستلزم مطالعه و تفکیک آن‌ها بر پایه سن نسبی و مکانیزم عملکرد می‌باشد. یکی از بارزترین ویژگی‌های ساختاری منطقه راندگی در مقیاس قابل ملاحظه‌ای است که در اغلب نقاط پهنه مدنظر مشاهده می‌شود. این راندگی‌ها در پایه واحد آهک نومولیتی متعلق کرتاسه پایینی نشان دهنده نابرجا بودن این واحد می‌باشد (Berthiaux et al., 1981). آهک مذکور تحت نام واحد لاخلدیزوک شناخته می‌شود که غالباً به شکل سفره‌های رانده هلالی شکل و کلیپ ظهور دارند. فرودپواره این سفره‌های رانده و کلیپ‌ها در جوان‌ترین حالت کنگلومرا و ماسه‌سنگ قورمز ائوسن می‌باشد (شکل ۱). از این رو می‌توان آخرین حد فعالیت این فاز کوتاه‌شدگی در این منطقه را سن ائوسن در نظر گرفت. واحد توریدایتی کرتاسه بالایی-پالئوسن نیز مجموعه‌ای از ساختارهای مرتبط با تکنونیک فشارشی و کششی را در خود بروز

می‌توان این طاقدیس و نادیس را از جمله چین‌های بسته در طبقه‌بندی (Fleuty, 1964) در نظر گرفت (جدول ۱).



شکل ۲: علائم ساختاری مشخص شده بر روی تصویر ماهواره‌ای ساختار روشک. اثر سطح محوری چین‌های موازی (F1 تا F6) و شعاعی (F7 تا F10)، گسل‌های عادی مزدوج (NCF 1 تا NCF 4)، راندگی‌های ثبت و برداشت شده (T1، T2) و اثر سطوح لایه بندی بر سطح زمین نمایش داده شده‌اند.

نهایتاً چین F5 در مقایسه با چین‌های قبلی با فاصله بیشتری نسبت به هسته ساختار بادبزنی شکل، و در نزدیکی حد شمال غربی آن قرار دارد (شکل ۲). این طاقدیس لایه‌های توریدایت کرتاسه-پالئوسن، کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز ائوسن و ناپیوستگی بین آن‌ها را دگرشکل کرده است. مشخصات هندسی ثبت شده از واحدهای جوان متعلق به ائوسن نشان می‌دهد که سطح محوری این طاقدیس امتدادی تقریباً شرقی-غربی داشته و میل محور آن به سمت

مقارن با دو چین ذکر شده و در یال شمالی ساختار بادبزنی، مشخصات ساختمانی یک زوج ناودیس و طاقدیس با نام‌های F3 و F4 اندازگیری و ثبت شده‌اند. امتداد سطح محوری این چین‌ها یک راستای تقریباً شمال غرب-جنوب شرق تا شرق-غرب دارد و میل محور آن‌ها به سمت جنوب شرق می‌باشد. ناودیس F3 و طاقدیس F4 با زاویه بین یالی به ترتیب حدود ۱۰۷ و ۹۶ درجه در گروه چین‌های باز قرار می‌گیرند.



شکل امتدادی شمالی جنوبی دارند. حال آنکه روند سطح محوری در چین‌هایی که به یال مقابل در شمال ساختار نزدیک هستند (چین‌های F3 و F4) و همچنین چین‌های واقع در شمال غرب ساختار روشک، روندی تقریباً شرقی-غربی دارد (شکل ۲). این تغییر روند سطح محوری چین‌ها در ارتباط با شکل کلی ساختار بادبزنی شکل قرار دارد و از آن تبعیت می‌کند.

غرب است. این طاق‌دیس با زاویه بین یالی بیش از ۱۲۰ درجه یک چین ملایم تلقی می‌شود (جدول ۱).

از مجموع بررسی‌های فوق در خصوص چین‌های موازی می‌توان نوعی ارتباط معنی‌دار بین موقعیت چین‌ها در ساختار بادبزنی شکل و مشخصات هندسی آن‌ها استنباط نمود. به بیان دیگر، سطوح محوری در چین‌های واقع در ضلع جنوبی (چین‌های F1 و F2) و شرقی ساختار بادبزنی

جدول ۱. اطلاعات هندسی چین‌های موازی (سیلندری) F6 تا F1

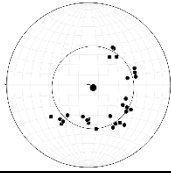
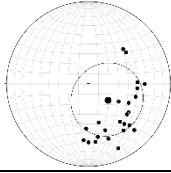
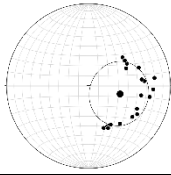
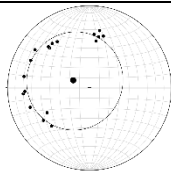
چین	مشخصات محور چین (امتداد و میل)	مشخصات سطح محوری (امتداد و شیب)	زاویه بین یالی	استریوگراف (سطح محوری و قطب یال‌ها)
F1	۱۷۰/۱, ۷۷/۱	۱۶۵/۶, ۸۹/۰ W	۴۵/۰°	
F2	۱۷۰/۱, ۷۵/۳	۱۶۹/۳, ۸۹/۵ W	۴۹/۱°	
F3	۱۱۱/۴, ۷۲/۲	۱۰۲/۵, ۸۷/۲ S	۱۰۶/۹°	
F4	۱۰۸/۵, ۶۸/۸	۰۹۶/۸, ۸۰/۶ S	۹۶/۴°	
F5	۰۹۴/۴, ۴۹/۹	۲۸۱/۴, ۸۷/۵ N	۱۲۴/۷°	
F6	۰۹۴/۸, ۳۷/۴	۲۸۰/۷, ۸۲/۳ N	۹۶/۴°	

شرقی ترین چین ثبت شده در این منطقه، چین F7، نشان می‌دهد که امتداد سطح محوری این چین شمال غرب-جنوب شرق (جدول ۲) و میل به سمت شمال غرب می‌باشد. چین F8 نیز از جمله چین‌های شعاعی بوده که با مرور اطلاعات مربوط به استریوگراف آن می‌توان تمایل محور چین به سمت شمال غرب را در مورد آن نیز دریافت. همچنین چین‌های F9 و F10 بعنوان یک زوج طاق‌دیس و ناودیس نسبت به چین‌های F7 و F8 و با مشخصات مشابه در موقعیت شمالی تر هسته ساختار قوس شکل قرار گرفته‌اند (شکل ۲). محور ناودیس F10 به سمت جنوب شرق متمایل است. در مجموع سبک چین خوردگی در چین‌های شعاعی از نوع چین خوردگی مخروطی می‌باشد که محور کلی آن‌ها به سمت شمال غرب میل دارد.

۲) چین‌های شعاعی

بر روی نقشه زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای شواهد و آثار نوعی چین خوردگی در توریدایت پالئوسن دیده می‌شود که در درونی ترین بخش ساختار بادبزنی شکل در جنوب شرق واقع شده‌اند (شکل ۲). این چین خوردگی در نگاه اول با چین خوردگی موازی فوق الذکر از این منظر تفاوت دارد که جهت یافتگی این چین‌ها در نمای نقشه با انحنای ساختار بادبزنی شکل روشک موازی نبوده بلکه آن را قطع می‌کند. امتداد محور این چین‌ها شمال غرب - جنوب شرق و تمایل محور چین در آن‌ها به سمت شمال غرب می‌باشد. استریوگراف ترسیم شده برای جنوب

جدول ۲: اطلاعات هندسی چین‌های شعاعی (مخروطی) F7 و F10 هسته ساختار روشک.

چین	مشخصات محور چین (امتداد و میل)	زاویه نیم‌راسی ^۵	استریوگراف (دایره کوچک و قطب یال‌ها)
F7	۱۱۹/۴، ۸۴/۶	۴۱/۵°	
F8	۱۲۹/۷، ۶۴/۷	۴۹/۵°	
F9	۱۰۴/۱، ۵۷/۳	۳۰/۹°	
F10	۲۹۵/۴، ۷۲/۱	۴۹/۵°	

^۵ half-apical angle



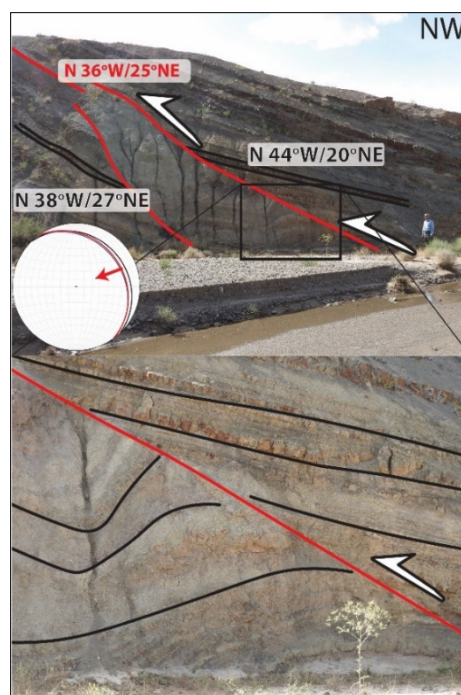
۳) راندگی

بروز گسلش راندگی در منطقه روشک بر روی نقشه زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای قابل مشاهده است. مشاهدات و برداشت‌های صحرایی از سه رخمون مرتبط با گسلش راندگی در منطقه روشک با نقاط T1، T2 بر روی نقشه ساختاری مشخص شده‌اند. در خصوص این راندگی‌ها، نوعی تغییر معنادار در هندسه صفحه در موقعیت‌های متفاوت مشاهده می‌شود.

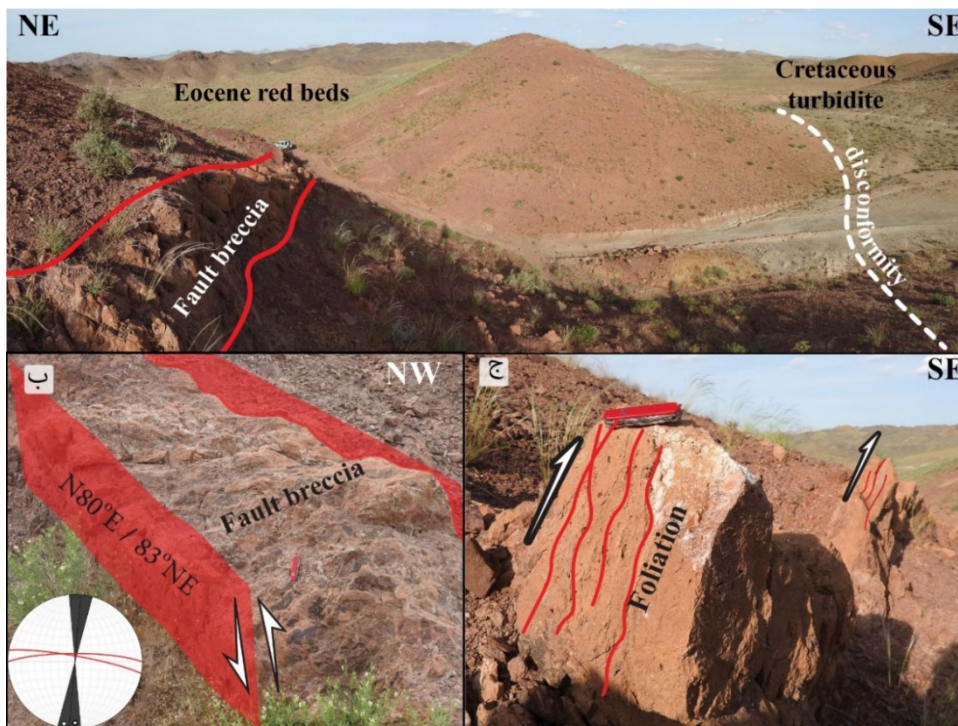
وضعیت هندسی صفحات راندگی در ایستگاه T1 با امتداد شمال غرب-جنوب شرق مشخص می‌شود (شکل ۳). در حالیکه، تراست‌های برداشت شده در محدوده ایستگاه T2 امتداد شمال شرق-جنوب غرب با شیب به سمت جنوب شرق موجب جابه‌جایی واحدهای تخریبی ائوسن به سمت شمال غرب شده‌اند (شکل ۵). بطور کلی در مورد گسلش راندگی در منطقه روشک، نکته حائز اهمیت این است که امتداد صفحات این گسل‌های رانده از شکل و انحنای کلی ساختار بادبزنی شکل تبعیت می‌کند (شکل ۲).

برش گسلی

در ایستگاه T1 در نزدیکی مرز توریدایت کرتاسه-پالئوسن با کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز ائوسن، منطبق با سطح گسلش رانده با امتداد تقریباً شرقی-غربی یک نوار از سنگ‌های برش گسلی تا کاتا کلاسیت مشهود است (شکل ۴، الف، ب). ضخامت این لایه بین ۳۰ سانتیمتر تا چند متر متغیر است. خلل و فرج موجود در کاتا کلاسیت مذکور توسط انحلال و تبلور بلورهای کلسیت پر شده است. همچنین تا حدودی آثار دولومیت‌شدگی و آغشتگی به اکسید آهن مشهود است. تورق برشی اندازگیری شده در این نوار کاتا کلاسیت همراستا با سطح گسل و مبین جابجایی معکوس قابل توجه در سطح آن می‌باشد (شکل ۴، ج).

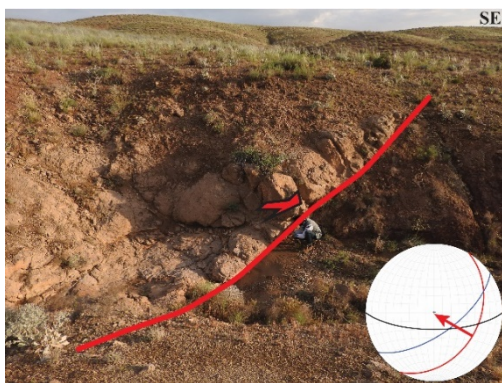


شکل ۳. نمای گسلش راندگی با جهت جابه‌جایی به سمت جنوب غرب در واحدهای تخریبی متعلق به ائوسن واقع در ایستگاه T1 در شمال ساختار بادبزنی شکل



شکل ۴. الف) مرز ناپیوسته توریدایت کرتاسه با تخریبی‌های ائوسن و نمایش موقعیت گسل رانده T1 (ب) راندگی T1 و برش گسلی آن، ج) نمایش تورق برشی در نوار کاناکلاسیت واقع در محل راندگی T1، انحلال و رسوبگذاری کلسیت در تخلخل موجود در کاناکلاسیت‌ها مشهود است.

شکستگی‌ها در دو ایستگاه NCF 1 و NCF 2 تکامل یافته‌تر و همراه با جابه‌جایی شیب‌لغز نرمال می‌باشند (شکل ۶).

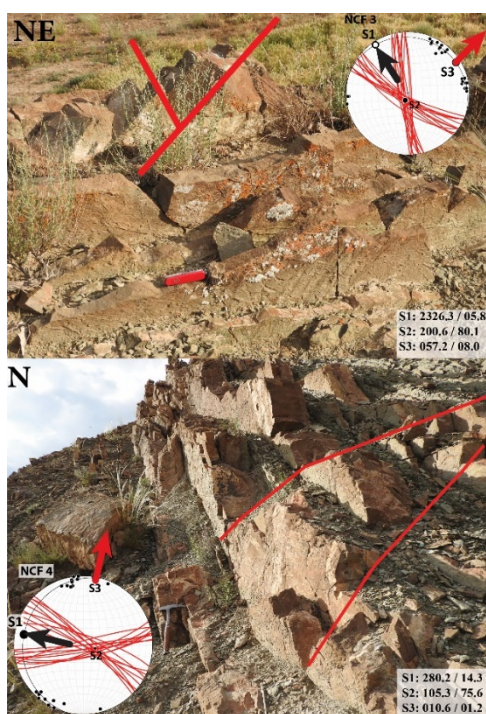


شکل ۵. گسلش راندگی T2 با جابه‌جایی توریدایت کرتاسه بر روی تخریبی‌های ائوسن به سمت شمال غرب.

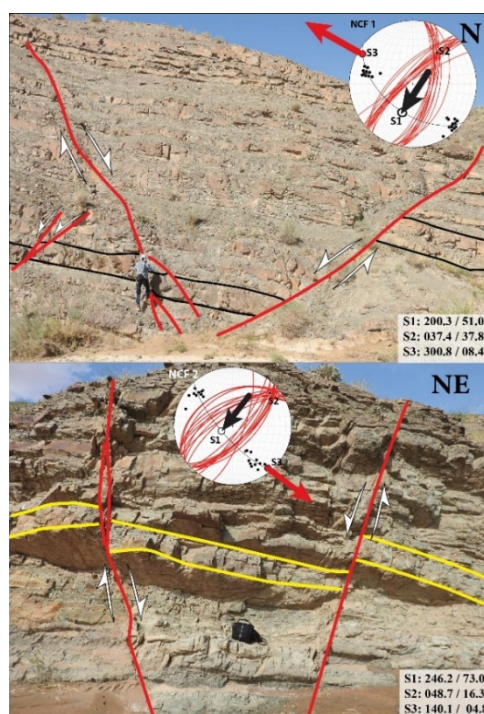
این در حالی است که تراست‌های معادل این راندگی در پیشانی قوس روشک، در ایستگاه T2 امتداد کاملاً متفاوتی را نشان می‌دهند (شکل ۲). جهت شیب صفحه راندگی‌ها در این بخش از قوس روشک به دو سوی شمال غرب و گاهی جنوب شرق است که این مقدار با امتداد گسل‌های پیشتر ذکر شده، حدود ۵۰ درجه اختلاف دارد. این تفاوت جهت شیب و امتداد صفحات راندگی از روی عکس‌های ماهواره‌ای در تمام مسیر قوس قابل رهگیری است و حاکی از تبعیت هندسه راندگی‌ها از شکل کلی ساختار بادبزنی شکل روشک می‌باشد.

۴) شکستگی‌های مزدوج کششی

از جمله ساختارهای کلیدی موجود در منطقه، شکستگی‌های کششی مزدوج می‌باشند که در بخش‌های دور از مرکز قوس مشاهده می‌شوند (شکل ۲). این



شکل ۷: گسل‌های نرمال مزدوج NCF 1 و NCF 2 در توالی شیل و ماسه‌سنگ سبز و قهوه‌ای در شمال و حاشیه بیرونی قوس روشک.



شکل ۶: گسل‌های نرمال مزدوج NCF 1 و NCF 2 در توالی شیل و ماسه‌سنگ سبز و قهوه‌ای در شمال و حاشیه بیرونی قوس روشک.

۵) گسلش امتدادلغز

گسلش امتدادلغز در دو مسیر تقریباً موازی در شمال و جنوب ساختار بادبزن شکل روشک ساختارهای پیش‌تر ذکر شده را دچار دگرشکلی و جابه‌جایی کرده‌اند. این دو سیستم برش ساختار بادبزن شکل را احاطه کرده‌اند. در حد شمالی ساختار، برش‌های امتدادلغز راست‌بر با امتداد تقریباً شرق-غرب واحدهای تخریبی ائوسن را جابه‌جا کرده‌اند. جابه‌جایی امتدادی راست‌بر واحدهای ائوسن میانی و فوقانی در مرز شمالی نشان دهنده مکانیزم راست‌بر در گسلش امتدادلغز شمال ساختار روشک می‌باشد. در مقابل واحدهای توریدایتی کرتاسه بالایی و تخریبی ائوسن میانی در جنوب ساختار قوس‌شکل توسط گسلش امتدادلغز چپ‌بر جابه‌جا شده‌اند (شکل ۲ و ۸). انقطاع و جابه‌جایی چین‌های موجود در واحدهای تخریبی ائوسن در شمال ساختار روشک نشان‌دهنده جوان‌تر بودن مکانیزم این

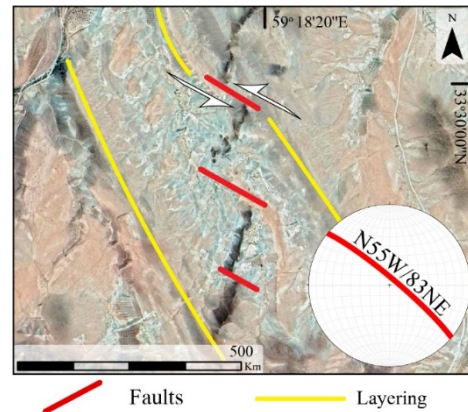
ترسیم استریوگراف‌های مربوط به شکستگی‌های ثبت شده در چهار ایستگاه صورت گرفته است. در دو ایستگاه NCF 1 و NCF 2 که در شمال منطقه واقع می‌باشند، محور طولی‌شدگی در راستای شمال غرب-جنوب شرق به دست آمده است. در حالیکه این راستا در خصوص ایستگاه NFC3 که در حوالی شمال غرب (نزدیک به سطح محوری) ساختار بادبزن شکل، کاملاً متفاوت بوده و روندی شمال شرق-جنوب غربی دارد. همچنین این گردش روند محور طولی‌شدگی در مورد ایستگاه NFC 4 واقع در جنوب ساختار مذکور، با روند تقریباً شمالی-جنوبی برقرار است (شکل ۷).

در کمان خارجی ساختارهایی نظیر شکستگی‌های کششی و گسلش رانده بروز کرده‌اند. بررسی نحوه توزیع شکستگی‌های کششی بر روی نقشه ساختاری در ارتباط با آرایش گسل‌های رانده، ارتباط هندسی و چرایی هماهنگی این دو پدیده ساختاری را مشخص می‌کند. بگونه‌ای که با چرخش امتداد محور کوتاه شدگی و جابجایی در راندگی‌های فوق الذکر، محور کشش و محور بیشترین طول شدگی در واحدهای سنگی این مناطق نیز، منطبق بر انحنا کلی قوس ساختاری روشک، دچار تغییر روند شده و وضعیت عمود بین این دو محور همواره برقرار مانده است. این شرایط حاکم بر وضعیت هندسی شکستگی‌ها و الگوی توزیع آن‌ها در ارتباط با سایر ساختارهای بررسی شده در منطقه، نشان دهنده تغییر وضعیت محورهای اصلی تنش در امتداد مسیر قوس مانند ساختار روشک می‌باشد. براساس هر یک از ساختارهای یاد شده، می‌توان به محورهای اصلی کوتاه شدگی و طول شدگی در هر بخش از منطقه در واحدهای پیش از اولیگوسن، دست یافت و بر این مبنا بیضی استرین مربوط به هر ساختار را ترسیم نمود (شکل ۹).

الگوی توزیع بیضی‌های استرین و محورهای اصلی دگرشکلی در هسته داخلی و بخش خارجی ساختار روشک، تفاوت بارز و حائز اهمیتی را در جهت‌یابی این محورهای دگرشکلی آشکار می‌کند. بگونه‌ای که در بخش داخلی ساختار بادبزن شکل که بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی با واحد توریدایتی و کنگلومرای متعلق به پالئوسن مشخص شده است، محورهای اصلی کوتاه شدگی و طول شدگی به ترتیب در راستای شمال شرق-جنوب غرب و شمال غرب-جنوب شرق قرار گرفته‌اند. جهت‌یابی این محورها در بخش‌های شمال غربی و شمالی ساختار روشک بگونه‌ای قرار گرفته که بیضی استرین وضعیت برعکس آنچه برای هسته ساختار ذکر شد نشان می‌دهد (شکل ۹). بدین معنی که در این قسمت از ساختار بادبزن

گسلش نسبت به چین خوردگی‌ها و راندگی‌های پیشتر ذکر شده است.

عملکرد این دو سیستم برشی متقارن موجب جابه‌جایی قوس روشک نسبت به واحدهای مجاور شمال شرقی و جنوب غربی خود به سمت شمال غرب شده است.



شکل ۸. استریوگراف و تصویر گوگل ارث گسل امتداد لنگر چپ بر روی دایک آندزیتی انوسن در جنوب ساختار روشک

بحث و تحلیل جنبش شناختی

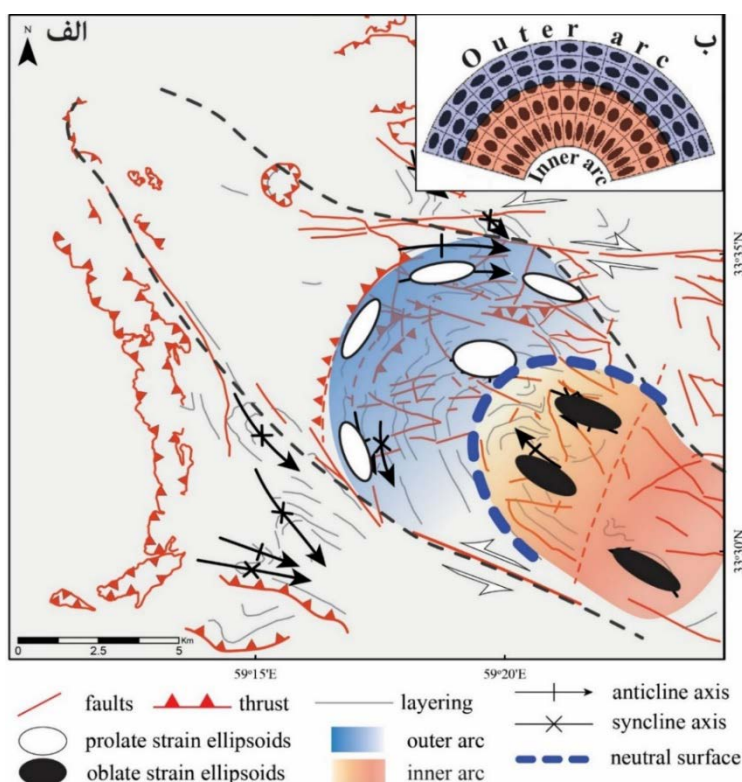
بروز هماهنگ ساختارهای متنوع در موقعیت‌های خاصی از قوس روشک سوالات زیادی را ایجاد می‌کند که با تحلیل جنبش شناختی این ساختارها می‌توان به ارتباط فی مابین پی برد. مجموعه ساختارهای چین‌های موازی و چین‌های مخروطی شعاعی، در کنار گسل‌های رانده و شکستگی‌ها و گسل‌های نرمال و گسل‌های امتداد لنگر در ساختار روشک با این دیدگاه مورد بحث می‌باشند. این قوس را می‌توان از نظر الگوی دگرشکلی به دو بخش کمان داخلی و کمان خارجی تقسیم کرد. دگرشکلی در کمان داخلی یا هسته قوس، با ساختارهایی نظیر چین خوردگی مخروطی با میل محور چین به سمت شمال غرب همراه است (شکل ۹).



بروز دگرشکلی‌های متنوع و در عین حال هماهنگ، در اجزاء هندسی یک ساختار کلی را داریم. در این شرایط در هسته چین‌ها محور طویل بیضی استرین راستایی منطبق با راستای محور چین دارد. همینطور در لایه‌های بیرونی چین، نوعی کشش مماس با سطح لایه‌ها و عمود بر محور اصلی چین حاکم است. بطور کلی می‌توان گفت، ساختارهای خمیده در شعاع خود به دو بخش قابل تقسیم هستند که در بخش درونی‌تر بیضی استرین فشرده^۷ و در قشای بیرونی بیضی استرین کشیده^۸ قرار دارد (Ramsay and Huber, 1983; Schwerdtner et al., 1988, p. 458).

شکل و در محور آن، محورهای کوتاه شدگی و طویل شدگی به ترتیب امتداد شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب دارند. این چرخش و اختلاف جهت آشکار در محورهای اصلی استرین در ارتباط با ماهیت کمانشی این ساختار مرتبط است.

با نگاهی دقیق‌تر به ارتباط جنبش‌شناختی ساختارهای مذکور اعم از گسل‌های نرمال، رانده و چین‌ها، به عنوان اجزاء یک سیستم ساختاری، ساختار بادبزنی شکل روشک در قالب یک کمانش تکنونیک قابل توضیح است. به بیان دقیق‌تر در شرایط «استرین کششی مماسی محض» انتظار



شکل ۹. الف) نقشه شماتیک ساختار روشک همراه با نمایش بیضی‌های استرین. ب) مدل توزیع بیضی‌های استرین در چین‌خوردگی‌ها و خمش‌های ساختاری (برگرفته از Ramsay and Huber, 1987)

8 Prolate strain ellipsoids

6 buckling

7 Oblate strain ellipsoids

شدگی اولیه در راستای شمال غرب-جنوب شرق رخ داده است (شکل ۱۰، الف).

همزمان با این فرآیند پیشرونده دگرشکلی، گوه افزایشی کرتاسه-پالئوسن هول محور عمودی و در طول خود دچار خمش شده است. این خمش را می‌توان با دگرشکلی مرتبط با اروکلاین شرق ایران (Bagheri and Damani Gol, 2020) مرتبط دانست. اعمال تنش در راستای شمال شرق جنوب غرب که عامل پدیدآورنده چین‌های مخروطی در هسته ساختار بادبزنی بوده است. تداوم این فشردگی با فرار مجموعه واحدهای شرکت کننده در قوس به سمت شمال غرب جبران می‌گردد و گسل‌های امتدادلغز در دو سوی ساختار روشک ناشی از این جابه‌جایی بوده‌اند. توامان با این فشردگی و کوتاه‌شدگی در هسته قوس روشک، در کمان خارجی استرین از الگوی کاملاً متفاوت ولی هماهنگ با هسته پیروی می‌کند. در این بخش، تنش کششی موازی با روند عمومی ساختارهای از پیش موجود، نظیر چین‌های موازی و راندگی‌ها، شکستگی‌های مزدوج کششی را ایجاد کرده است (شکل ۱۰، ج).

مدل تکامل تکتونیکی ساختار بادبزنی شکل

قوس روشک در واقع محصول نفوذ تکتونیکی^۹ واحد توریدایت کرتاسه-پالئوسن پهنه جوشخورده سیستان به درون بلوک لوت می‌باشد. بطور کلی در حین این نفوذ و جابه‌جایی چین‌های موازی همراستا امتداد مرز تماس دو پهنه شکل گرفته‌اند. در مراحل پایانی، دگرشکلی پیشرونده به خمش کلی ساختار و تشکیل چین‌های مخروطی شعاعی در هسته ساختار فوق منجر می‌شود.

در مدل‌های تکامل تکتونیکی خمش‌های مرتبط با کمرندهای کوهزایی این خمش‌ها معمولاً محصول کوتاه شدگی عمود بر امتداد مهاجرات واحدها (موازی با محور کمر بند چین خورده) بیان می‌شوند.

با بازسازی ساختاری واحدهای دگرشکل شده می‌توان به مدلی برای توضیح نحوه تکامل ساختار بادبزنی شکل روشک دست یافت. عمده ساختارهای یاد شده در واحد توریدایتی کرتاسه بالایی-پالئوسن رخ داده‌اند. این واحد سنگ‌شناسی با توجه به رخساره آن و بر مبنای آنچه در نقشه‌های زمین‌شناسی ذکر شده، متعلق به حوضه رسوبی اقیانوس سیستان می‌باشد. این مجموعه با عنوان گوه افزایشی به لبه بلوک قاره‌ای لوت افزوده شده ساختارهایی نظیر راندگی و چین‌خوردگی موازی با محور راندگی و لبه قاره در آن‌ها شکل گرفته است. چین‌خوردگی موازی و راندگی‌ها از این رو به عنوان اولین دگرشکلی این رخداد قلمداد می‌شوند که توسط تنش‌های مراحل بعدی دچار دگرشکلی شده و شکل کلی قوس روشک را ایجاد کرده‌اند. از طرفی چین‌خوردگی موازی واحدهای مربوط به ائوسن میانی (کنگلوئرا و ماسه سنگ قرمز ائوسن) را دگر شکل کرده است. این می‌تواند نشان دهد که کوتاه

⁹ tectonic injection

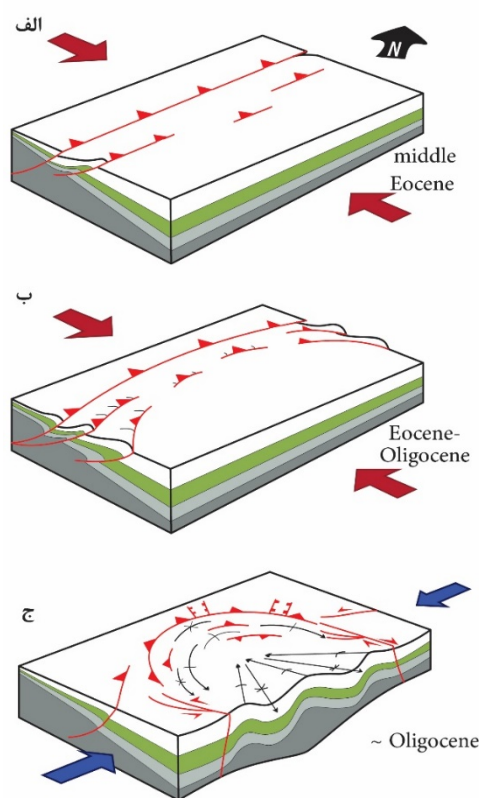


قائم در این کمربند چین خورده رخ داده است. تشکیل چین‌های مخروطی که به صورت شعاعی در ساختار قوس قرار گرفته‌اند به مراحل متأخر دگرشکلی پیشرونده مربوط می‌باشد (شکل ۱۰، ج).

- همزمان با کوتاه شدگی و چینخوردگی مخروطی در کمان داخلی و در اثر بروز خمش در ساختار خطی اولیه، در بخش بیرونی قوس، تنش کششی مماسی موجب بروز شکستگی‌های مزدوج شده است.

ساختار بادبزی روشک می‌تواند جزئی از یک خمش بزرگ مقیاس‌تر در ابعاد بلوک قاره‌ای لوت و پهنه شرق باشد. این قوس تنها یک نمونه در شرق ایران است که تا کنون با این نگرش مورد مطالعه و بررسی قرار نگرفته است. شناسایی، بررسی و مطالعه ساختارهای قوس شکل احتمالی بیشتر در شرق ایران به منظور دستیابی به فهم درست از تحول تکتونیکی این پهنه از ایران ضروری به نظر می‌رسد. همچنین این مطالعات می‌تواند به تکامل و توسعه ایده‌های مرتبط با ساختارهای خمشی در کمربندهای کوهزایی مفید و موثر باشد.

این مقاله در ارتباط با طرح پژوهشی ۴۸۳۱۵ دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شده است.



شکل ۱۰: مدل تکامل تکتونیکی ساختار قوس روشک (الف) کوتاه‌شدگی شمال غرب-جنوب شرق و تشکیل راندگی‌ها و چین‌های موازی؛ (ب) تداوم دگرشکلی پیشرونده و آغاز خمش کمربند چین خورده؛ (ج) اعمال تنش شمال شرق-جنوب غرب و تشکیل چین‌های مخروطی (شعاعی) در کمان داخلی، گسل‌های نرمال در کمان خارجی و گسل‌های امتداد لغز.

نتایج:

- محصول کوتاه شدگی شمال غرب-جنوب شرق (در موقعیت امروزی) در ائوسن فوقانی تا اولیگوسن مهاجرت واحد توریدایت کرتاسه-پالئوسن به سمت شمال غرب بر روی لبه لوت می‌باشد. که یک کمربند تقریباً خطی از چین‌ها و راندگی‌ها می‌سازد (شکل ۱۰، ب).
- واحد توریدایتی یک دگرشکلی پیشرونده را متحمل شده است. به مرور خمش هول محور



- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1988. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, London, London. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90041-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90041-7)
- Ries, A.C., Shackleton, F.R.S., 1976. Patterns of strain variation in arcuate fold belts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 283, 281–288.
- Schwerdtner, W.M., Stott, G.M., Sutcliffe, R.H., 1983. Strain patterns of crescentic granitoid plutons in the Archean greenstone terrain of Ontario. *Journal of Structural Geology* 5, 419–430. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(83\)90028-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90028-7)
- Shahidi, A., 2000. 1: 100000 Geological Map of Rum. Iran's Geological Survey and Mineral Explorations Publications, Me'radj Blvd, Tehran, Iran.
- Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonics of Iran, American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Geological Survey of Iran. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94, 134–150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2)
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., 2013. Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. *Tectonophysics* 582, 25–49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.006>
- Bagheri, S., Damani Gol, S., 2020. The Eastern Iranian Orocline. *Earth-Science Reviews* 123. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103322>
- Berthiaux, A., Fauvelet, E., Christmann, P., Eftekhar-Nezhad, J., Alavi-Naini, M., Behruzi, A., 1991. Qayen geological quadrangle map. Geological Survey of Iran.
- Berthiaux, A., Fauvelet, E., Christmann, P., Eftekhar-Nezhad, J., Alavi-Naini, M., Behruzi, A., 1981. 1: 100000 Geological Map of Qayen. Iran's Geological Survey and Mineral Explorations Publications, Me'radj Blvd, Tehran, Iran.
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics-Part I. *Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania* 89, 255–288.
- Fleuty, M.J., 1964. The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association* 75, 461–492. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(64\)80023-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(64)80023-7)
- Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Bulletin of the Geological Society of America* 111, 1808–1822. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1808:COTGOF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1808:COTGOF>2.3.CO;2)
- Maffione, M., Faccenna, C., Speranza, F., Faccenna, C., Dragoni, M., 2009. Tectonics and kinematics of curved mountain belts: examples from The Alps and Andes. UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BOLOGNA.
- Marshak, S., 2004. Salients, Recesses, Arcs, Oroclines, and Syntaxes — A Review of Ideas Concerning the Formation of Map-view Curves in Fold-thrust Belts. *AAPG Memoir* 82, 131–156.
- Marshak, S., 1988. Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens. *Tectonics* 7, 73–86. <https://doi.org/10.1029/TC007i001p00073>
- Martinez Catalan, J.R., 2011. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova* 23, 241–247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x>



تحلیل ساختاری ارتفاعات پرپر در پهنه کوهزاد بر خوردی زاگرس، شمال خاور شهر کرد

نیما تیموری^۱، علی یساقی^{۲*}

۱- کارشناسی ارشد تکتونیک گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۰۶

چکیده

ارتفاعات پرپر در شمال خاور شهر کرد و در پهنه کوهزاد بر خوردی زاگرس، در پهنه گذر از سهندج سیرجان به زاگرس مرتفع، قرار دارد و عمدتاً از واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه زیرین (نئوکومین) تشکیل شده است. مطالعات ساختاری قبلی از این پهنه، نوع کوهزاد بر خوردی مایل را ترافشارش راستبر (کرتاسه-ترشیری پیشین) و یا جزء شدگی دگرشکلی در گسل های با سازوکار متفاوت راستالغز و راندگی (ترشیری پسین) می دانند. در این مقاله، تحلیل ساختارهای شمال خاور شهر کرد شواهدی از نوع دگرشکلی پهنه کوهزاد بر خوردی مایل زاگرس را تبیین می نماید. گسل های با روند کلی شمال باختر و سازوکار معکوس با مولفه راستالغز راستبر از ساختارهای اصلی این منطقه می باشند. گرچه گسل های با روند شمال خاور با سازوکار غالب راستالغز چپبر و مولفه کوچکتر معکوس و یا نرمال نیز برداشت گردیده اند. در پهنه گسل های با روند شمال باختر که کنترل کننده مرفولوژی ارتفاعات منطقه نیز می باشند، ساختار گلواری مثبت توسعه یافته اند. این ارتفاعات، در نتیجه اثر این گسل ها و با رشد هندسه ی لوزی شکل کشیده، به صورت ساختار بالاجسته نسبت به مناطق مجاور پست ایجاد شده اند. توسعه این هندسه ی لوزی شکل در نتیجه تلاقی پهنه های گسلی با روند شمال باختر و به صورت برشی ریدل R و P تحلیل گردیده و با توجه به توسعه چین های مایل پلانچ دار همراه به عنوان شاهدهی به اثر دگرشکلی ترافشارش این ساختارها و به عنوان بخشی از کوهزاد بر خوردی مایل زاگرس نسبت داده شده است. از آنجا که این ساختارها سنگهای ترشیری پیشین و قدیمتر را متأثر نموده اند، زمان تشکیل این دگرشکلی ها در این منطقه به قبل از ترشیری پسین تحلیل گردیده است.

واژه های کلیدی: کوهزاد بر خوردی مایل زاگرس، ارتفاعات پرپر، گسل های برشی ریدل، دگرشکلی ترافشارش، ساختارهای گلواری مثبت.



Structural analysis of ParPar Mountains in Zagros collisional orogeny, NE of Shahrekord

Tymori .N¹; Yassaghi .A^{2*}

1-M.Sc of Tectonics, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

2- Professor Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Abstract

Parpar Mountains is located in northeastern part of Shahrkord City, in Zagros collisional orogeny, and in the transition zone from the Sanandaj Sirjan (SSZ) to High Zagros zones. The mountains consists of Jurassic and Lower Cretaceous rocks. Former structural analysis of the Zagros collisional zone resulted in two proposition in which the Zagros oblique orogeny occurred as a right lateral transpression in Early Tertiary or partitioning of displacement between the strike-slip and reverse faults in Late Tertiary. Field studies show that faults are of oblique mechanisms with generally two main trends. The NW-trending faults have oblique Dextral Reverse kinematics whereas the NE-trending strike-slip faults have reverse or normal dip-slip components. Along the NW-trending faults, which also control the region morphology, positive flower structures are developed. These faults cause the mountains to poped-up against the low land around it. The rhomboids shape of the mountains as a result of “R” and “P” Riedel shear faults interplay as well as development of oblique inclined folds is taken into account for transpression deformation of structures in the study area as a part of Zagros oblique collisional zone. Since the faults displaced the Late Tertiary rocks, this transpression deformation is proposed to occur at least before Late Tertiary.

Keywords: Zagros Oblique Collisional Orogeny, Parpar Mountains, Riedel Shear faults, Transpression Orogeny, Positive Flower Structures.



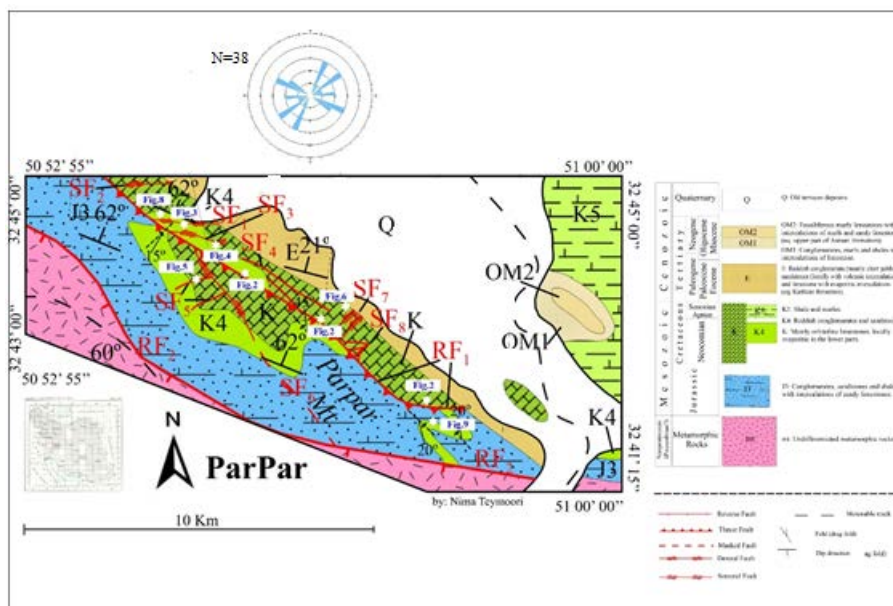
مقدمه

دگرریختی‌های جوان چون سازوکار زمینلرزه‌های وقوعی و جابجایی آبراه‌ها زمان وقوع کوهزاد برخوردی مایل زاگرس را ترشیری پسین و در نتیجه بخش بندی دگرشکلی (Deformation Partitioning) در گسل‌های بخش‌های زاگرس و با سازوکار متفاوت راستالغز (در زاگرس مرتفع) و راندگی (در زاگرس چین خورده) می‌دانند (Talebian and Jackson, 2004).

در این مطالعه شواهد هندسی و جنبشی ساختارهای گسلی و چین‌های همراه از ارتفاعات پرپر که در لبه جنوبی پهنه‌ی سنندج - سیرجان قرار دارد و بخشی از پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس می‌باشد ارائه گردیده است. هدف از چنین مطالعه‌ای ارائه شواهدی است که بر اساس آن نوع دگرشکلی حاکم (ترافشارش و یا بخش بندی دگرشکلی) بر این بخش از پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس را تبیین نماید. برای این منظور از تحلیل هندسی و جنبشی داده‌های میدانی برداشت شده از گسل‌ها و چین‌ها به‌همراه تفسیر تصاویر ماهواره‌ای آن‌ها استفاده شده است.

ارتفاعات پرپر در شمال خاور شهرکرد و در پهنه کوهزاد برخوردی زاگرس (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Mohajjel and Fergusson, 2014; Nemati and Yassaghi, 2010) قرار دارد (شکل ۱). پهنه کوهزاد برخوردی زاگرس شامل دو بخش داخلی (پهنه‌های ساختاری سنندج سیرجان و ارومیه دختر) و بخش خارجی (کمر بند چین خورده رانده زاگرس است).

زمان تشکیل کوهزاد برخوردی زاگرس و به صورت مایل را از کرتاسه و به صورت دگرشکلی ترافشارش (Transpression Deformation) در نظر می‌گیرند که با توسعه گسل‌های مورب لغز (معکوس با مولفه راستالغز) و چین‌های پلانچ دار مورب (Reclined and Plunging Mohajjel et al., 2003;) همراه است (Mohajjel and Fergusson, 2014; Sadeghi and Yassaghi, 2016). دیگر مطالعات، و بر اساس بررسی



شکل ۱: زمین‌شناسی ساختاری ارتفاعات پرپر، زمین‌شناسی این منطقه از نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ شهرکرد (زاهدی، ۱۳۷۱). رز دیاگرام، فراوانی روند گسل‌ها که مورب لغز هستند را نشان می‌دهد.



روی واحد K شده است (شکل ۳ الف و ب). اندازه گیری راستای خش لغز، شکستگی های ریدل و همچنین جهت رشد فیبرهای کلسیتی بر روی سطح گسل با سازوکار مورب لغز (معکوس راستبر) را برای گسل نشان می دهد (شکل ۳ د، ه و و).

گسل های SF_2 و SF_4 (شکل های ۱ و ۲) با روند تقریباً خاوری - باختری به موقعیت $40/182$ لایه های کرتاسه و ائوسن را قطع نموده اند. اندازه گیری راستای جابجایی از پشت صفحه گسل ریک SE ۱۰ را نشان داد که با توجه به وجود شکستگی های ریدل، سازوکار راستبر با مؤلفه ی کوچک معکوس برای گسل تحلیل گردید (شکل ۴).

گسل های SF_1 و SF_3 (شکل های ۱ و ۲) دارای روند خاورشمال خاوری - باخترجنوب باختری می باشند و واحدهای کرتاسه را تحت تأثیر قرار داده اند. اندازه گیری راستای خش لغز و شکستگی های برشی ریدل بر روی سطح گسل سازوکار چپبر با مؤلفه کوچک نرمال را برای آن نشان می دهد (شکل ۵).

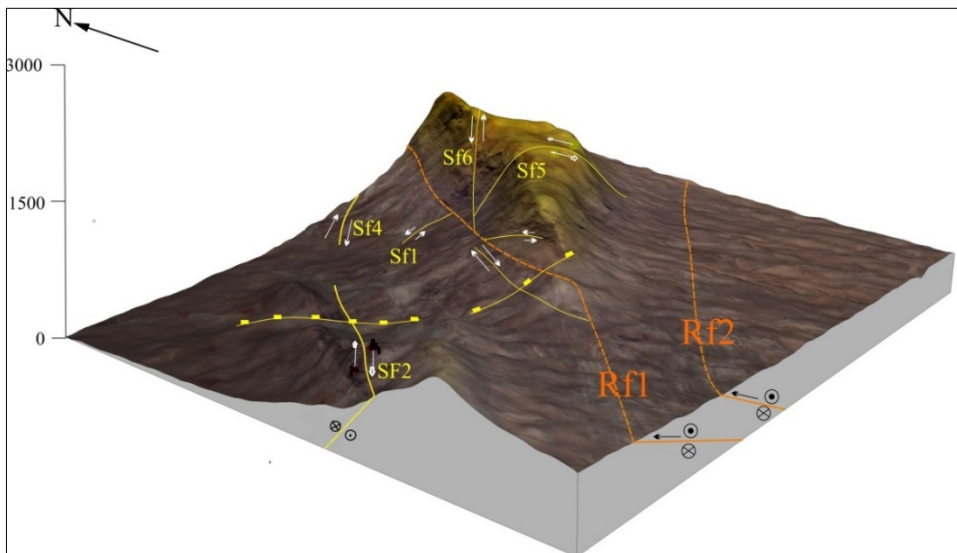
گسل های SF_5 و SF_7 (شکل های ۱ و ۲) با روند شمال خاوری - جنوب باختری و با میزان شیب حدود 80° درجه به سمت جنوب خاور از دیگر گسل های ارتفاعات پرپر است. اندازه گیری شواهد جنبشی از این گسل ها همچون خطوط لغزشی و با زاویه افتادگی $15SW$ و همچنین جهت رشد فیبرهای کلسیتی بر روی سطح گسل سازوکار چپبر با مؤلفه ی کوچک معکوس را از خود نشان می دهند (شکل ۶). این گسل ها آهک های ضخیم لایه ی کرتاسه و سنگ های ژوراسیک را قطع کرده است (شکل ۱ و ۶).

رخنمون واحدهای سنگی منطقه شامل دگرگونی های پرکامبرین، ماسه سنگ و شیل های ژوراسیک، سنگ آهک های کرتاسه است که به صورت دگرشیب توسط کنگلومرای ائوسن پوشیده می شود (شکل ۱). دگرگونی - های پرکامبرین بر روی ماسه سنگ و شیل های ژوراسیک رانده شده اند.

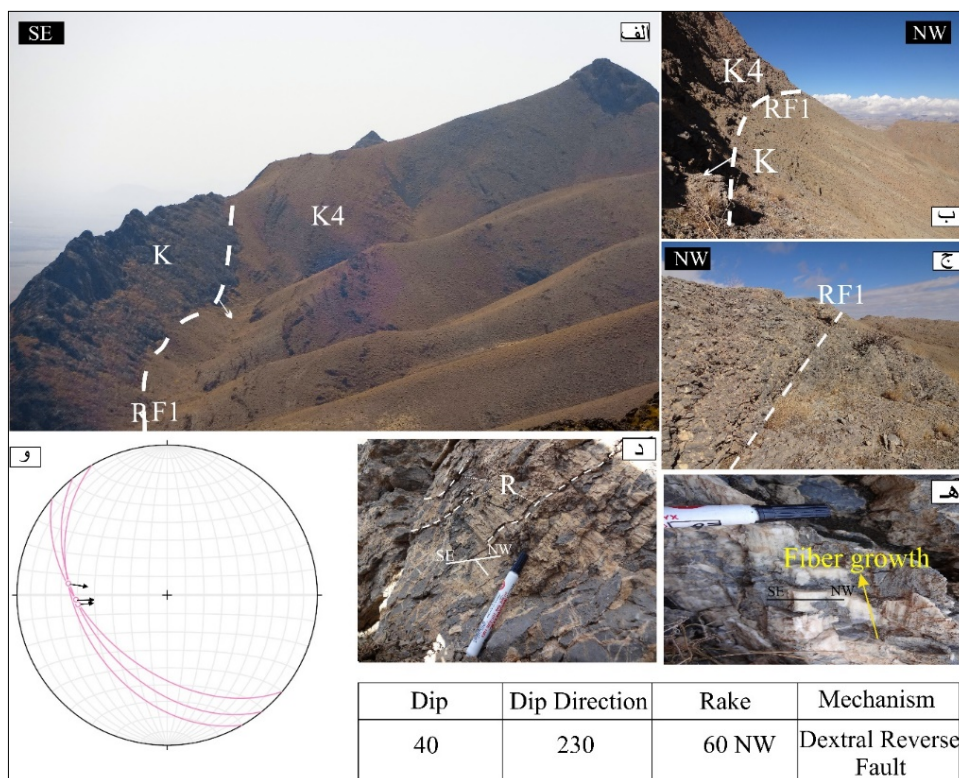
تحلیل ساختاری

گسل ها و چین های همراه از ساختارهای اصلی منطقه ارتفاعات پرپر هستند. گسل های با روند عمومی شمال باختر و سازوکار معکوس با مؤلفه راستالغز راستبر همچون RF1، SF2 از ساختارهای اصلی این منطقه می باشند و گسل های با روند شمال خاور با سازوکار غالب راستالغز چپبر و مؤلفه کوچکتر معکوس و یا نرمال (چون SF1 و SF3) نیز برداشت گردیده اند (شکل ۱). این گسل های اصلی RF1 و SF2 کنترل کننده هندسه لوزی شکل ارتفاعات بر روی تصاویر ماهوره ای می باشند (شکل ۱ و ۲). در این بخش شواهد میدانی و تحلیل های استرئوگرافیکی بر هندسه و سازوکار گسل ها و چین خوردگی های منطقه ارائه شده است. موقعیت فضایی گسل ها در این بخش به صورت: آزیموت جهت شیب/مقدار شیب (Dip/Dip Direction) بیان گردیده است.

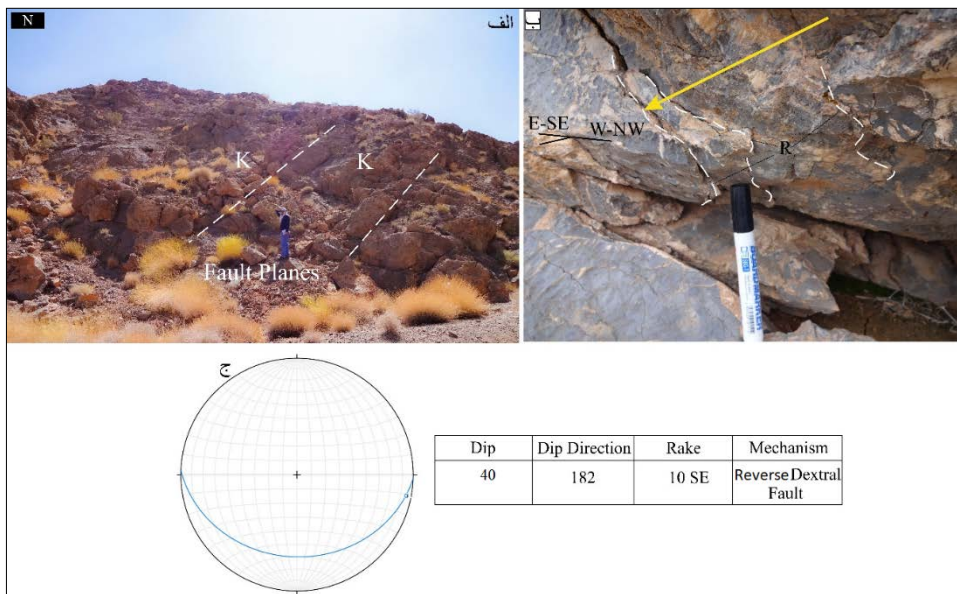
گسل های RF1 و RF2 (شکل های ۱ و ۲) به موقعیت $40/230$ از گسل های اصلی منطقه می باشد که واحدهای قدیمی تر ژوراسیک را در کنار واحدهای جوان تر کرتاسه قرار داده است (شکل ۱). در بخش هایی این گسل از میان واحدهای کرتاسه عبور کرده و باعث راندگی واحد K4 بر



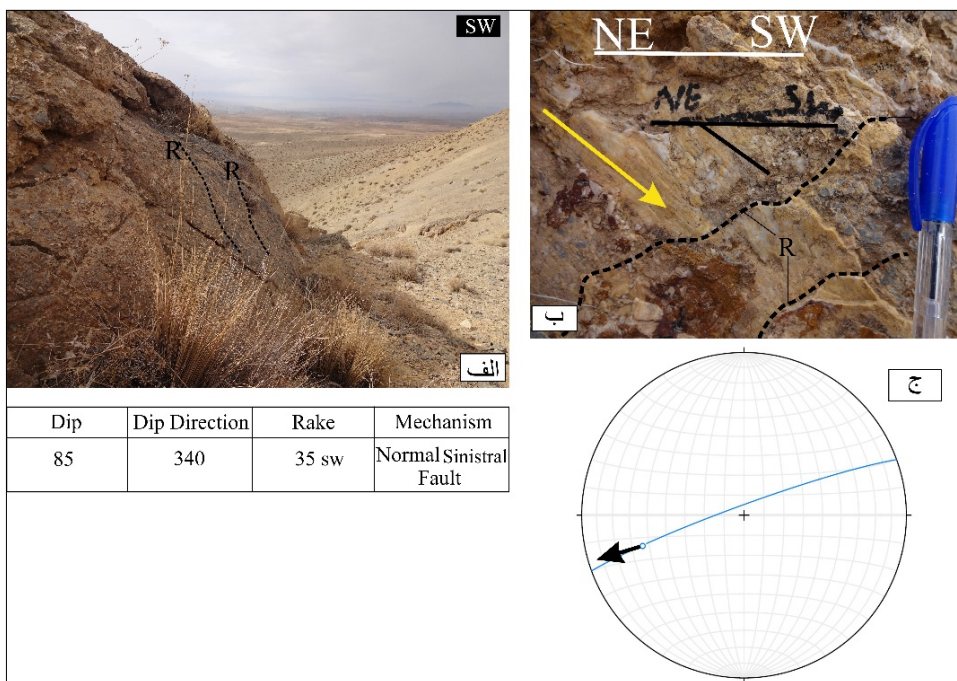
شکل ۲: مدل سه بعدی از ارتفاعات پریپ نشان دهنده هندسه لوزی شکل کشیده این ارتفاعات است. گسل های بزرگتر با رنگ نارنجی و گسل های کوچک تر با رنگ زرد مشخص شده اند.



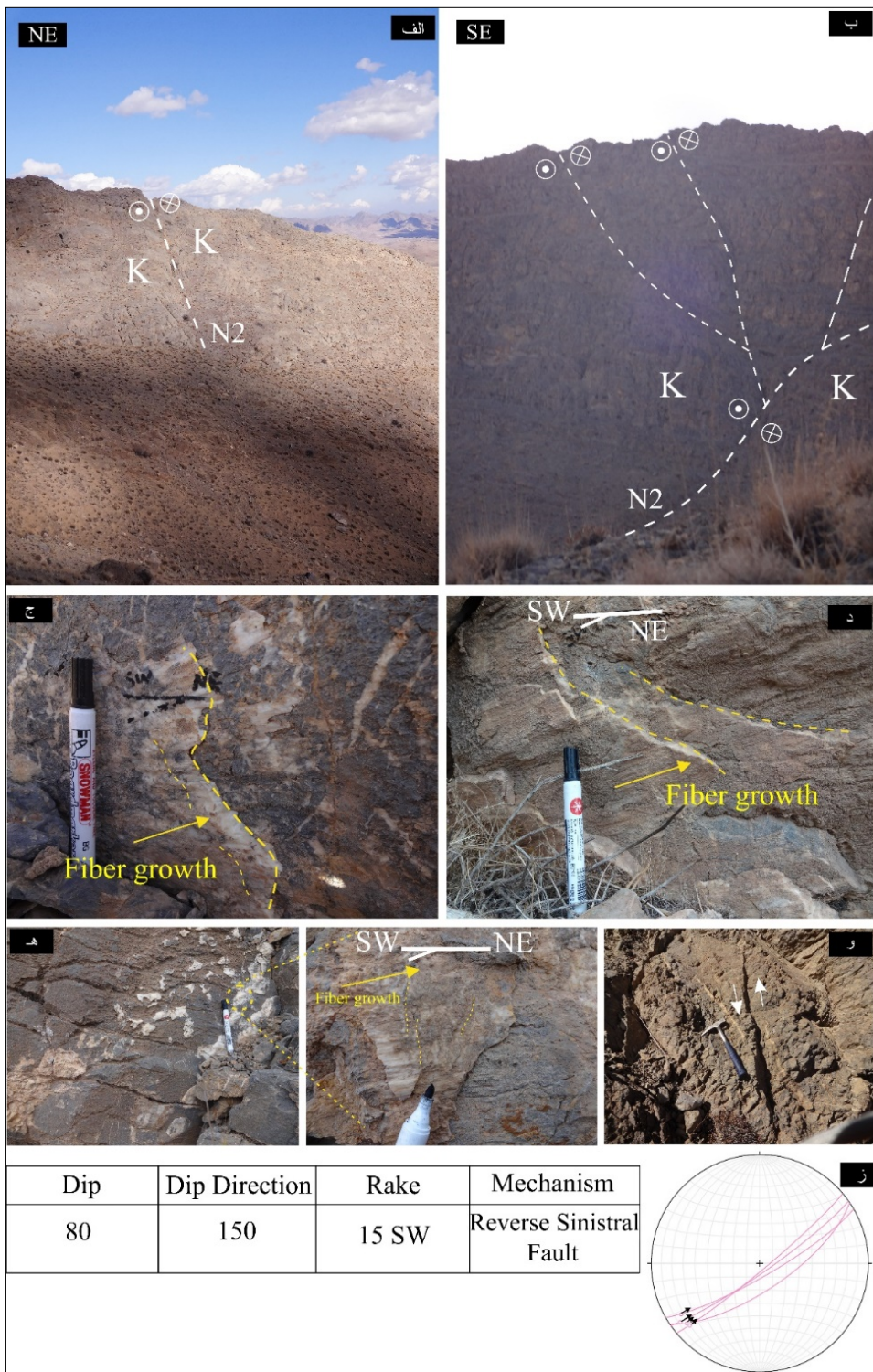
شکل ۳: دورنمایی از گسل RF1 در ارتفاعات پریپ، در (الف) دید به سمت جنوب خاوری و در (ب) و (ج) دید به سمت شمال باختری است. (د) شکستگی های ریدل صفحه ی گسل. (ه) پله شدگی و رشد فیبرهای کلسیتی در صفحه ی گسل که بر روی آن پیکان زرد رنگ حرکت بلوک مفقوده را مشخص می نماید. (و) تصویر استریوگرافیک از تحلیل سازوکار گسل.



شکل ۴: الف) دورنمایی از گسل SF4 (دید به سمت شمال). ب) شکستگی‌های ریدل در سطح گسل. پیکان زرد رنگ حرکت بلوک مفقوده (فرودیواره) را نشان داده است. ج) تصویر استریوگرافیک از صفحه‌ی گسل و خش لغز آن.



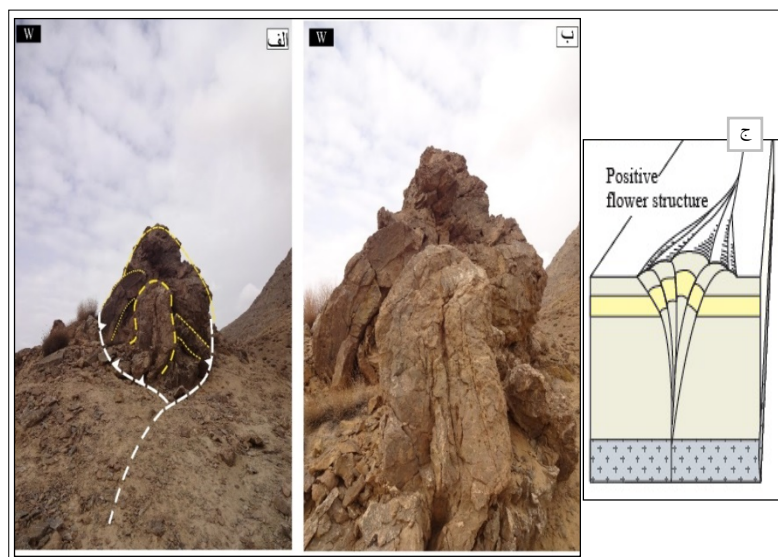
شکل ۵: الف) دورنمایی از پهنه گسل SF3 با سازوکار چپبر و مؤلفه‌ی نرمال (دید به سمت جنوب باختری). ب) خش لغز و شکستگی‌های ریدل در صفحه‌ی گسل. پیکان زرد رنگ نشان‌دهنده‌ی حرکت بلوک مفقوده است. ج) تصویر استریوگرافیک از صفحه‌ی گسل و خش لغز آن.



شکل ۶: دورنمایی از گسل SF7 در (الف) بخش شمالی گسل (دید به سمت شمال خاور) و در (ب) از بخش جنوبی گسل (دید به سمت جنوب خاور). ج و د) خش لغز و فیبرهای کلسیتی به همراه پله شدگی در صفحه گسل. حرکت بلوک مفقوده با مشخص شده است. ه) برداشت از صفحه‌ی گسل در بخش جنوبی گسل. پیکان زرد رنگ حرکت بلوک مفقوده را مشخص نموده است. و) قطع شدگی و جابه‌جایی رگه‌ی کلسیتی در سنگ آهک توسط گسل که حرکت چپ‌راش را نشان می‌دهد. ز) تصویر استریوگرافیک از موقعیت گسل و خش لغز آن.

شواهد بدست آمده از پروفیل‌های لرزه‌ای در عرض گسل-های ترفشارشی عموماً در عمق بصورت یک گسل واحد تقریباً عمودی به هم اتصال می‌یابند (Burg and Pierre, 2018). (شکل ۷ج). در ارتفاعات پریپر نیز چنین گسل عمقی مسبب ساختار گلوواره مثبت در سطح، رخنمون ندارد و به نظر می‌رسد که از گسل‌های بنیادین عمیق در پهنه کوهزادی برخورداردی در منطقه باشد.

در بلندترین بخش از مرکز ارتفاعات پریپر، ساختار گلوواره مثبت برداشت گردیده است (شکل ۷الف). این ساختار گلوواره دارای یک هسته برونزده‌ی مرکزی برجسته و قدیمی تر (در اینجا واحد K4) از واحدهای سنگی جوانتر اطراف (در اینجا واحد K) می‌باشد. این واحدهای قدیمی تر بوسیله گسل‌های راندگی بر روی واحدهای جوانتر رانده شده اند (شکل ۷ب). چنین ساختارهایی با توجه به



شکل ۷. الف) ساختار گلوواره مثبت (دید به سمت باختر) خط‌چین‌های سفید رنگ گسل‌های راندگی کنترل‌کننده‌ی این ساختار را نشان می‌دهند. ب) نمای نزدیک از الف. ج) برش شماتیک از سطح تا عمق ساختار گلوواره مثبت (اقتباس از Fossen, 2010).

بحث و نتیجه‌گیری

شواهد ساختاری ارائه شده در این نوشتار همچون سازوکار غالب مورب لغز گسل‌ها (شکل‌های ۳ تا ۶) و هندسه لوزی شکل حاصل از تلاقی آنها به همراه توسعه ریز چین‌های پلانچ دار مورب همراه با آنها (شکل ۸) و همچنین توسعه ساختار گل‌واره مثبت (شکل ۷) نشان از اثر دگرشکلی ترفشارشی را در توسعه آنها ارائه می‌نماید. ساختار گلوواره مثبت توسعه یافته در ارتفاعات پریپر، با توجه به پروفیل‌های لرزه‌ای از پهنه این ساختارها (شکل ۷ج)، گواهِ بر اثر سطحی یک پهنه‌ی امتدادلغز در عمق است. این

ریزچین‌خوردگی‌ها مانند Fd_1 (شکل ۸ الف) در پهنه گسل‌های عمدتاً توسعه یافته سنگ آهک‌های منطقه مطالعه نیز برداشت گردیده‌اند. با توجه به شواهد ارائه شده از تحلیل جنبشی گسل‌های منطقه مطالعه که عمدتاً مورب لغز بوده و مولفه امتدادی آنها نیز غالب است این چین‌ها از انواع چین‌های مرتبط با گسل‌های راستالغز پهنه‌های ترفشارشی (چین‌های پلانچ دار مورب) بوده و مشابه انواع مطالعه شده در پهنه کوهزاد برخورداردی زاگرس در کردستان ایران (Sadeghi and Yassaghi, 2016) (شکل ۸ج) می‌باشند.

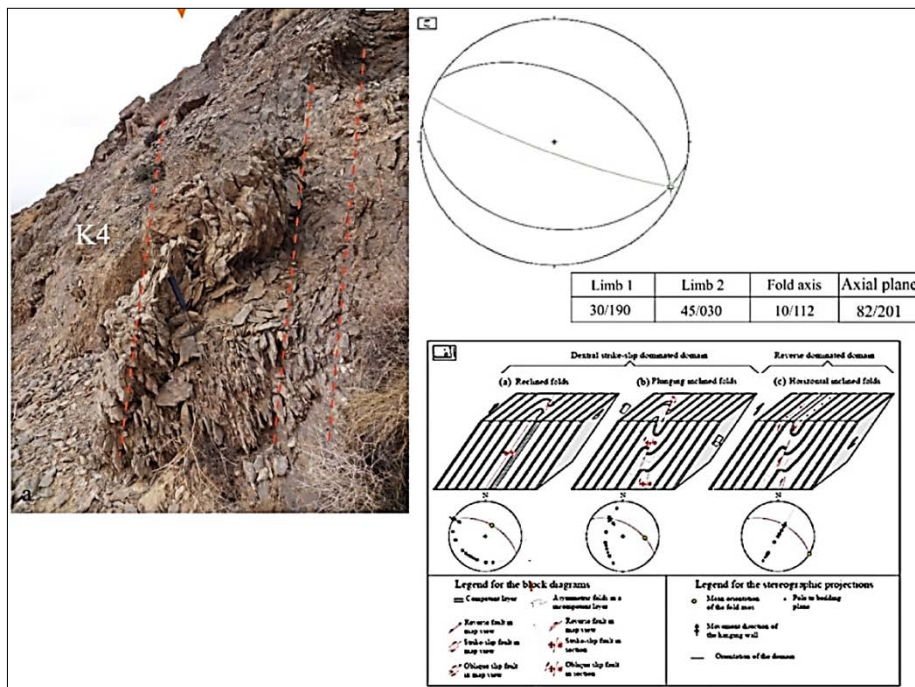


ترافشارشی همخوانی بیشتری دارد. ساختار گلواری مثبت توسعه یافته از پهنه گسلی اصلی در عمق و همچنین توسعه چین خوردگیهای پلانچ دار مورب نیز موید چنین تحلیلی از دگرشکلی ترافشارشی بر منطقه ارتفاعات پرپر واقع در پهنه کوهزاد برخوردی زاگرس دارد. این شواهد همچنین هم خوانی مناسبی با شواهد بدست آمده از مایل بودن پهنه کوهزاد برخوردی زاگرس در کردستان (Sadeghi and Yassaghi, 2016) دارد.

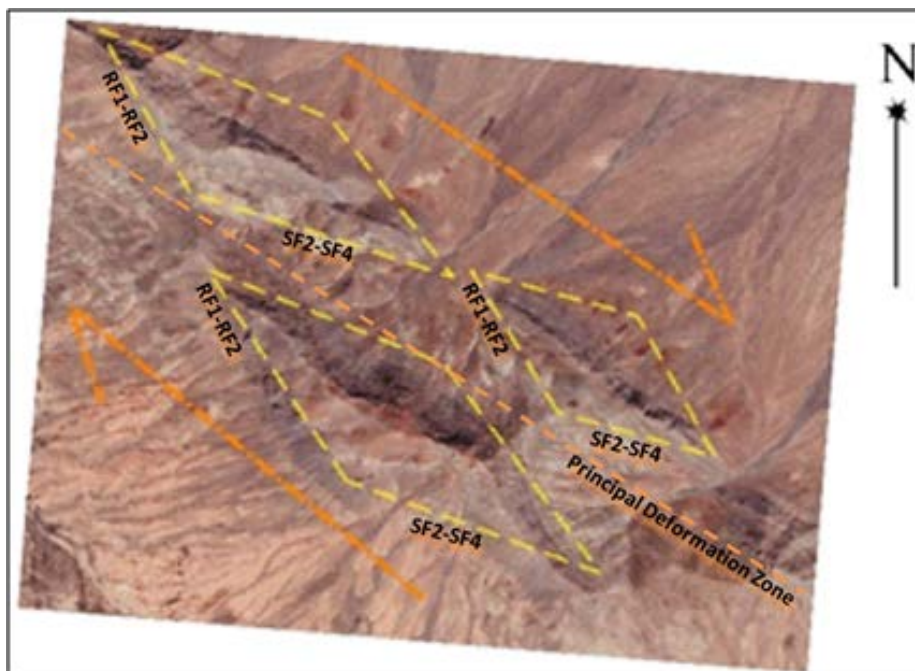
ساختارهای گسلی همچون گسل های RF1 و RF2 (شکل های ۳ و ۹)، به عنوان گسل های برشی ریدل R، و گسل های SF2 و SF4 (شکل های ۴ و ۹)، به عنوان گسل های برشی ریدل P، به صورت لوزی های کشیده هندسه و موفولوژی ارتفاعات پرپر مورد مطالعه را تشکیل داده اند. این گسل ها سنگهای ترشیری پیشین و قدیمتر را متاثر نموده اند، بنابراین به نظر می رسد که زمان تشکیل این دگرشکلی ها و در نتیجه زمان کوهزاد برخوردی مایل زاگرس در منطقه مطالعه به حداقل ترشیری پیشین، زمان همگرایی صفحه‌ی عربی با ایران مرکزی (Gavillot, 2010) باز می‌گردد. توسعه گسل های جوانتر نرمال با روند خاورشمال خاوری (شکل ۲)، همچون گسل های SF1 و SF3 (شکل های ۲ و ۵) مرتبط با تغییر روند این همگرایی در ترشیری پسین (Agard et al., 2005) که منجر به توسعه گسل های نرمال و یا راستالغز با مولفه نرمال در منطقه مطالعه شده، تحلیل گردیده است.

پهنه گسلی عمقی به عنوان پهنه اصلی دگرشکلی (Principal Deformation Zone, PDZ) کنترل کننده توسعه ساختارهای برداشت و به نقشه کشیده شده در این مطالعه در نظر گرفته شده است (شکل ۹). در آنصورت گسل های RF1 و RF2 (شکل های ۳ و ۹) به عنوان گسل های برشی ریدل R این پهنه گسلی و گسل های SF2 و SF4 (شکل های ۴ و ۹) به عنوان گسل های برشی ریدل P این پهنه گسلی و همچنین گسل های SF5 و SF7 (شکل ۶) به عنوان گسل های برشی ریدل R' این پهنه گسلی عمیق و اصلی خواهند بود. عملکرد این پهنه‌ی گسلی ریدل هندسه و موفولوژی این ارتفاعات را تحت تأثیر قرار داده و آن ها را بصورت لوزی های کشیده در تصاویر هوایی درآورده است (شکل ۹). روند اضلاع این لوزی های کشیده با موقعیت امتداد گسل های RF1 و RF2 (به عنوان برشی ریدل R) و SF2 و SF4 (به عنوان برشی ریدل P) همخوانی دارد (شکل ۹). بنابراین، این مرفولوژی لوزی شکل ارتفاعات پرپر در نتیجه تلاقی پهنه های گسلی برشی ریدل R و P حاصل از پهنه گسلی اصلی در عمق که با توسعه ساختار گلواری مثبت در سطح همراه است تحلیل گردیده است.

ارتباط زاویه ای گسل های ریدل برشی تحلیل شده در این مطالعه با پهنه اصلی دگرشکلی (شکل ۹) منطبق بر ارتباط زاویه ای این گسل ها در پهنه های با دگرشکلی برشی ساده نبوده و بیشتر با ارتباط زاویه ای آنها با پهنه های با دگرشکلی برشی عمومی ناشی از اثر دگرشکلی



شکل ۸. الف) ریز چین‌های Fd_1 در واحدهای کرتاسه (دید به سمت جنوب باختری). ب) تصویر استریوگرافیک از عناصر این چین خوردگی. ج) تقسیم‌بندی چین‌ها در سامانه سامانه گسل‌های پهنه‌های ساختاری ترا فشارشی (اقتباس از Sadeghi and Yassaghi, 2016).



شکل ۹. تصویر هوایی (Google earth) از ارتفاعات پرپر که بر روی آن موقعیت گسل‌های اصلی برداشت شده و همچنین موقعیت پهنه دگرشکلی اصلی عمقی تحلیلی (Principal Deformation Zone) نشان داده شده است. برای توضیح بیشتر شکل به متن مراجعه گردد.



Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 39(3), 161–172.

Sadeghi, S and Yassaghi, A., 2016. Spatial evolution of Zagros collision zone in Kurdistan, NW Iran: constraints on Arabia–Eurasia oblique convergence, *Solid Earth*, 7, 659–672.

Sarkarinejad, K and Azizi, H., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology*, 30(1), 116–136.

Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review, *AAPG Bull.*, 52, 1229–1258.

Talbot, C. J and Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros, in: *Salt Tectonics*, edited by: Alsop, G. I., Blundell, D. J., and Davison, I., Geological Society of London, London, UK, Special Publication no. 100, 89–109.

Talebian, M and Jackson, J. 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156, 506–526.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۱، نقشه زمین شناسی شهرکرد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94(3), 401–419.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4), 211–238.

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.

Berberian, M, 1981. Zagros, Hindu Kush, Himalaya: Geodynamic Evolution. *Geodynamics Series*, 3, 33–69.

Burg, J.P., 2018. Script to Structural Geology. In Lectures 651-3422-00L and 651-3422-00V. ETH Zurich, 173-193.

Fossen, H., 2010. Structural geology. Cambridge University Press, 309-354.

Gavillot, Y., Axen, G.J., Stockli, D.F., Horton, B.K. and Fakhari, M.D., 2010. Timing of thrust activity in the High Zagros fold-thrust belt, Iran, from (U_Th)/He thermochronometry.

Tectonics, 29(4), 1- 25.

Mohajjel, M., Fergusson, C.L and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous – Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj – Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), 397–412.

Mohajjel, M and Fergusson, C., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3), 263–287.

Nemati, M and Yassaghi, A., 2010. Structural characteristics of the transitional zone from internal to external parts of the Zagros orogen,



تحلیل ساختاری و اثر سیستم گسلش در مخزن آسماری- جهرم میدان گلخاری

سلیمان سنائی^۱، علی یساقی^۲، امیر حسین صدر^۳، مجتبی همایی^۴، سمیه دریکوند^{۵*}

۱- کارشناس ارشد دانشگاه بوعلی سینا، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، ایران

۴- کارشناس شرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب، ایران

۵- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۲۳

چکیده

تاق‌دیس گلخاری در زیرپهنه فروبار دزفول واقع شده و سنگ مخزن نفتی این تاق‌دیس، سازند آسماری- جهرم می‌باشد. وجود دو گسل راندگی زیرسطحی با شیب‌های مخالف هم در دو یال تاق‌دیس باعث ایجاد ساختار بالآآمدگی شده است. سبک چین خوردگی در تاق‌دیس گلخاری بر مبنای دلایلی چون وجود سازند دشتک به عنوان سطح جدایش میانی در منطقه، شکل جعبه‌ای آن در برش‌های عرضی و تحلیل پارامترهای هندسی برشها و مقایسه آنها با انواع مدل‌های ارائه شده برای چین‌های مرتبط با راندگی، نیز جدایشی بودن چین را تأیید می‌کند. میزان کوتاه‌شدگی در پهلوی پیشانی ۱۶۰۵ m پهلوی خلفی ۲۱۶۰ m محاسبه شده است. برای شناسایی شکستگی‌های کششی در سازند آسماری، از روش دایره محاطی استفاده شده است. با استفاده از این روش، اثر سطح محوری چین در زیر سازند گچساران به دست آمده و با مقایسه آن با اثر سطح محوری روی سطح زمین، میزان جابجایی سطح محوری محاسبه شده است. ارتباط جنبشی گسل‌های عرضی- برشی و گسل‌های پی سنگی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، نقشه ژئومغناطیسی و مقایسه روندهای غالب آنها تحلیل گردیده است. بر این اساس، دو گسل اصلی با سازوکار غالب راستالغز که در غرب (L₁) و شرق (L₂) تاق‌دیس گلخاری قرار دارند هم‌روند با گسل‌های پی سنگی می‌باشند، لذا این روند به عنوان پهنه اصلی دگرشکلی طبق مدل ریدل در نظر گرفته شده است.

واژه‌های کلیدی: کمربند چین- رانده زاگرس، چین جدایشی، تحلیل ساختاری، سطح جدایشی میانی، گسل عرضی- برشی، تاق‌دیس

گلخاری



Structural analysis and affect of fault system in in Asmari-Jahrom Reservoir of Golkhari Field

Sanaei .S¹; Yassaghi .A²; Sadr. S³; Homaei. M⁴; Derikvand. S⁵

1- M.Sc, Bu-Ali Sina University, Iran

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Tarbiat modares University, Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Iran

4- Expert of the National Iranian South Oil Company, Iran

5- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Iran.

Abstract

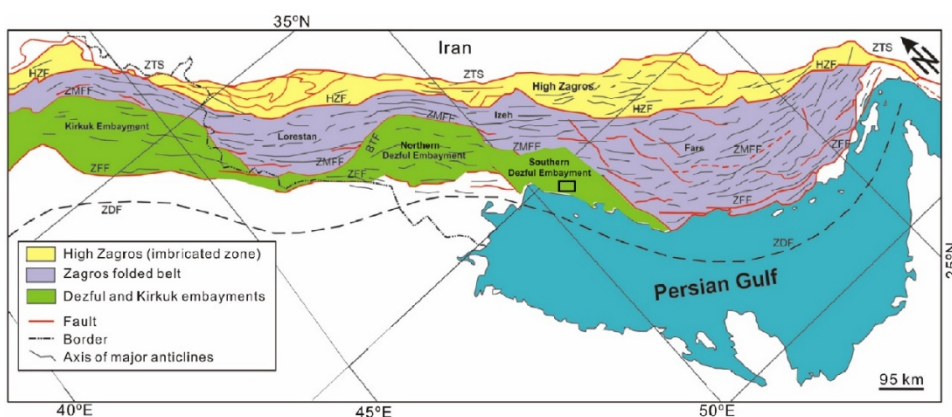
Golkhari anticline is located in the Dezful Embayment Subzone and the hydrocarbon reservoir is the Asmari-Jahrum Formation. The presence of two subsurface thrust faults with opposite dip direction the limbs of anticline, leads to the formation of a Pop-up Structure. Based on the existence of Dashtak Formation as median detachment surface in region, the box fold shape of the anticline in structural cross sections and analysis of the geometric parameters of the sections and their comparison with the models proposed for fault-related folds indicate detachment fold geometry is considered for folding style of the anticline. Respectively, the amount of shortening in the forelimb and backlimb is 1605 m and 2160 m. The inscribed circle analysis has been applied to detect fractures in the Asmari reservoir. Using this method, the trace of axial plane of the fold can be obtained under Gachsaran Formation. By comparison with the trace of axial plane in the surface of Earth, the displacement of axial plane was calculated. The inscribed circle analysis has been applied to detect extensional fractures in the Asmari reservoir. Using geomagnetic map, satellite images and comparing their dominant fault trends with basement faults in region, their kinematic relationship were analyzed. Based on this analysis, the main shear-transverse fault zones that are located at the west (L_1) and east (L_2) of the anticline, their trend are similar to the basement faults. This trend is considered as main deformation zone, according to Ridel model.

Keywords: Zagros fold-thrust belt, Detachment fold, Structural analysis, median detachment surface, shear-transverse fault, Golkhari anticline.

مقدمه

گلخاری، که یک چین مرتبط با گسل راندگی می‌باشد، پرداخته شده است. تاقدیس گلخاری در ۲۵ کیلومتری شمال شرق بندر گناوه، در بخش فروبار دزفول جنوبی و در کمربند چین- رانده زاگرس قرار دارد که یکی از میدان-های نفتی این بخش محسوب می‌شود (شکل ۱). روند عمومی تاقدیس گلخاری شمال غرب-جنوب شرق با آزمون اثر سطح محوری در ۱۱۷ درجه می‌باشد. تاقدیس‌های بینک در جنوب غرب آن و سولابدر در شمال شرق آن قرار دارد. رخنمون‌های سطحی این تاقدیس را عموماً نهشته‌های میوسن و پلیو-پلیستوسن تشکیل داده‌اند که به ترتیب از بالا شامل بختیاری، لهبری و آغاچاری می‌باشد (شکل ۲) و در زیر اینها سازندهای میشان، گچساران، آسماری، پابده، گورپی، ایلام، کژدمی، داریان، گدون، فهلیان و سرمه قرار دارد. در این پژوهش، با مطالعه ساختاری تاقدیس گلخاری بر مبنای داده‌های میدانی، تصاویر ماهواره‌ای و برداشت‌های لرزه‌نگاری بازتابی، اثر خطواره‌ها و گسل‌های عرضی-برشی بر مخزن آن تحلیل شده است.

کمربند زاگرس بخشی از کمربند فعال آلپ-همالیا است و فعالیت آن حاصل همگرایی ورقه عربی و ایران مرکزی می‌باشد. این همگرایی از زمان میوسن یا الیگوسن و پس از بسته شدن دریای نئوتتیس آغاز شده است (Agard et al. 2005; Mcquarrie, 2004). دگرریختی پوشش رسوبی در کمربند چین-رانده زاگرس که بخش پیش‌بوم کوهزاد آلیپی زاگرس را تشکیل می‌دهد، شبیه دیگر کمربند‌های چین-رانده با توسعه گسل‌های راندگی و چین‌خوردگی‌ها همراه می‌باشد. البته بر خلاف غالب این کمربند‌ها، گسل‌های رانده در زاگرس چین-رانده تظاهرات سطحی کمتری دارند و غالباً مدفون می‌باشند (Berberian, 1995). از آنجا که تشکیل بیشتر مخازن هیدروکربنی حوضه رسوبی زاگرس مرتبط با گسل‌های راندگی می‌باشند، تحلیل ساختاری این مخازن هیدروکربنی می‌تواند کمک زیادی به بهره‌وری بیشتر و کاهش هزینه‌ها نماید. در این پژوهش به تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس



شکل ۱: خصوصیات ساختاری و زیربخش‌های تکتونیکی کمربند چین-رانده زاگرس، جنوب غرب ایران و شمال شرق عراق. مکان گسل‌های اصلی و محور تاقدیس‌های بزرگ در حوضه پیش‌بوم کمربند کوهزایی زاگرس رسم شده است (اصلاح شده بعد از Pirouz et al. 2011). HZF گسل زاگرس مرتفع، BTf گسل بالارود، ZMFF گسل پیشانی کوهستان زاگرس، ZTS سیستم راندگی زاگرس، ZFF گسل فروبار زاگرس، ZDF گسل دگرشکلی زاگرس و KTF گسل کازرون (اقتباس از Seraj et al. (2020)). منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی فروبار دزفول قرار دارد. موقعیت آن روی نقشه با یک مستطیل نشان داده شده است.

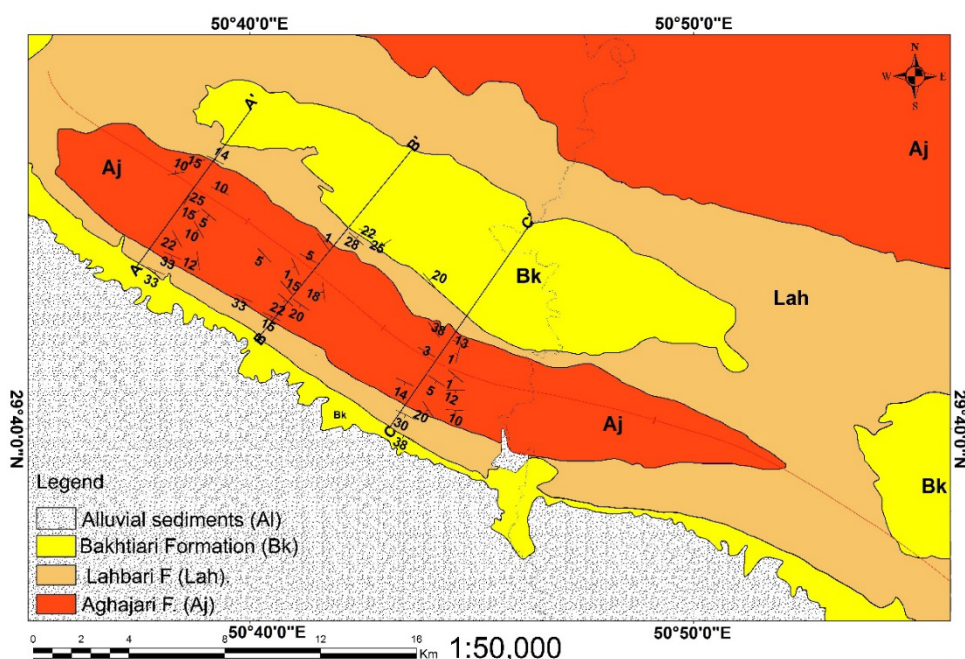


روش کار

(1996) استفاده گردیده است. جهت بررسی دقیق تر هندسه ساختاری تاقدیس گلخاری، سه پیمایش ساختاری AA'، BB' و CC' به صورت تقریباً عمود بر محور تاقدیس تهیه گردیده است (شکل ۴) که مسیر برش BB' منطبق با برش لرزه‌نگاری بازتابی (تهیه شده توسط شرکت ملی نفت ایران) می‌باشد (شکل ۵). داده های سطحی با استفاده از پیمایش‌های صحرائی و داده‌های زیرسطحی به کمک اطلاعات چاه‌های حفاری شده و برش‌های لرزه‌نگاری بازتابی برای ترسیم این برش‌های ساختاری به روش کینک گردآوری شده‌اند.

تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس گلخاری

با توجه به موقعیت ساختاری تاقدیس گلخاری در بخش چین-رانده زاگرس، این تاقدیس به عنوان چین مرتبط با راندگی فرض شده است (McQuarrie, 2004). برای تحلیل هندسه‌ی تاقدیس در واحدهای مخزنی یا هندسه سنگ مخزن با استفاده از مدل‌های تحلیل هندسی چین‌ها در کمربندهای چین-رانده، مدل Jamison (1987)، روش دایره محاطی و مدل Pobllet and McClay



شکل ۲: نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. مسیر پیمایش و برش‌های عرضی بر روی نقشه مشخص شده است.

است، این موضوع بر روی نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه (شکل ۲) نیز قابل مشاهده است. از آنجا که مخزن اصلی این میدان نفتی سازند آسماری می‌باشد بررسی‌های انجام گرفته شده به این سازند معطوف شده است. میانگین زاویه بین یالی اندازه‌گیری شده در سازند آسماری در سه برش ساختاری عرضی تهیه شده برابر با ۱۰۱ درجه می‌باشد که با توجه به رده‌بندی فلوتی در رده چین‌های باز قرار می‌گیرد.

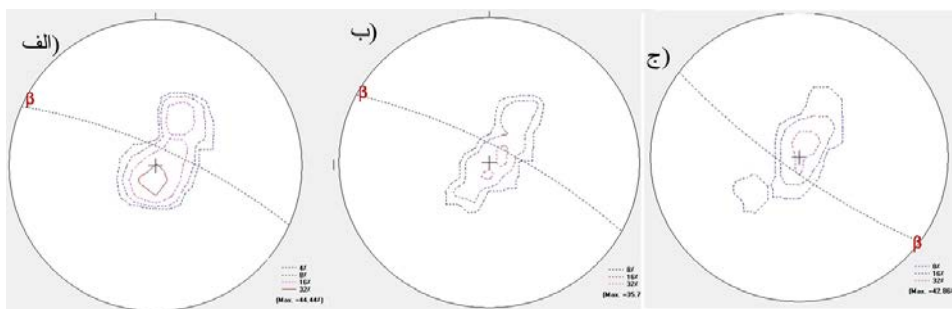
تحلیل هندسی تاقدیس گلخاری با استفاده از

پیمایش‌های ساختاری

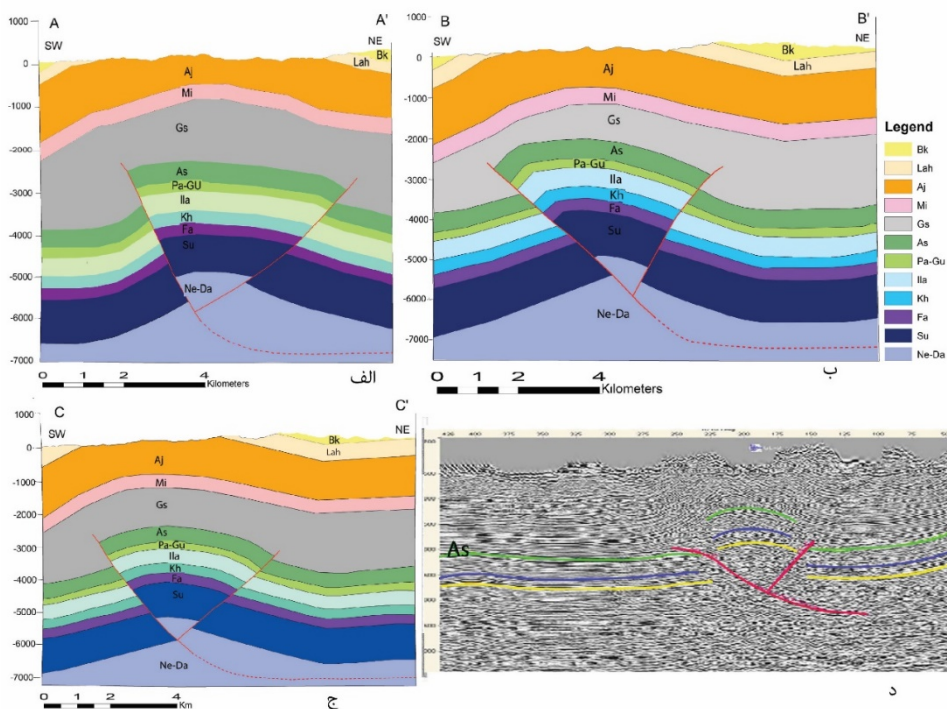
مشخصات محور چین، سطح محوری و زاویه بین یالی در سه پیمایش ساختاری در جدول (۱) ارائه شده‌اند. مقایسه موقعیت محور و سطح محوری تاقدیس گلخاری در سه مسیر AA'، BB'، CC' نشان می‌دهد (شکل ۴) در روند محور این تاقدیس حدود ۹ درجه چرخش صورت گرفته

شناسایی شده است. در مسیر پیمایش AA' شواهدی از شکل گیری چین هم رشدی در سازند آغاچاروی مشاهده شده است. سازند بختیاری همزمان با چین خوردگی سازند آغاچاروی ته نشست شده است (شکل ۵ الف). در مسیر پیمایش BB' در ناحیه لولایی تاقدیس گسل های نرمالی مشاهده شده است که می تواند نشانه ای از نیروی کششی ایجاد شده در هنگام چین خوردگی باشد (شکل ۵ ب).

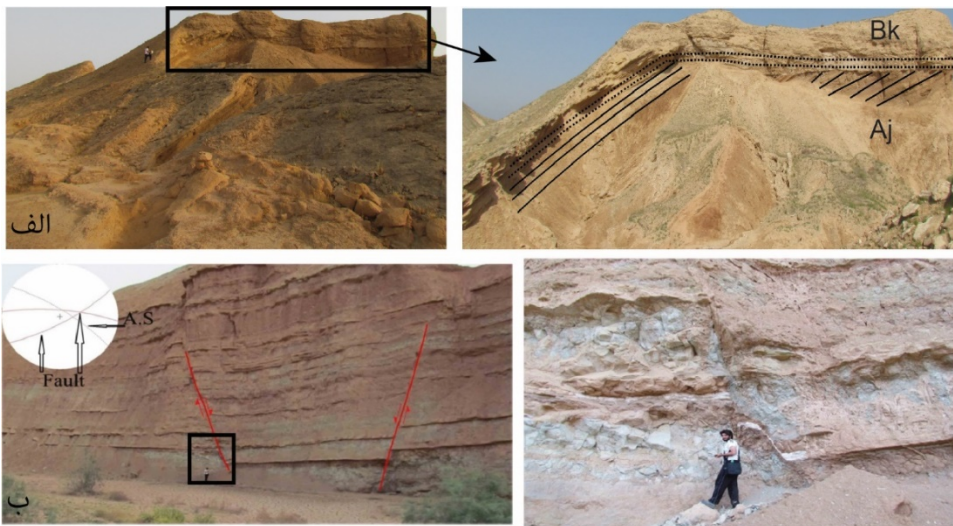
سازند آسماری توسط دو گسل راندگی در یال جنوب- غربی و شمال شرقی بریده شده است و محدوده بین این دو گسل یک ساختار بالاآمدگی را به وجود آورده است و تاقدیس گلخاری هندسه ای شبیه به چین های جدایشی جعبه ای گسل خورده (Mitra, 2002) دارد (شکل ۴). لایه جدایشی عامل توسعه تاقدیس، سازند دشتک می باشد. این نوع چین های جدایشی که سازند دشتک لایه جدایشی آنهاست در ناحیه ایذه توسط (Sherkati et al. (2005



شکل ۳. موقعیت سطح محوری و محور چین در برش های عرضی الف) AA' (ب) BB' (ج) CC'



شکل ۴. برش های عرضی تاقدیس گلخاری. الف) برش عرضی AA' (ب) برش عرضی BB' (ج) برش عرضی CC' (د) برش عرضی BB' منطبق بر برش لرزه ای R-710 شرکت مناطق نفت خیز جنوب



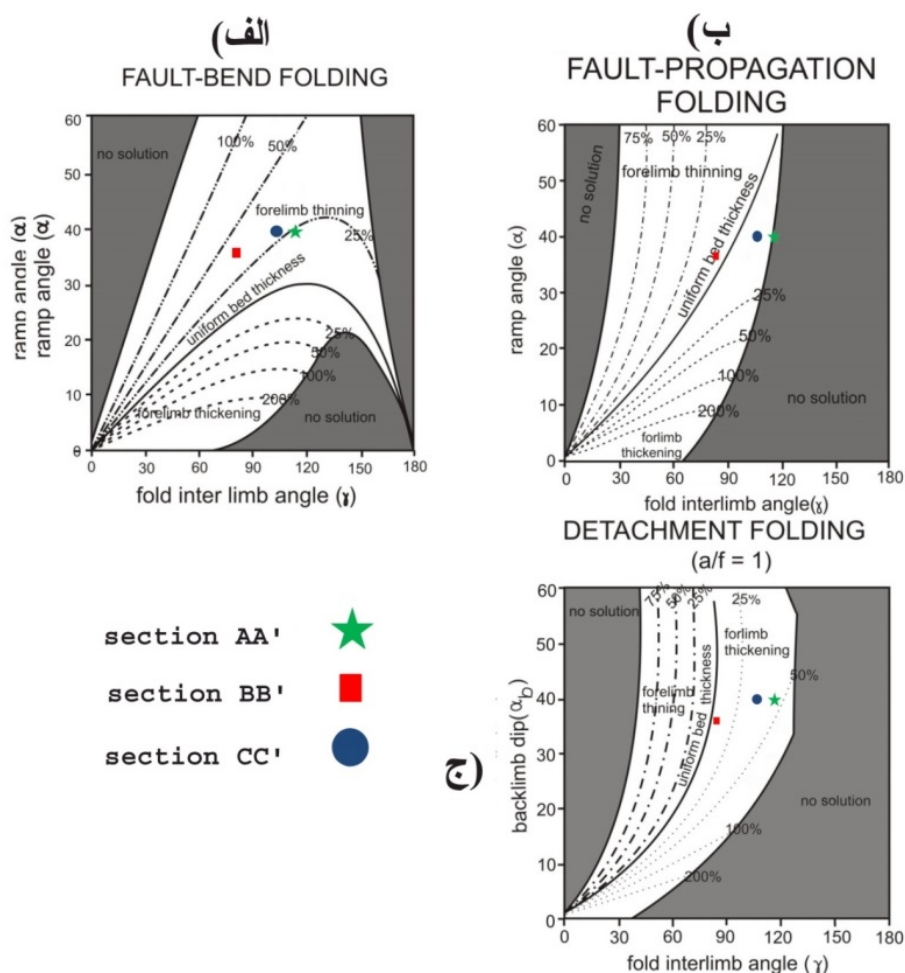
شکل ۵. الف) هم‌رشدی سازند بختیاری همزمان با چین خوردگی سازند آغاچاری (دید به سمت شمال شرق) ب) ساختار گرابنی در مرکز تاقدیس، سازند آغاچاری (دید به سمت جنوب غرب)

تحلیل هندسی تاقدیس گلخاری با استفاده از

نمودار (Jamison, 1987)

شدگی پهلوی پیشانی برای برش عرضی AA' و نازک شدگی ۵٪ برای پهلوی پیشانی برش عرضی BB' و ۱۵٪ ضخیم شدگی برای پهلوی پیشانی برش عرضی CC' دارد. با توجه به این که ضخیم شدگی و نازک شدگی پهلوی پیشانی این محدوده با ضخامت محاسبه شده همخوانی ندارد پس نمی‌توان تاقدیس گلخاری را چین انتشار گسلی دانست. در نمودار مربوط به چین‌های جدایشی (شکل ۶ ج) برش‌های AA' و CC' ضخیم شدگی بیش از ۲۵٪ پهلوی پیشانی را نشان می‌دهند که با مقدار ضخیم شدگی محاسبه شده همخوانی ندارد. برای برش عرضی BB' میزان ضخیم شدگی حدود ۴٪ برای پهلوی پیشانی به دست آمده که با مقدار ضخیم شدگی محاسبه شده مطابقت دارد و بیانگر آن است که تاقدیس گلخاری هندسه‌ای شبیه به چین‌های جدایشی دارد. گرچه وجود راندگی‌ها با چین‌های فرادیواره همراه نزدیک به هندسه چین‌های انتشار گسلی، ممکن است دلالت بر هندسه مشابه در تاقدیس باشد، لیکن چنین راندگی‌هایی بر اساس مدل (Mitra, 2002) می‌تواند در پهلوی چین‌های جدایشی نیز توسعه یابد.

برای شناسایی هندسه تاقدیس گلخاری از نمودارهای (Jamison, 1987) استفاده شده است. پارامترهای مورد استفاده شامل شیب پلکان گسل (α) و یا شیب پهلوی خلفی (α_b)، زاویه بین پهلوه‌ها (γ) و میزان نازک شدگی یا ضخیم شدگی سازند خاصی در پهلوی پیشانی نسبت به پهلوی خلفی می‌باشد که توسط داده‌های ژئوفیزیکی، برداشت‌های صحرائی و برش‌های عرضی (جدول ۱)، استخراج شده‌اند. تغییرات ضخامت سازند آسماری در پهلوی پیشانی و خلفی با استفاده از چاه‌های حفر شده در هر یک از این پهلوه‌ها اندازه‌گیری شده است. قرارگیری هندسه تاقدیس در سه برش ساختاری، در نمودار چین‌های خم گسلی (شکل ۶ الف) در محدوده‌ای که برش‌های عرضی مورد نظر با نازک شدگی پهلوی پیشانی همراه است با ضخامت محاسبه شده برای آن‌ها همخوانی ندارد، بنابراین تاقدیس گلخاری نمی‌تواند چین خم گسلی باشد. قرارگیری هندسه تاقدیس در سه پیمایش، در نمودار چین‌های انتشار گسلی (شکل ۶ ب) نشان از ۲۵٪ ضخیم



شکل ۶: موقعیت تاق‌دیس گلخاری با توجه به برش‌های عرضی بر روی نمودارهای (Jamison (1987)

جدول ۱: خصوصیات هندسی تاق‌دیس گلخاری در امتداد برش‌های عرضی مورد مطالعه

C-C'	B-B'	A-A'	نام مقطع
۱۰۴	۸۳	۱۱۴	زاویه بین یالی
N120E/05	N300E/01	N291E/03	محور چین
N126E/82SW	N113E/80NE	N114E/80NE	سطح محوری
۴۰	۳۶	۴۰	شیب پلکان گسل

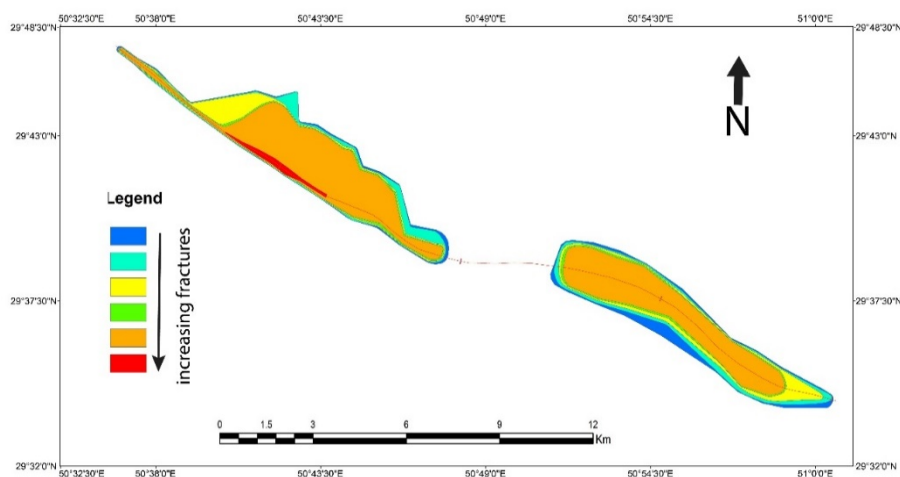


تحلیل هندسی با استفاده از روش دایره محاطی

هدف از به کارگیری روش تحلیل دایره محاطی تعیین محدوده گسترش شکستگی های باز ناشی از خمش عرضی چین خوردگی یا شکستگی های کششی ساختار تاقدیسی است. برای استفاده از روش دایره محاطی، بر روی جدیدترین نقشه خطوط تراز زیر سطحی راس سازند آسماری (NIOC, 2012) ۳۲ برش عرضی ساختاری در طول میدان، عمود بر محور تاقدیس ترسیم شده است. سپس پهنه های مختلف سازند بر اساس خصوصیات پتروفیزیکی و سنگ شناختی جدا شده است. یک دایره محاطی به صورت مماس با نقاط عطف پال های ساختار رسم شده اند (Intera Company, 1992). در نهایت محل برخورد این دوایر با سر پهنه های مختلف، برداشت و بر روی نقشه پایه میدان پیاده شده و نقشه هم ارزش حاصل از این نقاط تهیه شده است. این بررسی نشان می دهد، در قسمت مرکزی تاقدیس، دایره محاطی با زون های عمیق تر برخورد می کند. به طوری که در قسمت مرکزی تاقدیس دایره محاط شده پایین ترین زون ها را نیز قطع می کند؛ این مساله نشان می دهد که تاقدیس در قسمت

مرکزی چین انحنای بیشتری نسبت به سایر بخش های چین دارد. شکستگی های باز کششی حاصل از چین خوردگی یا شکستگی های طولی به کوهانه های تاقدیس محدود شده اند و از روند محور ساختار تبعیت می کنند.

این روش بر این فرض استوار است که حداکثر توزیع و گسترش شکستگی های حاصل از انحنای چین خوردگی به مناطق با حداکثر خمش، یعنی نواحی واقع در بین نقاط عطف چین محدود می شود. بنابراین ترسیم خط گذرا از نقاط با حداکثر خمیدگی خطوط تراز می که حدود گسترش شکستگی های منطقه های مخزنی را مشخص می کنند، می تواند خط لولای چین و به عبارتی محور چین را مشخص سازد (شکل ۷). با مقایسه اثر سطح محوری زیر سطحی که با روش دایره محاطی به دست آمده و اثر سطح محوری بر روی سطح زمین، میزان جابجایی سطح محوری چین به طور متوسط ۱۵۰۰ متر محاسبه شده است که این مقدار با مقدار جابجایی که توسط برش های عرضی بدست آمده مطابقت دارد. سازند گچساران با توجه به ضخامت زیاد و رئولوژی آن بعنوان یک افق جدایشی عمل نموده است و سبب شده سطح محوری چین در سطح زمین نسبت به سطح محوری زیر سطحی جابجایی قابل ملاحظه ای نشان دهد.



شکل ۷: نقشه پهنه بندی مناطق مستعد شکستگی در سازند آسماری با استفاده از روش دایره محاطی. تعیین موقعیت اثر سطح محوری زیر سطحی در راس سازند آسماری



پهلویی (۷) و زاویه بین سطح محوری و افق جدایش (۵) از روابط (۲) و (۳) به دست می‌آید.

(رابطه ۱)

$$S = Lb[1 - \cos(vb)] + Lf [1 - \cos(vf)] + Lt[1 - \cos(vt)]$$

$$\gamma = 90^\circ - (vb/2) - (vf/2) \quad (\text{رابطه ۲})$$

$$\delta = 180^\circ - vf - \gamma \quad (\text{رابطه ۳})$$

بنابراین مطابق روابط بالا می‌توان مقدار کوتاه شدگی سازند آسماری را برای تاقدیس گلخاری از متغیرهای به دست آمد از برش عرضی BB' بدین شکل محاسبه کرد:

$$S = 4320[1 - \cos(36)] + 2140[1 - \cos(61)] + 900[1 - \cos(10)] = 1940.3m$$

$$\gamma = 90 - (30.5) - (18) = 41.5^\circ$$

$$\delta = 180 - 61 - 41.5^\circ = 77.5^\circ$$

همچنین می‌توان مقدار کوتاه شدگی را با محاسبه اختلاف طول اولیه سازند آسماری و فاصله بین دو سر آن بعد از کوتاه شدگی (طول ثانویه) به دست آورد (رابطه ۴). بنابراین معادله میزان کوتاه شدگی محاسبه شده از برش عرضی BB'، ۱۹۴۱ m می‌باشد.

روش دیگر جهت محاسبه کوتاه شدگی، با استفاده از نمودارهای ارائه شده، توسط مدل Poble and McClay (1996) می‌باشد. پارامترهای مورد نیاز جهت برآورد میزان کوتاه شدگی تاقدیس، طول و شیب پهلوه‌های پیشانی و خلفی و نسبت RI (رابطه ۴) می‌باشند.

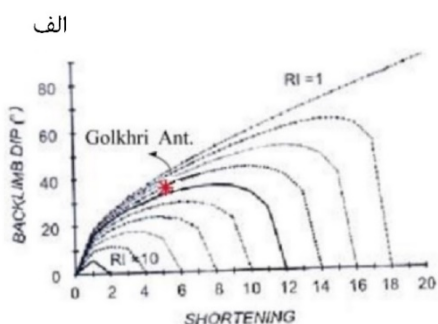
$$R1 = \frac{\sin(vf)}{\sin(vb)} = \frac{\sin(61)}{\sin(36)} = 1.48 \quad (\text{رابطه ۴})$$

تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس گلخاری بر

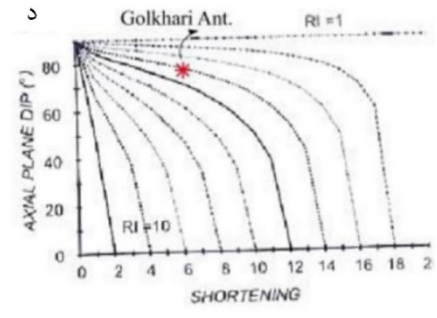
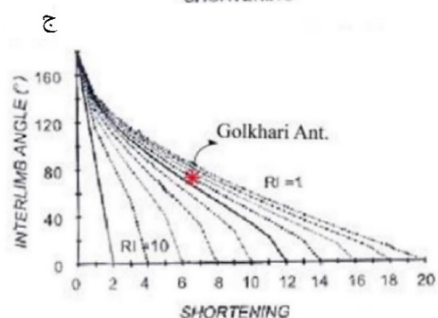
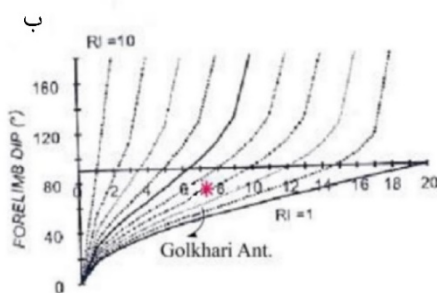
اساس مدل (Poble and McClay 1996)

Poble and McClay (1996) معتقدند که تحول جنبشی چین‌های جدایشی در غالب کمربندهای چین-رانده منطبق بر مدل Dahlstrom (1990) می‌باشند. بر مبنای این مدل، با افزایش جابجایی گسل راندگی، کوتاه شدگی در لایه شکل‌پذیر رخ داده و موجب مهاجرت آن به بالاترین بخش تاقدیس در ناحیه لولایی می‌گردد. چنین مهاجرتی موجب برخاستگی ناحیه لولایی تاقدیس می‌شود. برخاستگی با میزان کوتاه شدگی رابطه مستقیم دارد و در این صورت قانون ثابت بودن سطح رعایت می‌گردد. برای برقراری این قانون در مسیر تکامل جنبشی چین می‌بایستی با افزایش طول پهلوه‌ها شیب آن‌ها نیز افزایش یابد. Poble and McClay (1996) برای تحلیل هندسی چین‌های جدایشی بر اساس تکامل جنبشی مدل Dahlstrom (1990) نمودارهایی ارائه نمودند. چنانچه میزان شیب پهلوه‌های چین و نسبت سینوس آن‌ها اندازه‌گیری شود می‌توان میزان کوتاه شدگی لایه مقاوم بالای لایه جدایشی شکل‌پذیر که چین در آن توسعه یافته است را محاسبه نمود. اگر این میزان با مقادیر کوتاه شدگی به دست آمده از اندازه‌گیری برشی از تاقدیس گلخاری مطابقت داشته باشد، هندسه و تحول جنبشی چین مورد نظر منطبق بر مدل می‌باشد. با توجه به این که تنها برش عرضی BB' در نمودارهای Jamison(1987) جدایشی بودن چین را نشان داده است، بنابراین تحلیل جنبشی تاقدیس بر اساس مدل Poble and McClay (1996) بر روی این برش عرضی صورت گرفته است. به کمک رابطه (۱) می‌توان مقدار کوتاه شدگی (S) یک لایه چین خورده را در بالای یک سطح جدایشی محاسبه نمود. در این روابط، Lb و Lf به ترتیب طول پهلوه‌های پیشانی، خلفی و لولایی و vb و vf به ترتیب شیب پهلوه‌های پیشانی، خلفی و لولایی می‌باشد. همچنین نیمی از زاویه بین

نرمالیزه گردد تا میزان کوتاه شدگی واقعی به دست آید. زوایای نشان داده شده بر روی این نمودارها به درجه و واقعی، ولی مقادیر خطی بر مبنای $Lf = 10$ نرمالیزه شده اند.



با توجه به این پارامترها موقعیت تاقدیس گلخاری بر روی نمودارهای شکل (۸) نمایش داده شده است. میزان کوتاه شدگی بدست آمده که تقریباً در نمودارهای شکل (۸) یکسان است، باید بر مبنای طول پهلوی پیشانی تاقدیس



شکل ۸: نمودارهای تعیین پارامترهای هندسی چین‌های جدایشی (Poblet and McClay (1996) منحنی‌های نمودارها، منطبق بر مقادیر RI به ترتیب ۱، ۱، ۱۱، ۱، ۲۵، ۱، ۴۳، ۱، ۶۷، ۲، ۵۰، ۳، ۳۳ و ۱۰ می‌باشند. (موقعیت تاقدیس گلخاری بر مبنای پارامترهای هندسی آن به صورت ستاره در نمودارها نمایش داده شده است).

روی نمودار (۸) برابر ۶،۹ به دست آمده است. این اعداد نرمالیزه شده را در رابطه (۵) قرار می‌دهیم تا مقدار کوتاه شدگی واقعی برای تاقدیس به دست آید.

مقدار کوتاه شدگی واقعی بر مبنای نمودار برای پهلوی خلفی و پیشانی، از رابطه ساده (۵) مشتق می‌شود:

(رابطه ۵)

$$S = \frac{Shortening Lf}{10}$$

مقدار کوتاه شدگی برای پهلوی خلفی:

$$S = \frac{4320 \times 5}{10} = 2160m$$

مقدار کوتاه شدگی برای پهلوی پیشانی:

$$S = \frac{2140 \times 7.5}{10} = 1605m$$

با جایگزینی کوتاه شدگی‌های به دست آمده از نمودار (شکل ۸ الف و ب) به جای کوتاه شدگی در معادله بالا، مقدار کوتاه شدگی واقعی به دست می‌آید. با توجه به مقدار RI به دست آمده در تاقدیس گلخاری نمودار (شکل ۸ الف) مقدار کوتاه شدگی را برای پهلوی خلفی برابر ۵،۱ نشان می‌دهد، در حالی که این مقدار برای پهلوی پیشانی بر

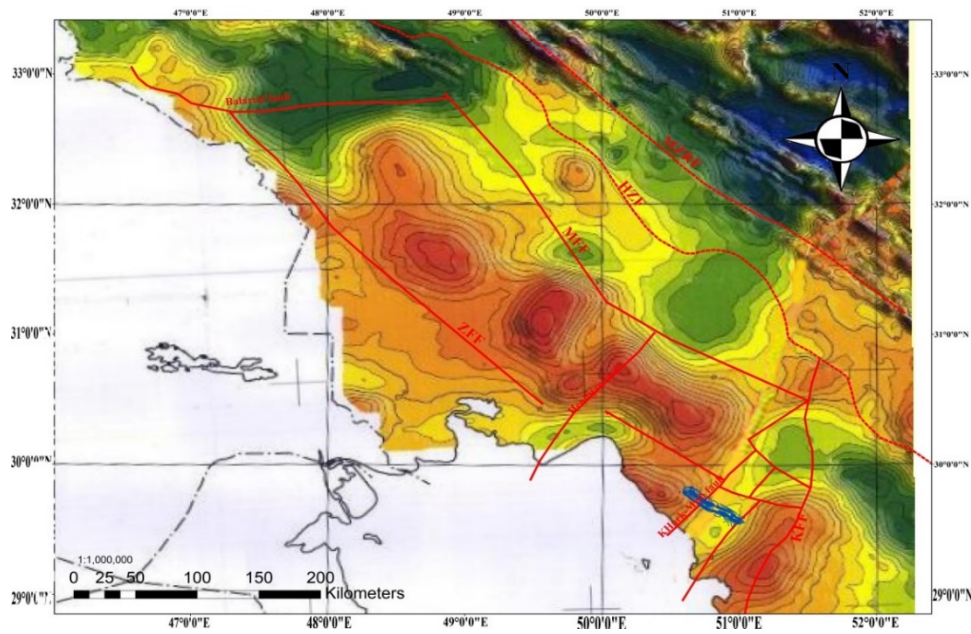
برای بررسی تأثیر پی سنگ در منطقه مورد مطالعه ابتدا محل تاقدیس گلخاری بر روی نقشه پی سنگی (طباطبایی، ۱۳۷۷) مشخص شد (شکل ۱۱). بر این اساس، تاقدیس گلخاری بر روی دو گسل پی سنگی قرار دارد؛ که از این دو گسل، گسل خارگ-میش که در غرب تاقدیس قرار دارد، از گسل های شناخته شده فروافتادگی دزفول می باشد. برش طولی لرزه ای تهیه شده از منطقه نیز مؤید این دو گسل عرضی-برشی می باشد. بهم ریختگی حاصل از گسل های L_1 (گسل خارگ-میش) و L_2 در سازندهای آسماری، سروک و فهلیان به وضوح مشخص است. همچنین تأثیر گسل عرضی-برشی به صورت خمیدگی این لایه ها قابل مشاهده می باشد (شکل ۱۲). اثر بهم ریختگی های حاصل از گسل های عرضی-برشی در تبخیری های میوسن (سازند گچساران) تحت تأثیر جریان یافتن، در برش لرزه نگاری طولی مشاهده نمی شود (شکل ۱۲).

پهنه ی دگرشکلی اصلی عمیق^۱ (PDZ) حاصل از این گسل های پی سنگی سبب چرخش سطح محوری و خمیدگی تاقدیس شده است. به طوری که، در برش ساختاری 'CC' جهت شیب سطح محوری به سمت جنوب غرب و در برش های ساختاری 'BB' و 'AA' به سمت شمال شرق می باشد (جدول ۱).

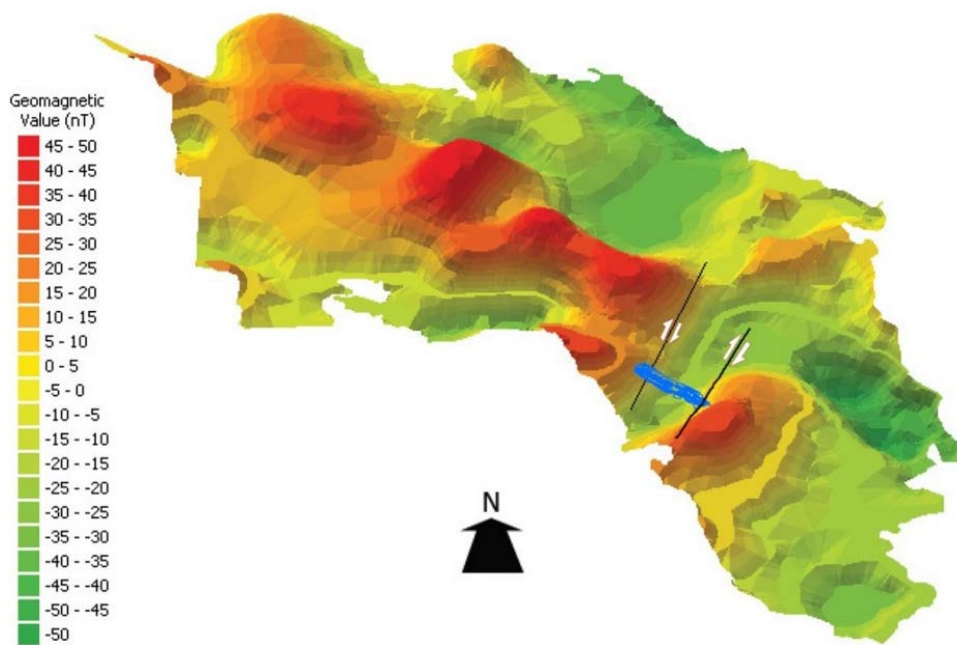
با قرار دادن مقدار کوتاه شدگی به دست آمده از نمودار شکل (الف) در نمودارهای ج و د به ترتیب مقدار زاویه γ (41°) و δ (78°) به دست آمده است. مقایسه نتایج به دست آمده از نمودارها با مقادیر به دست آمده از روابط، نشان دهنده مقادیر نزدیک به هم می باشند. این تطابق بیانگر آن است که هندسه تاقدیس گلخاری مشابه هندسه چین های جدایشی ارائه شده توسط (Dahlstrom 1990) می باشد و لذا هندسه چین جدایشی و تکامل جنبشی تحلیل شده آن برای تاقدیس گلخاری، بر مبنای مدل (Poblet and McClay 1996) معتبر می باشد.

تأثیر گسل های پی سنگی

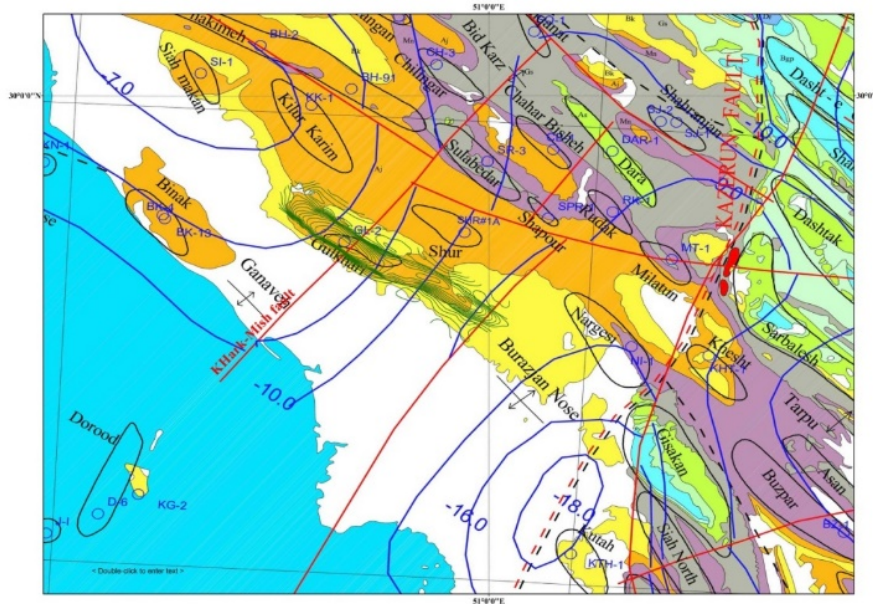
با استفاده از نقشه انطباق یافته ژئومغناطیس ایران (طباطبایی، ۱۳۷۰) مدل سه بعدی پی سنگ در منطقه مورد مطالعه تهیه شده است (شکل ۹). بر اساس این نقشه در فروبار دزفول چند ساختار مورب نسبت به روند کلی زاگرس وجود دارد. این ساختارها، سه برجستگی یا بلندای قدیمی کنترل شده به وسیله گسل های عمیق پی سنگی، با روند شمال، شمال شرق-جنوب، جنوب غرب، شامل بلندی های هفتگل، هندیجان و خارگ-میش هستند (Stoneley, 1981)؛ که بلندای خارگ-میش، در منطقه مورد مطالعه واقع شده و از زیر تاقدیس گلخاری عبور می کند (طباطبایی، ۱۳۷۷) (شکل ۱۰).



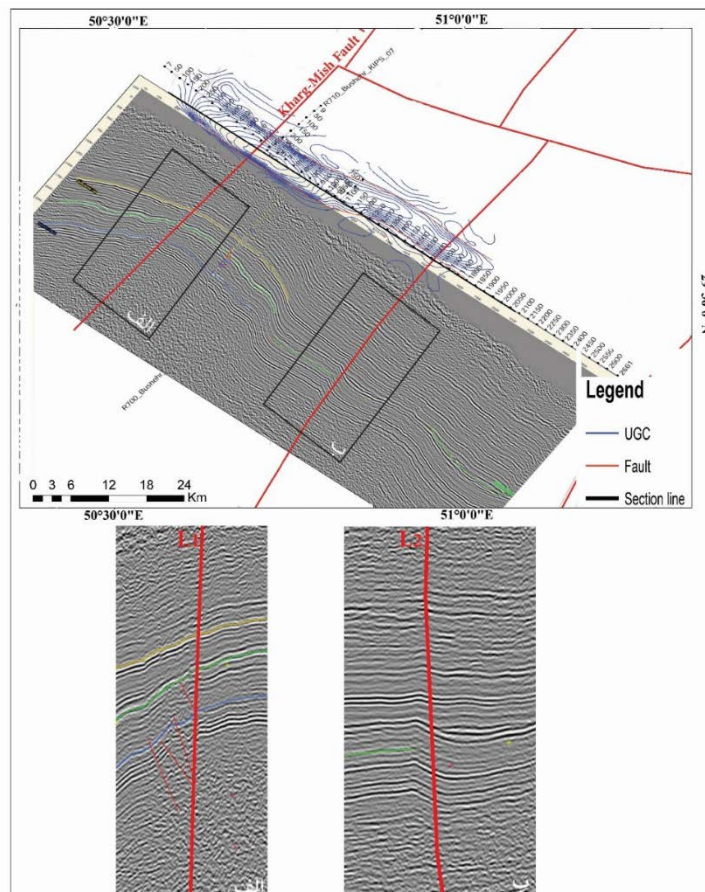
شکل ۹: قشه ژئومغناطیس ایران (طباطبایی ۱۳۷۰) به همراه گسل‌های پی‌سنگی (طباطبایی ۱۳۷۷) و منطقه مورد نظر



شکل ۱۰: مدل سه بعدی ژئومغناطیسی برای پی‌سنگ ناحیه فروبار دزفول و محل تاق‌دیس گلخاری



شکل ۱۱: نقشه گسل‌های پی‌سنگی طباطبایی (۱۳۷۷). موقعیت تاق‌دیس گلخاری بر روی نقشه با خطوط هم‌تراز سبز رنگ مشخص شده است.



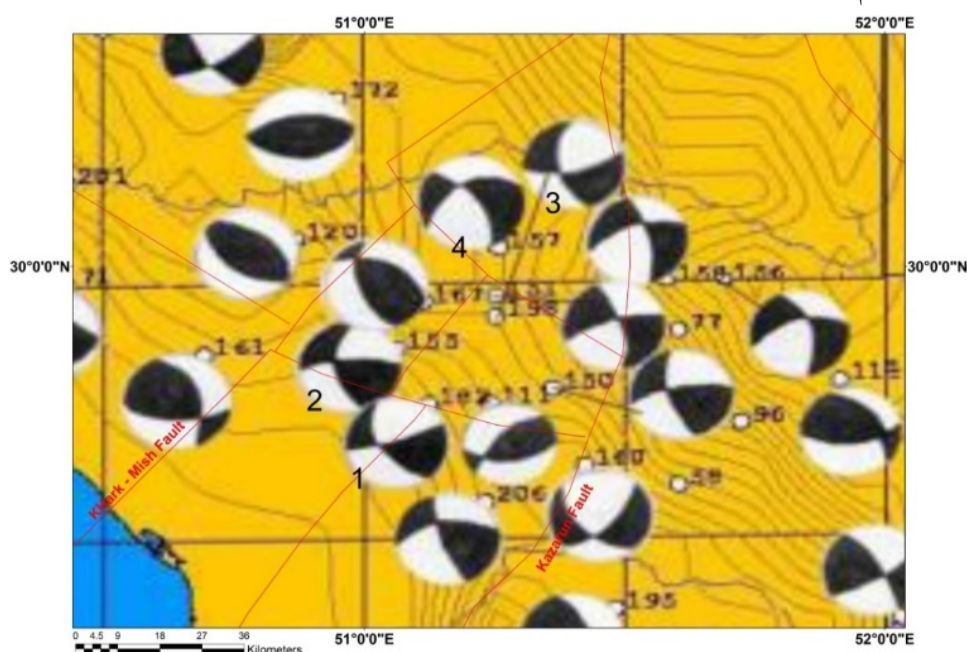
شکل ۱۲: برش طولی لرزه‌ای و نمایش گسل‌های عرضی-برشی. الف) گسل L1 (گسل خارگ-میش). ب) گسل L2



سازوکار گسل خارگ - میش

استنباط کرد (شکل ۱۰). همچنین با بررسی برش طولی لرزه‌ای گسل خارگ - میش (شکل ۱۲ الف)، مشاهده می‌شود بیشترین بهم ریختگی‌ها دارای شیب به سمت شرق و راستای تقریبی این گسل N050E می‌باشد. توزیع سازوکار زلزله‌ها و راستای گسل خارگ - میش با یکدیگر مطابقت دارند (شکل ۱۳) و حرکت راست بر را برای گسل خارگ - میش نشان می‌دهند.

گسل خارگ - میش از جزیره خارگ و خارگو در جنوب تا کوه میش در شمال کشیده شده است. بررسی نقشه یک میلیونوم مغناطیس ایران در این مطالعه نشان می‌دهد گسل خارگ - میش دارای شیب نزدیک به قائم با کمی شیب به سمت شرق می‌باشد؛ که می‌توان آن را با توجه به منحنی‌های هم شدت و مدل سه بعدی ارائه شده



شکل ۱۳. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت تهیه شده با استفاده از داده‌های سایت هاروارد (اقتباس از داوودی، ۱۳۸۲). به همراه گسل‌های پی‌سنگی مشخص شده توسط طباطبائی (۱۳۷۷)

ترسیم شده است (شکل ۱۵). بر مبنای نظر (Sylvester, 1988) و نتایج به دست آمده از آزمایشات تجربی توسط Naylor et al. (1986) اثر فعالیت مجدد چنین پهنه‌هایی می‌تواند با توسعه شکستگی‌های برشی P, R', R در پوشش رسوبی همراه شود. برای منطقه مورد مطالعه با توجه به نمودار گل‌سرخ‌تری ترسیم شده می‌توان شکستگی‌های برشی P, R', R توسعه یافته به وسیله پهنه‌برشی را مشخص نمود. با توجه به شکل (۱۵) رابطه زاویه‌ای مشخصی ما بین مجموعه خطواره‌ها وجود دارد. چنانچه N050E به عنوان یک پهنه‌ی PDZ در نظر گرفته شود که منطبق بر خارگ - میش

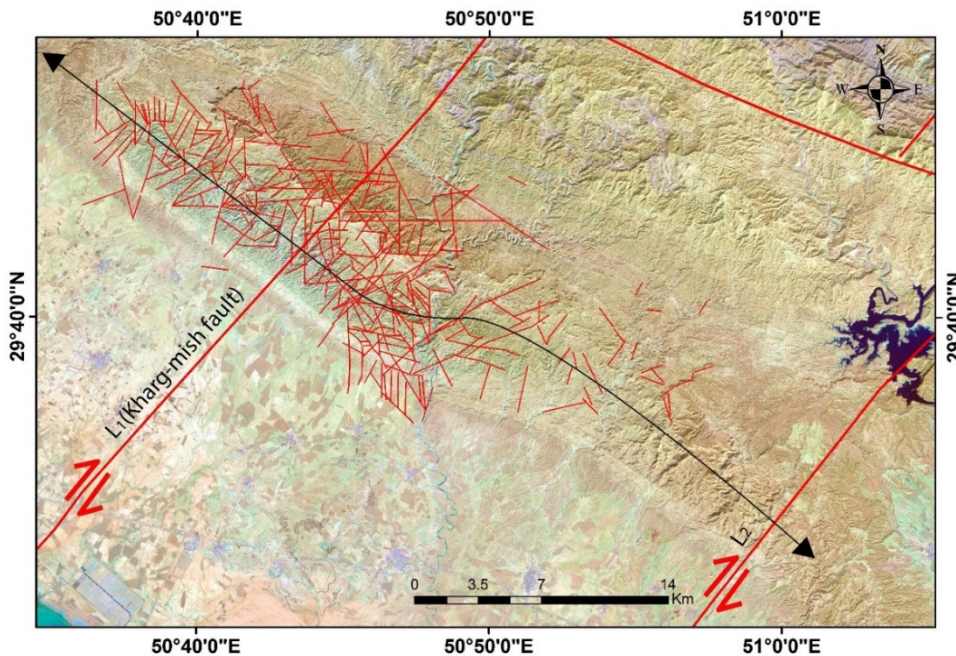
خطواره‌های شکستگی

برای مطالعه و بررسی عملکرد گسل‌های عرضی - برشی پی‌سنگی از تصاویر ماهواره‌ای لندست، ۱:۱۰۰۰۰۰۰ و با ترکیبی از باندهای ۷، ۴ و ۲ و فیلتر شارپن ۱۱ منجر به استخراج ساختار خطواره‌های شکستگی و تهیه نقشه موضوعی ساختاری منطقه در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ گردید (شکل ۱۴). در تهیه‌ی این نقشه بیشترین توجه به خطواره‌های تاقدیس مورد مطالعه بوده است. برای بررسی بیشتر تأثیر پهنه عرضی - برشی، نمودار گل‌سرخ‌تری خطواره‌ها

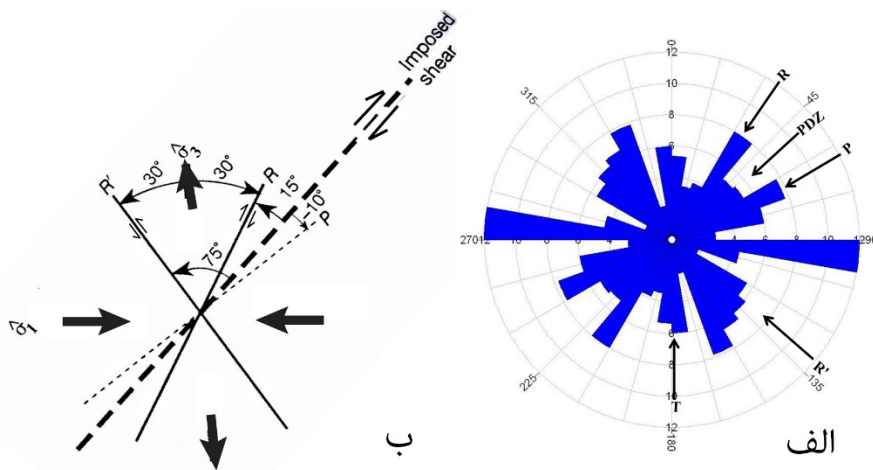


(راستالغز چپ بر با روند S050E) شود. خطواره‌های با روند تقریبی N090E، شکستگی‌های طولی (T) می‌باشند (شکل ۱۵)، روند آنها با روند فشارشی شمالی-جنوبی که ورقه عربی به ایران وارد می‌کند (Vernant et al. 2004) همخوانی دارد.

می‌باشد، روابط زاویه‌ای می‌تواند با شکستگی‌های مراتب جوانتر حاصل از فعالیت مجدد این پهنه دگرشکلی راست بر مرتبط باشد. چنین فعالیت مجددی در این پهنه دگرشکلی راست بر می‌تواند سبب ایجاد شکستگی‌های مراتب جوانتر P (گسل‌های راستالغز راست بر با روند N035E)، R (راستالغز راست بر با روند N065E) و R' می‌باشد، روابط زاویه‌ای می‌تواند با شکستگی‌های مراتب جوانتر حاصل از فعالیت مجدد این پهنه دگرشکلی راست بر مرتبط باشد. چنین فعالیت مجددی در این پهنه دگرشکلی راست بر می‌تواند سبب ایجاد شکستگی‌های مراتب جوانتر P (گسل‌های راستالغز راست بر با روند N035E)، R (راستالغز راست بر با روند N065E) و R' می‌باشد.



شکل ۱۴: تصاویر ماهواره‌ای لندست، ۱:۱۰۰۰۰۰۰ با ترکیبی از باندهای ۷، ۴ و ۲ و فیلتر شارپن، ۱۱. خطواره‌های شکستگی بر روی تاق‌دیس گلخاری مشخص شده‌اند.



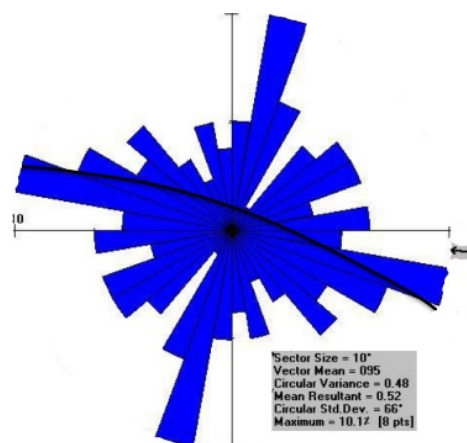
شکل ۱۵: نمودار گل سرخی خطواره‌های تاق‌دیس گلخاری. (ب) الگوی هندسی دو بعدی از ساختارهای همراه با گسل-های راستالغز. (Sylvester, 1988)



(2005) سازند گچساران همزمان با زمین ساخت نهشته شده است. در این صورت تغییرات ضخامت ناشی از این همزمانی با زمین ساخت می تواند در ادامه چین خوردگی و دگرخی در سازندهای زیرین و بالایی موثر باشد، به طوریکه نهشته شدن سازند گچساران روی سطح ناهموار چین های اولیه منجر به مهاجرت سازند تبخیری گچساران در اثر نیروی ثقل می شود در نتیجه این سازند از تاقدیس ها به سمت ناودیس ها مهاجرت کرده و در بالای ناودیس ها ضخامت بیشتری پیدا می کند که منجر به چین خوردگی پلی هارمونیک در سازندهای بالایی و پایینی خود می شود. در تاقدیس گلخاری چین کم عمق و سطحی در افق سازندهای میشان و آغاچاری توسط افق جدایش گچساران از چین زیرین جدا می گردد. با توجه به جدایش ایجاد شده توسط گچساران عملاً با دو تاقدیس (زیر سازند گچساران و روی سازند گچساران) مواجه هستیم. مطالعه برش های ساختاری تهیه شده و برش های لرزه ای نشان می دهند پهلو- های شمال شرق و جنوب غرب تاقدیس زیرین به وسیله دو گسل راندگی بریده شده اند. این گسل ها در لایه ی گچساران خاتمه می یابند و به تاقدیس بالایی نمی رسند.

تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس ها، رسم برش ساختاری آن ها و استفاده از برش های عرضی لرزه نگاری می تواند ابزار مناسبی جهت تحلیل هندسه ساختارهای نفتی در عمق باشد. بر اساس تحلیل های هندسی، تاقدیس گلخاری یک چین باز، نامتقارن و غیر استوانه ای است و بخش وسیعی از آن با سازوکار چین خوردگی متحدالمرکز مطابقت دارد. استفاده از نمودارهای (Jamison 1987) نشان داد تاقدیس گلخاری هندسه ای شبیه به چین های جدایشی دارد. با توجه به اطلاعات زیرسطحی و به علت هندسه گرد و باز این تاقدیس و وجود اختلاف مقاومت در بین واحدهای مختلف از سطح تا عمق، می توان مدل چین جدایشی گسل خورده (Mitra, 2002) را در نظر گرفت. مقدار کوتاه شدگی محاسبه شده برای تاقدیس

نمودار گل سرخی حاصل از درزه برداری صورت گرفته در سازند آغاچاری در سرتاسر تاقدیس (شکل ۱۶) نشانگر آن است که عمده درزه های موجود در این سازند، درزه های مرتبط با چین خوردگی می باشند. درزه های با روند N10E و S80E که دارای بیشترین فراوانی هستند، منطبق بر درزه های عرضی و درزه های طولی می باشند، درزه های با روند N40E و N60W درزه های مورب می باشند؛ سایر درزه ها نیز متأثر از عملکرد پهنه عرضی-برشی PDZ می باشند.



شکل ۱۶: نمودار گل سرخی درزه های برداشت شده بر روی سازند آغاچاری

بحث

مخازن هیدروکربنی حوضه رسوبی زاگرس از جمله مخازن دارای شکستگی محسوب می شوند. تحلیل ساختاری این میدان ها و شناسایی مکان های با تراکم بالای شکستگی و تعیین ارتباط شکستگی ها با ساختارهای ایجادکننده امری ضروری به نظر می رسد. تاقدیس گلخاری یکی از میدان های نفتی زاگرس در بخش فروبار دزفول جنوبی می باشد. این تاقدیس چین خوردگی ناهماهنگ نشان می دهد. (O'brien 1950) سازند گچساران را به عنوان سطح جدایش بالایی در فروافتادگی دزفول معرفی کرده است. بنا بر عقیده Sherkati et al.



گسل‌های راست‌بر با روند N035E، R راست‌الغز راست‌بر با روند N065E و R' گسل‌های راست‌الغز چپ‌بر با روند S050E می‌باشند.

نتیجه‌گیری

بر اساس تحلیل‌های هندسی و جنبشی، تاقدیس گلخاری از نوع چین جدایشی می‌باشد. با توجه به توسعه گسل‌های راندگی در پهلوهای آن که در برش‌های لرزه نگاری مشخص می‌باشند، می‌توان مدل چین جدایشی گسل‌خورده را برای این تاقدیس در نظر گرفت. دو گسل پی‌سنگی راست‌بر در بخش‌های شرقی و غربی شناسایی شده که انطباق آن با نقشه گسل‌های پی‌سنگی طباطبایی (۱۳۷۷) نشانگر وجود یک پهنه PDZ می‌باشد. بر طبق خطواره‌های شکستگی رسم شده با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، مؤلفه‌های برشی این پهنه برشی عمیق شکستگی‌های R، R'، P و T را در سطح زمین ایجاد نموده است. مقایسه اثر سطح محوری زیرسطحی که با روش دایره محاطی به دست آمده، با اثر سطح محوری بر روی سطح زمین، نشان می‌دهد میزان جابجایی سطح محوری تاقدیس گلخاری ۱۵۰۰ متر می‌باشد که این مقدار با مقدار جابجایی که توسط برش‌های عرضی بدست آمده مطابقت دارد. با توجه به مطالعات تاقدیس گلخاری هندسه این تاقدیس ساختار مناسب مخزن نفتی است. تغییر سبک چین خوردگی از سطح تا عمق به صورتی نیست که هندسه زیر سطحی آن مناسب ساختار نفتی نباشد.

گلخاری با استفاده از روابط ارائه شده توسط Poblet and McClay (1996)، با مقادیر محاسبه شده کوتاه‌شدگی بر روی برشی از این تاقدیس تطابق دارد که این امر جدایشی بودن این تاقدیس را تأیید می‌نماید.

روش دایره محاطی نواحی با تراکم زیاد شکستگی در انحنای خارجی خمش‌های محوری را معرفی می‌کند که بر اساس آن میزان شکستگی در بخش شمال غربی تاقدیس بیشترین مقدار است. همچنین بر مبنای این روش اثر سطح محوری برای تاقدیس زیر سازند آسماری مشخص شده است. محاسبه جابجایی محور تاقدیس‌های سطحی و زیرسطحی نسبت به همدیگر، روند کاهشی را از شمال غرب به سمت جنوب شرق نشان می‌دهد. به طوریکه این میزان جابجایی از حدود ۲ کیلومتر در شمال غرب به حدود صفر در جنوب شرق کاهش می‌یابد. این روند کاهشی با کاهش ضخامت سازند گچساران رابطه مستقیم دارد.

دو گسل پی‌سنگی راست‌بر با روند تقریبی شمال‌شرق-جنوب‌غرب توسط داده‌های ژئومغناطیس و مدل سه بعدی تهیه شده و همچنین تطابق آن با نقشه گسل‌های پی‌سنگی طباطبایی (۱۳۷۷) نشانگر وجود یک پهنه برشی عمقی (PDZ) می‌باشد. این پهنه برشی سبب چرخش سطح محوری و انحنای محور تاقدیس شده است (شکل ۱۴). اگر این پهنه برشی به عنوان پهنه برشی اصلی فرض شود آنگاه مؤلفه‌های برشی آن (Sylvester, 1988) می‌تواند شکستگی‌های R، R'، P ایجاد کند. اگر N050E به عنوان PDZ در نظر گرفته شود، شکستگی‌های مراتب جوانتر P



منابع

- Naylor, M.A., Mandl, G.T. & Supesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of structural geology* 8,737-752.
- O'Brien, C.A.E., 1950. Tectonic Problems of the Oil field Belt of Southwest Iran. In: 18th International Geological Congress, Proceedings, Great Britain. Proc., London 6, 45-58.
- Pirouz, M., Simpson, G., Bahroudi, A. & Azhdari, A., 2011. Neogene Sediments and Modern Depositional Environments of the Zagros Foreland Basin System. *Geological Magazine* 14, 838-853. <https://doi.org/10.1017/s0016756811000392>.
- Poblet, J.A. & McClay, K.R., 1996. Geometry and kinematics of single layer detachment folds. *AAPG Bulletin* 80, 1085-1109.
- Seraj, M., Faghih, A., Motamedi, H. & Soleimany, B., 2020. Major Tectonic Lineaments Influencing the Oilfields of the Zagros Fold-Thrust Belt, SW Iran: Insights from Integration of Surface and Subsurface Data. *Journal of Earth Science* 31, 596-610.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. & Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology* 27, 1680-1696.
- Stoneley, R., 1981. The geology of Kuh-e-Dalneshin area of southern Iran and its bearing on the evolution of southern Tethys. *Journal of Geological Society*, 138, 509-526.
- Sylvester, A. G., 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1666-1703.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R. & Tavakoli, F., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- داوودی، ز.، ۱۳۸۲. استفاده از رهیافت دورسنجی در شناخت گسل‌های زیرسطحی (احتمالاً پی‌سنگی) و سبک دگرریختی‌های آن‌ها در شمال غربی زاگرس؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- طباطبایی، ح.، ۱۳۷۰. نقشه انطباق یافته ژئومغناطیس ایران. شرکت ملی نفت ایران.
- طباطبایی، ح.، ۱۳۷۷. نقشه پی‌سنگ مغناطیسی زاگرس؛ مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، گزارش شماره ۳۵۳۹۳/۸، تهران: شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International journal of earth sciences* 94, 401-419.
- Berberian, M., 1995. Master-Blind-Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics* 241, 193-224.
- Dahlstrom, C.D.A., 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *AAPG* 3, 336-344.
- Intera Company, 1992. Asmari reservoir fracture study in Marun oil field (un pub.)
- Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology* 9, 207-219.
- Jamison, W.R., 1992. Stress controls on fold thrust style. In *Thrust tectonics*, ed. K.R. McClay, 155-164. Chapman and Hall, New York.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology* 26,519-535.
- Mitra, S., 2002. Structural models of faulted detachment folds. *AAPG* 86, 1673-1694.



استفاده از ریزساختارهای کوارتز و فلدسپار در تعیین دمای دگرشکلی در مجموعه دگرگونی سه قلاتون، کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان، ایران

سعیده کشاورز*

استادیار گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۷/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۱۶

چکیده

در سالهای اخیر تعیین ویژگی‌های دگرشکلی مانند دما در کمربندهای کوهزایی مورد توجه قرار گرفته است. در این نوشتار دمای دگرشکلی در مجموعه دگرگونی سه قلاتون با استفاده از شاخص‌های پتروفاژیکی مانند سامانه‌های بازبلورش کوارتز و فلدسپار، الگوی محور C-کانی کوارتز، زاویه بازشدگی اندازه‌گیری شده است. مجموعه دگرگونی سه قلاتون در شرق نیریز در استان فارس، بخشی از کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان است. اندازه‌گیری محور نوری کوارتز در نمونه‌های جهت‌دار در این منطقه نشان داد که غالباً محور C-کوارتز در فاصله بین محور Z و Y بیضوی کرنش نهایی تمرکز یافته است. سامانه‌های بازبلورش مانند مهاجرت مرز دانه و چرخش ریزدانه در کانی کوارتز و فلدسپارها دیده می‌شوند و دمایی در محدوده ۴۰۰-۵۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. وجود ریزساختارهای دمای بالا همراه با ریزساختارهای دمای پایین مانند برآمدگی مرز دانه در کوارتز و وجود فلدسپارهایی با ساختارهای قفسه‌کتابی در نمونه‌های مورد مطالعه نشان دهنده وقوع دو فاز دگرگونی است که نشان می‌دهد پیشرفت دگرشکلی در مراحل پایانی با کاهش دما همراه بوده است. همچنین زاویه بازشدگی کمربندهای محور نوری کوارتز اندازه‌گیری شده بین ۶۸ تا ۸۰ درجه متغیر است که با استفاده از این ریزدماسنج دمای $50 \pm 60-90$ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود. نتایج بدست آمده تطابق خوبی را با فعالیت سامانه‌های لغزش و تمرکز محورهای C-کوارتز نشان می‌دهند. این نتایج نشان دهنده رخداد دگرشکلی در شرایط رخساره شیبست سبز-آمفیبولیت در کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان است.

واژه‌های کلیدی: دمای دگرشکلی، محور C-کوارتز، ریزساختارها، سامانه‌های باز بلورش، زاویه بازشدگی



Deformation thermometry based on quartz and feldspar microstructures in the Seh-Ghalatoun metamorphic complex, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran

Saeede Keshavarz

Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

Abstract

In recent years have seen an increasing interest in the study of deformation characteristics like temperature in the orogenic belt. In this research, deformation temperature in the Seh-Ghalatoun metamorphic complex was estimated by using petrofabrics indicators such as quartz and feldspar recrystallization regims, quartz c-axis pattern and opening angle. The Seh-Ghalatoun metamorphic complex as a part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt located in the east of Neyriz from the Fars province. Petrographic study and quartz c-axis measurements from the oriented samples of this area show that c-axis maxima concentrate in intermediate positions between the Y- and Z-axes of the finite strain ellipsoid. Also grain boundary migration and subgrain rotation recrystallizations are dominant. Intermediate temperatures (400–500°C) are suggested by sub-grain rotation recrystallization microstructures (SGR) and high temperatures (>550 °C) can be inferred from grain-boundary migration (GBM) recrystallization microstructures. GBM microstructures were overprinted by partial grain-boundary migration (BLG), elongate new grains, feldspars book-shelf structures and micafish indicate two phase of deformation which earlier stage occurred on the lower temperature. Opening angles of quartz c-axis fabrics have ranging from 68° to 80° which is confirm deformation temperature between 490 and 610±50 °C. A positive correlation exists between deformation temperature yielded from quartz opening angle, active slip systems and microstructures. These results highlight greenschist-to-amphibolite-facies deformation conditions.

Keywords: Deformation temperature, Microstructures, Quartz c-axis, Recrystallization regimes, Opening angle

مقدمه

زمین ساختی گزارش شده‌اند (Kruhl, 1998; Law et al, 2004; Law, 2014; Mainprice et al. 1986; Tullis and Yund, 1992).

در این نوشتار با استفاده از مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های جهت‌دار (موازی با خطواره کشتی و عمود بر برگواره) در سنگ‌های دگرگونی به تحلیل دمای دگرشکلی در منطقه سه‌قلاتون پرداخته شده است. کانی‌هایی مانند کوارتز و فلدسپار پتاسیم‌دار در نمونه‌های مورد مطالعه جهت تعیین دمای دگرشکلی مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

موقعیت زمین شناسی منطقه سه‌قلاتون

کوهزاد زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا می‌باشد که از خاور ترکیه تا گسل میناب در جنوب خاور ایران کشیده شده است. این کمربند محصول جدایش بلوک قاره‌ای ایران از حاشیه گندوانا در ابتدای مزوزوئیک است که با فرورانش ورقه اقیانوسی تیس جوان به زیر ورقه قاره‌ای ایران در کرتاسه پایینی و برخورد قاره-قاره ادامه می‌یابد (Alavi, 1994; Mohajjel, and Fergusson, 2000). زمین ساخت برخوردی هنوز به عنوان یک فرآیند فعال کوهزایی با راستای تقریبی همگرایی شمالی-جنوبی و با نرخ 2 ± 20 میلی‌متر بر سال ادامه دارد (Vernant et al. 2004). کوهزاد زاگرس از سه پهنه ساختاری شامل (شکل ۱): ۱) کمربند چین و راندگی زاگرس، ۲) کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان و ۳) کمربند ماگمایی ارومیه دختر تشکیل شده است که در راستای شمال باختر-جنوب خاور امتداد دارند (Alavi, 1994). پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان با طول ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنایی در حدود ۱۵۰ تا

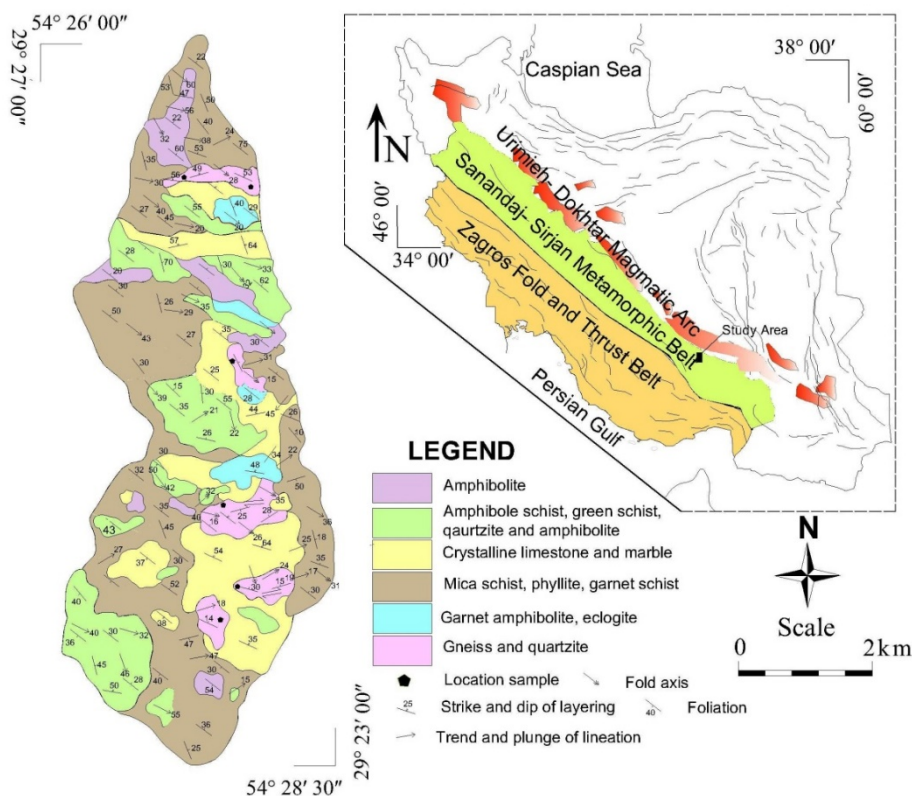
در چند دهه گذشته، توجه زیادی به فرآیند دگرشکلی و شکل‌گیری ساختارها در پوسته جامد زمین شده است. این مطالعات گستره‌ای از درون شبکه بلوری تا کمربندهای کوهزایی را دربرمی‌گیرند. درک چگونگی گسترش ساختارها در مقیاس‌های مختلف، از شکل و جهت یافتگی ترجیحی بلورها در مقیاس میکروسکوپی تا گسل‌های بزرگ مقیاس، چین‌ها، زون‌های برشی از عوامل مهم در تعیین فرگشت سنگ‌کره و پیش‌بینی رفتار سنگ‌های زیرسطحی است (Law and Johnson, 2010). اغلب این فرآیندها به طور مستقل عمل نمی‌کنند و عملکرد متقابل آنها نسبت به یکدیگر اثرات پیچیده‌تری را ایجاد می‌کنند که مطالعه و تفسیر دگرشکلی را دشوار می‌سازد. دما، فشار، تنش تفریقی و نرخ کرنش از عوامل موثر در دگرشکلی سنگ‌ها هستند. دما یک پارامتر کلیدی در فعال شدن مکانیسم‌های دگرشکلی است که از تشکیل کاتاکلازیت‌ها تا خزش انتشاری و لغزش جابجایی اتم‌ها در شبکه بلوری نقش دارد. دما تعیین می‌کند کدامیک از مکانیسم‌های دگرشکلی فعال شوند و چگونه ساختارهای زمین شناسی شکل می‌گیرند (Stipp et al. 2002). بعلاوه، مهاجرت سیالات و مذاب در پوسته زمین به وسیله دما کنترل می‌شود که منجر به تغییر رئولوژی سنگ‌ها در زمان و مکان‌های مختلف می‌گردد (Gomez-Rivas et al., 2020). مطالعات آزمایشگاهی و عددی زیادی به بررسی رفتار دانه‌های کانی‌ها و تشکیل ریزساختارها ضمن دگرشکلی پرداخته‌اند (Llorens et al. 2019; Craw et al. 2018). کانی‌هایی مانند کوارتز، کلسیت، اولیوین، فلدسپات‌ها، آمفیبول و... می‌توانند تغییرات را در شبکه کانیایی خود ثبت کنند. در طی دهه اخیر ارتباط نزدیکی بین دمای بدست آمده از الگوی محورهای نوری کانی‌ها مانند کوارتز، سامانه‌های بازپلورش و دمای حاصل از فازکانی‌های شاخص دگرگونی بدست آمده است که در بسیاری از جایگاههای



گنیس و کربنات‌ها تشکیل شده است (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نیریز، تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور اکثر واحدهای سنگی در این محدوده متعلق به دوران مزوزوئیک می‌باشند. نتایج آنالیزهای Ar^{40}/Ar^{39} بر روی نمونه‌های بیوتیت، مسکویت و آمفیبولیت از رخنمون گنیس‌های بیوتیتی و آمفیبولیت‌ها سنی معادل $119/95 \pm 0/66$ و $112/58 \pm 0/66$ را نشان می‌دهند که مربوط به آبتین پسین و مرتبط با تراستی شدن و تشکیل سنگ‌های دگرگونی در اوج دگرگونی بوده است (Sarkarinejad et al., 2009). شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015).

۲۰۰ کیلومتر از سیرجان در جنوب خاور تا سندج در شمال باختر ایران گسترش یافته است (Alavi, 2004). کوتاه شدگی پوسته طی تکاپوهای زمین‌ساختی ناشی از فرورائش و برخورد، باعث دگرگونی و دگرریختی سنگ‌های مربوط به پالئوزویک پسین و مزوزوئیک در کمر بند دگرگونی سندج-سیرجان شده است. این کمر بند به عنوان یک حاشیه فعال در ارتباط با منشور برافزایشی بعد از تریاس در نظر گرفته می‌شود (Sarkarinejad et al., 2009).

منطقه سه‌قلاتون بخشی از سنگهای کمر بند دگرگونی سندج-سیرجان را شامل می‌شود که در استان فارس و ۴۰ کیلومتری شرق نیریز قرار گرفته است. واحدهای سنگی منطقه عمدتاً از رخنمون‌های اسلیت، شیست، آمفیبولیت،



شکل ۱: الف- نقشه واحدهای ساختاری تشکیل دهنده کوهزاد زاگرس، ب- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

شواهد ریزدماسنجی

مجموعه کانی‌ها

وجود مجموعه کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی نشان دهنده رخساره‌های دگرگونی، دما و فشار می‌باشد (Jessell, 1987). بر اساس مطالعات کانی‌شناسی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت و کانی‌های فرعی گارنت، اپیدوت و زیرکن تشکیل شده‌اند. میکاها، فلدسپارها و کوارتزهای نواری بر گوارگی اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت و مسکویت به صورت میکا ماهی در زمینه دانه ریزتر دیده می‌شوند (شکل ۲-الف). کوارتز در اندازه‌های مختلف و مشاهده می‌شود که عملکرد سامانه‌های بازبلورش را تایید می‌کنند. اندازه کوارتزهای نواری یک تا دو میلیمتر است که به وسیله دانه‌های دانه ریزتر کوارتز جدا می‌شوند. این دانه‌های ریزتر عمدتاً در دنبالچه پورفیر و کلاست‌های چرخیده فلدسپارها قرار گرفته‌اند (شکل ۲-ب). فلدسپارها به صورت پورفیر و کلاست‌های چرخیده σ و δ و ساختارهای دومینو یا قفسه کتابی دیده می‌شوند (شکل ۲-ج) که می‌توانند به عنوان شاخص جهت برش بکار روند. وجود کانی‌هایی مانند کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و گارنت نشان‌دهنده رخداد دگرگونی در حد رخساره شیست سبز - آمفیبولیت است.

پهنه‌های برشی در منطقه مورد مطالعه در مقیاس‌های متفاوت در گنیس‌ها، شیست‌ها و لایه‌های کوارتزی در راستای تقریبی شرقی-غربی دیده می‌شوند و غالباً مرز مشخصی با واحدهای کربناتی دارند. جهت یافتگی ترجیحی از پورفیر و کلاست‌های فلدسپار و دنبالچه‌های آنها، کوارتزهای نواری و کانی‌های کشیده باعث گسترش فراگیر برگواره میلونیتی و خطواره کششی در پهنه‌های برشی شده است. انواع ساختارهای دگرشکل شده مزوسکوپی و میکروسکوپی در میلونیت‌ها جهت برش Top-to-the-SE را تایید می‌کنند که متاثر از عملکرد سامانه ترفشارش مایل راستگرد در کوهزاد زاگرس می‌باشد.

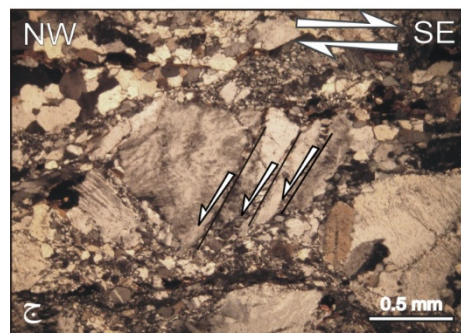
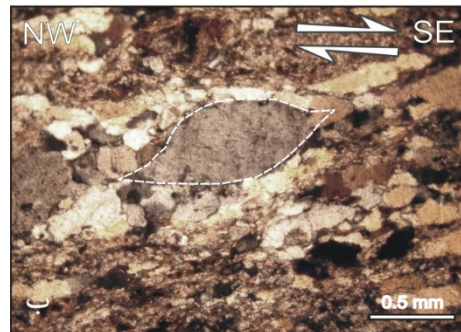
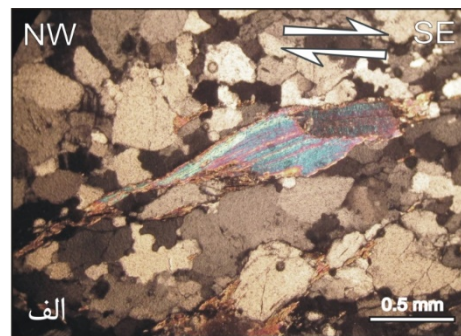
روش کار

در سنگ‌های دگرگونی دگرشکل شده که تحت تاثیر حرکات زمین‌ساختی جایگزین می‌شوند، پاراژنز کانی‌ها، فابریک‌ها و ریزساختارها از نشانگرهایی هستند که می‌توان در تخمین برخی ویژگی‌های دگرشکلی مانند دما، کرنش و غیره از آنها استفاده نمود. این نشانگرها در مقیاس میکروسکوپی در مقاطع نازک از صفحه XZ بیضوی کرنش مورد مطالعه قرار می‌گیرند که از برش نمونه‌های جهت دار، در صفحه‌ای عمود بر برگواره‌ها و موازی خطواره‌ها حاصل می‌شود. در این مطالعه براساس پاراژنز کانی‌ها (Jessell, 1987)، سامانه‌های بازبلورش کوارتز و فلدسپار (Hirth et al., 2001; Stipp et al., 2002; Passchier and Trouw, 2005)، الگوی محور c- (Bouchez and Pecher, 1981; Mainprice et al., 1986)، زاویه بازشدگی محور نوری کوارتز (Kruhl, 1996; Law et al., 2004) و رابطه ریاضی (Faleiros et al., 2016) به تخمین دمای دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است.



سنگ‌های دگرشکل شده، بازبلورش پویای کوارتز از دمای حدود ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد شروع می‌شود. در دمای ۲۸۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد برآمدگی مرز دانه‌ها بدلیل وجود تفاوت در میزان جابجایی دیواره‌های بلوری ایجاد می‌شود و بازبلورش برآمدگی (BLG) شکل می‌گیرد. در دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد، بازبلورش چرخش مرز ریزدانه (SGR) در پاسخ به مهاجرت و جابجایی‌ها ریز دانه‌ها هنگام دگرپختی پیشرونده رخ می‌دهد که با افزایش زاویه بین دیواره دانه‌ها و شکل‌گیری دانه‌های جدید همراه است. بازبلورش مهاجرت مرز دانه (GBM) در دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد (Faleiros et al. 2010; Stipp et al., 2002) که با افزایش دما حرکت مرز دانه‌ها افزایش می‌یابد و دانه‌های با اندازه‌های متفاوت و مرزهای مضرسی تشکیل می‌شوند. در دمای بالاتر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد خاموشی شطرنجی در کوارتز دیده می‌شود (Lister & Dornsiepen, 1982).

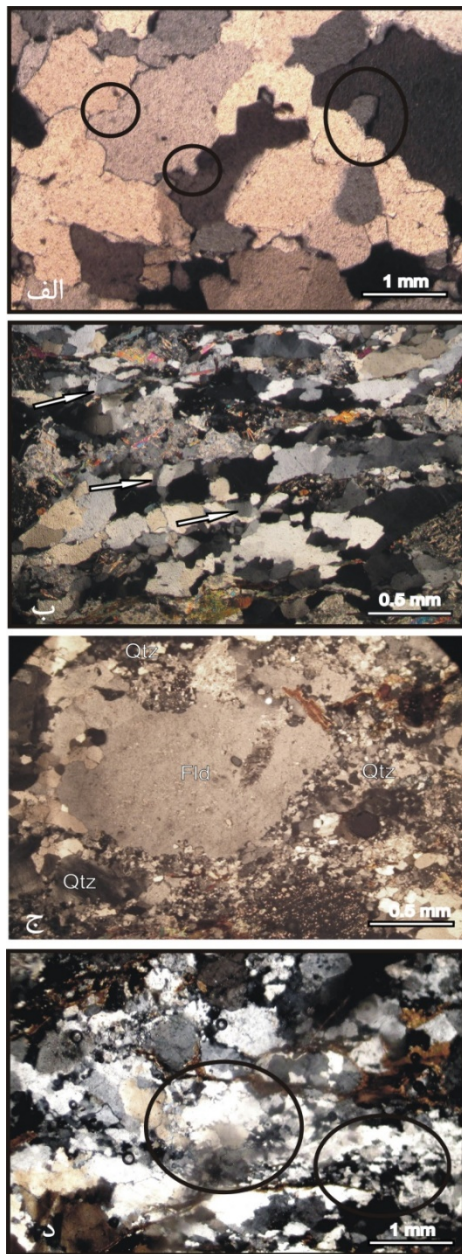
فلدسپار در دمای تقریبی ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد رفتار شکننده دارد که با گسترش شکستگی‌ها همراه است. در دمای ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد برآمدگی مرز دانه عمومیت دارد (Tullis and Yund, 1985). در دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد بازبلورش چرخش ریزدانه‌ها شروع می‌شود و در ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد بازبلورش فراگیر در فلدسپار خواهد شد (Fitz Gerald and Stünitz 1993; Pryer, 1993) گذر از بازبلورش چرخش زیردانه به بازبلورش مهاجرت مرز دانه در دماهای ۷۰۰ تا ۸۰۰ و ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد. اساساً بازبلورش مهاجرت مرز دانه در دمای بالاتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد (شکل ۳-۳۱) (Pryer, 1993; Altenberger and Wilhelm 2000) در مشاهدات میکروسکوپی از نمونه‌های منتخب از منطقه مورد مطالعه تقریباً ۴۰ درصد از پورفیر و کلاست‌های هسته و پوششی چرخش مرز ریزدانه‌ها را نشان می‌دهند. تبدیل فلدسپار به کوارتز و مسکویت در



شکل ۲: الف- میکاماهی، ب- پورفیر و کلاست چرخیده فلدسپار از نوع سیگما. ج- ساختارهای قفسه‌کنایی ناهمسو در فلدسپار. این تصاویر در صفحه XZ بیضوی کرنش در جهت عمود بر برگواره و به موازات خطواره برداشت شده است. جهت برش در نمونه‌های مشاهده شده Top-to-the-SE می‌باشد.

بازبلورش کانی‌های کوارتز و فلدسپار

بر اساس بسیاری از مطالعات، سامانه‌های بازبلورش ارتباط مستقیمی با دمای دگرشکلی دارند (Stipp et al., 2002; Trimby, 1988; Law, 2014; Passchier and Trouw, 2005). بررسی رفتار کانی‌ها در پهنه‌های برشی به ویژه رفتار کوارتز و فلدسپار می‌تواند به برآورد نسبی دما هنگام تغییرات ساختاری منجر شود. به طور معمول در



شکل ۳. الف: بازبلورش برآمدگی مرز دانه (BLG) در کوارتز. ب- بازبلورش چرخش مرز (SGR) ریزدانه‌های کوارتز و جهت یافته شدن دانه‌های جدید در کوارتز. ج- برآمدگی مرز دانه‌ها و چرخش مرز دانه‌ها در فلدسپار که در زمینه ای از کوارتز با بازبلورش مهاجرت مرز دانه‌ها (GBM) قرار گرفته‌اند. د- بازبلورش مهاجرت مرز دانه در کوارتزهای دانه ریز با مرزهای مضرسی

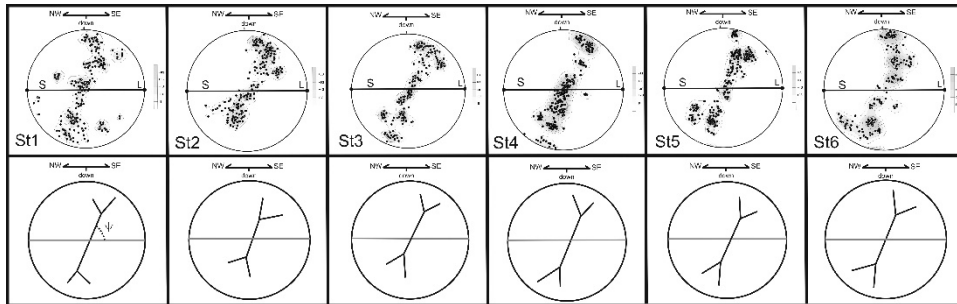
یک آلتراسیون پس رونده به فراوانی دیده می شود که نشان دهنده مراحل سردشدن سنگ‌های مجموعه دگرگونی سه‌قلاتون می باشد. بازبلورش برآمدگی مرز دانه (شکل ۳-الف) و چرخش مرز دانه (شکل ۳-ب) در دانه‌های بزرگتر دیده می شود. همچنین در بازبلورش برآمدگی مرز دانه و چرخش ریزدانه‌ها در فلدسپارها مشاهده می شود که در زمینه کوارتز دانه ریز قرار دارند (شکل ۳-ج). این دانه‌های کوچکتر کوارتز با مرزهای مضرسی بازبلورش مهاجرت مرز دانه را نشان می دهند (شکل ۳-د). رفتار شکننده فلدسپارها در گسترش ساختارهای قفسه‌کتابی را دیده می شود.

الگوی محور c- کوارتز

چندین روش نوری برای اندازه‌گیری جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌ها در شبکه بلوری وجود دارد. در این مطالعه به بررسی جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای محور c- کوارتز پرداخته شده است. روش‌های نوری برای جهت‌یابی و تمرکز سامانه‌های لغزش در بلورهای مانند کوارتز نیز به کار برده می‌شود. به این منظور مقاطع نازک جهت‌دار در صفحه XZ بیضوی کرنش تهیه می‌شود. صفحه XZ سطحی موازی با خطوطارگی کششی و عمود بر برگوارگی می‌باشد (Passchier, 1988). فابریک‌های محور c- کوارتز با استفاده از میکروسکوپ مجهز به یونیورسال استیج اندازه‌گیری شده و به کمک نرم افزار SSWIN-3.1 پردازش می‌شود و جهت‌یافتگی ترجیحی محورهای نوری بر روی شبکه استریونت بدست می‌آید.



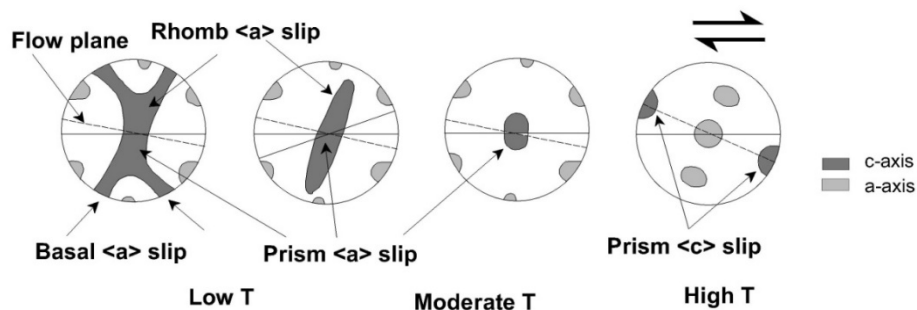
شکل ۴، توزیع محور c -کانی کوارتز برای نمونه‌های فابریک اسکلتی (Fabric skeleton) وجود مولفه برشی مختلف را نشان می‌دهد. در این شکل انحنا بخش مرکزی راستگرد را نشان می‌دهند.



شکل ۴: محورهای نوری اندازه‌گیری شده بر روی تصویر استریوگراف شبکه هم مساحت نشان داده شده است. برگواره به صورت افقی و خطواره به صورت عمود می‌باشد. فابریک اسکلتی از تمرکز محور c -کوارتز استخراج شده است (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015).

و لغزش‌های $\langle c \rangle$ دارای اهمیت می‌باشند (Passchier and Trouw, 2005). در نمونه‌های مورد بررسی در این نوشتار، غالباً تراکم محور c -کوارتز در اطراف محور Y و در فاصله بین محور Y و Z قرار دارد که به ترتیب فعالیت سامانه‌های لغزش قائدهای $\langle a \rangle$ و منشوری $\langle a \rangle$ در دمای پایین تا متوسط را نشان می‌دهند. تجمع نقاط در اطراف و نزدیکی محور X که مؤید دمای بالای دگرشکلی است دیده نمی‌شود (شکل ۵).

در دگرگونی درجه پایین محورهای c -الگوی کمربندهای نوع اول را نشان می‌دهند و محورهای a به صورت نامتقارن نسبت به برگوارگی ایجاد می‌شوند. در این حالت لغزش‌های قائدهای $\langle a \rangle$ دارای اهمیت می‌باشد. در دگرگونی با شرایط متوسط محورهای c - در مرکز تجمع می‌یابند (در اطراف محور Y) و لغزش‌های منشوری $\langle a \rangle$ و لوزی $\langle a \rangle$ گسترش می‌یابند (شکل ۱-۱۵). در دگرگونی با دمای زیاد محورهای c بسیار به محور X نزدیک می‌شوند



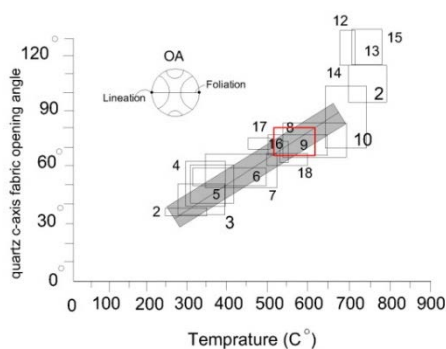
شکل ۵: ارتباط بین تغییرات دما و فعالیت سامانه‌های لغزش در جهت یافتگی محورهای نوری کانی کوارتز (Passchier and Trouw, 2005).

زاویه باز شدگی

کمتر از ۸۷ درجه باشد، می توان مقدار دمای دگرشکلی را از فرمول زیر محاسبه نمود:

$$T (^{\circ} C) = 6.9 OA + 48 \quad (250^{\circ} C \leq T \leq 650^{\circ} C, OA \leq 87^{\circ} C)$$

زاویه بازشدگی بدست آمده از فابریک کریستالوگرافی کوارتز در منطقه سه قلاتون زاویه باز شدگی ۶۸ تا ۸۰ درجه را نشان می دهد که دمایی در حدود ۵۰ تا ۶۱۰ ± ۴۹۰ درجه سانتیگراد را برای دگرشکلی تایید می کند که این دما نشانگر وجود دگرگونی در محدوده رخساره آمفیبولیت می باشد (شکل ۶) و تطابق خوبی را با دمای بدست آمده از رابطه Falerio نشان می دهد (جدول ۱).



شکل ۶: نمودار نشان دهنده رابطه بین زاویه باز شدگی و دمای دگرشکلی (Law, Searle & Simpson, 2004; Kruhl, 1998). مربع های مشکی رنگ نشان دهنده داده های مطالعات پیشین است و مربع قرمز اطلاعات این نوشتار را نشان می دهد (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015).

با استفاده از الگوهای LPO برای کوارتز می توان شرایط دمایی دگرشکلی را مشخص کرد (Sarkarinejad and Keshavarz, 2015). برای این منظور از زاویه بازشدگی (Opening angle) الگوهای LPO کوارتز استفاده می شود (Kruhl, 1998; Law et al., 2004; Tullis et al., 1973). زاویه بازشدگی، زاویه ی بین نقاط ماکزیمم تجمع محور c- کوارتز است که در صفحه ی موازی با خطواره و عمود بر برگواره اندازه گیری می شود. بمنظور برآورد دمای دگرشکلی در منطقه از فابریک اسکلتی محور c- کوارتز استفاده گردید (شکل ۴). میزان بازشدگی زاویه بافت اسکلتی به دمای دگرگونی بستگی دارد (شکل ۶) (Lister and Hobbs, 1980; Law et al., 2004). بنابراین با استفاده از این ارتباط می توان میزان دما را در زون های برشی را به دست آورد (Low et al, 2004). مطالعات آزمایشگاهی شبیه سازی شده نشان می دهد که در طی باز تبلور دینامیکی و دگرشکلی پلاستیکی، زاویه بازشدگی کمربندهای در برگیرنده محور نوری کوارتز با افزایش دمای دگرشکلی، تضعیف هیدرولیکی (Hydrolytic weakening) کاهش نرخ کرنش، افزایش می یابد (Lister and Hobbs 1980). این تغییرات باعث فعال شدن سامانه های لغزش لوزی و منشوری در شبکه بلوری کانی کوارتز می شود (شکل ۳-د). کروئل در سال ۱۹۹۸ محور نوری کوارتز را تحت شرایط رخساره شیست سبز تا گرانولیت اندازه گیری کرد و مشاهده نمود که با افزایش دما، زاویه ی بازشدگی به صورت خطی افزایش یافته است (شکل ۳-ه). این ریزدماسنج برای کوارتزهایی که به روش طبیعی دگرشکل شده اند، دماهای دگرشکلی را با عدم قطعیت ± 50 نشان می دهد که این عدم قطعیت به دلیل تاثیر پارامترهای حضور آب و نرخ کرنش می باشد. همچنین بر اساس مطالعه جدید (Falerio et al., 2016) اگر میزان زاویه باز شدگی کوارتز



جدول ۱. تعیین دمای دگرشکلی با استفاده از زاویه باز شدگی کوارتز

نمونه	زاویه باز شدگی	دمای دگرشکلی (°C)	
		رابطه Faleiro	نمودار Kurhl (±50)
S1	۷۴	۵۶۰	۵۵۹
S2	۷۹	۵۹۵	۵۹۳
S3	۸۰	۶۱۰	۶۰۰
S4	۷۱	۴۹۰	۵۳۷
S5	۶۸	۵۲۰	۵۱۷
S6	۷۵	۵۷۵	۵۶۵

(رخساره شیست سبز) لغزش لوزی < a > فعال می شود و تمرکز محورهای c- کوارتز به بخش میانی بین محورهای Y و Z انتقال می یابد (Stipp et al., 2002). در شرایط رخساره آمفیبولیت سامانه‌های لغزش منشوری < a > در نزدیکی محور Y فعال می شوند. در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سامانه‌های لغزش منشوری < c > فعال و در نزدیکی محور X تمرکز می یابند. در این مطالعه دیاگرام تمرکز محورهای نوری کوارتز غالباً نشان دهنده تمرکز نقاط بین محور Z و Y است که دمایی ۴۰۰-۵۰۰ درجه را نشان می‌دهند. که این نتایج با دمای تخمین زده شده از زاویه باز شدگی فابریک محور c- و فرمول Falerio تطابق خوبی را نشان می‌دهد (جدول ۱). این بازه دمای بدست آمده نشانگر رخداد دگرشکلی در محدوده رخساره شیست سبز- آمفیبولیت است.

بحث

وجود ریزساختارهای مهاجرت مرز دانه و چرخش مرز دانه تاییدی بر رخداد دگرشکلی در دمای بالا می باشد که در این بازه دمایی ریزساختارهای دمای پایین حذف می شوند زیرا با افزایش دما هنگام دگرشکلی این ساختارها به وسیله شواهد و آثار مربوط به دمای بالا جایگزین می شوند (Sibson, 1977; Pryer, 1993; Roy et al., 2010). اما در نمونه‌های مطالعه شده در مجموعه دگرگونی سه‌قلاتون ریزساختارهای دمای پایین مانند برآمدگی مرز دانه و خاموشی‌های موجی کوارتز و ساختارهای قفسه کتابی فلدسپارها همراه با ریزساختارهای دمای بالا مانند مرزهای آمیبی دانه‌های کوارتز و چرخش ریز دانه‌ها و... دیده می شوند. این موضوع می تواند تاییدی بر رخداد دگرشکلی در دو فاز دمایی باشد بطوری که مراحل اولیه، دگرشکلی شکل پذیر در دمای بالاتری اتفاق افتاده و با ادامه، فرآیندهای دگرشکلی شکل پذیر-شکنا در دمای پایینتری به وقوع پیوسته است که باعث بوجود آمدن ریزساختارهای دمای پایین مانند خاموشی موجی کوارتز،

ریزساختارهای ایجاد شده در سنگ‌ها طی دگرشکلی، نشانگر مناسبی برای تخمین دمای دگرشکلی، کرنش و هندسه جریان می‌باشند. در این نوشتار با استفاده از پارامترهای مختلف، دمای دگرشکلی در منطقه سه‌قلاتون مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج پژوهش‌های مختلف روی دمای دگرشکلی کانی‌ها نشان می‌دهد که در دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، ریزساختارهای موجود در کوارتز بیشتر خاموشی موجی را نشان می‌دهند. برآمدگی مرز دانه‌ها و چرخش دانه‌ها به ترتیب در دمای ۲۸۰-۴۰۰ و ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد. پیشرفت دگرشکلی در دمای بالاتر سبب مهاجرت مرز دانه (GBM) به صورت مرزهای آمیبی شکل و تبلور مجدد بلورهای کوارتز به صورت دانه‌های کشیده به موازات برگواری می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). تغییرات انواع بازبورش با فعال شدن صفحات لغزش در کوارتز بدلیل تغییرات دما و نرخ کرنش متناسب است. در دمای پایین و نرخ کرنش سریع، لغزش قاعده ای < a > در نزدیکی محور Z بیضوی کرنش نهایی دیده می‌شود. با افزایش دما



طوری که در مراحل اولیه دما بالا بوده است و در مراحل پایانی در شرایط شکل پذیر-شکنا دما کاهش یافته است.

سپاسگزاری

بدین وسیله نویسنده مقاله مراتب سپاسگزاری خود را از سردبیر و داوران محترم فصلنامه زمین ساخت اعلام میدارد. همچنین از حمایت های صورت گرفته توسط دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان (KGUT) در انجام این نوشتار قدردانی می گردد.

شکستگی فلدسپارها، میکا ماهی ها و ساختارهای قفسه کتابی شده است.

وجود چنین تغییرات دمایی طی دگرشکلی در سایر کمربندهای کوهزایی مانند توده دگرگونی آمادرم-تیت (Langille et al., 2010)، زون برشی کاراکروم-همیالیا (Roy et al., 2020)، دره سولتج-همیالیا (Law et al., 2013) گزارش شده اند. نتایج این مطالعه با استفاده از بافت محور c-کوارتز و سامانه های بازبلورش تشابه خوبی را با سایر مطالعات در نقاط مختلف پهنه سندج-سیرجان نشان می دهند (Samani, 2013; Sarkarinejad et al., 2017; Keshavarz and Faghih, 2020). بر اساس مطالعات سن سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ انجام شده در این منطقه وقوع دگرشکلی مرتبط با همگرایی صفحه عربی و خردقاره ایران مرکزی و روبرداری (exhumation) سنگ های دگرگونی در کمربند سندج-سیرجان در زمان ترونین-سنومانین است (Sarkarinejad et al., 2009).

نتیجه گیری

مجموعه دگرگونی سه قلاتون بخشی از کمربند دگرگونی سندج-سیرجان است که در شرق نیریز در استان فارس قرار دارد. انواع ریزساختارها مانند پورفیروکلاست های چرخیده، میکاماهی، ساختارهای قفسه کتابی، جهت یافتگی کانی های کوارتز در نمونه های جهت دار مشاهده شده اند که جهت برش راستگرد را تایید می کنند. در این نوشتار مطالعات پتروگرافی، سامانه های بازبلورش کوارتز و فلدسپار و اندازه گیری محور نوری کوارتزها برای تعیین دمای دگرشکلی مورد استفاده قرار گرفته اند. نتایج بدست آمده از این روش ها تطابق خوبی را نشان داده و دمایی در حد رخساره شیبست سبز-آمفیولیت را تایید می کنند. وجود ریزساختارهای دما بالا در کنار ریزساختارهای دمای پایین در نمونه های مورد مطالعه می تواند نشانه از وقوع دگرشکلی در دو مرحله باشد، به



Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, 145-59.

منابع

Jessell, M.W. 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology* 9, 1007-14.

Keshavarz, S., Faghih, A. 2020. Heterogeneous sub-simple deformation in the Gol e Gohar shear zone (Zagros, SW Iran): insights from microstructural and crystal fabric analyses. *International Journal of Earth Sciences* 109, 421-438

Kruhl J.H. 1998. Prism and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 142-146.

Langille, J., Jessup M.J., Cottle, J.M., Newell, D.L. 2010. Kinematics of the Ama Drime Detachment: insights into orogen-parallel extension and exhumation of the Ama Drime Massif, Tibet, Nepal. *Journal of Structural Geology* 32, 900-919.

Law, R. D. 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *Journal of Structural Geology* 66, 129-61.

Law, R. D., Searle, M.P., Simpson, R.L. 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *Journal of Geological Society* 161, 305-320.

Law, R.D., Johnson, M.R.W. 2010. Microstructures and crystal fabrics of the Moine thrust zone and Moine nappe: history of research and changing tectonic interpretations. In: Law, R.D., Butler, R.W.H., Holdsworth, R.E., Krabbendam, M., Strachan, R. (Eds.), *Continental Tectonics and Mountain Building: the Legacy of Peach and Home*, vol. 335. Geological Society of London Special Publication, pp. 443-503.

Law, R.D. 2014. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *J Struct Geol* 66, 129-16

LISTER, G. S., DORNSIEPEN, U. F. 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology* 4, 81-92.

Alavi, M. 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-38.

Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold thrust belt of Iran, and its proforeland evolution. *Am J Sci* 304:1-20.

Alizadeh, A., López-Martínez, M., Sarkarinejad, K. 2010. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogénic Belt. *Comptes Rendus Geoscience* 342, 837-84

Bouchez, J.L., Pecher, A. 1981. The Himalayan Main Central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics* 78, 23-50.

Craw, L., Qi, C., Prior, D.J., Goldsby, D.L., Kim, D. 2018. Mechanics and microstructure of deformed natural anisotropic ice. *Journal of Structural Geology* 115, 152-166.

Faleiros, F. M., Moraes, R. D., Pavan, M., Campanha, G. A. D. C. 2016. A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening angle deformation thermometer. *Tectonophysics* 671, 173-182.

Faleiros, F.M., Ademar, G., Maria, R., Fuzikawa, K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics* 485, 193-214

Fitz Gerald, J.D., Stünitz, H. 1993. Deformation of granitoids at low metamorphic grades. I: reactions and grain size reduction. *Tectonophysics* 221, 269-297

Gomez-Rivas, E., Butler W.H., Healy, D., Alsop, I., 2020. From hot to cold - The temperature dependence on rock deformation processes: An introduction. *Journal of Structural Geology* 132, 103-977.

Hirth, G., Teyssier, C., Dunlap, W.J. 2001. An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks. *International Journal of Earth Sciences* 90, 77-87. Hirth, G., Tullis, J. 1992.



- Sarkarinejad, K., Keshavarz, S. 2015. Quantitative kinematic analysis of the asymmetric boundings of the Zagros accretionary prism, Iran. *Geosciences Journal* 19, 415–430
- Sarkarinejad, K., Godin, L., Faghih, A. 2009. Kinematic vorticity flow analysis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology related to inclined extrusion of the HPeLT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran. *Journal of Structural Geology* 31, 691–706.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133, 191–213.
- Stipp, M., StuÈnitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of structural geology* 2412, 1861-1884.
- Trimby, P. W., Prior, D. J. Wheeler, J. 1998. Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite. *Journal of Structural Geology* 20, 917–93.
- Tullis J., Yund R.A. 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology* 13, 238–241
- Tullis, J., Yund, R. A. 1992. The brittle-ductile transition in feldspar aggregates; an experimental study. In *Fault Mechanics and Transport Properties in Rocks* (eds B. Evans & T. F. Wong), pp. 89–118. New York: Academic Press.
- Tullis, J.A., Christie, J.M., Griggs, D.T. 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 297–314.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. Chery, J. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. *International Journal of Geophysics* 157, 381–98.
- Lister, G.S. Hobbs, B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transition. *Journal of Structural Geology* 1, 99–115.
- Llorens, M.-G., Gomez-Rivas, E., Ganzhorn, A.-C., Griera, A., Steinbach, F., Roessiger, J., Labrousse, L., Walte, N., Weikusat, I., Bons, P.D. 2019. The effect of dynamic recrystallisation on the rheology and microstructures of partially molten rocks. *Journal of Structural Geology* 118, 224–235.
- Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, P., Tubia, J. M. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819–22.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, P., Tubia, J.M. 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819–822.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of structural geology* 228, 1125–1139.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*: Springer Berlin. Heidelberg, New York, 366p.
- Passchier, C.W. 1988. Analysis of deformation paths in shear zones. *Geol Rundsch* 77, 309–318
- Pryer L.L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal Thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*. 15, 21–36.
- Roy, P., Jain. A., Singh, S. 2010. Microstructures of Mylonites along the Karakoram Shear Zone, Tangste Valley, Pangong Mountains, Karakoram. *Journal Geological Society of India* 75, 679–694.
- Samani, B. 2013. Quartz c-axis evidence for deformation characteristics in the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Iran. *Journal of African earth Sciences* 81, 28–34.



بازسازی میدان تنش دیرین ائوسن-الیگوسن منطقه حرمک- قرقروک؛ سیستم گسل‌های امتدادلغز شرق ایران (گسل زاهدان)

شهریار کشتگر^{۱*}، محمد مهدی خطیب^۲، علی محمدی نیا^۳

۱- دانشجوی دکتری تکنیک؛ دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

۲- استاد گروه زمین‌شناسی (تکنیک)، دانشکده علوم پایه؛ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۲۴

چکیده

منطقه مورد مطالعه، در حاشیه غربی گسل امتدادلغز راستگرد زاهدان واقع در شرق پهنه زمیندرز سیستم رخنمون دارد. هدف این پژوهش، تعیین میدان تنش دیرین بر پایه مطالعه داده‌های لغزش گسلی ناهمگن و خطواره‌های لغزشی موجود در بلوک‌های آهکی ائوسن-الیگوسن است. نتایج بدست آمده موقعیت روند و میل محورهای اصلی را $\sigma_1 = 45/53$ ، $\sigma_2 = 207/35$ و $\sigma_3 = 303/09$ نشان می‌دهد. بر اساس روش "دووجهی راست" و "پهنه‌سازی چرخشی"، مقدار فاکتور شکل $R' = R(\Phi) = 0.43$ بدست آمده است که این مقادیر بیانگر تاثیر همزمان مولفه‌های فشارش و برش ناحیه‌ای در پهنه چین خورده-رانده سیستم است. همراهی ساختارهای کششی نظیر بودیناژ و شکستگی‌های برشی و گسلش نرمال، حاکی از رخداد یک تنش کششی بیشینه محلی، با راستای $N340$ است. این نتایج حاکی از رخداد یک دگرشکلی پیشرونده توأم با جابجایی چرخشی عناصر درونی این پهنه امتدادلغز راستگرد می‌باشد. راستای بیشینه تنش کششی محلی از زمان ائوسن تا کنون، حدود ۲۵ درجه دچار چرخش ساعتگرد شده است. قرار گرفتن منطقه قرقروک در محل یک "خم گسلی" در امتداد گسل امتدادلغز راستگرد زاهدان، می‌تواند عامل چرخش ساعتگرد محورهای اصلیتش باشد.

واژه‌های کلیدی: تنش دیرین، ائوسن، گسل زاهدان، قرقروک، سیستم.



Reconstruction of the Eocene-Oligocene Paleostress field in the Horamak-Gharqharok region; Strike-slip faults system in eastern Iran (Zahedan fault)

Keshtgar .Sh ¹; Khatib .M.M ²; Mohammadinia .A ³

1, 3 -Ph.D. student of tectonic, Faculty of Science, Department of Geology, University of Birjand, , Iran

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

Abstract

The study area is exposed in the western margin of the Zahedan dextral strike-slip fault in eastern part of Sistan suture zone. This study investigates the situation of paleo-stress field based on heterogeneous fault slip data and slip-lines in Eocene-Oligocene limestone blocks. The results show the position of the three axes $\sigma_1=45/53$, $\sigma_2=207/35$, $\sigma_3=303/09$. Based on the "right Dihedron" and "rotational optimization" methods, $R'=R(\Phi)=0.43$, which represents the simultaneous compressional -shear stress component in eastern Sistan fold and thrust belt. Accompaniment of tensional structures such as boudinage, shear fractures and Normal faulting, indicate local Tensional stress with N340 direction. This results, show the occurrence of a progressive deformational phases and rotational displacement of the internal elements in this right-lateral strike-slip fault. The local maximum tensional stress direction in this area, rotated clockwise direction, about 25° from Eocene to recent time. The location of Ghargharook area near the fault-bent, along the Zahedan dextral strike-slip fault, can be caused to clockwise rotation of principal stress axis.

Keywords: Paleostress, Eocene, Zahedan fault, Ghargharook, Sistan.

مقدمه

ماگمایی و دگرگونی، این محققین شرق ایران را به ۵ واحد اصلی تقسیم نموده اند (Jentzer et al., 2017):

۱- بلوک لوت، ۲- بلوک افغان، که پی‌سنگ پرکامبرین-نئوپروتروزوئیک و سنگهای دگرگونی رخساره گرانولیت در آن رخنمون دارند. ۳- کمپلکس "نه" که شامل افیولیت و افیولیت ملائزها و رسوبات فلیشی کمی دگرگون شده به سن سنونین-ماستریشتین هستند. ۴- کمپلکس راتوک؛ که از سنگ‌های دگرگونی بشدت دگرشکل شده و بطور محلی تحت شرایط فشار بالا-دما پایین دگرگون شده، افیولیت ملائز و رسوبات دگرگونی سنونین تشکیل شده است. ۵- حوضه سفیدابه؛ که هر دو کمپلکس راتوک و نه را می‌پوشاند و از نهشته‌های مولاس و توریدایت تشکیل شده و بعنوان یک حوضه پیش قوس معرفی شده است.

در مورد زمان بسته شدن اقیانوس (آبراهه فرعی) تا کنون توافق نظری وجود نداشته است بطوری که برخی زمان برخورد لوت و افغان را ائوسن میانی (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983) و برخی اواخر کرتاسه (Zarrinkoub et al., 2012; Angiboust et. al., 2013) می‌دانند. ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2013) معتقد به رخداد فرورانش بین اقیانوسی رو به شرق هستند و ارجمندزاده و همکاران (Arjmandzadeh et al., 2011) فرورانش را دوسویه به زیر بلوکهای لوت و افغان در نظر گرفته اند. اگرچه برخی محققین نیز اعتقادی به رخداد بازشدگی قاره ای در شرق ایران و فرورانش ندارند (خطیب، ۱۳۷۶؛ Bagheri, 2007). از جمله مطالعات ساختاری اخیر انجام شده در پهنه سیستان می‌توان به ، چرخش گسل‌های امتدادلغز در سیستان (Freund, 1970)، محاسبه گسلش فعال در ناحیه بیرجند (Walker and Khatib, 2006) ، ولکانیسم اواخر سنوزوئیک و محاسبه نرخ گسلش فعال در شرق ایران (Walker et al., 2009)؛

مطالعه دگرشکلی‌های درون مناطق برخوردی و همگرای فعال قاره‌ای منجر به شناخت دقیق تر از ماهیت رژیم‌های تششی حاکم در هر دوره خاص زمین‌شناسی خواهد شد. تنسورهای تنش دیرین یک تفسیر دینامیکی (جهت تنش) بمنظور آنالیز کینماتیک (حرکت) ساختارهای شکننده است. محاسبه جهت لغزش بر روی سطوح با استفاده از داده‌های گسلی پایه که در مطالعات صحرایی جمع‌آوری شده ، انجام می‌گیرد. برای مطالعه تنش دیرین با استفاده از برداشت گسل‌ها روش‌های مختلفی وجود دارد ، اما همه آنها بر پایه فرضیات مشابهی استوار هستند از جمله: ۱- لغزش بر روی یک صفحه گسل و در جهت تنش برشی حل شده رخ داده باشد. ۲- گسل‌های خاص برهم کنش حرکتی بر روی یک گسل دیگر نداشته باشند و غیروابسته به سایر گسل‌ها باشند. ۳- بلوک‌های بهم پیوسته توسط گسل دچار چرخش نشده باشند. ۴- میدان تنش فعال کننده گسل بصورت وابسته به زمان (Time-dependent) و هموزن باشند. ۵- گسل‌ها روی سنگهایی برداشت شوند که دارای جنس و سن یکسان باشند یعنی رفتار رئولوژیک مشابهی را دارا باشند. تعداد برداشت‌ها در هر محدوده نباید کمتر از ۴ تا باشد. همچنین چون در برداشت‌های صحرایی همیشه کمی خطا وجود دارد، قبل از انجام تحلیل بایستی هر خش لغز دقیقاً روی صفحه برش قرار گیرد.

تکتونیک شرق ایران پیچیدگی‌های زیادی دارد و آن را متأثر از وجود باریکه‌هایی از اقیانوس نئوتتیس در بین بلوک‌های قاره ای افغان در شرق و لوت در غرب می‌دانند (McCall, 1997) که اوایل کرتاسه باز شده است (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983) بر اساس مطالعات چینه‌شناسی؛ ساختاری و سن سنجی سنگهای



تنش اصلی از زمان الیگو-میوسن تا کواترنر اشاره نموده، بطوری که نقش مهم جابجایی و چرخش عناصر ساختاری درون پهنه های یرشی امتدادلغز را طی دگرشکلی پیشرونده آشکار می سازد. (Jentzer et al., 2017)

هدف انجام این پژوهش بررسی تغییرات و بازسازی میدان تنش دیرین ائوسن-الیگوسن با استفاده از مشاهدات و برداشت های صحرایی گسل های دارای خش لغز در حاشیه شرقی لوت و مقایسه نتایج بدست آمده با سایر مطالعات انجام شده مناطق همجوار در پهنه سیستان می باشد.

روش کار

با هدف تحلیل تنش دیرین، در کل محدوده مطالعاتی تعداد ۶۵ عدد خش لغز گسلی (برداشت ها شامل: امتداد و شیب صفحه گسل، زاویه ریک و جهت پلانژ خش لغز، تعیین نوع حرکت گسل) از بلوک های هموزن آهکی ائوسن برداشت شد و در نهایت تعداد ۵۳ گسل دارای خش لغز و پله مطمئن بمنظور پردازش انتخاب گردید. پس از تصحیح خطاهای صحرایی، کلیه داده های گسل ها (قبل و بعد از اعمال برگردان به حالت اولیه) پردازش شدند.

با توجه به اینکه خش لغزهای گسلی برداشت شده فقط مربوط به زمان ائوسن هستند در طی تاریخچه دگرشکلی منطقه، پدیده هایی نظیر چین خوردگی و چرخش لایه بندی رخ داده است. بنابراین لازم است قبل از تحلیل داده ها، عامل چرخش لایه اعمال گردد. بدین منظور بصورت دستی بر روی شبکه استریونت لایه بندی به صورت افقی درآید و همزمان بسته به میزان شیب لایه بندی در هر بخش از منطقه، ریک بردار لغزش به همان میزان به حالت اولیه برگردانده شود. سپس نقطه محل تقاطع صفحه گسل و لایه بندی با نقطه ریک بردار لغزش بدست آمده جدید بر روی یک دایره بزرگ قرار داده شود. در نهایت موقعیت اولیه

میدان تنش دیرین نئوژن در شمال زمیندرز سیستان (Jentzer et al., 2017)، مطالعه افیولیت ملانژهای کمپلکس راتوک (Angiboust et al., 2013)، سن سنجی دگرگونی های فشار بالا و فرآیندهای مخلوط شدگی تکتونیکی کمپلکس راتوک (Brocker et al., 2013)؛ معرفتی اوروکلاین شرق ایران (Bonnet et al., 2018)، تحلیل تنش دیرین در منطقه شیرشتر (سهیمی و همکاران، ۱۳۹۸) و تاریخچه تکتونو-ماگمایی کمپلکس ماهرود (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۸) اشاره نمود.

سامانه گسل های امتدادلغز شرق ایران بعنوان یکی از مناطق کلاسیک زمین شناسی ساختاری از قدیم مورد توجه زمین شناسان خارجی و داخلی بوده است که از جمله مهمترین مطالعات انجام شده می توان به "چرخش گسل های امتدادلغز سیستان، جنوب شرق ایران" اشاره نمود (Ferund, 1970).

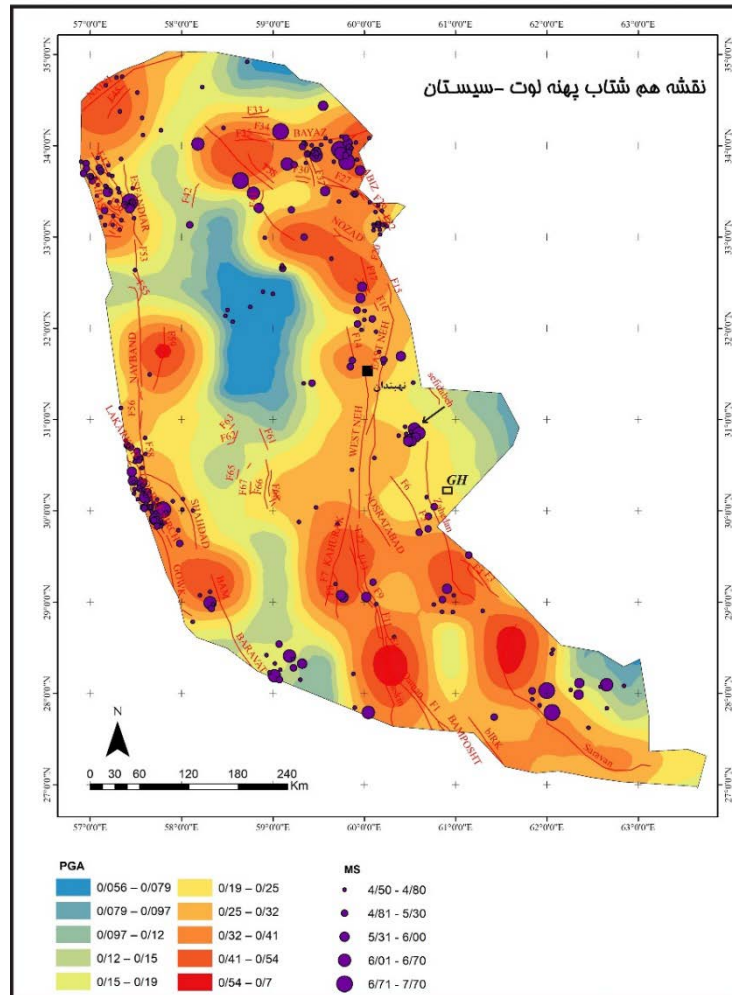
مطالعات انجام شده توسط (Freund, 1970) در شرق ایران حاکی از نحوه عملکرد و جهت یابی و چرخش گسل های امتدادلغز اصلی (با راستای N-S) و شکستگی- های برشی فرعی می باشد. بر این اساس راستای تنش فشارشی اصلی در شرق ایران حدود N40 می باشد بطوری که جهت یابی گسل های امتدادلغز راستگرد از N173 تا N230 و قرارگیری گسل های امتدادلغز چپگرد از N270 تا N320 بدست آمده است. علاوه بر این محور چین هایی که توسط گسل های راستگرد بریده و جابجا شده اند بین N280 تا N330 و محور چین هایی که توسط گسل های چپگرد بریده و جابجا شده اند بین N018 تا N348 قرار گرفته اند (Freund, 1970). نتایج بدست آمده از مطالعات این پژوهش با نتایج مطالعات انجام شده توسط (Freund, 1970) سازگاری دارد. از سایر کارهای ساختاری انجام شده در شرق ایران می توان به چرخش محور فشارش بیشینه

ماسه‌سنگ، سیلتستون، کنگلومرا، مارن و آهک‌های نومولیت و آلئولین دار کرم رنگ، تشکیل شده‌اند. در بعضی نقاط، سکانسی از گدازه‌های آتشفشانی بازیک بصورت میان لایه در آنها وجود دارد که بر روی تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۳) بخوبی قابل تشخیص است (سکانس ولکانو-سدیمت زیردریایی). بر اساس روابط صحرائی، بدلیل عدم وجود دگرگونی مجاورتی حرارتی در کنتاکت بین آهک‌های ائوسن و گدازه‌های الیگوسن، کنتاکت آنها تکتونیک و بصورت گسله است. مطالعات انجام شده توسط (باقری و بخشی، ۱۳۸۰) ماگمای مافیک نیمه عمیق-خروجی که از کوه لار تا حرمک-قرقروک، (باسن الیگو-میوسن) رخنمون دارند را از نوع لامپروفیرهای شوشونیتی دانسته و آن را مشابه بازالت‌های طغیان رودخانه‌ای (Colombia- river) می‌دانند.

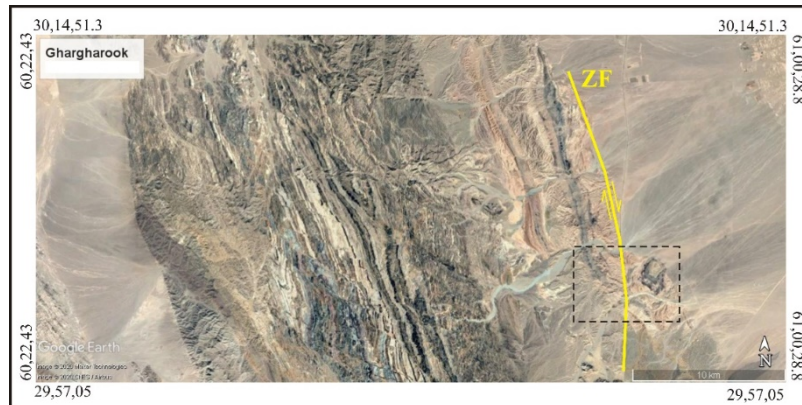
صفحات گسلی و نیز روند و میل خش لغزهای جدید بدست می‌آید. برای استفاده از نرم‌افزار win-tensor و Tectonics Fp مشخصات کلیه صفحات گسلی (قبل و بعد از اعمال چرخش) به صورت Dip و Dip-Dir تبدیل شدند.

زمین شناسی منطقه

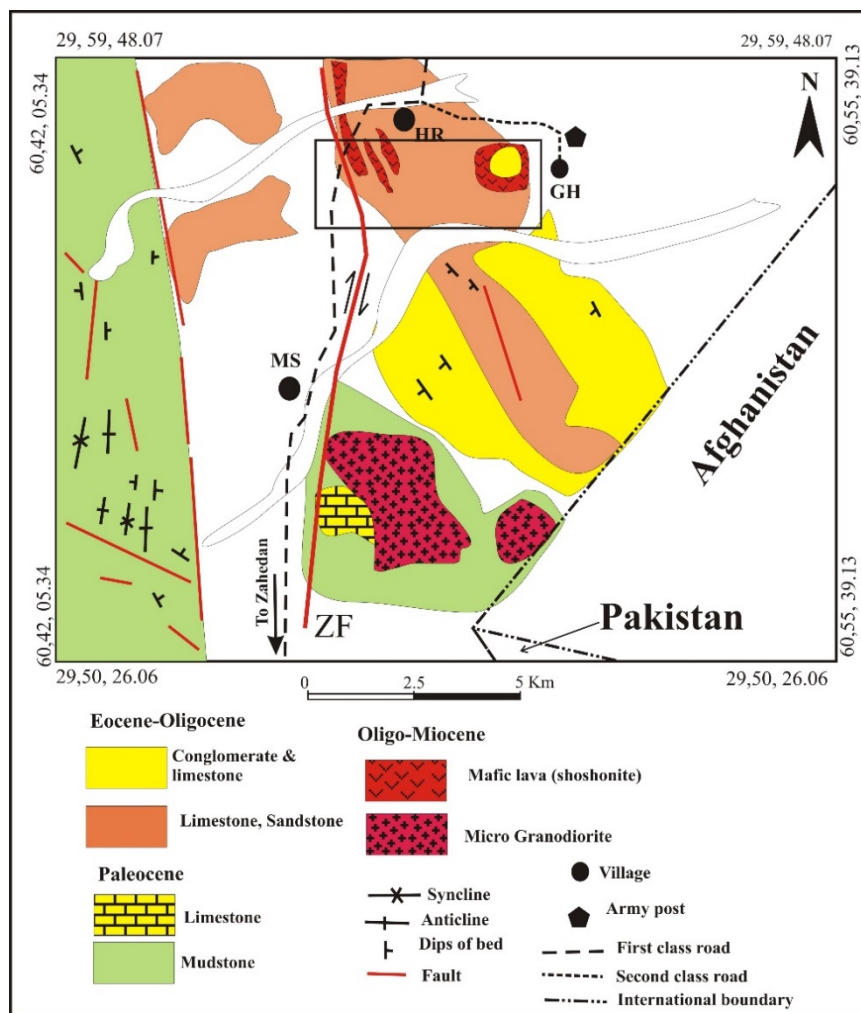
محدوده مورد مطالعه در استان سیستان و بلوچستان و در فاصله حدود ۵۳ کیلومتری شمال زاهدان قرار دارد در حاشیه شرقی پهنه چین خورده-رانده سیستان رخنمون دارد (شکل ۱ و ۲). این محدوده در نقشه چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان (Behruzi, 1993) قرار می‌گیرد. در محدوده مورد مطالعه رسوبات فلیشی پالتوسن- ائوسن-الیگوسن، گسترده‌ترین واحد سنگی می‌باشند که از تناوب شیل،



شکل ۱: نقشه هم شتاب لرزه ای تهیه شده برای پهنه لوت-سیستان که پراکندگی کانونهای لرزه ای و موقعیت محدوده مورد مطالعه (کادر سیاه رنگ) در مرز شرقی پهنه چین خورده-رانده سیستان را نشان می دهد.



شکل ۲: تصویر ماهواره ای Google Earth شرق پهنه سیستان، رسوبات فلیشی ائوسن-الگوسن و ماگماتیسم تیره رنگ شوشونیتی الیکو-میوسن در تصویر مشخص است؛ ZF: خم گسلی (Fault bent) ناشی از گسل زاهدان، کادر نقطه چین سیاه رنگ: محدوده مورد مطالعه.

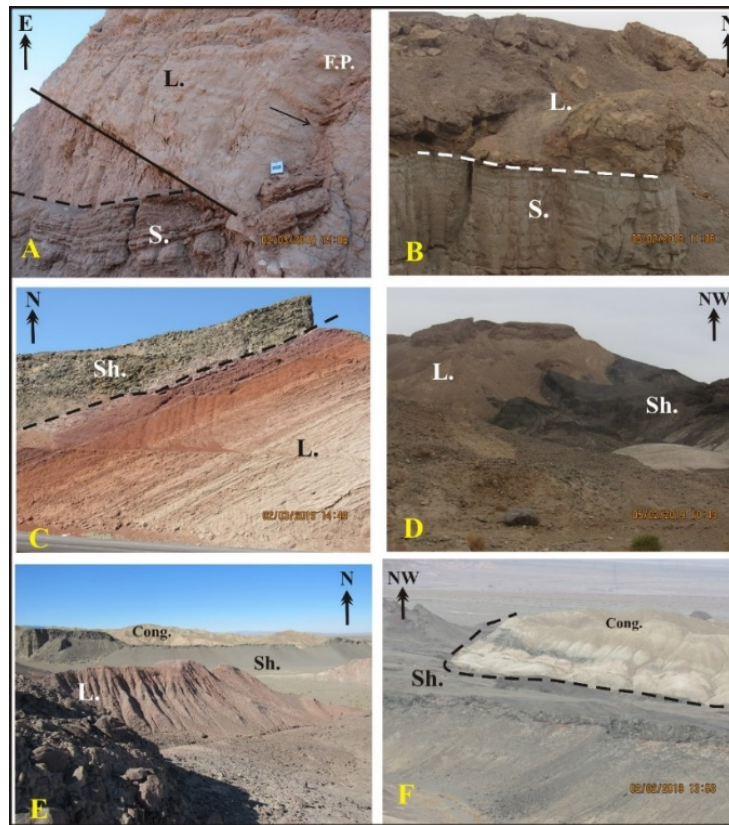


شکل ۳. نقشه‌ی زمین‌شناسی و ساختاری منطقه قرقروک، کادر روی نقشه، محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد، ZF: گسل زاهدان، GH: قرقروک، HR: حرمک.

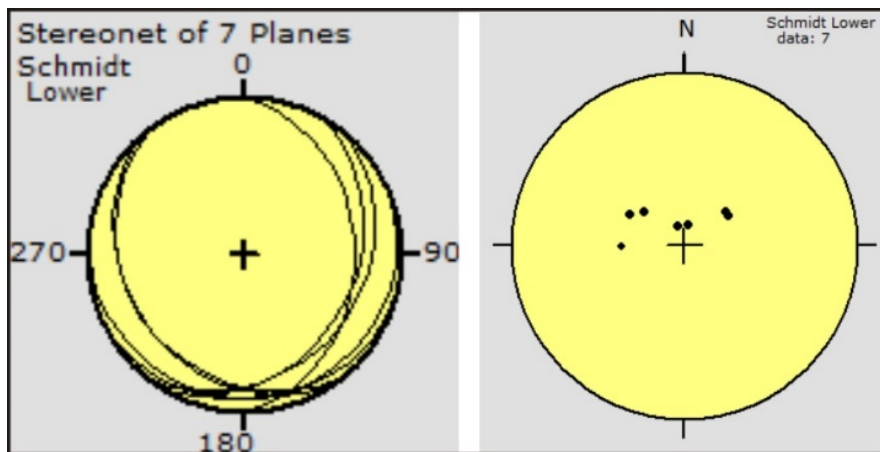
بحث

تنش و جهات تنش‌های اصلی را بدست آوریم (Yamaji et al., 2005). بر اساس مشاهدات صحرایی وضعیت لایه بندی و بالآمدگی رسوبات از کف رودخانه در منطقه قرقروک در شکل ۴ نشان داده شده است. بر اساس برداشت‌های صحرایی بطور کلی لایه‌بندی رسوبات ماسه سنگ و کنگلومرای آهکی منطقه دارای دو روند متفاوت است و شیب آنها بین ۱۰ تا ۳۰ درجه متغیر می‌باشد (شکل ۵).

در روش تحلیل تنش دیرین بر اساس لایه‌های کج شده، فرض بر این است که تنش دیرین عامل گسلش، روی لایه‌های چین خورده یکنواخت اثر می‌کند بطوری که مجموعه گسل‌هایی را داریم که قبل تا همزمان با چین خوردگی تشکیل شده‌اند. بنابراین با انجام برگردان کج-شدگی ها می‌توانیم نسبت فاکتور شکل، شکل بیضوی



شکل ۴: A) مرز گسله (خط ممتد) بین ماسه سنگ های ائوسن (S) و آهک های الیگوسن (L) غرب قرقروک، (خط چین لایه بندی ماسه سنگ و علامت F.P. سطح یک گسل امتداد لغز چپ گرد را نشام میدهد. B) توالی رسوبی جنوب قرقروک، مرز بین ماسه سنگ های ائوسن (S) و آهک های الیگوسن (L) جنوب منطقه، C) - کنتاکت بین گدازه های مافیک (Sh.) و ماسه سنگ های آهکی (L)؛ D) روانه گدازه های مافیک خروجی الیگوسن (Sh.) قرقروک که بر روی سطح شیب آهک- های ائوسن (L) جریان یافته اند، E) کنتاکت گسلی کنگلومرای آهکی ائوسن-الیگوسن و ماگمای مافیک شوشونیتی (Sh.) قرار گرفته، ماسه سنگ های آهکی (L) . F) چین خوردگی بزرگ مقیاس همزمان کنگلومرای ائوسن-الیگوسن و گدازه- های شوشونیتی الیگو-میوسن .



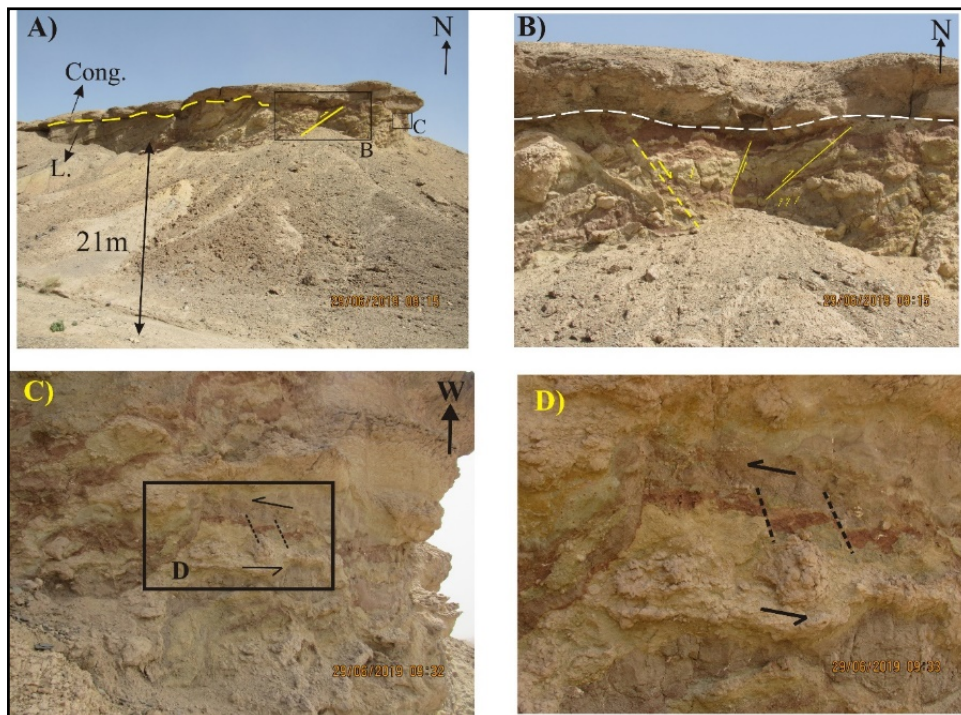
شکل ۵: وضعیت لایه بندی در رسوبات ائوسن - الیگوسن منطقه قرقروک.



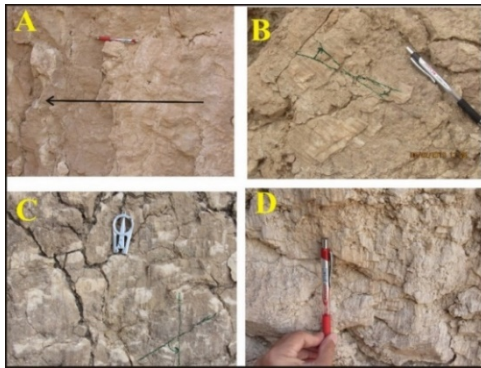
عناصر ساختاری مرتبط با پهنه‌های برشی

درجه نسبت به راستای برش اصلی ایجاد می‌شوند (شکستگی‌های نوع T). شکستگی‌های برشی (Shear fracture) با محور بیشینه تنش اصلی (σ_1) زاویه حدود ۳۰ درجه دارند و محور کوچکترین تنش اصلی (σ_3) عمود بر آن است. بر اساس مشاهدات صحرائی در منطقه مورد مطالعه، هر دو نوع ساختارهای فشرده‌گی و کشیدگی وجود دارد بطوری که شکستگی‌های نوع برشی با مشخصات N90 (شکل ۶) و گسلش معکوس با مشخصات N10E/31SE در آهک‌های دارای لایه بندی با مشخصات N75E/25 SE (شکل ۷) در جنوب محدوده قرقروک با هم وجود دارند. وجود این ساختارها در پهنه برخوردی سیستم نقش مهم گسلش امتدادلغز را در رخداد دگرشکلی‌های پیشرونده و برخاستگی منطقه تأیید می‌کند.

توزیع و میزان دگرریختی در قسمت‌های مختلف پهنه‌های برشی متفاوت است که حاصل تغییر در نسبت برش ساده به برش محض می‌باشد. با توجه به اینکه در این پهنه‌ها، چرخش عناصر ساختاری و تغییر در الگوهای تنش رخ می‌دهد، بازسازی تنش دیرین در این پهنه‌ها می‌بایست با دقت زیاد انجام گیرد تا بتوان به تفسیر ساختاری صحیح دست یافت. در رژیم تکتونیکی برش ساده ساختارهای فشرده‌گی نظیر گسلش معکوس و راندگی، چین‌خوردگی به موازات محور کوچک بیضوی تنش و ساختارهای کشیدگی مانند گسلش نرمال و شکستگی‌های کششی به موازات محور بزرگ بیضوی تنش جهت‌گیری خواهند داشت. فضا‌های شکستگی‌های کششی و رگه‌ها با زاویه ۴۵



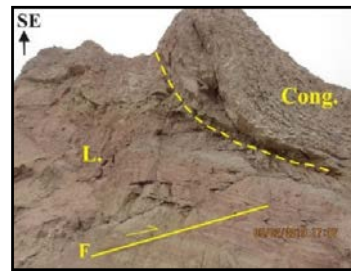
شکل ۶: A) بالا آمدگی و گسلش کنگلومرای نوژن (Cong) و آهک ائوسن-الیگوسن (L) و دگرشیبی زاویه دار بین آنها (خط چین) در جنوب منطقه، علامت F. سطح بلوک گسلی بالاآمده معکوس مزدوج را نشان می‌دهد. کادرها نشانگر محدوده‌های بزرگ شده در تصاویر بعدی هستند؛ B) بلوک گسلی بالاآمده معکوس مزدوج جنوب منطقه؛ C) شکستگی‌های برشی بودین شده در آهک‌های ائوسن، کادر روی عکس نشانگر محدوده نشان داده شده در تصویر بعدی است؛ D) تصویر بزرگ شده از عکس C که بودیناژ و گسلش را در پهنه برشی نشان می‌دهد.



شکل ۹: تصاویری از انواع گسل‌های موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه با پله و خش لغزهای گسلی. (A) گسل امتدادلغز راستگرد (B) گسل امتدادلغز چپگرد با مولفه شیئی (C) گسل معکوس قائم (D) گسل نرمال قائم.

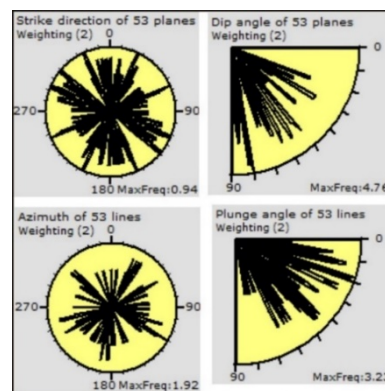
روش‌های تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش

اطلاعات گسل‌های برداشت شده در جداول ۱ (قبل از اعمال برگردان به حالت اولیه) و ۲ (بعد از اعمال برگردان به حالت اولیه) نشان داده شده است. روش دو وجهی راست (R.dihedron) برای تعیین میزان احتمال جهت‌گیری محورهای اصلی تنش کاربرد دارد. مزیت این روش این است که می‌توان فاکتور شکل میدان تنش (R) محاسبه شود، بطور همزمان با هم شکستگی‌های کششی و فشارشی با داده‌های خش لغز مورد استفاده قرار گیرد. در روش بهینه-سازی چرخشی (R.optim.) عملکردهای مختلف بر اساس ماهیت ساختار زمین ساختی استفاده شده، بهینه‌سازی می‌شود. عملکرد مرکب (F5) اجازه انجام همزمان به حداقل رساندن زاویه عدم انطباق برای خش لغزها، به حداکثر رساندن تنش برشی برای صفحات گسلی و شکستگی‌های برشی، به حداقل رساندن تنش نرمال برای شکستگی‌های کششی و به حداکثر رساندن تنش نرمال برای شکستگی‌های فشارشی و استیلولیت را فراهم می‌سازد. در واقع مقدار عملکرد مرکب (F5) نشان می‌دهد که آیا داده‌های ما قابل مقایسه با تنسور تنش هستند یا خیر.



شکل ۷: گسلش راندگی (معکوس) در آهک‌های ائوسن، جنوب منطقه (N10E/31SE). L: آهک ائوسن، Cong: کنگلومرای الیگوسن.

در محدوده مورد مطالعه هر سه نوع گسل نرمال، معکوس و امتدادلغز در منطقه وجود دارد اما بلحاظ آماری و برترتیب، تعداد گسل‌های نرمال و امتدادلغز بیشتر می‌باشد (شکل ۸). در این شکل نمودار گلسرخی مربوط به صفحات گسلی و خش لغزها صفحات گسلی برداشت شده از منطقه، نیز نشان داده شده اند. از مهمترین نکاتی که در مورد گسل‌های نرمال و معکوس در منطقه قرقروک وجود دارد، این است که شیب شکستگی‌ها در نمودارهای گلسرخی اکثراً بالاتر از ۴۵ درجه است. دلیل شیب غیرعادی و زیاد صفحات گسل‌های نرمال و معکوس (۸۰ تا ۹۰ درجه) (شکل‌های C-۹ و D-۹) را می‌توان به عامل چرخش بلوک‌های گسلی آهکی در حین رخداد یک دگرشکلی پیشرونده در مجاورت گسل امتدادلغز زاهدان نسبت داد.



شکل ۸: نمودار گلسرخی برای کلیه گسل‌های منطقه قرقروک در نیمکره پایین شبکه اشمیت؛



قرار گرفته است، مطابقت دارد. موقعیت روند/میل محورهای اصلی تنش به همراه مقادیر بدست آمده برای نسبت تفاضلی تنش ها یا همان فاکتور شکل میدان (R)، در جدول ۳ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می-شود انطباق خوبی بین نتایج حاصل از دو روش دو وجهی راست (R.dihedron) و روش بهینه‌سازی چرخشی (R.optim.) بدست آمده است.

نتایج بدست آمده توسط هر دو روش انطباق قابل قبولی با هم دارند و رخداد یک رژیم تنش کششی-برشی محلی (نه ناحیه ای) با راستای حدود N340 (قبل از اعمال چرخش داده‌ها)، تا حدود N315 (بعد از اعمال چرخش داده‌ها) از زمان ائوسن را نشان می دهد (شکل های ۱۰ و ۱۱). این راستای تنش با نوع رژیم زمین ساختی پهنه سیستان و اینکه منطقه مورد مطالعه در کنار ساختار "خم گسلی" (Fault bent) امتدادلغز راستگرد زاهدان با راستای N-S

جدول ۱: مشخصات گسل‌های برداشت شده از منطقه (قبل از اعمال برگردان به حالت اولیه)؛ علائم: Strike/Dip=امتداد و شیب صفحه گسل، Azimut/Dip=آزیموت و شیب صفحه گسل، Dip Direction=جهت شیب صفحه گسل، Dip=مقدار شیب صفحه گسل، Azim./R.=آزیموت روند خش لغز، Plunge/R.=مقدار میل خش لغز، Sence=جهت حرکت و نوع گسل، Rake=زاویه ریک خش لغز، GPS-موقعیت جغرافیایی برداشت شده.

ID	Strike/Dip	Azimuth/Dip	DipDirection	Dip	Azim./R.	Plunge/R.	Sence	Rake	GPS
F1	N80E/90	80/90	170	90	80	0	D	0	166E
F2	N75W/60NE	285/60NE	15	60	318	40	S	50N	
F3	E-W/40S	90/40S	180	40	198	40	N	76S	
F4	N25E/80SE	25/80SE	25	80	92	90	S	85N	168E
F43	N70E/40NW	70/40NW	340	40	282	24	S	40S	193E
F11	N20W/82NE	340/82NE	70	82	94	90	N	85S	174NE
F12	N40E/44NW	40/44NW	310	44	5	30	D	40N	175NE
F13	N15W/70NE	345/70NE	75	70	74	70	N	90	
F15	N75W/77SW	285/77SW	195	77	194	78	N	90	
F16	N15W/70SW	345/70SW	255	70	346	0	S	0	177NE
F17	N70E/60NW	70/60NW	340	60	340	60	X	90	
F18	N20W/40NE	340/40NE	70	40	70	40	N	90	
F19	N30E/80SE	30/80SE	120	80	30	0	D	0	178NE
F20	N65E/60SE	65/60SE	155	60	88	33	S	40N	181W
F21	N35E/90	35/90	125	90	125	90	I	90	
F24	N30W/70NE	330/70NE	60	70	332	0	N	0	
F25	N30E/45SE	30/45SE	120	45	60	26	D	40N	185W
F26	N60W/63NE	300/63NE	30	63	108	20	D	20S	
F27	N24W/80SW	336/80SW	246	80	338	6	D		
F28	N53w/55NE	307/55NE	37	55	320	20	S	24N	185W
F30	N65E/35SE	65/35SE	155	35	208	23	N	58S	
F31	N25W/60SW	335/60SW	65	60	60	60	I	75N	
F32	N70W/65NE	290/65SE	20	65	102	16	S	18S	188W
F33	N55W/53SW	305/53SW	305	53	255	40	N	72N	
F34	E-W/60N	90/60N	0	60	80	18	S	20N	
F37	N5E/70SE	05/70SE	95	70	160	50	D	54S	188W
F38	N30W/43SW	330/43SW	240	43	234	44	N	86S	



F39	N35E/62SE	35/62SE	125	62	204	20	S	23S	199W
F40	N10W/68NE	350/68NE	80	68	120	60	I	70S	
F41	N-S/74W	00/74NW	270	74	218	68	X	72S	
F42	N10E/31SE	10/31SE	100	31	10	0	X	0	
F50	N50E/62NW	50/62NW	320	62	300	60	S	80N	
F51	N-S/55W	00/55W	270	55	338	30	N	38N	
F52	N35E/73SE	40/73SE	125	73	144	72	D	86S	
F53	N75W/85SW	285/85SW	195	85	234	83	N	86N	
F54	E-W/40S	90/40S	180	40	192	40	S	80S	
F5	N15W/55NE	345/55NE	75	55	4	22	S	28N	
F6	N15E/65SE	15/65SE	105	65	180	24	D	28S	
F7	N60W/55SW	300/55SW	210	55	210	55	N	90	
F8	E-W/40N	90/40N	0	40	24	38	I	70N	
F9	N45E/20SE	45/20SE	135	20	192	10	I	34S	
F60	N55W/90	305/90	215	90	306	20	I	20N	257 S
F61	N80W/90	280/90	280	90	10	12	D	66S	258 S
F63	N-S/ 80 E	00/80E	90	80	0	0	D	0	259 S
F64	N-S/55 E	00/55E	90	55	83	55	I	64N	260 S
F65	E-W/ 35 N	90/35N	0	35	38	29	I	65N	261 S
F66	N65E/65NW	65/65NW	335	65	328	65	I	87S	
F67	N70E/05 NW	70/05NW	340	5	28	4	N	40N	
F68	N70W/ 65SW	290/65SW	200	65	188	65	N	86S	
F69	N65W/ 80NE	295/80NE	35	80	80	35	N	90	
F70	N30W/32SW	330/32SW	240	32	210	30	D	65S	
F71	N30E/60NW	30/60NW	300	60	260	52	N	66S	

جدول ۲: مشخصات گسل‌های برداشت شده از منطقه (بعد از اعمال برگردان به حالت اولیه).

Dip Direction = جهت شیب صفحه گسل، Dip = مقدار شیب صفحه گسل، Azim./R. = آزیموت روند خش لغز،

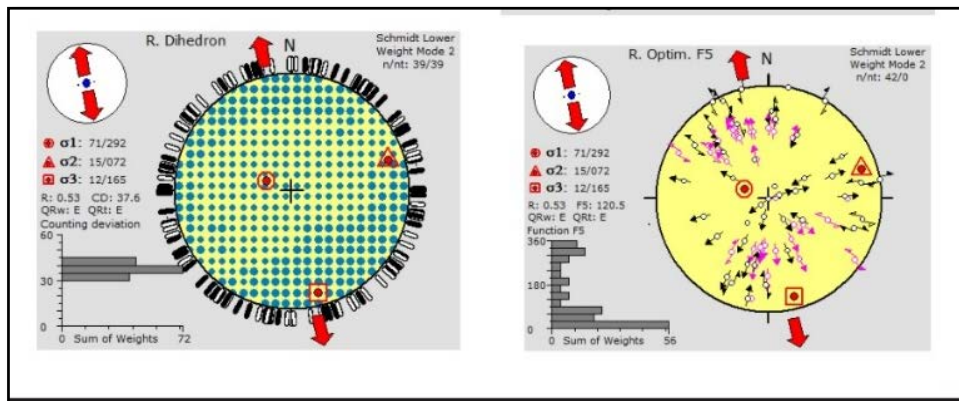
Plunge/R. = مقدار میل خش لغز، Sence = جهت حرکت و نوع گسل، Rake = زاویه ریک خش لغز،

Restoration = برگردان به حالت اولیه، Bedding = امتداد و شیب لایه بندی رسوبی، GPS - موقعیت جغرافیایی .

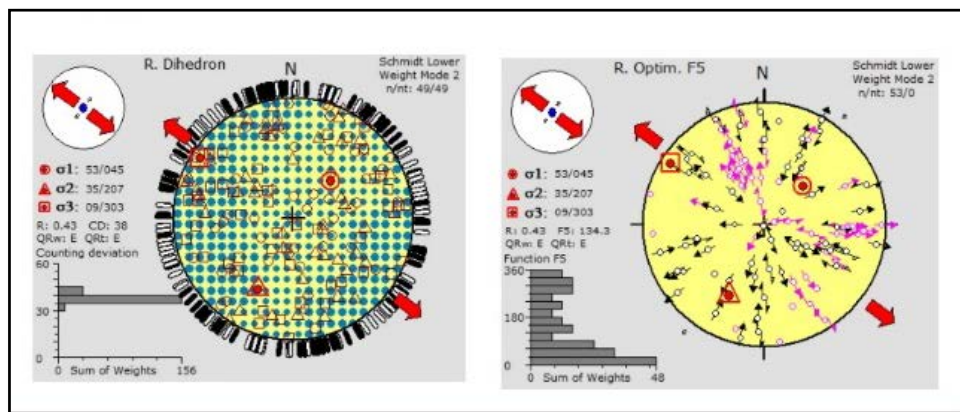
ID	Dip Direction	Dip	Azim./R.	Plunge/R.	Sence	Rake"	Restoration.	Bedding	GPS
F1	350	85	80	30	D	30N	N80E/85NW	N-S / 30 W	166E
F2	30	60	310	18	S	18N	N60W/60NE		
F3	150	50	69	11	N	60S	N60E/50SE		
F4	298	72	270	70	S	80S	N28E/72NW		
F43	200	20	254	10	S	35N	N70W/20SW		
F5	74	65	352	34	S	38N	N16W/65NE		
F6	102	56	182	12	D	16S	N12E/56SE	N80W/10SW	257- S
F7	216	45	214	45	N	84S	N54W/45SW		
F8	15	48	22	48	I	80S	N75W/48NE		
F9	108	40	192	6	I	7S	N18E/40SE		
F60	218	80	304	26	D	25N	N52W/80SW		



F61	194	80	127	64	S	66S	N76W/80SW	N80W/10SW	258-S
F63	85	70	356	10	D	10N	N05W/ 70 E		259-S
F64	80	55	33	44	I	76N	N10W/55 NE		260-S
F65	0	50	34	44	I	66N	E-W/50 N		261-S
F66	343	62	316	58	I	78S	N73E/62NW		
F67	4	25	24	22	N	70S	N86W/25NE		
F68	204	55	190	54	N	82S	N66W/ 55SW		
F69	295	90	130	86	N	86S	N65W/ 90		
F70	255	25	208	20	D	46S	N15W/25SW		
F71	305	64	246	48	N	54S	N35E/64NW		
F11	64	70	118	58	N	62S	N26W/70NE		174-NNE
F12	336	50	28	38	D	52N	N66E/50NW	N40E/25SE	
F13	63	55	100	38	N	66S	N27W/55NE		175-NNE
F15	204	65	160	56	N	66S	N66W/65SW		
F16	260	80	346	18	S	20N	N10W/80SW		
F17	336	86	54	75	X	76N	N66E/86NW		
F18	38	30	82	22	N	48S	N52W/30NE		177-NNE 178-NNE
F19	114	60	44	4	D	6N	N24E/60SE		
F20	170	20	100	6	S	22N	N80E/20SE		
F21	122	65	120	64	I	87S	N32E/65SE		
F25	100	60	58	52	N	66N	N10E/60SE		181-W
F26	34	85	120	32	N	32S	N60W/85NE		
F27	246	80	335	6	D	06N	N24W/80SW		
F28	40	80	314	18	D	18N	N50W/80NE		
F29	60	90	60	90	S	25N	N60E/90		
F30	154	40	232	10	N	15S	N64E/40SE		
F31	270	34	254	38	I	85N	N20W/34SW	N35W/25SW	
F32	22	83	110	30	S	30S	N68W/83NE		185-W
F33	200	30	240	25	N	54N	N70W/30SW		
F34	12	78	92	40	S	40S	N78W/78NE		
F37	90	90	180	40	D	40S	00/90		
F38	248	20	242	22	N	86S	N22W/20SW		188-W
F39	114	30	30	2	S	05N	N24E/30SE		
F40	257	86	170	60	I	60S	N13W/86SW		
F41	278	55	225	42	X	55S	N08E/55NW		
F42	84	50	8	16	X	22N	N06W/50NE		
F49	65	90	155	79	S	25N	N65E/80SE		
F50	320	60	290	54	N	72S	N50E/60NW		
F51	285	40	310	36	D	60N	N15E/40NW	199-W	
F52	120	84	194	62	N	62S	N30E/84SE		
F53	190	68	258	43	S	38N	N80W/68SW		
F54	146	30	184	24	I	56S	N56E/30SE		



شکل ۱۰: نتایج تحلیل تنسور تنش برای گسل‌های منطقه قرقروک "قبل" از اعمال برگردان به حالت اولیه (Restoration)



شکل ۱۱: نتایج تحلیل تنسور تنش برای گسل‌های منطقه قرقروک "بعد" از اعمال برگردان به حالت اولیه (Restoration)

جدول ۳: مشخصات محورهای اصلی تنش قبل و بعد از اعمال چرخش داده‌ها بر اساس داده‌های روش R.Dih.

Pre-rotation				After-rotation			
σ_1	σ_2	σ_3	R	σ_1	σ_2	σ_3	R
71/292	15/72	12/165	0.53	53/45	35/207	09/303	0.43



شاخص شکل بیضوی تنش (R')

برای $R'=2$ امتدادلغز فشاری ، $R'=2.5$ برای فشاری محض تعیین شده است. مقادیر محاسبه شده برای منطقه مورد مطالعه در جدول ۴ خلاصه شده است. بر این اساس مقدار $R'=0.43$ مشابه مقدار بدست آمده برای R می باشد ($R=R'$) و آن را تایید می نماید.

این شاخص عددی تابعی از موقعیت محورهای اصلی تنش و شکلی از بیضوی تنش است که توسط (Delvaux, 1997) بصورت زیر تعریف شده است :

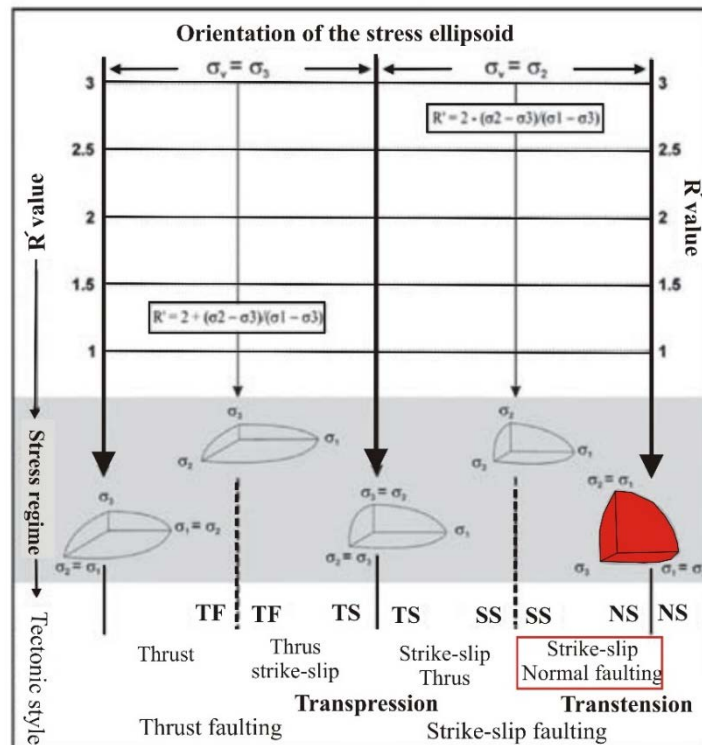
در نتیجه با مقایسه مشاهدات صحرایی و تحلیل استریوگراف ها، وقوع رژیم زمین ساختی امتدادلغز کششی (بصورت محلی نه ناحیه ای) در این بخش از پهنه سیستان برای منطقه قرقروک قابل اثبات است (شکل ۱۲).

الف- اگر σ_1 قائم باشد (رژیم تنش کششی): $R=$
 ب- اگر σ_2 قائم باشد (رژیم تنش امتدادلغز): R'
 ج- اگر σ_3 قائم باشد (رژیم تنش فشاری): $R'=2-R$
 $R'=2+R$

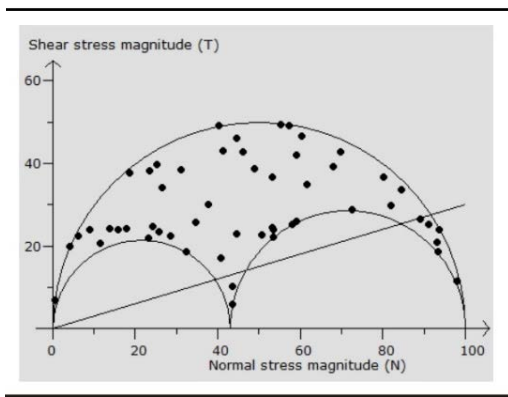
مقادیر عددی $R'=0.5$ برای کشش محض ، $R'=1$ برای کشش امتدادلغز ، $R'=1.5$ برای امتدادلغز محض ،

جدول ۴: پارامترهای محاسبه شده و نوع رژیم تکتونیکی (محلی) بدست آمده از داده‌های منطقه قرقروک

Pre-rotation							
R	R'	R'- Index	n/nt	SHmax	SHmin	Reg.	Tectonic regime
0.53	0.53	$R=R'$	42/0	78	168	NF	Tensional
After-rotation							
0.43	0.43	$R=R'$	53/0	37	74	NF	Tensional



شکل ۱۲: نمودار تعیین رژیم های تنش، نوع گسلش بر اساس اندیس رژیم تنش (R') و جهت یابی بیضوی تنش در منطقه مورد مطالعه (قرمز رنگ) که یک رژیم امتدادلغز با مولفه کششی غالب را نشان می دهد؛ با تغییرات اقتباس از (Delavaux, 1997).



شکل ۱۳- دایره مور سه بعدی برای گسل های منطقه مورد مطالعه که رژیم امتدادلغز (wrench) را نشان می دهد.

دایره مور

برای بررسی وضعیت قرارگیری محورهای تنش و بدست آوردن رژیم تنش حاکم و فاکتور شکل (R) می توان از نمودار موهر نیز استفاده نمود. برای رسم دایره

موهر از پردازش داده های گسلی منطقه قرقروک توسط نرم افزار wintensor 8 بهره گرفته شد که در شکل ۱۳ نشان داده شده است. بر این اساس رژیم زمین ساختی امتدادلغز (Wrench) برای کل داده های محدوده مورد مطالعه بدست آمده است.

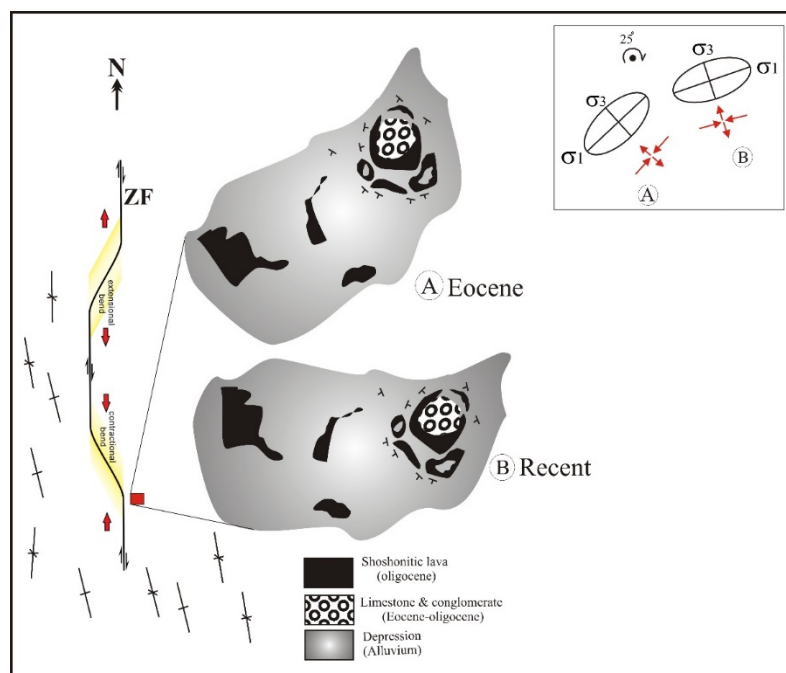
نتایج

نتایج حاصل از تحلیل تنش دیرین در آهک های ائوسن منطقه قرقروک واقع در پهنه چین خورده-رانده سیستان حاکی از غالب بودن حرکات امتدادلغز در شرق ایران است.

برش نقش داشته‌اند گرچه در محدوده مورد مطالعه، بطور محلی، نقش مولفه کششی موثرتر و غالب‌تر می‌باشد. تحلیل تنش دیرین در نهایت موجب شناسایی یک فاز تنش کششی غالب با راستای حدود N340 (قبل از اعمال چرخش داده‌ها)، تا حدود N315 (بعد از اعمال چرخش داده‌ها) از زمان ائوسن را نشان می‌دهد. بنابراین بنظر می‌رسد عناصر ساختاری و موقعیت اولیه محوره‌های اصلی تنش درون این پهنه برشی راستگرد، طی رخداد یک دگرشکلی پیشرونده دچار چرخش شده‌اند بطوری که راستای تنش کششی قائم "محلی"، از زمان ائوس تا کنون حدود ۲۵ درجه دچار چرخش ساعتگرد شده است و دلیل آنرا می‌توان قرار گرفتن منطقه قرقروک در محل یک ساختار "خم گسلی" در امتداد گسل امتدادلغز راستگرد زاهدان دانست.

مدل پیشنهادی و نقشه ساختاری محوره‌های تنش دیرین ائوسن-الیگوسن منطقه قرقروک در شکل ۱۴ ارائه شده است.

با توجه به رژیم زمین ساخت فشارشی ناحیه ای (حدود N40) ناشی از برخورد بلوک‌های لوت و افغان در زمان ائوسن میانی-بالایی در شرق ایران، و فعال بودن گسل‌های امتدادلغز اصلی شمالی-جنوبی نظیر گسل‌های زاهدان و نهبندان در شرق لوت و گسل هریرود در شرق ایران، تحلیل تنش دیرین از پیچیدگی‌هایی برخوردار است که می‌بایست مدنظر قرار گیرد. از جمله این که الگوی گسل خوردگی منطقه ممکن است توسط حوادث دگرشکلی بعدی تحت تاثیر قرار گیرد و بسته به موقعیت صفحه گسل نسبت به میدان تنش، فراخاست متفاوت و چرخش بلوک‌های گسلی در بخش‌های مختلف پهنه‌های برشی شود. بر اساس این پژوهش، مقدار مولفه شکل میدان $R=0.43$ (Φ) و موقعیت روند و میل محوره‌های اصلی $\sigma_1=45/53$ ، $\sigma_2=207/35$ و $\sigma_3=303/09$ و با استفاده از روش "دووجهی راست" و همچنین روش "بهینه‌سازی چرخشی"، مقدار فاکتور شکل $R(\Phi)=0.43$ بدست آمده است. این امر نمایانگر محیط زمین ساختی امتدادلغزی است که در آن هم مولفه فشارش و هم مولفه



شکل ۱۴: مدل ساختاری پیشنهادی سیستم فشارشی-برشی ناحیه ای و کشش محلی غالب منطقه قرقروک، جهت یابی بیضوی تنش و چرخش محور اصلی تنش به مقدار ۲۵ درجه از زمان ائوسن (A) تا عهد حاضر (B)؛ کادر قرمز رنگ: موقعیت منطقه قرقروک کنار خم گسلی (Fault bent) زاهدان، ZF: گسل زاهدان.

2011. Two-asymmetric subduction: implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut Block, eastern Iran, *J. of Economic Geology*, 1, 1-14.

Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J. C. M., Omrani, J., & Plunder, A., 2013. Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic "mélange" Eastern Iran, *Lithos*, 156, 139-158.

Bonnet, G., Agard, P., Angiboust, S., Monie, P., Jentzer, M., Omrani, J. & Fournier, M., 2018. Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: The Sistan example (Eastern Iran), *Lithos*, 310, 269-287.

Bagheri, S. The exotic Paleo-Tethys terrane in central Iran: newgeological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas, 2007. Ph.D.

Bagheri, S. & Damangol, S.H., 2020. The eastern Iranian Orocline . *Earth –Science Review*, 210, 1- 43.

Bagheri, S., Aref Nejad, M. & Yabaloui, M., 2009. Tectonic history of the Lut Block in Nehbandan area, Eastern Iran, *Swiss geological Meeting, Neuchatel, Tectonic Session*.thesis, University of Lausanne, Lausanne, Switzerland.

Behruzi, A., 1993. Geological map of Zahedan (1:250, 000). Geological survey of Iran , Tehran.

Bröcker, M., Rad, G. F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., & Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170, 17-34.

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

Delavaux, D, Moeys, R., Stapel, G., Pettit, V., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. & Sankov, V., 1997. paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. *Tectonophysics*, 282, 1-4, 1- 38.

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

سپاسگزاری

نویسندگان این پژوهش بر خود لازم می دانند از جناب سرهنگ جواد رفیعی فرماندهی محترم هنگ مرزی زاهدان (گروهان مرزی قرقروک) و نیز جناب سرهنگ حسین نوری مختار (رییس دفتر تحقیقات کاربردی مرزبانی استان سیستان و بلوچستان) بابت انجام هماهنگی های لازم و نیز همراهی در منطقه قرقروک، صمیمانه قدردانی نمایند.

همچنین از آقای دکتر ساسان باقری، عضو هیات علمی دانشگاه سیستان و بلوچستان بابت در اختیار قراردادن مطالعات انجام شده قبلی شان در منطقه مورد مطالعه سپاسگزاریم.

منابع

باقری، س.، بخشی، م.، ۱۳۸۰. ماگماتیسزم لامپروفیریک شوشونیتی در منطقه زمیندز سیستان- شرق ایران، بیستیمین گردهمایی علوم زمین ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

خطیب، م.م.، ۱۳۷۶. هندسه پایانه گسلهای امتدادلغز با نگرشی ویژه بر گسلهای خاور ایران؛ رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی.

سهیمی، ا.، موسوی، م.، خطیب، م. م.، ۱۳۹۸. تحلیل تنش دیرینه در منطقه شیرشتر (یکی از شاخه های شمالی گسل نهندان)، فصلنامه زمین شناسی کاربردی پیشرفته، ۹، ۳، ۳۱۵-۳۰۰.

کشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، ۱۳۹۸. جایگاه تکتونیکی کمپلکس ولکانو- پلوتونیک ماهیرو: نگرشی متفاوت بر تاریخچه ژئودینامیکی شرق ایران. فصلنامه علوم زمین، ۱۱۳، ۱۴۴-۱۳۱.

Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. & Homam, S.M.,

- Walker R. T. & Khatib, M. M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran., *Tectonics*, 35, 1-17.
- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. & Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177(2), 783-805.
- Yamaji, A., Tomita, S. & Otsubo, M., 2005. Bedding tilt test for paleostress analysis, *Journal of Structural Geology*, 27, 1, 161-170.
- 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. & 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, 392-40.
- Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J., Khatib, M. M. & Whitechurch, H. 2017. Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Tectonics*, 36(2), 321-339.
- McCall, G. J. H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15(6), 517-531.
- 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.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. & Amini, S. 2011. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean, *Lithos*, 117, 209-228.
- Tirrul R, Bell L.R. & Griffis R.J., Camp, V.E. 1983. The Sistan Suture Zone of eastern Iran. *Geological Society of American Bulltein*, 94, 134-150.



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۳۹۹ ، سال چهارم ، شماره ۱۴

doi: 10.22077/jt.2021.3128.1055

تحلیل زمین ساخت فعال پهنه گسلی چاهک (شمال باختری بیرجند - خاور ایران)

حسن نواصری^۱، سیدمرتضی موسوی^{۲*}، محمد مهدی خطیب^۳، ابراهیم غلامی^۴

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۲- دانشیار دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۳- استاد دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۴- دانشیار دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۱۶

چکیده

پهنه مورد مطالعه در فاصله ۸۰ کیلومتری شمال غرب بیرجند مرکز استان خراسان جنوبی قرار دارد و در ایالت ساختاری سیستان و بخشی از لوت شمالی واقع شده است. برای بررسی میزان فعالیت زمین ساختی بخش‌های مختلف گستره مورد مطالعه حاصل از فعالیت پهنه گسلی چاهک، مطالعه و بررسی شاخص‌های ریخت زمین ساختی می‌تواند ابزار خوبی برای رسیدن به این هدف باشند، در این پژوهش از شاخص‌های ریخت زمین ساختی مانند ضریب شکل حوضه (Ff)، تراکم زهکشی (Dd)، عدم قرینگی حوضه زهکش (Af) و اعوجاج رودخانه (S) و همچنین شواهد صحرائی مورد استفاده قرار گرفت. پس از محاسبه شاخص‌ها در هر زیر حوضه منطبق بر گسل‌های منطقه میزان فعالیت زمین ساختی آن بدست آمد. سپس برای هر شاخص نقشه پهنه بندی سطح فعالیت زمین ساختی در بخش‌های مختلف گستره مورد مطالعه ترسیم شد و در نهایت شاخص زمین ساخت فعال نسبی (Active tectonics indices (Iat)) به منظور تعیین سطح فعالیت زمین ساختی کل محاسبه گردید، که طبق میانگین‌گیری، منطقه مورد مطالعه به ۴ رده فعالیت زمین ساختی بسیار بالا، بالا، متوسط و کم تقسیم بندی شد، که شاخص‌های اندازه‌گیری شده در زیر حوضه منطبق بر شاخه شرقی گسل چاهک مقادیر بالاتری را نشان می‌دهد که حاکی از فعالیت بالای گسل چاهک در این بخش است.

واژه‌های کلیدی: شاخص ریخت زمین ساختی، زمین ساخت فعال، گسل چاهک، خاور ایران



Analysis of Active Tectonics of Chahak Fault Zone (Northwest of Birjand - East of Iran)

Navaseri .H ¹; Mousavi .M ²; Khatib .M.M ³; Gholami .E ⁴

1-Master Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

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

3-Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

4-Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract

The study area is located 80 km northwest of Birjand, the central of Southern Khorasan province, and is located in the structural province of Sistan and part of North Lut. To study the amount of tectonic activity in different parts of the study area resulting from the activity of the well fault zone, study and study of tectonic morphology indices can be a good tool to achieve this goal, in this study of tectonic morphology indices such as shape coefficient Basin (Ff), drainage density (Dd), asymmetry of the drainage basin (Af) and river channel sinusitis (S) as well as field evidence of use. After calculating the indices in each sub-basin in accordance with the faults of the region, the amount of tectonic activity was obtained. Then, for each index, a zoning map of the tectonic activity level in different parts of the study area was drawn, and finally, the relative active tectonics index (IAT) was calculated to determine the total tectonic activity level, which according to the average The study area was divided into 4 categories of very high, high, medium and low tectonic activity, which measured indices in the basin corresponding to the eastern branch of Chahak fault show higher values that indicate high activity of Chahak fault In this section.

Keywords: Tectonic morphology index, Active tectonics, Chahak fault, East of Iran



گسل‌های منطقه، گسل چاهک می‌باشد که یک گسل N-S و با سازوکار راستالغز راستگرد می‌باشد. این گسل از شمال منطقه شروع و در جنوب منطقه به دو شاخه تقسیم می‌شود که شاخه شرقی با طول حدوداً ۵۰ کیلومتر و شاخه غربی با طول حدود ۲۰ کیلومتر می‌باشند. به دلیل نزدیکی پهنه گسلی چاهک با مناطق جمعیتی، مطالعه و بررسی زمین ساختی و همچنین تهیه نقشه‌های پهنه بندی خطر در این ناحیه ضرورت دارد، در این پژوهش سعی شده است با استفاده از متغیرهای ریخت زمین ساختی، فعالیت نسبی زمین ساختی پهنه گسلی چاهک در قسمت‌های مختلف منطقه مورد مطالعه، مورد بررسی قرار گیرند، تا با میانگین-گیری از نتایج حاصله و تلفیق آنها با شواهد میدانی برای شناسایی مناطق پرخطر تا در امور شهری و روستایی و فعالیت‌های عمرانی مورد استفاده قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

به منظور مطالعه و بررسی زمین ساخت فعال گستره مطالعاتی، در ابتدا با استفاده از نرم افزار Arc GIS و مدل ارتفاعی رقومی (Dem) ۳۰ متری، به حوضه بندی و استخراج آبراهه‌ها پرداخته شد (شکل ۲). سپس با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ موسویه و تصاویر ماهواره‌ای لایه‌های مختلف کاربردی که شامل گسل، لیتولوژی، آبراهه، حوضه تهیه گردید. برای بررسی میزان فعالیت زمین ساختی پهنه گسلی چاهک برای هر حوضه شاخص‌های ریخت زمین ساختی مثل ضریب شکل حوضه (Ff)، تراکم زهکشی (Dd)، عدم قرینگی حوضه زهکش (Af) و اعوجاج رودخانه (S) محاسبه گردید و نتایج به دست آمده پس از بازدید صحرایی و مطالعات آنها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند.

کشور ایران از نظر زمین ساختی یکی از فعالترین مناطق جهان می‌باشد به دلیل اینکه قسمتی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا است همواره لرزه خیزی بالایی در طول تاریخ داشته است، به گونه‌ای که بخش‌های مختلف ایران از جمله خاور ایران توسط زمین لرزه‌های ویرانگر متعددی پیوسته تخریب شده است و این پدیده طبیعی به عنوان شاخص‌ترین بلای طبیعی کشور، تلفات و خسارات سنگینی را به بار آورده است. پهنه مورد مطالعه در ایالت ساختاری سیستان و بخشی از لوت شمالی واقع شده است این منطقه با موقعیت 46° تا 58° و 57° تا 58° و عرض‌های 10° تا 33° در فاصله ۸۰ کیلومتری شمال غرب بیرجند مرکز استان خراسان جنوبی قرار دارد (شکل ۱). بیشینه پژوهش در این منطقه عبارت‌انداز: نقش گسل‌های پنهان در تحلیل لرزه زمین ساختی منطقه آراین شهر در محیط GIS (یزدان پناه، ۱۳۸۸)، تحلیل چین خوردگی بر اساس ارزیابی پراکنش محورهای کرنش در منطقه چلونک (شاه منصور، ۱۳۸۹)، گسلش فعال، زمین لرزه‌ها و فرگشت ساختاری وابسته به فراگام دو گانه مطالعه موردی محمد آباد خاور ایران (علیمی، ۱۳۹۵) می‌باشد. بارزترین ساختارهای موجود در این منطقه گسل‌های راستالغز با روند N-S است. گسل‌های راستالغز در بسیاری از مناطق فعال قاره‌ای گزارش شده‌اند و به عنوان عناصر ساختاری مهمی در دگرشکلی قاره‌ها مطرح هستند (Berberian, 1999) و (Jackson & Kenzie, 1984). این گسل‌ها می‌توانند تا صدها کیلومتر طول داشته و جابجایی‌هایی تا چندین کیلومتر را ایجاد کنند، در محدوده مورد مطالعاتی گسل‌های متعددی وجود دارد، که نتیجه مطالعات صحرایی جهت تحلیل هندسی - جنبشی نشان می‌دهد اغلب گسل‌های منطقه دارای شیب زیاد و مقدار ریک کم هستند که در دسته گسل‌های راستالغز قرار می‌گیرند، یکی از مهمترین

بحث و یافته‌ها

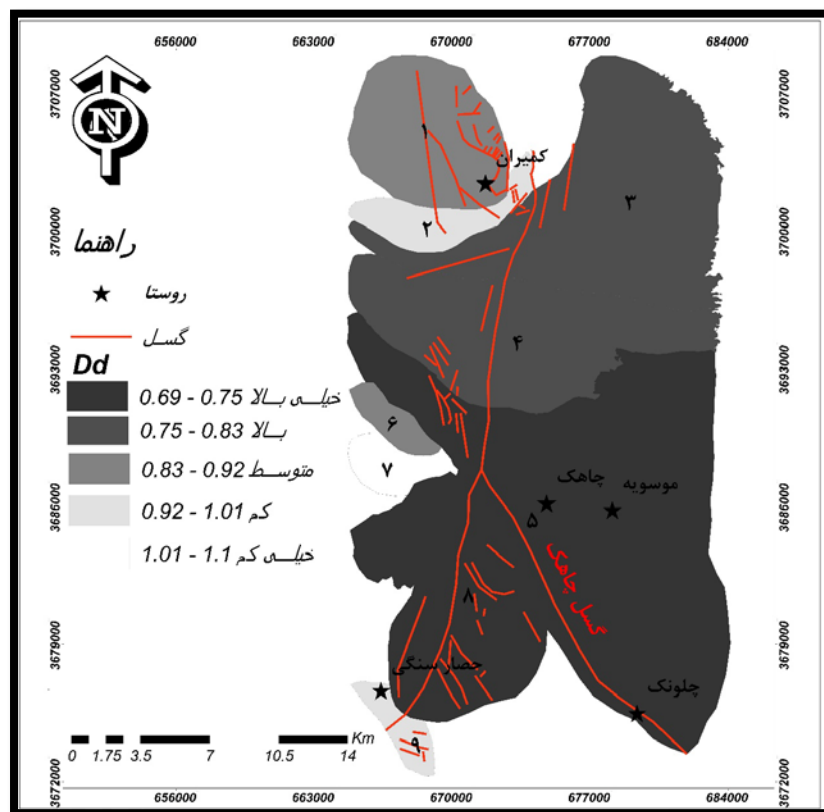
شاخص‌های ریخت زمین ساختی

تراکم زهکشی (Dd)

مقادیر بالای تراکم زهکشی نشان دهنده این است که منطقه شامل مواد زیر سطحی ضعیف و نفوذناپذیر با پستی و بلندی زیاد و پوشش گیاهی اندک می‌باشد، و این شاخص می‌تواند نمایش دهنده تاثیر زمین ساخت بالای یک منطقه باشد (Talling, 1999). تراکم زهکشی از رابطه ۱ که نسبت مجموع طول تمام آبراه‌های یک حوضه به مساحت حوضه می‌باشد محاسبه می‌گردد (Horton, 1945).

$$Dd = Lu / A \quad \text{(رابطه ۱)}$$

طبق رابطه فوق Lu مجموع طول تمام آبراه‌های یک حوضه و A مساحت حوضه می‌باشد. پس از محاسبه این شاخص در محیط GIS نقشه پهنه بندی این شاخص برای کل حوضه‌های منطقه تهیه گردید این شاخص براساس میزان فعالیت زمین ساختی به ۵ رده تقسیم بندی می‌شود که شامل: رده ۱: فعالیت زمین ساختی بسیار بالا، رده ۲: فعالیت زمین ساختی بالا، رده ۳: فعالیت زمین ساختی متوسط، رده ۴: فعالیت زمین ساختی کم و رده ۵: فعالیت زمین ساختی بسیار کم می‌باشد هر چه مقدار عددی بدست آمده این شاخص کمتر باشد نشان دهنده فعالیت بیشتر زمین ساختی منطقه و بالعکس (شکل ۳)، در منطقه مورد مطالعه حوضه ۵ و ۸ به دلیل عملکرد گسل چاهک در دو شاخه شرقی و غربی خود دارای میزان فعالیت زمین ساختی بسیار فعال و همچنین کمترین میزان فعالیت زمین ساختی مربوط به حوضه شماره ۷ می‌باشد.



شکل ۳. نقشه پهنه بندی شاخص تراکم زهکشی در محدوده مطالعاتی

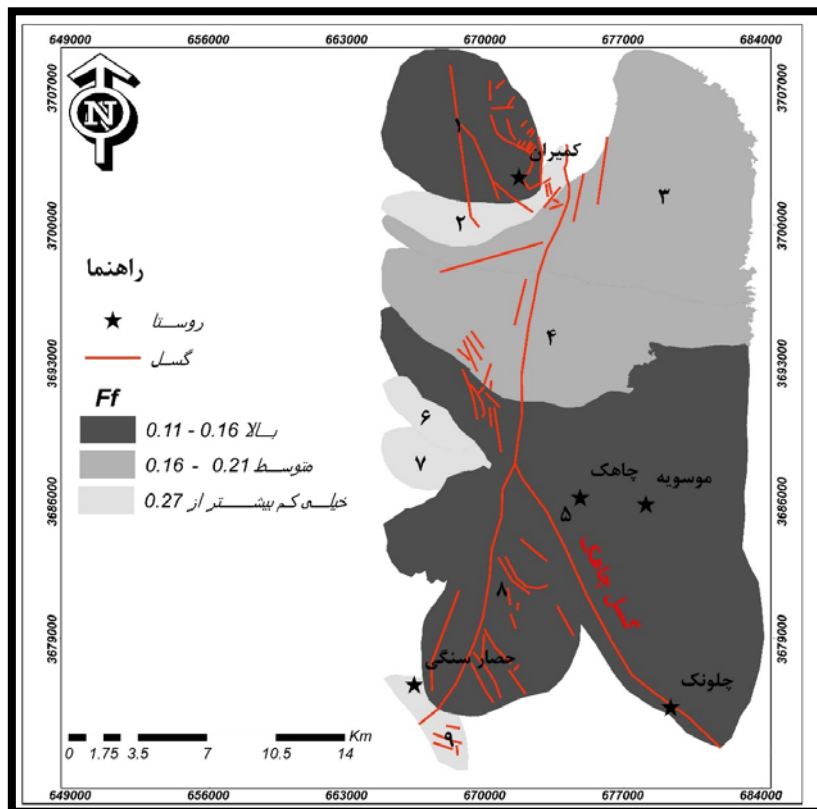


ضریب شکل (Ff)

ظاهر حوضه‌های آبریز دارای شکل‌های گوناگونی می‌باشند با مساوی بودن سایر شرایط فیزیکی دبی اوج حوضه‌های گرد بیشتر از حوضه‌های کشیده خواهد بود بدلیل اینکه شکل حوضه تابعی از پستی و بلندی و محیط آن است، بررسی شکل ظاهری و مقایسه آنها بسیار کار دشواری می‌شود. برای حل این مشکل از روابطی که در آنها فاکتورهای ثابتی از حوضه گنجانده شده است استفاده می‌شود (مهدوی، ۱۳۸۶)، یکی از این پرامترها می‌توان به ضریب شکل اشاره نمود که از رابطه ۲ به دست می‌آید (Horton, 1945).

$$Ff = A / L^2 \quad (\text{رابطه ۲})$$

در رابطه فوق A مساحت حوضه و L^2 مجذور طول حوضه از محل خروج آبراهه اصلی تا مرتفع‌ترین نقطه در حوضه محاسبه می‌گردد. هرچه مقدار این شاخص به عدد ۱ نزدیکتر باشد حوضه مذکور به مربع نزدیکتر است و هرچه عدد کوچکتر از ۱ باشد حوضه کشیده‌تر است (مهدوی، ۱۳۸۶). حوضه‌های زهکشی در مناطق با میزان زمین ساختی بالا دارای شکل کشیده‌تر می‌باشد (Bull & McFadden, 1977). این شاخص به ۵ رده زمین ساختی تقسیم می‌شود که برای منطقه مورد مطالعه طبق مقادیر محاسباتی در این گستره نقشه پراکنده‌گی این شاخص در ۳ رده تهیه گردد، که حوضه شماره ۱ به دلیل تراکم گسل‌ها و حوضه ۵ و ۸ به دلیل فعالیت دو شاخه شرقی و غربی گسل چاهک دارای بیشترین میزان فعالیت زمین ساختی در این شاخص می‌باشند.



شکل ۴. نقشه پهنه بندی ضریب شکل در محدوده مطالعاتی

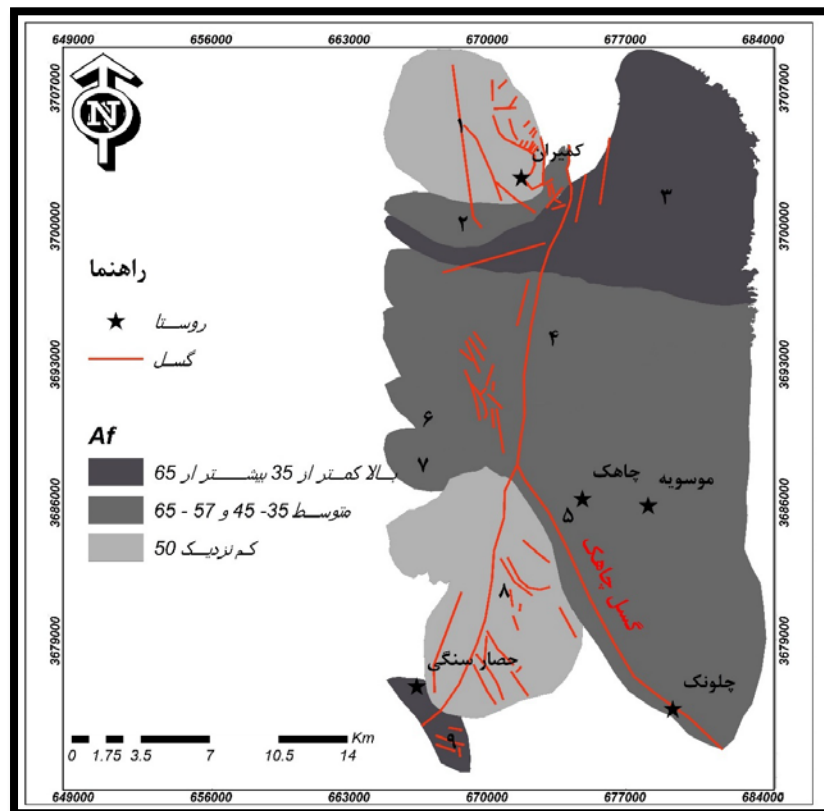
شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)

حوضه زهکشی می‌باشد. برای شبکه رودی که تشکیل شده و تداوم جریان در حالت ثابت وجود دارد، (Af) باید برابر ۵۰ باشد. (Af) به خم شدگی عمود بر امتداد رود اصلی در حوضه زهکشی حساس می‌باشد. مقادیر بیشتر یا کمتر از ۵۰ ممکن است حاکی از کج شدگی حوضه زهکشی باشد. در این مطالعه مقادیر (Ar) و (At) در محیط Gis اندازه‌گیری شده و شاخص (Af) در ۹ حوضه منطقه مورد مطالعه محاسبه گردیده است. آنگاه شاخص ریخت زمین ساختی فوق، طبق تقسیم بندی $Af \leq 35$ or $Af \geq 65$ - $57 < Af < 65$ El Hamdouni et or $43 > Af > 35$ - $43 \leq Af \leq 57$ (al., 2008)، به ترتیب به سه رده زمین ساختی ۱ و ۲ و ۳ تقسیم شده است که در گستره مطالعاتی حوضه ۳ بیشترین فعالیت زمین ساختی و حوضه‌های ۱ و ۸ کمترین میزان فعالیت را داشته است (شکل ۵).

شکل هندسی رودخانه از طریق راه‌های مختلف کیفی و کمی توصیف می‌شود. وقتی حوضه زهکش در مناطق فعال زمین ساختی توسعه پیدا می‌کند شبکه زهکشی یک الگو و شکل هندسی مشخصی دارد. فاکتور عدم تقارن برای پیدا کردن کج شدگی زمین ساختی در مقیاس حوضه زهکشی یا مساحت بزرگتر تعریف شده است. فاکتور عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی (Af) از رابطه ۳ محاسبه می‌شود (Keller and pinter, 2002).

$$AF = 100(Ar / At) \quad \text{(رابطه ۳)}$$

در رابطه فوق، (Ar) مساحت قسمت راست حوضه در جهت پایین رود نسبت به رود اصلی و (At) مساحت کل



شکل ۵. نقشه پهنه بندی شاخص قرینگی در محدوده مطالعاتی



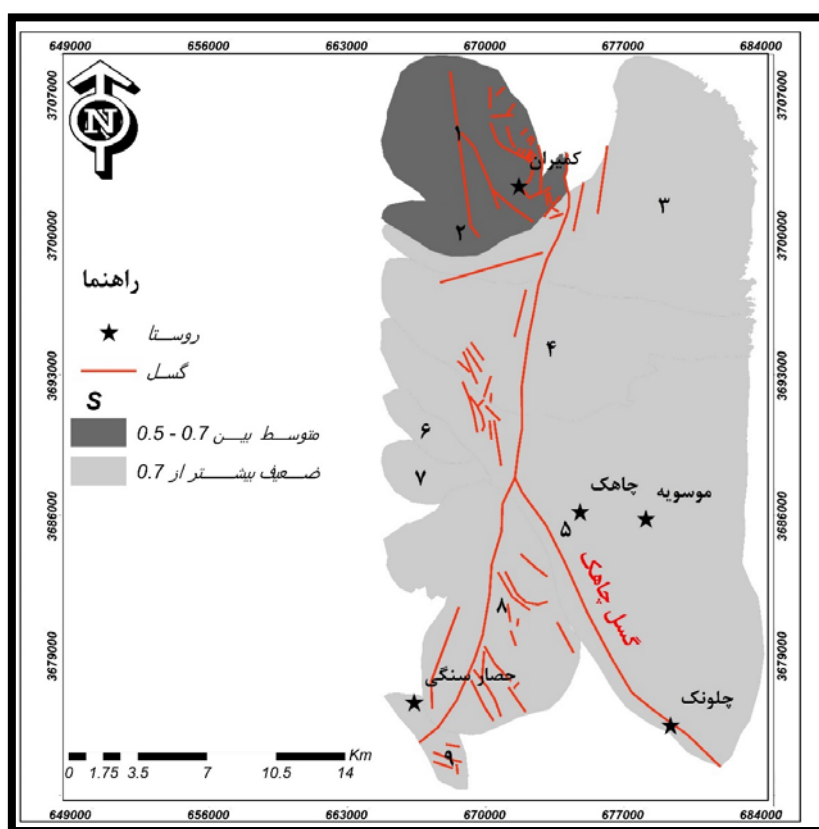
اعوجاج کانال رودخانه (S)

بسیار حساس هستند. بطور کلی در نواحی با فعالیت زمین ساختی بالا ، رودخانه دارای کانال و مسیری مستقیم و شاخص پیچ و خم رودخانه به ۱ نزدیک می شود، و با کاهش فعالیت زمین ساختی ، رودخانه به حالت متاندیری و شاخص پیچ و خم رود از ایشتر می شود، هرچه این مقدار به ۱ نزدیکتر باشد نشان دهنده فعالیت بیشتر زمین ساختی است این شاخص برای ۹ حوضه منطقه مورد مطالعه محاسبه شد (شکل ۶).

این شاخص از طریق رابطه ۴ محاسبه می گردد (Adams et al , 1999).

$$S = C / V \quad (\text{رابطه ۴})$$

C: طول کانال رودخانه و V: طول خط مستقیم در راستای دره می باشد. الگوی و طرح رودها نسبت به شیب



شکل ۶. نقشه پهنه بندی اعوجاج کانال رودخانه در محدوده مطالعاتی

حوضه زهکش (Af) و اعوجاج کانال رودخانه (S) استفاده گردید و هر کدام از این شاخص ها به رده های مختلف زمین ساختی تقسیم شده اند ، و در نهایت برای هر حوضه شاخص زمین ساخت فعال نسبی (Iat) محاسبه گردید (رابطه ۵).

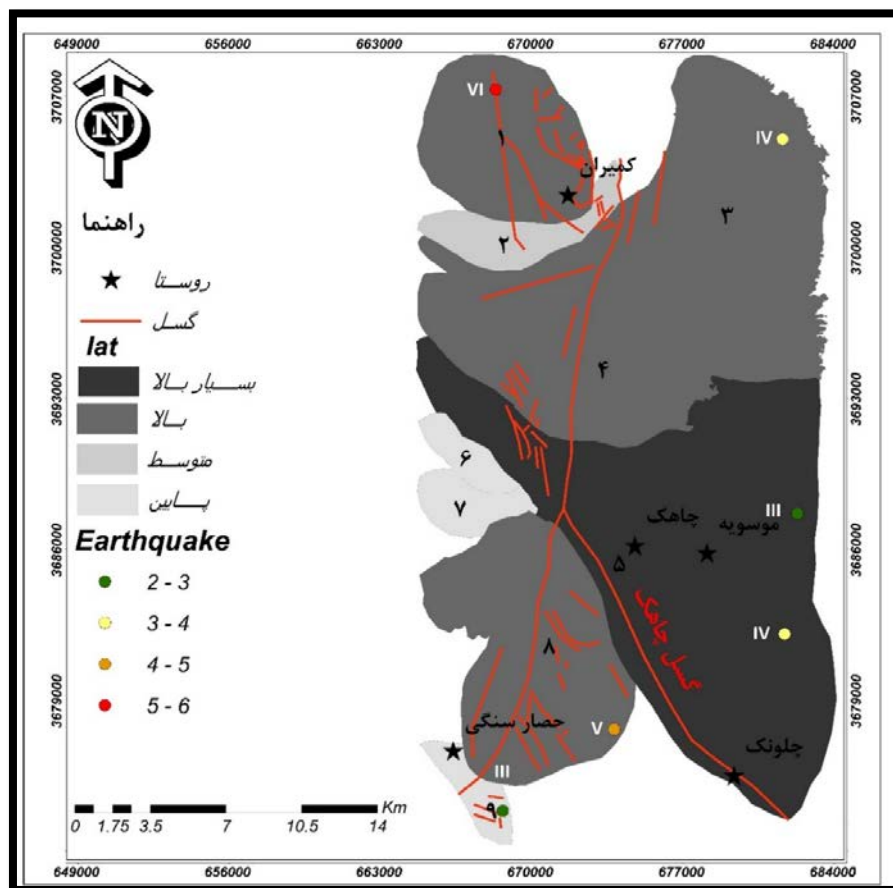
شاخص نهایی : زمین ساخت فعال نسبی (Iat)

در این پژوهش برای بدست آوردن و بررسی میزان فعالیت زمین ساختی گستره مطالعاتی حاصل از پهنه گسلی چاهک ، از شاخص های ریخت زمین ساختی مثل ضریب شکل حوضه (Ff) ، تراکم زهکشی (Dd) ، عدم قرینگی

زمین ساختی برای ۹ حوضه گستره مورد مطالعاتی در جدول ۱ و نقشه پهنه بندی کلی این شاخص در شکل ۷ رسم گردید. در منطقه مورد مطالعه، تقریباً بیشتر مساحت حوضه‌های آبریز منطبق بر گسل‌های منطقه در رده فعالیت زمین ساختی بالا قرار دارند، که حاکی از فعالیت زمین ساختی پهنه گسلی چاهک در این منطقه می‌باشد، که این میزان فعالیت در شاخه شرقی گسل چاهک بیشتر از سایر نقاط دیگر گستره می‌باشد.

$$IAT = S / N \quad (\text{رابطه ۵})$$

که در رابطه فوق S مجموع طبقات شاخص‌های ژئومورفیک و N تعداد شاخص‌های ژئومورفیک. بعد از میانگین‌گیری این شاخص خود به ۴ رده زمین ساختی تقسیم می‌شود که رده ۱: فعالیت زمین ساختی بسیار بالا، رده ۲: فعالیت زمین ساختی بالا، رده ۳: فعالیت زمین ساختی متوسط و رده ۴: فعالیت زمین ساختی کم. نتایج



شکل ۷: نقشه پهنه بندی نهایی، فعالیت زمین ساختی نسبی (IAT) در منطقه مورد مطالعه



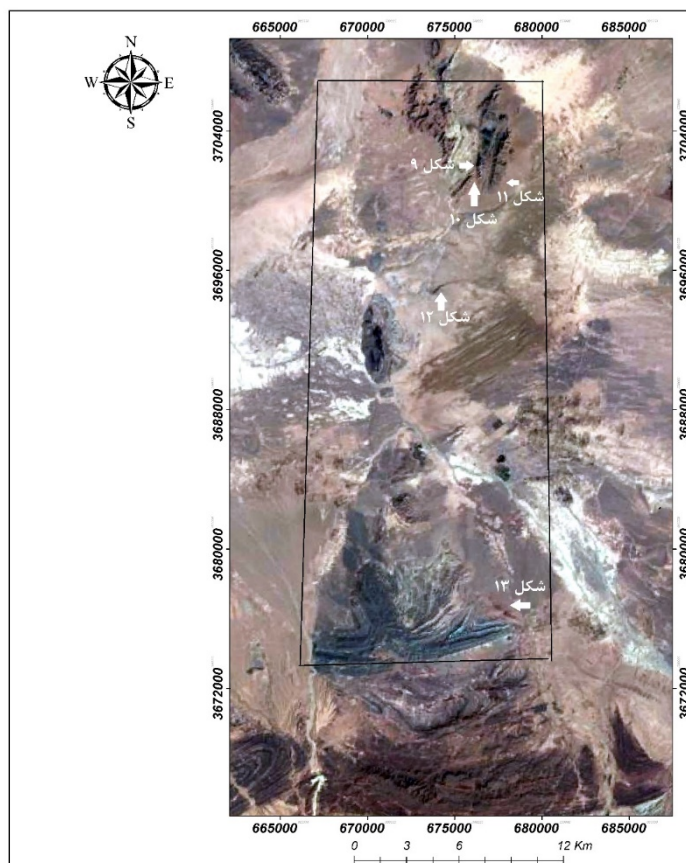
جدول ۱: مقادیر شاخص‌های اندازه‌گیری شده و سطح فعالیت زمین ساختی در منطقه مطالعاتی

حوضه	Dd	Ff	Af	S	lat
1	0.86	0.15	54	0.54	2
2	0.94	0.65	62	0.68	3
3	0.79	0.19	27	0.82	2
4	0.77	0.21	39	0.81	2
5	0.68	0.14	31	0.84	1
6	0.89	0.74	39	0.78	4
7	1.04	0.59	61	0.89	4
8	0.69	0.15	57	0.76	2
9	0.94	0.71	25	0.87	3

مشاهدات صحرائی

برداشت و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند و موقعیت جغرافیایی آنها در شکل ۸ مشخص شده است.

بازدیدهای میدانی که از منطقه مورد مطالعه انجام گردید، عوارض ساختاری و ریخت زمین ساختی مشاهده،



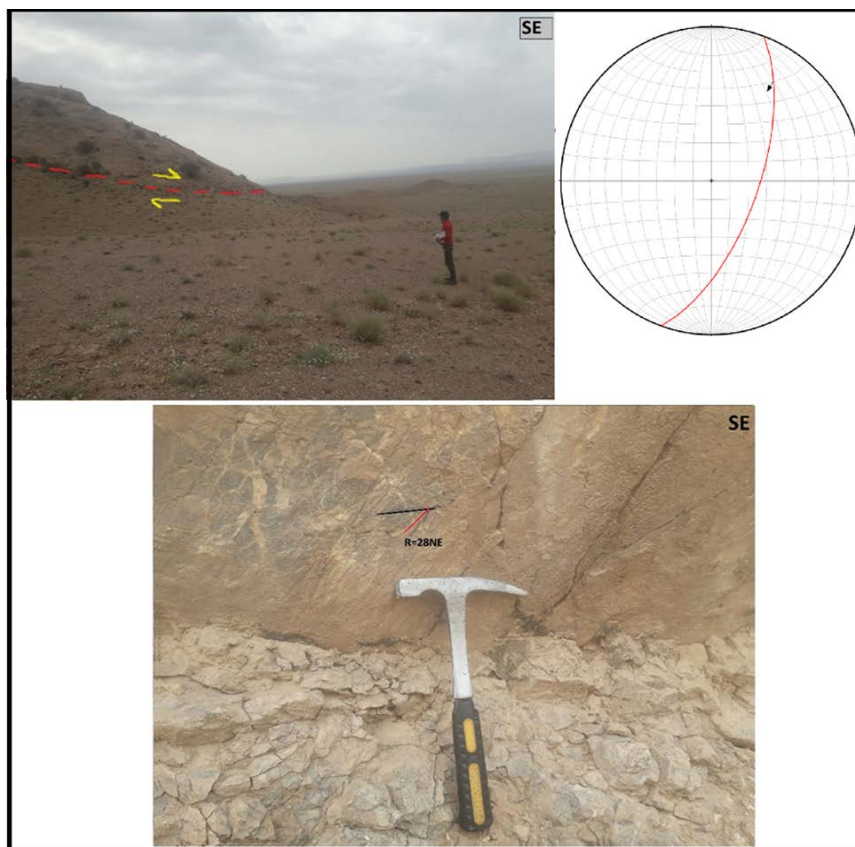
شکل ۸: موقعیت نقاط برداشته شده میدانی برای گستره مطالعاتی بر روی Google Earth



گسل چاهک

غرب حرکت کرده است. شاخه غربی این گسل دارای درازای حدوداً ۲۰ کیلومتر می باشد. گسل چاهک در کوه کمیران باعث رانده شدن فلیش های کرتاسه بالایی بر روی سنگ آهک های کرتاسه شده است. با اندازه گیری هایی که صورت گرفته هندسه صفحه گسل $N20E/65 SE$ و خشک لغزهای مربوط به این صفحه گسل $R=28 NE$ را نشان می دهد، که نشان دهنده سازوکار راستالغز راست بر با مولفه معکوس می باشد (شکل ۹).

گسل چاهک یکی از ساختار اصلی در منطقه مورد مطالعه می باشد. گسلی است با راستای شمالی- جنوبی و درازای حدوداً ۵۰ کیلومتر، این گسل از کوه کمیران در شمال منطقه شروع می شود و تا جنوب منطقه که اریب های شمال بیرجند هستند ادامه پیدا کرده است. این گسل در ادامه روند خود در جنوب منطقه به ۲ شاخه تقسیم می شود. که یک شاخه به سمت شرق و یک شاخه به سمت



شکل ۹: گسل چاهک در کوه کمیران به همراه تصویر استریوگراف

آب های جاری در پاسخ به کم شدن شدت فرآیندهای زمین ساختی می باشد (Keller&pinter,2002). در منطقه مورد مطالعه به دلیل عملکرد عهد حاضر پهنه گسلی چاهک شاهد تشکیل دره های V شکل هستیم که برای نمونه شکل ۱۰ آورده شده است.

دره V شکل

دره های V شکل نشان دهنده برش پایین رونده آب های جاری در پاسخ به فرآیند زمین ساختی فعال است در حالی که دره های U شکل نشان دهنده فرآیند جانبی

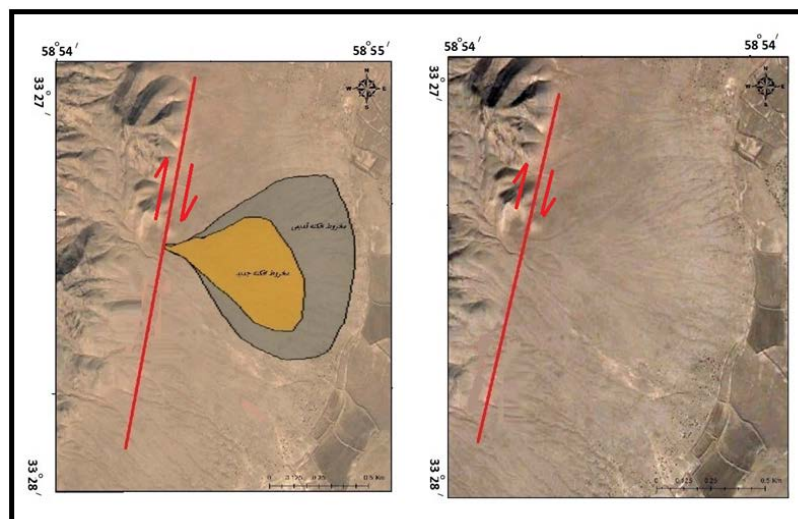


شکل ۱۰. دره‌های V شکل تشکیل شده در شمال منطقه

مخروط افکنه‌ها

مخروط افکنه‌ها از جمله اشکال ریخت زمین ساختی می‌باشند که در اثر عوامل گوناگونی در ارتفاعات منطقه مورد مطالعه شکل گرفته‌اند در شکل گیری و گسترش این مخروط افکنه‌ها عواملی دخالت دارند که در گذشته سبب شکل گیری و در شرایط کنونی سبب گسترش آن‌ها شده‌اند. یکی از عوامل مهمی که نقش تعیین کننده‌ای در شکل گیری و گسترش مخروط افکنه‌های یک منطقه می‌توان داشته باشد فعالیت زمین ساختی آن منطقه می‌باشد، با استفاده از

تصاویر ماهوارایی و تصاویر Google earth و همچنین مشاهدات صحرایی تاثیرات پهنه گسلی چاهک بر روی مخروط افکنه‌های منطقه مورد مطالعه مشاهده و مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته‌اند که این تاثیرات عبارت‌اند از: ۱- رشد مخروط افکنه جدیدتر در قسمت راس ۲- مخروط افکنه جابه جا شده و سربریده ۳- بریده شدن مخروط افکنه ۴- تغییر در شکل مخروط افکنه و کج شدگی آن (شکل ۱۱) نمونه از مخروط افکنه در شمال گستره مورد مطالعه که نشان دهنده وجود حرکات جوان زمین ساختی در این گستره می‌باشد.

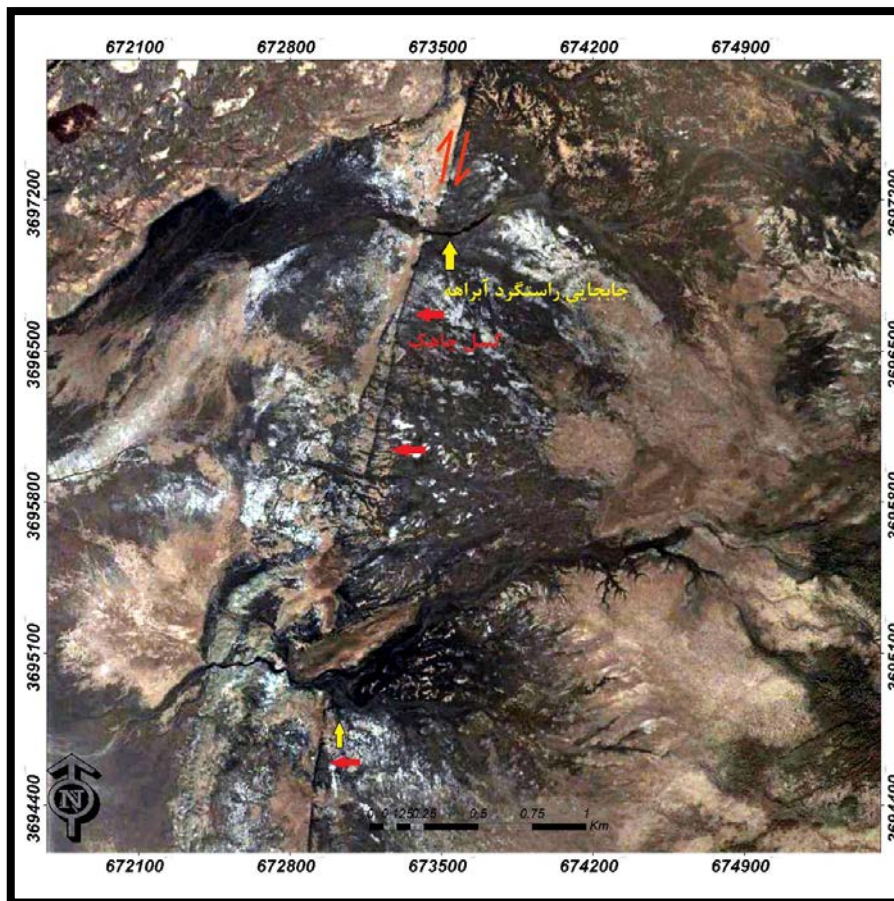


شکل ۱۱. نمونه‌ای از مخروط افکنه‌های تشکیل شده در شمال منطقه مورد مطالعه که مخروط افکنه‌های جوان در راس مخروط افکنه‌های قدیمی تشکیل شده‌اند.

مطالعه حرکت آبراهه‌ها به صورت راستگرد می‌باشد که تحت تاثیر فعالیت پهنه گسلی چاهک قرار گرفته‌اند و پس از رسیدن به مسیر گسل مقداری از مسیر خود را به صورت موازی با امتداد مسیر گسل طی می‌کنند و مجدداً به مسیر اصلی خود باز می‌گردند و این جابجایی‌ها در مسیر آبراهه نشانگر فعالیت و حرکات راستالغز راستگرد در راستای گسل چاهک است (شکل ۱۲).

جابجایی آبراهه‌ها

یکی از مهمترین فاکتورهای بررسی میزان فعالیت زمین ساختی در یک منطقه بررسی آبراهه‌ها می‌باشد. کاربرد آبراهه‌ها در بررسی فعالیت‌های گسل از جنبه‌های مختلف از جمله: تغییر در سطح آبراهه‌ها، تغییر ناگهانی در شیب رودخانه، جابجایی آبراهه، و... می‌باشد در منطقه مورد



شکل ۱۲: جابجایی راستگرد آبراهه تحت تاثیر حرکات گسل چاهک

فعالیت نسبی زمین ساختی در یک منطقه بسیار مفید باشد. افزایش گسلی موجود در مرکز و جنوب منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر حرکات گسل چاهک ایجاد شده‌اند. شکل ۱۳ افزایش گسلی در شاخه شرقی گسل چاهک می‌باشد که نشان دهنده فعالیت عهد حاضر این گسل است.

افرازهای گسلی

گسل‌هایی که سطح زمین را قطع می‌کند به عنوان گسل‌های نمایان شناخته می‌شوند این گسل‌ها پله‌های توپوگرافی را ایجاد می‌کنند که افزایش گسله نامیده می‌شود (قاسمی، ۱۳۸۳). افزایش‌های حاصل از گسل می‌تواند در تعیین

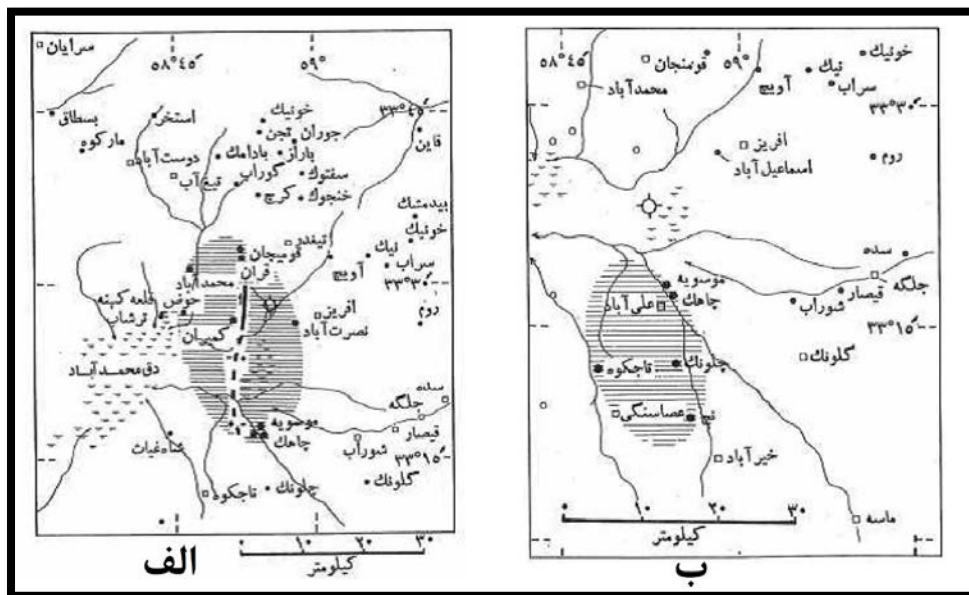


شکل ۱۳: افراز گسلی در جنوب منطقه حاصل از عملکرد گسل چاهک

شواهد لرزه‌خیزی منطقه

در خاور و جنوب محمدآباد گردید. لرزه در بیرجند و قائن به نیرومندی حس شد و در تربت‌حیدریه نیز دریافت شد (شکل الف ۱۴) (برگرفته از کتاب Ambraseys and Melville, 1982) و در هنگام سپیده دم زمین‌لرزه به بزرگی ۵/۲ ریشتر تعدادی از روستاها را در شمال بیرجند، در دنباله منطقه‌ای که در اثر زمین‌لرزه ۱۶ فوریه ۱۹۴۱ در هم کوبیده شده بودند، ویران کرد. بخش پایینی موسویه بطور کامل ویران شد. چاهک، چلونک، تاجکوه و ننج نیز ویران شدند و در آن‌ها چند تن از مردم و تعداد زیادی دام کشته شدند. زمین‌لرزه به اندازه‌ای نیرومند بود که در بیرجند، خور، خوسف و تا فردوس حس شد. آسیب‌ها محدود به کوچکی بود، اما چشمه‌های آب گرم و پدیده روانگی خاک از جاهای دورتری تا محمدآباد و شاه‌غیاث گزارش شد (شکل ب ۱۴) (برگرفته از کتاب Ambraseys and Melville, 1982).

در اوایل شب زمین‌لرزه‌ای به بزرگی ۶/۱ ریشتر به منطقه شمال بیرجند آسیب سنگینی رساند. محمدآباد و کاروان‌سرای قدیمی آن به کلی ویران شد، و از ۹۲۰ تن ساکنان آن ۶۸۰ تن کشته شدند. آبادی‌های نوره، قران، کمیران و روستاهای قومنجان و چاهک ویران شدند. دامنه آسیب‌ها تا قیصار، تیغدر و آفریز، که در آن خانه‌ها فروریخت ولی تلفاتی به بار نداشته، گسترده بود. دژ آفریز و امامزاده زید بن امام موسی نیز آسیب دید و تا خور و سرایان خانه‌ها شکافت برداشت. گواه‌های صحرایی دلالت بر آن دارند که زمین‌لرزه با یک گسلش سطحی، که از حدود چهار کیلومتری جنوب قومنجان به درازای حدود هشت تا ده کیلومتر به سوی جنوب کشیده شده، همراه بوده است. زمین‌لرزه سبب روانگی گسترده کفه‌های رسی



شکل ۱۴. الف - نقشه زمین لرزه ۱۹۴۱ محمد آباد
 ب - نقشه زمین لرزه ۱۹۶۲ موسویه (Ambraseys and Melville, 1982)

نتیجه گیری

مشاهدات صحرائی، کج شدگی واحدهای کواترنری و زمین لرزه‌های رخ داده در این گستره، این فعالیت زمین ساختی را تایید می‌کند، که با توجه به سابقه لرزه خیز بودن این گسل می‌توان گزینه ایجاد یک زمین لرزه در آینده را برای این گسل متصور شد، لذا به دلیل وجود مراکز جمعیتی در حوالی گستره مطالعاتی، خصوصاً روستاهای چلونک، چاهک و موسویه که در قسمت شاخه شرقی گسل چاهک و در حریم گسل چاهک هستند. برای جلوگیری از خطرات مالی و جانی برای مقاوم سازی سازه‌ها و فاصله گرفتن از حریم گسل اقدامات لازم صورت گیرد.

نتایج حاصل از بررسی شاخص ضریب شکل نشان دهنده بیشترین کشیدگی در مجاورت گسل چاهک در دو شاخه شرقی و غربی خود و همچنین در شمال غربی منطقه به دلیل تراکم گسل‌ها است که در آنها مقدار کمتر این شاخص را نشان می‌دهد. مقادیر کم شاخص تراکم زهکشی در دو بخش جنوب شرقی و جنوب غربی دلیلی بر فعالیت بالای زمین ساختی این بخش تحت تاثیر حرکات جوان گسل چاهک می‌باشد. میانگین قرینگی حوضه اصلی مقدار عددی ۵۵ می‌باشد که نشان دهنده کج شدگی حوضه اصلی به سمت شرق می‌باشد که دلیل آن را می‌توان به تراکم گسل‌ها در بخش غربی منطقه نسبت داد. با بررسی شاخص زمین ساخت فعال نسبی (Iat)، می‌توان گفت منطقه تحت تاثیر پهنه گسلی چاهک دارای میزان فعالیت زمین ساختی بالایی می‌باشد که قسمت شاخه شرقی گسل چاهک نسبت به سایر مناطق دیگر گستره، بیشترین میزان فعالیت زمین ساختی را دارا است، نتایج حاصل از



منابع

- 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, 150-173.
- Horton , R.E.,1945.Erosional development of streams and their drainage basins : hydrophysical approach to quantitative morphology, *Geological society of America Bulletin*,56,275-370.
- Jackson,J.and Bmckenzie,D.P.,1984-Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western turkeyand Pakistan , *Geophys Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*,77,185-264.
- Keller, E. A., Pinter, N. 2002, "Active tectonic, Earthquakes, Uplift and Landscape." Prentice Hall, New Jersey. PP: 362.
- Talling, P . J . and Sowter,M.J.,1999.Drainage density on progressively tilted surfaces with different gradients , wheeler Ridge , California, *Earth surface processes and Land forms* , NO – 24,PP. 809-824.
- Walker, R. T.,Bergman , E.A.,Szeliga,W. and Fielding , E.J.,2011 – Insights into the 1968-1997 Dasht-e – Bayaz and Zirkun earthquake sequences , easterniran , from calibrated relocations , *Insar and high – resolution satelliteimagery: Geophys.J.Int.V.187,PP.1577-1603.*
- جلیلی شاه منصوری ، ی .، ۱۳۸۹. تحلیل چین خوردگی براساس ارزیابی پراکنش محورهای کرنش در منطقه چلونک (شمال غرب بیرجند)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی گرایش تکتونیک ، دانشگاه بیرجند .
- روشنروان، ح، "نقشه زمین شناسی موسویه با مقیاس ۱/۱۰۰,۰۰۰"، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۸۵.
- علیمی ، م . ا .، ۱۳۹۵، گسلش فعال ، زمین لرزه ها و فرگشت ساختاری وابسته به فراگام دو گانه مطالعه موردی محمد آباد – خاور ایران ، فصلنامه علوم زمین ، شماره ۱۰۱ ، صفحه ۶۳-۷۲.
- قاسمی، م، ۱۳۸۳، چشمه های لرزه زای گسله ها وانواع آن، سمینار آموزشی لرزه زمین ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین لرزه، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- مهدوی ، م .، ۱۳۸۶ ، هیدرولوژی کاربردی ، جلد دوم ، چاپ پنجم ، انتشارات دانشگاه تهران .
- یزدان پناه ، ح .، ۱۳۸۸. نقش گسل های پنهان در تحلیل لرزه زمین ساختی منطقه آراین شهر در محیط GIS ، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی گرایش تکتونیک ، دانشگاه بیرجند .
- Adams, K.D., Wesnousky, S.G.and Bills, B.G., 1999, Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, A History of Persian Earthquakes- Cambridge University Press. Cambridge, 219 p.
- Berberian , M.and Yeats, R.S.,1999- Patterns of historical earthquakes rupture in the Iranian Plateau, *Bull . Seism . Soc .Am .* , 89 , 120-139.
- Bull W.B.and L.D.McFadden 1977, geomorphology of north fault, California in Dehorning , *geomorphology of arid regions*. Allen and Unwin.London. Tectonics, 115-138.