



شواهد و تحلیل ساختاری در پهنه برخوردی زاگرس مرتفع (صحنه - هرسین)

سید جعفر حسینی دوست^۱، زهرا تواضع^{۲*}، محمدرضا سهندی^۳

۱. استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه بو علی سینا، همدان.

۲. کارشناسی ارشد تکنونیک، دانشگاه بو علی سینا، همدان.

۳. کارشناس ارشد سازمان زمین شناسی کشور، تهران.

چکیده:

منطقه مورد مطالعه در حد فاصل پهنه‌های زاگرس مرتفع و سندج - سیرجان قرار دارد. عمده واحدهای چینه شناسی در منطقه مورد مطالعه شامل توالی‌های رسوبی - آتشفشانی، آهک‌های مزوزوئیک و آهک‌های سنوزوئیک است. عمده ساختارهای منطقه از روند کلی گسل زاگرس پیروی می‌کند. رادیولاریت‌ها اکثراً دارای لولای تیز و جزء چین‌های جناغی هستند و زاویه بین‌یالی آن‌ها در حدود ۳۰ تا ۷۰ درجه است. در منطقه شاه‌آباد علیا رادیولاریت‌ها به شدت چین‌خورده و گسلیده هستند که گسلیدگی در آن‌ها بعد از چین‌خوردگی رخ داده است. این رادیولاریت‌ها فاقد میان‌لایه بوده و شواهدی از چین‌خوردگی مجدد نشان می‌دهند. بر این اساس به نظر می‌رسد که رادیولاریت‌ها در اینجا به صورت کلیپ است. چین‌های بزرگ مقیاس مزوزوئیک (در آهک‌ها) نیز دارای لولای مدور و روند شمال غرب - جنوب شرق می‌باشند، البته در برخی از چین‌ها شواهد مبنی بر چین‌خوردگی مجدد دیده می‌شود. چین‌های سنوزوئیک منطقه دارای لولای گرد هستند و زاویه بین‌یالی ۱۲۰ درجه دارند. همچنین با توجه به دیاگرام (II) رسم شده این چین‌ها اکثراً استوانه‌ای بوده و سطح محوری چین‌های رسم شده دارای روند شمال غرب - جنوب شرق و عناصر چین در واحدهای متفاوت است. به دلیل رئولوژی متفاوت شکل‌گیری چین‌ها در فازهای متفاوت تکنونیک صورت گرفته است. راندگی آهک‌های مزوزوئیک بر روی افیولیت‌ها حاکی از تشکیل ساختارهای دوپلکسی است. مطالعه مورفولوژی انواع ماکل‌های دینامیکی و اندازه بلورهای باز تبلور یافته کلسیت نشان می‌دهد که دگرریختی منطقه ویژگی یک گستره حدواسط را دارا می‌باشد و دمای دگرریختی از بخش خارجی به بخش داخلی کوهزاد افزایش یافته است. میزان تنش جریانی بدست آمده از اندازه بلورهای کلسیت ۲۰۰ تا ۳۰۰ مگاپاسکال می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: زاگرس مرتفع، افیولیت، تنش جریانی، کلسیت، راندگی‌ها، چین‌ها

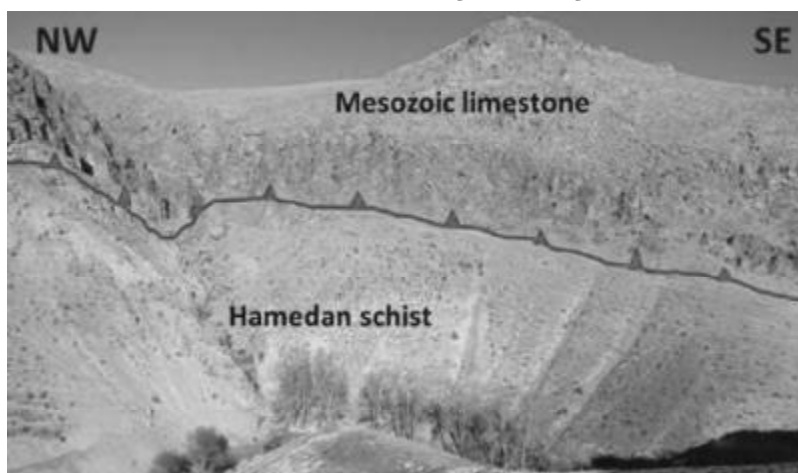
مقدمه

می‌داند که معرف بخش‌های ژرف زاگرس رورانده‌اند که به صورت فلس‌های رانده شده نابرجا رخنمون دارند. ساختارهای موجود در منطقه اعم از ساختارهای شکنا و شکل‌پذیر حاصل از برخورد صورت گرفته و فرارانش واحدهای سنگ‌شناسی منطقه بوده است که ساختارهای شکنا شامل درزه‌ها، گسل‌ها و راندگی‌ها است و ساختارهای شکل‌پذیر شامل چین‌خوردگی در رادیولاریت‌ها، افیولیت‌ها، آهک‌های مزوزوییک و آهک‌های سنزوییک مطالعه شده‌اند.

۱- راندگی‌ها**۱-۱ راندگی T₁**

در محل دربند صحنه یکسری لایه‌های آهکی مزوزوییک با شیب قائم رخنمون دارد و لایه قائم به واحد زیرین (شیست همدان که افقی است) نمی‌رسد. بنابراین بین آن‌ها یک گسل راندگی وجود دارد که همان گسل شمال سراب صحنه است و دارای روند مشابه با روند زاگرس می‌باشد (شکل ۱).

گستره مورد مطالعه در حد فاصل پهنه‌های زاگرس مرتفع و سنندج - سیرجان با مختصات ۳۴°۱۵' تا ۳۴°۴۵' عرض جغرافیایی شمالی و ۴۷°۳۰' تا ۴۷°۵۰' طول جغرافیایی شرقی، بین شهرستان‌های صحنه و هرسین قرار دارد. واحدهای چینه‌شناسی منطقه شامل توالی‌های رسوبی-آتشفشانی، سنگ آهک‌های مزوزوییک و سنزوییک است (حسینی دوست، ۱۳۸۵). (مجمل و سهندی، ۱۳۷۸) منطقه را به پنج زیرپهنه تقسیم‌بندی کرده‌اند. زیرپهنه رادیولاریتی بعنوان حوضه‌ای درون قاره‌ای حاشیه‌ای در نظر گرفته می‌شود که بر روی لبه صفحه عربی تشکیل شده‌است و آهک‌های بیستون بصورت یک سکوی قاره‌ای جداکننده این حوضه از حوضه تئیس بوده است (Kazmin et al., 1986). به همین دلیل در برخی نوشته‌ها مجموعه‌های رادیولاریتی و آهک‌ها به عنوان سفره‌های رورانده جز قسمت شمال شرقی زاگرس مرتفع در نظر گرفته شده‌اند و بعد از مجموعه‌های افیولیتی آن را جز سنندج - سیرجان می‌دانند بطوریکه (آفانباتی، ۱۳۸۳) آنها را رخساره‌های ژرف کربناتی- رادیولاریتی

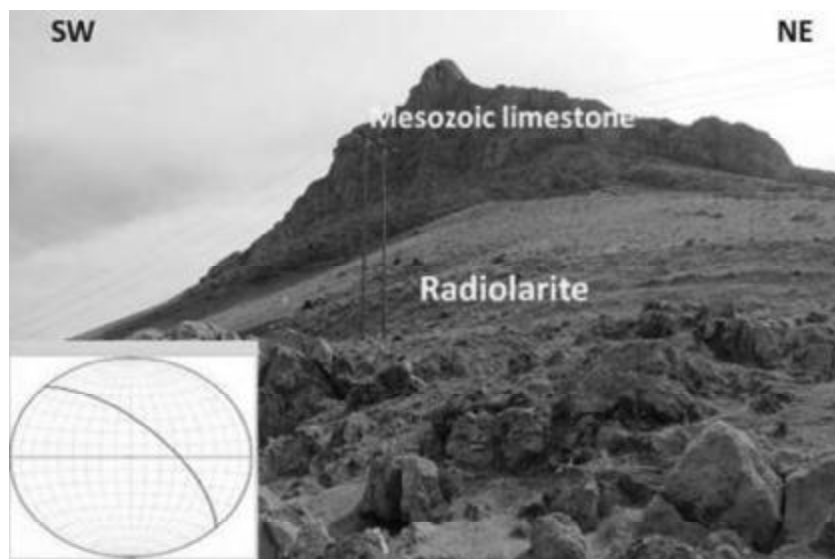


شکل ۱: گسل سراب صحنه، راندگی آهک مزوزوییک در قسمت بالا بر روی شیست همدان، دید عکس شمال شرق.

زیر این آهک، آهک‌های خردشده که نشان‌دهنده زون برشی حاصل از این گسل است مشاهده می‌شود (شکل ۲).

۲-۱ راندگی T₂

اندازه‌گیری از این راندگی آهک دارای امتداد و شیب ۳۱۵/۶۵ و جهت شیب به سمت شمال‌خاور است. در



شکل ۲: راندگی آهک مزوزوئیک بر روی رادیولاریت و استریونت رسم شده راندگی، دید عکس شمال-شمال غرب

افیولیت در زیر و با ضخامت کمتر نسبت به آهک - بیستون که در بخش بالای آن قرار دارد مشاهده می شود (شکل ۳).

۳-۱ راندگی T₃

آهک بیستون دارای درزه های بسیاری می باشد و در موقعیت محلی انتهای پارک بیستون افیولیت، رادیولاریت و آهک وجود دارد که در توالی قائم آن



شکل ۳: راندگی، افیولیت در بخش زیرین و آهک بیستون (مزوزوئیک) در بخش بالا، دید غرب

آهک های مزوزوئیک بر روی افیولیت ها رانده شده اند (شکل ۴).

۴-۱ راندگی T₄

در مسیر جاده روستای علی آباد گروس سنگ های افیولیتی و آهک های مزوزوئیک رخنمون دارند و

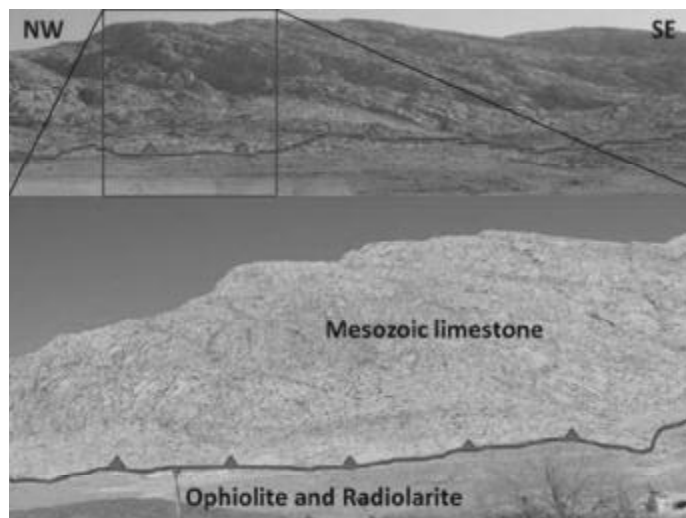


شکل ۴: راندگی آهک‌های مزوزوئیک بر روی افیولیت، دید عکس جنوب شرق.

های مزوزوئیک بر روی افیولیت‌ها می‌باشیم (شکل ۵).

۱-۵ راندگی T₅

در حوالی روستای آهنگران نیز شاهد راندگی آهک-

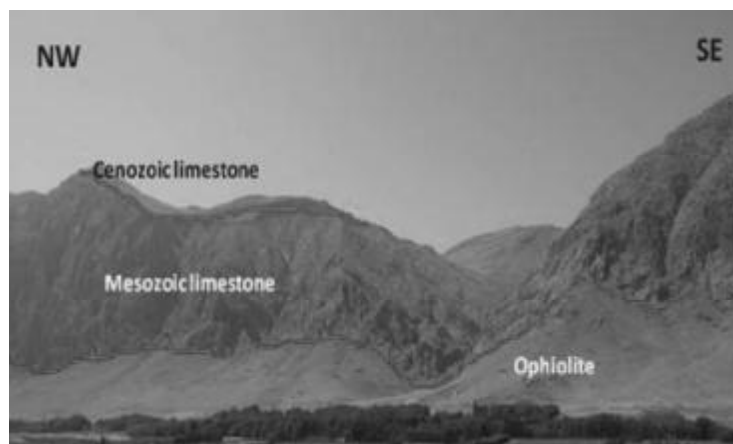


شکل ۵: راندگی آهک بیستون (در بخش بالا) بر روی افیولیت و رادیولاریت (در بخش زیرین) دید عکس شمال - شمال شرق

که در واقع با ناپیوستگی بر روی آهک‌های مزوزوئیک قرار گرفته‌اند (شکل ۶).

۱-۶ راندگی T₆

در محل روستای سرآسیاب آهک‌های مزوزوئیک در بخش زیرین و در بخش بالایی آهک‌های الیگومیوسن قرار دارد و دارای شیب کم حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه است



شکل ۶: ناپوستگی، سرآسیاب، آهک سنوزوئیک بر روی آهک مزوزوئیک، دید عکس جنوب شرق.

که این آهک‌ها با توجه به فسیل‌های موجود در آن دارای سن سنوزوئیک بوده و معادل الیگومیوسن است. لایه‌های آهکی تقریباً افقی دارای شیب کم حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه می‌باشند (شکل ۷).

۷-۱ راندگی T₇

در حوالی روستای مله حسن بقعه سنگ آهک‌های مزوزوئیک حاوی ورمی کوله و گاستروپود دیده می‌شود. قابل ذکر است این آهک‌ها در نواحی پیرامون این روستا تمام ارتفاعات را تشکیل می‌دهند و بر روی آن‌ها، آهک‌هایی با شیب کم و تقریباً افقی قرار دارند

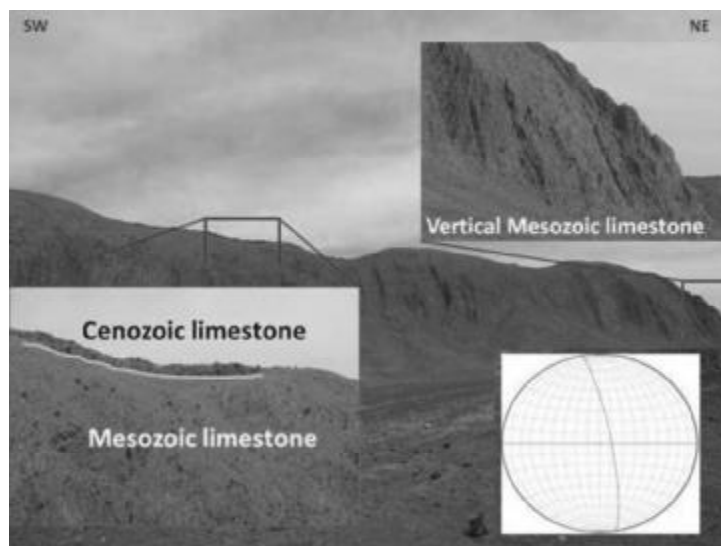


شکل ۷: ناپوستگی، روستای مله حسن بقعه، آهک سنوزوئیک بر روی مزوزوئیک، دید عکس شرق

نزدیک به قائم می‌باشند و بر روی این آهک‌ها، لایه آهکی تقریباً افقی با شیبی در حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه و دارای سن سنوزوئیک قرار دارد. در واقع در این محل آهک‌های سنوزوئیک بر روی آهک‌های مزوزوئیک رانده شده‌اند (شکل ۸).

۸-۱ راندگی T₈

در شمال شرق روستای حسن بقعه آهک‌های بخش بالایی تصویر دارای سن سنوزوئیک است و دارای شیب و امتداد ۳۵۰/۸۰ می‌باشد، جهت شیب لایه‌ها به سمت شمال-شمال شرق است. همان طور که در تصویر مشاهده می‌شود آهک‌های مزوزوئیک دارای شیبی



شکل ۸: راندگی، آهک سنوزوئیک بر روی آهک مزوزوئیک و رسم استریونت آن، روستای حسن بقعه، دید عکس شمال - شمال غرب

دارد. است و چین‌ها ۳۰ تا ۵۰ درجه تمایل به سمت جنوب غرب دارند و شیب به سمت شمال شرق است. لازم به ذکر است که در این منطقه نیز آهک‌های مزوزوئیک بر روی رادیولاریت‌ها رانده شده‌اند (شکل ۹).

۲ چین خوردگی‌ها

۱-۲ چین خوردگی در رادیولاریت‌های منطقه

۱-۱-۲ چین خوردگی F_1

در جاده هرسین چین خوردگی در رادیولاریت‌ها را مشاهده می‌نماییم، عناصر هندسی این چین‌ها مانند سطح محوری آن‌ها هماهنگی کامل با هندسه راندگی زاگرس



شکل ۹: چین خوردگی رادیولاریت و رسم استریونت سطح محوری آن، الگوی جناغی نامنظم، دید جنوب شرق

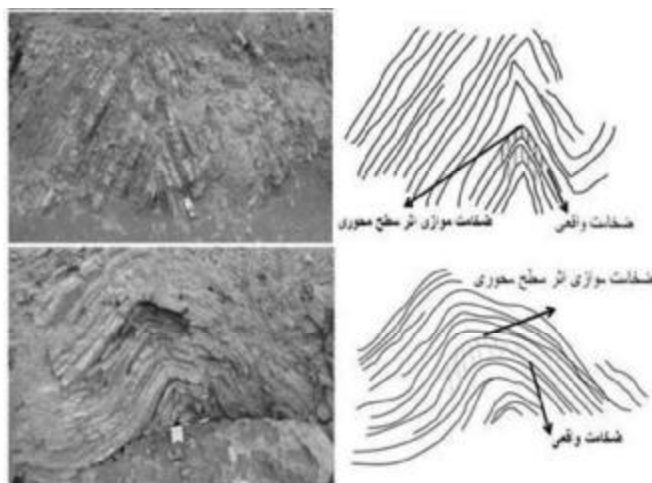
۲

که به شدت تحت تأثیر حرکات تکتونیکی قرار گرفته و چین خوردگی‌های بسیاری از آن‌ها در جاده دیده

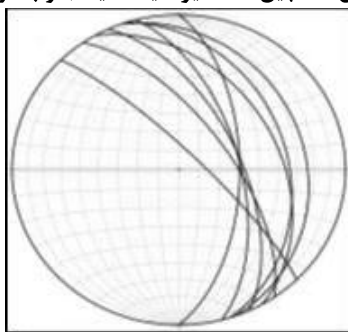
۲-۱-۲ چین خوردگی F_2

در شمال غرب جاده هرسین رادیولاریت‌ها برنزد دارند

بین ۵ تا ۲۵ درجه می‌باشد. با توجه به رسم اثر سطح محوری و ضخامت واقعی لایه در چین‌ها نشان می‌دهد که این چین‌ها از نوع کلاس IB رمزی (چین موازی) و همچنین دارای سازوکار خمش می‌باشند (شکل ۱۰ و ۱۱).



شکل ۱۰: چین در رادیولاریت، دید جنوب شرق



شکل ۱۱: سطح محوری چین‌های موجود در رادیولاریت‌ها.

خوابیده، قائم، لمبیده و چین خوردگی مجدد در رادیولاریت‌ها هستیم. رادیولاریت‌های این محل با رادیولاریت‌های سایر نواحی منطقه متفاوت بوده زیرا در بخش‌های دیگر منطقه مورد مطالعه چین خوردگی مجدد در رادیولاریت‌ها دیده نمی‌شود. در این محل شاهد چین‌های مستوی و نامستوی هستیم، ولی در سایر مناطق بیشتر سطح محوری چین‌های موجود در رادیولاریت مستوی هستند. با توجه به اندازه گیری‌های صورت گرفته از گسل‌ها و سطح محوری چین‌های

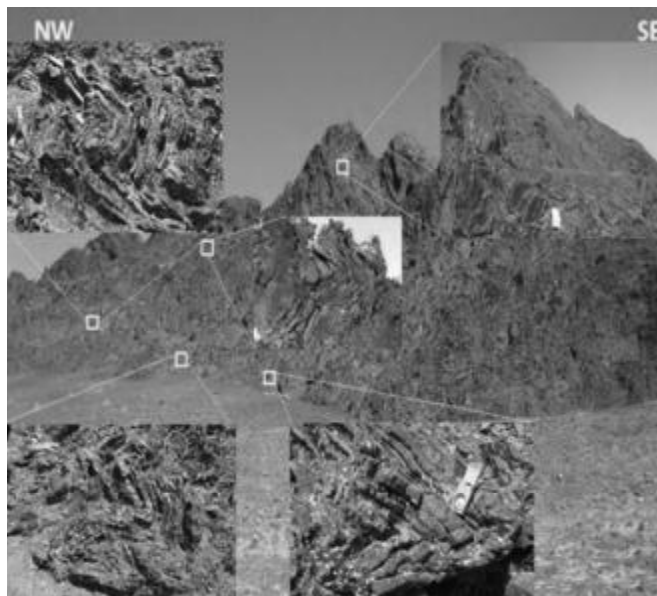
می‌شوند. رادیولاریت‌ها در این محل اغلب نازک لایه رنگ غالب آن‌ها قرمز است لیکن رنگ‌های خاکستری تا مایل به سبز نیز در آن‌ها دیده می‌شود در این محل رادیولاریت با میان‌لایه رسی همراه است. اندازه‌گیری‌های به عمل آمده در این منطقه حاکی است که محور چین‌های رادیولاریت کنار رودخانه نسبتاً افقی

۳-۱-۲ چین خوردگی F₃

در حوالی روستای شاه‌آباد علیا رادیولاریت‌ها به صورت یک کوه برونزد دارند اما رادیولاریت‌های اینجا فاقد میان‌لایه‌های شیل هستند. این رادیولاریت‌ها شدیداً چین خورده و گسلیده هستند (شکل ۱۲ و ۱۳) و بر طبق مشاهدات صحرائی صورت گرفته درمی‌یابیم که اکثر گسل‌های موجود در این رادیولاریت‌ها (گسستگی) بعد از پایان چین خوردگی اتفاق افتاده است. در این محل چین خوردگی بسیار شدید بوده و شاهد چین‌های

سطح محوری و ضخامت واقعی آن‌ها رسم گردیده است (شکل ۱۵). با توجه به ضخامت موازی اثر سطح محوری رسم شده آن‌ها در رده کلاس IB رمزی قرار می‌گیرند. همچنین ضخامت لایه‌ها در لولا افزایش می‌یابد و دارای سازوکار خمش است.

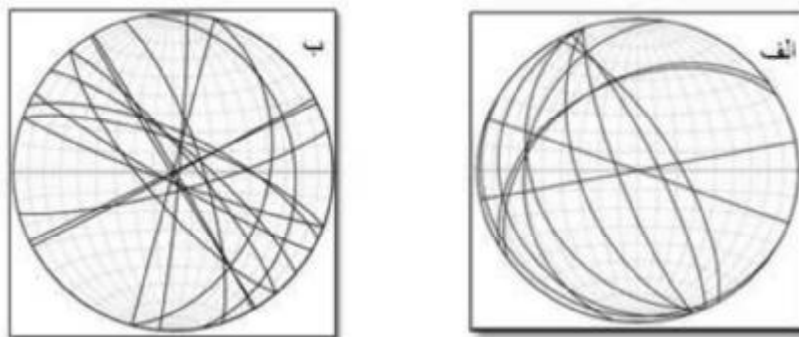
موجود در محل رادیولاریت شاه‌آبادعلیا و رسم استریونت گسل‌ها و چین‌ها (شکل ۱۴ الف و ب) مشاهده می‌شود که این گسل‌ها و چین‌ها فاقد روند و نظم می‌باشند، بنابراین به نظر می‌رسد که رادیولاریت‌ها در این قسمت به صورت کلیپ وجود دارد. تعدادی از این چین‌ها انتخاب گردیده و سپس ضخامت موازی اثر



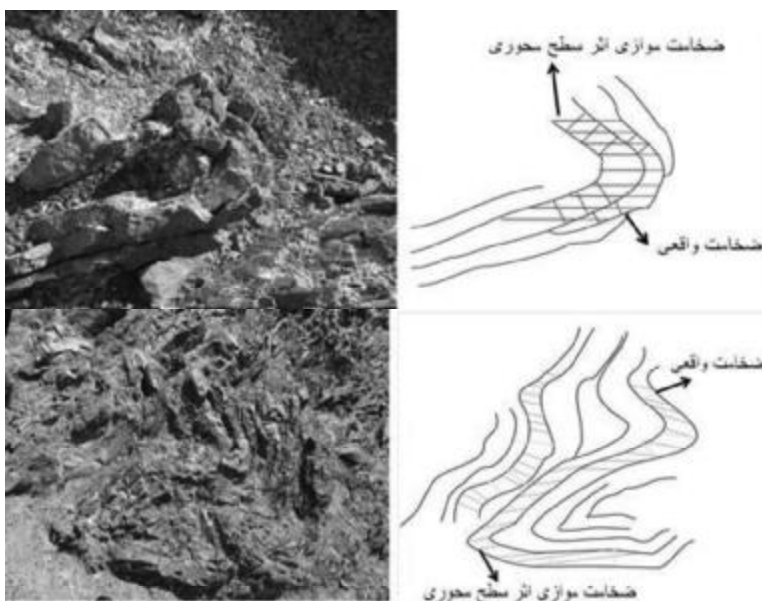
شکل ۱۲: رادیولاریت شدیداً چین خورده، شاه‌آباد علیا، دید شمال شرق



شکل ۱۳: تعدادی از گسل‌های موجود در رادیولاریت شاه‌آبادعلیا



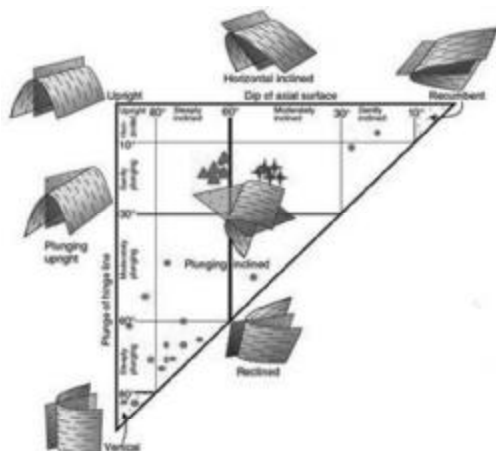
شکل ۱۴: الف، استریونت گسل‌های موجود در رادیولاریت شاه‌آبادعلیا و ب، سطح محوری چین‌های شاه‌آبادعلیا (F₃)



شکل ۱۵: چین خوردگی در رادیولاریت شاه‌آبادعلیا (F₃) و ترسیم ضخامت موازی اثر سطح محوری و ضخامت واقعی آن، دید شمال غرب

بیشتر شاهد چین‌های جناغی دارای تمایل به سمت جنوب‌غرب هستیم. با توجه به مطالعات و اندازه‌گیری‌های سطح محوری و لولای چین‌های موجود در رادیولاریت‌های منطقه مورد مطالعه هر چین را به صورت نقطه در دیاگرام (Fleuty, 1964) نشان داده شده است (شکل ۱۶).

با توجه به رسم اثر سطح محوری و ضخامت واقعی لایه در چین‌های شاه‌آباد نشان می‌دهد که این چین‌ها نیز از نوع IB رمزی و دارای سازوکار خمشی می‌باشند. رادیولاریت‌های منطقه مورد مطالعه جزء رادیولاریت‌های دسته اول (Mohajjel et al., 2003) و همراه با سنگ‌های الترابازیک هستند. در منطقه رادیولاریت (لایه مقاوم) و شیل (لایه نامقاوم) را تشکیل می‌دهد؛ و



شکل ۱۶: طبقه‌بندی چین‌ها بر اساس جهت‌یابی سطح محوری و خط لولا (Fleuty, 1964)، چین‌های F_1 (ستاره)، چین‌های F_2 (مثلث)، چین‌های F_3 (دایره).

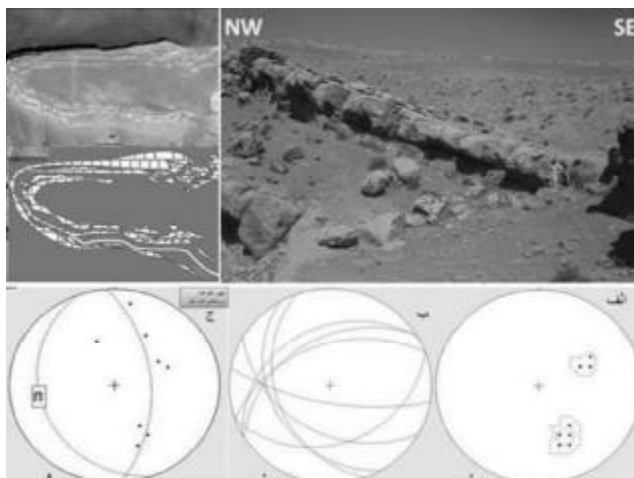
این چین درزه‌های سیستماتیک و رگه‌های کششی فراوانی دیده می‌شود (شکل ۱۷). چین استوانه‌ای با حرکت یک خط راست به موازات (محور چین) خودش در فضا تعریف می‌شود. در چین استوانه‌ای قطب‌های یک سطح چین خورده در استریونت بر روی دایره بزرگ قرار می‌گیرد و انحراف قطب‌ها از دایره بزرگ نشان‌دهنده انحراف از شکل استوانه‌ای است همچنین محور این چین قطب دایره بزرگی است که بهترین برازش را با قطب‌های سطح چین خورده دارد که همان نمودار پی است. در چین‌های مخروطی وقتی موازی با لولای چین حرکت کنیم هندسه چین تغییر می‌کند (قاسمی، ۱۳۸۷).

چین‌های شاه‌آبادعلیا در دیاگرام فلوتی با چین‌های سایر نواحی مطالعه شده تفاوت آشکاری نشان می‌دهد و دارای پراکندگی بیشتری است همچنین بیشتر چین‌های این قسمت منطقه جزء چین‌های قائم و لمیده می‌باشند و شیب سطح محوری آن‌ها زیاد است اما در سایر نواحی چین‌های مطالعه شده دارای شیب سطح محوری متوسط و شیب لولای کم (۱۰-۲۰) درجه می‌باشند (شکل ۱۶).

۲-۲ چین خوردگی در آهک‌های سنوزوئیک

۲-۲-۱ چین خوردگی F_4

چین بزرگ مقیاس این منطقه دارای روند تقریبی شرقی-غربی است. این چین یک ناودیس است و به دلیل قرارگیری قطب‌های لایه‌بندی رسم‌شده بر روی دایره بزرگ استریونت از نوع استوانه‌ای است. در درون



شکل ۱۷: چین (F₄) روستای عالی آباد، دید عکس شمال شرق و رسم اندازه‌گیری‌های چین الف، کنتور دیاگرام ب، لایه‌ها ج، دیاگرام بی چین

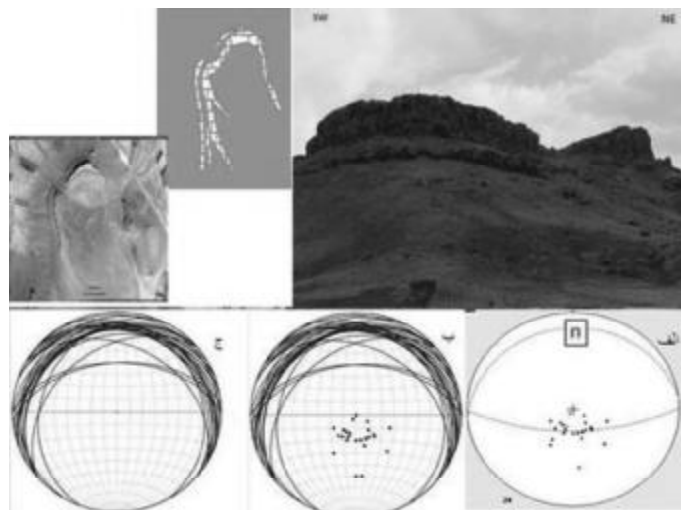
۲-۳ چین خوردگی در آهک‌های مزوزوئیک

۲-۳-۱ چین خوردگی F₆

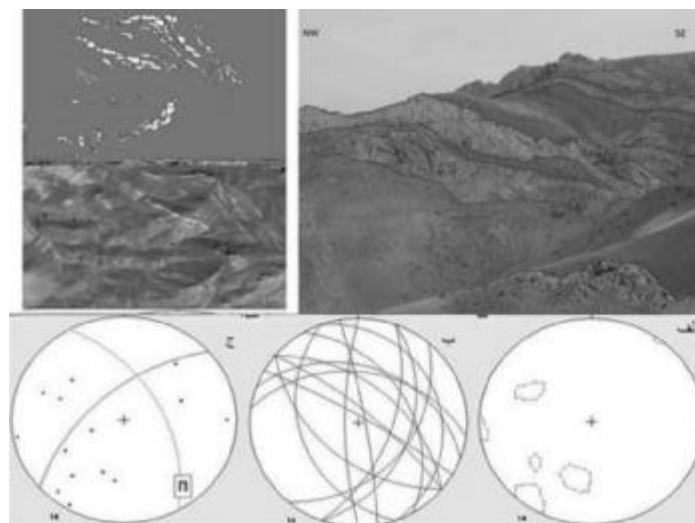
در روبه‌روی روستای چهر نیز چین خوردگی زیبای آهک میان‌لایه با رادیولاریت را مشاهده می‌کنیم. در این منطقه هم مانند سایر نواحی منطقه مورد مطالعه افیولیت در زیر، رادیولاریت در بالای افیولیت و آهک‌های میان‌لایه با رادیولاریت بر روی این واحدها قرار دارد. در این قسمت نودول‌های چرت به فراوانی یافت می‌شوند. نتایج حاصل از اندازه‌گیری این آهک‌ها در زیر نمایش داده شده است. لولای این چین در ربع دوم استریونت واقع شده است. (شکل ۱۹). در این چین بزرگ مقیاس شواهدی از چین خوردگی مجدد دیده می‌شود البته جهت فشار وارد آمده بر این چین خوردگی‌ها که بعداً تشکیل شده‌اند شمال غرب - جنوب شرق است.

۲-۲-۲ چین خوردگی F₅

در حوالی روستای درویشان آهک چین خورده وجود دارد. این آهک دارای سن سنوزوئیک است و دارای فسیل روزن‌داران می‌باشد. در زیر این آهک چین خورده افیولیت رخنمون دارد و بعد از آن کنگلومرا حاوی قطعات رادیولاریت، افیولیت که دارای برگوارگی در اثر جهت‌گیری پیل‌ها وجود دارد و بر روی این دو واحد آهک سنوزوئیک قرار گرفته است. لنزهای موجود در این آهک حرکت چپگرد نشان می‌دهند. لولای این چین به صورت M شکل است. نتایج اندازه‌گیری یال‌های این چین و رسم داده‌ها در زیر نمایش داده شده است. لولای این چین در ربع چهارم قرار دارد. مطابق پی دیاگرام رسم شده چین از نوع مخروطی است. اکثر گسل‌هایی که در این چین‌ها وجود دارد نیز روندی مشابه با جهت اصلی راندگی زاگرس (شمال غرب - جنوب شرق) دارند (شکل ۱۸).



شکل ۱۸: چین در آهک‌های سنوزوییک (F5) روستای درویشان و رسم اندازه‌گیری‌های چین الف، دیاگرام پی ب، لایه‌بندی و قطب ج، لایه‌بندی چین

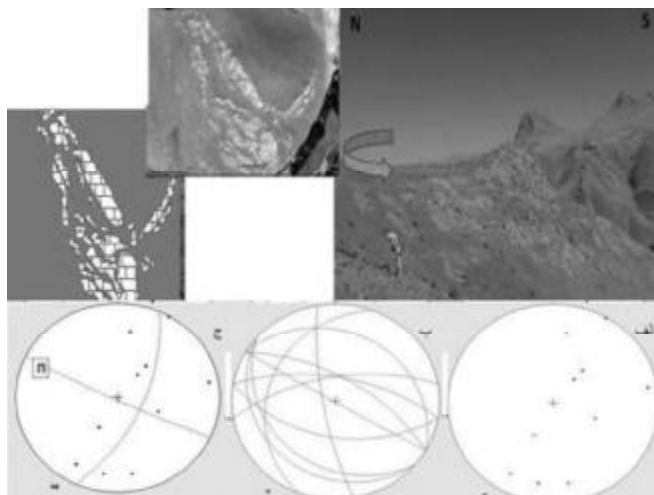


شکل ۱۹: چین (F6) روستای چهر، دید شمال شرق و رسم اندازه‌گیری‌های چین ، الف کنتوردیاگرام ب، لایه‌ها ج، دیاگرام پی چین

شرق است و لولای این چین در ربع چهارم استریونت قرار دارد. این چین در آهک‌های همراه با توالی رادیولاریت دیده شده است. با توجه به اندازه‌گیری‌های صورت گرفته و رسم داده‌ها این چین از نوع استوانه‌ای است (شکل ۲۰).

۲-۳-۲ چین خوردگی F7

در جنوب هرسین در حوالی روستای بابازید سکناس رادیولاریت در زیر و آهک در بالا مشاهده می‌شود که در روی این آهک‌ها نودول‌های چرت قرار گرفته که در بعضی نقاط دارای روند و به صورت خطی قرار گرفته‌اند. چین بابازید دارای روند شمال غرب - جنوب



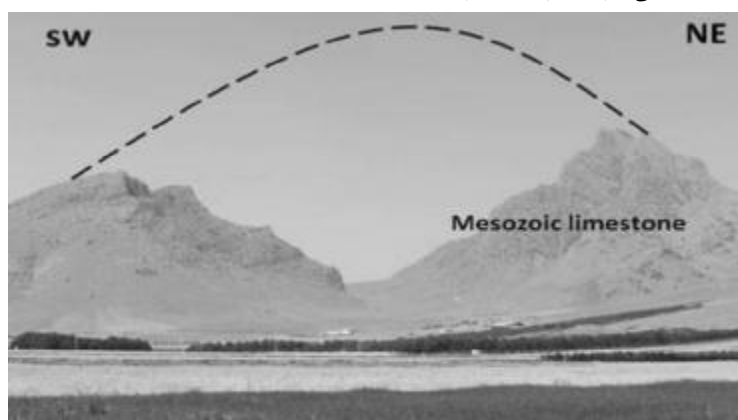
شکل ۲۰: چین در آهک‌های مزوزوئیک (F7)، با بازید، دید عکس شرق و رسم اندازه‌گیری‌های آن الف، قطب لایه‌ها ب، لایه‌ها ج، پی‌دیگرام متعلق به چین

آهک مزوزوئیک (آهک بیستون) با ضخامت زیاد قرار دارد. این آهک دارای درزه‌های زیاد و رگچه‌های کلسیت فراوان است رنگ آن خاکستری و رنگ سطح شکست آن نیز خاکستری می‌باشد. در واقع این چین خوردگی بعد از راندگی بر روی افیولیت در آهک شکل گرفته است (شکل ۲۱).

۲-۴-۲ چین‌های بزرگ مقیاس در آهک بیستون

۱-۴-۲ چین خوردگی F8

۸ کیلومتری جنوب غرب صحنه حوالی روستای آهنگران این تاقدیس آهنگران رخنمون دارد. جنس لایه‌های این تاقدیس آهک ضخیم‌لایه بیستون است. شیب لایه‌های یال جنوبی (یال سمت راست تاقدیس) ۸۸/۵۰ و جهت شیب به سمت جنوب است. در قسمت پایین عکس افیولیت دیده می‌شود و بر روی افیولیت



شکل ۲۱: تاقدیس (F8) در سنگ آهک‌های مزوزوئیک، آهنگران، دید عکس شمال غرب

در قسمت زیرین این ناودیس نیز افیولیت و رادیولاریت قرار دارد (شکل ۲۲).

۲-۴-۲ چین خوردگی F9

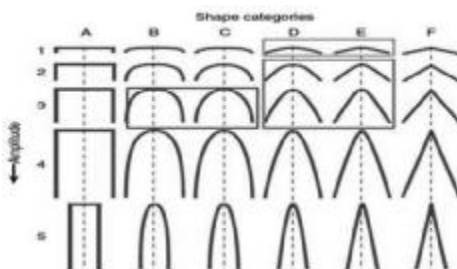
در مسیر جاده صحنه در آهک‌های مزوزوئیک چین خوردگی به صورت ناودیس شکل گرفته است و



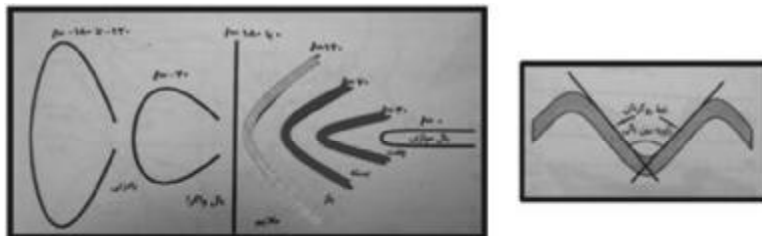
شکل ۲۲: ناودیس (F)، بیستون دید عکس شمال غرب

دگرشیبی نیز دارند (شکل ۲۴). بر اساس طبقه‌بندی (Hudleston, 1973) چین‌های موجود در افیولیت‌ها بین حالت‌های D1, E1، چین‌های موجود در رادیولاریت‌ها بین حالت‌های D2, D3, E2, E3 و چین‌های موجود در آهک‌های سنوزوئیک منطقه بین حالت‌های B3, C3 قرار دارد (شکل ۲۳).

بر اساس تقسیم‌بندی زاویه بین‌یالی (Fleuty, 1964) چین‌های موجود در رادیولاریت‌ها دارای زاویه بین‌یالی ۳۰ تا ۷۰ و جز چین‌های بسته تا باز می‌باشند و همچنین لولای تیز و زاویه‌دارتری دارند و جز چین‌های جناغی هستند اما چین‌های موجود در آهک‌های ترشیری دارای زاویه بین‌یالی ۱۲۰ درجه و جز چین‌های ملایم هستند و



شکل ۲۳: طبقه‌بندی چین بر اساس شکل (Hudleston, 1973) چین‌های موجود در رادیولاریت‌ها با کادر صورتی و چین‌های ترشیری با کادر بنفش و چین‌های موجود در پریدوتیت‌ها با کادر آبی مشخص شده است.



شکل ۲۴: طبقه‌بندی چین‌های با استفاده از زاویه بین‌یالی (Fleuty, 1964)، چین‌های درون رادیولاریت (بنفش) چین‌های سنوزوئیک (آبی).

ابتدا سنگ‌های خانواده افیولیت، در واقع گابروهای آلتزه شده و فرسایش یافته دیده می‌شود. پس از آن رادیولاریت‌ها و کنگلومرا را مشاهده می‌کنیم. کنگلومرا

نهشته‌های برجا

نهشته‌های برجا در روستای عالی آباد ۱

در این بخش، شمال روستای عالی آباد از پایین به بالا

سنوزوئیک است. مشاهدات صحرایی حاکی است که قسمت اعظم این آهک به صورت ریف است، به علاوه در میان آن‌ها قطعات صدف در اندازه ریز و درشت دیده می‌شود ضخامت آهک در حدود ۲ متر تخمین زده می‌شود. به گفته (Braud, 1987) در ناحیه کرمانشاه در امتداد گسل‌های تراستی با راستای شمال باختر- جنوب خاور افیولیت‌ها برونزد دارند. افیولیت‌های کرمانشاه بر روی پهنه بیستون، پهنه رادیولاریتی و همچنین ترادفی از سنگ‌های پالئوسن- ائوسن پهنه زاگرس رانده شده‌اند و در ۱۰ کیلومتری هر سین افیولیت‌ها از سنگ‌هایی که بر روی آن‌ها قرار گرفته‌اند و سن پالئوسن - ائوسن دارند، توسط یک دگرشیبی زاویه‌دار جدا می‌شوند. کنگلومرای تشکیل دهنده سازند امیران با سن ماستریشتین- پالئوسن حاوی قطعات بسیار زیادی از افیولیت‌ها هستند و نشان می‌دهد افیولیت در این زمان رانده شده‌اند (شکل ۲۵).

بر روی سری افیولیت و رادیولاریت قرار دارد. کنگلومرا در زیر این چین دگرشکل شده و دارای یک برگوارگی در اثر جهت‌گیری ترجیحی پیل‌ها است. به نظر می‌رسد این کنگلومرا در طی فاز چین‌خوردگی دوم و رانده شدن آهک رخ داده است و بعد از آن چین‌خوردگی اتفاق افتاده است. مشاهدات صحرایی حاکی است که این کنگلومرا از نوع پیش‌رونده با دگرشیبی زاویه‌دار بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر (افیولیت) قرار دارد و کنگلومرا در این منطقه دارای قطعاتی از چرت (رادیولاریت) آهک بلوری شده بدون فسیل است دارای گردشگی خوبی است. وجود خش- لغز در میان اجزا تشکیل دهنده کنگلومرا نشان می‌دهد که قبل از تشکیل کنگلومرا تکنونیک در منطقه حاکم بوده است. کنگلومرا ضخامتی در حدود ۵۰ متر در این منطقه دارد و مبین پیشروی دریای نئوتتیس در ناحیه کرمانشاه است. آهک در بالای این منطقه دارای فسیل- های ترشیری و مرجان است و این آهک متعلق به



شکل ۲۵: ناودیس، روستای عالی آباد، دید عکس شرق

۱- افیولیت: افیولیت (گابرو توده‌ای) سرپانتینی شده بخش زیرین توالی این نهشته‌ها از افیولیت تشکیل شده که عمدتاً توسط نهشته‌های کواترنری پوشیده شده است و خیلی کم برونزد دارد. رادیولاریت با ضخامت نه چندان زیاد بر روی افیولیت‌ها واقع‌اند. ۲- ماسه‌سنگ و کنگلومرای دارای اجزای افیولیت و رادیولاریت که

نهشته‌های برجا در ده مرادخان ۱۵

سه کیلومتری صحنه در حوالی روستای مرادخان در این محل توالی نهشته‌های زیر دیده می‌شود. نیم‌رخ قائم از نهشته‌های جنوب شهرستان صحنه که به سمت شمال شیب دارند به شرح زیر است.

است و در آن‌ها دیده می‌شود که می‌توان آن را ریف آلگی-مرجانی نامید. بر اساس این فسیل‌ها می‌توان سن آهک‌ها را به میوسن نسبت داد. در اطراف روستای ده مرادخان آهک‌ها بی‌ریشه و تراست هستند. در این قسمت سکانس، تدریجی است. این آهک‌ها معادل سازند قم هستند. یک پیشروی است و دارای سن سنوزوئیک است. همبری این آهک بایوهرم و کنگلومرا تدریجی است و ضخامت بخش تخریبی حدوداً ۱۰۰ متر است (شکل ۲۶).

ضخامت آن بیشتر از سایر واحدها است و ماسه‌سنگ قرمز رنگ دارای رگه‌های سیلیس است اما کنگلومرا تخریبی است که معمولاً قدیمی‌تر از میوسن یا ائوسن بالایی است و این سن پیشروی صورت گرفته است. ۳- آهک‌های ترشیری: این آهک‌ها ضخامت چندانی در این قسمت ندارند و علاوه انواع فسیل‌های سنوزوئیک به خصوص فسیل‌هایی مانند دوکفه‌ای فرامینوفر (اپرکولینا) و پنروپلیس در آن یافت شده است و همچنین سنگ آهک ریفال حاوی اینتراکلیست و مرجان



شکل ۲۶: توالی تدریجی، ده مراد خان دید عکس شمال غرب

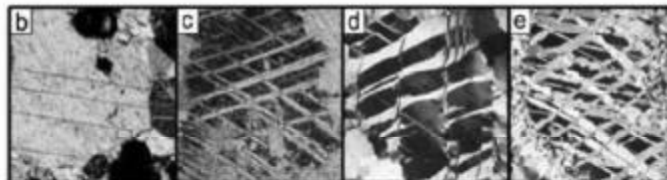
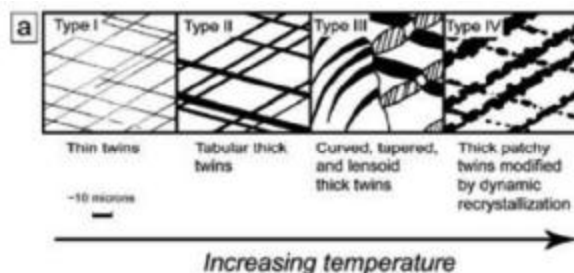
فعالیت این سفره‌های رورانده بعد از این زمان است. در منطقه مورد مطالعه آهک‌های ترشیری بیشتر در قسمت شرق و شمال شرق منطقه و آهک‌های مزوزوئیک در قسمت غرب و جنوب غرب منطقه بیشتر مشاهده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه اکثر نهشته‌ها نابرجا می‌باشند و به ندرت نهشته‌های برج‌ها نیز مشاهده می‌شود. آهک‌های سنوزوئیک منطقه در بعضی از بخش‌ها یک توالی تدریجی را نشان می‌دهد (شکل ۲۵ و ۲۶) که توالی قائم آن از پایین به بالا شامل ۱- افیولیت، ۲- رادیولاریت، ۳- کنگلومرا، ۴- مارن، ۵- آهک‌های ترشیری است. وجود این کنگلومرا نشان‌دهنده پیشروی در منطقه مورد مطالعه و برج‌ها بودن این واحدها است؛ و

نهشته‌های برج‌ها و نابرجا در منطقه مورد مطالعه
در تمام پیمایش‌های صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه افیولیت و رادیولاریت در زیر و بر روی آن‌ها آهک‌های بیستون و سنوزوئیک قرار دارد. مدل‌های مختلفی برای برخورد ارائه شده و از راندگی افیولیت بر روی آهک سخن به میان آمده اما در منطقه صحنه و هرسین عکس حالت فوق دیده می‌شود و آهک مزوزوئیک (بیستون) را بر روی توالی افیولیت و رادیولاریت مشاهده می‌کنیم که دلیل آن سفره‌های رورانده موجود در محل و وجود ادامه فعالیت تکنونیک بعد از زمان برخورد است و از آنجا که زمان برخورد را حدوداً کوتاه‌تر پسین می‌دانند در نتیجه

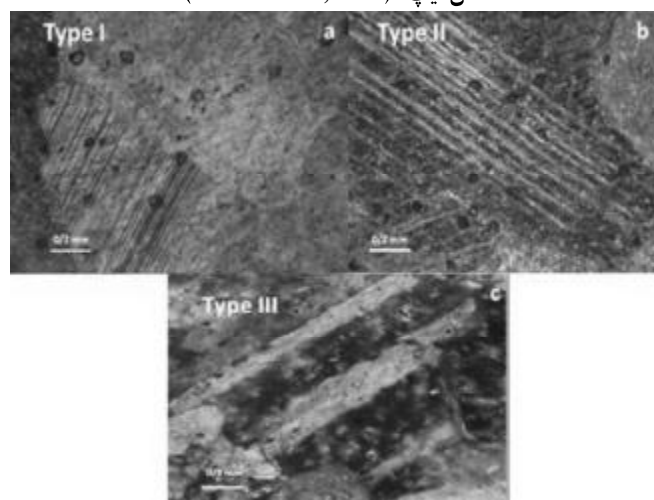
جایگاه زمین ساختی و به دلیل وجود آهک‌های فراوان در منطقه از روش ماکل‌بندی کلسیت جهت تعیین دمای دگرشکلی استفاده شده است. دوقلوهای کلسیت مستقیم باریک و سیاه رنگ با ضخامت کمتر از یک میکرون عرض نوع (Burkhard, 1993) حرارت‌های زیر ۲۰۰ درجه و حرارت غالب ۱۷۰ درجه را مشخص می‌کند و تجمع استرین در این دما به صورت تشکیل ماکل‌های نازک جدید بروز می‌یابد تا افزایش پهنای ماکل و با افزایش استرین تراکم این ماکل‌ها نیز افزایش می‌یابد (Ferrill et al., 2004). ماکل‌های پهن و مستقیم در فاصله بین خطوط سیاه تشکیل می‌شوند دارای پهنای ۱ الی ۱۰ میکرون می‌باشد که در دمای بالای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌گردند و افزایش استرین با تشکیل ماکل‌های جدید و پهن و افزایش پهنای ماکل - های قدیمی همراه می‌باشد و رابطه مستقیم بین پهنای ماکل‌های کلسیت و دمای دگرریختی وجود دارد که سبب تغییر شکل ماکل‌های کلسیت در دمای بین ۱۷۰ و ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌شود. و جایی که دوقلوهای عریض و پهن در مطالعه با میکروسکوپ پلاریزان قابل رویت هستند (نوع I میکرون > II) شرایطی بالای ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه را مشخص می‌سازد (Rowe & Rutter, 1990؛ Evans & Dunne, 1991؛ 1990). در حرارت بالای ۲۰۰ درجه (نوع III) دوقلوهای ضربدری و خمیده وجود دارند. در حرارت‌های بالای ۲۵۰ درجه دوقلوها در اثر مهاجرت مرزخانه مرزهای مضرس دارند (Burkhard, 1995؛ Ferrill et al., 2004؛ Rutter, 1995؛ Vernon, 1981؛ 1993) (شکل ۲۷).

در بخش‌هایی از منطقه در قسمت زیرین آهک‌های ترشیری، کنگلومرا مشاهده نمی‌شود که نشان‌دهنده سفره‌های رورانه مشاهده شده در منطقه است؛ و در سایر بخش‌های منطقه مورد مطالعه شاهد راندگی آهک‌های مزوزوئیک (بیستون) بر روی افولیت‌ها هستیم که نشان‌دهنده راندگی صورت گرفته در این واحدها و نابرجا بودن آن‌ها است (تواضع، ۱۳۹۲).

تعیین شرایط دگرریختی و مقدار تنش جریانی
چگونگی رابطه بین پی‌سنگ و پوشش رسوبی در زمان دگرشکلی یکی از مسائل بنیادی در تفسیر خواستگاه ساختارها در کمربند چین‌خورده - رانده است و این رابطه اساس انتخاب یکی از مدل‌های زمین‌ساختی ستبر-پوسته و نازک‌پوسته است (Hatcher, Coward, 1996؛ Hatcher, 2007). در کمربند چین‌خورده - رانده نازک‌پوسته پهنه‌های گسلی و برگه‌های راندگی، راندگی‌ها خاستگاه کم‌عمق دارند و ساختارهای دگرشکلی در پهنه‌های گسلی و برگه‌های رورانش بیشتر شرایط شکننا را نشان می‌دهند (Muller & Hsu, 1980؛ Rubey 1959 & Hubbert, 1980). در کمربندهای چین‌خورده - رانده ضخیم‌پوسته، راندگی‌ها خاستگاه عمیق دارند و در پی‌سنگ نفوذ می‌کنند. بنابراین ساختارهای دگرشکلی در این مناطق شرایط دگرشکلی شکل‌پذیر را نشان می‌دهند (Harris & Gilotti & Yassaghi & et al, 2000؛ Milici, 1977؛ Kumpulainen, 1986). کوهزاد زاگرس یکی از کمربندهای چین‌خوره - رانده جهان است. یکی از روش‌های زمین‌گرما - فشارسنجی استفاده از کلسیت می‌باشد. به منظور تعیین دمای دگرشکلی و سپس تعیین



شکل ۲۷: a طرح شماتیک تاثیر حرارت بر روی دگرریختی در دولوی کلسیت b تیپ ۱ ماکل نازک c ماکل تیپ ۲ d تیپ ۴ (Ferrill et al., 2004)



شکل ۲۸: انواع ماکل های دگرریختی کلسیت مشاهده شده در منطقه

حاصل از بررسی دمای تشکیل ماکل های کلسیت در منطقه ویژگی یک گستره حدواسط را داراست و این نظریه وجود یک پهنه تدریجی (صدر، ۱۳۸۸؛ نعمتی و همکاران، ۱۳۸۹) را تقویت می کند (جدول ۱) (شکل ۲۸). در منطقه از اندازه دانه های کلسیت جهت برآورد مقدار استرس استفاده شده است. از نقاط مختلف منطقه مورد مطالعه نمونه هایی جمع آوری شده و دانه های کلسیت موجود در مقاطع نازک اندازه گیری شده و سپس با توجه به نمودار ارائه شده نتایج حاصل از مطالعه مقاطع پلات شده است و میزان تنش حاصل از مقاطع

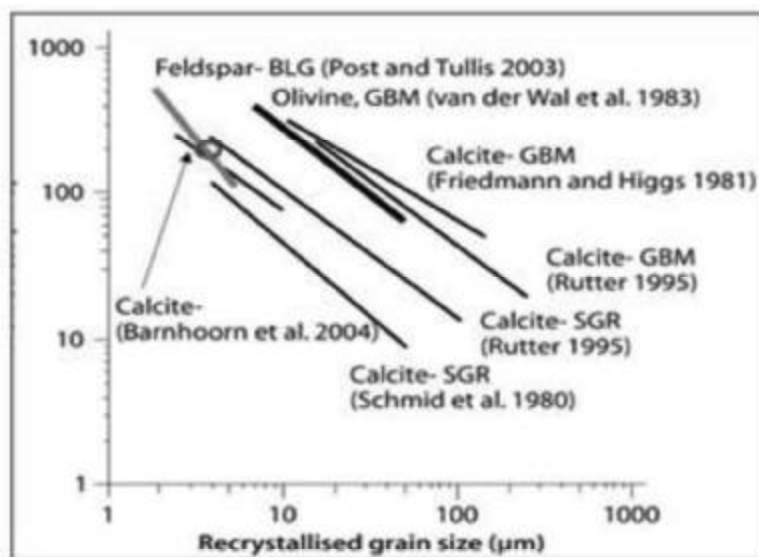
ماکل های کلسیت نوع ۲ در مقاطع مطالعه شده دارای بیشترین فراوانی می باشد و حضور ماکل کلسیت از نوع ۴ در مقاطع مورد مطالعه نادر است. دمای دگرریختی به طور متوسط ۲۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی گراد می باشد و به دلیل واقع شدن منطقه مورد مطالعه در حدفاصل بخش خارجی کوهزاد و بخش داخلی آن دمای بدست آمده از دگرریختی ماکل کلسیت قابل قبول می باشد زیرا منطقه مورد مطالعه واقع در محل گذار زاگرس خارجی به داخلی است و دمای دگرریختی به طور عمومی از بخش داخلی به خارجی کاهش می یابد. همچنین نتایج

(Barnhoorn et al., 2004) قرار می‌گیرند و مقدار تنش جریانی بدست آمده تقریباً بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ مگا پاسکال می‌باشد. با توجه به نمودارهای رسم شده مقدار تنش جریانی میانگین بدست آمده نیز بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ مگاپاسکال می‌باشد (شکل ۲۹).

مختلف محاسبه شده است. رنج اندازه دانه‌های کلسیت در منطقه بین ۱ تا ۱۱ میلی‌متر بوده است و بیشتر اندازه‌ها بین ۳ تا ۶ میلی‌متر بوده است. لگاریتم اندازه دانه‌ها بین ۳ تا ۴ قرار دارد و با توجه به نمودار همه اندازه‌گیری‌های محاسبه شده بر روی خط ارائه شده توسط

جدول ۱: توزیع انواع ماکل‌های مکانیکی کلسیت و برآورد دمای دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه

T(C°)~	Type I	Type II	Type III	Type IV	اسم مقطع
۲۰۰-۲۵۰	۱۵%	۸۰%	۵%	-	۱
۲۰۰-۲۵۰	۵%	۲۵%	۷۰%	-	۲
۲۰۰-۲۵۰	۲۰%	۷۵%	۵%	-	۳
۲۰۰-۲۵۰	۲۰%	۷۵%	۵%	-	۴
۲۰۰-۲۵۰	۱۵%	۷۵%	۵%	-	۵
۲۰۰-۲۵۰	۲۰%	۸۰%	۱%	-	۶
۲۰۰-۲۵۰	۳۰%	۶۵%	۵%	-	۷
۲۰۰-۲۵۰	۲۰%	۷۰%	۱۰%	-	۸
۲۰۰-۲۵۰	۲۰%	۷۰%	۱۰%	-	۹
۲۰۰-۲۵۰	۲۵%	۷۰%	۵%	-	۱۰
۲۰۰	۳۵%	۶۵%	-	-	۱۱
۲۰۰-۲۵۰	۲۰%	۴۹%	۳۴%	-	۱۲
۲۰۰-۲۵۰	۲۰%	۷۰%	۱۰%	-	۱۳
۲۰۰-۲۵۰	-	۷۰%	۳۰%	-	۱۴



شکل ۲۹: ارتباط بین اندازه بلورهای باز تبلور یافته و تنش تقسیم‌شونده که با تنش جریان دگرریختی برای فلدسپار الیوین و کلسیت نشان داده شده است (Passchier, 2005). نتایج حاصل از مطالعه مقاطع با دایره نشان داده شده است.

نتیجه گیری

منطقه مورد مطالعه در محل زیرپهنه زاگرس مرتفع (پیش بوم) قرار دارد و گسل امتداد لغز صحنه در قسمت شمال شرق، اصلی ترین گسل منطقه است. عمده ساختارهای منطقه چین ها و گسل ها، متأثر از برخورد دو صفحه عربی- اوراسیا، بسته شدن نئوتتیس و حرکت گسل ها و راندگی ها می باشند. ساختارهای مشاهده شده در منطقه اعم از ساختارهای شکنا (درزه و گسل)، پهنه های برشی متعدد و چین خوردگی در زمان سنوزوئیک و مزوزوئیک و نهشته های رسوبی - آذرین موجود در منطقه است. تمامی راندگی های مشاهده شده در منطقه با روند اصلی روراندگی زاگرس در راستای شمال غرب- جنوب شرق جهت گیری داشته اند. گستره رادیولاریتی که بهتر از سایر واحدهای موجود در منطقه چین خوردگی نهشته های منطقه را به نمایش می گذارد، اکثراً دارای لولای تیز و جز چین های جناغی هستند و دارای زاویه بین یالی در حدود ۳۰ تا ۷۰ می باشند. سطح محوری این چین ها دارای شیب متوسط تا زیاد است و تمایل به سمت جنوب غرب و جهت شیب شمال شرق را دارا هستند. در منطقه شاه آباد علیا رادیولاریت ها دارای چین خوردگی مجدد و گسل های فراوانی هستند که چین خوردگی مقدم بر گسلیدگی رخ داده است. این رادیولاریت ها دارای میان لایه نیستند همین دلیل حدس زده می شود که رادیولاریت در این منطقه به صورت کلیپ است. همچنین چین های مطالعه شده در منطقه دارای سازو کار خمش لغزش هستند. بر اساس طبقه بندی (Hudleston, 1973) چین های موجود در افیولیت ها بین حالت های D1, E1، چین های موجود در رادیولاریت ها بین حالت های D2, D3, E2, E3 و چین های موجود در آهک های سنوزوئیک منطقه بین حالت های B3, C3 قرار دارد. چین های بزرگ مقیاس در آهک های مزوزوئیک نیز دارای لولای مدور و دارای روند شمال غرب - جنوب شرق می باشند. البته در بعضی از چین ها شواهد مبنی بر چین خوردگی مجدد نیز دیده می شود.

چین های سنوزوئیک منطقه دارای لولای گرد هستند و زاویه بین یالی ۱۲۰ دارند. همچنین با توجه به دیانگرام (II) رسم شده این چین ها اکثراً استوانه ای هستند و سطح محوری چین ها دارای روند شمال غرب - جنوب شرق است. چین های مشاهده شده در این منطقه به غیر از چین های شمال روستای شاه آباد علیا دارای روند شمال غرب - جنوب شرق و جهت فشار وارد آمده منطبق با جهت فشار صفحه عربی به ایران است. در زیر بسیاری از آهک های سنوزوئیک کنگلومرایی حاوی قله های رادیولاریت، اجزاء افیولیت و آهک بلوری شده و دارای خش لغز بر روی قطعات وجود دارد. این کنگلومرا دارای سیمانی از اجزاء رادیولاریت و افیولیت است و قله های آن گردش دگی خوبی دارند و حاکی از پیشروی دریا در حوضه نئوتتیس در سنوزوئیک می باشد. آهک های سنوزوئیک به صورت دگرشیب (حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه) بر روی واحدهای تکتونیزه شده افیولیت - رادیولاریت و کنگلومرا قرار دارد و مبین فاز گسترشی نئوتتیس تحت تأثیر فاز تکتونیک بعدی که احتمالاً در پایان سنوزوئیک یا اوایل کواترنری طی فاز کوهزایی پاسادین روی داده می باشد. در قسمت های غربی منطقه بیشتر آهک های تیپ بیستون و در قسمت های شرقی آهک های ترشیری بیشتر رخنمون دارند و بر روی رادیولاریت و افیولیت های منطقه و کنگلومرا قرار دارند. اکثر واحدهای مشاهده شده در منطقه نابرجا است؛ و راندگی آهک های مزوزوئیک بر روی افیولیت ها حاکی از ایجاد ساختارهای دوپلکسی در منطقه است. واحدهای برجا در منطقه مورد مطالعه در قسمت هایی که آهک سنوزوئیک به صورت دگرشیب بر روی افیولیت، رادیولاریت، کنگلومرا و مارن قرار دارد مشاهده می شود. بررسی های انجام شده بر روی بلور کلسیت از طریق بررسی انواع ماکل های دینامیکی و اندازه بلورهای باز تبلور یافته نشان می دهد که شرایط دگرریختی منطقه ویژگی یک گستره حدواسط را دارا می باشد و دمای دگرریختی از بخش خارجی به بخش

-Coward, M.P., 1996, "Balancing sections through inverted basins," Geological Society of London Special publications 99:51-77.

-Fleuty, M.J., 1964. The description of folds, London Proceedings of the geologists Association 75:461-492.

-Evans, M.A., Dunne, W.M., 1991, "Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet, central Appalachian," USA. J Struct Geol. 13:21-36.

-Ferrill, D.A., Morris, P.A., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong, Jr.R.H., Onasch, C.M., 2004, "Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer," J Struct Geol. vol. 26:1521-1529.

-Gilotti, J.A., Kumpulainen, R., 1986, "Strain softening induced ductile flow in the Sarv thrust sheet, Scandinavian Caledonides," Journal of Structural Geology, 8:441-455.

-Harris, L.D., Milici, R.C., 1977, "Characteristics of Thin-skinned style of deformation in the southern Appalachians and potential hydrocarbon traps," U.S. Geological survey professional paper. 1018:16-19.

-Hatcher, R.D.JI., 2007, "Confirmation of Thin-skinned Thrust Faulting in Foreland FOLD-Thrust Belt and Its Impact on Hydrocarbon Exploration," Bally, Gordy and Stewart. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1966, American Association of petroleum Geologists article 700344P.

-Hubbert, M.K., Rubey, W., 1959, "Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting" Geological Society of America Bulletin 70:115-205.

-Hudleston, P.J., 1973. Fold morphology and some geometric implications of theories of fold development. Tectonophysics, 16: 1-46.

-Kazmin, V.G., Ricou, L.F., Sborshikov, I.M., 1986, "Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys," Tectonophysics 123:153-179.

-Mohajjel, M., Fergosson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan Zone. western Iran, Journal of Asian Earth Sciences. 21,397-412.

-Muller, W.H., Hsu, K.J., 1980, "Stress Distribution in overthrusting slabs and mechanics of Jura deformation," Rock Mechanics, Supplement. 9219-232.

Passchier, C.W., 2005, "Trouw R.A.J. Micro tectonics," Springer Verlag Berlin Heidelberg in Germany. 306 page.

-Rowe, K.J., Rutter, E.H., 1990, "Paleostress estimation using calcite twinning Experimental

داخلی کوهزاد افزایش یافته است بر طبق مطالعات انجام شده بر روی ماکل‌ها و همچنین میزان تنش جریانی بدست آمده از اندازه بلورهای کلسیت ۲۰۰ تا ۳۰۰ مگاپاسکال می‌باشد و تمامی اندازه‌گیری‌های صورت گرفته بر روی خط ارائه شده توسط (Barnhoorn et al., 2004) قرار می‌گیرد.

منابع

- آقاباتی، ع، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۵۸۶ صفحه.
- _تواضع، ز، ۱۳۹۲. تحلیل ساختاری منطقه صحنه -هرسین (خاور کرمانشاه)، رساله کارشناسی ارشد دانشگاه بوعلی سینا ۱۷۷ صفحه.
- حسینی دوست، ج، آلیانی، ف، براتی، م، نمازی، ع، ۱۳۸۵، بررسی ویژگی‌های تکتونیک صفحه‌ای ناحیه خردشده کرمانشاه با نگرشی بر داده‌های تکتونیک، پترولوژی و کانه‌زایی مربوط به آن در ناحیه کرمانشاه، گزارش طرح پژوهشی دانشگاه بوعلی سینا همدان ۱۳۱ صفحه.
- صدر، ا.ح، ۱۳۸۸، تحلیل ساختاری پهنه‌ی برخوردی کوهزاد ازگرس در غرب الیگودرز، رساله دکترا دانشگاه تربیت مدرس ۱۴۳ صفحه.
- نعمتی، م، یساقی، ع، کمالی، م.ر، ۱۳۸۹، استفاده از ریز ساختارهای بلور کوارتز و کلسیت و شاره‌های درگیر در تحلیل دگرشکلی و برآورد خاستگاه سیستم رورانده‌ی کوهزاد زاگرس در منطقه بختیاری، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ص ۱۸۱-۱۹۴.
- محجل، م، سهندی، م.ر، ۱۳۷۸. تکامل پهنه سنندج-سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن، فصلنامه علوم زمین تابستان شماره ۳۲، صفحه ۲۸-۴۹.
- Reference:**
- Braud, J., 1987. Paleogeographie, magmatique et structural de la region Kermanshah. Iran. These the etate, universite de Paris france, 489p.
- Burkhard, M., 1993, "Calcite twins. their geometry, appearance, significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review," J. Struct Geol, 15:351-368.

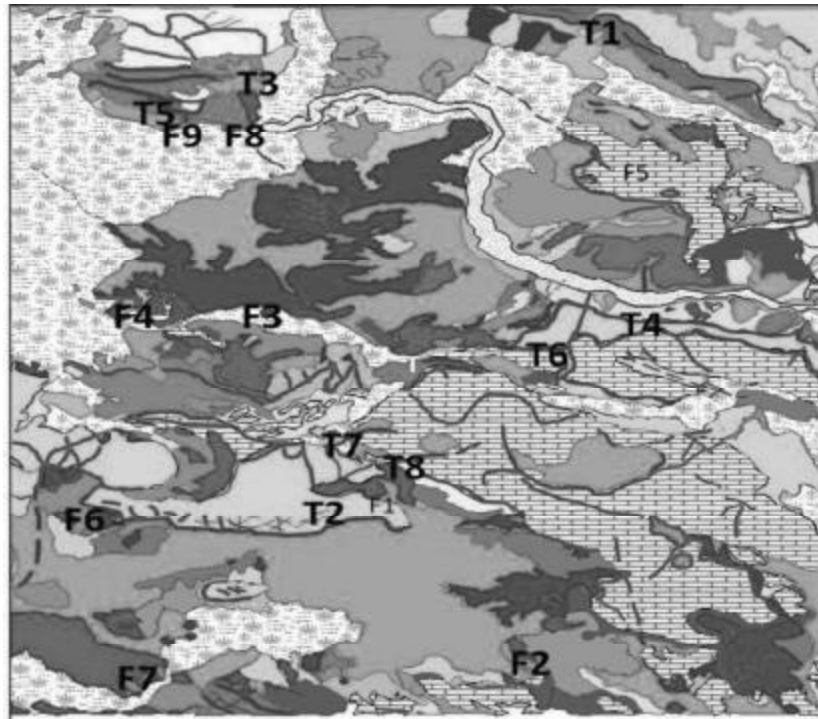
deformed marbles," *Tectonophysics* 78:601-612.

-Yassaghi, A., James, P.R., Flottmann, T., 2000, "Geometric and kinematic evolution of asymmetric ductile shear zones in thrust sheets southern Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia", *Journal of Structural Geology*. 22:889-912.

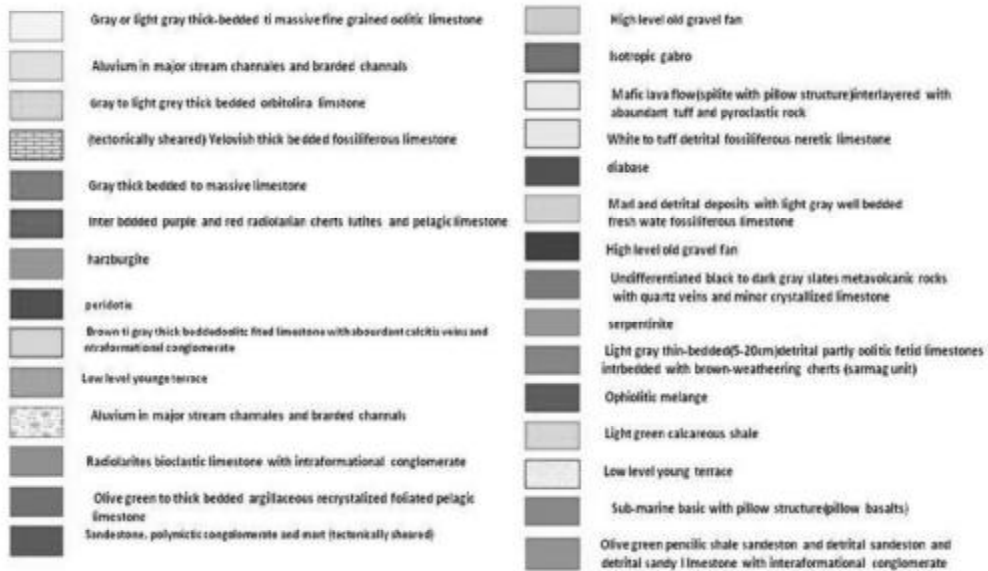
calibration and application to nature," *Journal of Structural Geology* 12.1-18.

-Rutter, E.H., 1995, "Experimental study of the influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble," *J Geophys Res* 100:24561-24663.

-Vernon, R.H., 1981, "Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally



راندنا



Scale 1:100,000



نقشه راندگی ها و چین های مطالعه شده در منطقه

Evidences and Structural analysis in the high Zagros collision (Sahneh - Harsin)

S.J.Hossinidust¹, Z.Tavazo*², M.R.Sahandi³

- 1) Assistant professor, Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran.
2) M.SC.in tectonic, Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran.
3) M.SC.in tectonic Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Abstract

The study area is located between high Zagros and S-S zones. The main Stratigraphy units in the study area are comprised of Volcanic-Sedimentary Sequence, Mesozoic and Cenozoic limestones. The main structures in this area are oriented in NW-SE, to the main Zagros thrust direction. Most of radiolarites have sharp hinge, chevron folds and their interlimb angles are about 30° - 70°. In Shahabad olya area radiolarites have been strongly folded and faulted in which faulting happened after folding. These radiolarites do not have an interface and they show refolding evidences. Accordingly, it seems that in this situation radiolarites are klippe. Mesozoic major foldings (in limestone) have a rounded hinge and NW-SE direction, but in some folds the evidences of refolding are visible. Cenozoic foldings of this area have rounded hinge and their interlimb angle is 120°. Also, according to (II) diagram, most of these foldings are cylindrical with NW-SE axial surface direction. Elements of fold in these units are different so that reasons are differential rheology and formed folds in different tectonic phases. Mesozoic limestone are thrust on ophiolites is a reason for formed duplex structures. Study of calcite twin morphology and grain size recrystallization demonstrate that deformation condition in this area have intermediate deformation zone peroperties and deformation temperature reduces from outer part to inner part. The average amount of flow stress is 200 to 300 Mpa.

Key words: High Zagros, Ophiolite, Flow stress, Calcite, Thrusts, Folds

*. Correspondent author Email: Zahra_tavazo@yahoo.com



فصلنامه زمین ساخت
سال اول، شماره سوم، پاییز ۹۴
۹۷-۱۱۵

واکویهای تنش دیرینه و جنبش شناختی با استفاده از خش لغزهای گسلی قائمیه، جنوب باختر ایران

خلیل سرکاری نژاد^۱، پژمان وقاری^۲، زهرا کمالی^{۳*}

۱. استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز.
۲. کارشناس ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز.
۳. دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند.

چکیده

منطقه قائمیه در ۱۰۰ کیلومتری باختر شهر شیراز و در ۴۰ کیلومتری شمال کازرون واقع شده است. ساختارهای تشکیل شده، این منطقه متأثر از عملکرد قطعه گسلی کماریج وابسته به گسل امتدادلغز کازرون بوده، و قسمتی از کمربند پیش خشکی چین خورده زاگرس می باشد. محدوده مورد مطالعه دو گسل را در بر میگیرد؛ یکی گسل نرمال با مولفه راستالغز راست بر که باعث دگربختی سازندهای گورپی و پایده و سروک و دیگری گسل امتدادلغز راست بر که باعث دگربختی سازنده آسماری شده است. گسل امتدادلغز، از الگوی شکستگی های برشی رایدل پیروی می کند و نسبت به گسل کازرون با زاویه قرار می گیرد. در این پژوهش داده های خش لغز گسلی به منظور بازسازی جهت گیری دیرینه تنش موثر با روش گرافیکی (Fault-slip inversion method) برداشته شده و مورد بررسی قرار گرفته است. روند و موقعیت تنشهای اصلی گسل نرمال به ترتیب σ_1 ، 76° ، $S71^\circ W$ ، 12° ، σ_2 ، $S57^\circ E$ و σ_3 ، $N31^\circ E$ ، 70° و گسل امتدادلغز بترتیب σ_1 ، 07° ، $N31^\circ E$ ، 80° ، $S84^\circ W$ ، 06° ، $S60^\circ E$ به دست آمده است. و بر اساس مطالعه خش لغز گسل ها و با استفاده از روش وارونگی چند مرتبه ای می توان انتظار دو فاز دگرشکلی زمین ساختی را در منطقه داشت. براساس نتایج تحلیل داده های خش لغز گسلی، رژیم زمین ساختی حاکم بر منطقه، تراکشی است. و میدان تنش اطراف گسل های وابسته به میدان تنش فعالیت گسل کازرون می باشد.

کلید واژه: شکستگی برشی ریدل، فازهای زمین ساختی، کمربند پیش بوم چین خورده زاگرس، روش وارونگی چند مرتبه.

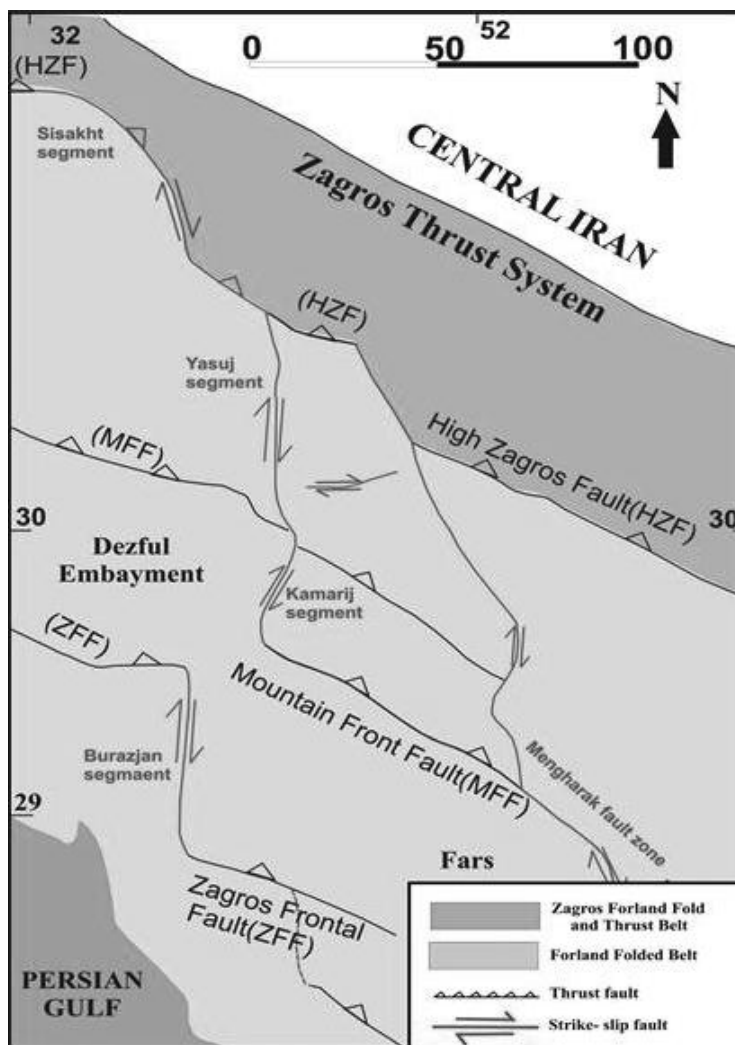
* . مسئول مکاتبات، پست الکترونیک: zahrakamali@birjand.ac.ir

۱- مقدمه

کمبرند پیش بوم چین خورده زاگرس، به تدریج از سمت شمال خاور به یک منطقه سامانه راندگی زاگرس منتهی می شود و در نتیجه پهنه‌ای گسل خورده و فعال پدید می آید که بصورت نواری باریک و طویل با عرض ۱۰ تا ۷۰ کیلومتر بین کمربند دگرگونی فشار بالا- درجه حرارت پائین سنندج-سیرجان و زاگرس پیش خشکی چین خورده و به موازات آنها قرار دارد. این بخش از زاگرس از آن جهت که داخلی ترین بخش زاگرس را تشکیل می دهد، زاگرس داخلی می گویند. تغییر شکل در زاگرس خاوری (فارس)، شامل کوتاه شدگی موازی با همگرایی است (Talebian and Jackson, 2004). لازمه‌ی این تغییرات، کوتاه شدگی در امتداد کمربند زاگرس چین خورده است که می تواند در اثر فعالیتهای گسلهای کازرون، کره بس، سبزپوشان و سروستان باشد.

گسل کازرون، به عنوان گسل پی سنگی در رسوبات فروافتادگی دزفول و ناحیه فارس شناخته شده است (Falcon, 1967 and Kent, 1979). نخستین حرکت تشخیص داده شده در طول گسل کازرون به دوره پرکامبرین زیرین - کامبرین بر می گردد، به طوری که گسل کازرون در پراکندگی و شکل گیری نمک های

نورد پذیر هرمز نقش داشته است. امتداد زون گسلی کازرون به صورت شمالی- جنوبی و شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور در سطح نمایان می شود که به صورت یک دره عرضی به طول ۴۵۰ کیلومتر، از گسل های زاگرس مرتفع در شمال تا خط ساحلی در جنوب توسعه پیدا کرده است. که در طول آن دو گنبد نمکی رخنمون دارد. بر اساس تحقیقات انجام شده در ارتباط با زون گسلی کازرون و ویژگی های ریخت زمین ساختی تغییر شکل یافته زاگرس، گسل کازرون به چهار بخش تقسیم شده است؛ که به ترتیب از شمال به جنوب شامل سیسخت، یاسوج، کماربج و برازجان با روند یکسان S5°E و امتداد پایانه این گسل ها به سمت SE به صورت دم اسبی می باشند. در جهت خاور به گسل های معکوس و چین خوردگی متصل می شوند، که این گسل های معکوس و چین خوردگی ها به سمت NW امتداد پیدا کرده اند (Sepehr, 2001) (شکل ۱). تمامی بخش های گسل کازرون فعال هستند اما آنها رفتاری غیر مستقل از یکدیگر در طی شکل گیری و دگرشکلی کمربند پیش خشکی چین خورده و رانده زاگرس نشان می دهند



شکل ۱- نقشه بخش های گسلی کازرون سی سخت، کماریج، یاسوج و برازجان (Sepehr, 2001).

برداشت خش لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی در دو ایستگاه ($S_1=45$, $S_2=39$) در طول سازندهای سروک و آسماری به سن بخش میانی کرتاسه و الیگومیوسن انجام گرفته است. تعیین دیرینه تنش^۱ در سال های متمادی توسط پژوهشگران متعدد و به روش های گوناگون صورت گرفته است، دو روش که بیشترین کاربرد را جهت برآورد تنسور تنش گسل ها توسط دانشمندان پیشنهاد شده است. این روش ها، شامل

روش های مختلف بازسازی تنش قدیمی مبنی بر تعبیر مکانیکی تنوع ساختاری یا عناصر ریزساختاری سنگ های طبیعی به منظور تکامل نکتونیکی گذشته توسط زمین شناسان ساختاری ارائه گردیده است و ساختارهایی مانند خش لغزها مورد توجه قرار گرفته است. بدین منظور محققان به شناخت سوگیری تنش، تنش های همزمان در محل اندازه گیری و یا سازوکار کانونی زمین لرزه در تخمین سوگیری تنش قدیمی استفاده نموده اند (Lacombe, 2007).

^۱. Paleostress

روش های گرافیکی^۱ (Arthaud, 1969; Angelier and Mechler, 1977; Lisle, 1987) و روش دیگر، روش های عددی^۲ هستند (Carey and Brunier, 1974; Etchecopar et al., 1981; Armijo et al., 1982; Angelier, 1984, 1989; Michael, 1984). در این پژوهش، بررسی های دقیق صحرایی بر مبنای داده های لغزش گسلی بمنظور تعیین موقعیت فضایی تنش های دیرینه منطقه صورت گرفته است و از روش گرافیکی^۳ استفاده گردیده است. از قابلیت های این روش این است که از داده های لغزش گسلی که به صورت ناهمگون و همگون می باشند می توان بهترین جورشدگی را بین تنسورهای تنش و واتنش برقرار کرد و همچنین نرخ تنش نرمال و تنش برشی روی سطح گسل را محاسبه کرد (Zalohar, 2007). داده های خام حاصل از مطالعات صحرایی مورد نیاز در این روش عبارتند از نوع گسل، جهت لغزش بلوک های گسلی با توجه به جهت پلاژ و جهت گیری خشلغز می باشد. مسئله وارونگی شامل مشخص کردن تنسور اصلی تنش با توجه به جهت ها و سوی لغزش بر روی گسل های متعدد است و فرض اصلی بر این است که هر لغزش گسلی که با خطوط لغزشی مشخص شده است، جهت و سویی از تنش برشی را داراست که به یک تنسور تنش واحد مربوط می شود (Angelier, 1994). خطوطارهای خش لغزی، موازی با جهت جابجایی بر روی یک گسل شکل می گیرند. تعیین مقدار جابجایی از روی خش لغزها بسیار مشکل است. بطور کلی، خش لغزها زمانی بر روی سطوح گسلی رخنمون می یابند که یکی از بلوک های گسلی توسط فرایند فرسایش از بین رفته باشد.

۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در کمربند پیش خشکی زاگرس چین خورده و زیر پهنه فارس واقع شده است

۱- کمربند پیش بوم زاگرس چین خورده تا محدوده خلیج فارس به صورت چین هایی با طول موج صدها کیلومتر که به صورت نسبتاً منظم ادامه یافته است (Falcon, 1974, Sepehr and Cosgrove 2004, Mouthereau et al., 2006)، همچنین شامل چندین گسل اصلی پنهان می باشد (Berberian 1995, Leturmy et al., 2010).

۲- زاگرس مرتفع (HZ)، این قلمرو ارتفاع بیشتری نسبت به کمربند چین خورده دارد.

منطقه مورد مطالعه در قسمت شمالی شهرستان قائمیه، مجاور روستای گلگون در استان فارس و در محدوده بین عرض های جغرافیایی $29^{\circ}53'$ تا 30° شمالی و طول های جغرافیایی $51^{\circ}31'$ تا $51^{\circ}36'$ خاور قرار دارد. گسل کازرون گسلی قدیمی و پی سنگی است که دارای حرکت راست گرد می باشد، منطقه مورد مطالعه در بخش کماریج از این گسل قرار دارد، این بخش در مرز جنوب خاوری فروافتادگی دزفول واقع شده و باعث تغییر شکل مرز این فروافتادگی شده است. شواهد این گسل و رخنمون سطحی آن بر روی عکس ماهواره ای در طول جاده اصلی، از جنوب نورآباد ممسنی تا کماریج مشخص شده است. گسل کماریج در برخورد با گسل پیشانی کوهستان خاتمه می یابد (شکل ۱). یک نبود گسلی در حدود ۱۵ کیلومتر، بین بخش گسلی برازجان و کماریج دیده می شود، هیچ شواهدی از گسل خوردگی سطحی در صحرا در بین توالی رسوبی ضخیم فارس و رسوبات متوالی

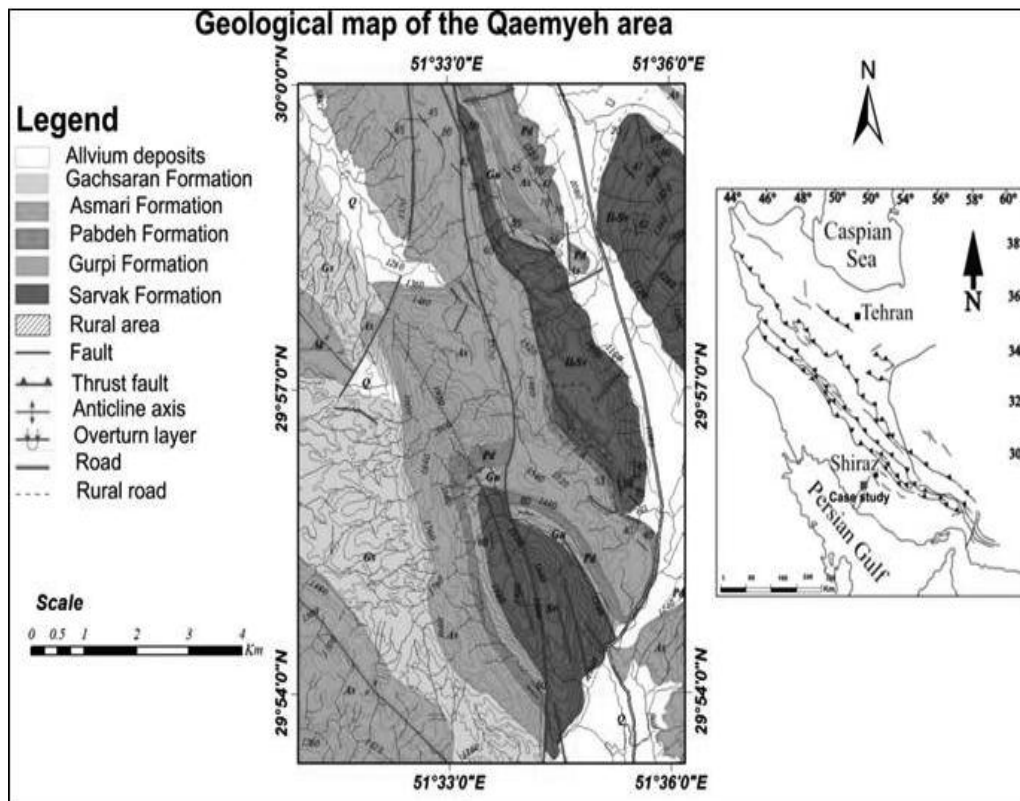
^۱. Graphical methods

^۲. Numerical methods

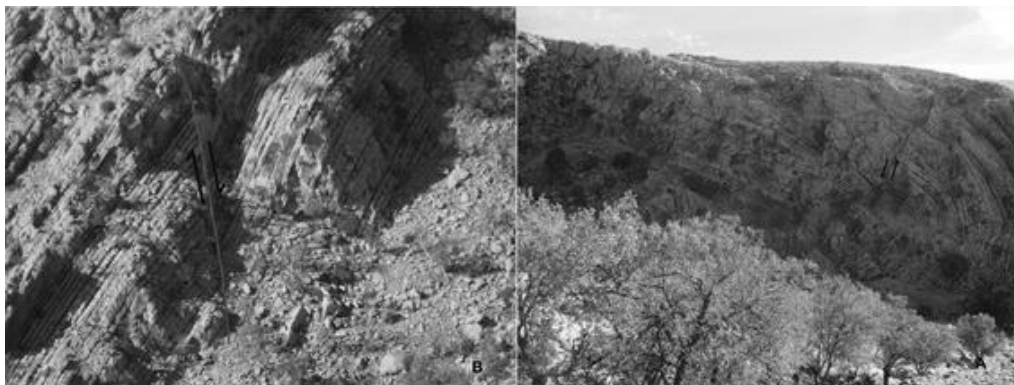
^۳. Graphical method

زاویه دار قرار می‌گیرند (شکل ۴). حرکات گسلی در این منطقه دارای مولفه راست گرد است که این حرکت راست گرد توسط جابجایی و تقاطع شاخ آب (خلیج باریک) و همچنین جهت حرکت بلوک‌های گسلی با استفاده از اندازه‌گیری پلانژهای روی صفحه گسلی مشخص می‌شود. متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی (23° – 56°) می‌باشند. یکی از نمودهای ظاهری گسل‌های نرمال گم شدگی چینه‌ای در اثر حرکت رو به پایین طبقات فرادپواره و نمودهای ظاهری گسل‌های امتدادلغز جابجای راستالغزیست که از طریق تصاویر ماهواره ای کاملاً مشخص می‌باشد. بعلاوه فعالیت گسترده بلوک‌های گسلی ساختارهای مرتبط با گسل مانند آینه های گسلی، برش گسلی، ناهموازی روی صفحه گسل و شیارهای حرکت گسلی در منطقه رخنمون دارند. همچنین در قسمت جنوبی قائمیه تاقدیس سالییز و در قسمت شمالی آن تاقدیس شاه نشین قرار دارد.

فروافتادگی دزفول یا به عبارتی در حوضه پیشانی اصلی زاگرس، مشاهده نشده است (Sepehr, 2004). این منطقه از واحدهای سنگی مزوزویک و سنوزویک چون سازندهای سروک، ایلام، گورپی، پابده، آسماری و گچساران تشکیل شده و در نقشه زمین شناسی منطقه مشخص شده است (شکل ۲) که غالباً دچار دگرشکلی شده‌اند. قدیمی ترین واحد سنگی موجود در این منطقه، سازند سروک به سن کرتاسه می‌باشد و آبرفت های کواترنر است. گسل‌های نرمال در سازندهای گورپی، پابده، سروک با مولفه راستالغز راست گرد نمایان هستند. سازند پابده و گورپی به علت فرسایش شدید دره‌های عمیقی را ایجاد کرده‌اند. فیبرهای کلسیت رشد یافته در امتداد گسل‌های تشکیل شده در سازندهای گورپی، پابده، سروک غالباً حرکات راستالغز و نرمال نشان می‌دهند (شکل ۳). همچنین وجود گسل های امتداد لغز با مولفه راست گرد در امتداد گسل کازرون وجود دارد که از الگوی شکستگی های ریدل پیروی می‌کنند و نسبت به گسل کازرون به صورت



شکل ۲- نقشه زمین شناسی قائمیه (اقتباس از نقشه شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۵۸).



شکل ۳- گسل های نرمال موجود در منطقه (A) سمت دید شمال خاور و (B) دید ناظر بسمت شمال باختر



شکل ۴- خشلغزهای گسل‌های امتدادلغز راست گرد دید ناظر بسمت شمال باختر

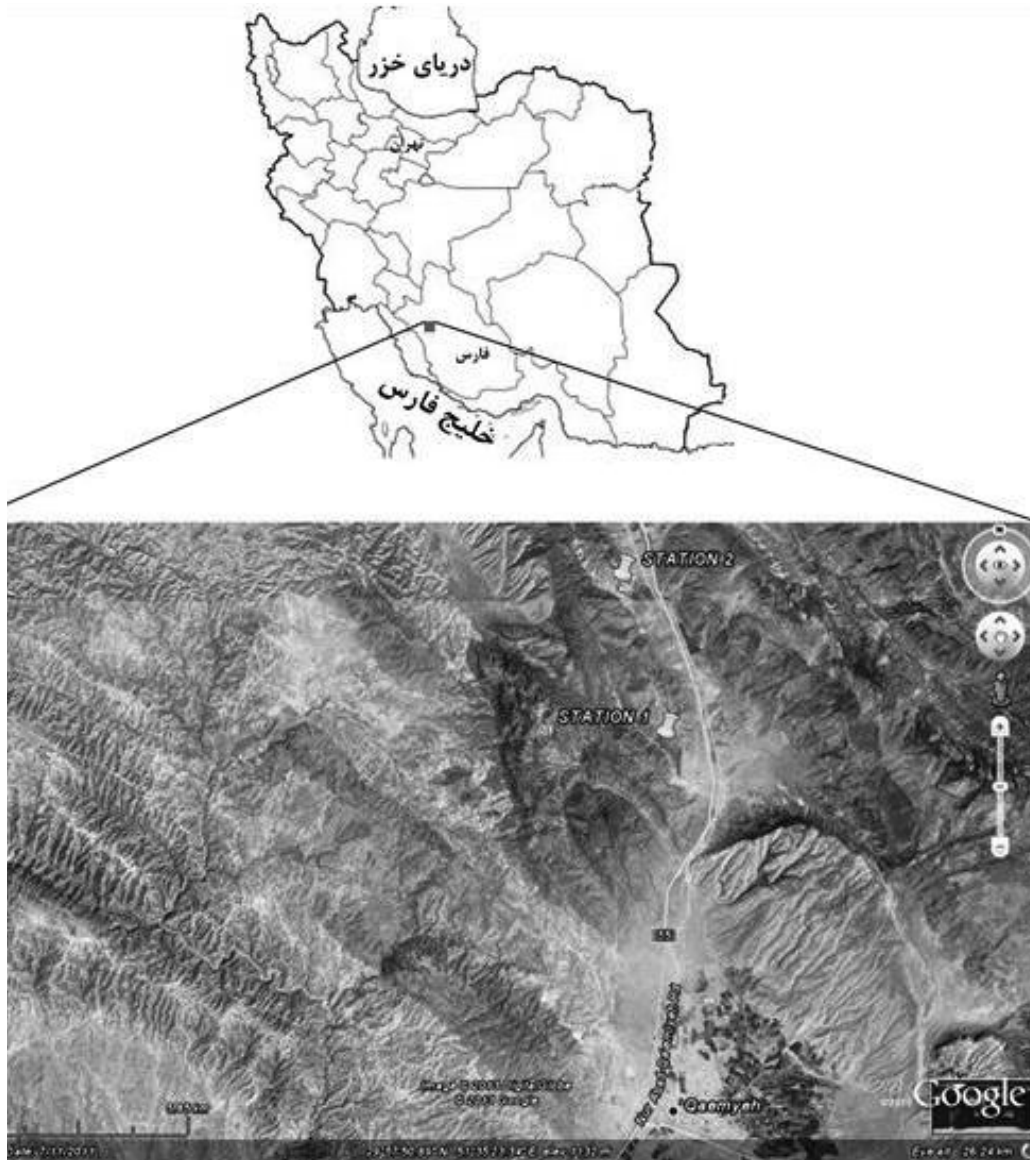
داده‌ها با برنامه T-TECTO 3 مقادیر نسبی تنش و واتنش بمنظور تعیین رژیم زمین‌ساختی، شکل بیضی تنش و واتنش استفاده گردید. شکل (۵) خش لغزهای حاصل از حرکت صفحات گسلی نسبت به هم را نشان می‌دهد و شکل (۶) موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده را در تصویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد. شکل (۷) خش لغزهای برداشت شده از صفحه‌های گسلی را نشان می‌دهد.

۳- روش وارونگی لغزش گسلی

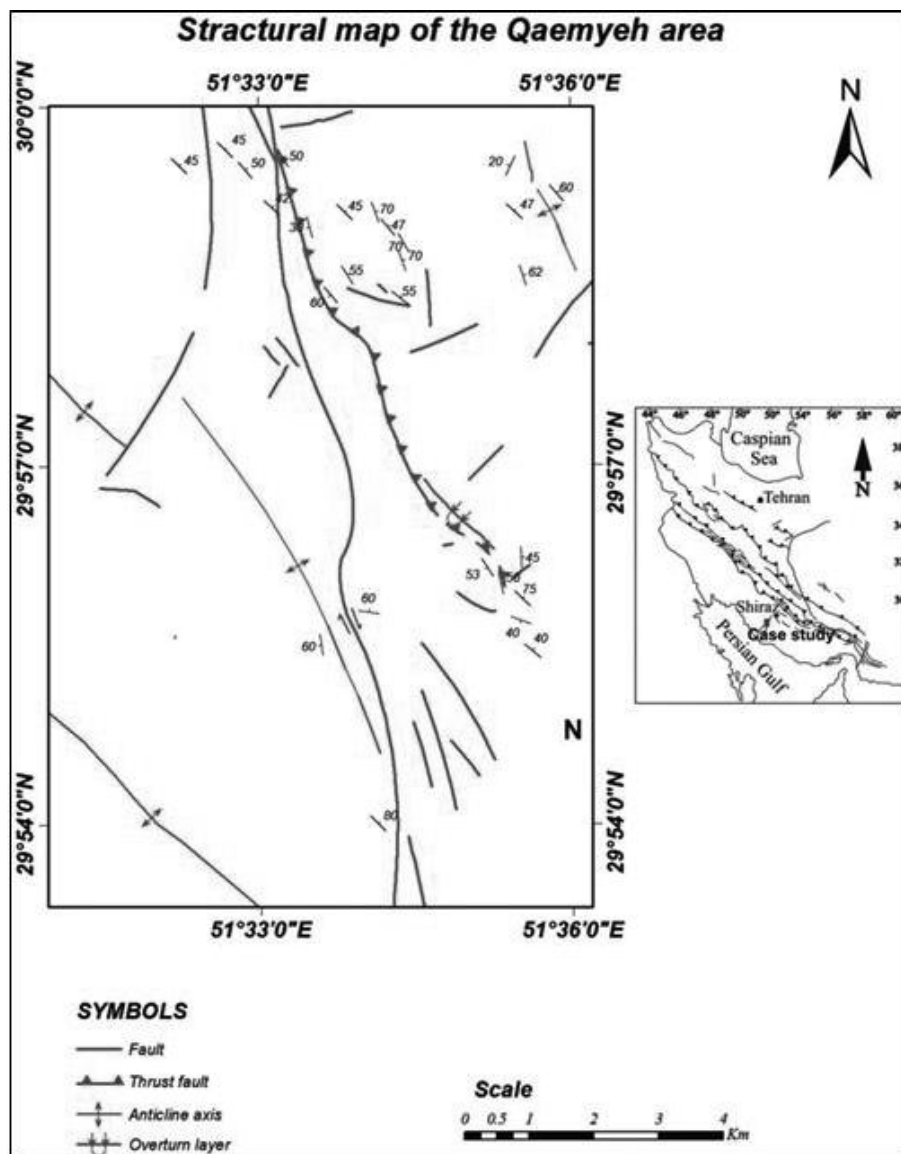
با برداشت زاویه ریک خش لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش Guss Method و روش VGF با استفاده از ضریب برشی کولمب داده‌های مورد تحلیل قرار گرفت، این مطالعات در دو ایستگاه با تعداد مشخصه شده ($S_1=45, S_2=39$) صورت گرفته است. محورهای کشش و فشارش با برنامه‌های کامپیوتری Faultkin5winbeta (Allmendinger, 2011) و Zalohar, T-TECTO 3 (2009) تعیین گردیده است، همچنین از پردازش این



شکل ۵- خش لغزهای مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۶- نقطه مکانی و موقعیت ایستگاه‌های برداشت شده روی تصویر ماهواره ای (Google Earth).



شکل ۷- نقشه ساختاری منطقه قائمیه

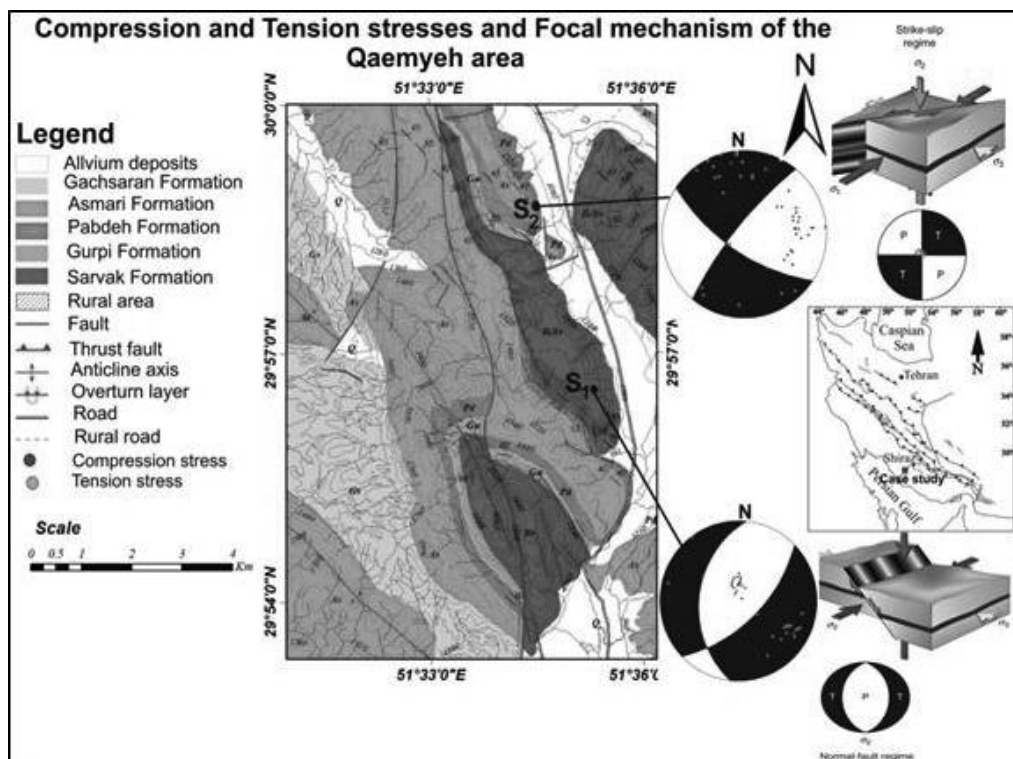
- نتایج و بحث

تنشی پیشرونده در سکوهای قاره‌ای باشد. مطالعه دگرشکلی شکننده در سکوهای قاره‌ای کلیدی برای بازسازی تحولات ناحیه‌ای است. از میان روش‌های موجود برای اندازه‌گیری تانسورهای تنش دیرینه، روش‌های ریاضی مبتنی بر وارونگی داده‌های لغزش گسلی مورد توجه بسیاری قرار گرفته است. این گونه تحلیل‌ها از تانسور تنش، می‌تواند برای سازوکار کانونی زمین لرزه نیز کاربرد داشته باشد. به تازگی تحلیل

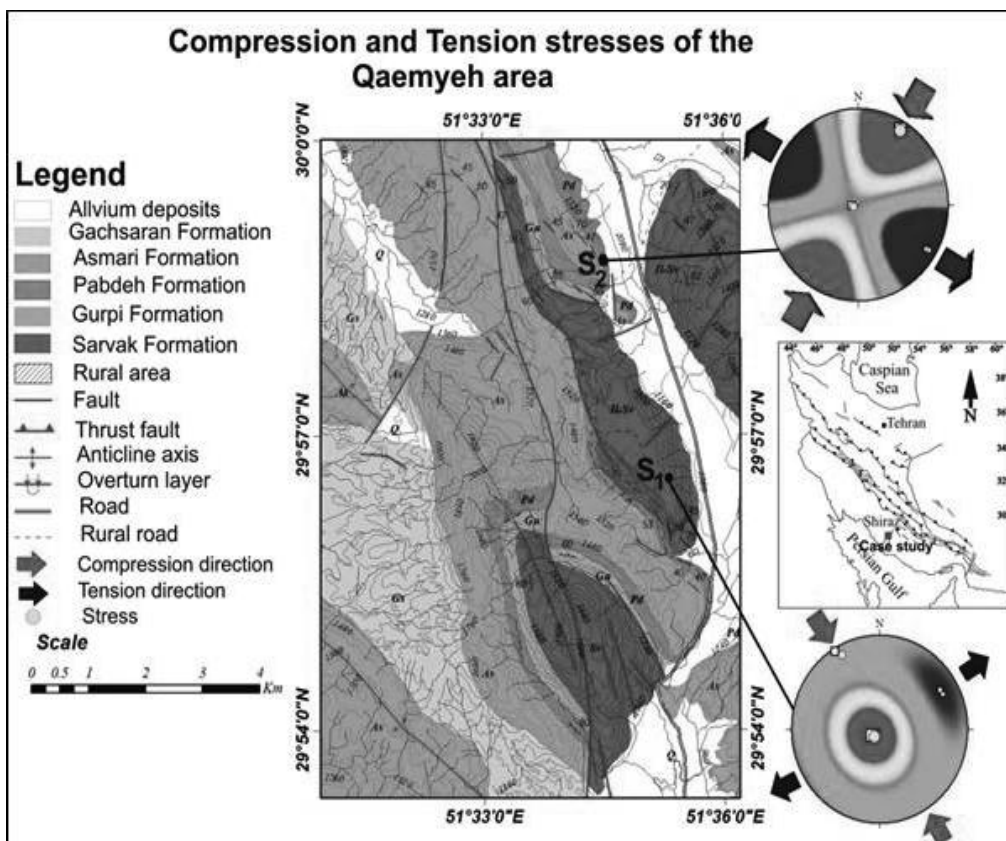
در طی چند دهه اخیر، روش‌های بسیاری برای تعیین محورهای تنش و تنش دیرینه محلی گسترش یافته است. این گونه اندازه‌گیری‌های محلی تنش نه تنها توصیف سازوکاری محلی را ممکن می‌سازد بلکه در شناسایی زمین ساخت ناحیه‌ای در مقیاس صفحه‌ای نیز کمک شایانی می‌کند. برای دستیابی به این هدف، باید مطالعات بر مبنای بازسازی منظم و قانونمند رژیم‌های

پژوهش، برداشت‌های ساختاری به شیوه مستقیم صحرایی صورت پذیرفته است، داده‌های برداشت شده در دو ایستگاه دسته‌بندی شده‌اند. ابتدا مشخصات صفحه گسلی برداشت شد، پس از تشخیص خطوط خش لغز و برداشت مشخصات آنها سوی لغزش مشخص شده است. استریونت‌ها در اشکال (۸ و ۹) محورهای فشارش و کشش حاکم بر منطقه برای دو ایستگاه مطالعه شده با استفاده از برنامه‌های Faultkin5 و T-TECTO 3 را نشان داده شده است.

ساختارهای کششی و فشارشی (درزه‌ها و استیلولیتها) نیز در کنار این روش‌ها قرار گرفته‌اند (Angelier, 1994). جمع‌آوری داده‌ها خطاهایی به همراه دارد که منجر به بروز پراکندگی در الگوهای تنش محلی می‌شود، همچنین حرکات گسلی نیز بر روی یکدیگر تأثیر می‌گذارند؛ از این رو باید در عمل بهترین جورشدگی را در بین تمام داده‌های لغزش گسلی که متعلق به یک رویداد زمین ساختی هستند، جستجو کرد. برای شناخت و بررسی آرایش محورهای دیرینه تنش در این



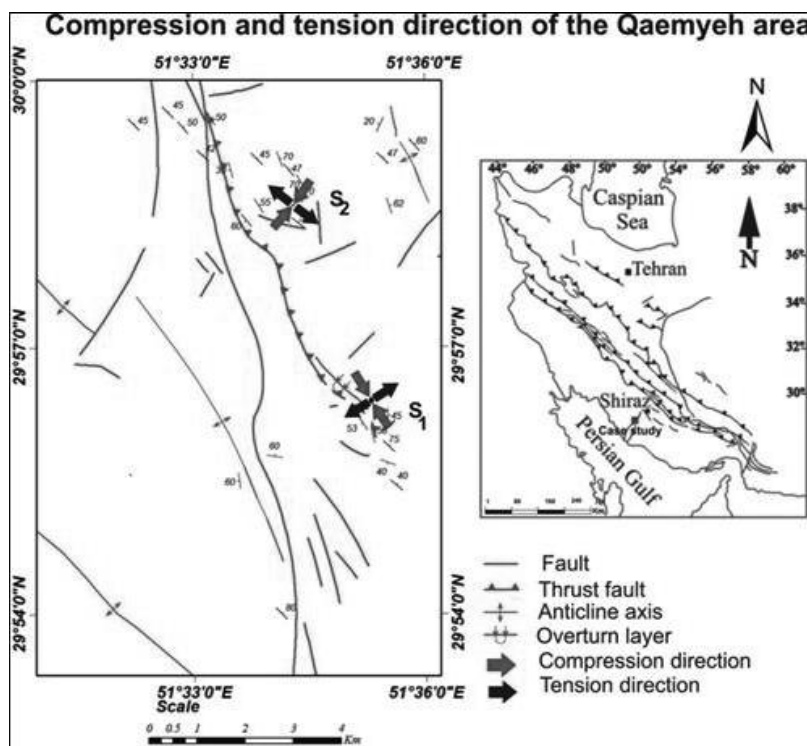
شکل ۸- موقعیت فضایی محورهای تنش به‌مراه سازوکار کانونی منطقه قائمیه.



شکل ۹- موقعیت فضایی محورهای تنش منطقه قائمیه.

از واکاوی داده‌های خش لغز گسلی می‌توان، روند و موقعیت فضایی تنش‌های محلی گسل نرمال، به ترتیب σ_1 بعنوان بیشترین تنش محلی روند NE و شیب نزدیک به افق، σ_3 کمترین تنش محلی روند NW شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی روند SE شیب نزدیک به قائم می‌باشد و موقعیت فضایی تنش‌ها بترتیب σ_1 , 07° , $N31^\circ E$, 06° , σ_2 , $S60^\circ E$ و σ_3 , 80° , $S84^\circ W$ بدست آمده است (شکل ۱۰).

از واکاوی داده‌های خش لغز گسلی می‌توان، روند و موقعیت فضایی تنش‌های محلی گسل نرمال، به ترتیب σ_1 بعنوان بیشترین تنش محلی روند NW و شیب نزدیک به قائم، σ_3 کمترین تنش محلی روند NE شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی روند SE می‌باشد و موقعیت فضایی تنش‌ها بترتیب σ_1 , 76° , $S71^\circ W$, 12° , σ_2 , $S57^\circ E$ و σ_3 ,



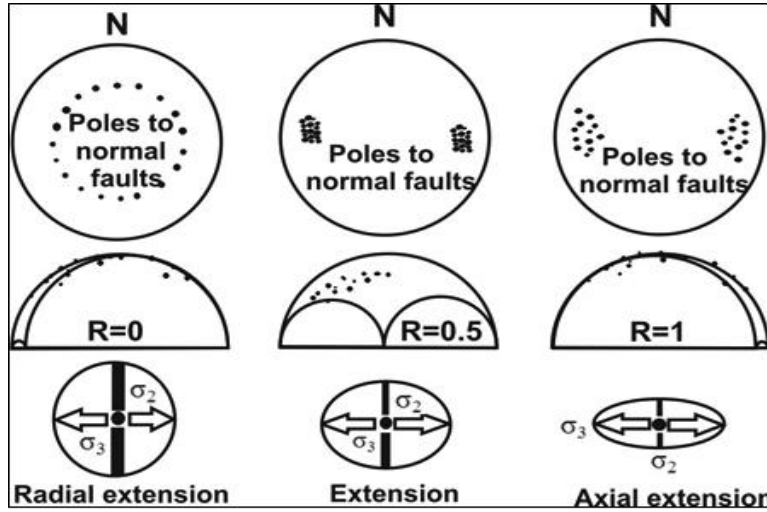
شکل ۱۰- موقعیت فشارش و کشش حاصل از تحلیل داده‌های خوش لغز گسلی با استفاده از روش وارونگی.

بطور کلی تمامی گسل های نرمال، امتدادلغز (با مقدار R بالا و σ_2 قائم) و نرمال مایل لغز تحت رژیم کششی^۴ تشکیل می شوند (Twiss and Unruh, 1998). مقدار R حاصل در منطقه مورد مطالعه، گسل نرمال $R=0.1$ کشش شعاعی^۵ (شکل ۱۲) و گسل امتدادلغز $R=0.5$ (Wrench) میباشد (Wrench fault) گسلهای امتدادلغزی که راستالغز قائم باشند) مقادیر R بدست آمده بیانگر رژیم کششی در منطقه می باشد (شکل ۱۴).

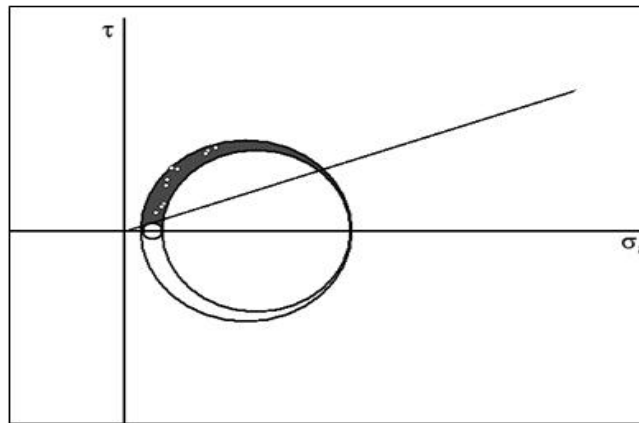
با وجود اینکه تعیین مقدار مطلق تنش های اصلی در بیشتر حالات امکان پذیر نیست، اما گاهی براساس داده های گسلی (لغزش گسلی) می توان بزرگی نسبی تنش و واتنش را براساس برنامه T-TECTO 3.0 تخمین زد. از مقادیر بدست آمده، و نسبت $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ برای تعیین رژیم زمین ساختی استفاده شد، معمولا $0 < R < 1$ می باشد. اگر $R=0$ کشش شعاعی^۵، $R=1$ کشش محوری^۶ و $R=0.5$ کشش^۷ را بیان می کنند. اشکال ۱۱ و ۱۳ بترتیب رژیم های زمین ساختی و دوایر مور حاصل از تحلیل داده های گسلی، در حالت های مختلف گسل های نرمال و امتدادلغز نشان می دهند،

^۸. Transtension
^۹. Radial Extension

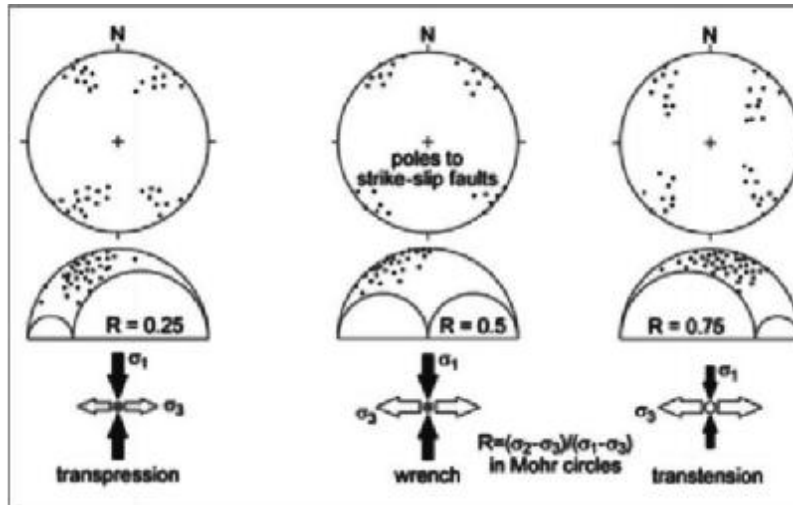
^۵. Radial extension
^۶. Axial extension
^۷. Extension



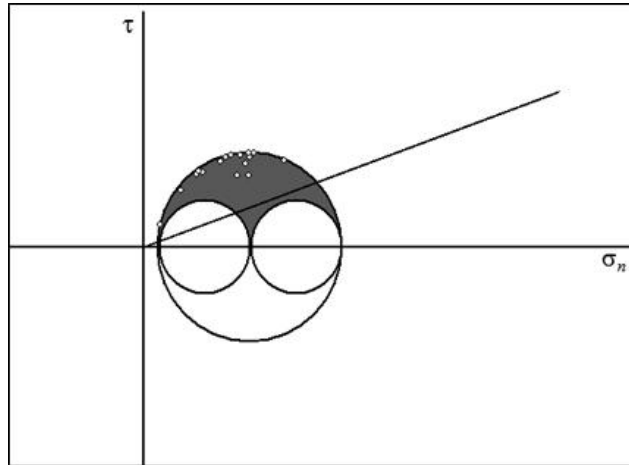
شکل ۱۱- رژیم زمین ساختی و دواپرسه بعدی مور حاصل از تحلیل داده های خش لغز گسلی، گسل نرمال (Twiss and Unruh, 1998)



شکل ۱۲- دایره سه بعدی مور حاصل از تحلیل داده های خش لغز گسلی، گسل نرمال در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۳- رژیم زمین ساختی و دواپرسه بعدی مور حاصل از تحلیل داده های خش لغز گسلی، گسل امتداد لغز (Twiss and Unruh, 1998)



شکل ۱۴- دایره سه بعدی مور حاصل از تحلیل داده‌های خش لغز گسلی، گسل امتدادلغز منطقه مورد مطالعه.

فاز مختلف تغییر شکل تعیین گردید. در این روش تحلیل تنش، فرض بر این است که خش لغزهای روی صفحه گسلی جهت حداکثر نیروی برشی را نشان می‌دهند. بنابراین در این صورت با برعکس کردن این پدیده می‌توان به جهت تنش‌هایی دست یافت که مسبب صفحه گسلی و خش لغزهای آن شده است (Nuretdin et al., 2003). این فازها به ترتیب ۱ و ۲ تغییر شکل‌های جوان‌تر را نشان می‌دهند. بطوری که جوان‌ترین مرحله مربوط به فاز دوم می‌باشد.

همچنین براساس داده‌های گسلی (لغزش گسلی) می‌توان نسبت شکل تنش^۱ را براساس برنامه T-TECTO 3.0 تخمین زد که از نسبت $\varphi = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ برای تعیین نسبت شکل تنش استفاده شد. معمولاً $0 < \varphi < 1$ می‌باشد، $\varphi = 0$ معرف فشارش محوری^۲ و در صورتی که $\varphi = 1$ کشش محوری^۳ را نشان می‌دهد، شکل (۱۵) موقعیت گسل‌های نرمال و امتدادلغز روی دیاگرام تنسورهای تنش (Ramsay and Lisle, 2000) نشان می‌دهد. در این نمودار d اختلاف تنش $(d = \sigma_1 - \sigma_3)$ و φ نسبت شکل تنش است. چنانچه از نتایج آنالیز مشخص است و در شکل ۱۵ دیده می‌شود، کل منطقه تحت کشش می‌باشد.

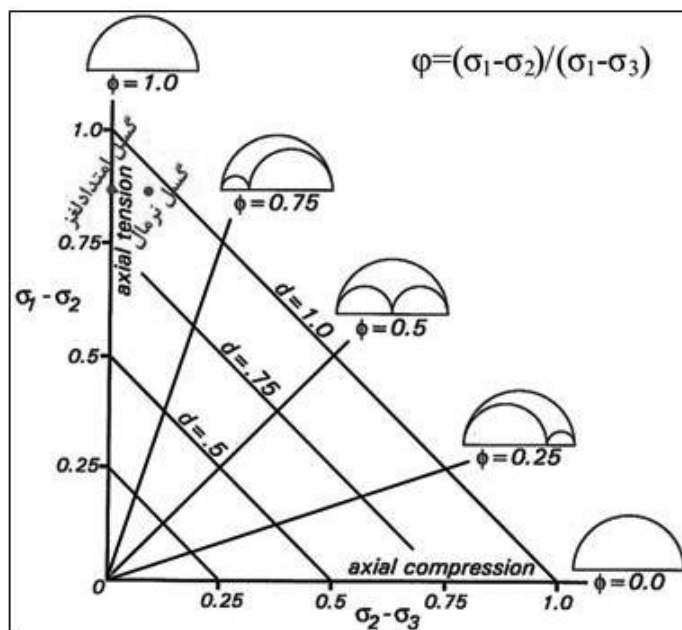
با توجه به شکل ۹ که در این شکل دایره زرد رنگ موقعیت فضایی محورهای تنش و مربعات سفید رنگ موقعیت محورهای استرین حاصل از آنالیز داده‌های خش لغز گسلی هستند، به خوبی بیانگر این است که محورهای اصلی هر دو میدان هم محور می‌باشند که نشان از جورشدگی بین تنسورهای تنش و واتنش است. در تعیین تنش قدیمی معکوس شده براساس داده‌های لغزش گسلی با استفاده از نرم‌افزار T-TECTO 3.0

^{۱۰}: Stress shape ratio

^{۱۱}: Axial compression

^{۱۲}: Axial tension

^{۱۳}: Inverse paleostress

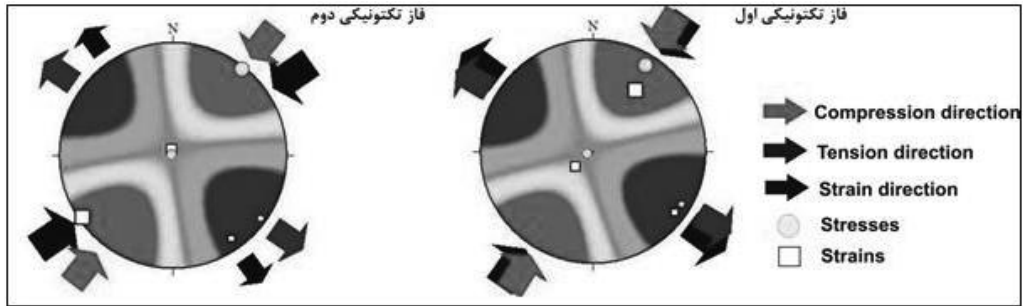


شکل ۱۵- نمودار تنسور تنش، مقدار ϕ بدست آمده از برنامه T-TECTO 3.0 برای کل منطقه اقباس از (Ramsy and Lisle., 2000)

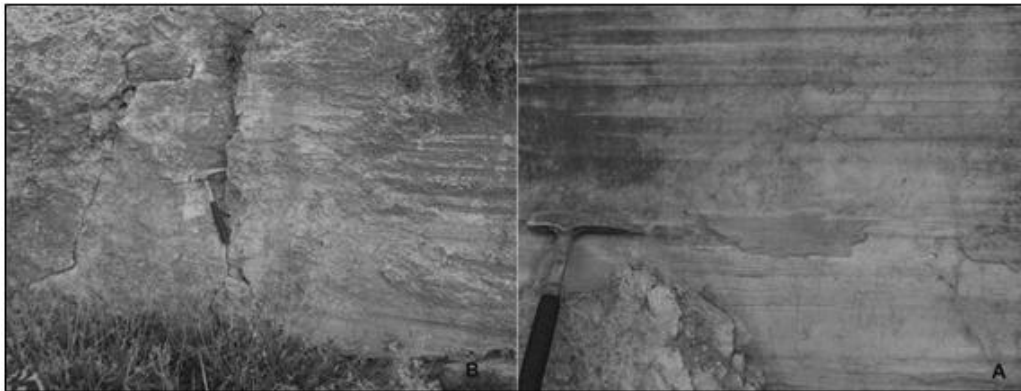
کاملاً قائم می‌باشد. این دو فاز حالت گسلش نرمال را با توجه به جهت گیری تنش‌ها نشان می‌دهند (شکل ۱۸) (Nuretdin et al., 2003). دو فاز تکتونیکی تشخیص داده شده به ترتیب فاز اول تنش، سبب ایجاد شکستگی و گسل‌های اصلی و درزه‌هایی با پیرشدگی کانی‌های ثانویه در محدوده مورد مطالعه شده است (شکل ۱۷A و ۱۹A)، به نظر می‌رسد این فاز تنش ساختاری کلی محدوده را شکل داده باشد. فاز دوم، بعنوان جوان‌ترین تنش حاکم بر منطقه، باعث ایجاد درزه‌های جوان شده است (شکل ۱۷B و ۱۹B).

۵- واکاوی روش وارونگی

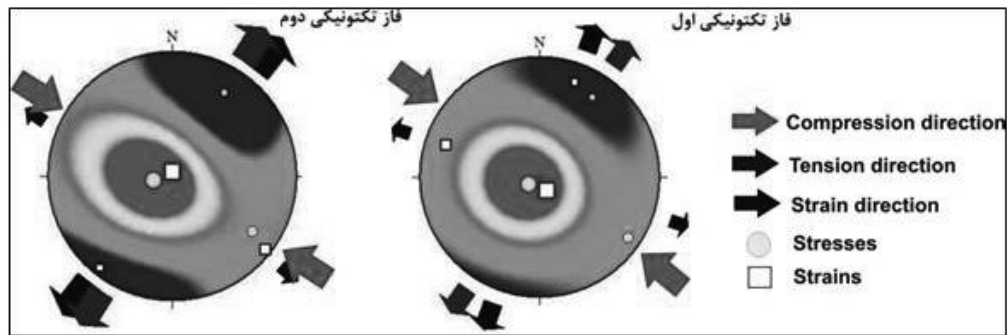
در مطالعه خش لغزهای گسل‌ها و درزه‌های شکل گرفته در محدوده با استفاده از روش وارونگی چند مرتبه‌ای با نرم‌افزار T-TECTO 3.0 می‌توان انتظار دو فاز تنش برای دو گسل منطقه داشت. گسل امتدادلغز در فاز اول از تغییر شکل تکتونیکی σ_1 و σ_2 کاملاً افقی بوده و σ_3 کاملاً قائم می‌باشد. در فاز دوم از تغییر شکل σ_2 نزدیک به افقی و σ_1 کاملاً افقی بوده و σ_3 قائم می‌باشد. این دو فاز حالت گسلش امتدادلغز را با توجه به جهت گیری تنش‌ها نشان می‌دهند (شکل ۱۶). گسل نرمال در فاز اول از تغییر شکل تکتونیکی σ_2 و σ_3 نزدیک به افقی بوده و σ_1 نزدیک به قائم می‌باشد. در فاز دوم از تغییر شکل σ_2 و σ_3 نزدیک افقی بوده و σ_1



شکل ۱۶- فازهای تکتونیکی بدست آمده برای گسل امتدادلغز به روش (Inverse method).



شکل ۱۷- (A) فاز اول ایجاد گسل‌های امتدادلغز، جهت دید ناظر رو به شمال باختر، (B) فاز دوم ایجاد درزه‌های جوان، جهت دید ناظر رو به شمال باختر.



شکل ۱۸- فازهای تکتونیکی بدست آمده برای گسل نرمال به روش (Inverse method)



شکل ۱۹- (A) فاز اول ایجاد گسل‌های نرمال (جهت دید ناظر رو به شمال باختر). (B) فاز دوم ایجاد درزه‌های جوانتر (جهت دید ناظر رو به شمال باختر).

۶- نتیجه گیری

تشکیل شده در سازند آهکی سروک (سنومانین-تورونین) و گسل‌های امتدادلغز تشکیل یافته در سازند آسماری (الیگومیوسن) به علت گسترش قابل توجه آنها انجام گرفته است.

دو فاز تکتونیکی از تحلیل خش لغزهای گسلی تشخیص داده شد، که به ترتیب فاز اول، سبب ایجاد شکستگی و ایجاد گسل‌های اصلی در محدوده مورد مطالعه شده است، به نظر می‌رسد این فاز تنش، بیشترین تاثیر را در تشکیل ساختارهای منطقه مورد مطالعه داشته و فاز دوم، بعنوان جوان‌ترین تنش حاکم بر منطقه، باعث ایجاد درزه‌های جوان شده است. در دو فاز تشخیص داده شده، جهات تنش‌های کششی و فشارشی حدود ۱۵-۲۰ درجه جابجایی ساعتگرد (راست گرد) نسبت به هم را نشان می‌دهند.

منابع

- فخاری، م، ۱۳۵۸ نقشه زمین شناسی کازرون ۱/۱۰۰۰۰۰، شرکت ملی نفت ایران.
- Agard, P., Omradi, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geology Magazine*, 10, 1-34.
- Allmendinger, R., 2011. Program FaultKin 5.0.

نتایج حاصل از تحلیل خش لغزهای گسلی، روند و موقعیت تنش‌های محلی گسل نرمال، به ترتیب σ_1 بعنوان بیشترین تنش محلی با روند NW و شیب نزدیک به قائم، σ_3 کمترین تنش محلی با روند NE شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی با روند SE می‌باشد و موقعیت فضایی تنش‌ها بترتیب σ_1 ، σ_2 ، σ_3 ، $S71^\circ W$ ، 76° ، $S57^\circ E$ ، 12° و $N31^\circ E$ ، 70° ، 70° ، 70° گسل امتدادلغز به ترتیب σ_1 بعنوان بیشترین تنش محلی با روند NE و شیب نزدیک به افقی، σ_3 کمترین تنش محلی با روند NW شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی با روند SE شیب نزدیک به قائم می‌باشد و موقعیت فضایی تنش‌ها بترتیب σ_1 ، σ_2 ، σ_3 ، $S60^\circ E$ ، 06° ، $S84^\circ W$ ، 80° ، 07° بدست آمده است. مقدار ϕ (نسبت شکل تنش) بدست آمده از گسل‌های نرمال و امتدادلغز موجود در منطقه مورد مطالعه بترتیب $\phi=0.89$ و $\phi=1$ و مقدار R (رژیم زمین ساختی) بدست آمده از گسل‌های نرمال و امتدادلغز موجود در منطقه مورد مطالعه بترتیب $R=0.1$ و $R=0.5$ ، که بیانگر کشش محوری است. تمام مطالعات انجام گرفته در این پژوهش، روی گسل‌های نرمال

- Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des dièdres droits. Bulletin Société Géologique de France, 19, 1309–1318.
- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Journal of Structural Geology, 11, 37–50.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research, 89, 5835–5848.
- Angelier, J., 1994. Inversion of brittle tectonic data in order to determine Stress & Tensor: Faults, non faults and pressure – tension structures. Geology France, 18, 211–219.
- Armijo, R., Carey, E. and Cisternas, A., 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. Tectonophysics, 82, 145–160.
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzade, Z. and Shabanian, Z., 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). Tectonics, 25, 48–59.
- Arthaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bulletin de la Société Géologique de France, 11, 5, 729–737.
- Berberain, M., 1995. Master blind thrust fault hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241, 143–224.
- Carey, E. and Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris D279, 891–894.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daigniers, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. Journal of Structural Geology, 3, 51–65.
- Falcon, N., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. In Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for orogenic studies (Ed. A. M. Spencer). Geological Society of London, Special Publication, 4, 199–211.
- Falcon, N.L., 1967. The geology of the northeast margin of the Arabian basement shield. Advance Sciences, 15, 31–42.
- Federico, L. and Crispini, G., 2010. Fault-slip analysis and transpressional tectonics: A study of Paleozoic structures in northern Victoria Land, Antarctica. Journal of Structural Geology, 32, 667–684.
- Fossen, H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, New York, 463.
- Leturmy, P., Molinaro, M. and Frizon de Lamotte, D., 2010. Structure timing and morphological signature of hidden reverse basement faults in the Fars Arc of the Zagros (Iran). In Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic (Eds P. Leturmy and C. Robin). Geological Society of London, Special Publication, 330, 121–38.
- Kent, P.E., 1979. The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. Journal of Petroleum Geology, 2, 2, 117–144.
- Lisle, R. J., 1987. Principal stress orientations from faults: An additional constraint. Tectonics, 1, 155–158.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Meyer, B., 2006. The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modeling. Geophysical Journal International, 165, 336–56.
- Ramsay, J. and Lisle, R., 2000. The techniques of modern structural geology, Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology, 3. Academic Press, London, 683
- Sarkarinejad, K. and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. Journal of Structural Geology, 30, 116–136.
- Sepehr, M., 2001. The tectonic significance of the Kazerun fault zone, Zagros fold-thrust belt, Iran. Ph.D. Thesis, Imperial College University of London, 186.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Marine and Petroleum Geology, 21, 829–43.
- 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.
- Twiss, R.J. and Unruh, A., 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? Journal of Geophysical Research, 103, 12202–12222.
- Zalohar, J. and Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data, The Gauss method. Journal of Structural Geology, 29, 1798–1810.
- Zalohar, J., 2009. Program T-TECTO 3.0 Professional.

Tectonics
Vol:3, Nov 2015
97-115



Paleostress and kinematic analyses by using fault slickenline of the Qaemyeh, south western Iran

Khalil Sarkarinezhad¹, Pezhman Vaghari², Zahra Kamali^{3*}

1. Professor, Department of Earth Sciences, School of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran
2. Master Science, Department of Earth Sciences, School of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran.
3. PhD student, Department of Geology, School Sciences, Birjand University, Birjand, Iran.

Abstract

The Qaemyeh area is located in 100 km west of the Shiraz city and 40 km north of Kazerun city. The Qaemyeh fault was formed by segmentation of the Kamarij fault as part of the active Kazerun strike-slip fault. This fault is part of the Zagros Foreland Folded Belt. The study area includes the normal component of dextral strike-slip fault cut the Gurpi, Pabdeh and Sarvak formations, and the other right-lateral strike-slip fault cut Asmari formation. The fault is low angle Riedel shear fractures that follow the pattern of the Kazerun fault. Analysis of the slicken lines of the fault plane were preformed in order to reconstruct the orientations effective stress by using fault-slip graphical inversion method. The calculated plunges and trends of the principal stresses of the normal fault are σ_1 76°, S71°W, σ_2 06°, S60°E and σ_3 is 70°, N31°E, 70° and for the strike-slip fault, σ_1 are NE, N31°E, 07°, σ_2 is SE, S84°W, 70°, and σ_3 S60°E, 06° respectively. Based on the study of fault-slip data and slickenside lineation, using the multiple inverse methods, two phases of stress are recognized. An early tension stress field caused faulting in the area, while the later stress phase is resulted by occurrence of young fracture system in the area. The tectonic regime of prevailing in the region by ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ is extension. The stress field around faults is related of the Kazerun fault activities.

Key word: Riedel shear fractures; Deformation phases; Zagros Foreland Folded Belt; Multiple inverse methods

¹ * . Correspondent author Email: zahrakamali@birjand.ac.ir