

ریز ساختارهای دگرشکلی متاگرانیت و متاولکانیک‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز

^{*}سمیه قلی‌پور، فریبرز مسعودی، حسین عزیزی

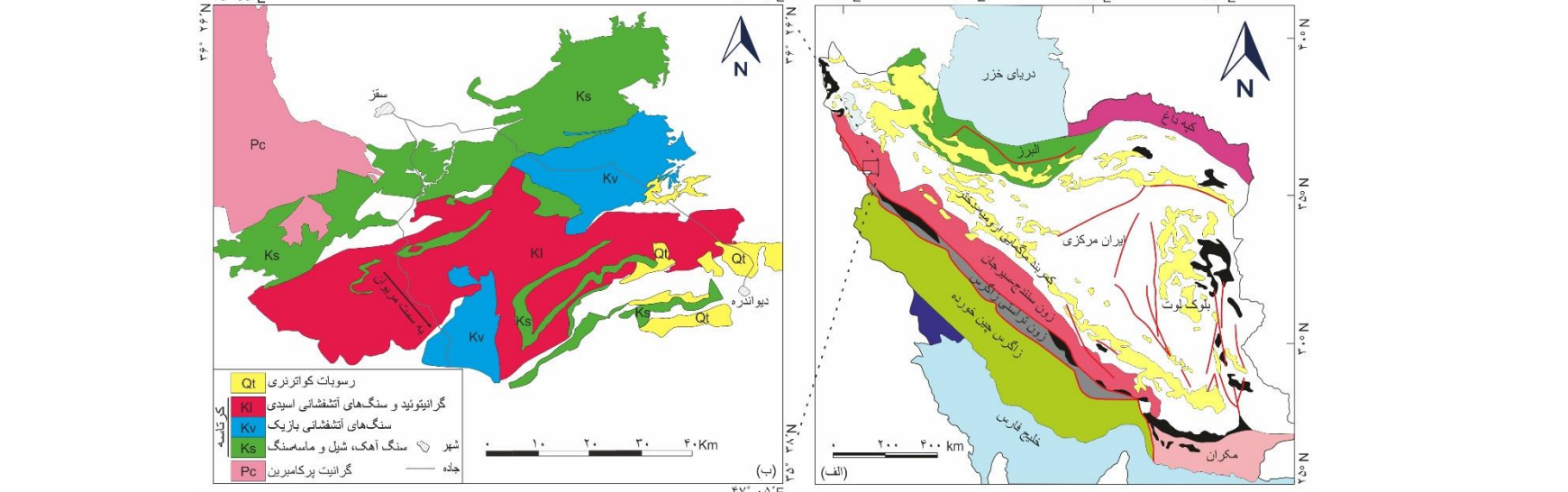
دکتری، پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
استاد، ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
استاد، پترولوژی، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان

چکیده

سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز در شمال زون سنندج-سیرجان واقع شده‌اند. این سنگ‌ها تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند، تغییرات تدریجی از ساختارهای کاتاکلاسیت تا میلوئیت از جنوب‌غرب منطقه به سمت شمال‌شرق این منطقه کاملاً مشهود می‌باشد. ساختارهایی مانند نوارهای برشی، پورفیروکلاست‌های سیگموئیدال، روبان‌های کوارتز و بودیناز در سنگ‌های اسیدی دیده می‌شود، این ساختارهای دگرشکلی در قسمت شرقی سنگ‌های اسیدی کرتاسه منطقه نسبت به غرب بیشتر وجود دارند . این مقاله ریزساختارهای توده نفوذی اسیدی کرتاسه و هم ارزهای خروجی آن‌ها را مورد بررسی قرار داده تا حوادث رخ داده برروی این سنگ‌ها مشخص شوند. از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی این سنگ‌ها گرانیت، گرانودیوریت، داسیت و رپولیت هستند. این سنگ‌ها تنوع ریزساختاری زیادی دارند شامل خاموشی موجی، کانی‌های ماهی‌گون، پورفیروکلاست، میکروبودیناز، دولولسازای دگرریختی و شکن‌شدگی، باز تبلور با مهاجرت مرز دانه‌ها، روبان، کلیواژهای برشی C و C'. کلیواژ کنگره‌ای و باندشدگی. سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز به دو قسمت دگرشکل و دگرگون شده در شرق منطقه و بدون دگرشکلی و دگرگونی در غرب منطقه تقسیم می‌شوند. در این منطقه حداقل یک فاز دگرگونی و دو فاز دگرشکلی رخ داده است و ساختارهای دگرشکلی در یک زون برشی شکنا-شکل‌پذیر بوجود آمده‌اند.

مقدمه

آثار دگرشکلی ثبت شده در سنگ‌ها یکی از منابع یا ارزش برای درک حوادث رخ داده در طی زمان‌های زمین‌شناسی می‌باشد که در سال‌های اخیر بسیار مورد توجه محققان علوم زمین قرار گرفته است [1,2]، همچنین بررسی دقیق این آثار که تحت عنوان فابریک شناخته می‌شود می‌تواند بسیار کمک کننده برای تعیین تقدم و تأخر فازهای متوالی دگرگونی و دگرشکلی که سنگ‌ها متحمل شده‌اند، باشد. زون ساختاری سنندج – سیرجان که یکی از پویاترین زون‌های ایران می‌باشد طی دوره‌های زمین‌شناسی حوادث مختلفی را تجربه کرده است برای شناخت و تفسیر حوادث رخ داده بررسی‌های ریزساختاری سنگ‌های موجود در این زون می‌تواند کمکی بزرگی در جهت تکوین مطالعات این زون داشته باشد. سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز با مختصات جغرافیایی ۰۵' ۴۷° تا ۰۸' ۳۵° شرقی و ۲۸' ۳۵° شمالی در شمال زون سنندج-سیرجان واقع شده‌اند، واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های آهکی، توده‌های نفوذی اسیدی و هم‌ارزهای خروجی آن‌ها و سنگ‌های بازیک با سن کرتاسه و گرانیت پرکامبرین می‌باشند که عمده‌ترین فعالیت ماگمایی این منطقه مربوط به دوره کرتاسه می‌باشد [3] (شکل ۱)، بررسی‌های میدانی حاکی از دگرشکلی این واحدها به‌ویژه سنگ‌های اسیدی می‌باشد (شکل ۲)، که در این مقاله آثار دگرشکلی میکروسکوپی توده نفوذی اسیدی کرتاسه و هم ارزهای خروجی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته تا حوادث رخ داده برروی این سنگ‌ها مشخص شوند.



شکل ۱: نقشه زون‌های ساختاری ایران [۱7] (ب) نقشه منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه‌های تکاب، مهیاد، هوشمندزاده، ج. ۱۹۹۳، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰، [۱۲-۹].



شکل ۲: (الف) گرانیت میلوئیتی، (ب) رپولیت میلوئیتی، (پ) رگه‌های کوارتز بودین شده داخل کمپلکس اسیدی کرتاسه، (ت) نمونه‌ای از رپولیت میلوئیتی دارای ریز چین، (ث) پورفیروکلاست‌ها و روبان‌های کوارتز و بودین شدگی روبان‌ها در رپولیت میلوئیت‌های منطقه، (ج) نمونه‌ای از رپولیت میلوئیت‌ها با نمایشی از پورفیروکلاست‌های کوارتز، ریزچین‌ها و ریز گسل‌ها.

مواد و روش کار

جهت مطالعات ریزساختاری پس از بررسی منابع و مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه در طی چندین مرحله بازدیدهای صحرایی شواهد و ساختارهای دگرشکلی دقیق مورد بررسی قرار گرفتند. نمونه‌برداری از واحدهای مورد بررسی به شکل جهت‌دار به تعداد ۳۵ نمونه انجام گرفت که از این تعداد ۳۰ عدد مقطع نازک جهت مطالعات میکروسکوپی ریزساختارهای دگرشکلی تهیه گردید.

بحث

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که کل واحدهای سنگی منطقه تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند ولی شدت آن در قسمت‌های مختلف این منطقه فرق می‌کند به این شکل که تغییرات تدریجی از ساختارهای کاتاکلاسیت تا میلوئیت از جنوب‌غرب منطقه به سمت شمال‌شرق این منطقه کاملاً مشهود می‌باشد و آثار آن‌ها در سنگ‌های اسیدی بیشتر دیده می‌شود به‌طوری که دگرشکل بودن این سنگ‌ها به‌راحتی در صحرا قابل تشخیص بوده و ساختارهایی مانند نوارهای برشی، پورفیروکلاست‌های سیگموئیدال، روبان‌های کوارتز و بودیناز در سنگ‌های اسیدی دیده می‌شود (شکل ۲) این ساختارهای دگرشکلی در قسمت شرقی سنگ‌های اسیدی کرتاسه منطقه نسبت به غرب بیشتر دیده می‌شود، با توجه به شواهد صحرایی این سنگ‌ها به داخل گرانیت‌های پرکامبرین نفوذ کرده‌اند (شکل ۱) و این ساختارهای دگرشکلی به خوبی در سنگ‌های پرکامبرین منطقه نیز توسعه یافته‌اند.

به لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز شامل سنگ‌های گرانیت، گرانودیوریت، داسیت و رپولیت می‌باشد. این سنگ‌ها از نظر ترکیب کانی‌شناسی به ترتیب زیر هستند: سنگ‌های نفوذی دارای بافت اصلی گرانولار و بافت‌های فرعی گرانوفیری و پرتیتی می‌باشند و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها کوارتز (۳۵-۲۵ درصد)، الکالی فلدسپار (۴۵-۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۵-۲۵ درصد)، پیروکسن و هورنبلند (۱۵-۱۰ درصد) و کانی‌های فرعی اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپک است و کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و اکسید آهن می‌باشند (شکل ۳). بلورهای پلاژیوکلاز خوششکل، ماکل آلینی و پلی سنتتیک را نشان می‌دهند و تا حدودی سریستی شده‌اند، فنوکریست‌های الکالی فلدسپار بی‌شکل بوده اغلب بافت پرتیتی را نشان می‌دهند کانی‌های پیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده که برخی از آن‌ها در حال اپیدوتی و آمفیبولی شدن هستند. (شکل ۳)، بافت اصلی ولکانیک‌های اسیدی منطقه شامل کانی‌های اصلی کوارتز، الکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت و اپک و کانی‌های ثانویه سریسیت، اپیدوت، کلریت، اسفن، اکسید آهن و کلسیت است. فنوکریست‌ها شامل (۴۰-۲۰ درصد) بلورهای کوارتز که اکثر آن‌ها خوردگی خلیجی دارند، (۴۰-۲۵ درصد) الکانی فلدسپار، (۵۰-۳۰ درصد) پلاژیوکلاز، (۲۰-۱۵ درصد) آمفیبول می‌باشند (شکل ۳). بررسی دقیق میکروسکوپی مقاطع نشان می‌دهد که این سنگ‌ها یک دگرگونی درجه ضعیفی را متحمل شده‌اند و این دگرگونی در سنگ‌های برداشت شده از شرق منطقه نسبت به غرب بیشتر شایع می‌باشد.

مطالعه ریزساختاری سنگ‌های اسیدی نشان از تنوع فابریک در این سنگ‌ها می‌باشد، که با توجه به شدت تنش‌ها در برخی نمونه‌ها بیشتر و در برخی کمتر دیده می‌شوند. در نمونه‌های مورد مطالعه خاموشی موجی در بیشتر بلورهای سنگ‌های منطقه دیده می‌شود، از جمله این بلورها کوارتز، الکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل ۴). فابریک ماهی‌گون هم در کانی‌هایی نظیر کوارتز، الکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، مسکویت که هم به شکل لوزی و هم عدسی کشیده هستند زیاد در مقاطع نازک دیده می‌شوند این کانی‌ها معمولاً زاویه‌دار می‌باشند نسبت به برگورگی و در امتداد آن‌ها اجزای ریزی از آن‌ها وجود دارد [۰۱]. پورفیروکلاست‌هایی از کوارتز، الکانی فلدسپار و پلاژیوکلاز نیز در بررسی میکروسکوپی به وفور به چشم می‌خورد که اغلب که هم با پوشش و هم بدون پوشش هستند، پورفیروکلاست‌های پوششی به این شکل می‌باشند که بلورهای منفرد بزرگی در اطراف خود پوششی از بلورهای ریز دارند، این بلورهای ریز اکثراً غیرهمجنس بلور بزرگ می‌باشند و تحت عنوان سایه کرنشی می‌توان از آن‌ها نام برد و اختلاف ارتفاعی در این سایه‌های کرنشی یا همان بال‌های پورفیروکلاست‌ها دیده نمی‌شود. گاهی برخی از این پورفیروکلاست‌ها چرخش نیز نشان می‌دهند که بدون سایه کرنشی می‌باشند، برخی از این پورفیروکلاست‌ها در اثر تنش، کشیدگی پیدا کرده و ریزساختار میکروبودیناز در آن‌ها تشکیل شده است که گاهی در محل گردن این میکروبودیناز‌ها کانی‌های دگرگونی ریزی نیز دیده می‌شود. از دیگر ریزساختاریی رؤیت شده پورفیروکلاست‌های تکه پاره شده است که در اطراف آن‌ها کاتاکلاسیت هم دیده می‌شود. دولولسازای دگرریختی و شکن‌شدگی از فابریک‌هایی هستند که در پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها رایج است دولولسازای به این شکل می‌باشد که تیغه‌های نوک‌تیز به طرف داخل بلور کشیده شده است و کاملاً متفاوت از ماکل‌های موجود در این بلورها هستند، ولی شکن‌شدگی به‌صورت تاب‌خوردگی در این بلورها دیده می‌شود (شکل ۴). باز تبلور در بلورهای کوارتز به خوبی قابل تشخیص است گاهی این بلورهای بازتبلور یافته در بعضی نمونه‌ها به حال تعادل رسیده‌اند و زاویه ۱۲۰ درجه در مرز تماس آن‌ها تشکیل شده ولی در برخی دیگر از نمونه‌ها این مرز تماس به‌صورت به‌صورت منحنی است که از نوع باز تبلور با مهاجرت مرز دانه‌ها می‌توان محسوب کرد (شکل ۴). روبان‌های کوارتز هم به‌صورت تک بلور جمعی در این سنگ‌ها به وفور دیده می‌شود، یکی از مهم‌ترین فابریک‌های مشاهده شده در نمونه‌های اسیدی منطقه کلیواژهای برشی و کنگره‌ای است، لایه‌بندی ترکیبی با زاویه کمی توسط زون‌های برشی کوچک موازی قطع شده‌اند این زون‌های برشی کوچک نوارهای برشی و کل فابریک کلیواژ، نوار برشی نامیده می‌شود [11-12]، هر دو نوع کلیواژ نوار برشی C و C'، در سنگ‌های اسیدی کرتاسه منطقه وجود دارند. کلیواژ کنگره‌ای در اثر چین‌خوردگی کوچک مقیاس فولیاسیونی که از پیش وجود داشت به‌وجود می‌آید در سنگ‌های منطقه دیده می‌شود (شکل ۴). باندشدگی نیز یکی از فابریک‌های رایج در این سنگ‌ها است که از تاووب لایه‌هایی با ترکیب کانی‌شناسی کوارتز و فلدسپار و مسکویت بوجود آمده‌اند، (شکل ۴).



شکل ۴: (الف) ساختار دولولوی دگرریختی، (ب) پلاژیوکلازهای پورفیروکلاستی و پورفیروکلاست کوارتز تکه پاره شده، (پ) پورفیروکلاست پلاژیوکلاز و خاموشی موجی، (ت) پورفیروکلاست تکه پاره شده، (ث) باز تبلور کوارتز، (ج) باز تبلور با مهاجرت مرز دانه‌ها در بلورهای کوارتز و پورفیروکلاست تکه پاره شده، (چ) کلیواژ برشی و میکاهای ماهی‌گون، (ح) باند شدگی و کلیواژ کنگره‌ای. حروف اختصاری: پلاژیوکلاز-Pl، کوارتز-Qz، [9].

شکل ۵: (الف) طبقه‌بندی انواع میکا ماهی‌ها [2]، (ب) تقسیم‌بندی پورفیروکلاست‌های پوششی [1]، (پ) تغییر رفتار ساختاری بلورهای کوارتز و فلدسپار نسبت به شرایط دگرگونی، [1].



نتیجه گیری

ریزساختارهای قابل مشاهده در این سنگ‌ها هر یک گویای شرایط خاصی برای تشکیل شدن آن‌ها می‌باشد، وجود خاموشی موجی در بلورهای سنگ‌های منطقه نشان از دگرشکلی درون بلوری آن‌ها است، به طوری که بلورها از داخل، بدون به‌وجود آمدن گسستگی شکنا دگرریخته می‌شوند که با جابجایی نقاط ضعف در بلور صورت می‌گیرد، پدیده دگرریختی درون بلوری (شکل ۴) و فابریک‌هایی دولولسازای دگرریختی و شکن‌شدگی معمولاً در درجه حرارت پایین بوجود می‌آیند، [13-14]،در نتیجه شرایط برای دگرگونی درجه بالا در محل این سنگ‌ها (غرب منطقه) مهیا نبوده است. میکا ماهی‌های موجود در این سنگ‌ها بر اساس تقسیم‌بندی [2] (شکل ۵الف) در گروه ۶ قرار می‌گیرند که این نوع میکا ماهی‌ها از چین‌های فرعی در امتداد باندهای برشی C' بوجود می‌آیند [۱۰]. و پورفیروکلاست‌هایی پوششی این سنگ‌ها بر اساس تقسیم‌بندی [1] (شکل ۵ب) از نوع ۵P با فرینگی متقارن هستند، این نوع پورفیروکلاست‌ها در کرنش و بازتبلور بالا در پهنه برشی بوجود می‌آیند [۱۰]. با توجه به وجود پورفیبرکلاست‌های نوع ۵P، استرین در محل این نمونه‌ها که در شرق منطقه می‌باشد بالا بوده است، همچنین مهاجرت مرز دانه‌ها در اثر دگرریختی معمولاً در درجه حرارت بالا رخ می‌دهد که نشان‌دهنده غالب بودن شرایط دگرشکلی شکل‌پذیر و دگرگونی بالا در محل این سنگ‌ها بوده است. کلیواژهای کنگره‌ای و نوار برشی هم به ترتیب گویای وجود تنش فشارشی و کششی در این سنگ‌ها هست [15]. یکی از مهم‌ترین مواردی که برای تفسیر مناطق دگرشکلی بخصوص سنگ‌های اسیدی می‌توان استفاده کرد وابستگی ساختاری بلورهای فلدسپار و کوارتز به درجه دگرگونی می‌باشد به‌صورتی که در شرایط دگرگونی یکسان فلدسپار به دلیل داشتن کلیواژ نسبت به کوارتز ضعیف‌تر عمل می‌کند [1] در شرایط دگرگونی خیلی پایین کوارتز و فلدسپار هر دو با شکستگی شکنا دگرریخته می‌شوند، در دگرگونی پایین فلدسپار رفتار شکننده دارد و کوارتز به‌صورت شکل‌پذیر با خزش و لغزش جابجایی در شبکه بلوری دگرریخته می‌شود [16] و ساختارهای پورفیروکلاست پوشش‌دار بوجود می‌آیند که بال‌های آن‌ها لایه‌بندی ترکیبی را تعیین می‌کنند، کوارتز‌ها طولیل شده و روبان می‌سازند. در شرایط متوسط تا بالا، هر دو کانی ممکن است به‌صورت روبان‌های تک بلور و چند بلور سیمای نواری به سنگ بدهند [17] این روبان‌ها محصول درجه حرارت بالا می‌باشند. در شرایط دگرگونی بالا دیواره دانه‌ها بین کوارتز و فلدسپار به‌شدت منحنی و به شکل عدسی، کیسولی و آمیبی در می‌آیند [1] (شکل ۵ب)، با توجه به این وابستگی وجود فابریک‌های دگرریختی درون بلوری و پورفیروکلاست‌های پوششی و سپس روبان‌های کوارتز در سنگ‌های منطقه از غرب به شرق نشان می‌دهد شرایط دگرگونی سنگ‌های منطقه از خیلی پایین در غرب تا متوسط در شرق منطقه بوده است، در نتیجه مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروفابریکی بخصوص بررسی وابستگی ساختاری بلورهای فلدسپار و کوارتز به درجه دگرگونی همگی نشان می‌دهند که سنگ‌های غرب منطقه درجه دگرگونی و دگرشکلی کمتری نسبت به سنگ‌های شرق منطقه دارند و بررسی برگورگی سنگ‌های اسیدی منطقه نشان می‌دهد که علاوه بر لایه‌بندی اولیه S₀ دو نسل برگورگی S₁ و S₂ در این سنگ‌ها وجود دارد، لایه‌بندی اولیه S₀ برگورگی نسل اول S₁ تقریباً به موازات هم قرار دارند و از چین‌خوردگی برگورگی نسل اول S₁ برگورگی نسل دوم S₂ بوجود آمده است (شکل ۴ح). در نقشه‌های زمین‌شناسی این سنگ‌ها با توجه به دارا بودن ساختارهای دگرشکلی مشابه گزارش شده از سنگ‌های پرکامبرین (مهیاد) و شاید مشخص نبودن مرز سنگ‌های گرانیتی پرکامبرین و کرتاسه به سن پرکامبرین نسبت داده شده بودند که مطالعات اخیر [3] نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به سن کرتاسه می‌باشند و فقط از لحاظ ریزساختاری گزارش شده از سنگ‌های پرکامبرین نزدیک این منطقه مشابه آن‌ها می‌باشند که شاید به‌دلیل تحمل فازهای دگرشکلی هم‌زمان سنگ‌های کرتاسه و پرکامبرین بوده باشد.

سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز به دو قسمت دگرشکل و دگرگون شده در شرق منطقه و بدون دگرشکلی و دگرگونی در غرب منطقه تقسیم می‌شوند. در این منطقه حداقل یک فاز دگرگونی و دو فاز دگرشکلی رخ داده است و همچنین این مطالعه نشان می‌دهد که ساختارهای دگرشکلی در یک زون برشی شکنا-شکل‌پذیر بوجود آمده‌اند.

منابع

- [۵] علوی فائیتی، م.، حاجیان، ج.، عمیدی، م.، بلورچی، ج.، ۱۹۸۲، نقش زمین‌شناسی تکاب (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش C4 :: سازمان زمین‌شناسی، تهران.
- [۶] افتخارزاده، ج.، ۱۹۷۳، نقشه زمین‌شناسی مهیاد (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش B4 :: سازمان زمین‌شناسی، تهران.
- [۷] توکل ساتات، مرع.م، هوشمندزاده، ج.، ۱۹۹۳، نقشه زمین‌شناسی میروان -بانه (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش B5 :: سازمان زمین‌شناسی، تهران.
- [۸] زاهدی، م.، حاجیان، ج.، بلورچی، ج.، ۱۹۸۵، نقشه زمین‌شناسی سنندج (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش C5 :: سازمان زمین‌شناسی، تهران.
- [۱۰] پاشیر، س.، ترو، ر.، ۱۳۸۸، "میکروکتونیک" مجل، م. مرکز نشر آثار علمی، دانشگاه تربیت مدرس، ۷۴۲صفحه.
- [1] Passchier, CW., Trouw, R. A. J., 2005. "Microtectonic", Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 289 p.
- [2] Ten Grotenhuis, S. M., Trouw, R. A. J. and Passchier, C. W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. Tectonophysics, 372:1-21.
- [3] Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M. (in press), Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for Early Cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. Chemie der Erde-Geochemistry.
- [4] Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 52, 1229-1258.
- [9] Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. Am. Mineral. 95, 185-187.
- [11] Roper, P. J., 1972. Structural significance of "button" or "fish scale" texture in the phyllonitic schist of the Brevard zone. Geol Soc Am Bull. 83:853-860.
- [12] Gapsis, D. and White, S. H., 1982. Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. Text Microstruct, 5:1-17.
- [13] Bell, I. A., Wilson, C. J. L., McLaren, A. C. and Etheridge, M. A., 1986. Kinks in mica: role of dislocations and (001) cleavage. Tectonophysics, 127:49-65.
- [15] Nishikawa, O., Takeshita, T., 1999. Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. Tectonophysics, 301:21-34.
- [16] Platt, J. P. and Vissers, R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. J. Struct Geol, 2:397-410.
- [17] Gapsis, D. and White, S. H., 1982. Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. Text Microstruct, 5:1-17.
- [17] Hippertt, J., Rocha, A., Lana, C., Eglydio-Silva, M., Takeshita, T., 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. J Struct Geol 23:67-80.