



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

اشرف ترکیان^۱، لیلی ایزدی کیان^{۲*}، مؤگان رضایی^۳

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

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

۳- دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۰۹

چکیده

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

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



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

Torkian .A¹; Izadikian .L^{2,*}; Rezaii .M³

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

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

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

Abstract

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

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



مقدمه

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

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

موقعیت زمین شناسی

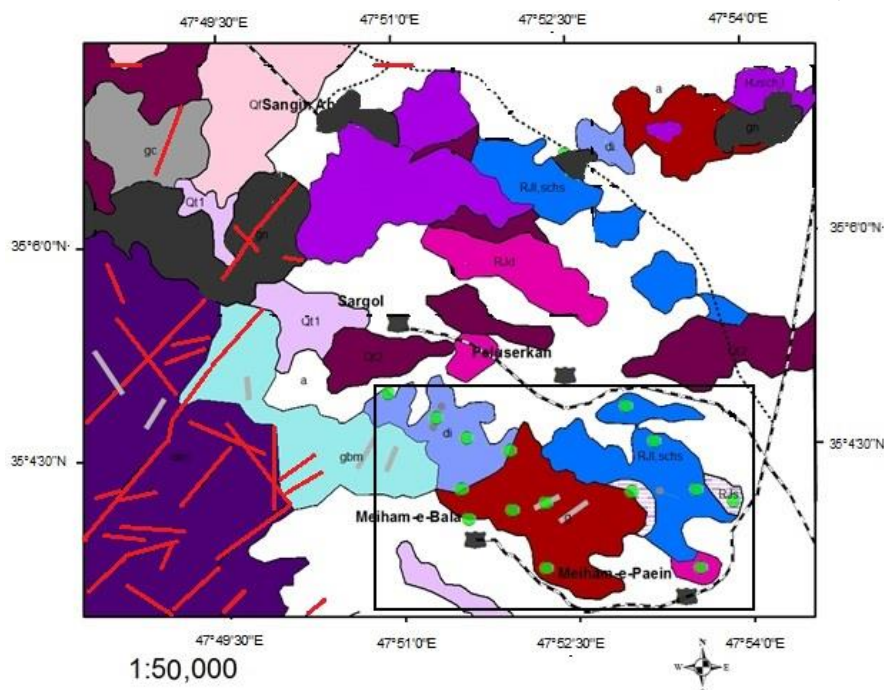
ورقه قروه در بخش جنوب شرق نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش سنندج (زاهدی، ۱۳۶۹) واقع است. از نظر موقعیت ساختاری، در قسمت شمال غربی پهنه سنندج-



روش کار

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

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



Legend

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

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



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

دگرشکلی مرحله سوم

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

شواهد دگرشکلی گرانیتهای میلونیته

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

دگرشکلی‌های منطقه

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

دگرشکلی مرحله اول

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

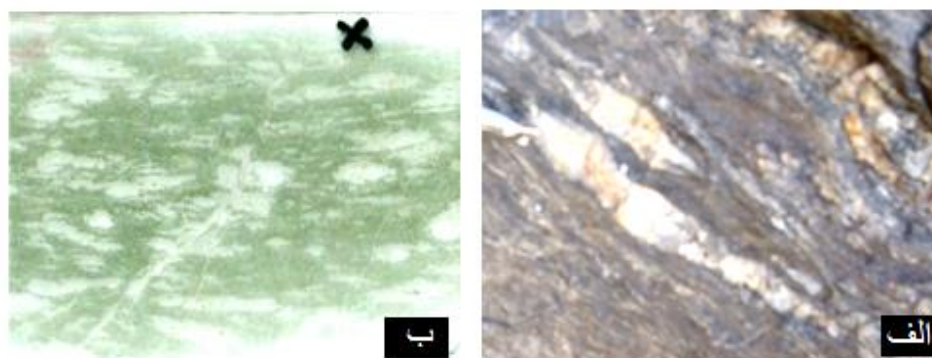
دگرشکلی مرحله دوم

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



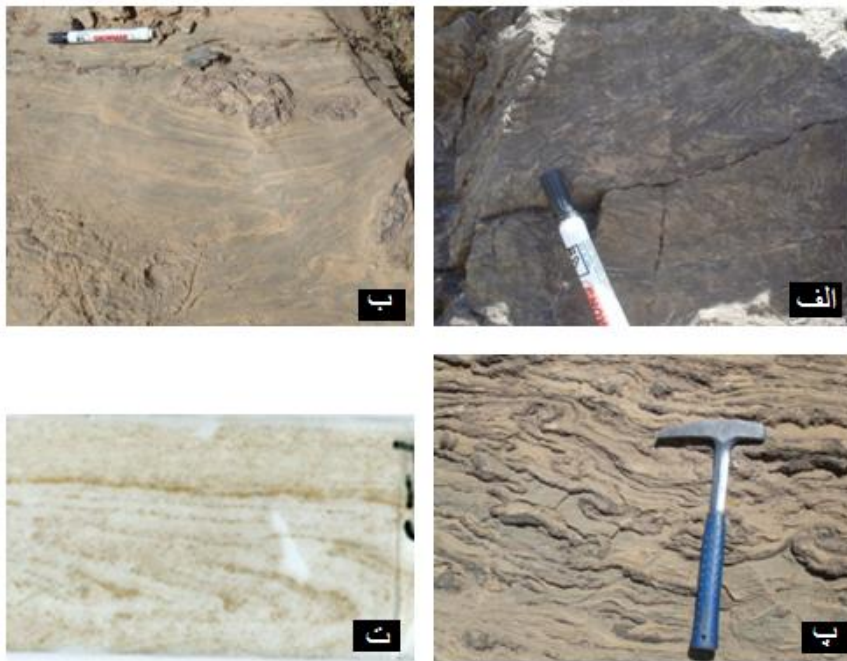
صورت سطح C دیده می شود. این برگواره از جهت یابی ترجیحی نوارهای کوارتزی، ریزدانه های کوارتز، فلدسپار و بیوتیت تشکیل شده است. معمولاً برگوارگی میلوئیتی امتداد شمال غرب - جنوب شرق را نشان می دهد و در مناطق مختلف از شیب های متغیری برخوردار هستند (شکل ۶ الف). مقدار شیب از ۱۰ تا ۸۰ درجه و به سمت شمال شرق می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

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



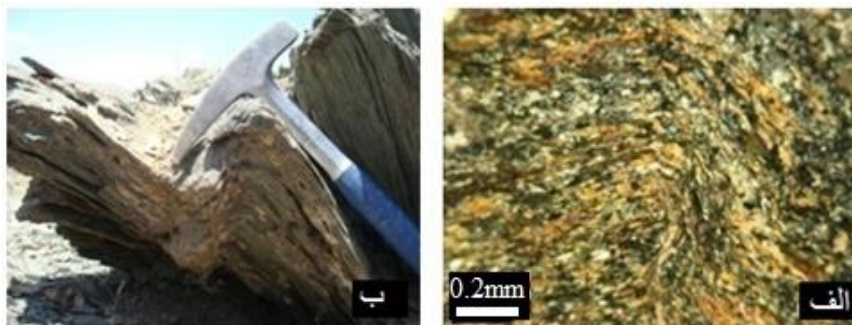
شکل ۲: تصاویر چین های نسل دوم

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



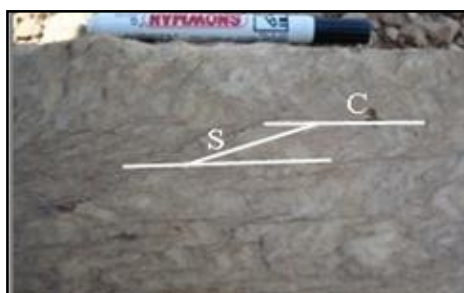
شکل ۳. تصاویر چین های نسل دوم

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

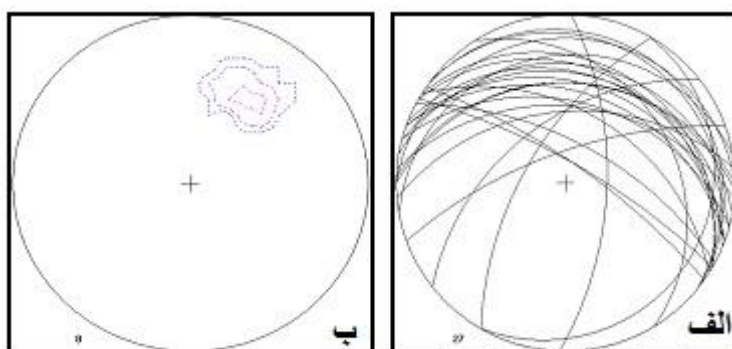


شکل ۴. تصاویر صحرایی و مقطع نازک

(الف) تصویر چین های ریز مقیاس نسل سوم و نوع برگوارگی نسل سوم در مقطع نازک، (ب) چین جناغی نسل سوم در آمفیبول شیست ها



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



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

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



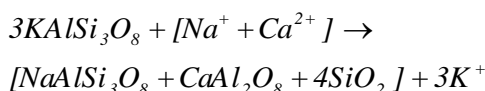


شکل ۷: (الف) برگوارگی در گرانیت میلونیتی ، (ب) چین غلافی در گرانیت میلونیتی
(پ) پورفایروکلاست نوع سیگما با حرکت معکوس راست بر.



ویژگی‌های میکروسکوپی پهنه برشی در گرانیت‌ها

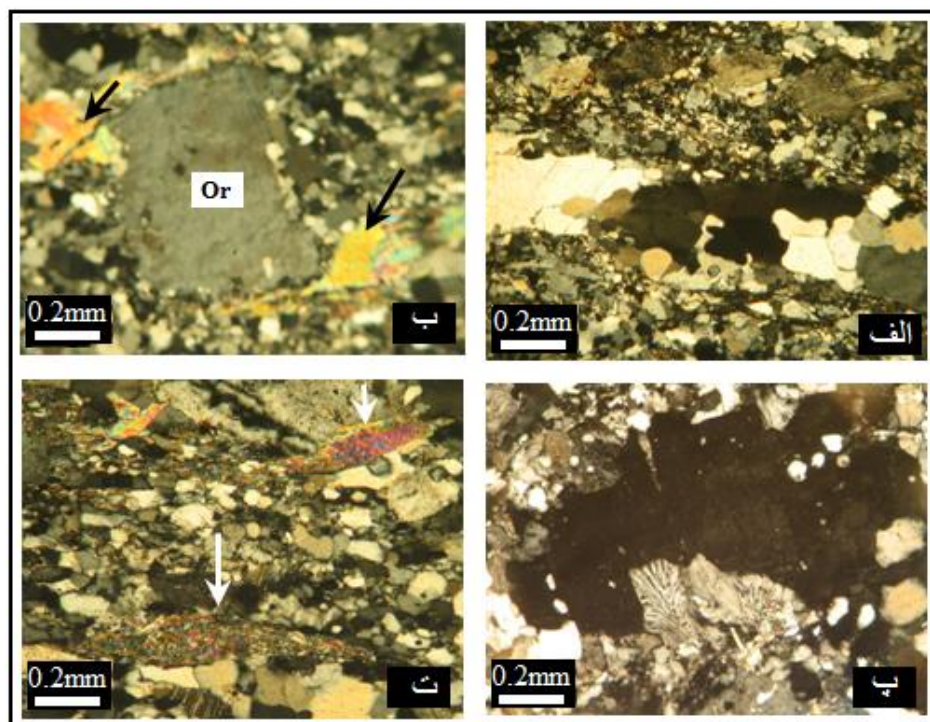
(رابطه ۱)



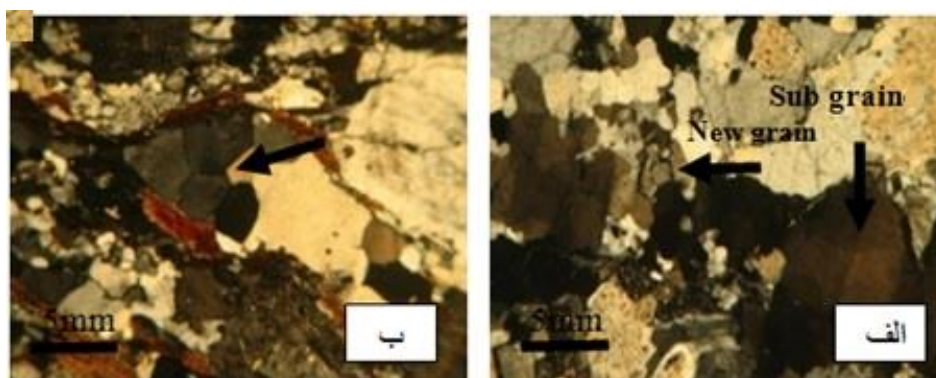
پروتومیلونیت‌ها

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

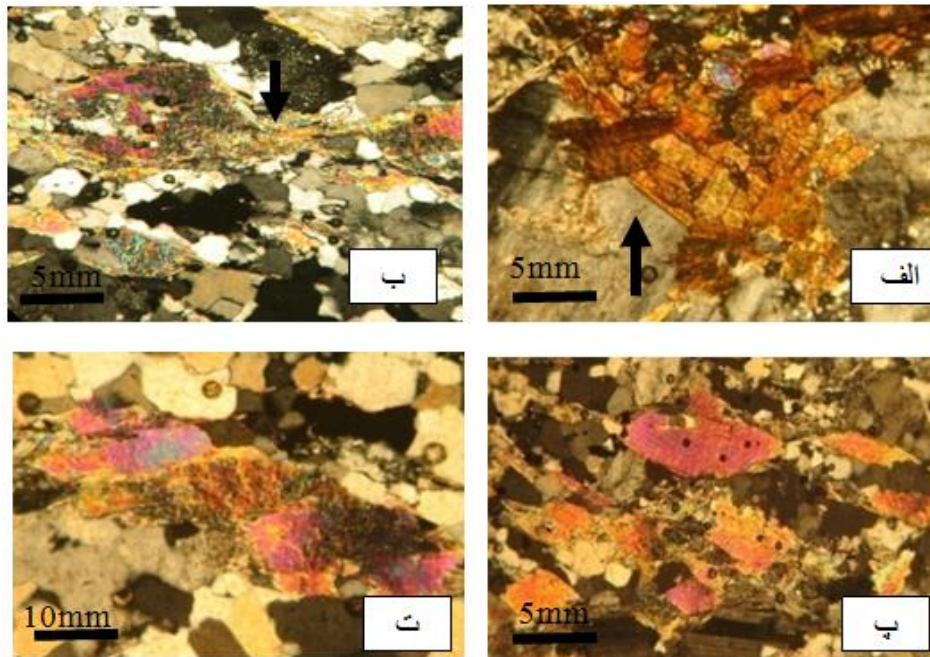
(Collins, 1989) وجود پرتیت شعله‌ای در نمونه‌ها بر دگرریختی در شرایط دگرگونی شیبست سبز و تنش تقسیم-شونده بالا در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر دلالت دارد (محل، ۱۳۸۸). کانی ارتوز (شکل ۸ب) در جهت برگوارگی کشیده شده و اندکی تبلور مجدد در حاشیه آن صورت گرفته است. همچنین در برخی بلورهای ارتوز شکستگی دیده می‌شود که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



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



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



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

میلونیت‌ها

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

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

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

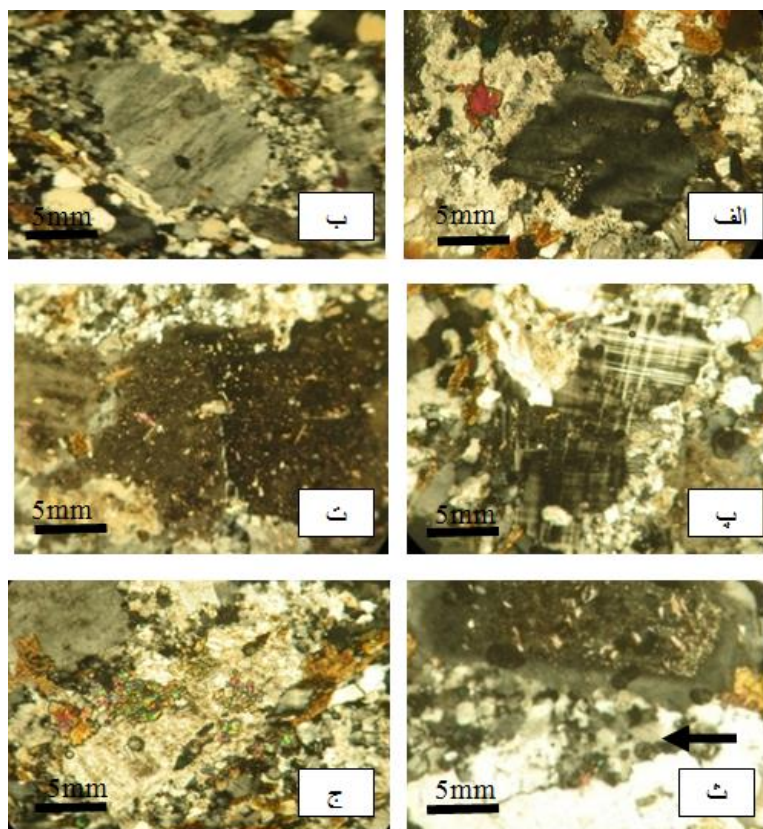


(مجله، ۱۳۸۸). یکی از مهمترین نکاتی که در مورد برش تیغه نازک میلونیت‌ها توجه شده است، برش در جهت موازی خطوارگی و عمود بر برگوارگی آنها است. نشانگرهای مشخص کننده سمت و سوی برش در پهنه برشی مورد مطالعه، پورفیروکلاست‌ها با سایه فشاری، پورفیروکلاست پوششی، برگوارگی‌ها و خطوارگی‌ها، میکا ماهی و نوارهای برشی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

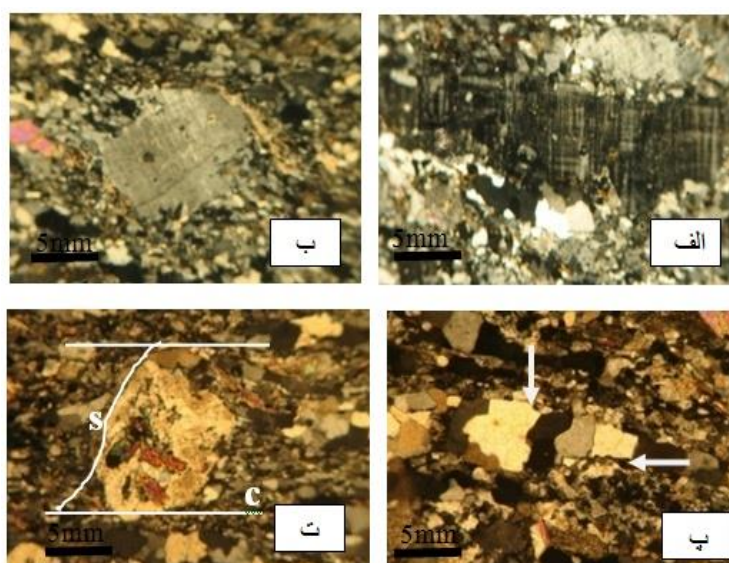
زمینه ریز دانه افزوده شده است. این ریز دانه‌ها ناشی از تبلور مجدد کانی‌ها در دمای بالا هستند. شواهد دگرشکلی در این میلونیت‌ها به شرح زیر می‌باشد. در بلورهای میکروکلین مقداری کشیدگی و تبلور مجدد در جهت برگوارگی صورت گرفته است. در اطراف پرتیت تبلور مجدد دیده می‌شود و ریزساختار پورفیروکلاست‌های پوششی نوع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

تعیین مکانیسم حرکتی پهنه برشی در منطقه

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



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



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



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

نتیجه‌گیری

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

شرایط دما هنگام دگرشکلی در زون برشی مورد مطالعه

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

مراجع

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

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

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

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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

