



بررسی رفتار ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی‌های فلدسپار و بیوتیت در پهنه‌ی برشی شرق قروه (کردستان)

اشرف ترکیان*

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۲۴، نسخه نهایی: ۹۱/۵/۱۴)

چکیده: پهنه‌ی برشی مورد بررسی در شرق قروه (کردستان) قرار دارد و از سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی تشکیل شده است. در این مقاله سنگ‌های دگرشکل، پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها، در مناطق سنگین‌آباد، کوه گزگز و پلوسرکان مطالعه می‌شوند. بررسی‌های سنگ نگاری نشان می‌دهند که فعالیت‌های زمین‌ساختی شامل میرمکیت، فلدسپارهای قلیایی دوباره متبلور شده با لغزش، پلاژیوکلاز-های شکسته، کوارتزهای متبلور در شرایط دینامیکی، ارتوکلازهای پرتیتی، بلورهای فلدسپار با غنی‌شدگی قلیایی در حاشیه‌ی (بافت پوششی) با ترکیب $Or_{91.19} - 91$ بوده‌اند. مقایسه داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و سنگ اولیه (پروتولیت) معلوم می‌دارد که نوسان-هایی در فراوانی عناصر اصلی نظیر افزایش CaO ، MnO ، TiO_2 و P_2O_5 در پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها وجود دارند. هم‌چنین در پهنه‌ی رگه‌های کوارتزی و پلاژیوکلازهای دگرسان شده مشاهده شده‌اند. این فرایندها نمونه‌هایی از فعالیت‌های شاره‌های گرمایی و باز بودن سیستم تفسیر می‌شوند. فلدسپارها در سنگین‌آباد و کوه گزگز، سدی-پتاسی و در پلوسرکان سدی هستند. در مجموع، روابط صحرایی، ویژگی‌های ریزساختاری، بافتی، ژئوشیمی و شیمی، نقش پهنه‌ی شیر زون را در تشکیل این ویژگی‌ها تأیید می‌کنند. بسیاری از پژوهشگران، بر ارتباط بین تشکیل ریز ساختارها با تنش-کرنش و گرمایی‌ها را تأیید کرده‌اند. بلورهای بیوتیت مورد بررسی با $(FeO + MnO)$ حدود $4.13 - 21.42$ پس از فرایندهای یاد شده تشکیل شده‌اند که احتمالاً حاصل گردش شاره‌های پسا ماگمایی باتولیت گرانیتوئیدی قروه هستند. دمای تشکیل بیوتیت حدود 550 تا 750 درجه‌ی سانتی‌گراد است که با دمای دگرشکلی ریزساختارها همخوانی خوبی دارد.

واژه‌های کلیدی: پهنه‌ی برشی؛ شیمی کانی؛ ژئوشیمی؛ گرماب‌ها؛ میلونیت؛ پروتومیلونیت؛ پروتولیت؛ قروه؛ کردستان.

مقدمه

تغییرات ساختاری را در آن‌ها میسر می‌سازد. به اعتقاد [۱] این تغییرات با تغییرات شیمیایی همراهند. لذا از این دیدگاه نیز پهنه‌های برشی، کانون توجه بسیاری از زمین‌شناسان داخلی [برای مثال ۲-۵] و خارجی [۱، ۶-۹] بوده‌است. منطقه‌ی مورد بررسی یعنی پهنه‌ی برشی شرق شهرستان قروه، در بخش شمال‌غربی نوار دگرگونی-ماگمایی سندانج-سیرجان و جنوب‌شرقی استان کردستان واقع شده است [۱۰].

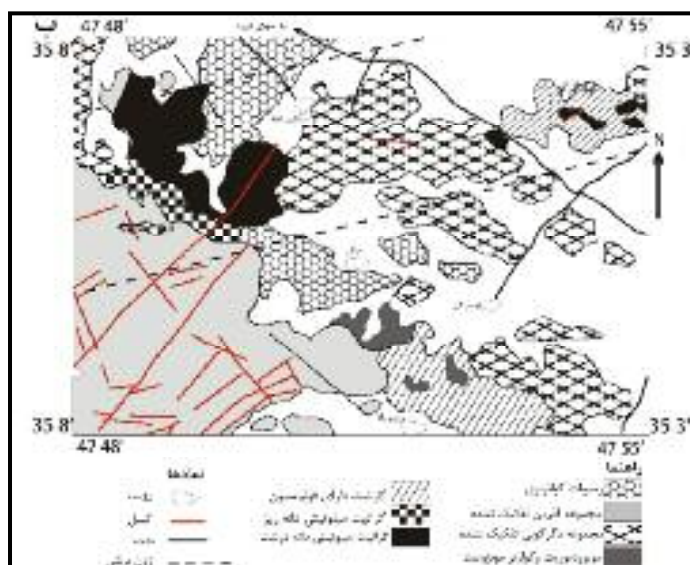
بوسته‌ی میانی و فوقانی قلمرو تغییرشکل‌های شکنا از جمله ایجاد پهنه‌های برشی (shear zone) هستند. این پهنه‌ها مکان‌های مناسبی برای ذخیره‌ی دگرشکلی هستند که به اصطلاح میلونیتی شدن نامیده می‌شود. میلونیت‌ها معمولاً دارای ساختارهای مزوسکوپی و میکروسکوپی خاصی هستند که تحلیل سینماتیکی و تعیین شرایط زمین‌دما-فشارسنجی

(شکل ۱). بر اساس رده‌بندی [۱۴] در زیرزون با دگرشکل پیچیده‌ی سندنج-سیرجان واقع شده است. دنباله‌ی چینه‌ای، در نیمه جنوبی قروه- که منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از آن است- شامل سنگ‌های دگرگون وابسته به تریاس تا ژوراسیک و سنگ‌های نادگرگون ائوسن است. توده‌های نفوذی به سن ۱۴۹-۱۵۷ میلیون سال، که با نام مجموعه پلوتونیک قروه خوانده می‌شود، در سنگ‌های دگرگون تزیق شده و پیش از این توسط [۱۶، ۱۵، ۱۲] مورد بررسی قرار گرفته‌اند. بخش قابل توجهی از این توده‌ها در بخش شمال شرق مجموعه فوق بر اثر دگرگونی دینامیکی و قرارگیری در پهنه‌ی برشی دستخوش تغییر و شکل‌گیری آشکاری شد که در آن‌ها شواهد ایجاد پهنه‌ی برشی کاملاً مشهود است [۱۳].

حلمی و حسینی در [۱۱] ویژگی‌های سنگ‌های دینامیکی دگرگون گستره‌ی قروه، را که منطقه‌ی مورد پژوهش بخشی از آن است، مورد بررسی قرار داده‌اند. هم‌چنین [۱۲] در رساله‌ی دکترای خود به طور جزئی به بخشی از منطقه مورد بررسی اشاره کرده است اما آخرین بررسی‌ها در خصوص پهنه‌ی برشی منطقه‌ی مورد بررسی به [۱۳] مربوط است. این مقاله سعی دارد ضمن معرفی مختصری از ویژگی‌های ساختاری پهنه، به بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ کل و کانی‌های شاخص آن یعنی بیوتیت و فلدسپارهای نوع پلاژیوکلاز و قلیایی بپردازد.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی بین طول‌های شرقی 48° تا 47° و در عرض‌های شمالی 35° تا $35^{\circ} 8'$ قرار دارد



شکل ۱ الف) زون‌های ساختاری ایران (اقتباس از [۱۰]). موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی با مربع سیاه رنگ مشخص شده است. ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ بر پایه‌ی [۱۵].

روش کار

در جهت تامین هدف‌های این پژوهش ضمن برداشت‌های هدفمند و سیستماتیک صحرایی توام با اندازه‌گیری‌های دقیق، پارامترهایی مانند برگراری و خطوارگی در پهنه‌ی برشی، بررسی سنگ نگاری و پتروفابریک [بافت سنگی] ۴۳ برش نازک سنگ، نتایج ارائه شده در این نوشتار را دربرداشته است. برای بررسی شیمی سنگ کل ۱۳ نمونه از پروتولیت و سنگ-های میلیونیتی (با درجه‌های متفاوت تغییرپذیری ساختاری) انتخاب شده و در آزمایشگاه‌های دانشگاه ایالت واشنگتن (امریکا) و شرکت کانساران بینالود تهران به روش‌های ICP-MS و XRF تجزیه شدند. در این نوشتار که بیشتر، تغییرات عناصر اصلی مورد توجه بوده‌اند، به منظور رعایت حجم مقاله در این مجله، از ارائه آن داده‌ها [۱۳] چشم‌پوشی شده و فقط داده‌های وابسته به تامین هدف‌های مقاله، در جدول ۱ آورده

شده‌اند. بررسی و پردازش داده‌ها با استفاده از نرم-افزارهای GCDkit 2.1.1 و Minpet انجام گرفت. در راستای بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ساختار کانی‌ها در پهنه‌ی برشی ۱۴ نقطه از ۴ نمونه بیوتیت و ۲۵ نقطه از ۸ فلدسپار، از سه منطقه پلوسرکان، سنگین‌آباد و کوه گزگز انتخاب شدند. این کانی‌ها در آزمایشگاه ریزپردازش دانشگاه ایالت واشنگتن، با استفاده از ریزپردازنده‌ی الکترونی مدل CAMECA SX50 تجزیه نقطه‌ای شدند. که ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵Kv، باریکه‌ی جریان ۲۰ nA و با قطر باریکه-ای برابر ۲ μm به انجام رسید. نتایج حاصل از این آنالیزها نیز در جدول‌های ۲ و ۳ آمده‌اند. فرمول‌های ساختاری برای بیوتیت‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن و برای فلدسپارها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

جدول ۱ داده‌های عناصر اصلی تجزیه‌ی سنگ کل برای سنگ‌های دگرشکل و پروتولیت آن‌ها.

اکسیدها (wt%)	میانگین پروتومیلونیت‌ها	میانگین میلونیت	میانگین پروتولیت‌ها
SiO ₂	۷۱,۲۴	۷۱,۹۶	۷۶,۳۵
TiO ₂	۰,۴۵	۰,۳۲	۰,۱۶
Al ₂ O ₃	۱۴,۱۶	۱۳,۹۶	۱۲,۵۵
FeO	۲,۴۰	۲,۱۲	۱,۳۲
Fe ₂ O ₃	۰,۴۶	۰,۳۸	۰,۲۳
MnO	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۱
MgO	۰,۸۶	۰,۸۱	۰,۴۳
CaO	۱,۹۴	۱,۹۷	۰,۳۸
Na ₂ O	۳,۴۴	۳,۶۳	۲,۷۲
K ₂ O	۳,۰۳	۳,۵۹	۴,۰۲
P ₂ O ₅	۰,۲۳	۰,۱۴	۰,۰۴

جدول ۲ سهم آنورتیت، آلبیت و ارتوکلاز (بر حسب درصد) حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای فلدسپار کوه گزگز.

Samples	3Pg21-49-core	3Pg21-50	3Pg21-51	3Pg21-52	3Pg21-53	3Pg21-54	3Pg21-55-rim
Location	Kohe-Gazgaz						
An	۱۷,۸۲	۱۱,۵۷	۲۰,۰۴	۰,۵	۰,۱۵	۰,۱	۰,۱۵
Ab	۸۱,۴۱	۸۸,۱۱	۷۹,۴۷	۱۵,۴۲	۷,۹۴	۸,۴۷	۸,۳۱
Or	۰,۷۸	۰,۳۲	۰,۵	۸۴,۰۸	۹۱,۱۹	۹۱,۴۳	۹۱,۵۴

جدول ۳ سهم آنورتیت، آلبیت و ارتوکلاز (بر حسب درصد) حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای فلدسپارهای کوه گز و پلوسرکان.

Samples	4Pg21-56	4Pg21-57	4Pg21-58	4Pg21-59	Mg6-2-88	Mg6-2-89	Mg6-2-90
Location	Kohe-Gazgaz				Poloserkan		
An	۱۴,۰۷	۲۲,۴۲	۲۶,۰۶	۳۲,۹۵	۰,۸۱	۰,۴۱	۰,۱۴
Ab	۸۵,۳۳	۷۶,۴۷	۷۳,۰۷	۶۶,۴۴	۹۸,۶۶	۹۹,۱۰	۹۹,۴۳
Or	۰,۵۹	۱,۱۰	۰,۸۷	۰,۷۲	۰,۵۳	۰,۴۹	۰,۴۴

مشاهدات صحرایی و سنگ‌نگاری

گرانیتوئیدهای شرق شهرستان قروه به اشکال مختلفی رخمون دارند که توده‌های نسبتاً کوچک عدسی‌شکل و پراکنده در داخل سنگ‌های دگرگون و یا تیغه‌های نازک و دایک مانند مهم‌ترین این اشکال بوده‌اند (شکل ۱). بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که نفوذ گرانیتوئید در فازهای مختلفی صورت پذیرفته است. در بین واحدهای سنگ‌شناسی منطقه، گرانیتوئید که در آن شواهد ساختاری مناطق روشن‌تر هستند، انتخاب شده است.

نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گرانیتوئید (با برخورداری نسبتاً متفاوتی از میکاها) و به لحاظ درجه‌ی دگرشکلی شامل قسمت‌های با کرنش بالا (میلونیت‌ها) و قسمت‌های با کرنش پایین (پروتومیلونیت‌ها)، در یک پهنه‌ی برشی اصلی و دو پهنه‌ی فرعی، دیده می‌شوند. پروتولیت، گرانیتی با آثار دگرشکلی بسیار ضعیف است و مبنای بررسی نوسان‌ها و تغییر رفتار ژئوشیمیایی پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها قرار گرفته است. این واحدهای لیتولوژیکی در رخنمون‌های سنگین‌آباد (شکل ۲-الف)، پلوسرکان و کوه گزگز مورد بررسی هستند. گرانیت سنگین‌آباد گسترش بیشتری دارد و در بردارنده‌ی انواع متنوعی از ریزساختارهای این پهنه است که هم به صورت توده‌های عدسی و هم به صورت نفوذی‌های دایک‌مانند برونزد دارد.

سنگ‌نگاری گرانیت‌های مورد بررسی این منطقه بسیار ساده و بیشتر شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپارهای قلیایی نوع ارتوکلاز و میکروکلین است. کانی مافیک منحصراً بیوتیت و کانی‌های فرعی با درصد حجمی تقریبی ۳-۵٪ شامل تیتانیت، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای آهن هستند. گستره‌ی نوسان‌های ترکیبی گرانیتوئیدهای این پهنه در قلمرو گرانیت - گرانیت قلیایی تا گرانودیوریت است. داده‌های شیمیایی از سنگ‌کل نیز موید این نامگذاری است. حال در ادامه به بیان کلی ویژگی‌های سنگ‌نگاری این پروتولیت، پروتومیلونیت و میلونیت‌ها (شکل ۲-ب) می‌پردازیم.

پروتولیت: گرانیتی در غرب روستای سنگین‌آباد و شمال شرق روستای پلوسرکان بیرون زدگی دارد که دستخوش دگرشکلی بسیار ضعیفی شده است. بر همین مبنا در این مقاله آن را پروتولیت تلقی می‌کنیم. شکستگی و خاموشی موجی در بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت تنها آثار دگرشکلی در این

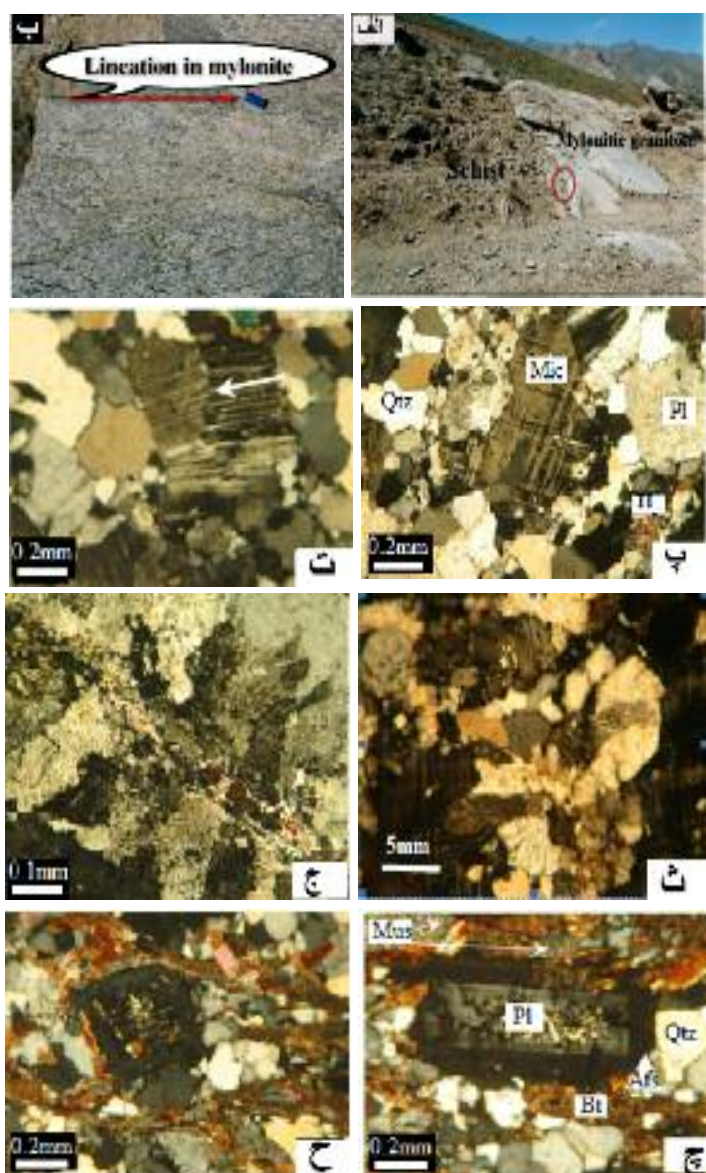
سنگ‌ها هستند. کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این گرانیت عبارتند از ۳۵ تا ۴۵ درصد کوارتز، ۲۰ تا ۳۰ درصد فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز ± میکروکلین)، ۱۰ تا ۱۵ درصد پلاژیوکلاز و ۵ درصد بیوتیت و کانی‌های کدر. شکل (۲-ب) نمونه‌ای از کوارتزهای دارای خاموشی موجی و پلاژیوکلازهایی را نشان می‌دهد که فاقد حاشیه‌های میرمکیتی هستند و فقط شکستگی‌هایی در کانی اخیر شکل گرفته‌اند (شکل ۲-ت). این ویژگی‌ها بر درجات بسیار پایین دگرشکلی دلالت دارد.

پروتومیلونیت: در برش نازک از پروتومیلونیت‌ها ماتریکس به میزان ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است. ترکیب کلی پروتومیلونیت‌ها نیز گرانیتی و تاحدی گرانودیوریتی است. فلدسپارهای قلیایی در اندازه‌های خیلی-درشت (پورفیروکلاست) تا ریز و به صورت میکروکلین با ماکل تارتن، ارتوکلاز اغلب با بافت پرتیتی مشاهده می‌شود. میرمکیت این سنگ‌ها به فراوانی یافت می‌شود (شکل ۲-ث). کوارتز در اندازه‌های ریز تا متوسط تبلور شده‌است. کوارتز از ویژگی‌هایی مانند خاموشی موجی، خاموشی جارویی، زبردانه، دانه جدید و تبلور مجدد از نوع برآمدگی BLG برخوردارند. پلاژیوکلازها در اندازه‌ی متوسط و دارای شکستگی، خمش و خاموشی موجی هستند. گاهی تعدادی از بیوتیت‌ها از ریزساختارهایی مانند شکستگی، خاموشی موجی، لغزش در سطح رخ و کینک‌شدگی برخوردارند. البته دور از انتظار نخواهد بود که ممکن است سهمی از بیوتیت‌ها به بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی آمفیبول-ها (فقط در گرانودیوریت‌ها) تعلق داشته باشد. در برخی نمونه‌ها نیز مسکوویت‌های ماهی‌گون و قفسه کتابی یافت می‌شود.

میلونیت‌ها: گرانیت میلونیتی در جنوب و جنوب‌شرقی سنگین-آباد (شکل ۲-الف)، شمال شرقی روستای پلوسرکان و کوه گزگز بیرون زدگی دارد. پورفیروکلاست‌های درشت دانه در میلونیت-ها نسبت به پروتومیلونیت‌ها کمتر ولی زمینه‌ی ریزدانه سهم بیشتری دارد. سهم ماتریکس (خمیره) ۵۰ تا ۸۰ درصد متغیر است. بافت‌های متناسب با درجه‌ی دگرشکلی این سنگ عبارتند از میرمکیت (شکل ۲-ج)، ارتوکلاز با تبلور مجدد، میکروکلین‌هایی با آثار لغزش و بهم ریختگی، پلاژیوکلازهای گرد و یا در برخی موارد پهن شده و شکسته، کوارتزهایی با تبلور دوباره‌ی دینامیکی. در این سنگ‌ها حجم میرمکیت کاهش یافته و پرتیت شعله‌ای دیده می‌شود. بیوتیت و مسکوویت در اندازه‌ی ریز-متوسط کانی‌های میکایی موجود در

شرایط گوناگونی تشکیل می‌شود که یکی از آن‌ها مناطق برشی است که در آن‌ها گرمابها فعالند. در اطراف بلورهای درشت پلاژیوکلاز سایه‌ی فشاری که حاصل انباشت دانه‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و دانه‌های دوباره تبلور یافته از خود بلور نیز وجود دارند (شکل ۲-ح).

میلونیت‌ها هستند، البته گاهی در مسکوویت‌ها ساختار ماهی-گون مشهود است بیوتیت نیز در مواردی به کلریت تجزیه شده‌است. گاهی در برخی سنگ‌های میلونیتی پلاژیوکلازهایی وجود دارند که فلدسپارهای قلیایی آن‌ها را در برگرفته و بافت آنتی‌راپاکیوی را بوجود آورده‌اند (شکل ۲-چ). این بافت در



شکل ۲ تصاویری از الف) مرز مشخص گرانیتوئیدهای میلونیتی و شیست‌های مجاور سنگین‌آباد، ب) گرانیت میلونیتی سنگین‌آباد که در آن راستای خطواره‌ی حاصل از آرایش فلدسپارها نشان داده شده است، تصاویر میکروسکوپی در نور XPL پ) از ترکیب کانیایی پروتولیت گرانیتی، ت) پیدایش ریزشکستگی‌هایی در پلاژیوکلاز به سبب حرکت‌های برشی، ث) میرمکیت‌های موجود در شکستگی‌های میکروکلین در سنگ‌های پروتومیلونیتی، ج) تشکیل میرمکیت و دانه جدید درون ارتوکلاز در میلونیت‌ها، چ) گرانودیوریت میلونیتی که در آن پلاژیوکلازی با نواری از فلدسپار قلیایی احاطه شده است (بافت آنتی‌راپاکیوی)، ح) علاوه بر وجود سایه فشاری، ریز بلورهایی از بیوتیت تشکیل شده‌اند که اندازه‌ی آن‌ها بسیار کوچکتر از بیوتیت‌های اولیه در سنگ است. این بیوتیت‌ها در سایه‌ی فشاری پلاژیوکلاز بوجود آمده و گاهی نیز در درون پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. علائم اختصاری کانی‌ها؛ Mic: میکروکلین، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Mus: مسکوویت، Afs: فلدسپار قلیایی، Ti: تیتانیت.

شیمی سنگ کل

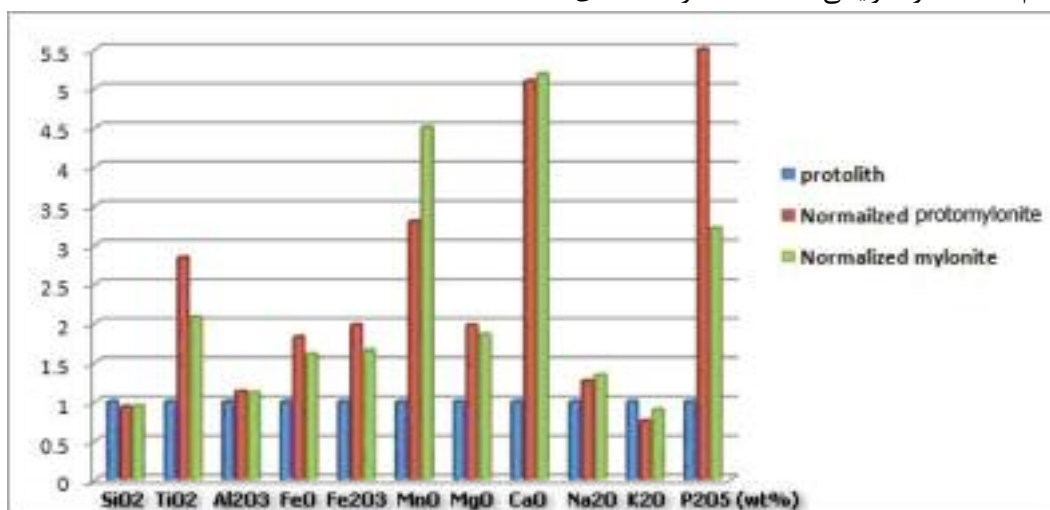
ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌های مورد بررسی گرانیتی (گرانیت تا کمی به سمت گرانودیوریت) است. این سنگ‌ها از سری گرانیتوئیدهای نوع I هستند. داده‌های ژئوشیمیایی برای مثال غنی‌شدگی از عناصر LIL و تهی‌شدگی از HFSE به همراه نسبت‌های بالای K_2O/Rb و FeO/MgO بیانگر ماگماتیسم نوع I کمان حاشیه‌ی قاره‌ای آن‌هاست که از تبلور جدایشی یک مذاب متالومین در پوسته‌ی زیرین حاصل شده‌اند [۱۳]. برای بررسی تغییرات و نوسان‌های ترکیب شیمیایی سنگ‌های دگرشکل (میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها) نسبت به سنگ شناسی منفرد و اولیه‌ای بنام "پروتولیت" از روش ارائه شده در [۱۷] استفاده شد و در نمودار ستونی، فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی هر سه سنگ با یکدیگر مقایسه شده است (شکل ۳ و جدول ۱). چنانکه مشهود است در پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها درصد SiO_2 ، Al_2O_3 و حتی Na_2O و K_2O نسبت به پروتولیت نوسان چشمگیری نشان نمی‌دهد. فراوانی ترکیب‌های اکسید آهن، منیزیم و منگنز (که عنصر اخیر قابلیت جایگزینی با دو عنصر بالا را دارد) نسبت به پروتولیت تقریباً به یک میزان فزونی یافته و در هر دو سنگ دگرشکل یافته اختلاف زیاد و قابل توجهی وجود ندارد. این موضوع به افزایش مقدار بیوتیت در این سنگ‌ها سازگار است. درصد TiO_2 و P_2O_5 به طور محسوسی در پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها بالارفته‌اند، و این در حالیست که فراوانی این اکسیدها در پروتومیلونیت‌ها حتی بیشتر هم هست. در شرایطی که CaO در سنگ‌های

دارای دگرشکلی نزدیک ۵ برابر پروتولیت افزایش نشان می‌دهد، مقدار این اکسید در هر دوی میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها یکسان است. فراوانی این اکسیدها احتمالاً باید به تشکیل بیشتر بلورهای تیتانیت و اپیدوت و جابجایی‌های عناصر در فرایندهای دگرنهادی وابسته باشد (شکل ۳).

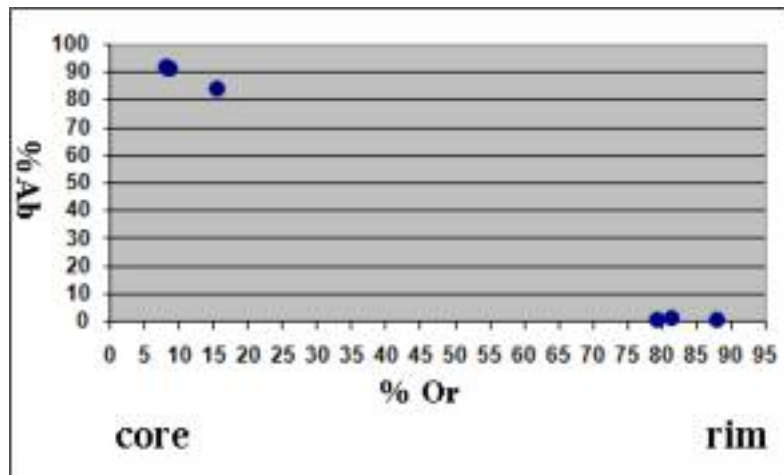
نتایج داده‌های شیمی کانی‌ها

شیمی فلدسپارها

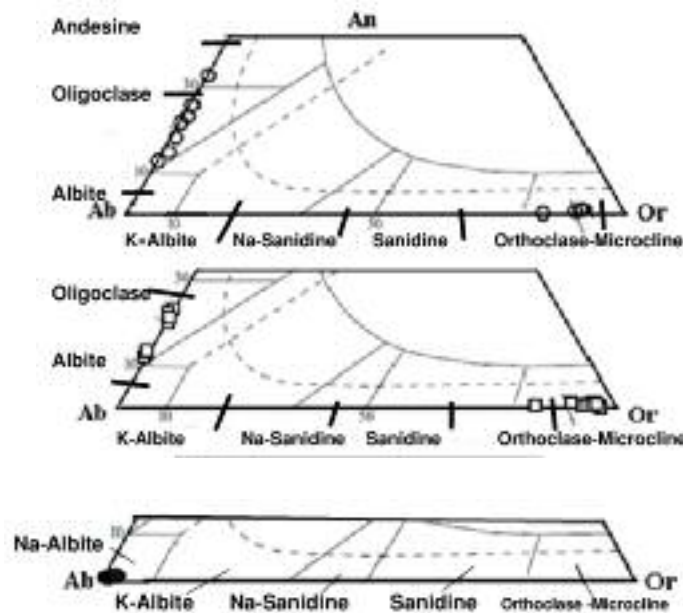
پلاژیوکلاز و ارتوکلاز و میکروکلین به عنوان مهم‌ترین کانی‌های فلسیک، در تمامی واحدهای سنگی منطقه حضور دارند. داده‌های حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای از حاشیه به مرکز بلورها نشان می‌دهد (جدول ۲، نقاط 3pg21-49 تا 3pg21-55) گرانیت کوه گزگز دارای پلاژیوکلازهایی با هسته‌های سدی است و در مجموع مقدار آنورتیت این پلاژیوکلازها در هسته بین ۱۷٫۸۲ تا ۲۰٫۴ و مقدار آلبيت از ۷۹٫۴۷ تا ۸۸٫۱۱ متغیر بماند. حاشیه‌ی فلدسپارها بر عکس هسته‌ی آلبیتی، غنی از پتاسیم (Or) است (شکل ۴ و ۵). در برخی دیگر از فلدسپارهای کوه گزگز نیز ترکیب کلی پلاژیوکلازها سدی است (شکل ۵) (جدول ۳، نقاط 4pg 21-56 تا 4pg 21-59). بنحوی که فراوانی آلبيت از درصد آنورتیت بیشتر است و مضافاً اینکه از مرکز به حاشیه نیز نوسان‌هایی در جهت افزایش آنورتیت دارد. سهم آنورتیت در ترکیب پلاژیوکلاز این گونه فلدسپارها حداکثر ۳۲٫۹۵ درصد است. این گروه از فلدسپارها از ارتوکلاز بسیار کمی بین ۰٫۵۹ تا ۱٫۱۰ درصد برخوردارند (جدول ۳).



شکل ۳ نمودارهای فراوانی عناصر در پروتولیت، پروتومیلونیت و میلونیت در منطقه‌ی مورد بررسی، نمودارها بر مبنای روش مورد استفاده در [۱۷] ترسیم و بر اساس داده‌های جدول ۱ تنظیم شده است.



شکل ۴ نمودار فراوانی ارتوکلاز - آلبیت در پلاژیوکلازی از منطقه ی کوه گزگز که در مرکز غنی از آلبیت و در حاشیه غنی از ارتوکلاز هستند.



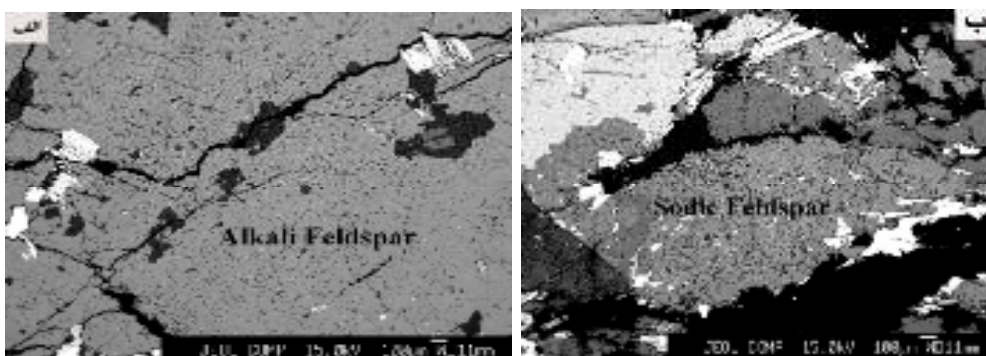
شکل ۵ موقعیت ترکیبی فلدسپارهای نمونه‌های مناطق مورد بررسی در نمودار An-Ab-Or؛ دایره‌ی توپر: پلوسرکان، مربع توخالی: سنگین‌آباد، دایره‌ی توخالی: کوه گزگز.

حاشیه از نظم خاصی پیروی نمی‌کند و پلاژیوکلاز آن‌ها از نوع اولیگوکلاز است. چنین فلدسپارهایی با ارتوکلاز ۰٫۷۳ درصد شکل گرفته‌اند.

لذا در مجموع در پهنه‌ی برشی مورد بررسی ترکیب فلدسپارهای کوه گزگز و سنگین‌آباد هر دو سدی - پتاسی و برای پلوسرکان تنها سدیک و در قطب آلبیت متمرکز است. که در نمودار مثلثی An-Ab-Or نیز به خوبی دیده می‌شود (شکل ۵).

در پلوسرکان فلدسپارها ترکیب آلبیتی دارند و از فرمول کلی
 $An_{0.14 - 0.81} Ab_{98.66 - 99.43} Or_{0.44 - 0.53}$ پیروی می‌کنند
 (جدول ۳، نقاط Mg 6-2-88-90).

در سنگین‌آباد نیز دو گروه فلدسپار وجود دارد. فلدسپارهای قلیایی غنی از ارتوکلاز با $An_{0 - 0.15} Ab_{4.49} Or_{84.03 - 95.41}$ (شکل ۶ الف، جدول ۴، نقاط Ms 71-78 و Ms 87-85) و فلدسپارهای پلاژیوکلاز غنی از سدیم (جدول ۴، نقاط 2Ms 79-81) (شکل ۶ ب) که در آن‌ها برتری با آلبیت (بین ۷۷٫۷۹-۷۹٫۰۲ درصد) است و تغییرات An در هسته و یا



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) فلدسپارهایی از منطقه ی سنگین‌آباد . الف) فلدسپارهای قلیایی سرشار از ارتوکلاز ؛ ب) فلدسپارهای غنی از آلبتیت.

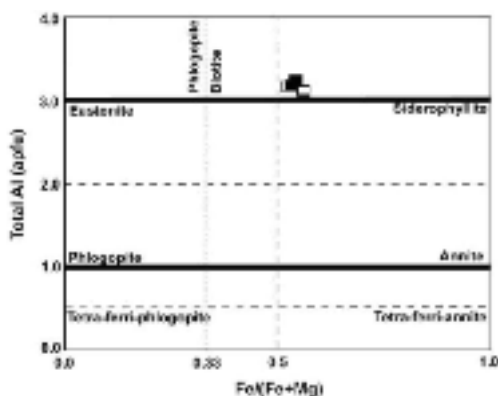
جدول ۴ سهم آنورتیت، آلبتیت و ارتوکلاز (بر حسب درصد) حاصل از تجزیه نقطه‌ای فلدسپارهای سنگین‌آباد. نیمرخ تجزیه این فلدسپارها مسیر مشخصی از حاشیه به مرکز یا برعکس را نشان نمی‌دهند.

Samples	Ms 87	Ms 86	Ms 85	Ms 71	Ms 72	Ms 73	Ms 74	Ms 75	Ms 76	Ms 77	Ms 78	2 Ms 79	2 Ms 80	2 Ms 81
Location	Sangin Abad			Sangin Abad						Sangin Abad				
An	۰٫۱۵	۰٫۱	۰	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۵	۰	۰	۰	۰٫۱	۲۰٫۲۶	۲۵٫۳	۲۱٫۴۹
Ab	۵٫۴۶	۶٫۴۲	۵٫۰۶	۵٫۷۵	۶٫۳۶	۴٫۴۹	۵٫۰۷	۴٫۸	۴٫۹۴	۱۵٫۹۷	۸٫۷۸	۷۹٫۰۲	۷۲٫۹۹	۷۷٫۷۹
Or	۹۴٫۳۹	۹۳٫۴۸	۹۴٫۹۴	۹۴٫۱۵	۹۳٫۵۴	۹۵٫۴۱	۹۴٫۸۸	۹۱٫۵۱	۹۱٫۵۱	۹۵٫۰۶	۹۱٫۱۴	۰٫۷۲	۰٫۷۲	۰٫۷۱

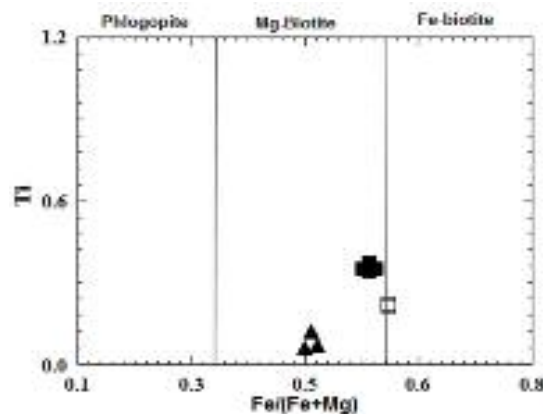
شیمی بیوتیت

{(TiO₂ × 10) + MgO + FeO*} [۱۸] تصویر می‌شوند. برای تعیین نوع بیوتیت‌ها، با توجه به مقدار آلومینیوم Al^{IV} نسبت به آهن کل به مجموع آهن کل و منیزیم [۱۹] $[FeO^{total}/(MgO + FeO^{total})]$ گروه بیوتیت‌ها از فلوگوپیت‌ها یعنی $Fe/(Fe + Mg) (< 0.33)$ ، آن‌ها در زمره "بیوتیت‌ها" قرار می‌گیرند. در نمودار ASPE [۲۰] بیوتیت‌های مورد بررسی با دارا بودن منیزیم حدود ۲ و آلومینیوم (هر دو عنصر در واحد فرمولی) بالاتر از ۳ متمایل به قطب سیدروفیلیت هستند (شکل ۷). بر مبنای رده‌بندی [۲۱] ترکیب بیوتیت‌های منطقه از نوع منیزیم‌دار است (شکل ۸).

بیوتیت کانی فرومنیزین غالب در واحدهای سنگی مورد بررسی است. مقدار TiO₂ موجود در این کانی در کوه گزگز (۳/۱۹-۲/۹۶)، در سنگین‌آباد (۱/۸۴-۱/۷۶) و در پلوسرکان (۰/۶۱ تا ۱/۱۵) است. بیوتیت در کوه گزگز دارای MgO (۸/۵۳-۹/۲۲)، سنگین‌آباد (۸/۵۷-۸/۳۸) و پلوسرکان (۲/۹۴-۲/۸۶) است و مقدار $FeO^* (\sum FeO + MnO)$ به ترتیب در گزگز، سنگین-آباد و پلوسرکان (۲۰/۲۰-۱۹/۳۳)، (۲۱/۴۲-۲۱/۲۶) و (۴/۵۴-۴/۱۳) است (جدول‌های ۵ و ۶). بنابراین بر پایه‌ی [۱۸] در هر سه منطقه بیوتیت‌های تجزیه شده از نوع بیوتیت‌های تازه تشکیل هستند. اینگونه بیوتیت‌ها در قلمرو C نمودار



شکل ۷ نمودار Al کل نسبت به $Fe/(Fe + Mg)$ [۲۰] بیانگر آنست که بیوتیت‌های مورد بررسی بیشتر ترکیب سیدروفیلیت دارند.



شکل ۸ نمودار رده‌بندی بیوتیت‌ها [۲۱] نشان می‌دهد که ترکیب بیوتیت‌ها در قلمرو منیزیم‌دار کمی به مرز آهن‌دارها تمایل دارند، مثلث: پلوسرکان، مربع توپر: کوه گزگز، مربع توخالی: سنگین‌آباد.

چنانکه در جدول‌های ۵ و ۶ مشاهده می‌شود مقدار $[Mg /]$ $Mg^{\#} = [Mg + Fe]$ به ترتیب برای نمونه‌های کوه گزگز و سنگین‌آباد ۰٫۳۱-۰٫۳۲ و ۰٫۲۹ و برای گرانیتهای پلوسرکان ۰٫۴۲-۰٫۳۹ است (جدول‌های ۵ و ۶). در بیوتیت‌ها جانشینی‌هایی مشابه $Mg, Fe + 2Si = Ti + 2Al$ و $(Mg, Fe)O + SiO_2 = Al_2O_3$ بین عناصر وجود دارد.

جدول ۵ نتایج حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای بیوتیت‌های کوه گزگز.

Sample	pg-21-1	pg-21-2	pg-21-3	pg-21-1a	Pg-21-2a	pg-21-3a	pg-2-4a
Location	Kohe- Gazgaz						
SiO ₂	۳۶٫۰۹	۳۵٫۴۴	۳۵٫۶۸	۳۵٫۱۲	۳۵٫۶۳	۳۵٫۲۷	۳۵٫۴۳
TiO ₂	۳٫۱۹	۳	۳٫۱۵	۳٫۰۷	۳٫۱۹	۲٫۹۶	۳٫۰۵
Al ₂ O ₃	۱۷٫۹	۱۸٫۰۳	۱۷٫۷۹	۱۷٫۵۲	۱۷٫۶۲	۱۷٫۵۳	۱۷٫۶
FeO	۱۹٫۸۳	۱۹٫۱۲	۱۹٫۹۳	۱۹٫۶۷	۱۹٫۸۸	۱۹٫۷۶	۱۹٫۶
MnO	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۵
MgO	۸٫۹۸	۸٫۵۳	۸٫۹۷	۸٫۹۹	۹٫۰۵	۹٫۱۲	۹٫۲۲
CaO	۰٫۰۲	۰٫۱۴	۰	۰٫۱	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۷
Na ₂ O	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹
K ₂ O	۹٫۹۷	۸٫۳	۱۰	۹٫۲۹	۹٫۸۷	۹٫۷۱	۹٫۸
Mg/(Mg+Fe)	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۳۲
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۵۵	۰٫۵۶	۰٫۵۵	۰٫۵۵	۰٫۵۵	۰٫۵۵	۰٫۵۴
Si	۵٫۴۷	۵٫۵۰	۵٫۴۴	۵٫۴۴	۵٫۴۵	۵٫۴۴	۵٫۴۴
Al IV	۲٫۵۳	۲٫۵۰	۲٫۵۶	۲٫۵۶	۲٫۵۵	۲٫۵۶	۲٫۵۶
AlVI	۰٫۶۶	۰٫۸۱	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۶۲
Ti	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۵
Fe	۲٫۵۱	۲٫۴۸	۲٫۵۴	۲٫۵۵	۲٫۵۴	۲٫۵۵	۲٫۵۲
Mn	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Mg	۲٫۰۳	۱٫۹۷	۲٫۰۴	۲٫۰۸	۲٫۰۶	۲٫۱۰	۲٫۱۱
Ca	۰	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۲	۰	۰	۰٫۰۱
Na	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳
K	۱٫۹۳	۱٫۶۴	۱٫۹۵	۱٫۸۴	۱٫۹۲	۱٫۹۱	۱٫۹۲
Al VI/IV	۰٫۲۶۱	۰٫۳۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۴۳	۰٫۲۴۳	۰٫۲۴۲
Sum	۱۵٫۵۴	۱۵٫۳۲	۱۵٫۵۸	۱۵٫۵۳	۱۵٫۵۷	۱۵٫۵۹	۱۵٫۵۹

جدول ۶ نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌های سنگین‌آباد و پلوسرکان.

sample	ms-2-3-1	ms-2-3-2	ms-2-3-3	ms-2-3-4	mg-6-2-1	mg-6-2-2	mg-6-2-3
Location	Sangin Abad				Poloserkan		
SiO ₂	۳۵,۳۰	۳۵,۶۶	۳۵,۴۶	۳۵,۷۵	۴۹,۴۳	۴۹,۶۰	۴۸,۱۲
TiO ₂	۱,۸۰	۱,۸۰	۱,۷۶	۱,۸۴	۰,۶۱	۰,۶۷	۱,۱۵
Al ₂ O ₃	۱۶,۵۵	۱۶,۹۳	۱۶,۶۷	۱۶,۸۸	۲۷,۳۳	۲۷,۲۴	۲۵,۲۶
FeO	۲۰,۸۷	۲۱,۰۶	۲۱,۰۳	۲۱,۰۴	۴,۳۱	۴,۵۳	۴,۳۰
MnO	۰,۳۹	۰,۳۵	۰,۳۸	۰,۳۸	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
MgO	۸,۴۲	۸,۵۷	۸,۳۸	۸,۴۲	۲,۹۴	۲,۸۶	۲,۹۲
CaO	۰,۲۷	۰,۲۵	۰,۵۹	۰,۳۰	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۹
Na ₂ O	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۱۹	۰,۲۳
K ₂ O	۸,۴۶	۸,۶۴	۸,۴۷	۸,۷۰	۷,۸۹	۸,۳۰	۸,۲۱
Mg(Mg+Fe)	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۲۹	۰,۴۲	۰,۳۹	۰,۴۰
Fe(Fe+Mg)	۰,۵۸	۰,۵۸	۰,۵۸	۰,۵۸	۰,۴۵	۰,۴۷	۰,۴۵
Si	۵,۶۰	۵,۵۸	۵,۵۹	۵,۶۰	۶,۷۴	۶,۷۴	۶,۷۸
Al IV	۲,۴۰	۲,۴۲	۲,۴۱	۲,۴۰	۱,۲۶	۱,۲۶	۱,۲۲
AlVI	۰,۷۰	۰,۷۱	۰,۶۹	۰,۷۱	۳,۱۴	۳,۱۰	۲,۹۸
Ti	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۲۲	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۱۲
Fe	۲,۷۷	۲,۷۶	۲,۷۷	۲,۷۵	۰,۴۶	۰,۵۱	۰,۵۱
Mn	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰	۰	۰
Mg	۱,۹۹	۲	۱,۹۷	۱,۹۶	۰,۶۰	۰,۵۸	۰,۶۱
Ca	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۱۰	۰,۰۵	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Na	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۶
K	۱,۷۱	۱,۷۳	۱,۷۰	۱,۷۴	۱,۳۷	۱,۴۴	۱,۴۸
Al VI/IV	۰,۲۹۱	۰,۲۹۳	۰,۲۸۶	۰,۲۹۶	۲,۴۹۲	۲,۴۶	۲,۴۴
Sum	۱۵,۵۰	۱۵,۵۱	۱۵,۵۱	۱۵,۵۱	۱۳,۷۰	۱۳,۷۶	۱۳,۷۷

پلوسرکان می‌شوند. نتایج بررسی تغییرات ژئوشیمیایی سنگ کل در مقایسه با سنگ اولیه (پروتولیت)، بیانگر آنست که در صد اکسیدهای سیلیسیم، آلومینیوم، نسبت به پروتولیت اصولاً نوسانی چشمگیری نداشته است ولی درصد اکسیدهای آهن، منیزیم و TiO₂ در میلونیت و پروتومیلونیت غالباً به میزان دو برابر افزایش نشان می‌دهند. بیشترین نقل و انتقالات عناصر در مقایسه با سنگ مادر به CaO، P₂O₅ و MnO وابسته است.

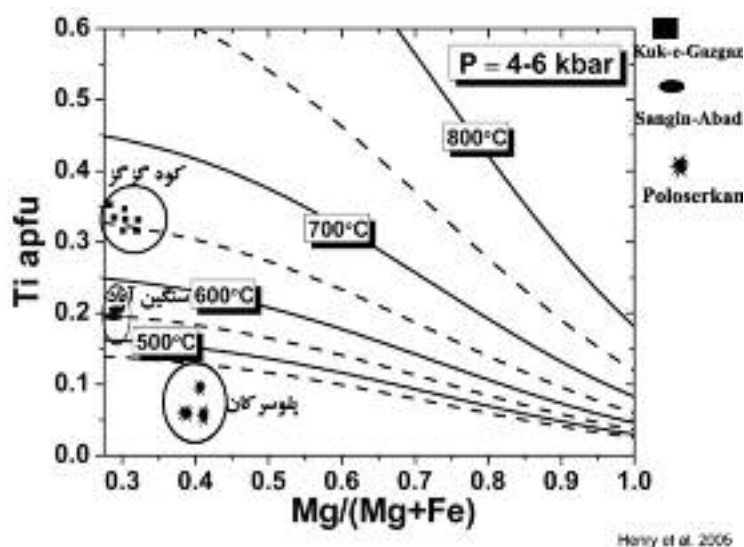
هیبارد [۲۳] معتقد است وجود زونیزیت، کلینوزونیزیت، اپیدوت و کلریت بدون شواهد تجزیه‌ی کانی، احتمالاً دال بر تاثیر فرایندهای وابسته با دگرنهادی باشد که فعالیت‌های زمین ساختی زمینه را برای این فرایند آماده ساخته‌اند. بنظر می‌رسد فراوانی CaO توام با افزایش P₂O₅ و TiO₂ حاکی از تشکیل کانی‌هایی نظیر تیتانیت‌های ثانویه و اپیدوت مطابق با این استدلال باشد و یا افزایش درصد اکسیدهای آهن، منیزیم در میلونیت و پروتومیلونیت متأثر از فزونی یافتن مقدار بیوتیت در این سنگ‌هاست.

زمین-دماسنجی با استفاده از تیتان در بیوتیت

از داده‌های تجزیه‌ی نقطه‌ای بیوتیت‌ها استفاده دیگری نیز صورت گرفته و آن بکارگیری آن‌ها در تعیین دماست. بر اساس نمودار و محاسبات پیشنهادی [۲۲] دمای بیوتیت در سنگ‌های دربردارنده آن‌ها مشخص شد. چنانکه شکل ۹ نشان می‌دهد دما در بیوتیت‌ها در سنگ‌های پروتومیلونیتی پلوسرکان زیر ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و در سنگین‌آباد و کوه گزگز در میلونیت‌ها به ترتیب ۶۵۰-۵۵۰ و ۷۵۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد است. این دما به فشار بین ۴ تا ۶ کیلو بار وابسته است. از طرفی با کمک شواهد ریزساختاری کانی‌ها در این پهنه برشی، دمای دگرشکلی برآورد شده است [۱۳] که با دمای تشکیل بیوتیت‌ها اختلاف کمی دارد.

بحث و بررسی

سنگ‌های دگرشکل‌یافته‌ی پهنه‌ی برشی با درجات متغیری از تغییرشکل و مورد بررسی این مقاله هستند که شامل پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌های سنگین‌آباد، کوه گزگز و



شکل ۹ نمودار تعیین دما با استفاده از بیوتیت‌ها [۲۲] در مناطق کوه گزگز، سنگین‌آباد و پلوسرکان.

گونه توجیهی یادآور می‌شود که هفت فرضیه [۲۳، ۲۵ تا ۲۷] برای تشکیل این بافت ارائه شده است. چنانچه در شرح میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها نیز عنوان شد آثار عملکرد دگرشکلی و تنش در این سنگ کاملاً مشهود است که برای مثال نمونه‌هایی از آن عبارتند از میرمکیت، آلکالی فلدسپارهای مجدداً متبلور شده و توام با لغزش، پلاژیوکلازهای شکسته و کوارتزهای متبلور در شرایط دینامیکی. منگون و همکاران در [۹] و تسونومی و همکاران [۲۵] تشکیل و هسته‌بندی میرمکیت را در متاگرانیت‌ها مطالعه نموده و معتقدند که این ریز ساختار حاصل تاثیر توام استرس/استرین و تزریق سیال در طی فعالیت‌های تغییر شکل‌ساز می‌باشد. از طرفی [۲۶] وجود میرمکیت را مرتبط با گسترش ترجیحی بلورهای آلکالی فلدسپار و متاثر از جریانات و فعل و انفعالات شیمیایی متاسوماتیسم کننده (دگر نهادساز) دانسته که کاهش حجم در محل‌های تنش بالا را بدنبال خواهد داشت. حتی به اعتقاد نامبردگان تقارن داخلی منوکلینیکی تیغه‌های کوارتز را نیز می‌توان در راستای تعیین نوع برش استفاده کرد. با تکیه بر استدلال بالا برای پیدایش میرمکیت‌هایی از این نوع، جابه‌جایی عناصر سدیم و کلسیم کفایت می‌کند و لذا گرچه در پروتومیلونیت و میلونیت‌ها سدیم و پتاسیم در مقایسه با محتوی این عناصر در پروتولیت تغییرات کمی را داراست اما افزایش بسیار قابل توجه کلسیم و کاهش پتاسیم در سنگ‌های دگرشکل فوق تشکیل این بافت را ممکن است طبق واکنش زیر توجیه نماید. این موضوع خود شاهدهی بر باز بودن سیستم است:

پر واضح است که این تغییر ترکیب کانیایی نمونه‌ها، ناشی از وجود شرایط مناسب برای نقل و انتقالات آبگون‌های دگرنهادساز است. طبیعی است که تاثیر فعالیت‌های زمین ساختی حاکم بر منطقه را نمی‌توان بر این جابه‌جایی‌ها نادیده انگاشت. منبع تامین‌کنندهی چنین شاره‌هایی احتمالاً خود باتولیت گرانیتوئیدی قروه باشد که پس از جایگیری و انجماد بخش عمده‌ای از این مجموعه و تکامل گرماب‌ها و نفوذ آن‌ها در سنگ‌های دیگر، سبب پیدایش نشانه‌ها و آثار فعالیت‌های گرمایی‌هایی مشهود در منطقه مورد مطالعه [۱۲] و پهنه سنج -سیرجان [۲۴] شده است. پیدایش رگه‌های کوارتزی که در فضاهای به وجود آمده از دگرشکلی‌ها و نیز وجود برخی دگرسانی‌ها در کانی‌هایی مانند پلاژیوکلازها و حتی بیوتیت‌هایی که به کلریت تبدیل شده‌اند، شواهد روشنی از رفتار در سیستم باز گرانیتوئیدهای دگرشکل و فعال بودن گرمایی‌ها پس از شکل‌گیری و انجماد این باتولیت است [۸].

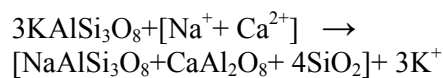
علاوه بر تغییر و نوسان در فراوانی کانیایی میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها در مقایسه با پروتولیت گرانیتی، لازم به یادآوری است که بین دگرشکلی و فراوانی برخی از شواهد ریزساختاری (میکروسکپی) نیز پیوندی وجود دارد که نقش پهنه‌های برشی را در تسهیل و فراهم نمودن زمینه شکل‌گیری برخی از آن‌ها تأیید می‌کند [۲۵]. در این پهنه از وجود میرمکیت برای اثبات این پیوند بهره می‌گیریم و قبل از هر

به وجود آمده‌اند. بر اساس شواهد صحرایی این سنگ‌ها شامل پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌هاست که در مناطق سنگین‌آباد، کوه گزگز و پلوسرکان در دست بررسی‌اند.

گذشته از روابط و مشاهدات صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع این سنگ‌ها نیز ریزساختارهای بسیاری وابسته به پدیده‌ی میلونیتی شدن نشان می‌دهند. شواهد عملکرد دگرشکلی و تنش در پروتومیلونیت‌ها و میلونیت‌ها کاملاً مشهود است. برخی از آن‌ها شامل میرمکیت، قلیایی فلدسپارهای دوباره متبلور شده و توام با لغزش، پلاژیوکلازهای شکسته و کوارتزهای متبلور شده در شرایط دینامیکی است. نتایج بررسی تغییرات ژئوشیمیایی سنگ کل در مقایسه با سنگ اولیه (پروتولیت)، نشان‌دهنده‌ی تغییر در برخی عناصر اصلی است که ناشی از نقل و انتقالات عناصر از طریق محلول-های دگرنهادساز است. البته طبیعی است که نقش فعالیت‌های زمین‌ساختی موجود بر منطقه را نمی‌توان در این تبدلات نادیده انگاشت. لذا وجود رگه‌های کوارتزی و نیز دگرسانی‌های کانی‌ها (پلاژیوکلازها و بیوتیت) شواهد قطعی در رفتار در سیستم باز گرانیتهای دگرشکل‌اند.

علاوه بر تغییر و نوسان در فراوانی کانیایی در میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها در مقایسه با پروتولیت گرانیته، باید اضافه کرد که بین دگرشکلی و فراوانی برخی از شواهد ریزساختاری نیز پیوندی وجود دارد که نقش پهنه‌های برشی را در تسهیل شکل‌گیری برخی از آن‌ها تأیید می‌کند. محققینی که بر رابطه-ی تشکیل ریز ساختارها با تاثیر همگام تنش/ کرنش و شاره-های گرمایی بررسی‌هایی داشته‌اند معتقدند هسته‌بندی و تشکیل میرمکیت با گسترش قلیایی فلدسپارها وابسته‌اند. این رخداد با کاهش حجم در محل‌های با تنش بالا همراه خواهد بود. علاوه بر میرمکیت پیدایش ارتوکلازهای پرتیتی و فلدسپارهای پوشش‌دار نیز گویای این ارتباط است.

بیوتیت‌های مورد تجزیه با برخورداری از $(\sum \text{FeO} + \text{MnO})$ حدود $4/13 - 21/42$ و بر پایه‌ی نمودار ناشیت و همکاران از نوع بیوتیت‌های تازه‌تشکیل هستند. چنین بیوتیت‌هایی ممکن است نتیجه جایگزینی بخشی یا کامل کانی‌های فرومنیزین یا رشد همبافته (epitaxial growth) روی بیوتیت‌های قبلی و یا



بررسی مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های این پژوهش در میلونیت‌ها و پروتومیلونیت‌ها بیانگر آنست که ارتوکلازها اغلب پرتیتی هستند. این موضوع علاوه بر اینکه گرایش فلدسپارها را به داشتن ترکیبی قلیایی (در مقایسه با ترکیب سدی-کلسیک پلاژیوکلازی) نشان می‌دهد، حکایت از تاثیر پارامترهای جنبشی به جای پارامترهای بلورشناسی بر شکل‌گیری و فراوانی بیشتر پرتیت‌ها دارد. بنابراین با تکیه بر [۲۷] به نظر می‌رسد که فرایند تشکیل پرتیت در این میلونیت‌ها، به جای آن که تابع فرایند آزادسازی جدایشی باشد، تابع تبدلات کاتیونی (پرتیت-های جانشینی) در حضور شاره‌های فراهم شده از فعالیت‌های زمین‌ساختی، بوده است. در همین ارتباط بایستی اضافه کرد که در پرتیت‌های جانشینی، Na و Ca آزاد شده از پلاژیوکلاز تجزیه شده، جانشین K آزاد شده از فلدسپار قلیایی شده و به این ترتیب فلدسپار قلیایی دارای رگچه‌های باریکی از آلبیت است. در جریان این واکنش‌ها به طور جانبی اپیدوت، تیتانیت و مسکوویت (سریسیت) هم تشکیل می‌شوند.

از این گذشته داده‌های شیمی بلورهای فلدسپار (برای مثال فلدسپارهای کوه گزگز) بر غنی بودن حاشیه آن‌ها از مواد قلیایی دلالت دارد که در آن‌ها بطور محسوسی حاشیه‌ی فلدسپار، بر عکس هسته آلبیتی، سرشار از پتاسیم است. این فلدسپارها دارای بافت پوششی از جنس ارتوکلازهایی با ترکیب $(\text{Or}_{91.19} - \text{Or}_{91.54})$ هستند که گویای تحرک‌پذیری قلیایی‌ها در چنین محیط‌های فعالی است. مقایسه دمای تشکیل بیوتیت‌ها با کمک میزان تیتانیم موجود در بیوتیت‌ها و دمای دگرشکلی حاصل از بررسی ریزساختارها قلمروهای تقریباً قابل انطباقی را نشان می‌دهند.

برداشت

سنگ‌های دگرشکل پهنه برشی شرق قروه، در بخش شمال-غرب کمربند ماگمایی-دگرگونی سنندج-سیرجان شامل گرانیته‌هایی با ترکیب گرانیته تا کمی متمایل به گرانودیوریتی است. در این پهنه متاثر از فعالیت‌های زمین‌ساختی، سنگ‌های دگرشکل با درجات متغیری از تغییرشکلی

بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، (۱۳۸۹)، صفحه ۴۶۱ تا ۴۷۰.

[6] Rossi M., Rolland Y., Vidal O., Cox S.F., "Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont-Blanc granite (French- Italian Alps). In: High Strain Zones: Structure and Physical Properties. Bruhn, D. and Burlini, L.", Geological society of London, Special Publications, 245 (2005), 373-396.

[7] Rolland Y., Cox S., Boullier A. "Rare and trace element mobility in mid- crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (W-Alps)", Earth and Planetary Science Letters 214, (2003) 203-219.

[8] Passarelli C.R., McReath I., Basei M.A. S., Siga Jr O., Neto M.C.C., "Heterogeneity in syntectonic granitoids emplaced in a major shear zone, southern Brazil", Journal of South American Earth Sciences, 32 (4), (2011), 369-378.

[9] Menegon L., Pennacchion G., Stunit H., "Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites", Journal of metamorphic geology 24, (24), 553-568.

[10] Stocklin J., Nabavi M., "Tectonic Map of Iran", Geological Survey of Iran, (1972).

[۱۱] حلمی ف.، حسینی م.، "ویژگی‌های دگرگونی دینامیک و زمین‌شناسی گستره قروه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، (۱۳۷۶) ۹۹ صفحه.

[۱۲] ترکیان ا.، "بررسی ماگماتیسیم توده گرانودیوریتی منطقه قروه (کردستان)"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷)، ۱۳۵ صفحه.

[۱۳] رضایی م.، "مطالعه سنگ‌های میلیونیتی و جهت‌یافته جنوب‌شرق قروه (کردستان)"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، گرایش پترولوژی، دانشگاه بوعلی‌سینا، ۱۶۸ صفحه.

[۱۴] محجل م.، سهندی م.ر.، "تکامل تکتونیکی پهنه سندج-سیرجان در نیمه شمال‌باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال هشتم، (۱۳۷۸) شماره ۳۲-۳۱.

حاصل تبلور مجدد در حفره‌ها و یا ترک‌ها باشند. گردش شاره‌های تاخیری و یا پسا ماگمایی باتولیت گرانیتوئیدی قروه سهم قابل توجهی در تبلور و تشکیل کانیها و یا تغییر بافت آنها داشته است. داده‌های فراوانی Ti در بیوتیت‌ها نیز بیانگر دمای قابل مقایسه‌ایی با دمای تغییرات تشکیل ساختارها در پهنه‌ی برشی است.

قدردانی

نویسنده بر خود لازم می‌داند از همفکری سرکار خانم دکتر لیلی ایزدی‌کیان، مساعدت مسئولین محترم مجله و نیز دقت‌نظر و پیشنهادات داوران محترم تشکر نماید.

مراجع

[1] Frisicale M.C., Martinez F.J., Dimieri L.V., Dristas J.A., "Micro structural analysis and P-T conditions of the Azul megashear zone, Tandilia, Buenos Aires province, Argentina", Journal of South American Earth Sciences 19, (2005) 433-444.

[۲] داودیان دهکردی ع.، "شیمی کانیها و شرایط فشار-دمای تبلور توده‌های گرانیتوئیدی حاشیه رودخانه زاینده رود، پهنه برشی شما شهرکرد با نگرشی ویژه به حضور اپیدوت ماگمایی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، (۱۳۸۹)، صفحه ۴۹۵ تا ۵۱۰.

[۳] مسعودی ف.، محجل م.، شاکر اردکانی ف.، "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 (۱۳۸۸) صفحه ۱۱ تا ۱۶.

[۴] رحیمی ب.، علی‌زاده ح.، "تحلیل ساختاری، خاستگاه و شرایط دگرشکلی زون‌های برشی شکل پذیر در توده گرانیتوئیدی ده نو-غرب مشهد"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، (۱۳۸۹)، صفحه ۳۹۷-۴۰۸.

[۵] شبانیان بروجنی ن.، داودیان دهکردی ع.، خلیلی م.، "شواهد بافتی وجود شرایط دینامیکی در حین و پس از تبلور گنایس‌های دیناموماگماتیک قلعه دژ-ازنا"، مجله

- [22] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomason J.A., "The Ti-substitution surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms", *American Mineralogist* 90 (2005) 316-328.
- [23] Hibbard M. J., "Petrography to Petrogenesis". Englewood Cliffs (1995) Macmillan Pub Co., 608 p.
- [۲۴] شیخی ف.، اعلمی نیا ز.، طبایح شعبانی ا.ع.، "زمین-دما-سنجی اسکارن‌های سرانجیک (جنوب غرب قروه، کردستان)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، سال بیستم، شماره ۲، (۱۳۹۱)، صفحه ۳۴۳ تا ۳۵۴.
- [25] Tsurumi J., Hosonuma H., Kanagawa K., "Strain localization due to a positive feedback of deformation and myrmekite-forming reaction in granite and aplite mylonite along the Hatagawa shear zone of NE -Japan", *Journal of structural geology* 25 (2003), 557-574.
- [26] Simpson C., Wintsch R.P., "Evidence for deformation-induced K-feidspar replacement by myrmekite", *Journal of metamorphism geology* 70 (1989) 261-275.
- [۲۷] آسیابان‌ها ع.، "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"، (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، (۱۳۷۴)، ۶۳۰ صفحه.
- [۱۵] حسینی م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش قروه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی (۱۳۷۶).
- [16] Torkian A., Khalili M., Sepahi A.A., "Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 185(2),(2008) 131-142.
- [17] Hippertt J.F., Hongn F.D., "Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition ", *Journal of structural geology* 20(11), (1998) 1435-1448.
- [18] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites", *C. R. Geoscience* 337 (2005) 1415-1420.
- [19] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals (2nd Ed.) Longman Group UK Limited", Essex (1992), 699 p.
- [20] Speer J.A., "Mica in igneous rocks, In: Micas, Bailey, S.W. (Ed.), *Mineralogical Society of America*", *Review in mineralogy*, 13, (1984) 299-356.
- [21] Foster M.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral Micas", *U.S. Geological Survey Paper* 354-B, (1960) 1-49.