

متاسوماتیسم و تشکیل کربندوم در میگماتیت های منطقه بروجرد، زون سنندج - سیرجان، ایران

سمیه ماله میر چگینی

گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، کرج

علی اکبر بهاری فر

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران

شهریار محمودی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، کرج

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۱/۰۹

تاریخ دریافت: ۹۷/۵/۰۸

a_baharifar@pnu.ac.ir

چکیده

منطقه بروجرد در زون سنندج - سیرجان، متشکل از سنگ های دگرگونی ناحیه ای است که توسط توده های نفوذی ژوراسیک میانی تحت تاثیر قرار گرفته و دگرگونی مجاورتی در آنها ایجاد شده است. میگماتیت ها بالاترین درجه دگرگونی در هاله مجاورتی هستند. در ناحیه آب بخشان، سنگ های کربندوم در بصورت بخش های کوچکی در داخل آلبیتیت ها یا همبری آلبیتیت - میگماتیت دیده می شوند. سنگ های کربندوم دار شامل کربندوم، کردیریت، کلریت، آلبیت، ایلمنیت، روتیل، میکای سفید و آپاتیت هستند. بر اساس محاسبات پژوهشگر برای سنگ کل، دما و فشار تشکیل این سنگ ها ۶۰۵ درجه سانتیگراد در ۳/۳ کیلوپا برآورد شده است. روابط صحرائی بین سنگ های متاسوماتیک (آلبیتیت ها) و سنگ های کربندوم دار، نشان می دهد که متاسوماتیسم در طی تشکیل کربندوم موثر بوده است. در طی متاسوماتیسم Na و تشکیل آلبیتیت، سیالات غنی از Mg-Al تشکیل شده و منجر به متاسوماتیسم Mg و تشکیل کربندوم در میگماتیت ها یا آلبیتیت ها شده اند.

کلمات کلیدی: میگماتیت، کربندوم، متاسوماتیسم، آلبیتیت، بروجرد، سنندج - سیرجان، ایران

مقدمه

متاسوماتیک، دارای گسترشی محدود بوده و به زون های خاصی محدودند و تغییرات سریعی در سنگ ها دیده می شود (Simonet et al., 2008). متاسوماتیسم می تواند علاوه بر تشکیل کربندوم، به تشکیل سنگ های خاصی نیز منجر شود که فاقد کربندوم هستند. آلبیتیت، یکی از سنگ های متاسوماتیزه است. آلبیتیت ها سنگ هایی هستند که عمدتاً از آلبیت تشکیل شده و معمولاً همراه با دیگر سنگ های متاسوماتیک مانند متاگابروهای اسکاپولیتی شده و لیتولوژی های غنی از Mg-Al دیده می شوند و حدود چند میلیمتر تا چند متر ضخامت دارند. این سنگها محصول متاسوماتیسم سدیم بشمار می روند که با متاسوماتیسم همزمان منیزیوم نیز همراهند (Engvik et al., 2014).

در منطقه بروجرد، Berthier et al. (۱۹۷۴) برای اولین بار به وجود کربندوم در زونلیت های غنی از آلومینیوم اشاره نمودند. علی رغم مطالعات گسترده بعدی در مورد سنگ های آذرین و دگرگونی منطقه بروجرد، گزارشی از سنگ های کربندوم دار در منطقه دیده نمی شود تا اینکه غفاری (۱۳۸۹) مجدداً به وجود کربندوم در سنگ های منطقه اشاره کرده و تشکیل کربندوم در سنگ های دگرگونی بروجرد را به رخساره گرانولیت نسبت داده و دما و فشار دگرگونی را به ترتیب ۷۰۰-۷۸۰ درجه سانتیگراد در ۳ تا ۴ کیلوپا فشار ذکر می کند که این مسئله توسط پاپی (۱۳۹۴) نیز تایید می شود. اگرچه سنگ های کربندوم دار در مطالعات فوق، بعنوان بالاترین درجه دگرگونی در نظر گرفته شده اند، اما رابطه تنگاتنگ آنها با آلبیتیت ها، در هیچکدام از مطالعات اشاره نشده و اصولاً آلبیتیت ها که می توانند ارتباط مستقیمی با سنگ های متاسوماتیکی دیگر و مخصوصاً

کربندوم (Al_2O_3) یکی از کانیهای کمیاب دگرگونی است که تشکیل آن، مستلزم شرایط خاصی از ترکیب شیمیایی (سیلیسیم پایین و آلومینیوم بالا) در سنگ مادر و نیز دما و فشار خاص می باشد (Simonet et al., 2008). لذا یکی از مهمترین موارد در مطالعه سنگ های کربندوم دار، تشخیص صحیح سنگ مادر و شرایط دما و فشار دگرگونی است (Yakymchuk and Szilas, 2018).

کربندوم در سه محیط زمین شناسی اصلی یافت می شود (Selman and Moazzen, 2012)

الف - ماگمایی: عمدتاً در سینیت ها، مونزونیت ها و لامپروفیرها، و زونکریست ها یا زونلیت های بازالت های آکالن؛

ب - دگرگونی: عمدتاً در مرمرها، اسکارنها، گرانولیت ها، گنیس ها، میگماتیت ها، دگرگونه های مافیک و اولترامافیک و متابوکسیت ها؛

پ - نهشته های ثانویه در رسوبات آبرفتی

در محیط های دگرگونی، مکانیسم های تشکیل کربندوم عبارتند از آلتراسیون هیدروترمال (Bottrill, 1998)، واکنش های متاسوماتیک (Riesco et al., 2005) و ذوب بخشی پروتولیت های غنی از آلومینیوم و متعاقباً، خروج مذاب (Palke et al., 2017). کربندوم های متاسوماتیک، در اثر تاثیر سیالات در امتداد ساختارهای تکتونیکی یا در مناطقی که همجواری دو سنگ با ترکیب شیمیایی متفاوت وجود دارند، تشکیل می شوند. در هر حال، کربندوم های

میگماتیت ها در بخش های مختلف حاشیه شمال شرقی و جنوب شرقی توده و نیز بصورت توده هایی پراکنده در داخل توده نفوذی دیده می شوند (Berthier et al., 1974). بخش اصلی میگماتیت ها در ناحیه آب بخشان متمرکز هستند که موضوع این مطالعه است (شکل ۱-۱). در این منطقه میگماتیت ها از سمت جنوب و جنوب غربی به توده نفوذی و از سمت شمال شرقی، به دگرگونی های مجاورتی ختم می شوند. بخش هایی از میگماتیت ها نیز در داخل توده نفوذی قرار دارند. در داخل میگماتیت ها، بخش هایی دارای کرنوم هستند که به دلیل کوچک بودن، قابل نشان دادن در نقشه نیست. این سنگ های کرنوم دار در جنوب آب بخشان و شمال مالیمیر - شرق خلج دیده می شوند (شکل ۱-۲) و با علامت ستاره مشخص شده اند. مطالعات قبلی مانند غفاری (۱۳۸۹) و پاپی (۱۳۹۴) میگماتیت ها را در حد رخساره گرانولیت و دمای تشکیل آنها را تا ۷۰۰ تا ۷۸۰ درجه برآورد نموده اند. به اعتقاد احمدی خلجی و همکاران (۱۳۸۷) شواهد صحرایی و میکروسکوپی نشان می دهند که میگماتیت ها از نوع تزریقی بوده و در حقیقت در اثر تزریق ماگمای گرانیتوئیدی به درون سنگ های دگرگونی به وجود آمده اند، اما غفاری (۱۳۸۹)، پاپی (۱۳۹۴) و زارع شولی و همکاران (۱۳۹۶) آنها را محصول ذوب بخشی می دانند. حیدریان منش و همکاران (۱۳۹۵) نیز ضمن اشاره به منشأ ذوب بخشی میگماتیت ها، دما و فشار تشکیل آنها را به ترتیب ۵۶۸-۶۶۲ درجه سانتیگراد در ۲/۸ تا ۳/۳ کیلوپار در نظر می گیرند.

مواد و روش ها

نمونه های مختلف از سنگ های منطقه جهت مطالعات پتروگرافی انتخاب گردید که نمونه های معرف در شکل ۲ نشان داده شده اند. پس از مطالعات پتروگرافی، نمونه های منتخب جهت بررسی ترکیب کانی شناسی، انتخاب و پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی، در آزمایشگاه Academia Sinica کشور تایوان ابتدا با میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL W-SEM: JSM-6360 بررسی و سپس با ریزپردازنده الکترونیکی JEOL W-EPMA JXA8900-R با ولتاژ برابر ۱۵ Kv، جریان ۲۵ nA و قطر بیم ۲ تا ۵ میکرون آنالیز شد. محاسبه آهن فریک به روش Droop (۱۹۸۷) صورت گرفت. کلیه علائم اختصاری بکار رفته برای کانیها بر مبنای Whitney and Evans (۲۰۱۰) می باشد. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی در سنگ کل نیز به روش ذوب قلیایی در شرکت زرازمای تهران صورت گرفته است.

ویژگی های صحرایی سنگ های کرنوم دار

در گستره میگماتیت های منطقه بروجرد، کرنوم در دو منطقه شناسایی شده است (شکل ۱-۱): بخش اصلی و بزرگی از سنگ های کرنوم دار که موضوع این مطالعه می باشند، در منطقه آب بخشان دیده می شوند و بخش بسیار محدود دیگری نیز در مجاورت روستای خلج و مالیمیر دیده می شود. در منطقه آب بخشان، سنگ های کرنوم دار در ابعاد حدود ۱۰۰ متر عرض و ۲۰۰ متر طول برنزد دارند و تعقیب ادامه آنها به دلیل پوشش آبرفتی، مقدور نیست. ارتباط تنگاتنگی بین سنگ های کرنوم دار، توده های نفوذی کوچک و میگماتیت ها دیده می شود (شکل ۲)؛ بدین صورت که توده های نفوذی غنی از سدیم که تا کنون به وجود آنها در منطقه بروجرد اشاره نشده است، بصورت دایک و استوک های کوچک به داخل میگماتیت ها تزریق شده اند. میگماتیت های مجاور توده ها، به شدت آتره شده، آندالوزیت ها سرپستی شده و بیوتیت ها نیز کلریتی شده اند. با نزدیک شدن به توده های نفوذی، شدت آلتراسیون بالاتر رفته و آندالوزیت

کرنوم های متاسوماتیکی داشته باشند، در مطالعات انجام شده در بروجرد گزارش نشده اند. با توجه به اهمیت سنگ های کرنوم دار منطقه بروجرد، در این مطالعه سعی می شود که با استفاده از تعادلات فازی و پزدوسکشن ها، شرایط تشکیل کرنوم در سنگ ها بررسی شده و رابطه آن با متاسوماتیسم منیزیوم و تشکیل آلیتیت ها، بحث گردد.

زمین شناسی عمومی

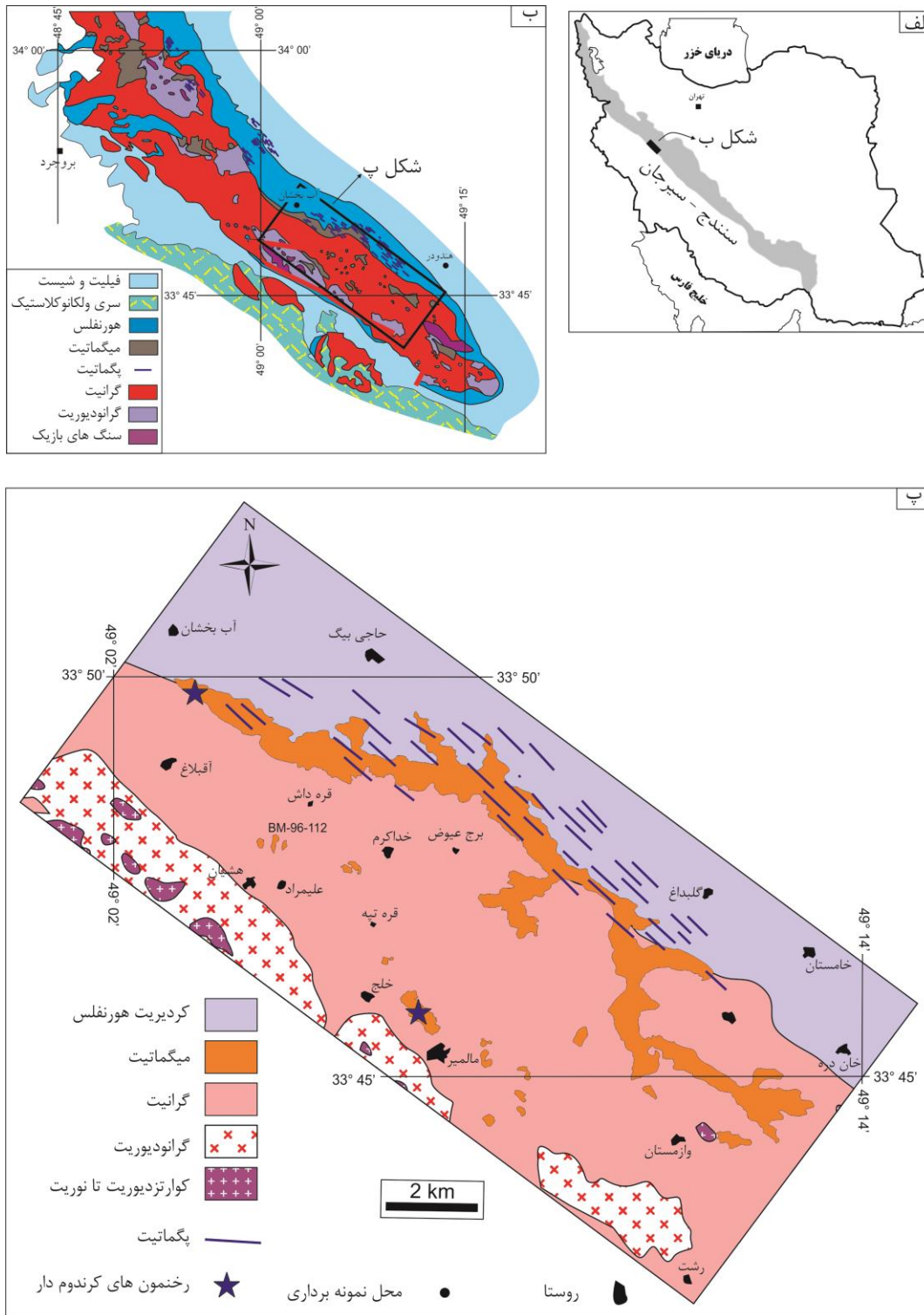
منطقه مورد مطالعه از نظر جغرافیایی در غرب ایران، در مرز استان های لرستان و مرکزی واقع شده است. جهت دسترسی به محدوده مورد مطالعه می توان از دو مسیر شازند و بروجرد استفاده کرد. از آنجا که جاده اصلی شازند-بروجرد از داخل محدوده مورد مطالعه عبور می کند، برای دسترسی به منطقه می توان از شازند در امتداد جاده بروجرد که از آستانه و هندودر عبور می کند، حرکت کرده، پس از عبور از هندودر وارد محدوده مورد مطالعه شد. همچنین می توان از مسیر بروجرد به حاجی آباد حرکت نموده و با انشعاب از آن به سمت شرق، وارد روستای خلج در محدوده مطالعه شد. بعد از روستای خلج، جاده اصلی از داخل محدوده مورد نظر عبور می کند.

منطقه بروجرد بخشی از زون سنندج - سیرجان (Stocklin, 1968) است (شکل ۱-الف). در این منطقه، توده های نفوذی گرانیتوئیدی متعددی به صورت کشیده و بزرگ با روند شمال غربی-جنوب شرقی وجود دارد. این توده ها در داخل سنگ های دگرگونی ناحیه ای با رخساره درجه پایین شیبست سبز تزریق شده اند و دگرگونی مجاورتی گسترده ای را در اطراف خود شکل داده اند (شکل ۱-ب). بطور کلی ترکیب سنگ های آذرین منطقه مورد مطالعه طیفی از گرانیت (مونوزوگرانیت)، گرانودیوریت و تونالیت را در بر می گیرد. تعیین سن انجام شده به روش Rb-Sr بر روی فلدسپارها و بیوتیت های سنگ های گرانیتوئیدی این منطقه گویای آن است که اولین فعالیت ماگمایی پس از شکل گیری سنگ های دگرگونی ناحیه ای درجه پایین در طی فعالیت های کوهزایی آلپی آغازین رخ داده است (Masoudi, 1997). داده های سنی جدید بر مبنای روش U-Pb و با استفاده از کانی زیرکن، حاکی از یک فاز ماگماتیسم غالب در مقیاس ناحیه ای و با محدوده سنی نسبتاً کوتاه ۱۷۵ تا ۱۷۰ میلیون سال پیش بوده که با جایگزینی انواع توده های آذرین و همچنین دگرگونی ناحیه ای در این بخش از زون سنندج - سیرجان همراه بوده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵).

نفوذ توده گرانیتوئیدی بروجرد (شکل ۱-ب) به صورت کشیده و طویل به موازات شیستوزیته غالب سنگ ها با روند شمال غربی-جنوب شرقی، یک دگرگونی مجاورتی در حد رخساره پیروکسن هورنفلس را به وجود آورده است. سنگ های دگرگونی مجاورتی در بخش شمالی توده شامل توالی کاملی از دگرگونی درجه پایین تا بالا شامل شیبست لکه دار، هورنفلس شیبست، هورنفلس و میگماتیت می باشند ولی در بخش جنوبی به دلیل وجود سیستم های گسله و رانده شدن سنگ های گرانیتوئیدی بر روی سنگ های دگرگونی، این توالی به طور کامل دیده نمی شود. محاسبات دماسنجی گارنت-بیوتیت بر روی هورنفلس ها، دمای به تعادل رسیدن این زوج کانی را با احتساب متوسط همه کالیبراسیون ها ۴۷۲ درجه سانتی گراد برآورد می کنند (احمدی خلجی و همکاران، ۱۳۸۷) اما به اعتقاد Masoudi (۱۹۹۷) دمای دگرگونی تا ۶۴۰ درجه سانتیگراد در حدود فشار ۳/۵ کیلوپار بالغ می شود.

آنها، سنگ‌های کندوم دار ظاهر می‌شوند. این تغییرات بصورت قرینه در هر دو سمت توده‌های نفوذی دیده می‌شوند.

کاملاً به سرسیت و بیوتیت‌ها کاملاً به کلریت تبدیل می‌شوند و همزمان، مقدار فلدسپار و کوارتز آنها کاهش می‌یابد و در مجاورت بلافصل توده‌ها یا در داخل



شکل ۱. الف- زون سندج - سیرجان و موقعیت منطقه مطالعه شده بر روی آن؛ ب- نقشه زمین‌شناسی عمومی منطقه بروجرد (اقتباس از Berthier و همکاران، ۱۹۷۴)؛ پ- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

میگماتیت های متاسوماتیزه

ویژگی های صحرایی این میگماتیت ها شبیه میگماتیت های غیر متاسوماتیزه است. در بررسی میکروسکوپی، آثار متاسوماتیسم در بخش های مختلف سنگ دیده می شود. با توجه به شدت آلتراسیون، اکثر کانیهها از بین رفته و تنها با تعقیب توالی تغییرات از سمت میگماتیت ها تا آلبیتیت ها، می توان کانی های قبلی را حدس زد. سرسیت و مسکویت در گستره سنگ دیده می شود و جایگزین بسیاری از کانیهها مانند فلدسپاتها و سیلیکاتهای آلومین می شود. با نزدیک شدن به توده های آلبیتیت، بلورهای آندالوزیت و سیلیمانیت کاملا توسط سرسیت جایگزین می شوند و تنها قالبی از آنها باقی می ماند که گاه تورمالین در حاشیه آنها دیده می شود (شکل ۳-ث). بیوتیت ها به کلریت تبدیل شده و مسکویت های درشت در متن سنگ بدون جهت یافتگی خاصی دیده می شوند (شکل ۳-ث و ج).

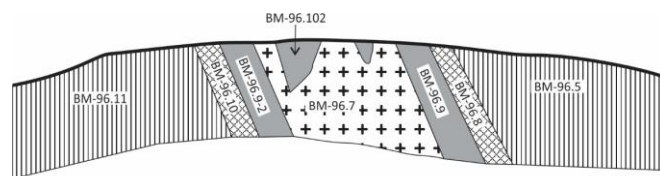
فلدسپاتها نیز به شدت سرسیتی می شوند (شکل ۳-ج). بلورهای بیوتیت، شروع به کلریتی شدن کرده و در نزدیکی توده آلبیتیت، به ندرت می توان بلور بیوتیت سالم یافت. کردیریت ها نیز پختی شده و در نزدیکی آلبیتیت، کاملا توسط مجموعه کلریت و سرسیت جایگزین شده اند. مقایسه ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (جدول ۱، نمونه BM-96.8) در این سنگ ها با میگماتیت های سالم (نمونه BM-96.5)؛ نشان دهنده افزایش سیلیس و کاهش آلومینیوم و آهن در میگماتیت های متاسوماتیزه است.

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل (شماره نمونه ها منطبق با شکل ۲ می باشد).

Sample	BM-96.5	BM-96.8	BM-96.9	BM-96.102	BM-96.7
SiO ₂	۶۳/۸۵	۷۱/۰۸	۴۳/۲۵	۴۳/۷۳	۶۱/۴۵
Al ₂ O ₃	۱۷/۳۵	۱۴/۶۵	۲۸/۳۸	۲۶/۵۵	۱۹/۵۴
TiO ₂	۰/۸۲	۰/۷۳	۰/۶۹	۰/۴۸	۰/۶۷
Fe ₂ O ₃	۷/۴۹	۳/۶	۴/۵۷	۶/۹۴	۲/۰۲
MgO	۲/۲	۱/۹۵	۸/۷	۸/۶۸	۲/۷۵
MnO	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	
CaO	۰/۶۴	۰/۸	۰/۵۴	۰/۹۲	۰/۵۱
K ₂ O	۳/۳۵	۲/۳۹	۵/۴۸	۲/۷۹	۰/۳۲
Na ₂ O	۱/۵۳	۱/۷۴	۱/۸۲	۳/۵۹	۱۰/۰۹
P ₂ O ₅	۰/۲۲	۰/۱	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۶
LOI	۲/۳۱	۲/۹۱	۶/۴۶	۶/۰۹	۲/۴۸

سنگ های کزندوم دار

سنگ های کزندوم دار ابتدا توسط Berthier و همکاران (۱۹۷۴) بعنوان زئولیت و هورنفلس های کزندوم دار معرفی گردید. غفاری (۱۳۸۹) از آنها به عنوان میگماتیت های کزندوم دار رخساره گرانولیت نام برد. پای (۱۳۹۴) نیز ضمن اشاره به وجود آنها، آنها را هورنفلس های کزندوم دار رخساره گرانولیت نامید. به دلایلی که اشاره خواهد شد، سنگ های کزندوم دار منطقه بروجرد را نمی توان به سادگی نوعی هورنفلس یا میگماتیت در نظر گرفت. لذا در این بخش، بعنوان سنگ های کزندوم دار شرح داده می شوند.



شکل ۲. مقطع شماتیک (بدون مقیاس) از رابطه بین میگماتیت ها، سنگ های متاسوماتیزه، آلبیتیت ها و سنگ های کزندوم دار. موقعیت نمونه های شاخص نشان داده شده است.

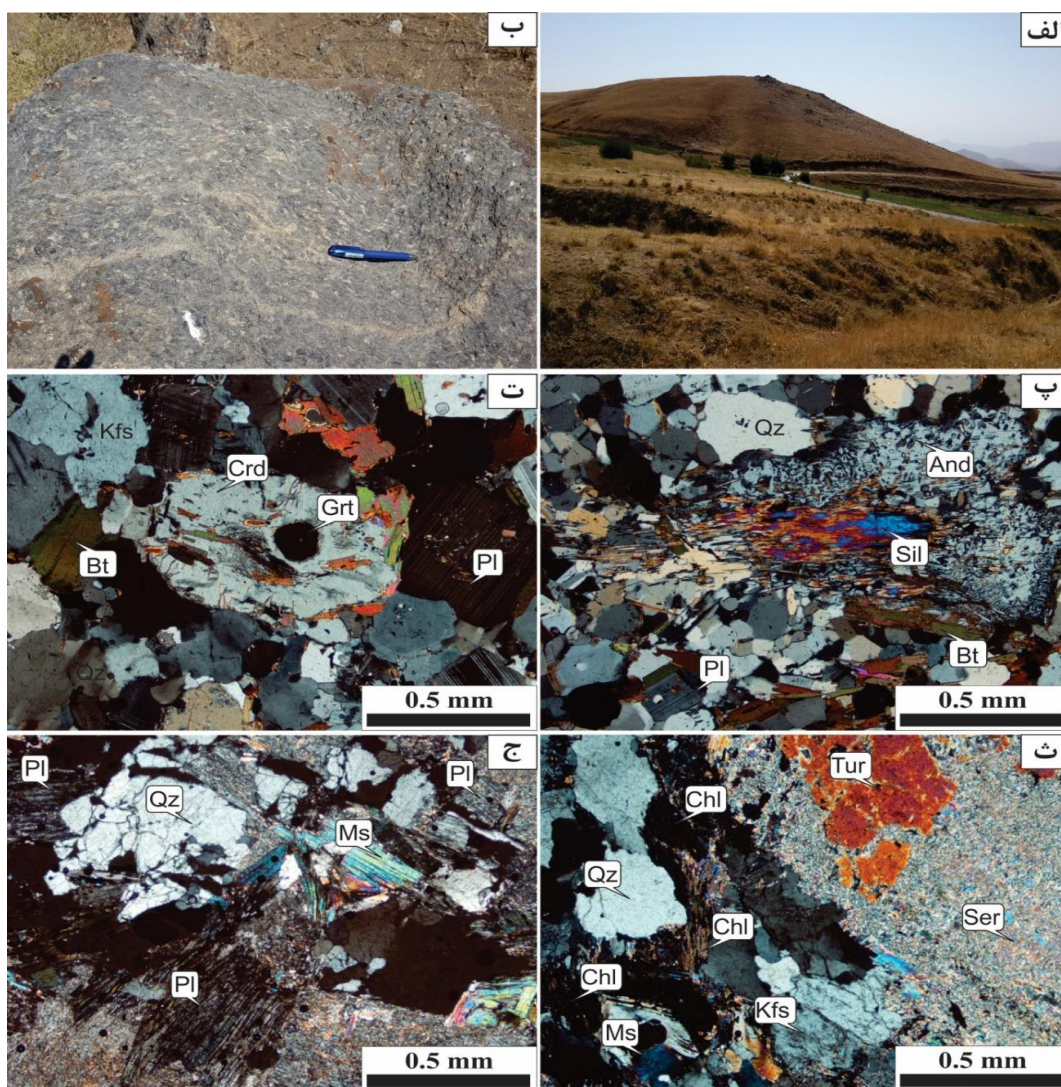
میگماتیت ها

مورفولوژی میگماتیت ها در صحرای معمولاً تپه ماهوری و بندرت صخره ساز است (شکل ۳-الف) و غالباً به رنگ سیاه تا خاکستری دیده می شوند. از نظر صحرایی، تنوع چندانی در میگماتیت ها دیده نمی شود. معمولاً لوکوسوم بصورت لخته ای و گاه بصورت رگه ای تا لایه ای دیده می شود (شکل ۳-ب) و شواهد صحرایی مختلف نشان می دهد که میگماتیت های با درصد مذاب بالا مانند میگماتیت های نبولیتی، بسیار کمتر هستند. لذا می توان عمده میگماتیت های منطقه بروجرد را از نوع متاتکسیت در نظر گرفت. در مطالعات میکروسکوپی، میگماتیت ها شامل کانی شناسی نسبتاً یکنواختی هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپارهای پتاسیم، بیوتیت، کردیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت و اسپینل همراه با کانی های اوپاک در تمام سنگ ها حضور داشته و مسکویت، گارنت و تورمالین در بعضی از نمونه ها دیده می شوند (شکل ۳-پ و ت). بافت لوکوسوم معمولاً گرانوبلاستیک است در صورتیکه ملانوسوم و مزوسوم به دلیل فراوانی و جهت یافتگی بیوتیت، بافت لپیدوبلاستیک دارند. آندالوزیت مهمترین پورفایروبلاست سنگ های منطقه بشمار می رود که در نمونه دستی طول آن گاه تا چند سانتیمتر می رسد. این کانی حدود حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد سنگ ها را تشکیل می دهد. در اکثر نمونه ها، آندالوزیت شکلدار و ندرتاً نیمه شکلدار است و در بسیاری از نمونه ها دارای ادخالهای ضریبری گرافیت است (کیاستولیت) است. این کانی معمولاً در ملانوسوم و مزوسوم دیده می شود. بخش اصلی و عمده سیلیمانیت، بصورت پلی مورفیسم بخشی یا کامل آندالوزیت است (شکل ۳-پ). در این حالت، سیلیمانیت، معمولاً از حاشیه، جایگزین بلورهای آندالوزیت می شود و در بعضی از نمونه ها، کاملاً جایگزین آندالوزیت شده است. همچنین، فیبرولیت نیز بصورت پراکنده در متن سنگ و بخصوص در ملانوسوم، در ارتباط تنگاتنگ با بیوتیت دیده می شود. در مجموع، حدود ۵ تا ۱۲ درصد سنگ را سیلیمانیت تشکیل می دهد. گارنت بصورت پراکنده در متن سنگ یا همراه با فیبرولیت و بیوتیت، در داخل کردیریت مشاهده می شود (شکل ۳-ت). بر اساس بررسی های انجام شده، در اکثر میگماتیت های منطقه، اسپینل به مقدار کم و بسیار ریز وجود دارد. موسکویت معمولاً بصورت ثانویه و بدون جهت یافتگی دیده می شود. بندرت می توان موسکویت هایی را یافت که همراه با بیوتیت در در ملانوسوم، سازنده فابریک لپیدوبلاستیک هستند و احتمالاً بقایای مسکویت های اولیه اند. بررسی ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (جدول ۱، نمونه BM-96.5) نشان می دهد که این سنگ ها غنی از آلومینیوم، سیلیس و آهن بوده و مقادیر عناصر آکالین آنها کم است و ترکیب متاپلیتی دارند.

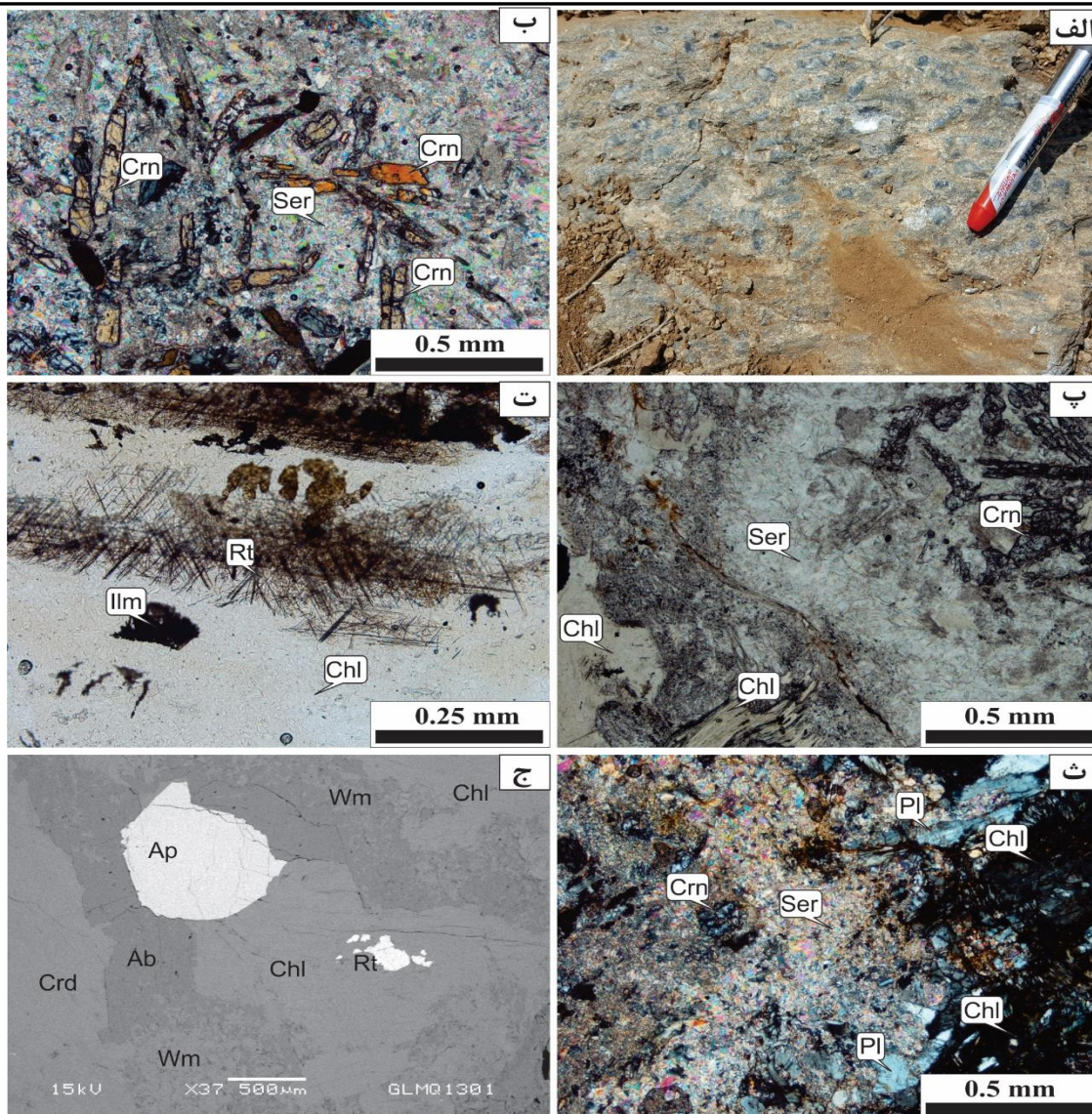
کلریتی و مجاورت آنها با سرسیت ها دیده می شود و معمولا سالم و بدون آثار آلتراسیون است (شکل ۴-ج). بلورهای پراکنده آپاتیت نیز در زمینه سنگ دیده می شوند (شکل ۴-ج). علی رغم وجود کانی های ورقه های فراوان در این سنگ ها، به دلیل عدم جهت یافتگی، بافت سنگ ها گرانوبلاستیک است.

ترکیب شیمیایی این سنگ ها (جدول ۱، نمونه BM-96.9 و BM-96.102) تفاوت اساسی با میگماتیت های سالم و متاسوماتیزه دارد. در سنگ های کربنوم دار، سیلسیم شدت پایین بوده (حدود ۴۳ درصد) و بسیار کمتر از میگماتیت ها (حدود ۶۴ درصد) می باشد. در مقابل، مقدار اکسید آلومینیوم (حدود ۲۸ درصد) و اکسید منیزیم (حدود ۸ درصد) بسیار بالاتر از میگماتیت هاست. بعلاوه مقدار L.O.I در سنگ های کربنوم دار برابر با ۶/۴۶ بوده و به نحو بارزی بالاتر از میگماتیت ها (۲/۳۱) می باشد.

در صحرا، سنگ های کربنوم دار درشت بلور بوده و به نظر می رسد همان میگماتیت های آندالوزیت دار هستند که روشن تر بوده و رنگ آنها معمولا خاکستری کمرنگ هستند (شکل ۴-الف). در بررسی میکروسکوپی، کربنوم معمولا شکل دار بوده و به صورت منشوری قابل مشاهده است (شکل ۴-ب). این کانی بدون جهت یافتگی مشخص بوده و معمولا در داخل گرهک های سرسیتی متمرکز است، به نحوی که اطراف آنرا تا چند میلیمتر، سرسیت ها احاطه کرده اند (شکل ۴-پ) و اندازه گرهک های سرسیتی تا یک سانتیمتر نیز می رسد. در خارج از بخش سرسیتی، کلریت به مقدار فراوان دیده می شود (شکل ۴-پ). بلورهای درشت کلریت گاه دارای ادخالهای منظم کانیهای اپاک (روتیل) یا بلورهای بی شکل ایلمنیت هستند (شکل ۴-ت و ج). بلورهای فلدسپات که نیمه شکلدار تا شکلدار هستند، بصورت متمرکز در بین گرهک های سرسیتی و کلریت ها دیده می شوند (شکل ۴-ث). کردیریت بصورت پراکنده در اطراف بخش های



شکل ۳. الف- نمای عمومی میگماتیت های منطقه بروجرد؛ ب- میگماتیت های لخته ای با آثاری از رگه های لوکوسوم؛ پ- تبدیل اندالوزیت به سیلیمانیت در میگماتیت ها؛ ت- ادخالهای گارنت در درون کردیریت در میگماتیت ها؛ ث- میگماتیت های متاسوماتیزه که آندالوزیت کاملا با سرسیت جایگزین شده و تورمالین در حاشیه آن دیده می شود. بیوتیت ها کلریتی شده اند؛ ج- سرسیتی شدن فلدسپاتها و توسعه مسکویت ها درشت در متن سنگ.



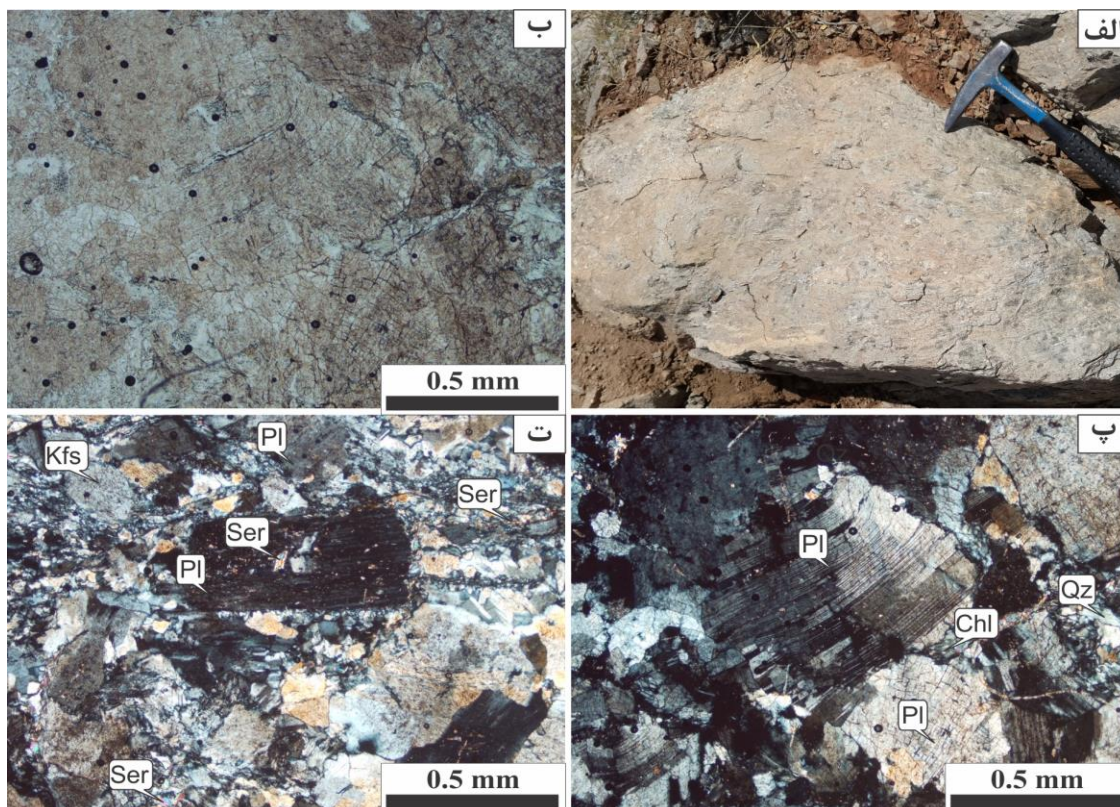
شکل ۴. الف- سنگ های کَرندوم دار با رنگ روشن در صحرا؛ ب- تصویر میکروسکوپی بلورهای منشوری کَرندوم در زمینه ای از سریسیت؛ ت- تصویر میکروسکوپی بلورهای ایلمنیت و روتیل در داخل کلریت؛ ث - تصویر میکروسکوپی بلورهای پلاژیوکلاز در اطراف هاله سریسیتی؛ ج- تصویر BSE که بلورهای درشت آپاتیت را نشان می دهد. همچنین کردیریت بصورت سالم در سنگ دیده می شود.

آلبیتیت ها

این توده ها در صحرا لوکوکرات تا مزوکرات و ریز بلور هستند (شکل ۵-الف) و تنها بصورت دایک ها و استوک های کوچکی در اطراف سنگ های کَرندوم دار شناسایی شده اند.

در بررسی میکروسکوپی، بافت سنگ ها گرانولار بوده و معمولا بلورها ریز هستند (شکل ۵-ب و پ)، به نحوی که اندازه بلورها به ندرت تا ۲ میلیمتر می رسد. گاه بلورهای درشتی از پلاژیوکلاز، به سنگ بافت پورفیروئیدی داده اند (شکل ۵-ت). بخش اصلی سنگ ها، پلاژیوکلاز است که تا حدود ۸۰ درصد سنگ را تشکیل می دهد و معمولا حالتی غبارآلود و کدر دارند (شکل ۵-ب). بلورهای پلاژیوکلاز شکلدار تا نیمه شکلدار بوده، آثاری از سریسیتی شدن در برخی از آنها دیده می شود (شکل ۵-ت) و دارای ظاهری غبار آلود هستند (شکل ۵-پ). کوآرتز

و پتاسیم فلدسپار، بصورت پراکنده و نادر دیده می شوند. بیوتیت آثار کلریتی شدن داشته و یا بطور کلی کلریتی شده اند (شکل ۵-ب). با توجه به ترکیب کانی شناسی، می توان آنها را نوعی توده نفوذی آلکانل در نظر گرفت. ترکیب شیمیایی این سنگها (جدول ۱، نمونه BM-96.7)، ماهیت آلبیتیت آنها را تایید می کند، به نحوی که این سنگ ها بشدت غنی از سدیم بوده و مقدار دیگر سازنده های فلدسپات (کلسیم و پتاسیم) بسیار کم است. در محاسبه نورم کانیها، آلبیت (۸۶/۷۸ درصد)، انورتیت (۱/۵۱ درصد)، ارتوکلاز (۲/۰۶ درصد)، نفلین (۲/۰۲ درصد)، کَرندوم (۱/۴۳ درصد)، ایلمنیت (۰/۷۴ درصد)، مگنتیت (۰/۱۶ درصد) و آپاتیت (۰/۳۱ درصد) ظاهر می شود که موید نامگذاری آنها بعنوان آلبیتیت می باشد.



شکل ۵. الف- آلبیتیت ها به رنگ روشن در صحرا؛ ب و پ - تمرکز بلورهای پلاژیوکلاز با ابعاد ریز و ظاهری غبار آلود همراه با کلریت؛ ت- بلور درشت پلاژیوکلاز، همراه با ادخال سرسیت در آلبیتیت ها.

شیمی کانیها

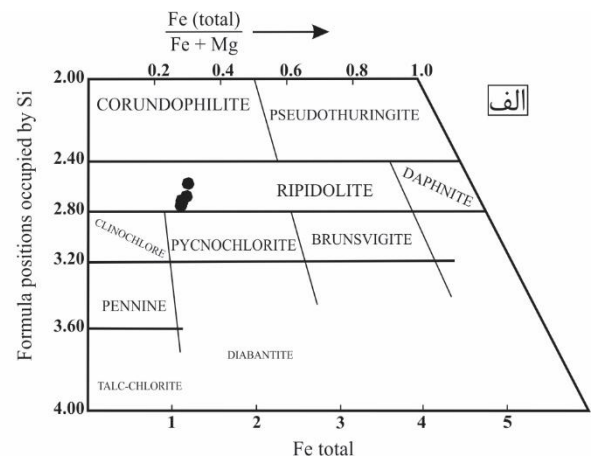
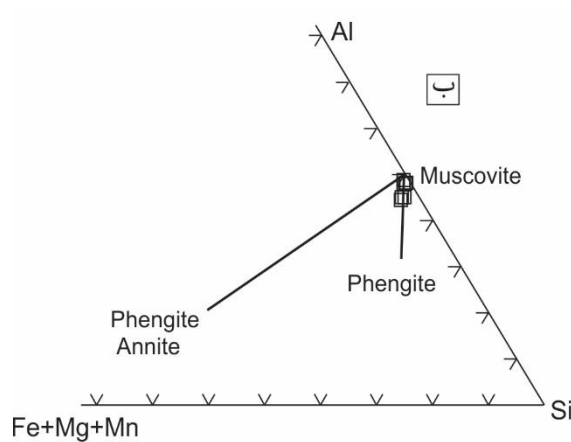
با توجه به اینکه در این مقاله هدف بررسی سنگ های کربنوم دار منطقه بروجرد می باشد، کانیهای مختلف سنگ های کربنوم دار آنالیز شده و در جدول ۲ آنالیزهای شاخص هر کانی ارائه شده اند.

بلورهای کربنوم که در زمینه ای از میکا قرار دارند، دارای ترکیب شیمیایی نسبتا خالص بوده (جدول ۲) و میزان آلومینیوم آنها بیش از ۱/۹۹ اتم در واحد فرمول است. از بین عناصر دیگر، تنها آهن قابل ذکر است که میزان آن تا ۰/۰۰۶ اتم در واحد فرمولی نیز می رسد و بقیه عناصر قابل اغماضند. کلریت یکی از فراوانترین کانیهای سنگ های کربنوم دار می باشد که بخش زیادی از زمینه سنگ را تشکیل می دهد. کلریت ها معمولا دارای ادخالهایی از روتیل می باشند. بررسی ترکیب شیمیایی نشان می دهد که کلریت های منطقه غنی از منیزیوم بوده $Mg/(Mg+Fe)$ آنها ۰/۷۵ تا ۰/۷۶ است (جدول ۲) و در تقسیم بندی کلریت ها، از نوع رپیدولیت هستند (شکل ۶-الف). میکاهای منطقه بصورت سرسیت در اطراف کربنوم دیده می شوند و بعبارت دیگر، کربنوم در زمینه ای از میکا قرار دارد. بررسی ترکیب شیمیایی میکاهای سفید (جدول ۲) نشان می دهد که مقادیر آهن و منیزیوم آنها کم بوده و به مسکویت نزدیک ترند. در نمودار شکل ۶-ب نیز اکثر نمونه ها در قطب مسکویت قرار گرفته و تمایل کمی به سمت

سازنده فنزیتی دارند. بنابراین از نظر ترکیب شیمیایی می توان میکاهای سفید منطقه را مسکویت نامید، هرچند به دلیل ریز بودن، در پتروگرافی از آنها با عنوان سرسیت نام برده شده است. فلدسپاتها در بین کانیهای کلریت و میکای سفید قرار داشته و تمرکز آنها در بخش های خارج از کلریت دیده می شود. بررسی ترکیب شیمیایی فلدسپاتها، نشان دهنده ترکیب شیمیایی نسبتا یکنواخت و غنی از آلبیت می باشد، به نحوی که X_{Ab} برابر با ۰/۹۹ است (جدول ۲). بعبارت دیگر، فلدسپاتها از نوع آلبیت خالص هستند. کردپریت بندرت در بین فلدسپاتها و کلریت ها قرار داشته و به دلیل شباهت های پتروگرافی، تشخیص آنها در میکروسکوپ معمولی مشکل است. بررسی ترکیب شیمیایی کردپریت های منطقه (جدول ۲) نیز نشان می دهد که همانند کلریتها، کردپریت ها نیز غنی از منیزیوم هستند و $Mg/(Mg+Fe)$ آنها ۰/۸۱ است. روتیل به فراوانی در بین کلریت های منطقه دیده می شود. بررسی ترکیب شیمیایی نشان می دهد که بلورهای روتیل نسبتا خالص بوده و مقادیر آهن و منگنز آنها بسیار پایین است (جدول ۲). ایلمنیت نیز در بعضی از قسمت ها در داخل کلریت یا در متن سنگ دیده می شود و ترکیب شیمیایی آن به ترکیب ایده آل نزدیک بود، دارای ناخالصی های کمی است (جدول ۲).

جدول ۲. نتایج آنالیز شیمیایی کانیها در سنگ های کَرندوم دار منطقه بروجرد. تنها آنالیزهای شاخص ارائه شده اند.

کانی	Chl		Ms		Crm		Crd		Fsp		Rt	Ilm
	۱	۲	۱	۲	۱	۲	۱	۲	۱	۲		
SiO ₂	۲۷/۳۱	۲۷/۲۹	۴۷/۷۰	۴۵/۹۸	۰/۰۲	۰/۰۱	۴۸/۲۱	۴۸/۱۸	۶۸/۶۷	۶۸/۰۳	۰/۴۲	۰/۰۰
TiO ₂	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۸/۷۸	۵۳/۹۷
Al ₂ O ₃	۲۱/۵۰	۲۲/۵۱	۳۴/۸۶	۳۷/۷۲	۹۹/۸۲	۹۹/۷۱	۳۳/۰۴	۳۳/۱۲	۱۹/۴۲	۱۹/۴۱	۰/۲۵	۰/۰۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۴	۰/۱۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ₂ O ₃	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۲۱	۱/۲۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۱۲/۳۴	۱۴/۰۸	۰/۶۵	۰/۳۳	۰/۱۶	۰/۲۰	۴/۳۵	۴/۴۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۷	۴۳/۶۷
MnO	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۶۵	۰/۶۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۸۵
MgO	۲۴/۱۴	۲۳/۳۶	۱/۲۲	۰/۳۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۰/۳۶	۱۰/۴۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۱۰
CaO	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۶۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۵	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۰
Na ₂ O	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۶۱	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۱/۲۳	۱۱/۵۸	۰/۰۰	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۹/۷۶	۹/۲۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰
Totals	۸۶/۵۶	۸۷/۵۲	۹۴/۸۹	۹۵/۲۸	۱۰۰/۰۸	۹۹/۹۷	۹۷/۸۲	۹۸/۰۳	۹۹/۵۲	۹۹/۱۵	۹۹/۸۵	۹۹/۵۹
Oxygens	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۱/۰۰	۱۱/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۱۸/۰۰	۱۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۲/۰۰	۳/۰۰
Si	۲/۷۳	۲/۷۰	۳/۱۵	۳/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۴/۹۴	۴/۹۲	۳/۰۱	۲/۹۹	۰/۰۰	۰/۰۰
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۲
Al	۲/۵۳	۲/۶۳	۲/۷۲	۲/۹۳	۲/۰۰	۲/۰۰	۳/۹۹	۳/۹۹	۱/۰۰	۱/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۱/۱۲	۱/۱۷	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۲
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴
Mg	۳/۶۰	۳/۴۵	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۵۸	۱/۵۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۵	۰/۹۹	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۸۲	۰/۷۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Sum	۱۰/۰۰	۹/۹۷	۶/۹۳	۶/۹۶	۲/۰۰	۲/۰۰	۱۱/۰۲	۱۱/۰۳	۴/۹۷	۴/۹۹	۱/۰۰	۱/۹۸
Mg/(Mg+Fe)	۰/۷۶	۰/۷۵					۰/۸۱	۰/۸۱				
Or									۰/۳۱	۰/۲۰		
Ab									۹۸/۹۶	۹۹/۴۰		
An									۰/۷۳	۰/۴۰		



شکل ۶. الف- موقعیت نمونه های کلریت منطقه بر روی نمودار (Hey, 1954) که همه نمونه های منطقه رپیدولیت هستند؛ ب- موقعیت میکاهای سفید منطقه در نمودار (Butler, 1967) که همگی در نزدیکی قطب مسکویت قرار می گیرند.

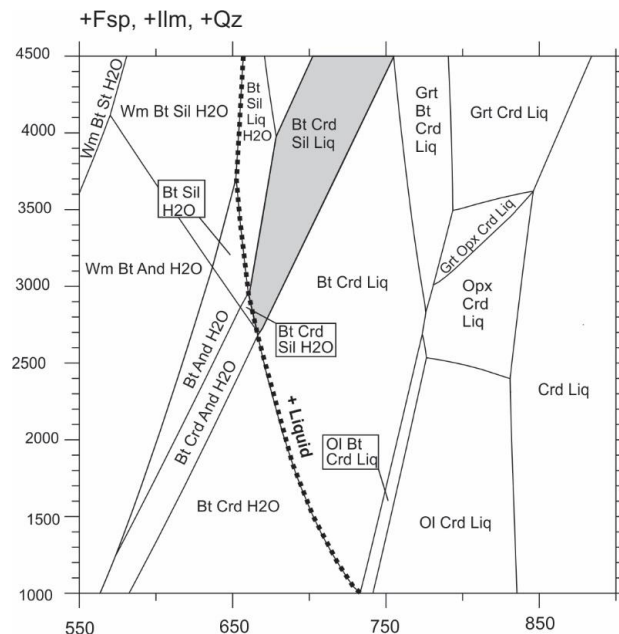
تعادلات فازی در سنگ های کربندوم دار

برای سنگ های کربندوم دار منطقه بروجرد، تعادلات فازی با در نظر گرفتن کانیهای موجود و ترکیب شیمیایی کانیها، در سیستم Ti-NCKFMASH (TiO₂-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) محاسبه شد. محاسبات با استفاده از نرم افزار THERIAK-DOMINO و برپایش v.03.01.12 (Capitani and Petrakakis, 2010) با داده های ترمودینامیکی سازگار Holland and Powell (۱۹۹۸) انجام شد. مدل های اکتیویته Baldwin و همکاران (۲۰۱۵) برای فلدسپار، Holland and Powell (۱۹۹۸) برای کلریت و کربدریت، White و همکاران (۲۰۰۲) برای کربندوم، Coggon and Holland (۲۰۰۲) برای میکای سفید استفاده شد. مقدار آب در محاسبات برابر با L.O.I حاصل از XRF فرض شد (Sarkar and Schenk, 2014). هرچند تاثیر تغییرات مقدار آب نیز در نمودارهای مربوطه، بررسی شد. همچنین، سیال، H₂O خالص فرض شد. نتایج محاسبات در شکل های ۷ تا ۱۰ ارائه شده است.

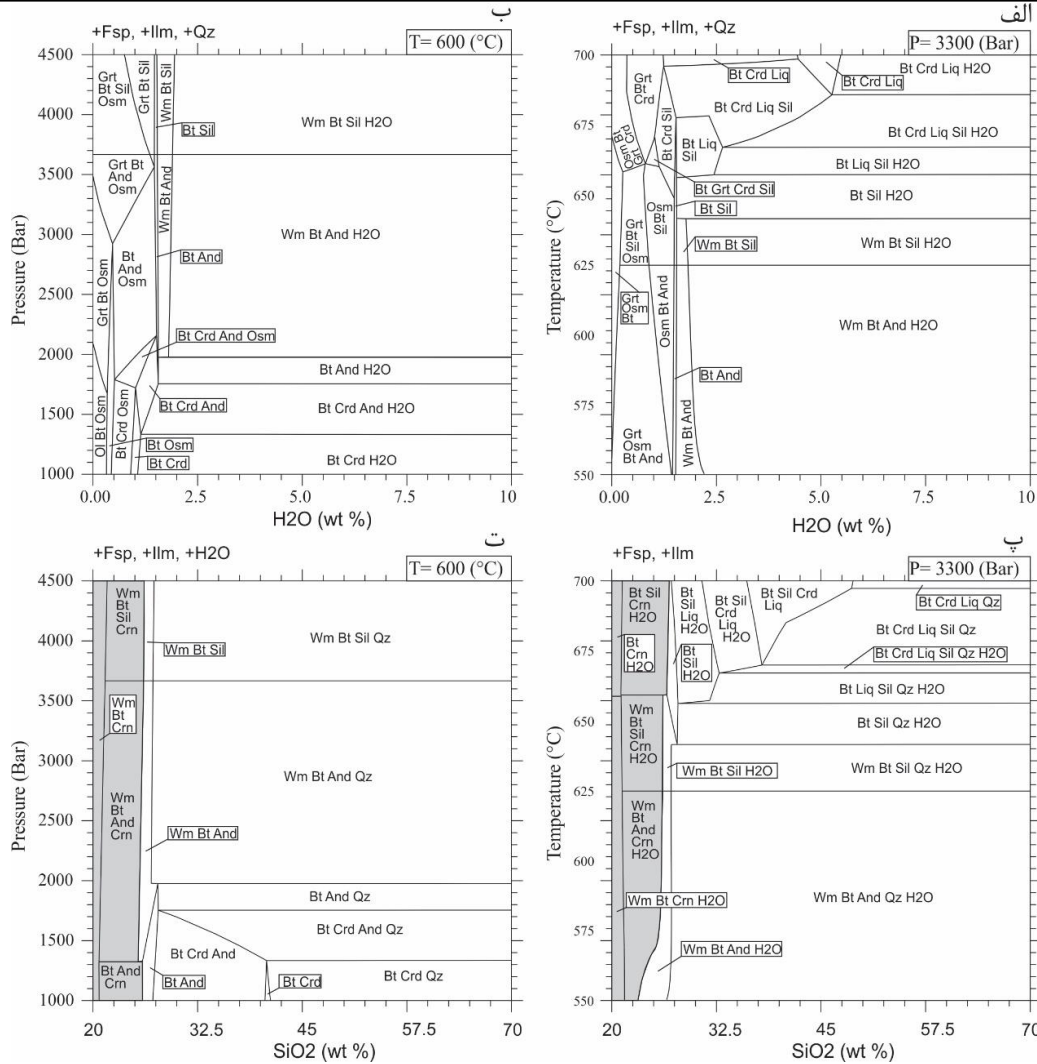
پزدوسکشن دما - فشار سنگ کل در میگماتیت ها

در ابتدا پزدوسکشن دما - فشار سنگ کل برای میگماتیت نمونه-BM-96.5 در جدول ۱ محاسبه گردید تا امکان حضور و عدم حضور کربندوم در آن مشخص گردد. بر مبنای شکل ۷ مجموعه کانی شناسی میگماتیت های منطقه، در دمای بیش از ۶۶۰ درجه سانتیگراد و فشار بالاتر از ۲/۷ کیلو بار تشکیل می شود که شامل بیوتیت + سیلیمانیت + کربدریت + فلدسپات + اپلمنیت + کوارتز + مذاب است و با میگماتیت های منطقه مطابقت دارد. در محدوده دما و فشار

پزدوسکشن محاسبه شده برای میگماتیت مذکور، کربندوم پایدار نیست و حتی تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد نیز کربندوم ظاهر نمی شود، بنابراین حتی با بالا رفتن دما در میگماتیت ها یا قرار گرفتن آنها بصورت زئولیت در گرانیته ها، در آنها کربندوم ظاهر نخواهد شد. از طرف دیگر، با توجه به اینکه در سنگ های کربندوم دار مقدار L.O.I بیش از ۶ درصد و در سنگ های میگماتیته، مقدار آن برابر با ۲/۳۱ درصد است، جهت بررسی نقش احتمالی آب در ظهور کربندوم، مقطع T-XH₂O برای فشار ۳/۳ کیلو بار (شکل ۸-الف) و مقطع P-XH₂O برای ۶۰۰ درجه سانتیگراد (شکل ۸-ب) برای سنگ های منطقه محاسبه و ترسیم گردید. چنانکه مشاهده می شود، مجددا کربندوم در هیچیک از نمودارها پایدار نبوده و نشان می دهد که تشکیل آن احتمالا با میزان آب در ارتباط نیست و ورود محلول های متاسوماتیزه یا هیدروترمالی، منجر به تشکیل کربندوم نخواهد شد. از طرف دیگر، مقدار SiO₂ در سنگ های کربندوم دار بسیار پایینتر از میگماتیت هاست. لذا مقطع T-XSiO₂ برای فشار ۳/۳ کیلو بار (شکل ۸-پ) و مقطع P-XSiO₂ برای ۶۰۰ درجه سانتیگراد (شکل ۸-ت) نیز ترسیم گردید. بر اساس شکل های ۸-پ و ۸-ت کربندوم تنها در مقادیر SiO₂ کمتر از ۲۵ درصد پایدار است که همراه با سیلیکاتهای آلومین یعنی آندالوزیت یا سیلیمانیت است. با در نظر گرفتن مقدار SiO₂ در سنگ های میگماتیته و عدم همراهی کربندوم با سیلیکاتهای آلومین، می توان نتیجه گرفت که تغییرات SiO₂ نیز به تنهایی نمی تواند تشکیل کربندوم در منطقه از میگماتیت ها را توجیه کند.



شکل ۷. پزدوسکشن سنگ کل برای میگماتیت های منطقه بروجرد (نمونه-BM-96.5 در جدول ۱). محدوده خاکستری، منطبق بر کانی شناسی میگماتیت های بروجرد است.



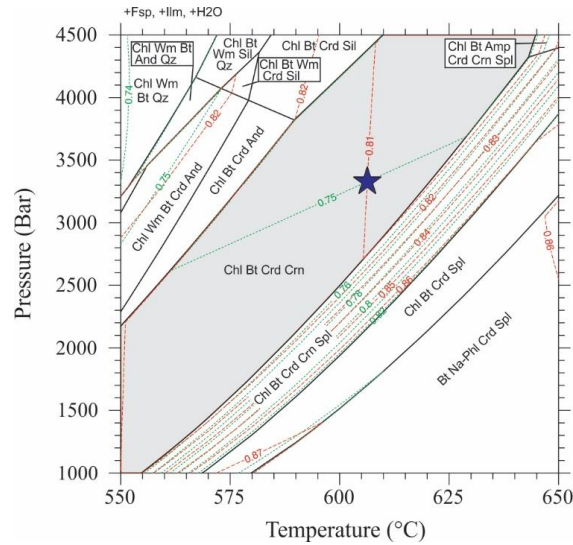
شکل ۸. محاسبات تاثیر تغییر میزان آب و SiO_2 در میگماتیت های منطقه بروجرد (نمونه BM-96.5 در جدول ۱). الف- مقطع $\text{T-XH}_2\text{O}$ برای میگماتیت های بروجرد؛ ب- مقطع P- XH_2O برای میگماتیت های بروجرد؛ پ- مقطع T-XSiO_2 برای میگماتیت های بروجرد؛ ت- مقطع P- XSiO_2 برای میگماتیت های بروجرد؛ در شکل های پ و ت، بخش خاکستری محدوده پایداری کوندوم را نشان می دهد.

با توجه به عدم حضور اسپینل، آندالوزیت و سیلمانیت، محدوده دما و فشار محاسبه شده برای سنگ های کوندوم دار، تایید می شود.

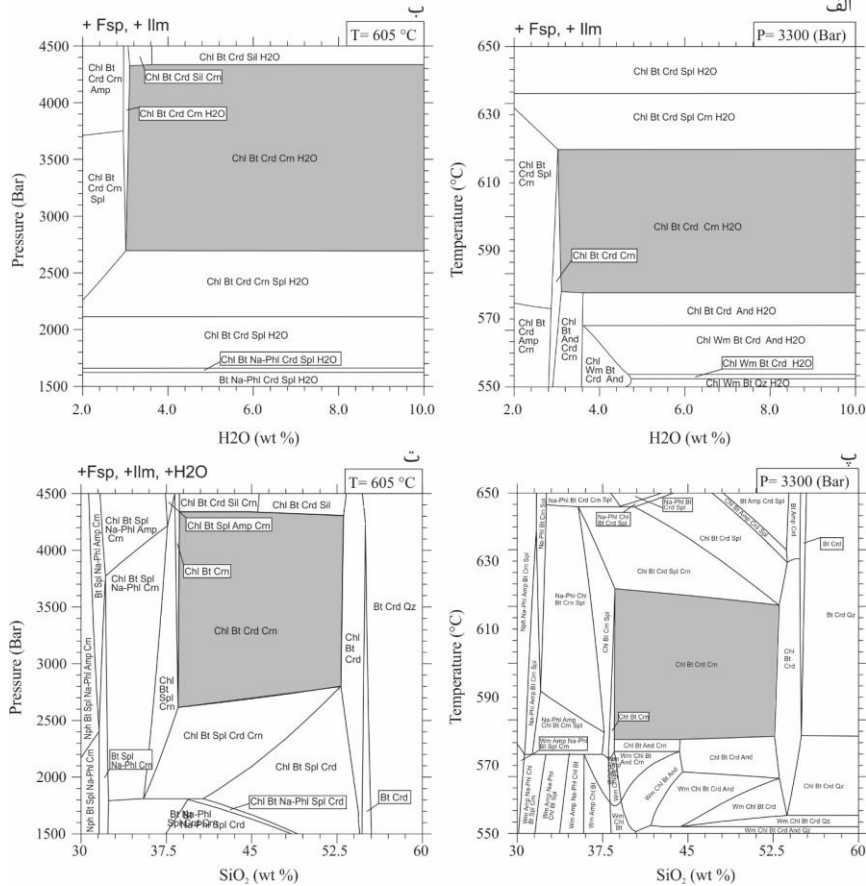
بررسی نمودارهای شکل ۱۰-الف و ۱۰-ب نشان می دهد که در دمای ۶۰۵ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۳ کیلوبار، ظهور کوندوم در مقادیر H_2O بالاتر از ۳ درصد، رخ داده و تغییرات مقدار آب از ۳ تا ۱۰ درصد، تاثیری در پایداری محدوده پاراژنزی سنگ های کوندوم دار منطقه نخواهد داشت. از طرف دیگر، با در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی سنگ های کوندوم دار و بر اساس شکل های ۱۰-پ و ۱۰-ت، مجموعه پاراژنزی در مقدار SiO_2 بین ۳۸ تا ۵۲ درصد پایدار بوده و با مقدار SiO_2 منطقه هماهنگی دارد. بر اساس شکل ۱۰-پ و ت، با کاهش مقدار SiO_2 به پایینتر از ۳۸ درصد، اسپینل ظاهر شده و چنانچه مقدار SiO_2 بیش از ۵۲ درصد باشد، کوندوم حذف می گردد.

پزدوسکشن دما - فشار سنگ کل در سنگ های کوندوم دار

پزدوسکشن دما- فشار سنگ کل برای سنگ های کوندوم دار بر مبنای آنالیز BM-96.102 جدول ۱ محاسبه شده و در شکل ۹ دیده می شود. مطابق شکل ۹، مجموعه های کوندوم دار همراه با کلریت + بیوتیت + کزدیریت + فلدسپات + ایلمنیت + آب ظاهر شده و با افزایش دما، اسپینل در آنها ظاهر می گردد. بر اساس تقاطع مقادیر Mg/Mg+Fe کانیهای کزدیریت و کلریت، دمای ۶۰۵ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۳ کیلوبار، با ترکیب شیمیایی کانیهای منطقه مطابقت دارد و می توان آنرا دما و فشار تشکیل سنگ های کوندوم دار منطقه در نظر گرفت. در این دما و فشار، بیوتیت نیز پایدار است که در سنگ های منطقه دیده نمی شود و احتمال دارد در اثر فرایندهای بعدی، به کلریت های دارای اذخال های روتیل تبدیل شده باشد. افزایش دما منجر به ظهور اسپینل همراه با کوندوم و کاهش دما نیز منجر به ظهور آندالوزیت یا سیلمانیت و حذف کوندوم خواهد شد.



شکل ۹. پژوهشکشن محاسبه شده برای سنگ های کزندوم دار منطقه بروجرد (نمونه BM-96.102 در جدول ۱). محدوده خاکستری، منطبق با کانی شناسی سنگ های کزندوم دار منطقه بروجرد می باشد. خطوط منقطع قرمز رنگ، مقادیر هم ارزش $Mg/Mg+Fe$ برای کزدیریت و خطوط منقطع سبز رنگ، مقادیر هم ارزش $Mg/Mg+Fe$ کانی کزدیریت است. تقاطع $Mg/(Mg+Fe)$ کانیهی کلریت و کزدیریت منطقه بروجرد بر مبنای انالیزهای انجام شده، با ستاره نشان داده شده است که در دمای ۶۰۵ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۳ کیلو بار است.



شکل ۱۰. محاسبات تاثیر تغییر میزان آب و SiO_2 در سنگ های کزندوم دار منطقه بروجرد (نمونه BM-96.102 در جدول ۱). الف- مقطع $T-XH_2O$ برای سنگ های کزندوم دار بروجرد؛ ب- مقطع $P-XH_2O$ برای سنگ های کزندوم دار بروجرد؛ پ- مقطع $T-XSiO_2$ برای سنگ های کزندوم دار بروجرد؛ ت- مقطع $P-XSiO_2$ برای سنگ های کزندوم دار بروجرد؛ محدوده های خاکستری، پارازنز منطبق بر سنگ های کزندوم دار منطقه بروجرد را نشان می دهد.

نمایند (Fadda et al., 2014). لذا در اکثر مواقع، فرایند تشکیل آلبیتیت، با تشکیل سنگ های غنی از منیزیوم بصورت همزمان و در مجاورت آلبیتیت ها همراه است. سنگ های متأثر از متاسوماتیسم منیزیوم، معمولا غنی از Al نیز هستند (Franz et al., 2013).

بنابراین، بطور خلاصه در فرایند آلبیتی شدن و تشکیل آلبیتیت ها، سنگ ها تحت تاثیر سیالات که می توانند منشا خارجی یا داخلی داشته قرار گرفته، سیالات غنی از سدیم، منجر به غنی شدن سنگ ها از Na_2O و SiO_2 شده و همزمان FeO و مخصوصا MgO از سنگ ها توسط سیال باقیمانده خارج می شوند. این سیالات جدید، با سنگ ها اطراف وارد واکنش شده و سنگ های غنی از منیزیوم تشکیل می دهند که متاسوماتیسم منیزیوم نامیده می شود (Engvik et al., 2014; Engvik et al., 2018; Raimbault and Bilal, 1993). این متاسوماتیسم می تواند مقدار MgO سنگ ها را بشدت افزایش داده و سنگ های با ترکیب غیر عادی و غنی از MgO تشکیل دهد. مقدار MgO بسته به نوع و محل متاسوماتیسم می تواند از مقادیر حدود ۱ درصد در سنگ اولیه، تا مقادیر مختلف و حتی تا ۳۰ درصد (Demény et al., 1997) بالا برود که بیشترین افزایش در شیت های سفید یا لوکوفیلیت ها دیده می شود.

در منطقه بروجرد نیز این همراهی دیده می شود (شکل ۲). به نحوی که سنگهای کربنوم دار غنی از منیزیوم، در ارتباط تنگاتنگ با آلبیتیت ها دیده می شوند و در مناطق دیگر که آلبیتیت وجود ندارد، سنگ های غنی از منیزیوم نیز دیده نمی شوند. لذا می تواند فرایند متاسوماتیسم را مسئول تشکیل آلبیتیت ها و سنگهای غنی از منیزیوم همراه آنها دانست. در این فرایند، سیالات غنی از سدیم، در راستای نقاط ضعف تکتونیکی، به میگماتیت ها تاثیر گذاشته و از یک سو، آنها را تبدیل به آلبیتیت می کنند، از سوی دیگر، در اثر فرایند آلبیتی شدن، سیالات غنی از منیزیوم تولید می شود که سنگ اولیه را به سنگ های غنی از منیزیوم و آلومینیوم تبدیل می کند و ترکیب شیمیایی مناسب برای تشکیل کربنوم فراهم می شود. فاز متاسوماتیک تاخیری در منطقه بروجرد، قبلا نیز توسط Berthier و همکاران (۱۹۷۴) گزارش شده بود.

در طی فرایندهای متاسوماتیسم یا آلتراسیون هیدروترمال، امکان تشکیل کربنوم نیز وجود دارد. در طی این فرایند، همزمان با متاسوماتیسم، مقدار SiO_2 سنگ کاهش یافته و همزمان سنگ از منیزیوم، آلومینیوم و پتاسیم غنی می شود و شرایط تشکیل کربنوم فراهم می گردد. آلومینیوم در طی این فرایند، یا بوسیله کمپلکسهای هیدروکسیدی در شرایط الکان متحرک می شود و یا بصورت پلیمرهای K-Al-Si-O حمل می شود (Yakymchuk and Szilas, 2018).

دما و فشار تشکیل کربنوم های متاسوماتیک متغیر گزارش شده است. DuFour و همکاران (۲۰۰۷) دما ۶۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴ تا ۶ کیلو بار را محاسبه نموده اند. Bucher و همکاران (۲۰۰۵)، دمای ۵۷۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵ تا ۶/۵ کیلو بار را در تشکیل سنگ های متاسوماتیک کربنوم دار محاسبه کرده اند. Engvik and Hakon (۲۰۱۰) نیز دمای ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد را بدست آورده اند. Chowdhury و همکاران (۲۰۱۳) نیز ضمن منسوب کردن تشکیل کربنوم به دگرگونی برگشتی هیدروترمال، دمای کمتر از ۶۲۰ درجه سانتیگراد را در فشار ۶ تا ۸ کیلو بار محاسبه نموده اند. Riesco و همکاران (۲۰۰۵) نیز دمای ۶۱۵ درجه سانتیگراد در فشار ۷ کیلو بار پیشنهاد نموده اند. با توجه به مطالعات فوق، کربنوم های متاسوماتیک در محدوده دمایی

با توجه به بررسی پژوهشکن میگماتیت ها، این سنگ ها حتی در دمای بالا نیز نمی توانند کانی شناسی سنگ های کربنوم دار را توجیه کنند و حتی اگر بصورت زلولیت در داخل گرانیتوئیدها نیز قرار بگیرند؛ بر خلاف تصور Berthier و همکاران (۱۹۷۴) نمی توانند سنگ های کربنوم دار تشکیل دهند. از طرف دیگر، ترکیب شیمیایی سنگ کل سنگ های کربنوم دار نشان می دهد که نمی توان آنها را بسادگی با میگماتیت ها مقایسه نمود. مقادیر بالای MgO و Al_2O_3 و مقادیر کمتر SiO_2 در سنگ های کربنوم دار (جدول ۱)، نشان می دهد که آنها ترکیب شیمیایی متفاوتی دارند. بر مبنای پژوهشکن سنگ کل برای سنگ های کربنوم، مشخص می گردد که این سنگ ها در دمای حدود ۶۰۵ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۳ کیلو بار تشکیل شده اند. این طیف دما و فشار، با دما و فشار پیشنهاد شده برای سنگ های دگرگونی مجاورتی (حیدریان منش و همکاران، ۱۳۹۷؛ Masoudi, 1997)، مطابقت دارد، اما بر خلاف تصور پاپی (۱۳۹۴) و غفاری (۱۳۸۹) مربوط به رخساره گرانولیت نبوده و بعبارت دیگر، سنگ های کربنوم دار منطقه بروجرد، در دما و فشاری در حد سنگ های دگرگونی مجاورتی دیگر شکل گرفته و نشان دهنده رخساره گرانولیت نیستند. اما چگونگی تشکیل سنگ های کربنوم دار با ترکیب شیمیایی غیر عادی نسبت به دیگر سنگ های منطقه، مشخص نیست. با توجه به همبستگی سنگ های کربنوم دار منطقه بروجرد با آلبیتیت ها، ابتدا لازم است نحوه تشکیل آلبیتیت و سپس همبستگی احتمالی آن با سنگهای غنی از منیزیوم کربنوم دار بحث شود

متاسوماتیسم و تشکیل آلبیتیت ها

آلبیتیت ها که بعنوان سنگ های عمدتا متشکل از آلبیت تعریف می شوند (Engvik et al., 2014). معمولا بصورت توده های کوچک و رگه هایی در داخل سنگ های دیگر یافت می شوند (Raimbault and Bilal, 1993). این سنگ ها محصول متاسوماتیسم سنگ های مختلف توسط سیالات غنی از Na هستند که فرایند آلبیتیزاسیون نامیده می شود (Engvik et al., 2014; Engvik et al., 1993; Raimbault and Bilal, 1993). فرایند آلبیتی شدن می تواند در سنگ های مختلف مانند سنگ های هوازه عمقی، رسوبات اپی کلاستیک در طی دیاژنز و دگرگونی درجه پایین، گرانیتوئیدها در طی مراحل پایانی ماگماتیسیم، گنیس ها و سنگ های دگرگونی درجه بالا و همراه با مهاجرت سیالات در کربندهای دگرگونی رخ داده و سنگ های مختلف را تبدیل به آلبیتیت کنند (Engvik et al., 2018). این فرایند در راستای شکستگیها، گسلها و مخصوصا زون های برشی متمرکز می شود (Rubenach and Lewthwaite, 2002; Engvik et al., 2014) در فرایند آلبیتی شدن و تشکیل آلبیتیت ها، معمولا سنگ Mg خود را از دست می دهد. بعبارت دیگر، سیالات سدیم دار، پس از تکمیل فرایند آلبیتی شدن، تبدیل به سیالات غنی از منیزیوم می شوند. به همین دلیل، یکی از ویژگی های صحرایی آلبیتیت ها، همراهی آنها با سنگ های متاسوماتیزه غنی از منیزیوم است (Engvik et al., 2014; Engvik et al., 2018; Fadda et al., 2014).

در این فرایند، تاثیر سیالات هیدروترمالی غنی از سدیم بر سنگ اولیه و انحلال کوارتز، منجر به غنی شدگی سیال از منیزیوم شده، و با پیشرفت متاسوماتیسم سدیم، حجم زیادی از سیالات غنی از Mg تشکیل می شود که می توانند به بیرون از سنگ جریان پیدا کنند و متاسوماتیسم منیزیوم را بصورت دگرگونی برگشتی هم در سنگ های اولیه و هم در سنگ های آلبیتی شده ایجاد

متاسوماتیک در تغییر ترکیب سنگ های اولیه است. فرایند آلبیتی شدن، بطور معمول با تشکیل سنگ های غنی از منیزیوم و آلومینیوم همراه است که در منطقه بروجرد نیز این رخداد و همراهی دیده می شود. با توجه به پژوهش‌های منطقه محاسبه شده، تشکیل کوندوم در این سنگ های غنی از منیزیوم در دمای ۶۰۵ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۳ کیلو بار رخ داده است. در این دما و فشار در اثر تاثیر سیالات غنی از سدیم و طی فرایند آلبیتی شدن، سیالات غنی از منیزیوم و آلومینیوم تولید شده و در سنگ های اطراف مخصوصا میگماتیت ها اثر نموده و ترکیب آنها را تغییر داده اند که خود موجب پایداری کوندوم های متاسوماتیک در این سنگ ها شده است. با در نظر گرفتن این نکته که سنگ های دربرگیرنده میگماتیت بوده و متحمل متاسوماتیسم شده اند، می توان نتیجه گرفت که فرایند تشکیل کوندوم در مراحل پایانی تحولات ماگماتیسم و دگرگونی بروجرد رخ داده و سنگ های کوندوم دار در طی دگرگونی برگشتی تشکیل شده اند. دمای بدست آمده برای سنگ های کوندوم دار که کمتر از اوج دمایی محاسبه شده برای میگماتیت هاست، موید این مساله می باشد.

۵۷۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴ تا ۸ کیلو بار تشکیل می شوند. دمای محاسبه شده برای سنگ های کوندوم دار منطقه بروجرد در حدود ۶۰۵ درجه سانتیگراد است که با اعداد فوق همخوانی دارد. فشار محاسبه شده در سنگ های بروجرد نیز ۳/۳ کیلو بار است که کمی کمتر از حداقل فشار پیشنهاد شده در مطالعات مربوط به تشکیل کوندوم های متاسوماتیک است. لذا می توان گفت که احتمالا کوندوم های متاسوماتیک در فشار کمتر از ۴ کیلو بار نیز تشکیل می شوند.

نتیجه گیری

سنگ های کوندوم دار منطقه بروجرد در ناحیه آب بخشان، ارتباط تنگاتنگی با آلبیتیته ها و میگماتیت های منطقه دارند. محاسبات پژوهش‌های نشان می دهد که میگماتیت ها نمی توانند با تغییرات دما و فشار، یا تغییر مقدار SiO_2 کوندوم تشکیل دهند. در مقابل، در مقایسه با میگماتیت ها، سنگ های کوندوم دار دارای MgO و Al_2O_3 بالا و SiO_2 پایین هستند. همراهی این سنگ ها با آلبیتیته ها که سنگ های متاسوماتیک بشمار می روند، حاکی از تاثیر فرایندهای

منابع

- احمدی خلجی. ا.، ۱۳۸۵، پترولوژی توده گرانیتوئیدی منطقه بروجرد. رساله دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- احمدی خلجی. ا.، طهماسبی. ز.، کشتگر. ش.، ۱۳۸۷، نگرشی نو بر سنگ های دگرگونی منطقه بروجرد، فصلنامه زمین شناسی کاربردی، شماره ۲، ص ۷۱-۸۱.
- پایی. ن.، ۱۳۹۴، پتروزنز سنگ های رخساره گرانولیت در هاله مجاورتی کمپلکس بروجرد. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی.
- حیدریان منش. ع.، طهماسبی. ز.، احمدی خلجی. ا.، ۱۳۹۵، شیمی کانی و دما فشارسنجی سنگهای میگماتیته منطقه بروجرد (شمال پهنه سندانج سیرجان)، مجله پترولوژی اصفهان، شماره ۲۵، ص ۱۱۷-۱۳۸.
- زارع شولی. م.، طهماسبی. ز.، احمدی خلجی. ا.، ساکی. ع.، ۱۳۹۶، کاربرد زمین شیمیایی عناصر نادر خاکی REE جهت مقایسه منشأ میگماتیتهها، لوکوسوماها و گرانیتهای منطقه بروجرد: دیدگاه اکتشافی. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۲۶، ص ۶۶-۷۵.
- غفاری. م.، ۱۳۸۹، پترولوژی سنگ های دگرگونی جنوب شرقی بروجرد. پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Baldwin. J.A., Powell. R., White. R.W., Štípská. P., 2015. Using calculated chemical potential relationships to account for replacement of kyanite by symplectite in high pressure granulites, *Journal of Metamorphic Geology*, No: 33, p: 311-330.
- Berthier. F., Billiaul. H.P., Halbronn. B., Marizot. P., 1974. Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran). These De 3e cycle, Grenoble, France.
- Bottrill. R.S., 1998. A corundum-quartz assemblage in altered volcanic rocks, Bond Range, Tasmania. *Mineralogical Magazine*, No: 62, p: 325-332.
- Bucher. K., de Capitani. C., Grapes. R., 2005. The development of a margarite-corundum Blackwall by metasomatic alteration of a slice of mica schist in ultramafic rock, Kvesjöen, Norwegian Caledonides, *The Canadian Mineralogist*, No:43, p: 129-156.
- Butler. B.C.M., 1967. Chemical Study of Minerals from the Moine Schists of the Ardnamurchan Area, Argyllshire, Scotland. *Journal of Petrology*, No: 8, p: 233-267.
- Capitani. C.d., Petrakakis. K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, No: 95, p: 1006-1016.
- Chowdhury. C., Talukdar. M., Sengupta. P., Sanyal. S., Mukhopadhyay. D., 2013. Controls of P-T path and element mobility on the formation of corundum pseudomorphs in Paleoproterozoic high-pressure anorthosite from Sittampundi, Tamil Nadu, India. *American Mineralogist*, No: 98, p: 1725-1737.
- Demény. A., Sharp. Z.D., Pfeifer. H. R., 1997. Mg-metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite-muscovite-quartzphyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to Alpine whiteschists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No: 128, p: 247-260.
- Dufour. M.S., Kol'tsov. A.B., Zolotarev. A.A., Kuznetsov. A.B., 2007. Corundum-bearing metasomatic rocks in the Central Pamirs. *Petrology*, No: 15, p: 151-167.
- Engvik. A.K., Ihlen. P.M., Austrheim. H., 2014. Characterisation of Na-metasomatism in the Sveconorwegian Bamble Sector of South Norway. *Geoscience Frontiers*, No: 5, p: 659-672.
- Engvik. A.K., Taubald. H., Solli A., Grenne. T., Håkon. Austrheim H., 2018. Dynamic Metasomatism: Stable Isotopes, Fluid Evolution, and Deformation of Albitite and Scapolite Metagabbro (Bamble Lithotectonic Domain, South Norway). *Geofluids*, No: 22, p: 1-22.

- Fadda, S., Fiori, M., Matzuzzi, C., 2014. Genetic aspects of talc-chlorite formation in central Sardinia, Italy: Metamorphism, hydrothermalism and mg-metasomatism: The case of SA matta and SU venosu mines, 14th International Multidisciplinary Scientific Geo Conference SGEM, No: 1, p: 101-112.
- Franz, L., Romer, R.L., de Capitani, C., 2013. Protoliths and phase petrology of whiteschists. Contributions to Mineralogy and Petrology, No: 166, p: 255-274.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine, No: 30, p: 277-292.
- Holland, T., Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology, No: 16, p: 309-343.
- Rubenach, M.J., Lewthwaite, K.A., 2002. Metasomatic albitites and related biotite-rich schists from a low-pressure polymetamorphic terrane, Snake Creek Anticline, Mount Isa Inlier, north-eastern Australia: microstructures and P-T-d paths. Journal of Metamorphic Geology, No: 20, p: 191-202.
- Engvik, A.K., Håkon, A., 2010. Formation of sapphirine and corundum in scapolitised and Mg-metasomatised gabbro. Terra Nova, No: 22, p: 166-171.
- Masoudi, F., 1997. Contact metamorphism and pegmatites development in the region SW of Arak, Iran. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Leeds, UK, 321p.
- Palke, A.C., Renfro, N.D., Berg, R.B., 2017. Melt inclusions in alluvial sapphires from Montana, USA: Formation of sapphires as a restitic component of lower crustal melting? Lithos, No: 278-281, p 43-53.
- Coggon, R., Holland, T.J. B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. Journal of Metamorphic Geology, No: 20, p: 683-696.
- Raimbault, L., Bilal, E., 1993. Trace-element contents of helvite-group minerals from metasomatic albitites and hydrothermal veins at Sucuri, Brazil and Dajishan, China. The Canadian Mineralogist, No: 31, p: 119-126.
- Riesco, M., Stüwe, K., Reche, J., 2005. Formation of corundum in metapelites around ultramafic bodies. An example from the Saualpe region, Eastern Alps. Mineralogy and Petrology, No: 83, p: 1-25.
- Sarkar, T., Schenk, V., 2014. Two-stage granulite formation in a Proterozoic magmatic arc (Ongole domain of the Eastern Ghats Belt, India): Part 1. Petrology and pressure-temperature evolution. Precambrian Research, No: 255, p: 485-509.
- Selman, A.M., Moazzen, M., 2012. Origin and Metamorphism of Corundum-Rich Metabauxites at Mt. Ismail in the Southern Menderes Massif, SW Turkey. Resource Geology, No: 62, p: 243-262.
- Simonet, C., Fritsch, E., Lasnier, B., 2008. A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration. Ore Geology Reviews, No: 34, p: 127-133.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG Bulletin, No: 52, p: 1229-1258.
- Droop, T.R.G., 1987. A General Equation for Estimating Fe³⁺ Concentrations in Ferromagnesian Silicates and Oxides from Microprobe Analyses, Using Stoichiometric Criteria, Mineralogical Magazine, No: 51, p: 431-435.
- White, R.W., Powell, R., Clarke, G.L., 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. Journal of Metamorphic Geology, No: 20, p: 41-55.
- Whitney D.L., Evans B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, No: 95, p: 185.
- Yakymchuk, C., Szilas, K., 2018. Corundum formation by metasomatic reactions in Archean metapelite, SW Greenland: Exploration vectors for ruby deposits within high-grade greenstone belts. Geoscience Frontiers, No: 9, p: 727-749.