



سنگ‌شناسی، شیمی کانی‌ها و دماسنجی توده‌ی گرانیتی سفیدکوه و برونوم‌های ریزدانه‌ای فلسیک آن، باخترنه‌بندان، خاورایران

عباداله طولابی نژاد^{۱*}، حبیب بیابانگرد^۱، احمد احمدی خلجی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۲/۴/۲۲، نسخه نهایی: ۹۲/۸/۷)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی سفیدکوه در باختر شهرستان نه‌بندان، استان خراسان جنوبی واقع شده و از دیدگاه زمین‌شناسی ایران در بخش خاوری پهنه‌ی لوت قرار دارد. این توده دارای طیف ترکیبی گرانیت (مونزو- سینوگرانیت)، گرانودیوریت و تونالیت بوده و دارای برونوم‌های ریزدانه‌ی فلسیک با کانی‌شناسی مشابه توده اصلی است که ترکیب کانی‌های اصلی آن کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، ارتوز و بیوتیت است که به منظور تعیین شیمی کانی‌ها و دماسنجی با ریزپردازش الکترونی (EPMA) آنالیز شدند. پلاژیوکلازها در توده‌ی گرانیتوئیدی اغلب دارای ترکیب آندزینی و گاهی آلبیتی و در برونوم‌ها بیشتر آندزینی هستند، مقدار آنورتیت پلاژیوکلازها از بخش‌های مرکزی به حاشیه کاهش نشان می‌دهد که بیانگر منطقه‌بندی عادی در آن‌هاست. فلدسپات‌های قلیایی برونوم‌ها در گستره ۰ تا ۱۰۰٪ یسانیدین و در توده‌ی گرانیتی در گستره‌ی ارتوز قرار می‌گیرند. بیوتیت‌های گرانیت‌ها از نوع اولیه ماگمایی، آهن دار و در گریزندگی پایین اکسیژن و شرایط احیایی تشکیل شده‌اند در حالی که بیوتیت‌های برونوم‌ها در گریزندگی بالای اکسیژن، شرایط اکسایش تشکیل و از نوع منیزیم‌دار و اولیه ماگمایی می‌باشند. زمین‌دماسنجی فلدسپات‌ها و بیوتیت‌ها در دمای بین ۵۰۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتیگراد برای واحد گرانیتی و دمای ۶۵۰ تا ۹۵۰ درجه‌ی سانتیگراد را برای برونوم‌ها نشان می‌دهند. بررسی‌های شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که گرانیت‌ها (ماگمای پرآلومین) و برونوم‌ها از یک ماگمای آهکی - قلیایی وابسته به حواشی فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سفیدکوه؛ نه‌بندان؛ زمین‌دماسنجی؛ گرانیتوئید؛ برونوم.

مقدمه

چگونگی سنگ‌زایی و زمین‌ساختی ناحیه‌ای دارد [۱-۱۱]. شناخت ویژگی‌های برونوم‌ها، به منظور پی بردن به خاستگاه گرانیت‌ها امری لازم و ضروری بوده و عکس آن نیز صادق است. به عقیده‌ی دیدیر [۱۲] بررسی بیشتر ترکیب شیمیایی برونوم‌ها و سنگ‌های آذرین دربرگیرنده‌شان، برای پی بردن به رابطه‌ی بین آن‌ها مفید خواهد بود. در این مقاله سعی شد تا براساس تجزیه ریزپردازشی کانی‌های موجود در گرانیتوئید سفیدکوه و برونوم‌های آن، برای نخستین بار جنبه‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی کانی‌ها و دماسنجی به تفصیل مورد بررسی قرار گیرد.

گرانیتوئیدها سازندگان اصلی کمربندهای کوه‌زایی بوده و دارای تنوع ترکیبی وسیعی هستند [۱]. لذا شناخت صحیح گرانیتوئیدها از نظر ترکیبی به گسترش و تکمیل اطلاعات لازم در ارتباط با تکامل پوسته‌ی قاره‌ای کمک شایانی می‌کنند [۲]. با گسترش امکان تجزیه‌ی کانی‌ها، توانایی قابل توجه تک کانی‌ها در تعیین خصوصیات ماگمایی گرانیتوئیدها در سال‌های اخیر مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. ترکیب کانی‌ها نشان‌دهنده‌ی شرایط فشار-دما و ماهیت ماگما حین جایگیری گرانیت‌ها بوده و محاسبه‌ی فشار و دمای توده نقش مهمی در

روش بررسی

پس از چند مرحله بررسی صحرایی و نمونه برداری از توده‌ی گرانیتوئیدی سفیدکوه و برونوم‌های فلسیک ریزدانه‌ی آن، ۴۰ مقطع نازک تهیه و مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفتند. سپس ترکیب شیمیایی کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت در نمونه‌های سالم و نادگرسان با یک ریزپردازنده‌ی (EPMA) مدل Phillipse- 8600 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ کیلوولت و شدت جریان ۱۰ نانوآمپر در دانشگاه یاماگاتای ژاپن آنالیز شدند. اکسید آهن به صورت آهن کل گزارش شده و برای جدایش Fe^{+3} از Fe^{+2} از روش عنصرسنجی و معادله‌ی [۱۳] استفاده شد.

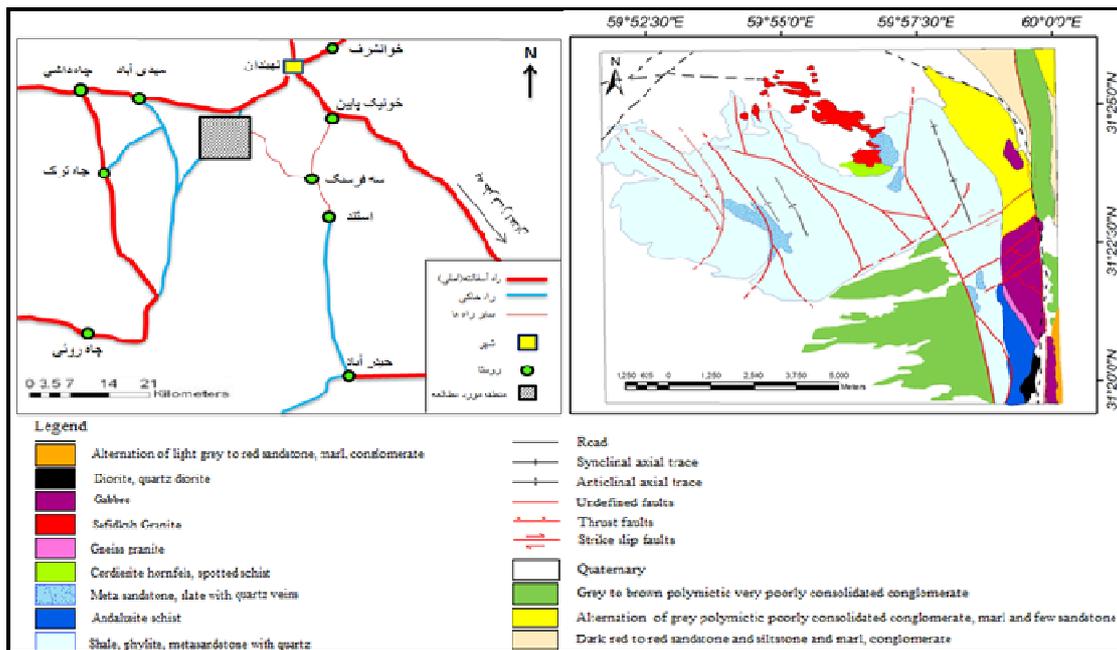
بحث و بررسی زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در ۱۷ کیلومتری باختر شهرستان نهبندان، خاور روستای چاه داشی بین عرض‌های شمالی $29^{\circ} 49'$ تا $29^{\circ} 33'$ و طول‌های شرقی $54^{\circ} 59'$ تا $57^{\circ} 59'$ در مسیر جاده‌ی نهبندان- شهداد قرار گرفته (شکل ۱) و از نظر رده‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران در بخش خاوری پهنه‌ی لوت قرار دارد. از ویژگی‌های چشمگیر این زون فعالیت‌های گسترده آتشفشانی ترشیری در آن است که با پیدایش نفوذی‌های گرانیتوئیدی همراه است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه مجموعه‌ی شیلی و ماسه‌سنگی شمشک است (شکل ۱) که توده‌ی گرانیتوئیدی سفیدکوه (ژوراسیک بالایی) در داخل این مجموعه نفوذ کرد و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی در آن‌ها شده است. بخش مرکزی توده‌ی گرانیتوئیدی سفیدکوه ترکیب مونزو تا سینوگرانیت و بخش حاشیه‌ای آن ترکیب گرانودیوریتی تا تونالیتی دارد. کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی و بیوتیت سازندگان اصلی توده به شمار می‌روند.

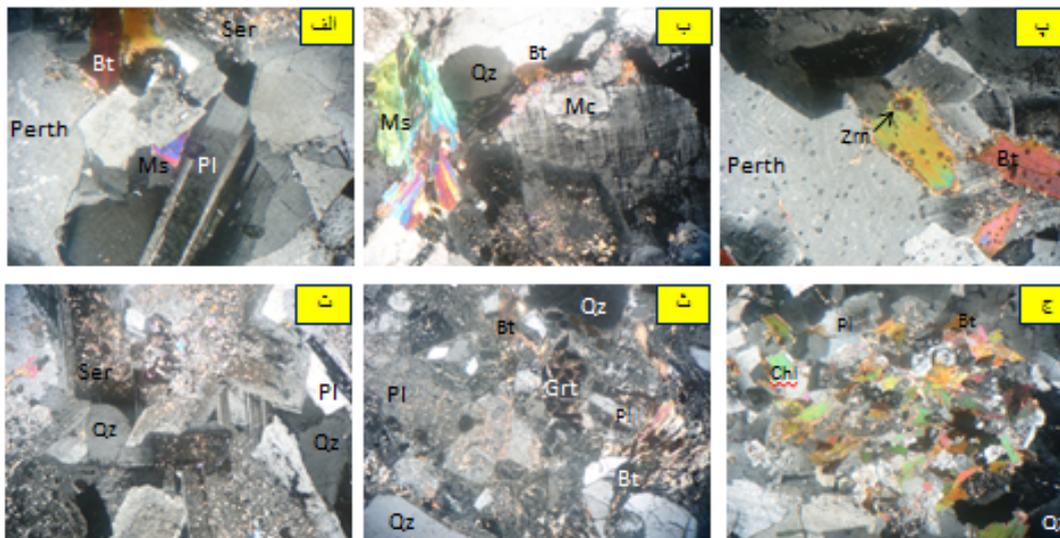
سنگ‌شناسی توده و برونوم‌های فلسیک

سینوگرانیت، گرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت و تونالیت بیوتیت‌دار و میلونیتی شده مهم‌ترین حجم سنگ‌های گرانیتوئیدی سفیدکوه را به خود اختصاص می‌دهند که در نمونه‌های دستی، به رنگ خاکستری روشن تا تیره با بافت دانه‌ای تا پگماتیته بوده و بلورهای نسبتاً درشت پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره بیوتیت در آن‌ها به چشم می‌خورد. کانی‌های اصلی توده نفوذی، کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت و بافت غالب آن دانه‌دار است (شکل ۲). کوارتزها

خاموشی مستقیم و موجی و رنگ خاکستری روشن تا تیره دارند، اندازه‌ی آن‌ها تا ۵ میلی‌متر می‌رسد و ۳۵ تا ۴۵ درصد حجمی کانی‌های سازنده سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای خود شکل و نیمه شکل‌دار همراه با ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک با نوارهای ماکلی ظریف و پهن هستند (شکل ۲- الف) تجزیه شدگی به سرسیت و اپیدوت دارند، اندازه‌ی آن‌ها به ۴ میلی‌متر می‌رسد و ۲۰ تا ۳۵ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. میکروکلین‌ها ردی مشبک دارند و بیشتر به صورت بی‌شکل و نیمه شکل دارند و بیشتر فضاهای بین کانی‌ها را در بر گرفته‌اند. ارتوزها دارای رد شاخص کارلسباد هستند و به صورت درشت بلور و ریز بلور در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و به همراه میکروکلین ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. بیوتیت‌ها به صورت بلورهای صفحه‌ای نیمه شکل‌دار و بی‌شکل و به رنگ قهوه‌ای کم رنگ و سبزند، به کلریت و سرسیت تجزیه شده و در حدود ۵ تا ۶ درصد حجمی کانی‌های سازنده-ی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و ادخال‌هایی از کانی‌های زیرکن با حاشیه‌ی سوخته در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۲- ب). موسکویت‌ها معمولاً به صورت بلورهای صفحه‌ای نیمه شکل‌دار همراه با یک دسته رخ واضح هستند (شکل ۲- ب). گارنت یکی از مهم‌ترین کانی‌های فرعی در تونالیت‌هاست و بیشتر به صورت نیمه شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۲- ث) و ۳ تا ۴ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. ترکیب سنگ شناختی برونوم‌ها که مشابه توده‌ی اصلی و گرانودیوریتی است، تقریباً میان بلور تا ریزبلورند، بافت متراکم و دانه‌ای دارند (شکل ۲- ج)، و کانی‌های آن‌ها عبارتند از کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین و بیوتیت و کانی‌های فرعی آن‌ها عبارتند از موسکویت، کلریت، سرسیت، زیرکن و گارنت. پلاژیوکلازها (%۵۰ - %۳۵) به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه شکل‌دار، دارای ردهای مکرر و دوتایی هستند و گاه به سرسیت و اپیدوت تجزیه شده و خیلی کم به صورت منطقه‌بندی دیده می‌شوند. کوارتزها (تقریباً %۳۰) اغلب متوسط بلور و بی‌شکل‌اند و فضای میان فلدسپات‌ها را پر کرده‌اند. فلدسپارهای قلیایی (%۱۰ <) از نوع میکروکلین‌اند و اغلب به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و بیشتر در زمینه‌ی ریزدانه سنگ، فضای میان دیگر کانی‌ها را پر کرده‌اند. بیوتیت‌ها به صورت بلورهای صفحه‌ای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دارند و برخی از آن‌ها تجزیه شدگی به کلریت دارند (شکل ۲- ج).



شکل ۱ بخشی از نقشه ساده شده زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد بررسی اقباس از [۱۴] و نقشه موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد بررسی. گرانیت سفیدکوه با رنگ قرمز در میان رسوبات کواترنری و تشکیلات شمشک مشخص است.



شکل ۲ الف) پلاژیوکلاز سالم با رد پلی سنتتیک، بیوتیت، موسکویت و بافت پرتیتی در گرانیت سفیدکوه. ب) کانی‌های کوارتز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، بیوتیت و موسکویت در مونزوگرانیت‌های سفیدکوه. پ) ادخال زیرکن در کانی بیوتیت. ت) پلاژیوکلازهای تجزیه شده به سریسیت و کوارتز در گرانودیوریت‌های سفیدکوه. ث) بلور گارنت همراه با شکستگی، پلاژیوکلاز با رد کارلسبادی و پلاژیوکلازهای سریسیتی شده، بیوتیت‌های در حال تجزیه به کلریت و کوارتزهای خردشده در تونالیت‌های میلونیتی شده. ج) لخته‌های غنی از بیوتیت در برونوم‌های ریزدانه‌های فلسیک (تمام تصاویر در نور قطبیده متقاطع، بزرگنمایی ۴۰ برابر و عرض میدان دید ۵ میلی‌متر گرفته شده‌اند).

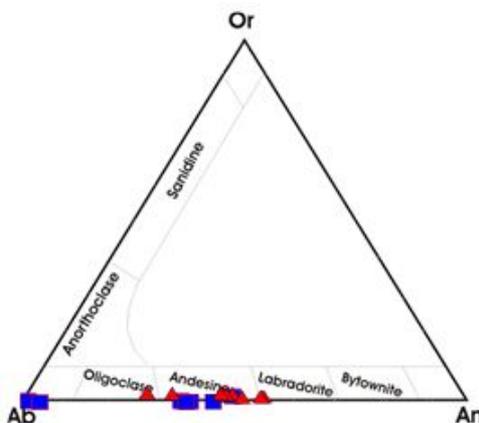
شیمی کانی‌ها

(شکل ۳) [۱۵]. تجزیه‌های ریزپردازی انجام شده از نقاط مختلف پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی نشان می‌دهند که از بخش‌های مرکزی به حاشیه مقدار An کاهش و مقادیر Ab و Or افزایش یافته است به گونه‌ای که مقدار An در ترکیب

پلاژیوکلاز: ترکیب این کانی در سنگ‌های تجزیه شده‌ی ریز پردازی گرانیتی اغلب از نوع آندزین و آلبیت و در برونوم‌ها بیشتر از نوع آندزین است و گاهی تا حد الیگوکلاز نیز می‌رسند

تغییر است که این نشان دهنده‌ی منطقه‌بندی عادی در این پلاژیوکلازهاست [۱۶]. [۱۷-۱۹] ورود آب به مخازن ماگمایی یا افزایش درصد آب در ماگمای باقی‌مانده به موازات تبلور و آهسته‌تر بودن سرعت شکل‌گیری تعادل نسبت به سرعت تبلور را عامل منطقه‌بندی پلاژیوکلازها می‌دانند.

پلاژیوکلازهای برونوم‌های ریزدانه‌ای فلسیک از $An_{48/72}$ (در مرکز) تا $An_{33/67}$ (در حاشیه) (نمونه‌های ۸، ۹، ۱۰، برونوم‌ها در جدول ۲) و در پلاژیوکلازهای نوع الیگوکلاز گرانیت‌ها از $An_{37/63}$ (در مرکز) تا $An_{25/75}$ (در حاشیه) (نمونه‌های gr-1, 2 در جدول ۱) و از نوع آلبیتی آن از $An_{51/49}$ (در مرکز) تا $An_{21/79}$ (در حاشیه) (نمونه‌های gr-6, 7 در جدول ۱) در



شکل ۳ موقعیت پلاژیوکلازهای مورد بررسی در نمودار رده‌بندی فلدسپات‌ها (نمودار پایه از [۱۵]). علامت مثلث پلاژیوکلازهای تجزیه‌شده برونوم‌ها و مربع پلاژیوکلازهای تجزیه‌شده بخش گرانیتی سفیدکوه را نشان می‌دهند.

جدول ۱ آنالیز ریزپردازش الکترونی پلاژیوکلازهای (wt%) بخش گرانیتی سفیدکوه و فرمول ساختاری (بر اساس ۳۲ اکسیژن) آن‌ها.

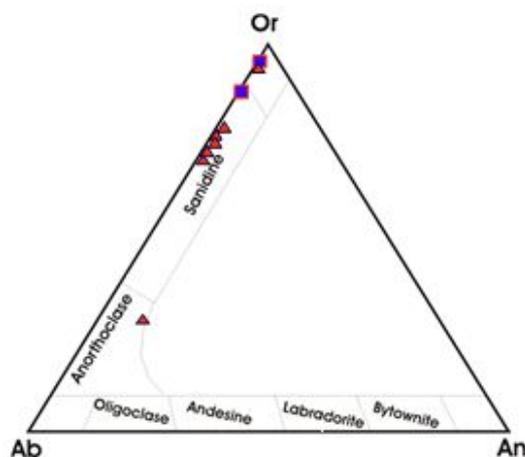
Sample No.	gr-1	gr-2	gr-3	gr-4	gr-5	gr-6	gr-7
SiO ₂	۵۸.۹۸	۵۹.۹۰	۵۸.۴۴	۷۱.۳۲	۶۰.۱۴	۶۸.۶۶	۶۸.۹۰
TiO ₂	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al ₂ O ₃	۲۵.۲۳	۲۵.۱۹	۲۶.۳۶	۱۷.۳۰	۲۵.۶۰	۱۹.۸۴	۱۹.۶۱
FeO _t	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳
MnO	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
MgO	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳
CaO	۷.۷۰	۷.۳۸	۸.۶۹	۱.۶۷	۷.۶۹	۱.۱۱	۰.۵۲
Na ₂ O	۶.۹۰	۷.۲۳	۶.۳۳	۸.۹۷	۷.۱۷	۱۱.۱۰	۱۱.۲۷
K ₂ O	۰.۱۴	۰.۱۸	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۰۷	۰.۱۰	۰.۲۰
BaO	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲
Total	۹۹.۰۰	۱۰۰.۰۲	۱۰۰.۰۰	۹۹.۴۳	۱۰۰.۶۹	۱۰۰.۸۱	۱۰۰.۵۸
Si	۱۰.۶۷	۱۰.۷۱	۱۰.۵۰	۱۰.۳۳	۱۰.۶۹	۱۱.۹۵	۱۲.۰۱
Al	۵.۳۸	۵.۳۱	۵.۵۸	۵.۶۵	۵.۳۶	۴.۰۷	۴.۰۳
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mn	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
Ba	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ca	۱.۴۹	۱.۴۱	۱.۶۷	۱.۸۴	۱.۴۶	۰.۲۱	۰.۱۰
Na	۲.۴۲	۲.۵۱	۲.۲۰	۲.۰۵	۲.۴۷	۳.۷۵	۳.۸۱
K	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۴
Sum cat.	۱۹.۹۹	۲۰.۰۱	۱۹.۹۹	۲۰.۰۰	۲۰.۰۰	۲۰.۰۰	۲۰.۰۰
X _{An}	۳۷.۸۲	۳۵.۶۱	۴۲.۸۲	۴۶.۲۳	۳۶.۹۶	۵۲.۸	۲.۵۳
X _{Ab}	۶۱.۴۲	۶۳.۳۸	۵۶.۴۱	۵۱.۵۱	۶۲.۵۳	۹۴.۲۲	۹۶.۴۶
X _{Or}	۰.۷۶	۱.۰۱	۰.۷۷	۲.۲۶	۰.۵۱	۰.۵۰	۱.۰۱

جدول ۲ داده‌های آنالیز ریزپردازشی الکترونی (wt%) پلاژیوکلازهای برونوم‌های سفیدکوه و فرمول ساختمانی (بر اساس ۳۲ اکسیژن) آن‌ها.

Sample	Enclaves	Enclaves	Enclavs							
SiO ₂	۵۷,۱۹	۵۷,۸۶	۵۷,۳۱	۵۵,۰۴	۵۷,۳۶	۶۲,۶۸	۵۵,۵۵	۵۶,۶۸	۵۷,۵۵	۵۹,۶۲
TiO ₂	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۰
Al ₂ O ₃	۲۶,۵۴	۲۶,۰۳	۲۶,۱۸	۲۷,۵۸	۲۶,۵۴	۲۳,۸۸	۲۷,۶۰	۲۶,۹۳	۲۵,۷۳	۲۳,۷۶
FeO	۰,۲۷	۰,۲۵	۰,۳۶	۰,۲۶	۰,۳۰	۰,۲۵	۰,۲۲	۰,۱۴	۰,۲۷	۰,۲۸
MnO	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲
MgO	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰
CaO	۹,۵۳	۹,۰۰	۹,۰۶	۱۱,۰۸	۹,۴۲	۵,۸۰	۱۰,۶۵	۹,۸۱	۹,۰۰	۶,۶۴
Na ₂ O	۵,۸۴	۶,۱۵	۵,۹۸	۵,۱۹	۶,۱۴	۸,۱۵	۵,۱۴	۵,۵۷	۶,۲۱	۷,۱۷
K ₂ O	۰,۳۸	۰,۴۲	۰,۳۱	۰,۲۸	۰,۳۳	۰,۴۳	۰,۲۶	۰,۲۳	۰,۳۷	۰,۴۱
BaO	۰,۰۰	۰,۰۹	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۹	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
Total	۹۹,۷۸	۹۹,۸۸	۹۹,۲۸	۹۹,۵۴	۱۰۰,۲۰	۱۰۱,۳۴	۹۹,۴۹	۹۹,۳۷	۹۹,۲۴	۹۷,۹۰
Si	۱۰,۳۳	۱۰,۴۳	۱۰,۴۰	۹,۹۹	۱۰,۳۰	۱۱,۰۳	۱۰,۱۰	۱۰,۲۹	۱۰,۴۳	۱۰,۹۰
Al	۵,۶۵	۵,۵۳	۵,۶۰	۵,۹۰	۵,۶۲	۴,۹۵	۵,۹۱	۵,۷۶	۵,۵۰	۵,۱۲
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۴
Mn	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
Ba	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Ca	۱,۸۴	۱,۷۴	۱,۷۶	۲,۱۶	۱,۸۱	۱,۰۹	۲,۰۷	۱,۹۱	۱,۷۵	۱,۳۰
Na	۲,۰۵	۲,۱۵	۲,۱۰	۱,۸۳	۲,۱۴	۲,۷۸	۱,۸۱	۱,۹۶	۲,۱۸	۲,۵۴
K	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۱۰	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۹
Sum cat.	۲۰,۰۰	۲۰,۰۱	۱۹,۹۹	۲۰,۰۰	۲۰,۰۱	۲۰,۰۱	۱۹,۹۸	۱۹,۹۹	۲۰,۰۰	۱۹,۹۹
X _{An}	۴۶,۲۳	۴۳,۶۱	۴۴,۷۸	۵۳,۳۳	۴۴,۹۱	۲۷,۴۶	۵۲,۵۴	۴۸,۷۲	۴۳,۵۳	۳۳,۰۸
X _{Ab}	۵۱,۵۱	۵۳,۸۸	۵۳,۴۴	۴۵,۱۹	۵۳,۱۰	۷۰,۰۳	۴۵,۹۴	۵۰,۰۰	۵۴,۲۳	۶۴,۶۳
X _{Or}	۲,۲۶	۲,۵۱	۱,۷۸	۱,۴۸	۱,۹۹	۲,۵۲	۱,۵۲	۱,۲۸	۲,۲۴	۲,۲۹

قرارگرفته‌اند و برخی از فلدسپات‌های آن ترکیب نزدیک به ارتوز و آنورتوکلاز دارند (شکل ۴). فلدسپات‌های قلیایی بخش گرانیتی در مقایسه با برونوم‌های ریزدانه‌های فلسیک ارتوز بیشتر و آنورتیت و آلپیت کمتری دارند (جدول ۳).

فلدسپات‌های قلیایی: نتایج حاصل از تجزیه ریز کاوش الکترونی روی فلدسپات‌های قلیایی توده‌ی گرانیتی سفیدکوه و برونوم‌های آن (جدول ۳ و شکل ۴) نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی آن‌ها در گرانیت‌ها در گستره‌ی ارتوز و سانیدین (نزدیک مرز با ارتوز) و در برونوم‌ها در گستره‌ی سانیدین



شکل ۴ فلدسپات‌های قلیایی مورد بررسی در نمودار رده‌بندی فلدسپات‌های قلیایی (نمودار پایه از [۱۵]). علائم مشابه (شکل ۳).

جدول ۳ داده‌های آنالیز ریزپردازشی الکترونی (wt %) فلدسپات‌های آلکالن برونوم‌های میکروگرانولار فلسیک و بخش گرانیتی سفیدکوه و فرمول ساختاری (بر اساس ۳۲ اکسیژن) آن‌ها.

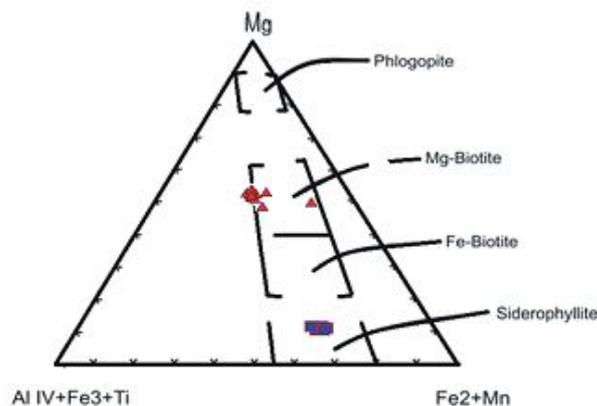
Sample No.	gr-1	gr-2	Enclaves-1	Enclaves-2	Enclaves-3	Enclaves-4	Enclaves-5	Enclaves-6	Enclaves-7
SiO ₂	۶۵,۰۶	۶۵,۵۵	۶۶,۱۱	۶۵,۹۳	۶۵,۵۶	۶۴,۸۴	۶۴,۹۵	۶۵,۹۷	۶۵,۱۸
TiO ₂	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰
Al ₂ O ₃	۱۸,۱۰	۱۸,۰۳	۱۸,۲۶	۱۸,۰۸	۱۷,۹۲	۱۷,۸۱	۱۸,۰۳	۱۸,۱۱	۲۰,۳۶
FeO	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۳۲	۰,۰۷	۰,۲۱
MnO	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰
MgO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴
CaO	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۲۵	۰,۱۶	۰,۲۰	۰,۰۲	۰,۲۷	۰,۱۸	۲,۲۷
Na ₂ O	۰,۵۵	۱,۴۲	۳,۳۱	۲,۶۶	۳,۲۵	۰,۶۵	۲,۳۵	۲,۶۳	۶,۷۳
K ₂ O	۱۵,۶۲	۱۴,۵۲	۱۱,۷۳	۱۲,۸۴	۱۱,۸۹	۱۵,۶۲	۱۳,۲۲	۱۲,۴۱	۴,۸۱
BaO	۰,۰۰	۰,۱۹	۰,۲۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۵
Total	۹۹,۳۹	۹۹,۷۵	۱۰۰,۰۰	۹۹,۸۹	۹۹,۰۴	۹۹,۰۷	۹۹,۲۲	۹۹,۴۷	۹۹,۶۵
Si	۱۲,۱۱	۱۲,۱۲	۱۲,۰۸	۱۲,۰۸	۱۲,۰۸	۱۲,۱۰	۱۲,۰۱	۱۲,۱۶	۱۱,۷۴
Al	۳,۹۷	۳,۹۳	۳,۹۳	۳,۹۱	۳,۸۹	۳,۹۲	۳,۹۳	۳,۹۳	۴,۳۲
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۱	۰,۰۳
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
Mg	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱
Ba	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
Ca	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۳	۱,۱۶	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۴۴
Na	۰,۲۰	۰,۵۱	۱,۱۷	۰,۹۴	۲,۷۹	۰,۲۴	۰,۸۴	۰,۹۴	۲,۳۵
K	۳,۷۱	۳,۴۲	۲,۷۳	۳,۰۰	۱,۹,۹۹	۳,۷۲	۳,۱۲	۲,۹۲	۱,۱۰
Sum cat.	۲۰,۰۰	۲۰,۰۰	۱۹,۹۹	۱۹,۹۹	۰,۰۰	۱۹,۹۹	۲۰,۰۱	۲۰,۰۱	۱۹,۹۹
X _{An}	۰,۱۷	۰,۱۵	۱,۲۲	۰,۸۰	۰,۹۸	۰,۱۰	۱,۳۳	۰,۹۳	۱۱,۳۱
X _{Ab}	۵,۰۴	۱۲,۹۴	۲۹,۶۷	۲۳,۷۳	۲۹,۰۹	۵,۹۷	۲۰,۹۶	۲۴,۱۰	۶۰,۴۱
X _{Or}	۹۴,۷۹	۸۶,۹۱	۶۹,۱۱	۷۵,۴۷	۹۳,۶۹	۹۳,۹۳	۷۷,۷۱	۷۴,۹۸	۲۸,۲۸

کاملاً حساس‌اند [۲۳]. عوامل یادشده امکان جانشینی در چهار موقعیت ساختاری بیوتیت‌ها را ممکن ساخته است. ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ماگمای مولد، گریزندگی اکسیژن [۲۵،۲۴] دمای گدازه [۲۶] و خاستگاه گرانیت‌هاست [۲۷-۲۹]. [۲۷-۲۹]. بر اساس رده‌بندی [۳۰] مقدار منیزیم در بیوتیت برونوم‌ها (به طور متوسط ۳/۱۲) بیشتر از مقدار آن در بیوتیت گرانیت‌ها (به طور متوسط ۰/۷۲) است (شکل ۵). در چهارضلعی آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت، بیوتیت‌های برونوم‌ها با داشتن مقدار محتوای Al کل بین ۲/۰۹ تا ۲/۷۲ در هر واحد فرمولی و با مقدار نسبت Fe/(Fe+Mg) ۰/۴۰ تا ۰/۴۴ بالای خط ۰/۳۳ (جدول ۵) در گستره‌ی بیوتیت‌های غنی از منیزیم و بیوتیت‌های گرانیت‌ها با داشتن محتوای Al کل ۳/۵۵ تا ۳/۹۵ در هر واحد فرمولی و نسبت Fe/(Fe+Mg) ۰/۸۳ تا ۰/۸۵ (جدول ۴)، نزدیک به

میگایا: بیوتیت تنها کانی فرومنیزین موجود در برونوم‌ها و گرانیت‌های سفیدکوه است، مقدار آن در برونوم‌ها ۱۲ تا ۲۰ درصد و در گرانیت‌ها ۵ تا ۶ درصد است. این کانی در برونوم‌ها قهوه‌ای و سبز و در گرانیت‌ها به رنگ قهوه‌ای کم رنگ تا پررنگ، قهوه‌ای مایل به قرمز و سبز دیده می‌شود. تغییر ترکیب شیمیایی آن‌ها عامل موثر در تغییر رنگ آن‌هاست [۲۰]. (De Pieri and Jobstraibizer [۲۱]) معتقدند که علت رنگ قهوه‌ای تیره به دلیل بالا بودن میزان Mg, Si, Na, Ba و پایین بودن K و Al در ترکیب بیوتیت‌هاست. بخش زیادی از Al در موقعیت‌های چهاروجهی میگایا وارد شده و Al^{VI} در بیشتر بیوتیت‌های برونوم صفر تا نزدیک به صفر است که از ویژگی‌های بیوتیت‌های ماگمایی است [۲۲]. بیوتیت‌ها در سیستم‌های ماگمایی، دگرگونی و دگرنهادی، به تغییرات دما، فشار و فعالیت‌های سازنده‌هایی چون F, H₂O, O₂ و SiO₂

شیمیایی بیوتیت‌ها بررسی کرده‌اند. بنابر نمودار [۲۸] ترکیب بیوتیت‌های برونومها در گستره‌ی کوه‌زایی شبه‌قلیایی (SA) و بیوتیت‌های گرانیت‌ها در گستره‌ی پرآلومین (P) قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب).

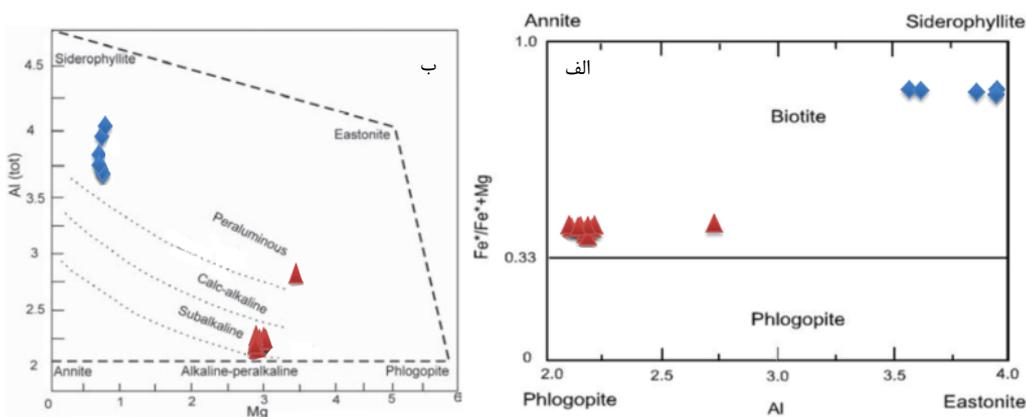
قطب سیدروفیلیت قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف). انباشت بیوتیت‌های برونومها (شکل ۶-الف) نشانه‌ای از عدم آلودگی یا آلودگی ناچیز پوسته‌ای آن‌هاست [۳۱]. پژوهشگران مختلفی مانند [۲۸، ۲۷، ۲۲] ارتباط بین سری ماگمایی را با ترکیب



شکل ۵ موقعیت بیوتیت‌های موجود در برونومها و گرانیت‌های سفیدکوه در نمودار رده‌بندی میکاها با استفاده از ترکیب شیمیایی آن‌ها (نمودار پایه از [۳۰]). علائم مشابه (شکل ۳).

جدول ۴ داده‌های آنالیز ریزپردازش الکترونی (wt%) بیوتیت‌های گرانیت سفیدکوه و فرمول ساختاری (براساس ۲۴ اکسیژن) آن‌ها.

Sample No.	gr-1	gr-2	gr-3	gr-4	gr-5	gr-6	gr-7
SiO ₂	۳۴٫۹۶	۳۵٫۰۲	۳۴٫۴۰	۳۵٫۲۸	۳۴٫۶۹	۳۴٫۲۷	۳۴٫۵۶
TiO ₂	۲٫۴۴	۲٫۳۲	۱٫۹۲	۰٫۶۹	۰٫۸۱	۲٫۵۱	۲٫۵۶
Al ₂ O ₃	۱۸٫۱۳	۱۸٫۰۴	۱۸٫۹۴	۱۹٫۶۲	۱۹٫۶۸	۱۷٫۹۳	۱۸٫۱۷
FeO	۲۸٫۶۴	۲۷٫۸۵	۲۹٫۴۲	۲۸٫۵۸	۲۸٫۸۳	۲۸٫۵۰	۲۸٫۰۱
MnO	۰٫۶۲	۰٫۶۵	۰٫۷۴	۰٫۷۰	۰٫۶۶	۰٫۵۹	۰٫۶۰
MgO	۳٫۰۰	۲٫۸۰	۲٫۷۵	۲٫۸۸	۳٫۰۵	۲٫۹۰	۲٫۷۱
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰
Na ₂ O	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۷
K ₂ O	۹٫۲۲	۹٫۲۴	۹٫۲۸	۹٫۲۴	۹٫۰۶	۹٫۱۰	۹٫۴۴
BaO	۰٫۴۹	۰٫۴۲	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۳۴	۰٫۴۶
Cl	۰٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۳۷	۰٫۳۰	۰٫۲۹	۰٫۵۱	۰٫۴۶
F	۰٫۷۳	۰٫۲۶	۰٫۶۶	۰٫۵۹	۰٫۳۱	۰٫۶۶	۰٫۴۷
Total	۹۸٫۸۱	۹۷٫۱۵	۹۸٫۶۰	۹۷٫۹۱	۹۶٫۴۶	۹۷٫۳۷	۹۷٫۵۳
Si	۵٫۸۱	۵٫۸۵	۵٫۷۲	۵٫۸۹	۵٫۷۴	۵٫۷۸	۵٫۸۵
Al ^{IV}	۲٫۱۹	۲٫۱۵	۲٫۲۸	۲٫۱۱	۲٫۲۶	۲٫۲۲	۲٫۱۵
Al ^{VI}	۱٫۳۶	۱٫۴۵	۱٫۴۳	۱٫۷۵	۱٫۶۹	۱٫۳۵	۱٫۴۷
Ti	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۲۴	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۳۲	۰٫۳۳
Fe ²⁺	۳٫۷۷	۳٫۹۳	۳٫۷۳	۳٫۸۱	۳٫۷۵	۳٫۸۲	۳٫۸۶
Fe ³⁺	۰٫۲۱	۰٫۰۸	۰٫۳۶	۰٫۱۸	۰٫۳۶	۰٫۲۰	۰٫۱۰
Mn	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹
Mg	۰٫۷۴	۰٫۷۲	۰٫۶۸	۰٫۷۲	۰٫۷۷	۰٫۷۳	۰٫۶۸
Ba	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
K	۱٫۹۵	۲٫۰۳	۱٫۹۷	۱٫۹۷	۱٫۹۷	۱٫۹۶	۲٫۰۴
F	۰٫۳۸	۰٫۱۴	۰٫۳۴	۰٫۳۱	۰٫۱۷	۰٫۳۵	۰٫۲۵
Cl	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۵	۰٫۱۳
Sum Cat.	۱۷٫۰۰	۱۶٫۹۳	۱۶٫۹۹	۱۷٫۰۲	۱۷٫۰۰	۱۷٫۰۰	۱۷٫۰۱
Mg/(Mg+Fe)	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۵
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۸۴	۰٫۸۵



شکل ۶ الف) موقعیت بیوتیت‌های موجود در برونومها و گرانیتهای سفیدکوه در نمودار رده‌بندی شیمیایی میکاها (نمودار پایه از [۲۹،۱۵]). ب) تعیین سری ماگمایی برونومها و گرانیتهای سفیدکوه بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیتها (نمودار پایه از [۲۸]). بیوتیت‌های تجزیه‌شده برونومهای ریزدانه با علامت مثلث و بیوتیت‌های موجود در گرانیتهای با علامت لوزی نشان داده شده‌اند.

جدول ۵ داده‌های آنالیز ریزپردازش الکترونی (wt %) بیوتیت‌های برونومهای فلسیک سفیدکوه و فرمول ساختاری (بر اساس ۲۴ اکسیژن) آن‌ها.

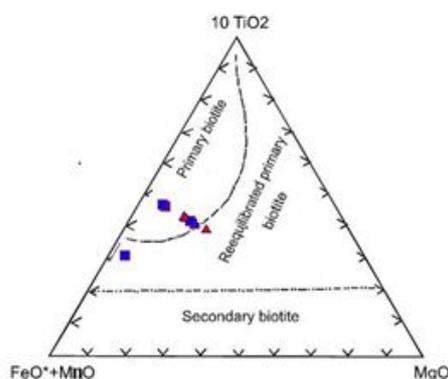
Sample No.	En-1	En-2	En-3	En-4	En-5	En-6	En-7	En-8	En-9	En-10	En-11	En-12
SiO ₂	۳۵،۰۲	۳۶،۶۸	۳۸،۹۶	۳۸،۴۱	۳۸،۵۵	۳۸،۹۱	۳۹،۰۳	۳۸،۱۴	۳۸،۹۴	۳۹،۳۵	۳۹،۰۲	۳۹،۵۵
TiO ₂	۲،۶۸	۴،۰۸	۴،۳۳	۴،۴۴	۴،۳۰	۴،۳۶	۴،۲۹	۴،۲۴	۴،۲۲	۴،۲۷	۴،۲۴	۴،۳۰
Al ₂ O ₃	۱۳،۹۷	۱۲،۰۸	۱۲،۰۶	۱۲،۱۶	۱۲،۰۱	۱۱،۹۱	۱۱،۹۳	۱۲،۱۹	۱۲،۱۵	۱۱،۸۰	۱۲،۳۰	۱۲،۱۸
FeO	۲۰،۳۲	۱۷،۸۵	۱۷،۱۰	۱۷،۸۲	۱۷،۵۴	۱۶،۳۰	۱۸،۰۹	۱۸،۰۰	۱۸،۱۳	۱۸،۳۷	۱۸،۲۵	۱۸،۱۵
MnO	۰،۳۰	۰،۱۸	۰،۱۲	۰،۱۶	۰،۱۴	۰،۱۳	۰،۰۸	۰،۲۳	۰،۱۶	۰،۳۱	۰،۲۰	۰،۲۵
MgO	۱۴،۷۰	۱۳،۵۵	۱۳،۹۶	۱۳،۷۴	۱۳،۷۲	۱۳،۷۳	۱۳،۷۳	۱۳،۲۱	۱۳،۵۰	۱۳،۴۹	۱۳،۵۰	۱۳،۶۰
CaO	۰،۲۹	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۰	۰،۰۶	۰،۰۴	۰،۰۷	۰،۰۰	۰،۰۵	۰،۰۴	۰،۰۶
Na ₂ O	۰،۱۵	۰،۴۰	۰،۳۸	۰،۲۸	۰،۳۶	۰،۳۱	۰،۴۰	۰،۳۸	۰،۳۹	۰،۴۲	۰،۴۰	۰،۳۹
K ₂ O	۴،۷۲	۹،۳۳	۹،۲۶	۹،۲۳	۹،۳۴	۸،۹۴	۹،۰۶	۹،۲۱	۹،۲۱	۹،۱۶	۹،۱۹	۹،۲۲
BaO	۰،۰۴	۰،۰۰	۰،۰۷	۰،۱۰	۰،۱۱	۰،۰۷	۰،۰۶	۰،۰۲	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۳
Cl	۰،۳۹	۰،۵۸	۰،۴۸	۰،۶۳	۰،۴۷	۰،۵۰	۰،۵۳	۰،۴۸	۰،۵۴	۰،۵۴	۰،۵۲	۰،۵۱
F	۰،۹۳	۲،۱۴	۲،۲۲	۱،۹۸	۲،۱۹	۲،۰۷	۲،۶۷	۲،۱۹	۲،۶۲	۲،۲۱	۲،۴۵	۲،۵۵
Total	۹۳،۵۱	۹۸،۸۷	۹۸،۹۵	۹۸،۹۶	۹۸،۷۳	۹۷،۳۰	۹۹،۹۱	۹۸،۳۵	۹۹،۸۶	۱۰۰،۰۸	۱۰۰،۱۲	۱۰۰،۷۹
Si	۵،۷۹	۵،۸۹	۵،۹۱	۵،۸۷	۵،۸۸	۶،۰۲	۵،۸۳	۵،۸۵	۵،۸۳	۵،۹۲	۵،۸۵	۵،۸۸
Al ^{IV}	۲،۲۱	۲،۱۱	۲،۰۹	۲،۱۳	۲،۱۲	۱،۹۸	۲،۱۰	۲،۱۵	۲،۱۴	۲،۰۸	۲،۱۵	۲،۱۲
Al ^{VI}	۰،۵۱	۰،۰۶	۰،۰۷	۰،۰۶	۰،۰۴	۰،۱۹	۰،۰۰	۰،۰۵	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۱
Ti	۰،۳۳	۰،۴۷	۰،۴۹	۰،۵۱	۰،۴۹	۰،۵۱	۰،۴۸	۰،۴۹	۰،۴۷	۰،۴۸	۰،۴۷	۰،۴۸
Fe ²⁺	۲،۷۲	۱،۲۲	۱،۲۳	۱،۳۴	۱،۲۱	۱،۴۷	۱،۱۵	۱،۲۶	۱،۱۵	۱،۲۳	۱،۲۳	۱،۲۵
Fe ³⁺	۰،۰۹	۱،۰۵	۰،۹۴	۰،۹۴	۱،۰۳	۰،۶۴	۱،۱۱	۱،۰۴	۱،۱۲	۰،۹۸	۱،۰۶	۱،۰۰
Mn	۰،۰۴	۰،۰۲	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۱	۰،۰۲	۰،۰۲	۰،۰۴	۰،۰۳	۰،۰۳
Mg	۳،۶۲	۳،۰۷	۳،۱۶	۳،۱۳	۳،۱۲	۳،۱۷	۳،۰۶	۳،۰۲	۳،۰۱	۳،۰۳	۳،۰۲	۳،۰۱
Ba	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰
Ca	۰،۰۵	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۱	۰،۰۱
Na	۰،۰۵	۰،۱۲	۰،۱۱	۰،۰۸	۰،۱۱	۰،۰۹	۰،۱۲	۰،۱۱	۰،۱۱	۰،۱۲	۰،۱۲	۰،۱۱
K	۱،۰۰	۱،۸۱	۱،۷۹	۱،۸۰	۱،۸۲	۱،۷۶	۱،۷۳	۱،۸۰	۱،۷۶	۱،۷۶	۱،۷۶	۱،۷۵
F	۰،۴۸	۱،۰۳	۱،۰۷	۰،۹۶	۱،۰۵	۱،۰۱	۱،۲۶	۱،۰۶	۱،۲۴	۱،۱۰	۱،۱۶	۱،۲۰
Cl	۰،۱۱	۰،۱۵	۰،۱۲	۰،۱۶	۰،۱۲	۰،۱۳	۰،۱۴	۰،۱۲	۰،۱۴	۰،۱۴	۰،۱۳	۰،۱۳
Sum Cat.	۱۶،۹۹	۱۷،۰۰	۱۶،۹۹	۱۷،۰۱	۱۷،۰۱	۱۷،۰۰	۱۷،۰۰	۱۷،۰۰	۱۶،۹۹	۱۷،۰۰	۱۷،۰۱	۱۶،۹۹
Mg(Mg+Fe)	۰،۵۶	۰،۵۷	۰،۵۹	۰،۵۸	۰،۵۸	۰،۶۰	۰،۵۸	۰،۵۷	۰،۵۷	۰،۵۷	۰،۵۷	۰،۵۷
Fe(Fe+Mg)	۰،۴۴	۰،۴۳	۰،۴۱	۰،۴۲	۰،۴۲	۰،۴۰	۰،۴۲	۰،۴۳	۰،۴۳	۰،۴۳	۰،۴۳	۰،۴۳

قلیایی مقدار آن ۱،۷۶ در نظر گرفته شده است. در این رده‌بندی تمامی بیوتیت‌های غنی از Al با نسبت بالای Fe/Mg وابسته به ماگمای پرآلومینوس در نظر گرفته شده‌اند. بررسی‌ها

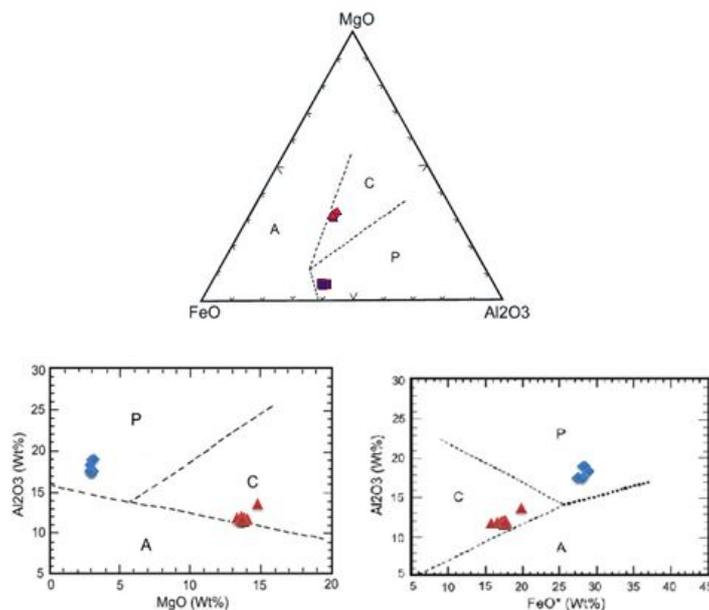
در رده‌بندی (Abdel-Rahman [۲۷]) نسبت FeO*/MgO در بیوتیت‌های سنگ‌های قلیایی برابر با ۷،۰۴، در بیوتیت‌های سنگ‌های پرآلومینوس برابر با ۳،۸۴ و در بیوتیت‌های کالک -

نوع بیوتیت‌های اولیه و محصول تبلور ماگما هستند و از هر کدام تنها یک نمونه به دلیل کلریتی شدن در گستره‌ی بیوتیت‌های دگرسان قرار گرفته است. برای درجه اشباع آلومینیوم بیوتیت‌ها از نمودار [۳۳] استفاده شد. بر این اساس همه‌ی بیوتیت‌های گرانیت‌ها در گستره گرانیت‌های پرآلومین جای می‌گیرند (شکل ۹) و بیوتیت‌های برونومها در گستره‌ی پرآلومینوس و در نزدیکی خط ۱:۱ (A/CNK) قرار گرفته‌اند. قرارگیری آن‌ها در این گستره‌ی بیانگر وابستگی این برونومها به ماگما‌های از نوع I است که به احتمال با پوسته آرایش یافته‌اند.

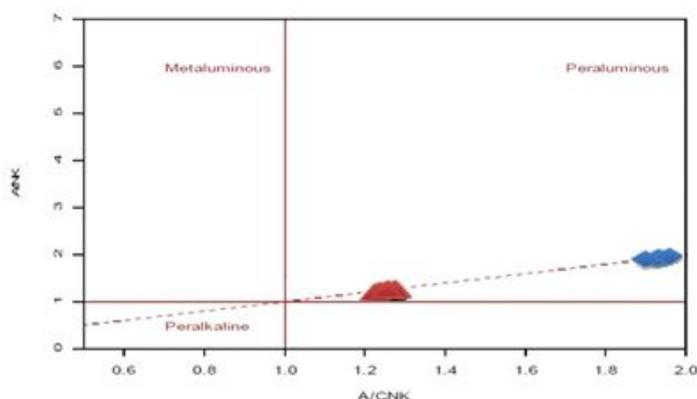
نشان می‌دهند که قلمرو پایداری بیوتیت‌های غنی از آلومینیوم در دماهای پایین بسیار گسترده است، درحالی‌که پایداری بیوتیت‌های غنی از Mg و Ti با افزایش دما افزایش می‌یابد [۳۲]. بر اساس این رده‌بندی، بیوتیت‌های نمونه‌های برونوم‌های ریزدانه‌ای فلسیک در گستره‌ی محیط‌های کوه‌زایی برخوردی آهکی - قلیایی (C) و نمونه‌های گرانیت در گستره‌ی گرانیتوئیدهای با خاستگاه ماگمای پرآلومین (P) که در محیط کوه‌زایی برخوردی تشکیل شده‌اند، قرار می‌گیرند (شکل ۸). در نمودار سه‌تایی $10^*TiO_2 - (Fe+Mn) - MgO$ [۲۲]، بیوتیت‌های موجود در توده گرانیتی و برونومها (شکل ۷) از



شکل ۷ موقعیت بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار رده بندی انواع بیوتیت‌ها؛ بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های دگرسان و بیوتیت‌های باز تبلور یافته (نمودار پایه از [۲۲]). به غیر از یک نمونه از هر واحد، تمامی بیوتیت‌های گرانیت‌ها و برونومها در موقعیت بیوتیت‌های اولیه قرار می‌گیرند. علائم مشابه (شکل ۳) انتخاب شده‌اند.



شکل ۸ نمودارهای مختلف تعیین سری ماگمایی با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت [۲۷]. تمامی بیوتیت‌های گرانیت سفیدکوه در موقعیت پرآلومین (P) و تمامی بیوتیت‌های برونومها در موقعیت آهکی - قلیایی (C) قرار می‌گیرند. علائم مشابه با (شکل‌های ۳ و ۶) انتخاب شدند.



شکل ۹ موقعیت بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار (A/CNK) نسبت به $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (نمودار پایه از [۳۳]). بیوتیت‌های گرانیت‌ها کاملاً در گستره‌ی پرآلومینوس و بیوتیت‌های برونوم‌ها در محدوده خط جداکننده ماگماهای پرآلومینوس و آهکی-قلیایی (خط ۱:۱) در سمت گستره‌ی پرآلومینوس قرار گرفته‌اند. علائم مشابه (شکل ۶) هستند.

است (شکل ۱۱ ب). بر این اساس دمای شروع تبلور سنگ‌های گرانیتی سفیدکوه در حدود ۶۵۰ و برونوم‌های آن در حدود ۹۰۰ درجه‌ی سانتیگراد است.

دماسنجی بیوتیت‌ها

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم تیتانیم محسوب می‌شود. از این رو از زمین‌دماسنج Ti در بیوتیت برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌ها استفاده می‌شود. میزان Ti موجود در بیوتیت وابسته به تغییرات دما، فشار، شیمی بلور بیوتیت و مجموعه‌ی کانی‌های همزیست است [۴۰،۳۹]. دما بیشترین تأثیر را بر مقدار Ti در بیوتیت دارد و افزایش فشار تأثیر متضادی نشان می‌دهد، به این معنی که مقدار Ti جایگزین شده با افزایش فشار کاهش می‌یابد [۴۲،۴۱]. میزان Ti در بیوتیت به طور کلی با افزایش مقدار Fe ، افزایش می‌یابد [۴۲]. دمای حاصل از روش زمین‌دماسنج Ti در کانی بیوتیت با استفاده از رابطه‌ی $T = \{[\text{Ln}(\text{Ti}) - a - c (X_{\text{Mg}})^3] / b\}^{0.333}$ قابل محاسبه است. این روش دماسنجی فقط در شرایط $X_{\text{Mg}} = 0.257 - 1.0$ ، $T (\text{°C}) = 480 - 800$ ، $\text{Ti} = 0.04 - 0.6$ (Apfu) است. بنابراین با توجه به مقدار بالای X_{Mg} بیوتیت‌های برونوم‌ها، از این روش نمی‌توان برای دماسنجی بیوتیت‌های آن‌ها استفاده کرد ولی تمام موارد فوق در مورد بیوتیت‌های گرانیت‌ها صدق می‌کند. مقادیر ثابت مورد استفاده در زمین‌دماسنجی براساس میزان Ti بیوتیت $a = -2.3594$ ، $b = 4.6482 - E09$ ، $c = -1.7283$ تعیین می‌شوند و داده‌های حاصل از دماسنجی آن در (جدول ۶) آورده شده‌اند.

فوگاسیته اکسیژن

در نمودار [۳۴] از کاتیون‌های Fe^{2+} ، Fe^{3+} و Mg جهت تعیین فوگاسیته اکسیژن استفاده شده و در آن محدوده بافرهای NNO ، HM و QFM مشخص شده است. بیوتیت‌های برونوم‌ها بین بافرهای NNO (نیکل-اکسید نیکل) و HM (هماتیت-مگنتیت) و بالای بافر HM قرار می‌گیرند که بیانگر تبلور ماگما در شرایط با فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشد (شکل ۱۰). مقدار بالای فوگاسیته اکسیژن از ویژگی‌های ماگماهای نوع I-type است. همان طور که در (شکل ۱۰) مشاهده می‌شود به نظر می‌رسد توده گرانیتوئیدی سفیدکوه در محیط با گریزندگی پایین اکسیژن و شرایط احیایی (نوع S) و برونوم‌ها در شرایط با گریزندگی بالاتر اکسیژن تشکیل شده‌اند.

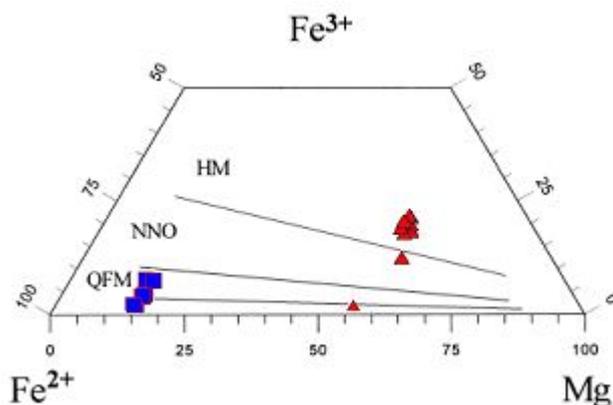
دماسنجی توده‌ی گرانیتی سفیدکوه و برونوم‌های آن

دماسنجی با استفاده از فلدسپارها

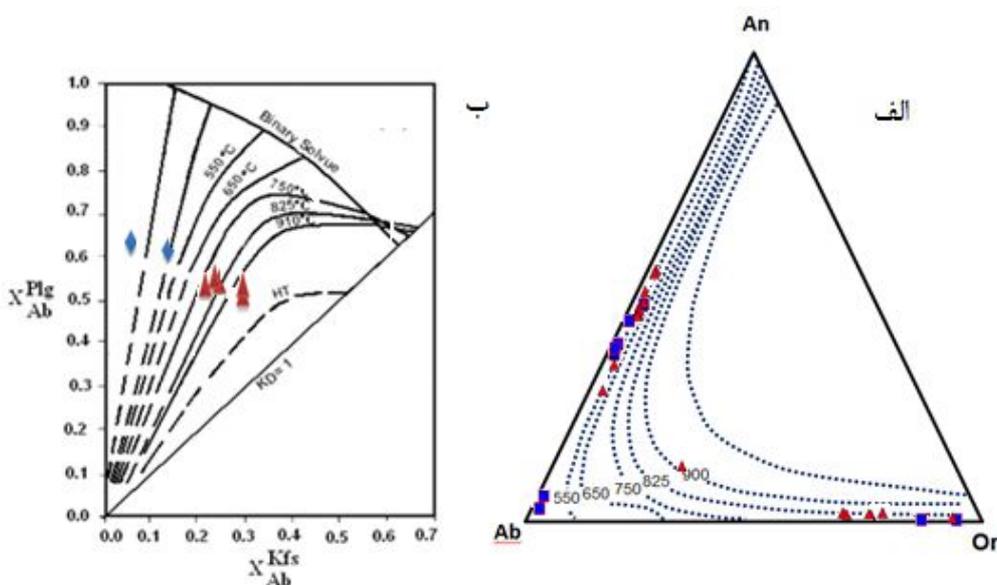
به منظور دماسنجی توده‌ی گرانیتی سفیدکوه و برونوم‌های آن، از دماسنج‌های [۳۵-۳۸] استفاده شد. در نمودار سه‌تایی آلبيت-آنورتیت-ارتوز [۳۶،۳۷] دمای توده‌ی گرانیتی ۵۵۰ تا ۷۵۰ و برونوم‌های آن با دمایی در حدود ۵۵۰ تا ۹۰۰ درجه‌ی سانتیگراد ارزیابی می‌شود (شکل ۱۱-الف). علت پایین بودن دمای محاسبه شده به این روش می‌تواند شکل‌گیری زیر نقطه-ی انجماد ترکیب فلدسپارها در طول سرد شدن توده باشد [۳۶،۳۷]. در مدل پیشنهادی [۳۸] به تعیین دمای سنگ‌هایی تعیین می‌شود که تواما حاوی پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم باشند. با استفاده از این روش دمای تشکیل برونوم‌ها ۸۰۰ تا ۹۵۰ و گرانیت‌ها حدود ۵۰۰ درجه‌ی سانتیگراد ارزیابی شده

بیوتیت‌ها استفاده شد که براساس این نمودار، برونوم‌ها دمای تقریبی ۸۲۵ درجه‌ی سانتیگراد و گرانیت‌ها دمای کمتر از ۳۰۰ تا ۶۵۰ درجه‌ی سانتیگراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۲).

بر اساس (جدول ۶) بیوتیت‌های موجود در توده‌ی گرانیتی سفیدکوه دمای بین ۵۰۵ تا ۷۴۱ درجه‌ی سانتیگراد را نشان می‌دهند. همچنین از دماسنج تیتان برای تعیین دمای تبلور



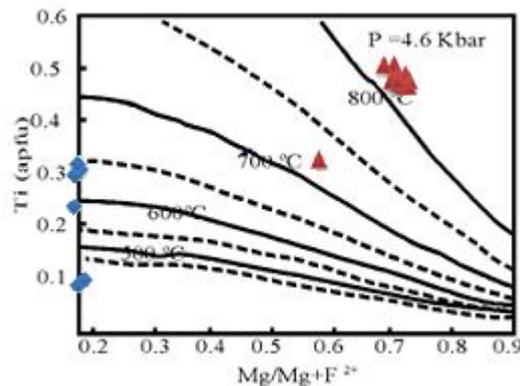
شکل ۱۰ نمودار $Fe^{+2} - Fe^{+3} - Mg$ به منظور تعیین گریزندگی اکسیژن [۳۴]. علائم مشابه (شکل ۳) انتخاب شوند.



شکل ۱۱ الف) نمودار سیستم آل بیت- آنورتیت- ارتوز [۳۷، ۳۸] برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار بر حسب درجه سانتیگراد. علائم مشابه (شکل ۳) هستند. ب) تعیین دمای تشکیل گرانیت‌ها و برونوم‌های آن‌ها با استفاده از درصد فلدسپارها [۳۸]. علائم مشابه (شکل ۶) انتخاب شدند.

جدول ۶ داده‌های حاصل از زمین‌دماسنجی محتوای Ti در بیوتیت‌های گرانیت سفیدکوه.

Ti	X_{Mg}	T (°C)
۰٫۳۱	۰٫۷۴	۷۴۱
۰٫۳	۰٫۷۲	۷۲۹
۰٫۲۴	۰٫۶۸	۶۸۲
۰٫۰۹	۰٫۷۲	۵۰۵
۰٫۱	۰٫۷۷	۵۶۷
۰٫۳۲	۰٫۷۳	۷۴۱
۰٫۳۳	۰٫۶۸	۷۲۸



شکل ۱۲ تعیین دمای تشکیل بیوتیت با استفاده از دماسنج تیتان، علائم مشابه (شکل ۶) می‌باشند.

برداشت

از بررسی‌های به عمل آمده روی توده‌ی گرانیتوئیدی سفیدکوه و برونوم‌های آن، نتایج زیر حاصل شده‌اند.

۱- ترکیب سنگ شناختی توده‌ی گرانیتوئیدی سفیدکوه شامل گرانیت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، گرانودیوریت و تونالیت و ترکیب برونوم‌های ریزدانه‌ای فلسیک آن گرانودیوریتی است.

۲- کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و بیوتیت کانی‌های اصلی سازنده‌ی توده و برونوم‌های آن هستند.

۳- ترکیب پلاژیوکلازهای برونوم‌ها از نوع آندزین و گاهی تا حد الیگوکلاز و در پلاژیوکلازهای موجود در توده گرانیتوئیدی از نوع آندزین و آلبیت هستند.

۴- مقدار An پلاژیوکلازهای گرانیت‌ها از $An_{42/182}$ (در مرکز) تا $An_{35/61}$ (در حاشیه) و در برونوم‌های ریزدانه‌ای فلسیک از $An_{48/72}$ (در مرکز) تا $An_{37/18}$ (در حاشیه) در تغییر است.

۵- بیوتیت تنها کانی فرومنیزین موجود در گرانیت‌ها و برونوم‌هاست، ترکیب شیمیایی آن در برونوم‌ها در گستره‌ی بیوتیت‌های منیزیم دار و در بیوتیت‌های واحد گرانیتی در گستره‌ی بیوتیت‌های آهن‌دار قرار می‌گیرد و در هر دو واحد از نوع اولیه ماگمایی هستند. نمودارهای مختلف ترکیب شیمیایی، تکتونوماگمایی و تعیین خاستگاه وابسته به بیوتیت‌ها نشان می‌دهد، بیوتیت‌های برونوم‌ها در محدوده محیط‌های کوه‌زایی برخوردی آهکی-قلیایی و نمونه‌های گرانیتی در گستره‌ی گرانیتوئیدهای با خاستگاه ماگمای پرآلومین در محیط کوه‌زایی برخوردی تشکیل شده‌اند.

۶- نمودارهای دماسنجی فلدسپارها و بیوتیت‌های موجود در گرانیتوئید سفیدکوه و برونوم‌ها نشان می‌دهند که توده

گرانیتی در دمای ۵۰۰ تا ۷۵۰ و برونوم‌ها در دمای بین ۶۵۰ تا ۹۵۰ درجه‌ی سانتیگراد تشکیل شده‌اند.

۷- قرارگیری بیوتیت‌های برونوم‌ها بین جلادهنده‌های NNO و HM و بالای جلادهنده HM بیانگر تبلور ماگمای سازنده آن‌ها در شرایط با گریزندگی بالای اکسیژن (ماگماهای نوع I) است و قرارگیری بیوتیت‌های گرانیت‌ها بین جلادهنده NNO و QFM و زیر جلادهنده‌ی QFM تبلور ماگمای سازنده آن‌ها را در شرایط با گریزندگی پایین اکسیژن و احیایی (ماگماهای نوع S) نشان می‌دهد.

قدردانی

از زحمات سرکار خانم دکتر زاهدی به خاطر آنالیز کانی‌ها سپاسگزاریم.

مراجع

- [1] Kaygusuz, A., Siebel, W., Sen C., and Satir M., "Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey", International Journal of Earth Sciences 97, (2008) 739-764.
- [2] Barbarin, B., "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments", Lithos 46, (1999) 605-626.
- [3] Abdel-Rahman A., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas", Journal of Petrology 35(2) (1994) 525-541.
- [4] Shabani A.A.T., Lalonde A.E., Whalen J., "Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: A potential tectonomagmatic indicator?", The Canadian Mineralogist 41, (2003) 1381-1396.

- [15] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock – forming minerals", Longman, London, (1991) 528 p.
- [16] Hall A., "Igneous Petrology (2nd ed)", Longman New York, (1996) 537.
- [17] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, (1993) 405.
- [۱۹] کریم‌پور م. ح.، "ژئوشیمی، پترولوژی سنگهای آذرین و کانسارهای ماگمایی"، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، چاپ اول (۱۳۸۸) ص ۵۴۵.
- [19] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov Y.D., Frank-Kanetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R., "Nomenclature of the micas", Canadian Mineralogist 36 (3) (1998) 905–912.
- [20] Lalonde A. E., Bernard P., "Composition and color of biotite from granites: two useful Properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogeny", Northwest Territories. Canadian Mineralogist 31: (1993) 203–217.
- [21] De Pieri R., Jobstraibizer P. G., "Crystal chemistry of biotite from dioritic to granodioritic rock type of Adamello massif (Northern Italy)", Neues Jahrbuch Min Ahb 148 (1983) 58-82.
- [22] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., "discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites", Geomateriala (Mineralogy), Comptes Rendus, Geosciences 337 (2005) 1415-1420
- [23] Wones D. R., Eugster H.P., "Stability of biotite: experiment, theory, and application", American Mineralogist, 50: (1965) 1228-1272.
- [24] Wones D.R., Burns R.G, Carroll B.M., "Stability and properties of synthetic annite", American Geophysical Union Transactions, 52: (1971) 369.
- [25] Partin E, Hewitt D. A, Wones D. R., "Quantification of ferric iron in biotite", Geological Society of American. Abstract with Program, 15: (1983) 656.
- [26] Abbot R. N., Clarke D. B., "Hypothetical liquids relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $(H_2O) < 1$ ". Canadian Mineralogist 17: (1979) 549-560.
- [27] Abdel-Rahman A., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous
- [5] Moazzen M., Droop G. T. R., "Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland", Mineralogy and Petrology, Volume 83, (2005) 27-53.
- [6] Gomes M.E.P., Neiva A.M.R., "Geochemistry of granitoids and their minerals from Rebordelo-Agrochao area, northern Portugal", Lithos 81, (2005) 235-254.
- [7] Zhang S. H., Zhao Y., Song B., "Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block", Mineralogy and Petrology 87, (2006) 123–141.
- [8] Mazhari S.A., Bea F., Amini S., Ghalamghash J., "Estimation of pressure and temperature of intrusive rocks crystallization: A case study of Naqadeh, Pasveh and Delkeh plutons, W Iran", Journal of Applied Sciences 8(6), (2008) 934-945.
- [9] Shabani A.A.T., Masoudi F., Tecce F., "An Investigation on the Composition of Biotite from Mashhad Granitoids, NE Iran", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 21(4), (2010) 321-331.
- [10] Sahin S.Y., Orgün Y., güngör Y., Goker A.F., Gültekin A.H., Karacik Z., "Mineral and whole-rock geochemistry of the Kestanbol granitoid (Ezine-Çanakkale) and its mafic microgranular enclaves in northwestern Anatolia: evidence of felsic and mafic magma interaction", Turkish Journal of Earth Sciences 19, (2010) 101-122.
- [11] Masoudi F., Jamshidi Badr M., "Biotite and Hornblende Composition Used to Investigate the Nature and Thermobarometry of Pichagchi Pluton", Northwest Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 19 (4), (2008), 329-338.
- [12] Didier J., "Granites and their Enclaves", Developments in petrology, Elsevier, Amsterdam, London (1973) 393p.
- [13] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} Concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.
- [۱۴] نادری میقان ن.، اکرمی م.، "نقشه زمین‌شناسی چاهداشی، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۸۵).

- [36] Anderson J. L., "Status of thermo-barometry in granitic batholiths", *Earth Science Review* 87: (1996) 125-138.
- [37] Brown W.L., Parsons I., "Towards a more practical two - feldspar geothermometer", *Contributions to mineralogy and Petrology* 76, (1981) 369 - 377.
- [38] Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A., "The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms": *American Mineralogist* 90 (2005) p. 316.
- [39] Guidotti C. V., Sassi F. P., Constraints on studies on metamorphic K-Na white micas. In: A. Mottana, F.P. Sassi, J.B. Thompson, and S. Guggenheim, (Eds.), *Micas: "Crystal Chemistry and Metamorphic Petrology. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry"*, 46, (2002) p. 413-448.
- [40] Forbes W. C., Flower M. F. J., "phase relations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{20}(OH)_4$: A refractory phase in the upper mantle". *Earth and Planetary Science Letters*. 22, (1974), 60-66.
- [41] Arima M., Edgar A.D., "Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin". *Contributions to mineralogy and Petrology*. 77, (1981), p. 288-295.
- [42] Abrecht J., Hewitt D.A., "Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite". *American Mineralogist*. 73, (1988), 1275-1284.
- "magmas", *Journal of Petrology* 35(2) (1994) 525-541.
- [28] Nachit H., "Contribution a l'étude analytique et experimental des biotite des granitoids Applications typologiques", These de Doctorat De L'universite de Bretagne accidentale (1986) 236p.
- [29] Speer J. A., "Mica in igneous rocks", In: Micas, Bailey S. W. (ed); *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 13 (1984) 299-356.
- [30] Foster M. D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", U.S. Geological Survey Professional Paper. 354-B (1960) 49.
- [31] Patino Douce A.E., "Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences form biotite stability", *Chemical Geology* 108, (1993) 133-162.
- [32] Shand S. J., "The Eruptive Rocks", 2nd edn. New York: John Wiley, (1943) 444 p.
- [33] Wones D.R., Eugster, H.P., "Stability of biotite: experiment, theory, and application". *American Mineralogist*. 50(1965) 1228-1272.
- [34] Nockolds S. R., "The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks". *American Journal of Science*., 245, 7, (1947) 401-420.
- [35] Koroll H., Evangelakakakis C., Voll G., "Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks". *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1993) 510-518.