



IRANIAN SOCIETY of  
CRYSTALLOGRAPHY  
and MINERALOGY

No. 2, 1386/2007 Fall & Winter

IRANIAN JOURNAL of  
CRYSTALLOGRAPHY  
and MINERALOGY

## **Chemical composition of minerals and genesis of mafic microgranular enclaves in intermediate - acidic plutonic rocks from Kuh -e- Zar area (southeast of Semnan)**

**Ghasem Ghorbani**

*Faculty of Earth Sciences ,Damghan University of Basic Sciences ,Damghan ,Iran .  
E-mail: ghasemghorban@yahoo.com*

(Received:22/1/2007, received in revised form:13/5/2007)

**Abstract:** The Kuh-e- Zar area is located about 75 Km in southeast of Semnan. Electron microprobe analyses of plagioclases of mafic microgranular enclaves and plutonic host rocks from Kuh-e-Zar area display that they have normal, oscillatory and reverse zoning, so that plagioclase cores of reverse zoning in enclaves have oligoclase and andesine compositions and their rims have andesine and laboradorite compositions, respectively. Investigation of biotite compositions in host rocks show that in the host granodiorite rocks, there are two types of biotites. The first type has high  $\text{TiO}_2$  (mean 4.8%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  mean 12.84%),  $\text{MgO}$  (mean 15.38%) and low  $\text{SiO}_2$  (36.89%), which are similar to mafic microgranular enclaves (mean  $\text{TiO}_2$  4.67%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13.03%,  $\text{MgO}$  15.19% and  $\text{SiO}_2$  37.23%). the second type is depleted in  $\text{TiO}_2$  (mean 0.04%) and  $\text{MgO}$  (mean 0.02%) and enriched in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (mean 18.09%) and  $\text{SiO}_2$  (mean 64.5%). Contents of these elements in the biotites of host monzodiorite rocks are similar to enclaves. Chemical compositions of pyroxenes in enclaves are similar in compositions to those of host rocks. These features, in addition to the patterns and abundances of trace elements in enclaves, the presence of inclusions of fine grain biotite and hornblende in feldspars, synplutonic dykes, the nature of the plagioclase zoning and etc. display magma mixing and mingling origin for generation of these enclaves .

**Keywords:** *mafic microgranular enclaves, chemistry of minerals, magma mixing, southeast of Semnan.*





انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مجله  
بلورشناسی  
و کانی شناسی  
ایران

شماره ۲، پاییز و زمستان ۸۶، از صفحه ۲۹۳ تا ۳۱۰

# ترکیب شیمیایی کانی ها و پیدایش برونومهای ریزدانه مافیکی در سنگهای پلوتونیکی حدواسط - اسیدی منطقه کوه زر در جنوب - شرقی سمنان قاسم قربانی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه علوم پایه دامغان

پست الکترونیکی: [ghasemghorbani@yahoo.com](mailto:ghasemghorbani@yahoo.com)

(دریافت مقاله ۱۳۸۵/۱۱/۲، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۶/۲/۲۳)

چکیده: منطقه کوه زر در حدود ۷۵ کیلومتری جنوب شرقی سمنان واقع شده است. تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازهای موجود در برونومهای ریزدانه مافیکی و سنگهای پلوتونیکی میزبان نشان می‌دهد که علاوه بر منطقه‌بندی عادی و نوسانی دارای منطقه‌بندی وارون نیز هستند، به طوری که هسته بلورهای پلاژیوکلاز، در نمونه‌های با منطقه‌بندی وارون در برونومها، دارای ترکیب اولیگوکلاز و آندزین است، و حاشیه آنها به ترتیب از آندزین و لابرادوریت تشکیل شده است. بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت موجود در سنگهای میزبان نشان می‌دهد که دونوع بیوتیت درسنگ-های میزبان گرانودیوریتی وجود دارند که یک نوع دارای  $TiO_2$  (با میانگین ۴/۸ درصد)،  $Al_2O_3$  (با میانگین ۱۲/۸۴ درصد) و  $MgO$  (با میانگین ۱۵/۳۸ درصد) بالا، و  $SiO_2$  (با میانگین ۳۶/۸۹ درصد) پایین و مشابه با مقادیر این عناصر در برونومهای ریز دانه مافیکی (میانگین  $TiO_2$  برابر با ۴/۶۷ درصد،  $Al_2O_3$  برابر با ۱۳/۰۳ درصد،  $Mg$  برابر با ۱۵/۱۹ درصد و  $SiO_2$  برابر با ۳۷/۲۳ درصد)، نوع دوم فقیر از  $TiO_2$  (با میانگین ۰/۰۴ درصد) و  $MgO$  (با میانگین ۰/۰۲ درصد) و غنی از  $Al_2O_3$  (با میانگین ۱۸/۰۹ درصد) و  $SiO_2$  (با میانگین ۶۴/۵ درصد) است. میزان این عناصر در بیوتیت‌های سنگ‌های میزبان مونزودیوریتی مشابه با برونومهای ریزدانه مافیکی هستند. بررسی پیروکسن‌های موجود در برونومها و سنگ‌های میزبان بیانگر تشابه ترکیب شیمیایی بین آنهاست. این ویژگی‌ها، به علاوه الگوها و فراوانی‌های عناصر کمیاب در برونومها، وجود نفوذی ریز بیوتیت و هورنبلند در فلدسپارها، دایک‌های همزمان با نفوذ، ماهیت منطقه‌بندی پلاژیوکلاز و غیره، نشان دهنده دخالت فرایند آمیزش ماگمایی در پیدایش سنگ‌های مورد مطالعه است.

واژه‌های کلیدی: برونومهای ریزدانه مافیکی، شیمی کانی‌ها، آمیزش ماگمایی، جنوب شرقی سمنان.



## مقدمه

منطقه کوه زر در حدود ۷۵ کیلومتری جنوب شرقی سمنان و ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرقی دامغان واقع شده است. در شرق و جنوب شرقی روستای کوه زر، چند توده نفوذی اپی زون با ترکیب گرانیتی - گرانودیوریتی و مونزودیوریتی - کوارتز مونزودیوریتی، درون سنگ‌های میزبان آتشفشانی ائوسن میانی با ترکیب سنگ شناختی بیشتر آندزیتی وجود دارند. این توده‌ها حاوی مقدار زیادی برونومهای ریزدانه مافیکی هستند که هدف اصلی این مقاله مطالعه شیمی کانی-ها و پیدایش این برونومهاست. برونومهای ریزدانه مافیکی قطعاتی از سنگ‌های آذرین ریزدانه، و عموماً تخم‌مرغی شکل و دارای مرزهای تیز بوده که نشان دهنده قطعاتی از ماگماهای هم زمانند [۱، ۲]. برونومهای ریزدانه مافیکی به عنوان محصولات آمیزش ناقص بین ماگماهای مختلف محسوب می‌شوند، لذا از این جهت حائز اهمیت‌اند. مطالعه برونومها ابزاری اساسی برای بررسی سنگ‌زایی‌های گرانیتویدی محسوب می‌شوند، و آگاهی‌های مهمی از پیدایش و چگونگی جایگزینی ماگماهای گرانیتویدی، دینامیکی اتاق‌های ماگمایی و تقابل بین ماگماهای با ترکیب مختلف در اختیار می‌گذارند [۱، ۳]. برونومهای ریزدانه مافیکی در سنگ‌های گرانیتی با سرشت کالکوالکالن، شوشونیتی و آلکالن شایع هستند و بیشتر مولفین خاستگاه آنها را به تقابل ماگماهای همزیست با ترکیب، وشکسانی و دماهای متفاوت نسبت می‌دهند. به نظر ورنون [۳]، باربارن و دیدیه [۴] بیشتر برونومهای ریزدانه مافیکی، بیانگر عضوهای انتهایی مافیک و کم و بیش هیبرید شده یک سیستم آمیخته متشکل از دو ماگمای با ترکیبهای متفاوتند. به نظر آنها، کاربرد اصطلاح در هم شدن (Mingling یا Co-Mingling)، به سیستم‌های فقط با تقابل مکانیکی بایستی محدود شود. این ماگماها تقابل سه فرایند گرمایی، مکانیکی، و شیمیایی را در برخوردگاه ماگماهای همزیست نشان می‌دهند. معمولاً اصطلاح آمیخته (Mixing) یا اختلاط به ترکیب شدن کامل دو جزء مانند ترکیب دو آبگون گفته می‌شود و اصطلاح در هم شدن (Mingling)، در جایی به کار می‌رود که در اثر ترکیب دو جزء، برخی از مشخصات اولیه آنها باقی بمانند، مانند ترکیب ماگمای بازالتی با ماگمای گرانیتی که تولید برونومهای مافیکی می‌کنند [۵]. ولی در نوشته‌ها این مسئله رعایت نشده و غالباً در ادبیات زمین‌شناسی از اصطلاح آمیخته (Mixing) برای هر دو حالت استفاده شده است. شواهد موجود در نمونه‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده ترکیبی از این دو فرایند است که در ادامه مورد بحث قرار خواهد گرفت.

## انتخاب نمونه‌ها و روش بررسی

به منظور بررسی و مطالعه نمونه‌های مورد مطالعه، با توجه به وجود درزه‌ها و شکستگی‌ها و تاثیر کم و بیش دگرسانی گرمایی بر سنگ‌های منطقه، پس از بررسی و سنگ‌شناختی تعداد زیادی از مقاطع نازک، ۳ مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های تازه برای مطالعه شیمی کانی‌های



برونبوم و سنگ‌های میزبان انتخاب و سپس با یک دستگاه ریز کاوشگر الکترونی مدل CAMECA SX - 50، در آزمایشگاه میکروسوند مرکز فرانسوی تحقیقات دریایی اروپا (IFREMER)، در شهر برست فرانسه مورد بررسی نقطه‌ای قرار گرفتند. ۵ نمونه سنگ کل نیز از برونبومهای ریز دانه مافیکی از نظر اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب آنها با XRF در آزمایشگاه امدل استرالیا بررسی شدند.

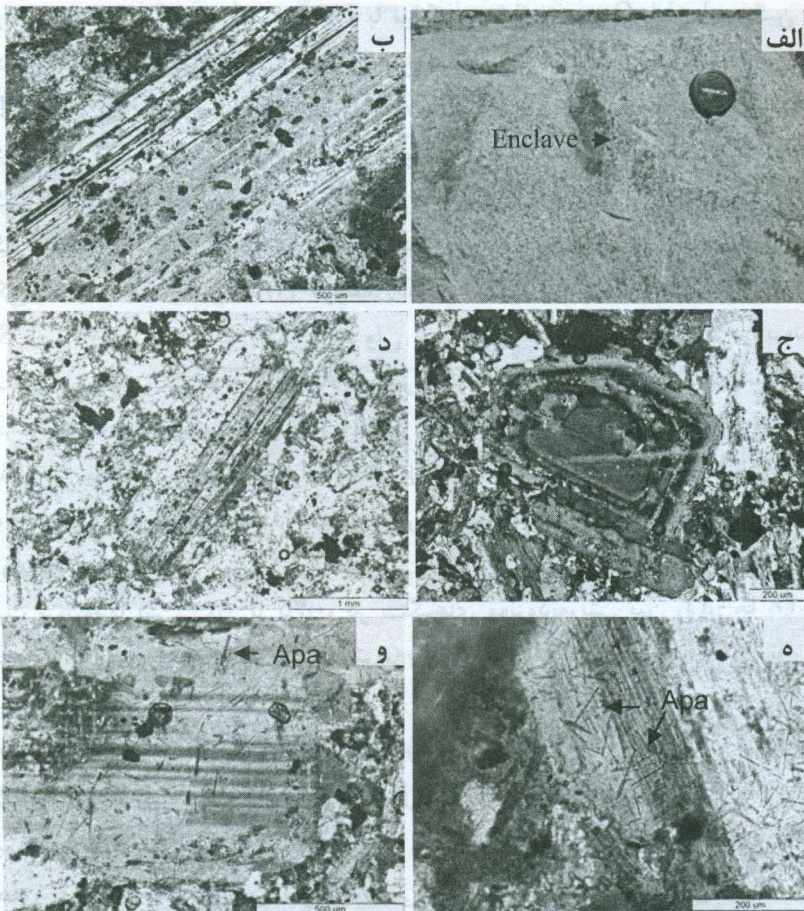
### ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی، و بافتی برونبومهای ریز دانه مافیکی

برونبومهای موجود در توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، شامل قطعاتی از حاشیه‌های به سرعت سرد شده اولیه توده‌های نفوذی، لخته‌ها و برونبومهای ریز دانه مافیکی، و قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی و تهنشستی قدیم‌تر بوده‌اند. برونبومهای ریزدانه مافیکی، اصلی‌ترین برونبومهای موجود در توده‌های نفوذی محدوده مورد مطالعه هستند و در اندازه‌های چند میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر، و به فراوانی در بخش‌های مختلف سنگ‌های میزبان یافت می‌شوند، ولی فراوانی آنها در توده‌های حدواسط بیشتر از اسیدی است. ریزدانه بودن، رنگ تیره و اشکال بیضوی آنها باعث تمایز و تشخیص آسان آنها از سنگ میزبان در صحرای می‌شوند (شکل ۱ - الف). شکل بیضوی برونبومها احتمالاً به دگرشکلی و فرسایشی مربوط می‌شود که هنگام حرکت برونبومها در ماگمای میزبان گرانیتهی هنگام جایگزینی صورت گرفته است [۶]. ریزدانه بودن آنها نیز شرایط تبلور ویژه‌ای را نشان می‌دهد که با سرد شدن سریع ماگمای مافیکی تریق شده در ماگماهای فلسیک سردتر، مربوط می‌شود [۴]. شاهد دیگری دال بر سرعت سرد شدن برونبومها، وجود بلورهای اسکلتی پلاژیوکلاز و بیوتیت در برخی از برونبومهای مورد مطالعه هستند. لیتولوژی این برونبومها براساس مطالعات سنگ‌شناسی و شیمیایی، بیشتر نشاندهنده ترکیب مونزونیت و مونزودیوریت بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند، اوژیت، اسفن، آپاتیت، زیرکن و اکسید آهن تشکیل شده‌اند و دارای بافت شاخص پورفیریک هستند [۷].

ویژگیهای دیگر برونبومهای مورد مطالعه نشان می‌دهند که این برونبومها در هنگام برخورد با ماگمای میزبان آبگون بوده‌اند، و پس از برخورد و سرد شدن گرد شده و با مرزهای هلالی و نیز در برخی نمونه‌ها به صورت بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، و بیوتیت دارای حاشیه واکنشی و یا تجمع کانی‌های مافیکی آمفیبول، در مرز بین خود و سنگ میزبان شکل گرفته‌اند. بافت‌های توصیف شده در این برونبومها، از جمله زون‌هایی از نفوذهای کانی‌های مافیک در فلدسپارها و فلدسپارهای پوئی کیلیتیک (شکل ۱ - ب) در نتیجه در هم شدن ترکیبی و گرمایی ماگماهای آنهاست. خاستگاه ماگمایی برونبومهای ریزدانه مافیکی سنگ‌های گرانیتهی پدید منطقه مورد



مطالعه از بافت‌های آذرین شاخص آنها همچون منطقه‌بندی پلاژیوکلازها (شکل ۱-ج) و بافت پورفیریک مشخص می‌شود (شکل ۱-د). وجود زیرکن‌های کشیده، آپاتیت‌های سوزنی فراوان (شکل ۱-ه، و)، به معنای سرد شدن سریع آنهاست. همچنین وجود فازهای مافیک خود شکل در نمونه‌های مورد مطالعه که عموماً با کانی‌های فلسیک دربرگرفته شده‌اند و حضور حاشیه‌های به سرعت سرد شده در مقابل سنگ میزبان نیز منجر به نتیجه مشابهی می‌شود [۸].



شکل ۱: الف- یک نمونه از برونومهای ریزدانه مافیکی با حاشیه گرد شده و بیضوی در درون سنگ‌های میزبان گرانودیوریتی، ب- نفوذ کانی‌های مافیکی بیوتیت در بلورهای درشت پلاژیوکلاز در برونومهای ریزدانه مافیکی، ج- وجود منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز در برونومهای ریزدانه مافیکی، د- بافت پورفیریک با خمیره ریزدانه در برونومهای ریزدانه مافیکی، ه و و- سوزنهای فراوان آپاتیت در درون بلورهای پلاژیوکلاز که چند نمونه با پیکان نشان داده شده‌اند (آپاتیت = Apa).



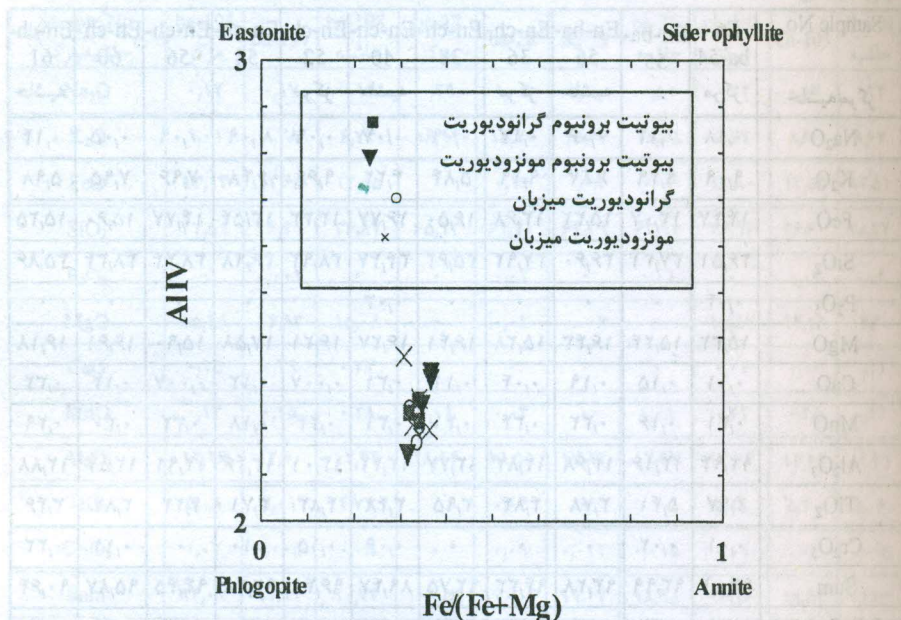
## بررسی شیمی کانی‌ها

بررسی شیمی کانی‌های بیوتیت برونومهای ریز دانه مافیکی مورد مطالعه و سنگ‌های میزبان آنها نشان می‌دهد که در سنگ‌های میزبان گرانودیوریتی، دو نوع بیوتیت وجود دارند. یک نوع دارای میانگین  $Al_2O_3$  (برابر با ۱۲٫۸۴ درصد)،  $TiO_2$  (۴٫۸ درصد) و  $MgO$  (۱۵٫۳۸ درصد) بالا و  $SiO_2$  (۳۶٫۸۹ درصد) پایین و مشابه با مقادیر این عناصر در برونومهای ریزدانه مافیکی ( $Al_2O_3$  با میانگین ۱۳٫۰۳ درصد،  $TiO_2$  با میانگین ۴٫۶۷ درصد،  $MgO$  با میانگین ۱۵٫۱۹ درصد و  $SiO_2$  با میانگین ۳۷٫۲۳ درصد، و نوع دوم فقیر از  $MgO$  با میانگین ۰٫۰۲ درصد و  $TiO_2$  میانگین ۰٫۰۴ درصد و غنی از  $Al_2O_3$  با میانگین ۱۸٫۰۹ درصد و  $SiO_2$  با میانگین ۶۴٫۵ درصد، است. مقدار این عناصر در بیوتیت‌های سنگ‌های مونزودیوریتی ( $Al_2O_3$  با میانگین ۱۳ درصد،  $TiO_2$  با میانگین ۴٫۸۶ درصد،  $MgO$  با میانگین ۵٫۲۶ درصد و  $SiO_2$  با میانگین ۳۷٫۰۸ درصد تقریباً مشابه با مقادیر موجود در بیوتیت‌های برونومهای ریزدانه مافیکی ( $Al_2O_3$  با میانگین ۱۲٫۴۶ درصد،  $TiO_2$  با ۴٫۲۸ درصد،  $MgO$  با ۱۵٫۸۳ درصد و  $SiO_2$  با ۳۷٫۳ درصد است (شکل ۲)، ولی برخی بلورهای بیوتیت موجود در برونومهای سنگ‌های مونزودیوریتی مقدار  $Mg$  بالاتری در مرکز بلورها نسبت به بیوتیت‌های سنگ میزبان دارند. در بلورهای بیوتیت برونومهای با مقدار  $Mg$  بالاتر، مقدار میانگین  $Mg$  برابر با ۱۶٫۵۳ درصد و در بیوتیت برونومهای دارای مقدار  $Mg$  مشابه با سنگ میزبان، برابر با ۱۵٫۳ درصد است (جدول ۱). به طور کلی مقدار منیزیم در برونومهای سنگ‌های میزبان مونزودیوریتی بالاتر از برونومها و سنگ‌های میزبان گرانودیوریتی است (جدول ۱ و ۲). نسبت  $Fe/Fe+Mg$  در بیوتیت برونومها بین ۰٫۳۲ تا ۰٫۳۵، در سنگ‌های مونزودیوریتی بین ۰٫۳۳ تا ۰٫۳۶ و در سنگ‌های گرانودیوریتی دارای دو گستره، بین ۰٫۳۲ تا ۰٫۳۴ و بین ۰٫۷۱ تا ۱ است (جدول ۱ و ۲).

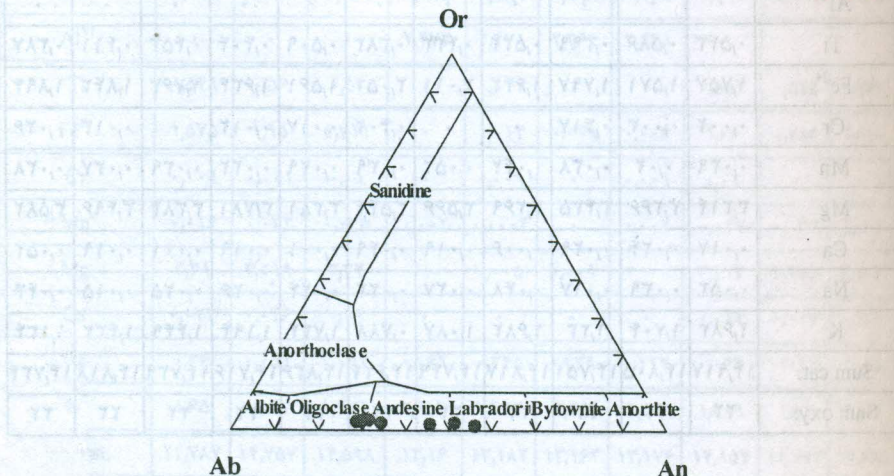
طیف ترکیبی بلورهای پلاژیوکلاز در برونومهای ریزدانه مافیکی گسترده و بین اولیگوکلاز تا لابرادوریت متغیر است (جدول ۳، شکل ۳). بررسی ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای برونومها و سنگ‌های میزبان نشان می‌دهد که آنها علاوه بر منطقه‌بندی عادی و نوسانی، بلورهای با منطقه‌بندی وارون نیز دیده می‌شوند. در منطقه‌بندی وارون، هسته بلورهای پلاژیوکلاز برونومهای سنگ‌های مونزودیوریتی دارای ترکیب آندزین و حاشیه آنها از نوع لابرادوریت است، ولی در برونومهای سنگ‌های گرانودیوریتی، هسته پلاژیوکلازها از نوع اولیگوکلاز و حاشیه آنها از نوع آندزین است (جدول ۳). این ویژگی می‌تواند به دلیل نفوذ ماگماهای بازیک-حدواسط به درون مخزن ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها و یا احتمالاً به علت وجود مواد فرار و کاهش ناگهانی فشار آب باشد. البته عوامل دیگری از جمله کاهش سرعت سرد شدن در زیر نقطه سولیدوس و یا افزایش تراکم سازندگان باقیمانده نزدیک به سطح



بلور نیز می‌توانند در تشکیل منطقه‌بندی وارون اثر گذار باشند [۹]. ولی با توجه به شواهد موجود، احتمال تشکیل آنها در نتیجه اختلاط ماگمایی محتمل‌تر است.



شکل ۲ نامگذاری بیوتیت‌های برونومها و سنگ‌های میزبان نفوذی مورد مطالعه بر اساس  $Fe/Fe+Mg-Al^{IV}$ . گروه دوم بیوتیت‌های گرانودیوریت‌ها به علت پایین بودن مقدار  $Al^{IV}$  در گستره نمودار قرار نگرفته‌اند.



شکل ۳ ترکیب فلدسپارهای موجود در برونومهای مورد مطالعه.



میزبان گرانودیوریتی (Enba) و مونزودیوریتی (Ench) منطقه مورد مطالعه .

| Sample No.                     | En-ba-54 | En-ba-55 | En-ba-56 | En-ch-36 | En-ch-38 | En-ch-40 | En-ch-52 | En-ch-54 | En-ch-56 | En-ch-60 | En-ch-61 |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| حاشیه/مرکز                     | مرکز     |          | حاشیه    | مرکز     |          | حاشیه    | مرکز     |          |          |          | حاشیه    |
| Na <sub>2</sub> O              | ۰,۱۸     | ۰,۱۴     | ۰,۰۶     | ۰,۱۷     | ۰,۰۹     | ۰/۰۷     | ۰,۰۹     | ۰,۰۹     | ۰,۰۹     | ۰,۰۵     | ۰,۱۴     |
| K <sub>2</sub> O               | ۹,۰۹     | ۹,۲۹     | ۶,۸۷     | ۹,۱۹     | ۵,۸۴     | ۴,۲۲     | ۹,۶۶     | ۶,۴۸     | ۷,۹۶     | ۷,۹۵     | ۵,۹۸     |
| FeO                            | ۱۴,۴۷    | ۱۳,۰۷    | ۱۵,۳۲    | ۱۳,۶۸    | ۱۶,۵۰    | ۱۶,۷۷    | ۱۳,۳۳    | ۱۳/۵۴    | ۱۴,۷۷    | ۱۵,۶۰    | ۱۵,۲۵    |
| SiO <sub>2</sub>               | ۳۶,۵۱    | ۳۷,۳۱    | ۳۶,۶۰    | ۳۷,۹۲    | ۳۵,۶۲    | ۳۴,۴۷    | ۳۸,۹۲    | ۳۶,۹۸    | ۳۸,۲۴    | ۳۸,۳۴    | ۳۵,۸۶    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰,۰۴     | .        | .        | .        | .        | ۰,۰۳     | .        | .        | .        | .        | .        |
| MgO                            | ۱۵,۳۲    | ۱۵,۲۴    | ۱۶,۴۳    | ۱۵,۲۸    | ۱۶,۴۱    | ۱۶,۲۷    | ۱۶,۲۱    | ۱۷,۵۸    | ۱۵,۹۰    | ۱۶,۶۱    | ۱۶,۱۸    |
| CaO                            | ۰,۱۱     | ۰,۱۵     | ۰,۱۹     | ۰,۰۴     | ۰,۱۱     | ۰,۳۱     | ۰,۰۰۷    | ۰,۱۲     | ۰,۰۰۷    | ۰,۱۲     | ۰,۳۲     |
| MnO                            | ۰,۳۱     | ۰,۱۶     | ۰,۳۲     | ۰,۳۴     | ۰,۴۱     | ۰,۳۱     | ۰,۲۴     | ۰,۱۸     | ۰,۳۲     | ۰,۳۰     | ۰,۲۹     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۲,۹۴    | ۱۳,۱۶    | ۱۳,۶۸    | ۱۲,۸۲    | ۱۳,۷۷    | ۱۳,۴۲    | ۱۳,۰۱    | ۱۳,۴۶    | ۱۲,۹۱    | ۱۲,۸۷    | ۱۲,۸۸    |
| TiO <sub>2</sub>               | ۴,۹۷     | ۵,۴۱     | ۳,۷۸     | ۴,۸۴     | ۳,۹۵     | ۳,۴۸     | ۴,۸۳     | ۳,۷۱     | ۴,۲۲     | ۳,۸۷     | ۳,۴۶     |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | ۰,۰۱     | ۰,۰۲     | .        | .        | .        | ۰,۰۶     | ۰,۱۵     | ۰,۱۰     | .        | ۰,۱۱     | ۰,۲۲     |
| Sum                            | ۹۴,۰۱    | ۹۳,۹۹    | ۹۳,۲۸    | ۹۴,۳۳    | ۹۲,۷۵    | ۸۹,۴۷    | ۹۶,۴۸    | ۹۲,۲۸    | ۹۴,۴۵    | ۹۵,۸۷    | ۹۰,۶۴    |
| FeO/FeO+MgO                    | ۰,۳۵     | ۰,۳۲     | ۰,۳۴     | ۰,۳۳     | ۰,۳۶     | ۰,۳۷     | ۰,۳۲     | ۰,۳۰     | ۰,۳۴     | ۰,۳۵     | ۰,۳۵     |
| MgO/MgO+FeO                    | ۰,۶۵     | ۰,۶۸     | ۰,۶۶     | ۰,۶۷     | ۰,۶۴     | ۰,۶۳     | ۰,۶۸     | ۰,۷۰     | ۰,۶۶     | ۰,۶۵     | ۰,۶۵     |
| Si                             | ۵,۲۹۸    | ۵,۳۶۳    | ۵,۱۳۱    | ۵,۴۳۹    | ۵,۱۹۱    | ۵,۰۳۷    | ۵,۴۴۶    | ۵,۳۳۶    | ۵,۴۵۶    | ۵,۴۱۳    | ۵,۳۲۵    |
| Al <sup>IV</sup>               | ۲,۲۱۲    | ۲,۲۲۹    | ۲,۲۵۹    | ۲,۱۶۷    | ۲,۳۶۳    | ۲,۳۱۰    | ۲,۱۴۴    | ۲,۲۸۸    | ۲,۱۶۹    | ۲,۱۴۰    | ۲,۲۵۳    |
| Al <sup>VI</sup>               | .        | .        | .        | .        | .        | .        | .        | .        | .        | .        | .        |
| Ti                             | ۰,۵۴۳    | ۰,۵۸۶    | ۰,۳۹۹    | ۰,۵۲۲    | ۰,۴۳۳    | ۰,۳۸۳    | ۰,۵۰۹    | ۰,۴۰۴    | ۰,۴۵۳    | ۰,۴۱۱    | ۰,۳۸۷    |
| Fe <sup>2+</sup>               | ۱,۷۵۷    | ۱,۵۷۱    | ۱,۷۹۷    | ۱,۶۴۲    | ۲,۰۱۱    | ۲,۰۵۰    | ۱,۵۶۱    | ۱,۶۳۴    | ۱,۷۶۳    | ۱,۸۴۲    | ۱,۸۹۴    |
| Cr                             | ۰,۰۰۲    | ۰,۰۰۳    | ۰,۴۱۷    | .        | .        | ۰,۴۰۲    | ۰,۰۱۷    | ۰,۰۱۲    | .        | ۰,۰۱۳    | ۰,۰۲۶    |
| Mn                             | ۰,۰۳۹    | ۰,۰۲     | ۰,۰۳۸    | ۰,۰۴۲    | ۰,۰۵۲    | ۰,۰۳۹    | ۰,۰۲۹    | ۰,۰۲۲    | ۰,۰۳۹    | ۰,۰۳۷    | ۰,۰۳۸    |
| Mg                             | ۳,۳۱۴    | ۳,۲۶۶    | ۳,۴۳۵    | ۳,۲۶۹    | ۳,۵۶۶    | ۳,۵۴۴    | ۳,۳۸۱    | ۳/۷۸۱    | ۳,۲۸۴    | ۳,۴۹۶    | ۳,۵۸۲    |
| Ca                             | ۰,۰۱۷    | ۰,۰۲۴    | ۰,۰۲۹    | ۰,۰۰۶    | ۰,۰۱۹    | ۰,۰۴۹    | ۰,۰۰۱    | ۰,۰۱۹    | ۰,۰۰۱    | ۰,۰۱۹    | ۰,۰۵۲    |
| Na                             | ۰,۰۵۲    | ۰,۰۳۹    | ۰,۰۱۷    | ۰,۰۴۸    | ۰,۰۲۷    | ۰,۰۲۲    | ۰,۰۲۴    | ۰,۰۲۶    | ۰,۰۲۵    | ۰,۰۱۵    | ۰,۰۴۳    |
| K                              | ۱,۶۸۳    | ۱,۷۰۴    | ۱,۲۳     | ۱,۶۸۲    | ۱,۰۸۷    | ۰,۷۸۸    | ۱,۷۳۴    | ۱,۱۹۴    | ۱,۴۴۹    | ۱,۴۳۲    | ۱,۱۳۴    |
| Sum cat.                       | ۱۴,۹۱۷   | ۱۴,۸۰۵   | ۱۴,۷۵۱   | ۱۴,۸۱۷   | ۱۴,۷۴۹   | ۱۴,۶۲۴   | ۱۴,۸۳۶   | ۱۴,۷۱۶   | ۱۴,۷۳۹   | ۱۴,۸۱۸   | ۱۴,۷۳۴   |
| Sum oxy.                       | ۲۲       | ۲۲       | ۲۲       | ۲۲       | ۲۲       | ۲۲       | ۲۲       | ۲۲       | ۲۲       | ۲۲       | ۲۲       |



جدول ۲ نتایج تجزیه با ریز کاوشگر الکترونی بیوتیت‌های سنگ میزبان گرانودیوریتی (ba) و مونودیوریتی (ch).

[illegible]



جدول ۳ نتایج تجزیه با ریز کاوشگر الکترونی پیروکسن‌های سنگ میزبان گرانودیوریتی (ba)، مونزودیوریتی (ch) و برونومهای ریزدانه مافیکی (Enba) موجود در آنها.

| Sample No.<br>حاشیه، مرکز      | En-ba<br>-69<br>مرکز | En-ba<br>-70<br>حاشیه | En-ba<br>-186 | ba-10<br>مرکز | ba-14<br>حاشیه | ch-97<br>مرکز | ch-101<br>حاشیه |
|--------------------------------|----------------------|-----------------------|---------------|---------------|----------------|---------------|-----------------|
| Na <sub>2</sub> O              | ۰٫۴۳                 | ۰٫۳۱                  | ۰٫۱۳          | ۰٫۳۶          | ۰٫۴۰           | ۰٫۴۰          | ۰٫۳۶            |
| K <sub>2</sub> O               | ۰                    | ۰                     | ۰٫۰۱          | ۰             | ۰              | ۰             | ۰٫۰۲            |
| FeO                            | ۸٫۶۰                 | ۷٫۸۷                  | ۸٫۸۵          | ۸٫۷۲          | ۸٫۳۴           | ۸٫۳۶          | ۸٫۳۱            |
| SiO <sub>2</sub>               | ۵۳٫۱۸                | ۵۱٫۶۵                 | ۶۳٫۱۱         | ۵۲٫۹۱         | ۵۳٫۱۸          | ۵۳٫۱۸         | ۵۳٫۷۳           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰٫۰۷                 | ۰                     | ۰             | ۰٫۰۱          | ۰٫۰۴           | ۰٫۰۸          | ۰٫۰۰۶           |
| MgO                            | ۱۴٫۶۲                | ۱۴٫۱۵                 | ۱۴٫۱۴         | ۱۴٫۷۸         | ۱۴٫۳۴          | ۱۳٫۹۲         | ۱۴٫۱۳           |
| CaO                            | ۲۱٫۴۴                | ۲۱٫۵۳                 | ۱۰٫۲۸         | ۲۱٫۸۴         | ۲۱٫۳۷          | ۲۲٫۰۴         | ۲۲٫۴۴           |
| MnO                            | ۰٫۷۲                 | ۰٫۸۳                  | ۰٫۶۷          | ۰٫۹۰          | ۰٫۷۴           | ۰٫۷۳          | ۰٫۹۶            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰٫۹۲                 | ۰٫۷۴                  | ۰٫۹۶          | ۰٫۷۹          | ۰٫۹۵           | ۰٫۷۲          | ۰٫۷۵            |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰٫۱۱                 | ۰٫۱۰                  | ۰٫۰۹          | ۰٫۰۷          | ۰٫۱۴           | ۰             | ۰٫۱۹            |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰٫۰۱                 | ۰                     | ۰             | ۰             | ۰              | ۰             | ۰               |
| Sum                            | ۱۰۰٫۱۵               | ۹۷٫۲۳                 | ۹۸٫۲۹         | ۱۰۰٫۴۳        | ۹۸٫۵۵          | ۹۹٫۴۶         | ۱۰۰٫۸۳          |
| T spaces                       |                      |                       |               |               |                |               |                 |
| Si                             | ۱٫۹۷۳                | ۱٫۹۷۳                 | ۲٫۴۱۲         | ۱٫۹۵۷         | ۱٫۹۸۶          | ۱٫۹۹۲         | ۱٫۹۸۵           |
| Al                             | ۰٫۰۲۷                | ۰٫۰۲۷                 | ۰             | ۰٫۰۳۵         | ۰٫۰۱۴          | ۰٫۰۰۸         | ۰٫۰۱۵           |
| M1spaces                       |                      |                       |               |               |                |               |                 |
| Al                             | ۰٫۰۱۴                | ۰٫۰۰۷                 | ۰٫۰۴۳         | ۰             | ۰٫۰۲۸          | ۰٫۰۲۴         | ۰٫۰۱۷           |
| Ti                             | ۰٫۰۰۳                | ۰٫۰۰۳                 | ۰٫۰۰۳         | ۰٫۰۰۲         | ۰٫۰۰۴          | ۰             | ۰٫۰۰۵           |
| Fe <sup>2+</sup>               | ۰٫۱۷۴                | ۰٫۱۸۴                 | ۰٫۱۴۸         | ۰٫۱۸۳         | ۰٫۱۶۹          | ۰٫۱۹۹         | ۰٫۱۹۹           |
| Cr                             | ۰                    | ۰                     | ۰             | ۰             | ۰              | ۰             | ۰               |
| Mg                             | ۰٫۸۰۹                | ۰٫۸۰۶                 | ۰٫۸۰۶         | ۰٫۸۱۵         | ۰٫۷۹۹          | ۰٫۷۷۸         | ۰٫۷۷۸           |
| M2spaces                       |                      |                       |               |               |                |               |                 |
| Fe <sup>2+</sup>               | ۰٫۰۹۴                | ۰٫۰۶۸                 | ۰٫۱۳۵         | ۰٫۰۸۷         | ۰٫۰۹۲          | ۰٫۰۶۳         | ۰٫۰۵۸           |
| Mn                             | ۰٫۰۲۳                | ۰٫۰۲۷                 | ۰٫۰۲۲         | ۰٫۰۲۸         | ۰٫۰۲۳          | ۰٫۰۲۳         | ۰٫۰۳۰           |
| Ca                             | ۰٫۸۵۳                | ۰٫۸۸۱                 | ۰٫۴۲۱         | ۰٫۸۶۶         | ۰٫۸۵۵          | ۰٫۸۸۵         | ۰٫۸۸۲           |
| Na                             | ۰٫۰۳۱                | ۰٫۰۲۴                 | ۰٫۰۱          | ۰٫۰۲۶         | ۰٫۰۳۰          | ۰٫۰۲۹         | ۰٫۰۲۶           |
| K                              | ۰                    | ۰                     | ۰             | ۰             | ۰              | ۰             | ۰٫۰۰۱           |
| Sum cat.                       | ۴                    | ۴                     | ۴             | ۴             | ۴              | ۴             | ۳٫۹۹۹           |
| Sum oxy.                       | ۶                    | ۶                     | ۶             | ۶             | ۶              | ۶             | ۶               |

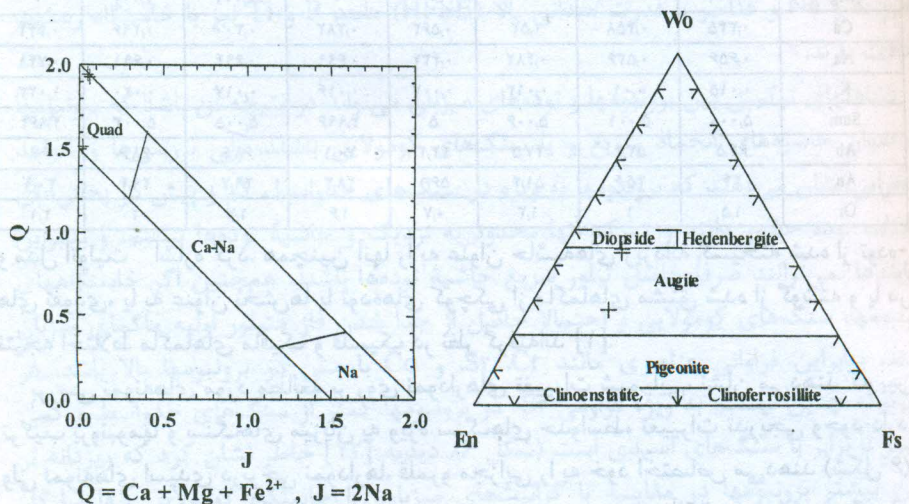


ترکیب شیمیایی پیروکسن سنگ‌های میزبان گرانودیوریتی و مونزودیوریتی، مشابه با نوع پیروکسن‌های موجود در برونومهای ریز دانه مافیکی است. ولی در یک بلور از برونومهای ریز دانه مافیکی سنگ‌های میزبان گرانودیوریتی، دو نوع پیروکسن مشاهده می‌شود. یک نوع دارای  $\text{SiO}_2$  پایین (با میانگین ۵۲ درصد) و  $\text{CaO}$  بالا (با میانگین ۲۱ درصد)، و نوع دیگر در یک نمونه ریزدانه در تماس با پلاژیوکلاز (نمونه En-ba-186) دارای  $\text{SiO}_2$  بالا (۶۳/۱۱ درصد) و  $\text{CaO}$  پایین (۱۰/۲۷ درصد) است (جدول ۴). ترکیب پیروکسن برونومها براساس تقسیم بندی موریموتو [۱۰] از نوع اوژیت (شکل ۴) و سنگ‌های میزبان از نوع اوژیت و دیوپسید هستند.

لازم به یادآوری است که به علت تعداد زیاد تجزیه کانی‌ها و در نتیجه جلوگیری از حجیم شدن مقاله، از آوردن همه آنها اجتناب شده، ولی در متن از میانگین نتایج استفاده شده است و در جدولها، تغییرات آنها در برخی بلورها در مرکز، میانه و حاشیه که در متن به آنها اشاره شد، آورده شده‌اند.

#### چگونگی پیدایش برونومهای ریز دانه مافیکی

در مورد چگونگی تشکیل و خاستگاه برونومهای ریز دانه مافیکی تا کنون نظرات زیادی ارائه شده‌اند. از جمله این نظرات می‌توان به مدل رستیت<sup>۱</sup> یا مدل زینولیت‌های دوباره حمل شده،



شکل ۴ نامگذاری پیروکسن‌های برونومهای مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی موریموتو [۱۰]. پیروکسن‌ها در گروه کلسیک قرار گرفته و از نوع اوژیت هستند.



جدول ۴ نتایج تجزیه با ریز کاوشگر الکترونی پلاژیوکلازهای برونومهای ریزدانه مافیکی موجود در سنگ های میزبان گرانودیوریتی (Enba) و مونزودیوریتی (Ench).

| Sample No.                     | En-ch-1 | En-ch-2 | En-ch-3 | En-ch-4 | En-ba-57 | En-ba-58 | En-ba-59 | En-ba-60 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|----------|----------|----------|----------|
| حاشیه مرکز                     | مرکز    |         |         | حاشیه   | مرکز     |          |          | حاشیه    |
| Na <sub>2</sub> O              | ۷,۵۸    | ۶,۱۷    | ۵,۵۲    | ۴,۹۲    | ۸,۱۴     | ۷,۶۹     | ۸,۰۷     | ۷,۶۲     |
| K <sub>2</sub> O               | ۰,۲۵    | ۰,۱۷    | ۰,۲۳    | ۰,۱۲    | ۰,۲۹     | ۰,۲۸     | ۰,۳۵     | ۰,۳۶     |
| FeO                            | ۰,۳۰    | ۰,۴۴    | ۰,۲۹    | ۰,۳۱    | ۰,۲۸     | ۰,۳۶     | ۰,۰۹     | ۰,۳۵     |
| SiO <sub>2</sub>               | ۵۹,۸۵   | ۵۷,۰۴   | ۵۶,۶۱   | ۵۳,۹۰   | ۶۱,۷۲    | ۵۸,۳۵    | ۶۱,۳۳    | ۵۹,۷۲    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰,۰۴    | .       | .       | .       | ۰,۰۱     | ۰,۰۴     | ۰,۰۵     | ۰,۰۲     |
| MgO                            | ۰,۰۱    | ۰,۰۰۱   | .       | ۰,۰۱    | .        | ۰,۰۲     | ۰,۰۵     | ۰,۰۰۵    |
| CaO                            | ۷,۲۱    | ۹,۵۴    | ۱۰,۷۹   | ۱۱,۵۶   | ۵,۹۴     | ۶,۰۱     | ۶,۲۶     | ۶,۳۶     |
| MnO                            | .       | ۰,۰۸    | .       | .       | .        | .        | .        | ۰,۰۰۲    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۲۴,۹۶   | ۲۷,۱۸   | ۲۷,۹۸   | ۲۸,۶۷   | ۲۴,۰۷    | ۲۲,۹۶    | ۲۴,۵۹    | ۲۴,۴۴    |
| TiO <sub>2</sub>               | .       | ۰,۰۱    | .       | ۰,۰۴    | .        | .        | ۰,۰۹     | .        |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | .       | ۰,۰۵    | ۰,۰۳    | ۰,۰۲    | ۰,۰۷     | .        | .        | .        |
| Sum                            | ۱۰۰,۲۵  | ۱۰۰,۵۱  | ۱۰۰,۴۸  | ۹۹,۵۹   | ۱۰۰,۵۵   | ۹۵,۷۷۰   | ۱۰۰,۹۳   | ۹۸,۹۲    |
| Si                             | ۲,۶۶۹   | ۲,۵۵۳   | ۲,۴۹۹   | ۲,۴۴۹   | ۲,۷۲۳    | ۲,۷۱۸    | ۲,۷۰۸    | ۲,۶۹۱    |
| Ti                             | .       | .       | .       | ۰,۰۰۱   | .        | .        | ۰,۰۰۳    | .        |
| Al                             | ۱,۳۱۱   | ۱,۴۳۲   | ۱,۴۸۱   | ۱,۵۳۴   | ۱,۲۵۵    | ۱,۲۶۰    | ۱,۲۷۹    | ۰,۸۵۲    |
| Fe <sub>2</sub>                | ۰,۰۱۱   | ۰,۰۰۹   | ۰,۰۱۱   | ۰,۰۱۲   | ۰,۰۱۱    | ۰,۰۱۴    | ۰,۰۰۳    | ۰,۰۱۵    |
| Mn                             | .       | ۰,۰۰۳   | .       | .       | .        | .        | .        | .        |
| Mg                             | ۰,۰۰۱   | .       | .       | .       | .        | ۰,۰۰۲    | ۰,۰۰۳    | .        |
| Ca                             | ۰,۳۴۵   | ۰,۴۵۸   | ۰,۵۲    | ۰,۵۶۳   | ۰,۲۸۲    | ۰,۳۰۰    | ۰,۲۹۶    | ۰,۳۴۲    |
| Na                             | ۰,۶۵۶   | ۰,۵۳۶   | ۰,۴۸۲   | ۰,۴۳۴   | ۰,۶۹۹    | ۰,۶۹۴    | ۰,۶۹۱    | ۰,۷۴۱    |
| K                              | ۰,۰۱۵   | ۰,۰۱    | ۰,۰۱۳   | ۰,۰۰۷   | ۰,۰۱۶    | ۰,۰۱۷    | ۰,۰۲۰    | ۰,۰۲۳    |
| Sum                            | ۵,۰۰۸   | ۵,۰۰۱   | ۵,۰۰۶   | ۵       | ۴,۹۹۶    | ۵,۰۰۵    | ۵,۰۰۳    | ۴,۹۹۴    |
| Ab                             | ۶۴,۵    | ۵۳,۴    | ۴۷,۵    | ۴۳,۲    | ۷۰,۱     | ۶۸,۶     | ۶۸,۶     | ۶۷       |
| An                             | ۳۴      | ۴۵,۶    | ۵۱,۲    | ۵۶,۱    | ۲۸,۳     | ۲۹,۷     | ۲۹,۴     | ۳۰,۹     |
| Or                             | ۱,۵     | ۱       | ۱,۳     | ۰,۷     | ۱,۶      | ۱,۷      | ۲        | ۲,۱      |

و مدل اتولیت<sup>۲</sup> اشاره کرد. همچنین آنها را به عنوان حاشیه های ریزدانه گسیخته شده از توده های نفوذی، یا به عنوان بخش ها یا توده های کوچکی از ماگماهای مشتق شده از گوشته و یا در نتیجه اختلاط ماگماهای مافیک و فلسیک در نظر گرفته اند [۱].

بررسی نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات شیمیایی، نشان می دهند که بین ترکیب برونومها و سنگ های میزبان به ویژه سنگ های حدواسط، تغییرات تدریجی وجود دارد، ولی نمونه های اسیدی در برخی نمودارها، قلمرو مجزایی را به خود اختصاص می دهند (شکل ۶). ماهیت برونومهای ریز دانه مافیکی نیز، براساس نسبت سیلیس به آلکالی، همانند سنگ های حدواسط در مرز آلکالن - کالکوالکالن واقع می شوند. بنابراین، با توجه به روند تغییرات عناصر، برای تشکیل آنها، احتمالاً می توان خاستگاه مشابهی در نظر گرفت و چنین فرض کرد که



برونومها و گرانیتوئیدهای حدواسط میزبان، نتیجه جدا شدن از ماگمای اولیه واحدی هستند. به نظر وال و همکاران [۱۱] مشخصات بافتی، شیمیایی، و ایزوتوپی بسیاری از برونومهای ریز دانه مافیکی موجود در گرانیت‌های نوع I متآلومین، در مناطق مختلف دنیا، نشان دهنده آن است که برونومها با گرانیتوئیدهای میزبان همزاد بوده و یا در نتیجه اختلاط ماگمایی به وجود آمده‌اند. با توجه به اینکه سنگ‌های میزبان مورد مطالعه از نوع I متآلومین هستند، لذا می‌توان خاستگاه مشابهی برای برونومهای مورد مطالعه و سنگ‌های میزبان در نظر گرفت.

برونومهای موجود در توده‌های نفوذی مورد مطالعه، مواد بر جای مانده از ذوب بخشی سنگ‌های مادر ته‌نشستی یا دگرگونی نیستند زیرا با توجه به شواهد بافتی، دارای خاستگاه ماگمایی هستند، و وجود ساخت منطقه‌ای در درشت بلورهای پلاژیوکلاز با هسته‌های کلسیک و حواشی سدیک و وجود بافت پورفیریتیک، حالت کشیده و رشد نامنظم پلاژیوکلازها و وجود سوزن‌های فراوان آپاتیت، با خاستگاه آذرین، و نه با خاستگاه دگرگونی، سازگار است. همچنین برازش تقریباً خطی موجود در برونومها بر روی نمودارهای تغییرات، بیانگر آذرین بودن برونومهای ریز دانه مافیکی است، زیرا چنین ارتباطی طی چرخه‌های ته‌نشستی - دگرگونی از بین می‌رود و وجود چنین رفتارهایی نشان می‌دهد که تبلور تفریقی یک فرایند مؤثر در ماگمای مادر برونومها بوده است. غنی بودن برونومها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نظیر K و Na و عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) مانند P و Ti نیز با خاستگاه رستیت منافات دارند.

شباهتهای ترکیبی بین برونومها و توده‌های میزبان می‌تواند در نتیجه آن باشد که برونومها به عنوان حاشیه‌های انجماد سریع و یا سنگ‌های کومولایی باشند. ولی بررسی‌ها و شواهد صحرایی نشان می‌دهند که برونومها به ویژه در سنگ‌های حدواسط، کم و بیش در بخش‌های مختلف توده حضور دارند و تمرکز آنها محدود به نزدیک و حاشیه توده‌ها نیست، و بنابراین فرایندها نمی‌توانند صرفاً حاصل تبلور سریع حاشیه توده‌ها باشند. همچنین اگر خاستگاههای برونومها، سنگ‌های کومولایی و احتمالاً حاصل از جدا شدن فاز متبلور اولیه ماگمای میزبان بودند، بنابراین فراوانی عناصری مانند Sr، Cr، و Co بایستی در برونومها بالا باشد، در صورتیکه چنین نیست، به ویژه فراوانی Sr در برونومها کمتر از سنگ‌های حدواسط و کمی بیشتر تا برابر با سنگ‌های اسیدی است (شکل ۶). دیدیه [۱۲] خاطر نشان کرد که ریزدانه تر بودن بیشتر برونومها در مقایسه با گرانیت‌های میزبان، با خاستگاه کومولایی آنها سازگار نیست.

بسیاری از شواهد نشان دهنده دخالت فرایند اختلاط ماگمایی در خاستگاه سنگ‌های مورد مطالعه است. طیف ترکیبی گسترده و منطقه‌بندی وارون در پلاژیوکلازها و وجود پلاژیوکلاز-های جعبه‌ای، نفوذ ریزبلورهای بیوتیت و هورنبلند در فلدسپارها، حضور دایک‌های همزمان با نفوذ، آپاتیت‌های سوزنی، بافت‌های پوئی کیلیتیک، و آنتی‌راپاکیوی، برونومهای گردشده، و



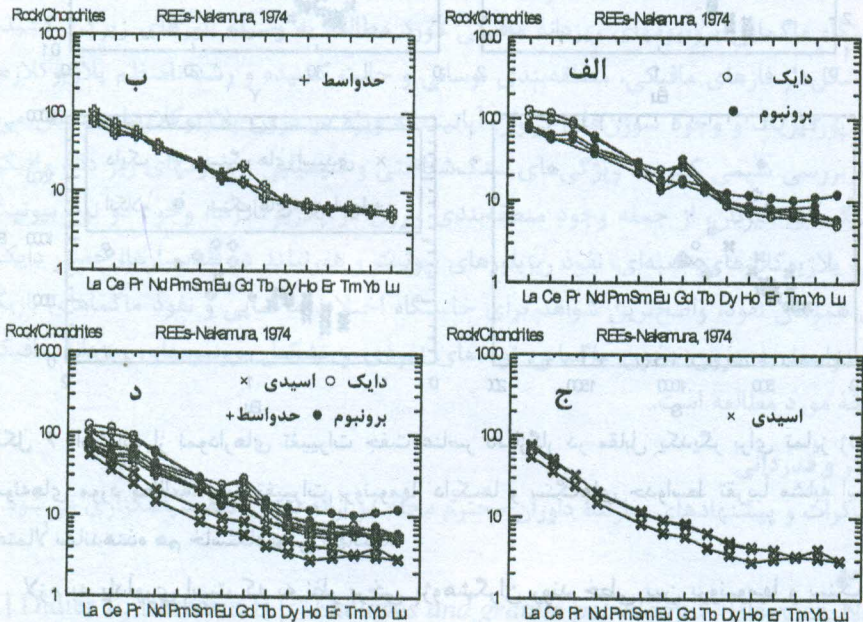
وجود دو نوع بیوتیت، از جمله این شواهداند و احتمالاً بیانگر نفوذ پی در پی ماگمای مادر مافیکی - حدواسط به درون مخزن ماگمای توده های نفوذی است. در منطقه مورد مطالعه بین برونومها و توده های میزبان حدواسط، تشابه کانی شناسی وجود دارد. با توجه به تشابه کانی شناسی بین برونومهای ریزدانه مافیکی و توده های میزبان، برخی از پژوهشگران خاستگاه، مشترکی برای آنها در نظر می گیرند، و برای این منظور اصطلاح اتولیت را بکار می برند [۱]. به نظر می رسد انواع گرانیتوئیدهای اتولیت دار در نتیجه تبلور تفریقی ماگماهای حدواسط یا بازیک حاصل شده باشند. بافت های اتولیت ها با گرانیتوئیدهای میزبان نسبتاً مشابهند و دارای بافت پورفیریک در زمینه ریز دانه هستند [۱].

در منطقه مورد مطالعه، دایک های با ترکیب مختلف آندزیتی، بازالتی، مونزونیتی، و کوارتز مونزودیوریتی، توده های نفوذی را قطع می کنند که برخی از آنها جزء دایک های هم زمان نفوذ (Synplutonic dykes) با توده هستند و در برخی از بخشها، ماگمای میزبان به صورت رگه ای به درون دایک ها نفوذ کرده اند. بررسی سنگ شناختی دایک های مونزونیتی و کوارتز مونزودیوریتی هم زمان با نفوذ به درون توده های نفوذی نشان می دهد که از نظر بافتی و کانی شناسی شباهت بسیار نزدیکی با برونومها دارند. بافت این دایک ها، همانند برونومها، پورفیریک با زمینه ریز دانه، یا ریز دانه و پوئی کیلیتیک است. ترکیب کانی شناسی آنها نیز شامل کانی های پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، اوژیت، کانی های کدر، آپاتیت سوزنی و منشوری بلند و کوتاه و شش گوش، زیرکن به صورت بلورهای درشت و شکل دار و ریز بی شکل هستند. حتی در برخی مقاطع نازک دایک های هم زمان با نفوذ، برونومهای ریز دانه مافیکی کاملاً مشابهی با برونومهای ریز دانه مافیکی موجود در درون توده ها مشاهده می شود. وجود دایک های هم زمان با نفوذ، یکی از شواهد معمول همزمانی ماگماهای مافیکی و فلسیکی است [۱]. همچنین می توان در نظر گرفت که برونومهای ریز دانه مافیکی موجود در توده های نفوذی مورد مطالعه، حاصل از نفوذ و گسیخته شدن این دایک ها باشند. مدل گسیختگی دایک های مافیکی و مدل اختلاط ماگمایی دارای تشابه زیادی با یکدیگرند و تفاوت آنها تنها مربوط به زمان ورود ماگمای مافیکی به درون سیستم گرانیتی است که در نتیجه آن موجب اختلاف های فیزیکی در ماگماهای مافیکی و فلسیکی می شود [۱۳ و ۱۴].

مطالعه فراوانی عناصر نادر نشان می دهد که الگوی عناصر خاکی نادر برونومها و گرانیتوئیدهای حدواسط میزبان تقریباً مشابه اند، ولی برونومها بی هنجار منفی Eu (نسبت /  $Eu/Eu^* = [Eu (Sm + Gd)^{N/2}]$  بین ۰/۵۵ تا ۰/۸۷) بیشتری نسبت به گرانیتوئیدهای حدواسط میزبان (نسبت  $Eu/Eu^*$  بین ۰/۷۱ تا ۰/۸۹) نشان می دهند. بی هنجاری منفی Eu در برونومهای ریز دانه مافیکی احتمالاً می تواند به خاطر تبلور و جدایش پلاژیوکلاز حاصل شده باشد. غنی شدگی از عناصر خاکی نادر و به ویژه عناصر خاکی نادر سنگین، می تواند با

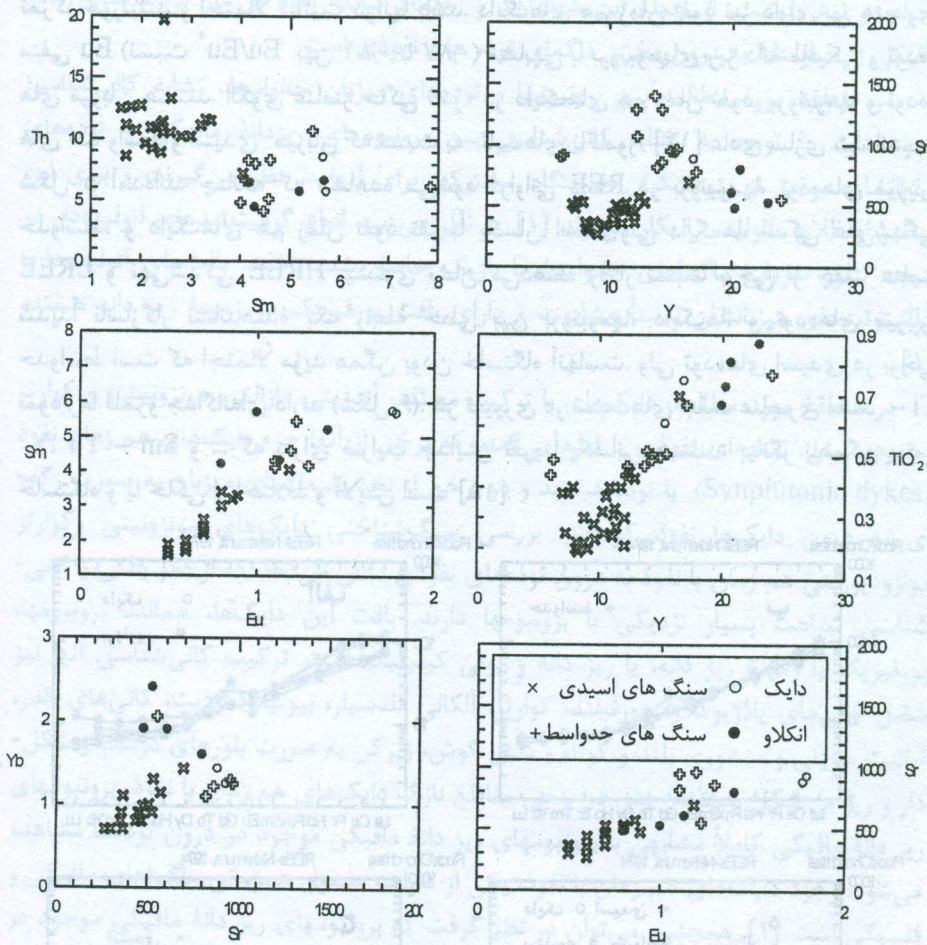


تمرکز هورنبلند و احتمالاً آپاتیت در آنها باشد. دایک‌های هم زمان نفوذ نیز دارای بی هنجاری منفی Eu (نسبت  $Eu/Eu^*$  بین ۰/۸۱ تا ۰/۸۷) مشابهی با برونومهای ریز دانه مافیکی و توده-های میزبان هستند. الگوی عناصر خاکی نادر در دایک‌های هم زمان نفوذ، برونومها و توده-های حد واسط و اسیدی میزبان که نسبت به ثابت‌های ناکامورا [۱۴] عادی سازی شده‌اند، در شکل ۵ آمده‌اند. چنانکه که مشاهده می‌شود فراوانی REE در برونومها، توده‌های میزبان حدواسط، و دایک‌های هم زمان نفوذ تقریباً یکسان است، ولی دایک‌ها، اندکی غنی‌شدگی LREE و تهی‌شدگی HREE بیشتری نشان می‌دهند. رفتار نسبت برخی از جفت عناصر شدیداً ناسازگار نشان‌دهنده یک رابطه خطی بین برونومها، دایک‌ها، و توده‌های میزبان حدواسط است که احتمالاً مؤید همگن بودن خاستگاه آنهاست. ولی توده‌های اسیدی در برخی نمودارها قلمرو جداگانه‌ای دارند (شکل ۶). هر تغییری در نسبت‌های جفت عناصری مانند  $Ti - Sm - Th, Y$  و ... که دارای ضرایب جدایش تقریباً یکسانی هستند، بیانگر ناهمگن بودن خاستگاه و یا خاکی از اختلاط و آلاش است [۱۵].



شکل ۵ مقایسه الگوی عنکبوتی برونومهای ریزدانه مافیکی با توده‌های میزبان و دایک‌های هم زمان با نفوذ که نسبت به داده‌های ناکامورا [۱۳] عادی سازی شده‌اند. الف- مقایسه الگوی عنکبوتی برونومها با دایک‌های هم زمان با نفوذ، ب- الگوی عنکبوتی سنگ‌های حدواسط، ج- الگوی عنکبوتی سنگ‌های اسیدی و د- برای مقایسه بهتر الگوی عنکبوتی برونومها، دایک‌ها، سنگ‌های حدواسط، و اسیدی در یک نمودار نمایش داده شده‌اند.





شکل ۶ استفاده از نمودارهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر برای تمایز ژنتیکی نمونه‌های مورد مطالعه. روند تغییرات برونومها، دایک‌ها و سنگ‌های حدواسط تقریباً مشابه است و احتمالاً نشان‌دهنده هم‌خاستگاه بودن آنهاست.

لازم به یادآوری است که به نظر برخی پژوهشگران روند خطی بین برونومها و سنگ‌های میزبان، به عنوان شاهی بر فرایند اختلاط ماگمایی هستند [۵، ۱۱، ۱۶، ۱۷]. به نظر چاپل و همکاران [۱۶] برازش خطی بسیار خوب جفت عناصر، در نمودار تغییرات گرانیته‌ها، غیر معمول نیست و این تغییرات را می‌توان به عنوان شاهی بر اختلاط ماگمایی یا مدل رستیت در نظر گرفت، ولی چنین مشاهداتی قطعی نیستند. به نظر وال و همکاران [۱۱] اختلاط یک علت کلاسیک در تغییر خطی عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای هارکر است. رید و همکاران [۱۷] نمودارهای تغییرات خطی عناصر اصلی را در پلوتون‌های سیرا نوادا، به تقابل بین



ماگماهای مافیکی که به پوستهٔ تحتانی نفوذ و ماگماهای فلسیکی که در اثرافزایش گرمای حاصل از آن در اثر ذوب بخشی به وجود آمده‌اند، نسبت داده‌اند. بنابراین روندهای خطی موجود در نمونه‌های مورد مطالعه نیز حاصل اختلاط ماگمایی هستند.

اندازهٔ کوچک برونومها و پراکندگی آنها به ویژه در بخش‌های مختلف توده‌های حدواسط مورد مطالعه، می‌تواند حاکی از مشابه بودن ترکیب ماگمای تشکیل دهنده آنها و در نتیجه پراکندگی و همگن شدن سریع آنها باشد. فراوانی برونومها در بخشهای حدواسط نیز می‌تواند حاکی از همزاد بودن خاستگاه آنها و شرایط عدم تعادلی سیستم باشد.

بنابراین، با توجه به مشاهدات صحرایی و بررسی شیمی کانی‌ها و سنگ‌ها و سنگ شناختی آنها، به نظر می‌رسد که نقش اختلاط ماگمایی و نفوذ پالس‌های متعدد ماگماهای مافیکی - حدواسط به درون مخزن ماگمایی سنگ‌های حدواسط - اسیدی، به عنوان مهمترین عامل تشکیل و آفرینش برونومهای ریز دانهٔ مافیکی منطقهٔ مورد مطالعه باشد.

#### برداشت

خاستگاه ماگمایی برونومهای ریزدانهٔ مافیکی مورد مطالعه به وسیلهٔ بلورهای زیرکن کشیده، فرم شکل‌دار فازهای مافیکی، منطقه‌بندی نوسانی و حالت کشیده و رشد نامنظم پلاژیوکلازها، بافت پورفیریک و وجود سوزن‌های فراوان آپاتیت به ویژه در درون پلاژیوکلازها مشخص می‌شود. بررسی شیمی کانی‌ها، ویژگی‌های سنگ‌شناختی و شیمیایی برونومهای ریز دانهٔ مافیکی و سنگ‌های میزبان، از جمله وجود منطقه‌بندی وارون در پلاژیوکلازها، وجود دو نوع بیوتیت، وجود پلاژیوکلازهای جعبه‌ای، نفوذ ریزبلورهای بیوتیت و هورنبلند در فلدسپارها، حضور دایک‌های همزمان نفوذ، واضح‌ترین شواهد برای خاستگاه اختلاط ماگمایی و نفوذ ماگماهای بازیک - حدواسط به درون مخزن ماگمایی توده‌های نفوذی و تشکیل برونومهای ریزدانهٔ مافیکی منطقهٔ مورد مطالعه است.

#### تشکر و قدردانی

از تذکرات و پیشنهادهای سازندهٔ داوران محترم مجله در ارائه بهتر مقاله سپاسگزاری می‌شود.

#### مراجع

[1] Didier J., Barbarin B., "Enclaves and granite petrology". Elsevier, New York, (1991) 625pp.

[۲] ولی زاده م. و.، صادقیان م.، اکرمی م.ع.، "انکلاوها و پترولوژی گرانیت"، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۸۰)، ۸۲۳ ص.

[3] Vernon R. H., "Crystallization and hybridation in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence", J. Geophys. Res., 95 ( 1990 ) 17849-17859 .



- [4] Barbarin B., Didier J., "Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas", Transactions of the Royal society of Edinburgh 83 (1992) 145-153.
- [5] Chappell B. W., "Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of Southeastern Australia", J. Petrol., (1996) 449-470.
- [6] Didier J., "Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granite magmas", Geol. Rundsch., 76(1987) 41-50.
- [7] قربانی ق. و ثوقی عابدینی م.، "مطالعه انکلاوهای موجود در توده های نفوذی منطقه طرود (جنوب دامغان)، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۴) ص ۱-۵.
- [8] Hibbard M. J., "Petrography to petrogenesis", Prentice Hall . New Jersey , (1995) 587pp.
- [9] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope classification, features, microstructure and mineral preferred orientations", Chapman and Hall, London, (1993) 405pp.
- [10] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine, 52 (1988) 535-550.
- [11] Wall V. J., Clemens J. D., Clarke D. B., "Models for granitoid evolution and source compositions", J. Geol. 95 (1987) 1-35.
- [12] Didier J., "The problem of enclaves in granitic rocks, a review of recent ideas on their origin", In: Xu, K. & Tu, G. (eds) Geology of granites and their metallogenic relations. Beijing: Science Press, (1984) 137-144.
- [13] Barbarin B., "Importance des differences processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, Californie", Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 69(1989a) 303-315.
- [14] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochim. Cosmochim. Acta, 38 (1974) 757-775.
- [15] Bougault H., Joron J. L., Treuil M., "The primordial chondritic nature and large scale heterogeneities in the mantle: evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts", Phil. Trans. R. Soc. Land., A 297(1980) 203-213.
- [16] Chappell B. W., White A. J. R., Wyborn D., "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis", J. of petrology 28 (1987) 1111-1138.
- [17] Reid J. B., Jr, Evans O. C., Fates D. G., "Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California", Earth and planetary science letters 66 (1983) 243-261.