



شیمی کانی، تعیین دما، فشار و بررسی نقش آلومینیم کل بیوتیت برای تشخیص کانه‌زایی مس در مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز

جمال رسولی^{*}، منصور قربانی^۱، وحید احمدزاده^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۱۹۳۹۵-۴۶۹۷، ج ۱ ایران

(دریافت مقاله: ۹۳/۱۲/۶، نسخه نهایی: ۹۴/۳/۱)

چکیده: مجموعه‌ی نفوذی جبال بارز متشکل از چندین توده‌ی نفوذی گرانیتوئیدی است که در شرق و شمال‌شرق جیرفت و در جنوب استان کرمان قرار گرفته‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه عبارتند از گرانوپوریت، کوارتزپوریت، گرانیت - قلیایی گرانیت. اما سنگ نفوذی غالب در این منطقه، گرانوپوریت است. کانی‌های غالب در ترکیب این سنگ‌ها عبارتند از پلازیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز. ترکیب پلازیوکلازها متغیر بوده و از آن‌زین تا لابرادوریت تغییر می‌کند. بیوتیت شاخص‌ترین کانی فرومیزین در سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز است و از نظر ترکیبی بین قطب آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته است. بیشتر این بیوتیتها از نوع ماغمایی اولیه بوده و بخشی از آن‌ها در گستره‌ی بیوتیت‌های دوبار متعادل شده قرار دارند. بررسی چگونگی اکسایش و احیای ماقمای خاستگاه گرانیتوئیدهای منطقه بر اساس ترکیب بیوتیت، بیانگر برقراری شرایط نسبتاً اکسیدی و گریزندگی اکسیژن بالاست. این شواهد نشان می‌دهند که گرانیت‌های سرشار از بیوتیت منطقه‌ی جبال بارز، سری مگنتیتی بوده و ماقماً در شرایط اکسایشی و در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل شده است. بر اساس **تیتانیوم** در بیوتیت، بین ۶۷۰ تا ۷۷۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در تغییر است. همچنین فشار محاسبه شده براساس آلومینیم کل بیوتیت برای این مجموعه‌ی گرانیتوئیدی kb ۱/۸۷ تا ۰/۱۵kb (با میانگین ۱/۳۲) محاسبه شده است. محتوى آلومینیم کل بیوتیت در منطقه، بین ۲/۱۰ تا ۲/۸۰ در تغییر بوده و بر اساس روش یوشیدا و همکاران، سنگ‌های گرانیتوئیدی مجموعه جبال بارز، توانایی خوبی در کانه‌زایی مس دارند.

واژه‌های کلیدی: مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز؛ زمین - دما فشارسنگی؛ محتوى آلومینیم کل بیوتیت.

پژوهشگران [۲، ۳]، این وضعیت ممکن است برای سنگ‌هایی که به سرعت سرد شده و یا اینکه دمای پایینی داشته‌اند، معتبر نباشد. بیوتیت به عنوان یکی از فراوان‌ترین و شاخص‌ترین کانی مافیک در ترکیب گرانیت‌ها، با توجه به ساختار بلوری، شکل شبکه ساختاری، فرومیزین بودن و تأثیر فراوان تغییرات ترکیب شیمیایی بر ویژگی‌های اپتیکی، کانی مهمی است [۴].

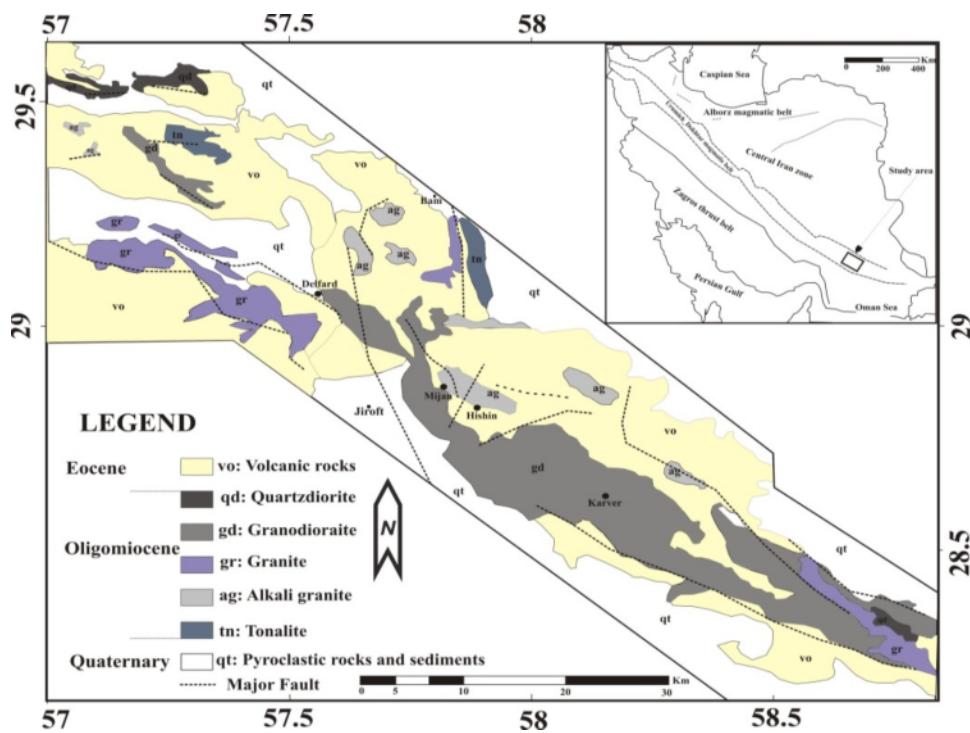
مقدمه: بررسی‌های زمین دما- فشارسنگی (ژئوترموبارومتری)، برای شناخت چگونگی دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به عنوان یک روش مفید مطرح بوده و جایگاه خاصی در بررسی‌های زمین‌شناسی یافته است [۱]. اساس زمین دما- فشارسنگی بر این فرض قرار گرفته است که مجموعه‌ی کانی‌های سنگ در شرایط تعادلی تشکیل شده باشند. به عقیده

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۸۲۰ ۲۳۳، نمبر ۰۲۱۲۹۹۰ ۲۶۲۸، پست الکترونیکی: Jamal.rasouli1362@gmail.com

توده‌ی اصلی جبال بارز است که بیشتر دارای ترکیب سنگ-شناسی کوارتزدیوریت تا گرانودیوریت بوده و بخش اصلی جبال بارز را می‌سازد. پس از یک فاصله زمانی کوتاه و جدایش مانگما درون آشیانه‌ی مانگما، توده‌های پورفیری به درون این مجموعه پلوتونیک اصلی نفوذ کرده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها بیشتر عبارتند از گرانودیوریت تا تونالیت. این دسته از توده‌های پورفیری، رخداد دوم مانگما منطقه در طول الیگومیوسن هستند. دوباره پس از مدتی کوتاه دوباره آخرین رخداد مانگما ایلیگومیوسن (فاز سوم) در منطقه رخ داده است. توده‌های نفوذی فاز سوم الیگومیوسن که دارای ترکیب گرانیتی تا گرانیتی قلیایی بودند، به درون توده‌های نفوذی قبلی تزریق شدند [۱۲]. این توده‌های نفوذی تأخیری، پی‌درپی بوده و ترکیب یکنواخت‌تری نسبت به توده گرانودیوریتی اصلی (رخداد اول) دارند [۱۴، ۱۳]. همچنین شواهد ساختاری پاره‌ای از این توده‌های نفوذی تأخیری نشان می‌دهند که اغلب آن‌ها در منطقه‌های گسل و یا گاهی در ساختار کالدره‌های قدیمی جایگزین شده‌اند (مانند میجان و تا حدودی دره حمزه) [۱۵]. همچنین در برخی از جایگاه‌های مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز، به فراوانی می‌توان برونبوم‌های مختلف مانگما را در این سنگ‌ها مشاهده کرد که دلیلی بر آمیختگی در آن‌هاست [۱۲]. آخرین فعالیت مانگما در منطقه‌ی مورد بررسی، به بازالت‌های کواترنری وابسته است. البته این سنگ‌ها در منطقه‌ی مورد نظر بسیار محدود و اندک هستند [۱۵]. براساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز را در حالت کلی می‌توان به سه بخش مهم (الف) کوارتزدیوریتی؛ (ب) گرانودیوریتی (ج) گرانیتی قلیایی رده بندی کرد (شکل ۱). بخش بیشتر این مجموعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل داده‌اند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی شامل پلاژیوکلاز (٪۵۸)، کوارتز (٪۱۷)، پتاسیم فلدسپار (ارتوز) (٪۶)، بیوتیت (٪۱۰)، آمفیبول (٪۷) و اندکی آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلانیت است.

فرمول معمول بیوتیت $\text{X}_2\text{Y}_4\text{-}6\text{Z}_8\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_4$ بوده که در ساختار آن، لایه هشت‌وجهی اول (جایگاه X) با کاتیون‌های بزرگ، مانند K، Na و یا Ca، Rb و نیز Cs وغیره پر می‌شود. این لایه، با دو لایه‌ی هشت‌وجهی Y با عنصر Li، Ti، Cr، Mn، Fe^{2+} ، Mg و مقادیر کمتری از Al ، Fe^{3+} و Ti قرار می‌گیرند. ترکیبات و نسبت جایگزینی اکسیدهای سه عنصر اصلی Fe، Al و Mn می‌تواند در تحلیل شرایط سنگ‌شناسی مانگما مادر موثر باشد. بنابراین با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان انواع مانگما را تشخیص داد [۵]، و ماهیت آن را تعیین کرده [۶]، واحدهای سنگی منطقه را رده‌بندی کرده و تحلیل‌های سنگ‌شناسی ارائه کرد. همچنین بدین سبب از بیوتیت در زمین دما- فشارسنگی به فراوانی استفاده می‌شود که ساختار مخصوص این کانی، این امکان را فراهم می‌کند که عنصر گوناگون در بخش‌های مختلف شبکه اتمی‌اش، به سهولت جایگزین شوند [۸، ۷]. بنابر بررسی‌های جدید، مشخص شد که ویژگی‌های شیمی کانی و محتوى آلومینیم کل موجود در بیوتیت، ارتباط تنگانگی با کانه‌زایی در گرانیت دارد [۴]. به دلیل اینکه تاکنون هیچ گونه بررسی در مورد شیمی کانی‌ها و نیز تعیین دما و فشار با آن‌ها، در سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز انجام نشده، این پژوهش به بررسی این موارد پرداخته است. در این راستا، به دلیل گستردگی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه‌ی جبال بارز، پس از بررسی شیمی کانی‌ها، از این کانی نیز برای دما‌سنگی و فشارسنگی استفاده شده است.

زمین‌شناسی و سنگنگاری واحدهای سنگی مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز: در بخش جنوبی کمربند مانگما ارومیه - دختر قرار دارد [۱۰]. رخدادهای مانگما نفوذی در دوره‌ی الیگومیوسن، باعث نفوذ و جایگیری این مجموعه چند مرحله‌ای در سنگ‌های آتشفسانی اوسن شده است [۱۱]. براساس بررسی‌های قبلی [۱۱] در زمان الیگومیوسن در این منطقه، سه رخداد مانگما نفوذی، سبب پدید آمدن مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز شده است. اولین رخداد شامل



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز.

نمونه‌های است. بیشتر پلاژیوکلазها دارای منطقه‌بندی بوده و به همراه پتاسیم فلدسپارها به درجات مختلف دگرسان و به کانی‌های اپیدوت، سریسیت، کلسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند. تنها کانی مافیک در این گروه از سنگ‌ها بیویت است. همچنین براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، ماغمای مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز، سرشت شبکه‌رخان تا پرآلومین داشته و سری ماغمایی آن آهکی قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا است. همچنین این سنگ‌ها از نوع گرانیتوئیدهای نوع I بوده [۱۱] و از نظر جایگاه زمین ساختی، جزء گرانیتوئیدهای قوس حاشیه فعال قاره‌ای بوده و از گرانیت‌های پیش از برخورد تا هم‌زمان با برخورد به شمار می‌آیند [۱۱].

روش بررسی

به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخمنونهای مختلف، آن، ۲۰۰ نمونه از سنگ‌های مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز برداشت شدند. در مرحله‌ی بعد از ۲۰۰ مقطع نازک برداشت شد. تعداد ۱۲ مقطع نازک برای بررسی‌های کانی‌شناسی انتخاب شدند. سپس برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های بیویت و پلاژیوکلازها در نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده، بررسی‌های ریزپردازشی

در این بخش، بیویت یک فاز شاخص بوده و در نمونه‌های دگرسان شده بیویت به کلریت، اسفن، تیتانیت و اکسید آهن تجزیه شده است. پلاژیوکلازها به فراوانی دیده شده و در بیشتر مکان‌ها منطقه‌بندی جالبی به نمایش می‌گذارند. همچنین پلاژیوکلازها نیز دگرسانی را تجربه کرده و به سریسیت، مسکویت (اندک) و تا حدودی زوئیزیت تجزیه شده‌اند. در بخش‌های شمال غرب و نیز به مقدار کمتر در بخش‌های جنوبی مجموعه‌ی گرانیتوئیدی جبال بارز، کوارتزدیوریت‌ها تشکیل شده‌اند که دارای ترکیب کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز (٪۱۳)، کوارتز (٪۱۳)، ارتوز (٪۰.۵)، بیویت (٪۰.۹)، آمفیبول (٪۰.۱۲)، پیروکسن (٪۰.۴) و کمی اسفن، آپاتیت، زیرکن و آلانیت بعلاوه‌ی کانی‌های کدر، کلریت و سریسیت هستند. گرانیت‌ها و گرانیت‌های قلیایی نیز در منطقه‌ی هیشین و کرور و در بخش‌هایی از میجان دیده شده و علاوه بر این به صورت پراکنده در مناطق دیگر دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای کانی‌های کوارتز (٪۰.۶)، پتاسیم فلدسپار (٪۰.۲۱)، پلاژیوکلاز (٪۰.۲۱)، بیویت (٪۰.۴)، مقادیر کمی زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر در ترکیب خود هستند. تفاوت‌های کانی‌شناسی آن‌ها با بخش گرانیتوئیدی، فراوانی ارتوز نسبت به پلاژیوکلاز و کاهش نسبت حجمی کانی‌های مافیک از قبیل آمفیبول و بیویت در برخی از

یک بار دیگر در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه Perugia ایتالیا (در قالب فرصت بررسی‌های کوتاه مدت ۶ ماهه)، آنالیز روی تعداد زیادی از نمونه‌ها به وسیله‌ی JEOL، JXA-8200 تکرار شد. ولتاژ مورد استفاده و شدت جریان به ترتیب ۱۵ kV و ۲۰ nA بود که در جدول ۱ تا ۳، نتایج این آنالیزها آورده شده‌اند.

XGT-7200 مدل HORIBA (EPMA) با کانسالار بینالود صورت گرفت. این دستگاه با ولتاژ شتاب دهنده ۱۲ kV و جریان ۱۵ nA و شمارش در ۴۰ ثانیه کار می‌کند و بررسی کمی دقیق نقطه‌ای با رزولوشن ۱۰ و یا ۱۰۰ میکرومتر در هر نقطه دلخواه از عنصر سدیم تا اورانیم (Na - U) میکروون در هر نقطه دلخواه از عنصر سدیم تا اورانیم (Na - U) را بدستی نتایج داده‌ها، ارائه می‌دهد. همچنین به منظور بررسی درستی نتایج داده‌ها،

جدول ۱ نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی بیوتیت (W%) (فرمول ساختاری براساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده است).

Rock Type	Granodiorite											
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
SiO ₂	۳۹,۶۵	۴۰,۸۸	۴۱,۳۹	۴۲,۲۱	۴۲,۰۵	۴۳,۱۱	۳۹,۰۲	۴۲,۱۰	۴۱,۱۵	۴۰,۷۶	۴۱,۳۲	۴۲,۵۳
TiO ₂	۲,۲۹	۳,۵۰	۳,۱۴	۳,۷۲	۳,۶۸	۳,۷۸	۲,۲۰	۳,۲۲	۳,۳۸	۳,۴۱	۳,۶۱	۳,۲۲
Al ₂ O ₃	۱۲,۷۷	۱۲,۷۷	۱۳,۶۹	۱۲,۲۵	۱۳,۱۶	۱۳,۵۲	۱۳,۲۳	۱۳,۲۰	۱۲,۹۸	۱۲,۷۳	۱۳,۰۱	۱۲,۶۷
FeO	۱۷,۱۱	۱۶,۹۵	۱۶,۴۶	۱۵,۴۲	۱۵,۱۹	۱۲,۰۸	۱۶,۲۲	۱۷,۰۹	۱۷,۱۱	۱۶,۱۲	۱۶,۶۵	۱۶,۴۳
MnO	۰,۲۳	۰,۱۹	۰,۲۰	۰,۳۲	۰,۲۹	۰,۲۵	۰,۳۰	۰,۲۳	۰,۶۹	۰,۳۲	۰,۵۰	۰,۲۱
MgO	۱۲,۸۶	۱۱,۹۵	۱۱,۲۳	۱۰,۸۱	۱۰,۳۲	۱۱,۴۴	۱۳,۴۶	۱۲,۵۴	۱۳,۴۱	۱۲,۸۹	۱۲,۳۲	۱۲,۶۵
CaO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۴۲	۰,۷۹	۰,۲۵	۱,۰۸	۰,۱۲	۰,۲۴	۰,۴۱	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۴۷
K ₂ O	۸,۰۴	۷,۷۱	۷,۷۴۸	۷,۸۴	۸,۴۳	۸,۴۲	۹,۴۱	۸,۱۲	۸,۰۹	۹,۱۷	۸,۷۵	۸,۹۱
Total	۹۵,۸۵	۹۵,۸۶	۹۵,۹۳	۹۵,۳۸	۹۵,۴۷	۹۵,۷۲	۹۴,۱۶	۹۶,۸۴	۹۷,۴۲	۹۵,۶۶	۹۶,۳۷	۹۶,۱۹
No. of O ₂	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Si	۵,۹۹	۶,۱۳	۶,۱۷	۶,۳۲	۶,۲۹	۶,۳۴	۶,۲۰	۶,۴۱	۶,۲۷	۶,۳۲	۶,۳۵	۶,۵۳
Al ^{Total}	۲,۲۷	۲,۲۶	۲,۴۱	۲,۱۶	۲,۲۲	۲,۳۴	۲,۲۹	۲,۲۷	۲,۲۳	۲,۲۳	۲,۲۶	۲,۲۹
Al ^{IV}	۱,۷۴	۱,۵۹	۱,۰۵	۱,۶۸	۱,۷۱	۱,۶۶	۱,۸۰	۱,۵۹	۱,۷۳	۱,۹۵	۱,۹۲	۱,۷۶
Al ^{VI}	۰,۶۴	۰,۷۷	۰,۹۶	۰,۴۹	۰,۶۲	۰,۶۸	۰,۴۹	۰,۷۷	۰,۶۰	۰,۲۸	۰,۳۳	۰,۴۳
Ti	۰,۳۹	۰,۴۱	۰,۳۷	۰,۴۲	۰,۴۱	۰,۴۲	۰,۳۹	۰,۳۸	۰,۳۹	۰,۴۰	۰,۴۲	۰,۲۷
Fe	۲,۱۶	۲,۱۳	۲,۰۵	۱,۹۳	۱,۹۱	۱,۴۸	۲,۱۷	۲,۱۷	۲,۲۱	۲,۰۹	۲,۱۴	۲,۱۱
Mn	۰,۱۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۹	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۳
Mg	۳,۰۳	۲,۷۹	۲,۶۱	۲,۴۱	۲,۳۰	۲,۵۱	۳,۱۹	۲,۸۴	۳,۰۵	۲,۹۸	۲,۸۲	۲,۸۹
Ca	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۱۳	۰,۰۴	۰,۱۷	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۸
K	۱,۶۲	۱,۵۴	۱,۴۹	۱,۵۰	۱,۶۱	۱,۵۸	۱,۹۱	۱,۵۸	۱,۵۷	۱,۸۱	۱,۷۲	۱,۷۴
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰,۵۷	۰,۵۶	۰,۵۵	۰,۵۶	۰,۵۵	۰,۶۳	۰,۶۰	۰,۵۷	۰,۵۸	۰,۵۹	۰,۵۷	۰,۵۸

ادامه جدول ۱

Rock Type	Granite-Alkaligranite						Quartzdiorite					
	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰	۲۱	۲۲	۲۳	۲۴
SiO ₂	۳۹,۷۶	۴۲,۳۴	۴۲,۱	۴۰,۳۵	۴۱,۱۵	۴۲,۵۱	۴۱,۲	۴۱,۱۰	۴۲,۱۵	۴۰,۲۶	۴۲,۳۱	۴۰,۲۱
TiO ₂	۲,۲۸	۲,۳۰	۲,۳۱	۲,۳۷	۲,۴۲	۲,۱۱	۲,۱۲	۲,۰۲	۲,۲۸	۲,۱۱	۲,۲۱	۲,۱۴
Al ₂ O ₃	۱۲,۵۳	۱۳,۶۶	۱۲,۲۸	۱۲,۶۳	۱۲,۷۸	۱۲,۵۴	۱۲,۰۹	۱۲,۴۳	۱۲,۵۸	۱۲,۷۶	۱۲,۵۳	۱۲,۹۷
FeO	۱۶,۶۲	۱۶,۷۹	۱۷,۰۲	۱۶,۵۲	۱۶,۴۵	۱۶,۳۳	۱۶,۷۲	۱۶,۴۳	۱۶,۳۱	۱۶,۷۲	۱۶,۱۵	۱۶,۶۳
MnO	۰,۲۲	۰,۱۳	۰,۲۹	۰,۲۲	۰,۵۲	۰,۲۴	۰,۴۳	۰,۱۳	۰,۳۹	۰,۳۸	۰,۴۲	۰,۲۲
MgO	۱۲,۴۶	۱۲,۵۸	۱۲,۷۱	۱۲,۸۱	۱۲,۱۲	۱۲,۷۵	۱۲,۰۲	۱۲,۷۴	۱۲,۱۱	۱۲,۵۹	۱۲,۷۲	۱۲,۸۵
CaO	۰,۲۲	۰,۲۱	۰,۴۶	۰,۲۹	۰,۳۱	۰,۶۷	۰,۴۲	۰,۳۴	۰,۲۱	۰,۲۷	۰,۲۹	۰,۵۷
K ₂ O	۹,۴۲	۸,۳۲	۸,۱۴	۹,۱۹	۸,۸۷	۸,۴۱	۹,۴۸	۸,۶۴	۸,۴۲	۹,۱۹	۸,۳۲	۸,۷۶
Total	۹۴,۶۱	۹۷,۲۳	۹۵,۳۲	۹۵,۳۸	۹۵,۶۲	۹۶,۰۵	۹۵,۸۱	۹۴,۸۳	۹۵,۴۵	۹۵,۲۸	۹۵,۹۵	۹۵,۳۵
No. of O ₂	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Si	۶,۲۸	۶,۴۰	۶,۳۷	۶,۳۰	۶,۳۸	۶,۴۸	۶,۱۱	۶,۱۳	۶,۲۲	۶,۰۳	۶,۲۰	۶,۰۰
Al ^{Total}	۲,۳۳	۲,۴۲	۲,۲۷	۲,۳۲	۲,۳۴	۲,۲۵	۲,۲۱	۲,۱۹	۲,۱۹	۲,۲۵	۲,۱۷	۲,۲۸
Al ^{IV}	۱,۷۲	۱,۶۰	۱,۶۳	۱,۹۸	۱,۹۰	۱,۸۰	۱,۸۹	۱,۸۷	۱,۷۸	۱,۹۷	۱,۵۱	۱,۷۳
Al ^{VI}	۰,۶۱	۰,۸۲	۰,۶۴	۰,۲۵	۰,۳۴	۰,۳۶	۰,۳۲	۰,۳۲	۰,۴۱	۰,۲۸	۰,۷۵	۰,۶۵
Ti	۰,۳۹	۰,۳۸	۰,۳۹	۰,۴۰	۰,۴۰	۰,۳۶	۰,۳۵	۰,۳۴	۰,۳۶	۰,۳۵	۰,۳۵	۰,۳۵
Fe	۲,۷۰	۲,۱۲	۲,۲۱	۲,۱۶	۲,۱۳	۲,۰۸	۲,۰۸	۲,۰۵	۲,۰۱	۲,۰۹	۱,۹۸	۲,۰۷
Mn	۰,۱۴	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۳
Mg	۲,۹۳	۲,۸۴	۲,۹۴	۲,۹۸	۲,۸۰	۲,۹۰	۲,۶۷	۲,۸۳	۲,۶۶	۲,۸۱	۲,۷۸	۲,۸۶
Ca	۰,۱۴	۰,۰۳	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۱۳	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۹
K	۱,۹۰	۱,۶۱	۱,۶۱	۱,۸۳	۱,۷۵	۱,۶۴	۱,۸۰	۱,۶۴	۱,۵۸	۱,۷۵	۱,۵۶	۱,۶۷

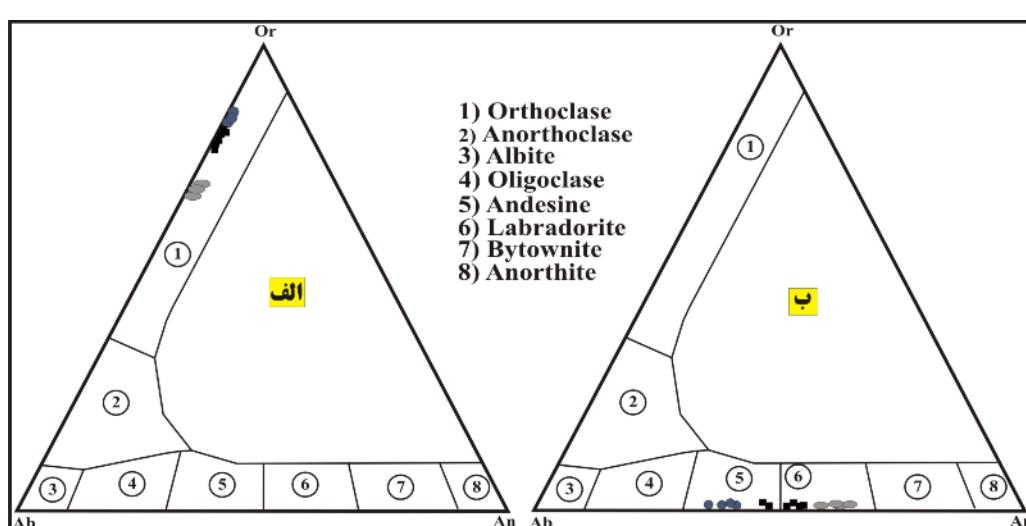
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰,۵۷	۰,۵۷	۰,۵۷	۰,۵۸	۰,۵۷	۰,۵۸	۰,۵۶	۰,۵۸	۰,۵۷	۰,۵۷	۰,۵۸	۰,۵۸
---------------------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

جدول ۳ نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی پلاژیوکلاز (W%) (فرمول ساختاری براساس ۳۲ اکسیژن محاسبه شده است).

Rock type	Quartzdiorite				Granodiorite					Granite-					
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵
Sample.No															
SiO ₂	۵۹,۸۶	۶۰,۰۱	۶۰,۰۲	۶۶,۷۴	۶۲,۴۶	۶۱,۱۲	۶۰,۳۱	۶۲,۹۴	۸۰,۷۱	۶۵,۹۵	۵۸,۸۶	۶۱,۷۳	۶۲,۴۲	۶۰,۱۱	۶۴,۹۶
Al ₂ O ₃	۲۲,۶۸	۲۴,۳۸	۲۴,۳۴	۲۱,۰۶	۲۳,۵۸	۲۴,۷۰	۲۵,۲۶	۲۸,۴	۹,۰۱	۲۳,۵۵	۲۴,۶۲	۲۲,۳۹	۲۲,۰۳	۲۵,۶۶	۲۳,۵۵
Cr ₂ O ₃	۰,۲۹	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ₂ O ₃	۰,۲۵	۰,۳۵	۰,۲۵	۰,۱۹	۰,۲۱	۰,۲۵	۰,۳۵	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۱۶	۰,۲۸	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۱۵	۰,۱۶
FeO	۰,۲۲	۰,۳۱	۰,۲۲	۰,۱۷	۰,۱۹	۰,۲۲	۰,۳۱	۰,۰۸	۰,۰۴	۰,۱۴	۰,۲۲	۰,۲۱	۰,۱۷	۰,۱۲	۰,۱۴
CaO	۸,۷۴	۱۰,۵۶	۹,۹۸	۵,۸۴	۸,۴۹	۱۰,۳۴	۱۰,۰۵	۱,۴۱	۵,۸۸	۷,۳۷	۸,۸۴	۱۰,۰۳	۸,۸۹	۱۰,۰۹	۷,۹۶
Na ₂ O	۶,۶۶	۳,۴۱	۴,۸۴	۵,۸۵	۴,۹۹	۳,۰۱	۳,۵۷	۱,۰۳	۲,۱۱	۲,۷۸	۶,۷۶	۴,۸۶	۵,۱۰	۳,۶۰	۳,۰۱
K ₂ O	۰,۲۲	۰,۴۵	۰,۲۴	۰,۳۱	۰,۲۷	۰,۲۳	۰,۳۴	۰,۳۶	۰,۱۱	۰,۱۹	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۰۸	۰,۱۴	۰,۱۹
total	۹۹,۹۲	۹۹,۴۷	۹۸,۸۹	۱۰۰,۰۶	۱۰۰,۰۹	۹۹,۸۷	۱۰۰,۰۹	۹۹,۷۵	۹۷,۹۶	۱۰۰,۰۱	۹۹,۶۹	۹۹,۶۰	۹۹,۹۰	۹۹,۸۷	۹۹,۹۷
Si	۲,۶۸	۲,۶۹	۲,۶۸	۲,۹۱	۲,۷۶	۲,۷۱	۲,۶۷	۳,۸۴	۳,۴۷	۲,۸۶	۲,۶۵	۲,۷۶	۲,۷۷	۲,۶۷	۲,۸۳
Al	۱,۲۵	۱,۲۹	۱,۲۸	۱,۸	۱,۲۳	۱,۲۹	۱,۲۲	۰,۱۴	۰,۴۶	۱,۲۰	۱,۳۱	۱,۱۸	۱,۲۰	۱,۳۴	۱,۲۱
Cr	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ^{۳+}	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Fe ²⁺	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Ca	۰,۴۲	۰,۵۱	۰,۴۸	۰,۲۷	۰,۴۰	۰,۴۹	۰,۴۸	۰,۰۶	۰,۲۷	۰,۳۴	۰,۴۳	۰,۴۸	۰,۴۲	۰,۴۸	۰,۳۷
Na	۰,۵۸	۰,۳۰	۰,۴۲	۰,۵۰	۰,۴۳	۰,۲۶	۰,۳۱	۰,۰۸	۰,۱۸	۰,۲۳	۰,۵۹	۰,۴۲	۰,۴۴	۰,۳۱	۰,۲۵
K	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱
X _{An}	۴۱,۵۱	۶۱,۱۶	۵۲,۴۶	۳۴,۷۷	۴۷,۵۹	۴۹,۳۸	۵۹,۴۱	۳۸,۰	۵۹,۸۲	۵۸,۳۷	۴۱,۶۹	۵۲,۸۸	۴۸,۸۱	۶۰,۱۶	۵۸,۳۹
X _{Ab}	۵۷,۲۴	۳۵,۷۸	۴۶,۰۴	۶۳,۰۳	۵۰,۶۱	۳۳,۹۱	۳۸,۱۹	۵۰,۳۴	۳۸,۸۵	۳۹,۸۴	۵۷,۶۹	۴۶,۳۷	۵۰,۶۷	۳۸,۸۴	۳۹,۹۵
X _{Or}	۱,۲۴	۳,۱۰	۱,۵۰	۲,۲۰	۱,۸۰	۱,۷۱	۲,۳۹	۱۱,۵۸	۱,۳۳	۱,۷۹	۰,۶۲	۰,۷۰	۰,۵۲	۰,۹۹	۱,۶۶

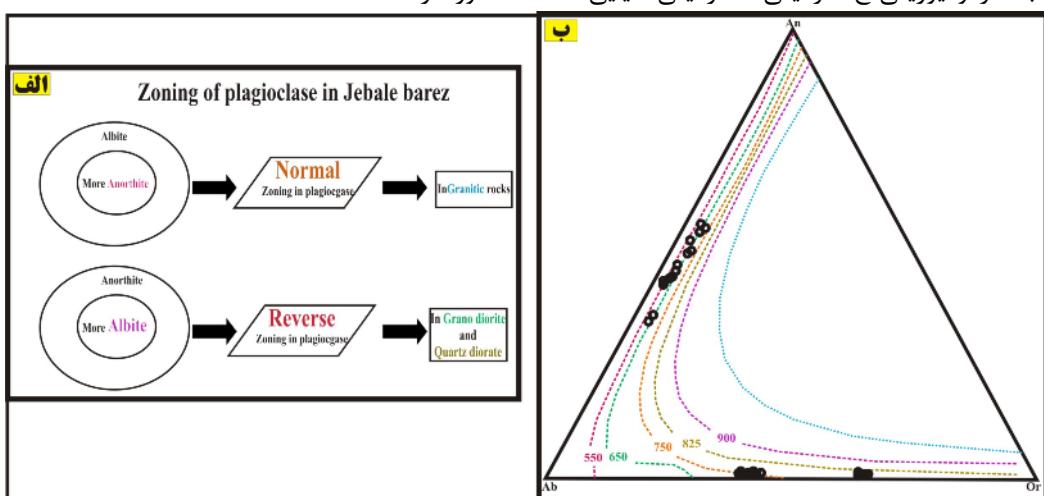
دارای کمترین مقدار کانی ارتوز بوده‌اند (شکل ۲-ب). همچنین پلاژیوکلازهای سنگ‌ها در دو گستره‌ی آندزین و لاپرادوریت (An = 35-65) قرار گرفته‌اند (شکل ۲-الف). اما چنانکه قبلاً گفته شد در بیشتر سنگ‌های مجموعه‌ی گراناتیوئیدی جبال بارز در کانی پلاژیوکلاز می‌توان منطقه‌بندی (زونینگ) را مشاهده کرد.

بحث شیمی فلدسپارها به منظور ردیابی فلدسپارهای منطقه‌ی مورد بررسی از شکل ۲ (الف و ب) استفاده شد. بر این اساس، پتانسیم فلدسپارهای منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی قرار گرفته‌اند (گراناتیت‌های قلیابی دارای بالاترین مقادیر، سپس گراناتوپوریت‌ها و در خاتمه نیز کوارتز‌پوریت‌ها



شکل ۲ الف) نمودار رده‌بندی پلازیوکلازها و ب) نمودار رده‌بندی فلدسپارهای قلیایی منطقه‌ی مورد بررسی (در این نمودارها: دایره: گرانیت قلیایی - گرانیت، مریع: گرانودیوریت و لوزی: کوارتزدیوریت).

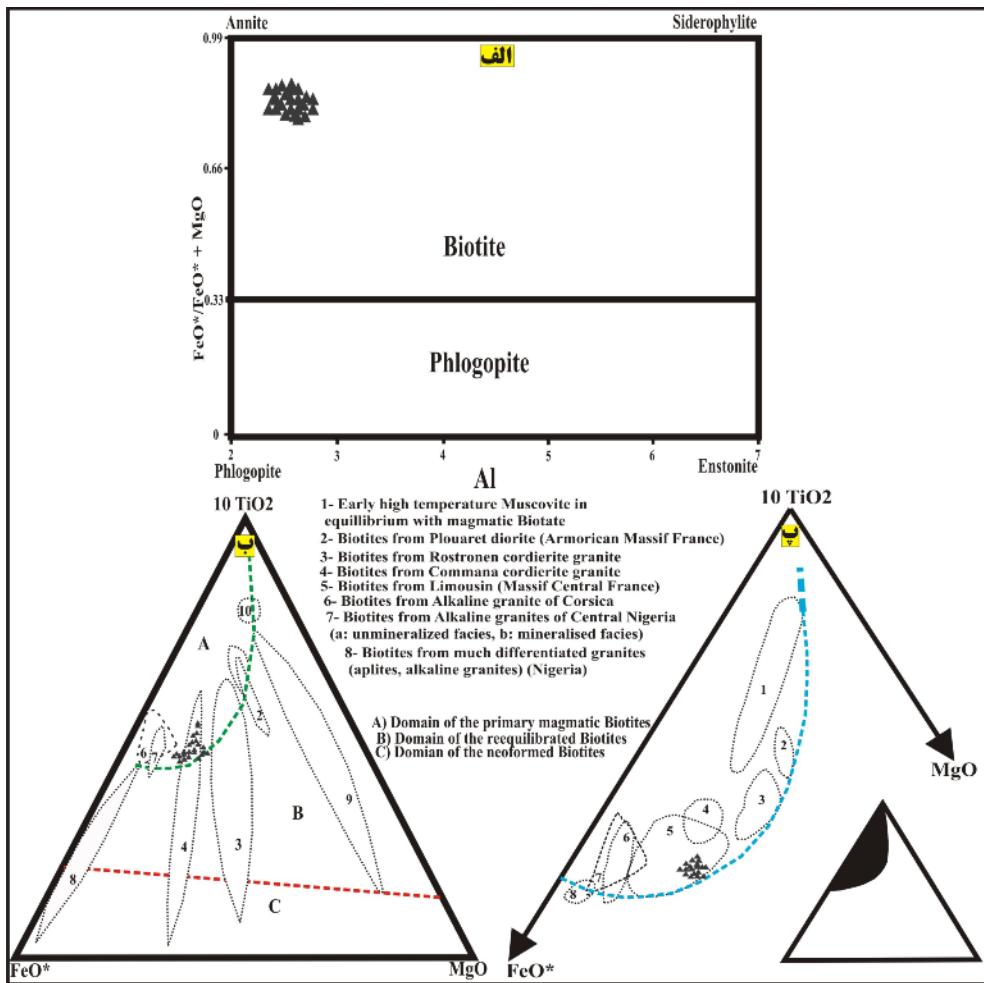
موردن بررسی قرار گرفته‌اند. بیشترین فراوانی این کانی به گرانودیوریت‌ها و کمترین آن مربوط به گرانیت‌های قلیایی وابسته‌اند. دو عضو انتهایی بیوتیت‌ها شامل فلوگوپیت (Mg) و آنیت (Fe²⁺) بوده و کسر مولی X_{FeO^*} (X_{FeO*} = FeO*/(FeO* + MgO)) بیوتیت به سنگ میزان $X_{\text{FeO}^*} \approx 0.18$ تا آن وابسته است. به صورتی که در نمونه‌های بازی ≈ 0.18 . بر اساس $X_{\text{FeO}^*} \approx 1$ در نمونه‌های فلزیک تغییر می‌کند [۱۸]. بر اساس رده‌بندی [۵]، میکاهای منطقه‌ی جبال بارز در گستره‌ی بیوتیت قرار گرفته و بین قطب آنیت و سیدروفیلیت واقع شده‌اند. البته اکثر بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌ها تمایل به قطب آنیت دارند (شکل ۴-الف). از آنجاکه تغییرات TiO_2 تابعی از دما بوده [۱۹] و وابسته به کسر مولی X_{FeO^*} است [۱۸]، بنابراین بر پایه‌ی نمودار سه‌تایی با سطح قاعده‌ای $\text{FeO}-\text{MgO}$ ، این امکان وجود دارد که بیوتیت‌های خاستگاه گرفته از سری‌های فلزیک (FeO) و مافیک (MgO) را از هم تشخیص داد. زیرا برای کسر خاصی از FeO^* ، مقادیر TiO_2 تابعی از دمای تشکیل و شکل‌گیری بیوتیت است. بررسی چگونگی بیوتیت‌ها در نمودار سه‌تایی $\text{TiO}_2-\text{FeO}-\text{MgO}$ [۶] برای سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها، بیشتر از نوع ماقمای اویله بوده ولی گاهی متمایل به گستره‌ی بیوتیت‌های دوباره متعادل شده نیز هستند. چنانکه در شکل ۴-ب و پ دیده می‌شود، بیوتیت‌های یاد شده در ناحیه‌های A و B و گستره‌های ۴ و ۵ واقع شده‌اند. بیوتیت‌های گستره ۵ از ناحیه A، دارای کمترین مقدار TiO_2 بوده و پایین‌ترین گستره‌ای است که بیوتیت‌های ماقمایی اویله در کسر مولی FeO بین ۰.۷-۰.۸۵ حضور دارند.



به منظور تشخیص منطقه‌بندی عادی یا وارون، آنالیز ریزپردازش الکترونی از حاشیه به مرکز بلور انجام شد. با بررسی نتایج مشخص شد، با اینکه گستره‌ی تغییر ترکیب در همه‌ی سنگ‌ها، از آندزین تا لابرادوریت در تغییر است. با این حال، در سنگ‌های گرانیتی، حاشیه پلازیوکلازها نسبت به مرکز از درصد آنورتیت کمتری برخوردار است و این نمایانگر منطقه‌بندی عادی در این کانی‌هاست. اما در گرانودیوریت‌ها و کوارتزدیوریت‌ها حاشیه پلازیوکلاز از مقدار آنورتیت بیشتری نسبت به مرکز برخوردار بوده و این نشان دهنده‌ی منطقه‌بندی وارون است (شکل ۳-الف). منطقه‌بندی وارون، بیانگر عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر فرایندهایی مانند اختلاط ماقمایی و یا تغییر فشار بخار آب هنگام تبلور پلازیوکلازهاست.

به منظور دما‌سنجی با دو فلدسپار، داده‌های وابسته به فلدسپارهای منطقه‌ی مورد بررسی روی نمودار سه‌تایی-An-Or-Ab [۱۶] تطبیق داده شد. همانطور که در شکل ۳-ب، دیده می‌شود، بر اساس این روش، دمایی در حدود ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد تعیین شد (فسار به صورت فرضی یک کیلوبار در نظر گرفته شد). البته به نظر می‌رسد که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ی نفوذی مزبور، دمای ۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه بوده است. احتمالاً پایین بودن دمای محاسبه شده، ناشی از شکل‌گیری ماقمایی در زیر نقطه انجام‌داد ترکیب فلدسپارها در طول تبلور توده بوده است [۱۷، ۱۶]. شیمی بیوتیت: همانطور که اشاره شد، بیوتیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در سه گروه کوارتزدیوریتی، ب) گرانودیوریتی (ج) گرانیتی - گرانیتی قلیایی

شکل ۳ الف) منطقه‌بندی عادی در گرانیت و منطقه‌بندی وارون در گرانودیبوریت و کوارتزدیبوریت و ب) نمودار سیستم An-Or-Ab جهت تعیین دمای تعادلی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی مجموعه‌ی جبال بارز.



شکل ۴ الف) بررسی انواع میکاهای آهن و منیزیم دار در نمودار چهار قطبی [۵]، ب) تعیین خاستگاه بیوتیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک جبال بارز. گسترهای نشان داده شده با نقطه چین در این شکل، به ترکیب گرانیت‌های موجود در انواع سنگ‌های نفوذی فلزیک تا حد واسط در مناطق مختلف وابسته است [۶] و پ) بررسی وضعیت بیوتیت‌های ماقمایی و دوباره متداول شده، مربوط به نمونه‌های مختلف از گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیک جبال بارز در نمودار سه‌تایی $10\text{TiO}_2\text{-FeO-MgO}$ [۶].

داده که پلئوکروئیسم شدیدتری نشان می‌دهند (شکل ۵-الف و پ). ریزاخترهای رخداد دگریختی در برخی نمونه‌ها و شواهد منطقه‌ای فعالیت زمین ساختی در این نقاط [۱۵]، به طور شفاف، نشان از تنش‌هایی بر مجموعه سنگی است (شکل ۵-ت) و محصولات ناشی از دگرسانی در راستای درز و ترک ایجاد شده در کانی‌هایی مثل بیوتیت و آمفیبول قابل مشاهده هستند. ولی بیوتیت‌های گسترده دوباره متداول شده، با محتوی TiO_2 پایین‌تر، رنگ روشن‌تر و پلئوکروئیسم ضعیف‌تر مشخص می‌شوند. دگرسانی بیوتیت که در بررسیهای میکروسکوپی قابل مشاهده است (تغییر رنگ، تغییرات پلئوکروئیسم و غیره) به ندرت با تبلور دوباره (ناحیه C)

چنانکه در شکل ۴ دیده می‌شود، با کاهش کسر مولی FeO ترکیب بیوتیت‌های ماقمایی موجود در گسترهای ۲، ۳ و ۱ به سمت مقدیر بالاتری از TiO_2 تمایل دارد که در بالاترین مقدار و کمترین کسر مولی FeO مربوط به سنگ‌های مافیک و اولترامافیک است. بیوتیت‌هایی که در گسترهی ۴ قرار گرفته و مقدار TiO_2 آن‌ها کمتر از حد بیوتیت‌های ماقمایی اولیه است، جزء ناحیه B به حساب می‌آیند. تفاوت‌های میکروسکوپی تشخیص داده شده بین این دو سری بیوتیت شامل تغییر رنگ، پلئوکروئیسم، بافت و شکل است. به این ترتیب که بیوتیت‌های ماقمایی اولیه با محتوای TiO_2 بالاتر، رنگ تیره‌تر تمایل به قهوه‌ای داشته، بلورهای خودشکل باگت مانند و میله‌ای تشکیل

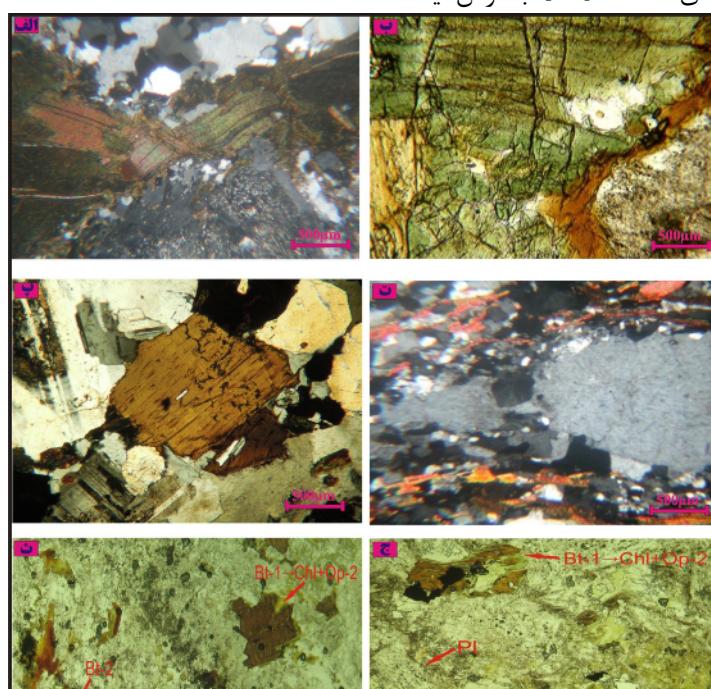
جز Mg و Fe، جانشینی دیگری برای تعادل بیوپیت در خط اتصال (محلول جامد) بیوپیت-فلوگپیت اثر خاصی ندارد، گریزندگی اکسیژن را یک متغیر وابسته به تشکیل بیوپیت برآورد کرده‌اند و براساس مقدار $Fe/Fe+Mg$ دو روند متضاد در گریزندگی اکسیژن و دما تشخیص دادند [۲۱]: (الف) روند اکسایش که بیوپیت به صورت فراینده‌ای با کاهش دما (یا پیشرفت تبلور) از نظر منیزیم غنی تر می‌شود. (ب) روند احیاء که بیوپیت به صورت فراینده‌ای از Fe غنی تر می‌شود. در نمودار [۲۱]، ترکیب بیوپیت در گرانیتوئیدهای $Fe^{2+}-Fe^{3+}-Mg$ جبال بارز در گستره‌ی گرانیتهای مگنتیتی قرار گرفته و این نشان دهنده شرایط اکسیدی این توده‌ی نفوذی است (شکل ۷). خطوط خطيچین، ترکیب بیوپیت‌های میانگیر در سیستم سه‌تایی Oxybiotite-Annite- Phlogopite را نشان داده و این میانگیرها عبارتند از:

quartz-fayalite-magnetite (QFM)-nickel-nickel oxide (NNO)-hematite-magnetite (HM)

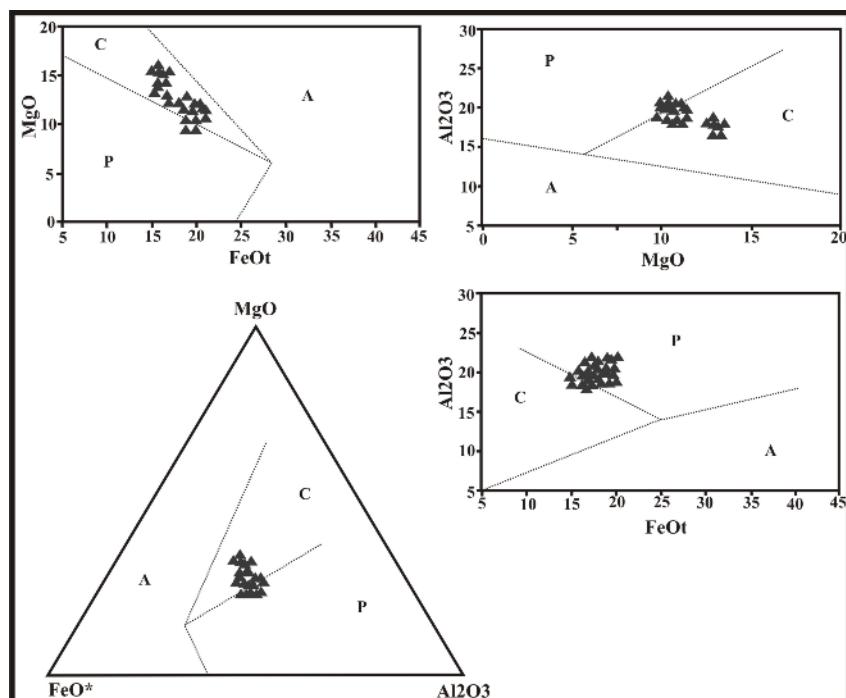
مقادیر بالای گریزندگی اکسیژن در این نمونه‌ها با گرانیتهای شبکه‌خشان از نوع I و گرانیت نوع مگنتیتی [۲۱] همخوانی دارند. بنابراین با توجه به حضور برونبوم‌های مافیک [۱۲]، به نظر می‌رسد که نمونه‌های برسی شده، یعنی نمونه‌های گرانیتی، سرشار از بیوپیت، نمادی از مگماتیسم شبکه رخshan از نوع I در این منطقه هستند و این خاستگاه برای کل مجموعه قابل تعمیم است. زیرا حتی در مقیاس میکروسکوپی نیز شواهدی از قبیل حضور مجموعه‌های تیتانیت + مگنتیت \pm کوارتز در بسیاری از نمونه‌ها، بیانگر میانگیری اکسیژن بین NNO و HM بوده و به شرایط اکسایش اشاره دارد. مقادیر بالای گریزندگی اکسیژن در ماقمای گرانیتی، بیانگر یک محیط زمین ساختی فشارشی بوده و همگرایی مرزهای ورقه‌ها را نشان می‌دهد [۲۲، ۲۳، ۲۴].

اکسیدهای آهن و تیتانیوم همراه است [۶]. ولی با توجه به موقعیت زمین ساختی منطقه‌ی مورد بررسی و چگونگی تکتونوماگمایی آن و حضور مناطق برشی محلی که می‌توانند همزمان و یا بعد از ماقماتیسم فعال باشند، و با توجه به شواهد بخشی از بیوپیتها نیز در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک همانند آمفیبول به وجود آمده و از نوع بیوپیتها به تشکیل دوباره در اثر فرآیند تبلور دوباره وابسته‌اند (شکل ۵-ب). تصاویری که از انواع بیوپیتها در شکل (۵ و ج) دیده می‌شوند، تفاوت‌های آن‌ها را به نمایش می‌گذارند. در حالت کلی می‌توان گفت بیوپیتها دوباره متعدد شده‌ی گستره‌ی B شکل ۴، با بیوپیتهای ثانویه دارای کانی‌های آپاتیت، روتیل و اکسیدهای آهن-تیتانیوم، هماهنگی دارند. بر مبنای نموداری [۸] که با استفاده از مقادیر سه اکسید $Al_2O_3-FeO^*-MgO$ در بیوپیتها، برای تفکیک گرانیتوئیدها ترسیم شده، نسبت میانگین FeO^*/MgO در بیوپیتها سنگ‌های قلیایی، برابر ۰/۷۰۴، در سنگ‌های پرآلومین برابر ۰/۸۴۴ و در سنگ‌های آهکی قلیایی برابر ۰/۷۶ در نظر گرفته شده و سری‌های ماقمایی تشکیل دهنده بیوپیتها با استفاده از مقدار و نسبت‌های جانشینی این سه اکسید تعیین شده است. بر این اساس، اغلب بیوپیتهای نمونه‌های گرانوودیوریتی و کوارتزدیوریتی در گستره‌ی آهکی- قلیایی قرار گرفته و به گستره‌ی پرآلومین تمایل دارند، ولی نمونه‌های گرانیتی در گستره‌ی پرآلومین قرار گرفته‌اند (شکل ۶).

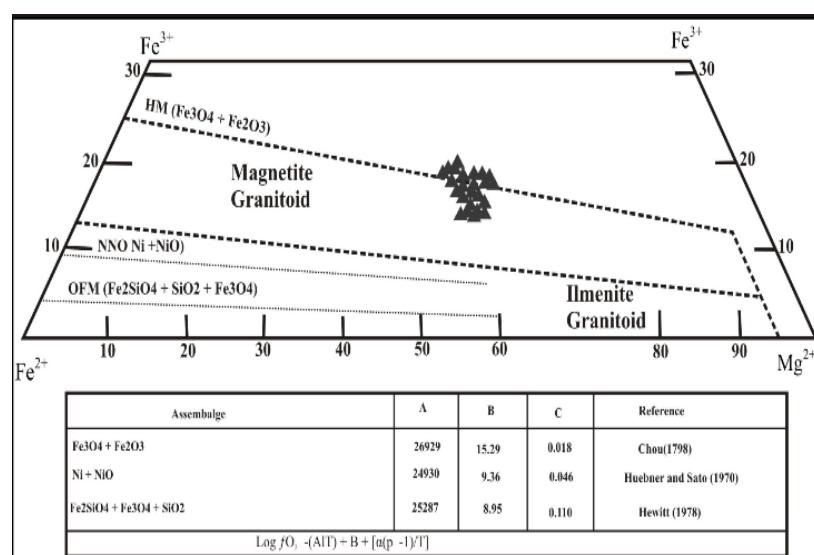
تعیین گریزندگی اکسیژن از طریق ترکیب بیوپیت: مقدار گریزندگی اکسیژن ماقما به مواد خاستگاه و محیط زمین ساختی آن وابسته است، به طوری که ماقمای گرانیتی مشتق از رسوب‌های (نوع S) معمولاً حالت احیائی داشته و گرانیتهای نوع I نسبتاً اکسیدی هستند [۲۰]. با فرض اینکه



شکل ۵ (الف) بیوپتیت‌های کشیده سبز رنگ تیره با چندرنگی مشخص در نور عادی از یک نمونه‌ی گرانیتی؛ (ب) بیوپتیت ثانویه که محصول دگرسانی پیشرفت‌های در آمفیبولوها است؛ (پ) حلقه‌ای از بیوپتیت‌های اولیه که دارای پلئوکروئیسم شدید و ادخال‌هایی از آپاتیت است؛ (ت) کوارتزهای چشمی در نمونه گرانیتی قلیایی، دنباله کوارتزی، کوارتزهای با خاموشی موجی و خردشگی در حاشیه‌ی درشت بلور. کوارتز از شواهد رخداد تنش و تشکیل بیوپتیت‌های دوباره متبلور شده با خاموشی چشمی در اثر فرآیند تبلور دوباره هستند؛ (ث و ج) تصاویری از هر دو نسل بیوپتیت را در کنار هم نشان می‌دهد.



شکل ۶ تعیین سری مagmaی بر اساس شیمی بیوپتیت [۸]. گسترده‌ها: A: قلیایی، C: آهکی-قلیایی، P: پرآلومین.



شکل ۷ نمودار سهتایی $\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}-\text{Fe}^{3+}$ به منظور تعیین گریزندگی اکسیژن در گرانیتوئیدهای جبال بارز [۲۱].

بار توسط یوشیدا [۴]، برای فشارسنجدی سنگ‌های گرانیتی تعدادی از معادن ژپن ارائه شد. اعتقاد بر این است که فشار محاسبه شده با استفاده از محتوای کل آلومینیم بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی، حاصل کاهش حجم بیوتیت و ماقمای همراه آن طی فروزانش است [۴]. همچنین بین محتوای کل آلومینیم در بیوتیت و فشار انجماد توده‌های گرانیتوئیدی، ارتباطی وجود دارد. برای تایید این فرضیه، پژوهندگان داده‌های مربوط به فشار انجماد در مناطق مختلف گرانیتی را که از قبل و با روش‌های دیگری مثل فشارسنجدی با آمفیبیول [۱] و نیز فشارسنجدی اسفالریت بود، با محتوای آلومینیم کل بیوتیت مقایسه کردند و متوجه شدند که ارتباط بسیار خوبی بین محتوای آلومینیم کل بیوتیت با فشار انجماد برقرار است. بر اساس نتایج این پژوهش، با افزایش فشار انجماد، Al^T بیوتیت نیز افزایش می‌یابد. به همین دلیل [۴] پیشنهاد کرد که می‌توان از محتوای آلومینیم کل بیوتیت به عنوان یک زمین فشارسنجد در سنگ‌های گرانیتی استفاده کرد. معادله‌ی تجربی آن به قرار زیر است:

$$P \text{ (kb)} = 3.03 \times \text{Al}^T - 6.53 (\pm 0.33)$$

بنابراین با استناد به بررسی‌های قبلی [۱۱] و با توجه به بررسیهای انجام شده روی کانی بیوتیت، احتمالاً سنگ‌های گرانیتی منطقه‌ی مورد بررسی، حاصل تشکیل ماغما در منطقه‌ی فرورانشی هستند.

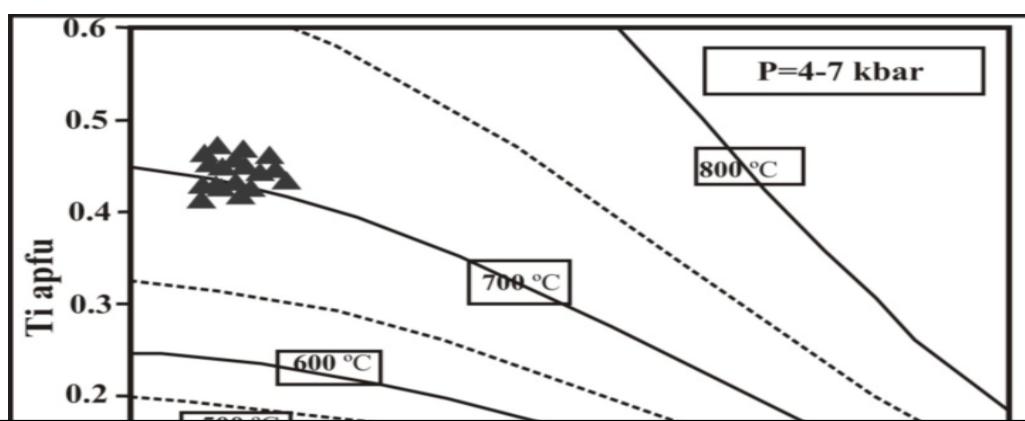
دماسنجدی با استفاده از مقدار تیتانیم بیوتیت: زمین‌دماسنجد مقدار تیتانیم در بیوتیت [۲۵]، بر اساس غلظت Ti برای شبه-پهنه‌ای‌های پرآلومین بنا شده است. دمای توانند هم با ترسیم مقادیر Ti و $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ روی یک نمودار دوتایی ساده (شکل ۸) و هم با محاسبه‌ی T در فرمول زیر به دست آید:

$$T = ([\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3]/b)^{0.333}$$

Coefficient	a	b	c
Value	-2.3594	4.6482e-9	-1.728

که در آن T دما بر حسب درجه‌ی سانتی‌گراد، Ti تعداد اتم‌ها در واحد فرمول یا (apfu) بهنجار شده به ۲۲ اکسیژن، X_{Mg} برابر با $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ و a , b و c پارامترهای جدول بالا هستند. این فرمول برای مقادیر $\text{X}_{\text{Mg}} = 0.275-1.0$ ، $\text{Ti} = 0.04-0.6$ apfu و $T = 480-800^\circ\text{C}$ معتبر است. بر اساس این دماسنجد، دمای تعادل گرانیتوئیدهای جبال بارز بین ۶۷۲ تا ۷۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد (میانگین ۶۹۴ درجه‌ی سانتی‌گراد) محاسبه شده است (شکل ۸).

فشارسنجدی با استفاده از محتوای آلومینیم کل (Al^T) بیوتیت: فشارسنجدی سنگ‌ها بر اساس محتوای آلومینیم کل آمفیبیول (Al^T)، روشی متداول است که توسط پژوهندگان مختلفی انجام شده است [۳، ۲۶-۲۸]. اما فشارسنجدی سنگ‌های گرانیتی بر اساس محتوای آلومینیم کل بیوتیت برای اولین



شکل ۸ نمودار ایزوترم برای زمین‌دما‌سنج تیتانیم در بیوتیت [۲۵].

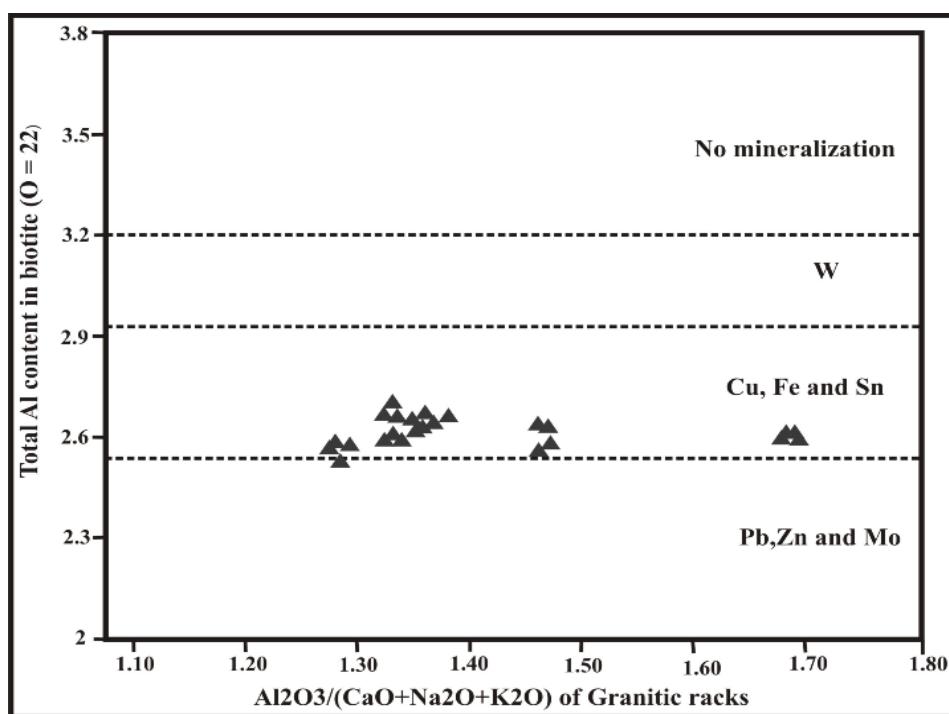
دگرسانی، حداقل در بخشی از جبال بارز (منطقه‌ی دلفارد)، با منطقه‌بندی ارائه شده توسط [۳۱] هم‌خوانی دارد [۲۹ و ۳۰]. پس Al^{T} بیوتیت معياری برای تشخیص و تعیین نوع کانسار تشکیل شده در مناطق گرانیتی بوده و بر این اساس می‌توان به این نتیجه رسید که گرانیت‌وئیدهای منطقه جبال بارز (خصوصاً فازهای پورفیری تاخیری) از نظر کانه‌زایی مس، پتانسیل خوبی دارند.

برداشت

پتاسیم فلدسپارهای سنگ‌های گرانیت‌وئیدی مجموعه‌ی جبال بارز در گستره‌ی ارتوکلاز قرار داشته و پلازیوکلازا در دو گستره آندزین و لاپرادوریت قرار گرفته‌اند. منطقه‌بندی پلازیوکلاز در گرانیتها عادی و در کوارتزدیوریت و گرانودیوریتها معکوس است. دما‌سنجی با دو فلدسپارها، دمای ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. بر اساس کانی شناختی شیمی، کانی بیوتیت بین دو قطب آنیت و

در این معادله، Al^{T} محتوی کل آلومینیم بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن است. از این روش برای تعیین فشار ایجاد شده روی سنگ‌های گرانیتی منطقه جبال بارز هنگام انجام دستفده شد. نتایج نشان می‌دهد که دامنه‌ی تغییرات فشار در مجموعه‌ی گرانیت‌وئیدی جبال بارز بین ۰,۱۵ kb تا ۱,۸۷ kb (با میانگین ۱,۳۲ kb) در تغییر است. از سوی دیگر، بین Al^{T} بیوتیت و فشار جایگیری، و تشکیل نوع کانسارها ارتباط برقرار است [۴]. بدین صورت که اگر Al^{T} بیوتیت در مقابل ضرب اشباع از آلومینیم ($\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)/ (Al_2O_3) در یک نمودار ترسیم شوند، این روابط بین Al^{T} بیوتیت سنگ‌های گرانیتی با نوع کانسار برقرار است (شکل ۹): ۱- کانسارهای سرب، روی و مولیبدن در سنگ‌های گرانیتی: $\text{Al}^{\text{T}} < ۲/۴$ -۲ کانسارهای مس، آهن و قلع در سنگ‌های گرانیتی: $\text{Al}^{\text{T}} < ۲/۴$ -۳ کانسار تنگستن در سنگ‌های گرانیتی: $\text{Al}^{\text{T}} < ۲/۴$ -۴ گرانیت‌های بدون کانه‌زایی: $\text{Al}^{\text{T}} < ۲/۹$ -۵ بیوتیت در سنگ‌های گرانیت‌وئیدی جبال بارز، بین ۲/۱۰ تا ۲/۸۰ در تغییر است و این بدان معناست که این سنگ‌ها توانایی کانه‌زایی مس، آهن و قلع را دارند (شکل ۹).

در بررسی‌های صورت گرفته قبلی در این منطقه، مشخص شده که شواهد کانه‌زایی مس پورفیری در بسیاری از نقاط این منطقه دیده شده و دگرسانی‌های شناسایی شده در گرانیت‌وئیدهای جبال بارز شامل، دگرسانی‌های سیلیسی، پتاسی، پیریتی-فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک است [۲۹، ۱۳] و ۳۰]. همچنین بررسی‌های صورت گرفته نشان دادند که



شکل ۹ رابطه‌ی ضریب اشباع از آلومینیم (Al^T) و محتوی آلومینیم کل ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) بیوتیت با کانه‌زایی در منطقه‌ی جبال بارز.

experimentally to 12 kbars In: Spencer RJ, Chou I-M, (eds) *Fluid–mineral interactions: a tribute to H.P. Eugster*", Geochem. Soc Spec Publ, 2, (1990) 59–63.

[2] Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Berlin, eidelberg, New York, Springer-Verlag, 7th edition, 341 p. Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. & Fukuoka, M., 1991- A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 109, (2002) 130-137.

[3] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure; an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", Contrib Mineral Petrol 110,(1992) 304–310.

[4] Uchida E., Endo S., Makino M., "Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits", Resource Geology, 57, (2007) 47–56.

سیدروفیلیت قرار گرفته و بیشتر از نوع ماقمای اولیه بوده ولی بخشی از بیوتیتها خواص بیوتیت‌های دواره متعادل شده اند. همچنین بیوتیتها بین میانگیر NNO و HM قرار گرفته و جزء گرانیت‌های سری مگنتیتی ایشی‌ها را بوده و برقراری شرایط اکسیدی را نشان داده و بیانگر محیط زمین ساختی فشارشی بوده و تشکیل ماقما در منطقه‌ی فرورانش را نشان می‌دهد. بر اساس دماستج تیتانیوم، دمای تعادل در بیوتیت از ۶۷۲ تا ۷۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در تغییر است. دامنه تغییرات فشار بر اساس Al^T بین ۱۸۷ kb تا ۱۵ kb در متغیر است. همچنین Al^T بیوتیت در سنگ‌های منطقه‌ی جبال بارز، بین ۲۱۰ تا ۲۸۰ در تغییر می‌کند. بر این اساس، سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز توانایی خوبی در کانه‌زایی مس دارند.

مراجع

- [1] Thomas W., Ernst W.G., "The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks; a mineralogic barometer calibrated

- [۱۴] قربانی م., "زمین‌شناسی ایران" انتشارات آرین زمین . ص. ۴۸۸، (۱۳۹۳)
- [۱۵] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., *Field observations, Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East - North East Jiroft)"*, Journal of Tethys: 2. 3(2014) 178–195.
- [۱۶] Anderson J.L., *Status of thermobarometry in granitic batholiths, Transactions of Royal Society Edinburgh*, Earth Science 87 (1997) 125-138.
- [۱۷] Kroll H., Evangelakis C., Voll G., *Two feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 14 (1993) 510-518.
- [۱۸] Abrecht J., Hewitt D.A., *Experimental evidence on the substitution of tin in biotite"*, Am. Miner. 73 (1988) 1275–1284.
- [۱۹] Robert J.L., *Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions"*, Chem. Geol. 17 (1976) 213–227.
- [۲۰] Ishihara, S., The Magnetite- Series and Ilmenite- Series Granitic rocks. Mining Geology, 27(1977), 293-350.
- [۲۱] Wones D. R., Eugster H. P., *Stability of biotite: experiment, theory and application"*, Am. Mineral. 128 (1965) 50 -72.
- [۲۲] Ewart A., *A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In Fred Barker, Ed., Trondhjemites, dacites, and related rocks*, Springer-Verlag, (1979) 12-101.
- [۲۳] 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.
- [۲۴] Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M. and Ali S. M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic [5] Deer W.A., Howie R.A., Zussman, J., "An introduction to the rock-forming minerals", 2nd edition, Longman, Harlow (1992.)
- [۶] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites*", C. R. Geoscience 337, (2005) 1415–1420.
- [۷] Buda G., Koller F., Kovacz J., Ulrych J., *Compositional variation of biotite from VARISCAN GRANITOIDS in central Europe: A statistical evaluation*", Acta Mineralogica-Petrographica, 45/1(2004) 21-37.
- [۸] Abdel-Rahman A., *Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous Magmas*", J. Petrol. 35 (1994) (2) 525–541.
- [۹] Putirka K.D., *Thermometers and barometers for volcanic systems*", Rev Mineral Geochem 69(2008) 61–120.
- [۱۰] درویشزاده ع., "زمین‌شناسی ایران", انتشارات امیرکبیر ص. ۴۳۴، (۱۳۸۳)
- [۱۱] رسولی ج., قربانی م., احمدزاده و., "پترولوزی توده‌های نفوذی کمپاکس گرانیتیوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب خاور جیرفت)" فصلنامه علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۳b)، زیرچاپ.
- [۱۲] رسولی ج., قربانی م., احمدزاده و., "استفاده از شواهد صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیابی در تعیین منشاء انکلاوهای ماقمایی مجموعه پلوتونیک جبال بارز (شرق و شمال شرق جیرفت)" مجله پترولوزی، دانشگاه اصفهان (۱۳۹۳a)، زیرچاپ.
- [۱۳] یزدانفر ا., "پترولوزی توده‌های نفوذی تأخیری (دره حمزه، میجان و کرور) در با拓ولیت جبال بارز و ارتباط آنها با کانی سازی مسن" پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوزی (۱۳۸۹)، دانشگاه شهری‌بهشتی تهران، ۱۵۲ صفحه.

caldera (California) volcanic rocks" Geology 17 (1989) 837–841.

[۲۹] قربانی م.، "زمین‌شناسی اقتصادی و منابع معنی و طبیعی ایران" انتشارات آرین‌زمین (۱۳۸۶)، ۶۳۹ ص.

[۳۰] رسولی ج.، "پترولوژی و زیستی‌می مجموعه گرانیت‌وئیدی جبال‌بارز با نگرشی به زون‌بندی دگرسانی و کانی‌سازی مس (شمال شرق جیرفت)" رساله دکتری پترولوژی (۱۳۹۳)، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران، ۳۶۶ صفحه.

[31] Lowell J.D., Guilbert J.M., *Lateral and Vertical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits*, Economic Geology 65 (1970) 373-408.

Implications" Journal of African Earth Sciences 38(2004) 255–268.

[25] 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) 316-328.

[26] Hammarstrom J. M., Zen E., *Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer*, American Mineralogist 71(1986) 1297-1313.

[27] Anderson J.L., Smith D.R., *The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer*, Am Mineral 80 (1995) 549– 559.

[28] Johnson M.C., Rutherford M.J., *Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley*