

## کاربرد شیمی کانی بیوتیت در برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی مردهک، جنوب شرق جیرفت (جبال بارز)

راضیه مرادی<sup>۱</sup>، حبیب اله قاسمی<sup>۱\*</sup>، ایمیلیو ساکانی<sup>۲</sup>، محسن مباشری<sup>۳</sup>، لامبرینی پاپادوپولو<sup>۴</sup>

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران، شاهرود، ایران

۲- دانشکده فیزیک و علوم زمین، دانشگاه فرارا، ایتالیا

۳- شرکت مهندسی مشاوره‌های کاواک آرای نوین معدن، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران، کرمان، ایران

۴- دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه آریستوتل (تسالونیکه)، یونان

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۴/۳۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۶/۱۷)

**چکیده:** توده‌های گرانیتوئیدی مردهک در جنوب شرق جیرفت (جبال بارز)، در بخش جنوب شرقی نوار ماگمایی ارومیه- دختر شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. این سنگ‌ها دارای بافت کلی دانه‌ای شامل فلدسپار (پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی)، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز هستند. زیرکن و آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی و کلریت، سیرسیت، اپیدوت و کلسیت به عنوان کانی‌های ثانویه ناشی از دگرسانی در این سنگ‌ها حضور دارند. ترکیب بیوتیت‌ها در گستره‌های آنیت و سیدروفیلیت، ترکیب پلاژیوکلازها بین الیگوکلاز تا بایتونیت و ترکیب فلدسپارهای قلیایی در گستره ارتوکلاز قرار دارند. بیوتیت‌های موجود در این سنگ‌ها، از نوع غنی از منیزیم (بیوتیت منیزیم) تا غنی از آهن (بیوتیت آهن‌دار) متغیر هستند. ترکیب بیوتیت‌ها بیانگر ماهیت آهکی قلیایی آذرین (نوع I) محیط کمان فرورانش کرانه قاره برای این گرانیتوئیدهاست. شرایط تبلور و تعادل نهایی بیوتیت‌ها بر اساس مقدار Ti موجود در آن‌ها، بیانگر دماهای ۵۴۵ - ۷۸۵ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۲۶۲ - ۰.۳۰ کیلو بار است. دماسنجی براساس ترکیب فلدسپارها نیز دمای جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی مردهک را در گستره ۶۵۰ - ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. دماسنجی کلریت بر اساس تغییرهای مقدار Al<sub>IV</sub> موجود در فرمول ساختاری آن، نشانگر دماهای ۴۱۲ تا ۵۲۷ با میانگین ۴۷۰ درجه سانتی‌گراد بوده که بیانگر تشکیل این کانی در فرایند دگرسانی بعدی بیوتیت است.

**واژه‌های کلیدی:** شیمی بیوتیت؛ مردهک؛ جبال بارز؛ کرمان؛ گرانیتوئید.

### مقدمه

و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور ماگمای والد بستگی دارد [۴] و اغلب با آخرین فاز فرار دوباره به تعادل می‌رسد [۵]. از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌توان برای (۱) برآورد شرایط تشکیل سنگ‌های ماگمایی میزبان، (۲) تعیین گریزندگی اکسیژن ماگمای والد، (۳) برآورد دمای بلوری شدن ماگما، (۴) رده-بندی گرانیتوئیدها، (۵) شناسایی ماهیت ماگما و محیط زمین-ساختی تشکیل و (۶) تعیین سن رویدادهای گرمایی سنگ‌ها

بیوتیت، کانی آهن و منیزیم‌دار آب‌داری است که در گستره وسیعی از شرایط دما و فشار تبلور می‌یابد و به‌عنوان کانی رایج در سنگ‌های آذرین حدواسط و اسیدی (درونی و آتشفشانی) و دگرگونی شناخته می‌شود. این کانی به دلیل تغییرهای قابل توجه در ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی برای تعیین خاستگاه تشکیل سنگ‌ها مفید است [۱-۳]. ترکیب آن بیشتر به ترکیب

\*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۱۷۳۵۸۸۱، پست الکترونیکی: [h-ghasemi@shahroodut.ac.ir](mailto:h-ghasemi@shahroodut.ac.ir)



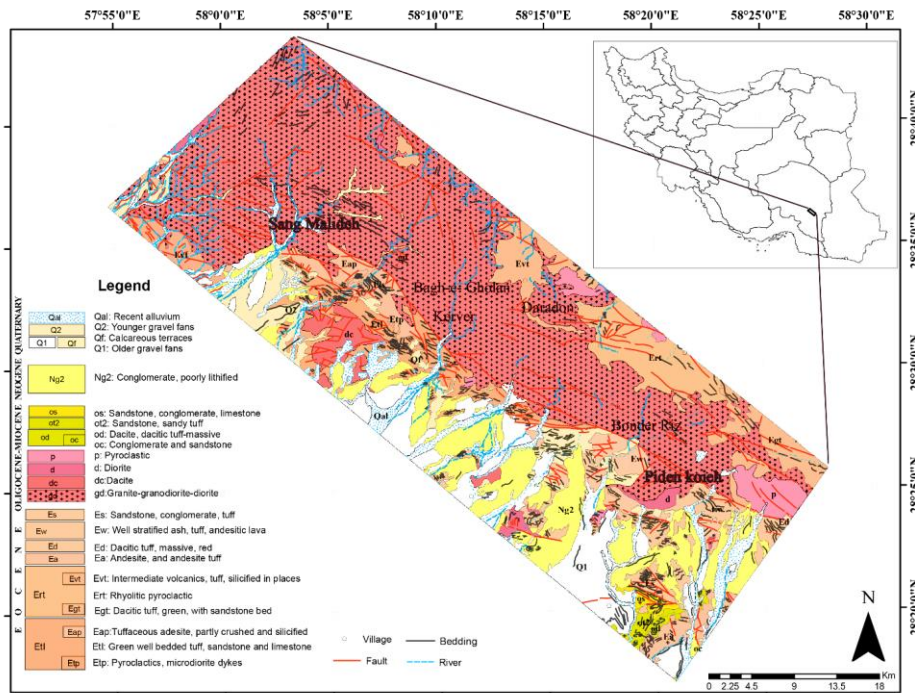
نفوذی منطقه مردهک در جنوب شرق جیرفت به عنوان بخشی از رشته جبال بارز از نوار ماگمایی-فلززایی کرمان و استفاده از آن برای برآورد شرایط دما، فشار، ترکیب و وضعیت اکسایش-احیای ماگمای سازنده، پتانسیل کانه‌زایی و عمق جایگزینی این توده‌های گرانیتوئیدی ارائه می‌دهد.

**زمین‌شناسی منطقه**

مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز به عنوان آخرین رخداد نفوذی بزرگ الیگوسن-میوسن، از مهم‌ترین بخش‌های کمان ماگمایی سنوزوئیک ارومیه- دختر است که در جنوب شرق این نوار در شرق شهرستان جیرفت (جنوب استان کرمان) قرار دارد (شکل ۱). توده‌های گرانیتوئیدی این مجموعه به درون سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی ائوسن نفوذ کرده و به دلیل جوانی، فرسایش کم و گسلش بسیار، کوه‌های مرتفع با شیب بسیار تند و ریخت ناهموار را ساخته‌اند، به طوری که دسترسی به بسیاری از مناطق آن‌ها ناممکن است. گرانیتوئیدهای جبال بارز شامل دیوریت، کوارتز دیوریت تا مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت به همراه دایک‌های آپلیتی-پگماتیتی هستند و با دایک‌های دیابازی جوان قطع شده‌اند. حدود ۴۰ درصد حجمی این مجموعه را طیف ترکیبی مافیک-حدواسط و ۶۰ درصد بقیه را طیف اسیدی تشکیل داده‌اند.

استفاده کرد [۱، ۶-۱۳]. در گرانیتوئیدهای آهکی قلیایی، بیوتیت بیشتر به همراه دیگر کانی‌های سازنده سنگ چون هورنبلند، فلدسپار، کوارتز، تیتانیت و اکسیدهای آهن-تیتانیم حضور دارد و ترکیب آن به شدت به ویژگی‌های ماگمای سازنده سنگ وابسته است [۱، ۶]. از این رو، از ترکیب بیوتیت می‌توان برای شناسایی ویژگی‌های مختلف فیزیکوشیمیایی سنگ ماگمایی دربردارنده استفاده کرد [۱۴-۱۶]. به این ترتیب، شیمی بیوتیت برای بررسی تکامل ماگمایی و گرمایی [۱۷، ۱۸] و تعیین خاستگاه سنگ‌های گرانیتی مفید است [۱۹-۲۳]. افزون بر این، از ترکیب بیوتیت می‌توان برای آزمون تعادل، یعنی باز تبلور زیر خط انجماد یا فرآیندهای تبدیلی به صورت جفت با سایر کانی‌ها چون فلدسپار پتاسیم [۱۷، ۲۴] و آپاتیت [۲۵-۲۷] استفاده کرد.

توده‌های گرانیتوئیدی جبال بارز از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده‌اند و بررسی‌های ارزشمندی بر آن‌ها انجام شده است [۲۸-۳۹]، اما در این پژوهش‌ها به شیمی کانی‌های سازنده سنگ‌ها و استفاده از آن برای شناسایی شرایط تشکیل، تبلور، پتانسیل کانه‌زایی و عمق جایگزینی این توده‌ها پرداخته نشده است. این پژوهش، برای نخستین بار اطلاعاتی جامع در مورد ترکیب شیمیایی بیوتیت، فلدسپار و کلریت در توده‌های



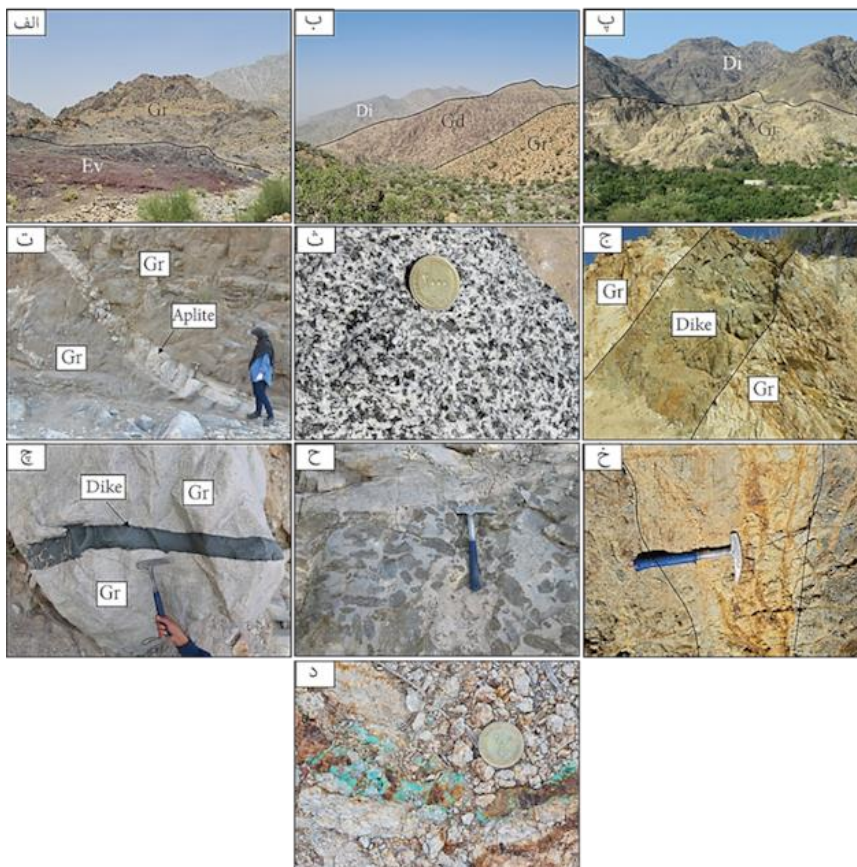
شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مردهک برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جبال بارز [۴۰]، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ حنا [۴۰] و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزواریان [۴۱].

(گسل‌های جبال بارز شمالی و جبال بارز جنوبی) قرار دارد. فعالیت ماگمایی سنوزوئیک در منطقه شامل دو مجموعه مشخص است: (الف) مجموعه قدیمی‌تر شامل سنگ‌های آتشفشانی (بازالت، آندزیت، بازالت، آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت)، آذرآواری (آگلومرا، برش و انواع توف) و رسوبی (کنگلومرا، ماسه‌سنگ، لای‌سنگ، شیل و آهک) ائوسن و (ب) مجموعه جوان‌تر ائوسن پسین-الیگومیوسن شامل توده‌های گرانیتوئیدی حدواسط-اسیدی که همه با دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند.

روابط زمین‌شناسی صحرایی گرانیتوئیدها نشان‌دهنده مراحل مختلف در فرآیند جایگزینی توده‌های نفوذی است. مرحله اولیه جایگزینی این سنگ‌ها شامل نفوذ توده‌های تیره رنگ دیوریتی-کوارتز دیوریتی به درون سنگ‌های ائوسن پیشین-میانی است (شکل ۲ الف).

شواهد بسیاری از فرایندهای آشیانه ماگمایی اختلاط و آمیختگی ماگمایی به صورت حضور درونبوم‌های ریزدانه‌ای مافیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه دیده می‌شود. این درونبوم‌ها به شکل بیضی تا کروی با طول‌های متغیر از چند سانتی‌متر تا بیش از ۳۰ سانتی‌متر دیده می‌شوند. بررسی‌های سنگ‌شناسی انجام شده بر فعالیت ماگمایی گرانیتوئیدی جبال بارز، نشانگر ویژگی‌های ماگماهای گرانیتوئیدی آهکی‌قلیایی، متآلومین نوع محیط‌های کم‌انرژی در ارتباط با نوار کوه‌زایی برخوردی آلپ-همی‌آلپ، ناشی از فرورانش به سمت شمال‌ر یا شکسته‌شدن ورقه اقیانوسی تتیس در ریز صفحه ایران مرکزی است [۳۲-۳۴، ۳۶-۳۹، ۴۲، ۴۲-۴۴].

منطقه مردهک به عنوان بخشی از مجموعه جبال بارز در جنوب شرق شهر جیرفت، در جنوب شرق نوار مس پورفیری کرمان، بین دو گسل راست‌الغز شمال غربی- جنوب شرقی



شکل ۲ تصاویر صحرایی از سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز در منطقه مردهک در جنوب شرق جیرفت. الف) جایگزینی گرانیتوئیدها در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن، ب) پهنه‌بندی عادی گرانیتوئیدها، پ) جایگزینی گرانیت‌ها به درون دیوریت‌ها، ت) جایگزینی دایک آپلیتی در بخش گرانیتی. ث) ساخت دانه‌ای درشت بلور گرانودیوریت‌ها. ج و چ) جایگزینی دایک دیابازی در گرانیت‌ها. ح) حضور درونبوم‌های ریزدانه ای‌ریزگرانیتوئیدی مافیک در گرانیت‌ها. خ و د) حضور پهنه دگرسانی آرزلیتی و سیلیسی-اکسید آهنی و کانه‌زایی مس به صورت ملاکیت در گرانیت‌ها. Gr: گرانیت، Gd: گرانودیوریت، Di: دیوریت، Ev: آتشفشانی‌های ائوسن.

نمونه‌هاست که در انواع شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و اندازه‌های متغیر حضور دارد و ترکیب آن از آل‌بیت-الیکوکلاز در گرانیته‌ها و فلدسپارقلیایی گرانیته‌ها تا بیوتیت در دیوریت‌ها، کوارتز دیوریت‌ها و کوارتز مونزونیت‌ها متغیر است. سریستی شدن، کلریتی شدن و سوسوریتی شدن از انواع دگرسانی‌های معمول در این سنگ‌ها هستند. فلدسپار پتاسیم به صورت درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بیشتر در نمونه‌های گرانیته و فلدسپارقلیایی گرانیته دیده می‌شود و گاهی اندازه بلورهای آن تا ۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. در سنگ‌های گرانیته و فلدسپارقلیایی گرانیته روابط بین رشد فلدسپارقلیایی و کوارتز، به تشکیل بافت نکاشتاری منجر شده است. کوارتز به عنوان آخرین فاز بلوری، دانه‌های بی‌شکل کوچک تا بزرگی را در بین سایر کانی‌ها تشکیل می‌دهد. کلریت به عنوان فرآورده دگرسانی کانی‌های مافیک (پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) در نمونه‌های دگرسان و پهنه‌های دگرسانی حضور دارد و به رنگ سبز کمرنگ با چندرنگی ضعیف دیده می‌شود. کانی‌های تیره فلزی بیشتر شامل مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت هستند که به صورت دانه‌های شکل‌دار پراکنده و یا به صورت رگچه‌ای و یا انبوهه دانه‌ای در سنگ‌ها و به ویژه در نمونه‌های پهنه‌های دگرسانی دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ الف تا پ).

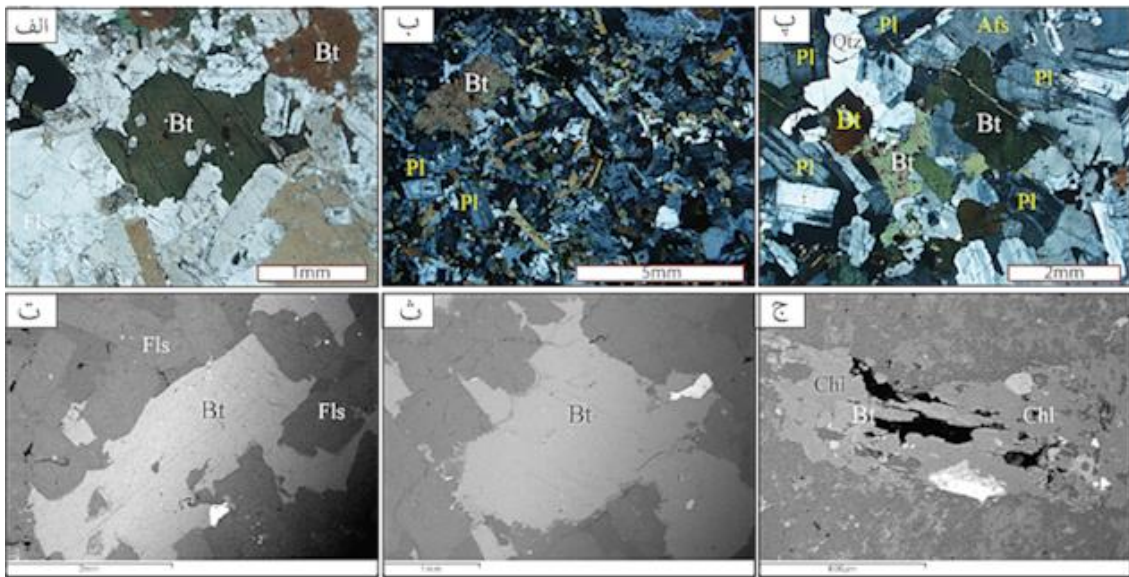
#### مواد و روش‌ها

تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی و بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌ها در دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود و تجزیه‌های ریزپزدازی کانی‌ها در دانشگاه آریستوتل، شهر تسالونیک یونان انجام شده است. تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌ها (شکل‌های ۳ تا ج) با یک ریزکاوا الکترونی (EPMA)، مدل JEOL JSM-6390LV با پرتو ثابت ۲۰ کیلوولت، زمان شمارش ۸۰ ثانیه و شدت جریان ۰/۴ میکروآمپر انجام شد. تعداد کاتیون‌ها در فرمول ساختاری بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن و ۸ کاتیون و در فلدسپار بر اساس ۸ اتم اکسیژن و ۵ کاتیون محاسبه شده است (جدول‌های ۱ و ۲). دما-فشارسنجی بیوتیت براساس روش‌های مراجع [۱۲، ۴۵، ۴۶] در بستر نرم افزارهای اکسل و Geo-fO2 [۱۳]، و در مورد فلدسپار با استفاده از روش مرجع [۴۷] انجام شده است. ترکیب شیمیایی نمونه‌های کلریت نیز با فرمول‌های ساختاری بر اساس ۲۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۳).

مرحله دوم شامل نفوذ فازهای جدایش‌یافته‌تر حدواسط-اسیدی گرانودیوریتی به درون فاز دیوریتی اولیه است. مرحله سوم شامل بالآمدن و جایگیری فازهای دیررس جدایش‌یافته‌تر اسیدی به صورت توده‌های گرانیته در فازهای پیشین است. این مراحل منجر به تشکیل یک پهنه‌بندی ترکیبی عادی از توده‌ها شامل بخش تیره دیوریتی در لبه، بخش حدواسط گرانودیوریتی در میانه و بخش روشن گرانیته در مرکز شده است (شکل‌های ۲ ب و پ). فاز پایانی جدایش‌یافته‌هاست (شکل ۲ ت). سنگ‌های گرانیته‌یابی بیشتر دارای ساخت دانه‌ای درشت بلور هستند (شکل ۲ ث). فاز پایانی ماگمازایی در منطقه به صورت جایگزینی دایک‌های تیره رنگ دیابازی بوده که همه فازهای پیشین را قطع کرده است (شکل‌های ۲ ج و چ). وجود درونبوم‌های ریزدانه‌ای ریزگرانیته‌یابی مافیک در فازهای فلسیک‌تر شاهدهی بر رخداد فرایندهای آشیانه‌ماگمایی اختلاط و آمیختگی و ترتیب بالآمدن و جایگیری توده‌هاست (شکل ۲ ح). پهنه‌های دگرسانی مختلف شامل آرژیلیک، پروپلیتیک و سیلیسی-اکسید آهنی همراه با کانه‌زایی مس و طلا نیز بسیار در منطقه دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ خ و د).

#### سنگ‌نگاری

سنگ‌های مجموعه گرانیته‌یابی جبال بارز بیشتر شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیته و فلدسپارقلیایی گرانیته با بافت‌های ریز، متوسط و درشت‌دانه هستند. کانی‌های اصلی و فرعی سازنده سنگ در ترکیب‌های مختلف متفاوت بوده و شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپارقلیایی، کوارتز، زیرکن و آپاتیت هستند. سریست، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کانی‌های رسی فرآورده‌های دگرسانی فازهای اصلی سنگ‌ها هستند. پیروکسن در دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها و آمفیبول در دیوریت‌ها، کوارتز دیوریت‌ها، کوارتز مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها دیده می‌شوند. بیوتیت در اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با رنگ سبز تا قهوه‌ای و چندرنگی قوی دارای میانبرهای زیرکن و آپاتیت بیشتر در گرانودیوریت‌ها و گرانیته‌ها و کمتر در کوارتز دیوریت‌ها، کوارتز مونزونیت‌ها و فلدسپارقلیایی گرانیته‌ها حضور دارد. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی فلسیک موجود در



شکل ۳ تصویرهای میکروسکوپی (در نور قطبیده متقاطع، XPL و الکترون‌های پس پراکنده BSE) از بافت و کانی‌شناسی گرانیتوئیدهای منطقه مردهک: الف) مقطع میکروسکوپی از بافت دانه‌ای در سنگ گرانیتی با درشت بلورهای بیوتیت و فلدسپار، ب) مقطع میکروسکوپی از سنگ دیوریتی به همراه کانی‌های آمفیبول، درشت بلور بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز، پ) مقطع میکروسکوپی از سنگ گرانودیوریتی به همراه کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز با بافت دانه‌ای، ت و ث) تصویرهای BSE از بلورهای بیوتیت و فلدسپار، ج) تصویر BSE از کانی‌های بیوتیت در مرکز و کلریت در لبه. (Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Fls: فلدسپار، Afs: آلکالی فلدسپار، Qtz: کوارتز [۴۸]).

جدول ۱ بخشی از نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس تعداد ۲۴ اتم اکسیژن و ۸ کاتیون به همراه نتایج دما-فشارسنجی.

نمونه	JBZ-11 (گرانیت)			JBZ-19 (کوارتز مونوزودیوریت)			JBZ-37 (گرانیت)			JBZ-44 (کوارتز دیوریت)		
	1a			2a			1a			1a		
نقاط	7	8	9	1	2	3	1	2	3	1	4	5
نقاط	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO <sub>2</sub>	۳۸.۰۲۲	۳۹.۲۷۴	۳۶.۵۰۹	۳۸.۳۱۰	۳۷.۶۹۰	۳۸.۲۷۰	۳۶.۸۴۰	۳۹.۱۹۰	۳۶.۹۱۰	۳۸.۱۴۶	۳۷.۵۲۱	۳۸.۴۴۹
TiO <sub>2</sub>	۳.۳۸۷	۳.۴۹۱	۲.۷۲۸	۳.۳۰۰	۴.۶۹۰	۳.۴۵۰	۲.۷۸۰	۲.۲۸۰	۲.۹۵۰	۱.۴۳۳	۲.۰۹۶	۳.۵۶۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴.۲۷۷	۱۳.۱۲۰	۱۵.۳۲۲	۱۴.۱۹۰	۱۳.۹۹۰	۱۳.۹۱۰	۱۴.۰۲۰	۱۴.۷۳۰	۱۴.۴۷۰	۱۳.۷۸۰	۱۱.۸۷۰	۱۳.۴۷۵
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۴.۳۰۴	۵.۰۲۷	۳.۹۳۶	۳.۶۷۱	۲.۴۸۲	۴.۷۴۶	۵.۳۸۹	۵.۶۲۳	۵.۶۸۶	۴.۳۰۴	۵.۰۲۷	۳.۹۳۶
FeO	۱۶.۳۷۲	۱۶.۰۷۲	۱۶.۸۷۳	۱۶.۲۱۳	۱۵.۴۱۵	۱۵.۰۹۳	۱۷.۳۲۵	۱۶.۳۱۰	۱۶.۵۲۲	۱۶.۳۷۲	۱۶.۰۷۲	۱۶.۸۷۳
MnO	۰.۲۴۷	۰.۰۲۸	۰.۰۰۰	۰.۱۶۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۶۹۰	۰.۷۲۰	۱.۱۵۰	۰.۹۰	۰.۹۴	۱.۰۰۵
MgO	۹.۹۸۰	۹.۶۴۸	۱۰.۴۸۲	۱۰.۳۱۰	۱۱.۲۱۰	۱۱.۳۰۰	۹.۴۶۰	۹.۱۱۰	۹.۵۷۰	۱۰.۱۱	۱۰.۰۲	۱۰.۸۹
CaO	۰.۰۰۰	۰.۱۷۱	۰.۳۴۴	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۲۰	۰.۱۴۰	۰.۸۸۰	۰.۷۷۰	۳.۷۸	۲.۴۴	۰.۷۴
K <sub>2</sub> O	۹.۳۴۹	۸.۶۴۲	۸.۸۹۰	۹.۶۰۰	۸.۷۱۰	۸.۹۰۰	۹.۴۷۰	۵.۷۵۰	۸.۴۰۰	۶.۴۹	۶.۸۶	۸.۶۴
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰.۱۲۳	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۲۳۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۲۲	۰.۴۰	۰.۱۵
مجموع	۹۵.۵۴۰	۹۴.۹۷۰	۹۴.۹۶۰	۹۵.۲۸۰	۹۵.۷۳۰	۹۵.۲۱۰	۹۵.۸۲۰	۹۶.۰۳۰	۹۵.۸۷۰	۹۴.۴۳	۹۴.۵۷	۹۴.۹۷
Si	۵.۷۹۲	۵.۹۸۷	۵.۶۱۹	۵.۸۳۴	۵.۶۹۱	۵.۸۰۴	۵.۶۹۳	۵.۹۱۳	۵.۶۶۴	۵.۸۴۷	۵.۸۴۵	۵.۸۳۹
Al <sup>IV</sup>	۲.۲۰۸	۲.۰۱۳	۲.۳۸۱	۲.۱۶۶	۲.۳۰۹	۲.۱۹۶	۲.۳۰۷	۲.۰۸۷	۲.۳۳۶	۲.۱۵۳	۲.۱۵۵	۲.۱۶۱
Al <sup>VI</sup>	۰.۳۵۴	۰.۳۴۴	۰.۳۹۸	۰.۳۸۰	۰.۱۸۰	۰.۲۹۱	۰.۲۴۸	۰.۵۳۲	۰.۲۸۲	۰.۳۳۶	۰.۲۰۴	۰.۲۵۰
Ti	۰.۳۸۸	۰.۴۰۰	۰.۳۱۶	۰.۳۷۸	۰.۵۳۳	۰.۳۹۳	۰.۳۲۴	۰.۲۵۹	۰.۳۴۰	۰.۱۶۵	۰.۲۴۶	۰.۴۰۸
Fe <sup>2+</sup>	۱.۰۴۷	۱.۰۲۱	۱.۰۸۱	۱.۰۴۷	۱.۰۲۱	۱.۰۸۱	۲.۸۶۶	۲.۶۹۷	۲.۷۷۸	۱.۰۴۷	۱.۰۲۱	۱.۰۸۱
Fe <sup>3+</sup>	۰.۰۵۷	۰.۰۶۸	۰.۱۰۴	۰.۰۵۷	۰.۰۶۸	۰.۱۰۴	۰.۱۲۰	۰.۲۵۹	۰.۲۸۶	۰.۰۵۷	۰.۰۶۸	۰.۱۰۴
Mn	۰.۰۳۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۰	۰.۰۲۱	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۹۰	۰.۰۹۲	۰.۱۵۰	۰.۱۱۶	۰.۱۲۴	۰.۱۳۶
Mg	۲.۲۶۶	۲.۱۹۲	۲.۴۰۵	۲.۳۱۹	۲.۵۲۴	۲.۵۵۴	۲.۱۷۸	۲.۰۴۹	۲.۱۸۸	۲.۳۱۰	۲.۳۲۷	۲.۴۶۴
Cr	۰.۰۱۵	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۲۸	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۲۷	۰.۰۵۰	۰.۰۱۸
Ca	۰.۰۰۰	۰.۰۲۸	۰.۰۵۷	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۳	۰.۰۲۴	۰.۱۴۳	۰.۱۲۶	۰.۶۲۱	۰.۴۰۷	۰.۱۲۱
K	۱.۷۹۷	۱.۶۸۱	۱.۷۴۵	۱.۸۶۴	۱.۶۷۷	۱.۷۲۳	۱.۸۶۸	۱.۴۹۱	۱.۶۴۵	۱.۲۶۸	۱.۳۴۳	۱.۶۷۵
Mg(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰.۴۶۸	۰.۴۶۸	۰.۴۵۵	۰.۴۷۸	۰.۴۸۳	۰.۵۰۷	۰.۵۱۰	۰.۴۳۲	۰.۴۳۲	۰.۴۴۱	۰.۴۸۳	۰.۴۴۸
ΣAl	۲.۵۴۹	۲.۳۳۱	۲.۷۷۰	۲.۵۳۰	۲.۴۷۰	۲.۴۷۰	۲.۵۵۴	۲.۶۰۰	۲.۶۱۱	۲.۵۳۳	۲.۲۱۶	۲.۴۱۱
P [46]	۱.۱۹۵	۱.۱۹۵	۰.۵۳۲	۱.۸۶۳	۱.۱۴۰	۰.۹۵۰	۰.۹۶۰	۱.۲۰۹	۱.۳۴۹	۱.۳۸۲	۱.۱۴۵	۰.۱۸۵
عمق (km)	۴.۵۱۲	۲.۰۰۹	۷.۰۳۵	۴.۳۱۰	۳.۵۹۰	۳.۶۱۰	۴.۵۶۷	۵.۰۹۶	۵.۲۱۹	۴.۳۳۵	۰.۷۰۰	۲.۹۳۴
T(°C) [12]	۶۹۳.۹۶۳	۶۹۳.۹۶۳	۶۹۵.۵۹۲	۶۶۴.۶۷۵	۶۹۲.۵۰۰	۷۴۳.۳۳۰	۷۰۳.۳۱۰	۶۶۱.۲۳۲	۶۲۲.۲۶۴	۶۷۰.۲۱۷	۵۴۵.۹۸۲	۶۱۹.۷۴۱
T(°C) [45]	۶۷۵.۶۶۰	۶۷۵.۶۶۰	۶۷۷.۸۰۶	۶۴۴.۱۸۸	۶۶۷.۲۵۰	۷۵۳.۰۸۰	۶۸۶.۲۴۰	۶۳۶.۹۶۰	۶۲۰.۷۰۰	۶۶۶.۵۴۰	۵۹۳.۵۷۳	۶۱۰.۸۵۷
logfO <sub>2</sub>	-۱۶.۱۷۹	-۱۶.۲۳۰	-۱۶.۵۵۸	-۱۶.۵۲۰	-۱۵.۶۹۰	-۱۶.۲۸۰	-۱۷.۵۳۰	-۱۸.۲۴۰	-۱۷.۳۹۰	-۱۹.۱۲۳	-۱۷.۹۵۲	-۱۵.۸۰۵

ادامه جدول ۱

نمونه	JBZ-48 (گرانودیوریت)			JBZ-56 (گرانیت)			JBZ-62 (گرانیت)			JBZ-68 (گرانیت)			JBZ-69 (گرانودیوریت)		
	1a			1a			1a			1a		2a	1a		
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	4	5	1	1	2	3
نقاط															
نقاط															
wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%
SiO <sub>2</sub>	۳۷٫۹۳	۳۸٫۹۱	۳۷٫۹۳	۳۶٫۷۳	۳۵٫۳۶	۳۶٫۶۸	۳۷٫۷۱	۳۵٫۷۳	۳۶٫۸۷	۳۹٫۲۷	۳۹٫۶۸	۳۸٫۷۰	۳۸٫۲۵	۳۸٫۷۶	۳۹٫۱۸
TiO <sub>2</sub>	۴٫۵۳	۴٫۰۸	۴٫۲۳	۳٫۱۸	۳٫۳۶	۳٫۴۱	۳٫۱۴	۲٫۵۴	۲٫۹۹	۳٫۱۶	۳٫۵۱	۲٫۳۹	۴٫۱۳	۳٫۴۹	۳٫۲۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۳٫۹۳	۱۳٫۰۶	۱۴٫۰۳	۱۵٫۳۷	۱۵٫۸۴	۱۴٫۹۹	۱۳٫۶۴	۱۳٫۷۶	۱۳٫۷۴	۱۳٫۹۶	۱۴٫۳۴	۱۴٫۴۶	۱۴٫۰۱	۱۳٫۴۱	۱۳٫۸۹
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۸٫۹۹	۴٫۸۰	۱۰٫۹۲	۶٫۵۳	۴٫۷۶	۶٫۲۱	۱۲٫۱۷	۱۳٫۶۰	۷٫۳۱	۶٫۳۰	۵٫۴۴	۶٫۱۶	۳٫۵۹	۴٫۴۸	۵٫۲۲
FeO	۱۰٫۱۴	۱۵٫۱۲	۸٫۰۹	۱۷٫۹۵	۱۸٫۷۴	۱۶٫۹۲	۱۲٫۷۱	۱۲٫۰۳	۱۷٫۳۱	۱۱٫۶۷	۱۲٫۳۷	۱۲٫۴۰	۱۵٫۵۶	۱۵٫۴۸	۱۵٫۲۵
MnO	۰٫۹۳۰	۰٫۰۰۰	۰٫۴۴۷	۰٫۶۲	۰٫۷۱	۰٫۷۸	۰٫۳۳	۱٫۳۰	۱٫۳۱	۰٫۸۰	۱٫۱۱۰	۰٫۷۶۰	۰٫۳۷۴	۰٫۲۵۶	۰٫۰۰۰
MgO	۱۰٫۰۵۸	۱۰٫۸۷۶	۱۱٫۶۲۵	۷٫۴۲	۸٫۲۰	۸٫۵۹	۸٫۱۸	۸٫۲۶	۷٫۶۷	۱۲٫۴۲۰	۱۱٫۴۲۰	۱۲٫۳۴۰	۱۰٫۷۷۶	۱۰٫۸۰۳	۱۱٫۰۱۲
CaO	۰٫۰۰۰	۰٫۰۵۸	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۱۴	۰٫۱۰۰	۰٫۳۵۰	۰٫۲۵۰	۰٫۲۹۹	۰٫۰۴۷	۰٫۰۰۰
K <sub>2</sub> O	۸٫۹۸۶	۹٫۱۹۶	۸٫۴۴۷	۸٫۰۵	۹٫۱۸	۸٫۱۹	۷٫۸۴	۸٫۴۷	۸٫۹۰	۸٫۶۳۰	۸٫۳۱۰	۸٫۶۸۰	۹٫۲۴۲	۹٫۴۶۶	۸٫۷۸۴
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰٫۰۰۰	۰٫۱۴۴	۰٫۰۰۰	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۳۹	۰٫۲۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
مجموع	۹۵٫۰۲۳	۹۵٫۸۸۰	۹۵٫۱۲۶	۹۵٫۵۴	۹۵٫۸۵	۹۵٫۹۵	۹۶٫۰۹	۹۵٫۸۸	۹۵٫۸۳	۹۶٫۱۹۰	۹۶٫۲۱۰	۹۵٫۹۸۰	۹۵٫۸۸۰	۹۵٫۷۵۰	۹۶٫۰۹۰
Si	۵٫۷۷۴	۵٫۸۷۴	۵٫۷۲۹	۵٫۶۷۳	۵٫۴۸۲	۵٫۶۳۱	۵٫۸۰۰	۵٫۶۰۴	۵٫۷۴۲	۵٫۸۴۶	۵٫۸۸۷	۵٫۷۹۸	۵٫۷۶۷	۵٫۸۵۹	۵٫۸۴۲
Al <sup>IV</sup>	۲٫۲۲۶	۲٫۱۲۶	۲٫۲۷۱	۲٫۳۲۷	۲٫۵۱۸	۲٫۳۶۹	۲٫۲۰۰	۲٫۳۹۶	۲٫۲۵۸	۲٫۱۵۴	۲٫۱۱۳	۲٫۲۰۲	۰٫۰۹۴	۰٫۰۹۰	۰٫۰۹۳
Al <sup>VI</sup>	۰٫۲۷۳	۰٫۱۹۸	۰٫۲۲۶	۰٫۴۷۱	۰٫۳۷۶	۰٫۳۴۲	۰٫۲۷۳	۰٫۱۵۸	۰٫۲۶۲	۰٫۲۹۶	۰٫۳۹۵	۰٫۳۵۱	۲٫۲۸۴	۲٫۲۹۲	۲٫۳۴۴
Ti	۰٫۵۱۸	۰٫۴۶۳	۰٫۴۸۱	۰٫۳۶۹	۰٫۳۹۲	۰٫۳۹۳	۰٫۳۶۴	۰٫۳۰۰	۰٫۳۵۰	۰٫۳۵۴	۰٫۳۹۲	۰٫۲۶۹	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۴
Fe <sup>2</sup>	۰٫۶۶۱	۰٫۹۶۱	۰٫۵۲۳	۱٫۱۵۸	۱٫۲۲۲	۱٫۰۸۶	۰٫۸۲۶	۰٫۷۹۶	۱٫۱۱۸	۰٫۷۳۰	۰٫۷۶۹	۰٫۷۷۵	۰٫۹۸۸	۰٫۹۸۴	۰٫۹۵۸
Fe <sup>3</sup>	۰٫۱۱۵	۰٫۰۶۱	۰٫۱۲۹	۰٫۱۸۷	۰٫۱۵۰	۰٫۲۵۷	۰٫۲۴۶	۰٫۲۹۹	۰٫۲۲۰	۰٫۲۲۴	۰٫۲۵۱	۰٫۳۳۰	۰٫۱۰۳	۰٫۰۵۴	۰٫۰۷۸
Mn	۰٫۱۲۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۵۷	۰٫۰۸۱	۰٫۰۹۳	۰٫۱۰۱	۰٫۰۴۳	۰٫۱۷۳	۰٫۱۷۳	۰٫۱۰۰	۰٫۱۴۰	۰٫۰۹۷	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰۰
Mg	۲٫۲۸۳	۲٫۴۴۸	۲٫۶۱۸	۱٫۷۰۹	۱٫۸۹۵	۱٫۹۶۶	۱٫۸۷۵	۱٫۹۳۲	۱٫۷۸۱	۲٫۷۵۷	۲٫۵۲۵	۲٫۷۵۶	۰٫۰۹۱	۰٫۰۹۲	۰٫۰۹۳
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۴۹	۰٫۰۳۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Ca	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۵۸	۰٫۰۳۶	۰٫۰۴۸	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۵	۰٫۰۵۵	۰٫۰۴۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
K	۱٫۷۴۵	۱٫۷۷۱	۱٫۶۲۸	۱٫۵۸۷	۱٫۸۱۵	۱٫۶۰۴	۱٫۵۳۸	۱٫۶۹۴	۱٫۷۶۹	۱٫۶۳۹	۱٫۵۷۴	۱٫۶۵۹	۰٫۰۶۷	۰٫۰۶۹	۰٫۰۶۴
Mg/(Mg+Fe <sup>2</sup> )	۰٫۴۹۶	۰٫۴۹۹	۰٫۵۳۶	۰٫۳۵۷	۰٫۳۸۸	۰٫۴۰۵	۰٫۳۸۱	۰٫۳۷۸	۰٫۳۶۵	۰٫۵۶۱	۰٫۵۴۱	۰٫۵۵۱	۰٫۵۰۵	۰٫۴۹۷	۰٫۴۹۶
∑Al	۲٫۴۸۰	۲٫۳۱۰	۲٫۴۸۳	۲٫۷۷۸	۲٫۸۸۶	۲٫۷۰۲	۲٫۴۷۳	۲٫۵۵۴	۲٫۵۲۰	۲٫۴۴۰	۲٫۴۸۰	۲٫۵۴۰	۲٫۴۷۸	۲٫۳۸۲	۲٫۴۳۷
P [46]	۰٫۹۸۵	۰٫۴۷۰	۰٫۹۹۴	۱٫۸۸۸	۲٫۲۱۴	۱٫۶۵۶	۰٫۹۶۴	۱٫۲۰۸	۱٫۱۰۵	۰٫۸۶۰	۱٫۰۰۰	۱٫۱۸۰	۰٫۹۷۸	۰٫۶۸۷	۰٫۸۵۴
عمق (km)	۳٫۷۱۹	۱٫۷۷۵	۳٫۷۵۵	۷٫۱۳۰	۸٫۳۶۱	۶٫۲۵۵	۳٫۶۴۲	۴٫۵۶۱	۴٫۱۷۴	۳٫۲۶۰	۳٫۷۶۰	۴٫۶۶۰	۳٫۶۹۵	۲٫۵۹۴	۳٫۲۲۵
T(°C) [12]	۷۳۷٫۹۱	۷۲۳٫۹۷	۷۳۵٫۷۴	۶۷۱٫۴۸	۶۸۴٫۵۷	۶۸۷٫۱۵	۶۷۲٫۸۵	۶۶۱٫۶۱	۶۶۴٫۷۶	۶۹۹٫۴۱	۷۰۸٫۶۸	۶۵۵٫۲۲	۷۲۶٫۸۳	۷۰۲٫۵۶	۶۹۱٫۳۷
T(°C) [45]	۷۶۰٫۸۴	۷۱۸٫۶۸	۷۴۷٫۴۲	۶۴۴٫۰۴	۶۵۵٫۴۸	۶۶۰٫۵۳	۶۴۳٫۵۴	۶۱۸٫۷۶	۶۲۶٫۹۸	۶۹۰٫۴۲	۷۱۲٫۰۵	۶۴۳٫۸۱	۷۲۹٫۵۰	۶۸۷٫۰۱	۶۷۲٫۵۹
logfO <sub>2</sub>	-۱۵٫۷۴	۱۶٫۰۷	-۱۵٫۶۵	-۱۶٫۸۰	-۱۶٫۳۸	-۱۶٫۳۸	-۱۷٫۲۸	-۱۷٫۶۷	-۱۷٫۳۹	-۱۶٫۰۰	-۱۵٫۸۷	-۱۶٫۷۱	-۱۵٫۷۴	-۱۶٫۲۰	-۱۶٫۴۰

جدول ۲ بخشی از نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۸ آنیون و ۵ کاتیون به همراه نتایج دما- فشارسنجی. Ab: آلبیت؛ An: آنورتیت؛ Or: ارتوکلاز.

نمونه	JBZ-11 (گرانیت)			JBZ-19 (کوارتز مونوزیوریت)			JBZ-37 (گرانیت)			JBZ-44 (کوارتز دیوریت)		
	1a			1a			1a			1a		
	1	2	3	5	6	8	7	8	9	1	2	3
نقاط												
نقاط												
wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%
SiO <sub>2</sub>	۶۵٫۴۶	۶۴٫۸۶	۶۵٫۱۷	۵۹٫۸۱	۶۱٫۴۹	۵۵٫۳۱	۶۴٫۴۳	۶۳٫۵۵	۶۱٫۶۰	۵۶٫۳۱	۵۷٫۲۳	۴۹٫۹۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۸٫۵۷	۱۸٫۶۲	۱۸٫۱۰	۲۵٫۱۱	۲۴٫۴۵	۲۸٫۱۰	۲۱٫۸۴	۲۲٫۶۳	۲۴٫۴۲	۲۷٫۳۲	۲۶٫۷۲	۳۱٫۴۱
FeO	۰٫۲۱	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۲۷	۰٫۱۲	۰٫۲۵	۰٫۰۱	۰٫۴۵	۰٫۲۶	۰٫۶۴
CaO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۶٫۴۳	۵٫۵۴	۱۰٫۱۵	۳٫۴۲	۳٫۷۶	۵٫۸۳	۹٫۵۰	۸٫۶۶	۱۴٫۳۵
Na <sub>2</sub> O	۲٫۵۰	۰٫۷۶	۰٫۶۵	۷٫۶۷	۸٫۲۴	۵٫۷۱	۹٫۵۵	۹٫۵۹	۸٫۲۸	۶٫۲۳	۶٫۶۴	۳٫۲۸
K <sub>2</sub> O	۱۳٫۳۷	۱۵٫۹۰	۱۶٫۰۴	۰٫۴۸	۰٫۵۲	۰٫۱۷	۰٫۲۸	۰٫۰۱	۰٫۲۵	۰٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۰۰
BaO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۰۰٫۱۲	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۰۲	۹۹٫۵۵	۱۰۰٫۲۳	۹۹٫۷۲	۹۹٫۶۴	۹۹٫۷۸	۱۰۰٫۳۹	۹۹٫۸۱	۹۹٫۶۱	۹۹٫۶۷
Si	۲٫۹۹	۲٫۹۹	۳٫۰۱	۲٫۶۸	۲٫۷۳	۲٫۵۰	۲٫۸۵	۲٫۸۱	۲٫۷۳	۲٫۵۴	۲٫۵۸	۲٫۲۸
Al	۱٫۰۰	۱٫۰۱	۰٫۹۹	۱٫۳۳	۱٫۲۸	۱٫۵۰	۱٫۱۴	۱٫۱۸	۱٫۲۷	۱٫۴۵	۱٫۴۲	۱٫۷۰
Fe <sub>3</sub>	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۳۱	۰٫۲۶	۰٫۴۹	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۲۸	۰٫۴۶	۰٫۴۲	۰٫۷۰
Na	۰٫۲۲	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۶۷	۰٫۷۱	۰٫۵۰	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۷۱	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۳۰
K	۰٫۷۸	۰٫۹۴	۰٫۹۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Ba	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Or (K+Ba)	۷۷٫۸۰	۹۳٫۳۰	۹۴٫۲۰	۲٫۷۰	۲٫۹۰	۱٫۰۰	۱٫۶۰	۱٫۰۰	۱٫۴۰	۰٫۰۰	۰٫۵۰	۰٫۰۰
Ab (Na)	۲۲٫۲۰	۶٫۷۰	۵٫۸۰	۶۶٫۵۰	۷۰٫۸۰	۴۹٫۹۰	۸۲٫۲۰	۸۲٫۱۰	۷۱٫۰۰	۵۴٫۳۰	۵۷٫۸۰	۲۹٫۹۰
An (Ca+Mn+Mg)	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۳۰٫۸۰	۲۶٫۳۰	۴۹٫۱۰	۱۶٫۲۰	۱۷٫۸۰	۲۷٫۶۰	۴۵٫۷۰	۴۱٫۷۰	۷۰٫۱۰

ادامه جدول ۲

نمونه	JBZ-48 (گرانودیوریت)			JBZ-56 (گرانیت)			JBZ-62 (گرانیت)			JBZ-68 (گرانیت)			JBZ-69 (گرانودیوریت)			
	1a			2a			1a			1a			1a			
	نقاط	1	2	3	1	2	3	1	2	3	14	15	16	5	6	7
wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO2	۳۷,۹۳	۳۸,۹۱	۳۷,۹۳	۶۵,۱۴	۶۵,۱۲	۶۴,۸۵	۶۳,۵۵	۶۴,۱۷	۶۴,۵۱	۶۲,۲۴	۵۷,۵۶	۵۹,۸۸	۶۲,۱۰	۵۷,۲۶	۵۶,۰۹	
Al2O3	۱۸,۵۹	۱۸,۶۶	۱۸,۵۳	۱۸,۵۵	۱۸,۶۰	۱۸,۷۲	۱۹,۶۴	۱۹,۳۵	۱۸,۷۱	۲۳,۸۳	۲۶,۶۳	۲۴,۹۰	۲۳,۵۰	۲۷,۰۱	۲۷,۸۴	
FeO	۰,۳۱	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۱۰	۰,۰۷	۰,۴۰	۰,۰۰	۰,۲۹	۰,۶۵	۰,۱۲	۰,۰۱	۰,۰۷	
CaO	۰,۱۷	۰,۱۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۸۰	۰,۲۷	۰,۰۰	۴,۹۹	۸,۶۶	۶,۹۵	۴,۹۶	۸,۸۲	۹,۸۰	
Na2O	۱,۶۶	۱,۷۸	۱,۷۳	۱,۲۹	۱,۸۷	۱,۰۴	۱,۸۲	۳,۳۱	۳,۰۶	۸,۵۴	۶,۷۳	۷,۴۹	۸,۴۷	۶,۴۶	۵,۹۶	
K2O	۱۴,۴۳	۱۴,۳۰	۱۴,۴۵	۱۵,۰۹	۱۴,۱۰	۱۵,۴۹	۱۳,۲۴	۱۱,۳۶	۱۲,۰۶	۰,۵۸	۰,۰۰	۰,۴۱	۰,۵۵	۰,۲۵	۰,۱۸	
BaO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۵۳	۰,۰۰	۱,۰۲	۱,۶۸	۱,۰۹	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	
مجموع	۱۰۰,۱۸	۱۰۰,۰۱	۹۹,۹۵	۱۰۰,۱۵	۱۰۰,۲۲	۱۰۰,۱۳	۱۰۰,۱۷	۱۰۰,۲۱	۹۹,۸۳	۱۰۰,۱۹	۹۹,۸۷	۱۰۰,۲۹	۹۹,۷۱	۹۹,۸۲	۹۹,۹۴	
Si	۲,۹۸	۲,۹۹	۲,۹۹	۲,۹۹	۲,۹۹	۲,۹۹	۲,۹۳	۲,۹۵	۲,۹۷	۲,۷۶	۲,۵۸	۲,۶۷	۲,۷۶	۲,۵۷	۲,۵۲	
Al	۱,۰۱	۱,۰۱	۱,۰۰	۱,۰۱	۱,۰۱	۱,۰۲	۱,۰۷	۱,۰۵	۱,۰۲	۱,۲۴	۱,۴۱	۱,۳۱	۱,۲۳	۱,۴۳	۱,۴۸	
Fe3	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	
Ca	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۲۴	۰,۴۲	۰,۳۳	۰,۲۴	۰,۴۲	۰,۴۷	
Na	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۱۱	۰,۱۷	۰,۰۹	۰,۱۶	۰,۲۹	۰,۲۷	۰,۷۳	۰,۵۸	۰,۶۵	۰,۷۳	۰,۵۶	۰,۵۲	
K	۰,۸۴	۰,۸۴	۰,۸۵	۰,۸۸	۰,۸۳	۰,۹۱	۰,۷۸	۰,۶۷	۰,۷۱	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	
Ba	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۱۰	۰,۰۰	۰,۰۱۹	۰,۰۳۰	۰,۰۲۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	
Or (K+Ba)	۸۴,۴۱	۸۳,۶۷	۸۴,۶۱	۸۸,۵۲	۸۳,۴۱	۹۰,۷۶	۷۹,۷۷	۶۹,۳۳	۷۲,۷۲	۳,۲۹	۰,۰۰	۲,۳۴	۳,۱۲	۱,۴۵	۱,۰۰	
Ab (Na)	۱۴,۷۴	۱۵,۸۰	۱۵,۳۹	۱۱,۴۸	۱۶,۵۹	۹,۲۴	۱۶,۲۹	۲۹,۳۴	۲۷,۲۸	۷۳,۱۱	۵۸,۴۲	۶۴,۵۸	۷۳,۱۹	۵۶,۱۶	۵۱,۸۷	
An (Ca+Mn+Mg)	۰,۸۵	۰,۵۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۳,۹۴	۱,۳۲	۰,۰۰	۲۳,۶۰	۴۱,۵۸	۳۳,۰۸	۲۳,۶۹	۴۲,۴۰	۴۷,۱۳	

جدول ۳ بخشی از نتایج تجزیه نقطه‌ای کلریت‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۲۸ اتم اکسیژن به همراه نتایج دما-فشارسنجی.

نمونه	JBZ-19	JBZ-28			JBZ-44			JBZ-47		
	(کوارتز مونزودیوریت)	(گرانودیوریت)			(کوارتز دیوریت)			(گرانودیوریت)		
	نقاط	3a			1a			a2		
نقاط	6	1	2	3	11	12	7	7	8	9
wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO2	۲۸,۷۹	۲۹,۱۶	۲۷,۸۲	۲۸,۳۲	۲۸,۴۴	۲۷,۹۸	۲۹,۷۴	۲۸,۴۴	۲۸,۷۰	۲۸,۷۰
TiO2	۰,۳۵	۰,۰۰	۰,۲۷	۰,۰۰	۰,۶۵	۰,۵۸	۰,۳۴	۰,۱۷	۰,۷۹	۰,۴۰
Al2O3	۱۶,۶۷	۱۹,۶۳	۲۰,۲۶	۲۰,۳۴	۱۸,۶۰	۱۷,۹۱	۱۷,۶۳	۱۹,۳۹	۱۷,۹۴	۱۸,۴۷
Cr2O3	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۲	۰,۰۵	۰,۰۵
Fe2O3	۰,۴۹	۱,۳۲	۰,۱۹	۰,۳۹	۱,۴۸	۰,۰۴	۱,۰۳	۱,۹۷	۱,۳۲	۲,۰۹
FeO	۲۴,۸۲	۱۶,۸۰	۱۷,۴۴	۱۶,۷۰	۲۱,۷۲	۲۲,۵۶	۱۹,۸۴	۲۲,۵۸	۲۳,۲۶	۲۳,۲۸
MnO	۰,۱۴	۰,۸۹	۰,۹۴	۰,۹۸	۰,۷۴	۰,۶۸	۰,۹۹	۰,۵۰	۰,۹۳	۰,۴۶
MgO	۱۶,۳۲	۱۹,۳۱	۲۰,۸۸	۲۰,۵۴	۱۶,۳۳	۱۵,۹۹	۱۷,۹۷	۱۵,۰۳	۱۴,۲۹	۱۴,۳۲
CaO	۰,۰۰	۰,۱۴	۰,۱۹	۰,۰۰	۰,۰۳	۱,۸۵	۰,۳۱	۰,۱۱	۰,۸۳	۰,۱۵
Na2O	۰,۰۰	۰,۲۱	۰,۰۹	۰,۴۰	۰,۰۰	۰,۵۸	۰,۴۳	۰,۰۲	۰,۵۱	۰,۱۲
K2O	۰,۵۷	۰,۱۴	۰,۱۰	۰,۰۰	۰,۲۳	۰,۰۰	۰,۱۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰
مجموع	۹۹,۵۹	۹۹,۴۲	۱۰۰,۰۶	۹۹,۵۶	۹۹,۸۲	۹۹,۶۹	۱۰۰,۱۱	۹۹,۹۰	۱۰۰,۱۸	۹۹,۵۰
Si	۶,۰۱	۵,۸۸	۵,۶۰	۵,۷۰	۵,۸۶	۵,۸۱	۶,۰۴	۵,۸۷	۵,۹۴	۵,۹۷
Ti	۰,۰۶	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۱۲	۰,۰۶
Al	۴,۱۰	۴,۶۷	۴,۸۱	۴,۸۲	۴,۵۲	۴,۳۸	۴,۲۲	۴,۷۲	۴,۳۷	۴,۵۳
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱
Fe3+	۰,۰۸	۰,۲۰	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۲۳	۰,۰۱	۰,۱۶	۰,۳۱	۰,۲۱	۰,۳۳
Fe2+	۴,۳۳	۲,۸۳	۲,۹۴	۲,۸۱	۳,۷۴	۳,۹۲	۳,۳۷	۳,۹۰	۴,۰۳	۴,۰۵
Mn	۰,۰۳	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۷	۰,۰۹	۰,۱۶	۰,۰۸
Mg	۵,۰۸	۵,۸۰	۶,۲۷	۶,۱۶	۵,۰۲	۴,۹۵	۵,۴۴	۴,۶۳	۴,۴۱	۴,۴۴
Ca	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۴۱	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۱۹	۰,۰۳
Na	۰,۰۰	۰,۱۶	۰,۰۷	۰,۳۱	۰,۰۰	۰,۴۶	۰,۳۴	۰,۰۱	۰,۴۱	۰,۱۰
K	۰,۳۰	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۱۲	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰
Al iv	۱,۹۹	۲,۱۲	۲,۴۰	۲,۳۰	۲,۱۴	۲,۱۹	۱,۹۶	۲,۱۳	۲,۰۶	۲,۰۳
Al vi	۲,۱۲	۲,۵۷	۲,۴۲	۲,۵۲	۲,۴۰	۲,۲۱	۲,۲۹	۲,۶۱	۲,۳۵	۲,۵۲
T(C)	۴۳,۹۴	۴۶,۴۳	۵۲,۷,۰۳	۵۰,۶,۸۱	۴۷,۲,۰۸	۴۸,۳,۲۹	۴۳,۳,۵۱	۴۶,۹,۷۱	۴۵,۵,۳۳	۴۴,۹,۱۷

## ادامه جدول ۳

نمونه	JBZ-48 (گرانودیوریت)			JBZ-56 (گرانیت)			JBZ-68 (گرانیت)		
	1a			2a			1a		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
نقاط									
wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
SiO <sub>2</sub>	۲۶،۴۶	۲۸،۴۰	۲۸،۲۰	۲۸،۹۷	۲۸،۰۹	۲۹،۰۰	۲۷،۸۸	۲۷،۵۱	۲۹،۴۲
TiO <sub>2</sub>	۰،۳۵	۰،۶۲	۱،۸۵	۶،۷۸	۰،۰۰	۳،۹۹	۰،۰۰	۰،۰۷	۰،۱۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۹،۲۲	۱۸،۹۶	۱۶،۲۷	۱۶،۴۳	۲۰،۰۶	۱۶،۵۲	۲۰،۲۶	۲۰،۴۶	۱۹،۹۳
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۱۴	۰،۱۷	۰،۰۰	۰،۰۱	۰،۰۰	۰،۰۰	۰،۰۳
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰،۳۵	۱،۹۸	۰،۹۰	۷،۸۲	۲،۶۹	۵،۳۹	۰،۹۴	۱،۱۹	۲،۹۴
FeO	۲۶،۶۲	۲۲،۹۸	۲۳،۹۵	۱۴،۷۱	۲۸،۸۷	۲۰،۴۷	۲۱،۳۰	۲۱،۹۲	۱۸،۸۳
MnO	۱،۲۷	۱،۱۴	۰،۵۵	۰،۶۷	۰،۹۲	۰،۷۱	۰،۸۱	۱،۲۴	۰،۳۶
MgO	۱۴،۱۳	۱۳،۵۵	۱۳،۷۹	۵،۴۳	۷،۲۲	۷،۴۹	۱۶،۵۲	۱۵،۵۳	۱۶،۱۱
CaO	۰،۰۰	۰،۵۰	۱،۸۹	۷،۷۰	۰،۱۰	۵،۲۶	۰،۰۰	۰،۳۲	۰،۰۲
Na <sub>2</sub> O	۰،۰۰	۰،۲۱	۰،۳۲	۰،۰۰	۰،۰۹	۰،۰۳	۰،۲۷	۰،۰۰	۰،۰۰
K <sub>2</sub> O	۰،۰۰	۰،۱۲	۰،۵۸	۰،۱۰	۰،۹۶	۰،۰۰	۰،۱۰	۰،۱۷	۰،۰۶
مجموع	۹۹،۶۸	۹۹،۹۳	۹۹،۸۳	۱۰۰،۱۲	۱۰۰،۱۵	۱۰۰،۱۶	۹۹،۷۲	۹۹،۹۶	۹۹،۶۱
Si	۵۶،۰۸	۵۸،۹۱	۵۹،۱۰	۵۹،۸۴	۵۹،۶۴	۶۰،۶۵	۵۷،۲۳	۵۶،۷۶	۵۹،۷۴
Ti	۰،۰۴۱	۰،۰۹۷	۰،۲۹۱	۱،۰۵۳	۰،۰۰۰	۰،۶۲۸	۰،۰۰۰	۰،۰۱۱	۰،۰۲۹
Al	۴،۸۰۱	۴،۶۳۷	۴،۰۲۰	۴،۰۰۰	۵،۰۲۱	۴،۰۷۳	۴،۹۰۱	۴،۹۷۵	۴،۷۷۰
Cr	۰،۰۰۰	۰،۰۰۰	۰،۰۲۳	۰،۰۲۷	۰،۰۰۰	۰،۰۰۱	۰،۰۰۰	۰،۰۰۰	۰،۰۰۶
Fe <sup>3+</sup>	۰،۰۵۷	۰،۳۰۹	۰،۱۴۲	۱،۲۱۶	۰،۴۳۰	۰،۸۴۸	۰،۱۴۶	۰،۱۸۵	۰،۴۵۰
Fe <sup>2+</sup>	۴،۷۱۷	۳،۹۸۷	۴،۱۹۹	۲،۵۴۱	۵،۱۲۷	۳،۵۸۱	۳،۶۵۶	۳،۷۸۳	۳،۱۹۸
Mn	۰،۲۲۸	۰،۲۰۱	۰،۰۹۷	۰،۱۱۸	۰،۱۶۵	۰،۱۲۵	۰،۱۴۱	۰،۲۱۶	۰،۰۶۱
Mg	۴،۴۶۲	۴،۱۹۰	۴،۳۱۰	۱،۶۷۱	۲،۲۸۴	۲،۳۳۴	۵،۰۵۳	۴،۷۷۵	۴،۸۷۸
Ca	۰،۰۰۰	۰،۱۱۲	۰،۴۲۵	۱،۷۰۴	۰،۰۲۲	۱،۱۷۸	۰،۰۰۰	۰،۰۷۰	۰،۰۰۴
Na	۰،۰۰۰	۰،۱۷۱	۰،۲۵۹	۰،۰۰۰	۰،۰۷۳	۰،۰۲۱	۰،۲۱۸	۰،۰۰۰	۰،۰۰۰
K	۰،۰۰۰	۰،۰۶۱	۰،۳۰۷	۰،۰۵۱	۰،۵۲۱	۰،۰۰۰	۰،۰۵۱	۰،۰۸۸	۰،۰۳۲
Al <sup>iv</sup>	۲،۳۹۲	۲،۱۰۹	۲،۰۹۰	۲،۰۱۶	۲،۰۳۶	۱،۹۳۵	۲،۲۷۷	۲،۲۲۴	۲،۰۲۶
Al <sup>vi</sup>	۲،۴۱۳	۲،۵۶۴	۱،۹۶۱	۲،۰۷۵	۳،۰۵۱	۲،۲۰۲	۲،۶۴۸	۲،۶۷۱	۲،۷۸۴
T(C)	۵۲۵،۴۸	۴۶۵،۲۹	۴۶۱،۲۶	۴۴۵،۴۹	۴۴۹،۷۴	۴۲۸،۳۲	۵۰۱،۰۶	۵۱۱،۰۲	۴۴۷،۶۹

## بحث

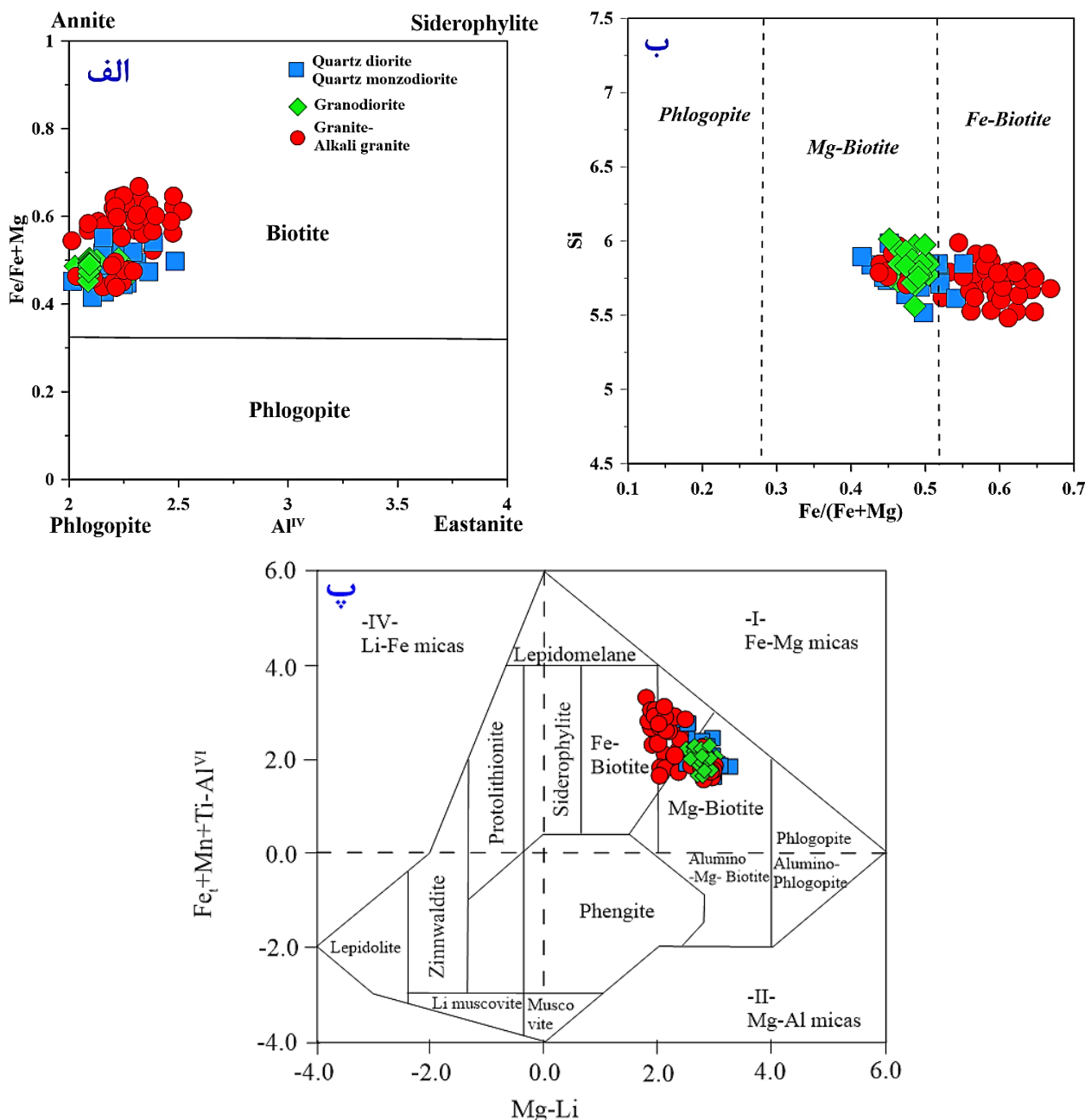
## شیمی بیوتیت

همکاران [۵۰]، که نمودارهای تشخیص بیوتیت‌ها را بر اساس نسبت  $Fe/(Fe+Mg)$  به  $Al^{IV}$  پیشنهاد کردند، در دسته بیوتیت‌های آهن‌دار (آنیت) و بر پایه نمودار رده‌بندی پیشنهادی فورستر و تیشندروف [۵۱]، در گستره منیزوبیوتیت تا فروبیوتیت قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴ الف و ب). نسبت  $Fe/(Fe+Mg)$  به طور متوسط در بیوتیت‌های منطقه مردهک حدود ۰،۵ است. بیوتیت‌ها بر پایه نمودار  $mgli$  ( $Mg-Li$ ) نسبت به  $feal$  ( $Fe^{tot}+Mn+Ti+Al^{VI}$ ) [۱۶]، رده‌بندی شدند، که بر این اساس، نمونه‌ها در گستره بیوتیت‌های آهن‌دار تا بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار دارند (شکل ۴ پ).

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های ماگمایی نشان دهنده شرایط ماگمایی است که در آن متبلور شده‌اند. با این حال، تنها زمانی می‌توان از ترکیب شیمیایی بیوتیت برای تعیین ویژگی‌های ماگمای سازنده آن استفاده کرد که این کانی دارای ماهیت ماگمایی اولیه باشد.

بیوتیت‌های اولیه ماگمایی اغلب از  $TiO_2$  (۵،۵۸ – ۱،۴۳ درصد وزنی) با میانگین ۳،۵۰ درصد وزنی) و  $MnO$  (۱،۵۵ – ۰،۰۳ درصد وزنی) با میانگین ۰،۷۹ درصد وزنی؛ جدول ۱) سرشار هستند. در برخی نمونه‌ها،  $TiO_2$  کمتر است، اما همچنان در گستره مقدار  $TiO_2$  ماگمایی دیده شده در اینجا قرار دارد.

بر اساس رده‌بندی انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی (IMA) برای میکاها [۴۹]، کانی بیوتیت با چهار عضو پایانی، آنیت،  $KFe^{2+}_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$  سیدروفیلیت،  $KMg_3KFe^{2+}AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2$  فلوگوپیت،  $AlSi_3O_{10}(OH)_2$  استونیت، و  $KMg_2AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2$  مشخص می‌شود. بیوتیت‌های نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک بر اساس رده‌بندی دیر و



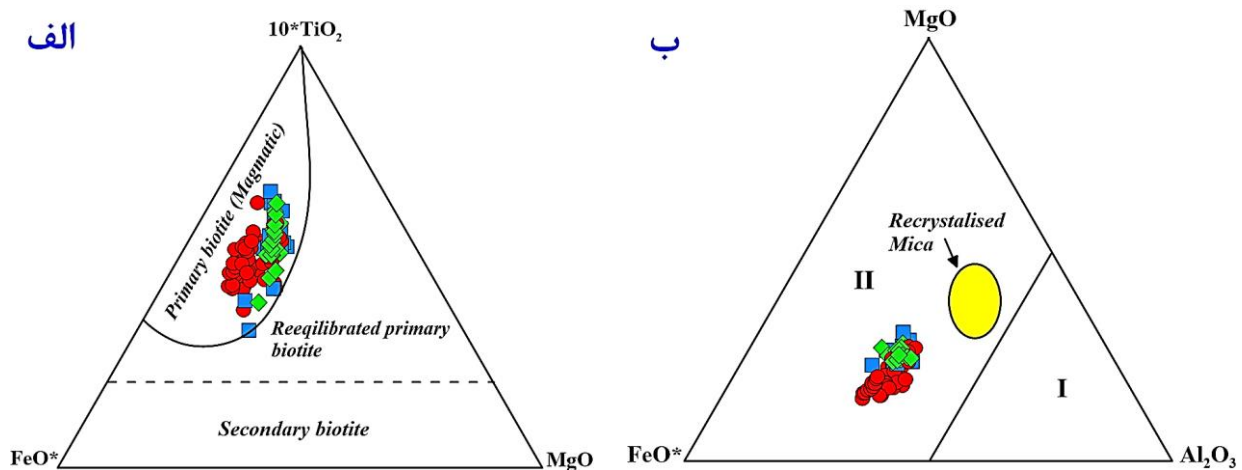
شکل ۴ تشخیص ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های منطقه مردهک بر پایه الف) نمودار دوتایی (Fe/Fe+Mg) نسبت به  $Al^{IV}$  [۵۰] برای رده‌بندی بیوتیت‌ها و ب) نمودار رده‌بندی شیمیایی میکاها [۵۱] بر اساس Si نسبت به  $Fe/(Fe+Mg)$ ، پ) نمودار (Mg-Li)  $mgli$  نسبت به  $feal$   $(Fe^{tot}+Mn+Ti+Al^{VI})$  برگرفته از [۱۶].

گرانیوتوئیدی منطقه مردهک بر این نمودار نشان می‌دهد که همه بیوتیت‌ها در گستره بیوتیت‌های ماگمایی اولیه قرار دارند (شکل ۵الف). مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت با گرما کنترل می‌شود [۵۴، ۵۵]. دانه‌های بیوتیت باز متعادل شده و نوظهور، که ناشی از دگرسانی گرمایی دمایی پایین هستند، در مقایسه با بیوتیت‌های ماگمایی اولیه دارای Ti کمتری هستند (شکل ۴

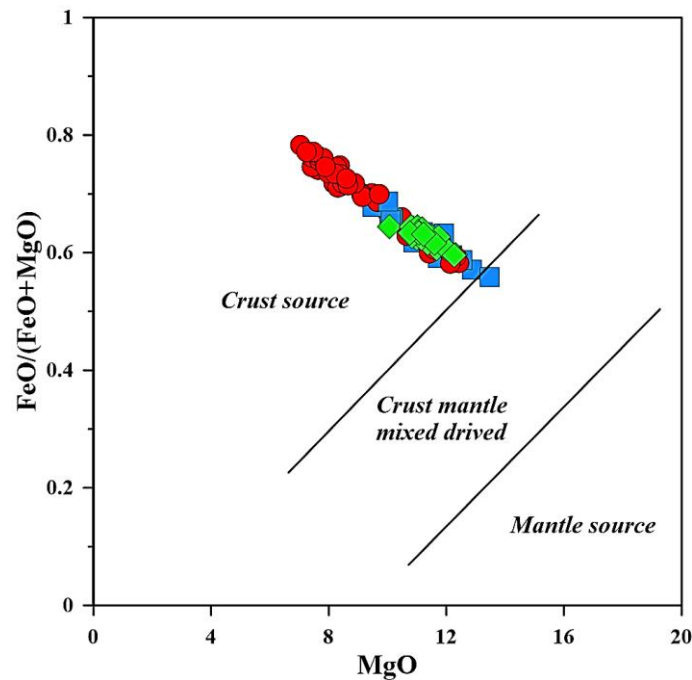
ترکیب شیمیایی بیوتیت ماگمایی به عوامل شیمیایی و فیزیکی مربوط به تبلور ماگما [۹، ۱] و همچنین به سیال‌های گرمایی محلول در ماگما [۵۲] حساس است. برای جداکردن بیوتیت اولیه از بیوتیت باز متعادل شده و ثانویه، از نمودار سه‌تایی  $10^*TiO_2 - FeOt + MnO - MgO$  [۵۳، ۱۱] استفاده شد. جایابی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های سنگ‌های

نسبت به  $MgO$  [۵۷] می‌توان خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی را تشخیص داد. بر این اساس، گرانیتوئیدهای با خاستگاه پوسته، گوشته و گوشته-پوسته از هم تشخیص داده می‌شوند [۵۷]. بر پایه این نمودار، بیوتیت‌های توده‌های نفوذی منطقه مردهک در محیط‌های با خاستگاه پوسته‌ای قرار دارند (شکل ۶).

ب. مقدار آلومینیم موجود در بیوتیت متبلور شده در تعادل با مذاب سیلیکاتی، نشان‌دهنده ویژگی پرآلمینی مذاب است [۵۵] و این کانی اغلب میزان  $Al$  اضافی موجود در گرانیتوئیدهای پرآلمین است [۵۶]. بر پایه نمودار تشخیص انواع بیوتیت‌ها، نمونه‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت و در میدان دو قطب پایانی آنیت-فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب). بر اساس ترکیب بیوتیت و نمودار  $FeO/(FeO+MgO)$



شکل ۵ جایابی ترکیب شیمیایی بیوتیت گرانیتوئیدهای منطقه مردهک بر الف) نمودار سه‌تایی  $10*TiO_2 - FeO_{tot} + MnO - MgO$  [۱۱، ۵۳] و ب) نمودار تشخیص بیوتیت‌ها [۵۸].

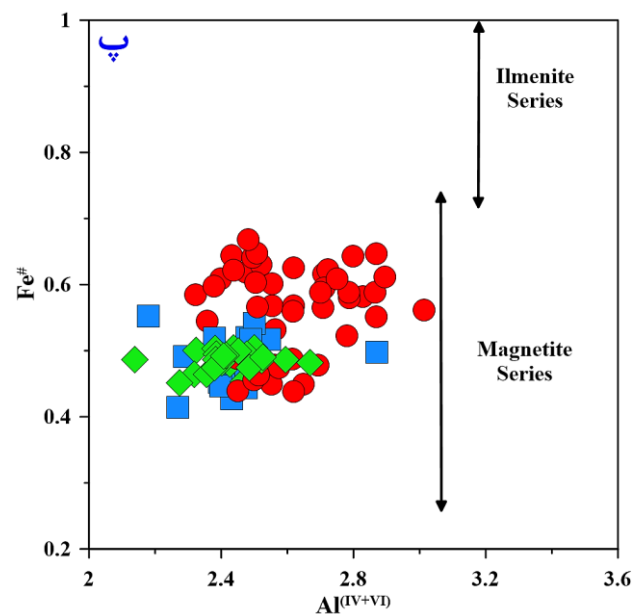
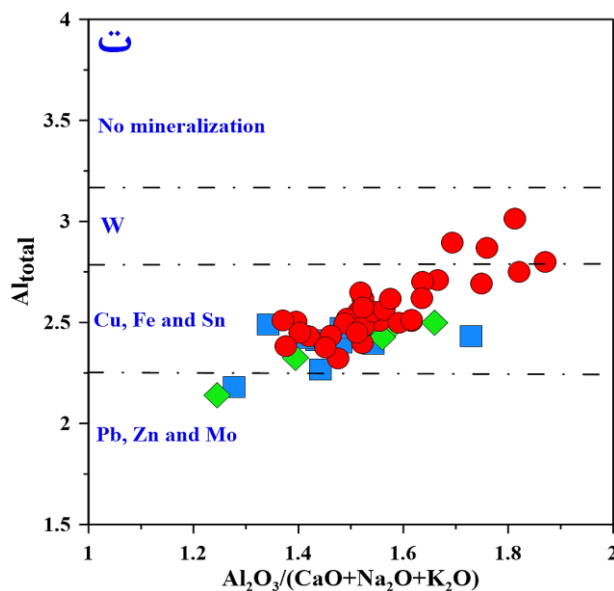
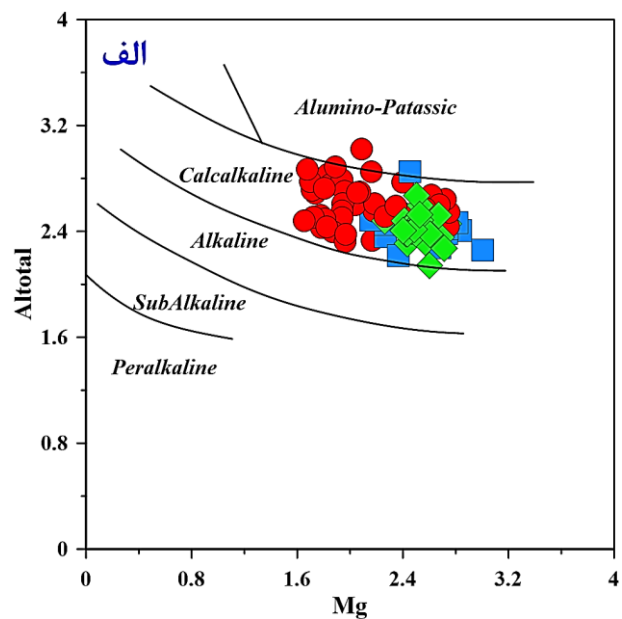
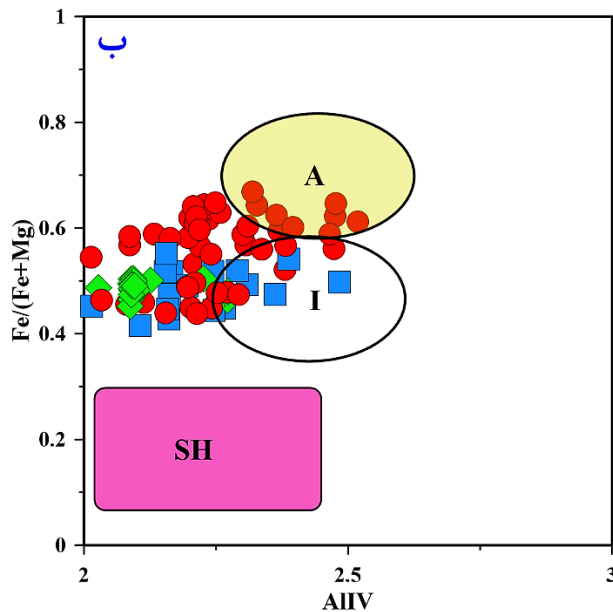


شکل ۶ نمودار  $FeO^*/FeO^*+MgO$  نسبت به  $MgO$  بر پایه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها برای تعیین خاستگاه گرانیتوئیدها [۵۷]، که براساس آن، کانی‌های بیوتیت از نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در گستره خاستگاه پوسته‌ای قرار دارند.

**تعیین ماهیت ماگما و محیط زمین‌ساختی**

از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها برای تعیین ماهیت ماگماها استفاده می‌شود [۱، ۳، ۲۲، ۵۹-۶۱] نشیت و همکاران [۵۳] از ترکیب بیوتیت موجود در گرانیتوئیدها برای تعیین ماهیت ماگمایی که بیوتیت در آن متبلور شده است، استفاده کردند در نمودار رده‌بندی Al(tot) نسبت به Mg که ماگماهای

گرانیتوئیدی به چهار نوع پرآلومین، آهنی‌قلیایی، نیمه‌قلیایی و قلیایی-فوق‌قلیایی گروه‌بندی شده است، بیوتیت‌های نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در گستره آهنی‌قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ الف). همبستگی منفی بین Al و Mg در بین ترکیب‌های بیوتیت اغلب به دلیل برخی از جانشینی‌های فعال بین چهار عضو پایانی است (شکل ۷ الف).



شکل ۷ موقعیت بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در الف) نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها [۵۳]، ب) نمودار Fe/(Fe+Mg) نسبت به AlIV برای رده‌بندی بیوتیت‌ها [۶۲]، پ) نمودار دوتایی Fe# نسبت به Al کل برای تفکیک گرانیت‌های سری ایلمنیتی و مگنتیتی [۶۳]، ت) نمودار  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  سنگ کل نسبت به آلومینیم کل (Altot) [۴۶].

### تعیین شرایط تبلور

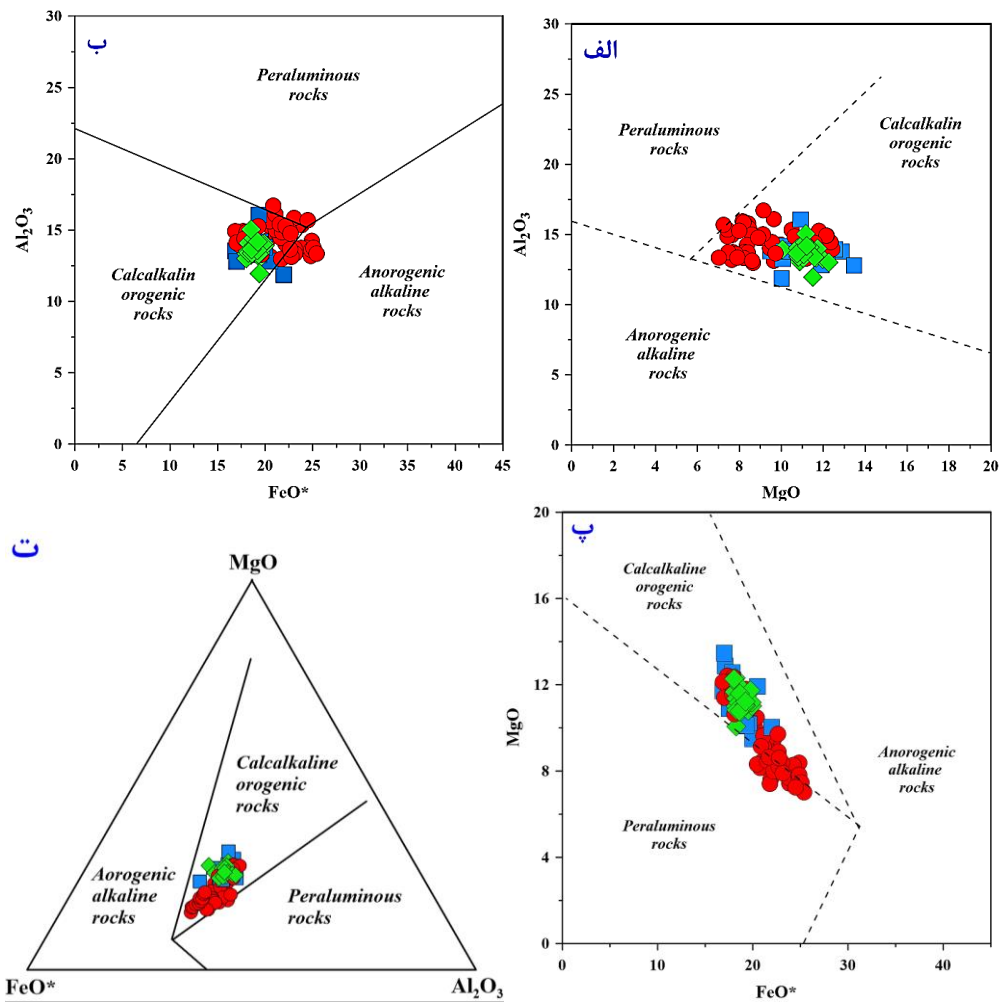
#### گریزندگی اکسیژن

گریزندگی اکسیژن آثار قابل توجهی بر دمای ذوب شدن و فرآیندهای ماگمایی کنترل کننده ترکیب‌های مذاب و بلور، توالی تبلور و نوع کانی‌ها [۶۴-۶۷] و تشکیل گرانیتهای سری مگنتیتی و ایلمنیتی [۶۸] دارد. مقدار آهن و منیزیم موجود در بیوتیت طی فرآیند سرد شدن ماگما به گریزندگی اکسیژن بستگی ( $fO_2$ ) دارد [۶]. در شرایط  $fO_2$  بالا، کانی بیوتیت غنی از آهن است و با مگنتیت همزیستی دارد، در حالی که در شرایط  $fO_2$  پایین، بیوتیت از نظر آهن فقیر است و همزیستی کمتری با مگنتیت دارد [۶۹]. بر این اساس، بررسی شرایط اکسایش در گرانیتهای منطقه نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها با مقادیر  $\#Fe$  بین ۰٫۴ تا ۰٫۷، در گستره سری مگنتیتی قرار دارند که گویای شرایط اکسیدی ماگمای مادر است (شکل ۹ الف). همچنین بر اساس نمودار  $Fe^{2+}-Fe^{3+}-Mg$ ، (شکل ۹ ب)، بیوتیت‌های گرانیتهای منطقه در گستره اکسایش بالاتر از بافر NNO قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده ماگماهای نوع اکسیدی و سری مگنتیت [۷۰] است. بیوتیت موجود در گرانیتهای منطقه مردهک، مقادیر بالایی از  $FeO$  (۲۵٫۳۹-۱۶٫۸۵ درصد) دارند (جدول ۱)، که نشان دهنده تشکیل آنها در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن است. محیط‌های با گریزندگی بالای اکسیژن دارای پتانسیل بالایی برای کانی‌سازی اقتصادی فلزهای پایه به ویژه مس هستند [۷۱، ۷۲]. از این رو، توده‌های نفوذی متبلور شده در محیط‌های با گریزندگی اکسیژن بالا باید به عنوان پتانسیل کانی‌سازی در نظر گرفته شوند. به باور وونز [۲۵]، حضور مجموعه کانی‌های اسفن، مگنتیت و کوارتز در سنگ‌های گرانیتهای، امکان ارزیابی مقدار نسبی گریزندگی اکسیژن را فراهم می‌سازد. از رنگ بیوتیت در نور طبیعی (نور قطبیده صفحه‌ای، PPL) می‌توان برای ارزیابی حالت اکسایش ماگمایی که در آن متبلور شده است، استفاده کرد. بیوتیت قهوه‌ای مایل به سبز (فقیر از Ti و Al و غنی از Mg و  $Fe^{3+}$ ) در توده‌های نفوذی نشان‌دهنده یک محیط اکسیدکننده‌تر است [۷۳]، در حالی که بیوتیت قهوه‌ای مایل به قرمز (غنی از Al و Fe و فقیر از  $Fe^{3+}$ )، نشانگر ماگمای احیا شده‌تر است. وجود کانی‌های اسفن، مگنتیت و کوارتز و بیوتیت‌های قهوه‌ای مایل به سبز گریزندگی بالای اکسیژن در گرانیتهای منطقه مردهک و پتانسیل کانه‌زایی مس در آنها را تایید می‌کند.

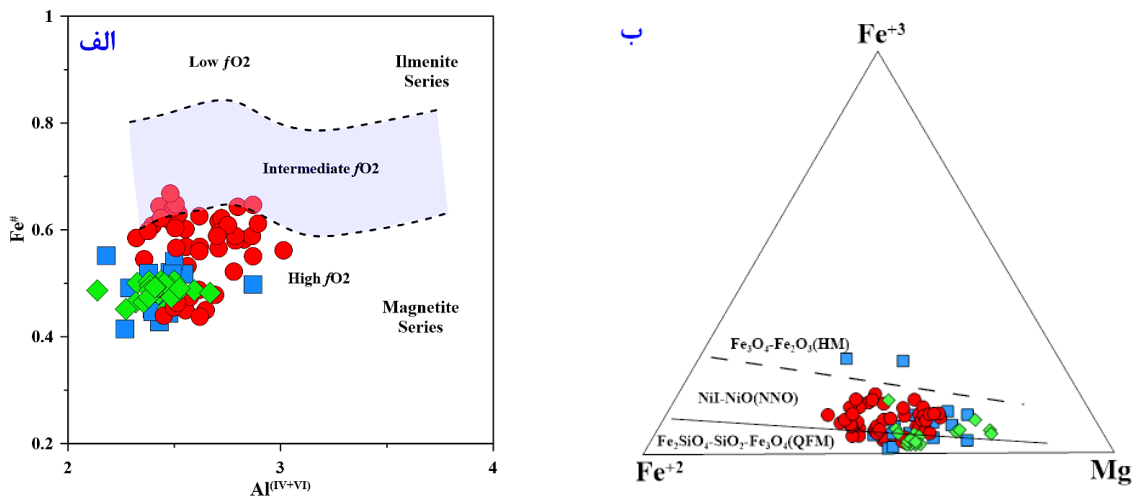
بیوتیت موجود در توده‌های نفوذی نوع I به نسبت غنی از منیزیم هستند، در حالی که بیوتیت‌های موجود در توده‌های نفوذی نوع S به طور نسبی از Al سرشار هستند [۱]. در نمودار تشخیص خاستگاه بیوتیت‌ها [۶۲]، که برای تشخیص بین سه گستره A (گرانیتهای آهکی قلیایی غیرکوهزایی)، I (گرانیتهای آهکی قلیایی کوهزایی) و SH (شوشونیت‌ها) طراحی شده است، بیوتیت‌های گرانیتهای منطقه مردهک در گستره نوع I جای می‌گیرند (شکل ۷ ب). بر پایه نمودار  $\#Fe$  نسبت به Al، نمونه‌های بیوتیت منطقه مردهک در گستره گرانیتهای سری مگنتیتی قرار دارند و مقدار ۰٫۴ تا ۰٫۷ را به عنوان میانگین فایالیت-کوارتز-مگنتیت (FQM) نشان می‌دهند (شکل ۷ پ).

پژوهش اوچیدا و همکاران [۴۶] نشان می‌دهد که مقدار آلومینیوم کل ( $Al^{total}$ ) در بیوتیت موجود در گرانیتهای می‌تواند به عنوان شاخصی کارآمد برای شناسایی کانسارهای گرمابی در ارتباط با توده‌های گرانیتهای استفاده شود. بر این اساس، در نمودار  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  نسبت به  $Al^{total}$ ، نمونه‌های بیوتیت منطقه مردهک در گستره گرانیتهای با پتانسیل کانه‌زایی مس، آهن و قلع جای می‌گیرند (شکل ۷ ت). شواهد کانی‌شناسی و بررسی‌های صحرایی از جمله رگه‌های مالاکیت-آزورریت (کربنات مس آب‌دار) و کالکوپریت (سولفید مس) در درز و شکاف، شکستگی‌های سنگ و به صورت رگه‌ای و افشان درون واحدهای گرانیتهای منطقه نشان‌دهنده وجود فازهای سرشار از مس و پتانسیل کانه‌زایی مس در این منطقه است.

بر پایه ترکیب بیوتیت و نمودار سه‌تایی  $MgO$ ،  $FeO$  و  $Al_2O_3$ ، و نمودارهای دوتایی  $FeO$  نسبت به  $Al_2O_3$ ،  $FeO$  نسبت به  $MgO$  و  $MgO$  نسبت به  $Al_2O_3$  می‌توان برای تشخیص بین سه گستره جداگانه گرانیتهای قلیایی غیرکوهزایی نوع A در ارتباط با محیط‌های زمین‌ساختی کششی، مجموعه‌های پراآلمین گرانیتهای برخوردی نوع S و مجموعه‌های آهکی قلیایی کوهزایی نوع I محیط وابسته به فرورانش استفاده کرد [۱] (شکل ۸). بیوتیت‌های منطقه مردهک در این نمودارها، در گستره آهکی قلیایی کوهزایی نوع I محیط در ارتباط با فرورانش قرار می‌گیرند.



شکل ۸ موقعیت بیوتیت توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی بر اساس الف) درصد Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نسبت به MgO، ب) درصد Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نسبت به FeO، پ) FeO نسبت به MgO، ت) مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO-MgO بیوتیت. مرزهای گسترده‌ها برگرفته از مرجع [۱] هستند.



شکل ۹ موقعیت بیوتیت‌های نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در: الف) نمودار دوتایی Al کل نسبت به Fe<sup>#</sup> [۶۳] و تفکیک گرانیتوئیدهای سری ایلمنیتی و مگنتیتی با ارزیابی نسبی گریزندگی اکسیژن، ب) نمودار سه تایی Fe<sup>+2</sup>، Fe<sup>+3</sup> و Mg و مقایسه ترکیب بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک با بافرهای QFM، NNO و HM [۶].

گستره دمایی ۵۴۵ تا ۷۵۹ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (جدول ۱).

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333} \quad (2)$$

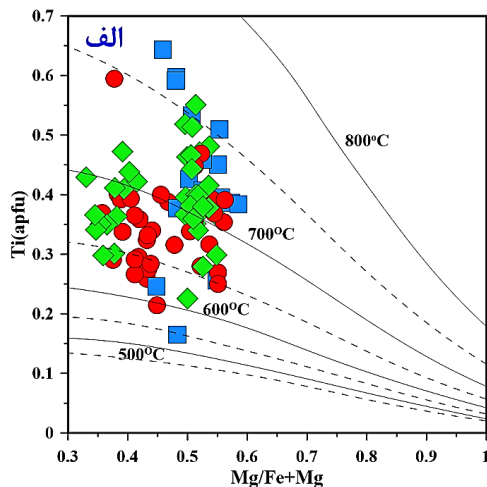
که در آن  $X_{Mg}$  بر حسب درجه سانتی‌گراد، برابر با نسبت  $Mg/(Mg+Fe)$ ،  $a = -2.3594$ ،  $c = -1.7283$  و  $b = 4.6482 \times 10^{-9}$  است.

افزون بر این، در نمودار  $fO_2$  نسبت به  $T$  (شکل ۱۰ ب) [۶]، بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی، در راستای بافر کوارتز-فایالیت-مگنتیت (QFM) در دماهای بالا جایابی شده‌اند و با سرد شدن ماگما، بالاتر از بافر نیکل-اکسید نیکل (Ni-NiO) افزایش می‌یابند و مقادیر میانگینی را در راستای مرز گرانیت‌های سری مگنتیت و سری ایلمنیت نشان می‌دهند. در روند جایگزینی پایانی ماگما و سرد شدن آن در پوسته قاره‌ای بالایی، دماهای بالا نشان‌دهنده دمای تبلور هستند، در حالی که دماهای پایین‌تر به توقف تبادل و رسیدن به تعادل پایانی (دمای بسته شدن) مربوط می‌شوند.

فشار بر اساس مقدار آلومینیم موجود در بیوتیت، بر پایه رابطه زیر [۴۶] با نرم‌افزار Geo-fO2 [۱۳] محاسبه شد:

$$P(kb) = 3.03 \times AIT - 6.53 (\pm 0.33) \quad (3)$$

بر اساس این روش، فشار حاکم بر تبلور بیوتیت در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک، حدود ۰/۳۰ تا ۲/۶۲ کیلوپار برآورد شده است. برای محاسبه عمق بر حسب کیلومتر از فشارهای به‌دست‌آمده، از میانگین چگالی پوسته قاره‌ای ( $2.7 \text{ g cm}^{-3}$ ) استفاده شد، که عمقی معادل ۱/۱۳ تا ۹/۹ کیلومتر به دست آمد (جدول ۱).



## دمای تبلور

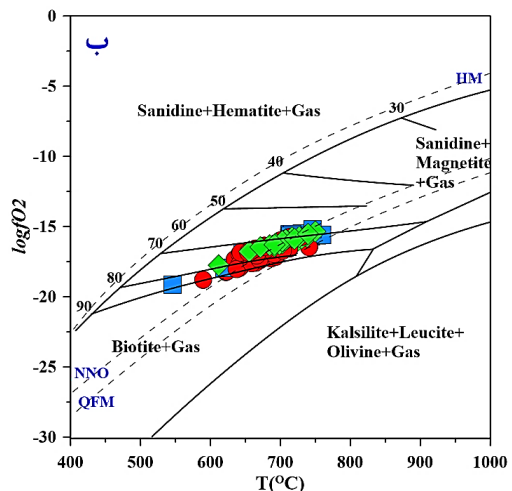
بررسی‌ها نشان می‌دهند که دما عامل کلیدی در کنترل مقدار تیتانیوم در بیوتیت است، به طوری که با افزایش دما، مقدار Ti افزایش می‌یابد، اما فشار اثر معکوس دارد [۷۴، ۷۵] همچنین، مقدار Ti در بیوتیت رابطه مستقیمی با مقدار آهن دارد [۷۶، ۷۷]. رابطه زیر برای محاسبه دماسنجی بیوتیت‌ها پیشنهاد شده است [۴۵]:

$$T(K) = 838 / (1.0337 - Ti/F^{e2+}) \quad (1)$$

دمای محاسبه شده بر این اساس بر حسب کلون است. دماسنجی بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک به طور میانگین دماهای ۵۹۳ تا ۷۸۵ درجه سانتی‌گراد را برای به تعادل رسیدن این کانی در این توده‌ها نشان می‌دهد (جدول ۱).

باور بر این است که مقدار تیتانیوم بیوتیت‌ها به دمای تبلور بیوتیت و گریزندگی اکسیژن ( $fO_2$ ) و به احتمال بسیار به مقدار مواد فرار ماگما بستگی دارد [۵۹]. مقدار تیتانیوم پایین با دمای پایین تبلور و گریزندگی اکسیژن پایین در ارتباط است [۷۴، ۷۸، ۷۹]. بیوتیت‌های منطقه مورد بررسی، تیتانیوم بالایی دارند و دماهای ۶۰۰ تا ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۰ الف).

دمای تبلور بیوتیت، به عنوان یکی از عوامل مؤثر بر گریزندگی اکسیژن، بر اساس روش مرجع [۱۲] با نرم‌افزار Geo-fO2 [۱۳] محاسبه شد. برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک، از رابطه (۲) [۱۲] بر اساس زمین‌دماسنجی Ti بر پایه مقدار Mg# استفاده شد که



شکل ۱۰ موقعیت بیوتیت توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در نمودارهای الف) زمین‌دماسنجی بر اساس مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت‌ها برگرفته از [۱۲] و ب) تغییرهای  $\log fO_2$  نسبت به دما [۶، ۲۵].

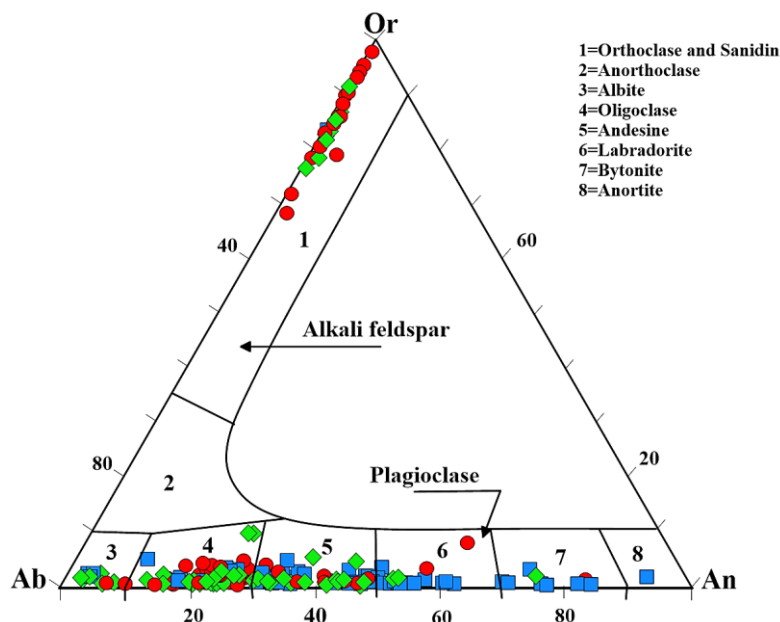
## شیمی فلدسپار

برای بررسی ترکیب شیمیایی و فرآیندهای فیزیکی-شیمیایی محیط تبلور فلدسپارها در توده‌های گرانیتوئیدی مردهک، داده‌های ریزکوالکترونی کانی فلدسپار مربوط به ۱۱ نمونه همراه با فرمول ساختاری محاسبه‌شده بر اساس ۸ اتم اکسیژن و ۵ آنیون در جدول ۲ ارائه شده‌اند. فلدسپارهای موجود در نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد بررسی از دو نوع فلدسپارهای سدیم-کلسیم‌دار و پتاسیم‌دار هستند. ترکیب‌های بین Ab و An به عنوان پلاژیوکلاز و ترکیب‌های بین Ab و Or به عنوان فلدسپارهای قلیایی شناخته می‌شوند. شکل ۱۱ الگوی توزیع فلدسپارها را نشان می‌دهد. فلدسپارها بر اساس اعضای پایانی محلول جامد  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  (آلبیت، Ab) -  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (آنورتیت، An) -  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  (ارتوکلاز، Or) رده‌بندی می‌شوند [۵۰]. این نتایج نشان‌دهنده نوسان ترکیب پلاژیوکلاز بین  $\text{An}_1$  تا  $\text{An}_{91}$  و ترکیب فلدسپارهای قلیایی بین  $\text{Or}_{17}$  تا  $\text{Or}_{97}$  است و پلاژیوکلازها میانگین ترکیبی الیگوکلاز تا بایتونیت و فلدسپارهای قلیایی ترکیب اورتوکلاز دارند. گاهی، لبه پلاژیوکلازها در مقایسه با مرکز، درصد آنورتیت بالاتر و کلسیم بیشتری دارد، که این امر به منطقه‌بندی غیرعادی و وارونه اشاره دارد. این ویژگی نشان‌دهنده نبود تعادل بین بلور و

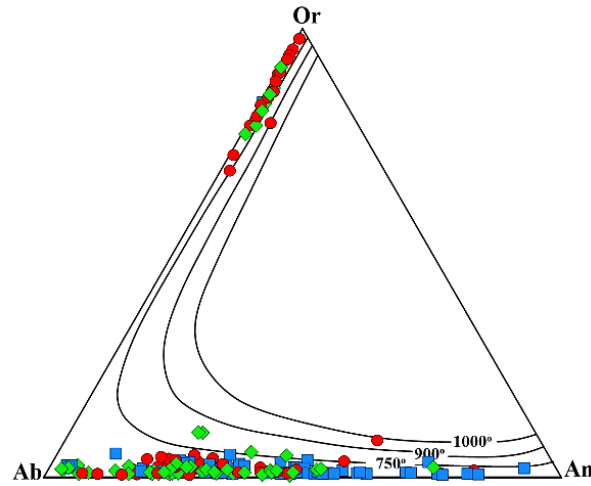
ماگما به دلیل رخداد فرآیندهایی چون آمیختگی ماگمایی یا تغییرهای فشار بخار آب در زمان تبلور پلاژیوکلاز است. با وجود این، لخته‌های کانی‌های مافیک در این سنگ‌ها نیز به احتمال بسیار بیانگر رخداد آمیختگی ماگمایی هستند [۸۰]. با استفاده از سامانه سه‌تایی Or-Ab-An، دما برای سنگ‌های مختلف حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد بدست آمد (شکل ۱۲). این دماها با نتایج به‌دست‌آمده از دماسنجی بیوتیت‌ها هم‌خوانی دارند. با این حال، برخی از این دماها کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه هستند که به احتمال بسیار به دلیل تشکیل فلدسپارها در زیر خط انجماد (در شرایط نیمه جامد) طی فرآیند سرد شدن توده است.

## کلریت

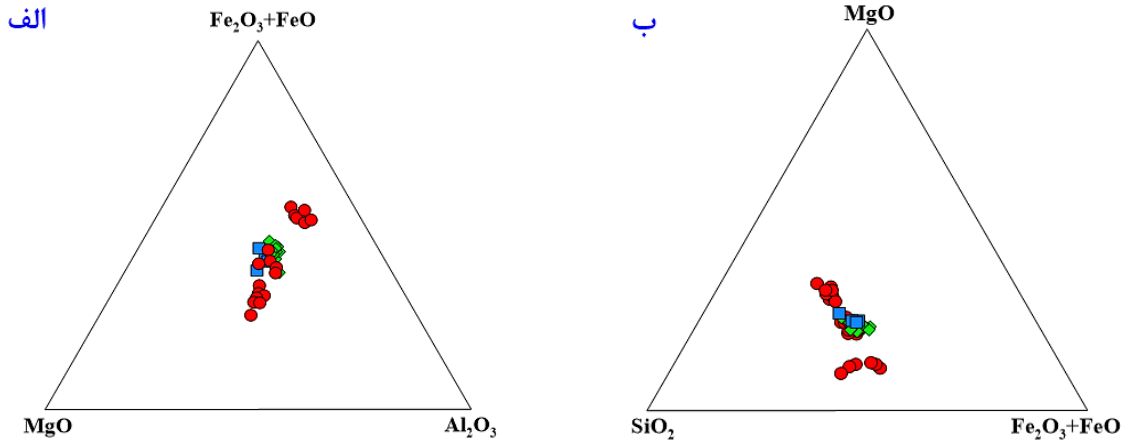
بر اساس داده‌های ریزکوالکترونی (جدول ۳)، تغییرهای ترکیبی در کلریت، نشان‌دهنده تفاوت‌های زیاد در مقدار Fe، Mg، Si و Al است (شکل ۱۳). Al و Si تنها اجزای تشکیل‌دهنده جایگاه چاروجهی بوده و اجزای اصلی جایگاه هشت وجهی Mg،  $\text{Fe}^{2+}$ ، Al و  $\text{Fe}^{3+}$  هستند (جدول ۳). نسبت  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  از ۰٫۲۵ تا ۰٫۷۰، Fe از ۲ تا ۵ و مقدار Si از ۵ تا ۶٫۲۵ apfu متغیر است که منجر به رده‌بندی کلریت‌ها بیشتر به عنوان پیکنوکلریت می‌شود (شکل ۱۴).



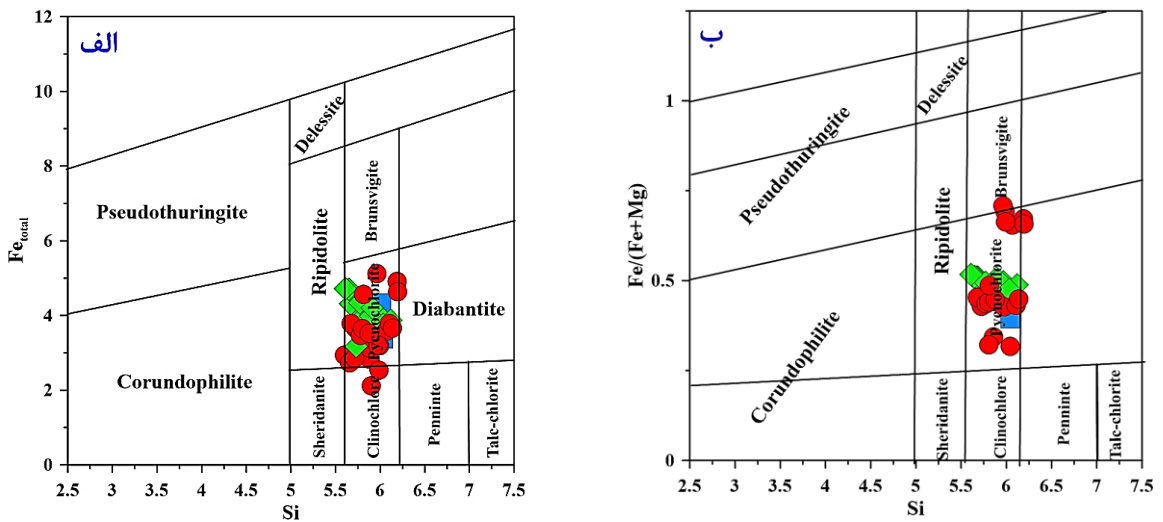
شکل ۱۱ ترکیب فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در نمودار مثلثی Or-Ab-An [۵۰].



شکل ۱۲ موقعیت فلدسپارها در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک بر روی نمودار سه تایی Or-Ab-An برای دماسنجی آنها [۴۷].



شکل ۱۳ تغییرهای ترکیبی در نمونه‌های کلریت سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک بر اساس مقدار اکسیدهای آهن، منیزیم، آلومینیم و سیلیسیم.



شکل ۱۴ ترکیب شیمیایی کلریت‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک در نمودارهای الف) نسبت به Si [۵۰] و ب)  $Fe/(Fe+Mg)$  نسبت به Si (کاتیون‌ها/۲۸ اتم اکسیژن) [۵۰].

دارند. دماسنجی کلریت، تغییرهای دمایی زیادی از ۴۱۲ تا ۵۲۷ با میانگین ۴۷۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که با نتایج تجربی گزارش شده برای دمای کلریتی شدن بیوتیت‌ها در سنگ‌های گرانیتی همخوانی دارد.

#### قدردانی

این مقاله بخشی از نتایج رسالهٔ دکتری نگارنده نخست با عنوان "پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک، خاور جیرفت، کرمان" است که با پشتیبانی معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. نگارندگان از دانشگاه صنعتی شاهرود و دانشگاه آریستول (یونان) برای فراهم نمودن امکان انجام پژوهش و از داوران فرهیخته مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران برای راهنمایی‌های ارزشمند برای بهبود نسخه اولیه سپاسگزارند.

#### مراجع

- [1] Abdel-Rahman A.F.M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas", *Journal of Petrology* (1994), 35(2), pp.525-541.
- [2] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock Forming Mineral", Third Longman Editions" (2013), 498 pp.
- [3] Yavuz, F., "Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: Part II—Applications using the computer program Mica+ Computers & geosciences", (2003), 29(10), pp.1215-1228.
- [4] Nash W.P., Crecraft H.R., "Partition coefficients for trace elements in silicic magmas", *Geochimica et Cosmochimica Acta* (1985), 49(11), pp.2309-2322.
- [5] Rasmussen K.L., Mortensen J.K., "Magmatic petrogenesis and the evolution of (F: Cl: OH) fluid composition in barren and tungsten skarn-associated plutons using apatite and biotite compositions: Case studies from the northern Canadian Cordillera", *Ore Geology Reviews* (2013), 50, pp.118-142.
- [6] Wones D.R., Eugster H.P., "Stability of biotite: Experiment, theory, and application", *American Mineralogist* (1965), 50: 1228-1272.

دماسنجی کلریت توسط پژوهشگران مختلف [۸۱-۸۶] و با روش‌های گوناگون انجام شده است. در اینجا از روش دماسنجی کلریت [۸۱] برای سنجش دمای تشکیل کلریت در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مردهک استفاده شده است. بر این اساس، دما با ترکیب شیمیایی کلریت رابطه‌ای مستقیم دارد و تعداد اتم‌های Al در جایگاه چاروچی (Al<sub>IV</sub>) در ساختار کلریت به شدت وابسته به دمای شکل‌گیری آن است. با استفاده از رابطه زیر بر پایه مقدار آلومینیم موجود در جایگاه چاروچی، دما محاسبه شده است:

$$T = (Al_{IV} + 2.02 + 8.26 \cdot 10^{-2}) / (4.71 \cdot 10^{-3})$$

دماهای محاسبه شده، دارای تغییرات زیادی بین ۴۱۲ تا ۵۲۷ °C با میانگین ۴۷۰ درجه سانتیگراد هستند. گستره دماهای محاسبه شده با دمای دگرسانی بیوتیت و تبدیل آن به کلریت همخوانی دارد (جدول ۳).

#### برداشت

بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های نفوذی منطقه مردهک در جبال بارز، سرشار از منیزیم (Mg-بیوتیت) تا سرشار از آهن (Fe-بیوتیت) هستند. ترکیب بیوتیت‌ها بیانگر خاستگاه ماگمایی آنها و تبلور از یک ماگمای آهکی‌قلیایی در کمان ماگمایی فرورانش کرانه قاره است. این توده‌ها در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن و در نتیجه فرورانش ورقه اقیانوسی نوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی در زمان ائوسن پسین-الیگوسن تشکیل شده‌اند. دما-فشارسنجی بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها بیانگر دماهای ۵۴۵ تا ۷۸۵ درجه سانتیگراد و فشارهای ۰/۳۰ تا ۲/۶۲ برای تبلور و تعادل نهایی این کانی در جریان جایگزینی پایانی توده‌های گرانیتی در پوسته بالایی است. دماهای بالاتر با دمای تبلور و دماهای پایین‌تر با دماهای توقف تبادل و تعادل پایانی (دمای بسته شدن) بیوتیت همخوانی دارند. این روند، طی بالآمدن و جایگزینی پایانی ماگما در پوسته و انباشت و سرد شدن آن در پوسته قاره‌ای بالایی (اعماق کمتر از ۱۰ تا ۱ کیلومتری) رخ داده است. دماسنجی فلدسپارها نیز بیانگر گستره دمایی ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد است که همخوانی خوبی با دمای بیوتیت‌ها

- fractionation and deuterium equilibration in granites*", Contributions to Mineralogy and Petrology (1979) 70:183–192.
- [18] Van Lichtervelde M., Grégoire M., Linnen R.L., Béziat D., Salvi S., "Trace element geochemistry by laser ablation ICP-MS of micas associated with Ta mineralization in the Tanco pegmatite, Manitoba, Canada", Contributions to Mineralogy and Petrology (2008), 155, pp.791-806.
- [19] Neiva A.R., "Geochemistry of hybrid granitoid rocks and of their biotites from central northern Portugal and their petrogenesis", Lithos (1981), 14(2), pp.149-163.
- [20] Plá Cid J., Nardi L.V.S., Conceição H., Bonin B., "Anorogenic alkaline granites from northeastern Brazil: major, trace, and rare earth elements in magmatic and metamorphic biotite and Namafic minerals", J Asian Earth Sci (2001) 19:375–397.
- [21] Machev P., Klain L., Hecht L., "Mineralogy and chemistry of biotites from the Belogradchik pluton-some petrological implications for granitoid magmatism in Northwest Bulgaria", In Annual Science Conference Geology (2004), pp. 16-17.
- [22] Masoudi F., Jamshidi B.M., "Biotite and Hornblende composition used to investigate the nature and thermobarometry of Pichagchi pluton, northwest Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran" (2008).
- [23] Karimpour M.H., Stern C.R., Mouradi M., "Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran" (2011) 89-100.
- [24] Beswick A. E., "An experimental study of alkali metal distributions in feldspars and micas", Geochimica et Cosmochimica Acta (1973) 37:183–208.
- [25] Wones D. R., "Contributions of crystallography, mineralogy, and petrology to the geology of the Lucerne pluton, Hancock County, Maine", Am Mineral (1980) 65:411–437.
- [26] Zhu C., Sverjensky D. A., "F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite", [7] Heinrich E.W., "Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series", American Journal of Science (1946), 244(12): 836-848.
- [8] Foster M. D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", Geol (1960). Surv. Prof. Paper. 354-B (1960) 49.
- [9] Munoz J.L., "Calculation of HF and HCl fugacities from biotite compositions: revised equations", Geological Society of America Abstracts with Programs (1992), 24: p. 221.
- [10] López-Munguira A., Nieto F., Morata D., "Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/TEM/MPA-XRD study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone", SW Spain, Clay Minerals (2002) 37(2), 267-281. <http://dx.doi.org/10.1180/0009855023720033>.
- [11] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ben Ohoud M., "Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites", Comptes Rendus (2005). Géoscience 337, 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>.
- [12] Henry D., Guidotti C.V., Thomson J., "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms", American Mineralogist (2005) 90, 316– 328. [https://doi.org/10.2138.am.2005.1498](https://doi.org/10.2138/am.2005.1498).
- [13] Li W., Cheng Y., Yang Z., "Geo-fO<sub>2</sub>: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity Geochemistry", Geophysics, Geosystems (2019), 20(5), 2542-2555.
- [14] Cerny P., Burt D., "Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution in micas in granite pegmatites", In Micas (pp. 257-297). Reviews in Mineralogy (1984), Vol. 13, Min. Soc. America.
- [15] Speer J.A., "Micas in igneous rocks", Reviews in mineralogy (1984), 13(1), pp.299-356.
- [16] Tischendorf G., Förster H.J., Gottesmann B., "Minor-and trace-element composition of trioctahedral micas: A review", Mineralogical Magazine (2001), 65(2), pp.249-276.
- [17] Barrière M., Cotton J., "Biotites and associated minerals as markers of magmatic

- [35] Behpour S., Moradian A., Ahmadipour H., Nakashima K., "Mineralogy, petrology and geochemistry of mafic dikes in the southeast Jebal-E-Barez Granitoids (Bam, Kerman province, Iran): Studies from mafic dikes formed in avolcanic arc-setting", Turkish Journal of Earth Sciences (2019), 28(6), 920-938.
- [36] Nazarinia A., Mortazavi S.M., Arvin M., Poosti M., "Geothermobarometry of Sarmeshk granitoids in the Northwest of Sarduiyeh", Petrological Journal (2018), 9(3), pp.173-192.
- [37] Moghadam H.S., Griffin W.L., Santos J.F., Chen R.X., Karsli O., Lucci F., Sepidbar F., O'Reilly S.Y., "Geochronology, geochemistry and petrology of the Oligocene magmatism in SE segment of the UDMB, Iran", Lithos (2022a) 416-417, 106644.
- [38] Moghadam H.S., Li Q.L., Griffin W.L., Stern R.J., Santos J.F., Ducea M.N., Ottley C.J., Karsli O., Sepidbar F., O'Reilly S.Y., "Temporal changes in subduction- to collision-related magmatism in the Neotethyan orogen: The southeast Iran example", Earth-Science Reviews (2022b) 226, 103930.
- [39] Babazadeh S., Ghalamghash J., Raeisi D., Santosh M., Furman T., Choi S.H., D'Antonio M., Heilimo E., Cottle J.M., "Arc magmatism associated with continental convergence in the SE segment of the UDMA, Iran: Insights from zircon geochronology and Hf-Sr-Nd-Fe isotopes", Lithos (2024b), 466, p.107468.
- [40] Valeh N., "Geological Map of Iran Sheet 7647 Jebal Barez", Geological Survey of Iran (1972), Tehran.
- [41] Grabeljsek V., Cvetic S., Dimitrijevic M. N., "Geological Map of Iran Sheet 747-Sabzevaran", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (1972), Tehran.
- [42] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences (1981) 18, 210-265.
- [43] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arcmagmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Geochimica et Cosmochimica Acta (1992) 56:3435-3467.
- [27] Sallet R., "Fluorine as a tool in the petrogenesis of quartz-bearing magmatic associations: applications of an improved F-OH biotite-apatite thermometer grid", Lithos (2000) 50:241-253.
- [28] Ghorbani M., "Petrology and geochemistry of Mijan intrusive masses in the Jebal-e-Barez Mountains granitoid complex (southeast of Jiroft) (in persian)", Earth Science Research, year 2, No.8, (2011), 19-35pp.
- [29] Rahmanian Z., Ghadami Gh. A., Aahmadipour H., Poosti M., "Petrogenesis of granitoids from Dalfard area (Northwest of Jiroft): Evidence of Volcanic arc tectonic setting in Urumieh-Dokhtar magmatic belt", Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 33, Issue 1, Serial No. 127, Spring 2023, pp. 123-142.
- [30] Behpour Sh., Moradian A., Ahmadipour H., "The origi, magma evolution and tectonic setting of southeast of Jebal-e-Baez granitoid, Bam, Kerman province (in persian)", Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCE, Vol.29, No. 116, Summer 2020.
- [31] Yazdanfar A., "Petrogenesis of delayed intrusive masses (Mijan, Hishin, Karur, Dara Hamzeh) in the Jabal Barez Batholith and its relationship with copper mineralization", University of Shahid Beheshti, 2009. (in persian).
- [32] Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J., "Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran", Mineralium Deposita (2009), 44, pp.265-283.
- [33] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., Poli G., "Calk-alkaline magmatism of Jebal-e-Barez plutonic complex, SE Iran: implication for subduction-related magmatic arc", Arabian Journal of Geosciences (2016), 9, 1-22.
- [34] Hosseini M. R., Hassanzadeh J., Alirezai S., Sun W., Li C. Y., "Age revision of the Neotethyan arc migration into the southeast Urumieh-Dokhtar belt of Iran: Geochemistry and U-Pb zircon geochronology", Lithos (2017), 284, 296-309.

- magmatic hydrothermal fluids*”, Int. Geol. Rev. 54, 1368-1353.
- [53] Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P., “*Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids*”, Comptes Rendus Hebdomadaires de l’ Academie des Sciences (1985) 301 (11) 813–818.
- [54] Patiño Douce A.E., “*Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O barometries, and consequences form biotite stability*”, Chemical Geology (1993), 108(1–4): 133–162.
- [55] Stussi J.M., Cuney M., “*Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and per-aluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment*”, J. Petrol (1996). 37,1025–1029.
- [56] Fleet M.E., “*Rock-Forming minerals. Volume 3A: Micas, seconded*”, The Geological Society of London (2003), pp. 325–585.
- [57] Zhou Z. X., “*The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei province*”, Acta Petrologica Sinica 1986 2(2), 59-70.
- [58] Nockolds S.R., “*The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks*”, American Journal of Science (1947) 245, 401– 420.
- [59] Albuquerque C.A., “*Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal*”, Geochimica et Cosmochimica Acta (1973) 37, 1779 1802.
- [60] Samadi R., Torabi G., Kawabata H., Miller N.R., “*Biotite as a petrogenetic discriminator: Chemical insights from igneous, meta-igneous and meta-sedimentary rocks in Iran*”, Lithos (2021) 386–387, 106016. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106016>.
- [61] Shabani A.A.T., Lalonde A.E., Whalen J.B., “*Composition of biotite from granitic rocks of the canadian appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator?*”, Canadian Mineralogist (2003) 41, 1381–1396.
- [62] Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Zhou X.R., Rui X.J., Yang W.Z., “*Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences*”, Lithos (2008) 106, 380–398.
- [44] Chiu H.Y., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., et al., “*Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny*”, Lithos (2013) 162-163, 70–87.
- [45] Luhr J.F., Carmichael I.S., Varekamp J.C., “*The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydritebearing pumices*”, Journal of Volcanology and Geothermal Research (1984) 23(1-2), 69-108.
- [46] Uchida E., Endo S., Makino M., “*Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits*”, Resource Geology (2007) 57(1): 47–56.
- [47] Anderson J.L., “*Status of thermobarometry in granitic batholiths*”, Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh (1997) 87, 125-138.
- [48] Whitney D.L., Evans B.W., “*Abbreviations for names of rock-forming minerals*”, American Mineralogist (2010) 95, 185–187.
- [49] Rieder M., Cavazzini G., D’Yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., “*Nomenclature of the micas*”, Canadian Mineralogist (1998), v. 36, p. 905-912.
- [50] Deer W.A., Howie R.A., Sussman J., “*An introduction to the rock forming minerals*”, Longman Ltd (1992). 528 p.
- [51] Forster H.J., Tischendorf G., “*Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: the Hercynian Postkinematic granites and associated high-temperature mineralization of the Erzgebirge (G.D.R)*”, Chemie der Erde (Geochemistry) (1989), 49, 7-20.
- [52] Siahcheshm K., Calagari A.A., Abedini A., Lentz D.R., “*Halogen signatures of biotites from the Maher-Abad porphyry copper deposit, Iran: Characterization of volatiles in syn- to post-*

- properties in characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, Northwest Territories*", Can Mineral (1993) 31:203–217.
- [74] Robert J.-L., "Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions", Chemical Geology (1976) 17, 213–227. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(76\)90036-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(76)90036-X).
- [75] Tronnes R.G., Edgar A.D., Arima M., "A high pressure-high temperature study of TiO<sub>2</sub> solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry", Geochimica et Cosmochimica Acta (1985), 49, 2323–2329.
- [76] Arima M., Edgar A.D., "Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin", Contributions to Mineralogy and Petrology (1981), 77, 288–295.
- [77] Abrecht J., Hewitt D.A., "Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite", American Mineralogist (1988), 73, 1275–1284.
- [78] Buddington A.F., Lindsley D.H., "Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalent", J. Petrology (1964) 5, 310–357.
- [79] Kwak T.A.P., "Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario", Geochimica et Cosmochimica Acta (1968) 32, 1222–1229. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(68\)90124-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(68)90124-5).
- [80] Hibbard M.J., "Petrography to petrogenesis", Prentice Hall (1995), 587.
- [81] Cathelineau M., Nieva D., "A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system", Contribution to Mineralogy and Petrology (1985), 91: 235–244.
- [82] Walshe J. L., "A six component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems", Economic Geology (1986), 81: 681–703.
- [83] De Caritat P., Hutcheon I.A.N., Walshe J.L., "Chlorite geothermometry: a review", Clays and Clay Minerals (1993) 41, 219–239.
- [84] Vidal O., De Andrade V., Lewin E., Munoz M., Parra T., Pascarelli S., "P-T-deformation-Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> mapping at the thin section scale and northwestern China: Implications for granitoid geneses", Lithos (2002) 63(3–4), 165–187.
- [63] Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F., "Thermometers and thermobarometers in granitic systems", Reviews in Mineralogy and Geochemistry (2008) 69, 121–142.
- [64] Kilinc A., Carmichael I., Rivers M., Sack R., "The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air", Contributions to Mineralogy and Petrology (1983) 83: 136–140.
- [65] Botcharnikov R., Koepke J., Holtz F., Mc Cammon C., Wlike M., "The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt", Geochimica et Cosmochimica Acta (2005) 69: 5071–5085.
- [66] Moretti R., "Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modeling of silicate melts", Annales Geophysicae (2005) 56: 340–368.
- [67] France L., Koepke J., Ildefonse B., Cichy S. B., Deschamps F., "Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast-spreading ridges: Experimental and natural observations", Contributions to Mineralogy and Petrology (2010) 160: 683–704.
- [68] Ishihara S., "Major molybdenum deposits and related granitic rocks in Japan", Rep. Geol. Surv. Japan (1971), 239, 1–178.
- [69] Castro A., Stephen W. E., "Amphibole rich clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves", The Canadian Mineralogist (1992) 30: 1093–1112.
- [70] Ishihara S., "The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology, 27(145): 293–305.
- [71] Wyborn D., Sun S. S., "Sulphur-undersaturated magmatism: A key factor for generating magma-related copper-gold deposits". AGSO Research Newsletter (1977) 21: 7–8.
- [72] Sun W. D., Arculus R. J., Kamenetsky V. S., Binns R. A., "Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization", Nature (2004) 431: 975–978.
- [73] Lalonde A. E, Bernard P., "Composition and color of biotite from granites; two useful

system, Southwestern Hokkaido”, Japan. Resource Geology (2010), 60, 52–70.

[86] Bourdelle F., Cathelineau M., “Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on  $T-R_{2+}-Si$  diagram”, European Journal of Mineralogy (2015) 27, 617-626.

comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan)”, Journal of Metamorphic Geology (2006), 24(7), 669– 683.

[85] Inoue A., Kurokawa K., Hatta T., “Application of chlorite geothermometry to hydrothermal alteration in Toyoha geothermal