

برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل و مقایسه شیمی کانی بیوتیت در سنگ‌های آذرین جنوب شهرستان گرمی، شمال غرب ایران

غلامرضا احمدزاده^{*}، محمد مبشر گرمی^۱، علی لطفی بخش^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۷/۱۴

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۵/۲۴

چکیده

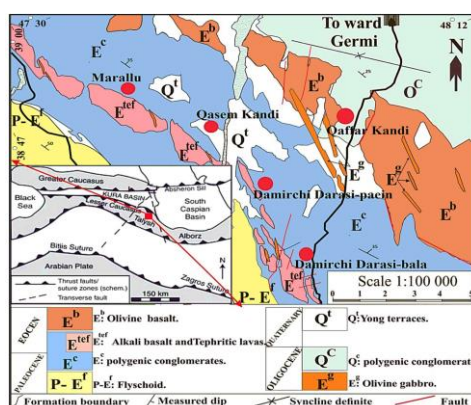
شمال غرب ایران به خصوص حوزه تالش از پهنه‌های مهم فعالیت ماگمایی آلکالن شوشونیتی در دوران سنوزوئیک می‌باشد. توده‌های گابرویی با سن ائوسن بالایی - الیگوسن در جنوب شهر گرمی به‌عنوان بخشی از حوزه تالش، در بازالت‌های آلکالن ائوسن نفوذ کرده‌اند. بازالت‌های آلکالن بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری و گلمروپورفیری دارای ترکیب پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن با مقادیر کمتر کانی‌های الیون، کانی‌های تیره، میکای سیاه، آمفیبول و آلکالی فلدسپار می‌باشند و توده‌های گابرویی دارای بافت گرانولار و حاوی کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز، میکای قهوه‌ای و آمفیبول قهوه‌ای ± آلکالی فلدسپار می‌باشند. ترکیب سنگ کل تمام این رخنمون‌ها آلکالن شوشونیتی می‌باشد. میکاهای سنگ‌های مورد مطالعه در جنوب گرمی براساس رده‌بندی شیمیایی با $Fe\# > 0.33$ ترکیب بیوتیتی در حد فاصل بین دو قطب سیدروفیلیت و استونیت دارند که با توجه به شواهد پتروگرافی و ترکیب شیمیایی، همزیست با آمفیبول می‌باشند. ترکیب شیمیایی این بیوتیت‌ها نشانگر ماهیت آلکالن و منیزیم دار ماگمای میزبان بوده و با توجه به مقادیر $Al^{VI} > 1$ به‌صورت اولیه از ماگمای اولیه تبلور یافته‌اند. در همه نمونه‌های مورد مطالعه مقدار $Mg\#$ از ۵۳ تا ۶۷ درصد، مقدار Al_{Total} از ۲/۲۴ تا ۲/۵۸ و $Fe\#$ از ۰/۳۳ تا ۰/۴۷ متغیر است. حضور Fe^{3+} در ساختار کانی بیوتیت از ۱/۷۳ تا ۲/۲۳ نشانگر مقادیر فوگاسیته بالا با مقدار 10^{-15} تا 10^{-17} بار برای گابروهای غفار کندی و بین 10^{-13} تا 10^{-15} برای گابرو و بازالت‌های ماراللو با بافر هماتیت و مگنتیت می‌باشد. بیوتیت‌های مورد مطالعه به لحاظ شیمیایی مشابه نمونه‌های بیوتیتی سنگ‌های تیپ رومن و سنگ‌های پتاسیک مرنده بوده و نشانگر وابستگی ماگمایی تشکیل دهنده به محیط فرورانشی است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، بیوتیت، بازالت، گابرو، جنوب گرمی.

مقدمه

که بیشتر رخنمون‌های با سن سنوزوئیک از جنس بازالت‌های آلکالن با توده‌های نفوذی شوشونیتی هستند (Aghazadeh et al, 2011). عموماً شوشونیت‌های ایران دارای الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز با کانی‌های فرعی میکا، آلکالی فلدسپار، فوئید، مگنتیت و آپاتیت هستند و با سری آلکالن پتاسیک مرتبط با فرورانش و منشأ دارای فلوگوپیت تشکیل شده‌اند (Aftabi and Atapour, 2000). سنگ‌های آتشفشانی-ائوسن منطقه آذربایجان (ارسباران) از ذوب پوسته فرورونده و شکستن صفحه فرورو با منشأ غنی شده ایجاد شده‌اند و عموماً میزبان سنگ‌های گابرویی، سینوگابرو و مونزو گابرویی نفوذی الیگومیوسن می‌باشند (Ahmadzadeh et al, 2010; Aghazadeh et al, 2011). سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی و به خصوص ائوسن پسین جنوب شهرستان گرمی در منتهی‌الیه جنوبی به سنگ‌های آتشفشانی حد واسط کرتاسه و نهایتاً افیولیت‌های اللهیارلو با سن تقریبی کرتاسه ختم می‌شوند (باباخانی و خان ناظر، ۱۳۷۷) (شکل ۱).

در نتیجه برخورد قاره بین دو صفحه عربی-اوراسیا، کوتاه و ضخیم شدگی پوسته در آناتولی شرقی و شمال غرب ایران، پهنه ماگمایی آناتولی-آذربایجان با وسعت تقریبی ۱۵۰۰۰۰ کیلومترمربع شکل می‌گیرد (Dewey et, 1986) که از شمال-شمال شرق توسط زمین‌درز پالتوتیس قفقاز بزرگ و در جنوب توسط زمین‌درز نئوتتیس محصور می‌شود (Dilek et al, 2010). رخنمون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی با ترکیبات و سن‌های مختلف در ماگماتیسم شمال غرب ایران تحت عنوان‌های پهنه تکتونوماگمایی ارومیه-دختر، البرز غربی (تالش) و ارسباران معرفی شده‌اند (Castro et al, 2013; Aghazadeh et al, 2010, 2011; Berberian and Berberian, 1981) که از نظر ساختاری مشابه حوزه جنوبی قفقاز است (Rolland et al, 2009). بخش محصور بین گسل‌های ارس، تبریز و تالش را کمر بند کوهزایی البرز غربی یا بلوک تالش نامیده‌اند (Masson et al, 2006). در بلوک تالش و ارسباران همانند جنوب قفقاز کوچک سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی کرتاسه فوقانی تا سنوزوئیک رخنمون دارند



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی جنوب شهرستان گرمی اقباس از (باباخانی و خان ناظر، ۱۳۷۷) با تصحیح صحرائی که موقعیت منطقه در روی نقشه خاورمیانه از وینسنت و همکاران (Vincent et al, 2007) با تصحیح جانسون و همکاران (Johnson et al, 2010) نیز مشخص شده است. واحدهای E^g و E^{tef} به همراه توده‌های نفوذی آن در این مقاله مورد بحث می‌باشند.

آلایش پوسته‌ای و غنی‌شدگی منشأ در آن‌ها بیانگر ژنز مرتبط با گوشته غنی‌شده با مواد پوسته‌ای و متاسوماتیسم وابسته به مذاب و سیال صفحه فرورو است که در یک حوضه کششی پست کالین تشکیل شده‌اند (مبشرگرمی و همکاران، ۱۳۹۴) با توجه به اینکه بیوتیت‌ها کانی‌های فرومنیزین هیدراته با فرمول عمومی (K, Na, Ca, Ba)(Fe²⁺, Fe³⁺, Mg, Ti⁴⁺, Mn, Al)₃(Al, Si)₄O₁₀(OH, F, Cl)₂ هستند (Jacobs et al, 1976, 1979). ساختمان و شیمی کانی بیوتیت حتی در شرایط دگرسانی گرمایی و تغییرات ترمودینامیک به عوامل فیزیکوشیمیایی همچون دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان حساس هستند؛ بنابراین اثرات تمامی تغییرات موارد فوق در ترکیب شیمیایی بیوتیت، قابل پیگیری است (Beane, 1974; Speer, 1987; Hendry, et al, 1981, 1985; Chivas, 1981; Selby, et al, 2000; Henry et al, 2005; Ayati, et al, 2008; Boomeri, et al, 2009, 2010; Afshooni, et al, 2013). در این پژوهش ضمن انجام مطالعات کانی‌شناسی سنگ‌های گابرویی و بازالتی جنوب شهرستان گرمی، با استفاده از نتایج شیمی بیوتیت‌ها ویژگی‌های ژئوشیمیایی و فیزیکوشیمیایی سنگ‌های بازالتی و گابرویی مورد بررسی قرار خواهد گرفت. چنین مطالعاتی در موارد بسیاری مورد توجه پژوهشگران قرار داشته است (Albuquerque, 1973; Forster, and Tischendorf, 1989; Lalonde, and Bernard, 1993; Ben Ohoud, 2005). در این مطالعه ضمن گسترش مطالعه و بالا بردن دقت و عمق پژوهش، با مقایسه ترکیب بیوتیت این سنگ‌ها تلاش می‌شود به اطلاعات موجود در مورد تکوین پترولوژی سنگ‌های جنوب گرمی نیز افزوده شود.

عموماً سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه شامل امتداد دو زون بازالتی پشتاسر (E^b) و بازالت‌های برزند (E^{tef}) (ادامه بازالت‌های کوسملین کشور آذربایجان در ایران) می‌باشند که با روند موازی با بازالت‌های پشتاسر و اما سن استراتیگرافی قدیمی تری هستند. این بازالت‌ها با ساخت منشوری بیشتر دارای ترکیب موژه‌آریت بوده و بافت هیالومیکروولیتی پورفیریتیک و گلمروپورفیریتیک نشان می‌دهند. ماگمای مولد این سنگ‌ها دارای سرشت پتاسیک و شوشونیتی است. در نمودارهای چند عنصری، فروافتادگی‌های عناصر Nb و Ti, Ta و LILE و وابستگی ماگمای این سنگ‌ها را با محیط‌های وابسته به فرورانش نشان می‌دهد. براساس نسبت‌های ایزوتوپی رادیوژنیک، گوشته منشأ سنگ‌های بازالتی برزند با نسبت‌های ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه ۰/۷۰۴۹۹±۰/۰۰۰۴ و ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd اولیه ۰/۵۱۲۷±۰/۰۰۰۴ سن ۳۹±۱/۷ تا ۴۱±۱/۵ میلیون سال دارند. شواهد ژئوشیمیایی نشانگر ذوب بخشی حدود ۵ درصدی اسپینل گارنت لرزولیت فلوگوپیت دار برای منشأ سنگ‌های بازالتی برزند و بیش از ۵٪ برای بازالت‌های پشتاسر است که از غنی‌شدگی منشأ طی متاسوماتیسم فرورانشی و رسوبات توریدیتی تأثیر پذیرفته است. بازالت‌های منطقه برزند دارای ویژگی‌های مشترک با بازالت‌های جوان تر پشتاسر بوده و نشانگر تشکیل در محیط کمان بعد از برخورد هستند (مبشرگرمی، ۱۳۹۷). این موضوع در حالی است که گابروها عموماً به صورت دایک‌های نفوذی در این بازالت‌ها دیده می‌شوند که روند شمال غربی- جنوب شرقی دارند. به لحاظ ژئوشیمیایی ماگمای مولد این سنگ‌ها دارای سرشت آلكال تا شوشونیتی است که

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی ایران (استان اردبیل) بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 47'$ تا $12^{\circ} 48'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $50^{\circ} 38'$ تا $00^{\circ} 39'$ شمالی در جنوب شهرستان گرمی قرار گرفته است. این گستره در قسمت شمال شرق نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود (باباخانی و خان ناظر، ۱۳۷۷) و غرب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رضی (عباسی، ۱۳۸۴) با نام واحد تفریتی E^{ep} ، E^g معرفی شده است (شکل ۱). از این منطقه فعالیت‌های ماگمایی با فوران بازالت ائوسن تا سنگ‌های نفوذی مافیک ترشیری، گزارش شده (باباخانی و خان ناظر، ۱۳۷۷). طبق گزارش نقشه زمین‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی آکالن تحت اشباع از سیلیس با تمایل پتاسیک در این منطقه رخنمون دارند. فراوان‌ترین سنگ‌های آتشفشانی منطقه از لحاظ حجم و گسترش بازالت‌های دوره ائوسن می‌باشد. بازالت‌ها طبق چینه‌شناسی در موقعیت ائوسن میانی تا پسین قرار می‌گیرند (مبشرگرمی، ۱۳۹۲). همچنین سن سنجی‌های انجام شده بر روی ادامه این بازالت‌ها در کشور آذربایجان به روش $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ توسط واندر و همکاران (Vander et al, 2015) نشانگر سن مطلق ۳۶ تا ۴۰ میلیون سال می‌باشد و توده‌های نفوذی به دلیل نفوذ در این سنگ‌ها و پوشیده شدن با رسوبات الیگومیوسن (باباخانی و خان ناظر، ۱۳۷۷) سن ائوسن میانی تا الیگوسن می‌توانند داشته باشند. تمام سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه، آکالن تا شوشونیتی بوده و براساس مطالعات انجام شده مبشرگرمی و همکاران (۱۳۹۴) و (۱۳۹۷) دارای منشأ مشترک و غنی شده هستند.

مواد و روش‌ها

پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، ۳۰ مقطع نازک توسط میکروسکوپ BH2-Olympus مورد مطالعه قرار گرفت. سپس ۵ مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های مناسب برای مطالعه کانی‌شناسی بازالت‌ها و توده‌های گابرویی با تجزیه ریزپردازنده‌ی الکترونی (EMPA) انتخاب شد. در این تجزیه ریز پردازشی از دستگاه الکترون مایکروپروپ مدل CAMECA-SX 100 شرکت فرآوری مواد معدنی کرج استفاده شد. این دستگاه مجهز به اسپکترومتر با گیرنده دیود الکترونی می‌باشد و به‌صورت اتوماتیک بر پایه دقت بالای ppm ۱۰۰ و عملکرد هم‌زمان چند آشکار ساز و پایداری اشعه الکترونی با پوشش کربن کار می‌کند. این مطالعه در ولتاژ ۱۵ کیلو الکترون ولت، شدت جریان ۲۰ نانو آمپر و بزرگی طول موج ۵ میکرومتر با کالیبراسیون Al/Crn, Si/Wo, Ca/Wo, Na/Ab, K/Or, Mn/Rds, Fe/Hmt, Mg/Prh, Ti/Rt انجام شد. همچنین در این جدول مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} به روش (Dymek, 1983) محاسبه شده است.

نتایج

پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه

بازالت‌ها: سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در رخنمون‌های صحرایی رنگ خاکستری تیره تا سیاه دارند و از نظر اندیس رنگی ملانوکرات می‌باشند. این سنگ‌ها عموماً سنگ‌های بازالتی با ترکیب متفاوتی از حجم کانی‌های کلینوپیروکسن می‌باشند که گاهی در زمینه فوئید نشان می‌دهند. از نظر میکروسکوپی بازالت‌ها به ترتیب فراوانی دارای پلاژیوکلاز و فنوکریست‌های پیروکسن سالم با ابعاد بیشتر از ۴ میلی‌متر به‌صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار می‌باشند. بافت اصلی

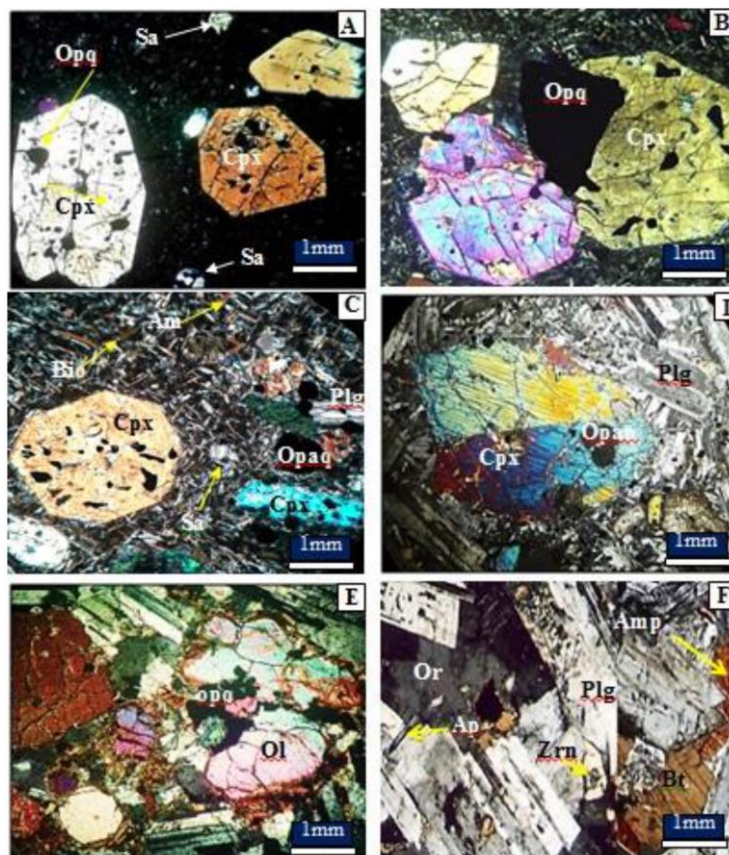
میش—رگرمی و همکاران (۱۳۹۴)(۱۳۹۷) آمفیبول‌های قهوه‌ای گابروها و بازالت‌های جنوب گرمی عموماً ترکیب پارگاسیتی دارند.

گابرو: گابروهای نفوذی منطقه جنوب شهرستان گرمی در رخنمون‌های صحرایی رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دارند و در همبری با سنگ‌های میزبان عموماً به صورت دایک‌های برجسته بوده و دارای حواشی انجماد سریع هستند. توده‌های مورد مطالعه در مطالعات میکروسکوپی بافت گرانولار نشان می‌دهند. ترکیب گابروهای مورد مطالعه از بخش‌های جنوب شرقی به سمت شمال غرب منطقه با افزایش مودال آلکالی فلدسپار در مقاطع به مونزوگابرو تغییر می‌کند. پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی توده‌های گابروها می‌باشد که ۱۵ تا ۲۰ درصد کلینوپیروکسن و ۱۰ الی ۲۰ درصد حجمی در حجم خود دارند و کمتر از ۱۰ درصد حجمی آمفیبول قهوه‌ای و بیوتیت در ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها مشاهده می‌شوند. همچنین کانی‌های کمیاب آپاتیت و زیرکن و کانی تیره نیز با مقدار حجمی کمتر از ۵٪ در آن‌ها دیده می‌شوند. فنوکریست-های پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی سنتتیک و فنوکریست‌های پیروکسن دارای ماکل دوقلوبی می‌باشند که در برخی از فنوکریست‌های پیروکسن ادخال‌های کانی تیره دیده می‌شود (شکل ۲ D). فنوکریست‌های الیوین عموماً با حاشیه ایدینگزیتی شده دیده می‌شوند (شکل ۲ E). عموماً بلورهای بیوتیت، آمفیبول و آلکالی فلدسپار در میان کانی‌های پلاژیوکلاز رشد یافته و بافت گرانولار ایجاد کرده‌اند (شکل ۲ F). آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی شکل با فراوانی بسیار کم دیده می‌شوند. همچنین بلورهای نادری از زیرکن‌های متامیکتی به صورت ادخال در داخل کانی‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شوند. طبق

بازالت‌های مورد مطالعه با فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از شیشه و میکروولیت، بافت هیالومیکروپورفیری می‌باشد (شکل ۳ A) که گاهی با تجمع بلورهای کلینوپیروکسن و کانی کدر بافت گلوپورفیریتیک ایجاد کرده‌اند (شکل ۳ B). در بازالت‌های مورد مطالعه کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیک لابرادوریتی و کلینوپیروکسن‌های (دیوپسید و بندرت اوژیت ۲۰ تا ۳۰٪) به همراه مقادیر کمتر از ۵٪ الیوین و کانی‌های تیره مشاهده می‌شوند. براساس مطالعات کانی‌شناسی سنگ‌های بازالتی حاوی مقادیر کمی از کانی‌های بیوتیت، آمفیبول، آلکالی فلدسپار \pm آنالسیم و شیشه در زمینه نیز هستند. پلاژیوکلازها اغلب سالم و شکل‌دار بوده و دارای ماکل پلی سنتتیک می‌باشند و اندازه پلاژیوکلازها کمتر از ۱ میلی‌متر است که عموماً با زاویه خاموشی ۲۵ درجه ماکل لابرادوریتی نشان می‌دهند. زوایای خاموشی مایل در پیروکسن در حدود ۴۳ درجه است. بیشتر کلینوپیروکسن‌های بازالت‌ها به صورت پویی‌کلیتیکی دارای کانی‌های کدر هستند که بیانگر تبلور کانی‌های کدر قبل از هسته‌بندی کلینوپیروکسن‌ها می‌باشد (شکل ۳ B, A). فنوکریست‌های الیوین بیرفرنزانس قوی و برجستگی بالا دارند و عدم تشکیل حاشیه واکنشی در حاشیه الیوین‌ها می‌تواند نشانگر آلکالن بودن بازالت‌های مورد مطالعه باشد (Righter and Rosas-Lguera, 2001).

کانی‌های اوپیک تیتانومگنتیت تا مگنتیت در مقاطع عمومیت دارد اما آنالسیم بندرت در برخی مقاطع دیده می‌شوند که ثانویه بوده و از دگرسانی لوپسیت ایجاد شده‌اند. بیوتیت‌ها در مقاطع نازک به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ تا پررنگ با کروئیسیم بالا دیده می‌شود (شکل ۳ C). با توجه به مطالعات

شیمی سنگ کل این گابروها آلكالن می‌باشند (مبشرگرمی و همکاران، ۱۳۹۴).



شکل ۲: A) بافت هیالومیکروپورفیری و بافت پویی‌کلیتیکی در کانی‌های کلینوپیروکسن آلكالی بازالت‌های جنوب گرمی، B) بافت گلومروپورفیریتیک در آلكالی بازالت‌های جنوب گرمی، C) کانی‌های اوپک، بیوتیت، آمفیبول و آلكالی فلدسپار در آلكالی بازالت‌های جنوب گرمی، D) بلورهای پیروکسن با ماکل دوقلویی در مونزوگابروهای غفار کندی، E) فنوکریست‌های الیوین با حاشیه‌ایدینگزیتی شده در مونزوگابروهای غفار کندی، F) بافت گرانولار در مونزوگابروهای قاسم کندی با بلورهای بیوتیت، آمفیبول و آلكالی فلدسپار که در میان کانی‌های پلاژیوکلاز رشد یافته‌اند و ریز بلورهای زیرکن و آپاتیت در شکل نمایش داده شده است. (علائم استفاده شده برای معرفی کانی‌ها از ویتنی و وانز (Whitney and Evans, 2010) می‌باشد).

ترکیب شیمیایی میکاها

$\text{KMg}_2\text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ به‌عنوان اعضای نهایی هستند (Jacobs et al, 1976, 1979; Rieder et al, 1998). این اعضای نهایی دارای جانشینی چرماک با همدیگر هستند. در جدول ۱ نتایج آنالیز میکاها مورد مطالعه در سنگ‌های بازالتی و توده‌های گابرویی براساس ۲۲ اکسیژن طبق نظر دیر و همکاران (Deer et al, 1986) محاسبه شده است.

میکاها با فرمول کلی $(\text{Fe}^{2+}, \text{K}, \text{Na}, \text{Ca}, \text{Ba}) (\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Ti}^{4+}, \text{Mn}, \text{Al})_3 (\text{Al}, \text{Si})_4 \text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$ سری محلول جامد بین چهار عضو انتهایی اصلی شامل آنیست $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ، فلوگوپیت $\text{KMg}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ و میکاهای Fe-Mg-Al دار شامل سیدروفیلیت $\text{KFe}_2\text{Al}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ و استونیت

جدول ۱: نتایج تجزیه میکروپروب بیوتیت در گابروهای غفار کندی، گابروهای ماراللو و بازالت‌های ماراللو در جنوب گرمی براساس ۲۲ اتم اکسیژن.

Sample	Gabbro	Gabbro	Gabroo	Gabroo	Gabroo	Gabbro	Gabroo	Gabroo	Gabroo	Gabroo
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	c	r	c	r	single	c	r	c	m	r
SiO ₂	35.79	35.96	35.41	35.64	36.09	36.6	37.11	35.05	35.17	35.45
TiO ₂	4.59	4.57	4.65	4.56	4.98	4.69	4.67	4.66	4.37	4.35
Al ₂ O ₃	13.31	13.36	12.86	13.55	13.19	13.15	13.41	12.59	12.71	12.91
FeO	15.35	15.09	15.2	14.73	13.7	14.38	14.25	14.29	14.16	14.15
Fe ₂ O ₃	2.73	2.69	2.71	2.62	2.44	2.56	2.54	2.54	2.52	2.52
MnO	0.2	0.24	0.34	0.29	0.28	0.17	0.19	0.29	0.29	0.28
MgO	16.12	16.38	15.57	15.54	14.92	14.8	14.51	16.56	16.41	16.36
CaO	0.25	0.18	0.68	0.65	0.25	0.23	0.12	1.45	1.24	1.22
Na ₂ O	0.78	0.81	0.83	0.87	0.78	0.79	0.83	1.02	0.95	0.87
K ₂ O	7.11	7.27	7.03	7.16	7.59	7.68	7.88	6.82	6.78	6.63
Total	96.22	96.54	95.28	95.61	94.22	95.05	95.51	95.27	94.6	94.74
Si	5.33	5.34	5.34	5.34	5.46	5.5	5.54	5.28	5.32	5.34
Ti	0.51	0.51	0.53	0.51	0.57	0.53	0.52	0.53	0.5	0.49
Al	2.34	2.34	2.29	2.39	2.35	2.33	2.36	2.24	2.27	2.29
Fe ⁺²	1.91	1.87	1.92	1.85	1.73	1.81	1.78	1.8	1.79	1.78
Fe ⁺³	0.31	0.3	0.31	0.3	0.28	0.29	0.28	0.29	0.29	0.29
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04
Mg	3.58	3.62	3.5	3.47	3.36	3.31	3.23	3.72	3.7	3.68
Ca	0.04	0.03	0.11	0.1	0.04	0.04	0.02	0.23	0.2	0.2
Na	0.23	0.23	0.24	0.25	0.23	0.23	0.24	0.3	0.28	0.25
K	1.35	1.38	1.35	1.37	1.46	1.47	1.5	1.31	1.31	1.28
Sum	15.62	15.64	15.63	15.62	15.51	15.52	15.49	15.73	15.7	15.64
Si	5.33	5.34	5.34	5.34	5.46	5.5	5.54	5.28	5.32	5.34
Al ^{IV}	2.34	2.34	2.29	2.39	2.35	2.33	2.36	2.24	2.27	2.29
Fe ⁺³	0.31	0.3	0.31	0.27	0.19	0.18	0.11	0.29	0.29	0.29
Total Z	8	8	7.9	8	8	8	8	7.8	7.9	7.9
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.51	0.51	0.53	0.51	0.57	0.53	0.52	0.53	0.5	0.49
Fe ⁺²	1.91	1.87	1.92	1.85	1.73	1.81	1.78	1.8	1.79	1.78
Fe ⁺³	0	0	0	0.03	0.08	0.11	0.18	0	0	0
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04
Mg	3.58	3.62	3.5	3.47	3.36	3.31	3.23	3.72	3.7	3.68
Total X	6.03	6.03	5.99	5.89	5.78	5.78	5.73	6.09	6.03	5.99
Ca	0.04	0.03	0.11	0.1	0.04	0.04	0.02	0.23	0.2	0.2
Na	0.23	0.23	0.24	0.25	0.23	0.23	0.24	0.3	0.28	0.25
K	1.35	1.38	1.35	1.37	1.46	1.47	1.5	1.31	1.31	1.28
Total Y	1.62	1.64	1.71	1.73	1.73	1.74	1.76	1.84	1.79	1.73
OH*	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Total A	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al _{Total}	2.34	2.34	2.29	2.39	2.35	2.33	2.36	2.24	2.27	2.29
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg	0.35	0.34	0.35	0.35	0.34	0.35	0.36	0.33	0.33	0.33
Mg#	0.65	0.66	0.65	0.65	0.66	0.65	0.64	0.67	0.67	0.67
Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Ti%	12.93	12.77	13.24	13.12	14.12	13.73	13.84	12.8	12.41	12.4
Mg%	56.5	57.2	55.61	56.32	56.29	55.6	55.28	58.37	58.62	58.59
Fe ²⁺ +Mn%	30.57	30.03	31.15	30.55	29.6	30.67	30.88	28.83	28.97	29.01
(10*TiO ₂)%	57.1	57	57.9	57.9	61.4	59.5	59.7	58	56.7	56.6
(FeO+MnO)%	18.95	18.58	19.09	18.59	16.82	18.09	18.12	17.41	17.76	17.79
MgO%	20.09	20.46	19.4	19.74	18.39	18.79	18.57	20.64	21.3	21.31
Mg/Fe ²⁺	1.87	1.94	1.83	1.88	1.94	1.83	1.81	2.07	2.07	2.06
FeO*/MgO	1.13	1.1	1.16	1.13	1.09	1.16	1.17	1.03	1.03	1.03
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Mg+Fe ²⁺	5.49	5.49	5.42	5.32	5.09	5.12	5.01	5.52	5.5	5.46
XFeO*	0.53	0.52	0.54	0.53	0.52	0.54	0.54	0.51	0.51	0.51
T°C(Luhr et al., 1984)	845	849	852	855	915	873	874	873	854	853

Sample	G.n.	G.n.	G.n.	G.n.	G.n.	G.n.	G.n.	G.n.	G.n.	G.n.
	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	1.6	1.7	1.8	1.9	1.10
	c	r	c	r	c	m	r	c	m	r
SiO ₂	34.2	34.21	34.43	34.51	34.82	34.8	34.75	34.77	34.91	35.01
TiO ₂	6.4	6.38	6.43	6.4	6.45	6.35	6.33	6.23	6.21	6.08
Al ₂ O ₃	13.58	13.62	13.71	13.82	13.71	13.84	13.93	14.13	14.45	14.49
FeO	16.55	16.47	16.46	16.43	16.51	16.55	16.56	16.72	17.31	17.21
Fe ₂ O ₃	2.95	2.93	2.93	2.93	2.94	2.95	2.95	2.98	3.08	3.07
MnO	0.29	0.23	0.33	0.32	0.17	0.18	0.2	0.29	0.2	0.19
MgO	12.32	12.24	12.15	11.91	11.92	11.77	11.74	10.71	11.21	11.16
CaO	1.04	1.07	1.28	1.26	0.12	0.76	0.76	1.38	0.96	0.74
Na ₂ O	1.08	1.07	1.01	1.06	0.8	0.77	0.73	1.57	0.73	0.62
K ₂ O	7.37	7.24	6.11	6.95	7.06	7.16	7.19	6.68	6.71	7.21
Total	95.77	95.46	94.83	95.58	94.5	95.12	95.14	95.46	95.77	95.77
Si	5.2	5.21	5.24	5.24	5.32	5.29	5.29	5.29	5.28	5.3
Ti	0.73	0.73	0.74	0.73	0.74	0.73	0.72	0.71	0.71	0.69
Al	2.43	2.45	2.46	2.47	2.47	2.48	2.5	2.53	2.57	2.58
Fe ⁺²	2.1	2.1	2.1	2.09	2.11	2.11	2.11	2.13	2.19	2.18
Fe ⁺³	0.34	0.34	0.34	0.33	0.34	0.34	0.34	0.34	0.35	0.35
Mn	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02
Mg	2.79	2.78	2.76	2.69	2.71	2.67	2.66	2.43	2.53	2.52
Ca	0.17	0.17	0.21	0.2	0.02	0.12	0.12	0.22	0.16	0.12
Na	0.32	0.32	0.3	0.31	0.24	0.23	0.22	0.46	0.21	0.18
K	1.43	1.41	1.19	1.35	1.38	1.39	1.4	1.3	1.29	1.39
Sum	15.56	15.53	15.37	15.46	15.34	15.38	15.38	15.44	15.31	15.33
Si	5.2	5.21	5.24	5.24	5.32	5.29	5.29	5.29	5.28	5.3
Al ^{IV}	2.43	2.45	2.46	2.47	2.47	2.48	2.5	2.53	2.57	2.58
Fe ⁺³	0.34	0.34	0.3	0.29	0.21	0.22	0.22	0.18	0.15	0.12
Total Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.73	0.73	0.74	0.73	0.74	0.73	0.72	0.71	0.71	0.69
Fe ⁺²	2.1	2.1	2.1	2.09	2.11	2.11	2.11	2.13	2.19	2.18
Fe ⁺³	0	0	0.04	0.04	0.12	0.11	0.12	0.16	0.2	0.23
Mn	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02
Mg	2.79	2.78	2.76	2.69	2.71	2.67	2.66	2.43	2.53	2.52
Total X	5.67	5.64	5.67	5.59	5.71	5.64	5.64	5.46	5.65	5.64
Ca	0.17	0.17	0.21	0.2	0.02	0.12	0.12	0.22	0.16	0.12
Na	0.32	0.32	0.3	0.31	0.24	0.23	0.22	0.46	0.21	0.18
K	1.43	1.41	1.19	1.35	1.38	1.39	1.4	1.3	1.29	1.39
Total Y	1.92	1.9	1.69	1.86	1.63	1.74	1.73	1.98	1.66	1.69
OH*	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Total A	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al _{Total}	2.43	2.45	2.46	2.47	2.47	2.48	2.5	2.53	2.57	2.58
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg	0.43	0.43	0.43	0.44	0.44	0.44	0.44	0.47	0.46	0.46
Mg#	0.57	0.57	0.57	0.56	0.56	0.56	0.56	0.53	0.54	0.54
Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Ti%	17.8	17.86	17.96	18.08	18.21	18.14	18.12	18.65	18.22	18.06
Mg%	46.53	46.53	46.22	45.79	45.82	45.55	45.46	43.02	43.59	43.71
Fe ²⁺ +Mn%	35.67	35.61	35.82	36.13	35.97	36.31	36.41	38.33	38.19	38.23
(10*TiO ₂)%	66.6	66.7	66.9	67	67.2	66.9	66.8	67	66.1	65.8
(FeO+MnO)%	18.88	18.8	18.84	18.95	18.78	19.08	19.17	20.12	20.54	20.7
MgO%	12.82	12.79	12.64	12.46	12.41	12.4	12.39	11.52	11.94	12.08
Mg/Fe ²⁺	1.33	1.32	1.32	1.29	1.29	1.27	1.26	1.14	1.15	1.16
FeO*/MgO	1.6	1.6	1.61	1.64	1.65	1.67	1.68	1.79	1.84	1.84
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Mg+Fe ²⁺	4.9	4.88	4.85	4.78	4.82	4.78	4.77	4.55	4.71	4.69
XFeO*	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.63	0.63	0.65	0.65	0.65
T °C(Luhr et al., 1984)	942	943	947	945	947	938	936	925	909	903

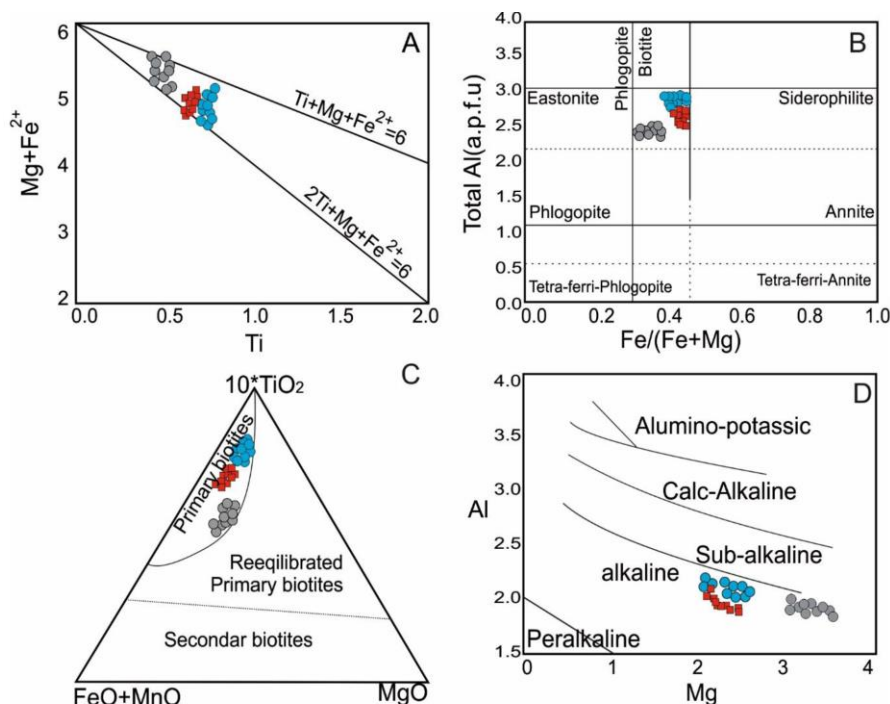
Sample	B.T.1 single	B.T.2 single	B.T.3 single	B.T.4 single	B.T.5 single	B.T.6 single	B.T.7 single	B.T.8 single	B.T.9 single	B.T.10 single
SiO ₂	36.83	36.82	36.56	36.65	36.59	36.57	36.55	35.56	36.81	36.23
TiO ₂	4.92	5.12	5.43	5.28	5.38	5.42	5.43	5.46	5.15	5.45
Al ₂ O ₃	14.09	14.07	13.16	13.27	13.19	13.17	13.14	13.11	13.44	13.13
FeO	16.65	16.74	17.30	17.09	17.26	17.27	17.31	17.56	16.98	17.35
Fe ₂ O ₃	2.96	2.98	3.08	3.04	3.07	3.08	3.08	3.13	3.02	3.09
MnO	0.19	0.21	0.37	0.33	0.36	0.37	0.38	0.39	0.27	0.38
MgO	11.19	11.21	11.51	11.38	11.42	11.49	11.69	12.04	11.37	11.93
CaO	0.78	0.97	1.28	1.22	1.25	1.27	1.29	1.36	1.07	1.31
Na ₂ O	1.51	1.09	0.69	0.83	0.77	0.71	0.68	0.59	1.06	0.63
K ₂ O	6.96	6.83	6.43	6.61	6.59	6.55	6.42	6.26	6.67	6.39
Total	96.08	96.04	95.81	95.70	95.89	95.90	95.98	95.46	95.84	95.89
Si	5.52	5.51	5.51	5.52	5.51	5.50	5.49	5.39	5.53	5.46
Ti	0.55	0.58	0.62	0.60	0.61	0.61	0.61	0.62	0.58	0.62
Al	2.49	2.48	2.34	2.36	2.34	2.34	2.33	2.34	2.38	2.33
Fe ⁺²	2.09	2.10	2.18	2.15	2.17	2.17	2.18	2.23	2.13	2.19
Fe ⁺³	0.33	0.34	0.35	0.34	0.35	0.35	0.35	0.36	0.34	0.35
Mn	0.02	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05
Mg	2.50	2.50	2.58	2.56	2.56	2.58	2.62	2.72	2.55	2.68
Ca	0.13	0.16	0.21	0.20	0.20	0.20	0.21	0.22	0.17	0.21
Na	0.44	0.32	0.20	0.24	0.22	0.21	0.20	0.17	0.31	0.18
K	1.33	1.30	1.24	1.27	1.27	1.26	1.23	1.21	1.28	1.23
Sum	15.40	15.31	15.26	15.28	15.28	15.27	15.27	15.32	15.32	15.29
Si	5.52	5.51	5.51	5.52	5.51	5.50	5.49	5.39	5.53	5.46
Al ^{IV}	2.48	2.48	2.34	2.36	2.34	2.34	2.33	2.34	2.38	2.33
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.16	0.12	0.15	0.16	0.18	0.26	0.08	0.21
Total Z	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
Al ^{VI}	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.55	0.58	0.62	0.60	0.61	0.61	0.61	0.62	0.58	0.62
Fe ⁺²	2.09	2.10	2.18	2.15	2.17	2.17	2.18	2.23	2.13	2.19
Fe ⁺³	0.33	0.33	0.19	0.22	0.20	0.19	0.17	0.09	0.26	0.14
Mn	0.02	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05
Mg	2.50	2.50	2.58	2.56	2.56	2.58	2.62	2.72	2.55	2.68
Total X	5.51	5.53	5.61	5.57	5.59	5.60	5.63	5.72	5.56	5.67
Ca	0.13	0.16	0.21	0.20	0.20	0.20	0.21	0.22	0.17	0.21
Na	0.44	0.32	0.20	0.24	0.22	0.21	0.20	0.17	0.31	0.18
K	1.33	1.30	1.24	1.27	1.27	1.26	1.23	1.21	1.28	1.23
Total Y	1.89	1.78	1.64	1.71	1.69	1.67	1.64	1.61	1.76	1.62
OH*	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Total A	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{Total}	2.49	2.48	2.34	2.36	2.34	2.34	2.33	2.34	2.38	2.33
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg	0.45	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	0.45	0.45	0.46	0.45
Mg#	0.55	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.55	0.55	0.54	0.55
Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Ti%	16.27	16.47	16.69	16.56	16.67	16.69	16.57	16.38	16.38	16.45
Mg%	45.40	45.19	44.76	44.89	44.66	44.76	45.12	45.53	45.18	45.55
Fe ²⁺ +Mn%	38.33	38.34	38.55	38.55	38.67	38.56	38.32	38.10	38.45	38.00
(10*TiO ₂)%	61.4	62.2	62.7	62.4	62.6	62.7	62.6	62.2	61.9	62.5
(FeO+MnO)%	22.65	22.30	22.33	22.44	22.44	22.33	22.26	22.34	22.53	22.14
MgO%	13.95	13.61	13.30	13.45	13.29	13.30	13.47	13.73	13.68	13.67
Mg/Fe ²⁺	1.20	1.19	1.19	1.19	1.18	1.19	1.20	1.22	1.19	1.23
FeO*/MgO	1.77	1.86	1.78	1.78	1.79	1.80	1.79	1.79	1.76	1.73
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Mg+Fe ²⁺	4.59	4.60	4.76	4.71	4.74	4.75	4.80	4.95	4.68	4.86
XFeO*	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64
T °C(Luhr et al., 1984)	842	852	860	855	858	860	860	857	850	861

از ۰/۴۳ تا ۰/۴۶ و بازالت‌های ماراللو از ۰/۴۵ تا ۰/۴۶ (a.p.f.u) و همچنین به ترتیب با مقادیر نسبت Mg/Fe^{2+} از ۱/۸۱ تا ۲/۰۷، ۱/۱۴ تا ۱/۳۳ و ۱/۱۸ تا ۱/۲۳، تغییرات محتوای منیزیم معنی‌داری نشان نمی‌دهند.

تعیین منشأ بیوتیت‌ها و ماهیت ماگمای تشکیل دهنده

ترکیب بیوتیت در سنگ‌ها تابع ترکیب ماگمای مادر، فوگاسیته اکسیژن و دمای مذاب و خاستگاه ماگمایی است (Abdel-Rahman, 1994; Nachite, 1986). در نمودار سه‌تایی $(MgO)(10 TiO_2)(FeO^*+MnO)$ از ناچیت و همکاران (Nachite et al, 2005) که برای تمایز بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های ثانوی و بیوتیت‌های به تعادل مجدد رسیده استفاده می‌شود، تمام بیوتیت‌های مورد مطالعه از نوع اولیه هستند (شکل ۳ C). همچنین مقادیر $Al^{VI} < 1$ از ویژگی‌های بیوتیت‌های ماگمایی است (Nachite et al, 2005) و در تمام نمونه‌های بیوتیت‌های مورد بررسی مقدار Al^{VI} در سایت اکتائدری صفر می‌باشد و نشانگر تشکیل این بیوتیت‌ها از منشأ ماگمایی است. به‌منظور تعیین ماهیت ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها بر مبنای ترکیب بیوتیت از نمودار دوتایی تغییرات Mg در مقابل Al^{Total} در ساختار کانی‌های بیوتیت که توسط ناچیت (Nachite, 1986) ارائه شده است، استفاده شد. براساس این دیاگرام تمام نمونه‌های گابرویی و بازالتی جنوب گرمی در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۳ D).

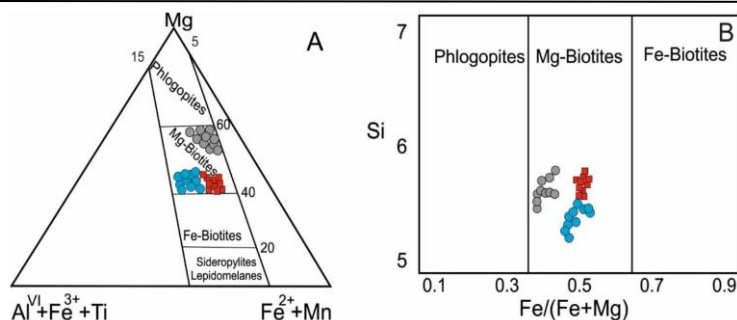
مقادیر SiO_2 در نمونه‌های تجزیه شده در حدود ۳۴/۲۰ تا ۳۷/۱۱ درصد وزنی متغیر است و تعداد کاتیون‌های $S^{+4} > 8$ در ساختار بیوتیت‌های مورد مطالعه با مقادیر ۵/۲۰ تا ۵/۵۴، نشانگر جایگزینی اتم‌های Al^{IV} در موقعیت چهاروجهی این بیوتیت‌ها است. مقادیر Al^{IV} در نمونه‌ها از ۲/۲۴ تا ۲/۵۸ می‌باشد. با توجه به اینکه مجموع $Si+Al^{IV}$ در اغلب نمونه‌ها کمتر از ۸ مول بوده و برای پر کردن ظرفیت سایت تترائدری کافی نیست؛ لذا می‌توان نتیجه گرفت که کاتیون دیگری نیز در این موقعیت قرار دارد. بنا بر پیشنهاد فارمر و بوتچر (Farmer and Boettcher, 1981) اتم‌های Fe^{3+} و Ti^{4+} هر دو می‌توانند در موقعیت چهاروجهی به همراه $Si+Al^{IV}$ قرار گیرند و ظرفیت سایت تترائدری را تکمیل نمایند. این مسئله در بررسی انجام شده در نمودار همبستگی $Mg+Fe^{2+}$ در برابر Ti از (Zhang et al, 1996) (شکل A۱) نشانگر جاگیری تمام مقادیر اتم تیتان در موقعیت اکتائدری بوده و مؤید شرکت کاتیون‌های Fe^{3+} در سایت تترائدری می‌باشد. ترکیب میکاهای مورد بررسی طبق نتایج جدول ۱ در گابروهای غفار کندی با مقدار Al^{Total} از ۲/۲۴ تا ۲/۳۹، گابروهای ماراللو ۲/۴۳ تا ۲/۵۸ و در بازالت‌های ماراللو از ۲/۳۳ تا ۲/۴۹ اتم در واحد ساختاری (a.p.f.u) می‌باشد و کلیه نمونه‌های مورد مطالعه با مقدار $Fe/(Fe+Mg) < 0.33$ ترکیب بیوتیتی دارند (شکل ۳ B). بیوتیت‌های گابروهای غفار کندی با داشتن مقدار نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ از ۰/۳۳ تا ۰/۳۶، گابروهای ماراللو



شکل ۳: A) نمودار $Mg+Fe^{2+}$ در برابر Ti از Zhang و همکاران (۱۹۹۶) نشانگر همبستگی تیتان با $Mg+Fe^{2+}$ و قرارگیری تیتان در جایگاه متناسب با موقعیت اکتائوری است. B) ترکیب میکاهای مورد بررسی در نمودار Al^{Total} مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ از (Rieder et al, 1998) نشانگر ترکیب بیوتیتی برای همه نمونه‌ها می‌باشد. C) در نمودار مثلثی $MgO-10TiO_2-FeO^*+MnO$ از ناچیت و همکاران (Nachite et al, 2005) تمام بیوتیت‌های مورد مطالعه اولیه هستند. D) تعیین سری ماگمایی در گابروها و بازالت‌های مورد مطالعه براساس ترکیب شیمی بیوتیت از ناچیت (Nachitl, 1986) نشانگر ماهیت آکالن ماگمای میزبان است. (بیوتیت‌های مربوط به گابروی غفار کندی با رنگ سیاه، گابروهای ماراللو با رنگ آبی و بازالت‌های ماراللو با رنگ قرمز مشخص شده است).

و دیاگرام دو وجهی فورستر (Forster, 1960) نشان می‌دهند که ترکیب همه نمونه‌های بیوتیتی منیزیم دار می‌باشد اما ترکیب بیوتیت‌های توده‌ی گابرویی غفار کندی منیزیم بیشتری نسبت به بیوتیت‌های بازالت‌ها و گابروهای ماراللو دارند (شکل ۴ A, B). این ویژگی از روی درصد عدد منیزیم ($Mg\#$) بیوتیت‌های تجزیه شده در (جدول ۱) نیز قابل تأیید است و مقدار منیزیم بیوتیت‌های گابروهای غفار کندی از ۰/۶۴ تا ۰/۶۷، گابروهای ماراللو از ۰/۵۳ تا ۰/۵۷ و در بیوتیت‌های مربوط به بازالت‌های ماراللو از ۰/۵۳ تا ۰/۵۶ است (جدول ۱).

بیوتیت‌های سنگ‌های آذرین فقیر از سیلیس معمولاً یک روند غنی‌شدگی از آهن و منیزیم نشان می‌دهند. علت این روندها به تأثیر شیمی سنگ کل وابسته است که کانی‌های بیوتیت این ویژگی را بازتاب دهند (Forster and Tischendorf, 1989). در دیاگرام مثلثی فورستر و تیسچندورف (Forster and Tischendorf, 1989) با استفاده از مقادیر کاتیونی $Mg-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ موجود در سایت اکتائوری می‌توان بیوتیت‌های را برحسب آهن یا منیزیم دار بودن رده‌بندی کرد. دیاگرام فورستر و تیسچندورف (Forster and Tischendorf, 1989)



شکل ۴: (A) طبقه‌بندی شیمیایی بیوتیت‌های طبق رده‌بندی فورستر و تیسچندورف (Forster and Tischendorf, 1989) نشانگر میزان منیزیم بیشتر در ترکیب بیوتیت‌های گابروهای غفار کندی نسبت به بیوتیت‌های تجزیه شده از بازالت‌ها و گابروهای مارالو می‌باشد. (B) طبقه‌بندی شیمیایی بیوتیت‌های گابروهای غفار کندی، بازالت‌ها و گابروهای مارالو در رده‌بندی فورستر (Forster, 1960) نشانگر منیزیم دار بودن تمام نمونه‌های بیوتیت مورد مطالعه می‌باشد. (علائم مشابه شکل ۳ هستند).

است. به نظر ناچیت و همکاران (Nachit et al, 2005) بیوتیت‌های همزیست با فازهای اکسیدی اشباع از Fe-Ti همچون تیتانومگنتیت، می‌تواند تا حدودی مقدار Ti بیوتیت‌ها را افزایش دهد. به همین دلیل برای فرمول رابطه ۱ خطای محاسباتی $\pm 50^{\circ}\text{C}$ در نظر گرفته می‌شود.

رابطه (۱)

$$T^{\circ}\text{C} = 838 / (1.0337 - (\text{Ti}/(\text{Fe})))$$

میزان اکسیداسیون و فوگاسیته اکسیژن ماگما

جاننشینی Al-Fe^{3+} در سایت چهاروجهی بیوتیت بیشتر به کمبود Si و Al^{IV} وابسته است. براساس (جدول ۱) در همه نمونه‌ها، تمام مقادیر اتم Al در ساختار سایت تترائدری و جایگاه Al^{IV} وارد شده است. با توجه به مقدار $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Si} > \lambda$ سایت تترائدری بیوتیت‌های مورد مطالعه، بخشی از Fe^{3+} در سایت چهاروجهی وارد شده است و مقداری از Fe^{3+} نیز بعد از تکمیل سایت تترائدری وارد سایت هشت‌وجهی شده است. با توجه به مقادیر Fe^{3+} سایت اکتائدری ۰/۰۰ تا ۰/۳۳ (جدول ۱) و مقادیر Fe^{2+} ۱/۷۳ تا ۲/۱۹ می‌باشد. حضور Fe^{3+} در ساختار بیوتیت‌ها نشانگر فوگاسیته بالای تشکیل این کانی‌های است (Zhang et al, 1996). نمونه‌های مورد مطالعه بیوتیت در گابروهای غفار

پاراژنز: به عقیده نیکولد (Nichold, 1979) پاراژنز بیوتیت عامل مهمی در کنترل ترکیب آن‌هاست. به منظور بررسی ارتباط بین پاراژنز بیوتیت‌ها و ترکیب آن‌ها، از نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}_{\text{Total}}\text{-MgO}$ (شکل ۵ A) استفاده شده است و اکثر بیوتیت‌ها در محدوده بیوتیت‌های مورد مطالعه در خط مربوط به بیوتیت‌های همزیست با آمفیبول در سنگ‌های آذرین واقع شده‌اند.

ترمومتری: حلالیت تیتانیم در کانی‌های سیلیکاتی به‌ویژه آمفیبول‌ها، میکاها و پیروکسن‌ها تابع دما است (Raase, 1974; Ernest, 2002) و همچنین به عقیده Nachit و همکاران (۲۰۰۵) مقدار Ti بیوتیت‌ها وابسته به دما است؛ بنابراین مقدار تیتانیم در میکا می‌تواند به‌عنوان یک ترمومتر مورد استفاده قرار گیرد (Otten, 1984) با توجه به مقادیر TiO_2 نمونه‌ها از ۴/۳۵ تا ۶/۴۵، از ترمومتر محاسباتی لونر و همکاران (Lunr et al, 1984) طبق فرمول رابطه ۱ استفاده گردید. طبق محاسبه در فرمول رابطه ۱ به ترتیب دمای تبلور بیوتیت‌های گابروهای غفار کندی، گابروهای مارالو و بازالت‌های مارالو از ۸۴۵ تا ۹۱۵، ۹۰۳ تا ۹۴۷ و ۸۴۲ تا ۸۶۱ درجه سانتیگراد برآورد شده

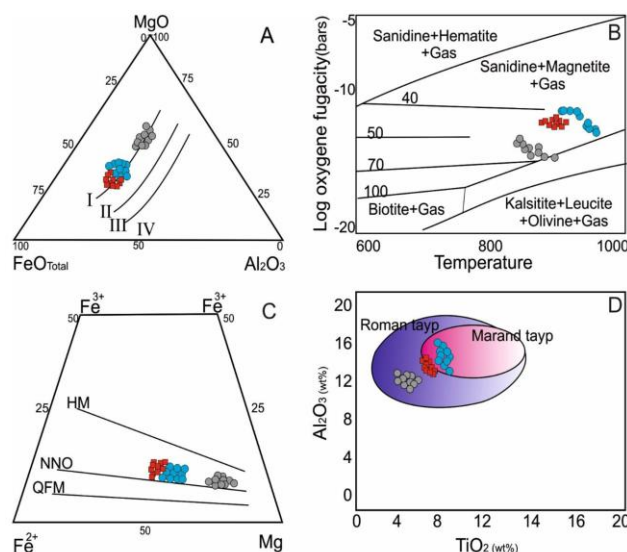
بافر NNO (نیکل-نیکل اکسید) قرار دارند که به نظر اشمیت و اندرسن (Smith and Anderson, 1995) این نوع بافر نشانگر فوگاسیته بالا در سنگ‌های آذرین و وابستگی ماگمای آن‌ها به محیط فرورانشی است و همچنین طبق پژوهش‌های Bol و همکاران (۱۹۸۹) و Zhang و همکاران (۱۹۹۶) وجود Fe^{3+} در ساختار کانی‌های بیوتیت نشانگر فوگاسیته بالای ماگمای میزبان و وابستگی آن به فرورانش می‌دانند. این موارد برای تمام بیوتیت‌های مورد مطالعه صادق است. بر مبنای نمودار (شکل ۵ C) بیوتیت‌های مورد مطالعه در فوگاسیته بالای اکسیژن و محیط وابسته به فرورانش تشکیل شده است.

مقایسه بیوتیت‌های مورد مطالعه با بیوتیت‌های سنگ‌های آلکان

نمونه بیوتیت‌های مورد مطالعه در سنگ‌های آلکان منطقه با میکاهای سنگ‌های آلکان پتاسیک مناطق وابسته به فرورانش رومن از هالم (Holm, 1982) و سنگ‌های پتاسیک شمال مردند از جهانگیری و همکاران (Hahangeri et al, 2011) در نمودار TiO در برابر Al_2O_3 (شکل ۵ D) مقایسه گردید. بررسی این مقایسه نشانگر ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در موقعیت متناسب با میکاهای تیپ رومن و سنگ‌های پتاسیک شمال مردند است. با توجه به اینکه ویژگی‌های شیمیایی کانی‌های میکای تیتانیم دار در سنگ‌های آتشفشانی پتاسیک می‌تواند به موقعیت زمین‌شناختی آن‌ها مربوط باشد (Robert, 1976; Ryabchikov et al, 1981; Feldstein et al, 1996). لذا با (شکل ۵ B)، فوگاسیته بالای بیوتیت‌های مورد مطالعه و نتایج حاصل از بررسی شیمی سنگ کل توسط مبرگر می و همکاران (۱۳۹۲) و (۱۳۹۴)

کندی، گابروهای مارالو و بازالت‌های مارالو به ترتیب دارای مقادیر Fe^{3+} از ۰/۲۸ تا ۰/۳۴/۳۱ است. همچنین تا ۰/۳۵ و متوسط ۰/۳۳ تا ۰/۳۶ است. همچنین بیوتیت‌های مورد مطالعه با مقدار MgO بالا از ۱۰/۷۱ تا ۱۶/۵۶ و میزان $Mg/Mg + Fe + Mn$ بالای ۰/۵۳ تا ۰/۶۷ نشانگر تشکیل آن‌ها در فوگاسیته بالای اکسیژن است. به عقیده ونس و ایگستر (Wones and Eugster, 1965) با پیشرفت تبلور توأم با افزایش اکسیداسیون در بیوتیت بر غنای منیزیم افزوده می‌شود و در روند احیایی، بیوتیت به صورت افزاینده‌ای از Fe غنی می‌شود. در شرایط اکسیدان، بیوتیت‌ها غنی از منیزیم در پاراژنز با مگنتیت یا تیتانومگنتیت می‌باشد؛ اما اگر تبلور در شرایط احیایی با فوگاسیته پایین اکسیژن صورت گیرد، در پاراژنز بیوتیت مگنتیت یا تیتانومگنتیت کمیاب است (Castro and Stephen, 1992). فوگاسیته اکسیژن را می‌توان از مقدار $Fe/Fe+Mg$ بیوتیت با استفاده از منحنی کالیبره ونس و ایگستر (Wones and Eugster, 1965) که براساس دو پارامتر $F(O_2)-T$ از تعادل مگنتیت، فلدسپات پتاسیم و بیوتیت به دست آمده است برآورد کرد این سه فاز در سنگ‌های منطقه بررسی شده نیز وجود دارند. در این نمودار با فرض این که دمای تبلور برای سنگ‌های مورد مطالعه بالاتر از ۷۵۰ تا ۱۰۰۰ درجه سلسیوس است، فوگاسیته اکسیژن برای گابرو و بازالت‌های مارالو بین 10^{-13} تا 10^{-15} بار و برای گابروهای غفار کندی 10^{-15} تا 10^{-17} بار تخمین زده شده است (شکل ۵ B). این نمودار برای گابروهای غفار کندی فوگاسیته بیشتری نشان می‌دهند. در نمودار مثلثی $Mg - Fe^{3+} - Fe^{2+}$ از ونس و ایگستر (Wones and Eugster, 1965) تمام بیوتیت‌های مورد مطالعه بین بافر HM (هماتیت مگنتیت) و

می‌توان نتیجه گرفت ماگمای میزبان سنگ‌های مورد مطالعه مرتبط با فرورانش تشکیل شده می‌باشد.



شکل ۵: A) توزیع ترکیب میکاها روی نمودار مثلثی Al_2O_3 - FeO_{Total} - MgO از (Albuquerque, 1973). خطوط روی شکل نشان‌دهنده (I) بیوتیت‌های همزیست با آمفیبول (II) بیوتیت‌های همزیست با سایر کانی‌های فرومنیزین (III) بیوتیت‌های همزیست با مسکویت (IV) بیوتیت‌های همزیست با آلومینوسیلیکات‌ها. B) نمودار تغییرات فوگاسیته اکسیژن به‌عنوان تابعی از $Fe/Fe+Mg$ در مقابل دما برحسب درجه سلسیوس اقتباس و نس و ایگستر (Wones and Eugester, 1965) نشانگر فوگاسیته بیشتر نمونه بیوتیت‌های گابرویی غفار کندی نسبت به بازالت‌ها و گابروهای مارالو است. C) نشان‌دهنده نمودار مثلثی Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg اقتباس از نس و ایگستر (Wones and Eugester, 1965) نشانگر فوگاسیته اکسیژن بالای تشکیل کل بیوتیت‌های مورد مطالعه در بین بافر HM (هماتیت مگنتیت) و بافر NNO (نیکل-نیکل اکسید) است. D) نمودارهای مقایسه ترکیب شیمی بیوتیت‌های مورد مطالعه با میکاهای مطالعه شده سنگ‌های آلکالن تیپ رومن از هالم (Holm, 1982) و سنگ‌های پتاسیک شمال مرنند از جهانگیری و همکاران (Jahangeri et al, 2011) نشانگر شیمی مشابه این میکاها می‌باشد. (علائم مشابه شکل ۳ هستند).

نتیجه‌گیری

کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و آلکالی فلدسپار و با توجه به کارهای قبلی طبق شیمی سنگ کل ماهیت همسان آلکالن دارند. این بررسی با تکیه بر شیمی بیوتیت‌ها ماگمایی که عموماً اولیه و همزیست با آمفیبول می‌باشند ضمن تأیید ماهیت آلکالن ماگمای میزبان نشانگر منیزیم دار بودن ماگمای میزبان است. همچنین طبق مطالعات انجام شده همه نمونه‌های بیوتیت نشانگر فوگاسیته اکسیژن بالای با مقادیر بین 10^{-13} تا 10^{-17} بار با بافر هماتیت و مگنتیت می‌باشد؛ که

سنگ‌های آذرین جنوب شهرستان گرمی در حوزه تالش (شمال غرب ایران) بخشی از پهنه‌های فعالیت ماگمایی آلکالن و شوشونیتی در سنوزوئیک ایران است. این منطقه بیشتر مشتمل بر سنگ‌های بازالتی آلکالن تا شوشونیتی ائوسن می‌باشد که توده‌های الیوین گابرویی تا مونزو گابرویی ائوسن بالایی - الیگوسن در آنها نفوذ کرده است. این رخنمون‌های آذرین که تا کشور آذربایجان ادامه دارند، به واسطه دارا بودن

ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های تیپ رومن و سنگ‌های پتاسیک مرند می‌باشند و وابستگی به محیط فرورانشی نشان می‌دهند.

حضور Fe^{3+} در سایت تترائدری و اکتائدری نیز این موضوع را تأیید می‌کند. شیمی سنگ کل طبق مطالعات قبلی و همچنین براساس شیمی بیوتیت‌های مورد مطالعه از ماگمای مشابه با

منابع

جنوب شهرستان گرمی (شمال استان اردبیل، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تبریز.
-مبشرگرمی، م.، ۱۳۹۷. پترولوژی و مطالعات ایزوتوپی بازالت‌های برزند و مقایسه با بازالت‌های پشتاسر در جنوب غرب شهرستان گرمی، رساله دکتری، دانشگاه لرستان.
-مبشرگرمی، م.، اکبری، ز. و جمشیدی بدر، م. ۱۳۹۴. ژئوشیمی، پتروژنز و محیط تکتونیکی گابروهای جنوب غرب شهرستان گرمی، مجله پترولوژی، شماره ۶(۲۴)، ص ۶۵-۸۶.

-باباخانی، آ.ر. و خان ناظر، ن.، ۱۳۷۷. گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود، شماره ۵۵۶۷، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-عباسی، س.، ۱۳۸۴. گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رضی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-مبشرگرمی، م.، ۱۳۹۲. بررسی پترولوژی، پتروگرافی و ژئوشیمی بازالت‌های پشتاسر در

-Abdel-Rahman, A., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous Magmas, *Journal of Petrology*, v. 35(2), p. 525-541.

-Aftabi, A. and Atapour, H., 2000. Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran, *Episodes*, v. 23(2), p.119-125.

-Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland, The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran, *Geological Magazine*, v. 148, p. 980-1008.

-Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N.R., Emami, M.H., Moinevaziri, H. and Badrzadeh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 38, p. 199-219.

-Ahmadzadeh, G., Jahangiri, A., Lentz, B.D. and Mojtahedi, M., 2010.

Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, p. 37-50.

-Albuquerque, C.A.R., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 1779-1802.

-Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer, *American Mineralogist*, v. 80, p. 549-559.

-Beane, R.E., 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment, *Economic Geology*, v. 69(2), p. 241-256.

-Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran, *American Geophysical Union. Geodynamics Series*, v. 3, p. 5-32.

- Bol, L.C.G.M., Bos, A., Sauter, P.C.C. and Jansen, J.B.H., 1989. Barium-titanium-rich phlogopites in marbles from Rogaland, southwest Norway, *American Mineralogist*, v.74, p. 439-447.
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D.R., 2010. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes, *Ore Geology Reviews*, v. 38(4), p. 367-381.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran, an example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source, *Lithos*, v. 180-181, p. 109-127.
- Chivas, A.R., 1981. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization, Part I. mafic silicates from the Koloula igneous complex, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 78(4), p. 389-403.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1962. An Introduction to the rock forming minerals, Second Longman Editions, Longman, London, 696 p.
- Deer, W.A., Howie, A. and Zussman, J., 1986. An interduction to the rock – forming minerals, 17th ed., Longman, 528 p.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F. and Sengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia-a young collision zone. In: *Collision zone tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special publication, v. 19, Geological Society, London, p. 3-36.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, *International Geology Review*, v. 52, p. 536-578.
- Dymek, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from highgrade gneisses, west Greenland, *American Mineralogist*, v. 68 (9–10), p. 880–899.
- Ernest, W.G., 2002. Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California, *American Mineralogists*, v. 87, p. 478-490.
- Farmer, G.L. and Boettcher, A.L., 1981. Petrologic and crystal-chemical significance of some deep-seated phlogopites, *American Mineralogist*, v. 66, p. 1154-1163.
- Feldstein, S.N., Lange, R.A., Vennemann, T. and O'Neil, J.R., 1996. Ferric-ferrous ratios, H₂O contents and D/H ratios of phlogopite and biotite from lavas of different tectonic regimes, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 126, p. 51-66.
- Forster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral mica, United States, Geological Survey Professional, v. 354, p. 11-46.
- Forster, H.J. and Tischendorf, G.F., 1989. 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 mineralizations of the Erzgebirge (G.D.R), *Chemie der Erde (Geochemistry)*, v. 49, p. 7-20.
- Hendry, D., Chivas, A.R., Long, J. and Reed, S., 1985. Chemical differences between minerals from mineralizing and

- barren intrusions from some North American porphyry copper deposits, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 89(4), p. 317-329.
- Hendry, D., Chivas, A.R., Reed, S. and Long, J., 1981. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization, Part II. Ion-probe analysis of Cu contents of mafic minerals, Koloula igneous complex, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 78(4), p. 404-412.
- Henry, D.J., Guidiotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms, *American Mineralogist*, v. 90, p. 316-328.
- Holm, P.M., 1982. Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy. *Mineralogical Magazine*, v. 46, p. 379-386.
- Jacobs, D.C. and Parry, W.T., 1976. A comparison of the geochemistry of biotite from some basin and range stocks, *Economic Geology*, v. 71(6), p. 1029-1035.
- Jacobs, D.C. and Parry, W.T., 1979. Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico, *Economic Geology*, v. 74(4), p. 860-887.
- Jahangeri, A., Ahmadzadeh, G. and Lentz, D., 2011. mineral chemistry of Phlogopitic mineral in Plio-Quaternary potassium volcanic rocks, Northwest Marand, Iranian *Journal of Crystallography and Mineralogy*, v. 3, p. 399-412.
- Johnson, C.L., Hudson, S.M., Rowe, H.D. and Efendiyeva, M.A., 2010. Geochemical constraints on the Palaeocene-Miocene evolution of eastern Azerbaijan, with implications for the South Caspian Basin and eastern Paratethys, *Basin Research*, v. 22, p. 733-750.
- Lalonde, A.E. and Bernard, P., 1993. Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, Northwest Territories, *Canadian Mineralogist*, v. 31, p. 203-217.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E. and Varekamp, J.C., 1984. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* v. 23, p. 69-108.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 252, p. 180-188.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites, *Geomaterials (Mineralogy)*, *Comptes Rendus, Geosciences*, v. 337, p. 1415-1420.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. and Carron, J.P., 1986. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides", *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, v. 301(11), p. 813-818.
- Nockold, S.R., 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in biotite micas of igneous rocks, *American Mineralogist*, v. 245(7), p. 401-420.
- Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites, *Contrib mineral petrol*, v. 86, p. 189-99.
- Raase, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and

- temperature of regional metamorphism, *Contributions to mineralogy and Petrology* v. 45, p. 231-236.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, 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. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas”, *Canadian Mineralogist*, v. 36(3), p. 905-912.
- Robert, J.L., 1976. Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions, *Chemical Geology*, v. 17, p. 213-227.
- Ryabchikov, I.D., Kovalenko, V.I., Dikov, Y.P. and Vladykin, N.V., 1981. Titaniferous micas from the mantle: Composition, structure, formation conditions, and possible role in the production of potassic alkali magmas, *Geokhimiya*, v. 6, p. 873-888.
- Selby, D. and Nesbitt, B.E., 2000. Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu–Au–Mo mineralization, Yukon, Canada: Evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology*, v. 171(1–2), p. 77-93.
- Speer, J.A., 1984. Mica in igneous rocks, In: Micas, Bailey, S.W. (Eds.): *Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy*, v. 13, p. 299-356.
- Speer, J.A., 1987. Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks: The hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina, *American Mineralogist*, v. 72, p. 863-878.
- Stein, E. and Dietl, C., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald, *Mineralogy and Petrology*, v. 72, p. 185–207.
- Vander boon, A., Kuiper, K.F., Villa, G., Renema, W., Meijers, M.J.M., Langereis, G., Aliyeva, E. and Krijgsman, W., 2015. Onset of Maikop sedimentation and cessation of Eocene arc volcanism in the Talysh Mountains, Azerbaijan, *Geological Society Supplementary Publication*, No. SUP18851, <https://doi.org/10.1144/SP428.3>.
- Vincent, S.J., Morton, A.C., Carter, A., Gibbs, S. and Bara-badze, T.G., 2007. Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: an elect of initial Arabia Eurasia collision, *Trinova*, v. 19, p. 160-166.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p. 185–187.
- Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite-experiment theory and application, *American Mineralogist*, v. 50(9), p. 12-28.
- Zhang, M.S., uddaby, P., Thompson, R.N. and Dungan, M.A., 1996. Barian-titanian phlogopite from potassic lavas in northeast China: chemistry, substitutions and paragenesis, *American Mineralogist*, v. 78, p. 1056-1065.