

شیمی کانی و دما- فشار سنجی بیوتیت‌ها در توده نفوذی یوسف‌لو، شمال غرب ایران

الهه نم‌نبات^۱، منصور قربانی^۲، سید حسن طباطبایی^۳

^۱دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۷/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۰۷

چکیده

توده نفوذی یوسف‌لو در جنوب خاور اهر و شمال خاور استان آذربایجان شرقی قرار گرفته است و بخشی از پهنه ماگمایی اهر- ارسباران است. ترکیب سنگ شناسی این توده شامل کوارتز، مونوزیت، گرانودیوریت و گرانیت است ولی سنگ غالب مورد بررسی گرانودیوریت است. مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده این توده شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، آلکالی فلدسپار، کلریت، زیرکن، اسفن، آپاتیت و کانی‌های اوپاک است. بیوتیت به عنوان یکی از شاخص‌ترین کانی‌های فرومنیزین در نمونه‌های مورد بررسی، از لحاظ ترکیبی غنی از Mg و فقیر از Cl است و همگی ماهیت اولیه دارند. دو متغیر مهم در بیوتیت‌ها نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ (از ۰/۳۷ تا ۰/۴۳) و Al^{IV} (با میانگین ۲/۳۲ apfu) است که بر این اساس، ترکیب میکاهای مورد بررسی در قلمرو بیوتیت و در بین قطب آنیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرد. بررسی شیمی کانی بیوتیت نشان می‌دهد که فشار محاسبه شده بر اساس آلومینیم کل بیوتیت، برای این توده بین ۰/۱۹ kb تا ۰/۸۹ kb در تغییر است که حاکی از تشکیل این کانی در عمق کم است. میانگین دمای تبلور بیوتیت‌ها بر اساس غلظت Ti و نسبت Ti/Fe^{+2} ، ۷۴۹ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. بر پایه اکسیدهای MgO ، Al_2O_3 و FeO در کانی بیوتیت، ماگمای سازنده این کانی در گستره کالک آلکالان کوهزایی قرار می‌گیرند. مطالعه بیوتیت‌ها، فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا (10^{-11} تا 10^{-13} بار) و یک شرایط اکسیدان را برای ماگمای گرانیتیویدی مورد مطالعه مشخص می‌کند، که با توجه به این شرایط، توده یوسف‌لو، در سری گرانیتیویدهای مگنتیتی قرار می‌گیرد. بر اساس نمونه‌های بیوتیت مورد بررسی، سنگ میزبان این کانی از گرانیت‌های نوع I است که از یک ماگمای با منشأ جبهه- پوسته حاصل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: بیوتیت، گرانیتیوید تیپ I، توده نفوذی یوسف‌لو، دما-فشار سنجی، فوگاسیته

*نویسنده مسئول: منصور قربانی

E-mail: m-ghorbani@sbu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

۲۰ nA انجام شد. آنالیز سنگ کل میزبان بیوتیت به روش XRF در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه ملی سنول (Seoul national University) انجام گرفت.

بیوتیت یکی از فازهای اصلی فرومنیزین در بسیاری از سنگ‌های آذرین فلسیک است. ترکیب بیوتیت به ماهیت ماگمایی که از آن متبلور می‌شود وابستگی زیادی دارد (Abdel-Rahman, 1994; Wones and Eugster, 1965). به علاوه تخمین کیفی و کمی از پارامترهایی همچون فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن، بررسی محیط زمین‌ساختی به واسطه ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت، اهمیت این کانی را افزایش داده است. مجموعه کانی‌های مافیک در گرانیت‌های کالک آلکالان عمدتاً بیوتیت + هورنبلند + تیتانیت + اکسیدهای آهن - تیتانیم است که در میان کوارتز و فلدسپارها قرار می‌گیرند. این ویژگی سبب می‌شود که این سنگ‌ها در مطالعات سنگ‌شناختی متکی بر شیمی کانی، اهمیت ویژه‌ای داشته باشند. هدف از این مطالعه استفاده از شیمی کانی بیوتیت به منظور پی بردن به ترکیب کانی و بررسی شرایط تبلور ماگما در منطقه یاد شده است. در این تحقیق افزون بر توصیف ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده نفوذی یوسف‌لو، دماسنجی، فشارسنجی، فوگاسیته اکسیژن ماگما و نیز سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های میزبان بیوتیت‌ها نیز ارائه می‌شود. داده‌های حاصل از آنالیز بیوتیت‌های توده نفوذی یوسف‌لو و تعداد کاتیون‌های موجود در فرمول ساختاری آنها بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن در جدول ۱ گزارش شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در جنوب خاور اهر، استان آذربایجان شرقی، حدود ۱۵۰ کیلومتری شمال خاور شهر تبریز واقع شده است و بخشی از پهنه ماگمایی اهر- ارسباران است. منطقه یاد شده، در تقسیم‌بندی‌های رایج زمین‌شناسی ایران جایگاه یکسانی ندارد که به دلیل نوع نگرش صاحب‌نظران به زمین‌شناسی ایران است. برخی زمین‌شناسان این کمر بند را ادامه قفقاز کوچک در نظر می‌گیرند که با روند شمال باختر- جنوب باختر وارد ایران می‌شود (Innocenti et al., 1982). عده‌ای آن را بخشی از ارومیه- دختر در نظر می‌گیرند (Hezarkhani, 2006) و برخی دیگر آن را یک کمر بند ماگمایی مجزا در نظر می‌گیرند که از البرز تا شمال شرق ترکیه کشیده شده است (Dilek et al., 2010; Dercourt et al., 1986; Alavi, 2007). این زون به دلیل ویژگی‌های خاص زمین‌شناسی از لحاظ کانی‌سازی مس، طلا، مولیبدن و ... از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. سنگ‌های ماگمایی این منطقه از کرتاسه بالا شروع شده تا کواترنر ادامه دارند. بخش‌های وسیعی از سنگ‌های ماگمایی به ویژه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری آن دگرسان شده‌اند (Ghorbani, 2013). ماگماتیسیم سنوزوییک که از ائوسن آغاز می‌شود عمدتاً آتشفشانی است که اغلب ماهیت اسیدی و حدواسط دارند. از ائوسن بالایی تا میوسن، فعالیت‌های آذرین بیشتر به شکل توده‌های نفوذی بروز می‌کند که با کانی‌سازی و دگرسانی گسترده‌ای همراه است (Ghorbani, 2013; Jamali et al., 2010). بر طبق پژوهش‌های (Jahangiri (2007) توده‌های میوسن ماهیت آداکیتی دارند و در ارتباط با عقب‌گرد یا شکستگی قطعات پوسته اقیانوسی فرورونده در جایگاه پس از برخوردی تشکیل شده‌اند. سایر دوره‌های پلوتون‌زایی در زمان الیگوسن و با ترکیب گرانودیوریت، مونزونیت، دیوریت و گابرو بوده است (Jamali et al., 2010).

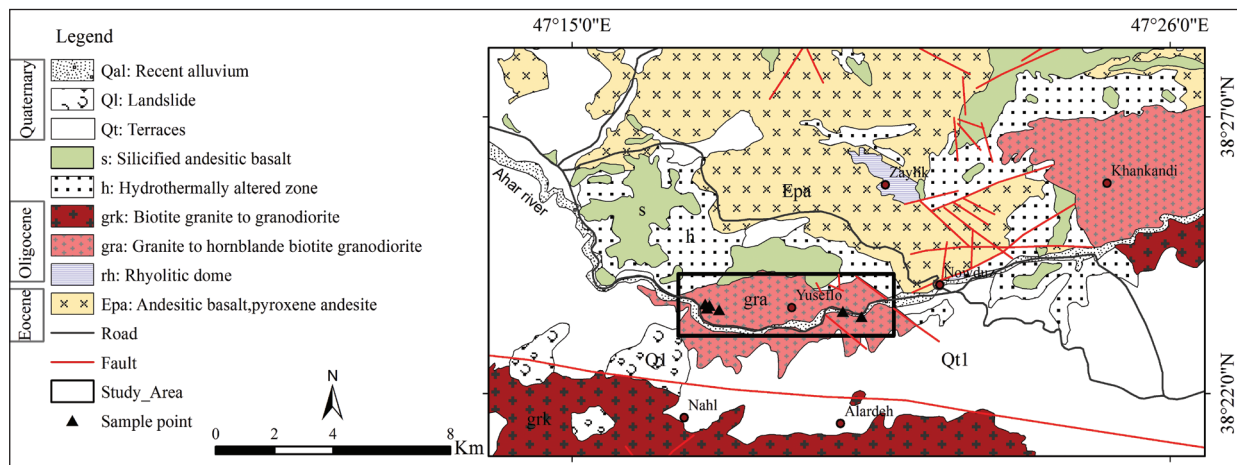
۲- روش بررسی

به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، ۵۰ نمونه سنگی از مجموعه گرانیتیویدی یوسف‌لو برداشت شد. طی مرحله بعدی از نمونه‌هایی با حداقل دگرسانی تعداد ۶ مقطع نازک برای مطالعه کانی شیمی تهیه گردید. سپس برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت، آنالیز ریز پردازش الکترونی با ریزپردازنده Electron Probe Micro Analyzer ساخت شرکت SHIMADZU ژاپن در مرکز تحقیقات KBSI (Korea Basic Science Institute) کره جنوبی با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV و شدت جریان

۴- زمین شناسی و سنگ نگاری توده نفوذی یوسفلو

در گستره مورد مطالعه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب آندزیت و آندزیت بازالتی بیشترین گسترش را دارند (شکل ۱). توده‌های نفوذی اصلی منطقه به نام خانکندی و یوسف‌لو در خاور و باختر با سن الیگوسن (Aghazadeh et al., 2010) در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است. توده خانکندی به دو بخش مجزا قابل تقسیم است، بخش شمالی توده با ترکیب مونزونیت و گابرو که دارای رنگ خاکستری مایل به سبز است و بخش جنوبی که عمدتاً با ترکیب گرانودیوریت قابل شناسایی است (Aghazadeh et al., 2010). توده یوسف‌لو توسط دره رودخانه اهر چای به دو بخش تقسیم شده است (شکل ۱). این توده عمدتاً از کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت تشکیل شده است و یک استوک مونزونیتی فاقد دگرسانی و کانه‌زایی در آن نفوذ کرده است (Castro et al., 2013؛ جمالی و همکاران، ۱۳۹۱).

مرحله بعدی فعالیت‌های ماگمایی در این منطقه، از میوسن میانی شروع شده و تا کواترنر ادامه دارد که به شکل سنگ‌های نیمه آتشفشانی (گنبد‌های داسیتی-ریوداسیتی) و بازالت‌های کواترنری نمود پیدا می‌کند. سنگ‌های تراکی آندزیت و بازالت‌های پلیوکواترنر سایر واحدهای ماگمایی قدیمی‌تر را می‌پوشاند (Ghorbani, 2013; Jamali et al., 2010). توده‌های الیگوسن متعددی در منطقه ارسباران گزارش شده‌اند (شیورداغ، خانکندی، یوسف‌لو، کلپیر، سونگون و اردوباد). بر طبق تحقیقات جمالی و همکاران (۱۳۹۱) توده یوسف‌لو از نوع I بوده و به سری ماگمایی کالک آلکالن تعلق دارد. در فاصله حدود ۵ کیلومتری شمال خاوری توده یوسف‌لو کانسار طلای اپی ترمال زایلیک در حال بهره برداری است (محمدی و علی اکبری، ۱۳۹۱). تاکنون مطالعات جامع در ارتباط با شیمی کانی توده یوسف‌لو گزارش نشده است، لذا در این مقاله صرفاً به مطالعه ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت در این توده پرداخته شده است.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه با تغییرات (مهدوی و امینی، ۱۳۶۷).

گرفته است و هیچ یک در قلمرو فلوگوپیت نیستند (شکل ۳-ا). Foster (1960) استفاده از مقادیر کاتیونی Al^{VI} ، Ti ، Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Mn ، Mg ، رده‌بندی میکاها را ارائه کرد و ارتباط این کاتیون‌ها با نوع میکا را تعیین نمود. بر اساس این تقسیم‌بندی بیوتیت‌های توده یوسف‌لو در محدوده بیوتیت‌های غنی از منیزیم قرار می‌گیرند (شکل ۳-ب). در نمونه‌ها مقدار TiO_2 از ۲/۹۱ تا ۴/۴۲ درصد وزنی و نیز مقدار Ti از ۰/۳۲ تا ۰/۵ apfu (formula unit atoms per) متغیر است.

از آنجا که ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بیانگر شرایط سنگ‌های ماگمایی میزبان آنهاست، بنابراین باید بررسی شود که بیوتیت‌های مورد مطالعه، ماگمایی و اولیه باشند تنها در این صورت ترکیب شیمیایی آنها می‌تواند منعکس کننده شرایط ماگما است. به منظور تفکیک بیوتیت‌های اولیه از ثانویه از نمودار مثلثی $10TiO_2 - FeO + MnO - MgO$ استفاده شده است (Nachit et al., 2005). این نمودار قادر است بیوتیت‌های اولیه ماگمایی را از بیوتیت‌هایی که تا حدی به تعادل دوباره رسیده‌اند و نیز بیوتیت‌های نوظهور جدا سازد. بررسی بیوتیت‌های منطقه در نمودار مذکور نشان می‌دهد که نمونه‌ها عمدتاً ماگمایی و اولیه هستند (شکل ۴). البته چند نمونه از بیوتیت‌ها در محدوده بیوتیت‌های دوباره متعادل شده قرار گرفته‌اند. شایان ذکر است که نمونه‌های قرار گرفته در محدوده بیوتیت‌های دوباره متعادل شده (که به واسطه محتوی TiO_2 کمتر در این بخش قرار گرفته‌اند) از نظر رنگ، چند

بر اساس آنالیز سنگ کل و بررسی‌های سنگ‌شناختی، سنگ میزبان بیوتیت‌ها، گرانودیوریت است. این سنگ‌ها خاکستری رنگ و درشت بلور با بافت دانه‌ای هستند که از کانی‌های کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار تشکیل شده‌اند. آلکالی فلدسپارها تا حدی تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلازها خود شکل و نیمه‌شکل دار و در تعدادی نمونه‌ها دارای زونینگ بوده و ترکیب آنها عمدتاً اولیگوکلاز است. بیوتیت‌ها اغلب خود شکل، با رنگ قهوه‌ای و دارای چند رنگی قوی هستند (شکل ۲-الف و پ). پدیده کلریتی شدن در تعدادی از بیوتیت‌ها مشهود است (شکل ۲-ت). کانی‌های فرعی سنگ‌های مورد بررسی شامل زیرکن، اسفن، آپاتیت و کانی‌های اوپاک (اغلب مگنتیت) هستند (شکل ۲-ث و ج).

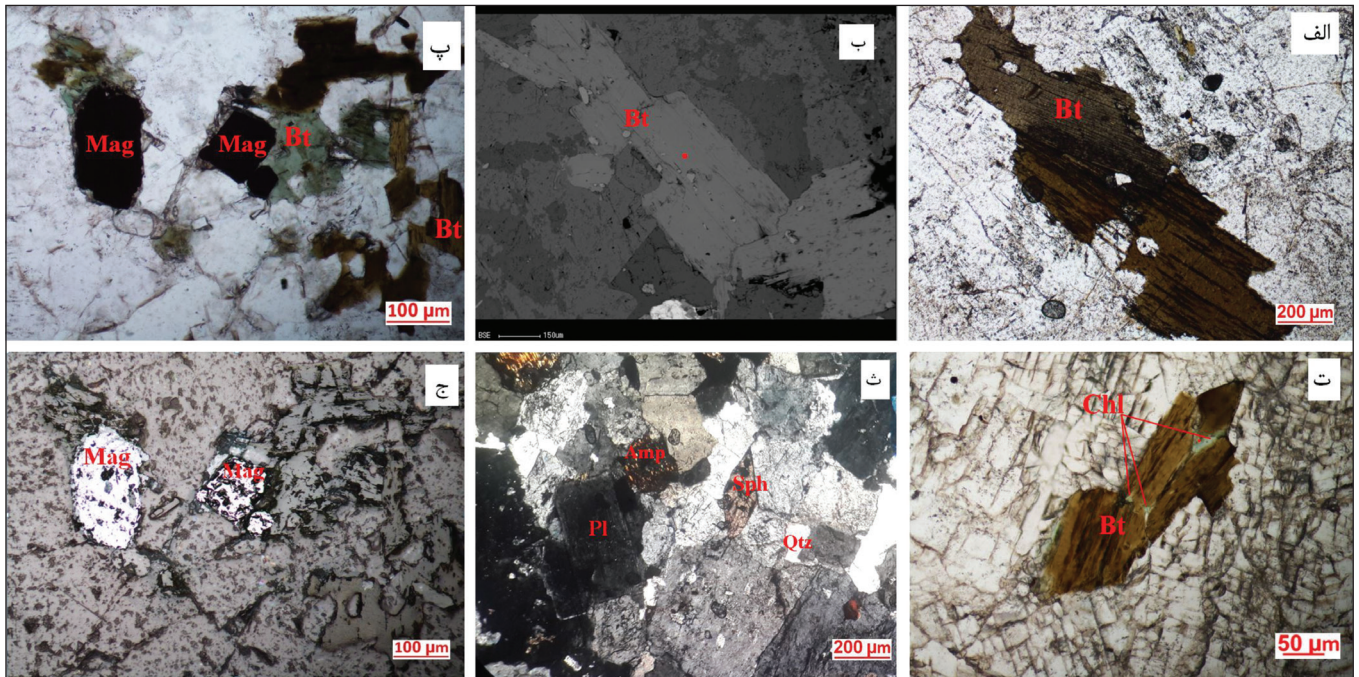
۵- بحث

۵-۱- ترکیب شیمی کانی بیوتیت

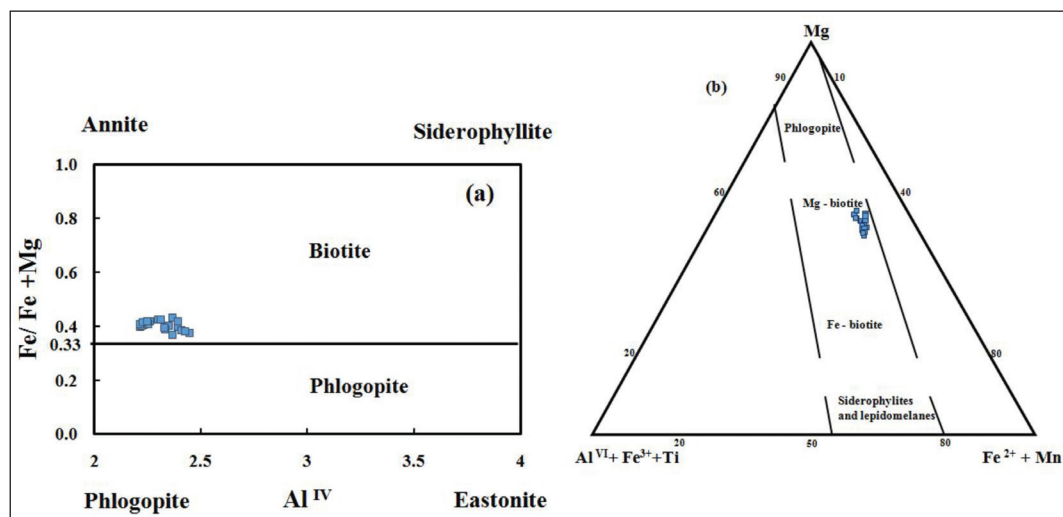
یکی از طبقه‌بندی‌های متداول برای تعیین ترکیب میکاهای هشت وجهی سه گانه، چهار ضلعی (ASPE) آنتیت، سیدروفیلت، فلوگوپیت و ایستونیت است. این چهار ضلعی بر اساس دو متغیر Al^{IV} و $Fe/(Fe+Mg)$ طراحی شده است (Deer et al., 1992). ترکیب میکاهای مورد بررسی در قلمرو بیوتیت، بین قطب آنتیت و سیدروفیلت قرار

میزبان بیوتیت‌ها، با رنگ این کانی در ارتباط است. بیوتیت‌های قرمز معمولاً در گرانیت‌های برخوردی پرآلومینوس بوده و دارای Fe^{2+} و Fe_{total} بالا هستند در حالی که بیوتیت‌های سبز و قهوه‌ای در گرانیت‌های مرتبط با کمان ماگمایی حضور دارند و غنی از منیزیم هستند (Lalonde and Bernard, 1993). تمامی بیوتیت‌های مورد بررسی در مقاطع از نوع قهوه‌ای هستند که با ماهیت غنی از منیزیم این بیوتیت‌ها هماهنگی دارد.

رنگی و شکل با سایر بیوتیت‌ها (با محتوی TiO_2 بالاتر) متفاوت هستند. بدین ترتیب که بیوتیت‌های با محتوی TiO_2 بالاتر، رنگ تیره‌تر متمایل به قهوه‌ای داشته، خود شکل و دارای پلی کروئیسیم شدید هستند (شکل ۲-ا) در صورتی که بیوتیت‌های با محتوی TiO_2 کمتر، رنگ روشن‌تر و پلی کروئیسیم ضعیف دارند. از نظر Lalonde and Bernard (1993) میزان Mg ، Ti و Fe^{3+} نیز محیط تکنونیک سنگ

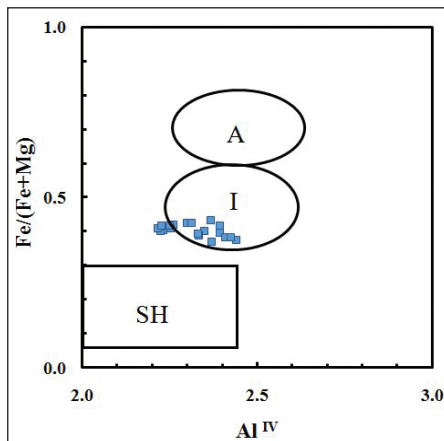


شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی کانی‌های توده یوسف لو الف) نمای بیوتیت‌های (Bt) خود شکل و تیره رنگ (با محتوی TiO_2 بالاتر) در گرانودیوریت (PPL) ب) تصویر (BSE) از بیوتیت به همراه موقعیت نقطه آنالیز شده (پ) هم یافتی بیوتیت قهوه‌ای و مگنتیت (Mag) ت) تبدیل بخش‌هایی از کانی بیوتیت به کلریت (Chl) در نور عادی و موقعیت نقطه آنالیز شده (ث) کانی خود شکل اسفن (XPL) ج) بلورهای مگنتیت (Mag) در نور انعکاسی.



شکل ۳- طبقه‌بندی بیوتیت‌ها توده نفوذی یوسف لو، ا) نمودار دوتایی $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} (Deer et al., 1992); ب) نمودار سه تایی $Mg-(Fe^{2+}+Mn)-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$ جهت تفکیک بیوتیت‌های آهن و منیزیم دار (Foster, 1960).

از دیگر کاربردهای شیمی بیوتیت، استفاده از آن در تفکیک سنگ گرانیتی میزبان خود بر پایه رده بندی گرانیت هاست. این نمودار که بر حسب تغییرات نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} بیوتیت‌ها ترسیم می‌شود قادر است انواع گرانیت‌ها را بر پایه خاستگاه آنها جدا سازد (Jiang et al., 2002). در این نمودار نمونه‌های بیوتیت مورد بررسی در پهنه گرانیت‌های کوهزایی نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۶). از طرفی داده‌های سنگ کل این توده نیز این مطلب را تأیید می‌کند (جمالی و همکاران، ۱۳۹۱).



شکل ۶- نمودار تغییرات نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al^{IV} بیوتیت‌ها به منظور تفکیک سنگ گرانیتی میزبان (Jiang et al., 2002). محدوده A معرف گرانیتویدهای A-type، محدوده I مربوط به گرانیتویدهای I-type و گستره SH مربوط به سنگ‌های شوشونیتی است.

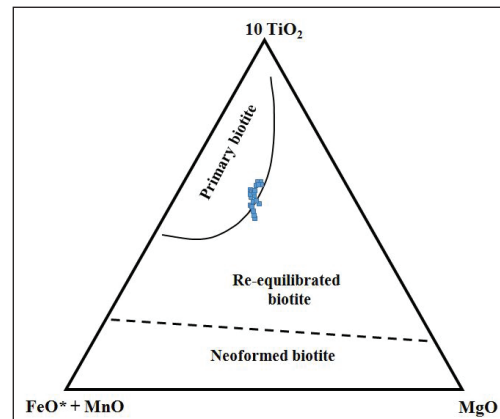
۳-۵. دما و فشار سنجی با استفاده از بیوتیت

غلظت Ti و نسبت Ti/Fe^{2+} در بیوتیت به دما بسیار حساس است از این رو، استفاده از این کانی در دماسنجی سنگ‌های آذرین و دگرگونی نتایج قابل اطمینانی را ارائه می‌دهد (Luhr et al., 1984; Douce, 1993; Henry et al., 2005). به منظور محاسبه دمای تشکیل بیوتیت‌های توده گرانیتویدی یوسفلو از ژئوترمو متر $Ti-Fe^{2+}$ در رابطه زیر استفاده گردید (Luhr et al., 1984). بر اساس این دماسنج، بیوتیت‌ها در دمای بین ۷۰۸ تا ۷۹۷ درجه سانتی گراد (میانگین ۷۴۹ درجه سانتی گراد) تشکیل شده‌اند. $T(^{\circ}K) = 838 / (1.0337 - Ti/Fe^{2+})$ (Henry et al., 2005) معادله دیگری برای دماسنجی بیوتیت‌ها در نظر گرفته‌اند. در این معادله دما بر حسب درجه سانتی گراد، X_{Mg} برابر با $Mg/(Mg+Fe)$ و a و b و c پارامترهای زیر هستند. لازم به ذکر است این فرمول برای مقادیر $0.4 < Ti < 0.6$ ، $0.1 < X_{Mg} < 0.275$ و دمای ۴۸۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد معتبر است. دمای محاسبه شده از طریق این روش برای بیوتیت‌های مورد بررسی ۷۲۲ تا ۷۵۳ درجه سانتی گراد (میانگین ۷۴۰ درجه سانتی گراد) است.

$$T = \left(\frac{\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^2}{b} \right)^{0.333}$$

$$a = -2.3594; \quad b = 4.6482 \times 10^{-9}; \quad c = -1.7283$$

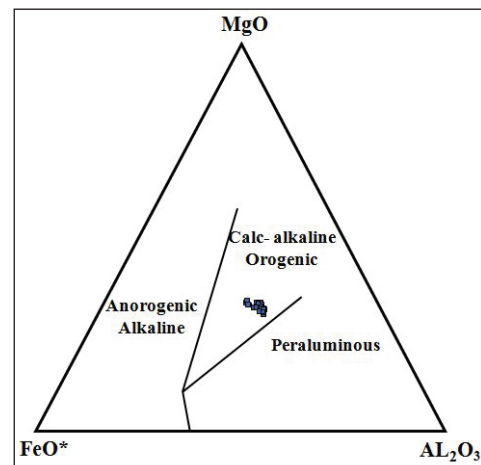
فشار سنجی سنگ‌های گرانیتی بر اساس محتوای آلومینیم کل بیوتیت روش نسبتاً جدیدی است که علاوه بر روش‌های متداول قبلی بر روی محتوی کل آلومینیم آمفیبول، می‌تواند جهت تخمین فشار انجماد سنگ‌های گرانیتی مورد استفاده قرار گیرد (Uchida et al., 2007). فشار محاسبه شده با استفاده از روش یاد شده، به کاهش حجم بیوتیت به واسطه جانشینی چرماکیت بین بیوتیت و ماگمای همراه آن



شکل ۴- موقعیت بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار مثلثی $10TiO_2 - FeO^* + MnO - MgO$ (Nachit, 2005).

۲-۵. تعیین سری ماگمایی و محیط زمین ساختی

بیوتیت یک کانی فرومنیزین مهم در اغلب سنگ‌های آذرین حد واسط و اسیدی به‌شمار می‌رود که یک کانی مستعد برای تعیین ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای والد است. بیوتیت‌های آذرین به عنوان یک کانی حاوی اطلاعات معتبر پتروژنتیکی، برای شناسایی محیط زمین ساختی گرانیتویدها مورد استفاده قرار می‌گیرند (Abdel-Rahman, 1994). (Abdel-Rahman, 1994) با استفاده از آنالیزهای اکسید FeO و Al_2O_3 ، MgO در کانی بیوتیت، چند نمودار برای تعیین سری ماگمای سازنده بیوتیت‌ها ارائه داده است که سنگ‌های گرانیتویدی را در سه سری ماگمایی و در پی آن سه محدوده زمین ساختی رده‌بندی می‌کند که هر کدام حاصل نوع و کمیت سه عنصر آهن، منیزیم و آلومینیوم است. محدوده A سنگ‌های آلکالن و غیر کوهزایی، محدوده C سنگ‌های ماگمای کالک آلکالن است که در محیط کوهزایی مرتبط با فروانش تشکیل شده و شاخص گرانیت‌های نوع I است و محدوده P سنگ‌های ماگمای پرآلومین است که در محیط‌های کوهزایی برخوردی تشکیل شده و شاخص گرانیتویدهای نوع S است. در شکل ۵ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به تصویر در آمده‌اند. تمام نمونه‌های بیوتیت در پهنه C قرار می‌گیرند که متعلق به قلمرو بیوتیت سنگ‌های کالک آلکالن فروانشی است.



شکل ۵- تعیین سری ماگمایی بر اساس شیمی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994). (گستره A) سری‌های قلیایی (مناطق کشتی غیر کوهزایی); (C) سری کالک آلکالن (مناطق فروانش کوهزایی); (P) سنگ‌های پرآلومین (محیط برخوردی، گرانیت تیپ S).

روش فرمول (۰/۴۹ kb) کاملاً همخوانی دارد. این فشار نشان دهنده تشکیل بیوتیت‌ها در عمق کمتر از ۳ کیلومتر است.

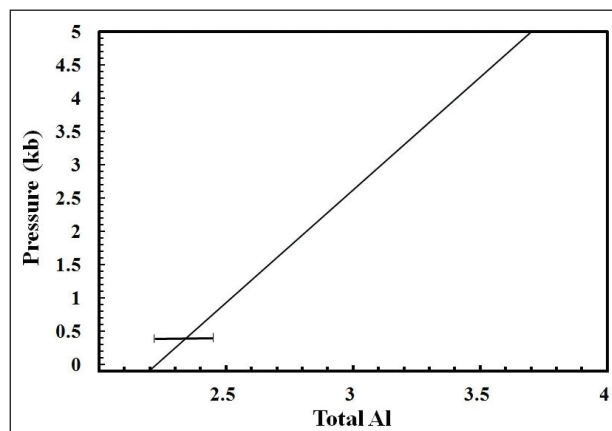
۵-۴. میزان اکسیداسیون و فوکاسینه اکسیژن ماگما

Ishihara (1977) سنگ‌های گرانیتیویدی را به دو بخش سری مگنتیتی و سری ایلمنیتی تقسیم‌بندی کرد. این دو سری به ترتیب به واسطه حضور یا عدم حضور مگنتیت متمایز می‌شوند. طبق تعریف ایشیهارا حضور یک دانه کوچک مگنتیت نیز برای طبقه بندی گرانیتیویدها جز سری مگنتیتی کافی است. به عقیده وی در ترکیب کانی‌شناسی گرانیتیویدهای سری مگنتیتی علاوه بر مگنتیت، ایلمنیت، هماتیت، پیریت، اسفن، اپیدوت، بیوتیت‌هایی با نسبت Mg/Fe بالا دیده می‌شود، در حالی که در سری‌های ایلمنیتی، ایلمنیت، مسکوویت، گرافیت و بیوتیت با نسبت Mg/Fe پایین وجود دارد (Ishihara, 1977). حضور مگنتیت و کانی اسفن در شکل ۲-ت و ج قابل مشاهده است. نسبت بالای Mg/Fe در بیوتیت‌ها (جدول ۱)، از جمله شواهد کانی‌شناسی گویای مگنتیتی بودن گرانیتیویدهای منطقه است.

نسبت داده می‌شود. بر اساس یافته‌های Uchida et al. (2007) یک همبستگی مثبت بین فشار انجماد سنگ‌های گرانیتی با محتوی آلومینیم کل بیوتیت برقرار است و با افزایش میزان آلومینیم کل فشار انجماد نیز افزایش می‌یابد. این مسئله بیانگر این است که محتوی آلومینیم کل بیوتیت سنگ‌های گرانیتی می‌تواند به عنوان ژئوبارومتر تقریباً در همه انواع سنگ‌های گرانیتی مورد استفاده قرار گیرد (Uchida et al., 2007). معادله تجربی آن به قرار زیر است:

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

در این معادله آلومینیم کل بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن است. از این روش برای تعیین فشار تبلور بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی منطقه استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد که دامنه تغییرات فشار در مجموعه گرانیتیویدی یوسف‌لو بین ۰/۱۹kb تا ۰/۸۹ kb در تغییر است. از طرفی فشار انجماد به دست آمده در منحنی کالیبراسیون فشارسنجی بیوتیت برای سنگ‌های گرانیتی (شکل ۷) با میانگین عدد به دست آمده به



شکل ۷- فشار تبلور بیوتیت‌ها بر اساس منحنی کالیبراسیون فشارسنج بیوتیت برای سنگ‌های گرانیتی بر اساس آلومینیم کل (Uchida et al., 2007).

جدول ۱- نتایج آنالیز ریزپردازش الکترونی کانی بیوتیت در توده نفوذی یوسف‌لو

Lable	U-1	U-2	U-3	U-4	U-5	U-6	U-7	U-8	U-9	U-10	U-11	U-12	U-13
Number of point	۱	۱	۲	۲	۲	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۲
SiO ₂	۳۷/۳۶	۳۷/۰۳	۳۷/۴۸	۳۷/۴۹	۳۷/۲۰	۳۸/۰۳	۳۸/۰۱	۳۷/۴۳	۳۷/۱۳	۳۶/۲۴	۳۷/۵۳	۳۶/۲۸	۳۷/۳۷
TiO ₂	۳/۸۳	۴/۱۵	۳/۳۳	۴/۱۷	۴/۲۳	۳/۷۸	۳/۸۴	۳/۶۳	۳/۲۸	۴/۴۲	۳/۶۰	۴/۳۷	۲/۹۱
Al ₂ O ₃	۱۳/۶۲	۱۳/۸۳	۱۳/۶۴	۱۳/۷۲	۱۳/۷۵	۱۳/۵۹	۱۲/۵۶	۱۲/۵۷	۱۲/۳۹	۱۳/۳۵	۱۲/۹۱	۱۳/۴۹	۱۳/۲۲
FeO	۱۶/۲۴	۱۴/۸۸	۱۴/۷۸	۱۵/۳۰	۱۵/۲۲	۱۶/۸۸	۱۶/۴۳	۱۶/۸۲	۱۶/۷۴	۱۸/۳۵	۱۷/۹۹	۱۷/۵۷	۱۶/۵۹
MnO	۰/۳۴	۰/۲۸	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۴۴	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۳۷	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۳۹
MgO	۱۳/۸۵	۱۳/۹۹	۱۴/۲۲	۱۳/۷۹	۱۳/۸۳	۱۴/۰۸	۱۳/۹۶	۱۳/۸۷	۱۴/۰۰	۱۳/۵۶	۱۴/۰۱	۱۳/۷۲	۱۴/۶۴
CaO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na ₂ O	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۸
K ₂ O	۹/۴۹	۹/۳۷	۹/۳۶	۹/۴۱	۹/۴۵	۹/۱۹	۹/۲۸	۹/۳۵	۹/۳۶	۹/۲۳	۹/۳۵	۹/۴۳	۹/۳۴
F	۰/۵۷	۰/۵۰	۰/۵۱	۰/۵۶	۰/۵۳	۰/۳۰	۰/۲۸	۰/۳۹	۰/۳۱	۰/۴۳	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۳
Cl	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
O=F,Cl	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۰
Total	۹۵/۳۹	۹۴/۱۳	۹۳/۷۵	۹۴/۸۹	۹۴/۶۳	۹۶/۳۷	۹۴/۵۰	۹۴/۵۶	۹۳/۶۹	۹۶/۰۸	۹۶/۲۳	۹۵/۶۰	۹۴/۷۸
Structural formulae based on 24 O													
Si	۵/۵۷	۵/۵۶	۵/۶۳	۵/۵۹	۵/۵۷	۵/۵۸	۵/۶۸	۵/۶۴	۵/۶۵	۵/۴۵	۵/۵۷	۵/۴۶	۵/۶۰
Al iv	۲/۳۹	۲/۴۴	۲/۳۷	۲/۴۱	۲/۴۲	۲/۳۵	۲/۲۱	۲/۲۳	۲/۲۲	۲/۳۷	۲/۲۶	۲/۳۹	۲/۳۳

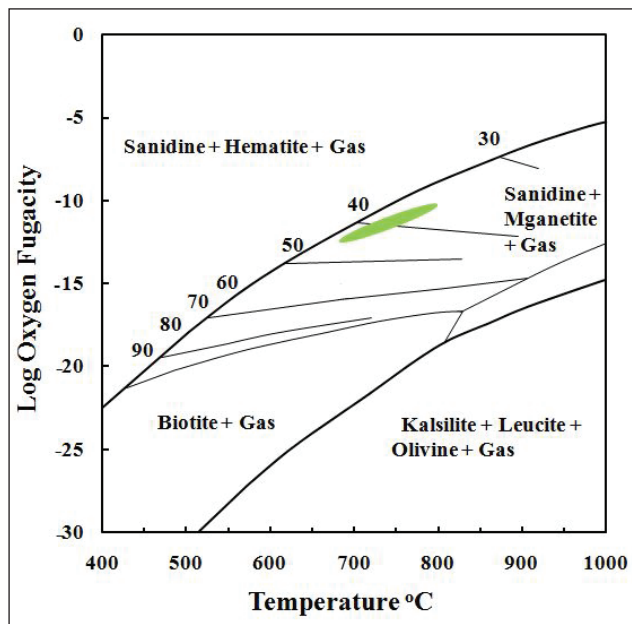
ادامه جدول ۱

Lable	U-1	U-2	U-3	U-4	U-5	U-6	U-7	U-8	U-9	U-10	U-11	U-12	U-13
Al vi	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ti	۰/۴۳	۰/۴۷	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۴۹	۰/۳۳
Fe	۲/۰۲	۱/۸۷	۱/۸۶	۱/۹۱	۱/۹۰	۲/۰۷	۲/۰۴	۲/۱۱	۲/۱۳	۲/۳۱	۲/۲۳	۲/۲۱	۲/۰۷
Mn	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵
Mg	۳/۰۸	۳/۱۳	۳/۱۹	۳/۰۶	۳/۰۸	۳/۰۸	۳/۱۱	۳/۱۲	۳/۱۸	۳/۰۹	۳/۱۰	۳/۰۸	۳/۲۷
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
K	۱/۸	۱/۷۹	۱/۸۰	۱/۷۹	۱/۸۰	۱/۷۲	۱/۷۷	۱/۸۰	۱/۸۲	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۸۱	۱/۷۸
F	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۱۴
OH*	۳/۷۳	۳/۷۶	۳/۷۶	۳/۷۴	۳/۷۵	۳/۸۶	۳/۸۷	۳/۸۱	۳/۸۵	۳/۸۰	۳/۸۵	۳/۸۴	۳/۸۹
Fe/Fe+Mg	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۳	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۳۹
Molar A/CNK	۱/۳۱	۱/۳۵	۱/۳۴	۱/۳۳	۱/۳۲	۱/۳۳	۱/۲۶	۱/۲۱	۱/۲۵	۱/۳۴	۱/۲۵	۱/۲۴	۱/۲۱

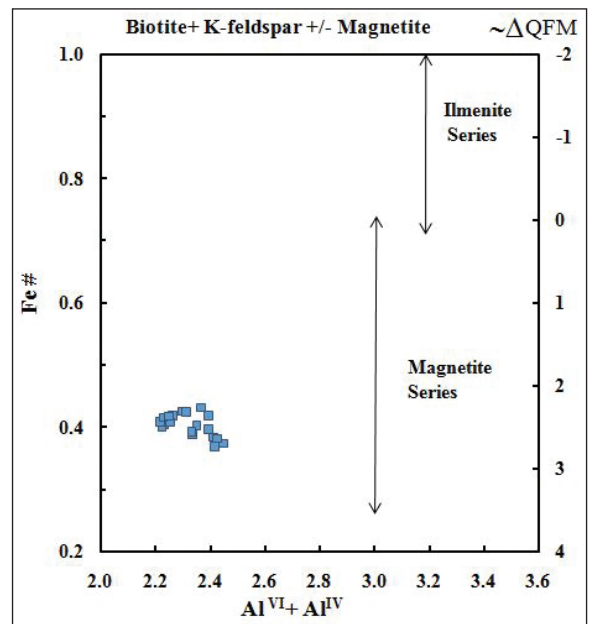
Lable	U-14	U-15	U-16	U-17	U-18	U-19	U-20
Number of point	۲	۱	۱	۱	۱	۱	۱
SiO ₂	۳۷/۶۴	۳۷/۳۱	۳۷/۰۲	۳۷/۳۳	۳۷/۱۵	۳۷/۱۴	۳۶/۴۸
TiO ₂	۳/۸۰	۴/۰۲	۴/۱۷	۳/۸۹	۴/۰۹	۳/۰۸	۴/۳۲
Al ₂ O ₃	۱۲/۵۷	۱۲/۷۶	۱۲/۵۲	۱۲/۷۱	۱۳/۰۷	۱۳/۱۷	۱۲/۹۸
FeO	۱۷/۰۲	۱۷/۰۳	۱۷/۲۷	۱۷/۴۶	۱۷/۹۰	۱۶/۸۸	۱۷/۶۹
MnO	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۳۷
MgO	۱۳/۸۵	۱۳/۸۷	۱۳/۶۲	۱۳/۶۶	۱۳/۵۶	۱۴/۶۱	۱۳/۴۴
CaO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na ₂ O	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۱
K ₂ O	۹/۴۴	۹/۳۸	۹/۴۱	۹/۳۰	۹/۴۹	۸/۹۸	۹/۴۱
F	۰/۳۹	۰/۳۰	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۴۹	۰/۱۵	۰/۳۶
Cl	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
O=F,Cl	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۰۷	۰/۱۵
Total	۹۵/۲۴	۹۵/۱۳	۹۴/۷۵	۹۵/۱۴	۹۶/۱۸	۹۴/۴۹	۹۵/۱۵
Structural formulae based on 24 O							
Si	۵/۶۳	۵/۵۹	۵/۵۸	۵/۶۰	۵/۵۴	۵/۵۸	۵/۵۲
Al	۲/۲۱	۲/۲۵	۲/۲۲	۲/۲۴	۲/۳۰	۲/۳۳	۲/۳۱
Ti	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۴۷	۰/۴۴	۰/۴۶	۰/۳۵	۰/۴۹
Fe	۲/۱۳	۲/۱۳	۲/۱۸	۲/۱۹	۲/۲۳	۲/۱۲	۲/۲۴
Mn	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴
Mg	۳/۰۹	۳/۱۰	۳/۰۶	۳/۰۵	۳/۰۲	۳/۲۷	۳/۰۳
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
K	۱/۸۰	۱/۷۹	۱/۸۱	۱/۷۸	۱/۸۰	۱/۷۲	۱/۸۱
F	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۲۳	۰/۰۷	۰/۱۷
OH*	۳/۸۱	۳/۸۶	۳/۸۷	۳/۸۴	۳/۷۷	۳/۹۳	۳/۸۳
Fe/Fe+Mg	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۴۲
Molar A/CNK	۱/۲۹	۱/۲۱	۱/۲۲	۱/۲۱	۱/۳۱	۱/۲۶	۱/۳۰

فوغاسیته اکسیژن مهم ترین متغیر در تشکیل گرانیتویدهای مگنتیتی و ایلمنیتی است. سری مگنتیتی در حین سرد شدن ماگما، فوغاسیته اکسیژن بالاتری نسبت به سری ایلمنیتی دارد (Ishihara, 1971). از طرفی $Fe^{\#} = Fe/(Fe+Mg)$ در بیوتیت و آمفیبول شاخص فوغاسیته است (Anderson and Smith 1995; Wones, 1981; Anderson et al., 2008). بنابراین $Fe^{\#}$ بیوتیت در گرانیتویدها پارامتر مناسبی جهت تفکیک سری های مگنتیتی و ایلمنیتی از یکدیگر است. بر این اساس Anderson et al. (2008) با استفاده از نمودار دوتایی Al کل ($Al^{VI}+Al^{IV}$) در مقابل $Fe^{\#}$ بیوتیت ها تخمین نسبی از فوغاسیته اکسیژن بر اساس بافر FQM (فاایلت- کوارتز- مگنتیتی) زده اند (شکل ۸). مقادیر $Fe^{\#}$ در بیوتیت های منطقه از ۰/۳۷ تا ۰/۴۳ متغیر است (جدول ۱). بر اساس نمودار شکل ۸ نمونه های منطقه در محدوده گرانیتویدهای مگنتیتی قرار می گیرند و مقدار ۲/۴ را به عنوان میانگین ΔFQM نشان می دهند ($+2/2 < \Delta FQM < +7/8$). گرانیت های حاوی مگنتیت معمولاً به عنوان وجود شرایط اکسیدی در ماگما تفسیر می شوند (Ishihara, 1981)، اما بر طبق تحقیقات جدیدتر Cunha et al., 2016;) وجود مگنتیت در گرانیت های اخیایی نیز امکان پذیر است (Sun et al., 2004; Ishihara, 1977).

شکل ۹- نمودار تغییرات فوغاسیته اکسیژن در مقابل دما بر حسب درجه سانتی گراد (Wones and Eugster, 1965) از تعادل بیوتیت+ فلدسپار پتاسیم+ مگنتیت در فشار کل ۲۰۷۰ بار. خطوط عدد گذاری شده معرف محدوده پایدارای بیوتیت بر اساس مقادیر $Fe/(Fe+Mg)*100$ است.



شکل ۸- نمودار دوتایی Al کل در برابر $Fe^{\#}$ برای بیوتیت های توده گرانیتویدی یوسف لو (Anderson et al., 2008) و تفکیک گرانیت های سری ایلمنیتی و مگنتیتی با تخمین نسبی فوغاسیته اکسیژن نسبت به بافر FQM ($P_{H_2O} = P_{total}$) بر اساس کالیبراسیون (Wones, 1981).

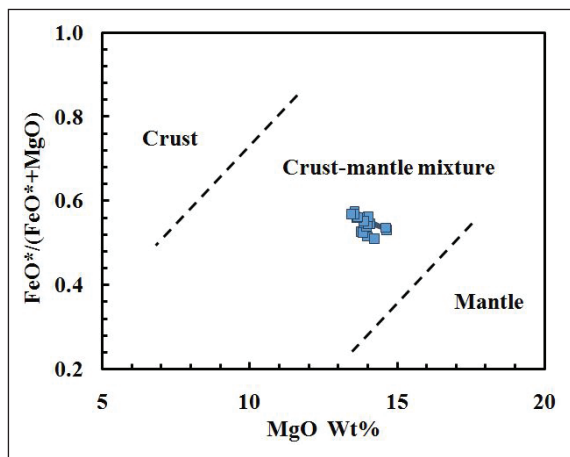


تجزیه کل سنگ معرف ترکیب ماگما سازنده گرانیتویدها باشد، شاخص پرآلومینه بیوتیت $[Molar A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$ در مقابل همین شاخص در سنگ کل برای تعدادی از نمونه ها ترسیم شده است (Lalonde and Bernard, 1993). میانگین این نسبت در بیوتیت ها و سنگ میزبان (آنالیز سنگ کل به روش XRF) مورد بررسی، به ترتیب ۱/۲۸ و ۰/۹۲ است. همانطور که در شکل ۱۰ دیده می شود همه نمونه ها در بالای خط ۱:۱ قرار می گیرند که حاکی از جذب قسمت اعظم آلومینیم در شبکه بیوتیت هاست. قرار گیری این نمونه ها در بالای خط ۱:۱ گویای این است که شاخص پرآلومینه در بیوتیت به مراتب از شاخص پرآلومینه در سنگ

۵-۵. شاخص پر آلومینه بیوتیت و سنگ میزبان

مهم ترین ویژگی بیوتیت ها در توده های گرانیتویدی، تفاوت در محتوی Al کل و مقادیر $Fe/(Fe+Mg)$ است و هر دو بیانگر شرایط ماگمای میزبان هستند. محتوی Al کل به طور مستقیم منعکس کننده شاخص پرآلومینه ماگمای میزبان است (Lalonde and Bernard, 1993) زیرا بیوتیت معمولاً میزبان آلومینیم اضافی در گرانیت های پرآلومینوس است (Speer, 1984). مسکوویت، گارنت و سیلیمانیت نیز می توانند در پرآلومینه سنگ نقش داشته باشند، اما این کانی ها در سنگ های مورد بررسی متداول نیستند و بیوتیت کانی پرآلومینوس فراوان این سنگ هاست. با فرض آنکه

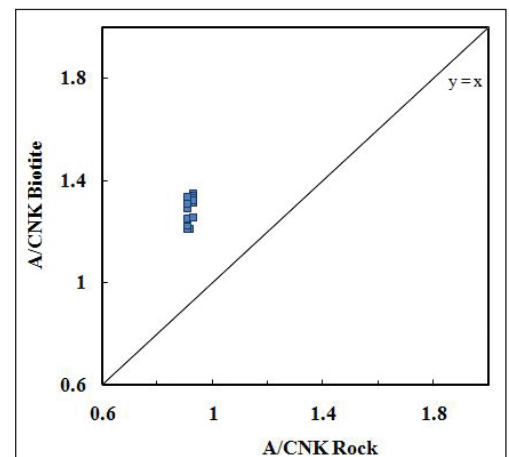
مگنتیتی این توده گرانیتوئیدی همخوانی دارد. (Ishihara (1977) چنین بیان می‌کند که گرانیتوئیدهای سری مگنتیتی در مقایسه با سری ایلمنیتی در سطوح ژرف‌تری (جبه بالایی و پوسته پایینی) به وجود می‌آیند. از طرفی به نظر می‌رسد ارتباط معنی داری بین میزان آهن و منیزیم بیوتیت و عمقی که ماگمای سازنده‌اش از آن منشأ می‌گیرد وجود دارد. بدین ترتیب که بیوتیت‌های گرانیت‌های کم‌ژرفا، بیوتیت‌های غنی از آهن هستند درحالی‌که بیوتیت‌های گرانیت‌های ژرف، غنی از منیزیم هستند (Yang et al. 1986). بنابراین در نظر گرفتن منشأ ژرف برای توده یاد شده با ماهیت بیوتیت‌های غنی از منیزیم در نمونه‌های مورد بررسی کاملاً سازگاری دارد.



شکل ۱۱- نمودار دوتایی $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ در برابر MgO بیوتیت‌ها جهت تفکیک منشأ پوسته‌ای، جبه و پوسته- جبه در سنگ‌های گرانیتوئیدی.

کل بالاتر است. نمونه‌های سنگ کل با داشتن مقادیر A/CNK کمتر از ۱ در قسمت متآلومینوس قرار می‌گیرند (Shand, 1949).

نمودار دوتایی $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ در برابر MgO در بیوتیت‌ها قادر است منشأ سنگ‌های گرانیتوئیدی را تفکیک کند. بر این اساس گرانیتوئیدهایی با منشأ پوسته، جبه و پوسته- جبه از یکدیگر متمایز می‌شوند (Zhou, 1986). با توجه به قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در بخش میانی نمودار، می‌توان گفت گرانیتوئیدهای یوسف‌لو حاصل اختلاط ماگمای با منشأ جبه با سنگ‌های پوسته قاره‌ای است (شکل ۱۱). در نظر گرفتن منشأ جبه- پوسته برای توده یاد شده با سری



شکل ۱۰- نسبت A/CNK بیوتیت در مقابل سنگ کل برای تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه.

فشار تقریبی آن $0.49/0$ kb است. بر اساس دما و نسبت $Fe/Fe+Mg$ در بیوتیت‌ها، فوگاسیته اکسیژن از 10^{-11} تا 10^{-12} بار طی تبلور تغییر می‌کند و مقدار $2/4$ را به عنوان میانگین ΔFQM نشان می‌دهند ($2/8 < \Delta FQM < 2/2$). مقادیر نسبتاً بالای فوگاسیته اکسیژن در این نمونه‌ها و گرانیت تیپ I با گرانیت سری مگنتیتی همخوانی کاملی دارد. بیوتیت‌های مورد بررسی غنی از منیزیم بوده و شرایط تبلور بیوتیت در توده یوسف‌لو نشان می‌دهد که، این توده در دمای نسبتاً بالا، فشار کم، ژرفای کم و فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا تشکیل شده است. با توجه به این شرایط می‌توان گفت که این توده پتانسیل نسبتاً خوبی برای کانی‌زایی دارد.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت‌های دکتر جوونگ و پارک از دانشگاه ملی ستول و جناب آقای مهندس علیرضا اسلامی از دانشگاه تهران انجام پذیرفته است. از این رو، از همکاری و راهنمایی‌های بی‌دریغشان تشکر و قدردانی می‌شود.

۶- برداشت

توده نفوذی یوسف‌لو با ترکیب کوارتز موزونیت، گرانودیوریت و گرانیت در جنوب خاور اهر جای گرفته است. بیوتیت به عنوان یکی از دو کانی مافیک اصلی (بیوتیت و هورنبلند) در سنگ‌های گرانیتوئیدی یوسف‌لو حضور دارد. مطالعه این کانی مهم در این سنگ‌ها اطلاعات تکمیل‌کننده‌ای در مورد شیمی سنگ کل ارائه می‌کند. شاخص رنگی این سنگ‌ها در صحرا لوکوکرات تا مزوکرات بوده که در آن بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول قابل تشخیص‌اند. حجم اصلی مقاطع مورد مطالعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل داده‌اند. بررسی شیمی کانی بیوتیت نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها عمدتاً اولیه بوده و تعداد کمی از آنها در محدوده بیوتیت متعادل شده قرار گرفته‌اند. تفاوت‌های میکروسکوپی بین دو سری بیوتیت شامل اختلاف رنگ، چند رنگی و شکل مشهود است. گرانودیوریت‌های مورد مطالعه از نوع I بوده و از یک ماگمای کالک آلکالن تشکیل شده‌اند. شاخص پرآلومینه سنگ میزان در برابر شاخص پرآلومینه بیوتیت گویای آن است که این شاخص در سنگ میزان در مقایسه با کانی بیوتیت کمتر است. دمای تقریبی تشکیل توده بر اساس دماسنجی بیوتیت‌ها به صورت میانگین 749 درجه سانتی‌گراد و میانگین

کتابخانه

جمالی، ح.، یعقوب پورع.، مهرابی، ب.، ۱۳۹۱- ارتباط کانی سازی های مس و طلا با فازهای مختلف ماگمایی در توده های خانکندی و یوسف لو، شرق اهر، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، ص ۵۴۷-۵۶۴.

محمدی، ب. و علی اکبری بیاض، ح.، ۱۳۹۱- گزارش نهایی اکتشاف عمومی طلا در محدوده زابلیک- ساریلار، سازمان زمین شناسی کشور ۲۵۴ص.
 مهدوی م.ع.، امینی فضل ع.، ۱۳۷۶، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اهر، سازمان زمین شناسی کشور.

References

- Abdel-Rahman, A.F.M., 1994- Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, *Journal of petrology*, 35 (2), 525-541.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N.R., Emami, M.H., Moinvaziri, H. and Badrzadeh, Z., 2010- The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38 (5), 199-219.
- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of science*, 307(9), 1064-1095.
- Anderson, J.L., Barth, A.P. and Mazdab, J.L.W.F., 2008- Thermometers and thermobarometers in granitic systems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69 (1), 121-142.
- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995- The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer, *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559.
- 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*, 180, pp.109-127.
- Cunha, I.R.V., Dall'Agnol, R., Feio, G.R.L., 2016- Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, carajas Province: Amazonian Craton: implications for the evolution of Ferroan Archean granites. *J. S. Am. Earth Sci.*, 67, 100-121.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C., 2005- Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil, *Lithos* 80 (1-4), 101-129.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992- *An Introduction to the Rock forming Minerals*, London (Longman), 696 p.
- Dercourt, J.E, Zonenshain, LP, Ricou, LE, Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., 1986- Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123(1-4): 241-315.
- 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*, 52(4-6), 536-578.
- Douce, A.E.P., 1993- Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability, *Chemical Geology*, 108 (1-4), 133-162.
- Foster, M. D., 1960 -Interpretation of the composition of trioctahedral micas, *United States Geological Survey Professional Paper*, 354-B, 11-46.
- Ghorbani, M., 2013- A summary of geology of Iran, In *The Economic Geology of Iran*, Springer, Dordrecht, 45-64.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005- The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms, *American Mineralogist*, 90 (2-3), 316-328.
- Hezarkhani, A., 2006- Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3), 326-340.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. and Villari, L., 1982- Tertiary and quaternary volcanism of the Erzurumkars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13, 223-240.
- Ishihara, S., 1977- The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks, *Mining geology*, 27 (145), 293-305.
- Ishihara, S., 1971- Major molybdenum deposits and related granitic rocks in Japan, *Rep. Geol. Surv. Japan*, 239, 1-178.
- Jahangiri, A., 2007- Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications, *Journal of Asian Earth Sciences*, 30 (3), 433-447.
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. and Mehrabi, B., 2010- Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran, *International Geology Review*, 52(4-6), 608-630.
- Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F., Zhou, X.R., Rui, X.J. and Yang, W.Z., 2002- Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses, *Lithos*, 63(3-4), 165-187.
- Lalonde, A.E. and Bernard, P., 1993- Composition and color of biotite from granites; two useful properties in characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, Northwest Territories, *The Canadian Mineralogist*, 31(1), 203-217.

- Luhr, J.F., Carmichael, I.S. and Varekamp, J.C., 1984- The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydritebearing pumices, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1-2), 69-108.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ben Ohod, M., 2005- Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. – *Geoscience*, 337(16), 1415-1420.
- Shand, S.J., 1949- *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-deposits*, Thomas Murby.
- Speer, J.A., 1984- Micas in igneous rocks, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), 299-356.
- Sun, W., Arculus, R.J., Kamenetsky, V.S. and Binns, R.A., 2004- Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization, *Nature*, 431(7011), 975 p.
- Uchida E., Endo S., Makino M., 2007- Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits, *Resource Geology*, Vol: 57, No. 1: 47–56. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>
- Wones, D.R., 1981- Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas, *Mining Geology*, 31(168), 191-212.
- Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965- Stability of biotite: experiment, theory and application. *Am. Mineral.* 50, 1228-1272.
- Yang, W.J., Wang, L.K., Zhang, S.L. and Xu, W.X., 1986- Micas of the two series of granites in south China. *Acta Mineral Sin (in Chinese)*, 6(4), 298-307.
- Zhou, Z. X., 1986- The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei province, *Acta Petrologica Sinica*, 1, 007.

Mineral Chemistry and thermobarometry of biotite in the Youseflo pluton, NW Iran

E. Namnabat¹, M. Ghorbani^{2*} and S. H. Tabatabaei³

¹ Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Faculty of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

Received: 2018 October 17

Accepted: 2019 January 27

Abstract

The Youseflo pluton, a part of Ahar - Arasbaran magmatic belt, is located in south east of Ahar city, north-east of East Azarbaijan Province of Iran. The constituents of this pluton are mainly quartz monzonite, granodiorite and granite, nevertheless, the major studied rock is granodiorite. The pluton mineralogically includes quartz, plagioclase, biotite, amphibole, K-feldspar, chlorite, zircon, sphene, apatite and opaque minerals. Biotites, as a significant ferromagnesian mineral in Youseflo pluton, are Mg- rich, Cl-poor all of which are primary type. Considering Fe/(Fe+Mg) (from 0.37 to 0.43) and Al^{IV} (average 2.32 apfu), minerals are classified as biotite between Annite- siderophyllit endmembers. The study of biotites' mineral chemistry indicates that the calculated pressure based on total Al content in biotites varies from 0.19 to 0.89 kb which is indicative of a shallow depth emplacement. Crystallization temperature of biotites based on Ti content and Ti/Fe⁺² ratio suggests an average temperature of 749 °C. According to MgO, Al₂O₃, FeO in biotites, magmatic series of the host rocks display calc-alkaline orogenic nature. The study of biotites shows fairly high oxygen fugacities (ranged from 10⁻¹⁰ to 10⁻¹² bars) and oxidizing conditions. Consequently, the Youseflo pluton is classified as the magnetite series granitoids. The Youseflo pluton is an I-type granite, originated from a mixed mantle- crust source.

Keywords: Biotite, I-type granitoid, Youseflo pluton, Thermobarometry, Fugacity.

For Persian Version see pages 87 to 96

*Corresponding author: M. Ghorbani; E-mail: m-ghorbani@sbu.ac.ir