

مینرال شیمی کانی بیوتیت، رهیافتی بر پتروژنز آتشفشان سارای، شمال غرب ایران

مهدی قادری^۱، نصیر عامل^{*۱}، محسن موید^۱

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۲/۱۴

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۷/۲۸

چکیده

آتشفشان سارای در حاشیه شرقی دریاچه ارومیه واقع شده است و یک کمپلکس آتشفشانی - نفوذی مرکب خاموش می باشد. این آتشفشان عمدتاً تناوبی از روانه های لئوسیتیتی و فوران های آذرآوری با ترکیب لئوسیتیتی می باشد. دایک های لئوسیت فنولیتی، لامپروفیری، تراکیتی، یک توده کوچک نفوذی سینیتی و چند دایک با ترکیب سینیتی سایر واحدهای سنگی آتشفشان سارای را تشکیل می دهند. کانی بیوتیت در مینت ها، مونشیکیت ها، تراکیت ها و سینیت های آتشفشان سارای از کانی های اصلی محسوب می شود و جهت بررسی دقیق تر، به ویژه تشخیص شرایط ژنز آنها، از بیوتیت های موجود در این سنگ ها، آنالیز نقطه ای انجام گرفت. میکاهای دایک های مینتی و مونشیکیتی و سینیت ها ترکیب فلوگوپیتی داشته و میکای تراکیت ها همگی از نوع بیوتیت می باشند. اکثر بیوتیت های مورد مطالعه در محدوده بیوتیت های اولیه مجدداً متعادل شده قرار می گیرند. بررسی شیمی کانی آنها نشان می دهد که این مجموعه از یک ماگمای کالک آلکالن و در یک محیط کوهزایی تشکیل شده اند. عدد منیزیومی بیوتیت در لامپروفیرها اغلب بیش از ۰/۹، در سینیت ها اغلب بین ۰/۸ الی ۰/۹ و در تراکیت ها حدود ۰/۷ می باشد. فوگاسیته اکسیژن ماگما در حین تبلور اکثر بیوتیت ها حدود ۹- تعیین می شود. با توجه به تفاوت ترکیب شیمیایی بیوتیت های نمونه های سینیتی و تراکیتی می توان گفت که به احتمال قوی بیش از یک و حتی بیش از دو مخزن تراکیتی - سینیتی مستقل از هم در آتشفشان سارای تشکیل شده اند.

واژه های کلیدی: آتشفشان سارای، شیمی بیوتیت، فوگاسیته اکسیژن.

مقدمه

بیوتیت از متداولترین کانی‌های فرومنیزین آبدار در سنگ‌های آذرین می‌باشد. بیوتیت‌های آذرین در طیف وسیعی از شرایط دما و فشاری متبلور می‌شوند و نسبت به کمترین تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی، مانند تغییرات دما، فشار، تغییر ترکیب ماگما و تغییرات فوگاسیته اکسیژن و هالوژن‌ها عکس‌العمل نشان می‌دهند (Speer, 1984). به‌ویژه در سنگ‌های آذرین درونی شیمی کانی بیوتیت اطلاعات با ارزشی را در رابطه با نحوه تبلور ماگما ارائه می‌کند (Neiva, 1981; Lalonde et al, 1996). به‌علاوه شیمی کانی بیوتیت به وضوح ماهیت ماگما و محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین را منعکس می‌کند (Abdel-Fattah, 1994; 1996). کمپلکس آتشفشانی- نفوذی سارای در شرق دریاچه ارومیه قرار دارد و طبق پهنه‌بندی زون‌های ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳)، در زون ایران مرکزی قرار می‌گیرد (شکل ۱). رخداد مگاکریست‌های بیوتیت و مگاکریست‌های سانیدین، سبب جلب توجه و انجام چندین مطالعه در این منطقه شده است (Moine vaziri et al, 1991; Moradian, 1997; Moayyed et al, 2008; Pang et al, 2013; Moghadam, 2014). در مطالعات پیشین سرشت ماگماتیسیم سارای، شوشونیتی و اولتراپتاسیک تعیین شده و طبق معین وزیری (۱۹۹۱) تحتانی‌ترین گدازه این آتشفشان سنی در حدود ۷/۸ میلیون سال دارد. در این نوشتار تمرکز بر مطالعه شیمی کانی بیوتیت در واحدهای اصلی سنگی آتشفشان سارای می‌باشد. از این طریق، با تعیین نوع بیوتیت‌های موجود در آتشفشان سارای، تعیین فوگاسیته اکسیژن تشکیل آنها و به ویژه بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مرکز و حاشیه کانی‌های بیوتیت، شرایط ژنز کانی‌های بیوتیت در آتشفشان سارای تعیین شده و بدین

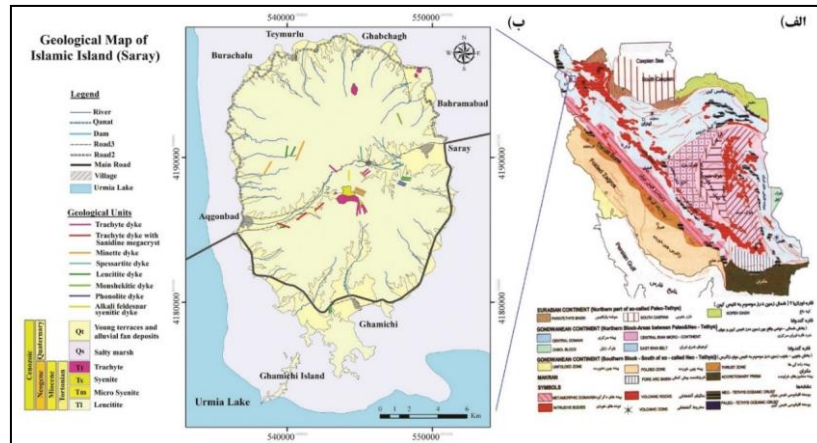
ترتیب، نحوه تکامل ماگماتیسیم سارای، به‌ویژه در رابطه با ماهیت ماگما و محیط تکتونیکی تشکیل آن مورد بررسی بیشتری قرار می‌گیرد.

منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی کمپلکس آتشفشانی- نفوذی

سارای

آتشفشان سارای در شرق دریاچه ارومیه قرار دارد. طول قطر بزرگ این آتشفشان بیضی شکل که جهت تقریباً شمالی- جنوبی دارد، حدود ۲۳ کیلومتر و طول قطر کوچک آن حدود ۱۵ کیلومتر است. از لحاظ سنگ‌شناسی آتشفشان سارای، عمدتاً متشکل از تناوب گدازه‌های لئوسیتیتی با شیب حدود ۲۰ درجه و سنگ‌های آذرآواری با ترکیب لئوسیتیتی می‌باشد. این تناوب در سراسر آتشفشان مشاهده می‌شود و نمی‌توان قسمت خاصی از آتشفشان را نه به‌عنوان واحد فانگلومریتی و نه به‌عنوان لاهار، متمایز از بقیه نقاط آتشفشان مشخص کرد. لذا می‌توان به‌صورت شماتیک نقشه زیر را جهت حصول تصویری صحیح‌تر از واقعیت‌های زمین‌شناسی آتشفشان سارای ارائه نمود (شکل ۱). دایک‌های لئوسیت- فنولیتی دره مرکزی سارای به احتمال زیاد آخرین فاز فعالیت مرحله لئوسیتیتی می‌باشند. در ادامه پس از یک دوره احتمالی خاموشی، مرحله دوم فعالیت آتشفشان سارای با خروج واحدهای سنگی بسیار تفریق‌یافته‌تر یعنی تراکیت‌ها مشخص می‌شود. حجم فوران‌های تراکیتی بسیار کمتر از فوران‌های لئوسیتیتی می‌باشد. تراکیت‌ها از لحاظ پتروگرافی تنوعات بارزی دارند. برونزد تراکیت‌ها، در شمال آتشفشان سارای منحصر به دو پلاگ تراکیتی کوچک در نزدیکی روستای بهرام‌آباد و یک محدوده از گدازه‌های تراکیتی در غرب روستای بهرام‌آباد، می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت آتشفشان سارای در پهنه‌بندی زون‌های ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳) و نقشه زمین‌شناسی آن

آنالیز نقطه‌ای ۱۷ نقطه از کانی بیوتیت در مرکز تحقیقات کرج با دستگاه الکترون میکروپروب Cameca Sx 100، جهت تعیین اکسیدهای عناصر اصلی براساس استاندارد ASTM E1508 و قطر نقاط آنالیز ۳ میکرون صورت گرفت.

نتایج

سنگ‌نگاری

براساس مطالعات پتروگرافی، طبق اصول لمتر و همکاران (۲۰۰۲) واحدهای سنگی زیر در آتشفشان سارای تشخیص داده شده‌اند: الف) لئوسیتیت‌ها، ب) لئوسیتیت‌فولیت‌ها، لامپروفیرهای نوع پ (مینت، ت) مونشیکیت، س) اسپسارتیت، ج) تراکیت‌ها، ح) سینیت‌ها، د) نهشته‌های آذرآواری.

لئوسیتیت‌ها: ماگماتیسم سارای عمدتاً از روانه-هایی تشکیل می‌شود که از سه فنوکریست اصلی کلینوپیروکسن (حدود ۴۰ درصد)، لئوسیت (حدود ۳۰ درصد) و اولیوین (حدود ۱۰ درصد) تشکیل شده‌اند. به علاوه، میکروفنوکریست‌های آپاتیت و کانی‌های اوپک به عنوان کانی فرعی در زمینه‌ای شیشه‌ای و یا دگرسان به کانی‌های رسی قرار دارند و تشکیل بافت پورفیری را می‌دهند

در جنوب آتشفشان صرفاً چهار دایک تراکیتی غیرموازی با ضخامت ۵ متری وجود دارد که امتداد همه آنها به توده سینیتی واقع در میانه دره مرکزی سارای می‌رسد. در دره مرکزی سارای رخداد تراکیت‌ها اکثراً به صورت دایک و تعدادی گنبد ولکانیکی می‌باشد. فراوانی سنگ‌های آذرآواری تراکیتی بسیار محدود و پراکنده است و بلوک‌های با ابعاد بزرگتر از نیم‌متر در برش‌های آذرآواری تراکیتی دیده نمی‌شود. در آتشفشان سارای دایک‌های لامپروفیری از نوع مینت، اسپسارتیت و مونشیکیتی نیز برونزد دارند. اکثریت لامپروفیرها از نوع مینت می‌باشند. دایک‌های لامپروفیری و تراکیتی هر دو گدازه‌های لئوسیتیتی را قطع کرده‌اند ولی عکس آن دیده نمی‌شود. فوران ماگمای تراکیتی و لامپروفیری به صورت متناوب صورت گرفته است. جایگیری توده سینیتی در مرکز دره سارای و تزریق دایک‌های -سینیتی، احتمالاً آخرین فعالیت‌های ماگمایی این کمپلکس آتشفشانی - نفوذی می‌باشد.

مواد و روش‌ها

جهت مطالعات پتروگرافی در این مطالعه بیش از ۱۰۰ مقطع میکروسکوپی تهیه گردید. همچنین

شامل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (حدود ۴۰ درصد) و بیوتیت (حدود ۲۰ درصد) می‌باشند که در زمینه‌ای متشکل از میکروفنوکریست‌های کوچک لئوسیت دگرسان به آنالسیم و میکرولیت‌های کلینوپیروکسن قرار گرفته (شکل ۴پ) و تشکیل بافت پورفیری با خمیره ریز بلور را می‌دهند. فراوانی میکروفنوکریست‌های لئوسیت بیش از بیوتیت‌ها و حدود ۲۵ الی ۳۰ درصد می‌باشد. نمونه G24 معرف این گروه می‌باشد.

تراکیت‌ها: در مقاطع میکروسکوپی تراکیت‌های پلاگ اصلی بهرام‌آباد، کلینوپیروکسن به‌عنوان تنها فنوکریست اصلی حدود ۱۰ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهد. زمینه از میکرولیت‌های سانیدین تشکیل شده است، کانی اوپک و اولیوین ایدینگسیته به‌عنوان کانی فرعی می‌باشند. کانی بیوتیت در این تراکیت‌ها دیده نمی‌شود. بافت این تراکیت‌ها پورفیری با خمیره میکرولیتیک جریان‌ی می‌باشد. درون این پلاگ دایک ضخیمی با ترکیب سینیتی تزریق شده است. در غرب بهرام‌آباد، پلاگ بسیار کوچکتری نسبت به پلاگ اصلی وجود دارد. طبق مقاطع تهیه شده، جنس این سنگ‌ها تراکیتی بوده و کانی‌های آمفیبول (حدود ۲۵ درصد)، بیوتیت حالت سوخته (حدود ۲۵ درصد) به‌همراه کلینوپیروکسن (حدود ۲۰ درصد)، کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های سانیدین و کانی‌های ریز اوپک قرار گرفته‌اند و تشکیل بافت پورفیری با خمیره میکرولیتیک جریان‌ی می‌دهند. در روانه‌های تراکیتی غرب بهرام‌آباد فنوکریست‌های بیوتیت (حدود ۲۰ درصد)، کلینوپیروکسن (حدود ۱۵ درصد) و سانیدین (حدود ۲۵ درصد) به‌عنوان کانی اصلی در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های سانیدین و کانی‌های اپک قرار دارند. بافت این تراکیت‌ها پورفیری با خمیره

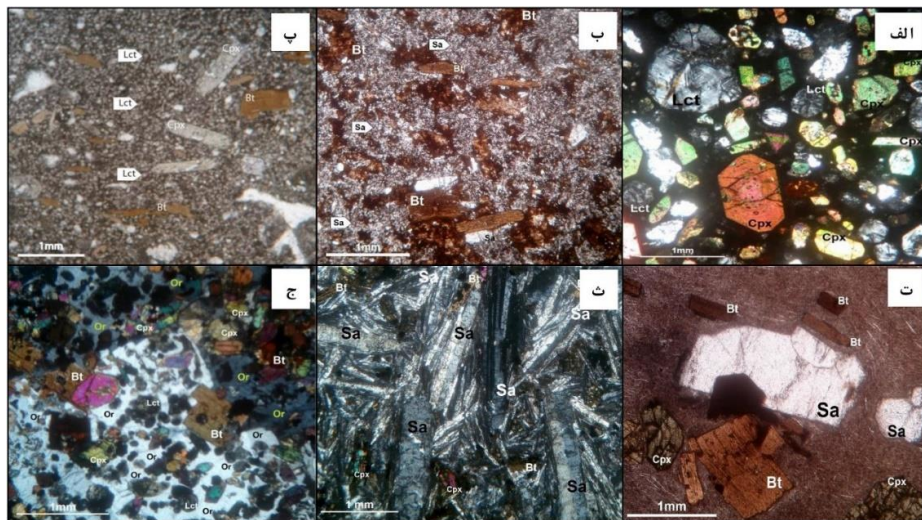
(شکل ۲ الف). در برخی از مقاطع چند کانی کوچک بیوتیت نیز دیده می‌شود. کانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها حضور ندارد. در تصاویر پتروگرافی (شکل ۲) علائم اختصاری برگرفته شده از ویتنی و اوانز (۲۰۱۰) می‌باشد.

لئوسیت‌فنولیت‌ها: در دایک‌های لئوسیت‌فنولیتی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (حدود ۳۰ درصد)، لئوسیت‌های دگرسان به آنالسیم (حدود ۱۵ درصد)، سانیدین‌ها (حدود ۱۵ درصد) و اولیوین‌های ایدینگسیته شده کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های بیوتیت و کانی‌های اوپک (در نقش کانی فرعی) قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی بافت میکرولیت‌ی پورفیری جریان‌ی دارند.

لامپروفیرها: در نمونه‌های مینتی فنوکریست‌های بیوتیت (حدود ۴۰ درصد) و کلینوپیروکسن (حدود ۳۰ درصد) کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند و در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های از جنس بیوتیت، کلینوپیروکسن، سانیدین و آپاتیت و کانی‌های اوپک یا رسی قرار دارند و بافت پورفیری را تشکیل می‌دهند. میکرولیت‌های سانیدین و آپاتیت و کانی‌های اوپک در نقش کانی فرعی هستند (شکل ۲ ب). نمونه G2LA معرف مینت‌ها می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های اسپسارتیتی فنوکریست‌های آمفیبول (حدود ۴۰ درصد)، کلینوپیروکسن (حدود ۲۰ درصد) و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز (حدود ۱۰ درصد) کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن، کانی‌های ریز اغلب مربعی شکل اوپک و شیشه‌ای قرار می‌گیرند و بافت پورفیری را تشکیل می‌دهند. بیوتیت و کانی‌های اوپک در نقش کانی فرعی می‌باشند. در مقطع میکروسکوپی مونشیکیت‌ها کانی‌های اصلی

(شکل ۲). کانی‌های اصلی دایک‌های تراکیتی شمال روستای گمیچی شامل فنوکریست‌های بیوتیت (حدود ۲۰ درصد) و سانیدین (حدود ۴۰ درصد) می‌باشند که در زمینه‌ای از میکروولیت‌های سانیدین، شیشه و کانی‌های ریز اوپک قرار دارند و بافت پورفیری با خمیره هیالومیکرولیتیک جریان‌ی، تشکیل می‌دهند.

میکرولیتیک جریان‌ی می‌باشد. در تراکیت‌های دره مرکزی سارای فنوکریست‌های سانیدین (حدود ۳۰ درصد)، بیوتیت (حدود ۱۵ درصد) و کلینوپیروکسن (حدود ۲۰ درصد) کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه متشکل از شیشه و میکروولیت‌های سانیدین قرار دارند و همگی بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری دارند (نمونه G5A)



شکل ۲: تصاویر مربوط به الف) لئوسیتیت (XPL)، ب) مینت (XPL)، پ) مونشیکیت (PPL)، ت) تراکیت‌های دره مرکزی (PPL)، ث) سینیت (PPL)، ج) لئوسیت آلکالی‌فلدسپار سینیت (XPL).

تراکتوئیدی نشان می‌دهد و در واقع می‌توان این سنگ‌ها را میکروسینیت نیز در نظر گرفت (شکل ۲ث) (نمونه K52). علاوه بر توده سینیتی، دایک تزریق شده در پلاگ تراکیتی بهرام‌آباد و یک دایک در دره مرکزی سارای ترکیب سینیتی دارند. در دایک بهرام‌آباد، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن سبز رنگ (با فراوانی حدود ۴۰ درصد)، بیوتیت (با فراوانی حدود ۱۰ درصد) و فنوکریست‌های لئوسیت دگرسان شده (با فراوانی حدود ۱۰-۱۵ درصد)، کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند و کانی‌های آپاتیت، اولیوین‌های ایدینگسیته و بلورهای ریز اوپک در زمینه ارتوزی قرار گرفته و بافت پوئی‌کلیتیک تشکیل می‌دهند

میکروسینیت‌ها (سینیت‌ها): در آتشفشان سارای سنگ‌های سینیتی به دو صورت مشاهده می‌شوند. الف) توده سینیتی دره مرکزی سارای. ب) دایک-های سینیتی. در این مطالعه از حاشیه جنوبی توده سینیتی نمونه‌برداری شده است و لذا در مقاطع با ظهور کانی سانیدین به جای ارتوز مواجه هستیم. در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های حاشیه جنوبی توده سینیتی، فنوکریست‌های سانیدین (حدود ۵۰ درصد)، بیوتیت (حدود ۱۵ درصد) و کلینوپیروکسن (حدود ۱۰ الی ۱۵ درصد) کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند و کانی‌های اوپک به عنوان کانی فرعی ملاحظه می‌شوند. سانیدین‌ها حالت جریان‌ی داشته و این سینیت‌ها بافت

شود. در مطالعه حاضر ۱۷ نقطه از کانی‌های بیوتیت (اکثراً به صورت مرکز- حاشیه) در سنگ- های تراکیتی، سینیتی و لامپروفیرهای مینتی و مونشیکیته، مورد آنالیز نقطه‌ای واقع شده‌اند. نتایج آنالیزها همراه با محاسبه فرمول ساختاری کانی بیوتیت بر مبنای ۱۱ اتم اکسیژن در جداول ۱ و ۲ گزارش شده است. محاسبه مقادیر Fe^{3+} براساس روش دیمک (۱۹۸۳) می‌باشد. فرمول عمومی کانی بیوتیت طبق آخرین توصیه انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی^۱ که گزارش کامل آن در ریدر و همکاران (۱۹۹۸) قابل مشاهده است به- صورت $IM_{2-3}T_4O_{10}A_2$ می‌باشد. فرمول فوق دارای یک جای خالی در ساختار خود می‌باشد. موقعیت I جایگاه عناصر دارای عدد کوردیناسیون ۱۲ می- باشد و به ترتیب می‌تواند با عناصر (Cs, K, Na,) موقعیت M با عناصر دارای کوردیناسیون ۶ مانند (NH_4 , Rb, Ba, Ca, Li, Fe^{2+} , Fe^{3+} ,) عناصر (Mg, Mn, Zn, Al, Cr) پر می‌شود. موقعیت T با عناصر (Be, Al, Fe^{3+} , Si) پر می‌شود و جایگاه A با عناصری چون فلور، کلر و هیدروکسید پر می- شود. در جداول ۱ و ۲ نحوه قرارگیری کاتیون‌ها در جایگاه‌های بلوری مختلف کانی‌های بیوتیت مشاهده می‌شود. مشاهده می‌شود که جایگاه‌های بلوری T و M کاملاً پر نشده‌اند. این مساله که به- ویژه در جایگاه T دیده می‌شود کاملاً قابل قبول و پیش‌بینی می‌باشد. زیرا روش دیمک (۱۹۸۳) جهت ایجاد تعادل باری در هر جایگاه بلوری، امکان وجود جای مقداری فضای خالی به‌ویژه در جایگاه‌های T و M را ممکن می‌سازد. همان‌طور که در جداول ۱ و ۲ مشاهده می‌شود مقادیر Fe^{3+} در بسیاری از نمونه‌ها یا بیشتر از مقدار Fe^{2+} می- باشد و یا حداقل مقادیر این دو بسیار نزدیک می- باشند. با توجه به رخداد کانی مگنتیت در واحد- های مختلف سنگی ولکانیسم سارای، چنین

(شکل ۲ ج). ترکیب سنگ‌شناسی این دایک لئوسیت آلکالی‌فلدسپار سینیت، می‌باشد. نمونه K43 به این گروه تعلق دارد. در مقاطع دایک سینیتی دره سارای، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (حدود ۴۰ درصد) و تعداد کمی فنوکریست بیوتیت و آمفیبول (در نقش کانی فرعی) در زمینه‌ای ارتوزی قرار گرفته‌اند و بافت پوئی‌کیلیتیک تشکیل می‌دهند. ترکیب سنگ- شناسی این دایک، آلکالی‌فلدسپار سینیت، می- باشد.

نهشته‌های آذرآواری

بخش عمده ولکانیزم سارای از سنگ‌های آذرآواری تشکیل شده است و همگی حالت سخت‌شدگی دارند. سنگ‌های آذرآواری این آتشفشان به دو گروه لئوسیتیتی و تراکیتی قابل تقسیم هستند که ناشی از تفاوت مرحله تشکیل آنها می‌باشد. با توجه به اندازه اجزا تشکیل‌دهنده به دو دسته: توف‌ها و برش‌های آذرآواری تقسیم می‌شوند. ویژگی اصلی توف‌های تشکیل‌شده در مرحله اول فعالیت آتشفشان سارای حضور کانی لئوسیت (آنالسیم شده) همراه با کانی‌هایی مانند پیروکسن، اولیون و اوپک می‌باشد و می‌توان آنها را توف‌های لئوسیتیتی نامید. توف‌های مرحله دوم فعالیت آتشفشان سارای، ترکیب تراکیتی داشته و به‌ویژه با حضور کانی‌های سانیدین و بیوتیت مشخص می‌شوند. به استثناء توف‌ها، سنگ‌های آذرآواری سارای عمدتاً از قطعات بزرگتر از ۱۰ سانتی‌متر تشکیل شده‌اند و اکثراً جزء برش‌های آذرآواری محسوب می‌شوند.

بررسی شیمی کانی بیوتیت موجود در واحدهای مختلف سنگی ولکانیسم سارای

رخداد بیوتیت‌ها تقریباً در تمامی واحدهای سنگی ولکانیسم سارای دیده می‌شود، هر چند در برخی از واحدها بیوتیت به صورت کانی فرعی دیده می-

نسبتی از حالات مختلف اکسیداسیون آهن قابل انتظار می‌باشد. برخی از تصاویر BSE بیوتیت‌های

آنالیز شده در شکل ۳ مشاهده می‌شود.

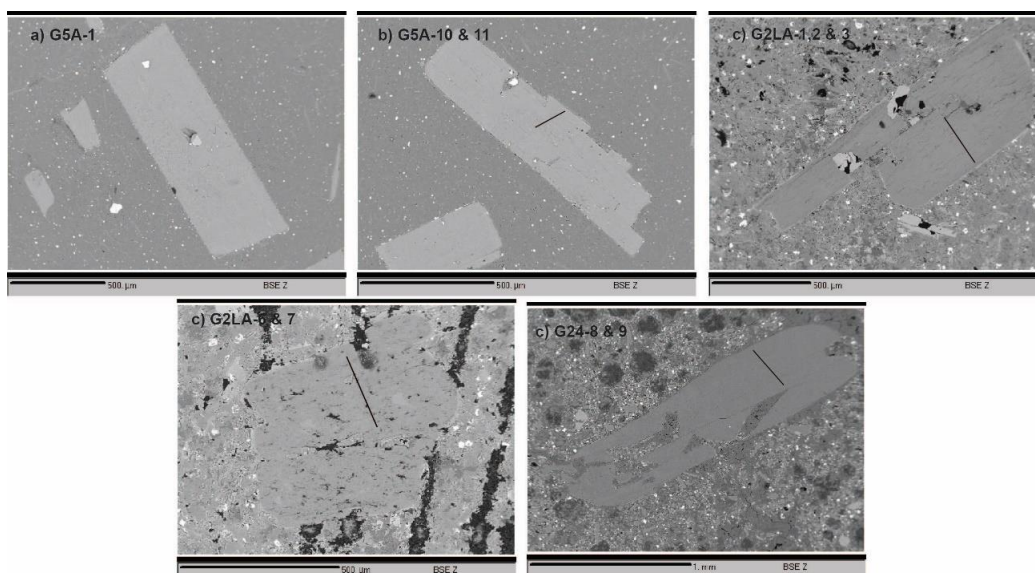
جدول ۱: نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی بیوتیت در نمونه‌های مینتی و مونشکیتی آتشفشان سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها براساس ۱۱ اتم اکسیژن.

	G2LA-1	G2LA-2	G2LA-3	G2LA-4	G2LA-5	G2LA-6	G2LA-7	G24-8	G24-9
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Mntle	Rim	Core	Rim
SiO ₂	38.06	37.71	37.74	36.59	37.85	36.81	37.55	40.90	39.77
TiO ₂	2.93	4.13	3.02	6.32	3.28	2.93	3.32	3.37	3.73
Al ₂ O ₃	13.53	13.34	13.73	13.82	13.44	13.72	13.48	14.65	14.70
FeO	7.84	11.50	7.86	8.59	7.88	7.38	7.75	8.32	8.89
MnO	0.05	0.09	0.08	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05
MgO	21.16	19.12	21.41	18.55	20.53	19.67	20.50	20.59	19.78
CaO	0.07	0.17	0.12	0.06	0.06	0.09	0.07	0.01	0.02
Na ₂ O	0.33	0.38	0.30	0.28	0.38	0.24	0.33	0.00	0.09
K ₂ O	10.75	9.42	9.69	10.04	10.89	10.22	10.57	10.09	10.78
Total	94.94	95.89	94.10	94.43	94.55	91.34	93.84	98.17	98.04
T site									
Si	2.76	2.70	2.72	2.63	2.76	2.77	2.75	2.84	2.79
Al	1.16	1.12	1.17	1.17	1.16	1.22	1.16	1.16	1.21
Total	3.92	3.82	3.89	3.81	3.92	3.99	3.92	4.00	4.00
M site									
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
Ti	0.16	0.22	0.16	0.34	0.18	0.17	0.18	0.18	0.20
Fe ³⁺	0.27	0.54	0.43	0.59	0.24	0.20	0.29	0.24	0.22
Mg	2.29	2.04	2.30	1.99	2.23	2.21	2.24	2.13	2.07
Fe ²⁺	0.20	0.15	0.04	-0.07	0.24	0.26	0.19	0.25	0.31
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	2.93	2.95	2.95	2.85	2.90	2.84	2.90	2.82	2.80
I site									
Ca	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Na	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.00	0.01
K	0.99	0.86	0.89	0.92	1.01	0.98	0.99	0.89	0.97
Total	1.05	0.93	0.94	0.97	1.07	1.02	1.04	0.89	0.98
Mg#	0.92	0.93	0.98	1.04	0.90	0.89	0.92	0.90	0.87
Fe/(Fe+Mg)	0.17	0.25	0.17	0.21	0.18	0.17	0.17	0.18	0.20
Al ^{IV} +Fe ³⁺ +Ti	0.43	0.76	0.60	0.93	0.42	0.37	0.47	0.45	0.42
Fe ²⁺ +Mn	0.20	0.15	0.04	-0.07	0.25	0.26	0.19	0.25	0.31

جدول ۲: نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی بیوتیت در نمونه‌های تراکیتی و سینیتی آتشفشان سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها براساس ۱۱ اتم اکسیژن.

	G5A-1	G5A-4	G5A-5	G5A-10	G5A-11	K43A-17	K43A-18	K52-29
	Core	Rim	Core	Mantle	Rim	Core	Rim	Core
SiO ₂	36.55	36.99	36.98	37.71	37.83	38.83	39.93	40.78
TiO ₂	4.46	4.29	4.26	4.10	4.04	6.84	5.62	3.39
Al ₂ O ₃	13.31	13.72	14.08	14.61	14.84	12.62	12.05	11.97
FeO	15.56	15.67	15.73	15.70	15.70	9.94	8.84	10.49
MnO	0.17	0.17	0.18	0.18	0.19	0.24	0.16	0.41
MgO	14.62	15.10	14.99	15.52	15.49	18.87	19.71	19.40
CaO	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03
Na ₂ O	0.57	0.56	0.61	0.55	0.54	0.78	0.68	0.52
K ₂ O	10.89	9.85	10.11	10.01	9.96	9.90	10.47	10.59
Total	96.20	96.41	97.03	98.45	98.65	98.03	97.51	97.58

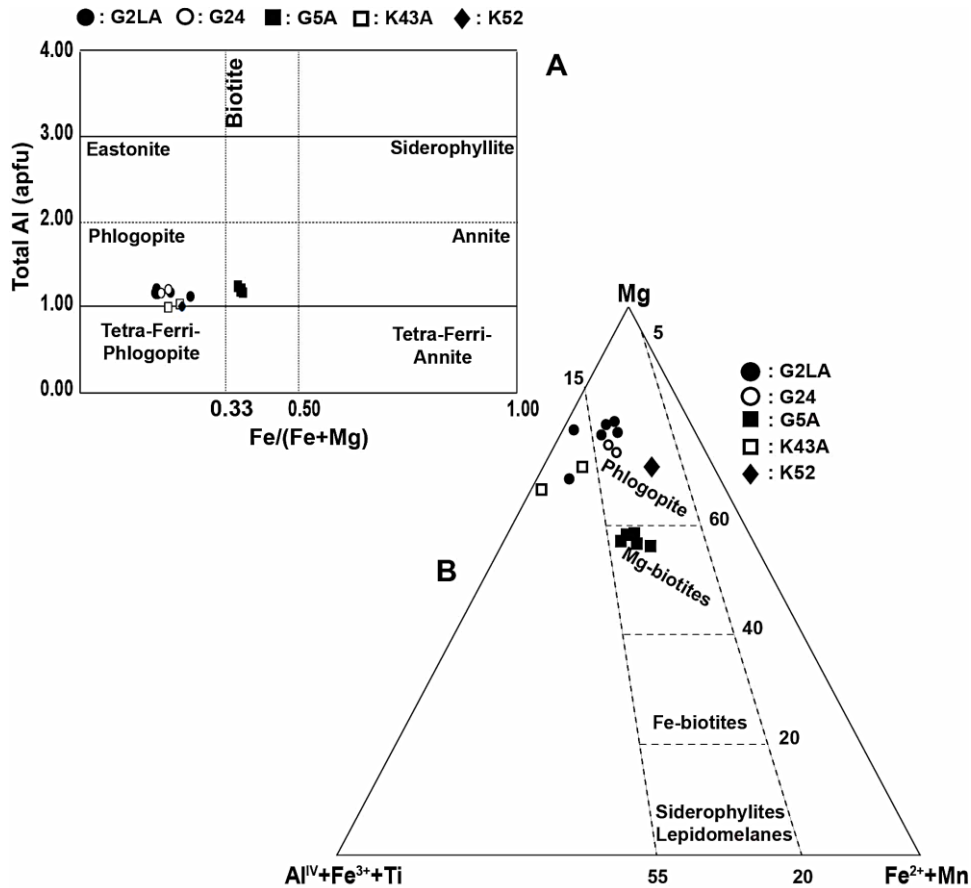
T site								
Si	2.72	2.71	2.71	2.71	2.71	2.70	2.81	2.91
Al	1.17	1.19	1.21	1.24	1.25	1.03	1.00	1.01
Total	3.89	3.90	3.92	3.94	3.96	3.74	3.81	3.92
M site								
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.25	0.24	0.23	0.22	0.22	0.36	0.30	0.18
Fe ³⁺	0.26	0.38	0.34	0.36	0.35	0.58	0.35	0.13
Mg	1.62	1.65	1.64	1.66	1.65	1.96	2.07	2.07
Fe ²⁺	0.71	0.58	0.62	0.59	0.59	0.00	0.17	0.50
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Total	2.86	2.86	2.84	2.84	2.82	2.91	2.89	2.90
I site								
Na	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07	0.11	0.09	0.07
K	1.04	0.92	0.94	0.92	0.91	0.88	0.94	0.96
Total	1.12	1.00	1.03	0.99	0.99	0.98	1.03	1.04
Mg#	0.70	0.74	0.72	0.74	0.74	1.00	0.92	0.81
Fe/(Fe+Mg)	0.37	0.37	0.37	0.36	0.36	0.23	0.20	0.23
Al ^{IV} +Fe ³⁺ +Ti	0.51	0.62	0.57	0.58	0.56	0.94	0.65	0.31
Fe ²⁺ +Mn	0.72	0.59	0.64	0.60	0.61	0.01	0.18	0.52



شکل ۳: تصاویر BSE کانی‌های بیوتیت مطالعه شده در کمپلکس آتشفشانی - نفوذی سارای.

بیوتیت و میکای سینیت‌ها از نوع فلوگوپیت می‌باشند. طبق نمودار فوستر (۱۹۶۰) (شکل ۴ب) میکاهای نمونه‌های مینتی و مونشیکیتی در محدوده فلوگوپیت قرار می‌گیرند. میکاهای نمونه تراکیتی در محدوده بیوتیت‌های منیزومدار و میکاهای نمونه‌های سینیتی در محدوده فلوگوپیتی و یا نزدیک به این محدوده قرار می‌گیرند.

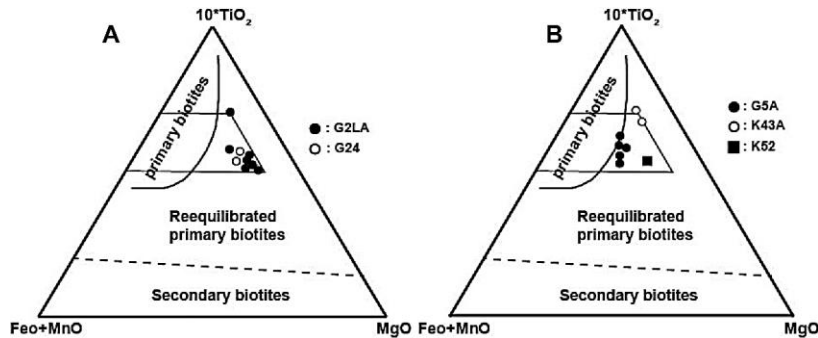
نامگذاری بیوتیت‌های واحدهای سنگی در کمپلکس آتشفشانی - نفوذی سارای جهت نام‌گذاری بیوتیت‌ها، از نمودارهای $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al_T (apfu) برگرفته از ریدر و همکاران (۱۹۹۸) و همچنین از نمودار مثلثی $Mg-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ برگرفته از فوستر (۱۹۶۰) استفاده شده است (شکل ۴). مطابق شکل ۴ الف میکاهای دایک‌های مینتی و مونشیکیتی کاملاً در محدوده فلوگوپیت‌ها قرار می‌گیرند. میکای تراکیت‌ها همگی از نوع



شکل ۴: الف) نمودارهای $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al_T (apfu) برگرفته از ریدر و همکاران (۱۹۹۸) جهت نام‌گذاری بیوتیت‌ها قرارگیری نمونه‌های بیوتیتی در کمپلکس آتشفشانی-نفوذی سارای در آن. ب) نمودار مثلثی Mg- $(Al^{IV}+Fe^{3++Ti})-(Fe^{2++Mn})$ برگرفته از فوستر (۱۹۶۰) و قرارگیری نمونه‌های بیوتیتی آتشفشان سارای در آن.

بیوتیت‌های کمپلکس آتشفشانی-نفوذی سارای، اولیه یا ثانویه؟
طبق نمودار مثلثی 10^*TiO_2 -MgO- $FeO+MnO$ همکاران (۲۰۰۵) اکثر بیوتیت‌های مورد مطالعه در محدوده بیوتیت‌های اولیه مجدداً متعادل شده قرار می‌گیرند.

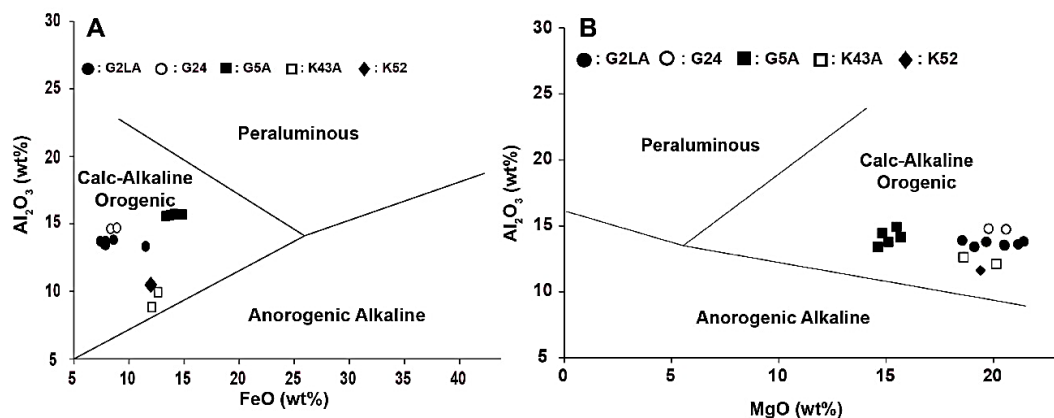
شکل ۵: نمودار مثلثی 10^*TiO_2 -MgO- $FeO+MnO$ برگرفته از نچیت و همکاران (۲۰۰۵) جهت تعیین اولیه و یا ثانویه بودن بیوتیت‌ها و موقعیت بیوتیت‌های آتشفشان سارای بر روی آن.



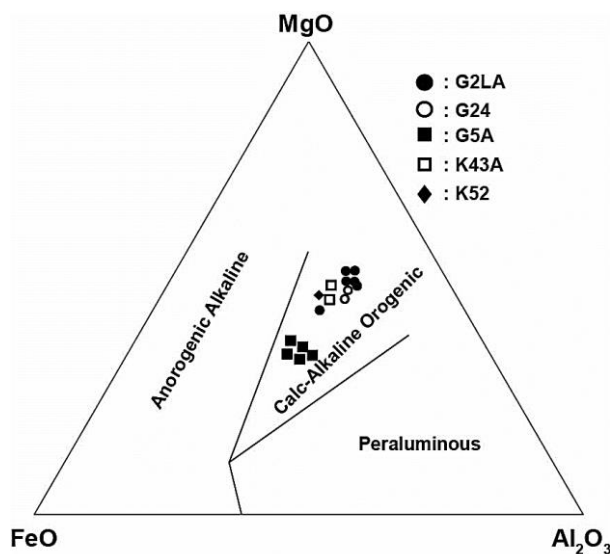
شکل ۵: نمودار مثلثی 10^*TiO_2 -MgO- $FeO+MnO$ برگرفته از نچیت و همکاران (۲۰۰۵) جهت تعیین اولیه و یا ثانویه بودن بیوتیت‌ها و موقعیت بیوتیت‌های آتشفشان سارای بر روی آن.

توسط عبدالرحمن (۱۹۸۴)، براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها، ماگماتیسزم سارای سرشت کالک‌آلکان کوهزایی نشان می‌دهند (شکل‌های ۶ و ۷). از طرفی طبق مطالعه نچیت و همکاران (۲۰۰۵) (شکل ۸) بجز نمونه‌های سینیتی، بقیه نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند و نمونه‌های سینیتی در مرز محدوده آلکان و ساب-آلکان قرار می‌گیرند.

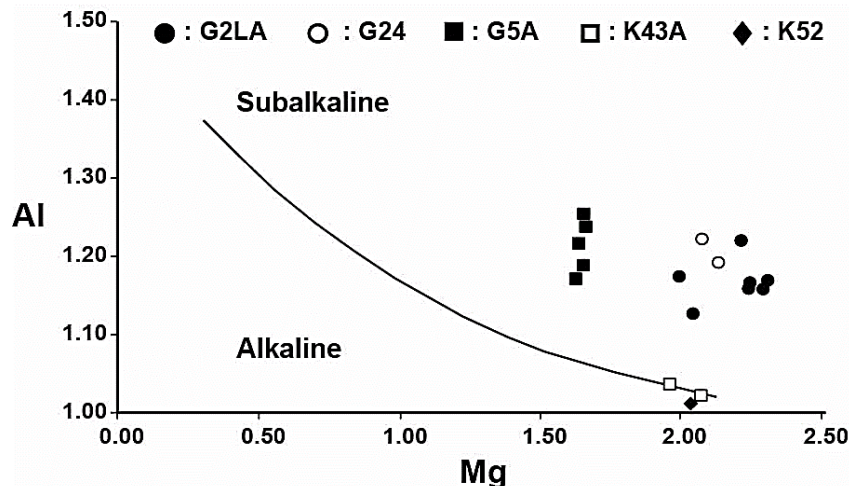
بررسی ماهیت ماگمای مادر با استفاده از شیمی کانی بیوتیت در کمپلکس آتشفشانی- نفوذی سارای شیمی‌کانی بیوتیت در تعیین سری ماگمایی و ماهیت ماگمای مادر، مورد استفاده فراوان قرار گرفته است. در این زمینه به‌ویژه مطالعات عبدالرحمن (۱۹۸۴) مورد استناد قرار می‌گیرد. به عقیده عبدالرحمن (۱۹۸۴) ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها منعکس کننده ماهیت ماگمایی است که از آن متبلور شده‌اند. طبق نمودارهای ارائه شده



شکل ۶: نمودار Al_2O_3 -FeO، برگرفته از عبدالرحمن (۱۹۸۴) جهت تعیین سرشت ماگمای والد بیوتیت‌ها و موقعیت بیوتیت‌های کمپلکس آتشفشانی- نفوذی سارای بر آن.



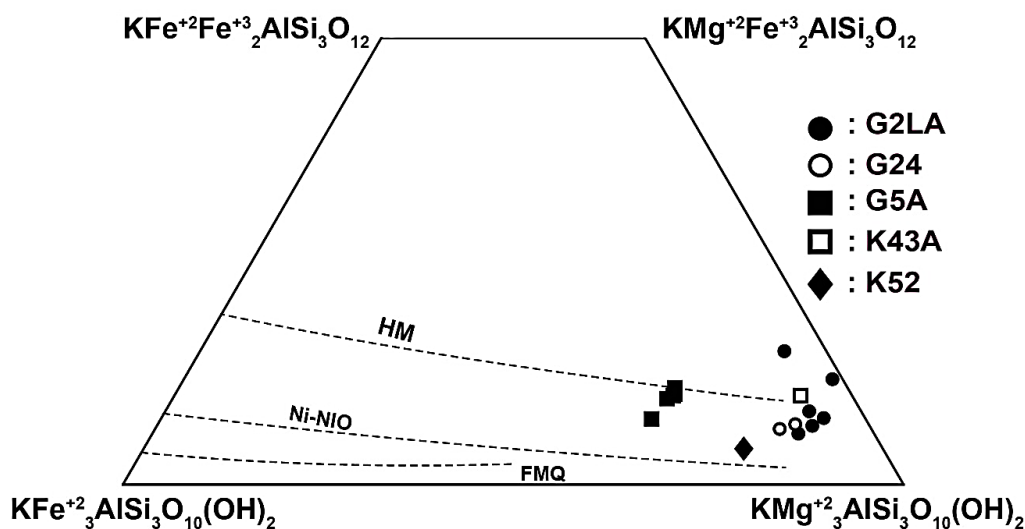
شکل ۷: نمودار مثلثی Al_2O_3 -FeO-MgO، برگرفته از عبدالرحمن (۱۹۸۴) جهت تعیین سرشت ماگمای والد بیوتیت‌ها و موقعیت بیوتیت‌های کمپلکس آتشفشانی- نفوذی سارای بر آن.



شکل ۸: نمودار Al-Mg، جهت تعیین سرشت ماگمای والد بیوتیت‌ها و موقعیت بیوتیت‌های آتشفشان سارای بر آن.

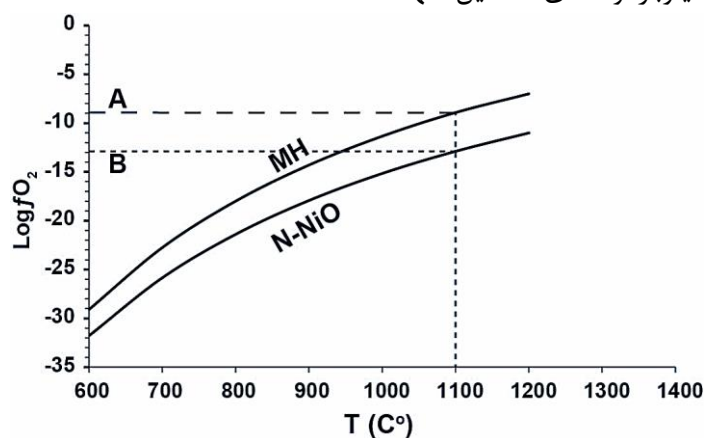
نمایش گرافیکی جایگیری واکنش‌های اصلی بافر عمل‌کننده در ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها نسبت به ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد مطالعه را، نشان می‌دهد (Wones and Eugster, 1963). همان‌طور که در شکل ۹ دیده می‌شود، اکثر نقاط بیوتیتی آنالیز شده در اطراف خط واکنش بافر HM قرار می‌گیرند و برخی نقاط نیز در نزدیکی خط واکنش بافر Ni-NiO قرار می‌گیرند.

تعیین فوگاسیته اکسیژن ماگما براساس شیمی کانی بیوتیت فوگاسیته اکسیژن از جمله عوامل موثر در تعیین ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت می‌باشد. تأثیر این عامل در عملکرد متقابل با دما و فشار حاکم بر ماگما می‌باشد. تغییرات فوگاسیته اکسیژن در ماگما توسط واکنش‌های اکسیداسیون-احیا کنترل می‌شود (Wones and Eugster, 1963) که اصطلاحاً واکنش‌های بافر نامیده می‌شوند. شکل ۹



شکل ۹: نمایش گرافیکی خطوط نشان‌دهنده واکنش‌های بافر در ارتباط با ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها (Wones and Eugster, 1963) و قرارگیری بیوتیت‌های کمپلکس آتشفشانی-نفوذی سارای در آن.

حدود ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است (قادری و همکاران، ۱۳۹۸). با توجه به این که تقریباً در تمامی مقاطع مطالعه شده، کانی‌های بیوتیت و کلینوپیروکسن در صورت حضور در یک مقطع میکروسکوپی، در تعادل با یکدیگر دیده می‌شوند (شکل ۲، ت و ج)، می‌توان اعداد محاسبه شده برای دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها را به بیوتیت‌ها نیز تعمیم داد. این رو در روابط ۱ و ۲، مقادیر دما را از ۶۰۰ الی ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و مقدار فشار را نیز ۳ کیلو بار در نظر گرفته شده و منحنی هر واکنش ترسیم شده است (شکل ۱۰). شایان ذکر است که روابط ۱ و ۲ حساسیت خیلی زیادی به مقدار فشار ندارند و مثلاً اگر فشار ۳ کیلو بار نیز در نظر گرفته می‌شد، تغییر قابل توجهی در نتیجه نهایی و شکل منحنی‌های واکنش ایجاد نمی‌شد.



شکل ۱۰: نمودار T - $\text{Log}f\text{O}_2$ و نمایش واکنش‌های بافر HM و Ni-NiO بیوتیت‌های آتشفشان سارای در این نمودار

نتیجه گرفت که اغلب بیوتیت‌ها در شرایط فوگاسیته اکسیژن حدود ۹- تشکیل شده‌اند. براساس منحنی واکنش بافر Ni-NiO در دمای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد، فوگاسیته اکسیژن ماگما در هنگام تبلور بیوتیت‌ها (مطابق خط نقطه‌چین B شکل ۱۰) حدود ۱۳- می‌باشد. فوگاسیته اخیر مربوط به بیوتیت توده سینیتی دره مرکزی سارای

جهت تعیین مقدار فوگاسیته‌ی اکسیژن ماگما در هنگام تبلور بیوتیت‌ها، لازم است منحنی مربوط به دو واکنش بافر HM و Ni-NiO ترسیم شود. فرمول واکنش بافر HM طبق (Huebner et al, 1970) و فرمول واکنش بافر Ni-NiO طبق (Chou et al, 1978) به صورت روابط زیر می‌باشند:

رابطه ۱)

$$\text{Log}f\text{O}_2(\text{HM}) = \frac{-26629}{T} + 15.288 + \frac{0.019(P-1)}{T}$$

رابطه ۲)

$$\text{Log}f\text{O}_2(\text{N-NiO}) = \frac{-24930}{T} + 9.63 + \frac{0.046(P-1)}{T}$$

در روابط ۱ و ۲ مقادیر P و T نشان‌دهنده فشار و دمای تشکیل بیوتیت‌ها می‌باشد. چنین مقادیری از بیوتیت‌ها در این مطالعه قابل محاسبه نمی‌باشد ولی در مطالعه جامعی که در مورد کلینوپیروکسن‌های تمامی واحدهای سنگی آتشفشان سارای صورت گرفته است، فشار تشکیل آنها اکثراً ۳ الی ۴ کیلو بار و دمای تشکیل آنها

همان‌طور که اشاره شد دمای تشکیل بیوتیت‌ها به‌طور غیرمستقیم، حدود ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه گردید. در شکل ۱۰، نقاط متناظر ۱۱۰۰ در محور $\text{Log}f\text{O}_2$ برای منحنی واکنش بافر HM حدود ۹- تعیین می‌شود که در شکل ۱۰ محل برخورد خط نقطه‌چین A (دارای خطوط منقطع بزرگتر) با محور $\text{Log}f\text{O}_2$ می‌باشد. لذا می‌توان

الی ۰/۹ می باشد و در تراکیتها حدود ۰/۷ می- باشد. با توجه به اینکه عدد منیزیومی در واقع تغییر توأمان مقادیر اکسیدهای MgO و FeO را نشان می دهد، اعداد منیزیومی بیوتیت های سارای با واقعیت های پترولوژیکی سازگار می باشد، زیرا تراکیتها که تفریق یافته ترین واحد سنگی ماگماتیسم سارای می باشند، دارای بیوتیت هایی با کمترین مقدار عدد منیزیومی و بیوتیت لامپروفیرها بالاترین عدد منیزیومی را دارند.

- تغییرات دو اکسید MgO و FeO (که به عنوان شاخصی در رابطه با میزان تفریق یافتگی می- باشند) در مقابل اکسید SiO_2 ، به خوبی نشان می- دهد (شکل ۱۱) که میزان این دو عنصر در تمامی بیوتیتها تقریباً در یک سطح قرار دارند، ولی بیوتیت های نمونه G5A از لحاظ مقادیر دو اکسید MgO و FeO، به وضوح از سایر بیوتیتها قابل تفکیک هستند. مطابق شکل ۵ مشاهده می- شود مقادیر اکسید MgO در بیوتیت های نمونه G5A کمتر از سایر نمونه ها و برعکس مقادیر اکسید FeO در بیوتیت های نمونه G5A بیش از سایر نمونه ها است. یعنی بیوتیت های نمونه G5A به روشنی نسبت به سایر بیوتیت های آتشفشان سارای از ماگمایی متبلور یافته اند که حالت تفریق یافته تری داشته است. لذا می توان گفت اکثر بیوتیت های آتشفشان سارای بجز بیوتیت های نمونه G5A در ماگمای اولیه (اکثراً لامپروفیری) تشکیل شده اند. در ادامه با تشکیل ماگمای تراکیتی از ماگمای اولیه در اثر پدیده تفریق ماگمایی بیوتیت های نمونه G5A، متبلور شده اند. همچنین با توجه به تفاوت ترکیب شیمیایی بیوتیت های نمونه های سینیتی و تراکیتی می توان گفت به احتمال بسیار قوی بیش از یک و حتی بیش از دو مخزن تراکیتی- سینیتی مستقل از هم در آتشفشان سارای تشکیل شده اند. و یا سینیتها

می باشد. مشاهده می شود کمترین مقدار فوگاسیته اکسیژن مربوط به توده سینیتی است که تنها سنگ درونی (پلوتونیک) آتشفشان سارای می باشد و پایین بودن فوگاسیته اکسیژن سنگ های درونی نسبت به سنگ های خروجی، قابل انتظار است. شایان ذکر است که در مورد فوگاسیته اکسیژن تشکیل بیوتیت های تراکیت G5A این نتیجه گیری صحیح نمی باشد. زیرا این بیوتیتها در مخزن ماگمایی جدا از کلینوپیروکسنها تشکیل شده اند و طبق داده های موجود نمی توان نظر خاصی در مورد فوگاسیته اکسیژن ماگما در حین تشکیل این بیوتیتها ارائه کرد. در مطالعه سیاری و همکاران (۱۳۹۲)، لیستی از سنگ های آتشفشانی که فوگاسیته اکسیژن در آنها محاسبه شده است، آورده شده است. مشاهده می شود مقادیر بدست آمده برای فوگاسیته اکسیژن در نمونه های آتشفشان سارای همخوانی قابل ملاحظه ای با نمونه های مطالعه شده پیشین در نقاط مختلف دنیا طبق سیاری و همکاران (۱۳۹۲) دارند.

بررسی ترکیب شیمیایی بیوتیت های گروه های مختلف سنگی در کمپلکس آتشفشانی- نفوذی سارای

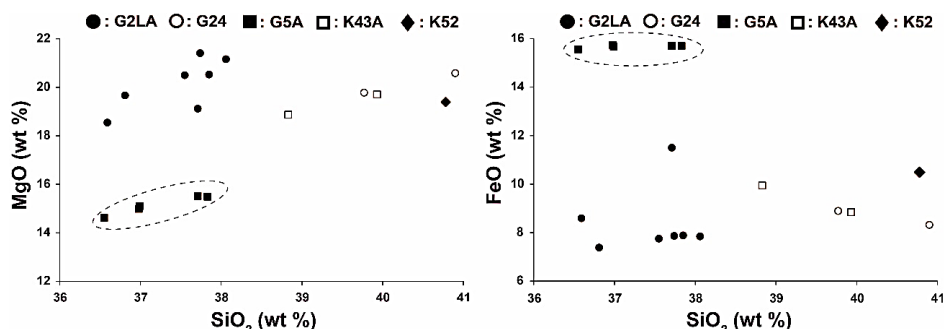
بررسی ترکیب شیمیایی بیوتیتها (جداول ۱ و ۲) نتایج زیر را بدست می دهد:

- تغییر ترکیب شیمیایی موجود در مرکز و حاشیه بلورهای بیوتیت چندان بارز و قابل توجه نیست و تغییرات کوچک موجود به ویژه در رابطه با اکسید- هایی چون SiO_2 ، MgO و FeO روند یکسانی را نشان نمی دهند.

- تنها شاخصی که می تواند به نوعی سبب جدایش بیوتیتها گروه های مختلف سنگی آتشفشان سارای از یکدیگر شود، عدد منیزیومی بیوتیتها می باشد. عدد منیزیومی بیوتیت در لامپروفیرها اغلب بیش از ۰/۹، در سینیتها اغلب بین ۰/۸

مشابه هم است. این مساله به روشنی نشان می‌دهد این بیوتیت‌ها در تعادل کامل با محیط اطراف خود تشکیل شده‌اند.

ریشه دایک‌ها و گنبد‌های تراکیتی منطقه می‌باشند. از طرفی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های نمونه G5A، نشان می‌دهد که در نمونه G5A ترکیب مرکز و حاشیه کانی‌های بیوتیت دقیقاً



شکل ۱۱: تغییرات اکسیدهای MgO و FeO در مقابل اکسید SiO₂، در بیوتیت‌های در کمپلکس آتشفشانی-نفوذی سارای.

سنگ‌های تراکیتی که نمونه G5A معرف آنها است. سایر بیوتیت‌ها ترکیب شیمیایی بسیار نزدیکی دارند. باتوجه به اینکه در بررسی شیمی کل آتشفشان سارای ثابت شده است که ماگمای لامپروفیری و ماگمای تراکیتی هم‌خون می‌باشند (Moayyed ea al, 2008) و لذا تشکیل تراکیت‌ها در اثر تفریق ماگمای لامپروفیری بوده است. بخشی از بیوتیت‌ها طبیعتاً در ماگمای لامپروفیری تشکیل شده است و بعضی بیوتیت‌ها بعد از تفریق ماگمایی و در ماگمای تراکیتی تشکیل شده‌اند. همچنین مطالعه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های نمونه‌های سینیتی و تراکیتی نشان می‌دهد که به احتمال بسیار قوی بیش از دو مخزن متفاوت ماگمای تراکیتی- سینیتی در کمپلکس آتشفشانی- نفوذی سارای وجود داشته است و یا مخزن‌های ماگمای سینیتی ریشه دایک‌ها و گنبد‌های تراکیتی مختلف منطقه می‌باشند که در اثر تفریق ثقلی تشکیل شده‌اند.

نتیجه‌گیری

میکاهای موجود در واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای آتشفشان، ترکیب فلوگوپیتی و بیوتیتی دارند. طبق نچیت و همکاران (۲۰۰۵) همگی به‌عنوان بیوتیت‌های اولیه و مجدداً متعادل شده محسوب می‌شوند. عدد منیزیومی بیوتیت در لامپروفیرها اغلب بیش از ۰/۹، در سینیت‌ها اغلب بین ۰/۸ الی ۰/۹ می‌باشد و در تراکیت‌ها حدود ۰/۷ می‌باشد. طبق نمودارهای ارائه شده جهت تعیین ماهیت ماگما براساس مینرال‌شیمی بیوتیت‌ها (Abdel-Rahman, 1984) ماگمای مولد بیوتیت‌ها سرشت کالک‌آلکالن کوهزایی دارند. با استفاده از روش‌های غیرمستقیم فوگاسیته‌ی اکسیژن ماگما در مقطع تبلور بیوتیت‌ها حدوداً ۹- محاسبه می‌شود. مقایسه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در دایک‌های مونشکیتی و مینتی به- عنوان نماینده ماگمای اولیه آتشفشان سارای با ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های سنگ‌های تراکیتی و سینیتی نشان می‌دهد که به جز بیوتیت‌های

پانوش

1-International Mineralogical Association

(شمال اصفهان) براساس شیمی بیوتیت، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱، ص ۱۴۹-۱۶۱.
-قادری، م.، عامل، ن. و موید، م.، ۱۳۹۸. شیمی-کانی کلینوپیروکسن، رهیافتی بر پتروژنز کمپلکس آتشفشانی سارای-شمال غرب ایران، فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران.

-Abdel-Fattah, M.A., 1996. Discussion on the comment on nature of biotites in alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas: Jour Petrol, v. 37, p. 1031-1035.
-Abdel-Rahman, A., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas: Journal of Petrology, v. 35, p. 525-541.
-Chou, I.M., 1978. Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor: American Mineralogist, v. 63, p. 690-703.
-Dymek, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high grade gneisses, west Greenland: American Mineralogist, v. 68, p. 880-899.
-Forster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas: U.S. Geological Survey, v. 354, p. 11-49.
-Huebner, J.S. and Sato, M., 1970. The oxygen fugacity-temperature relationship of manganese oxide and nickel oxide buffers: American Mineralogist, v. 55, p. 934-952.
-Lalonde, A.E., Rancourt, D.G. and Chao, G.Y., 1996. Fe-bearing trioctahedral micas from Mont Saint-Hilaire, Quebec: Canada Miner Magazine, v. 60, p. 447-460.
-Le Maitre, R.W., 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms:

منابع

-آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶ ص.
-سیاری، م.، شریفی، م. و احمدیان، ج.، ۱۳۹۳. تعیین سری ماگمایی و فوگاسیته اکسیژن سنگ-های آتشفشانی میوسن-پلیوسن شرق کامو
A lassification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks- Cambridge University Press.
-Moayyed, M., Moazzen, M., Calagari, A.A., Jahangiri, A. and Modjarrad, M., 2008. Geochemistry and petrogenesis of Lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implication for deep mantle metasomatism: Chemie der Erde Geochemistry, v. 68, p. 141-154.
-Moghadam, S.H., Ghorbani, G.H., Zaki Khedr, M., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgaud, A. and Arai, A., 2014. Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian High Plateau: Gondwana Research, v. 26, p. 1028-1050.
-Moine vaziri, H., Khalili-marandi, S.H. and Brousse, R., 1991. Importance d'un Volcanisme potassique, au Miocene Superier en Azerbaidjan (Iran): Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris, v. 313, p. 1603-1610.
-Moradian-Shahrbabaky, A., 1997. Geochemistry, geochronology and petrology of feldspatoid-bearing rocks

- in the Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran; Ph.D. thesis, University of Wollongong, 411 p.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, *Geomaterials (Mineralogy)*, *Copmtes Rendus: Geoscience*, v. 337, p. 1415-1420.
- Neiva, A.M.R., 1981. Geochemistry of hybrid granitoid rocks and of their biotites from Central Northern Portugal and their petrogenesis: *Lithos*, v. 14, p. 149-163.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, H.S., Lin, Y.C., Lee, H.Y., Lo, C.H. and Khatib, M.M., 2013. Iranian ultrapotassic volcanism at ~11 Ma signifies the initiation of postcollisional magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone: *Terra Nova*, v. 25, p. 405-413.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y., Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P., Muller, G., Neiva, A., Radosolvich, E., Robert, J., Sassi, F., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D., 1998. Nomenclature of the micas: *Canada mineral*, v. 36, p. 1-8.
- Speer, J.A., 1984. Micas in igneous rocks, In: Bailey SW (Ed) *Micas: Reviews in Mineralogy*, v. 13, p. 299-356.
- Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application: *American Mineralogist*, v. 50, p. 1228-1272.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.