DOI: 10.22071/GSJ.2019.177151.1630

پاییز ۹۹، سال سی‌ام، شماره ۱۱۷، صفحه ۳ تا ۱۶

نگرشی نو بر پتروژنز آتشفشان سارای با تاکید بر رخداد مگاکریست‌های سانیدین (تبلور ماگمایی در آشیانه ایزوله)

مهدی قادری[۱]، محسن موید[۲]*، نصیر عامل[۳] و منیر مجرد[۴]

[۱]دانشجوی دکترا، گروه علوم‌زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

[۲]استاد، گروه علوم‌زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

[۳]دانشیار، گروه علوم‌زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

[۴]دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۰۷/ ۰۱/ ۱۳۹۸ تاریخ پذیرش: ۲۲/ ۰۷/ ۱۳۹۸

چکیده

آتشفشان سارای در حاشیه شرقی دریاچه ارومیه واقع شده‌است. بدنه اصلی این آتشفشان مرکب خاموش شامل تناوبی از روانه‌ها و فوران‌های پیروکلاستیک با ترکیب لوسیتیتی می‌باشد. دایک‌هایی با ترکیب لوسیت‌فنولیتی، لامپروفیری، تراکیتی و میکروسینیتی، روانه‌های لوسیتیتی را قطع می‌کنند. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که دایک‌های مینتی و تراکیتی همدیگر را قطع می‌کنند. دایک‌های سینیتی و یک توده میکروسینیتی در مرکز این آتشفشان برونزد دارند. فوران پیروکلاست‌های تراکیتی آخرین مرحله فعالیت این آتشفشان می‌باشد و احتمالاً در اثر شدت انفجار آن دهانه آتشفشان تخریب‌شده و به حالت امروزی درآمده است. لوسیتیت‌ها عمدتاً از فنوکریست‌های لوسیت و کلینوپیروکسن، مینت‌ها از فنوکریست‌های بیوتیت و کلینوپیروکسن و تراکیت‌ها از فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. ماگماتیسم سارای سرشت پتاسیک و اولتراپتاسیک دارد و باتوجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، گوشته مولد آن بایستی گوشته‌ای گارنت کلینوپیروکسنیتی میکادار باشد. قرارگیری سنگ‌های لوسیتیتی، لامپروفیری و تراکیتی در کنارهم صرفاً با عملکرد پدیده تبلور تفریقی در ماگمای لوسیتیتی قابل توجیه نیست. سانیدین فراوان‌ترین فلدسپار موجود در سنگ‌های سارای می‌باشد. تشکیل مگاکریست‌های سانیدین نتیجه کریستالیزاسیون بطئی و طولانی‌مدت در یک مخزن ماگمایی با ابعاد متوسط، کم‌عمق و نسبتاً ایزوله است؛ چرخه حرارتی در این حجره ماگمایی به‌نحوی بوده‌است که دمای ماگما در حدود دمای پتاسیم‌فلدسپار مایع باشد.

کلیدواژه‌ها: لامپروفیر، لوسیتیت، سانیدین، تراکیت، آتشفشان سارای.

***نویسنده مسئول:** محسن مؤید

E-mail: moayyed@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

آتشفشان سارای (واقع در شبه‌جزیره اسلامی) بخشی از زون ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد و طبق آقانباتی (۱۳۸۳) در پهنه ایران مرکزی قرار می‌گیرد (شکل ۱- الف). این آتشفشان در شرق دریاچه ارومیه و غرب آتشفشان سهند قرار دارد. حضور لامپروفیر مینتی حاوی مگاکریست‌های بیوتیت، تراکیت‌های حاوی مگاکریست‌های حدود پنج سانتی‌متری سانیدین و بالاخره حضور توأمان این مجموعه در کنار هم، سبب توجهی ویژه به این منطقه شده و مطالعات پترولوژیکی متعددی در این منطقه صورت گرفته است (Moinvaziri, 1985; Moinvaziri et al., 1991; Moradian-Shahrbabaky, 2007; Moayyed et al., 2008; Pang et al., 2013; Moghadam et al., 2014). در این مطالعات، آتشفشان سارای یا بخشی از یک مطالعه بزرگتر بوده ویا از جنبه‌ای خاص مورد بررسی قرار گرفته است. در مطالعات پیشین سرشت ماگماتیسم سارای، پتاسیک و اولتراپتاسیک تعیین شده و واحدهای سنگی آن در حالت کلی از قدیم به جدید به صورت بازانیت، تفریت، سنگ‌های پیروکلاستیک تفریتی، دایک‌های لامپروفیری، تراکیت، پیروکلاست‌های تراکیتی و سینیت‌ها، معرفی شده‌اند. طبق Moinvaziri (1985) تحتانی‌ترین گدازه این آتشفشان سنی در حدود ۷/۸ میلیون سال دارد در حالی‌که Moradian-Shahrbabaky (2007) دو سن ۶/۵ و ۸/۲ میلیون سال را برای سنگ‌های تراکیتی مختلف بدست آورده است. تصور غالب تقریباً در تمامی مطالعات گذشته بر این استوار بوده است که بین دو فاز بازانیتی-تفریتی و تراکیتی فاصله زمانی قابل‌توجهی بوده است. مقاله حاضر بخشی از مطالعه‌ای است که تلاش اصلی در آن بر شناسایی هرچه دقیق‌تر واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای می‌باشد. در این راستا چند واحد سنگی برای اولین بار در این مطالعه معرفی می‌شود. همچنین نظر به این‌که در سال‌های اخیر روش‌های ژئوشیمیایی جدیدی در مقالات معتبر ارائه شده است (Vigouroux et al., 2008; Prelevic et al., 2012) که درک عمیق‌تری از گوشته مولد ماگماها را فراهم می‌کند، تلاش شده است با به‌کارگیری این روش‌ها، درک بهتری از پتروژنز ماگماتیسم سارای، حاصل شده و دلایل رخداد مگاکریست‌های سانیدین در تراکیت‌های این آتشفشان، به‌صورت دقیق‌تری بررسی شود.

۲- زمین‌شناسی شبه جزیره اسلامی (آتشفشان سارای)

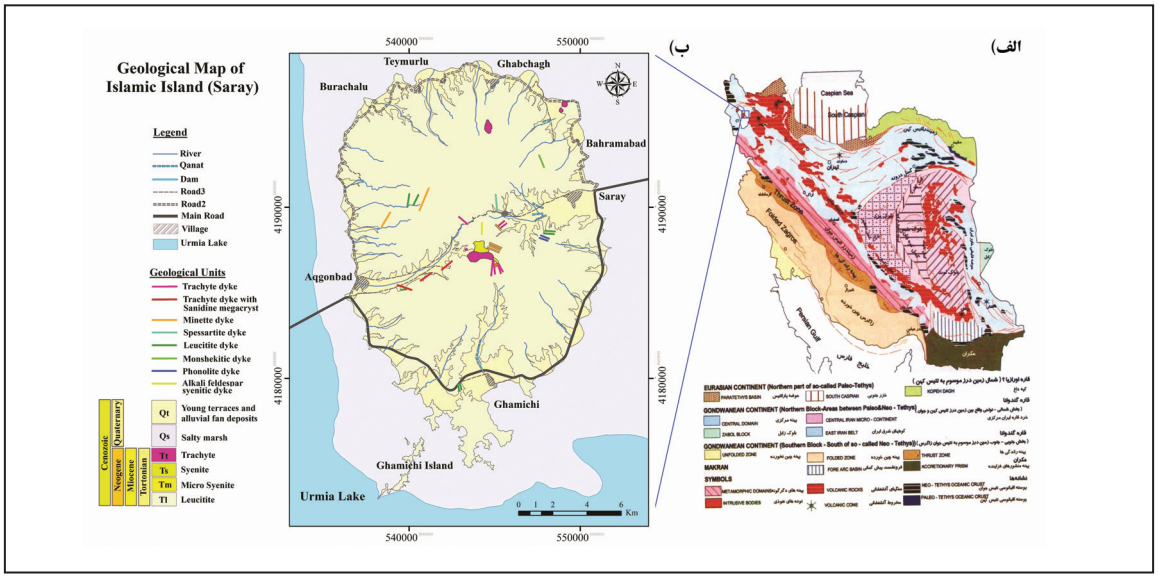
آتشفشان سارای در شرق دریاچه ارومیه، در میانه جاده مواصلاتی شهرهای تبریز به ارومیه قرار دارد. شکل هندسی این آتشفشان شبیه یک بیضوی می‌باشد که طول قطر کوچک آن حدود ۱۵ کیلومتر بوده و قطر بزرگ آن با طول حدود ۲۳ کیلومتر دارای جهت تقریباً شمالی-جنوبی است. برای اولین بار Moinvaziri et al. (1991) منحصراً نقشه زمین‌شناسی شبه‌جزیره اسلامی را رسم و ارائه نموده‌اند. در مطالعات بعدی جداسازی واحدهای مختلف بر اساس مطالعه Moinvaziri et al. (1991) بوده است ولی در مطالعه حاضر جداسازی واحدها، کمی تغییر می‌کند (شکل ۱). در حالت کلی از نظر سنگ‌شناسی آتشفشان سارای فوران متناوب گدازه‌های لوسیتیتی و فوران پیروکلاست‌هایی است که از قطعات لوسیتیت تشکیل شده‌اند. این رویداد و تناوب فعالیت آتشفشانی در سراسر جزیره قابل مشاهده است. از این رو امکان جداسازی قسمتی از آتشفشان به‌عنوان واحد فانگلومریتی یا لاهار، حداقل طبق بررسی‌های انجام‌شده در این مطالعه وجود ندارد. لذا در نقشه ارائه شده در این مطالعه (شکل ۱- ب) این واحدها حذف گردیده‌اند. باتوجه به محاط‌شدن این آتشفشان توسط دریاچه ارومیه و تشکیل رسوبات دریاچه‌ای، امکان مشاهده محل کنتاکت اولین فوران این آتشفشان با پی‌سنگ وجود ندارد. اما چون جزایر جنوبی دریاچه ارومیه از جنس نهشته‌های شبه‌فیلیش کرتاسه فوقانی و یا آهک‌های ریفی الیگومیوسن (سنگ‌های دارای

رخساره شبیه سازند قم) هستند (سلطانی سیسی، ۱۳۸۴)، شاید بتوان گفت فوران آتشفشان بر روی چنین پی‌سنگی روی داده است. شیب روانه‌های لوسیتیتی حدوداً ۲۰ درجه می‌باشد و سنگ‌های پیروکلاستیک لوسیتیتی عمدتاً از برش‌های پیروکلاستیک و مقدار بسیار کمی از توف‌ها تشکیل شده‌اند. اندازه بلوک‌های (Blocks) برش‌های پیروکلاستیک (که سخت‌شدگی شدید نشان می‌دهند و اکثراً حالت اتوکلاستیک دارند) در بعضی از موارد به بیش از یک متر می‌رسند. در ابتدای جاده روستای سارای به روستای بهرام‌آباد (شکل ۲- الف) مقطعی وجود دارد که در آن ۶ لایه پیروکلاستیک و ۵ لایه روانه لوسیتیتی مشاهده می‌شود. باتوجه به این‌که لایه قاعده‌ای از سنگ‌های پیروکلاستیک با قطعات لوسیتیتی تشکیل شده است، بایستی دستکم یک لایه از روانه لوسیتیتی نیز در زیر آن وجود داشته باشد. ضخامت لایه‌های پیروکلاستیک در این مقطع متفاوت است که احتمالاً به‌دلیل تولید کمتر سنگ‌های پیروکلاستیک در میانه‌های فعالیت آتشفشان سارای بوده است. توف‌های با ترکیب لوسیتیتی با فراوانی بسیار کمتر در برخی نقاط آتشفشان سارای هنوز قابل مشاهده هستند. در این مطالعه دو دایک لوسیت‌فنولیتی به ضخامت حدود دو متر و طول برونزد بیش از سه کیلومتر در حاشیه جنوبی دره مرکزی سارای به‌صورت تقریباً موازی شناسایی شدند که به احتمال زیاد آخرین فاز فعالیت مرحله لوسیتیتی می‌باشند. درادامه پس از یک دوره احتمالی خاموشی، مرحله دوم فعالیت آتشفشان سارای با خروج ترم‌های بسیار تفریق‌یافته‌تر یعنی تراکیت‌ها مشخص می‌شود. از لحاظ حجم، میزان فوران‌های تراکیتی بسیار کمتر از فوران‌های لوسیتیتی می‌باشد. برخلاف لوسیتیت‌ها که تماماً به‌صورت لاوا و یا دایک‌های تغذیه‌کننده مشاهده می‌شوند، تراکیت اکثراً به‌صورت دایک و تعدادی دم آتشفشانی و در سطح بسیار محدودی در شمال‌غرب آتشفشان به‌صورت گدازه مشاهده می‌شوند.

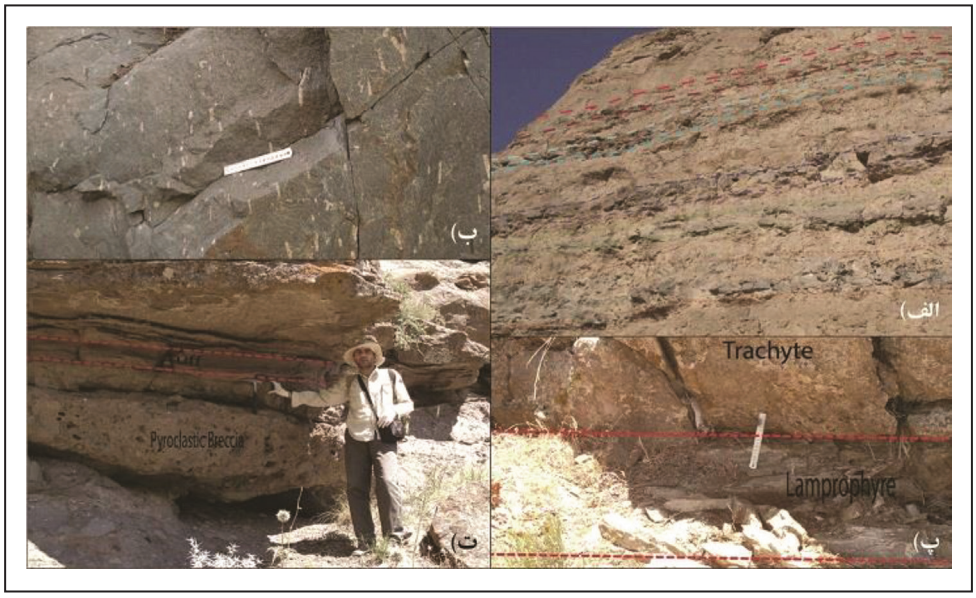
تراکیت‌های آتشفشان سارای از لحاظ پتروگرافی دارای تفاوت‌های محسوس می‌باشند، به‌طوریکه با وجود مشاهده مگاکریست‌های بزرگتر از ۵ سانتی‌متر در تراکیت‌های نزدیکی روستای آق‌گنبد (شکل ۲- ب)، در دایک‌های تراکیتی جنوب آتشفشان، سانیدین حتی به‌صورت فنوکریست هم مشاهده نمی‌شود. برونزد تراکیت‌ها، در شمال آتشفشان سارای بسیار محدود می‌باشد و منحصر به دو پلاگ تراکیتی کوچک در نزدیکی روستای بهرام‌آباد و یک محدوده از گدازه‌های تراکیتی با مساحت ۰/۲۵ کیلومترمربعی در پنج کیلومتری غرب روستای بهرام‌آباد می‌باشد (شکل ۱- ب). تراکیت‌ها عمدتاً در میانه‌های دره مرکزی سارای به‌طرف روستای آق‌گنبد به‌صورت دایک‌های با ضخامت تا پنج متر و چندین دم دیده می‌شود. در جنوب آتشفشان سارای تراکیت‌ها به‌صورت چهار دایک غیرموازی با ضخامت ۴ الی ۵ متر برونزد دارند. امتداد همه آنها به توده سینیتی واقع در میانه دره مرکزی سارای می‌رسد. در صحرا رویداد دو فوران پیروکلاستیک تراکیتی قابل مشاهده است (شکل ۲- ت). بدین ترتیب که بر روی لایه‌ای حدوداً یک‌ونیم متری برش پیروکلاستیک، لایه‌ای حدود ۳۰ سانتی‌متری توف قرار می‌گیرد. این سکانس یکبار دیگر تکرار می‌شود. فراوانی پیروکلاستیک تراکیتی محدود و پراکنده می‌باشد و امکان جدا کردن قسمت مشخص از نقشه برای این‌گونه از سنگ‌ها امکان‌پذیر نمی‌باشد.

بلوک‌های با ابعاد بزرگتر از نیم‌متر در برش‌های پیروکلاستیک تراکیتی دیده نمی‌شود. دایک‌های لامپروفیری مینتی از دیگر انواع سنگ‌های موجود در آتشفشان سارای هستند که حضور بیوتیت‌های حدوداً پنج سانتی‌متری در آنها، سبب جلب توجه فراوان به‌سوی آنها شده است. تاکنون در مطالعات صورت‌گرفته صرفاً به رخداد لامپروفیرهای مینتی اشاره شده است، در مطالعه حاضر یک دایک لامپروفیری از نوع اسپسارتیت و دایک لامپروفیری مونشیکیتی نیز گزارش می‌شود. دایک‌های لامپروفیری و تراکیتی هر دو گدازه‌های لوسیتیتی را قطع کرده‌اند. Moinvaziri et al. (1991) قطع‌شدگی تراکیت‌ها توسط روانه لوسیتیتی را در یک ردیف از سنگ‌ها گزارش کرده‌اند.

قطع‌شدن لامپروفیرها توسط تراکیت‌ها در دره مرکزی سارای در چندین مورد قابل مشاهده است. در مطالعات پیشین ماگمای لامپروفیری مرحله میانی بین فازهای لوسیتیتی و تراکیتی تصور شده است. اما در این مطالعه، در میانه‌های دیواره جنوبی دره سارای محل تقاطع دو دایک لامپروفیری و تراکیتی گزارش می‌شود که در آن اثر حرارتی بر روی دایک تراکیتی دیده می‌شود (شکل ۲- پ)، یعنی تزریق دایک لامپروفیری بعد از جایگیری دایک‌های تراکیتی روی داده است. لذا فوران ماگمای تراکیتی و لامپروفیری به‌صورت متناوب صورت گرفته است. جایگیری توده سینیتی در مرکز دره سارای و تزریق یک دایک ضخیم با ترکیب لوسیت‌آلکالی- سینیتی درون پلاگ بهرام‌آباد، احتمالا آخرین فعالیت‌های ماگمایی این آتشفشان می‌باشد. جایگیری و بالاآمدگی توده سینیتی احتمالاً عامل نهایی در تخریب کلی دهانه آتشفشان سارای بوده است که پیش‌تر توسط انفجارات مولد پیروکلاست‌ها به شدت آسیب دیده بوده است.



شکل ۱- الف) موقعیت آتشفشان سارای در پهنه‌بندی زون‌های ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی.



شکل ۲- الف) تناوب روانه‌های لوسیتیتی و سنگ‌های پیروکلاستیک مربوطه در محل پمپ بنزین روستای سارای؛ ب) دایک تراکیتی حاوی مگاکریست‌های بیش از ۷ سانتی‌متری سانیدین؛ پ) تزریق دایک مینتی در دایک تراکیتی، ت) سنگ‌های پیروکلاستیک تراکیتی.

۳- مواد و روش‌ها

از حدود ۲۰۰ نمونه سنگی برداشت شده در مطالعات صحرایی ۱۲۰ نمونه جهت تهیه مقطع میکروسکوپی انتخاب و پس از مطالعات اولیه پتروگرافی، ۱۳ نمونه جهت انجام آنالیز شیمیایی در آزمایشگاه ALS Chemex به روش ICP–MS انتخاب شده و مقادیر ۱۰ عنصر اصلی و حدود ۴۰ عنصر فرعی تعیین گردید. آنالیز نقطه‌ای کانی سانیدین در مرکز تحقیقات مواد معدنی کرج با دستگاه الکترون‌میکروپروب Cameca Sx100، جهت تعیین اکسیدهای عناصر اصلی براساس استاندارد ASTME1508 و قطرآنالیز ۳ میکرون صورت گرفت.

۴-سنگ‌نگاری

مطالعات پتروگرافی نمونه‌های سنگی بر مبنای آخرین اصول طبقه‌بندی مودال سنگ‌های آذرین (Le Maitre, 2002)، بر روی حدود ۱۲۰ مقطع میکروسکوپی انجام گرفت و واحدهای سنگی زیر در آتشفشان سارای تشخیص داده شده‌اند: الف) لوسیتیت‌ها، ب) لوسیت‌فنولیت‌ها، پ) لامپروفیرهای نوع مینت، ت) لامپروفیرهای نوع مونشیکیت (اولین گزارش در این تحقیق)، س) لامپروفیرهای نوع اسپسارتیت (اولین گزارش در این تحقیق)، ج) تراکیت‌ها، ح) سینیت‌ها، د) نهشته‌های پیروکلاستیک.

۴- ۱. لوسیتیت‌ها

اولین برونزد سنگ‌های آتشفشان سارای و بخش عمده ماگماتیسم سارای از روانه‌هایی تشکیل می‌شود که از لحاظ کانی‌شناسی بسیار یکنواخت بوده و از سه فنوکریست اصلی کلینوپیروکسن، لوسیت و اولیوین تشکیل شده‌اند. بعلاوه، میکروفنوکریست‌های لوسیت، کلینوپیروکسن، آپاتیت و کانی‌های کوچک اوپک در زمینه‌ای شیشه‌ای- میکرولیتی (اغلب کلینوپیروکسنی) و یا رسی (در صورت دگرسانی) قرار داشته و تشکیل بافت پورفیری را می‌دهند (شکل ۳- الف). در برخی مقاطع تعدادی میکروفنوکریست بیوتیت نیز دیده می‌شود. نکته بسیار مهم در این روانه‌ها، عدم حضور کانی پلاژیوکلاز نه به‌صورت فنوکریست و نه به‌صورت میکرولیت، می‌باشد.

طبق اصول «اتحادیه بین‌المللی علوم زمین-کمیسیون رده‌بندی سنگ‌های آذرین» سنگی با ترکیب مودال لوسیت و کلینوپیروکسن در زمینه شیشه‌ای – با میزان اولیوین بیشتر از ۱۰ درصد- لوسیتیت (Leucitite) نام دارد. پیش از این، این سنگ‌ها تفریت نامگذاری شده‌اند (Moradian-Shahrbabaky., 2007; Hajalilou et al., 2009)، در حالی که جهت اطلاق نام تفریت به یک سنگ حضور کانی پلاژیوکلاز ضروری است.

اندازه کلینوپیروکسن‌ها به بیش از ۱ سانتی‌متر هم می‌رسد (مگاکریست)؛ پدیده منطقه‌بندی ترکیبی و ادخال مذاب (Melt Inclusion) در آنها دیده می‌شود (شکل ۳- الف). اکثر کلینوپیروکسن‌ها سبزرنگ می‌باشند. تبدیل کلینوپیروکسن به آنتوفیلیت، اورالیت و یا بیوتیت در معدودی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود که می‌تواند نشانگر متاسوماتیسم پتاسیم باشد. مقدار لوسیت‌ها در بیشتر نمونه‌ها کمتر از کلینوپیروکسن‌ها می‌باشد و اندازه آنها تقریباً ۰/۵ میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر می‌باشند. تقریبا تمامی لوسیت‌ها (فارغ از اندازه‌شان) به‌صورت هشت‌وجهی دیده می‌شوند (شکل ۳- ب). اکثر لوسیت‌ها به آنالسیم تبدیل شده‌اند، ولی لوسیت‌های سالم و هوازده در یک مقطع نیز دیده می‌شوند. سومین فنوکریست عمده در لوسیتیت‌ها، کانی اولیوین اکثراً ایدینگسیته شده می‌باشد که میزان آن کمابیش حدود ده تا پانزده درصد می‌باشد. کانی‌های فرعی در لوسیتیت‌ها شامل آپاتیت، بیوتیت و کانی‌های ریز اپک می‌باشند. سنگ‌های لوسیتیتی در نمونه‌های دستی حالت پورفیری نشان می‌دهند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و لوسیت در نمونه دستی هم قابل ملاحظه است و خمیره سنگ رنگ سبز زیتونی نشان می‌دهد. در مطالعات ژئوشیمی، نمونه‌های G41 و G48 نمایانگر این گروه می‌باشند.

۴- ۲. لوسیت‌فنولیت‌ها

در مقاط میکروسکوپی نمونه‌های این سنگ‌ها بافت میکرولیتی پورفیریک جریانی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، لوسیت‌های آنالسیم‌شده، سانیدین‌ها و اولیوین‌های ایدینگسیته شده کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های سانیدین، بیوتیت وکانی‌های اوپک قرار می‌گیرند. کانی‌های بیوتیت و اپک در نقش کانی فرعی می‌باشند. چنین ترکیب کانی‌شناسی مدال بیانگر سنگ لوسیت‌فنولیت می‌باشد. اندازه فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و لوسیت حداکثر به یک سانتی‌متر می‌رسد و اندازه سانیدین‌ها حدوداً ۱ الی ۲ میلی‌متر می‌باشد (شکل ۳- پ). کلینوپیروکسن‌ها حدود ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و لوسیت‌ها و سانیدین‌ها حدوداً ۱۰ الی ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. در نمونه دستی، این سنگ‌ها در حالت کلی شبیه

لوسیتیت‌ها می‌باشند و نسبت به آنها کمی رنگ روشن‌تری دارند. در مطالعات ژئوشیمی، نمونه‌های K22 و K23 معرف این گروه می‌باشند.

۴-۳. لامپروفیرها

در آتشفشان سارای علاوه بر مینت‌ها، یک دایک اسپسارتیتی در مرکز و دایک‌های مونشیکیتی در شمال و مرکز آن دیده می‌شوند.

در نمونه‌های مینتی فنوکریست‌های بیوتیت، کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند و در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های از جنس بیوتیت، کلینوپیروکسن، سانیدین و آپاتیت و کانی‌های اوپک ویا رسی قرار دارند و بافت پورفیریک را تشکیل می‌دهند. در برخی مقاطع فنوکریست‌های آپاتیت و آمفیبول مشاهده می‌شود (شکل ۳- ت). بافت کینک‌باند در بیوتیت‌ها مشاهده می‌شود. مینت‌های منطقه را می‌توان به سه دسته تقسیم کرد: الف) مینت‌هایی با فراوانی بیشتر بیوتیت که اکثریت مینت‌ها را تشکیل می‌دهند (نمونه G2LA). ب) مینت‌هایی با فراوانی بیشتر کلینوپیروکسن. پ) مینت‌های فاقد کلینوپیروکسن. دایک مینتی که دایک تراکیتی را قطع و روی آن اثر حرارتی گذاشته است، فاقد کلینوپیروکسن می‌باشد. لامپروفیرها در نمونه‌های دستی بافت پورفیری دارند به‌ویژه مگاکریست و فنوکریست‌های بیوتیت و در برخی موارد فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در نمونه دستی به‌راحتی قابل تشخیص است و در نمونه دستی سبز تیره می باشند.

در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های اسپسارتیتی فنوکریست‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن‌های و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت و کانی‌های ریز اغلب مربعی شکل اوپک و شیشه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۳- ث) و بافت پورفیری را تشکیل می‌دهند. فراوانی آمفیبول‌ها بیش از سایر کانی‌هاست و حدود سی درصد از سنگ را تشکیل می‌دهند و اغلب سبزرنگ و دارای منطقه‌بندی ترکیبی، می‌باشند. کلینوپیروکسن‌ها بیش از بیست درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها عمدتاً ماکل پلی‌سنتتیک داشته و اکثراً به‌صورت میکرولیت و چند مورد میکروفنوکریست دیده می‌شوند. با توجه به بالا بودن فراوانی آمفیبول‌ها نسبت بیوتیت در این سنگ‌ها طبق Le Maître (2002) این لامپروفیر از نوع اسپسارتیت می‌باشد. G1A و G1B نمایانگر این گروه می‌باشند. در نمونه‌های دو دایک که در شمال و دره مرکزی سارای، واقع شده کانی بیوتیت همراه با کانی کلینوپیروکسن و لوسیت جزو کانی‌های اصلی محسوب می‌شوند. در مقطع میکروسکوپی کانی‌های اصلی شامل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و بیوتیت می‌باشند که در زمینه‌ای متشکل از میکروفنوکریست‌های کوچک لوسیت آنالسیم‌شده قرار می‌گیرند (شکل ۳- ج) و تشکیل بافت پورفیری با خمیره ریز بلور را می‌دهند. در برخی مقاطع چند فنوکریست آمفیبول نیز دیده می‌شوند. چنین مجموعه کانی‌شناسی طبق Le Maître (2002) مونشیکیت (Monchiquite) نامیده می‌شود. نمونه G24 نمایانگر این گروه می‌باشد. از نظر کانی‌شناسی، مونشیکیت‌ها حد فاصل بین لوسیتیت‌های فاقد بیوتیت و مینت‌های فاقد لوسیت می‌باشند.

۴-۴. تراکیت‌ها

در دو کیلومتری شمال روستای بهرام‌آباد در کنار جاده، یک پلاگ تراکیتی با رنگ روشن جلب توجه می‌کند که محلی‌ها به آن کوه توربین بزرگ می‌گویند. تراکیت‌های این پلاگ بافت میکرولیتیک پورفیری جریانی دارند. فنوکریست‌ها درصد کمی از سنگ را تشکیل داده و تنها فنوکریست اصلی در این سنگ کانی کلینوپیروکسن می‌باشد که اغلب کمتر از نیم میلی‌متر طول دارند. زمینه از میکرولیت‌های سانیدین، کانی اوپک و اولیوین ایدینگسیته، تشکیل شده‌اند. عدم حضور کانی بیوتیت مهمترین ویژگی کانی‌شناسی این تراکیت‌هاست. نمونه G38 نمایانگر این گروه می‌باشد. درون این پلاگ دایک ضخیمی با ترکیب سینیتی تزریق شده است. در غرب پلاگ بهرام‌آباد، پلاگ بسیار کوچکتری (کوه توربین کوچک) وجود دارد. جنس این سنگ‌ها تراکیتی و بافت آنها میکرولیتیک پورفیری جریانی می‌باشد. کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن و بیوتیت اکثراً سوخته، کانی‌های اصلی می‌باشند که در زمینه‌ای از میکرولیت‌های سانیدین و کانی‌های ریز اوپک، قرار گرفته‌اند. ملاحظه می‌شود ترکیب کانی‌شناسی دو پلاگ تراکیتی نزدیک به‌هم به طرز قابل توجهی متفاوت می‌باشد.

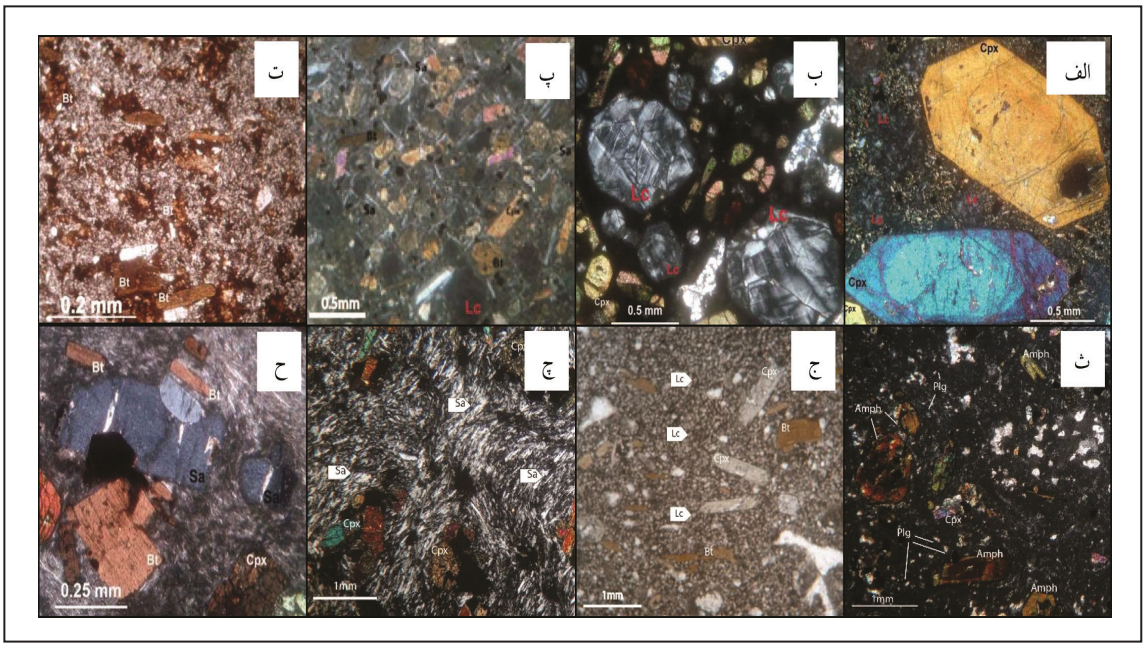
در مقاطع میکروسکوپی روانه‌های تراکیتی غرب بهرام‌آباد، بافت میکرولیتیک پورفیریک جریانی نشان می‌دهند و فنوکریست‌های بیوتیت، کلینوپیروکسن و سانیدین بعنوان کانی اصلی در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های سانیدین و کانی‌های اپک قرار دارند (شکل ۳- چ). برخی بیوتیت‌ها در حاشیه سوختگی نشان می‌دهند. ویژگی عمده این تراکیت‌ها حضور توام سه کانی بیوتیت، کلینوپیروکسن و سانیدین در آنها است. نمونه G69 معرف این گروه می‌باشد. در تراکیت‌های دره مرکزی سارای فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل داده که در زمینه متشکل از شیشه به اضافه میکرولیت‌های سانیدین قرار دارند و همگی بافت هیالومیکرولیتیک‌پورفیری دارند و (شکل ۳- ح). فنوکریست‌های آمفیبول سبزرنگ و آپاتیت نیز به تعداد خیلی کم در بعضی از مقاطع دیده می‌شوند. تراکیت دایک‌های شمال روستای گمیچی بافت هیالومیکرولیتیک‌پورفیری جریانی داشته و کانی‌های اصلی شامل فنوکریست‌های بیوتیت و سانیدین می‌باشند که در زمینه‌ای از میکرولیت‌های سانیدین، شیشه و کانی‌های ریز اوپک قرار دارند. کلینوپیروکسن در این دایک‌ها دیده نمی‌شود ولی تفریق جریانی دیده شده و فنوکریست‌های سانیدین در مرکز دایک در امتداد جریان قرار دارند. از لحاظ کانی‌شناسی می‌توان چهار نوع تراکیت در آتشفشان سارای مشخص نمود: الف) تراکیت‌های دارای کانی‌های بیوتیت، کلینوپیروکسن و سانیدین (فنوکریست یا میکرولیت). ب) تراکیت‌های فاقد کلینوپیروکسن. پ) تراکیت‌های فاقد بیوتیت. ت) تراکیت‌های واجد مگاکریست سانیدین. تراکیت‌ها در نمونه‌های دستی رنگ سبز روشن و یا سفید نشان می‌دهند و فنوکریست‌های سانیدین و بیوتیت با چشم مشاهده شده و حالت پورفیری دارند.

۴-۵. سینیت‌ها

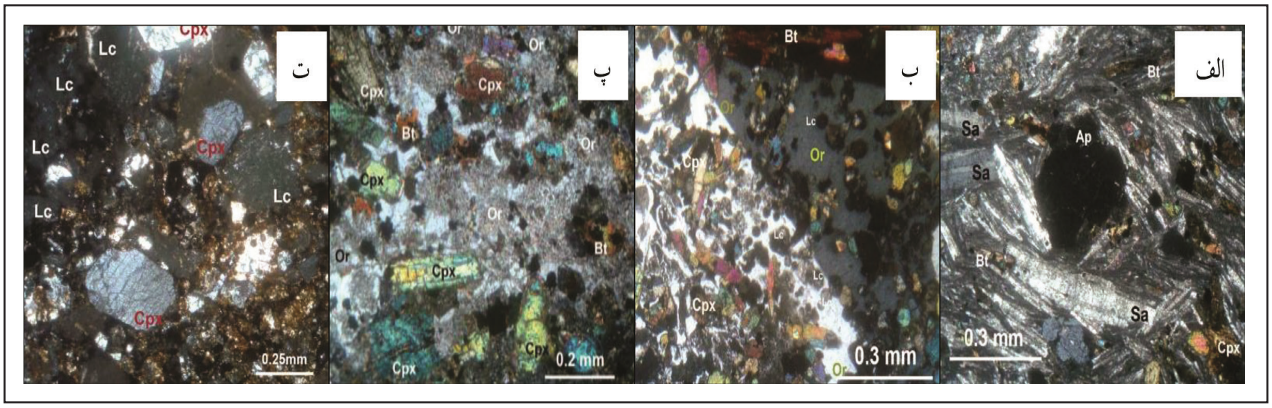
در آتشفشان سارای سنگ‌های سینیتی به دو صورت ملاحظه می‌شود. الف) توده میکروسینیتی دره مرکزی سارای. ب) دایک‌های سینیتی.

نمونه‌های توده سینیتی دره مرکزی سارای در مقاطع میکروسکوپی بافت تراکیتوییدی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های سانیدین، بیوتیت و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای متشکل از میکرولیت‌های سانیدین و کانی‌های مافیک قرار می‌گیرند. میکرولیت‌های سانیدین به‌شدت حالت جریانی نشان می‌دهند. فراوانی سانیدین بیشتر از سایر کانی‌هاست و اغلب بیش از ۵۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. مقدار کلینوپیروکسن‌ها بیش از بیوتیت‌هاست، اما نمونه‌های فاقد کانی کلینوپیروکسن هم مشاهده می‌شود (شکل ۴- الف). چند فنوکریست حدوداً یک میلی‌متری آپاتیت و چند کانی اولیوین ایدینگسیته شده در اکثر مقاطع این سنگ‌ها دیده می‌شود. علاوه بر توده سینیتی، دایک تزریق شده درون پلاگ اصلی تراکیتی بهرام‌آباد و یک دایک در دره مرکزی سارای ترکیب سینیتی دارند. این سینیت‌ها در نمونه‌های دستی ضریب رنگینی بالاتری نسبت به نمونه‌های توده اصلی دارند.در دایک سینیتی بهرام‌آباد، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن سبزرنگ (با فراوانی حدود ۴۰ درصد)، بیوتیت (با فراوانی حدود ۱۰ درصد) و میکروفنوکریست‌های لوسیت دگرسان شده (با فراوانی حدود ۱۰-۱۵ درصد)، کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند و کانی‌های آپاتیت، اولیوین‌های ایدینگسیته و بلورهای ریز اوپک در زمینه‌ای که عمدتاً متشکل از کانی ارتوز می‌باشد، قرار می‌گیرند و بافت پوئی‌کلیتیک تشکیل می‌دهند (شکل ۴- ب). می‌توان نام لوسیت آلکالی‌فلدسپار سینیت، را به این دایک اطلاق کرد. نمونه‌های K43 به این گروه تعلق دارند. دایک سینیتی دره سارای، در مقاطع بافت پوئی‌کیلیتیک نشان داده و فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و تعداد کمی فنوکریست بیوتیت و آمفیبول در زمینه‌ای از کانی ارتوز قرار

گرفته‌اند. آلکالی‌فلدسپار سینیت، را می‌توان به دایک‌های سینیتی دره مرکزی سارای اطلاق کرد (شکل ۴- پ).



شکل ۳- الف و ب) بافت پورفیری در لوسیتیت‌ها (XPL)؛ پ) بافت میکرولیت پورفیری در لوسیت‌فنولیت‌ها (XPL)؛ ت) بافت میکرولیت پورفیری در مینت‌ها (PPL)؛ ث) بافت هیالوپورفیریک در اسپسارتیت‌ها (XPL)؛ ج) بافت پورفیریک در مونشکیت (PPL)؛ چ) بافت جریانی در تراکیت روانه‌های غرب بهرام‌آباد (XPL)؛ ح) بافت پورفیریک جریانی در تراکیت‌های دره مرکزی (XPL). حروف اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) می‌باشد.



شکل ۴- الف) بافت تراکیتوئیدی در سنگ‌های توده اصلی میکروسینیتی (XPL)؛ ب) بافت پوئی‌کیلیتیک در نمونه‌های دایک لوسیت آلکالی‌فلدسپار سینیت (XPL)؛ پ) بافت پوئی‌کیلیتیک در دایک آلکالی‌فلدسپار سینیت (XPL)؛ ت) هوازدگی شدید کانی‌ها در توف لوسیتیتی (XPL).

۴- ۶. نهشته‌های پیروکلاستیک

بخش عمده آتشفشان سارای از سنگ‌های پیروکلاستیک تشکیل شده است. با نگاه به مقاطع مختلف این آتشفشان، به‌راحتی می‌توان گفت که بیش از نیمی از آتشفشان سارای از این سنگ‌ها تشکیل شده است. پیروکلاستیک‌های این آتشفشان از لحاظ جنس قطعات به دو گروه لوسیتیتی و تراکیتی قابل تقسیم هستند که ناشی از تفاوت مرحله تشکیل آنها می‌باشد. این سنگ‌ها حالت سخت‌شدگی دارند و نمی‌توان آنها را تفرا نامید و با توجه به اندازه اجزا تشکیل‌دهنده، به دو دسته: توف‌ها و برش‌های پیروکلاستیک- برش‌های توفی تقسیم می‌شوند.

- توف‌ها: ویژگی اصلی توف‌های تشکیل‌شده در مرحله اول فعالیت آتشفشان سارای حضور کانی لوسیت (آنالسیم شده) همراه با کانی‌هایی مانند پیروکسن، اولیوین، اوپک و آپاتیت در آنها می‌باشند. می‌توان آنها را توف‌های لوسیتیتی نامید(شکل ۴- ت). توف‌های تشکیل‌شده در مقطع دوم فعالیت آتشفشان سارای دارای ترکیب تراکیتی بوده و به‌ویژه با حضور کانی‌های سانیدین و بیوتیت مشخص می‌شوند. با توجه به مشاهده کریستال‌های سالم بیوتیت و سانیدین در برخی از نمونه‌ها می‌توان آنها را کریستال‌توف نیز نامید.

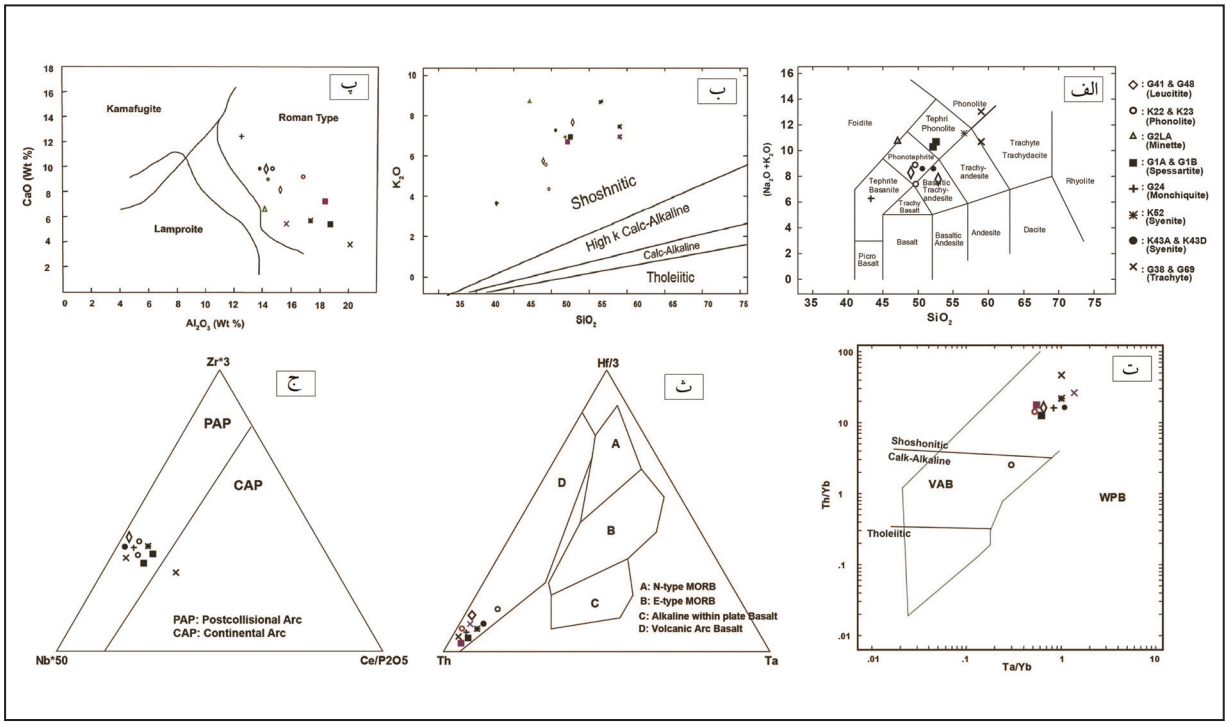
- **برش‌های پیروکلاستیک- برش‌های توفی:** در سنگ‌های پیروکلاستیک آتشفشان سارای قطعات در اندازه لاپیلی محدود می‌باشند (کمتر از ۱۰-۱۵ درصد) و به استثنا توف‌ها عمدتاً از قطعات بزرگتر از ۱۰ سانتی‌متر (Blocks) تشکیل شده‌اند و در بعضی موارد اندازه این قطعات بیش از ۱ متر نیز می‌رسد. از این رو می‌توان براحتی گفت که اکثریت سنگ‌های پیروکلاستیک جزء برش‌های پیروکلاستیک محسوب می‌شوند. در بین برش‌های پیروکلاستیک افق‌هایی دیده می‌شوند که درصد ذرات کوچکتر از ۲ میلی‌متر بیش از ۲۵ درصد حجم سنگ‌ها می‌باشند و تشکیل میان لایه‌هایی از برش‌های توفی می‌کنند. طبق مشاهدات صحرایی تولید سنگ‌های پیروکلاستیک در مقطع ماگماتیسم لوسیتیتی بسیار بیشتر بوده است.

۵- ژئوشیمی

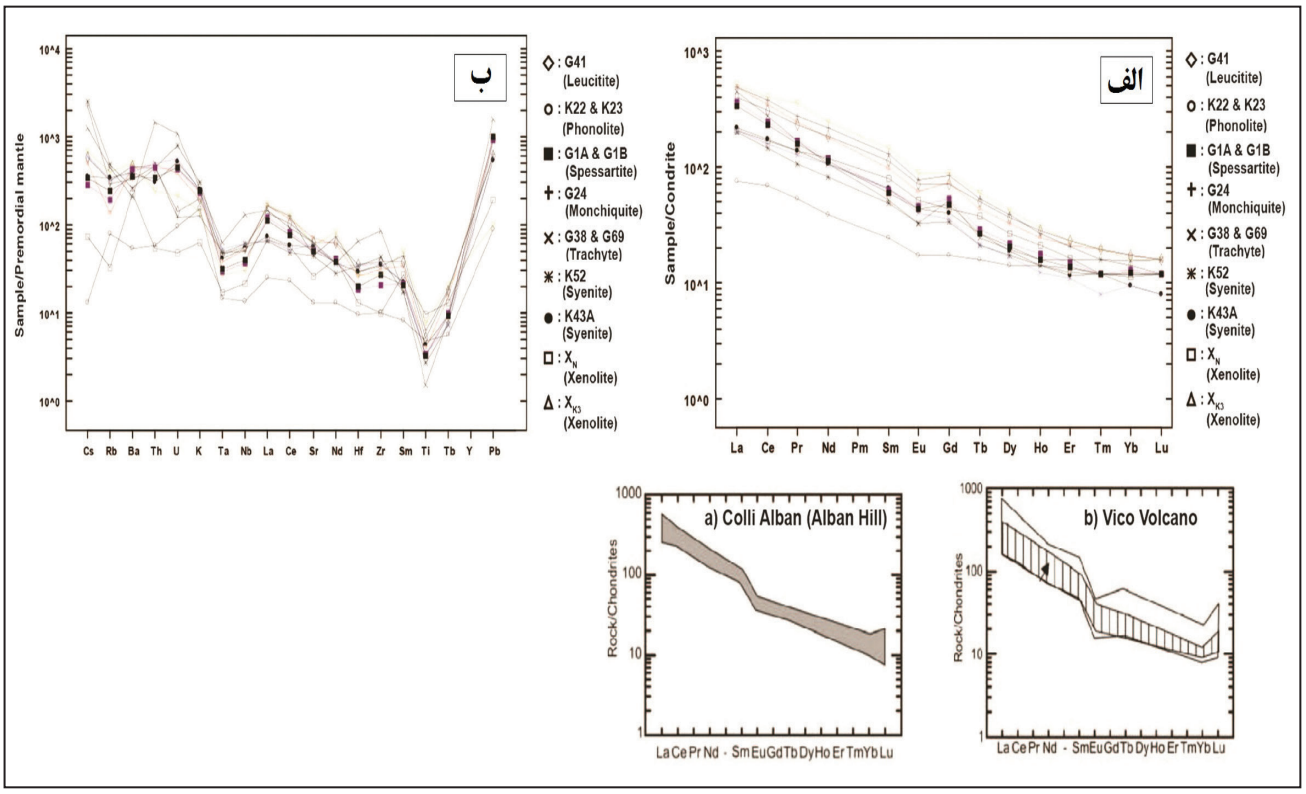
نتایج حاصل از آنالیز ۱۳ نمونه سنگی آتشفشان سارای در جداول ۱ و ۲ ارائه شده است.

نمونه‌های آنالیزشده طبق طبقه‌بندی Le Bas et al. (1986) (شکل ۵- الف)، در محدوده‌های وسیعی از تفریت-بازانیت تا تراکیت-فنولیت قرار می‌گیرند. چون در این نمونه‌ها $Na_2O-2<K_2O$ است، تراکی‌آندزیت بازالت‌ها طبق Le Maitre (2002) شوشونیت نامیده می‌شوند. طبق Foley (1987) از سیزده نمونه آنالیز شده، شش نمونه G69، G41، G48، K43D، K43A و G2LA ویژگی ماگمای اولتراپتاسیک دارند. طبق Muller and Groves (2016) نمونه‌های مورد مطالعه جزو شوشونیت‌ها محسوب شده و در نمودار Rickwood (1989) تمامی نمونه‌ها در قسمت شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵- ب). بر مبنای طبقه‌بندی Foley (1987)، تمامی نمونه‌های سنگی آتشفشان سارای در محدوده Roman Province قرار می‌گیرند (شکل ۵ - پ). این سنگ‌ها در حاشیه‌های فعال صفحات لیتوسفری روی داده و در ایتالیا و اندونزی عضو آلکالن قوس‌های آتشفشانی را تشکیل می‌دهند (Foley, 1987). جهت تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ماگماتیسم سارای نمودارهای Pearce (1982)، Wood (1980) و Muller et al. (1992) مورد استفاده قرار گرفت (شکل‌های ۵- ت، ث و ج). در نمودارهای ت و ث، تمامی نمونه‌ها در محدوده قوس‌های آتشفشانی بازالتی و در نمودار ج، اکثر نمونه‌ها در محدوده قوس‌های پسابرخوردی قرار می‌گیرند.

شکل ۶ -الف الگوی بهنجار شده توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های آتشفشان سارای نسبت به کندریت معرفی شده Sun and McDonough (1989) و دو مورد از شناخته‌شده‌ترین ماگماهای اولتراپتاسیک را نشان می‌دهد. طبق شکل ۶- الف، این الگو در نمونه‌های مختلف همگی یکسان می‌باشد و مقادیر آنها نیز نزدیک بهم است. این الگو نشان می‌دهد که اولاً ترم‌های مختلف سنگی آتشفشان سارای از یک ماگمای اولیه یکسان حاصل شده‌اند واصطلاحاً هم‌ماگما می‌باشند. ثانیاً فراوانی بسیار بیشتر عناصر نادر خاکی سبک (LILE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HFSE) دلالت بر حضور و باقی‌ماندن کانی‌های مانند گارنت در گوشته والد این سنگ‌هاست، که سبب باقی ماندن عناصر نادر خاکی سنگین در گوشته تفاله شده و در ماگمای حاصله کاهش می‌یابد. همچنین می‌تواند به‌علت ذوب‌بخشی با نرخ کم در گوشته باشد (Ewart, 1982). تغییرات آنومالی Eu (Eu/Eu*=۰/۶۴-۰/۸۸) با میانگین ۰/۷۹، می‌باشد. با توجه به عدم حضور پلاژیوکلاز، آنومالی منفی مشاهده شده Eu احتمالاً در اثر قرارگیری آن در کانی‌های پتاسیم‌دار و حتی لوسیت‌ها باشد. شکل ۶- ب نشان‌دهنده نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی سارای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough et al., 1992) می‌باشد. طبق این نمودار در نمونه‌های سارای، برخی ویژگی‌های بارز آلودگی پوسته‌ای مانندآنومالی مثبت عناصر U، Th، Pb و LILE به‌ویژه در ترم‌های تفریق‌یافته‌تر (تراکیت‌ها) مشاهده می‌شود (Kamber et al., 2002; Stemprok et al., 2014). در رابطه با عنصر Pb، دگرنهاد شدن گوشته توسط سیالات ناشی از زون فرورو نیز موثر است. آنومالی منفی TNT (Ta, Nb, Ti) در نمونه‌های آتشفشان سارای دیده می‌شود که حاصل دخالت سیالات در ماگماهای زون فرورانش است که سبب قرارگیری این عناصر در کانی‌هایی چون ایلمنیت و اسفن و ته‌نشست این کانی‌ها از ماگما ، توجیه می‌شود. آنومالی منفی عنصر Nb، با روی‌داد آلایش پوسته‌ای نیز در ارتباط است (Altherr et al., 2008; Kamber et al., 2002).



شکل ۵- الف) طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی Le Bas et al. (1986)؛ ب) تعیین نوع ماگما بر اساس Rickwood (1989)؛ پ) طبقه‌بندی سنگ‌های اولتراپتاسیک از Foley et al. (1987)؛ ت) تعیین محیط تکتونیکی آتشفشان سارای بر اساس Pearce (1982)؛ ث) بر اساس Wood (1980)؛ ج) بر اساس Muller et al. (1992).



شکل ۶- الف) الگوی بهنجار شده توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های آتشفشان سارای نسبت به کندریت Sun and McDonough (1989). شکل‌های a و b دو ناحیه از ایالت هم ماگمای رم می‌باشند. ب) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه معرفی شده توسط McDonough et al. (1992).

جدول ۱- داده‌های مربوط به عناصر اصلی تجزیه سنگ‌های آتشفشان سارای.

G2LA	G1B	G1A	G69	G38	G48	G41	G24	K52	K23	K22	K43D	K43A	
Minnete	Spessartite	Spessartite	Trachyte	trachyte	Leucitite	Leucitite	Monchiquite	Syenite	Phonolite	Phonolite	Syenite	Syenite	
04/49	83/53	17/53	03/59	42/59	25/54	69/49	15/45	35/57	29/51	22/51	76/53	29/52	SiO_2
21/1	72/0	76/0	72/0	33/0	82/0	13/1	43/1	60/0	88/0	06/1	89/0	96/0	TiO_2
46/14	95/18	75/18	52/15	34/20	51/15	27/14	06/13	74/17	43/17	99/14	6/14	14.03	Al_2O_3
08/6	25/4	52/4	43/3	11/0	4/4	37/6	22/7	49/3	30/5	96/5	70/4	62/4	$Fe_2O_3^T$
61/6	16/2	54/2	12/3	41/0	18/4	61/5	49/7	20/2	16/3	08/5	04/5	71/5	MgO
52/8	22/6	91/6	7/4	86/2	99/7	83/9	66/13	05/5	32/9	94/9	96/8	96/9	CaO
80/1	14/2	67/3	77/3	63/5	14/0	61/2	77/2	6/2	27/3	16/3	79/1	36/1	Na_2O
67/7	93/8	85/6	95/6	5/7	86/7	82/5	87/3	81/8	75/5	47/4	01/7	48/7	K_2O
17/0	15/0	14/0	1/0	11/0	14/0	18/0	19/0	12/0	17/0	17/0	14/0	13/0	MnO
51/1	43/0	49/0	63/0	06/0	83/0	48/1	05/2	32/0	82/0	13/1	96/0	13/1	P_2O_5
12/0	13/0	11/0	13/0	13/0	11/0	12/0	1/0	1/0	15/0	11/0	0	11/0	SrO
48/0	35/0	39/0	32/0	17/0	34/0	41/0	30/0	23/0	40/0	39/0	25/0	33/0	BaO
68/97	32/98	31/98	43/98	07/99	59/96	31/97	28/97	62/98	95/97	68/97	1/98	13/98	Total

جدول ۲- داده‌های مربوط به عناصر جزئی تجزیه سنگ‌های آتشفشان سارای.

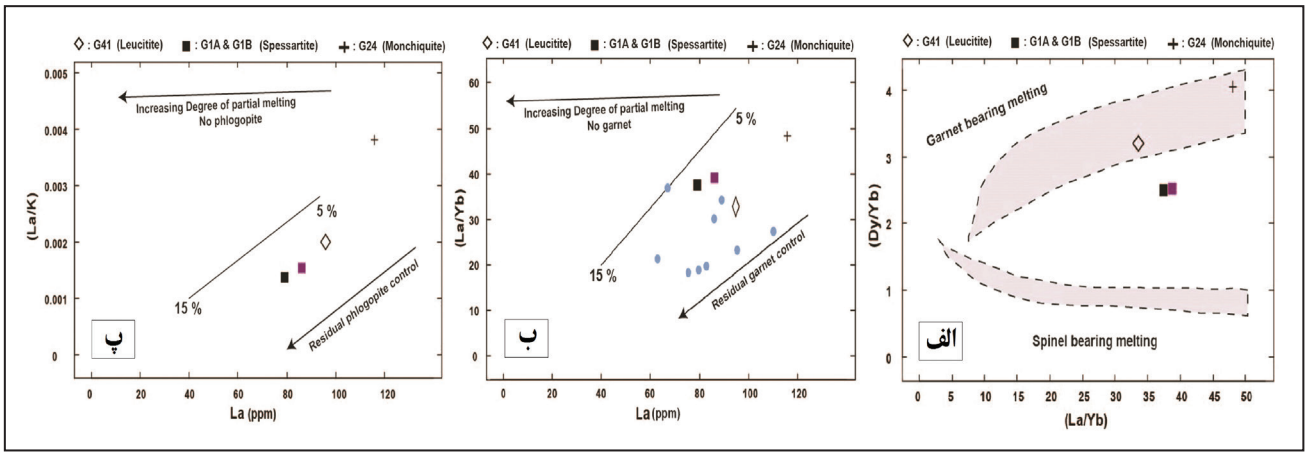
G1B	G1A	G69A	G38B	G41	G24	K52	K23	K22	K43A	
Spessartite	Spessartite	Trachyte	trachyte	Leucitite	Monchiquite	Syenite	Phonolite	Phonolite	Syenite	
LFSE(ppm)-LILE										
151	123	211	284	203	185	301	85	52	214	Rb
1070	1100	1290	1350	1320	939	943	1490	279	1200	Sr
8	6/6	14	29	4/13	52	57	12	3/0	2/8	Cs
2520	3060	2730	1470	3270	2290	1790	3140	372	2740	Ba
TRANSITIONAL ELEMENTS(ppm)										
140	146	125	72	235	236	125	209	72	186	V
14	6	86	2	33	141	45	12	17	169	Cr
16	4/17	5/16	5	35	43	15	25	10	29	Co
5	5	25	0	24	43	16	13	0	36	Ni
84	81	66	67	100	97	71	88	77	76	Zn
9	12	7	2	25	25	9	15	9	17	Sc
HFSE(ppm)										
4000	4390	4710	2140	6920	7760	3780	5240	3280	5870	Ti
24	27	19	30	42	40	5/21	39	20	5/20	Y
308	231	420	964	421	376	486	361	111	402	Zr
28	26	43	95	41	36	5/43	5/37	10	39	Nb
6	6	5/10	5/20	11	9	5/10	8	3	10	Hf
3/1	2/1	2/2	6/2	2	2	2	6/1	6/0	2	Ta
70	66	41	113	43	45	63	67	7	39	Pb
29	38	43	122	37	39	38	5/40	5	26	Th
10	9	12	23	3	5/2	17	8	2	11	U
REE(ppm)										
79	86	48	105	95	116	47	116	18	52	La
139	149	96	167	187	229	88	212	42	106	Ce
15	16	12	16	22	26	10	23	5	13	Pr
52	56	49	50	86	102	38	83	18	50	Nd
9	10	10	8	17	20	5/7	15	4	10	Sm
5/2	3	3/2	2	4	5/4	2	4	1	5/2	Eu
10	11	7	5/10	15	17	7	15	5/3	8	Gd
1	1	1	1	2	2	8/0	6/1	6/0	1	Tb
5	6	4	5	9	10	5	8	6/3	5	Dy
1	1	7/0	1	6/1	5/1	8/0	4/1	8/0	8/0	Ho
3/2	5/2	2	6/2	4	4/3	2	5/3	2	2	Er
3/0	3/0	2/0	4/0	5/0	4/0	3/0	5/0	3/0	3/0	Tm
2	2/2	6/1	6/2	3	5/2	2	3	2	6/1	Yb
3/0	3/0	2/0	4/0	4/0	3/0	3/0	4/0	3/0	2/0	Lu

۶- پتروژنز آتشفشان سارای

ماگماتیزم سارای از طرفی به‌روشنی ویژگی ماگماهای شوشونیتی و اولتراپتاسیک را نشان داده و همچنین داده‌های شیمی کل آن نشان می‌دهد که بجز تراکیت‌ها و سینیت‌ها (ترم‌های سنگی تفریق‌یافته‌تر)، بقیه واحدهای سنگی دارای ترکیب شیمیایی نسبتاً مشابه هستند. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی و اکثر عناصر جزئی دیگر و حتی مقادیر آنها بسیار شبیه هم هستد (شکل ۶- ب). میزان بالای K_2O و MgO و همچنین مقادیر نسبتاً بالای عناصر جزئی سازگار در این سنگ‌ها نشان‌دهنده این امر است که ماگمای مولد این سنگ‌ها منشائی گوشته‌ای دارد، البته حضور یک کانی آبدار غنی از پتاسیم در گوشته جهت توجیه چنین مقادیر بالای K_2O در ماگما ضرورت دارد (Prelevic et al., 2008; Lustrino et al., 2011)، زیرا ذوب بخشی یک پوسته پریدوتیتی معمول (آبدار یا بدون آب) حتی با درجات ذوب بخشی بسیار پایین هرگز نمی‌تواند یک ماگمای اولتراپتاسیک تولید کند (Foley, 1992; Novella and Frost, 2014). مطالعه Foley (1992) بر روی سنگ‌های منطقه Roman Province در ایتالیا (که ماگماتیسم سارای نیز طبق شکل ۵- پ، از این تیپ می‌باشد) نشان می‌دهد که یک گوشته

کلینوپیروکسنیتی میکادار کم اولیوین، محتمل‌ترین منشأ ماگماهای اولتراپتاسیک از نوع Roman Province می‌باشد. ترسیم نمونه‌های کمتر تفریق‌یافته سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار Dy/Yb-La/Yb معرفی شده Prelevic et al. (2012) نشان می‌دهد (شکل ۷- الف) که اکثر نمونه‌ها در محدوده گوشته‌ی گارنت‌دار و یا نزدیک به آن قرار می‌گیرند ولی حضور مقداری کانی اسپینل در گوشته نیز بسیار محتمل است. طبق نمودارهای La/Yb-La و La/k-La معرفی شده توسط Vigouroux et al. (2008)، نمونه‌های ماگماتیسم سارای در امتداد روندی قرار می‌گیرند که حضور کانی گارنت و فلوگوپیت در تفاله باقیمانده گوشته مولد ماگماتیسم سارای را مورد تأکید قرار می‌دهد (شکل‌های ۷- ب و پ) و درجه ذوب‌بخشی پریدوتیت گوشته‌ای جهت تولید ماگماتیسم سارای حدود ۵ تا ۱۰ درصد می‌باشد.

با توجه به توضیحات فوق، ترکیب گوشته مولد ماگماتیسم سارای بایستی گارنت کلینوپیروکسینیت میکادار باشد. چنین مجموعه دگرنهادی می‌تواند در گوشته لیتوسفری تشکیل یابد، بدین صورت که ابتدا احتمالاً در مراحل اولیه فرورانش، رسوبات فرورفته ذوب شده و تشکیل ماگمایی با سیلیس فراوان می‌کنند که با گوشته لیتوسفری دربرگیرنده در فعل و انفعال است (Frost, 2006) و در نتیجه پریدوتیتی آبدار و غنی از کانی فلوگوپیت در گوشته لیتوسفری تشکیل می‌شود (Prelevic et al., 2013). جهت بررسی بیشتر تغییرات روی‌داده در ماگمای اولیه، از نسبت‌های عناصر فرعی استفاده می‌کنیم. در این زمینه به‌ویژه مطالعات Hawkesworth et al. (1997) و Munker et al. (2004) مورد استفاده قرار می‌گیرد. جهت مقایسه، مقادیر OIB از مطالعه Sun and McDonough (1989) انتخاب شده است (جدول ۳).



شکل ۷- پراکنش نمونه‌های سارای در: الف) نمودار (Dy/Yb-La/Yb) معرفی شده از Prelevic et al. (2012)؛ ب) نمودار (La/Yb-La) معرفی شده از Vigouroux et al. (2008)، نمونه‌های دایره‌ای از Hajalilou et al. (2009)؛ پ) نمودار (La/K-La) معرفی شده از Vigouroux et al. (2008).

جدول ۳- مقایسه مقادیر و نسبت‌های عناصر فرعی در OIB و آتشفشان سارای.

OIB	Saray Volcano Samples
Th = 4	Th = 122-5/4
Ba/Yb = 162	Ba/Yb = 1712-186
Ba/Th = 5/87	Ba/Th = 344-12

ارقام و نسبت‌های نمونه‌های آتشفشان سارای نشان می‌دهند که دو عامل سبب دگرنهاد شدن گوشته زاینده این ماگما شده است: الف) توسط ماگمای حاصل از ذوب رسوبات فرورو. ب) توسط ماگمای حاصل از ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورو.

شاهد اصلی تغییر ترکیب گوشته توسط ماگماهای حاصل از رسوبات فرورو، بالا بودن نسبت‌های عنصری فوق، در آتشفشان سارای نسبت به استاندارد OIB می‌باشد. مقایسه این نسبت‌ها و با سایر مطالعات صورت گرفته مانند Prelevic et al. (2012) و یا Gulmez et al. (2016) نشان می‌دهد که این عامل در ماگماتیسم سارای نقش بارزتری دارد. جهت بررسی تأثیر ماگمای حاصل از زون فرورو بر گوشته پیرامونش از برخی نسبت‌ها مانند Ce/Pb =۲-۷/۶، Th/Yb =۲-۴۶ و Th/Ta =۶-۴۶ استفاده شده است. مقادیر بالای عنصر توریم و همچنین مقادیر بالای نسبت‌های Th/Ta و Th/Yb و از طرفی مقادیر پایین نسبت Ce/Pb در مقایسه با ماگماتیسم‌های کمان که در آنها تأثیر رسوبات فرورو بسیار بارز است (Perini et al., 2004; Conticelli et al., 2013)، نشان می‌دهد افزون بر رسوبات فرورو، ذوب پوسته فرورو، در تغییر ترکیب شیمیایی گوشته مولد ماگماتیسم سارای نقش بارزی داشته است. مقادیر عنصر باریوم (۳۷۰-۴۳۰۰ ppm) و نسبت Ba/Th =۱۲-۳۴۴ در مقایسه نمونه‌های شاخص سنگ‌های اولتراپتاسیک مانند ناحیه Roman Province (Mitchell and Bergman, 1991) بیشتر است. این مقادیر قابل مقایسه با مقادیر مربوط به ماگماهای پتاسیک قوس‌های فرورانشی در اندونزی و مکزیک می‌باشند (Turner et al., 2003; Vigouroux et al., 2008) که در آنها ماگمای حاصل از زون فرورو نقش قابل توجهی در ترکیب این ماگماتیسم‌ها دارا می‌باشند. بعلاوه محدوده کم تغییرات نسبت Ce/Pb=۲-۷/۶ حاکی از منشا نسبتاً ثابت رسوبات فرورفته می‌باشد (Conticelli et al., 2013). وجود ادخال‌های مایع در کانی‌های کلینوپیروکسن، نشان از سرعت بالای صعود ماگما در آتشفشان سارای می‌باشد و لذا تاثیر رسوبات فرورو بسیار بیش از تاثیر آلایش ماگمایی توسط سنگ‌های اطراف، در تعیین ترکیب ماگماتیسم سارای می‌باشد. مطالعات جدید (Werheim, 2013; Gulmez et al., 2016) جریان همرفت گوشته فوقانی را بعنوان عامل سوم، در تغییر ترکیب گوشته مولد سنگ‌های اولتراپتاسیک موثر دانسته‌اند. اساس این مطالعات بر مبنای داده‌های ایزوتوپی و به‌ویژه ایزوتوپ‌های سرب و نئودیمیوم، سنگ‌های اولتراپتاسیک اطراف دریای مدیترانه می‌باشد. با توجه به Pang et al. (2013)، جریان همرفت گوشته فوقانی نیز از عومل موثر در تعیین ترکیب ماگماتیسم سارای می‌باشد.

آنچه تاکنون گفته شد، تشکیل ماگمای لوسیتیتی و روندهای ماگمایی روی‌داده در آن‌را بررسی می‌کند. اما نمی‌تواند دلیل قانع‌کننده‌ای بر تشکیل ماگمای نسبتا تفریق‌یافته تراکیتی از یک ماگمای شدیداً تحت اشباع و اولیه لوسیتیتی، ارائه دهد، به‌ویژه که بحث‌های قبلی هم‌خون بودن این ماگماها را نیز تأکید می‌کند. فرآیند تفریق بلوری نیز کاملاً نمی‌تواند توجیه‌گر چنین سطح از تغییر ترکیب ماگمایی باشد. این پدیده می‌تواند در اثر هترومورفیسم (Heteromorphism) رخداده باشد. طبق تعریف Rittman (1973)، تبلور یک ماگمای واحد تحت شرایط فیزیکی متفاوت، می‌تواند منجر به تولید مجموعه‌های متفاوت کانیایی پایدار شود که دارای ترکیب شیمیایی یکسان هستند. این مجموعه‌های متفاوت کانیایی (به بیان دیگر، ترم‌های سنگی متفاوت) با یکدیگر هترومورف می‌باشند.

در ماگماتیسم سارای، در حالت کلی تفاوت‌ها ناشی از تبلور کانی لوسیت در برخی سنگ‌ها و تبلور بیوتیت و سانیدین در برخی دیگر است. طبق نظر Barton and Hamilton (1979) افزایش محتوای مواد فرار در ماگما در هنگام تبلور آن می‌تواند سبب برقراری رابطه $3olivine+3leucite+2H_2O=2phlogopite+k\text{-}feldespar$ گردد، یعنی افزایش بخار آب در مقاطع پایانی تبلور ماگما منجر به تشکیل ماگمایی مینتی کمابیش با همان ترکیب شیمیایی ماگمای لوسیتیتی شود. شواهد کانی‌شناسی موجود در سنگ‌های سارای این نظریه را تأیید می‌کند. در لوسیتیت‌های ارتفاعات پایین‌تر کانی سبزرنگ اولیوین در نمونه‌های دستی هم به‌خوبی قابل مشاهده است. ولی در روانه لوسیتیتی جوان‌تر، از مقدار اولیوین‌ها کاسته شده و کانی بیوتیت به‌صورت کانی فرعی ظاهر می‌شود. تشکیل چند دایک مونشیکیتی که در آنها بیوتیت نقش یک کانی اصلی سازنده سنگ را دارد، می‌تواند یک مرحله گذار تصور شود. با توجه به اینکه هترومورفیسم به معنای تبلور یک ماگمای واحد تحت شرایط فیزیکی متفاوت که منجر به تولید ماگماهایی متفاوت ولی با ترکیب شیمیایی یکسان می‌شود، بایستی ترکیب شیمیایی ماگماهای هترومورف یکسان باشد. با بررسی داده‌های جداول ۱ و ۲ و داده‌های موجود در مطالعات Moayyed et al. (2008) و Hajalilou et al. (2009)، ملاحظه می‌شود ترکیب شیمیایی ماگمای لوسیتیتی (تفریتی در مطالعات پیشین) و لامپروفیری تقریباً یکسان بوده ولی ترکیب شیمیایی ماگمای سینیتی-تراکیتی به‌مراتب تفریق‌یافته‌تر است. یعنی افزایش میزان بخار آب ماگما سبب رویداد واکنش $3olivine+3leucite+2H_2O=2phlogopite+k\text{-}feldespar$ شده و ماگمای لامپروفیری هترومورف با ماگمای لوسیتیتی تشکیل داده است. در اثر تفریق ماگمایی و ته‌نشست کانی‌های مافیک از ماگمای لوسیتیتی ماگمایی سینیتی-تراکیتی تشکیل می‌شود که درصد سیلیس آن بالاتر بوده و کانی‌های آلکالی-فلدسپار بجای فلدسپاتوئیدها تشکیل می‌شود. ماگمای لوسیت‌فنولیتی محصول میانی فرآیند تفریق ماگمایی و تشکیل ماگمای سینیتی-تراکیتی می‌باشد. چون شواهد صحرایی تزریق دایک‌های لامپروفیری و تراکیتی در یکدیگر را نشان می‌دهد، باید نتیجه گرفت دو فرآیند هترمورفیسم و تفریق ماگمایی تقریبا به موازات هم در جریان بوده است و این تصور که آتشفشان سارای پس از اتمام فوران‌های لوسیتیتی، مدتی خاموش بوده و سپس ماگمای لامپروفیری و در ادامه ماگمای تراکیتی تشکیل شده است، نمی‌تواند صحیح باشد.

۶- ۱. بررسی اجمالی ژئودینامیک ماگماتیسم سارای

در خصوص مکانیسم تشکیل ماگماتیسم سارای می‌توان نظریه‌های زیر را ارائه وارزیابی کرد: الف) ماگماتیسم سارای آخرین نتایج فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر پوسته ایران می‌باشد و یا در نقش حوضه کششی پشت قوس این فرورانش می‌باشد. ب) ماگماتیسم سارای در نتیجه ریفتینگ قاره‌ای صورت گرفته است. پ) ماگماتیسم سارای در نتیجه تلاقی گسل‌های عمیق فعال در منطقه است.

در رابطه با نظریه اول، با رجوع به سن‌سنجی‌های صورت گرفته، ملاحظه می‌شود که سن روانه‌های لوسیتیتی حدود ۸ میلیون سال تعیین شده است (Moinvaziri et al., 1991). چه اعتقاد به اتمام فرورانش نئوتتیس در کرتاسه میانی و یا در اوائل میوسن داشته باشیم، آتشفشان سارای نمی‌تواند نه به‌عنوان کمان و نه به‌عنوان حوضه کششی پشت قوس فرورانش در نظر گرفته شود. به‌ویژه از لحاظ ژئوشیمیایی ویژگی محیط‌های کمان قاره‌ای و یا حوضه‌های کششی پشت قوس قاره‌ای نیز در ماگماتیسم سارای دیده نمی‌شود.

آتشفشان سارای به دو دلیل نمی‌تواند در اثر یک ریفتینگ قاره‌ای تشکیل شده باشد، اولاً طبق جدول ۲ مقدار اکسید TiO_2 در ماگماتیسم سارای کمتر از میزان شناخته‌شده برای ریفت‌های قاره‌ای است. از طرفی سرشت اولتراپتاسیک و شوشونیتی این ماگماتیسم سازگار با محیط‌های ریفتی نمی‌باشد، به‌ویژه اینکه سرشت شوشونیتی ماگماتیسم سارای در ترم‌های تفریق‌یافته‌تر (تراکیت‌ها) نیز حفظ می‌شود.

منطقی‌ترین توجیه رویداد ماگماتیسم سارای را می‌توان با تحلیل عملکرد گسل‌های موجود در آذربایجان بیان کرد. آتشفشان سارای در میان گسل چپگرد میانه (منطبق بر رودخانه گرمی‌چای)، گسل چپگرد آپشرون-پالمیرا و گسل راستگرد تبریز می‌باشد. در محل برخورد این گسل‌ها، حرکات کششی حکمفرما شده که منتج به ذوب گوشته‌ای و تولید ماگمای آلکالن می‌شود. چون گوشته این نواحی پیشتر در اثر فرورانش اقیانوس نئوتتیس به‌شدت متاسوماتیزه شده است و در نتیجه ماگمای اولتراپتاسیک تولید می‌شود. محل برخورد سه گسل اشاره شده، حوالی شمال مرند در غرب تبریز، حوالی شهر مشکین‌شهر در غرب اردبیل (منطقه لاهرود) و محل آتشفشان سارای می‌باشد. در دو منطقه دیگر ماگماتیسم‌هایی مشابه ماگماتیسم سارای دیده می‌شود (مؤید و همکاران، ۱۳۷۹؛ مؤید، ۱۳۸۱؛ Moayyed et al., 2008).

۷- بررسی شیمی کانی و تحلیل رخداد مگاکریست‌های سانیدین در آتشفشان سارای

سانیدین فراوانترین فلدسپار موجود در آتشفشان سارای می‌باشد. جهت مطالعه شیمی کانی سانیدین ۱۰ نقطه مورد آنالیز نقطه‌ای واقع شده و نتایج همراه با فرمول ساختاری هر نقطه بر اساس Deer et al. (1992) در جدول ۴ ارائه شده است. ترکیب سانیدین‌های G5A به‌صورت $Ab_{29.1\text{-}33.5}Or_{64.17\text{-}69.27}An_{1.55\text{-}2.33}$ و در G38 به‌صورت $Ab_{36.02\text{-}48.55}Or_{48.55\text{-}63.53}An_{0.38\text{-}2.49}$ می‌باشند.

یکی از جذاب‌ترین ویژگی آتشفشان سارای ، رخداد مگاکریست‌های سانیدین (تا ۷ سانتی‌متر) در تراکیت‌ها می‌باشد. مگاکریست‌های حدوداً پنج سانتی‌متری سانیدین در برخی آتشفشان‌های ایالت ماگمایی Roman Province و برخی آتشفشان‌های نزدیک به آن نیز، مطالعه شده است. به‌ویژه مگاکریست‌های سانیدین در آتشفشان‌های Vico، Monte Cimino و Amiata از لحاظ ژنز مورد بررسی قرار گرفته‌اند (Perini et al., 2003; Landi et al., 2019). چهار ژنز اصلی در توجیه رخداد مگاکریست‌های سانیدین کشور ایتالیا ذکر شده است:

- مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار (سانیدین) قطعاتی باقی‌مانده از زینولیت‌های فشار بالا می‌باشند (Righter and Carmichael, 1993). به‌عقیده Perini et al. (2003) باقی‌مانده چنین زینولیت‌هایی صرفاً می‌توانند مگاکریست‌های بی‌شکل تشکیل دهند. بعلاوه حضور یک لایه متشکل از مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار در گوشته لیتوسفری منطقه باید ثابت شود. از زینولیت‌های گوشته‌ای بازالت‌ها و بازانیت‌های مناطقی از گرینلند و روسیه مگاکریست‌های سانیدین گزارش شده است (Larsen, 1982; Ionov et al., 1995) ولی چنین گزارشی از ایران و به‌ویژه آذربایجان (حوالی دریاچه ارومیه) در دسترس نیست. از طرفی مگاکریست‌های سانیدین آتشفشان سارای یا شکل‌دار (Euhedral) هستند و یا بسیاری از سطوح بلوری خود را حفظ کرده‌اند. لذا منشا زینولیتی فشار بالا در مورد مگاکریست‌های سانیدین آتشفشان سارای کلاً رد می‌شود.

- مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار حاصل اختلاط ماگمای آلکالن گوشته‌ای

با ماگمای آناتکتیت (Anatectic) حاصل از ذوب‌بخشی پوسته منطقه مورد مطالعه می‌باشد (Pinarelli et al., 1989). کمترین تأثیر چنین اختلاط ماگماهای با ترکیب متضاد، تشکیل فنوکریست‌های با تفاوت ترکیب بسیار بارز در مرکز و حاشیه می‌باشد. ولی ترکیب فنوکریست‌های سانیدین در مرکز و حاشیه تقریباً یکسان می‌باشند.

– مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار باقی‌مانده قطعات زینولیت‌های سینیتی می‌باشند (Aspen et al. 1990; Righter and Carmichael, 1993). همان‌طور که اشاره شد، زینولیت‌های سینیتی با ترکیب مشابه زینولیت‌های دایک تراکیتی در دره مرکزی سارای یافت می‌شود. این سینیت‌ها بافت پوئی‌کیلیتیک دارند که زمینه از ارتوز تشکیل شده است. تبدیل ارتوز با بافت پوئی‌کیلیتیک به مگاکریست‌های یوهدرال پنج سانتی‌متری سانیدین، صرفاً از طریق تشکیل ماگمای سینیتی آناتکتیک و اختلاط آن با ماگمای آلکالن، امکان‌پذیر است. پیش‌تر، عدم امکان چنین فرآیندی در آتشفشان سارای، حداقل به‌عنوان دلیلی برای ژنز مگاکریست‌های سانیدین بحث شد.

– مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار محصول کریستالیزاسیون بطئی و طولانی‌مدت در یک مخزن ماگمایی کوچک، کم‌عمق و نسبتا ایزوله هستند؛ چرخه حرارتی در این حجره ماگمایی به‌نحوی است که دمای ماگما در حدود دمای پتاسیم‌فلدسپار مایع باشد (Higgins, 1999) و ترکیب شیمیایی مگاکریست حاصله در تعادل با ماگما بوده و در نتیجه مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار با ترکیب یکنواخت تشکیل می‌شوند.

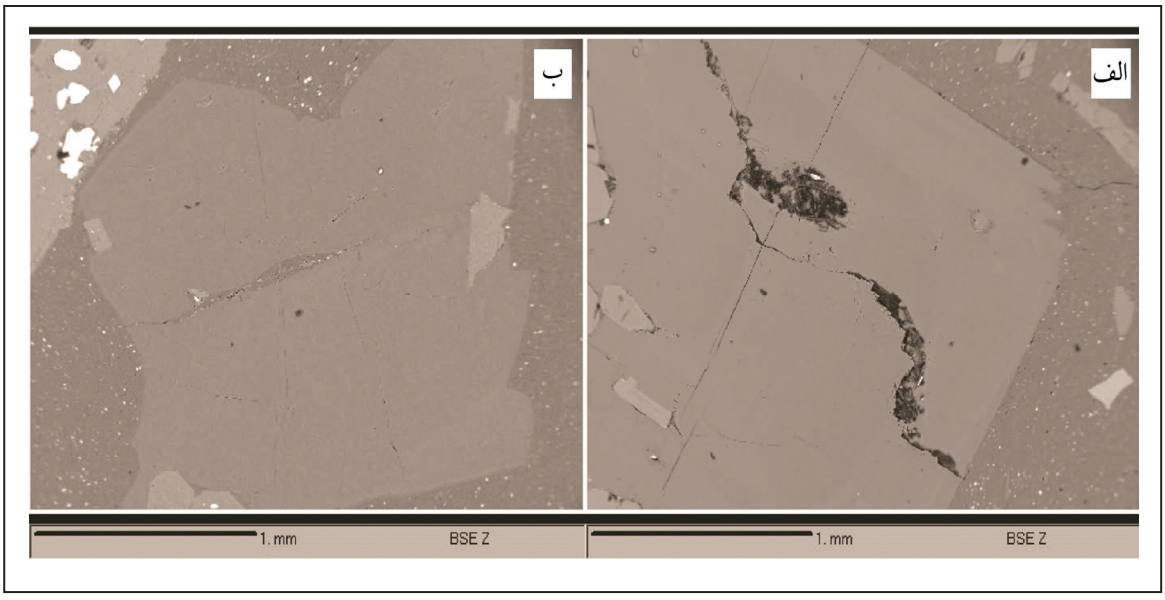
در این مطالعه، نمونه G5A متعلق به تراکیت‌های دارای مگاکریست سانیدین می‌باشد. آنالیز نقطه‌ای از سه فنوکریست سانیدین به ابعاد بیش از ۲ میلی‌متر به‌صورت مرکز- حاشیه صورت گرفته است (جدول ۴). تصاویر BSE این سانیدین‌ها در شکل ۸ نشان داده می‌شوند. مطابق جدول ۴ ترکیب شیمیایی مرکز و حاشیه سانیدین‌های نمونه G5A تفاوت چندانی ندارند و با کمی اغماض می‌توان آن را یکسان فرض کرد. ترکیب سانیدین‌های مختلف نمونه G5A، نیز با هم تقریبا یکسان است. مطابق شکل ۸ کمی تغییر تن رنگ در مرکز و حاشیه سانیدین‌های نمونه G5A دیده می‌شود که شاید ناشی از تغییر جزئی ترکیب شیمیایی در مرکز و حاشیه سانیدین‌هاست. لذا نتایج آنالیز نقطه‌ای و تصاویر BSE کمابیش از ترکیب شیمیایی یکنواخت برای سانیدین‌های نمونه G5A حکایت می‌کنند. در تصاویر BSE سانیدین‌های نمونه G5A (شکل‌های ۸- الف و ب) اکثراً سطوح کریستالی سالم داشته، ادخال‌های ماگمایی در آنها وجود ندارد و اینکلوژن از نوع سانیدین نیمه‌شکل‌دار می‌باشد. شرایط ژنز این سانیدین‌ها تا حدود زیادی با ویژگی‌های ارائه شده در Higgins (1999) هماهنگ است. یعنی باید در طی فرایند تکامل ماگماتیسم سارای در مقطع تشکیل ماگمای تراکیتی، یک حجره ماگمایی با ترکیب سینیتی-تراکیتی در عمق کم و در حالتی که تبادل دمایی کمی با محیط اطراف خود داشته است، تشکیل شده باشد. کانی‌های مافیک ماگما باید پیش از تشکیل این حجره مجزا متبلور شده باشند. در زمانی که دمای این حجره نزدیک به دمای پتاسیم‌فلدسپار مایع می‌باشد، سرد شدن ماگما بسیار بطئی صورت گرفته و امکان تشکیل مگاکریست‌های سانیدین فراهم شده است. پس از فوران بخشی از ماگمای این حجره روانه‌ها و دایک‌های تراکیتی واجد مگاکریست‌های سانیدین تزریق شده‌اند. باقی‌مانده ماگما تشکیل سینیت‌هایی را می‌دهند که مملو از فنوکریست‌های درشت پتاسیم‌فلدسپار می‌باشند.

۸- نتیجه‌گیری

تشکیل ماگمای نسبتا تفریق‌یافته تراکیتی از یک ماگمای تحت اشباع و اولیه لوسیتیتی می‌تواند در اثر پدیده هترومورفیسم (Heteromorphism) رخداده باشد.

افزایش محتوای مواد فرار در هنگام تبلور ماگما می‌تواند سبب برقراری رابطه 3olivine+3leucite+2 H_2O=2phlogopite+k-feldespar شده و منجر به تشکیل ماگمای مینتی کمابیش با همان ترکیب شیمیایی ماگمای لوسیتیتی شود. یعنی با افزایش میزان بخار آب ماگما، ماگمای لامپروفیری هترومورف با ماگمای لوسیتیتی تشکیل می‌شود. از طرفی در اثر تفریق ماگمای لوسیتیتی، ماگمای به‌مراتب تفریق‌یافته‌تر سینیتی-تراکیتی تشکیل و کانی‌های آلکالی‌فلدسپار بجای فلدسپاتوئیدها متبلور می‌شوند. نظر به تزریق دایک‌های لامپروفیری و تراکیتی در یکدیگر، باید نتیجه گرفت دو فرآیند هترومورفیسم و تفریق ماگمایی تقریبا به موازات هم در جریان بوده است و تصور خاموش بودن آتشفشان سارای در بین دو مرحله فعالیت لوسیتیتی و تراکیتی نمی‌تواند صحیح باشد.

ژنز مگاکریست‌های سانیدین‌ها در آتشفشان سارای، با تشکیل یک حجره ماگمایی با ترکیب سینیتی-تراکیتی در عمق کم و در حالتی که تبادل دمایی کمی با محیط اطراف خود داشته است، می‌تواند توجیه شود. در زمانی که دمای این حجره نزدیک به دمای پتاسیم‌فلدسپار مایع می‌باشد، سرد شدن ماگما بسیار بطئی صورت گرفته و امکان تشکیل مگاکریست‌های سانیدین فراهم شده است.



شکل ۸- تصاویر BSE سانیدین مقطع G5A.

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی سانیدین در سنگ‌های تراکیتی آتشفشان سارای (بر حسب درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن.

G38-25	G38-15	G38-14	G5A-19	G5A-18	G5A-17	G5A-16	G5A-15	G5A-7	G5A-6	
Core	Rim	Core	Rim	Middle	Core	Rim	Core	Rim	Core	
47/65	14/65	08/65	82/63	47/63	91/63	98/63	48/63	22/63	73/63	SiO_2
03/0	09/0	03/0	03/0	03/0	05/0	05/0	06/0	04/0	05/0	TiO_2
25/18	97/18	34/18	36/19	34/19	29/19	42/19	61/19	45/19	28/19	Al_2O_3
37/0	47/0	47/0	31/0	23/0	31/0	17/0	28/0	32/0	28/0	FeO
08/0	52/0	09/0	36/0	39/0	35/0	31/0	32/0	48/0	32/0	CaO
70/4	64/5	04/4	32/3	54/3	33/3	43/3	20/3	82/3	16/3	Na_2O
63/10	50/8	83/10	51/11	21/11	37/11	37/11	28/11	12/11	43/11	K_2O
54/99	42/99	97/98	26/99	70/98	16/99	14/99	55/98	02/99	67/98	Total
Formula on the basis of 32 (O)										
90/11	81/11	96/11	77/11	75/11	80/11	79/11	78/11	65/11	83/11	Si
0/0	01/0	0/0	0/0	0/0	01/0	01/0	01/0	01/0	01/0	Ti
91/3	05/4	97/3	21/4	22/4	20/4	22/4	29/4	22/4	22/4	Al
0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	04/0	0/0	04/0	Fe(ii)
02/0	10/0	02/0	07/0	08/0	07/0	06/0	06/0	09/0	06/0	Ca
66/1	98/1	44/1	19/1	27/1	19/1	23/1	15/1	36/1	14/1	Na
46/2	97/1	54/2	71/2	65/2	68/2	67/2	67/2	61/2	71/2	K
0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	0/20	Total
38/0	49/2	44/0	79/1	94/1	76/1	55/1	64/1	33/2	63/1	An
04/40	96/48	02/36	93/29	80/31	26/30	95/30	63/29	50/35	10/29	Ab
58/59	55/48	53/63	28/68	26/66	98/67	50/67	73/68	17/64	27/69	Or

کتابنگاری

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶ ص.

سلطانی سیسی، غ.، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی ارومیه، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

مؤید، م.، پورمعافی، س. م. و وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۷۹- مروری بر پلوتونیسم الیگوسن در زون البرز غربی-آذربایجان، فصلنامه علوم زمین- دانشگاه شهید بهشتی.

مؤید، م.، ۱۳۸۱- نگرشی نو بر تکوین و تکامل نئوتتیس و ارتباط آن با ماگماتیسم ترشیری ارومیه-دختر و البرز غربی-آذربایجان، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ص. ۳۷۴ تا ۳۷۸.

References

Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Meyer, H. P., Satır, M. and Lahaye, Y., 2008- Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic characteristics of Paleocene plagioleucitites, from the Eastern Pontides (NE Turkey). Lithos 105(1-2): 149- 161.

Aspen, P., Upton, B. G. J. and Dickin, A. P., 1990- Anorthoclase, sanidine and associated megacrysts in Scottish alkali basalt: highpressure syenitic debris from upper mantle sources? Eur. J.Mineral. 2(4): 503-517.

Barton, M. and Hamilton, D. L., 1979- The melting relationships of madupite from Leucite Hills Wyoming, to 30 Kb. Contributions to Mineralogy and Petrology 69(2): 133-142.

Conticelli, S., Avanzinelli, R., Poli, G., Braschi, E. and Giordano, G., 2013- Shift from lamproite-like to leucititic rocks: Sr–Nd–Pb isotope data from the Monte Cimino volcanic complex vs the Vico stratovolcano, Central Italy.Chemical Geology 353, 246–266.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- An introduction to the rock forming minerals. Second Edition, Longman, London. 696 p.

Ewart, A., 1982- Petrogenesis of the Tertiary anorogenic volcanic series of the southern Queensland, Australia, in the light trace element geochemistry and O, Sr and Pb isotopes. J. Petrol 23(3): 382-344.

Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H. and Toscani, L., 1987- The ultrapotassic rocks: characteristics classification, and constraints for petrogenetic models. Earth Sci. Rev 24(2): 81-134.

Foley, S., 1992- Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. Lithos 28(3-6): 435–453.

Frost, D. J., 2006- The stability of hydrous mantle phases. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 62(1): 243-271.

Gulmez, F., Dejan, P. M., Roden, M., Karacik, Z., Billor, Z., Genc, C. and Billor, M., 2016- Ultrapotassic Volcanism from the Waning Stage of the Neotethyan Subduction: a Key Study from the Izmir–Ankara–Erzincan Suture Belt, Central Northern Turkey. Journal of Petrology 57(3): 561-593.

Hajalilou, B., Moayyed, M. and Hosseinzadeh, G. H., 2009- Petrography, geochemistry and geodynamic environment of potassic alkaline rocks in Eslamy peninsula, northwest of Iran, J. Earth Syst. Sci 118(6): 643-657.

Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W. and Van Calsteren, P., 1997- U–Th isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust.Science 276(5312): 551–555.

Higgins, M. D., 1999- Origin of megacrysts in granitoids by textural coarsening: a crystal size distribution (CSD) study of microcline in the Cathedral Peak Granodiorite, Sierra Nevada, California. Geological Society, London, Special Publications 168(1): 207–219.

Ionov, D. A., O'Reilly, S. Y. and Ashchepkov, I. V., 1995- Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: An Sr-Nd isotope study of xenoliths from the Bartoy volcanoes. Contributions to Mineralogy and Petrology 122(2): 174-190.

Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D., 2002- Fluid-mobile trace element the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. Contrib Mineral Petrol 144(1): 38-56.

Kretz, R., 1983- Symbole for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

Landi, L., La Felice, S., Petrelli, M., Vezzoli, L. M. and Principe, C., 2019- Deciphering textural and chemical zoning of K-feldspar megacrysts from Mt. Amiata Volcano (Southern Tuscany, Italy): Insights into the petrogenesis and abnormal crystal growth. Lithos 324–325, 569–583.

Larsen, J. G., 1982- Mantle-derived dunite and lherzolite nodules from Ubekendt Ejland, West Greenland Tertiary province. Mineral. Mag 46(340): 329-336.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali –silica diagram. Journal of Petrology 27(3): 745–750.

Le Maitre, R. W., 2002- Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.

Lustrino, M., Duggen, S. and Rosenberg, C. L., 2011- The Central–Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. Earth-Science Reviews 104(1-3): 1–40.

McDonough, W. F., Sun, S. S., Ringwood, A. E., Jagoutz, E. and Hofmann, A. W., 1992- Potassium, rubidium, in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. Geochim. Cosmochim. Acta 56(3): 1001-1012.

Mitchell, R. H. and Bergman, S. C., 1991- Petrology of Lamproites. Plenum, New York. Springer. 447 pp.

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 68(2): 141-154.

Moghadam, Sh. 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 26, 1028-1050.

Moinvaziri, H., 1985- Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran; These d'Etat Univer, Paris-Sud, Orsay.

Moinvaziri, H., Khalili-marandi, S. H. and Brousse, R., 1991- Importance d'un Volcanisme potassique, au miocene Superier en Azerbaidjan (Iran); C.R. Acad. Sci. Paris. 313(2): 1603-1610.

Moradian-Shahrbabaky, A., 2007- Geological Setting and Geochronology of some alkali and calc-alkalic rocks in Western (Saray peninsula) and central (Soruk) Urmieh- Dokhtar Volcanic Belt, Iran; Earth and Life 2(3): 6-24.

Muller, D. and Groves, D. I., 2016- Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Fourth Edition. Mineral Resource Reviews. Springer. 311 pp.

Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. Miner Petrol 46(4): 259-289.

Munker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G. and Churikova, T., 2004- Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas.Earth and Planetary Science Letters 224(3-4): 275–293.

Novella, D. and Frost, D. J., 2014- The composition of hydrous partialmelts of garnet peridotite at 6 GPa: implications for the origin of Group II kimberlites. Journal of Petrology 55(11): 2097–2124.

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 25-405-413.

Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. ed. Orogenic andesites and related rocks, Chichester, England: John Wiley and Sons. 548 pp.

Perini, G., Francalanci, L., Davidson, J. P. and Conticelli, S., 2004- Evolution and genesis of magmas from Vico Volcano, Central Italy: multiple differentiation pathways and variable parental magmas. Journal of Petrology 45(1): 139–182.

Perini, G., Tepley III, F. J., Davidson, J. P. and Conticelli, S., 2003- The origin of K-feldspar megacrysts hosted in potassic rocks from post-orogenic setting: a track for low-pressure processes in mafic magmas. Lithos 66(3): 223–240.

Pinarelli, L., Poli, G. and Santo, A. P., 1989- Geochemical characterization of recent volcanism from the Tuscan magmatic province (central Italy): the Roccastrada and San Vincenzo centers. Period. Mineral 58, 67-96.

Prelevic, D., Akal, C., Foley, S. F., Romer, R. L., Stracke, A. and Van Den Bogaard, P., 2012- Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey. Journal of Petrology 53(5):1019–1055.

Prelevic, D., Foley, S. F., Romer, R. and Conticelli, S., 2008- Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. Geochimica et Cosmochimica Acta 72(8): 2125–2156.

Prelevic, D., Jacob, D. E. and Foley, S. F., 2013- Recycling plus: a new recipe for the formation of Alpine–Himalayan orogenic mantle lithosphere. Earth and Planetary Science Letters 362, 187–197.

Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. Lithos 22(4): 247-263.

Righter, K. and Carmichael, I. S. E., 1993- Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts: fragments of disrupted mantle assemblages. Am. Mineral 78(11): 1230-1245.

Rittman, A., 1973- Stable Mineral Assemblages of Igneous, a Method of Calculation. Springer, Mineralogy. 262 pp.

Stemprok, M., Dolejs, D. and Holbb, F. V., 2014- Late Variscan calc-alkaline lamprophyres in the Krupka ore district, Eastern Krušné hory/ Erzgebirge: their relationship to Sn–W mineralization, Journal of Geosciences 59, XX–XX DOI: 10.3190/jgeosci.156Original paper.

Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313–345.

Turner, S., Foden, J., George, R., Evans, P., Varne, R., Elburg, M. and Jenner, G., 2003- Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api volcano, East Sunda arc, Indonesia.Journal of Petrology 44(3): 491-515.

Vigouroux, N., Wallace, P. J. and Kent, A. J., 2008- Volatiles in high-K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of the mantle wedge by subduction processes. Journal of Petrology 49(9): 1589-1618.

Werheim, S., 2013- Petrological characterization of the Klepa ophiolitein Macedonia (FYROM), A first evidence for the presence of Sava Ocean. Diploma thesis, Johannes Gutenberg Universitat, Mainz. 125 pp.

Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and Planetary Science Letters 50(1): 11-30.

A new hypothesis on the petrogenesis of Saray volcano with emphasis on formation of Sanidine megacryst, (crystallization in an isolated magma chamber)

M. Ghaderi[1], M. Moayyed[2*], N. Amel[3] and M. Mojarrad[4]

[1]Ph.D. student, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

[2]Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

[3]Associated Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

[4]Associated Professor, Department of Geology, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2019 March 27 Accepted: 2019 October 14

Abstract

The Saray volcano is located on the East of the Urmia Lake. This extinct stratovolcano mainly consists of Leucitite lavas and related pyroclasts. Dykes with composition of Leucite phonolite, Lamprophyre, Trachyte and microsyenite intruded into leucitite. Field evidences indicate that minette and trachytic dykes intruded into each other. A microsyenitic stock and syenitic dykes outcrop in the central valley of this volcano. The trachytic pyroclasts eruption is the last activity of the Saray volcano and probably caused the destruction of volcanoe's caldera and formed its current shape. Leucitites mainly consist of leucite and clinopyroxene phenocrysts , minettes consist of biotite and clinopyroxene phenocrysts and trachytes consist of biotite, sanidine and clinopyroxene phenocrysts. The Saray magmatism has potassic to ultrapotassic nature and its geochemical features indicate that this magma should have originated from a micaceous garnet clinopyroxenite mantle. The coexistence of leucitite, lamprophyre and trachyte, could not be explained only by the function of fractional crystallization in leucitite magma. Sanidine is the most abundant feldspar in the Saray volcano. Sanidine megacrysts crystallize in a medium size magma chamber with continuing temperature cycling, so that the magma temperature remains close to the liquidus temperature of the K-feldspar for a long time.

Keywords: Lamprophyre, Leucitite, Sanidine, Trachyte, The Saray volcano.

For Persian Version see pages 3 to 16

*Corresponding author: M. Moayyed; E-mail: moayyed@tabrizu.ac.ir

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional