

سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک، شرق معدن مس میدوک

علیرضا پورمرادیان برفه^۱، محمد ابراهیمی^{۱*}، قاسم نباتیان^۱، عباس مرادیان^۲، زهرا عباسلو^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

۳- معدن مس میدوک، شهر بابک، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱۱/۱، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۱۱/۱۸)

چکیده: پیرامون روستای کاریک در شرق معدن مس میدوک، سنگ‌های آتشفشانی (بازالت آندزیتی، آندزیت، داسیت و ریولیت) و سنگ‌های آذرآواری (آگلومرا و توف) ائوسن رخنمون دارند. این سنگ‌ها با تعدادی دایک با ترکیب آندزیتی قطع شده‌اند. بافت‌های اصلی سنگ‌های آتشفشانی پورفیری و جریانی هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های کدر در سنگ‌های مورد بررسی به صورت درشت‌بلور و بلورهای ریز وجود دارند. همچنین، فلدسپار (بیشتر پلاژیوکلاز) به صورت ریزبلورهای میله‌ای جهت‌یافته دیده می‌شود. گاهی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بافت‌های غیرتعدادی چون بافت غربالی، تحلیل‌یافتگی و منطقه‌بندی مشاهده می‌گردند. کوارتزها لبه‌های تحلیل‌یافته دارند. آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها از لبه‌ها به اکسیدهای آهن و تیتانیم تبدیل شده‌اند. تشکیل این بافت‌ها را می‌توان به فرایندهایی چون آمیختگی ماگمایی، تغییرات فشار بخار آب و کاهش فشار ناشی از صعود سریع ماگما مربوط دانست. سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک از سری ماگمایی آهکی قلیایی و بیشتر متآلومین هستند. نمودارهای چندعنصری سنگ‌های مورد بررسی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه دارای ناهنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا چون P، Nb، Ta و Ti هستند که از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش است. ناهنجاری مثبت شدید Pb در سنگ‌های مورد بررسی ناشی از آرایش پوسته‌ای است. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت سنگ‌های آذرین منطقه کاریک به نسبت هموار و دارای غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین بوده که به احتمال بسیار به دلیل فراوانی LREE ها در خاستگاه و یا آرایش پوسته‌ای است. بر اساس شواهد سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک در یک محیط کمان فعال کرانه قاره‌ای و بر اثر فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌نگاری؛ زمین‌شیمی؛ سنگ‌های آتشفشانی؛ کاریک؛ کرمان؛ پهنه /رومیه- دختر.

مقدمه

شوشونیتی وابسته هستند [۱]. پهنه ماگمایی ارومیه- دختر بر کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا منطبق است و فعالیت اصلی آن در دوره ائوسن و در گستره زمانی ۵۵ تا ۳۶ میلیون سال پیش متمرکز است. در این پهنه ماگمایی که با روند شمال غربی- جنوب شرقی موازی پهنه زاگرس و سنجندج- سیرجان با پهنای ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و طول ۱۸۰۰ کیلومتر گسترش

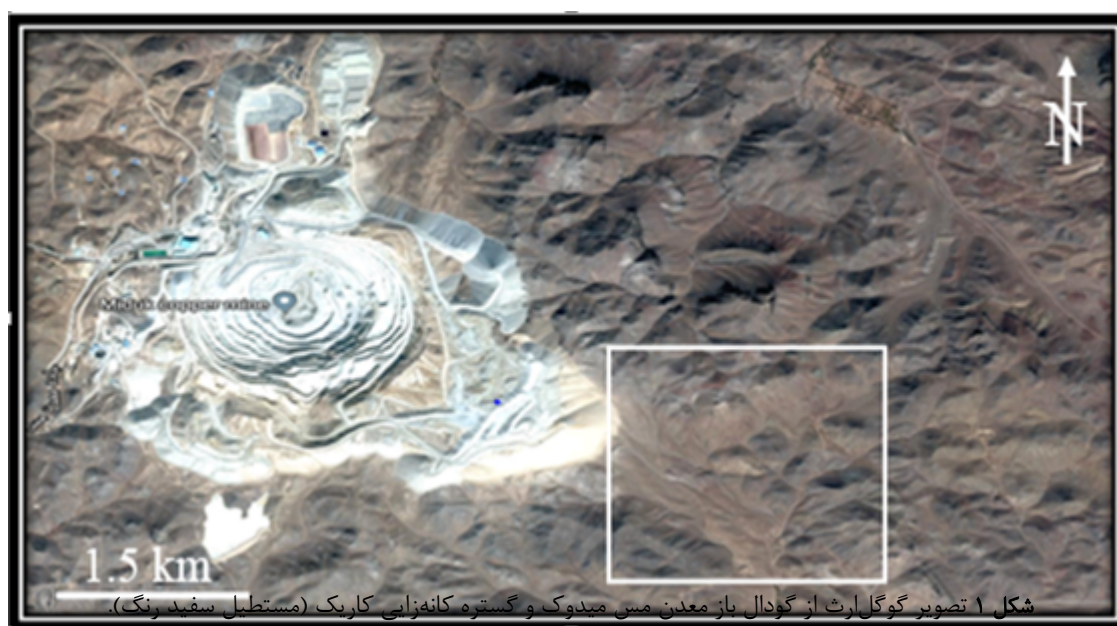
بی شک گسترده‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی سرزمین ایران در زمان ائوسن رخ داده است و آثار این تکاپوها را می‌توان در همه بخش‌های ایران جز زاگرس و کپه‌داغ دید [۱]. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای طیف گسترده ترکیبی از اشباع تا ابر اشباع بوده و بیشتر به سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی تا

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی از آنجا که در کمر بند فلز زایی ارومیه-دختر (نوار دهج-ساردوئیه) و در نزدیکی معدن مس میدوک واقع هستند پتانسیل بسیار بالایی برای کانه‌زایی مس دارند. با توجه به اهمیت بررسی‌های سنگ‌شناسی در برنامه‌ریزی‌های اکتشافی و از آنجا که بیشتر بررسی سنگ-شناسی بر این سنگ‌های آتشفشانی انجام نشده است، این پژوهش صورت گرفت.

روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، تصاویر ماهواره‌ای استر منطقه تهیه و به منظور استخراج اطلاعات زمین‌شناسی استفاده شدند. سپس طی بازدیدهای صحرایی با توجه به رخمون واحدهای سنگی مختلف، از بخش‌های با کمترین دگرسانی ۵۱ نمونه سنگی برداشت شد. پس از تهیه مقطع نازک و بررسی آنها با میکروسکوپ قطبشی، برای بررسی بیشتر ویژگی‌های سنگ-شناسی و زمین‌شیمیایی، ۱۱ نمونه از انواع سنگی مختلف انتخاب گردیدند. آنها برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی به روش (طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به آزمایشگاه زرآما ماهان کرمان ارسال شدند (جدول ۱).

دارد، سنگ‌هایی با گرایش‌های متفاوت تولییتی تا آهکی قلیایی [۲]، قلیایی [۳، ۴] و شوشونیتی [۴-۶] گزارش شده‌اند. برخی پژوهشگران بخشی از فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوییک در پهنه ارومیه-دختر را مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی وابسته با تراککش در نظر گرفته‌اند [۷]. سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک بخشی از یک واحد زمین ساختمانی ماگمایی مهم به نام مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر هستند. کمر بند یاد شده در استان کرمان نوار دهج-ساردوئیه نامیده شده است [۸]. منطقه مورد بررسی در شرق معدن مس میدوک در فاصله ۴۲ کیلومتری شمال شرق شهر بابک و ۱۳۲ کیلومتری شمال غرب معدن مس سرچشمه واقع است. فاصله مستقیم آن تا شهر بابک ۲۷ کیلومتر و تا سرچشمه ۸۰ کیلومتر است. منطقه مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی $00^{\circ} 11' 55''$ تا $00^{\circ} 09' 55''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $00^{\circ} 25' 30''$ تا $00^{\circ} 26' 30''$ شمالی در قسمت شمال غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک [۹] قرار دارد (شکل ۱). برای دسترسی به منطقه مورد بررسی می‌توان از مسیر رفسنجان-شهر بابک-معدن مس میدوک به مسافت ۱۸۷ کیلومتر از رفسنجان و مسیر سیرجان-شهر بابک-معدن مس میدوک به مسافت ۱۹۴ کیلومتر از سیرجان استفاده کرد.



شکل ۱ تصویر گوگل ارث از گودال باز معدن مس میدوک و گستره کانه‌زایی کاریک (مستطیل سفید رنگ).

جدول ۱ نتایج تجزیه زمین شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های آذرین منطقه کاریک به روش ICP-OES (برحسب درصد وزنی).

نمونه	K-101	K-3	K-8	K-11	K-19	K-27	K-30	K-35	K-72	K-73	K-42
	ریولیت	ریولیت	داسیت	ریولیت	داسیت	ریولیت	بازالت	تراکی آندزیت	داسیت	داسیت	تراکی آندزیت
SiO ₂	۶۵٫۴۸	۸۲٫۴۷	۶۴٫۲۰	۷۷٫۷۹	۶۶٫۰۴	۷۱٫۰۳	۴۹٫۹۷	۵۴٫۲۵	۶۹٫۱۲	۶۵٫۹۳	۶۱٫۱۸
Al ₂ O ₃	۱۴٫۵۳	۱۱٫۳۹	۱۴٫۶۶	۴٫۳۵	۱۵٫۰۴	۱۵٫۳۶	۱۵٫۶۶	۱۶٫۳۳	۱۳٫۸۷	۱۵٫۴۲	۱۵٫۸۵
CaO	۲٫۰۴	۰٫۶۲	۰٫۸۸	۹٫۱۵	۲٫۰۷	۰٫۵۶	۱۸٫۷۱	۹٫۵۰	۴٫۷۲	۵٫۲۵	۳٫۶۰
Fe ₂ O ₃	۱٫۶۶	۲٫۱۳	۱۲٫۲۷	۳٫۹۲	۳٫۸۳	۲٫۵۹	۹٫۱۹	۳٫۸۹	۴٫۶۶	۴٫۱۰	۴٫۷۰
K ₂ O	۴٫۷۲	۶٫۱۰	۵٫۳۱	۱٫۵۵	۵٫۲۸	۸٫۳۳	۱٫۵۲	۵٫۵۹	۲٫۵۰	۳٫۰۶	۴٫۲۵
MgO	۰٫۶۹	۰٫۳۸	۰٫۶۶	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۸۵	۰٫۶۲	۲٫۱۶	۱٫۱۶	۰٫۶۱	۲٫۰۶
MnO	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۱٫۲۴	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۵۲	۰٫۲۰	۰٫۲۷	۰٫۱۰
Na ₂ O	۳٫۹۴	۲٫۴۱	۰٫۲۴	۰٫۰۵	۰٫۵	۲٫۸۵	۰٫۰۸	۳٫۷۵	۳٫۳۲	۴٫۰۵	۳٫۹۱
P ₂ O ₅	۰٫۱۰	۰٫۲۰	۰٫۳۵	۰٫۰۶	۰٫۳۷	۰٫۲۱	۰٫۵۴	۰٫۳۷	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۷
TiO ₂	۰٫۴۳	۰٫۳۸	۰٫۲۹	۰٫۱۸	۰٫۳۰	۰٫۵۴	۰٫۸۷	۰٫۵۹	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۵۳

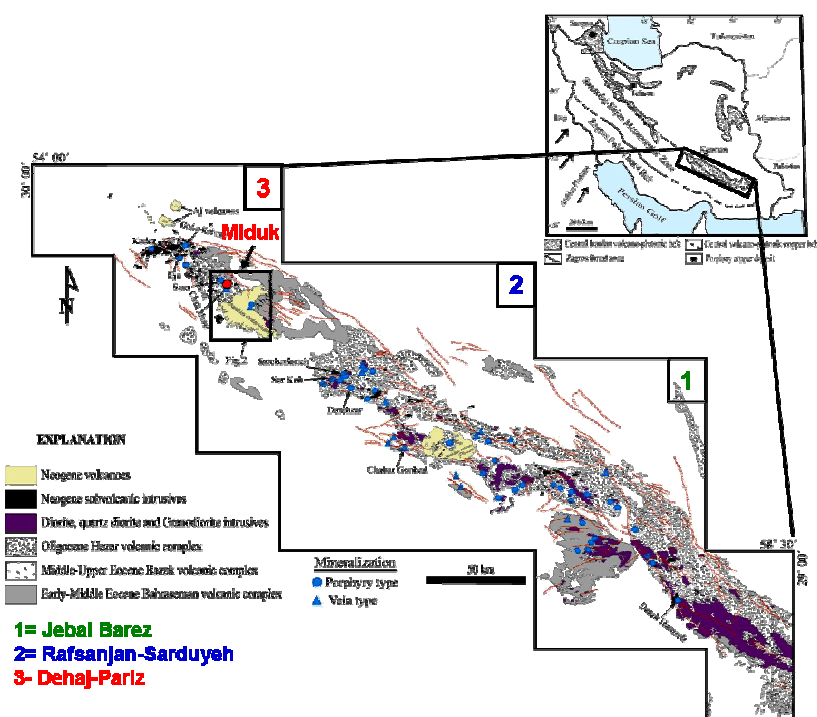
زمین‌شناسی منطقه

در ناحیه کرمان، سنگ‌هایی به سن پرکامبرین، پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک رخمون دارند. سنگ‌های سنوزوئیک بیشترین گسترش را دارند و گسترش سازندهای سایر دوران‌های زمین‌شناسی محدود است. منطقه کاریک در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک [۹] قرار دارد و بخش بسیار کوچکی از پهنه زمین‌ساختی ماگمایی ارومیه - دختر را تشکیل می‌دهد. بر اساس بررسی‌ها و یافته‌های زمین‌شناسی مختلف [۱۰]، فروورانش پوسته اقیانوسی که از اواخر کرتاسه شروع و تا پایان ترشیری ادامه داشته، منجر به تشکیل کمان ماگمایی ارومیه - دختر (سهند- بزمان) در کرانه جنوبی پوسته ایران مرکزی شده است. در این دوره زمانی، یکی از پهنه‌های فروورانش با تکامل به نسبت مستقل، پهنه فروورانش مربوط به کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان بوده است [۱۱]. کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان بیشتر منطبق بر کمربند دهج - ساردوئیه بوده که خود یکی از واحدهای زمین‌شناسی اصلی کرمان را تشکیل داده است. این کمان ماگمایی بخش جنوب شرقی کمان ارومیه- دختر بوده و با روند مشابه شمال غربی - جنوب شرقی دارای طول ۵۵۰ و عرض ۱۵۰-۱۰۰ کیلومتر است (شکل ۲). منطقه کاریک بخشی از سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا بوده و از سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن تشکیل شده است. کمربند فلزایی ایران مرکزی از مهمترین خطوط کمربندی سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا است. که معادن مس سرچشمه و میدوک در آن قرار دارند [۱۲]. در این پژوهش، سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک که از مجموعه رازک هستند بررسی شدند. مجموعه آتشفشانی رازک به طور کلی به سه واحد تقسیم شده است [۸]. واحد زیرین که حدود ۲۰۰۰ متر ضخامت دارد از تراکی آندزیت، آندزیت و جریان‌های گدازه-

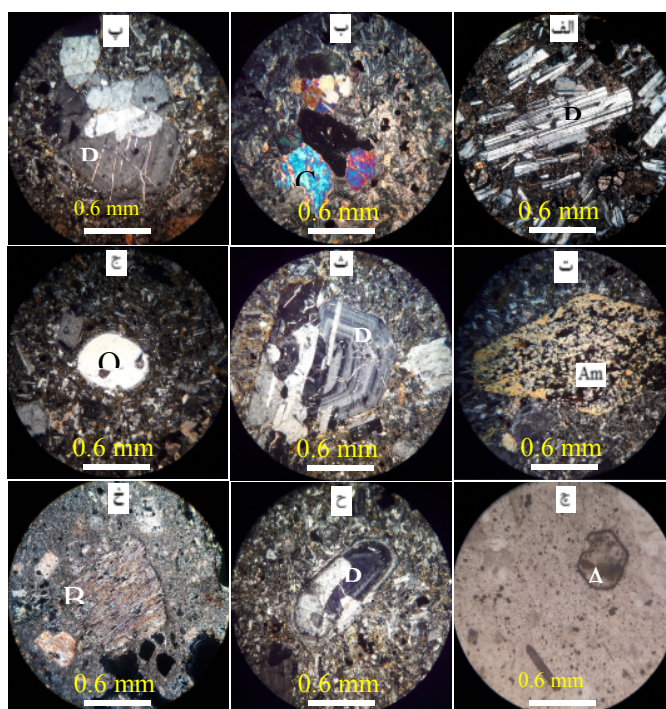
ای بازالت آندزیتی با تناوبی از ماسه‌سنگ‌های توفی، آگلومرا، توف و سنگ آهک تشکیل شده است. واحد میانی از نظر ترکیب سنگ‌شناسی شامل توالی از سنگ‌های آتشفشانی بازی و اسیدی است. واحد بالایی مجموعه آتشفشانی رازک را سنگ‌های با ترکیب آندزیت بازالتی و آندزیت با تناوبی از آگلومرا، توف و همچنین مقادیر کمی از سنگ‌های آذرآواری تشکیل می‌دهند. در منطقه مورد بررسی، این واحدها به خوبی گسترش یافته‌اند. واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن در بیشتر منطقه به ویژه در بخش‌های شمال و جنوب آن دیده می‌شوند. واحدهای آتشفشانی منطقه شامل بازالت آندزیتی، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت هستند. این سنگ‌ها به نسبت دگرسان و به رنگ خاکستری و خاکستری روشن مایل به زرد دیده می‌شوند. بخش آذرآواری بیشتر شامل توف، برش توفی، برش آندزیتی و آگلومرا است. همچنین دایک‌های کم ضخامتی با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت نیز درون واحدهای آذرآواری نفوذ کرده‌اند.

بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

به طور کلی سنگ‌های آذرین ائوسن منطقه مورد بررسی را بیشتر گدازه‌ها تشکیل می‌دهند که با مقادیر کمتری از توده-های نفوذی نیمه‌عمیق (دایک) و سنگ‌های آذرآواری همراه هستند. گدازه‌ها دارای ترکیب سنگ‌شناسی بازالت آندزیتی، آندزیتی، داسیتی و ریولیتی هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری است و خمیره آنها اغلب بافت جریان‌ی دارد. گاهی اوقات دشت‌بلورهای کشیده فلدسپار نیز جهت‌یافتگی نشان می‌دهند (شکل ۳ الف). ویژگی‌های سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین منطقه به تفکیک در ادامه بیان می‌شوند (جدول ۲).



شکل ۲ موقعیت کمر بند ماگمایی سنوزوئیک کرمان همراه با پهنه‌های زمین‌شناسی مختلف آن و موقعیت منطقه مورد بررسی در بخش ۳ کمر بند دهج-ساردویه [۷].



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی (در نور قطبیده متقاطع، xpl) از : الف) درشت بلور پلاژیوکلاز (Pl) دارای ماکل آل بیت-کارلسباد در خمیره ریزبلور سنگ‌های بازالت آندزیتی، ب) انباشت درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، پ) انباشت درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) در خمیره ریزبلور سنگ‌های آندزیتی، ت) قالب بلورهای آمفیبول دگرسان که به اکسید آهن، کلسیت، کلریت و بیوتیت ثانویه تبدیل شده‌اند، ث) منطقه‌بندی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) سنگ‌های داسیتی، ج) درشت‌بلور کوارتز خورده شده و گرد شده با لبه واکنشی از کوارتز و فلدسپار ریزبلور در سنگ‌های داسیتی، چ) مقاطع طولی و عرضی از بلورهای آمفیبول (Amp) کدر شده در سنگ‌های داسیتی، ح) پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و لبه‌های تحلیل یافته که تا حدی به سریسیت تبدیل شده است و خ) بیوتیت خمیده و شکسته شده.

جدول ۲ نتایج تجزیه زمین شیمیایی عناصر کمیاب و خاکی نادر سنگ‌های آذرین منطقه کاریک به روش ICP-MS (برحسب ppm)

نمونه	101-K	3-K	8-K	11-K	19-K	27-K	30-K	35-K	72-K	73-K	42-K
Ce	۱۰۲	۷۸	۳۵	۲۸	۳۶	۱۰۲	۶۶	۲۸	۵۰	۲۶	۹۷
La	۶۰	۴۸	۲۱	۱۹	۲۲	۵۷	۳۱	۱۵	۳۱	۱۳	۵۴
Pr	۱۰۷۵	۵۸۸	۴۱۷	۱۹۳	۳	۹۵۹	۶۳۶	۲۸۵	۴۳۹	۲۳۹	۸۹۵
Nd	۳۹۴	۲۲۲	۱۷۶	۸۳	۹۹	۳۶۷	۲۶۸	۱۲۹	۱۸۱	۱۱۴	۳۳۸
Sm	۶۹۸	۳۷۷	۳۱۹	۲۳۳	۱۱۲	۷۱۵	۵۴۸	۲۷۶	۴۴۸	۲۵۷	۶۵۷
Eu	۱۵۱	۰۹۵	۰۸۰	۰۹۲	۰۳۵	۱۹۱	۱۶۴	۰۹۹	۱۹۶	۰۸۷	۲۰۲
Gd	۵۶۹	۳۰۵	۲۰۳	۱۸۷	۰۷۲	۵۷۷	۵۳۶	۲۸۷	۴۴۹	۲۶۷	۵۵
Tb	۰۷۸	۰۴۵	۰۳۰	۰۳۴	۰۱۷	۰۸۰	۰۸۰	۰۴۶	۰۶۰	۰۴۲	۰۷۷
Dy	۵۱۴	۳۰۵	۱۶۰	۲۱۳	۰۹۷	۵۳۲	۵۷۱	۳۱۲	۳۶۶	۲۷۵	۴۸۷
Er	۲۴۴	۱۴۴	۰۴۲	۰۹	۰۱۹	۲۶۶	۲۹۱	۱۴۹	۱۳۶	۱۴۳	۲۳۶
Tm	۰۳۷	۰۲۳	۰۱	۰۱۶	۰۱	۰۳۹	۰۴۵	۰۲۳	۰۲۱	۰۲۱	۰۳۴
Yb	۲۸	۱۹	۰۸	۰۹	۰۵	۳۵	۴۸	۱۵	۱۵	۱۴	۳۴
Lu	۰۳۴	۰۲	۰۱	۰۱	۰۱	۰۳۷	۰۴	۰۱۸	۰۱۴	۰۱۵	۰۳۵
Ba	۶۱۷	۱۰۳۵	۳۵۹	۲۵	۶	۱۴	۳۲	۱۵۳	۹	۱۴۵	۱۲
Rb	۱۲۴	۹۸	۹۵	۳۹	۹۹	۱۹۷	۴۲	۶۶	۴۴	۵۴	۱۲۸
Cd	۱۲	۰۷	۰۳	۳۹	۰۱	۱	۰۲	۰۲	۲۱	۰۱	۱
Ag	۵۱	۶	۰۲	۲۴۴	۰۱	۸	۲	۰۳	۱۹	۰۱	۶
Co	۳۴	۲۹	۴۸	۱۱۱	۲۳	۸۸	۸۵	۳۷	۸۱	۵۵	۵۸
Cr	۹	۱۳	۳۲	۳۴	۲۲	۹	۸۸	۶	۹	۶	۱۱
Cs	۲۱	۳۹	۰۷	۲۶	۰۵	۳۵	۰۵	۸۶	۲۲	۶۳	۸
Hf	۲۹۴	۲۴۰	۰۵۰	۰۵۶	۰۵۰	۳۳۲	۴۵۴	۰۵۰	۱۰۲	۰۵۰	۴۲۱
Nb	۱۵	۵۲	۵۱	۱۹	۴۹	۱۲۶	۱۲۲	۴۸	۳۵	۶۳	۱۱۴
Ni	۴	۳	۷	۱۶	۶	۷	۱۶	۲	۳	۱	۱
Pb	۲۴۳۸	۳۶۵	۲۷	۶۰۷	۸۵	۲۰۱۵	۵۴	۱۹	۲۸۹	۲۰	۷۱۶
Sc	۵۶	۳۶	۸۴	۵۳	۸۸	۸۴	۱۹۲	۵۹	۲۹	۴۹	۵۴
Sr	۲۳۲۲	۱۸۰۷	۵۵۷۲	۱۹۹	۷۲۵۲	۱۶۱۸	۲۳۰۵	۲۵۱۲	۲۳۶۴	۲۰۵۸	۳۵۵۶
Ta	۰۸۴	۰۳۱	۰۳۶	۰۲۱	۰۳۲	۰۷۳	۰۶۰	۰۳۹	۰۲۸	۰۴۲	۰۴۹
Th	۲۱۳۷	۱۰۸۹	۵۱۵	۱۴۸	۲۲۳	۲۱۷۹	۲۷۹	۱۳۲	۴۴۹	۱۳۶	۱۸۹۱
U	۱۰۵	۲۷	۱۷	۰۹	۰۷	۱۰۵۳	۱۹	۰۱	۱۹	۰۲	۶۸
V	۳۸	۶۶	۱۲۷	۶۷	۱۲۱	۸۱	۲۱۳	۳۰	۳۵	۲۳	۷۸
Y	۲۴۵	۱۷۱	۷۹	۱۱۱	۶۹	۲۷۵	۲۹	۱۶	۱۸۹	۱۵۴	۲۶
Zr	۱۴۸	۱۲۵	۳۰	۳۱	۲۵	۱۳۹	۲۱۶	۲۶	۶۱	۲۵	۲۱۳

صورت درشت‌بلور و هم به صورت کانی‌های ریز در زمینه وجود دارد و حدود ۳ درصد از حجم سنگ را شامل می‌شود. درشت-بلورهای شکل‌دار آمفیبول به شدت دگرسان شده‌اند و تنها قالب عرضی شش‌گوش آنها بر جای مانده است که با کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. از دیگر درشت‌بلورهای موجود در بازالت‌های آندزیتی می‌توان به پیروکسن (به احتمال بسیار اوزیت) اشاره کرد که حدود ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ ب). پیروکسن به صورت بلورهای کوچک نیز در سنگ دیده می‌شود.

آندزیت: آندزیت‌های موجود در منطقه گسترش بسیاری دارند و در سطح تازه، خاکستری تا سبز رنگ و دارای بافت پورفیری

بازالت آندزیتی: بازالت‌های آندزیتی مورد بررسی گسترش چندانی ندارند و در نمونه دستی رنگ آنها سیاه است و بیشتر بافت پورفیری دارند. در بخش بالایی سنگ‌های بازالت آندزیتی، حفره‌هایی دیده می‌شود که به علت خروج گاز ایجاد شده و بیشتر با کوارتز ثانویه پر شده‌اند. در این سنگ‌ها، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و کانی‌های کدر وجود دارند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز حدود ۵۰ درصد کل سنگ را تشکیل می‌دهند و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. پلاژیوکلازها ماکل‌های تکراری و آلبیت-کارلسباد نشان می‌دهند و گاهی به کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۳ الف). آمفیبول از دیگر کانی‌های موجود در برخی از نمونه‌های بازالت آندزیتی است که هم به

هستند. همچنین انباشت درشت بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ سبب تشکیل بافت گلومروپورفیری شده است (شکل ۳ پ). پلاژیوکلاز از جمله فراوانترین اجزای تشکیل دهنده این سنگ‌هاست و بیش از ۷۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود. این کانی به صورت درشت بلور، ریزسنگ و بلورهای کوچک در خمیره سنگ وجود دارد. درشت بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای ماکل تکراری و منطقه-بندی هستند. از دیگر درشت بلورهای موجود در سنگ‌های آندزیتی می‌توان به بیوتیت اشاره کرد که حدود ۴ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود. بیوتیت به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای اندازه تا ۲ میلی‌متر است. آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها (هورنبلند) به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و حدود ۱۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شوند. اندازه بلورهای آمفیبول اغلب حدود ۰/۵ میلی‌متر است، ولی گاهی به حدود ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. برخی از آمفیبول‌ها در اثر دگرسانی، به اکسیدهای آهن، کلسیت، کلریت و بیوتیت ثانویه تبدیل شده‌اند و تنها قالبی از آن‌ها باقی مانده است (شکل ۳ ت). بلورهای پیروکسن به صورت درشت بلور یا بلورهای ریز در خمیره سنگ با فراوانی حدود ۴ درصد وجود دارند.

داسیت: این سنگ‌ها گسترش کمی در منطقه دارند. کانی‌های آنها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن، آپاتیت، کانی‌های تیره و زیرکن هستند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز فراوانترین درشت بلورها را دارد، در حالی که فراوانی درشت بلورهای کوارتز و کانی‌های تیره کم است. اندازه درشت بلورهای پلاژیوکلاز از ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر متغیر است و در یک زمینه دانه‌ریز قرار دارند. داسیت‌ها بیش از ۴۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز دارند. بلورهای پلاژیوکلاز اغلب نیمه‌شکل‌دار هستند. در آنها ماکل‌های تکراری و آل‌بیت-کارلسباد و منطقه‌بندی دیده می‌شود (شکل ۳ ث). بیشتر درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی هستند. این بافت می‌تواند بر اثر آمیختگی ماگمایی [۱۶-۱۳]، کاهش فشار ناشی از صعود سریع ماگما [۱۷-۱۹] و تغییرات فشار بخار آب [۲۰] ایجاد گردد.

کلسیت، کلریت و سیرسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها ناشی شده‌اند. انباشت درشت بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ ایجاد انبوه بلور و در نتیجه بافت گلومروپورفیری کرده است. کوارتز در داسیت‌ها به صورت دانه‌ریز تا دانه‌درشت است و تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. اندازه بلورهای درشت کوارتز در این سنگ‌ها ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر متغیر است. برخی

بلورهای کوارتز به صورت ناخودشکل بوده و دارای لبه واکنشی از کوارتز و فلدسپار هستند. کوارتزهای با لبه‌های خلیج‌مانند نیز دیده می‌شوند (شکل ۳ ج). مقدار کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها کم است و شامل کانی‌های تیره، آپاتیت و زیرکن هستند. در برخی از سنگ‌های داسیتی مورد بررسی، بلورهای آمفیبول از لبه (شکل ۳ چ) و گاهی به طور کامل به اکسیدهای آهن و تیتانیم تبدیل شده‌اند. لبه سوخته بلورهای آمفیبول ناشی از اکسید شدن این کانی و تبدیل آن به اکسیدهای آهن و تیتانیم و پلاژیوکلاز [۲۱، ۲۲] هستند. به فرایند تبدیل شدن آمفیبول به اکسیدهای آهن و تیتانیم، کدر شدن می‌گویند. فرایند کدر شدن آمفیبول‌ها می‌تواند ناشی از کاهش فشار بخار آب [۲۱، ۲۲]، کاهش فشار ناشی از صعود سریع ماگما [۲۳]، هضم [۲۴] و یا آمیختگی ماگمایی [۱۵، ۲۵-۲۹] باشد.

ریولیت: فراوانی این سنگ در منطقه مورد بررسی کم است و به صورت کوه‌های کم ارتفاع در منطقه دیده می‌شوند. از دید سنگ‌نگاری، ریولیت‌ها دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز (حدود ۱۵ درصد)، فلدسپار پتاسیم (حدود ۴ درصد)، کوارتز (حدود ۸ درصد) و بیوتیت (حدود ۵ درصد) در زمینه‌ای ریزبلور شامل همین کانی‌ها هستند. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. پلاژیوکلازها دارای ماکل‌های تکراری، آل‌بیت-کارلسباد و منطقه‌بندی هستند. اندازه آن‌ها از ۱ تا ۳ میلی‌متر متغیر است و گاه دارای لبه‌های دگرگون شده هستند. پلاژیوکلازها در اثر محلول‌های گرمایی، در راستای رخ‌ها با شدت‌های متفاوت دگرسان شده و بیشتر به سیرسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳ ح). کوارتز از دیگر کانی‌های موجود در ریولیت‌ها بوده که از بلورهای ریز تا بلورهای درشت تشکیل شده است. بلورهای درشت کوارتز به صورت نیمه‌خودشکل تا ناخودشکل هستند و اندازه آن‌ها تا حدود ۳ میلی‌متر است. برخی درشت بلورهای کوارتز خوردگی خلیجی دارند. خوردگی خلیج‌مانند ممکن است بر اثر کاهش فشار طی بالا آمدن ماگما به سطح زمین به وجود آید [۱۷]. به طور کلی، عوامل مختلفی برای ایجاد خوردگی خلیج‌مانند در کوارتز بیان شده‌اند [۲۴، ۳۰]؛ (۱) کاهش فشار ناشی از بالا آمدن ماگما موجب افزایش فشار بخار آب نسبت به فشار کل و تغییر موقعیت همگذاری کوارتز-ارتوز-آل‌بیت می‌شود. بر اثر این تغییرات کوارتز ناپایدار شده و تحلیل می‌یابد. (۲) اکسایش گازی در نزدیکی سطح زمین، دمای ماگما را افزایش داده و زمینه انحلال درشت بلورهای کوارتز از پیش تشکیل شده را فراهم می‌کند.

۳) بر اثر آمیختگی ماگمایی، درشت‌بلورهای کوارتز از پیش تشکیل شده با قرارگیری در ماگمای با دمای بالاتر (برای نمونه ماگمای بازی) ناپایدار گردیده و تحلیل می‌روند. ۴) خروج حباب‌های گاز از پیرامون درشت‌بلورها (به ویژه در محل تماس حباب با سطح بلور) موجب جریان آشفته در سیال گردیده و سبب انحلال سریع و ایجاد حفره در آن‌ها می‌شود. ۵) تغییر ترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییر فشار نیز عامل دیگری برای ایجاد خوردگی خلیج مانند در کوارتز مطرح شده است.

بیوتیت از دیگر درشت‌بلورهای موجود در ریولیت‌هاست که حدود ۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. اندازه بلورهای بیوتیت ۱ تا ۲ میلی‌متر است و شماری از بیوتیت‌ها خمیده و شکسته هستند (شکل ۳ خ)؛ این تغییر شکل‌ها ناشی از فشار و تنش است [۳۱]. همچنین برخی از بیوتیت‌ها دارای لبه‌های تحلیل یافته هستند و اغلب کدر شده‌اند. کدر شدن بیوتیت به احتمال بسیار ناشی از کاهش فشار بخار آب [۲۲]، کاهش فشار ناشی از صعود سریع ماگما [۲۳]، هضم [۲۴] و یا آمیختگی ماگمایی [۲۸، ۱۵] است.

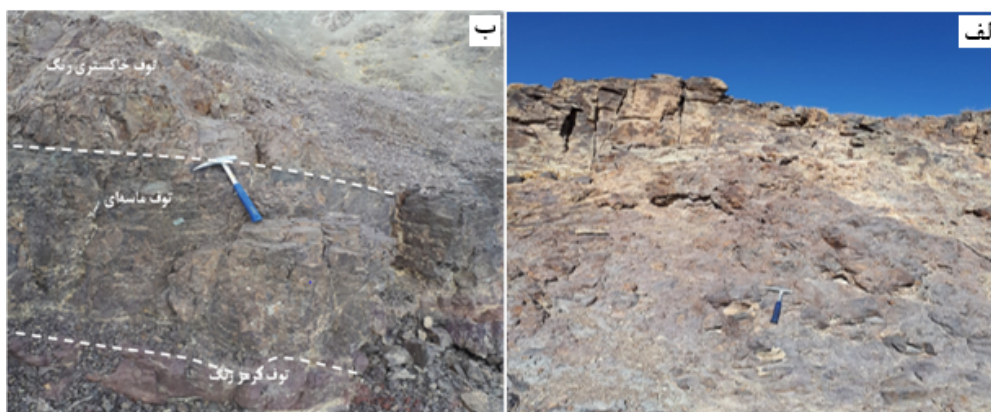
دایک‌های موجود در منطقه دارای ترکیب آندزیتی و بافت تراکیتی پورفیری هستند. درشت‌بلورهای موجود در دایک‌ها شامل پلاژیوکلاز (۱۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۵ درصد)، آمفیبول (۳ درصد) و کانی‌های کدر (۳ درصد) هستند که در خمیره‌ای از همین کانی‌ها قرار دارند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز تا حدی به کلسیت دگرسان شده‌اند و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. اندازه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز تا حدود ۳ میلی‌متر است. بلورهای کلینوپیروکسن نیز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه تا ۳ میلی‌متر هستند. بلورهای کلینوپیروکسن گاه دگرسان شده و از لبه و در راستای رخ‌ها توسط اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. آمفیبول‌ها نیز بیشتر به صورت نیمه‌شکل‌دار هستند و اندازه آن‌ها تا ۲ میلی‌متر است. درشت‌بلورهای آمفیبول گاه به کلریت، بیوتیت ثانویه و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. کانی‌های کدر بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و گاهی به صورت گروهی انباشته شده‌اند.

به طور کلی، حضور بافت غربالی و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز به همراه خوردگی خلیجی کوارتز و کدر شدن آمفیبول‌های سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی نشانگر شرایط ناتعادلی در زمان تبلور این سنگ‌هاست و عواملی چون آمیختگی ماگمایی، تغییر در دما، فشار و ترکیب شیمیایی

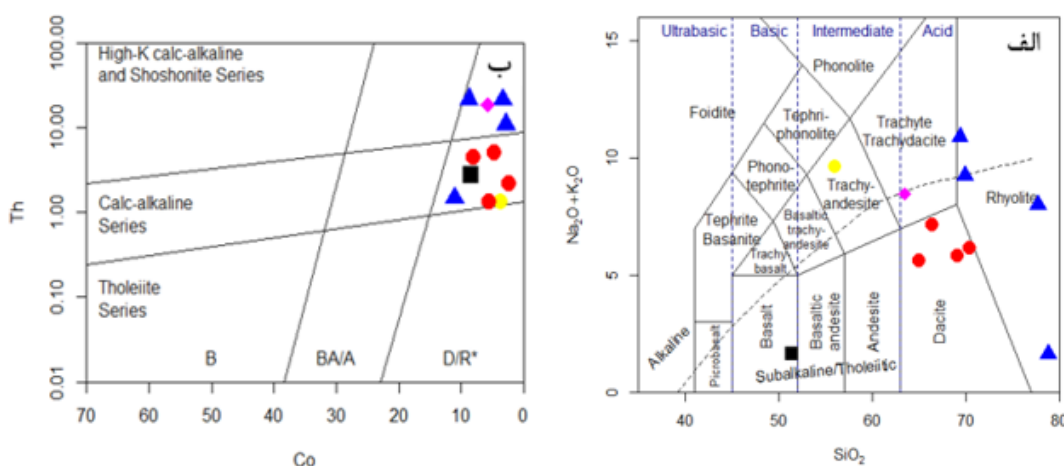
می‌تواند این شرایط را فراهم آورد [۱۶، ۲۱، ۳۲، ۳۳].
سنگ‌های آذرآواری: سنگ‌های آذرآواری مورد بررسی شامل آگلومرا و انواع مختلف توف‌ها هستند. آگلومرا در منطقه مورد بررسی گسترش کمی دارد و دارای قطعه‌های آتشفشانی گرد شده تا نیمه‌گردشده چند میلی‌متری تا چند سانتی‌متری (اغلب کوچکتر از ۱۰ سانتی‌متر) است (شکل ۴ الف). ترکیب سنگ-شناسی قطعه‌های موجود در آگلومرا بیشتر از نوع آندزیتی تا داسیتی است. بیشتر و پرگسترش‌ترین واحد آذرآواری در منطقه کاریک توف است. انواع مختلف توف به رنگ‌های خاکستری، خاکستری تیره و قرمز در این منطقه برونزد دارند (شکل ۴ ب). توف‌های مورد بررسی شامل توف خاکستر، توف بلورین، توف خرده‌سنگی و توف خرده‌سنگی بلورین هستند. کانی‌های رایج در توف‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های کدر هستند. در توف‌های موجود در منطقه آثار مالاکیت نیز دیده می‌شود.

زمین‌شیمی

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی، بر اساس نمودار مرجع [۳۴] در گستره‌های بازالت (نمونه مورد نظر چسبیده به مرز گستره بازالت آندزیتی قرار دارد و با توجه به حضور هورنبلند همراه با کلینوپیروکسن، بازالت آندزیتی در نظر گرفته شد)، تراکی‌آندزیت، داسیت، تراکی‌داسیت و ریولیت واقع هستند (شکل ۵ الف). سری ماگمایی برای تشخیص ارتباط نظام‌های زمین‌ساختی مختلف و مدل‌سازی رویدادهای زمین‌ساختی بسیار مفید است [۳۵]. بنابر این تعیین سری ماگمایی، نمودارهای مختلفی بر اساس اکسیدهای اصلی و عناصر غیرمتحرک ارائه شده‌اند. در این پژوهش برای تعیین سری ماگمایی از نمودار Th-Co [۳۶] استفاده شد. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی براساس این نمودار در گستره آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا واقع هستند (شکل ۵ ب). همچنین نمونه‌های اسیدی منطقه مورد بررسی بر اساس درجه اشباع‌شدگی آلومین در نمودارهای A_{NK}/A_{NK} نسبت به A_{CNK} [۳۷]، در گستره متاآلومین تا پراآلومین جای دارند (شکل ۶ الف). البته حضور کانی‌های مافیک (شامل آمفیبول و بیوتیت) و نیز نبود کانی‌های مشخصه گرانیته‌های پر قلیایی و پراآلومین دلیلی بر متاآلومین بودن سنگ‌های اسیدی مورد بررسی است. قرارگیری تعداد کمی از نمونه‌ها در گستره پراآلومین را می‌توان به دگرسانی سریسیتی فلدسپارها نسبت داد، زیرا این دگرسانی سبب افزایش درجه اشباع‌شدگی آلومین می‌شود [۳۸، ۳۹].



شکل ۴ الف- نمایی از آگلومراهای موجود در منطقه کاریک، ب) نمای نزدیک از توالی سنگ‌های توفی در منطقه مورد بررسی.



شکل ۵ الف) نمودار نامگذاری TAS [۳۴] و موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک بر آن. ب) نمودار Co-Th [۳۶] که نمونه‌های مورد بررسی بر آن جایابی شده‌اند. نشانه و نام سنگ‌ها در شکل ب مانند شکل الف است.

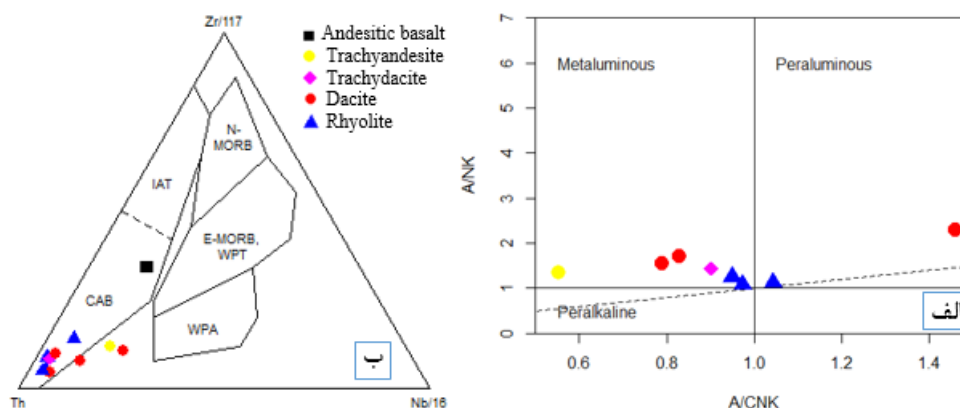
همه نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آذرین وابسته با کمان ماگمایی قرار دارند.

در نمودار چندعنصری بهنجار شده به کندریت، فراوانی عناصر در نمونه‌های مورد بررسی نسبت به فراوانی آنها در متفوریت‌های کندریتی [۴۲] بهنجار شده‌اند (شکل ۸ الف). در این نمودار، عناصر Nb، Ta، Sr، P و Ti ناهنجاری منفی نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی P بدلیل تبلور بخشی آپاتیت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه است. ناهنجاری مثبت ضعیف P در یکی از نمونه‌ها به دلیل فراوانی بیشتر کانی آپاتیت به عنوان کانی فرعی در این نمونه است. ناهنجاری منفی Ti نیز توسط کانی‌های تیتانیوم‌دار مانند اسفن و کانی‌های دیگر چون آمفیبول‌ها، ایلمنیت و تیتانومگنتیت کنترل می‌شود [۴۳]. ناهنجاری منفی Sr ناشی از عملکرد فرآیند تبلور جدایشی کانی پلاژیوکلاز است. ناهنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای بوده و ممکن است نشان دهنده شرکت پوسته در

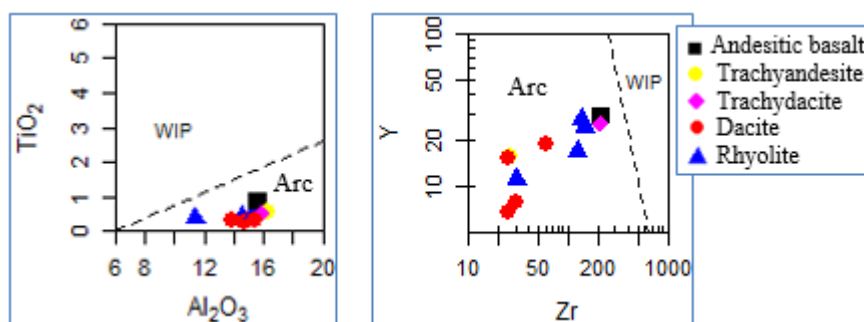
برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین می‌توان از نمودارهای مختلف استفاده نمود. نمونه‌های برگزیده سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در نمودار مثلی تفکیک انواع بازالت‌ها و سنگ‌های جدایش یافته حد واسط تا اسیدی [۴۰] جایابی شدند. در این نمودار، گستره‌ها عبارتند از تولیت‌های جزایر قوسی (IAT)، بازالت‌های آهکی قلیایی کمان آتشفشانی (CAB)، تولیت‌های درون صفحه‌ای (WPT)، بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای (WPA)، بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی (N-MORB) و بازالت‌های غنی شده پشته میان اقیانوسی (EMORB). نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار بیشتر در گستره بازالت‌های آهکی قلیایی کمان آتشفشانی و یا نزدیک به این گستره قرار دارند (شکل ۶ ب). افزون بر این، برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک، نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ و Y-Zr [۴۱] جایابی شدند (شکل ۷). براساس این نمودارها،

ویژگی‌های شاخص سنگ‌های پوسته قاره‌ای بوده و ناهنجاری منفی آنها در سنگ‌های آذرین تاییدی بر شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است [۳۵] و ۳- کمبود عناصر اشاره شده در سنگ‌های آذرین که نشانه فقر آنها در خاستگاه و همچنین پایداری فازهای شامل این عناصر طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند جدایش [۴۷] است.

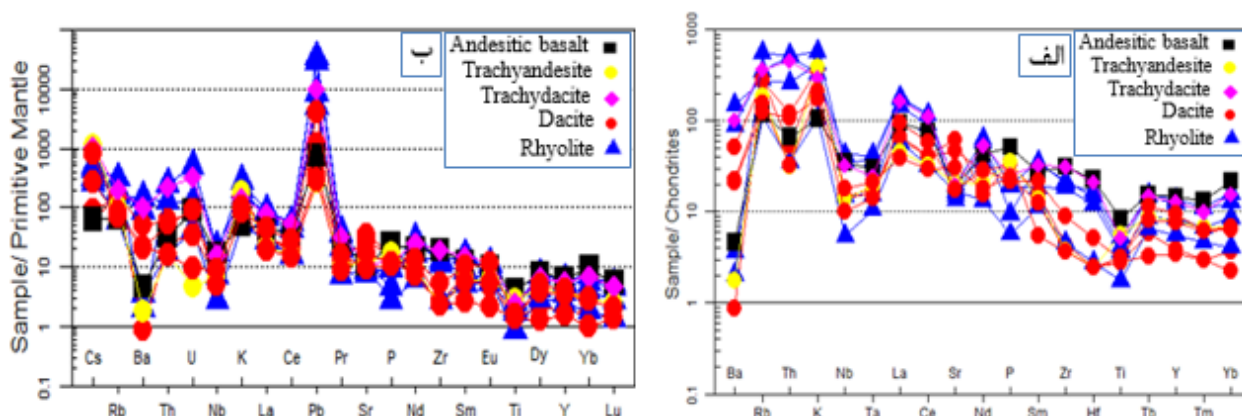
فرآیندهای ماگمایی باشد. کمبود عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون P ، Nb ، Ta و Ti که در نمونه‌های مورد بررسی آشکارا دیده می‌شود، به عوامل گوناگون نسبت داده می‌شود که عبارتند از: ۱- ماگماهای برآمده از یک گوشته دگرنهاد در منطقه فرورانش و بطور کلی فعالیت ماگمایی وابسته به فرآیند فرورانش [۴۴-۴۶]. ۲- پایین بودن مقادیر HFSEها که از



شکل ۶ الف) نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۳۷] که نمونه‌های مورد بررسی بر آن جایابی شده‌اند. ب) نمودار مثلثی $Zr-Nb-Th$ [۴۰] برای تفکیک انواع بازالت‌ها و مشتقات جدایش یافته آنها که نمونه‌های مورد بررسی بر آن جایابی شده‌اند.



شکل ۷ نمودارهای $TiO_2-Al_2O_3$ و $Y-Zr$ برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک [۴۱].



شکل ۸ الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های مورد بررسی. (داده‌های بهنجارسازی از مرجع [۴۲] هستند). ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد بررسی. (داده‌های بهنجارسازی برگرفته از مرجع [۴۸] هستند).

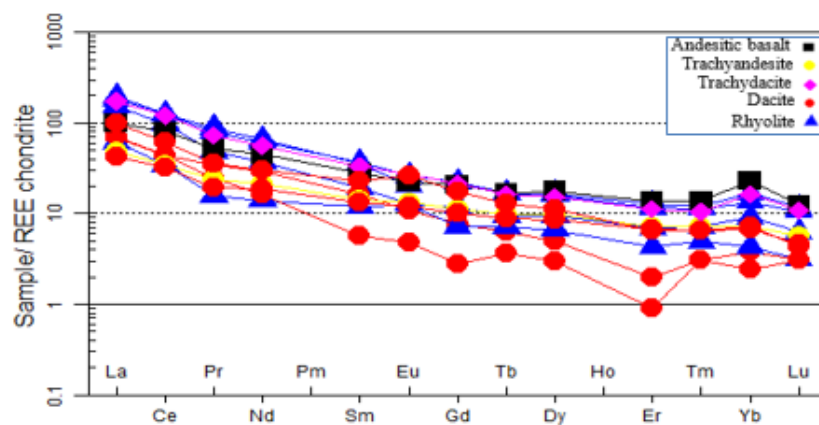
بحث

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آذرین منطقه کاریک شامل جریان‌های گدازه (بازالت آندزیتی، آندزیت، داسیت و ریولیت)، دایک‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری (توف و آگلومرا) هستند. بافت‌های غالب در این سنگ‌ها پورفیری و جریان‌ی هستند. درشت‌بلورهای موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن هستند. برخی درشت‌بلورهای هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های داسیتی بویژه از لبه کدر شده و به اکسیدهای آهن تیتانم تبدیل شده‌اند. کدر شدن بلورهای هورنبلند و بیوتیت ممکن است بر اثر آمیختگی ماگمایی [۲۸، ۱۵]، هضم [۲۴]، افت فشار ناشی از صعود سریع ماگما [۲۳] و یا کاهش فشار بخار آب [۲۲] رخ داده باشد. فراوانترین کانی موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک، پلاژیوکلاز است که به دو صورت بلورهای ریز و درشت‌بلورهای اغلب نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. این بلورها اغلب دارای ماکل تکراری، منطقه‌بندی، بافت غربالی و خوردگی هستند. فرایندهای مختلفی چون آمیختگی ماگمایی [۲۵-۲۷، ۵۲، ۵۳]، صعود سریع ماگما [۱۷، ۱۹، ۲۳]، هضم [۲۴] و تغییرات فشار بخار آب [۲۰] می‌توانند سبب شکل‌گیری بافت غربالی در پلاژیوکلاز شوند.

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی دارای سرشت آهکی قلیایی و بیشتر متاآلومین هستند و گستره ترکیب شیمیایی آنها از بازیک (بازالت آندزیتی) تا اسیدی (ریولیت) متغیر است. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک بصورت زیگ‌زاگ بوده و دارای تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا چون Nb، Ta، P و Ti هستند. تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا از ویژگی‌های ماگماهای مناطق فرورانش است [۵۴]. همچنین، تهی‌شدگی این عناصر می‌تواند نشان دهنده مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی [۴۵-۵۵، ۵۸] و یا فقر این عناصر در خاستگاه [۴۷] باشد. ناهنجاری منفی ضعیف Eu دیده شده در برخی نمونه‌ها می‌تواند بدلیل عملکرد فرایند تبلور جدایشی کانی پلاژیوکلاز [۳۵، ۴۶، ۵۹] و یا ناشی از شکل گرفتن ماگمای این مجموعه از یک گوشته پلاژیوکلازدار باشد [۴۶]. افزون بر این، ناهنجاری مثبت سرب در سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی بسیار شاخص است. ناهنجاری مثبت شدید Pb می‌تواند ناشی از دخالت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد [۴۹، ۵۰]. آلاینش با مواد پوسته‌ای ممکن است ناشی از هضم سنگ‌های پوسته قاره‌ای و یا آمیختگی ماگمای پوسته‌ای با ماگمای گوشته‌ای باشد [۱۶، ۲۵-۲۷، ۵۲].

در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه فراوانی عناصر در نمونه‌های مورد بررسی نسبت به فراوانی آنها در گوشته اولیه [۴۸] بهنجار شده‌اند (شکل ۸ ب). در این نمودار نیز مانند نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی از HFSEها دیده می‌شود. ناهنجاری منفی در عناصر Ti، Nb، P و Zr در بیشتر سنگ‌های مورد بررسی نمایان است. چنان که اشاره شد، ناهنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش است. در این نمودار، ناهنجاری مثبت عنصر سرب بسیار مشخص است. ناهنجاری مثبت Pb می‌تواند بیانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های منطقه باشد [۴۹، ۵۰]. آلاینش پوسته‌ای ممکن است بر اثر هضم، آمیختگی ماگمایی و یا عملکرد هر دو فرایند رخ داده باشد.

الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۵۱] برای سنگ‌های آذرین مورد بررسی در شکل ۹ نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، سنگ‌های آذرین مورد بررسی دارای یک الگوی به نسبت هموار با تعفر ملایم به سمت پایین بوده و غنی‌شدگی مشخص عناصر خاکی نادر سبک (LREE)ها نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)ها هستند. همچنین در برخی از نمونه‌ها، ناهنجاری منفی ضعیف Eu دیده می‌شود. غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب‌بخشی [۴۶]، بالا بودن مقدار LREEها در سنگ خاستگاه [۳۵] و یا جدایش ماگمایی [۴۶] باشد. ناهنجاری Eu اغلب با فلدسپات‌ها (به ویژه در ماگماهای اسیدی) کنترل می‌شود، زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم به صورت سازگار رفتار می‌کند، در حالیکه سایر عناصر خاکی نادر سه ظرفیتی هستند و در فلدسپارها به صورت ناسازگار عمل می‌کنند. بنابر این، جدایش فلدسپات‌ها چه در اثر جدایش بلوری و چه به علت ذوب‌بخشی که در آن فلدسپات در تفاله باقی می‌ماند، باعث پیدایش ناهنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود. به اعتقاد ویلسون [۴۶]، اگر ناهنجاری منفی Eu همراه با ناهنجاری منفی Sr باشد، جدایش پلاژیوکلاز عامل بوجود آمدن ناهنجاری منفی Eu است. با توجه به وجود ناهنجاری منفی Sr در برخی از نمونه‌های مورد بررسی، می‌توان نتیجه گرفت که جدایش پلاژیوکلاز موجب تشکیل ناهنجاری منفی Eu در این سنگ‌ها شده است.



شکل ۹ الگوی عناصر خاکی نادر سنگ‌های مورد بررسی که نسبت به کندریت [۵۱] به‌نجار شده‌اند.

پسین- میوسن پایان یافته، ولی فعالیت ماگمایی پس از میوسن و حتی تا کواترنری به صورت فعالیت ماگمایی پس از برخورد ادامه داشته است [۱، ۱۰، ۶۴].

با توجه به شواهد زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک در نتیجه فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی ایجاد شده‌اند. فرایند فرورانش با آزادسازی آب و مواد فرار از سنگ کره فرورانش کننده همراه بوده که موجب دگرنهادی گوه گوشته‌ای بالای پهنه بنیوف و ذوب بخشی آن شده است. سرانجام، ماگمای ناشی از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای دگرنهاده طی عبور و یا به احتمال بسیار توقف در پوسته با مواد پوسته‌ای آلاش یافته است.

برداشت

منطقه کاریک در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر و نوار آتشفشانی دهج-ساردوییه واقع است. در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن شامل جریان‌های گدازه (بازالت آندزیتی، آندزیت، داسیت و ریولیت)، دایک‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری (توف و آگلومرا) رخمون دارند. بافت‌های پورفیری و جریان‌های از جمله بافت‌های غالب در این سنگ‌ها هستند. درشت‌بلورهای موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن هستند. برخی درشت‌بلورهای هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های داسیتی بویژه از لبه کدر شده و به اکسیدهای آهن تیتانم تبدیل شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی دارای سرشت آهکی قلیایی و بیشتر متألومین هستند. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک دارای قله‌ها و دره‌های متعددی هستند و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Nb، Ta، P و Ti نشان می‌دهند.

الگوی عناصر خاکی نادر به‌نجار شده به کندریت برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک به نسبت هموار و با کمی تعقر به سمت پایین و دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE است. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند به دلیل درجه پایین ذوب بخشی [۴۶]، فراوانی LREE در خاستگاه [۳۵، ۴۶]، آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای [۵۰]، وجود گارنت باقیمانده در سنگ خاستگاه [۶۰] و یا ناشی از جدایش ماگمایی باشد [۴۶]. درجه پایین ذوب بخشی و فراوانی LREE در خاستگاه به همراه آلودگی پوسته‌ای از مهم‌ترین عوامل برای غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE هستند. افزون بر این، بالا بودن مقدار LREE نسبت به HREE از ویژگی‌های سنگ‌های کمان آتشفشانی مناطق فرورانش کرانه فعال قاره است [۳۳، ۴۶، ۶۱].

بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی، ماگمای ایجاد کننده سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک به احتمال بسیار برآمده از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای دگرنهاده توسط سیال‌های آزاد شده از پهنه بنیوف بوده و سپس طی عبور یا شاید توقف در پوسته آلاش یافته است. چنان که اشاره شد، سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی از پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر (نوار دهج-ساردوییه) هستند. این پهنه آتشفشانی به طول حدود ۱۷۰۰ کیلومتر از ارومیه تا بزمان و به عرض میانگین حدود ۱۰۰ کیلومتر موازی با گسل زاگرس و در فاصله ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری از آن واقع است. پهنه آتشفشانی ارومیه- دختر بیشتر دارای ویژگی‌های یک کمان ماگمایی کرانه فعال قاره بوده و بخشی از کمریند کوهزایی زاگرس است که برآمده از فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس و سپس برخورد بین صفحه عربی و صفحه ایران مرکزی است [۱، ۶۲، ۶۳]. با توجه به شواهد زمین‌شناسی، برخورد این دو صفحه در ائوسن

[6] Torabi Gh., "Subduction-related Eocene shoshonites from the Cenozoic Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Qaleh-Khargooshi area, western Yazd province, Iran)", *Turkish Journal of Earth Sciences* 18 (2009) 583-613.

[7] Ebrahimi M., Esmaeili R., Aouizerat A., "New geodynamical model for regional Tertiary extension during the Zagros orogeny: A transtensional arc?", *Iranian Journal of Earth Sciences*, 9(2) (2017) 115-120.

[8] Dimitrijevic M.I., "Geology of Shar-e-Babak region", Institute for Geological and Mining Exploration and Institution of Nuclear and Other Mineral Raw Materials, Beograd-Yugoslavia, Report Yu,52, (1973).

[9] Dimitrijevic M.I., Dimitrijevic M.D., Djokovic, M. "Shar-e-Babak 1:100000 Geologic map", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, (1971).

[10] Hassanzadeh J., "Metallogenic and tectono-magmatic events in SE sector of the Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahr-Babak, Kerman province)", Ph.D thesis, University of California, (1993) 204 p.

[11] Shafiei B., "Exploration assessment and geodynamic model for the Kerman Cu metallogenic belt", Ph.D. thesis, Kerman Shahid Bahonar University, (1387) (in Persian).

[12] Taghipur N., "Application of isotopic and fluid inclusion geochemistry in as an exploration index in the Meiduk copper mine, Shahr-e-Babak", (1386) (in Persian).

[13] Hibbard M.J., "The magma mixing origin of mantled feldspars", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 76 (1981) 158-170.

[14] Kuscu G.G., Floyd P.A., "Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics", *Lithos*, 56(2) (2001) 207-230.

[15] Raymond L.A., "The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks", McGraw-Hill, (2002) 720 p.

[16] Kawabata H., Shuto K., "Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(4) (2005) 241-271.

[17] Nelson S.T., Montana A., "Sieve textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", *American Mineralogist*, 77 (1992) 1242-1249.

[18] Tsuchiyama A., "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in

تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا از ویژگی‌های ماگماهای مناطق فرورانش است. همچنین، تهی‌شدگی این عناصر می‌تواند نشان دهنده مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی و یا فقر این عناصر در خاستگاه باشد. ناهنجاری مثبت سرب در سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی بسیار قابل توجه است. ناهنجاری مثبت شدید Pb ناشی از دخالت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است. الگوهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه کاریک به نسبت هموار و با کمی تعقر به سمت پایین بوده و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین هستند. درجه پایین ذوب‌بخشی و فراوانی LREEها در خاستگاه از عوامل اصلی غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها در سنگ‌های آذرین هستند. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در یک کمان فعال کرانه قاره و بر اثر فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی شکل گرفته‌اند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی شرکت ملی صنایع مس ایران (مجتمع مس شهر بابک) و دانشگاه زنجان انجام شده است. از این رو، نویسندگان از مسئولین محترم شرکت ملی صنایع مس ایران (مجتمع مس شهر بابک) و مسئولین محترم دانشگاه زنجان قدردانی می‌نمایند. همچنین از داوران محترم که با نظرات ارزنده خود موجب غنای این مقاله شده‌اند، سپاس‌گزاری می‌گردد.

مراجع

- [1] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 (1981) 210-265.
- [2] Shahabpour J., "Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt", *Journal of Asian Earth Sciences*, 30 (2007) 652-665.
- [3] Moradian A., "Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid-bearing rocks in the Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran", PhD thesis, University of Wollongong, New South Wales, Australia, (1997).
- [4] Amidi S.M., "Étude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran, Central)", *Stratigraphie et pétrologie*. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, (1977).
- [5] Aftabi A., Atapour H., "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", *Episodes*, 23 (2000) 119-125.

- [32] Plechov P.Y., Tsai A.E., Shcherbakov V.D., Dirksen O.V., "Opacitization conditions of hornblende in Bezmyannyi volcano Andesites (March 30, 1956 Eruption) ", *Petrology*, 16(1) (2008) 19-35.
- [33] Gill J.B., "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer-Verlag, Berlin, (1981) 358 pp.
- [34] Le Bas M., Le Maitre R., Streckeisen A., Zanettin B., and IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", *Journal of Petrology*, 27(3) (1986) 745-750.
- [35] Rollinson H.R., "Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation", New York, John Wiley and Sons, (1993) 352 pp.
- [36] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram", *Journal of Petrology*, 48 (2007) 2341-2357.
- [37] Shand S.J., "Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite", No. 552.1 S43 (1943).
- [38] Dargahi S., "Miocene post collisional magmatism in Sarcheshmeh-Shahr-e-Babak area, northeast of Kerman: isotopic data, petrogenetic interpretation and geodynamic model for granitoid intrusions and the role of adakitic magmatism in Cu mineralization", Ph.D. thesis, Kerman Shahid Bahonar University, (1386) 311 pp. (in Persian).
- [39] Lang J.R., "Isotopic and geochemical characteristics of Laramid igneous rocks in Arizona", Ph.D. thesis, University of Arizona (1991) 20 pp.
- [40] Wood D.A., "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) (1980) 11-30.
- [41] Müller D., Rock N.M.S., Groves D.I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study", *Mineralogy and Petrology*, 46(4) (1992) 259-289.
- [42] Thompson R.N., "Magmatism of the British Tertiary volcanic province", *Scottish Journal of Geology*, 18(1) (1982) 49-107.
- [43] Glenn A.G., "The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147 (2004) 511-527.
- andesites", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89 (1985) 1-16.
- [19] Stormer J.C., "Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field northeastern New Mexico", *Geologic. Soci. America. Bull.*, 83 (1972) 3299-3322.
- [20] Renjith M.L., "Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone", *Geoscience Frontiers*, 5 (2014) 113-126.
- [21] Best M.G., Christiansen E.H., "Igneous petrology", Blackwell, (2001) 458 pp.
- [22] Best M.G., "Igneous and metamorphic petrology", Blackwell Science, (2003) 729 pp.
- [23] Stephen T., Nelson A.M., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", *American Mineralogist*, 77 (1992) 1242-1249.
- [24] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, (1993) 445 p.
- [25] Ruprecht P., Bergantz G.W., Cooper K.M., Hildreth W., "The crustal magma storage system of Volcán Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity", *Journal of Petrology*, 53(4) (2012) 801-840.
- [26] Browne B.L., Eichelberger J.C., Patino L.C., Vogel T.A., Uto K., Hoshizumi H., "Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan", *Journal of volcanology and geothermal research*, 154(1) (2006) 103-116.
- [27] Humphreys M.C., Blundy J.D., Sparks R.S.J., "Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning", *Journal of Petrology*, 47(12) (2006) 2303-2334.
- [28] Feely T. C., Sharp I. D., "Chemical and hydrogen isotope evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chambers", *Geology*, 24 (1996) 1021-1024.
- [29] Rutherford M.J., Hill P.M., "Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions", *Journal of Geophysical Research*, 98 (1993) 19667-19685.
- [30] Donaldson C.H., Henderson C.M.B., "A new interpretation of round embayment quartz crystals", *Mineralogical Magazine*, 52 (1988) 27-33.
- [31] Vernon R. H., "A Practical Guide to Rock Microstructure", Cambridge University Press, Cambridge, (2004) 336 pp.

and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: Implications for ridge subduction?", *Chemical Geology*, 266(3-4) (2009) 364-389.

[55] Leeman W.P., Sisson V.B., "Geochemistry of boron and its implication for crustal and mantle processes", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33(1) (1996) 645-707.

[56] Dostal J., Church B.N., Reynolds P.H., Hopkinson L., "Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): Transition from arc to extensional volcanism", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1-3) (2001) 149-170.

[57] Nagudi N.O., Koberl C.H., Kurat G., "Petrography and geochemistry of the Sing granite, Uganda, and implication for its origin", *Journal of African Earth Sciences*, 35 (2003) 51-59.

[58] Shang G.K., Satir M., Siebel W., Nasifa E.N., Taubold H., Liegeois J.P., Tchoua F.M., "Geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematic: Case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon", *Journal of African Earth Sciences*, 40(1-2) (2004) 61-79.

[59] Barnes S.J., Acterberg E., Makovicky E., Li, C., "Proton probe results for partitioning of platinum group elements between mono-sulphide solid solution and sulphide liquid", *South African Journal of Geology*, 104 (2001) 337-351.

[60] Zhou L., Mab C., She Z., "An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints", *Geoscience Frontiers*, 3(5) (2012) 635-646.

[61] Pearce J. A., "Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: continental basalts and mantle xenoliths. Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds)", Nantwich: Shiva, (1983) 230-249.

[62] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4) (2003) 397-412.

[63] Alavi M., "Sedimentary and Structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geological Society of America Bulletin*, 103 (1391) 983-992.

[64] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences*, 26 (2005) 683-693.

[44] Temizel İ., Arslan M.E.H.M.E.T., "Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Likizce (ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc", *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(4-6) (2008) 439-463.

[45] Kuster D., Harms U., "Post-collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: A review", *Lithos*, 45 (1988) 177-195.

[46] Wilson M., "Igneous petrogenesis: A global tectonic approach", Unwin Hyman Ltd, (1989) 466 pp.

[47] Wu F., Jahnb B., Wildec S.A., Lod C.H., Yuie T.F., Lina Q., Gea W., Suna D., "Highly fractionated I-type granites in NE China: Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic", *Lithos* 67(3-4) (2003) 191-204.

[48] Sun S.S., Mc Donough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.), magmatism in the ocean basins", Geological Society of London, Special Publications, 42 (1989) 313-345.

[49] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144 (2002) 38-56.

[50] Srivastava R.K., Singh R.K., "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism", *Journal of Asian Earth Sciences*, 23 (2004) 373-389.

[51] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies", *Developments in Geochemistry*, 2 (1984) 63-114.

[52] Kurum S., Onal A., Boztug D., Sper T., Arslan M., " $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and geochemistry of the post-collisional Miocene Yamadag volcanics in the Arapkir area (Malatya province), eastern Anatolia, Turkey", *Journal of Asian Earth Sciences*, 33 (2008) 229-251.

[53] Temizel I., "Petrochemical evidence of magma mingling and mixing in the Tertiary monzogabbroic stocks around the Bafra (Samsun) area in Turkey: Implications of coeval mafic and felsic magma interactions", *Mineralogy and Petrology*, 108(3) (2014) 353-370.

[54] Geng H., Sun M., Yuan C., Xiao W., Zhao G., Zhang L., Wong K., Wu F., "Geochemical, Sr–Nd