



خاستگاه و دگرگونی‌های ماگمایی سنگ‌های خروجی قلیایی نوزا در منطقه نهبدان - آساگی، شرق ایران

ندا مختاری^۱، علی احمدی^{۱*}، حسن میرنژاد^{۲،۳}

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳- گروه زمین شناسی و علوم زیست محیطی، دانشگاه میامی، اوهایو ۴۵۰۵۶، آمریکا
(دریافت مقاله: ۹۸/۲/۳۰، نسخه نهایی: ۹۸/۶/۲)

چکیده: سنگ‌های خروجی قلیایی نوزا در مناطق نهبدان و آساگی شامل بازائیت، هاوائیت، موژه‌آریت و بنموریت هستند. در بازائیت‌ها، مقادیر به نسبت کم $Mg\#$ و Ni و Cr بیانگر رخداد جدایش الیوین و کلینوپیروکسن از ماگمای اولیه سازنده آنهاست. همچنین در سنگ‌های هاوائیت، موژه‌آریت و بنموریت کاهش مقادیر CaO ، TiO_2 ، FeO ، عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) و سنگین (HREE) با افزایش مقدار SiO_2 نشان دهنده تاثیر فرایند جدایش کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان بر تغییرات ترکیب آنهاست. در بازائیت‌ها، هاوائیت‌ها و موژه‌آریت‌های دارای کمتر از ۵۲ درصد وزنی SiO_2 ، مقدار بالای Nb/U و نبود ناهنجاری منفی Nb و Ta نشان از بی اثر بودن و یا اثر ناچیز فرایند آلاش پوسته‌ای بر ترکیب این سنگ‌ها دارد. ویژگی‌های زمین شیمیایی و وجود بیگانه بلورهای کوارتز در سنگ‌های جدایش یافته تر، مانند تعدادی از موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها، نشانگر اثر به نسبت بیشتر آلاش با پوسته قاره‌ای است. مقادیر و نسبت‌های عناصر کم مقدار در این سنگ‌ها شبیه بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی (OIB) است. مقدار نسبت‌های $(Tb/Yb)_N$ بیش از ۱/۸۰ و $(Dy/Yb)_N$ بیش از ۱/۶۰ در این سنگ‌ها نیز بیانگر ناشی شدن ماگماهای سازنده آنها از یک گوشته سست کره‌ای در عمق پایداری کانی گارنت است. همچنین، مدل سازی ذوب‌بخشی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده بازائیت‌ها برآمده از ۵ تا ۷ درصد ذوب‌بخشی و برای سایر نمونه‌ها از ۲ درصد ذوب بخشی یک خاستگاه گارنت لرزولیتی است.

واژه‌های کلیدی: قلیایی، بازائیت، هاوائیت، موژه‌آریت، بنموریت، پهنه زمین‌درز سیستان.

مقدمه

بررسی فعالیت‌های ماگمایی یک منطقه، به ویژه بررسی چگونگی تشکیل سنگ‌های خروجی می‌تواند به شناخت و درک بهتر تاریخ زمین‌شناسی یک منطقه و ماهیت خاستگاه گوشته-ای و پوسته‌ای آن کمک نماید. فعالیت ماگمایی در پهنه زمین-درز سیستان [۱] و قطعه لوت طی سال‌ها همواره مورد توجه بوده است. در این پژوهش نیز، بخش‌هایی از سنگ‌های خروجی مربوط به فعالیت ماگمایی قلیایی نوزا در پهنه گسلی، نه در

پهنه زمین‌درز سیستان بررسی شده است.

در پهنه زمین‌درز سیستان، بارزترین رخمون‌های ماگمایی در بخش‌های شمالی و پهنه گسلی نه واقع هستند. در پهنه گسلی نه، سنگ‌های ماگمایی شامل مجموعه‌های افیولیتی به سن کرتاسه پسین [۱]، سنگ‌های خروجی و درونی الیگوسن تا میوسن و سنگ‌های خروجی میوسن تا کواترنری هستند [۲-۶]. سنگ‌های خروجی قلیایی نوزا بخش‌هایی از سنگ‌های خروجی میوسن تا کواترنری هستند. از این سنگ‌ها به دلیل

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۱۴۰۵۸۲۱، نمابر: ۰۵۴۳۳۴۴۶۵۶۵، پست الکترونیکی: aahmadi@science.usb.ac.ir

سن نوزا (نیوزن) تعیین شده برای آنها و ماهیت شیمیایی قلیایی‌شان به عنوان "سنگ‌های قلیایی نوزا" یاد می‌شود [۷]. این سنگ‌ها در بخش‌های شمالی ایالت زمین‌شناسی سیستان و بخش‌هایی از پهنه گسلی نه در منطقه نه‌بندان توسط پژوهشگرانی چون کمپ و گریفیس [۷]، والکر و همکاران [۸]، ملاشاهی و همکاران [۹]، پانگ و همکاران [۱۰] و خیرخواه و همکاران [۱۱] بررسی شده‌اند. به گزارش این پژوهشگران سنگ‌های خروجی قلیایی نوزا شامل بازانیت، هاوانیت و موژه-آریت هستند. پانگ و همکاران [۱۰] تغییرات ترکیبی در این سنگ‌ها را ناشی از رخداد جدایش کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان دانسته و نقش آلایش پوسته‌ای را بسیار کم اهمیت بیان کرده‌اند. به نظر آنها این سنگ‌ها شبه بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و برآمده از ۳ تا ۱۰ درصد ذوب‌بخشی از یک گوشته سست کره‌ای هستند. خیرخواه و همکاران [۱۱] نیز این سنگ‌ها را شبه OIB و مجموعه کانیایی جدایش یافته را شامل الیوین، کلینوپیروکسن و به احتمال بسیار فلدسپار دانسته‌اند. به نظر این پژوهشگران آلایش پوسته‌ای نقش مهمی در تغییرات ترکیبی این سنگ‌ها داشته‌اند. همچنین آنها این سنگ‌ها را برآمده از ذوب درجه پایین از یک گوشته ناهمگن شامل سازندگان شبه گوشته مورب تهی شده (DMM) و گوشته غنی شده دو (EMII)، دانسته‌اند.

چنان که بیان شد، به نظر می‌رسد که باوجود پژوهش‌های ارزشمند انجام شده، شناخت بهتر خاستگاه این فعالیت ماگمایی و فرایندهای موثر بر آنها نیازمند بررسی‌های بیشتر است. از این رو در این پژوهش، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی تعدادی از این رخنمون‌های سنگ‌های خروجی قلیایی در مناطق نه‌بندان و آساگی، واقع در پهنه گسلی نه، بررسی شده است. همچنین، به ماهیت خاستگاه و اثر فرایندهای جدایش بلورین و آلایش پوسته‌ای بر تغییرات ترکیب آنها پرداخته شده است.

زمین‌شناسی

واحدهای سنگی اصلی سازنده پهنه زمین‌درز سیستان، مجموعه‌های افیولیتی، سنگ‌های خروجی و درونی، رسوب‌های فلیشی و سنگ‌های دگرگونه در حد اسلیت و فیلیت هستند. این واحدها اغلب در راستای گسل‌ها قرار دانسته و با هم مرزهای گسلی دارند [۳-۵، ۱۲]. گسل‌های اصلی در پهنه

زمین‌درز سیستان شامل گسل‌های نه شرقی، نه غربی، چشمه رضایی، نصرت آباد و کهورک هستند [۴، ۵]. بخش‌های میان دو گسل نه شرقی و نه غربی پهنه گسلی نه نامیده شده‌اند [۱۳]. این دو گسل تقریباً به طور موازی، در مرز میان پهنه زمین‌درز سیستان و قطعه لوت واقع هستند. طول این گسل‌ها حدود ۲۰۰ کیلومتر، از سربیشه تا شمال نصرت آباد، و فاصله آنها ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر است [۱۴].

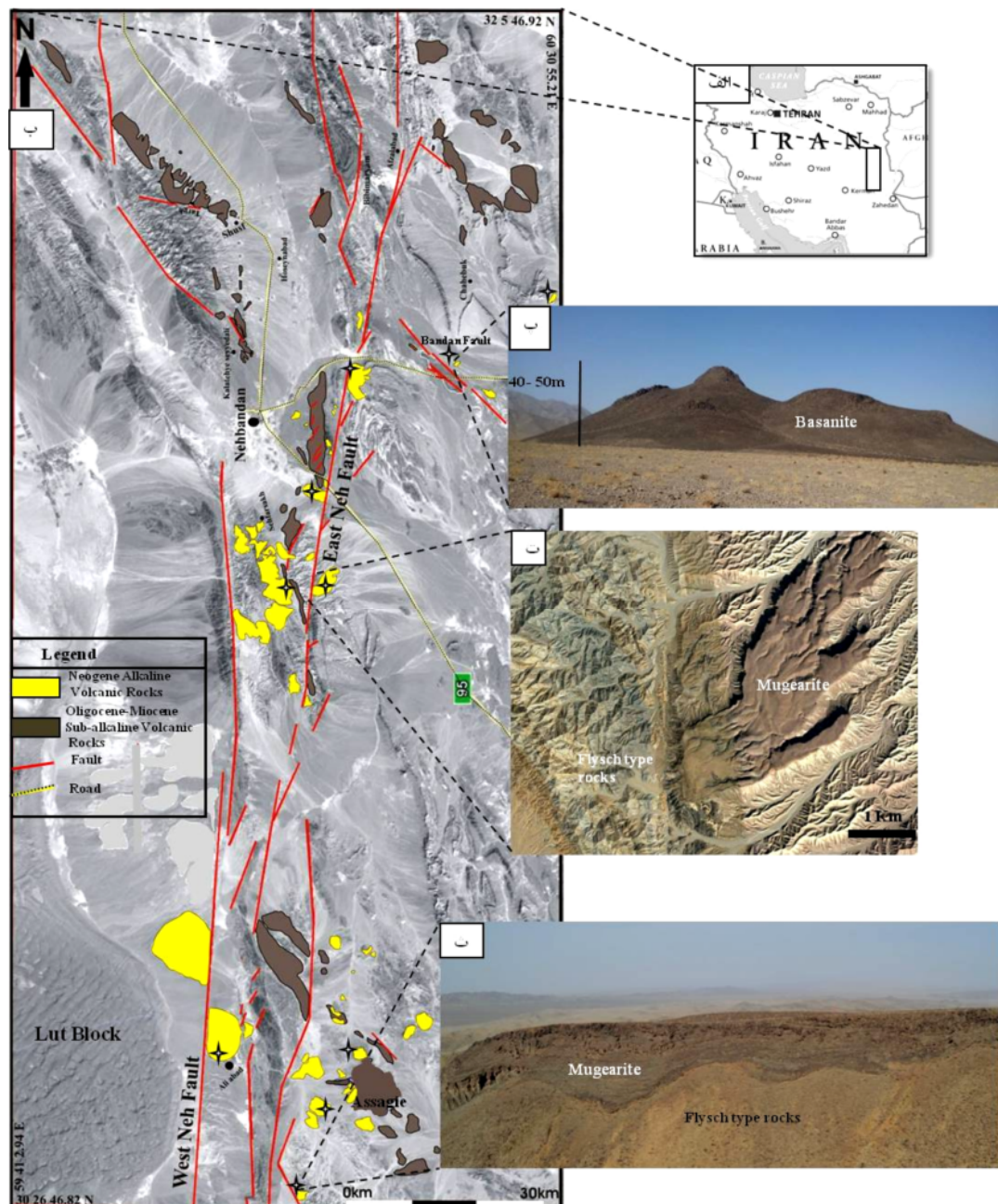
سنگ‌های خروجی قلیایی نوزا به صورت گدازه، و مخروط-های باطله دیده شده‌اند [۷، ۱۰، ۱۱]. سن‌سنجی‌های انجام شده توسط کمپ و گریفیس [۷]، والکر و همکاران [۸] و پانگ و همکاران [۱۰] سن آنها را حدود ۱۱ تا ۱/۶ میلیون سال پیش نشان می‌دهند. بیشترین حجم رخنمون این سنگ‌ها در مناطق شمالی پهنه زمین‌درز سیستان و قطعه لوت است [۱۵]. در پهنه گسلی نه نیز، آنها را اغلب می‌توان در راستای گسل‌های نه شرقی و نه غربی، به ویژه در مناطق نه‌بندان و آساگی، دیده نمود. در این پژوهش، رخنمون‌های اصلی این سنگ‌ها در مناطق نه‌بندان و آساگی بررسی شده است. براساس نتایج زمین‌شیمیایی ارائه این پژوهش، سنگ‌های خروجی قلیایی نوزای مورد بررسی شامل بازانیت، هاوانیت، موژه‌آریت و بنموریت هستند.

بازانیت‌ها در بخش شرقی پهنه گسلی نه در منطقه‌ای به نام چاه چوچو دیده می‌شوند. در این منطقه، این سنگ‌ها در راستای گسل بندان واقع هستند (شکل ۱ ب). گسل بندان را گسل ریدلی مربوط به پهنه گسلی راستالغز نه معرفی نموده‌اند [۱۳]. رخنمون بازانیت‌ها در این منطقه به صورت مخروط‌های سیندر است. رنگ این مخروط‌ها سیاه تا خاکستری تیره است (شکل ۱ پ). این مخروط‌ها اغلب از بمب، پوکه معدنی و واریزه‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند و ارتفاع آنها در حدود ۴۰ تا ۵۰ متر است.

هاوانیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها در مناطق نه‌بندان و آساگی در راستای گسل‌های نه شرقی و نه غربی دیده می‌شوند. ویژگی‌های صحرایی این سنگ‌ها در مناطق یاد شده درست شبیه هستند. میان این سنگ‌ها و گسل‌های موجود، ارتباط صحرایی نزدیکی وجود دارد (شکل ۱ ت). با توجه به دیده بیشتر رخنمون این سنگ‌ها درست در راستای گسل‌ها و دیدگاه کمپ و گریفیس [۷] و نیز والکر و همکاران [۸]، به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها طی فوران‌های شکافی از درون گسل‌ها

میلیمتر تا ۲ سانتیمتر دیده می‌شود. همچنین برآوردهای خروجی چون تفرا در بخش پایینی برخی از رخنمون‌ها، و قطعه و بمب روی سطح گدازه‌ها دیده می‌شود. این سنگ‌های خروجی را می‌توان روی افیولیت‌ها، سنگ‌های خروجی الیگوسن - میوسن و فلیش‌ها دیده نمود.

خارج شده و بر سطح روان گشته‌اند (شکل ۱ ت). این سنگ‌ها بیشتر به صورت گدازه و یا بقایایی از گدازه با ظاهر تخت مانند و به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند (شکل ۱ ث). ضخامت آنها از ۱۰ متر تا بیشتر از چند صد متر است. در نمونه‌های دستی برخی از موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها، بیگانه بلورهای کوارتز سفید، صورتی و بنفش رنگ با ابعاد چند



شکل ۱ الف) نقشه ایران؛ مستطیل مشکی جایگاه منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. ب) تصویر ماهواره‌ای گسل‌های نه شرقی، و نه غربی؛ برگرفته از گوگل ارث؛ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی با ستاره‌های سیاه رنگ مشخص شده است. پ) یک مخروط خاکستر بازانی‌تی در جنوب غرب چاه چوچو. ت) تصویر ماهواره‌ای یک گدازه موژه‌آریتی؛ درست در راستای گسل نه شرقی برگرفته از گوگل ارث. ث) یک گدازه موژه‌آریتی جریان یافته بر سنگ‌های فلیشی.

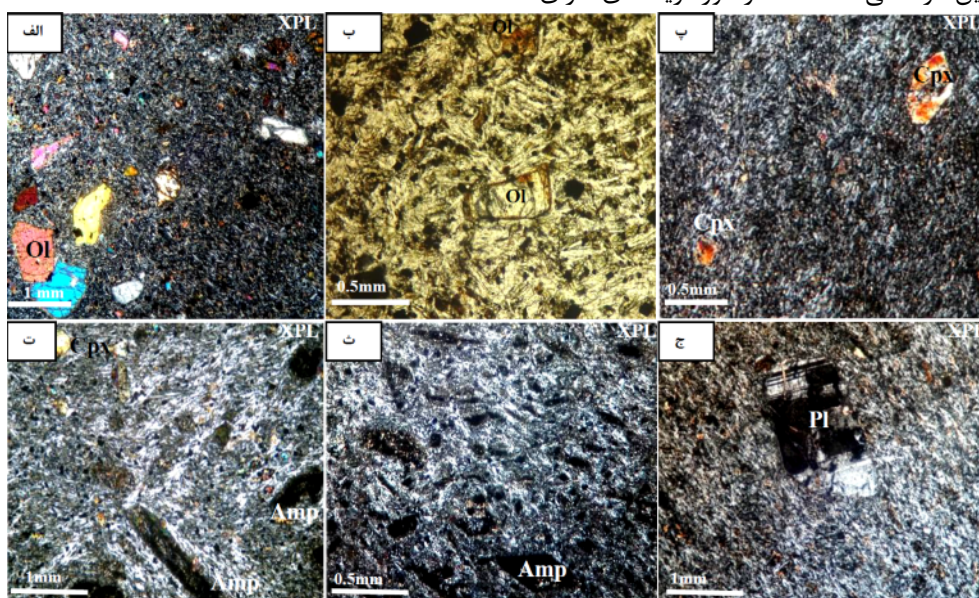
سنگ‌نگاری

بازانیت‌ها سنگ‌هایی با بافت پورفیری هستند. درشت بلورها شامل ۸ تا ۱۴ درصد الیوین و کمتر از ۲ درصد سانیدین، نفلین و کلینوپیروکسن هستند. زمینه به ترتیب فراوانی شامل بلورهای الیوین، سانیدین و نفلین است و اکسیدهای آهن و تیتان ۱ تا ۳ درصد این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. درشت بلورهای الیوین با ابعاد بین ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (شکل ۲ الف) دیده می‌شوند. درشت بلورهای کلینوپیروکسن به صورت بلورهای شکل‌دار و در ابعاد بین ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر هستند. این کانی در نور قطبیده صفحه‌ای (PPL) بی رنگ تا سبز روشن است و دیوپسید به نظر می‌رسد. درشت بلورهای سانیدین و نفلین به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در ابعاد ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر دیده می‌شوند.

بافت اصلی هاوانیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها جریان‌ی (تراکیتی) است و بافت پورفیری نیز دیده می‌شود. ۷۰ تا ۸۰ درصد این سنگ‌ها را کانی‌های فلدسپار قلیایی تشکیل می‌دهند. بافت جریان‌ی دیده شده (شکل‌های ۲ پ، ت و ث) نتیجه هم‌راستایی نیمه موازی بلورهای فلدسپار قلیایی است. در هاوانیت‌ها و موژه‌آریت‌های دارای مقدار SiO_2 کمتر از ۵۲ درصد وزنی، درشت بلورها شامل ۱ تا ۴ درصد الیوین، ۲ تا ۷ درصد کلینوپیروکسن و گاه کمتر از ۲ درصد آمفیبول و یا بیوتیت هستند. این در حالی است که در موژه‌آریت‌های دارای

مقدار SiO_2 بیشتر و بنموریت‌ها، درشت بلورها شامل ۵ تا ۲۰ درصد آمفیبول و یا بیوتیت و ۱ تا ۲ درصد بلورهای کلینوپیروکسن هستند. زمینه این سنگ‌ها در اصل شامل فلدسپار قلیایی و کلینوپیروکسن است و اکسیدهای آهن و تیتان ۲ تا ۳ درصد آنها را تشکیل می‌دهند. در موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها، بیگانه بلور نیز به چشم می‌خورد.

درشت بلورهای الیوین با ابعاد بین ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر بیشتر به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌داری دیده می‌شوند که اغلب لبه ایدینگزیتی (شکل ۲ ب) دارند. درشت بلورهای کلینوپیروکسن بیشتر به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار و گاه شکل‌دار با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر هستند (شکل ۲ پ). رنگ آنها در نور PPL سبز روشن است و دیوپسید به نظر می‌رسند. در این سنگ‌ها، بلورهای آمفیبول و یا بیوتیت به صورت درشت بلورهایی با ابعاد ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر دیده می‌شوند. این کانی‌ها به صورت شبه‌ریخت‌هایی هستند که اغلب با اکسیدهای آهن و تیتان جایگزین شده‌اند (شکل‌های ۲ ت و ث). در این سنگ‌ها، بیگانه بلورهای دیده شده شامل بلورهای کوارتز، فلدسپات قلیایی و پلاژیوکلاز (شکل ۲ ج) هستند. این کانی‌ها به صورت تقریباً گردشده و با ابعاد ۱ تا ۴ میلی‌متر هستند. در لبه برخی از بیگانه بلورهای کوارتز، لبه واکنشی (کرونا) شامل بلورهای ریز کلینوپیروکسن نیز به چشم می‌خورد.



شکل ۲ تصویر میکروسکوپی از الف) بازانیت؛ بافت پورفیری، درشت بلور الیوین، زمینه دربردارنده بلورهای فلدسپار قلیایی و الیوین، ب) هاوانیت دارای درشت بلور الیوین و لبه ایدینگزیتی در الیوین، پ) هاوانیت دارای درشت بلور کلینوپیروکسن، بافت جریان‌ی و ریزپورفیری، ت و ث) به ترتیب موژه‌آریت و بنموریت، بافت تراکیتی، ریزپورفیری و پورفیری، درشت بلورها و ریزدرشت بلورها شامل کلینوپیروکسن و شبه ریخت‌های آمفیبول، زمینه شامل فلدسپار قلیایی و کلینوپیروکسن و ج) بیگانه بلور پلاژیوکلاز در موژه‌آریت. علائم اختصاری کانی‌ها بر گرفته از مرجع [۱۶] است.

روش انجام پژوهش

و ۴ درصد برای عناصر خاکی نادر (REE) و فلزات واسط است. درستی نیز بهتر از ۶/۵ درصد برای عناصر اصلی، ۱۱ درصد برای LILE، ۱۵ درصد برای HFSE، ۶ درصد برای REE و ۱۵ درصد برای فلزات واسط است.

زمین شیمی

چنان که در جدول ۱ دیده می‌شود، مقدار مواد فرار (LOI) این سنگ‌ها ۰/۰۷ تا ۱/۳۰ و متوسط آن ۰/۵۴ درصد وزنی است. با توجه به مقدار LOI و بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده، این نمونه‌ها کاملاً سالم و بدون هرگونه دگرسانی هستند. تنها یک نمونه (Q12) دارای مقدار LOI برابر با ۳/۸۰ درصد وزنی است. در این نمونه، زمینه سنگ سرسیتی شده است و کمی کلسیت نیز دیده می‌شود.

جدول ۱ مقادیر عناصر اصلی (درصد وزنی)، معیار CIPW، و مقادیر عناصر کم مقدار (قسمت در میلیون) در نمونه‌های مورد بررسی. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۶] است.

	Ch3	Ch9	S30	V2	Q12	Q23	QA12	S10	QB1	V22	QC14
	موازیت	موازیت	موازیت	موازیت	موازیت	موازیت	موازیت	موازیت	موازیت	موازیت	موازیت
SiO ₂	۴۵۷۱	۴۵۹۹	۴۹۰۱	۵۰۴۸	۵۱۰۱	۵۱۸۵	۵۲۴۲	۵۳۵۶	۵۴۵۵	۵۵۱۶	۵۵۲۳
TiO ₂	۳۱۳	۳۲	۲۳۷	۲۴۱	۱۵۸	۱۸	۲۱۹	۱۹۹	۱۷۹	۲۰۱	۱۷۱
Al ₂ O ₃	۱۴۰۹	۱۴۲۳	۱۴۵	۱۴۹۵	۱۴۲۵	۱۵۲۲	۱۵۴۵	۱۴۸۷	۱۵۳۱	۱۵۱۱	۱۵۸
FeO	۱۸۸	۱۸۲	۱۳۶	۱۳۴	۰۹۳	۱۰۸	۱۲۸	۱۱۲	۱۰۵	۱۱۴	۰۹۵
Fe ₂ O ₃	۱۰۶۷	۱۰۳۱	۷۷۲	۷۶۲	۵۲۵	۶۱۵	۷۲۶	۶۳۴	۵۹۴	۶۴۴	۵۳۷
MnO	۰۱۷	۰۱۶	۰۱۲	۰۱۲	۰۰۹	۰۱۱	۰۱۳	۰۱۳	۰۱۲	۰۱	۰۱
MgO	۸۴۲	۸۶۴	۴۸	۵۳	۳۳۹	۴۳۹	۴۹۸	۵۰۹	۴۳	۴۴۸	۳۵۲
CaO	۷۷۸	۸۰۸	۹۸	۸۹۱	۸۳۵	۹	۸۷۱	۸۶۴	۸۱۳	۸۰۹	۷۹۶
Na ₂ O	۵۴۲	۵۰۱	۵۷	۵۶۳	۵۲۳	۵۹۱	۵۷	۵۴۲	۵۶۹	۵۳	۶۳۷
K ₂ O	۱۴۸	۱۴۹	۱۴	۱۳۴	۲۱۲	۱۵۸	۱۴۲	۱۵۲	۱۷۵	۱۶۳	۱۷۲
P ₂ O ₅	۰۵۲	۰۵۸	۱۱۴	۱۱	۰۸۲	۱۲۲	۱۰۷	۱۰۵	۰۹۱	۱	۰۸۷
(LOI) مواد فرار	۰۰۷	۰۳۲	۱۰۳	۰۴۸	۳۸	۱۳	۰۲	۰۵۲	۰۴۵	۰۵۷	۰۴۶
مجموعه	۹۹۲۴	۱۰۰۱۹	۹۸۵۷	۹۹۳۲	۹۳۳۱	۹۸۶۳	۱۰۰۷۴	۹۹۷۳	۹۹۸۷	۱۰۰۴۸	۹۹۶۶
Mg#	۵۸	۶۰	۵۲	۵۵	۵۴	۵۶	۵۵	۵۹	۵۶	۵۶	۵۴
Nph	۱۴۳۳	۱۲۰۵	۱۲۲	۷۵۷	۷۱۷	۸۰۷	۶۵۷	۳۲	۳۲۱	۰۴	۵۶۸
Cpx	۲۰۷۵	۱۹۱۲	۲۷۰۲	۲۰۰۴	۲۵۱۳	۲۲۳۵	۲۰۱۲	۲۰۹۲	۲۰۲۱	۱۷۳۸	۲۰۱۸
Ol	۱۶۵۲	۱۶۷۶	۵۹۳	۹۱۳	۲۶۴	۵۷	۸۳۲	۷۶۳	۵۸۹	۷۶۶	۴۰۴
La	۱۹۴	۲۲۴	۵۵۶	۵۰۱	۵۶۶	۶۵۹	۴۵۱	۵۸۳	۵۵۷	۵۹۹	۵۸۱
Ce	۶۱۹	۶۷	۱۲۳۸	۱۱۲۴	۱۱۲۹	۱۲۹۲	۱۰۱۸	۱۲۲	۱۱۲۹	۱۲۴۶	۱۱۶۳
Pr	۹۰۶	۹۶۶	۱۴۲۷	۱۳۶۵	۱۳۱۹	۱۳۸۲	۱۲۱۵	۱۳۵۸	۱۳۵۹	۱۴۴۳	۱۲۸۵
Nd	۴۳۲۵	۴۶۵۳	۵۹۷۸	۵۷۲۴	۵۱۴۱	۵۳	۴۹۰۸	۵۴۳۸	۴۹۶۱	۵۷۹۹	۵۰۲۴
Sm	۹۰۶	۹۳۹	۹۹	۹۹۴	۸۱۳	۸۵۶	۸۶۱	۸۹۴	۸۱۴	۹۷۶	۸۲۴
Eu	۲۶۲	۲۳۹	۲۷۵	۲۶۲	۲۱۱	۲۲۳	۲۵۴	۲۴۳	۲۱	۲۵۹	۲۲۵
Gd	۹۲۸	۹۳۴	۸۹۳	۸۳۱	۶۶۸	۷۴۴	۷۸۱	۸۱۳	۷۰۸	۷۹۱	۶۹۷
Tb	۱۱۱	۱۰۲	۱۱۲	۱۰۶	۰۹۱	۰۹۴	۱۰۱	۱۰۱	۰۹۱	۱	۰۸۷
Dy	۵۴۳	۵۳۷	۵۰۷	۵۱	۴۰۶	۴۰۳	۴۶۳	۴۳۲	۳۸۹	۴۷۱	۳۵۹
Ho	۰۹۹	۰۸۸	۰۷۹	۰۸	۰۶۳	۰۶۵	۰۷۸	۰۶۹	۰۶۵	۰۷۶	۰۶۱
Er	۲۲۱	۲۰۵	۲۰۴	۲۰۴	۱۶	۱۷۲	۱۸۵	۱۸۱	۱۷۵	۱۸۳	۱۶۲
Tm	۰۲۸	۰۳۴	۰۲۶	۰۲۷	۰۱۹	۰۲۲	۰۲۳	۰۲۲	۰۲۱	۰۲۳	۰۱۷
Yb	۱۸۹	۱۹	۱۵۸	۱۴۹	۱۳۲	۱۳۸	۱۵	۱۵۴	۱۳۶	۱۴۱	۱۱۲
Lu	۰۳	۰۳۶	۰۲۴	۰۲۱	۰۱۷	۰۲	۰۱۹	۰۲	۰۲۱	۰۲۱	۰۱۷
Y	۲۴۴۷	۲۲۳۳	۱۹۸۶	۱۹۵۷	۱۶۰۶	۱۶۵۳	۱۸۵۳	۱۸۵۳	۱۶۹۱	۱۸۶۲	۱۵۴۹
Rb	۴۳	۳۰	۲۹	۲۰	۳۷	۳۰	۲۴	۳۷	۳۳	۵۱	۳۵
Sr	۷۲۶	۷۳۹	۱۵۵۰	۱۴۶۸	۱۴۵۴	۱۶۲۵	۱۱۵۵	۲۶۰۲	۱۸۴۹	۱۳۶۸	۱۵۶۲
Cs	۳	۱۴۲	۱۵۹	۰۳۱	۱۱۷	۰۸۲	۰۷۳	۱۴۹	۰۹۹	۱۶۶	۰۹۲
Ba	۲۵۰	۲۵۳	۶۶۲	۴۸۹	۷۸۸	۷۸۹	۴۵۵	۶۷۹	۶۸۶	۶۵۸	۷۲۵
Zr	۲۶۴	۳۳۵	۲۰۸	۲۷۳	۱۸۹	۲۴۲	۲۴۶	۲۵۸	۲۴۲	۲۷۲	۲۵۲
Hf	۶۳۳	۶۱	۵۱۸	۶۱	۶۴۴	۵۰۶	۵۸۷	۵۵۲	۶۴۴	۶۴۴	۵۵۲
Nb	۲۷	۶۷	۵۳	۶۰	۵۵	۵۵	۵۹	۵۳	۴۶	۵۵	۵۱
Ta	۱۹	۲۲۸	۳۴۲	۳۶۱	۳۴۲	۳۰۴	۳۴۲	۳۰۴	۲۶۶	۳۶۱	۲۸۵
Th	۱۶۲	۲۱۷	۴۶۷	۳۵۹	۱۱۰۳	۷۳۱	۴۵۴	۷۳۶	۶۸۲	۷۹۹	۸۹۷
U	۰۸	۰۶۵	۰۶۸	۲۴۳	۲۱۴	۰۷۶	۰۵۹	۰۸۹	۰۹۷	۱۳۶	۱۲۹
Ni	۱۵۹	۱۴۱	۴۷	۶۷	۵۸	۳۲	۴۵	۴۱	۲۵	۵۲	۲۳
Cr	۱۸۹	۱۲۳	۱۲۴	۱۲۰	۶۶	۸۷	۱۰۴	۱۳۹	۸۳	۱۲۸	۶۰
V	۳۱۷	۲۴۲	۱۹۲	۱۷۲	۱۲۳	۱۴۹	۱۷۳	۱۷۶	۱۴۱	۱۷۱	۱۴۷

مقدار K_2O ، Al_2O_3 و Sr وجود دارد. این روندها می‌توانند شاهی بر ارتباط بین این سنگ‌ها، در نتیجه رخداد فرایند جدایش بلورین باشند [۲۳].

در نمودار REE بهنجار شده به کندریت C1 [۲۴] (شکل ۵ الف)، الگوهای دیده شده برای نمونه‌ها تقریباً مشابه است. برای همه نمونه‌ها، غنی‌شدگی در عناصر نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) و سنگین (HREE) دیده می‌شود. در بازائیت‌ها نسبت به هاوائیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها، غنی‌شدگی LREE نسبت به MREE و HREE کمتر است. مقدار متوسط نسبت-های $(La/Sm)_N$ و $(La/Yb)_N$ در بازائیت‌ها به ترتیب ۷/۳۴ و ۱/۴۸ و در نمونه‌های هاوائیت، موژه‌آریت و بنموریت به ترتیب ۲۰/۲۸ تا ۳۴/۸۳ و ۳/۱۷ تا ۴/۸۴ است. ناهنجاری منفی Eu در بازائیت‌ها ۰/۸۴، در هاوائیت‌ها ۰/۸۸، در موژه‌آریت‌ها ۰/۹۳ تا ۰/۸۳ و در بنموریت‌ها ۰/۸۸ است.

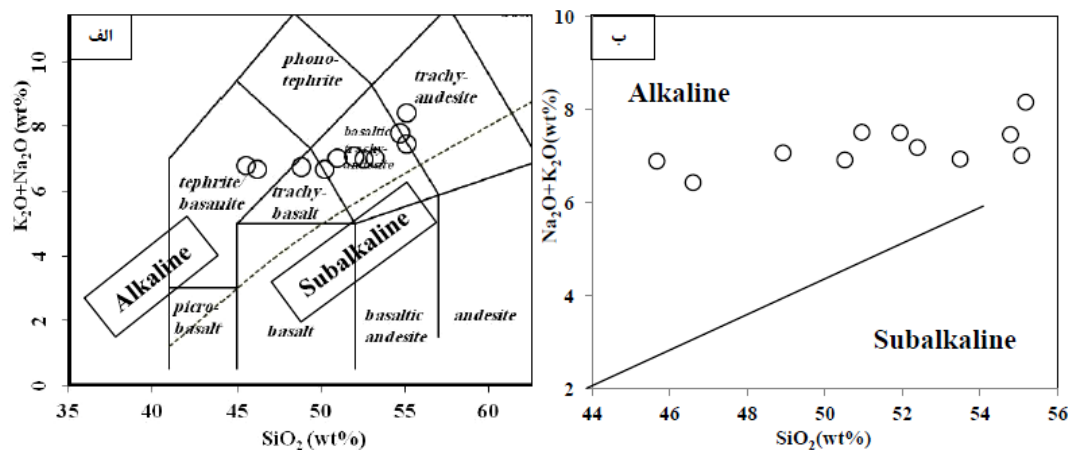
در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۴] (شکل ۵ ب) نیز، الگوهای دیده شده برای همه سنگ‌ها تقریباً مشابه است. چنان که دیده می‌شود، در همه نمونه‌ها LILE و LREE غنی‌تر از HFSE و HREE هستند. هرچند، در این الگوها نیز غنی‌شدگی‌های دیده شده در بازائیت‌ها کمتر از سایر نمونه‌هاست. در بازائیت‌ها تنها ناهنجاری منفی در عنصر Th دیده می‌شود، اما در هاوائیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها ناهنجاری مثبتی در عناصر Sr، Th، Ba و P و ناهنجاری منفی ضعیفی در عنصر Ti وجود دارد.

بحث

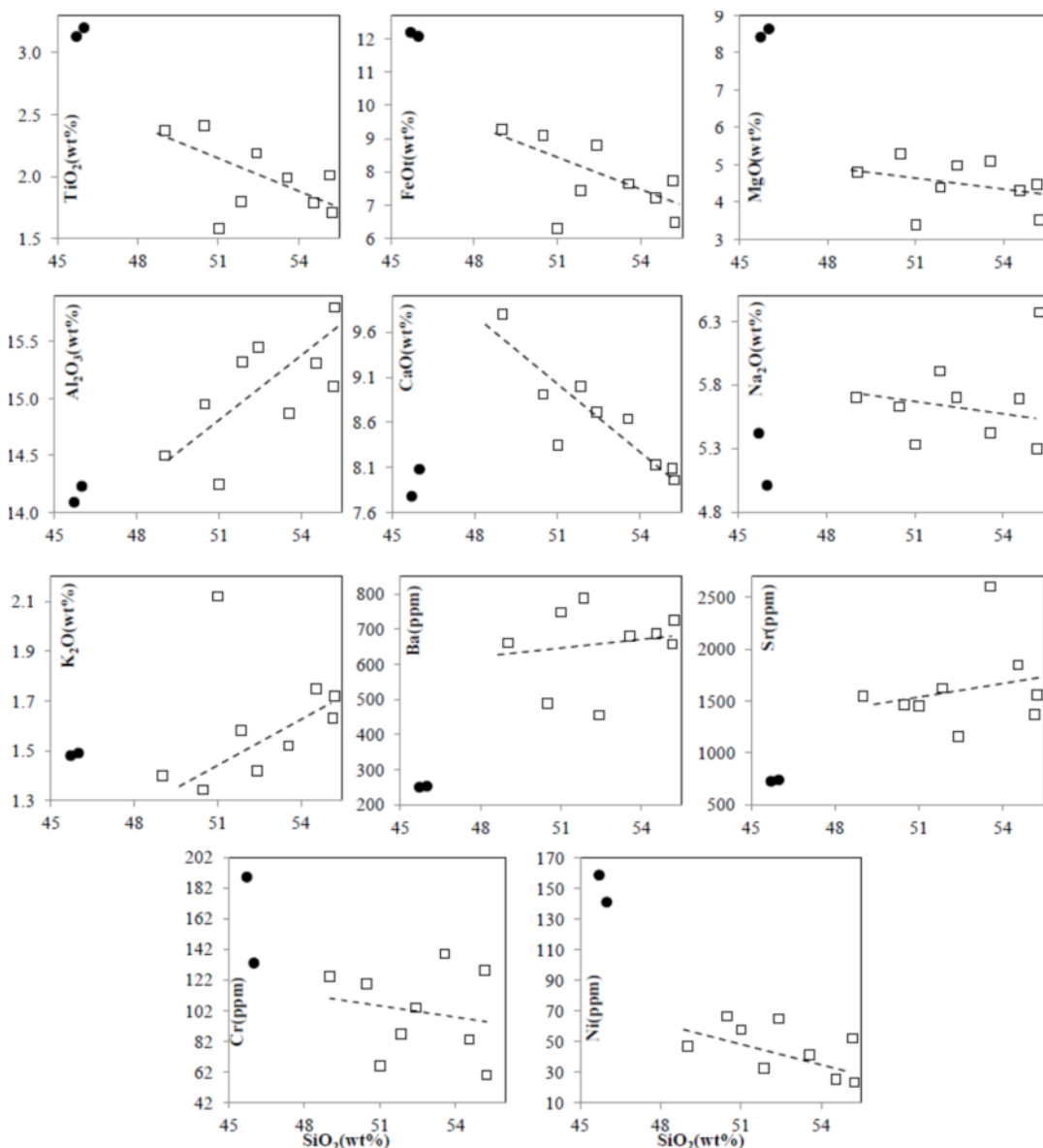
براساس نتایج زمین شیمیایی، نمونه‌های مورد بررسی گستره‌ای از سنگ‌های مافیک تا حدواسط قلیایی را نشان می‌دهند. با توجه به ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی و همچنین نتایج پانگ و همکاران [۱۰] و خیرخواه و همکاران [۱۱]، برای سنگ‌های مشابهی از نظر ترکیب، به نظر می‌رسد که به احتمال بسیار فرایندهای جدایش بلورین، یا آرایش پسته‌ای و یا هر دو بر تغییرات ترکیبی دیده شده در این سنگ‌ها موثر بوده است. بر این اساس، اثر این فرایندها بر نمونه‌ها بررسی شده‌اند.

سنگ‌های مورد بررسی، با SiO_2 بین ۴۵/۷۱ تا ۵۵/۲۳ درصد وزنی، در رده‌بندی عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (IUGS) [۱۹] (شکل ۳ الف) در گستره بازائیت/تفریت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت واقع هستند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده و توجه به رده-بندی و نامگذاری ویلیامز و همکاران [۲۰]، نمونه‌های واقع در گستره بازائیت/تفریت به دلیل داشتن بیش از ۱۰ درصد الیون، بازائیت نامیده شده‌اند. همچنین، در رده بندی IUGS به سنگ‌های قرار گرفته در گستره تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت، برای مقدار " $Na_2O - 2$ " بیش از K_2O به ترتیب اسامی هاوائیت، موژه‌آریت و بنموریت و در صورت مقدار " $Na_2O - 2$ " کمتر از K_2O به ترتیب اسامی تراکی بازالت پتاسیم دار، شوشونیت و لاتیت داده شده است [۱۹]. بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی با توجه به مقدار " $Na_2O - 2$ " (۳/۳۰ تا ۴/۳۷) بیشتر از K_2O (۱/۳۴ تا ۲/۱۲) هاوائیت، موژه‌آریت و بنموریت نامیده شده‌اند.

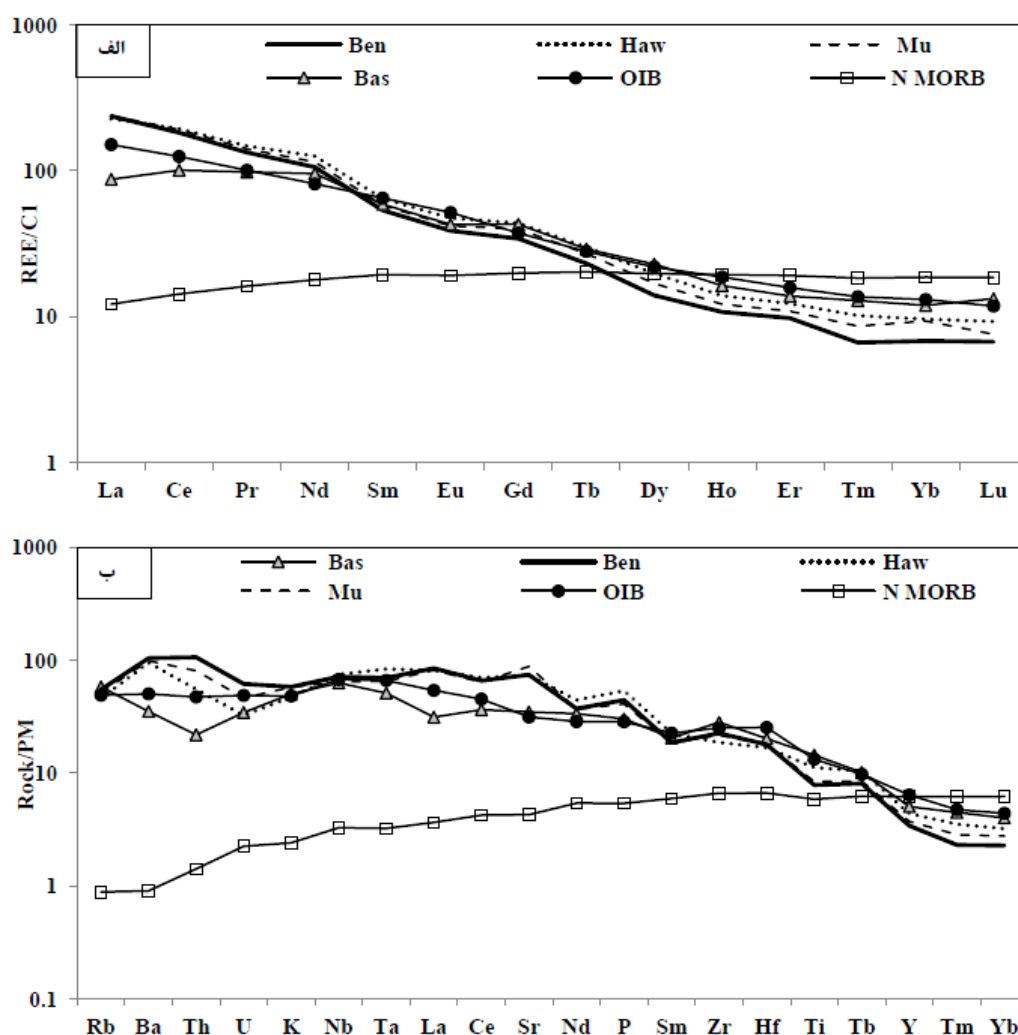
چنان که در شکل ۳ دیده می‌شود، همه نمونه‌ها در گستره سری قلیایی قرار دارند. حضور نقلین به همراه الیون در معیار CIPW محاسبه شده برای آنها (جدول ۱) نیز شاهد دیگری بر وابستگی این سنگ‌ها به سری ماگمایی قلیایی است. همچنین، در این سنگ‌ها مقدار Na_2O/K_2O بیشتر از یک (۲/۵۱ تا ۴/۱۹) بازگویی ارتباط آنها با سری ماگمایی سدیمی است [۲۱]. بازائیت‌ها با دارا بودن کمترین مقدار SiO_2 (مقدار متوسط ۴۵/۸۵ درصد وزنی) و بیشترین مقدار MgO (مقدار متوسط ۸/۵۳ درصد وزنی) مافیک‌ترین ترکیب را در میان مجموعه سنگی مورد بررسی نشان می‌دهند. البته آنها در مقایسه با سایر نمونه‌ها مقدار CaO ، Al_2O_3 و Sr کمتری دارند (جدول ۱). بنابراین به نظر نمی‌رسد که هاوائیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها برآمده از رخداد فرایند جدایش بلورین [۲۲] از ماگمایی نزدیک به ترکیب بازائیت‌ها باشند. هر چند چنان که در شکل ۴ دیده می‌شود، در نمونه‌های هاوائیت، موژه‌آریت و بنموریت با افزایش مقدار SiO_2 روند کاهشی در مقدار TiO_2 ، FeO_t ، MgO ، CaO ، Na_2O ، Ni و Cr و روند افزایشی در



شکل ۳ الف) نمودار SiO_2 نسبت به $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ [۱۹] و ب) نمودار SiO_2 نسبت به $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ [۲۳]. همه نمونه‌ها با دایره توخالی بر آنها نشان داده شده‌اند.



شکل ۴ نمودارهای تغییرات ترکیب نمونه‌های مورد بررسی. نمایش بازنیت‌ها با دایره سیاه، و سایر نمونه‌ها با مربع تو خالی نشان داده شده‌اند.



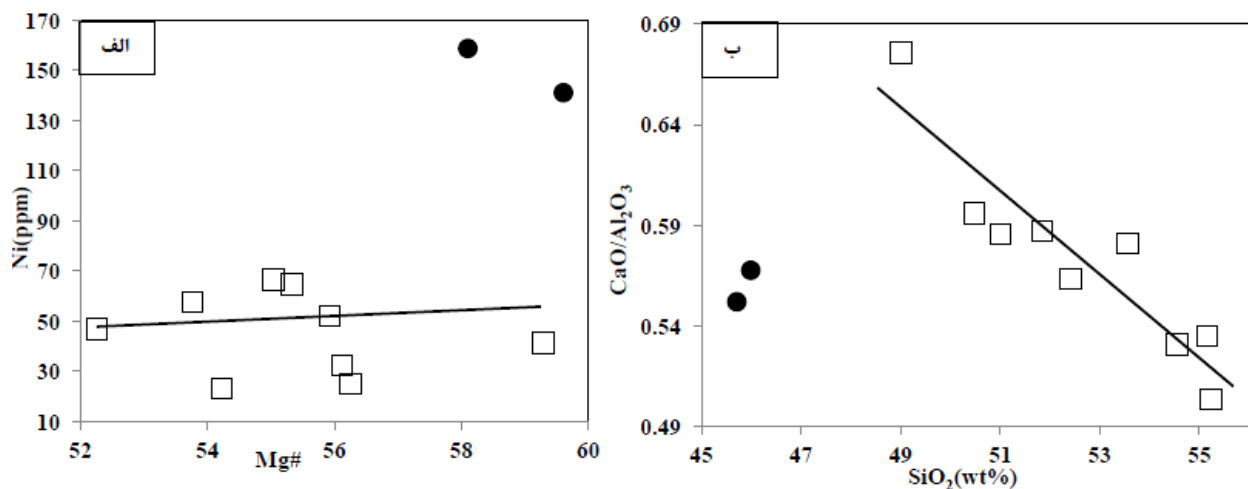
شکل ۵ الف) نمودار تغییرات REE رسم شده برای نمونه‌های مورد بررسی، به‌نچار شده به کندریت C1 [۲۴]. ب) نمودار عنکبوتی به‌نچار شده به گوشته اولیه [۲۴]. الگوهای مقدار متوسط نمونه‌های مورد بررسی در نمودارها رسم شده است. (Ben: بنموریت، Haw: هاوائیت، Mu: موژه‌آریت و Bas: بازائیت).

جدایش بلورین

در بازائیت‌ها، حضور کمتر از ۱۵ درصد الیومین و کمتر از ۱ درصد کلینوپیروکسن به صورت درشت بلور و $Mg\#$ کمتر از ۶۰ نشان می‌دهند که این سنگ‌ها کومه‌ای و یا ترکیبی نزدیک به یک بازالت پیکریتی نیستند [۲۵]. در این سنگ‌ها با توجه به $Mg\#$ ، MgO ، Ni و Cr کمتر از یک ماگمای اولیه [۲۶]، شکل ۶ الف و حضور درشت بلورهای الیومین در آنها به نظر می‌رسد که به احتمال بسیار جدایش کانی‌های الیومین و کلینوپیروکسن در ماگمای اولیه سازنده آنها رخ داده است. همچنین، مقدار Ba ، Sr ، Na_2O و Al_2O_3 کمتر آنها نسبت به سایر نمونه‌ها (جدول ۱) و ناهنجاری منفی ضعیف Eu (متوسط

۰/۸۴) می‌توانند بیانگر جدایش احتمالی کانی‌های فلدسپات قلیایی و یا فلدسپاتوئید [۲۷] در ماگمای اولیه سازنده این سنگ‌ها باشند.

در نمونه‌های هاوائیت، موژه‌آریت و بنموریت، با افزایش مقدار SiO_2 روند تقریباً کاهشی در مقدار MgO و Ni دیده می‌شود (شکل ۴). در نمودار مقدار $Mg\#$ نسبت به Ni (شکل ۶ الف) نیز در این سنگ‌ها روند تقریباً ثابتی با کاهش مقدار $Mg\#$ دیده می‌شود. با توجه به این‌ها به نظر می‌رسد که در این سنگ‌ها، با کاهش مقدار MgO تغییر چندانی در مقدار Ni رخ نداده است. بنابراین به احتمال بسیار جدایش کانی الیومین صورت نگرفته و یا در مقدار ناچیزی انجام شده است.

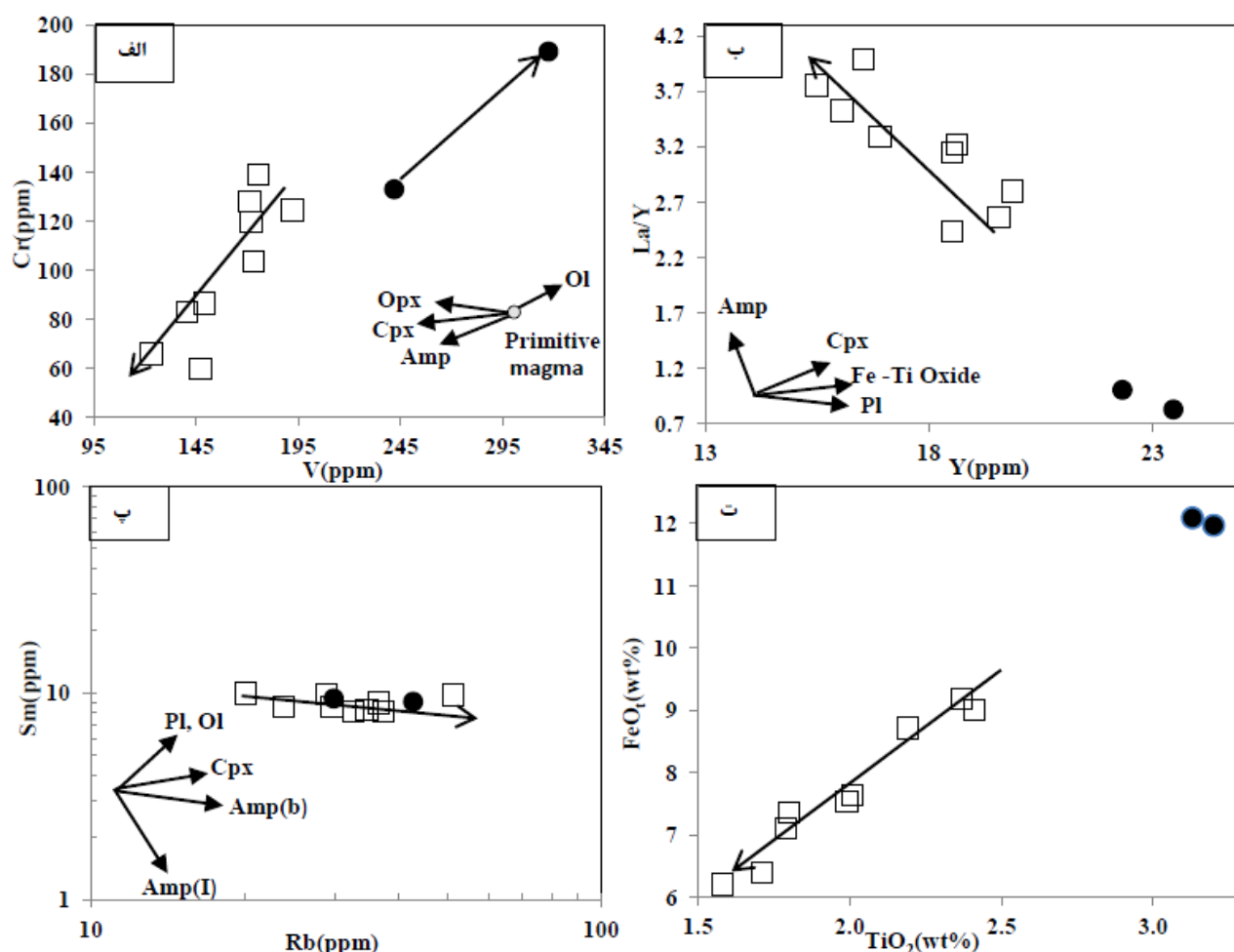


شکل ۶ الف) نمودار Mg# نسبت به Ni. ب) نمودار SiO₂ نسبت به CaO/Al₂O₃ [۲۸]. بازائیت‌ها با دایره سیاه و سایر نمونه‌ها با مربع توخالی نشان داده شده‌اند.

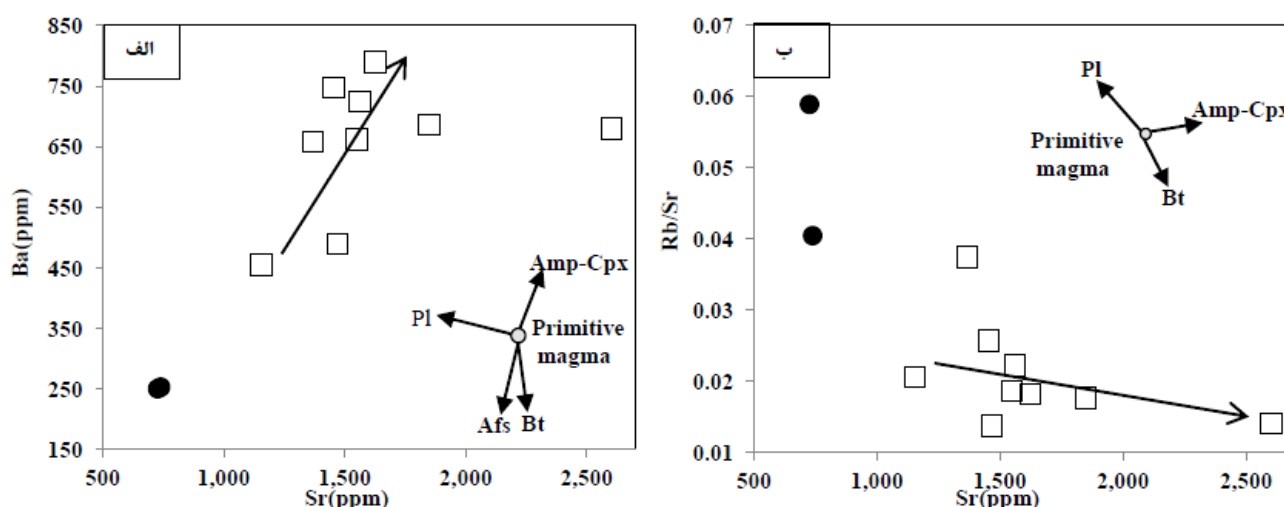
بسیار در اثر جدایش این کانی بوده است [۳۳]. در این سنگ‌ها، حضور کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول به صورت درشت بلور نیز شاهد دیگری بر جدایش این کانی‌هاست. در هاوائیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها، روند کاهشی در مقدار TiO₂ و FeO_t با افزایش مقدار SiO₂ دیده می‌شود (شکل ۴). در شکل ۷ نیز رابطه مستقیمی بین مقدار TiO₂ و مقدار FeO_t وجود دارد. این ویژگی‌ها می‌توانند به احتمال بسیار ناشی از جدایش اکسیدهای آهن و تیتان باشند. در این سنگ‌ها، ناهنجاری منفی ضعیف Ti (شکل ۵ ب) و حضور ۱ تا ۳ درصد اکسیدهای آهن و تیتان شواهد دیگری بر احتمال جدایش اکسیدهای آهن و تیتان هستند [۲۸، ۳۴].

در هاوائیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها، روند افزایشی دیده شده (شکل ۴) در مقدار Sr، و Al₂O₃ ثابت بودن مقدار ناهنجاری منفی ضعیف Eu (با مقدار متوسط ۰/۸۸ در هاوائیت، ۰/۸۶ در موژه‌آریت و ۰/۸۸ در بنموریت) از جمله شواهد جدایش نیافتن کانی پلاژیوکلاز هستند. روندهای دیده شده در نمودارهای Sr نسبت به Ba و Sr نسبت به Rb (شکل‌های ۸) نیز تاییدی بر این موضوع هستند. در این سنگ‌ها، افزایش مقدارهای K₂O، Al₂O₃، Ba و Rb با افزایش مقدار SiO₂ (جدول ۱) نیز می‌توانند بیانگر جدایش نیافتن کانی فلدسپات قلیایی باشند [۲۷، ۳۵]. بنابراین، روند تقریباً کاهشی دیده شده در مقدار Na₂O (شکل ۴) ممکن است تنها به دلیل جدایش آمفیبول سدیمی باشد.

نمودار مقدار SiO₂ نسبت به CaO/Al₂O₃ (شکل ۶ ب) نقش جدایش کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز را روشن می‌کند [۲۸، ۲۹]. چنان که دیده می‌شود، با افزایش مقدار SiO₂ در هاوائیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها، نسبت CaO/Al₂O₃ کاهش می‌یابد. این روند کاهشی نشانگر جدایش کانی کلینوپیروکسن است. همچنین، در این سنگ‌ها دیده روندهای کاهشی برای مقدار CaO و Cr و افزایشی در مقدار Al₂O₃ (شکل ۴) می‌توانند بیانگر جدایش کانی کلینوپیروکسنی غنی از Ca و فقیر از Al باشند [۳۰]. در نمودارهای Y نسبت به La/Y (شکل ۷ ب) و Rb نسبت به Sm (شکل ۷ پ)، روند جدایش کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن، الیون، و پلاژیوکلاز مشخص شده است [۳۱، ۳۲]. چنان که دیده می‌شود، روند نمونه‌های هاوائیت، موژه‌آریت و بنموریت با روند جدایش کانی آمفیبول همخوانی دارند. همچنین روند دیده شده در شکل ۷ پ، با روند جدایش آمفیبول از یک مایع بازالتی همخوانی دارد. در شکل‌های ۷ الف، ۸ الف و ب نیز روندهای دیده شده در این سنگ‌ها بیشترین همخوانی را با روند جدایش کانی‌های آمفیبول و کلینوپیروکسن نشان می‌دهند. بنابراین به نظر می‌رسد که جدایش کانی آمفیبول و کلینوپیروکسن نقش موثری در تغییرات ترکیبی دیده شده در این سنگ‌ها ایفا نموده‌اند. کاهش دیده شده در مقدار MREE و HREE (شکل ۵) موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها در مقایسه با هاوائیت‌ها نیز، با توجه به ضریب توزیع بالای این عناصر در کانی آمفیبول، به احتمال



شکل ۷ الف) نمودار V نسبت به Cr [۳۴]. ب) نمودار Y نسبت به La/Y [۳۲]. پ) نمودار Rb نسبت به Sm [۳۱] که Amp(b) و Amp(I) به ترتیب نمایشگر روند جدایش آمفیبول از یک مایع بازالتی و از یک مایع با ترکیب حدواسط هستند. ت) نمودار TiO_2 نسبت به FeO. در نمودارها، بازانیت‌ها با دایره سیاه و سایر نمونه‌ها با مربع توخالی نشان داده شده‌اند و پیکان روند افزایش مقدار SiO_2 را در نمونه‌ها نشان می‌دهد.



شکل ۸ الف) نمودار Sr نسبت به Ba و ب) نمودار Sr نسبت به Rb/Sr [۳۴]. بازانیت‌ها با دایره سیاه و سایر نمونه‌ها با مربع توخالی نشان داده شده‌اند و پیکان روند افزایش مقدار SiO_2 را در نمونه‌ها نشان می‌دهد.

Nb و نسبت Nb/U (شکل ۹ پ) و نبود ناهنجاری منفی Nb و Ta در این سنگ‌ها، به احتمال بسیار در نمونه‌های مافیک مورد بررسی آرایش پوسته‌ای رخ نداده و یا در صورت رخداد بسیار ناچیز بوده است [۳۶-۳۸]. اما در نمونه‌های حدواسط (یا جدایش یافته‌تر)، شواهد زمین شیمیایی بیان شده و شکل ۹ پ بیانگر رخداد مقداری آرایش پوسته‌ای هستند. همچنین، قرارگیری این نمونه‌ها در گستره بالای روند بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی - بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB-MORB) در شکل ۱۰ الف، با توجه به نظر پیرس [۳۹]، بیانگر اثر فرایندهای جدایش بلورین و آرایش پوسته‌ای بر آنهاست. در این نمونه‌ها، حضور بیگانه بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی می‌تواند شاهد دیگری بر رخداد آرایش پوسته‌ای باشد.

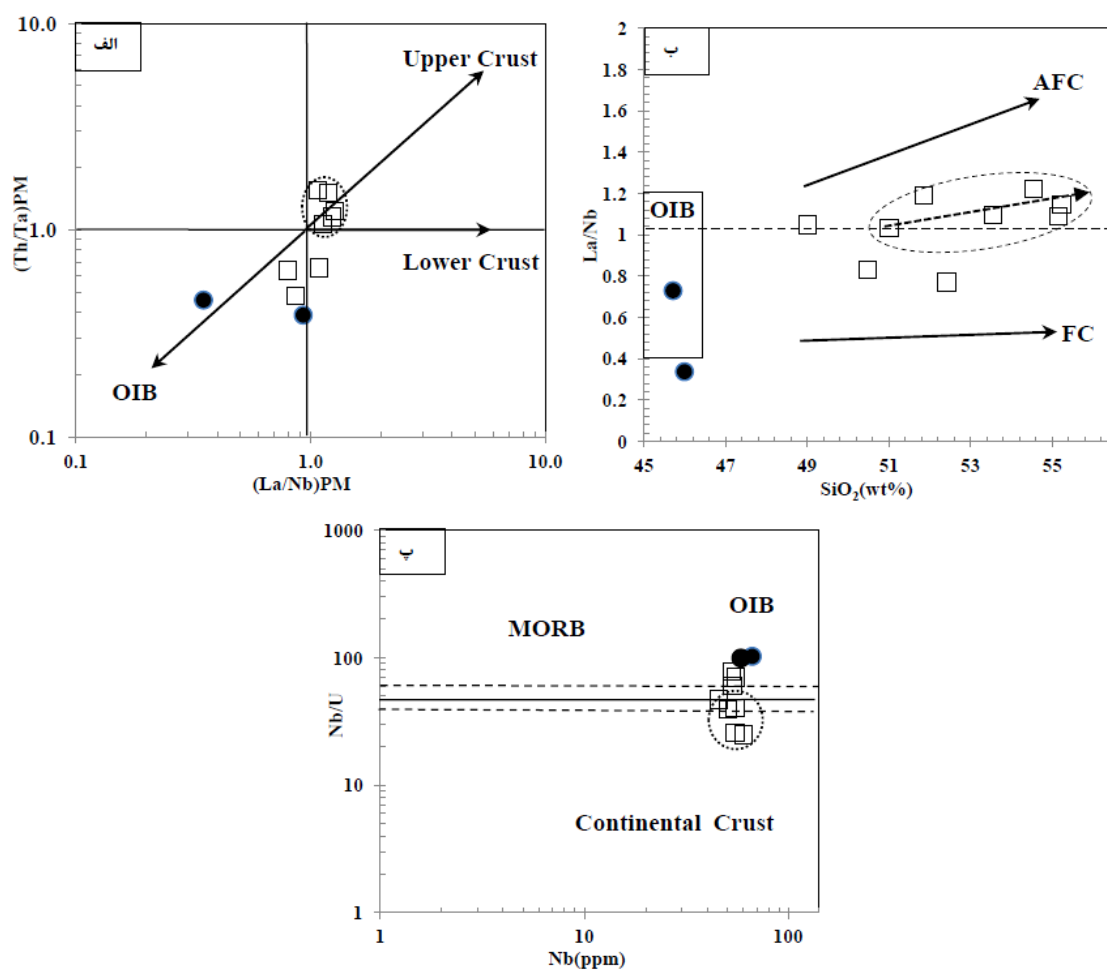
خاستگاه نمونه‌های کمتر جدایش یافته

تفاوت مقدار متوسط Mg#، Ni و Cr در بازائیت‌ها، هاوائیت‌ها و موژه‌آریت‌های کمتر جدایش یافته از ترکیب یک ماگمای اولیه برآمده از گوشته (Mg# برابر با ۶۶ تا ۷۵، مقدار Ni بین ۴۰۰ تا ۵۰۰ و Cr بیش از ۱۰۰۰ قسمت در میلیون [۲۶]) بازگوی اولیه نبودن ماگماهای سازنده این سنگ‌هاست. البته گفتنی است که تاکنون در پژوهش‌های انجام شده بر سنگ‌های خروجی قلیایی نوزای شرق ایران [۱۰، ۱۱] سنگ‌هایی با ترکیب شیمیایی نزدیک به یک ماگمای اولیه گزارش نشده است. همچنین، چنان که پیشتر بیان شد، به نظر نمی‌رسد که فرایند آرایش پوسته‌ای اثر چندانی بر ترکیب نمونه‌های مافیک مورد بررسی داشته است. بررسی ویژگی‌های شیمیایی فرایند جدایش بلورین نیز بیانگر عدم جدایش هاوائیت‌ها و موژه‌آریت‌ها از بازائیت‌هاست. بنابراین به احتمال بسیار تفاوت‌های ترکیبی میان این سنگ‌ها و غنی‌شدگی‌های دیده شده در آنها ویژگی‌هایی از خاستگاه ماگماهای سازنده آنها هستند. شکل-های ۹ الف، پ و ۱۰ و مقدار Nb/Ta در نمونه‌های مافیک مورد بررسی (در بازائیت‌ها ۲۱/۵۸ و متوسط آن در هاوائیت‌ها و موژه‌آریت‌های کمتر جدایش یافته برابر با ۱۶/۸۰ درصد) ناشی شدن آنها از مذاب‌های برآمده از یک گوشته غنی شده (۰/۲ ± ۱۷/۵) [۴۰، ۴۱] را نشان می‌دهند.

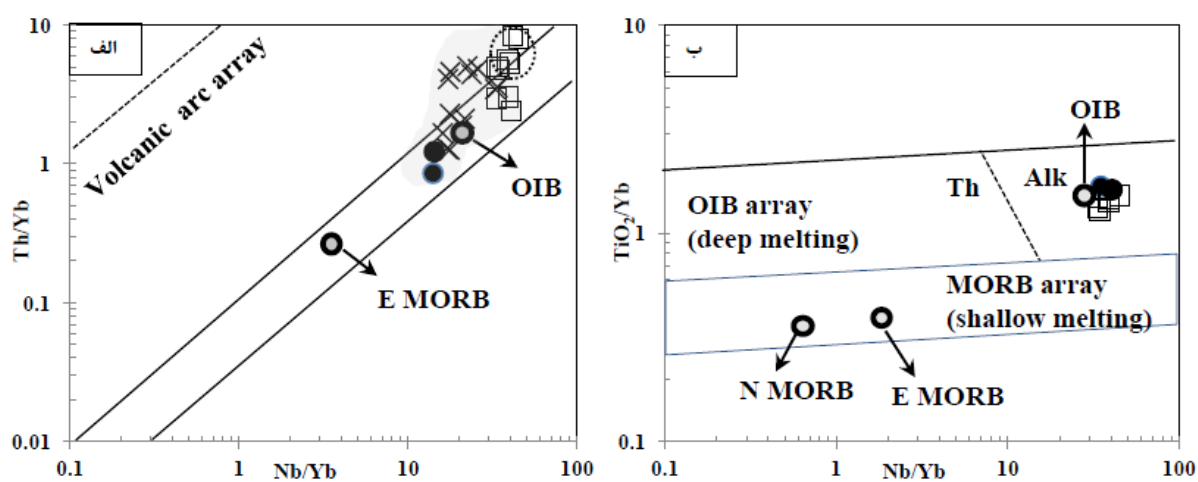
چنان که بیان شد، در سنگ‌های مورد بررسی غنی‌شدگی در LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE وجود دارد. مقدار بالای نسبت‌های Ba/Zr، Th/U و Ce/Yb غنی‌شدگی در این سنگ‌ها را به خوبی نشان می‌دهند. همچنین، تفاوت نمایان مقدار این نسبت‌ها در بازائیت‌ها (با مقدار متوسط به ترتیب ۰/۸۵، ۲/۶۸ و ۳۳/۹۳) با سایر نمونه‌ها (به ترتیب ۱/۷۹ تا ۳/۹۶، ۵/۱۵ تا ۷/۶۹ و ۶۷/۹۶ تا ۹۳/۶۰) و قرارگیری بازائیت‌ها در گستره‌های متفاوتی نسبت به سایر نمونه‌ها در شکل‌های ۶، ۷ و ۸ شاهدی دیگری بر تفاوت ترکیب زمین‌شیمیایی آنها با هم هستند. اما گستره تغییر مقدار این نسبت‌ها در هاوائیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها و تفاوت این مقادارها با بازائیت‌ها تنها با رخداد فرایند جدایش بلورین قابل توضیح نیست [۳۵]. خیرخواه و همکاران [۱۱] این تفاوت در مقدار غنی‌شدگی‌های دیده شده در سنگ‌های خروجی قلیایی نوزا را برآمده از رخداد فرایند آرایش پوسته‌ای قابل ملاحظه در این سنگ‌ها دانسته‌اند. به اعتقاد پژوهشگرانی چون پیرس و پیت [۳۶] و ریچو و همکاران [۳۷] نیز این غنی‌شدگی‌ها می‌توانند در نتیجه آرایش پوسته‌ای و یا ناشی‌شدن ماگمای سازنده سنگ از یک گوشته غنی‌شده باشند. بنابراین در ادامه، با استفاده از مقدار برخی نسبت‌های عناصر و نمودارهای طراحی شده توسط پژوهشگران، تاثیر رخداد فرایند آرایش پوسته‌ای بر تغییرات ترکیبی سنگ‌های مورد نظر بررسی شده است.

آرایش پوسته‌ای

چنان که در نمودار $(La/Nb)_{PM}$ نسبت به $(Th/Ta)_{PM}$ (شکل ۹ الف) دیده می‌شود، دو نمونه بازائیتی، یک نمونه هاوائیتی و دو نمونه موژه‌آریتی (مافیک‌ترین نمونه‌های مورد بررسی) در گستره یک گوشته غنی شده واقع هستند. این در حالی است که نمونه‌های دیگر، شامل نمونه‌های جدایش یافته‌تر موژه‌آریتی و بنموریتی، با توجه به مقدار بالاتر $(Th/Ta)_{PM}$ (شکل ۹ الف) تاثیر مقدار کمی آرایش با ترکیبات پوسته بالایی را نشان می‌دهند [۳۸]. در نمودار SiO_2 نسبت به La/Nb (شکل ۹ ب) نیز روند دیده شده برای نمونه‌های جدایش یافته‌تر با روند آرایش و جدایش بلورین (روند AFC) همخوانی بیشتری را نشان می‌دهد. در این نمودار نیز نمونه‌های بازائیتی در گستره یک گوشته غنی شده قرار دارند. بنا بر این شواهد، مقدار بالای



شکل ۹ الف) نمودار $(La/Nb)_{PM}$ نسبت به $(Th/Ta)_{PM}$ [۳۵]. ب) نمودار SiO_2 نسبت به La/Nb [۳۶]. پ) نمودار Nb/U نسبت به Nb [۴۰]. بازانیت‌ها با دایره سیاه و سایر نمونه‌ها با مربع توخالی نشان داده شده‌اند. دایره نقطه چین گستره نمونه‌های جدایش یافته‌تر (موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها) را نشان می‌دهد.

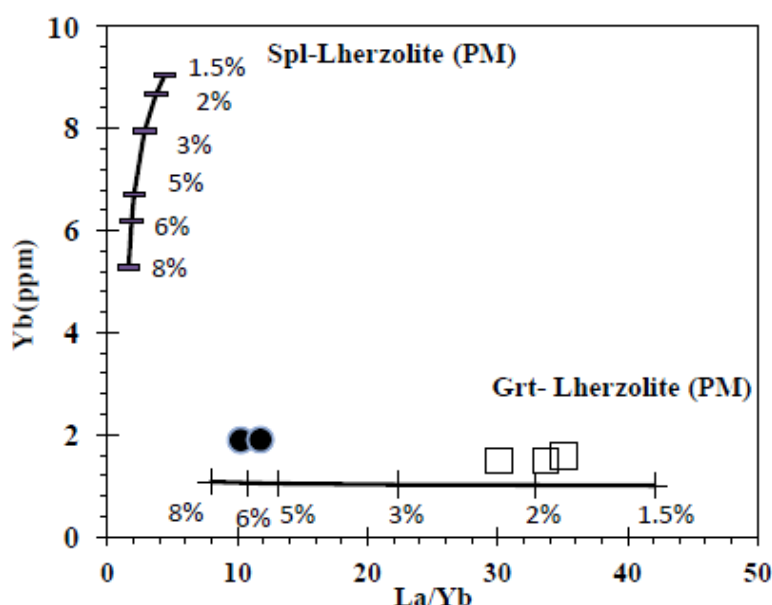


شکل ۱۰ الف) نمودار Nb/Yb نسبت به Th/Yb بازانیت‌ها با دایره سیاه و سایر نمونه‌ها با مربع توخالی نشان داده شده‌اند. دایره نقطه چین گستره نمونه‌های جدایش یافته‌تر و آرایش یافته‌تر مورد بررسی (موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها) را نشان می‌دهد. گستره نمونه‌های مورد بررسی توسط خیرخواه و همکاران [۱۱] با خاکستری و نمونه‌های بررسی شده توسط پانگ و همکاران [۱۰] با علامت ضربدر نمایش داده شده‌اند. در ب تنها ۵ نمونه مورد بررسی که در نمودار الف در گستره روند OIB - MORB واقع شده، رسم شده است.

تفاوت‌های زمین‌شیمیایی میان بازانیت‌ها با سایر نمونه‌ها و همچنین با نمونه‌های پانگ و همکاران [۱۰] و خیرخواه و همکاران [۱۱] (شکل ۱۰ الف) به احتمال بسیار می‌تواند به دلیل تفاوت در درجه ذوب‌بخشی گوشته خاستگاه ماگماهای سازنده این سنگ‌ها باشد [۴۳].

به منظور بررسی درجه ذوب‌بخشی احتمالی و ترکیب گوشته از الگوی ذوب‌بخشی غیرمودال [۴۴]، بر ترکیبات احتمالی از گوشته، استفاده شد (شکل ۱۱). چنان که دیده می‌شود، نمونه‌های مافیک مورد بررسی در گستره نزدیک به روند ذوب یک لرزولیت گارنت‌دار قرار دارند. همچنین شکل ۱۱ نشان می‌دهد که ماگماهای سازنده بازانیت‌ها به احتمال بسیار می‌توانند در نتیجه ۵ تا ۷ درصد ذوب‌بخشی و هاوائیت‌ها و موژه‌آریت‌ها از ۲ درصد ذوب بخشی ناشی شده باشند. این موضوع، یعنی شکل گرفتن هاوائیت‌ها و موژه‌آریت‌ها از ذوب بخشی کمتر نسبت به بازانیت‌ها، می‌تواند تفاوت‌های این سنگ‌ها از جمله غنی‌شدگی بیشتر هاوائیت‌ها و موژه‌آریت‌ها از LREE و LILE نسبت به بازانیت‌ها را به خوبی توضیح دهد.

شباهت الگوهای REE و عنکبوتی نمونه‌های مورد بررسی (شکل ۵) به الگوهای OIB، نبود ناهنجاری منفی Nb و Ta در آنها و شکل‌های ۹ الف، پ و ۱۰ از شواهد ناشی‌شدن ماگماهای سازنده نمونه‌های مافیک مورد بررسی (نمونه‌های کمتر جدایش یافته) از ذوب گوشته‌ای با ترکیب نزدیک به OIB، یعنی گوشته سست کره‌ای، است. قرارگیری نمونه‌های مافیک کمتر جدایش یافته در گستره روند OIB-MORB شکل ۱۰ الف در نمودار Nb/Yb نسبت به TiO_2/Yb (شکل ۱۰ ب) نیز نشان می‌دهد که ماگماهای سازنده این نمونه‌ها به احتمال بسیار برآمده از فرایند ذوب‌بخشی عمیق (عمق پایداری گارنت) از گوشته‌ای با ترکیب OIB هستند. در نمونه‌های مورد بررسی، نسبت‌های $(Tb/Yb)_N$ بیش از ۱/۸۰ (۲/۳۶ تا ۳/۴۰) و $(Dy/Yb)_N$ بیش از ۱/۶۰ (۱/۸۱ تا ۲/۲۱) و غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE شواهد دیگری برای حضور گارنت در ترکیب گوشته ذوب شده هستند [۴۲]. بنابراین، به نظر می‌رسد که هم بازانیت‌ها و هم هاوائیت‌ها و موژه‌آریت‌ها از تکامل ماگماهای اولیه‌ای شکل گرفته‌اند که از ذوب‌بخشی گوشته‌ای با ترکیب OIB و در حضور کانی گارنت ناشی شده‌اند. اما



شکل ۱۱ بررسی درجه ذوب بخشی ماگماهای سازنده دو نمونه بازانیتی (دوایر سیاه)، یک نمونه هاوائیت و دو نمونه موژه‌آریتی (مربع‌های تو خالی). برای بررسی تغییرات مقدار La/Yb نسبت به Yb طی ۱/۵، ۲، ۳، ۵، ۶ و ۸ درصد ذوب بخشی در ترکیبات گوشته اولیه گارنت دار و اسپینل دار از نتایج سان و مک دانا [۲۴] از الگوی ذوب بخشی غیرمودال آلبارد [۴۴] استفاده شده است.

برداشت

سنگ‌های خروجی قلیایی نوزا در منطقه نهپندان و آساگی شامل بازانیت، هاوانیت، موژه‌آریت و بنموریت هستند. نتایج زمین شیمیایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که هاوانیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها برآمده از جدایش بلورین از ماگمایی با ترکیب بازانیت نیستند. این در حالی است که به احتمال بسیار در هاوانیت‌ها، موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها، جدایش کانی-های آمفیبول، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان بر تغییرات ترکیب دیده شده در آنها موثر بوده است. بررسی فرایند آرایش پوسته‌ای نیز در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که ترکیبات مافیک مورد بررسی شامل بازانیت‌ها، هاوانیت‌ها و موژه‌آریت‌های با مقدار SiO_2 کمتر از ۵۲ درصد وزنی دستخوش آرایش پوسته‌ای نشده‌اند. اما ترکیب‌های جدایش یافته‌تر، شامل تعدادی از موژه‌آریت‌ها و بنموریت‌ها، به احتمال بسیار تا حدی آرایش پوسته‌ای را پشت سر گذاشته‌اند.

براساس نتایج بررسی‌های زمین شیمیایی در این پژوهش به نظر می‌رسد که سنگ‌های خروجی قلیایی نوزا در مناطق نهپندان و آساگی از یک گوشته سست کوه‌ای شبیه به خاستگاه بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) شکل گرفته‌اند. این موضوع با خاستگاه گزارش شده توسط خیرخواه و همکاران [۱۱] همخوانی ندارد. همچنین، دلیل اصلی تفاوت‌های دیده شده در مقدار غنی شدگی LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE در سنگ‌های خروجی قلیایی نوزای مورد بررسی تفاوت در درصد ذوب‌بخشی است که ماگماهای سازنده این سنگ‌ها از آن ناشی شده‌اند. این در حالی است که خیرخواه و همکاران [۱۱] آن را در نتیجه آرایش پوسته‌ای شدید ماگماهای سازنده این سنگ‌ها بیان نموده‌اند.

قدردانی

بدین وسیله از همراهی صحرایی آقای امان الله آبچر و خانم سمیه سراوانی قدردانی می‌شود. از داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران نیز برای بررسی و تصحیح این نوشتار سپاس‌گزاری می‌شود.

مراجع

- [1] Tirrul L., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., "Sistan suture zone of eastern Iran", Geological Society of America Bulletin 94 (1983) 134-150.
- [2] Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., Chu

C. H., Lee H. Y., Lo C. H., "Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications", Lithos 180-181 (2013) 234-251.

[3] Alavi Naini M., Lotfi M., "Geological Map of Nehbandan, scale 1:100000", Geological Survey of Iran (1989).

[4] Alavi Naini M., Lotfi M., "Geological Map of Khunik, scale 1:100000", Geological Survey of Iran (1990).

[5] Alavi Naini M., Lotfi M., "Geological Map of Seyasteragi, scale 1:100000", Geological Survey of Iran (1991).

[6] Biabangard H., Najafzade M., "Mineralogy, geochemistry and origin of Chaharfarsakh intrusive and extrusive rocks, Lut block", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2016) 515-530 (in Persian, with English abstract).

[7] Camp V. E., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, of eastern Iran", Lithos 15 (1982) 221-239.

[8] Walker R. T., Gans P., Allen M. B., Jackson J., Khatib M., Marsh N., Zarrinkoub M., "Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran", Geophysical Journal International 177 (2009) 783–805.

[9] Mollashahi N., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M., "Petrology of young volcanics in Hamun Lake Area (East of Iran)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19 (2011) 519-528 (in Persian, with English abstract).

[10] Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Yang H. M., Chu C. H., Lee H. Y., Lo C. H., "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran", Chemical Geology 306-307 (2012) 35-40.

[11] Kheirkhah M., Neill M.I., Allen M.B., "Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran", Journal of Asian Earth Sciences 106 (2015) 19–33.

[12] Mojadadi moghadam H., Ahmadi A., "Petrology and geochemistry of pillow lavas and mafic rocks in the middle part of the fault zone Nosratabad-Kahurak, East of Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23 (2015) 309-320 (in Persian, with English abstract).

[13] Khatib M., "Geometry of strike-slip Fault termination", PhD thesis, Shahid Beheshti University (1377) (in Persian).

- [28] Wilson M., "Igneous Petrogenesis; A Global Tectonic Approach", Chapman and Hall (1989).
- [29] Haghazadeh Sh., Malakotian S., "The role of fractional crystallization and crustal contamination in the magmatic evolution of Paleogene volcanic rocks of Damash area in Guilan Province", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20 (2013) 651-662 (in Persian, with English abstract).
- [30] Cox K. G., "A model for flood basalt volcanism", Journal of Petrology 21 (1980) 629-650.
- [31] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67-95.
- [32] Harangi S., Downes H., Thirlwall M., Gmeling K., "Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe", Journal of Petrology 48 (2007) 2261-2287.
- [33] Bachmann O., Dungan M., Bussy F., "Insights into shallow magmatic processes in large silicic magma bodies: the trace element record in the Fish Canyon magma body, Colorado", Contributions to Mineralogy and Petrology 149 (2005) 338-349.
- [34] Yang J.H., Sun J.F., Zhang M., Wu F.Y., Wilde S.A., "Petrogenesis of silica-saturated and silica-undersaturated syenites in the northern North China Craton related to post-collisional and intraplate extension", Chemical Geology 328 (2012) 149-167.
- [35] Macdonald R., Belkin H. E., Fitton J. G., Rogers N.W., Nejbort K., Tindle A. G., Marshall A. S., "The Roles of Fractional Crystallization, Magma Mixing, Crystal Mush Remobilization and Volatile Melt Interactions in the Genesis of a Young Basalt Peralkaline Rhyolite Suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley", Journal of Petrology 40 (2008) 1515-1547.
- [36] Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", Annual-Reviews of Earth and Planetary Sciences 23 (1995) 251-285.
- [37] Reichew M. K., Saunders A. D., White R. V., Ukhamedov, A. I., "Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia", Lithos 79 (2004) 425-452.
- [14] Walker R. T., Jackson J., "Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran", Tectonics 23 (2004).
- [15] Nazari H., Salamati R., "Geological Map of Sarbisheh, scale 1:100000", Geological Survey of Iran (1999).
- [16] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- [17] Dunn T., Stringer P., "Petrology and petrogenesis of the Ministers Island dike, southwest New Brunswick, Canada", Contributions to Mineralogy and Petrology 105 (1990) 55-65.
- [18] Jeffrey P.G., "Chemical Methods of Rock Analysis". 2nd edition, Pergamon Press, Oxford, England (1975).
- [19] Le Maitre R.W., "Igneous Rocks, a Classification and Glossary of Terms", Cambridge University Press, New York (2002) 236 p.
- [20] Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M., "Petrography; An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections", W. H. Freeman and Company, New York, (1982) 606p.
- [21] Farmer G. L., "Continental Basaltic Rocks", University of Colorado, Boulder, Co, USA (2007).
- [22] Esmaeily D., Valizadeh M.V., Noorolahi Z., Kananian A., "Mineral chemistry and whole rock geochemistry evidences of the differentiation in the Karaj Dam basement igneous rocks", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 1 (2006) 153-176 (in Persian, with English abstract).
- [23] Macdonald G. A., "Composition and origin of Hawaiian lavas", Geological Society of American Memoir 116 (1968) 477-522.
- [24] Sun S. S., McDonough W. F., "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts Implication for mantle composition and processes", In: Saunders A. D., Norry M. J., (eds), Magmatism in oceanic basins, Geological Society, of London Special Publication 42 (1989) 313-345.
- [25] Le Bas M. J., "IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks", Journal of Petrology 41 (2000) 1467-1470.
- [26] White W. M., "Geochemistry", First edition, Wiley- Blackwell, Chichester (2013).
- [27] Yang J. H., Wu F.Y., Wilde S.A., Chen F., Liu X.M., Xie L.W., "Petrogenesis of an Alkali Syenite-Granite-Rhyolite Suite in the Yanshan Fold and Thrust Belt, Eastern North China Craton: Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Hf Isotopic Evidence for Lithospheric Thinning", Journal of Petrology 49 (2008) 315-351.

mantle system", Chemical Geology 120 (1995) 347-359.

[42] Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I., " *A mantle melting profile across the Basin and Range. SW USA*", Journal of Geophysical Research-Solid Earth 107 (2002).

[43] Xu Y. G., Ma J. L., Frey F. A., Feigenson M. D., Liu J. F., " *Role of lithosphere– asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton*", Chemical Geology Including Isotope Geoscience 224 (2005) 247– 271.

[44] Albarede F., " *Introduction to Geochemical Modeling*", Cambridge University Press, New York (1996).

[38] Neal C.R., Mahoney J.J., Chazey W.J., " *Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kergulen Plateau and Broken Ridge LIP: results from ODP Leg 183*", Journal of Petrology 43 (2002) 1177–1205.

[39] Pearce J.A., " *Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust*", Lithos 100 (2008) 14-48.

[40] Hofmann A., Jochum K., Seufert M., White M., " *Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution*", Earth and Planetary Science Letters 79 (1986) 33–45.

[41] Green T.H., " *Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust -*