



ژئوشیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی تریشکوه واقع در شمال شهر بابک (کرمان - ایران)

الهام پور شعبان مازندرانی^۱، شهرام خلیلی مبرهن^{۲*}

۱- کارشناسی ارشد پتروولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور مرکز کرمان، کرمان، ایران

۲- استادیار پتروولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور تهران، تهران، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: khalilishahram@pnu.ac.ir

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۱/۱۵، پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۸/۶

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی تریشکوه متعلق به کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان (نوار دهج- ساردوئیه) بوده و در پایانه جنوب‌شرقی کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر واقع است. این سنگ‌ها را واحدهای آتشفشانی آندزیت بازالت ائوسن در بر گرفته‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی منطقه تریشکوه در بخش‌های پایینی شامل تناوبی از گدازه‌های تراکی بازالتی با بافت‌های هیالوپورفیری، پورفیری میکروولیتی و گلوپورفیری و آذرآوری‌ها است. به تدریج با افزایش ارتفاع، فاز گدازه حذف شده و فعالیت‌های آتشفشانی از نوع فوران شکافی و به صورت دایک‌های متعددی ظاهر شده‌اند. دایک‌ها از نوع آندزیت بازالت و تراکی آندزیت و بافت غالب آنها پورفیری میکروولیتی است. دایک‌ها و گدازه‌ها احتمالاً بر اثر صعود سریع ماگما فرایند آلیش، هضم و یا آمیختگی را متحمل شده‌اند زیرا نشانه‌هایی حاکی از شرایط ناعادلی در ماگمای سازنده این گدازه‌ها مانند منطقه‌بندی نوسانی و یا بافت غربالی در پلاژیوکلازها دیده می‌شود. محصولات آذرآوری بسیار متنوع بوده و شامل برش‌های آذرآوری، ایگنیمبریت‌ها، توف بلوری و خاکسترهای آتشفشانی است. در این نهشته‌ها بافت اسفرولیتی، آتاکسیتی و بادامکی به روشنی دیده می‌شود. رده‌بندی سنگ‌شناختی نمونه‌ها در نمودار TAS، طیف ترکیبی وسیعی از بازالت تا ریولیت و متعلق به سری کلسیمی- قلیایی با پتاسیم متوسط تا بالا را نشان می‌دهد. سنگ‌های مورد مطالعه متالومینوس بوده و غنی‌شدگی مشخصی از LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE نشان می‌دهند. این مدل توزیع عناصر ویژگی سنگ‌های مرتبط با فرورانش و یا سنگ‌هایی است که با پوسته بالایی آلیش یافته‌اند. در این بین، تفریق بلوری و غنی‌شدگی ناشی از یک فاز سیال نیز نقش ایفا کرده‌اند. با توجه به تمام موارد یادشده و از آنجا که محتوی MgO در سنگ‌های ریولیتی و تراکی بازالتی بسیار پایین است و افزون بر این بی‌هنجاری کاهشی P و تمام موارد اشاره‌شده، می‌توان چنین استنباط کرد که به احتمال زیاد گدازه‌های اسیدی از گدازه‌های بازالتی مشتق شده‌اند. بدین ترتیب این مجموعه در یک محیط کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره تکوین یافته است.

واژه‌های کلیدی: ارومیه- دختر، تریشکوه، حاشیه فعال قاره، سنگ‌های آتشفشانی، کمان ماگمایی

۱- مقدمه

بخش جنوبی نوار ماگمایی ارومیه- دختر، در شمال غرب استان کرمان واقع است. این کوه در شرق معدن مس میدوک و در بخش شمالی آتشفشان مزاحم قرار دارد (شکل ۱ تصویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی منطقه را نشان می‌دهد). واحدهای آتشفشانی تشکیل‌دهنده تریشکوه شامل گدازه‌ها و محصولات آذرآوری هستند که به‌طور کلی باعث شده‌اند تریشکوه ۳۸۰ متر نسبت به زمین‌های اطراف مرتفع‌تر باشد. گسترش سطحی گدازه‌ها، به قاعده تریشکوه محدود می‌شود و به‌صورت متناسب در بین لایه‌هایی از لیتیک‌توفا قرار دارند. این گدازه‌های تیره‌رنگ بسیار ریزدانه بوده و کانی شاخص آنها پلاژیوکلازهای سفیدرنگی است که طول آنها حداکثر به ۲mm می‌رسد. پس از این لایه‌ها ناپیوستگی‌های هم‌شیبی در منطقه مشاهده می‌شود که حاکی از وقفه در فعالیت‌های ماگمایی منطقه است. پس از این وقفه، فعالیت‌های آتشفشانی به‌صورت شکافی بوده و طی چند مرحله دایک‌هایی در بین لایه‌های پایینی تریشکوه و سنگ‌های همبر آن نفوذ کرده‌اند. پس از آن فعالیت فورانی اصلی تریشکوه طی انتشار گسترده یک ابر

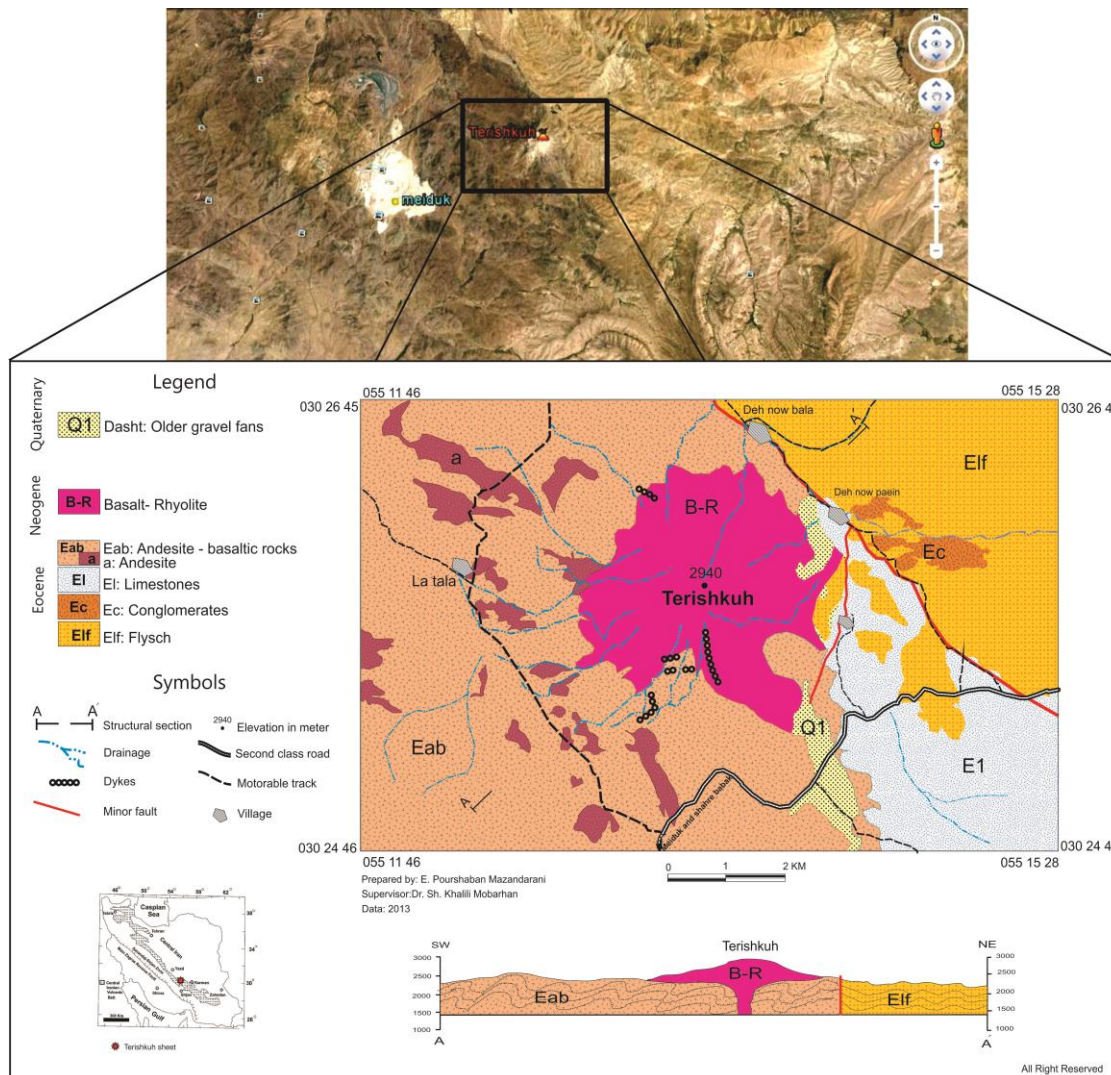
امروزه سنگ‌های آذرآوری در بررسی‌های زمین‌شناسی نقش مهمی ایفا می‌کنند که می‌تواند منجر به شناخت عمیق‌تری از مفاهیم فعالیت‌های آذرین در گستره‌های آتشفشانی شود. در این مقاله نگارندگان سعی نموده‌اند تا با استفاده از روش‌های جدید مطالعاتی، و نیز بررسی انواع گستره‌های فورانی توده تریشکوه و با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگمای تولید این توده و محیط زمین‌ساختی احتمالی تشکیل‌دهنده آنها را بررسی کنند.

۲- زمین‌شناسی منطقه

تریشکوه بین طول جغرافیایی $055^{\circ}13'03''$ تا $055^{\circ}14'17''$ شرقی و عرض جغرافیایی $030^{\circ}25'30''$ تا $030^{\circ}26'49''$ شمالی قرار گرفته و در

فیام‌های پهن شده در بین لایه‌هاست که گاه طول آنها به ۴۵cm نیز می‌رسد. در نهایت آخرین فعالیت‌های آتشفشانی، با نهشته‌های موجی تریشکوه که شامل توف‌ها و خاکسترهای آتشفشانی است خاتمه می‌یابد.

سوزان آغاز شده و لایه‌های ضخیمی از برش‌های آذرآواری‌ها متشکل از قطعات بزرگ و کوچک تخته‌سنگی و خاکسترهای آتشفشانی را به وجود آورده است. بر روی این لایه‌ها نهشته‌هایی حاصل از فعالیت جریان‌های پومیسی داغ و ایگنیمبریتی مشاهده می‌شود که بارزترین ویژگی آنها وجود



شکل ۱- موقعیت تریشکوه در عکس ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی تریشکوه

منطقه ۱۰ نمونه از سنگ‌های منطقه به آزمایشگاه Actlabs کشور کانادا ارسال شد. نمونه‌ها با روش ذوب قلیایی با استفاده از کمک ذوب لیتیم بورات ذوب شد و سپس شیشه حاصل در اسید حل شده و پس از رقیق‌سازی لازم با دستگاه‌های ICP-OES, XRF, INAA و ICP-MS تجزیه شیمیایی شد (جدول ۲). به منظور درک صحیح روابط ژئوشیمیایی حاکم بر خصوصیات ماگمایی تولیدکننده توده تریشکوه، زمینه سنگ‌های آذرآواری نیز تجزیه شیمیایی شده‌اند.

۳- روش انجام پژوهش

مطالعات دقیق صحرایی و نمونه‌برداری‌های سیستماتیک از جهات مختلف تریشکوه، منجر به رسم ستون فورانی تریشکوه شده است (جدول ۱). از بین ۷۳ نمونه در نهایت ۵۴ نمونه سنگی با کمترین دگرسانی و هوازدگی که معرف تمامی واحدهای سنگی موجود در منطقه (از جمله گدازه‌ها، محصولات آذرآواری، دایک‌ها و سنگ‌های همبر تریشکوه) بوده‌اند، انتخاب و مقاطع نازک آنها تهیه شد. براساس تنوع ترکیب سنگ‌شناسی

جدول ۱- ستون فورانی تریشکوه

لایه	نام لایه	ضخامت تقریبی	رنگ زمینه	اندازه قطعات	گردشده‌گی	جورشدگی	وقایع شاخص
B4	خاکستر آتشفشانی	۸۰-۱۰۰ متر	خاکستری	۱/۱۶-۲mm	ضعیف	خوب	
B3	لاپیلی توف	۷۵-۹۰ متر	خاکستری	۲-۶۴mm	ضعیف	متوسط	رگه‌های کوارتزی
B2	لیتیک توف	۵۵-۷۰ متر	زرد	۵-۸۰mm	ضعیف	متوسط	پومیس‌های پهن
B1	برش آذرآواری	۵۰-۶۵ متر	صورتی	۵۰-۸۰۰mm	ضعیف	ضعیف	آثار دودکش
A6	توف	۱۱-۱۵ متر	کرمی	۱/۱۶-۲mm	متوسط	ضعیف	توده‌های اسیدین
A5	لاپیلی توف	۳-۷ متر	قهوه‌ای	۲-۶۴mm	متوسط	متوسط	
A4	لاپیلی توف	۹-۱۱ متر	قرمز تیره	۲-۶۴mm	ضعیف	متوسط	
A3	گدازه بازالتی	۳-۴ متر	قرمز- قهوه‌ای	ریز دانه	-	-	
A2	لاپیلی استون	۷-۹ متر	کرم- قهوه‌ای	۲-۶۴mm	ضعیف	متوسط	
A1	گدازه بازالتی	۵-۷ متر	قرمز تیره	ریز دانه	-	-	

نیمه‌شکل‌دار (صفحه‌ای) وجود دارند و اندازه آنها بین ۲-۵ میلی‌متر است. این درشت‌بلورها حدوداً ۱۵ درصد از کل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز را تشکیل می‌دهند. زاویه خاموشی آنها حدود ۲۷ درجه و شبیه آندزین است. درشت‌بلورهای با بافت ناعادلی به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و ابعادی بین ۲-۵ میلی‌متر دارند. ترکیب کلی این درشت‌بلورهای با بافت ناعادلی با زاویه خاموشی ۲۷ درجه معادل آندزین است. بافت‌های ناعادلی مشاهده شده در این گدازه‌های بازالتی از نوع غربالی ($plg1^*$) و غباری ($plg2^*$) هستند (شکل ۲- الف و ب) و به‌صورت کاملاً مشخص در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. بافت‌های ناعادلی به‌ویژه در ماگماهایی که دچار تغییر در دما و ترکیب شیمیایی می‌شوند، به فراوانی یافت می‌شود (Khalili, 2010, Kuscı and Floyd, 2001, Tsuchiyama, 1985, Dungan, 1987, Dungan and Rhoders, 1979, Venezky and Rutherford, 1997). کلینوپیروکسن (cpx) به مقدار بسیار کم، تنها ۲ درصد و با بلورهایی نیمه‌شکل‌دار و به ابعاد کمتر از ۰/۵ میلی‌متر تقریباً یک درصد از ترکیب کانی‌شناسی سنگ را تشکیل می‌دهد و با رنگ تداخلی صورتی تا قرمز و سبز سری دوم، ترکیب اوژیت- دیوپسیدی را برای آن مشخص می‌سازد و

۴- سنگ‌نگاری (رده‌بندی و سنگ‌شناسی)

محصولات فورانی تشکیل‌دهنده تریشکوه براساس مطالعات دقیق صحرایی به دو دسته گدازه‌ها و محصولات آذرآواری تقسیم می‌شوند، سایر سنگ‌ها شامل دایک‌ها و سنگ‌های مجاور تریشکوه است. که در ادامه به ویژگی‌های این سنگ‌ها اشاره می‌شود:

۱- ویژگی سنگ‌نگاری گدازه‌های بازالتی

گدازه‌ها در بخش‌های ابتدایی تریشکوه و در دو افق مختلف دیده می‌شوند. مشخصات میکروسکوپی گدازه‌های یادشده عبارتند از حضور پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، کانی‌های کدر و کانی‌های حاصل از دگرسانی. پلاژیوکلازها حدوداً ۵۹ درصد از ترکیب کانی‌شناسی سنگ را تشکیل می‌دهند این پلاژیوکلازها به درشت‌بلورهایی با اندازه ۲-۵ میلی‌متر، میکروفونوکریست با اندازه ۱-۲ میلی‌متر و میکروولیت با اندازه کوچک‌تر از یک میلی‌متر، (McKenzie et al., 1988) که عمدتاً در زمینه سنگ هستند، تفکیک می‌شوند. درشت‌بلورها با بافت تعادلی به‌صورت شکل‌دار تا

بالا و پایین اسفرولیت‌ها با دیگر اسفرولیت‌ها هم‌مرز است (McKenzie, 1988). شکل ۲- د نشان‌دهنده بافت اسفرولیتی و همچنین بافت بادامکی است که فضاهای گازی حبابی توخالی پیشین، توسط کانی‌هایی که به طور ثانویه یا با تأخیر و یا پس از فرایند ماگمایی تشکیل شده‌اند را به طور بخشی و یا به طور کامل پر کرده‌اند (شکل ۲- ه).

(ج) لاپیلی توف‌ها: از فرونشست ابر خاکستر لایه لاپیلی توف حاصل شده است و در آن خرده‌های بلوری با حاشیه گردشده (حاشیه‌های تحلیل‌رفته ناشی از ناپایداری بودن محیط تبلور به وجود آورنده این سنگ‌هاست) به همراه قطعه سنگ‌های بسیار کوچک در زمینه‌ای از خاکسترهای آتشفشانی قرار گرفته‌اند (شکل ۲- و). در اثر پرشدگی حفره‌ها به صورت ثانویه بلورهای کوارتز تحت تأثیر فعالیت محلول‌های گرمایی و سپس ادامه این پرشدگی با بلورهای کلسیت در اثر دگرسانی، بافت بادامکی به‌وجود آمده است.

(د) توف‌های ریولیتی: در مقاطع نازک تهیه‌شده از این سنگ‌ها لایه‌های بسیار ظریفی از شیشه‌های آتشفشانی نهان‌بلورین دیده می‌شود، بین این لایه‌ها دانه‌های کوارتز نیز مشاهده می‌شود. این دانه‌ها به احتمال زیاد اولیه بوده و به همراه خاکسترهای آتشفشانی رسوب کرده‌اند. بافت غالب در توف‌های ریولیتی آتاکسیتی است که دلالت بر دمای بالای خاکسترهای آتشفشانی و خرده‌های بلوری دارد. همچنین بر اثر وزن لایه‌های بالایی، این مواد به هم فشرده و کاملاً به هم جوش خورده‌اند و بافت اتاکسیتی را به وجود آورده‌اند (شکل ۲- ز).

۴-۳- دایک‌ها

دایک‌های با ترکیب آندزیت بازالت: دایک‌های آندزیت بازالتی در بخش جنوبی تریشکوه و در لایه‌های پایینی نفوذ کرده‌اند، دایک‌های یادشده عمدتاً رنگ قرمز تیره دارند و بسیار ریزدانه هستند. این دایک‌ها به صورت دسته‌ای از دایک‌ها در جهت شرقی- غربی بیرون‌زدگی دارند. ترکیب کانی‌شناختی دایک‌های آندزیت بازالتی تریشکوه شامل پلاژیوکلازها تقریباً ۸۰-۷۵ درصد از ترکیب کانی‌شناسی دایک‌های آندزیت بازالتی تریشکوه را به خود اختصاص داده‌اند و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد مختلف از ۲ میلی‌متر تا صدم میلی‌متر دیده می‌شود. بنابراین با توجه به ابعاد پلاژیوکلازها به دو دسته میکروفونوکریست و میکروولیت‌های زمینه تقسیم می‌شوند. میکروفونوکریست‌ها با بافت غربالی (*Plg1 شکل ۲- ط) و میکروفونوکریست‌های دارای زون‌بندی نوسانی (*Plg3 شکل ۲- ح) هستند. وجود ساختار زون‌بندی و بافت غربالی نشان‌دهنده شرایط ناپایدار در محیط تبلور بوده و احتمالاً بر اثر صعود سریع ماگما و یا فرایند آلیش، هضم و آمیختگی ماگمایی ایجاد شده است. میکروولیت‌ها به صورت شکل‌دار و صفحه‌ای و گاه سوزنی هستند و در اندازه صدم میلی‌متر در زمینه دیده می‌شوند و تقریباً ۷۵-۷۰ درصد از زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و حالت جریان‌یافتگی دارند (شکل ۲- ط). کانی فرعی موجود در سنگ‌های فوق تنها کانی‌های کدر با ترکیب احتمالی اکسید آهن تیتانیوم بوده و مقدار آن به بیش از ۴ درصد می‌رسد و فقط در زمینه

به صورت بافت پویکیلیتیک بر روی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز قرار دارند. آمفیبول‌ها به صورت درشت‌بلور و کاملاً شکل‌دار، ۷-۵ درصد از کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. دیگر کانی موجود در گدازه‌های تریشکوه کانی‌های کدر است که به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حدوداً ۱۵-۱۷ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهند. کانی ثانویه اصلی در این سنگ‌ها کلسیت است و اغلب بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند که تحت تأثیر دگرسانی به کلسیت تبدیل شده‌اند و به‌عنوان جایگزین در کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز حضور دارند. بافت غالب سنگ پورفیری میکروولیتی بوده و زمینه در سنگ‌های فوق ترکیبی از شیشه و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز است که در مجموع ۳۵-۳۰ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهند.

۴-۲- ویژگی‌های سنگ‌نگاری محصولات آذرآواری تریشکوه

براساس تقسیم‌بندی ژنتیکی، به پیشنهاد IUGS و به نقل از Smith, (1981) و Le Maitre et al., (1989) محصولات آواری تریشکوه به چهار گروه تقسیم شده‌اند که عبارتند از: الف) لاپیلی استون ب) لیتیک توف (ج) لاپیلی توف د) توف و همچنین قطعات آواری موجود در این نهشته‌های آذرآواری به پنج گروه که از نظر کانی‌های موجود و درصد آنها، رنگ زمینه و بافت از یکدیگر تفکیک می‌شوند: ۱) قطعات تراکی‌اندزیتی کاملاً شبیه به سنگ‌های همبر با بافت تراکییتی شاخص ۲) قطعات آندزیت‌بازالت و تراکی‌اندزیت کاملاً شبیه به دایک‌های نفوذی در بین لایه‌های پایینی تریشکوه ۳) قطعات بازالتی از گدازه‌های اولیه فوران‌یافته از تریشکوه ۴) قطعات لاپیلی استون‌های اولیه ۵) قطعات ماسه‌سنگی تقسیم شده‌اند. الف) لاپیلی استون‌ها: قاعده تریشکوه به صورت متناوب از لایه‌های گدازه و لاپیلی استون تشکیل شده، این لایه‌ها از خرده‌های بلوری و قطعات سنگی به هم جوش خورده تشکیل شده‌اند. به طور کلی اندازه تمامی قطعات (هم قطعات سنگی و هم قطعات بلوری و شیشه‌های آتشفشانی) آواری موجود در این لاپیلی استون‌ها بین ۵-۰/۱ میلی‌متر است. زمینه‌ای در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود و فقط قطعات با حاشیه‌های گوشه‌دار و یا گردشده به هم قفل شده‌اند (شکل ۲- ج).

ب) برش‌های آذرآواری و لیتیک‌توف‌ها: برش‌های آذرآواری حاصل فرونشست یک ابرسوزان بوده‌اند (نهشته‌های پومیسی داغ یا ایگنیمبریت) و بخش عمده‌ای از محصولات آذرآواری تریشکوه را تشکیل می‌دهند. قطعات سنگی در زمینه‌ای از آواری‌های ریزتر و خاکسترهای آتشفشانی قرار گرفته‌اند. حالت جریان‌یافتگی نهشته‌ها با پیام‌های کشیده و پهن قابل مشاهده است که به هم جوش خورده و سخت شده‌اند. در مقاطع نازک نهشته‌های ایگنیمبریتی، حالت جریان‌یافتگی پومیس داغ و بافت اتاکسیتی به روشنی دیده می‌شود، بافت اسفرولیتی ناشی از هم‌رشدی سوزن‌های ظریفی از کوارتز و فلدسپار قلیایی تشکیل شده است که همگی به صورت دایره‌ای شعاعی در اطراف یک هسته به صورت دسته‌جمعی رشد کرده‌اند و

مورد مطالعه، در جدول ۲ آمده است. برای نامگذاری محصولات فورانی تریشکوه و دایک‌های موجود در آن و همچنین سنگ‌های همبر تریشکوه، از نمودارهای معروف (Le Bas et al., 1986)، استفاده شده است (شکل ۳). سنگ‌های آتشفشانی تریشکوه دامنه گسترده‌ای از میزان SiO_2 (۴۶-۷۴ درصد وزنی) را به نمایش گذاشته‌اند و از مافیک تا فلسیک گسترده شده‌اند. تغییرات هر یک از اکسیدهای عناصر اصلی در برابر اکسید سیلیسیم (شکل ۴) موجود در سنگ‌های آتشفشانی تریشکوه عبارتند از:

روند تغییرات Al_2O_3 در محصولات فورانی، با افزایش مقدار SiO_2 از میزان Al_2O_3 کاسته می‌شود. همان‌گونه که مشاهده می‌شود میزان CaO در محصولات فورانی از گدازه‌ها تا مواد آذرآواری به تدریج با افزایش میزان SiO_2 درصد CaO نیز کاملاً کاهش یافته است. کلسیم عموماً در پلاژیوکلازها و به میزان کمتر در کلینوپیروکسن‌ها متمرکز می‌شود (Moore & Mason, 1982) این کاهش عمدتاً مربوط به تشکیل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز است که درشت‌بلور اصلی در گدازه‌های تراکی‌بازالت‌ها و قطعات بلوری محصولات آواری است (Temel et al., 1998). (Buket & Temel, 1998)؛ کاهش تدریجی درصد اکسید کلسیم در طی بلورش همراه با افزایش درصد SiO_2 را می‌توان به بلورش تفریقی (F.C.) ربط داد. تغییرات درصد MgO نسبت به SiO_2 روندی کاهشی نشان می‌دهد. (Buket & Temel, 1988) کاهش تدریجی درصد MgO همراه با افزایش درصد SiO_2 را ناشی از تفریق بلوری (F.C.) می‌دانند. پراکندگی کلی مشاهده‌شده در روند Fe_2O_3 در نمودار هارکر را می‌توان به تفاوت در شدت دگرسانی نمونه‌های مورد بررسی به کانی‌های ثانوی حاوی آهن دانست. منگنز در طی تفریق ماگمایی، کانی مستقلی تشکیل نمی‌دهد. به دلیل خواص ژئوشیمیایی و بار یونی یکسان با Fe و اختلاف شعاع یونی کم با این کاتیون، Mn در ساختار کانی‌های حاوی آهن دوظرفیتی وارد می‌شود و با شدت کمتر نسبت به FeO دارای یک سیر نزولی در تفریق است، (Mason & Moore, 1982). در نمونه‌های تریشکوه روند تغییرات Na به صورت پراکنده است. سدیم ماهیتی ناسازگار دارد، (Pearce et al., 1983) و معمولاً با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد و در انتهای تفریق، وارد پلاژیوکلازهای سدیمی می‌شود. روند تغییرات K_2O همان‌گونه که مشاهده می‌شود افزایشی است و این به دلیل آن است که عنصر پتاسیم ماهیتی ناسازگار دارد، بنابراین با افزایش میزان SiO_2 افزایش می‌یابد و در انتهای تفریق وارد ساختار فلدسپارهای قلیایی می‌شود، (Pearce, 1983). روند عمومی داده‌ها برای این اکسید Ti منفی است و براساس نظر (Buket & Temel, 1998) نشان از عملکرد بلورش تفریقی در طی تفریق ماگمایی دارد. فسفر در ماگماهای مافیک، ماهیتی ناسازگار دارد و در انتهای تفریق وارد ساختار آپاتیت می‌شود، (Norman and Leeman, 1990, Green, 1989, 1982). نمودار تغییرات اکسید فسفر در برابر اکسید سیلیسیم که روند کلی حاکم بر آن تقریباً خطی با تمایل به سمت کاهش و همراه با افزایش SiO_2 است.

سنگ وجود دارد. کلیست به‌عنوان کانی ثانویه در برخی پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. زمینه این دایک‌های آندزیت بازالتی از میکروولیت به همراه شیشه تشکیل شده است. بافت این سنگ هیالومیکروولیتیک پورفیری است (شکل ۲-ط). همچنین در مقطع نازک این سنگ بافت سری‌ایت در پلاژیوکلازها نیز دیده می‌شود (شکل ۲-ط).

دایک‌های با ترکیب تراکی‌آندزیت: دایک تراکی‌آندزیتی در بخش جنوب‌شرقی و در جهت شمال‌غرب- جنوب‌شرق بیرون‌زدگی دارد. رنگ این دایک کرم‌رنگ بوده و پلاژیوکلازهای آن که حدوداً ۳۵ درصد از کل کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند، در یک زمینه ریزدانه جریان‌ی پراکنده‌اند. ترکیب کانی‌شناسی این دایک‌ها شامل پلاژیوکلاز- پیروکسن- هورنبلند و کانی‌های حاصل از دگرسانی است. در سنگ‌های یادشده بافت‌هایی مانند گلوبروپورفیری حاصل از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند دیده می‌شد اما بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیری میکروولیتی است (شکل ۲-ی) و درشت‌بلورهای آن کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند و پیروکسن هستند.

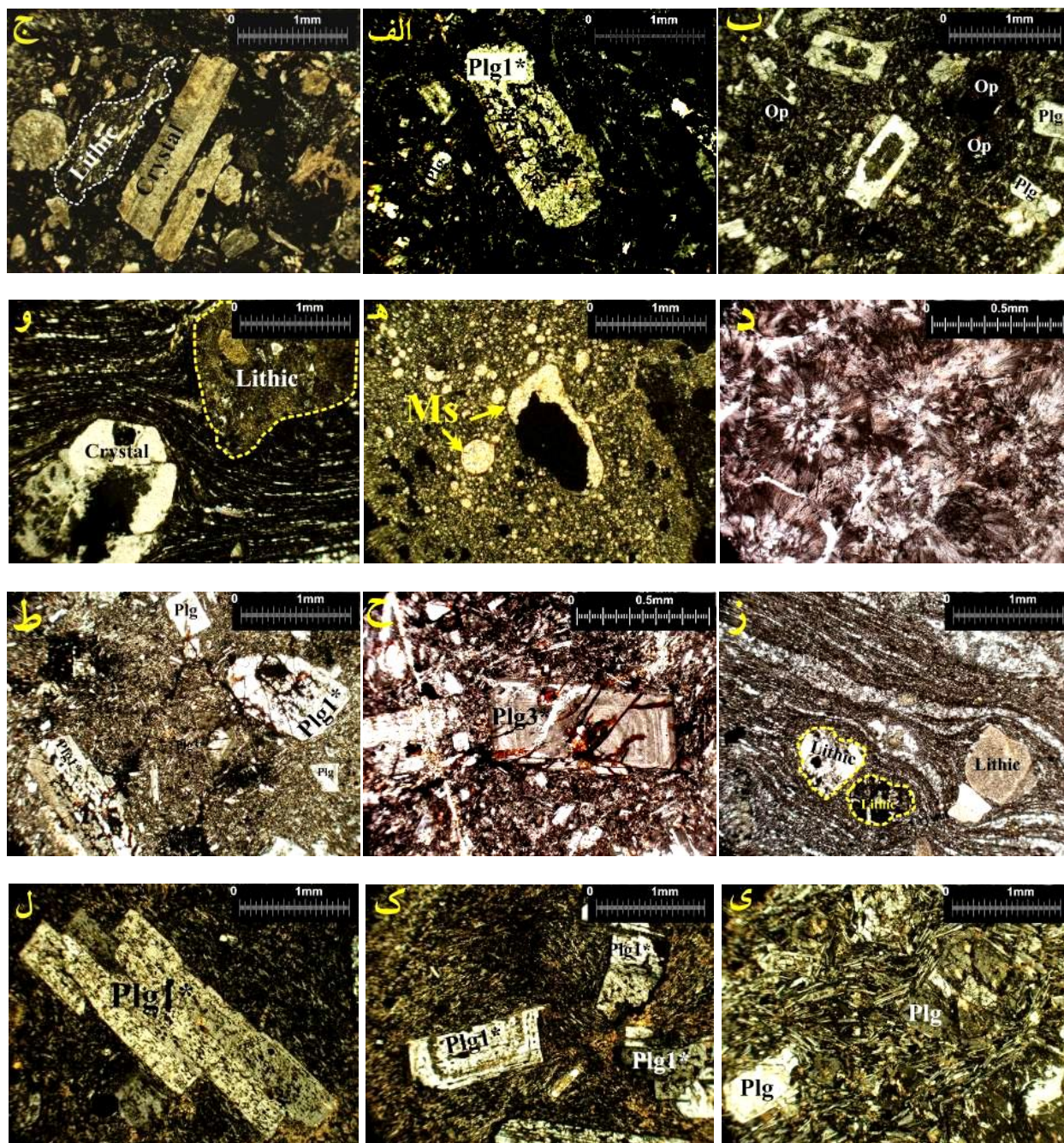
۴-۴- سایر سنگ‌های مجاور تریشکوه

تراکی‌آندزیت‌های مجاور تریشکوه: واحدهای آتشفشانی آندزیت- بازالت به سن ائوسن بالایی در مناطق وسیعی در اطراف تریشکوه گسترده شده‌اند و عمدتاً ترکیب آندزیتی دارند. رنگ این واحدها سبز تیره تا خاکستری است. در بین این سنگ‌ها، پیروکسن آندزیت‌هایی به رنگ قرمز تیره نیز مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها در نمونه دستی بافت پورفیری نشان می‌دهند و درشت‌بلورهای آن پلاژیوکلازهایی هستند که در زمینه ریزدانه سنگ پراکنده‌اند. این پلاژیوکلازها ۴۵-۵۰ درصد از کل کانی‌های سنگ را شامل می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی اصلی این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز- سانیدین- هورنبلند- کلسیت بافت سنگ پورفیری میکروولیتی (شکل ۲-ی) و تراکیتی تشکیل شده است.

پیروکسن آندزیت مجاور تریشکوه: این سنگ‌ها در میان واحدهای آتشفشانی تراکی‌آندزیت سبزرنگ ائوسن رخنمون دارند. رنگ این سنگ‌ها در نمونه دستی قرمز تیره است و بافت پورفیری نشان می‌دهند. درشت‌بلورهای غالب در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازهای کرم‌رنگی هستند که حدوداً ۴۵ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند و با بافت غربالی مشخص می‌شوند (شکل ۲-ل). پیروکسن‌های تیره نیز حدود ۵ درصد کانی‌ها را تشکیل می‌دهند. در مقاطع نازک این سنگ‌ها، بافت پورفیری میکروولیتی دیده می‌شود (شکل ۲-ک). بافت این سنگ را گلوبروپورفیری هم می‌توان نامید.

۵- ژئوشیمی

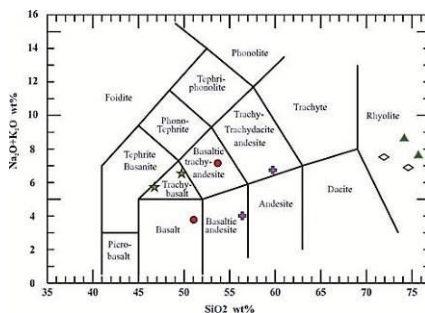
بررسی ژئوشیمیایی، بر روی نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان‌شده متمرکز شده و در عین حال در تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی بیشتر بر ویژگی‌های عناصری تکیه می‌شود که در محیط‌های گرمایی دگرسان، نسبتاً کم‌تحرک و نفاعال باقی می‌مانند. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ‌های



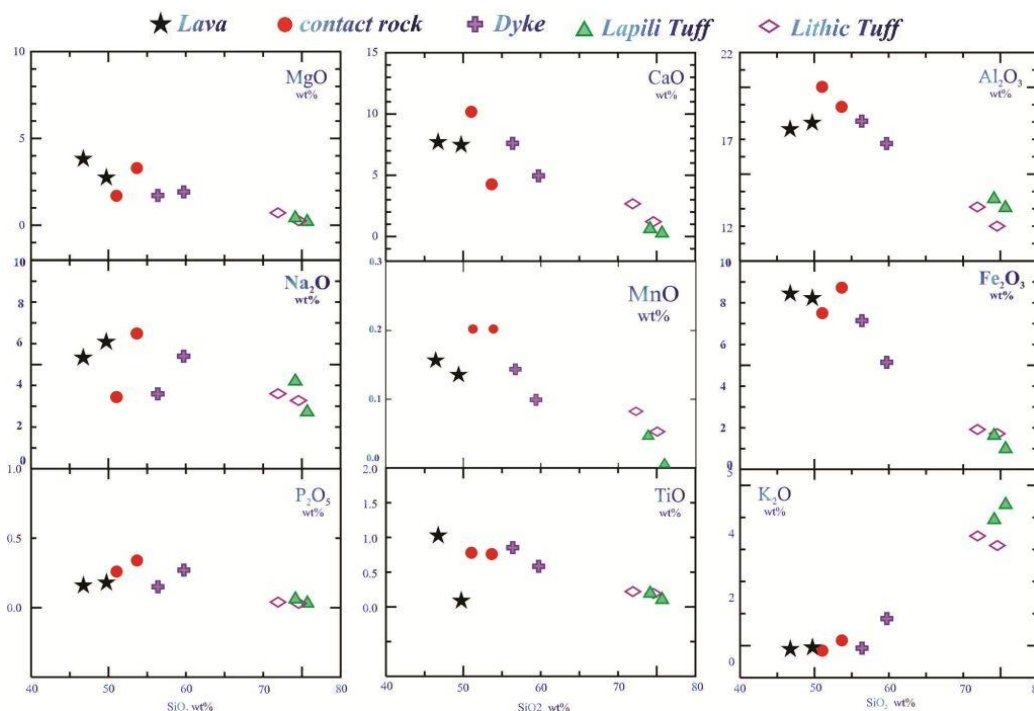
شکل ۲- الف) پلاژیوکلازهایی با بافت ناعادلی در کنار پلاژیوکلازهایی با بافت تعادلی در گدازه‌های تراکی‌بازالتی (نور XPL، عدسی X4). ب) پلاژیوکلازهایی با بافت غباری و بافت غالب سنگ هیالوپورفیری در گدازه‌های تراکی‌بازالتی (نور XPL، عدسی X4). ج) خرده‌های بلوری و قطعات سنگی در لاپیلی‌استون‌ها (نور XPL، عدسی X4). د) بافت اسفرولیتی (نور XPL، عدسی X10). ه) بافت بادامکی (نور XPL، عدسی X4). و) بافت آتاکسیستی (نور XPL، عدسی X4). ز) بافت توف‌های ریولیتی، حضور خرده‌های بلوری در کنار قطعات سنگی در توف‌های ریولیتی (نور XPL، عدسی X4). ح) پلاژیوکلاز زونینگ‌دار در دایک‌های آندزیت‌بازالتی با بافت هیالوپورفیری (نور XPL، عدسی X10). ط) بافت سری‌ایت و پلاژیوکلازهای ناعادلی در دایک‌های آندزیت‌بازالتی (نور XPL، عدسی X4). ی) بافت تراکیتی جریان‌ی در دایک‌های تراکی‌آندزیتی (نور XPL، عدسی X4). ک) بافت تراکیتی پورفیری در واحدهای آندزیت‌بازالت مجاور تریشکوه (نور XPL، عدسی X4). ل) بافت غربالی در واحدهای آندزیت‌بازالت مجاور تریشکوه (نور XPL، عدسی X4).

جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و جزئی در نمونه‌های انتخابی تریشکوه با دستگاه XRF و ICP-MS

Sample	Detection	Unite	Method	Ptr.N-3	Ptr.S1-19	Ptr.N-11	Ptr.S1-6D	Ptr.W-2	Ptr.S2-2	Ptr.S2-6	Ptr.S2-1	Ptr.N-19	Ptr.N-4
Type				Lava	Pyroclast	Pyroclast	Dyke	Ground mass	Dyke	Pyroclast	Ground mass	Pyroclast	Lava
SiO ₂	0.01	%	FUS - ICP	46.76	75.7	74.59	56.39	53.69	59.74	71.92	51.06	74.16	49.74
Al ₂ O ₃	0.01	%	FUS - ICP	17.58	13.05	12	18.05	18.87	16.76	13.1	20.02	13.56	17.95
Fe ₂ O ₃	0.01	%	FUS - ICP	8.44	0.98	1.72	7.14	8.72	5.14	1.92	7.5	1.62	8.22
MnO	0.01	%	FUS - ICP	0.16	0.01	0.05	0.14	0.2	0.1	0.08	0.2	0.05	0.13
MgO	0.01	%	FUS - ICP	3.82	0.2	0.26	1.71	3.29	1.92	0.71	1.69	0.41	2.74
CaO	0.01	%	FUS - ICP	7.7	0.26	1.21	7.6	4.26	4.95	2.67	10.18	0.61	7.48
Na ₂ O	0.01	%	FUS - ICP	5.33	2.71	3.27	3.59	6.49	5.4	3.6	3.44	4.19	6.09
K ₂ O	0.01	%	FUS - ICP	0.39	4.89	3.62	0.42	0.66	1.34	3.92	0.34	4.42	0.44
TiO ₂	0.005	%	FUS - ICP	1.028	0.101	0.192	0.852	0.76	0.583	0.219	0.778	0.19	1.088
P ₂ O ₅	0.01	%	FUS - ICP	0.16	0.03	0.03	0.15	0.34	0.27	0.04	0.26	0.06	0.18
LOI		%	FUS - ICP	6.73	1.35	1.8	3.83	3.46	3.56	2.57	5.24	1.12	6.68
Total	0.01	%	FUS - ICP	98.11	99.28	98.73	99.87	100.7	99.76	100.8	100.7	100.4	100.7
Au	5	ppb	INAA	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ag	0.5	ppm	MULT INAA/TD-ICP	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
As	2	ppm	INAA	12	18	6	12	<2	<2	<2	<2	8	3
Ba	3	ppm	MULT INAA/FUS ICP	152	621	638	161	172	604	623	140	709	166
Be	1	ppm	FUS - ICP	<1	2	2	1	1	2	2	<1	2	<1
Bi	2	ppm	TD - ICP	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	3
Br	1	ppm	INAA	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Cd	0.5	ppm	TD - ICP	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	4.8	<0.5
Co	1	ppm	INAA	35	<1	<1	19	18	17	5	20	5	27
Cr	1	ppm	INAA	21	<1	22	<1	<1	32	14	<1	11	13
Cs	0.5	ppm	INAA	<0.5	4.3	<0.5	7.7	<0.5	<0.5	3.6	4.7	1.3	<0.5
Cu	1	ppm	TD - ICP	62	37	77	41	72	307	54	44	48	103
Hf	0.5	ppm	INAA	2.5	3	2.8	4.7	3.3	5.6	3.1	2.9	2.9	2.4
Hg	1	ppm	INAA	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ir	5	ppb	INAA	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Mo	2	ppm	TD - ICP	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ni	1	ppm	TD - ICP	13	3	6	5	2	17	8	6	6	8
Pb	5	ppm	TD - ICP	<5	23	20	<5	<5	6	20	<5	28	<5
Rb	20	ppm	INAA	<20	170	<20	<20	<20	<20	140	<20	170	<20
S	0.001	%	TD - ICP	0.042	0.006	0.016	0.04	0.23	0.032	0.031	0.053	0.008	0.044
Sb	0.2	ppm	INAA	0.4	1.6	1.1	0.6	0.3	0.4	1	0.3	0.8	0.3
Sc	0.1	ppm	INAA	23	1.7	3.5	14.8	11.7	9.2	4.1	12.4	3.2	19.2
Se	3	ppm	INAA	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sr	2	ppm	FUS - ICP	467	92	133	350	775	1559	221	441	146	566
Ta	1	ppm	INAA	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Th	0.5	ppm	INAA	0.9	27.5	20.9	3.4	<0.5	10.8	21.7	<0.5	25.3	1.2
U	0.5	ppm	INAA	<0.5	5.5	4.9	<0.5	<0.5	1.8	5.3	<0.5	4.4	<0.5
V	5	ppm	FUS - ICP	333	7	24	131	79	108	30	105	25	209
W	3	ppm	INAA	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Y	1	ppm	FUS - ICP	23	8	11	28	25	12	13	21	13	22
Zn	1	ppm	TD - ICP	89	42	46	69	86	73	42	68	41	86
Zr	2	ppm	FUS - ICP	81	66	72	174	138	143	81	103	78	89
La	0.2	ppm	INAA	8.9	29.3	24.6	14.2	11.1	36.5	26.1	7.1	29.6	8.7
Ce	3	ppm	INAA	18	46	51	30	24	53	42	17	45	20
Nd	5	ppm	INAA	13	12	20	14	<5	15	10	15	14	<5
Sm	0.1	ppm	INAA	3.2	2.2	2.3	3.7	4.1	3.8	2.4	3.1	2.6	3.1
Eu	0.1	ppm	INAA	1	<0.1	<0.1	0.9	0.9	0.8	<0.1	1.1	<0.1	0.7
Tb	0.5	ppm	INAA	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Yb	0.1	ppm	INAA	2.2	1	1.2	2.9	2.9	0.8	1.5	2.8	1.5	1.9
Lu	0.05	ppm	INAA	0.46	0.32	0.34	0.47	0.43	0.38	0.29	0.37	0.37	0.43



شکل ۳- موقعیت محصولات فورانی تریشکوه در نمودار TAS (Le Bas et al., 1986)



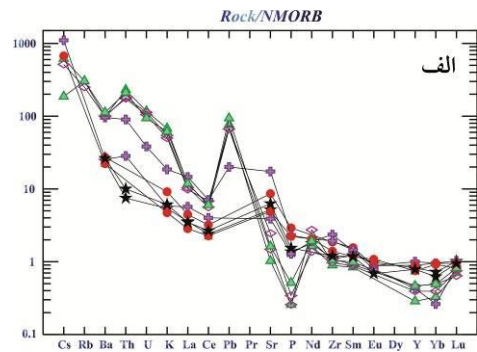
شکل ۴- روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر تغییرات درصد وزنی SiO_2 ، در نمودارهای هارکر

نمودارها ملاحظه می‌شود، شیب منفی محسوس وجود دارد. این موضوع می‌تواند در ارتباط با غنی‌شدگی انتخابی عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) (از La تا Eu) با شیب نسبتاً تند و تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) باشد که الگوی موازی و نسبتاً بازی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین نسبت به عناصر سبک احتمالاً ناشی از وجود گارنت در سنگ خاستگاه آنهاست. البته جدایش هورنبلند در مایع‌های فلیسیک و حدواسط می‌تواند دلیلی برای غنی‌شدگی شدید نمونه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به سنگین باشد، (Rollinson, 1996). نبود بی‌هنجاری منفی Eu در این نمودارها، نشان‌دهنده روند جدایش عادی ماگما و یا شرایط اکسایشی ماگمای تشکیل‌دهنده آنهاست (Rollinson, 1996). شیب منفی شدید در عناصر خاکی کمیاب سبک، حاکی از تحول ماگمای اولیه و تقریباً شدید آن بوده و نشان می‌دهد که سنگ‌های تریشکوه از ماگمای بسیار تحول‌یافته و تفریق‌یافته به‌وجود آمده‌اند.

براساس Sun and McDonough, (1989)، شکل ۵ نمودار ۵ نمودار عنکبوتی عناصر فرعی محصولات فورانی تریشکوه را نشان می‌دهد که نسبت به مقادیر آنها در NMORB بهنجار شده است. در این نمودارها تمامی عناصر بجز P بر اساس شکل غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی ارتباط مستقیمی با فراوانی کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در محصولات فورانی تریشکوه دارد که حامل‌های اصلی این عناصر به‌شمار می‌روند. این عناصر در اثر ذوب گوشته اولیه، در مذاب حاصل تجمع یافته و در جامد باقیمانده فقیرشدگی نسبی پیدا می‌کنند، (Sun and McDonough, 1989, Taylor and McLennan, 1985, Pearce, 1982, Wood et al., 1979).

نمودار عناصر خاکی کمیاب محصولات فورانی تریشکوه نسبت به کندریت بر اساس Sun & McDonough, (1982)؛ در شکل ۵ رسم شده است. بر اساس این نمودار برخی عناصر غنی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهند و از La تا Eu شیب تند و کاهنده دارند. همان‌گونه که در

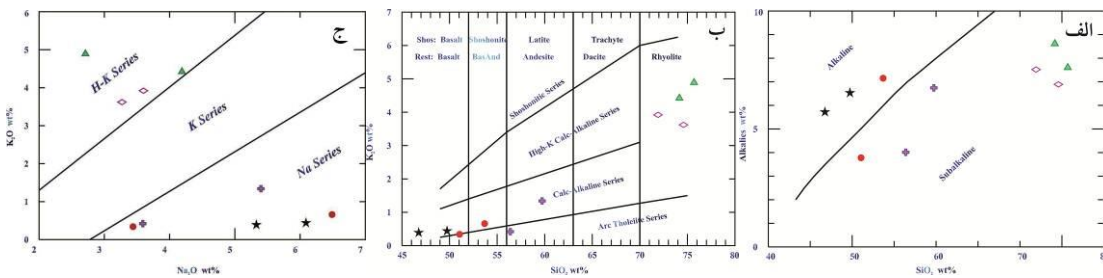
سنگ‌های همبر تریشکوه در محدوده نیمه‌قلیایی و نمونه‌های گدازه‌های تراکی‌بازالتی تریشکوه و یک نمونه دیگر از سنگ‌های همبر تریشکوه در محدوده قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف). در نمودار K_2O-SiO_2 محصولات آذرآواری تریشکوه در محدوده ریولیت‌های کلسیمی-قلیایی غنی از پتاسیم قرار گرفته و بقیه نمونه‌ها بجز یک نمونه از دایک‌ها از جمله گدازه‌های تراکی‌بازالتی تریشکوه و سنگ‌های بازالتی همبر تریشکوه در محدوده کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب). در نمودار K_2O-Na_2O برای تعیین سری ماگمایی رسم شده است. محصولات آذرآواری تریشکوه در محدوده سنگ‌های غنی از پتاسیم قرار می‌گیرند. اما گدازه‌های تراکی‌اندزیتی و سنگ‌های همبر بازالتی به همراه دایک‌ها در محدوده سری سدیم‌دار قرار می‌گیرند. (Deniel et al., 1998) معتقدند که حضور پتاسیم به مقدار زیاد در یک سری سنگی مانند کلسیمی-قلیایی غنی از پتاسیم، حاکی از این است که محصولات فورانی یادشده، از حد عادی تفریق بیشتری را تحمل کرده‌اند (شکل ۶-ج).



شکل ۵- نمودار عنکبوتی عناصر جزئی محصولات فورانی تریشکوه (Sun and McDonough, 1982)

۶- سنگ‌زایی

در نمودار $Na_2O+K_2O-SiO_2$ نمونه‌های آذرآواری تریشکوه و دایک‌های نفوذ کرده در لایه‌های پایینی تریشکوه به همراه یک نمونه از

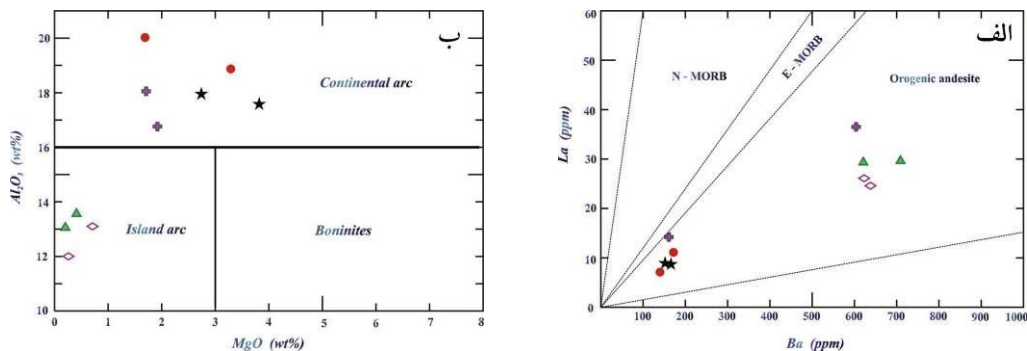


شکل ۶- الف) نمودار $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (Kuno, 1968) و ب) نمودار K_2O-SiO_2 (Pecerillo and Taylor, 1976) ج) نمودار K_2O-Na_2O (Middlemost, 1987)

نام‌تحرک (HFSE) عموماً مناسب‌ترین عناصر برای این نمودارها هستند. همان‌گونه که در شکل ۷-الف دیده می‌شود، بر اساس نمودار تغییرات Ba در برابر La، (Gill, 1981) سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده آندزیت‌های کوهزایی قرار می‌گیرند. در نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر MgO، (Rollinson, 1993) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه تریشکوه (شکل ۷-ب) کمان قاره‌ای و جزایر کمانی است.

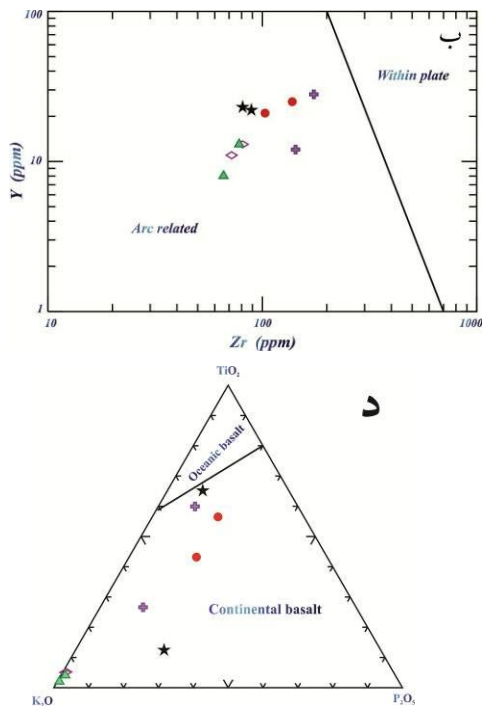
۷- جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین، نمودارهای ژئوشیمیایی مختلفی پیشنهاد شده‌اند اما بهتر است با رده‌بندی نمونه‌های مورد بررسی از عناصری استفاده شود که تحت‌تأثیر فرایندهای ثانویه دگرسانی و هوازدگی قرار نگیرند و به‌اصطلاح عناصر کم‌تحرک باشند. عناصر

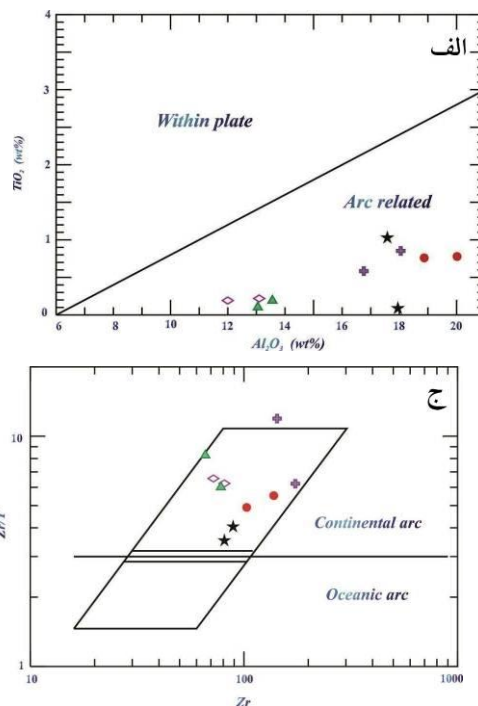


شکل ۷- الف) موقعیت نمونه‌های تریشکوه در محدوده آندزیت‌های کوهزایی قاره گرفته‌اند (Gill, 1981) ب) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی تریشکوه را در کمان قاره‌ای و جزایر کمانی نشان می‌دهد (Rollinson, 1993)

فعال قاره‌ای تقسیم کرده‌اند. بر اساس شکل ۸- ج نمونه‌های منطقه تریشکوه در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند. نمودار مثلثی TiO_2 , K_2O , P_2O_5 ؛ (Pearce et al., 1982) برای متمایز کردن کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر کمانی از شکل ۸- د؛ استفاده شده است. با توجه به این نمودار به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای بوده است.



نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ؛ (Muller & Groves, 1997). در شکل ۸- الف؛ سنگ‌های بررسی شده در گستره کمان ماگمایی ناشی از فرورانش به شمار می‌آیند. نمودار Y در برابر Zr؛ (Muller & Groves, 1997) در شکل ۸- ب؛ موقعیت نمونه‌ها در محدوده کمان ماگمایی ناشی از فرورانش قرار گرفته‌اند. نمودار Zr/Y در برابر Zr؛ (Muller Ludden, 1998) با استفاده از دو عنصر کمیاب Y، Zr محیط زمین‌ساختی کمان ماگمایی را به دو کمان آتشفشانی اقیانوسی و کمان آتشفشانی حاشیه



شکل ۸- الف) موقعیت نمونه‌های تریشکوه در محدوده مرتبط با کمان واقع شده‌اند (Muller and Groves, 1997). ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Y در برابر Zr، برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه تریشکوه (Muller and Groves, 1997). ج) نمودار Zr/Y در برابر Zr برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه تریشکوه (Dunphy and Ludden, 1998) د) نمودار مثلثی نمودار مثلثی TiO_2 , K_2O , P_2O_5 ؛ (Pearce et al., 1982) برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه تریشکوه (Pearce et al., 1982)

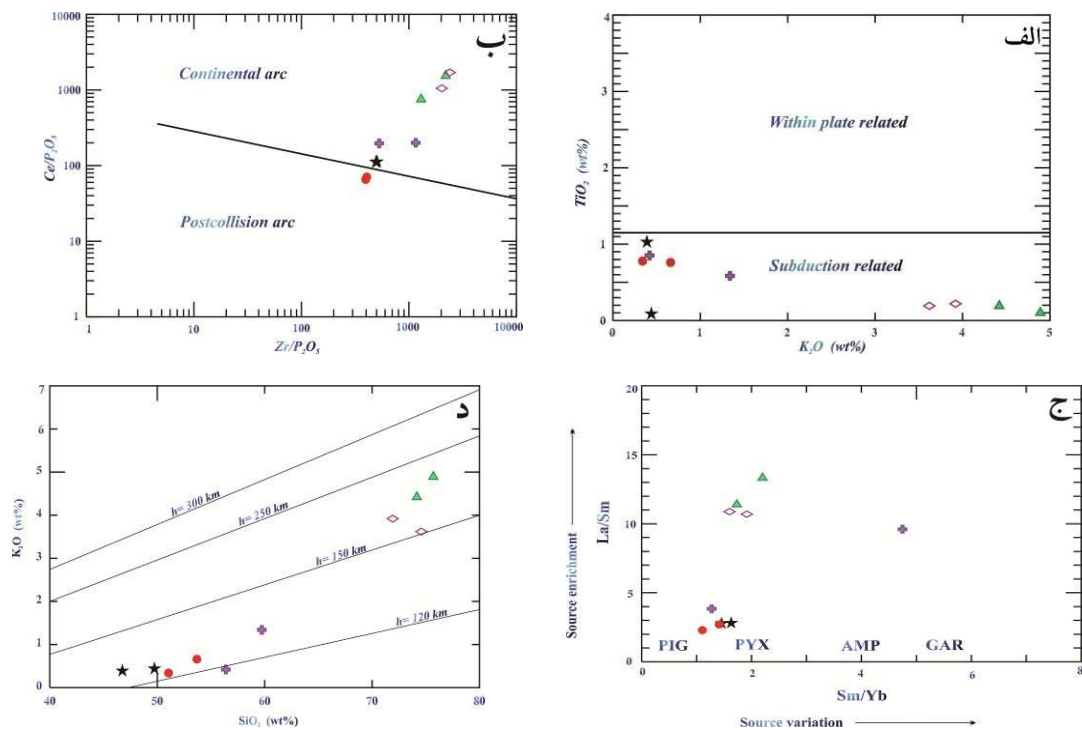
افزایش عمق از یک پیریدوتیت پیروکسن‌دار در گوشته، منشأ گرفته باشند. تفریق چنین ماگماهایی در شرایط آبدار می‌تواند ماگماهای حدواسط و فلسیک را در کمان شکل داده باشند.

همچنین براساس نمودار ج شکل ۹، تعیین سنگ منشأ ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی منطقه احتمالاً از یک گوشته پیریدوتیتی دارای پیروکسن و پلاژیوکلاز منشأ گرفته است که این سنگ منشأ می‌توانسته در ژرفای زیاد از گوه گوشته‌ای در زون فرورانش (بیشتر از ۱۵۰ کیلومتر) در این دوره حضور داشته باشد (شکل ۹- د). در این اعماق پتاسیم و عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون LREE به میزان فراوان در کانی‌هایی مانند سانیدین و فلوگوپیت حضور دارند (Muller and Groves, 1997). بنابراین می‌توان شکسته شدن و آبدایی بخش‌های عمیق پوسته اقیانوسی فرورونده را مسئول غنی‌سازی و به عبارت بهتر متاسوماتیسم گوشته بالایی فرض کرد. اعتقاد بر این است که در این ژرفا، افزایش فشار در آزادسازی بیش از اندازه آب، مواد فرار، پتاسیم و عناصر ناسازگار سنگ‌دوست

نمودار تغییرات TiO_2 در برابر K_2O (شکل ۹- الف)؛ موقعیت نمونه‌های تریشکوه را در ارتباط با فرورانش نشان می‌دهد. این نمودار از (Muller & Groves, 1997) اقتباس شده است. همان‌گونه که در نمودار تغییرات $\text{Ce/P}_2\text{O}_5$ در برابر $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ دیده می‌شود، سنگ‌های تریشکوه در محدوده کمان قاره‌ای مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۹- ب). نمودار تغییرات La/Sm در برابر Sm/Yb در نمودار شکل ۹- ج ترکیب کانی‌شناسی سنگ منشأ مولد سنگ‌های آتشفشانی منطقه را نشان می‌دهد (نمودار پایه از Kay and Mpodozis, 2001). نمودار تغییرات K_2O در برابر SiO_2 (نمودار اکسیدپتاسیم- سیلیس) (شکل ۹- د) برای مشخص کردن ژرفای منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه می‌باشد (نمودار پایه Ninkovich & Hayes, 1972). می‌توان چنین مطرح کرد که ماگماهای کلسیمی- قلیایی کم‌پتاسیم دوره ائوسن در ناحیه کرمان احتمالاً از یک پیریدوتیت پلاژیوکلازدار منشأ گرفته است. اما ماگماهای کلسیمی- قلیایی معمولی تا پرپتاسیم این دوره می‌توانسته‌اند با

(Pognant, Tatsumi and Koyaguchi, 1989)، و یا لرزولیت غنی از فلوگوپیت (Tatsumi and Koyaguchi, 1989) تبدیل نماید.

درشت‌یون نقشی اساسی دارد. آب و مواد فرار آزادشده، گوشته متاسوماتیسم شده بالایی را ذوب می‌کند و می‌تواند آن را به پریدوتیت غنی از فلوگوپیت (Peccerillo et al., 1984)، گارنت لرزولیت (1990)



شکل ۹- الف) موقعیت سنگ‌های تریشکوه در ارتباط با فرورانش (Muller and Groves, 1997). ب) نمودار تغییرات Ce/P_2O_5 در برابر Zr/P_2O_5 (Muller and Groves, 1997). ج) ترکیب کانی‌شناسی سنگ منشأ ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی منطقه تریشکوه (نمودار پایه از Kay and Mpodozis, 2001). حروف اختصاری معرف: PIG بلاژیوکلاز؛ PYX پیروکسن؛ AMP آمفیبول؛ GAR گارنت د) نمودار اکسیدپتاسیم-سیلیس، به‌منظور مشخص کردن ژرفای منشأگرفتن ماگماهای مافییک و حدواسط مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی منطقه تریشکوه است (نمودار پایه از Ninkovich and Hayes, 1972)

۸- بحث

۸-۱- بررسی ویژگی‌های کمان‌ماگمایی

در گدازه‌های تریشکوه مانند ماگمای مناطق کمان میزان این نسبت از $17/53$ تا $20/14$ در تغییر است. بالا بودن نسبت Ba/La علامت غنی‌شدگی گوه گوشته توسط سیالات منطقه فرورانش و ورود Ba از رسوبات اقیانوسی فرورانده شده به ماگما است (Hole, 1984). نسبت یادشده در جدول ۲ آمده است.

سنگ‌های منطقه از نظر نسبت Ba/La ویژگی‌های سنگ‌های آذرین مناطق کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند. این نسبت برای NMORB بین ۴ تا ۱۰، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون‌صفحه‌ای ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحه‌های همگرا بیش از ۱۵ است (Wood, 1980) مقدار نسبت یادشده در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت‌کمان است (Macdonald et al., 2001).

نسبت Ba/Ta بالاتر از ۴۵۰، از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناسی ماگماهای کمان به‌شمار می‌رود (Macdonald et al., 2001). این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۳۹۹ و ۴۸۵ است. بالا بودن نسبت La/Ta نیز از دیگر مشخصات مناطق کمان است (Trumbull, 1999) که در مورد سنگ‌های منطقه صدق می‌کند.

جدول ۲- مقایسه میانگین نسبت‌های شاخص جهت تعیین منبع اولیه تأمین ماگما در سنگ‌های آتشفشانی منطقه تریشکوه با منابع اصلی تولید ماگما در زون فرورانش (مقادیر نسبت‌های یادشده برای منابع ماگمایی معرفی شده از Sun and McDonoug, (1989)؛ اخذ شده است)

نسبت‌های شاخص	نمونه‌های مورد مطالعه	بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی معمولی (معادل گوشته تپه‌ی شده)	بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی غنی شده (معادل گوشته غنی شده)	سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا
Ba/La	۱۷/۵۳-۲۰/۱۴	۴-۱۰	۱۰-۱۵	۱۵<

(Dimitrijevic, 1973). سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه با سن ائوسن پسین به کمپلکس آتشفشانی رازک تعلق داشته و در بخش شمالی استراتوولکان مزاحم قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آذرین منطقه در افق‌های مختلف، به صورت گدازه، دایک‌ها و محصولات آذرآواری هستند که در پهنه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخمون دارند.

گدازه‌ها از نوع تراکی‌بازالت بسیار ریزدانه هستند، کانی شاخص آنها پلاژیوکلازهای سفیدرنگ با ابعادی کمتر از ۳ میلی‌متر هستند. در مقاطع نازک این سنگ‌ها بافت غالب پورفیری است. اما برخی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها نیز بافت‌های ناعادلی غباری و غربالی را به صورت ضعیفی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته و برخی پلاژیوکلازها به کلسیت تبدیل شده‌اند.

دایک‌ها با ترکیب شیمیایی متوسط تا بازی، از نوع تراکی‌اندزیت و اندزیت‌بازالت هستند. بافت غالب آنها پورفیری میکروولیتی بوده و بافت‌های ناعادلی در پلاژیوکلازها نیز دیده می‌شود.

بخش عمده محصولات فورانی تریشکوه را نهشته‌های آذرآواری تشکیل می‌دهند. این نهشته‌ها از برش‌های آذرآواری‌ها با قطعات بسیار بزرگ (حتی تا یک متر) که حاصل فرونشست یک ابر سوزان بوده‌اند، شروع شده و با نهشته‌های جریان آذرآواری پومیزی یا ایگنیمبریت ادامه می‌یابد و در نهایت نهشته‌های موجی تریشکوه به صورت توف‌های ریولیتی بر روی هم انباشته شده‌اند.

مجموعه ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی که در بخش‌های گذشته به آن اشاره شد، حاصل رویدادهایی مختلف از هنگام تشکیل ماگما تا صعود و سپس فوران در سطح زمین و تغییرات بعد از آن است که مجموعاً سبب پیچیدگی‌هایی در فرایند تکوین این سنگ‌ها شده است. از نظر ترکیب شیمیایی، نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات منطقه‌ای به نحوی قرار می‌گیرند که عوضهای انتهایی بازی و ریولیتی را در دو سمت خود دارند. براساس نمودار (Pecerillo and Taylor, 1976). سنگ‌های ریولیتی در زمره سنگ‌های کلسیمی - قلیایی با نسبت پتاسیم بالا قرار گرفته اما گدازه‌های بازالتی، دایک‌ها و سنگ‌های همبر در زمره سنگ‌های کلسیمی - قلیایی جای دارند. همچنین در اصل شواهد آمیختگی ماگمایی در مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهند. بنابراین با توجه به روند عناصر اصلی و کمیاب به اضافه شواهد سنگ‌نگاری، سنگ‌های ریولیتی پتاسیم بالا ممکن است طی فرایند تبلور تفکیکی از ماگمای هیبرید حاصل شده باشند (Gioncada et al., 2005).

به هر حال مقادیر بعضی از عناصر اصلی، غنی‌شدگی از LILE و LREE را نسبت به HREE و HFSE دارند. این مدل توزیع عناصر به اعتقاد (Dostal et al., 2001)، ویژگی سنگ‌های مرتبط با فورانش و یا سنگ‌هایی است که با پوسته بالایی آرایش یافته‌اند. غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب ناسازگار در سنگ‌های ریولیتی و تراکیتی می‌تواند بازتابی از اثرات مشتق شدن از منشأ گوشته غنی‌شده و آرایش پوسته‌ای به‌طور توأم باشد (Wilson, 1989). در این بین، تفریق بلوری و غنی‌شدگی ناشی از یک فاز سیال نیز نقش داشته‌اند. از آنجا که مقدار MgO در سنگ‌های ریولیتی و تراکی‌بازالتی بسیار پایین است. افزون بر بی‌هنجاری کاهشی P و تمام موارد یادشده، می‌توان چنین استنباط کرد که به احتمال گدازه‌های

مقدار TiO_2 یکی از معیارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی گدازه‌هاست. در بازالت و اندزیت‌های مناطق کمان TiO_2 به‌ندرت از ۱/۳ درصد وزنی فراتر می‌رود، این در حالی است که TiO_2 در سنگ‌های سایر محیط‌های زمین‌ساختی بیشتر از ۱۰ درصد وزنی است (Macdonald et al., 2001). یکی از مهم‌ترین تفاوت‌های سری‌های کلسیمی - قلیایی جزایر کمانی با حاشیه فعال قاره‌ای، فراوانی زیاد سنگ‌های سیلیسی (داسیت و ریولیت) به صورت مواد آذرآواری در حاشیه قاره است (Rendeng et al., 2006). با توجه به همراهی گدازه‌های بازالتی منطقه تریشکوه با حجم بالایی از توف‌های ریولیتی، به نظر می‌رسد که نمونه‌های تریشکوه متعلق به حاشیه فعال قاره باشند.

(Pearce & Peate, 1995)؛ بر این باورند که عناصر HFSE و HREE کم‌تحرک هستند و در صفحه فرورونده باقی می‌مانند. در حالی که عناصر LILE و LREE متحرک‌تر هستند و با ذوب‌شدگی یا از دست دادن آب، به ماگمای تولیدشده در منطقه فرورانش ملحق می‌شوند. Th یک عنصر HFSE است و انتظار می‌رود که رفتاری مانند عناصر کم‌تحرک داشته باشد، اما در محیط‌های کمانی مانند عناصر متحرک رفتار می‌کند. این عنصر از مواد رسوبی صفحه فرورو حاصل می‌شود، (Gorton and Schandl, 2000). معمولاً نسبت Th/Yb و Ta/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب‌بخشی (که در آن پیروکسن و فلدسپارها به صورت فازهای اصلی یا باقیمانده هستند) قرار نمی‌گیرند. بنابراین فراوانی این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب سنگ منشأ ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته توسط ماگما باشد. متاسوما تیسیم ناحیه منبع که توسط فرایندهای فرورانش انجام می‌شود، باعث غنی‌شدگی Th نسبت به Ta می‌شود. در واقع مواد فرورانشی Th را با خود حمل می‌کنند اما Ta و Yb را با خود حمل نمی‌کنند. عامل دیگری که سبب بالا رفتن نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb می‌شود، آلودگی پوسته‌ای است. زیرا فراوانی Th در مقایسه با Ta در سنگ‌های پوسته قاره‌ای (غیر از رخساره گرانولیتی که Th پایین دارند) زیادتر است (Aldanmaz et al., 2000). بر این اساس نمونه‌های منطقه نسبت به Th غنی‌شده هستند و تحت تأثیر مواد فرورانشی قرار گرفته‌اند و ویژگی‌های سنگ‌های کلسیمی - قلیایی حاشیه فعال قاره را از خود نشان می‌دهند، (Pearce, 1983, 1982).

نتیجه‌گیری

در نقشه‌های زمین‌ساخت جهانی، بخشی از ایران جزئی از حاشیه فعال قاره‌ای در نظر گرفته می‌شود و در نهایت بخشی از زون برخوردی قاره - قاره و متعلق به نوار کوهزایی آلپ - هیمالیا به‌شمار می‌روند. کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان در پایانه جنوب شرقی کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر مراحل تکوین و تکامل زمین‌ساختی و ماگمایی خود را متفاوت از بخش‌های مرکزی و شمال غربی این کمربند طی کرده و ماگماتسیم آن حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس جوان در شرق گسل ترادیس ناپین - بافت به زیر خردقاره در حال چرخش ایران مرکزی و اقیانوس اطلس‌کننده آن بوده است. فعالیت‌های ماگمایی در این کمان از ابتدای ائوسن با فعالیت‌های آتشفشانی گسترده مجموعه‌های بحرآسمان و رازک آغاز شد

- Dunphy, J.M., Ludden, J.N., 1998**, "Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava, Canada) and compositions to Superior Province granitoids", *Precambrian Res.*, 91: P.109-152.
- Gill, J. B., 1981**, "Orogenic Andesites and Plate Tectonics" *Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York*, P.220.
- Gioncada, A., Mazzuoli, R., Milton, A.J., 2005**, "Magma mixing at lipari (Aeolian Islands, Italy): Insights from textural and compositional features of phenocrysts", *Journal of volcanology and geothermal research*, P.145-97-118.
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S., 2000**, "Form continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks", *The Canadian Mineralogist*, 38: P.1065-1073.
- Green, H., 1982**, "Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite", in *Thorpe (1982)*, P.465-87
- Green T.H., Sie S.H., Ryan C.G., Cousense R.D. 1989**, "Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr, and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magmas at high pressure and temperature", *Chemical. Geol.* 74: P.201-216.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. and Tarney, J., 1984**, "Subduction of pelagic sediments: Implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands", *Journal of Geological Society of London*, 141: P.453-472.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971**, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Can.J. Earth.Sci.* P.523-548.
- Kay S. M., Mpodozis C., 2001**, "Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust", *GSA TODAY* 11: P.4-9.
- Khalili Mobarhan, Sh., 2010**, "Volcanology Geochemistry and Petrogenesis of Bidkhan Volcano Located in South of Bardsir-Kerman Province", *PhD thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (in Persian)*.
- Kuno, H., 1968**, "Differentiation of basalt magmas", In: *Hess, H. H. and Poldervaart, A. A. (eds.), Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, New York: Interscience, Vol. 2: P.623-688.*
- Kuscu, G.G., Floyd, P.A., 2001**, "Mineral compositional and textural evidence for magma mingling the Saraykent volcanics", *Lithos.* 56(2-3), P.207-230.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zannetin, B., 1986**, "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", *Journal of Petrology*, 27:P.745-750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Kellre, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A., and Zanettin, B., 1989**, "A classification of igneous rocks and glossary of terms", *Blackwell Science, Oxford*. P.193.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. 2001**, "The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism", *Earth Science Reviews* 49: P.1-76.
- اسیدی از گدازه‌های بازالتی مشتق شده‌اند. این فکر بر اساس مشاهده شدن نهشته‌های آذرآواری (ایگنیمبریت‌ها و توف‌ها) شواهد به‌دست آمده برای ماهیت آبدار ماگماتیسیم توده آتشفشانی مانند طبیعت انفجاری آتشفشانی‌ها اعم از وجود نهشته‌های آذرآواری، سیالات گرمایی که به‌شدت سنگ‌های منطقه را تحت‌تأثیر قرار داده‌اند و عدد منیزیم پایین در سنگ‌های منطقه است. توالی کانی‌های ثانویه موجود در حفره‌ها و رگه‌های این سنگ‌ها نیز می‌تواند گویای فراوانی عناصر قلیایی (Na, K) و کلسیم در ماگمای مادر باشد که این سیالات احتمالاً از آن مشتق شده‌اند. از آنجا که آندزیت‌ها و داسیت‌ها در کمان‌های بالغ‌تر و روی حاشیه قاره‌ای غالب هستند، وجود نهشته‌های ایگنیمبریتی با ترکیب ریولیتی در منطقه می‌تواند نشان‌دهنده یک کمان بالغ باشد (Wilson, 1989). به نظر (Pichavant, 1993)، آندزیت‌ها در کمان‌های واقع در پوسته قاره‌ای بیشتر هستند و ریولیت‌های ایگنیمبریتی فقط در کمان‌هایی دیده می‌شوند که روی پوسته قاره‌ای قرار داشته و در اغلب موارد، از ذوب‌بخشی همین پوسته به وجود می‌آیند.

تقدیر و تشکر

نگارندگان بر خود لازم می‌دانند از کمک‌های دانشگاه پیام‌نور نهایت قدردانی و سپاسگزاری را داشته باشند.

مراجع

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F and Mitchell, J. G., 2000**, "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia", *Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: P.67-95.
- Buket, E., Temel, A., 1998**, "Major-element, trace-element, and Sr-Nd isotopic geochemistry and genesis of Varto_Mus, Volcanic rocks, Eastern Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, P.405-422.
- Deniel, C., Aydar, E., Gougaud, A., 1998**, "The Hasan Daghi Stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): evolution from calc-alkaline magmatism in a collision zone", *Journal of volcanology and geothermal research.* 87, P.275-302.
- Dimitrijevic M, 1973**, "Geology of Kerman region: institute for geological and mining exploration and institution of nuclear and other mineral raw materials", *Beograd-Yugoslavia, Iran Geol. Survey Rept. Yu/52*.
- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L., 2001**, "Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia(Canada): transition form arc to extensional volcanism", *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 107: P.149-170.
- Dungan, M.A., 1987**, "Open system Magmatic evolution of the Taos plateau volcanic field", *northern new Mexico: II the genesis of cryptic hybrids. J of petrol.* P.28,955-977.
- Dungan, M.D., and Rhodors, J.M., 1979**, "Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: Evidence for magma mixing Contrib", *Mine. Petrol. V. 67.* P.417-431.

- Mason, B., Moore, C.B., 1982**, "Principles of geochemistry", *John Wiley and sons. Newyork. USA. P.536.*
- Mckenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1988**, "Atlas of igneous rocks and their textures", *Longman group, P.1021-1991.*
- Middlemost, E.A.K., 1987**, "Magmatic rocks", *Longman, Londoan, P. 527.*
- Muller, D., and Groves, D. I., 1997**, "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", *Springer, P.238.*
- Ninkovich D., Hayes, J.D., 1972**, "Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes", *Earth Planet. Sci. Lett., 16: P.331-345.*
- Norman, M.D., Leeman, W.P., 1990**, "Open system magmatic evolution of andesites and basalts from the Salmon Creek volcanic south western Idaho", *U.S.A Chem. Geol 81, P.167-189.*
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995**, "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", *Annual Review Earth and Planetary Science Letters 23: P.251-285.*
- Pearce, J.A., 1982**, "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", *In: Thorpe, R.S. Ed., Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. Wiley, New York, P.525-548.*
- Pearce, J.A., 1983**, "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", *In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J., (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, P.230-249.*
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., and Mitchell, J.G., 1990**, "Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia", Turkey, *Journal of Volcanology and Geo-thermal Research, 44, P.189-229.*
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., and Birkett, T.C., 1975**, "The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts", *Earth Planet. Sci.Lett.24, P.419-426.*
- Peccerillo A., Taylor S.R., 1976**, "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", *Contrib. Mineral. Petrol. 58: P.63-81.*
- Peccerillo, A., Poli, G., Tolomeo, L., 1984**, "Genesis, evolution and tectonic significance of K-rich volcanic rocks from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry", *Contrib. Mineral. Petrol. 86: P.230-240.*
- Pichavant, M., 1993**, "Anatexie crustale et volcanisme", *In: Juteau, T. and Maury, R., 1997-Geologie de la Croute Oceanique: Petrologie et Dynamique Endogenes, P.569.*
- Pognant, U., 1990**, "Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dikes from northern Karakorum (Sinkiang, China)", *Lithos 26:P.305-316.*
- Rendeng, S. , Jingsui, Y., Cailai, W., Iizuka, T. and Hirata, T., 2006**, "Island Arc Volcanic Rocks in the North Qaidam UHP Belt, Northern Tibet Plateau: Evidence for Ocean-Continent Subduction Followed by Continent-Continent Subduction", *The Journal of Asian Earth Sciences, 28: P.151-159.*
- Rollinson H. R., 1996**, "Using geochemical data:Evolution, Presentation, interpretation", *Longman, Singapore, P.353.*
- Rollinson, H., 1993**, "Using geochemical data: evaluation. Presentation", *interpretation. Singapore. Ongman, P.352.*
- Smith, R.L., 1981**, "Ash-flow magmatism", *In Chapin and Elston, P.5-27.*
- Stimac, J.A., Pearce, T.H., 1992**, "Textural evidence of mafic-felsic magma in dasite lavas", *Clear Lake, California. American Mineralogist, 77, P.795-809.*
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989**, "Chemical and isotopic systematic of basalt: implications for mantle composition and processes", *In: A. D., Saunders and M. J., Norry (Eds.): Magmatism in ocean basins. Geology Society Special Publication London 42: P.313345.*
- Tatsumi Y., Koyaguchi T., 1989**, "An absarokite from a phlogopite-lherzolite source", *Contrib. Mineral. Petrol. 102: 34-40.*Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. 1986: *Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks, J. Volcan. Geotherm. Res, P. 29: 293-309.*
- Taylor, S.R., and McLennan, S. M., 1985**, "The Continental Crust: Its Composition and Evolution", *Blackwell, Oxford, England, P.312.*
- Temel, A., Gundogdu, M. N., Gourg and, A., 1998**, "Petrological and geochemical characteristic of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey", *Journal of volcanology and geothermal research, 85, P.327-354.*
- Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H. and Siebel, W., 1999**, "Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications", *Journal of South American Earth Science. 12: P.135-155.*
- Tsuchiyama A., 1985**, "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite", *Contributions to Mineralogy and Petrology 89 ,P.1-16.*
- Venezky, D.Y., Rutherford, M.J., 1997**, "Pre-eruption conditions and timing of dacite-andesite magma mixing in the 2.2 Ka eruption at Mount Rainier", *J. of geophysical research, 102, P.20069-20086.*
- Wilson, M., 1989**, "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", *Unwin Hyman. London. 466.*

Wood, D. A., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A. D., Bougault, H., Joron, J. L., Treuil, M. and Cann, J. R., 1979, "Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: Implications for mantle heterogeneity", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 42 (1):P.77-97.

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 Planet Scientific Letters* 50: P.11-30.

