

ژئوشیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی تتماج، جنوب شرق کاشان

مریم امین‌الرعایایی بمینی^۱، علی کنعانیان^{۱*}، جمشید احمدیان^۲^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، صندوق پستی: ۱۴۱۵۵-۶۴۵۵، تهران^۲ دانشگاه پیام نور اصفهان، گروه زمین‌شناسی، خیابان کهندهژ، بالاتر از سه راهی رهنان کد پستی ۸۱۴۶۵/۶۱۷، اصفهان* مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: kananian@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۴/۷/۱۴؛ پذیرش: ۸۴/۱۲/۲۰)

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی تتماج در جنوب شرق کاشان شامل تناوبی از گدازه‌ها (بازالت تا آندزیت) و مواد آذرآواری (انواع توف و آگلومرا) همراه با بین-لایه‌هایی از سنگ‌های رسوبی (آهک و ماسه سنگ) هستند. سنگ‌های آهکی این مجموعه حاوی فسیل‌های دریایی کم عمق الیگوسن می‌باشند. بازالت‌های تتماج، بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، شباهت زیادی با گدازه‌های کالک‌آلکان دارند. مقدار Al_2O_3 آنها زیاد و در عین حال عدد منیزی پائینی دارند. نسبت Zr/Y در این سنگ‌ها بیش از ۳ است که از این لحاظ با سنگ‌های آتشفشانی قوس‌های قاره‌ای مشابه‌اند. در نمودار عناصر کمیاب نرمالیزه شده نسبت به پشته‌های میان اقیانوسی غنی‌شده (E-MORB)، عناصر Ti (به غیر از بازالت‌ها)، P، Nb و Rb دارای آنومالی منفی هستند ولی K و Pb آنومالی مثبت نشان می‌دهد. نسبت Th/Yb در محدوده بین ۰/۳ تا ۱/۹ در تغییر است در صورتی که نسبت Ta/Yb نمونه‌ها از ۲/۳ تا ۸/۹ تغییر می‌کند که این شواهد از مشخصات سنگ‌های ماگمایی مناطق فرورانش می‌باشد. غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر با پتانسیل یونی پایین (LILE) و عناصر نادر خاکی سبک (LREE) حاکی از این است که گدازه‌ها احتمالاً از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که خود در اثر تماس با سیالات مشتق از پوسته اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی‌شده بودند، منشأ گرفته‌اند.

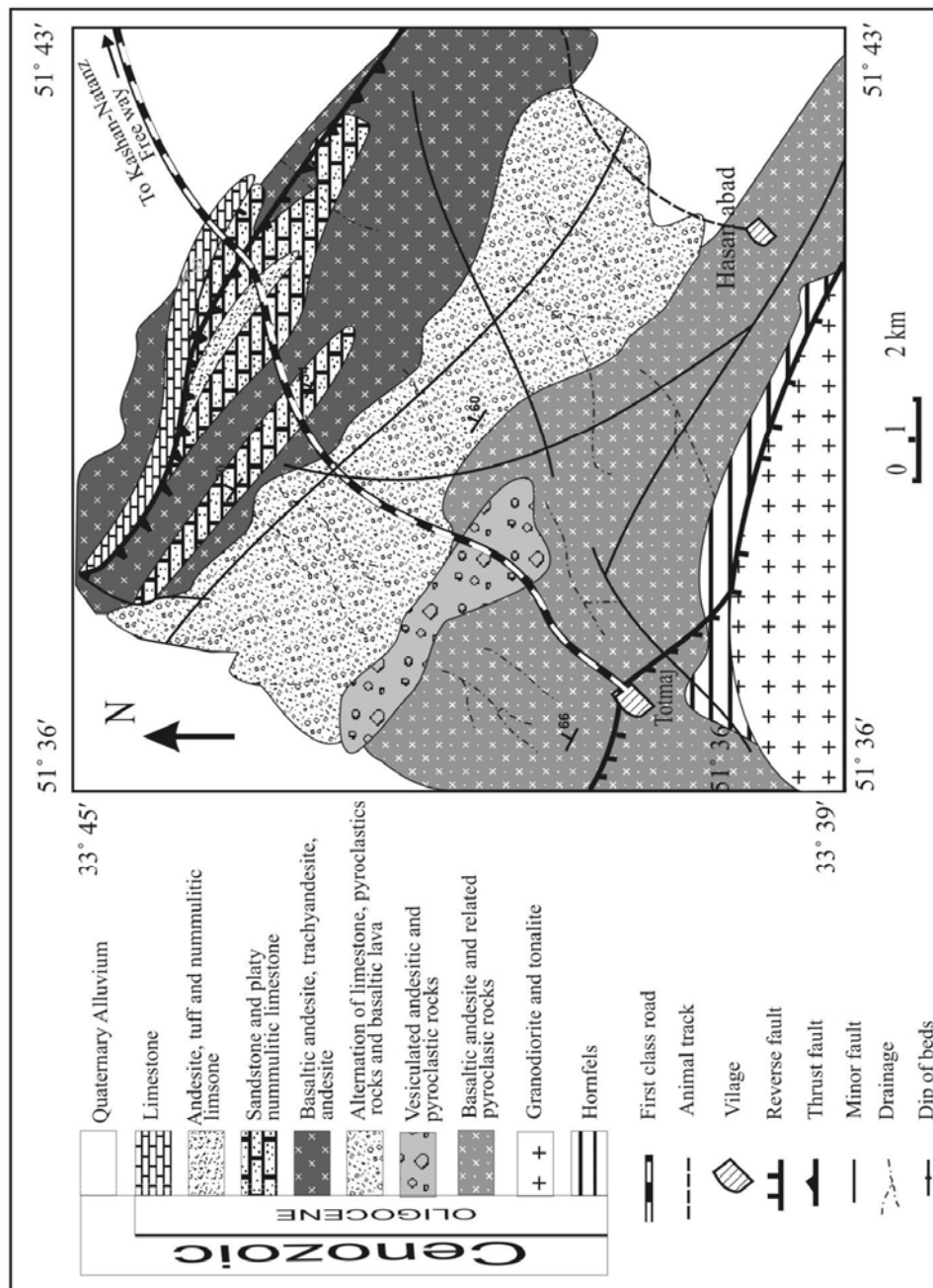
واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، بازالت، زون فرورانش، قوس آتشفشانی قاره‌ای، تتماج.

مقدمه

این نوار اشاره کرده است، تأکید زیادی بر کالک‌آلکان بودن آن‌ها دارد. مهدوی زفرقندی (۱۳۵۷) با تجزیه ۳ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی منطقه ابیانه (بین نطنز و کاشان) به فرارگیری این سنگ‌ها در سری آلکان اشاره کرده، ولی این ویژگی را ناشی از ظهور اپیدوت‌های غنی از کلسیم و آهن در آن‌ها قلمداد می‌کند. به اعتقاد وی سنگ‌های آتشفشانی تتماج، حسن آباد، کوه‌های شمال ابیانه و کوه‌های بین زنجاب را نمی‌توان آلکان در نظر گرفت. به اعتقاد بربریان و همکاران (Berberian et al. 1982) مجموعه سنگ‌های آذرین مذکور در امتداد یک قوس ماگمایی از نوع آندی با ویژگی‌های کالک‌آلکان به وجود آمده‌اند. بربریان و بربریان (Berberian & Berberian 1981) آندزیت‌های پالئوژن ناحیه نطنز را در ارتباط با ماگماتیسیم جزایر قوسی می‌دانند. امامی (۱۳۷۹) دلیل فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن در بخش‌های مختلف ایران را به فاز کششی سراسری مهمی نسبت داده که به دنبال فاز فشاری کرتاسه پایانی روی داده است. معین‌وزیری (۱۳۸۳) نحوه تشکیل این نوار ماگمایی را با فرورانش پوسته اقیانوسی وسیع نئوتیس به زیر ایران مرکزی در زمان مزوزوئیک مرتبط می‌داند. به اعتقاد وی شکسته شدن پوسته اقیانوسی در حال فرورانش در

مجموعه آتشفشانی-رسوبی تتماج بخشی از نوار آتشفشانی ارومیه-دختر است که با وسعتی بالغ بر ۶۰ کیلومتر مربع، بین طول‌های جغرافیایی $43^{\circ} 51'$ تا $36^{\circ} 51'$ و عرض‌های جغرافیایی $45^{\circ} 33'$ تا $39^{\circ} 33'$ در استان اصفهان و جنوب شرق شهرستان کاشان قرار دارد (شکل ۱). بر اساس تقسیم‌بندی زون‌های ساختمانی-رسوبی ایران (Stöcklin 1968, Stöcklin & Nabavi 1973) این مجموعه در زون ایران مرکزی واقع شده است. در غرب این زون، نوار ماگمایی ارومیه دختر متشکل از سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک و پیروکلاستیک‌های وابسته به آن قرار دارند که به موازات زون دگرگون شده سندانج-سیرجان رخنمون‌های گسترده‌ای را تشکیل داده‌اند. در داخل این سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی متعدد با سن و ترکیب متفاوت نیز نفوذ نموده‌اند.

در مورد گرایش ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی نوار ارومیه-دختر، نظرات متفاوتی وجود دارد ولی اغلب زمین‌شناسان آن را کالک‌آلکان دانسته‌اند (Jung et al. 1975). عمیدی (Amidi 1975) با این که به سرشت آلکان سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در بخشی از



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه که با توجه به نتایج این پژوهش و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش نطنز (علائی مهابادی و خلعت‌بری جعفری ۱۳۷۷) تهیه شده است.

از سنگ‌های منطقه و تلفیق این اطلاعات با داده‌های پتروگرافی، تلاش بیشتری برای پی بردن به ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه صورت پذیرد.

موقعیت زمین شناسی منطقه

مجموعه آتشفشانی-رسوبی تماغ واقع در ۲۵ کیلومتری جنوب شرق کاشان، بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش نطنز

کرتاسه بالایی و توقف لیتوسفر اقیانوسی شکسته شده در داخل گوشته موجب برقراری تعادل حرارتی بین گوشته و لیتوسفر اقیانوسی شده و در پی آزاد سازی آب از سطح لیتوسفر اقیانوسی، گوه گوشته‌ای میزبان آن متحمل ذوب بخشی شده ماگماتیسم شدید دوره‌های بعد از ائوسن را رقم زده است.

با توجه به اختلاف نظرهایی که در مورد سرشت و نحوه تشکیل سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در این بخش از ایران وجود دارد، در مقاله حاضر سعی شده با اتکا به نتایج آنالیز شیمیایی تعداد ۱۴ نمونه

آذرآواری و ۳۰٪ سنگ رسوبی تشکیل شده‌اند. در زیر به تشریح بخش‌های اصلی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی تتماج می‌پردازیم. سنگ‌های آتشفشانی- این سنگ‌ها بیشتر به صورت توده‌ای ولی گاهی به صورت بین لایه‌ای به ضخامت حدود ۲ تا ۵ متر در بین سنگ‌های رسوبی و آذرآواری قرار گرفته‌اند. مطالعات میکروسکوپی نشان داد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه تتماج شامل آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت هستند. بافت آن‌ها میکروولیتی پرفیریک، حفره‌ای و بادامکی است. اندازه حفرات در گدازه‌های مافیک از ۲ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر متغیر است. گاه در همبری روانه‌های گدازه با سنگ‌های آذرآواری و یا رسوبات آهکی، رگه‌هایی از کلسیت و کوارتز نفوذ کرده است. فنوکریست‌ها از ۱۵ تا ۳۵ درصد حجم سنگ را به شرح زیر تشکیل می‌دهند:

(۱) پلاژیوکلاز: این کانی حدود ۸۰٪ از کل فنوکریست‌های سنگ را شامل می‌شود. پلاژیوکلازها اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دارند و ماکل پلی‌سنتیک نشان می‌دهند. در برخی از پلاژیوکلازها زونینگ نیز مشاهده می‌شود. در جریان دگرسانی این کانی به آلبیت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت و کلریت تبدیل شده است (شکل ۲A).

پلاژیوکلازهای موجود در روانه‌های مافیک منطقه تتماج دارای بافت غربالی (شکل ۲C) هستند. با این‌که برخی از محققین ظهور این بافت را به فرآیند اختلاط ماگمایی نسبت می‌دهند (Gutman 1977, Nelson 1992) اما استوارت و پیرس (Stewart & Pearce 2004) معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا باعث پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. چرا که بعضی از قسمت‌های پلاژیوکلاز به طور بخشی ذوب می‌شود و محصولات ناشی از ذوب پلاژیوکلاز در داخل بلور شروع به تبلور می‌نمایند. بر حسب این‌که نرخ کاهش دما سریع یا آهسته باشد، این محصولات به صورت شیشه یا پلاژیوکلاز جدید در داخل پلاژیوکلاز اولیه تبلور می‌شوند و باعث ظهور بافت غربالی در پلاژیوکلازها می‌شوند.

(۲) کانی‌های مافیک به دو صورت کلینوپیروکسن (اوژیت) و آمفیبول (از نوع منیزوهورنبلند بر اساس آنالیز XRD) در نمونه‌ها حضور دارند و حدود ۱۰٪ از فنوکریست‌های سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. این کانی‌ها به صورت نیمه شکل‌دار هستند و در نمونه‌های آلتزه شده توسط اکتینولیت، همتیت و کلریت جانشین شده‌اند. به طوری که در برخی قسمت‌ها فقط قالبی از آن‌ها به جای مانده است (شکل ۲B).

زمینه دانه ریز حدود ۷۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده است که در این میان میکروولیت‌های پلاژیوکلاز بیشترین فراوانی را دارند. در فضای بین میکروولیت‌ها کانی‌های اوژیت، آپاتیت و اپاک واقع شده‌اند. سریسیت، کلریت، اپیدوت به همراه کلسیت، کوارتز و

(علایی مهابادی و خلعت بری جعفری ۱۳۷۷) را تشکیل داده است. در نقشه مذکور سنگ‌های منطقه تحت عنوان آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت بازالتی، داسیت-آندزیت، ایگنیمبریت ریولیتی، ایگنیمبریت تراکیتی، ایگنیمبریت داسیتی-ریولیتی معرفی شده‌اند. قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در این چهارگوش که به پرکامبرین منسوب می‌شود، به صورت مجموعه‌ای متناوب از شیل و ماسه‌سنگ (سازند مراد)، با کنتاکت گسلی در زیر تناوبی از سنگ‌های دولومیتی و دیابازی (سازند ریزو) رخمون دارند. این مجموعه در جنوب شرقی تتماج واقع شده است. واحدهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک به صورت متانندزیت، متابازالت، شیسیت (سازند نیور)، شیل، کنگلومرا، ماسه سنگ، دولومیت و سنگ آهک در بخش جنوب و جنوب شرقی چهارگوش قابل مشاهده‌اند و سنگ‌های سنوزوئیک نیز در قالب سنگ‌های آتشفشانی، ماسه سنگ، تراورتن و سنگ آهک در قسمت‌های شمال، مرکز و جنوب شرقی رخمون‌های گسترده‌ای را تشکیل داده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه بخشی از واحدهای سنوزوئیک هستند که در شمال تتماج، در اثر نفوذ یک توده گابرویی تا کوارتز دیوریتی به سن پس از الیگوسن، متحمل دگرگونی مجاورتی شده و به هورنفلس تبدیل شده‌اند (Pourhosseini 1981). سنگ‌های آتشفشانی مذکور توسط گسل نطنز از سنگ‌های گابرویی منطقه جدا شده‌اند. واحدهای جوان‌تر در این چهارگوش، شامل رسوبات کواترنر می‌باشد که به صورت تپه‌های ماسه‌ای و آبرفت‌های رودخانه‌ای رخمون پیدا کرده‌اند.

روش مطالعه

مطالعه مجموعه آتشفشانی-رسوبی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرایی از محدوده مورد نظر با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی و ویژگی‌های فیزیکی نظیر رنگ و اندازه ذرات، تعداد ۱۵۰ نمونه برداشت شد. شناسایی مشخصه‌های اصلی سنگ‌شناسی شامل خصوصیات بافتی و ترکیب کانی‌شناسی با تکیه بر روش‌های پتروگرافی و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان صورت گرفت. سپس تعداد ۱۵ نمونه از سنگ‌های سالم و کمتر دگرسان شده جهت تجزیه شیمیایی با دستگاه XRF انتخاب گردید و به دانشگاه ناروتو ژاپن ارسال شد. همچنین مقادیر عناصر نادر خاکی ۵ نمونه از سنگ‌های مافیک منطقه نیز در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا به روش ICP اندازه‌گیری شد که نتایج این پژوهش در مقاله حاضر ارائه شده است.

روابط صحرایی و پتروگرافی

سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی الیگوسن در منطقه تتماج ضخامتی بالغ بر ۷۰۰ متر دارند. این سنگ‌ها از حدود ۵۰٪ گدازه، ۲۰٪ سنگ

سنگ‌های رسوبی- سنگ‌های رسوبی منطقه تتماج به رنگ قهوه‌ای روشن دیده می‌شوند. این سنگ‌ها به صورت توده‌ای و یا لایه‌هایی به ضخامت متوسط ۳۰ سانتی‌متر در بین سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند. شیب طبقات رسوبی در حدود ۷۰ درجه به سمت شمال شرق می‌باشد. گاهی در این سنگ‌ها لایه بندی ظریفی دیده می‌شود که این امر می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل این سنگ‌ها در یک محیط زیردریایی آرام باشد.

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بایوکلاستیک پکستون، بایوکلاستیک باندستون و بایوکلاستیک گرینستون هستند. فسیل‌های موجود در سنگ‌های آهکی شامل انواع زیر است که طبق نظر لوبلیش و تاپان (Loeblich & Tappan 1988) متعلق به الیگوسن بوده و در یک محیط زیردریایی نزدیک به ساحل می‌زیسته‌اند:

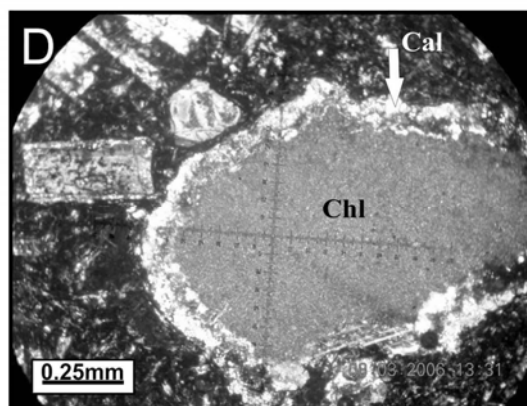
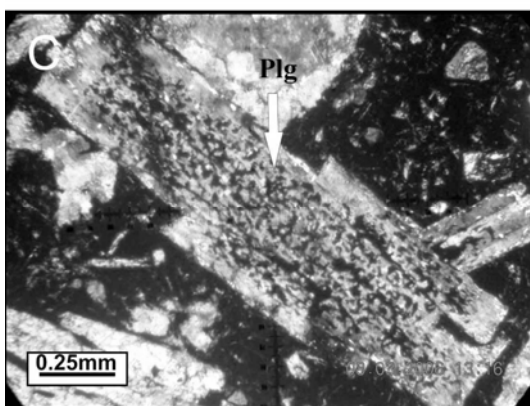
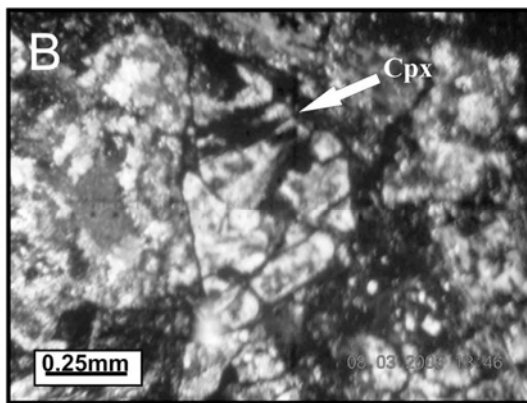
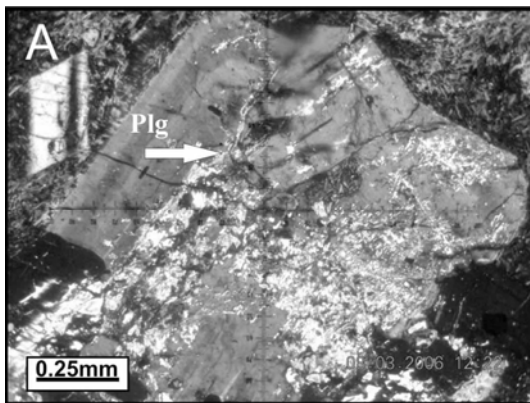
Operculina complanata
Eulepidina dilate
pellatispira sp.
haplophragmium slingeri
victoriella sp.
Astrigerina sp.
Coral bryozoa Gastropoda.
Heterostegina sp.

Rotalia viennoti
Planorbulina sp.
Neoalveolina sp.
Pyrgo sp.
Astrigerina sp.
Echinoid spine.
Nummulites sp.
Amphistegina sp.

هماتیت رگه‌ها و حفرات را پر کرده‌اند. وجود ساخت حفره‌ای در آندزیت، آندزی بازالت و بازالت‌های منطقه تتماج نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای مقدار قابل توجهی سیال بوده است (Philpotts 1990). در برخی قسمت‌ها این حفرات توسط کانی‌های ثانوی پر شده و ساخت بادامکی در سنگ‌ها ایجاد شده است.

سنگ‌های آتشفشانی گاه به وسیله دایک‌هایی با ترکیب دلریتی قطع شده‌اند. دایک‌ها در نمونه دستی با رنگ سبز تیره مشخص می‌شوند و به وفور حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشند.

سنگ‌های آذرآواری- سنگ‌های آذرآواری منطقه تتماج بر اساس رده‌بندی فیشر و اشمینک (Fisher & Schmincke 1984) در رده کریستال-لیتیک توف، لاپیلی توف و آگلومرا قرار می‌گیرند. کریستال-لیتیک توف‌ها عمدتاً دارای ترکیب آندزیتی، آندزیت بازالتی و در برخی موارد ماسه‌ای هستند. خرده سنگ‌های سازنده این سنگ‌ها از جنس آتشفشانی با بافت میکرولیتی و هیالوپرفیریک حفره‌دار هستند. از دیگر اجزاء تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌توان به بلورهای پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن اشاره کرد. کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت، هماتیت و کوارتز به صورت پزودومورف جانشین کانی‌های اصلی سنگ شده‌اند. اندازه قطعات سنگی در توف‌ها کمتر از ۲ میلی‌متر و در آگلومراها گاه به ۱۵ سانتی‌متر می‌رسد.



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های منطقه تتماج. A: پلاژیوکلاز (Plg) در حال تجزیه به اپیدوت. B: کلینوپیروکسن (Cpx) تجزیه شده به کلریت و هماتیت. C: بافت غربالی در پلاژیوکلاز. D: بافت آمیگدالوئیدال در آندزیت که حفرات توسط کلریت (Chl) و کلسیت (Cal) پر شده‌اند.

موجب تمرکز آلومینیم در مذاب باقی‌مانده شده و باعث تبلور پلاژیوکلاز در فشارهای کمتر می‌شود. مقدار CaO نمونه‌ها با افزایش SiO_2 کم و بیش کاهش می‌یابد که این امر می‌تواند مرتبط با تحول ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک در حین تبلور بخشی ماگما باشد. به هر حال ارتباط ضعیف CaO در مقابل SiO_2 احتمالاً می‌تواند ناشی از آلییتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز باشد (Morata & Aguirre 2003).

به طور کلی ماگماهای اولیه‌ای که در تعادل با کانی‌شناسی شاخص گوشته فوقانی (الیوین+رتوپیروکسن+گارت+اسپینل) قرار دارند، باید دارای مقادیر Mg# یا عدد منیزیم بالا (>0.7) Ni بالا ($<1400 \text{ ppm}$)، Cr زیاد ($<1000 \text{ ppm}$) و مقدار SiO_2 کمتر از ۵۰٪ باشند (Glenn 2004). معذالک اگر ماگمای بازیک به جای مشتق شدن از یک گوشته عادی از مناطق منشأ متاسوماتیره مشتق شده باشند، این معیارها دیگر کاربرد نخواهند داشت (Wilson 1989). همچنین به تناسب افزایش تحولات ماگمایی از میزان Mg# آن‌ها کاسته می‌شود. ماگمای سازنده نمونه‌های مورد آنالیز با داشتن مقدار Mg# میانگین ۰/۳، میزان میانگین کرم ۱۰۰ و مقدار میانگین نیکل ۴۹، جزء ماگماهای اولیه در تعادل با گوشته فوقانی قرار نمی‌گیرند و لذا یا پس از تشکیل در گوشته عادی متحمل تحولات ماگمایی شده‌اند و یا این که ماگماهایی هستند که از گوشته متاسوماتیزه مشتق شده‌اند.

با استناد به شکل ۵ و جدول ۱ مقدار Zr در سنگ‌های مورد مطالعه دامنه وسیعی (بین ۴۵ تا ۱۶۷) را به خود اختصاص داده است که از این لحاظ به سنگ‌های سری کالک‌آلکانل شباهت دارد. شکل ۶، تغییرات نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb در سنگ‌های آتشفشانی تتماج را نشان می‌دهد. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود با استفاده از روند غنی‌شدگی نسبت‌های Ta/Yb و Th/Yb می‌توان به محیط تکتونیکی حاکم در منطقه پی‌برد. در این شکل خطوط منقطع محدوده سنگ‌های شوشونیتی، کالک‌آلکانل و تولئیتی را از هم جدا می‌کنند. قلمرو سنگ‌های جزایر قوسی اقیانوسی و حاشیه فعال قاره (ACM) در روی نمودار مشخص شده است. نوار باریک محدوده ترکیبات مختلف گوشته را نشان می‌دهد و پیکان‌ها به ترتیب از پایین به بالا معرف روند غنی‌شدگی گدازه‌های مناطق فرورانش (Subduction Enrichment)، روند تغییر ترکیب گدازه‌ها تحت تأثیر فرایندهای اختلاط ماگمایی و تفریق (FC)، روند تغییر ترکیب گدازه‌ها تحت تأثیر فرایندهای اختلاط ماگمایی، تفریق و آلودگی (AFC) می‌باشد. چنانچه مشاهده می‌شود نسبت Ta/Yb در سنگ‌های مذکور تقریباً ثابت (۰/۳ تا ۱/۹) است در حالی که نسبت Th/Yb آن‌ها بین ۲/۳ تا ۸/۹ تغییر می‌کند. به عبارتی دیگر نحوه قرارگیری نمونه‌ها بر روی نمودار شکل ۶ خطی و به موازات

از سنگ‌های رسوبی دیگر موجود در منطقه تتماج می‌توان به ماسه‌سنگ با جورشدگی ضعیف اشاره کرد. این سنگ‌ها در طبقه‌بندی فولک (Folk 1980) در دسته ساب لیتارنایت‌ها قرار می‌گیرند و گردشگری ضعیف دارند. ماسه‌سنگ‌های منطقه تتماج در برخی نقاط به صورت متناوب با سنگ‌های آهکی و یا طبقات پیروکلاستیک رخنمون دارند و در ماتریکس آن‌ها بلورهای کوچک کلسیت به چشم می‌خورد. این سنگ‌ها فاقد بلوغ بافتی و کانی‌شناسی هستند که این نکته حاکی از حمل اندک مواد سازنده سنگ‌ها از محل منشاء و به عبارتی نشانه نزدیکی سنگ منشاء رسوبات به حوضه رسوبگذاری است.

ژئوشیمی گدازه‌ها

با توجه به دگرسانی نسبتاً گسترده سنگ‌های آتشفشانی منطقه و ظهور قابل ملاحظه کانی‌های هیدروترمال اپیدوت، کلریت، کلسیت و هماتیت در آن‌ها، در این بخش سعی شده تا برای بررسی خصوصیات اولیه سنگ‌های آتشفشانی منطقه، مطالعات ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده متمرکز شود و در عین حال در تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی بیشتر بر روی خصوصیات عناصری تکیه نمائیم که در محیط‌های دگرسانی هیدروترمال نسبتاً کم تحرک و غیرفعال باقی می‌مانند.

نتایج تجزیه شیمیایی ۱۴ نمونه از انواع مختلف سنگ‌های آتشفشانی تتماج در جدول ۱ ارائه شده است. درصد SiO_2 این سنگ‌ها بین ۴۳ تا ۶۲ درصد متغیر است و در نمودار تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 (شکل ۳) در محدوده آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت قرار می‌گیرند. دامنه تغییرات K_2O این سنگ‌ها نسبتاً وسیع (۷۵/۰ تا ۰/۷۵٪ wt) است، به طوری که نمونه‌های مورد بررسی در گروه‌های مختلف سنگ‌های کم پتاسیم، با پتاسیم متوسط و پر پتاسیم قرار می‌گیرند. تنوع و پراکندگی نمونه‌ها از لحاظ مقدار K_2O می‌تواند ناشی از تحرک‌پذیری عنصر پتاسیم در حین فرایند دگرسانی سنگ‌های منطقه باشد.

در شکل ۴ تغییرات بعضی عناصر اصلی در مقابل SiO_2 برای سنگ‌های منطقه تتماج نمایش داده شده است. مقادیر FeO ، TiO_2 و MgO با افزایش SiO_2 روند نزولی نشان می‌دهند که این امر می‌تواند نشانه تبلور بخشی کانی‌کلینوپیرکسن در طی تبلور ماگما باشد (Gourgaud & Vincent 2003). در این سنگ‌ها دو ویژگی شیمیایی قابل توجه مشاهده می‌شود: ۱- مقدار Al_2O_3 نمونه‌ها بالا و در حدود ۱۶ درصد است، ۲- عدد $(\text{Mg}\# = (\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})))$ این سنگ‌ها پایین و حدود ۰/۳ می‌باشد. مقدار Al_2O_3 بالا در بازالت‌ها نشان دهنده تبلور کانی‌های مافیک از مذاب اولیه سازنده آن‌ها در فشارهای نسبتاً بالا است (Yoder & Tilley 1962, Gust & Perfit 1987) که این امر

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های بازیک تتماج. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm گزارش شده‌اند.

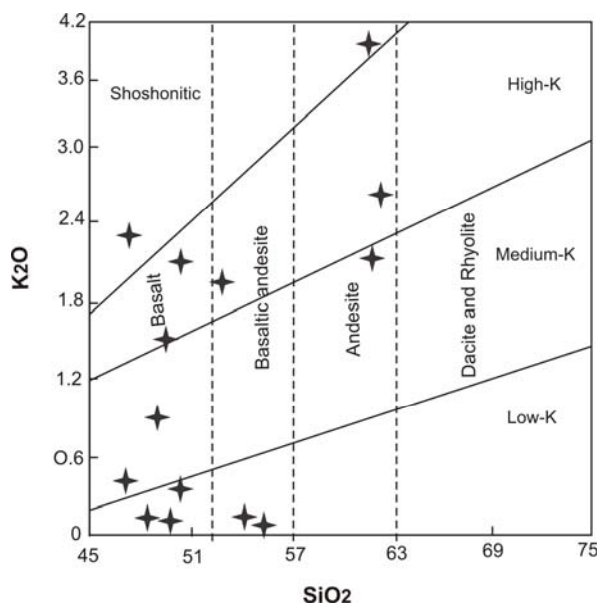
شماره نمونه	ITA	76TA	39TA	23TA	49TA	3TA	82TA	58TA	24TA	15TA	83TA	77TA	150TA	80TA
نام سنگ	An-Ba	An	An- Ba	Ba	Ba	An	An-Ba	Ba	Ba	An-Ba	An-Ba	An-Ba	Ba	An-Ba
SiO ₂	48.7	62.2	60.57	43.54	48.8	61.4	47.1	53.94	49.7	49.79	55.51	52.42	47.4	47.53
TiO ₂	0.94	0.6	1.07	1.21	1.14	0.79	1.13	0.89	1.1	0.78	0.73	1.28	1.28	0.95
Al ₂ O ₃	15.8	15.9	14.95	18.62	19.02	16	17.28	14.04	18.48	17.35	13.01	15.13	15.4	15.97
Fe ₂ O ₃	10.9	5.89	8.22	13.22	8.55	6.45	11.87	8.15	10.17	8.69	8.41	9.89	9.7	11.06
FeO	9.79	5.30	7.40	11.90	7.69	5.80	10.68	7.33	9.15	7.82	7.57	8.90	8.73	9.95
MgO	4.04	1.21	2.76	6.62	1.56	2.07	6.76	1.95	3.56	6.08	0.33	3.17	5.85	4.2
CaO	9.65	7.75	1.78	11.92	10.37	4.77	3.65	7.97	8.51	6.42	16.23	5.52	7.41	10.15
Na ₂ O	3.84	1.16	4.61	2.14	3.35	3.72	4.31	7.18	6.15	4.78	0.01	5.92	3.44	3.74
K ₂ O	0.13	3.78	1.95	0.38	1.23	2.28	2.03	0.07	1.82	0.39	0.04	1.67	0.75	0.14
LOI	5.69	1.16	3.65	2.15	5.64	2.27	5.35	5.43	1.55	7.46	5.47	4.42	7.23	5.89
Total	100	100	100	100	100	100	99.86	100	101.6	102	99.99	99.99	99	100
Cr	79.3	-	-	7	52	-	65.6	198.8	41.5	149.5	32.4	-	234	84.6
Nb	1.74	5.63	7	2.53	2.73	8.57	4.21	5.84	7.11	1.2	2.66	8.52	8.91	2.25
Ni	38.5	-	-	10.1	8.2	-	19.2	38.7	18.2	61.3	-	-	75.2	38.3
Pb	36.2	13.4	10.3	4.7	8.8	15.7	14.3	6.9	0.2	36.5	25.2	1.5	25.8	38.8
Rb	6.3	96.1	41.7	9.2	57	53.7	87.8	3.6	40	10.7	3.3	26.7	15.2	6
Sr	396	168	198.4	374	358.9	314	473.1	199.9	124.7	536.2	246.7	184	769	426.4
Th	0.92	5.88	3.76	1.78	0.7	4.63	-	3.19	3.87	0.84	1.19	5.86	3.09	1.26
Y	15.4	24.3	21.5	14	18.8	23.4	21	18.3	20.1	16.8	15.1	24.6	17.8	15.7
Zr	48.2	122	143.2	47.8	53.9	167	72.7	88.6	109.7	59.4	45	161.6	121	51.4
Ba	70.1	447	359.2	109.8	824.6	401	374.9	63.2	339.2	143.9	51.1	185.9	262	65.9
La	5.2	17.3	8.1	6.7	6.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	7.8	18.3	16.1	7.8	9.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	2.3	4.51	4.7	2.08	2.74	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eu	0.8	1.44	1.46	0.68	0.99	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.41	0.84	0.77	0.32	0.49	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	2.89	5.55	5.06	2.19	3.31	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0.25	0.5	0.43	0.18	0.27	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	222	130	71	420	309	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.59	3.08	2.69	1.04	1.77	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	0.2	0.8	0.6	0.2	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La/Sm	2.26	3.84	1.723	3.221	2.482	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm/Yb	1.45	1.46	1.747	2	1.548	-	-	-	-	-	-	-	-	-

علائم : An = آندزیت، Ba = بازالت، An-Ba = آندزیت بازالتی

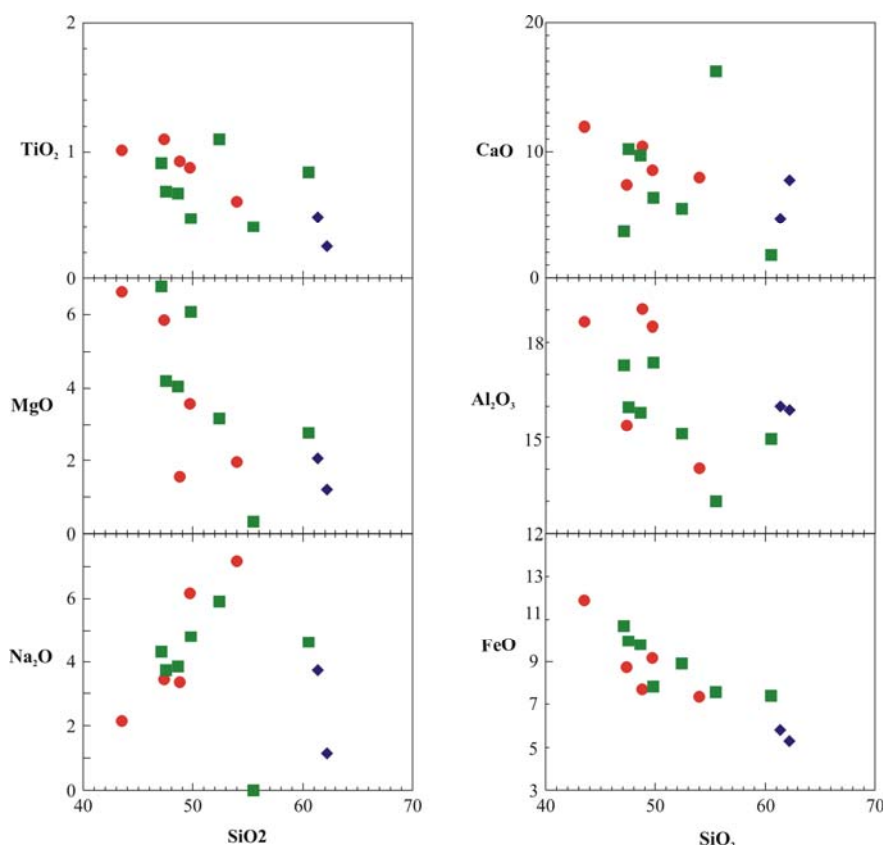
سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در محدوده کمان‌های ماگمایی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۷). با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی و همچنین با در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی سنگ‌های آتشفشانی تتماج، به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با

روند غنی‌شدگی گدازه‌های مناطق فرورانش است. بنا بر این می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آتشفشانی تتماج از لحاظ ژئوشیمیایی به سنگ‌های سری کالک‌آلکانل محیط‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای (Muller & Groves 1997). در نمودارهای (Pearce 1983) شباهت دارند.

ماگماتیسم ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ورقه ایران مرکزی در ارتباط بوده و در یک محیط کمان ماگمایی (magmatic arc) تشکیل شده‌اند. برای تمایز کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر قوسی، از نمودار (Pearce 1983) استفاده شده است. با توجه به شکل ۸ به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای بوده است. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی می‌توان استفاده کرد (Pearce & Norry 1979). به این صورت که اگر در گدازه‌ها نسبت $Zr/Y > 3$ باشد متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای هستند و اگر در آن‌ها $Zr/Y < 3$ باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه دارای نسبت $Zr/Y > 3$ هستند و در گروه قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرد. بنابراین محیط تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه را می‌توان جزء محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای (active continental margin) به شمار آورد.



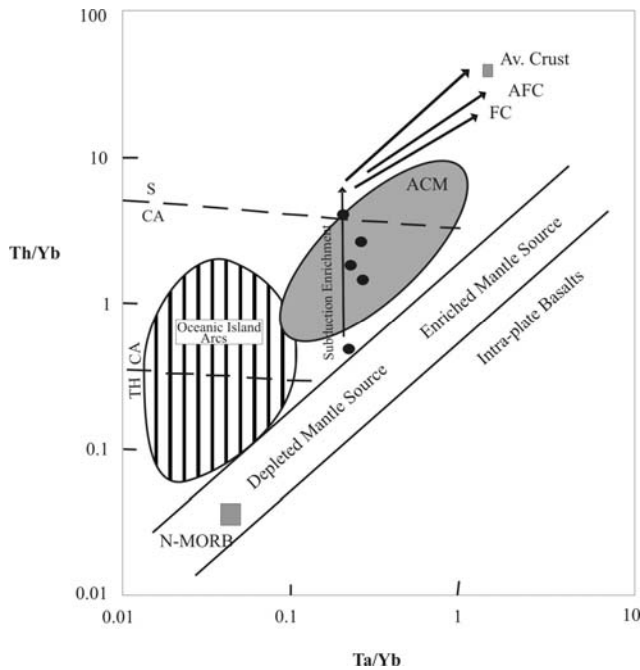
شکل ۳- دیاگرام K_2O در مقابل SiO_2 (LeMaitre, 2002). که سنگ‌ها در محدوده‌های بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت و پتاسیم بالا، متوسط و پایین قرار می‌گیرند.



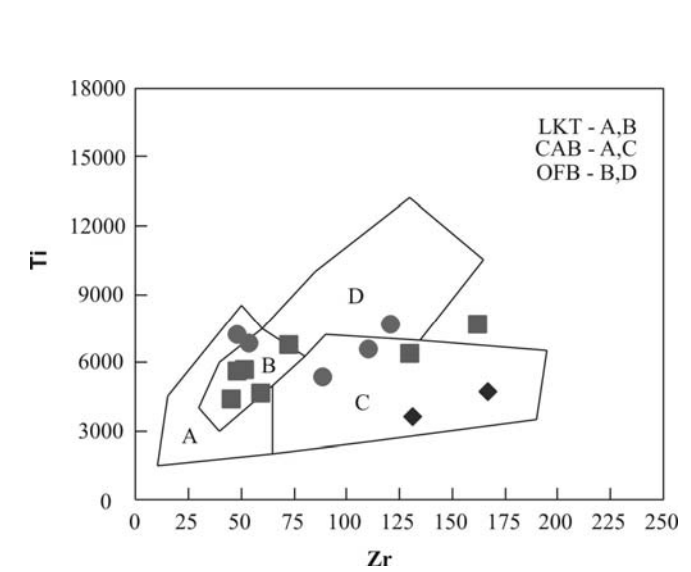
شکل ۴- روند تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 . علامت دایره بازالت، مربع آندزیت بازالتی و لوزی آندزیت را نشان می‌دهد.

کمیاب Lu, Yb, Y, Dy, Th, Eu, Sm, Zr در نمونه‌ها تقریباً مشابه با فراوانی این عناصر در E-MORB است و در عین حال عناصر کمیاب دارای پتانسیل یونی پایین (LILE) پراکندگی بیشتری نسبت به عناصر

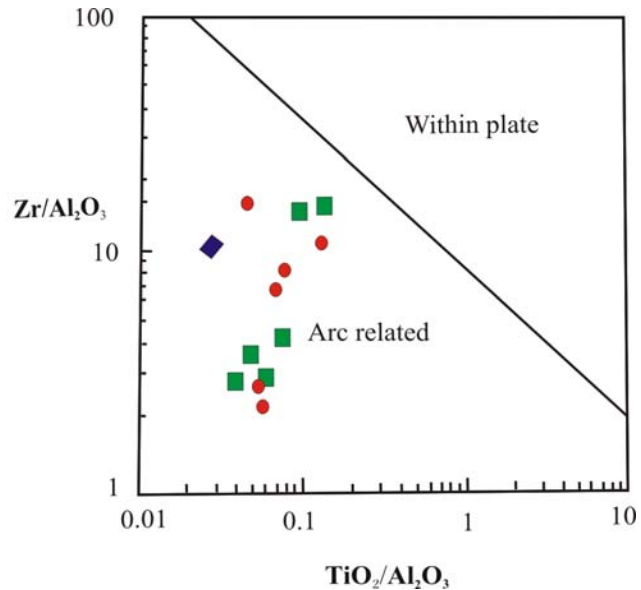
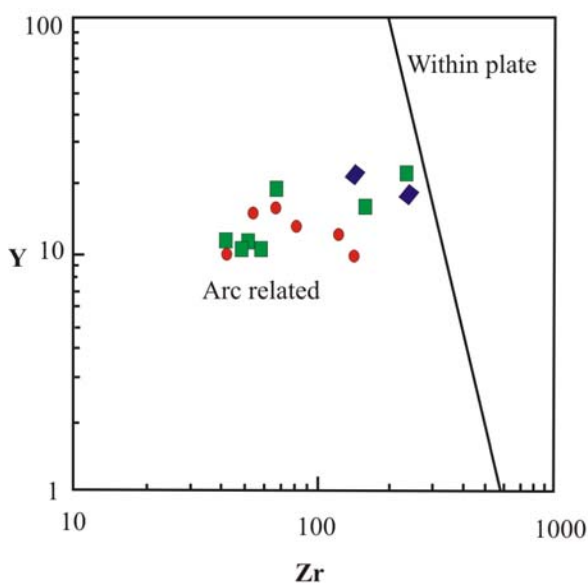
در شکل ۹ ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی تماغ نسبت به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی غنی‌شده (E-MORB) نرمالیز شده است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود فراوانی عناصر



شکل ۶- دیگرام Ta/Yb در مقابل Th/Yb برای سنگ‌های آتشفشانی متمایز (Pearce 1983). پراکندگی نمونه‌ها از الگوی مناطق فرورانش پیروی می‌کنند.



شکل ۵- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی متمایز بر روی نمودار پیرس و کان (Pearce & Cann 1973). A: محدوده تولیت‌های جزایر قوسی، C: محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای و B: محدوده MORB، تولیت‌های جزایر قوسی و بازالت‌های کالک آلکان است. علائم مشابه شکل ۴ است.

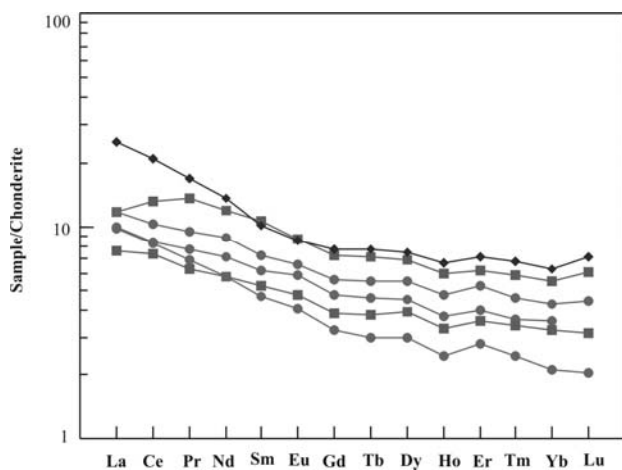


شکل ۷- تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی متمایز (Muller & Groves 1997). علائم مشابه شکل ۴ است.

است، می‌تواند نشان دهنده شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش باشد. چرا که در مناطق فرورانش سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی‌اند، در گوه گوشته‌ای افزایش می‌یابد (Borg *et al.* 1997). آنومالی مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Kamber *et al.* 2002).

با پتانسیل یونی بالا (HFSE) نشان می‌دهند. این پراکندگی به علت تحرک نسبتاً زیاد عناصر LILE در طول آلتراسیون است (Morata & Aguirre 2003). روند تغییرات عناصر کمیاب در سنگ‌های مختلف کم و بیش موازی است که این امر دلالت بر هم منشأ بودن آن‌ها دارد. آنومالی منفی عناصر Ti (به غیر از بازالت‌ها)، P، Nb و Rb که منجر به ظهور الگوی زیگزاگ در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها شده

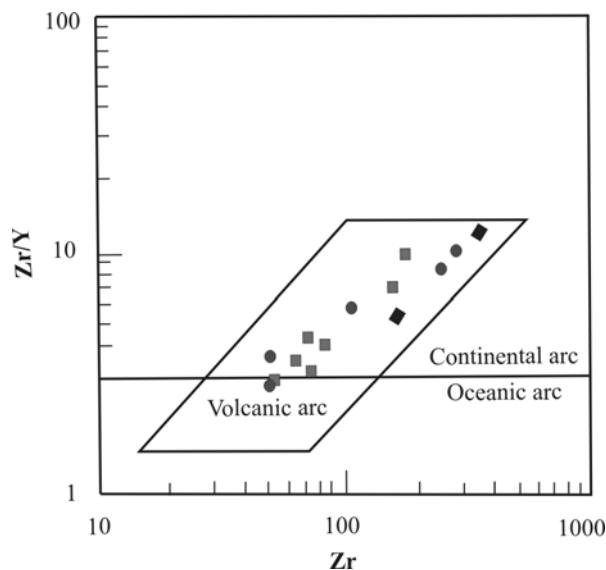
در شکل ۱۰ فراونی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها، نسبت به کندریت نرمالیز (Nakamura 1977) شده است. چنانچه در این شکل ملاحظه می‌شود الگوهای یکنواخت غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (از La تا Sm) در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) در نمونه‌ها به چشم می‌خورد به طوری که عناصر نادر خاکی سبک (LREE) حدود ۹ تا ۶۰ برابر مقدار کندریتی هستند در حالی که عناصر HREE حدود ۴ تا ۸ برابر کندریت می‌باشند. غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE و مقدار کم TiO_2 ، Zr و Nb، وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های کالک‌آلکان نشان می‌دهند (Machado *et al.* 2005). عنصر Eu در بازالت‌های منطقه آنومالی منفی و در آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی آنومالی مثبت نشان می‌دهد که این امر احتمالاً مربوط به تجمع پلاژیوکلاز در آندزیت‌ها در حین تحولات ماگمایی می‌باشد (McKenzie & O'Nions 1991).



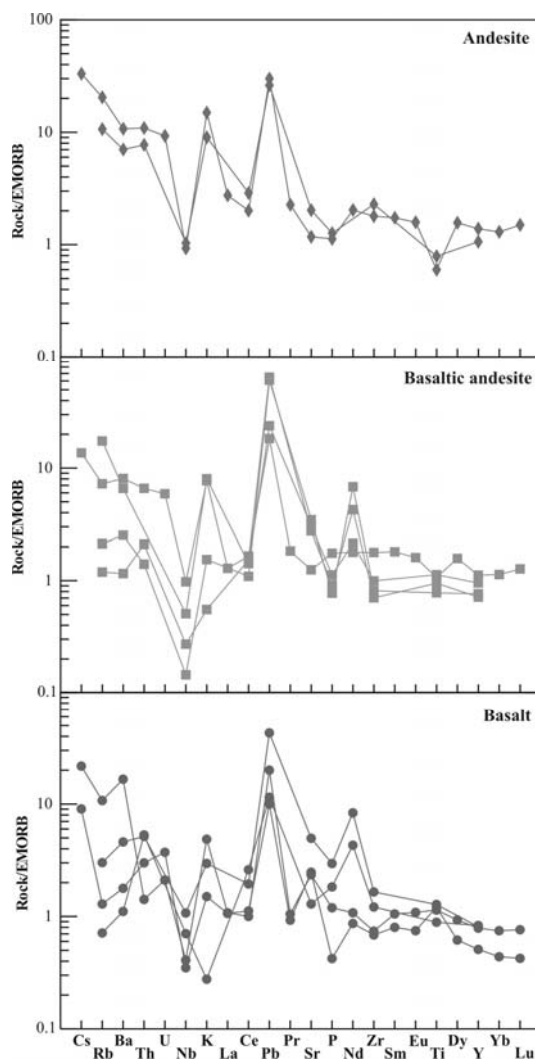
شکل ۱۰- الگوی نرمالیزه شده عناصر نادر خاکی سنگ‌های بازالت تتماج نسبت به کندریت (Nakamura 1977). علائم مشابه شکل ۴ است.

منشأ احتمالی ماگما

ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آتشفشانی در مناطق فرورانش معمولاً از گوه گوشته‌ای، سیالات و مذاب‌های آبدار مشتق از پوسته اقیانوسی فرورو منشأ می‌گیرند (Pearce & Peate ۱۹۹۵). ماگماهایی که از گوه گوشته‌ای نشأت گرفته‌اند معمولاً دارای K_2O بالا و MgO پایین هستند (Middlemost 1986). نسبت بالای Ba/Th اشاره به تأثیر رسوبات در ژنز ماگما دارد (Morata & Aguirre 2003). در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه میزان K_2O در طیف گسترده‌ای نوسان دارد ولی نسبت Ba/Th در نمونه‌ها بالا است. Ba عنصری ناسازگار و متحرک است که مقدار آن در پوسته قاره‌ای و رسوبات زیاد می‌باشد (Rollinson 1998). هنگامی که پوشش رسوبی روی پوسته اقیانوسی فرورانده می‌شود عناصر Sr و Ba توسط سیالات مشتق شده از رسوبات آبدار و پوسته اقیانوسی به گوه گوشته‌ای منتقل شده و تولید



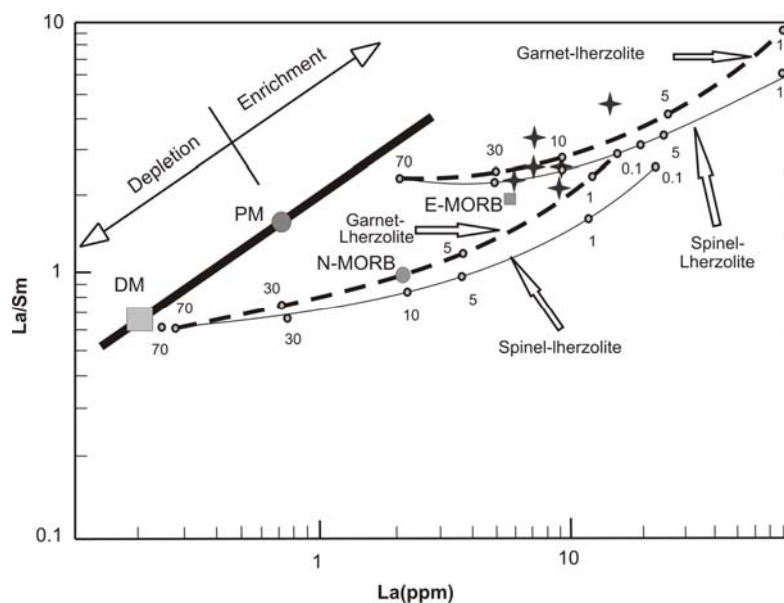
شکل ۸- محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس تغییرات Zr در برابر Zr/Y (Pearce 1983). علائم مشابه شکل ۴ است.



شکل ۹- نمودار عنکبوتی سنگ‌های مافیک تتماج، بهنجار شده نسبت به E-MORB (Sun & McDonough 1989).

دو شاخه مختلف گوشته غنی شده (Enriched mantle) و گوشته تهی شده (Depleted mantle) تعقیب نمود. به عبارت دیگر از مقایسه ترکیب گدازه‌ها با ترکیب مذاب‌های منشأ گرفته از ذوب لرزولیت‌های اسپینل یا گارنت‌دار، می‌توان به درجه ذوب بخشی و ماهیت گوشته منشأ آن‌ها پی‌برد. نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm همگی ترکیبی مشابه با مذاب‌های مشتق شده از گوشته غنی شده را دارند و بر روی روند منطبق با حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد ذوب بخشی لرزولیت قرار می‌گیرند. بنابراین به نظر می‌رسد که گدازه‌های منطقه تتماج از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که در اثر تماس با سیالات مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی شده است منشأ گرفته باشند.

ماگماهایی با Ba و Sr بالا می‌کند (Morata & Aguirre 2003). شکل ۱۱، نشان‌دهنده تغییرات نسبت La/Sm در برابر La در سنگ‌های آتشفشانی تتماج است. در این شکل خطوط ممتد باریک نشان‌دهنده روند تغییر ترکیب مذاب‌هایی است که با درجات مختلف ذوب بخشی از لرزولیت اسپینل‌دار مشتق شده‌اند و خطوط منقطع بیانگر مذاب‌هایی است که از ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار نشأت گرفته‌اند. اعداد روی خطوط معرف درجه ذوب بخشی می‌باشند. در روی خط ضخیم، محدوده گوشته اولیه، تهی شده و غنی شده مشخص شده است. چنانچه در این شکل مشاهده می‌شود با فرض لرزولیتی بودن ترکیب گوشته، می‌توان روند تغییرات ترکیب مذاب‌های مشتق از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته را در



شکل ۱۱- نمودار تغییرات La/Sm در مقابل La (Aldanmaz et al. 2000) برای سنگ‌های بازیک منطقه تتماج.

P, Nb و Rb دارای آنومالی منفی هستند ولی Pb و K آنومالی مثبت نشان می‌دهد. این شواهد از مشخصات سنگ‌های ماگمایی مناطق فرورانش است (Pearce 1983).

نرمالیز کردن عناصر نادر حاکی نمونه‌ها نسبت به کندریت نشان دهنده غنی‌شدگی یکنواخت نمونه‌ها از عناصر نادر حاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر نادر حاکی سنگین (HREE) است. غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و بالا بودن میزان Ba و Sr در سنگ‌های منطقه می‌تواند حاکی از حضور گارنت در رستیت و فقدان یا کمبود پلاژیوکلاز در رستیت باشد.

مطالعه ژئوشیمی عناصر کمیاب و نیز موقعیت زمانی و مکانی سنگ‌های بازیک منطقه تتماج حاکی از آن است که سنگ‌های مذکور با ماگماتیسم ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی مطابقت می‌نماید. به نظر می‌رسد که گدازه‌های منطقه

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی مجموعه آتشفشانی-رسوبی تتماج مشتمل بر بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت هستند که به طور متناوب با سنگ‌های آذرآواری و رسوبی رخنمون دارند. مطالعات فسیل‌شناسی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها متعلق به الیگوسن و مربوط به یک محیط زیردریایی نزدیک به ساحل می‌باشند.

بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، سنگ‌های آتشفشانی تتماج جزء سری کالک آلکان محسوب می‌شوند. نسبت Zr/Y نشان می‌دهد که سنگ‌های مذکور مربوط به قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای می‌باشند. پایین بودن مقدار عدد Mg# در نمونه‌ها نشانه نقش فرآیندهای تحول ماگمایی در شکل‌گیری گدازه‌های این ناحیه است. در دیاگرام عناصر کمیاب نرمالیزه شده نسبت به پشته‌های میان اقیانوسی غنی شده (E-MORB)، عناصر Ti (به غیر از بازالت‌ها)،

تتماج از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که در اثر تماس سیالات مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی شده اند، منشأ گرفته باشند.

معاونت قدردانی می‌گردد.

قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "زمین‌شناسی و پترولوژی

منابع:

- امامی م.ه. ۱۳۷۹: ماگماتیسیم در ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. تهران.
- علائی‌مهابادی س.، خلعت‌بری جعفری م. ۱۳۷۷: نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش نطنز. سازمان زمین‌شناسی کشور. سری ۶۴۵۷.
- معین‌وزیری ح. ۱۳۸۳: چند نقطه عطف در تاریخچه تکتونوماگمایی ایران. فصلنامه علوم زمین. ۴۹-۵۰.
- مهدوی زفرقندی م. ۱۳۵۷: مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه شمال ایبانه، بین کاشان و نطنز. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد. دانشگاه تهران، دانشکده علوم.
- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. 2000: Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *J. Volcan. Geo. Res.* **102**: 67-95.
- Amidi S.M. 1975: Contribution a l etude stratigraphique, petrologique et petrochimique des roches magmatique de la region Natanz-Nain-Surk (Iran central). These univ. Grenoble, France. 316p.
- Berberian F., Berberian M. 1981: Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Delany F.M., Gupta H.K. (Eds.) *Am. Geophys. Union Geodynamics Series*. Pp. 5-32.
- Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M. 1982: Late Cretaceous and Early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *J. Geol. Soc. Lond.* **139**: 605-614.
- Borg L.E., Clyne M.A., Bullen T.D. 1997: The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the Southernmost Cascades, California. *Can. Min.* **35**: 425-452.
- Fisher R.V., Schmincke H.U. 1984: Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin.
- Folk R.L. 1980: Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas: Hemphills, Booksone.
- Glenn A.G. 2004: The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contrib Mineral Petrol.* **147**: 511-527.
- Gust D.A., Perfit MR. 1987: Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian island arc: implications for primary island arc basalts and high-Al basalts. *Contrib Mineral Petrol.* **97**: 7-18.
- Gourgaud A., Vincent P.M. 2003: Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *J. volcan. Geo. Res.* **129**: 261-290.
- Gutman J.T. 1977: Texture and genesis of phenocrysts in basaltic lava from the volcanic field. *Amer. J. Sci.* **277**: 833-861.
- Jung D., Kursten M.O., Tarkian M. 1975: Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger & Rösler (Eds.), *Afar between continental and oceanic rifting*. pp. 182-190. International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems, Bad Bergzabern, April 1974, Vol. 2.
- LeMaitre R.W. 2002: Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, Cambridge.
- Loeblich A., Tappan H. 1988: Foraminiferal genera and their classification, Van Nostrand reinhold. Volume 1, New York.
- Middlemost E.A.K. 1986: Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology. John Wiley & Sons Inc., New York.
- Nelson S.T., Montana A. 1992: Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produce by rapid decompression. *Amer. Min.* **77**: 1242-1249.
- Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D. 2002: Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contrib Mineral Petrol.* **144**: 38-56.
- Machado A., Lima E.F., Chemale J.F.; Morta D., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueiredo A.M.G., Alexandre F.M., Urrutia J.L., 2005: Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *J. South Amer. Earth Sci.* **18**: 407-425.
- McKenzie D., O'Nions R.K. 1991: Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.* **32**: 1021-1091.
- Morata D., Aguirre L. 2003: Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29° 20' -30° S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *J. South Amer. Earth Sci.* **16**: 459-476.
- Muller D., Groves D.I. 1997: Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Lecture Notes in Earth Sciences*. No.56.
- Nakamura, N., 1977: Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemica et Cosmochimica Acta.* **38**: 757-775.
- Pearce J.A. 1983: Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J., Nurry M.L. (Eds.), *Continental basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich. Pp. 230-249.

- Pearce J.A., Cann J.R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Plan. Lett.* **19**: 290-300.
- Pearce J.A., Norry M.J. 1979: Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Con. Min. Petrol.* **69**: 33-47.
- Pearce J.A., Peate D.W. 1995: Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.* **23**: 251-285.
- Philpotts A.R. 1990: Principles of igneous and metamorphic Petrology. Prentice Hall, New Jersey.
- Pourhosseini F. 1981: Petrogenesis of Iranian plutons: a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. P.h.D. Thesis University of Cambridge.
- Rollinson H. 1998: Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore.
- Shtöcklin J. 1968: Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin* **52**: 1229-1258.
- Shtöcklin J., Nabavi M.H. 1973: Tectonic map of Iran, 1:2 500 000. *Geological Survey of Iran*. Tehran
- Stewart M.L., Pearce T.H. 2004: Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *Amer. Min.* **89**: 348-351.
- Sun S.S., Mc Donough W.F. 1989: Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean basins. *Geol. Soc. Sp. Pub.* **42**: 313-345.
- Wilson M. 1989: Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London.
- Yoder H.S., Tilley C.E. 1962: Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* **3**: 342-532.