

پetroگرافی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی محور قم - تهران

اشرف علی‌پور، حسین معین‌وزیری*؛ دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین
محمد هاشم امامی؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
فریبرز مسعودی؛ دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

پذیرش ۹۴/۹/۴

دریافت ۹۲/۱۰/۱۷

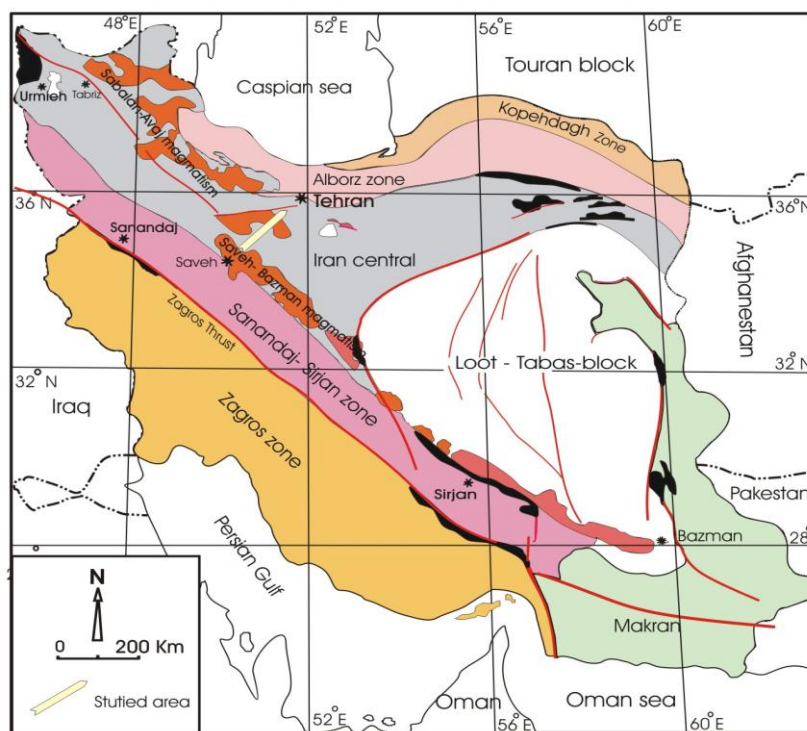
چکیده

در امتداد آزاد راه تهران- قم (ایران مرکزی) در مسیری به طول ۸۰ کیلومتر، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت، تراکی بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت؛ داسیت، ریولیت، سنگ‌های آذرآواری (توف و ایگنمبریت) همراه با سنگ‌های رسوبی متعلق به ائوسن پسین در چند محور رخمون یافته‌اند. این منطقه به وسیله تعدادی گسل با روند شمال غربی جنوب شرقی به صورت هورست و گرابن درآمده، گرابن‌ها با رسوبات پلیوکواترنر پوشیده شده و در هورست‌ها رخساره‌های مختلف آتشفشانی ظاهر شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی غالباً کالک‌آلکان، آلکان و گاهی توله‌ایتی هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها غالباً با سنگ‌های ماگمایی محیط‌های فرورانش مطابقت دارد و در نمودارهای عنکبوتی از لحاظ HFSE (Nb, Ti, Y, P) دارای آنومالی منفی و از نظر LILE (K, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, Pb) دارای آنومالی مثبت هستند اما آنومالی منفی Ta دیده نشده و Nb نیز آنومالی منفی واضحی نشان نمی‌دهد. نمودارهای عنکبوتی این سنگ‌ها، در مقایسه با N-MORB، نشان می‌دهد که ماگماهای آن‌ها از ذوب گوشته‌ای شبیه به گوشته N-MORB منشأ گرفته‌اند با این تفاوت که این ماگماها از عمق بیش‌تر (نسبت به سنگ منشأ MORB) که در آن گارنت پایدار بوده است (آنومالی منفی Y) و پلاژیوکلاز حضور نداشته (آنومالی مثبت Eu) سرچشمه گرفته‌اند. نمودارهای عنکبوتی مقایسه شده با گوشته اولیه، نیز نتایج بالا را تأیید می‌کنند و نشان می‌دهند که ماگماهای این سنگ‌ها منشأ گوشته‌ای دارند (آنومالی مثبت Eu) و در ذوب گوشته نیز سیالات نقش داشته‌اند (آنومالی مثبت Cs, Th, K, La و Pb). بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن از قم تا تهران نشان می‌دهد که هیچ‌گونه پلاریته ژئوشیمیایی، شبیه به آنچه که در زون‌های فرورانش دیده می‌شود، در سنگ‌های آتشفشانی این مسیر وجود ندارد. چندگانگی موجود در نتایج حاصل از بررسی‌های ژئوشیمیایی این تصور را به وجود می‌آورد که شاید شکسته شدن ورقه اقیانوسی در کرتاسه بالائی، توقف فرورانش و شیب بسیار کم ورقه اقیانوسی موجب هم‌سانی ماگماتیسیم در سراسر ایران مرکزی شده باشد. به علاوه نباید نیروهای کششی محلی و حرکات چرخشی بلوک‌ها ناشی از عمل کرد گسل‌های امتدادلغز در بالای یک زون فرورانش مورب را نادیده گرفت.

واژه‌های کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، فرورانش، ائوسن، ایران مرکزی.

مقدمه

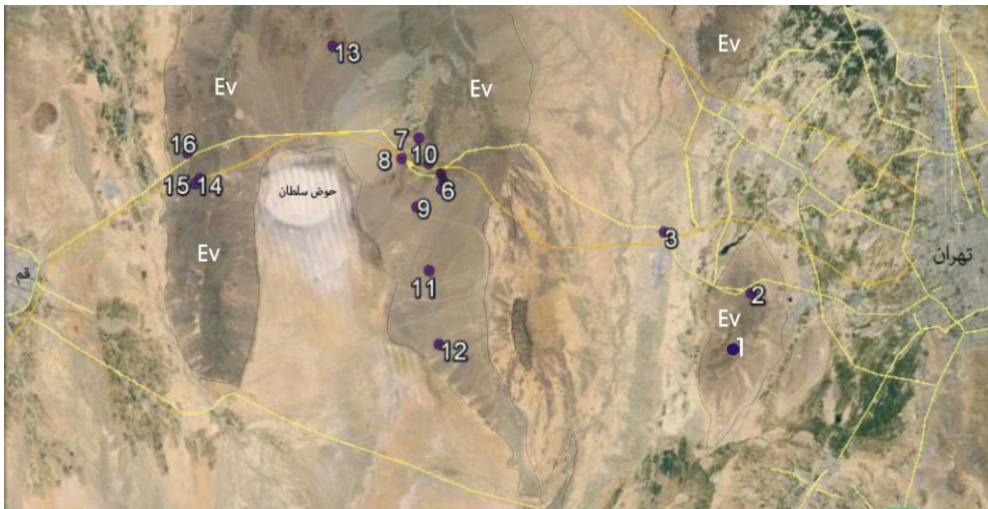
در بین تهران و قم، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در چند محور رخمون یافته‌اند که بررسی آن‌ها موضوع این تحقیق است. این منطقه در تقسیمات زمین‌شناسی ساختمانی [۱] بخشی از ایران مرکزی محسوب می‌شود (شکل ۱). در مسیری به درازای ۸۰ کیلومتر (شکل ۲) از رخمون‌های گدازه‌های بازالتی، آندزیتی تا ریولیتی، سنگ‌های آذرآواری (توف و ایگنبریت) و سنگ‌های رسوبی ائوسن پسین [۲] و [۳] نمونه‌برداری شده است. فعالیت‌های تکتونیکی سبب پیدایش سیستم‌های هورست و گرابن در این پهنه شده، در نتیجه فرسایش هورست‌ها سنگ‌های آتشفشانی در سطح زمین نمایان شده‌اند. چاله‌ها یا گرابن‌ها را رسوبات پلیوکواترین پوشانده است. ماگماتیسم ائوسن در این منطقه به‌درستی از روند زاگرس یا البرز پیروی نمی‌کند و تاکنون سنگ‌های آتشفشانی این منطقه به‌خوبی از دیدگاه ژئوشیمیایی بررسی نشده‌اند. در این تحقیق تا آن‌جا که ممکن است سعی شده است تا قدم‌های دیگری در این زمینه برداشته شود و با استفاده از داده‌های عناصر کمیاب پژوهش‌های قبلی تکمیل شود. بدین منظور از تمام واحدهای سنگ‌های مسیر تهران-قم (شکل ۲) نمونه‌برداری انجام گرفت و ضمن بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی، تغییرات ژئوشیمیایی آن‌ها در جهت عمود بر تراست زاگرس که مرز برخورد عربستان با ایران فرض می‌شود نیز بررسی شد.



شکل ۱. تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران [۱]. مسیر نمونه‌برداری با یک فلش زرد رنگ مشخص شده است

موقعیت و زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه بررسی شده در غرب دریاچه حوض سلطان، بین مختصات 50° و 50° تا 51° و 54° طول شرقی و 34° و 53° تا 35° عرض شمالی قرار دارد. از لحاظ مورفولوژی محور تهران-قم شامل دشت‌های پست و هموار است



شکل ۲. تصویر ماهواره‌ای محور تهران- قم که روی آن محل نمونه‌برداری از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (بخش‌های تیره رنگ) دیده می‌شود

که حوضه‌های رسوبی کواترنری را می‌سازند و نقاط بلند که حوضه‌های رسوبی را تغذیه می‌کنند. دریاچه حوض سلطان در جنوب این پهنه با ۸۰۳ متر ارتفاع پست‌ترین و بلندترین بخش منطقه ۱۱۶۰ متر ارتفاع از سطح دریا قرار دارد. در شکل ۲ تصویر ماهواره‌ای محور قم- تهران و نقاط نمونه‌برداری دیده می‌شود.

برای اولین بار در سال ۱۹۷۱، منطقه قم- آران از دیدگاه چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی بررسی و نقشه زمین‌شناسی قم- آران تهیه شده است [۲]. در بررسی چینه‌شناسی و تکتونیکی منطقه قم، این ناحیه به سه بخش فوقانی، میانی و تحتانی تقسیم شده و سن الیگوسن پسین- میوسن پیشین برای حرکات تکتونیکی این منطقه در نظر گرفته شده است [۴]. در سال ۱۳۸۵، پترولوژی سنگ‌های آذرین خروجی علی‌آباد واقع در شمال شرق قم بررسی شده است [۵]. در سال ۱۹۸۵، تعدادی از نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سه مسیر "رزن- آوج- منجیل"، "ساوه- آشتیان- باط‌کریم" و "نطنز- سیاه‌کوه" براساس شیمی عناصر اصلی بررسی و نتیجه گرفته شد که تا حدودی درصد پتاسیم سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در جهت شمال شرق افزایش پیدا می‌کند [۶]. در آن زمان امکان تجزیه عناصر کمیاب وجود نداشت و استفاده از عناصر کمیاب در بررسی‌های پتروژنز نیز معمول نبوده است. از نظر زمین‌شناسی، در این منطقه سنگ‌های ائوسن به صورت گدازه و آذرآواری در هورست‌ها رخمون یافته‌اند (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). چاله‌ها و دشت‌ها از رسوبات اولیگومیوسن (سازند قم) و پلیو- کواترنری پر شده‌اند. هیچ‌گونه فعالیت ماگمایی جوان در آن مشهود نیست.

قدیمی‌ترین نهشته‌های منطقه قم، در جنوب غرب هفتادقله، به پرمین تعلق دارد که شامل سنگ‌های آواری سازند پرمین زیرین و سنگ‌های کربناته پرمین بالایی است [۲]. نهشته‌های متعلق به تریاس تنها در تفرش و جنوب شرق ساب زون هفتادقله برونزد دارند [۶]. در ناحیه تفرش نهشته‌های تریاس شامل دو رخساره آهک‌های بلورین در زیر و شیل و ماسه‌سنگ در بالا است. نهشته‌های کرتاسه در آغاز دریایی و کم‌عمق بوده است، سپس ژرف‌تر شده و رخساره‌ای مارنی- آهکی با آثار فسیل پلاژیک به‌جای گذاشته است [۲].



شکل ۳. تناوبی از رسوبات آذرآواری و گدازه های ائوسن در مسیر تهران-قم



شکل ۴. رخنمون توده های بازالتی ائوسن در شرق قم



شکل ۵. ساخت منشوری در گدازه های بازالتی. که ساخت نشانه فعالیت آتشفشانی در خشکی است

در اواخر کرتاسه و آغاز ترسیر جنبش های زمین ساختی مهم و وابسته به فاز لارامین سبب چین خوردگی، بالآمدگی و تشکیل برجستگی های تازه و در مواردی موجب دگرگونی خفیف می شود. کهن ترین رسوبات ترسیری در این منطقه متعلق به ائوسن زیرین است اما هیچ گونه اثری از پالئوسن دیده نمی شود. طی ائوسن ردیفی از نهشته ها با خاست گاه رسوبی-توفی همراه با گدازه به جای گذاشته شده که ضخامت آن به بیش از سه هزار متر می رسد [۲]. درلوتسین پیشین برای نخستین بار فعالیت ماگمایی شدید به صورت فوران های بازیگ و آلکان شروع می شود. فازی کششی موجب این ولکانیسم شده و هم زمان با آن یک سیستم هورست و گرابن در منطقه شکل گرفته است [۲]. به دنبال این فاز کششی، در لوتسین پایانی، دریا منطقه را فرا می گیرد، رسوباتی به نام سری سبز بالایی (E_۵) نهشته می شود و در بعضی نقاط با واحد (E_۴) دگرشیبی خفیف نشان می دهد. درائوسن پسین فعالیت های آتشفشانی

بیش‌تر متوجه بخش‌های شمال‌شرقی منطقه می‌شود (واحد E_۶)، نوع فعالیت آتشفشانی گاهی قاره‌ای (ایگنبریت و بازالت با ساخت منشوری) و در مواردی دریایی (توفیت شیشه‌ای) بوده است.

طبق نظر امامی و همکاران، در اواخر ائوسن و اوائل اولیگوسن جنبش‌های زمین‌ساختی خشکی‌زا سبب پدیدار شدن رژیم کولابی تا قاره‌ای در منطقه می‌شود و نهشته‌های قرمز رنگ تبخیری یا آواری بنام سازند قرمز زیرین به‌جا گذاشته می‌شود [۲]. به‌دنبال یک دوره رسوب‌گذاری کولابی- قاره‌ای (سازند قرمز زیرین)، برای آخرین بار، در اولیگوسن و میوسن زیرین دریا بخش‌هایی از منطقه را فرا می‌گیرد و سازند دریایی قم را رسوباتی قرمز رنگ به‌نام سازند قرمز بالایی^۱ می‌پوشاند که حاصل فرسایش رشته کوه‌های جدید و در واقع سازندهای بعد از کوه‌زایی^۲ است [۷]. رسوبات پلیوسن یا پلیو- پلیستوسن در بخش‌های مختلف شامل سه واحد اصلی است [۲]:

- واحد ولکانیک و ساب ولکانیک (گدازه، گنبد و دایک).

- واحد ولکانوسدیمانتر متشکل از افق‌های توفی یا پیروکلاستیک و آواری.

- واحد آواری که از لایه‌های کنگلومرایی هتروژن ساخته شده است.

کفه‌های بین هورست‌های منطقه را رسوبات کواترنری پرکرده و از لابه‌لای این رسوبات، رسوبات پلیوسن و قدیمی‌تر رخمون پیداکرده‌اند. فازهای کوه‌زایی والاشی‌ین و پاسادنی‌ین موجب پیدایش یک دگرشیمی در رسوبات کواترنری در سراسر منطقه شده است [۲]. هیچ اثری از فعالیت آتشفشانی کواترنر در این منطقه وجود ندارد.

تکتونیک منطقه

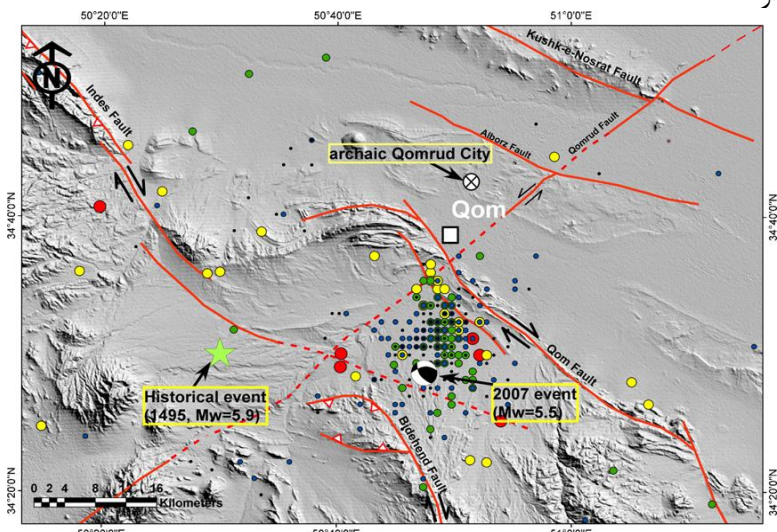
ایران مرکزی، بر اثر تکتونیک شکننده و گسل‌های نسبتاً موازی، به‌صورت مجموعه‌ای از بلوک‌های بالا و پایین رفته درآمده است. جنبش‌های قائم‌مثبت یا منفی بلوک‌ها و دور شدن بلوک‌ها از یک‌دیگر، به‌علت جنبش‌های کششی در راستای گسل‌ها، سبب پیدایش کافت‌های قاره‌ای و سرانجام جنبش‌های برشی شده است [۴]. گسل‌های مهم این منطقه عبارتند از گسل کوشک نصرت، گسل تلخاب و گسل قم [۴] که روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی دارند. در منطقه قم جهت عمومی ساختارهای تکتونیکی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی است (شکل ۶) اما علاوه بر این، گسل‌هایی با روند شمالی- جنوبی نیز وجود دارند که مجموعاً ساختارهای زمین‌شناسی را کنترل می‌کنند؛ و نقش مهمی در پارینه جغرافیایی منطقه دارند. از این میان می‌توان به گسل قم- زفره اشاره کرد که سازندهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک را در یک طرف و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را در طرف دیگر جدا کرده است [۴]. در شکل‌های ۷ و ۸ گسل‌های نرمال از واحدهای ائوسن را قطع کرده و شکاف بعضی از آن‌ها با ماگما (دایک) پر شده است.

سنگ‌شناسی

برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین منطقه، از نتایج تجزیه‌های شیمیایی ۱۶ نمونه سنگ که به‌روش XRF در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم‌زمین دانشگاه خوارزمی تجزیه شیمیایی شده‌اند استفاده شد. برای طبقه‌بندی و تشخیص سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی این منطقه از نمودارهای آلکالن- سیلیس [۸] و [۹] که برای سنگ‌های

1. Upper Red Formation
2. Post-orogenic

سالم به کار گرفته می‌شوند و نمودار Th-Co [۱۰] که برای سنگ‌های قدیمی و n'vshk کاربرد دارد کمک گرفته شده است (شکل‌های ۹ و ۱۰). براساس طبقه‌بندی [۸] سنگ‌های منطقه شامل از بازالت، تراکی بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت؛ تراکی داسیت و ریولیت است. این سنگ‌ها ترکیب کالک‌آلکان و آلکان دارند، انواع بازیگ برتری حجمی بیش‌تری دارند.



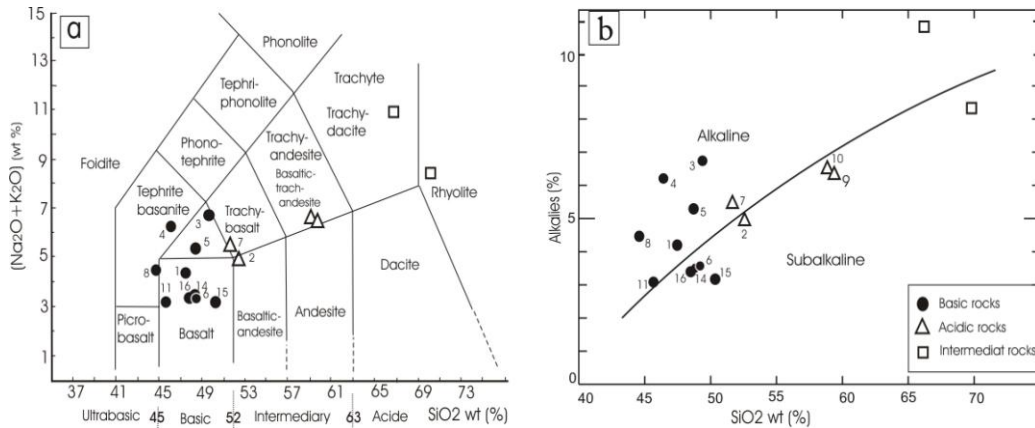
شکل ۶. توزیع خطوط گسل و مراکز زلزله در اطراف قم از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۸ (سازمان لرزه‌شناسی ایران)



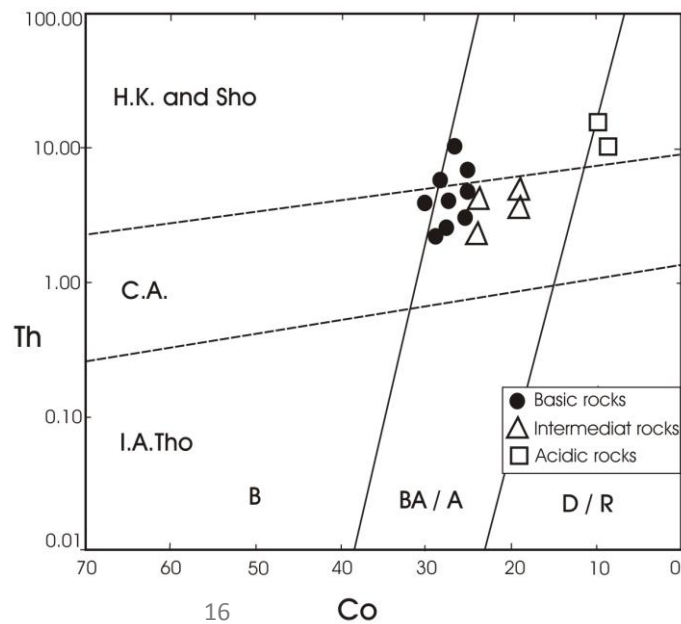
شکل ۷. عمل کرد گسل‌های نرمال و نفوذ دایک در گسل‌ها. در مسیر تهران - قم از این نوع ساختمان‌ها فراوان دیده می‌شوند



شکل ۸. دایک آندزیتی در داخل سنگ‌های اسیدی ائوسن. این پدیده از یک فاز کششی حکایت می‌کند



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه در طبقه‌بندی [۸] و در نمودار آلکالن- سیلیس [۹]



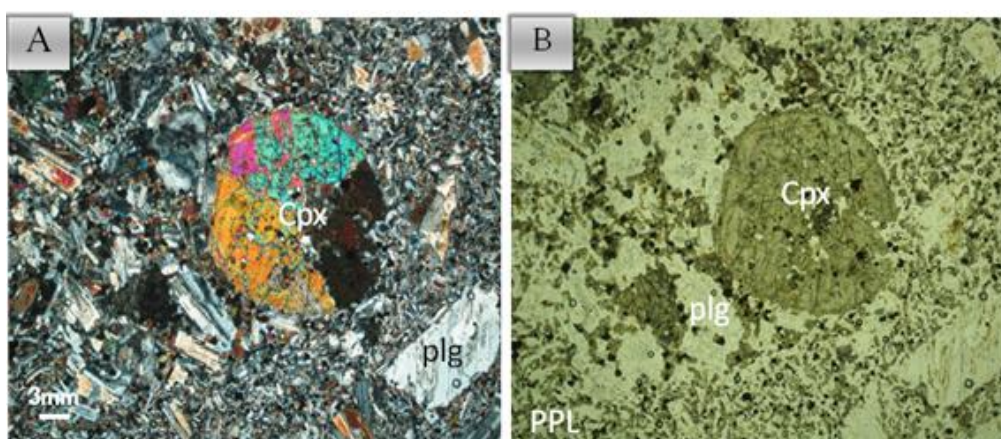
شکل ۱۰. رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی گرفته شده از [۱۰] برای سنگ‌های آذرین دگرسان

B = basalt, A = andesite, D = dacite, R = rhyolite, C.A. = calc-alkaline series
I.A.Tho. = Island Arc Tholeiite, H.K. and Sho = high K and shoshonitic series

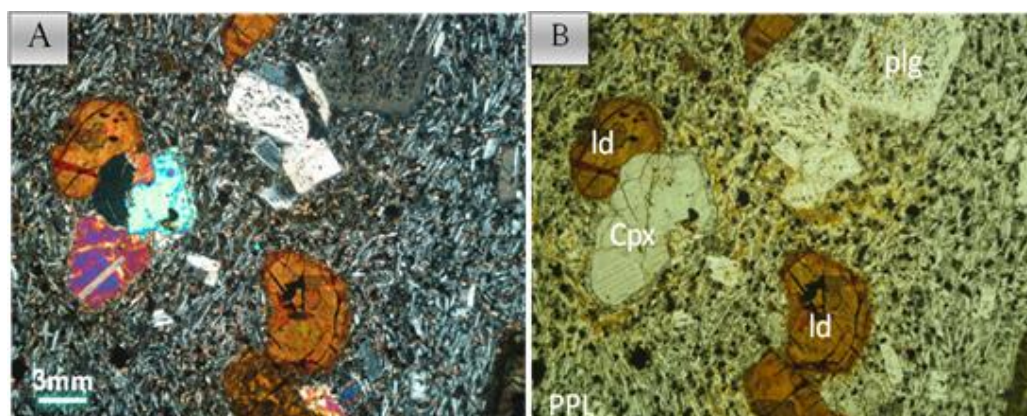
خصوصیات پتروگرافی این سنگ‌ها که با میکروسکپ پلاریزان مشخص شده بدین قرار است [۱۱]:

سنگ‌های بازیک

بازالت‌ها حجم زیادی از گدازه‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها غالباً بافت میکرولیتی پورفیری دارند کانی‌های عمده آن‌ها لابرادر و اوژیت است (شکل ۱۱). میکرولیت‌های سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز است که در یک خمیره کریپتوکریستال پراکنده‌اند. در خمیره دانه‌های ریز مگنیتیت نیز دیده می‌شود. برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای حاشیه واکنشی هستند. کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت به صورت فنوکریست یا میکروفنوکریست در زمینه میکرولیتی نیز دیده می‌شود. در بعضی از نمونه‌ها الیوین‌ها ایدنگسیتی شده است (شکل ۱۲). بعضی از بازالت‌ها حفره‌دار است و حفره‌ها با زئولیت با ساخت شعاعی پر شده‌اند. علاوه بر زئولیت، کلسیت و کوارتز هم در حفره‌های بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود. بدیهی است که از تجزیه این نوع نمونه‌ها صرف‌نظر شده است.



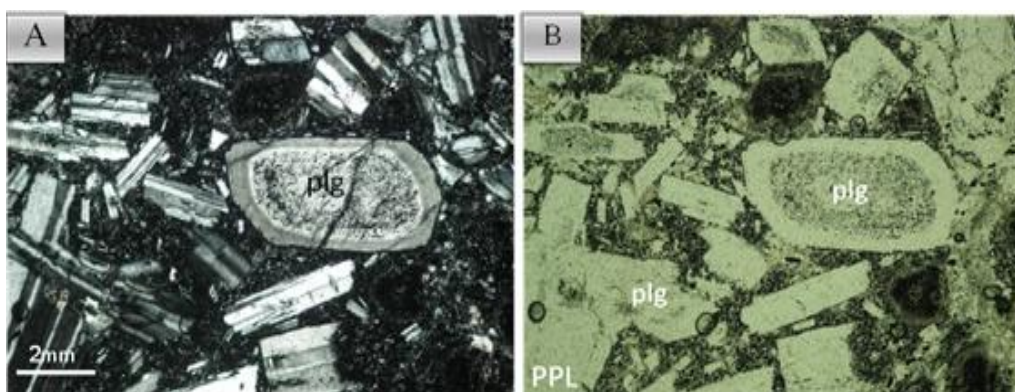
شکل ۱۱. تیتانو- اوژیت با ماکل ساعت شنی در آندزیت‌های بازالتی (A) با آنالیزور، (B) بدون آنالیزور



شکل ۱۲. تصاویر میکروسکوپی یک نمونه بازالت پورفیریکی از منطقه قم. بلورهای اولیوین کم و بیش ایدنگستی شده‌اند. (A) با آنالیزور، (B) بدون آنالیزور

سنگ‌های حدواسط

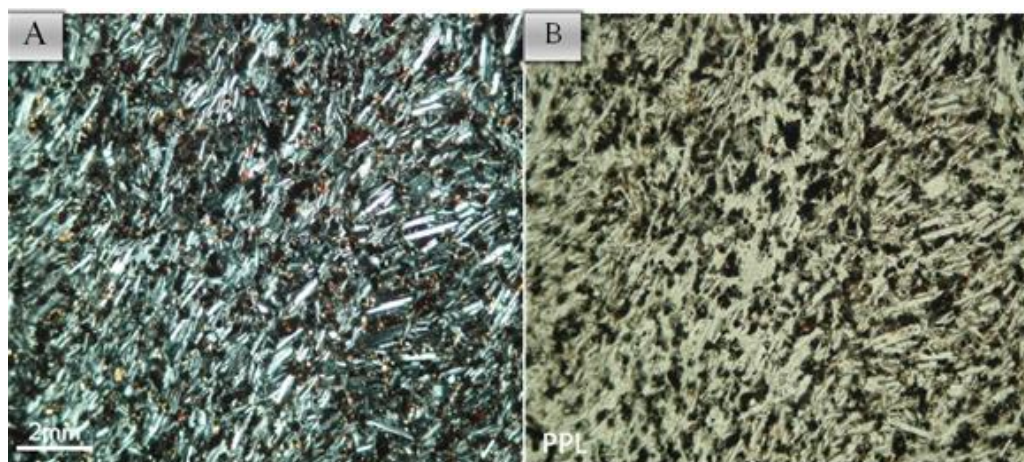
سنگ‌های آتشفشانی حدواسط شامل هاوائی‌ئیت (تراکی‌آندزیت بازالتی) و آندزیت است. تراکی‌آندزیت‌بازالتی فراوان‌ترین سنگ‌های در منطقه است و دارای بافت میکروولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و یا میکروولیتی جریان‌ی هستند. کانی‌های عمده در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین یا لابرادور به صورت یوهدرال تا آن‌هدرال است و ماکل مرکب آلبیت-کارلسباد، منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی دارد که در اندازه‌های مختلف از ۱ تا ۱۰ میلی‌متر دیده می‌شوند. در برخی از آندزیت‌ها بلورهای پلاژیوکلاز پرهنیتی شده‌اند. در این آندزیت‌ها دو نوع پلاژیوکلاز، یکی متعادل با مذاب و دیگری نامتعادل با مذاب دیده می‌شود. بلورهای نامتعادل دارای هسته‌ای غبار آلود هستند (شکل ۱۳)، حال آن‌که پلاژیوکلازهای متعادل صاف و شفاف هستند. این دوگانگی می‌تواند ناشی از اختلاط دو ماگمای آندزیتی یکی غنی از آب و دیگری فقیر از آب باشد. در چنین حالتی پلاژیوکلازهای ماگمای فقیر از آب، به محض اختلاط با ماگمای آندزیتی غنی از آب، ناپایدار شده، اگر دوباره ذوب نشوند، حالت غبار آلود و یا هیالوپوئی کیلیتیک پیدا می‌کنند [۱۲].



شکل ۱۳. تصویر میکروسکوپی یک نمونه آندزیت شرق قم. در این نمونه، پلاژیوکلازهای ناپایدار و غبار آلود در کنار پلاژیوکلازهای پایدار شفاف و صاف دیده می‌شوند. آمفیبول‌ها سوخته و زمینه سنگ کریپتوکریستال است. (A) با آنالیزور و (B) بدون آنالیزور

از دیگر کانی‌های سنگ‌های آتشفشانی حدواسط آمفیبول از نوع هورنبلند است. در اکثر مقاطع، هورنبلند به علت صعود سریع ماگما و افزایش فوگاسیته اکسیژن کم و بیش سوخته شده (شکل ۱۳) در برخی دیگر از مقاطع، آمفیبول به کانی‌های ثانوی نظیر کلریت، اپیدوت، کربنات، کوارتز و کانی‌های اپاک تبدیل شده است [۱۱].

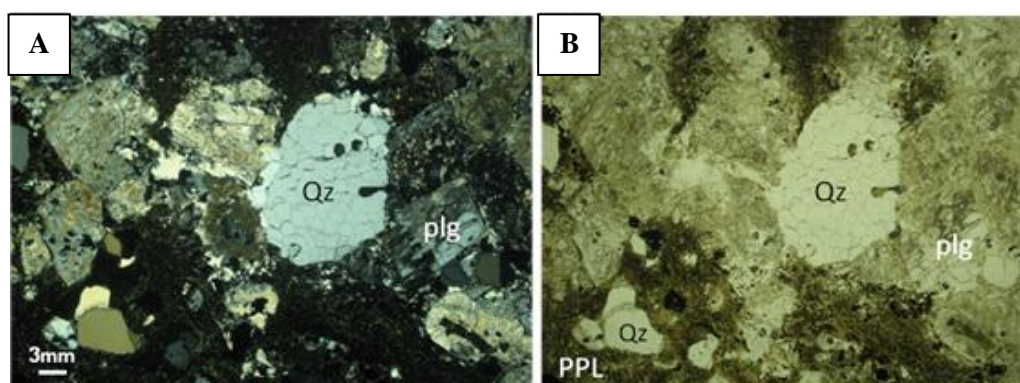
در این سنگ‌ها کلینوپیروکسن از نوع اوژیت، حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را می‌سازد [۱۱]. کلینوپیروکسن هم به صورت فنوکریست و هم به شکل بلورهای کوچک همراه با میکروولیت‌های پلاژیوکلاز زمینه سنگ را ساخته است. به علاوه در زمینه این سنگ‌ها کانی‌های اپاک نیز دیده می‌شود. برخی از آندزیت‌ها دارای زمینه میکروولیتی و برخی کریپتوکریستالین هستند که نشانه انجماد سریع ماگما است. کانی‌های ثانوی آندزیت‌ها شامل کوارتز، کلسیت، سربیسیت، کلریت، پرهنیت، کربنات و اکسیدهای آهن است. حفرات این سنگ‌ها اغلب با کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. تراکی آندزیت گسترش کم‌تری دارد. در تراکی آندزیت میکروولیت‌ها جهت یافته و دارای بافت جریان‌ی هستند (شکل ۱۴). پلاژیوکلازها کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها است ترکیبی در حد اولیگوکلاز دارند. زمینه بین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز را بلورهای ریز کلینوپیروکسن و ماگنتیت پر کرده‌اند.



شکل ۱۴. یک نمونه تراکی آندزیت با بافت میکروولیتی جریان‌ی. (A) با آنالیزور و (B) بدون آنالیزور

سنگ‌های اسیدی

سنگ‌های اسیدی منطقه شامل کوارتز- تراکیت و ریولیت هستند. تراکیت‌های کوارتزاردار دارای بافت پورفیری و گلوپورفیری هستند و کانی اصلی آن‌ها پلاژیوکلاز است که ترکیبی در حد آلبیت- الیگوکلاز دارد. در این سنگ‌ها حدود ۳ تا ۴ درصد بیوتیت وجود دارد که غالباً دچار سوختگی شده به مجموعه‌ای از کانی‌های اپاک تبدیل شده‌است. کوارتز در این سنگ‌ها به صورت فنوکریست‌های پراکنده و بی‌شکل دیده می‌شود (شکل ۱۵). خمیره این سنگ‌ها کریپتوکریستالین است و متشکل از بلورهای ریز کوارتز، فلدسپات، کلریت، اپیدوت و کانی‌های اپاک است. ریولیت در نتیجه فوران‌های انفجاری اغلب به صورت توف و مواد آذرآواری دیده می‌شود. بافت این سنگ‌ها (به جز در موارد آذرآواری) بیش‌تر هیالوپورفیریک است.



شکل ۱۵. یک نمونه ریولیت متشکل از کوارتز، لاژیوکلاز سدیک و خمیره‌ای فلسیتیک. (A) در آنالیزور، (B) بدون آنالیزور

سنگ‌های آذرآواری

سنگ‌های آذرآواری منطقه براساس مشاهدات صحرایی و شواهد بافتی به آگلومرا، لاپیلی، کریستال توف و ایگنمبریت تقسیم می‌شود.

آگلومرا

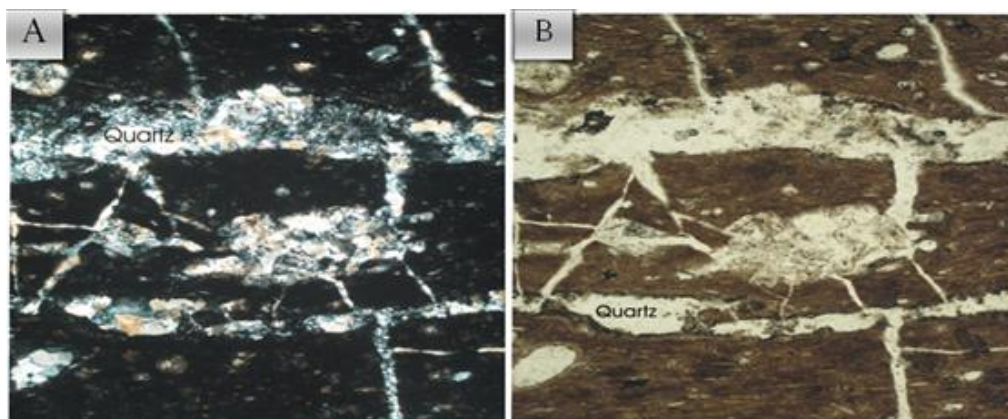
این واحد به رنگ قرمز قهوه‌ای دیده می‌شود و قطعات گردشده موجود در آن‌ها عمدتاً دارای ترکیب تراکی‌بازالت تا تراکی‌اندزیتی است. خمیره رسوبی این سنگ‌ها از خرده‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دگرسان شده، کلسیت، کوارتز، کلریت، اپیدوت، رس، شیشه و کانی‌های اپک تشکیل شده است.

لاپیلی و کریستال توف

در این سنگ‌ها قطعات سنگ‌های آتشفشانی (لیتیک) با ابعاد ماسه ریز و درشت در خمیره‌ای دانه‌ریز متشکل از بلورهای خردشده پلاژیوکلاز که به سرسیت، کانی‌های رسی و اپیدوت تجزیه شده‌اند، دیده می‌شوند. در کریستال توف کلریت، اپیدوت، کلسیت، هماتیت، مگنتیت و کوارتز به صورت پسودومورف جانشین غالب کانی‌های اصلی سنگ شده‌اند [۱۱].

ایگنمبریت

ایگنمبریت در منطقه بررسی شده گسترش چشم‌گیری دارد و غالباً به صورت جوش خورده دیده می‌شود. اجزای تشکیل‌دهنده ایگنمبریت قطعات بسیار ریز شیشه به همراه بلورهای شکسته کوارتز و فلدسپات هستند. حضور دانه‌های بسیار ریز اکسید آهن رنگ تیره به سنگ داده است. قطعات شیشه (شاردگلاس) که بخش چشم‌گیری از این سنگ‌ها را می‌سازند، به هم جوش خورده و ماهی مانند ساختی جریان‌ی نشان می‌دهند (شکل ۱۶).



شکل ۱۶. یک نمونه ایگنمبریت از منطقه قم. ایگنمبریت دارای شاردگلاس با بافت جریان‌ی و حفرات پراز کوارتز است. (A) با آنالیزور و (B) بدون آنالیزور

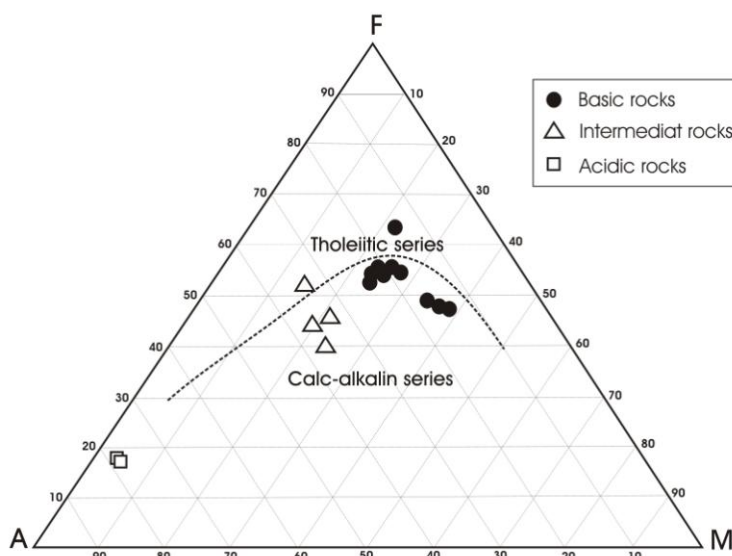
ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی

بر پایه تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌های آذرین می‌توان به ماهیت سنگ‌ها، تغییرات ترکیبی آن‌ها و تا حدودی به فرآیندهای مؤثر در تکوین آن‌ها پی برد. بدین منظور پس از بررسی میکروسکوپی نمونه‌های محور تهران- قم، با توجه به تنوع سنگ‌ها و حداقل هوازدگی، تعداد ۱۶ عدد از سنگ‌های نسبتاً سالم برای تجزیه شیمیایی انتخاب شدند. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش XRF در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه خوارزمی تهران انجام شد (جدول ۱) و در نهایت نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی با نرم‌افزارهای Mnipet, Ijpet2007, Gcdkit و Excell پردازش شدند. در این بخش ابتدا سنگ‌های آتشفشانی منطقه از دید ژئوشیمیایی بررسی شده و سپس براساس ترکیب شیمیایی سنگ‌ها و مقایسه با الگوهای جهانی محیط تکتونیکی آن‌ها بررسی شده است.

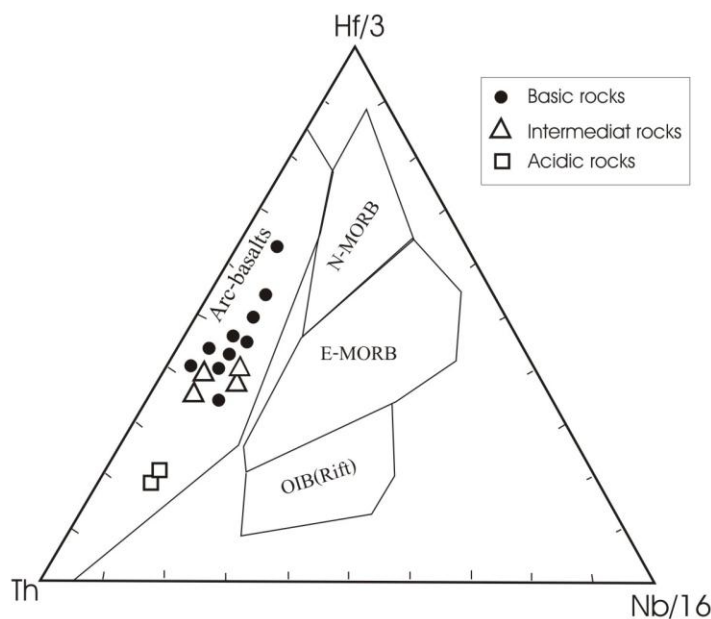
کاربرد داده‌های شیمیایی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌ها برای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی و برای عناصر کمیاب بر حسب ppm و گاهی ppb ارائه می‌شوند. مهم‌ترین کاربرد عناصر اصلی استفاده از آن‌ها در طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین است و همراه با عناصر کمیاب برای درک تحولات ژئوشیمیایی، تشخیص محیط تکتونیکی و شرایط تشکیل سنگ‌های آذرین به کار گرفته می‌شوند. در بخش قبل از عناصر اصلی برای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه استفاده شد. در این مبحث از عناصر اصلی و کمیاب برای تشخیص سری‌های ماگمایی و محیط تکتونیکی سنگ‌ها کمک گرفته شده است. با توجه به شکل ۱۷، در نمودار AFM [۱۳] نمونه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی در قلمرو توله‌ایتی و بقیه در زمره

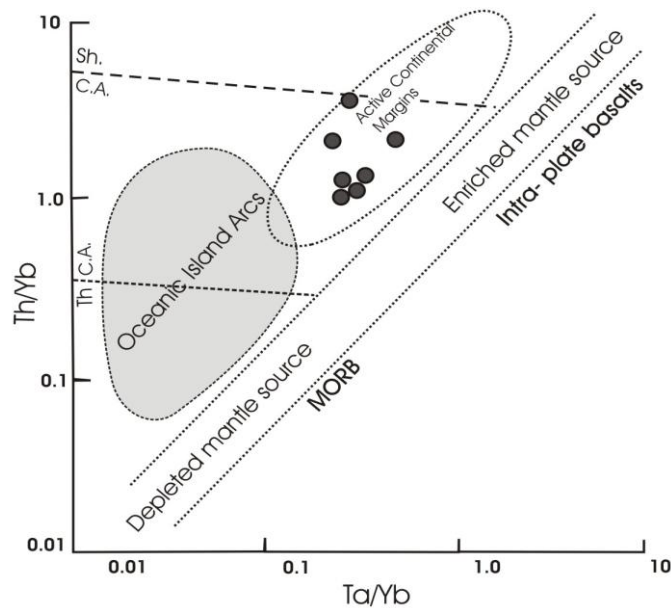
سری‌های کالک‌آلکالن و آلکالن قرار گرفته‌اند. در الگوهای [۱۴] و [۱۵] ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه تهران - قم با ماگماتیسم قوس‌ها و محیط‌های فرورانش مطابقت دارند (شکل‌های ۱۸ و ۱۹).



شکل ۱۷. نمودار AFM [۱۳] و قرارگیری اکثر نمونه‌های منطقه در قلمرو سری کالک‌آلکالن. نمونه ۴ در میدان سری توله‌ایتی قرار گرفته است



شکل ۱۸. موقعیت نمونه‌های آتشفشانی محور قم - تهران در نمودار [۱۴] و قرارگیری نمونه‌ها در قلمرو سنگ‌های کمان آتشفشانی



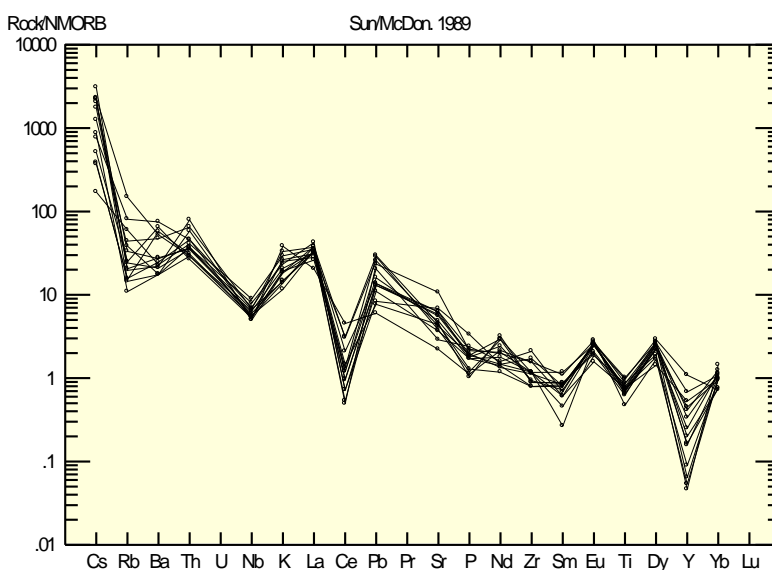
شکل ۱۹. رابطه خطی بین $N-MORB$ ، $E-MORB$ و OIB از لحاظ نسبت‌های Th/Yb و Nb/Yb [۱۵] در این نمودار نمونه‌های قم- تهران در زمره سنگ‌های ماگمایی قوس‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند

نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های منطقه

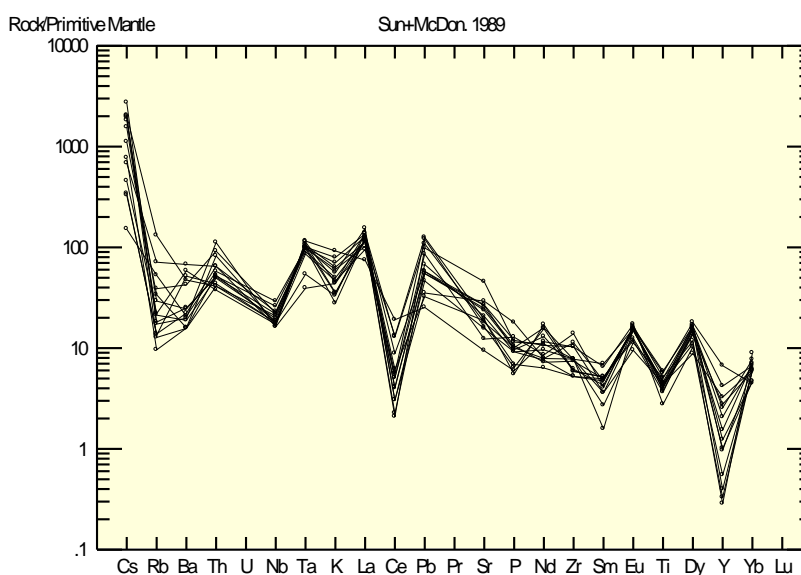
معمولاً در کمان‌های ماگمایی، سنگ‌های آذرین از $LILE$ (عناصر ناسازگار) غنی و از $HFSE$ (عناصر دارای پتانسیل یونی زیاد) مخصوصاً Nb و Ti فقیر هستند [۱۶]. بعضی از محققان [۱۷] معتقدند که غنی‌شدگی سنگ‌های ماگمایی قوس‌ها از $LILE$ و $LREE$ ناشی از متاسوماتیزم گوّه گوشته‌ای با سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی است و برخی دیگر [۱۸] علت غنی‌شدگی را آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای می‌دانند. از طرف دیگر براساس تحقیقات برخی محققان آنومالی منفی $HFSE$ نشانه نشأت گرفتن ماگما از ذوب خود پوسته اقیانوسی است نه از گوشته بالای آن، اما آنومالی مثبت عناصر ناسازگار ($LILE$) علامت مشارکت سیالات در ذوب گوشته و تولید ماگما است [۱۹]، [۲۰].

نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی محور قم- تهران مقایسه شده با $N-MORB$ نشان می‌دهند که ماگماهای این سنگ‌ها از یک گوشته شبیه به گوشته پشته‌های میان اقیانوسی منشأ گرفته‌اند، با این تفاوت که ماگماهای منطقه بررسی شده از عمق بیش‌تر (نسبت به سنگ منشأ $MORB$) که در آن گارت پایدار است (آنومالی منفی Y) و پلاژیوکلاز حضور نداشته (آنومالی مثبت Eu) سرچشمه گرفته‌اند (شکل ۲۰). نمودارهای عنکبوتی مقایسه شده با گوشته اولیه [۲۱]، نیز نتایج بالا را تأیید و نشان می‌دهند که ماگماهای این سنگ‌ها منشأ گوشته‌ای داشته (آنومالی مثبت Eu) و در ذوب گوشته سیالات نقش دارند (آنومالی مثبت Th ، K ، La و Pb) (شکل ۲۱).

مقایسه نمونه‌های اسیدی محور قم- تهران با پوسته قاره‌ای بالایی نشان می‌دهد که ماگماهای این سنگ‌ها ممکن است از پوسته قاره‌ای نشأت گرفته باشند، زیرا فراوانی عناصر کمیاب خاکی آن‌ها از Yb تا La با پوسته قاره‌ای برابر است (شکل ۲۲) و این برابری در صورتی به وجود می‌آید که سنگ منشأ به‌طور کامل ذوب شده باشد. آنومالی مثبت Eu نیز نشان‌دهنده یک منشأ حاوی پلاژیوکلاز به‌عنوان کانی تفاله‌ای است.



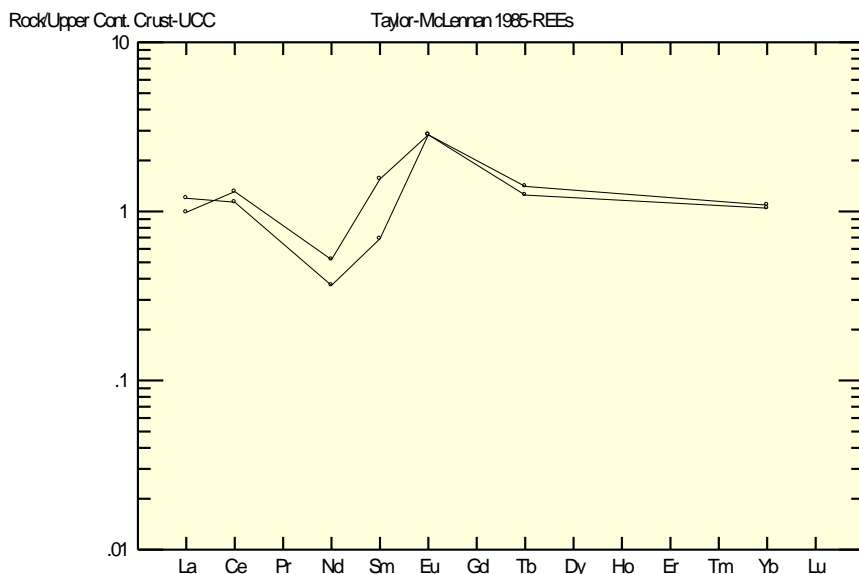
شکل ۲۰. نمودار عنکبوتی نمونه‌های بازیک و حدواسط محور قم- تهران مقایسه شده با [۲۱] N-MORB



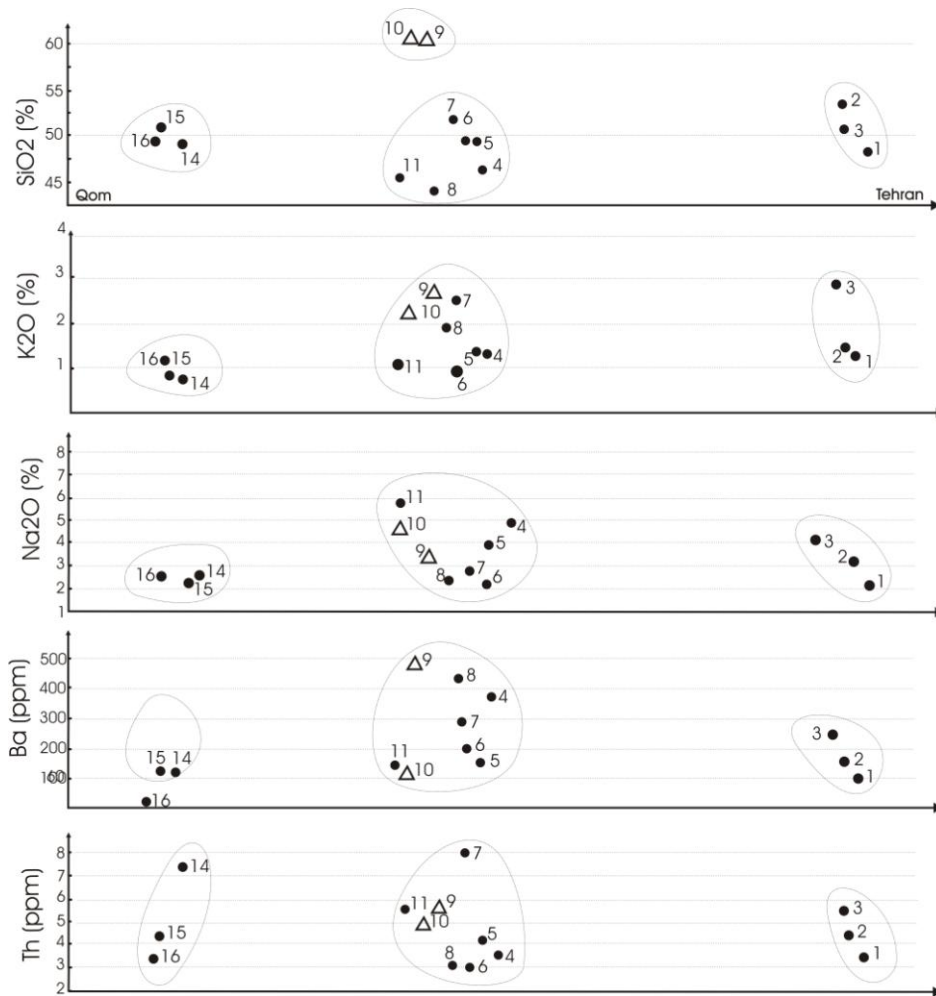
شکل ۲۱. نمودار عنکبوتی نمونه‌های بازیک و حدواسط محور قم- تهران مقایسه شده با گوشته اولیه [۲۱]

تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ‌ها در جهت شمال شرق

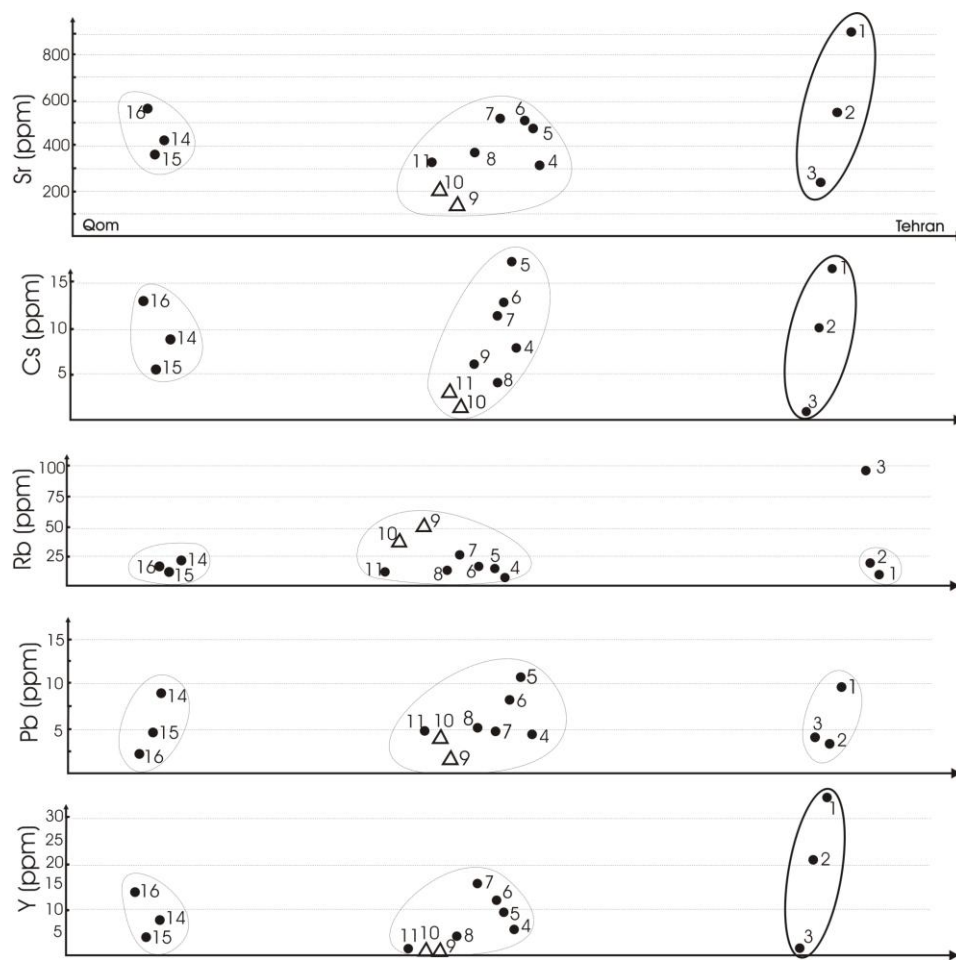
به منظور اطلاع از تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به طرف شمال شرق (از قم تا علی‌آباد تهران) با رعایت مختصات محل‌های نمونه‌برداری و فاصله آن‌ها از هم، نمودارهایی رسم شده‌اند که روی محور Y مقدار عنصر (برحسب ppm یا درصد وزنی) منتقل شده و روی محور X فاصله نمونه‌ها از هم رعایت شده است (شکل‌های ۲۳ و ۲۴). در این بررسی تراست زاگرس اثر سطحی زون بنیف فرض شده است. به طوری که از این نمودارها برمی‌آید در طول محور قم- تهران هیچ‌گونه پلاریته ژئوشیمیایی، شبیه به آن‌چه که تا در زون‌های فرورانش دیده شده، در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مشاهده نمی‌شود.



شکل ۲۲. نمودار عنکبوتی نمونه‌های اسیدی محور قم- تهران مقایسه شده با پوسته قاره‌ای بالایی [۲۲]. آنومالی مثبت اوروپیم نشانه یک منشأ دارای پلاژیوکلاز به صورت کانی تفاله‌ای و یا تفریق یافته است



شکل ۲۳. تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در طول محور قم- تهران (شکل ۲). به طوری که دیده می‌شود هیچ‌گونه پلاریته ژئوشیمیایی در جهت شمال شرق (عمود بر تراس زاگرس) مشاهده نمی‌شود



شکل ۲۴. ادامه شکل ۲۳

بحث و بررسی

با توجه به مطالبی که در مبحث ژئوشیمی گفته شد، بیش تر محققان معتقدند که غنی‌شدگی سنگ‌های ماگمایی قوس‌ها از LILE و LREE ناشی از متاسوماتیزم گوه‌گوشته‌ای با سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه‌اقیانوسی است و بعضی آرایش با پوسته‌قاره‌ای را عامل غنی‌شدگی از این عناصر می‌دانند. هم‌چنین به نظر برخی از محققان آنومالی منفی HFSE نشانه‌نشأت گرفتن ماگما از ذوب خود پوسته‌اقیانوسی است نه از گوشته بالای آن، اما آنومالی مثبت عناصر ناسازگار (LILE) را به مشارکت سیالات در ذوب گوشته نسبت می‌دهند. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مسیر قم-تهران از لحاظ HFSE (Ti, Y, P) دارای آنومالی منفی و از نظر LILE (K, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, Pb) دارای آنومالی مثبت هستند که براساس داده‌های بالا از مشارکت سیالات در ذوب گوشته حکایت می‌کند.

از مقایسه این سنگ‌ها با N-MORB نتیجه می‌گیریم که ماگماهای ائوسن محور قم-تهران از یک گوشته‌مادر شبیه به گوشته‌مورب حاصل شده‌اند با این تفاوت که این ماگماها از عمیق بیش تر (نسبت به سنگ منشأ MORB) که در آن گارنت پایدار است و پلاژیوکلاز حضور ندارد سرچشمه گرفته‌اند.

جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های سالم سنگ‌های آتشفشانی محور تهران- قم

Sample	AP-1	AP-2	AP-3	AP-4	AP-5	AP-6	AP-7	AP-8
SiO ₂	۶۹/۹۶	۶۶/۲۵	۵۹/۵۵	۵۹/۰۳	۵۲/۷۳	۵۱/۶۲	۵۰/۱۷	۴۹/۴۳
Al ₂ O ₃	۱۱/۷۹	۱۵/۱۵	۱۴/۴۵	۱۴/۴۱	۱۵/۴۳	۱۵/۸۶	۱۵/۵۱	۱۶/۲۸
Fe ₂ O ₃	۱/۸۳	۲/۳۱	۶/۷۲	۷/۸۶	۱۰/۶۶	۷/۳۴	۱۱/۹۳	۷/۵۲
CaO	۱/۰۷	۰/۷۴	۱/۵۹	۲/۸۸	۹/۲۸	۸/۷۱	۸/۴۲	۷/۸۷
MgO	۰/۳۶	۰/۵۵	۴/۰۰	۳/۵۰	۵/۰۰	۳/۴۶	۸/۲۸	۲/۰۶
Na ₂ O	۲/۱۱	۲/۲۲	۳/۵۱	۴/۴۵	۳/۱۸	۳/۰۳	۳/۳۲	۳/۹۴
K ₂ O	۶/۲۴	۸/۷۲	۲/۷۷	۲/۱۲	۱/۶۹	۲/۳۹	۰/۸۴	۱/۰۰
MnO	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۲۵	۰/۱۶	۰/۱۴
TiO ₂	۰/۴۴	۰/۴۶	۰/۶۰	۱/۱۱	۱/۲۸	۰/۹۶	۰/۹۴	۰/۹۸
P ₂ O ₅	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۲۸	۰/۳۹	۰/۲۶	۰/۱۵	۰/۲۰
Sc	۶/۵	۹/۲	۲۳/۸	۴۵/۶	۱۴۶/۴	۱۴۵/۹	۱۳۰/۷	۱۲۹/۵
V	۳۷/۵	۴۲/۶	۴۹/۶	۹۴/۶	۱۹۴/۶	۱۵۱/۵	۱۹۷/۳	۱۷۰/۸
Cr	۵۳۲	۲۴۹/۷	۱۹۰/۴	۳۴۱/۳	۲۹۷/۷	۱۸۷/۸	۲۴۷/۲	۱۲۳/۲
Co	۲/۸	۱۰	۲۱/۴	۲۴/۸	۲۹/۳	۲۲	۳۰	۲۴/۸
Ni	۳۸۶/۴	۱۹۰/۷	۱۰۷/۱	۱۷۴/۹	۱۳۰/۶	۱۰۵/۱	۱۰۶	۵۴/۹
Ga	۱۰/۴	۸/۴	۲	۳/۶	۲/۵	۳/۱	۳/۳	۲/۵
Rb	۲۱۵/۶	۲۴۲/۸	۴۵/۲	۳۳/۶	۱۸/۶	۲۴/۷	۶/۱	۷/۶
Sr	۱۰۲/۹	۱۰۳/۴	۱۹۸/۹	۲۵۹/۶	۶۱۵/۶	۵۶۶/۱	۵۹۳/۷	۵۸۰
Y	۲۶/۷	۲۸/۲	۱/۵	۱/۳	۱۹/۱	۱۴/۸	۳۰/۵	۲۰/۴
Zr	۳۴۵	۳۷۰	۱۱۴/۸	۱۵۵/۸	۱۲۶/۸	۱۱۵/۷	۵۸/۴	۸۶/۸
Nb	۲۱/۷	۱۹	۱۱/۷	۲۰/۸	۱۸/۶	۱۵/۸	۱۳/۲	۱۲/۸
Mo	۹	۱۲/۹	۱۱/۵	۳/۲	۲/۶	۴/۵	۵/۶	۷
Cs	۳/۹	۱	۵/۴	۱/۲	۱۴/۴	۱	۶/۱	۶/۷
Ba	۶۰۷	۸۵۲	۳۳۰	۳۶۱	۱۷۱/۲	۱۳۱	۱۱۰/۳	۱۰۹
La	۱۵/۹	۹/۶	۵۱/۲	۸۸/۱	۱۰۶/۲	۹۳/۲	۸۵/۱	۹۵/۲
Ce	۷۲/۵	۸۳/۸	۳۳/۹	۹	۵/۴	۱۵/۷	۱۱	۵/۴
Nd	۹/۵	۳/۵	۱۵/۷	۱۱/۶	۱۰/۷	۱۴/۴	۸/۶	۱۳
Sm	۳	۷	۲/۹	۱/۸	۲/۱	۲/۲	۲/۱	۳/۱
Eu	۲/۵	۲/۵	۲/۹	۲/۸	۲/۷	۱/۶	۲/۵	۲/۶
Tb	۰/۸	۰/۹	۲/۹	۳/۳	۴/۲	۳	۴/۶	۳/۱
Yb	۲/۳	۲/۴	۳	۴/۴	۳/۳	۳	۳/۱	۲/۹
Hf	۸/۶	۸/۵	۱۱/۹	۱۱	۱۱/۲	۱۴/۳	۱۴/۳	۲۲
Ta	۱۹/۳	۱۸/۸	۴/۷	۴	۴/۱	۴/۱	۴	۲/۲
Pb	۳۵/۴	۳۲/۶	۱/۸	۶/۱	۲/۵	۴/۱	۲/۳	۳/۳
Th	۱۱	۹/۵	۵/۵	۴/۹	۴/۴	۷/۸	۳	۳/۳

ادامه جدول ۱

Sample	AP-9	-10 AP	-11 AP	-12 AP	-13 AP	-14 AP	-15 AP	AP-16
SiO ₂	۴۸/۵۵	۴۸/۵۲	۴۸/۴۹	۴۸/۰۴	۴۷/۴۳	۴۶/۱۵	۴۵/۴۵	۴۴/۷۷
Al ₂ O ₃	۱۶/۰۴	۱۶/۵	۱۶/۶۳	۱۸/۹۲	۱۵/۱۷	۱۳/۹۱	۱۳/۷	۱۳/۲
Fe ₂ O ₃	۱۰/۵	۱۰/۴۴	۱۰	۹/۶۵	۱۲/۱۲	۱۲/۵	۱۱/۲۷	۱۲/۵۸
CaO	۱۱/۴۲	۸/۵۱	۱۲/۰۶	۱۲/۸۴	۹/۲۵	۸/۲۴	۷/۲۶	۷/۱۳
MgO	۵/۲۲	۴/۴۱	۴/۴۷	۴/۰۹	۵/۶۱	۴/۳۶	۸/۵۴	۱۰/۱۷
Na ₂ O	۲/۴۸	۲/۹	۲/۵۸	۲/۶۱	۲/۶۴	۱/۵۵	۱/۹۳	۲/۰۳
K ₂ O	۱/۰۷	۱/۰۵	۱/۳۲	۱/۴	۱/۵	۱/۳۵	۱/۸۲	۱/۹۱
MnO	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۳۲	۰/۲۲	۰/۴۲
TiO ₂	۰/۹	۱	۰/۸۹	۰/۸۲	۱/۲۳	۱/۰۹	۰/۷۹	۰/۸۷
P ₂ O ₅	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۱۲
Sc	۱۷۶/۲	۱۲۹/۲	۱۷۹/۳	۱۹۱/۹	۱۴۱/۲	۱۱۶/۷	۱۰۸/۳	۶۳/۷
V	۱۵۵/۹	۱۷۵/۴	۱۷۰/۱	۱۵۷/۴	۲۰۸	۱۳۵	۱۵۸/۶	۱۹۵/۲
Cr	۲۸۵	۳۳۲/۳	۲۵۲/۹	۳۱۹/۹	۱۰۷	۷۸/۱	۲۷۶/۲	۱۴۶/۴
Co	۲۸/۲	۲۸/۲	۲۶/۵	۲۵/۶	۳۳/۷	۳۳	۲۷/۲	۳۰/۵
Ni	۱۷۱/۷	۱۲۸/۷	۱۱۶/۱	۱۴۱/۸	۶۷/۴	۳۴/۵	۱۱۸/۸	۴۷/۴
Ga	۳	۲/۷	۲/۵	۲/۹	۲/۷	۲/۴	۲/۸	۱/۲
Rb	۹/۸	۱۱/۵	۱۱/۸	۱۲	۱۳/۵	۱۲/۸	۱۴	۲۱/۵
Sr	۵۵۹/۳	۵۰۰/۳	۵۴۹/۶	۲۳۳/۴	۲۴۲/۹	۳۷۹/۲	۳۷۰/۱	۳۲۵
Y	۱۱/۶	۹/۴	۱۲/۶	۷	۴/۶	۵/۶	۱/۸	۱/۵
Zr	۸۳/۱	۸۷/۱	۶۹/۴	۵۸/۶	۸۶/۸	۸۶	۶۵/۵	۶۶/۳
Nb	۱۴	۱۵/۶	۱۱/۶	۱۲/۶	۱۴/۹	۱۲/۸	۱۶/۴	۱۲/۳
Mo	۳/۲	۳/۴	۵/۲	۴/۸	۳/۶	۴/۳	۶/۸	۹
Cs	۱۲/۳	۱۲/۸	۱۵/۸	۱۳/۵	۱۴/۶	۱۵/۴	۱۵/۶	۱۷/۲
Ba	۱۰۹/۸	۱۱۱/۲	۱۳۸/۶	۱۷۵/۱	۲۱۰	۱۷۵/۴	۳۶۱/۶	۱۳۸/۶
La	۸۲/۷	۸۰/۹	۸۱/۳	۲۹/۶	۳۵/۹	۹۴/۸	۷۰/۳	۷۷/۹
Ce	۴	۷/۱	۷/۳	۹	۳/۷	۲۲/۹	۱۰	۲۳/۵
Nd	۹/۸	۱۰/۷	۱۷/۶	۱۰/۳	۴/۹	۲۱/۶	۲۱/۱	۲۳/۲
Sm	۰/۲	۱/۶	۱/۹	۲/۲	۳/۱	۱/۲	۲/۳	۲/۳
Eu	۲/۶	۲/۵	۲/۶	۲/۶	۲/۶	۱/۹	۲	۰/۲
Tb	۴/۲	۴/۲	۴	۳/۹	۷/۴	۴/۸	۴/۴	۴/۸
Yb	۳/۸	۳/۴	۲/۹	۳/۵	۲/۲	۲/۳	۳	۲/۳
Hf	۱۰/۱	۸/۴	۲۱	۱۸/۳	۱۵/۵	۱۱/۳	۱۵/۲	۱۱/۸
Ta	۴/۴	۴/۱	۱/۶	۳/۵	۳/۷	۴/۶	۴	۴/۳
Pb	۳/۹	۴/۱	۳/۹	۴/۸	۷	۷/۷	۸/۶	۸/۹
Th	۳/۲	۳/۶	۴	۴/۳	۳/۵	۳/۷	۴/۹	۵/۲

معمولاً در بالای زون‌های فرورانش هر قدر از گودال اقیانوسی فاصله بیش تر شود، عناصری مانند K, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, Pb و خاک‌های کمیاب افزایش نشان داده و مقادیر SiO₂ و خاک‌های کمیاب سنگین تقلیل پیدا می‌کنند [۲۳]. این پژوهش نشان می‌دهد که هیچ‌گونه پلاریته ژئوشیمیایی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محور قم- تهران مشاهده نمی‌شود و سنگ‌های آتشفشانی دارای سن مشابه هستند. شاید شکسته شدن ورقه اقیانوسی در کرتاسه بالائی، شناور شدن قطعه یا قطعات شکسته شده در آستنسفر و بنابراین عدم تبعیت ماگماتیسم از شیب قبلی زون بنیف، موجب هم‌سانی ماگماتیسم در سراسر ایران مرکزی شده باشد.

نتیجه‌گیری

ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی مسیر قم- تهران غالباً کالک‌آلکان است که با سنگ‌های آلکان و گاهی توله- ایتی نیز همراه هستند. ماگماهای این منطقه از یک گوشته مادر شبیه به گوشته مورب حاصل شده‌اند. با این تفاوت

که این ماگماها از عمق بیش‌تر (نسبت به سنگ منشأ MORB) که در آن گارنت پایدار است و پلاژیوکلاز حضور ندارد سرچشمه گرفته‌اند. با وجود این که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محور قم-تهران در تمام نمودارهای محیط‌های تکتونیکی در زمره قوس‌های فرورانش قرار گرفته‌اند، اما تغییرات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها از تراست زاگرس (که اثر زون بنیف فرض شده) به طرف شمال شرق، مانند قوس‌های فرورانش، پلاریته شیمیایی ندارد و نیز ماگماتیسم در طول این مسیر هم‌زمان بوده است. چندگانگی موجود در نتایج حاصل از پژوهش‌های ژئوشیمیایی، شاید به این دلیل است که شکسته شدن ورقه اقیانوسی در کرتاسه بالایی و سرگردان شدن قطعه شکسته شده، به خصوص تبعیت نکردن از شیب قبلی زون بنیف، موجب هم‌سانی ماگماتیسم در سراسر ایران مرکزی شده باشد. به علاوه نیروهای کششی محلی (ترانستانسیون)، حاصل از حرکات امتداد لغز در بالای یک زون فرورانش مورب را نباید نادیده گرفت.

منابع

1. Stocklin J., "Structure history and tectonics of Iran: A review", Am. Assoc. Petrol. B. V. 52, n. 7 (1968) 1229-1258.
2. Emami M.H., "Géologie de la région Qom-Aran. Contribution à l'étude dynamique et géologique du volcanisme tertiaire d' Iran Central", Thèse Doctorat, Grenoble (1981).
3. 23-Ch. Verdel, Wernicke P., Hassanzadeh J., Guest B.A., "Paleogene extensional arc flare-up in Iran", TECTONICS, VOL. 30, TC3008, doi:10.1029/2010TC002809 (2011).
4. Nogol Sadat M.A.A., "Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Consequences des résultats de l'analyse structurale de la région de Qom", Thèse Univer. Scientifique et Médicale de Grenoble, France (1978).
۵. رضوی م. ح.، پترولوژی سنگ‌های آذرین خروجی علیآباد، شمال شرق قم، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال (۱۳۸۵).
6. Moinevaziri H., "Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran", Thèse d'Etat (1985) Univ. Paris-Sud, Orsay, France.
7. Hajian J., "Geologie de la region Tafrash (NW de l'Iran Central)", These Doctorat, Univer. Lyon, France (1970).
۸. خسروتهرانی خ.، کلیاتی در باره چینه‌شناسی ایران. مقاطع تیپ، تشکیلات. انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۶۷).
9. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram", J. petrol. Vol 27. Part 3 (1985) 745-750.
10. Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical Earth classification of the common volcanic rocks", Can. 1. Sci., 8 (1971) 523-548, AFM.

11. Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., "Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks, using immobile trace element: Development of the Th-Co Discrimination Diagram", *Journal of Petrology*. v. 48 (2007) 2341-2357.
۱۲. علیپور ا.، پتروگرافی، پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی محور قم-تهران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم زمین دانشگاه خوارزمی (۱۳۹۲).
۱۳. معین وزیری ح.، ماگماتیسیم. چاپ دانشگاه خوارزمی تهران (۱۳۹۱).
14. Kuno H., "Differentiation of basaltic magma. In Hess", H.H. et Poldervaart, A., edit. *Basalts*, 2. 623-688. Interscience Pull. (1968) New York.
15. Wood D.A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50 (1980) 11-30.
16. Pearce J.A., "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with application to ophiolite classification and the search for archean oceanic crust", *Lithos* 100 (2008) 14-48.
17. Goss A.R., Kay S.M., "Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratio in Central Andean adakite-like lavas (28°S, 68° W)", *Earth and Planetary Science Letters* (2009).
18. Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R., "Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust", *Nature* 410 (2001) 197-200.
19. Rollinson H.R., "Using geochemical data. Longman Scientific & Technical", (1993).
20. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W., "Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high pressure experiments and natural rocks", *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29 (1986) 293-309.
21. Arculus R.J., "Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33 (1994) 189-208.
22. Sun S.S., McDonough W.F., "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*", Geological Society, London, Special Publications, 142 (1989) 313-345.
23. Taylor S.R., McLennan S.M., "The Continental Crust: Its Composition and Evolution", Blackwell, London (1985).
24. Mc Kenzie D.E., Chappel B.W., "Shoshonite and Calc- alkaline lavas from the highlands of Papua. New Guinea", *Cont. Mineral. Petrol.*, 35, 50-62.