

بررسی منشأ و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی خاور سه‌ند (جنوب‌خاور تبریز) با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی

فرهاد پیرمحمدی^۱، علی عامری^۲، احمد جهانگیری^۱، چانگ‌هاو چن^۳ و محمّد کسکین^۴

^۱ گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر، شبستر، ایران.

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

^۳ موسسه تحقیقاتی علوم زمین، دانشگاه سینیکا، سینیکا، تایوان.

^۴ گروه زمین‌شناسی دانشگاه استانبول، استانبول، ترکیه

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۸/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۵/۱۲

چکیده

در منطقه جنوب خاور تبریز که بخشی از زون ماگمایی البرز باختری-آذربایجان است، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری سه‌ند گسترش قابل توجهی دارند. سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت تشکیل شده‌اند و سنگ‌های آذرآواری بیشتر به صورت پهنه‌های ایگنمبریتی دیده می‌شوند. این سنگ‌ها غنی از عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) بزرگ‌یون (LILE) و تهی از عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) هستند. بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE در نمونه‌ها و شباهت ترکیب شیمیایی آنها با گدازه‌هایی که در مناطق شاخص فرورانش تشکیل می‌شوند، احتمال شکل‌گیری سنگ‌های منطقه را در یک محیط فرورانشی تقویت می‌کند. اما به نظر می‌رسد فرایند فرورانش، تأثیر اندکی در تمرکز عناصر Th، U، Ta، Hf، Sm، Tb، Nd، Eu، Y و Zr در سنگ‌های منطقه و در عوض تأثیر قابل توجهی در تمرکز عناصر Th، U و Ta اندازه‌های La در نمونه‌ها داشته است. مقادیر عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (Ba، K، Rb، Cs، Sr، Pb) (LILE) در سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که سنگ‌ها در سری کلسیم-قلیایی قرار می‌گیرند و مقایسه شیمی سنگ‌های مورد مطالعه با ترکیب شیمیایی انواع سنگ‌های کلسیم-قلیایی موجود در دنیا نشان داد که سنگ‌های منطقه بیشترین شباهت را با سنگ‌های کلسیم-قلیایی Erzurum-Kars ترکیه دارند. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی و صحرایی، محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها به احتمال متعلق به یک کمان پس از برخورد است که صعود ماگما و احتمالاً تولید آن، به وسیله گسل‌های امتدادلغز و زمین‌ساخت کششی همراه با آن کنترل می‌شود. این ماگماتیسم پس از برخورد، ممکن است در اثر برخورد پوسته عربستان با ایران مرکزی رخ داده باشد.

کلیدواژه‌ها: سه‌ند، البرز باختری-آذربایجان، داسیت، فرورانش، محیط پس از برخوردی.

*نویسنده مسئول: فرهاد پیرمحمدی

E-mail: petrofarhad@yahoo.com

۱- مقدمه

ایران در کمربند چین‌خورده آلپ-همالیا و در یک ناحیه فشارشی ناشی از همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا قرار دارد. همگرایی این دو صفحه، سبب دگرشکلی ناحیه‌ای پوسته قاره‌ای به مساحت تقریبی ۳۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع شده است و این ناحیه را به یکی از بزرگ‌ترین نواحی دگرشکلی ناشی از همگرایی در زمین مبدل ساخته است (Allen et al., 2004). منطقه آذربایجان به‌عنوان بخشی از نوار ماگمایی البرز باختری-آذربایجان، در شمال‌باختر ایران و در زون برخوردی میان صفحه عربی-اوراسیا قرار دارد. پس از برخورد دو صفحه عربی و اوراسیا و رخداد سترشدگی پوسته‌ای و بالا آمدگی، دور جدیدی از فعالیت آتشفشانی در این منطقه به وقوع پیوسته است که احتمالاً سنی در حدود ۱۲ میلیون سال تا ۲/۸ میلیون سال دارد (Keskin et al., 1998). هدف از این مقاله، بررسی شرایط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی خاور سه‌ند و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌ها و سیر تحولات ماگما در ارتباط با نواحی فرورانش و برخورد است. همچنین الگوها و مدل‌های ارائه شده برای خاور آناتولی در پلیوکواترن که سرگذشت مشابهی با شمال‌باختر ایران دارد، با مدل ارائه شده برای منطقه سه‌ند مقایسه خواهد شد و با استفاده از عناصر ناسازگار، محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی می‌شود. به‌همین دلیل از اطلاعات صحرایی، مطالعات سنگ‌نگاری و بویژه داده‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها در رسیدن به هدف بهره‌گرفته شده است.

۳- سنگ‌نگاری گدازه‌ها

از میان روانه‌های گدازه موجود در این منطقه در مجموع ۹۰ مقطع نازک میکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفت. گدازه‌های مورد نظر در رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی، در محدوده آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت قرار می‌گیرند و در نمونه دستی به رنگ‌های صورتی تا خاکستری روشن و یا تیره بوده و همگی دارای ساخت پورفیری هستند. بیشتر گدازه‌ها در مقاطع میکروسکوپی بافت میکرولیتیک پورفیری نشان می‌دهند و از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کانی‌های کدر، بیوتیت و گاهی هورنبلند قهوه‌ای یا سبز با حاشیه سوخته با زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کانی‌های کدر و سوزن‌های آپاتیت تشکیل شده‌اند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در بیشتر نمونه‌ها بافت غربالی نشان می‌دهند. در برخی از پلاژیوکلازها منطقه‌بندی و در برخی دیگر

۲- زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، در منطقه خاور سه‌ند در ۴۵ کیلومتری جنوب خاوری تبریز رختمون دارند. شکل ۱ تصویر ماهواره‌ای و راه‌های ارتباطی این منطقه

با توجه به این که ذوب‌بخشی بازالت‌های MORB می‌تواند به‌عنوان یک منشأ برای تولید ماگماهای داسیتی و ریولیتی در نظر گرفته شوند و همچنین تبلور جزء به جزء یک ماگمای بازالتی همراه با هضم و ذوب انتخابی سنگ‌های پوسته می‌تواند ماگمای ریولیتی تولید کند (Walker, 1975). مقایسه نسبت La/Th در برابر Th/Co نمونه‌های سنگی منطقه (شکل ۹) (Stevenson et al., 1999) نشان می‌دهد که سنگ‌های داسیتی موجود در منطقه در مقایسه با ریولیت‌ها نسبت بالاتری از La/Th دارند و همه نمونه‌ها از منشأ MORB به دور هستند. سنگ‌های ریولیتی نیز به تدریج از دیگر نمونه‌ها فاصله می‌گیرند که نسبت‌های بالاتری از Th/Co دارند و بنابراین از عنصر Th نسبت به MORB غنی شده‌اند. در ضمن نسبت Th/Co در داسیت‌ها نزدیکی زیادی با نسبت‌های پوسته نشان می‌دهد. با توجه به این نمودار، آلاینش پوسته‌ای سنگ‌های داسیتی و جدایش در اعضای تفریق یافته سنگ‌های بازی، حدواسط و اسیدی برای سنگ‌های آتشفشان سهند قابل انتظار است. (Machado et al., 2005) بر این باورند که عنصر Th معمولاً توسط فرایند متاسوماتیسم در مناطق کمان به منبع گوشته‌ای اضافه و باعث بی‌هنجاری منفی Nb در ماگمای مناطق کمان می‌شود. به نظر ایشان تهی‌شدگی Nb در ارتباط با عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILE) می‌تواند به دو فرایند زیر نسبت داده شود: ۱- اضافه شدن یک سیال غنی شده از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILE) و فقیر از Nb به گوه گوشته‌ای و ۲- تمرکز ترجیحی Nb در آمفیبول نسبت به دیگر فازها در منبع گوشته‌ای. این مسئله می‌تواند در ارتباط با تهی‌شدگی ماگمای اولیه با منشأ گوشته سست کره‌ای با بازمانده گارنت از عناصر خاکی کمیاب سنگین باشد که باعث ذوب بخشی در پوسته شده و در اثر آمیختگی با مواد پوسته‌ای نسبت این عنصر را در مذاب پایین آورده است. اما عناصر درشت‌یون مانند Sr، Rb، K، Ba بی‌هنجاری مثبت دارند. به نظر Wilson (1989) غنی‌شدگی Th حاصل فازهای سیال مرتبط با فرورانش است. اما تهی‌شدگی Nb و Ti از ویژگی‌های ماگماهای کلسیمی-قلیایی در ارتباط با کمان‌های آتشفشانی در مقایسه با ماگماهای درون صفحات سنگ‌کره‌ای است (Gioncada et al., 2003). سیال‌های حاصل از دست دادن آب پوسته اقیانوسی فرورونده نقش مهمی را در انتقال عناصر میان صفحه و ماگمای تولید شده در کمان، بازی می‌کنند (Gorton & Schandl, 2000). (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 متحرک‌ترند و با ذوب‌شدگی با از دست دادن آب، به ماگمای تولید شده 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 & Schandl, 2000). معمولاً نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب بخشی (که در آن پیروکسن و فلدسپارها به‌صورت 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. متاسوماتیسم ناحیه منبع که توسط فرایندهای فرورانش انجام می‌شود، باعث غنی‌شدگی Th نسبت به Ta و بنابراین افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می‌شود. در واقع مواد فرورانشی، Th را با خود منتقل 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 پوسته‌ای قاره‌ای (غیر از رخساره‌های گرانولیتی که Th پایین دارند) زیاده است (Aldanmaz et al., 2000). بر این اساس نمونه‌های منطقه نسبت به Th غنی شده هستند و تحت تأثیر مواد فرورانشی قرار گرفته‌اند و ویژگی‌های سنگ‌های کلسیمی-قلیایی حاشیه فعال قاره را از خود نشان می‌دهند (Pearce, 1982 & 1983).

حاشیه واکنشی و گرد شده دیده می‌شود، که این نکته می‌تواند نشانه نبود تعادل میان بلورهای با ماگمای دربرگیرنده آنها باشد (Shelley, 1993; Singer et al., 1993). افزون بر بافت غربالی، بافت‌های گلوپورفیری و پویی کلیتیک نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

۴- زمین‌شیمی

پس از بررسی‌های میکروسکوپی از میان سالم‌ترین گدازه‌های منطقه ۳۰ نمونه انتخاب و برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شد. تجزیه عناصر اصلی بر اساس روش ME-ICP06 و با دقت برابر ۰/۰۱ درصد وزنی و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر اساس روش ME-MS81 و با دقت برابر با ۰/۰۱ ppm انجام گرفته است. در این نمونه‌ها، مقادیر ۵۴ عنصر اصلی و کمیاب برای ارزیابی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گدازه‌های منطقه اندازه‌گیری شد (جدول ۱). سنگ‌های آتشفشانی منطقه در رده‌بندی (Le Bas et al., 1986) (شکل ۳) در محدوده‌های آندزیت، داسیت و ریولیت قرار گرفته و با داشتن K_2O میان ۱/۷۸ تا ۲/۶ درصد وزنی و Na_2O میان ۳/۱۱ تا ۴/۸۳ درصد وزنی، بیشتر در قلمرو با پتاسیم متوسط (Le Maitre et al., 1989) (شکل ۴) قرار می‌گیرند. در شکل ۵، نمونه‌ها بر روی نمودار مثلثی Irvine & Baragar (1971) ویژگی‌های سنگ‌های کلسیمی-قلیایی را نشان می‌دهند. همچنین در نمودار مجموع قلیایی-سیلیس (Le Maitre et al., 1989) سنگ‌های منطقه در محدوده نیمه قلیایی واقع می‌شوند (شکل ۶). در نمودارهای متغیر اکسید-اکسید و عناصر فرعی (Harker, 1909)، رفتار سیلیس نسبت به عناصر اصلی و کمیاب مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۷). در این نمودارها با افزایش مقدار سیلیس، اکسیدهای اصلی CaO ، MgO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و Al_2O_3 ، P_2O_5 روند نزولی نشان می‌دهند. این مسئله می‌تواند به احتمال در ارتباط با تفریق و تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومیزین مانند پیروکسن و کانی‌های تیره مانند تینانومگنتیت و ایلمنیت در مسیر صعود و استقرار ماگمای هیبرید در محفظه‌های ماگمایی بالاتر در ارتباط باشد. Na_2O روند صعودی دارد، داخل شدن Na در شبکه پلاژیوکلازها می‌تواند روند صعودی ایجاد کند و پراکنده بودن آن می‌تواند در ارتباط با هضم یا آمیختگی باشد. Y، Zr، Nb دارای روند نزولی با افزایش SiO_2 است. Zr در اولویت اول، تمایل به ورود در ساختار کانی زیرکن دارد و در صورت نبود زیرکن، Zr در آمفیبول‌ها وارد می‌شود (Rollinson, 1993). تغییرات عنصر Nb در ارتباط با جدایش ایلمنیت، اسفن است و در مرحله بعد می‌تواند در ارتباط با تفریق کانی‌های بیوتیت و هورنبلند باشد. Sr در ارتباط با افزایش SiO_2 با وارد شدن در ساختار پلاژیوکلاز روند منفی نشان می‌دهد. عناصر سازگار V، Ce، Ti و Ta با افزایش SiO_2 همبستگی منفی نشان می‌دهند (شکل ۷). این مسئله می‌تواند در ارتباط با تفریق کانی‌های فرومیزین مانند پیروکسن و مگنتیت در حین صعود ماگما و استقرار آن در محفظه‌های ماگمایی باشد. با توجه به همبستگی‌های دیده شده در نمودارها، احتمال دارد نمونه‌های منطقه از یک منشأ پوسته‌ای حاصل شده باشند که با مقادیر مختلف از ماگمای بازالتی آمیختگی یافته و ماگمای هیبرید را به وجود آورده‌اند و از پی آن تحول چنین ماگمایی هنگام صعود و استقرار در محفظه‌های ماگمایی در طی فرایند هضم و تفریق با نرخ‌های متفاوت انواع سنگ‌های منطقه را به وجود آورده است. آمیختگی ماگمای بازیگ و اسیدی سبب تغییر در میزان سیلیس مذاب می‌شود، به گونه‌ای که شواهد زمین‌شیمیایی، صحرایی و بافتی مانند بافت غربالی در پلاژیوکلازها، تحلیل رفتن حاشیه برخی از کانی‌های زودتر تشکیل شده، از جمله آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها و ایجاد منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها و بالا بودن نورم کوارتز نشان‌دهنده این مطلب است که ماگمای اولیه در حین صعود دچار تحولات ماگمایی از جمله پدیده‌های تفریق بخشی، آلاینش و آمیختگی شده است (شکل ۸).

بیشتر نمونه‌ها در موقعیت کمان‌های پس از برخوردی و حاشیه فعال قاره قرار گرفته‌اند. برای بررسی تأثیر فرایندهای (AFC) از نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (شکل ۱۴- f) استفاده شده است (Pearce, 1983). روندهای FC و AFC در این نمودار دخالت فرایندهای آلاپس پوسته‌ای در سنگ‌زایی ماگمای مولد سنگ‌های منطقه را نشان می‌دهد. مقایسه عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های مورد مطالعه، با سنگ‌های مربوط به برخورد و پس از برخورد در جهان (از جمله ترکیه) نشان داد که احتمالاً ماگمای مادر سنگ‌های منطقه سه‌سند تبریز محصول یک سری فرایندهای متمایز هستند که غنی‌شدگی انتخابی را در عناصر LILE و LREE به وجود آورده است. تصور می‌شود که این غنی‌شدگی و شباهت نمونه‌ها به مناطق فرورانش، در طی فرایند فرورانش، دچار تحول شده و غنی‌شدگی در این عناصر، از فرورانش به ارث رسیده است. روابط میان ماگماتیسیم و زمین‌ساخت در این مناطق، مدل‌هایی را پیشنهاد می‌دهد که در آنها، نازک‌شدگی سنگ‌کره زیر پوسته قاره‌ای، موجب بالا آمدگی گوشته و ذوب بخشی آن می‌شود. در این محیط پس از برخوردی، صعود ماگما و احتمالاً تولید آن، به وسیله گسل‌های امتداد لغز و زمین‌ساخت کششی همراه با آن، کنترل می‌شود (Keskin et al., 1998). براساس مدل‌های ارائه شده، این احتمال وجود دارد که پس از برخورد صفحه‌های قاره‌ای و ستبر شدن پوسته، سنگ‌کره زیرین بالا آمده و تحت تأثیر ذوب بخشی قرار می‌گیرد. به نظر می‌رسد ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های مورد مطالعه وابسته به یک محیط کششی پس از برخوردی باشد.

۶- بررسی ویژگی‌های کمان ماگمایی

نسبت Ba/La در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت کمان است (Macdonald et al., 2001). در گدازه‌های منطقه، همانند ماگمای مناطق کمان آتشفشانی میزان این نسبت از $16/86$ تا $26/55$ در تغییر است. بالا بودن نسبت Ba/La علامت غنی‌شدگی گوه گوشته توسط سیال‌های منطقه پیش از برخورد و در زمان فرورانش و ورود Ba از رسوبات اقیانوسی فرورانده شده به ماگما است (Hole et al., 1984). نسبت Ba/Ta بالاتر از 450 ، از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای کمان به شمار می‌رود (Macdonald et al., 2001). این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بین 674 تا 11281 است. بالا بودن نسبت La/Ta نیز از دیگر مشخصات مناطق کمان است (Trumbull et al., 1999) که در مورد سنگ‌های منطقه صدق می‌کند. یکی از مهم‌ترین تفاوت‌های سری‌های کلسیمی-قلیایی جزایر کمانی با حاشیه فعال قاره، فراوانی زیاد سنگ‌های سیلیسی (داسیت و ریولیت) به صورت مواد آذرآواری در حاشیه قاره است (Rendeng et al., 2006). با توجه به همراهی گنبد‌های داسیتی و ریولیتی با گدازه‌های مورد مطالعه و همچنین گسترش چشم‌گیر توف‌های اسیدی در منطقه، به نظر می‌رسد که سنگ‌های مورد مطالعه متعلق به حاشیه فعال قاره باشند.

۷- مدل احتمالی تشکیل سنگ‌های منطقه

با توجه به داده‌های موجود و مقایسه آنها با منطقه خاور ترکیه به نظر می‌رسد که پس از برخورد صفحه‌های قاره‌ای در ایران، سنگ‌کره زیر قاره ذوب و ماگمای حاصل از آن در طول گسل‌های کششی به سوی پوسته بالا می‌رود. توقف ماگمای حاصل در این پوسته ستبر، موجب تحولات مختلفی از جمله تبلور بخشی، هضم و آلودگی می‌شود و سپس این ماگما در طول گسل‌های طولی به بیرون هدایت می‌شود. کمی پس از آن ماگماهای اسیدی نیز به صورت گنبد‌های ریولیتی و داسیتی در منطقه نفوذ می‌کنند. مشابه این مدل در ارزروم-کارس ترکیه، کمپلکس ماگمایی Mount Kozak، آتشفشان چینه‌ای Hassan Daghi و کمپلکس ماگمایی Bayramic دیده شده است و سنگ‌های این مناطق از نظر زمانی نیز مشابه سنگ‌های منطقه سه‌سند هستند. سن مطلق این مجموعه‌های ماگمایی و چینه‌ای ترکیه با استفاده از روش

سنگ‌های منطقه در نمودار شکل ۱۰ و ۱۱ نسبت به گوشته اولیه و کندریت (Sun & McDonough, 1989)، بهنجار شده‌اند. در این اشکال بی‌هنجاری‌های منفی P ، Nb ، Ti همراه با بی‌هنجاری مثبت K ، Rb ، Th و U دیده می‌شوند که می‌تواند مربوط به ناهمگنی منشأ گوشته سنگ‌کره‌ای غنی شده به وسیله فرایند فرورانش باشد (Dostal et al., 2001). با وجود این، شواهد ژئوشیمیایی در مدل فرورانش مانند بی‌هنجاری Ta و Nb ، در برخی از جایگاه‌های مناطق پس از برخورد (Postcollisional) به جای آن که نشان‌دهنده منشأ واقعی خود باشد، شواهدی از آغشتگی با گوشته سنگ‌کره‌ای در آنها دیده می‌شود (Juteau & Maury, 1997). غنی‌شدگی عناصر Th و U در نمودارهای عنکبوتی احتمال دارد در اثر فرورانش رسوبات پلاژیک به همراه پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی باشد (Fan et al., 2003). به باور Rollinson (1993) بی‌هنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. همچنین بی‌هنجاری منفی برای P ، می‌تواند در ارتباط با تبلور بخشی آپاتیت باشد. در واقع این بی‌هنجاری‌ها در کنار بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی مناطق کمان کلسیمی-قلیایی در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای آن به وجود می‌آیند (Mohamed et al., 2000). فرایند فرورانش نقش مؤثری در افزایش میزان نسبت LILE/HFSE دارد (Hole et al., 1984; Saunders et al., 1980). به گونه‌ای که بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE جزو علائم فرورانش به شمار می‌رود (Zanetti et al., 1999). اختلاف در عناصر فرعی سنگ‌های مختلف موجود در منطقه ممکن است بستگی به اختلافاتی داشته باشد که از منشأ به ارث برده‌اند. در شکل ۱۲، فراوانی عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به فراوانی این عناصر در کندریت بهنجار شده است (Sun & McDonough, 1989). در این شکل افزون بر غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک بی‌هنجاری منفی Eu نیز دیده نمی‌شود که نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلازهای کلسیک به عنوان عامل کنترل‌کننده تحول ماگما و یا حضور نداشتن آنها در فاز باقی مانده و یا فوگاسیته بالای O_2 است، (Mccurt et al., 1985; Rollinson, 1993). در این شکل، الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در گدازه‌های مختلف کم‌وبیش با هم موازی است و سنگ‌های منطقه از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. دو احتمال می‌توان برای این حالت در نظر گرفت: یکی این که چون LREEها تا حدی ناسازگارتر از HREEها هستند ممکن است در اثر تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته منطقه متمرکز شده باشند (Krauskopf & Bird, 1976). عامل دیگر، تشکیل این سنگ‌ها در مناطق فرورانش است (Winter, 2001). در شکل ۱۳ نمودار عنکبوتی بهنجار شده به MORB و عناصر کمیاب منطقه فلات ارزروم-کارس (۱۳- a) در خاور ترکیه با نمودار مشابه آن در منطقه سه‌سند (۱۳- b) مقایسه شده است. آتشفشان‌های فلات ارزروم-کارس در خاور ترکیه به عنوان آتشفشان‌های نوع مناطق پس از برخوردی معرفی شده‌اند و از نوع دونمایی (Bimodal) هستند، (Keskin et al., 1998). در این منطقه گدازه‌های اسیدی و حدواسط دارای ویژگی‌های کانی شناختی مشابه با سه‌سند هستند. غنی‌شدگی در عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE و بی‌هنجاری منفی Ta ، Nb و پایین بودن Y از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های این منطقه است.

۵- جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی

برای تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای پیشنهادی (Muller & Groves (1997) (شکل ۱۴- a, b, c, d, e) برای جدایش موقعیت ماگماتیسیم کمانی از درون صفحه‌ای و همچنین جدایش کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی پس از برخوردی استفاده شده است که

Sm, Hf, Ta, Zr, Eu, Nd, Tb, Y و در عوض تأثیر قابل توجه آن بر روی تمرکز عناصر U, Th و تا اندازه‌ای La بوده است. این مطلب با بی‌هنجاری مثبت U, Th و La در نمودارهای عنکبوتی همخوانی دارد. غنی‌شدگی شدید Th و U در نمودارهای عنکبوتی بیانگر مشارکت رسوبات پلاژیک فرورانده شده یا اضافه شدن پوسته اقیانوسی دگرسان شده در منبع ذوب‌شدگی است. بالا بودن نسبت Ba/Ba, Ta/La و پایین بودن مقدار TiO_2 در سنگ‌های منطقه از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های آذرین مناطق کمان به شمار می‌آیند. پراکندگی نمونه‌ها بر روی نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb و همراهی آنها با حجم بالایی از توف‌های اسیدی در منطقه، می‌تواند نشان‌دهنده شکل‌گیری آنها در حاشیه فعال قاره باشد. اما با توجه به این که گسل‌ها و شکستگی‌های فراوان موجود در منطقه سهند از روندهای ساختاری کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر پیروی می‌کنند، می‌توان این سنگ‌ها را در ارتباط با گسل‌هایی دانست که در اثر برخورد پوسته قاره‌ای ایران و عربستان در پوسته ایران زمین به وجود آمده‌اند. بر اساس نمودارهای زمین‌ساختی ارائه شده توسط Muller & Groves (1997) سنگ‌های مورد مطالعه مشابه محیط‌های کمان قاره‌ای و کمان پس از برخوردی هستند. همچنین سنگ‌های منطقه سهند از نظر زمانی و جایگاه محیط زمین‌ساختی مشابه سنگ‌های فلات ارزروم - کارس در ترکیه هستند.

سپاسگزاری

نگارندگان این مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر و همچنین مسئولین این واحد که در فراهم آوردن امکانات لازم برای انجام این پژوهش به صورت طرح پژوهشی همکاری‌های فراوان کردند تشکر می‌کنند. همچنین نگارندگان از سردبیر، هیئت تحریریه و داوران محترم فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین نیز سپاسگزاری می‌کنند.

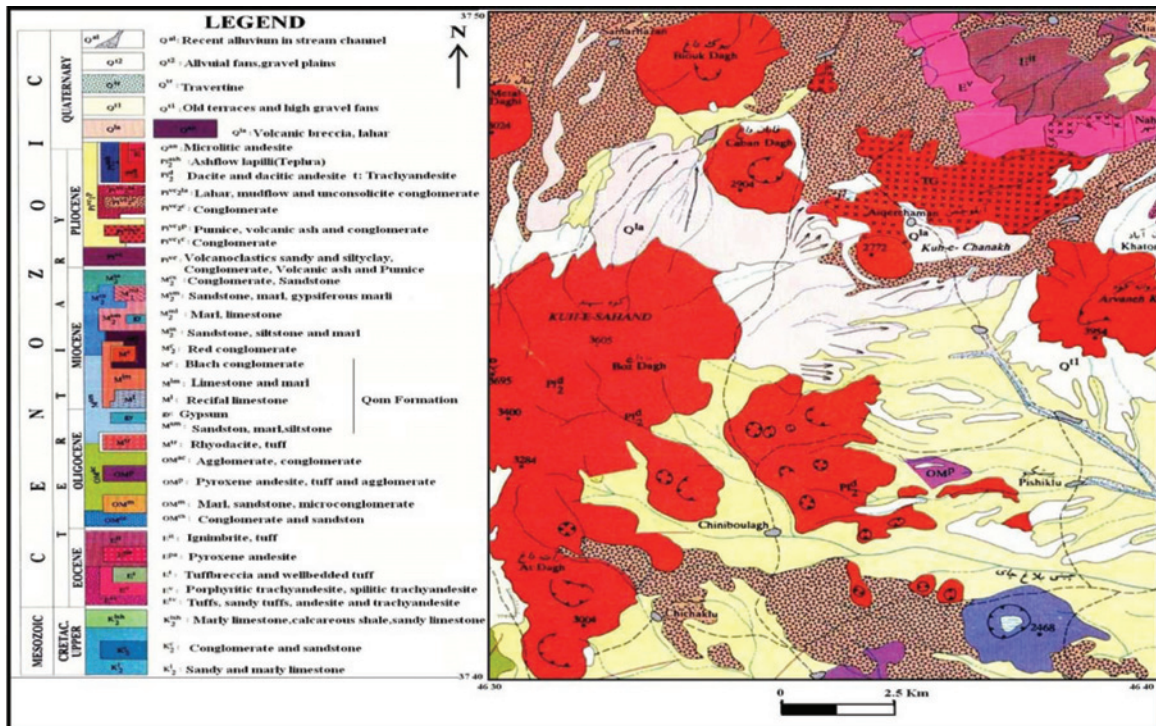
سن سنجی K/Ar در نمونه‌های سنگی معادل و مشابه که در شمال خاور ترکیه قرار دارد محاسبه شده است که برای فلات ارزروم- کارس در حدود ۱۲-۵ میلیون سال به دست آمده است (Keskin et al., 1998). همچنین برای مجموعه آتشفشانی داسیتی و ریولیتی ارمنستان که با روش K/Ar و Rb/Sr سن‌سنجی شده است سنی در حدود ۱۷-۱۰ میلیون سال به دست آمده است که به نظر می‌رسد سن میوسن پسین تا پلیوسن را داشته باشد (Karapetian et al., 2001). هر چند که برخی از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌ها شبیه ماگمای جزایر کمانی است، اما چنین محیطی را در منطقه نمی‌توان انتظار داشت. بنابراین، سنگ‌های منطقه سهند احتمالاً در محیط پس از برخوردی ایجاد شده‌اند. با استفاده از نمودارهای ارائه شده توسط Muller & Groves (1997) (شکل ۱۴- a, b, c, d و e) بیشتر نمونه‌ها در موقعیت کمان‌های پس از برخوردی و حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند. البته این نمودارها ابتدا برای سنگ‌های غنی از پتاسیم به کار رفت اما از آنجایی که این نمودارها بر اساس عناصر ردیاب بنا شده‌اند و در مناطق پس از برخوردی، انواع سنگ‌ها اعم از قلیایی و کلسیمی- قلیایی وجود دارد می‌توان از این نمودارها برای انواع سنگ‌های منطقه سهند نیز استفاده کرد.

۸- نتیجه‌گیری

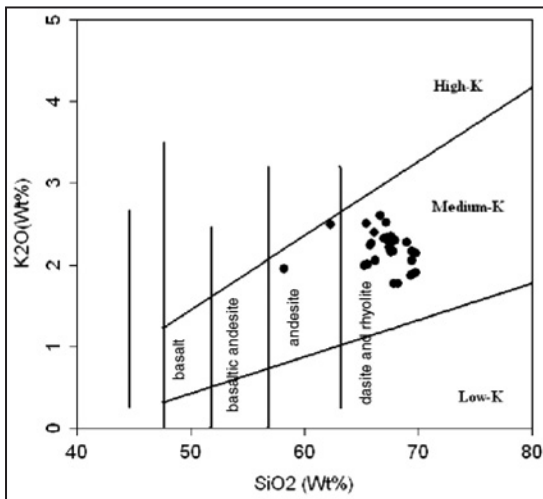
با توجه به شواهد به دست آمده، ماگمای منطقه یک ماگمای تحول یافته و از نوع کلسیمی- قلیایی است. الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بر روی نمودارهای عنکبوتی، گواه غنی‌شدگی گدازه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) است. بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE را می‌توان از ویژگی‌های مناطق فرورانش به شمار آورد. از طرفی، شواهد ژئوشیمیایی بیانگر تأثیر اندک فرورانش در تمرکز عناصر



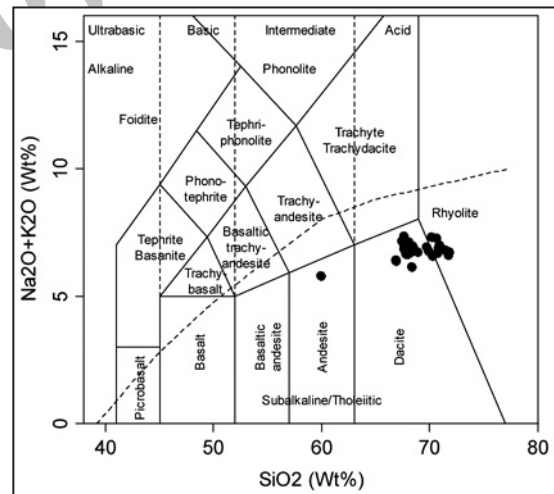
شکل ۱- تصویر ماهواره‌ای و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه بر روی آن.



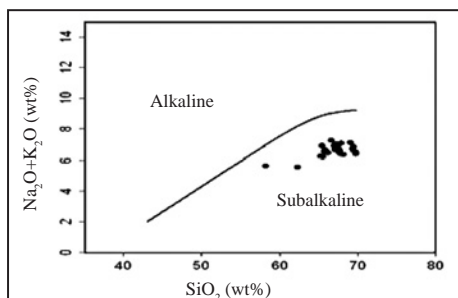
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (پهروزی و همکاران، ۱۳۷۶).



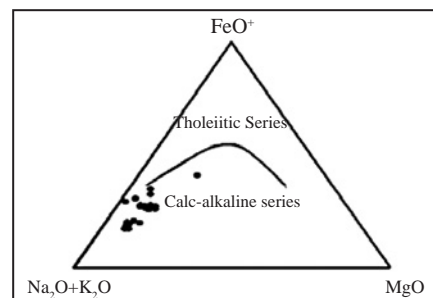
شکل ۴- نمونه‌ها در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Le Maitre et al., 1989) در محدوده پتاسیم حدواسط قرار می‌گیرند.



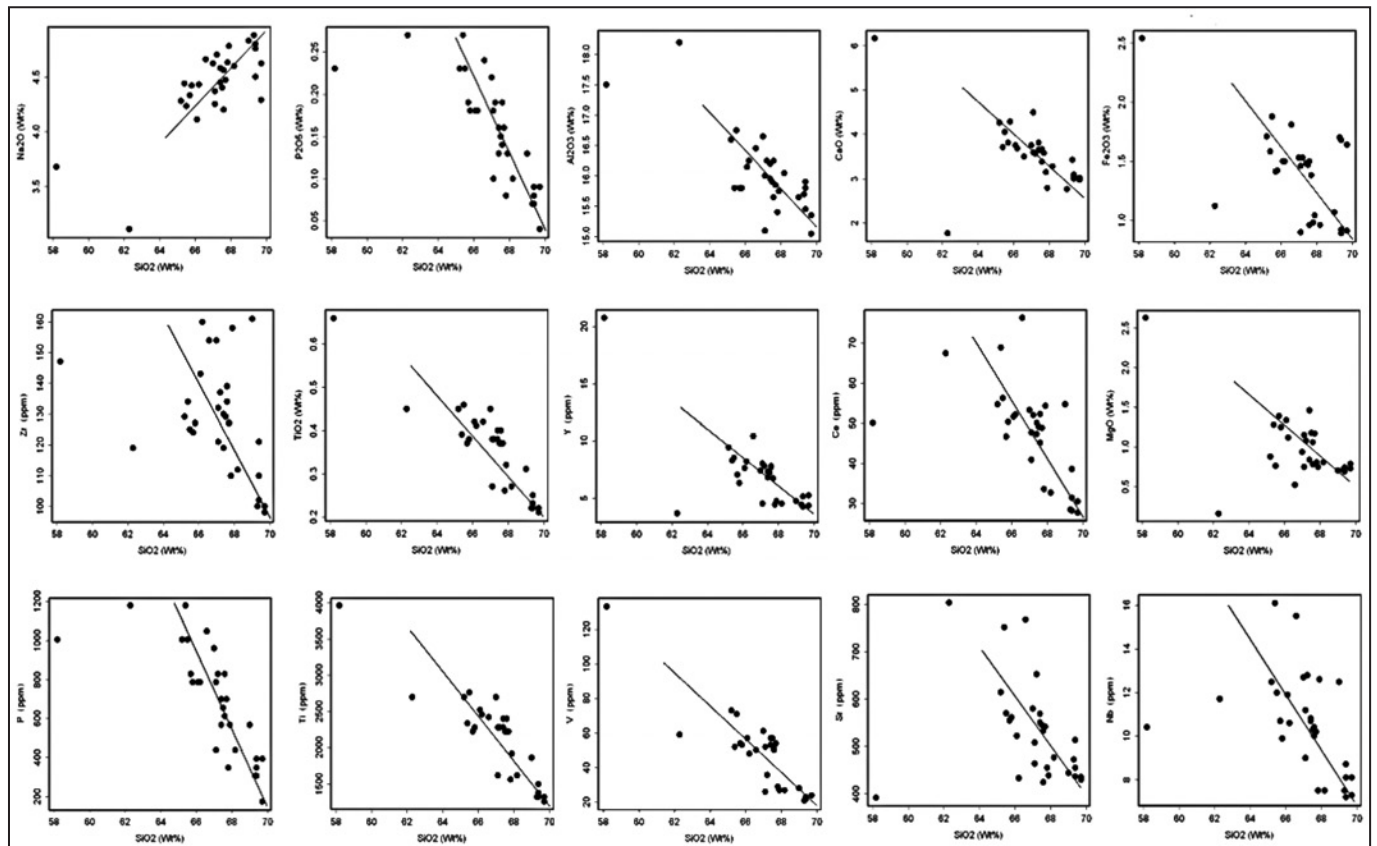
شکل ۳- نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986) در محدوده آندزیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند.



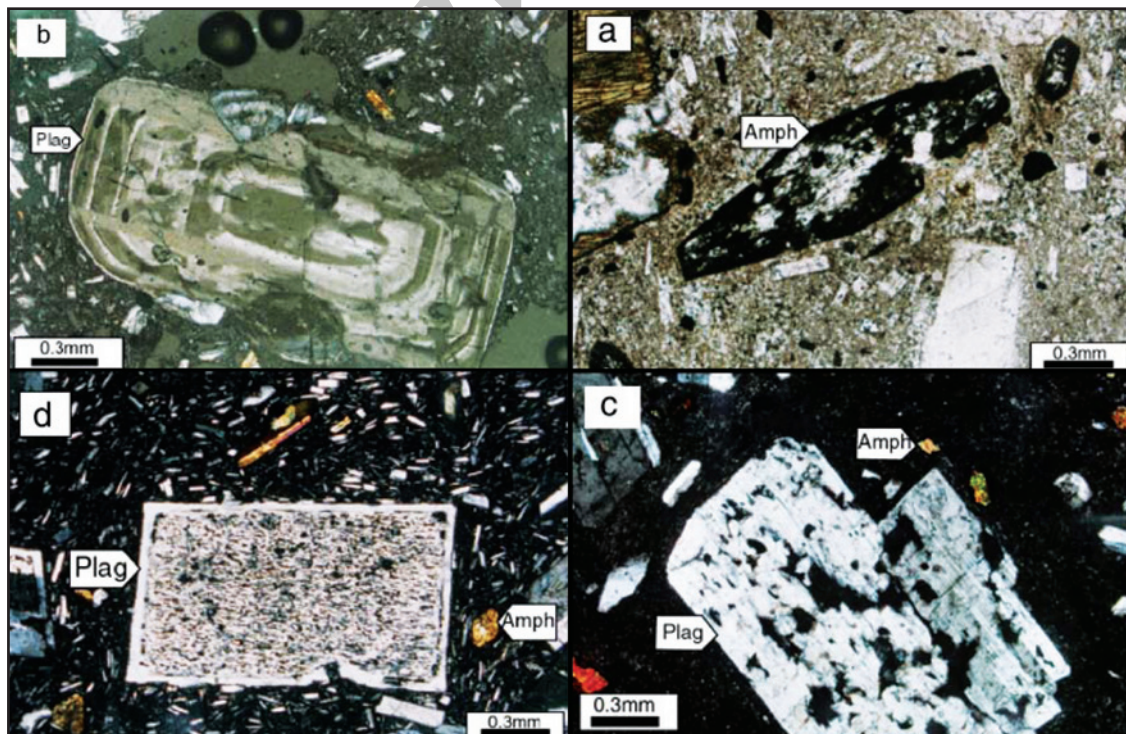
شکل ۶- نمودار قلیایی در برابر سیلیس (Le Maitre et al., 1989) برای جدایش قلمروی سری‌های قلیایی و نیمه قلیایی از خط مرزی Irvine & Baragar (1971) استفاده شده است.



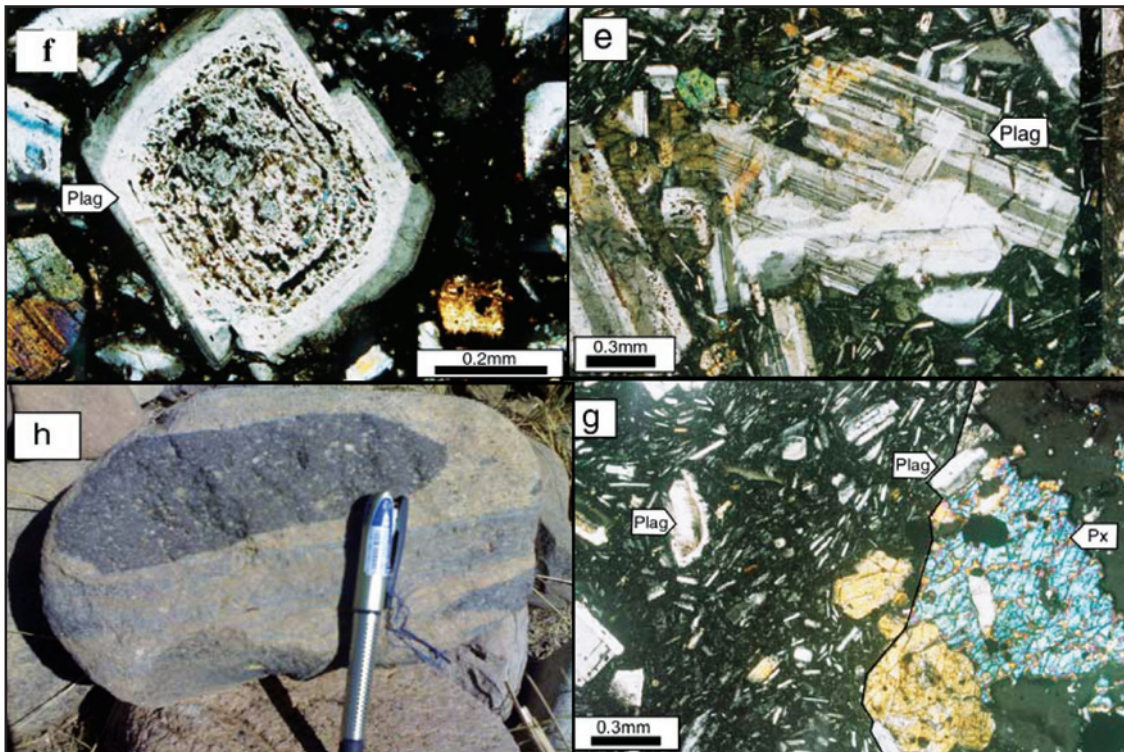
شکل ۵- در نمودار AFM نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری کلسیمی- قلیایی قرار می‌گیرند (Irvine & Baragar, 1971).



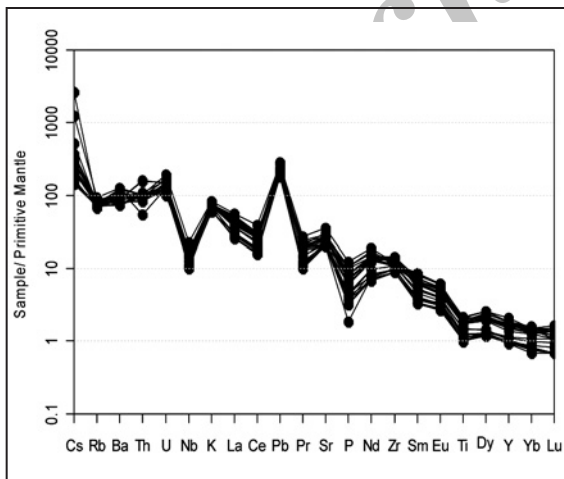
شکل ۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب در برابر سیلیس برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (Harker, 1909).



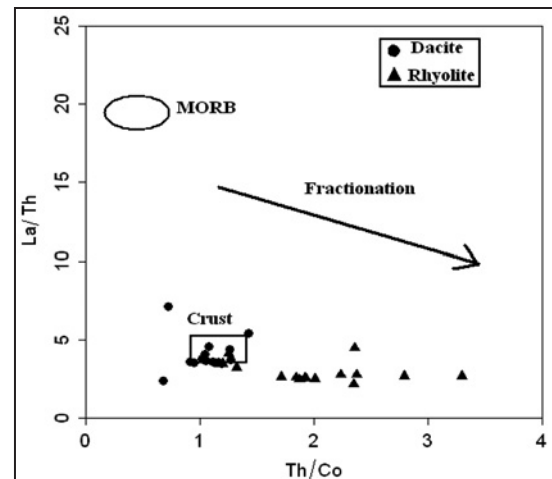
شکل ۸- (a) درشت بلور شکل‌دار هورنبلند تجزیه شده (PPL)، (b) درشت بلور پلاژیو کلاز با منطقه‌بندی هم‌مرکز (PPL)، (c) و (d) پلاژیو کلاز با بافت غربالی و ساختمان منطقه‌بندی که بخش مرکزی آنها به کانولینیت و کلریت تجزیه شده است به همراه آمفیبول‌های شکل‌دار (XPL, PPL).



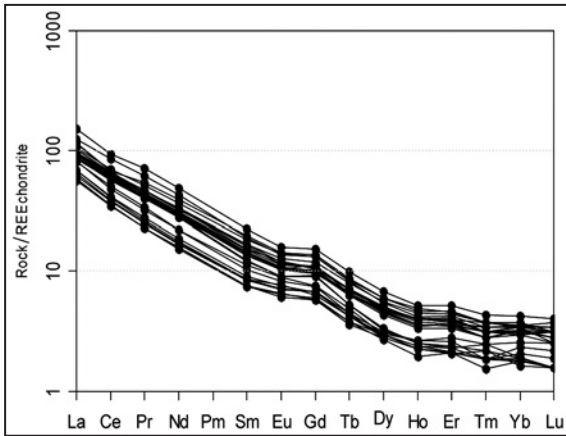
شکل ۸- e) پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنیتییک در یک خمیره تمام بلورین از فلدسپار قلیایی، بیوتیت و کوارتز (PPL)، f) درشت بلور پلاژیوکلاز با میان‌بارهای شیشه در داسیت‌ها (PPL)، g و h) قرار گرفتن یک قطعه بیگانه سنگ آندزیتی در یک مذاب داسیتی (PPL). Amph. = آمفیبول، Bio = بیوتیت، Plag = پلاژیوکلاز، Px = پیروکسن.



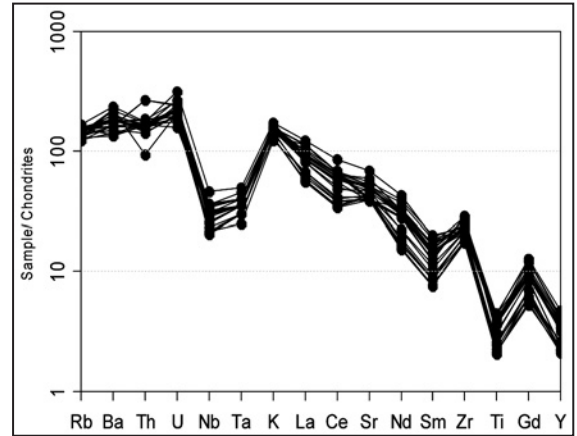
شکل ۱۰- الگوی پراکندگی عناصر در نمودار عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند، از عناصر کمیاب سبک غنی‌شدگی نشان می‌دهد.



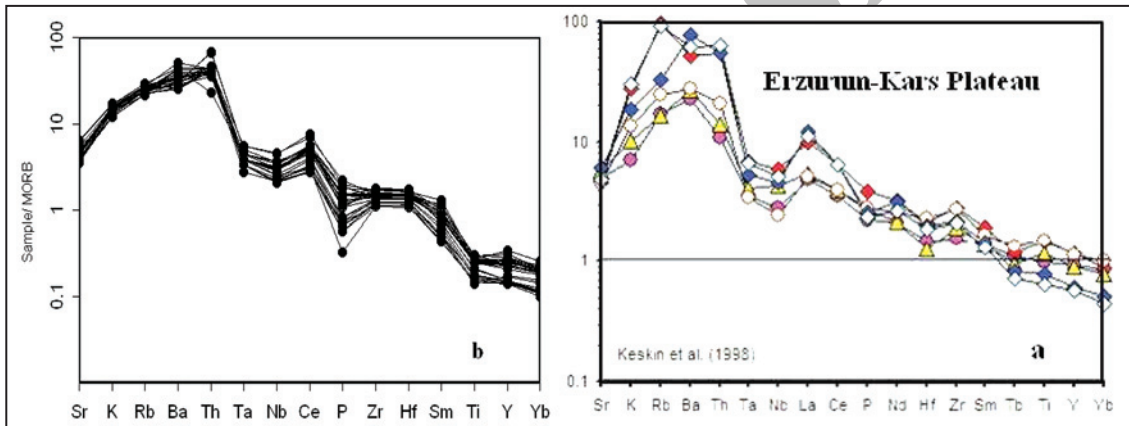
شکل ۹- نمودار تغییرات نسبت La/Th در برابر Th/Co به عنوان شاخص جدایش جزء به جزء است. سوی پیکان روند تفریق را نشان می‌دهد. (Stevenson et al., 1999).



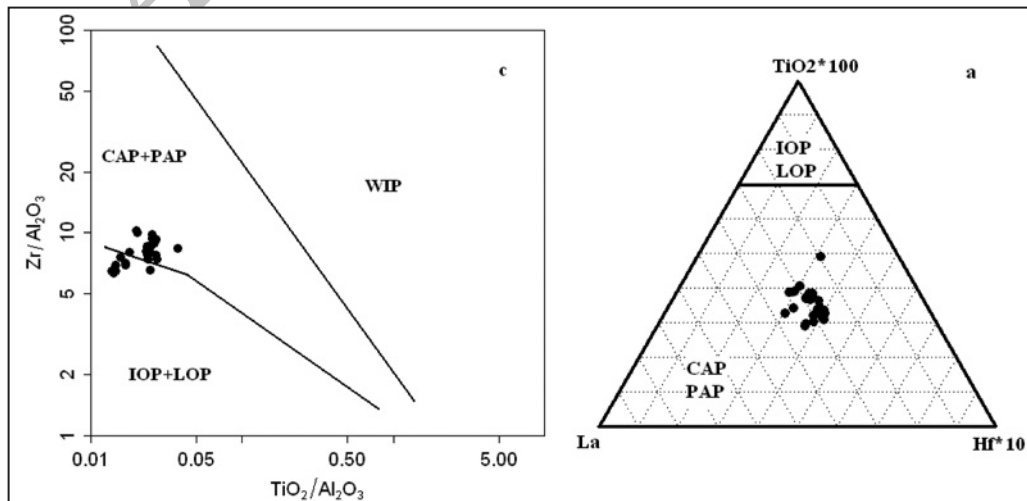
شکل ۱۲- غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE در مقایسه با HREE در نمودار پراکندگی عناصر خاکی کمیاب که نسبت به REE کندریت پنجمار شده‌اند (Sun & McDonough, 1989).



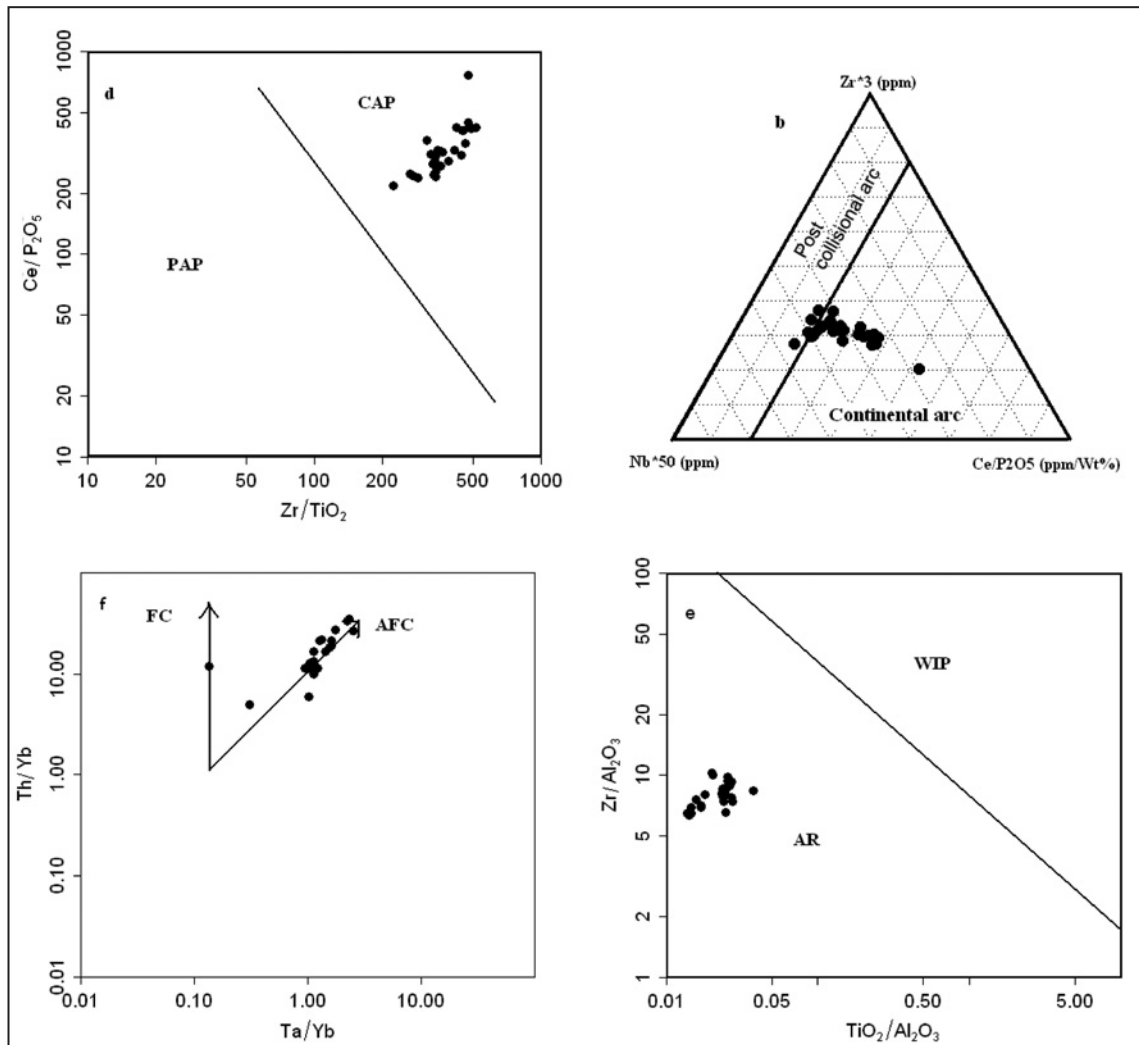
شکل ۱۱- غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE در مقایسه با HREE در نمودار پراکندگی عناصر خاکی کمیاب که نسبت به کندریت پنجمار شده‌اند (Sun & McDonough, 1989).



شکل ۱۳- مقایسه نمودار عنکبوتی و تغییرات عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های آتشفشانی کلسیم-قلیایی سهند (a) در خاور ترکیه که هر دو به نسبت MORB پنجمار شده‌اند (Sun & McDonough, 1989) با فلات ارزروم-کارس.



شکل ۱۴- (a و c) جدایش کمان‌های آغازین و تأخیری (LOI+LOP) از حواشی فعال قاره‌ای و کمان‌های پس از برخوردی (PAP+CAP) و موقعیت درون صفحه‌ای (WIP).



شکل ۱۴- (d و b) جدایش حواشی فعال قاره و کمان‌های پس از برخوردی، (e) جدایش موقعیت درون صفحه (WIP) و کمان‌های آتشفشانی (AR) در نمودارهای پیشنهادی (Muller & Groves (1997) و f) نمودار پیشنهادی (Pearce (1983)، تأثیر فرایند (AFC) در نمونه‌های مورد مطالعه.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و خاکی کمیاب گدازه‌های منطقه سه‌سند (R: Rhyolite, D: Dacite, A: Andesite).

sample	RA7	RB8	RB9	DC11	AC16	DC18	DD21	DE22	DF27	DF28	DG1	DG10	DG11	DH1
SiO ₂ (Wt%)	69	69.4	67.9	66.2	58.2	67.6	67.2	68.2	67.1	67.1	67.6	67	65.8	67.4
Al ₂ O ₃ (Wt%)	15.65	15.9	15.75	16.25	17.5	16.25	16.25	16.05	16	15.1	15.65	16.65	15.8	15.95
Fe ₂ O ₃ (Wt%)	1.07	0.89	1.04	1.5	2.54	1.5	1.53	0.96	1.46	0.9	0.96	1.53	1.42	1.48
FeO (Wt%)	0.99	0.88	0.99	1.55	3.39	1.5	1.47	0.99	1.46	0.92	1	1.56	1.46	1.48
CaO (Wt%)	2.76	3.09	2.79	3.68	6.17	3.66	3.57	3.27	3.59	4.49	3.38	3.75	4.28	3.81
MgO (Wt%)	0.7	0.69	0.75	1.12	2.63	0.78	1.08	0.81	1.15	0.75	1.06	0.94	1.25	1.46
Na ₂ O (Wt%)	4.83	4.5	4.78	4.43	3.68	4.56	4.7	4.6	4.25	4.37	4.2	4.62	4.42	4.45
K ₂ O (Wt%)	2.27	2.16	2.3	2.06	1.96	2.15	2.34	1.78	2.52	2.32	2.35	2.32	2.26	2.22
Cr ₂ O ₃ (Wt%)	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
TiO ₂ (Wt%)	0.31	0.25	0.32	0.41	0.66	0.4	0.38	0.27	0.38	0.27	0.37	0.45	0.38	0.38
MnO (Wt%)	0.03	0.03	0.03	0.05	0.13	0.04	0.05	0.03	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06
P ₂ O ₅ (Wt%)	0.13	0.09	0.13	0.18	0.23	0.19	0.19	0.1	0.18	0.1	0.14	0.22	0.18	0.13
SrO (Wt%)	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07
BaO (Wt%)	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08	0.07	0.1	0.09	0.08
LOI (Wt%)	1.7	2.09	2.7	1.89	1.89	0.5	0.8	2.3	1.8	3.3	2.17	0.79	2.5	1.09
Total (Wt%)	99.5	100	99.7	99.6	99.5	99.4	99.9	99.5	100	99.8	100	100	100	100
Ba (ppm)	607	672	622	619	530	689	762	538	617	654	608	839	713	704
Ce (ppm)	54.7	38.6	54.4	52.2	50.1	52.3	52.1	32.7	47.7	40.9	45.2	53.3	50.4	47.3

ادامه جدول ۱.

19.2	20.3	29.7	21.3	35.6	33.1	47	37.8	38.5	29.1	28.7	28.5	17.4	17.9	18.2	26.4
0.08	0.07	0.11	0.05	0.1	0.1	0.13	0.04	0.11	0.09	0.1	0.1	0.05	0.05	0.05	0.09
3	3	3	5	2	2	2	2	5	2	6	3	4	2	2	5
8.1	8.7	11.9	7.5	12.5	12	15.5	11.7	16.1	10.8	10.3	10.2	7.3	7.2	7.5	10.7
10	10.2	18.7	11.3	23.6	22	29.3	21.2	25.6	18	17.2	17.2	9.1	9.2	9.5	17.3
8	8	13	12	13	11	16	7	12	10	9	8	8	9	8	16
13	15	16	13	16	16	24	10	19	20	17	16	14	14	13	17
3.03	3.12	5.44	3.4	6.66	6.23	8.67	7.2	7.5	5.37	5.19	5.16	2.76	2.77	2.79	4.99
54	55.7	53.9	45.1	49.9	49.4	54.1	50.6	58.7	51.8	54.1	53.1	49.1	48.8	48.5	55.6
1.65	1.67	2.93	1.77	3.82	3.57	4.34	2.26	3.72	2.79	2.63	2.67	1.46	1.44	1.48	2.83
429	436	522	454	614	570	768	804	751	569	545	542	435	454	472	554
0.6	0.7	0.8	0.5	0.8	0.8	1	0.8	0.1	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.8
0.21	0.2	0.34	0.2	0.41	0.4	0.47	0.18	0.39	0.31	0.3	0.31	0.18	0.18	0.17	0.3
8.92	8.25	7.93	8.24	7.86	4.64	8.72	8.48	8.83	8.45	8.29	8.25	7.12	7.15	7.1	7.46
1259	1379	2518	1558	2697	2757	2418	2697	2338	2398	2218	2218	1319	1319	1319	2218
0.08	0.06	0.1	0.06	0.12	0.12	0.14	0.02	0.11	0.09	0.1	0.1	0.05	0.06	0.06	0.09
2.82	3.5	2.82	2.48	2.79	2.69	3.53	2.63	4.1	2.85	2.85	2.81	2.64	2.63	2.59	3.16
24	22	57	29	73	71	50	59	52	53	57	54	24	22	21	54
5	8	7	6	7	3	9	4	6	3	6	14	4	6	7	6
5.2	5.1	7.6	4.4	9.4	8.5	10.4	3.6	8.3	6.8	7.2	6.7	4.3	4.2	4.4	7
0.53	0.49	0.71	0.38	0.73	0.78	0.88	0.32	0.74	0.67	0.62	0.64	0.37	0.39	0.37	0.66
36	36	54	39	65	68	65	23	62	52	57	55	36	34	33	51
100	110	143	110	129	125	154	119	134	130	129	127	98	102	100	124

کتابنگاری

بهروزی، امینی فضل و امینی آذر، ۱۳۷۶- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ بستان آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F & Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102:67-95.
- Allen, M., Jackson, J. & Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and Long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, TC2008, doi: 1029/2003TC001530.
- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. & Hopkinson, L., 2001- Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 107: 149-170.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J. & Lin, G., 2003- Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 121: 115-135.
- Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M. & Pareschi, M. T., 2003- Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari- Volcano complex (Aeolian Island, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 122: 191-220.
- Gorton, M. P. & Schandl, E. S., 2000- From 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: 1065-1073.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. Methuen, London.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. & Tarney, J., 1984- Subduction of pelagic sediments: Implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands. *Journal of Geological Society of London*, 141: 453-472.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8:523-548.
- Juteau, T. & Maury, R., 1997- *Geologie de la Croute Oceanique: Petrologie et Dynamique Endogenes*, 569p.
- Karapetian, S. G., Jrbashian, R. T., Mnatsakanian, A. K. H., 2001- Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenia highland. *Journal of Volcanology and geothermal Research* 12, 189-220.
- Keskin, M., Pearce, J. A., Mitchell, J. G., 1998- Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Eezurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85,355-404.
- Krauskopf, K. B. & Bird, D. K., 1976- Introduction to geochemistry. McGraw-hill, Inc. 647p.

- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- Achemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27:745-750.
- 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., & Zanettin, B., 1989- A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Science, Axford. 193p.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. & Heath, E., 2001- The lesser Antilles volcanic chain: A study in arc magmatism . *Earth-Science Reviews*. 49: 1-76.
- Machado, A., Lima, E. F., Chemale Jr., F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D. P. M., Figueiredo, A. M. G., Alexandre, F. M. & Urrutia, J. L., 2005- Geochemistry constrains of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*. 18: 407-425.
- Mccurt, W. J., Atherton, M. P., Sanderson, L. M. & Warden, V., 1985- The volcanic cover chemical composition and the origion of the magma of the calipuy. (In magmatism at a plate edge) . 273-284.
- Mohamed, F. H., Moghazi, A. M. & Hassanen, M. A., 2000- Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt. *International Journal of Earth Science*, 88:764-777.
- Moinvaziri, H. & Aminsobhani, I., 1978- Volcanological and volcanosedimentological study of Sahand Mountain. University of Tarbeyat Moallim, Tehran.
- Muller, D. & Groves, D. I., 1997- Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, Shshonites and gold- copper deposits. *Ore Geol. Rev.* 8:383-406.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristic of lava from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorope (Editore), *Andesites*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 525.548.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub0continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J., (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, nantwich, 230-249.
- Pearce, J. A. & Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition off volcanic arc magmas. *Annual review Earth and Planetary Science Letters* 23: 251-285.
- Rendeng, S. , Jingsui, Y., Cailai, W., Iizuka, T. & 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: 151-159.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evaluation. Presentation, interpretation. Singapore. Ongman, 352p.
- Saunders, A. D., Tarnery, J. & Weaver, D., 1980- Transverse geochemical variations across the Antractic Peninsula: Implications for the genesis of calcalkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 46: 334-360.
- Shelley, D., 1993- Igneous and metamorphic rocks under the microscop. Chapman and Hall, 630p.
- Singer, S. B., Pearce, H. T., Kolisnik, M. A. & Myers, D. J., 1993- Plagioclase Zoning in mid-Pleistocene lavas from the Seguan volcanic center, central Aleutian arc, Alaska. *American Mineralogist*, 78: 143-157.
- Stoklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *Amer. Assoc. Petroleum Geology.Bull.*52: 1229-1258.
- Stevenson, R., Henry, P. & Garipey, C., 1999- Assimilation-fractional crystallization origin of Arcean Saukitoid Sutes: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Reasearch.*, 96:83-99.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic ystematics of oceanic basalts: Implcations for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D. & Norry M.J. (eds) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society, London, Spec. Pub. 42: 313-345.
- Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H. & 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: 135-155.
- Walker, G. P. L., 1975- A new concept of the evolution of the British Tertiary intrusive centres. *Geological Society, London, Spec. Pub.* 131: 121-41.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Winter, J. D., 2001- *An introduction to Igneous and metamorohic Petrology*. Prentice Hall. 697p.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. & Vannuci, R., 1999- The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 134: 107-122.