

بررسی پتروولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیکی پالئوسن-اؤسن منطقه رونج، جنوب شرق فریمان (خراسان رضوی، ایران)

بدیعه شهسوارى علویجه و سید مسعود همام *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

منطقه بررسی شده در شمال شرق ایران، در پهنه ایران مرکزی و در جنوب شرقی فریمان واقع شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و سنگ‌نگاری، ترکیب سنگ‌شناختی مجموعه بررسی شده در محدوده بازالیت، آندزیت بازالیتی، آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت قرار می‌گیرد. مجموعه سنگی از نظر سنی متعلق به پالئوسن-اؤسن است. بافت غالب این سنگ‌ها، پورفیری با خمیره میکرولیتی و گلوپروفیری است. پلاژیوکلاز، اولیوین، پیروکسن، هورنبلند، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز کانی‌های اصلی و بیوتیت، آپاتیت، اسفن و مگنتیت، کانی‌های فرعی نمونه‌های بررسی شده را تشکیل می‌دهند. شواهد میکروسکوپی از جمله: بافت‌های غیر تعادلی در پلاژیوکلازها (حالت زونه و انحلال) و در مقیاس ماکروسکوپی وجود زینولیت‌ها، بر آرایش ماگمایی توده ولکانیکی دلالت دارند. سنگ‌های منطقه از لحاظ سری ماگمایی جزو سری کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا با ماهیت متاآلومینوس است. رفتار اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب روند عادی تفریق را در ماگما نشان می‌دهد. داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ منشأ مذاب سازنده سنگ‌های مورد بررسی شاید یک گارنت لرزولیت بوده که حدود ۱ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی را در اعماق حدود ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری تحمل نموده است. در بررسی‌های پتروگرافی، شواهد و مدارکی دال بر وجود آرایش ماگمایی در سنگ‌های منطقه مشاهده شد که آنومالی منفی Nb و Ti و آنومالی مثبت Pb در نمودارهای عنکبوتی و همچنین، نسبت‌های عناصری مانند Ce/Pb و Nb/U نیز این موضوع را تأیید می‌نماید. غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE بیانگر ماگماتیسم کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره است. بر اساس نمودارهای مختلف سنگ‌شناختی نیز، محیط تکتونیکی منطقه بررسی شده با پهنه‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط است.

واژه‌های کلیدی: کالک آلکان، ژئوشیمی، حاشیه فعال قاره‌ای، پالئوسن-اؤسن، فریمان، خراسان رضوی، ایران مرکزی

مقدمه

کیلومتری جنوب شرقی مشهد و ۶۰ کیلومتری

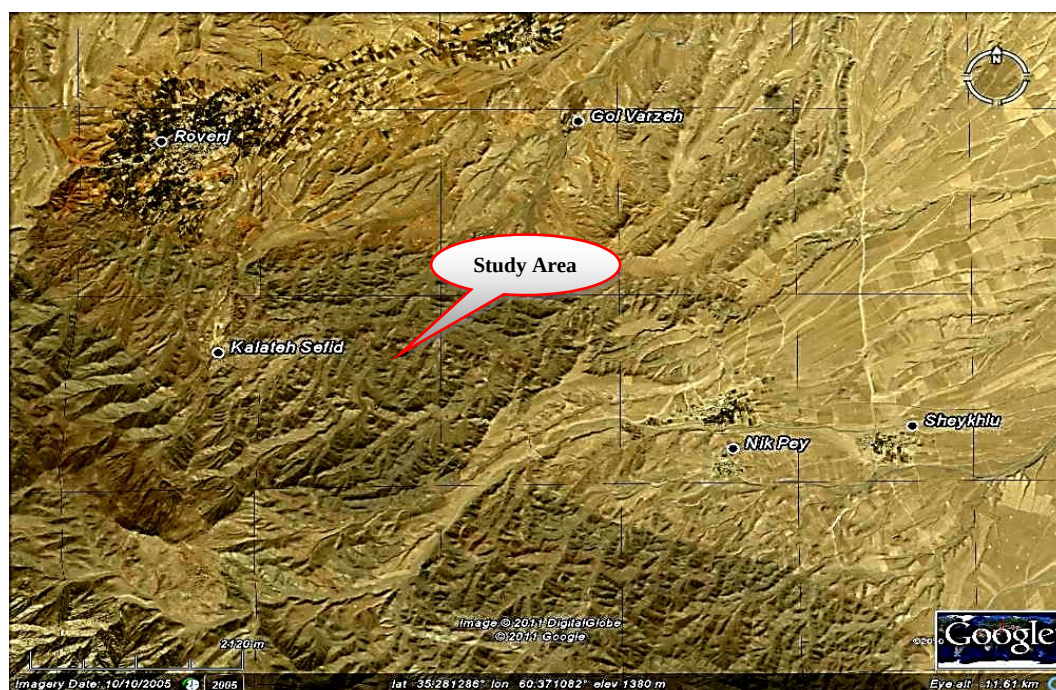
جنوب شرقی شهرستان فریمان واقع شده است.

فعالیت‌های منطقه بررسی شده در حدود ۱۴۷

مباحث پترولوژی به جزئیات ویژگی‌های این سری آتشفشانی پرداخته نشده است.

این محدوده توسط پژوهشگران مختلف از جمله: Gramont و Guillou (۱۹۷۹) در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی کهریزنو Eftekhar Nezhad و همکاران (۱۹۹۳) برای تهیه نقشه زمین‌شناسی تربت‌جام، بررسی شده است. هدف از انجام پژوهش حاضر، بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و تعیین خاستگاه تکتونیکی توده ولکانیکی ترشیر جنوب‌شرق فریمان است. تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد نظر در شکل ۱ نشان داده شده است.

این محدوده در عرض جغرافیایی $35^{\circ} 15'$ تا $35^{\circ} 18'$ شمالی و طول جغرافیایی $60^{\circ} 18'$ تا $60^{\circ} 25'$ شرقی قرار گرفته است و نزدیک‌ترین روستا به آن، روستای رونج است. راه ارتباطی منطقه، جاده آسفalte فریمان به تربت‌جام است که از این جاده راه‌های فرعی متعددی امکان دسترسی به مناطق داخلی محدوده را فراهم می‌سازد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که بررسی‌های نسبتاً اندکی در منطقه انجام گرفته است. این بررسی‌های بسیار محدود و در حد یک توصیف ساده از زمین‌شناسی منطقه و به ویژه در مورد



شکل ۱- تصویر ماهواره‌ای از منطقه که در آن ولکانیک‌های بررسی شده نمایش داده شده است.

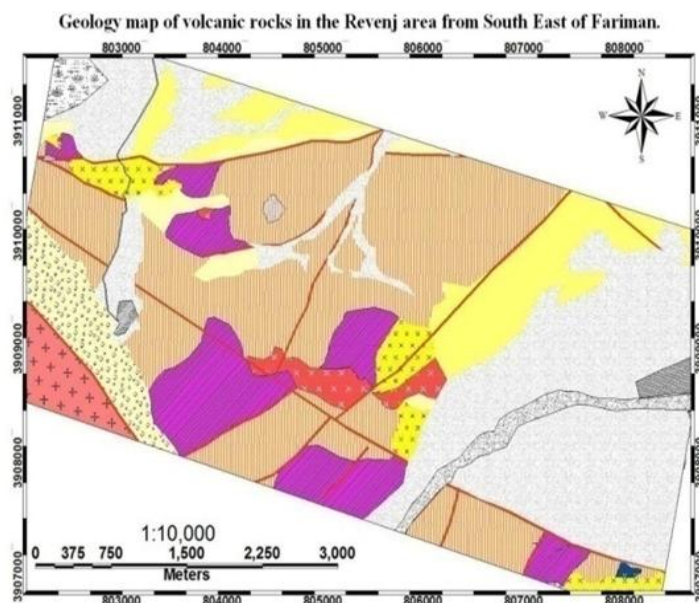
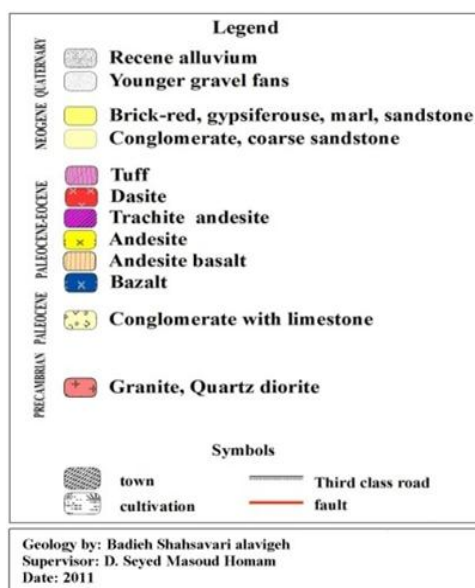
زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده از نظر تقسیمات زمین‌شناسی و ساختمانی ایران و در نقشه‌ای که توسط Aghanabati (۲۰۰۴) ارائه شده جزو ایران مرکزی به شمار می‌رود. در نقشه‌ای که توسط Nabavi (۱۹۷۶) ارائه شده منطقه مورد پژوهش

تقریباً در بخش مرزی ایران مرکزی و پهنه بینالود (بخشی از البرز) و بر اساس نقشه زیر پهنه‌های ایران از نگاه Alavi (۱۹۹۱) در پهنه سبزوار واقع شده است. شایان ذکر است که محدوده بررسی شده در برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهریزنو قرار گرفته است (Gramont and Guillou, 1979).

مرز این واحدها با واحدهای قدیمی‌تر بیشتر گسله است که به طور تدریجی به توالی ضخیمی از ماسه‌سنگ قرمز، سیلت و مارن به همراه افق‌هایی از ژپس تغییر می‌کند و در مجاورت روستای رونج رخنمون دارد. تقریباً بیشتر قطعات کنگلومراها از واحدهای سنگی اطراف به ویژه آندزیت‌ها تشکیل شده‌اند. این کنگلومراها از لحاظ منشأ از نوع کنگلومرای پلی‌میکتیک و رودخانه‌ای است. به طور کلی دو گسل عمده و اصلی در منطقه وجود دارد. گسلی که از شمال روستای شیخ‌آباد در شرق برگه کاریزنو شروع و از قسمت شمال غربی نقشه خارج می‌شود. گسل دیگر مرز بین واحدهای گرانیتی و کوارتز دیوریتی با واحدهای جوان‌تر است. شایان ذکر است گسل‌های یاد شده نرمال بوده و شیب عمومی آنها به سمت جنوب غربی است (Waezipour and Soheili, 2005). در این راستا، نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۲) در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ با نرم‌افزار Arc Gis نسخه ۹/۲ تهیه شد (Shahsavari Alavigh, 2011).

مجموعه سنگی از نظر سنی متعلق به پالئوسن-ائوسن است. در سمت جنوب منطقه بررسی شده یک مجموعه رسوبی-آتشفشانی دگرگون شده به سن پرکامبرین، موسوم به کمپلکس سبک، شامل شیست‌های حاوی کلریت، آندالوزیت، سنگ‌های کربناته با تبلور مجدد، متالوا (اسیدی و بازیک)، متاگابرو و گرانیتوئید وجود دارد. ارتفاعات غربی منطقه را توده‌های نفوذی (گرانیت و کوارتز دیوریت) به سن پرکامبرین تشکیل می‌دهد که به صورت یک کمربند باریک گرانیتی در امتداد شمال غرب-جنوب شرق، از منطقه رونج تا اولنگ‌مرغی به طور پیوسته رخنمون دارند. این توده در امتداد گسل تراستی فریمان واقع شده است و تحت تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی گسل یاد شده قرار گرفته است. بخش شمالی منطقه بررسی شده، به واسطه گسلی با امتداد شرقی-غربی توسط کنگلومرای نئوژن پوشیده شده است. کنگلومراها از واحدهای سنگی جدید منطقه و بیشتر به رنگ سبز و یا حتی قرمز دیده می‌شود.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه بررسی شده به همراه راهنمای نقشه منطقه (Shahsavari Alavigh, 2011)

روش انجام پژوهش

برای بررسی‌های پتروگرافی از جمله: بررسی‌های سنگ‌شناسی، بافت، کانی‌شناسی و آلتراسیون، تعداد ۷۰ مقطع نازک تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان بررسی شد.

همچنین، به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی و پترولولوژی ۱۰ نمونه که در برگیرنده تمام واحدهای موجود در منطقه بود، جهت انجام تجزیه شیمیایی با روش ICP-MS (4A-4B و 1DX) انتخاب و در آزمایشگاه ACME (کانادا) تجزیه شد و در نهایت، تحلیل اطلاعات حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی با نرم افزارهای کامپیوتری (Igpert, GCDKit) و تلفیق این اطلاعات با بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی انجام شده است.

پتروگرافی

بر اساس بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی، ترکیب مجموعه در محدوده بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت قرار دارد و فراوان‌ترین سنگ‌های آتشفشانی منطقه، آندزیت‌های بازالتی و پس از آن آندزیت و تراکی‌آندزیت است. بافت‌های غالب در این سنگ‌های ولکانیکی، پورفیری با خمیره میکروولیتی و گلومروفیری است. از بافت‌های دیگر بافت‌های پورفیریتیک، هیالومیکروولیتیک پورفیری، جریان‌ی و بادامکی را می‌توان نام برد (شکل ۳-۱).

آندزیت بازالتی و بازالت: این سنگ‌ها، در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه بوده و دارای ظاهری حفره‌دار است که گاه این حفره‌ها توسط کانی‌های دیگر از قبیل: کلسیت، کلریت و کوارتز (متعلق به مرحله هیدروترمال) پر شده‌اند و ساخت بادامکی را ایجاد کرده‌اند. حفره‌ها بیشتر مدور و گاه بیضی‌شکل است. وجود ساخت حفره‌دار نشان از میزان در خور توجه سیال موجود در ماگما است

(شکل ۴-۱). کاهش فشار در حین صعود و گرانیروی پایین ماگما سبب به هم پیوستن سیالات در بالای ستون ماگمایی، ایجاد فوران و در نهایت تولید سنگ‌های حفره‌دار می‌شود (Barker, 1983).

پلاژیوکلاز، اولیوین و پیروکسن، کانی‌های اصلی بازالت و آندزیت‌های بازالتی است. اندازه پلاژیوکلازها متوسط تا درشت و بیشتر به صورت فنوکریست شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و به صورت بلورهای ساده بدون ماکل، دارای ماکل پلی‌سنتتیک، دارای زونینگ با حواشی فرورفته و بافت غربالی دیده می‌شود. همچنین، پلاژیوکلازها به صورت میکروولیت در زمینه است. بلورهای خودشکل تا غیر خودشکل الیوین در بازالت و آندزیت‌های بازالتی، بیشتر به صورت درشت‌بلور و به ندرت ریزبلور دیده می‌شود. گروهی از الیوین‌ها به کلریت و کلسیت و تعدادی به ایدنگزیت تجزیه شده‌اند و شکستگی‌های آن توسط کانی‌های اپاک (مگنتیت) پر شده است و تقریباً از ساختار اولیه کانی چیزی باقی نمانده است (شکل ۳-۲). پیروکسن‌های منوکلینیک در بازالت و آندزیت‌های بازالتی، به صورت نیمه شکل‌دار و از نوع اوژیت است که در مواردی به اورالیت و کلریت دگرسان شده‌اند.

آندزیت و تراکی‌آندزیت: این سنگ‌ها در سطح تازه به رنگ خاکستری و در نمای کلی به رنگ قهوه‌ای و سبز دیده می‌شود. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آندزیت‌ها، پلاژیوکلاز و هورنبلند و در تراکی‌آندزیت‌ها، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و هورنبلند است. درشت‌بلور و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است. پلاژیوکلازها با سطوح بلوری سالم و گاه با ماکل آلبیتی مشاهده می‌شود. تعدادی از پلاژیوکلازها دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده و دارای زونینگ و برخی نیز دارای بافت غربالی

است. آلکالی‌فلدسپار در تراکی‌آندزیت‌های منطقه بیشتر به صورت سائیدین با ماکل کارلسباد و به صورت فنوکریست تا میکرولیت مشاهده می‌شود. فنوکریست‌های آمفیبول در آندزیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در بیشتر نمونه‌ها، حاشیه‌ای از اپاسیت اطراف آنها را فرا گرفته است (شکل ۳- C). این ویژگی در اثر اکسیداسیون گرمایی، تغییرات درجه حرارت، نرخ سرد شدگی و فوران، کاهش فشار جانبی و در فوگاسیته اکسیژن بالا انجام می‌شود (Rutherford and Devine, 2003). وجود اکسی‌هورنبلند (هورنبلند با حاشیه سوخته) نشان از افت ناگهانی فشار بخار آب در حین صعود ماگما دارد (Pearce et al., 1987). حاشیه‌های اکسید شده کانی‌های فرومنیزین آب‌دار یکی از مواردی است که عدم تعادل ماگمای در حال صعود را نشان می‌دهد. آمفیبول‌ها در برخی موارد به طور کامل تبدیل به کلریت نوع پنین (آبی‌رنگ) شده و از ساختار کانی اولیه چیزی باقی نمانده است.

داسیت: این سنگ‌ها، در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن است که عموماً از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز اتومورف و آلکالی‌فلدسپار تشکیل شده‌اند. آلکالی‌فلدسپار در داسیت‌های منطقه بیشتر به صورت فنوکریست‌های کشیده یا تخته‌ای سائیدین با ماکل کارلسباد و همچنین، به صورت ریزبلور در زمینه مشاهده می‌شود و در بیشتر مقاطع به صورت سالم و تجزیه نشده دیده می‌شود. کوارتز، هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریزبلور در متن سنگ است. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، بیشتر زونه و دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده دیده می‌شود. آمفیبول‌های موجود در داسیت‌ها از نوع هورنبلند بوده و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و اپاسیته شده‌اند.

با توجه به بررسی‌های پتروگرافی درشت‌بلورهای

خودشکل تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز با سطوح بلوری سالم و گاه با ماکل آلبیتی، منطقه‌بندی و در برخی موارد دارای انحلال و خوردگی و بافت غربالی، کانی متداول تمام سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده‌اند (شکل ۳- D و E). بالا آمدن سریع ماگما و کاهش ناگهانی فشار در ویژگی‌های بافتی پلاژیوکلازها، از جمله خوردگی و منطقه‌بندی نقش دارد (Nelson and Montana, 1992). به عقیده Loomis (۱۹۸۲) تغییرات تدریجی در منطقه‌بندی مربوط به اثرات موضعی تبلور غیر تعادلی است و به نظر Shelly (۱۹۹۳)، کاهش دما با وجود مواد فرار، در ایجاد این وضعیت در پلاژیوکلازها مؤثر است. زیرا آب عموماً به عنوان یک تشکیل‌دهنده اصلی در فاز سیال ماگماها حضور دارد و می‌تواند به صورت محلول و یا به عنوان یک فاز ناآمیخته و مستقل وجود داشته باشد. آب زمانی بر نقطه ذوب تأثیر می‌گذارد که به صورت یک فاز مستقل باشد. به طور کلی، حلالیت آب در مذاب‌های سیلیکاته با فشار رابطه مستقیم و با دما رابطه معکوس دارد (Francis and Oppenheimer, 1993).

اصولاً زونینگ نمایانگر نرسیدن بلور به شرایط تعادلی در هنگام تبلور است و بیشتر طی تبلور سریع‌تر ماگما ایجاد می‌شود (Shelly, 1993). در زونینگ نوسانی تغییر نا موزون به صورت بخشی و تغییر میزان آنورتیت به ویژه در اثر نوسانات PH_2O در ماده مذاب به وجود می‌آید (Gill, 1981). وجود بخار آب در محیط تبلور حتی به مقدار اندک، درجات حرارت سولیدوس و لیکیدوس را به نحو بارزی کم می‌کند. بنابراین، هر گاه در هنگام تبلور ماگما، در حضور بخار آب، فشار آن کم و زیاد شود مثلاً خروج گازهای آتشفشانی به طور متناوب، ترکیب زون‌های مختلف نوسان خواهد کرد. زیرا در فشار زیاد بخار

آب تبلور پلاژیوکلاز قطع می‌شود و حتی قشر خارجی آن ممکن است ذوب شود و در این حالت هرگاه مجدداً پلاژیوکلاز متبلور شود درصد آنورتیت آن بیشتر خواهد بود. این مساله یکی از موارد نوسان در ترکیب پلاژیوکلازها به شمار می‌آید. وجود ویژگی‌های بافتی در فنوکریست‌ها همچون خوردگی و منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها همگی نشانگر عدم تعادل شیمیایی و بالا آمدن سریع ماگما و کاهش ناگهانی فشار در آن است و نقش آلایش پوسته‌ای را مطرح می‌نماید (Raymond, 2002).

پلاژیوکلازها گاه حاشیه‌های فرورفته دارند. گردش‌دگی و تحلیل رفتن حاشیه پلاژیوکلاز نشان‌دهنده عدم تعادل این کانی با مذاب در فشارهای پایین است. شاید این فنوکریست‌ها جزو اولین کانی‌هایی بوده‌اند که قبل از بیرون‌ریزی و در اعماق کم و بیش زیاد تشکیل شده‌اند و پس از رسیدن به ترازهای سطحی و کاهش فشار، دچار ذوب در حاشیه خود شده‌اند. درصد فنوکریست در این سنگ‌ها به طور متوسط حدود ۳۰ درصد است و زمینه سنگ‌های بررسی شده از شیشه آتشفشانی حفره‌دار، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن‌های ریزبلور و همچنین، کانی‌های اپاک از جمله مگنتیت و هماتیت تشکیل شده است. آندزیت و تراکی‌آندزیت‌ها بیشتر دارای آلتراسیون پروپلیتیک، سیلیسی و کلریتی بوده و در مناطق خاص، آلتراسیون‌های سریسیتی و آرژیلیک نیز مشاهده شده است. سریسیت، اپیدوت، کلریت، ایدنگزیت، کلسیت، مگنتیت و هماتیت (اکسید آهن) از جمله کانی‌های ثانویه است. آلتراسیون کانی‌ها ابتدا با کلریتی شدن کانی‌های فرومنیزین شروع شده است و در بعضی مقاطع شدت آلتراسیون به حدی است که کانی اولیه آن قابل تشخیص نیست. تشکیل کلریت ثانویه یا از

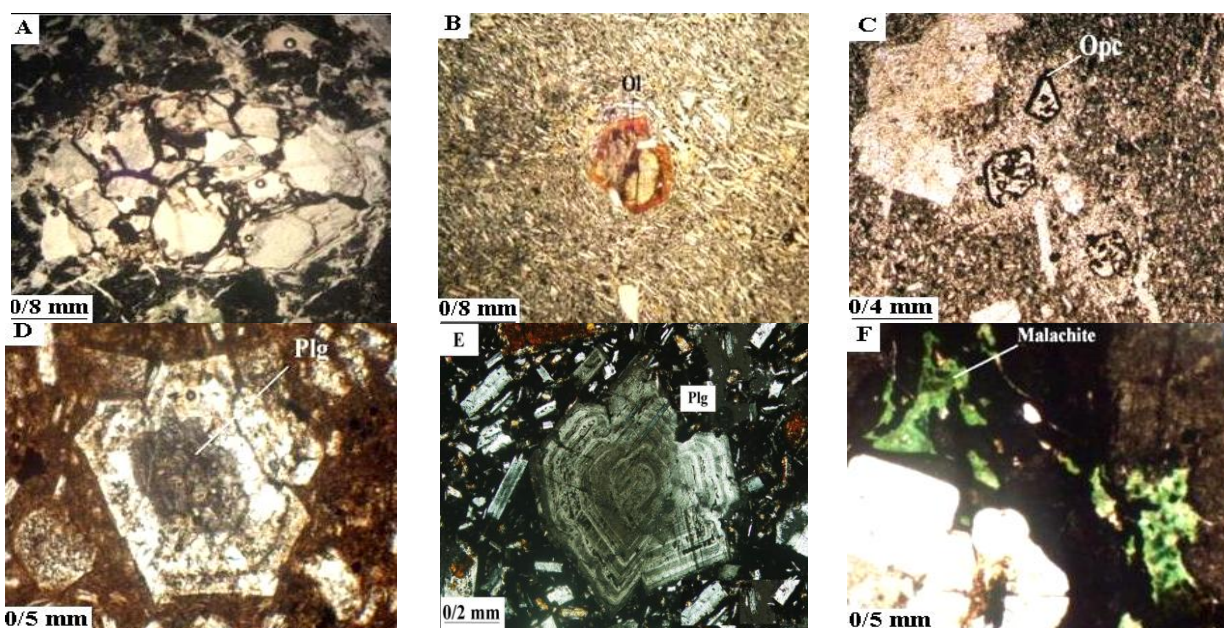
آلتراسیون کانی‌های مافیک موجود در سنگ و یا به واسطه ورود آهن و منیزیم به سنگ توسط محلول‌های گرمابی و یا وقوع این دو پدیده با هم ناشی می‌شود (Evans, 1992).

اکسید آهن در این منطقه به صورت کانی‌های مگنتیت و هماتیت بیشتر در واحدهای آندزیت‌های بازالتی و بازالت و مس به صورت مالاکیت و آزوریت بیشتر در واحدهای آندزیت و تراکی‌آندزیت مشاهده می‌شود. حضور کربنات‌ها و رگه‌های کربناته و حضور کربنات مس به صورت مالاکیت، در زمینه سنگ یکی از پدیده‌های معمول است که در سنگ‌های بررسی شده دیده می‌شود (شکل ۳-F). کانی‌سازی مس در سطح به صورت رگه‌ای دیده می‌شود و این رگه‌ها در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های آندزیتی قرار می‌گیرد (شکل ۴-A). کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، آپاتیت، اسفن و کانی‌های فلزی (مگنتیت تیتان‌دار) است. ویژگی‌های پتروگرافی نشان‌دهنده کاهش کانی‌الیون از سنگ‌های آندزیت بازالتی است و افزایش کانی آمفیبول در سنگ‌های متوسط و اسیدی است که می‌تواند نشان‌دهنده نقش تبلور تفریقی باشد. با توجه به بررسی‌های پتروگرافی در منطقه می‌توان چنین نتیجه گرفت که سنگ‌های منطقه شاید دچار آلایش ماگمایی شده‌اند. از مهمترین دلایل وجود آلایش ماگمایی در سنگ‌های منطقه می‌توان به شواهد میکروسکوپی از جمله: بافت‌های غیر تعادلی در پلاژیوکلازها (حالت زونه و انحلال) و در مقیاس ماکروسکوپی به وجود زینولیت‌ها اشاره کرد (شکل ۴-B).

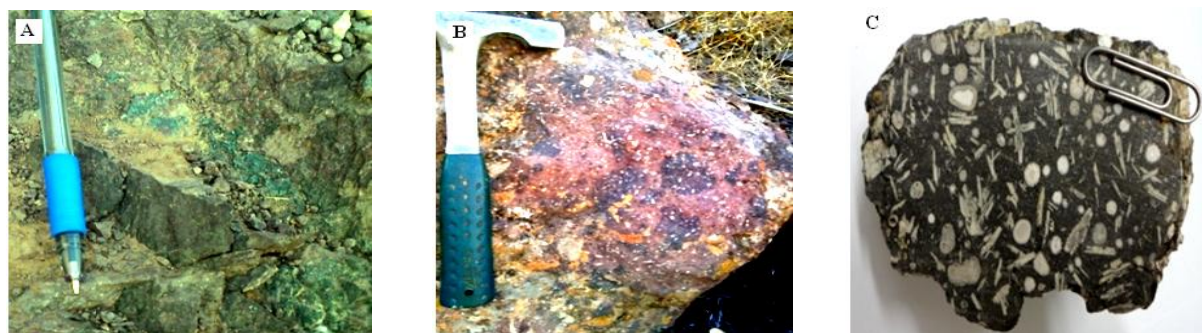
زینولیت‌ها در سنگ‌های آذرین آشکارترین دلایل آلایش ماگمایی هستند، اما فراوانی آنها نمی‌تواند راهنمایی برای پی‌بردن به شدت و ضعف آلایش باشد (Moinevaziri, 1996). این زینولیت‌ها ممکن است قطعاتی از سنگ دیواره یا سقف آشیانه

زینولیت‌های موجود در سنگ‌های ولکانیک پالئوسن-اؤسن منطقه رونج نشان‌دهنده وجود زینولیت‌های گرانیتوئیدی در این سنگ‌هاست. کانی‌های تشکیل‌دهنده آنها عمدتاً شامل پلاژیوکلاز و فلوگوپیت با بافت گرانوبلاستیک است که بخش‌هایی از این زینولیت‌های گرانیتوئیدی توسط این ولکانیک‌ها حمل و به سطح زمین آورده شده‌اند.

ماگمایی و یا سنگ‌های پوسته‌ای باشد که در مسیر عبور ماگما بوده‌اند و ضمن عبور ماگما کنده شده و وارد آن شده‌اند. گاه ممکن است زینولیت کاملاً در ماگما حل شده باشد که در این حالت زینولیتی در سنگ دیده نخواهد شد. بنابراین، عدم وجود زینولیت ضرورتاً به معنی عدم آلودگی ماگما نیست. قطر زینولیت‌های موجود در ولکانیک‌های بررسی شده حدود ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر است. پتروگرافی



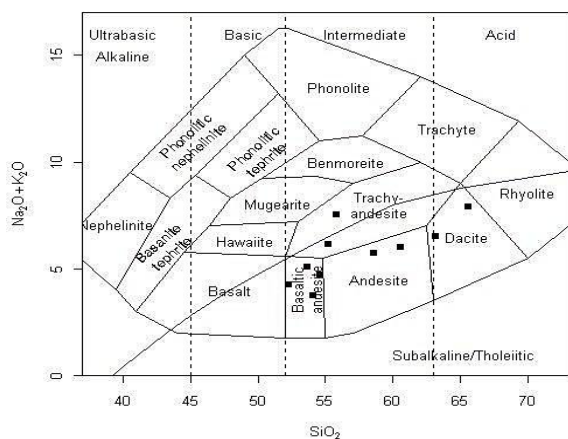
شکل ۳- تصاویر پتروگرافی از سنگ‌های منطقه رونج. (A) بافت بادامکی حاصل از پر شدن حفره توسط کلسیت (PPL؛ B) بلور الیون ایدنگزیتی شده در یک نمونه آندزیت بازالتی (PPL؛ C) تبدیل فنوکریست‌های هورنبلند در اثر اپاسیتی شدن به کانی‌های اپاک در یک نمونه تراکی آندزیت (PPL؛ D) پدیده زونینگ و هم‌رشدی در بلور پلاژیوکلاز در یک نمونه داسیت (PPL؛ E) پدیده زونینگ و حاشیه فرورفته در بلور پلاژیوکلاز در یک نمونه داسیت (XPL؛ F) حضور ملاکیت در زمینه سنگ یک نمونه تراکی آندزیت (PPL).



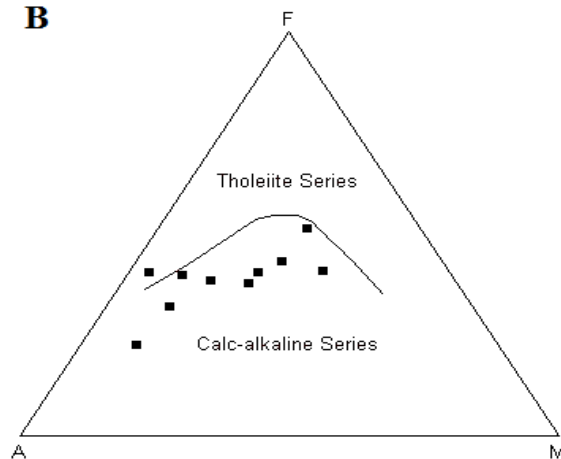
شکل ۴- تصاویر صحرایی و نمونه دستی از سنگ‌های منطقه رونج. (A) رگه‌هایی از کربنات مس در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های آندزیتی؛ (B) وجود زینولیت در مقیاس ماکروسکوپی که دال بر آرایش ماگمایی است؛ (C) وجود ساخت حفره‌دار که نشان‌دهنده میزان در خور توجه سیال موجود در ماگما است.

ماگمایی سنگ‌ها می‌توان بر اساس ویژگی‌های شیمیایی که این سنگ‌ها از خود نشان می‌دهد آنها را تفکیک نمود. حاصل بررسی‌های دیگرام‌های AFM (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار پتاسیم در برابر سیلیس (Peccerillo and Taylor, 1976) و نمودار تفکیک سنگ‌های ماگمایی از نظر آلومین (Maniar and Piccoli, 1989) نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه بررسی شده در سری ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا با ماهیت متآلومینوس قرار می‌گیرد (شکل ۵- B, C و D).

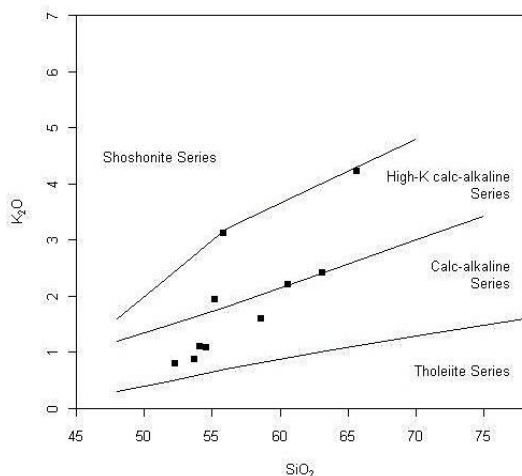
A



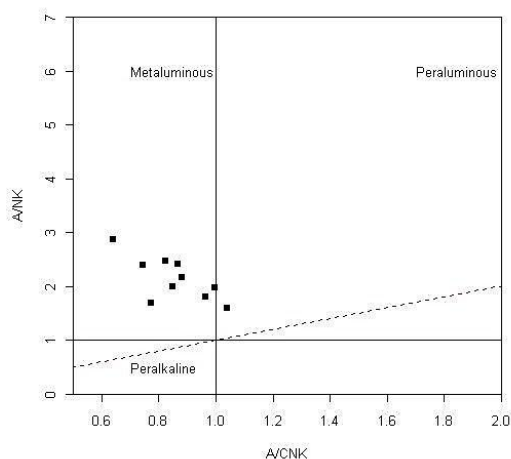
B



C



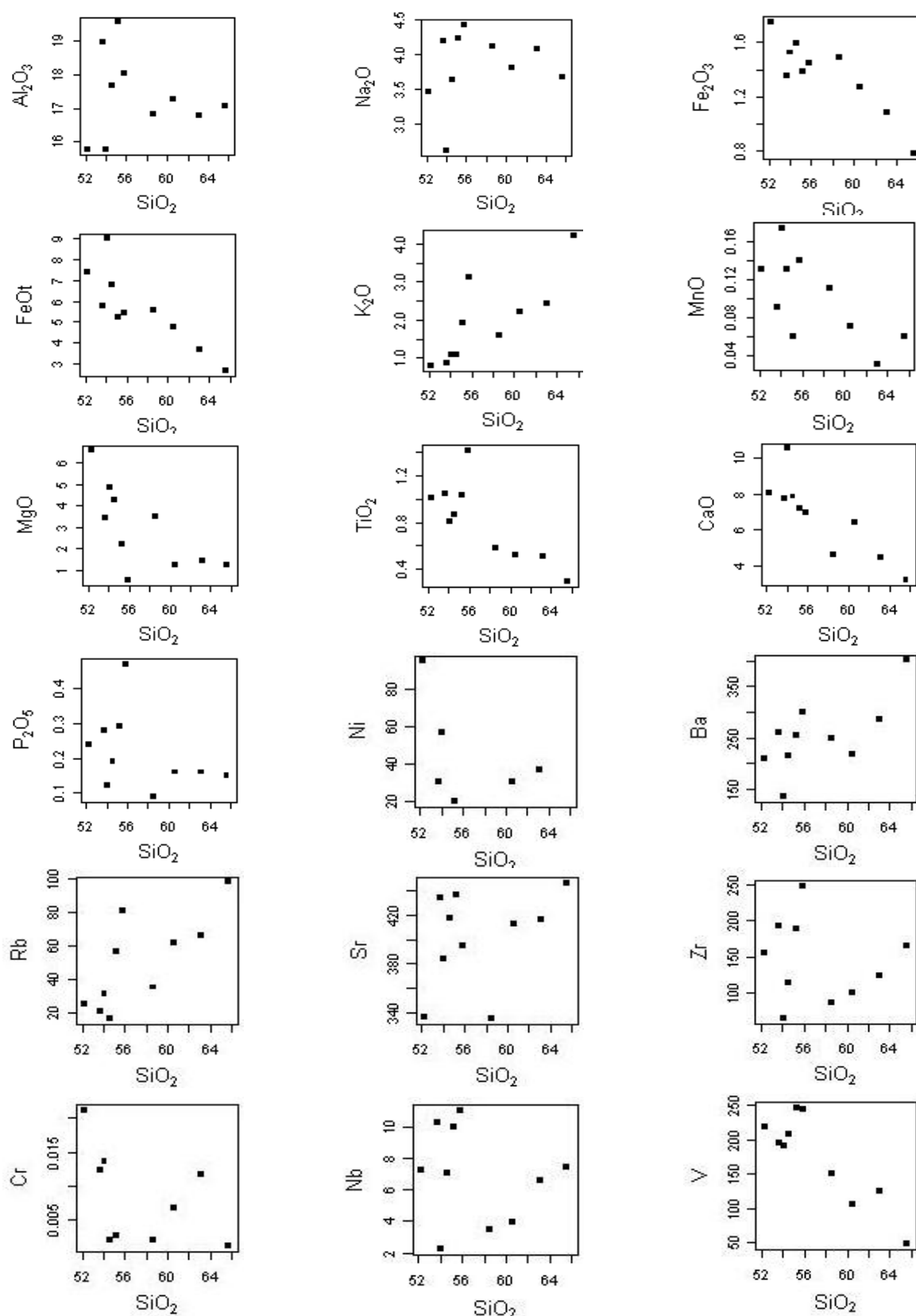
D



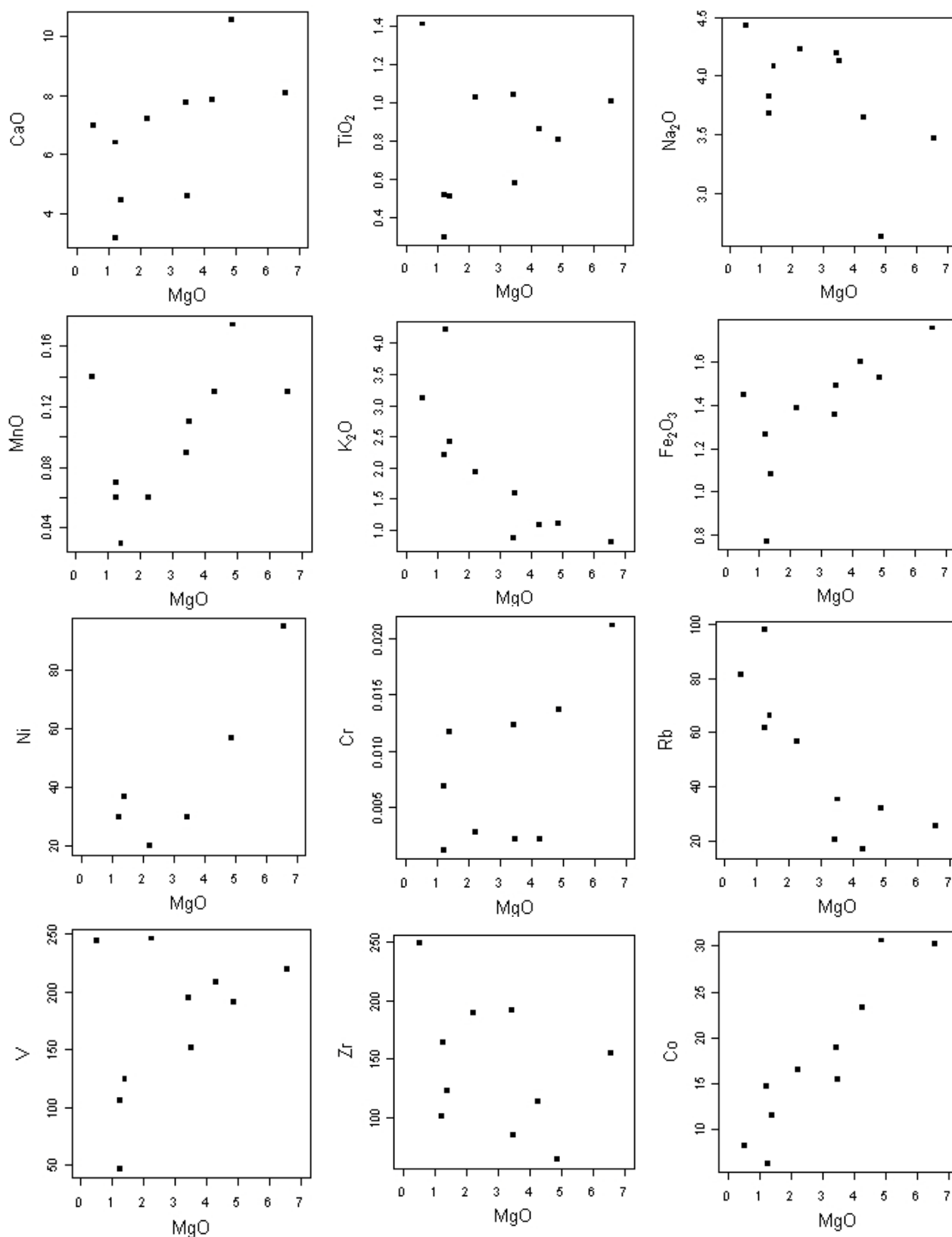
شکل ۵- A) تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979)؛ B) محل قرارگیری نمونه‌ها در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ C) نمودار SiO_2 در مقابل K_2O برای سنگ‌های منطقه بررسی شده، (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ D) نمودار تفکیک سنگ‌های ماگمایی از نظر آلومین (Maniar and Piccoli, 1989).

در بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در سیستم ماگمایی، نمودارهای مختلفی برای عناصر ترسیم شد. با توجه به حساسیت برخی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل تحولات ماگمایی، پراکندگی‌ها بازگو کننده تغییر شرایط ژئوشیمیایی در حین تشکیل، صعود، فوران و انجماد است. اما برخلاف وجود پراکندگی‌ها برخی نمودارها روند صعودی و یا نزولی مشخصی را نشان می‌دهد. با توجه به دیاگرام‌های مختلف این عناصر، مقادیر CaO ، Fe_2O_3 ، MgO و TiO_2 در برابر افزایش میزان SiO_2 کاهش و مقادیر Co ، Cr ، CaO ، Fe_2O_3 ، MnO ، Ni ، P_2O_5 و TiO_2 در برابر افزایش MgO افزایش می‌یابد (شکل‌های ۶ و ۷) که همگی روند عادی تفریق را نشان می‌دهد (Rollinson, 1993). کاهش اکسیدهای Fe_2O_3 ، MgO و TiO_2 در برابر افزایش میزان SiO_2 می‌تواند به علت جایگیری آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) در مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما باشد. با افزایش میزان SiO_2 در ماگما، CaO روند نزولی دارد که این نشان‌دهنده آن است که این عنصر در مراحل اولیه تفریق ماگمایی وارد ساختار کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن و پلاژیوکلازهای کلسیک می‌شود. تغییرات عناصر قلیایی K_2O - Na_2O در مقابل SiO_2 یک روند کاملاً صعودی است که با روند عادی تبلور و افزایش میزان آلبیت در سنگ‌های اسیدی و تبلور آلکالی فلدسپار سازگار است و تغییرات مشاهده شده در میزان Al_2O_3 معمولاً به جدایش پلاژیوکلاز نسبت داده می‌شود. کاهش مقادیر TiO_2 و P_2O_5 در برابر افزایش سیلیس می‌تواند به علت تبلور کانی‌هایی مانند آپاتیت، تیتانوماگنتیت و ایلمنیت

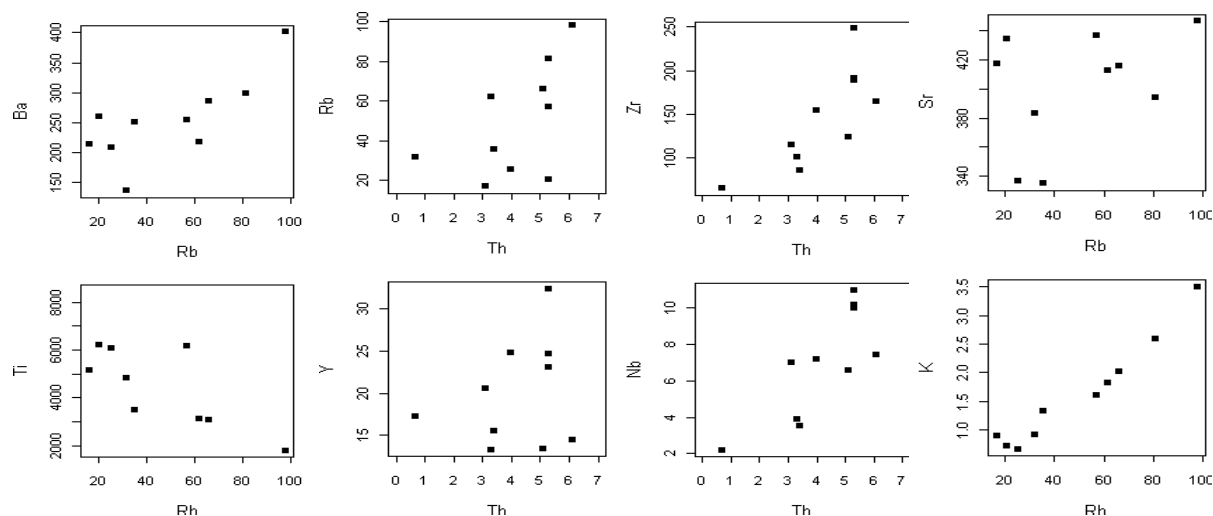
باشد (Schaaf et al., 2005). افزایش Ni ، Co و کاهش مقادیر K_2O ، Na_2O ، Rb و Zr در برابر افزایش MgO و همچنین، افزایش Nb ، Rb ، Y و Zr در برابر افزایش Th و افزایش Ba ، K و Sr کاهش Ti در برابر افزایش Rb نشان‌دهنده روند عادی تفریق است (شکل‌های ۷ و ۸). البته، پراکندگی نقاط در محدودی از نمودارها می‌تواند به علت وقوع تحول دیگری به غیر از پدیده تفریق بلورین در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌ها باشد. به احتمال بسیار زیاد، آرایش پوسته‌ای می‌تواند توجیه مناسبی برای این قضیه باشد. همانطور که، در بخش پتروگرافی بیان شد، وجود برخی بافت‌های برجسته در سنگ‌های منطقه، وجود آغشتگی را تا حدی تأیید می‌کند. در ادامه با نمودارهای ژئوشیمیایی متفاوت به بررسی وقوع آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه پرداخته می‌شود. با توجه به حساسیت عناصر Rb و Zr نسبت به فرآیند آغشتگی پوسته‌ای (De Paolo, 1981) از نمودار تغییرات Zr/Rb در مقابل Rb استفاده شده است. روند نزولی نمودار یاد شده بیانگر مشارکت فرآیند آغشتگی پوسته‌ای در شکل‌گیری سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده است (شکل ۹). آرایش با مواد پوسته‌ای در سنگ‌ها تأثیر بسیاری در فراوانی عناصر فرعی (به ویژه عناصر ناسازگار) دارد. آرایش با مواد پوسته‌ای باعث افزایش میزان Ba ، K و Rb و از طرفی فقدان و تحلیل Nb ، Ti ، Y و Zr می‌شود (Reichew et al., 2004). بنابراین، در کنار نقش تفریق بلورین در تحول ماگمای اولیه طی صعود و رسیدن به سطح زمین، این ماگما باید در تماس با پوسته قاره‌ای دچار آلودگی پوسته‌ای شده باشد.



شکل ۶- نمودار تغییرات عناصر اصلی و عناصر فرعی نسبت به SiO_2 برای سنگ‌های منطقه بررسی شده

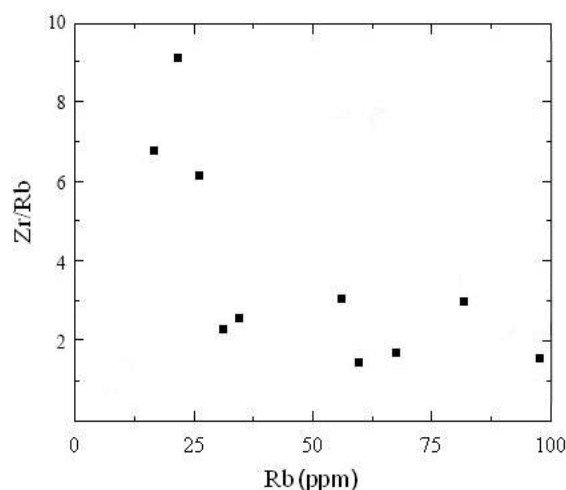


شکل ۷- نمودار تغییرات عناصر اصلی و فرعی نسبت به MgO برای سنگ‌های منطقه بررسی شده



شکل ۸- سایر نمودار تغییرات برای بررسی روندهای ژئوشیمیایی و فرایندهای مؤثر در تحول ماگما

یک روند افزایشی نشان می‌دهد که با روند عادی تفریق مطابقت دارد. پتاسیم تنها عنصری است که دارای اندازه یونی قابل مقایسه با Ba است؛ بنابراین، این عنصر بیشتر در بیوتیت و فلدسپارهای پتاسیم‌دار یافت می‌شود. البته Ba می‌تواند در ساختار پلاژیوکلاز نیز پذیرفته شود (Mason and Moore, 1966). مقدار V با افزایش SiO_2 یک روند کاهشی نشان می‌دهد. عنصر V عموماً به صورت یون V^{3+} حضور داشته، بیشتر جانشین Fe^{3+} در ساختار مگنتیت می‌شود. همچنین، V در پیروکسن و بیوتیت نیز می‌تواند حضور یابد (Mason and Moore, 1966). با توجه به این که با پیشرفت روند تفریق از طریق تبلور جزء به جزء، مقدار کانی‌های فرومنیزین کاهش می‌یابد، در نتیجه، با پیشرفت روند تفریق و افزایش SiO_2 از مقدار این عنصر کاسته می‌شود. اساساً یون Ni دارای همان شعاع و بار Mg است. بنابراین، در کانی‌های دارای Mg به صورت استتار شده وجود دارد. به هر حال، نسبت Ni:Mg در بلورهایی که در ابتدای تفریق ماگمایی تشکیل می‌شود (به ویژه الیوین و پیروکسن) در بیشترین



شکل ۹- نسبت Zr/Rb در مقابل Rb (De Paolo, 1981). روند نزولی بیانگر تأثیر آغشتگی پوسته‌ای در تکوین سنگ‌های آتشفشانی ناحیه است.

بر اساس قوانین مربوط به عناصر، Rb جایگزین K می‌شود و کانی مستقل خود را نمی‌سازد. از آنجا که شعاع یونی Rb به طور قابل ملاحظه‌ای بزرگتر از K^+ است و در کانی‌های پتاسیم‌دار عنصری پذیرفته شده است بنابراین، با پیشرفت تفریق، نسبت Rb/K زیاد و در فلدسپار و میکا به حداکثر خود می‌رسد (Mason and Moore, 1966). مقدار Ba نیز همانند Rb با افزایش SiO_2

حد خود است و کاهشی پیوسته در کانی‌هایی که بعداً تشکیل می‌شود، نشان می‌دهد. به بیان دیگر، از فراوانی آن از ماگمای بازیک به سمت ماگمای اسیدی کاسته می‌شود (Mason and Moore, 1966). سیر نزولی Cr, Ni و V تبلور بخشی مگنتیت و کانی‌های فرومنیزین حرارت بالا مانند: پیروکسن و الیوین در مراحل اولیه تفریق را بیان می‌کند. این در حالی است که Rb و Zr دارای سیر صعودی بوده، طبق روند تفریق ماگمایی با افزایش میزان SiO_2 افزایش نشان می‌دهد. زیرکونیم در محصولات نهایی تفریق به وفور یافت می‌شود و به دلیل شعاع یونی بزرگ وارد کانی‌های سنگ‌ساز رایج نمی‌شود. Sr که تحت شرایط گهواره بیشتر به صورت یک عنصر ناسازگار عمل می‌کند، ترجیحاً در فاز مذاب تمرکز می‌یابد. بنابراین در روند تفریق ماگمایی بایستی مقدار آن افزایش یابد، که در نمودار تغییرات آن در مقابل SiO_2 روند مثبتی را به نمایش می‌گذارد و با تحول ترکیب ماگما هماهنگی دارد. نیوبیوم نیز دارای سیر نسبتاً صعودی بوده، با افزایش میزان SiO_2 طبق روند تفریق افزایش نشان می‌دهد. نیوبیوم بیشتر جانشین تیتانیم در اکسیدهای حاوی تیتان و گاهی در ساختمان اسفن، زیرکن، بیوتیت و هورنبلند وارد می‌شود (Bonjour and Dabard, 1991).

در نمودارهای عنکبوتی که بر اساس داده‌های Sun و McDonough (۱۹۸۹) نسبت به گوشته اولیه نرمالایز شده‌اند (شکل ۱۰-A) از لحاظ ژئوشیمیایی، آنومالی منفی Nb و Ti تشکیل ماگما در مناطق فرورانش را تأیید می‌کند (Wilson, 1989). علاوه بر این، غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ ($\text{K}, \text{Rb} = \text{LIL}$) و تهی‌شدگی یکنواخت از عناصر با قدرت یونی بالا ($\text{Nb}, \text{Ti} = \text{HFS}$) بیانگر

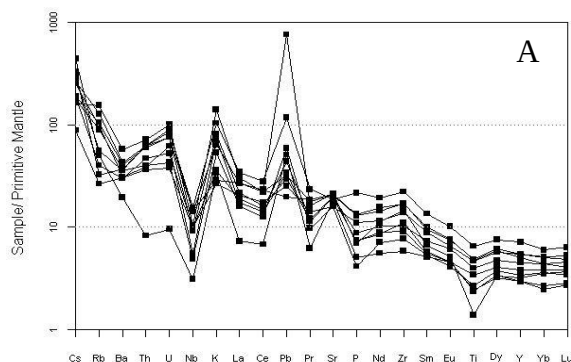
ماگماتیسم کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره است (Wilson, 1989; Chappell, 1999). تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFS) نظیر: Nb, P و Ti، که از ویژگی‌های برجسته محیط‌های کمانی است، می‌تواند از خاستگاه ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشته‌ای دگرنهاد روی آن، تحمل فرآیند تبلور جدایشی و نیز هضم و آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای ناشی شده باشد (Saunders et al., 1992; Nagudi et al., 2003). افزون بر این، ناهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. بنابراین، ناهنجاری‌های منفی ماگماهای گوشته‌ای از این عنصر می‌تواند ناشی از آلیش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی باشد. آنومالی منفی Ti نیز منعکس‌کننده نقش اکسیدهای Fe-Ti است (Rollinson, 1993) که با وارد شدن عنصر Ti در ساختار کانی‌هایی مانند: تیتانو مگنتیت در مراحل اولیه تفریق، این آنومالی می‌تواند ایجاد شود. آمفیبول یک کانی میزبان بسیار مهم برای Nb و Ta در گوشته فوقانی است و می‌تواند آنومالی این عناصر را در ماگماتیسم مرتبط با فرورانش کنترل کند (Ionov and Hofmann, 1995) که این از مشخصات محیط‌های قوسی است (Al-Saleh and Boyle, 2001). آنومالی منفی Ti نیز از ویژگی‌های مشخص سنگ‌های پوسته‌ای است. به عقیده Wilson (۱۹۸۹) آنومالی منفی Nb و Ta خاص مناطق فرورانش و آنومالی مثبت آنها خاص مناطق کششی و کافتی است. ناهنجاری مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Kamber et al., 2002). غنی‌شدگی عناصر Rb و Th (عناصر گروه پتاسیم) در آندزیت‌های

کوهزایی نشانه ترکیب اولیه غیر یکسان یا آلودگی پوسته‌ای حین صعود است (Gill, 1981). در نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (شکل ۱۰-B) مقدار غنی‌شدگی از سمت راست به سمت چپ بیشتر شده و روندی افزایشی دارد. این روند افزایشی دلیلی بر تفریق ماگمایی است (Rollinson, 1993). عناصر کمیاب خاکی انحلال‌پذیری اندکی دارد و در طول فرآیندهای هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیرمتحرک‌اند. همان‌طور که دیده می‌شود الگوهای عناصر نادر خاکی فاقد آنومالی Eu است که این موضوع می‌تواند در رابطه با بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور سنگ‌های منطقه مورد نظر و یا جدا شدن پلاژیوکلاز در ابتدای تفریق از ماگما باشد. تبلور همزمان آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی و تبلور همزمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازیک نیز می‌تواند باعث فقدان آنومالی Eu باشد. زیرا آمفیبول و کلینوپیروکسن دارای آنومالی منفی Eu و پلاژیوکلاز دارای آنومالی مثبت Eu است. بنابراین، حضور این دو کانی در کنار هم باعث تعدیل آنومالی Eu خواهد بود (Martin, 1999). به علاوه، غنی‌شدگی واضحی از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود که از ویژگی‌های سری ماگمایی کالک‌آلکان است. همچنین، بالا بودن نسبت LREE/HREE در سنگ‌های آتشفشانی منطقه نیز شاخصی از گوشته غنی‌شده به وسیله فروزش یا احتمال آلیش پوسته‌ای است (Fitton et al., 1991; Barragan et al., 1998). آنومالی مثبت U نیز می‌تواند در ارتباط با آلیش پوسته‌ای باشد. فروزش پوسته‌ای با ضخامتی از رسوبات و یا زمان طولانی فروزش باعث تشکیل ماگمای قوس غنی‌شده یعنی ماگمای کالک‌آلکان می‌شود

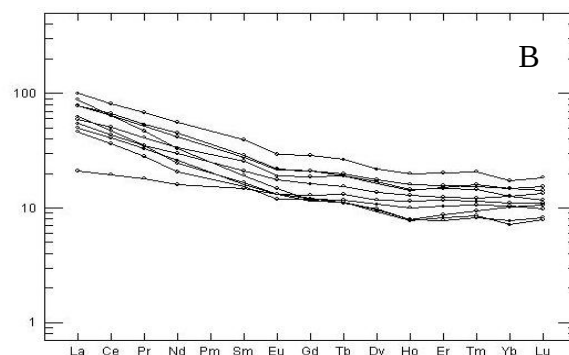
(Foley and Wheller, 1990). همچنین، این غنی‌شدگی را می‌توان به درجه پایین ذوب بخشی و همچنین، حضور گارنت در باقی‌مانده ذوب نسبت داد. از نسبت Ce/Yb نیز می‌توان برای تأیید این موضوع استفاده نمود. نسبت پایین Ce/Yb در بازالت‌ها نشان‌دهنده درجه ذوب بخشی بالا و وجود اسپینل در فاز باقی‌مانده بوده و نسبت بالای Ce/Yb بیانگر درجه ذوب بخشی کم و وجود گارنت در فاز باقی‌مانده است (Mattsson and Oskarsson, 2005). بنابراین، نسبت بالای Ce/Yb در سنگ‌های منطقه بررسی شده بیانگر درجه ذوب بخشی اندک و وجود گارنت در فاز باقی‌مانده است. درجه پایین ذوب بخشی گوشته اولیه را می‌توان توسط غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE (Wass and Rogers, 1980) و غلظت بالای عناصر فرعی ناسازگار تشخیص داد (Sun and Hanson, 1975).

به عقیده بسیاری از پژوهشگران سنگ‌شناس (Wilson, 1989; Rogers and Rayland, 1980)؛ اگر در یک سری سنگی نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار، دارای روند خطی و مثبت باشد و نیز در نمودار عناصر سازگار-ناسازگار آن سری نیز روند منفی و خطی دیده شود، در این صورت می‌توان فرآیند اصلی مرتبط به تشکیل سنگ‌های سری مزبور را تبلور تفریقی دانست (شکل ۱۱). برای مثال، در خلال درجات مختلف ذوب بخشی، بین Zr و Nb هم‌خوانی خطی ایجاد نمی‌شود (Frey et al., 2002; Rao and Rai, 2006). این امر به دلیل حساسیت بیشتر Nb نسبت به درجات مختلف ذوب بخشی است. در واقع، پایین بودن نسبت Zr/Nb بیانگر کمتر بودن درجه ذوب بخشی است (Weaver et al., 1996). با توجه به شکل ۱۱ همان‌طور که در نمودار تغییرات Zr در مقابل

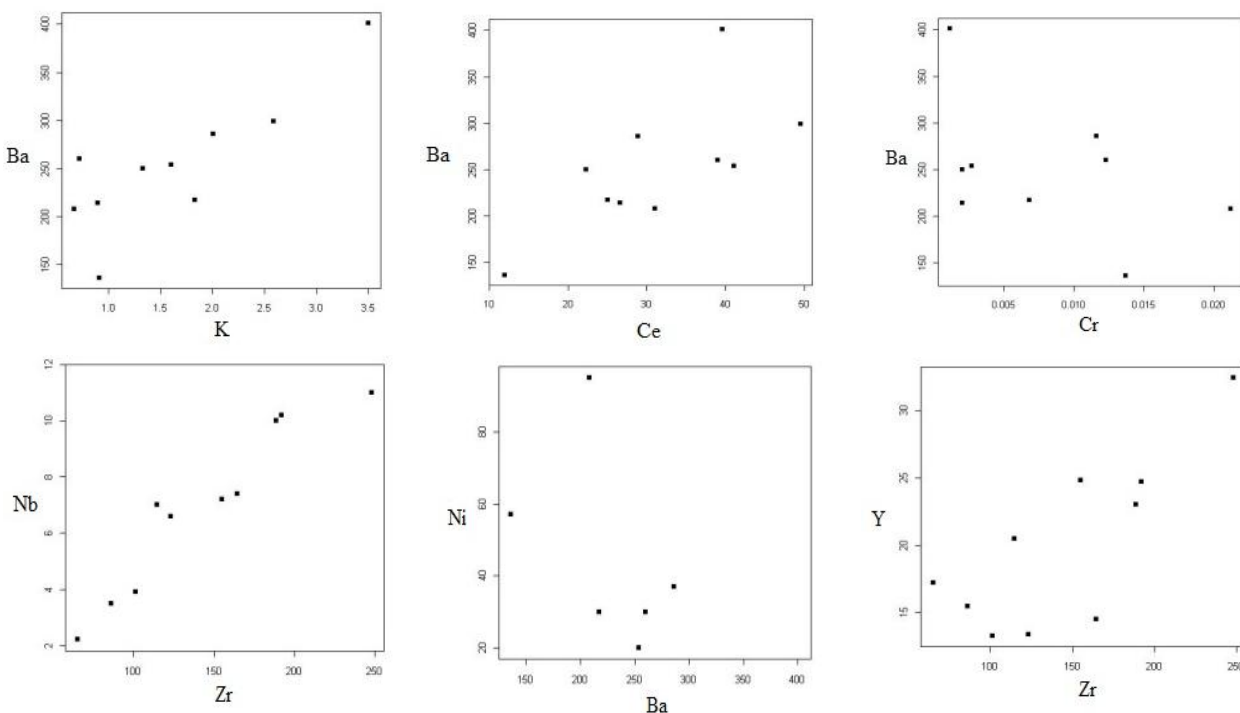
ناسازگار و سازگار، نقش اساسی تبلور تفریقی در تشکیل نمونه‌های سنگی منطقه را نشان می‌دهد.



Nb نیز دیده می‌شود یک روند کاملاً خطی مشهود است و تمامی نمودارهای تغییرات عناصر



شکل ۱۰- A) نمودار عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه برای سنگ‌های منطقه بررسی شده (Sun and McDonough, 1989)؛ B) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده سنگ‌های منطقه نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989)

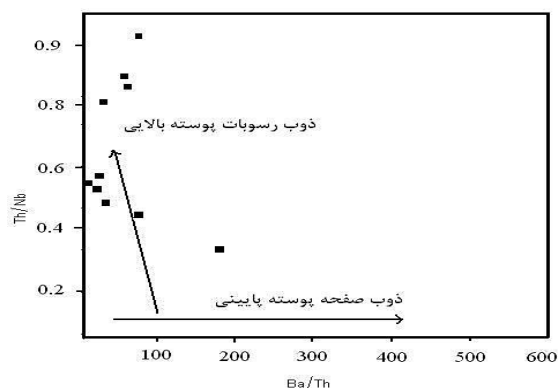
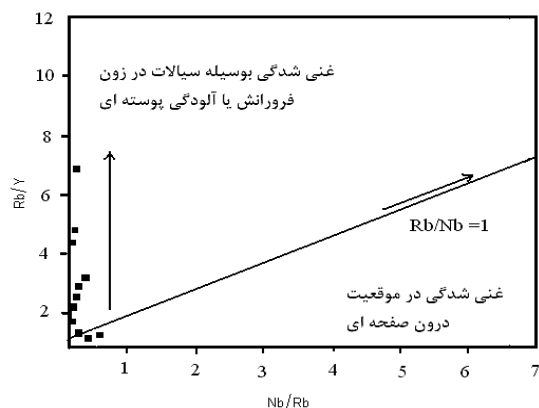


شکل ۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار-سازگار و سازگار-ناسازگار در سنگ‌های منطقه بررسی شده

میانگین نسبت‌های Nb/U و Ce/Pb بازالت‌های اقیانوسی (OIB و MORB) به ترتیب: 25 ± 5 و 47 ± 7 است (Hofmann et al., 1986) که به طور در خور توجهی بالاتر از مقدار نسبت‌های فوق برای میانگین پوسته قاره‌ای یا سنگ‌های آتشفشانی کم‌انرژی است (Taylor and

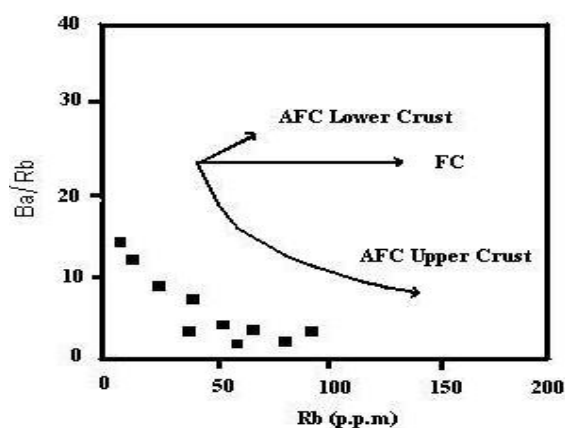
برای بررسی رخداد آلیش پوسته‌ای، نسبت‌های عناصری مانند Nb/U و Ce/Pb بسیار مفید است. زیرا عناصر فوق طی ذوب بخشی یا تبلور بخشی از یکدیگر تفکیک نمی‌شود و نسبت‌های آنها منعکس‌کننده این نسبت‌ها در منطقه منبع ماگما است (Hofmann, 1988).

در مقابل Rb/Y (Temel *et al.*, 1998)، روند عمودی داده‌ها به وضوح مشاهده می‌شود. بنابراین، سنگ‌های منطقه بررسی شده خصوصیات غنی‌شدگی به وسیله محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای را از خود بروز می‌دهد. همچنین، سنگ‌های منطقه بررسی شده در نمودار Ba/Th در مقابل Th/Nb (Orozco-Esquivel *et al.*, 2007)، مقادیر بالای Th/Nb و مقادیر پایین Ba/Th را نشان می‌دهد (شکل ۱۲- B و C). بنابراین، با توجه به این نمودار و دو نمودار قبلی، ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه بررسی شده، تأثیرات هضم پوسته بالایی را نشان می‌دهد.



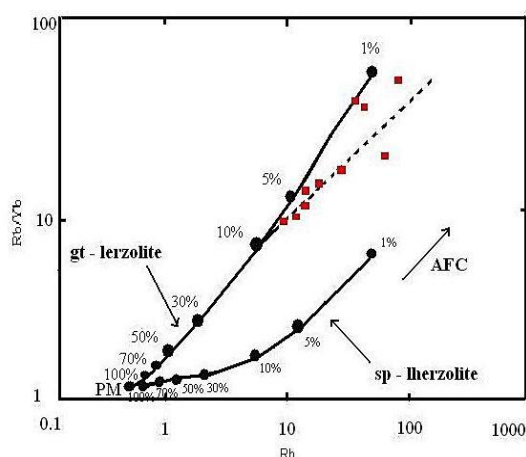
در برابر Rb/Yb (Ozdemir *et al.*, 2006) استفاده شده است. دلیل استفاده از این نمودار آن است که

(McLennan, 1985). در سنگ‌های منطقه بررسی شده، میانگین نسبت Ce/Pb و Nb/U به ترتیب برابر با ۱۱/۱۶ و ۵/۸۵ است که این مقدار بسیار پایین‌تر از میانگین بازالت‌های اقیانوسی (OIB) و MORB بوده، نشان‌دهنده ارتباط این سنگ‌ها با کمان‌های آتشفشانی و یا آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای است. برای مشخص کردن نقش آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه بررسی شده در ابتدا از نمودار Rb در برابر Ba/Rb استفاده شد (Askren *et al.*, 1999). همان‌طور که در شکل ۱۲- A مشاهده می‌شود در این نمودارها، سنگ‌های منطقه مورد بررسی، روند آلیش با پوسته بالایی را نشان می‌دهد. در نمودار Nb/Rb



شکل ۱۲- A) نمودار Rb در برابر Ba/Rb برای بررسی نقش فرآیند آلیش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه بررسی شده (Askren *et al.*, 1999)؛ B) نمودار Nb/Rb در مقابل Rb/Y برای بررسی نقش آلیش پوسته‌ای و شرکت محصولات (محلول‌ها و مواد مذاب) پهنه فرورانش در سنگ‌های منطقه بررسی شده (Temel *et al.*, 1998)؛ C) نمودار Ba/Th در مقابل Th/Nb برای بررسی نقش فرآیند آلیش پوسته‌ای و شرکت محصولات (محلول‌ها و مواد مذاب) پهنه فرورانش در سنگ‌های منطقه بررسی شده (Orozco-Esquivel *et al.*, 2007).

برای بررسی و تعیین منشأ و سنگ مادر سنگ‌های منطقه بررسی شده، از نمودارهای Rb

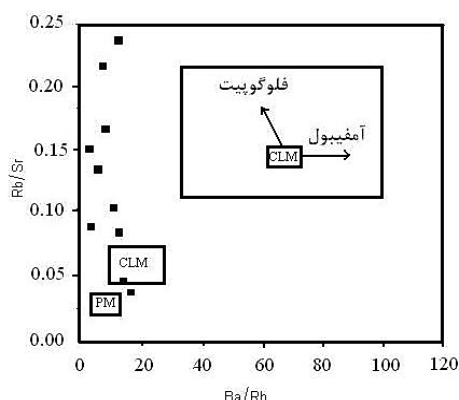


شکل ۱۳- نمودار Rb در مقابل Rb/Yb برای تعیین منشأ و محیط تشکیل سنگ‌های منطقه بررسی شده (Ozdemir et al., 2006)

همچنین، از فراوانی نسبی عناصر ناسازگار نظیر: Ba، K، Nb، Rb، Sr و Th برای تعیین حضور فلوگوپیت یا آمفیبول در منشأ بهره گرفته شد. اهمیت این عناصر به این دلیل است که می‌تواند تأیید کننده تاریخچه غنی‌شدگی متاسوماتیکی در محل منبع بوده، همچنین به درک عمق محل ذوب، کمک کند (Furman and Graham, 1999). Ba و Rb در ترکیب فلوگوپیت عناصر سازگارند (La Tourette et al., 1995) در حالی که Ba، Rb و Sr دارای سازگاری متوسطی در آمفیبول‌اند (Adam et al., 1993). La Tourette et al., 1995 از این ویژگی‌ها می‌توان برای تشخیص حضور و یا عدم حضور این فازها در منشأ استفاده کرد. به طوری که مواد مذاب در حال تعادل با فلوگوپیت، دارای مقادیر بالایی از نسبت Rb/Sr و مقادیر کم Ba/Rb نسبت به مواد مذاب تشکیل شده از منبع آمفیبول‌دار است. همچنین، مواد مذاب منشأ گرفته از یک منبع آمفیبول‌دار حاوی مقادیر زیادی از Ba و نسبت بالای Ba/Rb است (Furman and Graham, 1999). به دلیل سازگاری بیشتر عنصر Nb در

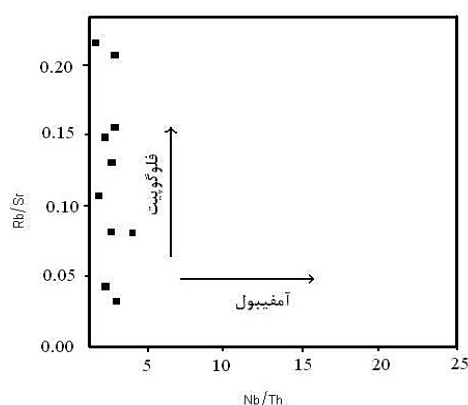
گارنت کانی اصلی نگهدارنده Yb و نسبت متغیر Rb/Yb وابسته به گارنت است. بنابراین، می‌توان بین ذوب گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی تفاوت قایل شد. همان طور که در شکل ۱۳ دیده می‌شود، روند داده‌های سنگ‌های منطقه، بر منحنی ذوب گارنت لرزولیت منطبق بوده، بیانگر میزان ۱ تا ۱۰ درصد ذوب برای تولید ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها است. میزان درجه ذوب بخشی کم (۱ تا ۱۰ درصد) سنگ منشأ، با شیب نسبتاً تند نمودارهای عنکبوتی که ناشی از درجات ذوب بخشی کم منشأ است، کاملاً سازگار است. پهنه انتقال بین اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت، در اعماق بین ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است (Ellam, 1992). برخی زمین‌شناسان دیگر نظیر: Middlemost (۱۹۸۵)، Fray و همکاران (۱۹۹۱) اعتقاد دارند که این عمق در ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته فوقانی قرار دارد. برخی نیز اعتقاد دارند که بسیاری از گارنت لرزولیت‌ها در دماهای ۹۰۰ تا ۱۴۰۰ درجه سانتیگراد و فشار حاکم در اعماق ۱۲۰ تا ۱۷۰ کیلومتری پایدار است (Gurney and Harte, 1980). آنها همچنین، معتقدند انواعی که در انتهای بالایی این محدوده حرارتی در تعادل اند، در هاله‌های پر حرارت دیاپیرهای صعودی تشکیل شده‌اند. البته اسپینل حداکثر تا عمق ۸۰ کیلومتری پایدار است ولی گارنت می‌تواند تا بخش‌های عمیق گوشته نیز حضور داشته باشد (Ellam, 1992). با توجه به اینکه این نمودار نشان دهنده حضور گارنت و عدم حضور اسپینل در منشأ سنگ‌های این منطقه است می‌توان حداقل عمق جاییگیری ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها را تا اعماق بیشتر از ۸۰ کیلومتری دانست.

اعمق حدود ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری است (Lloyd *et al.*, 1983؛ Olafsson and Eggler, 1983). اعمق ذکر شده با (Sato *et al.*, 1997؛ 1991). نتایج به دست آمده مبنی بر شکل‌گیری سنگ‌های منطقه از یک منشأ گارنت لرزولیتی سازگار بوده، همچنین، این نمودارها نشان می‌دهد که به دلیل احتمال حضور فلوگوپیت در منشأ، مقادیر نسبتاً بالاتری از نسبت H_2O/CO_2 در عامل متاسوماتیزم کننده شرکت دارد (Furman and Graham, 1999). همچنین، برای اثبات منشأ گرفتن مواد مذاب سنگ‌های منطقه بررسی شده از گوشته غنی‌شده نیز از نمودار Sun و McDonough (۱۹۸۹) استفاده شده است که تمام نمونه‌ها در محدوده گوشته غنی‌شده قرار گرفته‌اند (شکل ۱۵).

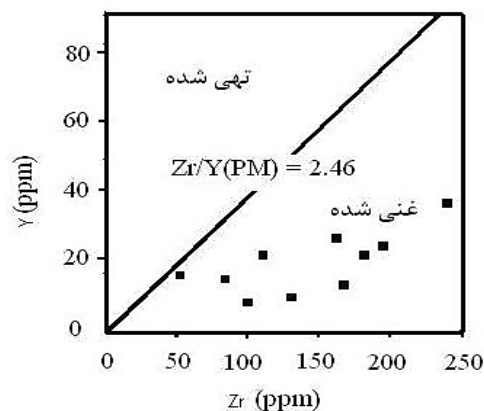


شکل ۱۴- نمودار Rb/Sr در مقابل Ba/Rb و نمودار Rb/Sr در مقابل Nb/Th برای تشخیص حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در منشأ سنگ‌های منطقه بررسی شده (Furman and Graham, 1999)

ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت و نیز تحرک اندک این عنصر طی دگرسانی، برای تشخیص حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در محل منبع، می‌توان از نسبت Nb/Th استفاده کرد. از نسبت عناصر Rb/Sr در مقابل Nb/Th، نیز استفاده شده است که روند تغییرات مشاهده شده حضور فاز فلوگوپیت را نشان می‌دهد (شکل ۱۴). با توجه به این که مشخص شد ماگمای تشکیل‌دهنده نمونه‌های منطقه بررسی شده با یک منشأ حاوی فلوگوپیت در تعادل است، می‌توان از این شاخص‌ها برای تشخیص فشار در حین شکل‌گیری ماگما و در نتیجه عمق تشکیل آن بهره گرفت. آزمایشات تجربی برای تعیین محدوده حاوی فلوگوپیت نشان‌دهنده پایداری این فاز در فشارهای نزدیک به ۳۰ تا ۳۵ کیلوبار، یعنی در

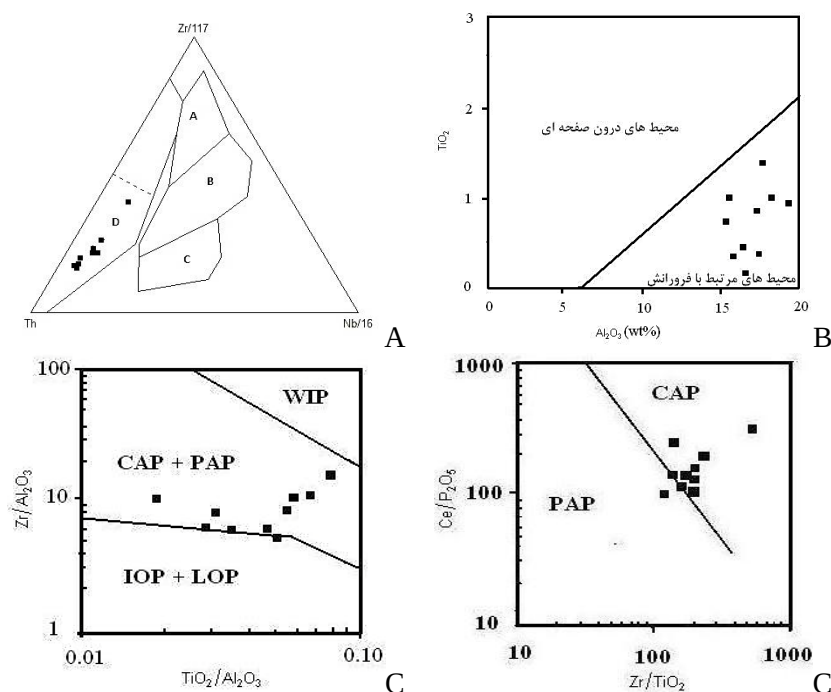


شکل ۱۵- نمودار Zr-Y برای تعیین منشأ سنگ‌های منطقه بررسی شده از یک گوشته غنی شده (Sun and McDonough, 1989)



برخورد (PAP) قرار می‌گیرد. در نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Ce/P_2O_5 نیز که برای تمایز کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای از کمان‌های بعد از برخورد مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۱۶- C)، بیشتر نمونه‌ها در قسمت مربوط به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار گرفته‌اند (Müller *et al.*, 1997). به عقیده Spies و همکاران (۱۹۸۳) در منطقه شمال سبزوار، یک ریفت اقیانوسی در ۷۰ تا ۸۰ میلیون سال (قبل از کرتاسه فوقانی) فعال بوده که با گسترش پوسته اقیانوسی در مرز کرتاسه به ترشیاری خاتمه یافته است. در این هنگام، یک فاز همگرا، همراه با تشکیل پهنه فرورانش شروع و منجر به تشکیل یک کمان ماگمایی نوع جزایر قوسی همراه با ولکانیسم آندزیتی در بخش جلویی صفحه توران شده است و زمانی که مقایسه‌ای بین سنگ‌های کالک‌آلکان منطقه با دیگر مناطق ایران به عمل آید، روشن می‌شود که آنها یک همانندی با نمونه‌های قبلی در ایران مرکزی (پهنه ارومیه دختر) دارد (Jung *et al.*, 1976). به هر حال، محدوده البرز یک ارتباط مناسبی با کمر بند آندزیتی قاره‌ای نشان می‌دهد (Jung *et al.*, 1976).

برای تعیین محیط ژئوتکتونیکی تشکیل سنگ‌ها با استفاده از نتایج تجزیه کل سنگ، از نمودارهای مختلفی استفاده شد. با توجه به دیگرام $Th-Zr/117-Nb/16$ (Wood, 1980) نمونه‌های بررسی شده در محدوده D (بازالت‌های قوس آتشفشانی) که نماینده سنگ‌های تشکیل شده در مناطق کمان است، قرار می‌گیرد (شکل ۱۶- A). با توجه به اینکه سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیشتر دارای گرایش پتاسیم متوسط تا بالا است؛ بنابراین، سعی شد تا برای تعیین محیط تکتونیکی منطقه بررسی شده، از نمودارهای مرتبط استفاده شود. سنگ‌های محیط‌های تکتونیکی درون صفحه‌ای (پتاسیم بالا) به آسانی از محیط‌های مرتبط با فرورانش، به وسیله نمودارهای دوتایی TiO_2 مقابل Al_2O_3 مشخص می‌شود (Müller and Groves, 1993). در نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 ، سنگ‌های منطقه در محدوده مرتبط با قوس قرار می‌گیرد (شکل ۱۶- B). سنگ‌های منطقه بررسی شده در نمودار TiO_2/Al_2O_3 در مقابل Zr/Al_2O_3 در محدوده کمان‌های قاره‌ای (CAP) و کمان‌های بعد از



شکل ۱۶- A) نمودار مثلثی تفکیک انواع سنگ‌های آتشفشانی (Wood, 1980)؛ B) نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 به منظور تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه بررسی شده (Müller and Groves, 1993)؛ C) نمودار TiO_2/Al_2O_3 در مقابل Zr/Al_2O_3 و نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Ce/P_2O_5 به منظور تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه مطالعه شده (Müller *et al.*, 1997).

نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی، ترکیب سنگ‌شناختی مجموعه بررسی شده در محدوده بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت با سن منتسب به پالئوسن-اوسن است. فراوان‌ترین سنگ‌های آتشفشانی منطقه، آندزیت‌های بازالتی و پس از آن آندزیت و تراکی‌آندزیت است. بافت غالب در این سنگ‌های ولکانیکی پورفیری با خمیره میکرولیتی و گلومروفیری است. با توجه به بررسی‌های پتروگرافی انجام شده در منطقه می‌توان چنین نتیجه گرفت که: شاید سنگ‌های منطقه دچار آرایش ماگمایی شده‌اند. از مهم‌ترین دلایل وجود آرایش ماگمایی در سنگ‌های منطقه می‌توان به شواهد میکروسکوپی از جمله: بافت‌های غیرتعادلی در پلاژیوکلازها (حالت زونه و انحلال) و در مقیاس ماکروسکوپی به وجود زینولیت‌ها اشاره کرد. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی، سنگ‌های منطقه از لحاظ سری ماگمایی جزو سری کالک آلکان پتاسیم متوسط تا بالا با ماهیت متآلومینوس است. بررسی اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب نشان‌دهنده روند عادی تفریق در ماگمای اولیه است. روند عناصر اصلی و کمیاب نشان‌دهنده نوعی ارتباط ژنتیکی در سنگ‌های منطقه بوده و استفاده از نمودارهای عناصر ناسازگار و سازگار در برابر یکدیگر و با توجه به بررسی‌های پتروگرافی و استناد به هماهنگی الگوی توزیع REE و عناصر ناسازگار بین نمونه‌ها

منابع

- Adam, J. H., Green, T. H. and Sie, S. H. (1993) Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chemical Geology* 109: 29-49.
- Aghanabati, S. A. (2004) *Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

همگی بیانگر مرتبط بودن این سنگ‌ها با یکدیگر از طریق تبلور تفریقی است. در بررسی‌های پتروگرافی، شواهد و مدارکی دال بر وجود آرایش ماگمایی در سنگ‌های منطقه مشاهده شد که آنومالی‌های منفی Nb و Ti و آنومالی مثبت Pb در نمودارهای عنکبوتی و نیز روندهای مشاهده شده در سایر نمودارها از جمله: نمودارهای Ba/Rb مقابل Rb، Ba/Th در مقابل Th/Nb و بسیاری از نمودارهای دیگر که رسم شد، همگی نشان‌دهنده آرایش سنگ‌های منطقه با پوسته بالای است و همچنین، نسبت‌های عناصری مانند: Ce/Pb و Nb/U نیز این موضوع را تأیید می‌نمایند. داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد سنگ منشأ مذاب سازنده سنگ‌های مورد بررسی یک گارنت لرزولیت بوده که حدود ۱ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی را تحمل نموده است و همچنین، بررسی نمودارهای پترولوژیکی نشان داد که ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه در اثر ذوب بخشی گارنت لرزولیت در اعماق حدود ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری تشکیل شده‌اند. بر اساس دیاگرام‌های تکتونوماگمایی و دیاگرام‌های چند عنصری نرمالیز شده بر اساس گوشته اولیه و کندریت، سنگ‌های ولکانیکی منطقه بررسی شده به پهنه فرورانش حاشیه قاره‌ای تعلق دارد.

سپاسگزاری

نگارندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد تشکر می‌نمایند.

- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103: 983-992.
- Al-Saleh, A. M. and Boyle, A. P. (2001) Neoproterozoic ensialic back-arc spreading in the eastern Arabian Shield: geochemical evidence from the Halaban Ophiolite. *Journal of African Earth Sciences* 33: 1-15.
- Alvaro, J. J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M. L., Clausen, S., Charif, A., Ait Ayad, N. and Moreira, M. E. (2006) The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; petrology, geodynamic setting and coeval sedimentation. *Journal of African Earth Sciences* 44: 396-410.
- Askren, D. R., Roden, M. F. and Whitney, J. A. (1999) Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the Western USA. *Journal of Petrology* 38: 1021-1046.
- Barker, D. S. (1983) *Igneous rocks*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P. and Kurz, M. (1998) Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth Planet Scientific Letters* 154: 153-166.
- Bonjour, J. L. and Dabard, M. P. (1991) Ti/Nb ratio of classic terrigenous sediments used as indicator of provenance. *Journal of Chemical Geology* 91: 257-267.
- Chappell, B. W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46: 535-551.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London.
- De Paolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth and Planetary Science Letters* 53: 189-202.
- Eftekhari Nezhad, J., Alavi Naini, M. and Behrouzi, A. (1993) Geological quadrangle map of Torbat-e-Jam (scale 1:250000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Ellam, R. M. (1992) Lithospheric as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20: 153-156.
- Evans, A. M. (1992) *Ore geology and industrial minerals*. Blackwell Publishing, Oxford.
- Fitton, J. F., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96: 13693-13711.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks, the role of titanites. *Chemical Geology* 85: 1-18.
- Francis, P. and Oppenheimer, C. (1993) *Volcanoes: a planetary perspective*. 2nd edition, Oxford University Press Inc., New York.
- Fray, F. A., Garcian, M. O., Wise, W. S., Kennedy, A., Gurriet, P. A. and Albarede, F. (1991) The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. *Journal of Geophysical Research* 96: 14347-14375.
- Frey, F. A., Weis, D. and Borisova, A. Y. (2002) Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen plateau: new perspectives from ODP leg 120 sites. *Journal of Petrology* 43: 1207-1239.
- Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48: 237-262.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesite and plate tectonics*. Springer, Verlag, New York.

- Gramont X. B. and Guillou, Y. (1979) Geological map of Kariznow (scale 1:100000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Gurney, J. J. and Harte, B. (1980) Chemical variations in upper mantle nodules from southern Africa Kimberlites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 297: 273-293.
- Hofmann, A. W. (1988) Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 297-314.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79: 33-45.
- Ionov, D. A. and Hofmann, A. W. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131: 341-356.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Jung, D., Kursten, M. and Tarkian, M. (1976) Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the afro-Arabian under the Eurasian plate. In: *A far between continental and oceanic rifting* (Eds. Pilger, A. and Rosler, A.) 175-181. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38-56.
- La Tourette, T., Hervig, R. L. and Holloway, J. R. (1995) Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135: 13-30.
- Lloyd, F. E., Hantingdon, A. T., Davies, G. R. and Nixon, P. H. (1991) Phanerozoic volcanism of south west Vgandaia case for regional and LILE enrichment of the lithosphere beneath a domed and rifted continental plate. In: *Magmatism in extensional structural setting* (Eds. Kampunzu, A. B. and Lubala, R. T.) 23-72. Springer, Verlag, Berlin.
- Loomis, T. P. (1982) Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81: 219-229.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin* 101: 635-643.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Mason, B. H. and Moore, C. B. (1966) *Principles of geochemistry*. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Mattsson, H. B. and Oskarsson, N. (2005) Petrogenesis of alkaline basalts of the tip of a propagating rift: evidence from the Heimaey volcanic center, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147: 254-267.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology*. Longman, London.
- Moinevaziri, H. (1996) *An introduction to the Magmatism of Iran*. Tarbiat Moallem University Publications, Tehran (in Persian).
- Müller, D. and Groves, D. I. (1993) Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, Shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Review* 8: 383-406.
- Müller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. (1997) Geochemical discrimination between shoshonitic and

- potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46: 259-289.
- Nabavi, M. H. (1976) An introduction to geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Nagudi, N., Koberl, Ch. and Kurat, G. (2003) Petrography and geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin. *Journal of African Earth Sciences* 36: 1-14.
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve-textured Plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Olafsson, M. J. and Eggler, D. H. (1983) Phase relations of amphibole, amphibole carbonate and phlogopite-carbonate peridotite: petrological constraints on the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 64: 305-315.
- Orozco-Esquivel, T., Pwtrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T. and Manetti, P. (2007) Eochemical variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. *Littos* 93: 149-174.
- Ozdemir, Y., Karaoglu, O., Tolluoglu, A. U. and Gulec, N. (2006) Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrat stratovolcano (East Anatolian High Plateau): the most recent post collisional volcanism in Turkey. *Chemical Geology* 226: 189-221.
- Pearce, T. H., Russell, J. K. and Wolfson, I. (1987) Laser-interference and normarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens. Washington. *American Mineralogist* 72: 1131-43.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Rao, D. R. and Rai, H. (2006) Signatures of rift environment in the production of garnetamphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: a geochemical study. *Gondwana Research* 9: 512-523.
- Raymond, L. A. (2002) The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks. McGraw-Hill Companies, Inc., New York.
- Reichew, M. K., Saunders, A. D., White, R. V. and Al M-Ukhamedov, A. I. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the west Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps. Russia. *Lithos* 79: 425-452.
- Rogers, J. J. W. and Rayland, P. C. (1980) Trace elements in continental margin magmatism. Part I. *Geological Society of American Bulletin* 91: 196-198.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. 1st edition, John Wiley and Sons Inc., New York.
- Rutherford, M. J. and Devine, A. D. (2003) Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende phase equilibria and reaction in the 1995-2002, Soufriere Hills Magma. *Journal of Petrology* 44: 1433-1484.
- Sato, K., Katsura, T. and Ito, E. (1997) Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 Gpa: implications for mantle metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 164: 511-526.
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. and Norry, M. J. (1992) Consequences of plume-lithosphere interactions. In: *Magmatism and the causes of continental break-up* (Eds. Storey, B. C., Alabaster, T. and Pankhurst, R. J.) Geological Society London Special Publication 68: 41-60.

- Schaaf, P. J., Stimac, C. and Macias, J. L. (2005) Geochemical evidence for mantle origin and crustal process in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology* 46: 212-321.
- Shahsavari Alavigh, B. (2011) Petrology and geochemistry of volcanic rocks Paleocen-Eocen in the Revenj area from South East of Fariman (South East of Mashhad). MSc thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran (in Persian).
- Shelly, D. (1993) Microscopic study of igneous and metamorphic rock. Chapman and Hall, London.
- Spies, O., Lensch, G. and Mihm, A. (1983) Geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzavar and Quchan/NE-Iran. Geological Survey of Iran, Report No 51: 247-267.
- Sun, S. S. and Hanson, G. N. (1975) Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 52: 77-106.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42: 313-345. Geological Society, London. *Journal of Geological Society*, London.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Temel, A., Gondogdu, M. N. and Gourgau, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Antolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 327-357.
- Waezipoor, M. and Soheili, J. (1983) Geological map of Fariman (Scale 1:100000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Wass, S. Y. and Rogers, N. W. (1980) Mantle metasomatism-precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44: 1811-1823.
- Weaver, B., Kar, A., Davidson, J. and Colucci, M. (1996) Geochemical characteristics of volcanic rocks from ascension island. South Atlantic Ocean, *Geothermics* 25(4-5): 449-470.
- Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Unwin Hyman, London.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.

Petrology and geochemistry of the Paleocene-Eocene volcanic rocks from Revenj area Southeast of Fariman (Khorasan Razavi, Iran)

Badieh Shahsavari alavigh and Seyed Massoud Homam *

Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Abstract

The study area is located in the Southeast of Fariman and it is considered as a part of the central Iranian zone. According to field and petrographic studies the composition of volcanic rocks a range from basalt andesite-basalt andesite, trachyandesite to dacite with Paleocene-Eocene age. The dominant textures of the volcanic rocks are microlitic porphyric and glomeroporphyric and the major minerals are plagioclase, olivine, pyroxene, hornblende, alkali feldspar and quartz. Biotite, apatite, sphene and magnetite are as minor minerals. Microscopic studies reveal the presence of disequilibrium textures in plagioclases (eg. zoning and corrosion). The occurrence of xenolites indicates magma contamination. Based on geochemistry of major and minor elements, the studied rocks belong to calc-alkaline series with moderate to high potassium type and meta-aluminous nature. The geochemical behavior of major and trace elements reveals the normal trend of differentiation in the magma. According to geochemical data, garnet-lherzolite may be the principal source rock for the studied volcanic rocks which experienced 1 to 10% partial melting in a depth of around 90 to 100 km. Based on petrographic studies, some evidences of magmatic contamination can be distinguished which can be also supported by Nb and Ti negative anomalies and Pb positive anomaly on spider diagrams and Ce/Pb and Nb/U ratios. Enrichment in LILE and depletion of HFSE in the studied rocks as well as various petrologic diagrams point to magmatism in arc of an active continental margin.

Key words: Calc-Alkaline, Geochemistry, Active continental margin, Paleocene-Eocene, Fariman, Khorasan Razavi, Central Iran

* homam@um.ac.ir