

پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی عباس‌آباد (شرق شاهرود) با تأکید بر دگرسانی و کانه‌زایی مس همراه آن

لیلا صالحی^{(۱)*}، ایرج رساء^۲، سعید علیرضایی^۳ و احمد کاظمی مهرنیا^۴

۱. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۴. دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، مهندسین مشاور پارسی کان کاو

تاریخ دریافت: ۹۲/۲/۳۰

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۱/۲۰

چکیده

منطقه معدنی عباس‌آباد در شرق شاهرود در کمربندی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی قرار دارد و میزبان هشت کانسار مس است. این کمربند قسمتی از کمان آتشفشانی شمال ایران مرکزی محسوب می‌شود. کانه‌زایی مس با چیرگی کالکوسیت و به مقدار کمتر بورنیت، دیژنیت، کوولیت به صورت افشان، رگچه‌ای و داربستی دیده می‌شود. چهار دگرسانی کربناتی، سیلیسی، اپیدوتی و کلریتی در سنگ‌های میزبان قابل تشخیص است. از نظر سنگ‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب تراکی‌اندزیت، تراکی‌اندزی بازالیت و تراکی‌بازالت بوده و ماهیت شوشونیتی تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا داشته و در رده آلکان جای می‌گیرند. فرایند تبلور تفریقی و پدیده آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمایی این سنگ‌ها دخالت داشته است. پلاژیوکلاز و پیروکسن، کانی‌های اصلی این سنگ‌ها و بافت پورفیریک و گلوپورفیریک مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده است. منطقه‌بندی، بافت غربالی و جذب دوباره در پلاژیوکلازها، بافت غربالی و آثار تحلیل‌رفتگی و خوردگی در حاشیه پیروکسن‌ها و گردش‌گی کانی‌ها از نشانه‌های وجود شرایط عدم تعادل حین انجماد ماگما است. غنی‌شدگی در LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE همراه با آنومالی منفی عناصر Nb, Ti و Ta در نمونه‌های مورد مطالعه، ماهیت آلکان مرتبط با قوس (حاشیه قاره‌ای فعال) را نشان می‌دهد. همچنین نسبت Ba/La و Th/Ta در سنگ‌های مورد بررسی محیط تکتونیکی قوس قاره‌ای فرورانشی را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: پتروژنز، پتروگرافی، دگرسانی، ژئوشیمی، مس عباس‌آباد.

مقدمه

سنوزوئیک شمال ایران مرکزی محسوب می‌شود. وجود ماده معدنی مس در این کمربند، به‌ویژه در منطقه عباس‌آباد، از دیرباز توجه زیادی را به خود جلب کرده است. اولین بار Taytz در سال ۱۸۷۹ از کانه‌زایی مس در این کمربند یاد کرده است (سامانی، ۱۳۸۶). کانسارهای معدن بزرگ، آسیادیو، دامن جلا، لب کال، چغندرسر، حمامی و گورخون از جمله کانسارهای

منطقه معدنی عباس‌آباد در ۱۳۰ کیلومتری شرق شهرستان شاهرود در مسیر جاده شاهرود به سبزوار (شکل ۱)، بین طول‌های جغرافیایی شرقی ۱۵' ۵۶° تا ۲۵' ۵۶° و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۱۸' ۳۶° تا ۲۵' ۳۶° قرار دارد. این منطقه، در تقسیم‌بندی ساختاری ایران (آقنابتی، ۱۳۸۳)، قسمتی از کمربند آتشفشانی



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).

می‌توان به کنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ، مارن‌های گچی مربوط به ائوسن-الیگوسن و پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و جدید کواترنری اشاره کرد. سنگ‌های آذرآواری این منطقه شامل آگلومرا، برش و لاپیلی کریستال توف هستند. بیشترین حجم سنگ‌های این منطقه اختصاص به سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط تا بازیک دارد که به‌طور کامل در مورد پتروگرافی و پتروژنز این سنگ‌ها، دگرسانی و کانه‌زایی مس همراه با آن‌ها بحث می‌شود.

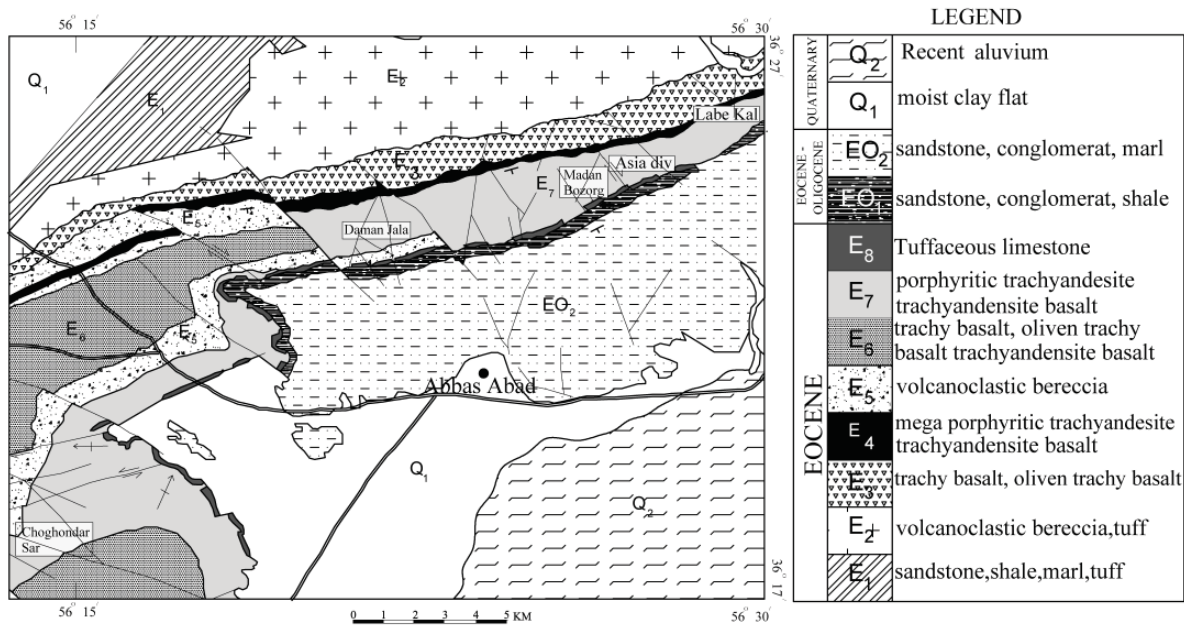
روش مطالعه

جهت مطالعات پتروگرافی و شناسایی مجموعه‌های دگرسانی، تعداد ۱۲۰ نمونه (۵۰ نمونه از مغزه‌های اکتشافی و ۷۰ نمونه سطحی) از سنگ‌های آتشفشانی همراه با کانه‌زایی و سنگ‌های آتشفشانی بدون کانه‌زایی انتخاب شد. جهت تعیین نوع کانه‌ها و پاراژنز آن‌ها، تعداد ۷۰ نمونه (۵۰ نمونه از مغزه‌های اکتشافی و ۲۰ نمونه سطحی) انتخاب گردید. برای شناسایی دقیق کانی‌ها از فن‌آوری‌های EPMA، XRD در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران و طیف‌سنجی رامان در پژوهشکده لیزر دانشگاه شهید بهشتی بهره گرفته شده است. پس از مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۲۳ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی با حداقل دگرسانی انتخاب و به‌منظور تعیین اکسیدهای اصلی به روش ICP-OES در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفت. پس از بررسی نتایج و حذف موارد مشابه، تعداد ۱۳ نمونه به‌منظور تعیین عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه LABWEST استرالیا مورد آزمایش قرار گرفته و نتایج حاصل با استفاده از نرم‌افزار Iqpet و Petrograph مورد بررسی قرار گرفته است.

این منطقه قلمداد می‌شوند که همگی دارای سنگ میزبان آتشفشانی هستند. هدف از ارایه این مقاله، بررسی پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی به عنوان میزبان کانه‌زایی مس و معرفی خصوصیات عمومی کانسارهای این منطقه است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه عباس‌آباد شامل کمربندی از سنگ‌های آتشفشانی با راستای شمال شرق- جنوب غرب است. حد شمالی این کمربند، به افیولیت‌های سبزوار و حد جنوبی آن به دشت کویر می‌رسد. امامی (۱۳۷۹) در مورد نحوه تشکیل این کمربند عنوان کرده است، به دنبال فاز فشارشی کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چین‌خوردگی، بالاآمدگی و جابجایی افیولیت‌ها همراه بوده است، فاز کششی مهمی در ایران مرکزی به وقوع پیوسته و ماگماتیسم شدید ائوسن را در پی داشته است. به عقیده (Berberian and King, 1981) این ماگماتیسم در ائوسن میانی به اوج خود رسیده است. شهاب‌پور (۲۰۰۷) ناآرامی‌های این زمان را مربوط به فعالیت‌های ماگمایی وابسته به رویداد آلپ میانی می‌داند. علی‌رغم ضخامت زیاد و توزیع وسیع ماگماتیسم، سنگ‌های آتشفشانی و توف‌ها در یک فاصله زمانی نسبتاً کوتاه شکل گرفته‌اند. براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد (خلعتبری، ۱۳۸۰) و مطالعات انجام شده، واحدهای سنگی منطقه شامل سنگ‌های رسوبی، آتشفشانی و آذرآواری با سن ائوسن میانی تا پایانی، ائوسن - الیگوسن و کواترنری است (شکل ۲). سنگ‌های رسوبی عمدتاً شامل آهک نومولیت‌دار و آهک توفی است که براساس فسیل‌های موجود، سن ائوسن میانی تا پایانی برای آن‌ها در نظر گرفته می‌شود. وجود این سنگ‌ها، نشان‌دهنده محیط دریایی کم عمق در آن زمان است. از دیگر واحدهای رسوبی



شکل ۲. نقشه زمین شناسی محدوده معدنی عباس آباد و موقعیت کانسارهای مس موجود در آن.

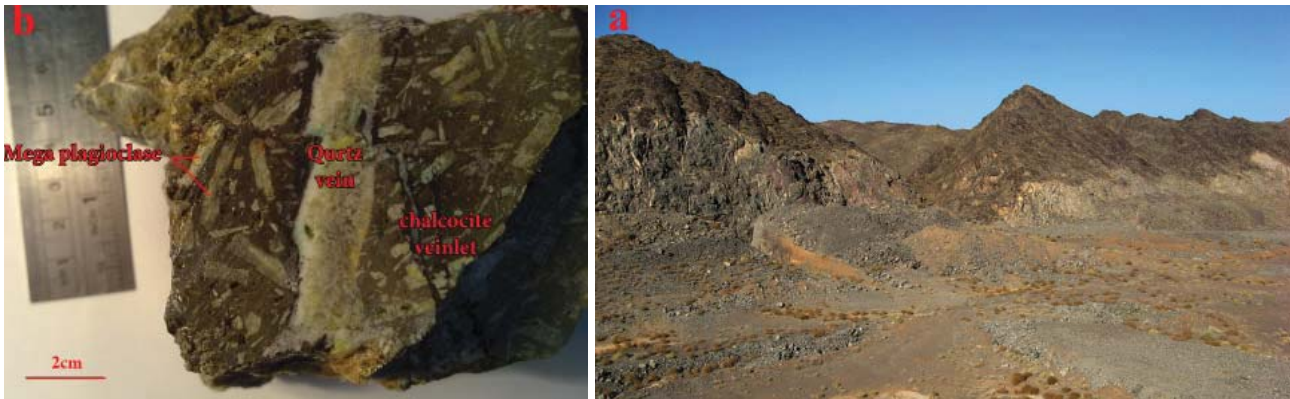
پتروگرافی

در ترکیب کانی شناسی سنگ های آتشفشانی منطقه معدنی عباس آباد، پلاژیوکلاز و پیروکسن کانی های اصلی محسوب می شوند. اولیون به جز در اولیون بازالت ها و تراکی بازالت ها، در بقیه سنگ های مورد مطالعه، کانی فرعی محسوب می شود (جدول ۱).

قسمت اعظم حجم واحد تراکی آندزیت (شکل ۳- a) را بلورهای پلاژیوکلاز به خود اختصاص می دهند. این بلورها به صورت میکروولیت، فنوکریست، مگافنوکریست در سنگ پراکنده بوده به طوری که اندازه مگافنوکریست های پلاژیوکلاز در نمونه دستی به دو سانتیمتر هم می رسد (شکل ۳- b). این بلورها غالباً شکل دار و به صورت کشیده و دارای ماکل پلی سنتتیک هستند. بر

جدول ۱. پتروگرافی سنگ های آتشفشانی منطقه عباس آباد

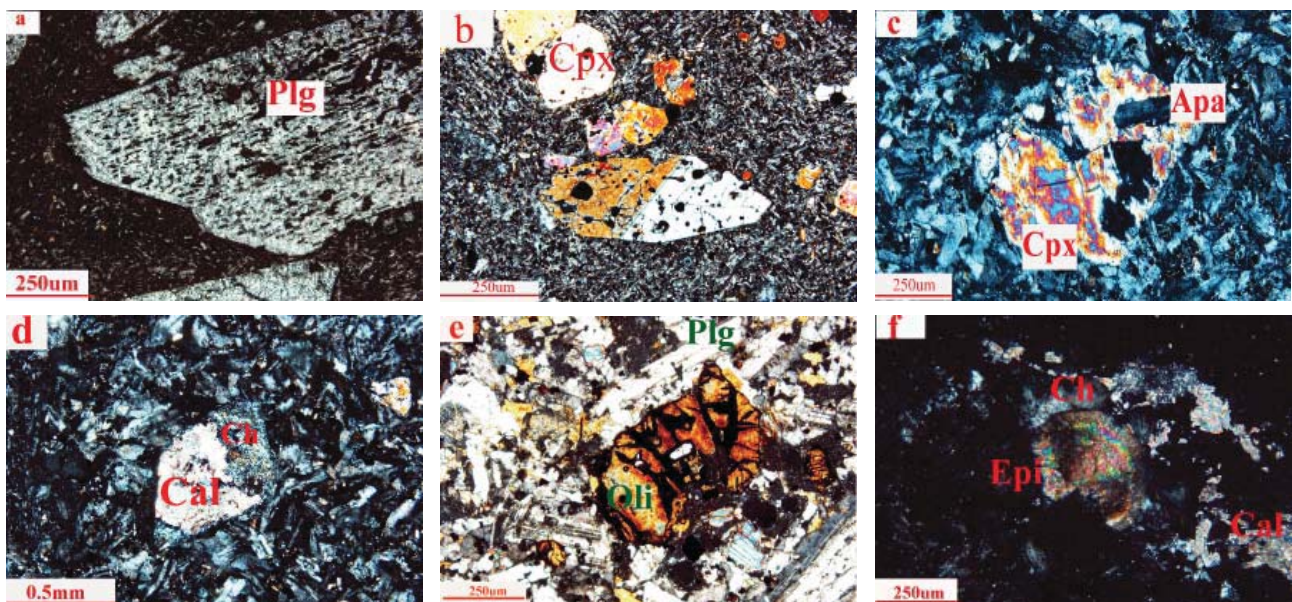
نوع سنگ	کانی های اصلی	کانی های فرعی	کانی های ثانویه	بافت
اولیون بازالت	اولیون، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن	آپاتیت، کانی های کدر	ایدنگسیت، کلسیت، کوارتز، زئولیت، اپیدوت	پورفیریک با خمیره میکروولیتی، گلومروپورفیریک
تراکی بازالت	پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اولیون	آپاتیت، کانی های کدر	ایدنگسیت، کلسیت، کلریت، سریسیت، ترمولیت، اکتینولیت	اینترگرانولار، پورفیریک، گلومروپورفیریک، غربالی
تراکی آندزیت - بازالت	پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن	آپاتیت، کانی های کدر، اولیون	کلسیت، کوارتز، زئولیت، آنالسیم، سریسیت، اپیدوت	مگاپورفیریک، پورفیریک با خمیره میکروولیتی، غربالی
تراکی آندزیت	پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن	آپاتیت، کانی های کدر	کلسیت، کوارتز، زئولیت، آنالسیم، سریسیت، اسکاپولیت، پرهنیت، اپیدوت، اکتینولیت، اسفن، کلینوزوئیت، کلریت	مگاپورفیریک، غربالی، گلومروپورفیریک، اسفروولیتی



شکل ۳. (a) واحد تراکی آندزیت. (b) نمونه دستی تراکی آندزیت با پلاژیوکلازهای بسیار بزرگ به رنگ سفید همراه با رگه ثانویه کوارتز و آثاری از کانه‌زایی مس به صورت رگچه‌هایی از کالکوسیت.

اساس نتایج EPMA ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها از اولیگوکلاز تا لابرادوریت تغییر می‌کند. همچنین حواشی این کانی‌ها، انحلال و خوردگی را نشان می‌دهد (شکل ۴-ا). مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده در پلاژیوکلازها، بافت پورفیریک، گلومروپورفیریک و بافت غربالی است. بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی فراوان‌ترین بافت مشاهده شده در این سنگ‌هاست. بافت گلومروپورفیریک حاصل تجمع بلورهای مشابه با اندازه تقریباً یکسان در زمینه دانه ریز است (Best, 2003). این بافت در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن سنگ‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود. بلورهای خودشکل تا نیمه شکل‌دار پیروکسن به رنگ‌های کرم تا بنفش در مقاطع نازک مشاهده می‌شوند. در اکثر موارد، بلورهای پیروکسن در حال دگرسانی هستند و پدیده اورالیتی شدن گسترش دارد.

همچنین قطعاتی از کانی‌های کدر (شکل ۴-ب) و آپاتیت سوزنی (شکل ۴-ج) در بلورهای پیروکسن وجود دارد که نشان‌دهنده تبلور این کانی‌ها قبل از پیروکسن است. ماکل ساده، نواری و ماکل تداخلی در پیروکسن‌ها دیده می‌شود. بر اساس شواهد پتروگرافی، کانی‌های پیروکسن این سنگ‌ها متعلق به سری کلینوپیروکسن و بر اساس نتایج EPMA از نوع اوژیت تیتان‌دار است. از دیگر مشخصات بلورهای پیروکسن تجزیه شدید آن‌هاست به طوری که سبب تشکیل پزودومورف‌های کلسیتی و کلریتی شده است (شکل ۴-د).



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی کانی‌ها در مقاطع نازک (نور XPL). (a) مگافنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی و حواشی خورده شده در زمینه میکرولیتی، (b) بافت گلومروپورفیریک و وجود ادخال‌هایی از کانی‌های کدر در بلورهای کلینوپیروکسن و ماکل ساده این بلور، (c) فنوکریست پیروکسن با خوردگی شدید، آثار تحلیل‌رفتگی و پدیده اورالیتی شدن، بلور خاکستری و سوزنی آپاتیت به صورت ادخال در فنوکریست پیروکسن مشخص است، (d) پزودومورف کلسیت-کلریت در قالب پیروکسن، (e) فنوکریست خودشکل اولیوین و پدیده ایدنگسیتی شدن، (f) اپیدوتی، کربناتی و کلریتی شدن زمینه سنگ در سطح وسیع.

همراهی کوارتز و کلسیت با رگچه‌های کالکوسیت کم است و معمولاً این همراهی در حفرات سنگ میزبان بیشتر است. در این کانسارها، غنی‌سازی برون‌زاد مرتبط با هوازدگی سطحی، عامل مهمی در کانه‌زایی به‌شمار نمی‌آید و تنها در بخش اکسیداسیون، کانی‌های کربناته مس همچون مالاکیت و آزوریت تشکیل می‌شوند. عموماً زون کانه‌زا در بالاترین تراز گدازه‌های آتشفشانی قرار می‌گیرد. این واحد سنگ‌چینه‌ای به عنوان واحد 1 IGU برای کانه‌زایی منطقه عباس‌آباد قلمداد می‌شود. در نتیجه ماده معدنی به‌صورت چینه‌کران است. چنین ویژگی در کانسارهای شمال شیلی نیز دیده می‌شود (Ramírez et al., 2006). علاوه بر واحد 1 IGU، کانه‌زایی در بخش‌های عمیق‌تر نیز صورت گرفته که ضخامت آن نسبت به این واحد بسیار کمتر است. کانه‌زایی به‌صورت پراکنده، پرکننده فضای خالی، داربستی و رگچه‌ای بسیار نازک در سنگ‌های میزبان اتفاق می‌افتد.

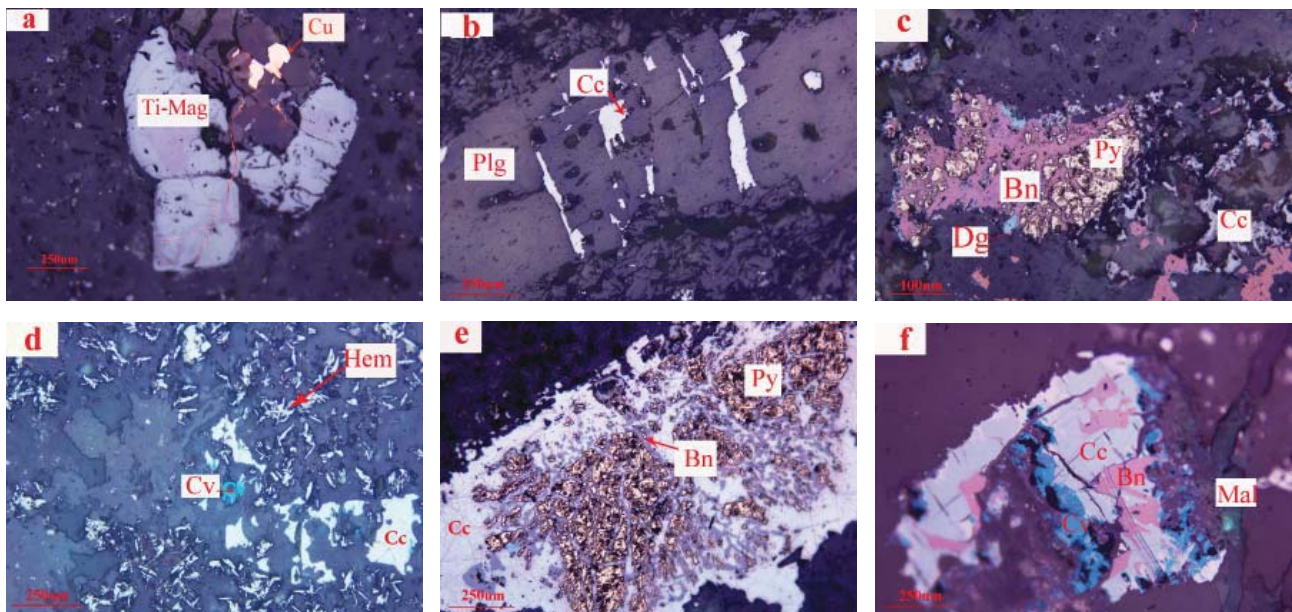
سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانه‌زایی، دگرسانی گرمایی را تحمل کرده‌اند که عموماً با دگرسانی پی در پی کلسیک (اپیدوت شدن، کربناتی شدن، اورالیتی شدن) و دگرسانی سیلیسی، سریسیتی و کلریتی مشخص می‌شود. شدت دگرسانی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانه‌زایی و سنگ‌های آتشفشانی بدون کانه‌زایی متفاوت است، بدان معنا که با فاصله گرفتن از زون کانه‌دار از شدت دگرسانی کاسته می‌شود. در این نوع کانه‌زایی،

زمینه تراکی‌اندزیت‌ها پراکنده بوده و کانی‌های کدر ریز با درصد بالا را در زمینه سنگ تشکیل می‌دهد) و اولیون، کانی‌های فرعی سنگ و کلسیت، کلریت، زئولیت، اپیدوت، سریسیت، کوارتز و آنالسیم کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. اولیون در بسیاری از مقاطع به شدت ایدنگستی شده است (شکل 4-ع). شدت دگرسانی در برخی مقاطع بالاست به‌طوری‌که زمینه سنگ به کلی به کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده است (شکل 4-ف).

کانه‌زایی و دگرسانی

بر اساس مطالعات کانه‌نگاری نمونه‌های سطحی و مغزه‌های اکتشافی (شکل 5)، می‌توان ویژگی‌های زیر را برای کانسنگ مس در منطقه عباس‌آباد در نظر گرفت.

کانه‌زایی در این منطقه، هیپوژن و ساده است و شامل کالکوسیت، بورنیت \pm دیژنیت، کوولیت \pm مس طبیعی است (شکل 5- a, b, c). از جمله مهم‌ترین دلایل هیپوژن بودن این کانسارها می‌توان به عدم وجود بافت‌های جانشینی و تبدیل‌شدگی کانی‌های مس‌دار همچون کالکوپیریت به کالکوسیت، وجود کالکوسیت دودی به عنوان کانه اصلی در کانسار و جانشینی کوولیت به جای کالکوسیت اشاره کرد. کانی‌های باطله و همراه معمول در این نوع کانسارها، عموماً کوارتز، کلریت، اپیدوت، کلسیت، کالسدونی، هماتیت و پیریت است (شکل 5- d و e).



شکل 5. تصاویر میکروسکوپی کانی‌ها در مقاطع صیقلی. (a) کانی‌های خودشکل تیتانومگنتیت و مس طبیعی (دانه‌های ریز کالکوسیت با رنگ روشن و بافت افشان در زمینه دیده می‌شود)، (b) رگچه‌های غیر ممتد کالکوسیت، مگاپورفیر پلاژیوکلاز را قطع کرده و بافت غربالی پلاژیوکلاز را پر نموده است، (c) خرد شدن پیریت در اثر عملکرد تکنونیک و ورود محلول غنی از مس و ایجاد بورنیت و دیژنیت در اطراف آن، (d) کالکوسیت در حال تبدیل به کوولیت، (هماتیت‌های تیغه‌ای نیز آنها را همراهی می‌کنند)، (e) پیریت و بافت میرمیکیتی کالکوسیت و بورنیت. نحوه قرارگیری دو کانی کالکوسیت و بورنیت نسبت به پیریت نشان از فاز تاخیری تشکیل این دو کانی است، (f) بافت میرمیکیتی بورنیت و کالکوسیت (کانی کوولیت، در حواشی آن‌ها در حال جانشینی است. رگه مالاکیتی نیز در مقطع مشاهده می‌شود). (علائم اختصاری: Ti-Mag تیتانومگنتیت، Cc کالکوسیت، Py پیریت، Hem هماتیت، Bn بورنیت، Cv کوولیت، Dg دیژنیت، Cu مس طبیعی، Mal مالاکیت، Plg پلاژیوکلاز).

مقدار سیلیس این سنگ‌ها از ۴۹/۰۱ تا ۵۵/۲۲ درصد وزنی (با میانگین ۵۱/۳۹)، مقدار Na_2O از ۲/۰۴ تا ۴/۸۷ درصد وزنی (با میانگین ۳/۷۳) و مقدار K_2O از ۱/۶۴ تا ۵/۲۵ درصد وزنی (با میانگین ۲/۹۴) متغیر است. میانگین اورتوز نورمانیو آن‌ها ۲۰/۵۲ درصد وزنی، آلبیت نورماتیو ۲۳/۹۰ درصد وزنی و آنورتیت نورماتیو ۲۵/۴۴ درصد وزنی است. ضریب تفریق سنگ‌های مورد مطالعه از ۳۴/۳ تا ۵۹/۱۱ متغیر است. میانگین این ضریب برای سنگ‌های منطقه ۴۸/۷۰ برآورد شده است که نشان‌دهنده سنگ‌های تفریق یافته است. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس‌آباد در جدول ۳ ارائه شده است. به‌منظور نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه از طریق ترکیب شیمیایی، از نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) استفاده شده است (Le Bas et al., 1986). بر اساس این نمودار، سنگ‌های منطقه در محدوده تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت‌بازالت و تراکی‌آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۶). از آنجاکه فرایند دگرسانی بر روی عناصر کم تحرک مانند Ti ، Nb ، Y ، Zr ، P تاثیر کمتری دارد (Winchester and Floyd, 1977)، این عناصر داده‌های قابل اعتمادتری را برای نامگذاری سنگ‌ها ارائه می‌دهند. نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y سنگ‌های منطقه، محدوده تراکی‌آندزیت، آندزیت، آندزیت-بازالت و آلکالی‌بازالت را نشان می‌دهد (شکل ۷). همچنین به‌منظور تعیین منشأ ماگمایی، از نمودار SiO_2 در برابر K_2O استفاده شده است (Muller and Groves, 1997). اکثر نمونه‌ها در رده شوشونیتی و اولتراپتاسیک و معدودی از آن‌ها، در رده سنگ‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۸). همچنین این نمونه‌ها در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1975) در رده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۹). از جمله مهم‌ترین فرایندها مؤثر در تکوین سنگ‌های آتشفشانی این منطقه می‌توان به نقش فرایند تبلور تفریقی اشاره کرد. چراکه اکسیدهای CaO ، MgO ، FeO ، TiO_2 هم‌زمان با افزایش SiO_2 ، روند نزولی و اکسیدهای Na_2O و K_2O در مقابل SiO_2 روند صعودی دارند (شکل ۱۰).

منطقه‌بندی دگرسانی، سیمای مشخصی را چنانچه در کانسارهای مس پورفیری شاهد هستیم، ایجاد نمی‌کند. مهم‌ترین دگرسانی‌های شناسایی شده در سنگ‌های میزبان کانه‌زایی عبارتند از:

۱- کربناتی شدن ۲- سیلیسی شدن ۳- کلریتی شدن ۴- اپیدوتی شدن

همچنین، دگرسانی وسیع ژئولیتی در حفرات بادامکی تاثیرگذار بوده و انواع کانی‌های گروه ژئولیت را با بافت و ساخت اسفروولیتی، شعاعی و متراکم ایجاد کرده است. اگر چه مقدار این کانی‌ها در حفرات در خور توجه است، ولی برداشت آن‌ها از لحاظ اقتصادی مقرون به صرفه نیست. به‌منظور تعیین دقیق‌تر مجموعه کانی‌های دگرسانی علاوه بر مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی، روش‌های تجزیه‌ای XRD و طیف‌سنجی رامان مورد استفاده قرار گرفت (جدول ۲). با استفاده از روش XRD ژئولیت‌های منطقه، در گروه مزولیت و ناترولیت قرار می‌گیرند. همچنین با استفاده از این روش کانی آنالسیم شناسایی شد.

در روش طیف‌سنجی رامان، کانی‌هایی با اشکال بلورین و خالص، طیف‌های بسیار واضحی را ارائه می‌دهند. بدین منظور در این سری آزمایش‌ها، از کانی‌های موجود در حفرات بادامکی سنگ‌های آتشفشانی استفاده شد. این حفرات، توسط کانی‌های ثانویه و کانی‌های مجموعه دگرسانی پر شده‌اند و در غالب موارد دارای شکل بلورین هستند. در تمام نمونه‌های آزمایش شده در این روش، کانی‌های کلسیت و کوارتز دارای طیف‌های قوی و واضح هستند. این امر عملکرد وسیع دگرسانی کربناتی و سیلیسی را نسبت به سایر دگرسانی‌های موجود در سنگ‌های میزبان کانه‌زایی نشان می‌دهد.

ژئوشیمی

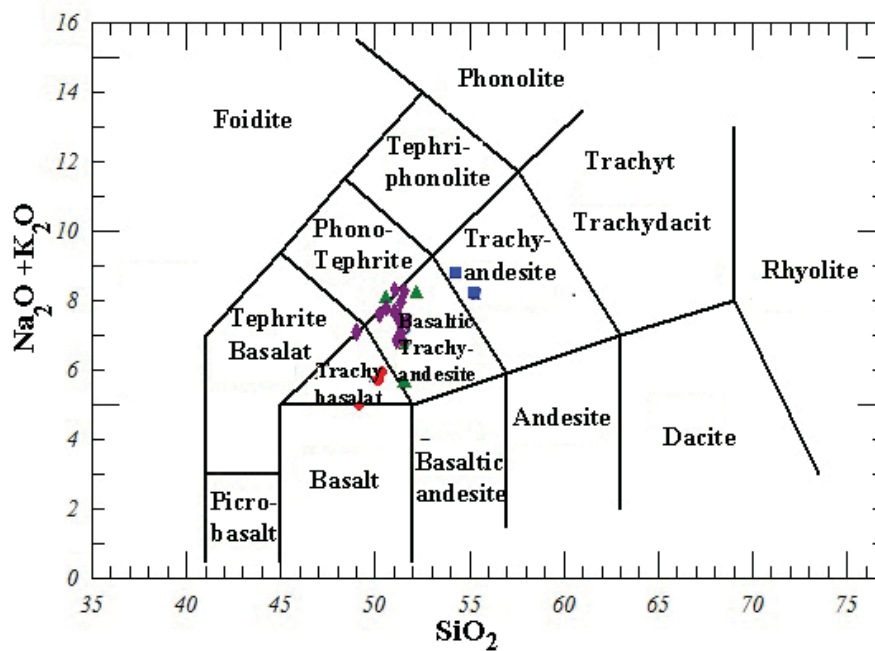
با توجه به مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه، دارای یک روند تفریق از اولیوین بازالت تا تراکی-آندزیت هستند. از جمله خصوصیات بارز عناصر اصلی و ترکیب نورماتیو این سنگ‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

جدول ۲. نتایج تجزیه نمونه‌های مختلف با استفاده از روش XRD و Raman spectroscopy

Sample no.	Analysis method	Results
MB10	XRD	Quartz, Calcite, Hematite, Chalcocite
MB24	XRD	Natrolite, Mesolite, Analcime
MB35	XRD	Natrolite, Mesolite, Calcite
MB61	XRD	Calcite, Malachite, Quartz
MB63	Raman S.	Prehnite, Quartz
LCM44	Raman S.	Zeolite, Quartz, Chalcocite
CM57	Raman S.	Calcite, Hematite
MB10	Raman S.	Quartz, Calcite, Hematite, Chalcocite

جدول ۳. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه (اکسیدهای اصلی بر حسب wt % و عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm است).

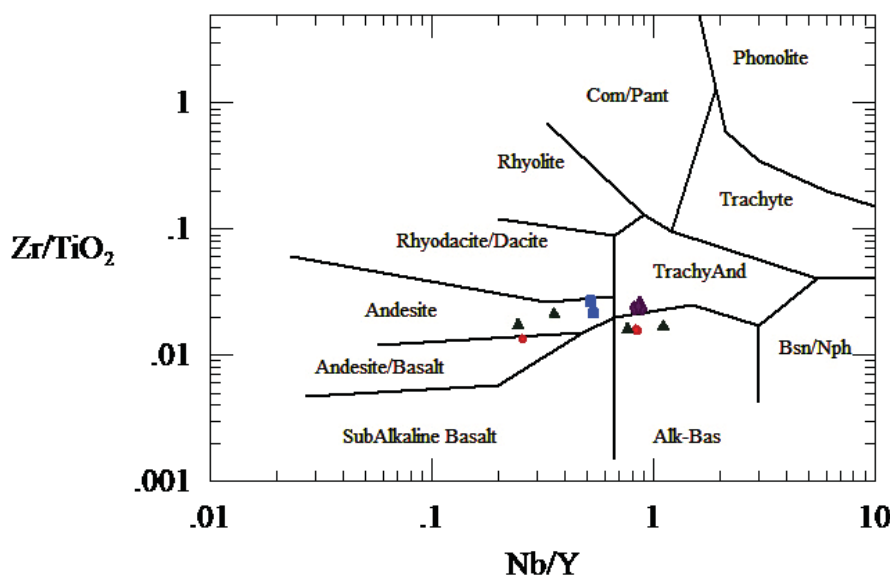
	AB38	AB91	AB47	AB13	AB56	AB17	AB45	AB67	AB39	AB402	AB419	AB430	AB560
SiO ₂	50.16	50.53	49.41	50.13	51.33	51.13	51.54	53.25	54.22	49.01	51.03	51.34	50.25
Al ₂ O ₃	18.85	17.5	17.51	18.55	16.90	23.60	20.14	22.31	21.90	21.15	17.80	18.34	17.48
FeO(t)	11.23	10.54	10.64	12.4	10.42	8.52	8.30	6.57	6.39	8.85	9.71	9.59	8.38
MgO	7.20	5.70	5.30	6.15	5.86	3.46	3.14	2.74	2.90	2.95	4.29	3.51	3.87
CaO	9.50	8.31	9.47	10.22	9.57	6.45	7.37	6.85	6.20	8.71	9.00	8.08	8.49
Na ₂ O	3.88	4.28	4.06	4.05	3.55	4.54	4.20	3.77	5.87	4.79	3.06	3.55	4.86
K ₂ O	2.09	3.34	1.82	1.64	2.08	3.77	3.56	5.15	3.27	2.29	4.61	4.40	2.74
TiO ₂	1.12	1.22	1.61	1.29	1.29	0.74	0.92	0.68	0.84	0.83	0.92	0.90	0.89
P ₂ O ₅	0.35	0.50	0.42	0.55	0.50	0.48	0.50	0.75	0.63	0.87	0.69	0.59	0.61
MnO	0.13	0.41	0.18	0.18	0.25	0.12	0.13	0.11	2.70	0.12	0.13	0.13	0.13
FeO	7.18	6.58	7.31	7.18	5.60	5.54	5.40	4.13	5.28	6.55	7.19	7.10	6.20
Fe ₂ O ₃	3.05	2.84	3.13	3.22	3.82	2.98	2.90	2.54	1.31	2.29	2.51	2.48	2.17
L.O.I.	1.50	2.50	1.80	1.60	2.10	2.90	4.50	2.60	2.30	3.43	2.73	2.30	2.14
Sc	36	32	36	36	30	16	25	12	15	33	31	28	34
Ba	252	386	348	393	302	383	432	503	468	328	344	377	329
Be	2	1	1	2	2	2	3	3	2	2	2	2	1
Co	33.7	27.8	31.9	31.3	27.7	22	21.8	16.2	15	30.2	28.4	27	31.5
Cs	1.1	3.5	5.2	5	7.1	2.8	1.6	2.9	1.5	5.5	5.7	6	5.8
Hf	2.6	3.8	3.6	3.2	3.2	3.4	2.3	2.3	3.2	3.2	3.3	3.2	3.3
Nb	4.8	26.4	21.4	21.2	16	6.5	4.4	6.5	10.1	21.1	21.3	19.7	20.5
Rb	39.6	49.9	28.9	24.9	19.1	48.9	73.1	121	38.7	25.3	23.6	24.1	25.7
Sn	1	1	1	1	1	1	<1	1	1	1	1	1	1
Sr	728.8	829	755.5	777.5	1031	989.6	1255	1565	1120	1048	1120	1038	1029
Ta	0.3	1.7	1.3	1.3	0.9	0.4	0.2	0.3	0.5	1.2	1.2	1.2	1.3
Th	2.3	4.6	4.4	4.6	5	8.1	4	5.4	6.9	4.9	4.5	4.6	4.6
U	0.8	1.3	1.1	1.2	1.3	1.9	0.8	1.7	1.4	1.1	1.3	1.1	1.2
V	307	288	304	301	289	200	173	187	153	295	289	300	291
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5
Zr	80.8	140.9	129.7	130.3	123.3	132.6	85.3	96.9	130.8	129.3	130.4	128.6	129.8
Y	18.5	23.8	25.1	25.1	20.9	18.2	17.9	12.1	19.31	24.2	23.9	24.1	24
Mo	0.2	0.7	0.8	0.8	0.7	0.9	0.1>	0.5	1	0.08	0.07	0.07	0.08
Cu	30.3	102.6	76	92	33.9	61.3	35.6	28.1	2694	824	715	833	765
Pb	1.1	7.3	2.6	2.9	8.9	12.5	3.3	7.8	7.9	15.4	12.3	11.2	12.7
Zn	20	53	49	52	371	54	34	46	49	65	71	34	55
Ni	6.10	10.10	9.20	10.30	10.10	5.70	5.30	14.70	3.80	9.80	9.40	8.90	9.10
La	43.55	93.55	85.48	85.81	78.71	75.48	52.90	72.58	81.61	86.20	84.65	79.33	79.14
Ce	36.39	74.63	70.30	69.06	62.87	59.53	43.94	53.59	62.99	67.38	65.48	66.31	62.91
Pr	32.38	60.41	56.80	56.80	52.29	49.43	36.56	40.98	48.20	56.42	54.38	56.29	55.35
Nd	29.67	50.33	47.67	46.67	44.67	41.50	31.50	33	37.68	43.72	44.36	43.13	44.45
Sm	21.95	29.74	29.54	28.82	29.54	25.79	22.26	18.10	22.51	28.11	29.39	29.32	28.13
Eu	18.50	24.49	23.95	23.54	23.13	18.23	17.55	14.69	18.37	23.15	23.85	23.56	23.23
Gd	16.80	20.85	20.31	20.54	19.23	16.87	15.41	11.00	14.75	20.67	19.99	20.58	20.63
Tb	12.24	17.51	17.72	17.72	14.14	11.81	11.39	7.59	13.29	16.93	16.97	16.48	17.55
Dy	11.99	13.91	13.98	13.67	13.76	11.27	10.81	6.83	10.59	13.25	13.8	13.74	13.44
Ho	10.17	12.26	12.67	12.81	11.00	9.61	9.19	5.99	9.47	11.03	11.98	12.51	11.36
Er	10.48	11.19	11.62	11.24	11.38	9.62	9.43	6.29	8.67	11.54	11.39	11.69	11.46
Tm	7.72	11.42	11.11	11.11	8.64	7.72	7.10	4.63	9.26	10.08	10.91	10.38	10.65
Yb	8.95	10.38	11.20	10.67	10.29	9.47	8.90	5.98	8.95	10.82	10.51	9.94	9.74
Lu	8.70	9.63	10.25	10.56	9.940	9.32	8.39	5.28	9.32	9.35	9.71	10.47	10.93



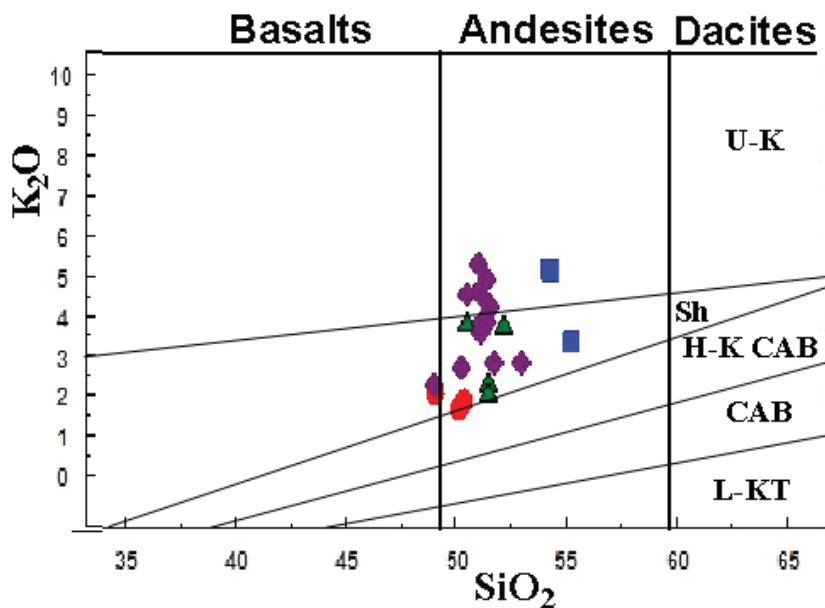
شکل ۶. نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 به منظور نامگذاری سنگ‌های منطقه (Le Bas et al., 1986)، این سنگ‌ها در محدوده تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالت و تراکی‌بازالت قرار می‌گیرند.

معمول، ثابت باقی می‌ماند (White and Riggs, 2001). نمونه‌های مورد مطالعه، در نمودار La/Th در مقابل Th/Co (Stevenson et al., 1999)، روند نزولی را نشان می‌دهند که مؤید تبلور تفریقی است (شکل ۱۱). همچنین این نمونه‌ها، در نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb (Tchameni et al., 2006)، روند خطی با شیب مثبت را نشان می‌دهند که بیانگر نقش فرایند تبلور تفریقی همراه با فرایند هضم (AFC) در تحولات ماگمایی این سنگ‌ها است (Tchameni et al., 2006) (شکل ۱۲).

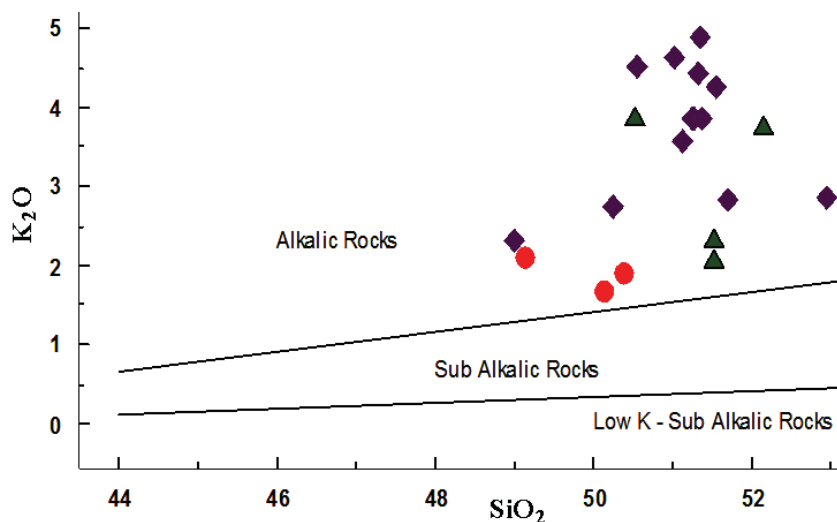
روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (D.I.) و ضریب لارسن (L.I.) شبیه به روند تغییرات این اکسیدها در برابر SiO_2 است و منشأ گرفتن سنگ‌های مافیک از یک منبع ماگمایی واحد و نقش فرایند تبلور تفریقی در تحول این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. از طرفی، تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار نسبت به یکدیگر، می‌تواند به‌عنوان شاخصی برای تشخیص فرایندهای پتروژنی استفاده شود. زیرا نسبت این عناصر در طی تفریق بلوری فازهای



شکل ۷. نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y به منظور نامگذاری سنگ‌ها (Winchester and Floyd, 1977)، نمونه‌های منطقه در محدوده‌های آندزیت-بازالت، بازالت‌آلکان، تراکی‌آندزیت و آندزیت قرار می‌گیرند.



شکل ۸. نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Muller and Groves, 1997). نمونه‌ها در رده کالک‌آلکانل پتاسیم بالا تا شوشونیتی و اولتراپتاسیک قرار می‌گیرند. UK سری اولتراپتاسیک، Sh سری شوشونیتی، H-KCAB سری کالک‌آلکانل سرشار از پتاسیم، CAB سری کالک‌آلکانل، LKT تولیت‌های فقیر از پتاسیم.



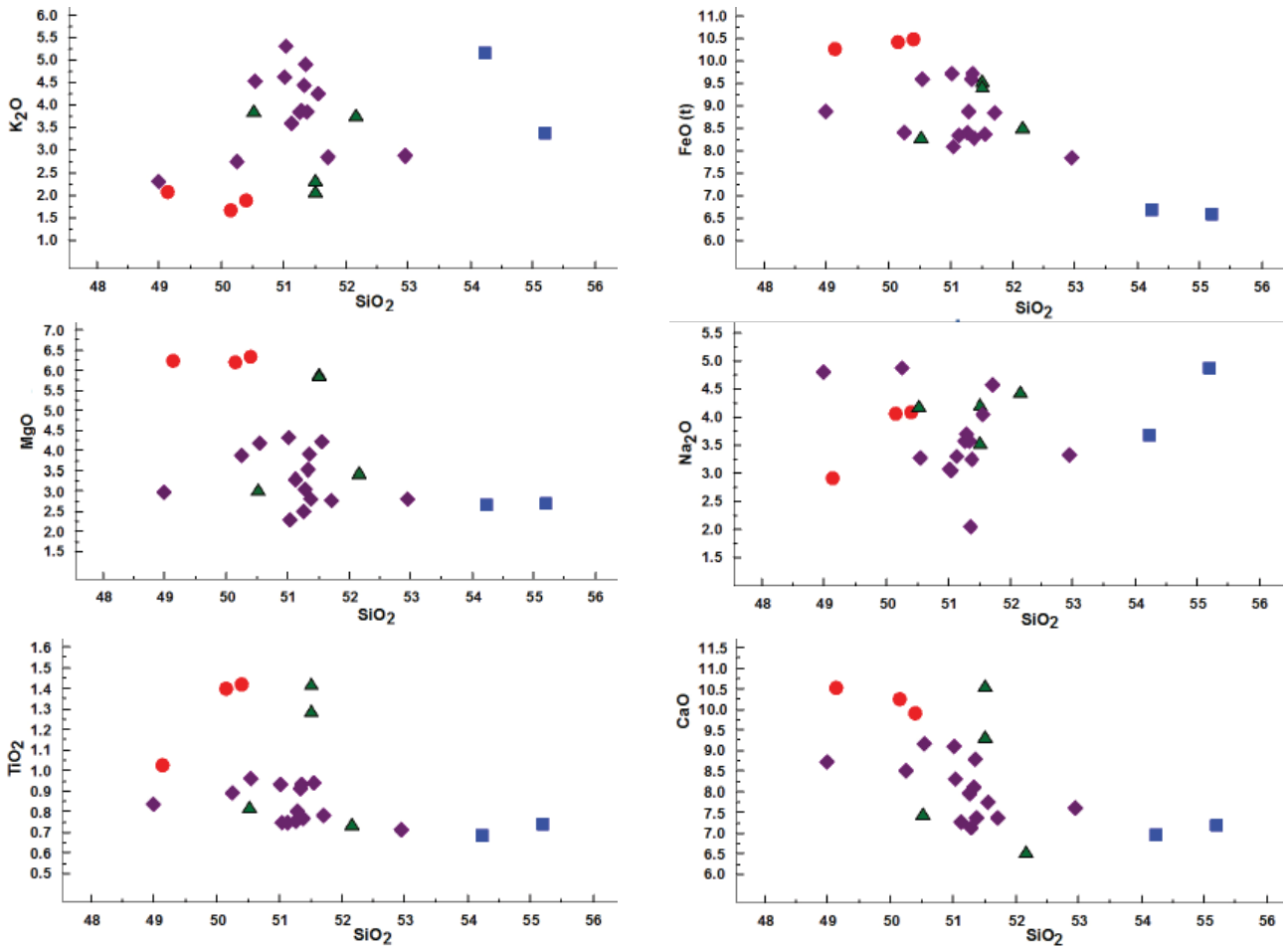
شکل ۹. نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1975). نمونه‌های مورد مطالعه جزء سنگ‌های آلکانل هستند.

بافت غربالی موجود در پلاژیوکلازها، حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور است و از عوامل اصلی ایجاد این بافت می‌توان به تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور (Tsuchiyama, 1985)، کاهش فشار (Stewart and Pearce, 2004) و افزایش دما (Nixon and Pearce, 1987) اشاره کرد. هم‌زیستی پلاژیوکلازهای سالم و دگرسان شده در یک سنگ، یکی از موارد درخور توجه در برخی نمونه‌هاست. این پدیده می‌تواند ناشی از دگرسانی انتخابی محلول‌های هیدروترمال (Shelly, 1993) یا بیانگر وجود دو نسل پلاژیوکلاز باشد.

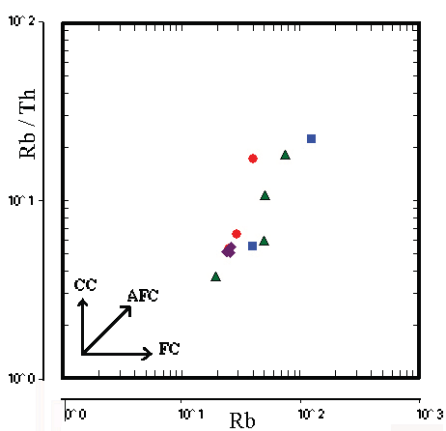
منطقه‌بندی، بافت غربالی و جذب دوباره در پلاژیوکلازها، بافت غربالی و آثار تحلیل‌رفتگی و خوردگی در حاشیه پیروکسن‌ها، حاشیه‌های سوخته در هورنبلند و بیوتیت و گردشگی کانی‌ها

پتروژنز سنگ‌های منطقه

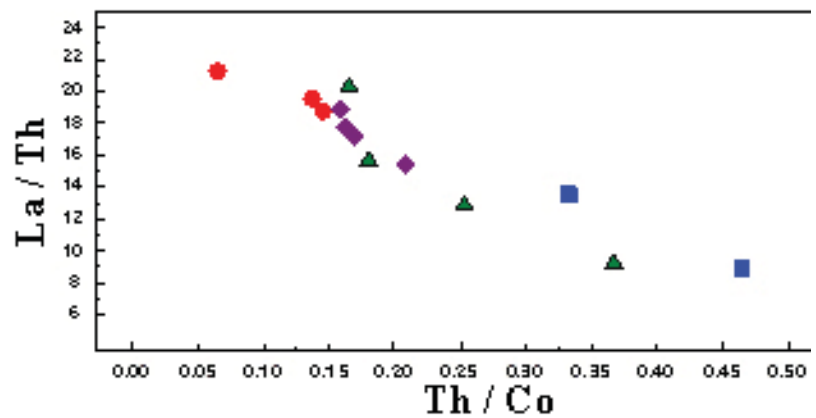
همان‌طور که اشاره شد، در ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های منطقه، پلاژیوکلازها بخش عمده‌ای از حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. فراوانی قابل توجه این بلورها و همچنین کمبود کانی‌های درشت آمفیبول را می‌توان نشانه تبلور سنگ‌های منطقه از یک ماگمای کم آب دانست. زیرا وجود آب مانع پایداری کانی پلاژیوکلاز می‌شود (Righter and Rosas-Elguera, 2001). همچنین احتمالاً در حین صعود ماگما، کاهش فشار رخ داده است. چرا که بلورهای پلاژیوکلاز دارای حواشی انحلالی و آثار خوردگی هستند. علاوه بر آن، وجود میکرولیت‌های پلاژیوکلاز خود تأکیدی بر تبلور سریع آن‌ها در نزدیکی سطح و فشار پایین است (Best, 2003).



شکل ۱۰. نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 (Harker, 1909)



شکل ۱۲. نمودار تغییرات Rb در برابر Rb/Th روند خطی مثبت نشان‌دهنده تفریق FC به همراه پدیده همضم AFC است.



شکل ۱۱. نمودار تغییرات La/Th در برابر Th/Co. در این نمودار روند خطی و نزولی بیانگر فرایند تبلور تفریقی است.

در نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۳)، غنی‌شدگی در LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE همراه با آنومالی منفی Ta, Ti و Nb در نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود که ماهیت آلکالن مرتبط با قوس (حاشیه قاره‌ای فعال) را تداعی می‌کند. زیرا تهی‌شدگی Nb و Ti ویژه ماگماتیسم زون فرورانش است (Wilson, 2007).

بنابراین، به‌منظور تعیین محیط تکتونیکی از نمودارهای Hier-chical استفاده شده است. این نمودارها بر اساس اکسید عناصر اصلی و عناصر غیر قابل تحرک برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین با پتاسیم بالا ارائه شده‌اند (Muller and Groves, 1997) و قادرند سنگ‌های پتاسیک و شوشونیتی محیط‌های درون صفحه‌ای را از کمان‌های ماگمایی جدا کنند.

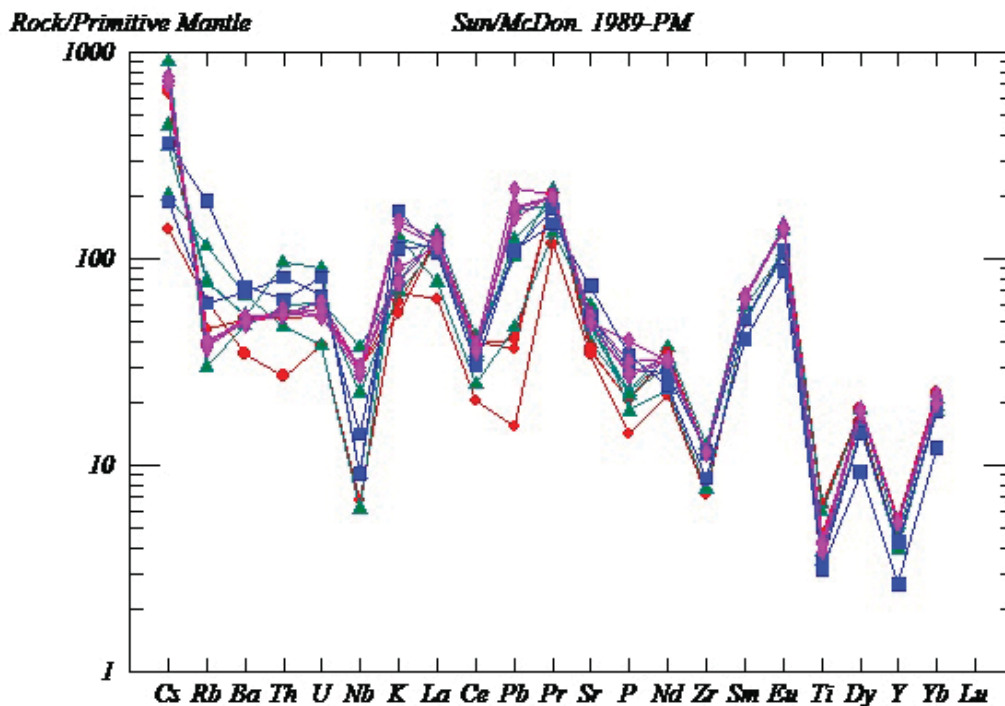
همان‌طورکه در شکل ۱۴ مشاهده می‌شود، هیچ کدام از نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ماگماتیسم درون قاره‌ای (WIP) قرار نگرفته و در عین حال ارتباط نمونه‌های مورد مطالعه با کمان‌های ماگمایی مشخص است.

برای اطمینان از نتایج فوق، از نمودارهای تکنوماگمایی دیگری نیز استفاده شده است. به عنوان مثال دیاگرام مثلثی $Zr - Ti/100 - Y * 3$ به نحو مؤثری می‌تواند بازالت‌های وابسته به انواع محیط‌های تکتونیکی را از هم متمایز کند. در این دیاگرام، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کالکوآلکالن مربوط به مناطق فرورانشی قرار می‌گیرند (شکل ۱۵). نمودار Zr/Y در برابر Y نیز محدوده کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای را

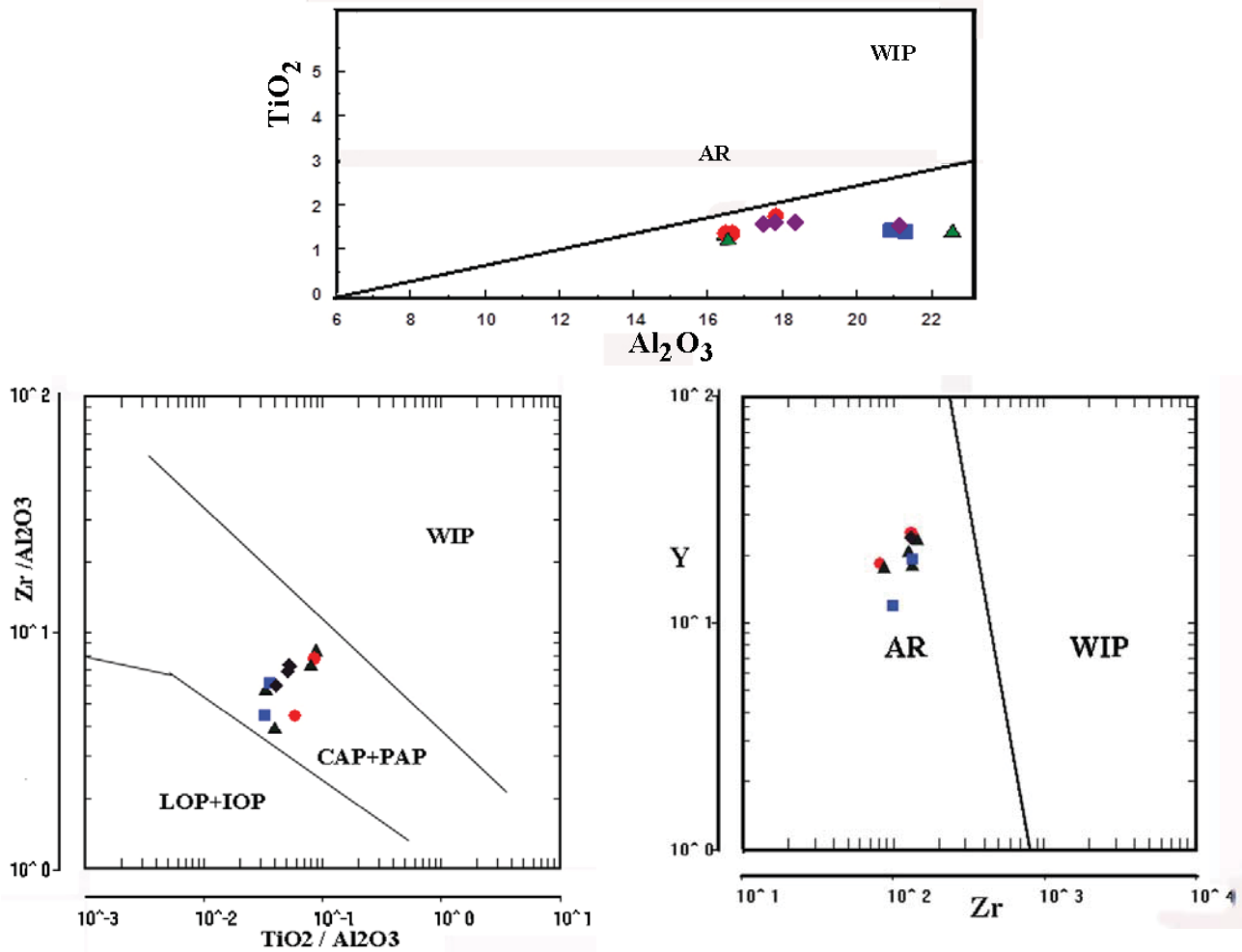
از نشانه‌های وجود شرایط عدم تعادل حین انجماد ماگماست که احتمالاً بر اثر صعود سریع ماگما، افزایش فشار بخار آب، فرایندهای آلیش و هضم، اختلاط ماگمایی (Tsuchiyama, 1985) شده‌اند (Pudlo and Franz, 1995; Singer et al., 1995; Zellmer et al., 2003; Nelson and Montana, 1992).

در تحول ماگمایی این سنگ‌ها، علاوه بر فرایند تبلور تفریقی، نقش آلیش پوسته‌ای نیز مؤثر بوده است. نسبت‌های $La/Nb > 1.5$ و $La/Ta > 22$ ، دلیل بر وجود آلیش پوسته‌ای است (Abdel-Fattah and Philip, 2004). مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه به‌صورت $La/Ta = 55.03-264.52$ و $La/Nb = 3.54-12.02$ است که نقش آلیش پوسته‌ای را نشان می‌دهد. همچنین احتمال آلیش پوسته‌ای با بالابودن نسبت Th/U تایید می‌شود. مقدار این نسبت در پوسته بالایی حدود $3/8$ است (Rudnick and Gao, 2004) و مقدار آن برای سنگ‌های منطقه ۲/۸۷-۵ برآورد می‌شود.

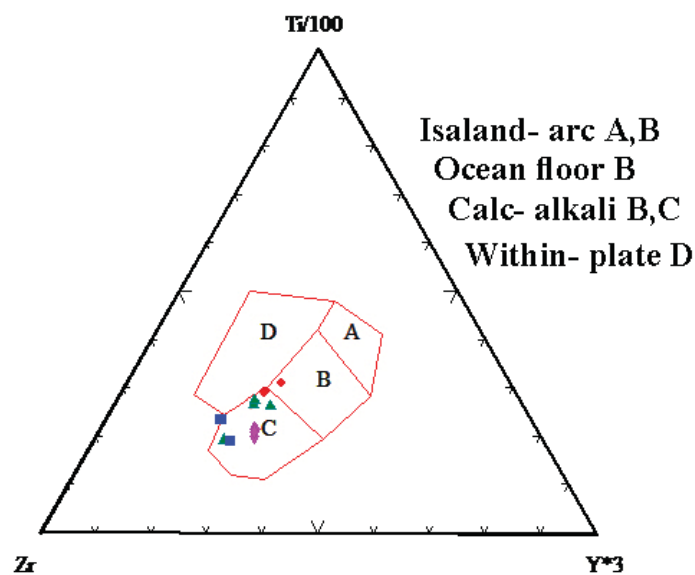
همچنین بی‌هنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (Reichow et al., 2005). بی‌هنجاری منفی این عنصر در کل سنگ‌های منطقه می‌تواند دال بر آلیش پوسته‌ای باشد از طرفی، سنگ‌های ناحیه، غنی‌شدگی از عناصر LIL نظیر Sr و K و Pb نشان می‌دهند. که آن‌ها را به آلیش پوسته‌ای نسبت داده‌اند (شکل ۱۳).



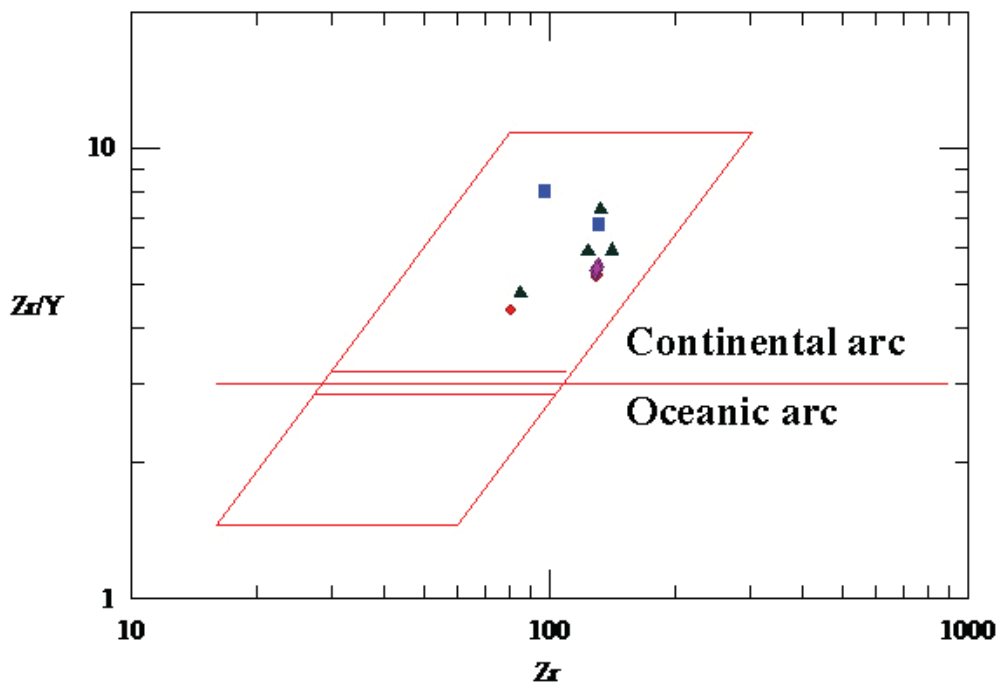
شکل ۱۳. نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). بی‌هنجاری منفی Nb در کل نمونه‌ها دیده می‌شود.



شکل ۱۴. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای Hierarchical. WIP: موقعیت درون صفحه‌ای، CAP: سنگ‌های پتاسیک حاشیه قاره‌ای، IOP: سنگ‌های پتاسیک کمان‌های آغازین، PAP: کمان‌های بعد از تصادم، LOP: سنگ‌های پتاسیک جزایر کمانی تاخیری. AR: مرتبط با کمان.



شکل ۱۵. دیاگرام مثلثی $Zr - Ti/100 - Y*3$ به منظور تمایز انواع بازالت‌ها (Pearce and Cann, 1973) در محیط‌های تکتونیکی مختلف. اکثر نمونه‌ها در محدوده C یعنی بازالت‌های کالکوآلکالن (مناطق فرورانشی) قرار می‌گیرند.



شکل ۱۶. نمودار Zr/Y در برابر Y (Dunphy and Ludden, 1998). در این نمودار محدوده مربوط به کمان‌های قاره‌ای و کمان‌های اقیانوسی مشخص شده است که سنگ‌های مورد بررسی در محدوده کمان‌های فرورانشی قاره‌ای قرار می‌گیرند.

ماهیت این سنگ‌ها، شوشونیتی و معدودی کالک‌آلکان پتاسیم بالا است. غنی‌شدگی در LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE همراه با آنومالی منفی Nb, Ti, Ta در نمونه‌های مورد مطالعه، ماهیت آلکان مرتبط با قوس (حاشیه قاره‌ای فعال) را نشان می‌دهد. همچنین نسبت‌های Th/Ta و Ba/La به‌دست آمده از سنگ‌های مورد مطالعه، کمان‌های قاره‌ای فرورانشی را تأیید می‌کند.

نشان می‌دهد (شکل ۱۶). نسبت‌های Th/Ta و Ba/La می‌تواند در تایید محیط تکتونیکی این سنگ‌ها استفاده شود. اگر نسبت $Th/Ta > 2$ و نسبت $Ba/La > 3$ باشد، سنگ‌های مورد بررسی مربوط به قوس قاره‌ای هستند (Arculus and Powell, 1986). در نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت‌ها به ترتیب برابر $2.71 - 2.25$ و $3.91 - 8.73$ است، در نتیجه این سنگ‌ها متعلق به کمان‌های قاره‌ای فرورانشی هستند.

منابع

- آقائاتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- امامی، م.، ۵، ۱۳۷۹. ماگماتیسزم در ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸.
- خلعتبری، م.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سامانی، ب.، ۱۳۸۶. گزارش زمین‌شناسی معدنی - اقتصادی منابع کانسنگ مس در میدان معدنی عباس‌آباد (شهرستان شاهرود). شرکت زمین‌شناسی و اکتشاف نازیل شرق، ۲۰۶.

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی در این منطقه، هیپوژن و شامل کالکوسیت، بورنیت \pm دیژنیت، کوولیت \pm مس طبیعی و کانی‌های همراه و باطله، عموماً پیریت، هماتیت، کلسیت، کلریت، کوارتز و کلسدونی است. ماده معدنی به‌صورت چینه‌کران است و زون کانه‌زا در بالاترین تراز گدازه‌های آتشفشانی قرار می‌گیرد که کانه‌زایی به‌صورت پراکنده، پراکنده فضای خالی، داربستی و رگچه‌ای بسیار نازک در سنگ‌های میزبان اتفاق افتاده است. دگرسانی کربناتی، سیلیسی، سربستی و کلریتی، دگرسانی‌های رایج در کانسنگ است. در تمام آزمایشات انجام شده، کانی‌های کلسیت و کوارتز شناسایی شده است که این امر عملکرد وسیع دگرسانی کربناتی و سیلیسی را نسبت به سایر دگرسانی‌های موجود در سنگ میزبان نشان می‌دهد. بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه، دارای یک روند تفریق از اولیوین‌بازالت تا تراکی‌اندزیت هستند. شرایط عدم تعادل حین انجماد ماگما وجود داشته و مهم‌ترین فرایند مؤثر در تکوین سنگ‌های آتشفشانی این منطقه، فرایند تبلور تفریقی به همراه آرایش پوسته‌ای است.

Geophysical Research, 91, 5913-5926.

- Berberian, M. and King, G.C.P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-256.

- Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*, second edition, Blackwell Publishing Company, USA, 729 .

- Boric, R., Holmgren, C., Wilson, N.S.F. and Zentilli, M., 2002. The Geology of the El Soldado Manto Type Cu (Ag) Deposit, Central Chile; in Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, PGC Publishing, Adelaide, 2, 163-184.

- Dunphy, J.M. and Ludden, J.N., 1998. Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava, Canada) and compositions to Superior Province granitoids. *Precambrian Research*, 91, 109-152.

- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Methuen and Co., London, 384.

- LeBas M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen A., and Zanettin B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.

- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan, *Earth Science Reviews*, 11, 337-364.

- Muller, D., and Groves, D., 1997. *Potassic igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Springer, 238.

- Nelson, S.T. and Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249 .

- Nixon, G.T., and Pearce, T.H., 1987. Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase, The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc alkaline of magma chamber Iztaceihaut Volcano, Mexico. *American Mineralogist*, 72, 1144-1162.

- Pearce, J. A., and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters*, 19, 290-300.

- Pudlo, D. and Franz, G., 1995. Records of deep seated magma chamber processes from plagioclase and amphibole phenocrysts in Pan-African dyke rocks of Bir Safsaf/SW-Egypt. In: G., Baer and A., Heimann, (Eds.): *Physics and Chemistry of Dykes*. Balkema, Rotterdam-Brook-

field, 251-265.

- Ramírez, L.E., Palacios, C., Townley, B., Parada, M.A., Sial, A.N., Fernandez-Turiel, J.L., Gimeno, D., Garcia-Valles, M. and Lehmann, B. 2006. The Mantos Blancos copper deposit: An upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the coastal range of northern Chile. *Mineral. Deposita*, 41, 246 – 258 .

- Reichow, M., Saunders, A.D., White, R.V., Al'Mukhamedov, A.I., and Medvedev, A., Y., 2005. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79, 425-452.

- Richter, k., and Rosas-Elguera, J., 2001. Alkaline lava in the volcanic front of western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of Ayulta and Tapalpa volcanic fields. *Journal of Petrology*, 42, 2333 – 2361.

- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2004. Composition of the continental crust. In: R. L., Rudnic (Ed.): *Treatise on Geochemistry, the Crust*. Elsevier Pergamon.

- Shahabpour, J., 2007. Island – arc affinity of the central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth. Science*, 30, 652 – 665.

- Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope*. Chapman and Hall, University Press, Cambridge, U. K., 405.

- Singer, S.B.A., Dungan, M. and Layne, G., 1995. Texture and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profile in volcanic plagioclase, clues to the dynamics of calc alkaline magma chamber. *American Mineralogist*, 80, 776-798.

- Stevenson, R., Henry, P. and Garipey, C., 1999. Assimilation-fractional crystallization origin of Arcean Saucitoid Sutes: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 96, 83-99

- Stewart M.L. and Pearce T.H. 2004. Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *American Mineralogist*, 89, 348-351.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of basalt: implications for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds.): *Magmatism in ocean basins*. Geology Society Special Publication London, 42, 313-345.

- Tchameni, R., Pouclet, A., Penay, J., Ganwa, A.A., and Toteu S. F., 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan – African granitoids in Central North

Cameroon: Implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 511-529.

- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside – albite – anorthite and origin of dusty plagioclase in Andesite, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.

- White, J. D. L., and Riggs, N. R., 2001. Volcaniclastic sedimentation in lacustrine settings. Blackwell Science Ltd., 299.

- Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis*, a global tec-

tonic approach. Springer. 466.

- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 2, 249-284.

- Zellmer, G.F., Sparks, R.S.G., Hawkworth, C.J. and Wiedenbeck, M., 2003. Magma emplacement and remobilization timescale beneath Montserrat: Insight from Sr and Ba zonation in plagioclase phenocrysts. *Journal of Petrology*, 44, 8, 1413-1431.