

مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی و لکانیسم مزوزویک در منطقه ابرکوه، در پهنه سندج - سیرجان

عاطفه نیمروزی^۱، غلامرضا قدمی^{۲*}، جمشید حسن‌زاده^۳ و محمد پوستی^۴

^۱دانشجوی دکترا، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۲استادیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۳استاد، مؤسسه تحقیقاتی پاساد کالیفرنیا، کالیفرنیا، امریکا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۴/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۱۲

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شهرستان ابرکوه، استان یزد و از نظر تقسیمات تکتونیکی - رسوبی در زون سندج سیرجان قرار دارد. فعالیت آتشفشانی این منطقه به صورت جریان و گنبد گدازه‌ای داسیتی و ریولیتی بوده و در مطالعات میکروسکوپی شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و گاه بیوتیت هستند. سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر به صورت واحدهای مجزا در تناوب با واحدهای رسوبی آهکی و شیلی مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها گرایش ماگمایی کالک آلکان دارند که مشخصه محیط‌های فرورانش است. خصوصیات بارز مشاهده شده در نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری همانند غنی‌شدگی آنها در LREE، نسبت بالای LREE / HREE، قعر مشاهده شده در عناصر Nb و Ti و غنی‌شدگی از عناصر Rb، Pb، Th نشان از مشارکت پوسته قاره‌ای در تکوین سنگ‌های منطقه و شکل‌گیری آنان در یک محیط فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است. نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی، یافته‌های فوق را تأیید کرده و یک محیط کمانی و از نوع قاره‌ای را برای آنها در نظر می‌گیرند. مطالعات سن‌سنجی انجام گرفته بر روی کانی زیرکن، سنی در حدود $17W/2\pm 7/V/6$ معادل با ژوراسیک را برای این بخش از پهنه سندج - سیرجان ارائه کرده که با مرحله فرورانش اقیانوس نئوتیس به زیر پهنه ایران مرکزی تطابق دارد.

کلیدواژه‌ها: سندج - سیرجان، ابرکوه، فرورانش، نئوتیس.

***نویسنده مسئول:** غلامرضا قدمی

E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

زون سندج - سیرجان به عنوان پرتکاپوترین واحد زمین‌ساختی ایران، پهنه‌ای باریک در بخش شمالی گسل اصلی زاگرس است که تاریخچه چینه‌شناسی آن تحت تأثیر باز و بسته شدن اقیانوس نئوتیس بوده است. در پرمین پس از بسته شدن اقیانوس پالئوتیس، در نتیجه حرکات صفحه عربی به سمت صفحه ایران مرکزی، نئوتیس در نتیجه ایجاد یک ریف‌ت در بخش جنوبی ایران تشکیل شد. از شواهد این بازشدگی گدازه‌های بازالتی - آندزیتی - ریولیتی در محیط‌های قاره‌ای و زیر دریایی در مناطقی مانند شمال قطروبه و اقلید است (Alric and Virlogeux, 1977)، که به صورت دگرشیب بر روی توالی پالئوژئیک قرار گرفته و توسط رسوبات توریدایتی تریاس پوشیده شده‌اند. همچنین مطالعات سن‌سنجی کانی زیرکن در گرانیت‌های حسن رباط در منطقه گلپایگان به روش U-Pb (Alirezaei, and Hassanzadeh, 2012) زمان این بازشدگی را ۲۸۸ میلیون سال و معادل با پرمین نشان داده‌اند. پس از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی، در فاصله زمانی تریاس - ژوراسیک، گسترش این اقیانوس خاتمه یافته است. حاصل این واقعه، دگرگونی و دگرشکلی گسترده رسوبات پالئوژئیک تا تریاس و تشکیل کمان ماگمایی ناپیوسته متشکل از گدازه‌های بازیک تا حدواسط بوده است. واحدهای چینه‌شناسی حاصل از بسته شدن نهایی نئوتیس شامل بقایای ناحیه زمین درز زاگرس و توالی افولیتی است (شیخ‌الاسلام، ۱۳۹۳) که در مجاورت گسل اصلی زاگرس قرار گرفته است. از ویژگی‌های بارز و منحصر به فرد زون سندج - سیرجان، ماگماتیسم مزوزوئیک است که آن را از سایر زون‌ها همانند زاگرس که در طی مزوزوئیک فاقد ماگماتیسم بوده و یا از ایران مرکزی که دارای رخنمون‌های پراکنده مزوزوئیک هستند، متمایز می‌سازد. لذا مطالعه گدازه‌های با سن تریاس - ژوراسیک در این پهنه به عنوان شواهد یک محیط اقیانوسی حقیقی می‌تواند اطلاعاتی را در مورد فرورانش اقیانوس نئوتیس به زیر بلوک ایران مرکزی در امتداد حاشیه فعال آن نشان دهند. تحقیق حاضر بدین

منظور و جهت مطالعه و بررسی تحولات ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگ‌های آتشفشانی مزوزوئیک منطقه ابرکوه به عنوان بخشی از پهنه سندج سیرجان انتخاب شده است.

۲- روش تحقیق

پس از تعیین هدف که شامل مطالعه و بررسی سنگ‌های آتشفشانی مزوزوئیک جهت درک تکامل تکتونیکی و پتروژنتیکی پهنه سندج سیرجان بوده است، نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ همراه با گزارش‌های موجود و تصاویر ماهواره‌ای مورد مطالعه قرار گرفته و مختصات نقاط مورد نظر جهت بازدید، برداشت و یادداشت و راه‌های دسترسی به نقاط مورد مطالعه، با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای و نرم افزار Google earth تعیین گردید. تعداد ۱۰۰ نمونه از واحدهای مختلف سنگی برداشت و در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مقاطع نازک تهیه گردید. پس از مطالعه، تعداد ۱۶ نمونه کمتر دگرسان شده انتخاب و توسط دستگاه هاون آگات، پودر تهیه و به آزمایشگاه Geolab کشور کانادا جهت آنالیز ICP-MS و ICP-AES ارسال شد. و نتایج آنالیز شیمیایی توسط نرم‌افزارهای EXCEL، MINPET و IGPET پردازش و تفسیر شدند. آماده‌سازی نمونه‌ها جهت سن‌سنجی، در آزمایشگاه Caltec کالیفرنیا، پس از خردایش نمونه‌های مورد نظر آغاز گردید. نمونه‌ها پس از عبور از دستگاه الک ۴۰ مش، جمع‌آوری و جهت جدایش کانی‌های سبک از سنگین لائوک شویی شدند. جدایش کانی‌های مغناطیسی توسط یک مغناطیس سنج جهت جدایش کانی‌های سنگین از سبک از جمله زیرکن از آب سنگین برموفرم (CHBr₃) استفاده گردید. دستگاه مورد استفاده مایکروپروپ یونی IMS ۱۲۷۰ در دانشگاه کالیفرنیا، لس‌آنجلس (UCLA) و با استفاده از روش Schmitt et al. (2003) بوده است.

۳- زمین‌شناسی منطقه

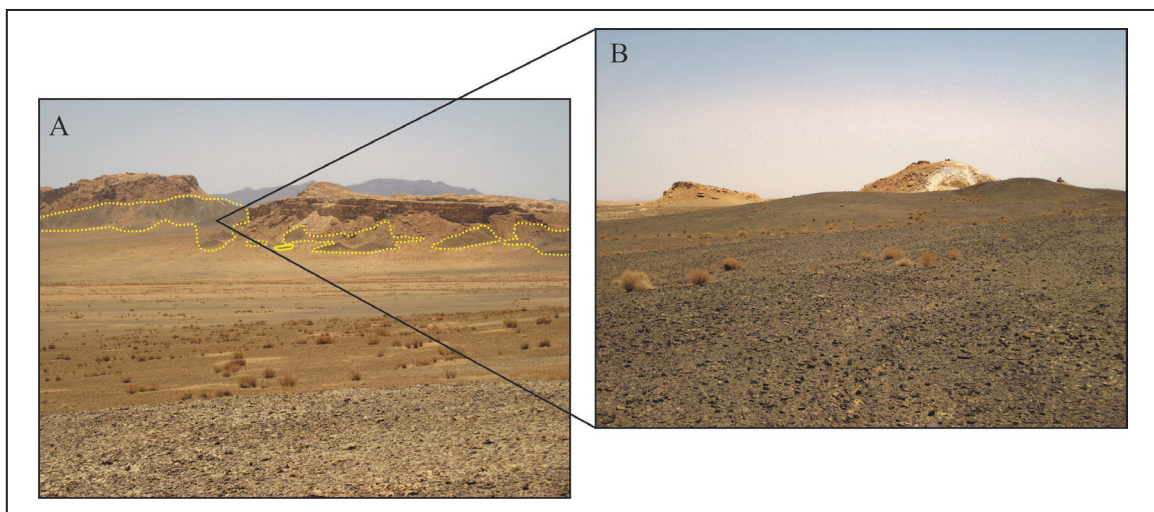
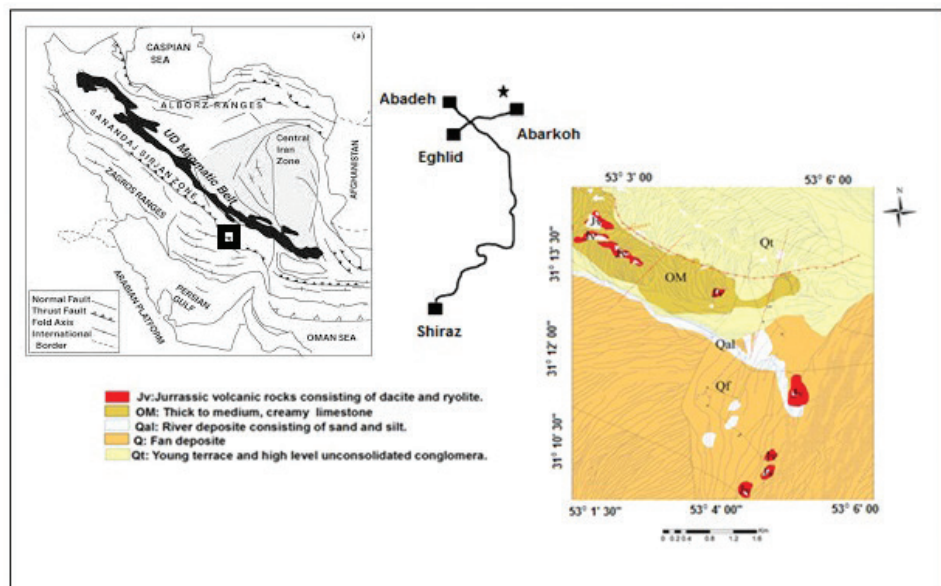
آنان، بلورهای صورتی رنگ فلدسپار به چشم می‌خورد. فعالیت آتشفشانی منطقه ابرکوه در مشاهدات صحرایی به دو صورت گنبدی و جریان گدازه‌ای در تناوب با واحدهای رسوبی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲- A و B). گنبد‌های گدازه‌ای بیشتر داسیتی، به رنگ خاکستری روشن با بافت پورفیری و درشت بلورهای صورتی رنگ فلدسپار و بیوتیت در زمینه آفانتیک تا پورفیریک بوده است. انواع جریان‌ی در مقایسه با انواع گنبدی، دارای ارتفاع کمتر و به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره بوده، درصد درشت بلورهای آنها کمتر است و به علت سرد شدن نسبتاً سریع، ظاهری ریزدانه داشته و از میزان کانی‌های فنوکریستی آنان کاسته شده است. از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه نسبت به سنگ‌های رسوبی موجود دگرسانی شدید و تشکیل رگه و رگچه‌هایی است که توسط کانی‌های کلسیت، کلریت و کانی‌های رسی پر شده‌اند. از فرسایش‌های متداول در این دسته سنگ‌ها می‌توان به فرسایش پوست پیازی و قله‌ای شدن اشاره نمود. سنگ آهک متخلخل تراورنتی با رنگ سفید تا لیمویی و قرمز رنگ و با ضخامت کم در مجاورت واحدهای آذرین مشاهده می‌شوند. ارتباط واحدهای آذرین با واحدهای آبرفتی کاملاً نامشخص است.

پراکنندگی نقاط مورد نظر در نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ با نشان ۷ نشان داده شده است. طبق تقسیم‌بندی‌های رسوبی-ساختاری همانند آفانباتی (۱۳۸۳) و Stocklin (1968) (شکل ۱- A) این نقاط در پهنه سنج-سیرجان و از نظر جغرافیایی، در بخش شمالی استان فارس و بخش جنوبی استان یزد واقع شده است. راه‌های دسترسی به رخنمون‌های مورد نظر در شکل نشان داده شده است. اصلی‌ترین راه دسترسی به منطقه، جاده اصلی شیراز- اقلید- یزد می‌باشد. راه‌های فرعی خاکی و بعضاً آسفالت، مسیر دسترسی به منطقه را تسهیل می‌سازند (شکل ۱- B).

مطالعات انجام شده در این مناطق محدود به مطالعات (Taraz 1974) و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابرکوه تهیه شده توسط خیازنیا ۲۰۰۵ است. در منطقه ابرکوه با مختصات $31^{\circ} 14' 8''$ و $53^{\circ} 23' 23''$ لایه‌های آتشفشانی به صورت تپه‌های کم ارتفاع و مجزا با لایه‌های ضخیم تا متوسط مشاهده می‌شوند.

سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمونه دستی به رنگ خاکستری و به دلیل اکسیداسیون سطحی به رنگ قرمز تیره و قهوه‌ای دیده می‌شوند و در سطح

شکل ۱- موقعیت منطقه در پهنه بندی ساختاری ایران و راه‌های دسترسی به آن.



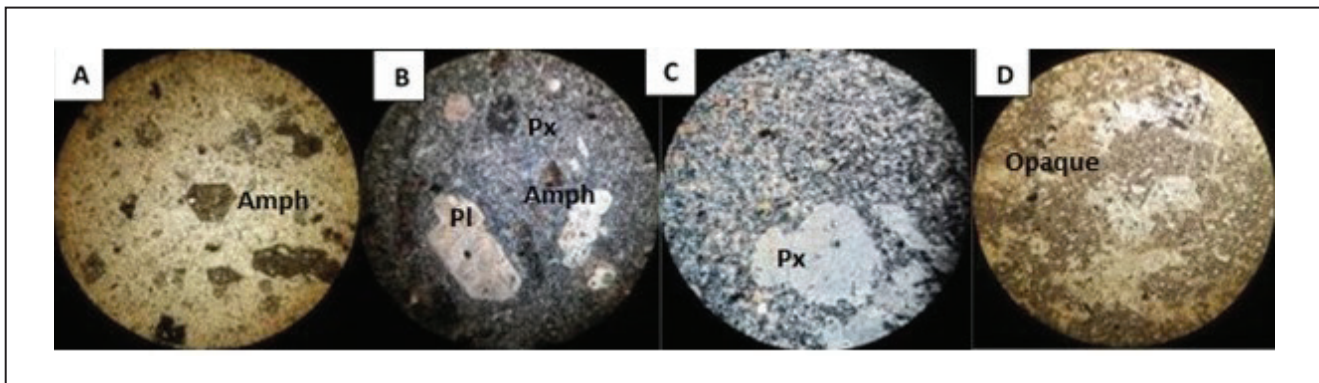
شکل ۲- نمای دور از واحدهای ولکانیک به صورت تپه‌های مجزا: (B) نزدیک در منطقه مورد مطالعه، دید به سمت شمال.

۴- پتروگرافی

تا ۳۰ درصد حجم سنگ را به صورت درشت بلورهای نیمه شکل دار، همچنین، در زمینه تشکیل داده است. آثار بافت غربالی و گردشگی در سطح آنان به دلیل واکنش با مذاب مشاهده می‌شود. کوارتز به صورت بلورهای بی شکل و در اندازه ۰/۲ تا ۲ میلی متر به صورت فنوکریست، ۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی سنگ و همچنین در زمینه مشاهده شده و فضای خالی بین بلورهای درشت اولیه را پرمی کنند (شکل های ۳- A, B, C, D).

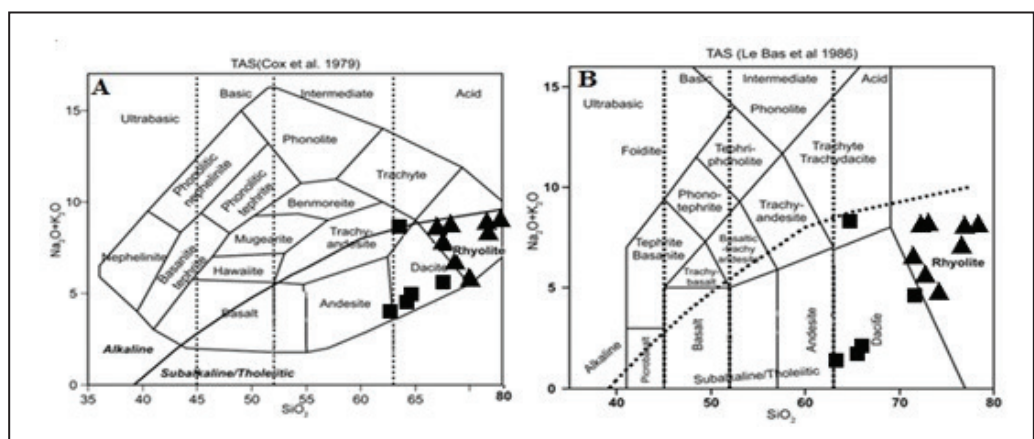
سنگ‌های ریولیتی رنگ روشن تری داشته و آفانتیک بوده و رخنمون کم تری نسبت به سنگ های داسیتی در منطقه دارند. در سنگ‌های ریولیتی بافت میکروسکوپی سنگ از نوع میکروپورفیری، فلسیتی و سری ایتی شامل زمینه شیشه‌ای تا ریز بلور متشکل از کوارتز، پلاژیوکلاز، اپیدوت و کانی‌های اپک می‌باشد که در آن فنوکریست‌های پراکنده آلکالی فلدسپار قرار دارند. آلکالی فلدسپارهای موجود با توجه به زاویه خاموشی از نوع آلپیت بوده و در زمینه سنگ به صورت دگرسان شده مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست (در ابعاد حدود ۲ میلی متر)، و هم به صورت میکروولیت (در ابعاد ۰/۱ تا ۰/۲)، در سنگ همراه با ساختار منطقه‌بندی، ماکل پلی سنتتیک، بافت غربالی و حالت خوردگی مشاهده می‌شود. کوارتز ۵ تا ۱۰-حجم سنگ را در برگرفته و به صورت بلورهای ریز دانه، بی‌شکل و هم بعد مشاهده می‌شود. بخش عمده سنگ شامل کانی‌های ثانویه همانند کلسیت، اپیدوت و کلریت است و حتی بخشی از دانه‌های کوارتز به نظر می‌رسد حاصل فرایند اپیدوتی شدن و کربناته شدن کانی‌های اولیه بوده باشند. کانی‌های اپک به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار فضای بین فنوکریست‌ها را پر کرده‌اند. آثار تبدیل بیوتیت به کلریت در برخی مقاطع مشاهده می‌شود (شکل های ۴- A, B, C, D).

با استناد به مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌شناسی غالب در منطقه مورد مطالعه، داسیتی و ریولیتی است. در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های داسیتی، بافت پورفیری متشکل از یک زمینه دانه‌ریز، میکروولیتی، حفره‌ای و جریانی حاوی سوزن‌ها و تیغه‌های بسیار ریز پلاژیوکلاز، پیروکسن و کوارتز، کانی‌های ثانوی اپیدوت، اسفن و کانی‌های اپک و فنوکریست‌های پلاژیوکلازهای دگرسان شده، کوارتز، پیروکسن، آمفیبول و کلسیت‌های ثانویه‌ای است که در مراحل تأخیری تشکیل سنگ با پر کردن حفرات و در اطراف درشت بلورهای پلاژیوکلاز و همچنین جانشینی کانی‌های اولیه سنگ به خصوص پلاژیوکلازها به وجود آمده‌اند. پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های داسیتی در حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی سنگ را به صورت فنوکریست و میکروولیت در ابعاد ۰/۴ تا ۳ میلی متر اشغال کرده‌اند. در مواردی آثار واکنش با مذاب پلاژیوکلاز و ناپایداری آن در مذاب به صورت گردشگی فنوکریست، خوردگی خلیجی و تحلیل رفتن آنها در مذاب دیده می‌شود (شکل ۳) از دیگر مشخصه‌های پلاژیوکلازها، منطقه‌بندی نوسانی، زونینگ و بافت غربالی است. محتوای آب مذاب و دما از عوامل مهم تأثیرگذار در ترکیب و پایداری پلاژیوکلاز است. از دست دادن سریع مواد فرار در حین فوران یا از دست دادن آب در ماگماهای آبدار یکی از عوامل تجزیه پلاژیوکلازها و ایجاد بافت غربالی می‌باشد (Monfaredi et al., 2009). آمفیبول‌های موجود در سنگ ۵ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را در ابعاد ۰/۵ تا ۲ میلی متر تشکیل داده و به صورت نیمه شکل دار، که گاه تنها قالبی از آن باقی مانده، با چندرنگی قهوه‌ای مایل به سبز بوده که دگرسان شده و به مجموعه کانی‌های ثانوی نظیر کلریت، اپیدوت، کربنات، کوارتز و کانی‌های اپک تبدیل شده‌اند. پیروکسن در ابعاد ۰/۶ تا ۳ میلی متر، ۱۰



شکل ۳- A) بلورهای آمفیبول با رخ منشوری (PPL)؛ B) بلورهای آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلازهای دگرسان شده با بافت غربالی و خوردگی خلیجی (XPL)؛ C) بلورهای پیروکسن (XPL)؛ D) حضور کانی‌های کدر به صورت اولیه و ثانویه (PPL) در سنگ‌های داسیتی- شعاع میدان دید ۲۰/۸ میلی متر.

شکل ۴- A) بافت پورفیری متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک (XPL)؛ B) بافت فلسیتی متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده، آلپیت، اسفن و لوکوکسن (XPL)؛ C) بافت پورفیری از نوع حفره‌ای پر شده توسط کلسیت و آلپیت (XPL)؛ D) بلورهای پلاژیوکلاز سوسوریتی شده و دارای بافت غربالی در سنگ‌های ریولیتی- شعاع میدان دید ۲۰/۸ میلی متر.



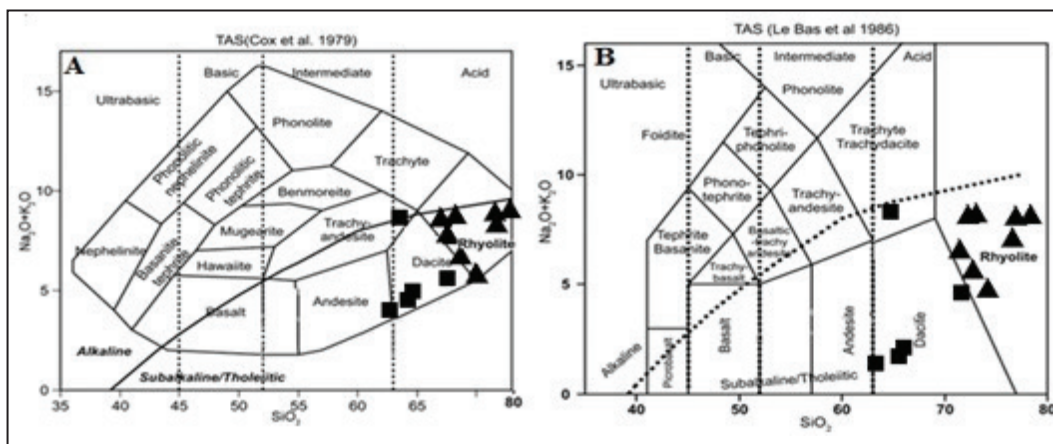
۵- ژئوشیمی

و بی‌هنجاری‌های منفی Nb، Sr و Ti در نمودارهای عنکبوتی نیز بیانگر نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمایی مادر سنگ‌های آتشفشانی منطقه است. به طور کلی آتومالی منفی Ti و Nb را به عوامل مختلفی همانند ماگماتیسم مرتبط با فرورانش، دخالت پوسته قاره‌ای در فرآیندهای ماگمایی (Nagudi et al., 2003) و پایداری کانی‌هایی مانند: تیتانیت و زیرکن طی ذوب مرتبط می‌نماید (شکل ۷-۲).

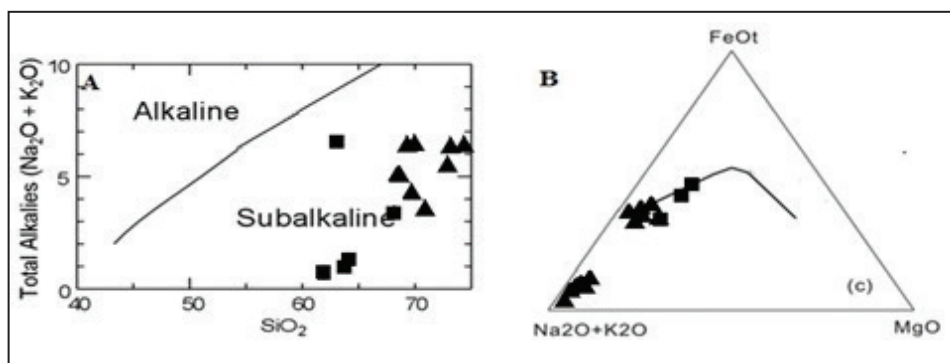
کاهش نسبی این عناصر در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیانگر مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی منطقه بوده و ویژگی‌های کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای را نشان می‌دهد (Richards, 2011). غنی‌شدگی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE ممکن است در ارتباط با درجات کم ذوب بخشی سنگ منشأ و آرایش ماگما به وسیله سنگ‌های پوسته‌ای باشد (Srivastava and Singh, 2004) (شکل ۷-۳).

نتایج آنالیز شیمیایی، ۱۶ نمونه آنالیز شده در جدول ۱ ارائه شده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه بر اساس رده‌بندی (Le Bas et al. 1986) و Cox et al. (1979) (شکل‌های ۵-۲ و ۵-۳) در محدوده داسیت تا ریولیت قرار گرفته‌اند. نمونه‌های موجود در نمودار (Irvine and Baragar 1971) جهت تعیین و تشخیص سری‌های ماگمایی در محدوده ساب‌آلکان و در نمودار مثلثی (Jensen and Pyke 1982) (شکل‌های ۶-۲ و ۶-۳)، ویژگی‌های سنگ‌های کالک آلکان را نشان می‌دهند. الگوی عنکبوتی به‌هنجار شده به‌کندریت و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) سه نمونه منتخب از واحدهای مورد مطالعه در شکل‌های ۷-۲ و ۷-۳ نمایش داده شده است.

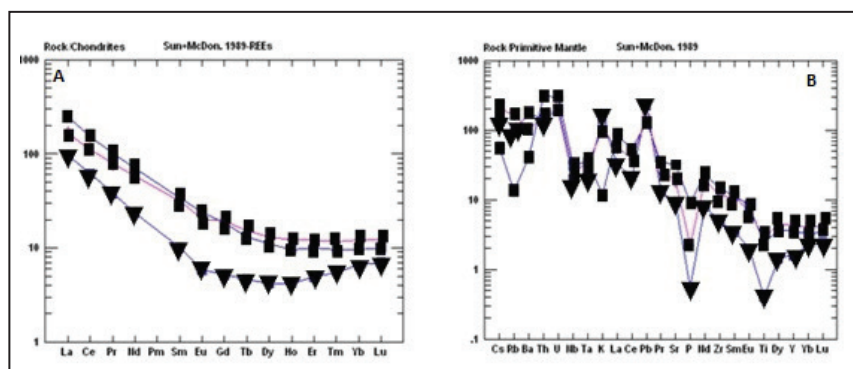
بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده، سنگ‌های منطقه دارای ماهیت کالک آلکان هستند که این امر می‌تواند نشانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تحول ماگمایی مادر این سنگ‌ها باشد. از طرفی وجود بی‌هنجاری‌های مثبت Th، K، Rb و Pb



شکل ۵- ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در دیاگرام‌های مجموع آلکان در مقابل سیلیس: (A) Cox et al. (1979); (B) Le Bas et al. (1986).



شکل ۶- تعیین سری ماگمایی با استفاده از دیاگرام‌های: (A) Jensen and Pyke (1982); (B) Irvine and Baragar (1971).



شکل ۷- (A) نمودارهای چند عنصری سه نمونه منتخب از واحدهای مورد مطالعه (B) نمودار عناصر نادر خاکی؛ (Sun and McDonough, 1989).

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample NO	SE16	SE1	SE2	SE4	SE6	SE8	SE9	SE10	SE11	SE12	SE13	SE14	SE15	SE3	SE5	SE7
SiO ₂ (wt%)	۷۸/۹	۷۴/۴	۷۶/۲	۷۴/۹	۸۳/۶	۷۹/۹	۵۶/۰	۶۲/۷	۶۳/۸	۷۰/۸	۷۲/۳	۷۳/۵	۷۰/۳	۶۳/۶	۸۳/۵۷	۸۰/۵۷
TiO ₂	۰/۱۵۲	۰/۱	۰/۸	۰/۰۷۶	۰/۰۸۲	۰/۰۷۷	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۴۵	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۴۳	۰/۳۹	۰/۵۱	۰/۰۸	۰/۴۸
Al ₂ O ₃	۸/۸۶	۸/۶۰	۹/۲۰	۸/۹۰	۸/۳۰	۹/۰	۱۵/۲	۱۴/۳	۱۳/۹۸	۱۲/۳	۱۳/۱	۱۴/۳	۱۳/۶۱	۱۵/۶۴	۹/۰	۱۳/۸۴
Fe ₂ O ₃	۰/۵۸	۰/۷	۰/۶۶	۰/۶۹	۰/۷۸	۰/۸۸۲	۴/۳۴	۳/۷	۴/۳	۳/۲	۳/۶	۲/۸	۳/۷	۴/۰	۰/۶۳	۳/۱۲
MnO	۰/۰۰۲	۰/۰۳۲	۰/۰۳۴	۰/۰۲۵	۰/۰۳۸	۰/۰۰۱	۰/۱	۰/۰۱۹	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۱	۰/۱۲۱	۰/۰۲	۰/۰۸۸
MgO	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۰۱۹	۰/۱۳	۰/۱۶۸	۰/۷۸	۰/۶۸	۰/۹۱	۰/۵	۰/۴۵	۰/۳	۰/۳۳	۰/۸۸	۰/۱۸	۰/۰۹
CaO	۳/۷۲۷	۱/۸	۱/۵	۱/۲	۰/۱۵	۰/۱۴	۴/۲	۲/۹	۳/۲	۱/۹	۲/۵	۲/۳	۲/۰	۳/۷۲	۰/۱۸۷	۰/۲۸۳
Na ₂ O	۷/۵۳۲	۶/۴۴	۶/۰۹	۵/۹	۷/۲	۶/۸۸	۳/۰	۲/۳	۲/۹	۴/۱	۴/۳	۳/۸	۳/۳	۷/۳	۷/۱۴	۳/۷۱
K ₂ O	۰/۵	۰/۵۶	۱/۹۱	۲/۱	۰/۸	۲/۱۲	۰/۸	۰/۵	۰/۲	۱/۱	۱/۵	۱/۲	۴/۹	۰/۳۶	۳/۹	۳/۱
P ₂ O ₅	۰/۰۱۷	۰/۰۱۸	۰/۰۲۱	۰/۰۱۸	۰/۰۰۹	۰/۰۱۶	۰/۱۳۶	۰/۱۵	۰/۱۹۶	۰/۰۴۸	۰/۰۴۲	۰/۰۵	۰/۰۵۲	۰/۱۹۶	۰/۰۱۲	۰/۰۴۹
LOI	۴/۳۰۲	۰/۹۶	۱/۳۶	۰/۹۳۷	۰/۵۹	۰/۷۳	۳/۲۳	۳/۳۱	۳/۷۹	۴/۴۳	۳/۳۳	۳/۵۳	۳/۲۳	۲/۸۹	۰/۶۶	۳/۰۳
Total	۱۰۰/۵	۱۰۰/۸	۱۰۱/۲	۱۰۰/۸	۱۰۰/۳	۱۰۰/۷۹	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۴۷	۱۰۰/۹	۱۰۰/۸	۱۰۰/۷	۱۰۰/۹	۱۰۰/۶	۱۰۰/۵	۱۰۰/۵	۱۰۰/۴
Ba(ppm)	۱۲۴۱	۱۲۱۰	۱۲۱۰	۱۲۰۹	۱۲۱۱	۱۲۱۰	۲۸۷/۲	۲۸۷/۳	۲۸۷/۸	۷۳۵/۴	۷۳۵/۹	۷۳۶/۱	۷۳۵/۸	۲۸۶/۹	۱۲۰۹	۷۳۵/۶
Be	۳/۱۸	۱/۸۳	۲/۲۳	۱/۸	۱/۸۵	۱/۷۸	۲/۵۸	۲/۶۶	۳/۱۴	۳/۲۹	۲/۱۹	۲/۳۹	۲/۰۹	۲/۲۴	۱/۵۳	۱/۸۹
Bi	۰/۷۸۲	۰/۷۷	۱/۱۷	۰/۷۴۷	۰/۴۹	۰/۵	۰/۸۱	۰/۸۹	۱/۳۷	۱/۸۷	۰/۷۷	۰/۹۷	۰/۶۷	۰/۴۷	۰/۴۷	۰/۴۷
Cd	۰/۴۰۲	۰/۳۱۶	۰/۷۱۶	۰/۲۹۳	۰/۰۱۸	۰/۰۲	۰/۳۸۲	۰/۴۶۲	۰/۹۴۲	۱/۴۵	۰/۳۵۳	۰/۲۵۳	۰/۲۵۳	۰/۰۴۲	۰/۰۱۶	۰/۰۵۳
Ce	۲۱۷/۵	۳۷/۸۶	۳۸/۲۶	۳۷/۸۳	۳۸/۸۸	۳۸/۸۱	۹۳/۹۳	۹۴/۰۱	۹۴/۴۹	۶۸/۳۹	۶۸/۸۹	۶۹/۰۹	۶۸/۷۹	۹۳/۵۹	۳۷/۵۶	۶۸/۵۹
Co	۲/۵۸	۱/۰۸	۱/۴۸	۱/۰۵	۲/۱	۲/۰۳	۱۱/۳۴	۱۱/۴۲	۱۱/۹	۹/۸۶	۸/۷۶	۸/۹۶	۸/۶۶	۱۱	۰/۷۸	۸/۴۶
Cr	۱۶/۳۱	۸۸/۳	۸۸/۷	۸۸/۲۷	۸۹/۳۲	۸۹/۲۵	۵۸/۳۴	۵۸/۴۲	۵۸/۹	۵۹/۴	۵۸/۳	۵۸/۵	۵۸/۲	۵۸	۸۸	۵۸
Cs	۰/۳۴۶	۱/۷۵۷	۲/۱۵۷	۱/۷۳۴	۲/۷۸۲	۲/۷۰۹	۰/۷۹۱	۰/۸۷۱	۱/۳۵۱	۳/۰۰۷	۱/۹۰۷	۲/۱۰۷	۱/۸۰۷	۰/۴۵۱	۱/۴۵۷	۱/۶۰۷
Cu	۳/۰۱۲	۱۰	۱۰/۴	۹/۹۷۷	۱۱/۰۲	۱۰/۹۵	۴۱/۵۴	۴۱/۶۲	۴۲/۱	۲۵/۹	۲۶/۴	۲۶/۶	۲۶/۳	۴۱/۲	۹/۷	۲۶/۱
Dy	۸۴/۲۱	۳۷/۱	۷۷/۱	۳۸۴/۱	۳۹۶/۲	۳۲۳/۲	۱۲۴/۳	۲۰۴/۳	۶۸۴/۳	۷۵۸/۴	۶۵۸/۳	۸۵۸/۳	۵۵۸/۳	۷۸۴/۲	۰/۷۱/۱	۳۵۸/۳
Er	۷۱/۱۴	۱۱۸/۱	۵۱۸/۱	۰۹۵/۱	۱۴۳/۲	۰/۷/۲	۹۸۳/۱	۰۶۳/۲	۵۴۳/۲	۴۰۹/۳	۳۰۹/۲	۵۰۹/۲	۲۰۹/۲	۶۴۳/۱	۸۱۸/۰	۰۰۹/۲
Eu	۲۵۷/۲	۶۳۸/۰	۰۳۸/۱	۶۱۵/۰	۶۶۳۸/۱	۵۹۰/۸/۱	۷۲۸/۱	۸۰۸/۱	۲۸۸/۲	۵۷۶/۲	۴۷۶/۱	۶۷۶/۱	۳۷۶/۱	۳۸۸/۱	۳۳۸/۰	۱۷۶/۱
Ga	۲۶/۳۷	۷۴/۸	۱۴/۹	۷۱۷/۸	۷۶۵/۹	۶۹۲/۹	۰/۲/۱۷	۱/۱۷	۵۸/۱۷	۹۲/۱۵	۴۲/۱۶	۶۲/۱۶	۳۲/۱۶	۶۸/۱۶	۴۴/۸	۱۲/۱۶
Gd	۳۵/۱۹	۳۶۵/۱	۷۶۵/۱	۳۴۲/۱	۳۹/۲	۳۱۷/۲	۱۱۲/۴	۱۹۱/۴	۶۷۲/۴	۳۶۷/۵	۲۶۷/۴	۴۶۷/۴	۱۶۷/۴	۷۷۲/۳	۰۵۶/۱	۹۶۷/۳
Hf	۶۶/۱	۷/۱	۹۳/۱	۲	۶۷/۱	۷۹/۱	۲/۴	۱۸/۴	۰۹/۴	۱۹/۴	۴۹/۳	۰/۲/۴	۷۹/۳	۱۹/۴	۸۹/۱	۵۹/۳
La	۶/۲۲	۵/۲۲	۰/۲۲۳	۱۷/۲۳	۸/۲۱	۶۹/۲۲	۹۴/۵۸	۰/۲/۵۹	۵/۵۹	۵/۴۰	۴/۳۹	۶/۳۹	۳/۳۹	۶/۵۸	۹/۲۲	۱/۳۹
Li	۱۱/۱۳	۶	۴/۶	۹۷۷/۵	۰/۲۵/۷	۹۵۲/۶	۴۴/۱۴	۵۲/۱۴	۱۵	۹	۹/۷	۱/۸	۸/۷	۱/۱۴	۷/۵	۶/۷
Lu	۲۳/۲	۴۷۸/۰	۸۷۸/۰	۴۵۵/۰	۵۰۳/۱	۴۳/۱	۵۹۵/۰	۶۷۵/۰	۱۱۵/۱	۷۰/۷/۱	۶۰/۷/۰	۸۰/۷/۰	۵۰/۷/۰	۲۵۵/۰	۱۷۸/۰	۳۰۷/۰
Mo	۹۴۲/۰	۴۴/۲	۸۴/۲	۴۱۷/۲	۴۶۵/۳	۳۹۲/۳	۴۸/۱	۵۶/۱	۰/۴/۲	۵۶/۰	۰/۶/۱	۲۶/۱	۹۶/۰	۱۴/۱	۱۴/۲	۷۶/۰
Nb	۹۹/۱۳	۱/۱۴	۳/۱۴	۵۱/۱۴	۳۳/۱۴	۴۸/۱۴	۷۳/۲۲	۸۱/۲۲	۲۹/۲۳	۸۵/۱۹	۷۵/۱۸	۹۵/۱۸	۶۵/۱۸	۳۹/۲۲	۲۳/۱۴	۴۵/۱۸
Nd	۶۱/۹۰	۲/۱۱	۶/۱۱	۱۸/۱۱	۲۳/۱۲	۱۶/۱۲	۸۲/۳۲	۹/۳۲	۳۸/۳۳	۲۷/۲۸	۱۷/۲۷	۳۷/۲۷	۰/۷/۲۷	۴۸/۳۲	۹۱/۱۰	۸۷/۲۶
Ni	۷۱۲/۲	۵	۴/۵	۹۷۷/۴	۰/۲۵/۶	۹۵۲/۵	۶۴/۷	۷۲/۷	۲/۸	۵/۷	۴/۶	۶/۶	۳/۶	۳/۷	۷/۴	۱/۶
Pb	۱۲۲/۵	۳/۱۶	۷/۱۶	۲۷/۱۶	۳۲/۱۷	۲۵/۱۷	۸۸/۹	۹۶/۹	۴۴/۱۰	۲/۱۱	۷/۱۱	۹/۱۱	۶/۱۱	۵۴/۹	۱۶	۴/۱۱
Pr	۳۲/۲۵	۹۰/۳	۳۰/۴	۸۸۱/۳	۹۲۹/۴	۸۵۶/۴	۸۳۷/۹	۹۱۷/۹	۳۹/۱۰	۵۹۸/۸	۷۵۹/۷	۹۵۹/۷	۶۵۹/۷	۴۹۷/۹	۶۰۴/۳	۴۵۹/۷
Rb	۶۸۲/۱	۲/۶۴	۶/۶۴	۲/۶۴	۲۹/۶۵	۲۲/۶۵	۷۷/۸	۸۵/۸	۳۳/۹	۵/۱۰۷	۴/۱۰۶	۶/۱۰۶	۳/۱۰۶	۴۳/۸	۹۷/۶۳	۱/۱۰۶
Sb	۶۲۲/۰	۸۵/۰	۲۵/۱	۸۲۷/۰	۸۷۵/۱	۸۰۲/۱	۸۱/۰	۸۹/۰	۳۷/۱	۸۵/۱	۷۵/۰	۹۵/۰	۶۵/۰	۴۷/۰	۵۵/۰	۴۵/۰
Sc	۰/۱۲/۲	۴/۱	۸/۱	۳۷۷/۱	۴۲۵/۲	۳۵۲/۲	۵۴/۸	۶۲/۸	۱/۹	۲/۱۴	۷/۱۴	۹/۱۴	۶/۱۴	۲/۸	۱/>>	۴/۱۴
Sr	۲۷۰	۳۱۰	۱۹۶/۰	۲۸۰	۰/۱۹۷	۳۰۰	۱/۵۲۸	۳/۶۵۰	۴۸۰	۴/۳۹۷	۳/۳۵۰	۲/۳۸۰	۲/۳۹۶	۲/۶۸۸	۷/۱۹۵	۹/۳۹۵
Ta	۹۸/۰	۰/۳/۱	۸۹/۰	۰/۲۹/۱	۰/۲/۱	۰/۱۷/۱	۳۶/۱	۳۹/۱	۴۳/۱	۱۵۸/۱	۴۵۸/۱	۲۵۸/۱	۲۹/۱	۴۰/۸/۱	۰/۱۶/۱	۳۵۸/۱
Tb	۵۵۹/۳	۴۷/۰	۸۷/۰	۴۵۳/۰	۴۹۸/۱	۴۲۵/۱	۵۱/۰	۹۱۳/۰	۳۹۳/۱	۹۶۳/۱	۸۶۳/۰	۰/۶۳/۱	۷۶۳/۰	۴۹۳/۰	۱۷۳/۰	۵۶۳/۰

ادامه جدول ۱

Sample NO	SE16	SE1	SE2	SE4	SE6	SE8	SE9	SE10	SE11	SE12	SE13	SE14	SE15	SE3	SE5	SE7
Th	۲/۱۲	۱/۱۲	۱/۱۲	۱۴/۱۲	۱۲	۱۹/۱۲	۳۲/۲۶	۹۹/۲۵	۴/۲۶	۳۵/۱۴	۲۵/۱۳	۵۴/۱۳	۱۵/۱۳	۲۸/۲۶	۲۱/۱۲	۲۹/۱۲
Ti	۹/۵۲۲	۵۲۲/۰	۵۲۳/۰	۸/۵۲۲	۴/۵۲۳	۲/۵۲۳	۳۱۱۸/۰	۳۱۱۸/۰	۳۱۱۸/۰	۳۶۱۹/۰	۳۶۱۸/۰	۳۶۱۸/۰	۰/۳۶۱۸	۰/۳۱۱۸	۰/۵۲۲	۰/۳۶۱۸
Tl	۳۱۶/۰	۷۱/۰	۱۱/۱	۶۸۸/۰	۷۳۶/۱	۶۶۳/۱	۳۷۲/۰	۴۵۲/۰	۹۳۲/۰	۱۳۸/۰	۶۳۸/۰	۸۳۷/۰	۵۳۸/۰	۰/۳۲/۰	۴۱۱/۰	۳۳۸/۰
Tm	۴۱۸/۲	۴۳/۰	۸۳/۰	۴۱۶۵/۰	۴۶۴/۱	۳۹۱۵/۱	۵۸۲۳/۰	۶۶۲۳/۰	۱۴۲۳/۱	۶۹۲۶/۱	۵۹۲۶/۰	۷۹۲۶/۰	۴۹۲۶/۰	۲۴۲۳/۰	۱۳۹۵/۰	۲۹۲۶/۰
U	۰۵۴/۴	۹۸/۳	۷۱/۳	۰۱/۴	۸۴۲/۳	۹۸/۳	۸۸/۵	۰۶/۶	۹۹/۵	۹۲۸/۳	۶۲۸/۴	۰۲۸/۴	۷۲۸/۴	۱۸۸/۶	۰۱۷/۴	۵۲۸/۴
V	۸۱۲/۳	۷/۳	۱/۴	۶۷۷/۳	۷۲۵/۴	۶۵۲/۴	۹۴/۹۶	۷۲/۹۶	۲/۹۷	۱/۱۲۸	۱۲۷	۲/۱۲۷	۹/۱۲۶	۳/۹۶	۴/۳	۷/۱۲۶
W	۶۰۲/۱	۴۳/۱	۸۳/۱	۴۰۷/۱	۴۵۵/۲	۳۸۲/۲	۳۷/۱	۴۵/۱	۹۳/۱	۵۷/۰	۰۷/۱	۲۷/۱	۹۷/۰	۰۳/۱	۱۳/۱	۷۷/۰
Y	۲۱۲/۱۴	۱۰	۱/۱۹	۶/۱۸	۵۷۵/۸	۵۰۲/۸	۱۸/۱۶	۲۶/۱۶	۷۴/۱۶	۶۷/۲۰	۵۷/۱۹	۷۷/۱۹	۴۷/۱۹	۸۴/۱۵	۲۵/۷	۲۷/۱۹
Zr	۹/۵۴	۳/۵۵	۷۳/۵۴	۸۷/۵۴	۳۲۵/۵۶	۲۵۲/۵۶	۳۴/۱۵۶	۴۲/۱۵۶	۹/۱۵۶	۸/۱۲۴	۳/۱۲۵	۵/۱۲۵	۲/۱۲۵	۱۵۶	۵۵	۱۲۵
Yb	۰۳/۱	۰۹۸/۱	۰۸/۱	۱۲/۱	۱۳۷/۱	۰۳/۱	۹۶۹/۱	۰۴۹/۲	۵۲۹/۲	۰۴۴/۲	۰۳۴/۲	۰۵۴/۲	۰۲۴/۲	۶۲۹/۱	۱۱۲/۱	۰۴۷/۲
Zn	۳۲	۳۶	۴۰	۲۷/۱۴	۳۲/۱۵	۲۵/۱۵	۳۴/۴۵	۴۲/۴۵	۹/۴۵	۹/۴۹	۸/۴۸	۳۸	۷/۴۸	۴۵	۱۴	۵/۴۸

۶- محیط تکتونیکی

ناحیه منشا همانند ترکیب سنگ منشا، هضم سنگ های پوسته، متاسوماتیزم ناحیه منشا توسط فرایندهای فرورانش، که باعث پایین آمدن سالدوس گوشته، ذوب بخشی و تولید ماگما می شود (Harangi et al., 2007; Hoang et al., 2011) را توضیح دهد. جهت تعیین نقش هر یک از فرایندهای تاثیر گذار همانند متاسوماتیزم و آلایش پوسته ای و دیگر فاکتورهای موجود از نمودار La/Nb در برابر Ba/Nb، La/Ba، Nb/Yb در برابر Ba/La، Th/Yb در برابر Ba/Nb (Pearce and Peate, 1995) استفاده شده است (شکل های ۹- A تا D) در نمودارهای مذکور نقش فرایندهای غنی شدگی حاصل از فرورانش همانند متاسوماتیزم قابل اثبات است. همچنین از نسبت عناصر ناسازگاری همچون Sr/Nd جهت تعیین نقش سیالات، نسبت Nb/La و Nb/U، جهت تعیین آلایش پوسته ای و نسبت Th/La، Th/Yb، جهت تعیین نقش رسوبات قطعه فرورونده استفاده شده است.

مقادیر بالای Sr/Nd (میانگین ۱۹)، به همراه غنی شدگی از عناصر LILE و LREE و تهی شدگی از Y و HREE نشان از متاسوماتیزم گوه گوشته ای توسط سیالات آزاد شده در طی فرایند آزدایی ورقه اقیانوسی است (Tatsumi et al., 1986; Rollinson, 1993). نسبت Nb/U بازالت های اقیانوسی (Sun and McDonough, 1989)، در حدود ۵۰ و در پوسته قاره ای در حدود ۴/۴ و نسبت Nb/La در بازالت های اقیانوسی ۰/۹ تا ۱/۳ و در پوسته قاره ای ۰/۳۹ (Rudnik and Gae, 2003) است. مقادیر میانگین Nb/La و Nb/U در سنگ های منطقه به ترتیب برابر با ۳/۷ و ۰/۵ بوده (جدول ۱)، که به مقادیر پوسته قاره ای نزدیک تر است و نقش آلایش ماگمایی پوسته قاره ای را نشان می دهند. از طرفی بالا بودن مقادیر U و Th و تهی شدگی از عناصر Ta، Nb و P در نمودارهای عنکبوتی این گفته را تایید می نماید. مقادیر پایین (6.6-13.3) Th/Yb و مقادیر بالای (10.2-20.3) Sr/Y نشان رسوبات فرورونده در تغییر و تحول ماگمای موجود در زون فرورانش را منتفی می سازد (Elliot et al., 1977).

۷- سنسنجی

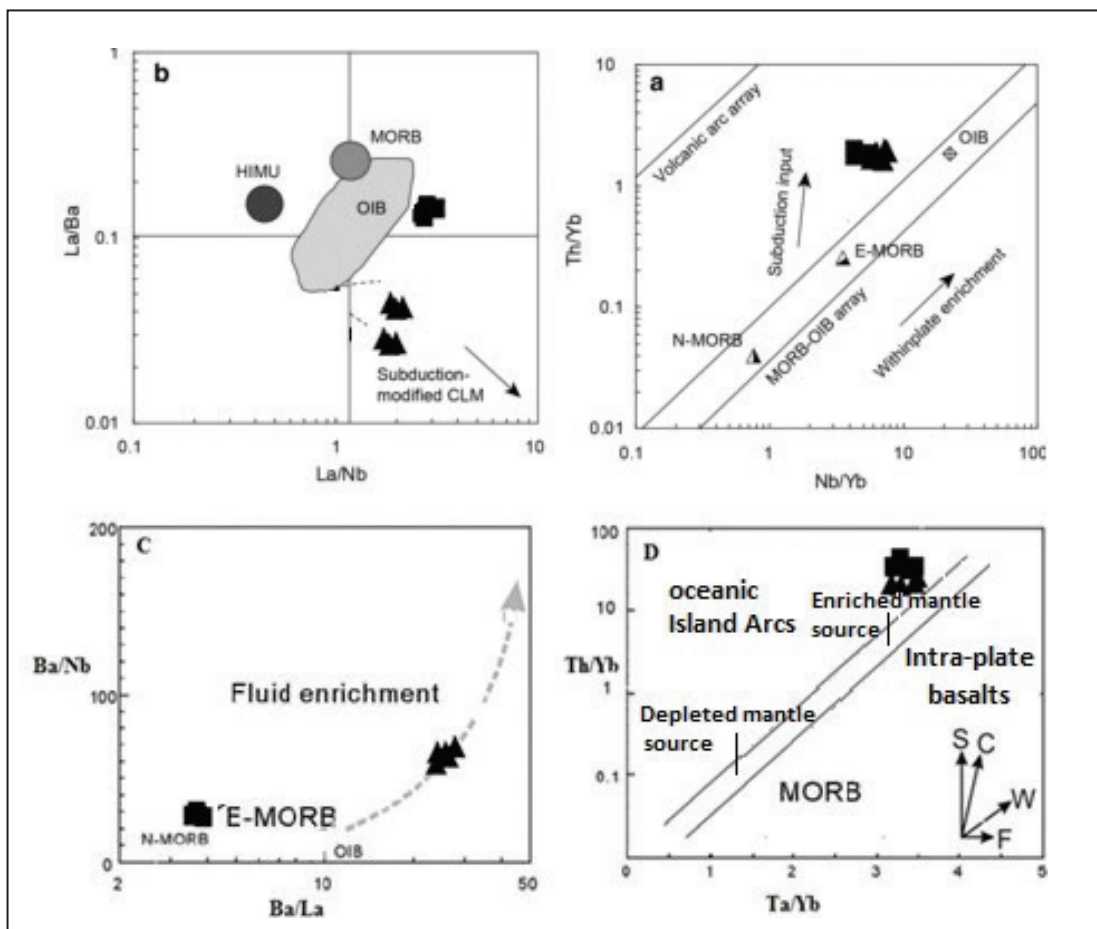
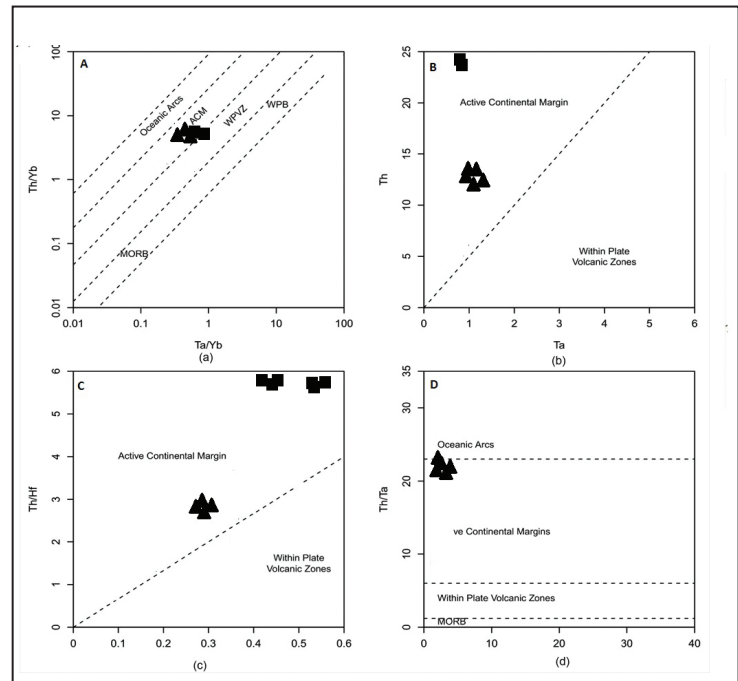
مطالعه زیرکن های انتخاب شده توسط میکروسکوپ بینوکولار، نشان از شفافیت و سالم و خود شکل بودن آنها دارد که با رنگ صورتی تا زرد رنگ مشاهده می شوند. داده های حاصل از تجزیه و تحلیل ایزوتوپ های میکرو پروب یونی بر روی

همان طور که در بخش قبل بیان شد، غنی شدگی از LREE و LILE نسبت به HREE همراه با قعر مشاهده شده در بخش عناصر Nb و Ti نشان دهنده تشکیل این دسته سنگ ها در محیط فرورانش است (شکل ۷- B). همچنین جهت ارزیابی محیط تکتونیکی سنگ های آتشفشانی مزوزوئیک در منطقه مورد مطالعه در پهنه سندج- سیرجان از نمودارهایی که بر اساس عناصر کم تحرک در برابر فرایندهایی دگرسانی و هوازدگی طراحی شده اند، استفاده می شود. داده های حاصل از این نمودارها (شکل های ۸- A و B) نشان از تعلق سنگ های منطقه ابرکوه به محیط کمانی و در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس در یک محیط کمان ماگمایی (arc magmatic) است. نسبت Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) در سنگ های آتشفشانی منطقه بیشتر از سه بوده که تشکیل آنان را در محیط کمان قاره ای اثبات می کند. از خصوصیات کلی کمان های قاره ای می توان به میزان بالاتر سیلیس و پتاسیم، غنی بودن از عناصر LILE و ترکیب آندرتیتی و داسیتی آنها اشاره کرد. در حالی که ماگماهای جزایر قوسی بیشتر ترکیب آندزیت بازالتی داشته و از میزان پتاسیم کمتری برخوردار هستند (Stern, 2002). بنابراین، با توجه به مجموع دلایل بیان شده محیط کمان قاره ای برای سنگ های این منطقه قابل اثبات است. مطالعات اخیر توسط Pearce and Parkinson (1993) و Pearce and Peate (1995) نشان داد که ترکیب شیمیایی سنگ های آتشفشانی در مناطق فرورانش متأثر از مشارکت مولفه های مختلفی همانند گوه گوشته ای، پوسته اقیانوسی، رسوبات، سیالات و مذاب های آبدار می باشد. از آنجا که زون های فرورانش دارای مشخصه های ژئوشیمی خاص خود می باشند، مطالعه عناصر کمیاب و نادر خاکی می تواند در شناخت هر یک از عوامل فوق، کمک شایانی نماید. عناصر HFSE همانند Ta و Th جهت ارزیابی محیط تکتونیکی مورد استفاده قرار می گیرد. ماگماهای مناطق فرورانش از Th نسبت به Ta (Pearce and Peate, 1995) غنی شدگی نشان می دهند در صورتی که در سایر محیط ها همانند محیط های درون صفحه ای و یا پشته های میان اقیانوسی غنی شدگی چندانی نشان نمی دهند. بنابراین در نمودارهایی همچون Ta/Yb - Th/Yb ماگماهای مناطق فرورانش دارای یک شیب عمودی بوده در حالی که ماگمای سایر مناطق شیبی در حدود یک درجه را نشان می دهند. همچنین نسبت Ta/Yb (Helvacı et al., 2009) تحت تاثیر تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی قرار نمی گیرند و تغییرات آنها می تواند تحولات ایجاد شده در

سرب سنی معادل با $177/2 \pm 7/6$ میلیون سال را برای آتشفشانی‌های منطقه ابرکوه نشان می‌دهد (شکل ۱۰). بر اساس این داده‌ها، برای اولین بار سن مطلق سنگ‌های آتشفشانی این بخش از پهنه سنندج-سیرجان به دست آمده است.

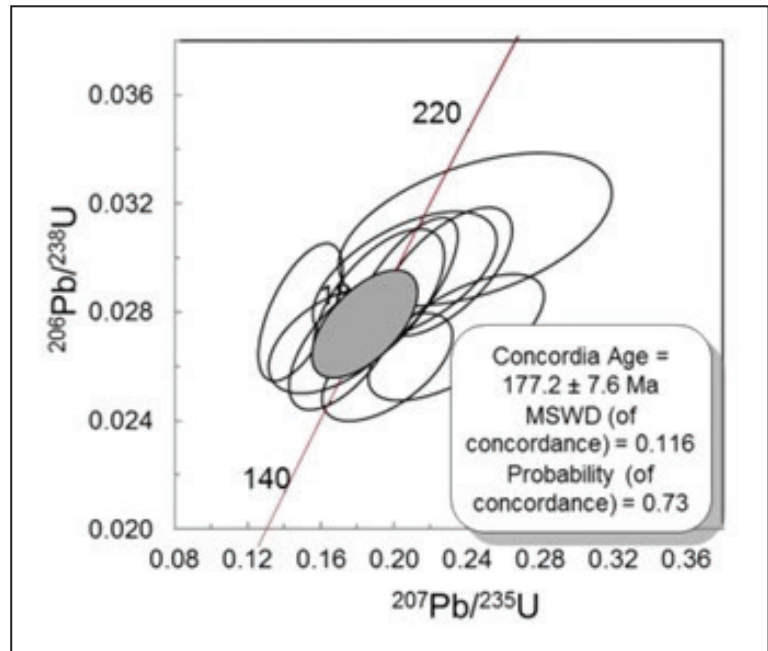
۱۰ نمونه داسیتی و ریولیتی منطقه ابرکوه در جدول ۲ خلاصه شده است. تمام سن‌های بدست آمده بر اساس داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌ها و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های U، Pb، و Th انجام شده است. نتایج آنالیز شیمیایی به روش اورانیوم-

شکل ۸- موقعیت تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای: (A) Th/Yb در برابر Th/Ta ؛ (B) Th/Yb در برابر Th/Hf ؛ (C) دیاگرام Th/Hf در برابر Th/Ta ؛ (D) Th/Ta در برابر Th/Hf .



شکل ۹- دیاگرام‌های: (A) La/Nb در برابر La/Ba (مقادیر HIMU, MORB, OIB از داده‌های Saunders et al. (1992) اقتباس شده است؛ (B) Nb/Yb در برابر Th/Yb ؛ (C) Ba/La در برابر Ba/Nb ؛ (D) Ta/Yb در برابر Ba/La (Pearce and Peate, 1995) Ba/Nb در برابر Ba/La .

شکل ۱۰- نمودار $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در برابر $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ جهت تعیین سن نمونه‌های مورد مطالعه.



جدول ۲- نتایج داده‌های سن‌سنجی سنگ‌های ولکانیک منطقه ابرکوه.

Name	Age (Ma)	Age (Ma)	Age (Ma)	Age (Ma)	Age (Ma)	Age (Ma)	Radiogenic %	
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
SE1	۱۶۷/۵	۷/۹۱	۱۸۵/۳	۱۸/۷	۴۱۸/۶	۲۰۳	۹۸/۴۷E	۲/۰۰
SE3	۱۷۲/۲	۹/۱۷	۱۶۶/۳	۱۵/۹	۸۳/۰۶	۱۹۴	۹۸/۴۱E	۱/۸۷
SE5	۱۷۳/۴	۷/۵۸	۱۶۱/۹	۱۹	-۱	۰/۰۰۵۱۵	۹۷/۱۶E	۱/۷۳
SE7	۱۷۴/۱	۹/۲۱	۲۱۴/۸	۲۴/۳	۶۸۷/۹	۲۱۲	۹۸/۹۶E	۲/۳۶
SE10	۱۷۹/۸	۱۰	۱۴۱/۱	۱۲/۴	-۱	۰/۰۰۲۸۳	۹۸/۲۴E	۱/۵
SE12	۱۸۲/۴	۱۰/۴	۱۸۱/۷	۱۸/۶	۱۷۳/۶	۲۰۶	۹۹/۱۱E	۱/۹
SE14	۱۸۵/۷	۹/۸۳	۱۹۲/۶	۱۵/۲	۲۸۷	۱۴۰	۹۹/۸۱E	۲/۰۹
SE16	۱۸۷/۵	۹/۶۱	۱۹۲/۹	۲۵/۹	۲۵۸/۷	۲۹۰	۹۹/۱۱E	۲/۰۹
SE13	۱۸۸/۷	۹/۴۱	۲۱۰/۲	۱۸/۵	۴۵۸/۹	۱۶۷	۱۰۰/۴E	۲/۳۰
SE15	۱۹۷/۹	۱۱/۱	۲۲۲/۶	۳۷/۶	۴۹۲/۵	۳۷۲	۹۷/۴۶E	۲/۴۵

Name	Correlation					
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	of Concordia Ellipses	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
SE1	۲/۲۱	۲/۶۳	۱/۲۶	۵/۹۰	۵/۵	۵/۰۱
SE3	۱/۸۴	۲/۷۱	۱/۴۶	۶/۲۲	۴/۷۷	۳/۹۰
SE5	۲/۲۰	۲/۷۳	۱/۲۱	۵/۰۰	۴/۶۰	۵/۱۵
SE7	۲/۹۶	۲/۷۴	۱/۴۷	۶/۵۳	۶/۲۴	۶/۲۰
SE10	۱/۱۴	۲/۸۳	۱/۶۰	۶/۲۱	۴	۲/۸۳
SE12	۲/۱۹	۲/۸۷	۱/۶۶	۶/۲۴	۵/۱۸	۴/۳۷
SE14	۱/۸۱	۲/۹۲	۱/۵۷	۷/۱۹	۰/۵	۳/۱۶
SE16	۳/۰۹	۲/۹۵	۱/۵۳	۵/۵۹	۵/۱۴	۶/۴۸
SE13	۲/۲۴	۲/۹۷	۱/۵۰	۶/۴۳	۵/۶	۴/۲۴
SE15	۴/۶۱	۳/۱۲	۱/۷۸	۴/۷۲	۵/۷۰	۹/۶۲

۸- نتیجه گیری

مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه حاکی از حضور دو نوع سنگ آتشفشانی غالب با سنگ‌شناسی داسیت و ریولیتی در منطقه ابرکوه است. بافت غالب این دسته سنگ‌ها، پورفیری با زمینه‌ای ریز دانه تا شیشه‌ای و جریانی است که درشت بلورهای آن را کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوآرتز، آمفیبول و کانی‌های کدر تشکیل داده است. ترکیب شیمیایی سنگ‌ها بر اساس تقسیم‌بندی‌های شیمیایی مورد مطالعه، داسیتی و ریولیتی با گرایش کالک آلکالن است. سن بدست آمده توسط مطالعات ژئوکرونولوژی، به روش

مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه حاکی از حضور دو نوع سنگ آتشفشانی غالب با سنگ‌شناسی داسیت و ریولیتی در منطقه ابرکوه است. بافت غالب این دسته سنگ‌ها، پورفیری با زمینه‌ای ریز دانه تا شیشه‌ای و جریانی است که درشت بلورهای آن را کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوآرتز، آمفیبول و کانی‌های کدر تشکیل داده است. ترکیب شیمیایی سنگ‌ها بر اساس تقسیم‌بندی‌های شیمیایی مورد مطالعه، داسیتی و ریولیتی با گرایش کالک آلکالن است. سن بدست آمده توسط مطالعات ژئوکرونولوژی، به روش

کتابنگاری

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
 شیخ‌الاسلام، م.، ۱۳۹۳- واحدهای زمین ساخت- چینه نگاری بخش جنوب خاوری پهنه سندج- سیرجان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۵، ص. ۲۴۳ تا ۲۵۲.

References

- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012- Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos* 151: 122-134. doi: 10.1016/j.lithos.2011.11.015.
- Alric, G. and Virlogeux, D., 1977- *Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh Bid – Bavanat, Chaîne de Sanandaj-Sirjan, Iran, Thèse 3e`me cycle, université` scientifique et médicale de Grenoble, France, 316 p.* doi.10.22071/GSJ.2015.42068.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- *The Interperatation of Ignoise Rock.* George Allen and Unwin, London. 450 p. doi: 10.1016/j.jseaes.2011.09.020.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B., 1997- Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc., *J Geophys Res*, v. 102, NO. B7, p. 14,991-15,019. doi.org/10.1029/97JB00788.
- Helvacı, C., Ersoy, E. Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B., 2009- Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 185(3), p. 181–202. doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.05.016.
- Hoang, N., Itoh, J. and Miyagi, I., 2011- Subduction components in Pleistocene to recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 200(3-4), p. 255-266. doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.002.
- Irvine, T. N. and Baragar W. R. A., 1971- A guide to the classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, p. 8, 235-458. doi:
- Jensen, L. S. and Pyke, D. R., 1982- Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt, in Arndt, N. T., and Nisbet, E. G., eds., *Komatiites:* London, George Allen and Unwin, p. 147–157 doi: /abs/10.1139/cjes-2015-0067.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, v. 27(3), p. 745-750. doi.org/10.1093/petrology/27.3.745.
- Monfaredi, B., Masoudi, F., Tabbakh Shabani, A. A., 2009- magmatic interaction as recorded in texture and composition of plagioclase phenocrysts from the sirjan area, urumiehdokhtar magmatic arc, iran, *journal of sciences, islamic republic of iran*, v. 20 (3), p. 243-251. doi.org/10.22067/econg.v6i2.24938.
- Nagudi, N., Koberl, C. and Kurat, G., 2003- Petrography and geochemistry of the Sigo granite, Uganda and implications for origin. *Journal of African Earth Sciences*, V. 36, p. 1-14. doi:10.1016/S0899-5362(03)00014-9
- Pearce, J. A. and Norry, M., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33–47. doi: 10.1007/BF00375192.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 23, p 251–285. doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J., 1993- Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B., Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic Process and Plate Tectonics*, Special Publication Geological Society, London p. 373-403. doi: 10.1144/GSL.SP.1993.076.01.19; Corpus.

- Richards, J. P., 2011- High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, 106: 1075-1081. doi: 10.2113/econgeo.106.7.1075.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data. Longman Scientific and Technical, 20.
- Rudnick R. L. and Gao, S., 2003- The composition of the continental crust, In: Rudnick, R.L, Ed, *The Crust*, Elsevier-Pergamon, Oxford, 164. doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4.
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. and Norry, M. J., 1992- Consequences of plume–lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Breakup*, v. 68, Geological Society of London Special Publication, London, p. 41 – 60.- doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.04.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments, *Economic Geology*, v.97(3), p. 629-642. doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629.
- Schmitt, A. K., Grove, M., Harrison, T. M., Lovera, O. M., Hulen, J., Waters, M., 2003- The Geysers–Cobb Mountain magma system, California (Part 1): U-Pb zircon ages of volcanic rocks, conditions of zircon crystallization and magma residence times, *Geochimica et Cosmochimica Acta* v.67, p. 3423–3442. doi:10.1016/j.lithos.2005.05.005.
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 373-389 doi: 10.1016/S1367-9120(03)00150-0 DOI: 10.1016/S1367-9120(03)00150-0.
- Stern, R. J., 2002- Subduction zones, *Reviews of Geophysics*, v.40 (4), p.1-38. doi.org/10.1029/2001RG000108
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.52(7), p. 1229-1258. doi: 10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society v.42, London, p. 313–345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Taraz, H., 1974- Geology of the Surmaq-dehbid Area, Abadeh Region, Central Iran. Internal report, 138. Geological Survey of Iran, Tehran, p. 137.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., Nesbitt, R. W., 1986- Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high pressure, *Journal of volcanology and geothermal research*, V 29, P. 293-309. doi: 10.1016/0377-0273(86)90049-1.

Petrography, geochemistry and geochronology studies of Mesozoic volcanism in the Abarkoh area, in the Sanandaj-Sirjan zone

A. Nimroozi¹, Gh. Ghadam^{2*}, J. Hassanzadeh³ and M. Posti²

¹Ph.D., Faculty of Sciences, University of Hormozgan

²Assistant Professor, Faculty of Science, University of Hormozgan

³Professor, Pasadena California Institute of Technology, California, America

Received: 2018 July 12

Accepted: 2019 July 03

Abstract

The study area is located near Abarkoh city, Yazd province and in Sanandaj –Sirjan zone. The volcanic activity of this region is in the form of dacite and rhyolite domes and lava flow and in the petrographic studies includes coarse plagioclase, quartz and hornblende. The volcanic rocks are considered as the separate units interlayered with calcareous sedimentary units. Geochemical classification confirms the rhyolitic and dacitic composition of the volcanic unites and show their belonging to the calc-alkaline magmatic series, which is the characteristic of the subduction tectonic setting. Significant characteristics observed in spider and multi-element diagrams, such as their enrichment in LREE, high LREE / HREE ratio, Nb and Ti trough, and enrichment of Pb, Rb and Th elements demonstrate the continental crustal contribution to the development of the volcanics and their formation in the subduction environment in the active continental margin setting. Tectonic setting diagrams confirm this idea and determined a continental arc setting for the volcanic rocks of the area. The dating studies on zircon minerals yield the age of about $17.7.2 \pm 7.6$ ma equivalent to Jurassic for this part of the Sanandaj-Sirjan zone, which matches with the subduction stage of the Neotethyan Ocean below the central Iran zone.

Keywords: Sanandaj-Sirjan, Abarkoh, Subduction, Neotethys.

For Persian Version see pages 91 to 100

*Corresponding author: Gh. Ghadami; E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir