

پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیکی پلیوکواترنر غرب میاندوآب، آذربایجان غربی

تاریخ دریافت مقاله: مهر ۱۴۰۲

تاریخ پذیرش مقاله: آذر ۱۴۰۲

پرویز قادری^۱، سید جمال شیخ ذکریایی^۲

^۱ کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه سراسری ارومیه، ارومیه، ایران.

^۲ دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران.

نام نویسنده مسئول:

پرویز قادری

چکیده

منطقه مورد مطالعه، در غرب ورقه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ واقع در استان آذربایجان غربی، قرار دارد و از لحاظ زمین ساختاری، جزء پهنه‌ی ساختاری سنندج - سیرجان می‌باشد. فنوکریست‌های این سنگ‌ها شامل اولیوین، کلینوپروکسن و بلورهای پلاژیوکلاز هستند که عموماً در یک زمینه‌ی شیشه‌ای با ترکیب تیتانومگنتیت و تیتانواوژیت قرار دارند. این سنگ‌های متآلومین ترکیبی از بازالت تا آکالی بازالت و تراکی بازالت از خود نشان می‌دهند و از نظر سری، سرشتی آکالن و شوشونیتی دارند، همچنین در نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی، محیط‌های درون صفحه‌ای با ژنز و گسترش آنها همخوانی دارد. بر اساس مطالعات ژئوشیمی، نرخ ذوب بخشی برای سنگ‌های مورد مطالعه حدود ۱ - ۵ درصد می‌باشد و رویداد ذوب در محدوده‌ی گارنت - اسپینل لرزولیت انجام شده است. این سنگ‌ها در نتیجه ذوب بخشی یک گوه گوشته‌ای غنی شده در بالای زون فرورانشی، مرتبط با فرورانش مایل نئوتیس به زیر پهنه سنندج - سیرجان و در یک محیط درون صفحه‌ای (WPB) ایجاد شده‌اند و در اثر عملکرد گسل‌های عمیق تکامل حاصل کرده‌اند. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت از عناصر LREE, LILE غنی‌شدگی و از عناصر HREE, HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE به دلایلی همچون، آلیش پوسته‌ای، درجه پایین تبلور بخشی، تجمع ناهم‌آنگ فنوکریست‌ها و همچنین عمیق زیاد ذوب بخشی در این بازالت‌ها می‌باشد.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، پلیوکواترنر، سنگ‌های ولکانیکی، میاندوآب.

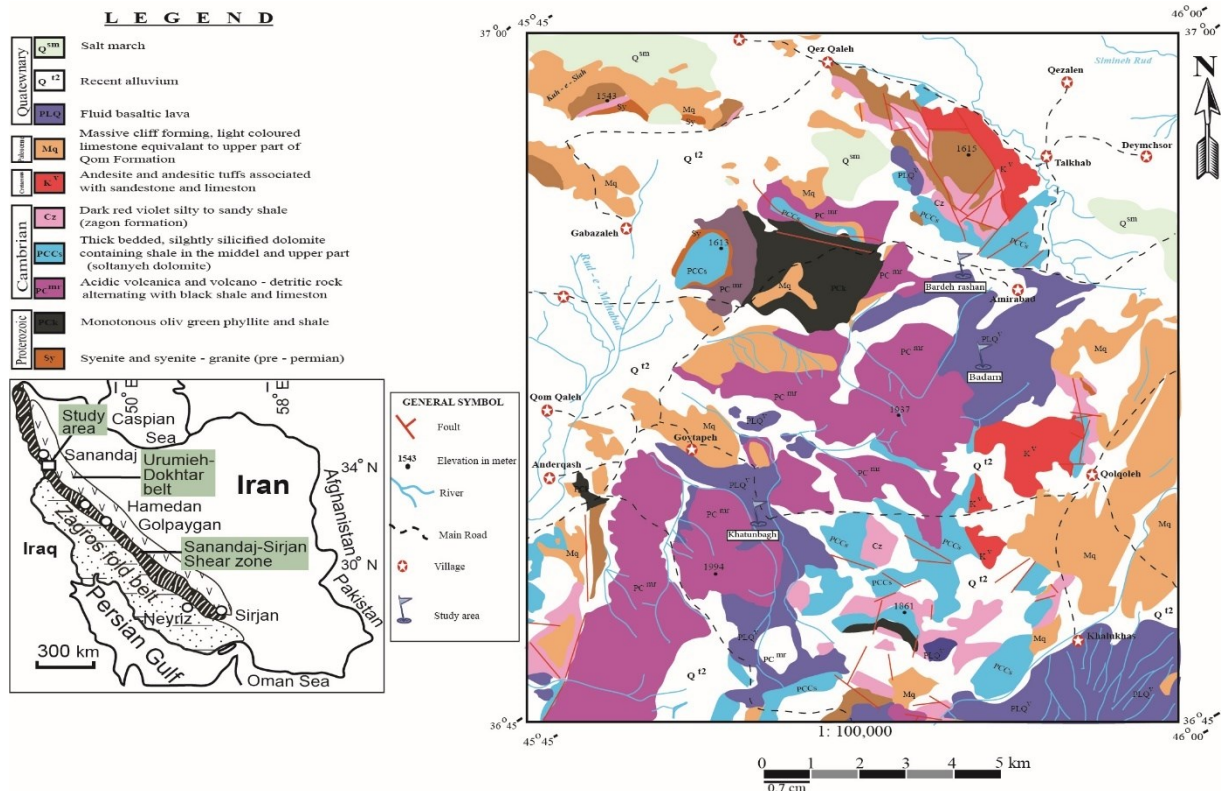
مقدمه

بازالت‌ها بیشترین سنگ‌های آتشفشانی هستند که از لحاظ حجم با گرانیت‌ها برابری می‌کنند [۱]. بنابراین بررسی ماگماتیسم بازیک ایران یکی از ضروریات عمده جهت حل مسائل مختلف زمین‌شناسی کشور است. باید در نظر داشت که ایران سرزمین وسیعی است و دارای فازهای ماگماتیسم بسیاری می‌باشد که انجام تحقیقات در مورد همه آنها مستلزم زمان خیلی زیادی است. با شناخت موقعیت تکتونیکی منطقه، اکتشاف ذخایر معدنی سریعتر و با هزینه کمتر انجام می‌شود. جهت حصول به این مقاصد بررسی پتروگرافی و پتروولوژی سنگ‌های آتشفشانی پلیوکواترنر و مقایسه آنها با سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم از ضروری‌ترین تحقیقاتی است که نتایج آن می‌تواند در یافتن راه‌حل برخی از مسائل زمین‌شناسی گام مؤثری بشمار آید. تاکنون درباره ولکانیک-های جوان ایران تحقیقات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی ناچیزی به عمل آمده است [۲]. منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی ۵۱° ۵۲' طول شرقی و ۳۳° ۵۲' عرض شمالی تا ۱۱° ۵۵' ۴۵ طول شرقی و ۳۲° ۵۵' ۳۶ عرض شمالی و در نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میان‌دوآب [۳]، قرار دارند.

ورقه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ میان‌دوآب در غرب کشور جای دارد و بخش‌هایی از دو استان آذربایجان غربی و کردستان را در بر می‌گیرد. جاده‌ی اصلی مهاباد-میان‌دوآب-بوکان و نیز بانه-سقز از درون این ورقه می‌گذرند و توسط راه‌های شوسه و فرعی درجه دو و مال‌رو می‌توان به بخش‌هایی از منطقه دسترسی یافت ولی به علت کوهستانی بودن آن بسیاری از مناطق، صعب‌العبور و فاقد جاده‌ی اتومبیل‌رو هستند (شکل ۱). این واحدهای بازیک عموماً بر روی واحدهای کهن‌تر از خود که آهک و مارن‌های به سن پیلپوسن می‌باشند، قرار گرفته‌اند و از لحاظ زمین‌ساختاری، جزء پهنه‌ی ساختاری سنندج-سیرجان می‌باشند [۴]. آتشفشانهای درون صفحه‌ای، در زیر صفحات قاره‌ای یا صفحات اقیانوسی تشکیل می‌شوند و اساساً به دو صورت مرتبط با نقاط داغ و یا مرتبط با حوضه‌های بازالت‌تغیانی، یا حوضه‌های آذرین بزرگ مقیاس رخ می‌دهند. دسته‌ی اول مکان‌هایی هستند که اساساً بر روی دیاپیرهای گوشته‌ای که به صورت پلام بالا می‌آیند، رخ می‌دهند که می‌توانند دسته‌ای از آتشفشان‌های خطی را به وجود آورند. چنین رخدادی در اقیانوس‌ها باعث به وجود آمدن بازالت‌های جزایر اقیانوسی می‌شود. دومین دسته‌ی انواعی هستند که اساساً در پوسته‌های اقیانوسی و در فلات‌های آبی‌سال اقیانوس‌ها رخ می‌دهند. البته این‌گونه در مناطق قاره‌ای به صورت بازالت‌های تغییانی مشاهده می‌شوند. برخی پیدایش چنین ولکانیسم‌هایی را مربوط به یک جریان حرارتی سورن مانند و ذوب گوشته‌ی بالارو در زیر لیتوسفر و در نتیجه افت فشار در این قسمت می‌دانند [۵].

زمین‌شناسی منطقه

از نظر چینه‌شناسی، قدیمی‌ترین سنگ‌های مشاهده شده در منطقه واحدهای مربوط به پالئوزویک هستند که بیشتر شامل ماسه سنگ، سنگ‌آهک، دولومیت و کنگلومرا می‌باشند و عموماً با یک ناپیوستگی دگرشیبی بر روی همدیگر قرار گرفته‌اند. رسوبات دوران سنوزویک نیز بیشتر شامل سنگ‌آهک، کنگلومرا و ماسه سنگ است که به صورت هم‌شیب و موازی چینه‌شناسی بر روی همدیگر قرار گرفته‌اند. از مهم‌ترین سازندهای این دوران در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌توان به سازند الیکا و شمشک اشاره نمود. رسوب‌های دوران سنوزویک در منطقه بیشتر از میوسن آغاز شده و تا کواترنر ادامه دارند. سنگ‌های مربوط به پالئوسن، میوسن و پلیوسن در قسمت‌های راسی منطقه دیده می‌شوند. این واحدها شامل سنگ‌های آتشفشانی بازیک، سنگ‌های آهکی، کنگلومرا، ماسه سنگ‌های قرمز ریزدانه و رسوبات آبرفتی عهد حاضر است. از سنگ‌های نفوذی این ناحیه نیز می‌توان به گابرو، گرانیت، و گرانودیوریت اشاره کرد. این واحدهای سنگی در نقشه‌ی زمین‌شناسی خلاصه شده‌ی منطقه نشان داده شده است (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه ساده شده زمین شناسی همراه با موقعیت مناطق مورد مطالعه، اقتباس از [۳].

روش مطالعه

بررسی مقدماتی منطقه با تهیه نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی و جمع‌آوری اطلاعات از منطقه آغاز گردید. نمونه‌برداری از منطقه در دو مرحله انجام شد. مرحله اول به منظور آشنایی و نحوه‌ی نمونه‌برداری به منطقه مراجعه شد. پس از بررسی نمونه‌ها و انجام مطالعات اولیه، برای نمونه‌برداری صحیح‌تر، در منطقه مورد مطالعه به صورت تصادفی نمونه‌برداری به عمل آمد و سعی گردید که از خود توده و همچنین رخدادهای موجود در داخل توده نمونه‌برداری انجام شود. سپس تعداد ۵۵ نمونه از سالم‌ترین و متنوع‌ترین نمونه‌ها جدا و پس از بررسی و مقایسه مجدد نمونه‌ها در آزمایشگاه تعداد، ۱۳ نمونه سنگی انتخاب و به کارگاه مقطع‌گیری شرکت زمین پژوه سهند تبریز ارسال گردید.

در بخش آزمایشگاهی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت، سپس تعداد نه نمونه جهت آنالیز شیمیایی به روش فلئورسانس پرتو ایکس (XRF) انتخاب و به شرکت ALS Minral در کشور ایرلند ارسال گردید (جدول ۱). تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و فرعی به وسیله به ترتیب دستگاه ICP-OES و ICP-MS انجام شده است. طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو ایکس یک روش آنالیز دستگاهی است که در آن از روش طیف نشری اشعه ایکس، برای تجزیه لایه‌های سطحی استفاده می‌شود. برای آنالیز، هر نمونه ابتدا به صورت پودر بسیار ریز در آمده و در معرض بمباران پرتوهای اشعه ایکس با طول موج ۰/۱-۱۰۰ آنگستروم قرار داده می‌شود. حاصل کار یک دیفراکتوگرام یا الگوی پراش است. هر نمونه بلورین الگوی پراش منحصر بفردی دارد که مقایسه آن با الگوهای پراش استاندارد، نوع ترکیب شناسایی می‌شود.

بحث و بررسی

ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه

شرایط پارینه جغرافیایی دریایی اوایل سنوزوئیک (پالئوسن، آئوسن) جای خود را در اواخر این زمان (پلیو- کوآترن) به محیط‌های قاره‌ای واگذار نموده است [۶]. با توجه به شرایط متغیر پارینه جغرافیایی، دینامیسم متفاوتی از سنگ‌های آتشفشانی وجود دارد. تکاپوی کوآترنری منحصراً به صورت فعالیت‌های آتشفشانی بوده و آثار کنونی آن به صورت چشمه‌های آب گرم و یا فعالیت بخار را نمایان است. سنگ‌های ماگمایی پلیو کوآترنری بیانگر آخرین تظاهرات ماگمایی ایران می‌باشد، تشکیل این مخروط‌های مهم آتشفشانی ایران مثل دماوند، تفتان، سهند، سبلان در پلیو کوآترنری صورت گرفته است. این استراتوولکان‌ها طی فازهای تناوبی گدازه‌ای و انفجاری و با انباشته شدن مواد خروجی به روی هم به وجود آمده‌اند و در حال حاضر در مرحله گوگردزایی و فومرولی به سر می‌برند. گدازه‌های بازالتی آلکالن کوآترنری طی فاز کششی توانسته‌اند از طریق شکستگی‌های عمده که اکثراً روند خطی دارند و ارتباط آنها با گسل‌های اصلی مشخص است، به سطح زمین برسند. به طور کلی ماگمای آلکالن از اعماق زیاد منشأ می‌گیرد و مربوط به گوشته‌ی بالایی است. منشأ بازالت‌های آلکالن، لایه بالایی گوشته است که در آشیانه‌های ماگمایی نزدیک به سطح زمین متحمل تبلور بخشی شده و انواع سنگ‌ها را به وجود آورده است. در پاره‌ای از آتشفشان‌های ایران مثل تفتان، بزمان، فوران‌های داسیتی یا آندزیتی داسیتی اسیدی را می‌توان حاصل مشارکت ماگمای بازالتی گرم گوشته‌ای، در ذوب بخشی پوسته و ظهور ماگمای اسیدی آناتکتیک و احياناً آمیزش این دو نوع ماگما دانست [۶]. فعالیت آتشفشان‌های کوآترنری در طی سه مرحله رخ داده است. نخست فعالیت آتشفشانی بصورت انفجاری بوده و شامل مواد آذر آواری و بمب‌های دوکی شکل است. با افزایش فشار بخار آب و همچنین افزایش فشار بخشی اکسیژن پدیده اکسایش و اکسیده شدن آنها صورت گرفته است. در مرحله دوم میزان گاز درون منبع ماگمایی کاهش یافته و فعالیت آتشفشانی بصورت انفجاری تغییر یافته و شامل اسکوری و بمب است. شکل دوکی سنگ‌های منطقه نشانگر فوران بصورت مذاب یا نیمه مذاب است. در حال حاضر فعالیت‌های آتشفشانی کوآترنری در مرحله سوم خود یعنی گوگرد زدایی و چشمه‌های آب گرم هستند [۳].

طبق مطالعات صورت گرفته فعالیت‌های ولکانیکی به شکل گدازه‌های آندزیتی - بازالتی طی دو مرحله یکی در میوسن و دیگری در کوآترنری موجب پدیدار شدن این سنگ‌ها در امتداد شمال شرقی - جنوب غربی شده‌اند. این واحدهای بازیک بر روی سنگ‌های کهن‌تر از خود که عموماً مارن‌ها و سنگ آهک‌های به سن پلیوسن و میوسن هستند، قرار گرفته‌اند.

سنگ‌های بازالتی، در حجم و اندازه‌های مختلف، در حد یک استوک تا باتولیت‌های بزرگ قابل مشاهده می‌باشند. همچنین گاه‌ها برخی از توده‌های بازالتی به شکل نک یا سوزن‌های آتشفشانی هم ظاهر می‌شوند. در برخی نقاط سنگ‌های بازیک ناحیه مورد مطالعه عموماً به شکل توده‌های بزرگ تا متوسط دیده می‌شوند (شکل ۲- الف). شکل استقرار عمومی این سنگ‌ها به این صورت حاکی از گرانروی پایین ماگمای مولد این سنگ‌ها است. گاهی اوقات در برخی رخنمون‌ها شکل نک نیز به چشم می‌خورد. فرسایش ناشی از سطوح بالایی سنگ‌های منطقه باعث ایجاد یک نک یا سوزن در سنگ‌های ناحیه شده است (شکل ۲- ب). این نک به صورت قله‌ای از سنگ‌های بازالتی به ویژه در شرق منطقه قابل مشاهده است. انکلاوهای هم منشأ، به وفور در این سنگ‌ها قابل مشاهده است که در برخی از آنها حواشی توسط کانی‌های مافیک احاطه شده است (شکل ۲- پ). تبادل سیال در هنگام فرایندهای تبلور و تفریق ماگمایی، به احتمال زیاد، دلیل احاطه شدن حواشی انکلاوها توسط کانی‌های مافیک می‌باشد. علاوه بر این برخی از این انکلاوها با توده اصلی واکنش داده و این واکنش‌ها باعث ایجاد هاله‌های واکنشی، در اطراف این سنگ‌ها شده است. اغلب انکلاوهای موجود در این سنگ‌ها نادر بوده و معمولاً از نظر اندازه کوچک تا متوسط هستند. این انکلاوها عموماً در حواشی یا در قاعده توده‌های بازیک قابل مشاهده می‌باشند [۷]. در بعضی از رخنمون‌های مشاهده شده از این سنگ‌ها، مانند آنچه در جنوب این توده مشاهده می‌شود، رگه‌هایی از سنگ‌های رسوبی وجود دارد که دارای تغییر لیتولوژی و رنگ تیره در قسمت‌های مختلف خود می‌باشند. گاه‌ها این گونه ساختارها با کانی‌های مراحل انتهایی ماگما (پنوماتوزن) اشتباه گرفته می‌شوند. با اشرافی به زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه می‌توان چنین گفت که این رگه‌های سنگ رسوبی همان مارن و آهک‌های به سن کهن‌تر (میوسن تا پلیوسن) در منطقه هستند که ماگمای بازالتی در حین گسترش خود آنها را در بر گرفته است (شکل ۲- ت).

در سنگ‌های بازالتی بر اثر کاهش فشار، سطح سنگ‌ها ورقه ورقه شده و سبب می‌شود که توده به صورت گنبدی یا کروی دیده شود. این نوع فرسایش را که در سنگ‌های آذرین متداول است، فرسایش پوست پیازی گویند. در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، این نوع فرسایش قابل مشاهده است. سطح سنگ‌های ورقه ورقه و آثار دگرسانی گرمایی نیز در آنها قابل مشاهده است. این فرسایش بر روی شکل ظاهری توده‌ی آذرین نیز اثر گذاشته است. نقش کاهش فشار ناشی از برداشته شدن نیروهای تکتونیکی، و آلتراسیون ناشی از نفوذ ساخت‌های آذرین در وقوع این فرآیند غیر قابل انکار است. از این فرسایش تحت عنوان هوازدگی کروی یا هوازدگی متحدالمرکز نیز نام برده شده است. این نوع هوازدگی فرآیندی است که به موجب آن پوسته‌های متحدالمرکز دست نخورده‌ای از سنگ هوازده، به طور متوالی، از شکستگی‌های ناشی از دگرسانی ضعیف سنگ بستر، شکل می‌گیرند [۸]. این هوازدگی تقریباً در تمام انواع سنگ‌ها نظیر گنیس، شیست، آندزیت، ماسه سنگ و گریوک، در هر نوع اقلیمی مشاهده می‌گردد و به طور کلی پدیده‌ای است که بیشتر در سنگ‌های منسجم، همگن و دارای سیستم‌های شکستگی ایجاد می‌شود [۹، ۱۰]. سرعت این نوع فرسایش تابع تمرکز واکنش دهنده‌ها، سرعت واکنش، سرعت انتقال و خصوصیات مکانیکی سنگ می‌باشد [۱۱]. به طور کلی پوسته پوسته شدن، منعکس کننده گرایش عمومی سنگ به ایجاد شکستگی‌های موازی نسبت به توپوگرافی قبلی است، البته در صورتی که تنش‌ها اجازه دهند [۱۱]. جایگیری ماگمای بازالتی، توسط فضاهای کششی درون زون‌های برشی رانده و کنترل شده است. این حادثه احتمالاً در اثر اعمال نیروهای تکتونیکی بر روی این بازالت‌ها بوده است. در طی این حادثه دگرشکلی و فابریک‌های مختلفی مانند برگواره‌ها (خطواره‌ها) چین‌ها و عناصر حرکتی برشی در توده‌های بازیک ایجاد شده است (شکل ۲-ث).

رنگ سنگ‌ها در نمونه دستی خاکستری تیره، سیاه و قرمز رنگ است و دارای ساخت حفره‌ای و پامیسی هستند که همراه نمونه‌های بدون حفره خاکستری تیره تا سیاه رنگ در منطقه قرار گرفته‌اند (شکل ۲-ج). کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل بلورهای مافیک اولیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشد. درصد فراوانی این کانی‌ها در مقاطع مورد مطالعه بیش از ۱۰٪ حجمی می‌باشد. این سنگ‌ها اغلب دارای بافت پورفیری بوده و از نظر بافتی، در حالت کلی، شکل دار تا نیمه شکل دار (ایدیومورف تا هیپ ایدیومورف) می‌باشند. پلاژیوکلازها در بعضی موارد بر اثر دگرسانی‌های گرمایی سوسوریتی شده‌اند. ماکل غالب این کانی‌ها پلی سنتیک با ترکیب کلسیم دار (آنورتیتی) است. بلورهای تیره‌ای مثل کلینوپیروکسن و اولیوین عموماً در این سنگ‌ها به شکل کانی اصلی قابل مشاهده است. این کانی بر اثر محلول‌های آبدار ناشی از مراحل انتهایی ماگما (پنوماتوزن)، دگرسان شده و از اطراف به اورالیت و ایدینگسیت تبدیل شده است (شکل ۲-چ). کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها شامل آمفیبل، کوارتز و به مقدار جزئی بیوتیت است (شکل ۲-ح). درصد فراوانی این کانی‌ها در مقاطع مورد مطالعه بین ۵ تا ۱۰٪ می‌باشد. آمفیبول‌ها عموماً به شکل اولیه و با ترکیب (هورنبلند) قابل مشاهده‌اند. گاهی در بلورهای بیوتیت دگرسانی ایجاد شده است. بلورهای کوارتز نیز در برخی مقاطع به مقدار زیاد و با خاموشی موجی قابل مشاهده هستند (شکل ۲-خ). در اکثر مقاطع مطالعه شده زمینه‌ی ریزدانه بوده که دارای بلورهای درشت نیز می‌باشند و بافت پورفیری را تشکیل داده است. فنوکریست‌ها اکثراً شامل اولیوین، اوژیت، پلاژیوکلاز و بندرت آمفیبول می‌باشند (شکل ۲-خ).



شکل ۲: الف: شکل توده‌های سنگ‌های منطقه،

ب: وجود نک یا سوزن آتشفشانی در سنگ‌های منطقه،

پ: تصویری از انکلاوهای هم منشأ با توده‌ی بازیک،

ت: وجود لایه‌های آهکی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه،

ث: نمونه‌ی دستی سنگ‌های تیره‌ی بازالتی،

ج: بلورهای پلاژیوکلاز، اولیوین و کلینوپیروکسن، حالت XPL.

چ: بلورهای آمفیبول در سنگ‌های منطقه، حالت XPL.

ح: بلورهای ریز و خوشه‌ای کوارتز، حالت XPL.

خ: تصویری از بافت پورفیری در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، حالت XPL، علائم اختصاری کانی‌ها از [۱۲].

جدول ۱: نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به درصد، فرعی و نادر خاکی بر حسب ppm به روش MS-ICP.

	95.Bd.10.1	95.Bd.11	95.Bd.12	95.Br.R7	95.Br.R8	95.Br.Tbl.20	95.5.3	95.Kh.R2	19B.K.C.19C
SiO ₂	42	41.1	38.9	43.2	42.4	41.5	47.3	43.7	41
Al ₂ O ₃	12.85	12.4	11.65	12.1	12.05	12.6	14.65	12.5	12.6
Fe ₂ O ₃	9.28	9.05	8.3	9.47	9.38	9.22	7.22	9.22	9.07
CaO	12.85	13.7	16.5	13.1	12.35	13	11.95	11.45	13.8
MgO	10.25	10.1	9.7	12.2	11.65	10.35	3.97	11.65	10.2
Na ₂ O	3.58	3.2	3.78	3.37	2.67	3.61	3.83	2.57	4.39
K ₂ O	2.28	2.21	0.54	0.48	1.79	1.98	2.52	0.63	0.4
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.02	0.06	0.04

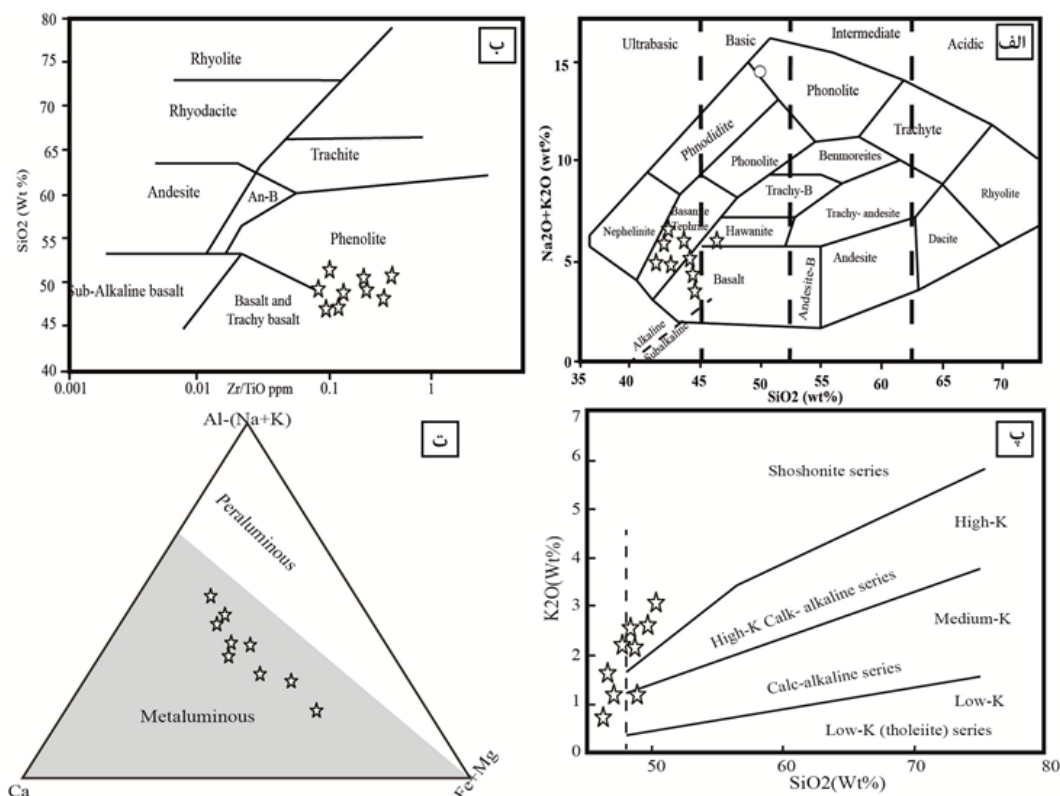
TiO ₂	1.63	1.51	1.41	1.57	1.54	1.57	1.13	1.45	1.56
MnO	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.11	0.14	0.15
P ₂ O ₅	1.47	1.4	1.34	1.27	1.27	1.47	0.81	1.07	1.43
SrO	0.26	0.24	0.24	0.24	0.22	0.25	0.18	0.2	0.26
BaO	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12	0.14	0.14	0.17	0.13
La	129	120	120.5	121	120.5	131	97	94.5	132
Ce	221	206	212	209	207	228	162.5	169	227
Pr	21.6	20.4	21	20.9	20.5	22.3	15.75	17	22.8
Nd	86.4	81.1	82.5	84	83	89	61.3	68.5	89.5
Sm	11.35	10.85	11.3	11.2	10.95	12	8.46	9.72	11.7
Eu	3.3	3.08	3.18	3.08	2.94	3.19	2.11	2.61	3.18
Gd	7.85	7.28	7.53	7.5	7.56	8.21	5.56	6.88	8.18
Tb	0.96	0.93	0.91	0.96	0.97	1.01	0.7	0.9	0.96
Dy	4.73	4.94	4.78	4.59	4.5	5.38	3.81	4.49	5.08
Ho	0.83	0.83	0.85	0.77	0.8	0.84	0.66	0.78	0.82
Er	2.18	2.22	2.31	1.99	2.17	2.33	1.76	2.08	2.15
Tm	0.26	0.25	0.22	0.26	0.28	0.24	0.22	0.25	0.25
Yb	1.78	1.8	1.75	1.57	1.54	1.92	1.63	1.71	1.71
Lu	0.23	0.26	0.23	0.21	0.22	0.25	0.21	0.21	0.25
Ba	1150	1080	1070	1115	1040	1285	1280	1565	1200
Cr	330	320	320	450	430	330	170	470	320
Cs	1.43	1.46	1.43	1.23	1.09	1.41	1.22	5.76	1.28
Ga	17	16.6	16.5	17.8	17.2	17.7	20.8	18.1	18.1
Hf	4.7	4.7	6.3	4.5	4.9	5.1	4.7	4.9	5
Rb	43.6	41.1	14.3	20.8	36.9	45.4	50.8	15.9	25.8
Sn	2	2	2	3	2	2	3	2	2
Sr	1935	1810	1940	1950	1805	2000	1450	1620	2100
Ta	1.9	1.9	1.9	1.4	1.8	2.1	1.3	1.4	2
Th	12.7	12.1	12.1	11.55	11.85	12.6	15.55	12.4	12.25
U	2.8	2.95	2.55	2.23	2.71	2.94	3.31	2.86	2.68
V	193	178	180	192	186	202	96	179	200
Y	24.1	23	23.4	22.5	22.5	25	19.7	22.8	24.5
Zr	225	208	281	206	222	224	221	213	223
Ag	.5>	.5>	.5>	.5>	.5>	.5>	.5>	.5>	.5>
As	5>	5>	5>	7	5>	5>	5>	5>	5>
Cd	.5>	.5>	0.6	.5>	0.5	.5>	.5>	0.5	0.6
Co	46	46	41	51	50	47	30	50	46
Cu	55	61	55	63	64	45	33	69	67
Li	10>	10>	10>	10	10	10	10	30	10
Mo	6	4	3	3	3	5	3	1	3
Ni	221	217	214	364	330	232	54	333	227
Pb	13	21	125	12	13	13	11	13	66
Sc	21	20	19	21	20	20	12	21	21
Tl	10	10>	10>	10>	10>	10>	10	10>	10>
Zn	98	98	113	104	101	98	86	93	123

ژئوشیمی

طبقه‌بندی و سرشت سنگ‌های آتشفشانی منطقه

برای نام‌گذاری نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، از نمودارهای متعددی که حاصل تقابل اکسید عناصر اصلی و همچنین عناصر فرعی می‌باشد، استفاده شد. در نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ که توسط [۱۳] ارائه شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت، تراکی بازالت و بازالت هاوایت قرار می‌گیرند. در این نمودار همچنین مرز بین سنگ‌های آلوکالی و ساب آلوکالی تفکیک شده که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلوکالی قرار می‌گیرند (شکل ۳-الف). در نمودارهای نسبت SiO_2 برابر Zr/TiO_2 از [۱۴] که با مقیاس نیمه لگاریتمی طراحی شده است، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی آلوکالی بازالت و آلوکالی تراکی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۳-ب). در نمودار SiO_2 در مقابل اکسید سدیم از [۱۵] که جهت تفکیک سری‌های ماگمایی استفاده می‌شود، سنگ‌های آذرین بر اساس میزان پتاسیم به انواع توله‌ایت، کالک آلوکالی با پتاسیم کم، کالک-آلوکالی با پتاسیم زیاد و شوشونیت قابل تفکیک هستند که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۳-پ). در نمودار مثلثی $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$ از [۱۶]، جهت تعیین شاخص اشباعیت از آلومینیوم، این سنگ‌ها ماهیتی متآلومینوس دارند. محیط تکتونیکی زون فرورانشی در حاشیه‌ی قاره و جزایر اقیانوسی و همچنین محیط‌های درون صفحه‌ای، محل مناسبی برای کسب این ویژگی است (شکل ۳-ت).

بنابراین [۱۷]، در اثر بالا بودن فشار بخشی اکسیژن در سری آلوکالی آهن ماگما وارد فاز اکسیدی مگنیتیت و تیتانومگنیتیت می‌شود و میزان آهن دوظرفیتی از سنگ‌های بازیک تا اسیدی در سری آلوکالی کاهش می‌یابد.



شکل ۳:

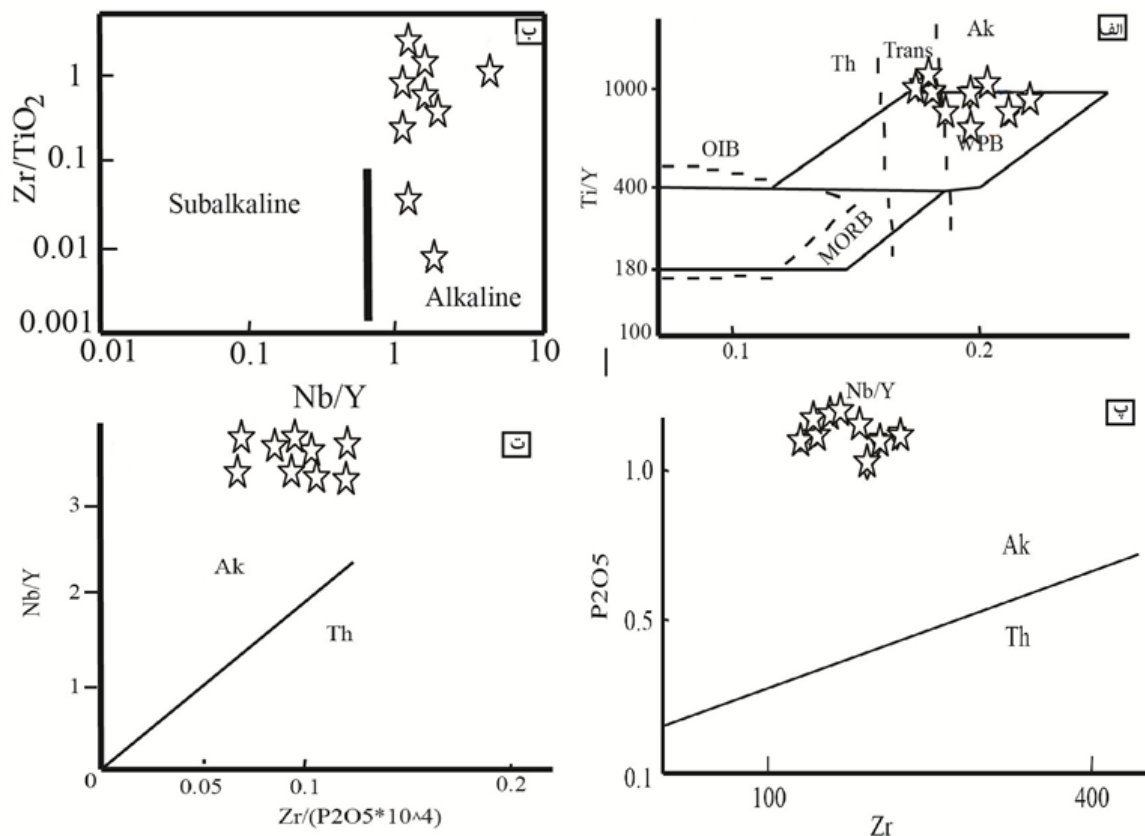
الف: نمودار طبقه‌بندی SiO_2 در مقابل $[\text{Na}_2\text{O}] + \text{K}_2\text{O}$ [۱۳]،

ب: نمودار طبقه‌بندی Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 از [۱۴]،

پ: نمودار SiO_2 در مقابل K_2O از [۱۵]،

ت: نمودار مثلثی $\text{Ca} - \text{Fe} + \text{Mg} - \text{Al} - (\text{Na} + \text{K})$ جهت تعیین ماهیت نمونه‌های منطقه [۱۶].

نمودارهای متعددی جهت تفکیک و جدایش سری های آلکان از توله‌ایت و همچنین ساب آلکان از آلکان وجود دارد که بر اساس اکسید عناصر اصلی و فرعی بنا شده است. در نمودار ارائه شده توسط [۱۸]، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی آلکان و بازالت‌های مرتبط با محیط درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. این نمودار سری آلکان را از بازالت‌های تحولی و تولییتی جدا می‌کند. همچنین در نمودار ارائه شده توسط [۱۹]، که سری آلکان را از ساب آلکان جدا می‌کند، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی آلکان قرار می‌گیرند. در نمودارهای ارائه شده توسط [۲۰]، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی آلکان قرار می‌گیرند. این نمودارها محیط‌های آلکان و تولییت را از هم تفکیک می‌کنند.



شکل ۴:

الف: نمودار Nb/Y در مقابل Ti/Y در این نمودار بر اساس نسبت های Nb/Y و Ti/Y بازالت های درون صفحه‌ای (WPB) از بازالت های پشته های میان اقیانوسی (MORB) و بازالت های جزایر اقیانوسی (OIB) قابل تفکیک است [۱۸].
 ب: نمودار Nb/Y در مقابل [۱۹Zr/TiO₂]،
 پ و ت: نمودار Zr/(P₂O₅*10⁴) در مقابل Nb/Y و نمودار Zr در مقابل P₂O₅ این نمودارها محیط آلکان و تولییت را از هم تفکیک می‌کنند [۲۰].

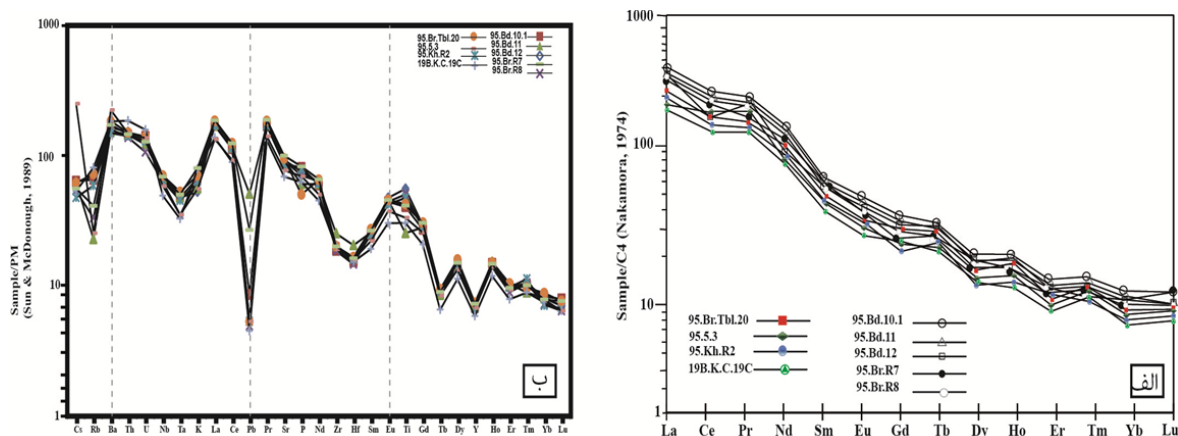
روند تغییرات عناصر کمیاب

برای تفسیر نمودارهای الگوی REE در منطقه، ابتدا سنگ‌های منطقه، به کندریت [۲۱] نرمالیزه شدند. در تفسیر این نرمالیزاسیون و نمودار حاصل از آنها باید گفت: الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های مورد مطالعه با هم موازیند و سنگ‌های منطقه از عناصر کمیاب سبک LREE غنی‌تر هستند. دو احتمال را برای غنی‌شدگی نمونه‌های LREE می‌توان در نظر گرفت: یکی این که چون LREE ها ناسازگارتر از HREEها هستند [۲۲]. ممکن است در اثر تحولات ماگمایی در سنگ‌های منطقه متمرکز شده باشند. عامل دیگری که باعث غنی‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREE ها می‌شود این است که این سنگ‌ها

در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند [۲۳]. تهی‌شدگی قابل توجه این سنگ‌ها از HREE را می‌توان به باقی ماندن گارنت در فاز تفاله و عدم مشارکت این کانی در فرایند تولید مذاب دانست. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE به دلایلی همچون، آرایش پوسته‌ای، درجه پایین تبلور بخشی، تجمع ناهماهنگ فنوکریست‌ها و همچنین عمیق زیاد ذوب بخشی در این بازالت‌ها می‌باشد.

در حالت کلی عناصر خاکی نادر یک روند کاهشی از La (عناصر نادر خاکی سبک LREE) تا Lu (عناصر نادر خاکی سنگین HREE) نشان می‌دهند. همچنین بالا بودن نسبت‌های La_N/Yb_N و La_N/Sm_N و Sm_N/Yb_N حاکی از آن است که LREE فراوانی بسیار بالاتری از MREE و HREE دارند. چنین تفاوتی بیانگر غنی بودن سنگ منشأ REE مخصوصاً انواع LREE می‌باشد. همچنین ممکن است عاملی باعث غنی‌شدگی گوشته، قبل از فرایند ذوب بخشی (برای مثال در زون‌های فرورانش قدیمی) شده باشد. عدم مشاهده ناهنجاری مثبت یا منفی واضح در عنصر Eu نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز فاز مداخله کننده در حین ذوب بخشی سنگ منشأ نبوده است. غلظت‌های بسیار بالای LREE درجات کوچک ذوب بخشی با یک منشأ غنی شده از عناصر LREE را نشان می‌دهد. به عقیده [۲۴]، غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE مشخصه سنگ‌های آکالن و کالک آکالن می‌باشد. غنی‌شدگی LREE در این سنگ‌ها در نتیجه تفریق کانی‌ها [۲۴] و منبع اولیه غنی از LREE قابل توجه است.

در تفسیر نمودارهای اسپایدر دیگرام نرمالیز شده به گوشته‌ی اولیه [۲۵]، سنگ‌های منطقه در مقایسه با گوشته‌ی اولیه نسبت به عناصر LILE LREE، غنی‌شدگی و نسبت به عناصر HFSE, HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند، که این نشانه کم بودن درجه HREE نسبت به LREE است. این امر در بازالت‌های منطقه به دلیل ذوب بخشی منشأ و باقی ماندن گارنت می‌باشد. عناصر نادر خاکی سبک در پایین‌ترین درجات ذوب بخشی وارد ماگما شده و غلظت ماگما از این عناصر بالا می‌رود. تهی‌شدگی در عناصری مثل تیتانیوم و هافنیم و در حالت کلی عناصر HFSE را می‌توان به تفکیک کانی‌های منبأ این عناصر در ضمن تبلور بخشی در پوسته‌ی قاره‌ای یا منبع تهی‌شده از عناصر ذکر شده نسبت داد.



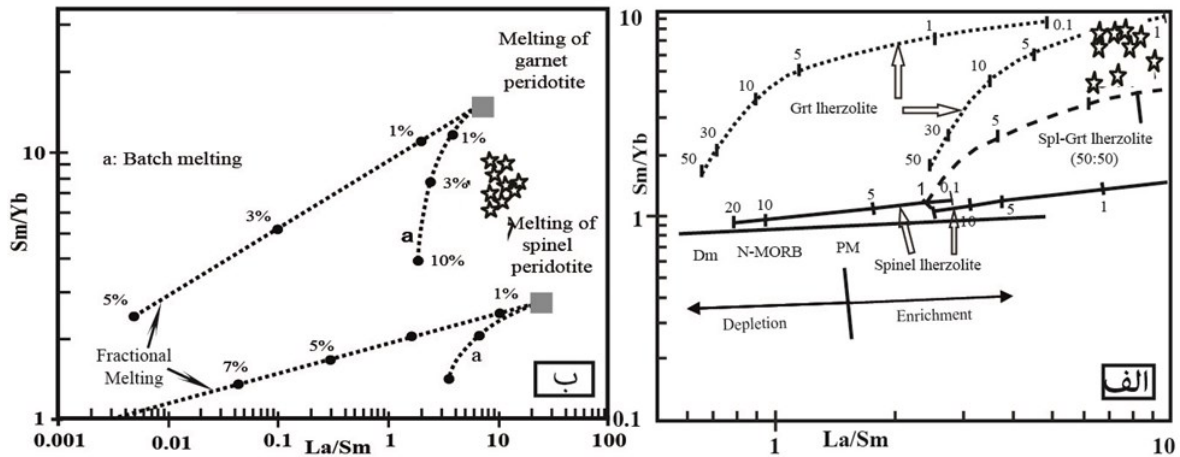
شکل ۵:

الف: الگوی REE نورمالیز به کندریت [۲۱].

ب: نمودار عنکبوتی نرمالیز شده به گوشته ی اولیه [۲۵].

به منظور تعیین سنگ منشأ این بازالت‌ها، از نمودارهای Sm/Yb Vs Sm , Sm/Yb Vs La/Sm ارائه شده توسط [۲۶]، استفاده شد. منبع احتمالی این سنگ‌ها، ماگمای مشتق شده از گوشته‌ی غنی شده اسپینل - گارنت لرزولیتی با آهنگ ذوب پایین (۱-۵ درصد) بوده است. حضور گارنت در منبع گوشته‌ای توسط تهی‌شدگی قابل توجه از HREE در این سنگ‌ها مشخص است. آهنگ ذوب پایین نیز به وسیله نسبت‌های ژئوشیمی دیگر مانند نسبت بسیار بالای $(La/Yb)_N$ تأیید می‌شود [۲۸، ۲۷].

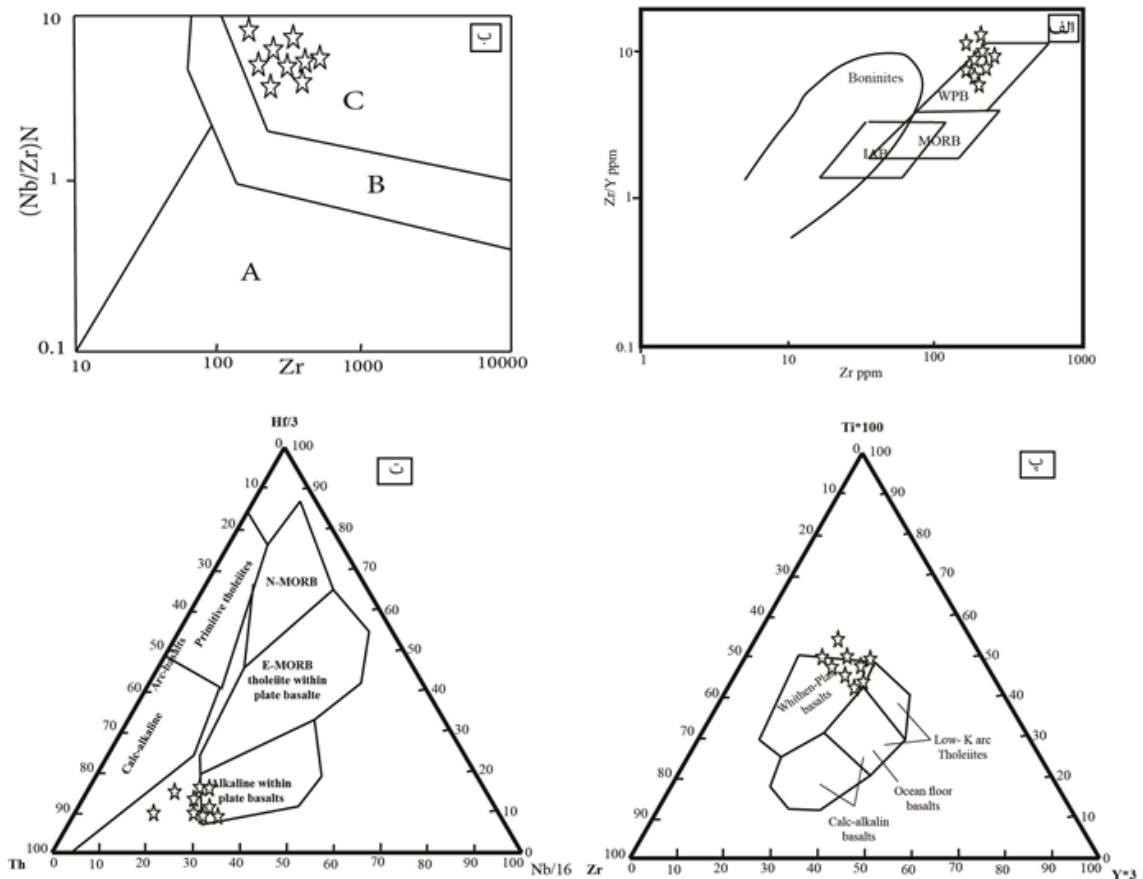
در این نمودارها همچنین مرز بین منشأ غنی شده و تهی شده‌ی گوشته از همدیگر تفکیک شده است که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی گوشته غنی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۶).



شکل ۶: نمودارهای تعیین آهنگ ذوب بخشی برای تولید ماگمای بازالتی. منحنی های ذوب از [۲۱]، موقعیت گوشته تهی شده از [۲۶]، و گوشته غنی شده از [۲۵]، است. هر دو مورد نشان دهنده منشأ اسپینل-گارنت لرزولیتی با آهنگ ذوب کمتر از ۱۰٪ برای سنگ‌های منطقه است.

الگوی زمین ساختی

به منظور تعیین محیط تکتونیکی و ماگمایی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده گردید. در نمودار Zr در مقابل Zr/Y [۲۹]، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۷-الف). در نمودار $(Nb/Zr)_N$ در مقابل Zr [۳۰]، نمونه‌های مناطق مورد مطالعه در محدوده‌ی C که بازالت‌های درون صفحه‌ای می‌باشد قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). در نمودار مثلثی $[31Ti/100-Zr-Y*3]$ ، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۷-پ). در نمودار مثلثی $Hf/3-Th-Nb/16$ [۳۲]، نیز نمونه‌های منطقه محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهند.



شکل ۷:

الف: نمودار Zr در مقابل $[Zr/Y]$.

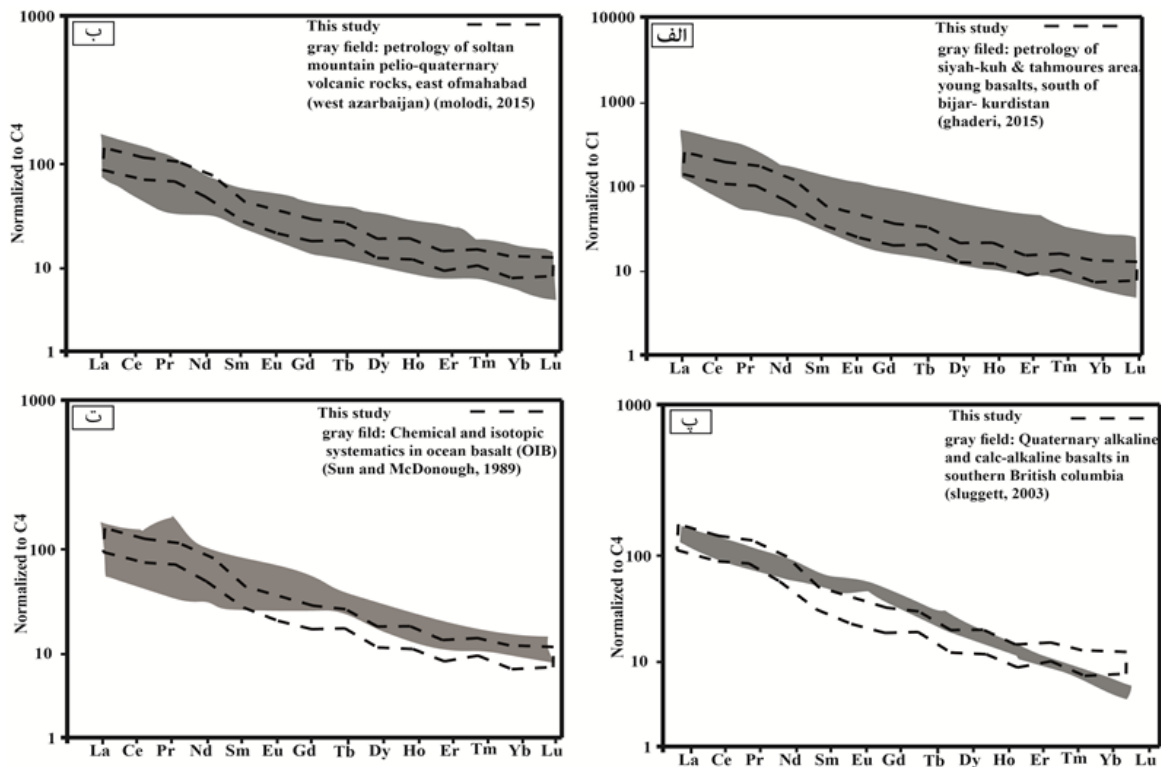
ب: نمودار ارائه شده توسط [۳۰]، که در آن محدوده A معرف زون فرورانشی، B زون برخوردی و C سنگ‌های آلكالین درون صفحه‌ای است

پ و ت: نمودار مثلثی $[Ti/100-Zr-Y*3]$ ، نمودار مثلثی $Hf/3-Th-Nb/16$ [۳۲]، که در آن IAT بیانگر تولیت‌های جزایر قوسی و WPA بیانگر محیط درون صفحه‌ای و CAB بیانگر بازالت‌های مرتبط با قوس قاره‌ای می باشد.

جهت حصول به نتایج بهتر، نمودارهای الگوی REE نمونه‌های بازالتی با نمونه‌های مشابه (از نظر سنی، سرشت و محیط تکتونیکی) کار شده در نقاط مختلف از جمله ایران، بازالت‌های جزایر اقیانوسی شرق ژاپن و کانادا قیاس شد، که نتایج زیر حاصل آمد.

در مقایسه الگوی REE با آلكالی بازالت‌های جنوب بیجار که توسط [۳۳] مطالعه شده است، یک روند هماهنگ و موازی بین این بازالت‌ها و بازالت‌های مناطق مورد مطالعه دیده می‌شود با این تفاوت که غلظت عناصر نادر خاکی به ویژه انواع سبک در بازالت‌های مناطق مورد مطالعه کمتر از بازالت‌های آلكالین کوه سیاه و طهمورث در جنوب بیجار است. این تهی‌شدگی از REE به ویژه انواع LREE را می‌توان به ذوب بخشی کم و عمق ذوب بخشی زیاد در این بازالت‌ها نسبت داد (شکل ۸). در تفسیر این مقایسه باید دانست که چون مناطق مطالعه شده [۳۳] جزء ماگماتیسم کمر بند قوس آتشفشانی همدان - تبریز (HTV arc) طبق طبقه‌بندی [۳۴] قرار می‌گیرند، در مقابل منطقه مورد مطالعه جزء کمر بند قوس کرتاسه سندج (SCV arc) هستند، بنابراین این دو کمر بند که هر دو سنگ‌های بازیک از نوع بازالت را در خود جای داده‌اند در میزان عناصر خاکی نادر به ویژه انواع سبک تفاوت دارند و کمر بند (HTV arc) نسبت به این عناصر غنی‌تر است. در مقایسه الگوی REE با آلكالی بازالت‌های کواترنر واقع در ناحیه بریتیش کلمبیای کانادا که توسط [۸] مطالعه شده است نیز هماهنگی ناشی از الگوهای REE مشهود است، که

نشان دهنده‌ی هم منشأ بودن این سنگ‌ها است (شکل ۸). الگوی REE با بازالت‌های جزایر اقیانوسی که توسط [۲۵] مطالعه شده است، مقایسه شد. شباهت الگوی مذکور در بازالت‌های منطقه مورد مطالعه با روند این بازالت‌ها، ارتباط این سنگ‌ها را با محیط‌های درون صفحه‌ای به خوبی نشان می‌دهد. بالا بودن غلظت REE در سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان به منشأ عمیق و درجه ذوب بخشی کم این سنگ‌ها، نسبت به بازالت‌های جزایر اقیانوسی نسبت داد (شکل ۸).



شکل ۸: مقایسه الگوی عناصر نادر با سنگ‌های مشابه در نقاط مختلف دنیا شامل کانادا، ژاپن و شرق ایران

الف: مقایسه REE منطقه مورد مطالعه با آلکالی‌های کواترنر جنوب بیجار [۳۳]

ب: مقایسه REE منطقه مورد مطالعه با بازالت‌های غرب مهاباد (۱۳۹۵)

پ: مقایسه REE منطقه مورد مطالعه با آلکالی‌های کواترنر واقع در ناحیه بریتیش کلمبیای کانادا، [۸]

ت: مقایسه REE منطقه مورد مطالعه با بازالت‌های جزایر اقیانوسی، [۲۵].

نتیجه‌گیری

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ترکیبی از بازالت، تراکی بازالت و بازالت هاوائیت از خود نشان می‌دهند. این سنگ‌ها از نظر شاخص آلومین متاآلومینوس و از نظر سری دارای سرشت آلکالن هستند. سنگ‌های منطقه در مقایسه با گوشته‌ی اولیه نسبت به عناصر LILE LREE غنی‌شدگی و نسبت به عناصر HFSE, HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند، که این نشانه کم بودن درجه HREE نسبت به LREE است. این امر در بازالت‌های منطقه به دلیل ذوب بخشی منشاء و باقی ماندن گارنت می‌باشد. در نمودارهای زمین‌ساختی، بازالت‌های منطقه، با محیط‌های درون صفحه‌ای تطابق دارند. ماگمای بازالتی در این ناحیه از ذوب بخشی یک گوشته غنی شده با ترکیب گارنت - اسپینل لرزولیت و با آهن‌نگ ذوب پایین ناشی شده است. از دیدگاه زمین‌شناسی ساختمانی، شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه در صعود ماگمای بازالتی نقش مهمی ایفا کرده است.

منابع و مراجع

- [1] Middlemost, E.A.K (1985) The basalt clan. *Earth Science Review*. 11, 337-364.
- [۲] معین وزیری، ح، ۱۳۷۷، دیباچه‌ای بر ماگماتیسم ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم ۴۴۰ص.
- [۳] افتخارنژاد، ج، ۱۳۵۹، تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی. نشریه نفت، شماره ۸۲، ۱۹ص.
- [4] Stocklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran. a review. *AAPG Bulletin* 52 1229-1258.
- [5] Moberly, R. & Campbell, J. F 1984 Hawaiian hotspot volcanism mainly during geomagnetic normal intervals *Geology*. 12, 63 – 459.
- [۶] قاسمی، ح.الف، درخشی، م، (۱۳۸۷)، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای اولیوین در تشکیل سنگ‌های آذرین پالتوزویک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران مرکزی. مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ ص ۲۰۷-۲۲۴.
- [7] Lameyre, J (1966) Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 29: 264pp.
- [8] Sluggett C. L (2003) Quaternary alkaline and calc-alkaline basalts in southern British Columbia: Mixed signals from mantle sources above the southern edge of the Juan de Fuca – Pacific slab window. Master of Science, university of British Columbia, 164 p.
- [9] Ayalew, D., Barbey, P., Marty, B., Reisberg, L., Yirgu, G. and Pik, R (2005) Source, genesis and timing of giant ignimbrite deposits associated with Ethiopian continental flood basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 1429–1448.
- [10] Arai S, Takada S, Michibayashi K, Kida M (2004) Petrology of peridotite xenoliths from Iraya Volcano, Philippines, and its implication for dynamic mantle-wedge processes. *J Petrol* 45:369–389.
- [11] Schandl, E.S., Gorton, M.P (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in new environments. *Econ. Geol* 97, 629–642.
- [12] Kretz R (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist* 68, no. 1-2 277-279.
- [13] Cox K.G., Bell J.D., Pankurst R.J (1979) *The interpretation of Igneous rocks*. London, Unwin – Hyman Ltd 450 pp.
- [14] Winchester J.A., and Floyd P.A (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20 325–342.
- [15] Peccerillo A., Taylor S.R (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58(1) 63-81.
- [16] Mackenzie D.E., Chappell B.W (1972) Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea. *Contrib to Mineral Petrol.* 35 50–62.
- [17] Pearce J.A (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons New York 525-548.
- [18] Pearce J.A (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman D.A. (ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada. Short Course Notes 12 79–113.
- [19] Pearce, J.A (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, 230–249.
- [20] Winchester, J.A., and Floyd, P.A (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–342.
- [21] Nakamura E., Campbell I. H., McCulloch M. T., Sun S. S (1989) Geochemical Geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea and China. *Journal of Geophysical Research*, 94 4634-4654.
- [22] Winter J.D (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall 697.
- [23] Krauskopf K.P, and Bird D (1996) *Introduction to geochemistry*. McGraw Hill, pp 788.

- [24] Ewart A (1982) The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* 7, pp 25-98.
- [25] Sun S. -s., McDonough W. F (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. implications for mantle composition and processes. *Geol Soc London Spec Publ* doi:10.1144/GSL.SP 042. 01-19.
- [26] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J. G (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia. *Turkey Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102 67-95.
- [27] Ramos V. A., Kay S. M (1992) Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collisions. In: Oliver R. A., (eds) *Andean Geodynamics Tectonophysics*, 205 261-282.
- [28] McKenzie D., O’Nions R. K (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32 1021-1091.
- [29] Machado A., Lima E.F., Chemale F., Morata D., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueiredo A.M.G., Alexandre F.M. and Urrutia J.L (2005) Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences* 18(3) 407-425.
- [30] Pearce J. A., & Norry M. J (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology* 69(1) 33-47.
- [31] Thieblemont D., Tegye M (1994) Une discrimination geochimique des roches differentiees temoni de la diversite d origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. *Comptes Rendus Academic Sciences*, 319 87-94.
- [32] Pearce J.A., Cann J.R (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19(2) (1994) 290-300.
- [۳۳] قادری، پ.، (۱۳۹۵)، پترولوژی بازالت‌های جوان مناطق کوه سیاه و طهمورث، جنوب بیجار - کردستان. وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد.
- [34] Azizi, H. and Moinevaziri, H (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47(4), pp.167- 179.