

ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های آمفیبولیتی پیر عباد، شمال شرق ازنا، پهنه سنندج-سیرجان

سحر کولیوند^۱، ناهید شبانیان^{۲*}، علیرضا داودیان^۳

۱- کارشناس ارشد پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۲- استادیار، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۳- استاد، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۶/۱۱

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۲/۲۴

چکیده

آمفیبولیت‌های پیرعباد در شمال شرق شهر ازنا در استان لرستان در پهنه سنندج-سیرجان قرار دارند. این آمفیبولیت‌ها به صورت توده‌های لنزی شکل در منطقه پراکندگی دارند و کم و بیش متحمل دگرشکلی شکل‌پذیر شده‌اند و بنابراین گاهی شواهد بارزی از این نوع دگرشکلی نظیر خطواره، برگواره و ماهی کانیایی را به نمایش می‌گذارند. آمفیبول و پلاژیوکلاز دو کانی اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این آمفیبولیت‌ها دارای منشاء آذرین هستند. سنگ مادر این آمفیبولیت‌ها بازالیت با ماهیت ساب-آلکالین و تولئیتی می‌باشد. در نمودار به‌هنجار شده به‌کندریت غنی‌شدگی از LREE ها نسبت به HREE ها مشاهده می‌شود. همچنین در نمودار به‌هنجار شده به‌گوشته اولیه HFSE ها و HREE ها تهی‌شدگی نشان داده‌اند. نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی، آنومالی منفی Nb و Ti به همراه مقادیر بالای Th و Ba/Yb نشان‌دهنده موقعیت حوضه پشت کمان آغازین برای تشکیل ماگمای سازنده پروتولیت این سنگ‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آمفیبولیت، پهنه سنندج-سیرجان، پیرعباد، ژئوشیمی، حوضه پشت کمان.

مقدمه

از نظر جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در نزدیکی شهر ازنا در استان لرستان واقع شده است. از نظر زمین‌شناسی این منطقه بخشی از پهنه زمین‌ساختی سندج-سیرجان در نظر گرفته می‌شود. پهنه سندج-سیرجان (SSZ) یک حاشیه فعال با راستای شمال غربی-جنوب شرقی در طی همگرایی بین صفحات عربی و ایران است (عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۸). این پهنه بخشی از کوهزایی زاگرس بوده که خود در امتداد کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا قرار دارد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ ریکو، ۱۹۷۶). سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای به-صورت کمپلکس‌های دگرگونی (معمولاً همراه با سنگ‌های گرانیتوئیدی) در این پهنه فراوان می‌باشند. مجموعه سنگ‌های دگرگونی عمدتاً شامل ارتوگنایس (گنایس‌های گرانیتی)، شلیست، فیلیت، مرمر، آمفیبولیت، پارگنایس، کوارتزیت و به‌ندرت اکلوزیت می‌باشد (جمشیدی بدر و همکاران، ۲۰۱۳؛ داودیان و همکاران، ۲۰۱۶). در این بین، سنگ‌های آمفیبولیت (\pm شلیست سبز و گارنت آمفیبولیت) بخش مهمی از این کمپلکس‌های دگرگونی را تشکیل می‌دهند که معمولاً با گنایس همراهی می‌گردند. یکی از کمپلکس‌های مهم دگرگونی و آذرین پهنه سندج-سیرجان، کمپلکس ژان در ناحیه ازنا، درود و بروجرد در شمال غرب کشور می‌باشد که دارای گسترش نسبتاً زیادی بوده و ناحیه مورد مطالعه بخشی از آن می‌باشد. در کمپلکس ژان با وسعتی حدود ۳۵۰ کیلومتر مربع علاوه بر گسل‌های تراستی، ساختارهای دگرشکلی داکتیل (شکل‌پذیر) شامل چین‌های فشرده-هم شیب به همراه برگوارگی و خطوارگی در توالی‌های دگرگونی و هم-چنین سنگ‌های پلوتونیک توسعه یافته‌اند (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰). در ناحیه ازنا-درود یک توالی

از سنگ‌های دگرگونی به‌صورت مخلوطی از منشا قاره‌ای (ارتوگنایس) و اقیانوسی (تنوعی از آمفیبولیت‌ها) برونزد دارند که در شرایط رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند و این سنگ‌های دگرگونی مورد نفوذ توده‌های گابرویی دره ژان واقع گردیده‌اند (شاکراردکانی و همکاران، ۲۰۱۵). سن‌های U-Pb کانی زیرکن برای دو نمونه از ارتوگنایس‌ها سن‌های ۶۰۸ تا ۵۸۸ میلیون سال قبل را نشان می‌دهد که بیانگر این مطلب است که این ناحیه بخشی از پی‌سنگ پان‌آفریکن ایران می‌باشد (شاکراردکانی و همکاران، ۲۰۱۵). کمپلکس دگرگونی ژان با سن انتهایی نئوپروتروزوئیک، در آن سنگ‌هایی همچون انواع آمفیبولیت و متامافیک به همراه گنایس‌های گرانیتی، شلیست‌ها، مرمر و کوارتزیت رخمون دارند. گنایس‌های گرانیتی قلعه دژ که در ۹ کیلومتری شمال غرب شهر ازنا در بخش مرکزی این کمپلکس واقع شده است، به‌شدت میلونیتی بوده و از نظر ژئوشیمیایی پروتولیت آنها گرانیت‌های A-type فرض شده که در یک موقعیت بعد از کوهزایی جایگزین گردیده است (شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹). در مطالعه شاکراردکانی و همکاران (۲۰۱۵) بر روی سنگ‌های بخش شمال‌غربی کمپلکس دگرگونی و آذرین ژان (در شمال شرقی روستای ژان، شمال درود) ژئوشیمی تنوعی از سنگ‌های منطقه شامل ارتوگنایس (گرانیتی و ترونجمیتی)، گابرو و سنگ‌های متامافیک شامل متاگابرو، آمفیبولیت و شلیست سبز مورد بررسی قرار گرفته است. در مطالعه صورت گرفته منشا و پروتولیت متامافیک‌های ناحیه، بازالت‌های MORB (E-type) فرض شده‌اند که در زون‌های فرورانش تشکیل شده‌اند. این نکته مهم است که متامافیک‌های کمپلکس ژان یکنواخت نبوده و دارای تنوع گسترده‌ای از ترکیب‌های سنگ‌شناسی

با ماهیت پتروژنزی مختلف هستند و در تنها مطالعه صورت گرفته بر روی سنگ‌های متابازیت و آمفیبولیت کمپلکس بزرگ دگرگونی ژان بخش محدود و تعداد کمی از این سنگ‌ها مورد بررسی واقع شده است.

یکی از مناطق مناسب که در آن تعداد قابل توجهی توده‌های آمفیبولیتی کمپلکس ژان برونزد دارند مربوط به اطراف امامزاده پیرعباد در نزدیکی شهر ازنا (در بخش جنوب شرقی کمپلکس) می‌باشد. از آنجایی که بر روی آمفیبولیت‌های پیرعباد (به‌عنوان بخشی از کمپلکس ژان) هیچگونه مطالعه پترولوژیکی صورت نپذیرفته، در این مقاله تلاش خواهد شد تا با استفاده از مطالعات پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی منشا سنگ مادر (پروتولیت رسوبی یا پارا-آمفیبولیت و پروتولیت آذرین یا ارتو-آمفیبولیت) و محیط تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها را تعیین نماییم.

محدوده مورد مطالعه

سنگ‌های آمفیبولیتی پیرعباد در عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ}27'56.8''$ تا $33^{\circ}29'39.6''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $49^{\circ}26'26.9''$ تا $49^{\circ}28'40.8''$ شرقی (شکل ۱)، در شمال شرقی شهرستان ازنا و در بخش مرکزی پهنه ساختاری سندرچ-سیرجان قرار دارد. منطقه مورد مطالعه بخشی از نقشه چهارگوش خرم‌آباد با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ است (سپندی و همکاران، ۲۰۰۶). این بخش از پهنه سندرچ-سیرجان نیز مانند سایر بخش‌های این پهنه تحت تأثیر فازهای دگرگونی متعددی قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه به-عنوان بخشی از کمپلکس دگرگونی ژان (ازنا-درود) است که عمدتاً متشکل از شیست‌ها-میکاشیست‌ها، آمفیبولیت‌ها، مرمرها به همراه گسترش کم‌تری از متادولومیت‌ها و کوارتزیت‌ها است که از لحاظ زمانی

آنها را متعلق به پرکامبرین می‌دانند (تیله، ۱۹۶۶؛ برتیه و همکاران، ۱۹۷۴). دو حادثه اصلی دگرشکلی در این کمپلکس دگرگونی قابل تشخیص بوده به طوری که حادثه اول سبب ایجاد شیستوزیته، چین‌خوردگی و ایجاد دگرگونی در حد رخساره دگرگونی گرین‌شیست تا آمفیبولیت گردیده است و حادثه دوم سبب ایجاد دگرگونی در حد رخساره گرین‌شیست و ایجاد فولیاسیون میلونیتی و هم-چنین نفوذ توده‌های گرانیتی همزمان با دگرشکلی شده است (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰). هم‌چنین شاکری (۱۳۸۶) معتقد است که منطقه ازنا تحت-تأثیر سه مرحله دگرشکلی قرار گرفته است و یک مدل تکتونیکی همگرای راست‌بر را برای نفوذ توده گرانیت ازنا و میلونیتی شدن همزمان آن ارائه می‌دهد. آمفیبولیت‌های پیرعباد دارای رخنمون‌های کوچک هستند و در کنار آنها رخنمون‌هایی از متاگرانیت میلونیتی و شیست‌ها دیده می‌شود. این متاگرانیت میلونیتی در ناحیه ازنا از تیپ A2 می‌باشد که محیط پس از کوهزایی را نشان می‌دهد (شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹).

مواد و روش‌ها

پس از نمونه‌برداری با ثبت مختصات جغرافیایی توسط دستگاه GPS (شکل ۱ ب) از بین نمونه‌های سالم تعداد ۳۰ مقطع نازک تهیه شد، سپس بررسی دقیق کانی‌شناسی-پترولوژیکی و ریزساختاری نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان المپیوس صورت گرفت. هم‌چنین به منظور بررسی و مطالعه رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی ۶ نمونه بوسیله روش ICP-MS و ICP-ES در آزمایشگاه ACME در کشورکانادا مورد آنالیز واقع شد. با استفاده از نرم‌افزارهای Excel، GCDKIT و COREL 8X نمودارهای تشخیصی (تفکیکی) مربوط به آنها ترسیم گردید،

که در ادامه به بررسی و تفسیر آنها پرداخته می-شود.

نتایج

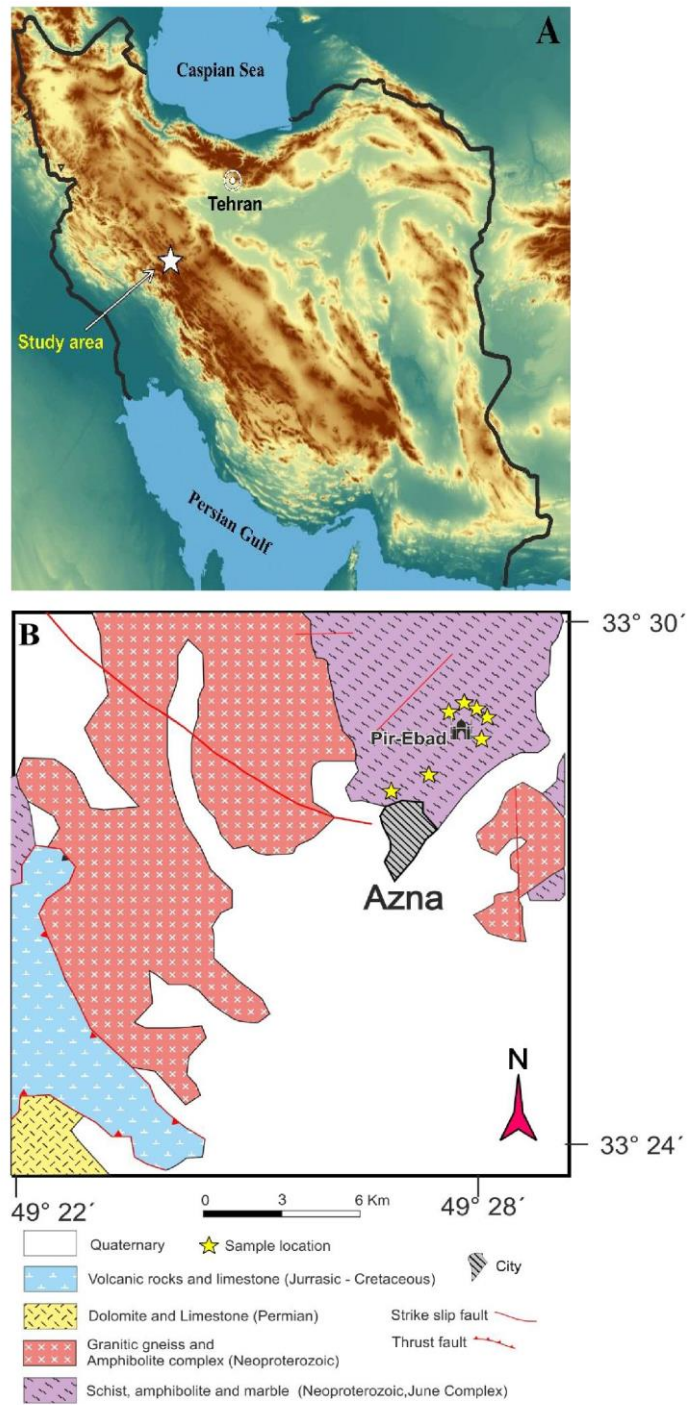
سنگ‌شناختی آمفیبولیت پیرعباد

رخنمون سنگ‌های پیرعباد به صورت آمفیبولیت توده‌ای، آمفیبولیت فولیاسیون دار و آمفیبولیت تحول یافته به شیست سبز می‌باشند که توسط متاگرانیت گنایس‌ها و شیست‌ها همراهی می‌گردند. آمفیبولیت‌های پیرعباد دارای رخنمون‌های کوچک و پراکنده هستند (شکل ۲ A) و به رنگ‌های سبز تیره تا متمایل به سیاه دیده می‌شوند و در ظاهر به صورت میلونیتی و پوست پلنگی هستند (شکل ۲ B). آمفیبولیت‌های پیرعباد معمولاً دارای خطواره و برگواره هستند (شکل ۲ C و D) که بیانگر عملکرد یک فاز دگرشکلی شدید بر منطقه می‌باشد.

بافت عمده آمفیبولیت‌ها گرانولار و ناهم بعد دانه است. در اثر کشیدگی کانی‌ها در آن نوعی جهت‌یافتگی ترجیحی به وجود آمده است. ریزساختارهای میلونیتی (ماهی آمفیبول، خمیدگی بلور آمفیبول، ماکل دگرشکلی پلاژیوکلاز و خاموشی موجی کوارتز) به وفور در این سنگ‌ها مشاهده می‌گردد که سوی برش راست‌بر را نشان

می‌دهند (کولیوند و همکاران، ۱۳۹۲، شکل ۲ H). کانی‌شناسی آمفیبولیت‌های توده‌ای، فولیاسیون دار و تحول یافته ساده می‌باشد به طوری که بخش اعظم این سنگ‌ها از درشت بلورهای آمفیبول، کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده است، هرچند که زوئیزیت، روتیل، تیتانیت و کانی‌های اپاک نیز کم و بیش در این سنگ‌ها حضور دارند. در آمفیبولیت‌هایی که در اثر سیر قهقرایی و تاثیر دگرشکلی دچار تحول گردیده‌اند و تا حدودی به شیست سبز تبدیل شده‌اند، کانی‌هایی نظیر اپیدوت، اکتینوت، کلینوزوئیزیت، تیتانیت، بیوتیت، کلریت، هماتیت و آلپیت حضور گسترده‌تر و قابل توجه‌تری دارند. در مراحل پیشرفته‌تر قهقرایی، آمفیبول علاوه بر اکتینوت به کلریت نیز تبدیل شده است.

آمفیبول: آمفیبول‌ها با پلئوکروئیسم سبز روشن تا سبز تیره از نظر اندازه درشت‌دانه تا ریزدانه بوده و از لحاظ فرم بی‌شکل تا شکل‌دار می‌باشند. آمفیبول‌ها در مقاطع عرضی دارای دو دسته رخ متقاطع واضح و در مقاطع طولی یک دسته رخ دارند و گاهی منطقه‌بندی نشان می‌دهند (شکل ۲ E و F). در اثر تجزیه به کلریت، بیوتیت، اپیدوت و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند.



شکل ۱: (A) موقعیت منطقه مورد مطالعه روی نقشه ایران، (B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه ازنا با تغییرات از محجل (۲۰۰۳).

SiO₂ پایین (۴۶/۵۰-۵۰/۴۵ Wt%)، Al₂O₃ متوسط (۱۳/۸۸-۱۵/۴۴ Wt%)، CaO بالا (۵۶-۳۶ Wt%) متوسط (۸/۱۲-۱۲/۴۷ Wt%)، MgO متوسط (۶/۸-۱۰/۲۳-۱۳/۳۱ Wt%)، TiO₂ بالا (۱/۹۳-۱/۰۶ Wt%)، عدد منیزیمی (۴۳/۱۹-۵۶/۰۷)، (Mg# = ۵۶/۰۷)، Sr (۳۶۸-۲۳۶ ppm) و Pb (۴۹/۹-۲۶/۵ ppm) میزان بالای LOI (۱/۰-۲/۰ Wt%) را می‌توان به حضور کانی‌های آبدار نظیر آمفیبول، اپیدوت و کلریت مربوط دانست که طی فرآیندهای دگرگونی ناحیه‌ای در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. آمفیبولیت‌ها می‌توانند حاصل دگرگونی یک منشا سنگ‌های آذرین و یا یک منشا سنگ‌های رسوبی نظیر شیل‌های آهکی یا دولومیتی ایجاد شده باشند (لیک، ۱۹۶۴). معیارهای ژئوشیمیایی همگی نشان‌دهنده یک منشاء آذرین برای این آمفیبولیت‌ها (ارتو آمفیبولیت‌ها) است، به طوری که: پارامترهای نیگلی (al-alk) در برابر c (شکل ۳ A)، مقادیر بالای Cr/Th (>۱۰۰)، مقادیر پایین Ni و Zr/Ti (≤۰/۱۵)، بودن میزان کروم و کبالت همگی نشان‌دهنده منشأ آذرین به عنوان پروتولیت این سنگ‌ها است (جدول ۱). (کوکاک، ۱۹۹۳؛ کوکاک، ۲۰۰۲؛ لیک، ۱۹۶۴؛ رولینسون، ۱۹۶۶؛ تایلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵؛ کنراد و ایلوت، ۱۹۸۵) (شکل‌های ۳ B و C). با توجه به مقدار سیلیس، سنگ‌های منطقه پیرعباد در محدوده آذرین بازیک قرار می‌گیرند. به طوری که در نمودار TAS (لمایتر، ۱۹۸۹) و براساس طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰) ارائه شده است، نمونه‌های آمفیبولیت پیرعباد در محدوده بازالت ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۳ D و E). با توجه به نمودار Al₂O₃ برحسب TiO₂ (پیرس، ۱۹۸۲؛ ژولیان و

تجزیه به کلریت در ابتدا بیش‌تر در امتداد کلیواژهای آمفیبول صورت گرفته و سپس به تدریج کاملاً جایگزین آمفیبول می‌گردد، این جایگزینی همراه با آزاد شدن میزان قابل توجهی از تیتان و تشکیل تیتانیت نمایان می‌گردد (شکل ۲ G).

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی روشن آمفیبولیت‌هاست که با ماکل‌های پلی‌سنتتیک قابل تشخیص‌اند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز ماکل‌های دگرشکلی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز آلبیت نیز در یک حالت نفوform یا نوظهور در این سنگ‌ها حضور یافته است.

روتیل: روتیل نیز در این سنگ‌ها به صورت بلورهای ریز قابل تشخیص است که معمولاً توسط تیتانیت احاطه شده است (شکل ۲ I).

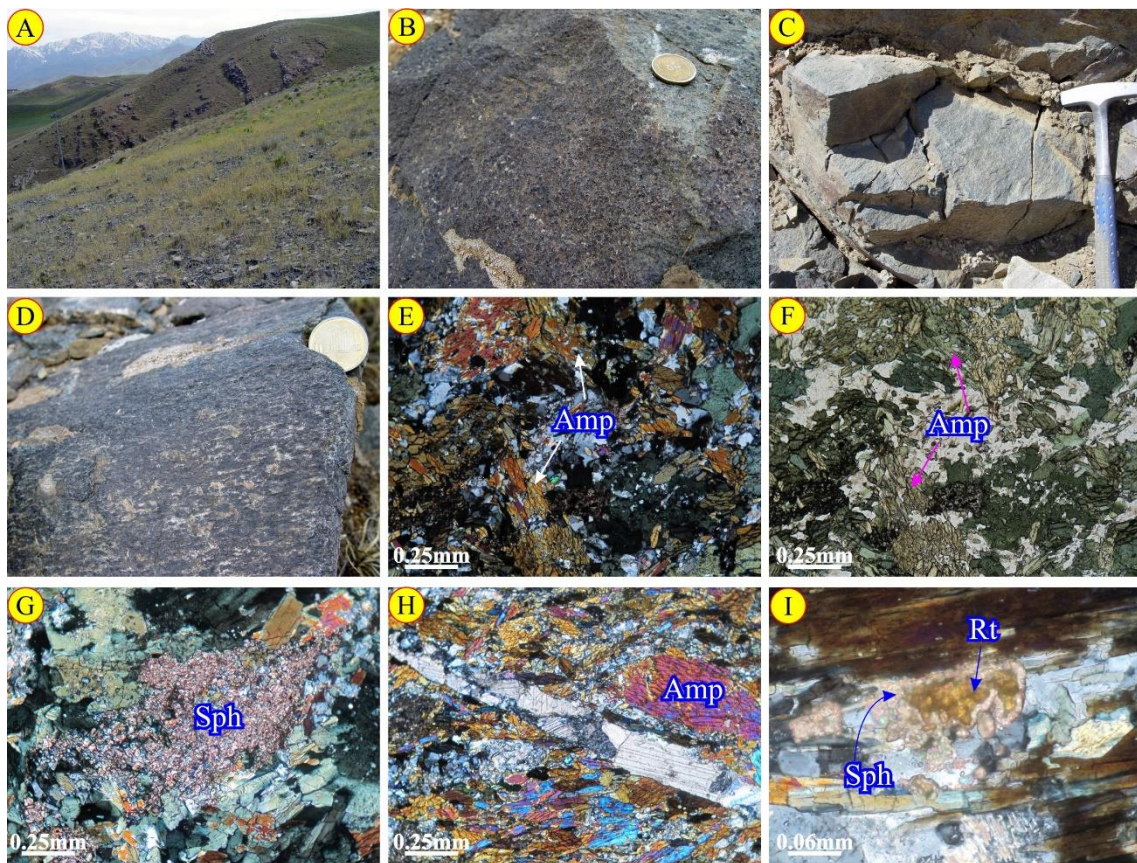
کوارتز: این کانی اغلب به صورت ریزبلور، بی‌شکل، دارای خاموشی موجی و گاهی به صورت عدسی در فضای بین سایر بلورها قرار می‌گیرد.

بیوتیت: بیوتیت‌ها با پلئوکروئیسم سبز قهوه‌ای-قهوه‌ای روشن و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. بیوتیت نیز بر روی آمفیبول نقش بسته است و کشیدگی آنها در جهت کشیدگی آمفیبول‌ها است. ظاهراً میزان دگرشکلی سنگ هر قدر شدیدتر باشد، حضور بیوتیت فراوان‌تر است. به نظر می‌رسد بیوتیت‌ها حاصل دگرسانی آمفیبول‌ها می‌باشند که در واقع نشان‌دهنده نوعی رشد میرمکیت است.

بلورهای فلدسپات پتاسیک در برخی از آمفیبولیت‌های مورد مطالعه به میزان جزئی حضور دارد. آپاتیت به میزان کمی به صورت دانه‌های مدور و معمولاً کشیده دیده می‌شود.

ژئوشیمی: نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل (عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی) شش نمونه آمفیبولیت با حداقل آلتراسیون در جدول ۱ ارائه شده است. براساس جدول ۱ این آمفیبولیت‌ها دارای ویژگی‌های زیر هستند:

مکریت، ۱۹۹۳) ترکیبات آمفیبولیت‌ها سازگار با مایعات بازالتی است (شکل ۳ F).



شکل ۲: A) تصویری از رخنمون سنگ‌های منطقه پیرعباد، در جلوی تصویر خرده واریزه‌ها و رخنمون‌های کوچک آمفیبولیت دیده می‌شود و در زمینه عکس رشته کوه‌های اشتران کوه که پوشیده از برف است مشاهده می‌شود (دید عکس به سمت جنوب غرب). B) تصویری از آمفیبولیت‌های پیرعباد با بافت پوست پلنگی و نسبتاً درشت بلور. تصویری از رخنمون آمفیبولیت‌های پیرعباد که دارای فولیاسیون و لیناسیون واضح می‌باشد به‌ویژه خطواره کششی C با. D) تصویری از خطواره کششی در آمفیبولیت‌های پیرعباد. E) تصویر میکروسکوپی از بلورهای آمفیبول در متنی از کوارتز، XPL، پهنای میدان دید 1.8mm. F) تصویر میکروسکوپی بلورهای آمفیبول در مقطع عرضی با رخ‌های متقاطع، PPL، پهنای میدان دید 1.8mm. G) تشکیل تیتانیت اطراف بلورهای آمفیبول، XPL، پهنای میدان دید 1.8mm. H) نمایش بلور آمفیبول به صورت ماهی آمفیبول XPL، پهنای میدان دید 1.8mm. I) تصویر بلورهای احاطه شده روتیل توسط تیتانیت، XPL، پهنای میدان دید 0.45mm.

آمفیبولیت‌های پیرعباد در محدوده بازالت واقع شده‌اند (شکل ۴ A). براساس نمودار آلکالی-سیلیس (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) و نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) آمفیبولیت پیرعباد

در نمودار Nb/Y-Zr/Ti (پیرس، ۱۹۹۶)، مقادیر Zr/Ti (که به‌عنوان یک ضریب یا اندیس تفریق به کار می‌رود) در مقابل مقادیر Nb/Y (که معرف و متمایز کننده آلکالینیت یا قلیائیت است)،

مادر این آمفیبولیت‌ها از نوع ماگماهای سری تولییتی و MORB می‌باشد (هاپسون و همکاران، ۲۰۰۸).

ماهیت ساب‌آلکان از نوع تولییتی دارند (شکل‌های ۴ B و C و D). هم‌چنین بالا بودن نسبت (۴/۸۶) Y/Nb مؤید ساب‌آلکان بودن نمونه‌هاست. درصد نسبتاً بالای TiO₂ نشان‌دهنده این است که سنگ

جدول ۱: جدول داده‌های آنالیز ICP-MS و ICP-OES عناصر اصلی برحسب درصد وزنی، عناصر فرعی، عناصر کمیاب و REE ها برحسب ppm در آمفیبولیت‌های پیرعباد.

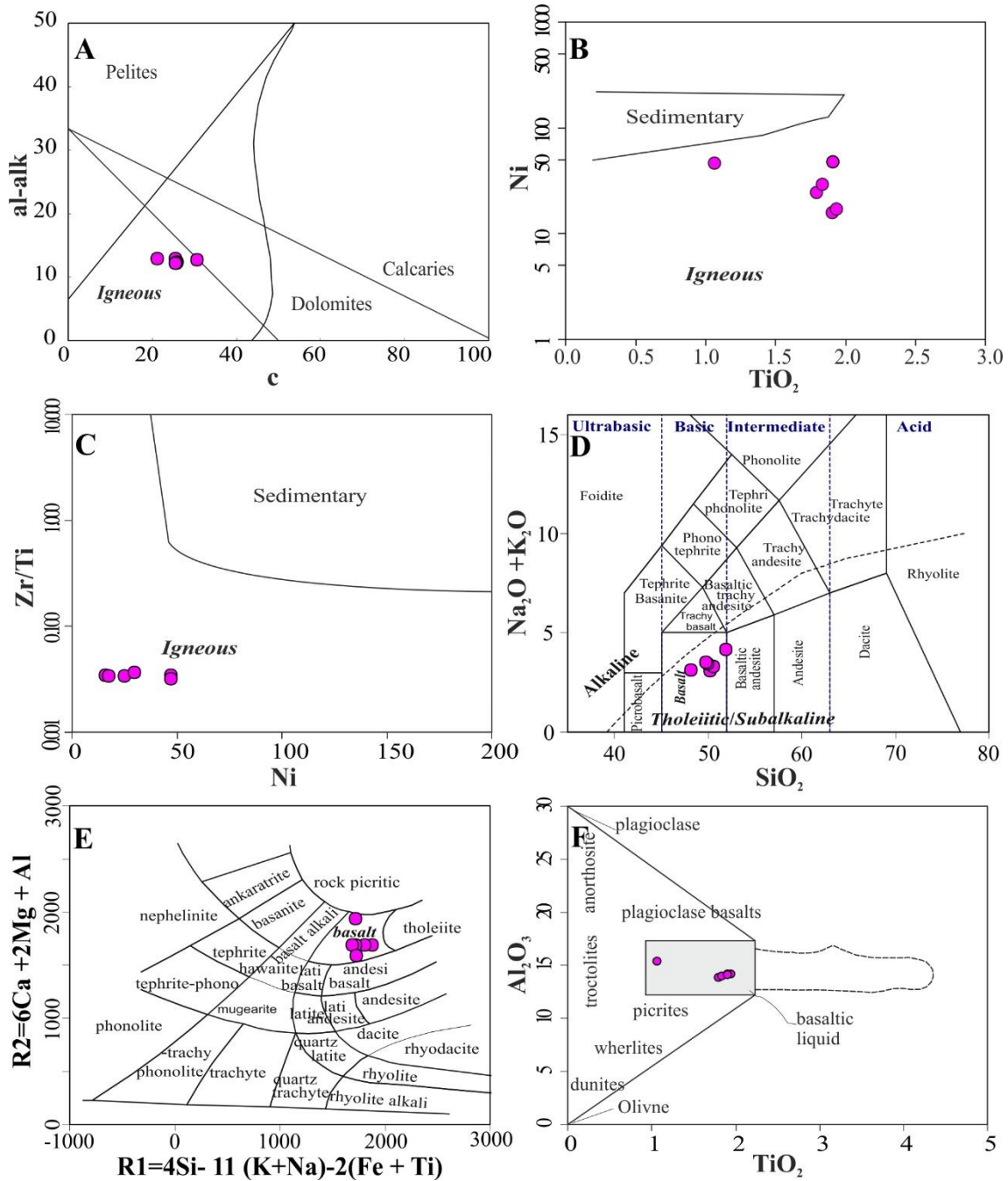
Element	KL2-11	KL2-14	KL2-6	KL2-8	KL2-18	N8-3
SiO ₂ (wt%)	46.60	48.81	49.38	48.77	48.65	50.45
Al ₂ O ₃	14.22	13.88	.0014	14.19	14.31	15.44
Fe ₂ O ₃ *	12.36	13.31	13.01	13.35	13.27	10.23
MgO	6.56	7.04	6.82	6.69	6.70	8.36
CaO	12.47	9.99	10.08	10.06	10.04	8.12
Na ₂ O	2.58	2.40	2.92	2.99	3.05	3.32
K ₂ O	0.46	0.61	0.31	0.37	0.40	0.73
TiO ₂	1.93	1.79	1.83	1.90	1.90	1.06
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.17	0.23	0.2	0.14
MnO	0.33	0.19	0.2	0.18	0.19	0.16
LOI	2.0	1.5	1.0	1.0	1.0	1.8
Total	99.71	99.72	99.72	99.73	99.71	99.81
Ni (ppm)	17.2	25.0	29.6	15.9	47.1	47.1
Zn	107	84	80	101	153	153
Cr	239.5	280.5	232.6	266.8	260.0	273.7
Mo	0.3	0.6	0.7	0.4	0.7	0.7
Cu	17.2	67.4	70.9	33.7	31.4	31.4
Pb	37.4	37.8	30.8	49.9	26.5	26.5
As	3.8	4.1	1.5	2.1	3.0	3.0
Ba	60	85	44	65	135.6	65
Sc	45	45	45	45	34	44
Co	36.5	42.4	44.5	38.8	35	40.2
Cs	<0.1	0.2	0.1	0.4	0.6	40.2
Ga	18.5	17.8	19.0	16.7	15.7	17.9
Hf	3.7	3.9	3.8	3.7	2.3	17.9
Nb	7.7	7.0	7.7	7.7	4.2	7.6
Rb	26.0	25.2	6.4	12.2	27.1	12.9
Sr	212.0	167.4	172.2	154.0	167.8	166.0
Ta	0.4	0.4	0.2	0.5	0.6	0.6
Th	1.1	1.2	1.4	1.1	1.2	1.4
U	0.8	0.5	0.8	0.4	0.6	0.5
V	368	360	350	346	236	341

W	0.6	0.6	<0.5	0.7	2.2	0.8
Zr	135.8	124.5	149.8	138.5	64.6	136.5
Y	37.4	31.6	33.7	35.6	20.1	36.5
La	13.3	10.6	12.8	12.3	8.1	13.8
Ce	27.8	25.7	26.9	28.0	18.6	28.8
Pr	4.03	3.48	3.60	3.86	2.54	4.00
Nd	19.0	15.0	16.6	15.5	11.8	18.8
Sm	4.75	4.46	4.77	4.42	2.90	4.99
Eu	1.59	1.53	1.47	1.71	1.13	1.72
Gd	6.37	5.58	5.60	6.12	3.55	6.07
Tb	1.11	0.99	1.05	1.04	0.64	1.07
Dy	6.44	6.19	6.83	6.72	3.80	6.28
Ho	1.48	1.25	1.34	1.39	0.79	1.45
Er	3.99	3.68	3.92	3.76	2.18	4.01
Tm	0.57	0.52	0.51	0.55	0.32	0.55
Yb	3.08	3.26	3.57	3.64	2.10	3.64
Lu	0.54	0.48	0.54	0.54	0.35	0.57
Cr/Th	217.7	233.8	166.2	242.6	216.7	195.5
Th/La	0.08	0.11	0.11	0.09	0.15	0.10
Zr/Ti	0.011	0.010	0.012	0.011	0.005	0.019
Fe₂O₃* = Fe₂O₃total is given as Fe₂O₃ LOI = lost on ignition						

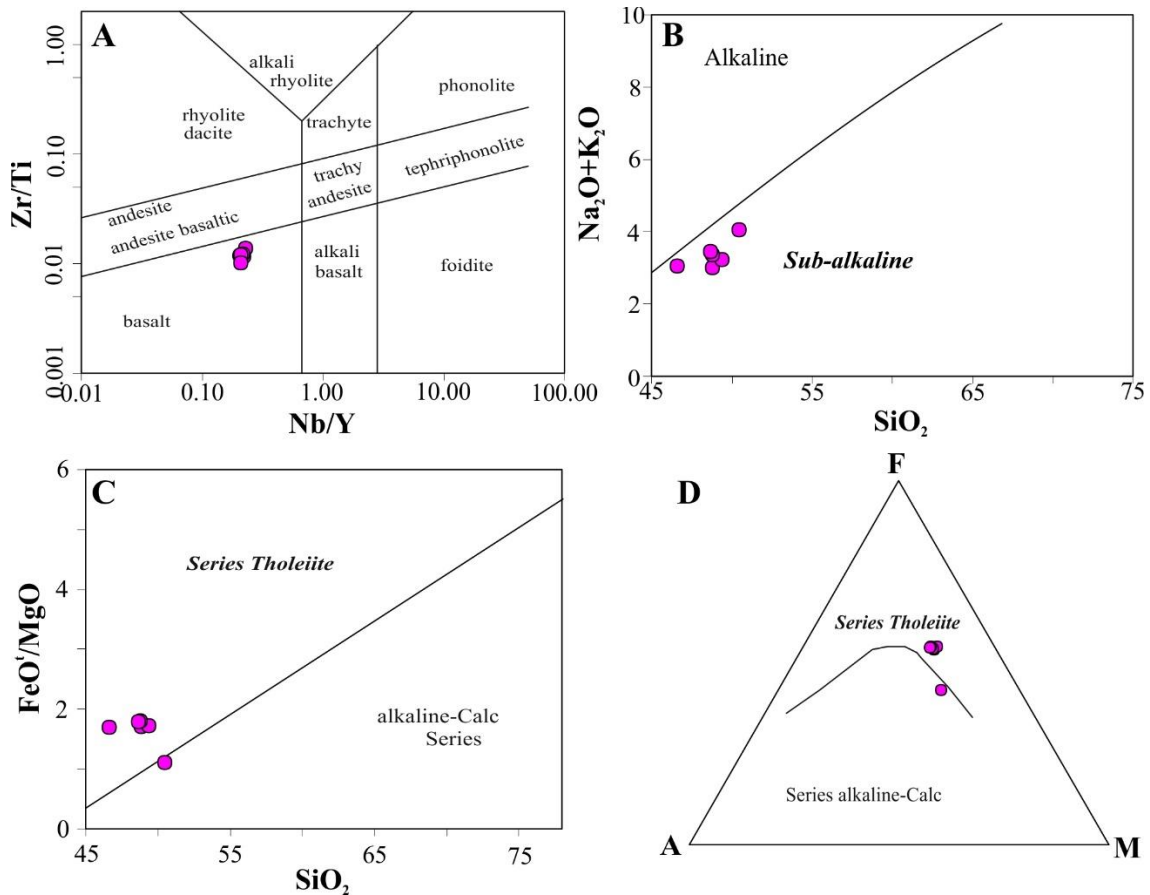
همکاران ۱۹۹۴؛ تامپسون، ۱۹۸۴). نمودار عناصر کمیاب به هنجار شده به مانتوی اولیه (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹) و مورب (پیرس، ۱۹۸۳) تقریباً یکنواخت می‌باشد. عناصر لیتوفیل بزرگ یون نسبت به REEها و HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (اشکال ۵ B و C). غنی‌شدگی از LILEها، آنومالی منفی Nb و Ti و عناصر HFSE مشابه با خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های تشکیل شده در حاشیه صفحات همگرا (پیرس، ۱۹۸۲؛ هاکسورت و همکاران، ۱۹۹۳؛ ساندرس و همکاران، ۱۹۹۱) برای آمفیبولیت‌های مورد مطالعه می‌باشند. تغییرات بسیار زیاد باریم و استرانسیم نسبت به سایر LILEها می‌تواند به واسطه تحرک بالای این عناصر طی دگرگونی باشد. از طرف دیگر Zr و Y و Yb نسبت به سایر HREE و HFSE آنومالی منفی

الگوی REE نرمال شده به کندریت غنی‌شدگی اندک LREE را نسبت به HREE (میزان CeN/YbN از ۲/۱۹ تا ۲/۹۱ و میزان LaN/YbN از ۱/۹۵ تا ۲/۳۳) نشان می‌دهد (شکل ۵ A) که بیانگر ماگمای نوع E-MORB و بیانگر ذوب بخشی پایین و یا حضور احتمالی گارنت در منشأ می‌باشد (ویلسون، ۱۹۸۰؛ چو و همکاران، ۲۰۰۷). هم‌چنین آنومالی نامشخصی (آنومالی ضعیف مثبت و منفی) از Eu (Eu*/Eu* از ۰/۸۸ تا ۱/۰۸) نیز مشاهده می‌گردد. الگوی HREEها مسطح و صاف است (GdN/LuN از ۱/۲۶ تا ۱/۴۷) (شکل ۵ A). الگوی فرورفته REE نرمال شده به کندریت نشان‌دهنده نقش مشخص تفریق آمفیبول و پیروکسن در ایجاد این آمفیبولیت‌ها می‌باشد (تمیزل و ارسلان، ۲۰۰۹)، زیرا هورنبلند توسط غنی‌شدگی REEها و بالأخص MREE مشخص می‌شود (تیرلوال و

نشان می‌دهند که نشانه ابقاء این عناصر در زیرکن، روتیل، آپاتیت و تیتانیت است.



شکل ۳: (A) تصویر مقادیر نیگلی $al-alk$ در برابر c برای آمفیبولیت‌های پیرعباد که تمامی نمونه‌ها در محدوده آذرین قرار می‌گیرند. (B) موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای Ni در مقابل TiO_2 . (C) Zr/Ti در مقابل Ni که همگی در محدوده آذرین قرار می‌گیرند (کوکاک و همکاران، ۲۰۰۷). (D) موقعیت آمفیبولیت‌های پیرعباد بر روی نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (لمایتر، ۱۹۸۹)، تمام نمونه‌ها در قلمرو بازالت قرار می‌گیرند. (E) نمودار Al_2O_3 بر حسب TiO_2 که ترکیبات آمفیبولیت‌ها سازگار با مایعات بازالتی است.



شکل ۴: A) نمودار تقسیم‌بندی آمفیبولیت‌های پیرعباد براساس Zr/Ti در مقابل Nb/Y (پیرس، ۱۹۹۶). B) نمودار آلکالی در مقابل SiO₂ برای آمفیبولیت‌های پیرعباد، همه نمونه‌ها ماهیت ساب آلکالن دارند (ایروین و بارگار، ۱۹۷۱). C) نمودار FeO*/MgO در برابر SiO₂ (میاشیرو، ۱۹۷۵) برای آمفیبولیت‌های پیرعباد D) موقعیت آمفیبولیت‌های پیرعباد بر روی نمودار AFM.

بحث

فرورانش) در برابر Nb/Yb (معرف باروری گوشته) نمونه‌ها موقعیت BABB را نشان می‌دهند (شکل ۶ A). در نمودار La/Nb در برابر Th/Nb (تامسون و همکاران، ۱۹۸۴)، نمونه‌های آمفیبولیت پیرعباد ویژگی محیط تکتونیکی کمان را نشان می‌دهند (شکل ۶ B). میزان پایین Ta نسبت به Th، همراه با آنومالی منفی Nb بیانگر اختلاط بین منشاهای MORB و IAT همانند بازالت‌های حوضه پشت کمان (BABB) می‌باشد که توسط نمودار Y در برابر La/Nb تأیید می‌شود (شکل ۶ C). نسبت

براساس داده‌های ژئوشیمیایی، آمفیبولیت پیرعباد دارای سنگ مادر آذرین از نوع بازالت تولییتی می‌باشد. با توجه به این که عناصر Zr، Th، Y، Sc، Ta، Nb، Ti، Hf و P طی دگرسانی و دگرگونی غیر متحرک هستند لذا با بهره‌گیری از آنها می‌توان منشاء ماگما و محیط تکتونیکی آمفیبولیت‌های پیرعباد را توسط میزان بالای ورودی‌های فرورانش مثل Ba، Th، Sr و مشخص نمود (سینتون و فریر، ۱۹۸۷؛ سینتون و همکاران، ۲۰۰۳؛ پیرس و استرن، ۲۰۰۶). در نمودار Ba/Yb (معرف ورودی

می‌کنند. توریم از رسوبات اسلب حاصل می‌گردد و میزان آن با افزایش ذوب‌شدگی اسلب و دهیدراسیون در زون فرورانش زیاد می‌شود (پیرس، ۲۰۰۸؛ عزیزی و همکاران، ۲۰۱۱)، بنابراین نسبت Nb/Th به اثر متشکله فرورانش اشاره دارد (هادی و همکاران، ۲۰۱۳). در مقایسه با الگوی بازالت جزایر قوسی، سنگ‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی بیش‌تر از عناصر ناسازگار و آنومالی ضعیف‌تری از Nb و Ti نشان می‌دهند که می‌تواند دال بر وجود یک کمان نابالغ باشد (فرهات و همکاران، ۲۰۰۴) و اینکه حوضه پشت کمان به قدر کافی باز نشده تا تشکیل پوسته اقیانوسی را بدهد. الگوهای REE موقعیت حدواسط بین تولیت جزایر قوسی و بازالت‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهند، بنابراین ماگما می‌تواند از اختلاط بین متشکله گوشته‌ای تهی شده و یک متشکله پوسته‌ای حاصل شده باشد. هم‌چنین وجود آنومالی منفی Nb، میزان بالای Th/La و غنی‌شدگی از LREE در نمودارهای به‌هنجارشده به مانتوی اولیه و مورب (اشکال ۵ A و C). منشأ مانتوی اولیه یا آستونوسفریک به همراه آلودگی پوسته‌ای را برای آمفیبولیت‌های پیرعباد پیشنهاد می‌کند. برای تعیین ترکیب مانتوی منشأ و درجه ذوب بخشی، از نمودار TiO_2/Yb در مقابل Nb/Yb (شکل ۷ A) استفاده می‌شود. این آمفیبولیت‌ها دارای میزان TiO_2/Yb و Nb/Yb متوسط هستند که شاخص BABB است به‌طوری که اکثر نمونه‌ها در محدوده E-MORB قرار می‌گیرند. این محدوده حالت تدریجی از MORB و IAT است (ساندرس و همکاران، ۱۹۹۱). منشأ آستونوسفریک ماگمای پروتولیت آمفیبولیت پیرعباد از حدود تقریباً ۲۰ درصد ذوب بخشی اسپینل لرزولیت گوشته حاصل شده است (شکل ۷ B). متشکله پوسته‌ای ناشی از غنی‌شدگی طی

La/Nb کم‌تر از ۵ از ویژگی‌های BABB می‌باشد (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱). هم‌چنین در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (پیرس و پیت، ۱۹۹۵)، تمامی نمونه‌ها در ناحیه هم‌پوشانی بین بازالت‌های کمان قاره و اقیانوس قرار می‌گیرند که مشابه بازالت‌های پشت کمان قاره‌ای می‌باشند (شینجو و همکاران، ۱۹۹۰). بازالت‌های تشکیل شده در محیط‌های تکتونیکی مرتبط با فرورانش (مثل حواشی قاره‌ها، جزایر قوسی و حوضه‌های پشت کمان آگازین یا حوضه‌های درون کمان intra-arc) توسط غنی‌شدگی‌های متفاوت در LILE (Sr, K,) و یا LREE (Rb, Ba, Th) مشخص می‌شوند (Zr, Hf, Ti, Nb) (همکاران، ۲۰۰۴). در حالی که بازالت‌های درون صفحه‌ای به جزء عناصر سازگار با گارنت (مثل Yb, Y) دارای الگوهای خمیده و غنی شده نسبت به NMORB هستند (پیرس، ۱۹۸۲؛ فرهات و همکاران، ۲۰۰۴). سنگ‌های مورد بررسی غنی‌شدگی از LILE و آنومالی Nb نشان می‌دهند که از مشخصه تولیت‌های جزایر قوسی است. هم‌چنین غنی‌شدگی عناصر از Sr تا Ti از مشخصه‌های تولیت درون صفحه‌ای است. هر دو مشخصه با ویژگی بازالت‌های تحولی در مجاورت نواحی قاره‌ای طی مراحل اولیه گسترش پشت کمان و یاریفتینگ پشت کمان مطابقت دارد (فرهات و همکاران، ۲۰۰۴). غلظت عناصر باریم، استرانسیم و توریم (ورودی فرورانش) در موقعیت تکتونیکی MORB پایین است (فرهات و همکاران، ۲۰۰۴). آنومالی منفی Nb و آنومالی مثبت Th در نمودار به‌هنجار شده به NMORB از ویژگی‌های معمول سنگ‌هایی است که گوه مانتویی در بالای زون فرورانش است (ساندرس و همکاران، ۱۹۸۰). توریم و نیوبوم عناصر ناسازگاری هستند که با کسر مایع سنگ‌های به‌طور بخشی در حال ذوب شدن پیوند برقرار

نابالغ دارد و غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک نظیر Th، Ba و Rb بازتابی از تأثیر سیالات ناشی از صفحه فرورونده است. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی از جمله روند تولییتی، شکل‌گیری آمفیبولیت‌های پیرعباد را می‌توان به بازشدگی پشت کمان (BABB) نسبت داد. منشأ آستنوسفریک ماگمای پروتولیت آمفیبولیت پیرعباد از حدود تقریباً ۲۰ درصد ذوب بخشی اسپینل لرزولیت گوشته حاصل شده است.

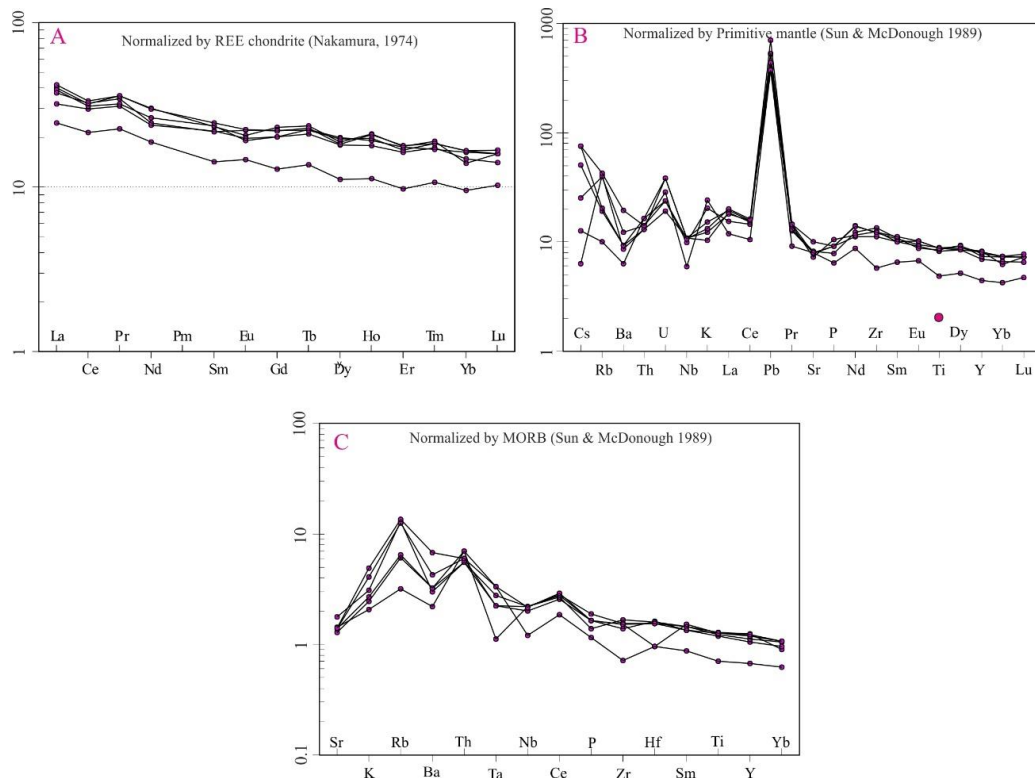
سپاسگزاری

از دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد به خاطر حمایت مالی از پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد سپاسگزاری می‌گردد.

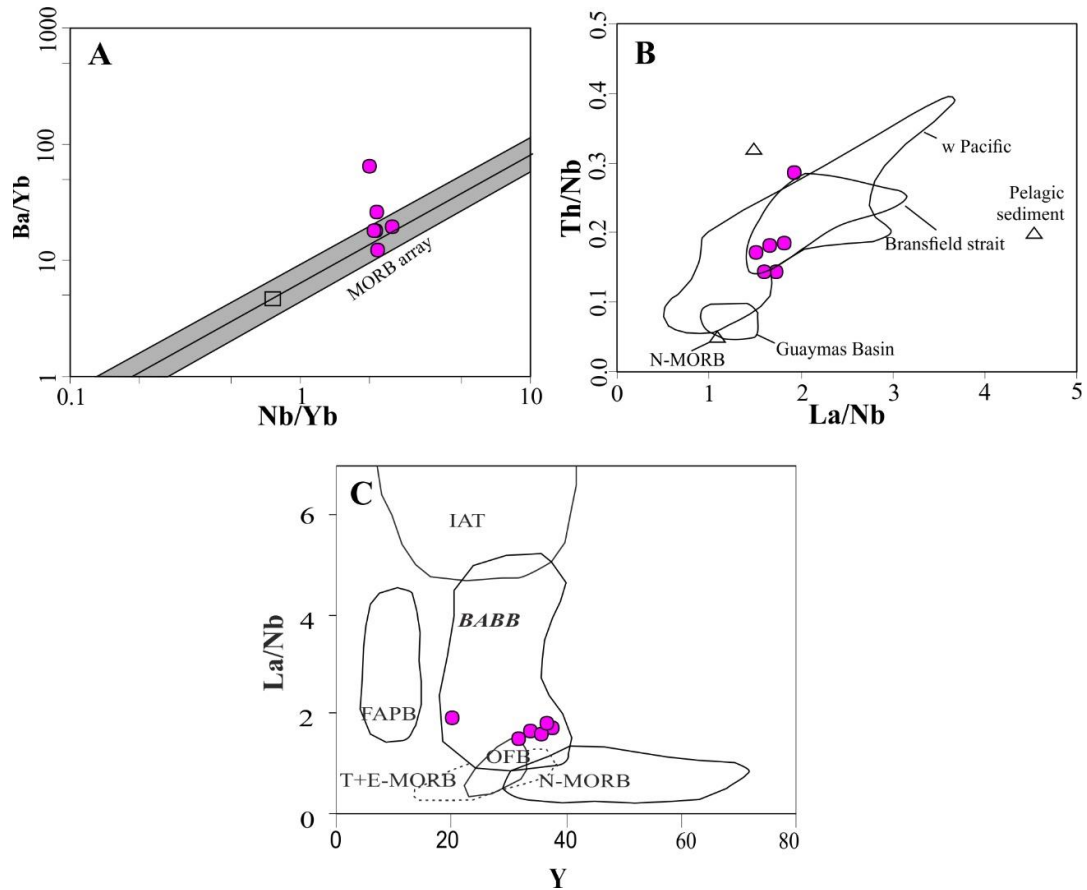
فرورانش و یا ناشی از آلودگی پوسته‌ای طی هضم و تفریق بلورین در حین بالا آمدن ماگما است.

نتیجه‌گیری

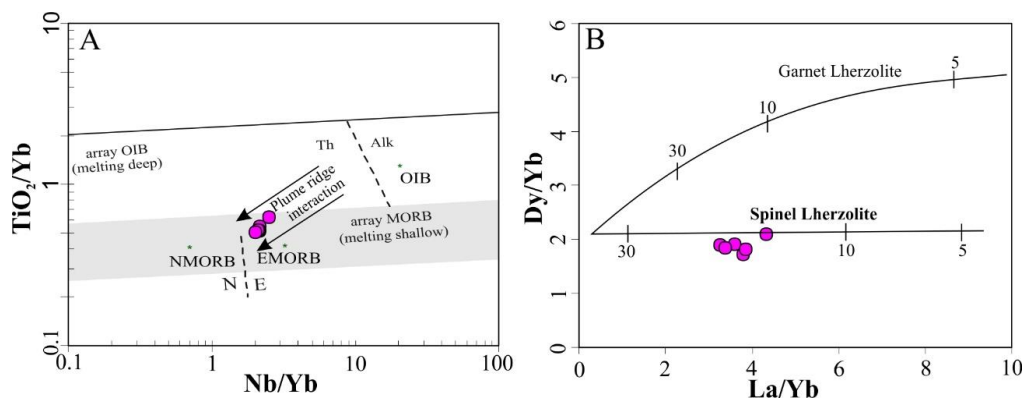
شواهد گوناگون صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی نشان می‌دهد که منطقه پیرعباد یک زون برشی شکل‌پذیر بوده که حوادث گوناگون ماگمایی، دگرگونی، تکتونیک و دگرشکلی را پشت سر گذاشته و در خود ثبت نموده است. بررسی شیمی سنگ کل، یک ترکیب بازالتی تا آندزیت بازالتی را برای این متابازیت‌ها نشان می‌دهد. بر مبنای داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی، ماهیت و سرشت سنگ‌های متابازیت پیرعباد، مورب غنی‌شده می‌باشد. بررسی تجزیه-های شیمیایی دلالت بر منطقه پشت کمان قاره‌ای



شکل ۵: (A) الگوی REE نرمالیز شده نسبت به کندریت برای آمفیبولیت‌های پیرعباد (ناکامورا، ۱۹۷۴)، (B) مقادیر نرمالیز شده عناصر کمیاب و REE آمفیبولیت‌های پیرعباد نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹)، (C) مقادیر نرمالیز شده عناصر کمیاب و REE آمفیبولیت‌های پیرعباد نسبت به MORB (پیرس، ۱۹۸۳).



شکل ۶: (A) موقعیت آمفیبولیت‌های پیرعباد روی نمودار Nb/Yb در برابر Ba/Yb که ماهیت بازالت‌های حوضه پشت کمان (BABB) را نشان می‌دهند، (B) موقعیت آمفیبولیت‌های پیرعباد در نمودار La/Nb در برابر Th/Nb مطابق با محیط تکتونیکی کمان (تامپسون و همکاران، ۱۹۸۴)، (C) موقعیت نمونه‌های آمفیبولیت پیرعباد در نمودار La/Nb در برابر Y (کوکاک و همکاران، ۲۰۰۷).



شکل ۷: (A) نمایش نمونه‌های آمفیبولیت پیرعباد بر روی نمودار TiO_2/Yb در مقابل Nb/Yb در محدوده E MORB، (B) نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb برای نمونه‌های آمفیبولیت پیرعباد. منشأ آستنوسفریک ماگمای پروتولیت آمفیبولیت پیرعباد از حدود تقریباً ۲۰ درصد ذوب بخشی اسپینل لرزولیت گوشته حاصل شده است.

منابع

- کولیوند، س.، شبانیان، ن. و داودیان، ا.، ۱۳۹۲. ماهی آمفیبول در متابازیت‌های پیرعباد، شمال شرق ازنا، سومین همایش زمین‌شناسی فلات قاره، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرنند.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and information, *Tectonophysics*, v. 229, p. 211-238.
- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Journal of Geodynamics*, v.45, p. 178-190.
- Azizi, H., Asahara, Y., Mehrabi, B. and Lin Chung, S., 2011. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from Suffi Abad area, Sanandaj-Sirjan, NW Iran, *Chemie der Erde – Geochemistry*, v. 71, p. 363-376.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210-265.
- Berthier, F., Ballaut, J.P., Halbronn, B. and Maurizot, P., 1974. Étude stratigraphique, pétrologique et structural de la région de Khorramabad (Zagros Iran), Thèse, 3^{ème} cycle, Université Médicale de Grenoble, France, 281 p.
- Choe, W.H., Lee, J.I., Lee, M.J., Hur, S.D. and Jin, Y.K., 2007. Mantle heterogeneity beneath the Antarctic-Phoenix ridge off Antarctic Peninsula, *Journal of the Petrological Society of Korea*, v.14, p. 73-81 (in Korean with English abstract).
- Coonrad, W.L. and Elliott, R., 1984. The United States Geological Survey in Alaska, *Accomplishments During 1981*, US Geological Survey, v. 844-847, p.135.
- شاگری، ا.، ۱۳۸۶. آنالیز ساختاری ناحیه دگرگونی غرب ازنا، با تاکید بر مطالعات ریزساختاری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه شهید بهشتی.
- Davoudian, A., Genser, J., Neubauer, F. and Shabanian, N., 2016. ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny, *Gondwana Research*, v. 37, p. 216-240.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande claude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses, its relationship's and current nomenclature, *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210.
- Floyd, P.A., Kelling, G., Gokcen, S.L. and Gokcen, N., 1991. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misisophiolitic mélange, south Turkey, *Chemical Geology*, v. 89, p. 293-380.
- Hadi, A., Kameran, D. and Ismael, S., 2013. Characteristics of the amphibolite rocks of Penjween area, Kurdistan Region, northeast Iraq, Genetic implication and association with Penjween Ophiolite Complexes, *Journal of Environment and Earth Science*, v. 3, p. 22-44.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M. and McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v.21, p. 175-204.
- Hopson, C.A., Wright, J.E. and Shervais, J.W., 2008. Ophiolites, arcs, and batholiths, a tribute to Cliff Hopson, *Geological Society of America*, p. 418-510.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to Chemical Classification of

- Common Volcanic Rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-547.
- Jamshidi Badr, M.J., Collins, A.S. and Masoudi, F., 2013. The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran, Turkish Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1-31.
- Juliani, C. and McReath, I., 1993. Petroquímica de metabasitos, Metodologia para identificação de magmáticas epos- magmáticas, Geologia Ciencia e Técnica- Centro Paulista de Estudos Geológicos, v.10, p. 31-39.
- Kocak, K., 1993. The petrology and geochemistry of the Ortakoy area, Central Turkey, Ph.D. Thesis, Glasgow University, 280 p.
- Kocak, K., 2002. Mineralogical and petrographical characteristics of the Ortakoy amphibolites and tremolite-bearing gneisses, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, v. 8, p. 239-245 (in Turkish).
- Kocak, K., Kurt, H., Veysel, Z. and Ferré, E.C., 2007. Characteristic of the amphibolites from nigde metamorphic (Central Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry, Geochemical Journal, v. 41, p. 241-257.
- Leak, B.E., 1964. The Chemical discrimination between ortho and para Amphibolites, Journal of Petrology, v. 5, p. 238-254.
- Le Maitre, R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell Scientific Publication, Oxford, 193 p.
- Miyashiro, A., 1975. Classification, Characteristics and Origin of Ophiolites, Journal of Geology, v. 83, p. 249-281.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral Transpression in Late Cretaceous Continental Collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran, Journal of Structural Geology, v. 22, p. 1125-1139.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 38, p. 757-775.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of Lavas from destructive plate boundaries, In: Thrope, R. S. (ED): Orogenic andesites and related rocks, Chichester, England: John Wiley and Sons, p. 528-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J. and Nurry, M.L., (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich, p. 230-249.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, Lithos, v.100, p. 14-48.
- Ricou, L.E., Braud, J. and Brunn, J.A., 1976. Le Zagros, Mémoire société géologique de France, Hors-Série, v. 8, p. 33-52.
- Rollinson, H., 1996. Using geochemical data, evaluation, presentation and interpretation, Longman Ltd., Essex, England, 352 p.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. and Tarney, J., 1991. Fluid influence on the trace element compositions of the subduction zone magmas, Royal Society of London Philosophical Transactions, v. 335, p. 377-392.
- Sahandi, M.R., Radfar, J., Hoseinidoust, J. and Mohajjel, M., 2006. Explanatory Text of the Shazand Quadrangle Map, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Shabanian, N., Khalili, M., Davoudian, A. and Mohajjel, M., 2009. Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran, Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, v. 185, p. 2-16.

- Sinton, J.M. and Fryer, P., 1987. Mariana trough lavas from 18°N, implications for the origin of back arc basin basalts, *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 12782-12802.
- Sinton, J.M., Ford, L.L., Chappell, B. and McCulloch, M.T., 2003. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus back-arc basin, Papua New Guinea, *Journal of Petrology*, v.44, p. 159-195.
- Stöckline, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review, *Bulletin - American Association of Petroleum Geologists*, v., 52, p. 1229-1258.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.): *Magmatism in ocean basins*, Geological society of London, Special Publication, p. 313-345.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust, its composition and evolution*, Blackwell Oxford, England, 312 p.
- Temizel, I. and Arslan, M., 2009. Mineral chemistry and petrochemistry of post-collisional Tertiary mafic to felsic cogenetic volcanics in the Ulubey (Ordu) Area, Eastern Pontides, NE Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 29-53.
- Thiele, O., 1996. Zum alter der metamorphose in central Iran, *Mitteilungen Der Oesterrei Chischen Geographischen Gesellschaft, Wien*, v. 58, p. 87-101.
- Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P. and Arculus, R.J., 1994. High field strength element anomalies in arc lavas, source or process? *Journal of Petrology*, v. 35, p. 819-838.
- Thompson, R.N., 1984. Dispatches from the basalt front, 1. Experiments, *The Proceedings of the Geologists' Association*, v. 95, p. 249-262.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis-A global tectonic approach*, Unwin Hyman London, England, 456 p.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. *Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements*, *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.