



سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه‌ی شوشک (شرق سربیشه)، خراسان جنوبی

سید سعید محمدی^{*}، ریحانه بیانی^۱، ملیحه نخعی^۲، سون لین چانگ^۳، محمدحسین زرین کوب^۴

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۲- گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی بیرجند

۳- انستیتو علوم زمین، آکادمیا سینیکا، تایپه، تایوان

۴- دپارتمان علوم زمین، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان

(دریافت مقاله: ۹۵/۳/۳، نسخه نهایی: ۹۵/۶/۴)

چکیده: در شرق سربیشه‌ی استان خراسان جنوبی مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی وابسته به ترشیری با ترکیب آندزیت، تراکی-داسیت و ریولیت به همراه سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند. کانی‌های سازنده‌ی آندزیت‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، و در سنگ‌های اسیدی شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، سانیدین، آمفیبول و بیوتیت هستند. براساس نتایج تجزیه‌ی ریزکاوش الکترونی، گستره‌ی ترکیبی پلاژیوکلازها در آندزیت بین $Ab_{62/7}$ ، $An_{30/2}$ تا $Ab_{62/9}$ ، $An_{35/5}$ تغییر کرده و از نوع آندزین تا لابرادوریت هستند. پیروکسن‌ها از نوع انستاتیت و دارای طیف ترکیبی $En_{50/6-57/8}$ ، $Fs_{39/8-47}$ هستند. دماسنجی ارتوپروکسن‌ها، گستره‌ی دمایی ۱۰۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را با فشار ۱ تا ۱۰ کیلوبار نشان می‌دهد. سنگ‌های مورد بررسی دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا و شوشونیتی هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نظیر غنی‌شدگی LILE، تهی‌شدگی HFSE و نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ بیانگر وابستگی این سنگ‌ها به مناطق فرورانش و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. مقادیر نسبتاً پایین $(La/Yb)_N$ (۱۱/۶ تا ۷/۱۷) و Dy/Yb (کمتر از ۲) در گدازه‌های شوشک، نشان دهنده‌ی رخداد ذوب بخشی گوشته در منطقه انتقالی اسپینل-گارنت لرزولیت است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت؛ شیمی کانی‌ها؛ دماسنجی؛ آهکی قلیایی؛ حاشیه فعال قاره‌ای؛ سربیشه.

مقدمه

با ضخامت بیش از ۲۰۰۰ متر پوشانده و در اثر فرورانش، پیش از برخورد صفحات عربی و آسیا تشکیل شده است [۳، ۱]. منطقه‌ی جوش خورده‌ی سیستان به عنوان بقایایی از یک سنگ کوه‌ی اقیانوسی است که بین بلوک افغان و پهنه لوت وجود داشته است. این باریکه‌ی اقیانوسی به عنوان یکی از سرشاخه‌های نئوتتیس مطرح بوده که در ۸۶ میلیون سال قبل در اثر رژیم زمین‌ساختی فشارشی شروع به بسته شدن کرده و از ۵۶ میلیون سال قبل این رژیم زمین‌ساختی فشارشی به رژیم کششی تغییر یافته است که سرانجام منجر به ولکانیسم عظیم در شرق ایران شده است [۷، ۵]. ماگماتیسم شرق ایران بیشتر

منطقه‌ی مورد بررسی در حدود ۱۲ کیلومتری شرق شهرستان سربیشه و بین طول‌های جغرافیایی $8^{\circ} 55' 59''$ تا 60° شرقی و عرض‌های جغرافیایی $32^{\circ} 35' 13''$ تا $32^{\circ} 38' 49''$ شمالی قرار گرفته است. از دیدگاه تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران، این منطقه در حاشیه‌ی خاوری بلوک لوت [۳-۱] و در حد فاصل منطقه‌ی زمین درز سیستان [۴-۶] قرار گرفته است. فعالیت‌های ماگماتیسمی بلوک لوت از ژوراسیک میانی آغاز شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است. سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق ترشیری بیش از نیمی از بلوک لوت را

شامل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن-الیگوسن است که به صورت گدازه و سنگ‌های آذرآواری رخمون دارند [۸]. در شرق سربیشه مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی وابسته به ترشیری با ترکیب آندزیت، تراکی داسیت و ریولیت به همراه سنگ‌های آذرآواری شامل توف، برش و آگلومرا رخمون دارند. با وجود بررسی‌های متعددی که به وسیله‌ی پژوهندگان مختلف در مورد سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی سربیشه انجام شده است [۸-۱۴]، در این پژوهش، برای اولین بار به بررسی شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی سنگ‌های گدازه‌ای منطقه‌ی شوشک پرداخته شده است که نتایج آن در شناخت سرشتی‌های ژئوشیمیایی، تعیین خاستگاه و محیط زمین‌ساختی ماگماتیسیم لوت و زمین‌شناسی شرق ایران اهمیت بسیاری دارد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سربیشه [۱۵] قرار گرفته است. این پژوهندگان سن واحدهای سنگی منطقه را از ائوسن-الیگوسن تا عهد حاضر می‌دانند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه شوشک شامل پیروکسن آندزیت، آندزیت، تراکی داسیت پرلیتی شده و ریوداسیت به همراه سنگ‌های آذرآواری (توف، آگلومرا و برش) بود (شکل ۱) که به صورت گنبد رخمون دارند. واحد آتشفشانی EO^{ap} شامل گدازه‌های آندزیتی و پیروکسن آندزیتی، دارای بیشترین گستردگی در بخش‌های مرکزی و شمال غربی منطقه‌ی مورد بررسی است. این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی اغلب به رنگ تیره دیده شده و به دلیل هوازدگی و دگرسانی‌های رخ داده به رنگ‌های سرخ، زرد و خاکستری دیده می‌شوند. در بخش شمالی منطقه‌ی مورد بررسی واحد An_2 شامل آندزیت پورفیری با قاعده پرلیتی رخمون دارد. این واحد دارای ساخت توده‌ای، گاهی جریانی و بافت حفره‌ای است. توده‌های مورد بررسی به علت تأثیر عوامل ساختاری، نظیر درزها و شکستگی‌های موجود، استحکام اولیه‌ی خود را از دست داده‌اند و به صورت بلوک‌هایی قابل جدایش هستند. واحد گدازه‌ای OM^f شامل ریوداسیت و ریولیت به صورت پراکنده در بخش‌های مرکزی منطقه‌ی مورد بررسی رخمون دارد. این واحد به صورت توده‌های منفرد و به رنگ صورتی متمایل به سفید دیده می‌شود. این سنگ‌ها در بسیاری از نقاط، دارای شکستگی‌ها و حفره‌ها که گاهی این شکستگی‌ها به وسیله کانی‌های سیلیسی پر شده

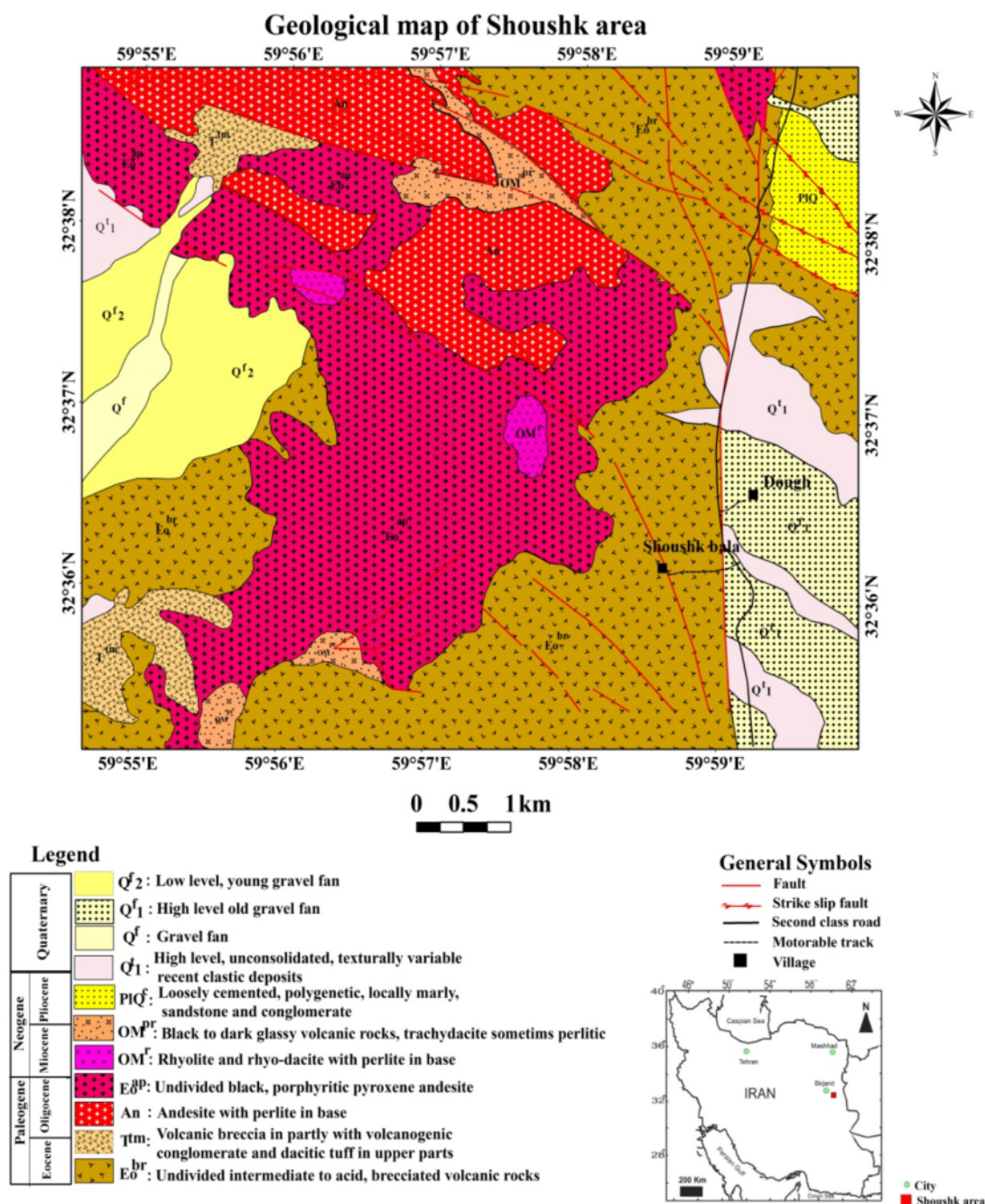
است. واحد OM^{pf} شامل تراکی داسیت‌های پرلیتی شده است که در بخش جنوبی روستای گلستان و شمال روستای حسن-کلنگی در قاعده‌ی دیگر سنگ‌های گدازه‌ای یافت می‌شود. این واحد در نمونه‌ی دستی رنگ خاکستری تیره تا سیاه با جلای مرواریدی دارد. در بخش‌هایی از شمال و جنوب غرب منطقه‌ی مورد بررسی، واحد آذرآواری T^{tm} متشکل از لیتیک توف، برش و آگلومرا وجود دارد که در بخش‌های بالایی به توف‌های اسیدی سفید رنگ تبدیل می‌شود. واحد EO^{br} که شامل آمیزه-ای تفکیک نشده از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به صورت مجموعه‌ای تکتونیزه و خرد شده است در بخش‌هایی از شمال شرق، شرق و جنوب منطقه‌ی مورد بررسی گسترده شده است. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه‌ی مورد بررسی در اثر فرایندهای دگرسانی دستخوش تغییرات فیزیکی و شیمیایی شده و پهنه‌های دگرسان را تشکیل داده‌اند. دگرسانی‌های شاخص مشاهده شده در سنگ‌های منطقه عبارتند از سربستیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک، کربناتی‌شدن و سیلیسی-شدن. دگرسانی‌های سیلیسی و آرژیلیک سبب تشکیل سنگ‌های نیمه‌قیمتی و ذخایر بنتونیت در این منطقه شده است. همچنین، گدازه‌های ریولیتی تحت تأثیر فرایند آبگیری به پرلیت تبدیل شده و ذخائر پرلیتی مهمی را ایجاد کرده‌اند.

روش بررسی

این پژوهش بر مبنای بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در این راستا پس از برداشت حدود ۱۱۰ نمونه، تعداد ۷۷ مقطع نازک تهیه و مورد بررسی‌های سنگ-نگاری دقیق قرار گرفت. سپس، به منظور بررسی شیمی کانی-ها، مقاطع نازک صیقلی از نمونه‌ی آندزیتی تهیه و پس از مراحل آماده‌سازی در انستیتو علوم زمین آکادمیا سینیکا در تایپه کشور تایوان مورد بررسی قرار گرفت. برای مشاهده بافت‌های ریزمقیاس و تهیه تصاویر BSE از میکروسکپ الکترونی روبشی مدل JEOL SEM JSM-6360LV استفاده شد. شناسایی فازهای کانی‌ها با استفاده از طیف‌سنج پراکنده انرژی (EDS: Oxford Instruments Ltd., Xmax-50 with INCA-350) مجهز به SEM تحت شرایط پرتو ۱۵ کیلوولت و ۰/۲ نانومپا انجام شد. تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن توسط دستگاه مدل JEOL EPMA JXA-8900R که مجهز به چهار طیف‌سنج با طول موج

تجزیه گردید. داده‌های حاصل از آنالیز، به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی و تعیین جایگاه تکتونیکی واحدهای مورد مطالعه، با استفاده از نرم افزار GCDkit تعبیر و تفسیر شد. در ترسیم نمودارها و نقشه زمین‌شناسی از نرم افزار Arc و CorelDraw استفاده گردید.

انتشاری بوده، با شتاب دهنده‌ای با ولتاژ ۱۵ کیلوولت و جریان پرتوی ۱۲ نانوآمپر مورد آنالیز قرار گرفت. پس از آن با استفاده از نرم افزار Minpet، نمودارهای لازم ترسیم و تفسیر شدند. ۱۳ عدد از نمونه‌های دارای حداقل دگرسانی برای آنالیز شیمیایی انتخاب و در آزمایشگاه Acme کانادا به روش ICP (برای عناصر اصلی) و ICP-MS (برای عناصر کمیاب و خاکی نادر)،



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی شوشک بر اساس نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سربیشه [۱۵] با تغییرات.

سنگ‌نگاری

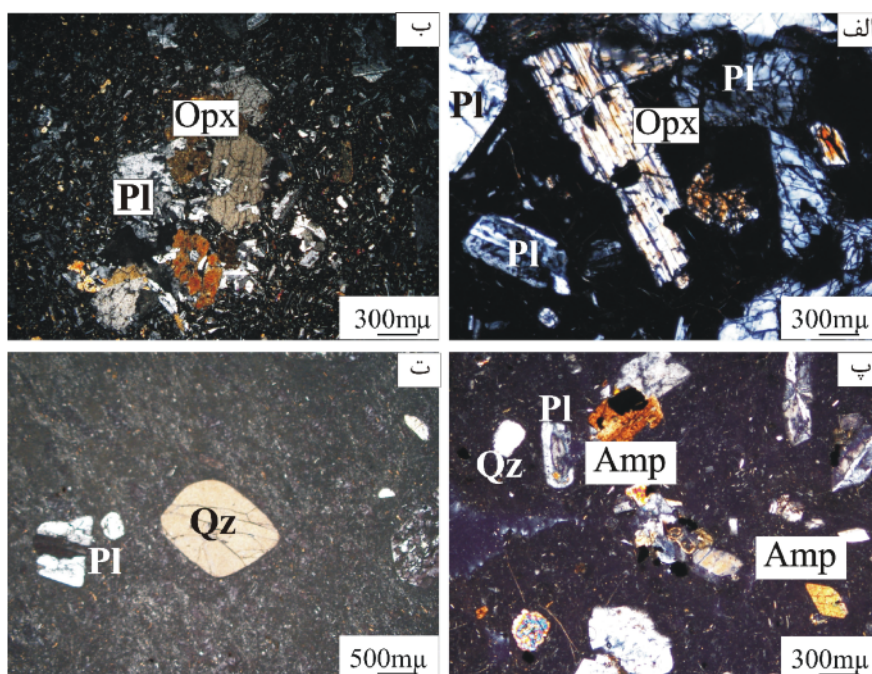
براساس بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده روی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی، این سنگ‌ها در انواع پیروکسن آندزیت، آندزیت، داسیت-تراکی داسیت پرلیتی شده و ریوداسیت رده‌بندی شده‌اند که در ادامه به شرح آن‌ها پرداخته خواهد شد.

پیروکسن آندزیت-آندزیت: نمونه‌های آندزیتی به رنگ خاکستری تیره و در برخی نقاط به رنگ سرخ دیده می‌شوند. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیری با خمیره‌ی میکروولیتی شیشه-ای (شکل ۲ الف) بوده و گاهی دارای بافت‌های گلوپورفیری (شکل ۲ ب)، پوئی کلیتیک، حفره‌ای و جریان‌ی هستند. فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز و خمیره‌ی ریزبلوری، حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد این سنگ‌ها را تشکیل داده است. ترکیب پلاژیوکلازها بر مبنای زاویه‌ی خاموشی در گستره‌ی الیگوکلاز قرار می‌گیرد. منطقه‌بندی نوسانی، بافت غربالی و خوردگی خلیجی در برخی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز از نشانه‌های وجود شرایط عدم تعادل حین انجماد ماگما هستند [۱۶-۱۸]. فنوکریست‌های نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار ارتوپیروکسن به میزان ۱۵ تا ۲۰ درصد در این سنگ‌ها دیده

می‌شود (شکل‌های ۲ الف و ب). کلینوپیروکسن به مقدار کم در برخی از نمونه‌های این سنگ‌ها به صورت درشت بلور و ریزبلور وجود دارند. با پیشرفت تفریق در این گروه سنگی، کانی‌های فرومنیزین شامل هورنبلند و بیوتیت به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار به مقدار کمتر از ۵ درصد دیده می‌شوند. وجود درشت‌بلورهای آمفیبول در نمونه‌های آندزیتی دلیلی بر ماهیت آبدار ماگماتیسیم و شکل‌گیری سنگ‌ها در کمان ماگمایی است [۱۹، ۲۰].

داسیت-تراکی داسیت (پرلیتی شده)

داسیت‌ها گسترش محدودی در منطقه‌ی مورد بررسی داشته و در نمونه‌ی دستی بیشتر به رنگ خاکستری روشن و گاهی قهوه‌ای دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها پورفیری با خمیره‌ی شیشه‌ای (شکل ۲ پ) و گاهی شیشه‌ای پرلیتی یا جریان‌ی است. میزان فنوکریست در این سنگ‌ها کم بوده و شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت، سانیدین و گاهی پیروکسن هستند. فنوکریست‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی شکل پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز-آندزین حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد حجم فنوکریست‌ها را به خود اختصاص داده و دارای منطقه‌بندی، بافت غربالی و



شکل ۲ ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های گدازه‌ای منطقه شوشک (الف) بافت پورفیری با خمیره شیشه‌ای و حضور فنوکریست‌های ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز در آندزیت (ب) بافت گلوپورفیری و خمیره میکروولیتی در پیروکسن آندزیت‌ها؛ (پ) بافت پورفیری با خمیره شیشه‌ای و حضور فنوکریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در داسیت‌ها؛ (ت) بافت پورفیری با خمیره‌ی ریزبلورین و فنوکریست‌های کوارتز گرد شده و پلاژیوکلاز در ریوداسیت. نور در تمام شکل‌ها XPL و علائم اختصاری کانی‌ها بر گرفته از [۲۱] می‌باشد.

مجله، فقط نتایج تجزیه‌ی تعدادی از پلاژیوکلازها به همراه محاسبه‌ی فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۱ آورده شدند. گستره‌ی ترکیبی پلاژیوکلازها در این سنگ بین $Ab_{62/7}$ تا $An_{30/2}$ تا $Ab_{35/5}$ ، $An_{62/9}$ تغییر کرده و از نوع آندزین تا لابرادوریت هستند (شکل ۳ الف). تصویر بررسی کیفی پلاژیوکلاز به روش EDS نیز که در شکل ۳ ب نشان داده شده است، ترکیب یاد شده را در آن‌ها تایید می‌کند. بررسی تجزیه‌ی نقطه‌ای بلورهای پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز و سپس به سمت حاشیه‌ی بلور بیانگر تغییرات مقدار آنورتیت آن‌ها و وجود منطقه‌بندی است. در شکل ۴ الف و ب تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی و نیز نمودار تغییرات میزان Ca در یک بلور پلاژیوکلاز نشان داده شد. تغییر مقادیر کلسیم در بخش‌های مختلف بلور (حاشیه-مرکز-حاشیه) می‌تواند نشان‌دهنده‌ی تغییرات در ترکیب ماگما باشد، زیرا ترکیب ماگما و فنوکریست‌ها از نظر ترمودینامیکی به یکدیگر وابسته‌اند.

شیمی پیروکسن

ترکیب شیمیایی پیروکسن می‌تواند در ارتباط با نوع ماگمای در برگرفته‌ی آن‌ها باشد [۲۳-۲۵]، بنابراین بررسی شیمی این کانی می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در ارتباط با خاستگاه ماگمای گدازه‌های منطقه شوشک در اختیار قرار دهد. نتایج تجزیه‌ی ریزکاوش الکترونی پیروکسن‌ها و محاسبه‌ی فرمول ساختاری آن در جدول ۲ آورده شده است. بنابر نمودار Q-J، پیروکسن‌ها به چهار گروه: الف) پیروکسن‌های سدیک ب) پیروکسن‌های سدیک-کلسیک ج) پیروکسن‌های کلسیم - منیزیم- آهن‌دار (Quad) د) پیروکسن‌های دیگر تقسیم می‌شوند [۲۶، ۲۷]. نمودار Q-J بر اساس دو شاخص $Q = Ca + Mg + Fe + 2Na = J$ معرفی شده است. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های منطقه‌ی مورد بررسی بنابراین نمودار در گستره‌ی پیروکسن‌های کلسیم- منیزیم- آهن‌دار (Quad) قرار می‌گیرد (شکل ۵ الف). برای شناسایی دقیق ترکیب پیروکسن‌ها و تعیین مقدار اعضای انتهایی تشکیل دهنده آن‌ها از نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۲۶] استفاده شد که بر اساس این نمودار، پیروکسن‌ها دارای ترکیب انستاتیت هستند (شکل ۵ ب). همچنین، تصویر آنالیز کیفی به روش EDS نیز ترکیب انستاتیت را برای آن‌ها تایید می‌کند (شکل ۵ پ). ارتوپروکسن‌های مورد بررسی، حاوی مقداری منیزیم اندکی بیشتر از آهن بوده و دارای گستره ترکیبی $En_{50/6-57/8}$ ، $Fs_{39/8-47}$ هستند. بررسی ترکیب ارتوپروکسن‌ها حاکی از وجود مقادیر اندکی کلسیم در ساختار آن‌هاست، به طوریکه در نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها به کلینوانستاتیت متمایل هستند.

خوردگی خلیجی هستند. هورنبلند به صورت بلورهای لوزی-شکل (شکل ۲ پ)، بیوتیت و به ندرت پیروکسن از جمله کانی‌های مافیک هستند که در این سنگ‌ها وجود دارند. فنوکریست سانیدین با ماکله‌های کارلسباد نیز به میزان حدود ۵٪ در داسیت‌ها مشاهده می‌شود که دارای حاشیه‌ی گرد شده هستند. فلدسپارها در برخی نمونه‌ها به سریسیت و کانی رسی تبدیل شده است. در برخی نمونه‌ها، کوارتز به صورت ریزبلور در زمینه‌ی سنگ وجود دارد و حدود ۱۰-۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد.

ریوداسیت-ریولیت

این سنگ‌ها با شکل‌های گنبدی و گسترش محدود در منطقه-ی مورد بررسی رخنمون داشته و در نمونه‌ی دستی به رنگ صورتی تا سفید مشاهده می‌شوند. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری با خمیره ریزبلورین بوده (شکل ۲ ت)، که گاهی بافت‌های حفره‌ای، پوئی کلیتیک و اسفرولیتی نیز دیده می‌شود. میزان فنوکریست در این سنگ بسیار کم و شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، سانیدین، بیوتیت و به ندرت پیروکسن است. فنوکریست کوارتز به میزان حدود ۱۰٪ اغلب دارای حاشیه‌ی گرد شده (شکل ۲ ت) و بافت خلیجی است. پلاژیوکلازها حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد حجم فنوکریست‌ها را تشکیل می‌دهد و با توجه به زاویه خاموشی دارای ترکیب الیگوکلاز تا آندزین هستند. این کانی نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و دارای ردهای پلی-سنتتیک و کارلسباد، بافت غربالی و منطقه‌بندی است. فنوکریست سانیدین دارای رد کارلسبادی بوده و حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم فنوکریست‌ها را به خود اختصاص داده است. بیوتیت و به ندرت پیروکسن از کانی‌های مافیک هستند که به مقدار بسیار کم در این سنگ‌ها حضور دارند.

شیمی کانی‌ها

ترکیب فنوکریست‌ها و منطقه‌بندی ترکیبی آن‌ها در سنگ‌های آتشفشانی، به شناخت فرآیندهای ماگمایی پیش و پس از فوران کمک می‌کند. برای پی‌بردن به ترکیب شیمی کانی‌ها و شرایط انجماد ماگما، کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در گدازه‌های آندزیتی منطقه شوشک تجزیه ریزکاوش الکترونی شدند.

شیمی پلاژیوکلازها

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده‌ی آندزیت‌های منطقه‌ی شوشک است. برای پی‌بردن به ترکیب شیمیایی این کانی در نمونه‌ی آندزیتی شوشک، بلورهای پلاژیوکلازهای مختلف در ۸۰ نقطه‌ی مورد بررسی ریزکاوش الکترونی قرار گرفتند که به علت محدودیت تعداد صفحات قابل چاپ در

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازها در گدازه‌های آندزیتی شوشک به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر مبنای ۸ اتم اکسیژن (R, M و C به ترتیب بیانگر حاشیه، بخش میانی و مرکز بلور است).

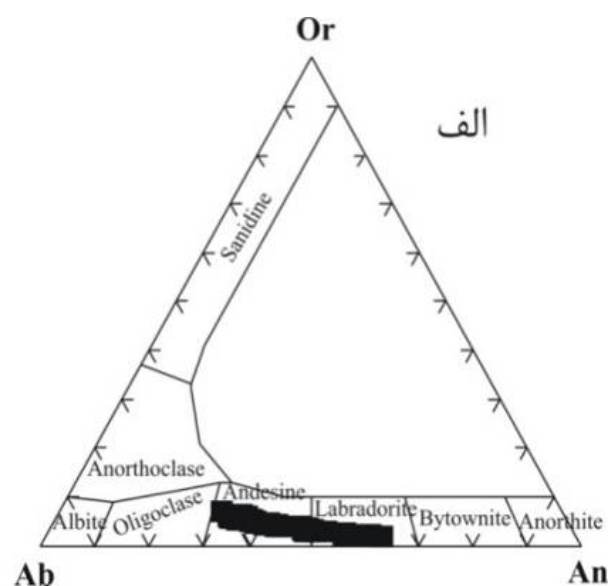
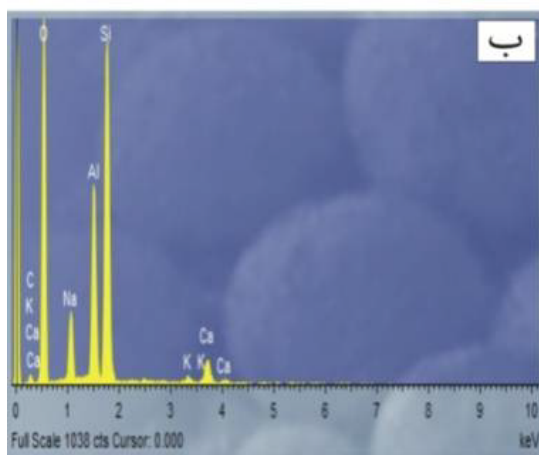
Sample	pl1	pl2	pl3	pl4	pl5	pl6	pl7	pl8-R	pl9-C	pl10
SiO ₂	۵۷٫۷۳	۵۹٫۱۳	۶۰٫۶۹	۶۰٫۳۹	۵۹٫۴۰	۵۹٫۴۷	۶۰٫۴۰	۶۰٫۰۵	۵۹٫۳۹	۵۸٫۵۴
TiO ₂	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷
Al ₂ O ₃	۲۶٫۰۲	۲۵٫۵۵	۲۴٫۰۳	۲۴٫۸۷	۲۴٫۹۵	۲۴٫۸۸	۲۴٫۶۴	۲۴٫۸۳	۲۵٫۰۵	۲۵٫۳۵
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰
FeO	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۱۱
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲
CaO	۸٫۰۸	۷٫۸۶	۶٫۱۵	۶٫۹۶	۷٫۰۴	۶٫۸۴	۶٫۸۶	۶٫۸۴	۷٫۱۳	۷٫۷۱
Na ₂ O	۶٫۳۳	۶٫۵۹	۶٫۹۷	۶٫۶۸	۶٫۷۷	۶٫۶۰	۶٫۷۵	۶٫۶۴	۶٫۵۶	۶٫۴۸
K ₂ O	۰٫۷۳	۰٫۸۳	۱٫۲۳	۱٫۱۰	۱٫۰۲	۰٫۹۴	۱٫۰۱	۱٫۰۰	۰٫۹۷	۰٫۸۶
Total	۹۹٫۱۲	۱۰۰٫۰۸	۹۹٫۲۳	۱۰۰٫۱۸	۹۹٫۲۷	۹۸٫۹۲	۹۹٫۷۹	۹۹٫۶۲	۹۹٫۲۴	۹۹٫۱۴
Si	۲٫۶۱۰	۲٫۶۴۴	۲٫۷۲۵	۲٫۶۹۱	۲٫۶۷۲	۲٫۶۸۲	۲٫۶۹۹	۲٫۶۸۱	۲٫۶۷۱	۲٫۶۴۳
Ti	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲
Al	۱٫۳۸۶	۱٫۳۴۷	۱٫۲۷۲	۱٫۳۰۶	۱٫۳۲۳	۱٫۳۲۲	۱٫۲۹۸	۱٫۳۱۱	۱٫۳۲۸	۱٫۳۴۹
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰
Fe ⁺⁺	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴
Mn	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰
Mg	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Ca	۰٫۳۹۱	۰٫۳۷۶	۰٫۲۹۶	۰٫۳۳۲	۰٫۳۳۹	۰٫۳۳۱	۰٫۳۲۸	۰٫۳۲۸	۰٫۳۴۴	۰٫۳۷۳
Na	۰٫۵۵۴	۰٫۵۷۲	۰٫۶۰۷	۰٫۵۷۷	۰٫۵۹۱	۰٫۵۷۷	۰٫۵۸۵	۰٫۵۷۶	۰٫۵۷۲	۰٫۵۶۷
K	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴۸	۰٫۰۷۱	۰٫۰۶۲	۰٫۰۵۹	۰٫۰۵۴	۰٫۰۵۸	۰٫۰۵۷	۰٫۰۵۵	۰٫۰۴۹
Total	۴٫۹۹۳	۴٫۹۹۱	۴٫۹۷۷	۴٫۹۷۵	۴٫۹۹۱	۴٫۹۷۲	۴٫۹۷۳	۴٫۹۷۲	۴٫۹۷۸	۴٫۹۸۹
Na / (Na+K+Ca)	۰٫۵۶۱	۰٫۵۷۴	۰٫۶۲۴	۰٫۵۹۴	۰٫۵۹۷	۰٫۶۰۰	۰٫۶۰۲	۰٫۵۹۹	۰٫۵۸۹	۰٫۵۷۳
K / (Na+K+Ca)	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴۸	۰٫۰۷۳	۰٫۰۶۴	۰٫۰۵۹	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۹	۰٫۰۵۹	۰٫۰۵۷	۰٫۰۵۰
Ca / (Na+K+Ca)	۰٫۳۹۶	۰٫۳۷۸	۰٫۳۰۴	۰٫۳۴۲	۰٫۳۴۳	۰٫۳۴۴	۰٫۳۳۸	۰٫۳۴۱	۰٫۳۵۴	۰٫۳۷۷

ادامه جدول ۱

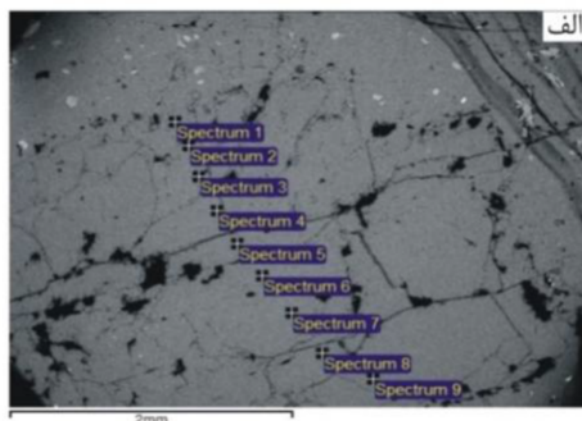
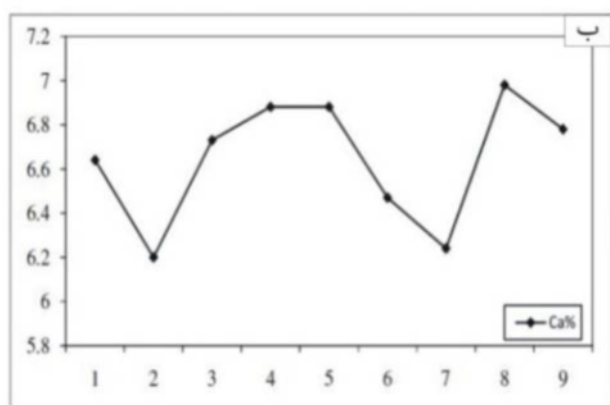
Sample	pl11	pl12	pl13	pl14	pl15	pl16	pl17	pl18	pl19-R	pl20-C
SiO ₂	۶۰٫۲۲	۵۹٫۴۲	۵۹٫۸۵	۵۹٫۱۴	۵۹٫۵۸	۵۹٫۴۶	۶۰٫۶۵	۵۹٫۵۶	۵۹٫۶۷	۶۰٫۶۳
TiO ₂	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴
Al ₂ O ₃	۲۴٫۸۲	۲۴٫۷۲	۲۴٫۷۵	۲۴٫۶۹	۲۴٫۸۹	۲۴٫۹۷	۲۴٫۷۲	۲۵٫۱۲	۲۴٫۶۷	۲۴٫۵۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳
FeO	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۱۶
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۶٫۵۶	۷٫۰۴	۶٫۸۶	۶٫۹۶	۷٫۰۳	۶٫۶۴	۶٫۷۵	۷٫۳۶	۶٫۶۴	۶٫۵۸
Na ₂ O	۶٫۸۸	۶٫۶۵	۶٫۵۰	۶٫۶۵	۶٫۷۷	۶٫۵۲	۶٫۷۲	۶٫۵۳	۶٫۸۱	۶٫۶۸
K ₂ O	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۱٫۰۵	۰٫۹۴	۱٫۰۴	۱٫۰۳	۱٫۰۲	۰٫۹۰	۱٫۰۳	۱٫۰۸
Total	۹۹٫۶۲	۹۸٫۹۹	۹۹٫۲۰	۹۸٫۶۴	۹۹٫۴۶	۹۸٫۸۳	۱۰۰٫۰۶	۹۹٫۵۲	۹۸٫۹۶	۹۹٫۸۰
Si	۲٫۶۹۵	۲٫۶۸۱	۲٫۶۹۱	۲٫۶۷۷	۲٫۶۷۷	۲٫۶۸۲	۲٫۷۰۲	۲٫۶۷۱	۲٫۶۹۰	۲٫۷۰۷
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Al	۱٫۳۰۹	۱٫۳۱۴	۱٫۳۱۱	۱٫۳۱۷	۱٫۳۱۸	۱٫۳۲۸	۱٫۲۹۸	۱٫۳۲۸	۱٫۳۱۱	۱٫۲۹۳
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Fe ⁺⁺	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶
Mn	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Mg	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Ca	۰٫۳۱۴	۰٫۳۴۰	۰٫۳۳۰	۰٫۳۳۸	۰٫۳۳۸	۰٫۳۲۱	۰٫۳۲۲	۰٫۳۵۴	۰٫۳۲۱	۰٫۳۱۵
Na	۰٫۵۹۷	۰٫۵۸۱	۰٫۵۶۶	۰٫۵۸۴	۰٫۵۹۰	۰٫۵۷۰	۰٫۵۸۰	۰٫۵۶۸	۰٫۵۹۵	۰٫۵۷۸
K	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۶	۰٫۰۶۰	۰٫۰۵۴	۰٫۰۵۹	۰٫۰۵۹	۰٫۰۵۸	۰٫۰۵۱	۰٫۰۵۹	۰٫۰۶۱
Total	۴٫۹۷۷	۴٫۹۸۱	۴٫۹۶۶	۴٫۹۹۰	۴٫۹۸۹	۴٫۹۶۸	۴٫۹۶۸	۴٫۹۷۵	۴٫۹۸۱	۴٫۹۶۴
Na / (Na+K+Ca)	۰٫۶۱۷	۰٫۵۹۴	۰٫۵۹۲	۰٫۵۹۸	۰٫۵۹۷	۰٫۶۰۰	۰٫۶۰۴	۰٫۵۸۴	۰٫۶۱۰	۰٫۶۰۶
K / (Na+K+Ca)	۰٫۰۵۸	۰٫۰۵۸	۰٫۰۶۳	۰٫۰۵۶	۰٫۰۶۰	۰٫۰۶۲	۰٫۰۶۱	۰٫۰۵۳	۰٫۰۶۱	۰٫۰۶۴
Ca / (Na+K+Ca)	۰٫۳۲۵	۰٫۳۴۸	۰٫۳۴۵	۰٫۳۴۶	۰٫۳۴۳	۰٫۳۳۸	۰٫۳۳۵	۰٫۳۶۳	۰٫۳۲۹	۰٫۳۳۰

ادامه جدول ۱

Sample	pl21-R	pl22-C	pl31-C	pl32-M	pl35-R	pl36-R	pl37-M	pl38-C	pl53-R	pl54-C
SiO ₂	۶۰٫۱۰	۵۹٫۸۴	۵۹٫۵۱	۵۹٫۸۴	۶۰٫۱۶	۵۹٫۷۸	۵۹٫۵۷	۵۹٫۱۱	۵۷٫۳۷	۵۵٫۳۳
TiO ₂	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۲۴٫۵۰	۲۴٫۷۲	۲۴٫۹۶	۲۴٫۹۳	۲۴٫۵۸	۲۴٫۷۳	۲۴٫۹۱	۲۵٫۲۵	۲۶٫۴۹	۲۷٫۵۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۷
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰
CaO	۶٫۵۸	۷٫۳۵	۶٫۹۵	۶٫۷۵	۶٫۷۱	۷٫۲۰	۷٫۱۲	۷٫۵۶	۸٫۶۵	۱۰٫۰۷
Na ₂ O	۶٫۸۶	۶٫۶۶	۶٫۸۴	۶٫۷۶	۶٫۷۳	۶٫۵۳	۶٫۷۸	۶٫۶۷	۵٫۹۵	۵٫۳۹
K ₂ O	۱٫۰۸	۰٫۹۴	۱٫۰۰	۰٫۹۴	۱٫۰۵	۱٫۰۲	۱٫۰۱	۰٫۸۷	۰٫۶۷	۰٫۵۱
Total	۹۹٫۳۰	۹۹٫۷۱	۹۹٫۴۷	۹۹٫۳۶	۹۹٫۳۲	۹۹٫۴۵	۹۹٫۵۴	۹۹٫۵۷	۹۹٫۳۰	۹۹٫۰۳
Si	۲٫۷۰۰	۲٫۶۸۲	۲٫۶۷۴	۲٫۶۸۵	۲٫۷۰۰	۲٫۶۸۴	۲٫۶۷۵	۲٫۶۵۶	۲٫۵۹۰	۲٫۵۱۷
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰
Al	۱٫۲۹۷	۱٫۳۰۶	۱٫۳۲۲	۱٫۳۱۸	۱٫۳۰۰	۱٫۳۰۹	۱٫۳۱۸	۱٫۳۳۷	۱٫۴۱۰	۱٫۴۷۷
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe ⁺⁺	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶
Mn	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mg	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰
Ca	۰٫۳۱۷	۰٫۳۵۳	۰٫۳۳۵	۰٫۳۲۴	۰٫۳۲۳	۰٫۳۴۶	۰٫۳۴۲	۰٫۳۶۴	۰٫۴۱۸	۰٫۴۹۱
Na	۰٫۵۹۸	۰٫۵۷۹	۰٫۵۹۶	۰٫۵۸۸	۰٫۵۸۶	۰٫۵۶۸	۰٫۵۹۰	۰٫۵۸۱	۰٫۵۲۰	۰٫۴۷۶
K	۰٫۰۶۲	۰٫۰۵۴	۰٫۰۵۷	۰٫۰۵۴	۰٫۰۶۰	۰٫۰۵۸	۰٫۰۵۸	۰٫۰۵۰	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۰
Total	۴٫۹۸۱	۴٫۹۸۰	۴٫۹۹۲	۴٫۹۷۵	۴٫۹۷۲	۴٫۹۷۳	۴٫۹۹۰	۴٫۹۹۲	۴٫۹۸۴	۴٫۹۹۷
Na / (Na+K+Ca)	۰٫۶۱۲	۰٫۵۸۷	۰٫۶۰۳	۰٫۶۰۹	۰٫۶۰۵	۰٫۵۸۴	۰٫۵۹۶	۰٫۵۸۴	۰٫۵۲۳	۰٫۴۷۷
K / (Na+K+Ca)	۰٫۰۶۳	۰٫۰۵۵	۰٫۰۵۸	۰٫۰۵۶	۰٫۰۶۲	۰٫۰۶۰	۰٫۰۵۸	۰٫۰۵۰	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۰
Ca / (Na+K+Ca)	۰٫۳۲۴	۰٫۳۵۸	۰٫۳۳۹	۰٫۳۳۶	۰٫۳۳۳	۰٫۳۵۶	۰٫۳۴۶	۰٫۳۶۶	۰٫۴۲۸	۰٫۴۹۳



شکل ۳ الف) ترکیب پلاژیوکلازهای مورد بررسی در نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها [۲۲]، ب) تصویر آنالیز کیفی پلاژیوکلاز به روش EDS.



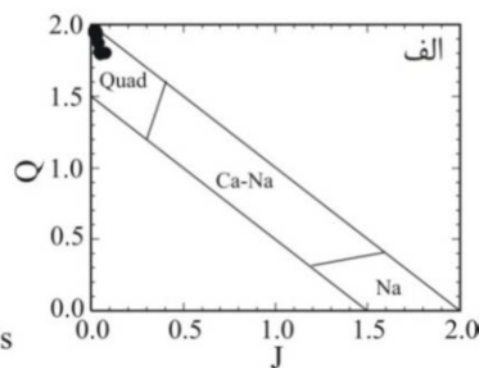
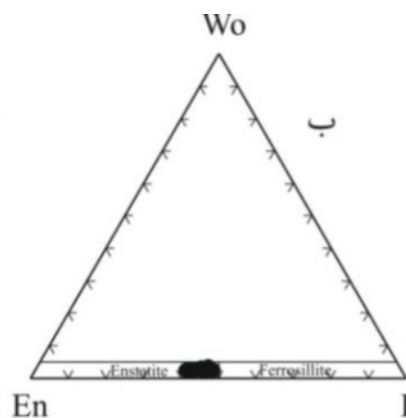
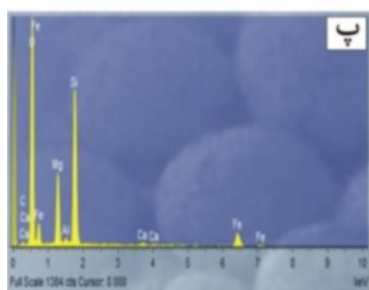
شکل ۴ الف) تصویر میکروسکوپ الکترونی بلور پلاژیوکلاز که موقعیت نقاط بررسی شده روی آن مشخص شده است؛ ب) نمودار تغییرات محتوای Ca که نشان‌دهنده منطقه‌بندی در بلور است.

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی ارتوپروکسن در گدازه‌های آندزیتی شوشک به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر مبنای ۶ اتم اکسیژن

Sample	px1	px2	px3	px4	px5	px6	px7	px8	px9	px10
SiO ₂	۵۲٫۴۸	۵۲٫۴۷	۵۱٫۰۴	۵۲٫۵۳	۵۱٫۱۷	۵۰٫۹۰	۵۲٫۳۸	۵۲٫۴۶	۵۲٫۲۵	۵۲٫۷۵
TiO ₂	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۲۲	۰٫۱۶	۰٫۲۴
Al ₂ O ₃	۰٫۳۹	۰٫۳۵	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۳۷	۰٫۴۹	۰٫۲۹	۰٫۴۰	۰٫۴۶	۰٫۳۱
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۲۴٫۹۰	۲۵٫۹۶	۲۷٫۳۴	۲۶٫۱۵	۲۷٫۳۲	۲۶٫۵۲	۲۵٫۰۵	۲۴٫۸۶	۲۵٫۴۳	۲۵٫۲۱
MnO	۰٫۵۷	۰٫۶۰	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۵۸	۰٫۵۴	۰٫۵۷	۰٫۶۳
MgO	۲۰٫۱۴	۱۹٫۵۴	۱۸٫۳۰	۱۹٫۶۳	۱۸٫۶۸	۱۸٫۴۵	۱۹٫۹۷	۲۰٫۲۴	۱۹٫۹۰	۱۹٫۷۱
CaO	۱٫۲۴	۱٫۱۴	۱٫۱۴	۱٫۱۴	۱٫۲۱	۱٫۱۷	۱٫۱۹	۱٫۲۱	۱٫۱۷	۱٫۲۲
Na ₂ O	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۲
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۹٫۹۱	۱۰۰٫۲۳	۹۹٫۰۰	۱۰۰٫۵۷	۹۹٫۵۶	۹۸٫۴۵	۹۹٫۵۸	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۵	۱۰۰٫۰۸
Si	۱٫۹۸۶	۱٫۹۸۸	۱٫۹۷۷	۱٫۹۸۵	۱٫۹۷۱	۱٫۹۷۶	۱٫۹۹۰	۱٫۹۸۳	۱٫۹۸۱	۱٫۹۹۴
Ti	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷
Al	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۴
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe ³⁺	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe ²⁺	۰٫۷۸۸	۰٫۸۲۳	۰٫۸۸۶	۰٫۸۲۷	۰٫۸۸۰	۰٫۸۶۱	۰٫۷۹۶	۰٫۷۸۶	۰٫۸۰۶	۰٫۷۹۷
Mn	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۰
Mg	۱٫۱۳۶	۱٫۱۰۳	۱٫۰۵۷	۱٫۱۰۶	۱٫۰۷۳	۱٫۰۶۸	۱٫۱۳۱	۱٫۱۴۱	۱٫۱۲۵	۱٫۱۱۱
Ca	۰٫۰۵۰	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۶	۰٫۰۵۰	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۹
Na	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Total	۴٫۰۰۳	۴٫۰۰۰	۴٫۰۱۱	۴٫۰۰۴	۴٫۰۱۶	۴٫۰۰۹	۴٫۰۰۱	۴٫۰۰۳	۴٫۰۰۴	۳٫۹۹۳
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰٫۵۹۰	۰٫۵۷۳	۰٫۵۴۴	۰٫۵۷۲	۰٫۵۴۹	۰٫۵۵۴	۰٫۵۸۷	۰٫۵۹۲	۰٫۵۸۳	۰٫۵۸۲
Fe ²⁺ /(Fe ^{tot})	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	۰٫۹۹۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۰٫۹۶۳	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰
En	۰٫۵۷۵	۰٫۵۵۹	۰٫۵۳۱	۰٫۵۵۹	۰٫۵۳۶	۰٫۵۴۰	۰٫۵۷۳	۰٫۵۷۷	۰٫۵۶۹	۰٫۵۶۸
Fs	۰٫۳۹۹	۰٫۴۱۷	۰٫۴۴۵	۰٫۴۱۸	۰٫۴۳۹	۰٫۴۳۵	۰٫۴۰۳	۰٫۳۹۸	۰٫۴۰۷	۰٫۴۰۷
Wo	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۵

ادامه جدول ۲

Sample	px11	px12	px13	px14	px15	px16	px17	px18	px19	px20
SiO ₂	۵۲٫۶۱	۵۱٫۵۶	۴۹٫۲۸	۵۱٫۲۲	۵۱٫۱۴	۵۰٫۸۸	۵۳٫۲۷	۵۳٫۵۱	۵۳٫۸۴	۵۲٫۳۵
TiO ₂	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۳۹	۰٫۲۸	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۱۷
Al ₂ O ₃	۰٫۴۳	۰٫۳۶	۱٫۶۵	۱٫۰۳	۱٫۱۹	۰٫۵۶	۲٫۵۱	۲٫۶۱	۲٫۵۵	۰٫۴۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۲۵٫۳۷	۲۸٫۵۸	۲۷٫۵۰	۲۷٫۸۸	۲۸٫۰۰	۲۷٫۰۹	۲۴٫۶۳	۲۵٫۰۰	۲۴٫۵۳	۲۵٫۰۲
MnO	۰٫۵۵	۰٫۶۰	۰٫۴۹	۰٫۵۸	۰٫۶۰	۰٫۵۳	۰٫۵۰	۰٫۵۴	۰٫۴۹	۰٫۶۰
MgO	۲۰٫۱۱	۱۷٫۲۸	۱۷٫۵۲	۱۷٫۵۷	۱۸٫۱۰	۱۸٫۱۰	۱۷٫۱۱	۱۷٫۰۱	۱۶٫۸۸	۲۰٫۳۳
CaO	۱٫۰۰	۱٫۱۵	۱٫۷۴	۱٫۵۵	۱٫۱۹	۱٫۰۰	۱٫۳۱	۱٫۳۳	۱٫۴۲	۱٫۱۵
Na ₂ O	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۴۰	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۰۸
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۰۰
Total	۱۰۰٫۲۵	۹۹٫۶۸	۹۸٫۷۷	۱۰۰٫۱۵	۱۰۰٫۴۷	۹۸٫۴۶	۱۰۰٫۰۵	۱۰۰٫۴۳	۱۰۰٫۱۸	۱۰۰٫۱۳
Si	۱٫۹۸۶	۱٫۹۹۱	۱٫۹۲۵	۱٫۹۶۵	۱٫۹۵۵	۱٫۹۷۸	۲٫۰۰۲	۲٫۰۰۴	۲٫۰۱۶	۱٫۹۷۸
Ti	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵
Al	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۶	۰٫۰۷۶	۰٫۰۴۶	۰٫۰۵۳	۰٫۰۲۶	۰٫۱۱۱	۰٫۱۱۵	۰٫۱۱۲	۰٫۰۱۹
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe ³⁺	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Fe ²⁺	۰٫۸۰۱	۰٫۹۲۳	۰٫۸۹۸	۰٫۸۹۵	۰٫۸۹۵	۰٫۸۸۱	۰٫۷۷۴	۰٫۷۸۳	۰٫۷۶۸	۰٫۷۹۱
Mn	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۹
Mg	۱٫۱۳۱	۰٫۹۹۵	۱٫۰۲۰	۱٫۰۰۵	۱٫۰۳۲	۱٫۰۴۹	۰٫۹۵۸	۰٫۹۴۹	۰٫۹۴۲	۱٫۱۴۵
Ca	۰٫۰۴۰	۰٫۰۴۸	۰٫۰۷۳	۰٫۰۶۴	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۲	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۷	۰٫۰۴۷
Na	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۲۹	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۶
K	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۰
Total	۴٫۰۰۰	۳٫۹۹۶	۴٫۰۳۳	۴٫۰۰۵	۴٫۰۱۴	۴٫۰۰۵	۳٫۹۵۴	۳٫۹۴۳	۳٫۹۳۵	۴٫۰۱۰
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰٫۵۸۶	۰٫۵۱۹	۰٫۵۳۲	۰٫۵۲۹	۰٫۵۳۵	۰٫۵۴۴	۰٫۵۵۳	۰٫۵۴۸	۰٫۵۵۱	۰٫۵۹۲
Fe ²⁺ /(Fe ^{tot})	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۰٫۹۸۸	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰
En	۰٫۵۷۴	۰٫۵۰۶	۰٫۵۱۲	۰٫۵۱۲	۰٫۵۲۲	۰٫۵۳۲	۰٫۵۳۷	۰٫۵۳۲	۰٫۵۳۳	۰٫۵۷۸
Fs	۰٫۴۰۶	۰٫۴۷۰	۰٫۴۵۱	۰٫۴۵۶	۰٫۴۵۳	۰٫۴۴۷	۰٫۴۳۴	۰٫۴۳۸	۰٫۴۳۵	۰٫۳۹۹
Wo	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۳۷	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۱	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۳



شکل ۵ الف) قرارگیری پیروکسن‌های منطقه‌ی شوشک در گستره‌ی Quad؛ ب) پیروکسن‌های منطقه‌ی شوشک در گستره‌ی انستاتیت قرار می‌گیرند [۲۶؛ پ) نمودار آنالیز کیفی به روش EDS مربوط به پیروکسن‌های مورد بررسی.

Y_{PT} با کمک داده‌های آنالیز نقطه‌ای و بر مبنای روابط زیر انجام می‌شود.

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^{(tot)} - 0.52MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^{(tot)} + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

برتری این روش دماسنجی این است که (۱) حضور دو پیروکسن برای دماسنجی الزامی نیست (۲) برای انواع پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن دار و منیزیم-آهن دار قابل استفاده است. بر اساس این روش، دمای تشکیل پیروکسن‌های مورد بررسی، ۱۰۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد (شکل ۷).

استفاده از مقدار کلسیم در ارتوپیروکسن یکی دیگر از روش‌های دماسنجی تک پیروکسنی است [۳۰]. در این روش،

دمای تبلور ارتوپیروکسن بر مبنای رابطه‌ی زیر بدست می‌آید:

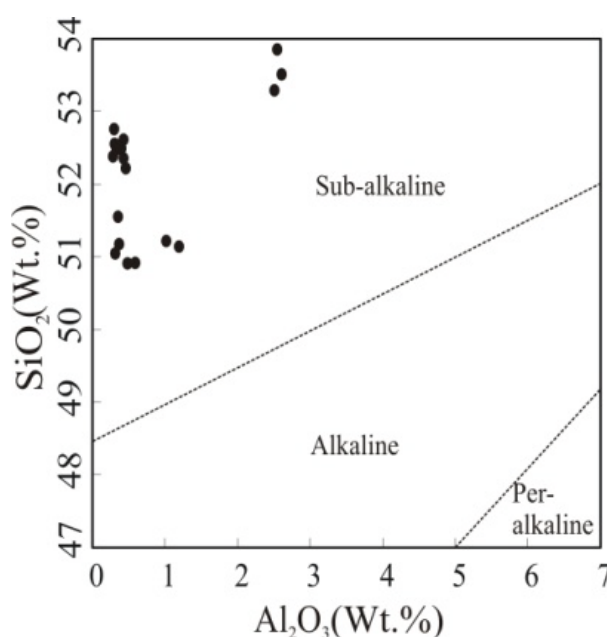
$$T_{Ca \text{ in } Opx}(K) = 6425 + 26.4P/(-\ln Ca^{Opx} + 1.843)$$

در این رابطه، دما بر حسب کلوین و فشار بر حسب کیلو بار است. بر اساس نتایج بدست آمده، دمای تبلور ارتوپیروکسن در گدازه‌های آندزیتی منطقه شوشک، در فشار ۱ تا ۱۰ کیلو بار، به صورت میانگین بین ۱۰۵۰ تا ۱۱۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد محاسبه شد (جدول ۳) با نتایج حاصل از روش [۲۵] همخوانی دارد.

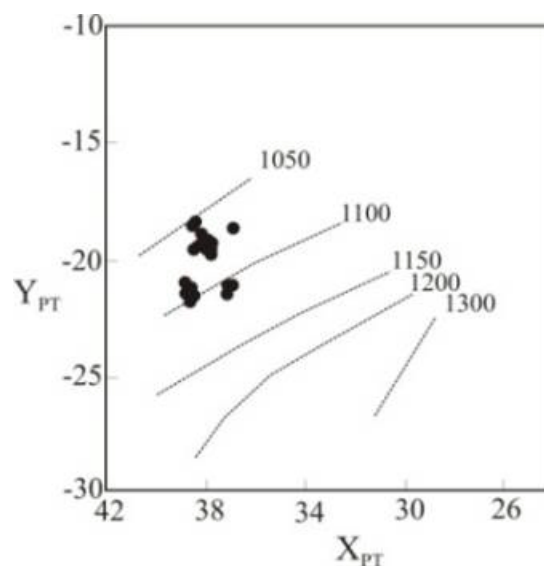
اکسیدهای نظیر Al_2O_3 و SiO_2 نقش تعیین کننده‌ای در سرشت و نوع ماگماها دارند زیرا مقادیر Si و Al درون شبکه‌ی ساختاری پیروکسن به درجه‌ی قلیایی بودن بستگی دارد. لذا براساس وجود مقادیر Al_2O_3 در برابر SiO_2 و پیروکسن‌ها می‌توان سه رشته‌ی ماگمایی نیمه قلیایی، قلیایی و شبه قلیایی را از یکدیگر تفکیک نمود [۲۸]. موقعیت قرارگیری پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار SiO_2 در مقابل Al_2O_3 نشان می‌دهد که ترکیب ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه شوشک در قلمرو سری نیمه‌قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۶) که با ماهیت آهکی قلیایی نمونه‌ها بر مبنای ژئوشیمی سنگ کل همخوانی دارد. حضور ارتوپیروکسن در ماگماهای کمان به دلیل فعالیت بالای سیلیس در این ماگماهاست. واکنش‌های آب-سنگ در گوشته یا شاره‌های آب‌دار می‌تواند موجب غنی‌شدگی ارتوپیروکسن شود [۲۹].

دماسنجی

با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها می‌توان دمای تبلور آنها را محاسبه کرد، که به شناخت شرایط فیزیکی حاکم بر تبلور کمک می‌کند. برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها روش‌های دماسنجی مختلفی پیشنهاد شده است که در این پژوهش از دو روش استفاده شده است. در روش ارائه شده توسط [۲۵]، برآورد دما براساس محاسبه‌ی دو شاخص X_{PT} و



شکل ۶ موقعیت پیروکسن‌ها بر روی نمودار SiO_2 در مقابل Al_2O_3 برای تعیین سری ماگمایی [۲۸].



شکل ۷ تعیین دمای تبلور پیروکسن‌های منطقه شوشک با استفاده از روش [۲۵].

جدول ۳ دماهای محاسبه شده در فشارهای ۱، ۵ و ۱۰ کیلو بار برای ارتوپیروکسن موجود در گدازه‌های آندزیتی منطقه شوشک

Sample	P=۱Kb	P=۵Kb	P=۱۰Kb
px1	۱۰۶۰	۱۰۸۲	۱۱۰۹
px2	۱۰۳۸	۱۰۵۹	۱۰۸۶
px3	۱۰۴۳	۱۰۶۵	۱۰۹۲
px4	۱۰۳۸	۱۰۵۹	۱۰۸۶
px5	۱۰۶۰	۱۰۸۲	۱۱۰۹
px6	۱۰۵۵	۱۰۷۶	۱۱۰۴
px7	۱۰۵۵	۱۰۷۶	۱۱۰۴
px8	۱۰۵۵	۱۰۷۶	۱۱۰۴
px9	۱۰۴۹	۱۰۷۱	۱۰۹۸
px10	۱۰۵۵	۱۰۷۶	۱۱۰۴
px11	۱۰۰۱	۱۰۲۲	۱۰۴۸
px12	۱۰۴۹	۱۰۷۱	۱۰۹۸
px13	۱۱۷۳	۱۱۹۷	۱۲۲۷
px14	۱۱۳۲	۱۱۵۵	۱۱۸۴
px15	۱۰۵۵	۱۰۷۶	۱۱۰۴
px16	۱۰۱۴	۱۰۳۵	۱۰۶۱
px17	۱۰۷۶	۱۰۹۹	۱۱۲۶
px18	۱۰۷۶	۱۰۹۹	۱۱۲۶
px19	۱۰۹۷	۱۱۲۰	۱۱۴۸
px20	۱۰۴۳	۱۰۶۵	۱۰۹۲

ژئوشیمی

نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۴ آورده شده‌اند. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار تغییرات مجموع قلیایی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در برابر سیلیس که توسط [۳۱] معرفی شده است شامل آندزیت، تراکی داسیت و ریولیت است (شکل ۸ الف). برپایه‌ی بررسی‌های تجربی معلوم شد که $\text{Mg\#}$ شاخص مفیدی برای شناخت گدازه‌های ریشه گرفته از پوسته یا گوشته است. مذاب‌های پوسته‌ی زیرین بازالتی، صرف نظر از درجه‌ی ذوب‌بخشی به

وسیله $\text{Mg\#}$ پایین (< 40) مشخص می‌شود، در حالی که مذاب‌های با $\text{Mg\#}$ بالا (> 40) فقط بوسیله مشارکت اجزای گوشته حاصل می‌شود [۳۳، ۳۲]. میزان $\text{Mg\#}$ آندزیت‌ها از ۴۶/۴۲-۵۸/۹۴ متغیر است که بیانگر نقش اجزای گوشته در تشکیل آن‌هاست. این سنگ‌ها براساس نمودار تمایزی K_2O در برابر سیلیس [۳۴] در گستره‌ی آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط تا شوشونیتی قرار می‌گیرند، به طوری که آندزیت‌ها ماهیت پتاسیم متوسط، ریولیت‌ها پتاسیم بالا و داسیت‌ها ویژگی

شوشونیتی نشان می‌دهند (شکل ۸ ب). ماهیت شوشونیتی نمونه‌های داسیتی احتمالاً به رخداد فرایند دگرسانی در آن‌ها وابسته است. سنگ‌های آتشفشانی آهکی قلیایی (آندزیت، داسیت، ریولیت) از محصولات مهم محیط‌های زمین‌ساختی مرزهای صفحات همگرا هستند [۳۵]. در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۶] غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نسبت به HFSE مشاهده می‌شود

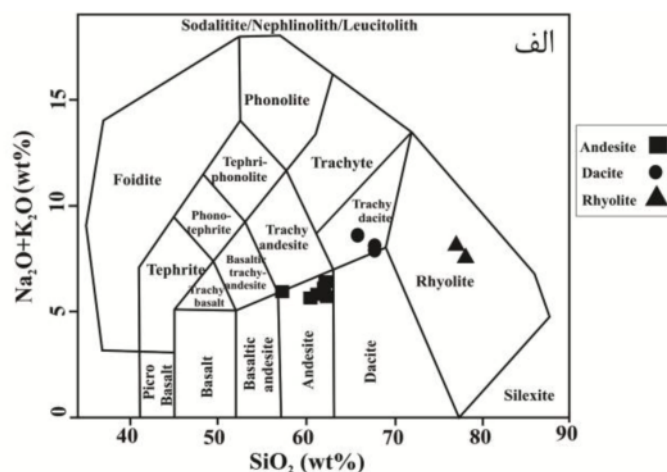
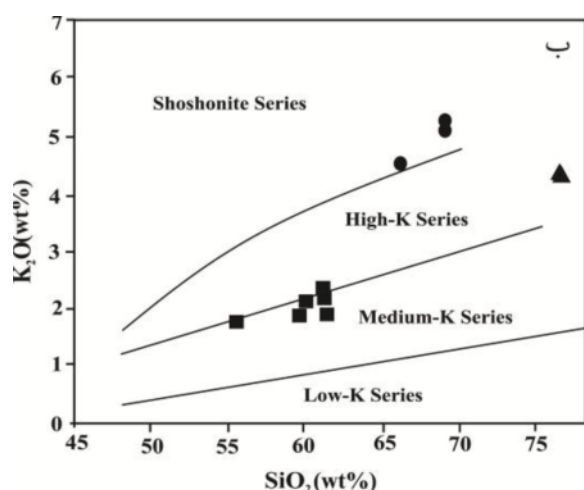
(شکل ۹ الف). در این نمودار عناصر U, Th, Rb, Cs, Zr و K بهنجاری مثبت و عناصر P, Nb, Ba, Ti بهنجاری منفی نشان می‌دهند. نمودار الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۷] نشان‌دهنده‌ی غنی‌شدگی LREE، ته‌ی‌شدگی HREE و بهنجاری منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.29-0.85$) است که بیانگر نقش هورنبلند و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل این سنگ‌هاست [۳۸] (شکل ۹ ب).

جدول ۴. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی (بر حسب wt.%) و کمیاب (بر حسب ppm) سنگ‌های آتشفشانی شوشک

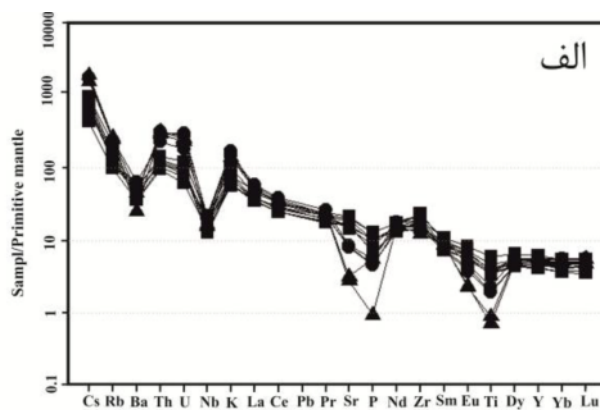
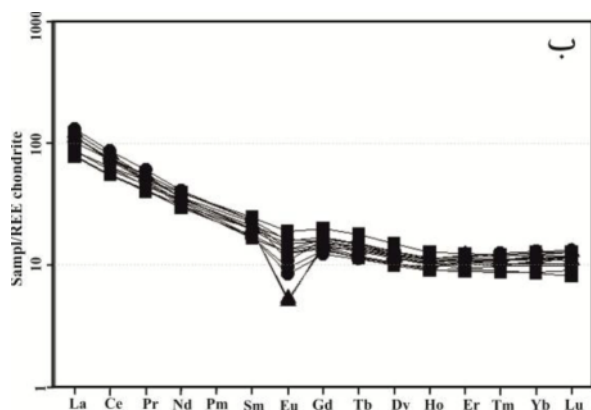
Sample No.		RB3	GB37	RB17a	RB21	RB24	RB31
Rock type		Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite
location	X	۵۹°۵۶'۵۱"	۵۹°۵۶'۵۱"	۵۹°۵۶'۴۳"	۵۹°۵۷'۱۹"	۵۹°۵۷'۲۳"	۵۹°۵۵'۳۵"
	Y	۳۲°۳۶'۴۰"	۳۲°۳۶'۴۰"	۳۲°۳۸'۳۳"	۳۲°۳۷'۵۴"	۳۲°۳۶'۱۷"	۳۲°۳۵'۳۵"
SiO ₂		۵۵.۳۳	۶۱.۰۱	۶۳.۱۰	۶۱.۰۲	۵۹.۴۳	۶۰.۹۸
TiO ₂		۱.۳۰	۰.۷۶	۰.۷۲	۰.۷۹	۰.۸۴	۰.۸۳
Al ₂ O ₃		۱۸.۱۷	۱۶.۷۷	۱۶.۱۵	۱۶.۳۵	۱۶.۶۹	۱۷.۱۲
Fe ₂ O _{3T}		۷.۲۲	۴.۸۸	۴.۵۰	۵.۰۵	۵.۵۹	۵.۰۰
MnO		۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۱۰	۰.۰۸
MgO		۲.۳۳	۳.۴۹	۲.۳۳	۳.۵۴	۴.۰۳	۲.۵۰
CaO		۷.۲۱	۵.۸۵	۴.۲۹	۵.۴۲	۶.۲۰	۵.۲۹
Na ₂ O		۳.۹۴	۳.۳۴	۳.۹۲	۳.۵۸	۳.۵۷	۳.۸۲
K ₂ O		۱.۷۰	۲.۱۲	۲.۹۸	۲.۳۰	۱.۸۲	۲.۳۱
P ₂ O ₅		۰.۲۸	۰.۱۵	۰.۱۹	۰.۲۲	۰.۲۳	۰.۲۸
LOI		۲.۲۰	۱.۳۰	۱.۵۰	۱.۴۰	۱.۳۰	۱.۶۰
Sum		۹۹.۸۰	۹۹.۸۱	۹۹.۸۱	۹۹.۷۹	۹۹.۷۹	۹۹.۷۹
Cs		۷.۷۰	۶.۰۰	۷.۵۰	۴.۹۰	۳.۵۰	۵.۲۰
Ga		۱۷.۷۰	۱۵.۱۰	۱۵.۲۰	۱۴.۲۰	۱۴.۱۰	۱۵.۸۰
Hf		۴.۶۰	۳.۹۰	۵.۸۰	۵.۱۰	۴.۸۰	۵.۵۰
Nb		۱۴.۴۰	۹.۱۰	۱۵.۲۰	۱۱.۹۰	۱۰.۲۰	۱۴.۸۰
Rb		۱۳۷.۲۰	۷۹.۷۰	۹۸.۴۰	۸۴.۰۰	۶۳.۱۰	۸۵.۳۰
Sr		۴۲۲.۰۰	۳۴۵.۹۰	۳۰۸.۹۰	۳۴۷.۷۰	۳۲۲.۸۰	۴۵۰.۰۰
Ta		۰.۹۰	۰.۷۰	۱.۱۰	۰.۹۰	۰.۸۰	۱.۰۰
Th		۸.۸۰	۱۰.۵۰	۱۲.۵۰	۹.۵۰	۸.۲۰	۱۰.۴۰
U		۱.۶۰	۲.۰۰	۲.۶۰	۲.۰۰	۱.۳۰	۱.۷۰
V		۱۳۰.۰۰	۹۳.۰۰	۶۱.۰۰	۸۲.۰۰	۹۱.۰۰	۸۴.۰۰
Zr		۲۱۲.۰۰	۱۶۵.۱۰	۲۶۵.۳۰	۲۱۹.۱۰	۲۱۱.۲۰	۲۴۹.۴۰
Y		۲۸.۲۰	۱۸.۸۰	۲۳.۸۰	۲۱.۵۰	۲۳.۲۰	۲۴.۲۰
La		۲۶.۶۰	۲۴.۶۰	۳۱.۳۰	۲۶.۹۰	۲۴.۵۰	۳۴.۳۰
Ce		۵۱.۸۰	۴۴.۷۰	۵۸.۸۰	۵۱.۰۰	۴۴.۶۰	۶۰.۲۰
Pr		۶.۰۴	۴.۸۶	۶.۲۲	۵.۳۸	۵.۰۹	۶.۷۳
Nd		۲۳.۶۰	۱۸.۷۰	۲۱.۷۰	۲۰.۰۰	۱۸.۲۰	۲۳.۶۰
Sm		۴.۷۹	۳.۲۱	۴.۳۹	۳.۸۲	۳.۸۸	۴.۵۸
Eu		۱.۳۸	۰.۹۳	۰.۹۸	۰.۹۹	۱.۱۰	۱.۱۶
Gd		۵.۱۸	۳.۶۴	۴.۲۵	۳.۸۱	۴.۰۵	۴.۴۰
Tb		۰.۸۵	۰.۵۶	۰.۷۲	۰.۶۱	۰.۶۷	۰.۷۱
Dy		۴.۸۰	۳.۳۵	۴.۰۸	۳.۶۶	۴.۰۱	۳.۹۳
Ho		۰.۹۱	۰.۶۵	۰.۸۲	۰.۷۲	۰.۷۸	۰.۸۱
Er		۲.۶۰	۱.۹۴	۲.۳۴	۲.۲۱	۲.۲۵	۲.۲۷
Tm		۰.۳۹	۰.۲۹	۰.۳۵	۰.۳۳	۰.۳۳	۰.۳۵
Yb		۲.۶۶	۱.۷۸	۲.۵۰	۲.۱۲	۲.۱۸	۲.۳۵
Lu		۰.۴۱	۰.۲۶	۰.۳۸	۰.۳۳	۰.۳۷	۰.۳۷
(La/Yb) _N		۷.۱۷	۹.۹۱	۸.۹۹	۹.۱	۸.۰۰	۱۰.۰۰
Eu/Eu*		۰.۸۵	۰.۸۳	۰.۶۹	۰.۷۹	۰.۸۵	۰.۷۹

ادامه جدول ۴

Sample No.	GB30	DB26	GB12	RB32	RB7	DB44	GB42
Rock type	Andesite	Andesite	Trachydacit	Trachydacit	Trachydacite	Rhyolite	Rhyolite
location	X	۵۹°۵۶'۲۶"	۵۹°۵۷'۴۹"	۵۹°۵۷'۴۹"	۵۹°۵۷'۴۹"	۵۹°۵۶'۳۹"	۵۹°۵۶'۴۰"
	Y	۳۲°۳۷'۱۰"	۳۲°۳۷'۱۰"	۳۲°۳۸'۱۰"	۳۲°۳۸'۱۰"	۳۲°۳۷'۴۰"	۳۲°۳۷'۴۰"
SiO ₂	۵۹٫۹۲	۶۱٫۲۲	۶۸٫۸۵	۶۸٫۸۴	۶۶٫۰۳	۷۶٫۲۵	۷۶٫۳۱
TiO ₂	۱٫۰۰	۰٫۷۵	۰٫۴۲	۰٫۴۱	۰٫۴۹	۰٫۱۹	۰٫۱۵
Al ₂ O ₃	۱۸٫۱۷	۱۶٫۶۸	۱۴٫۲۴	۱۴٫۱۲	۱۵٫۲۵	۱۱٫۶۶	۱۱٫۹۶
Fe ₂ O _{3T}	۴٫۸۵	۴٫۷۰	۲٫۵۰	۲٫۴۶	۳٫۰۷	۰٫۷۴	۱٫۶۶
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲
MgO	۲٫۰۸	۳٫۴۲	۰٫۶۸	۰٫۶۴	۰٫۷۲	۰٫۳۰	۰٫۰۹
CaO	۶٫۱۰	۵٫۸۶	۱٫۹۲	۱٫۷۶	۲٫۲۱	۱٫۰۰	۰٫۷۵
Na ₂ O	۳٫۴۳	۳٫۶۶	۲٫۸۹	۲٫۷۶	۳٫۷۸	۲٫۹۹	۳٫۵۹
K ₂ O	۲٫۰۴	۱٫۸۰	۵٫۰۰	۵٫۲۶	۴٫۴۵	۴٫۲۴	۴٫۲۳
P ₂ O ₅	۰٫۲۲	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۰۲
LOI	۱٫۹۰	۱٫۵۰	۳٫۲۰	۳٫۵۰	۳٫۷۰	۲٫۴۰	۱٫۱۰
Sum	۹۹٫۸۳	۹۹٫۸۱	۹۹٫۸۸	۹۹٫۸۹	۹۹٫۸۵	۹۹٫۹۲	۹۹٫۹۲
Cs	۶٫۴۰	۵٫۸۰	۱۴٫۷۰	۱۴٫۶۰	۱۴٫۱۰	۱۵٫۴۰	۱۲٫۷۰
Ga	۱۶٫۸۰	۱۵٫۶۰	۱۴٫۸۰	۱۳٫۷۰	۱۵٫۶۰	۱۳٫۶۰	۱۳٫۱۰
Hf	۴٫۲۰	۴٫۰۰	۴٫۹۰	۴٫۸۰	۶٫۲۰	۳٫۹۰	۴٫۶۰
Nb	۱۱٫۰۰	۹٫۰۰	۱۴٫۷۰	۱۵٫۹۰	۱۴٫۷۰	۱۱٫۱۰	۱۱٫۹۰
Rb	۸۹٫۳۰	۷۵٫۷۰	۱۵۹٫۶۰	۱۵۸٫۴۰	۱۵۶٫۷۰	۱۶۹٫۵۰	۱۵۹٫۱۰
Sr	۴۱۳٫۸۰	۳۵۷٫۴۰	۱۷۸٫۲۰	۱۶۶٫۴۰	۱۸۰٫۳۰	۶۵٫۹۰	۵۷٫۷۰
Ta	۰٫۹۰	۰٫۸۰	۱٫۴۰	۱٫۴۰	۱٫۳۰	۱٫۳۰	۱٫۲۰
Th	۱۱٫۴۰	۱۰٫۰۰	۲۶٫۰۰	۲۷٫۴۰	۲۰٫۰۰	۲۷٫۳۰	۲۵٫۶۰
U	۲٫۱۰	۱٫۹۰	۶٫۴۰	۵٫۹۰	۳٫۹۰	۵٫۴۰	۴٫۹۰
V	۶۳٫۰۰	۹۳٫۰۰	۲۷٫۰۰	۲۳٫۰۰	۳۱٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
Zr	۱۷۵٫۱۰	۱۶۸٫۱۰	۱۹۸٫۷۰	۱۹۱٫۴۰	۲۵۴٫۲۰	۱۳۸٫۳۰	۱۷۴٫۱۰
Y	۲۰٫۸۰	۱۹٫۰۰	۲۰٫۹۰	۲۰٫۷۰	۲۵٫۱۰	۲۵٫۸۰	۲۳٫۳۰
La	۲۶٫۶۰	۲۴٫۱۰	۳۵٫۱۰	۳۵٫۳۰	۴۰٫۶۰	۳۴٫۸۰	۳۷٫۸۰
Ce	۴۸٫۳۰	۴۴٫۰۰	۵۸٫۳۰	۶۰٫۷۰	۷۰٫۰۰	۵۹٫۵۰	۶۴٫۷۰
Pr	۵٫۵۴	۴٫۹۸	۵٫۸۹	۶٫۰۷	۷٫۳۳	۶٫۵۹	۶٫۵۴
Nd	۲۰٫۸۰	۱۷٫۷۰	۱۸٫۴۰	۱۹٫۷۰	۲۴٫۲۰	۲۱٫۳۰	۲۱٫۷۰
Sm	۴٫۰۸	۳٫۴۱	۳٫۳۰	۳٫۳۵	۴٫۵۱	۳٫۸۷	۳٫۸۰
Eu	۱٫۱۹	۰٫۹۲	۰٫۷۰	۰٫۶۲	۰٫۷۹	۰٫۳۷	۰٫۳۹
Gd	۴٫۰۲	۳٫۵۱	۳٫۳۹	۳٫۱۹	۴٫۲۳	۳٫۸۵	۳٫۶۱
Tb	۰٫۶۳	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۵۳	۰٫۷۱	۰٫۶۷	۰٫۶۳
Dy	۳٫۸۷	۳٫۱۹	۳٫۳۱	۳٫۲۵	۴٫۱۴	۳٫۸۶	۳٫۷۰
Ho	۰٫۷۵	۰٫۶۵	۰٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۷۳
Er	۱٫۹۶	۱٫۸۵	۲٫۲۲	۲٫۱۶	۲٫۴۲	۲٫۵۳	۲٫۳۸
Tm	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۴۰	۰٫۳۸	۰٫۳۶
Yb	۲٫۰۶	۱٫۸۳	۲٫۳۸	۲٫۲۶	۲٫۷۲	۲٫۵۶	۲٫۳۲
Lu	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۴۲	۰٫۴۱	۰٫۳۵
(La/Yb) _N	۹٫۲۶	۹٫۴۵	۱۰٫۵۷	۱۱٫۲۱	۱۰٫۷	۹٫۷۶	۱۱٫۶۸
Eu/Eu*	۰٫۹۰	۰٫۸۱	۰٫۶۴	۰٫۵۸	۰٫۵۵	۰٫۲۹	۰٫۳۲



شکل ۸ الف) نمودار رده‌بندی شیمیایی برحسب مجموع قلیایی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در برابر SiO_2 [۳۱]؛ ب) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 [۳۴] و موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه شوشک.



شکل ۹ الف) الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۶]؛ ب) الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت در گدازه‌های منطقه شوشک [۳۷]، (علائم مشابه شکل ۸).

بحث

محیط زمین‌ساختی و خاستگاه

سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه (شکل ۹ الف) و کندریت (شکل ۹ ب)، غنی‌شدگی چشمگیری در LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE نشان می‌دهند و علاوه بر آن، دارای بیهنجاری منفی از عناصر Nb و Ti است که این ویژگی‌ها خاص محیط‌های وابسته به فروانش هستند [۳۹-۴۷]. به عقیده‌ی بسیاری از پژوهندگان، بیهنجاری منفی Nb، Ba و Ti و بیهنجاری‌های مثبت Cs، Rb، K، Th و U از شاخصه‌های آلایش پوسته‌ای ماگماها هستند [۴۸-۵۱]. عناصر LIL قابلیت انحلال بیشتری نسبت به HFSE در شاره‌ها دارند [۵۲]. بنابراین در مناطق فروانش، شاره‌های آزاد شده از بخش بالایی

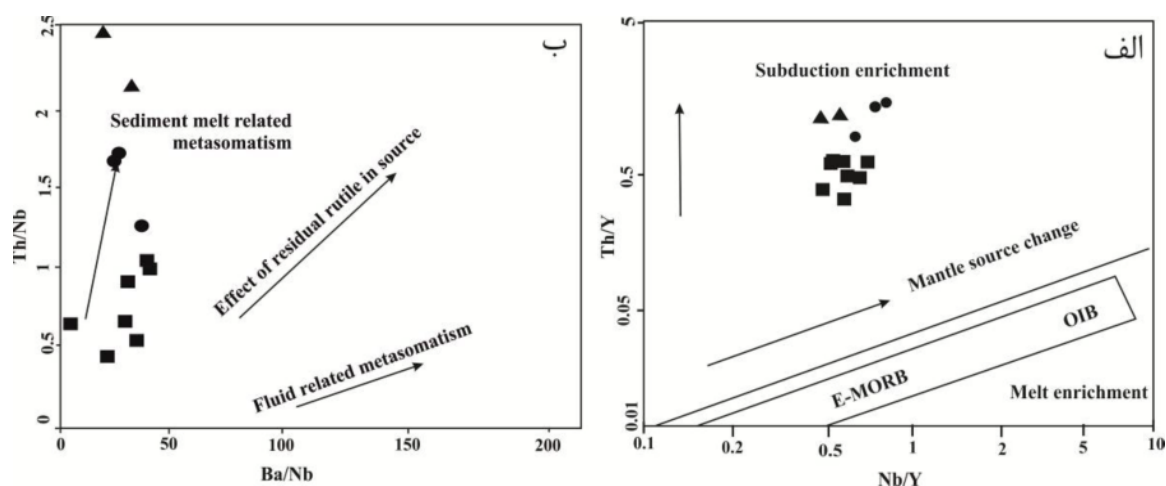
لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی هستند، منجر به دگرنهادی گوه گوشته بالایی و پس از آن بیهنجاری منفی Nb و Ta می‌شود [۴۷، ۵۳]. بیهنجاری منفی Nb و Ti شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و می‌تواند نشان دهنده‌ی مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد [۵۴]. بیهنجاری‌های مثبت Th و U در نمودارهای عنکبوتی نشانه‌ی اضافه شدن رسوب‌های پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به خاستگاه ذوب‌شدگی است [۵۵]. تهی‌شدگی Ba می‌تواند بیانگر تفریق فلدسپارها [۵۶] و خاستگاه فروانش [۵۷] باشد. وجود بیهنجاری منفی Eu از ویژگی‌های گدازه‌های آهکی قلیایی وابسته به فروانش [۵۲، ۵۸] و در ارتباط با تفریق فلدسپارها در طول تبلور ماگما و یا باقی‌ماندن فلدسپات در خاستگاه می‌باشد [۵۳].

آندزیت، داسیت و ریولیت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف یافت می‌شوند، ولی بیشتر در مناطق فرورانش (قوس جزیره و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای) وجود داشته و ترکیب آن‌ها در این گونه محیط‌ها به فرایندهای داخلی در مرزهای همگرا بستگی دارد [۴۳]. ماگماهای وابسته به قوس آتشفشانی بیشتر آهکی-قلیایی بوده و انواع تولییتی و قلیایی از اهمیت کمتری برخوردارند. چنانکه در بخش شیمی کانی‌ها بیان شد، ترکیب پیروکسن‌های مورد بررسی، نشان‌دهنده ماهیت ساب‌آلکالن برای ماگمای سازنده‌ی گدازه‌های شوشک می‌باشد که با ماهیت آهکی-قلیایی نمونه‌ها بر مبنای ژئوشیمی سنگ کل همخوانی دارد. حضور ارتوپیروکسن از سرشتی‌های ماگماهای کمان و ناشی از فعالیت بالای سیلیس در این ماگماها است. واکنش-های آب-سنگ در گوشته‌ی یا شاره‌های آب‌دار می‌تواند باعث غنی‌شدگی ارتوپیروکسن شود [۲۹]. این شاره‌ها، سیلیس را به درون گوشته وارد می‌کند. بنا بر این، ذوب‌بخشی پریدوتیت گوه گوشته‌ای که تحت تاثیر شاره‌ها و مواد فرار پوسته اقیانوسی قرار گرفته است، به عنوان منشاء گدازه‌های آندزیتی منطقه شوشک تایید می‌گردد.

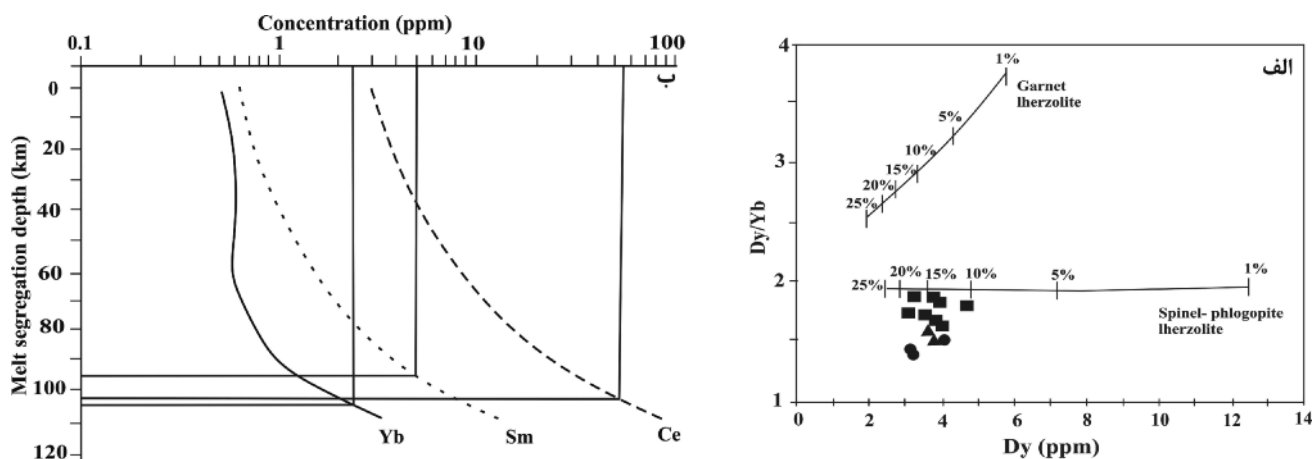
به عقیده [۶۵] از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y می‌توان برای تشخیص رژیم زمین‌ساختی استفاده کرد. به این صورت که مقادیر $Zr/Y > 3$ به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و مقادیر $Zr/Y < 3$ به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه شوشک دارای نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ بوده (۵/۳۶-۱۱/۱۴) و در گروه قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرد. نمودار Th/Ta در مقابل Yb و Th/Hf در مقابل Ta/Hf [۶۶] (شکل ۱۲)، نیز همین جایگاه را تایید می‌نماید. ماگماهای کمان به طور عمده در اثر ذوب‌بخشی در گوه گوشته‌ای وابسته به فرورانش، به دلیل اضافه شدن اجزای دگرنهادی آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده به وجود می‌آید. صفحه‌ی فرورونده و رسوب‌های همراه آن با فرورفتن در گوشته، جریانی از شاره‌های آب‌دار تولید می‌کند که به صورت یک کاتالیزور عمل کرده و باعث ذوب‌بخشی گوه گوشته و حمل $LILE$ و $LREE$ می‌شود [۶۷]. بنابراین، با توجه به سرشتی-های شیمی پیروکسن و نیز ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی شوشک نظیر غنی‌شدگی $LILE$ ، $LREE$ و بیهنجاری منفی Nb و Ti می‌توان ادعا کرد که ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها احتمالاً از ذوب‌بخشی گوه‌ی گوشته‌ای که در اثر تماس با شاره‌های مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده سیستان [۱، ۲، ۸]، از عناصر کمیاب غنی شده، ریشه گرفته است.

با توجه به نمودار نسبت Th/Y در مقابل Nb/Y که توسط [۳۹] ارائه شده است (شکل ۱۰ الف)؛ نمونه‌های مورد بررسی روند غنی‌شدگی در مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. این ویژگی نشان‌دهنده‌ی خاستگاه دگرنهادی به وسیله‌ی شاره-هاست. هر چه نسبت Th/Y در سنگ‌ها بالاتر باشد، بیانگر این است که گوشته به مقدار بیشتری به‌وسیله‌ی غنی‌شدگی پهنه-ی فرورانش تحت تأثیر قرار گرفته است [۵۹]. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی بیان شده و نمودار Th/Nb در مقابل Ba/Nb [۶۰]، (شکل ۱۰ ب) می‌توان چنین نتیجه گرفت که در خاستگاه نمونه‌های مورد بررسی بین اجزای فرورانشی، دگرنهادی وابسته به رسوب‌های فرورونده، بالاترین نقش را داشته و نمونه‌ها در راستای روند مربوطه قرار گرفته‌اند. غنی‌شدگی بیشتر داسیت و ریولیت در Th ممکن است وابسته به تأثیر اجزای فرورونده شده یا آغشتگی پوسته‌ای باشد.

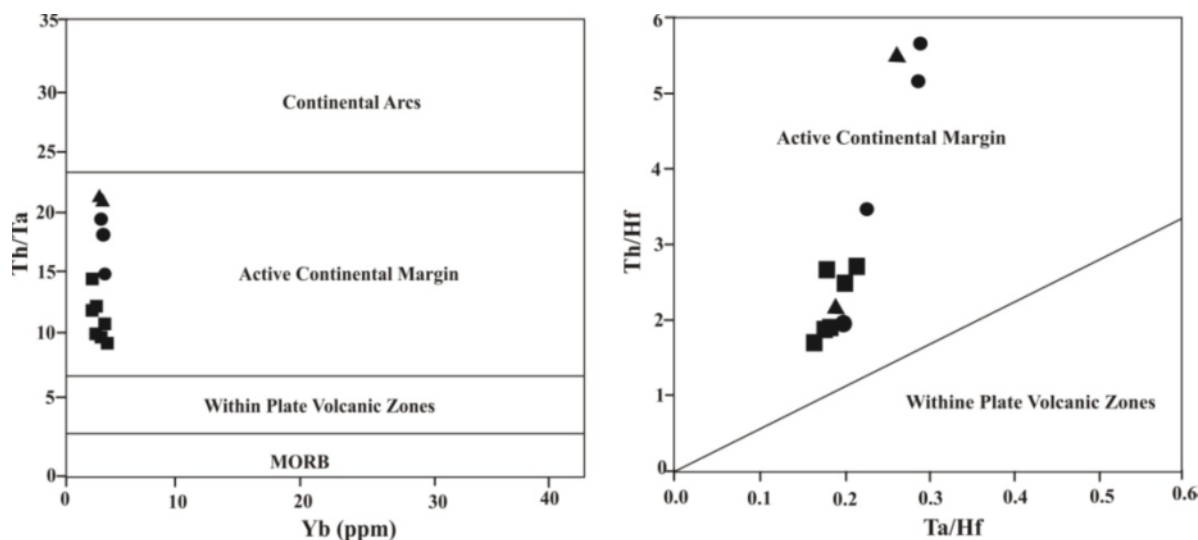
محتوای $LREE$ در مذاب به ذوب‌بخشی گارنت یا اسپینل پریدوتیت بستگی داشته و نسبت La/Yb با درجات متغیر ذوب وابسته است. همچنین مذاب‌های رخساره گارنت نسبت به مذاب‌های رخساره اسپینل، نسبت‌های بالاتری از La/Yb ایجاد می‌نماید [۶۱]. نسبت $(La/Yb)_N$ در گدازه‌های منطقه شوشک نسبتاً پایین و بین ۷/۱۷ تا ۱۱/۶۸ متغیر است که بیانگر تمایل آنها به خاستگاه اسپینل لرزولیتی می‌باشد. به اعتقاد [۶۲]، عناصر خاکی نادر یا نسبت‌های آنها (نظیر Dy/Yb ، La/Yb یا Sm/Yb) برای تعیین ترکیب گوشته فوقانی، کانی‌شناسی و عمق تشکیل مذاب استفاده می‌شود؛ زیرا این عناصر دارای ضرایب جدایش متفاوت برای اسپینل و گارنت هستند. نسبت Dy/Yb باعث تمایز بین ذوب در گستره‌ی پایداری اسپینل و گارنت از یک لرزولیت فلوگویت و آمفیبول‌دار می‌شود. مذاب‌های حاصل در گستره‌ی پایداری گارنت عموماً دارای نسبت Dy/Yb بالا (بیش از ۲/۵) هستند، در صورتیکه ذوب در محدوده پایداری اسپینل، سبب ایجاد مذاب با نسبت Dy/Yb پایین (کمتر از ۱/۵) می‌شود. بنابراین، نمودار نسبت Dy/Yb در مقابل Dy [۶۳] برای ارزیابی ترکیب خاستگاه بسیار مفید است. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در این نمودار، بیانگر گوشته‌ی خاستگاه اسپینل لرزولیتی برای آن‌هاست (شکل ۱۱ الف). به منظور ارزیابی عمق خاستگاه ماگما، از نمودار میانگین غلظت عناصر کمیاب Sm ، Yb و Ce در مقابل عمق تفکیک مذاب [۶۴] استفاده شد که بر اساس این نمودار، ماگما از عمق ۹۵ تا ۱۰۵ کیلومتری ریشه گرفته است (شکل ۱۱ ب).



شکل ۱۰ الف) نمودار Th/Y در مقابل Nb/Y [۳۹]؛ ب) نمودار Th/Nb در مقابل Ba/Nb [۶۰] برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه شوشک (علائم مشابه شکل ۸).



شکل ۱۱ الف) نمودار Dy/Yb در مقابل Dy [۶۳]؛ ب) تعیین عمق خاستگاه ماگما با استفاده از نمودار میانگین غلظت عناصر کمیاب نسبت به عمق جدایی گدازه‌ی [۶۴] نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی (علائم مشابه شکل ۸).



شکل ۱۲ نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای [۶۶]، در گستره‌ی حاشیه‌ی قاره‌ای فعال قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۸).

برداشت

واحدهای سنگی ائوسن-الیگوسن منطقه‌ی شوشک شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ایست که واحدهای گدازه‌ای به صورت گنبدهایی با ساخت توده‌ای و گاهی ستونی روی نهشته‌های آذرآواری قرار گرفته‌اند. بافت غالب مشاهده شده در نمونه‌های مورد بررسی، پورفیری با خمیره‌ی میکروولیتی تا شیشه‌ای پرلیتی و گاهی گلومروپورفیری می‌باشد. منطقه‌بندی، بافت غربالی و خوردگی خلیجی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و گردش‌دگی در بلورهای کوارتز از نشانه‌های شرایط عدم تعادل حین انجماد ماگماست. داده‌های شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی سنگ کل نشان می‌دهد که ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد بررسی به سری آهکی قلیایی تعلق داشته و محیط زمین-ساختی تشکیل آن‌ها قوس قاره‌ای وابسته به فروانش است. مقدار $Mg\#$ در آندزیت‌های مورد بررسی از ۴۶/۴۲ تا ۵۸/۹۴ متغیر است که بیانگر نقش اجزای گوشته‌ای در تشکیل آن-هاست. الگوی یکسان عناصر کمیاب نمونه‌ها بیانگر ارتباط ژنتیکی گدازه‌های حدواسط و اسیدی با یکدیگر از طریق تبلور تفریقی است. بیهنجاری منفی Ti, Nb و بیهنجاری مثبت Pb, U و Th در نمودارهای عنکبوتی نشان‌دهنده آرایش ماگمای سازنده سنگ‌ها با پوسته‌ی بالایی است. داده‌های ژئوشیمیایی بیانگر این است که ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی‌شده، در اثر ذوب بخشی گوشته‌ی اسپینل لرزولیتی در منطقه انتقال اسپینل-گارت در اعماق حدود ۹۵ تا ۱۰۵ کیلومتری تشکیل شده است. دماسنجی ارتوپروکسن در فشار ۱ تا ۱۰ کیلوبار، گستره‌ی دمایی ۱۰۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را نشان می‌دهد.

مراجع

- [1] Karimpour M. H., Stern C. R., Farmer L., Saadat S., Malekezadeh A., "Review of age, Rb/Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran", *Geopersia* 1(2011) 19–36.
- [2] Richards J. P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T., "High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry $Cu \pm Mo \pm Au$ Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan", *Economic Geology* 107 (2012) 295–332.
- [3] Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., Horn P., "Petrology of the Tertiary

magmatic activity the northern Lut area, East of Iran", Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran 51(1983) 285-336.

[4] Camp V. E., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran", *Lithos* 15(1982) 221-239.

[5] Tirrull R., Bell L.R., Griffis R. J., Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern Iran", *Geological society of America Bulletin* 94(1983) 134-150.

[6] Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Yang H. M., Chu C. H., Lee H. Y., Lo C. H., "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran", *Chemical Geology* 306-307(2012) 40-53.

[7] Zarrinkoub M.H., Chung S.L., Chiu H.Y., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Lin I.J., "Zircon U-Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran", Abstract to GSA Conference on "Tectonic Crossroads Evolving Orogens in the Eurasia-Africa-Arabi", 520(2010)4-8.

[8] Pang K.N., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H. Y., Chu C.H., Lee H.Y., Lo C.H., "Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications", *Lithos* 180-181(2013) 234-251.

[۹] نظری ز، "بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب سریش (خاور ایران)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند (۱۳۹۰)، ۱۲۳ صفحه.

[۱۰] گودرزی م، "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شرق سریش (شرق ایران) با نگرشی بر پتانسیل اقتصادی آنها"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند (۱۳۹۱)، ۱۴۱ صفحه.

[۱۱] محمدی س.س، "مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه معدن پرلیت سریش (شرق ایران)، با نگرشی بر کاربرد صنعتی آن"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۴، شماره ۱ (۱۳۹۱)، ص ۷۶ تا ۵۹.

[۱۲] مکی‌پور م، "مطالعه زمین‌شناسی، دگرسانی و پترولوژی سنگ‌های آذرین منطقه گلاب (سریش، شرق ایران)"، پایان‌نامه

- [24] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", *Chemical Geology* 77(1989) 165-182.
- [25] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PTestimations", *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119 (1997) 55-60.
- [26] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", *Mineralogical Magazine* 52 (1988) 535-550.
- [27] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", *Mineralogical Journal* 14(5)(1989) 198-221.
- [28] Le Bas M. J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science* 260(4) (1962) 267-288.
- [29] Schneider M. E., Eggler D. H., "Fluids in equilibrium with peridotite minerals: implications for mantle metasomatism", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50(1986) 711-724.
- [30] Brey G. T., Köhler T., "Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers", *Journal of Petrology* 31(6) (1990) 1353-1378.
- [31] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/ igneous rock system", *Earth Sciences Review* 37 (1994) 215-224.
- [32] Rapp R.P., Watson E.B., "Dehydration melting of metabasalt at 8-32-kbar - implications for continental growth and crustmantle recycling", *Journal of Petrology* 36 (1995) 891-931.
- [33] Geng H., Sun M., Yuan C., Xiao W.J., Xian W.S., Zhao G.C., Zhang L.F., Wong K., Wu F.Y., "Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction?", *Chemical Geology* 266 (2009) 364-389.
- [34] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1976) 63-81.
- [35] Harangi S., Downes H., Thirlwall M., Gmeling K., "Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene
- کارشناسی ارشد گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند (۱۳۹۱)، ۱۱۷ صفحه.
- [۱۳] ملکیان دستجردی م.، "پترولوژی سنگ های آتشفشانی منطقه کنگان (شمال شرق سربیشه) با نگرشی بر اهمیت اقتصادی آن ها"، پایان نامه کارشناسی ارشد گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند (۱۳۹۴)، ۱۳۱ صفحه.
- [۱۴] چهکنندی نژاد م.، "پترولوژی سنگ های آتشفشانی منطقه آسفیج (جنوب غرب سربیشه) با نگرشی بر پتانسیل اقتصادی آن ها"، پایان نامه کارشناسی ارشد گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند (۱۳۹۴)، ۹۸ صفحه.
- [15] Nazari H., Salamati R., "Geological map of Sarbisheh (1/100000)", Sheet 7955 Geological survey of Iran (1999).
- [16] Zemller G. F., Sparks R. S. G., Hawksworth C. J., Wiedenbeck M., "Magma emplacement and remobilization timescale beneath Montserrat: Insight from Sr and Ba zonation in plagioclase phenocrysts", *Journal of Petrology* 44(2003) 1413-1431.
- [17] Karsli O., Aydin F., Saldiklar M.B., "Magma interaction recorded in plagioclase zoning in granitoid, Eastern Pontides, Turkey", *Turkish Journal of Earth Sciences* 13(2004) 287-305.
- [18] Renjith M.I., "Micro-textures in plagioclase from the 1994e 1995v eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone", *Geoscience Frontiers* 5(2014) 113-126.
- [19] MacDonald R., Hawkesworth C.J., Heath J., "The lesser Antilles volcanic Chain: a study in arc magmatism", *Earth Science Reviews* 49(2000) 1-76.
- [20] Poma S., Quenardelle S., Litvak V., Maisonnave E.B., Koukharsky M., "The Sierra de Macon, plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta Province, Argentina", *Journal of South American Earth Science* 16(2004) 587-697.
- [21] Withney D., Evans B., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95(2010) 185-187.
- [22] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman Scientific and Technical (1991) 528 P.
- [23] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(1977) 149-160.

- district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution", *Journal of Asian Earth Sciences* 45 (2012) 79–94.
- [46] Ayati F., "Geochemistry investigations of volcanic rocks in Salafchegan-Khorhe sheet with emphasize on Sr-Nd isotopic data", *Journal of Tethys* 3 (2015) 163-181.
- [47] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Springer Verlag (2007) 466p.
- [48] Hofmann A.M., "Mantle geochemistry. The messages from oceanic volcanism", *Nature* 385 (1997) 219-229.
- [49] Roy A., Sarkar A., Jeyakumar S., Aggrawal S.K., Ebihara M., "Sm-Nd age and mantle source characteristics of the Dhanjori volcanic rocks, Eastern India", *Geochemical Journal* 36 (2002) 503-518.
- [50] Atherton M.P., Ghani A.A., "Slab Breakoff: A Model for Caledonian, Late Granite Syncollisional Magmatism in the Orthotectonic (Metamorphic) Zone of Scotland and Donegal, Ireland", *Lithos* 62 (2002) 65-85.
- [51] Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., "Fluid-Mobile Trace Element Constraints on the Role of Slab Melting and Implications for Archean Crustal Growth Models", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144 (2002) 38-56.
- [52] Yang W., Li S., "Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton", *Lithos* 102 (2008) 88–117.
- [53] Keshavarzi R., Esmaili D., Kahkhaei M.R., Mokhtari M.A.A., Jabari R., "Petrology, Geochemistry and Tectonomagmatic Setting of Neshveh Intrusion (NW Saveh)", *Open Journal of Geology* 4 (2014) 177-189.
- [54] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation Presentation, interpretation", Singapore Ongman (1989) 352 p.
- [55] Fan W. M., Gue F., Wang Y.J., Lin G., "Late Mesozoic calc-alkalin volcanism of post-orogenic [57] Foley S.F., Wheller G.E., "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites", *Chemical Geology* 85 (1990) 1-18.
- [58] Martin H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids", *Lithos* 46 (1999) 411-429.
- Calcalkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe*", *Journal of Petrology* 48 (2007) 2261- 2287.
- [36] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society, London, Special Publications 42 (1989) 313-345.
- [37] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies", In: Henderson, P. (ed), *Rare Earth Element Geochemistry* 169 (1984) 63-114.
- [38] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications", *Journal of Asian Earth Sciences* 30 (2007) 433–447.
- [39] Pearce J. A., "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 (1983) 230-249.
- [40] Winter J.D., "An introduction to Igneous and metamorphic petrology", Prentice Hall, (2001) 697.
- [41] Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O., Chiaradia M., Moritz R., "Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting", *Tectonophysics* 393 (2004) 301–328.
- [42] Zulkarnain I., "Geochemical Signature of Mesozoic Volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication", *Indonesian Journal on Geosciences* 4 (2009) 117-131.
- [43] Gill R., "Igneous rocks and processes", Wiley-Blackwell (2010) 428p.
- [44] Kuscu G., Geneli F., "Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex, international", *Journal of Earth Sciences* 99 (2010) 593-621.
- [45] Asiabanha A., Bardintzeff J.M., Kananian A., Rahimi G., "Post-Eocene volcanics of the Abazar extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 121 (2003) 115-135.
- [56] Arsalan M., Aslan Z., "Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey", *Journal of Asian Earth Sciences* 27 (2006) 177-193.

³⁹Ar dating, whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of post-collisional Eocene volcanic rocks in the southern part of the Eastern Pontides (NE Turkey): implications for magma evolution in extension-induced origin", Contributions to Mineralogy and Petrology 166 (2013) 113–142.

[64] Ellam R.M., "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry", Geology 20 (1992) 153–156.

[65] Pearce J. A., Norry M. J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33–47.

[66] Schandl E. S., Gorton M. P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environment", Economic Geology 97 (2002) 629–642.

[67] Hoang N., Itoh J., Miyagi I., "Subduction components in Pleistocene to recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan", Journal of Volcanology and Geothermal Research 200 (2011) 255–266.

[59] Kuscu G. G., Geneli F., "Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Complex", International journal of earth sciences 99 (2010) 593–621.

[60] Ersoy Y., Helvacı C., "FC–AFC–FCA and mixing modeler: a Microsoft Excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing", Computers and Geosciences 36 (2010) 383–390.

[61] Peters T.J., Menzies M., Thirlwall M., Kyle P., "Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA – melt formation in garnet- and spinel facies mantle straddling the asthenosphere-lithosphere boundary", Lithos 102(1-2) (2008) 295–315.

[62] Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Ibrahim K.M., "Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixing lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension", Journal of Petrology 44(2003) 1657–1679.

[63] Arslan M., Temizel I., Abdiog˘lu E., Kolaylı H., Yu˘cel C., Boztug D., Cu˘neyt Sen C., ⁴⁰Ar–