



کانی‌شناسی و ژئوشیمی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه (جنوب خور - ایران مرکزی)

نرگس نصوحیان^{۱*}، قدرت ترابی^۱، شوجی آرای^۲

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲- بخش علوم زمین دانشگاه کانازاوا، ژاپن

(دریافت مقاله: ۹۰/۱۱/۵، نسخه نهایی: ۹۱/۳/۱۰)

چکیده: افیولیت بیاضه با سن پالئوزوئیک در حاشیه‌ی شرقی بلوک یزد (ایران مرکزی) واقع شده است. این افیولیت شامل پریدوتیت-های سرپانتینی شده، متاگابرو، دایک‌های اولترابازیک دگرگون شده، متاپیکریت، سرپانتینیت و متالیستونیت است. کانی‌های تشکیل دهنده‌ی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه شامل الیوین (کاملاً سرپانتینی شده)، کلینوپیروکسن (دیوپسید، اورتیت)، فلوگوپیت، آپاتیت کدر (مگنتیت، ایلمنیت)، آمفیبول (ترمولیت، اکتینولیت، هورنبلند ترمولیتی)، کلریت (کلینوکلر، پنینیت) و پره‌نیت است. بافت‌های اصلی در این سنگ‌ها گرانولار و پوئی کیلوبلاستیک می‌باشد. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های موجود نشان دهنده‌ی تبلور کلینوپیروکسن‌ها حین صعود ماگماست. بررسی ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های بیاضه نشان دهنده‌ی مقادیر بالای MgO (۲۵۸ تا ۲۸۰) و مقادیر پایین SiO_2 (۳۷/۵ تا ۳۹/۴) (درصد وزنی) است که تاییدکننده‌ی ماهیت اولترامافیک آن‌هاست. حضور فلوگوپیت به عنوان یک کانی آبدار در این سنگ‌ها همراه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بررسی شده، وجود آمفیبول را در خاستگاه متاپیکریت‌های بیاضه آشکار می‌کند. مقادیر REEs، غنی‌شدگی از HFSEs و LREEs همراه با مقادیر بالای $Mg\#$ و Ni در این متاپیکریت‌ها حاکی از غنی‌شدگی متاسوماتیکی خاستگاه گوشته‌ای آن‌ها است. غنی‌شدگی متاسوماتیکی این خاستگاه گوشته‌ای می‌تواند به وسیله‌ی شاره‌های وابسته به فروران‌ش پالئوتتیس ایجاد شده باشد. مشخصات ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ۴۰٪ ذوب بخشی یک لرزولیت اسپینل‌دار متاسوماتیک شده‌ی گوشته‌ی آستنسفری ایجاد شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: افیولیت؛ متاپیکریت؛ پالئوزوئیک؛ پالئوتتیس؛ ایران مرکزی؛ بیاضه.

مقدمه

کافت‌های میان اقیانوسی و مجموعه‌های ماگمایی جزایر قوسی تشکیل می‌شوند [۳،۲]. پیکریت‌های وابسته به فروران‌ش نیز در برخی مناطق وجود دارند که می‌توان به جریان‌های پیکریت و پیکروبازالت‌های جزایر سولومون اشاره کرد [۳،۲]. همچنین ماگماهای پیکریتی می‌توانند حاصل درجات بالای ذوب بخشی در راس پلوم‌های بزرگ باشند. بنابراین ماگماهای پیکریتی معمولاً در شرایط دمایی غیرعادی مثل پلوم‌های بزرگ و یا به‌هنجاری‌های گرمایی وابسته به فروران‌ش تولید می‌شوند [۴]. ترکیب ماگماهای پیکریتی اولیه وابسته به درجه‌ی ذوب بخشی گوشته و عمق تشکیل آن‌ها است. بنابراین می‌توان گفت که

رده‌بندی IUGS سنگ‌های آتشفشانی غنی از منیزیم و پیکریت‌ها توسط لومتر و همکاران [۱] ارائه شد. در این رده-بندی پیکریت‌ها دارای مقادیر $MgO > ۱۸$ ، $SiO_2 < ۵۳$ و $Na_2O + K_2O = ۱$ درصد وزنی هستند. در بازنگری این رده-بندی پیکریت‌ها با مقادیر $MgO > ۱۲$ ، $SiO_2 < ۵۲$ و $Na_2O + K_2O < ۱$ درصد وزنی مطرح شدند [۱].

پیکریت‌ها در محیط‌های زمین ساختمانی مختلف از قبیل مناطق آذرین گسترده (Large igneous provinces)، آتشفشان‌های نقاط داغ، سیستم‌های وابسته به ریف،

[۶]. در این پژوهش، کانی‌شناسی و ژئوشیمی متاپیکریت‌های موجود در افیولیت بیاضه مورد بررسی قرار گرفته است.

زمین‌شناسی عمومی

خرده قاره‌ی شرق-ایران مرکزی، به سه بلوک اصلی تقسیم می‌شود که شامل بلوک‌های یزد، طبس و لوت است [۷]. این خرده قاره با گسل‌های متعدد و افیولیت‌های باقیمانده از نفوتتیس به سن مزوزوئیک تا ترشیری احاطه شده است [۶]. در درون بخش غربی این خرد قاره نیز افیولیت‌هایی با سن پالئوزوئیک بالایی و مزوزوئیک زیرین دیده می‌شوند که شامل افیولیت‌های انارک، جندق، بیاضه و پشت بادامند. این افیولیت‌ها به عنوان بقایایی از پالئوتتیس هستند که در اثر چرخش پاد ساعتگردی خرد قاره‌ی شرق-ایران مرکزی (Central-East Iranian microcontinent) از مناطق شمال شرقی ایران (آق دربند) به این بخش منتقل شده‌اند [۸، ۹].

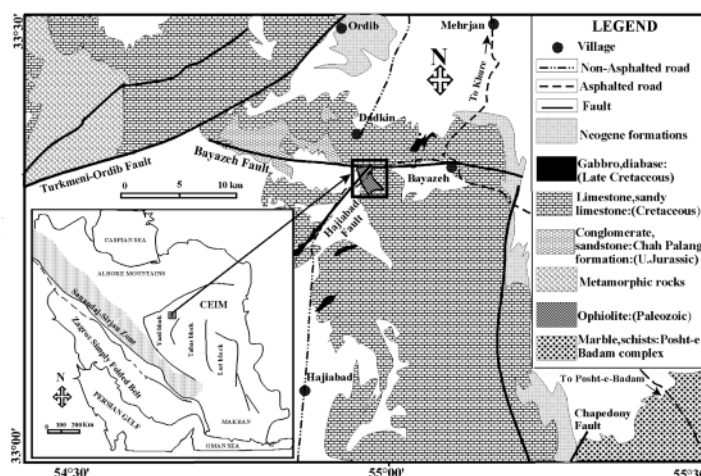
افیولیت بیاضه از ردیف‌های ناکامل افیولیتی ایران است که در غرب منطقه‌ی بیاضه و جنوب شهرستان خور (شمال شرقی استان اصفهان) قرار دارد. این منطقه در حاشیه‌ی شرقی بلوک یزد و نزدیک به بلوک پشت بادام قرار گرفته است (شکل ۱) [۱۰]. گسل‌های مهم موجود در منطقه‌ی بیاضه شامل گسل‌های بیاضه، حاجی آباد و ترکمنی-اوردیب می‌شوند [۶]. افیولیت بیاضه در راستای گسل بیاضه رخنمون دارد (شکل ۱). گسل بیاضه در بخش شمال غربی به گسل ترکمنی-اوردیب می‌پیوندد که محل اتصال این گسل‌ها با رسوب‌های پلیوکواترن پوشیده شده است [۱۱].

ترکیب این ماگما وابسته به دما و فشار حاکم بر ناحیه‌ی خاستگاه آن هاست [۲]. تشکیل پیکریت‌های اولیه نسبت به ماگماهای بازالتی نیازمند درجات بالاتر ذوب بخشی و نیز دما و فشار بالاتری است [۴].

گدازه‌های پیکریتی در درجات مختلف ذوب بخشی امکان تشکیل می‌یابند که با توجه به همبستگی معکوس زایش آن‌ها با فشار، می‌توان ذوب کم فشار را به عنوان عامل تولید آن‌ها دانست [۴]. برخی مدل‌ها تولید این گونه ماگماها را در فشارهای بالاتر از ۲/۵ گیگا پاسکال و در میدان پایداری گارنت پیشنهاد می‌کنند [۲]. علاوه بر آن آب نقش مهمی در تولید چنین ماگماهایی دارد که موجب پایین آوردن دمای خط انجماد و افزایش درجه‌ی ذوب بخشی در دماهای پایین‌تر می‌شود [۴].

سنگ‌هایی با مشخصات شیمیایی پیکریت‌ها می‌توانند با انباشت الیوین‌ها از یک ماگمای بازی عادی و یا از یک ماگما پیکریتی اولیه ایجاد شوند که در چنین شرایطی ترکیب الیوین بازتاب دهنده‌ی ترکیب ماگمای سازنده آن‌هاست [۵]. وجود روند‌های ژئوشیمیایی خطی بین بازالت‌ها و پیکریت‌ها با ترسیم عناصر کمیاب نسبت به MgO مشخص شده است و احتمال می‌رود که برخی از پیکریت‌های کمان‌ها در اثر اختلاط ماگمای بازی با پریدوتیت گوشته ایجاد شده باشد [۲].

متاپیکریت‌ها از واحدهای سازنده‌ی افیولیت بیاضه هستند که دارای حجم محدودی بوده و در بخش شمالی این افیولیت رخنمون دارند. افیولیت بیاضه در شمال شرقی استان اصفهان و در بخش غربی خرد قاره‌ی شرق-ایران مرکزی واقع شده است



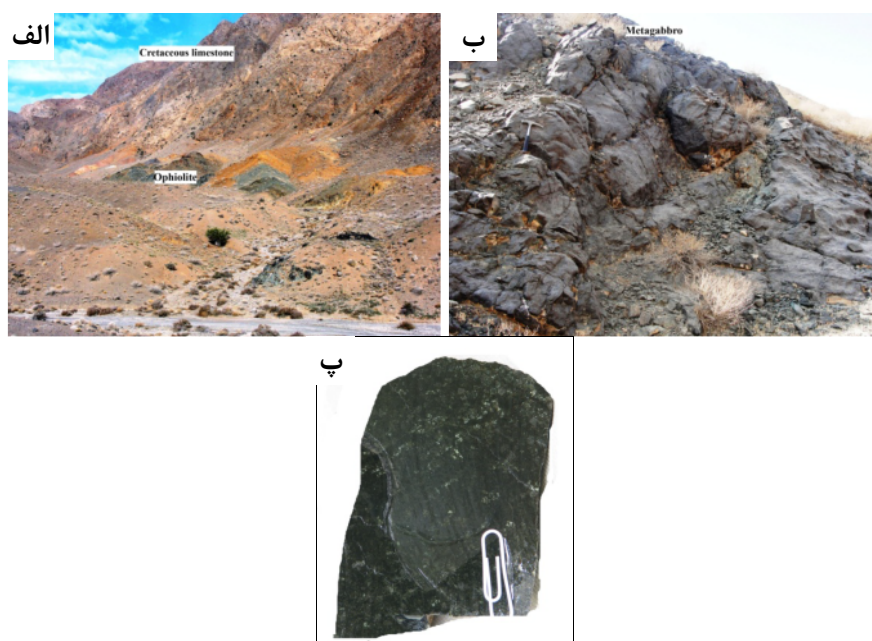
شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در نقشه‌ی ایران (برگرفته از قاسمی و تالپوت [۱۰] با تغییرات) و نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از منطقه‌ی بیاضه (برگرفته از آیستوو و همکاران [۱۲] با تغییرات).

هستند و از طریق رخداد دگرگونی از گابروهای توده‌ی موجود در این افیولیت ایجاد شده‌اند (شکل ۲ ب). این متاگابروها در بررسی‌های کانی‌شناسی و شیمی کانی، دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (لابرادوریت و آلبیت) و آمفیبول (هورنبلند شرم‌اکیتی و اکتینولیت) هستند. کانی‌های فرعی موجود در آن‌ها نیز به ترتیب فراوانی شامل اپیدوت، کلریت (پیکنوکلریت)، کانی‌کدر (مگنتیت)، کلسیت، کوارتز و اسفن است. بافت‌های غالب در این متاگابروها، گرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک است.

آیستوو و همکاران [۱۲] افیولیت بیاضه را به سن کامبرین تا پالئوزوئیک پایینی دانسته و دگرگونی‌های همراه با آن را جزئی از مجموعه افیولیتی محسوب می‌دارند. باقری و اشتامپفلی [۱۳] افیولیت بیاضه را به پالئوزوئیک بالایی تا مزوزوئیک نسبت داده‌اند. بررسی ایزوتوپی $Ar^{40}-Ar^{39}$ در سنگ‌های متاپلیتی موجود در افیولیت‌های انارک، جندق و پشت بادام نیز گستره‌ی سنی ۳۲۹ تا ۳۳۹ میلیون سال را نشان می‌دهد [۸]. بررسی بازالت‌های قلیایی منطقه نشان می‌دهد که این بازالت‌های قلیایی مستقل از افیولیت بیاضه و به فازهای کششی پس از کوهزایی کالدونین وابسته‌اند که فروانش پالئوتتیس در پالئوزوئیک موجب غنی‌شدگی گوشته از مواد فرار و ایجاد بازالت قلیایی در پالئوزوئیک فوقانی شده است [۶].

در بررسی‌های صحرایی معلوم شده است که واحدهای سازنده‌ی این افیولیت عبارتند از پریدوتیت دگرگون، متاگابرو، دایک‌های اولترابازیک دگرگون شده، متاپیکریت، سرپانتینیت و متالیستونیت. این مجموعه به وسیله‌ی سنگ‌های دگرگون از قبیل مرمر، شیست و ماسه سنگ‌های دگرگون شده، پوشیده شده است. پس از آن سازندهای رسوبی وابسته به ژوراسیک فوقانی و کرتاسه زیرین، افیولیت بیاضه و دگرگونه‌های روی آن را می‌پوشاند (شکل ۲ الف). بازالت‌های قلیایی و دایک‌های دیوریتی نیز در این منطقه حضور دارند. بازالت‌های قلیایی منطقه جوانتر از افیولیت بوده و پس از جایگیری افیولیت و دگرگونی ناحیه‌ای در این منطقه رخ داده است [۸].

پریدوتیت‌های گوشته‌ی افیولیت بیاضه طی فرایند جایگیری خود در پوسته و نیز در اثر رخداد دگرشکلی و دگرگونی‌های بعدی دستخوش، تغییرات کانی‌شناسی و ساختاری شدیدی شده‌اند. رخداد فرایند آبگیری در این سنگ‌ها منجر به تبدیل کامل پریدوتیت‌های گوشته موجود در این منطقه به سرپانتینیت شده است. در بررسی‌های صحرایی این سرپانتینیت‌ها بیشتر در راستای پهنه‌های گسلی قرار گرفته‌اند و دارای ساختارهای گسل خورده و یا گسل خورده-رگه‌ای هستند. تبدیل تدریجی سرپانتینیت‌ها به متالیستونیت‌ها نیز در بررسی‌های صحرایی به خوبی قابل مشاهده‌اند (شکل ۲ الف). متاگابروهای افیولیت بیاضه جزئی از پیکره‌ی افیولیت



شکل ۲ تصاویر صحرایی از افیولیت بیاضه. الف) نمایی از افیولیت بیاضه که این افیولیت به وسیله‌ی سنگ آهک کرتاسه بالایی نزدیک به گسل بیاضه پوشیده شده است (دید به سمت شمال). ب) تصویر صحرایی متاگابروهای افیولیت بیاضه (دید به سمت جنوب). پ) متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه در نمونه‌ی دستی.

روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه برداری و بررسی‌های میکروسکوپی از متاپیکریت‌های افیولیت بیاض، تعداد ۳ مقطع نازک برای آنالیز ریز پردازش انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک صیقلی تهیه شد. آنالیز کانی‌ها با یک ریز پردازنده الکترونی JEOL مدل (WDS) JXA-۸۸۰۰ در دانشگاه کانازاوا ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kV و جریان ۲۰ nA انجام گرفت. در محاسبه فرمول ساختاری و تعیین اعضای پایانی کانی‌ها از نرم افزار Minpet 2.02 استفاده شد و مقادیر Fe^{3+} و Fe^{2+} موجود در کانی‌ها نیز به روش عنصر سنجی تعیین شدند. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جداول ۱ تا ۷ ارائه شده است. علائم اختصاری کانی‌ها در این پژوهش برگرفته از [۱۴] است.

برای بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها و تشخیص مقادیر عناصر اصلی و فرعی آن‌ها تعداد ۵ نمونه از متاپیکریت‌های افیولیت بیاض به روش ICP-MS با استاندارد ICP95A-IMS95A در شرکت SGS کانادا مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های منطقه در جدول ۸ ارائه شده‌اند. آنالیز XRD نمونه‌های متاپیکریت نیز با XRD D8 advance, Bruker در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان صورت گرفت.

سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

متاپیکریت‌های افیولیت بیاض در بخش شمالی این افیولیت رخنمون دارند. در بررسی‌های صحرایی، این سنگ‌ها حجم محدودی داشته و دارای ساخت توده‌ای و متراکم هستند. این متاپیکریت‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ سبز تیره و تقریباً درشت دانه‌اند (شکل ۲ پ). رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره‌ی شیبست سبز و نقش دگرسانی در این پیکریت‌ها منجر به تغییر برخی از کانی‌های اولیه موجود در آن‌ها به کانی‌های دگرسان، شده است. تاثیر گسترده‌ی فاز شاری در پیکریت‌های افیولیت بیاض موجب فرایندهای سرپانتینی، کلریتی و پرهنییتی شدن در این سنگ‌ها شده است. کانی‌های سرپانتین (آنتی گوریت)، کلریت (کلینوکلر و پنینیت)، پرهنیت و آمفیبول به صورت بخشی و یا کامل جایگزین برخی کانی‌های اولیه موجود در این پیکریت‌ها شده‌اند. متاپیکریت‌های افیولیت بیاض دارای بافت‌های اصلی دانه‌ای و پوئی کیلوبلاستیک هستند و به صورت فرعی نیز بافت‌های مشبک و کاناکلاستیک

در آن‌ها دیده می‌شوند.

الیون: کانی مهم تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها، الیون است. الیون‌ها غالباً شکل دار بوده، تحت تاثیر فرایند سرپانتینی شدن قرار گرفته است و به طور کامل به کانی‌های گروه سرپانتین (آنتی گوریت) تبدیل شده‌اند. طی فرایند سرپانتینی شدن الیون‌ها مقادیر زیادی مگنتیت ایجاد شده است که حاکی از حضور آهن در ساختار الیون‌های اولیه است (شکل ۳ الف، ج). به عقیده‌ی [۵]، ترکیب کانی الیون در پیکریت‌ها و در بررسی‌های سنگ‌نگاری از فاکتورهای با ارزش در بررسی پتروژنز این سنگ‌ها محسوب می‌شود. بر اساس موقعیت قرارگیری الیون‌ها نسبت به کانی‌های دیگر موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاض، آن‌ها را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد:

۱- الیون‌های درشت دانه‌ای که همراه با کانی‌های دیگر در این متاپیکریت‌ها حضور داشته و بافت دانه‌ای را در آن‌ها ایجاد می‌کنند. این الیون‌ها به طور کامل به وسیله‌ی کانی‌های گروه سرپانتین (آنتی گوریت) جانشین شده‌اند (شکل ۳ الف، ج).

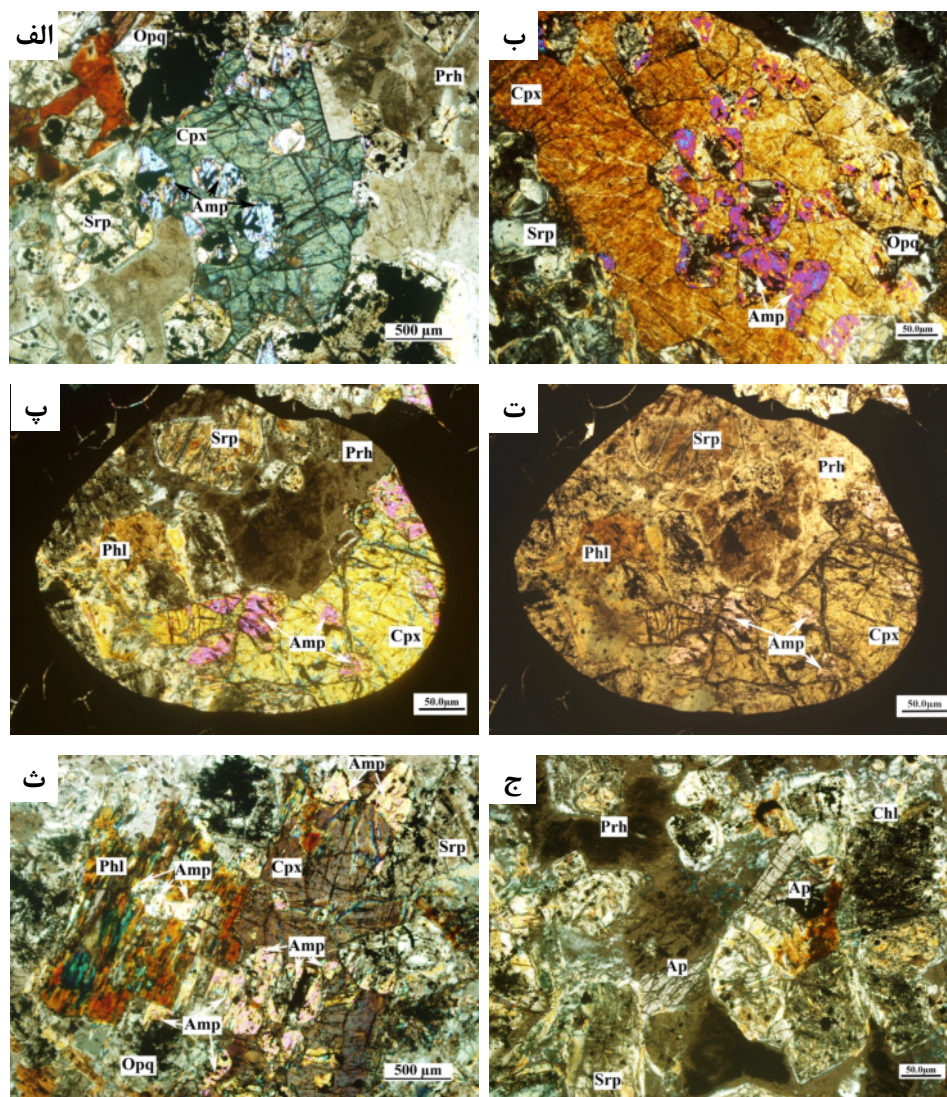
۲- الیون‌های کاملاً شکل‌دار که به وسیله‌ی کانی‌های دیگر از جمله کلینوپیروکسن‌ها در بر گرفته شده‌اند. این فرایند منجر به ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستیک در این سنگ‌ها گردیده که حاکی از تبلور زودتر الیون نسبت به کانی‌های دیگر است (شکل ۳ الف، ب). این نوع الیون‌ها غالباً به وسیله‌ی آمفیبول (ترمولیت) جانشین شده‌اند (شکل ۳ ب). بنابراین دگرگونی در حد رخساره‌ی شیبست سبز در این سنگ‌ها منجر به سرپانتینی شدن کامل این نوع از الیون‌ها و سپس تبدیل آن‌ها به آمفیبول‌هایی با ترکیب ترمولیت شده است.

کلینوپیروکسن: این کانی از کانی‌های آذرین اولیه موجود در این سنگ‌ها و از کانی‌های مقاوم در برابر دگرسانی و دگرگونی است (شکل ۴) [۱۵]. کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها فراوانی قابل توجه داشته و دارای حاشیه‌های در تعادل با کانی‌های اطراف است. این کانی در برخی موارد از حاشیه‌ها به آمفیبول تبدیل شده است (شکل ۳ ث).

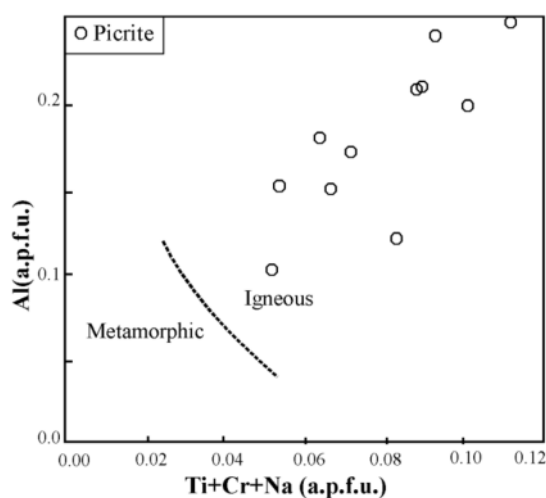
بررسی شیمی کلینوپیروکسن‌های موجود در این متاپیکریت‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها بیشتر از نوع دیوپسید و به ندرت اوژیت بوده و به ترتیب دارای مقادیر $Mg\#$ (۰/۷۸۸ تا ۰/۹۳۴) و (۰/۷۹۶ و ۰/۹۱۱) هستند (شکل ۵ الف) [۱۶]. این کلینوپیروکسن‌ها مقادیری از Al_2O_3 و TiO_2 به

طول صعود ماگما تشکیل شده‌اند. وجود مقادیر پایین Al و Ti در برخی کلینوپیروکسن‌های آذرین به دلیل تبلور آن‌ها در شرایط هم فشار در درون آشیانه‌های ماگمایی و نزدیک به شرایط تعادل است [۶]. گستره‌ی گسترده و همخوانی مثبت مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 در این کلینوپیروکسن‌ها اشاره به کاهش آرام فشار در حین تبلور آن‌ها دارد.

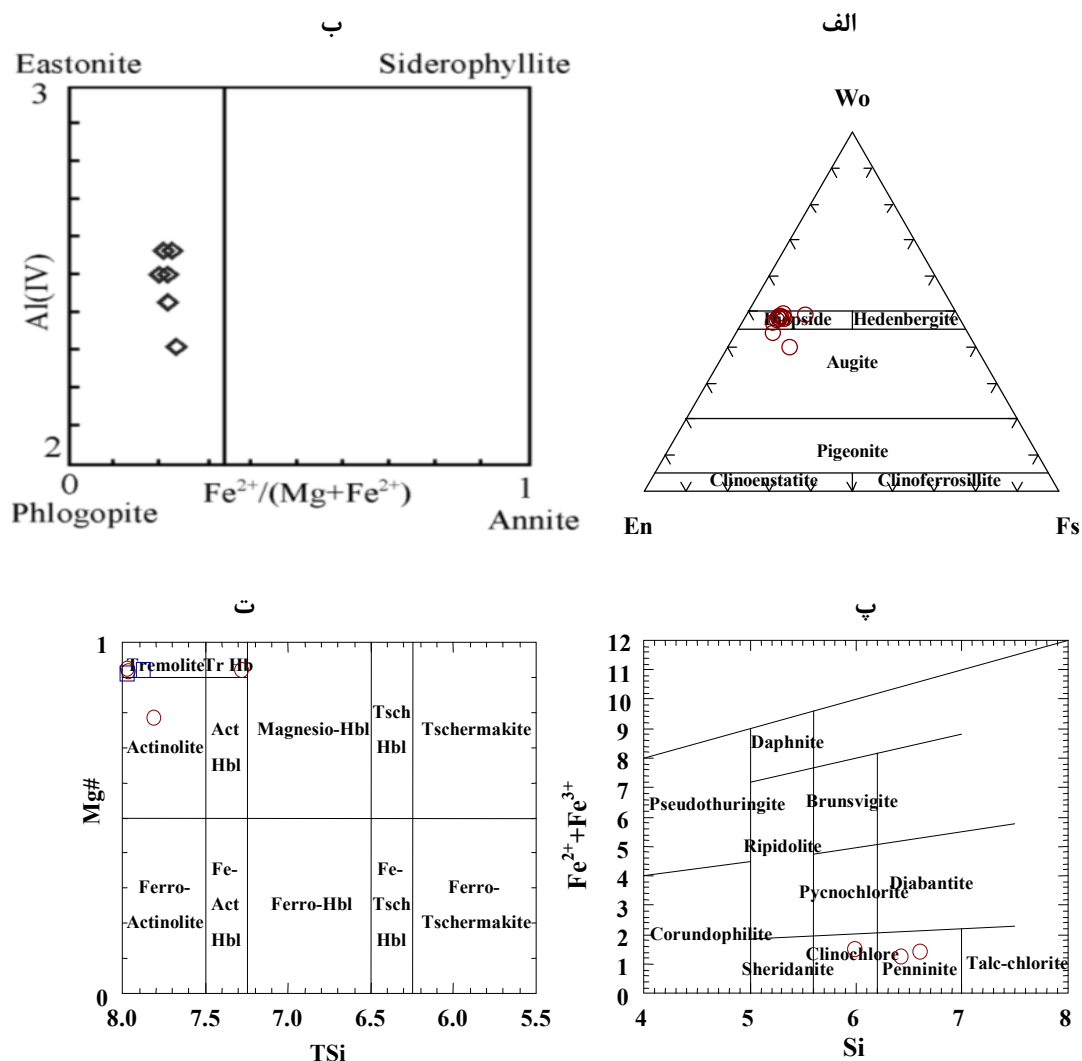
ترتیب (۱/۲۱ تا ۵/۷۲) و (۰ تا ۲/۹۶) درصد وزنی داشته و این اکسیدها دارای همبستگی مثبت در این کانی هستند (جدول ۱). فشار به‌طور چشم‌گیری بر حلالیت Al و Ti در کانی‌های مافیک از جمله کلینوپیروکسن‌ها تأثیر می‌گذارد و افزایش Al و Ti در این کانی‌ها می‌تواند در اثر کاهش فشار توجیه شود [۱۷]. بنابراین کلینوپیروکسن‌هایی با مقادیر بالای Al و Ti در



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی متاپکریت‌های افیولیت بیاض. (الف) وجود الیون‌های کاملاً سرپانتینی شده در زمینه‌ی سنگ و نیز الیون‌های ترمولیتی شده در کلینوپیروکسن (XPL). (ب) حضور الیون در کلینوپیروکسن و ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستیک در این کانی و نیز رشد آمفیبول از نوع ترمولیت در الیون‌های کاملاً سرپانتینی شده (XPL). (پ) حضور کلینوپیروکسن، پره‌نیت، الیون‌های سرپانتینی شده و فلوگوپیت در این سنگ‌ها (XPL). (ت) همان تصویر در نور طبیعی (PPL). (ث) کلریتی شدن فلوگوپیت، رشد آمفیبول در حاشیه‌ی کلینوپیروکسن و در درون الیون‌های سرپانتینی شده و نیز حضور الیون در کلینوپیروکسن و فلوگوپیت (XPL). (ج) گستردگی سرپانتین، حضور آپاتیت و پره‌نیت در این نمونه‌ها (XPL).



شکل ۴ نمودار بررسی آذرین یا دگرگون بودن کلینوپیروکسن‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه [۱۵].



شکل ۵ نمودار بررسی ترکیب کانی‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه. الف) کلینوپیروکسن [۱۶] ب) فلوگوپیت [۱۶] پ) کلریت [۲۰] ت) آمفیبول [۱۶].

جدول ۱ نتایج آنالیز نقطه ای و تعیین فرمول ساختاری کلینوپروکسن‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاض.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Name
B۴۶۰-۲	۱۸۳	۵۰٫۴۱	۱٫۸۳	۳٫۶۶	۰٫۱۰	۵٫۱۶	۰٫۱۱	۱۴٫۹۲	۲۳٫۵۵	۰٫۶۸	۰٫۰۰	۱۰۰٫۴۶	Diopside
B۴۶۰-۲	۱۸۵	۵۲٫۸۰	۱٫۰۱	۲٫۷۴	۰٫۰۰	۸٫۸۷	۰٫۳۷	۱۵٫۴۹	۱۹٫۲۰	۰٫۷۳	۰٫۰۴	۱۰۰٫۲۵	Augite
B۴۶۰-۲	۱۸۹	۴۷٫۷۸	۱٫۵۱	۵٫۱۹	۰٫۸۴	۵٫۱۴	۰٫۰۹	۱۴٫۰۱	۲۳٫۱۵	۰٫۴۰	۰٫۰۱	۹۸٫۱۴	Diopside
B۴۶۰-۲	۱۹۱	۵۰٫۸۴	۱٫۱۶	۳٫۹۵	۰٫۵۴	۴٫۹۸	۰٫۰۹	۱۵٫۲۴	۲۳٫۵۰	۰٫۳۶	۰٫۰۰	۱۰۰٫۶۵	Diopside
B۴۶۰-۲	۱۹۲	۵۲٫۴۲	۰٫۰۰	۱٫۲۱	۰٫۰۰	۸٫۵۱	۰٫۴۷	۱۳٫۰۵	۲۴٫۳۹	۰٫۳۱	۰٫۰۰	۱۰۰٫۲۷	Diopside
N۱۱-۱	۲۷	۵۱٫۶۲	۰٫۹۷	۳٫۶۱	۰٫۶۴	۴٫۵۲	۰٫۱۲	۱۵٫۸۵	۲۲٫۶۸	۰٫۳۴	۰٫۰۰	۱۰۰٫۳۷	Diopside
N۱۱-۱	۲۹	۵۰٫۶۳	۱٫۰۸	۲٫۸۹	۰٫۱۱	۵٫۳۵	۰٫۱۲	۱۶٫۰۸	۲۰٫۸۵	۰٫۶۸	۰٫۰۲	۹۷٫۸۲	Augite
N۱۱-۱	۳۴	۴۹٫۵۶	۱٫۵۴	۴٫۱۳	۰٫۳۹	۵٫۰۰	۰٫۰۹	۱۵٫۲۴	۲۲٫۸۴	۰٫۴۲	۰٫۰۰	۹۹٫۲۰	Diopside
N۱۱-۲	۳۹	۴۹٫۳۳	۱٫۴۰	۵٫۲۲	۰٫۸۶	۵٫۰۰	۰٫۱۱	۱۴٫۶۹	۲۲٫۴۹	۰٫۳۷	۰٫۰۰	۹۹٫۵۱	Diopside
N۱۱-۳	۴۱	۴۸٫۸۰	۲٫۳۴	۴٫۷۳	۰٫۱۵	۵٫۴۴	۰٫۱۴	۱۴٫۱۷	۲۲٫۴۷	۰٫۶۲	۰٫۰۰	۹۸٫۸۶	Diopside
N۱۱-۴	۴۲	۴۷٫۳۸	۲٫۹۶	۵٫۷۲	۰٫۲۳	۵٫۴۸	۰٫۱۱	۱۳٫۷۴	۲۱٫۸۲	۰٫۵۵	۰٫۰۰	۹۸٫۰۳	Diopside
N۱۱-۶	۴۹	۴۸٫۲۱	۱٫۵۴	۵٫۴۹	۰٫۸۴	۴٫۹۸	۰٫۰۸	۱۴٫۵۳	۲۲٫۸۸	۰٫۳۶	۰٫۰۱	۹۸٫۹۳	Diopside

Structural formula based on the 6 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al(IV)	Al(VI)	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations
B۴۶۰-۲	۱۸۳	۱٫۸۴۳	۰٫۰۵۰	۰٫۱۵۷	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۱۰۱	۰٫۰۵۷	۰٫۰۰۴	۰٫۸۱۳	۰٫۹۲۳	۰٫۰۴۸	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
B۴۶۰-۲	۱۸۵	۱٫۹۴۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۶۰	۰٫۰۵۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۵۵	۰٫۲۱۷	۰٫۰۱۲	۰٫۸۴۸	۰٫۷۵۵	۰٫۰۵۲	۰٫۰۰۲	۳٫۹۹۸
B۴۶۰-۲	۱۸۹	۱٫۷۹۴	۰٫۰۴۳	۰٫۲۰۶	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۵	۰٫۱۰۲	۰٫۰۶۰	۰٫۰۰۳	۰٫۷۸۴	۰٫۹۳۱	۰٫۰۲۹	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
B۴۶۰-۲	۱۹۱	۱٫۸۵۵	۰٫۰۳۲	۰٫۱۴۵	۰٫۰۲۵	۰٫۰۱۵	۰٫۰۶۶	۰٫۰۸۶	۰٫۰۰۳	۰٫۸۲۹	۰٫۹۱۹	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
B۴۶۰-۲	۱۹۲	۱٫۹۵۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۵۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۷۰	۰٫۱۹۵	۰٫۰۱۵	۰٫۷۲۴	۰٫۹۷۲	۰٫۰۲۲	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
N۱۱-۱	۲۷	۱٫۸۸۴	۰٫۰۲۶	۰٫۱۱۶	۰٫۰۳۹	۰٫۰۱۸	۰٫۰۳۰	۰٫۱۰۹	۰٫۰۰۴	۰٫۸۶۲	۰٫۸۸۷	۰٫۰۲۴	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
N۱۱-۱	۲۹	۱٫۸۹۰	۰٫۰۳۰	۰٫۱۱۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰۸۰	۰٫۰۸۷	۰٫۰۰۴	۰٫۸۹۴	۰٫۸۳۴	۰٫۰۴۹	۰٫۰۰۱	۳٫۹۹۹
N۱۱-۱	۳۴	۱٫۸۳۳	۰٫۰۴۳	۰٫۱۶۷	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۱	۰٫۰۸۷	۰٫۰۶۸	۰٫۰۰۳	۰٫۸۴۱	۰٫۹۰۵	۰٫۰۳۰	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
N۱۱-۲	۳۹	۱٫۸۲۳	۰٫۰۳۹	۰٫۱۷۷	۰٫۰۵۰	۰٫۰۲۵	۰٫۰۵۰	۰٫۱۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۸۰۹	۰٫۸۹۰	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
N۱۱-۳	۴۱	۱٫۸۱۹	۰٫۰۶۶	۰٫۱۸۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۶۳	۰٫۱۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۷۸۷	۰٫۸۹۷	۰٫۰۴۵	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
N۱۱-۴	۴۲	۱٫۷۸۵	۰٫۰۸۴	۰٫۲۱۵	۰٫۰۳۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۴۱	۰٫۱۳۲	۰٫۰۰۴	۰٫۷۷۲	۰٫۸۸۱	۰٫۰۴۰	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
N۱۱-۶	۴۹	۱٫۷۹۲	۰٫۰۴۳	۰٫۲۰۸	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۵	۰٫۰۹۰	۰٫۰۶۴	۰٫۰۰۲	۰٫۸۰۵	۰٫۹۱۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۰۰	۴٫۰۰۰

Sample	B۴۶۰-۲	B۴۶۰-۲	B۴۶۰-۲	B۴۶۰-۲	B۴۶۰-۲	N۱۱-۱	N۱۱-۱	N۱۱-۱	N۱۱-۲	N۱۱-۳	N۱۱-۴	N۱۱-۶
Point	۱۸۳	۱۸۵	۱۸۹	۱۹۱	۱۹۲	۲۷	۲۹	۳۴	۳۹	۴۱	۴۲	۴۹
Mg#	۰٫۹۳۴	۰٫۷۹۶	۰٫۹۲۹	۰٫۹۰۶	۰٫۷۸۸	۰٫۸۸۸	۰٫۹۱۱	۰٫۹۲۵	۰٫۸۸۵	۰٫۸۸۱	۰٫۸۵۴	۰٫۹۲۶
Fe#	۰٫۰۶۶	۰٫۲۰۴	۰٫۰۷۱	۰٫۰۹۴	۰٫۲۱۲	۰٫۱۱۲	۰٫۰۸۹	۰٫۰۷۵	۰٫۱۱۵	۰٫۱۱۹	۰٫۱۴۶	۰٫۰۷۴
WO	۴۸٫۶۳۰	۴۰٫۰۲۰	۴۹٫۵۴۵	۴۸٫۲۸۱	۴۹٫۲۱۰	۴۶٫۹۰۲	۴۳٫۹۰۰	۴۷٫۵۵۳	۴۷٫۹۲۷	۴۸٫۲۷۹	۴۸٫۱۷۴	۴۸٫۶۴۵
EN	۴۲٫۸۷۴	۴۴٫۹۳۰	۴۱٫۷۱۵	۴۳٫۵۸۱	۳۶٫۶۴۵	۴۵٫۶۰۰	۴۷٫۱۰۴	۴۶٫۱۶۷	۴۳٫۵۶۳	۴۲٫۳۶۵	۴۲٫۱۹۸	۴۲٫۹۶۶
FS	۸٫۴۹۶	۱۵٫۰۵۰	۸٫۷۴۰	۸٫۱۳۸	۱۴٫۱۴۵	۷٫۴۹۸	۸٫۹۹۶	۸٫۲۸۰	۸٫۵۱۰	۹٫۳۵۶	۹٫۶۲۸	۸٫۳۸۹

آنالیز نقطه‌ای فلوگوپیت‌ها نشان دهنده‌ی مقدار Mg# (۰٫۷۶۴ تا ۰٫۷۸۹) در آن‌هاست (شکل ۵ ب). این کانی همچنین دارای مقادیر TiO₂ و FeO* به ترتیب (۷٫۲۱ تا ۸٫۱۳) و (۸٫۵۴ تا ۱۰٫۰۷) درصد وزنی هستند (جدول ۲). آپاتیت: این کانی از کانی‌های اولیه و فرعی موجود در این سنگ‌هاست (شکل ۳ ج). آنالیز ریز پردازشی آپاتیت‌های موجود، مقادیر CaO (۵۱٫۸۰ تا ۵۲٫۱۹) و FeO* (۰٫۲۵ تا ۰٫۲۸) درصد وزنی را نشان می‌دهند (جدول ۳).

فلوگوپیت: این کانی از کانی‌های موجود در این متاپیکریت‌ها بوده و ابزار مهمی در بررسی پتروژنز این سنگ‌هاست [۱۸]. فلوگوپیت در این سنگ‌ها غالباً شکل دار تا نیمه شکل‌دار است (شکل ۳ ث). کانی کدر و کلریت از کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی برخی از فلوگوپیت‌های موجود است (شکل ۳ ث). در اثر دگرگونی در شرایط رخساره‌ی شیبست سبز تا بخش‌های پایینی رخساره‌ی آمفیبولیت، برخی از کلریت‌های موجود در حاشیه‌ی این کانی‌ها به آمفیبول (ترمولیت) تبدیل شده‌اند (شکل ۳ ث).

سرپانتین: در بررسی‌های میکروسکوپی، سرپانتین جایگزین الیوین‌های موجود در این متاپیکریت‌ها شده است (شکل ۳ الف، ث، ج). بر اساس نتایج حاصل از آنالیز XRD نمونه‌ها، آنتی گوریت تنها کانی سرپانتین موجود در این سنگ هاست. کانی‌های گروه سرپانتین بر اساس دمای تشکیل در تعادل‌های فازی

متنوعی قرار دارند. آنتی گوریت محصول پیشرفت دگرگونی ناحیه‌ای است که از لیزاردیت و کریزوتیل ایجاد می‌شود [۱۹]. آنالیز نقطه‌ای کانی سرپانتین در این متاپیکریت‌ها مقادیر $Mg\#$ (۰٫۸۵۸ تا ۰٫۸۷۶) و Al_2O_3 (۱٫۴۷ تا ۴٫۵۶) درصد وزنی را نشان می‌دهد (جدول ۴).

جدول ۲ نتایج آنالیز نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری فلوگوپیت‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Name
B۴۶۰-۲	۱۷۹	۳۷٫۳۵	۷٫۹۶	۱۴٫۶۷	۰٫۰۲	۸٫۶۱	۰٫۰۶	۱۷٫۳۵	۰٫۰۱	۱٫۰۷	۸٫۱۹	۹۵٫۲۸	Phlogopite
B۴۶۰-۲	۱۸۴	۳۷٫۷۰	۷٫۷۰	۱۴٫۳۱	۰٫۰۹	۸٫۶۷	۰٫۰۵	۱۷٫۸۰	۰٫۰۰	۱٫۰۹	۸٫۴۵	۹۵٫۸۵	Phlogopite
N۱۱-۱	۳۲	۳۶٫۶۶	۷٫۹۱	۱۴٫۵۳	۰٫۰۱	۸٫۵۴	۰٫۰۳	۱۷٫۹۶	۰٫۰۱	۱٫۰۱	۷٫۶۶	۹۴٫۳۱	Phlogopite
N۱۱-۱	۳۳	۳۶٫۰۸	۸٫۱۳	۱۴٫۸۲	۰٫۰۲	۸٫۸۶	۰٫۰۷	۱۶٫۹۷	۰٫۰۱	۱٫۰۸	۸٫۰۸	۹۴٫۱۱	Phlogopite
N۱۱-۳	۴۰	۳۶٫۷۸	۷٫۶۷	۱۴٫۸۷	۰٫۰۳	۸٫۵۸	۰٫۰۵	۱۷٫۱۱	۰٫۰۴	۱٫۰۴	۸٫۲۵	۹۴٫۴۲	Phlogopite
N۱۱-۶	۵۰	۳۷٫۵۶	۷٫۲۱	۱۳٫۵۰	۰٫۰۰	۱۰٫۰۷	۰٫۱۷	۱۸٫۲۳	۰٫۰۵	۰٫۷۴	۸٫۳۱	۹۵٫۸۳	Phlogopite

Structural formula based on the 22 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al(IV)	Al(VI)	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations
B۴۶۰-۲	۱۷۹	۵٫۴۰۵	۰٫۸۶۶	۲٫۵۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۱٫۰۴۲	۰٫۰۰۷	۳٫۷۴۴	۰٫۰۰۱	۰٫۳۰۰	۱٫۵۱۲	۱۵٫۳۸۰
B۴۶۰-۲	۱۸۴	۵٫۴۳۳	۰٫۸۳۴	۲٫۴۲۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۰	۱٫۰۴۵	۰٫۰۰۵	۳٫۸۲۴	۰٫۰۰۰	۰٫۳۰۵	۱٫۵۵۳	۱۵٫۴۳۸
N۱۱-۱	۳۲	۵٫۳۵۱	۰٫۸۶۸	۲٫۴۹۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۱٫۰۴۲	۰٫۰۰۴	۳٫۹۰۸	۰٫۰۰۲	۰٫۲۸۵	۱٫۴۲۵	۱۵٫۳۸۴
N۱۱-۱	۳۳	۵٫۳۰۶	۰٫۸۹۹	۲٫۵۶۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۱٫۰۸۹	۰٫۰۰۹	۳٫۷۲۱	۰٫۰۰۱	۰٫۳۰۹	۱٫۵۱۶	۱۵٫۴۱۹
N۱۱-۳	۴۰	۵٫۳۷۸	۰٫۸۴۳	۲٫۵۶۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۱٫۰۴۹	۰٫۰۰۶	۳٫۷۳۰	۰٫۰۰۷	۰٫۲۹۴	۱٫۵۳۹	۱۵٫۴۰۹
N۱۱-۶	۵۰	۵٫۴۵۰	۰٫۷۸۷	۲٫۳۰۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۱٫۲۲۱	۰٫۰۲۰	۳٫۹۴۲	۰٫۰۰۷	۰٫۲۰۸	۱٫۵۳۷	۱۵٫۴۷۸

Sample	Point	B۴۶۰-۲	B۴۶۰-۲	N۱۱-۱	N۱۱-۱	N۱۱-۳	N۱۱-۶
Fe#	۱۷۹	۰٫۲۱۸	۰٫۲۱۵	۰٫۲۱۱	۰٫۲۲۶	۰٫۲۲۰	۰٫۲۳۶
Mg#	۱۷۹	۰٫۷۸۲	۰٫۷۸۵	۰٫۷۸۹	۰٫۷۷۴	۰٫۷۸۰	۰٫۷۶۴

جدول ۳ نتایج آنالیز نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری آپاتیت‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Name
B۴۶۰-۳	۱۹۳	۰٫۲۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۸	۰٫۰۲	۰٫۱۹	۵۱٫۸۰	۰٫۳۰	۰٫۰۰	۵۲٫۸۲	Apatite
B۴۶۰-۳	۱۹۴	۰٫۱۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۲۵	۰٫۰۳	۰٫۲۲	۵۲٫۱۹	۰٫۲۴	۰٫۰۰	۵۳٫۰۴	Apatite

Structural formula based on the 25 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al(IV)	Al(VI)	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations
B۴۶۰-۳	۱۹۳	۰٫۱۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۱۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۱۲۳	۲۴٫۴۳۸	۰٫۲۵۵	۰٫۰۰۰	۲۵٫۰۲۸
B۴۶۰-۳	۱۹۴	۰٫۰۵۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۹۰	۰٫۰۰۹	۰٫۱۴۳	۲۴٫۵۴۵	۰٫۲۰۰	۰٫۰۰۰	۲۴٫۰۴۴

جدول ۴ نتایج آنالیز نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری سرپانتین‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Name
N۱۱-۱	۳۰	۴۰٫۳۹	۰٫۰۱	۴٫۵۶	۰٫۰۰	۸٫۵۱	۰٫۱۱	۳۲٫۷۲	۰٫۲۸	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۸۶٫۷۵	Serpentine
N۱۱-۱	۳۱	۴۵٫۹۵	۰٫۰۳	۱٫۴۷	۰٫۰۰	۷٫۵۲	۰٫۲۲	۳۰٫۰۵	۳٫۱۸	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۸۸٫۴۹	Serpentine
N۱۱-۱	۳۵	۴۲٫۱۸	۰٫۰۲	۳٫۲۹	۰٫۰۲	۹٫۱۳	۰٫۲۹	۳۱٫۰۴	۰٫۲۸	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۸۶٫۴۱	Serpentine

Structural formula based on the 7 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al(IV)	Al(VI)	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations
N۱۱-۱	۳۰	۱٫۹۴۶	۰٫۰۰۰	۰٫۲۵۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۳۴۳	۰٫۰۰۵	۲٫۳۵۱	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۷	۴٫۹۳۰
N۱۱-۱	۳۱	۲٫۱۵۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۸۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۲۹۵	۰٫۰۰۹	۲٫۱۰۰	۰٫۱۶۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۴٫۸۰۶
N۱۱-۱	۳۵	۲٫۰۳۹	۰٫۰۰۱	۰٫۱۸۷	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۳۶۹	۰٫۰۱۲	۲٫۲۳۷	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۴٫۸۷۲

در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. مگنتیت‌ها بیشتر طی فرایند سرپانتینی شدن الیوین‌ها ایجاد شده‌اند که حاکی از وجود آهن در ساختار الیوین‌های اولیه‌اند (شکل ۳ الف، ج) و ایلمنیت‌های موجود نیز غالباً از طریق فرایند کلریتی شدن فلوگوپیت در این نمونه‌ها ایجاد شده‌اند. آنالیز یک نمونه از مگنتیت‌های موجود در الیوین‌های کاملاً سرپانتینی شده نشان دهنده مقدار FeO^* (۹۲/۳۹) درصد وزنی در این کانی است. ایلمنیت-ها نیز دارای مقادیر FeO^* (۴۲/۲۱ تا ۴۳/۷۸) و TiO_2 (۴۸/۷۳ تا ۴۹/۲۸) درصد وزنی هستند (جدول ۷).

شیمی سنگ کل

بررسی ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه نشان دهنده‌ی مقادیر بالای MgO (۲۵/۸ تا ۲۸) درصد وزنی در آن-هاست. از طرف دیگر این سنگ‌ها دارای مقادیر SiO_2 (۳۷/۵ تا ۳۹/۴)، Fe_2O_3^* (۱۲/۲ تا ۱۲/۸)، TiO_2 (۰/۴۶ تا ۰/۵۵) و $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (۰/۴۸ تا ۰/۵۷) درصد وزنی هستند (جدول ۸). درصد وزنی CaO در این متاپیکریت‌ها (۳/۵۶ تا ۴/۴۲) بوده و فراوانی آن در این سنگ‌ها معمولاً به افزایش فراوانی کانی کلینوپیروکسن در آن‌ها وابسته است.

متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه تحت تاثیر دگرسانی و دگرگونی در حد رخساره‌ی شلیست سبز قرار گرفته‌اند و دارای مجموعه کانی‌های ثانویه‌ای از قبیل کلریت، سرپانتین، آمفیبول و پره‌نیت هستند. حضور کانی‌های ثانویه و گسترش فرایند سرپانتینی شدن در این سنگ‌ها مقادیر بالای LOI (۸/۹۸ تا ۱۱/۰۵) درصد وزنی را در آن‌ها ایجاد کرده است (جدول ۸). با توجه به این که در بررسی‌های کانی‌شناسی الیوین کانی مهم سازنده‌ی این سنگ‌هاست، بنابراین بالاترین مقدار LOI وابسته به نمونه‌هایی با محتوای $\text{Mg\#}$ (۸۰/۶۱ تا ۸۱/۶۰) بالاتر است. به عبارت بهتر مقادیر LOI و $\text{Mg\#}$ موجود در این سنگ‌ها دارای همبستگی مثبت‌اند (جدول ۸).

پره‌نیت: بر اثر تاثیر گسترده فاز شاری در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازهای اولیه موجود در آن‌ها، طی فرایند پره‌نیتی شدن به‌طور کامل به پره‌نیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳ پ، ت).

کلریت: کانی‌های متعددی طی فرایند دگرگونی درجه‌ی پایین به کلریت تبدیل می‌شوند بنابراین کلریت‌ها می‌توانند دارای ترکیب‌های متنوعی باشند (جدول ۵). در بررسی میکروسکوپی این سنگ‌ها، کلریت در حواشی پلاژیوکلازهای دگرسان شده (پره‌نیت) و نیز در حاشیه‌ی الیوین‌های کاملاً سرپانتینی شده-ی موجود در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل ۳ ج). آنالیز نقطه‌ای کلریت‌های موجود حاکی از وجود کلینوکلر و پنینیت با مقادیر $\text{Mg\#}$ به ترتیب (۰/۸۴۳) و (۰/۸۵۹ تا ۰/۸۶۹) است (شکل ۵ پ) [۲۰]. کلینوکلر غالباً در حاشیه‌ی پلاژیوکلازهای دگرسان شده و پنینیت نیز در زمینه‌ی سنگ حضور دارد.

آمفیبول: از کانی‌های حاصل از دگرسانی و دگرگونی در این متاپیکریت‌هاست. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی دو گروه آمفیبول در این سنگ‌ها حضور دارند که شامل:

۱- آمفیبول‌هایی که در حاشیه‌ی برخی از کلینوپیروکسن‌ها قرار دارند (شکل ۳ ث). این آمفیبول‌ها می‌توانند محصول دگرسانی کلینوپیروکسن‌های موجود در این نمونه‌ها باشند. بررسی شیمی این آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع کلسیک و شامل ترمولیت، اکتینولیت و هورنبلند ترمولیتی با مقادیر $\text{Mg\#}$ به ترتیب (۰/۹۱۷ تا ۰/۹۲۶)، (۰/۷۸۵) و (۰/۹۲۳) است (شکل ۵ ت).

۲- آمفیبول‌هایی که درون الیوین‌های کاملاً سرپانتینی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۳ الف، ب، ث). آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها نشان می‌دهد که این آمفیبول‌ها از نوع ترمولیت با مقادیر $\text{Mg\#}$ (۰/۸۷۶ تا ۰/۹۱۹) هستند (جدول ۶). این ترمولیت‌ها در اثر دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره‌ی شلیست سبز و تشکیل سرپانتین به آمفیبول تبدیل شده‌اند [۲۱].

کانی کدر: کانی‌های مگنتیت و ایلمنیت با فراوانی قابل توجهی

جدول ۵ نتایج آنالیز نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری کلریت‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه.

Sample	Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Name
B۴۶۰-۳	۱۹۰	۳۰/۲۱	۰/۰۰	۱۸/۲۰	۰/۰۰	۹/۰۶	۰/۱۳	۲۷/۳۵	۰/۱۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۸۵/۰۷	Clinochlor
N۱۱-۲	۳۶	۳۳/۳۴	۰/۰۲	۱۵/۵۰	۰/۰۰	۷/۹۱	۰/۱۹	۲۹/۴۲	۰/۴۶	۰/۰۰	۰/۰۲	۸۶/۸۵	Penninite
N۱۱-۲	۳۸	۳۳/۶۶	۰/۰۱	۱۳/۱۸	۰/۰۰	۸/۷۶	۰/۱۴	۲۹/۹۵	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۸	۸۵/۸۴	Penninite

Structural formula based on the 28 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al(IV)	Al(VI)	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations
B۴۶۰-۳	۱۹۰	۵/۹۹۱	۰/۰۰۰	۲/۰۰۹	۲/۲۴۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱/۵۰۲	۰/۰۲۱	۸/۰۸۵	۰/۰۲۷	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۱۹/۸۷۹
N۱۱-۲	۳۶	۶/۴۲۶	۰/۰۰۳	۱/۵۷۴	۱/۹۴۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱/۲۷۶	۰/۰۳۱	۸/۴۵۴	۰/۰۹۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۱۹/۸۰۸
N۱۱-۲	۳۸	۶/۵۹۸	۰/۰۰۱	۱/۴۰۲	۱/۶۳۹	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱/۴۳۶	۰/۰۲۳	۸/۷۵۱	۰/۰۱۴	۰/۰۰۴	۰/۰۲۰	۱۹/۸۸۸

Sample Point	B۴۶۰-۳ ۱۹۰	N۱۱-۲ ۳۶	N۱۱-۲ ۳۸
Fe#	۰/۱۵۷	۰/۱۳۱	۰/۱۴۱
Mg#	۰/۸۴۳	۰/۸۶۹	۰/۸۵۹

جدول ۶ نتایج آنالیز نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری آمفیبول‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه.

Sample Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Name
B۴۶۰-۲ ۱۸۰	۵۴/۳۸	۰/۰۶	۱/۷۸	۰/۰۰	۸/۶۵	۰/۳۹	۱۷/۷۱	۱۵/۲۴	۰/۷۳	۰/۰۵	۹۸/۹۸	Actinolite
B۴۶۰-۲ ۱۸۸	۵۱/۵۳	۰/۰۱	۳/۵۱	۰/۰۰	۸/۷۸	۰/۲۷	۱۹/۲۷	۱۲/۶۵	۱/۱۲	۰/۰۶	۹۷/۲۱	Tremolitic Hornblende
B۴۶۰-۲ ۱۸۸	۵۸/۲۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۳/۲۵	۰/۱۲	۲۲/۷۲	۱۳/۹۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۹۸/۳۷	Tremolite
N۱۱-۱ ۲۸	۵۷/۸۸	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۴/۲۱	۰/۱۲	۲۲/۰۹	۱۳/۴۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۹۷/۸۹	Tremolite
N۱۱-۴ ۴۳	۵۷/۳۳	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰	۵/۴۰	۰/۱۰	۲۰/۸۸	۱۳/۲۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۹۷/۰۹	Tremolite
N۱۱-۴ ۴۴	۵۷/۷۳	۰/۰۱	۰/۲۴	۰/۰۳	۴/۵۰	۰/۰۹	۲۱/۶۰	۱۳/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۶	۹۷/۴۲	Tremolite
N۱۱-۶ ۴۶	۵۶/۱۹	۰/۰۲	۰/۱۸	۰/۰۰	۴/۶۵	۰/۱۰	۲۱/۷۳	۱۳/۴۶	۰/۰۷	۰/۰۷	۹۶/۴۶	Tremolite

Structural formula based on the 23 Oxygens

Sample Point	Si	Ti	Al(IV)	Al(VI)	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations
B۴۶۰-۲ ۱۸۰	۷/۸۱۴	۰/۰۰۶	۰/۱۸۶	۰/۱۱۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱/۰۳۹	۰/۰۴۷	۳/۷۹۲	۲/۳۴۶	۰/۲۰۴	۰/۰۰۹	۱۵/۵۵۹
B۴۶۰-۲ ۱۸۸	۷/۲۸۴	۰/۰۰۱	۰/۵۸۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۶۹۷	۰/۳۴۱	۰/۰۳۳	۴/۰۶۱	۱/۹۱۶	۰/۳۰۸	۰/۰۱۱	۱۵/۲۳۵
B۴۶۰-۲ ۱۸۸	۷/۹۷۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۳۷۲	۰/۰۱۳	۴/۶۳۷	۲/۰۴۷	۰/۰۱۰	۰/۰۰۶	۱۵/۰۶۳
N۱۱-۱ ۲۸	۷/۹۶۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۷۷	۰/۴۰۸	۰/۰۱۴	۴/۵۳۱	۱/۹۸۶	۰/۰۰۹	۰/۰۰۷	۱۵/۰۰۲
N۱۱-۴ ۴۳	۸/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۲	۰/۰۰۰	۰/۰۱۶	۰/۶۱۵	۰/۰۱۱	۴/۳۴۴	۱/۹۷۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	۱۴/۹۹۲
N۱۱-۴ ۴۴	۷/۹۷۶	۰/۰۰۱	۰/۰۲۴	۰/۰۱۵	۰/۰۰۳	۰/۰۹۰	۰/۴۳۰	۰/۰۱۱	۴/۴۵۰	۱/۹۴۱	۰/۰۲۲	۰/۰۱۰	۱۴/۹۷۳
N۱۱-۶ ۴۶	۷/۸۷۳	۰/۰۰۲	۰/۰۲۹	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۱۴۷	۰/۳۹۸	۰/۰۱۱	۴/۵۴۰	۲/۰۲۱	۰/۰۲۰	۰/۰۱۲	۱۵/۰۵۲

Sample Point	B۴۶۰-۲ ۱۸۰	B۴۶۰-۲ ۱۸۸	B۴۶۰-۲ ۱۸۸	N۱۱-۱ ۲۸	N۱۱-۴ ۴۳	N۱۱-۴ ۴۴	N۱۱-۶ ۴۶
Fe#	۰/۲۱۵	۰/۰۷۷	۰/۰۷۴	۰/۰۸۳	۰/۱۲۴	۰/۰۸۸	۰/۰۸۱
Mg#	۰/۷۸۵	۰/۹۲۳	۰/۹۲۶	۰/۹۱۷	۰/۸۷۶	۰/۹۱۲	۰/۹۱۹

آمفیبول‌های موجود در حاشیه‌ی کلینوپیروکسن‌ها □ و آمفیبول‌های موجود در الیون‌ها □

جدول ۷ نتایج آنالیز نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری کانی‌های کدر موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه.

Sample Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Name
B۴۶۰-۲ ۱۸۱	۰/۲۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۹۲/۳۹	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۹۲/۸۳	Magnetite
B۴۶۰-۲ ۱۸۲	۰/۰۰	۴۸/۷۳	۰/۰۱	۱/۲۱	۴۳/۳۶	۵/۲۲	۰/۳۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۸/۹۱	Ilmenite
B۴۶۰-۲ ۱۸۷	۰/۰۰	۴۸/۸۶	۰/۰۳	۰/۵۲	۴۳/۷۸	۴/۹۸	۰/۵۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۸/۶۸	Ilmenite
N۱۱-۶ ۴۷	۰/۰۰	۴۹/۲۴	۰/۰۴	۰/۹۳	۴۳/۱۹	۴/۹۸	۰/۴۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۹۸/۸۴	Ilmenite
N۱۱-۶ ۴۸	۰/۰۰	۴۹/۲۸	۰/۰۳	۰/۶۵	۴۲/۲۱	۵/۳۲	۰/۳۱	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۷/۸۸	Ilmenite

Structural formula based on the 4 Oxygens for magnetite and 3 Oxygens for ilmenite

Sample Point	Si	Ti	Al(IV)	Al(VI)	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations
B۴۶۰-۲ ۱۸۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۱/۹۸۳	۰/۹۹۸	۰/۰۰۲	۰/۰۰۶	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۳/۰۰۰
B۴۶۰-۲ ۱۸۲	۰/۰۰۰	۰/۹۴۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۱۱۸	۰/۸۱۳	۰/۱۱۳	۰/۰۱۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۲/۰۰۰
B۴۶۰-۲ ۱۸۷	۰/۰۰۰	۰/۹۳۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۱۲۳	۰/۸۱۱	۰/۱۰۸	۰/۰۱۹	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۲/۰۰۰
N۱۱-۶ ۴۷	۰/۰۰۰	۰/۹۴۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۱۰۳	۰/۸۲۲	۰/۱۰۸	۰/۰۱۷	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱/۹۹۹
N۱۱-۶ ۴۸	۰/۰۰۰	۰/۹۵۷	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۸۵	۰/۸۲۶	۰/۱۱۶	۰/۰۱۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱/۹۹۹

تذکر: مقادیر Mg# و Fe²⁺# کانی‌ها به ترتیب شامل Mg(Mg + Fe²⁺) و Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) می‌شوند.

جدول ۸ نتایج آنالیز ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه.

Components	N۱۰	N۱۱	B۴۶۰	B۶۵۰	B۶۵۱
SiO ₂ (wt.%)	۳۸٫۰۰	۳۷٫۵۰	۳۹٫۴۰	۳۸٫۴۰	۳۸٫۹۵
TiO ₂	۰٫۴۸	۰٫۵۰	۰٫۴۷	۰٫۴۶	۰٫۵۵
Al ₂ O ₃	۶٫۶۳	۶٫۶۱	۶٫۱۳	۶٫۲۴	۶٫۴۹
Fe ₂ O ₃ *	۱۲٫۵۰	۱۲٫۳۰	۱۲٫۲۵	۱۲٫۷۰	۱۲٫۸۰
MnO	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۲۰
MgO	۲۸٫۰۰	۲۷٫۲۰	۲۵٫۸۰	۲۷٫۶۰	۲۶٫۸۷
CaO	۳٫۵۶	۴٫۲۱	۳٫۵۸	۴٫۴۲	۴٫۳۳
Na ₂ O	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲
K ₂ O	۰٫۳۹	۰٫۴۴	۰٫۴۳	۰٫۳۸	۰٫۴۵
P ₂ O ₅	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۰
LOI	۱۰٫۱۰	۸٫۹۸	۱۱٫۰۵	۱۰٫۱۵	۹٫۱۴
Total	۱۰۰٫۲۰	۹۸٫۳۰	۹۹٫۹۰	۱۰۱٫۰۰	۱۰۰٫۱۰
Rb (ppm)	۱۱٫۱۰	۱۴٫۳۰	۱۴٫۰۰	۱۵٫۱۰	۱۳٫۵۳
Cs	۱۶٫۷۰	۲۱٫۷۰	۲۰٫۹۰	۱۴٫۲۰	۱۸٫۱۹
Sr	۱۲۰٫۰۰	۱۵۰٫۰۰	۹۲٫۰۰	۱۵۱٫۰۰	۱۳۲٫۰۰
Y	۶٫۳۰	۷٫۲۰	۷٫۷۰	۷٫۶۰	۷٫۱۲
Nb	۱۵٫۰۰	۱۸٫۰۰	۱۸٫۰۰	۱۶٫۹۰	۱۷٫۶۵
Zr	۴۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۱٫۰۰	۳۸٫۰۰	۴۱٫۶۵
Ba	۱۱۰٫۰۰	۱۳۰٫۰۰	۱۳۱٫۰۰	۱۳۳٫۰۰	۱۱۵٫۰۰
Th	۰٫۹۰	۱٫۱۰	۱٫۱۳	۱٫۰۴	۱٫۱۲
U	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۵
Hf	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۳۰	۱٫۰۰	۱٫۳۴
Ta	۰٫۹۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۰٫۹۰	۰٫۹۳
Pb	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰
Cu	۷۹٫۰۰	۴۹٫۰۰	۲۶٫۰۰	۲۹٫۰۰	۳۹٫۰۰
Zn	۱۱۴٫۰۰	۶۴٫۰۰	۷۶٫۰۰	۷۳٫۰۰	۷۹٫۰۰
Ni	۹۷۵٫۰۰	۱۰۲۰٫۰۰	۱۰۱۰٫۰۰	۱۰۱۰٫۰۰	۹۹۴٫۱۲
Cr	۱۳۰۰٫۰۰	۱۳۰۰٫۰۰	۱۳۸۰٫۰۰	۱۴۲۰٫۰۰	۱۴۳۱٫۱۵
Co	۹۷٫۵۰	۱۰۳٫۰۰	۱۱۰٫۵۰	۱۱۳٫۵۰	۱۰۷٫۶۲
V	۸۵٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۹۳٫۰۰	۹۱٫۰۰
La	۱۲٫۲۰	۱۴٫۱۰	۱۲٫۰۰	۱۱٫۶۰	۱۲٫۳۹
Ce	۲۱٫۹۰	۲۴٫۹۰	۲۴٫۱۰	۲۳٫۲۰	۲۲٫۵۶
Pr	۲٫۳۴	۲٫۶۷	۲٫۶۶	۲٫۶۳	۲٫۵۰
Nd	۸٫۴۰	۹٫۴۰	۹٫۰۰	۸٫۵۰	۹٫۸۶
Sm	۱٫۴۰	۱٫۷۰	۱٫۴۶	۱٫۴۴	۱٫۵۱
Eu	۰٫۴۶	۰٫۵۳	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۵۰
Gd	۱٫۵۰	۱٫۵۵	۱٫۲۸	۱٫۲۰	۱٫۳۹
Tb	۰٫۲۳	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۲۵
Dy	۱٫۳۴	۱٫۴۶	۱٫۲۴	۱٫۲۹	۱٫۳۵
Ho	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۲۹
Er	۰٫۷۸	۰٫۸۷	۰٫۷۳	۰٫۷۶	۰٫۷۵
Tm	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲
Yb	۰٫۷۰	۰٫۸۰	۰٫۷۰	۰٫۶۴	۰٫۷۲
Lu	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۲
Mg#	۸۱٫۶۰	۸۱٫۴۱	۸۰٫۶۶	۸۱٫۱۵	۸۰٫۶۱
(La/Yb) _N	۱۱٫۸۶	۱۱٫۹۷	۱۱٫۶۴	۱۲٫۳۱	۱۱٫۶۹

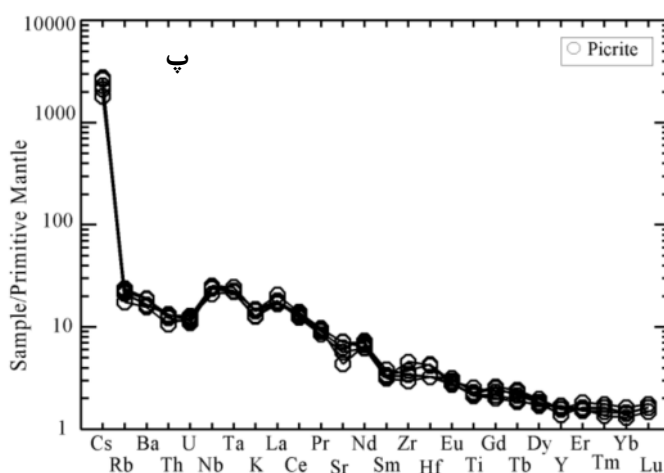
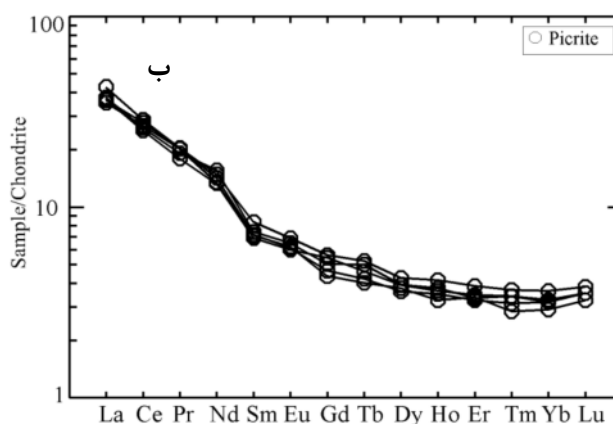
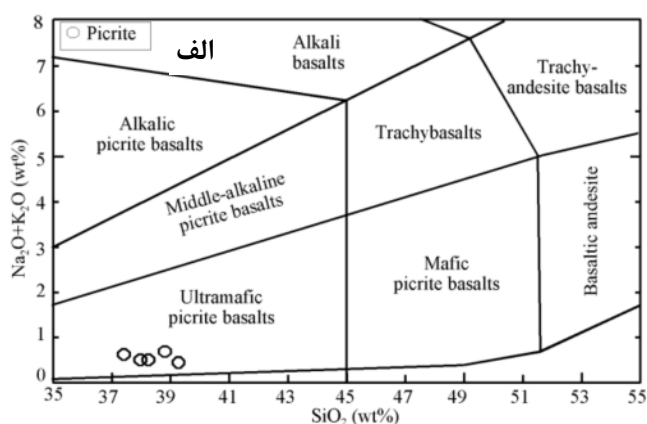
این نمودار غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE و HREE دیده می‌شود.

بحث و برداشت

در بررسی‌های کانی‌شناسی، کانی مگنتیت طی فرایند سرپانتینی شدن الیوین‌ها ایجاد شده است که حاکی از وجود مقادیر قابل توجه Fe در ترکیب الیوین‌های اولیه است. بررسی ژئوشیمی این متاپیکریت‌ها برآزش مثبت بین مقادیر MgO (۲۵/۸ تا ۲۸) و FeO^* (۱۰/۹۸ تا ۱۱/۵۲) درصد وزنی را در آن‌ها نشان می‌دهند (جدول ۸). برآزش مثبت بین مقادیر MgO و FeO^* در سنگ‌ها می‌تواند بازتاب دهنده‌ی تاثیر فرایندهای کومولیت در الیوین‌های نسبتاً غنی از FeO^* باشد [۲۵].

برای بررسی ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های بیاضه از عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی استفاده شد. در نمودار TAS ارائه شده توسط بوگاتیکو و همکاران [۲۲] این نمونه‌ها در گستره‌ی اولترامافیک و بازالت‌های پیکریتی قرار گرفته (شکل ۶ الف) و در رده بندی IUGS و نمودار اصلاح شده‌ی TAS [۱] نمونه‌های مورد نظر در گستره‌ی پیکریت قرار می‌گیرند.

نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت‌ها حاکی از وجود ۳ تا ۵۰ برابر غنی‌شدگی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه نسبت به کندریت است [۲۳]. این نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی بیشتر از LREE نسبت به HREE هستند (شکل ۶ ب). نمودار بهنجار شده‌ی عناصر ناسازگار متاپیکریت‌های بیاضه نسبت به گوشته‌ی اولیه در شکل ۶ پ، نشان داده شد [۲۴].



شکل ۶ نمودارهای ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه. الف) نمودار $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ در برابر SiO_2 [۲۲] ب) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت [۲۳] پ) نمودار بهنجارسازی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه به گوشته‌ی اولیه [۲۴].

جدایش MREE از LREE و HREE در نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت‌ها در این نمونه‌ها نشان دهنده -ی حضور آمفیبول از نوع پاراگازیت در خاستگاه آنهاست [۲۸]. حضور فلوگوپیت در کانی‌شناسی گوشته موجب تهی‌شدگی Zr نسبت به Sm می‌شود [۴]. فقدان تهی‌شدگی Zr نسبت به Sm و وجود تهی‌شدگی‌های K، Rb و Sr در الگوی عناصر ناسازگار خاکی از عدم حضور این کانی در گوشته‌ی دگرزهاد شده است. همچنین پایین بودن نسبت Rb/Sr (۰/۰۹ تا ۰/۱۰) در متاپیکریت‌های بیاض می‌تواند نشان دهنده‌ی تاثیر آمفیبول و عدم تاثیر فلوگوپیت خاستگاه گوشته دگرزهاد شده در تولید ماگمای مولد این سنگ‌ها باشد.

ذوب بخشی یک پلاژیوکلاز لرزولیت، بی‌هنجاری منفی Eu را در الگوی عناصر نادر خاکی ایجاد می‌کند [۴]. بنابراین عدم وجود بی‌هنجاری منفی Eu در این نمونه‌ها احتمال تشکیل این ماگماها را از یک لرزولیت اسپینل‌دار گوشته‌ای مشخص می‌کند. بنابراین سنگ خاستگاه این متاپیکریت‌ها را می‌توان یک اسپینل لرزولیت پاراگازیت دار دگرزهاد شده دانست.

افزایش نسبت Zr/Nb و کاهش نسبت Zr/Y معمولاً افزایش درجه‌ی ذوب بخشی را پیشنهاد می‌کند [۴]. متاپیکریت‌های افیولیت بیاض دارای مقادیر Zr/Nb و Zr/Y به ترتیب (۲/۲۴ تا ۲/۸۳) و (۵ تا ۶/۶۲) هستند که این مقادیر خاکی از پایین نبودن درجه‌ی ذوب بخشی در تشکیل این ماگماهاست. ترسیم الگوی REE ماگماهایی با بیش از ۵٪ ذوب بخشی در یک لرزولیت اسپینل‌دار در شکل ۷ نشان داده شده است [۲۹]. در این نمودار الگوی متاپیکریت‌های منطقه خاکی از حدود ۴۰٪ ذوب بخشی یک لرزولیت اسپینل‌دار است. وجود غنی‌شدگی از HFSEs و مقادیر بالای LREEs خاکی از غنی‌شدگی دگرزه‌ای خاستگاه گوشته‌ای تولید ماگما است. بنابراین برای بررسی خاستگاه احتمالی متاپیکریت‌های افیولیت بیاض، غنی‌شدگی دگرزه‌ای گوشته‌ی آستونسفری به وسیله‌ی شاره‌های وابسته به فرورانش را می‌توان پیشنهاد کرد. فرورانش پالئوتتیس در طول پالئوزوئیک موجب غنی‌شدگی گوشته از مواد فرار شده است که آبدار شدن خاستگاه گوشته‌ای باعث رخداد فرایند ذوب بخشی در دماهای پایین‌تر می‌شود.

متاپیکریت‌های افیولیت بیاض دارای غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs هستند (شکل ۶ ب). نسبت $(La/Yb)_N$ که خاکی از درجه‌ی جدایش LREE نسبت به HREE است، در این نمونه‌ها (۱۱/۶۴ تا ۱۲/۳۱) محاسبه شده است.

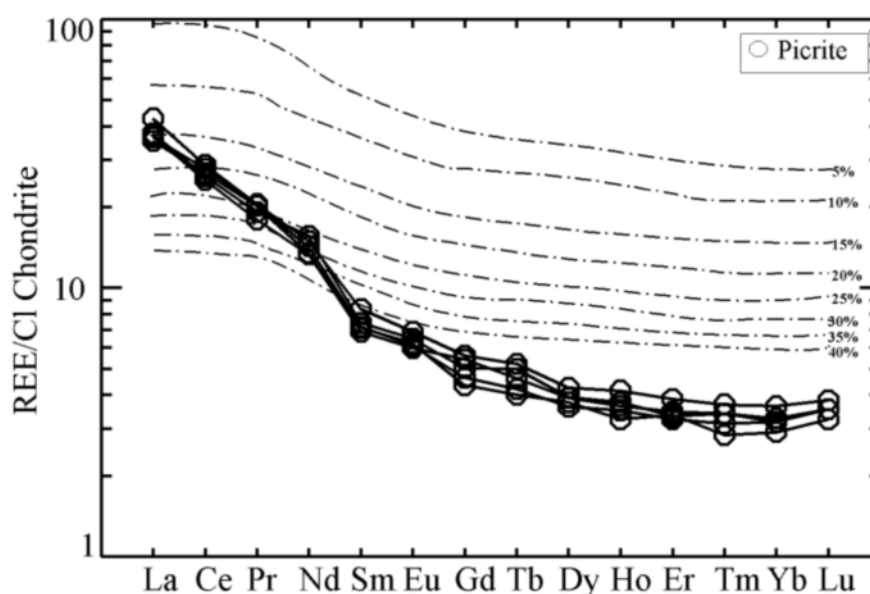
به عقیده‌ی فری و همکاران [۲۶] پیکریت‌هایی با $Mg\# > 68$ و $Ni > 320$ از ماگماهای گداخته‌ی مشتق شده از گوشته ایجاد شده‌اند. متاپیکریت‌های افیولیت بیاض دارای $Mg\#$ (۸۰/۶۱ تا ۸۱/۶۰) و Ni (۹۷۵ تا ۱۰۲۰ ppm) هستند (جدول ۸). بنابراین تشکیل آن‌ها از یک خاستگاه گوشته‌ای را می‌توان پیشنهاد کرد. همچنین پایین بودن نسبت Nb/La (۱/۲۲ تا ۱/۵۰) در متاپیکریت‌های موجود و غنی‌شدگی از Nd نسبت به Sm در نمودار عنکبوتی این سنگ‌ها نیز خاکی از تشکیل ماگمای مولد این متاپیکریت‌ها از خاستگاه گوشته غنی شده است [۲۷] (شکل ۶ پ).

مقادیر بالای $Mg\#$ و Ni در نمونه‌های آنالیز شده نیازمند وجود یک خاستگاه پریدوتیت دارای الیوین نسبت به یک خاستگاه پیروکسن‌دار است. تمرکز بالای HFSEs و بی‌هنجاری مثبت همه‌ی این عناصر در متاپیکریت‌های بیاض نیازمند دخالت یک خاستگاه گوشته‌ای غنی از HFSE همچون گوشته‌ی آستونسفری است.

در نمودار عنکبوتی پیکریت‌های بیاض، Cs دارای غنی‌شدگی حدود ۱۲۰۰ برابر نسبت به گوشته‌ی اولیه است. غنی‌شدگی از Cs نسبت به Rb و به مقدار کمتر Zr نسبت به Hf در الگوی عناصر ناسازگار خاکی از تاثیر شاره‌های حاصل از صفحه‌ی فرورونده در ماگمای مولد این متاپیکریت‌هاست.

تغییر در روندهای عناصر ناسازگار و غنی‌شدگی از همه‌ی عناصر HFSEs و LILEs تنها به وسیله یک فرایند ساده‌ی جدایش بلورین قابل توصیف نیست. به عقیده توسیکوراس و همکاران [۴]، تنوع در HFSEs می‌تواند حاصل از تغییر شرایط در خاستگاه گوشته‌ای باشد که در نتیجه ترکیب ناهمگن گوشته، شرایط فشار در طول تولید ماگما، درجه‌ی ذوب بخشی و واکنش آن با پریدوتیت گوشته در طول صعود ماگما ایجاد شده باشد.

تهی‌شدگی K در نمودار عنکبوتی متاپیکریت‌های بیاض و



شکل ۷ نمودار تعیین درجه‌ی ذوب بخشی یک لرزولیت اسپینل‌دار [۲۹].

نتیجه گیری

بررسی سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه نشان دهنده‌ی ترکیب اولترامافیک این سنگ‌هاست. متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه محصول ۴۰٪ ذوب بخشی یک خاستگاه اسپینل لرزولیت پاراگازیت دار گوشته‌ی آستونسفری هستند. ویژگی‌های عناصر کمیاب و غنی‌شدگی از HFSE و LREE همراه با مقادیر بالای Mg# و Ni نشان دهنده‌ی غنی شدن دگرنهاد خاستگاه گوشته‌ای مولد این متاپیکریت‌ها است. غنی‌شدگی این خاستگاه گوشته‌ای دگر نهاد شده را می‌توان به شاره‌های وابسته به فرورائش پالتوتیس نسبت داد. از شواهد آبدارشدن خاستگاه گوشته‌ی سازنده‌ی این متاپیکریت‌ها، می‌توان به وجود کانی فلوگوپیت به‌عنوان کانی آذرین اولیه در آن‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها وابسته دانست که حاکی از حضور آمفیبول در خاستگاه آن‌ها است. تهی‌شدگی این متاپیکریت از HREEs و نیز جدایش MREEs نسبت به LREEs و HREEs در نمودار عناصر نادر خاکی و تهی‌شدگی از K در نمودار عنکبوتی متاپیکریت‌های بیاضه، از شواهد ژئوشیمیایی است که نشان می‌دهد گدازه‌های مولد این

متاپیکریت‌ها از یک اسپینل لرزولیت پاراگازیت‌دار تشکیل شده‌اند.

قدردانی

نویسندگان این مقاله از دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت‌های مالی سپاسگزاری می‌کنند.

مراجع

- [1] Le Bas M.J., "IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks", Journal of Petrology 41(10) (2000) 1467–1470.
- [2] Schuth S., Rohrbach A., Münker C., Ballhaus C., Garbe-Schnberg D., Qopoto C., "Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon Islands". Contributions to Mineralogy and Petrology 148(3) (2004) 288–304.
- [3] Izokh A.E., Vishnevskii A.V., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., "Age of picrite and picrodolerite magmatism in western Mongolia", Russian Geology and Geophysics 52 (2011) 7–23.
- [4] Tsikouras B., Pe-Piper G., Piper D.J.W., Hatzipanagiotou K., "Triassic rift-related komatiite, picrite and basalt, Pelagonian

- metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker"*, Journal of metamorphic Geology 23 (2005) 795-812.
- [16] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the rock forming minerals"*, Longman, London (1992) 528 p.
- [17] Delor C.P., Rock N.M.S., *"Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (East Antarctica): primitive magmas of deep mantle origin"*, Antarctic Science 3 (1991) 419-432.
- [18] Tazaki K., Inomata M., *"Picrite basalts and tholeiitic basalts from Mineoka tectonic belt, Central Japan"*, The Geological Society of Japan 10 (1980) 653-671.
- [19] Moody J.B., *"Serpentinization: a review"*, Lithos 9 (1976) 125-138.
- [20] Hey M.H., *"A new review of the chlorites"*, Mineralogical Magazine 30 (1954) 277-292.
- [21] Scotford D.M., Williams J.R., *"Petrology and geochemistry of metamorphosed ultramafic bodies in a portion of the Blue ridge of North Carolina and Virginia"*, American Mineralogist 68 (1983) 78-94.
- [22] Bogatikov O.A., Petrov O.V., Morozov A.F. (Eds.), *"Magmatic, metamorphic, metasomatic, and impact formations"*, third edition [in Russian], Izd. VSEGEI, St. Petersburg (2009).
- [23] McDonough W.F., Sun S.S., *"The composition of the earth"*, Chemical Geology 120 (1995) 223-253.
- [24] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implication for mantle composition and processes, in magmatism in oceanic basins"*, Geological Society, London, Special Publications 42 (1989) 313-346.
- [25] Medaris J.G., Wang H., Jelinek E., Mihaljevic M., Jakes P., *"Characteristics and origins of diverse Variscan Peridotites in the Gfohl Nappe"*, Bohemian Massif, Czech Republic, Lithos 82 (2005) 1-23.
- [26] Frey F.A., Green D.H., Roy S.D., *"Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern continental margin, Greece"*, Lithos 104 (2008) 199-215.
- [5] Krishnamurthy P., Gopalan K., Macdougall J.D., *"Olivine compositions in picrite basalts and the Deccan Volcanic Cycle"*, Journal of Petrology 41(7) (2000) 1057-1069.
- [6] Torabi G., Hemmati O., *"Alkaline basalt from the Central Iran, a mark of previously subducted Paleo-Tethys Oceanic crust"*, Petrology 19(7) (2011) 690-704.
- [۷] آقابات‌ی ع.، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران (۱۳۸۵) ۵۸۶ ص.
- [8] Bagheri S., *"The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas"*, PhD thesis, Lausanne: University of Lausanne (2007) 208p.
- [9] Davoudzadeh M., Lensch G., Diefenbach K.W., *"Contribution to the paleogeography, stratigraphy and tectonics of the Infracambrian and lower Paleozoic of Iran"*, Neues Jahrbuch fur Geologie and Palaontologie, Abhandlungen 172 (1986) 245-269.
- [10] Ghasemi A., Talbot C.J., *"A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)"*, Journal of Asian Earth Sciences 26 (2005) 683-693.
- [11] Almasian M., *"Tectonics of Anarak Area (central Iran)"*: Ph.D. Thesis, Islamic Azad University, Science and Research Unit (1997) 162 p.
- [12] Aistov L., Melnikov B., Krivyakin B., Morozov L., *"Geology of the Khur Area (Central Iran)"*, Geological Survey of Iran (1984) Report TE/No. 20.
- [13] Bagheri S., Stampfli G.M., *"The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications"*, Tectonophysics 451 (2008) 123-155.
- [14] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- [15] Berger J., Femenias O., Mercier J.C.C., Demaiffe D., *"Ocean-floor hydrothermal*

- [28] Larsen L.M., Pedersen A.K., Sundvoll B., Frei, R. "*Alkali picrites formed by melting of old metasomatized lithospheric mantle: Maniitdlat member, Vaigat formation, Palaeocene of west Greenland*", Journal of Petrology 44(1) (2003) 3–38.
- [29] McDonough W.F., Frey F.A., "*REE in upper mantle rocks*", In: Lipin B., McKay G.R. (Eds.), Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Mineralogical Society of America, Chelsea, Michigan (1989) 99–145.
- Australia utilizing geochemical and experimental petrological data*", Journal of Petrology 19 (1978) 463–513.
- [27] Litasov Y., Hasenaka T., Litasov K., Yarmolyuk V., Sugorakova A., Lebedev V., Sasaki M., Taniguchi H., "*Petrologic Characteristics of Cenozoic Alkaline Basalts from the Azas Plateau, Northeast Tuva (Russia)*", Center for Northeast Asian Studies, Tohoku University 3 (2001) 201–226.