

ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی گدازه‌های بازالتی آارات در شمال گریک (آذربایجان غربی) بر اساس شیمی بلورهای کلینوپیروکسن: پیامدهای تکامل ماگما در خاستگاه پس از برخورد

منیره خیرخواه*؛ دانشیار پژوهشکده علوم زمین

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۶/۲۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۱/۲۷

چکیده

گدازه‌های بازالتی کواترنری گریک (منتهی‌الیه بخش شمالی آذربایجان غربی)، در گستره‌ای با ضخامت بیش از ۳۰ متر، حاصلی از جوان‌ترین تکاپوهای آتشفشانی آارات کوچک در خاور ترکیه است. این آتشفشان در فلات ایرانی - ترکی و در نزدیکی مرز ایران و ترکیه و ارمنستان قرار دارد که متأثر از برخورد قاره - قاره عربی اورازیایی است. شیمی همه نمونه‌ها با ویژگی‌هایی مانند نسبت‌های La/Nb بالا و LILE افزایش یافته تأثیر مؤلفه فرورانش را در ماگمای سازنده گدازه‌های کواترنری منطقه نشان می‌دهد. کلینوپیروکسن، الومین، و پلاژیوکلاز کانی‌های تشکیل‌دهنده این گدازه‌ها هستند. با مطالعه شیمی کانی، مشخص شد کلینوپیروکسن (میانگین ترکیبی $W_0=0.38.5, E_n=0.51, F_s=12.9$) ترکیب دیوپسید دارد. منطقه‌بندی شیمیایی عادی و نوسانی بلورهای کلینوپیروکسن بر تأثیر تحولات ماگمایی منطقه و شرایط متفاوت اکسیداسیون و فوگاسیته اکسیژن دلالت دارد. با بررسی ترموبارومتري این کانی‌ها، تبلور پیروکسن در گستره دمایی ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد (مقدار $Al^{VI} < 0.2/0$ اتم در ساختار کلینوپیروکسن) و فشار ۸ تا ۱۱ کیلوبار مشخص شده است. درصد اکسید آهن فریک (۱/۱ تا ۴/۹) گریزندگی اکسیژن در منشأ ماگمایی گوشته لیتوسفری با سرشت نیمه‌آلکالن را نشان می‌دهد که در محیط فشارشی کلی با کشش‌های موضعی فوران یافته است. کلیدواژگان: آارات، بازالت کواترنری، ترموبارومتري، شیمی کانی، کلینوپیروکسن، گریک.

مقدمه

ماگماتیسیم هم‌زمان با برخورد شمال باختری ایران، بخشی از ایالت ماگمایی فلات مرتفع ایرانی- ترکی است که از باختر آناتولی (Özdemir et al 2006; Pearce et al 1990) تا شمال (Davidson et al 2004) و خاور ایران را در بر گرفته است. با آغاز تصادم (حدود ۲۰ تا ۳۵ میلیون سال پیش) این فلات شکل گرفت و با ادامه تصادم در حال حاضر تکاپوی فلات ادامه دارد؛ طوری که ماهیت ماگماتیسیم اواخر سنوزوئیک شمال زمین درز بیلیتیس - زاگرس همچنان مورد بحث محققان علوم زمین است. زیرا در این مناطق تجمعاتی از انواع کالک آلکالن شبیه حاشیه فعال قاره، بازالت‌های آلکالن با ویژگی‌های درون صفحه‌ای (Pearce et al 1990)، و انواعی از سنگ‌های زون‌های فرورانشی و بازالت‌های مشابه جزایر اقیانوسی یافت می‌شوند (Keskin 2003). در شمال باختری ایران و خاور آناتولی گدازش گسترده گوشته لیتوسفری سبب ماگماتیسیم بازالتی کواترنری شده است. در شمال غرب ایران و نواحی مرزی با ترکیه و ارمنستان بسیاری از

گدازه‌های کواترنری از آتشفشان مرکزی آرات کوچک، تندورک، و ایگیت داگی منشأ گرفته‌اند (Kheirkhah et al 2009). آرات آتشفشانی مرکب و دوقله‌ای (ارتفاع ۳۹۰۳ تا ۵۱۶۵ متر) است. روانه‌های منطقه شمال باختر آذربایجان از فوران‌های آرات کوچک ناشی شده‌اند که از دهانه اصلی حدود ۱۰۰ کیلومتر را پیموده‌اند و به سمت خاور و جنوب خاوری تا استان آذربایجان غربی ایران جریان یافته‌اند و مناطق پست و دره‌های موجود را پر کرده‌اند (شکل ۱). آذربایجان ایران از لحاظ زمین‌شناسی ویژگی‌هایی منحصر به فرد دارد (Stöcklin 1968)؛ طوری که این منطقه، برخوردی‌های قاره‌ای بعد از مزوزوئیک تا فرورانش سنوزوئیک و متعاقب آن بسته شدن اقیانوس تیتیس و ارتباط راه دریایی را در خود ثبت کرده است. نمونه‌های این مطالعه از روانه‌های بازالتی آرات کوچک در شمال روستای گریک برداشت شده‌اند. بر اساس مطالعات سن‌سنجی با روش آرگون-آرگون (Allen et al 2013)، سن گدازه‌های بازالتی این منطقه پلیستوسن میانی (۰/۴ میلیون سال) مشخص شده است که جوان‌ترین فوران آرات کوچک است. شیمی عناصر اصلی و کمیاب گدازه‌های مورد مطالعه منشأ گوشته‌ای ناهمگن و متاسوماتیزه را نشان می‌دهد که متأثر از مؤلفه‌های فرورانشی، سیالات، و همچنین آلودگی‌های پوسته‌ای است.

گدازه‌ها با ساختار پاهوهوا، آآ و تومولوس در منطقه رخنمون یافته‌اند. اولیوین، پلاژیوکلاز (لابرادوریت) و کلینوپیروکسن از کانی‌های سازنده اصلی و مگنتیت و آپاتیت از کانی‌های فرعی بازالت‌های منطقه‌اند. بسیاری از محققان ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در هر سنگ را تابعی از سری ماگمایی سنگ میزبان می‌دانند. از این رو، مطالعات پتروگرافی و شیمی کانی‌ها به شناخت فرایندهای ماگمایی مؤثر در تکوین ماگمایی منطقه کمک می‌کند. همچنین در شناسایی سری‌های ماگمایی و جایگاه‌های ژئودینامیکی سنگ‌های آتشفشانی بازیک، بررسی شیمی کانی‌های سازنده، به ویژه پیروکسن، شناخت شرایط فیزیکی شیمیایی ماگماها (دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن) را میسر می‌کند. این کانی با فرمول عمومی $M_2M_1T_2O_6$ از رده سیلیکات‌های زنجیره‌ای است که در سایت بلوری T دارای یک موقعیت چهاروجهی و در سایت‌های M1 و M2 دارای دو موقعیت هشت‌وجهی است. بنابراین، با توجه به ترکیب و جایگیری کاتیون‌ها در سایت‌های بلوری آن، امکان تخمین مؤلفه‌های فیزیکی شیمیایی (فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن) فراهم است؛ چنان که می‌تواند شرایط و فرایندهای تأثیرگذار بر بلورش، تحولات ماگمایی ضمن بلورش، ترموبارومتري و محیط تکتونیکی سنگ میزبان را توضیح دهد. کاتیون‌های شرکت‌کننده در سایت‌های ساختمانی این کانی در تعادل با ماگمای میزبان، بازتابی از منشأ ماگمایی، تحولات پترولوژیکی، سری ماگمایی، شرایط ترموبارومتري و جایگاه تکتونوماگمایی ماگمای میزبان است (Beccaluva et al 1989).

هدف از این تحقیق، مطالعه پتروگرافی و شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن موجود در بازالت‌های کواترنری شمال روستای گریک برای شناخت سری ماگمایی، ترموبارومتري، فوگاسیته، و جایگاه تکتونیکی ماگماتیسم کواترنری منطقه بوده است. گستره سنگ‌های آتشفشانی بازیک کواترنری شمال گریک در منتهی‌الیه کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، که محل تلاقی کمربندهای آتشفشانی ایران مرکزی و البرز و کمربندهای آتشفشانی ناحیه دریاچه وان و قفقاز کوچک است، چهره زمین‌شناسی خاصی به این منطقه از فلات ایرانی-ترکی داده است. این منطقه در بخش میانی کوه‌زاد آلپ - هیمالیا و زیرپهنه ایران مرکزی و البرز و آذربایجان قرار گرفته است.

برخورد قاره - قاره از مزوزوئیک تا فرورانش طی سنوزوئیک و متعاقب آن بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و ضخیم‌شدگی‌های پوسته در این منطقه سبب بالآمدگی لیتوسفر طی میوسن پایانی شده و سرانجام با ولکانیسم پلیوکواترنری (Keskin 2003)، به این منطقه از فلات ایرانی- ترکی اهمیت خاصی بخشیده است.

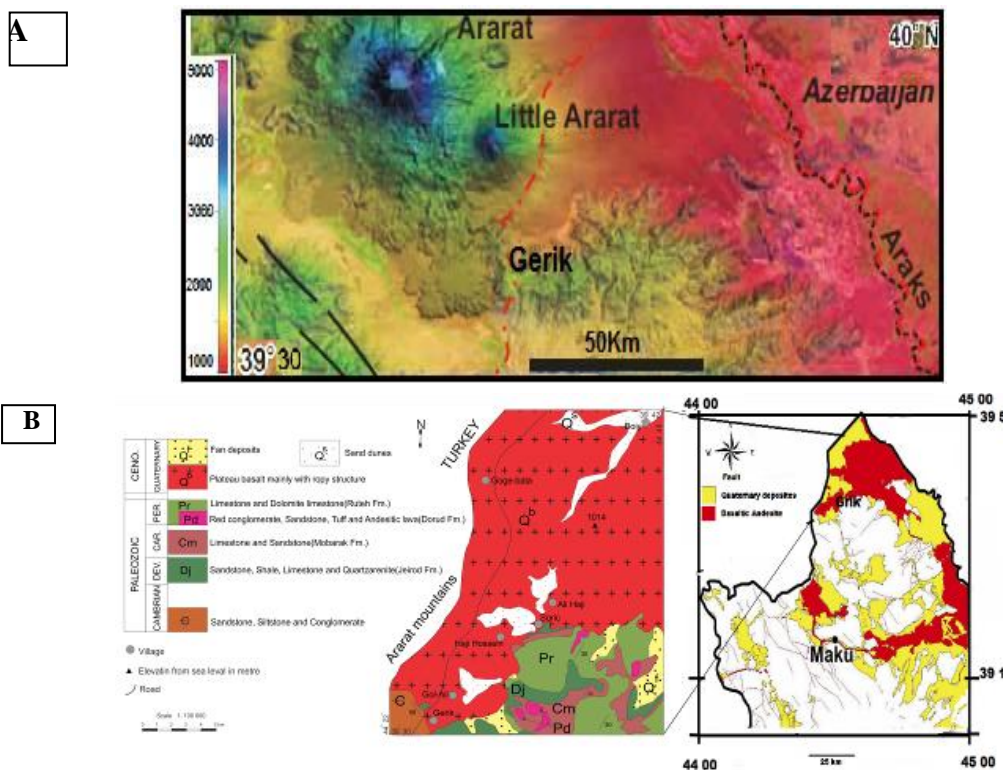
شیمی عناصر اصلی و کمیاب و مطالعات ایزوتوپی سنگ آتشفشانی بازیک کواترنری آذربایجان باختری بر وجود ترکیبات ناهمگن گوشته لیتوسفری ناشی از فرورانش سنوزوئیک منطقه و تأثیر سیالات و همچنین آلودگی پوسته‌ای دلالت دارد (kheirkhah et al 2009).

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در شمال استان آذربایجان غربی در محدوده جغرافیایی $44^{\circ}45' - 44^{\circ}22'$ طول شرقی و $39^{\circ} 42' - 39^{\circ} 30'$ عرض شمالی واقع شده است (شکل B۱). بازالت‌های شمال گریک در خاور آارات کوچک از آخرین و جدیدترین خروجی‌های آتشفشانی آارات (۰/۴ تا ۰/۴۸ میلیون سال) هستند (Allen & Kheirkhah 2013) (شکل A۱). گدازه‌های بازالتی از ارتفاعات خاوری آارات کوچک در ترکیه تا رودخانه ارس را در بر گرفته و در مسیر حرکت خود، فوران‌های نوع هاوایی با ساخت گدازه‌های پاهوهو، آآ، و بلوکی را نشان می‌دهند که به صورت روانه‌های ریسمانی و آآ روی آبرفت‌های جوان کواترنری گسترش یافته‌اند و از جوان‌ترین تکاپوی آتشفشانی آارات هستند. ماگماتیسم شمال آذربایجان غربی (منطقه مورد مطالعه) با ماگماتیسم آتاتولی شرقی مشابهت دارد و شامل گدازه‌های کالکوالکالن تفریق‌یافته است. با توجه به مطالعات لرزه‌نگاری در آتاتولی شرقی احتمالاً گوشته لیتوسفری زیر محدوده آذربایجان غربی نیز کم‌ضخامت و لایه‌برداری شده است (Keskin 2003; kheirkhah et al 2009) در اثر فرایند لایه‌برداری از گوشته لیتوسفری و بالآمدگی و جایگیری آستوسفر در این محدوده‌ها ذوب‌شدگی گسترده‌ای در این ناحیه وقوع یافته است و متعاقب آن صعود آدیاباتیک گوشته آستوسفری و تولید ماگما در این منطقه ناشی از عملکرد راستالغز گسله‌ها و توسعه زون‌های کششی محلی بوده است. بنابراین، ماگماهای بازالتی کالکوالکالن کواترنری، که در طول مناطق مرزی ایران - ترکیه گزارش شده‌اند (Allen et al 2013; Kheirkhah et al 2009 & 2013)، حاصل ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده با ویژگی مؤلفه‌های فرورانش قدیمی‌اند و درصد ذوب‌بخشی گوشته به عمق جایگزینی آستوسفر بستگی دارد. با توجه به مطالعات ساختار پوسته و گوشته بالایی (Taghizadeh-Farahmand et al 2010) ضخامت پوسته در شمال غربی ایران $38/5$ کیلومتر برآورد شده و تولید مذاب در این منطقه را به لایه‌برداری از لیتوسفر گوشته‌ای بسیار نازک (بین ۱۵ تا ۲۲ کیلومتر) (Pearce et al 1990) یا شکستن ورقه (e.g. Keskin 2003)، و با مطالعات اخیر به جریان‌های همرفتی کوچک در لیتوسفر زیرین (Kaislaniemi et al 2014) نسبت داده‌اند. شکست قطعه فرورونده فرایند ذوب را در لیتوسفر گوشته‌ای خاور ترکیه و شمال باختری ایران افزایش داده (Kheirkhah et al 2009) و سبب غنی‌شدگی لیتوسفر گوشته‌ای شده است.

پس از مطالعات میکروسکوپی اولیه، از نمونه‌های مناسب بازالت‌های مورد مطالعه نمونه‌هایی انتخاب شدند و در

آزمایشگاه انستیتو مینرالوژی هوبلند دانشگاه ورسبورگ آلمان^۱ مورد آزمایش EMP قرار گرفتند. در بدو امر از نمونه‌های سنگی مناطق مختلف، مقاطع نازک بدون پوشش تهیه شد و پس از تهیه مقاطع نازک، سطوح مقاطع توسط گرافیت پوشیده شدند. برای تعیین نقاط مورد آزمایش از مقاطع مورد نظر عکس میکروسکوپی تهیه شد که با تعیین نقاط مورد نظر، مقاطع در دستگاه الکترومیکروپروپ قرار داده شدند. نقاط انتخابی پیروکسن‌ها، در دستگاه به روش پراکنش انرژی (EDS) اشعه ایکس با دقت ۰/۲ درصد وزنی و با ولتاژ ۱۵ در ۲۰ ثانیه اندازه‌گیری شدند. با استفاده از برنامه R.geo و PAP اندازه‌گیری روی نقاط از پیش تعیین شده انجام گرفته است. با تجزیه شیمیایی عناصر مورد نظر، توسط دوربین اتصالی SX-50 و نرم‌افزارهای اتصالی، تصحیحاتی روی داده‌ها انجام گرفت و سپس با استانداردهای دستگاه سنجیده شد. استانداردهای مورد استفاده این دستگاه برای پیروکسن‌ها Miscpyr بوده است. نتایج حاصل با استفاده از نرم‌افزارهای رایانه‌ای AX، Minpet، به ترسیم نمودارهای لازم منجر شد. مقادیر حاصل از تجزیه به صورت اکسیدی است و مقادیر اتم هر اکسید در فرمول کانی پیروکسن، بر حسب ۶ اتم اکسیژن به روش دروپ^۲ (1987) به دست آمده است. محاسبه مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} توسط برنامه‌های کامپیوتری بر پایه روش پاپیکه^۳ و همکارانش (۱۹۷۴) است.



شکل ۱. (A) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه ماهواره‌ای؛ (B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده از منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی حاجی (Abassi & Aminiazar 1383).

1. Hubland in Wuerzburg University Mineralogy Institute
2. Droop
3. Papike



شکل ۲. نمایی از بازالت‌های منطقه گریک در خاور و جنوب خاوری آتشفشان آرارات

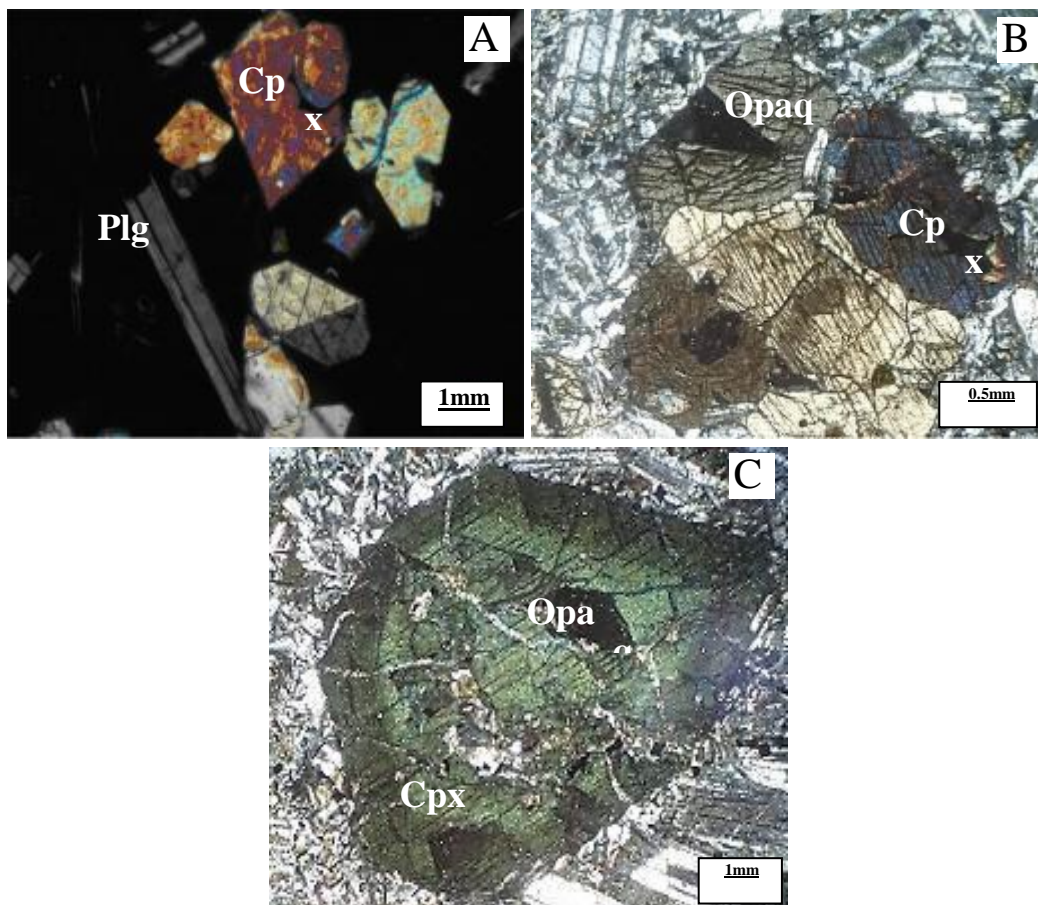
یافته‌های پژوهش

روانه‌های بازالتی با نمودهایی از انواع ساخت‌های سطحی (پاهوهو، آآ، تومولوس، بلوکی) در دره‌ها و دشت‌های منطقه با ضخامتی حدود ۵ تا ۲۰ متر گسترش یافته‌اند و از سمت باختر به خاور منطقه از ضخامت آن‌ها کاسته می‌شود. این سنگ‌های بازالتی در نمونه دستی به رنگ‌های خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند و گاه ریزساختارهای حفره‌دار یا اسکوریاسه را نشان می‌دهند. اکثر حفره‌ها با کانی‌های ثانوی (کربنات و سیلیس) پر شده‌اند که آمیگدالوئیدی‌ها را ایجاد کرده‌اند. اسکوری‌ها بخش رویی گدازه‌های بدون حفره را پوشانده‌اند.

در بازالت‌های مورد مطالعه، کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیک و پیروکسن به ترتیب بیشترین فراوانی را در سنگ‌های بازالتی دارند و الیوین‌ها ایدنگزیتی و کانی‌های تیره نیز در ترکیب سنگ حضور دارند. عموماً بافت اصلی سنگ‌ها هیالومیکروپورفیریتیک است و در برخی نمونه‌ها نیز بافت گلومروپورفیریتیک (شکل B۳) دیده می‌شود. اغلب کلینوپیروکسن‌ها ماکل دوقلویی دارند (شکل A۳). کلینوپیروکسن‌های این گدازه‌ها حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را در بر گرفته‌اند. فنوکریست‌های پیروکسن با ابعاد بیش از ۲ میلی‌متر به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و اکثراً سالم دیده می‌شوند و زاویه خاموشی ۴۳ درجه را نشان می‌دهند. توزیع کانی‌های کلینوپیروکسن با بافت غربالی در سطوح بالایی لایه‌ها می‌تواند طی اختلاط ماگمای اصلی با مذاب حاصل از مواد آب‌دار یا مواد پوسته‌ای تشکیل شده باشد. اما با توجه به نبود آثار اختلاط مؤثر در پتروگرافی نمونه‌های منطقه، می‌تواند دلیلی بر کاهش فشار یا آب‌دار بودن ماگمای منشأ باشد. برخی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن دارای منطقه‌بندی هستند. در سطح رویی گدازه‌های طنابی نزدیک مرکز ترکیه (M-11)، این کلینوپیروکسن‌ها منطقه‌بندی معکوس دارند (شکل C۳) که پاسخی به مؤلفه‌های فیزیکوشیمیایی منشأ است.

شیمی کانی پیروکسن

فنوکریست‌های پیروکسن در بازالت‌های گریک بر اساس ترکیب عمومی پیروکسن‌ها در نمودار مثلثی (Deer) Wo-En-Fs (1992) در رنج ترکیبی Wo_{37} تا Wo_{40} و En_{46} تا En_{52} و Fs_{10} تا Fs_{15} در محدوده دیوپسید واقع شده‌اند (شکل A۴).



شکل ۳. (A) بازالت با بافت هیالو پورفیریتیک و کلینوپیروکسن با ماکل دوقلویی، نور XPL؛ (B) بافت گلوپورفیریک با تجمع کانی‌های کلینوپیروکسن، نور XPL؛ (C) منطقه‌بندی در کلینوپیروکسن، نور XPL. علائم استفاده شده برای معرفی کانی‌ها علائم معرفی شده ویتنی^۱ و اوانز (۲۰۱۰) هستند.

جدول ۱. نتایج تجزیه میکروپروب کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های شمال گریک بر اساس شش اتم اکسیژن

Sample	Single	Core 1			Rim 1	C2	R2	C3		
SiO ₂	51.05	50.69	50.75	50.91	51.57	50.12	50.17	51.01	51.10	51.21
TiO ₂	0.79	0.85	0.83	0.82	0.78	0.84	0.82	0.76	0.75	0.75
Al ₂ O ₃	2.21	1.54	1.61	1.92	2.02	2.03	2.03	2.23	2.23	2.33
Cr ₂ O ₃	0.62	0.52	0.48	0.47	0.43	0.65	0.62	0.56	0.53	0.53
MgO	17.35	18.06	17.23	17.18	17.17	17.36	17.36	17.14	16.89	16.83
CaO	18.82	18.56	18.51	18.16	18.07	19.15	19.06	18.81	18.69	18.63
MnO	0.25	0.29	0.28	0.28	0.27	0.21	0.23	0.24	0.24	0.20
FeO	4.97	3.68	5.29	5.84	6.35	5.64	5.69	5.27	5.94	6.30
Na ₂ O	0.31	0.30	0.30	0.33	0.41	0.28	0.30	0.32	0.32	0.32
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Fe ₂ O ₃	3.83	4.93	3.14	2.49	1.88	3.66	3.50	3.38	2.34	1.86
Total cations	100.23	99.44	98.44	98.42	98.98	99.96	99.79	99.74	99.05	98.98
Si	1.88	1.88	1.90	1.91	1.92	1.85	1.86	1.89	1.90	1.91
Al ^{IV}	0.10	0.07	0.07	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09

1. Whitney

Fe3+	0.02	0.06	0.03	0.01	0.00	0.06	0.05	0.02	0.00	0.00
Total T-site	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06	0.10	0.10	0.08	0.06	0.06
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe ²⁺	0.15	0.11	0.17	0.18	0.20	0.11	0.11	0.16	0.18	0.20
Mg	0.95	1.00	0.96	0.96	0.95	0.96	0.96	0.94	0.94	0.93
Ca	0.74	0.74	0.74	0.73	0.72	0.76	0.76	0.75	0.75	0.74
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total M-site	2.00	2.00	2.00	2.00	2.01	2.00	2.00	2.00	2.00	2.01
Wo	0.38	0.38	0.38	0.38	0.37	0.39	0.39	0.39	0.39	0.38
En	0.49	0.52	0.50	0.50	0.49	0.50	0.50	0.49	0.48	0.48
Fs	0.12	0.10	0.12	0.13	0.13	0.11	0.11	0.12	0.13	0.13
Mg#	78.60	79.86	79.09	79.12	79.19	77.99	78.19	78.59	78.90	79.01
TiO ₂ +Cr ₂ O ₃	1.41	1.37	1.31	1.29	1.21	1.49	1.44	1.32	1.28	1.28
Al ^{VI} +2Ti+Cr	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07
Na+Al ^{IV}	0.12	0.09	0.09	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12
Al ^{IV} *100	9.59	6.72	7.11	8.47	8.32	8.85	8.86	9.72	9.78	9.39
Q	1.95	1.99	1.96	1.94	1.92	1.99	1.98	1.95	1.93	1.92
J	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
F1	-0.78	-0.77	-0.78	-0.78	-0.78	-0.78	-0.78	-0.78	-0.78	-0.78
F2	-2.35	-2.33	-2.33	-2.35	-2.38	-2.30	-2.30	-2.34	-2.35	-2.35
Ca+Na	0.76	0.76	0.76	0.75	0.75	0.78	0.78	0.77	0.77	0.77
T (Nimi and Taylor,2000)	1232.84	1219.00	1207.00	1205.10	1206.61	1249.22	1249.18	1242.25	1247.89	1247.27
XPT	31.07	30.85	31.12	31.08	31.42	31.12	31.11	31.06	31.20	31.29
YPT	-29.59	-29.94	-29.05	-28.95	-29.08	-29.02	-29.01	-29.40	-29.07	-29.00
T(°K)(Putirka, 2008)	1199.08	1199.49	1198.69	1199.64	1201.62	1194.97	1196.18	1200.13	1201.89	1202.54
P (Kbar) (Putirka et l.2003)	9.80	9.60	9.30	8.60	7.90	8.50	8.40	10.30	9.90	9.80
h(km)	31.36	30.72	29.76	27.52	25.28	27.20	26.88	32.96	31.68	31.36
Fe ³⁺	0.11	0.14	0.09	0.07	0.06	0.16	0.15	0.09	0.07	0.06
AlTotal	0.10	0.07	0.07	0.08	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10
Sample	R3	C4			R4	C5			R5	
SiO ₂	51.89	51.08	51.11	51.27	51.29	51.06	51.07	51.09	51.15	51.63
TiO ₂	0.69	0.77	0.76	0.72	0.69	0.63	0.61	0.60	0.57	0.51
Al ₂ O ₃	2.42	2.42	2.45	2.55	2.73	2.74	2.48	2.55	2.76	2.76
Cr ₂ O ₃	0.52	0.51	0.47	0.47	0.52	0.41	0.41	0.37	0.34	0.26
MgO	16.75	17.08	16.51	16.42	16.33	17.03	16.14	15.63	16.27	15.83
CaO	18.23	18.22	18.21	18.17	18.17	19.22	19.17	19.11	18.72	18.88
MnO	0.19	0.18	0.12	0.22	0.23	0.22	0.22	0.22	0.26	0.25
FeO	7.60	6.12	7.21	7.43	7.50	4.28	5.91	6.86	6.19	6.24
Na ₂ O	0.34	0.35	0.35	0.36	0.37	0.45	0.44	0.45	0.45	0.68
K ₂ O	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05	0.05
Fe ₂ O ₃	0.26	2.01	0.54	0.12	0.34	3.53	1.72	1.07	1.26	1.19
Total cations	98.92	98.76	97.75	97.75	98.20	99.58	98.20	97.99	98.03	98.28
Si	1.93	1.90	1.92	1.93	1.93	1.88	1.91	1.93	1.92	1.93
Al ^{IV}	0.07	0.10	0.08	0.07	0.07	0.12	0.09	0.07	0.08	0.07
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total T-site	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al ^{VI}	0.04	0.01	0.03	0.04	0.05	0.00	0.02	0.04	0.04	0.05
Fe ³⁺	0.04	0.07	0.05	0.04	0.04	0.10	0.07	0.06	0.08	0.09
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.24	0.19	0.23	0.23	0.24	0.13	0.19	0.22	0.19	0.19
Mg	0.93	0.95	0.93	0.92	0.92	0.94	0.90	0.88	0.91	0.88

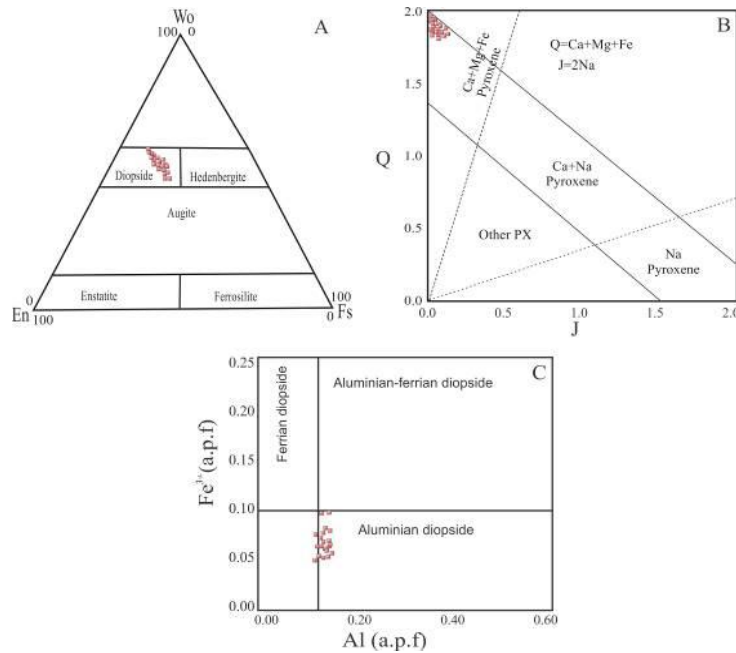
Ca	0.73	0.73	0.73	0.73	0.73	0.76	0.77	0.77	0.75	0.76
Na	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total M-site	2.04	2.01	2.03	2.04	2.05	2.00	2.02	2.04	2.04	2.05
Wo	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.39	0.40	0.40	0.39	0.39
En	0.48	0.49	0.48	0.48	0.47	0.49	0.47	0.46	0.47	0.46
Fs	0.14	0.13	0.14	0.14	0.15	0.12	0.13	0.14	0.14	0.15
Mg#	79.22	79.33	79.28	79.54	80.04	80.29	79.43	79.08	79.82	79.42
TiO ₂ +Cr ₂ O ₃	1.21	1.28	1.23	1.19	1.21	1.04	1.02	0.97	0.91	0.77
Al ^{VI} +2Ti+Cr	0.09	0.07	0.09	0.10	0.11	0.05	0.07	0.09	0.08	0.09
Na+Al ₄	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.15	0.12	0.10	0.12	0.12
Al ^{IV} *100	7.06	9.73	7.69	7.17	6.96	11.55	8.53	6.99	8.24	6.99
Q	1.90	1.92	1.90	1.89	1.88	1.93	1.91	1.89	1.89	1.87
J	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.10
F1	-0.78	-0.78	-0.78	-0.78	-0.78	-0.78	-0.79	-0.79	-0.78	-0.79
F2	-2.39	-2.35	-2.35	-2.37	-2.37	-2.33	-2.33	-2.33	-2.35	-2.36
Ca+Na	0.75	0.75	0.76	0.76	0.76	0.79	0.80	0.81	0.78	0.81
T(K °) (Nimi and Taylor,2000)	1228.34	1270.00	1262.00	1247.08	1231.00	1206.52	1235.55	1245.46	1217.16	1255.02
XPT	31.79	31.03	31.23	31.27	31.20	30.60	30.97	31.10	30.83	30.88
YPT	-28.79	-29.09	-28.49	-28.45	-28.46	-30.01	-28.94	-28.40	-28.97	-29.01
T(°K)(Putirka, 2008)	1205.17	1202.68	1203.76	1206.06	1208.98	1210.77	1209.39	1209.50	1211.75	1213.65
P (Kbar) (Putirka et l.2003)	9.60	10.80	10.70	10.50	9.90	11.20	10.10	9.90	9.80	9.20
h(km)	30.72	34.56	34.24	33.60	31.68	35.84	32.32	31.68	31.36	29.44
Fe ³⁺	0.04	0.07	0.05	0.04	0.04	0.10	0.07	0.06	0.08	0.09
AlTotal	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12

نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Q در برابر J از موریموتو^۱ و همکارانش (۱۹۸۸) به ترتیب با مقادیر Q از ۱/۸۷ تا ۱/۹۹ و مقادیر J از ۰/۰۴ تا ۰/۱ در محدودهٔ پیروکسن‌های Fe و Mg و Ca دار قرار می‌گیرند (شکل B۴). همچنین تغییرات تعداد اتم Al^{Total} در ساختار کانی‌های مورد آنالیز از ۰/۰۷ تا ۰/۱۲ اتم متغیر است و مقادیر اتم Ti و Cr و Na به ترتیب از ۰/۰۱ تا ۰/۰۲، از ۰/۰۱ تا ۰/۰۲، و از ۰/۰۲ تا ۰/۰۵ متغیر است. بر اساس نمودار Al (a.p.f.u) در برابر Fe³⁺ (a.p.f.u) از موریموتو^۲ و همکارانش (۱۹۸۸) نمونهٔ کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در بخش آلومینودیوپسید قرار می‌گیرند (شکل C۴). با توجه به اینکه کلینوپیروکسن‌های با عدد منیزیم کمتر از ۸۶ درصد ناشی از تفریق ماگما هستند (Lebas 1962; Deer et al 1992) و همهٔ نمونه‌های مورد مطالعه با عدد منیزیم Mg# (۷۸٪ تا ۸۰٪) کمتر از ۸۶ درصد دارند، تفریق ماگمایی منطقه مشخص می‌شود. با افزایش مقدار درصد SiO₂ پیروکسن‌ها، درصد MgO کاهش می‌یابد. از سوی دیگر درصد اکسیدهای Na₂O و K₂O روند افزایشی نشان می‌دهند (شکل A۵ و B۵ و C۵).

با وجود این که مقادیر عناصر Na و K در پیروکسن‌ها پایین است، افزایش مقادیر این دو عنصر و همچنین روند افزایشی تفریق، مقادیر عناصر آلکان در مذاب‌های بازالتی افزوده شده و می‌تواند نشان‌دهندهٔ ترکیب مذاب اولیهٔ آلکان و کالک‌آلکان یا غنی‌شدگی طی ذوب‌بخشی اندک منشأ باشد (Berndt et al 2005). در نمودار شکل D۵ بر اساس تعداد اتم‌های Si در برابر تعداد اتم‌های Al در ساختار کانی‌های کلینوپیروکسن اغلب نمونه‌های منطقه در بالای خط اشباع

1. Morimoto
2. Morimoto

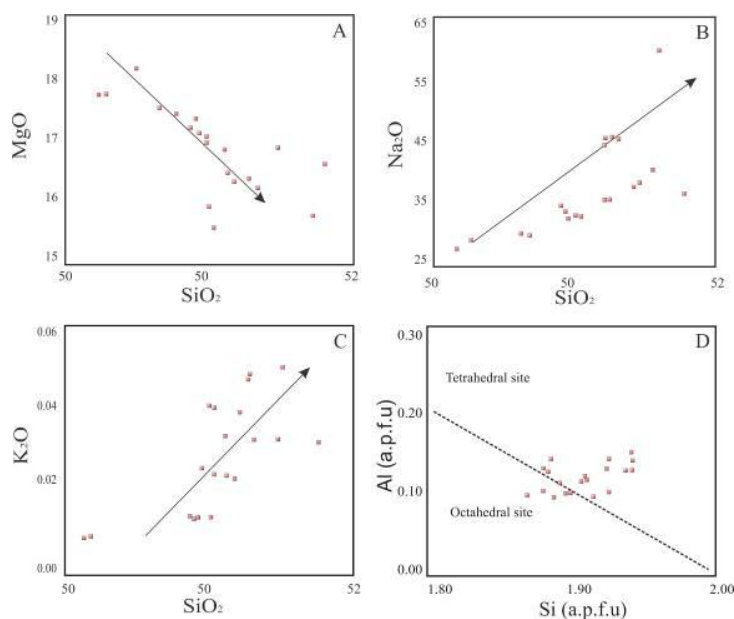
قرار می‌گیرند. این نمودار معرف کِلینوپیروکسن‌هایی است که بخشی از موقعیت چهاروجهی ساختار آن به وسیله کاتیون‌های Si و Al اشغال شده‌اند؛ چنان‌که اگر موقعیت چهاروجهی سیستم کانی کِلینوپیروکسن فقط با Si اشغال شود، نمونه باید در پایین خط اشباع قرار گیرد. در نمودار مزبور، موقعیت قرارگیری بلورهای کِلینوپیروکسن نشان‌دهنده جایگزینی بخشی از اتم‌های آلومینیوم در سایت تتراهدری است و می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای والد این کانی‌ها غنی از سیلیس نبوده است (Papike et al 1974).



شکل ۴. A) ترکیب کِلینوپیروکسن‌های منطقه بر اساس نمودار مثلثی انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo)، فروسیلیت (Fs) (Deer et al 1992) نشان داده شده است؛ B) ترکیب کِلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار تقسیم‌بندی کِلینوپیروکسن‌ها (Morimoto, 1988) در محدوده آهن و منیزیم و کلسیم‌دار قرار گرفته است؛ C) نمودار Al (a.p.f.u) در برابر Fe^{3+} (a.p.f.u) (Morimoto et al 1988) نشان‌دهنده آلومینو دیوپسیدی بودن نمونه‌ها است.

نمودار (شکل ۴A) جهت تعیین سری ماگمایی بر اساس ترکیب شیمی پیروکسن از نیسبت^۱ (۱۹۹۷) است که نمونه‌های منطقه در محدوده ماگمای با ماهیت ساب‌آلکان تا آلکان قرار دارند که نبود کانی پتاسیک و آلکالی فلدسپار در مطالعات پتروگرافی نمونه‌ها مؤید این مطلب است. در محیط‌های قاره‌ای که اتساع پوسته‌ای حکم‌فرماست بر حسب میزان بازشدگی پوسته‌ای ترکیب ماگمای فوران یافته طیف ترکیبی از کالکو آلکان تا آلکان را داراست؛ به طوری که مجموعه‌ای از تبادلات ژئوشیمیایی چون آلودگی پوسته‌ای، درصد ذوب‌بخشی و تبلوربخشی، و نیز تأثیر سیالات و فشاربخشی اکسیژن بر جایگیری نمونه‌ها در محدوده‌های نادرست و پراکنش آن‌ها مؤثر بوده و سبب تغییر ماهیت شیمیایی اولیه ماگمای آلکان به ماگمای ساب‌آلکان شده است.

1. Nisbet



شکل ۵. A و B و C نمودارهای تغییرات اکسیدهای MgO، Na₂O، K₂O در برابر SiO₂؛ D) در نمودار توزیع کاتیون Si در برابر Al نمونه‌های کلینوپروکسن مورد بررسی در بالا و پایین خط نشانگر قرار گرفته‌اند.

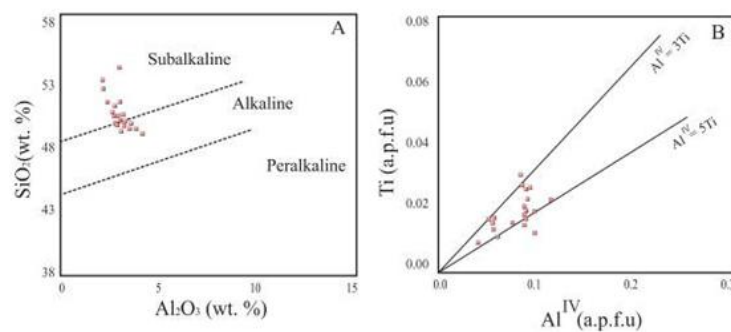
بر پایه داده‌های آنالیز میکروپروب سنگ‌های بازالتی منطقه و محاسبه ۳ اتم اکسیژن (Deer et al 1966) و بر اساس جدول ۲، کانی‌های تیره عموماً $\text{FeO} > 70\%$ دارند. اما در گروه اول با مقادیر FeO از ۵۹/۱۹ تا ۶۹/۹۱ و مقادیر TiO₂ از ۱۸/۲۳ تا ۲۸/۱۶ با ترکیب کانی تیتانومگنتیت را در این سنگ‌ها تشکیل داده‌اند.

جدول ۲. داده‌ها و محاسبات داده‌های ریزکاوی کانی‌های تیره بر حسب ۳ اتم اکسیژن در بازالت‌های شمال گریک

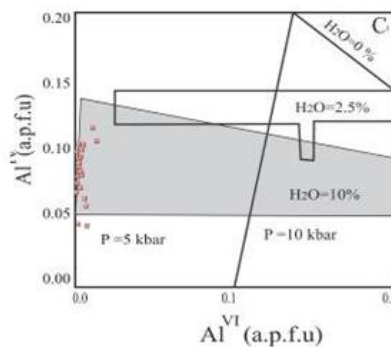
Sample	O1	O2	O3	O4	O5	O6	O7
SiO ₂	0.13	0.17	0.18	0.21	0.22	0.22	0.29
TiO ₂	28.16	28.11	24.97	24.89	19.06	26.34	18.23
Al ₂ O ₃	5.53	5.53	6.21	6.29	7.23	7.28	6.53
FeO	59.92	59.29	63.21	61.91	65.91	59.19	69.14
MnO	2.01	1.13	1.08	0.85	0.73	0.65	0.58
MgO	2.09	3.91	2.96	3.84	4.89	4.97	4.87
CaO	0.26	0.17	0.16	0.13	0.12	0.09	0.08
Na ₂ O	0.09	0.01	0.03	0.04	0.08	0.08	0.12
Total	98.19	98.33	98.82	98.18	98.27	98.85	99.95
Si	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.18	0.18	0.21	0.21	0.24	0.23	0.22
Ti	0.59	0.58	0.53	0.52	0.41	0.54	0.39
Fe	1.40	1.37	1.48	1.45	1.57	1.34	1.65
Mn	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01

نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti نیز نشان‌دهنده کمبود میزان تیتان در کانی‌های مورد مطالعه است (شکل 6B) که می‌تواند با تبلور تیتانومگنتیت (Nosava et al 2002) در این سنگ‌ها مرتبط باشد. تبلور کانی‌های کدر تیتان‌دار (ایلمنیت و تیتانومگنتیت) با کلینوپیروکسن به صورت هم‌زمان و هم‌زیست سبب فقیر شدن کلینوپیروکسن از تیتان می‌شود (Nosova et al 2002).

برای تعیین میزان آب محیط تبلور کلینوپیروکسن‌ها از نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} استفاده شده است. توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن‌ها در برآورد مقدار آب ماگما در محیط تشکیل سنگ‌های آذرین اهمیت دارد (Helz 1973). نمودار (شکل 6C) نشان‌دهنده وجود حدود ۱۰ درصد آب در ماگمای مولد نمونه‌های مورد مطالعه است.



شکل ۶. A) نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس Al_2O_3 در برابر SiO_2 در ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن (Nisbet 1997) نشان‌دهنده ماهیت ساب‌آلکالن ماگمای میزبان است؛ B) نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti (Zhu & Ogasawara 2001) نشان‌دهنده مقادیر پایین تیتان است؛



ادامه شکل ۶. C) توزیع آلومینیوم تترااندری و اکتاندری در کلینوپیروکسن‌ها (Coltorti et al 2007) نشان‌دهنده آب محیط تبلور در حول ۱۰ درصد است.

ترمومتری

برای ترمومتری تک‌کانی کلینوپیروکسن از روش ترسیمی (Soesoo 1997) با تعیین پارامترهای محاسباتی XPT و YPT استفاده می‌شود. در این روش پارامترهای XPT و YPT با معادله ۱ و ۲ محاسبه می‌شوند:

معادله ۱

$$XPT = 0.446 \text{ SiO}_2 + 0.187 \text{ TiO}_2 - 0.404 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{ FeO}^{\text{Total}} - 0.052 \text{ MnO} + 0.309 \text{ MgO} + 0.431 \text{ CaO} - 0.446 \text{ Na}_2\text{O}.$$

معادله ۲

$$YPT = -0.369 \text{ SiO}_2 + 0.535 \text{ TiO}_2 - 0.317 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{ FeO}^{\text{Total}} + 0.235 \text{ MnO} - 0.516 \text{ MgO} - 0.167 \text{ CaO} - 0.153 \text{ Na}_2\text{O}$$

مقدار XPT برای نمونه‌های مورد مطالعه در گستره ۳۰/۶۰ تا ۳۱/۷۹ و مقدار YPT در محدوده ۳۰/۰۱ تا ۲۸/۴۰- است. بر اساس این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه در محدوده ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود (شکل A۷). در ترمومتری تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از فرمول تیلور^۱ و نیمی (۲۰۰۰) استفاده شده است که با معادله ۳ محاسبه می‌شود:

معادله ۳

$$T(K^\circ) = 23166 + 39.28 (P \text{ kbar}) / 13.25 + 15.35 \text{Ti} + 4.5 \text{Fe} - 1.55 (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na} + \text{K}) + (\text{Lna}^{\text{Cpx}_{\text{en}}})^2$$

بر اساس این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه از ۱۲۰۵ تا ۱۲۷۰ درجه سانتی‌گراد با تغییرات ± 50 برآورد می‌شود (جدول ۱). همچنین دماسنجی کانی کلینوپیروکسن (Putirka 2008) بر اساس معادله ۴ محاسبه شده که میانگین دمای تبلور این کانی‌ها از ۱۱۹۵ تا ۱۲۱۴ درجه سانتی‌گراد با تغییرات ± 50 مشخص شده است (جدول ۱).

معادله ۴

$$T(K) = 93100 + 544 P(\text{Kbar}) / 61.1 + 36.6 X^{\text{Cpx}_{\text{Ti}}} + 10.9 (X^{\text{Cpx}_{\text{Fe}}}) - 0.95 (X^{\text{Cpx}_{\text{Al}}} + X^{\text{Cpx}_{\text{Cr}}} - X^{\text{Cpx}_{\text{Na}}} - X^{\text{Cpx}_{\text{K}}}) + 0.395 [(\text{lna}^{\text{Cpx}_{\text{En}}})]^2$$

فشارسنجی

برخی از روش‌های دما- فشارسنجی کانی پیروکسن که تاکنون ارائه شده‌اند بر اساس تعادل بین دو نوع پیروکسن (ارتوپیروکسن- کلینوپیروکسن) (Lindsley 1983) محاسبه شده‌اند. این موضوع سبب محدودیت‌هایی در استفاده این نمودار برای نمونه‌های فاقد ارتوپیروکسن (همچون سنگ‌های مورد مطالعه) بود. بنابراین به منظور بررسی‌های دما- فشارسنجی نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان از روش‌های ارائه شده بر پایه تعادل میان کلینوپیروکسن- مذاب یا ترکیب تک‌بلور کلینوپیروکسن استفاده کرد. در روش استفاده از تک‌بلور کلینوپیروکسن، بر اساس مطالعات بسیاری از محققان، می‌توان از نسبت $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ پیروکسن‌ها برای تعیین فشار تبلور استفاده کرد (Helz 1973; Aoki & Shiba 1973; Wass 1979). در نمودار نسبت $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ (شکل B۷) از آوکی^۲ و شیبایا (۱۹۷۳)، نمونه‌های مورد مطالعه در منطقه فشار پایین تا فشار متوسط قرار می‌گیرند. برای تعیین فشار محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه از نمودار فشارسنجی سواسو^۳ (۱۹۹۷) استفاده شد که نشان‌دهنده فشار تشکیل بالاتر از ۱۰ و کمتر از ۱۵ کیلو بار است (شکل C۷). همچنین مطالعات جدید نشان می‌دهند ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در شرایط دما و فشار مختلف دچار تغییر

1. Taylor
2. Aoki
3. Soesoo

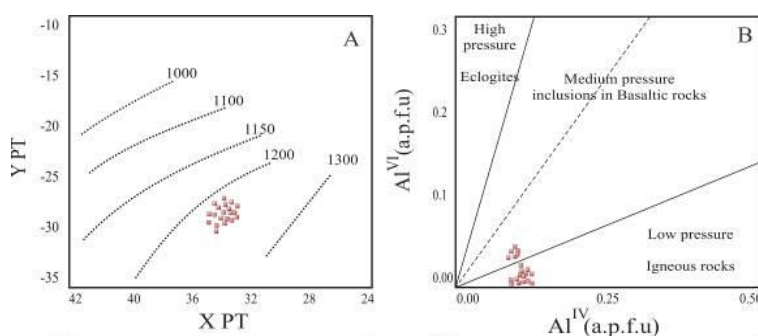
می‌شود. بنابراین شرایط P-T ماگما نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها دارد (Bindi et al 1999; Aydin et al 2009). کلینوپیروکسن‌های موجود در ماگماهای بازیک در فشارهای مختلف ضمن تغییرات شیمیایی در ترکیب کانی‌شناسی خود پایدارند. مدل‌سازی ساختار بلوری روش مهمی برای برآورد تغییرات ساختمانی در کلینوپیروکسن‌هاست. برای محاسبه فشار تشکیل کانی کلینوپیروکسن بر مبنای ترکیب شیمیایی پوتریکا^۱ و همکارانش (۲۰۰۳) معادله ۵ را ساخته‌اند. بر اساس این معادله، فشار تشکیل کانی‌های مورد مطالعه از ۷/۹ تا ۱۱/۲ محاسبه شده است (جدول ۱).

معادله ۵

$$P \text{ (Kbar)} = -88.3 + 2.82 \times 10^{-3} T(K) \ln[(\text{Jd}^{\text{Cpx}}) / (\text{Na}^{\text{liq}} \text{Al}^{\text{liq}} (\text{Si}^{\text{liq}})^2)] + 2.19 \times 10^{-2} T(K) - 25.1 \ln(\text{Ca}^{\text{liq}} \text{Si}^{\text{liq}}) + 7.03[(\text{Mg}^{\text{liq}}) + 12.4 \ln(\text{Ca}^{\text{liq}})]$$

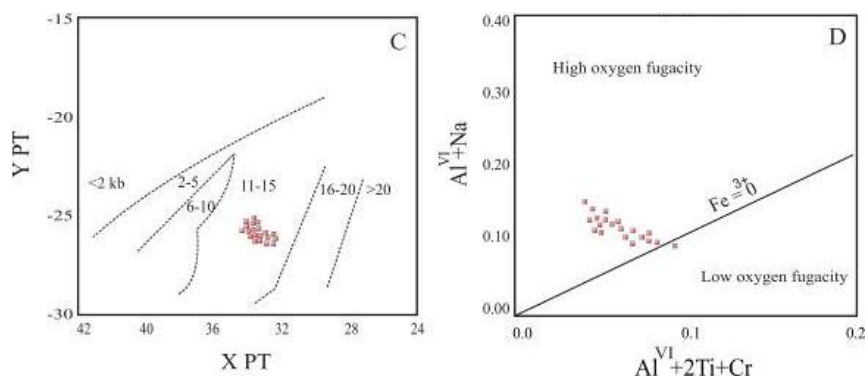
فوگاسیته

فوگاسیته اکسیژن تأثیری ویژه در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب دارد (France et al 2010) و عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی و توالی تبلور ماگما است (Botcharnikov et al 2005; Moretti 2005). برای تعیین فوگاسیته اکسیژن از نمودار $\text{Al}^{\text{IV}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ در برابر $\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}}$ شوویتزر^۲ و همکارانش (۱۹۷۹) استفاده می‌شود. این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت تتراهدری و Al و Cr و Ti در موقعیت‌های اکتاهدری است. در ترکیب پیروکسن‌ها، عنصر Fe می‌تواند جانشین عناصر سه‌ظرفیتی مانند Al و Cr در موقعیت‌های هشت‌وجهی شود. بنابراین فراوانی Fe در پیروکسن‌ها بستگی به موازنه Al^{IV} در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی ساختمان پیروکسن دارد. هر چه میزان Al^{IV} بیشتر باشد امکان ورود عناصر سه‌ظرفیتی دیگر مانند Fe به موقعیت هشت‌وجهی سیستم تسهیل می‌شود. بنابراین نمونه‌هایی که بالای خط $\text{Fe}^{3+} = 0$ قرار گیرند محیط با فوگاسیته اکسیژن بالا را نشان می‌دهند و نمونه‌های پایین خط فوگاسیته اکسیژن کمتری را در محیط تشکیل نشان می‌دهند (شکل DV). هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر شود، مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر بوده است (Cameron & Papike 1981). چنان‌که در شکل DV نشان داده شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا قرار دارند.



شکل ۷. A) تعیین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های گریک بر اساس نمودار (Soesoo 1997)، که محدوده دمایی ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ را نشان می‌دهد؛ B) نمودار تغییرات Al^{VI} در برابر Al^{IV} برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن (Aoki & Shiba 1973) که نمونه‌ها در محدوده فشارهای پایین تا متوسط قرار گرفته‌اند؛

1. Putirka
2. Schweitzer



ادامه شکل ۷. C) در نمودار تغییرات XPT در برابر YPT برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن (Soesoo 1997) نمونه‌ها در محدوده فشارهای بالای ۱۰ تا کمتر از ۱۵ کیلو بار قرار گرفته اند؛ D) موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}}$ در برابر $\text{Cr}+2\text{Ti}+\text{Al}^{\text{IV}}$ تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه را در فوگاسیته بالای اکسیژن نشان می‌دهد که نمونه‌های گریک اندکی بالای خط $\text{Fe}^{3+}=0$ قرار گرفته‌اند.

بررسی منطقه‌بندی موجود در کلینوپیروکسن‌های منطقه و دلایل آن

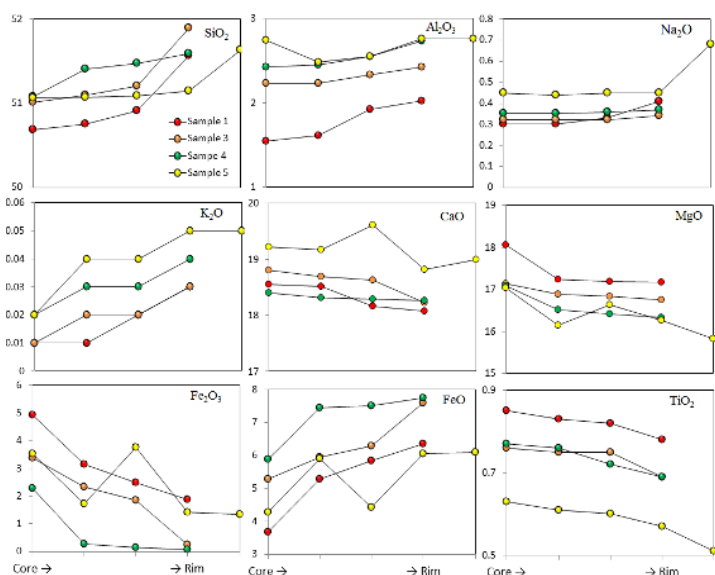
کلینوپیروکسن‌های شمال گریک در بخش‌های مختلف از هسته تا حاشیه مورد تجزیه قرار گرفتند و اغلب دارای منطقه‌بندی عادی و معکوس هستند. با مطالعات پتروگرافی این ویژگی با نوارهایی تیره و روشن به ضخامت چندده میکرون مشخص است (شکل ۲C). منطقه‌بندی هر کانی در رابطه مابین درجه انتشار یون‌های مشخص در مذاب و درجه رشد بلور کنترل می‌شود (Deer et al 1978; Aydin et al 2008).

با توجه به تجزیه نمونه‌ها، فلوکریست‌های کلینوپیروکسن منطقه‌بندی عادی و معکوس دارند و میزان MgO این کانی‌ها از مرکز به حاشیه (۱۵/۶۳ تا ۱۸/۰۶) و درصد CaO از ۱۸/۰۷ تا ۱۹/۲۲ و FeO از ۳/۶۸ تا ۷/۶۰ از هسته به حاشیه افزایش نوسانی نشان می‌دهد که روند تبلور عادی است و برعکس درصد اکسیدهای آلومینیوم و سدیم و پتاسیم بیشتر می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر مستقیم تبلور در جهت تفریق ماگمایی منطقه باشد. تحقیقات خیرخواه^۱ و همکارانش (۲۰۰۹) تأثیر فرایند تفریق و تبلور در تحول ماگمای حاصل از منشأ گوشته تهی شده را در این منطقه تأیید می‌کند (شکل ۸).

تحولات فیزیکی ماگمای منطقه مانند تغییرات فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن عوامل مؤثری در منطقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های ماگما هستند که بر نوسانات میزان اکسیدهای سازنده (آهن، منیزیم، تیتانیم، و تا حدودی آلومینیوم) ماگما تأثیر دارند و تغییرات فشار در قسمت‌های مختلف بلور باید با کاهش مقادیر آن از مرکز به سمت حاشیه بلور همراه باشد (Dobosi & Horvath 1988; Aydin et al 2008; Mobashergermi 2018). در جدول ۱ این مورد برای کلینوپیروکسن‌های منطقه صدق نمی‌کند و تغییرات فشار از مرکز به حاشیه بلورها با نوسان خاصی همراه نیست. بنابراین نمی‌تواند عامل مؤثری در ایجاد منطقه‌بندی بلور باشد. تغییرات فوگاسیته اکسیژن نیز از عوامل مهم ایجاد منطقه‌بندی در بلورهای کلینوپیروکسن است (Hamilton et al 1964; Hoskin et al 1998; Aydin et al 2000 & 2001) که سبب

1. kheirkhah

تغییراتی در ترکیب شیمیایی و درصد Fe^{3+} می‌شود. در کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های مورد مطالعه، مقادیر بالای Fe^{3+} در بخش مرکزی بلور را می‌توان به بالا بودن فوگاسیتته اکسیژن در ناحیه منیع ماگما نسبت داد (جدول ۱). صعود سریع ماگما در اثر کاهش فشار از عوامل ایجاد تغییرات سریع در فوگاسیتته اکسیژن ماگما است (Kress & Carmichael 1988). با توجه به کاهش Fe^{3+} از هسته به حاشیه (با مقادیر ۰/۱۴ تا ۰/۰۶، ۰/۱۶ تا ۰/۱۵، ۰/۰۷ تا ۰/۰۴، ۰/۱۰ تا ۰/۰۹) نمونه‌ها و همراهی تیتانومگنتیت در مودال، بالا بودن فوگاسیتته اکسیژن در منشأ تأیید و چنین استنباط می‌شود که تغییرات فوگاسیتته اکسیژن ماگما در منطقه‌بندی کانی‌ها به‌ویژه در هسته کانی اهمیت دارد. کاهش این اکسید در حواشی کانی می‌تواند به فوران و خروج سیالات اکسیدکننده مرتبط باشد (Aydin et al 2009). از جمله عواملی که می‌تواند منجر به ذوب‌بخشی گوشته بالایی (ناحیه منشأ) شود نقش سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده است که این سیالات از مواد فرار غنی‌اند و وجود این مواد ممکن است به طور مشخصی اکسیدکننده باشد. بنابراین، طی فرورانش باید نقش رسوبات، مواد فرار، و ترکیب سیالات همراه را مورد توجه قرار داد. چنین مواردی می‌تواند سبب ایجاد شرایط اکسیداسیون قوی در مذاب‌ها شود و به شروع تبلور با ترکیبات آهن‌دار بینجامد (Praper & Brandon 1996). با توجه وجود سیال حدود ۱۰ درصد (شکل D5) و میزان Fe^{3+} متوسط ۰/۰۸ در کانی‌های کلینوپیروکسن و بالا بودن این کاتیون در هسته کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه و نیز حضور البوین در مودال بازالت‌های مورد مطالعه (شکل D3) و نتایج نمودارها (شکل A5 و B5) و نتایج تحقیق خیرخواه و همکارانش (۲۰۰۹)، سرشت کالکو آکالن سنگ میزبان تأیید می‌شود. همه این شرایط نشان‌دهنده این فرضیه است که منبع گوشته‌ای این ماگماها شرایط اکسیداسیون را تحمل کرده‌اند که به احتمال در اثر تأثیر مؤلفه‌های فرورانش مشابه مطالعات کرس^۱ و کارمیشل (۱۹۹۸) بوده است. بر اساس تحقیقات ریدولفی^۲ و همکارانش (۲۰۱۰) فوگاسیتته بالا و محیط اکسایشی وابستگی به محیط فرورانشی حواشی فعال قاره‌ای را نشان می‌دهد.



شکل ۸. نمودار تغییرات ترکیبی ۴ نمونه از کلینوپیروکسن‌های منطقه از مرکز به حاشیه که نشان‌دهنده منطقه‌بندی عادی است.

1. Kress
2. Ridolfi

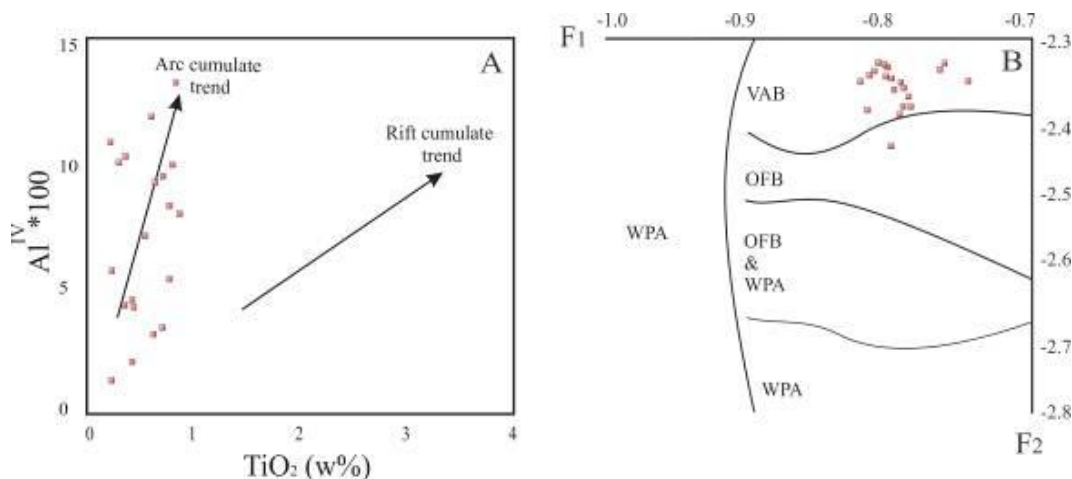
تکتونیک

در نمودار $Al^{IV} * 100$ در برابر TiO_2 (Ao et al 2010) روند نمونه‌ها نسبت به افزایش TiO_2 در محدوده ۰/۵۱ تا ۰/۸۵ مشابه با کمان‌های ماگمایی است (شکل A۹). با توجه به اینکه در این کانی‌ها $Na < Al$ است باید آن‌ها را جزء پیروکسن‌های کلسیک طبقه‌بندی کرد و با افزایش مقدار $Al^{(VI)}$ در ساختمان کانی فعالیت کلسیم چرماک اضافه می‌شود که خود تابعی از فزونی فشار هنگام تبلور کانی است. نمودار تکتونوماگمایی رسم‌شده بر اساس داده‌های کلینوپیکروکسن‌های منطقه نشان می‌دهد سنگ‌های منطقه مورد بررسی متعلق به یک کمان آتشفشانی هستند (Nisbet & pearce 1977) (شکل B۹) که مؤید یافته‌های خیرخواه^۱ و همکارانش (۲۰۰۹) بر پایه شیمی سنگ کل است.

مقادیر $F1$ و $F2$ بر پایه فرمول‌های ارائه‌شده محاسبه شده است:

$$F1 = - (0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO^{total}) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$$

$$F2 = - (0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) - (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO^{total}) - (0.1435 * MnO) - (0.0029 * MgO) + (0.0085 * CaO) + (0.016 * Na_2O)$$



شکل ۹. A) در نمودار $Al^{IV} * 100$ در برابر TiO_2 (Ao et al 2010) نمونه‌ها در روند کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند؛ B) در نمودار B (Nisbet & pearce 1977) همه نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

WPT: Within Plate Alkalie Basalts. WPA: Within Plate Alkalie Basalts. VAB: Volcanic Arc Basalts OFB: Ocean-Floor Basalts, Plate Tholeiitic Basalts

نتیجه‌گیری

بازالت‌های کواترنری شمال گریک از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیکروکسن، الیوین، و تیتانو مگنتیت تشکیل شده‌اند. کلینوپیکروکسن‌های موجود در این گدازه‌ها از نوع کلینوپیکروکسن‌های کلسیم و منیزیم و آهن‌دار (دیوپسید) است که در

سری ماگمایی ساب آلكالن قرار دارد. بررسی‌های دماسنجی نشان‌دهنده تبلور این کانی‌ها در گستره دمایی ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد است. با توجه به نمودار و روابط فشارسنجی، فشار به دست آمده هنگام تبلور این کانی‌ها بین ۷/۹ تا ۱۱/۲ کیلو بار تعیین شده است که بر پایه افزایش ۳/۶۵ کیلو بار فشار به ازای هر کیلومتر عمق می‌توان عمق تبلور این کانی‌ها را ۲۵ تا ۳۵ کیلومتر برآورد کرد و تبلور کلینوپیروکسن‌ها در فشار پایین تا متوسط بوده است. با توجه به حضور آهن به صورت Fe^{3+} طی تبلور، شرایط اکسایشی ماگمای در حال صعود و تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن در فوگاسیته بالای اکسیژن مشخص می‌شود که همراهی این کانی با تیتانومگنتیت مبین فوگاسیته بالای ماگمای میزبان این کانی‌هاست. مطالعات شیمی این کانی نشان می‌دهد که در ایجاد منطقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه نوسانات میزان اکسیدهای عناصر آهن، منیزیم، تیتانیم، و آلومینیوم متأثر از عواملی چون تغییرات فوگاسیته اکسیژن و محیط اکسیداسیون بوده است.

سپاسگزاری

نویسنده مقاله از نظرها و پیشنهادهای ارزنده داوران محترم و زحمات هیئت تحریریه تشکر و قدردانی می‌کند.

منابع

- Abassi, S. & Aminiazar, R. (1383). Geological Quadrangle Map and report 1:100000 Alihaji, No.490. Geological Survey of Iran. (in Persian).
- Alavi, M. (1996). Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics* 229: pp. 211-238.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M., & Macleod, C. (2013). Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan province, Iran. *Journal of Petrology*, in press, doi:10.1093/petrology/egs090.
- Ao, S. J., Xiao, W. J., Han, C. M., Mao, Q. G., & Zhang, J. E. (2010). Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids. *Gondwana Research* 18: pp. 466-478.
- Aoki, K. I. & Shiba, I. (1973). Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata, Japan. *Lithos* 6: pp. 41-51.
- Avanzinelli, R., Bindi, L., Menchetti, S., & Conticelli, S. (2004). Crystallization and genesis of per alkaline magmas from Pantelleria volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical. *Lithos* 73(1-2): pp. 41-69.
- Aydin, F., Karsli, O., & Sadiklar, M. B. (2000). Petrologic significance of the complexly zoned clinopyroxenes in the volcanic rocks from Eastern Pontides (NE-Turkey). *Beihefte zum European Journal of Mineralogy* 12: p. 5.
- Aydin, F., Karsli, O., & Chen, B. (2008). Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey, *Lithos* 104: pp. 249-266.
- Aydin, F., Karsli, O., Sadiklar, M. B., & Altherr, R. (2001). Mineralogy and chemical

- characteristics of the sector and oscillatory zoned diopsides from Pliocene alkaline volcanic suites, South of Trabzon/NE-Turkey. *Beihefte zum European Journal of Mineralogy* 13: p. 17.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B., & Zeda, O. (1989). Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77: pp. 165-182.
- Berndt, J., Koepke, J., & Holtz, F. (2005). An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology* 46: pp. 135-167.
- Bindi, L., Cellai, D., Melluso, L., Conticelli, S., Morra, V., & Menchetti, S. (1999). Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy. *Lithos* 46: pp. 259-274.
- Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C., & Wilke, M. (2005). The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69: pp. 5071-5085.
- Cameron, M. & Papike, J. J. (1981). Structural and chemical variations. *American Mineralogist* 66: pp. 1-50.
- Dal Negro, A., Carbonin, S., Molin, G., Cundari, A., & Piccirillo, E. (1982). Intracrystalline cation distribution in natural clinopyroxenes of tholeiitic, transitional, and alkaline basaltic rocks. In: *Advances in physical geochemistry*. Springer, pp. 117-150.
- Davidson, J. P., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D. F., Bashukoo, B., Turrin, B., & Pandamouz, A. (2004). The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 116, pp. 16-29.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock forming minerals*. 2nd edition, singlechain silicates. Longman, London.
- Dobosi, G. & Horváth, I. (1988). High-and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 158: pp. 2-412.
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: pp. 431-437.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., & Bech, F. (2010). A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189: pp. 340-346.
- Hamilton, D. L., Burnham, C. W., & Osborn, E. F. (1964). The stability of water and effects of oxygen fugacity and water content crystallization of mafic magma. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 4: pp. 21-39.
- Helz, R. T. (1973). Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O= 5 kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology* 17: pp. 139-193.
- Hoskin, P. W. O., Arslan, M., & Aslan, Z. (1998). Clinopyroxene phenocryst formation in an alkaline magma: Interpretations from oscillatory zoning. *Goldschmidt Conference, Mineralogical Magazine Abstracts* 62: pp. 653-654.
- Kaislaniemi, L., van Hunen, J., Allen, M. B., & Neill, I. (2014). Sublithospheric small-scale convection: A mechanism for collision magmatism. *Geology* 42, pp. 291-294.

- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 30, pp. 1–4.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B., & Emami, M. (2009). Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182, pp. 1-12.
- Kress, V. C. & Carmichael, I. S. E. (1988). Stoichiometry of the iron oxidation reaction in silicate melts. *American Mineralogy* 73: pp. 1267-1274.
- Lebas, N. J. (1962). the role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: pp. 267–88.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., & Marchal, M. (1982). Clinopyroxene Composition as a Method of Identification of the Magmatic Affinities of Paleo-Volcanic Series. *Earth and Planetary Science Letters* 59: pp. 139-154.
- Lindsley, D. H. (1983). Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* 68: pp. 477-493.
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P. G., & Bea, F. (2009). High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 158: pp. 69-98.
- Moretti, R. (2005). Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Geophysics* 48: pp. 583-608.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Akoi, K. I., & Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: pp. 535–55.
- Nabavi, M. H. (1976). Introduction to geology of Iran, Publication by Geological survey of Iran. 109 (in Persian).
- Nimis, P. & Taylor, W. R. (2000). Single clinopyroxene Thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of the Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: pp. 541-554.
- Nisbet, E. G. & Pearce, J. A. (1989). Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions, Mineralogy and Petrology* 63: pp. 161-173.
- Nisbet, E. G. & Pearce, J. A. (1997). Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: pp. 161-173.
- Nosova, A. A., Sazonova, L. V., Narkisova, V. V., & Simakin, S. G. (2002). Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil island arc in the Central Urals. *Geochemistry International* 40: pp. 219-232.
- Ozdemir Y, Karoglu O, Tolluoglu AU, Gullec, N (2006). Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): the most recent post-collisional volcanism in Turkey. *Chem Geol* 226: pp. 189–211.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., Delong, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Guner, Y., Sargolu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., & Mitchell, J. G. (1990). Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, pp. 189-229.
- Papike, J. J., Cameron, K. L., & Baldwin, K. (1974). Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geology Society of America* 6: pp. 1053-1054.

- Princivalle, F., Tirone, M., & Comin-Chiaramonti, P. (2000). Clinopyroxenes from metasomatized spinel-peridotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications. *Mineralogy and Petrology* 70: pp. 25-35.
- Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: pp. 61-120.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., & Shaw, H. (2003). New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatilebearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88, pp. 1542–1554.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160, pp. 45-66.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., & Bence, A. E. (1979). Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist* 64: pp. 501-513.
- Soesoo, A. (1997). A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119: pp. 55-60.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N., & Ghassemi, M. R. (2010). Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions, *J Seismol.*, 14, pp. 823–836.
- Vollmer, R., Johnston, K., Ghiara, M. R., Lirer, L., & Munno, R. (1981). Sr isotope geochemistry of megacrysts from continental rift and converging plate margin alkaline volcanism in South Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 11: pp. 317-327.
- Wass, S. Y. (1979). Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos* 12: pp. 115-132.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist* 95: pp. 185–187.
- Zhu, Y. & Ogasawara, Y. (2004). Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: pp. 517-527.