

مطالعه شیمی بلور و منطقه‌بندی کینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی آلکان شمال غرب مشگین‌شهر، ایران

رضا زمانی^(*)، محمد هاشم امامی^۱، منصور وثوقی عابدینی^۲ و علیرضا کریم‌زاده ثمرین^۳

۱. گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲. گروه زمین‌شناسی، واحد اسلامشهر، دانشگاه آزاد اسلامی، اسلامشهر، ایران

۳. گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

Department of geology, Brandon University, Brandon, Canada. ۴

تاریخ دریافت: ۹۲/۴/۵

تاریخ پذیرش: ۹۲/۹/۱۱

چکیده

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون البرز غربی آذربایجان بوده و در شمال غرب شهرستان مشگین‌شهر واقع است. این منطقه شامل سنگ‌های آلکان با ترکیب فنولیت تفریتی و تفریت فنولیتی به سن ائوسن بوده که با داشتن درشت بلورهایی همچون کینوپیروکسن، آنالسیم، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز و با خمیره‌ای مشابه با همان ترکیب کانی‌شناسی مشخص می‌گردند. آنالیز نقطه‌ای بر روی مقاطع نازک صیقلی جهت بررسی شیمی کینوپیروکسن‌ها، با بکارگیری یک دستگاه ریزپردازش الکترونی انجام گردید. برپایه این نتایج مشخص شد که کینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه از نوع دیوپسید بوده و دارای عدد منیزیم نسبتاً بالا (۰/۹۰-۰/۶۶)، Al_2O_3 متغیر (۳/۳۹ تا ۸/۳۸ درصد)، TiO_2 کمتر از ۲/۰۲ و Na_2O ۰/۳۶ تا ۱/۵۰ درصد و نسبت $AlVI/AlIV$ کمتر از ۰/۳ می‌باشند و پیشنهاد می‌کنند که ماگما، تحت فشار نسبتاً کم تبلور شده است. همچنین مشخص می‌گردد بلورهای مذکور در فشار متوسط ۴/۰-۵/۵ کیلوبار و دمای ۱۰۸۰-۱۰۰۵ درجه سانتی‌گراد تبلور یافته‌اند. بررسی ژئوشیمیایی کینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که این بلورها ویژگی کینوپیروکسن‌های سنگ‌های آلکان مربوط با قوس‌های آتشفشانی را دارا هستند. از وجود منطقه‌بندی نوسانی عادی و معکوس در کینوپیروکسن‌ها، چنین استنباط می‌گردد که فرایند تفریق و اختلاط از عوامل موثر بر تکامل سنگ‌های منطقه بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آلکان، کینوپیروکسن، مشگین‌شهر، منطقه‌بندی.

مقدمه

باشد چرا که در زمان تبلور این بلورها کم‌ترین تفریق و آرایش بر روی ماگما صورت گرفته است. از آنجا که کینوپیروکسن‌های کلسیم‌دار در سنگ‌های آتشفشانی آلکان مرتبط با مناطق برخورد و پس از برخورد نیز یافت می‌شوند مطالعه آن‌ها از اهمیت خاصی برخوردار می‌باشد. در حالت کلی مطالعه بر روی این کانی به دلایل مختلفی انجام می‌گیرد. در برخی مطالعات، زمین‌دما - فشارسنجی کینوپیروکسن‌ها اطلاعاتی را در خصوص دما و

امروزه بسیاری از زمین‌شناسان در مباحث پترولوژیکی مطالعه بر روی ترکیب شیمیایی بلور و خصوصیات بافتی را در کنار شیمی کل سنگ در اولویت قرار داده و از این روش به نتایج بسیار مهم و خوبی دست یافته‌اند. در این بین، کینوپیروکسن‌ها جزو اولین محصولات تبلور ماگماهای بازیک بوده و ترکیب شیمیایی آن‌ها می‌تواند منعکس‌کننده ترکیب نوع ماگمای اولیه

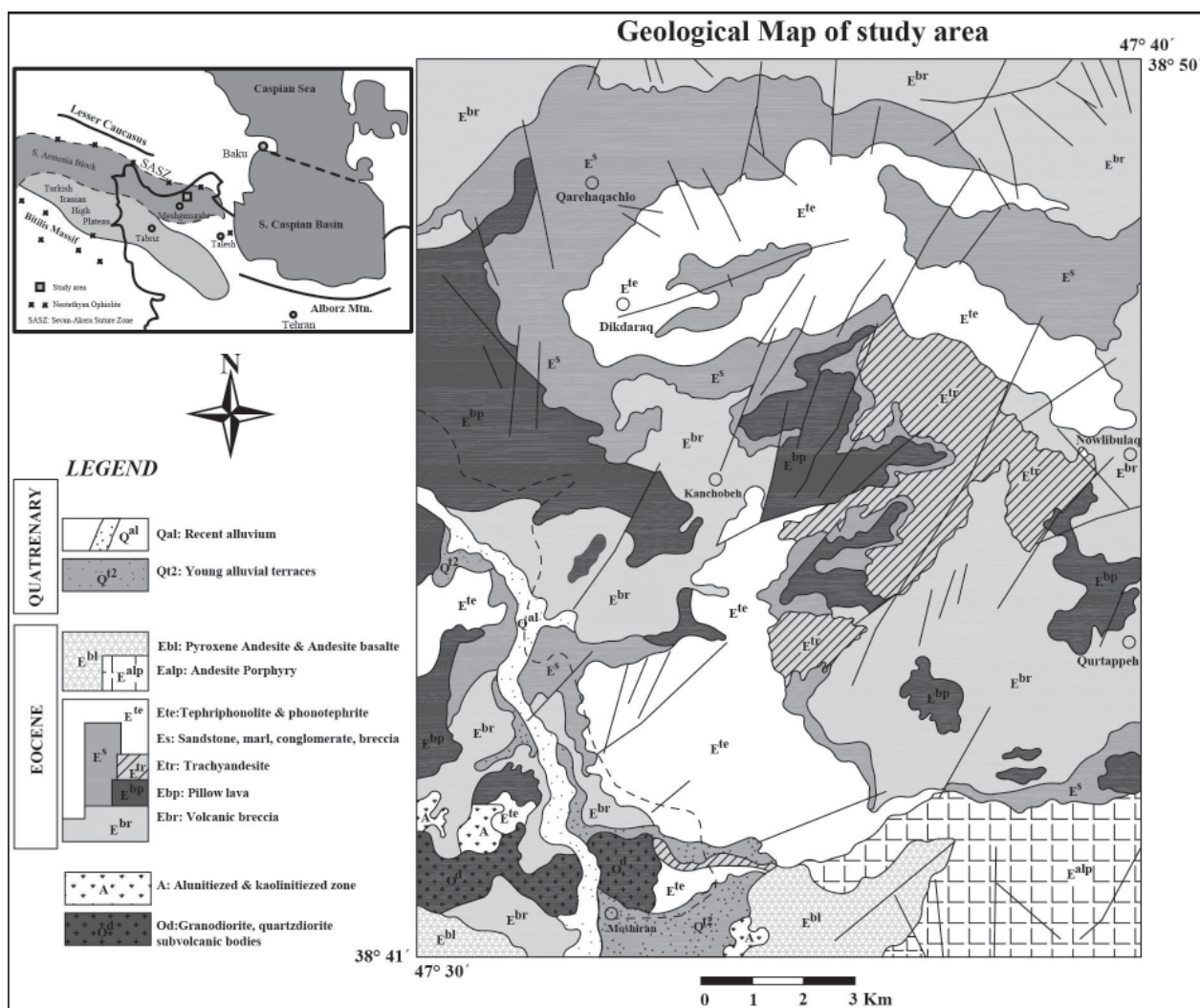
* نویسنده مرتبط reza_zamani16@yahoo.com

بیرون‌زدگی‌های سنگ‌های منطقه مورد مطالعه عموماً مربوط به دوره ائوسن بوده و بخش عمده این سنگ‌ها، از نوع آتشفشانی و نهشته‌های آذرآواری می‌باشند. در بعضی مناطق نیز واحدهای رسوبی به شکل رسوبات تخریبی و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نمایان می‌گردد. منطقه مذکور یک زون آتشفشانی و شدیداً تکتونیزه بوده و گسل‌های فراوان موجود در آن حکایت از این امر دارد. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که در زون البرز غربی-آذربایجان واقع شده‌اند شامل سنگ‌های آلکان با ترکیب فنولیت تفریتی و تفریت فنولیتی می‌باشند. در منطقه مورد مطالعه برش‌های آتشفشانی گاه آنالسیم‌دار در یک محیط دریایی و در قاعده ائوسن شروع به شکل‌گیری نموده‌اند. در همان محیط، رسوبات ماسه‌سنگی نیز متناوب با برش‌ها تشکیل یافته و در ادامه با برخورد ماگما به آب، گدازه‌های بالشی آنالسیم‌دار تولید شده‌اند. فوران چنین ماگمایی در محیط خشکی منجر به پیدایش ستون‌های منشوری فنولیت - تفریتی بر روی گدازه‌های بالشی گشته و نهایتاً در رأس، سنگ‌های آلکان را تشکیل داده است.

فشار تبلور ارائه می‌نماید. بخش دیگری از مطالعات، به‌منظور رده‌بندی این کانی‌ها صورت گرفته است. بررسی محیط تکتونیکی سنگ‌های دربرگیرنده کالینوپیروکسن‌ها نیز در این تحقیقات از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. در بسیاری از موارد هدف از مطالعه بررسی ویژگی‌های شیمی بلور می‌باشد. البته تحقیق بر روی خصوصیات بافتی همچون منطقه‌بندی نیابستی فراموش گردد. در این مقاله به برخی از این مطالعات اشاره شده است. در تحقیق مذکور ضمن بررسی شیمی کالینوپیروکسن‌ها، خصوصیات انواع منطقه‌بندی و علل پیدایش آن‌ها، سعی شده به مطالعاتی در خصوص نوع ماگمای مولد و محیط تکتونیکی سنگ‌های حاوی چنین کالینوپیروکسن‌هایی نیز پرداخته شود.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۸۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان مشگین‌شهر و در بین عرض‌های شمالی $38^{\circ} 41'$ الی $38^{\circ} 50'$ و طول‌های شرقی $47^{\circ} 30'$ الی $47^{\circ} 40'$ محدود می‌شود (شکل ۱). کوه سبلان در جنوب شرق این منطقه واقع می‌باشد.

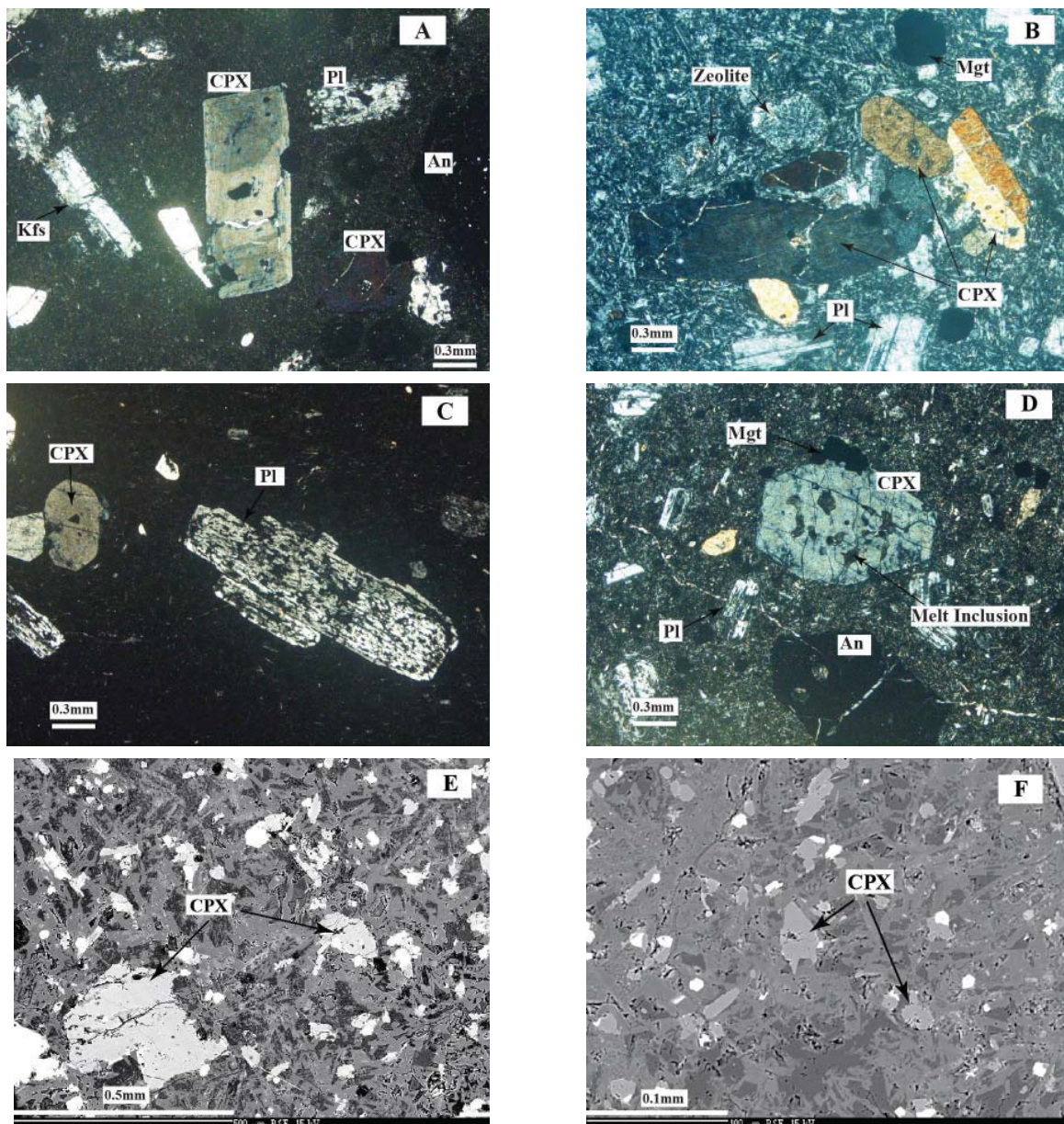


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت آن بر روی زون البرز غربی - آذربایجان.

سنگ‌نگاری

از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار و گاه نیز از ریز بلورهای پیروکسن و آنالسیم به همراه شیشه تشکیل شده است. بلورهای ریز آپاتیت و بعضاً سوزنی و کانی‌های کدروی همچون ایلمنیت و مانیتیت، کانی‌های فرعی این گروه از سنگ‌ها به‌شمار می‌آیند. از ویژگی‌های این سنگ‌ها حضور بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی و حاشیه واکنشی می‌باشد. کلینوپیروکسن‌های فنولیت - تفریت‌ها از نوع دیوپسید بوده و دارای انواع منطقه‌بندی هستند. ماکل صلیبی و انکلوزیون‌های مذاب از خصوصیات بارز این بلورها محسوب می‌شود (شکل ۲- C، B، A و D).

مجموعه سنگ‌های مورد مطالعه شامل فنولیت تفریتی و تفریت فنولیت‌هایی هستند که حجم گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی آلکالن منطقه را به خود اختصاص می‌دهند. از ویژگی بارز این قبیل سنگ‌ها می‌توان به دارا بودن بلورهای آنالسیم خودشکل، پیروکسن‌های منشوری شکل‌دار و نیز پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپارهای نیمه شکل‌دار به‌صورت درشت‌بلور اشاره نمود. بافت این سنگ‌ها عموماً میکروولیتی پورفیریک و در برخی موارد شیشه‌ای پورفیریک می‌باشد. خمیره این سنگ‌ها عموماً



شکل ۲. A و C) به ترتیب تصاویر میکروسکوپی مربوط به فنولیت تفریتی و تفریت فنولیتی دارای بافت شیشه‌ای پورفیریک، B و D) به ترتیب تصاویر میکروسکوپی مربوط به همان گروه از سنگ‌ها دارای بافت میکروولیتی پورفیریک؛ در تصاویر مذکور پلاژیوکلاز با بافت غربالی (C)، کلینوپیروکسن حاوی انکلوزیون مذاب (D) و منطقه‌بندی بخشی (A) دیده می‌شود. E و F) به ترتیب تصاویر BSE مربوط به فنولیت تفریتی و تفریت فنولیتی که در آن بلورهای کلینوپیروکسن مشخص شده است. در این تصاویر شرح علائم اختصاری بدین‌گونه می‌باشد: CPX: کلینوپیروکسن، PI: پلاژیوکلاز، Kfs: آلکالی‌فلدسپار، An: آنالسیم و Mgt: مانیتیت.

روش مطالعه

در آغاز تحقیق از انواع سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه ۱۵۰ عدد مقطع نازک تهیه گردید. پس از سنگ‌نگاری توسط میکروسکوپ پلاریزان، برخی از نمونه‌های مناسب دارای کلاینوپیروکسن‌های زونه انتخاب و مجدداً مقطع نازک صیقلی ساخته شد. در ادامه به‌وسیله دستگاه ریزپردازش الکترونی EPMA، بررسی‌های نقطه‌ای در طول حاشیه - هسته بلورهای کلاینوپیروکسن صورت پذیرفت. در ضمن تعدادی نیز تصویر BSE از سنگ‌های منطقه تهیه شد (شکل ۲-E و F). بررسی‌های مذکور در دانشگاه مانی‌توبا کانادا و به کمک یک دستگاه ریزپردازنده مدل CAMECA SX100 و شتاب دهنده‌ای با ولتاژ 15kV و شدت جریان 10nA انجام گردید.

بحث

شیمی بلور پیروکسن

پیروکسینها با فرمول عمومی XYZ₂O₆ نمایش داده می‌شوند که

در آن X شامل کاتیون‌هایی چون Ca، Fe²⁺، Mg، Mn، Na، K و Li بوده که در موقعیت M² می‌نشینند. Y نیز نشان‌گر کاتیون‌هایی همچون Cr، Fe³⁺، AlVI، Fe²⁺، Mg و Ti است که در موقعیت M1 جای می‌گیرند. اما Z نمایانگر کاتیون‌هایی همچون Si و Al^{IV} بوده که در موقعیت چهار وجهی T جای دارند. از مجموع ۴ کاتیون موجود در پیروکسن‌ها، ۲ کاتیون به موقعیت T، ۱ کاتیون به M1 و ۱ کاتیون به موقعیت M2 اختصاص دارند.

موقعیت M1، چند وجهی نسبتاً نامنظمی است که تنها در پیروکسینهای منوکلینیک دیده می‌شود. موقعیت M2 نیز چند وجهی نامنظمی بوده و کاتیون‌هایی که در آن قرار می‌گیرند بزرگ‌تر از کاتیون‌های موجود در موقعیت M1 می‌باشند. Si و بخش عمده Al با عدد هم‌آرایی ۴، موقعیت T را اشغال می‌کنند. مازاد Al نیز به‌صورت Al^{VI} در موقعیت M1 وارد می‌شود. مقدار عناصر اصلی و میزان پرشدگی کاتیون‌ها در موقعیت‌های M1، M2 و T در کلاینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به کلاینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه (بر حسب درصد وزنی) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر پایه ۶ اکسیژن (بر حسب a.f.u).

	Phenotephrite(16-1)							Tephriphenolite(37-1)					
	core		rim		core		rim		core		rim		
	1-1	1-2	1-3	1-4	2-5	2-6	2-7	3-8	3-9	1-1	1-2	1-3	1-4
SiO ₂	۴۹/۵۷	۴۶/۹۱	۴۸/۷۶	۴۷/۲	۴۸/۴۴	۴۸/۷۵	۴۶/۵۴	۴۶/۷	۴۸/۸۴	۴۵/۴۱	۴۶/۵۹	۴۵/۳۲	۴۶/۹۸
TiO ₂	۰/۵۷	۱/۳۸	۱/۰۱	۱/۳۹	۱/۱	۱/۰۹	۱/۴۱	۱/۵۶	۰/۶۲	۱/۹۸	۱/۴۴	۱/۹۲	۱/۵۲
Al ₂ O ₃	۳/۷۷	۶/۱۸	۴/۹	۶/۴۳	۴/۷۸	۵/۰۱	۶/۴۶	۷/۲۱	۴/۸۸	۶/۵	۵/۳۱	۴/۶۴	۵/۱۲
FeO	۷/۴۷	۹/۲۷	۸/۳۳	۹/۲۸	۸/۷۶	۸/۶۴	۹/۲۹	۹/۶۸	۷/۷۱	۱۱/۷۳	۱۰/۹۴	۱۱/۸۴	۱۰/۱۳
Fe ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MnO	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۳۶	۰/۴۵	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۵۷	۰/۲۱	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۱	۰/۷۲
MgO	۱۳/۷۱	۱۱/۷۶	۱۲/۸۱	۱۱/۶۲	۱۲/۲۷	۱۲/۵۳	۱۱/۵۶	۱۰/۷۱	۱۳/۵	۹/۴۹	۱۰/۶۹	۹/۴۷	۱۰/۸۶
CaO	۲۲/۵۸	۲۲/۲۱	۲۲/۴۱	۲۲/۲	۲۱/۹	۲۲/۰۸	۲۲/۰۱	۲۲/۲۹	۲۳/۲۵	۲۱/۸۵	۲۲/۳۵	۲۱/۷۷	۲۲/۶۶
Na ₂ O	۰/۵۷	۰/۸۳	۰/۶۵	۰/۷۸	۰/۹	۰/۷۸	۰/۷۸	۱/۳۴	۰/۴۸	۱/۱	۰/۹	۱/۰۵	۰/۷۸
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
TOTAL	۹۸/۵۸	۹۸/۹۳	۹۹/۲۹	۹۹/۲۸	۹۸/۶	۹۹/۳	۹۸/۵	۹۹/۰۸	۹۹/۴۹	۹۸/۸۲	۹۸/۹۷	۹۸/۷۲	۹۸/۷۷
Site T													
Si	۱/۸۵۸	۱/۷۶۶	۱/۸۲۳	۱/۷۷۲	۱/۸۲۶	۱/۸۲۴	۱/۷۶۱	۱/۷۵۷	۱/۸۱۵	۱/۷۳۵	۱/۷۶۹	۱/۷۳۴	۱/۷۸۶
Al ^{IV}	۰/۱۴۲	۰/۲۳۴	۰/۱۷۷	۰/۲۲۸	۰/۱۷۴	۰/۱۷۶	۰/۲۳۹	۰/۲۴۳	۰/۱۸۵	۰/۲۶۵	۰/۲۳۱	۰/۲۶۶	۰/۲۱۴
Site M1													
Al ^{VI}	۰/۰۲۵	۰/۰۴۰	۰/۰۳۹	۰/۰۵۷	۰/۰۳۸	۰/۰۴۵	۰/۰۴۹	۰/۰۷۶	۰/۰۲۹	۰/۰۲۸	۰/۰۰۷	۰/۰۳۳	۰/۰۱۵
Fe(III)	۰/۱۲۷	۰/۱۷۶	۰/۱۲۸	۰/۱۴۹	۰/۱۳۹	۰/۱۲۶	۰/۱۶۶	۰/۰۰۰	۰/۱۵۷	۰/۲۰۵	۰/۲۰۸	۰/۲۰۱	۰/۱۶۹

Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ti	۰/۰۱۶	۰/۰۳۹	۰/۰۲۸	۰/۰۳۹	۰/۰۳۱	۰/۰۳۱	۰/۰۴۰	۰/۰۴۴	۰/۰۱۷	۰/۰۵۷	۰/۰۴۱	۰/۰۵۵	۰/۰۴۳
Fe(II)	۰/۱۰۳	۰/۱۱۱	۰/۱۲۶	۰/۱۳۵	۰/۱۳۱	۰/۱۳۷	۰/۱۲۲	۰/۲۹۶	۰/۰۸۰	۰/۱۶۹	۰/۱۳۹	۰/۱۷۶	۰/۱۵۳
Mg	۰/۷۳۰	۰/۶۳۴	۰/۶۷۹	۰/۶۱۹	۰/۶۶۰	۰/۶۶۲	۰/۶۲۲	۰/۵۸۳	۰/۷۱۸	۰/۵۴۱	۰/۶۰۵	۰/۵۳۵	۰/۶۱۸
Site M2													
Mg	۰/۰۳۶	۰/۰۲۷	۰/۰۳۵	۰/۰۳۲	۰/۰۳۰	۰/۰۳۷	۰/۰۳۱	۰/۰۱۷	۰/۰۳۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰
Fe(II)	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶	۰/۰۰۹	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
Mn	۰/۰۱۱	۰/۰۱۲	۰/۰۱۳	۰/۰۱۱	۰/۰۱۴	۰/۰۱۳	۰/۰۱۴	۰/۰۱۸	۰/۰۰۷	۰/۰۲۵	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۳
Ca	۰/۹۰۷	۰/۸۹۶	۰/۸۹۸	۰/۸۹۳	۰/۸۸۴	۰/۸۸۵	۰/۸۹۲	۰/۸۵۸	۰/۹۲۶	۰/۸۹۴	۰/۹۰۹	۰/۸۹۲	۰/۹۲۳
Na	۰/۰۴۱	۰/۰۶۱	۰/۰۴۷	۰/۰۵۷	۰/۰۶۶	۰/۰۵۷	۰/۰۵۷	۰/۰۹۸	۰/۰۳۵	۰/۰۸۱	۰/۰۶۶	۰/۰۷۸	۰/۰۵۷
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Wo	۴۷/۳	۴۸/۲	۴۷/۶	۴۸/۴	۴۷/۴	۴۷/۴	۴۸/۲	۴۸/۲	۴۸/۲	۴۸/۸	۴۸/۲	۴۸/۶	۴۹/۰
En	۳۹/۹	۳۵/۵	۳۷/۹	۳۵/۲	۳۷/۰	۳۷/۴	۳۵/۲	۳۳/۷	۳۹/۰	۲۹/۵	۳۲/۱	۲۹/۴	۳۲/۷
Fs	۱۲/۸	۱۶/۴	۱۴/۵	۱۶/۴	۱۵/۶	۱۵/۲	۱۶/۶	۱۸/۱	۱۲/۸	۲۱/۸	۱۹/۷	۲۱/۹	۱۸/۳
Mg#	۰/۸۸	۰/۸۵	۰/۸۴	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۴	۰/۶۶	۰/۹۰	۰/۷۶	۰/۸۱	۰/۷۵	۰/۸۰
R ³⁺	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۲۰	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۶	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۲۳

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به کلیتوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه (بر حسب درصد وزنی) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر پایه ۶ اکسیژن (بر حسب a.f.u).

	Tephriphenolite(37-1)												
	core			rim									
	2-5	2-6	2-7	3-8	3-9	3-10	3-11	3-12	3-13	3-14	3-15	3-16	3-17
SiO ₂	۴۶/۵۵	۴۶/۶	۲۱,۴۷	۴۶/۲۱	۴۵/۵۵	۴۵/۵۱	۴۶/۱	۴۶/۰۷	۴۷/۱۲	۴۷/۵۶	۴۷/۰۹	۴۶/۷۱	۴۶/۷۲
TiO ₂	۱/۷۲	۱/۹۲	۱/۷۲	۱/۹۸	۱/۷۲	۲/۰۲	۱/۶۲	۱/۷۳	۱/۴۵	۱/۳۲	۱/۶۴	۱/۷۸	۱/۵
Al ₂ O ₃	۵/۴۳	۵/۱۹	۵/۱۴	۵/۶	۶/۲۷	۶/۷۹	۵/۵۸	۶/۱۲	۵/۱۶	۴/۸۵	۵/۵۳	۵/۳۴	۵/۴۱
FeO	۱۱/۳۴	۱۲/۸	۱۱/۰۴	۱۱/۷۳	۱۱/۰۸	۱۲/۲۶	۱۱/۴۲	۱۱/۷۸	۱۱/۰۴	۱۰/۴۲	۱۰/۹۲	۱۱/۴	۱۰/۶۵
Fe ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MnO	۰/۷۴	۰/۹۸	۰/۷۷	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۷۶	۰/۷۲	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۸۱	۰/۸۲	۰/۷۲
MgO	۱۰/۲۳	۹/۰۵	۱۰/۵	۹/۹	۱۰/۰۹	۸/۹۴	۱۰/۰۲	۹/۹۸	۱۰/۴۹	۱۰/۹۷	۱۰/۳۱	۱۰/۱۴	۱۰/۶۳
CaO	۲۲/۱۲	۲۱/۷۸	۲۲/۴	۲۱/۸۲	۲۲/۲۵	۲۱/۸۱	۲۲/۲۹	۲۲/۱۳	۲۲/۳۸	۲۲/۳۱	۲۲/۱۵	۲۱/۹	۲۲/۲۶
Na ₂ O	۰/۹۹	۱/۰۴	۰/۸۶	۰/۹۴	۰/۸۲	۱/۰۹	۰/۹۵	۰/۹۱	۰/۸۲	۰/۸۵	۰/۹۱	۰/۹۶	۰/۸۱
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
TOTAL	۹۹/۱۲	۹۹/۳۶	۹۹/۶۴	۹۸/۹۲	۹۸/۵۳	۹۹/۱۸	۹۸/۷	۹۹/۴۹	۹۹/۱۷	۹۹	۹۹/۳۶	۹۹/۰۵	۹۸/۷
Site T													
Si	۱/۷۷۰	۱/۷۸۳	۱/۷۸۵	۱/۷۶۶	۱/۷۴۲	۱/۷۳۸	۱/۷۶۱	۱/۷۴۸	۱/۷۸۹	۱/۸۰۳	۱/۷۸۵	۱/۷۷۹	۱/۷۸۰
Al ^{IV}	۰/۲۳۰	۰/۲۱۷	۰/۲۱۵	۰/۲۳۴	۰/۲۵۸	۰/۲۶۲	۰/۲۳۹	۰/۲۵۲	۰/۲۱۱	۰/۱۹۷	۰/۲۱۵	۰/۲۲۱	۰/۲۲۰

Site M1													
Al ^{VI}	۰/۰۱۳	۰/۰۱۷	۰/۰۱۵	۰/۰۱۸	۰/۰۲۴	۰/۰۴۴	۰/۰۱۲	۰/۰۲۱	۰/۰۲۰	۰/۰۲۰	۰/۰۳۲	۰/۰۱۹	۰/۰۲۳
Fe(III)	۰/۱۹۲	۰/۱۶۶	۰/۱۶۵	۰/۱۷۳	۰/۱۹۶	۰/۱۸۳	۰/۲۰۴	۰/۱۹۹	۰/۱۶۸	۰/۱۶۴	۰/۱۵۶	۰/۱۷۱	۰/۱۷۲
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ti	۰/۰۴۹	۰/۰۵۵	۰/۰۴۹	۰/۰۵۷	۰/۰۴۹	۰/۰۵۸	۰/۰۴۷	۰/۰۴۹	۰/۰۴۱	۰/۰۳۸	۰/۰۴۷	۰/۰۵۱	۰/۰۴۳
Fe(II)	۰/۱۶۸	۰/۲۴۳	۰/۱۸۳	۰/۱۹۹	۰/۱۵۸	۰/۲۰۸	۰/۱۶۱	۰/۱۷۳	۰/۱۸۱	۰/۱۶۵	۰/۱۸۸	۰/۱۹۰	۰/۱۶۶
Mg	۰/۵۷۸	۰/۵۱۷	۰/۵۸۸	۰/۵۵۴	۰/۵۷۳	۰/۵۰۷	۰/۵۷۵	۰/۵۵۸	۰/۵۸۹	۰/۶۱۴	۰/۵۷۷	۰/۵۶۹	۰/۵۹۷
Site M2													
Mg	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۱۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰۷	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷
Fe(II)	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
Mn	۰/۰۲۴	۰/۰۳۲	۰/۰۲۵	۰/۰۲۴	۰/۰۲۴	۰/۰۲۵	۰/۰۲۳	۰/۰۲۵	۰/۰۲۳	۰/۰۲۳	۰/۰۲۶	۰/۰۲۶	۰/۰۲۳
Ca	۰/۹۰۱	۰/۸۹۳	۰/۹۰۸	۰/۸۹۳	۰/۹۱۲	۰/۸۹۲	۰/۹۱۲	۰/۸۹۹	۰/۹۱۱	۰/۹۰۶	۰/۹۰۰	۰/۸۹۴	۰/۹۰۸
Na	۰/۰۷۳	۰/۰۷۷	۰/۰۶۳	۰/۰۷۰	۰/۰۶۱	۰/۰۸۱	۰/۰۷۰	۰/۰۶۷	۰/۰۶۰	۰/۰۶۲	۰/۰۶۷	۰/۰۷۱	۰/۰۶۰
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Wo	۴۸/۳	۴۸/۳	۴۸/۴	۴۸/۱	۴۸/۹	۴۹/۱	۴۸/۸	۴۸/۳	۴۸/۵	۴۸/۲	۴۸/۵	۴۸/۰	۴۸/۵
En	۳۱/۱	۲۷/۹	۳۱/۶	۳۰/۴	۳۰/۸	۲۸/۰	۳۰/۵	۳۰/۳	۳۱/۶	۳۳/۰	۳۱/۴	۳۱/۰	۳۲/۲
Fs	۲۰/۶	۲۳/۸	۲۰/۰	۲۱/۵	۲۰/۳	۲۲/۹	۲۰/۷	۲۱/۴	۱۹/۹	۱۸/۸	۲۰/۱	۲۱/۰	۱۹/۳
Mg#	۰/۷۷	۰/۶۸	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۸	۰/۷۱	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۸
R ³⁺	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به کلاینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه (بر حسب درصد وزنی) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر پایه ۶ اکسیژن (بر حسب a.f.u).

	Tephriphenolite (6-3)											
	core						rim					
	1-1	1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	3-11	3-12	3-13	3-14	3-15	
SiO ₂	۴۷/۲۶	۴۷/۲۳	۴۸/۶۵	۴۸/۳۶	۴۸/۰۷	۴۹/۰۳	۴۹/۷۹	۴۶	۴۸/۱۱	۴۷/۷۴	۴۸/۶۵	
TiO ₂	۱/۴۴	۱/۵۳	۱/۱۳	۱/۱۸	۱/۲۲	۰/۹۸	۰/۹۵	۱/۱۹	۱/۱۶	۱/۱۵	۱/۰۴	
Al ₂ O ₃	۶/۱۶	۶/۱۴	۴/۸۶	۵/۵۱	۵/۶۷	۴/۶۳	۴/۳۹	۷/۹۲	۵/۰۲	۵/۶۸	۴/۹۶	
FeO	۸/۷۱	۸/۸	۸/۰۶	۸/۵	۸/۶۳	۸/۴۷	۷/۹۴	۹/۰۲	۸/۲۵	۸/۷۳	۸/۳۴	
Fe ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
MnO	۰/۴۵	۰/۴	۰/۴۲	۰/۵۲	۰/۴۱	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۲۸	۰/۴	۰/۵۲	۰/۴۵	
MgO	۱۲/۱۲	۱۲/۱	۱۲/۹۹	۱۲/۲۹	۱۲/۱۷	۱۲/۵۷	۱۲/۸	۱۱/۵۶	۱۲/۸۴	۱۲/۱۱	۱۲/۶۸	
CaO	۲۲/۰۹	۲۲/۳۷	۲۲/۳۶	۲۱/۹۵	۲۲/۱۲	۲۱/۹۲	۲۱/۹۵	۲۲/۶۷	۲۲/۲۱	۲۱/۵۹	۲۱/۸۶	
Na ₂ O	۰/۸۸	۰/۶۸	۰/۷۳	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۴۸	۰/۶۸	۰/۹۵	۰/۸۱	
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
TOTAL	۹۹/۱۱	۹۹/۲۵	۹۹/۲	۹۹/۱۸	۹۹/۱۱	۹۸/۸۸	۹۹/۱	۹۹/۱۲	۹۸/۶۷	۹۸/۴۷	۹۸/۷۹	

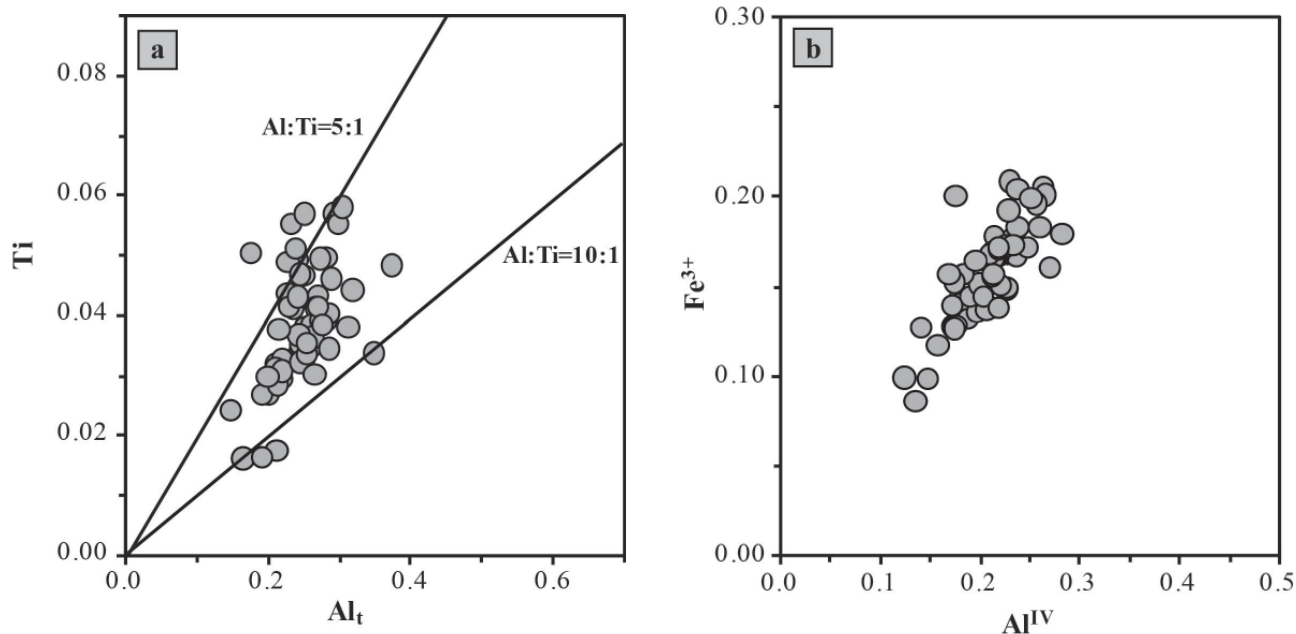
Site T											
Si	۱/۷۷۲	۱/۷۷۲	۱/۸۱۸	۱/۸۱۱	۱/۸۰۳	۱/۸۴۱	۱/۸۶۳	۱/۷۲۸	۱/۸۰۹	۱/۸۰۰	۱/۸۲۷
Al ^{IV}	۰/۲۲۸	۰/۲۲۸	۰/۱۸۲	۰/۱۸۹	۰/۱۹۷	۰/۱۵۹	۰/۱۳۷	۰/۲۷۲	۰/۱۹۱	۰/۲۰۰	۰/۱۷۳
Site M1											
Al ^{VI}	۰/۰۴۴	۰/۰۴۳	۰/۰۳۲	۰/۰۵۴	۰/۰۵۳	۰/۰۴۶	۰/۰۵۷	۰/۰۷۹	۰/۰۳۱	۰/۰۵۳	۰/۰۴۶
Fe(III)	۰/۱۶۷	۰/۱۴۸	۰/۱۴۰	۰/۱۳۲	۰/۱۳۵	۰/۱۱۷	۰/۰۸۵	۰/۱۶۰	۰/۱۴۴	۰/۱۵۱	۰/۱۲۷
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ti	۰/۰۴۱	۰/۰۴۳	۰/۰۳۲	۰/۰۳۳	۰/۰۳۴	۰/۰۲۸	۰/۰۲۷	۰/۰۳۴	۰/۰۳۳	۰/۰۳۳	۰/۰۲۹
Fe(II)	۰/۱۰۱	۰/۱۲۱	۰/۱۰۷	۰/۱۲۸	۰/۱۲۹	۰/۱۴۲	۰/۱۵۵	۰/۱۱۶	۰/۱۰۹	۰/۱۱۸	۰/۱۲۷
Mg	۰/۶۴۷	۰/۶۴۴	۰/۶۹۰	۰/۶۵۳	۰/۶۴۸	۰/۶۶۸	۰/۶۷۶	۰/۶۱۱	۰/۶۸۳	۰/۶۴۶	۰/۶۷۰
Site M2											
Mg	۰/۰۳۰	۰/۰۳۳	۰/۰۳۴	۰/۰۳۳	۰/۰۳۲	۰/۰۳۶	۰/۰۳۸	۰/۰۳۷	۰/۰۳۷	۰/۰۳۵	۰/۰۴۰
Fe(II)	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸	۰/۰۰۹	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸
Mn	۰/۰۱۴	۰/۰۱۳	۰/۰۱۳	۰/۰۱۶	۰/۰۱۳	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۰۹	۰/۰۱۳	۰/۰۱۷	۰/۰۱۴
Ca	۰/۸۸۷	۰/۸۹۹	۰/۸۹۵	۰/۸۸۱	۰/۸۸۹	۰/۸۸۲	۰/۸۸۰	۰/۹۱۳	۰/۸۹۵	۰/۸۷۲	۰/۸۷۹
Na	۰/۰۶۴	۰/۰۴۹	۰/۰۵۳	۰/۰۶۳	۰/۰۶۰	۰/۰۶۰	۰/۰۵۹	۰/۰۳۵	۰/۰۵۰	۰/۰۶۹	۰/۰۵۹
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Wo	۴۷/۹	۴۸/۲	۴۷/۵	۴۷/۶	۴۸/۰	۴۷/۳	۴۷/۴	۴۹/۲	۴۷/۴	۴۷/۳	۴۷/۱
En	۳۶/۶	۳۶/۳	۳۸/۴	۳۷/۱	۳۶/۷	۳۷/۷	۳۸/۴	۳۵/۰	۳۸/۲	۳۶/۹	۳۸/۱
Fs	۱۵/۵	۱۵/۵	۱۴/۱	۱۵/۳	۱۵/۳	۱۵/۰	۱۴/۲	۱۵/۸	۱۴/۴	۱۵/۸	۱۴/۸
Mg#	۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۱	۰/۸۴	۰/۸۶	۰/۸۵	۰/۸۴
R ³⁺	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۰

Mg# = (Mg/Mg+Fe²⁺), R³⁺ = (Al^{VI}+Fe³⁺+Cr³⁺+Ti⁴⁺)

تا ۱۳/۷۱ درصد، Al₂O₃، ۳/۳۹ تا ۸/۳۸ درصد، Na₂O، ۰/۳۶ تا ۱/۵ درصد و TiO₂، ۰/۵۷ تا ۲/۰۲ درصد می‌باشد. مقدار کم Ti در کلینوپیروکسن‌ها به علت حضور آن در داخل کانی‌هایی همچون ایلمنیت و تیتانومانیتیت بوده که به طور هم‌زمان با کلینوپیروکسن تشکیل شده و داده‌های ژئوشیمیایی مشخص می‌کند که کلینوپیروکسن‌های منطقه از Al بالایی برخوردار هستند. Al و Ti حاصل جانشینی چرماک یعنی جانشینی CaTiA- I₂O₆ بجای Ca(Mg,Fe)Si₂O₆ می‌باشند. از آنجا که نسبت Al/Ti در اکثر نمونه‌ها بین ۵ تا ۱۰ متغیر است (شکل ۳-A) و نیز به علت همبستگی خوبی که بین Fe³⁺ و Al^{IV} دیده می‌شود (شکل ۳-B)، می‌توان نتیجه گرفت که اجزای سازنده کلسیم چرماک مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده کلینوپیروکسن‌ها باشد. با توجه به این که Ti⁴⁺ عنصری است که موقعیت ۸ وجهی M1 را اشغال می‌کند و به علت تفاوت ظرفیت با Fe و Mg، جایگزینی این عنصر در شبکه بلوری با دو جانشینی هم‌زمان رخ می‌دهد (Si⁴⁺→Al³⁺ و Ti⁴⁺→Fe²⁺ یا Mg²⁺) که در حالت کلی می‌توان معادله جانشینی چرماک را بدین شکل نوشت: Mg^{VI}+2Si^{IV}→Ti^{VI}+2Al^{IV}. این

در موقعیت T مقدار Al به حدی است که بتواند کمبود Si را جبران کند. مجموع کاتیون‌های موقعیت T در فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها، ۲ است (Si+Al=2) و براساس نمودار Si-Al، کلیه نمونه‌های پیروکسن موجود در سنگ‌های منطقه در بالای خط ۲=Si+Al قرار می‌گیرند که گویای آن است که در کلینوپیروکسن‌ها، موقعیت‌های چهار وجهی تماماً توسط کاتیون‌های Si و بخشی نیز توسط Al^{IV} اشغال شده است (شکل A-۵).

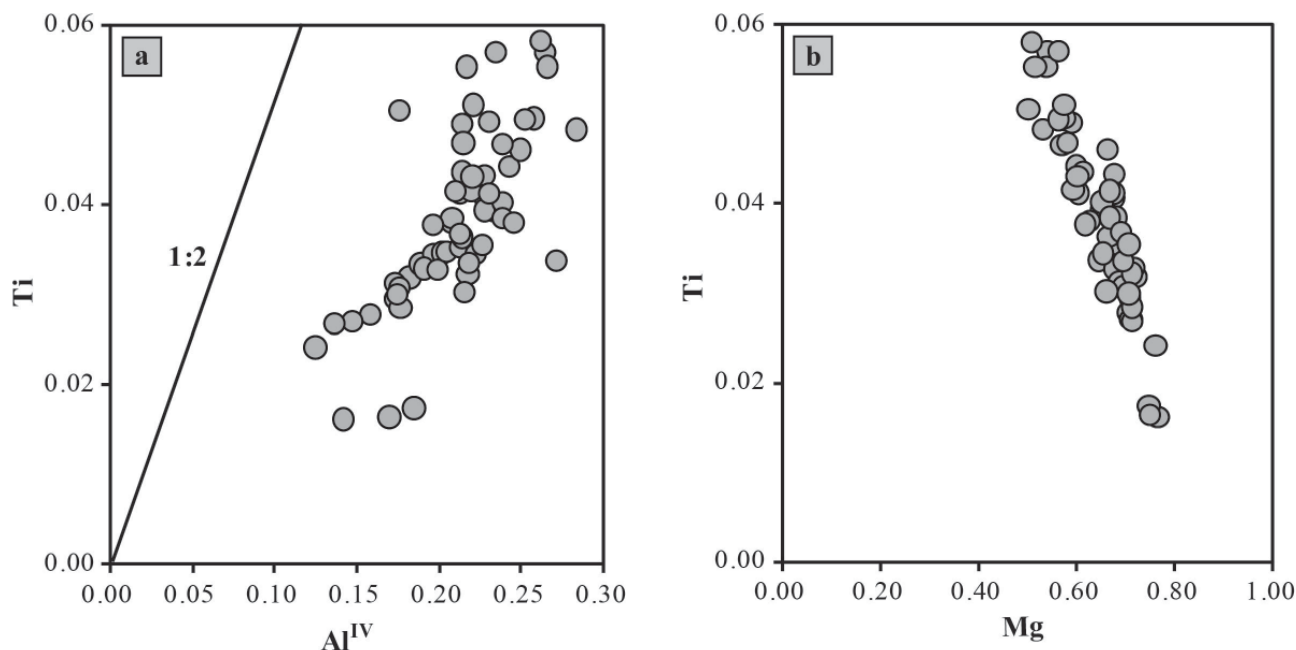
موقعیت M1 به صورت عمده توسط Mg به مقدار a.f.u. ۰/۷۳-۰/۵۱ و مقدار کمی Fe²⁺ به میزان a.f.u. ۰/۰۳-۰/۰۸ اشغال می‌شود. Al^{VI} فقط بخش کمی از این موقعیت را اشغال می‌کند. مقدار R³⁺ نیز a.f.u. ۰/۰۳۲-۰/۰۰۹ می‌باشد. موقعیت M2 تقریباً توسط Ca با هم‌آرایی ۸ و به میزان a.f.u. ۰/۹۳-۰/۸۶ پر شده و باقی‌مانده توسط Mn > ۰/۰۴، Mg > ۰/۰۴ و Na به میزان a.f.u. ۰/۱۱-۰/۰۳ اشغال می‌گردد. همچنان که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، این بلورها دارای عدد منیزیم نسبتاً بالایی بوده (۰/۶۶-۰/۰۹)؛ میزان FeO، ۵/۰۹ تا ۱۳/۴۳ درصد، MgO، ۸/۷۰



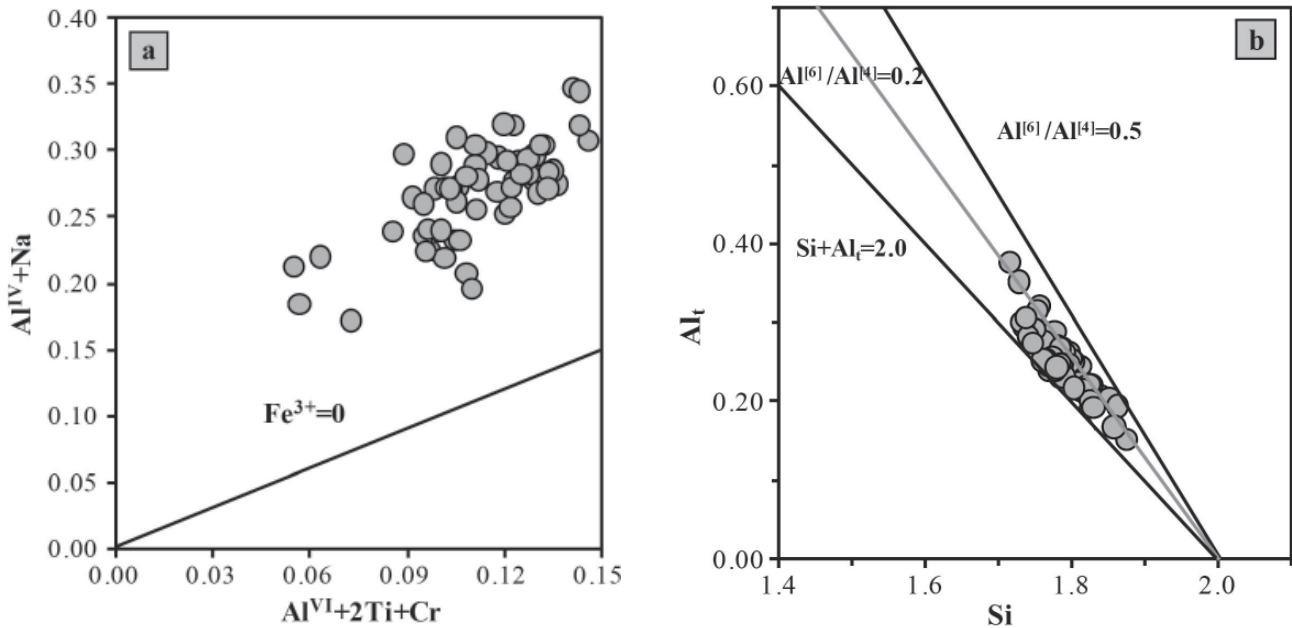
شکل ۳. نمایش کلاینوپیروکسن‌ها در نمودارهای Ti-Alt و Al^{IV}-Fe³⁺ (مقادیر بر حسب a.f.u.). (A) اکثر نمونه‌ها در گستره‌ای دارای نسبت Al/Ti بین ۵ تا ۱۰ می‌باشند، (B) در نمودار مذکور نمونه‌ها همبستگی خوبی بین Fe³⁺ و Al^{IV} نشان می‌دهند.

در بررسی میزان پرشدگی موقعیت‌ها توسط Al مشخص می‌شود که نسبت Al^{VI}/Al^{IV} عموماً کمتر از ۰/۳ بوده و از طرفی نیز نسبت Al/Ti بین ۶/۲۵-۱۲/۳۳ می‌باشد (شکل ۵-۱). به‌منظور بررسی فوگاسیته اکسیژن و حالت‌های متفاوت اکسیداسیون در زمان تشکیل این کانی‌ها، از تفاوت‌های موجود در مقدار Fe³⁺ می‌توان استفاده نمود (Canli and Fedortchouk, 2000; Aydin et al., 2008). در این راستا از نمودار تغییرات

مطلب به‌وسیله نمودارهای Ti-Al^{IV} و Ti-Mg نیز قابل اثبات می‌باشد. نمودار Ti-Al^{IV} که دارای همبستگی مثبت است نشان از افزایش توأم Al و Ti دارد. از طرفی قرارگیری نمونه‌ها در زیر خط نشان می‌دهد که Al در موقعیت چهاروجهی قرار گرفته تا دیگر جانشینی‌های دوتایی را که شامل Ti می‌شود جبران کند (شکل ۴-۱). نمودار Ti-Mg همبستگی منفی دارد و افزایش مقدار Ti را با جانشینی به‌جای Mg، توجیه می‌کند (شکل ۴-۲).



شکل ۴. نحوه قرارگیری کلاینوپیروکسن‌ها در نمودارهای Ti-Mg و Ti-Al^{IV} (مقادیر بر حسب a.f.u.). (A) این نمودار همبستگی مثبت بین Ti و Al^{IV} را نشان می‌دهد، (B) نمودار Ti-Mg که دارای همبستگی منفی است، افزایش مقدار Ti را با جانشینی به‌جای Mg توجیه می‌نماید.

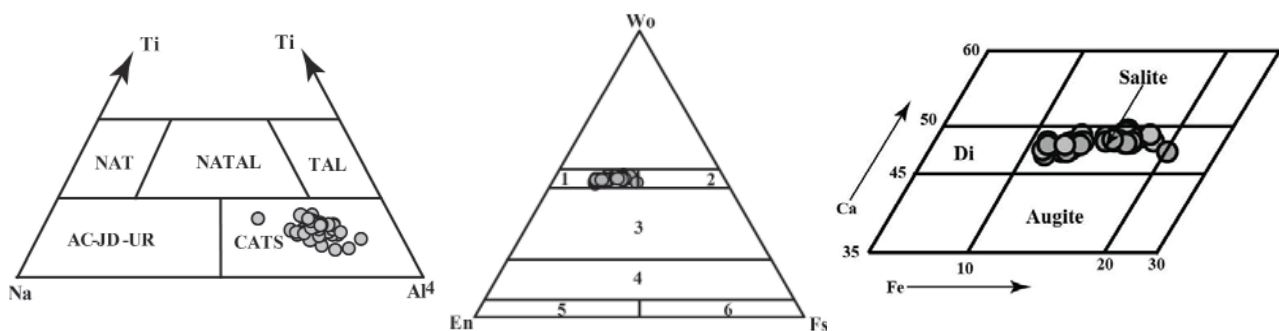


شکل ۵. نمایش کِلینوپیروکسن‌ها در نمودارهای Al_{IV} در مقابل Si و $Al_{IV}+Na$ در مقابل $Al_{VI}+2Ti+Cr$ (مقادیر بر حسب a.f.u.). (A) نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار گرفته و نسبت Al_{VI}/Al_{IV} کمتر از ۰/۵ می‌باشد، (B) نمونه‌ها بالای خط $Fe^{3+}=0$ و دورتر واقع شده‌اند.

رده‌بندی کِلینوپیروکسن‌ها

بر اساس نمودار رده‌بندی چهار ضلعی Di-Hy-En-Fs (Mori- moto et al., 1988) که از نمودار سه تایی ولاستونیت، انستاتیت و فروسیلیت استخراج شده، تمامی بخش‌های بلوری کِلینوپیروکسن در گستره دیوپسید و گستره بین Wo45-Wo50 قرار می‌گیرد. بر اساس نمودار مذکور و در یک نگاه دقیق‌تر، کِلینوپیروکسن‌ها در گستره سالیته واقع می‌شوند (شکل ۶- A و ۶- B). در دیگر رده‌بندی کِلینوپیروکسن‌ها از نمودار مثلثی Ti-Na- Al^{IV} (Papike et al., 1974) استفاده شده است. در این نمودار تمامی کِلینوپیروکسن‌ها در گستره CATS یعنی کلسیم چرمک جای می‌گیرند (شکل ۶- C). بر اساس جدول ۱ مقدار کم Na در این کِلینوپیروکسن‌ها نشان از فقیر بودن آن‌ها از آزرین می‌باشد.

در مقابل $Al_{VI}+2Ti+Cr$ استفاده می‌شود (Bence et al., 1975 ; Schweitzer, 1979). این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت چهار وجهی T با Al و Cr موجود در موقعیت هشت وجهی M1 بنا شده است. در این نمودار، تمامی نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{3+}=0$ و دورتر از آن قرار می‌گیرد (شکل ۵- B). قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط مزبور نشانه فوگاسیته بالا و قرارگیری در زیر خط، موید پایین بودن فوگاسیته اکسیژن می‌باشد (Bence et al., 1975). البته هر چه فاصله از خط مذکور بیشتر باشد، میزان فوگاسیته اکسیژن نیز در محیط تشکیل بیشتر بوده است (Schweitzer et al., 1979). بنابراین کِلینوپیروکسن‌های منطقه در محیطی با فوگاسیته بالای اکسیژن شکل گرفته‌اند. فوگاسیته بالا، شکل‌گیری و فراوانی اکسیدهای آهن و تیتان را در پی خواهد داشت.



شکل ۶. نمایش کِلینوپیروکسن‌ها در نمودار مثلثی Wo-En-Fs و نمودار Ti-Na- Al^{IV} در نمودار A تمامی نمونه‌ها در گستره سالیته، مطابق نمودار B در گستره دیوپسید و بر پایه نمودار C در گستره CATS قرار گرفته‌اند (NAT: $NaTi_{0.5}R_{0.5}Si_2O_6$ ، NATAL: $NaTiSiAlO_6$ ، TAL: $CaTiAl_2O_6$ ، CATS: $CaAlAlSiO_6$ and $CaFeAlSiO_6$ و AC: $NaFeSi_2O_6$ ، UR: $NaCrSi_2O_6$ ، JD: $NaAlSi_2O_6$).

تعیین فشار و حرارت تشکیل کلینوپیروکسن‌ها

بررسی شرایط فشار تشکیل در کلینوپیروکسن‌ها از جمله مواردی است که در مباحث پترولوژیکی از اهمیت خاصی برخوردار است. بر اساس نمودار (Aoki and Kush- 1968) اکثر کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های قلیایی که دارای نسبت $Al^{VI}/Al^{IV} < 0.3$ بوده در گستره سنگ‌های آذرین واقع می‌شوند. این امر نشان‌دهنده تبلور در فشار پایین می‌باشد. اما تعدادی نیز از کلینوپیروکسن‌ها در گستره میان‌بارهای موجود در بازالت‌ها که حکایت از شرایط فشار متوسط دارند، تبلور یافته‌اند (شکل A-7). همچنین مقدار متوسط تا بالای Al/Ti و مقدار کم Al^{VI}/Al^{IV} نشان دهنده این است که کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه از نوع آذرین فشار کم می‌باشند (Aoki and shiba, 1973). به‌منظور تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها از نمودار Na در مقابل $Mg/Mg+Fe^{2+}$ نیز استفاده شده است. براساس این نمودار، اکثر کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه در گستره فشار ۱۰-۵ کیلو بار واقع شده‌اند (شکل B-7). جهت اندازه‌گیری حرارت و فشار تشکیل کلینوپیروکسن از روش زمین‌دما - فشارسنجی (Putirka et al. 2003) استفاده شده است. در این روش کلینوپیروکسن‌های موجود در تفریت فنولیت‌ها در فشار ۵/۵ kbar و دمای ۱۰۸۰ درجه سانتی‌گراد و فنولیت تفریت‌ها در فشار ۴ kbar و دمای ۱۰۰۵ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند.

منطقه‌بندی در پیروکسن‌ها

به استناد بررسی‌های نقطه‌ای بر روی کلینوپیروکسن‌های مندرج در جدول ۱ و نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی مربوط به این کانی مشخص می‌شود که انواع منطقه‌بندی نوسانی

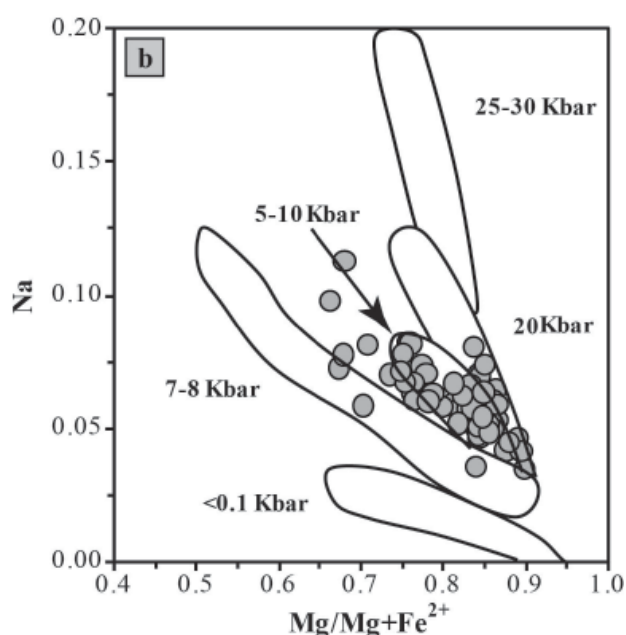
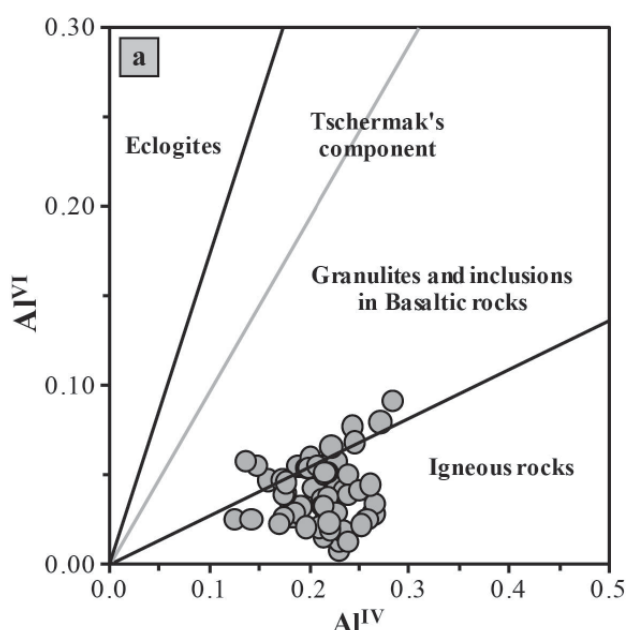
عادی و معکوس و نیز منطقه‌بندی بخشی در کلینوپیروکسن‌ها قابل مشاهده است. منطقه‌بندی نوسانی در اکثر کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود و با وجود نوارهای متفاوت از لحاظ رنگ و ترکیب شیمیایی قابل شناسایی هستند.

در منطقه‌بندی نوسانی عادی معمولاً حاشیه نسبت به هسته و دیگر بخش‌های بلور از Fe, Al و Ti غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهد. در حالی‌که Mg و Ca در حاشیه تهی‌شدگی نشان خواهد داد. مشاهده این‌گونه روندها با تغییرات تدریجی، نتیجه فرایند تفریق ماگمایی است که آشکارا قابل رویت می‌باشد (شکل ۸).

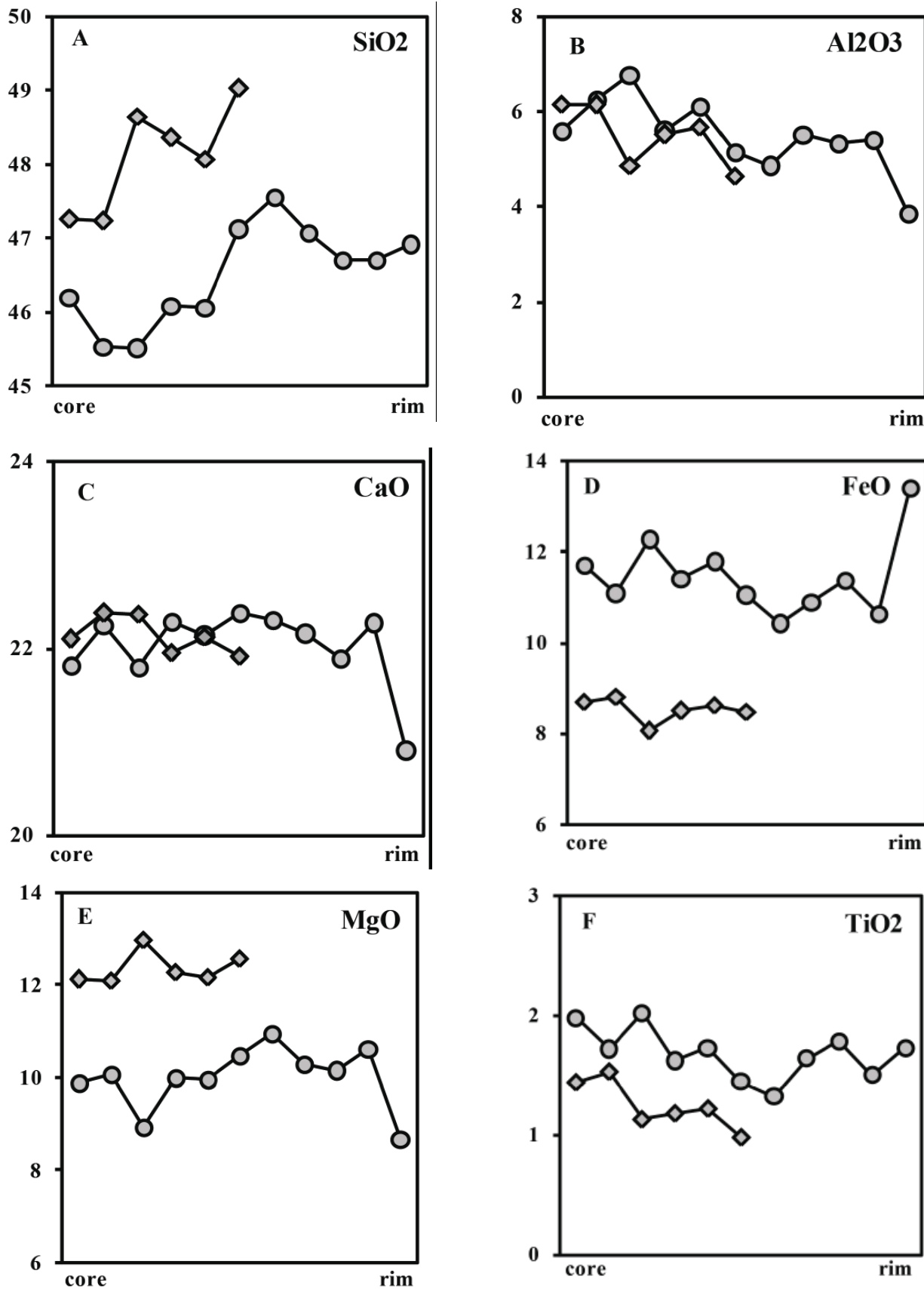
در منطقه‌بندی نوسانی معکوس عموماً بخش هسته بلور با مقدار Mg کم و در مقابل Al, Fe و Ti بیش‌تر شناسایی می‌شود. این بخش از بلور تقریباً دارای ترکیب همگنی می‌باشد. اما در بخش گوشته بلور که روند معکوس دارد، مقدار Mg زیاد و در مقابل مقدار Al, Fe و Ti کم می‌شود. این بخش از بلور Si بالایی نیز دارد. حاشیه بلور با عکس روند هسته و ترکیب نسبتاً همگن مشخص می‌گردد (شکل ۸).

دلایل شکل‌گیری انواع منطقه‌بندی در کلینوپیروکسن‌ها

۱- فشار می‌تواند یک فاکتور برجسته در کنترل ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها و نیز بروز منطقه‌بندی عادی باشد (Aoki and Kushiro 1968; Wass, 1979; Dobosi and Fodor 1988). افزایش فشار باعث افزایش مقادیر Na و Al^{VI} و کاهش مقادیر Ti و Al^{IV} می‌شود. بنابراین حاشیه بلور دارای Ti و Al^{IV} بیشتر ($Ti+Al^{IV}$) و در مقابل، Na و Al^{VI} ($Na+Al^{VI}$) کمتر نسبت به هسته و سایر بخش‌های بلور خواهد بود. در کلینوپیروکسن‌های



شکل ۷. نمایش بلورهای کلینوپیروکسن در نمودارهای $Al^{VI}-Al^{IV}$ و Na در مقابل $Mg/Mg+Fe^{2+}$ (مقادیر بر حسب a.f.u.). در نمودار A اکثر نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آذرین و براساس نمودار B در گستره فشار ۱۰-۵ کیلو بار جای می‌گیرند.



شکل ۸. نمودارهای مربوط به تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی بلور کلیتوپروکسن متعلق به فنولیت تفریتی دارای منطقه‌بندی نوسانی معکوس و تفریت فنولیتی دارای منطقه‌بندی نوسانی عادی (فنولیت با دایره و تفریت با لوزی مشخص شده است).

شکل‌گیری، تمرکز یون‌ها کاهش یافته و موقعیت آن‌ها توسط سایر یون‌های موجود در ماگما اشغال می‌شود (Winter, 2001). وجود منطقه‌بندی نوسانی در برخی از کلاینوپیروکسن‌ها نشان‌گر عدم تعادل در سیستم ماگمایی در طول تبلور و یا به علت تغییر در سرعت رشد بلور می‌باشد. همه این موارد بیان‌گر تغییر در ترکیب ماگما، دما و فشار می‌باشد (Dobosi and Fodor 1992). منطقه‌بندی بخشی نیز حاصل تبلور سطوح با ترکیب مختلف در یک بلور می‌باشد و معمولاً زمانی گسترش می‌یابد که رشد بلور نسبتاً سریع باشد. عدم یکنواختی در ترکیب شیمیایی ماگما و تبلور کانی در شرایط نامتعادل در کلاینوپیروکسن‌ها منجر به تشکیل چنین حالتی خواهد شد (Harkings and Hollister 1997).

سری ماگمایی و محیط تکتونیکی

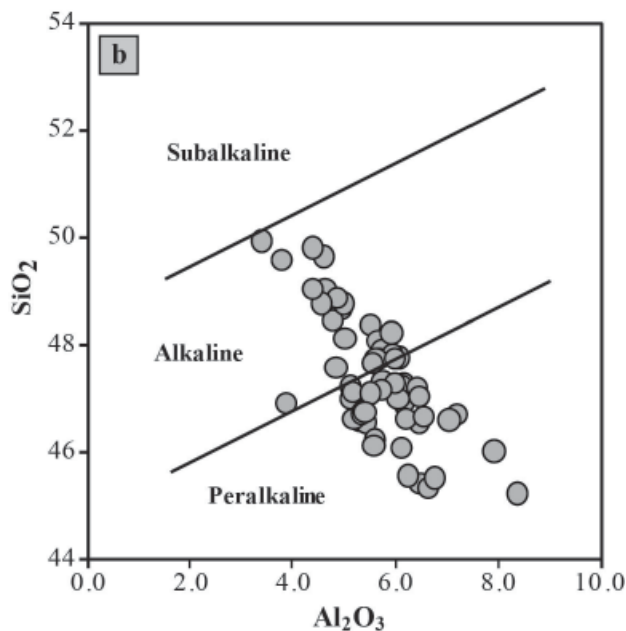
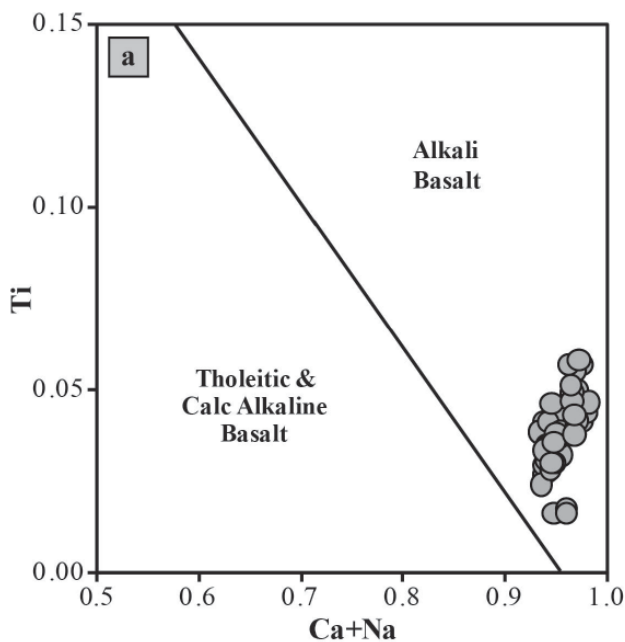
یکی از مزایای مطالعه کلاینوپیروکسن‌ها تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. بدین منظور جهت تعیین سری ماگمایی از نمودار Ti در مقابل Ca+Na (Le-Ca+Na, 1982) استفاده می‌شود (شکل ۹-۱). براساس این نمودار، اکثر نمونه‌ها در گستره آلکالن بازالیت جای می‌گیرند. بر اساس نمودار نمودار $SiO_2-Al_2O_3$ (LeBas, 1962) کلاینوپیروکسن‌ها در گستره آلکالن و پراآلکالن واقع می‌شوند (شکل ۹-۲). براساس نمودار F1-F2 (Nisbet and Pearce 1977) که به منظور تعیین محیط تکتونیکی استفاده شده مشخص گردید اکثر نمونه‌ها در گستره VAB (بازالت قوس آتشفشانی) واقع شده‌اند (شکل ۱۰). در تایید این مطلب بایستی بیان گردد که منطقه مورد مطالعه در کمر بند آتشفشانی البرز- ارسباران- قفقاز کوچک که فعالیت خود را در ائوسن آغاز نموده، واقع شده است.

موجود در سنگ‌های منطقه تفاوت‌هایی در مقدار عناصر ذکر شده در هسته و حاشیه بلور دیده می‌شود. اما این تفاوت‌ها در بخش هسته و حاشیه بلورهای کلاینوپیروکسن قابل توجه نمی‌باشد تا تنها فشار عامل منطقه‌بندی عادی تلقی شود. به طوری که حاشیه و مرکز بلورهای مذکور در شرایط فشار کم تا متوسط تشکیل شده‌اند. این امر دخالت عامل دیگری را غیر از فشار در پیدایش منطقه‌بندی عادی در کلاینوپیروکسن‌ها تقویت می‌نماید.

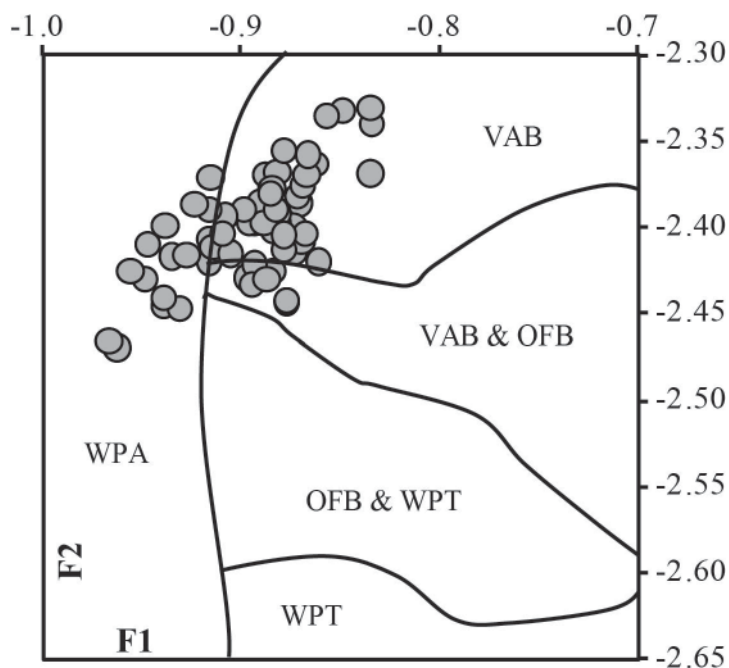
تغییرات شیمیایی در امتداد هسته - حاشیه بلور در کلاینوپیروکسن‌های دارای منطقه‌بندی عادی به واسطه تهی‌شدگی Ca, Mg و Si و غنی‌شدگی Al, Fe و Ti ماگما به دلیل تفریق بلوری می‌باشد. بنابراین تفریق بلوری را می‌توان عاملی برای منطقه‌بندی عادی معرفی نمود. تفریق ممکن است به واسطه تبلور CPX+PI صورت گرفته باشد. مشاهده بلورهای فراوان کلاینوپیروکسن و نیز پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها این احتمال را قوت می‌بخشد.

۲- اختلاط دو ماگمای مجزا و یا اختلاط دو بخش ماگمایی در اتافک ماگمایی مشترک می‌تواند منجر به بروز آثار و نشانه‌های این پدیده در کانی‌های تشکیل دهنده سنگ شود (Couch et al., 2001). منطقه‌بندی معکوس و بافت دوباره جذب شده و نیز بافت‌های عدم تعادلی از جمله این موارد می‌باشند. در کلاینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه نیز وجود منطقه‌بندی معکوس، بافت غیر تعادلی همچون انکلوژیون مذاب از شواهد اختلاط ماگمایی محسوب می‌شوند. بافت غربالی (Tsuchiyama, 1985) و حاشیه واکنشی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها از دیگر شواهد اختلاط هستند که نظریه مذکور را تقویت می‌بخشد.

۳- رابطه موجود بین درجه انتشار یون‌ها در ماگما و میزان رشد بلور، منطقه‌بندی نوسانی را کنترل می‌کند. زمانی که بلور وارد مرحله جدیدی از تبلور می‌شود در لایه جدید در حال



شکل ۹. نمایش کلاینوپیروکسن‌ها در نمودارهای Ti در مقابل Ca+Na (مقادیر بر حسب a.f.u) و $SiO_2-Al_2O_3$.



شکل ۱۰. نمایش کلینوپیروکسن‌ها در نمودار F1-F2. در این نمودار، VAB بازالت قوس آتشفشانی، WPA آلکالی بازالت های درون صفحه‌ای، WPT توله‌ایت بازالت‌های درون صفحه‌ای و OFB بازالت های کف اقیانوسی می‌باشد.

نتیجه‌گیری

کلینوپیروکسن‌های موجود در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی منطقه از نوع دیوپسید بوده و غنی از Al می‌باشند. Al به همراه Ti در نتیجه جانشینی چرماک تشکیل شده‌اند. مقدار متوسط تا بالای Al/Ti، نسبت کم Al^{VI}/Al^{IV} و نیز مقدار اندک Na حکایت از کلینوپیروکسن‌های فشارپایین تا متوسط دارد. محاسبات زمین‌دما - فشارسنجی نیز دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها را متوسط ۱۰۸۰-۱۰۰۵ درجه سانتی‌گراد و فشار را متوسط ۵/۵-۴/۰ کیلوبار تعیین نموده است. از دیگر ویژگی‌های کلینوپیروکسن‌های منطقه تشکیل در شرایطی با فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشد. بر پایه بررسی‌های انجام شده انواع منطقه‌بندی موجود در کلینوپیروکسن‌ها حاصل فرایند تفریق و اختلاط ماگمایی بوده و این دو پدیده از عوامل موثر بر تکامل سنگ‌های منطقه به حساب می‌آیند. در مجموع می‌توان چنین نتیجه گرفت که سنگ‌های منطقه از یک ماگمای بازالتی آلکالن نشأت گرفته و کلینوپیروکسن‌های موجود در آن نیز در یک اتافک ماگمایی تحت فشار کم - متوسط و ضمن عبور از سطوح مختلف میانی و کم عمق پوسته متبلور شده‌اند. این حادثه در محیط‌های مرتبط با قوس‌های آتشفشانی رخ داده است.

منابع

of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos*, 104, 249-266.

- Bence, A.E., Papike, J.J. and Ayuso, R.A., 1975. Petrography of Atlantic island arcs. *Bulletin of volcanology*, 32, 189-206.

- Canil, D. and Fedortchouck, Y., 2000. Clinopyroxene-liquid partitioning for vanadium and the oxygen fugacity during formation of cratonic and oceanic mantle lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 105, 26003-26016.

- Couch, S., Sparks, R.S.1. and Carroll, M.R., 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411, 1037-1039.

- Dobosi, G. and Horvarth, I., 1988. High and low pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains, Hungary. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 158, 241-256.

- Dobosi, G. and Fodor, F.V., 1992. Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, Southern Slovakia. *Lithos*, 28, 133-150.

- Harkings, E. and Hollister, L.S., 1997. Sector zoning of clinopyroxene from a weakly metamorphosed debasite. *American Mineralogist*, 62, 390-394.

- Aoki, K. and Kushiro, I., 1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 326-337.

- Aoki, K. and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from Iherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos*, 6, 41-51.

- Aydin, F., Karsli, O. and Chen, B., 2008. Petrogenesis

- LeBas, M.J., 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series, *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 149-160.
- Papike, J.J., Cameron, K.L. and 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, 1053-1054.
- Putirka, K., Ryerson, F.J. and Mikaelian, H., 2003. New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. *American Mineralogist*, 88, 1542-1554.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64, 501-513.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.
- Wass, S.Y., 1979. Multiple origins of clinopyroxene in alkalic basaltic rocks. *Lithos*, 12, 115- 132.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice Hall, 697.