

شیمی-کانی‌شناسی کلینوپیروکسن در سنگ‌های آذرین منطقه املش (شمال ایران)

^۱ علی کنعانیان، ^۱مژگان صلواتی، ^۱داریوش اسماعیلی و ^۲عباس آسیابانها
^۱گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران
^۲گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین
Kananian@khayam.ut.ac.ir
(دریافت: ۸۱/۹/۱۲؛ پذیرش: ۸۲/۶/۲۵)

چکیده

سنگ‌های آذرین جنوب املش که بخشی از یک توالی افیولیتی تکتونیزه را تشکیل می‌دهند، عمدتاً شامل گدازه‌های بازالتی، دایک‌های دلریتی، توده‌های گابرویی و پیروکسنیتی می‌باشند. کلینوپیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها از لحاظ ترکیب شیمیایی اساساً در قلمرو پیروکسن‌های کلسیم‌دار قرار می‌گیرند و اکثراً از نوع دیوپسید و اوژیت می‌باشند. توزیع Si و Al در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها حاکی از غنی‌شدگی این کانی‌ها از Al است، چرا که جایگاه تترائدری آن‌ها با تمامی کاتیون‌های Si و بخشی از Al‌های موجود در ترکیب این کانی پر شده و بقیه Al‌های اضافی در موقعیت اکتائدری جای گرفته‌اند. توزیع آلومینیم در موقعیت‌های تترائدری و اکتائدری پیروکسن‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها در فشارهای کم، از یک ماگمای آبدار متبلور شده‌اند. محتوی آهن فریک پیروکسن‌ها معرف بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور ماگمای میزبان آن‌ها است. دمای تبلور ماگمای میزبان پیروکسن‌ها از روی ترکیب آن‌ها بین ۹۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی شده است.

واژه‌های کلیدی: کلینوپیروکسن، املش، بازالت، گابرو، ژئوترموتری

مقدمه

منطقه مورد مطالعه به وسعت تقریبی ۴۵۰ کیلومتر مربع در غرب و جنوب شهرستان املش از توابع استان گیلان، بین طول‌های جغرافیایی ۳۰°، ۵۰° تا ۱۳'، ۵۰° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۵۳'، ۳۶° تا ۵۷'، ۳۷° شمالی واقع است. این منطقه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی و ساختاری ایران، بخشی از زون گرگان-رشت را تشکیل می‌دهد (نبوی، ۱۳۵۵) و به اعتقاد افتخارنژاد (۱۳۵۹) بخشی از منطقه فرونشست دریای خزر محسوب می‌شود. قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در زون گرگان-رشت که به پرکامبرین منسوب می‌باشند، به صورت مجموعه‌های دگرگونی در جنوب گرگان (Jenny et al., 1977)، جنوب اسالم و شاندرمن (Clark et al., 1975) و شمال رودخانه شاهرود در جنوب چهارگوش قزوین-رشت (Anells et al., 1975) رخنمون دارند. سنگ‌های جوانتر در چهارگوش مورد مطالعه، شامل مجموعه سنگ‌های کربونیفر تا نئوژن و رسوبات کواترن می‌باشند (Anells et al., 1975). سنگ‌های آذرین مورد بحث در این مقاله، بخشی از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه‌اند که با وسعت نسبتاً زیاد در جنوب املش گسترش دارند ولی به دلیل وجود پوشش گیاهی متراکم فقط گاهی به طور پراکنده در میان انبوه گیاهان جنگلی رخنمون پیدا کرده‌اند. با وجودی که پوشش گیاهی متراکم، یکی از موانع انجام مطالعات گسترده زمین‌شناسی در منطقه محسوب می‌شود ولی گزارش زمین‌شناسی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش قزوین-رشت (Anells et al., 1975) یکی از کارهای ارزنده‌ای است که در آن اقدام به معرفی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در منطقه شده است. گزارش دیگری که با هدف تفکیک و شناسایی انواع سنگ‌های آذرین منطقه به رشته تحریر در آمده است، پایان نامه کارشناسی ارشد یکی از مولفین (صلواتی، ۱۳۸۰) می‌باشد.

در مقاله حاضر تلاش شده است با اتکا به نتایج برداشت‌های صحرایی، بررسی‌های پتروگرافی و داده‌های مربوط به آنالیز میکروپروب پیروکسن‌های موجود در گدازه‌ها، دایک‌های دیابازی و گابروهای منطقه املش، به بررسی اختصاصات ژئوشیمیایی پیروکسن‌ها و شرایط تشکیل سنگ‌های منطقه پردازیم. آنالیز کانی‌ها با بهره‌گیری از امکانات آزمایشگاه میکروسوند مرکز فرانسوی تحقیقات دریایی اروپا (IFREMER) در شهر برست فرانسه به کمک دستگاه الکترون میکروپروب CAMECA-SX50 انجام شده است. در طول آنالیز میکروپروب، ولتاژ شتابنده دستگاه KV15، شدت جریان 10-12 nA و زمان شمارش بر حسب عنصر مورد آنالیز بین ۶ تا ۲۵ ثانیه بوده است.

برای تخمین مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} از روی Fe کل اندازه‌گیری شده در پیروکسن‌ها، از روش پیشنهادی دروپ (Droop, 1987) استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

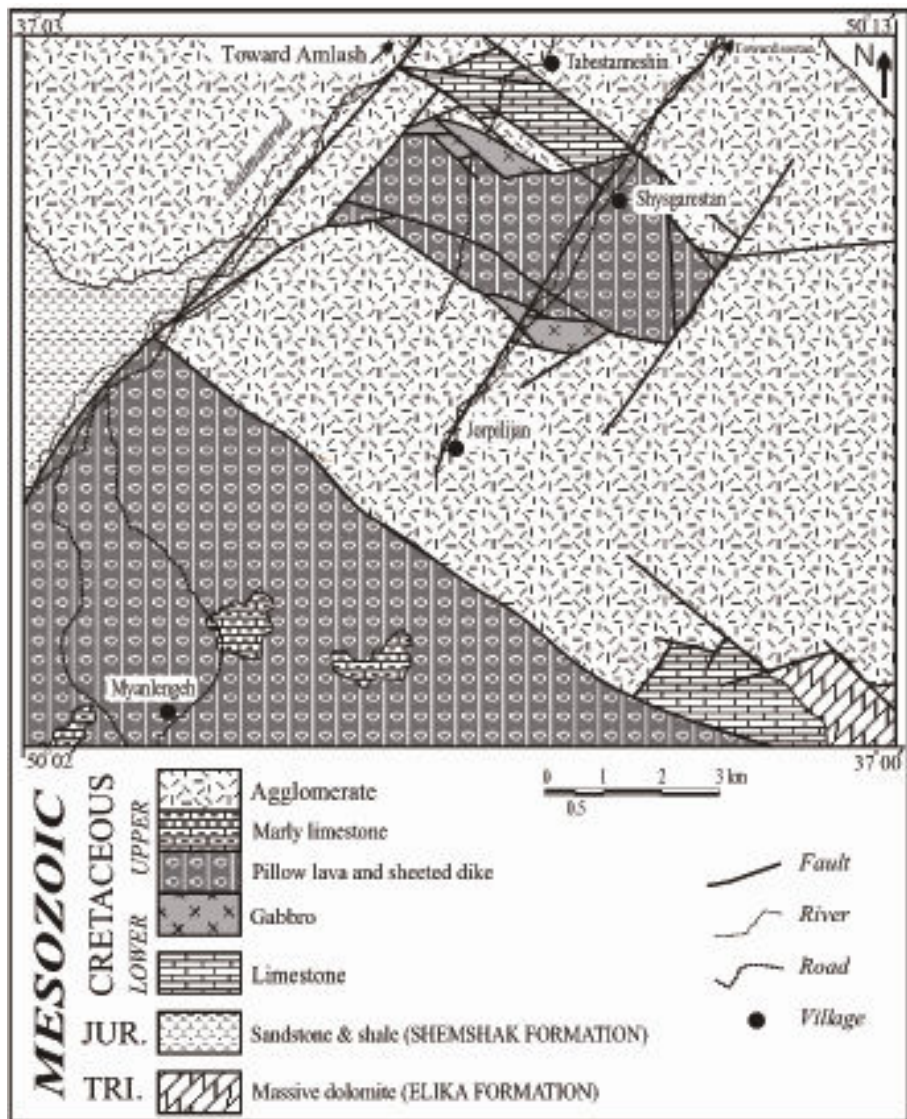
در منطقه مورد مطالعه، توالی کم و بیش منظمی از گدازه‌های بالشی، دایک‌های دیابازی، گابروهای ایزوتروپ و سنگ‌های اولترامافیک، که احتمالاً بخشی از یک مجموعه افیولیتی می‌باشند (صلواتی، ۱۳۸۰)، در زیر آهک‌های کرتاسه بالایی واجد فسیل گلوبرترونکانا با ویژگی رخساره‌های عمیق دریایی رخنمون دارند (شکل ۱). کنتاکت زیرین مجموعه سنگ‌های یاد شده با سنگ‌های آهکی ژوراسیک، گسلی است.

گدازه‌های بالشی از فراوانترین سنگ‌های منطقه محسوب می‌شوند به طوری که از جنوب روستای سوستان تا منتهی‌الیه بخش جنوبی منطقه گسترش دارند. این گدازه‌ها با وسعتی بالغ بر ۳۰۰ کیلومتر مربع و با ترکیب عمدتاً بازالتی بخش اعظم منطقه را تشکیل داده‌اند. گدازه‌های مزبور از لحاظ کانی‌شناسی عمدتاً از پلاژیوکلاز، پیروکسن، کمی اولیوین و کانی‌های اپاک تشکیل شده‌اند.

دایک‌های دیابازی که مجرای تغذیه کننده گدازه‌های بالشی محسوب می‌شوند، با همبری تدریجی و به واسطه یک زون حدواسط متشکل از دایک+گدازه، در زیر گدازه‌های بالشی جای گرفته‌اند. دایک‌ها با شیب حدود ۹۰ درجه، روند تقریباً N50E دارند. دایک‌ها نظیر گدازه‌ها عمدتاً از پلاژیوکلاز، پیروکسن، کمی اولیوین و کانی‌های اپاک شامل پیریت، کالکوپیریت و تیتانومگنتیت تشکیل شده‌اند و بافت‌های دلریتی، اینترگرانولار و پورفیری نشان می‌دهند.

گابروهای ایزوتروپ به صورت نفوذی‌های مجزا در زیر دایک‌های ورقه‌ای رخنمون دارند و به نظر می‌رسد که احتمالاً منبع تغذیه دایک‌ها و گدازه‌ها بوده‌اند. این سنگ‌ها اساساً بافت دلریتی اینترگرانولار دارند و نظیر دایک‌ها و گدازه‌های منطقه عمدتاً از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اولیوین و کانی‌های اپاک پیریت، کالکوپیریت و تیتانومگنتیت تشکیل شده‌اند.

سنگ‌های اولترامافیک در بخش‌های شرقی منطقه رخنمون‌های اندکی دارند. این سنگ‌ها عمدتاً شامل ورلیت و اولیوین-کلینوپیروکسنیت می‌باشند. معمولاً بافت ادکومولایی دارند و از کومولوس‌های پیروکسن و اولیوین با اینترکومولاهای اولیوین تشکیل شده‌اند.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

پتروگرافی پیروکسن‌ها

پیروکسن‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه اساساً از نوع کلینوپیروکسن می‌باشند. این کانی‌ها در بخش‌های مختلف گدازه‌های بالشی ویژگی‌های بافتی متفاوتی را عرضه می‌کنند. در قسمت‌های مرکزی یا هسته بالش‌ها، به دلیل تبلور نسبتاً کند گدازه‌ها، فنوکریست‌های پیروکسن همراه با پلاژیوکلاز در زمینه بسیار دانه‌ریز همان کانی‌ها یافت می‌شوند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار با ابعاد حداکثر یک میلی‌متر، حدود سه درصد کل سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها به طرف حاشیه بالش‌ها تدریجاً دانه‌ریزتر می‌شوند و در میانه‌های بالش به دو صورت دانه‌ریز با بافت دسته‌علفی و دانه متوسط در زمینه‌ای بسیار دانه‌ریز و شیشه‌ای یافت می‌شوند. وجود بافت دسته‌علفی در پیروکسن‌ها، همراه با بافت دم پرستویی در پلاژیوکلازها معرف سرعت تبلور نسبتاً زیاد بخش‌های میانی بالش‌ها می‌باشد (Juteau & Maury, 1999). بخش‌های حاشیه بالش‌ها به دلیل تماس با آب دریا و سرعت انجماد نسبتاً زیاد، عمدتاً از بلورهای بسیار دانه‌ریز و شیشه تشکیل شده‌اند.

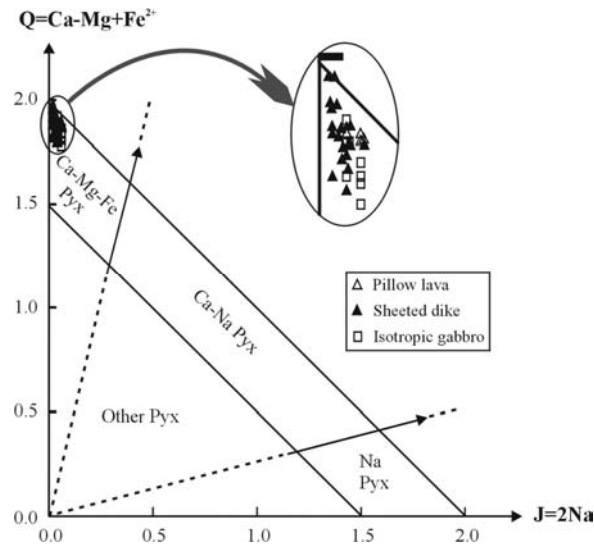
کلینوپیروکسن‌ها در داخل دایک‌های دیابازی به دو صورت درشت بلور و ریز بلور در زمینه دانه‌ریز حضور دارند. درشت بلورها به طور متوسط حدود ۵ میلی‌متر قطر دارند و به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. این کانی‌ها گاهی بلورهای کوچک و شکل‌دار اولیوین را که کاملاً سرپانتینیزه شده‌اند، در بر گرفته‌اند. دایک‌های دیابازی علاوه بر پیروکسن حاوی مقادیر قابل توجهی پلاژیوکلاز، ایلمنیت، تیتانومگنتیت و مقادیر کمی اولیوین می‌باشند. تجمع نقطه‌ای پیروکسن‌ها در بعضی موارد باعث بروز بافت گلومروپورفیری در دایک‌ها شده است. بلورهای کلینوپیروکسن موجود در گابروهای ایزوتروپ عمدتاً نیمه شکل‌دارند و اندازه آن‌ها حداکثر به ۸ میلی‌متر می‌رسد. این کانی‌ها اکثراً به اورالیت تبدیل شده‌اند. گابروهای ایزوتروپ علاوه بر پیروکسن حاوی مقادیر قابل توجهی پلاژیوکلاز و اولیوین هستند. فراوانی کانی‌های اپاک در این سنگ‌ها قدری کمتر از دایک‌ها بوده و عمدتاً از نوع تیتانومگنتیت، مقادیر کمی ایلمنیت، پیریت و مقادیر اندکی کرومیت می‌باشند.

در ورلیت‌ها و کلینوپیروکسنیت‌ها بلورهای کومولوس پیروکسن بر روی هم انباشته شده‌اند و بینابین آن‌ها را اینترکومولوس‌های اولیوین اشغال نموده‌اند. این بافت معرف تقدم تبلور پیروکسن بر اولیوین در این سنگ‌ها است. به نظر می‌رسد که در مراحل اولیه تبلور، به دلیل بالا بودن Ca ماگما، ابتدا پیروکسن‌های کلسیم‌دار متبلور شده و سپس با کاهش میزان Ca نسبت به Fe و Mg بلورهای اولیوین به صورت اینترکومولوس در بین پیروکسن‌ها متبلور شده باشند.

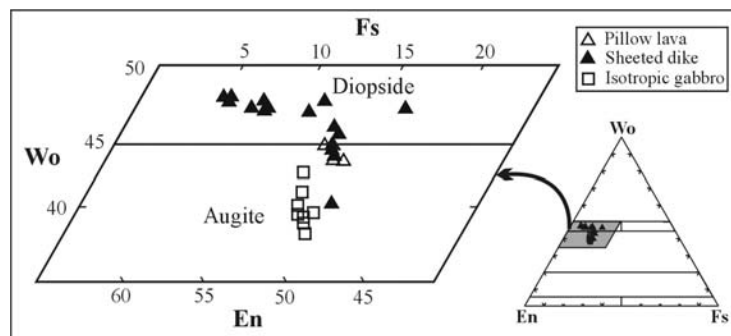
شیمی کلینوپیروکسن‌ها

کلینوپیروکسن‌ها تقریباً در تمام واحدهای سنگ‌شناسی منطقه به وفور یافت می‌شوند. این کانی‌ها در اکثر سنگ‌ها از نوع اوژیت و دیوپسید می‌باشند و از نظر ترکیب شیمیایی تغییرات جالب توجهی در سنگ‌های مختلف از خود نشان می‌دهند. به منظور تعیین فراوانی عناصر اصلی سازنده پیروکسن‌ها، این کانی‌ها به کمک دستگاه میکروپروب آنالیز شده‌اند و نتایج کمی این آنالیزها به صورت اکسیدهای تشکیل دهنده هر کانی در جدول ۱ درج شده است. فرمول ساختمانی این کانی‌ها بر مبنای ۶ اکسیژن محاسبه و در انتهای جدول آنالیزها به نمایش در آمده است. در این بخش سعی می‌شود به کمک داده‌های میکروپروب به بررسی اختصاصات کانی‌شناسی و طبقه‌بندی پیروکسن‌ها پردازیم.

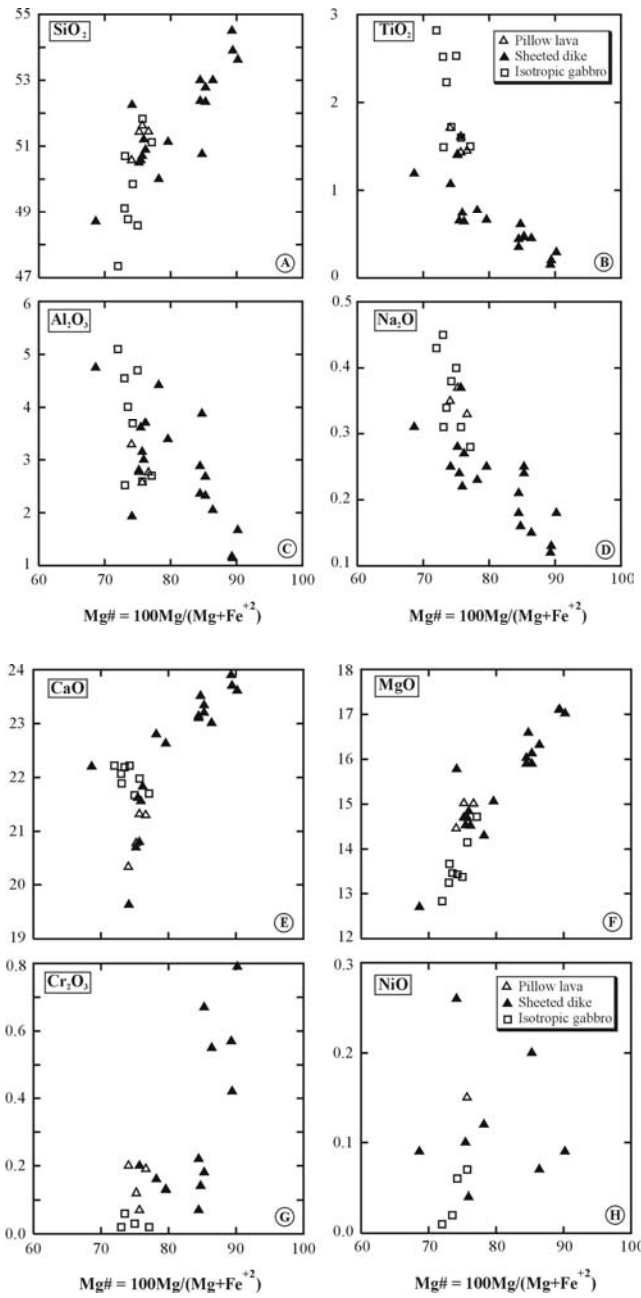
کلیه پیروکسن‌های مورد مطالعه در روی نمودار $Q=Ca-Mg+Fe^{+2}$ در برابر $J=2Na$ (Morimoto *et al.*, 1988) در قلمرو پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۲) و به دلیل کمبود سدیم، همگی در نزدیک محور y ، بین نقاط $Q = 1/75$ و $Q = 2$ متمرکز می‌شوند. این پیروکسن‌ها از لحاظ کانی‌شناسی، در دایک‌های ورقه‌ای اکثراً از نوع دیوپسید و در گابروهای ایزوتروپ و گدازه‌های بالشی عمدتاً از نوع اوژیت می‌باشند (شکل ۳). ترکیب پیروکسن‌ها در گدازه‌های بالشی در حد $Wo_{42.9-44}En_{42.2-42.9}Fs_{13.1-14.8}$ متغیر است. دایک‌های دلریتی از لحاظ مقدار عدد منیزیمی ($Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe^{+2})$) پیروکسن‌ها به دو گروه قابل تقسیم‌اند. گروه اول با ترکیب $Wo_{34-47.1}En_{41.4-44.6}Fs_{11.5-15.5}$ دارای $Mg\#$ برابر با ۷۵-۷۸ می‌باشند و از نظر $Mg\#$ شبیه به پیروکسن‌های گابروهای ایزوتروپ هستند. بنابراین به نظر می‌رسد که این گونه دایک‌ها که فراوانترین دایک‌های ورقه‌ای منطقه نیز محسوب می‌شوند از لحاظ ژنتیکی با گابروهای ایزوتروپ مرتبط باشند. درحالی‌که پیروکسن‌های موجود در دایک‌های گروه دوم با ترکیب $Wo_{46.4}$ $En_{45.1-47.4}Fs_{5.4-10.9}$ دارای $Mg\#$ بالاتری هستند (۸۰-۸۹) و ترکیبی مشابه با پیروکسن‌های سازنده کلینوپیروکسنیت‌ها دارند. لذا به نظر می‌رسد که پیروکسن‌های اخیر در اعماق زیادتر و از یک ماگمای کمتر تحول یافته متبلور شده باشند. ترکیب پیروکسن‌ها در گابروهای ایزوتروپ در حد $Wo_{39.5-48.2}En_{38.8-45.8}Fs_{12.5-14.8}$ متغیر است. چنانچه در شکل ۴ ملاحظه می‌شود با کاهش عدد منیزیمی پیروکسن‌ها ($Mg\#$) که خود معرف افزایش درجه تفریق ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه می‌باشد، از گابروهای ایزوتروپ به سمت دایک‌های ورقه‌ای، مقادیر عناصر اصلی پیروکسن‌ها دستخوش تغییرات تدریجی و منظمی می‌شوند. به این ترتیب که کلینوپیروکسن‌های گابروهای ایزوتروپ در مقایسه با کلینوپیروکسن‌های دایک‌های دیابازی از اکسیدهای TiO_2 ، Al_2O_3 و Na_2O غنی‌تر و در عوض از اکسیدهای SiO_2 ، Cr_2O_3 ، MgO و تا حدی CaO فقیرتر می‌شوند (شکل ۴).



شکل ۲- پیروکسن‌های منطقه املش در نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988) که محورهای آن بر حسب تعداد کاتیون در فرمول ساختمانی مدرج شده است، تماماً در بخش کوچکی از قلمرو پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار قرار می‌گیرند.



شکل ۳- ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های منطقه املش بر روی نمودار مثلثی ولاستونیت (Wo)-انستاتیت (En)-فروسیلیت (Fs). قلمرو کانی‌ها از موریموتو و همکاران (Morimoto et al., 1988).



شکل ۴- تغییرات درصد وزنی اکسیدهای اصلی سازنده کلینوپیروکسن‌های منطقه املش در برابر تغییرات عدد منیزیمی (Mg#) آن‌ها.

جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختمانی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین منطقه املش. آنالیزها در مرکز تحقیقات علوم دریایی اروپا (IFRMER) در شهر برست فرانسه انجام شده است.

| دایک‌های دیابازی | | | | | | | | | | | | گدازه‌های بالشی | | | | |
|---------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-----------------|--------|--------|--------------------------------|--------------------------------|
| SM16 | SM15 | SM14 | SM13 | SM12 | SM11 | SM10 | SM9 | SM8 | SM7 | SM6 | SM5 | SM4 | SM3 | SM2 | SM1 | نمونه |
| 51.2 | 50.57 | 53 | 53 | 52.78 | 48.7 | 51.13 | 53.62 | 53.9 | 52.34 | 50.76 | 52.46 | 51.43 | 50.57 | 51.62 | 51.44 | SiO ₂ |
| 0.74 | 0.65 | 0.44 | 0.45 | 0.47 | 1.19 | 0.66 | 0.29 | 0.2 | 0.46 | 0.61 | 0.42 | 1.4 | 1.71 | 1.43 | 1.45 | TiO ₂ |
| 3 | 3.61 | 2.36 | 2.05 | 2.32 | 4.75 | 3.39 | 1.67 | 1.14 | 2.68 | 3.88 | 2.64 | 2.77 | 3.29 | 2.57 | 2.76 | Al ₂ O ₃ |
| 8.27 | 8.2 | 5.08 | 4.44 | 4.8 | 10.2 | 7.04 | 3.47 | 3.54 | 5.01 | 5.32 | 4.65 | 8.77 | 8.88 | 8.57 | 8.09 | FeO |
| 0.38 | 0.16 | 0.14 | 0.12 | 0.15 | 0.18 | 0.15 | 0.1 | 0 | 0.2 | 0.21 | 0.11 | 0.12 | 0.24 | 0.07 | 0.1 | MnO |
| 14.84 | 14.53 | 15.9 | 16.32 | 16.13 | 12.7 | 15.06 | 17.02 | 17.1 | 15.9 | 16.59 | 16.48 | 15.02 | 14.46 | 14.69 | 15.01 | MgO |
| 21.56 | 21.62 | 23.1 | 23.01 | 23.34 | 22.2 | 22.63 | 23.61 | 23.7 | 23.2 | 23.51 | 22.93 | 20.78 | 20.34 | 21.32 | 21.3 | CaO |
| 0.22 | 0.24 | 0.21 | 0.15 | 0.25 | 0.31 | 0.25 | 0.18 | 0.13 | 0.24 | 0.16 | 0.19 | 0.37 | 0.35 | 0.37 | 0.33 | Na ₂ O |
| 0 | 0 | 0 | 0.03 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0 | K ₂ O |
| 0 | 0 | 0.07 | 0.55 | 0.67 | 0 | 0.13 | 0.79 | 0.42 | 0.18 | 0.14 | 0.65 | 0.12 | 0.2 | 0.07 | 0.19 | Cr ₂ O ₃ |
| 0.04 | 0.1 | 0 | 0.07 | 0 | 0.09 | 0 | 0.09 | 0 | 0.2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.15 | 0 | NiO |
| 100.2 | 99.68 | 100 | 100.18 | 100.9 | 100 | 100.4 | 100.8 | 100 | 100.4 | 101.2 | 100.53 | 100.77 | 100.04 | 100.86 | 100.66 | Total |
| تعداد کاتیون‌ها بر حسب 6 اکسیژن | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.89 | 1.88 | 1.94 | 1.94 | 1.92 | 1.82 | 1.88 | 1.94 | 1.96 | 1.91 | 1.83 | 1.91 | 1.89 | 1.88 | 1.9 | 1.89 | Si |
| 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | Ti |
| 0.11 | 0.12 | 0.06 | 0.06 | 0.08 | 0.18 | 0.12 | 0.06 | 0.04 | 0.09 | 0.17 | 0.09 | 0.11 | 0.12 | 0.1 | 0.11 | Al ^{IV} |
| 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | Al ^{VI} |
| 0.06 | 0.07 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.11 | 0.07 | 0.02 | 0.01 | 0.05 | 0.14 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | Fe ³⁺ |
| 0.2 | 0.19 | 0.15 | 0.13 | 0.11 | 0.21 | 0.14 | 0.08 | 0.1 | 0.1 | 0.02 | 0.10 | 0.23 | 0.26 | 0.23 | 0.22 | Fe ²⁺ |
| 0.01 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0.01 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | Mn |
| 0.82 | 0.8 | 0.87 | 0.89 | 0.87 | 0.7 | 0.82 | 0.92 | 0.93 | 0.87 | 0.89 | 0.89 | 0.82 | 0.8 | 0.81 | 0.82 | Mg |
| 0.85 | 0.86 | 0.9 | 0.9 | 0.91 | 0.89 | 0.89 | 0.92 | 0.93 | 0.91 | 0.91 | 0.89 | 0.82 | 0.81 | 0.84 | 0.84 | Ca |
| 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | Na |
| 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0.02 | 0 | 0 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0 | 0.02 | 0 | 0.01 | 0 | 0.01 | Cr |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | Ni |
| 75.93 | 75.47 | 84.47 | 86.41 | 85.29 | 68.63 | 79.61 | 90.2 | 89.42 | 85.29 | 84.76 | 89.73 | 75.23 | 74.07 | 75.7 | 76.64 | Mg# |
| 44.04 | 44.79 | 46.63 | 46.63 | 47.15 | 46.6 | 46.35 | 47.42 | 47.21 | 47.15 | 46.43 | 47.29 | 42.93 | 42.86 | 43.98 | 43.98 | Wo |
| 42.49 | 41.67 | 45.08 | 46.11 | 45.08 | 36.65 | 42.71 | 47.42 | 47.21 | 45.08 | 45.41 | 47.30 | 42.93 | 42.33 | 42.41 | 42.93 | En |
| 13.47 | 13.54 | 8.29 | 7.26 | 7.77 | 16.75 | 10.94 | 5.16 | 5.58 | 7.77 | 8.16 | 5.41 | 14.14 | 14.81 | 13.61 | 13.09 | Fs |
| ادامه دایک‌های دیابازی | | | | | | | | | | | | | | | | |
| گابرو ایزوتروپ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SM31 | SM30 | SM29 | SM28 | SM27 | SM26 | SM25 | SM24 | SM23 | SM22 | SM21 | SM20 | SM19 | SM18 | SM17 | نمونه | |
| 51.12 | 49.11 | 47.35 | 48.58 | 50.7 | 48.77 | 51.83 | 49.85 | 54.5 | 50.7 | 50.5 | 52.25 | 50 | 52.37 | 50.89 | SiO ₂ | |
| 1.5 | 2.52 | 2.82 | 2.53 | 1.49 | 2.23 | 1.6 | 1.72 | 0.15 | 1.61 | 1.41 | 1.07 | 0.77 | 0.35 | 0.64 | TiO ₂ | |
| 2.7 | 4.55 | 5.1 | 4.7 | 2.52 | 4.01 | 2.59 | 3.69 | 1.17 | 3.15 | 2.8 | 1.93 | 4.42 | 2.88 | 3.7 | Al ₂ O ₃ | |
| 7.84 | 8.62 | 8.8 | 8.19 | 9 | 8.79 | 8.08 | 8.45 | 3.25 | 8.4 | 8.55 | 9.86 | 7.09 | 5.22 | 8.05 | FeO | |
| 0.2 | 0.27 | 0.12 | 0.06 | 0.48 | 0.1 | 0.15 | 0.12 | 0.05 | 0.13 | 0.31 | 0.19 | 0.1 | 0 | 0.11 | MnO | |
| 14.72 | 13.24 | 12.83 | 13.37 | 13.67 | 13.46 | 14.15 | 13.43 | 17.1 | 14.7 | 14.7 | 15.78 | 14.3 | 16.03 | 14.52 | MgO | |
| 21.7 | 22.07 | 22.22 | 21.67 | 21.89 | 22.19 | 21.98 | 22.22 | 23.9 | 20.8 | 20.7 | 19.63 | 22.8 | 23.14 | 21.83 | CaO | |
| 0.28 | 0.45 | 0.43 | 0.4 | 0.31 | 0.34 | 0.31 | 0.38 | 0.12 | 0.37 | 0.28 | 0.25 | 0.23 | 0.18 | 0.27 | Na ₂ O | |
| 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0.02 | 0 | 0 | K ₂ O | |
| 0.02 | 0.02 | 0 | 0.03 | 0 | 0.06 | 0 | 0 | 0.57 | 0.2 | 0 | 0 | 0.16 | 0.22 | 0 | Cr ₂ O ₃ | |
| 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0.02 | 0.07 | 0.06 | 0 | 0 | 0 | 0.26 | 0.12 | 0 | 0 | NiO | |
| 100.09 | 100.84 | 99.67 | 99.52 | 100.05 | 99.99 | 100.75 | 99.92 | 101 | 100 | 99.2 | 101.2 | 100 | 100.4 | 100 | Total | |
| تعداد کاتیون‌ها بر حسب 6 اکسیژن | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1.89 | 1.82 | 1.77 | 1.82 | 1.89 | 1.82 | 1.92 | 1.86 | 1.97 | 1.88 | 1.89 | 1.92 | 1.85 | 1.91 | 1.88 | Si | |
| 0.04 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | Ti | |
| 0.11 | 0.18 | 0.23 | 0.18 | 0.11 | 0.18 | 0.08 | 0.14 | 0.03 | 0.12 | 0.11 | 0.08 | 0.15 | 0.09 | 0.12 | Al ^{IV} | |
| 0.01 | 0.02 | 0 | 0.03 | 0 | 0 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | Al ^{VI} | |
| 0.03 | 0.06 | 0.1 | 0.04 | 0.04 | 0.08 | -0.01 | 0.05 | 0 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.08 | 0.04 | 0.06 | Fe ³⁺ | |
| 0.21 | 0.21 | 0.18 | 0.21 | 0.24 | 0.19 | 0.26 | 0.21 | 0.11 | 0.23 | 0.23 | 0.26 | 0.14 | 0.12 | 0.19 | Fe ²⁺ | |
| 0.01 | 0.01 | 0 | 0 | 0.02 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | Mn | |
| 0.81 | 0.73 | 0.72 | 0.75 | 0.76 | 0.75 | 0.78 | 0.75 | 0.92 | 0.81 | 0.82 | 0.86 | 0.79 | 0.87 | 0.8 | Mg | |
| 0.86 | 0.88 | 0.89 | 0.87 | 0.88 | 0.89 | 0.87 | 0.89 | 0.93 | 0.83 | 0.83 | 0.77 | 0.9 | 0.9 | 0.87 | Ca | |
| 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | Na | |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.02 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | Cr | |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | Ni | |
| 77.14 | 73 | 72 | 75 | 73.08 | 73.53 | 75.73 | 74.26 | 89.3 | 75.7 | 75.2 | 74.14 | 78.2 | 84.47 | 76.19 | Mg# | |
| 42.41 | 38.83 | 38.1 | 40.11 | 39.58 | 39.27 | 41.05 | 39.47 | 47.45 | 43.68 | 43.23 | 39.9 | 47.12 | 46.63 | 45.31 | Wo | |
| 45.03 | 46.81 | 47.09 | 46.52 | 45.83 | 46.6 | 45.79 | 46.84 | 46.94 | 42.63 | 42.71 | 44.56 | 41.36 | 45.08 | 41.67 | En | |
| 12.57 | 14.36 | 14.81 | 13.37 | 14.58 | 14.14 | 13.16 | 13.68 | 5.61 | 13.69 | 14.06 | 15.54 | 11.52 | 8.29 | 13.02 | Fs | |

جدول ۲- نتایج ژئوترمومتری کلینوپیروکسن‌های منطقه املش به روش کرتز (۱۹۹۴).

| واحد | گدازه | | | | گابرو | | | | متوسط گابروها | | | | | |
|----------------|--------------------|------|------|------|-------|--------------|------|------|---------------|------|------|------|------|------|
| نمونه | SM1 | SM2 | SM3 | SM4 | SM24 | SM25 | SM26 | SM27 | SM28 | SM29 | SM30 | SM31 | | |
| T °C | 831 | 828 | 721 | 760 | 1025 | 931 | 1032 | 975 | 942 | 1033 | 981 | 907 | | |
| متوسط گدازه‌ها | | | | | | | | | 785 | | | | | |
| واحد | دایک دیابازی | | | | | | | | | | | | | |
| نمونه | SM5 | SM6 | SM7 | SM8 | SM9 | SM10 | SM11 | SM12 | SM13 | SM14 | SM15 | SM16 | SM17 | SM18 |
| T °C | 1076 | 1215 | 1172 | 1283 | 1237 | 1056 | 1020 | 1168 | 1111 | 1102 | 912 | 873 | 952 | 1114 |
| واحد | ادامه دایک دیابازی | | | | | متوسط دایکها | | | | | | | | |
| نمونه | SM19 | SM20 | SM21 | SM22 | SM23 | | | | | | | | | |
| T °C | 1100 | 603 | 794 | 793 | 1277 | 1045 | | | | | | | | |

از مقایسه مقدار SiO_2 موجود در پیروکسن‌های دایک‌ها با پیروکسن‌های گابروها (شکل A4) معلوم می‌شود که پیروکسن برخی از دایک‌ها نسبت به انواع موجود در گابروها از SiO_2 غنی‌تر هستند. کمبود SiO_2 در پیروکسن‌های گابروها نسبت به دایک‌های یاد شده (شکل A4)، احتمالاً مربوط به افزایش درجه تفریق ماگما از گابروها به سمت دایک‌ها و به تبعیت از آن افزوده شدن مقدار SiO_2 ماگما در هنگام شکل‌گیری دایک‌ها بوده است. بنا بر این به نظر می‌رسد که این پدیده باعث شده که در زمان تبلور پیروکسن در دایک‌ها به دلیل وفور SiO_2 در ماگمای سازنده این سنگ‌ها، پیروکسن‌ها از SiO_2 غنی‌تر شوند.

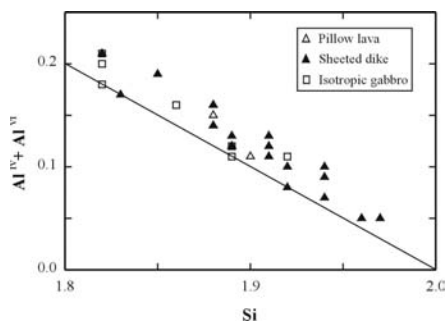
علت کم بودن TiO_2 پیروکسن‌های دایک‌ها در مقایسه با پیروکسن‌های موجود در گابروهای ایزوتروپ (شکل 4B) مربوط به فراوانی بیشتر کانی‌های تیتانیوم‌دار نظیر تیتانومگنتیت در دایک‌ها نسبت به گابروها است. به عبارت دیگر تبلور تیتانومگنتیت بیشتر در دایک‌ها باعث خروج Ti از ماگما و فقر این عنصر در پیروکسن‌های همزیست با آن‌ها شده است. کاهش Al_2O_3 برخی از دایک‌ها نسبت به گابروها (شکل 4C) نیز مربوط به وفور کانی‌های Al دار نظیر پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها است زیرا با تبلور پلاژیوکلاز، Al موجود در ماگما وارد شبکه این کانی شده و لذا پیروکسن‌های همزیست با پلاژیوکلاز از Al_2O_3 فقیرتر شده‌اند.

کاهش مقدار Na_2O پیروکسن دایک‌ها در مقایسه با گابروها (شکل 4D) نیز مربوط به حضور پلاژیوکلازهای سدیم‌دارتر در دایک‌ها نسبت به گابروها است. این موضوع باعث شده که پیروکسن‌های همزیست با پلاژیوکلازهای سدیم‌دار از Na_2O فقیرتر شوند و به همین دلیل پیروکسن‌های گابروها، سدیم‌دارتر از پیروکسن‌های دایک‌ها باشند.

کم بودن MgO در پیروکسن گابروها نسبت به پیروکسن دایک‌ها (شکل 4F) احتمالاً مربوط به تفاوت کانی‌شناسی مدال گابروها با دایک‌ها است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که دایک‌ها نسبت به گابروها، اولیوین کمتری دارند و چون در هنگام تبلور اولیوین مقدار نسبتاً زیادی از MgO ماگما وارد شبکه اولیوین می‌شود لذا پیروکسن‌های همزیست با اولیوین در گابروها از مقدار کمتری برخوردار شده‌اند.

وجود شواهد بافتی در گابروها، از قبیل حضور ادخال‌های پیروکسن در پلاژیوکلازها و بالعکس، حاکی از تبلور تقریباً همزمان این دو کانی در گابروها است. کمتر بودن CaO پیروکسن گابروها در مقایسه با پیروکسن بعضی از دایک‌ها (شکل 4E) نیز مربوط به تبلور همزمان پیروکسن با پلاژیوکلازهای Ca دار در گابروها است. چرا که این حادثه باعث ورود Ca به شبکه پلاژیوکلازها و در عوض تهی شدن پیروکسن‌های همزیست با آن‌ها از Ca می‌شود. تبلور هر چند کم کرومیت در کنار پیروکسن در گابروها باعث شده که باقیمانده کروم ماگما وارد شبکه کرومیت همزیست با پیروکسن شود و به این ترتیب پیروکسن گابروها در مقایسه با پیروکسن دایک‌ها از Cr₂O₃ فقیرتر شوند. (شکل 4G) کاهش یا عدم تبلور کرومیت در هنگام تشکیل دایک‌ها، منجر به جایگیری کروم ماگما در شبکه پیروکسن شده و پیروکسن دایک‌ها از Cr₂O₃ غنی‌تر شده‌اند.

کمبود نسبی Ni در ترکیب پیروکسن‌های گابروها در مقایسه با پیروکسن‌های دایک‌ها (شکل 4H) احتمالاً مربوط به فراوانی بیشتر اولیوین همزیست با پیروکسن در گابروها و ترجیحاً ورود Ni به داخل شبکه اولیوین است که منجر به فقر نسبی پیروکسن گابروها از Ni می‌شود. توزیع Si و Al در پیروکسن‌های مورد مطالعه به گونه‌ای است که تمام نمونه‌ها در نمودار Si در برابر مجموع Al تترائدری و اکتائدری (شکل ۵) در بالای خط اشباع جایگاه تترائدری (Si+Al = ۲) قرار گرفته‌اند.



شکل ۵- ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات Al-Si. محورهای بر حسب تعداد کاتیون در فرمول ساختمانی مدرج شده‌اند.

حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع، معرف کلینوپيروكسن‌هایی است که موقعیت تتراندری ساختمان آن‌ها صرفاً توسط تمامی کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های $Al(Al^{IV})$ موجود در ترکیب پيروكسن پر شده است و به همین دلیل (پر شدن این موقعیت با Si و Al) دیگر نمی‌تواند پذیرای کاتیون‌های سه ظرفیتی دیگری چون Cr, Ti و Fe^{+3} باشد. ضمناً از آن جا که با پر شدن موقعیت تتراندری، بقیه آلومینیم موجود در ترکیب پيروكسن در موقعیت اکتاندری جای می‌گیرد، لذا پيروكسن‌های مورد مطالعه معمولاً علاوه بر آلومینیم تتراندری واجد آلومینیم اکتاندری نیز می‌باشند. چنانچه در شکل ۵ ملاحظه می‌شود اکثر دایک‌های ورقه‌ای در مقایسه با گابروها از Al کمتری برخوردارند و در عوض حاوی Si بیشتری هستند. کاهش مقدار Al پيروكسن دایک‌های ورقه‌ای که با کاهش مقدار Al^{VI} آن‌ها توأم است، مربوط به تبلور این پيروكسن‌ها در فشارهای کمتر می‌باشد (Kushiro, 1969; Marcelot *et al.*, 1983) و این موضوع با موقعیت دایک‌ها در توالی سنگ‌شناسی منطقه کاملاً هماهنگ می‌باشد. چرا که دایک‌ها در بالای گابروها و در اعماق کمتر نسبت به آن‌ها تشکیل شده‌اند.

محتوی آهن فریک پيروكسن‌ها تابعی از فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها است و این امر از روی نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (شکل ۶) قابل ارزیابی است (Bence *et al.*, 1975; Schweitzer *et al.*, 1979). در ترکیب پيروكسن‌ها عنصر Fe^{+3} می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی همچون Al^{VI} ، Ti و Cr در موقعیت اکتاندری شود لذا فراوانی Fe^{+3} در پيروكسن‌ها بستگی به مقدار Al^{VI} دارد و به عبارتی تابع موازنه آلومینیم در موقعیت تتراندری و اکتاندری است. بنابراین هر چه Al بیشتری وارد موقعیت تتراندری شود، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر (بجز آلومینیم) مثل Fe^{+3} به موقعیت اکتاندری فراهم‌تر می‌شود و به این ترتیب در نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ خطی که از نقاط موازنه $Al^{IV}+Na$ با $Al^{VI}+2Ti+Cr$ عبور می‌کند، معرف $Fe^{+3}=0$ خواهد بود. لذا قرارگیری نمونه‌ها در بالا و یا زیر خط $Fe^{+3}=0$ به ترتیب معرف زیاد و یا کم بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پيروكسن‌ها است. ضمناً هر چه فاصله نمونه از خط $Fe^{+3}=0$ بیشتر باشد، نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پيروكسن بیشتر بوده است (Marcelot *et al.*, 1983; Cameron & Papike, 1981). در شکل ۶ تقریباً کلیه نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{+3}=0$ قرار گرفته‌اند و با توجه به فاصله کمی که از خط $Fe^{+3}=0$ دارند می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور آن‌ها کمی بالا بوده است.

کلینوپيروكسن‌ها در واحدهای مختلف منطقه از لحاظ مقدار Ti تفاوت‌هایی را نسبت به هم نشان می‌دهند (شکل ۷). همانگونه که ملاحظه می‌شود گابروها در مقایسه با دایک‌های دیابازی

از Ti غنی‌ترند (شکل ۷) به طوری که مقدار Ti در فرمول ساختمانی آن‌ها بیش از یک سوم آلومینیم تترائدریشان می‌باشد. پائین‌تر بودن میزان تیتانیم پیروکسن دایک‌ها نسبت به گابروها مربوط به فراوانی ایلمنیت در این سنگ‌ها است. چرا که با افزایش تبلور ایلمنیت، Ti موجود در ماگما وارد شبکه ایلمنیت شده و پیروکسن‌های همزیست با ایلمنیت از تیتانیم فقیر می‌شوند. همانطور که در شکل ۴ ملاحظه می‌شود قلمرو پیروکسن‌های واحدهای مختلف تا حدی با یکدیگر همپوشانی نشان می‌دهند که این موضوع احتمالاً ناشی از منشاءگیری گدازه‌ها و دایک‌ها از بخش‌های مختلف یک مخزن ماگمایی در حال تفریق می‌باشد.

توزیع آلومینیم در موقعیت‌های تترائدری و اکتائدری کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین پیروکسن‌دار می‌باشد (Helz, 1973؛ معین‌وزیری، ۱۳۷۱).

همانطور که در شکل ۸ دیده می‌شود میزان آلومینیم اکتائدری (Al^{VI}) در پیروکسن‌هایی که در فشار کمتر از ۵ کیلوپار متبلور می‌شوند کمتر از ۰/۱ می‌باشد و مقدار Al^{IV} موجود در ترکیب پیروکسن‌ها به تبعیت از افزایش میزان آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها، کاهش می‌یابد بدین ترتیب می‌توان چنین استنباط کرد که کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی از یک ماگمای آبدار در فشارهای کمتر از ۵ کیلوپار متبلور شده‌اند. میزان آلومینیم تترائدری در ساختمان کلینوپیروکسن‌های منطقه از گابروهای ایزوتروپ به سمت دایک‌ها و گدازه‌های بالشی تاحدی کاهش می‌یابد که این امر نشان دهنده افزایش مقدار H_2O ماگما در بخش‌های بالایی توالی است. تقریباً در تمام نمونه‌ها مقدار اتم‌های آلومینیم اکتائدری در ساختمان پیروکسن کمتر از ۰/۱ است که این موضوع نیز بازتاب تبلور سنگ‌های مورد مطالعه در فشار کمتر از ۵ کیلوپار است.

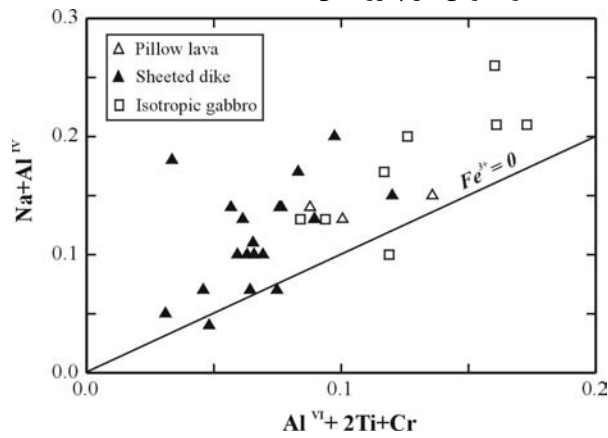
ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نسبت به تغییر دما حساس است و بر این اساس می‌توان از روی فراوانی کاتیون‌های Fe^{2+} ، Mg و Ca در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها به ارزیابی دمای تبلور آن‌ها مبادرت ورزید (Kretz, 1994؛ Bertrand & Mercier, 1985؛ e.g Lindsley, 1983). بنا به پیشنهاد کرتز (Kretz, 1994) دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از رابطه زیر قابل ارزیابی است:

$$T^{(oc)} = \left[\frac{1000}{0.054 + 0.608X^{Cpx} - 0.304Ln(1 - 2[Ca]^{Cpx})} \right] - 273$$

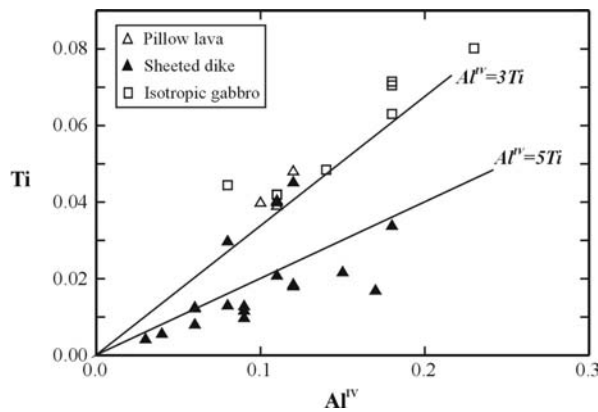
در رابطه فوق X^{Cpx} برابر است با: $X^{Cpx} = [Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]^{Cpx}$

نظر به حضور گسترده کلینوپیروکسن در سنگ‌های آذرین منطقه املش، از این ترمومتر برای تخمین دمای تشکیل آن‌ها استفاده و نتایج حاصله در جدول ۲ عرضه شده است. چنانچه

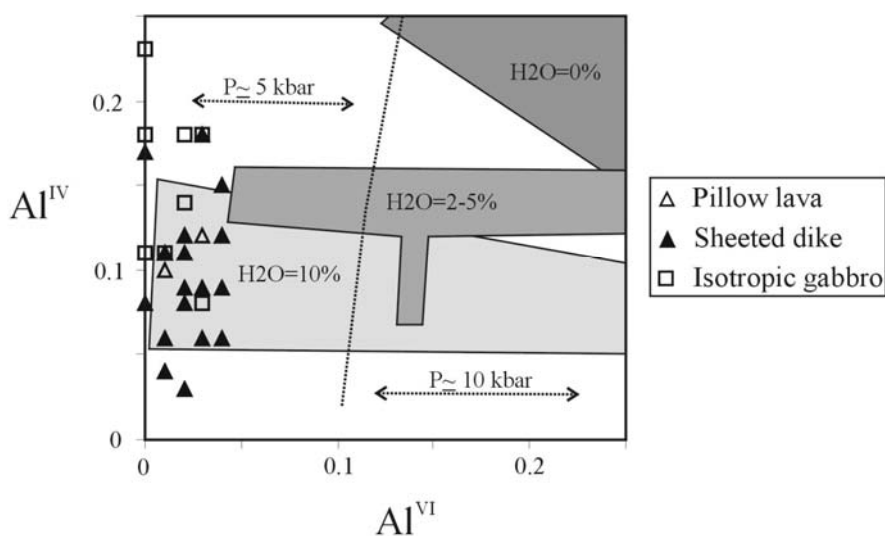
ملاحظه می‌شود اکثر کلینوپیروکسن‌ها در دمای بین ۹۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد شکل گرفته‌اند ولی تعدادی از نمونه‌ها دماهای کمتری را نشان می‌دهند که این امر به احتمال زیاد مربوط به تغییرات ساب‌سولیدوس در پیروکسن‌ها است.



شکل ۶- موقعیت کلینوپیروکسن‌های منطقه املش بر روی نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (Bence *et al.*, 1975 ; Schweitzer *et al.*, 1979). محورها بر حسب تعداد کاتیون در فرمول ساختمانی مدرج شده‌اند.



شکل ۷- ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات $Ti-Al^{IV}$. محورها بر حسب تعداد کاتیون در فرمول ساختمانی مدرج شده‌اند.



شکل ۸- برآورد شرایط تبلور سنگ‌های مورد مطالعه از روی ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها (Helz, 1973 در معین‌وزیری، ۱۳۷۱). محورها بر حسب تعداد کاتیون در فرمول ساختمانی مدرج شده‌اند.

نتیجه‌گیری

تعبیر و تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی کانی کلینوپیروکسن در گدازه‌ها، دایک‌ها و گابروهای منطقه املش نشان می‌دهد که:

- این سنگ‌ها از لحاظ کانی‌شناسی پیروکسن شباهت‌های بسیاری با یکدیگر دارند و به نظر می‌رسد که از نظر ژنتیکی با یکدیگر مرتبط باشند. این پیروکسن‌ها بنا به شباهت‌های شیمیایی که با یکدیگر دارند همگی در قلمرو کوچکی از محدوده پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار و بسیار نزدیک به هم قرار می‌گیرند.

- ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در گدازه‌ها از لحاظ فراوانی اکسیدهای اصلی معمولاً حدواسط بین دایک‌ها و گابروها می‌باشد. کلیه پیروکسن‌های مورد آزمایش در سنگ‌های منطقه از نوع دیوپسید و اوزیت می‌باشند. از گابروهای ایزوتروپ به سمت دایک‌های ورقه‌ای، احتمالاً به تبعیت از افزایش درجه تفریق ماگمای سازنده برخی از این سنگ‌ها، فراوانی عناصر اصلی کلینوپیروکسن‌ها دستخوش تغییرات منظم و تدریجی می‌شود. کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای ایزوتروپ در مقایسه با انواع موجود در برخی از دایک‌های دیابازی از عناصر Al, Ti و Na غنی‌تر و در عوض از عناصر Mg, Cr, Si و Ca فقیرترند.

- فقر نسبی پیروکسن‌های دایک‌های ورقه ای از Al نشان می‌دهد که این پیروکسن‌ها در مقایسه با انواع موجود در گابروها در فشارهای کمتر و به بیان دیگر در اعماق کمتر متبلور شده‌اند که این تفسیر با نتایج بررسی‌های صحرایی نیز مورد تأیید قرار می‌گیرد چرا که دایک‌ها معمولاً در بالای گابروها و در زیر گدازه‌ها دیده می‌شوند.
- زیاد بودن محتوای Al^{IV} پیروکسن‌ها در برابر مقدار Cr و Ti حاکی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور پیروکسن‌ها است. این موضوع در عین حال نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه در حضور آب و در فشار کم متبلور شده‌اند.
- دمای تبلور اکثر پیروکسن‌ها در واحدهای مختلف منطقه بین ۹۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است. بهر حال لازم به ذکر است که تعدادی از نمونه‌ها نیز در اثر تحولات ساب‌سولیدوس دماهای کمتری را نشان می‌دهند.
- به طور کلی از مجموع شواهد شیمی-کانی‌شناسی پیروکسن در سنگ‌های مختلف منطقه چنین ارزیابی می‌شود که گدازه‌ها، دایک‌ها و گابروهای مورد مطالعه از لحاظ شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور پیروکسن سرگذشت مشابهی را پشت سر گذاشته‌اند و لذا به نظر می‌رسد که از لحاظ ژنتیکی با یکدیگر مرتبط باشند.

تشکر و قدردانی

این پژوهش مستخرج از طرح "ژئوشیمی گدازه‌های بازالتی جنوب املش، شمال ایران" به شماره ۵۱۲/۲/۵۸۸ می‌باشد که با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینوسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران تقدیر و تشکر به عمل می‌آید.

References

- Annells, R.N., Arthurton, R.S., Bazley, R.A. and Davies, R.G. (1975) *Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangles map*, 1:250,000. Geological Survey of Iran, E3 and E4, 94p.
- Bence A.E., Papike J.J. and Ayuso, R.A. (1975) *Petrology of Atlantic island arcs*. Bull. Volcanol. **32**, 189-206.
- Bertrand, P. and Mercier, J.C. (1985) *The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometry*. Am. J. Sci. **280**, 46-77.
- Cameron, M. and Papike, J.J. (1981) *Structural and chemical variations in pyroxenes*. Am. Mineral. **66**, 1-50.
- Clark, G.C., Davies, R.G., Hamzepour, B. and Jones, C.R. (1975) *Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map*, 1:250,000. Geological Survey of Iran,

198P.

Droop, T.R. (1987) *A general equation for estimating Fe³⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria*. Mineral. Mag., **51**, 431-435.

Helz, R.T. (1973) *Phase reactions of basalts in their melting range at PH₂O=5kb. Part II. Melt composition*. J. Petro. **17**, 139-193.

Jenny, J. (1977) *Géologie et stratigraphie de l' Elbourz oriental, entre Aliabad et Shahrud, Iran NE*. thèse Univ. Genève, 238p.

Juteau, T. and Maury, R. (1999) *The oceanic crust, from accretion to mantle recycling*, Springer 390p.

Kretz, R. (1994) *Metamorphic Crystalization*, John Wiley & Sons Ltd., 507P.

Kushiro, I. (1969) *The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures*. Am. J. Sci., **267**, 269-284.

Lindsley, D.H. (1983) *Pyroxene thermometry*. Am. Miner., **68**, 477-493 .

Marcelot, G., Maury, R.C. and Lefevre, C. (1983) *Mineralogy of Erromango lava New Hebrides: Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts*. Lithos, **16**, 135-151.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aкои, K. and Gottardi, G. (1988) *Nomenclature of pyroxenes*. Mineral. Mag., **65**, 1-28.

Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, E. (1979) *Statistical analysis of Clinopyroxenes from deep-sea basalts*. Am. Mineral. **64**, 501-513.

صلواتی، م (۱۳۷۹) بررسی زمین‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی منطقه جنوب املش، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. دانشکده علوم، ۱۵۹.

افتخارنژاد، ج (۱۳۵۹) تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، ۸۲، ۱۹-۲۸.

معین وزیری، ح؛ احمدی، ع (۱۳۷۱) پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۳۹.

نبوی م.ح (۱۳۵۵) *دیاچزه‌ای بر زمین‌شناسی ایران*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.