



بررسی کِلینوپیروکسن‌های موجود در توده‌های نفوذی محور کرج-طالقان (البرز مرکزی)

اسماعیل کشت‌کار*، منصور قربانی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران/ایران

(دریافت مقاله: ۹۴/۷/۱۷، نسخه نهایی: ۹۴/۹/۲۱)

چکیده: توده‌های نفوذی البرز مرکزی با ترکیب سنگ‌شناسی الیوین گابرو، الیوین مونزودیوریت، الیوین مونزونیت و پیروکسن مونزونیت به شکل سیل، لوپولیت، فاکولیت، استوک و پلاگ در درون سنگ‌های آذرآواری سازند کرج و معادل آن جای گرفته‌اند. مجموعه‌ی کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، پیروکسن، الیوین و بیوتیت. بررسی‌های شیمی کانی انجام شده روی پیروکسن‌های موجود در توده‌های نفوذی بیان‌گر حضور دو نوع کِلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید و اوژیت است. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بیان‌گر شکل‌گیری آن‌ها در محیط وابسته به فروران‌ش است. میانگین دمای تبلور کِلینوپیروکسن‌ها حدود ۱۰۸۰ تا ۱۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد ارزیابی شده و به نظر می‌رسد که کِلینوپیروکسن‌ها در دمای پایین‌تری نسبت به ارتوپیروکسن‌ها شکل گرفته باشند. همچنین فشار محاسبه شده کمتر از ۹ کیلوبار است و میزان آب ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها بالا بوده است. بالا بودن فشار بخشی اکسیژن و نیز میزان آب ماگما طی تکامل ماگمایی می‌تواند بیانگر تبلور کِلینوپیروکسن‌ها طی صعود ماگما و در فشارهای متفاوت باشد. مشابه بودن ویژگی‌های صحرایی، سنگ نگاری، شیمی کانی، نزدیکی مکانی و زمانی سنگ‌های مناطق مورد بررسی نشان از رابطه‌ی ژئیتیکی و خویشاوندی نزدیک و احتمالاً خاستگاه یکسان دارد.

واژه‌های کلیدی: کِلینوپیروکسن؛ کرج-طالقان؛ البرز مرکزی؛ سیل، سازند کرج؛ دمای تبلور.

مقدمه

بررسی هستند که در البرز مرکزی قرار گرفته‌اند. از آنجاکه تاکنون هیچ بررسی جامعی در مورد شیمی کانی‌های منطقه انجام نشده است، لذا در این پژوهش سعی شده تا حدودی شکل‌گیری‌های ماگمایی توده‌های نفوذی براساس شیمی کانی کِلینوپیروکسن بررسی شود و نیز برآوردی نسبی از فشار و دما روی سنگ‌های مورد بحث صورت گیرد.

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری مجموعه نفوذی محور کرج-طالقان
مجموعه‌ی گرانیتوئیدی محور کرج-طالقان به‌صورت نفوذی‌های نه چندان بزرگ مانند سیل، لوپولیت، فاکولیت، استوک و پلاگ [۷].

درون لایه‌های رسوبی-آتشفشانی سازند کرج (شامل توف سبز، توف قطعه‌دار بلورین، توف ماسه‌ای، توف آهکی، مارن،

ترکیب شیمیایی کِلینوپیروکسن‌های آذرین بازتاب دهنده‌ی ماهیت سنگ‌های میزبان آن‌هاست [۱] به‌طوری که تنوع ترکیبی کِلینوپیروکسن‌ها غالباً به تغییرات شیمی ماگما وابسته است. فرآیند جدایش ماگمایی و شرایط فیزیکی تبلور روی ترکیب ماگما تاثیر می‌گذارد. بنابراین ترکیب کِلینوپیروکسن‌ها به شدت در اثر جدایش کاتیون‌ها و ساختار گدازه‌ای که از آن تبلوری یابد، کنترل می‌شود [۲]. پژوهشگران نشان داده‌اند که تغییرات ترکیبی کِلینوپیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان شاخصی برای سنگ‌زایی در نظر گرفته شود [۳، ۴]. پژوهندگان زیادی نیز به تاثیر فشار تبلور کِلینوپیروکسن در سیستم ماگمایی پرداخته و فشار تبلور نمونه‌های حاوی کِلینوپیروکسن را برآورد کرده‌اند [۵، ۶] توده‌ی شمال پراچان، توده‌ی شمال کردان، توده‌ی شمال زیاران و توده‌ی شمال شکرناپ توده‌های مورد

الیون، بیوتیت، اندکی آپاتیت، اسفن و آلانیت به‌علاوه کانی‌های کدر است.

توده‌های نفوذی شمال پراچان

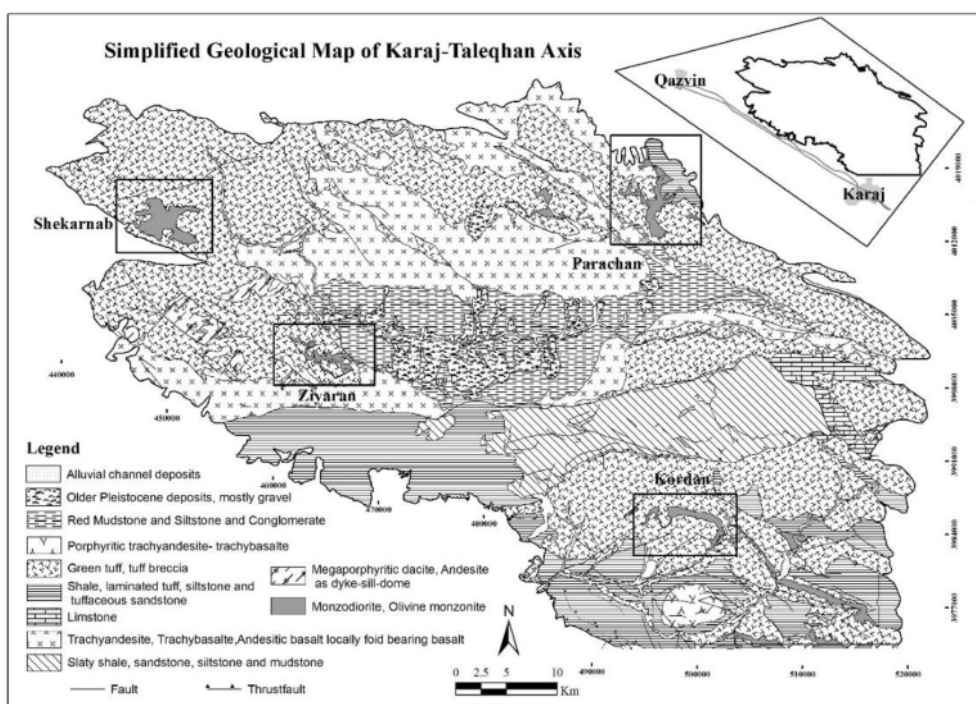
این توده‌ها با ماهیت سنگ‌شناسی مونزونیت، مونزوگابرو الیون-پیروکسن‌دار و دایک‌های سینیتی در شمال روستای پراچان (شمال طالقان علیا) بین توف‌های سازند کرج به حالت سیل، لوپولیت، فاکولیت و استوک دیده می‌شوند و علاوه بر طبقات پیروکلاستیک سازند کرج، آتشفشان‌های ائوسن بالایی-الیگوسن را قطع کرده‌اند و به همین دلیل سنی پس از الیگوسن به آن‌ها نسبت داده شد. کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های این توده شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، پیروکسن، الیون، بیوتیت، کلریت و اندکی آپاتیت، اسفن، زیرکن به‌علاوه کانی‌های کدر و سرسیت است. مونزوگابروه ۱ از مهم‌ترین سنگ‌های توده‌ی نفوذی پراچان است که به وسیله گسل وارون کندوان در کنار سازندهای پالئوزوئیک و در لایه-های سازند کرج با روند شمال باختری-جنوب خاوری و با دگرگونی‌هایی دیده می‌شوند [۸]. بافت‌های غالب در این توده شامل بافت‌های دانه‌ای (شکل ۲ الف و ب)، پورفیری، میان دانه-ای، ساب افیک و پوئی‌کلیتی هستند.

شیل و گدازه‌های آتشفشانی) نفوذ کرده است (شکل ۱).

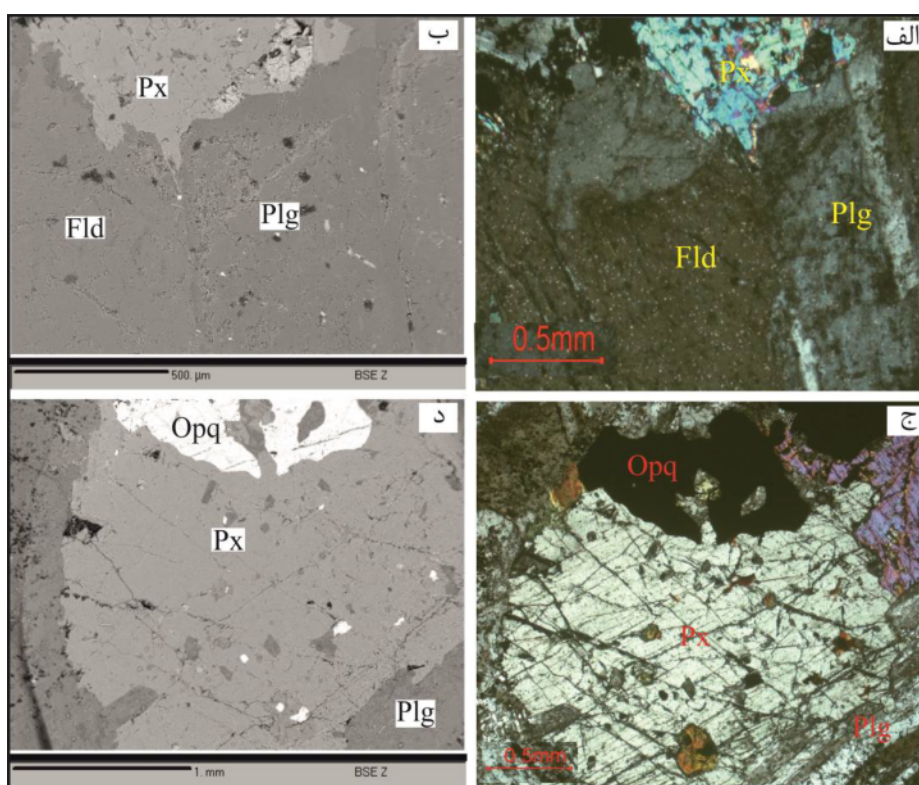
فرسایش توده‌های محور کرج طالقان، فرسایش پوست پیازی است، که این فرسایش، نوع خاصی از فرسایش در گرانیتوئیدها (آذرین درونی) است که به دو صورت فیزیکی و شیمیایی و در اثر اختلاف دمای شب و روز و ورود آب‌های جوی به درز و شکاف سنگ‌ها ایجاد می‌شود. توده‌های نفوذی منطقه شامل چهار توده به شرح زیرند:

توده‌ی نفوذی شمال زیاران

توده نفوذی شمال زیاران به صورت نفوذی‌هایی مانند عدسی و سیل، درون لایه‌های رسوبی-آتشفشانی سازند کرج نفوذ کرده است. توده‌ی اصلی دارای ترکیب الیون گابرو تا مونزونیت است. سنگ‌های با ترکیب الیون گابرو بیش‌ترین حجم توده را تشکیل می‌دهند و دارای بلورهای درشت‌تری نسبت به بخش با ترکیب مونزونیتی هستند. تغییر ترکیب الیون گابروها به مونزونیت تدریجی و ناشی از پدیده‌ی جدایش ماگما به دلیل جدایش بلورهاست. سنگ‌های این توده در نمونه‌ی دستی به صورت مزوکرات با بلورهای قابل تشخیص پلاژیوکلاز و پیروکسن است. بافت‌های غالب این توده‌ی نفوذی شامل بافت-های دانه‌ای، پورفیری و میان دانه ای هستند و ترکیب کانی-شناسی توده شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، پیروکسن،



شکل ۱ موقعیت مجموعه‌ی نفوذی محور کرج-طالقان در نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده.



شکل ۲ الف) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های کلینوپیروکسن (CPX)، پلاژیوکلاز Plg، پتاسیم‌فلدسپار Fld و بافت دانه‌ای هم بعد (نور XPL)؛ ب) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSI) کانی‌های موجود در تصویر الف؛ ج) بلور پیروکسن حاوی نفوذی‌های فراوان با بافت ریزبلوری بی نظم (نور XPL)؛ د) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) کانی‌های موجود در تصویر ج.

توده‌ی نفوذی شکرنا ب

این گونه‌ها اغلب به شکل فاکولیت، گاه سیل و پلاگ بین توف‌های بلورین سازند کرج رخمون دارند. واحدهای سنگ-شناختی این توده شامل مونزوگابرو الیوین‌دار، مونزودیوریت، مونزونیت پیروکسن‌دار و دایک‌های سینیتی هستند. از نظر مشخصات ماکروسکوپی دانه‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در نمونه دستی قابل مشاهده‌اند. بافت غالب توده‌ی شکرنا ب دانه‌ای، بی‌نظم (شکل ۲ ج و د)، و ساب‌افتیک است. ترکیب کانی-شناسی سنگ‌های این توده شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، پیروکسن، الیوین، بیوتیت و کمی اسفن، آپاتیت به علاوه‌ی کانی‌های کدر هستند. حضور کانی‌های ثانوی نظیر سرسیت، کلریت، اپیدوت کلسیت و کائولن نشان از دگرسانی پروپیلیتی دارند که این نوع دگرسانی در رخساره‌ی شیست سبز رخ می‌دهد.

توده‌ی نفوذی شمال کردان

توده‌ی نفوذی شمال کردان شکل سهمی در بین لایه‌های رسوبی-آتشفشانی سازند کرج رخمون داشته است و دایک-

های دلریتی و سینیتی نیز این لایه مذکور را قطع کرده است. حاشیه‌ی زیرین و زیرین این توده‌ی نفوذی دارای نشانه‌هایی از حاشیه‌ی انجماد سریع با بافت پورفیری است و از حاشیه به درون توده تغییرات تدریجی آن از حالت پورفیری به دانه‌ای و نیز دنباله‌ی تقریباً نامتقارنی از گابرو به دیوریت و سپس مونزونیت مشاهده می‌شود [۹]. سنگ‌های حاشیه‌ای توده و سنگ‌های دلریتی منطقه، در گستره‌ی گابرو قرار گرفته‌اند و به‌علت حضور کانی کدر و کانی‌های فرومینزین، و بالا بودن مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز در گستره‌ی سنگ‌های بازی قرار می‌گیرند. این توده، بافت‌های دانه‌ای و گاهی ریزبلوری را به نمایش گذاشته و در حاشیه توده به حالت پورفیری دیده می‌شود و از نظر سرشتی‌های ماکروسکوپی دارای دانه‌های قابل مشاهده پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. ترکیب کانی‌شناسی این توده بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، پیروکسن، الیوین و بیوتیت است. همچنین براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی و ماگمایی مجموعه نفوذی محور کرج طالقان، سرشت متآلومین داشته و از لحاظ سری

برداشت شدند (تقریباً ۴۰ نمونه از هر توده)، و در مرحله‌ی بعد مقاطع نازکی از آنها (۱۰ مقطع از ۱۵۶ مقطع کانی شیمی). سپس برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن با استفاده از ریزپردازشی الکترونی ELECTRON PROBE MICRO ANALYZER مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه، در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد بررسی‌های لازم قرار گرفتند (جدول ۱). این دستگاه با ولتاژ شتاب دهنده‌ی ۱۵ Kv و جریان ۲۰ nA کار می‌کند و آنالیز کمی دقیق نقطه‌ای با جداسازی ۱۰ تا ۱۰۰ میکرون در هر نقطه دلخواه از عنصر برلیوم تا اورانیوم (U-Be) ارائه می‌دهد.

ماگمایی از نوع آهکی-قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند. بررسی‌های صحرایی، سنگ نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های مورد بررسی از نوع گرانیتوئیدهای نوع I و دارای ماهیت قلیایی-کلسیک تا قلیایی هستند. از نظر جایگاه زمین ساختمانی، توده‌های مورد بررسی، جزء گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی (VAG) و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای به شمار می‌آیند.

روش بررسی

به منظور دستیابی به هدف‌های این پژوهش، پس از بررسی شواهد صحرایی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، ۱۵۶ نمونه‌ی سنگی از واحدهای مجموعه‌ی گرانیتوئیدی مورد بررسی

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی ریزپردازشی الکترونی کانی‌های پیروکسن (w/%) (فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده است).

Location	Ziyanan														Prachan					
Rock Type	ZRB10	ZRB11	ZRB12	ZRB13	ZRB14	ZRB15	ZRB16	ZRB17	ZR27	ZR28	ZR29	ZR30	ZR31	ZR32	PR9	PR10	PR11	PR18	PR19	PR20
SiO ₂	۴۸/۲۲	۴۹/۰۱	۴۷/۹۱	۴۷/۴۰	۴۷/۶۹	۴۹/۲۹	۴۸/۵۸	۴۸/۱۴	۵۰/۱۷	۵۰/۱۶	۵۱/۴۶	۴۹/۰۵	۵۰/۰۸	۵۰/۷۹	۵۳/۰۱	۵۱/۱۶	۵۲/۵۷	۵۲/۵۴	۵۲/۶۸	۵۲/۹۲
TiO ₂	۱/۲۵	۱/۱۶	۱/۲۷	۱/۳۱	۱/۳۲	۱/۱۴	۱/۱۰	۱/۴۷	۰/۹۷	۱/۰۲	۰/۳۴	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۲	۰/۳۸	۱/۰۴	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۷
Al ₂ O ₃	۵/۱۳	۵/۷۵	۵/۴۷	۵/۵۷	۶/۴۵	۶/۷۹	۶/۲۱	۵/۴۰	۳/۹۹	۴/۴۲	۲/۳۸	۴/۵۵	۴/۳۸	۳/۷۱	۰/۸۹	۲/۸۶	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۵۲	۰/۴۵
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۸/۴۱	۹/۵۳	۸/۳۰	۸/۳۳	۸/۸۷	۸/۳۵	۸/۱۲	۸/۶۰	۷/۹۲	۵/۷۱	۹/۰۸	۸/۴۸	۸/۲۱	۸/۳۷	۱۰/۳۷	۹/۱۹	۱۰/۰۰	۲۳/۵۲	۲۳/۱۶	۲۳/۴۰
MnO	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۴۱	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۲۷	۰/۳۸	۰/۸۱	۰/۸۳	۰/۸۲
MgO	۱۳/۴۹	۱۳/۱۷	۱۳/۱۱	۱۳/۲۹	۱۳/۸۱	۱۳/۶۹	۱۴/۰۴	۱۳/۲۲	۱۴/۶۵	۱۳/۹۷	۱۲/۶۰	۱۳/۸۱	۱۴/۴۷	۱۳/۶۸	۱۴/۰۶	۱۴/۳۷	۱۴/۲۵	۲۱/۹۸	۲۱/۷۷	۲۲/۰۰
CaO	۲۲/۸۱	۲۲/۰۶	۲۲/۸۲	۲۲/۵۹	۲۲/۵۴	۲۲/۶۵	۲۲/۳۷	۲۲/۳۲	۲۲/۷۱	۲۳/۱۱	۲۳/۱۱	۲۲/۶۲	۲۲/۰۴	۲۲/۲۵	۲۱/۱۳	۲۱/۵۵	۲۲/۵۴	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۱۳
Na ₂ O	۱/۴۲	۰/۷۴	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۴۰	۰/۷۰	۲/۲۱	۰/۴۸	۰/۴۶	۰/۴۴	۰/۹۸	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۹	۰/۴۵	۰/۴۰	۰/۲۳	۰/۱۱	۰/۳۷	۰/۰۵
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۲
Si	1/76	1/81	1/78	1/77	1/77	1/81	1/76	1/77	1/83	1/86	1/91	1/82	1/83	1/87	1/97	1/88	1/95	1/95	1/95	1/96
Ti	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Al	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲
Al ^{IV}	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲
Al ^{VI}	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr 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	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۲۶	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۵
Fe ²⁺	۰/۰۰	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۶۵	۰/۶۳	۰/۶۷
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳
Mg	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۷۴	۰/۷۱	۰/۷۵	۰/۷۶	۰/۷۳	۰/۸۰	۰/۷۷	۰/۷۰	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۷۵	۰/۷۸	۰/۷۹	۰/۷۹	۱/۲۱	۱/۲۰	۱/۲۲
Ca	۰/۸۹	۰/۸۳	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۹۲	۰/۸۹	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۸۸	۰/۸۴	۰/۸۵	۰/۸۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
Na	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۱۶	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰
Wo	۵۴/۸۶	۴۸/۲۸	۵۲/۴۸	۵۲/۳۰	۵۱/۴۷	۵۱/۴۴	۵۲/۳۸	۵۲/۰۱	۴۹/۷۵	۵۰/۶۰	۵۲/۱۱	۵۰/۴۱	۴۸/۵۱	۴۸/۶۵	۴۴/۲۰	۴۶/۰۸	۴۶/۹۴	۲/۰۸	۲/۱۰	۲/۲۲
En	۴۵/۱۴	۴۲/۰۱	۴۱/۹۵	۴۲/۸۱	۴۰/۷۰	۴۳/۲۶	۴۶/۶۲	۴۱/۸۱	۴۴/۶۵	۴۲/۵۶	۳۹/۵۳	۴۲/۸۲	۴۴/۳۱	۴۱/۶۱	۴۰/۹۲	۴۲/۷۵	۴۱/۲۹	۶۳/۷۱	۶۴/۱۷	۶۲/۹۴
Fs	۰/۰۰	۹/۷۰	۵/۵۷	۴/۸۹	۷/۸۳	۵/۳۰	۰/۰۰	۵/۱۹	۵/۶۰	۶/۸۴	۸/۳۶	۶/۷۸	۷/۱۸	۹/۷۴	۱۴/۸۹	۱۱/۱۷	۱۱/۷۶	۳۴/۲۱	۳۳/۷۳	۳۴/۷۴

ادامه جدول ۱

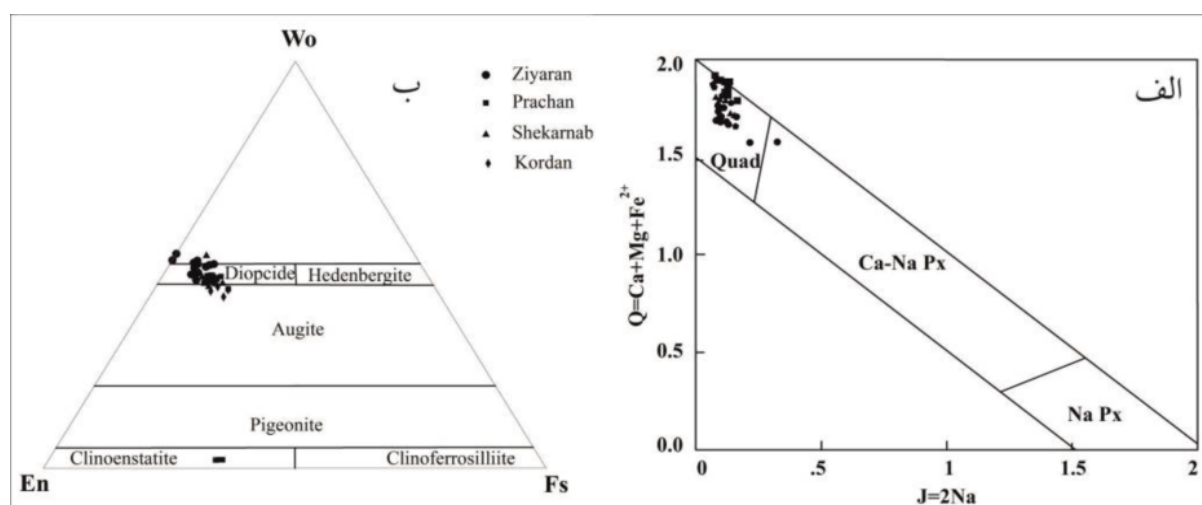
Location	Prachan						Shekarnab							Kordan							
Rock Type	PR۲۱	PR۲۲	PR۲۳	PR۳۹	PR۴۰	PR۴۱	CH۱	CH۲	CH۳	CH۴	CH۵	CH۶	CH۷	S۱	S۲	S۳	S۴	S۵	S۶	S۷	S۸
SiO _۲	۵۱/۳۳	۵۰/۵۵	۵۰/۳۹	۵۲/۶۹	۵۱/۵۳	۵۰/۸۰	۵۰/۲۷	۵۰/۷۵	۵۰/۹۶	۵۱/۳۳	۵۰/۴۲	۵۰/۱۵	۵۰/۰۷	۵۰/۳۱	۵۰/۳۶	۵۱/۰۴	۵۰/۷۴	۵۰/۹۱	۵۰/۶۳	۵۰/۹۳	۵۰/۵۰
TiO _۲	۰/۸۶	۱/۰۵	۱/۰۴	۰/۲۸	۰/۸۴	۰/۹۶	۱/۰۱	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۸۴	۱/۰۱	۱/۰۶	۱/۱۰	۰/۹۱	۰/۸۳	۰/۸۹	۱/۰۷	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۹۵
Al _۲ O _۳	۲/۱۶	۲/۹۱	۲/۸۸	۱/۰۱	۲/۰۹	۲/۴۷	۳/۲۲	۲/۵۷	۲/۳۷	۲/۳۸	۳/۵۴	۳/۵۲	۳/۱۱	۲/۸۶	۳/۲۰	۲/۹۴	۲/۵۸	۳/۱۴	۲/۷۱	۲/۴۳	۲/۲۷
Cr _۲ O _۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۸/۸۳	۹/۱۱	۹/۳۸	۹/۳۵	۹/۶۵	۹/۲۳	۹/۰۲	۹/۷۹	۹/۶۹	۹/۵۹	۸/۸۳	۹/۰۳	۹/۰۷	۹/۶۱	۱۰/۰۴	۹/۴۱	۱۰/۳۰	۱۰/۴۷	۱۰/۰۰	۹/۷۳	۹/۸۶
MnO	۰/۳۵	۰/۲۵	۰/۳۰	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۸
MgO	۱۴/۰۹	۱۴/۲۸	۱۴/۰۰	۱۴/۵۹	۱۴/۷۵	۱۴/۴۹	۱۴/۵۶	۱۴/۰۳	۱۳/۹۶	۱۳/۹۳	۱۴/۴۱	۱۴/۳۷	۱۴/۲۵	۱۴/۶۰	۱۴/۸۴	۱۴/۸۹	۱۵/۰۶	۱۴/۹۲	۱۴/۳۲	۱۴/۸۴	۱۴/۲۹
CaO	۲۱/۶۱	۲۱/۸۷	۲۱/۶۸	۲۱/۹۱	۲۰/۸۶	۲۱/۸۴	۲۱/۲۰	۲۱/۲۴	۲۱/۲۳	۲۱/۳۶	۲۱/۱۵	۲۱/۳۴	۲۲/۱۰	۲۰/۷۹	۱۹/۹۵	۲۱/۱۰	۲۰/۴۷	۲۰/۱۰	۲۰/۷۸	۲۰/۷۱	۲۰/۷۶
Na _۲ O	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۷۱	۰/۴۲	۰/۹۲	۰/۶۱	۰/۵۱	۰/۵۹	۰/۴۹	۰/۸۴	۰/۳۴	۱/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۲	۰/۰۰
K _۲ O	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
Si	1.92	1.87	1.87	1.95	1.89	1.88	1.85	1.88	1.90	1.90	1.87	1.84	1.85	1.85	1.88	1.88	1.87	1.88	1.90	1.89	1.90
Ti	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Al	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱
Al ^{IV}	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۷
Al ^{VI}	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴
Cr 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	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۳
Fe ³⁺	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۲۷	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۲۸
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۰/۷۸	۰/۷۹	۰/۷۸	۰/۸۰	۰/۸۱	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۰	۰/۸۲	۰/۸۰
Ca	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۸۶	۰/۸۴	۰/۸۴	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۴	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۸۱	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۴
Na	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
Wo	۴۶/۲۷	۴۷/۱۸	۴۷/۰۰	۴۵/۸۴	۴۵/۶۲	۴۷/۱۷	۴۸/۱۱	۴۶/۶۸	۴۶/۱۳	۴۶/۴۰	۴۶/۲۹	۴۸/۱۶	۴۷/۹۹	۴۷/۸۲	۴۲/۱۶	۴۴/۹۸	۴۳/۸۵	۴۲/۰۳	۴۳/۶۷	۴۴/۴۳	۴۶/۷۳
En	۴۱/۹۸	۴۲/۸۶	۴۲/۴۴	۴۲/۴۷	۴۴/۸۸	۴۳/۵۵	۴۵/۹۷	۴۲/۹۰	۴۲/۲۱	۴۲/۱۰	۴۳/۸۸	۴۵/۱۲	۴۳/۰۵	۴۶/۷۲	۴۳/۶۴	۴۴/۱۷	۴۴/۸۸	۴۳/۴۱	۴۱/۸۷	۴۴/۲۳	۴۱/۸۸
Fs	۱۱/۷۵	۹/۹۶	۱۰/۷۴	۱۱/۶۹	۹/۵۰	۹/۲۸	۵/۹۲	۱۰/۴۳	۱۱/۶۶	۱۱/۵۰	۹/۸۳	۶/۷۲	۸/۹۶	۵/۴۶	۱۴/۲۰	۱۰/۸۵	۱۱/۲۷	۱۴/۵۶	۱۴/۴۶	۱۱/۴۱	۱۴/۳۹

شیمی بلور پیروکسن

پیروکسن‌ها از جمله کانی‌های کلیدی و مهمی هستند که ترکیب آن‌ها اطلاعات ارزشمندی در جهت روشن شدن خاستگاه ماگمایی، تعیین سری ماگمایی، موقعیت زمین‌ساخت ماگمایی [۱۰]، شرایط فیزیکوشیمیایی شامل دما، فشار و گریزندگی اکسیژن (فشار بخشی اکسیژن) در اختیار می‌گذارند. پیروکسن از خانواده‌ی سیلیکات‌های زنجیره‌ای، با فرمول عمومی $M_2M_1T_2O_6$ هستند. در جایگاه T کاتیون‌هایی نظیر Al^{3+} ، Si^{4+} و با امکان کمتر Fe^{3+} (مجموع جایگاه T برابر ۲ است)، در جایگاه M_1 (با مجموع ۱) Al^{3+} و مازاد آهن سه ظرفیتی مصرف شده در موقعیت T و نیز کاتیون‌هایی مانند Fe^{2+} ، Mg^{2+} ، Zr^{2+} ، Mn^{2+} و گاهی Ti^{4+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} ، Ti^{4+} جایگزین می‌شوند. بالاخره M_2 را عناصری چون Mg^{2+} ، Fe^{2+} ، Mn^{2+} و نیز Ca^{2+} ، Li^{+} و Na^{+} اشغال

می‌کنند که مجموع آن‌ها در حدود ۱ است.

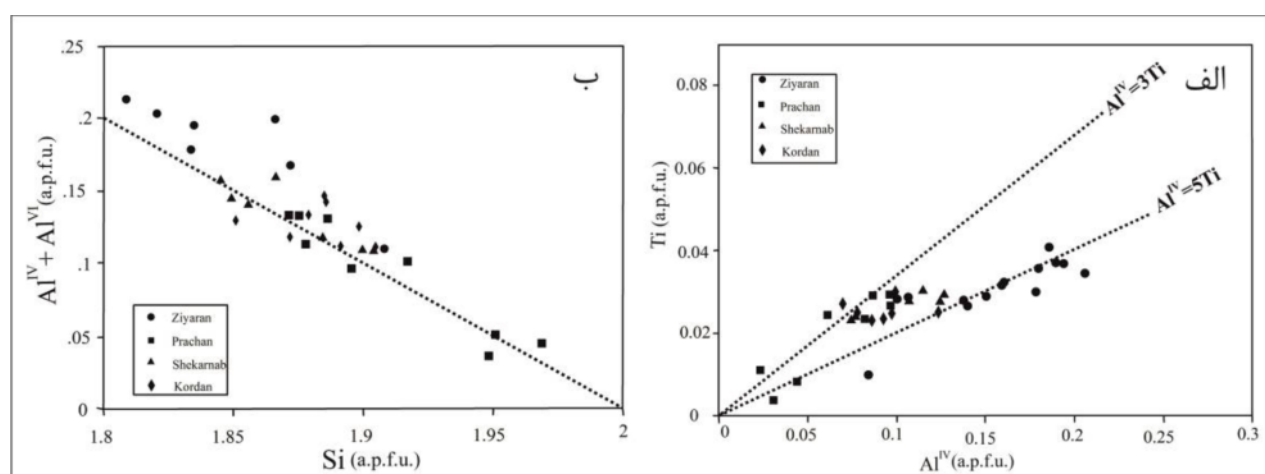
به منظور بهره‌مندی از ترکیب پیروکسن موجود در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی، برای دستیابی به زمین‌دما-فشارسنجی سنگ‌های حامل، نخست به رده‌بندی آن‌ها پرداخته و سپس فرمول ساختاری آن‌ها بررسی شد. این کانی با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها به ۴ گروه: ۱- پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad)، ۲- پیروکسن‌های Ca-Na، ۳- پیروکسن‌های Na و ۴- دیگر پیروکسن‌ها (Other) تقسیم می‌شوند [۱۱]. پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار J-Q در گستره‌ی آهن-منیزیم-کلسیم تصویر شده و از سدیم تهی هستند (شکل ۳ الف). در این نمودار شاخص‌های J و Q بنابر رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شوند: $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ و $J = 2Na \pm$ (R: Al, Fe^{3+} , Cr^{3+} , Sc^{3+}) برای جدایش پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe از نمودار شکل ۳ ب استفاده شد [۱۱].



شکل ۳ (الف) رده‌بندی پیروکسن‌ها در نمودار J-Q [۱۱] (ب) نمایش پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار En-Fs-Wo [۱۱].

ای که از آن متبلور شده و به نسبت این عناصر در انواع ماگماهای تولدایتی، قلیایی و پرآلکالن (که به ترتیب افزایش می‌یابد) بستگی دارد [۱۳، ۱۲] با توجه به نمودار تغییرات $\text{Ti} - \text{Al}^{\text{IV}}$ [۱۴]، میزان پایین تیتانیم در کلینوپیروکسن‌ها بیانگر وجود کانی‌های تیتانیم‌دار (تیتانومگنتیت) در سنگ است (شکل ۴ الف). به علاوه توزیع Al و Si در پیروکسن‌های مورد بررسی، به گونه‌ای است که نمونه‌ها در نمودار Si در برابر مجموع Al چهاروجهی و هشت‌وجهی [۱۵] (Al کل ساختار فرمولی) در روی و بالای خط اشباع قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب). بنابراین موقعیت کلینوپیروکسن‌های چهاروجهی به طور کامل با Si و به طور بخشی با $\text{Al}(\text{Al}^{\text{IV}})$ پر می‌شود.

چنانکه در نمودار دیده می‌شود، پیروکسن‌های توده‌ای نفوذی زیاران و شکرنا ب در گستره‌ی دیوپسید، پیروکسن‌های توده‌ی نفوذی کردان و پراچان در گستره‌ی اوژیت و دیوپسید و ارتوپیروکسن‌های پراچان در گستره‌ی کلینوانستاتیت قرار گرفته‌اند. بر مبنای فرمول ساختاری این کانی، ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در توده‌ی زیاران $\text{Wo } 48/28 - 54/86$ ، $\text{En } 39/53 - 46/62$ ، $\text{Fs } 0/10 - 9/74$ ، در توده‌ی پراچان $\text{Wo } 44/20 - 47/18$ ، $\text{En } 40/92 - 44/88$ ، $\text{Fs } 14/89 - 9/28$ ، در توده‌ی شکرنا ب $\text{Wo } 46/13 - 48/16$ ، $\text{Fs } 45/97 - 42/10$ ، $\text{En } 5/92 - 11/66$ و در توده‌ی کردان $\text{Wo } 42/03 - 47/82$ ، $\text{En } 41/87 - 46/72$ ، $\text{Fs } 5/46 - 14/56$ هستند. محتوای Ti و Al کلینوپیروکسن‌ها به فعالیت سیلیس گدازه



شکل ۴ (الف) کلینوپیروکسن‌های منطقه‌ی مورد بررسی روی نمودار تغییرات $\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Ti}$ [۱۴] (ب) روی نمودار Al-Si، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در بالای خط اشباع جایگاه چهاروجهی قرار می‌گیرند [۱۵].

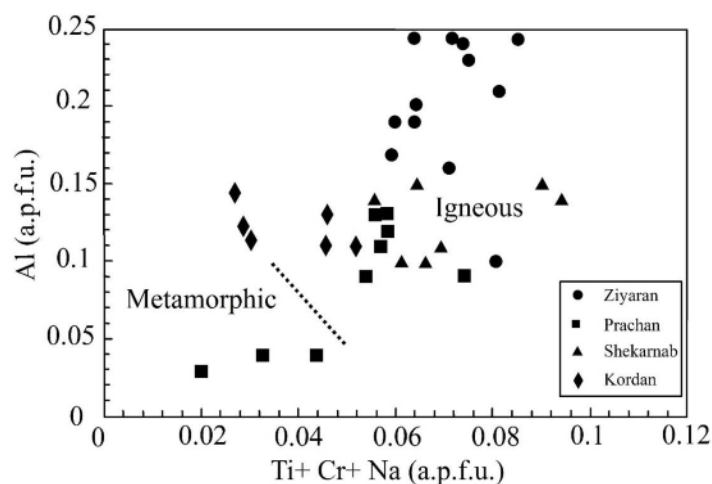
تعیین سری ماگمایی و محیط ژئوتکتونیکی

از شیمی پیروکسن می‌توان برای شناسایی محیط پالئوتکتونیکی ماگما و تشخیص نوع ماگمای مادر بهره برد. بررسی‌های [۱۶] بر وابستگی ترکیب کِلینوپیروکسن به ترکیب شیمیایی ماگمای سازنده‌ی آن‌ها تاکید دارد. بر اساس نمودار تغییرات $Ti + Cr + Na$ در برابر Al [۱۷] کِلینوپیروکسن‌ها ماهیت آذرین دارند که تاییدی بر اطلاعات صحرایی و سنگ نگاری است (شکل ۵).

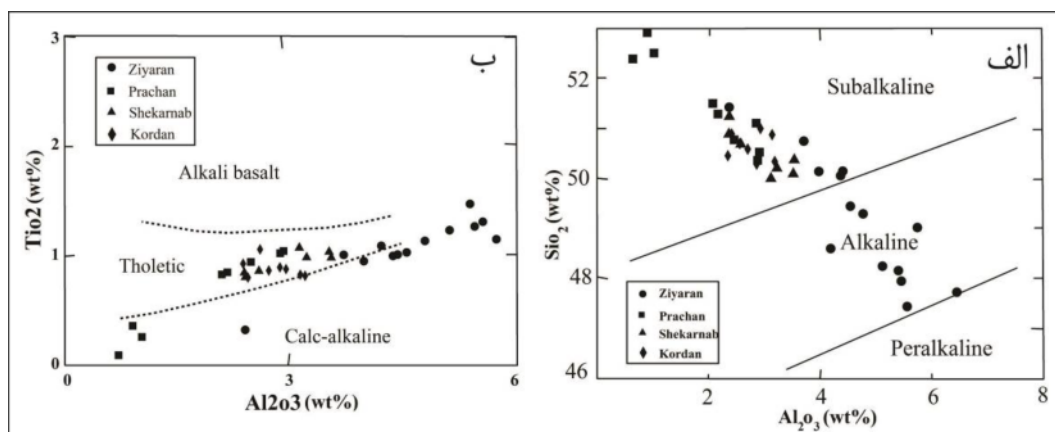
لی باس [۱۳] عقیده دارد که مقادیر Si ، Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه قلیایی بستگی داشته و با استفاده از این سرشتی، سری‌های ماگمایی از هم قابل تفکیک هستند. وی با استفاده از مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سری‌های ماگمایی شبه قلیایی، قلیایی و نیمه قلیایی را از هم متمایز نموده است (شکل ۶ الف) بر این

اساس با توجه به مقدار Al_2O_3 و SiO_2 ترکیب شیمیایی کِلینوپیروکسن مورد بررسی از Si غنی‌تر هستند و ماگماتیسم شبه قلیایی و قلیایی (نمونه‌های زیاران در گستره‌ی قلیایی و نمونه‌های دیگر در گستره شبه قلیایی قرار دارند) را نشان می‌دهند. در نمودار TiO_2/Al_2O_3 ، (شکل ۶ ب) بیشتر نمونه‌ها به دلیل کمبود TiO_2 ، از قلمرو سنگ‌های قلیایی دور شده و بیشتر در گستره‌ی، سنگ‌های تولیتی و آهکی- قلیایی قرار گرفته‌اند.

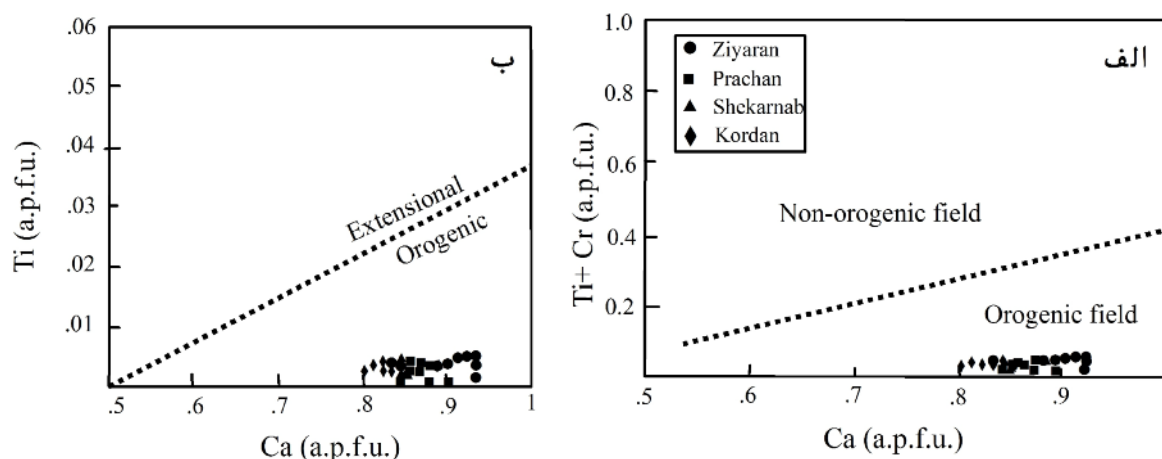
موقعیت قرارگیری پیروکسن‌ها در نمودار تفکیکی Ca در مقابل $Ti + Cr$ و نمودار Ca در مقابل Ti [۱۸] خاستگاه تمامی کِلینوپیروکسن‌ها در میدان کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۷).



شکل ۵ نمودار تغییرات $Ti + Cr + Na$ نسبت به Al [۱۷]. اکثر نمونه‌ها ماهیت آذرین دارند.



شکل ۶ تعیین سری ماگمایی نمونه‌ها با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها (الف) نمودار تغییرات $SiO_2-Al_2O_3$ [۱۳] (ب) نمودار تغییرات $TiO_2-Al_2O_3$ [۱۳].



شکل ۷ الف) موقعیت قرارگیری کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Ca نسبت به Ti+Cr (ب) در نمودار Ca نسبت به Ti [۱۸] محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد، بررسی کوهزایی است.

گِراد (میانگین دمای تشکیل پیروکسن‌ها در توده‌ی زیاران در حدود ۱۰۰۵، در توده پراچان در حدود ۱۰۵۴، در توده شکرناَب در حدود ۱۱۴۳ و در توده‌ی کردان در حدود ۱۲۱۳ درجه‌ی سانتیگراد) ارزیابی شده‌اند.

ب) دماسنجی بر اساس رابطه‌ی پیشنهادی [۲۱]، برپایه‌ی طبق رابطه زیر

$$T_{Cpx} = (33696 + 45.45P) / (17.61 - 8.314 \ln [(1-X)/0.95] - 12.13[X]^2)$$

در این فرمول X مقدار کلسیم در موقعیت M_2 است.

در این رابطه از میانگین فشار تشکیل پیروکسن (در مبحث فشارسنجی) بر حسب کیلو بار استفاده شد. بنابر این معادله دمای به دست آمده از دماسنجی پیروکسن‌ها، ۱۲۵۱ درجه‌ی سانتیگراد (میانگین دمای تشکیل پیروکسن‌ها در توده‌ی زیاران در حدود ۱۱۷۹ درجه سانتیگراد در توده پراچان در حدود ۱۲۵۹، در توده شکرناَب در حدود ۱۲۸۶ و در توده‌ی کردان در حدود ۱۳۳۷ درجه‌ی سانتیگراد) است.

ج) دماسنجی با استفاده از نمودار دمای تبلور پیروکسن [۲۲] برای فشار ۵ کیلو بار، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها گستره‌ای از ۶۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد (دمای ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد مربوط به ارتوپیروکسن‌های پراچان است و به نظر می‌رسد که کلینوپیروکسن‌ها در دمای پایین‌تری نسبت به ارتوپیروکسن‌ها شکل گرفته باشند) را به نمایش می‌گذارد (شکل ۸ الف).

تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها را می‌توان در راستای تعیین دما و فشار سنگ‌های حامل آن‌ها به کار برد. تحقیقات تجربی انجام شده نشان می‌دهد که میزان Al^{VI} در کلینوپیروکسن به فشار وابسته است [۱۹]. بنابراین با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، می‌توان به ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر نمونه‌ها نظیر فشار، دما و فشار بخشی (گریزندگی) اکسیژن ماگما پرداخت.

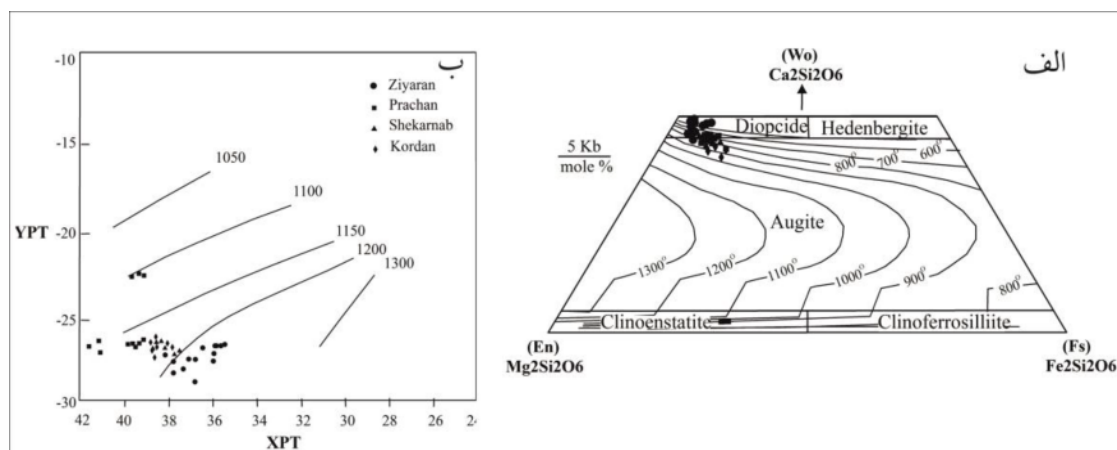
دماسنجی

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها وسیله‌ی مهمی برای سنجش دما در سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود. برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها از دماسنجی‌های زیر استفاده می‌شود:

الف) دماسنجی با استفاده از روش پیشنهادی [۲۰]، از روی فراوانی کاتیون‌های دوظرفیتی Fe^{2+} ، Mg و Ca می‌توان به ارزیابی دمای تبلور پیروکسن‌ها اقدام کرد. رابطه‌ی زیر بر اساس این دماسنجی پیشنهاد شده است.

$$T(^{\circ}C) = \{1000 / (0.054 + 0.608X^{Cpx} - 0.304 \ln (1 - 2[Ca]^{Cpx}))\} - 273$$

در رابطه‌ی بالا X^{Cpx} برابر است با: $X^{Cpx} = [Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)]^{Cpx}$ این دماسنجی برای کلینوپیروکسن‌هایی که با ارتوپیروکسن‌ها هم‌زیست نباشند، نتایج قابل قبولی ارائه می‌دهد. با استفاده از این روش میانگین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها حدود ۱۰۸۶ درجه‌ی سانتی-



شکل ۸. الف) موقعیت پیروکسن‌های مورد بررسی روی نمودار ترسیمی دمای تبلور کلاینوپیروکسن‌ها برای فشار گستره ۵ کیلو بار [۲۲] ب) تعیین دمای تبلور پیروکسن‌ها با نمودار Soesoo [۲۳].

فشار بخشی (گریزندگی) اکسیژن

فشار بخشی اکسیژن تاثیر ویژه‌ای در تغییر دمای آبگونی و ترکیب گدازه داشته [۲۴] و عامل موثری در کنترل فرایندهای ماگمایی و نیز دنباله‌ی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته است [۲۶، ۲۵]. به اعتقاد [۱۵] مقابله‌ی $2\text{Ti} + \text{Cr} + \text{Al}^{\text{VI}}$ با $\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}}$ (همه در واحد فرمولی) (شکل ۹ ب)، می‌تواند فشار بخشی اکسیژن را تعیین کند. این نمودار بر اساس موازنه‌ی Al موجود در موقعیت چهاروجهی و Al و Cr در موقعیت هشت-وجهی تنظیم شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Al، Cr و Ti در موقعیت هشت وجهی شود. بنابراین، فراوانی Fe در پیروکسن‌ها بستگی به میزان Al دارد. به عبارت دیگر، تابع موازنه‌ی آلومینیوم در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است. هر چه Al^{IV} بیشتر باشد امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر جز آلومینیوم، مانند Fe به موقعیت هشت‌وجهی فراهم‌تر می‌شود. بنابراین، نمونه‌هایی که در بالای خط $\text{Fe} = 0$ قرار گرفته‌اند، پیروکسن‌هایی هستند که در فشار بخشی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار گرفته‌اند در فشار بخشی اکسیژن کمتری تشکیل شده‌اند.

[۲۷] با توجه به فاصله نمونه‌ها از خط $\text{Fe} = 0$ ، به عقیده‌ی [۲۷] هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد مقدار فشار بخشی اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر بوده است. چنانکه در شکل ۹ ب ملاحظه می‌شود کلاینوپیروکسن‌های منطقه‌ی مورد بررسی در بالای خط $\text{Fe}^{3+} = 0$ قرار گرفته که گویای برخورداری نمونه‌ها از محیطی با فشار بخشی (گریزندگی) اکسیژن بالاست.

د) دمای تشکیل پیروکسن‌ها بر اساس شاخص‌های XPT و YPT که بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شوند [۲۳]

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

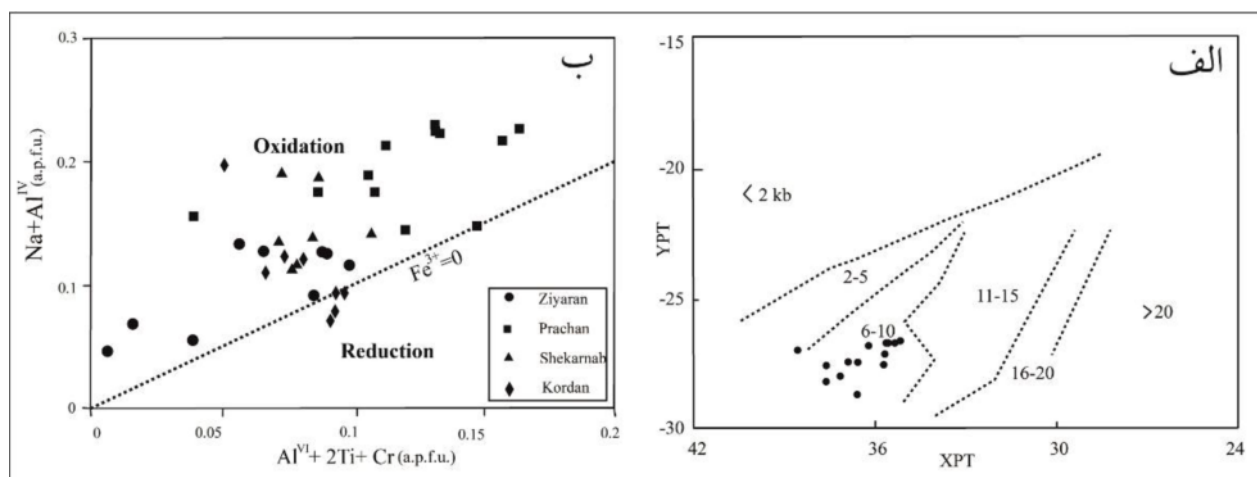
رابطه‌ی ۱:

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

برتری چشمگیر این روش در دماسنجی این است که اولاً حضور توامان دو پیروکسن الزامی نیست، ثانیاً برای انواع پیروکسن‌های Mg-Ca-Fe و Fe-Mg دار قابل استفاده است. بنابر این روش دمای تشکیل پیروکسن‌ها در توده‌های محور کرج-طالقان حدوداً ۱۱۲۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد (دمای تشکیل پیروکسن‌ها در توده زیاران در حدود ۱۱۸۰ تا ۱۲۵۰، در توده‌ی پراچان در حدود ۱۱۲۰ تا ۱۱۷۰، در توده‌ی شکرنا ب در حدود ۱۱۷۵ تا ۱۲۰۰ و در توده‌ی کردان در حدود ۱۱۷۰ تا ۱۱۹۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) بدست می‌آید (شکل ۸ ب).

فشارسنجی

به منظور تعیین فشار، با استفاده از نمودار [۲۳] و نیز از مقادیر XPT و YPT بنابر شکل ۹-الف، میزان فشار تبلور کلاینوپیروکسن‌های توده‌ی نفوذی زیاران در حدود ۶ تا ۹ کیلو بار، میزان فشار تبلور کلاینوپیروکسن‌های توده‌ی نفوذی شکرنا ب و کردان حدود ۴ تا ۷ کیلو بار و میزان فشار تبلور کلاینوپیروکسن‌های توده‌ی نفوذی پراچان حدود ۲ تا ۶ کیلو بار برآورد می‌شود.



شکل ۹ الف) تعیین فشار تبلور پیروکسن‌ها با استفاده نمودار Soesoo [۲۳]. ب) تعیین فشاربخشی اکسیژن ماگمای اولیه سنگ‌های منطقه براساس ترکیب شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن [۱۵].

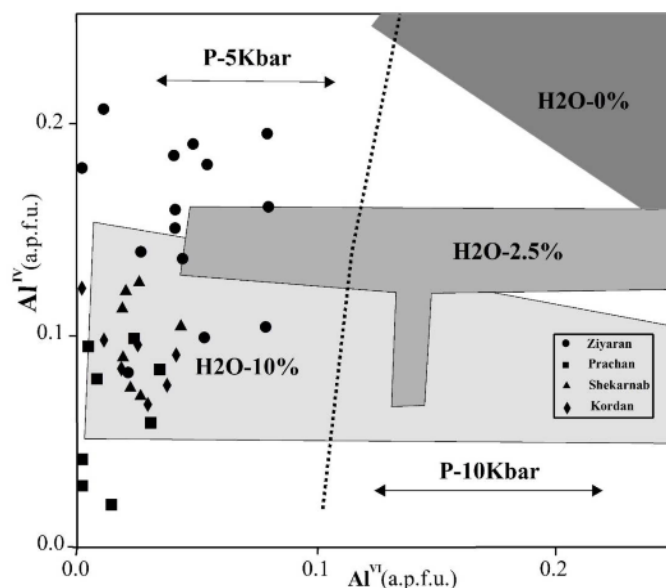
هستند. بیشتر سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به صورت مزوکرات با بلورهای قابل تشخیص پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده‌ی هر چهار گستره شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، پیروکسن، الیوین و بیوتیت است که تفاوت چشمگیر در میزان کانی‌های آن‌هاست. بررسی‌های شیمی کانی انجام شده روی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های توده‌های نفوذی، بیانگر حضور دو نوع کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید و اوژیت و ارتوپیروکسن با ترکیب کلینوانستاتیت است. میانگین دمای تبلور پیروکسن‌ها حدود ۱۰۸۰ تا ۱۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد ارزیابی شده و به نظر می‌رسد که کلینوپیروکسن‌ها در دمای پایین‌تری نسبت به ارتوپیروکسن‌ها شکل گرفته باشند. همچنین فشار محاسبه شده کمتر از ۹ کیلوبار است و میزان آب ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها بالا بوده است. بالا بودن فشار بخشی اکسیژن و نیز میزان آب ماگما طی تکامل ماگمایی، می‌تواند بیانگر تبلور کلینوپیروکسن‌ها طی صعود ماگما و در فشارهای متفاوت باشد. خاستگاه و محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌ها کوهزایی است. مشابه بودن ویژگی‌های صحرایی، سنگ نگاری، شیمی کانی، نزدیکی مکانی و زمانی سنگ‌های مناطق مورد بررسی نشان از رابطه‌ی ژئیتیکی و خویشاوندی نزدیک و احتمالاً خاستگاه یکسان دارد.

تعیین میزان آب ماگما با کلینوپیروکسن‌های موجود

هلز [۲۸] تاثیر توام دو عامل محتوی آب و فشار حاکم در اعماق مختلف را در نظر گرفته و معتقد است توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی در کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگمای سازنده و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین پیروکسن‌دار است. بنابراین میزان Al^{IV} به پیروی از افزایش میزان آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها کاهش می‌یابد. در همین راستا چنانکه در شکل ۱۰ دیده می‌شود ماگمای حامل این کانی در منطقه‌ی مورد بررسی توام با مقادیری آب (بین ۲/۵ تا ۱۰ درصد) در قلمرو فشار ۵ کیلوبار متبلور شده است. بنابراین میزان آب ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها بالا بوده که با توجه به حضور کانی‌های آب‌دار منطقی به نظر می‌رسد.

برداشت

توده‌های نفوذی البرز مرکزی با پراکندگی‌های خاص، به شکل سیل، لوپولیت، فاکولیت، استوک و پلاگ در درون سنگ‌های آذرآواری سازند کرج و معادل آن جای گرفته‌اند. با توجه به این‌که این سیل‌ها در توف‌های ائوسن تزریق شده‌اند، لذا سن ائوسن بالایی و احتمالاً الیگوسن را دارند. بر پایه‌ی بررسی‌های میکروسکوپی، ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها مشابه بوده و شامل الیوین گابرو، الیوین مونزودیوریت، الیوین مونزونیت و پیروکسن مونزونیت به همراه دایک‌های فلسیک از نوع سینیت



شکل ۱۰ نمودار توزیع Al در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی در کلینوپیروکسن‌ها به تناسب مقدار درصد آب ماگما [۲۸].

مراجع

[6] Malgarotto C., Molin G., Zanazzi F., "Crystal chemistry of clinopyroxenes from Filicudi and Salina (Aeolian Islands, Italy): geothermometry and barometry", European Journal of Mineralogy 5 (1993) 915–923.

[7] Annells R.N., Arthurton R.S., Bazley R.A.B., Davies R.G., Hamed M.A.R., Rahimzadeh F., "Geological map of Iran, Shakran sheet 6162", scale 1:100,000, Geological Survey of Iran (1977).

[۸] نوری خانکهدانی ک.، "بررسی پترولوژیکی توده‌های مونزونیتی شمال دیزان (منطقه طالقان)"، رساله کارشناسی-ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۵) ۱۷۲ ص.

[۹] نوراللهی ز.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی بنیان سد کرج"، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران (۱۳۸۳)، ۱۳۰ ص.

[10] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology 77 (1989), 165-182.

[11] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", Fortschr mineral 66 (1988) 237-252.

[12] Kushiro I., "Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks", American Journal of Science 258 (1960) 548-554.

[1] Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 161-173.

[2] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology 77 (1989) 165-182.

[3] Princivalle F., Tirone M., Comin- Chiaramonti P., "Clinopyroxenes from spinel-peridotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications" Mineralogy and Petrology 70 (2000) 25–35.

[4] Zhu Y.F., Ogasawara Y., "Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokche NAPV UHP massif, North Kazakhstan", Journal of Asian Earth Sciences 22 (2004) 517–527.

[5] Dal Negro, A., Manoli S., Secco L., Piccirillo E.M., "Megacrystic clinopyroxenes from Victoria (Australia): crystal chemical comparisons of pyroxenes from high and low pressure regimes", European Journal of Mineralogy 1 (1989) 105–121.

- [21] Bertrand P., Mercier J. C., "The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system?", Earth and Planetary Science Letters 76 (1985) 109-122.
- [22] Lindsley I., "Pyroxene thermometry", American Mineralogist 68 (1983) 477-493.
- [23] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation P-T estimations", Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119 (1997) 55-60.
- [24] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses", Journal of Volcanology and Geothermal Research 189 (2010) 340-346.
- [25] Kress V. C., Carmichael I. S. E., "The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states", Contributions to Mineralogy and Petrology 108 (1991) 82-92.
- [26] Botcharnikov R. E., Koepke J., Holtz F., McCammon C., Wilke M., "The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt", Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (2005) 5071-5085.
- [27] Cameron M., Papike J. J., "Structural and chemical variations", American Mineralogist 66 (1981) 1-50.
- [28] Helz R.T., "Phase relationships of basalts in their melting range at $p_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity", Journal of Petrology 14 (1973) 249-302.
- [13] Le Bas M. J., "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", American Journal of Science 260 (1962) 267-288.
- [14] Gamble R. P., Taylor L. A., "Crystal/liquid partitioning augite: effects of cooling rate", Earth and Planetary Science Letters 47 (1980) 21-33.
- [15] Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", American Mineralogist 64 (1979) 501-13.
- [16] Leterrie J., Maury C.R., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letter, 59 (1982) 139-154.
- [17] Berger J., Femenias O., Mercier J.C.C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", Journal of Metamorphic Geology 23 (2005) 795-812.
- [18] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-54.
- [19] Thompson R. N., "Some high pressure pyroxenes", Mineralogical Magazine 39 (1974) 768-787.
- [20] Kretz R., "Metamorphic Crystallization". John Wiley and Sons, Chichester and New York (1994).