

کاربرد شیمی پیروکسن در ارزیابی دما و فشار مجموعه نفوذی کوه دم

فاطمه سرجوقیان^۱، علی کنعانیان^{۱*} و جمشید احمدیان^۲

^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، ج.ا. ایران

چکیده

توده نفوذی کوه دم در شمال شرق اردستان، با سن ائوسن بالایی در قسمت مرکزی نوار ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. این توده نفوذی از سنگ‌های گابروبی تا گرانیتی تشکیل شده و میزبان دایک‌های متعدد اسیدی و بازیک است. آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده بر روی پیروکسن‌های گابروها بیانگر حضور دو نوع پیروکسن در این سنگ‌هاست: ارتوپروکسن با ترکیب هیپرستن-فروهیپرستن و کلینوپروکسن با ترکیب اوژیت-دیوپسید. دایک‌های تراکی‌بازالت حاوی کلینوپروکسن با ترکیب اوژیت-دیوپسید هستند. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بیانگر شکل‌گیری آن‌ها در محیط مرتبط با فرورانش است. میانگین دمای تبلور پیروکسن‌ها در گابروها حدود ۱۰۷۰ درجه سانتیگراد ارزیابی شده و به نظر می‌رسد که کلینوپروکسن‌ها در دمای پایین‌تری نسبت به ارتوپروکسن‌ها شکل گرفته باشند. در حالی که میانگین دمای تبلور پیروکسن در دایک‌های بازیک حدود ۱۱۳۰ درجه سانتیگراد برآورد شده است. فشار تخمین زده شده برای تشکیل کلینوپروکسن در گابروها کمتر از ۲ کیلو بار و برای تبلور ارتوپروکسن‌ها بین ۲ تا ۵ کیلو بار محاسبه شد. این داده‌ها بیانگر تشکیل کلینوپروکسن‌ها در اعماق کمتر از ۷/۷ کیلومتر و ارتوپروکسن‌ها در عمق حدود ۱۰ کیلومتر است. فشار تبلور کلینوپروکسن‌ها در دایک‌های بازیک حدود ۲/۷ تا ۲/۸ کیلو بار برآورد شده که با تشکیل آن‌ها در عمق حدود ۱۰ کیلومتر مطابقت دارد.

واژه‌های کلیدی: پیروکسن، دماسنجی، فشارسنجی، فرورانش، کوه دم، اردستان

در نوار آتشفشانی ارومیه-دختر، بین طول‌های

جغرافیایی ۴۸' ۵۲° تا ۵۴' ۵۲° شرقی و عرض‌های

مقدمه

مجموعه نفوذی کوه دم، شمال شرق اردستان، واقع

شیمیایی پیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان تأکید کرده‌اند و این امر سبب اهمیت کلینوپیروکسن‌ها در تعیین سری ماگمایی سنگ میزبان و تعیین موقعیت تکتون ماگمایی شده است. از طرف دیگر ترکیب شیمیایی پیروکسن به شرایط فیزیکیوشیمیایی ماگما از قبیل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن وابسته است و ابزار ارزشمندی برای سنجش شرایط فیزیکیوشیمیایی ماگماست.

از جمله مطالعات قبلی که در توده نفوذی کوهدم انجام شده است، می‌توان به مطالعات زمین‌شیمیایی توده نفوذی کوهدم و شیمی کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت (سرجوقیان، ۱۳۸۶) و مطالعاتی مرتبط با کانی‌سازی طلا (ربیعی، ۱۳۸۵) اشاره نمود. این مطالعات نشان می‌دهد که توده نفوذی کوهدم ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم‌دار دارد و از اختلاط ماگماهای مشتق از پوسته و گوشته به‌وجود آمده است (Sarjoughian *et al.*, 2012). در حالی که دایک‌های حادو-بازیک، ماهیت شوشونیتی دارند و از گوشته فلوگوپیت‌دار منشاء گرفته‌اند (سرجوقیان، ۱۳۹۱). در این نوشتار با توجه به فراوانی پیروکسن در گابروها و دایک‌های تراکی‌بازالتی، به کمک ترکیب شیمیایی پیروکسن، اقدام به بررسی محیط زمین‌ساختاری و شرایط فیزیکیوشیمیایی حاکم بر شکل‌گیری پیروکسن‌های سنگ‌های نفوذی بازیک کوهدم و دایک‌های بازیک منطقه شده است.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه نفوذی کوهدم با سن ائوسن بالایی، شامل طیف ترکیبی متنوعی از گابرو تا گرانیت می‌شود و توسط دایک‌های اسیدی و بازیک قطع شده‌اند. به طور کلی واحدهای نفوذی این منطقه با ساخت توده‌ای به دو گروه قابل تقسیم هستند: (۱) سنگ‌های اسیدی با ترکیب مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و

جغرافیایی ۳۳° ۵۴' تا ۳۴° ۱۰' شمالی قرار دارد. این توده نفوذی از دو بخش اسیدی و بخش حادو-بازیک تشکیل شده است. توده یاد شده و سنگ‌های در برگیرنده آن، میزبان دایک‌های متعدد اسیدی تا بازیک هستند و بر اساس مطالعات سن‌سنجی با روش K-Ar، سن این مجموعه نفوذی، ائوسن بالایی تعیین شده است (Technoexport, 1981). با توجه به این نکته که پیروکسن‌ها یکی از مهم‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین بازیک هستند و بررسی ترکیب شیمیایی آن‌ها اطلاعات بسیار مهمی از خاستگاه ماگمایی (Leterrier *et al.*, 1982) و شرایط فیزیکیوشیمیایی از قبیل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن را در اختیار قرار می‌دهد، این پژوهش به بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کانی پیروکسن اختصاص داده شده است.

پیروکسن به گروه سیلیکات‌های زنجیره‌ای تعلق دارد که با فرمول $M_2M_1T_2O_6$ تعریف می‌شود و شامل یک موضع تراهدری و دو موضع اکتاهدری است. به پیشنهاد Morimoto و همکاران (۱۹۸۸) قرارگیری کاتیون‌ها در فرمول به صورت: (۱) کاتیون‌های Si^{4+} و Al^{3+} و سپس Fe^{3+} در مکان T جایگزین می‌شوند و مجموع کاتیون‌های مکان T برابر ۲ است. (۲) مجموع مکان M1 برابر ۱ است و کاتیون‌هایی Al^{3+} و Fe^{3+} باقی‌مانده از مکان T در این مکان قرار می‌گیرند. در صورتی که Al^{3+} و Fe^{3+} کافی برای پر شدن مکان M1 نباشد، کاتیون‌هایی مانند Ti^{4+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} ، Ti^{3+} ، Zr^{4+} ، Sc^{3+} ، Zn^{2+} ، Mg^{2+} و سپس Mn^{2+} می‌توانند در این موضع قرار گیرند. (۳) کاتیون‌های باقی‌مانده از مکان M1 مانند Mg^{2+} ، Fe^{2+} و Mn^{2+} در این موضع جایگزین شده و در مرحله بعد کاتیون‌های Li^+ ، Ca^{2+} و Na^+ در مکان M2 قرار می‌گیرند و ظرفیت آن حدود ۱ است. محققین متعددی (Le Bas, 1962; Leterrier *et al.*, 1989; Beccaluva *et al.*, 1982) بر وابستگی ترکیب

جهت آنالیز نقطه‌ای به آزمایشگاه دانشگاه اکلاهاما آمریکا ارسال شدند. حدود ۵۴ نقطه از کانی‌های پیروکسن در سنگ‌های گابرویی و دایک‌های تراکی‌بازالتی با دستگاه مایکروپروب Cameca-SX50، با قطر باریکه الکترونی $2 \mu\text{m}$ ، با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 kV ، شدت جریان 20 nA و زمان شمارش ۳۰ ثانیه آنالیز شد (جدول ۱). تصحیحات زمینه با استفاده از الگوریتم PAP (Pouchou and Pichoir, 1985) انجام شده و مواد استاندارد از بلورهای طبیعی حاوی همه عناصر، به‌منظور تهیه شیشه NIST (K309) استفاده شده است.

در مرحله آخر داده‌های حاصل از این آنالیزها به کمک نرم‌افزارهای PTMafic و Minpet تحلیل و تفسیر شدند. برای تخمین میزان Fe^{2+} و Fe^{3+} از روی مقدار Fe اندازه‌گیری شده توسط دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب، از روش پیشنهادی دروپ (Droop, 1987) استفاده شده است.

پتروگرافی

سنگ‌های گابرویی با بافت گرانولار و اینترگرانولار، دارای کانی‌های پیروکسن (۱۹ تا ۳۴ درصد)، پلاژیوکلاز (۵۸ تا ۸۳ درصد)، ارتوکلاز (۲ تا ۶ درصد)، هورنبلند (۷ تا ۱۵ درصد) و بیوتیت (۴ تا ۸ درصد) هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن از عمده‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. پیروکسن از مهم‌ترین کانی‌های مافیک در گابرو بوده و به دو گروه ارتوپيروکسن و کلینوپيروکسن قابل تقسیم هستند. چنانچه در شکل ۱ ملاحظه می‌شود، بلور شکل‌دار ارتوپيروکسن ابتدا توسط کلینوپيروکسن احاطه شده و سپس مجموعاً توسط بلورهای پلاژیوکلاز در بر گرفته شده‌اند و بافت اینترگرانولار نشان می‌دهند. این کانی‌ها دارای ادخال‌های فراوان از پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر از

کوارتز موزودیوریت و ۲) سنگ‌های حدواسط - بازیک با ترکیب گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، موزودیوریت و موزونیت. شواهد صحرایی بیانگر آن است که توده اسیدی بعد از جایگزینی توده بازیک - حدواسط تزریق شده است (سرجوقیان، ۱۳۸۶). این واحد درون شیست‌های پالئوزوئیک، آهک‌های کرتاسه و آندزیت‌های ائوسن زیرین تزریق شده و آثار خردشدگی شیست‌ها و دگرسانی سنگ‌های میزبان را می‌توان در آهک‌های کرتاسه و آندزیت‌ها مشاهده نمود. لازم به ذکر است، سنگ‌های حدواسط - بازیک عمدتاً ترکیب دیوریتی دارند ولی در محدوده شمال غرب توده نفوذی کوه دم به تدریج به گابرو پیروکسن‌دار نیز تبدیل می‌شوند.

دایک‌های اسیدی شامل کوارتز پورفیری، میکروگرانیت پورفیری، میکروگرانودیوریت پورفیری و آپلیت‌ها هستند در حالی که دایک‌های حدواسط - بازیک ترکیب سنگ‌شناسی تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالت و تراکی‌بازالت دارند. دایک‌های حدواسط - بازیک با ضخامت حدود ۱ متر، به‌طور پراکنده و با فراوانی کم، اکثراً در جهت غربی - شرقی به درون سنگ‌های توده نفوذی تزریق شده‌اند. تزریق دایک‌ها به درون توده نفوذی بیانگر آن است که دایک‌ها از لحاظ سنی جوان‌تر از سنگ میزبان هستند. اکثر دایک‌ها، متحمل دگرسانی گرمایی شده و در داخل آن‌ها رگه‌های کلسیتی و اپیدوتی ظاهر شده است. در این پژوهش علاوه بر گابروهای پیروکسن‌دار، دایک‌های تراکی‌بازالتی حاوی پیروکسن نیز مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

روش انجام پژوهش

به‌منظور تعیین محیط تکتونیکی و شرایط فیزیکوشیمیایی گابرو و دایک‌های تراکی‌بازالتی کوه دم با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی دقیق، تعدادی نمونه

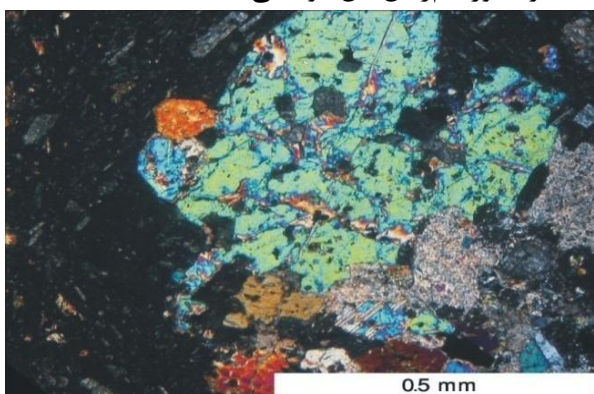
Sample	S52-1R2	S52-1R4	S52-1R5	S52-2CR1	S52-2CR2	S52-2CR3	S52-4C1	S52-4C2	S52-4R1	S52-4R2	S52-4R3	S52-5CR1	S52-5CR1	S52-5CR2
Analysis	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb
SiO ₂	52.60	53.85	52.17	52.14	51.53	51.54	51.60	51.59	52.54	52.17	51.89	52.56	52.15	51.96
TiO ₂	0.20	0.11	0.29	0.58	0.69	0.77	0.79	0.86	0.47	0.59	0.38	0.27	0.32	0.50
Al ₂ O ₃	0.63	0.08	0.93	1.88	2.28	2.26	2.53	2.47	1.24	1.41	0.66	0.92	1.44	1.55
FeO	11.35	7.89	12.49	11.07	10.23	11.00	11.31	11.47	11.86	12.88	25.62	10.75	9.16	10.92
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03
MnO	0.36	0.31	0.32	0.34	0.33	0.35	0.34	0.38	0.33	0.38	0.65	0.32	0.34	0.34
MgO	12.97	14.28	12.82	14.29	14.00	14.09	14.37	14.54	13.29	13.38	19.28	12.98	13.90	13.49
CaO	21.55	23.54	20.27	19.54	20.47	19.49	18.76	18.45	19.80	19.35	1.69	21.43	21.60	20.45
Na ₂ O	0.14	0.03	0.21	0.22	0.28	0.26	0.27	0.26	0.22	0.24	0.00	0.20	0.16	0.31
K ₂ O	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01
Total	99.82	100.10	99.55	100.10	99.83	99.78	100.00	100.06	99.78	100.41	100.17	99.45	99.10	99.56
TSi	1.99	2.00	1.98	1.95	1.93	1.93	1.93	1.93	1.98	1.96	1.97	1.99	1.96	1.96
TAl	0.02	0.00	0.02	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07	0.02	0.04	0.03	0.01	0.04	0.04
TFe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Al	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03
M1Ti	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
M1Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
M1Fe2	0.25	0.20	0.24	0.15	0.15	0.15	0.13	0.12	0.20	0.21	0.00	0.23	0.18	0.19
M1Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Mg	0.73	0.79	0.73	0.80	0.78	0.79	0.80	0.81	0.75	0.75	0.98	0.73	0.78	0.76
M2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00
M2Fe2	0.11	0.05	0.15	0.19	0.15	0.19	0.22	0.23	0.17	0.19	0.80	0.11	0.11	0.14
M2Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
M2Ca	0.87	0.94	0.82	0.78	0.82	0.78	0.75	0.74	0.80	0.78	0.07	0.87	0.87	0.83
M2Na	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02
M2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Sample	S52-5CR2	S52-5CR3	S52-5CR3	S52-7R1	S52-7R2	S52-1C6	S52-1C7	S52-1R6	S52-1R7	S52-5CR1b	S52-5CR2b	S52-5CR3b	S52-8R1	S52-8R2
Analysis	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb	gb
SiO ₂	51.10	51.35	51.24	52.09	51.99	52.00	51.78	51.58	51.58	51.71	51.07	50.27	51.95	51.81
TiO ₂	0.97	0.45	0.65	0.35	0.36	0.42	0.37	0.32	0.40	0.29	0.26	0.26	0.21	0.01
Al ₂ O ₃	2.45	1.12	1.48	0.97	0.96	0.71	0.63	0.60	0.67	0.49	0.48	0.44	0.44	0.19
FeO	11.98	12.27	12.11	12.98	12.81	26.25	26.16	26.11	26.95	28.87	29.43	29.45	27.20	28.54
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.31	0.36	0.38	0.38	0.34	0.67	0.64	0.68	0.67	0.63	0.67	0.66	0.64	0.78
MgO	14.18	12.93	13.99	13.19	12.83	18.84	18.85	18.89	17.82	17.20	16.44	16.48	18.39	17.93
CaO	18.74	20.08	18.89	19.55	20.02	1.90	1.71	1.31	1.52	1.60	1.56	1.51	1.03	0.71
Na ₂ O	0.27	0.23	0.22	0.19	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00
Total	100.04	98.80	98.97	99.73	99.59	100.80	100.16	99.50	99.61	100.82	99.93	99.07	99.87	99.97
TSi	1.91	1.96	1.94	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	1.98	1.98	1.98	1.96	1.99	1.99
TAl	0.09	0.04	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
TFe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
M1Al	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
M1Ti	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
M1Fe3	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
M1Fe2	0.13	0.22	0.16	0.22	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00
M1Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Mg	0.79	0.74	0.79	0.74	0.73	0.98	0.98	0.98	0.97	0.98	0.95	0.96	0.99	0.99
M2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04
M2Fe2	0.22	0.15	0.20	0.18	0.16	0.82	0.82	0.83	0.87	0.91	0.91	0.92	0.87	0.91
M2Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
M2Ca	0.75	0.82	0.77	0.79	0.81	0.08	0.07	0.05	0.06	0.07	0.07	0.06	0.04	0.03
M2Na	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

فنوکرست‌ها درون زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و یازیمبلورهای از کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و ارتوکلاز قرار گرفته‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز غالباً درشت‌بلور بوده و در کناره‌ها خوردگی خلیجی نشان می‌دهند

بافت غالب در دایک‌های بازیک، پورفیری است و در برخی دایک‌ها، بافت میکرولیتی دیده می‌شود. از لحاظ کانی‌شناسی عمدتاً از درشت‌بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز با حجم تقریبی ۶۰ تا ۷۰ درصد تشکیل شده‌اند. این

کانی‌های تیره هستند که بافت پوئی کیلیتیک تشکیل می‌دهند. برخی از دایک‌ها دگرسانی گسترده‌ای را متحمل شده‌اند به طوری که گاه، پیروکسن‌ها تقریباً به طور کامل اورالیتی و کربناتی شده‌اند. وجود شواهد بافتی از قبیل حضور ادخال‌های پلاژیوکلاز در پیروکسن‌ها و بالعکس، بیانگر تبلور هم‌زمان این دو کانی است.



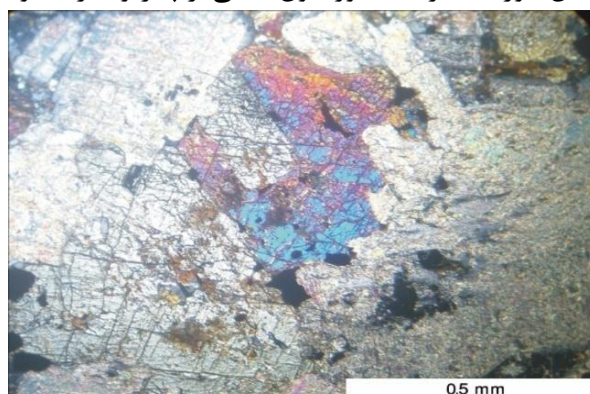
شکل ۲- بلور پیروکسن حاوی ادخال‌های فراوان با بافت پوئی کیلیتیک

نمودار ملاحظه می‌شود پیروکسن‌ها در گابروها دو ترکیب ارتوپيروکسن و کلینوپيروکسن دارند. ترکیب شیمیایی کلینوپيروکسن‌ها در گابرو و دایک تراکی‌بازالتی در نمودار Wo-En-Fs (Morimoto *et al.*, 1988) در محدوده دیوپسید و اوژیت قرار گرفته‌اند. در حالی که ارتوپيروکسن‌ها با میزان آهن و منیزیم تقریباً برابر با گستره ترکیبی EN=47.7-54، ترکیب حدواسط میان انستاتیت و فروسیلیت (هیپرستن تا فروهیپرستن) را نشان می‌دهند.

محیط زمین‌ساختاری

ترکیب شیمیایی کلینوپيروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده آن‌هاست و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در مورد سری ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها در اختیار قرار دهد (Le Bas, 1962). در ترکیب شیمیایی پیروکسن، فراوانی عناصری مانند Al, Ti, Na و Cr و به‌ویژه Si

به طوری که گاهی خوردگی آن‌ها تا مرکز بلور پیش رفته است. این بلورها ماکل پلی‌سنتتیک و یا ساختمان منطقه‌ای دارند و گاهی بافت غربالی نشان می‌دهند و در اثر دگرسانی، به سوسوریت تجزیه شده‌اند. از کانی‌های مافیک غالب در دایک تراکی‌بازالتی می‌توان به کلینوپيروکسن اشاره کرد. این بلورها دارای انکلوژیون‌هایی از پلاژیوکلازها و



شکل ۱- ارتوپيروکسن شکل‌دار محصور در کلینوپيروکسن که مجموعاً توسط پلاژیوکلازها در بر گرفته شده‌اند.

شیمی کانی پیروکسن

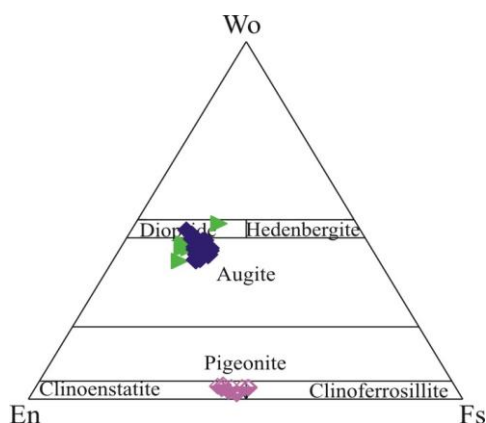
طبقه‌بندی پیروکسن‌ها با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها در مکان M1 و M2 صورت می‌گیرد و در طبقه‌بندی گسترده‌ای به ۴ گروه: ۱- پیروکسن‌های (Ca-Mg-Fe) Quad، ۲- پیروکسن‌های Ca-Na، ۳- پیروکسن‌های Na و ۴- دیگر پیروکسن‌ها (Other) تقسیم‌بندی می‌شوند (Morimoto *et al.*, 1988). با توجه به نمودار شکل ۲، پیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار Q-J (Morimoto *et al.*, 1988) در محدوده آهن-منیزیم-کلسیم (Quad) قرار گرفته‌اند. در این نمودار شاخص‌های J و Q مطابق رابطه زیر محاسبه می‌شوند:

$$Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$$

$$J = 2Na \pm R^+ (R: Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Sc^{3+})$$

برای تفکیک پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe نمونه‌ها از نمودار شکل ۳ استفاده شد. چنانچه در این

استفاده از مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سری‌های ماگمایی پراآلکان، آلکان و ساب‌آلکان را از هم متمایز نموده است (شکل ۴- الف). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در مقایسه با انواع موجود در سنگ‌های آلکان از Si غنی‌تر هستند و در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند.



شکل ۳- نمایش ترکیب پیروکسن‌های مجموعه نفوذی مورد مطالعه در نمودار En-Fs-Wo (Morimoto *et al.*, 1988)، علائم مشابه شکل ۱ است.

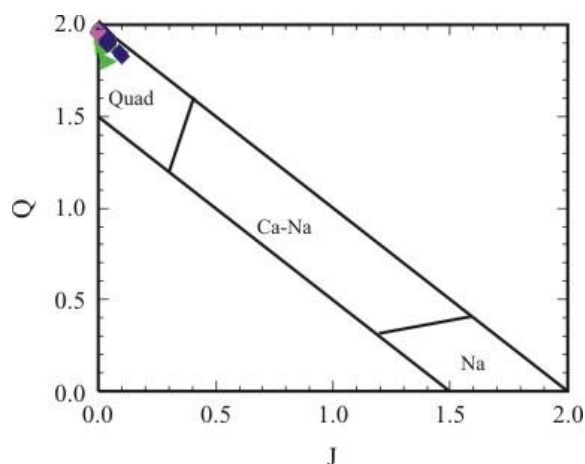
بنابراین با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن می‌توان به ارزیابی شرایط فیزیکی شیمیایی حاکم بر نمونه‌ها نظیر فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن ماگما پرداخت.

دماسنجی

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار مهمی برای سنجش دما در سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود. به‌خصوص هنگامی که دو نوع پیروکسن یعنی ارتوپروکسن فقیر از کلسیم و کلینوپروکسن غنی از کلسیم با هم هم‌زیست باشند. برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها از دماسنجی‌های زیر استفاده شده است: الف) بر اساس شاخص‌های XPT و YPT (شکل ۵) که بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شوند (Soesoo, 1997):

نشانگر ماهیت و محیط تکتونیکی تشکیل‌دهنده آن‌هاست (Le Bas, 1962; Leterrier *et al.*, 1982; Sun and Bertrand, 1991).

Le Bas (۱۹۶۲) عقیده دارد که مقادیر Si، Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه آلکالینیته بستگی داشته و با استفاده از این مشخصه، سری‌های ماگمایی از هم قابل تفکیک هستند. وی با



شکل ۲- طبقه‌بندی پیروکسن‌های گابروها و دایک‌های تراکی‌بازالتی کوه دم در نمودار Q-J (Morimoto *et al.*, 1988). لوزی آبی توپر معرف کلینوپروکسن گابروها و لوزی صورتی نیمه‌پر نماینده ارتوپروکسن واقع در گابرو و مثلث بیانگر کلینوپروکسن دایک تراکی‌بازالت است.

با توجه به شکل ۴- ب، اکثر نمونه‌ها به دلیل کمبود TiO_2 ، از قلمرو سنگ‌های آلکان دور شده و اکثراً در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکان واقع شده‌اند (LeBas, 1962). پایین بودن میزان Ti در فرمول ساختمانی پیروکسن‌های مورد مطالعه از یک سو (شکل ۴- ج) و بالا بودن میزان SiO_2 نمونه‌ها از سوی دیگر (شکل ۴- د) ویژگی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین کمان‌های آتشفشانی (Beccaluva *et al.*, 1989) را تداعی می‌کند.

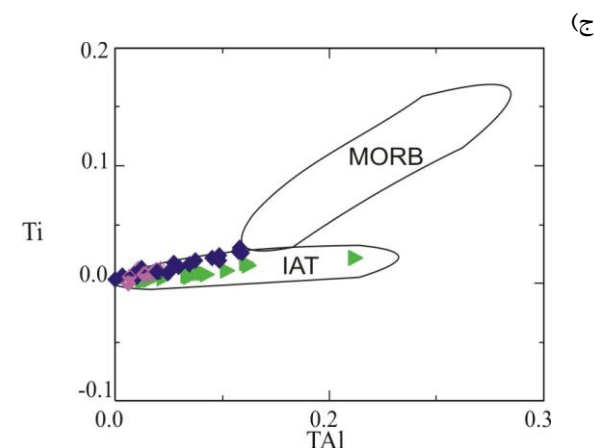
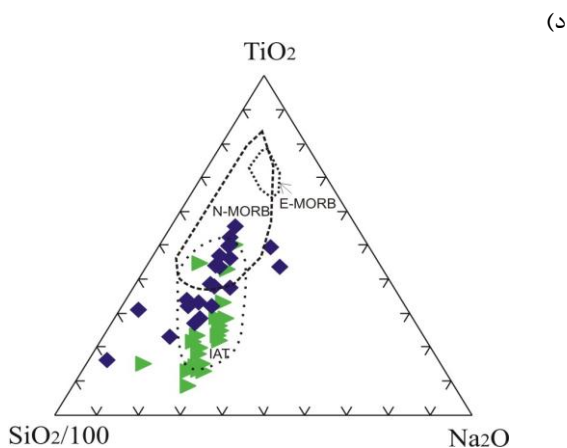
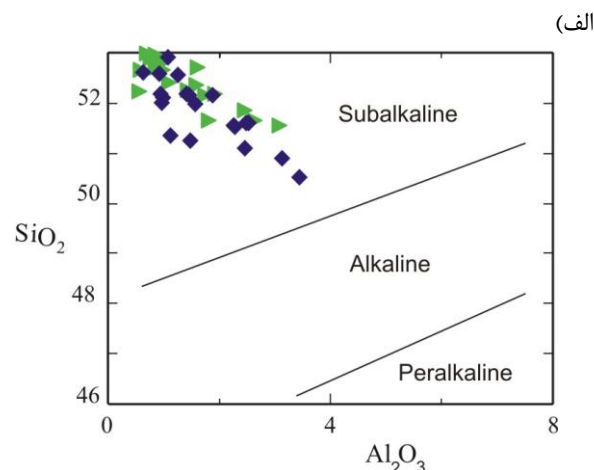
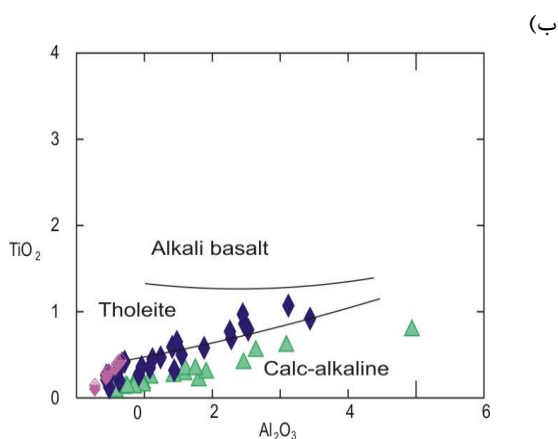
تعیین شاخص‌های فیزیکی شیمیایی

ترکیب کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین ارتباط مستقیم با ترکیب ماگمای مولد سازنده آن‌ها دارد.

طبق این روش دمای تشکیل ارتوپایروکسن ها در گابرو و کلینوپایروکسن ها در دایک تراکی بازالتی حدوداً ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و دمای تشکیل کلینوپایروکسن ها در گابرو از کمتر از ۱۰۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد به دست می آید.

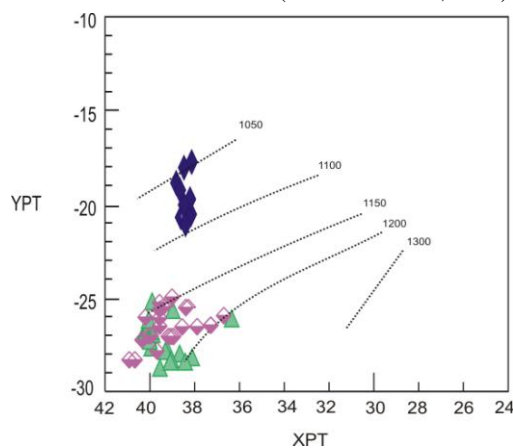
$$XpT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO^{(tot)} - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$$

$$YpT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO^{(tot)} + 0.235 MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$$



شکل ۴- تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی نمونه‌ها با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، الف- نمودار تغییرات $Al_2O_3-SiO_2$ (Le Base, 1962)، ب- Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Le Base, 1962)، ج- Ti در برابر TAI (Beccaluva *et al.*, 1989) و د) نمودار سه متغیره $SiO_2-TiO_2-Na_2O$ (Beccaluva *et al.*, 1989).

شکل ۵- تعیین دمای پیروکسن با استفاده از روش Soesoo (۱۹۹۷) علائم مشابه شکل ۱ است.



$X_{Fm_2Si_2O_6}$: mole fraction of $Fm_2Si_2O_6$ (enstatite + ferrosilite, EnFs)

$Fm=Fe+Mn+Mg$;

$X_{Fe\ opx}$: تعداد کاتیون آهن در ارتوپروکسن بر اساس ۶ اکسیژن

میانگین دمای تبلور ارتوپروکسن‌ها در

نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه حدود ۱۰۱۳

درجه سانتیگراد به دست می‌آید.

(ه) دمای تشکیل کلینوپروکسن دایک‌های بازیک را

می‌توان از رابطه زیر به دست آورد. تغییرات $Jd-DiHd$

موجب افزایش خطا تا $\pm 52-60$ درجه سانتیگراد

می‌شود (Putirka *et al.*, 1996, 2003).

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.39 + 0.076(H_2O^{liq}) - 5.55(X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) - 0.386 \ln(X_{MgO}^{liq}) - 0.046P(kbar) + 2.2 \times 10^{-4} [P(kbar)]^2$$

در این رابطه میانگین دمای تشکیل کلینوپروکسن

در دایک‌های بازیک حدود ۱۰۸۹ درجه سانتیگراد به

دست می‌آید.

فشارسنجی

به منظور تعیین فشار با استفاده از نمودار (Soesoo)

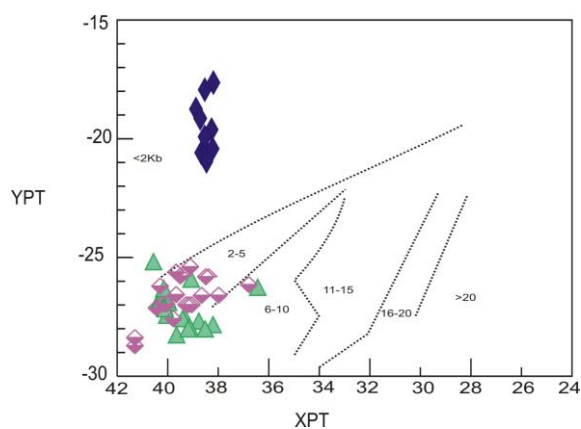
(۱۹۹۷) و با استفاده از مقادیر XPT و YPT مطابق

شکل ۶، میزان فشار تبلور کلینوپروکسن در گابرو کمتر

از ۲ کیلوبار و فشار تبلور ارتوپروکسن در گابرو و

کلینوپروکسن در دایک‌های بازیک حدود ۲ تا ۵

کیلوبار برآورد می‌شود.



شکل ۶- تعیین فشار تبلور پیروکسن با استفاده از نمودار Soesoo

(۱۹۹۷)، علائم مشابه شکل ۱ است.

(ب) دماسنجی با استفاده از روش پیشنهادی Kretz

(۱۹۹۴) که از روی فراوانی کاتیون‌های دو ظرفیتی Fe^{2+} ،

Ca و Mg می‌توان به ارزیابی دمای تبلور پیروکسن‌ها

اقدام نمود. رابطه 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 رابطه فوق X^{Cpx} برابر است با:

$$X^{Cpx} = [Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)]^{Cpx}$$

این دماسنجی برای کلینوپروکسن‌هایی که با

ارتوپروکسن‌ها هم‌زیست نباشند، نتایج قابل قبولی ارائه

می‌دهد. با استفاده از این روش میانگین دمای تشکیل

کلینوپروکسن‌ها در گابرو حدود ۱۰۱۳ درجه سانتیگراد

ارزیابی شده است.

(ج) دماسنجی بر اساس رابطه پیشنهادی Bertrand

و Mercier (۱۹۸۵) نیز طبق رابطه زیر تعریف شده

است:

$$T^{Cpx} = (33696 + 45.45P) / (17.61 - 8.314 \ln[(1 - X_{Ca}^{M2}) / 0.95] - 12.13 [X_{Ca}^{M2}]^2)$$

X_{Ca}^{M2} : میزان کلسیم در مکان $M2$

در این رابطه از میانگین فشار تشکیل پیروکسن

(بحث خواهد شد) بر حسب کیلوبار استفاده شده است.

مطابق با این معادله دمای به دست آمده از دماسنجی

پیروکسن‌ها در گابرو، حدود ۱۰۴۰ درجه سانتیگراد

است.

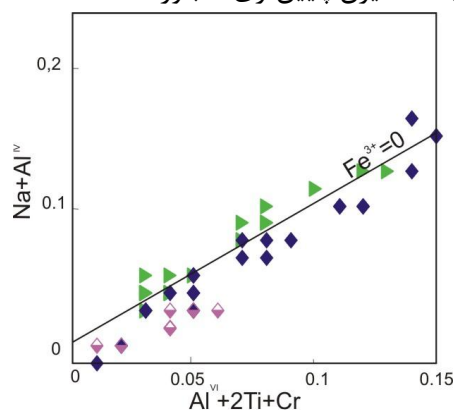
(د) بر اساس تعادل مذاب بلور ارتوپروکسن

(Putirka, 2008) که بر اساس رابطه زیر محاسبه

می‌شود:

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}C)} = 4.07 - 0.329[P(GPa)] + 0.12[H_2O^{liq}] + 0.567 \ln \left[\frac{X_{Fm_2Si_2O_6}^{opx}}{(X_{SiO_2}^{liq})^2 (X_{FeO}^{liq} + X_{MnO}^{liq} + X_{MgO}^{liq})^2} \right] - 3.06[X_{MgO}^{liq}] - 6.17[X_{K_{0.5}}^{liq}] + 1.89[Mg \#^{liq}] + 2.57[X_{Fe}^{opx}]$$

موقعیت اکتاهدری تنظیم شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe^{3+} می‌تواند جانشین عناصر ۳ ظرفیتی مانند Al^{VI} ، Ti و Cr در موقعیت هشت وجهی شود، بنابراین فراوانی Fe^{3+} در پیروکسن‌ها بستگی به میزان Al^{VI} دارد و به عبارت دیگر، تابع موازنه آلومینیوم در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است. بنابراین هر چه Al بیشتری وارد موقعیت چهار وجهی شود، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به جز آلومینیوم، مانند Fe^{3+} به موقعیت هشت وجهی فراهم‌تر می‌شود. بدین صورت که نمونه‌هایی که در بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار گرفته‌اند، پیروکسن‌هایی هستند که در فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار گرفته‌اند نشانگر فوگاسیته اکسیژن هستند و در عین حال Cameron و Papike (۱۹۸۱) به فاصله نمونه‌ها از خط Fe^{3+} اشاره کرده و یادآور شده‌اند که هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر بوده است. همان‌طور که در شکل ۷ ملاحظه می‌شود، ارتوپیروکسن‌ها در گابروها زیر خط $Fe^{3+}=0$ و کلینوپیروکسن‌ها در گابروها و دایک‌های بازیک در بالای خط یاد شده قرار گرفته‌اند. این وضعیت نشان می‌دهد که ارتوپیروکسن‌ها نسبت به کلینوپیروکسن‌ها در فوگاسیته اکسیژن پایین‌تری متبلور شده‌اند.



شکل ۷- تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌ها با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن (Schweitzer, 1979).

به‌منظور کنترل این روش از معادله Putirka و همکاران (۲۰۰۳) نیز برای محاسبه فشار تبلور پیروکسن به‌صورت زیر استفاده شده است.

$$P(\text{kbar}) = -88.3 + 2.82 \times 10^{-3} T(\text{K}) \ln \left[\frac{[\text{Jd}^{\text{cpx}}]}{[\text{Na}^{\text{liq}} \text{Al}^{\text{liq}} (\text{Si}^{\text{liq}})^2]} \right]$$

$$+ 2.19 \times 10^{-2} T(\text{K}) - 25.1 \ln[\text{Ca}^{\text{liq}} \text{Si}^{\text{liq}}] + 7.03[\text{Mg}^{\text{liq}}] + 12.4 \ln[\text{Ca}^{\text{liq}}]$$

مقدار فشار محاسبه شده طبق این روش ۲/۷ کیلوبار در دایک‌های بازیک برآورد می‌شود.

در تأیید داده‌های فوق از روش Nimis (۱۹۹۵) که در محدوده فشارهای ۰/۰۰۱ تا ۸۰ کیلوبار بازنگری شده است نیز، مطابق با معادله زیر استفاده شده است.

$$P(\text{kbar}) = 3205 + 0.384T(\text{K}) - 5.18 \ln T(\text{K}) - 5.62(X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}) + 83.2(X_{\text{Na}}^{\text{cpx}}) + 68.2(X_{\text{Dhd}}^{\text{cpx}}) + 2.52 \ln(X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}}) - 51.1(X_{\text{Dhd}}^{\text{cpx}})^2 + 34.8(X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}})^2$$

بر اساس این رابطه، فشار تبلور پیروکسن در دایک‌های بازیک حدود ۲/۸ کیلوبار به‌دست می‌آید. بنابراین با فرض آن که چگالی پوسته حدود ۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب باشد، عمق تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در گابروها کمتر از ۷/۷ کیلومتر و در دایک بازیک و ارتوپیروکسن‌های گابرو حدود ۱۰ کیلومتر ارزیابی می‌شود.

تخمین فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب و بلور دارد (France *et al.*, 2010) و عامل مؤثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی است (Kilinc *et al.*, 1983; Kress and Carmichael, 1991; Ottonello *et al.*, 2001; Moretti, 2005; Botcharnikov *et al.*, 2005) و بر توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته تأثیرگذار است.

به کمک نمودار مجموع $2Ti+Cr+Al^{VI}$ در برابر $Na+Al^{IV}$ (Schweitzer *et al.*, 1979) می‌توان میزان فوگاسیته اکسیژن را به‌دست آورد. این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت تتراهدری با Al و Cr^{3+} در

بحث و نتیجه‌گیری

(۲۰۰۳) که فشار را حدود ۲/۷ تا ۲/۸ کیلوبار نشان می‌دهد، هماهنگی دارد. احاطه شدن بلور ارتوپیروکسن توسط کلینوپیروکسن که بیانگر تبلور اولیه ارتوپیروکسن نسبت به کلینوپیروکسن است، با نتایج دما- فشارسنجی هم‌خوانی دارد. شکل ۷ نشان می‌دهد، فوگاسیته اکسیژن از میزان تقریباً حدواسط تا بالا برخوردار است. سنگ‌های گابرویی و دایک‌های تراکی‌بازالت از ماگمای کم تحول یافته‌تر نسبت به ماگمای سازنده توده نفوذی کوه دم سرچشمه گرفته‌اند. بنابراین می‌توان پایین‌تر بودن فوگاسیته اکسیژن را به منشاء آن‌ها و تشکیل این سنگ‌ها در مراحل اولیه تکامل ماگمایی و مؤثر نبودن فرآیند تبلور در این سنگ‌ها نسبت داد. زیرا در طی تکامل ماگمایی و افزایش میزان آب ماگما، فوگاسیته اکسیژن نیز افزایش می‌یابد. همچنین ارتوپیروکسن‌ها فوگاسیته اکسیژن پایین‌تری نسبت به کلینوپیروکسن‌ها دارند که این امر کاملاً منطبق بر تأخیری‌تر بودن کلینوپیروکسن‌ها نسبت به ارتوپیروکسن‌ها در سری تبلور ماگمایی است. به عبارت دیگر در نمونه‌های مورد بررسی، ابتدا ارتوپیروکسن‌ها تشکیل شده و سپس با افزایش فوگاسیته اکسیژن به دنبال آن‌ها کلینوپیروکسن‌ها متبلور شده‌اند.

سپاسگزاری

این پژوهش، بخشی از طرح تحقیقاتی "ماهیت پلوتونیسیم کوه دم (شمال شرق اردستان)، سرگذشت زمین‌شناسی و تحولات ماگمایی آن" است که با استفاده از امکانات پژوهشی دانشگاه تهران و دانشگاه پیام‌نور مرکز اصفهان انجام شده است. از حوزه معاونت‌های پژوهشی این دو دانشگاه تشکر و قدردانی می‌شود.

مجموعه نفوذی کوه دم طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین اسیدی تا بازیگ را در بر می‌گیرد و میزبان دایک‌های متعدد اسیدی و بازیگ است. پیروکسن در گابروها به دو صورت ارتوپیروکسن با ترکیب هیپرستن- فروهیپرستن و کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت- دیوپسید حضور دارد، در صورتی که در دایک‌های بازیگ با ترکیب تراکی‌بازالت تنها کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت- دیوپسید دیده می‌شود. نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی تشکیل پیروکسن‌ها در تأیید نتایج حاصل از مطالعات زمین‌شیمی سنگ کل (سرجوقیان، ۱۳۸۶ و ۱۳۹۱) گویای ارتباط نمونه‌ها با فرآیند فرورانش و شکل‌گیری توده نفوذی کوه دم در حاشیه فعال قاره‌ای است. دماهای محاسبه‌شده با استفاده از روش‌های متعدد، بیانگر آن است که پیروکسن‌ها در گابروها در حداقل دمای حدود ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد تا حداکثر ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند. یادآور می‌شود دماهای حداقل مرتبط با دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها و دماهای حداکثر بیانگر دمای شکل‌گیری ارتوپیروکسن‌هاست. به نظر می‌رسد طیف دمایی مشاهده شده گویای تغییرات دما در هنگام تبلور پیروکسن است. تغییرات درجه حرارت در دایک‌های بازیگ محدودتر بوده و از ۱۰۹۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد متغیر است. با توجه به نمودار فشارسنجی (Soesoo, 1997) فشار به دست آمده برای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در گابروها کمتر از ۲ کیلوبار و برای ارتوپیروکسن‌ها در گابروها ۲ تا ۵ کیلوبار ارزیابی می‌شود. فشار تشکیل کلینوپیروکسن در دایک‌های بازیگ نیز بین ۲ تا ۵ کیلوبار تخمین زده شده است. این نتایج با داده‌های حاصل از Putirka و همکاران

منابع

ربیعی، ا. (۱۳۸۵) اکتشاف زمین‌شیمیایی ناحیه کوه دم و بررسی ژئز اندیس طلای آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت

معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.

سرجوقیان، ف. (۱۳۸۶) پتروولوژی و زمین شیمی توده نفودی کوه دم (شمال اردستان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

سرجوقیان، ف. (۱۳۹۱)، ماهیت پلوتونیسیم کوه دم (شمال شرق اردستان)، سرگذشت زمین شناسی و تحولات ماگمایی آن. رساله دکتری، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77: 165-182.

Bertrand, P. and Mercier, J. C. (1985) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system? *Earth and Planetary Science Letters* 76: 109-122.

Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. and Wilke, M. (2005) The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69: 5071-5085.

Cameron, M. and Papike, J. J. (1981) Structural and chemical variations. *American Mineralogist* 66: 1-50.

Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-437.

France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F. (2010) A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189: 340-346.

Kilinc, A., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. L. and Sack, R. O. (1983) The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 83: 136-140.

Kress, V. C. and Carmichael, I. S. E. (1991) 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: 82-92.

Kretz, R. (1994) *Metamorphic Crystallization*. John Wiley and Sons, Chichester and New York.

Le Base, M. J. (1962) The role of aluminum 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.

Moretti, R. (2005) Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Geophysics* 48: 583-608.

Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Fortschr mineral* 66: 237-252.

Nimis, P. (1995) A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystals-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121: 115-125.

Ottonello, G. Moretti, R. Marini, L. and Zuccolini, M. V. (2001) Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: a thermochemical model. *Chemical Geology* 174: 157-179.

Pouchou, J. L. and Pichoir, F. (1985) PAP correction procedure for improved microanalysis. In: J. T., Armstrong (Ed.): *Microbeam analysis*. San Francisco Press, San Francisco.

Putirka, K. D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120.

- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F. and Shaw, H. (2003) New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist* 88: 1542-1554.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R. and Walker, D. (1996) Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 92-108.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., Ling, W. and Keqing, Z. (2012) Magma mingling and hybridization in the Kuh-e Dom pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Science* 54-55: 49-63.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and bence, A. E. (1979) Statitital analysis of clinopyroxenes from deepsea basalts. *American Mineralogist* 64: 501-513.
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119: 55-60.
- Sun, C. M. and Bertrand, J. (1991) Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China): petrogenetic and geotectonic implications. *Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen* 71: 243-259.
- Technoexport (1981) Detail geology prospecting in the Anarak Area, Central Iran. Geological Survey of Iran, Report No 9.

Application of pyroxene chemistry for evaluation of temperature and pressure in the Kuh-e Dom intrusion

Fatemeh Sarjoughian ¹, Ali Kananian ^{1*} and Jamshid Ahmadian ²

¹ Department of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Geology, Payame Noor University, PO BOX 19395-3697, Tehran, Iran

Abstract

The Late Eocene Kuh-e-Dom intrusion located in the central part of Urumieh-Dokhtar magmatic belt, NE of Ardestan. The intrusion consists of gabbroic to granitic rocks, intruded by several acidic and basic dikes. The EMP analyses of gabbro pyroxenes show the occurrence of two types of pyroxene: orthopyroxene with hypersthene and ferro hypersthene composition and clinopyroxene with augite- diopside composition. The trachybasaltic dikes have clinopyroxene with augite to diopside composition. The composition of the pyroxenes shows that these rocks have been crystallized in a subduction zone setting. The average crystallization temperature of pyroxenes in gabbros is about 1070°C, and it seems the clinopyroxenes crystallized in the lower temperature than orthopyroxenes. While the average crystallization temperature of pyroxenes in the basic dikes is evaluated to be around 1130°C. The estimated pressure for clinopyroxenes crystallization in the studied gabbros is lower than 2 kb and 2 to 5 kb for orthopyroxenes. These data indicate that clinopyroxenes have been formed in the depth lower than 7.7 km and the orthopyroxenes in depth of 10 km. The crystallization pressure of clinopyroxenes in the basic dikes studied is calculated in the range of 2.7 to 2.8 kb which is in accordance with their formation in the depth of 10 km.

Key words: Pyroxene, Thermometry, Barometry, Subduction, Kuh-e-Dom, Ardestan

* kananian@khayam.ut.ac.ir