

شیمی کانی، دما- فشار سنجی و ژنز کلاینوپروکسن‌های سنگ‌های متاولکانیکی مافیک سیلورین ماکو، شمال باختر ایران

فرزانه ولی‌نسب زرنق^۱، محسن مؤید^۱، احمد جهانگیری^۱ و حسین عزیزی^۲

^۱ گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

چکیده

در استان آذربایجان غربی و شمال شهرستان ماکو، رخنمون‌های ناپیوسته‌ای از سنگ‌های آتشفشانی برونزد دارند. این مجموعه آتشفشانی بایمودال بوده و از گدازه و سنگ‌های آذرآواری اسیدی و بازیک تشکیل شده‌اند. کانی‌های کلاینوپروکسن و پلاژیوکلاز به صورت درشت‌بلور در این سنگ‌ها حضور دارند. مطالعات شیمی کانی، نوع پروکسن‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه را دیوپسید معرفی می‌کنند. این پروکسن‌ها عدد منیزیم بالایی (۰/۸۷ تا ۰/۹۹) دارند. نمودارهای تعیین سری ماگمایی و زمین‌ساختی نشان می‌دهد که ماگمای بازالتی سازنده کلاینوپروکسن‌های مورد مطالعه ترکیب قلیایی داشته و در یک محیط درون‌صفحه‌ای تشکیل شده‌است. نتایج دما-فشارسنجی روی کلاینوپروکسن‌ها نشانگر دمای تبلور بین ۱۱۰۰-۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، فشار ۳-۹ کیلو بار و تبلور در آشیانه ماگمایی واقع در ژرفای حدود ۲۲ کیلومتری است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۷/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۱/۲۷

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

شیمی کانی

کلینوپروکسن

دما-فشارسنجی

ماکو

شمال باختر ایران

۱- پیش‌نوشتار

در شمال ماکو، رخنمون‌های ناپیوسته‌ای از سنگ‌های آتشفشانی پالئوزویک زیرین برونزد دارند. این مجموعه آتشفشانی بایمودال بوده و از گدازه و سنگ‌های آذرآواری اسیدی و بازیک تشکیل شده‌اند. گدازه‌های این واحد، واحد سنگی کامبرین و هم‌ارز لشکرک را پوشانده و به‌طور پیشرونده به‌وسیله واحدهای دولومیتی دونین پوشیده می‌شوند. بنابراین، از نظر چینه‌ای، به دوره سیلورین تعلق دارند. دگرگونی در حد سطوح پایین رخساره شست سبز همه سنگ‌های آتشفشانی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. بررسی ویژگی‌های ماگمایی در متابازالت‌ها بیانگر ماهیت تحولی تا قلیایی، و شکل‌گیری ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۳-۱۰ درصدی خاستگاه گوشه‌ای غنی شده گارنت پریدوتیتی در یک محیط کشتی کافتی (ریفیتی) درون‌قاره‌ای است (مؤید و همکاران، ۱۳۹۹؛ ولی‌نسب و همکاران، ۱۴۰۰). سنگ‌های متاسیدی حاصل تبلور تفریقی سنگ‌های متابازیک همراه با ذوب پوسته‌ای هستند که این سنگ‌ها نیز در محیط کشتی کافتی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. تشکیل این مجموعه متاولکانیکی را باید در ارتباط با مراحل

کافت‌زایی پالئوتیس در بلوک شمال ایران در کناره شمالی گندوانا دانست (مؤید و همکاران، ۱۳۹۹؛ ولی‌نسب و همکاران، ۱۴۰۰).

در این نوشتار با توجه به فراوانی کلاینوپروکسن‌ها در سنگ‌های متابازالتی، به کمک ترکیب شیمیایی کلاینوپروکسن‌ها به بررسی شیمی کانی، دما-فشارسنجی و محیط زمین‌ساختاری سنگ‌های سازنده کلاینوپروکسن‌ها پرداخته می‌شود.

۲- روش مطالعه

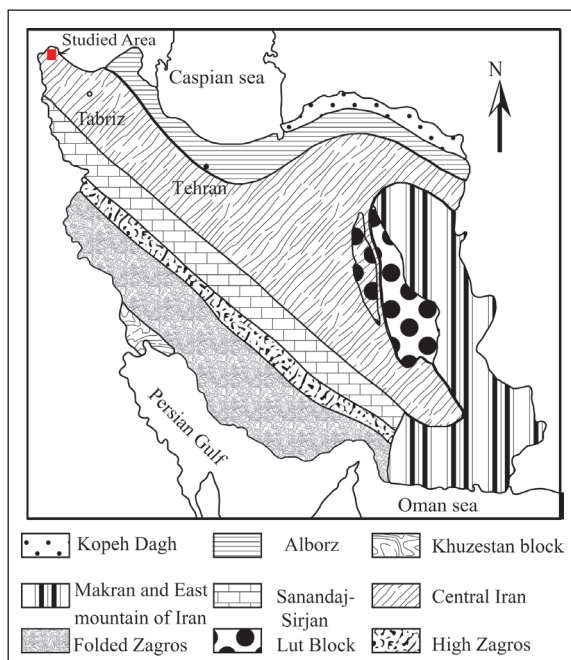
پس از مطالعات صحرایی گسترده، به منظور مطالعات سنگ‌نگاری، تعداد ۷۰ مقطع نازک از نمونه‌های منطقه تهیه و به وسیله میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفتند. پس از مطالعات سنگ‌نگاری دقیق روی متابازالت‌های منطقه و مشخص کردن روابط بافتی کانی‌ها، ۵ نمونه برای تجزیه نقطه‌ای به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شد. تجزیه نقطه‌ای توسط دستگاه میکروپروپ سوپرپروپ نوع SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه که دارای ۵ طیف‌سنج با طول موج

همانند سایر نقاط واقع بر پهنه ایران مرکزی دارای واحدهای سنگ چینه‌ای مربوط به پالئوزویک است. واحدهای سنگ چینه‌ای مربوط به پالئوزویک این منطقه از نظر رخساره سنگ‌شناسی و زمان چینه‌ای با سازندهای شناخته شده مربوط به پالئوزویک در البرز و ایران مرکزی همسانی دارد و از این رو ویژگی‌های رسوبی این منطقه یک حوضه سکویی (پلاتفرمی) بوده است (امینی‌آذر و عباسی، ۱۳۸۲). در نواحی شمال ماکو، رخنمون‌های ناپیوسته‌ای از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و بازیک بایمودال به همراه یکدیگر، در اطراف روستاهای عیسی‌خان، حسولزگو، حسوشکی، مولی، خرز، سارنج، شورآغل و آق‌گل برونزد دارند (شکل ۲- الف و ب). وجود سنگ‌های بازیک و اسیدی به همراه یکدیگر و نبود ترکیبات حد واسطه بیانگر ماگماتیسیم بایمودال است. گدازه‌های این واحد، واحدهای سنگی کامبرین (باروت، زاگون، لالون و میلا) و اردوویسین (هم‌ارز لشگرک) را پوشانده (شکل ۲- پ و ت) و به طور پیش‌رونده به وسیله ماسه‌سنگ‌های دونین پوشیده می‌شود (شکل ۲- ث). بنابراین، این سنگ‌ها از لحاظ چینه‌ای به سیلورین تعلق دارند.

انتشاری (WDS) و یک سیستم انتشاری (EDS) می‌باشد، تحت شتاب‌دهنده با ولتاژ ۱۵ کیلو ولت و جریان ۱۵ نانو آمپر صورت گرفته است. مقادیر به‌دست آمده از تجزیه به‌صورت اکسید است که مقادیر هر عنصر (pfu) بر پایه ۴ کاتیون و ۶ اتم اکسیژن بر پایه روش دروپ (Droop, 1987) و نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} با استفاده از موازنه کاتیون‌ها در ساختمان کانی کلینوپیروکسن (Droop, 1987) به‌دست آمده است (جدول ۱).

۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان غربی و شمال شهرستان ماکو در محدوده جغرافیایی $39^{\circ} 27' 9''$ تا $44^{\circ} 44' 44''$ طول‌خاوری و $38^{\circ} 18' 18''$ عرض شمالی جای گرفته است. بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران، این منطقه در زون زمین‌ساختی ایران مرکزی (Stocklin, 1968) و البرز- آذربایجان (نبوی، ۱۳۵۵) قرار دارد (شکل ۱). این منطقه



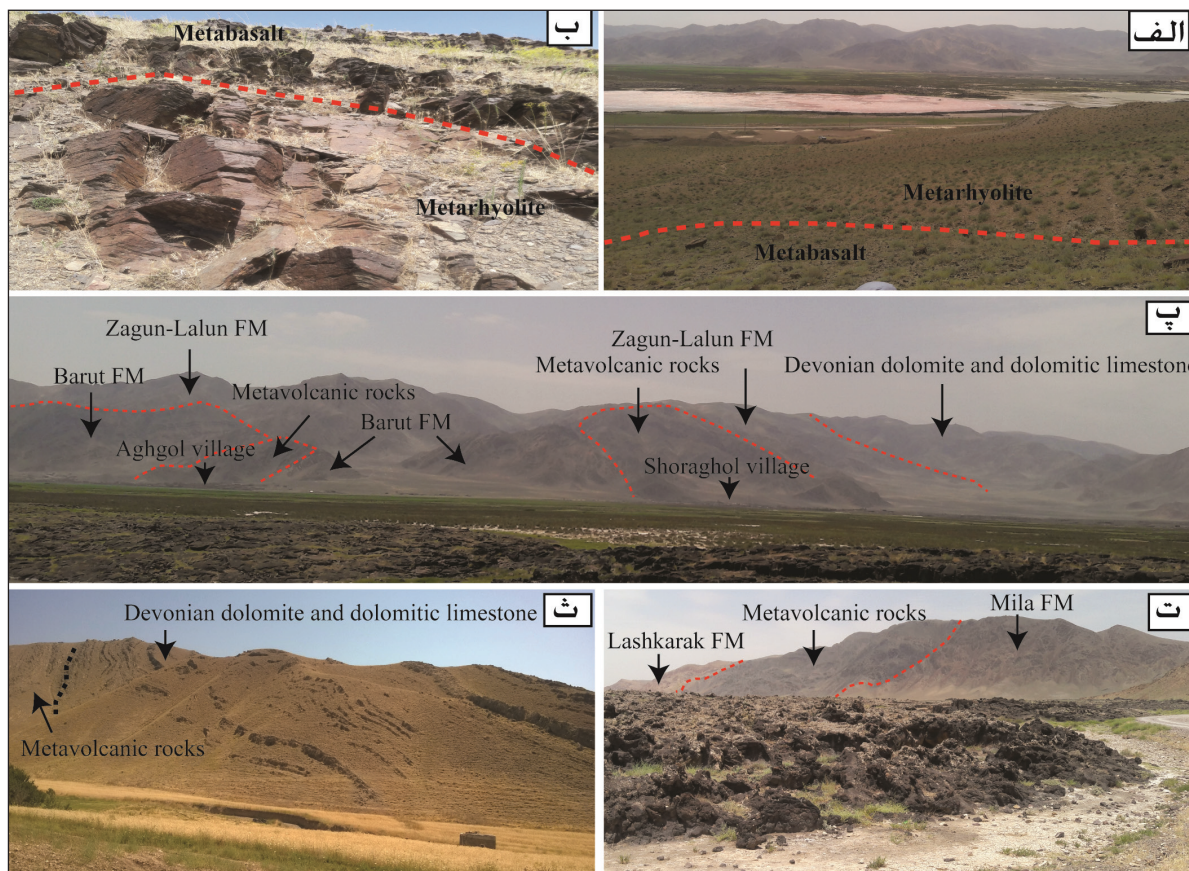
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی زون‌های ساختمانی- رسوبی ایران، ارائه شده توسط اشتوکلین (Stöcklin, 1968).

جدول ۱- داده‌های تجزیه میکروپروپ الکترونی کانی کلینوپیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه.

Mineral	Cpx															
SiO ₂	48.67	48.42	48.92	49.12	50.99	50.81	49.23	48.59	48.56	48.46	49.21	51.02	50.74	49.38	51.06	48.94
TiO ₂	1.63	1.61	1.14	1.31	0.76	0.78	1.41	1.66	1.67	1.44	1.51	0.86	0.98	1.57	0.88	1.57
Al ₂ O ₃	4.72	4.72	4.48	4.86	2.88	2.97	4.28	4.78	4.66	4.42	4.83	2.82	3.08	4.21	2.78	4.44
Cr ₂ O ₃	0.50	0.25	0.20	0.29	1.17	1.12	0.48	0.54	0.32	0.28	0.32	1.19	1.14	0.44	1.14	0.31
FeO	6.36	7.11	6.65	6.03	4.15	4.22	5.94	6.40	7.18	6.71	5.99	4.18	4.31	6.03	4.19	6.68
MnO	0.09	0.12	0.16	0.11	0.08	0.06	0.09	0.08	0.14	0.18	0.13	0.09	0.11	0.09	0.08	0.16
MgO	14.39	14.75	14.65	15.11	16.63	16.61	15.27	14.32	14.77	14.67	15.18	16.41	16.38	15.32	16.64	14.71
CaO	22.10	21.49	22.36	22.04	23.23	22.67	21.98	21.98	21.52	22.41	22.12	22.84	22.71	22.08	23.41	22.38
Na ₂ O	0.42	0.51	0.40	0.36	0.26	0.33	0.29	0.44	0.54	0.48	0.38	0.34	0.36	0.31	0.37	0.49
K ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.04	0.00	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02
Total	99.07	99.01	98.95	99.23	100.19	99.60	98.99	98.98	99.54	99.87	99.82	99.95	99.91	99.52	100.74	99.83

ادامه جدول ۱

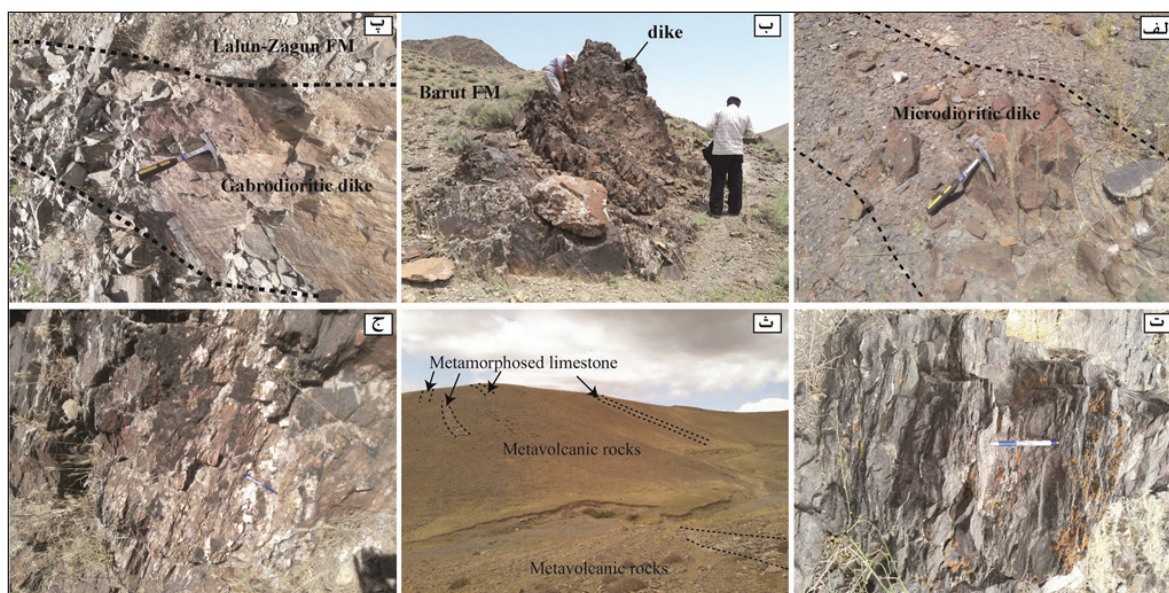
Mineral	Cpx															
Si	1.82	1.80	1.82	1.82	1.86	1.86	1.83	1.81	1.80	1.80	1.81	1.87	1.86	1.83	1.85	1.81
Ti	0.05	0.05	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04
Al ^{IV}	0.18	0.20	0.18	0.18	0.12	0.13	0.17	0.19	0.20	0.19	0.19	0.12	0.13	0.17	0.12	0.19
Al ^{VI}	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01
Fe ³⁺	0.08	0.13	0.12	0.10	0.10	0.09	0.08	0.08	0.13	0.15	0.10	0.08	0.09	0.09	0.12	0.13
Fe ²⁺	0.11	0.09	0.09	0.09	0.03	0.03	0.10	0.12	0.09	0.06	0.09	0.05	0.04	0.10	0.01	0.08
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.80	0.82	0.81	0.83	0.90	0.91	0.85	0.80	0.82	0.81	0.83	0.90	0.89	0.84	0.90	0.81
Ca	0.88	0.86	0.89	0.87	0.91	0.89	0.87	0.88	0.86	0.89	0.87	0.90	0.89	0.88	0.91	0.89
Na	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04
K	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	0.00	0.00
Ca+Na	0.91	0.89	0.92	0.90	0.93	0.91	0.90	0.91	0.89	0.93	0.90	0.92	0.92	0.90	0.94	0.92
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#	0.88	0.90	0.90	0.90	0.97	0.96	0.89	0.87	0.90	0.93	0.91	0.95	0.95	0.89	0.99	0.91
En	0.45	0.46	0.45	0.46	0.49	0.50	0.46	0.44	0.46	0.46	0.46	0.49	0.49	0.46	0.49	0.46
Fs	0.06	0.05	0.05	0.05	0.02	0.02	0.06	0.06	0.05	0.03	0.05	0.03	0.02	0.05	0.01	0.04
Wo	0.49	0.49	0.50	0.49	0.49	0.49	0.48	0.49	0.49	0.51	0.49	0.49	0.49	0.48	0.50	0.50



شکل ۲- الف) برونزد سنگ‌های متاریولیتی و متابازیک در جنوب روستای آق گل (دید به سمت شمال خاور). ب) برونزد سنگ‌های متابازیک بر روی سنگ‌های متاریولیتی در اطراف روستای عیسی‌خان (دید به سمت شمال). پ) دورنمایی از روستاهای شورآغل و آق گل و برونزد سنگ‌های متاولکانیکی در جنوب آنها بر روی سازندهای باروت و لالون-زاگون (دید به سمت جنوب). ت) نمایی کلی از سازندهای میل، لشکرک و سنگ‌های متاولکانیکی با ترکیب بازیک در شمال باختر روستای سارنج (دید به سمت شمال باختر). ث) برونزد سنگ‌های آهک دولومیتی دونین با جهت شیب لایه‌ها به سمت شمال که سنگ‌های متابازیک را پوشانده است (دید به سمت شمال خاور، در اطراف روستای عیسی‌خان).

متاولکانیکی در تناوب با رسوبات آهکی قرار دارند (شکل ۳-ث) و این افق‌ها در چند فاز پیاپی و با وقفه زمانی اندکی فوران نموده و رسوب‌گذاری رسوبات آهکی و آهک‌های ماسه‌ای در وقفه زمانی بین دو فوران متوالی روی داده است. ساخت‌های حفره‌ای پر شده (شکل ۳-ج) و میان‌لایه‌های آهکی و آهکی-ماسه‌ای دگرگونه بیانگر رخداد فعالیت ماگمایی در محیط آبی است. در این میان، در لایه‌های آهکی، به علت دگرگونی، فسیلی یافت نمی‌شود. دگرگونی در حد سطوح پایین رخساره شایست سبز، همه سنگ‌های آتشفشانی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است که به پیدایش کانی‌های کلریت، اپیدوت، آمفیبول و گاهی سرپانتین انجامیده است ولی به سبب درجات پایین دگرگونی شیستوزیته در این سنگ‌ها مشاهده نمی‌شود و گاهی شیستوزیته بسیارضعیفی در سنگ‌های متابازیک قابل مشاهده است. بیشتر دگرگونی در منطقه مورد مطالعه، دگرگونی دینامیکی بوده که به خرد شدگی و تشکیل میلونیت و کاتاکلاست در سنگ‌های منطقه انجامیده است.

در اطراف روستای حسولزکو، دگرگونی دینامیکی باعث برشی و میلونیتی شدن سنگ‌های متاولکانیکی و رسوبی دگرگونی شده است (شکل ۳-ت). در درون این مجموعه دایک‌های میکرودیوریتی با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در باختر روستای عیسی‌خان درون سنگ‌های متاولکانیکی (شکل ۳-الف) و گابرویدیوریتی با فنوکریست‌های آمفیبول، در شمال باختر روستای سارنج درون سازند باروت (شکل ۳-ب) و جنوب روستای شورآغل درون سازند لالون-زاگون (شکل ۳-پ) تزریق شده‌اند. سنگ‌های متاولکانیکی در منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر سیالات دگرسان‌کننده قرار گرفته و تغییرات کانی‌شناسی در آن رخ داده است. از جمله این تغییرات می‌توان به تبدیل شدن کانی‌های فرومنیزین به اپیدوت، آمفیبول، کلریت و اکسیدهای آهن و وجود رگه‌های حاوی کانی‌های کوارتز، اپیدوت و کلسیت و در برخی موارد رگه‌های حاوی کوارتز، کلریت و به مقدار کم تورمالین اشاره کرد که نشانگر تأثیر سیالات حاوی کلسیم و سیلیس پس از تبلور است. افق‌های



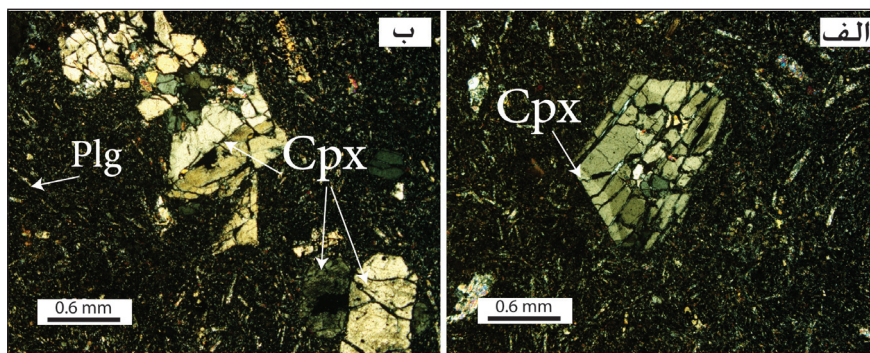
شکل ۳- الف) پروند دایک میکرودیوریتی در اطراف روستای عیسی‌خان. (دید به سمت شمال). ب) پروند دایک گابرویدیوریتی در شمال باختر روستای سارنج (دید به سمت شمال خاور). پ) پروند دایک گابرویدیوریتی در جنوب روستای شورآغل. ت) برگواگی میلونیتی در سنگ‌های متاولکانیکی در اطراف روستای حسولزکو. ث) پروند میان لایه‌های آهکی دگرگون شده در تناوب با سنگ‌های متاولکانیکی در اطراف روستای حسولزکو (دید به سمت شمال). ج) پروند سنگ‌های بازیک با ساخت حفره‌ای پر شده (دید به سمت باختر).

۴- سنگ‌نگاری

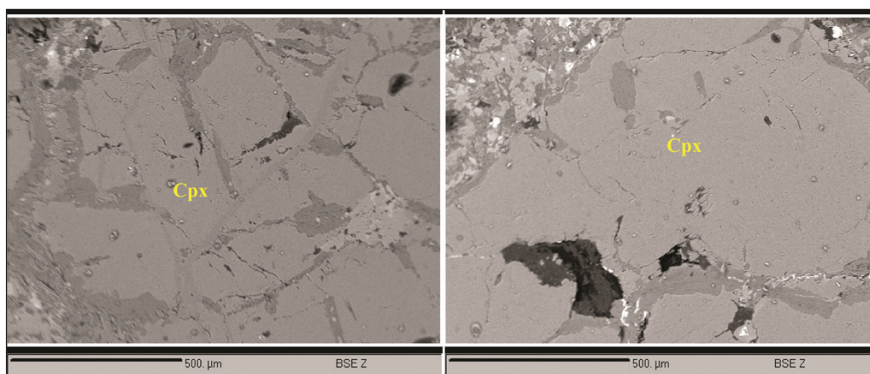
متابازالت‌های ماکو در زیر میکروسکوپ دارای ترکیب تقریباً یکنواختی هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده متابازالت‌ها شامل پلاژیوکلاز و کلاینوپیروکسن هستند. کانی پلاژیوکلاز بیشتر به صورت میکرولیت در زمینه سنگ دیده می‌شود و اشکال فنوکریست آن در این سنگ‌ها محدود است و فراوانی آن در متابازالت‌ها از ۳۰ تا ۴۰ درصد متغیر است. کلاینوپیروکسن به صورت درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و فراوانی این کانی گاهی تا ۳۰ درصد هم می‌رسد (شکل ۴). با توجه به سن زیاد، این سنگ‌ها در درجات متوسط تا شدید دگرسان شده‌اند. کانی‌های کلریت، اپیدوت، سرپیت، کلسیت، کوارتز، سرپانتین، آمفیبول، اسفن و کانی‌های اپاک مهم‌ترین کانی‌های دگرسانی این مجموعه هستند. کلریتی شدن و اپیدوتی شدن، به فراوانی در این سنگ‌ها رخ داده است. مهم‌ترین بافت‌های موجود در بازالت‌های منطقه، پورفیری با خمیره میکرولیتی-شیشه‌ای، جریان‌ی، اینترسرتال،

۵- شیمی کلاینوپیروکسن‌ها

در سیستم‌های بازالتی، فنوکریست‌های کلاینوپیروکسن بسیار متداول و فراوان هستند و در بردارنده کامل‌ترین تاریخچه تکامل ماگما هستند (Bonechi et al., 2020). ترکیب اکسیدهای اصلی کانی کلاینوپیروکسن و توزیع کاتیون‌ها در سنگ‌های متابازیک منطقه ماکو در جدول ۱ نشان داده شده است و همچنین تصاویر میکروسکوپ نوری، الکترونی (BSE) در شکل ۵ نشان داده شده‌اند.



شکل ۴- درشت‌بلورهای کلیئوپیروکسن در زمینه میکروولیتی در متابازالت‌های ماکو (علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) است).



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از کلیئوپیروکسن‌های موجود در متابازالت‌های ماکو.

۵-۲- نام‌گذاری پروکسن‌ها

برای نام‌گذاری پروکسن‌ها از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. براساس نمودار برای نام‌گذاری پروکسن‌ها از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. براساس نمودار $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ در برابر $J = 2Na$ (Morimoto et al., 1988) ترکیب شیمیایی تمام پروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده Quad (Ca-Mg-Fe pyroxene) قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). همچنین در نمودار Al در برابر Fe^{2+} (Morimoto et al., 1988) قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب).

این پروکسن‌ها در محدوده غنی از آلومینیم قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). ترکیب کلیئوپیروکسن‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار Wo-En-Fs (Rock, 1990)، نمودار Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988) و نمودار مثلثی $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ (Poldervaart and Hess, 1951) در محدوده دیوپسید واقع می‌شوند. همچنین در نمودار $Ti-Na-Al^{IV}$ (Papike et al., 1974) پروکسن‌ها بیشتر ویژگی‌های CATS را نشان می‌دهند (شکل ۸). یکی از تقسیم‌بندی‌های رایج در مورد کلیئوپیروکسن‌ها، گروه‌بندی آنها به دو گروه کلسیم بالا (High-Ca) و کلسیم پایین (Low-Ca) است. مرز بین این دو گروه به واسطه حضور یک وقفه ترکیبی (miscibility gap) بین حدود ۱۵ و ۲۴ مول درصد Ca_2SiO_6 (در حد فاصل بین اورژیت و پیژونیت) واقع شده و پروکسن‌های طبیعی به ندرت در محدوده این وقفه ترکیبی واقع می‌شوند (Gill, 2010). همچنین باید توجه داشت که پروکسن‌های آذرین طبیعی به ندرت حاوی بیش از ۵۰ درصد $CaSiO_3$ هستند (Gill, 2010). با توجه به مطالب یاد شده، تمامی پروکسن‌های منطقه از نوع کلسیم بالا می‌باشند. کلیئوپیروکسن‌های مورد مطالعه دارای کلسیم بالا و پیرو آن دارای جزء ولاستونیتی بیشتری نسبت به انستاتیت و فروسیلیت هستند. جانشینی کاتیون‌های Al و Ti به جای یون‌های Mg و Fe در موضع M1 پروکسن، سبب کاهش میزان این دو یون نسبت به یون Ca در موضع M2 و بالا رفتن نسبت ولاستونیت می‌شود، این ویژگی

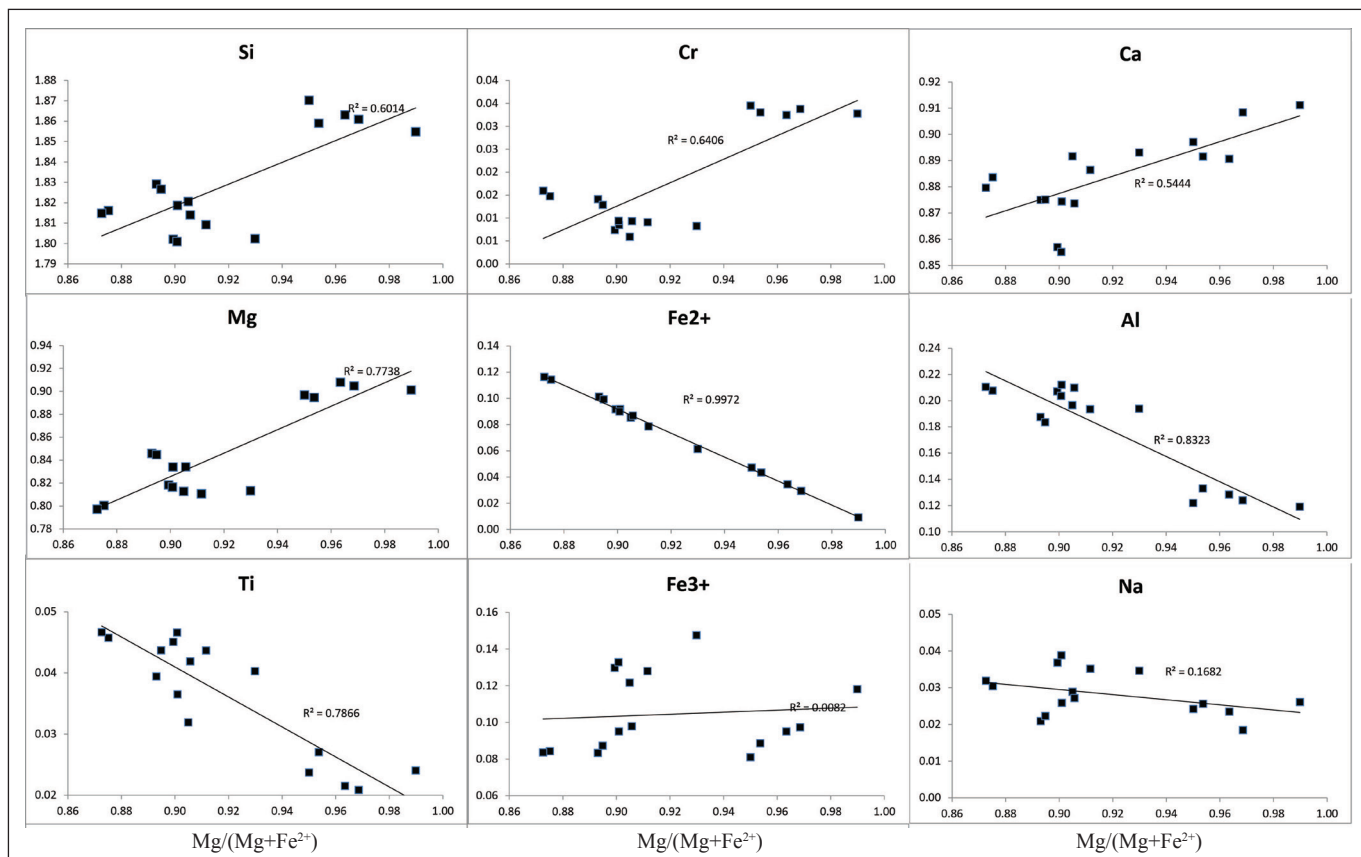
۵-۱- تغییرات ترکیب پروکسن‌ها

به‌طور معمول کانی پروکسن غنی از منیزیم و فقیر از آهن می‌باشد. مقدار عددی منیزیم $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ به عنوان یک شاخص مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. پروکسن‌های مورد مطالعه دارای $Mg\#$ در محدوده ۰/۸۷ تا ۰/۹۹ می‌باشند.

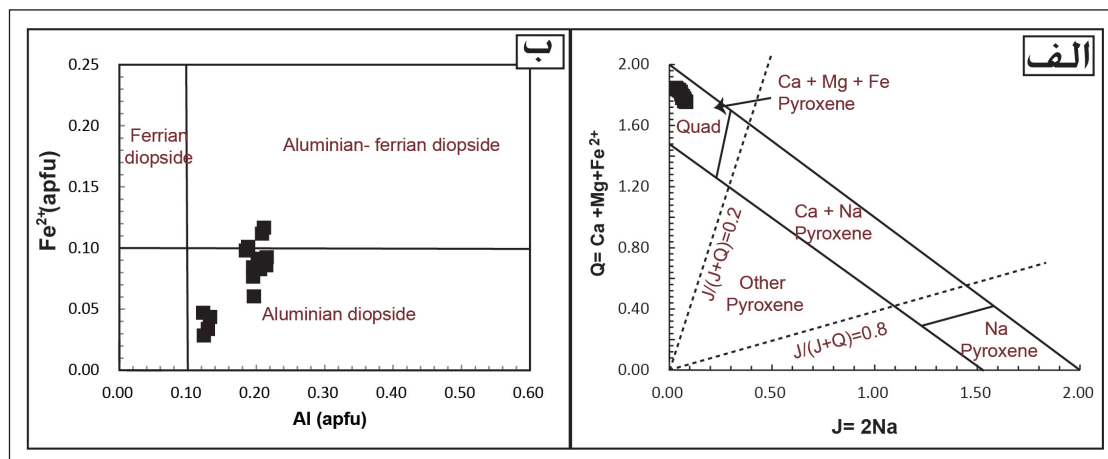
برای بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی کلیئوپیروکسن‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای تغییرات $Mg\#$ در برابر سایر عناصر بر اساس مقادیر (apfu) استفاده می‌شود که در شکل ۶ نشان داده شده است. با افزایش مقدار $Mg\#$ در پروکسن‌ها مقادیر Si، Ca، Mg، Cr افزایش و مقادیر Al، Ti، Fe^{2+} و Na کاهش می‌یابد. با توجه به اینکه آنالیز در بلورهای پروکسن در امتداد خطی از مرکز به حاشیه آن صورت گرفته است، تغییر در ترکیب عنصری کلیئوپیروکسن‌ها نشانگر منطقه‌بندی بلورین در این کانی است. در بلورهای کلیئوپیروکسن هسته از Mg، Ca، Si غنی بوده و به سمت حاشیه بلور، عناصر Ti، Al، Fe غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در این بلورها منطقه‌بندی از نوع عادی (نرمال) است و مشاهده روندها با تغییرات تدریجی، نتیجه فرایند تفریق ماگمایی است. فشار می‌تواند یک عامل برجسته در کنترل ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها و بروز منطقه‌بندی عادی باشد (Dobosi and Fodor, 1992; Wass, 1979; Aoki and Kushiro, 1968). کاهش فشار باعث کاهش مقادیر $Na+Al^{VI}$ می‌شود. بنابراین هسته دارای $Na+Al^{VI}$ بیشتر نسبت به حاشیه و سایر بخش‌های بلور بوده و در مقابل، حاشیه دارای مقادیر بالاتر $Ti+Al^{IV}$ خواهد بود. در کلیئوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه، این تغییرات دیده می‌شود، بنابراین کاهش فشار در حین صعود ماگما می‌تواند یکی از عوامل پیدایش منطقه‌بندی بلورین عادی در پروکسن‌ها باشد.

کلینوپیروکسن کلسیم بالا و عدم حضور پیروکسن فقیر از کلسیم را یکی از راه‌های تشخیص ماگماهای با آلکالینیت بالا تر در بخش‌های مختلف بازالت‌های دکن قرار داده‌اند.

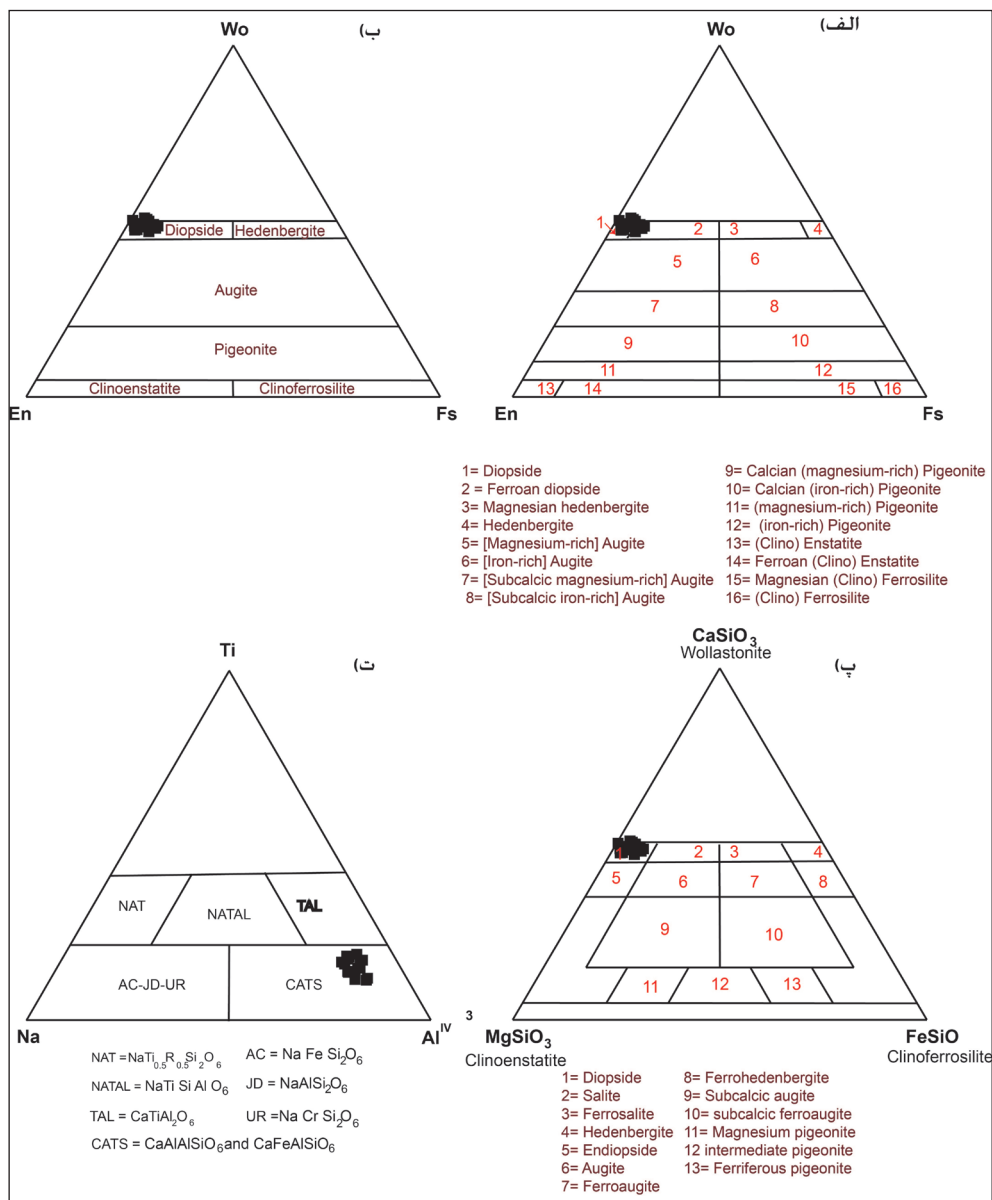
در پیروکسن‌های تشنیتی و سنگ‌های آلکالن فویددار نیز گزارش شده است که می‌تواند به دلیل ماهیت آلکالن سنگ‌های سازنده آنها باشد (Bardintzeff et al., 2012). همچنین برخی از سنگ‌شاسان (مانند Melluso and Sethna, 2011) حضور



شکل ۶- تغییرات ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بر اساس مقادیر $Mg\#$ در برابر عناصر Si, Ti, Al, Ca, Mg, Na, Fe, Cr.



شکل ۷- ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه، (الف) در نمودار Q در برابر J و (ب) نمودار Al (apfu) در برابر Fe^{2+} (apfu) از موریموتو و همکاران (Morimoto et al., 1988).



شکل ۸- ترکیب کلاینوپروکسن در سنگ های متابازیک منطقه مورد مطالعه، (الف) در نمودار En-Fs-Wo (Rock, 1990)، (ب) نمودار En-Fs-Wo (Morimoto et al., 1988)، (پ) نمودار مثلثی CaSiO₃-MgSiO₃-FeSiO₃ (Poldervaart and Hess, 1951)، نمودار (Papike et al., 1974) Ti-Na-Al^{IV}.

۳-۴-۵ ارتباط ترکیب شیمیایی پروکسن و سنگ میزبان

عدد منیزیم $[Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ یکی از بهترین فاکتورها برای بررسی ارتباط بین ترکیب پروکسن با ترکیب شیمیایی سنگ میزبان است. بدین منظور از نمودار $Mg\#_{cpx}$ در برابر $Mg\#_{whole\ rock}$ استفاده می شود (شکل ۹). در این شکل تمامی نمونه های مورد مطالعه در محدوده بالای خط ۱:۱ قرار می گیرند که بیانگر غنی شدگی Mg در پروکسن ها نسبت به سنگ میزبان است و سنگ میزبان از آهن غنی تر است.

۴-۵ تعیین سری ماکمایی و محیط زمین ساختی سنگ های تشکیل دهنده کلاینوپروکسن

ترکیب شیمیایی کلاینوپروکسن ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماکمای سازنده آنها می باشد و اطلاعات ارزشمندی در مورد منشأ و سری ماکمایی فراهم می نمایند (Kushiro, 1960; Le Bas, 1962; Nisbet and Pearce, 1977; Beccaluva et al., 1989). مشارکت عناصر Na, Si, Al, Ti, Ca در شبکه

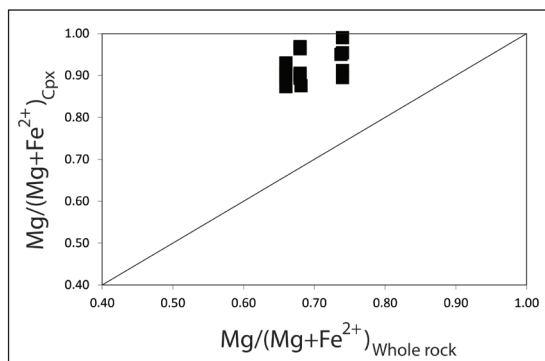
کلینوپروکسن ها وابستگی شدیدی به درجه آلکالینیت ماگمای والد کلینوپروکسن ها دارد (Le Bas, 1962; Leterrier et al., 1982). در نمودار Ti در برابر Ca+Na که توسط لتریر (Leterrier et al., 1982) ارائه شده است، نمونه های مورد مطالعه در محدوده آلکالن قرار می گیرند که نشان دهنده غنی شدگی Ca در آنها می باشد (شکل ۱۰-الف). مقدار تیتانیم در پروکسن ها ارتباط نزدیکی با میزان آلکالینیت ماگما دارد. به طوری که پروکسن های موجود در بازالت های آلکالن حاوی تیتانیم بالاتری نسبت به بازالت های ساب آلکالن است (Gill, 2010). با افزایش میزان تیتانیم، مقادیر آلومینیم نیز افزایش می یابد. شیب زیاد منحنی TiO₂ در برابر Al₂O₃ نشان دهنده تفریق کلاینوپروکسن ها در سنگ های مافیک آلکالن است (Tracy and Robinson, 1977). منحنی تغییرات TiO₂ در برابر Al₂O₃ شیب نسبتاً زیادی دارد که دلیلی بر آلکالن بودن ماگمای تشکیل دهنده سنگ های مورد مطالعه است (شکل ۱۰-ب). همچنین در بازالت های آلکالن پروکسن زودتر از پلاژیوکلاز (مشابه با روند تبلور در

فعالیت‌های ماگمایی پویا بوده است. آثار فعالیت ماگمایی سیلورین را افزون بر منطقه مورد مطالعه (ماکو) می‌توان در مناطق مختلفی مانند بازالت‌های سلطان‌میدان در البرز خاوری، شیرگشت، جام، رباط قره‌بیل، سه کاشان، ترو، جنوب بجنورد، جنوب بهاباد، گرگان و شمال خاور نیشابور دید. بر اساس مطالعات مختلف صورت گرفته بر روی سنگ‌های آذرین پالئوزویک زیرین در مناطق مختلف ایران، تشکیل این سنگ‌ها را مرتبط با تشکیل و گسترش پالئوتیس در پالئوزویک زیرین دانسته‌اند (قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۳؛ درخشی و قاسمی، ۱۳۹۳؛ قاسمی و دیهیمی، ۱۳۹۳؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۴؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۴؛ Derakhshi and Ghasemi, 2013; Derakhshi et al., 2017). رژیم کششی حاکم بر لبه شمال خاوری ابرقاره گندوانا و تشکیل کافت توران در زمان اردوویسین-سیلورین سبب تشکیل اقیانوس پالئوتیس شده است. اقیانوس پالئوتیس پس از یک دوره طولانی کافت‌زایی و گسترش در خلال پالئوزویک زیرین-میانی، با فروورانش به سوی شمال و به زیر کناره جنوبی اوراسیا در پالئوزویک بالایی-تریاس بسته شده است (Alavi, 1996; Bagheri and Stampfli, 2008).

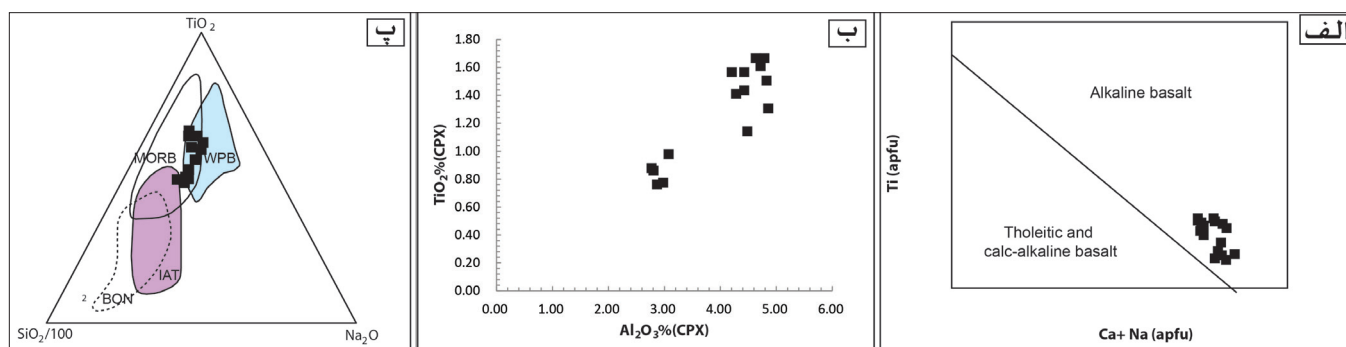
متابازالت‌های منطقه ماکو متبلور می‌شود (Gill, 2010). پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های ساب‌آلکالن معمولاً از نوع کلسیم پایین (مونوکلینیک پیژونیت یا ارتورومیک انستاتیت) بوده و می‌تواند به صورت فنوکریست و یا اینکه به صورت رورشدی بر روی الیون‌ها دیده شود. همچنین بازالت‌های ساب‌آلکالن می‌توانند در زمینه خود حاوی کوارتز باشند (Gill, 2010).

برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های میزبان کلینوپیروکسن‌ها از نمودار مثلثی $TiO_2-SiO_2/100-Na_2O$ (Beccaluva et al., 1989) استفاده شده است. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای و MORB قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-پ).

جایگاه‌های زمین‌ساختی درون صفحه‌ای به دست آمده برای سنگ‌های متاولکانیکی ماکو بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن‌ها، با جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها که بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی تعیین شده (مؤید و همکاران، ۱۳۹۹)، مطابقت دارد. بر اساس داده‌های یاد شده سنگ‌های متاولکانیکی ماکو در محیط درون صفحه‌ای به ویژه در محیط کافت‌های قاره‌ای تشکیل شده‌اند. مطالعات مختلف نشان داده‌اند که بخش‌های مختلف ایران در طی پالئوزویک زیرین و به ویژه در سیلورین از دید



شکل ۹- مقایسه تغییرات $Mg\#$ در پیروکسن‌ها نسبت به $Mg\#$ در سنگ میزبان.



شکل ۱۰- تعیین سری ماگمایی ماگمای سازنده کلینوپیروکسن‌ها بر اساس، الف) نمودار Ti در برابر $Ca+Na$ (Leterrier et al., 1982)، ب) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 و پ) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز زمین‌ساختی نمودار مثلثی $TiO_2-SiO_2/100-Na_2O$ (Beccaluva et al., 1989).

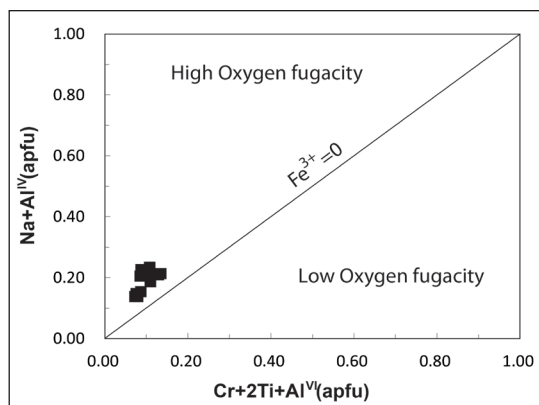
۵-۵- گریزندگی اکسیژن

برای تعیین گریزندگی اکسیژن از نمودار $Na+Al^{IV}$ در برابر $Cr+2Ti+Al^{VI}$ که توسط شوائتر و همکاران (Schweitzer et al., 1979) ارائه شده، استفاده شده است. این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت تتراهدری و Cr و Al در موقعیت اکتاهدری می‌باشد. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Ti ، Cr ، Al در موقعیت‌های اکتاهدری شود. بنابراین، فراوانی Fe در

گریزندگی اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکوئیدوس و ترکیب مذاب دارد (France et al., 2010) و عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی و توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته در ماگما دارد (Kilinc et al., 1983; Kress and Carmichael, 1991; Botcharnikov et al., 2005; Moretti, 2005).

در پایین این خط قرار می‌گیرند در گریزندگی اکسیژن کمتری تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). با توجه به فاصله نمونه‌ها از خط $Fe^{3+}=0$ ، هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر شود، مقدار گریزندگی اکسیژن در محیط آنها بیشتر بوده است (Cameron and Papike, 1981). همان‌گونه که در شکل نشان داده شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده با گریزندگی اکسیژن بالا قرار دارند.

پروکسن‌ها بستگی به موازنه Al در موقعیت تتراهدراال و اکتاهدراال ساختمان پروکسن دارد. هر چه میزان Al^{IV} بیشتر باشد امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به جز Al مانند Fe به موقعیت اکتاهدراال در ساختمان پروکسن بیشتر فراهم می‌شود. بنابراین نمونه‌هایی که بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند در واقع پروکسن‌هایی هستند که در محیطی با گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که



شکل ۱۱- نمودار تغییرات $Na+Al^{IV}$ در برابر $Cr+2Ti+Al^{VI}$ (Schweitzer et al., 1979) برای تعیین وضعیت گریزندگی اکسیژن در نمونه‌های مورد مطالعه.

نتایج تخمین‌های دما و فشار تبلور کلاینوپروکسن‌های منطقه بر اساس روش پوتریکا و همکاران (Putrika et al., 1996) بیانگر دمای تشکیل بین ۱۱۳۰/۶ تا ۱۲۵۶ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۲/۵ تا ۱۱/۳ کیلو بار می‌باشد (شکل ۱۲-الف).

دما-فشارسنجی تشکیل کلاینوپروکسن‌ها به روش پوتریکا و همکاران (Putrika et al., 2003): اساس این روش بر تبلور کانی ژادیت و تعادل در سیستم $Jd-Di+Hd$ (Normative) استوار است. دمای تبلور پروکسن‌ها در این روش ۱۰۶۵/۲ تا ۱۲۳۵/۶ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۴/۴ تا ۱۳/۱ کیلو بار متغیر می‌باشد (شکل ۱۲-ب).

دما و فشارسنجی تشکیل کلاینوپروکسن‌ها به روش پوتریکا (Putrika, 2008): این روش بر اساس محاسبه میزان فعالیت انستاتیت در کلاینوپروکسن‌ها (Nimis and Taylor, 2000)، و نیز کلاینوپروکسن-مذاب استوار است که در این روش دمای کلاینوپروکسن بدون تأثیر ترکیب مذاب محاسبه می‌گردد. دمای تبلور دیوپسیدها بر اساس روش پوتریکا (Putrika, 2008) برابر با ۱۱۱۲/۹ تا ۱۲۷۷ درجه سانتی‌گراد بوده و فشار برابر با ۳/۹ تا ۱۲/۴ کیلو بار است (شکل ۱۲-پ).

دما و فشارسنجی تشکیل کلاینوپروکسن‌ها به روش سوئسو (Soesoo, 1997): روش سوئسو (Soesoo, 1997) نیز یکی از روش‌هایی است که جهت دما و فشار سنجی بر اساس پروکسن‌های موجود در مذاب‌های بازالتی پیشنهاد شده است. در این روش که دما و فشار به صورت گرافیکی نشان داده می‌شود، محور X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف می‌شود.

در شکل ۱۳ نتایج حاصل از دما و فشارسنجی به روش سوئسو (Soesoo, 1997) نمایش داده شده است. دیوپسیدهای منطقه در بازه دمایی ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۰ کیلو بار تبلور پیدا کرده‌اند.

به‌طور کلی نتایج حاصل از دما-فشارسنجی روی کلاینوپروکسن‌های موجود در متابازالت‌های ماکو به روش‌های سوئسو و پوتریکا (Putrika et al., 1996, 2003; Putrika, 2008; Soesoo, 1997) دربردارنده نتایج قابل قبول و تقریباً هماهنگ با

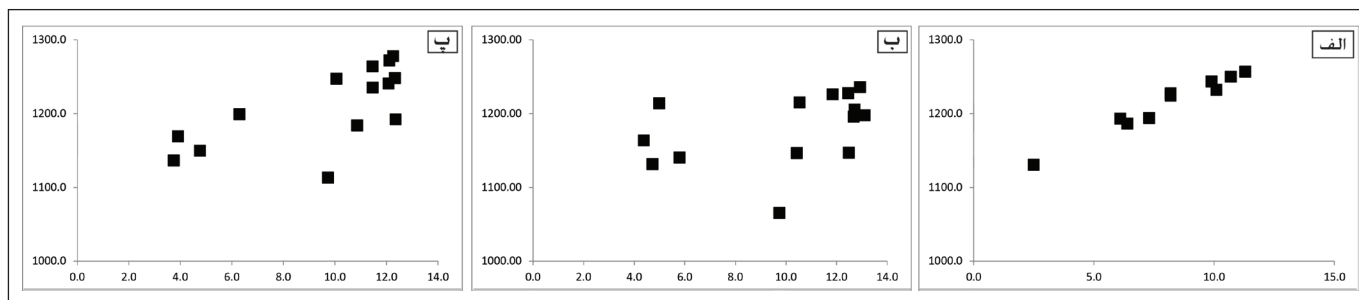
۵-۶- دما-فشارسنجی کلاینوپروکسن‌ها

اولین دماسنج پروکسن که اساس کار آن بر تعادل بین کلاینوپروکسن و ارتوپروکسن استوار می‌باشد، توسط دیویس و بوید (Davis and Boyd, 1966) معرفی شده است. به دلیل اینکه بیشتر روش‌های دما - فشار سنجی کانی پروکسن که تاکنون ارائه شده‌اند براساس تعادل میان دو نوع پروکسن (ارتوپروکسن و کلاینوپروکسن) می‌باشند، این موضوع سبب محدودیت‌هایی در به کارگیری آنها برای سیستم‌های آذرینی می‌شود که در آنها تنها یک نوع پروکسن حضور دارد. به همین دلیل به مرور زمان، دما و فشارسنج‌هایی ارائه شدند که صرفاً بر مبنای ترکیب کلاینوپروکسن (Nimis and Taylor, 2000) و یا تعادل کلاینوپروکسن-مذاب (Putrika et al., 1996, 2003) طراحی شده‌اند. با توجه به این که در نمونه‌های مورد مطالعه کانی ارتوپروکسن مشاهده نشده است، از این رو، به منظور بررسی دما-فشارسنجی نمونه‌های مورد مطالعه از روش‌های ارائه شده بر اساس تعادل میان کلاینوپروکسن-مذاب و یا ترکیب تک بلور کلاینوپروکسن استفاده شده است. در این روش‌ها ترکیب‌های مذاب بر اساس کسر کاتیونی ترکیب‌های بدون آب بوده و نیازی به بهنجارسازی (برای مثال محاسباتی نظیر به ۱۰۰ رساندن مقادیر اولیه) برای مقادیر عناصر ندارد، و کاتیون‌های تشکیل دهنده کلاینوپروکسن نیز براساس ۶ اتم اکسیژن به دست می‌آیند. ترکیبات مختلف پروکسن، نظیر ژادیت، دیوپسید+هدنبرژیت و انستاتیت+فروسلیت توسط یک الگوی نرماتو از پوتریکا و همکاران (Putrika et al., 2003) مورد محاسبه قرار می‌گیرند.

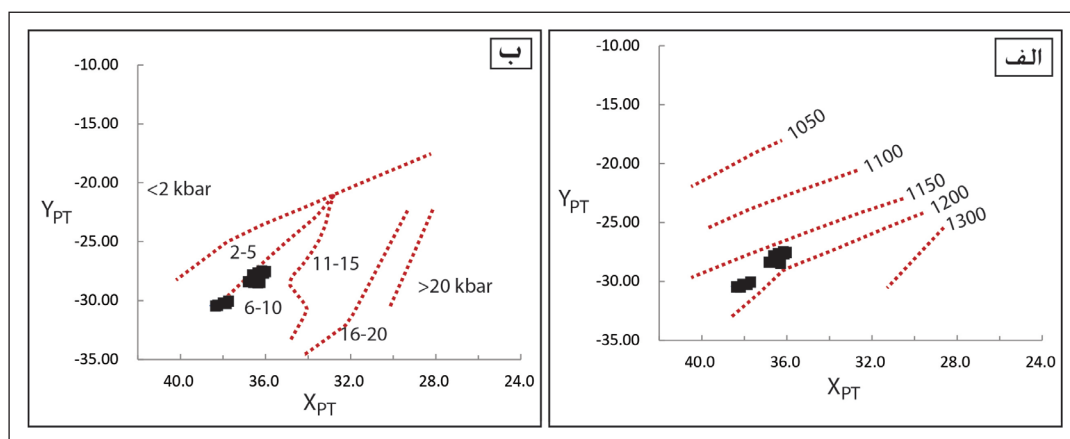
دما-فشارسنجی تشکیل کلاینوپروکسن‌ها به روش پوتریکا و همکاران (Putrika et al., 1996): در این روش برآورد دما و فشار بر اساس کلاینوپروکسن همزیست با ترکیب مذاب مافییک استوار بوده است. اساس کار دماسنجی در معادلات پوتریکا و همکاران (Putrika et al., 1996) بر این بنا شده است که تبادل تعادلی ژادیت (Jd)-دیوپسید/هدنبرژیت ($DiHd$) بین کلاینوپروکسن و مذاب به دما حساس است.

فشار به ازای ۳/۶۵ کیلومتر، ژرفای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در ماگمای سازنده بین ۱۱ کیلومتر تا ۳۳ کیلومتر و به‌طور متوسط حدود ۲۲ کیلومتر تخمین زده می‌شود.

یکدیگر بوده و بیانگر دمای تبلور بین ۱۱۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در گستره‌ی ۳-۹ کیلو بار بوده است. و بر اساس افزایش ۱ کیلو بار



شکل ۱۲- نمودار دما- فشار سنجی به روش الف) پوتریکا و همکاران (Putrika et al., 1996)، ب) پوتریکا و همکاران (Putrika et al., 2003)، پ) پوتریکا (Putrika, 2008).



شکل ۱۳- نمودار دما و فشار سنجی کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش سوئسو (Soesoo, 1997)، الف) نمودار دماسنجی، ب) نمودار فشارسنجی.

۶- نتیجه‌گیری

و تعیین محیط زمین‌ساختی، ماگمای سازنده کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه دارای ترکیب آلکالن بوده و در محیط زمین‌ساختی درون صفحه‌ای و در ارتباط با مراحل کافت‌زایی پالئوتیس در زمان سیلورین تشکیل شده است. طبق مطالعات دما-فشارسنجی، فشار محاسبه شده برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های متابازالت‌های ماکو بین (مقدار توسط با روش‌های متعدد) ۳ تا ۹ کیلو بار و دمای ۱۱۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد و بر اساس افزایش ۱ کیلو بار فشار به ازای ۳/۶۵ کیلومتر، ژرفای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در ماگمای سازنده بین ۱۱ کیلومتر تا ۳۳ کیلومتر و به‌طور متوسط حدود ۲۲ کیلومتر تخمین زده می‌شود.

متابازالت‌های ماکو از نظر سنگ‌نگاری دارای ترکیب یکنواختی بوده و پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی آن را تشکیل می‌دهد.

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در متابازالت‌های ماکو از نوع دیوپسید می‌باشد. مقدار گریزندگی اکسیژن در ماگمای والد پیروکسن‌های مورد مطالعه بالا بوده است. مقادیر Mg در کلینوپیروکسن‌ها نسبت به سنگ میزبان بیشتر بوده و بالعکس مقدار آهن در سنگ میزبان بیشتر از کلینوپیروکسن‌ها می‌باشد که با توجه به شرایط اکسیداسیونی محیط و تمایل آهن به صورت Fe^{3+} در این شرایط، آهن وارد کانی‌هایی مانند مگنتیت شده است. بر اساس نمودارهای تعیین سری ماگمایی

کتابنگاری

- امینی‌آذر، ر.، و عباسی، س. ۱۳۸۲، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماکو، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م.، و قاسمی، ح. ۱۳۸۹، پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزویک زیرین جنوب بهاباد (باقی، ایران مرکزی) (شاهدی بر ریف‌ت‌زایی)، مجله پترولوژی، ۱ (۴): ۴۵-۶۴.
- درخشانی، م.، و قاسمی، ح. ۱۳۹۳، ماگماتیزم اردوویسین-دونین در شمال شاهرود: شاهدی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوتیس در البرز شرقی. مجله پترولوژی (۱۸): ۱۲۲-۱۰۵.
- درخشانی، م.، قاسمی، ح.، سهامی، ط. ۱۳۹۳، زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان میدان در رخنمون‌های شمال و شمال شرق شاهرود، فصلنامه علوم زمین ۲۳ (۹۱): ۷۶-۶۳.

- درخشی، م.، قاسمی، ح.، توکسوی کوکسال، ف.، ۱۳۹۴، شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی بازالت‌های سلطان میدان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۳(۲): ۲۶۸-۲۵۷. URL: <http://ijcm.ir/article-1-170-fa.html>.
- قاسمی، ح.، و دیهیمی، م.، ۱۳۹۳، ماگماتیسزم بازیگ‌قلیایی دونین در البرز شرقی، شمال شاهرود: شاهی بر کافت‌زایی پالتوتیس. فصلنامه زمین‌شناسی ایران ۸(۳۲): ۱۹-۳۲.
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز.، صالحیان، ش.، ۱۳۹۴، مقایسه سنگ‌های آذرین مافیک سازند قلی (اردوئیسین فوقانی) و شیست‌های گرگان در زون البرز شرقی. فصلنامه علوم زمین ۲۴(۹۴): ۲۶۳-۲۷۶. Doi: 10.22071/GSJ.2015.41771
- قاسمی، ح.، و کاظمی، ز.، ۱۳۹۲، محیط زمین‌ساختی و خصوصیات محل منشأ سنگ‌های آذرین موجود در سازند ابرسج (اردوئیسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۱(۲): ۳۱۹-۳۳۰. URL: <http://ijcm.ir/article-1-320-fa.html>.
- قاسمی، ح.، کاظمی، ز.، طاهری، ع.، ۱۳۹۱، ژئوشیمی و پتروژنز بازالت‌های سازند ابرسج (اردوئیسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود. مجله ژئوشیمی ۱۱(۱): ۱۲-۲۳.
- قاسمی، ح.، و درخشی، م.، ۱۳۸۷، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیون در تشکیل سنگ‌های آذرین پالتوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت؛ شمال غرب طبس، ایران مرکزی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۶(۲): ۲۲۴-۲۰۷. URL: <http://ijcm.ir/article-1-634-fa.html>.
- مؤید، م.، ولی‌نسب زرنق، ف.، جهانگیری، ا.، عزیزی، ح.، ۱۳۹۹، سنگ نگاری و سنگ‌شناسی سنگ‌های متاولکانیکی بایمودال پالتوزوئیک پیشین شمال ماکو، شمال غرب ایران. فصلنامه علوم زمین، ۳۰ (۱۱۸)، ۱۰۹-۱۲۲. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2020.196325.1693>.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص، د ۵۵۵/۵۲۶۹.
- ولی‌نسب زرنق، ف.، مؤید، م.، جهانگیری، ا.، عزیزی، ح.، ۱۴۰۰، خاستگاه و تحولات ماگمایی سنگ‌های متاولکانیک پالتوزوئیک زیرین (سیلورین) ماکو: نشانه‌ای از کافت‌زایی پالتوتیس (شمال باختری ایران). نشریه پتروژنی، ۴۵ (۱۲)، ۱۹-۴۰. <http://dx.doi.org/10.22108/ijp.2020.121834.1166>.

References

- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran, Journal of Geodynamics doi: 10.1016/0264-3707(95)00009-7
- Aoki, K. I., and Kushiro, I., 1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. Contributions to Mineralogy and Petrology, 18(4): 326-337, <https://doi.org/10.1007/BF00399694>.
- Bagheri, S., Stampfli, G. M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e- Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications, Tectonophysics 451, 123-155. doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.047.
- Bardintzeff, J. M., Deniel, C., Guillou, H., Platevoet, B., Télouk, P., and Oun, K. M. 2012. Miocene to recent alkaline volcanism between Al Haruj and Waw an Namous (southern Libya). International Journal of Earth Sciences, 101(4): 1047-1063, <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-011-0708-5>.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B., and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. Chemical Geology, 77(3-4): 165-182, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90073-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90073-9).
- Bonechi, B., Perinelli, C., and Gaeta, M., 2020. Clinopyroxene growth rates at high pressure: constraints on magma recharge of the deep reservoir of the Campi Flegrei Volcanic District (south Italy). Bulletin of Volcanology, 82(1): 1-19, <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1342-5>.
- Botcharnikov, R.E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C., Wilke, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. Geochim. Cosmochim. Acta 69: 5071-5085, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2005.04.023>.
- Cameron, M., and Papike, J.J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. American Mineralogist, 66(1-2): 1-50.
- Davis B. T. C., and Boyd, D.R., 1966. The join Mg₂Si₂O₆-CaMgSi₂O₆ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. J Geophys Res., 71: 3567-3576, <https://doi.org/10.1029/JZ071I014P03567>.
- Derakhshi, M., Ghasemi, H., 2013. Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: Magmatic evidence for Paleotethys development. Arabian Journal of Geoscience 6(11). Doi 10.1007/s12517-013-1180-2.
- Derakhshi, M., Ghasemi, H., Laicheng, M., 2017. Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere-lithosphere interaction and rifting along the N margin of Gondwana. Journal of Chemie der Erde. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2017.01.002>.
- Dobosi, G., and Fodor, F.V. 1992. Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green core clinopyroxenes in Pliocene basanite, Southern Slovakia. Lithos, 28: 133-150, <https://doi.org/10.1016/0024-4937%2892%2990028-W>.
- Droop, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical magazine, 51(361): 431-435, doi:10.1180/minmag.1987.051.361.10.

- 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(3): 340-346, <https://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.023>.
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes a practical guide*” Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472 p, ISBN 978-0-632-06377-2.
- Kilinc, A., Carmichael, I.S.E., Rivers, M.L., Sack, R.O., 1983. The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83: 136–140, <https://doi.org/10.1007/BF00373086>.
- 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. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108: 82–92, <https://doi.org/10.1007/BF00307328>.
- Kushiro, I., 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *American journal of science*, 258(8): 548-554, <https://doi.org/10.2475/ajs.258.8.548>.
- Le Bas, M. J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4): 267-288, DOI: <https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267>.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard D., and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene compositions as a method of identification of magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 139-154, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
- Melluso, L., and Sethna, S. F., 2011. Mineral compositions in the Deccan igneous rocks of India: an overview. *Topics in igneous petrology*, 135-159, DOI: 10.1007/978-90-481-9600-5_7
- Moretti, R., 2005. Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Annals of Geophysics*, <https://doi.org/10.4401/ag-3221>.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133, <https://doi.org/10.1007/BF01226262>.
- Nimis, P., and Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 541–554, <https://doi.org/10.1007/s004100000156>.
- Nisbet, E. G., and Pearce, J. A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to mineralogy and petrology*, 63(2): 149-160, <https://doi.org/10.1007/BF00398776>.
- Papike, J. J., Cameron, K. L., and Baldwin, K., 1974. Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. In *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 6: 1053-1054, ID (NAID): 10026533544.
- Poldervaart, A., and Hess, H. H., 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *The Journal of Geology*, 472-489, <https://doi.org/10.1086/625891>.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., and Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 Kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(1): 92-108, <https://doi.org/10.1007/s004100050145>.
- 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 Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88: 1542–1554, <https://doi.org/10.2138/am-2003-1017>.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69: 61-120, <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Rock, N. M. S., 1990. The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Mineralogy and Petrology*, 43(2): 99-119, <https://doi.org/10.1007/BF01164304>.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep- sea basalts. *American Mineralogist*, 64: 501-513, <https://doi.org/10.1016/0198-0254%2879%2990762-3>.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. *GFF*, 119(1): 55-60, <https://doi.org/10.1080/11035899709546454>.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7): 1229-1258, <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.

- Tracy, R. J., and Robinson, P., 1977. Zoned titanite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *American Mineralogist*, 62(7-8): 634-645.
- Wass, S. Y., 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12(2): 115-132, [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(79\)90043-4](https://doi.org/10.1016/0024-4937(79)90043-4).
- Whitney, D. L., and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185-187.

Original Research Paper

Mineral chemistry, thermobarometry and genesis of clinopyroxenes in Silurian mafic metavolcanic rocks of Maku, North West of Iran

Farzaneh Valinasab Zarnagh^{1*}, Mohsen Moayyed¹, Ahmad Jahangiri¹, and Hossein Azizi²

¹Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Science, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 October 17

Accepted: 2022 February 16

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Mineral chemistry

Clinopyroxene

Thermobarometry

Maku

North West of Iran

ABSTRACT

There are discontinuous outcrops of volcanic rocks in West Azarbaijan province and in the north of Maku city. The volcanic complexes were bimodal and compose of acidic and basic lava and pyroclastic rocks. Mineral chemistry studies show that clinopyroxenes in the studied rocks are diopside. These pyroxenes have a high magnesium number (0.87 to 0.99). Magma series and tectonic determination diagrams show that the basaltic rocks that make up the studied clinopyroxenes have an alkaline nature and were formed in a within plate environment. According to geothermobarometry studies, clinopyroxenes were formed at temperature 1100 - 1250 ° C and pressure of 3 - 9 Kbar. The depth for generation of magma was at about 22 kilometers.

* Corresponding author: Farzaneh Valinasab Zarnagh; E-mail: valinasab.f@gmail.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.307112.1944

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.3.9

