

مطالعه شیمی کانی‌ها و حرارت - فشارسنجی انواع مختلف زئولیت‌ها در سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن قخلار (غرب مرنند، شمال غرب ایران)

محسن مؤید^۱، محمدامین صفی‌خانی^۲، رباب حاجی‌علی‌اوغلی^۳، نصیر عامل^۲ و احمد جهانگیری^۱

استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۱ کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ دانشیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۱/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۰/۳۰

چکیده

منطقه مورد مطالعه در رشته کوه‌های میشو، شمال غرب مرنند واقع شده است. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-تخریبی پلیوسن عمده برونزدهای سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند. انواع مختلف زئولیت‌های لامپروفیری، میکاپیروکسنیتی، کربناته و آمفیبولیتی در داخل سنگ‌های آندزیتی مشاهده می‌شوند. زئولیت لامپروفیری متشکل از درشت‌بلورهای بیوتیت و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از همین بلورها همراه با پلاژیوکلاز با بافت شاخص پورفیریک و هیالوپورفیریک است. زئولیت لامپروفیری بر اساس ترکیب کانی‌شناسی از نوع کرسانتیت می‌باشد. کانی‌های تشکیل‌دهنده زئولیت میکاپیروکسنیتی شامل بلورهای کلینوپیروکسن، بیوتیت، پلاژیوکلاز، (±) هورنبلند و کانی‌های تیره است. زئولیت کربناته متشکل از بلورهای پراکنده پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کمتر آمفیبول و بیوتیت در خمیره کربناتی می‌باشد. بر اساس شیمی بلورهای کلینوپیروکسن ترکیب ماگما در زئولیت‌های میکاپیروکسنیتی و لامپروفیری کالک‌آلکان تعیین می‌شود. ترکیب بیشتر کلینوپیروکسن‌ها در زئولیت‌های لامپروفیری و میکاپیروکسنیتی با شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن مطابقت دارد. دماهای محاسبه شده برای زئولیت‌های میکاپیروکسنیتی ۱۱۰۰°C تا ۱۲۰۰°C و برای زئولیت‌های لامپروفیری ۸۰۰°C تا ۱۰۸۰°C در فشارهای ۵ تا ۱۰ کیلو بار برآورد شده است. حرارت و فشار زئولیت آمفیبولیتی بر اساس شیمی تک‌کانی آمفیبول به ترتیب حدود (±۱۲°C) ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۶/۲±۰/۶ کیلو بار محاسبه شد.

کلیدواژه‌ها: زئولیت، شیمی کانی، حرارت-فشارسنجی، میشو، قخلار.

*نویسنده مسئول: محسن مؤید

E-mail: moayyed@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

مطالعه زئولیت‌ها از سازوکارهای مهم در تکامل پوسته قاره‌ای از زمان آرکئن بوده و مطالعه آنها با استفاده از مشاهدات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی در بازسازی تحولات لیئوسفر بسیار موثر است. زئولیت‌ها توسط فعالیت‌های آتشفشانی با سرعت صعود بالا از گوشته و بخش‌های عمیق پوسته حمل می‌شوند و به سطح زمین می‌رسند. بیشتر زئولیت‌ها ترکیب کانی‌شناسی اولیه و شرایط ترمودینامیکی دما و فشار تشکیل خود را حفظ می‌کنند (Griffin and O'Reilly, 1986). مطالعه این سنگ‌ها، پنجره‌ای مستقیم برای شناسایی ترکیب لیئوسفر و بخش‌های عمیق پوسته‌ای می‌باشد. مطالعات زئولیت‌های رخنمون یافته در سطح زمین نشان می‌دهند که پوسته در بخش میانی بیشتر از سنگ‌های دگرگونی رخساره آمفیبولیت تشکیل شده است و سنگ‌های رخساره گرانولیت عمدتاً تشکیل‌دهنده پوسته تحتانی می‌باشند (Rudnick and Gao, 2003; Weber and Hecht, 2003).

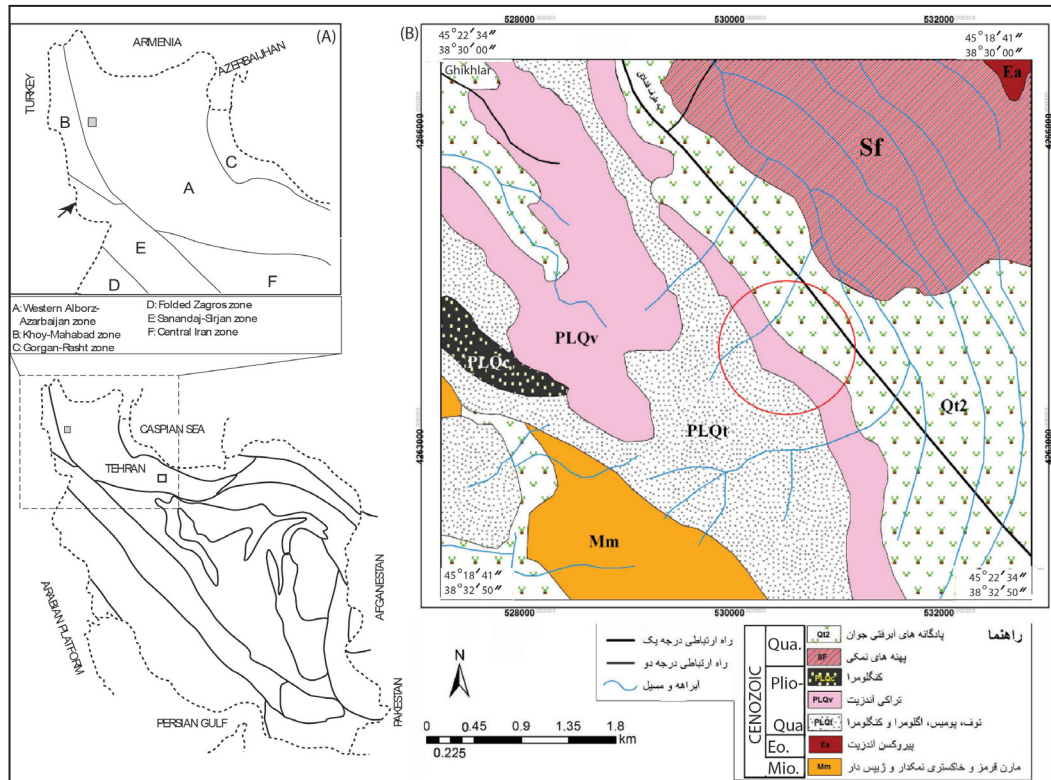
سنگ‌های ولکانیک و ولکانوکلاستیک منسوب به پلیوسن برونزدهای قابل توجهی در منطقه قخلار در کوه‌های میشو نشان می‌دهند. یکی از بارزترین ویژگی‌های این سنگ‌ها حضور آنکلاوهای متفاوت اتولیتی (آنکلاوهای ماگمایی همزاد یا آندزیت دانه‌ریز، کومولایی و دیوریتی) و زئولیتی (لامپروفیری، کربناته، میکاپیروکسنیتی، آمفیبولیتی) در داخل این سنگ‌هاست. مطالعه زئولیت‌ها از اهداف مهم این پژوهش می‌باشد. توده‌های سنگی مربوط به زئولیت‌ها (آمفیبولیت، میکاپیروکسنیت و لامپروفیر) تا به حال از منطقه میشو گزارش نشده‌اند. اما از رخنمون سنگی‌های آمفیبولیتی در مناطق مجاور می‌توان به رخنمون سنگ‌های آمفیبولیتی در نوار دگرگونی شرقی مجموعه افیولیت‌های خوی اشاره داشت که منطقه مورد مطالعه در امتداد شرقی این نوار دگرگونی واقع شده است. در این مطالعه ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی، شیمی کانی‌ها، پتروژنز و دما و فشار تشکیل انواع زئولیت‌های داخل سنگ‌های آندزیتی قخلار مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی

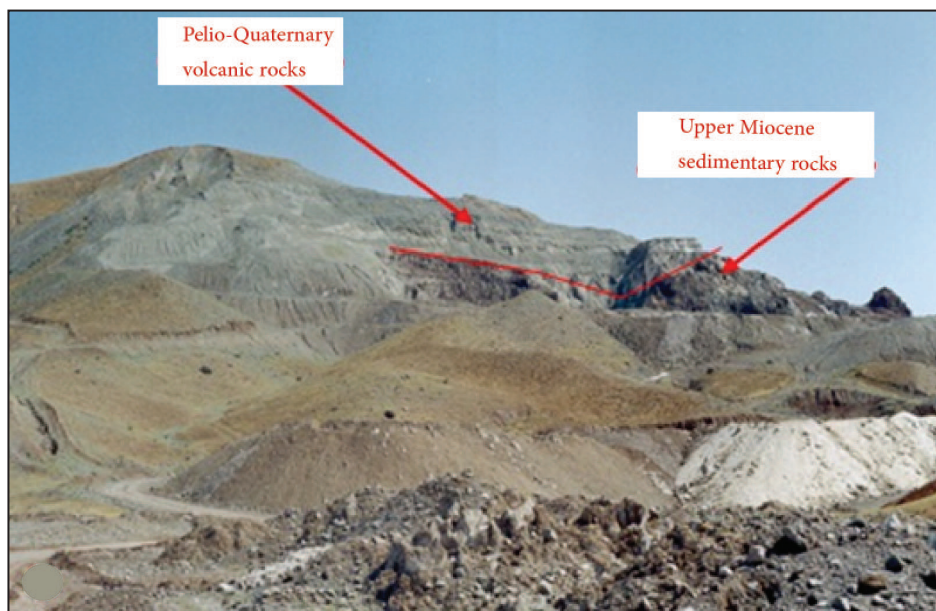
منطقه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی "۳۴' ۲۲" تا "۴۵° ۱۸' ۴۱" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۵۰' ۳۲" تا "۳۸° ۳۰' ۰" شمالی در شمال غرب ارتفاعات رشته‌کوه‌های میشو واقع شده است. بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختمانی گوناگون، این منطقه متعلق به زون‌های مختلف البرز غربی-آذربایجان (نوبی، ۱۳۵۵)، ایران مرکزی (Stocklin, 1968) و سلطانیه-میشو (Eftekharneshad, 1975) می‌باشد (شکل ۱- A). به‌طور کلی نهشته‌های مارنی قرمز و خاکستری ژپیس دار و نمک‌دار به سن میوسن (اسکویی و حاجعلیلو، ۱۳۷۶) قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۱- B). سنگ‌های ولکانیک و ولکانوکلاستیک منسوب به پلیوسن برونزدهای قابل توجهی در منطقه دارند (شکل ۱- B). ترکیب این سنگ‌ها در شرق روستای قخلار به‌صورت تراکی آندزیت، پیروکسن آندزیت و پیروکسن آندزیت بازالتی است (شکل ۲). البته سن این واحدها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قره ضیاءالدین (اسکویی و حاجعلیلو، ۱۳۷۶) به ائوسن نسبت داده شده است ولی در تمامی نقاط آذربایجان نهشته‌های ائوسن دارای ویژگی‌های مشاهده شده در سنگ‌های این منطقه نیستند و مهم‌تر از همه اینکه این طبقات در اغلب مکان‌ها افقی هستند و یا گدازه‌ها و دایک‌های وابسته، نهشته‌های میوسن فوقانی را قطع کرده‌اند. لذا انتساب این مجموعه آتشفشانی-رسوبی از نظر سن به ائوسن درست به نظر نمی‌رسد. بنابراین بر اساس شواهد مطالعات صحرایی به نظر می‌رسد سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه در ارتباط با ولکانیسم ترشیاری آذربایجان احتمالاً مرتبط با فاز آسترین تا پاسادین تشکیل شده باشند. یکی از بارزترین ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه حضور آنکلاوهای متفاوت اتولیتی (آنکلاوهای ماگمایی همزاد یا آندزیت دانه‌ریز، کومولایی و دیوریتی) و زئولیتی (لامپروفیری، کربناته، میکاپیروکسنیتی، آمفیبولیتی) در داخل این سنگ‌هاست. در این قسمت ویژگی‌های زئولیت‌ها در نمونه‌های دستی بررسی شده است. زئولیت‌های آمفیبولیتی در نمونه دستی به رنگ سبز تیره هستند و برخی

منطقه کمیاب است. زئولیت‌های لامپروفیری به رنگ خاکستری تیره تا سیاه براق (مزوکرات تا ملانوکرات) هستند. ترکیب کانی‌شناسی آنها شامل فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار میکا، کلینوپروکسن و فلدسپار است. رخنمون دایک‌های لامپروفیری در داخل سنگ‌های آتشفشانی قبلاً از منطقه گزارش شده است (مؤید و همکاران، ۱۳۸۲).

برگوارگی نشان می‌دهند. زئولیت‌های میکاپروکسنیتی با رنگ کاملاً تیره و بافت دانه‌درشت مشخص می‌شوند. اندازه بلورهای کلینوپروکسن و بیوتیت در این زئولیت‌ها تا چندین سانتی متر می‌رسد. زئولیت‌های کربناته به رنگ سبز روشن مشاهده می‌شوند. خمیره این زئولیت‌ها از کربنات بوده و حاشیه زئولیت دارای حفراتی ریز است که احتمالاً حاصل خروج گاز CO₂ می‌باشند. این نوع زئولیت در



شکل ۱- A) موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی زون‌های ساختمانی و رسوبی ایران بر اساس نبوی (۱۳۵۵)؛ B) نقشه زمین‌شناسی قخلار با اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ قره‌ضیاء‌الدین (اسکویی و حاجعلیلو، ۱۳۷۶) با تغییرات.



شکل ۲- برونزد سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن زئولیت‌دار و رسوبات میوسن فوقانی در منطقه قخلار.

قطعات کربناته میوسن مربوط به سازند قم در زیر سازند سرخ فوقانی باشند. رخنمون سازند قم در زیر سازند سرخ فوقانی از مناطق مجاور (سه راهی خوی در شمال غرب منطقه) گزارش شده است.

۳- روش مطالعه

مطالعات صحرایی به منظور بررسی زئولیت‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی با جمع‌آوری نمونه‌های سنگی مناسب انجام گرفت. جهت مطالعه زئولیت‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه از سه ایستگاه مجزا و در امتداد رخنمون سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری پلیوسن نمونه‌برداری به عمل آمد. از بین نمونه‌های سنگی برداشت شده ۲۰ نمونه سنگی مناسب به منظور تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی انتخاب شد. به منظور مطالعه دقیق کانی‌شناسی و تعیین شیمی کانی‌های مختلف، تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها به روش EPMA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام گرفت. مدل دستگاه Cameca SX100 بوده و آنالیز نمونه‌ها در شرایط ولتاژ ۱۵ Kev و آمپراژ ۲۰ nA انجام شده است. فرایند کالیبره شدن دستگاه نیز به صورت Al/Cr, Si/W, C/W, Na/Ab, K/Or, Mn/MnSiO₃, Fe/Fe₂O₃, Mg/MgO, Ti/TiO₂ انجام گرفته است. کانی‌های آنالیز شده شامل کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلسیت و بیوتیت هستند. داده‌های شیمی کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۴ ارائه شده است. علایم اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) می‌باشد.

توده‌های سنگی مربوط به زئولیت‌ها (آمفیبولیت، میکاپیروکسنیت و لامپروفیر) تا به حال از منطقه میشو گزارش نشده است. اما از رخنمون سنگی‌های آمفیبولیتی در مناطق مجاور می‌توان به رخنمون سنگ‌های آمفیبولیتی در نوار دگرگونی شرقی مجموعه افیولیت‌های خوی اشاره کرد که منطقه مورد مطالعه در امتداد شرقی این نوار دگرگونی قرار دارد. نوار دگرگونی شرقی خوی طبق مطالعات Khalatbari-Jafari et al. (2003) به تریاس و حتی قدیم تر نسبت داده شده است. مطالعات جدید Azizi et al. (2011) نیز نشان می‌دهد که سن گرانیتوئیدهای تیپ S که این دگرگونی‌ها را قطع کرده‌اند در حدود ۵۹۰ تا ۵۵۰ میلیون سال است. احتمال دیگر برای منشأ زئولیت‌های مورد مطالعه، ارتباط آن با مجموعه مافیک و الترامافیک دگرگون شده و نیز غیردگرگونی پالتوزویک می‌باشد که بر این اساس حضور زئولیت‌های آمفیبولیتی و نیز میکا کلینوپیروکسنیتی در داخل سنگ‌های ولکانیکی مورد مطالعه را به احتمال می‌توان به آثاری از پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین و یا هرسینین (زمین درز پالتوتیس) منطقه نسبت داد که رخنمون این سنگ‌ها به واسطه رخنمون‌های وسیعی از توده‌های نفوذی مربوط به ادیاکارن و هرسینین و نیز فعالیت‌های ولکانیکی وسیع پلیوسن در منطقه مشاهده نمی‌شود. بر اساس شواهد کانی‌شناسی و پترولوژی به نظر می‌رسد زئولیت‌های کربناته قطعات آهکی هضم شده در داخل سنگ‌های آندزیتی میزبان باشند. با توجه به اینکه ماگماتیسیم منطقه مربوط به پلیوسن بوده و بر روی سازند سرخ فوقانی قرار گرفته است احتمال دارد

جدول ۱- داده‌های شیمی کلینوپیروکسن در زئولیت‌های قخلار.

Sample	زئولیت میکاپیروکسنیتی (Gh1-3)					زئولیت کربناته (Gh1-12)				
SiO ₂	51.84	50.77	51.15	51.43	51.80	52.33	52.50	52.63	52.95	51.47
TiO ₂	1.58	0.69	0.79	1.23	1.43	2.28	1.54	0.50	0.51	0.00
Al ₂ O ₃	2.81	4.89	4.90	4.03	2.57	1.10	1.09	0.94	1.03	2.75
FeO	7.06	5.78	5.60	4.44	8.44	5.19	5.26	5.68	5.55	5.62
MnO	0.17	0.14	0.10	0.11	0.36	0.15	0.13	0.13	0.15	0.14
MgO	17.22	16.06	16.02	16.10	14.20	16.26	16.16	16.21	16.09	18.56
CaO	19.90	21.56	21.40	22.10	21.00	22.67	22.75	22.74	22.60	19.04
Na ₂ O	0.41	0.53	0.53	0.50	1.03	0.48	0.60	0.50	0.52	0.50
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.99	100.42	100.49	99.94	100.83	100.46	100.03	99.33	99.4	98.08
Formula	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)
Si	1.88	1.84	1.86	1.88	1.90	1.92	1.92	1.94	1.95	1.90
Ti	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.06	0.04	0.01	0.01	0.00
Al	0.12	0.21	0.21	0.17	0.11	0.05	0.05	0.04	0.04	0.12
Fe ³⁺	0.06	0.10	0.07	0.04	0.08	0.03	0.06	0.09	0.06	0.12
Fe ²⁺	0.16	0.07	0.10	0.10	0.18	0.13	0.10	0.09	0.11	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.93	0.87	0.87	0.88	0.78	0.89	0.88	0.89	0.88	1.02
Ca	0.77	0.84	0.83	0.86	0.83	0.89	0.89	0.90	0.89	0.75
Na	0.03	0.04	0.04	0.03	0.07	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	3.98	4.00	3.98	4.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.86	0.92	0.89	0.90	0.81	0.87	0.90	0.91	0.89	0.95
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	0.67	0.68	0.75	0.82	0.58	0.61	0.44	0.32	0.42	0.49
En	0.50	0.49	0.48	0.48	0.44	0.47	0.47	0.47	0.47	0.56
Fs	0.08	0.04	0.06	0.05	0.10	0.07	0.05	0.05	0.06	0.03
Wo	0.42	0.47	0.46	0.47	0.46	0.47	0.48	0.48	0.47	0.41
Final name:	Augite	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Augite

جدول ۲- داده‌های شیمی کلسیت در زئولیت کربناته و کلتیوپروکسن در زئولیت لامپروفیری فخلار.

	کلسیت در زئولیت کربناته (CH1-12)			کلتیوپروکسن در زئولیت لامپروفیری (Gh3-5)						
	SiO ₂	0.03	0.01	0.00	51.90	51.53	50.76	51.53	50.97	51.27
TiO ₂	1.57	0.00	1.6	0.28	0.00	0.00	1.63	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	2.02	1.95	2.39	1.85	1.65	1.49	1.67
FeO	0.00	0.00	0.03	7.86	7.52	8.08	7.83	7.73	7.18	7.62
MnO	0.01	0.01	0.02	0.31	0.31	0.33	0.33	0.33	0.32	0.33
MgO	1.96	0.24	0.39	15.11	15.62	14.86	14.38	15.05	14.99	16.09
CaO	54.4	58.69	50.96	22.48	21.45	21.36	22.23	21.33	21.97	20.75
Na ₂ O	0.00	0.06	0.01	0.78	0.76	0.91	0.80	0.73	0.77	0.66
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.07	0.00
Total	57.99	59.01	53.02	100.75	99.15	98.70	100.59	97.81	98.06	98.17
Formula	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)
Si	0.00	0.00	0.00	1.90	1.91	1.89	1.90	1.92	1.92	1.90
Ti	0.04	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.09	0.08	0.10	0.08	0.07	0.07	0.07
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.16	0.16	0.18	0.09	0.15	0.15	0.16
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.07	0.15	0.09	0.07	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.09	0.01	0.02	0.82	0.86	0.82	0.79	0.84	0.84	0.89
Ca	1.83	1.99	1.89	0.88	0.85	0.85	0.88	0.86	0.88	0.83
Na	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	1.96	2.00	1.95	4.00	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	3.98
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	-	-	-	0.91	0.92	0.92	0.84	0.90	0.92	0.92
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	-	-	-	0.35	0.35	0.37	0.47	0.33	0.30	0.31
En	-	-	-	0.46	0.48	0.47	0.43	0.47	0.47	0.50
Fs	-	-	-	0.04	0.04	0.04	0.08	0.05	0.04	0.04
Wo	-	-	-	0.49	0.48	0.49	0.48	0.48	0.49	0.46
Final name:	-	-	-	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside

جدول ۳- داده‌های شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در انواع زئولیت‌های مورد مطالعه.

	پلاژیوکلاز					آمفیبول				
	زئولیت لامپروفیری (Gh3-5)				زئولیت کربناته (Gh1-12)	زئولیت آمفیبولیتی (Gh3-9)				زئولیت کربناته (Gh1-12)
SiO ₂	58.85	59.26	59.51	59.70	55.19	SiO ₂	42.29	41.85	42.33	49.53
TiO ₂	0.00	1.12	0.00	0.00	1.26	TiO ₂	2.25	0.00	2.19	2.55
Al ₂ O ₃	24.68	24.48	25.08	24.26	27.69	Al ₂ O ₃	11.26	11.04	11.12	4.53
FeO	0.52	0.34	0.18	0.47	0.78	FeO	9.04	6.36	9.03	2.88
MnO	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	MnO	0.32	0.36	0.32	4.65
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	MgO	13.48	13.59	13.37	0.24
CaO	6.44	6.74	6.25	5.81	9.12	CaO	11.52	11.24	11.56	19.77
Na ₂ O	7.71	7.34	8.39	7.86	5.92	Na ₂ O	2.63	2.54	2.47	10.84
K ₂ O	1.46	1.38	1.61	1.98	0.46	K ₂ O	1.35	1.32	1.31	2.81
Total	99.69	100.66	101.03	100.08	100.49	Total	98.33	96.14	98.08	97.80
(O)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	O	23.00	23.00	23.00	23.00
Si	2.62	2.63	2.60	2.65	2.48	Si	6.22	6.28	6.24	6.96
Ti	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	Al ^{iv}	1.78	1.72	1.76	0.75
Al	1.30	1.28	1.29	1.27	1.46	Al ^{vi}	0.18	0.23	0.18	0.00

	پلازیوکلار					زنولیت کربناته (Gh1-12)	آمفیبول			
	زنولیت لامپروفیری (Gh3-5)				زنولیت آمفیبولیتی (Gh3-9)		زنولیت کربناته (Gh1-12)			
Fe	0.02	0.01	0.01	0.02		0.03	Ti	0.25	0.00	0.24
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ³⁺	0.46	0.89	0.49	0.30
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe ²⁺	1.11	0.80	1.11	0.55
Ca	0.31	0.32	0.29	0.28	0.44	Mn	0.04	0.05	0.04	0.03
Na	0.67	0.63	0.71	0.68	0.51	Mg	2.96	3.04	2.94	4.14
K	0.08	0.078	0.09	0.11	0.03	Ca	1.82	1.81	1.83	1.63
Total	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	Na	0.75	0.74	0.71	0.77
Or	7.85	7.58	8.21	10.53	2.69	K	0.25	0.25	0.25	0.46
Ab	63.04	61.31	65.02	63.52	52.56	Total	15.82	15.80	15.79	15.86
An	29.09	31.10	26.76	25.94	44.75					

جدول ۴- داده‌های شیمی بیوتیت در زنولیت‌های قخلار.

	زنولیت میکاپروکسنیتی (Gh1-3)			زنولیت آمفیبولیتی (Gh3-9)			زنولیت لامپروفیری (Gh3-5)		
	SiO ₂	36.77	37.84	37.29	38.04	37.73	37.53	37.83	38.35
TiO ₂	3.17	4.29	5.63	5.13	3.68	4.97	3.47	2.70	3.54
Al ₂ O ₃	13.63	13.57	13.29	13.94	13.54	14.18	13.99	13.71	14.4
FeO	9.59	8.74	9.20	13.67	13.47	13.48	8.12	8.74	8.94
MnO	0.05	0.04	0.05	0.21	0.24	0.25	0.05	0.04	0.07
MgO	20.68	19.61	19.43	16.32	15.86	16.93	21.11	20.40	21.08
CaO	0.03	0.01	0.01	0.12	0.00	0.01	0.03	0.04	0.00
Na ₂ O	0.82	0.72	0.79	0.68	0.72	0.77	0.56	0.61	0.56
K ₂ O	9.36	9.71	9.59	9.76	9.86	9.70	10.52	10.37	10.74
NiO	0.08	0.07	0.05	0.08	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07
Total	94.25	94.63	95.33	98.02	95.20	97.87	95.78	95.01	97.95
(O)	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
Si	5.46	5.56	5.46	5.52	5.64	5.46	5.50	5.62	5.49
Al ^{iv}	2.38	2.35	2.29	2.38	2.36	2.43	2.40	2.37	2.42
Al ^{vi}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.35	0.47	0.62	0.56	0.41	0.54	0.38	0.30	0.38
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.19	1.07	1.13	1.66	1.68	1.64	0.99	1.07	1.07
Mn	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01
Mg	4.57	4.30	4.24	3.53	3.53	3.67	4.57	4.46	4.48
Ni	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.23	0.20	0.22	0.19	0.21	0.22	0.16	0.17	0.15
K	1.77	1.82	1.79	1.81	1.88	1.80	1.95	1.94	1.95
Total	15.98	15.78	15.76	15.71	15.78	15.79	15.97	15.93	15.96

۴- پتروگرافی انواع زنولیت‌ها

۴-۱. زنولیت لامپروفیری

نشان می‌دهند. کانی‌های کلینوپیروکسن گاه با کلسیت، کلریت و کانی‌های تیره جایگزین شده‌اند. کانی‌های آپاتیت درشت‌بلور و شکل‌دار به همراه کانی‌های تیره از کانی‌های فرعی مهم در این سنگ‌ها می‌باشند. در همبری زنولیت لامپروفیری با سنگ دربرگیرنده، میزان کلینوپیروکسن در زنولیت لامپروفیری افزایش یافته است. بر اساس تقسیم بندی کانی‌شناسی (Rock 1991) زنولیت‌های لامپروفیری مورد مطالعه از نوع کرسانتیت و تیپ کالک‌آلکانل می‌باشند.

این زنولیت‌ها دارای کنتاکت مشخص با سنگ میزبان آندزیتی می‌باشند. زنولیت‌های لامپروفیری با بافت شاخص پورفیریک و هیالوپورفیریک هستند. درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بیوتیت (۱۵ تا ۲۰٪) و کلینوپیروکسن (۲۵ تا ۲۰٪) در زمینه‌ای از همین بلورها به همراه مقادیر کم پلازیوکلار (۲ تا ۵٪) و آمفیبول قهوه‌ای (۵ تا ۱۰٪) و مجموعه‌ای از کانی‌های دانه‌ریز ثانویه (کلریت، کلسیت و زنولیت) قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۳- A و B). برخی بلورهای درشت بیوتیت حالت کینک‌باند

۴-۲. زئولیت کربناته

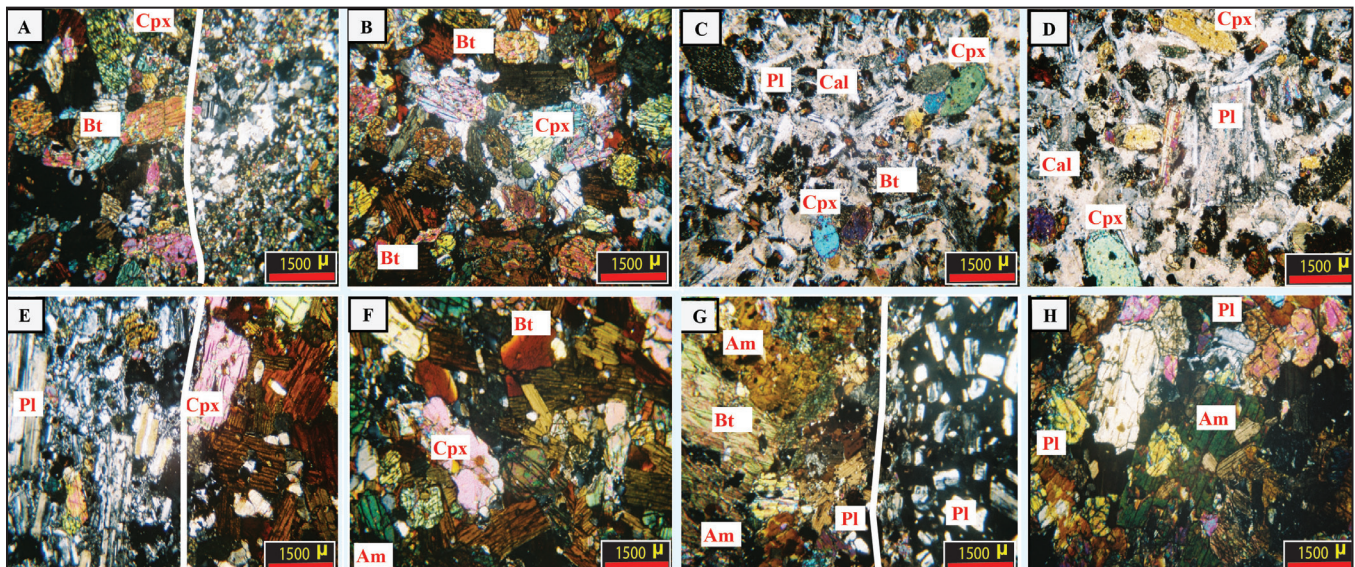
این زئولیت‌ها به رنگ روشن (کریمی تا سبز کم رنگ) هستند و حاشیه تدریجی و واکنشی با سنگ میزبان دارند. این زئولیت‌ها دارای خمیره کربناته می‌باشند و بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن همراه با مقادیر کم بیوتیت و آمفیبول به صورت پراکنده در خمیره کربناتی دیده می‌شوند (شکل ۳-۳). آپاتیت همچنین در مقادیر فرعی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت زونه هستند که احتمالاً در ارتباط با حاشیه رشد مجدد در آن تشکیل شده‌اند. فنوکریست‌های پراکنده در خمیره کربناتی شباهت بسیار زیادی به کانی‌های موجود در سنگ آندزیتی میزبان دارند (شکل ۳-۴). حاشیه زئولیت دارای حفراتی است که احتمالاً از هضم سنگ‌های کربناتی و خروج CO₂ حاصل شده‌اند. حضور کربنات‌ها در زئولیت‌ها بسیار کمیاب است. زیرا کربنات‌ها اغلب توسط واکنش‌های کربن‌زدایی مصرف و یا در طی بالا آمدگی زئولیت‌ها تجزیه می‌شوند (Su et al., 2010; Dalton and Wood, 1993).

۴-۳. زئولیت میکاپیروکسنیتی

این زئولیت‌ها با مرز مشخص با سنگ میزبان آندزیتی یافت شده‌اند. کانی‌های تشکیل دهنده این زئولیت‌ها بلورهای درشت کلینوپیروکسن (۳۵ تا ۴۰ درصد)، مقادیری بیوتیت (۱۵ تا ۲۰ درصد) و کانی‌های تیره هستند (شکل‌های ۳-۳ و ۳-۴). در برخی از نمونه‌ها بلورهای آمفیبول قهوه‌ای نیز مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلاز در مقادیر فرعی به صورت اینترستیشیال در این سنگ‌ها حضور دارد. تقریباً تمام کانی‌های موجود در این زئولیت‌ها بی شکل می‌باشند.

۴-۴. زئولیت آمفیبولیتی

زئولیت آمفیبولیتی دارای مرز مشخص با سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده می‌باشد (شکل ۳-۳). کانی‌های تشکیل دهنده آمفیبولیت شامل بلورهای نیمه‌شکل‌دار آمفیبول (۴۰ تا ۵۰ درصد)، بیوتیت (۱۵ تا ۲۰ درصد) و کلینوپیروکسن (۲ تا ۵ درصد) و پلاژیوکلاز (۵ تا ۱۰ درصد) هستند (شکل ۳-۴). از دیگر کانی‌های فرعی می‌توان به آپاتیت، تیتانیت و کانی‌های تیره اشاره کرد.



شکل ۳-۳ (A) زئولیت لامپروفیری در کنتاکت با سنگ میزبان آتشفشانی (XPL)؛ (B) درشت بلورهای بیوتیت و کلینوپیروکسن در زئولیت لامپروفیری (XPL)؛ (C و D) پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زئولیت کربناته (XPL)؛ (E) مرز مشخص زئولیت میکاپیروکسنیتی با سنگ آتشفشانی میزبان (XPL)؛ (F) کلینوپیروکسن به همراه مقادیری بیوتیت در زئولیت میکاپیروکسنیتی با بافت گرانولار دانه‌درشت (XPL)؛ (G) مرز زئولیت آمفیبولیتی با آندزیت میزبان (XPL)؛ (H) آمفیبول و پلاژیوکلاز در زئولیت آمفیبولیتی (XPL).

۵- بحث و بررسی

در این قسمت شیمی کانی‌ها در انواع زئولیت‌های لامپروفیری، میکاپیروکسنیتی، آمفیبولیتی و کربناته داخل سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن قحلاز مورد بررسی قرار گرفته و ترکیب ماگما، ژن سنگ‌ها، شرایط ترمودینامیکی حرارت و فشار تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه تعیین شده است.

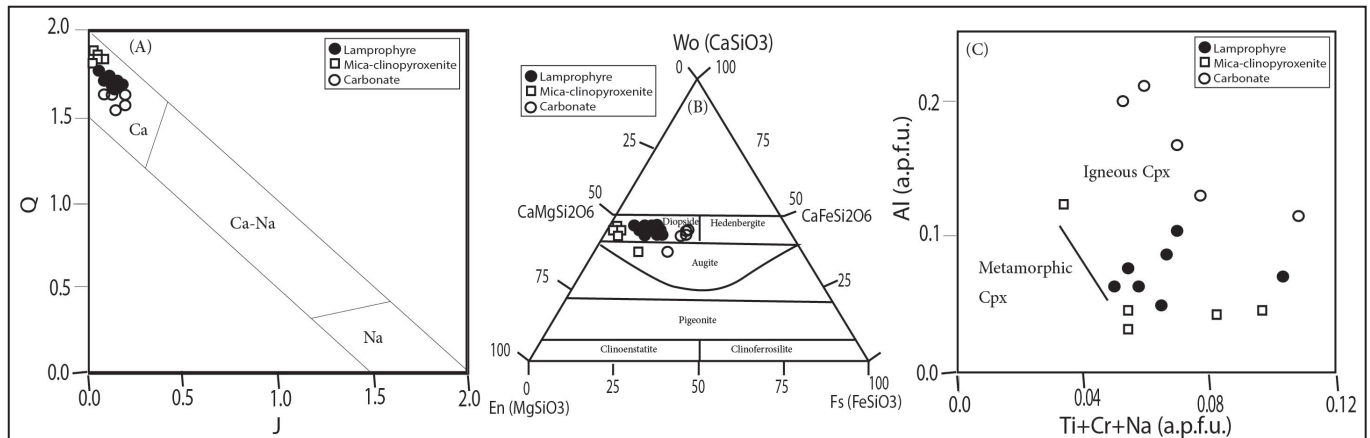
۵-۱. شیمی کانی‌ها

– **کلینوپیروکسن:** کلینوپیروکسن از مهم‌ترین کانی‌های موجود در زئولیت‌های لامپروفیری، میکاپیروکسنیتی و کربناته است. کلینوپیروکسن در زئولیت کربناته مربوط به کلینوپیروکسن ماگمای میزبان می‌باشد که به صورت پراکنده در آن حضور دارد. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های کلینوپیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. فرمول ساختاری پیروکسن‌ها بر اساس ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون محاسبه شده است. فرمول عمومی پیروکسن به صورت $M_2M_1T_2O_6$ می‌باشد. نوع و توزیع کاتیون‌ها در مکان‌های اکتاهدرال

(M_2M_1) و تتراهدرال (T_2)، تا اندازه‌ای وابسته به دما و فشار است. فرمول ساختاری پیروکسن در زئولیت‌های لامپروفیری ($Na_{0.05-0.07}Ca_{0.83-0.88}Mg_{0.06-0.12}$) در زئولیت‌های کربناته ($Na_{0.03-0.07}Ca_{0.77-0.93}Mg_{0.68-0.78}(Mg_{0.10-0.20}Mn_{0.00-0.01}Fe_{0.14-0.26}Al_{0.05-0.09})$) و در زئولیت‌های میکاپیروکسنیتی ($Na_{0.03-0.04}Ca_{0.75-0.90}Mg_{0.06-0.21}(Mg_{0.81-0.82}Mn_{0.00-0.01}Fe_{0.16-0.17}Al_{0.00-0.03})$) Morimoto and Kitamura (1983) می‌باشد. در تقسیم‌بندی (Al_{0.07-0.10}Ti_{0.00-0.05}Si_{1.89-1.92}) ترکیب کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده در سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده پیروکسن‌های کلسیمی یا Quad قرار می‌گیرد (شکل ۴-۴). نمونه‌هایی که در دی‌گرام Q-J در قسمت Quad قرار می‌گیرند را می‌توان توسط دی‌گرام Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988) بر اساس نسبت‌های اتمی Mg، Ca، و Fe و (Fe²⁺+Fe³⁺+Mn) تقسیم‌بندی نمود. ترکیب کلینوپیروکسن‌های تجزیه شده در

کلینوپروکسن نشانگر جایگزینی مقداری از Al در موقعیت کاتیون های Si طبق فرمول $Ca_3(Al,Ti,Fe,Mg)_2(Si,Al)_2O_6$ می باشد. نمونه های بالای خط اشباع در این نمودار معرف کلینوپروکسن هایی است که موقعیت چهاروجهی ساختار آنها توسط کاتیون های Si و Al موجود در ترکیب کلینوپروکسن پر شده است اما در نمونه های زیر خط اشباع به دلیل کافی نبودن مقدار Al در جایگاه اکتاهدری برای پر کردن موقعیت سیستم کانی کلینوپروکسن، جایگاه مذکور توسط Ti نیز جایگزین شده است (شکل ۵).

زنولیت های لامپروفیری تماماً در محدوده دیوپسید و در زنولیت های میکاپروکسنیتی و کربناته به طور اصلی در محدوده دیوپسید و کمتر اوژیت واقع می شود (شکل ۴- B). عدد منیزیم کلینوپروکسن در زنولیت های لامپروفیری در حدود ۸۴% تا ۹۲%، در زنولیت های میکاپروکسنیتی ۷% تا ۹۵% و در زنولیت های کربناته ۸۱% تا ۹۲% می باشد. در نمودار Al در مقابل $Ti+Cr+Al$ (Berger et al., 2005) ترکیب کلینوپروکسن ها در زنولیت های لامپروفیری، کربناته و میکاپروکسنیتی در محدوده ماگمایی واقع می شود (شکل ۴- C). توزیع Al و Si در ساختار

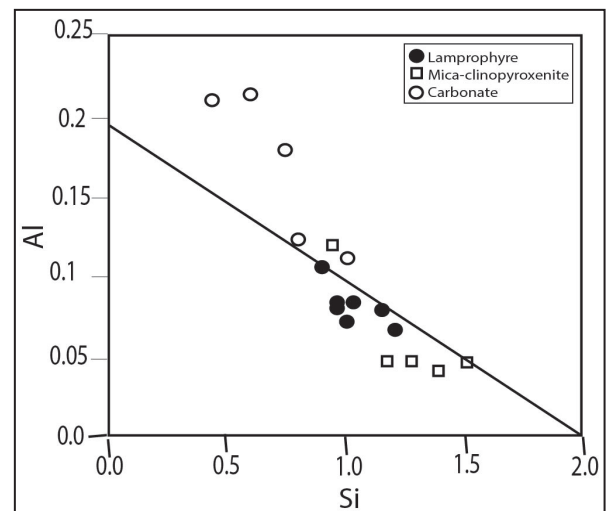


شکل ۴- A) ترکیب کلینوپروکسن در دیاگرام Q-J ($J = 2Na$, $Q = Ca+Mg+Fe^{2+}$) (Morimoto and Kitamura, 1983)؛ B) دیاگرام تقسیم پروکسن های Ca-Mg-Fe (Morimoto et al., 1988)؛ C) نمودار تفکیک کلینوپروکسن های آذرین و دگرگون (Berger et al., 2005) که در آن ترکیب کلینوپروکسن در زنولیت های لامپروفیری، میکاپروکسنیتی و کربناته در محدوده آذرین قرار می گیرند. کلینوپروکسن در زنولیت کربناته مربوط به کلینوپروکسن ماگمای میزبان می باشد که به صورت پراکنده در آن حضور دارد.

در نمودارهای $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در مقابل Si ترکیب آمفیبول در زنولیت های آمفیبولیتی از نوع چرماکیت و چرماکیت هورنبلند و در زنولیت های کربناته از نوع مگنزیهورنبلند و چرماکیت می باشد (شکل ۶- A).

– **پلاژیوکلاز:** فرمول ساختاری پلاژیوکلاز در زنولیت های لامپروفیری و کربناته بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۳). پلاژیوکلازها در زنولیت های کربناته احتمالاً مربوط به پلاژیوکلاز ماگمای میزبان می باشند که به صورت پراکنده در خمیره کربناتی آن مشاهده می شوند. مقادیر CaO ، Al_2O_3 ، Na_2O در زنولیت های لامپروفیری به ترتیب ۲۴/۲۶ تا ۲۵/۰۸، ۷/۳۴ تا ۸/۳۹ و ۵/۸۱ تا ۶/۷۴ و در نمونه های کربناته به ترتیب ۲۷/۶۹، ۵/۹۲ و ۹/۱۲ می باشد که بر حسب درصد وزنی است. میزان آنورتیت و آلپیت در ترکیب پلاژیوکلاز وابسته به ترکیب شیمیایی سنگ و تغییرات دماست (Goldsmith, 1982). بر اساس نمودار مثلثی Ab-An-Or (شکل ۶- B)، ترکیب پلاژیوکلاز در زنولیت های لامپروفیری در محدوده الیگوکلاز تا آندزین و در زنولیت کربناته در محدوده آندزین واقع می شود.

– **میکا:** ترکیب میکا در زنولیت های لامپروفیری، میکاپروکسنیتی و آمفیبولیتی مورد آنالیز نقطه ای قرار گرفت. نتایج این آنالیز و فرمول ساختاری در جدول ۴ آورده شده است. به منظور شناسایی بیوتیت های اولیه یا ماگمایی از بیوتیت های ثانویه از نمودار سه تایی $MgO-10TiO_2-(FeO^*+MnO)$ (Nachit et al., 2005) استفاده شد. بر اساس این نمودار همه بیوتیت های مورد بررسی در محدوده بیوتیت های اولیه دستخوش تعادل مجدد قرار می گیرند (شکل ۷- A). بر اساس طبقه بندی ارائه شده توسط Deer et al. (1991) ترکیب میکا در زنولیت های لامپروفیری، آمفیبولیتی و میکاپروکسنیتی فخلار از نوع فلوگوپیت می باشد (شکل ۷- B). در نمودار Si در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ (Foster, 1960) ترکیب میکا در زنولیت های لامپروفیری و میکاپروکسنیتی در محدوده فلوگوپیت و در زنولیت های آمفیبولیتی در محدوده

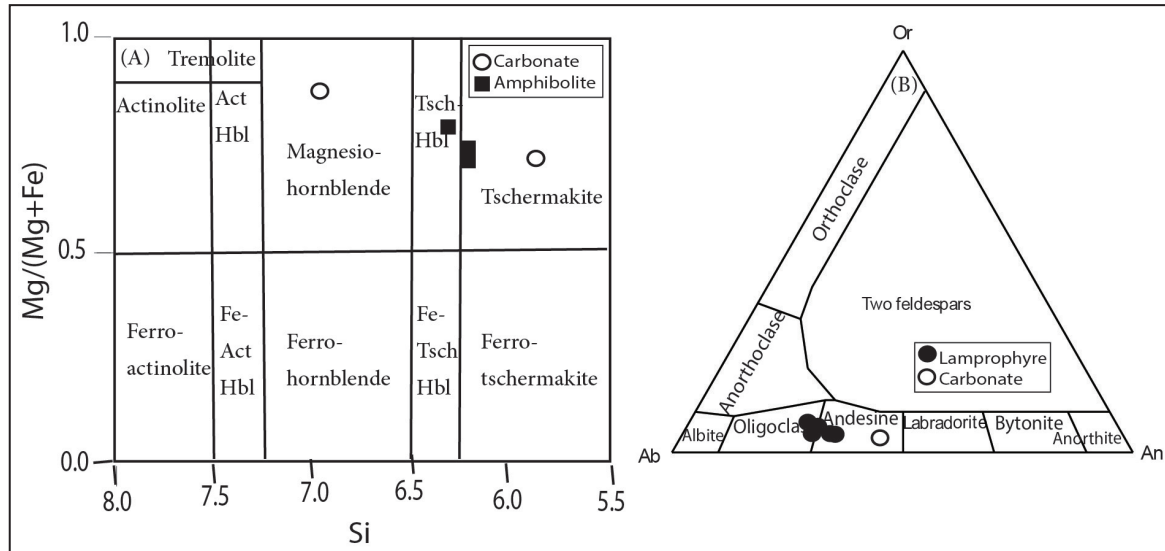


شکل ۵- نمودار نسبت کاتیونی Si در مقابل Al کل (Zhu and Ogasawara, 2001) که میزان جانیشینی آلومینیم در جایگاه تراندر به جای سیلیسیم در ترکیب کلینوپروکسن را نشان می دهد.

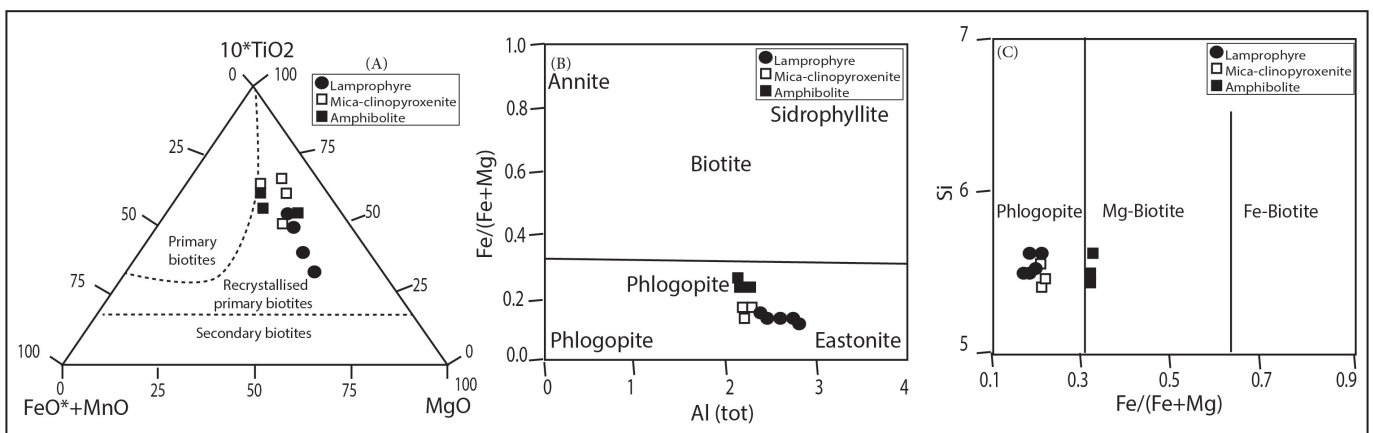
– **آمفیبول:** کانی های آمفیبول در زنولیت های آمفیبولیتی و کربناته منطقه فخلار به صورت نقطه ای آنالیز شدند. نتایج آنالیز نقطه ای و فرمول ساختاری آمفیبول در جدول ۳ دیده می شود. محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول ها بر اساس ۲۳ اکسیژن و eCNK 13 (Leake et al., 1997) استفاده شده است. نسبت $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در آمفیبول های ناحیه فخلار به ترتیب برای زنولیت های آمفیبولیتی و کربناته ۷۲۵/۰ - ۷۹۲/۰ و ۷۱۸/۰ - ۸۸۴/۰ می باشد. در تقسیم بندی (Leake et al. 1997)

– **گلسیت:** ترکیب کلسیت در خمیره زئولیت کربناته در جدول ۲ ارائه شده است. مقدار کلسیم در فرمول ساختاری کلسیت برابر ۱/۸۳ تا ۱/۹۹ (a.p.f.u.) و مقدار منیزیم برابر ۰/۰۱ تا ۰/۰۹ (a.p.f.u.) می‌باشد.

بیوتیت منیزیم‌دار واقع می‌شوند (شکل ۷- C). ترکیب بیوتیت در زئولیت‌های لامپروفیری غنی از Fe (۰/۹۸-۱/۰۷ a.p.f.u.) و Ti (۰/۱۷-۰/۳۸ a.p.f.u.) است. این ویژگی خاص لامپروفیرهای نوع کرسانتیت و تیپ کالک آلکالن می‌باشد.



شکل ۶- (A) طبقه‌بندی شیمیایی آمفیبول‌ها بر اساس Leake et al. (1997). ترکیب آمفیبول در زئولیت‌های کربناته و آمفیبولیت در نمودار Si در مقابل $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ به ترتیب در محدوده چرماکیت، چرماکیت-هورنبلند و مگنزیوهورنبلند واقع می‌شوند؛ (B) ترکیب پلاژیوکلاز در زئولیت‌های لامپروفیری و کربناته در نمودار Ab-An-Or. (Deer et al., 1991).

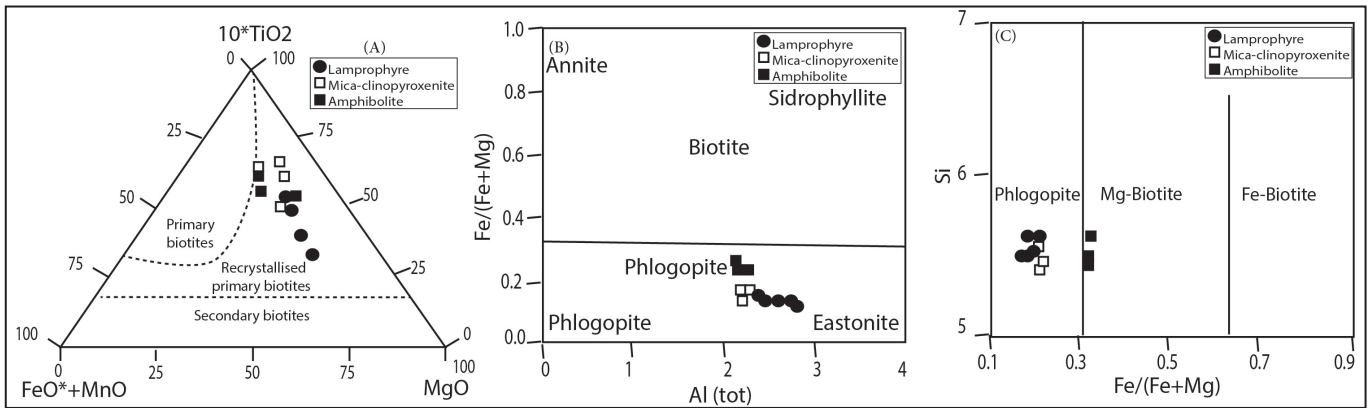


شکل ۷- (A) رده‌بندی انواع بیوتیت‌ها (Nachit et al., 2005)؛ (B) ترکیب میکا در زئولیت‌های لامپروفیری، میکاپیروکسنیتی و آمفیبولیتی فخلار در نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ در برابر Al (Foster, 1960)؛ (C) ترکیب بیوتیت در نمودار Si در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ (Deer et al., 1991).

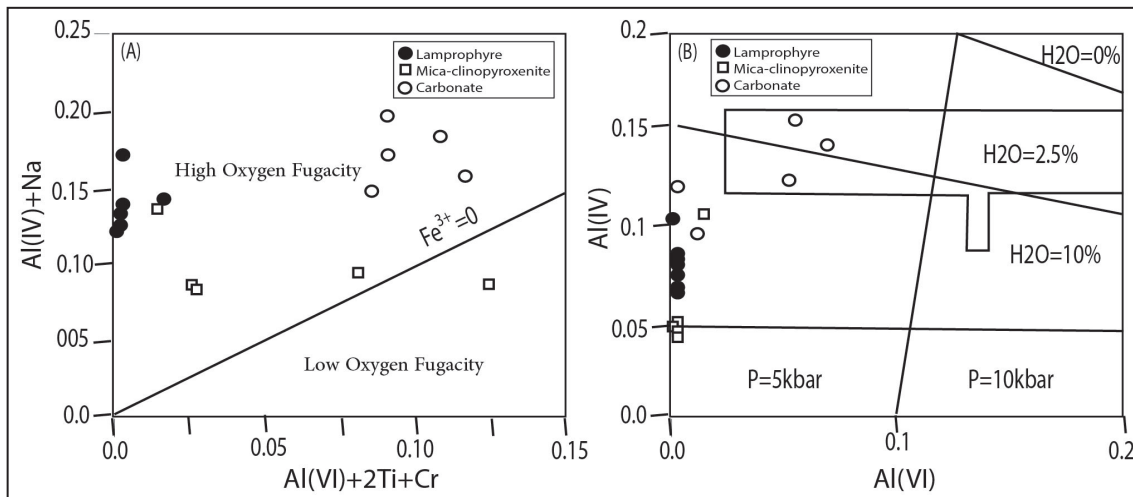
۵-۲. سری ماگمایی و پتروژنز سنگ‌ها

مورد مطالعه ویژگی ساب‌آلکالن این سنگ‌ها را تأیید می‌کند (جدول‌های ۱ و ۲). نسبت بالای Si و مقادیر کم Ti و Al در ماگماهای ساب‌آلکالن در مقایسه با انواع آلکالن به دلیل فعالیت بالای SiO_2 در ترکیب ماگماهای ساب‌آلکالن است (Le Bas, 1962). کانی‌های کلینوپیروکسن با مقادیر کم Ti از ماگمای غنی از سیلیس تشکیل شده‌اند. بر اساس نمودار کاتیونی Ti در مقابل Ca در ترکیب کلینوپیروکسن (Sun and Bertrand, 1991)، نمونه‌های مورد مطالعه ویژگی‌های مرتبط با کوهزایی را نشان می‌دهند (شکل ۹- B).

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن و بیوتیت در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر سرشت و خاستگاه ماگمایی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها باشد. برای تعیین سری ماگمایی در زئولیت‌های لامپروفیری، کربناته و میکاپیروکسنیتی از نمودار تغییرات مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 در ترکیب کلینوپیروکسن (Le Bas, 1962) استفاده شده است (شکل ۸- A). در این نمودار زئولیت‌های میکاپیروکسنیتی و لامپروفیری در محدوده ساب‌آلکالن و زئولیت‌های کربناته در محدوده ساب‌آلکالن تا آلکالن واقع می‌شوند. مقادیر کم Ti و Al و مقادیر بالای Si در کانی‌های کلینوپیروکسن



شکل ۸ - A) نمودار در مقابل SiO_2 در کلینوپروکسن (Le Bass, 1962)، B) نمودار در مقابل Ti در مقابل Ca در کلینوپروکسن (Leterrier et al., 1982). تمامی این نمودارها ترکیب ساب آلکان و کوهزایی نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهند.



شکل ۹ - A) مقادیر $Al^{IV}+Na$ و $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در ترکیب کلینوپروکسن (Schweitzer et al., 1979)، تشکیل زنولیت‌های لامپروفیری و میکاپروکسنیتی و کربناته را در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپروکسن نشان می‌دهد؛ B) نمودار Al^{IV} در مقابل Al^{VI} (Helz, 1973) که در آن، فشار آب برای تبلور کلینوپروکسن در زنولیت‌های مورد مطالعه ۱۰٪ تعیین می‌شود.

مستقیم فوگاسیته با فشار می‌توان در این نمودار به افزایش فوگاسیته با افزایش نسبت $Na+Al^{IV}$ در مقابل $Al^{VI}+2Ti+Cr$ اشاره کرد (شکل ۹ - A). در بیوتیت‌های آهن و منیزیم‌دار نیز با افزایش فوگاسیته اکسیژن، مقدار Ti افزایش می‌یابد (Abdel-Rahman, 1994). بر این اساس مقدار بالای Ti در بیوتیت‌های مطالعه شده نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشد. همچنین روند غنی‌شدگی از Fe^{2+} یا Mg در میکاها تابعی از فوگاسیته اکسیژن در طول تبلور مذاب است (Abdel-Rahman, 1994). میکاهای متبلور شده در شرایط اکسیدان غنی از منیزیم هستند. در حالی که در شرایط احیا غنی از Fe^{2+} می‌باشند. با توجه به اینکه میکاهای مورد مطالعه در انواع زنولیت‌های لامپروفیری، کربناته و میکاپروکسنیتی غنی از منیزیم هستند در نتیجه به نظر می‌رسد اکثر نمونه‌ها در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند.

برای تعیین فشار آب ماگما در زمان تبلور از نمودار Al^{IV} در مقابل Al^{VI} (Helz, 1973) استفاده گردید که بر اساس آن میزان آب برای تبلور کلینوپروکسن در زنولیت‌های لامپروفیری و میکاپروکسنیتی در محدوده کمتر از ۱۰٪ و برای زنولیت‌های کربناته ۲/۵ تا ۱۰٪ تعیین می‌شود (شکل ۹ - B).

Wyllie and Sekine (1982) واکنش سیالات آبدار (یا ماگماها) با پریدوتیت گوشته‌ای را از عوامل مؤثر در تشکیل میکاپروکسنیت‌ها در نظر گرفته‌اند. Su et al. (2010) تشکیل کربناته‌ها را مرتبط با هضم قطعاتی از سنگ‌های آهکی دربرگیرنده توسط ماگمای بازیک در حال صعود و یا منشأ متاسوماتیسمی کربناته در ارتباط با نفوذ سیالات غنی از CO_2 حاصل از پوسته فرورونده در نظر گرفته‌اند. در هر حال ویژگی ساب آلکان ماگمای تشکیل‌دهنده زنولیت‌های لامپروفیری، میکا پروکسنیتی و کربناته با تشکیل آنها در شرایط کوهزایی مطابقت نشان می‌دهد.

۳-۵. تعیین فوگاسیته و فشار آب تبلور ماگما

برای بررسی فوگاسیته تشکیل سنگ‌ها حین تبلور کلینوپروکسن‌ها از نمودار $Na+Al^{IV}$ در مقابل $Cr+2Ti+Al^{VI}$ (Schweitzer et al., 1979) استفاده شد (شکل ۹ - A). بر اساس این نمودار، ترکیب بیشتر کلینوپروکسن‌ها در زنولیت‌های لامپروفیری، کربناته و میکاپروکسنیتی (به استثنای ترکیب یک نقطه از زنولیت میکاپروکسنیتی) در بالای خط $Fe^{3+}=0$ واقع می‌شود که در این محدوده با شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن مطابقت نشان می‌دهند. با در نظر گرفتن رابطه

۴-۵. زمین دما و فشارسنجی زئولیتها

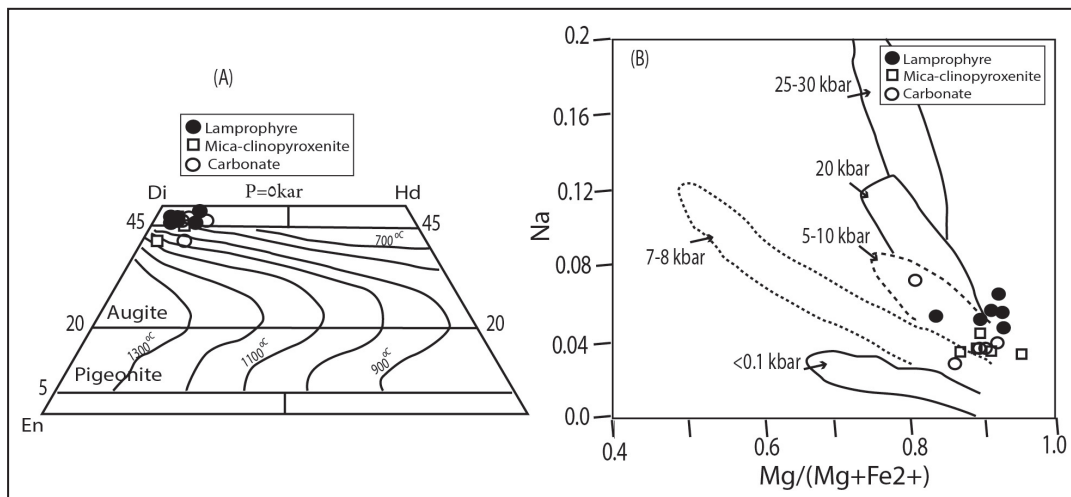
برای محاسبه زمین دماسنجی زئولیت های لامپروفیر و میکاپیروکسنیت از ترمومتری کلینوپروکسن بر اساس فرمول ارائه شده توسط Taylor and Nimis, (2000) استفاده شده است:

$$T(K^\circ) \pm 30 = \frac{23166 + 39.28P(Kbar)}{[13.25 + 15.35T_i + 4.50Fe - 1.55(Al + Cr - Na - K) + (Lna_{Ca}^{Ca})^2]}$$

با توجه به محاسبات به عمل آمده طبق فرمول کاتیونی برای زئولیت های میکاپیروکسنیتی از $1100^\circ C$ تا $1200^\circ C$ و برای زئولیت های لامپروفیری از $800^\circ C$ تا $1080^\circ C$ برآورد شده است. همه داده ها طبق این مدل دماسنجی خطای نهایی $\pm 30^\circ C$ دارند. برای ترمومتری کلینوپروکسن ها همچنین از منحنی های ایزوترم مثلثی Wo-En-Fs (Lindsley and Andersen, 1983) برای فشار بین 5 تا 10 کیلو بار استفاده شد (شکل 10-A). در نمودار ترمومتری ارائه شده بر مبنای خانواده کلینوپروکسن ها

طبق نظر Jiang et al. (2006) در صورتی می توان از این نمودار برای ترمومتری پروکسن استفاده کرد که مجموعه Wo+En+Fs بیش از 90 درصد باشد که در مورد کلینوپروکسن های سنگ های مورد مطالعه این مطلب صدق می کند. بر این اساس، دماسنجی سنگ های مورد مطالعه در نمودار (Lindsley and Andersen (1983) (شکل 10-A) نشان می دهد که دمای تبلور پروکسن در زئولیت های لامپروفیری کمتر از $800^\circ C$ و زئولیت های میکاپیروکسنیتی کمتر از $1200^\circ C$ است. خطای نمودار ترمیمی $\pm 50^\circ$ درجه می باشد. نتایج حرارت سنجی مدل ترمیمی کلینوپروکسن تقریباً با داده های دماسنجی مطلق هماهنگی نشان می دهد.

در نمودار Na در مقابل Mg/Mg+Fe زئولیت های میکاپیروکسنیتی و لامپروفیری در محدوده 5 تا 10 کیلو بار واقع شده اند و زئولیت های لامپروفیری واقع شده در خارج از محدوده های دما و فشاری نمودار مربوط به ترکیب حاشیه انتشاری کلینوپروکسن های تجزیه شده می باشند (شکل 10-B).



شکل 10-A) تعیین دمای تشکیل پروکسن ها با استفاده از ترمومتر (Lindsley and Andersen (1983) B) نمودار Na در مقابل $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Aydin et al., 2009) برای تعیین گستره فشار تشکیل کلینوپروکسن در زئولیت های لامپروفیری، میکاپیروکسنیتی و کربناته قخلار.

حرارت سنجی Henry et al. (2005) برای $X_{Mg}=0.275-1.000$ در فشار 4 تا 6 کیلو بار معتبر است $T=480-800^\circ C$ در $Ti=0.04-0.60$ apfu. مقدار Ti در ترکیب آمفیبول با حرارت رابطه مستقیم دارد و مقدار آن با افزایش حرارت افزایش می یابد اما افزایش فشار باعث کاهش مقدار آن می گردد. دقت این ترمومتر در $T < 600^\circ C$ برابر با $24^\circ C (\pm)$ در $T > 700^\circ C$ برابر با $12^\circ C (\pm)$ است (Henry et al., 2005). حرارت سنجی به این روش با در نظر گرفتن معیارهای منطبق برای زئولیت آمفیبولیتی $(Ti=0.42-0.56$ apfu, $X_{Mg}=0.68-0.69$) مورد استفاده قرار گرفت. دماهای محاسبه شده در محدوده $750^\circ C$ تا $800^\circ C$ درجه سانتی گراد $(\pm 12^\circ C)$ هستند. همچنین حرارت سنجی بر اساس کالبراسیون مقدار Ti در کانی آمفیبول (Colombi, 1989) برای تعیین حرارت تشکیل سنگ های دگرگونی استفاده شد:

$$T(^\circ C) = 980 * Ti + 600 \quad (Ti > 0.08)$$

دماهای محاسبه شده بر اساس کالبراسیون (Colombi (1989) $(\pm 50^\circ C)$ تا $830^\circ C$ تا $840^\circ C$ محاسبه شد که نتایج به دست آمده مقداری بالاتر از دماهای محاسبه شده از حرارت سنجی Ti در بیوتیت دارد.

برای فشارسنجی زئولیت آمفیبولیتی از ترکیب هورنبلند استفاده شده است. تاکنون روش های متعددی برای ارزیابی فشار از روی ترکیب آمفیبول معرفی شده اند (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford 1989; Tomas and Ernst, 1990; Schmidt, 1992; Anderson and Smith, 1995). در تمام این روش ها (به جز آندرسون و اسمیت) فشار فقط از روی میزان آلومینیم موجود در هورنبلند و بدون توجه به پارامترهای دیگری چون دما محاسبه می شود. برای فشارسنجی زئولیت آمفیبولیتی از روش Schmidt (1992) و رابطه $(Al^{IV}) = 3.01 + 4.76 P (\pm 0.6 kbar)$ استفاده شده و فشار تبلور آمفیبول $6/2 \pm 0.6$ کیلو بار محاسبه شده است. برای حرارت سنجی زئولیت آمفیبولیتی از ترمومتر تک کانی بیوتیت (Henry et al., 2005) از معادله $T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3] / b\}^{0.333}$ استفاده شد: در این معادله پارامتر T (دما بر حسب درجه سانتی گراد)، Ti مقدار کاتیونی محاسبه شده در بیوتیت بر اساس 22 اکسیژن، کسر مولی منیزیم برابر با $(X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe))$ ، ضرایب ثابت $a = (-2.3594)$, $b = (4.6482e-9)$, $c = (-1.7283)$ می باشند. همچنین از نمودار Ti در مقابل Mg/Mg+Fe در ترکیب بیوتیت مقادیر دما بر اساس Henry et al. (2005) به دست آمد.

۶- نتیجه گیری

و کلبیروکسن است و آمفیبول و بیوتیت در مقادیر کم در خمیره کربناتی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. زنولیت آمفیبولیتی از بلورهای نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه با مقادیر کم بیوتیت تشکیل شده‌اند.

- بر اساس شیمی بلورهای کلبیروکسن و بیوتیت ترکیب ماگما در زنولیت‌های میکاپیروکسنیتی و لامپروفیری کالک‌آلکانل و در زنولیت کربناته کالک‌آلکانل تا آلکانل تعیین می‌شود. ترکیب بیشتر کلبیروکسن‌ها در زنولیت‌های لامپروفیری، میکاپیروکسنیتی و کربناته با شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن مطابقت دارد.

- دماهای محاسبه شده برای زنولیت‌های میکاپیروکسنیتی 1100°C تا 1200°C و 1200°C لامپروفیری 800°C تا 1080°C در فشارهای ۵ تا ۱۰ کیلوبار برآورد شده است. حرارت و فشار زنولیت آمفیبولیتی بر اساس شیمی تک‌کانی آمفیبول به ترتیب حدود $(\pm 12^{\circ}\text{C}) 750$ تا 800 درجه سانتی‌گراد و $6/2 \pm 0/6$ کیلوبار محاسبه شد.

- سنگ‌های ولکانیک با ترکیب آندزیت برونزدهای قابل توجهی در منطقه نشان می‌دهند.

- یکی از بارزترین ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه حضور آنکلاوهای متفاوت اتولیتی (آنکلاوهای ماگمایی همزاد یا آندزیت دانه ریز، کومولایی و دیوریتی) و زنولیتی (لامپروفیری، کربناته، میکاپیروکسنیتی، آمفیبولیتی) در داخل این سنگ‌هاست.

- مطالعات پتروگرافی زنولیت‌ها نشان داد ترکیب زنولیت لامپروفیری از درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بیوتیت و کلبیروکسن در زمینه‌ای از همین بلورها به همراه پلاژیوکلاز با بافت شاخص پورفیریک و هیالوپورفیریک تشکیل شده که از نوع کرسانتیت است. کانی‌های تشکیل‌دهنده زنولیت میکاپیروکسنیتی شامل بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کلبیروکسن، بیوتیت، پلاژیوکلاز، (\pm) آمفیبول قهوه‌ای و کانی‌های تیره هستند. زنولیت کربناته به‌طور اصلی متشکل از پلاژیوکلاز

کتابنگاری

- اسکویی، ع. و حاجعلیلو، ب.، ۱۳۷۶- گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ قره ضیاءالدین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- مؤید، م.، مؤذن، م.، مجرد، م. و حسین‌زاده، ق.، ۱۳۸۲- کانی‌شناسی دایک لامپروفیری قخلار (غرب مرنند)، یازدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۸۱ ص.

References

- Abdel-Rahman, A. F. M., 1994- Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35 (2), 525-541.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R., 1995- The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549- 559.
- Aydin, F., Karsli, O. and Sadiklar, M. B., 2009- Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 163- 186.
- Azizi, H., Chung, S. L., Tanaka, T. and Asahara, Y., 2011- Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research*, doi:10.1016/j.precamres.2010.12.004.
- Berger, J., Feuillet, O., Mercier J. C. C. and Demaiffe, D., 2005- Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolite (Western French Massif Central), Evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 795- 812.
- Colombi, A., 1989- Metamorphisme et geochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales geoprofil Vieve-Domodossola-Locarno). *Mémoires de Géologie, Lausanne*, 4, 1- 216.
- Dalton, J. A. and Wood, B. J., 1993- The composition of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 511- 525.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1991- Rock-forming minerals, sheet silicates, micas, v. 3A, and edition, By Fleet, M. E. Geological Society of London, 758 pp.
- Eftekharneshad, J., 1975- Brief history and structural development of Azarbaijan. Geological Survey of Iran, International Report. 8pp.
- Foster, M. D., 1960- Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas. *American Mineralogist*, 45, 383- 398.
- Goldsmith, J. R., 1982- Review of the behaviour of plagioclase under metamorphic conditions. *American Mineralogist*, 67, 643- 652.
- Griffin, W. L. and O'Reilly, S. Y., 1986- Mantle-derived sapphirine. *Mineralogical Magazine*, 50, 635-640.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E., 1986- Aluminum in hornblende: An empirical geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297- 1313.
- Helz, R. T., 1973- Phase relations of basalts in their melting range at P H₂O=5kbar as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phase. *Journal of Petrology*, 14, 249- 302.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A., 2005- The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316- 328.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B., 1987- Conformation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Magazine*, 72, 231- 239.

- Jiang, C. Y., Li, Y. Z., Zhang, P. B. and Ye, S. F., 2006- Petrogenesis of Permian basalts on the western margin of the Tarim basin, China. *Russian Geology and Geophysics*, 47, 37- 248.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J., 1989- Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837- 841.
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H. and Emami, H., 2003- Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran). *Geosciences*, 335, 917- 929.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277- 279.
- Le Bas, M. J., 1962- The role of aluminum in igneous, Clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267- 288.
- Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G., 1997- Nomenclature of Amphiboles, Report of the subcommittee on Amphiboles of the international Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623- 651.
- 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.
- Lindsley, D. H. and Andersen, D. J., 1983- A two-pyroxene thermometer, Proceedings of the thirteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2. *Journal of Geophysical Research*, 88, A887- A906.
- Morimoto, N. and Kitamura, M., 1983- Q-J diagram for classification of pyroxenes. *Journal of Japanese Mineralogy and Petrology*, 78, 141 p.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Akoi K. and Gottardi, G., 1988- Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 535- 555.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. E. and Ohoud, M. B., 2005- Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1415- 1420.
- Rock, N. M. S., 1991- *Lamprophyres*, Blackie, Glasgow, 285p.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust. In *The Crust* (ed. R. L. Rudnick). Elsevier, pp. 1- 64.
- Schmidt, M. W., 1992- Amphibole composition in tonalite as a function of the Al-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110, 304- 310.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E., 1979- Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64, 501- 513.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 52 (7), 1229- 1285.
- Su, B. X., Zhang, H. F., Sakyi, P. A., Ying, J. F., Tang, Y. J., Yang, Y. H., Qin, K. Z., Xiao, Y. and Zhao, X. M., 2010- Compositionally stratified lithosphere and carbonatite metasomatism recorded in mantle xenoliths from the Western Qinling (Central China). *Lithos*, 116, 111- 128.
- 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 (2): 243- 256.
- Taylor, W. and Nimis, J., 2000- Thermometry clinopyroxen in the Hawaii basalt. *Mineralogy*, 25- 36.p
- Thomas, W. M. and Ernst, W. G., 1990- The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbar. In: spencer RJ. Chou IM (eds) *Fluid-mineral interactions: a tribute to HP Eugster*. Geochemical Society Special Publication 2, 59- 63.
- Weber, B. and Hecht, L., 2003- Petrology and geochemistry of metagneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. *Precambrian Research*, 124, 41- 67.
- Wyllie, P. J. and Sekine, T., 1982- The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 79, 375- 380.
- Zhu, Y. and Ogasawara, Y., 2001- Clinopyroxene phenocryst from the Kokchetav shoshonitic volcanic rocks: Implications for the multi-stage magma processes. UHPM Workshop 2001 at Waseda University, 170- 173.

Mineral chemistry and geothermobarometry of xenoliths within Pliocene volcanic rocks from the Ghikhlar area (Northwest of Marand, NW Iran)

M. Moayyed^{1*}, M. A. Safikhani², R. Hajialioghli³, N. Amel³ and A. Jahangiri¹

¹Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²M.Sc., Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³Associate Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2018 March 22

Accepted: 2019 January 20

Abstract

The study area is located at the Mishow mountain ranges in NW Marand town. The main outcropping rocks are Pliocene volcanic and volcanoclastic rocks. Lamprophyre, mica pyroxenite, amphibolite and carbonate rocks occur as xenoliths within andesites. The main rock forming minerals for lamprophyre xenolith are coarse grained biotite, clinopyroxene and rare plagioclase within a matrix composed of the same crystals with porphyric and hyaloporphyric textures. These can be classified as kersantite. Mica pyroxenite xenolith is composed of clinopyroxene, biotite, plagioclase, (\pm) hornblende and opaque phases. Plagioclase, clinopyroxene as well as rare amphibole and biotite are seen as scattered magmatic crystals within carbonate matrix in the carbonate xenolith. On the basis of mineral chemistry of clinopyroxene, magma nature for the lamprophyre and mica pyroxenite xenoliths has been determined as calc-alkaline. Clinopyroxene composition indicates high fugacity of oxygen for lamprophyre and mica pyroxenite xenoliths. The estimated temperatures are 1100°C-1200°C, 1080°C-800°C for mica pyroxenite and lamprophyre respectively at pressures of 5-10 kbar. The pressure and temperature of amphibolite xenolith have been estimated based on amphibole geothermobarometer as 750-800 (\pm 12°C) and 6.2 \pm 0.6 kbar, respectively.

Keywords: Xenolith, Mineral chemistry, Thermobarometry, Mishow, Ghikhlar.

For Persian Version see pages 153 to 164

*Corresponding author: M. Moayyed; E-mail: moayyed@tabrizu.ac.ir