

بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن در بازالت‌های پشتاسر حوضه رسوبی مغان (شمال غرب ایران)

عباسعلی امرایی^۱، رضا زارعی سهامیه^(۲)، محسن موید^۳، احمد احمدی خلجی^۴ و امیر مرتضی عظیم‌زاده^۵

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
۳. استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
۵. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۷/۰۲

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۲/۰۹

چکیده

بازالت‌های پشتاسر در حوضه رسوبی مغان، زون ساختاری تالش و شمال غرب ایران با روند شرقی-غربی برونزد دارند. از نظر سنگ‌شناسی دارای ترم‌های مختلف سنگی از قبیل بازالت، بازالت آندزیتی، آندزیت بازالتی، آندزیت مگاپورفیر، لوپسیت تفریت و برش‌های ولکانیکی هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده بازالت‌ها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون‌های ایدنگزیده و در تفریت‌ها پلاژیوکلاز به صورت مگاکریست، کلینوپیروکسن و لوپسیت می‌باشند. ریز پردازش الکترونی انجام شده روی کلینوپیروکسن بازالت‌ها نشانگر ترکیب دیوپسیدی آنها است. کلینوپیروکسن بازالت‌های پشتاسر دارای ماهیت آذرین و از نظر تکنونوماگمایی متعلق به سری ماگمایی آکالن و قاره‌ای می‌باشند. بررسی‌های دما فشار سنجی نشان دهنده تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گستره دمایی ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و فشار تشکیل کمتر از ۵ کیلو بار است. ماگمای سازنده این سنگ‌ها فاقد آب در ترکیب خود بوده است. میزان تیتانیوم در کلینوپیروکسن‌ها پایین است که معلول حضور کانی‌های تیتانومگنتیت (اوپک) در سنگ می‌باشد. میزان آهن فریک در کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده گریزندگی بالای اکسیژن ماگما است.

واژه‌های کلیدی: بازالت پشتاسر، دمای تبلور، شیمی کانیایی، کلینوپیروکسن.

مقدمه

شاخصی برای سنگ‌زایی در نظر گرفته شود (Princivalle et al., 2000; Zhu and Ogasawara, 2004). پژوهشگران از روی ترکیب پیروکسن‌ها دمای تشکیل سنگ را تخمین زده‌اند (Nisbet and Pearce, 1977). با توجه به اینکه در گستره مورد پژوهش مطالعات جامع و سیستماتیک در خصوص شیمی کانی‌ها به خصوص کانی کلینوپیروکسن در

پیروکسن‌ها با فرمول $M_2M_1T_2O_6$ در رده سیلیکات‌های زنجیره‌ای قرار دارند و شامل یک موقعیت چهار وجهی و دو موقعیت هشت وجهی می‌باشند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در اثر جدایش کاتیون‌ها و ترکیب گدازه‌ای که از آن متبلور می‌شوند، کنترل می‌شود (Beccaluva et al., 1989). محققان نشان داده‌اند که تغییرات ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان

* نویسنده مرتبط: Rezazareisahamieh@gmail.com/zarei.r@lu.ac.i

دسترس نیست و در مطالعات قبلی انجام شده تحت عنوان پتروگرافی و شیمی کانی منشورهای بازالتی جنوب شهرستان گرمی (مبشر گرمی و زارعی سهامیه، ۱۳۹۴) از نمودار تعیین دمای تشکیل پیروکسن استفاده شده است که نیازمند حضور دو نوع پیروکسن (کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن) می‌باشد و با توجه به نبود ارتوپیروکسن در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، نتایج ارایه شده نادرست است. در این مقاله سعی شده است ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در سنگهای آتشفشانی و بازالت‌های پشتاسر در جهت نیل به دستیابی ترکیب کلینوپیروکسن‌ها، محیط تکتونوماگمایی، دما و فشار محیط تبلور و سری سنگ‌های مافیک منطقه باشد.

زمین‌شناسی

حوضه رسوبی مغان در شمال غرب ایران و بین طول‌های جغرافیایی شرقی 39° تا 46° و عرض‌های شمالی 30° تا 38° واقع شده و در حاشیه شمالی این منطقه دشت وسیعی مربوط به حوضه ساختاری-رسوبی کورا قرار دارد (شکل ۱). مرز جنوبی ناحیه مغان را ارتفاعات خروسلو تشکیل داده و طول رخنمون آن در راستای شرقی-غربی و از روستای تازه کند تا جانانلو حدود ۱۱۵ کیلومتر برآورد می‌شود. (شکل ۲). واحدهای آتشفشانی ژوراسیک تا کواترنر بخش‌های وسیعی از حوضه تالش و ادامه جنوبی آن به سمت ایران (دشت مغان) را می‌پوشاند. نام بازالت پشتاسر از روستای پشتاسر در تالش آذربایجان گرفته شده است (بدیع‌الزمانی، ۱۳۴۷). برش نمونه این بازالت در روستای پشتاسر، در تالش آذربایجان قرار دارد و در محل مذکور ضخامت آن از ۱۳۰۰ متر بیشتر است. به‌طور کلی این بازالت یک جریان آندزیت-بازالتی تیره رنگ و حاوی فنوکریستال‌های بیوین، اوژیت و پلاژیوکلاز است.

وجود ساخت بالشی در جنوب گرمی (شمال شرق مغان) و منطقه شاه یوردی (غرب مغان) حاکی از فوران زیردریایی می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴). در حد پایینی این بازالت، سازند سلیم آغاجی با مرز مشخص و تیز و در حد بالایی آن سازند اجاق قشلاق زیرین با سطح تماس تیز رسوب کرده است، به عبارت دیگر این بازالت به‌عنوان یک افق مشخص

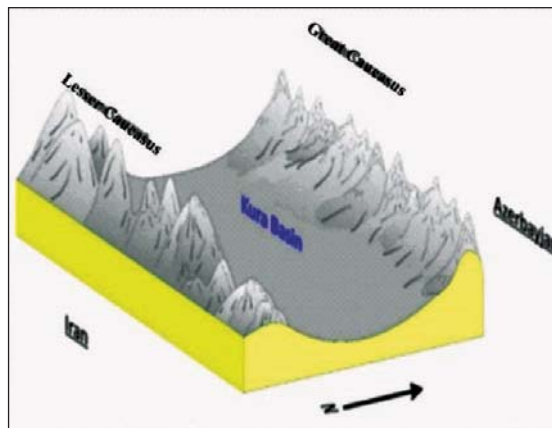
این دو سازند را از یکدیگر جدا کرده و به‌عنوان افق کلیدی B نام‌گذاری شده است (IFP, 1960). بازالت پشتاسر به صورت نواری شرقی-غربی رسوبات ائوسن فوقانی حوضه تالش را به دو بخش تقسیم می‌کند (شکل ۵). بر اساس تقسیم‌بندی‌های زمین‌ساختی توسط زمین‌شناسان مختلف مانند (نوبی، ۱۳۵۵) حوضه رسوبی مغان بخشی از زون البرز غربی-آذربایجان در نظر گرفته می‌شود که در بخش شمالی یک محدوده کوهزایی وسیع قرار دارد. بر اساس (آقانباتی، ۱۳۸۵) در زون خزر-تالش و بر اساس (Golanka, 2004) در زون تالش واقع شده است. دشت مغان ادامه جنوبی حوضه تالش جمهوری آذربایجان در خاک ایران می‌باشد و یکی از کامل‌ترین نهشته‌های پارا تتیسی را دارا است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه از سنگ‌های دگرگونی از نوع میکاشیست، آمفیبولیت و گنایس (احتمالاً بقایای نوار دگرگونی مربوط به پالئوتتیس دوم) می‌باشد (موید و مجرد، ۱۳۸۶) که بر روی آن رسوبات کرتاسه فوقانی-پالئوسن با دگرشیبی قرار می‌گیرند و اولین رخنمون ترشیر منطقه سازند قره سو می‌باشد. بر روی سازند قره سو سازند قره آغاج با دگرشیبی ناپیوسته قرار می‌گیرد که دارای دو بخش قاعده‌ی سیلیسی و بخش بالایی ماسه‌ای شیلی و گدازه‌دار به سن ائوسن پسین تا میانی است. این سازند به طور تدریجی به سازند شکرلو با لیتولوژی رس‌های مارنی و توفی و لایه‌های توف‌دار به سن ائوسن میانی تا بالایی تبدیل می‌شود. بر روی این سازند سلیم آغاجی قرار می‌گیرد.

سنگ‌نگاری

ترکیب بازالت‌های پشتاسر از نظر سنگ‌شناسی در سراسر حوضه متفاوت می‌باشد. در بخش شرقی حوضه مغان دارای ترکیب بازالتی با ساختار بالشی می‌باشد. کانی‌های اصلی بازالت‌ها کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و بیوین است و کانی‌های ریز بلور پلاژیوکلاز به همراه کلینوپیروکسن و شیشه (خمیره غنی/فقیر از شیشه با مقادیر متفاوت) زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند. بافت غالب این سنگ‌ها از هیالو میکروولیتی پورفیریک (شکل ۶-A) تا میکروولیتی پورفیریک (شکل ۶-B) در تغییر است. بافت گلوپورفیریک حاصل



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی منطقه مغان



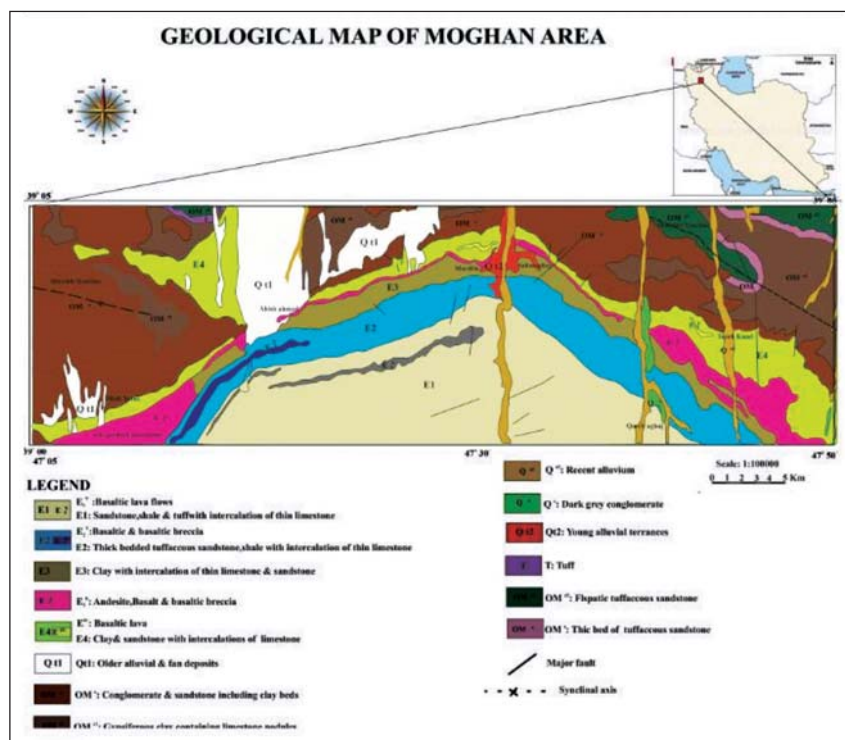
شکل ۱. نیمرخ شماتیک حوضه رسوبی کورا



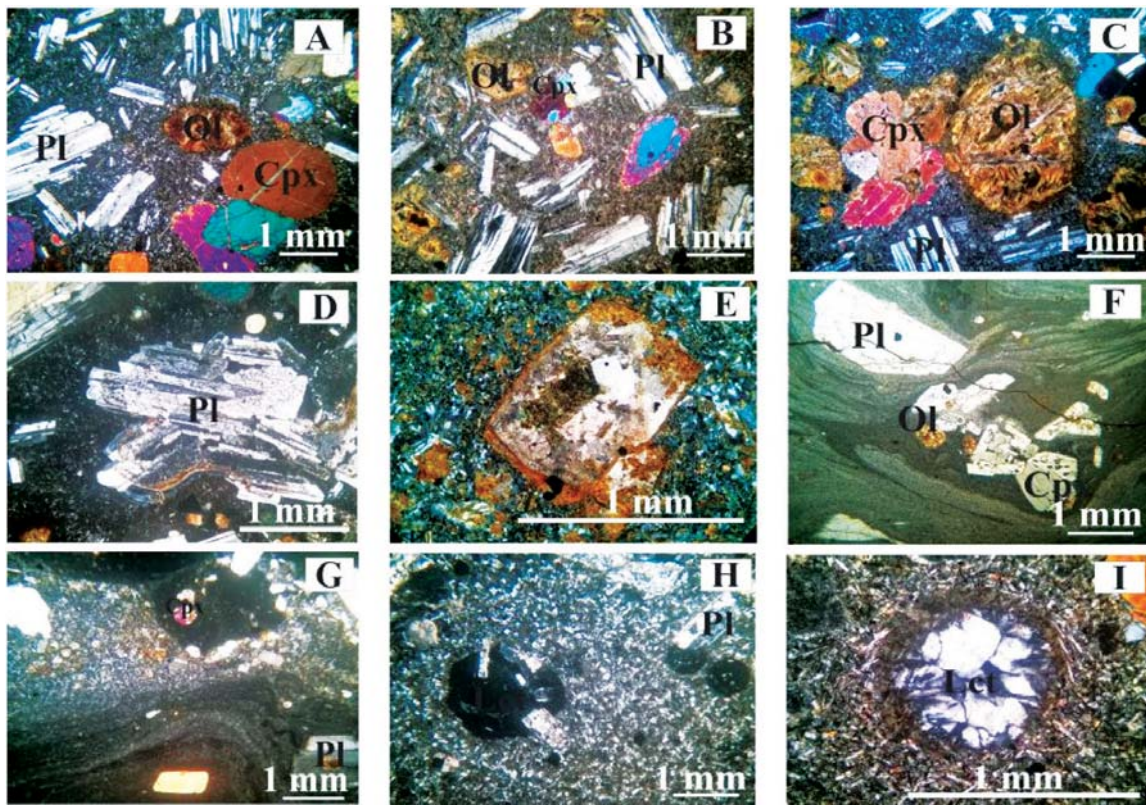
شکل ۴. ساختار بالشی در غرب مغان، روستای شاه یوردی، دید به سمت غرب



شکل ۳. ساختار بالشی در جنوب گرمی، شمال شرق مغان، دید به سمت شرق



شکل ۵. نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زیوه و اصلاندوز) (رحیم زاده، ۱۹۹۶)



شکل ۶. (A) بافت هیالومیکرولیتی پورفیریک و فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین ایدنگزیت. (B) بافت میکروولیتی پورفیریک و بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین ایدنگزیت. (C) بافت گلمروپورفیریک حاصل از تجمع کلینوپیروکسن و الیوین‌های ایدنگزیت. (D) بافت غربالی و حاشیه رشد مجدد در فنوکریستال پلاژیوکلاز. (E) الیوین دگرسان به ایدنگزیت، کربنات و آنتوفیلیت. (F) بافت هیالوپورفیریک جریان‌ی و فنوکریستال‌های الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن. (G) اختلاط ماگمایی با دو بافت متفاوت. (H) بلورهای شکلدار لویسیت در لویسیت تفریت. (I) بلور لویسیت سودومورف شده توسط آنالسیم. XPL. علائم اختصاری کانی‌ها از (Kretz, 1983) اقتباس شده است

هیالوپورفیریک (شکل ۶-F) و میکروولیتی پورفیریک می‌باشد. بافت‌های لیتوفیزا و آمیگدالوئید از بافت‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌باشند. بلورهای لویسیت دگرسانی به آنالسیم را نشان می‌دهند. شواهدی از اختلاط ماگمایی در نتیجه وجود گلبول‌های ماگمای مافیک‌تر و وجود دو شیشه با ضریب شکست نوری متفاوت (شکل ۶-G) در سنگ‌های منطقه وجود دارد. از دیگر سنگ‌های منطقه می‌توان به برش ولکانیکی با بافت برشی و آگلومرا اشاره کرد. در بخش غربی، حوضه دارای ترکیب سنگ‌شناسی بازالت-آندزیت بازالتی، لویسیت تفریت و آندزیت است و روانه‌های بازالتی دارای ساختار بالشی می‌باشند. کانی‌های اصلی پیروکسن، پلاژیوکلاز، الیوین و لویسیت است و کانی‌های ریز بلور پلاژیوکلاز به همراه پیروکسن و شیشه زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها تیتانومگنتیت

از تجمع کلینوپیروکسن‌ها از دیگر بافت‌های این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۶-C). فنوکریست پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها دارای بافت غربالی با حاشیه رشد مجدد می‌باشد (شکل ۶-D) فنوکریست الیوین شکل دار به ایدنگزیت، کربنات، بولنزیت و آنتوفیلیت دگرسان شده (شکل ۶-E) و گاهی به صورت ادخال در داخل کلینوپیروکسن‌ها مشاهده می‌شود. در بخش میانی حوضه دارای ترکیب بازالت-آندزیت بازالتی، آندزیت مگاپورفیر، تفریت و دایک‌های تفریتی می‌باشد. کانی‌های اصلی پیروکسن، پلاژیوکلاز، الیوین و لویسیت بوده و کانی‌های ریز بلور پلاژیوکلاز به همراه پیروکسن و شیشه زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و کانی‌های فرعی در مقاطع، تیتانومگنتیت و آپاتیت می‌باشند. زئولیت، کلسیت، ایدنگزیت و کائولینیت کانی‌های ثانویه می‌باشند. بافت غالب سنگ‌ها در این بخش هیالومیکرولیتی پورفیریک،

نقشه‌های زمین‌شناسی و بازدید از رخنمون‌های مختلف، ۱۱۰ نمونه سنگی از واحدهای بازالت‌های پشتاسر در سراسر حوضه مغان برداشت شد. در مرحله بعد ۹۵ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و ۱۰ مقطع جهت مطالعات شیمی کانی به تعداد ۴۹ نقطه انتخاب شد. تعیین ترکیب شیمی کانی‌ها توسط ریز پردازنده الکترونی ELECTRON PROB MICRO ANALYZER مدل SX100 ساخت کشور Cameca فرانسه، در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۱). این دستگاه با ولتاژ شتاب‌دهنده 15Kv و جریان 20nA کار می‌کند و آنالیز نسبتاً دقیق نقطه‌ای با جداسازی ۱۰ تا ۱۰۰ میکرون در هر نقطه دلخواه از عنصر بریلیوم تا اورانیوم (U-Be) ارایه می‌دهد.

و آپاتیت می‌باشند. بافت غالب سنگ‌ها در این بخش هیالومیکرولیتی پورفیریک و میکرولیتی پورفیریک می‌باشد. بافت‌های لیتوفیزا، آمیگدالوئید و گلومروپورفیریک حاصل از تجمع کلینوپیروکسن‌ها از بافت‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌باشند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی و تحلیل رفته به صورت ادخال در داخل لوپسیت مشاهده می‌شوند که دلیل تبلور متقدم پلاژیوکلاز است و نیز در برخی مقاطع خرد شده و در حال دگرسانی است. بلورهای لوپسیت شکلدار است (شکل ۶-H) و در بعضی از نمونه‌ها به آنالسیم دگرسان شده است (شکل ۶-I)

روش مطالعه

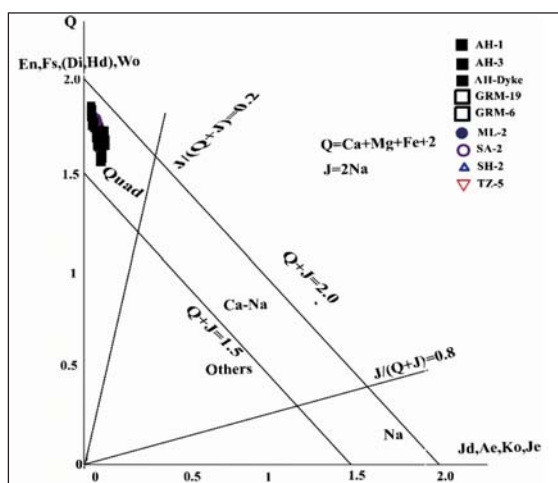
به منظور دستیابی به اهداف این تحقیق با بررسی

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن و محاسبه فرمول ساختاری بر مبنای ۶ اتم اکسیژن (D): آهن فریک محاسبه شده بر اساس دروپ (Droop, 1987)

Location	AH-Dyke	AH-Dyke SH-2	SH-2	SH-2	SH-2	SA-2	SA-2	SA-2	SA-2
SiO ₂	43.86	43.12	49.62	49.47	48.15	49.22	49.28	49.41	48.98
TiO ₂	0.98	1.38	0.74	0.8	0.78	0.95	0.84	0.97	1.06
Al ₂ O ₃	7.04	7.45	4.29	3.17	5.3	3.07	2.72	3.36	3.72
V ₂ O ₃	0.22	0.22	0.05	0.14	0.04	0.02	0.06	0.09	0.04
Cr ₂ O ₃	0.2	0.17	0.03	0.08	0	0	0.16	0.04	0.01
FeO	9.58	9.94	8.17	7.67	8.44	8.19	8.24	7.25	8.72
MnO	0.38	0.35	0.4	0.47	0.44	0.24	0.3	0.28	0.31
NiO	0.18	0.17	0	0.08	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01
MgO	12.36	12.14	13.98	14.14	13.83	15.22	15.15	15.11	15.02
CaO	23.6	23.34	22.15	22.91	21.71	22.03	22.05	22.12	22.1
Na ₂ O	0.63	0.59	0.54	0.71	0.61	0.34	0.32	0.39	0.36
K ₂ O	0.17	0.17	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	0.03	0
Total	99.2	99.04	99.98	99.73	99.32	99.32	99.14	99.07	100.33
Si	1.61	1.594	1.836	1.833	1.791	1.83	1.837	1.838	1.805
Al	0.305	0.325	0.187	0.138	0.233	0.135	0.12	0.147	0.162
Al(IV)	0.305	0.325	0.164	0.138	0.209	0.135	0.12	0.147	0.162
Al(VI)	0	0	0.023	0	0.024	0	0	0	0
Fe ⁺³ (D)	0.372	0.373	0.135	0.197	0.182	0.175	0.173	0.147	0.19
Fe ⁺²	0	0	0.118	0.041	0.08	0.08	0.084	0.079	0.078
Ti	0.027	0.038	0.021	0.022	0.022	0.027	0.024	0.027	0.029
Cr	0.006	0.005	0.001	0.002	0	0	0.005	0.001	0
V	0.007	0.007	0.002	0.004	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001
Ni	0.005	0.005	0	0.002	0	0.001	0	0.001	0
Mg	0.676	0.669	0.771	0.781	0.767	0.844	0.843	0.838	0.826
Mn	0.012	0.011	0.013	0.015	0.014	0.008	0.01	0.009	0.01
Ca	0.928	0.924	0.878	0.909	0.865	0.877	0.881	0.882	0.873
Na	0.045	0.042	0.039	0.051	0.044	0.025	0.023	0.028	0.026
K	0.008	0.008	0.001	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0
Wo	57.85	58.01	49.69	52.54	50.52	48.73	48.76	49.02	49.13
En	42.15	41.99	43.64	45.12	44.78	46.85	46.61	46.59	46.46
Fs	0	0	6.67	2.34	4.7	4.42	4.63	4.39	4.41
Q	1.605	1.593	1.767	1.731	1.713	1.8	1.806	1.798	1.776
J	0.09	0.085	0.078	0.102	0.088	0.049	0.046	0.056	0.051

ادامه جدول ۱.

Location	SA-2	SA-2	AH-1	AH-1	AH-1	AH-1	AH-1	SH-17	SH-17
SiO ₂	49.91	49.56	48.58	48.55	48.67	48.27	48.55	48.38	48.62
TiO ₂	1.03	0.88	0.86	0.74	0.82	0.85	0.78	0.75	0.67
Al ₂ O ₃	2.89	3.2	4.85	4.79	4.78	5.4	4.78	3.64	3.92
V ₂ O ₃	0.22	0.09	0.21	0.07	0.14	0.08	0.04	0.1	0.04
Cr ₂ O ₃	0.16	0.01	0.16	0.01	0.09	0.08	0	0.1	0.01
FeO	6.89	8.26	6.66	8.91	6.93	6.3	8.57	8.07	8.72
MnO	0.4	0.32	0.5	0.45	0.36	0.34	0.44	0.5	0.51
NiO	0.18	0	0.16	0.03	0.1	0.09	0	0.09	0.03
MgO	15.27	15.31	14.3	13.97	14.01	14.12	13.71	14.59	13.88
CaO	22.29	22.04	22.25	21.81	22.46	22.76	22.43	22.5	22.28
Na ₂ O	0.5	0.36	0.76	0.63	0.63	0.64	0.56	0.6	0.53
K ₂ O	0.17	0	0.16	0.01	0.09	0.1	0.01	0.08	0
Total	99.91	100.03	99.45	99.97	99.08	99.03	99.87	99.4	99.21
Si	1.841	1.829	1.796	1.797	1.81	1.791	1.8	1.796	1.816
Al	0.126	0.139	0.211	0.209	0.209	0.237	0.209	0.159	0.173
Al(IV)	0.126	0.139	0.204	0.204	0.19	0.21	0.2	0.159	0.173
Al(VI)	0	0	0.007	0.005	0.019	0.027	0.009	0	0
Fe ⁺³ (D)	0.167	0.174	0.197	0.197	0.166	0.179	0.185	0.243	0.193
Fe ⁺²	0.046	0.081	0.009	0.079	0.05	0.017	0.081	0.007	0.08
Ti	0.029	0.024	0.024	0.021	0.023	0.024	0.022	0.021	0.019
Cr	0.005	0	0.005	0	0.003	0.002	0	0.003	0
V	0.007	0.003	0.006	0.002	0.004	0.002	0.001	0.003	0.001
Ni	0.005	0	0.005	0.001	0.003	0.003	0	0.003	0.001
Mg	0.839	0.842	0.789	0.771	0.777	0.781	0.758	0.807	0.773
Mn	0.013	0.01	0.016	0.014	0.011	0.011	0.014	0.016	0.016
Ca	0.881	0.872	0.881	0.865	0.895	0.905	0.891	0.895	0.891
Na	0.036	0.026	0.055	0.045	0.045	0.046	0.04	0.043	0.038
K	0.008	0	0.008	0.001	0.004	0.005	0.001	0.004	0
Wo	49.87	48.56	52.5	50.44	51.98	53.14	51.52	52.34	51.12
En	47.53	46.94	46.95	44.96	45.12	45.87	43.82	47.23	44.31
Fs	2.6	4.5	0.56	4.6	2.9	0.98	4.67	0.43	4.57
Q	1.766	1.795	1.679	1.714	1.721	1.702	1.729	1.71	1.744
J	0.072	0.052	0.109	0.09	0.091	0.092	0.081	0.086	0.077



شکل ۷. کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار Q-J در محدوده کلینوپیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن دار قرار می‌گیرند (Morimoto, 1988)

بحث و بررسی

شیمی کانی پیروکسن

بر اساس نتایج حاصله از ریز کاوش الکترونی از کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های پشتاسر، در نمودار Q-J نمونه‌ها در گستره پیروکسن‌های کلسیم-آهن-منیزیم دار قرار می‌گیرند (شکل ۷) ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار پیشنهادی (Morimoto, 1988) در قلمرو دیوپسید واقع می‌شود (شکل ۸) با توجه به جدول ۱ ترکیب اعضای انتهایی کلینوپیروکسن‌ها در بازالت‌های پشتاسر برابر با Wo 47.21-58.01 En 41.99-51.19 Fs 0-6.67 است.

بنابراین موقعیت این کلینوپیروکسن‌های چهاروجهی به‌طور کامل توسط Si پر نشده بلکه به‌طور بخشی توسط Al^{IV} و Si و Fe^{+3} طبق فرمول ۱ پر می‌شود. Al اضافی وارد ساختاری با کئوردیناسیون ۶ می‌شود. میزان Fe^{+3} در کلینوپیروکسن‌ها تابعی از گریزندگی اکسیژن و میزان آلومینیوم در موقعیت‌های چهار وجهی و هشت وجهی است، نمودار $Al^{IV} + 2Ti + Cr$ در مقابل $Al^{IV} + Na$ که خود تابعی از میزان آهن سه ظرفیتی در پیروکسن‌ها است نشان‌دهنده این مطلب است (Bence et al., 1975; Schweitzer et al., 1979).

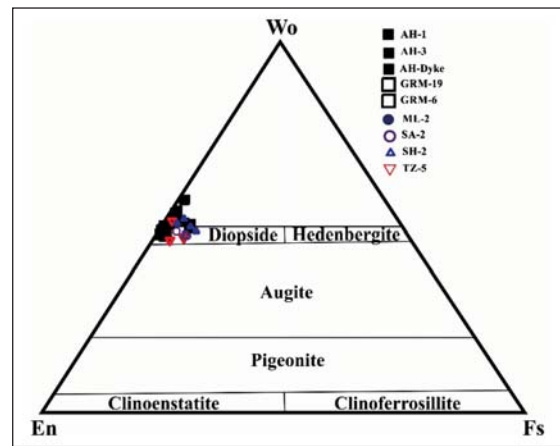
توجه به قرار گرفتن نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{+3}=0$ میزان گریزندگی اکسیژن در محیط تبلور بالا بوده است (شکل ۱۱).

اساس این نمودار بر موازنه آلومینیوم با کئوردیناسیون ۴ با آلومینیوم با کئوردیناسیون ۶ و Cr^{+3} در موقعیت هشت وجهی است. با توجه به جانشینی Fe^{+3} با عناصر سه ظرفیتی نظیر Ti، Al^{VI} و Cr در موقعیت هشت وجهی، فراوانی Fe^{+3} در پیروکسن‌ها به میزان Al^{VI} بستگی دارد.

به عبارت دیگر تابع موازنه آلومینیوم در موقعیت‌های چهار وجهی و هشت وجهی است، لذا هر چه آلومینیوم بیشتری وارد موقعیت چهار وجهی شود، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به‌جز آلومینیوم، نظیر Fe^{+3} به موقعیت هشت وجهی مهیاتر است. نمونه‌های واقع شده در بالای خط $Fe^{+3}=0$ شاخص پیروکسن‌هایی هستند که در گریزندگی

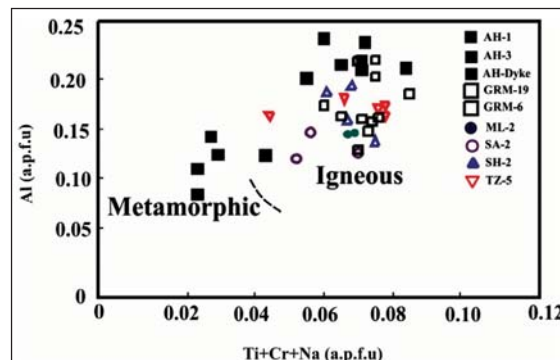
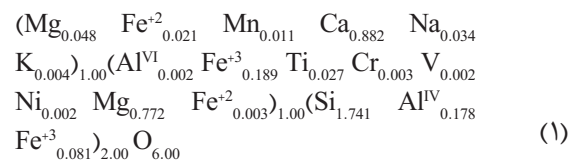
اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌های زیر خط نشانگر گریزندگی پایین اکسیژن هستند. هر چه فاصله نمونه‌ها از خط Fe^{+3} بیشتر باشد میزان گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنها بیشتر بوده است. با توجه به شکل ۱۳، نمونه‌های مورد نظر در بالای خط یاد شده قرار گرفته‌اند و با در نظر گرفتن فاصله آنها با خط $Fe^{+3}=0$ گریزندگی محیط تبلور نسبتاً بالا بوده است. با توجه به نمودار

$Ti-Al^{VI}$ پایین بودن میزان تیتانیوم در کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده کانی‌های تیتانیوم‌دار در سنگ است. وجود کانی‌های تیتانومگنتیت (اوپیک) در مقاطع شاهدهی بر این موضوع است (Gamble and Taylor, 1980) (شکل ۱۲).



شکل ۸. در نمودار سه تایی En-Wo-Fs، کلینوپیروکسن‌ها در قلمرو دیوپسید قرار می‌گیرند (Morimoto, 1988)

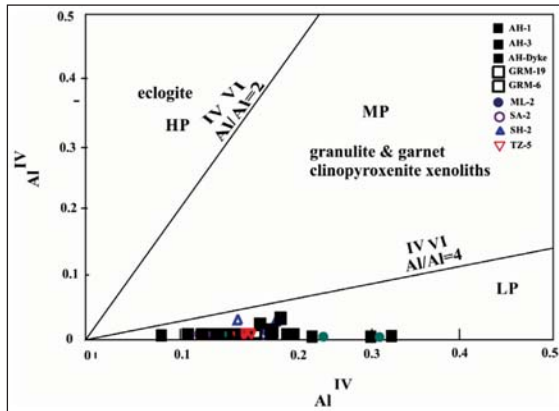
دامنه تغییرات Al_2O_3 از ۱/۹۷ تا ۷/۴۵ درصد وزنی و تغییرات CaO از ۲۰/۶۰ تا ۲۵/۰۲ درصد وزنی متغیر است. میزان Al^{IV} از ۰/۸۳ تا ۰/۳۲۵ اتم در واحد فرمول (a.p.f.u) و Al^{VI} از ۰ تا ۰/۲۷ (a.p.f.u) متغیر است. طبق نمودار $Ti+Na+Cr$ در برابر Al (Berger et al., 2005) تقریباً تمامی کلینوپیروکسن‌ها ماهیت آذرین دارند (شکل ۹). فرمول کلی کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های پشتاسر بر اساس کاتیون‌های محاسبه شده به‌صورت زیر است:



شکل ۹. کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $Ti+Na+Cr$ در برابر Al، ماهیت آذرین نشان می‌دهند (Berger et al., 2005)

در نمودار توزیع Al و Si، کلینوپیروکسن‌ها در پایین خط اشباع جایگاه چهاروجهی واقع می‌شوند (شکل ۱۰).

دیوپسید بازالت‌ها با فشارهای پایین تبلور مطابقت دارد. نسبت Al^{VI}/Al^{IV} در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بین صفر تا 0.14 متغیر است و در محدوده کلینوپیروکسن‌های فشار پایین واقع می‌شوند (Aoki and Shiba, 1973) (شکل ۱۳).

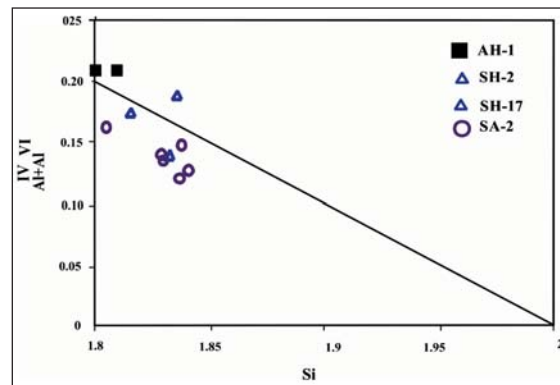


شکل ۱۳. نمودار تغییرات Al^{VI} در برابر Al^{IV} ، برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن LP = میدان فشار پایین MP = میدان فشار متوسط HP = میدان فشار بالا (Aoki and Shiba, 1973)

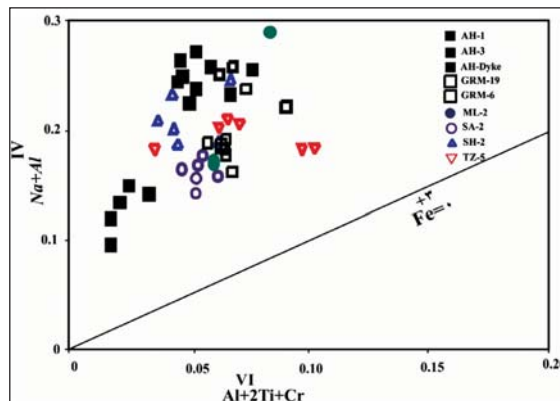
بر اساس نمودار آلومینیوم در موقعیت‌های چهار وجهی و هشت وجهی، نسبت Al^{VI}/Al^{IV} ، نمونه‌ها در محدوده بدون آب نمودار و همچنین فشار حاکم بر محیط تبلور کمتر از ۵ کیلو بار قرار می‌گیرند و نشان‌دهنده یک محیط کم‌فشار است که با توجه به نبود کانی‌های آبدار در سنگ منطقی است (Helz, 1973; Leterrier et al., 1982) (شکل ۱۴). از نمودار $Ca+Na$ در مقابل Ti برای تعیین ماهیت ماگمایی که کلینوپیروکسن‌ها از آن متبلور شده‌اند استفاده شده است و بر اساس آن ماگمای سازنده متعلق به سری آلکان است (شکل ۱۵). مقادیر Na و Cr واحد ساختاری کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در بازالت‌های پشتاسر نشان‌دهنده آن است که تمامی آنها در محیط قاره‌ای تشکیل شده‌اند (Kornprobst et al., 1981) (شکل ۱۶).

دما سنجی

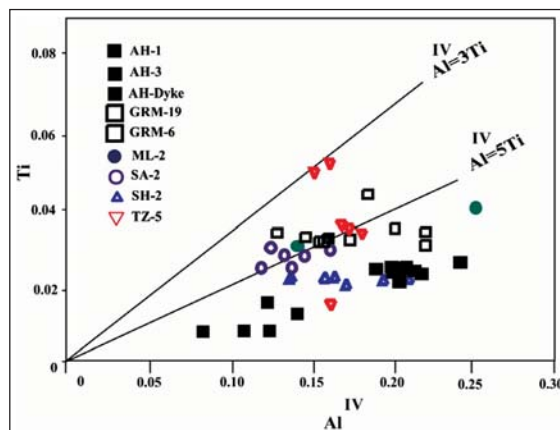
روش دما سنجی پیروکسن‌ها بر اساس تک کانی کلینوپیروکسن و هم بر اساس همزیستی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن می‌باشد. در این پژوهش از روش تک کانی کلینوپیروکسن استفاده شده است. در روش ارایه شده توسط (Soesoo, 1997) به منظور تعیین شاخص دما، محاسبه پارامترهای XPT و YPT با توجه به داده‌های آنالیز نقطه‌ای



شکل ۱۰. در نمودار توزیع Si و Al نمونه‌های کلینوپیروکسن مورد بررسی در پایین خط اشباع موقعیت چهار وجهی قرار می‌گیرند (Schweitzer et al., 1979)

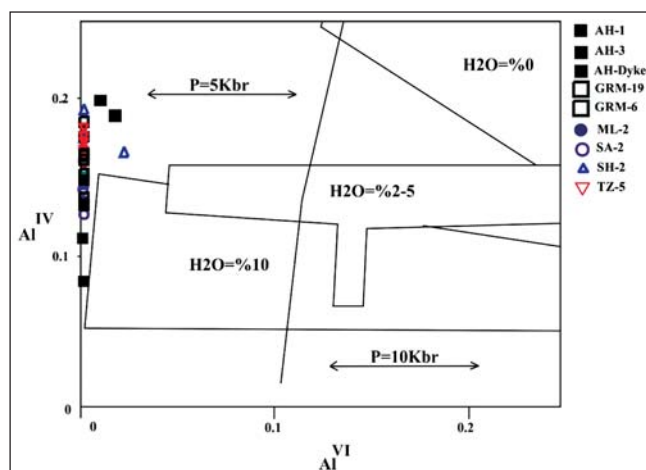


شکل ۱۱. نمودار $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ در مقابل $Al^{VI} + Na$ ، قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{+3}=0$ نشان‌دهنده بالا بودن گریزندگی اکسیژن است (Schweitzer et al., 1979)

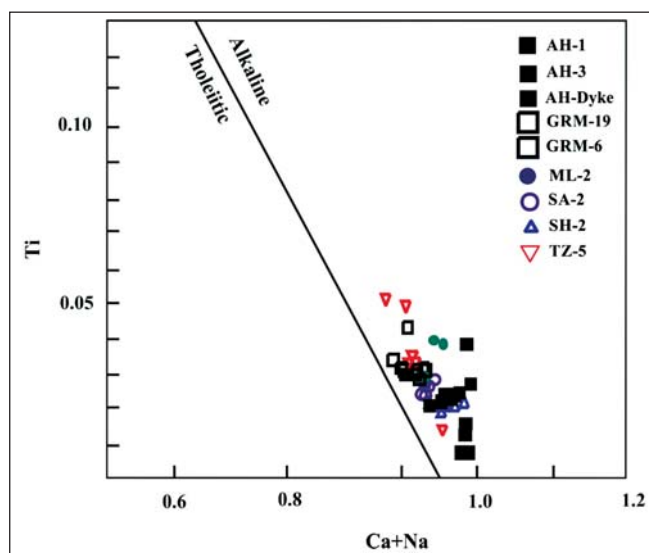


شکل ۱۲. نمودار تغییرات $Ti-Al^{VI}$ ، پایین بودن میزان تیتانیوم در کلینوپیروکسن‌ها منعکس کننده کانی‌های تیتانیوم دار در سنگ است (Gamble and Taylor, 1980)

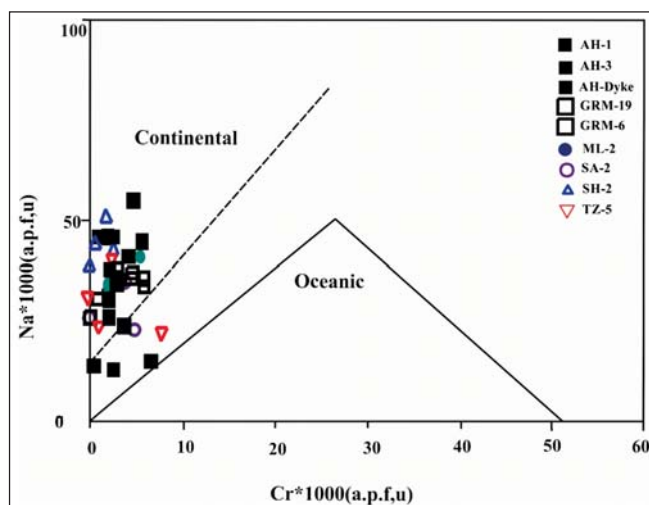
ترکیب Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌های آذرین به فشار وابسته است (Mahood and Baker, 1986). مقادیر پایین Al^{VI}



شکل ۱۴. نمودار توزیع آلومینیوم در موقعیت چهار وجهی و هشت وجهی، نمونه‌ها در محدوده بدون آب و فشار حاکم بر محیط تبلور کمتر از ۵ کیلو بار قرار گرفته‌اند (Helz, 1973)

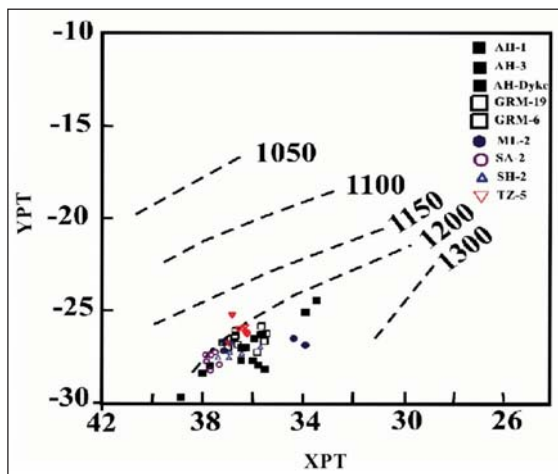


شکل ۱۵. ماهیت قلیایی کالینوپروکسن‌ها در نمودار Ca+Na در مقابل Ti (Leterrier et al., 1982)



شکل ۱۶. مقادیر Na و Cr واحد ساختاری کالینوپروکسن‌ها را در محیط قاره‌ای نشان می‌دهد (Kornprobst et al., 1981; Nimis and Taylor, 2000)

سنگ‌های آتشفشانی بازالتی پشتاسر حوضه مغان بر اساس (Nimis and Taylor, 2000) طبق رابطه ۱، محاسبه شده و در جدول ۲-الف ارائه شده است. بر اساس این روش میانگین دمای تبلور پیروکسن‌ها ۷۸۰ درجه سانتیگراد تخمین زده شد.



شکل ۱۷. تعیین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های پشتاسر، حوضه مغان (Soesoo, 1997)

ضروری است و این دو شاخص به صورت زیر تعیین می‌شوند:

$$XPT = [(0.446 \times SiO_2) + (0.187 \times TiO_2) - (0.404 \times Al_2O_3) + (0.346 \times FeO) - (0.052 \times MnO) + (0.309 \times MgO) + (0.431 \times CaO) - (0.446 \times Na_2O)]$$

$$YPT = [(-0.369 \times SiO_2) + (0.535 \times TiO_2) - (0.317 \times Al_2O_3) + (0.323 \times FeO) + (0.235 \times MnO) - (0.516 \times MgO) - (0.167 \times CaO) - (0.153 \times Na_2O)]$$

مقدار XPT برای نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۳۳/۴۴ تا ۳۸/۹۵ و مقدار YPT در محدوده ۲۴/۴۹- تا ۳۰/۴۵- است (شکل ۱۷). دلیل استفاده از این روش مزایای زیر است:

۱. نبود ضرورت حضور دو پیروکسن برای دماسنجی
۲. قابلیت استفاده برای انواع پیروکسن‌های Mg-Ca-Fe دار و Mg-Fe دار. بر اساس این روش دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه، در محدوده ۱۲۰۰ تا ۱۲۳۰ درجه سانتیگراد تخمین زده می‌شود. نتایج حاصل از دما سنجی پیروکسن‌های موجود در

جدول ۲. دماهای محاسبه شده در کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های پشتاسر حوضه مغان، (Nimis and Taylor, 2000; Putirka, 2008)

Sample (الف)	TNT-2000 (ب)	TP-2008	Sample (الف)	TNT-2000 (ب)	TP-2008
AH-Dyke	451	1122	TZ-5	850	1215
AH-Dyke	502	1132	TZ-5	894	1222
SH-2	823	1185	TZ-5	745	1210
SH-2	612	1158	TZ-5	891	1191
SH-2	839	1197	TZ-5	950	1206
SA-2	870	1198	ML-2	741	1193
SA-2	867	1199	ML-2	721	1186
SA-2	849	1193	ML-2	828	1212
SA-2	873	1198	ML-2	859	1217
SA-2	806	1192	AH-3	612	1177
SA-2	885	1202	AH-3	625	1182
AH-1	724	1189	AH-3	569	1164
AH-1	837	1198	AH-3	604	1176
AH-1	720	1180	AH-3	648	1187
AH-1	667	1175	AH-3	749	1199
AH-1	768	1184	AH-3	699	1189
SH-17	732	1195	AH-3	599	1166
SH-17	779	1189	AH-3	676	1185
SH-17	660	1181	GRM-19	833	1210
GRM-6	933	1222	GRM-19	868	1219
GRM-6	844	1211	GRM-19	926	1222
GRM-6	931	1219	GRM-19	859	1217
GRM-6	925	1225	GRM-19	882	1219
GRM-6	856	1210	GRM-19	866	1216
TZ-5	835	1211			

نتیجه‌گیری

بر اساس ریز پردازش الکترونی انجام شده بر روی کانی‌های کلینوپیروکسن به تعداد ۴۹ نقطه، کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های پشتاسر از نوع دیوپسید و در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم، منیزیم و آهن‌دار قرار می‌گیرند. کلینوپیروکسن بازالت‌های پشتاسر دارای ماهیت آذرین و از نظر تکتونو ماگمایی متعلق به سری ماگمایی آلکان و قاره‌ای می‌باشند. بررسی‌های دما سنجی نشان‌دهنده تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گستره دمایی ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشد. گستره مذکور نشان‌دهنده نوسانات دمایی در طی صعود ماگما و به هنگام تبلور کلینوپیروکسن‌ها می‌باشد. با توجه به نمودار و روابط فشار سنجی، فشار به‌دست آمده هنگام تبلور این کانی‌ها بین ۲ تا ۵ کیلو بار تعیین شده است که نشان‌دهنده تبلور هنگام صعود ماگما و در اعماق متفاوت است. تبلور کلینوپیروکسن‌ها در فشار پایین و در محدوده‌ای با گریندگی بالای اکسیژن صورت گرفته که در طی تکامل ماگمایی، فشار بخشی اکسیژن افزایش می‌یابد. میزان تیتانیوم در کلینوپیروکسن بازالت‌های مورد مطالعه حوضه مغان پایین است که نشان‌دهنده حضور کانی‌های تیتانومگنتیت (اوپیک) در سنگ و نیز بالا بودن فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل بازالت‌های پشتاسر و کلینوپیروکسن‌های متبلور از ماگمای تحول یافته‌تر می‌باشد.

منابع

- آقنابتی، س.ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- بدیع الزمانی، خ.، ۱۳۴۷. مطالعه زمین‌شناسی جنوب خاوری مغان از نظر سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی و امکانات نفتی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران. ۱۱۷.
- رحیم زاده، ف.، ۱۹۹۶. نقشه‌های زمین‌شناسی زیوه و اصلاندوز (۱/۱۰۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- میشر گرمی، م. و زارعی سهامیه، ر.، ۱۳۹۴. پتروگرافی و شیمی کانی منشورهای بازالتی جنوب

$$T(K)=23166+39.28 \times P(\text{Kbar})/13.25+15.35$$

(رابطه ۱) $\times Ti+4.5 \times Fe-1.55 \times (Al+Cr-Na-k) + (\ln^{acp}_{xen})^2$
دما سنجی کانی کلینوپیروکسن به روش (Putirka, 2008) طبق رابطه ۲، میانگین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها را ۱۱۹۵ درجه سانتیگراد مشخص می‌کند (جدول ۲-ب).

$$T(K)=93100+544 \times P(\text{Kbar})/61.1+36.6)$$

$$X_{Ti}^{cpx} + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_{K}^{cpx}) + 0.395[(\ln a_{en}^{cpx})]^2$$
 (رابطه ۲)

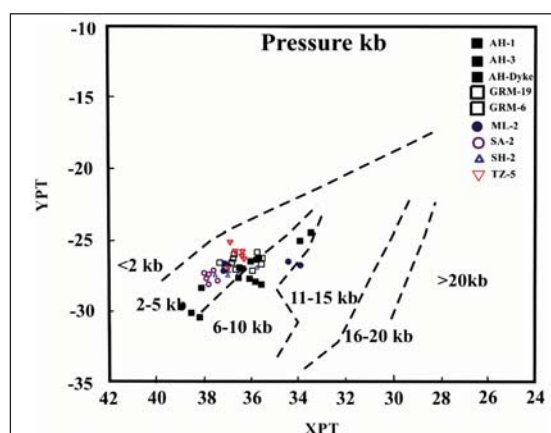
فشار سنجی

ارزیابی فشار حاکم بر محیط تبلور کلینوپیروکسن از روش‌های مختلف ارایه شده توسط (Soesoo, 1997; Nimis and Taylor, 2000; Putirka, 2008) است. در روش (Soesoo, 1997)، تخمین فشار از طریق محاسبه دو شاخص XPT و YPT، انجام می‌شود. فشار محاسبه شده برای نمونه‌های مورد پژوهش، در محدوده ۲ تا ۵ کیلو بار بوده که معادل عمق تقریبی ۶ تا ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱۸). نتایج حاصل از فشارسنجی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی بازالتی پشتاسر حوضه مغان بر اساس (Putirka, 2008) طبق رابطه ۳، محاسبه شده است. بر اساس این روش میانگین فشار حاکم بر تبلور کلینوپیروکسن‌ها ۴/۸ کیلو بار تخمین زده شد.

$$P(\text{Kbar})=3205+0.384 T(K)-518 \ln T(K)-5.62$$

$$(X_{Mg}^{cpx})+83.2(X_{Na}^{cpx})+68.2(X_{DiHd}^{cpx})+2.52$$

$$\ln(X_{Al(VI)}^{cpx})-51.1(X_{DiHd}^{cpx})^2+34.8(X_{EnFs}^{cpx})^2$$
 (رابطه ۳)



شکل ۱۸. تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن بازالت‌های پشتاسر حوضه رسوبی مغان (Soesoo, 1997)

- salts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity Part I. Mafic Phases. *Journal of Petrology*, 14,2, 249-302.
- IFP., 1960. Geological Report Number. 235, NIOC, 10-20.
 - Kornprobst, J., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M., 1981. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 53,2, 241-254.
 - Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
 - 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*, 59,1, 139-154.
 - Mahood, G. A. and Baker, D. R., 1986. Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93,2, 251-264.
 - Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39,1, 55-76.
 - 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*, 139,5, 541-554.
 - 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.
 - Princivalle, F., Tirone, M. and Comin
- شهرستان گرمی (جنوب حوزه تالش). یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۱۷، ۷۹-۹۰.
- موید، م. و مجرد، م.، ۱۳۸۶. تکوین و تکامل اقیانوس پالئوتتیس دوم در ایران؛ نقد فرضیات موجود-ارائه مدل جدید. یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
 - نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور.
 - Aoki, K. I. and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6,1, 41-51.
 - Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77, 165-182.
 - Bence, A. E., Papike, J. J. and Ayuso, R. A., 1975. Petrology of Atlantic island arcs. *Bulletin of Volcanology*, 32, 189-206.
 - Berger, J., Femenias, O., Mercier, J. C. C. and Demaiffe, D., 2005. Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker. *Journal of Metamorphic Geology*, 23,9, 795-812.
 - Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating of Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
 - Gamble, R. P. and Taylor, L. A., 1980. Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate. *Earth and Planetary Science Letters*, 47,1, 21-33.
 - Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381,1, 235-273.
 - Helz, R. T., 1973. Phase relations of ba-

- Chiaromonti, P., 2000. Clinopyroxenes from metasomatized spinel-peridotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications. *Mineralogy and Petrology*, 70,1, 25-35.
- Putirka, K. D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69,1, 61-120.
 - Schweitzer, E.L., Papike, J. J. and Bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64,5-6, 501-513.
 - Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *GFF*, 119,1, 55-60.
 - Zhu, Y. and Ogasawara, Y., 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22,5, 517-527.