



پتروژنز ماگماتیسیم میان‌چینه‌ای تریاس شمال شهرضا بر مبنای شیمی کلینوپیروکسن (جنوب اصفهان، پهنه سندج-سیرجان)

شهزاد شرافت* و مریم منانی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۱۱/۰۱، پذیرش: ۱۳۹۸/۰۳/۰۱

چکیده

کربنات‌های تریاس پیشین شمال شهرضا، میزبان ۴ افق آذرین موازی میان‌چینه‌ای با ترکیب سنگ‌شناسی الیوین بازالیت تا بازالیت کوارتزدار هستند. این سنگ‌ها دارای بافت اینترسرتال تا اینترگرانولار بوده و پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین، آمفیبول و کوارتز کانی‌های اصلی آنها را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن‌ها حاوی مقادیر بالای SiO_2 و MgO بوده و محتوای Al_2O_3 و Na_2O آنها پایین است. نسبت‌های متوسط $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ کلینوپیروکسن (۰/۰۵-۰/۰۱)، نشان‌دهنده تبلور ماگما در شرایط فشار متوسط است. دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها از ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی کلینوپیروکسن، ماهیت ماگمای سازنده تولییتی و فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور نسبتاً پایین بوده است. میان‌چینه‌ای بودن با رسوبات کربناته، تولییتی بودن سرشت ماگمایی و ویژگی زمین‌ساختی پشته‌های میان‌اقیانوسی نشان‌دهنده ارتباط افق‌های آذرین با یک رژیم زمین‌ساختی کششی است. افق‌های بازیک مزبور احتمالاً از یک ماگمای تولییتی و در یک رژیم زمین‌ساختی کششی کافت‌زایی که به گسترش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در زمان تریاس آغازین در جنوب اصفهان انجامیده است، تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شیمی کلینوپیروکسن، ماگماتیسیم میان‌چینه‌ای تریاس، سرشت تولییتی، شهرضا، جنوب اصفهان، پهنه سندج-سیرجان

مقدمه

خردقاره سیمین بوده (Şengör, 1984; Horacek et al., 2007) که در پرمین از حاشیه شمالی گندوانا جدا شده و ضمن حرکت به سمت شمال به حاشیه جنوبی اوراسیا برخورد کرده است (Stampli and Borel, 2002). رسوبات پرمین-تریاس منطقه، همگی کربناته و نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در شرایط آرام هستند. در بین و به موازات نهشته‌های رسوبی تریاس پیشین، چهار افق آذرین میان‌چینه‌ای تیره‌رنگ با ضخامت متغیر دیده می‌شود. این افق‌های آذرین میان‌چینه‌ای در ۳۰ کیلومتری جنوب

منطقه مورد پژوهش در ۱۲ کیلومتری شرق روستای شاهزاده علی‌اکبر شهرضا و ۶۸ کیلومتری جنوب شهر اصفهان، بخش شمال غربی کمربند شهرضا-آباد-همبست در پهنه ساختاری سندج-سیرجان واقع است. این منطقه از دیرباز به واسطه توالی رسوبی پیوسته کم‌نظیر پرمین-تریاس توسط پژوهشگران متعددی مورد بررسی قرار گرفته است (Taraz, 1971; Korte et al., 2004; Heydari et al., 2008; Richoz et al., 2010). به عقیده پژوهشگران، این منطقه بخشی از

با توجه ویژه به شیمی کانی کلینوپیروکسن به‌عنوان راه‌گشای پتروژنز ماگمای سازنده و برآورد دما-فشار حاکم بر محیط تبلور سنگ‌های آذرین تدوین شده است.

روش مطالعه

پس از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای، عملیات صحرایی و نمونه‌برداری میدانی از منطقه انجام گرفته و بیش از ۵۰ نمونه سنگی انتخاب و برای بررسی‌های پتروگرافی از آنها مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. بافت‌ها و کانی‌های موجود با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان دوچشمی الپوس Olympus مدل BH-2 مورد شناسایی قرار گرفتند. پس از بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی، ۶ نمونه سنگی انتخاب و برای برآورد محیط زمین‌ساختی و شرایط فیزیکوشیمیایی، ترکیب عناصر اصلی کانی‌ها با ریزکاو الکترونی^۱ مدل JEOL-JXA در دانشگاه ناروتو^۲ با شتاب ولتاژ و جریان نمونه ۱۵ Kev و ۱۵ nA تعیین شد. تعدادی دیگری از کانی‌ها توسط دستگاه JEOL مدل JXA-800 در دانشگاه کانازاواوی ژاپن و با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ Kev و ۱۲ nA مورد بررسی قرار گرفتند. ترکیب کاتیونی کلینوپیروکسن بر اساس ۱۶ اکسیژن، آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن و پلاژیوکلاز بر مبنای ۱۸ اکسیژن محاسبه شده است. بررسی شیمی کانی‌ها، محاسبه فرمول کانی‌ها و ترسیم نمودارهای مربوطه با نرم‌افزار مینپت^۳ و صفحات گسترده^۴ انجام شد.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

کهن‌ترین نهشته‌های شمال‌شرق شهرضا را سنگ‌های کربناته پرمین تشکیل می‌دهند که به‌طور هم‌شیب و با توالی پیوسته و نسبتاً کاملی به نهشته‌های تریاس می‌پیوندند (شکل ۱). باغبانی (1993)، رسوبات پرمین ناحیه شهرضا را با عنوان گروه شورجستان نام‌گذاری کرده و آنها را متشکل از سازندهای وژنان، سورمق، آباد و همبست می‌داند. اولین سازند

منطقه مورد پژوهش نیز گزارش شده‌اند (Tabatabaei et al., 2014). افق‌های آذرین مورد پژوهش، به شدت دگرسان‌شده و علاوه بر کلسیتی‌شدن، مقادیر زیادی کلریت به خرج کانی‌های اولیه در آنها تشکیل شده است. به سبب دگرسانی گسترده، آنالیزهای ژئوشیمیایی متداول، کارایی خود در تعیین پتروژنز این سنگ‌ها را از دست داده‌اند.

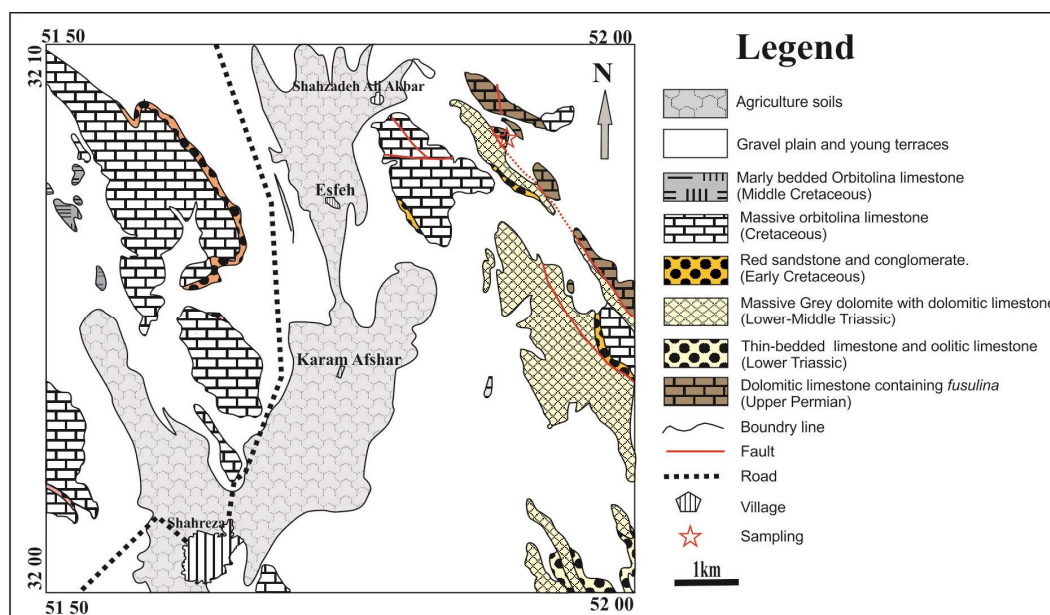
پیروکسن از مهم‌ترین کانی‌های سنگ‌ساز است که در اغلب موارد با ماگمای میزبان در تعادل بوده و ترکیب آن اطلاعاتی مهم از شرایط و تحولات مخزن ماگمایی ارائه می‌دهد. پژوهشگران متعددی تغییر ترکیب پیروکسن را به‌عنوان شاخصی در پتروژنز ماگما در نظر می‌گیرند (Nazzareni et al., 2001; Zhu and Ogasowara, 2004). ترکیب کلینوپیروکسن‌های درشت‌بلور در سنگ‌های آتشفشانی نشان‌دهنده ماهیت گدازه میزبان بوده و با بررسی شیمی آن، امکان تعیین دسته ماگمایی، محیط زمین‌ساختی و سنگ منشأ یک توده آذرین فراهم می‌شود (Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982). با استفاده از شیمی کلینوپیروکسن، امکان تخمین شرایط فیزیکی صعود ماگما (Sayari and Sharifi, 2016) و زمین‌دما-فشارسنجی (Falahaty et al., 2016; Mehvari et al., 2017) نیز فراهم می‌آید.

به عقیده بسیاری از پژوهشگران، شیمی کلینوپیروکسن ارتباطی تنگاتنگ با شیمی ماگمای مادر داشته و ترکیب شیمیایی، ترتیب تبلور و سرعت سرد شدن ماگما بر ترکیب پیروکسن تأثیر می‌گذارند (Le Bas, 1962; Leterrier et al., 1982; Beccaluva et al., 1989). عوامل فیزیکی مثل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن نیز تأثیر می‌پذیرد (Nisbet and Pearce, 1977)؛ لذا شیمی پیروکسن، ابزاری ارزشمند در تشخیص سرشت ماگمای مادر و شرایط فیزیکوشیمیایی انجماد ماگما به حساب می‌آید.

این پژوهش با هدف بررسی پتروژنز افق‌های آذرین میان‌چینه‌ای در رسوبات تریاس پیشین در مقطع پیوسته پرموتریاس شهرضا و

بین نهشته‌های آهکی مارنی تریاس پیشین، چند افق آذرین میان‌چینه‌ای با رنگ تیره دیده می‌شود. افق‌های آذرین به نهشته‌های آهکی و شیلی تریاس پیشین محدود شده است و اثری از آنها در دولومیت‌های تریاس میانی دیده نمی‌شود. کرتاسه در منطقه با کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های قرمز همراه با دولومیت‌های ماسه‌ای شروع شده و با آهک اربیتولین دار توده‌ای ادامه می‌یابد. جوان‌ترین نهشته‌های رخنمون یافته در منطقه را دشت‌های ماسه‌ای و تراس‌های آبرفتی جوان کواترنر تشکیل می‌دهند که به‌ویژه در بخش‌های غربی منطقه رخنمون یافته‌اند (Zahedi, 1976).

از توالی پرمین منطقه را واحدهای سنگ‌چینه‌ای کنگلومرا، سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ و شیل سازند وژنان به سن کربونیفر پسین-پرمین پیشین تشکیل می‌دهد (Shirezadeh Esfahani et al., 2006). سازند همبست در مقطع سید علی اکبر حدود ۸۰ متر ضخامت داشته و به‌طور پیوسته به لایه‌های تریاس می‌پیوندد. لایه‌های تریاس با ضخامت تقریبی ۶۸۲ متر، به دو گروه آهک‌ها و شیل‌های قرمز تریاس پیشین (با ضخامت تقریبی ۹۰ متر) و دولومیت‌های توده‌ای زردرنگ تریاس میانی (معادل سازند شتری) تقسیم می‌شوند (Taraz, 1974). دولومیت‌ها به دلیل فرسایش پذیری ناچیز، ارتفاعات و ستیغ‌ها را تشکیل می‌دهند.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده شمال شهرضا برگرفته از چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهرضا و از زاهدی (Zahedi, 1976)

Fig. 1. Simplified Geological map of the north of Shahreza taken from 1:100000 Shahreza Geological Quadrangle (Zahedi, 1976)

رخنمون‌های آذرین دارای رنگ تیره و مورفولوژی واضح بوده و تماس آنها با سنگ‌های دربرگیرنده کاملاً واضح است (شکل ۲-B). به‌نظر می‌رسد توده‌های آذرین، میان‌چینه‌ای و هم‌سن با لایه‌های رسوبی دربرگیرنده خود باشند. پختگی واضحی در محل تماس این افق‌ها با لایه‌های رسوبی زیرین یا بالایی ایجاد نشده است.

پتروگرافی افق‌های آذرین

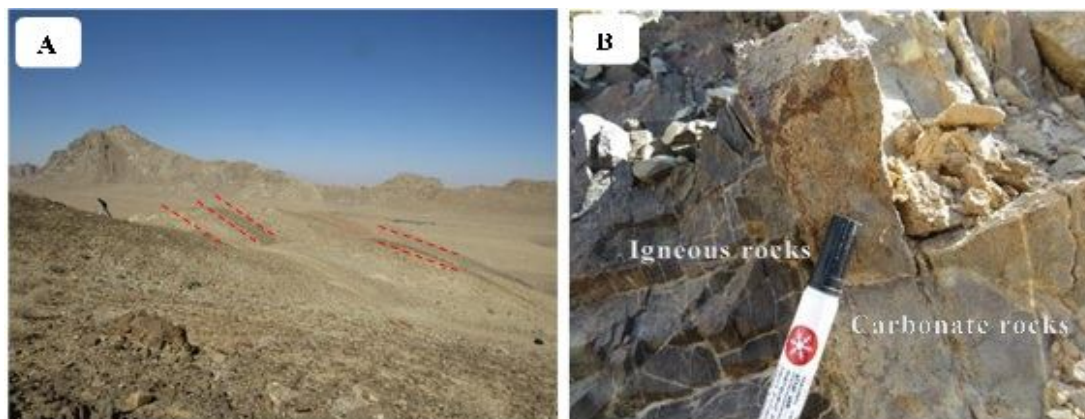
فعالیت ماگمایی در منطقه شهرضا به شکل چهار افق میان‌چینه‌ای با ضخامت متغیر از ۱۲۰ سانتی‌متر تا ۱۰ متر در میان رسوبات تریاس پیشین دیده می‌شود (شکل ۲-A). رخداد این افق‌های آذرین به لایه‌های تریاس پیشین محدود شده است و اثری از آنها در دولومیت‌های توده‌ای تریاس میانی دیده نمی‌شود.

درشت بلورهای الیوین به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار دیده شده و اغلب به کلریت تجزیه شده‌اند. پدیده ایدنگزیتی شدن در امتداد شکستگی‌ها و حاشیه بلورهای الیوین رخ داده است. ایدنگزیت محصول متداول دگرسانی دما بالا بوده و در الیوین‌های غنی از آهن (غنی از سازنده فایالیت) بیشتر دیده می‌شود (Shelly, 1993).

منشورهای کوتاه کلینوپروکسن‌ها به صورت گلومروکریست و یا تک فنوکریست‌های شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می‌شوند. گاهی تجمع درشت بلورهای کلینوپروکسن سبب تشکیل بافت گلومروپورفیری در این سنگ‌ها شده است. در برخی نمونه‌ها، تداخل بلورهای پروکسن با پلاژیوکلاز سبب تشکیل بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک شده است. تعداد معدودی از بلورهای پروکسن توسط آمفیبول‌های قهوه‌ای رنگ احاطه شده و نوعی بافت کرونا را نشان می‌دهند. بافت کرونا نتیجه واکنش ناکامل کانی با مذاب یا سیال اطراف خود فرض شده است. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های احاطه کننده پروکسن (جدول ۲) نشان‌دهنده حضور آمفیبول نوع کلسیک و متعلق به گروه ادنیت است (شکل ۵). بخشی از پروکسن‌ها نیز در نتیجه دگرسانی به آمفیبول تجزیه شده‌اند (اورالیتی شدن). پروکسن بیشتر عناصر موجود در ماگما را در خود جای می‌دهد.

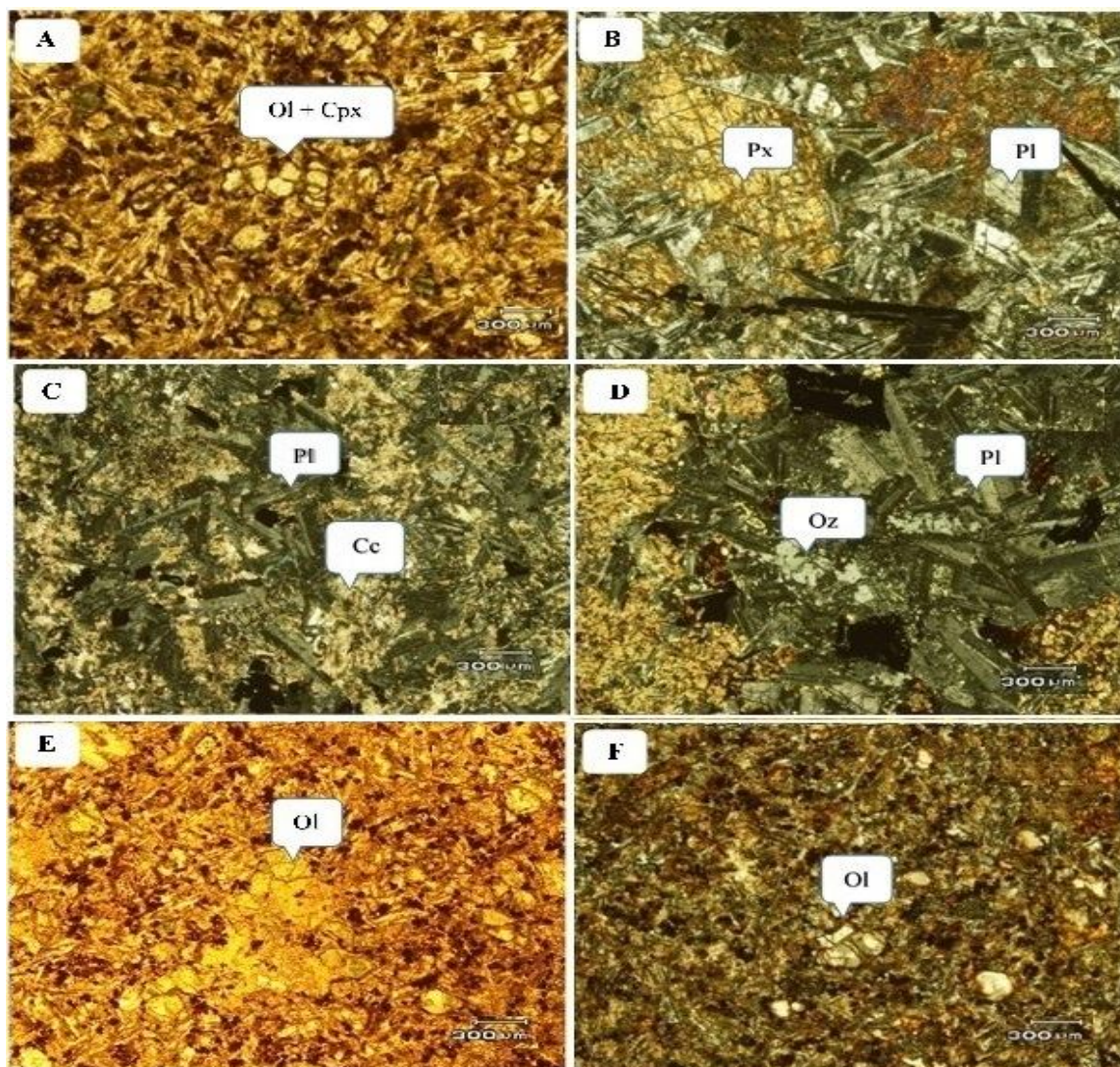
سنگ‌های آذرین در نمونه‌های دستی تیره‌رنگ و ریزدانه بوده و در بررسی‌های میکروسکوپی بافت پورفیری، گلومروپورفیری، اینترسرتال تا اینترگرانولار، افیتیک و گاهی بین‌دانه‌ای نشان می‌دهند (شکل ۳-A, B, C و D). درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، بقایایی از الیوین و کوارتز کانی‌های اصلی آن را تشکیل داده‌اند (شکل ۳-E و F). ایلمنیت و تیتانومگنتیت کانی‌های فرعی سنگ را تشکیل داده‌اند. کلسیت، کلریت، کوارتز و اوپک، متداول‌ترین کانی‌های حاصل از دگرسانی هستند. تغییر در مقدار کانی‌های اصلی سنگ، ترکیب این سنگ‌ها را از الیوین‌بازالت تا بازالت کوارتزدار و دولریت-دیاباز تغییر می‌دهد.

بلورهای پلاژیوکلاز به صورت درشت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار با دوقلویی آلپیت-کارلسباد و یا بلورهای کشیده و باریک در زمینه سنگ دیده می‌شوند. قرارگیری پلاژیوکلازها، بافت اینترسرتال و اینترگرانولار را به نمایش می‌گذارد. بر اساس نتایج آنالیز نقطه‌ای انجام شده (جدول ۱)، پلاژیوکلازهای منطقه در محدوده ترکیبی آندزین تا لابرادور قرار می‌گیرند (شکل ۴). مقادیر CaO پلاژیوکلازها بین ۶/۴۸ تا ۱۴/۳۴، مقدار Na_2O آنها بین ۳/۶۲ تا ۹/۰۷ و مقدار Al_2O_3 آنها بین ۲۴/۱۷ تا ۳۰/۵۵ بر حسب درصد وزنی تغییر می‌کند. محتوای آنورتیت پلاژیوکلاز از ۳۲ تا ۶۷/۷ درصد، مقدار آلپیت از ۳۱/۴ تا ۶۳/۴ و ارتوز از ۰/۹ تا ۴/۷ درصد متغیر است.



شکل ۲. A: افق‌های آذرین میان‌چینه‌ای و B: تماس افق آذرین با سنگ‌های کربناته در شمال شهرضا

Fig. 2. A: Interlayer igneous horizons, and B: Contact of igneous horizon with carbonate rocks in north of Shahreza



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از بیوین بازالت‌های شمال شهرضا. A: بافت گلومروپورفیری و تجمع کانی‌های بیوین و پیروکسن (در نور PPL)، B: بافت ساب‌افیتیک و کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اوپک (در نور XPL)، C: بافت اینترسرتال و حضور کانی‌های پلاژیوکلاز به همراه کلسیت‌های ثانویه (در نور XPL)، D: کوارتز بین‌روزنه‌ای به همراه پلاژیوکلاز و بافت اینترگرانولار سنگ (در نور XPL)، E: بیوین نیمه‌شکل‌دار (در نور XPL) و F: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بیوین کلریتی شده (در نور PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Ol: بیوین، Cpx: کلینوپیروکسن، Cc: کلسیت، Px: پیروکسن، Qz: کوارتز).

Fig. 3. Microphotographs of olivine basalts in north of Shahreza. A: glomeroporphyritic texture and assemblage of olivine and pyroxene (PPL), B: sub ophitic texture and plagioclase, clinopyroxene and opaques (XPL), C: intersertal texture and plagioclase with secondary calcites (XPL), D: interstitial quartz with plagioclase and intergranular texture (XPL), E: sub idiomorphic olivine (XPL), and F: plagioclase phenocrysts and chloritized olivine (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Ol: Olivin, Cpx: Clinopyroxene, Cc: Calcite, Px: Pyroxene, Qz: Quartz).

Al_2O_3 (۱/۷-۲/۷۳) و TiO_2 نسبتاً پایین (۰/۳۲-۰/۶۳) و Na_2O پایین (۰/۱۹-۰/۲۹) هستند. در نمودار $Q=\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}$ در برابر $J=2\text{Na}$ (Morimoto et al., 1988)، کلینوپیروکسن‌ها

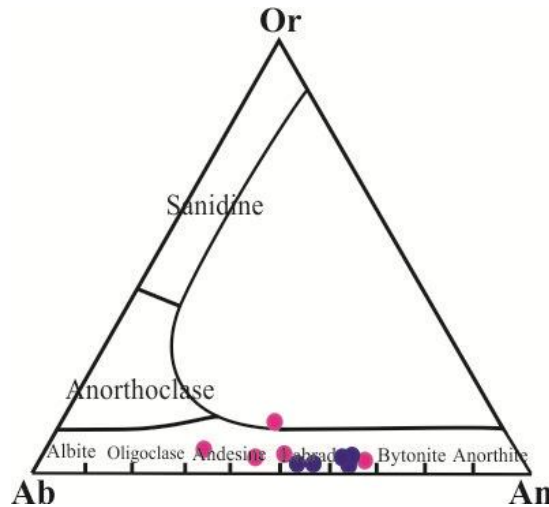
در جدول ۳، نتیجه آنالیز نقطه‌ای پیروکسن‌ها و فرمول ساختاری آنها آمده است. بلورهای کلینوپیروکسن حاوی مقادیر نسبتاً بالای SiO_2 (۵۰/۳۹-۵۲/۸۳)، MgO بالا (۱۶/۹-۱۲/۶۶)،

در محدوده Ca-QUAD (Mg-Fe) دار) قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱). کلینوپیروکسن‌ها غنی از کلسیم ($Wo=38/5-41/7$) و فقیر از سدیم ($Na_2O < 27 \text{ wt.}\%$) بوده و ترکیب آنها در محدوده $Wo_{41.7}-En_{42.2}-Fs_{15.3}$ تا $Fs_{17.2}-Wo_{38.5}-En_{44.3}$ قرار می‌گیرد. همه پیروکسن‌ها در نمودار Wo-En-Fs، ترکیب اوزیتی داشته و در نمودار بکالووا و همکاران (Beccaluva et al., 1989)، در گروه تیتانیم کم تا خیلی کم واقع می‌شوند (شکل ۶-۲).

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازهای شمال شهرضا به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۸ اکسیژن

Table 1. Microprobe analysis of the plagioclases in north of Shahreza and their structural formula based on 8 atoms of oxygen

Sample	142	143	144	155	162	163	124	129	131	132	137
SiO ₂	55.43	51.74	60.47	51.37	55.19	55.33	51.65	53.51	51.36	50.56	54.80
TiO ₂	0.00	0.10	0.07	0.11	0.02	0.09	0.07	0.09	0.06	0.05	0.06
Al ₂ O ₃	28.05	30.55	24.17	29.14	26.35	28.01	29.97	28.70	30.06	30.54	28.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.55	0.64	0.35	0.85	0.05	0.50	0.56	0.66	0.61	0.54	0.55
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02
MgO	0.41	0.07	0.00	0.09	0.08	0.09	0.14	0.08	0.11	0.13	0.08
CaO	7.71	12.85	6.48	14.34	8.73	10.08	13.40	11.74	13.56	14.13	10.97
Na ₂ O	4.47	3.59	7.12	3.88	8.80	5.31	3.90	4.89	3.87	3.62	5.28
K ₂ O	1.67	0.19	0.80	0.22	0.41	0.39	0.19	0.23	0.17	0.16	0.31
Total	99.29	99.75	99.48	100.0	100.0	99.84	99.9	99.92	99.8	99.74	100.29
Si	2.53	2.36	2.72	2.34	2.44	2.50	2.35	2.42	2.34	2.31	2.47
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.51	1.65	1.28	1.56	1.37	1.49	1.61	1.53	1.61	1.64	1.50
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Fe ²⁺	0.06	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.38	0.63	0.31	0.70	0.41	0.49	0.65	0.57	0.66	0.69	0.53
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.40	0.32	0.62	0.34	0.75	0.47	0.34	0.43	0.34	0.32	0.46
K	0.10	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
An%	43.34	65.66	31.90	66.32	34.70	50.01	64.76	56.27	65.33	67.69	52.51
Ab%	45.48	33.18	63.41	32.43	63.38	47.70	34.14	42.39	33.71	31.41	45.74
Or%	11.18	1.16	4.70	1.25	1.92	2.28	1.10	1.33	0.96	0.89	1.74



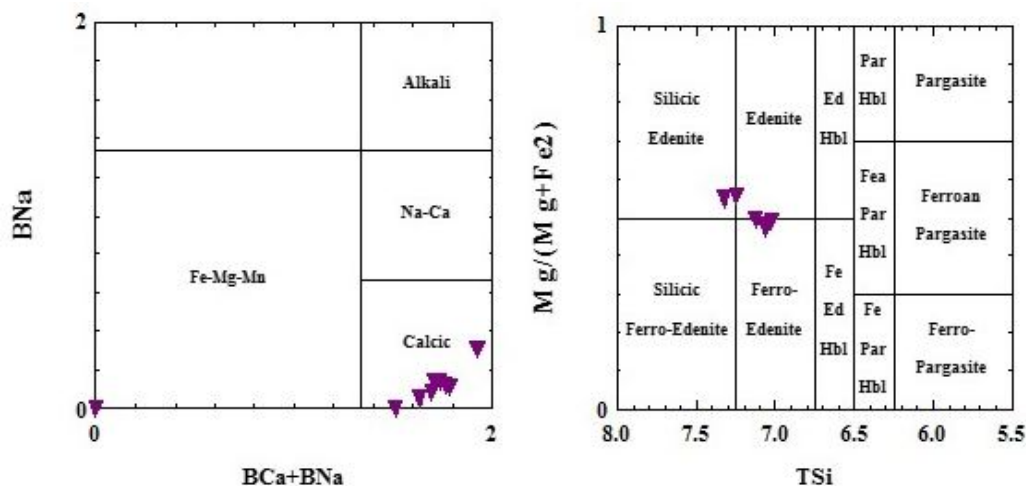
شکل ۴. تقسیم‌بندی پلاژیوکلازهای شمال شهرضا بر اساس ترکیب شیمیایی (Deer et al., 1992)

Fig. 4. Classification of plagioclase in north of Shahreza based on chemical composition (Deer et al., 1992)

جدول ۲. نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های شمال شهرضا به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۲۳ اکسیژن

Table 2. Microprobe analysis of amphiboles in north of Shahreza and their structural formula based on 23 atoms of oxygen.

Sample	149	150	156	157	122	126	138	139
SiO ₂	46.99	47.14	49.02	47.99	46.24	46.78	46.91	46.30
TiO ₂	1.45	1.01	0.82	0.80	1.05	0.90	1.08	1.02
Al ₂ O ₃	6.04	5.51	4.28	4.40	5.53	5.37	5.18	5.23
FeO	20.46	21.33	18.36	18.37	20.83	20.16	20.00	20.64
MnO	0.24	0.31	0.17	0.21	0.28	0.23	0.29	0.26
MgO	11.08	10.95	12.59	12.87	10.32	11.05	10.98	10.64
CaO	9.77	10.00	9.97	9.76	10.20	9.91	10.05	9.86
Na ₂ O	2.28	2.30	1.91	1.77	2.40	2.37	2.29	2.33
K ₂ O	0.89	0.90	0.79	0.68	0.84	0.77	0.74	0.82
Total	99.2	99.45	97.91	96.85	97.69	97.54	97.52	97.1
Si	7.02	7.06	7.31	7.25	7.06	7.11	7.13	7.10
Ti	0.16	0.11	0.09	0.09	0.12	0.10	0.12	0.12
Al ^{IV}	1.032	0.966	0.74	0.78	0.869	0.939	0.917	0.938
Al ^{VI}	0.024	0.00	0.01	0.00	0.227	0.017	0.005	0.00
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	2.56	2.67	2.29	2.32	2.66	2.56	2.54	2.65
Mn	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
Mg	2.47	2.45	2.8	2.90	2.35	2.50	2.49	2.43
Ca	1.56	1.61	1.59	1.58	1.67	1.61	1.64	1.62
Na	0.66	0.67	0.55	0.52	0.71	0.70	0.67	0.69
K	0.17	0.17	0.15	0.13	0.16	0.15	0.14	0.16
Total	17.71	17.75	17.57	17.59	17.76	17.73	17.69	17.74



شکل ۵. تقسیم‌بندی آمفیبول‌های شمال شهرضا بر اساس ترکیب شیمیایی آنها (Leake et al., 1997)

Fig. 5. Classification of amphiboles in north of Shahreza based on chemical composition (Leake et al., 1997)

جدول ۳. نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیکروکسن‌های شمال شهرضا به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۶ اکسیژن

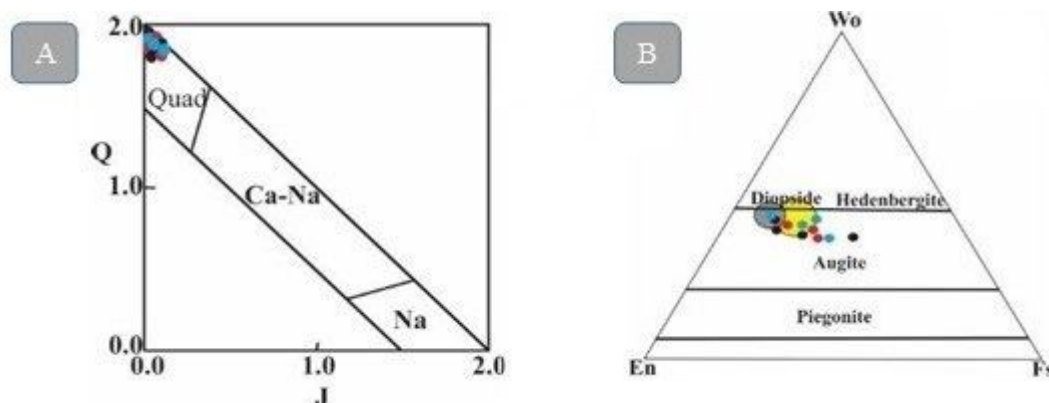
Table 3. Microprobe analysis of clinopyroxenes in north of Shahreza and their structural formula based on 6 atoms of oxygen

Sample	139A	140A	141A	147A	148A	151A	152A	158A	159A
SiO ₂	50.86	52.09	52.20	52.26	52.26	52.28	52.14	52.83	50.65
TiO ₂	1.21	0.98	0.95	0.79	0.75	0.95	0.97	0.66	1.32
Al ₂ O ₃	2.60	2.66	1.81	1.66	1.80	1.70	2.37	1.82	2.63
FeO	10.99	10.24	10.76	10.44	10.17	10.16	9.34	8.31	12.00
MnO	0.26	0.28	0.30	0.24	0.18	0.22	0.15	0.20	0.26
MgO	15.21	15.39	15.56	15.50	15.91	15.34	15.50	16.90	14.29
CaO	19.13	19.23	18.81	19.04	19.34	19.74	20.24	20.35	18.59
Na ₂ O	0.25	0.23	0.24	0.27	0.19	0.19	0.27	0.22	0.22
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00
Total	100.50	101.10	100.62	100.19	100.58	100.61	100.97	101.34	99.95
Si	1.89	1.92	1.93	1.94	1.93	1.94	1.92	1.92	1.90
Ti	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04
Al	0.11	0.12	0.08	0.07	0.08	0.07	0.10	0.08	0.12
Cr	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.07	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.06	0.03
Fe ²⁺	0.27	0.30	0.31	0.30	0.28	0.30	0.25	0.19	0.35
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.84	0.84	0.86	0.86	0.88	0.85	0.85	0.92	0.80
Ca	0.76	0.76	0.75	0.76	0.77	0.78	0.80	0.79	0.75
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
En%	44.03	43.30	44.31	44.23	44.80	43.54	43.92	46.71	41.56
Fs%	16.43	17.56	17.19	16.72	16.06	16.19	14.85	12.88	19.57
Wo%	38.54	39.14	38.50	39.05	39.14	40.27	41.23	40.41	38.86

ادامه جدول ۳. نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های شمال شهرضا به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر مبنای ۶ اکسیژن

Table 3 (Continued). Microprobe analysis of clinopyroxenes in north of Shahreza and their structural formula based on 6 atoms of oxygen

Sample	160A	121T	123T	127T	128T	133T	134T	135T	136To
SiO ₂	51.05	51.68	50.86	50.39	50.58	51.21	51.07	51.17	52.67
TiO ₂	1.15	0.83	1.08	1.17	0.89	0.93	1.03	1.01	0.63
Al ₂ O ₃	2.35	1.78	2.73	2.45	2.09	2.74	2.66	2.71	1.96
FeO	10.33	10.11	9.51	12.39	13.65	9.03	9.46	9.37	7.81
MnO	0.25	0.24	0.22	0.29	0.30	0.20	0.22	0.19	0.18
MgO	14.85	15.49	14.95	13.21	12.66	15.64	15.35	15.60	16.69
CaO	19.52	19.56	20.20	19.65	19.42	19.80	19.65	19.69	19.83
Na ₂ O	0.28	0.21	0.24	0.29	0.23	0.26	0.25	0.27	0.23
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	99.78	99.91	99.80	99.84	99.81	99.81	99.68	100.03	100.01
Si	1.91	1.92	1.89	1.90	1.92	1.90	1.09	1.90	1.94
Ti	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
Al	0.10	0.08	0.12	0.11	0.09	0.12	0.12	0.12	0.09
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.02
Fe ²⁺	0.28	0.27	0.25	0.35	0.40	0.23	0.25	0.24	0.22
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.83	0.86	0.83	0.74	0.72	0.86	0.85	0.86	0.92
Ca	0.78	0.78	0.81	0.79	0.79	0.79	0.78	0.78	0.78
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
En%	42.84	43.98	42.95	38.52	36.93	44.77	44.14	44.57	47.24
Fs%	16.71	16.11	15.33	20.27	22.35	14.50	15.26	15.01	12.40
Wo%	40.45	39.91	41.72	41.21	40.72	40.73	40.60	40.42	40.36



شکل ۶. A: نمودار Q-J (Na= Na pyroxene, Na-Ca= Na-Ca pyroxene, Quad=Ca-Mg-Fe pyroxene)، و B: ترکیب کلینوپیروکسن‌های شمال شهرضا بر روی نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988)، دایره زرد رنگ مربوط به پیروکسن‌ها با تیتانیوم کم و خیلی کم و دایره خاکستری متعلق به پیروکسن‌های تیتانیوم بالاست (Beccaluva et al., 1989).

Fig. 6. A: Q-J diagram (Na= Na pyroxene, Na-Ca= Na-Ca pyroxene, Quad=Ca-Mg-Fe pyroxene), and B: clinopyroxene composition in north of Shahreza on Wo-En-Fs triangle diagram (Morimoto et al., 1988), yellow circle belongs to low and very low-Ti and grey circle belongs to high-Ti pyroxenes (Beccaluva et al., 1989).

پایین‌بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل سنگ‌های مورد بررسی به پایین‌بودن فوگاسیته سنگ منشأ نسبت داده می‌شود. از آنجا که فوگاسیته اکسیژن با پیشرفت تبلور و افزایش محتوای آب ماگما افزایش می‌یابد؛ لذا تشکیل کلینوپیروکسن‌ها را می‌توان به مراحل ابتدایی و پیش از پیشرفت تبلور ماگما نسبت داد.

کانی‌های اوپک سنگ‌های مورد بررسی، اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و شامل ایلمنیت و تیتانومگنتیت هستند. حضور ایلمنیت در افق‌های آذرین را می‌توان به پایین‌بودن فوگاسیته اکسیژن و شرایط احیایی محیط نسبت داد. محتوای بالای تیتانیوم (جدول ۴) در مگنتیت‌ها (حدود ۳۳ درصد)، نشان‌دهنده حضور مگنتیت تیتانیفر است (Buddington and Lindsley, 1964).

جدول ۴. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های اوپک شمال شهرضا

Table 4. Microprobe analysis of opaque mineral in north of Shahreza

Sample	145	146	153	154	161
	Il	Il	Ti-Mag	Ti-Mag	Il
SiO ₂	0.019	0.194	4.739	12.149	0.001
TiO ₂	50.656	49.887	33.405	30.058	50.350
Al ₂ O ₃	0.051	0.042	1.232	1.363	0.032
FeO	48.995	49.341	51.092	49.844	48.620
MnO	0.541	0.577	0.031	0.2	0.48
MgO	0.262	0.108	1.799	1.669	0.276
Cr ₂ O ₃	0.262	0.108	0	0	0.022
Total	100.786	100.257	92.298	95.283	99.781

(A-۷). ماهیت نیمه‌قلیایی سنگ‌های مورد بررسی از همبستگی مثبت و شیب ملایم تغییرات تیتانیوم در مقابل آلومینیم بلورهای پیروکسن نیز استنباط می‌شود (شکل B-۷). در نمودار TiO₂ در مقابل Al₂O₃ (Le Bas, 1962) (شکل ۸) و نمودارهای پیشنهادی لتریر و همکاران (Leterrier et al., 1982) شامل نمودار Ca+Na در برابر Ti (شکل A-۹) و Al در برابر Ti (شکل B-۹)، کلینوپیروکسن‌ها و ماگمای مادر آنها در گستره تولییتی قرار می‌گیرند.

پژوهشگران برای تشخیص محیط زمین‌ساختی با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن، نمودارهای متعددی پیشنهاد کرده‌اند (Le Bas, 1962; Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982; Beccaluva et al., 1989).

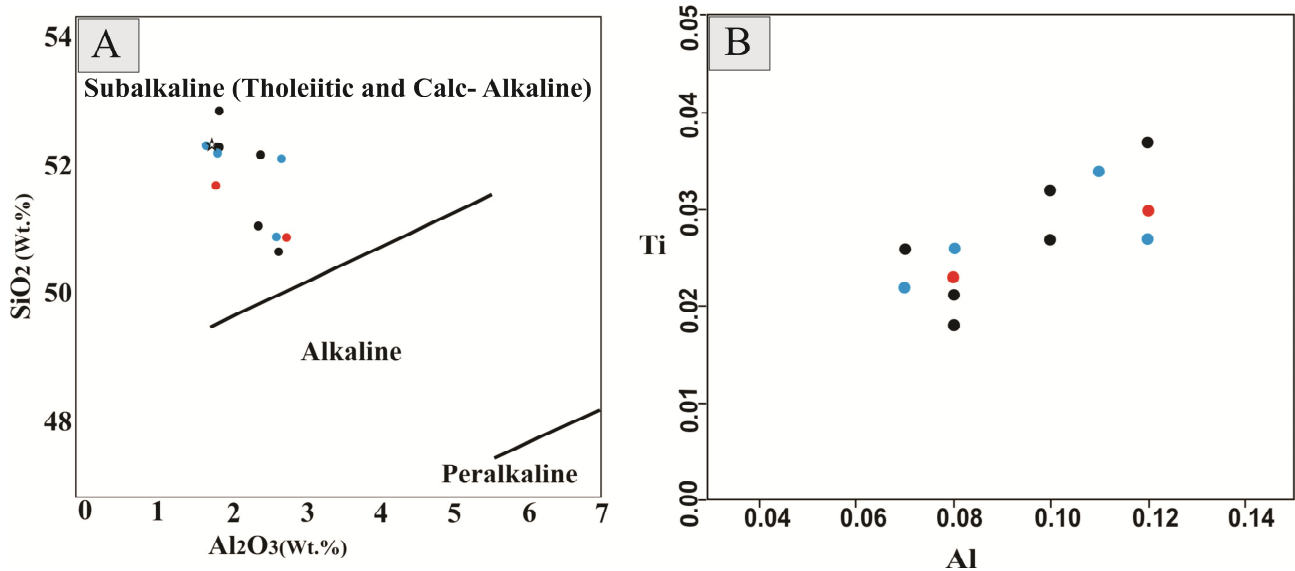
شیمی کلینوپیروکسن، سرشت ماگمایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل

پیروکسن از کانی‌های مقاوم بوده و ترکیب آن در سنگ‌هایی که متحمل دگرسانی یا دگرگونی درجه پایین شده‌اند، بدون تغییر باقی می‌ماند. با توجه به دگرسانی سنگ‌های مورد بررسی، بررسی شیمی کلینوپیروکسن، ابزاری مفید در تشخیص سرشت ماگما و تفکیک جایگاه زمین‌ساختی ماگمای مادر سنگ‌های مورد پژوهش است (Tabbakh Shabani et al., 2018).

برای شناسایی سرشت ماگمای مادر، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در نمودارهای مختلف ترسیم شدند. در نمودار Si-O₂ در مقابل Al₂O₃ (Le Bas, 1962)، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده نیمه‌قلیایی (ساب‌آلکالن) واقع شده‌اند (شکل

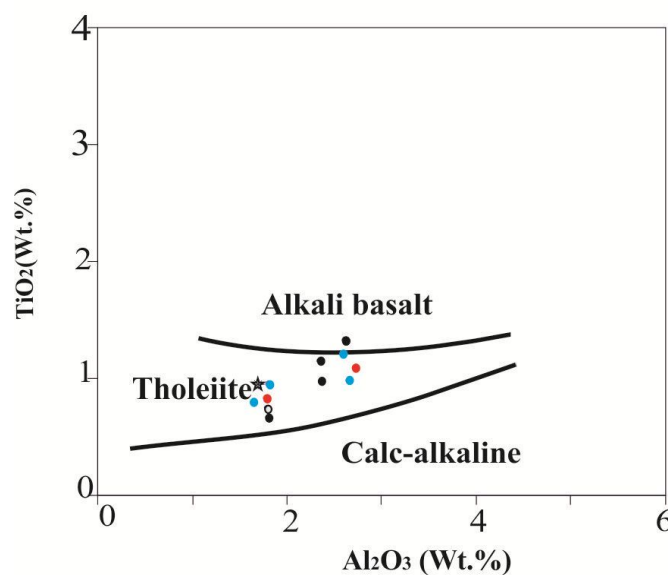
می‌شوند. ترسیم ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Ti+Cr در مقابل Ca (شکل A-۱۱) و نمودار Al(t) در مقابل Ti (شکل B-۱۱) نیز نشان‌دهنده تشکیل آنها در محدوده MORB است.

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودارهای متلشی $TiO_2-Na_2O-SiO_2/100$ (شکل A-۱۰) و $TiO_2-MnO-Na_2O$ (شکل B-۱۰) در محدوده MORB واقع



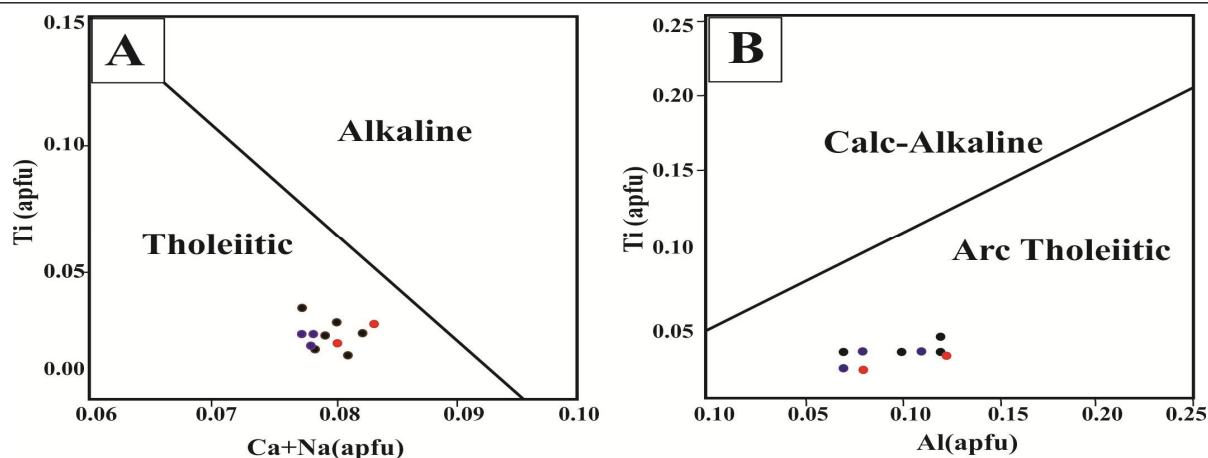
شکل ۷. A: نمودار SiO_2 در مقابل Al_2O_3 و سرشت ماگمایی نیمه‌قلیایی نمونه‌های شمال شهرضا (Le Bas, 1962) و B: همبستگی مثبت و شیب ملایم تغییرات Ti در مقابل Al که ماهیت نیمه‌قلیایی ماگمای مادر آنها را نشان می‌دهد.

Fig. 7. A: SiO_2 versus Al_2O_3 diagram and sub-alkaline affinity of the north of Shahreza rocks (Le Bas, 1962) and, B: positive correlation and low slope of Ti versus Al displaying the sub-alkaline affinity of parent magma.



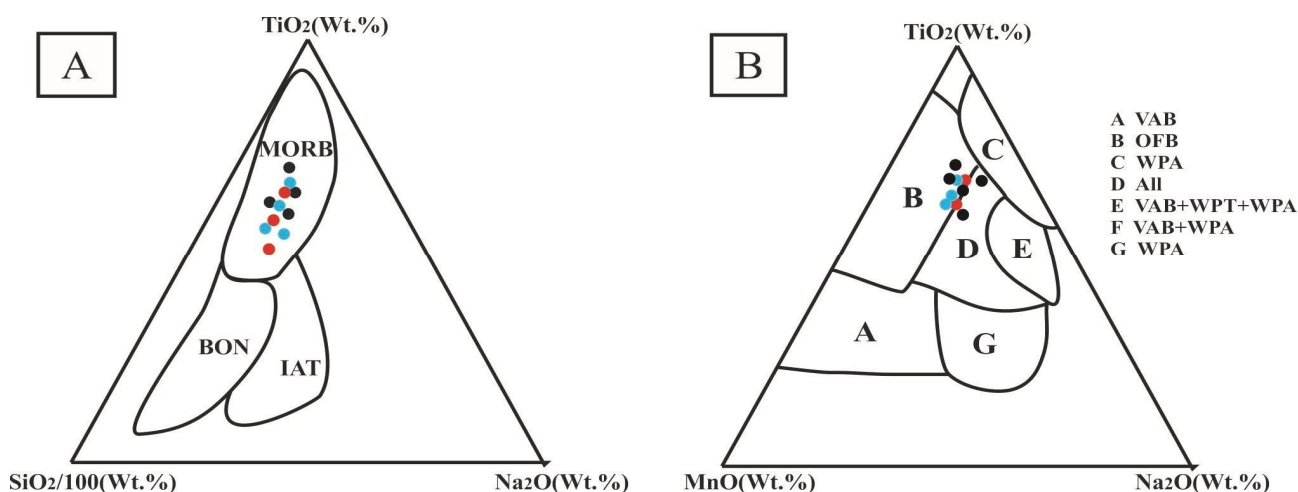
شکل ۸. نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 و سرشت تولئیتی نمونه‌های شمال شهرضا (Le Bas, 1962)

Fig. 8. TiO_2 versus Al_2O_3 diagram and tholeiitic affinity of the samples in north of Shahreza (Le Bas, 1962)



شکل ۹. ماهیت تولییتی نمونه‌های شمال شهرضا در نمودارهای A: Ti در مقابل Ca+Na و B: Ti در مقابل Al (Leterrier et al., 1982)

Fig. 9. Tholeiitic affinity of the rocks in north of Shahreza in A: Ti versus Ca+Na diagram, and B: Ti versus Al diagram (Leterrier et al., 1982)



شکل ۱۰. نمودارهای مثلثی تمایز محیط زمین‌ساختی کلینوپیروکسن‌های شمال شهرضا، A: TiO_2 -MnO- Na_2O (Nisbet and Peace, 1977) و B: TiO_2 - TiO_2 - $SiO_2/100$ - Na_2O (Beccaluva et al., 1989)

Fig. 10. Tectonic discrimination triangle diagrams of clinopyroxens in north of Shahreza, A: TiO_2 -MnO- Na_2O diagram (Nisbet and Peace, 1977), and B: TiO_2 - TiO_2 - $SiO_2/100$ - Na_2O diagram (Beccaluva et al., 1989)

(Wass, 1979) و به عقیده واز (Malgarotto et al., 1993) می‌توان از نسبت‌های Al^{VI}/Al^{IV} ، $Ti+Al^{IV}/Si$ و $TiO_2/(Mg/Mg+Fe)$ پیروکسن‌ها به عنوان فشارسنج استفاده کرد.

توزیع آلومینیم در موقعیت‌های تترائدری و اکتائدری کلینوپیروکسن، معیاری مناسب برای برآورد فشار حاکم بر محیط و مقدار آب ماگماست و میزان Al^{IV} پیروکسن‌ها به

شیمی کلینوپیروکسن و تخمین شرایط فیزیکی شیمیایی تبلور

با توجه به تأثیر شرایط فیزیکی شیمیایی بر روی ترکیب شیمیایی پیروکسن، امکان تعیین دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن در ماگما با استفاده از ترکیب پیروکسن فراهم است. پژوهش‌های متعددی تأثیر فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در سیستم ماگمایی بر روی شیمی بلور را نشان داده است (Beccaluva et al., 1989)

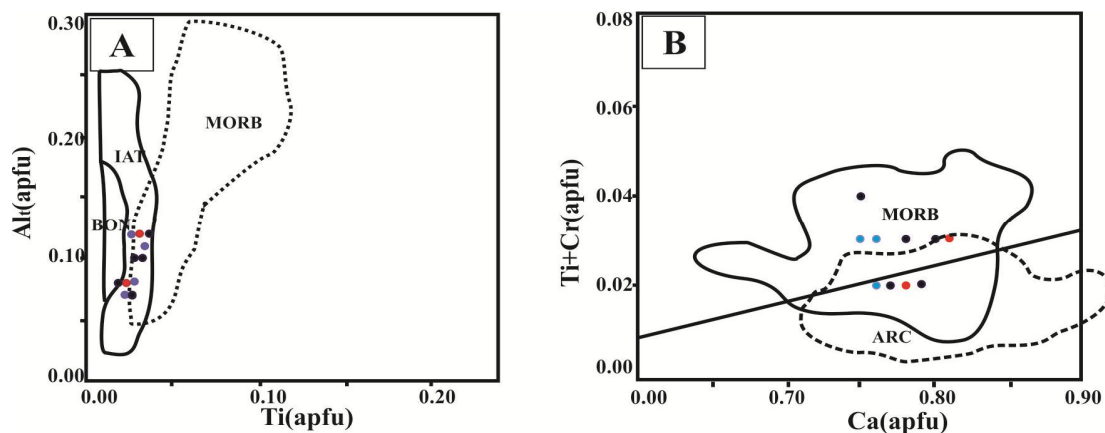
تخمین زده می‌شود که با فشار به دست آمده بر اساس توزیع آلومینیم در موقعیت‌های تترائدری و اکتائدری همخوانی دارد. محاسبه مقادیر XPT و YPT بر اساس روابط زیر انجام می‌شود:

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

$$\text{YPT} = -0.369 \text{ SiO}_2 + 0.535 \text{ TiO}_2 - 0.317 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.232 \text{ FeO} + 0.235 \text{ MnO} - 0.516 \text{ MgO} - 0.167 \text{ CaO} - 0.153 \text{ Na}_2\text{O}$$

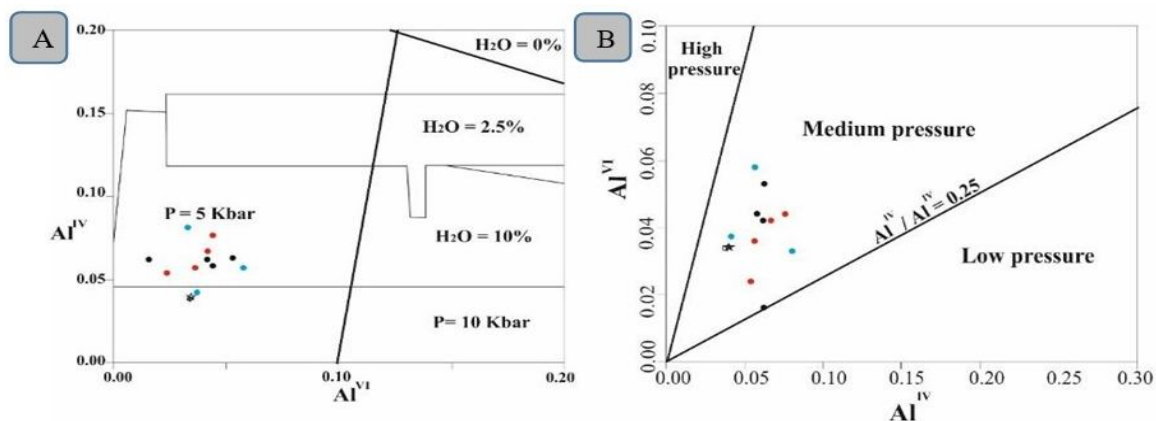
دمای لیکیدوس، ترکیب مذاب و بلور (France et al., 2010)، ترتیب تبلور ماگما (Moretti, 2005) و میزان آهن فریک (Fe^{3+}) محیط تشکیل سنگ‌ها به فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد. بر این اساس، شویتزر و همکاران (Schweitzer et al., 1979) برای تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور کلینوپیروکسن، نمودار تغییرات $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}$ در برابر Al^{VI} در $2\text{Ti} + \text{Cr}$ را ارائه دادند (شکل ۱۴). این نمودار بر اساس میزان Al موجود در موقعیت تترائدری نسبت به Al و Cr^{3+} در موقعیت اکتائدری، تنظیم شده است. قرارگیری نمونه‌ها در زیر خط $\text{Fe}^{3+} = 0$ نمودار، نشان‌دهنده پایین بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور کلینوپیروکسن‌هاست. پایین بودن فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل سنگ، با حضور کانی‌های کدر تیتانومگنتیت و ایلمنیت در سنگ‌های مورد پژوهش تأیید می‌شود.

پیروی از افزایش مقدار آب موجود در محیط تبلور کاهش می‌یابد (Helz, 1973). ترسیم ترکیب پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ ، گستره فشار متوسط یعنی محدوده سنگ‌های آذرین را نشان می‌دهد (شکل ۱۲-A). به عقیده پژوهشگران، کلینوپیروکسن‌های غنی از Al در فشار پایین‌تری نسبت به نمونه‌های فقیر از Al تشکیل شده‌اند (Foley and Venturelli, 1989; Liu et al., 2000). بودن مقدار Al در نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده این واقعیت است که کلینوپیروکسن‌های مورد نظر در فشار متوسط تا پایین به وجود آمده‌اند. بر اساس نمودار ترسیم‌شده، کلینوپیروکسن‌ها از ماگمایی با محتوای آب حدود ۱۰ درصد و تحت فشار ۲ تا ۵ کیلو بار تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲-B). دمای تشکیل کلینوپیروکسن را بر اساس ترکیب شیمیایی این کانی می‌توان تخمین زد. بر این اساس، نموداری توسط سوئسو (Soesoo, 1997) ابداع‌شده که در آن از اکسیدهای مختلف با نسبت‌های متفاوت استفاده شده است (شکل‌های ۱۳-A و B). طبق این روش، دمای تشکیل اغلب پیروکسن‌های مورد پژوهش ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شد. گستره دمایی نشان‌دهنده تغییرات دما در هنگام تبلور کلینوپیروکسن‌هاست. فشار حاکم بر تبلور ماگما حین تشکیل بلور پیروکسن بر اساس نمودار سوئسو (Soesoo, 1997) نیز بین ۲ تا ۱۰ کیلو بار



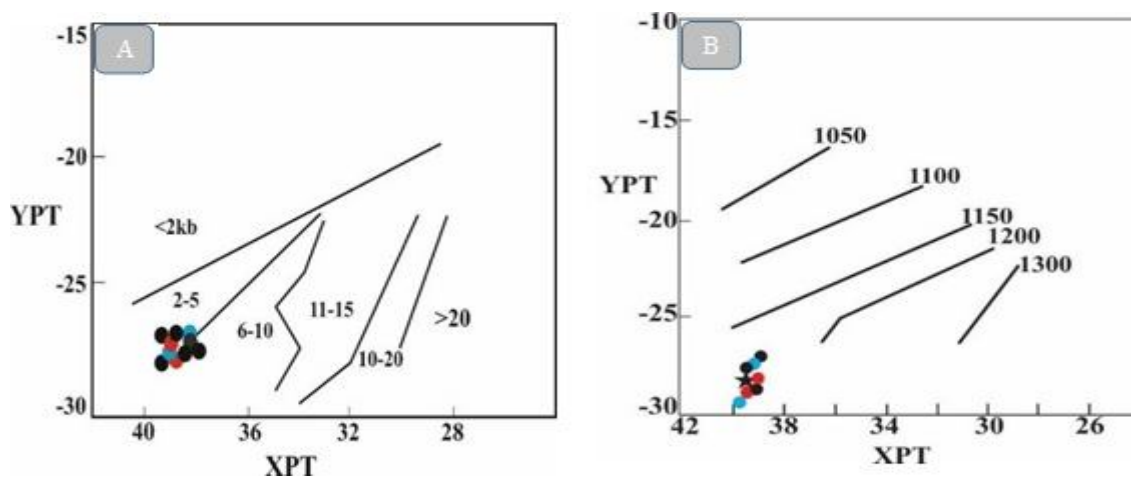
شکل ۱۱. نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی پیروکسن‌های شمال شهرضا A: Al(t) در مقابل Ti (Beccaluva et al., 1989) و B: Ti + Cr در مقابل Ca (Letierrier et al., 1982)

Fig. 11. Tectonic discrimination diagrams of clinopyroxenes in north of Shahreza, A: Al(t) versus Ti (Beccaluva et al., 1989), and B: Ti+Cr versus Ca (Letierrier et al., 1982)



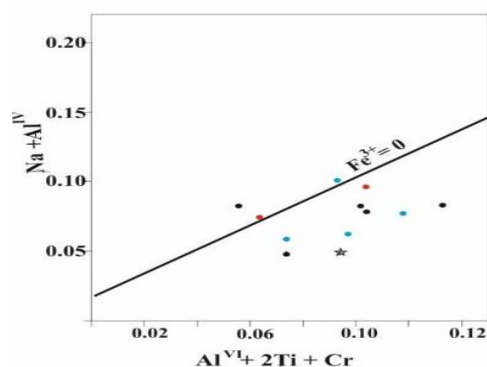
شکل ۱۲. A: تخمین فشار و B: توزیع Al در موقعیت‌های تتراهدری و اکتاهدری کلینوپیروکسن شمال شهرضا به تناسب درصد آب ماگما (Helz, 1973)

Fig. 12. A: Estimate of pressure, and B: Al distribution on tetrahedral and octahedral sites of clinopyroxene in north of Shahreza with percentage of magma water (Helz, 1973)



شکل ۱۳. A: نمودار تعیین فشار و B: تعیین دمای تبلور پیروکسن‌های شمال شهرضا (Soesoo, 1997)

Fig. 13. Estimation diagrams of A: Pressure, and B: Temperature of clinopyroxene crystallization in north of Shahreza (Soesoo, 1997)



شکل ۱۴. تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های شمال شهرضا (Schweitzer et al., 1979)

Fig. 14. Estimate of oxygen fugacity in clinopyroxene crystallization environment in north of Shahreza (Schweitzer et al., 1979)

نتیجه‌گیری

منطقه مورد پژوهش، بخشی از خردقاره سیمری بوده (et al., 2002). طی پرمین پسین و تریاس پیشین، این خردقاره در مرکز اقیانوس تیس و بین پالئوتیس و نئوتیس قرار داشته و جابه‌جایی آن به توسعه نئوتیس، بسته‌شدن پالئوتیس و کوه‌زایی سیمیرین منجر شده است (Besse et al., 1998). رخداد ماگماتیسم پرمین به‌صورت سنگ‌های آتشفشانی بازالتی یا دیابازهای قلیایی، شاهدی بر تجدید فعالیت کافت‌های درون قاره‌ای و مقدمه‌ای بر جدایش ایران از صفحه زاگرس است. فعالیت‌های ماگمایی تریاس پیامدی از عملکرد کوه‌زایی سیمیرین پیشین هستند که بیشتر از نوع روانه‌های آتشفشانی بازیکند. داده‌های ژئوفیزیکی بیانگر آن است که نفوذی‌های پهنه سندج-سیرجان احتمالاً نتیجه نیروهای کششی هستند (Aghanabati, 2013). منطقه مورد پژوهش در بخش مرکزی پهنه سندج-سیرجان و حاشیه شمالی کمربند جلفا-آباده-همبست واقع شده و از محدود نقاط ایران است که توالی پیوسته پرمین-تریاس را به نمایش می‌گذارد. این کمربند با روند عمومی شمال‌غرب-جنوب‌شرق توسط گسل‌هایی از کمربند دگرگونی اقلید و فروافتادگی گاوخونی جدا می‌شود (Taraz et al., 1981). رسوبات پرموتریاس محدوده مورد بررسی از نوع کربناته و حاصل رسوب‌گذاری در شرایط آرام هستند. تعدادی افق آذرین تیره‌رنگ بازیک با ضخامت متغیر لابه‌لای نهشته‌های رسوبی

رخنمون دارند. این افق‌ها دارای ترکیب الیوین‌بازالت تا بازالت کوارتزدار و معادل‌های نیمه‌عمیق آنها بوده و از کانی‌های الیوین ایدیگزیتی‌شده، پلاژیوکلاز با ترکیب میانگین آندزین تا لابرادور، درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن (با ترکیب اوژیستی)، کانی‌های اوپک و کوارتز تشکیل شده و درجات متفاوت دگرسانی به‌ویژه کلسیتی‌شدن بر روی آنها تأثیرگذار بوده است. بر اساس نمودارهای ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، ماگمای سازنده دارای ماهیت نیمه‌قلیایی و تولییتی است. تبلور کانی‌های ایلمنیت-تیتانومگنتیت و نمودارهای ترسیم‌شده، نشان‌دهنده پایین‌بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل سنگ‌هاست. فشار محیط تبلور بین ۲ تا ۱۰ کیلوبار و مقدار آب ماگمایی حدود ۱۰ درصد تخمین زده می‌شود. از نظر موقعیت زمین‌ساختی، سنگ‌های مورد بررسی ویژگی بازالت‌های میان اقیانوسی را نشان می‌دهند. میان‌چینه‌ای بودن، سرشت نیمه‌قلیایی و تولییتی ماگمای مادر، پایین‌بودن فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور و محیط زمین‌ساختی همگی بیانگر این فرضیه هستند که تشکیل سنگ‌های مورد بررسی در مراحل ابتدایی بازشدگی پوسته اقیانوسی انجام گرفته است. فرایندی که در مراحل بعد به تشکیل اقیانوس نئوتیس منجر شده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله نهایت امتنان و تشکر خود را از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه پیام‌نور به‌دلیل حمایت‌های مادی در راستای انجام این پژوهش ابراز می‌دارند.

References

- Aghanabati, S.A., 2013. Magmatism in Iran. *Roshd magazine*, 18(4): 18–23. (in Persian)
 Baghbani, D., 1993. The Permian sequence in the Abadeh region, Central Iran. In: A.E.M. Nairn and V.A.V. Koroteev (Editors), Contributions

- to Eurasian geology. *Earth Sciences and Resources Institute, Russia*, pp. 7–22.
 Beccalova, 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.

- Besse, J., Torq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Krystyn, L. and Saidi, A., 1998. Late Permian to Late Triassic paleomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. *Geophysical Journal International*, 135(1): 77–92.
- Buddington, A.F and Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2): 310–357.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman, London, 696 pp.
- Falahaty, S., Noghrehan, M., Sharifi, M., Torabi, Gh., Safaei, H. and Mackizadeh, M.A. 2016. Clinopyroxene application in petrogenesis identification of volcanic rocks associated with salt domes from Shurab Southeast Qom). *Journal of Economic Geology*, 8(1): 21–38. (in Persian with English abstract)
- Foley, S.F. and Venturelli, G., 1989. High K₂O rocks with high MgO, High SiO₂ affinities. In: A.J. Crawford (Editor), *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman, London, pp. 72–88.
- 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(3–4): 340–346.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O= 5 kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 17(2): 139–193.
- Heydari, E., Arzani, N. and Hassanzadeh, J., 2008. Mantle plume: The invisible serial killer □Application to the Permian□Triassic boundary mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 264(1–2): 147–162.
- Horacek, M., Richoz, S., Brander, R., Krystyn, L. and Spötl, Ch., 2007. Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: The δ¹³C record from marine sections in Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252(1–2): 355–369.
- Korte, C., Kozur, H.W. and Mohtat-Aghai, P., 2004. Dzhulfian to lowermost Triassic d¹³C record at the Permian/Triassic boundary section at Shahreza, Central Iran. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften – Beihefte*, 18(1): 73–78.
- Le Bas, N.J., 1962. The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4): 267–88.
- Leake, B.E., Woolley, 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.A., 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. *American Mineralogist*, 82(9–10): 1019–1037.
- 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.
- Liu, T.C., Chen, B.R. and Chen, C.H. 2000. Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan, at pressures up to 2.0 GPa. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(5): 519–531.
- Margarotto, C., Molin, G. and Zanazzi, F., 1993. Crystal chemistry of clinopyroxenes from Filicudi and Salina (Aeolian Islands, Italy): geothermometry and barometry. *European Journal of Mineralogy*, 5(5): 915–923.
- Mehvari, R., Noghrehan, M., Sharifi, M., Mackizadeh, M.A., Tabatabaei, S.H. and Torabi, Gh., 2017. Mineral chemistry of clinopyroxene: guidance on geothermobarometry and tectonomagmatic setting of Nabar volcanic rocks, South of Kashan. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 493–506. (in Persian with English abstract)
- Moretti, R., 2005. Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Geophysics*, 48(4–5): 583–608.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, D., 1988.

- Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73(9–10): 1123–1133.
- Nazzareni, S., Molin, G., Peccerillo, A. and Zanazzi, P.F., 2001. Volcanological implications of crystal-chemical variations in clinopyroxenes from the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea (Italy). *Bulletin of Volcanology*, 63(1): 73–82.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2): 161–173.
- Richoz, S., Krystyn, L., Baud, A., Brandner, R., Horacek, M. and Mohtat-Aghai, P., 2010. Permian-Triassic boundary interval in the Middle East (Iran and N. Oman): Progressive environmental change from detailed carbonate carbon isotope marine curve and sedimentary evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(4): 236–253.
- Sayari, M. and Sharifi, M., 2016. Application of clinopyroxene chemistry to interpret the physical conditions of ascending magma, a case study of Eocene volcanic rocks in the Ghohrud area (North of Isfahan). *Journal of Economic Geology*, 8(1): 61–78. (in Persian with English abstract)
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64(2): 501–513.
- Şengör, A.M.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America, Special paper, America*, 82 pp.
- Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman and Hall, London, 445 pp.
- Shirezadeh Esfahani, F., Kohansal Ghadimvand, N., Kangazian, A., Hejazi, S.H. and Hairapetian, V., 2006. The new data on the lithostratigraphic subdivision of the Vazhan formation (Latest Carboniferous-Early Permian) in the Shahreza-Abadeh belt. *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES*, 25(99): 3–10. (in Persian with English abstract)
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization P-T estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119(1): 55–60.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1–2): 17–33.
- Tabatabaei, S.H., Tabaei, M., Mansouri Esfahani, M. and Asadi Haroni, H., 2014. Geological, Mineralogical and Geochemical Characteristics of Titanium Deposit in Cheshmeh Siah Shahreza, Isfahan. *Geochemistry*, 3(3): 235–246.
- Tabbakh Shabani, A.A., Delavari Kooshan, M. and Hajiabdollah Khabbaz, M., 2017. Geochemistry and mineral chemistry of zeolites bearing basic volcanic rocks from the Boumehen-Roudehen area, east of Tehran. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 397–418. (in Persian with English abstract)
- Taraz, H., 1971. Uppermost Permian and Permian-Triassic transition beds in Central Iran. *AAPG Bulletin*, 55(8): 1280–1294.
- Taraz, H., 1974. Geology of the Surmaq-Deh Bid area, Abadeh region, Central Iran. *Geological Survey of Iran, Iran, Report 37*, 148 pp.
- Taraz, H., Golshani, F., Nakazawa, K., Shimizu, D., Bando, Y., Ishii, K., Murata, M., Okimura, Y., Sakagami, S., Nakamura, K. and Tokuoka, T., 1981. The Permian and the Lower Triassic systems in Abadeh region, Central Iran. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University. Series of Geology and Mineralogy*, 47(2): 61–133.
- Wass, S.Y., 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12(2): 115–132.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187
- Zahedi, M., 1976. Geological map of Shahreza, scale 1:100000. *Geological Survey of Iran, Iran*.
- Zhu, Y.F. and Ogasawara, Y., 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokche NAPV UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5): 517–527.



Clinopyroxene chemistry based Petrogenesis of Triassic interlayer magmatism in the north of Shahreza (South of Isfahan, Sanandaj–Sirjan zone)

Shahzad Sherafat* and Maryam Mannani

Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

Submitted: Jan. 21, 2019

Accepted: May 22, 2019

Keywords: *Clinopyroxene chemistry, Triassic interlayering magmatism, tholeiitic nature, Shahreza, south of Isfahan, Sanandaj-Sirjan zone*

Introduction

The Shahzade-Ali Akbar area located at 68 Km south of Isfahan is located in the southern zone of the Cimmerian Sanandaj-Sirjan block as a part of the northern shelf of the Neo-Tethyan Ocean (Stampli and Borel, 2002). This area lies in the Shahreza-Abadeh-Hambast belt and is well-known for its classic Permian-Triassic outcrops. The Lower Triassic carbonate rocks have hosted several interlayer igneous horizons. The composition of these rocks varies from olivine basalt to quartz basalt and their hypabyssal equivalents. Plagioclase (labradorite), clinopyroxene (augite), olivine, amphibole and quartz are major and ilmenite and titanomagnetite are minor minerals. The main objective of this research study is to investigate the geological, geochemical and petrogenesis of igneous rocks using mineral chemistry.

Materials and methods

More than 50 samples representing whole units were selected in order to identify the geological setting of the igneous horizon, and their thin sections were prepared. Minerals and textures of rocks were studied by using polarizing microscope (Olympus BH-2). Then, 6 samples were selected for mineral chemistry and their mineral compositions were determined by electron microprobe at the Naruto University, Japan. The EPMA (Jeol- JXA-8800R) was used at

operating conditions of 15 kV, 20 nA. Minpet software and spread sheet have been used for mineral chemistry studies and mineral formula calculations.

Discussion

Based on the field observations, igneous units that are 120 centimeters to 10 meters thick have basaltic composition and are interlayered with Lower Triassic carbonate rocks. Microscopic study showed that these rocks are composed of plagioclase, clinopyroxene, olivine, amphibole, quartz and opaque minerals (ilmenite and titanomagnetite) and have porphyritic, ophitic, intersertal to intergranular textures. These rocks have undergone alterations and secondary minerals are widespread. EPMA analyses show andesine to labradorite composition, clinopyroxene (augite) and amphibole (edenite). In the Q-J diagram (Morimoto et al., 1988), all clinopyroxenes are located in the Mg-Fe-Ca (Quad) field. In the Wo-En-Fs diagram (Beccaluva et al., 1989), clinopyroxens show augitic with lessor amounts of diopside composition. According to clinopyroxene chemistry diagrams such as SiO_2 vs. Al_2O_3 and Ti vs. Al (Le Bas, 1962), the samples belong to sub-alkaline series. Discriminate diagrams such as Ti- O_2 vs. Al_2O_3 (Le Bas, 1962), Ti vs. Ca+Na and Ti vs. Al (Leterrier et al., 1982) are used for identification of magma affinity. These diagrams

*Corresponding author Email: sh_sherafat@yahoo.com

show that the studied rocks are tholeiitic. The rocks under study demonstrate the MORB feature on tectonic discrimination diagrams ($\text{TiO}_2\text{-SiO}_2/100\text{-Na}_2\text{O}$, Beccaluva et al., 1989) In the $2\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Al}^{\text{VI}}$ vs. $\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}}$ diagram (Morimoto et al., 1988) all clinopyroxenes are located below the $\text{Fe}^{3+}=0$ line that indicates low oxygen fugacity during crystallization (Schweitzer et al., 1979). In Helz (1973) diagrams, the pressure and percentage of magma water estimated to be 2 to 10 Kbar pressure and about 10% water content. In YPT vs. XPT diagrams (Soesoo, 1997) the temperatures and the pressure of clinopyroxene crystallization are about 1150-1200 °C and 2-10 Kbar respectively.

Results

The studied area had been a part of the Cimmeride microcontinent (Horacek et al., 2007) which had begun separating from the northern margin of Gondwana during Triassic time (Şengör, 1984), and traversed north to the southern Eurasian border (Stampli and Borel, 2002).

In this area, several interlayer igneous rocks with basaltic composition are seen with Lower Triassic carbonate rocks.

Based on the chemical composition of pyroxenes, the magma has sub-alkaline and tholeiitic affinity. The crystallization of ilmenite-titanomgnetite and diagram of clinopyroxenes crystallization conditions illustrate the low level of oxygen fugacity in the formation of the rocks under discussion. The pressure of magma crystallization is estimated to be between 2 and 10 kb, and the magmatic water content is about 10%. The studied rocks show MORB characteristics. Interlayering with lower Triassic sediments, sub-alkaline nature of the magma, low level oxygen fugacity during crystallization and geotectonic environment, suggest that the rocks have been formed in the early stages of the opening of the oceanic crust. A process that has led to the formation of the Neo-Tethys Ocean in the later stages.

References

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.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at $\text{PH}_2\text{O}=5$ kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 17(2): 139-193.
- Horacek, M., Richoz, S., Brander, R., Krystyn, L. and Spötl, Ch., 2007. Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: The $\delta^{13}\text{C}$ record from marine sections in Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252(1-2): 355-369.
- Le Bas, N.J., 1962. The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4): 267-88.
- 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.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, D., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73(9-10): 1123-1133.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64(2): 501-513.
- Şengör, A.M.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America, Special paper, America*, 82 pp.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization P-T estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119(1): 55-60.
- Stampli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2): 17-33.