



## Research Article

### Mineral chemistry and thermobarometry of mafic enclaves of Qezelje-Kand volcano, northeast of Qorveh, Kurdistan

Parvin Shokrollahi<sup>1</sup>, Bahman Rahimzadeh<sup>\*1</sup> , Vahid Ahadnejad<sup>2</sup>

1-Department of Mineral and Groundwater resource, School of Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2-Department of Geology, Payam-e-Noor University, Tehran, Iran

Received: 18 Jun 2024 Accepted: 24 Oct 2024

## Extended Abstract

### Introduction

Qezelje-Kand stratovolcano is located north of Sanandaj-Sirjan zone and in Tabriz-Hamadan volcanic belt. This volcano consists of a mixture of lava, bombs, scoria and ash, that several enclaves can be seen inside the lava and their ejecta. The felsic enclaves, can be seen in different sizes from a few millimeters to a few decimeters, and the mafic enclaves can be seen from a few millimeters to a few centimeters. Due to the mineralogical similarity with the host rocks, there is a debate about whether they are autoliths or xenoliths. In this research, mafic enclaves including phlogopite-pyroxenite and pyroxenite have been studied. The physical and chemical conditions of magma crystallization and magma origin were investigated using petrography, mineral chemistry and thermobarometry such as pyroxene, and phlogopite and comparing them with the host volcanic rock. This information has been used to determine whether the enclaves are autoliths or xenoliths.

### Materials and Methods

After fieldwork and sampling, thin sections were prepared for petrographic studies. Then, two enclave samples (including phlogopite-pyroxenite and pyroxenite) and one host volcanic rock (alkali basalt) sample were selected for Electron microprobe analysis, and their pyroxene and phlogopite minerals were analyzed. Two enclave samples at Yamagata University in Japan have been analyzed by the WSD method by an automatic electronic processor (EPMA) model JEOL.JXA-8600 with a voltage of 20 kV and a current of 8-10 x 2 amperes. The diameter of the electron beam is 5  $\mu\text{m}$  and the data concentration is calculated based on the ZAF computer program. Alkali basalt sample was analyzed in the laboratory of the Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (CNR, Roma). They used a Cameca SX50 instrument with five wavelength-dispersive spectrometers (WDS). with a voltage of 15 kV and using 1  $\mu\text{m}$  beam diameter for pyroxenes and 10  $\mu\text{m}$  beam for biotite.

### Results and Discussion

The minerals of phlogopite-pyroxenites include clinopyroxene, phlogopite and apatite with cumulate texture. Pyroxenite enclaves contain clinopyroxene with a small amount of phlogopite with granular texture.

**Citation:** Shokrollahi, P., Rahimzadeh, B. and Ahadnejad, V., 2025. Mineral chemistry and thermobarometry of mafic ..., *Res. Earth. Sci.* 15(4), (155-171) DOI: 10.48308/esrj.2024.236030.1226

\* Corresponding author E-mail address: b.rahimzade59@gmail.com





Alkali basalts are composed of pyroxene, plagioclase, olivine, biotite, hornblende and Opaque minerals with porphyric texture. According to the results of the chemical analysis of the samples, the composition of pyroxenes of all three samples are calcium-magnesium-iron and Diopside type. Clinopyroxenes are placed in the tetrahedral range in the Al and Si distribution diagram. Mg# for the clinopyroxenites of all three samples is above 0.7, which indicates their crystallization from a primary magma.  $Al_2O_3$  versus  $SiO_2$  and Ti versus Ca+Na graphs were used to determine the magmatic series, according to these two graphs, pyroxenes are in the alkaline to subalkaline area. According to the graph of  $Na+Al^{IV}$  versus  $Cr+2Ti+Al^{VI}$ , the samples were formed in the state of high oxygen fugacity. By using the value of  $Al^{IV}$  versus  $Al^{VI}$ , the amount of water pressure at the time of crystallization for clinopyroxene of the phlogopite-pyroxenite sample and the host volcanic rock is 10% and less than 10% for the pyroxenite sample. The graphs of  $TiO_2$  versus  $Al_z$  and also  $TiO_2$  versus  $Al_{IV} \cdot 100$  were used to determine the tectonic environment of the host magma, and the samples show the same trend as the magmatic arc. The biotite of the phlogopite-pyroxenite sample and the host volcanic rock are of the phlogopite type and are re-equilibrate mica in terms of their origin. In various diagrams drawn based on the chemistry of minerals, the position of clinopyroxenes of the phlogopite-pyroxenite sample is the same as the host volcanic rock, but they are not the same as the clinopyroxenites of the pyroxenite enclave sample. Due to the absence of minerals such as olivine, garnet and orthopyroxene in the enclaves, clinopyroxene was used for thermobarometry measurement. Two methods of clinopyroxene-melt and single-clinopyroxene were used for thermobarometry. The phlogopite-pyroxenite and alkali basalt enclaves were in equilibrium with the host magma whole rock. The calculated temperature for the phlogopite-pyroxenite enclave is 1149-1245 and for the alkali basalt is 1190-1238°C and the pressure calculated for them is 4.4-14.98 and 7-13.83 kb, respectively.

### Conclusion

Based on the chemistry of the clinopyroxene crystals in the enclaves and the host rock, the composition of the magma is alkaline to sub-alkaline, it corresponds to the conditions of high oxygen fugacity and they came from a subduction-related tectonic origin. The results of thermobarometry show that their Magma Chamber is formed in the crust. According to the petrographic and geochemical evidence, it can be said that the phlogopite-pyroxenite sample is an autolith and is formed from the host magma, and the pyroxenite sample is probably a piece of mantle xenolith that was removed along with the eruption and reached the earth's surface.

**Keywords:** Mafic enclave, Qezelje-Kand volcano, Thermobarometry, Mineral chemistry,.



## شیمی کانی و دما- فشارسنجی آنکلاوهای مافیک آتشفشان قزلجه کند، شمال شرق قروه، کردستان

پروین شکراللهی<sup>۱</sup>، بهمن رحیم زاده<sup>۱\*</sup> , وحید احدنژاد<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۰۳/۲۹ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۳/۰۸/۰۳

### چکیده گسترده

#### مقدمه

آتشفشان چینهای (استراتوولکان) قزلجه کند در شمال پهنه سنج- سیرجان و در کمربند آتشفشانی تبریز- همدان قرار دارد. این آتشفشان شامل مخلوطی از گدازه، بمب، اسکوری و خاکستر می باشد که در داخل گدازه و پرتابه های آن ها تعدادی آنکلاوهای فلسیک و مافیک دیده می شود. آنکلاوهای فلسیک در اندازه های مختلف از چند میلیمتر تا چند دسی متر دیده می شوند و آنکلاوهای مافیک نیز از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر دیده می شود که به دلیل شباهت کانی شناسی که با سنگ های میزبان (آلکالی بازالت) دارند بحث بر سر اتولیت و یا زینولیت بودن آن ها است. در این تحقیق آنکلاوهای مافیک از جمله فلوگوپیت- پیروکسنیت و پیروکسنیت مطالعه شده است. با استفاده از پتروگرافی و شیمی کانی هایی مانند پیروکسن و فلوگوپیت و مقایسه آن ها با سنگ آتشفشانی میزبان و همچنین مطالعات دما- فشار سنجی به بررسی شرایط فیزیکی و شیمیایی تبلور ماگما، خاستگاه ماگمایی پرداخته شده و از این اطلاعات جهت تشخیص اتولیت یا زینولیت بودن آنکلاوها استفاده شده است.

#### مواد و روش ها

پس از انجام عملیات صحرائی و نمونه برداری، مقاطع نازک جهت مطالعات پتروگرافی تهیه شدند. سپس دو نمونه آنکلاو (شامل یک نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت، یک نمونه پیروکسنیت) و یک نمونه سنگ آتشفشانی میزبان (آلکالی بازالت) جهت تجزیه شیمی نقطه ای انتخاب شدند و کانی های پیروکسن و فلوگوپیت آن ها مورد تجزیه شیمی قرار گرفتند. دو نمونه آنکلاو در دانشگاه یاماتاگا کشور ژاپن با روش WSD توسط یک ریزپردازشگر الکترونی (EPMA) خودکار مدل JEOL.JXA-8600 با ولتاژ ۲۰ کیلوولت و جریان ۸-۱۰×۲ آمپر تجزیه شده است. قطر پرتوی الکترونی ۵ میکرون و غلظت داده ها بر اساس برنامه کامپیوتری ZAF محاسبه شده است. نمونه آلکالی بازالت در آزمایشگاه انستیتوی زمین شناسی Ambientale e Geingegneria کشور ایتالیا با روش WDS با استفاده از دستگاه Cameca SX50 با ولتاژ ۱۵ کیلوولت و قطر پرتو الکترونی یک میکرومتر برای پیروکسن و ۱۰ میکرومتر برای بیوتیت انجام شد.

#### نتایج و بحث

کانی های تشکیل دهنده فلوگوپیت- پیروکسنیت ها شامل کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و آپاتیت با بافت کومولایی می باشند. آنکلاوهای پیروکسنیتی شامل کلینوپیروکسن همراه با مقدار کمی فلوگوپیت با بافت گرانولار می باشد.

استناد: شکراللهی، پ، رحیم زاده، ب. و احدنژاد، و. ۱۴۰۳. شیمی کانی و دما- فشارسنجی آنکلاوهای مافیک آتشفشان قزلجه کند، شمال شرق قروه، کردستان، پژوهشهای دانش زمین: ۱۵(۴)، (۱۷۱-۱۵۵)، DOI: 10.48308/esrj.2024.236030.1226

E-mail: b.rahimzade59@gmail.com

\* نویسنده مسئول:



آلکالی بازالت‌ها از پیروکسن، پلاژیوکلاز، الیوین، بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های اپک با بافت پورفیریک تشکیل شده‌اند. با توجه به نتایج تجزیه شیمی نمونه‌ها ترکیب پیروکسن‌های هر سه نمونه کلسیم-منیزیم-آهن‌دار و از نوع دیوپسید می‌باشند. کلینوپیروکسن‌ها در نمودار توزیع Al و Si در محدوده چهاروجهی قرار می‌گیرند. عدد منیزیم برای کلینوپیروکسنیت‌های هر سه نمونه بالای ۰/۷ است که نشان‌دهنده تبلور آن‌ها از یک ماگمای اولیه است. جهت تعیین سری ماگمایی از نمودارهای  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  و Si در مقابل  $Ca+Na$  استفاده شد، که طبق این دو نمودار پیروکسن‌ها در محدوده آلکالن تا ساب آلکالن قرار می‌گیرند. طبق نمودار  $Na+Al^{IV}$  در مقابل  $Cr+2Ti+Al^{VI}$  نمونه‌ها در حالت فوگاسیته اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. با استفاده از مقدار  $Al^{IV}$  در مقابل  $Al^{VI}$  میزان فشار آب در زمان تبلور برای کلینوپیروکسن نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت و آلکالی بازالت ۱۰٪ و برای نمونه پیروکسنیتی کمتر از ۱۰٪ بدست آمده است. از نمودارهای  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2$  و همچنین  $TiO_2$  در مقابل  $Al^{IV} * 100$  جهت تعیین محیط زمین ساختی ماگمای میزان استفاده شد که نمونه‌ها روند مشابه کمان ماگمایی را نشان می‌دهند. بیوتیت‌های نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت و سنگ آتشفشانی میزان از نوع فلوگوپیت و از نظر منشا جزو میکای دوباره متعادل شده می‌باشند. در نمودارهای مختلفی که بر اساس شیمی کانی‌ها رسم شده است، موقعیت کلینوپیروکسن‌های نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت با سنگ آتشفشانی میزان یکسان است ولی با کلینوپیروکسنیت‌های نمونه آنکلاو پیروکسنیتی یکسان نیستند. به علت نبود کانی‌هایی مانند الیوین، گارنت و ارتوپیروکسن در آنکلاوها، از کانی کلینوپیروکسن برای دما-فشار سنجی استفاده شد. برای دما- فشار سنجی از دو روش کلینوپیروکسن- مذاب و تک کانی کلینوپیروکسن استفاده شد. آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت و آلکالی بازالت با سنگ کل ماگمای میزان در تعادل بودند. دمای محاسبه شده برای آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت ۱۲۴۵-۱۱۴۹ و برای آلکالی بازالت ۱۲۳۸-۱۱۹۰ درجه سانتیگراد و فشار محاسبه شده برای آن‌ها به ترتیب ۱۴/۹۸-۴/۴ و ۱۳/۸۳-۷ کیلو بار بدست آمد.

### نتیجه‌گیری

بر اساس شیمی بلورهای کلینوپیروکسن در آنکلاوها و سنگ میزان ترکیب ماگما آلکالن تا نیمه آلکالن می‌باشد، با شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن مطابقت دارد و از یک خاستگاه زمین ساختی وابسته به فرورانش ناشی شده‌اند. نتایج حاصل از دما- فشار سنجی نشان می‌دهد که مخزن ماگمایی آن‌ها داخل پوسته تشکیل شده است. با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی می‌توان نتیجه گرفت که نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت اتولیت بوده و از خود ماگمای میزان تشکیل شده است و نمونه پیروکسنیتی احتمالاً یک قطعه زینولیت گشته‌ای است که همراه با فوران کنده شده و به سطح زمین رسیده است.

**واژگان کلیدی:** آنکلاو مافیک، آتشفشان قزلجه‌کند، دما-فشار سنجی، شیمی کانی.

### مقدمه

هم منشا و غیر هم منشا پیشنهادی لاکروا (Lacroix, 1890) هستند. زینولیت‌ها با سرعت صعود بالا از گوشته و بخش‌های عمیق پوسته توسط فعالیت‌های آتشفشانی کنده شده و به سطح زمین می‌رسند و اکثر آن‌ها ترکیب کانی‌شناسی اولیه و دما و فشار تشکیل خود را حفظ می‌کنند (Griffin and O'Reilly, 1986). این زینولیت‌ها که به سطح زمین رسیده‌اند یکی از راه‌های مطالعه مناطق عمیق و غیرقابل

آنکلاوها به دو دسته اتولیت و زینولیت تقسیم می‌شوند. اتولیت آنکلاوی است که با سنگ‌های در برگیرنده‌اش همجنس می‌باشد در حالی که زینولیت آنکلاوی است که از جنس سنگ‌های بیگانه می‌باشد (Sollas, 1892; Holland, 1900; Long, 2010; Ahmad, 2011; Yang and Jiang, 2013) اتولیت و زینولیت به ترتیب معادل آنکلاوهای

این فاز کشتی کواترن باشد (Moinvaziri, 1999). فعالیت آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در دو مرحله میوپلیوسن و کواترن شکل گرفته است (Boccaletti et al, 1976). سنگ های آتشفشانی کواترن در محور قروه- بیجار شامل مجموعه‌ای از آتشفشان‌ها در امتداد شمال باختری- جنوب خاوری با ترکیب بازالتی تا بازالتی است (Moinvaziri, 1999). این مخروط‌های آتشفشانی شامل نهشته‌های آذرآوری پامیسی، نهشته‌های ریزی اسکوری و روانه گدازه‌های بازالتی هستند (Veysi et al, 2015). یکی از این آتشفشان‌ها استراتو ولکان قزلجه کند است که بر روی رسوبات تخریبی پلیوسن و تراورتن‌های کواترن قرار دارد (Darvishzadeh and Shahbazi, 2009) (شکل ۱ الف، ب). این آتشفشان با مساحت حدود ۸ کیلومتر مربع و ارتفاع ۱۵۰ متر بیشتر از زمین‌های اطراف و در ۲۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان قروه قرار دارد. مواد تشکیل دهنده این مخروط آتشفشانی قزلجه کند، به علت حرکت گدازه به سمت شمال، حالت نامتقارن داشته و ارتفاع آن در این سمت کمتر است (Darvishzadeh and Shahbazi, 2009).

#### مواد و روش‌ها

پس از انجام مطالعات صحرایی تعداد ده نمونه آنکلاو مافیک و سنگ آتشفشانی میزبان جمع‌آوری و پس از تهیه مقاطع نازک مطالعات پتروگرافی بر روی آنها انجام شد. سپس دو نمونه از آنکلاوها و یک نمونه سنگ آتشفشانی میزبان (آلکالی بازالت) جهت تجزیه شیمی نقطه‌ای انتخاب شدند. دو نمونه آنکلاو در دانشگاه یاماتاگا کشور ژاپن با روش WSD توسط یک ریزپردازشگر الکترونی (EPMA) خودکار مدل JEOL.JXA-8600 با ولتاژ ۲۰ کیلوولت و جریان ۸-10×۲ آمپر تجزیه شده است. قطر پرتوی الکترونی ۵ میکرون و غلظت داده‌ها بر اساس برنامه کامپیوتری ZAF محاسبه شده است. نمونه سنگ آتشفشانی در آزمایشگاه انستیتوی زمین‌شناسی Ambientale e Geingegneria کشور ایتالیا با روش WDS با استفاده از دستگاه Cameca SX50 با ولتاژ ۱۵ کیلوولت و قطر پرتو الکترونی یک میکرومتر برای پیروکسن و ۱۰ میکرومتر برای بیوتیت انجام شد.

تعدادی از نتایج بررسی نقطه‌ای کانی‌ها در جدول ۱ و ۲ آمده است. در بررسی و پردازش داده‌ها از نرم افزارهای

دسترس است که از طریق آن می‌توان به ترکیب پوسته و گوشته بالایی پی برد. آتشفشان قزلجه کند یک آتشفشان پلی‌ژنتیک است که از مخلوطی از گدازه، بمب، اسکوری و خاکستر تشکیل شده است. شروع فوران این آتشفشان بصورت انفجاری بوده زیرا در قاعده مخروط آن پرتابه‌ها مشاهده شده، سپس گدازه بصورت معمول از آن خارج شده است. این مراحل چندین بار تکرار شده و در نتیجه تناوبی از پرتابه و گدازه در آتشفشان مشاهده می‌شود (Darvishzadeh and Shahbazi, 2009). این آتشفشان شامل آنکلاوهای فلسیک و مافیک در داخل گدازه و همچنین همراه با پرتابه‌ها می‌باشد. آنکلاوهای فلسیک که احتمالا قطعات پی سنگ می‌باشند در اندازه‌های مختلف از چند میلیمتر تا چند دسی متر دیده می‌شوند و آنکلاوهای مافیک نیز از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر دیده می‌شود که به دلیل شباهت کانی‌شناسی که با سنگ‌های میزبان دارند بحث بر سر اتولیت و یا زینولیت بودن آن‌هاست. در این تحقیق به مطالعه پتروگرافی، شیمی کانی و دما- فشارسنجی آنکلاوهای مافیک و مقایسه آن‌ها با سنگ آتشفشانی میزبان (آلکالی بازالت) جهت تشخیص اتولیت یا زینولیت بودن آن‌ها پرداخته شده است (Moinvaziri, 2002; Darvishzadeh and Shahbazi, 2009; Kord, 2013; Veysi et al, 2015).

#### منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال پهنه سندنجد-سیرجان قرار دارد (Aghanabati, 2004). عزیز و معین وزیری (Azizi and Moinevaziri, 2009) یک مدل جدید را برای محیط تکتونیکی ولکانیسم کرتاسه- کواترن بین دو گسل روراندگی بزرگ، گسل تبریز و زاگرس، در شمال غرب ایران پیشنهاد کرده‌اند. در این تقسیم‌بندی زمان ماگماتیسم بعنوان یک پارامتر مهم برای تعیین زون زمین‌شناسی در نظر گرفته شده است، بر این اساس منطقه مورد مطالعه در کمربند آتشفشانی تبریز - همدان (HTV) قرار دارد. سنگ‌های این کمربند عمدتاً دارای ترکیب اسیدی تا حد واسط (کالک‌آلکان) و به مقدار کمتر آلکالی بازالت هستند و تشکیل آن‌ها مرتبط با بسته شدن نهایی نتوتیس در زمان میوسن- کواترن می‌باشد. در کواترن یک فاز کشتی در بیشتر نقاط ایران استنباط شده است (Berberian, 1977) که احتمالاً ولکانیسم کواترن قروه می‌تواند نتیجه

حداکثر دو سانتیمتر می‌باشند. بافت این آنکلاوها گرانولار است و کانی اصلی تشکیل دهنده آن‌ها پیروکسن است که بیش از ۹۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بلورهای پیروکسن شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دارند، در بعضی بلورهای آن‌ها بافت غربالی دیده می‌شود. فلوگوپیت کانی فرعی این آنکلاوهاست که بصورت بی‌شکل دیده می‌شوند (شکل ۲ پ و ت).

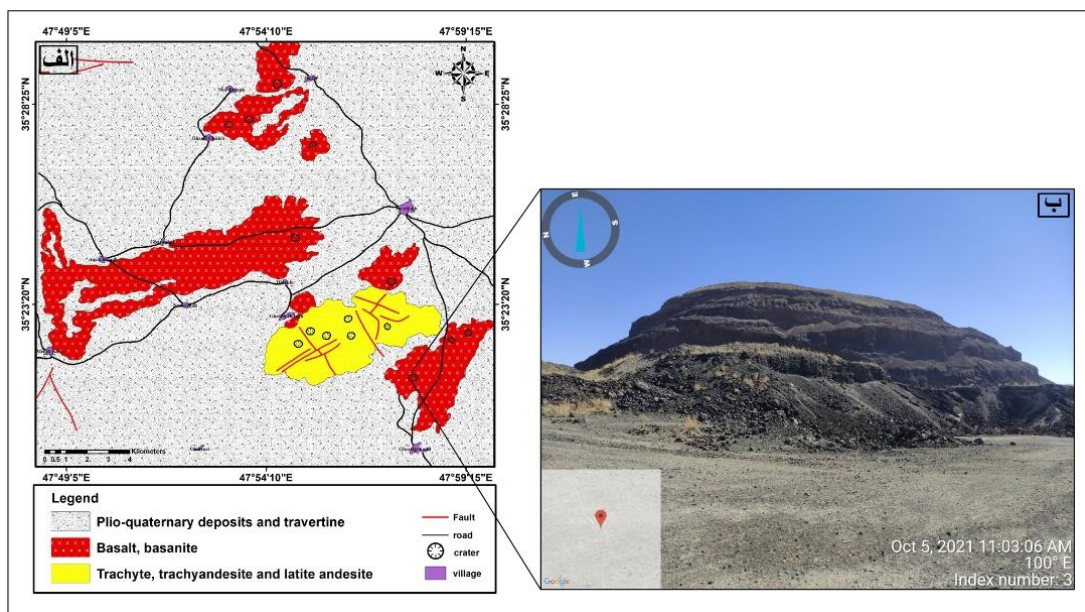
**آلکالی بازالت:** این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره هستند. بافت اصلی آن‌ها پورفیریک با خمیره میکرولیتیک می‌باشد (شکل ۲ ث و ج). کانی اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین است و از کانی‌های فرعی می‌توان به بیوتیت و هورنبلند اشاره کرد. پیروکسن‌ها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دارند در بعضی قسمت‌ها به صورت گلومروپورفیری دیده می‌شوند و همچنین از نظر اندازه متفاوتند و بافت تدریجی دارند. پلاژیوکلازها در زمینه بصورت میکرولیتی، کشیده و ریزدانه و همراه با کانی‌های اپک (اکسید آهن) خمیره سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت‌ها که از نوع فلوگوپیت هستند به صورت نیمه شکل‌دار و بی‌شکل و گاه با بافت غربالی دیده می‌شوند.

Corel draw و Excel، MagMin\_PT، GCDkit استفاده شد.

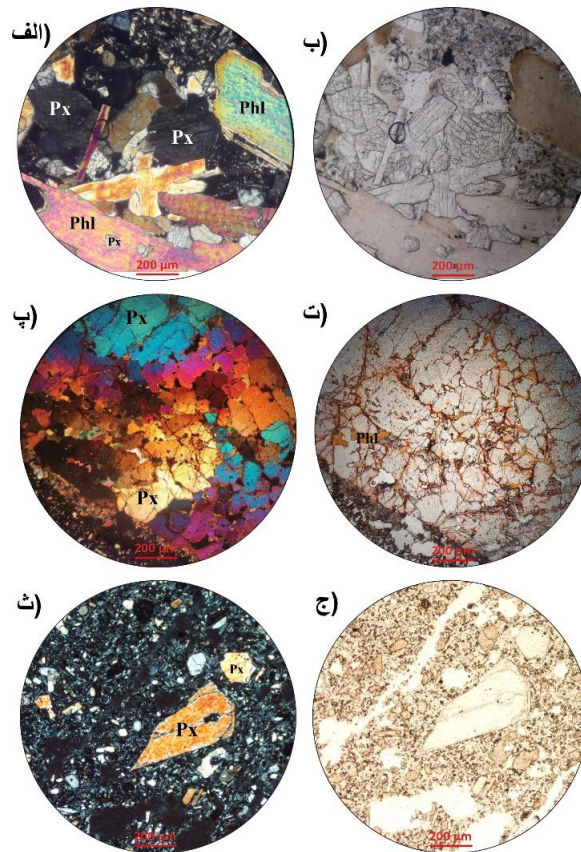
### سنگ نگاری

**فلوگوپیت- پیروکسنیت:** این آنکلاوها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند و از نظر ابعاد از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر (بیش از ده سانتیمتر) یافت می‌شوند. کانی‌های پیروکسن و بیوتیت در نمونه دستی قابل مشاهده است. کانی‌های تشکیل دهنده این آنکلاوها شامل کلینوپیروکسن (۵۰-۶۰٪)، فلوگوپیت (۳۰-۴۰٪)، آپاتیت (کمتر از ۵٪) می‌باشد. بافت اصلی این آنکلاوها کومولایی می‌باشد. کلینوپیروکسن‌ها که بیشترین حجم نمونه را به خود اختصاص داده‌اند به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند و از نظر اندازه ریز تا درشت (به صورت بافت تدریجی) دیده می‌شوند. فلوگوپیت‌ها نیز به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و دارای بافت غربالی هستند و حاوی انکلوزیون‌های پیروکسن و آپاتیت می‌باشند (شکل ۲ الف و ب).

**پیروکسنیت:** این آنکلاوها در مطالعات صحرایی به رنگ سبز تیره دیده می‌شوند و اندازه آن‌ها از چند میلیمتر تا



شکل ۱: الف: نقشه زمین‌شناسی آتشفشان‌های شمال قروه، اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (با تغییراتی از حسینی، ۱۳۷۸). ب: تصویر صحرایی مخروط آتشفشان قزلجه‌کند.



شکل ۲: الف و ب: نمایش تصویر XPL و PPL از آنکلاو فلوگوپیت - پیروکسنیت که دارای بافت کومولا هستند و کانی فلوگوپیت بافت غربالی دارد. پ و ت: تصویر XPL و PPL از آنکلاو پیروکسنیتی درای بافت گرانولار و فلوگوپیت به صورت بی‌شکل فضای بین پیروکسن‌ها را پر کرده است. ث و ج: تصویر XPL و PPL از آلکالی بازالت‌ها با بافت پورفیریک و خمیره میکروفیریک. علائم اختصاری کانی‌ها از (Kretz, 1983).

## نتایج

شیمی کانی پیروکسن: بررسی ترکیب شیمیایی و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند اطلاعات مهمی درباره ویژگی‌های ماگمای بوجود آورنده آن‌ها ارائه دهد (Leterrier et al, 1982; Shabnayan et al, 2013). توانایی کانی پیروکسن برای نشان دادن شیمی مذابی که از آن متبلور شده است به جانشینی‌های کاتیونی ممکن در پیروکسن بستگی دارد (Cundari and Salviulo 1989). کاتیون‌های موجود در جایگاه‌های ساختاری کلینوپیروکسن در تعادل با ماگمای میزبان هستند و اطلاعاتی مانند سری ماگمایی، خاستگاه ماگمای مادر، دما و فشار تبلور سنگ و جایگاه زمین ساختی ماگمای میزبان را می‌تواند در اختیار ما قرار دهد (Leterrier et al, 1982; Morimoto et al, 1988; Beccaluva et al, 1989; Nimis and Taylor, 2000). نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های نمونه‌های فلوگوپیت- پیروکسنیت، پیروکسنیت و آلکالی بازالت به

تعداد ۵۷ نقطه انجام شده که گزیده‌ای از آن در جدول ۱ آمده است، مقادیر کاتیونی آن‌ها براساس ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده است. بر اساس نمودار Q-J (Morimoto et al, 1988) ترکیب پیروکسن آنکلاوهای مورد مطالعه و آلکالی بازالت در محدوده کلینوپیروکسن‌های نوع یک یعنی کلسیم-منیزیم-آهن‌دار Quad یا پیروکسن‌های کلسیمی قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف)، همچنین از نمودار Wo-En-Fs (Morimoto, 1988) برای تعیین دقیق‌تر نوع کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه استفاده شد که بر اساس آن کلینوپیروکسن‌های هر سه نمونه در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۳ ب). ترکیب شیمیایی آنکلاوهای فلوگوپیت- پیروکسنیت، پیروکسنیت و آلکالی بازالت به ترتیب  $Wo_{43.1-49}-En_{32-45}$ ،  $Wo_{39.3-48.2}-En_{39-54.2}-Fs_{3.6-12.5}$ ،  $Wo_{42.8-46.2}-En_{42.6-46.5}-Fs_{6.1-11.9}$  می‌باشد. در نمودار مثلثی (Papike et al, 1974)  $Ti-Na-Al_{(IV)}$  ترکیب کلینوپیروکسن‌های نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت و آلکالی

بازالت در محدوده Ca چرماک (CATS) قرار می‌گیرند و کلینوپیروکسنیت‌های نمونه پیروکسنیت در محدوده CATS و AC-JD-UR قرار می‌گیرند (شکل ۳ پ). طبق فرمول  $\text{Ca}_2(\text{Al,Ti,Fe,Mg})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$  توزیع Al و Si در ساختار کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده جایگزینی مقداری از Al در موقعیت کاتیون‌های Si است، در نمودار توزیع Al و Si (Nosova et al, 2002) اکثر نمونه‌ها در بالای خط اشباع جای می‌گیرند که نشان می‌دهد موقعیت چهاروجهی ساختار کلینوپیروکسن‌ها توسط کاتیون‌های Si و Al پر شده است (شکل ۳ ت). قرار گرفتن کلینوپیروکسن‌ها در محدوده چهاروجهی نشان می‌دهد که ماگمای مادر این کانی‌ها فقیر از سیلیس بوده است. اگر عدد منیزیم  $(\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  کلینوپیروکسن‌ها بزرگتر از ۰/۷ باشد این کانی از تبلور یک ماگمای اولیه تشکیل شده است و اگر کلینوپیروکسن غنی از آهن باشد، کانی از ماگمای تفریق یافته تبلور شده است (Deer et al, 1987). عدد منیزیم برای کلینوپیروکسنیت‌های نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت ۰/۹۰-۰/۷۶، برای نمونه پیروکسنیت ۰/۸۴-۰/۶۴ و برای نمونه آلکالی بازالت ۰/۸۸-۰/۷۸ می‌باشد که نشان‌دهنده تبلور کلینوپیروکسن‌های هر سه نمونه از یک ماگمای اولیه است (Deer et al, 1987).

**سری ماگمایی، فوگاسیته اکسیژن و خاستگاه زمین ساختی:** از شیمی کانی پیروکسن‌ها می‌توان جهت تعیین سری‌های ماگمایی استفاده کرد زیرا به باور بسیاری از پژوهشگران این کانی در بخش قابل توجهی از مدت تبلور در ارتباط نزدیک با ماگمای میزبان قرار دارد (Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier et al, 1982; Beccaluva et al, 1989; Golestani, 2020). لی باس (Le Bas, 1962) معتقد است مشارکت عناصری مانند Al, Si و Ti در ساختار کلینوپیروکسن‌ها به درجه قلیایی بودن ماگما بستگی دارد. در نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  کلینوپیروکسن نمونه‌ها در محدوده آلکالن تا ساب آلکالن (شکل ۴ الف) (Le Bas, 1962) و در نمودار Ti در مقابل Ca+Na (Leterrier, 1982) اکثر نمونه‌ها در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب). فوگاسیته اکسیژن در کنترل فرآیندهای ماگمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته از ماگما نقش موثری دارد (Kilinc et al, 1983; Botchamikov et al, 2005) به همین دلیل اثر آن در پیروکسن‌های نمونه‌ها بررسی شده است. برای این منظور از نمودار  $\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}}$  در مقابل

$\text{Cr}+2\text{Ti}+\text{Al}^{\text{VI}}$  (Schweitzer et al, 1979) استفاده شده است. این نمودار بر پایه موازنه Al و Cr موجود در جایگاه هشت وجهی و Al موجود در جایگاه چهار وجهی است. از آنجایی که Fe می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Al, Cr و Ti در جایگاه‌های هشت وجهی شود هرچه میزان  $\text{Fe}^{3+}$  بیشتر باشد امکان ورود آن به جایگاه هشت وجهی سیستم بیشتر است. پس پیروکسن‌هایی که بالای خط  $\text{Fe}^{3+}=0$  قرار می‌گیرند در محیطی با گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار می‌گیرند در گریزندگی اکسیژن کمتری تشکیل شده‌اند. که طبق این نمودار همه نمونه‌ها در بالای خط  $\text{Fe}^{3+}=0$  واقع می‌شوند که نشان‌دهنده تشکیل در حالت فوگاسیته اکسیژن بالا است (شکل ۴ پ). برای تعیین فشار آب ماگما در زمان تبلور از نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در مقابل  $\text{Al}^{\text{VI}}$  (Helz, 1973) استفاده گردید که بر اساس آن میزان فشار آب در زمان تبلور برای کلینوپیروکسن نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت و سنگ آتشفشانی میزبان ۱۰٪ و برای نمونه پیروکسنیتی کمتر از ۱۰٪ تعیین می‌شود (شکل ۴ ت). ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن وابسته به ترکیب شیمیایی و خاستگاه ماگمای مادر آن است و می‌تواند اطلاعاتی از خاستگاه زمین ساختی ارائه دهد (Le Bas, 1962). همچنین میزان عناصری مانند Al, Ti, Na, Cr و Si در ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن گویای ماهیت و خاستگاه زمین ساختی تشکیل دهنده آن‌هاست (Le Bas, 1962; Leterrier, 1982; Sun and Bertrand, 1991) بردن به محیط زمین ساختی ماگمای میزبان از نمودار  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Loucks, 1990) و همچنین  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{Al}^{\text{IV}}*100$  (Ao et al, 2010) استفاده شد که بر اساس آن‌ها نمونه‌ها روند مشابه کمان‌های ماگمایی را نشان می‌دهند (شکل ۴ ث و ج).

**شیمی کانی فلوگوپیت:** نتایج تجزیه نقطه‌ای فلوگوپیت‌های نمونه‌های فلوگوپیت- پیروکسنیت و سنگ آتشفشانی میزبان به تعداد ۲۷ نقطه انجام شد که گزیده‌ای از آن در جدول ۲ آمده است، مقادیر کاتیونی آن‌ها بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است. برای نامگذاری میکاها از نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در مقابل  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$  (Speer, 1984) استفاده شد که بر اساس این نمودار میکای نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت و آلکالی بازالت در محدوده فلوگوپیت قرار می‌



گیرند (شکل ۵ پ). از عواملی که باعث تعادل دوباره میکاها می‌شود می‌توان به افزایش فوگاسیته اکسیژن، کاهش دما، سیالات هیدروترمال و کاهش محتوی Ti اشاره کرد (Nachit et al, 2005; Parsapoor et al, 2015; Dubosq ) (et al 2019; Yu et al, 2022). در منطقه مورد مطالعه ممکن است سیالات ناشی از متاسوماتیسم گوشته به داخل مخزن ماگمایی که در بالاتر شکل گرفته نشت کرده باشد و باعث تعادل دوباره فلوگوپیت‌ها شده باشد.

گیرند (شکل ۵ الف). همچنین در نمودار سه تایی Mg-Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti-Fe+Mn (Forster, 1960) نیز تمامی نمونه‌ها در محدوده فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب). از دیگرام مثلثی MgO-FeO+MnO-10TiO<sub>2</sub> جهت تمایز بین میکاهای اولیه، میکاهای دوباره متعادل شده و میکاهای ثانویه استفاده شد (Nachit et al, 2005). بر طبق این نمودار فلوگوپیت‌های نمونه آنکلاو و سنگ آتشفشانی میزبان در محدوده میکاهای دوباره متعادل شده قرار می

جدول ۱: نتایج گزیده‌ای از آنالیز نقطه‌ای کانی پیروکسن نمونه‌های فلوگوپیت پیروکسنیت، پیروکسنیت و سنگ آتشفشانی میزبان (بر حسب درصد وزنی).

Rock	Phl-Px	Phl-Px	Phl-Px	Phl-Px	Px	Px	Px	Px	Alb	Alb	Alb	Alb
SiO <sub>2</sub>	50.7	50.46	50.91	50.29	53.27	53.55	51.88	52.76	51.07	52.38	51.9	51.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.755	3.251	2.827	3.461	0.794	0.824	2.247	0.808	3.903	2.585	2.771	3.41
TiO <sub>2</sub>	0.652	0.789	0.659	0.814	0.007	0.034	0.043	0.031	0.98	0.592	0.59	0.84
CaO	22.63	22.44	22.42	22.4	24.5	23.24	23.49	24.17	23.08	22.98	22.81	21.11
FeO	3.794	3.688	3.612	4.395	4.768	6.182	7.349	5.917	4.77	3.898	3.953	7.414
MgO	15.82	15.47	15.77	14.86	15.06	13.7	13.07	13.89	15.81	16.65	16.89	15.1
Na <sub>2</sub> O	0.486	0.581	0.574	0.527	0.11	0.599	0.506	0.42	0.617	0.482	0.586	0.707
BaO	0	0.049	0.057	0.003	0.008	0.034	0.041	0.031				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.573	0.718	0.786	0	0.072	0.115	0	0.178	0.125	0.269	0.218	0.036
MnO	0.064	0.143	0.096	0.074	0.783	1.08	0.883	0.958	0.039	0.054	0.127	0.177
F	0	0.058	0.189	0.032	0.101	0	0	0.25				
K <sub>2</sub> O	0.025	0.011	0.017	0.016	0.009	0.008	0.039	0				
NiO	0.035	0.069	0	0.138	0	0.037	0.055	0.027				
SrO	0.229	0.341	0.29	0.313	0.207	0.341	0.284	0.294				
Cl	0.004	0.002	0.002	0.017	0	0	0	0				
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0.044	0	0	0.118	0.086	0				
Si	1.908	1.897	1.91	1.906	1.979	1.999	1.947	1.979	1.873	1.919	1.905	1.898
Al <sup>IV</sup>	0.092	0.103	0.09	0.094	0.021	0.001	0.053	0.021	0.127	0.081	0.095	0.102
Al <sup>VI</sup>	0.03	0.041	0.035	0.06	0.014	0.035	0.047	0.014	0.042	0.031	0.025	0.047
Fe <sub>3</sub>	0.068	0.058	0.056	0.041	0.019	0.006	0.063	0.045	0.105	0.065	0.107	0.087
Cr	0.017	0.021	0.023	0	0.002	0.003	0	0.005	0.004	0.008	0.006	0.001
Ti	0.018	0.022	0.019	0.023	0	0.001	0.001	0.001	0.027	0.016	0.016	0.023
Fe <sub>2</sub>	0.051	0.058	0.057	0.098	0.129	0.186	0.166	0.14	0.04	0.054	0.013	0.141
Mn	0.002	0.005	0.003	0.002	0.025	0.034	0.028	0.03	0.001	0.002	0.004	0.006
Mg	0.887	0.867	0.882	0.84	0.834	0.762	0.732	0.777	0.864	0.909	0.924	0.834
Ca	0.912	0.904	0.901	0.909	0.975	0.929	0.944	0.971	0.907	0.902	0.897	0.838
Na	0.035	0.042	0.042	0.039	0.008	0.043	0.037	0.031	0.044	0.034	0.042	0.051
K	0.001	0.001	0.001	0.001	0	0	0.002	0	0	0	0	0
Wo	46.64	46.75	46.43	47.15	49.01	47.37	47.93	48.71	46.24	45.88	45.14	42.83
En	45.37	44.86	45.46	43.53	41.92	38.85	37.13	38.96	44.07	46.25	46.51	42.64
Fs	6.174	6.204	5.969	7.319	8.672	11.57	13.07	10.8	7.457	6.127	6.25	11.94
Ac	1.813	2.19	2.151	2.007	0.398	2.209	1.869	1.532	2.237	1.742	2.099	2.596

جدول ۲: نتایج گزیده‌ای از آنالیز نقطه‌ای کانی فلوگوپیت نمونه‌های فلوگوپیت- پیروکسنیت و سنگ آتشفشانی میزبان.

name	Phl- Px	Phl- Px	Phl- Px	Phl- Px	Phl- Px	Phl- Px	Phl- Px	Phl- Px	Phl- Px	Phl- Px	Alb	Alb	Alb
SiO <sub>2</sub>	36.92 9	37.16 9	36.24 4	37.34 3	37.00 2	37.72 6	36.08 5	37.38 8	37.26 1	37.24 4	38.09	38.08	38.48
TiO <sub>2</sub>	3.28	3.363	4.256	3.293	3.353	3.253	3.241	3.258	3.301	3.161	3.131	3.146	3.281
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.41 2	15.04 7	15.24 5	15.46 1	15.16 3	14.41 8	14.83 5	15.62 9	15.23 6	15.66	15.76	15.48	15.42
FeO	4.698	5.159	7.103	4.911	4.397	4.407	4.399	4.77	6.991	5.504	5.361	5.436	5.735
MnO	0.019	0.091	0.088	0.015	0.088	0.092	0.037	0.009	0.055	0.045	0	0	0
MgO	19.85 9	20.08 1	17.48 6	20.16 1	20.97 4	20.63 1	19.77 9	20.68 2	20.34 7	20.71	20.96	21.28	21.12
CaO	0.037	0.098	0.064	0.068	0.093	0.099	0.118	0.117	0.011	0.151	0	0.039	0.168
Na <sub>2</sub> O	0.656	0.654	0.931	0.717	0.682	0.662	0.672	0.61	0.808	0.689	0.659	0.617	0.8
K <sub>2</sub> O	9.517	9.582	9.102	9.517	9.115	9.398	9.343	9.502	9.373	9.423	9.442	9.669	9.192
Cl	0	0.008	0	0	0.008	0	0.025	0.025	0	0			
F	0.82	0.567	0.412	0.865	0.749	0.745	0.682	0.445	0.824	0.823			
Si	5.552	5.556	5.511	5.552	5.521	5.642	5.543	5.523	5.487	5.488	5.545	5.536	5.56
Al <sup>IV</sup>	2.448	2.444	2.489	2.448	2.479	2.358	2.457	2.477	2.513	2.512	2.455	2.464	2.44
Al <sup>VI</sup>	0.283	0.206	0.242	0.26	0.187	0.184	0.228	0.244	0.13	0.208	0.248	0.188	0.186
Al	2.731	2.651	2.732	2.709	2.666	2.541	2.685	2.721	2.644	2.72	2.703	2.652	2.626
Ti	0.371	0.378	0.487	0.368	0.376	0.366	0.374	0.362	0.366	0.35	0.343	0.344	0.357
Fe <sub>2</sub>	0.591	0.645	0.903	0.61	0.549	0.551	0.565	0.589	0.861	0.678	0.652	0.661	0.693
Mn	0.002	0.012	0.011	0.002	0.011	0.012	0.005	0.001	0.007	0.006	0	0	0
Mg	4.451	4.475	3.963	4.468	4.665	4.6	4.529	4.555	4.465	4.551	4.548	4.611	4.549
Ca	0.006	0.016	0.01	0.011	0.015	0.016	0.019	0.019	0.002	0.024	0	0.006	0.026
Na	0.191	0.19	0.274	0.207	0.197	0.192	0.2	0.175	0.231	0.197	0.186	0.174	0.224
K	1.825	1.827	1.765	1.805	1.735	1.793	1.831	1.79	1.76	1.771	1.753	1.793	1.694
Cl	0	0.002	0	0	0.002	0	0.007	0.006	0	0	0	0	0
F	0.39	0.268	0.198	0.407	0.353	0.352	0.331	0.208	0.384	0.383	0	0	0
Fe#	0.117	0.126	0.186	0.12	0.105	0.107	0.111	0.115	0.162	0.13	0.125	0.125	0.132

کل) اگر مقدار KD (ضریب توزیع Fe-Mg بین مذاب و کلینوپیروکسن)  $0.08 \pm 0.28$  باشد می‌توان فرض کرد بین کانی کلینوپیروکسن و مذاب در هنگام تبلور تعادل وجود داشته است (Putirka, 2008). ضریب توزیع Fe-Mg تبادل بین یک کانی و مذاب متعادل با آن (ترکیب شیمی کل) را طبق فرمول زیر نشان می‌دهد (Bédard, 2010):

رابطه (۱)

$$Kd^{(Mineral/Melt)} = (X_{Fe}/X_{Mg})^{Mineral} / (X_{Fe}/X_{Mg})^{Melt}$$

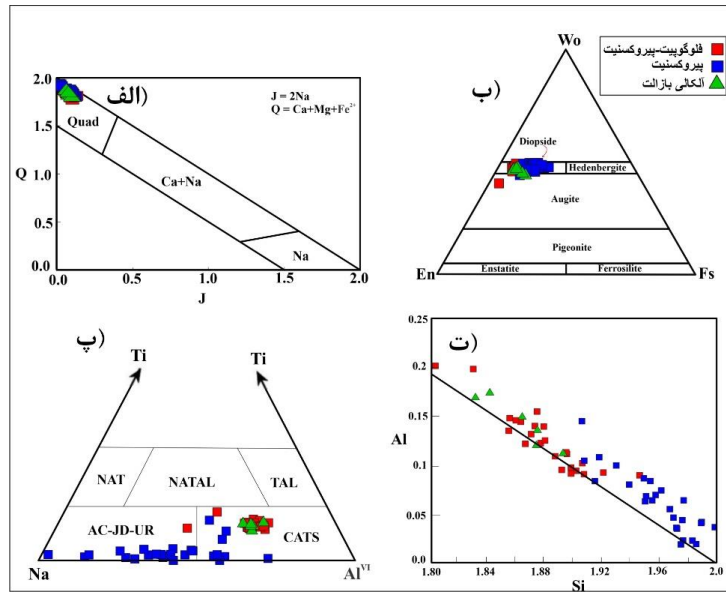
در این تحقیق از ترکیب شیمی کل آلکالی بازالت از فلدل (Fedele et al, 2022) استفاده شده است. ضریب توزیع آنکلاو پیروکسنیتی بزرگ‌تر از  $0.28$  است و نشان می‌دهد که با مذاب در تعادل نیست. ضریب توزیع آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت و آلکالی بازالت به ترتیب  $0.25$  -  $0.28$  و  $0.27$  است (در اینجا فقط از نمونه‌هایی که در

زمین دما- فشارسنجی: به علت نبود کانی‌های گارنت، الیون و ارتوپیروکسن در نمونه‌ها و سنگ‌های آتشفشانی میزبان، از کانی کلینوپیروکسن برای دما- فشارسنجی استفاده شده است. دما- فشارسنجی با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن- مذاب (Putirka et al, 2003; Putirka, 2008) و کلینوپیروکسن تنها (Nimis, 1995; Nimis and Ulmer, 1998; Nimis and Taylor, 2000; Putirka, 2008) اطلاعات خوبی از دمای تبلور و عمق تشکیل فراهم می‌کند. به دلیل وجود کلینوپیروکسن در اکثر سنگ‌های آذرین و اینکه تشکیل ژادئیت در مقادیر (حجم مولار) مختلف اطلاعات فشارسنجی مهمی برای فرآیندهای آذرین فراهم می‌کند از معادله‌های کلینوپیروکسن برای دما- فشارسنجی استفاده می‌شود (Putirka et al, 2003). برای استفاده از روش کلینوپیروکسن - مذاب (ترکیب شیمی

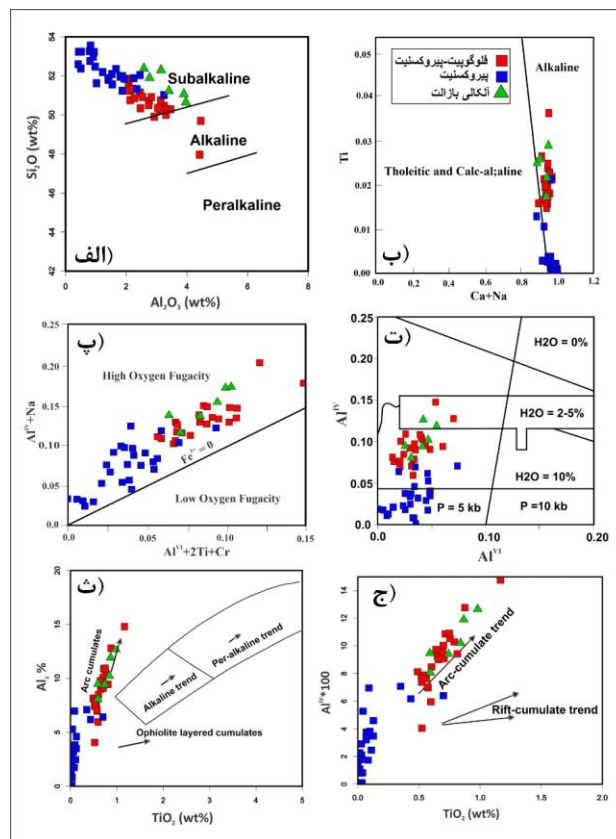
آمده است، ویسی و همکاران (Veysi et al, 2015) این آنکلاوها را کومولاهایی (اتولیت) خواند که توسط فوران‌ها انفجاری نوع استرومبولی به سطح زمین آورده شده‌اند. در این تحقیق شیمی کانی آنکلاوها با سنگ میزبان در نمودارهای مختلف رسم شده است (شکل ۳، ۴، ۵ و ۶) در اکثر این نمودارها موقعیت کالینوپیروکسن‌های نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت با سنگ آتشفشانی میزبان یکسان است ولی با کالینوپیروکسنیت‌های نمونه آنکلاو پیروکسنیتی یکسان نیستند. همچنین فلوگوپیت‌های نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت با فلوگوپیت‌های سنگ آتشفشانی میزبان از نظر ترکیب شیمیایی یکسان می‌باشند. با توجه به اینکه پیشتر گفته شد در روش دما- فشار سنجی کالینوپیروکسن- مذاب از نمونه‌هایی می‌توان استفاده کرد که ضریب توزیع Fe-Mg بین کالینوپیروکسن و مذاب  $0.8/0.28 \pm$  باشد، اگر نمونه‌ها را اتولیت یا کومولا در نظر بگیریم باید با سنگ آتشفشانی میزبان در تعادل باشد که در اینجا آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت با سنگ میزبان در تعادل است ولی آنکلاو پیروکسنیتی با سنگ میزبان در تعادل نیست. با توجه به فشار و دمای بدست آمده از روش- های مختلف برای نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت (۱۴/۹۸- ۴/۴، ۱۲۴۵-۱۱۴۹) و آلکالی بازالت (۷-۱۳/۸۳، ۱۲۳۸- ۱۱۹۰) بدست آمده است، عمق تبلور کالینوپیروکسن (بر اساس فشار) برای نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت حدود ۴۵-۱۳ کیلومتر و برای سنگ آتشفشانی میزبان حدود ۴۱-۲۱ کیلومتر می‌باشد. منشا بازالت‌های منطقه قروه از گوشته غنی شده است (Haghazari and Malakotian, 2011). از آنجایی که ضخامت پوسته در پهنه سندرچ سیرجان تا ۶۰ کیلومتر محاسبه شده (Taghizadeh-Farahmand and Afsari, 2014)، مخزن ماگمایی آلکالی بازالت‌ها در داخل پوسته بوده و نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت بصورت اتولیت از خود ماگما تشکیل شده است و به دلیل چگالی زیاد نسبت به مذاب در کف مخزن ماگمایی ته‌نشین شده‌اند. نمونه آنکلاو پیروکسنیتی به دلیل تفاوت‌هایی مانند کوچک بودن از نظر اندازه، عدم وجود بافت کومولا و تفاوت‌های ژئوشیمیایی که در بالا بحث شد اتولیت نمی‌باشد و احتمالاً یک زینولیت گوشته‌ای است که همراه با فوران بعدی کنده شده و به سطح زمین رسیده است.

تعادل با مذاب بودند استفاده شده است) بر همین اساس می‌توان از معادله ۳۳ از پاتریکا (Putirka, 2008) که بر پایه ترکیب شیمیایی کانی کالینوپیروکسن و ترکیب سنگ کل بنا شده است استفاده کرد (جدول ۳). بر اساس این معادله دمای تشکیل آلکالی بازالت ۱۱۹۹-۱۲۰۹ و آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت ۱۲۲۵-۱۱۴۹ درجه سانتیگراد می‌باشد (جدول ۳). با استفاده از روش پاتریکا (Putirka et al, 2003) دمای تشکیل آلکالی بازالت ۱۲۱۵-۱۲۰۷ و آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت ۱۲۲۹-۱۱۷۹ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. از طریق معادله ۳۱ روش پاتریکا (Putirka, 2008) که بر اساس توزیع آلومینیوم بین مذاب و کالینوپیروکسن است فشار تشکیل کانی کالینوپیروکسن در آلکالی بازالت و آنکلاو بدست آمده است که به ترتیب برابر ۸-۹ و ۱۲-۴۵/۴ کیلومتر می‌باشد. همچنین بر اساس روش پاتریکا (Putirka et al, 2003) نیز فشار تشکیل آلکالی بازالت و آنکلاو ۷-۸ و ۴/۴-۱۰/۴ کیلومتر محاسبه شد (جدول ۳). دما- فشار سنجی با استفاده از روش تک کانی کالینوپیروکسن بر اساس محاسبه میزان فعالیت انستاتیت در کالینوپیروکسن بدون در نظر گرفتن ترکیب گدازه و بر اساس تعادل Ca-Mg محاسبه می‌شود (Yavuz, 2013). بر اساس این روش دمای تشکیل آلکالی بازالت که از رابطه 32d بدست آمده ۱۲۳۸-۱۱۹۰ و برای آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت ۱۲۴۵-۱۱۵۰ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. فشار تشکیل کانی کالینوپیروکسن برای آلکالی بازالت و آنکلاو بر اساس رابطه 32c به ترتیب ۱۳/۸۳-۸/۹۲ و ۱۴/۹۸-۵/۸۵ کیلومتر محاسبه شده است (جدول ۳). برای محاسبه دما- فشار از برنامه MagMin\_PT استفاده شد (Gündüz, 2023).

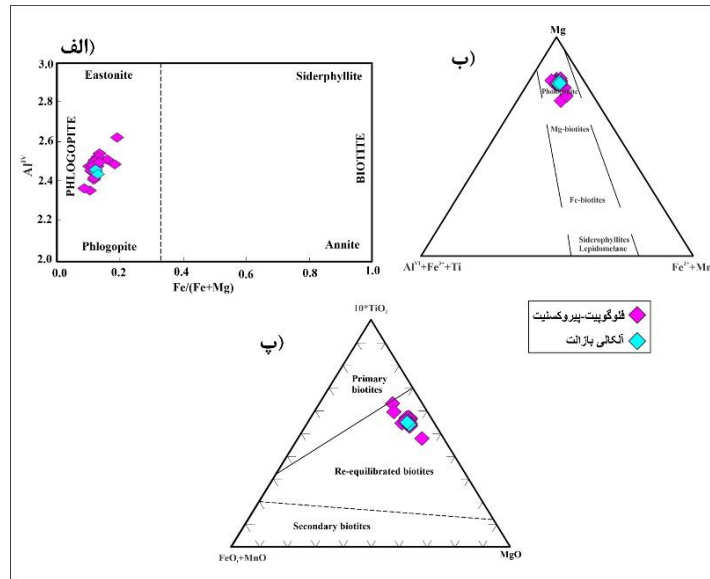
بررسی اتولیت یا زینولیت بودن آنکلاوها: در بین مجموعه آتشفشان‌های کواترنر قروه، آتشفشان قزلجه‌کند دارای بهترین موقعیت و بیشترین تعداد آنکلاوهای فلیسک و مافیک است. در رابطه با آنکلاوهای مافیک بحث بر سر زینولیت و یا اتولیت بودن آنکلاوها بوده است، بطوری که درویش‌زاده و شهبازی (Darvishzadeh and Shahbazi, 2009) این آنکلاوها را اتولیت‌های حاصل متاسوماتیسم گوشته که با مذاب رابطه ژنتیکی دارند در نظر گرفته است، کرد (Kord, 2013) آنکلاوها را اتولیتی خواند که از تبلور جزء به جزء مایعی با ترکیب شیمیایی مشابه میزبان، بوجود



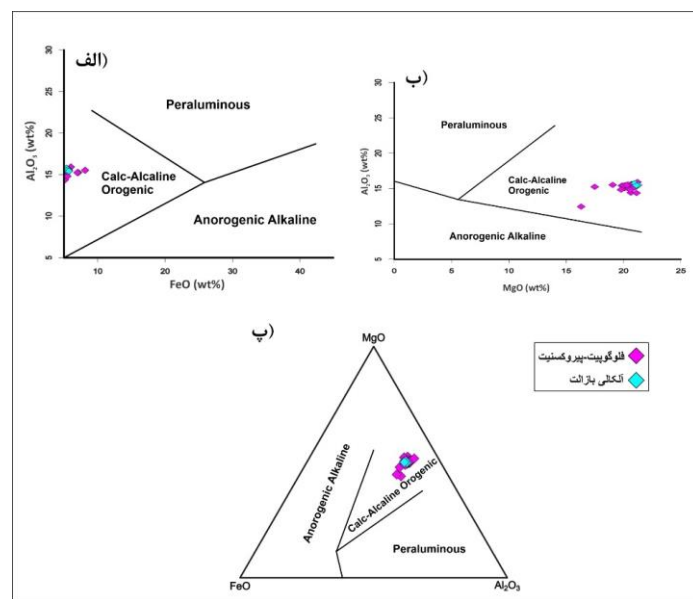
شکل ۳: موقعیت قرارگیری کلینوپیروکسن‌های آنکلاوهای فلوگوپیت-پیروکسنیت، پیروکسنیت و سنگ آتشفشانی میزان الف: بر روی نمودار Q-J (Morimoto, 1988). ب: بر روی نمودار اعضای انتهایی ولاستونیت، انستاتیت، فروسالت (Morimoto, 1988). پ: بر روی نمودار سه‌تایی  $Na, Ti, Al^{IV}$  (Papike et al, 1974). ت: نمودار نسبت کاتیونی Si در مقابل Al کل که میزان جانشینی آلومینیوم در ترائندر کلینوپیروکسن بجای سیلیسیوم را نشان می‌دهد (Nosova et al, 2002).



شکل ۴: الف و ب: نمودار دوتایی  $SiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  (Le Bas, 1962) و  $Ti$  در مقابل  $Ca+Na$  (Leterrier, 1982) برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد بررسی با استفاده از ترکیب کانی کلینوپیروکسن. ب: نمودار دوتایی تعیین فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از (Schweitzer et al, 1979). پ: نمودار دوتایی  $Al^{IV}$  در مقابل  $Al^{VI}$  جهت تعیین فشار آب ماگما در زمان تبلور کلینوپیروکسن (Helz, 1973). ت و ج: نمودارهای  $Al_2$  ( $Al^{IV} * 100.2$ ) در مقابل  $TiO_2$  (Loucks, 1990) و  $Al^{IV} * 100$  در مقابل  $TiO_2$  جهت تعیین خاستگاه زمین‌ساختی نمونه‌ها با استفاده از شیمی پیروکسن‌ها.



شکل ۵: موقعیت قرارگیری میکاهای نمونه آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت و سنگ آتشفشانی میزبان بر روی نمودارهای رده‌بندی، الف:  $Al^{IV}$  در مقابل  $Fe/(Fe+Mg)$  (Speer, 1984). ب: نمودار سه تایی  $Mg-Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti-Fe+Mn$  (Forster, 1960). پ: دیاگرام مثلثی  $MgO-FeO-MnO-10TiO_2$  برای مشخص کردن منشأ فلوگوپیت‌ها (Nachit et al, 2005).



شکل ۶: الف و ب: نمودارهای دوتایی  $Al_2O_3$  در مقابل  $FeO$  و  $MgO$  و پ: نمودار سه تایی  $MgO-FeO-Al_2O_3$  جهت تعیین سرشت ماگمای والد و موقعیت فلوگوپیت‌های نمونه‌های آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت و سنگ آتشفشانی میزبان.

جدول ۳: نتایج دما- فشار سنجی دو نمونه آنکلاو فلوگوپیت پیروکسنیت و سنگ آتشفشانی میزبان.

ROCK TYPE	KD	PUTIKA ET AL (2003)			PUTIRKA (2008)	
		P(kb)	T(°C)	P(kb)	T(°C)	
PHL-PX- 1	0.28	✓	10.46	1229.72	11.65	1213.35
PHL-PX- 2	0.27	✓	9.53	1222.01	10.28	1208.47
PHL-PX- 3	0.35	×	-	-	10.80	1200.54
PHL-PX- 4	0.65	×	-	-	8.75	1178.76
PHL-PX- 5	0.34	×	-	-	11.57	1191.60
PHL-PX- 6	0.27	✓	6.49	1195.23	7.09	1173.97

PHL-PX- 7	0.26	✓	9.06	1216.20	9.41	1203.01
PHL-PX- 8	0.28	✓	4.85	1183.82	5.97	1162.97
PHL-PX- 9	0.28	✓	9.83	1222.14	11.29	1167.94
PHL-PX- 10	0.25	✓	4.40	1179.25	5.85	1150.70
PHL-PX- 11	0.65	×	-	-	14.98	1188.66
PHL-PX- 12	0.31	×	-	-	10.56	1220.42
PHL-PX- 13	0.27	✓	7.40	1202.50	8.25	1165.44
PHL-PX- 14	0.31	×	-	-	13.58	1245.26
PHL-PX- 15	0.26	✓	8.69	1216.26	7.40	1230.11
PHL-PX- 16	0.28	✓	9.31	1218.79	9.64	1211.00
PHL-PX- 17	0.28	✓	6.77	1199.23	8.37	1164.16
PHL-PX- 18	0.23	×	-	-	7.04	1176.50
PHL-PX- 19	0.28	✓	8.80	1213.29	8.87	1195.75
PHL-PX- 20	0.27	✓	6.71	1199.15	7.37	1183.34
PHL-PX- 21	0.37	×	-	-	9.63	1192.91
PHL-PX- 22	0.27	✓	9.43	1221.94	10.47	1215.26
PHL-PX- 23	0.28	✓	7.84	1207.54	9.57	1168.43
ALB-1	0.36	×	-	-	12.72	1199.46
ALB-2	0.28	✓	8.83	1215.13	9.29	1206.97
ALB-3	0.28	✓	7.75	1207.51	8.92	1190.25
ALB-4	0.58	×	-	-	12.48	1229.56
ALB-5	0.49	×	-	-	13.83	1238.53
ALB-6	0.33	×	-	-	11.28	1214.20

### نتیجه‌گیری

- آتشفشان قزلجه‌کند در شمال شرق شهرستان قروه قرار دارد، در داخل بازالت‌های این آتشفشان تعدادی آنکلاو مافیک مانند فلوگوپیت- پیروکسنیت و پیروکسنیت وجود دارد.

- مطالعات پتروگرافی این نمونه‌ها نشان می‌دهد که آنکلاوهای فلوگوپیت- پیروکسنیت در اندازه‌های مختلف از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر یافت می‌شوند، کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها شامل کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و آپاتیت با بافت کومولایی می‌باشند. آنکلاوهای پیروکسنیتی از نظر اندازه کوچکتر هستند و شامل کلینوپیروکسن و مقدار کمی فلوگوپیت هستند بافت این نمونه‌ها گرانولار می‌باشد. آلکالی بازالت‌های میزبان از پیروکسن، پلاژیوکلاز، الیون، بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های اپک با بافت پورفیریک تشکیل شده‌اند.

- بر اساس نتایج حاصل از شیمی کانی، پیروکسن‌های موجود در هر سه نمونه کلسیم‌دار و از نوع دیوپسید می‌باشند. ترکیب ماگما در هر سه نمونه آلکالن تا نیمه آلکالن هستند که با شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا مطابقت دارند و از یک خاستگاه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش ناشی شده‌اند. میکاهای موجود در سنگ آتشفشانی میزبان و نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت از نوع فلوگوپیت و در محدوده میکای دوباره متعادل شده قرار می‌گیرند.

- دمای محاسبه شده برای آلکالی بازالت ۱۲۳۸-۱۱۹۰، برای آنکلاو فلوگوپیت- پیروکسنیت ۱۲۴۵-۱۱۴۹ درجه سانتیگراد و فشار محاسبه شده برای آن‌ها به ترتیب ۷-۱۳/۸۳ و ۴/۴-۱۴/۹۸ کیلوبار می‌باشد. با توجه به اینکه ضخامت پوسته در پهنه سنج سیرجان تا ۶۰ کیلومتر است و عمق تبلور کلینوپیروکسن برای این نمونه‌ها کمتر از این مقدار است پس مخزن ماگمایی آن‌ها در داخل پوسته تشکیل شده است.

### سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده‌اند.

- با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی می‌توان گفت که نمونه فلوگوپیت- پیروکسنیت اتولیت بوده و از خود ماگمای میزبان تشکیل شده است و نمونه پیروکسنیتی احتمالا یک قطعه زینولیت گوشته‌ای است که همراه با فوران کنده شده و به سطح زمین رسیده است.

### References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran, Tehran, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (In Persian).
- Ahmad, M., 2011. Enclaves in granitoids of north of Jonnagiri schist belt, Kurnool district, Andhra Pradesh: Evidence of magma mixing and mingling. *Journal of the Geological Society of India*, v. 77, p. 557-573.
- Ao, S.J., Xiao, W.J., Han, C.M., Mao, Q.G. and Zhang, J.E., 2010. Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaiids", *Gondwana Research*, v. 18, p. 466-478.
- Azizi, H., and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran, *Journal of Geodynamics*, v. 47, p. 167-179.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B. and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, v. 77(3-4), p. 165-182.
- Bédard, J.H., 2010. Parameterization of the Fe= Mg exchange coefficient (Kd) between clinopyroxene and silicate melts. *Chemical Geology*, v. 274(3-4), p. 169-176.
- Berberian, M., 1977. Three phase's metamorphism in Hajiabad quadrangle (Southeastern extremity of the Sanandaj- Sirjan Structural zon): In contribution to the seisnotectonics of Iran (part 3), p. 239-260.
- Boccaletti, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Motamed, A., Pasquare, G. and Sobhani, E.A., (1976). Neogene and Quaternary volcanism of the Bijar area (western Iran), *Bulletin Volcanologique*, v. 40, p. 121-132.
- Botcharnikov, R.E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. and Wilke, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69(21), p. 5071-5085.
- Cundari, A. and Salviulo, G., 1989. Ti solubility in diopsidic pyroxene from a suite of New South Wales leucitites (Australia). *Lithos*, v. 22(3), p. 191-198.
- Darvishzadeh, A. and Shahbazi, H., 2009. Genetic classification staratovolcano Xenoliths of Gezeljeh kand, NE of Qorveh, western Iran (In Persian).
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1987. Rock forming minerals, (2nd ed), SingleChain Silicates, Longman London, 668 p.
- Dubosq, R., Schneider, D.A., Camacho, A. and Lawley, C.J., 2019. Geochemical and geochronological discrimination of biotite types at the Detour Lake gold deposit, Canada. *Minerals*, p. 9(10), 596 p.
- Forster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas: U.S. Geological Survey, v. 354, p. 11-49.
- Golestani, M., 2020. Characteristics of tectonomagmatic alkali gabbros in northern Fathabad, Zarand (NW Kerman): based on the pyroxene mineral chemistry. *Iranian journal of crystallography and mineralogy*, v. 28(2), p. 311-328 (In Persian).
- Griffin, W.L. and O'Reilly, S.Y., 1986. Mantle-derived sapphirine. *Mineralogical Magazine*, v. 50(358), p. 635-640.
- Gündüz, M. and Asan, K., 2023. MagMin\_PT: An Excel-based mineral classification and geothermobarometry program for magmatic rocks. *Mineralogical Magazine*, v. 87(1), p. 1-9.
- Haghnazar, Sh. and Malakotian, S., 2011. Mantle source characteristics of the Quaternary Alkali olivine basalts in Qorveh-Takab area. *Petrology*, v. 2(6), p. 17-30 (In Persian).
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at PH<sub>2</sub>O= 5 kb as a function of oxygen fugacity, *Journal of Petrology*, v. 17, p. 139-193.
- Holland, T.H., 1900. The charnockite series: a group of archæan hypersthenic rocks in peninsular India, v. 28(2). Sold at the Office of the Geological Survey.
- Hosseini, M., 1999. Geological map 1:100000 Qorve, Geological Survey & Mineral Explorations of Iran (GSI). 465-468 (In Persian).
- Kilinc, A., Carmichael, I.S.E., Rivers, M.L. and Sack, R.O., 1983. The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 83(1), p. 136-140.
- Kord, M., 2013. Petrological study of ultramafic and gneissic enclaves of NE- Qorveh (Kurdistan). Master's thesis in petrology, Bou Ali Sina University. 139 (In Persian).

- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, v. 68(1-2), p. 277-279.
- Lacroix, A., 1890. Sur les enclaves acides des roches volcaniques d'Auvergne. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, v. 2, p. 25-56.
- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, v. 260(4), p. 267-288.
- Letierrier, 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*, v. 59(1), p. 139-154.
- Long, A., 2010. Xenoliths: insights from upper mantle petrology.
- Loucks, R.R., 1990. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene, *Geology*, v. 18, p. 346-349.
- Mineral Chemistry and isotopic composition of magmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman.
- Moinvaziri, H., 1999. Introduction to the Magmatism of Iran. Tarbiat Moallem University, Tehran (In Persian).
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes, *Fortschr mineral*, v. 66, p. 237-252.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K.I. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes, *Mineralogical Magazine*, v. 52, p. 535-550.
- Morimoto, N. and Kitamura, M., 1983. QJ diagram for classification of pyroxenes, *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, v. 78, 141 p.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes rendus Geoscience*, v. 337, p. 1415-1420.
- Nimis, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystals structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 121, p. 115-125.
- 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*, v. 139, p. 541-554.
- Nimis, P. and Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 139, p. 541-554.
- Nimis, P. and Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: an expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 133, p. 122-135.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 63(2), p. 149-160.
- Nosova, A.A., Narkisova, V.V., Sazonova, L.V. and Simakin, S.G., 2002. Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island arc in the Central Urals, *Geochemistry international*, v. 40(3), p. 219-232.
- Papike, J.J., 1974. Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components estimates of ferric iron from microprobe data. In *Geological Society of America Abstract with Programs*, v. 6, p. 1053-1054.
- Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F. and Maghami, M., 2015. Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran), *Ore Geology Reviews*, v. 66, p. 200-218.
- Putirka, K., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems, *Mineralogical Society of America*, v. 69, p. 61-120.
- Putirka, K., Ryerson, F.J. and Mikaelian, H., 2003. New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria, *American Mineralogist*, v. 88, p. 1542-1554.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, v. 64(5-6), p. 501-513.
- Shabnayan, N., Davoodian Dehkordi, A.R. and Soheilian, F., 2013. Tectono-magmatic characteristics of Bagham pluton in southeastern Ardestan: Base on mineral chemistry of clinopyroxene and amphibole, *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, v. 21, p. 471-486 (In Persian).
- Sollas, W.J., 1892. On the volcanic district of Carlingford and Slieve Gullion. Part I.: On the Relation of the Granite to the Gabbro of Barnavave, Carlingford. *The Transactions of the Royal Irish Academy*, v. 30, p. 477-512.
- Speer, J.A., 1984. Mica in igneous rocks. In: Bailey SW (ed) *Micas*. *Reviews in Mineralogy*, v. 13, p. 299-356.
- 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, Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, v. 71, p. 243-259.
- Taghizadeh-Farahmand, F. and Afsari, N., 2014. Determination of Moho depth beneath broad band station of Iranian Plateau using Modeling of P receiver function. New Earthquake Research, v. 10(35), p. 65-72 (In Persian).
- Veysi, S., Asibahanha, A., Shahbazi, H. and Nasrabadi, M., 2014. The enclaves of the scoria cone of Qazjeh Kand (north of Qorveh), xenolite or cumula?, Journal of Geology of Iran, v. 9(34), p. 70-51 (In Persian).
- Yang, S.Y. and Jiang, S.Y., 2013. Occurrence and significance of a quartz–amphibole schist xenolith within a mafic microgranular enclave in the Xiangshan volcanic-intrusive complex, SE China. International Geology Review, v. 55(7), p. 894-903.
- Yavuz, F., 2013. WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermobarometry. American Mineralogist, v. 98(7), p. 1338-1359.
- Yu, K., Li, G., Zhao, J., Evans, N.J., Li, J., Jiang, G. and Guo, H., 2022. Biotite composition as a tracer of fluid evolution and mineralization center: a case study at the Qulong porphyry Cu-Mo deposit, Tibet. Mineralium Deposita, v. 57(6), p. 1047-1069.