



Research Article

Themobarometry and tectono magmatic setting of Genjin Paleogene intermediate lavas based on clinopyroxene crystals chemistry, Evidence for south of Tarom (eastern Azerbaijan) magmatism

Monireh Kheirkhah^{1*} , Mohammad Mobashergarmi¹

1-Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 25 Apr 2021 Accepted: 10 Dec 2021

Extended Abstract

Introduction

Paleogene arc volcanic eruption has been prevalent throughout the northern margin of Neo-Tethyan throughout Iran. The chemical composition of Paleogene volcanic rocks from Urmia-Dokhtar magmatic belt and Alborz Mountain, show the post-collisional continental magmatic arc properties in extension environments. Extensive magmatism in Azerbaijan began in the Late Cretaceous and developed during the Eocene and Oligocene and is still active, as the subducting of Neo-Tethyan oceanic slab beneath the Eurasian plate continued from the Early Late Triassic to the Late Oligocene for about 175 million years. Tertiary sedimentary-volcanic sequences represent the transition from the Late Eocene to the Oligocene Particularly in the Talesh region.

Materials and Methods

After initial microscopic studies, suitable samples of the thin polished cross-section were prepared and sent to Iran Mineral Processing Research Center for analysis. The analysis performed in this center is done by CAMECA-SX 100 electron microprocessor device made in France. This device is equipped with a spectrometer with an electron diode receiver and is automatically based on the high accuracy of 1% and simultaneous operation of several diode detectors and radiation stability. The electron works with a carbon coating.

Results and Discussion

Tarom trachyandesite rocks are formed from potassic subduction magmatism. These rocks have two different types of plagioclases. The first generation consists of calcic plagioclase macro crystals with corroded margins and Screening tissue with pyroxene and double mica and amphibole crystals that indicate they formed in depth. Second-generation crystals with rapid cooling of lavas on or near the surface include microlithic feldspars and microfluidics of mafic minerals, especially amphiboles with burnt margins and biotite. Pyroxene's composition are Fe, Mg, and Ca, aluminous diopside with magnesium ranging from 67% to 74%. Opaque minerals also have titanium magnetite.

Citation: Kheirkhah, M. and Mobashergarmi, M., 2021. Themobarometry and tectono magmatic setting of Genjin Paleogene intermediate lavas, *Res. Earth. Sci.* 12(4), (245-260) DOI: 10.48308/esrj.2022.100869

* Corresponding author E-mail address: kheirkhah.monireh1@gmail.com





Researches in Earth Sciences

Journal homepage: <https://esrj.sbu.ac.ir>



The formation temperature of clinopyroxenes is estimated in the range of 1200 to 1260 (± 50 °C) and in the pressure range of more than 6 and less than 10 Kb, in an environment with a water content of about 2.5% to 10% and high oxygen fugacity. The process of crystallization and growth of the studied crystals is a normal process. Variable conditions of oxidation state and oxygen fugacity confirm the high oxygen fugacity in the magma source area and contamination with oxidation during magma ascent, which is confirmed by the presence of modal titanium magnetite and high oxygen fugacity at the source. Factors such as melting of the upper mantle, fluids released from the subducted plate, the role of sediments along the subducted plate, the composition of volatiles and associated fluids have also been effective in the magmatic evolution of these rocks. These rocks are similarly formed in the environment associated with magmatic arcs.

Conclusion

In the South of Tarom trachyandesites consist of plagioclase, clinopyroxene, magnesium-iron-amphibole, and aluminodiopside crystals, which are in a groundmass of mica, feldspar, and opaque minerals with porphyry hyalomicrolytic texture. These lavas originated from sodium-rich magnesium and potassium-rich magma with modal mica and feldspar controls. The parent magma is in good agreement with a post-collision arc in the West Alborz-Azerbaijan Paleogene.

Keywords: Trachyandesite, Thermobarometry, Mineral chemie, Clinopyroxene, Genjin, Tarom.



جایگاه تکتونوماگمایی و دما- فشارسنجی گدازه‌های حدواسط پالئوژن گنجین براساس کانی کلینوپیروکسن، شاهدهی بر ماگماتیسیم جنوب طارم (آذربایجان شرقی)

منیره خیرخواه*؛ محمد مبشر گرمی^۱

۱- پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۲/۵ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۲۳

چکیده

تکاپوی آتشفشانی پالئوژن در زون ماگمایی البرز غربی-آذربایجان از گسترش پراکنده‌ای برخوردار است. در این پژوهش تراکی اندزیت‌های گنجین در جنوب طارم مورد بررسی قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول از مهم‌ترین کانی‌های این گدازه‌های حدواسط با بافت هیالوپورفیریک و میکرولیتیک پورفیریک می‌باشند. کلینوپیروکسن‌های منطقه، در مطالعات شیمی کانی، ترکیب دیوپسیدی (W₀₄₃₋₅₁, En₃₉₋₄₇, Fs₉₋₁₁) را نشان می‌دهند و در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم، منیزیم و آهن‌دار و آل‌مینودیوپسید قرار می‌گیرند. طیف عدد منیزیم (Mg# = ۶۷٪ تا ۷۴٪) کلینوپیروکسن‌ها، یک ماگمای والد کم سیلیس برای منشا تراکی اندزیت‌های این منطقه نشان می‌دهد. الگوهای منطقه‌بندی عادی این کانی‌ها نشان می‌دهد که فرایند تفریق در تکامل این سنگ‌ها عاملی مؤثر بوده است. برآوردهای زمین-دما فشارسنجی این کانی‌ها، گستره دمایی ۱۲۰۰ تا ۱۲۶۰ (±۵۰) درجه سانتی‌گراد، فشار ۵/۴ تا ۶/۲ کیلوبار در ژرفای ۱۹ تا ۲۱ کیلومتری را در تبلور این کانی مشخص می‌نماید. گریزندگی بالای اکسیژن (2/5-10%) دیوپسیدها، وابستگی ماگماهای والد این سنگ‌ها را به جایگاه محیط تکتونیکی کمان پس از تصادم پیشنهاد می‌کند.

واژه‌های کلیدی: تراکی اندزیت، دما- فشارسنجی، شیمی کانی، کلینوپیروکسن، گنجین، طارم.

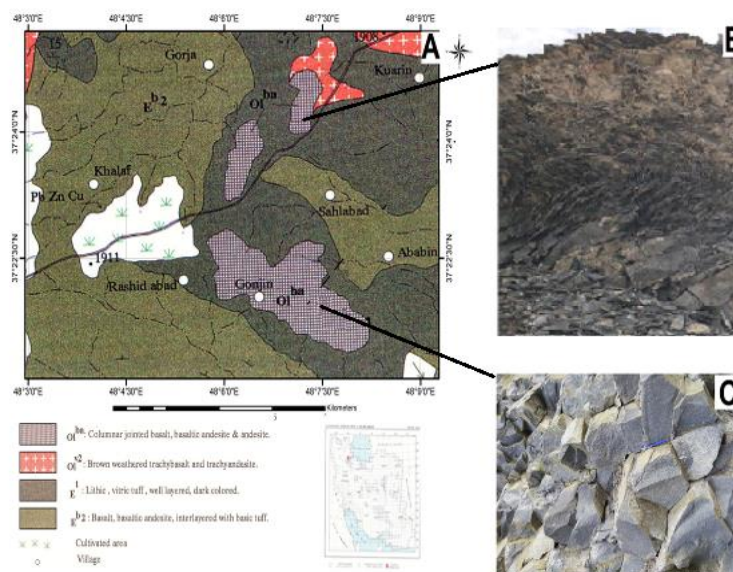
مقدمه

تکاپوی آتشفشانی کمانی از پالئوژن در امتداد حاشیه شمالی نئوتتیس در سرتاسر ایران، غالب بوده است ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر و رشته کوه‌های البرز در پالئوژن دارای ویژگی‌های کمان ماگمایی قاره‌ای پس از برخورد، در محیط‌های کششی می‌باشند (Verdel, 2011). ماگماتیسیم گسترده در آذربایجان از کرتاسه پایانی آغاز شده و در طی ائوسن و الیگوسن توسعه یافته و همچنان فعال است چنان‌که فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه اوراسیا از اوایل تریاس پایانی تا اواخر الیگوسن، در حدود ۱۷۵ میلیون سال ادامه داشته است (Verdel, 2011)، به‌ویژه در منطقه تالش که توالی‌های رسوبی-آتشفشانی ترشیری نماینده گذاری از ائوسن پایانی به الیگوسن می‌باشند (Vincent et al, 2005). زمان بسته‌شدگی نئوتتیس و برخورد قاره به قاره را در الیگوسن پایانی تا میوسن پیشنهاد کرده‌اند. در این پژوهش، شیمی کانی کلینوپیروکسن‌های گدازه‌های بازیک جنوب طارم در منطقه گنجین و بخش شمال باختری ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین (فریدی و انوری، ۱۳۷۹)، بررسی شده و تلاش شده است که با استفاده از ریزپردازشگر الکترونی (EMPA)، خاستگاه ماگمایی و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور (زمین-دماسنجی، گریزندگی اکسیژن و جایگاه تکتونیک) گدازه‌های تراکی آندزیتی واحد OI^{ba} شمال ورقه هشتجین، بر پایه شیمی کانی کلینوپیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها مشخص گردد.

منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی منطقه

ناهمسانی رسوبی و زمین ساختی فلات ایران، سبب پیچیدگی‌های الگوی ساختاری، تحولات زمین‌ساختی و شرایط رسوبی این سرزمین در طی دوره‌های مختلف شده است. براساس تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌ساختی (نبوی، ۱۳۵۵)، منطقه مورد مطالعه جزء زون البرز غربی-آذربایجان می‌باشد. در بخش شمال غرب زون ماگمایی البرز غربی- آذربایجان که به عنوان کمر بند آتشفشانی-نفوذی طارم شناخته شده، طیفی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی ائوسن-الیگوسن رخنمون یافته‌اند. منطقه گنجین در جنوب طارم، بخش شمال باختری ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین، مابین طول‌های جغرافیایی $۹۰^{\circ}۴۸'$ و $۱۵^{\circ}۴۸'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $۱۵^{\circ}۳۷'$ و $۲۶^{\circ}۳۷'$ شمالی واقع شده است. این منطقه بخشی از کمر بند آتشفشانی- نفوذی طارم است که شامل گدازه‌های آتشفشانی بازیک (واحد OI^{ba}) در شمال روستای سهل‌آباد، منطقه گنجین از توابع استان آذربایجان شرقی می‌باشد. گسل‌های منطقه در راهیابی ماگمای والد این گدازه‌ها به سطح زمین نقش اساسی داشته‌اند. در منطقه مورد مطالعه، تراکی آندزیت‌های منطقه با دبی منشوری، رنگ خاکستری و ساخت ستونی و خرد شده با زاویه شیب ۲۰ تا ۳۰ درجه، بر روی نهشته‌های سازند کرج (Eb_1) قرار گرفته‌اند (شکل ۱ A) که در برخی مناطق، ساختارهای منشوری چین خورده را نشان می‌دهند (شکل ۱ B). ضخامت منشورها حداکثر ۳۰ سانتی‌متر است (شکل ۱ C).



شکل ۱: (A) منطقه گنجین در بخش شمال غربی ورقه ساده شده ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین اقتباس از فریدی و انوری (۱۳۷۹). (B) منشورهای چین خورده تراکی آندزیتی شمال سهل آباد. (C) نمایی از تراکی آندزیت‌های منشوری منطقه گنجین.

مواد و روش‌ها

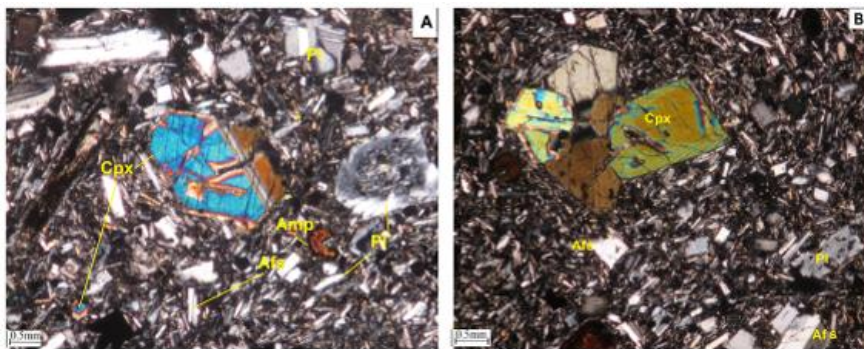
پس از مطالعات میکروسکوپی نمونه‌های مناسب، تعدادی مقاطع نازک انتخاب و صیقل داده شدند و برای بررسی دقیق‌تر ترکیب شیمیایی کانی‌های گدازه‌های تراکی آندزیتی، نمونه‌ها به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال گردید. در این مرکز کانی‌های انتخابی با دستگاه ریزپردازنده الکترونی مدل Cameca SX 100 مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته‌اند. این دستگاه مجهز به اسپکترومتر با گیرنده دیود الکترونی می‌باشد که به صورت خودکار بر پایه دقت بالای ۰.۱٪ و عملکرد هم‌زمان چند دتکتور دیودی و پایداری اشعه الکترونی با پوشش کربن کار می‌کند. تجزیه بر روی کانی‌های مورد نظر با شرایط ولتاژ ۱۵ Kev، فشار ۱۰-۷ Torr × ۴، آمپراژ ۲۰ nA و بزرگی طول موج ۲/۵ میکرومتر انجام شده است. فرآیند کالیبره شدن دستگاه نیز بر مبنای Al/Crn, Si/Wo, Ca/Wo, Na/Ab, K/Or, Mn/MnSiO₃, Fe/Hm, Mg/Per, Ti/Rt بوده است. نتایج حاصل با استفاده

از نرم‌افزارهای رایانه‌ای AX و به ترسیم نمودارهای مورد نظر انجامیده است. مقادیر به دست آمده از تجزیه به صورت اکسیدی بوده که مقادیر اتم هر اکسید در فرمول کانی کلینوپیروکسن برحسب ۶ اتم اکسیژن، پلاژیوکلاز برحسب ۸ اتم اکسیژن و کانی تیره به روش (Droop, 1987) به دست آمد. محاسبه مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} با استفاده از برنامه‌های رایانه‌ای بر پایه روش (Papike et al, 1974) شده است.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی ناحیه گنجین از نظر ترکیب شیمیایی در گروه سنگ‌های نسبتاً بازیگ (تراکی آندزیت-تراکیت) قرار دارند. بافت غالب در این سنگ‌ها هیالومیکرولیتی پورفیریک، میکرولیتی پورفیریک و گلوپوروفیری است. با مطالعات کانی‌شناسی گدازه‌های منطقه، فنوکریست‌های عمده این سنگ‌ها شامل، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول می‌باشند که در خمیره‌ای شیشه‌ای و ریزبلور متشکل از کانی‌های مافیک

بلورهای، نیمه شکل‌دار با ماکل دوتایی و منطقه-بندی و گاه با تجمعات گلومروکریستی و عمدتاً فاقد دگرسانی (شکل ۲ B) و آمفیبول‌های قهوه‌ای (اکسی هورنبلند) با حواشی کاملاً سوخته و ایدنگسیتی شده (شکل ۲ A) در این سنگ‌ها حضور دارند، در خمیره، میکاهای سوزنی و کانی‌های تیره و اکسیدهای فلزی قابل مشاهده هستند. خمیره بافت وزیکولار داشته و حفره‌ها غالباً با کانی‌های ثانوی (زئولیت) پر شده‌اند.



شکل ۲: تصاویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت‌های گنجین (A) کلینوپیروکسن با دوقلویی و پلاژیوکلاز با بافت غربالی در خمیره‌ای از میکروولیت‌های فلدسپار و آمفیبول ایدنگسیتی شده و کانی‌های تیره (B) پیروکسن با بافت گلومروکریست در خمیره هیالو میکروولیتیک پورفیری. علائم اختصاری کانی‌ها (Cpx): کلینوپیروکسن، Amp: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، Afs: آلکالی فلدسپار) از (Whitney and Evans, 2010).

بحث و نتایج

بلورهای نسل اول شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب کلسیک و حواشی خورده شده و بافت غربالی و پیروکسن‌های با ماکل دوتایی و آمفیبول می‌باشند که در عمق شکل گرفته‌اند و بلورهای نسل دوم که در حین سردشدگی سریع گدازه‌ها در سطح زمین و یا در نزدیکی سطح شکل گرفته‌اند، شامل فلدسپارهای میکروولیتی و ریزبلورهای کانی‌های مافیک به‌ویژه آمفیبول با حاشیه سوخته و بیوتیت می‌باشند.

پلاژیوکلاز

تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها بنا بر تحقیقات (Nelson and Montana, 1992) می‌تواند به سبب کاهش ناگهانی فشار در محیطی تحت اشباع از

سنگ‌های آذرین، از تبلور ماگما با برهم‌کنش پیچیده هسته‌زایی بلور و رشد آن، تکامل می‌یابند. بررسی‌های سنگ‌شناختی و شیمی کل نمونه‌های برداشت‌شده از گدازه‌های واحد OI^{ba} منطقه گنجین، ترکیبی حدواسط (تراکی آندزیت-تراکیت) را نشان می‌دهد. با مطالعات سنگ‌شناختی چنین استنباط می‌شود که ماگمای اولیه بازیک منطقه، ضمن خروج تحت تأثیر غنی‌شدگی از سیالات گازی و ذوب‌شدگی پوسته قاره‌ای، تحول یافته و پس از فوران تشکیل سنگ‌های تراکی آندزیتی را داده است که سردشدگی‌های متفاوت بلورها، سبب تشکیل دو نسل بلور در این سنگ‌ها شده است.

۵۳/۱۸)، CaO (۱۱/۶۹ - ۱۲/۵۴) و Na₂O (۵/۰۵ - ۵/۳۸) می‌باشد. همچنین درصد مؤلفه آنورتیت در پلاژیوکلازها از An₅₃ تا An₅₆ متغیر است که در نمودار (Deer et al, 1992)، ترکیب لابرادوریتی را نشان می‌دهند.

H₂O و در حین صعود ماگمای سازنده، از عمق به سطح زمین وقوع یابد. کانی‌های پلاژیوکلاز انتخاب شده، برای انجام آنالیزهای الکترومیکروپروب، فاقد هرگونه حاشیه واکنشی بوده‌اند. در مطالعات شیمی این کانی‌ها مشخص شد که درصد وزنی اکسیدهای اصلی این کانی‌ها در محدوده SiO₂ (۵۱/۰۶ -

جدول ۱: نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی پلاژیوکلاز تراکی آندزیت‌های جنوب طارم بر حسب هشت اتم اکسیژن

| | Core | Core | Core | Core | Core |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | ۵۲/۵۵ | ۵۱/۲۱ | ۵۲/۶۶ | ۵۲/۰۶ | ۵۳/۱۸ |
| TiO ₂ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۴ | ۰/۰۲ |
| Al ₂ O ₃ | ۲۹/۵۳ | ۳۰/۶۶ | ۲۹/۰۴ | ۳۰/۱۱ | ۲۹/۰۳ |
| FeO | ۰/۴۵ | ۰/۵۱ | ۰/۴۹ | ۰/۵۱ | ۰/۶۵ |
| MnO | ۰/۰۰ | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| MgO | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۶ | ۰/۰۴ |
| CaO | ۱۱/۶۹ | ۱۲/۵۴ | ۱۲/۳۷ | ۱۲/۳۴ | ۱۲/۲۲ |
| Na ₂ O | ۵/۳۸ | ۵/۱۵ | ۵/۰۵ | ۵/۰۵ | ۵/۱۴ |
| K ₂ O | ۰/۴۱ | ۰/۴۱ | ۰/۴۱ | ۰/۴۹ | ۰/۴۱ |
| Total | ۱۰۰/۱۲ | ۱۰۰/۵۵ | ۱۰۰/۰۷ | ۱۰۰/۶۷ | ۱۰۰/۶۹ |
| Si | ۲/۳۹ | ۲/۳۳ | ۲/۴۰ | ۲/۳۶ | ۲/۴۱ |
| Al | ۱/۵۸ | ۱/۶۴ | ۱/۵۶ | ۱/۶۱ | ۱/۵۵ |
| Ti | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Fe | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ |
| Mn | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Mg | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Ca | ۰/۵۷ | ۰/۶۱ | ۰/۶۰ | ۰/۶۰ | ۰/۵۹ |
| Na | ۰/۴۷ | ۰/۴۵ | ۰/۴۵ | ۰/۴۴ | ۰/۴۵ |
| K | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ |
| Total | ۵/۰۷ | ۵/۰۹ | ۵/۰۶ | ۵/۰۷ | ۵/۰۵ |
| Or | ۲/۲۳ | ۲/۱۸ | ۲/۲۲ | ۲/۴۶ | ۲/۲۲ |
| Ab | ۴۴/۴۳ | ۴۰/۷۰ | ۴۱/۵۵ | ۴۱/۴۲ | ۴۲/۲۶ |
| An | ۵۳/۳۵ | ۵۶/۱۱ | ۵۶/۲۴ | ۵۵/۹۳ | ۵۵/۵۲ |

(Deer et al, 1992)، و از آنجایی که عدد منیزیم (Mg#) کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه، در گستره ۶۷٪ تا ۷۴٪ قرار دارند، بنابراین تفریق ماگمایی عامل مؤثری در تکوین این سنگ‌ها به حساب می‌آید. در نمودار (Deer et al, 1992) جهت تعیین ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، با توجه درصد مولی Fs در محدوده 0.09 تا 0.11 درصد، در En در محدوده 0.39 تا 0.47 درصد و

پیروکسن

بر پایه جدول ۲، پیروکسن‌های مورد مطالعه از اکسیدهای SiO₂ (۴۷/۸۹-۸۵/۵۲)، CaO (۲۱/۲۱ - ۲۳/۵۲)، MgO (۱۱/۶۹-۱۶/۷۴)، TiO₂ (۰/۰۰-۰۶/۳۲)، Na₂O (۰/۰۰-۹۱/۴۷)، K₂O (۰/۰۰-۰/۰۸) تشکیل شده‌اند و عموماً ترکیبی کلسیکی دارند. با توجه به اینکه کلینوپیروکسن-هایی که عدد منیزیم آن‌ها کمتر از ۸۶٪ باشند، ناشی از تفریق ماگمایی می‌باشند (Lebas, 1962؛)

کانی‌ها را به ماگمای اولیه نشان می‌دهد. نمونه‌های پیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار Q در برابر J (Morimoto et al, 1988)، به ترتیب با، مقادیر Q از ۱/۶۸ تا ۱/۹۸ درصد و مقادیر J از ۰/۰۷ تا ۰/۱۳ درصد، شاهدی بر قرارگیری این کانی در محدوده‌ی پیروکسن‌های Fe و Mg و Ca است (شکل ۳ C). در نمودار تقسیم‌بندی (Morimoto et al, 1988)، مقادیر اتم Fe^{3+} (۰/۰۷ تا ۰/۰۵) کلینوپیروکسن‌ها، ترکیب این کانی‌ها را در محدوده دیوپسیدهای آلومینیوم‌دار قرار می‌دهد (شکل ۳ D).

Wo در محدوده 0.43 تا 0.51 درصد، کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در گستره ترکیبی دیوپسید قرار دارند (شکل ۲ B). تغییرات تعداد اتم Al_{Total} در ساختار کانی‌های مورد تجزیه از ۰/۰۴ تا ۰/۲۸ اتم متغیر است و ترکیب ساختاری غنی از آلومینیوم و کلسیم را در محدوده Ca-Tschermark's (CATS) نشان می‌دهند (Papike et al, 1974; Berger et al, 2005). در ساختار کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه، مقادیر اتم‌های تیتانیم (Ti) و سدیم (Na) به ترتیب در محدوده‌های ۰/۰۱ تا ۰/۰۳ درصد و ۰/۰۳ تا ۰/۰۷ درصد، وابستگی این

جدول ۲: نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کلینوپیروکسن در تراکی آندزیت‌های جنوب طارم براساس شش اتم اکسیژن.

| | Min1 | | Rim | Min2 | | Min3 | Min4 | Min5 | Min6 | Min7 | | |
|--------------------------------|----------|-------|-------|-------|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| | Core (۱) | → | | → | Core (۲) | | | | | | → | Rim |
| SiO ₂ | ۴۹/۹۲ | ۴۸/۴۷ | ۴۷/۸۹ | ۵۰/۳۹ | ۵۱/۸۵ | ۵۱/۰۵ | ۵۲/۸۵ | ۵۱/۷۰ | ۵۲/۶۷ | ۵۱/۹۷ | ۵۲/۷۶ | ۵۲/۵۱ |
| TiO ₂ | ۰/۷۷ | ۰/۹۵ | ۱/۰۶ | ۰/۵۷ | ۰/۳۲ | ۰/۳۶ | ۰/۵۱ | ۰/۴۷ | ۰/۵۱ | ۰/۴۵ | ۰/۷۹ | ۰/۵۲ |
| Al ₂ O ₃ | ۴/۶۸ | ۵/۹۴ | ۶/۲۲ | ۳/۴۱ | ۱/۰۳ | ۱/۰۰ | ۱/۳۰ | ۱/۳۶ | ۱/۵۳ | ۱/۴۱ | ۲/۱۴ | ۶/۳۳ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ |
| FeO | ۵/۲۳ | ۴/۸۶ | ۵/۲۶ | ۶/۴۴ | ۵/۹۲ | ۶/۱۱ | ۵/۴۳ | ۵/۸۴ | ۵/۷۰ | ۶/۲۹ | ۶/۰۷ | ۵/۴۱ |
| Fe ₂ O ₃ | ۲/۳۷ | ۲/۴۵ | ۲/۵۶ | ۲/۰۷ | ۱/۸۲ | ۱/۸۶ | ۲/۰۱ | ۱/۹۷ | ۲/۰۱ | ۱/۹۵ | ۲/۳۹ | ۰/۰۲ |
| MnO | ۰/۱۲ | ۰/۱۳ | ۰/۱۶ | ۰/۳۶ | ۰/۳۸ | ۰/۳۹ | ۰/۲۹ | ۰/۳۰ | ۰/۳۳ | ۰/۳۶ | ۰/۲۵ | ۰/۱۱ |
| MgO | ۱۳/۰۹ | ۱۳/۰۰ | ۱۳/۷۶ | ۱۳/۳۳ | ۱۶/۳۴ | ۱۶/۰۷ | ۱۵/۷۵ | ۱۶/۱۵ | ۱۶/۲۲ | ۱۶/۳۶ | ۱۶/۷۴ | ۱۶/۶۹ |
| CaO | ۲۲/۰۶ | ۲۲/۲۳ | ۲۱/۲۱ | ۲۱/۵۴ | ۲۲/۵۹ | ۲۲/۵۲ | ۲۱/۹۲ | ۲۱/۹۶ | ۲۱/۴۱ | ۲۱/۳۳ | ۲۱/۲۸ | ۲۱/۳۸ |
| Na ₂ O | ۰/۵۰ | ۰/۵۳ | ۰/۵۸ | ۰/۶۰ | ۰/۵۵ | ۰/۵۳ | ۰/۴۸ | ۰/۶۰ | ۰/۴۷ | ۰/۵۹ | ۰/۶۹ | ۹/۱۰ |
| K ₂ O | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۴ | ۰/۰۰ | ۰/۰۸ |
| Total | ۹۸/۶۴ | ۹۸/۵۶ | ۹۸/۷۰ | ۹۸/۷۱ | ۱۰۰/۸۰ | ۱۰۰/۸۹ | ۱۰۰/۵۴ | ۱۰۰/۳۵ | ۱۰۰/۹۴ | ۱۰۰/۶۵ | ۱۰۰/۰۱ | ۹۸/۹۷ |
| Si | ۱/۸۸ | ۱/۸۲ | ۱/۷۹ | ۱/۹۰ | ۱/۸۹ | ۱/۸۶ | ۱/۹۴ | ۱/۹۰ | ۱/۹۳ | ۱/۹۰ | ۱/۸۵ | ۱/۸۹ |
| Ti | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ |
| Al | ۰/۲۱ | ۰/۲۶ | ۰/۲۷ | ۰/۱۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶ | ۰/۰۷ | ۰/۰۶ | ۰/۰۹ | ۰/۲۸ |
| Cr | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Fe ³⁺ | ۰/۰۶ | ۰/۰۷ | ۰/۰۷ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶ |
| Fe ²⁺ | ۰/۱۶ | ۰/۱۵ | ۰/۱۶ | ۰/۲۰ | ۰/۱۸ | ۰/۱۹ | ۰/۱۷ | ۰/۱۸ | ۰/۱۷ | ۰/۱۹ | ۰/۱۸ | ۰/۱۷ |
| Mn | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ |
| Mg | ۰/۷۳ | ۰/۷۳ | ۰/۷۷ | ۰/۷۵ | ۰/۸۹ | ۰/۸۷ | ۰/۸۶ | ۰/۸۸ | ۰/۸۸ | ۰/۸۹ | ۰/۹۱ | ۰/۶۵ |
| Ca | ۰/۸۹ | ۰/۹۰ | ۰/۸۵ | ۰/۸۷ | ۰/۸۸ | ۰/۹۲ | ۰/۸۶ | ۰/۸۶ | ۰/۸۴ | ۰/۸۳ | ۰/۸۳ | ۰/۸۶ |
| Na | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۰۴ | ۰/۰۵ | ۰/۰۷ |
| K | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| Total | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ | ۴/۰۰ |
| En | ۰/۴۱ | ۰/۴۱ | ۰/۴۳ | ۰/۴۱ | ۰/۴۶ | ۰/۴۴ | ۰/۴۶ | ۰/۴۶ | ۰/۴۷ | ۰/۴۷ | ۰/۴۷ | ۰/۳۹ |
| Fs | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۱۱ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۰۹ | ۰/۱۰ | ۰/۱۰ | ۰/۱۰ |
| Wo | ۰/۵۰ | ۰/۵۰ | ۰/۴۸ | ۰/۴۸ | ۰/۴۵ | ۰/۴۶ | ۰/۴۶ | ۰/۴۵ | ۰/۴۴ | ۰/۴۳ | ۰/۴۳ | ۰/۵۱ |
| Jd | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳ | ۰/۰۵ |
| Ac | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۱ |
| XSi (T) | ۱/۸۸ | ۱/۸۲ | ۱/۷۹ | ۱/۹۰ | ۱/۸۹ | ۱/۸۶ | ۱/۹۴ | ۱/۹۰ | ۱/۹۳ | ۱/۹۰ | ۱/۸۵ | ۱/۸۹ |
| XAl ^{IV} (T) | ۰/۱۲ | ۰/۱۸ | ۰/۲۱ | ۰/۱۰ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۶ | ۰/۰۶ | ۰/۰۷ | ۰/۰۶ | ۰/۰۹ | ۰/۱۱ |
| Fe ³⁺ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۵ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰ | ۰/۰۴ | ۰/۰۰ | ۰/۰۴ | ۰/۰۶ | ۰/۰۰ |
| Ti | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |
| T(Total) | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۱/۹۹ | ۱/۹۷ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۱/۹۹ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ | ۲/۰۰ |
| XAl ^{VI} (M1) | ۰/۰۹ | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ | ۰/۰۵ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ | ۰/۱۷ |

| | | | | | | | | | | | | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| XFe3+ (M1) | -/۰۶ | -/۰۷ | -/۰۶ | -/۰۶ | /۰۰ | /۰۰ | -/۰۶ | -/۰۱ | -/۰۶ | -/۰۱ | /۰۰ | -/۰۶ |
| XTi (M1) | /۰۲ | -/۰۳ | -/۰۳ | -/۰۲ | /۰۰ | /۰۰ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۲ | -/۰۱ |
| XMn (M1) | /۰۰ | /۰۰ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۰ |
| XCr (M1) | /۰۰ | /۰۰ | -/۰۰ | -/۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | -/۰۰ | -/۰۰ | -/۰۰ | -/۰۰ | -/۰۰ | -/۰۰ |
| XFe ²⁺ (M1) | -/۱۵ | -/۱۴ | -/۱۵ | -/۱۸ | -/۱۷ | -/۱۸ | -/۱۵ | -/۱۶ | -/۱۵ | -/۱۷ | -/۱۶ | -/۱۶ |
| XMg (M1) | -/۶۷ | -/۶۷ | -/۶۸ | -/۶۸ | -/۸۳ | -/۸۴ | -/۷۸ | -/۸۱ | -/۷۸ | -/۷۹ | -/۸۱ | -/۶۰ |
| Total (M1) | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۱ | /۰۳ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۱ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ |
| XFe ²⁺ (M2) | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۲ | -/۰۲ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۲ | -/۰۲ | -/۰۲ | -/۰۲ | -/۰۲ | -/۰۱ |
| XMg (M2) | -/۰۶ | -/۰۵ | -/۰۹ | -/۰۷ | -/۰۶ | -/۰۳ | -/۰۹ | -/۰۸ | -/۱۱ | -/۱۰ | -/۱۰ | -/۰۶ |
| XCa (M2) | -/۸۹ | -/۹۰ | -/۸۵ | -/۸۴ | -/۸۸ | -/۹۲ | -/۸۶ | -/۸۶ | -/۸۴ | -/۸۳ | -/۸۳ | -/۸۶ |
| XNa (M2) | -/۰۴ | -/۰۴ | -/۰۴ | -/۰۴ | -/۰۴ | -/۰۴ | -/۰۳ | -/۰۴ | -/۰۳ | -/۰۴ | -/۰۵ | -/۰۷ |
| XK (M2) | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ |
| Total M2 | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ |
| Mg/(Mg+Fe ²⁺) | -/۷۱ | -/۷۳ | -/۷۲ | -/۶۷ | -/۷۳ | -/۷۲ | -/۷۴ | -/۷۳ | -/۷۴ | -/۷۲ | -/۷۳ | -/۶۸ |
| Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺) | -/۷۲ | -/۶۹ | -/۷۰ | -/۷۸ | -/۷۸ | -/۷۹ | -/۷۵ | -/۷۷ | -/۷۶ | -/۷۸ | -/۷۵ | -/۷۵ |
| Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg) | -/۱۸ | -/۱۷ | -/۱۸ | -/۲۱ | -/۱۷ | -/۱۸ | -/۱۶ | -/۱۷ | -/۱۶ | -/۱۸ | -/۱۷ | -/۲۱ |
| Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr) | -/۷۶ | -/۷۹ | -/۷۹ | -/۷۲ | -/۴۷ | -/۶۶ | -/۵۰ | -/۵۲ | -/۵۴ | -/۵۳ | -/۵۹ | -/۸۳ |
| Cr# | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ |
| Q | ۱/۷۹ | ۱/۷۸ | ۱/۷۸ | ۱/۸۲ | ۱/۹۵ | ۱/۹۸ | ۱/۹۸ | ۱/۹۳ | ۱/۸۹ | ۱/۹۲ | ۱/۹۲ | ۱/۶۸ |
| J | -/۰۷ | -/۰۸ | -/۰۸ | -/۰۹ | -/۰۸ | -/۰۸ | -/۰۷ | -/۰۹ | -/۰۷ | -/۰۸ | -/۱۰ | -/۱۳ |
| Ti+Cr+Na | -/۰۶ | -/۰۷ | -/۰۷ | -/۰۶ | -/۰۵ | -/۰۵ | -/۰۵ | -/۰۶ | -/۰۵ | -/۰۵ | -/۰۷ | -/۰۸ |
| Na+Al ^{IV} | -/۱۶ | -/۲۲ | -/۲۵ | -/۱۵ | -/۰۸ | -/۰۸ | -/۰۹ | -/۱۰ | -/۱۰ | -/۱۰ | -/۱۴ | -/۱۷ |
| Al ^{VI} +2Ti+Cr | -/۱۳ | -/۱۴ | -/۱۳ | -/۰۸ | -/۰۲ | -/۰۲ | -/۰۲ | -/۰۳ | -/۰۳ | -/۰۲ | -/۰۴ | -/۲۰ |
| Ca+Na | -/۹۳ | -/۹۳ | -/۸۹ | -/۹۱ | -/۹۲ | -/۹۶ | -/۹۰ | -/۹۱ | -/۸۷ | -/۸۷ | -/۸۸ | -/۹۲ |
| 1000Na | ۳۶/۴۷ | ۳۶/۶۲ | ۴۲/۱۰ | ۴۳/۸۲ | ۳۸/۹۳ | ۳۷/۵۳ | ۳۴/۱۷ | ۴۲/۶۸ | ۳۳/۳۸ | ۴۱/۸۵ | ۴۸/۶۶ | ۶۶/۱۴ |
| 1000Cr | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ | /۰۰ |
| YPT | -۲۷/۵ | -۲۷/۳ | -۲۷/۲ | -۲۷/۱ | -۲۸/۹ | -۲۸/۶ | -۲۹/۰ | -۲۸/۷ | -۲۹/۱ | -۲۸/۵ | -۲۸/۵ | -۲۷/۶ |
| XPT | ۳۶/۴۴ | ۳۵/۲۸ | ۳۴/۸۸ | ۳۷/۲۶ | ۳۹/۹۷ | ۴۰/۰۴ | ۳۹/۸۰ | ۳۹/۴۷ | ۳۹/۶۹ | ۳۹/۴۷ | ۳۸/۸۴ | ۳۵/۰۵ |
| Ti+Cr | -/۰۲ | -/۰۳ | -/۰۳ | -/۰۲ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۱ | -/۰۲ | -/۰۱ |
| TiO ₂ +Cr ₂ O ₃ | -/۷۷ | -/۹۵ | -/۰۶ | -/۵۷ | -/۳۲ | -/۳۶ | -/۵۱ | -/۴۷ | -/۵۱ | -/۴۵ | -/۷۹ | -/۵۳ |
| F1 | -/۸۵ | -/۸۴ | -/۸۳ | -/۸۴ | -/۸۲ | -/۸۳ | -/۸۴ | -/۸۳ | -/۸۳ | -/۸۲ | -/۸۳ | -/۸۵ |
| F2 | -/۲۱۱ | -/۲۰۳ | -/۲۰۲ | -/۲۱۸ | -/۲۱۷ | -/۲۲۳ | -/۲۳۲ | -/۲۲۶ | -/۲۲۲ | -/۲۲۸ | -/۲۲۲ | -/۲۰۹ |
| 100Al ^{IV} | ۱۲/۱۸ | ۱۸/۸۳ | ۲۰/۷۰ | ۱۰/۲۰ | ۴/۴۳ | ۴/۳۰ | ۴/۹۸ | ۵/۸۸ | ۶/۵۸ | ۶/۰۸ | ۹/۱۷ | ۱۰/۶۶ |
| Al ^{IV} +Fe ³⁺ | -/۱۹ | -/۲۵ | -/۲۸ | -/۱۶ | -/۰۹ | -/۰۹ | -/۱۲ | -/۱۱ | -/۱۲ | -/۱۱ | -/۱۵ | -/۱۶ |
| Si ⁴⁺ +Fe ²⁺ | ۲/۰۴ | ۱/۹۷ | ۱/۹۶ | ۲/۱۰ | ۲/۰۷ | ۲/۰۵ | ۲/۱۱ | ۲/۰۹ | ۲/۱۰ | ۲/۰۹ | ۲/۰۳ | ۲/۰۶ |
| TiO ₂ +Cr ₂ O ₃ | -/۷۷ | -/۹۵ | -/۰۶ | -/۵۷ | -/۳۲ | -/۳۶ | -/۵۱ | -/۴۷ | -/۵۱ | -/۴۵ | -/۷۹ | -/۵۳ |
| T(Nimis and Taylor, 2000) | ۱۲۴۹ | ۱۲۵۲ | ۱۲۵۱ | ۱۲۳۳ | ۱۲۶۰ | ۱۲۵۰ | ۱۲۵۸ | ۱۲۵۵ | ۱۲۶۰ | ۱۲۵۳ | ۱۲۴۴ | ۱۲۵۷ |
| T(Putirka, 2008) | ۱۲۴۲ | ۱۲۴۲ | ۱۲۳۵ | ۱۲۳۵ | ۱۲۴۴ | ۱۲۴۱ | ۱۲۴۳ | ۱۲۴۰ | ۱۲۴۱ | ۱۲۳۷ | ۱۲۳۲ | ۱۲۴۹ |
| T (Kretz, 1994) | ۱۲۸۲ | ۱۳۰۳ | ۱۲۹۶ | ۱۲۱۹ | ۱۳۱۳ | ۱۲۹۸ | ۱۳۳۸ | ۱۳۱۴ | ۱۳۲۳ | ۱۲۹۴ | ۱۳۱۳ | ۱۲۲۴ |
| T(Bertrand and Mercier, 1985) | ۱۱۹۸ | ۱۱۹۴ | ۱۲۱۵ | ۱۲۰۶ | ۱۲۰۰ | ۱۱۸۰ | ۱۲۱۰ | ۱۲۰۹ | ۱۲۲۱ | ۱۲۲۴ | ۱۲۲۵ | ۱۲۱۲ |
| P(Putirka, 2008) | ۶ | ۶ | ۶ | ۶ | ۶ | ۵ | ۵ | ۵ | ۶ | ۶ | ۶ | ۶ |
| h(Km) | ۲۱ | ۲۰ | ۲۰ | ۱۹ | ۲۰ | ۱۹ | ۱۹ | ۱۹ | ۲۱ | ۲۱ | ۲۱ | ۲۱ |

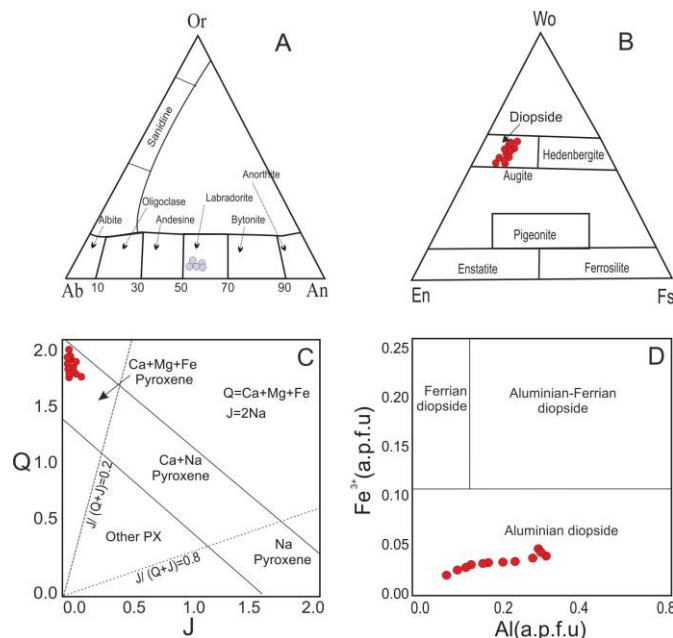
تعیین سری ماگمایی

ترکیب کلیایی ماگمای والد سنگ‌های مورد مطالعه مشخص شده که وجود کانی آلکالی فلدسپار در مطالعات سنگ شناختی نیز مؤید آلکالی پتاسیک بودن ماگمای این سنگ‌ها است. در نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti (Nosava et al, 2002)، (شکل ۴ F) که مرتبط با تبلور کانی‌های کدر تیتانومگنتیت و کلینوپیروکسن به صورت هم‌زمان و همزیست است. با تبلور تیتانومگنتیت (شکل ۴ A) در سنگ مورد مطالعه سازگاری دارد (شکل ۴ A). کانی‌های تیره تراکی آندزیت‌های مورد مطالعه در نمودار

بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن به شناخت محیط زمین ساختی تشکیل ماگمای والد گدازه‌های میزبان مساعدت می‌کند. جهت برآورد محیط زمین ساختی گدازه‌های مورد مطالعه براساس شیمی کلینوپیروکسن، از نمودار $Ca+Na$ در برابر Ti (Leterrier et al, 1982) (شکل ۴ D) و برای تعیین سری ماگمایی بر این اساس، از نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 (Nisbet et al, 1997) (شکل ۴ E) استفاده شده است، بر پایه این نمودارها،

(Butler, 1992) در بخش تیتانومگنتیت قرار می‌گیرند. (B) طبقه‌بندی و تفکیک ماهیت کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $Ti+Na+Cr$ در برابر Al (Berger et al, 2005). (C) در نمودار توزیع Si در برابر Al ، نمونه‌های کانی مورد بررسی در بالای خط قرار می‌گیرند که بر جایگیری کل Si و بخشی از آلومینیم ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در موقعیت چهاروجهی این کانی دلالت می‌کند (Nosova et al, 2002). (D) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $Ca+Na$ در برابر Ti (Leterrier et al, 1982)، سری ماگمایی آلکان را برای اغلب نمونه‌های منطقه مورد مطالعه مشخص می‌کند. (E) نمودار تعیین سری ماگمایی براساس Al_2O_3 در برابر SiO_2 در ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن (Nisbet, 1997)، ماهیت آلکان تا ساب آلکان ماگمای میزبان را نشان می‌دهد. (F) در نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti (Zhu and Ogasawara, 2004)، نشان‌دهنده مقادیر پایین تیتان نمونه‌های مورد مطالعه است.

شکل ۳: A) نمونه‌های پلاژیوکلازی گدازه‌های گنجین که در نمودار مثلثی نام‌گذاری فلدسپارها (Deer et al, 1992)، در محدوده ترکیبی لابرادوریت قرار گرفته‌اند. (B) ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار مثلثی (Deer et al, 1992)؛ انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo) و فروسیلیت (Fs)، در محدوده دیوپسید قرار گرفته است. (C) ترکیب کلینوپیروکسن‌ها مورد مطالعه در نمودار تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌ها (Morimoto et al, 1988)، محدوده پیروکسن‌های آهن، منیزیم، کلسیم‌دار را نشان می‌دهد. (D) نمودار Al (a.p.f.u) در برابر Fe^{3+} (a.p.f.u) (Morimoto et al, 1988)، ترکیب آلومینودیوپسید نمونه‌ها را مشخص می‌نماید.

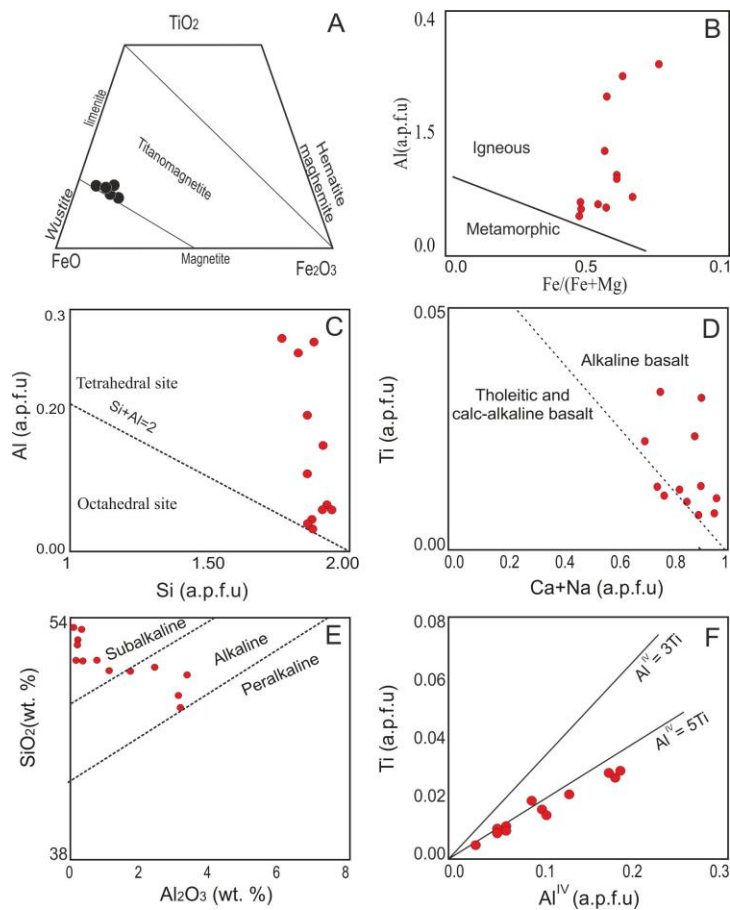


در برابر تعداد اتم‌های Al در ساختار کانی‌های کلینوپیروکسن (شکل ۴ C)، جایگزینی بخشی از اتم‌های آلومینیوم را در سایت تترائدری نشان می‌دهد که دلیلی بر کم سیلیس بودن ماگمای والد این کانی‌ها می‌باشد (Papike et al, 1974).

نمودار تغییرات تعداد اتم Al_{Total} در برابر مجموع مقادیر اتم Cr ، Ti و Na در فرمول کانی‌های کلینوپیروکسن (Berger et al, 2005)، ماهیت آذرین کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه را مشخص نموده است (شکل ۴ B). نمودار تعداد اتم‌های Si

جدول ۳: نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های تیره در تراکی آندزیت‌های جنوب طارم

| | Core | Core | Core | Core | Core |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | ۰/۴۳ | ۰/۲۲ | ۰/۴۴ | ۰/۴۲ | ۰/۰۹ |
| TiO ₂ | ۱۰/۷۸ | ۷/۷۷ | ۸/۵۰ | ۷/۰۶ | ۶/۸۰ |
| Al ₂ O ₃ | ۲/۴۰ | ۲/۶۷ | ۲/۷۵ | ۲/۹۹ | ۲/۶۸ |
| FeO | ۶۶/۶۶ | ۶۷/۹۲ | ۶۸/۴۵ | ۶۸/۳۳ | ۷۰/۶۴ |
| Fe ₂ O ₃ | ۷/۳۳ | ۷/۴۷ | ۷/۵۳ | ۷/۵۲ | ۷/۷۷ |
| MnO | ۰/۷۱ | ۰/۶۶ | ۰/۶۶ | ۰/۷۸ | ۰/۳۵ |
| MgO | ۱/۰۴ | ۱/۶۹ | ۱/۵۳ | ۱/۹۳ | ۲/۷۵ |
| CaO | ۰/۰۵ | ۰/۰۶ | ۰/۰۴ | ۰/۰۷ | ۰/۰۸ |
| Na ₂ O | ۰/۰۷ | ۱/۱۱ | ۰/۰۸ | ۰/۰۷ | ۰/۰۰ |
| K ₂ O | ۰/۰۲ | ۰/۰۰ | ۰/۰۳ | ۰/۰۰ | ۰/۰۰ |



شکل ۴: A) نمونه‌های کانی‌های تیره تراکی آندزیت‌های مورد مطالعه در نمودار باتلر (۱۹۹۲)، که در محدوده ترکیبی تیتانومگنتیت قرار گرفته‌اند. B) طبقه‌بندی و تفکیک ماهیت کلینوپروکسن‌ها در نمودار $Ti+Na+Cr$ در برابر Al (Berger et al, 2005). C) در نمودار توزیع Si در برابر Al نمونه‌های کلینوپروکسن مورد بررسی در نمودار (Nosova et al, 2002). D) نمودار Ti در برابر $Ca+Na$ (Leterrier et al, 1982)، که کلینوپروکسن‌های منطقه در سری ماگمایی آلکالن قرار گرفته‌اند. E) نمودار تعیین سری ماگمایی براساس Al_2O_3 در برابر SiO_2 از Nisbet (۱۹۹۷) که ماهیت آلکالن تا ساب آلکالن ماگمای میزان در رابطه با ترکیب شیمیایی کانی کلینوپروکسن را نشان می‌دهد. F) نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti (Zhu and Ogasawara, 2001).

دماسنجی

برای دماسنجی تک کانی کلینوپیروکسن از روش ترسیمی (Soesoo, 1997) با تعیین پارامترهای محاسباتی XPT و YPT، دمای تشکیل کانی برآورد می‌شود. در این روش پارامترهای XPT و YPT با فرمول رابطه ۱ و ۲ محاسبه می‌شوند:

رابطه (۱)

$$\begin{aligned} XPT = & 0.446 \text{ SiO}_2 + 0.187 \text{ TiO}_2 - 0.404 \\ & \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{ FeO}^{\text{Total}} - 0.052 \text{ MnO} + 0.309 \\ & \text{MgO} + 0.431 \text{ CaO} - 0.446 \text{ Na}_2\text{O}. \end{aligned}$$

رابطه (۲)

$$\begin{aligned} YPT = & -0.369 \text{ SiO}_2 + 0.535 \text{ TiO}_2 - 0.317 \\ & \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{ FeO}^{\text{Total}} + 0.235 \text{ MnO} - 0.516 \\ & \text{MgO} - 0.167 \text{ CaO} - 0.153 \text{ Na}_2\text{O} \end{aligned}$$

مقدار XPT برای نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۳۴/۸۸ تا ۴۰/۰۴ و مقدار YPT در محدوده ۲۹/۱۳ تا ۲۷/۱۰- است. براساس این روش دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه، در محدوده ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ (±۵۰) درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود (شکل ۵ A).

جهت دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از فرمول رابطه ۳ (Nimi and Taylor, 2000)، برای نمونه‌های کانی کلینوپیروکسن این منطقه استفاده شده و محاسبه شده است:

رابطه (۳)

$$\begin{aligned} T (K^{\circ}) = & 23166 + 39.28 (P \text{ kbar}) \\ & / 13.25 + 15.35 \text{Ti} + 4.5 \text{Fe} - 1.55 (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na} + \text{K}) \\ & + (\text{Lna}^{\text{Cpx}_{\text{en}}})^2 \end{aligned}$$

بر پایه محاسبات با روش مزبور، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در محدوده ۱۲۳۳ تا ۱۲۶۰ درجه سانتی‌گراد با تغییرات ± ۲۵ تخمین زده شد (جدول ۲).

دماسنجی کانی کلینوپیروکسن به روش (Putirka, 2008) انجام می‌شود که بر پایه فرمول ۴، میانگین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها، در محدوده ۱۲۳۲ تا ۱۲۴۹ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است (جدول ۲).

رابطه (۴)

$$\begin{aligned} T (K) = & 93100 + 544 P (\text{Kbar}) / 61.1 + \\ & 36.6 X^{\text{Cpx}_{\text{Ti}}} + 10.9 (X^{\text{Cpx}_{\text{Fe}}} - 0.95 (X^{\text{Cpx}_{\text{Al}}} + \\ & X^{\text{Cpx}_{\text{Cr}}} - X^{\text{Cpx}_{\text{Na}}} - X^{\text{Cpx}_{\text{K}}}) + 0.395 [(\text{Lna}^{\text{Cpx}_{\text{En}}})^2 \\ & \text{Kretz, ()} \\ & \text{همچنین بر مبنای محاسبات فرمول ۵ از (Bertrand and Mercier, 1994) و فرمول ۶ از (1985), دمای تشکیل این کانی‌ها به ترتیب در محدوده دمایی ۱۲۷۳ ± ۶۰ و ۱۲۰۳ ± ۶۰ درجه حاصل شده که به تفکیک در جدول ۲ ارائه شده است. تمامی روش‌های دماسنجی انجام شده، متوسط دمای تبلور را ۱۲۴۳ سانتی‌گراد با ±۵۰ برآورد نموده‌اند (روابط ۵ تا ۷). \end{aligned}$$

رابطه (۵)

$$\begin{aligned} T^{\circ}C (\text{Cpx}) = & ([23166 + 39.28 P (\text{kbar}) / \\ & [13.25 + 15.35 \text{Ti} + 4.5 \text{Fe} - \\ & 1.55 (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na}) + (\text{Lna}^{\text{Cpx}_{\text{en}}})^2] \pm 25 C^{\circ}) - 274 \\ X_{\text{en}}^{\text{Cpx}} = & (1 - \text{Ca} - \text{Na} - \text{K}) (1 - \\ & 1/2 (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na} + \text{K})) \end{aligned}$$

رابطه (۶)

$$\begin{aligned} T^{\circ}C (\text{Cpx}) = & \{ 1000 / (0.054 + 0.608 X^{\text{Cpx}} - \\ & 0.304 \text{Ln} (1 - 2 [\text{Ca}] \text{Cpx})) \} - 273 \\ X^{\text{Cpx}} = & [\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})]_{\text{Cpx}} \end{aligned}$$

رابطه (۷)

$$\begin{aligned} T^{\circ}C (\text{Cpx}) = & (33696 + 45.45 P) / (17.61 - \\ & 8.314 \text{Ln} [(1 - X^{\text{M}2}_{\text{Ca}}) / 0.95] - 12.13 [X^{\text{M}2}_{\text{Ca}}]^2 \end{aligned}$$

فشارسنجی

به منظور بررسی‌های فشارسنجی نمونه‌های مورد مطالعه، از روش‌های ارائه شده بر پایه ترکیب تک‌بلور کلینوپیروکسن و نسبت $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ استفاده شده است (Helz, 1973; Aoki and Shiba, 1973; Wass, 1979). متوسط نسبت $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ در نمونه‌های مورد مطالعه ۰/۸ و نسبت Al/Ti آن‌ها ۴ تا ۱۹ می‌باشد که سبب افزایش مقادیر $\text{Fe}^{+۳}$ را در سایت M1 شده است. نسبت‌های بالای Al/Ti و نسبت پایین $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ با انواع کلینوپیروکسن‌های کم‌فشار در سنگ‌های آذرین مطابقت نشان می‌دهند (Aoki and Shiba, 1973). چنانچه در نمودار (Aoki and Shiba, 1973) مشخص است، برای تبلور نمونه کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه

نمود. بر همین مبنا، فرمول زیر را برای محاسبه فشار تشکیل کانی کلینوپیروکسن طراحی نموده‌اند (Putirka et al, 2008). بر پایه فرمول رابطه ۸، فشار تشکیل کانی‌های مورد مطالعه مابین ۵/۶ تا ۶/۲ کیلوبار محاسبه شده است (جدول ۲).

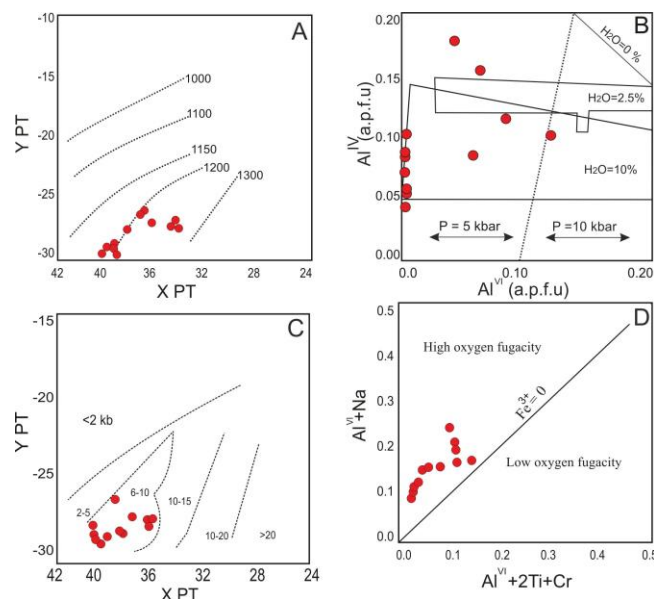
رابطه ۸)

$$P \text{ (Kbar)} = 3205 + 0.384 T \text{ (K)} - 518 \ln T \text{ (K)} - 5.62 (X^{\text{cpX}}_{\text{Mg}}) + 83.2 (X^{\text{cpX}}_{\text{Na}}) + 68.2 (X^{\text{cpX}}_{\text{DiHd}}) + 2.52 \ln (X^{\text{cpX}}_{\text{Al(IV)}}) - 51.1 (X^{\text{cpX}}_{\text{DiHd}})^2 + 34.8 (X^{\text{cpX}}_{\text{EnFs}})^2$$

گریزندگی اکسیژن

برای تعیین گریزندگی اکسیژن، از نمودار برای تعیین گریزندگی اکسیژن، از نمودار (Schweitzer et al, 1979) که بر پایه نسبت $\text{Al}^{\text{IV}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ در برابر $\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}}$ می‌باشد، استفاده نموده‌ایم (شکل ۵ D). چنانچه در این شکل (۵ D) نشان داده شده، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گریزندگی اکسیژن بالا قرار گرفته‌اند.

محدوده فشار ۵ کیلوبار و میزان آب حدود ۲/۵٪ تا ۱۰٪ برآورد شده است (شکل ۵ B). همچنین برای تعیین فشار محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه از نمودار فشارسنجی (Soesoo, 1997) استفاده شد که در این نمودار، فشار تشکیل این کانی‌ها بالاتر از ۶ و کمتر از ۱۰ کیلوبار است (شکل ۵ C). مطالعات جدید نشان می‌دهند که شرایط P-T ماگما نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها دارد (Bindi et al, 1999; Aydin et al, 2008). در فشارهای مختلف کلینوپیروکسن‌های موجود در ماگما ضمن تغییرات شیمیایی در ترکیب کانی‌شناسی خود، پایدار می‌باشند. بنابر تحقیقات (Dal Negro et al, 1989)، می‌توان از شیمی ساختاری پیروکسن‌ها برای مشخص نمودن شرایط پتروژنز این کانی استفاده



شکل ۵: A) تعیین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های تراکی آندزیت جنوب طارم طبق نمودار (Soesoo, 1997) محدوده دمایی ۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰ با دامنه تعبیرات ± 50 را نشان می‌دهد. B) نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Al^{VI} ، برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن (Aoki and Shiba, 1973)، نمونه‌ها در محدوده فشار ۵ کیلوبار و مقادیر آب در حدود ۲/۵٪ تا ۱۰٪ قرار گرفته است. C) در نمودار تغییرات XPT در برابر YPT، برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن (Soesoo, 1997)، نمونه‌ها در محدوده فشارهای بالای ۶ تا کمتر از ۱۰ کیلوبار قرار گرفته‌اند. D) موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در نمودار $\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}}$ در برابر $\text{Cr} + 2\text{Ti} + \text{Al}^{\text{IV}}$ نشانگر تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در گریزندگی بالای اکسیژن بوده است.

بررسی منطقه بندی کلینوپيروكسن‌ها

در ریزکاوای کلینوپيروكسن‌های مورد مطالعه، منطقه بندی از هسته تا حاشیه قابل تشخیص است که نوارهای حاشیه‌ای با انتشار یون‌های بزرگ، غنی شده‌اند. روند تبلور و رشد بلورهای مورد مطالعه عادی روندی عادی داشته و از هسته بلور به سمت حاشیه با توجه به مقادیر عناصری چون SiO_2 و Na_2O روند افزایشی و متاثر از خمیره بلور در مراحل نهایی تبلور را نشان می‌دهند و MgO روند تقریباً کاهشی تا نوسانی نشان می‌دهد که این نتایج با توجه به پژوهش‌های محققین (Deer et al, 1986; Aydin et al, 2008)، با نوسان عناصر در گوشته بلور به اثبات رسیده است. منطقه بندی عادی (با توجه به شکل ۶ و جدول ۲) در کلینوپيروكسن‌های منطقه، آرایش کم اثری را در مسیر صعود نشان می‌دهند که با عدم تغییرات مؤثر فشار همراه بوده است (Dobosi and Horvath, 1988; Aydin et al, 2008). شرایط متغیر حالت اکسیداسیون و گریزندگی اکسیژن نیز با در نظر گرفتن تغییرات افزایشی ملایم Fe_2O_3 با مقادیر $1/82$ تا $2/56$ و Fe^{3+} از مرکز بلور به سمت حاشیه در محدوده $0/06$ تا $0/07$ ، $0/06$ اتم در واحد فرمولی کانی، می‌تواند با بالا بودن گریزندگی اکسیژن در ناحیه منبع ماگما و آرایش توام با اکسیداسیون در طی صعود ماگما ایجاد گردد (Hoskin et al, 1998; Kress and Carmichael, 2001; Aydin et al, 2008). که این موضوع با همراهی تیتانومگنتیت در مودال و بالا بودن گریزندگی اکسیژن در منشأ تأیید می‌شود. با توجه به افزایش کاتیون عناصر آلکالنی همچون Na و K از هسته به حاشیه، عواملی چون ذوب بخشی گوشته بالائی، سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده غنی از مواد فرار، نقش رسوبات، ترکیب مواد فرار و سیالات همراه را مورد توجه قرار دارد. چنین

مواردی می‌تواند سبب ایجاد شرایط اکسیداسیون قوی در مذاب‌های آلکالن منشأ باشد (Praper and Brandon, 1996). نتایج نمودارهای (شکل ۴ C,D,E)، نتایج تحقیق (Kheirkhah et al, 2018) و (فریدی و انوری، ۱۳۹۷) سرشت پتاسیکی ماگماتیسیم وابسته به فرورانش در منطقه جنوب طارم تأیید شده است. با توجه به این که در نمودارهای شیمی کل، این سنگ‌ها، سرشت آلکالن و ساب آلکالن را نشان داده‌اند، می‌تواند بیانگر دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین و تحول سنگ مادر این سنگ‌ها باشد. تمامی این شرایط نشان‌دهنده منشأ اولیه که دارای شرایط اکسیداسیون در محیط فرورانشی مشابه مطالعات (Kress and Carmichael, 1998) است همچنین با تحقیقات (Ridolfi et al, 2010) گریزندگی بالا و وابستگی به محیط فرورانشی حواشی فعال قاره‌ای تأیید شده است.

تکتونیک

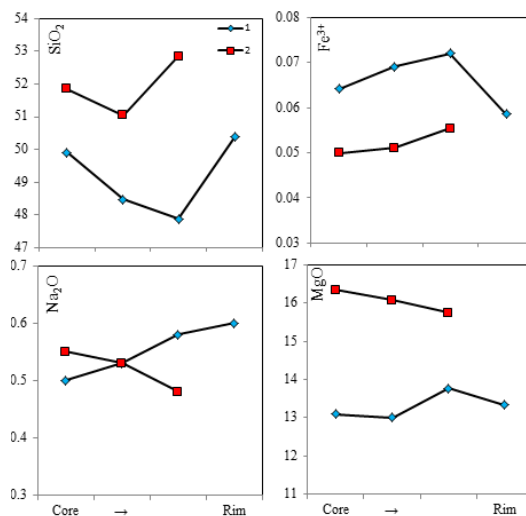
با مطالعه شیمی کلینوپيروكسن‌های موجود در تراکی آندزیت‌های جنوب طارم در نمودار $\text{Al}^{\text{IV}} * 100$ در برابر TiO_2 (Ao et al, 2010)، روند نمونه‌ها نسبت به افزایش TiO_2 (از $0/32$ تا $1/06$) مشابه با کمان‌های ماگمایی است (شکل ۷ A). همچنین بر همین اساس تشکیل این سنگ‌ها در محیط تکتونیک وابسته به کمان ماگمایی (شکل ۷ B) (Nisbet and Pearce, 1977)، مشخص شده است. مقادیر F1 و F2 در نمودار (شکل ۷ B) که براساس فرمول‌های رابطه ۹ ارائه شده محاسبه شده است:

رابطه ۹)

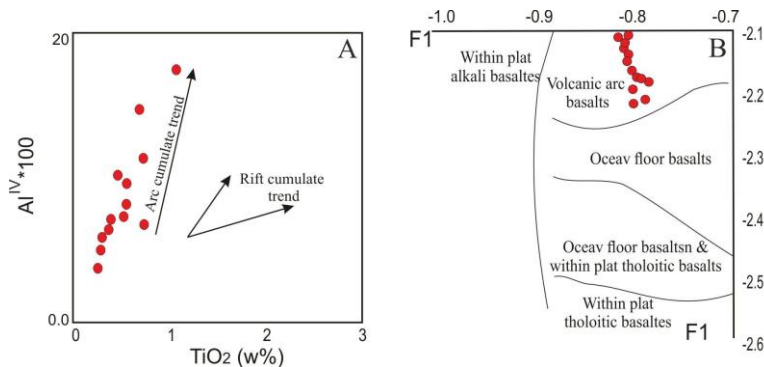
$$\begin{aligned} \text{F1} = & - (0.012 * \text{SiO}_2) - (0.0807 * \text{TiO}_2) + \\ & (0.0026 * \text{Al}_2\text{O}_3) - (0.0012 * \text{FeO}^{\text{total}}) - \\ & (0.0026 * \text{MnO}) + (0.0087 * \text{MgO}) - \\ & (0.0128 * \text{CaO}) - (0.0419 * \text{Na}_2\text{O}) \\ \text{F2} = & - (0.0469 * \text{SiO}_2) - (0.0818 * \text{TiO}_2) - \\ & (0.0212 * \text{Al}_2\text{O}_3) - (0.0041 * \text{FeO}^{\text{total}}) - \end{aligned}$$

سنگ‌های آتشفشانی بازیک این مناطق (Kheirkhah et al, 2018) و آقاعلی و همکاران (۱۳۹۸) می‌باشد. در نمودار (شکل ۷ B)، نمادهای محیط‌های تکتونیکی شامل این تعاریف می‌باشند:
 OFB: Ocean-Floor Basalts, WPA: Within Plate Alkalie Basalts. VAB: Volcanic Arc Basalts WPT: Within Plate Tholeiitic Basalts.

$(0.1435 * MnO) - (0.0029 * MgO) + (0.0085 * CaO) + (0.016 * Na_2O)$
 مقادیر اندک تیتان و غنی شدگی از عناصر Ca و Si در ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن های این منطقه می‌تواند توجیهی بر قرارگیری نمونه‌های منطقه در گستره بازالت‌های کمان ماگمایی (VAB) باشد که براساس شیمی سنگ کل در



شکل ۶: نمودارهای تغییرات ترکیبی ۲ نمونه از کلینوپیروکسن‌های منطقه، از هسته به حاشیه به منطقه‌بندی عادی را نشان می‌دهد.



شکل ۷: (A) در نمودار Al^{IV}*100 در برابر TiO₂ از (Ao et al, 2010)، نمونه‌ها در روند کمان قاره‌ای قرار گرفته‌اند (B) در نمودار F1 و F2 (Nisbet and Pearce, 1977)، تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کمان ماگمایی واقع شده‌اند.

هستند که در خمیره‌ای از ریزبلورهای میکا، فلدسپار و کانی‌های تیره با بافت هیالومیکرولیتی پورفیری و میکروولیتی پورفیری قرار دارند؛ این گدازه‌ها از ماگمای فقیر از سدیم و غنی از پتاسیم

نتیجه‌گیری

تراکی آندزیت‌های جنوب طارم متشکل از درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن آلومینودیوپسیدی منیزیم - آهن‌دار و آمفیبول

پوسته‌ای پیش از فوران را نیز تجربه کرده‌اند. تاثیر آلایش مواد پوسته‌ای بر تبلور گوشته و حاشیه کانی‌های مورد مطالعه مشخص می‌باشد. تبلور کلینوپیروکسن‌ها در فشار و عمق مذکور با توجه به حضور آهن Fe^{3+} در هسته و نوسان تا حاشیه بلورها در خلال تبلور می‌تواند در ارتباط با شرایط گریزندگی اکسیژن ماگمای والد باشد، چنانچه گریزندگی بالای اکسیژن با حضور تیتانومگنتیت و حضور آب و سیالات، تأییدکننده وابستگی ماگمای والد به یک محیط فرورانشی است. مطالعات حاضر با بررسی‌ها انجام شده و شواهد زمین‌شناختی در مقیاس ناحیه‌ای و مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه سازگار است و این منطقه به عنوان بخشی از نوار ماگمایی پالئوژن البرز غربی- آذربایجان با جایگاه ژئودینامیکی "کمان ماگمایی بعد از برخورد" تطابق مناسبی نشان می‌دهد.

با شاهد مدال میکا و فلدسپار منشا شده‌اند. بررسی‌های دماسنجی نشان‌دهنده تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گستره دمایی ۱۲۰۰ تا ۱۲۶۱ (± 50) درجه سانتی‌گراد است. که این طیف دمایی می‌تواند دلیلی بر عدم نوسانات دمایی محسوس در طی تبلور تاخیری این کانی از ماگمای والد آلکالن تا ساب آلکالن باشد. با توجه به مطالعات فشارسنجی، فشار تشکیل مابین ۵/۴ تا ۶/۲ کیلو بار و عمق تبلور این کانی در حدود ۱۹ تا ۲۱ کیلومتری سطح زمین (بر پایه افزایش ۳/۵ کیلو بار فشار به ازای هر یک کیلومتر عمق)، برآورد شده است. کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در تعادل با یک ماگمای والد پتاسیک غنی از مواد فرار با گریزندگی بالای اکسیژن در حدود ۲/۵٪ تا ۱۰٪ بوده است که ویژگی‌های مذکور نشانگر تشکیل در یک محیط تکتونیک کمان‌های حواشی فعال قاره‌ای است. با توجه به مطالعات دما-فشارسنجی دیوپسیدهای منطقه، تبلور در یک مخزن درون

منابع

-فریدی، م. و انوری، ا.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی هشتجین، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۱۰۹ ص.

-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 Altai. Gondwana Research, v. 18, p. 466-478.

-Aoki, K.I. and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata, Japan. Lithos, v. 6, p. 41-51.

-Aydin, F., Karsli, O. and Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene

alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey, Lithos, v. 104, p. 249-266.

-Aydin, F., Karsli, O., Sadiklar, M.B. and Altherr, R., 2001. Mineralogy and chemical characteristics of the sector and oscillatory zoned diopsides from Pliocene alkaline volcanic suites, South of Trabzon/NE-Turkey. Beihefte zum European Journal of Mineralogy, v. 13, p. 17-32.

-Berger, J., Féménias, O., Mercier, J.C.C. and Demaiffe, D., 2005. Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the

- Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 23, p. 795-812.
- Bertrand, P. and Mercier, J.C., 1985. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 76, p. 109-122.
- Bindi, L., Cellai, D., Melluso, L., Conticelli, S., Morra, V. and Menchetti, S., 1999. Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy. *Lithos*, v. 46, p. 259-274.
- Butler, R.F., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* Blackwell Scientific Publications., Boston, 319 p.
- Dal Negro, A., Carbonin, S., Molin, G., Cundari, A. and Piccirillo, E., 1982. Intracrystalline cation distribution in natural clinopyroxenes of tholeiitic, transitional, and alkaline basaltic rocks. In: *Advances in physical geochemistry*. Springer, p. 117-150.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock forming*
- Deer, W.A., Howie, A. and Zussman, J., 1986. *An interduction to the rock – forming minerals*, 17th ed., Longman, 528 p.
- Dobosi, G. and Horváth, I., 1988. High- and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, v. 158, p. 2-412.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, v. 51, p. 431-437.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, v. 51, p. 431-437.
- 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*, v. 17. P. 139-193.
- Hoskin, P.W.O., Arslan, M. and Aslan, Z., 1998. Clinopyroxene phenocryst formation in an alkaline magma: Interpretations from oscillatory zoning. *Goldschmidt Conference, Mineralogical Magazine Abstracts*, v. 62, p. 653-654.
- Kheirkhah, M., Allen, M.B. and Emami, M., 2009. Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* v. 182, p. 1-12.
- Kherikhah, M. and Aghaali, E., 2018. Petrographical investigation of the prismatic columns rocks in the North of Zanjan (NW Iran). 2th Trigger International Conference, Tehran, Iran.
- Kress, V.C. and Carmichael, I.S.E., 1988. Stoichiometry of the iron oxidation reaction in silicate melts. *American Mineralogy*, v. 73, p. 1267-1274.
- Kretz, R., 1994. *Metamorphic Crystallization*. John Wiley and Sons, Chichester and New York.
- Lebas, N.J., 1962. the role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, v. 260, p. 267-288.
- 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*, v. 59, p. 139-154.
- 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. 535-55.
- Nimis, P. and Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene Thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of the Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 139, p. 541-554.
- Nelson, S.T. and Montana, A., 1992. Sieved Textured Plagioclase in Volcanic Rocks Produced by Rapid Decompression. *American Mineralogist*, v. 77, p. 1242-1249.
- Nosova, A.A., Sazonova, L.V., Narkisova, V.V. and Simak, S.G., 2002. Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island arc in the Central Urals. *Geochemistry International*, v. 40, p. 219-232.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1997. Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 161-173.
- Nosova, A.A., Sazonova, L.V., Narkisova, V.V. and Simak, S.G., 2002. Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil island arc in the Central Urals. *Geochemistry International*, v. 40, p. 219-232.
- Papike, J.J., Cameron, K.L. and Baldwin, K., 1974. Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geology Society of America*, v. 6, p. 1053-1054.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 69, p. 61-120.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 160, p. 45-66.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, v. 64, p. 501-513.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, v. 119, p. 55-60.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30:TC3008.
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the south Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 1513-1533. <http://dx.doi.org/10.1130/B25690.1>.
- Wass, S.Y., 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos* v. 12, p. 115-132.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.
- Zhu, Y. and Ogasawara, Y., 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 22, p. 517-527.