

Research Article

## Petrography, Geochemistry and mineral chemistry of igneous rocks in southwest of Qeidar, northwest of Iran

Ali Asghar Sepahi Garo<sup>1,2\*</sup>, Ehsan Shahidi<sup>1</sup>, Mohammad Ebrahimi<sup>3</sup>

1- Department of Geology, faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran

2- Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Department of Geology, University of Zanjan

**Keywords:** *Geochemistry, igneous rocks, alkaline lavas, basanite, analcite bearing basalt, Qeidar, Zanjan.*

### 1-Introduction

The studied area is located in the south of Zanjan province, in the north-western corner of the Central Iran zone (Alavi, 1991). Central Iran zone is the largest and most complex geological zone of Iran, which has experienced many geological events and is located in the center of Iran in the shape of a triangle. Most of the volcanic activity in Central Iran zone is in a belt known as Urmia-Dokhtar volcanic belt. Paleogene magmatism has widely spread in Iran and is found in different parts of Iran, including Central Iran (Urumieh-Dokhtar magmatic belt), southern margin of Alborz orogenic belt, western Alborz-Azerbaijan and Lut block (Aftabi And Atapour, 2000). The peak of these volcanic activities was in the Eocene (Aghanabati, 2004). In these studies, the petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the region have been discussed.

### 2-Materials and methods

After investigating the previous works and reports, field work was done in the region. During the field work, field data and more than one hundred rock samples were collected. A number of 56 thin sections were prepared from the collected samples and were examined and studied using a polarizing microscope at Bou Ali Sina University. Then 17 fresh samples of igneous rocks were selected and sent to Zarazma laboratory to be analyzed by ICP-OES and ICP-MS in terms of major, minor, trace and rare earth elements. The composition of the minerals has been obtained in Ankara University with a cameca sx100 device with a voltage of 15 kV and a beam of 20 angstroms, and the related diagrams have been drawn and then interpreted using the GCDKit software.

### 3-Results and discussions

In the studied area, volcanic rocks are exposed in two areas, i.e. southwest of Qeidar (Pescohan village) and another area 10 km away in the northwest of Sohrvard city. These rocks include basalt, trachy-basalt and analcime basalt. Analcime bearing rocks are widely exposed in the studied area. The main minerals of analcime basalts are plagioclase, analcime and clinopyroxene. Both petrography and mineral chemistry (Fuentes et al., 2004) studies confirm the presence of analcime in these rocks. Analcime bearing rocks are exposed in various parts of the studied area and they are probably of the same age. The pyroxene crystals are coarse and show sieve texture, simple and lamellar twinning and also zoning. Sieve texture may indicate physical inequilibrium conditions (pressure and temperature) or chemical inequilibrium conditions dominating the magma reservoir (Stormed, 1972; Tsuchiyama, 1985). Sieve texture can be evidence of magma mixing (Li et al., 2013). Some plagioclase crystals show zoning, which can be formed due to poor exchange of silicon and aluminum in the plagioclase crystals during crystallization (Shelly, 1993). The volcanic rocks of Pescohan, Sohrvard, Chokhurivard and Och-Balag show alkaline nature (Irvine and

\* Corresponding author: aasepahi@gmail.com

DOI: 10.22055/aag.2024.47119.2458

Received: 2024-06-13

Accepted: 2024-08-05

Baragar, 1971). In the western part of the area, southeast of Och-Balagh village, there is a trachydacitic dome containing amphibole phenocrysts in a plagioclase groundmass. The amphibole crystals of the trachydacitic rocks are rimmed with Fe-Ti oxides which can be caused by various processes such as rapid ascent of magma (Stephen and Nelson, 1992), assimilation (Shelley, 1993) or mixing with a water-poor magma (Ruprecht, 2012). In some cases, amphibole crystals have accumulated in a glassy or microcrystalline groundmass creating a glomeroporphyritic texture. According to the diagrams of Pearce et al. (1975) and Pearce and Gale (1977), all rock samples are located in the continental and active plate margin fields and their magma has originated from a metasomatized mantle wedge.

#### 4-Conclusion

Volcanic rocks of the region include volcanic rocks (basanite, analcime basalt, basalt, trachy-basalt, and trachydacite) and pyroclastic rocks (volcanic breccia and agglomerate). Among the mentioned rocks, the analcime bearing basaltic rocks have a larger volume in the region. The main minerals of the basalts are plagioclase, analcime and clinopyroxene. According to the microprobe data, pyroxene is of diopside type and plagioclase is of anorthite type. The main texture of these rocks is porphyritic texture. Based on chemical data, lava flows are alkaline in composition. The basalt spider diagram has peaks for elements such as Cs, Ba and Pb and slight depressions for elements such as Nb and Ti. The tectonic environment of the studied volcanic rocks is a tensile environment and corresponds to the active continental margin regions, and their magma originates from a metasomatized mantle wedge with the fluids released from the subducting plate, and they have suffered a little crustal contamination during ascent.

#### 5-References

- Aftabi, A., Atapour, H., 2000. Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes* 23(2), 119-125.
- Aghanabati, S.A., 2004. *Geology of Iran*. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran. 586 P.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103(8), 983-992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCOT>2.3.CO](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO);
- Fuentes, F., Aguirre, L., Vergara, M., Valdebenito, L., Fonseca, E., 2004. Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138(1-2), 139-161. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.001>
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A.F. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Li, X.W., Mo, X.X., Yu, X.H., Ding, Y., Huang, X.F., Wei, P., He, W.Y., 2013. Petrology and geochemistry of the Early Mesozoic pyroxene andesites in the Maixiu area, west Qinling, China: Products of subduction or syn-collision. *Lithos* 172, 158-174. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.010>
- Nelson, S.T., Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77(11-12), 1242-1249.
- Pearce, J.A., Gale, G.H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. Geological Society, London, Special Publications 7(1), 14-24. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1977.007.01.03>
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C., 1975. The TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 24(3), 419-426. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90149-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90149-1)
- Ruprecht, P., Bergantz, G.W., Cooper, K.M., Hildreth, W., 2012. The crustal magma storage system of Volcán Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity. *Journal of Petrology* 53(4), 801-840. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs002>
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations*. Chapman & Hall, 445 p.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89(1), 1-16.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Sepahi Garo, A., Shahidi, E., Ebrahimi, M., 2024. Petrography, Geochemistry and mineral chemistry of igneous rocks in southwest of Qeidar, northwest of Iran. Adv. Appl. Geol. 14(3), 801-828.

DOI: 10.22055/aag.2024.47119.2458

URL: [https://aag.scu.ac.ir/article\\_19351.html](https://aag.scu.ac.ir/article_19351.html)

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

## سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و شیمی کانی سنگ‌های آذرین منطقه جنوب غرب قیدار، شمال غرب ایران

احسان شهیدی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

علی اصغر سپاهی\*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

محمد ابراهیمی

عضو هیأت علمی گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

\* [sepahi@basu.ac.ir](mailto:sepahi@basu.ac.ir)

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۳/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۵/۱۵

### چکیده

منطقه مورد بررسی در جنوب استان زنجان، جنوب غرب قیدار و در کمان ماگمایی ارومیه-دختر جای دارد. سنگ‌های آذرین محدوده جنوب غرب قیدار شامل سنگ‌های آتشفشانی (بازانیت، بازالت آنالسیم‌دار، بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌داسیت) و سنگ‌های آذرآواری (برش آتشفشانی و آگلومرا) می‌باشند. در بین سنگ‌های اشاره شده سنگ‌های بازالت آنالسیم‌دار حجم بیشتری در منطقه دارند. کانی‌های اصلی بازالت‌های آنالسیم‌دار شامل پلاژیوکلاز، آنالسیم و کلینوپیروکسن به همراه برخی کانی‌های فرعی از جمله کانی‌های اپک هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها را بافت پورفیریتیک تشکیل می‌دهد. در منطقه مورد مطالعه دایک‌هایی با بافت پورفیری با بلورهای بسیار درشت و خودشکل پیروکسن وجود دارند که واحدهای کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع نموده‌اند. بر اساس نتایج مایکروپروب، پیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و پلاژیوکلازها از نوع آنورتیت می‌باشند. دما و فشار تبلور پیروکسن‌های این سنگ‌ها به ترتیب ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۶ تا ۱۱ کیلوپار بوده و بر اساس داده‌های شیمیایی، جریان‌های گدازه از نظر ترکیب متمایل به سنگ‌های آلکالن هستند. نمودار عنکبوتی بازالت‌های مورد مطالعه دارای آنومالی مثبت برای عناصری مانند Ba، Cs و Pb و آنومالی منفی برای عناصری مانند Nb و Ti است. محیط تکنونیک سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه با مناطق حاشیه فعال قاره‌ای منطبق بوده اما تمایل ماهیت آنها به سنگ‌های آلکالن احتمالاً یک کشش درون قوس را در ذهن تداعی می‌کند. ماگمای آن‌ها از گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده منشأ گرفته و در حین صعود کمی دچار آلودگی پوسته‌ای گردیده است.

**واژه‌های کلیدی:** پتروژنز، سنگ‌های آذرین، گدازه‌های آلکالن، بازانیت، بازالت آنالسیم‌دار، قیدار، زنجان.

### ۱- مقدمه

(Aftabi and Atapour, 2000) که نشان دهنده فعالیت‌های ماگمایی با ترکیب شیمیایی بازیگ تا اسیدی با چیره‌گی ماهیت کالک‌آلکالن می‌باشد. همچنین بررسی‌ها و مطالعات زمین‌شناسی قبلی در منطقه مورد مطالعه شامل ذخیره سرب-روی-نقره گمیش‌تپه (Salehi et al., 2015)، مطالعه ساخت، بافت و کانه‌نگاری در رخداد معدنی آهن مسگر، جنوب قیدار (Shahidi et al., 2012)، کانه‌زایی اپی‌ترمال فلزات پایه (نقره) نوع سولفیداسیون حدواسط در کانسار گویجه‌ییلاق، جنوب باختر زنجان (Bagherpour et al., 2020)، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودرآهنگ (Bolurchi et al., 1968) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجان (Stocklin et al., 1969)

فعالیت‌های آتشفشانی در دوران سنوزوئیک در ایران شدید بوده و در سه مرحله (ائوسن، میوسن بالایی-پلیوسن و کواترنری) صورت گرفته‌اند (Dilek et al., 2010; Sayari, 2015). اوج این فعالیت‌های آتشفشانی در زمان ائوسن بوده است (Aghanabati, 2004). فعالیت آتشفشانی مربوط به دوره ائوسن در منطقه جنوب غرب قیدار که بخشی از پهنه ایران مرکزی (شکل ۱) و به بطور دقیق‌تر بخشی از پهنه ارومیه-دختر می‌باشد، نیز اتفاق افتاده است. مطالعات بسیاری بر روی فعالیت‌های ماگمایی در این زون انجام گردیده (Emami, 1981; Amidi et al., 1984; Hassanzadeh, 1993;

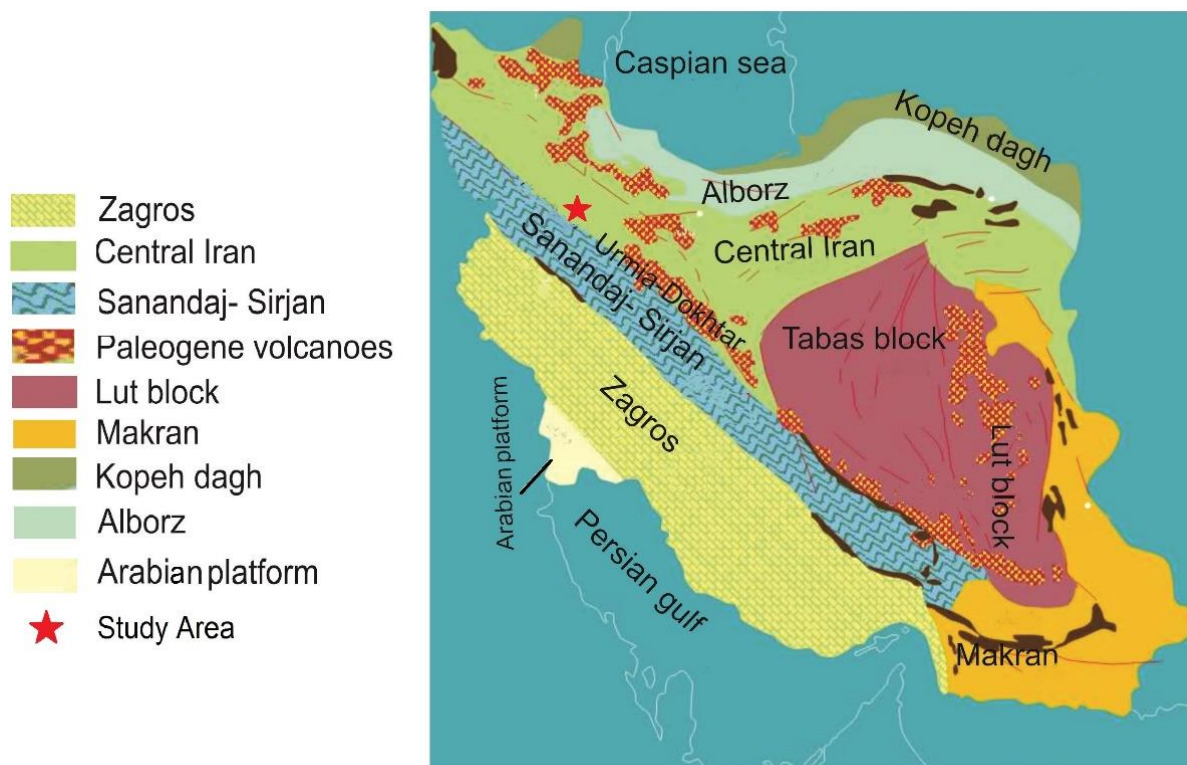
سنگ‌های آتشفشانی (بازالت، تراکی‌بازالت، آنالسیم بازالت و تراکی‌داسیت) و سنگ‌های آذرآواری (آگلومرا و برش آتشفشانی) می‌باشند. از نظر ساختاری، منطقه مورد مطالعه دارای چین-خوردگی‌ها و گسل‌خوردگی‌های متعددی است. روند چین-خوردگی‌های منطقه شمال غربی- جنوب شرقی بوده و به طور عمده با روند کمربند چین‌خورده زاگرس (N-140-E) همسو است. مساحت منطقه مورد مطالعه تقریباً ۳۷ کیلومتر مربع بوده و بخش عمده آن را سنگ‌های آذرین و آذرآواری و بخش‌هایی هم مربوط به رسوبات دوران سنوزوئیک می‌باشد. این سنگ‌ها با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی در چند مکان رخنمون دارند. سنگ‌های نفوذی در شمال غرب شهر سهرورد، اطراف روستای پسکوهان، اطراف روستای چوخوربورد و جنوب شرق روستای اوچ‌بلاغ رخنمون دارند. واحدهای سنگی دارای رخنمون در محدوده مورد مطالعه به ترتیب از قدیم به جدید عبارتند از واحدهای کرتاسه، ائوسن، الیگوسن، الیگومیوسن، میوسن، پلیوسن و کواترنری (شکل ۲).

می‌باشند. در این مطالعات کمتر به پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی پرداخته شده است. این پژوهش بیشتر به بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، ماهیت و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مناطق پسکوهان، سهرورد، چوخوربورد و اوچ-بلاغ می‌پردازد.

## ۲- زمین‌شناسی

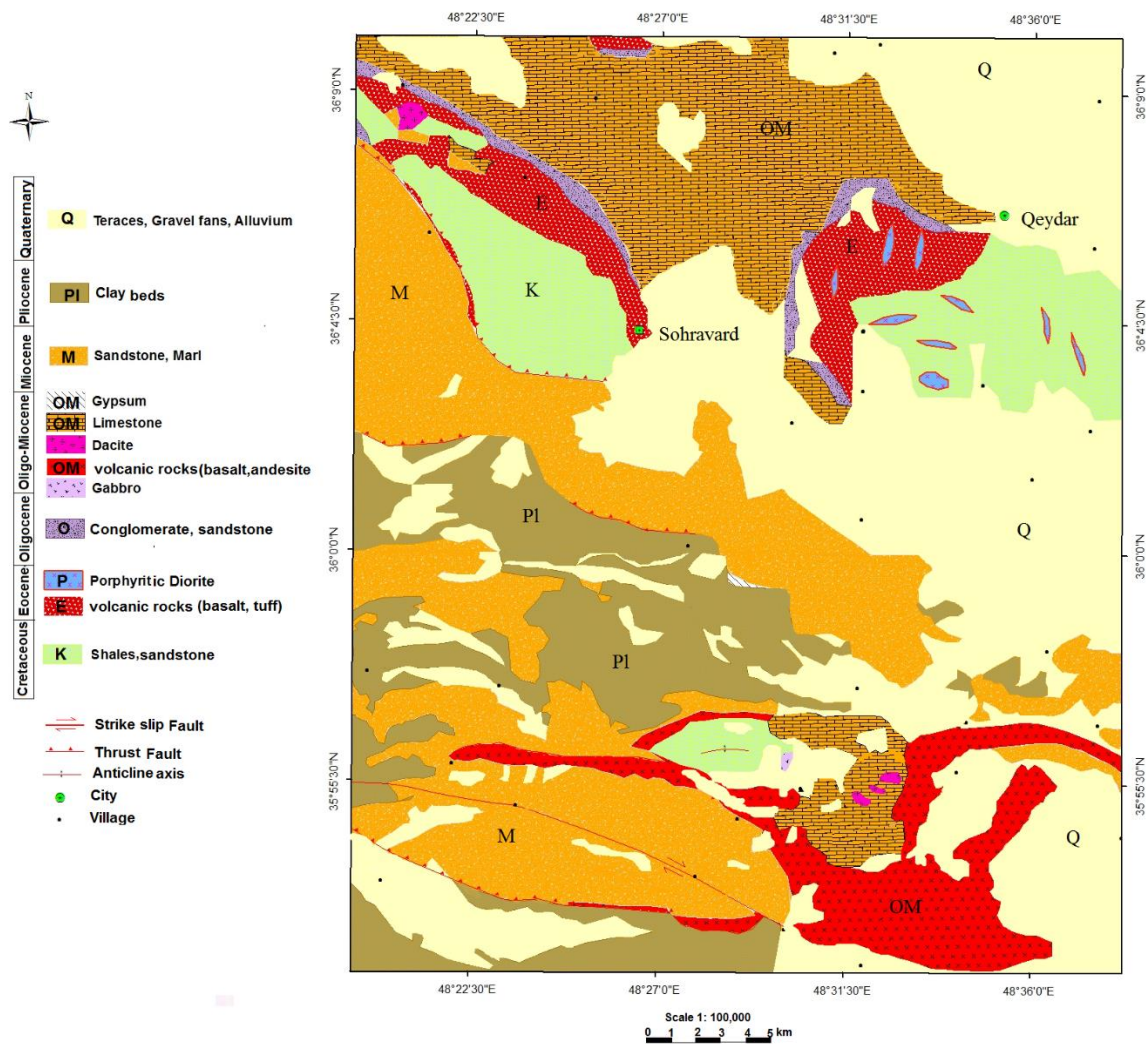
منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب قیدار (جنوب استان زنجان) و در محدوده طول‌های جغرافیایی  $48^{\circ}20'$  تا  $48^{\circ}38'$  شرقی و در عرض‌های جغرافیایی  $35^{\circ}52'$  تا  $36^{\circ}10'$  شمالی قرار داشته و بخشی از برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجان (Stocklin et al., 1969) می‌باشد. این محدوده در گوشه شمال غربی پهنه ایران مرکزی (Stocklin et al., 1968) و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۱).

محدوده مورد مطالعه از واحدهای سنگی متفاوتی تشکیل شده که شامل سنگ‌های آذرآواری، روانه‌های گدازه غالباً بازیک و سنگ‌های نفوذی است. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه شامل



شکل ۱- نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (Stocklin et al., 1968) منطقه مورد مطالعه با ستاره قرمز رنگ بر روی آن مشخص شده است.

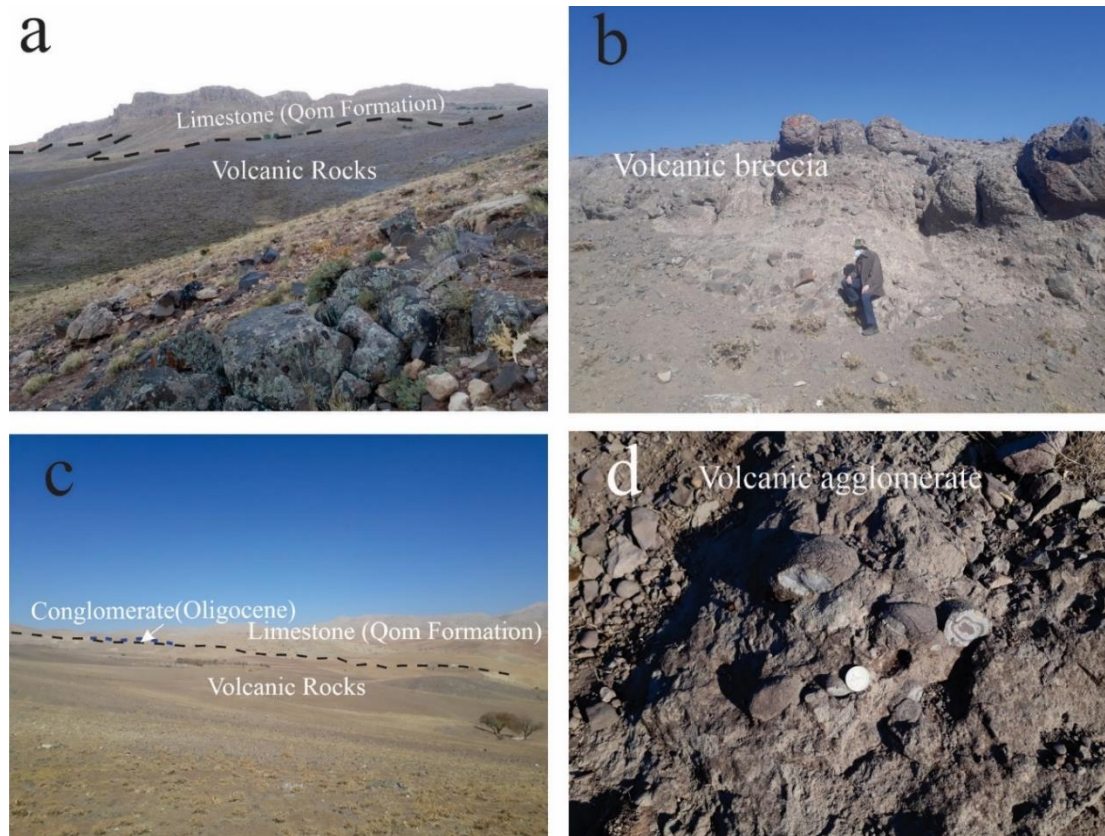
Fig 1. Tectono-sedimentary map of Iran (Stocklin et al., 1968) showing the location of the studied area by a red star.



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه که بر اساس نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زرينرود (Radfar et al. 2005)، سلطانیه- خدابنده (Alavi Naiini et al. 1994)، حلب (Babakhani et al., 2001) و مرزبان (Majidi and Shafeii, 2006) تهیه شده است.  
 Fig 2. Geological map of the studied area prepared on the basis of the geological maps of Zarinrud (Radfar et al. 2005), Soltanieh-Khodabandeh (Alavi Naiini et al. 1994), Halab (Babakhani et al., 2001) and Marzban (Majidi and Shafeii, 2006).

مختلف در اغلب بخش های محدوده از جمله سهرورد و پسکوهان قابل مشاهده اند (شکل ۳ a, b, d). همچنین در بخش هایی از منطقه مانند غرب روستای اوچ بلوغ سنگ های آگلومرایی رخمون دارند. اندازه قطعات آگلومرا، از ریز تا درشت تا اندازه حدود ۳۵ سانتی متر را هم شامل می گردد. برخی از قطعات به شکل بیضوی می باشند (شکل ۳ d). سنگ های تراکی داسیتی در روستای اوچ بلوغ به صورت گنبد رخمون دارند. مساحت رخمون این گنبد ۰/۴۱ کیلومتر مربع و در فاصله یک کیلومتری جنوب شرق روستای اوچ بلوغ واقع شده است.

واحد کرتاسه قدیمی ترین واحد رخمون یافته در منطقه است. دایک های بازیک دارای فنوکریست های پیروکسن در جنوب غرب قیدار و شمال غرب سهرورد واحدهای کرتاسه و سنگ های آتشفشانی ائوسن را قطع نموده اند. سنگ های آتشفشانی ائوسن به همراه شیل و مارن در جنوب غرب قیدار، شمال شرق کرسف و شمال غرب سهرورد رخمون دارند (شکل ۳ a, c). بخش بالایی این مجموعه را کنگلومرای الیگوسن و آهک های معادل سازند قم می پوشانند. رسوبات دریایی سازند قم به سن الیگومیوسن در کوه های قیدار، کرسف، سهرورد، مادآباد، ارقین و زرنند رخمون دارند. سنگ های آذرآواری به شکل های



شکل ۳- (a) نمایی از رخنمون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه پسکوهان (دید به سمت غرب)، (b) نمایی دور از رخنمون برش آتشفشانی در منطقه سهرورد، قطعات این سنگ‌ها در اندازه‌های مختلف تا حدود یک متر هم قابل مشاهده می‌باشند، (c) نمایی از رخنمون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه سهرورد (دید به سمت شمال غربی) و (d) نمایی نزدیک از رخنمون سنگ‌های آگلومرایی در منطقه اوچ بلاغ.

Fig 3. (a) Field view of the Eocene volcanic rocks in paskuhan area (view to the west), (b) Field views of the volcanic breccia in Sohrvard area. The size of the rock fragments reaches up to 1 meter, (c) Field view of the Eocene volcanic rocks in Sohravard area (view to the Northwest) and (d) Close view of the agglomerate in Uchbolagh area.

### ۳- روش پژوهش

اندازه‌گیری شد. مقادیر مواد فرار از طریق اختلاف وزن ایجاد شده پس از آنکه نمونه‌ها تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد حرارت داده شدند، محاسبه گردید. عناصر کمیاب خاکی و عناصر دیرگداز پس از ذوب توسط متابورات یا تترابورات لیتیم و هضم با اسید نیتریک رقیق، دو دهم گرم از نمونه به روش طیف‌سنجی جرمی با پلاسمای القایی مضاعف (ICP-MS) اندازه‌گیری شدند. داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده‌اند. ترکیب کانی‌ها در مقاطع نازک-صیقلی در دانشگاه آنکارا، با دستگاه Cameca SX100 با ولتاژ ۱۵ کیلو ولت و باریکه پرتوی ۲۰ آنگسترومی و ضخامت صفر تا ۵۲ میکرومتر توسط دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی بررسی شدند (جدول‌های ۲، ۳ و ۴). در این پژوهش از نرم‌افزارهای GIS، Coreldraw، Iqpet، GCDKIT جهت ترسیم نمودارها، نقشه‌ها و انجام محاسبات استفاده شده است.

پس از مطالعات کتابخانه‌ای، کار صحرایی در منطقه انجام شد. در طول کار صحرایی، داده‌های صحرایی و بیش از صد نمونه سنگ برداشت گردید. تعداد ۵۶ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده تهیه گردید و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه بوعلی سینا و دانشگاه زنجان مورد بررسی و مطالعه قرار گرفتند. سپس تعداد ۱۷ نمونه سالم از سنگ‌های آذرین انتخاب و به آزمایشگاه زراژما ارسال شد تا از نظر عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و خاکی کمیاب توسط دستگاه‌های آنالیز ICP-MS و OES مورد تجزیه قرار گیرند. جهت اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی پس از ذوب توسط متابورات یا تترابورات لیتیم و هضم با اسید نیتریک رقیق، ۰/۲ گرم از نمونه به روش طیف‌سنجی نشری با پلاسمای القایی مضاعف (ICP-ES)

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه. فراوانی عناصر اصلی و فرعی بر حسب درصد وزنی و فراوانی عناصر کمیاب بر حسب پی‌پی‌ام می‌باشد.

Table 1. Whole rock analytical data of the studied rocks. The amounts of the major and minor oxides are reported in weight percentage (wt %) and those of the trace elements and rare earth elements (REEs) in part per million (ppm).

Sample No	PS-1	PS-1B	PS-6	PS-13	PS-14	SV-3	SV-4	SV-12	SV-17B	SV-17C	CH-O-1	CH-O-4B	CHO-7	CH-O-4	CH-O-14	OB-1	OB-7
Rock type	Basalt			Trachybasalt			Trachybasalt				basalt	Basalt	Basalt	Trachybasalt	Dacite-Trachydacite		
SiO <sub>2</sub>	44.1	43.2	47.9	48.6	48.4	45.8	45.9	47.7	46.6	47.0	45.6	44.4	42.5	47.9	45.7	61.5	62.0
TiO <sub>2</sub>	0.9	0.9	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.1	1.0	0.4	0.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.1	15.1	15.0	16.5	16.1	14.9	15.7	15.9	13.5	14.1	13.8	14.5	14.5	15.7	14.5	18.4	18.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.4	11.0	10.1	10.2	9.9	11.0	10.7	10.0	10.6	10.2	10.9	10.7	11.0	10.5	10.5	3.0	3.7
CaO	13.6	14.5	11.4	8.8	9.9	8.8	9.9	9.7	11.0	10.1	11.6	12.7	14.5	9.1	11.2	2.7	2.9
MgO	6.6	6.7	5.8	5.7	5.2	6.3	6.4	5.7	6.7	6.6	7.0	7.4	7.4	6.1	6.8	0.4	0.7
MnO	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.0	0.1
K <sub>2</sub> O	0.3	0.4	1.7	1.3	1.5	2.2	0.9	0.7	1.3	1.7	0.5	1.2	0.6	1.4	0.6	4.1	4.0
Na <sub>2</sub> O	4.1	3.5	3.0	3.7	4.0	3.7	4.3	4.6	4.0	3.3	4.2	3.0	2.6	3.7	4.6	5.6	6.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.6	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6	0.4	0.6	0.2	0.2
LOI	3.9	3.8	3.3	3.2	3.0	5.4	4.3	3.9	4.4	5.3	4.6	4.3	5.1	3.8	4.3	3.3	0.7
Total	99.88	99.99	100.01	100	99.88	99.83	99.82	99.81	113.8	99.92	100	99.89	99.95	99.9	99.91	99.87	99.87
Cs	3	2	3	1	2	3	4	3	3	3	6	2	2	2	6	3	1
Rb	14	21	27	24	12	39	14	10	16	26	8	23	22	25	7	105	98
Sr	1650	1031	740	850	900	883	685	790	1079	1024	905	663	799	617	996	1181	1346
Ba	312	550	1296	573	659	446	524	481	718	743	697	778	478	560	740	2571	1719
Pb	<1	<1	<1	2.0	<1	10.0	<1	<1	<1	<1	<1	8.0	1.0	5.0	<1	<1	4.0
Hf	2.7	3.1	3.0	2.2	3.8	1.8	2.8	2.7	3.2	3.5	3.4	2.4	2.0	2.0	3.3	4.0	2.9
Y	19.8	18.2	21.5	25.5	22.4	24.3	18.9	18.4	17.8	19.1	19.3	23.7	26.0	24.5	19.7	11.3	11.8
U	2.4	1.5	1.4	1.1	1.6	1.0	0.7	1.1	1.1	1.2	1.2	1.1	1.1	0.8	1.2	3.2	2.7
Ta	1.6	1.5	1.1	1.2	1.8	0.8	1.2	1.3	1.3	1.5	1.5	1.3	1.1	0.8	1.4	2.2	2.1
Nb	29.0	24.7	20.2	15.5	31.5	12.2	20.5	20.5	20.9	25.3	27.2	16.9	16.2	13.0	26.4	51.7	53.0
Th	6.2	3.9	4.1	2.5	5.0	2.3	4.1	3.8	4.7	5.6	5.2	2.8	3.1	2.2	5.2	4.9	4.3
Zr	113	105	112	139	141	130	105	104	111	124	116	147	136	116	118	151	102
Ti	5535	5520	6927	6495	6893	6605	6374	5888	5662	5676	5829	5720	5983	6587	5967	2209	2005
Ce	75.0	45.0	43.0	68.0	60.0	54.0	51.0	43.0	63.0	70.0	60.0	53.0	60.0	39.0	67.0	40.0	41.0
Nd	37.9	29.1	26.3	23.5	32.7	21.4	26.5	23.6	35.7	36.3	35.2	23.0	23.8	19.8	34.3	16.4	17.3
Gd	6.2	4.8	5.0	4.3	5.9	3.9	4.7	4.7	5.5	5.7	5.7	4.4	4.6	3.9	5.3	3.3	3.5



ادامه جدول ۱

Lu	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0.2
Pr	10.6	7.4	6.4	6.0	8.1	5.6	6.8	5.8	8.8	9.4	9.1	6.0	6.2	5.0	8.9	4.3	4.7
Sm	6.2	5.1	5.6	4.9	6.0	4.5	4.8	4.2	6.3	6.9	6.3	5.0	5.3	4.3	6.5	5.9	4.4
Tm	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2
Tb	1.0	0.6	0.7	0.7	0.8	0.6	0.7	0.5	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.6	0.8	0.3	0.3
Yb	2.4	2.3	2.6	2.9	2.6	2.8	2.3	2.3	2.3	2.3	2.4	2.7	3.2	2.9	2.5	1.0	1.0
La	39.0	23.0	22.0	30.0	30.0	29.0	25.0	23.0	32.0	35.0	31.0	31.0	34.0	26.0	32.0	20.0	21.0
Eu	1.6	1.9	2.6	1.5	2.1	1.3	1.9	1.5	2.3	2.3	2.7	1.4	1.5	1.2	2.3	4.0	2.7
Dy	4.8	4.2	4.5	4.6	5.1	3.9	3.9	4.0	4.3	4.6	4.3	4.3	4.6	4.0	4.8	2.4	2.5
Er	2.3	1.8	2.4	2.6	2.6	2.3	1.7	1.8	1.7	2.0	2.3	2.4	2.4	2.3	2.1	0.9	0.9

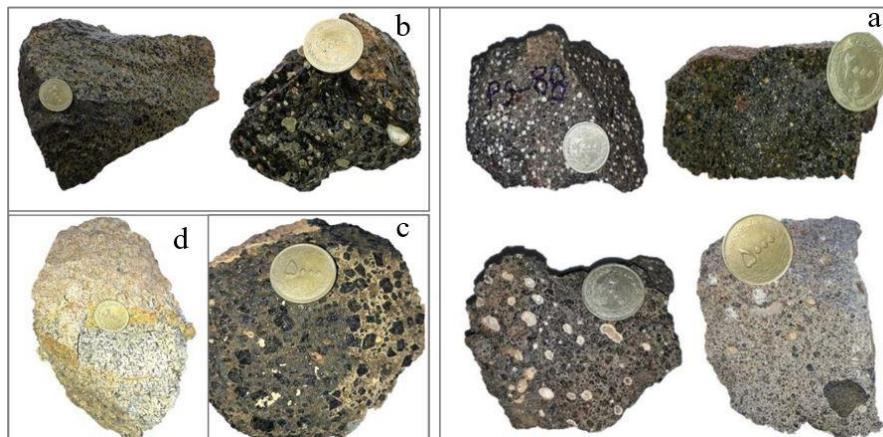
#### ۴- سنگ‌نگاری

در محدوده مورد مطالعه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در دو منطقه یعنی جنوب غرب قیدار (روستای پسکوهان) و دیگری با فاصله ۱۰ کیلومتر در شمال غرب شهر سهرورد رخنمون دارند. این سنگ‌ها شامل بازالت، تراکی بازالت، آنالسیم بازالت و بازانیت می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه پسکوهان اغلب ترکیب بازانیتی تا تراکی‌بازالتی دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه پسکوهان، سهرود و چوخورورد در نمونه دستی تیره رنگ و دارای یک سری بلورهای درشت در یک زمینه دانه ریز هستند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه اوچ‌بلاغ با سنگ‌های آتشفشانی این سه منطقه متفاوت بوده و دارای ترکیب اسیدی‌تر (تراکیت و تراکی‌داسیت) می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه اوچ‌بلاغ در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن و دارای بلورهای سوزنی‌شکل بوده و به شکل گنبد رخنمون دارند. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیریتیک می‌باشد. در شکل ۴ تعدادی از نمونه‌های دستی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه نمایش داده شده‌اند. با توجه به مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دارای کانی‌های اصلی پیروکسن، پلاژیوکلاز و آنالسیم همراه با کانی‌های فرعی الیوین ایدنگسیتی شده و کانی‌های اپیک می‌باشند. کانی‌های اپیک به صورت انکلوزیون در داخل کانی‌های فرومنیزین بخصوص کلینوپیروکسن و همچنین زمینه وجود دارند. کلسیت، زئولیت، سریسیت و کلریت به عنوان کانی‌های ثانویه در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه وجود دارند. درشت‌بلورها حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی منطقه سهرورد (شکل ۵) تقریباً مشابه سنگ‌های آتشفشانی منطقه

پسکوهان (شکل ۶) است. در هر دو منطقه سنگ‌های آتشفشانی دارای بافت پورفیریتیک همراه با درشت بلورهای پیروکسن، پلاژیوکلاز و آنالسیم می‌باشند. در منطقه سهرورد بلورهای درشت آنالسیم حفره‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های آتشفشانی را با اندازه‌های تا حدود یک سانتی‌متر پر نموده‌اند که مشابه آن در سنگ‌های آتشفشانی منطقه پسکوهان مشاهده نگردید. همچنین مقدار پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های آتشفشانی منطقه پسکوهان بیشتر است (شکل ۵ a, b). کانی‌های الیوین سالم در نمونه‌ها یافت نشد، در ضمن فراوانی بلورهای الیوین دگرسان در سنگ‌های آتشفشانی منطقه سهرورد بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی منطقه پسکوهان می‌باشد (شکل ۵ e). سنگ‌های آتشفشانی در منطقه چوخورورد بازیک‌تر بوده و طیفی از بازانیت، بازالت و تراکی‌بازالت را شامل می‌گردند. درشت بلورهای این سنگ‌ها عمدتاً پیروکسن بوده و اندازه برخی از بلورهای پیروکسن به یک سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۵ c). در منطقه اوچ‌بلاغ سنگ‌های تراکی‌داسیتی دارای درشت‌بلورهای آمفیبول به طول حداکثر ۰.۸ میلی‌متر در یک زمینه شیشه‌ای یا ریزبلور متشکل از پلاژیوکلاز می‌باشند (شکل ۷). پلاژیوکلازها که عمده کانی‌های این سنگ را تشکیل می‌دهند بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و دگرسان شده به سریسیت، کلسیت و گاهی به کلریت قابل مشاهده‌اند. علاوه بر درشت‌بلورهای آمفیبول، در این سنگ بلورهای کوچک و سوزنی‌شکل آمفیبول نیز وجود دارند و بخش عمده زمینه سنگ را بلورهای پلاژیوکلاز و اندکی آمفیبول تشکیل می‌دهند. مقطع عرضی بلورهای آمفیبول به شکل لوزی در برخی مقاطع مشخص است. حاشیه آمفیبول‌ها سوخته بوده و به اصطلاح

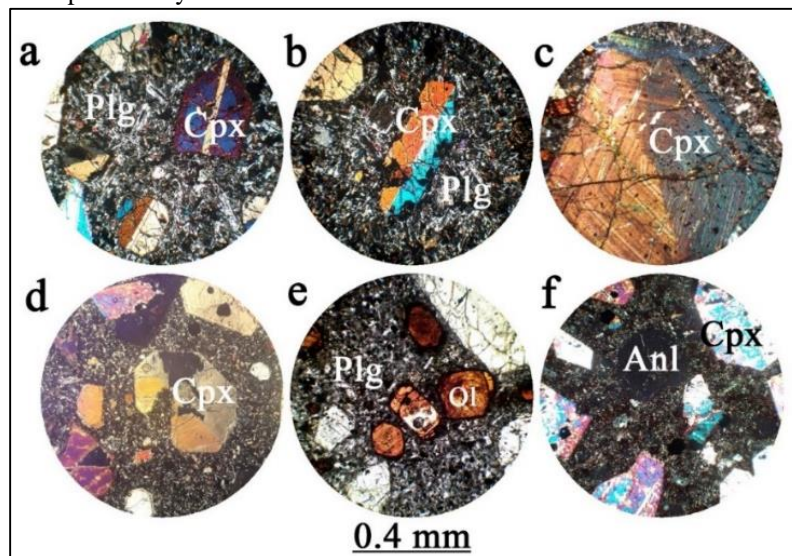
Ruprecht et al., 2012; Browne et al., ) فقیر از آب ( 2006, Humphreys et al., 2006; Raymond, 2002; Kuscı and Floyd, 2001; Rutherford and Hill 1993; Shelley, 1993; Garcia and Jacobson, 1979) باشد. در مواردی بلورهای آمفیبول در زمینه شیشه‌ای و یا ریزبلور تجمع نموده و بافت گلوپورفیری ایجاد نموده‌اند (شکل ۷ b).

پاسیته شده‌اند (شکل ۷ a). وجود حاشیه‌های سوخته در بلورهای آمفیبول می‌تواند بر اثر فرایند کاهش فشار و افزایش حرارت ناشی از احتراق به دلیل فوران گدازه داغ در اتمسفر غنی از اکسیژن، صعود سریع ماگما ( Nelson and Montana, ) از اکسیژن، هضم (Shelley, 1993) و یا اختلاط با یک ماگمای



شکل ۴- تصاویر نمونه دستی از سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه: (a) انواع سنگ‌های آتشفشانی منطقه پسکوهان، دارای کانی‌های سفید رنگ آنالسیم در متن سنگ و در حفرات بادامکی آن، (b) سنگ‌های آتشفشانی منطقه سهرورد، کانی آنالسیم به رنگ سفید یا شیری در زمینه این سنگ‌ها و یا پرکننده حفرات سنگ (بافت بادامکی) مشاهده می‌شوند، (c) نمونه دستی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه چوخوریورد دارای بلورهای درشت پیروکسن، (d) نمونه دستی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه اوچ‌بلاغ دارای بلورهای آمفیبول.

Fig 4. Hand sample photos of the studied volcanic rocks. (a) Volcanic rocks of paskuhan area containing analcime with white color in the groundmass and also amygdals, (b) Volcanic rocks of Sohrvard area containing analcime with white color in the groundmass and also amygdals, (c) Volcanic rocks of Chekhoryord with pyroxene megacrysts, (d) Volcanic rocks of Uchbolagh with amphibole crystals.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی نور XPL از سنگ‌های آتشفشانی منطقه سهرورد: (a) بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل پیروکسن (Cpx) و دارای ماکل، (b) بلورهای پیروکسن در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، برخی پلاژیوکلازها تجزیه شده‌اند، (c) بلور درشت کلینوپیروکسن دارای منطقه‌بندی و

ادامه زیرنویس شکل ۵ ←

منطقه‌بندی بخشی (sector zoning)، (d) خوردگی خلیج‌مانند در بلورهای پیروکسن، (e) بلورهای الیوین ایدینگستی شده (f) همراهی بلورهای درشت نیمه‌خودشکل تا خودشکل آنالسیم و کلینوپیروکسن (Whitney and Evans (2010)). علائم اختصاری کانی‌ها از (اقتباس گردیده‌اند.

Fig 5. XPL microscopic images of the volcanic rocks of Sohrvard area: (a) euhedral to subhedral crystals of clinopyroxene with twining, (b) pyroxene crystals in a plagioclase background, some plagioclase crystals are altered, (c) clinopyroxene phenocrysts with sector zoning, (d) Engulfed crystals of clinopyroxene, and (e) iddingsitized olivine crystals, (f) euhedral to subhedral phenocrysts of analcime and clinopyroxene. Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010).

## ۵- شیمی کانی‌ها

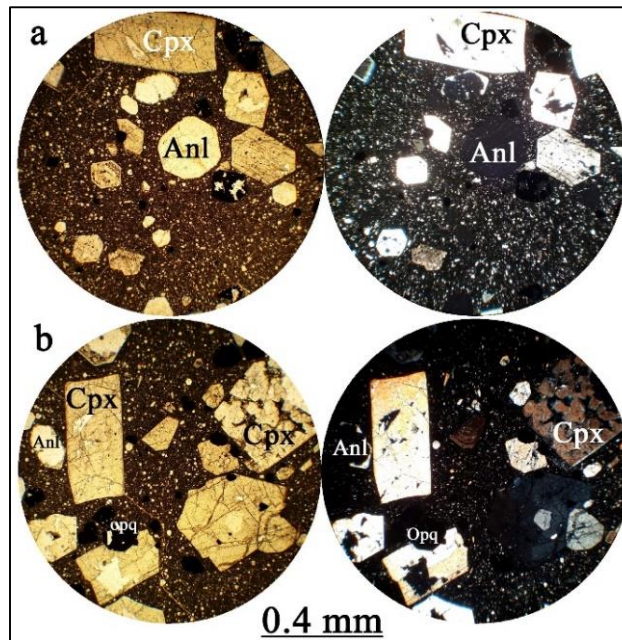
### ۵-۱- کانی پیروکسن

یکی از فنوکریست‌های اصلی در سنگ‌های مورد مطالعه پیروکسن‌ها هستند. بلورهای پیروکسن در نمونه‌های دستی به رنگ تیره، قهوه‌ای و سبز دیده می‌شوند. بلورهای پیروکسن تا اندازه یک سانتیمتر هم در نمونه‌های دستی قابل مشاهده‌اند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، بلورهای پیروکسن در این سنگ‌ها حدود ۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. پیروکسن‌ها از نظر شکل به صورت ناخودشکل تا خودشکل بوده و از نظر ابعاد در اندازه مختلف از ریز تا درشت و حداکثر طول آنها به ۸ میلی‌متر می‌رسد. برخی از پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها شکل دار و دارای ماکل تیغه‌ای هستند. برخی از آن‌ها نیز غربالی و تا حدودی دگرسان می‌باشند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، بافت‌های موجود در این سنگ‌ها شامل بافت‌های پورفیریتیک، سرییت، کومولوفیریک، گلومروپورفیری و تراکیتی می‌باشند. بافت پورفیریتیک بافت غالب در این سنگ‌ها است، به گونه‌ای که بلورهای درشت پلاژیوکلاز، پیروکسن و آنالسیم در زمینه متشکل از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، کانی‌های اپک و آنالسیم و یا شیشه آتشفشانی قرار دارند (شکل ۶ a). بافت گلومروپورفیری معمولاً از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آنالسیم تشکیل شده و می‌تواند نشان دهنده تفریق بلوری باشد. اطراف برخی از پیروکسن‌ها قشر نازکی از پیروکسن ریزدانه قرار گرفته است که می‌تواند نشان دهنده اختلاط ماگمایی و یا تشکیل فنوکریست‌ها در دو عمق مختلف باشد. برخی از پیروکسن‌ها بافت غربالی، منطقه‌بندی و دارای ماکل ساده و تیغه‌ای هستند (شکل ۶ b). منطقه‌بندی پیروکسن‌ها به صورت منظم و واضح قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۵ c). بافت غربالی می‌تواند نشان دهنده شرایط عدم تعادل فیزیکی (فشار و دما) و یا شیمیایی حاکم بر مخزن ماگمایی باشد (Stormer, 1972; Tsuchiyama, 1985). همچنین بافت غربالی می‌تواند شاهدهی از اختلاط ماگمایی باشد (Li et al., 2013). برخی از

بلورهای پیروکسن در حال تجزیه به کلریت و به صورت خلیج دیده می‌شوند (شکل ۵ d) داخل برخی از بلورهای درشت پیروکسن، بلورهای ریز الیوین ایدینگستی شده قابل مشاهده‌اند. بر اساس مطالعات میکروپروب ترکیب پیروکسن‌ها با محاسبات پیروکسن بر پایه ۶ اتم اکسیژن انجام شده است. بر اساس طبقه‌بندی موریموتو (Morimoto, 1989) از پیروکسن‌ها، پیروکسن‌های مورد مطالعه در دسته اول (Quad) یعنی پیروکسن‌های دارای Fe, Mg و Ca قرار می‌گیرند (شکل ۸ a). برای تعیین دقیق ترکیب کلینوپیروکسن‌ها و تعیین مقدار عضو انتهایی تشکیل دهنده آن‌ها و جهت طبقه‌بندی دقیق تر پیروکسن‌های مورد مطالعه از نمودار مثلثی En-Wo-Fe استفاده گردید (Morimoto, 1989). در این نمودار اغلب پیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۸ b). در نمونه‌های دستی این سنگ‌ها بلورهای دیوپسید به رنگ سبز زیتونی دیده می‌شوند که همراه آن‌ها تعداد کمی بلورهای قهوه‌ای رنگ هیدرنبرژیت هم مشاهده می‌گردد. آنالیزهای میکروپروب پیروکسن‌های مورد مطالعه در جدول ۲ آورده شده‌اند. با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، می‌توان دما و فشار تشکیل سنگ‌های آن را تخمین زد با توسعه و گسترش داده‌های تجزیه‌های نقطه‌ای، این امکان فراهم شده است با تغییرات فراوانی و مقدار کاتیون‌ها به دما و فشار کانی‌ها پی برد. پژوهشگرانی مانند سوئسو (Soesoo, 1997)، لیندسلی (Lindsley, 1983)، نیمیس و تیلور (Nimis and Taylor, 2000)، پاتیرکا (Putirka, 2008)، برای دماسنجی پیروکسن روش‌هایی را ارائه داده‌اند. روش‌های دماسنجی پیروکسن‌ها بر اساس تک کلینوپیروکسن و یا بر اساس همزیستی با کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن انجام می‌گیرد. در این پژوهش بر اساس تک کانی کلینوپیروکسن و روش سوئسو (Soesoo, 1997) استفاده شده است. برای ارزیابی در این روش به دو شاخص XPT و YPT نیاز است که با استفاده از داده‌های آنالیز نقطه‌ای و با فرمول‌های زیر محاسبه می‌گردد.

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

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



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه پسکوهان: (a) بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل آنالسیم (Anl) و پیروکسن (Cpx) (Whitney and Evans, 2010)، (b) درشت‌بلورهای پیروکسن با بافت غربالی. تصاویر سمت چپ در PPL و تصاویر سمت راست در XPL گرفته شده‌اند.

Fig 6. (a) Microscopic photos of volcanic rocks of paskuhan area: Euhedral to subhedral crystals of analcime (Anl) and clinopyroxene (Cpx) (Whitney and Evans, 2010), and (b) Sieved texture crystals of clinopyroxene. Images on the left are taken in PPL and those on the right are taken in XPL.

کلینوپیروکسن سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در عمق معادل ۲۰ تا ۳۶ کیلومتری زمین تشکیل یافته اند (شکل ۸ f).

از ترکیب شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن برای برای پی بردن به ماهیت ترکیب سنگ‌های آن نیز استفاده می‌شود برای این منظور از نمودار میزان Ti در برابر Ca+Na جهت تعیین ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار لیتیریر و همکاران (Leterrier et al., 1982) انجام گردید و همه نمونه‌ها در این نمودار در محدوده آلکان بازالت قرار گرفت (شکل ۸ g).

برای تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه روش‌های گوناگونی وجود دارد که در این پژوهش از روش نمودار دو متغییره پیشنهاد شده توسط شوایتز و همکاران (Schweitzer et al., 1979) استفاده شده است. هر اندازه مقدار AIV در کانی پیروکسن افزایش یابد امکان ورود عناصر سه ظرفیتی مانند Fe در این کانی‌ها افزایش می‌یابد و پیروکسن‌هایی

مقدار شاخص XPT در گستره 34.15 تا 39.10 و مقدار شاخص YPT در گستره 23.66 تا 30.40 می‌باشد. با توجه به محاسبه انجام شده حدوداً دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد پژوهش، 1200 تا 1250 درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود (شکل ۸ c) و همچنین فشار کلینوپیروکسن‌های آن حدوداً 6 تا 11 کیلو بار تخمین زده می‌شود (شکل ۸ d). بر اساس نمودار ارائه شده توسط آئوکی و شیبا (Aoki and Shiba, 1973)، که با توزیع Al در موقعیت‌های اکتاهدری و تتراهدری محاسبه می‌شود پیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده فشار متوسط تا بالا تشکیل شده‌اند که می‌تواند بیانگر تبلور کانی‌های پیروکسن‌ها در اتاق ماگما و در هنگام صعود صورت گرفته باشد (شکل ۸ e).

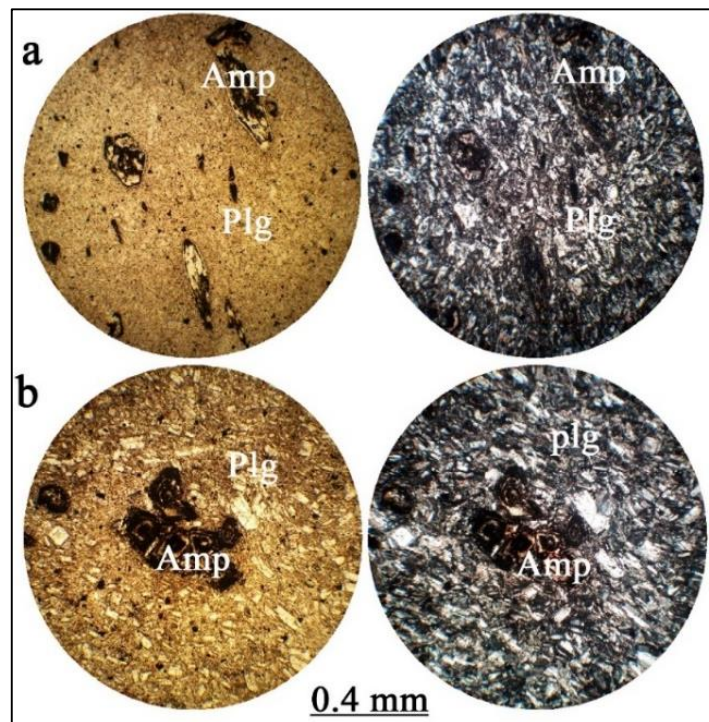
از تلفیق دما و فشار بدست آمده از روش سوئسو (Soesoo, 1997)، و روندهای خطی ساده دما- عمق برای محیط‌های فرورانش، پوسته قاره‌ای و قوس ماگمایی از اسپیر (Spear, 1993)، نموداری را ترسیم نمودیم با توجه به این نمودار نمونه‌های

(Shelley, 1993). در نمونه‌های پسکوهان برخی از پلاژیوکلازها از مرکز به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند و برخی نیز کاملاً سالم می‌باشند. ریزبلورهای پلاژیوکلاز در زمینه این سنگ‌ها به میزان کمتری دیده می‌شوند. در نمونه‌های سه‌رورد زمینه بیشتر از ریزبلورهای پلاژیوکلاز می‌باشد. بر اساس مطالعات میکروپروب ترکیب پلاژیوکلازها با محاسبه پلاژیوکلاز بر پایه ۸ اتم اکسیژن انجام شده است. تعداد ۲۵ نقطه از پلاژیوکلازها آنالیز شده و ترکیب آنها با توجه به نتایج شیمی کانی‌ها به صورت آنورتیت (An) اغلب بالای ۹۰ درصد است و آلبیت (Ab) آن اغلب کمتر از ۱۰ درصد است. در نمودار سه تایی آلبیت-ارتوکلاز-آنورتیت (Deer et al., 1991) اغلب نمونه‌ها در محدوده آنورتیت قرار می‌گیرند (شکل ۹). از تمام نقاط آنالیز شده بلورهای پلاژیوکلاز میانگین گرفته شده که میزان آنورتیت (۸۸/۹)، آلبیت (۶/۵۴) و ارتوکلاز (۴/۵۵) را نشان می‌دهد. آنالیزهای میکروپروب پلاژیوکلازها در جدول ۳ آورده شده‌اند.

که در بالای خط  $Fe+3=0$  قرار می‌گیرند در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور می‌شوند با توجه به نمودار ترسیم شده، موقعیت کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور را نشان می‌دهد (شکل ۸).

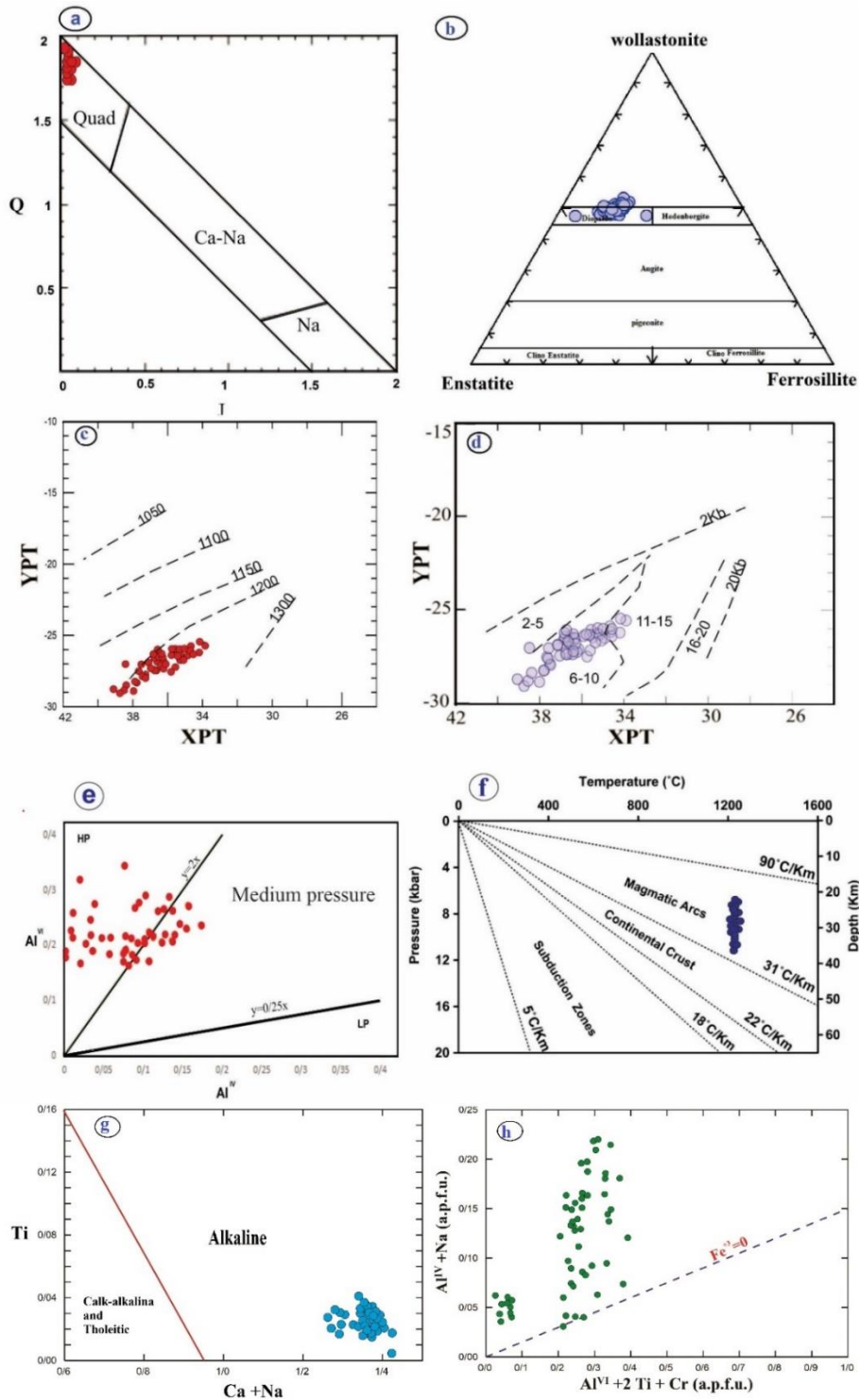
#### ۵-۲- کانی پلاژیوکلاز

درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی منطقه سه‌رورد فراوانتر از سنگ‌های آتشفشانی منطقه پسکوهان بوده و اغلب به صورت بلورهای ناخودشکل تا نیمه‌خودشکل هستند. پلاژیوکلازهای درشت‌بلور تا اندازه ۴ میلی‌متر هم دیده می‌شوند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز حدود ۱۰ درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهند و به‌طور معمول بافت غربالی داشته و برخی از درشت‌بلورها منطقه‌بندی واضح نشان می‌دهند (شکل ۵ a). منطقه‌بندی پلاژیوکلازها می‌تواند به دلیل تبادل ضعیف سیلیسیم و آلومینیم در بلور در حین تعادل با مذاب تشکیل شود (Shelley, 1993). وجود میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌تواند نشانگر سرد شدن سریع و یا گرانیروی بالای گدازه باشد



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های تراکی‌داسیتی منطقه اوچ‌بلاغ، (a) بلورهای درشت آمفیبول (Amp) اپاسیتی شده در زمینه‌ای از پلاژیوکلازها (Plg)، (b) تجمع بلورهای آمفیبول و ایجاد بافت گلومروپورفیریتی. تصاویر سمت چپ در PPL و تصاویر سمت راست در XPL گرفته شده‌اند. علامت اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس گردیده‌اند.

Fig 7. Microscopic images of the trachydacite rocks of Ochbolag area: (a) opacitized amphibole phenocrysts in a background of plagioclase, (b) accumulation of amphibole crystals and creation of omeroporphyritic texture in it, Images on the left are taken in PPL and those on the right are taken in XPL. Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010).



شکل ۸- (a) موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن در سنگ‌های محدوده مورد مطالعه در نمودار Q-J، (b) موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن در نمودار مثلثی (En-Wo-Fe) طبقه‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto, 1989) که پیروکسن‌های آنالیز شده بر روی آن پلات شده‌اند، (c) نمودار تعیین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه با استفاده از روش Soesoo (1997)، (d) نمودار تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های در سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از روش سوئسو (Soesoo, 1997). (e) موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌های در سنگ‌های مورد مطالعه بر روی نمودار AlIV- AlVI (Aoki and Shiba, 1993). (f) موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در نمودار دما و فشار (عمق)، دما و فشار بر گرفته از روش

Soesoo (۱۹۹۷) و روندهای ساده خطی دما- عمق برای محیط‌های فرورانش، پوسته قاره‌ای و قوس ماگمایی از روش Spear (۱۹۹۳). (g) نمودار میزان Ti در برابر Ca+Na جهت تعیین ماهیت ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه (Leterrier et al., 1982) و (h) نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های محدوده مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن (Schweitzer et al., 1979).

Fig 8. (a) Position of clinopyroxenes in the studied volcanic rocks on the Q-J diagram, (b) Position of clinopyroxenes in on (Wo-En-Fs) the ternary diagram for classification of pyroxenes (Morimoto, 1989), (c) Appointment temperature crystallization of clinopyroxenes in the studied volcanic rocks by Soesoo's method (Soesoo, 1997), (d) Appointment pressure crystallization of clinopyroxenes in the studied volcanic rocks by Soesoo's method (Soesoo, 1997), (e) Position of clinopyroxenes in on (Al<sup>IV</sup>- Al<sup>VI</sup>) the diagram (Aoki and Shiba, 1993), (f) Position of clinopyroxenes in the studied volcanic rocks on the P-T diagram by soesoo (Soesoo, 1997) method, simple linear temperature-depth trends for subduction, continental crust and magmatic arc environments are from Spear (1993). (g) Ti versus Ca+Na diagram for the studied clinopyroxenes (Leterrier et al., 1982), and (h) Determination of oxygen fugacity of magma igneous rocks based on Al<sup>VI</sup> + 2Ti + Cr versus Na + Al<sup>IV</sup> diagram (Schweitzer et al., 1979).

جدول ۲- داده‌های آنالیز میکروپروب کانی‌های پیروکسن.

Table 2. Minerals Pyroxene microprobe data.

	PS34-A1-PRX1					PS34-A1-PRX2					PS34-A1-PRX3				
SiO <sub>2</sub>	49.5	49.0	48.1	48.8	49.5	48.4	48.0	49.7	49.8	50.3	50.2	52.7	49.6	51.1	50.0
TiO <sub>2</sub>	0.7	1.0	1.1	0.9	1.0	1.0	1.2	1.1	1.1	0.9	0.8	0.5	0.8	0.6	0.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.4	8.8	8.7	7.8	7.5	8.7	9.7	8.3	8.1	6.1	6.1	4.1	6.3	5.5	6.7
FeO	7.6	9.0	9.2	9.2	9.4	9.6	9.6	9.2	9.0	8.9	9.1	6.4	8.8	7.7	9.2
MgO	11.6	10.4	10.6	10.6	10.3	10.1	9.4	10.1	10.3	11.1	11.0	13.3	11.2	12.4	10.9
CaO	22.2	21.8	21.8	21.8	21.4	21.6	21.6	21.5	21.7	21.7	21.4	22.3	21.8	22.1	21.8
Na <sub>2</sub> O	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.2	0.5	0.3	0.5
sum	99.5	100	99.9	99.6	99.6	99.9	99.9	100.5	100	99.4	99.2	99.6	99.0	99.8	99.8
Si	1.8	1.8	1.8	1.8	1.9	1.8	1.8	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
Al	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3
Al <sup>IV</sup>	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1
Al <sup>VI</sup>	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3
Mg	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6
Ca	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	3.99	3.98	4.00	3.99	3.97	3.99	3.98	3.96	3.97	3.98	3.98	3.96	3.99	3.98	3.98
Wo	50.1	50.3	49.9	49.9	49.7	50.1	51.3	50.4	50.4	49.3	48.8	48.7	49.3	48.7	49.4
En	36.4	33.4	33.8	33.7	33.3	32.6	31.0	32.9	33.3	35.1	35.0	40.5	35.2	38.0	34.3
Fs	13.4	16.3	16.3	16.4	17.0	17.4	17.7	16.7	16.3	15.7	16.2	10.8	15.5	13.3	16.3

ادامه جدول ۲

Table 2 continued

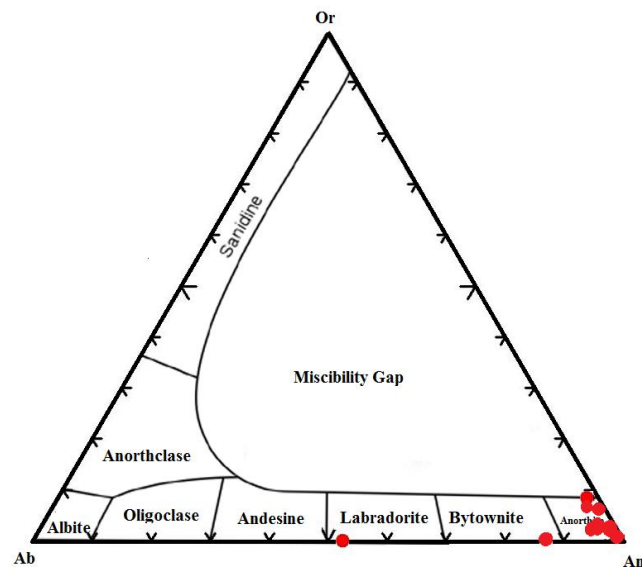
	PS37A-A2-PRX1			PS37A-A3-PRX1		PS37A-A4-PRX1		PS37A-A5-PRX1			SV60-A2-PRX1		PS37A-A1-PRX1				PS34-A1-PRX4			
SiO <sub>2</sub>	47.6	50.2	50.4	52	49.1	48.6	52.7	50.3	50.3	51.6	51.5	50.7	50.1	51.6	49.8	50.5	52.4	48.9	49.1	50.6
TiO <sub>2</sub>	1.1	0.8	0.8	0.1	1.1	1.1	0.5	0.9	0.7	0.7	1	1.1	0.8	0.7	0.9	0.6	0.5	1	0.9	0.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.2	6.7	6.6	1.2	8.6	9	4.3	6	5.5	5.1	5.6	6.6	6	5.1	6.8	6.2	5.1	7.8	7.5	5.6
FeO	8.8	7.9	8.1	3.1	8.7	8.9	6.9	8	8	7.1	8.7	9.5	9.2	8.1	8	7.9	6.8	8.9	8	12.9
MgO	10.5	11.4	11.6	15.9	10.6	10.4	13.2	12	12.4	12.6	11.4	10.9	11.4	21.6	22	11.5	12.9	10.7	11.7	8.1
CaO	22.1	21.8	21.8	22.1	21.9	21.7	21.8	21.7	21.7	22.2	20.8	20.6	21.8	0.5	0.4	22	21.9	21.6	21.9	19.3
Na <sub>2</sub> O	0.4	0.4	0.4	0.2	0.4	0.4	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0	0	0.5	0.3	0.5	0.4	2.1
sum	99.7	99.2	99.7	94.8	100	100	99.8	99.4	99.1	99.6	99.4	99.9	99.7	99.5	99.2	99.3	99.9	99.4	99.5	99.2
Si	1.8	1.9	1.9	2	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.8	1.8	1.9
Al	0.4	0.3	0.3	0.1	0.4	0.4	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2
Al <sup>IV</sup>	0.2	0.1	0.1	0	0.1	0.1	0	0.1	0.1	0	0	0	0	0.1	0	0.1	0	0.1	0.1	0.1
Al <sup>VI</sup>	0.2	0.2	0.2	0	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0	0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.3	0.2	0.3	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4
Mg	0.6	0.6	0.6	0.9	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.5
Ca	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2
Total	3.99	3.97	3.98	3.98	3.98	3.98	3.96	3.98	3.99	3.97	3.95	3.96	3.99	3.97	3.98	3.98	3.96	3.98	3.99	4.01
wo	50.8	49.8	49.2	47.4	50.4	50.3	47.8	48.6	48.1	49	47.8	47.7	48.6	48.4	49.9	49.8	48.5	49.8	49.3	47.5
En	33.5	36.2	36.6	47.4	33.9	33.5	40.3	37.4	38.2	38.7	36.6	35.1	35.4	37.4	36	36.2	39.8	34.3	36.6	27.7
Fs	15.7	14	14.2	5.2	15.7	16.2	11.9	14	13.7	12.3	15.6	17.2	16	14.2	14.2	14	11.7	15.9	14.1	24.8



ادامه جدول ۲

Table 2. Continued

	SV67-A1-PRX1		SV67-A4-PRX1			SV62-A2-PRX1		SV62-A3-PRX1		PS34-A3-PRX1	PS34-A4-PRX1		PS34-A5-PRX1		PS34-A6-PRX1		SV62-A5-PRX1		SV62-A4-PRX1			SV62-A1-PRX1		
SiO <sub>2</sub>	51.7	50.7	52	51.5	50	54.5	52.9	52.8	54	48.6	49.7	49.4	48.6	50.2	49.7	48.6	49.7	51.6	52.8	54.1	51.3	48.5	51.9	52.6
TiO <sub>2</sub>	0.8	1.1	0.7	0.8	1	0.8	0.9	0.7	0.5	1	0.9	1	1.1	0.8	0.7	1.2	0.8	0.8	0.7	0.6	1	1.4	1.1	0.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.2	6.2	4.3	5.7	6.1	6	6.8	4.9	3.7	8.1	7	7.4	8.4	6.1	6.7	9	8.8	6.3	5.6	5.4	7.1	9.5	8	5.3
FeO	8.5	8.8	8.5	8.4	9.1	7.5	8.9	6.7	6.4	9.7	8.9	9.2	9.4	8.9	8.2	9.3	8.6	8.1	8.1	8.1	8.8	9.5	9.1	8.7
MgO	11.2	10.1	11.2	10.8	10.4	10.1	9.8	11.8	12	10.5	11.3	10.7	10.3	11.2	11.7	9.9	9.6	11.1	11.1	11.7	9.8	9.1	9	10
CaO	21.7	22.2	22.5	21.6	22.3	20.8	20.2	21.6	22.2	21.8	22.1	21.8	21.8	21.7	22.2	21.8	22.9	21.3	21.3	21.1	20.7	21.6	20.5	19.8
Na <sub>2</sub> O	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.3	0.2	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.3	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4
sum	99.6	99.5	99.6	99.4	99.4	100	99.9	98.9	99.1	100	100	100	100	99.3	99.5	100	100	99.6	100	100	99.3	100	100	97.5
Si	1.92	1.9	1.94	1.92	1.88	2	1.9	2	2	1.8	1.85	1.84	1.82	1.88	1.86	1.81	1.8	1.9	1.9	2	1.9	1.8	1.9	2
Al	0.23	0.27	0.19	0.25	0.27	0.3	0.3	0.2	0.2	0.4	0.31	0.33	0.37	0.27	0.29	0.4	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2
AlIV	0	0	0	0	0.1	-0.1	0	0	0	0.1	0.1	0.1	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0.1	0	0.1
AlVI	0	0	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0	0.1	0.3	0.2	0.3	0	0.3	0.3	0.2	0.2
Ti	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0	0	0	0	0	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0.26	0.28	0.27	0.26	0.29	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.28	0.29	0.29	0.28	0.26	0.29	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3
Mg	0.62	0.56	0.62	0.6	0.58	0.5	0.5	0.7	0.7	0.6	0.63	0.59	0.57	0.63	0.65	0.55	0.5	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6
Ca	0.86	0.89	0.9	0.86	0.9	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	0.88	0.87	0.87	0.87	0.89	0.87	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.8	0.8
Na	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0	0	0	0	0	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	3.96	3.95	3.96	3.95	3.97	3.88	3.9	3.93	3.92	4	3.99	3.98	3.99	3.98	3.99	3.98	3.96	3.95	3.93	3.92	3.92	3.96	3.9	3.9
wo	49.4	51.5	50.3	50	50.8	51.1	49.6	49.9	50.5	49.6	49.4	49.7	50.1	49.1	49.5	50.9	53.2	49.5	49.4	48.3	50.2	51.9	51	49
En	35.5	32.6	34.8	34.8	33	34.6	33.3	37.9	38	33.2	35.1	33.9	33	35.3	36.3	32.2	31.1	35.9	35.8	37.2	33	30.3	31.3	34.3
Fs	15	15.9	14.9	15.2	16.2	14.3	17.1	12.2	11.4	17.2	15.5	16.4	16.9	15.7	14.3	16.9	15.6	14.7	14.7	14.5	16.7	17.9	17.6	16.7



شکل ۹- نمودار مثلثی طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1991) که پلاژیوکلازهای آنالیز شده بر روی آن پلات شده‌اند.  
Fig 9. Plots of the microprobe data on the ternary diagram for classification of plagioclases (Deer et al., 1991).

جدول ۳- داده‌های آنالیز میکروپروب پلاژیوکلاز که بر پایه ۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

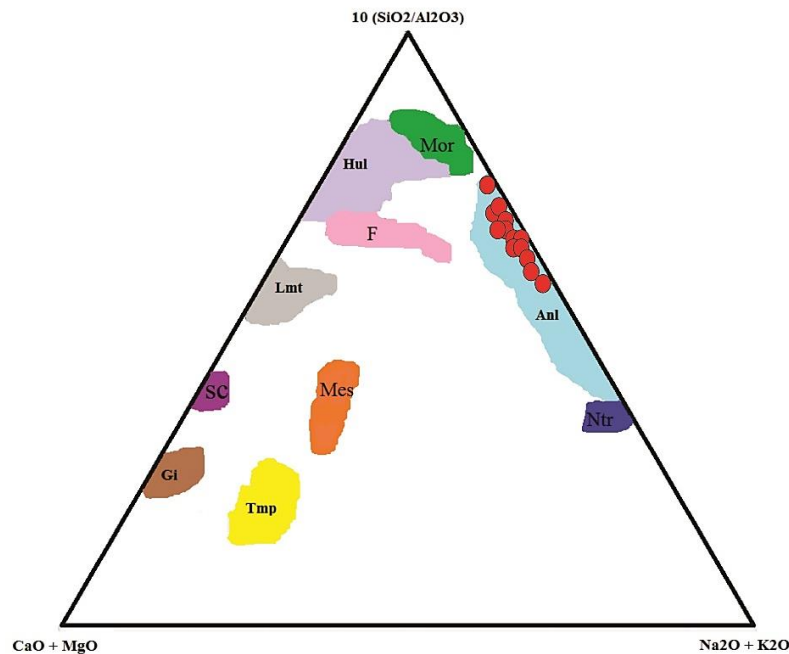
Table 3. Plagioclase microprobe data calculated based on 8 oxygen.

Sample NO	PS34-A3-PLJ1		SV60-A3-PLJ1		SV60-A4-PLJ1		SV60-A5-PLJ1		SV67-A1-PLJ1		PS34-A5-PLJ1		PS34-A6-PLJ1		SV60-A5-PLJ1	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO2	55.5	59.2	57.1	56.3	57.2	56.2	58.3	59.2	55.4	59.7	54.6	55.4	54.6	56.4	58.3	59.2
TiO2	0.0	0.0	0.8	1.3	0.0	4.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Al2O3	32.8	30.6	3.1	5.7	30.0	30.5	30.5	29.9	32.0	27.2	33.0	32.7	32.8	31.8	30.5	29.9
FeO	0.6	0.8	9.5	9.0	0.6	0.6	0.6	0.8	0.6	1.0	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.8
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.3	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	0.0	0.0	0.3	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	11.5	6.3	15.2	15.3	9.7	10.3	10.2	9.7	0.5	0.6	11.3	10.8	11.2	10.4	10.2	9.7
Na2O	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
K2O	0.2	1.8	0.0	0.0	0.8	0.5	0.4	0.3	0.0	0.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.3
Sum	100	98.9	86.1	87.8	98.5	98.3	100	100	99.0	95.3	99.7	99.8	99.5	99.5	100	100
Si	2.4	2.6	3.1	3.0	2.6	2.5	2.6	2.6	2.5	2.7	2.4	2.5	2.4	2.5	2.6	2.6
Ti	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al	1.7	1.6	0.2	0.4	1.6	1.6	1.6	1.5	1.7	1.5	1.7	1.7	1.7	1.7	1.6	1.5
Fe	0.0	0.0	0.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	0.5	0.3	0.9	0.9	0.5	0.5	0.5	0.5	0.0	0.0	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Na	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	4.7	4.6	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7	4.6	4.6	4.5	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7	4.6
An	96.8	72.7	100	100	89.9	92.2	93.6	94.1	100	86.9	97.3	96.7	96.9	96.7	93.6	94.1
Ab	0.8	2.5	0.0	0.0	1.7	2.1	2.0	2.5	0.0	13.1	0.8	1.3	0.8	1.3	2.0	2.5
Or	2.4	24.8	0.0	0.0	8.4	5.7	4.4	3.5	0.0	0.0	1.9	2.0	2.4	2.0	4.4	3.5

### ۵-۳- کانی آنالسیم

سنگ‌های آتشفشانی منطقه پسکوهان در نمونه دستی دارای بلور- های سفید و شیری رنگ آنالسیم می‌باشند (شکل ۴). در اغلب سنگ‌های آتشفشانی منطقه سهرورد و پسکوهان بلورهای آنالسیم قابل مشاهده‌اند. ترکیب شیمیایی آنالسیم  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$  و از نظر ترکیب، ساختار و منشاء هم شبیه زئولیت‌ها و هم شبیه فلدسپاتوئید هستند. بلورهای آنالسیم به صورت اولیه و همچنین به صورت ثانویه درز و شکاف‌ها و حفرات سنگ‌ها را پر کرده‌اند. آنالسیم به عنوان یک کانی اولیه در بازالت آنالسیم‌دار و سایر سنگ- های آذرین قلیایی وجود دارد. آنالسیم معمولاً در طی دگرگونی درجه پایین و مراحل پایانی فعالیت‌های هیدروترمالی و همچنین در سنگ‌های بازالتی و آلکان تشکیل می‌شود (Line et al., 1977; Saha, 1961; Norish et al., 1995). این کانی در سنگ‌های آتشفشانی مناطق پسکوهان و سهرورد هم به صورت کانی اولیه در درون سنگ‌ها و هم به صورت پرکننده حفره‌ها (بادامک‌ها) قابل مشاهده‌اند. بلورهای این کانی در مقاطع میکروسکوپی به صورت بی‌شکل تا خودشکل با اندازه‌های مختلف از ریزبلور تا درشت‌بلور و تا اندازه حدود ۵ میلی‌متر قابل مشاهده‌اند

(شکل ۵ f). در نمونه‌های پسکوهان بلورهای درشت و خودشکل آنالسیم در زمینه‌ای از ریزبلورهای پیروکسن، آنالسیم و شیشه آتشفشانی قرار دارند (شکل ۶ a). آنالسیم می‌تواند مستقیماً از ماگما متبلور شود و یا در محیط‌های دریاچه‌های شور قلیایی، محیط‌های گرمایی و یا دگرگونی در دمای پائین و جانشین شدن به جای کانی‌هایی مانند لوسیت تشکیل شود. کانی آنالسیم با کانی لوسیت تشابه دارد. به علت تشابه ریخت‌شناختی آنالسیم و لوسیت، تشخیص آنالسیم که در سنگ‌های آذرین مستقیماً از گدازه متبلور شده (نوع I) از آنالسیم که حاصل دگرسانی لوسیت است (آنالسیم ثانویه X) مشکل می‌باشد (Karlsson and Clayton, 1991). مشابه بسیاری از مناطق آتشفشانی دنیا، توف‌های ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم ایران نیز محیط مناسبی برای زئولیت‌زایی (آنالسیم) شناخته شده‌اند. از آن جمله می‌توان به سنگ‌های آتشفشانی زئولیت‌دار جنوب کهریزک اشاره کرد. موقعیت آنالسیم‌های مورد مطالعه در گستره زئولیت‌ها در نمودار (Fuentes et al, 2004) در موقعیت آنالسیم قرار می‌گیرد (شکل ۱۰). آنالیزهای میکروپروب آنالسیم‌های مورد مطالعه در جدول ۴ آورده شده‌اند



شکل ۱۰- نمودار طبقه‌بندی زئولیت‌ها (Fuentes et al., 2004) که نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن پلات شده‌اند.

Fig 10. Plots of the microprobe data on the ternary diagram for classification of zeolites (Fuentes et al., 2004). The mineral abbreviations are Heulandite, Lmt: Laumontite, Ntr: Natrolite, Tmp: Thomsonite, Mor: Mordenite, F: Faujasite, Mes: Mesolite, Sc: Scolecite, Gi: Gismondine, Anl: Analcime, Wair: Wairakite, Thm: Thamsonite, Cbz: Chabazite, Stb: Stebelite, Sco: Scolecite, Yug:Yugawaralite, Ferr: Ferrierite, Epi: Epistilbite, Well: Wellsite, Cpt: Clinopitohite, Eri: Erionite (Whitney and Evans, 2010)

### ۶- ژئوشیمی

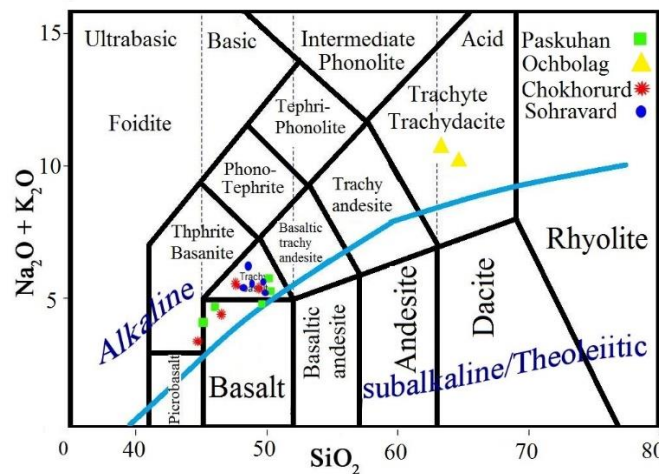
مطالعه ژئوشیمی یکی از بهترین راه‌های شناخت فرایندهای ماگمایی است. برای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه از نمودار TAS (Le Bas et al., 1986) استفاده گردید. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های بازائیت، بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۱). در نمودار مذکور سنگ‌های آتشفشانی مناطق سهرورد (Sohravard)، پسکوهان (Paskuhan) و چوخوریورد (Chokhorurd) در محدوده‌های تراکی‌بازالت و بازائیت قرار می‌گیرند، در حالیکه سنگ‌های آتشفشانی منطقه اوچ‌بلاغ (Ochbolag) در محدوده‌های تراکیت و تراکی‌داسیت واقع می‌شوند. جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه از نمودار مجموع

آلکالی‌ها در برابر سیلیس استفاده گردید (Irvine and Baragar, 1971). در این نمودار همه سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در قلمرو آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ a). علاوه بر این برای تفکیک سری ماگمایی از نمودار (Winchester and Floyd, 1975) استفاده شده (شکل ۱۲ b) که در این نمودار نیز همه نمونه‌ها در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند. برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، ابتدا باید مشخص بشود که سنگ‌ها در محیط اقیانوسی یا قاره‌ای تشکیل شده‌اند. با توجه به نمودار مثلثی پیرس (Pearce et al., 1975) همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ c). در نمودار (Pearce and Gale, 1977) سنگ‌های آتشفشانی بازیک مورد مطالعه در جایگاه حاشیه فعال صفحه قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ d).

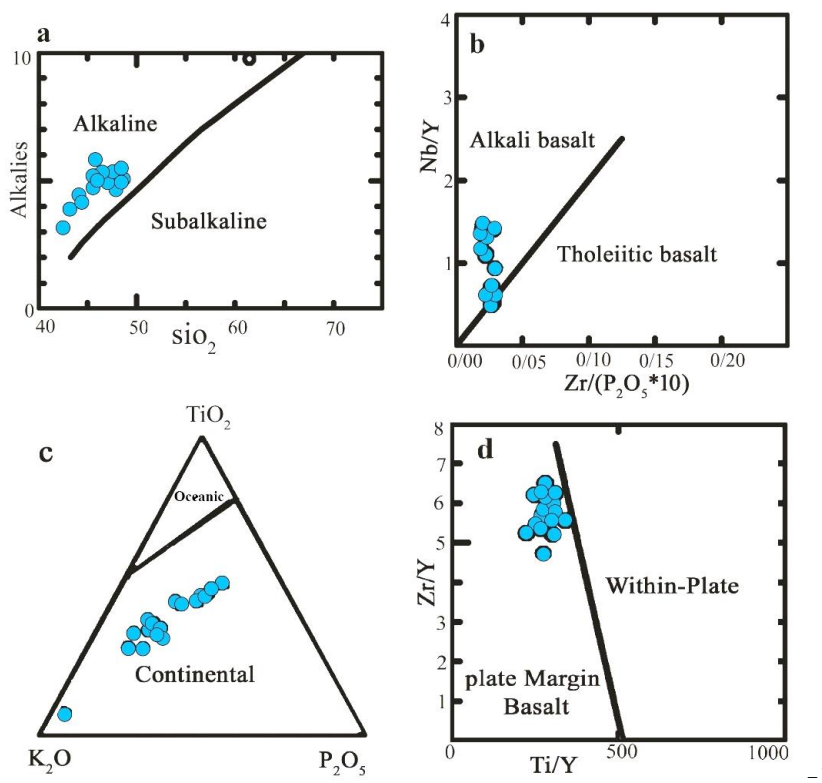
جدول ۴- داده‌های آنالیز میکروپروپ آنالسیم که بر پایه ۶ اکسیژن محاسبه شده.

Table 4. Analcime microprobe data calculated based on 6 oxygen.

Sample No	PS34-A3-ANL1		PS34-A4-ANL1		PS34-A5-ANL1		PS34-A6-ANL1		PS37A-A1-ANL1		SV60-A4-ANL1		SV67-A1-ANL1		SV67-A2-ANL1	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO <sub>2</sub>	50	49.8	53.9	49.3	49.8	48.2	48.7	49.4	49.1	49.1	48.5	55.5	54.1	55		
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.04	0.04	0.06	0.07	0.05	0.07	0.07	0.06	0	0.01	0.08	0.07	0.06		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.6	23.5	23.6	23.5	23.4	23.6	23.4	23.6	23.4	23.5	24	22.3	22.9	22.5		
FeO	0.19	0.23	0.24	0.33	0.24	0.16	0.24	0.27	0.29	0.13	0.03	0.27	0.26	0.35		
MgO	0	0.07	0.01	0.09	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.19	0.06	0.04	0.01	0.13		
CaO	0.11	0.09	0.1	0.09	0.1	0.09	0.12	0.1	0.1	0.07	0.1	0.05	0.03	0.07		
Na <sub>2</sub> O	11.5	12	12.3	12.5	12.2	12.4	12.2	11.5	11.1	12.4	12.3	10.5	10.9	10.5		
K <sub>2</sub> O	0.09	0.1	0.1	0.1	0.11	0.1	0.1	0.22	0.25	0.2	0.32	0.02	0.02	0.17		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.01	0.12	0.01	0	0.1	0	0.01	0	0	0	0.15	0.07	0		
Sum	85.4	85.9	90.4	86.1	86.0	84.6	84.9	85.1	84.4	85.6	85.3	88.9	88.4	88.8		
Si	1.96	1.95	2	1.93	1.95	1.92	1.93	1.95	1.95	1.93	1.92	2.07	2.03	2.05		
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Al	1.09	1.08	1.03	1.09	1.08	1.11	1.09	1.1	1.1	1.09	1.12	0.98	1.01	0.99		
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01		
Mg	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0.01		
Ca	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0		
Na	0.87	0.91	0.88	0.95	0.93	0.96	0.94	0.88	0.86	0.95	0.94	0.76	0.79	0.76		
K	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0	0	0.01		
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Total	3.94	3.97	3.93	4	3.97	4	3.99	3.95	3.93	4	4	3.82	3.86	3.83		



شکل ۱۱- نمودار طبقه‌بندی سیلیس در مقابل آلکالی‌ها (TAS) که نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن پلات شده‌اند (Le Bas et al., 1986).  
Fig 11. Plots of the studied volcanic rocks on the TAS diagram (Le Bas et al., 1986).

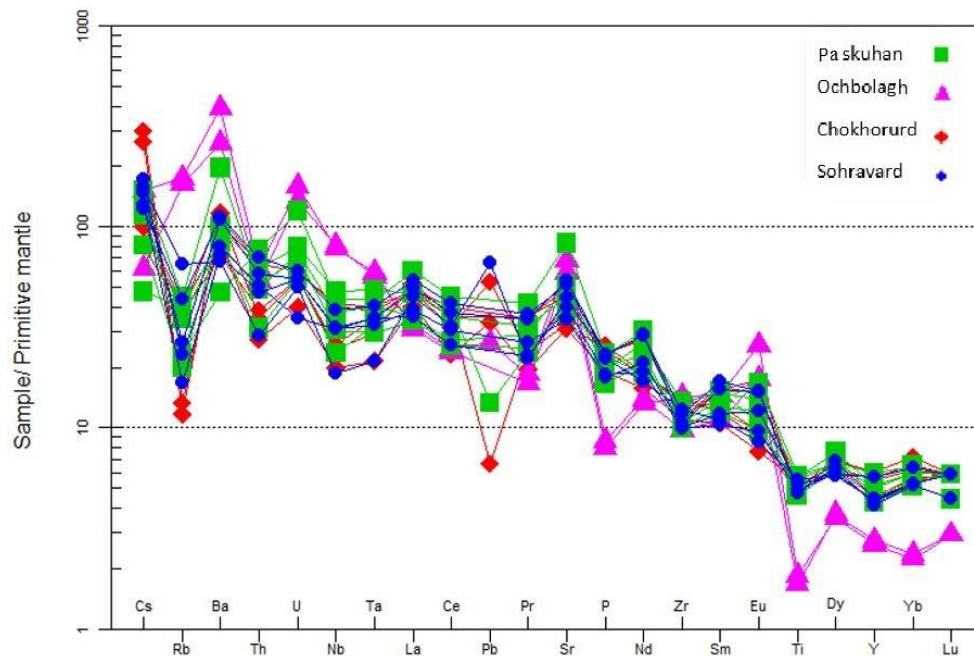


شکل ۱۲- (a) نمودار سیلیس در مقابل آلکالی‌ها جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه (Irvine and Baragar, 1971). (b) نمودار Nb.Y- Zr. (P2O5\*10) در برابر Zr. (P2O5\*10) که نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن پلات شده‌اند (Floyd and Winchester, 1975). (c) نمودار K2O-TiO2- P2O5 که نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن پلات شده‌اند (Pearce et al., 1975). و (d) نمودار Zr.Y-Ti.Y که نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن پلات شده‌اند (Pearce and Gale., 1977).

Fig 12. (a) Total alkali versus silica diagram to divide alkaline and sub-alkaline magma series (Irvine and Baragar, 1971), (b) Nb.Y- Zr. (P2O5\*10) to subdivide alkaline basalts and tholeiitic basalts (Floyd and Winchester, 1975), (c) Plots of the studied volcanic rocks on the ternary diagram of K2O-TiO2- P2O5 (Pearce et al., 1975), and (d) Plots of the studied volcanic rocks on the Zr.Y-Ti.Y diagram (Pearce and Gale., 1977).

نمونه‌ها افزایش پتاسیم را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) مانند Ti و Nb از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کمان-های ماگمایی است (Geng et al., 2009; Kuster and Harms, 1998; Ulmer, 2001). وجود بی‌هنجاری منفی در HFSE در نمودارهای عنکبوتی مانند بی‌هنجاری منفی Nb با ماگماتیسم زون فرورانش مرتبط است. در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه آنومالی ضعیفی از Nb دیده می‌شود. ویژگی کمان ماگمایی و غنی‌شدگی از عناصر LILE در سنگ‌های آتشفشانی منطقه نشان می‌دهد که منشأ ماگماها می‌تواند مخلوطی از مواد گوشته‌ای و پوسته‌ای باشد (Harris, 1986).

نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند، در شکل ۱۳ نشان داده شده است. در این نمودار نمونه‌ها دارای آنومالی‌های مثبت عناصر Sr، CS، Ba، Pb و آنومالی‌های منفی P، Rb، Nb و Ti می‌باشند. عناصر Nb و Ti از عناصر حساس به آغستگی پوسته‌ای هستند، لذا تهی‌شدگی این عناصر می‌تواند نتیجه آلیش پوسته‌ای باشد. آنومالی منفی Ti در سنگ‌های تراکی داسیتی منطقه اوج‌بلاغ نسبت به بقیه سنگ‌ها بیشتر است و می‌توان به درجه ذوب بخشی و یا آلیش پوسته‌ای نسبت داده شود. تاثیر آلیش پوسته‌ای در ماگما منجر به افزایش پتاسیم خواهد شد، در نمودار، نمونه‌های تراکی داسیتی منطقه اوج‌بلاغ نسبت به بقیه



شکل ۱۳- نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (McDonough and Sun, 1995).  
Fig 14. Spider diagram of the studied volcanic rocks. The normalizing factors are from McDonough and Sun (1995).

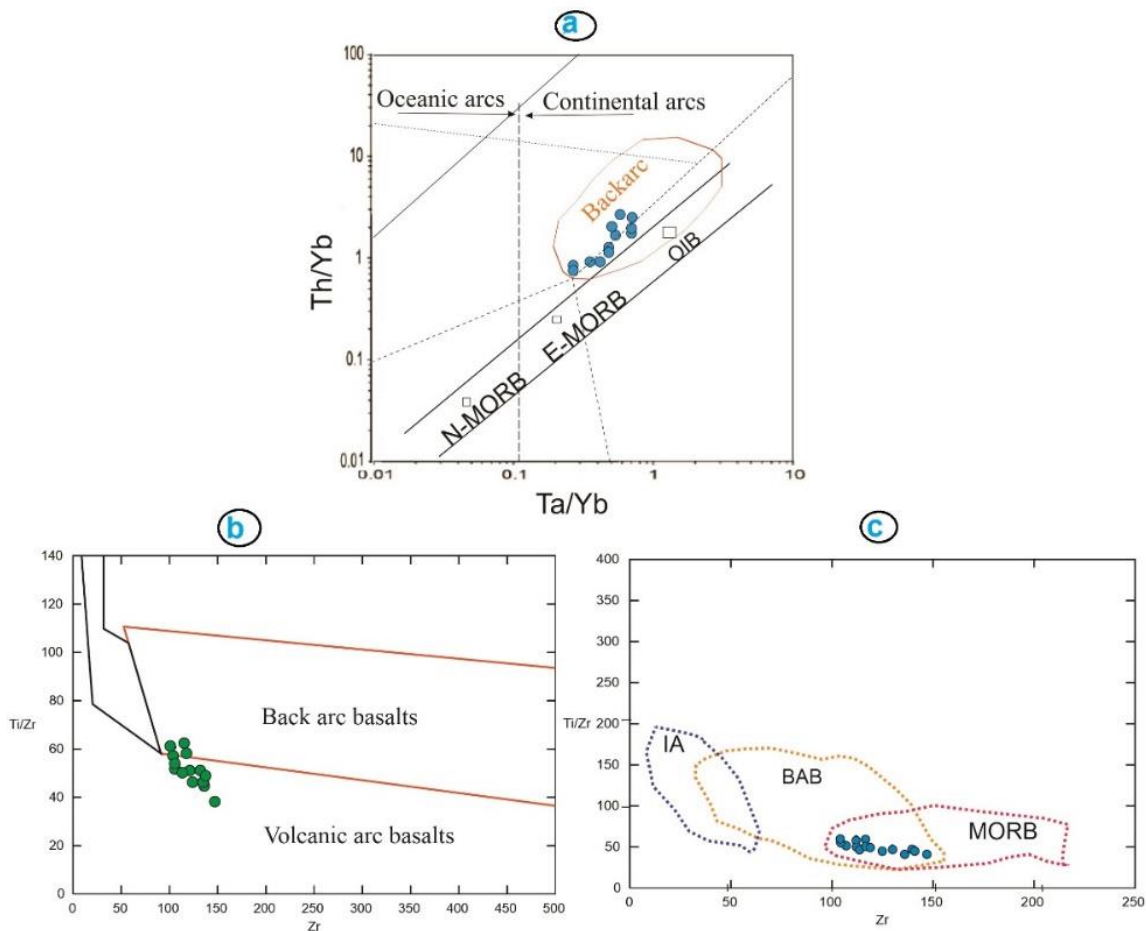
## ۷- بحث

به شکل‌گیری ماگماتیسم ائوسن در شرایط ریفتی شده است. به نظر برخی محققان مانند امامی (Emami, 1981) تشکیل ماگماتیسم ائوسن به علت تیغه‌های گرمایی در زیر بلوک ایران بوده است و شبیه پدیده شرق آفریقا است که یک کافت درون قاره‌ای در حال تشکیل است، ولی به علت فازهای فشارشی پیرنن و استرین، پیش از تشکیل اقیانوس بسته شده است. به نظر مورلی و همکاران (Morley et al., 2009) به عقب برگشتن لیتوسفر فرورانده باعث صعود آستنوسفر و تکتونیک

بررسی‌ها و مطالعات زیادی بر روی سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن انجام شده است. به عنوان مثال دلاوری و همکاران (Delavari et al., 2017) معتقدند که سنگ‌های ائوسن در یک قوس قاره‌ای بالای لیتوسفر فرورانده نئوتیس و تحت تاثیر مکانیسم کششی تشکیل شده‌اند. به اعتقاد کایلات و همکاران (Caillat et al., 1978) عقب‌گرد لیتوسفر فرورانده، باعث صعود ماگما از آستنوسفر و مکانیسم کششی شده است و منجر

عناصر در سیال آنگون جدا شده از مواد فرورانده و... را پیشنهاد می‌دهند (Kelemen et al., 2003). که جدای از این ویژگی‌ها که فرایند تهی شدگی تحت چه فرایندی باشد از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کلیدی ماگماتیسم مرتبط با پهنه فرورانش می‌باشند. الگوهای تکتونوماگمایی مختلفی که برای پیدایش ماگماتیسم سنوزوئیک بیان شده است اغلب نشان دهنده فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتیتیس به زیر صفحه ایران می‌باشد که در ادامه این فرورانش، ماگماتیسم کمانی و پشت کمانی در محدوده گسترده‌ای از ایران رخ داده است که نقطه اوج آن در ائوسن بوده است. با توجه به بررسی‌های انجام شده و مطالعه پژوهش‌های انجام شده، به علت متوقف شدن و برگشت ورقه اقیانوسی فرورونده یک کاهش فشار در انتهای صفحه فرورونده ایجاد می‌شود که به همراه سیالات صفحه فروروند فرایند برای ذوب شدگی در آن منطقه فراهم می‌گردد و به احتمال تحت تاثیر این فرایند، حجم ماگمای تشکیل شده زیاد بوده و صعود آن به سمت سطح زمین موجب ایجاد محیط کشتی در منطقه گردیده است و ماگماهای بازیک با ماهیت آلکالی در کمان و پشت کمان آتشفشانی گردیده است. بازالت‌های آلکالی در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی، درون صفحه قاره‌ای و درون صفحه اقیانوسی تشکیل می‌شوند. برخی از بازالت‌های آلکالی مرتبط با مناطق فرورانش هستند پس از توقف فرورانش با تغییر تنش فشاری به کشتی، محیط تشکیل و صعود این نوع ماگماها ایجاد می‌شود (Fitton and Upton, 1987). وجود سنگ‌های با ماهیت آلکالی و شرایط محیطی کشتی، امکان تشکیل این سنگ‌ها در محیط Back arc را نیز تداعی می‌کند که برخی نمودارها نیز همچنین جایگاهی را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهند که نیاز به بررسی‌های بیشتر دارد. از جمله این نمودارها نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983) است که با تغییر اندکی حاصل شده است (شکل ۱۴ a). و همچنین نمودار Zr در برابر Ti/Zr توسط باگاس و همکاران (Bagas et al., 2008) موقعیت نمونه‌ها مورد مطالعه را در محدوده Back arc و مجاور آن نشان می‌دهند (شکل ۱۴ b, c). بطور کلی شواهد ژئوشیمیایی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه (پسکوهان، سهرورد، چوخوریورد و اوچ‌بلاغ) بیانگر این است که این سنگ‌ها با حجمی زیاد از نوع بازیک در زمان ائوسن و در یک قوس قاره‌ای و بالای لیتوسفر فرورانده و تحت تاثیر تکتونیسم کشتی تشکیل شده‌اند.

کشتی و شکل‌گیری ماگماتیسم ائوسن در یک محیط کشتی شده است. همچنین برخی محققان دیگر تشکیل ماگماتیسم ائوسن را به شرایط کشتی نسبت می‌دهند (Amidi et al., 1984; Verdel et al., 2011; Kazemi et al., 1986). در بالای زون فرورانش هر قدر از گودال اقیانوسی فاصله بیش‌تر شود مقادیر عناصر خاکی کمیاب و عناصر Sr, Ba, Th, Pb, K, Rb, CS افزایش و مقدار SiO<sub>2</sub> و عناصر کمیاب سنگین تقلیل می‌یابند، ولی بررسی‌های برخی محققان نشان می‌دهد که در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محور قم-تهران هیچ‌گونه جهت‌یافتگی ژئوشیمیایی مشاهده نمی‌شود و ماگماتیسم در طول این مسیر تغییر معناداری نشان نمی‌دهد. برخی محققان منشاء تشکیل سنگ‌های ائوسن را در ارتباط با تاثیر زون فرورانشی می‌دانند و برخی محققان به رژیم تکتونیکی ریفت قاره‌ای معتقد هستند. اغلب محققان معتقدند که در زمان ائوسن در زون ایران مرکزی مکانیسم کشتی رخ داده است روند خطی آتشفشان‌های ائوسن، وجود سنگ‌هایی با ترکیب آلکالی، وجود گابروهای آوج، وجود دایک و عدسی‌های آتشفشانی و گسل‌های نرمال در این مناطق می‌تواند نشانه‌های مکانیسم کشتی در منطقه باشند. منطقه در یک دوره‌ای کوتاه (ائوسن) حالت کشتی برقرار بوده و در ادامه به دلیل مکانیسم فشارشی این حالت کشتی از بین رفته است. سنگ‌های مورد مطالعه با توجه به نمودار Pearce (۲۰۰۸) از نظر منشاء به مذاب‌های EMORB تا OIB شباهت دارند. البته تمایل آنها به OIB بیشتر بوده که می‌تواند نشان دهنده عمق بیشتر این ماگماها باشد. نمودار فشار سنجی، فشار ۶ تا ۱۱ کیلو بار معادل عمق ۲۰ تا ۳۶ کیلومتری را نشان می‌دهند. در نمودار عناصر کمیاب به هنجار شده به گوشته اولیه غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی از عناصر با پتانسیل یونی بالا مانند Ti و Nb قابل مشاهده‌اند اما در مقایسه با نمودار عنکبوتی نسبت به گوشته اولیه که برای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زون ارومیه-دختر ترسیم شده است (Delavari et al., 2017). این عناصر (Ti و Nb) تهی‌شدگی بسیار اندکی را نشان می‌دهند به نظر می‌رسد از حاشیه ورقه به سمت مرکز ورقه مقدار این عناصر کم شده است. آنومالی منفی Ti و Nb نسبت به دیگر عناصر ناسازگار در گدازه‌های کمان آتشفشانی، فرایندهای گوناگونی مانند وجود فازهایی مانند روتیل یا اسفن در گوه گوشته‌ای، نامتحرک بودن Ti و Nb نسبت به REE و دیگر



شکل ۱۴- (a) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983) جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه، (b, c) نمودار Zr در برابر Ti/Zr در برابر توسط باگاس و همکاران (Bagas et al., 2008).

Fig 15. (a) Ta/Yb versus Th/Yb diagram of the studied volcanic rocks (Pearce, 1983), (b, c) Zr versus Ti/Zr diagram of the studied volcanic rocks (Bagas et al., 2008).

## ۸- نتیجه‌گیری

استفاده از کانی‌های کلینوپیروکسن دما و فشار تبلور سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۱ کیلو بار محاسبه گردید. شرایط محیط تشکیل این سنگ‌ها، محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا بوده است. کانی‌های آنالسیم هم به صورت اولیه متن سنگ و هم به صورت ثانویه در حفرات تشکیل شده است. همچنین انواع مختلف سنگ‌های آذرآوری شامل برش آتشفشانی و آگلومرا در منطقه وجود دارند. منشاء ماگمای سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه به احتمال از گوه‌گوشته‌ای بوده که تا حدودی متحمل آلاش پسته‌ای شده است. محیط تشکیل این سنگ‌ها یک محیط کششی داخل و یا پشت کمان آتشفشانی بوده که در دوره ائوسن رخ داده و بخشی از کمان آتشفشانی ارومیه-دختر را تشکیل می‌دهند.

سنگ‌های آذرین جنوب غرب قیدار در چندین مکان از جمله پسکوهان، سهرورد، چوخور یورد و اوچ‌بلاغ رخنمون دارند. این سنگ‌ها اغلب دارای ترکیب بازیک و ماهیت آلکالن هستند. سنگ‌های بازالتی، بازانیت و تراکی‌بازالت بیشترین گسترش را در منطقه دارند. کانی‌های اصلی سنگ‌های مورد مطالعه شامل پیروکسن، پلاژیوکلاز و آنالسیم می‌باشند. بافت‌های غالب در این سنگ‌ها پورفیری تیک و گلومروپورفیری می‌باشند. برخی از پیروکسن‌های درشت‌بلور سنگ‌های مورد مطالعه بافت غربالی و زونینگ نشان می‌دهند که بیانگر عدم تعادل در ماگمای سازنده آن‌ها است. بر اساس نتایج میکروپروب پیروکسن‌ها اغلب از نوع دیوپسید و پلاژیوکلازها اغلب از نوع غنی از آنورتیت هستند. با



## قدردانی

مجله و داوران محترم که با راهنمایی‌های ارزنده خود موجب غنای مقاله حاضر گردیده‌اند، صمیمانه تقدیر و تشکر می‌گردد.

بدین وسیله از مسئولین محترم دانشگاه بوعلی سینا به جهت حمایت‌های مالی از این پژوهش و همچنین از سردبیر محترم

## مراجع

- Aftabi, A., Atapour, H., 2000. Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes* 23(2), 119-125.
- Aghanabati, S.A., 2004. *Geology of Iran*. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, 586 P.
- Alavi Naiini, T., Eftekharneshad, J., Hajian, J., Hirayama, D.K., Hoshmandzadeh, A.R., Nbavi, M.H., Samimi, M., Stocklin, J., Zahedi, M., 1994. Kodabandeh-Soltanieh 1:100000 Geologic map. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Amidi, S.M., Emami, M.H., Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 917-932.
- Aoki, K.I., Shiba, I., 1973. Pyroxenes from Iherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos* 6(1), 41-51. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(73\)90078-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(73)90078-9)
- Babakhani, A., Shahidi, A., Baharfirooz Kh., Ahmadi Kh., Nazari, H., Fonoudi, M., Sayareh, A., 2001. Halab quadrangle map 1:100000. The Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A., Maidment, D., Huston, D. L. 2008. An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites–Tanami Orogen, Western Australia. *Precambrian Research* 166(1), 168-184. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.06.025>
- Bagherpour, H., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., Nabatian, G., & Mehdikhani, B. (2020). Intermediate-sulfidation style of epithermal base metal (Ag) mineralization at the Qoyjeh Yeylaq deposit, SW Zanzan, Iran. *Journal of Economic Geology* 11(4), 545-564.
- Bolurchi, M.H., Hajian, J., 1968. The Kabudar Ahang quadrangle map 1:250000. Geological quadrangle No. D 5, the Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K., Hoshizumi, H., 2006. Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154(1-2), 103-116. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.022>
- Caillat, C., Dehlavi, P., Jantin, B. M. 1978. Géologie de la région de Saveh (Iran): contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central (Doctoral dissertation, Université Scientifique et Médicale de Grenoble).
- Deer, W.A. Howie, R.A., Zussman, J., 1991. An introduction to the rock forming minerals. Seventeenth impression, Longman Scientific Technical, 528 p. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Delavari, M., Rezaei, P., Dolati, A. 2017. Eocene magmatism of Orumieh- Dokhtar belt (North of Saveh): variation of volcanic suites in an extensional tectonic setting. *Earth Science Resreaches* 30, 1-17 (in Persian with English Abstract)
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, Ş., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52(4-6), 536-578. <https://doi.org/10.1080/00206810903360422>
- Emami, M.H., 1981. Géologie de la région de Quom-Aran (Iran). Contribution à l'étude dynamique et géochimique du volcanisme tertiaire de l'Iran central (Doctoral dissertation, Université Joseph-Fourier-Grenoble I).
- Fitton, J.G. and Upton, B.G.J., 1987. *Alkaline Igneous Rocks*, Blackwell, London, 576 pp.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 27(2), 211-218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X)

- Fuentes, F., Aguirre, L., Vergara, M., Valdebenito, L., Fonseca, E., 2004. Miocene fossil hydrothermal system associated with a volcanic complex in the Andes of central Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138(1-2), 139-161. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.001>
- Garcia, M.O., Jacobson, S.S., 1979. Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69(4), 319-327.
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Xian, W., Zhao, G., Wu, F., 2009. Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction. *Chemical Geology*, 266(3-4), 364-389. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.001>
- Harris, N.B., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. Geological Society, London, Special Publications 19(1), 67-81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Hassanzadeh, J., 1993. *Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahr-e-Babak area, Kerman Province)*. University of California, Los Angeles.
- Humphreys, M.C., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., 2006. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: Insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology* 47(12), 2303-2334. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl045>
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A.F. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Karlsson, H.R., Clayton, R.N., 1991. Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? *American Mineralogist*, 76(1-2), 189-199.
- Kelemen, P. B., Hanghøj, K. and Greene, A. R. 2003 One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry*, 3 593-659. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03035-8>
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68(1-2), 277-279.
- Kuşcu, G. G., & Floyd, P. A. 2001. Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. *Lithos*, 56(2-3), 207-230. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00051-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00051-7)
- Kuster, D., Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: A review. *Lithos*, 45(1-4), 177-195. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00031-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00031-0)
- Le Bas, M.L., Maitre, R.L., Streckeisen, A., Zanettin, B., IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Leterrier, J., Maurry, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Li, X.W., Mo, X.X., Yu, X.H., Ding, Y., Huang, X.F., Wei, P., He, W.Y., 2013. Petrology and geochemistry of the Early Mesozoic pyroxene andesites in the Maixiu area, west Qinling, China: Products of subduction or syn-collision. *Lithos*, 172, 158-174. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.010>
- Lindsley, D. H. 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68(5-6), 477-493.
- Line, C.M., Purnis, A., Purnis, C., Giampaolo, C., 1995. The dehydration kinetics and microtexture of analcime from two parageneses. *American Mineralogist*, 80(3-4), 268-279. <https://doi.org/10.2138/am-1995-3-409>
- Majidifard, J., Shafeei, A., 2006. Marzban 1:100000 Geologic map. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- McDonough, W. F., Sun, S. S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mehdikhani, B., 1395. Final exploration report for the goijehilagh polymetal mineralization. Zanjan SAMT organization, 150P. (In Persian with English Abstract)
- Moeinvaziri, M.H., 1364. Petrology of igneous rocks. Jahad Daneshgahi Press, 228 P. (In Persian with English Abstract)

- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14(5), 198-221. <https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K. and Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area, *Geosphere*, v. 5, p. 325-362. <https://doi.org/10.1130/GES00223.1>
- Nelson, S.T., Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77(11-12), 1242-1249.
- Nimis, P., Taylor, W. R. 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 541-554. <https://doi.org/10.1007/s004100000156>
- Norish, K., Chappell, B.W., 1977. X-ray fluorescence spectrometry. In: Zussman J., (Ed.), *Physical Methods in Determinative Mineralogy*, 2nd Ed, Academic Press, London, 71-110 PP.
- Otterdoom, H., Srisuriyon, K., Kazemi, H. 2009 Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere* 5(4), 325-362.
- Pearce, J.A. (1983), Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva. Cheshire, UK, 230-249 PP.. <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626>
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C., 1975. The TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 24(3), 419-426. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90149-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90149-1)
- Pearce, J. A., Gale, G. H. 1977. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications* 7(1), 14-24. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1977.007.01.03>
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(1), 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Radfar, J., Mohammadiha, K., Ghahraipur, M., 2005. Garmab 1:100000 Geologic map. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Raymond, L.A., 2002. *The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks*. McGraw-Hill, 720 p.
- Ruprecht, P., Bergantz, G.W., Cooper, K.M., Hildreth, W., 2012. The crustal magma storage system of Volcán Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity. *Journal of Petrology*, 53(4), 801-840. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs002>
- Rutherford, M.J., Hill, P.M., 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B11), 19667-19685. <https://doi.org/10.1029/93JB01613>
- Saha, P., 1961. The system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (nepheline)-NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (albite)-H<sub>2</sub>O. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 46(7-8), 859-884.
- Salehi, T., 1378. Mineralogy, geochemistry and genesis of the Gomushtappeh Pb-Zn-Ag, southwest of Zanjan. M.Sc. thesis, University of Tarbiatmodares, 221P. (In Persian with English abstract)
- Sayari, M., 2015. Petrogenesis and evolution of Oligocene-Pliocene volcanism in the central part of Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (NE of Isfahan). Doctoral dissertation, Ph.D Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 195 p. (in Persian with English abstract).
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic tings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3), 629-642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Journal of Science*, 64(5-6): 501-513.
- Shahidi, E., Ebrahimi, M., & Kouhestani, H. (2012). Structure, texture and mineralography of Mesgar iron occurrence, south Gheydar. In 4th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Birjand, Birjand, Iran. (in Persian with English abstract).
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations*. Chapman & Hall, 445 p.

- Soesoo, A. 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *GFF*, 119(1), 55-60. <https://doi.org/10.1080/11035899709546454>
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *AAPG bulletin*, 52(7), 1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Stocklin, J., Eftekhari-Nezhad, J., 1969. Explanatory text of the Zanjan quadrangle map I: 250,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Stormer Jr, J.C., 1972. Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 83(11), 3299-3322. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3299:MAPOTR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3299:MAPOTR]2.0.CO;2)
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1-16.
- Ulmer, P., 2001. Partial melting in the mantle wedge the role of H<sub>2</sub>O in the genesis of mantle-derived 'arc-related' magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1-4), 215-232. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00229-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00229-1)
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)