



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

Petrology of Eocene dacites and rhyolites from the Gooreh Mountain (NW of Anarak, Isfahan Province)

Razieh Khalili Gelsefidi¹, Ghodrat Torabi^{2*}

1. MSc student in Petrology, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2. Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Article info

Article history

Received: 23 April 2022

Accepted: 31 January 2023

Keywords:

Petrology, Volcanic rocks, Eocene, Dacite, Rhyolite, Gooreh Mountain, Anarak, Central Iran.



Abstract

The Gooreh Mountain is located about 55 km northwest of Anarak (northeast of Isfahan) and in the western margin of the Central-East Iranian microcontinent (west of the Yazd block). The field studies show that the Eocene volcanic rocks in this area present two lithologies of gray-colored dacite and light-colored rhyolite. Dacite lavas cross-cut the rhyolite ones and are younger. Petrography indicates that dacites contain the major minerals of plagioclase (labradorite and bytownite), clinopyroxene (augite) and quartz, and rhyolites are mainly composed of plagioclase, sanidine and quartz. Chlorite, calcite, hematite and limonite are the secondary minerals in both rock units, formed by the alteration of clinopyroxene, plagioclase and magnetite. The main textures of these rocks are porphyritic, glomeroporphyritic, anti-rapakivi, sieved and poikilitic. The crystallization order of minerals in dacites is magnetite, clinopyroxene, plagioclase and quartz, and in rhyolites, is plagioclase, sanidine and quartz. Whole rock geochemical analyses show that the studied volcanic rocks of the Gooreh Mountain are sub-alkaline (calc-alkaline magma series) in nature. Moreover, the chondrite and primitive mantle-normalized diagrams are characterized by the enrichment of LREEs and LILEs and depletion of HFS elements (e.g., Ti, Nb and Ta). The negative TNT (Ti, Nb and Ta) anomalies probably indicate subduction-related volcanic arc magmatism. The dehydration of subducting slab and partial melting of the mantle wedge spinel peridotites produced a basic magma that, during ascent through the lower and middle continental crust, led to melting of amphibolites and formation of acidic magmas.

Introduction

The Cenozoic is the era of prolonged magmatic activity in Iran, during which arc volcanism is dominated by a Paleogene pulse. The Central-East Iranian Microcontinent (CEIM), is one of the major structural units of Iran where the Tertiary, especially Eocene, volcanic rocks are well exposed (Goli et al.,

2021). The Anark region belongs to the Yazd Block, the western segment of the CEIM. In this research, the Eocene volcanic rocks of the Gooreh Mountain in the northwest of Anarak have been studied in terms of petrography, geochemistry and petrogenetic characteristics. The study of these volcanic units will be useful to understand the geological history of the region, chemical and petrological

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.8.2.10994>

*Corresponding author: Ghodrat Torabi; E-mail: Torabighodrat@sci.ui.ac.ir

How to cite this article: Khalili Gelsefidi¹, R., Torabi, G., 2023. Petrology of Eocene dacites and rhyolites in the Gooreh Mountain (NW of Anarak, Isfahan Province). Kharazmi Journal of Earth Sciences 8(2), 62-93.

<http://doi.org/10.22034/KJES.2023.8.2.10994>



characteristics and tectonic setting of the studied lavas, nature of the mantle source, as well as magmatic interactions beneath the continental crust of the CEIM. The field studies indicate that the Eocene volcanic rocks in this area have two main lithologies of dacite (gray-colored) and rhyolite (light-colored).

Material and methods

40 thin and thin polished sections were prepared from the samples of the Gooreh Mountain and their petrographic study was carried out using the BH2 polarizing microscope in the mineralogical laboratory of the Department of Geology, University of Isfahan. After petrography studies, suitable minerals were selected for chemical analysis by the electron microprobe microanalyzer (EPMA).

For point analysis of minerals, the Cameca sx100 electron microprobe was used with an accelerator voltage of 15 kV and a current of 15 nA, at the Institute of Mineralogy, Leibniz University, Germany. The diameter of the electron beam was 3 microns, and the counting time was 40 seconds. The Fe^{3+} value of minerals was calculated by mineral stoichiometry.

Chemical analysis of 10 whole rock samples was carried out at Kansaran Binaloud Company, Tehran, by ICP-MS method, on 6 samples of dacite and 4 samples of rhyolite.

Results and discussion

Petrography

According to the field studies and petrography, the volcanic rocks of this area are dacite and rhyolite. Dacites have the main minerals of plagioclase, quartz, and clinopyroxene, and the rock-forming minerals of rhyolites are plagioclase, quartz, and

sanidine. Sanidine, magnetite, chlorite, hematite and limonite are minerals in the groundmass of these rocks. The main textures of these rocks are porphyritic, glomeroporphyritic and sieve. The order of crystallization of minerals in dacites is magnetite, clinopyroxene, plagioclase, sanidine and quartz while that of the rhyolites is plagioclase, sanidine and quartz.

Mineral chemistry

After petrography, the polished thin sections of the fresh samples from dacites were marked and sent to the Institute of Mineralogy, Leibniz University, Germany for EPMA analysis and then, the calculation of their structural formula was done.

Mineral chemical datashow that opaque minerals found in dacites are magnetite to titanomagnetite in composition. Clinopyroxene is augite in composition ($\text{Wo}_{39.85-42.12}$ $\text{En}_{39.60-41.87}$ $\text{Fs}_{17.18-18.96}$), and plagioclase has labradorite to bytownite chemical composition ($\text{An}_{29.2-47.6}$ $\text{Ab}_{51.4-70.2}$ $\text{Or}_{0.5-1.1}$).

Whole-rock geochemistry

Whole rock chemical compositions of the analyzed samples from Eocene volcanic rocks of the Gooreh Mountain indicate SiO_2 values of 64.35 to 79.83 wt.%. The average contents of SiO_2 in dacites and rhyolites are 65.80 and 76.98 wt.%, respectively. The average amount of $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ in the studied dacites and rhyolites are 3.50 and 3.81 wt.%, respectively. The average values of the LOI (Loss on Ignition) in dacites and rhyolites of the area are 3.65 and 3.39 wt.%, respectively. The high LOI values, can be attributed to the presence of the hydrous minerals produced by hydrothermal alteration. Despite the alteration of some rock samples, using the immobile

elements (e.g. Ti, Zr, Nb, Y and REE) indicates that the analyzed samples still retain characteristics of their parental magma.

The source rock and degree of partial melting

Based on the results of geochemical analysis, the average TiO₂ (0.53 wt.%) and K₂O/Na₂O ratio (0.86) values of the samples are less than 1. The high modal content of plagioclase, the presence of sanidine in groundmass, the low amount of TiO₂, and the petrogenic diagrams suggest the calc-alkaline nature of the samples, and a moderate degree of partial melting of their mantle source rocks. Trace element chemical characteristics of these lavas reveal that the source rock should be a lithospheric mantle spinel lherzolite with a depth of less than 80 km.

Tectonic setting

Petrography and geochemical characteristics of the Eocene acidic volcanic rocks of the Gooreh Mountain indicate that they are similar to the rocks in volcanic arcs. Enrichment in LREEs and LILEs, depletion in HFSE, and negative TNT (Ti, Nb and Ta) anomalies of these rocks in the chondrite and primitive mantle normalized diagrams indicate their subduction-related affinity. Geotectonic discrimination diagrams also support their subduction-related signatures. According to the geological history of Iran, the subduction-related nature of the studied lavas can be attributed to the northward subduction of the Neotethys oceanic lithosphere along the present Zagros thrust zone beneath the Central Iran Zone, or the subduction of the Ashin-Naein ocean which is very close to the study area. Spatial and temporal evidence supports the second scenario, i.e. the role of the subducted Ashin and Naein oceanic

lithosphere in the petrogenesis of the Gooreh Mountain volcanic rocks (Torabi, 2004).

Conclusions

The field, petrography, mineral chemistry and whole-rock geochemical data of the Gooreh Mountain Eocene volcanic rocks indicate their acidic (dacite to rhyolite) composition. Dacite lavas cross cut the rhyolite ones and are younger. Dacites are composed of the plagioclase (labradorite to bytownite), clinopyroxene (augite) and quartz, whereas the rhyolites rock-forming minerals are plagioclase, sanidine and quartz. The most important textures in these rocks are porphyritic, glomeroporphyritic and sieve texture. In terms of whole-rock geochemistry, they are metaluminous, with medium K₂O content and the calc-alkaline nature.



According to this study, as well as the results obtained from the literature, it can be proposed that the emplacement of the basic magmas originating from a mantle wedge spinel lherzolite source, in the lower and middle continental crust, triggered the partial melting of the amphibolites and the formation of the parent melts of the Gooreh Mountain acidic rocks. The relatively fast ascending of magma through the Great Kavir Fault and other active faults of the area, led to the Eocene volcanic eruptions of the Gooreh Mountain.

References

- Goli, Z., Torabi, G., Arai, S., 2021. High-K calc-alkaline Eocene volcanic rocks from the Anarak area (Central Iran): A key structure for the early stages of oceanic basin closure and the beginning of collision. *Geotectonics*, 55 (4) 600-617.
- Torabi, G., 2004. Petrology of ophiolites of Anark region (northeast of Isfahan province), PhD

thesis, Tarbiat Modares University, 240 pages
(in Persian).

CRediT authorship contribution statement

 Razieh Khalili Gelsefidi	Formal analysis, Investigation, Resources, Writing- Original Draft, Writing-Review and Editing, Software
 Ghodrat Torabi	Conceptualization, Formal analysis, Investigation Resources, Writing-Review and Editing, Supervision



سنگ‌شناسی داسیت‌ها و ریولیت‌های ائوسن کوه گوره (شمال غرب انارک، استان اصفهان)

راضیه خلیلی گل‌سفیدی^۱، قدرت ترابی^{۲*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
<p>تاریخچه مقاله دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۰۳ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۱</p> <p>واژه‌های کلیدی پترولوژی، سنگ‌های آتشفشانی، ائوسن، داسیت، ریولیت، کوه گوره، انارک، ایران مرکزی.</p> 	<p>کوه گوره در حدود ۵۵ کیلومتری شمال غرب شهر انارک (شمال شرق اصفهان) و در حاشیه غربی خرد قاره شرق - ایران مرکزی (غرب بلوک یزد) قرار دارد. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در این منطقه دارای دو لیتولوژی داسیت (خاکستری) و ریولیت (روشن رنگ) هستند. گدازه‌های داسیتی، ریولیت‌ها را قطع کرده و از آن‌ها جوان‌تر هستند. مطالعات پتروگرافی حاکی از آن است که داسیت‌ها، دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (لابرادوریت و بیتونیت)، کلینوپیروکسن (اوژیت) و کوارتز بوده، و ریولیت‌ها دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، سانیدین و کوارتز می‌باشند. کلریت، کلسیت، همتیت و لیمونیت کانی‌های ثانویه موجود در این دو گروه سنگی هستند که از دگرسانی کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و مگنتیت حاصل شده‌اند. بافت‌های اصلی این سنگ‌ها پورفیریتیک، گلومروپورفیریتیک، آنتی راپاکیوی، غربالی و پوئی کیلیتیک می‌باشد. در داسیت‌ها، ترتیب تبلور کانی‌ها به صورت مگنتیت، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و کوارتز است و در ریولیت‌ها نیز ترتیب تبلور به صورت پلاژیوکلاز، سانیدین و کوارتز می‌باشد. نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگ کل نشان می‌دهد که سنگ‌های ولکانیک ائوسن کوه گوره دارای ترکیب داسیت و ریولیت هستند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها ماهیت ساب‌آلکان داشته و جزء سری کالک‌آلکان می‌باشد. نمودارهای بهنجارسازی سنگ‌های ولکانیک کوه گوره نسبت به ترکیب کندریت و گوشته اولیه، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نظر LREEها و LILEها غنی بوده و فقیر از عناصر HFS مانند Ta, Nb, Ti (TNT) می‌باشند. آنومالی منفی TNT در این سنگ‌ها احتمالاً بیانگر ماگماتیسم مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و مناطق فرورانش است. این سنگ‌ها، از نظر ترکیب شیمیایی شبیه سنگ‌های معمول یک کمان ماگمایی هستند. تصور بر این است که با آبدایی اسلب فرورونده و ذوب بخشی پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای، یک مذاب بازیگ ایجاد شده که با صعود به سمت بالا و جایگیری در افق‌های زیرین و میانی پوسته قاره‌ای باعث ذوب آمفیبولیت‌ها گردیده است. مذاب‌های اسیدی حاصل شده در نهایت در مسیر گسل‌ها و زون‌های برشی به صورت گدازه به سطح زمین رسیده است.</p>

مقدمه

کوه‌زایی آلپ - هیمالیا هستند (Bagheri, 2007; Bagheri and Stampfli, 2008; Stocklin, 1974). دوران سنوزوئیک دوران فعالیت‌های گسترده

ایران و سرزمین‌های اطراف آن قطعاتی از بلوک‌های قاره‌ای جدا شده از یکدیگر توسط کمربندهای گسل‌خورده و چین‌خورده در سیستم

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.8.2.10994>

*نویسنده مسئول: قدرت ترابی Torabighodrat@sci.ui.ac.ir

استناد به این مقاله: خلیلی گل‌سفیدی، ر.، ترابی، ق. (۱۴۰۱) سنگ‌شناسی داسیت‌ها و ریولیت‌های ائوسن کوه گوره (شمال غرب انارک، استان اصفهان). مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۸، شماره ۲، صفحه ۶۲ تا ۹۳.

<http://doi.org/10.22034/KJES.2023.8.2.10994>



اواخر کرتاسه- اوایل سنوزوئیک بالازدگی حاصل کرده و در حاشیه قاره جایگزین می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی دوران سنوزوئیک، به ویژه ائوسن، در بیشتر بخش‌های خردقاره شرق - ایران قابل مشاهده هستند (Goli et al., 2021).

منطقه انارک در بلوک یزد که بخش غربی خردقاره شرق - ایران مرکزی است، قرار دارد. در منطقه انارک دو بلوک قاره‌ای شناسایی شده است (Aistov et al., 1984): ۱- کمپلکس‌های دگرگونی چین خورده با سن‌های مختلف در شرق. این بلوک شامل زون‌های تکتونیکی متعددی می‌باشد که پی‌سنگ دگرگونی آن‌ها در عمق‌های متفاوتی واقع شده است و منجر به ایجاد ساختارهای هورست و گراین گردیده است. ۲- پالئوزوئیک در غرب. پی‌سنگ دگرگونی پالئوزوئیک در زون کوه دم در بخش‌های مرکزی و غربی گنبد ولکانو - تکتونیک کوه دم، و بخش غربی هورست کوه گرگاب دارای رخنمون است. منطقه مورد مطالعه (کوه گوره) در بلوک غربی قرار دارد.

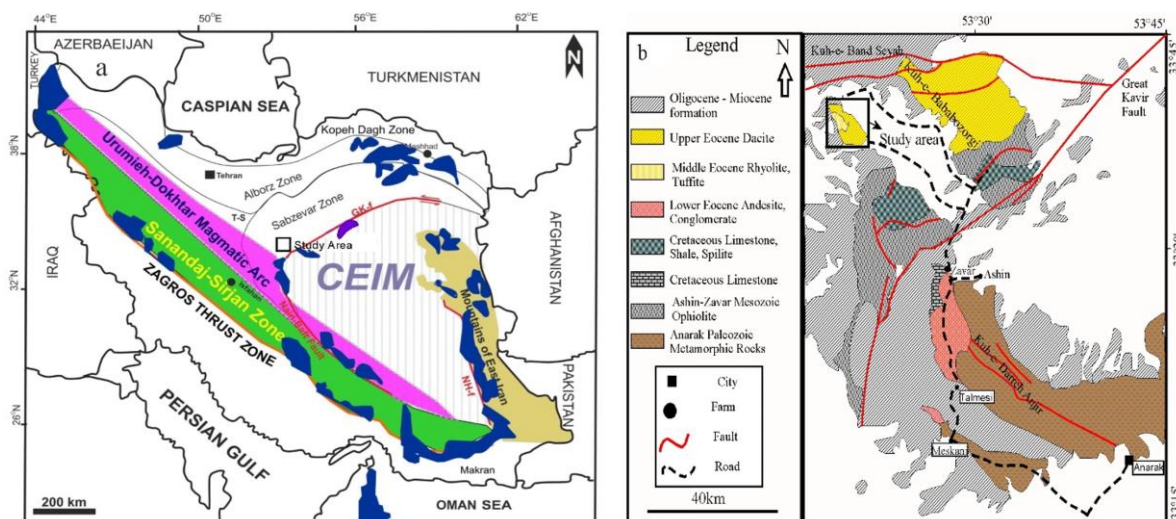
در این پژوهش سنگ‌های ولکانیک ائوسن کوه گوره در شمال غرب انارک (شکل ۱-ا) مدنظر قرار گرفته و از لحاظ ویژگی‌های پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنز مورد بررسی واقع شده‌اند. امید می‌رود که انجام این تحقیق بتواند در درک بهتر گذشته‌ی زمین‌شناسی بخش غربی خرد قاره شرق - ایران مرکزی (CEIM) موثر باشد. به منظور دسترسی به این اهداف از نتایج بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و

ماگماتیسم در ایران است که از پایان کرتاسه آغاز شده و حدود ۶۵ میلیون سال به طول می‌انجامد. اوج فعالیت ماگماتیسم ایران مربوط به زمان ائوسن است که تقریباً در سراسر ایران به جز کپه داغ و زاگرس دیده می‌شود. یکی از پیچیده‌ترین واحدهای ساختاری زمین‌شناسی ایران، زون ایران مرکزی است و ماگماتیسم آن در زمان ائوسن بیشتر شامل فعالیت‌های آتش فشانی می‌باشد که در اثر رویداد آلپ میانی اتفاق افتاده است (Aghanbati, 2004).

خرد قاره شرق - ایران مرکزی، یکی از واحدهای مهم ساختاری است که شامل مرکز و شرق ایران می‌شود و توسط گسل‌های اصلی (از طرف شمال گسل کویر بزرگ، از طرف جنوب و جنوب غرب گسل نایین - دهشیر - بافت، در جنوب گسل بشاگرد و از شرق گسل نهبندان) محدود می‌شود (Almasian, 1997; Shirdashtzadeh et al., 2011). این خرد قاره در شمال شرقی کمان ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده و بین صفحات همگرای عربی و اوراسیا قرار دارد که از غرب به شرق شامل بلوک یزد (نایین)، بلوک پشت بادام، بلوک کرمان (طبس) و بلوک لوت می‌شود. این بلوک‌ها با گسل‌های امتداد لغز چپ‌گرد از یکدیگر جدا شده‌اند. اطراف این خردقاره، مجموعه‌های افیولیتی که بقایای پوسته اقیانوسی نئوتتیس‌اند (Rajabi and Torabi, 2012; Davoudzadeh, 1997) قابل مشاهده است. افیولیت‌های اطراف خردقاره شرق - ایران مرکزی، اغلب در نتیجه باز شدن حوضه‌های اقیانوسی نائین- بافت، مکران، سیستان و سبزواری و بسته شدن آنها در

ژئوشیمی کانی‌ها و نمونه‌های سنگ کل استفاده شده

است.



شکل ۱- (a) پهنه‌های اصلی ساختاری و زمین‌شناسی ایران (Shirdashtzadeh, 2018) و موقعیت کوه گوره (منطقه مورد مطالعه). (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه عشین - زوار (شمال غرب انارک)؛ برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک.

Fig. 1. a) The main structural and geological unit of Iran (Shirdashtzadeh, 2018) and the location of the Gooreh Mountain (Study area). b) Simplified geological map of the Ashin - Zavar area (NW of Anarak) (redrawn from geological map of Anarak, scale 1:250000).

زمین‌شناسی عمومی

(شکل ۱)، که در این ناحیه به دو شاخه تقسیم شده به طوری که یک شاخه از این گسل از کناره شرقی افیولیت عشین و شاخه دیگر از شمال کوه گوره و همچنین کوه بابا بزرگی عبور می‌کند (Javadi et al., 2015).

کوه گوره در ۵۵ کیلومتری شمال غرب انارک با مختصات تقریبی طول جغرافیایی ۵۳ درجه، ۱۸ دقیقه و ۱۰ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۳ درجه، ۳۹ دقیقه و ۷ ثانیه شمالی قرار دارد. در برخی منابع و نقشه‌های جغرافیایی به این کوه، کوه گوره غلامعلی نیز می‌گویند (شکل ۱-b). کوه گوره در یک نمای کلی شکلی بیضی مانند با امتداد عمومی شمال

منطقه انارک در بخش شمال شرقی استان اصفهان، در فاصله‌ی ۲۲۰ کیلومتری شهر اصفهان و ۷۶ کیلومتری شمال شرق شهر نایین قرار گرفته است. انارک در حاشیه جنوبی دشت کویر مرکزی ایران واقع شده و بلندای آن از سطح دریا حدود ۱۴۷۰ کیلومتر می‌باشد.

گسل‌های اصلی منطقه انارک قدمت زیادی دارند و در گذشته زمین‌شناسی بسیار فعال بوده‌اند. تقسیم‌بندی زون‌های تکتونیکی منطقه نیز متأثر از فعالیت این گسل‌ها می‌باشد. یکی از مهم‌ترین گسل‌های منطقه، گسل کویر بزرگ (درونه) می‌باشد

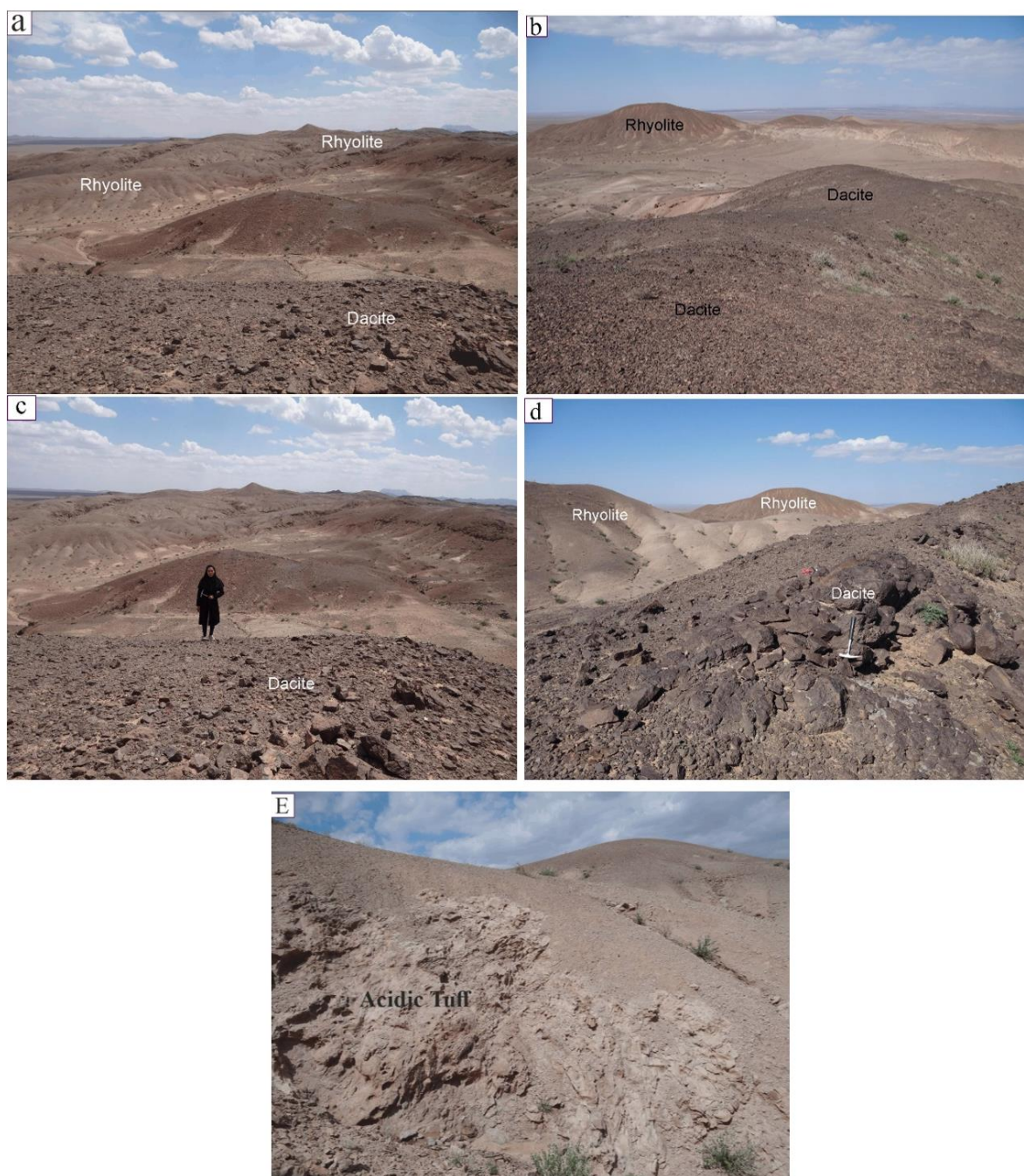
غرب - جنوب شرق داشته که طول قطر بزرگ این کوه حدود ۶ کیلومتر و طول قطر کوچک آن حدود ۲/۶ کیلومتر می‌باشد. این کوه دارای وسعت تقریبی ۱۵ کیلومتر مربع است. در این منطقه ارتفاع از سطح دریا به طور تقریبی ۱۲۲۰ متر می‌باشد.

در منطقه مورد مطالعه، نوع فوران بیشتر از نوع پلنین (Plinian eruption) بوده است. این نوع فوران با ستون‌هایی از زبانه‌های آتشفشانی و گازهای داغ پرتاب شده مشخص می‌شود. از ویژگی‌های کلیدی فوران نوع پلنین می‌توان به بیرون راندن مقدار زیادی پومیس، فوران‌های مداوم گازی بسیار قدرتمند، تولید ابرهایی از خاکستر آتشفشانی و گاهی اوقات تولید جریان‌های پیروکلاستیک اشاره نمود. در این نوع فوران معمولاً گدازه‌ها از نوع داسیتی یا ریولیتی و سرشار از سیلیس می‌باشند (Bamber et al., 2020). به دلیل درصد سیلیس بالای سنگ‌های کوه گوره و درجه حرارت نسبتاً پایین، گدازه اسیدی دارای گرانروی بالا (ویسکوزیته) و سیالیت پایین بوده و در نتیجه به صورت انفجاری و همراه با مواد پرتابی بوده است. وجود سنگ‌های ریولیتی، داسیتی و توف‌ها نیز تایید کننده این نوع فوران است (شکل ۲).

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در این منطقه دارای دو لیتولوژی داسیت (خاکستری) و ریولیت (روشن رنگ) هستند. در برخی مناطق در درون داسیت‌ها قطعاتی از ریولیت دیده شده که نشان می‌دهد گدازه‌های داسیتی، جوان‌تر از ریولیت‌ها بوده و آن‌ها را قطع نموده‌اند (شکل ۲).

در بعضی از نقاط، فراوانی حفرات در برخی از نمونه‌ها به خوبی مشخص است که نشان دهنده‌ی فراوانی گازها و خروج آن‌ها از گدازه در هنگام ولکانیسم است. در درز و شکاف‌ها علاوه بر کلسیت، کانی‌های قرمز و زرد رنگ (هماتیت و لیمونیت) نیز در قسمت داسیتی کوه گوره دیده می‌شود.

سالم‌ترین نمونه‌ی داسیتی در بخش‌های شمال غربی این مجموعه‌ی ولکانیک دیده می‌شود که در بررسی‌های صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌ها تیره‌تر از سایر واحدها می‌باشد. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که فوران داسیت‌ها آخرین حادثه ولکانیک در کوه گوره بوده است.



شکل ۲- تصاویر صحرایی گدازه‌های ریولیتی و داسیتی ائوسن کوه گوره (شمال غرب انارک).

Fig 2. Field photos of the Eocene rhyolitic and dacitic lavas of the Gooreh Mountain (NW of Anarak).

مختلف، تعداد ۴۰ نمونه سالم و کمتر دگرسان شده جهت تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی برداشته شد. مطالعه پتروگرافی نمونه‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مدل BH2 در آزمایشگاه کانی‌شناسی گروه

مواد و روش‌ها

پس از انجام مطالعات کتابخانه‌ای، بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری صورت پذیرفت و از واحدهای

ریولیت می‌باشند. داسیت‌ها دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز و کلینوپیروکسن بوده که درصد فراوانی فنوکریست‌ها در نمونه‌های مختلف داسیت ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی می‌باشد. سانیدین، مگنتیت، کلریت، کلسیت، هماتیت و لیمونیت کانی‌های موجود در زمینه این سنگ‌ها می‌باشند. کوارتز بیشتر محدود به زمینه سنگ است. ریولیت‌ها دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و سانیدین هستند که حدود ۷ تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده‌اند. کانی‌هایی همچون کلسیت، مگنتیت، رگه‌های هماتیت و لیمونیت و کلریت در زمینه سنگ دیده شده است. این سنگ‌ها اغلب دارای بافت‌های پورفیریتیک، گلوپورفیریتیک و غربالی می‌باشند (شکل ۳ و ۴). در منطقه مورد مطالعه پلاژیوکلازهای موجود در داسیت‌ها در برخی موارد در قسمت میانی غربالی شده (شکل ۳-a) و از اطراف سالم‌اند که احتمالاً دلالی از جمله کاهش فشار دو مرحله‌ای (Nelson & Montana, 1992) و رخداد آرایش و اختلاط ماگمایی (Tsuchiyama, 1985) دارد که بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی نیز تایید کننده آن‌ها است. در اطراف بعضی از پلاژیوکلازها هاله‌ای سفید رنگ از سانیدین تشکیل شده است (بافت آنتی راپاکیوی) و احتمالاً نشان دهنده پدیده اختلاط و یا آرایش است (Hibbard, 1995 and Morrison, 1980) (شکل ۳-b). این بافت از تبلور هیدروسیلیکات‌ها نیز ممکن است ایجاد شود (Elliston, 1984).

زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان انجام شد و متعاقب آن، کانی‌های مناسب جهت انجام آنالیزهای شیمیایی توسط دستگاه میکروپروپ، انتخاب گردیدند. کانی‌های آنالیزشده شامل کلینوپیروکسن (۱۹ نقطه)، پلاژیوکلاز (۱۵ نقطه) و مگنتیت (۷ نقطه) هستند که از نمونه شماره Kh25 انتخاب شده‌اند. آنالیزهای نقطه‌ای کانی‌ها با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروپ Cameca SX100 با ولتاژ شتاب دهنده 15 kV و جریان 15nA در انستیتوی کانی‌شناسی دانشگاه لایبزیگ آلمان صورت گرفته است. قطر بیم الکترونی ۳ میکرون بوده و مدت زمان شمارش نیز ۴۰ ثانیه بوده است. برای تفکیک Fe^{2+} و Fe^{3+} و تعیین فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم افزار Minpet 2.02 استفاده گردید.

آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگ کل در شرکت کانساران بینالود با روش ICP-MS، روی ۶ نمونه از داسیت‌ها و ۴ نمونه از ریولیت‌ها صورت گرفته و جهت تعیین مقدار آهن فرو و فریک در نمونه‌ها، از روش پیشنهادی میدلموست (Middlemost, 1989) استفاده شده است. برای رسم نمودارهای مرتبط با نامگذاری سنگ، ماهیت ماگما، تفکیک محیط پتروژنز و رسم نقشه‌ها از نرم افزارهای Word Perfect Presentation, Corel Draw, Minpet, Newpet استفاده گردیده است.

نتایج و بحث

پتروگرافی

براساس مطالعات صحرایی و نمونه‌های دستی، سنگ‌های آتشفشانی این منطقه شامل داسیت و

Reed, 1989; Schmitt et al., 2001; Tamura et al., 2003; Gilmer et al., 2021).

در منطقه مورد مطالعه پلاژیوکلازهای موجود در ریولیت‌ها روشن تا خاکستری رنگ بوده، شکل مستطیلی دارند و ماکل‌های پلی سینتتیک و کارلسیاد در آن‌ها قابل مشاهده است (شکل ۴). بلورهای منفرد پلاژیوکلاز دارای ادخال‌هایی از شیشه هستند که بافت غربالی را می‌سازد (شکل ۴-ا). منطقه بندی یا زونینگ نیز در این پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۴-ب).

کانی کوارتز در این ریولیت‌ها هم به صورت فنوکریست، و هم در زمینه سنگ دیده می‌شود. بلورهای کوارتز موجود در این سنگ‌ها اغلب دارای خوردگی خلیجی هستند. وجود خوردگی خلیجی در این نمونه‌ها احتمالاً حاکی از افت ناگهانی فشار و ذوب و انحلال بخش‌هایی از کانی در مذاب میزبان است (شکل ۴-د، c). به عبارت دیگر در پی خروج ماگما و در پی افت ناگهانی فشار، دمای تبلور کاهش می‌یابد و بلورهای موجود در ماگما، نظیر کوارتز دچار ذوب و خوردگی می‌شوند (Vernon, 2004). این بافت می‌تواند در پی اختلاط ماگمایی نیز ایجاد شود (Donaldson and Henderson, 1988; Shelly, 1993). کانی سانیدین شفاف بوده، ماکل داشته و دارای شکستگی‌های نامنظم می‌باشد. این کانی در ریولیت‌های کوه گوره هم به صورت فنوکریست و هم در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۴-د، c).

منطقه‌بندی (زونینگ بخشی)^۱ نیز در پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۳-ج) که نشان‌دهنده نبود تعادل فیزیکی و یا شیمیایی در زمان تبلور بلورهای پلاژیوکلاز است (Vance, 1965; Bennet et al., 2019). این پدیده بیشتر در سنگ‌های ولکانیک مشاهده می‌شود، چرا که در این سنگ‌ها، سرعت رشد بلورها بیشتر است. برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای رگه‌هایی از هماتیت و لیمونیت‌اند. پلاژیوکلازها در مواردی بر اثر هجوم سیالات به کلریت دگرسان شده‌اند.

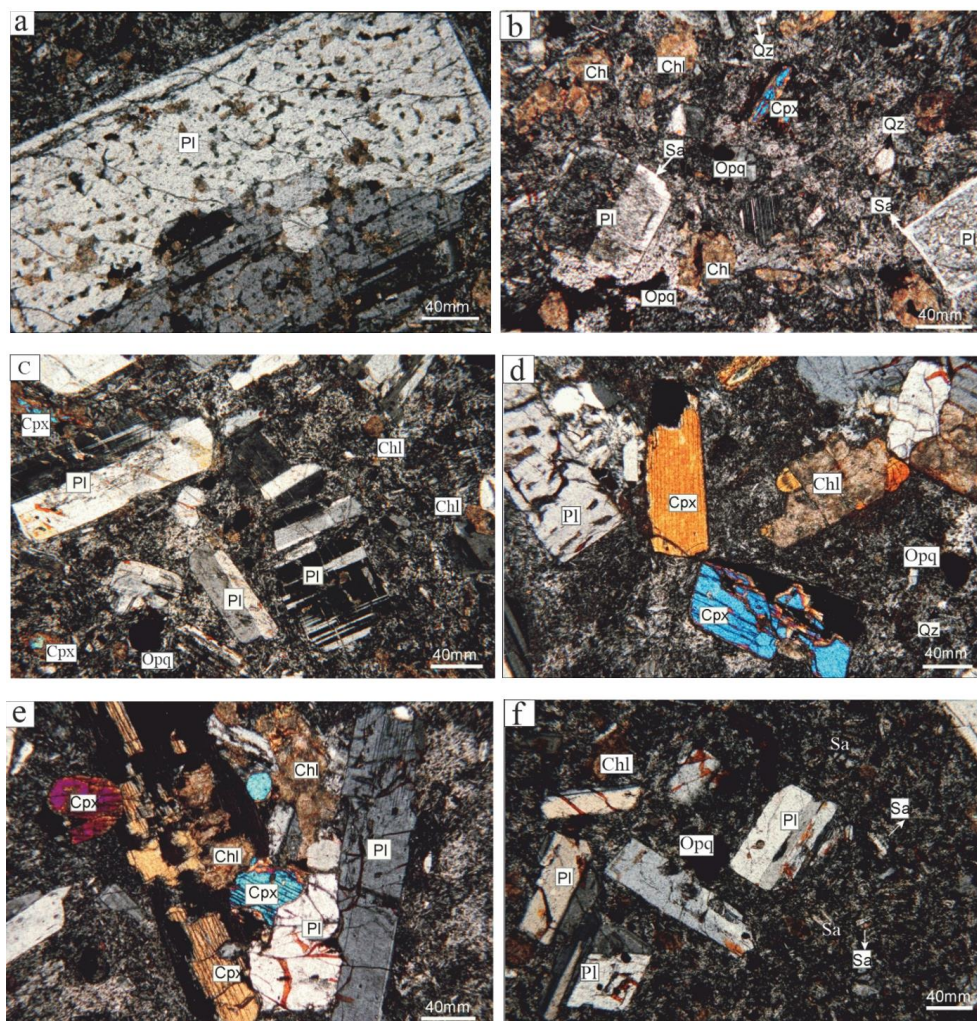
پیروکسن‌های موجود در داسیت‌های این ناحیه از نوع کلینوپیروکسن می‌باشند که بیشتر به دو رنگ (اینترفرانس) آبی و نارنجی دیده می‌شوند. این بلورها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای خاموشی مایل می‌باشند. بخش‌هایی از این کانی‌ها بر اثر دگرسانی به کلریت، کلسیت و مگنتیت تبدیل شده‌اند. میزان دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها با افزایش مقدار شکستگی‌های موجود در آن‌ها بیشتر شده است (شکل ۳-د). مطالعه میکروسکوپی نمونه‌ها بیانگر تبلور زودتر کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلازها است.

کوارتزهای موجود در داسیت‌های کوه گوره، خاکستری رنگ تا شفاف، و به صورت ریز بلور در زمینه سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳). وجود کوارتزهای ریز بلور در زمینه داسیت‌ها در سایر مناطق دنیا نیز گزارش شده است (Washington, 1895; Lewis, 1968; Milner, 1986; Lipman and

¹ Patchy Zoning

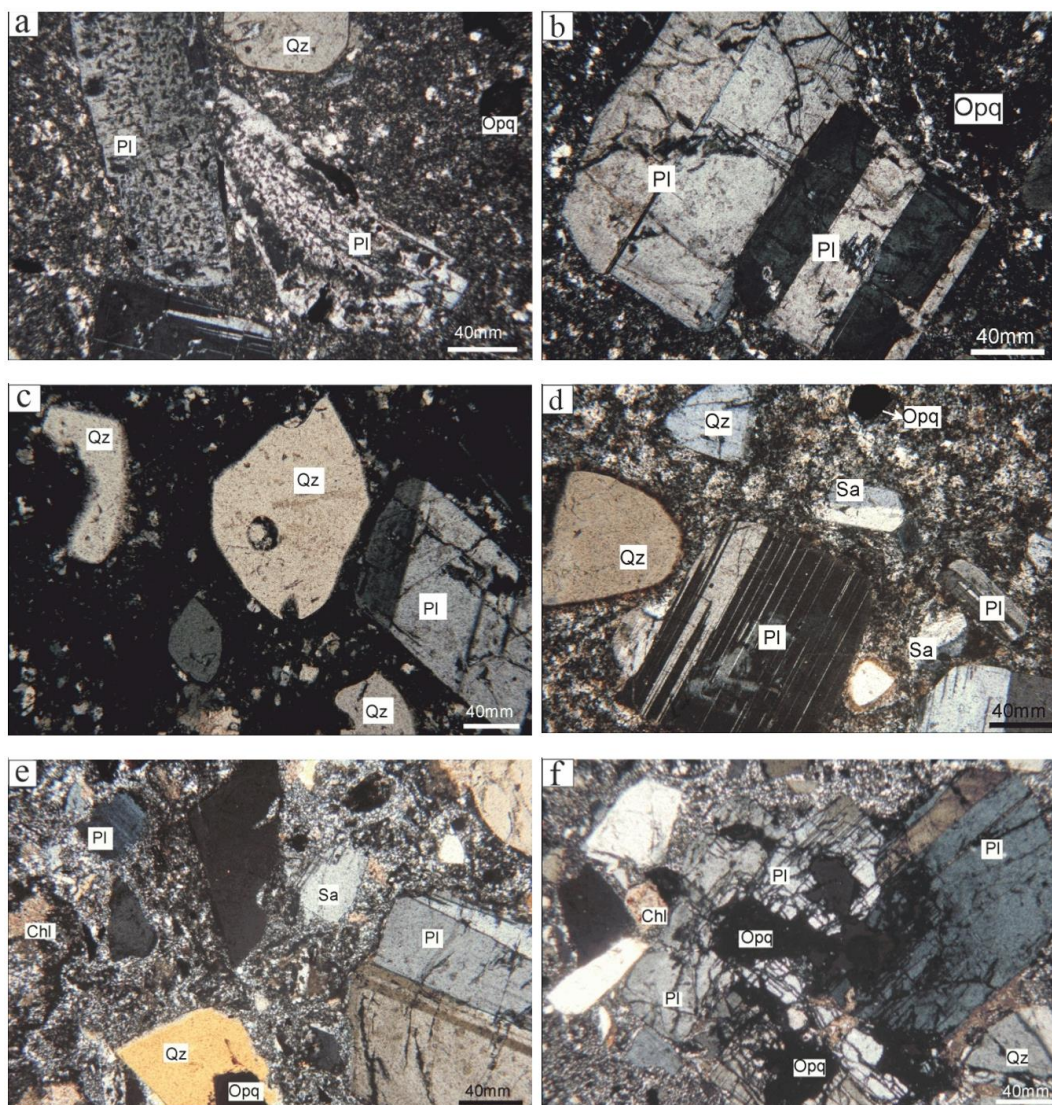
می‌باشد و ترتیب تبلور کانی‌ها در ریولیت‌های کوه گوره به صورت پلاژیوکلاز، سانیدین و کوارتز است.

در داسیت‌ها ترتیب تبلور از مگنتیت به کلینوپیروکسن، سپس پلاژیوکلاز و پس از آن کوارتز



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی داسیت‌های کوه گوره (XPL). (a) بافت غربالی در پلاژیوکلاز، (b) بافت آنتی راپاکیوی، (c) منطقه‌بندی یا زونینگ در پلاژیوکلازها، (d) کلینوپیروکسن‌های موجود در داسیت‌ها، (e) بافت گلومروپورفیریتیک، (f) بافت پورفیریتیک. علائم اختصاری کانی‌ها: Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Opq: اپاک، Chl: کلریت، Sa: سانیدین، Qz: کوارتز (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 3. Microphotographs of the Gooreh Mountain dacites (XPL). a) Sieve texture in plagioclase, b) Anti-rapakivi texture, c) Zoning in plagioclase, d) Clinopyroxenes of dacites, e) Glomeroporphyritic texture, f) Porphyritic texture. Mineral abbreviations are: Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxenes, Opq: opaques, Chl: chlorite, Sa: sanidine, Qz: quartz (Whitney and Evans, 2010).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی ریولیت‌های کوه گوره (XPL). a) بافت غربالی در پلاژیوکلاز، b) منطقه‌بندی یا زونینگ در پلاژیوکلاز، c و d) کانی‌های کوارتز و خوردگی خلیجی در آن‌ها، e و d) کانی سانیدین و بافت پورفیری، f) بافت گلومروپورفیری.

Fig. 4. Microphotographs of the Gooreh Mountain rhyolites (XPL). a) Sieve texture in plagioclase, b) Zoning in plagioclase, c and d) Corrosion in quartz crystals, d and e) Sanidine crystals and porphyritic texture, f) Glomeroporphyritic texture.

شناسی دانشگاه لایپنیز آلمان ارسال گردیدند. بعد از انجام آنالیز نقطه‌ای کانی، محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها انجام شد.

داده‌های شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که کانی‌های اوپاک موجود در داسیت‌ها از نوع مگنتیت تا مگنتیت تیتان دار هستند (جدول

شیمی کانی‌ها

پس از مطالعات پتروگرافی، نمونه‌های داسیت که کمتر دچار دگرسانی شده و همچنین دارای کانی شاخص کلینوپروکسن می‌باشند برای تجزیه میکروپروب انتخاب گردیده و به انستیتوی کانی

میانگین مقدار Mg# کلینوپروکسن‌های داسیت‌ها ۰/۷۴ می‌باشد.

ترکیب پلاژیوکلازها در داسیت‌های منطقه بر اساس نمودار ارائه شده به وسیله دیر و همکاران (Deer et al., 1992) به صورت $Ab_{51.4}-An_{29.2-47.6}$ و معادل لابرادوریت تا بیتونیت است (شکل ۵-۳). مقدار CaO و Na₂O در این کانی‌ها به ترتیب حدود ۱۰/۷۱ تا ۱۴/۲۷ و ۳/۲۸ تا ۵/۱ درصد وزنی است که نشان دهنده مقدار بیشتر کلسیم نسبت به سدیم در این کانی‌هاست (جدول ۳).

۱) کلینوپروکسن‌ها بر اساس نمودار موریموتو (Morimoto, 1989) در محدوده Quad قرار می‌گیرند و دارای ترکیب $En_{39.60}-Wo_{39.85-42.12}$ هستند که بیانگر ترکیب اوژیت می‌باشد (جدول ۲؛ شکل ۵-۵، b). از مقدار عدد منیزیم ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) به عنوان یک معیار مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها و استنباط تفریق ماگمایی می‌توان استفاده کرد. بر این اساس کلینوپروکسن‌های با Mg# کمتر از ۰/۸۶ نتیجه تفریق بلورین ماگما هستند (Deer et al., 1992; Lebas, 1962).

جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب کانی مگنتیت (بر اساس درصد وزنی) در داسیت‌های کوه گوره به همراه فرمول ساختاری آن براساس ۴ اکسیژن.

Table 1. Electron microprobe analyses results of magnetite (wt.%) in the Gooreh Mountain Dacites and their calculated structural formula based on 4 Oxygens.

Sample Point	KH-25						
	7	8	9	38	39	40	41
Mineral	Magnetite						
SiO ₂	0.20	0.36	1.66	0.64	0.65	0.63	1.45
TiO ₂	11.66	11.42	5.26	12.21	16.55	10.88	15.16
Al ₂ O ₃	3.24	3.27	0.90	2.37	2.87	2.20	1.19
Cr ₂ O ₃	0.15	0.15	0.17	0.09	0.30	0.11	0.12
FeO*	73.00	72.74	78.08	72.87	70.72	74.26	69.49
MnO	0.64	0.65	0.53	1.29	0.85	1.46	0.80
MgO	1.12	1.18	0.05	0.48	0.72	0.39	0.08
Total	90.00	89.76	86.66	89.94	92.65	89.93	88.28
Oxygen#	4	4	4	4	4	4	4
Si	0.02	0.03	0.14	0.05	0.05	0.05	0.12
Ti	0.69	0.68	0.33	0.73	0.96	0.65	0.93
Al	0.23	0.23	0.07	0.17	0.20	0.15	0.09
Cr	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	1.71	1.71	2.23	1.66	1.27	1.79	1.33
Fe ²⁺	1.27	1.26	1.21	1.32	1.44	1.28	1.49
Mn	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.05	0.03
Mg	0.07	0.07	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00
Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

جدول ۲- نتایج آنالیزهای میکروپروب کانی کلینوپیکروکسن (بر اساس درصد وزنی) در داسیت‌های کوه گوره به همراه فرمول ساختاری آن براساس ۶ اکسیژن.

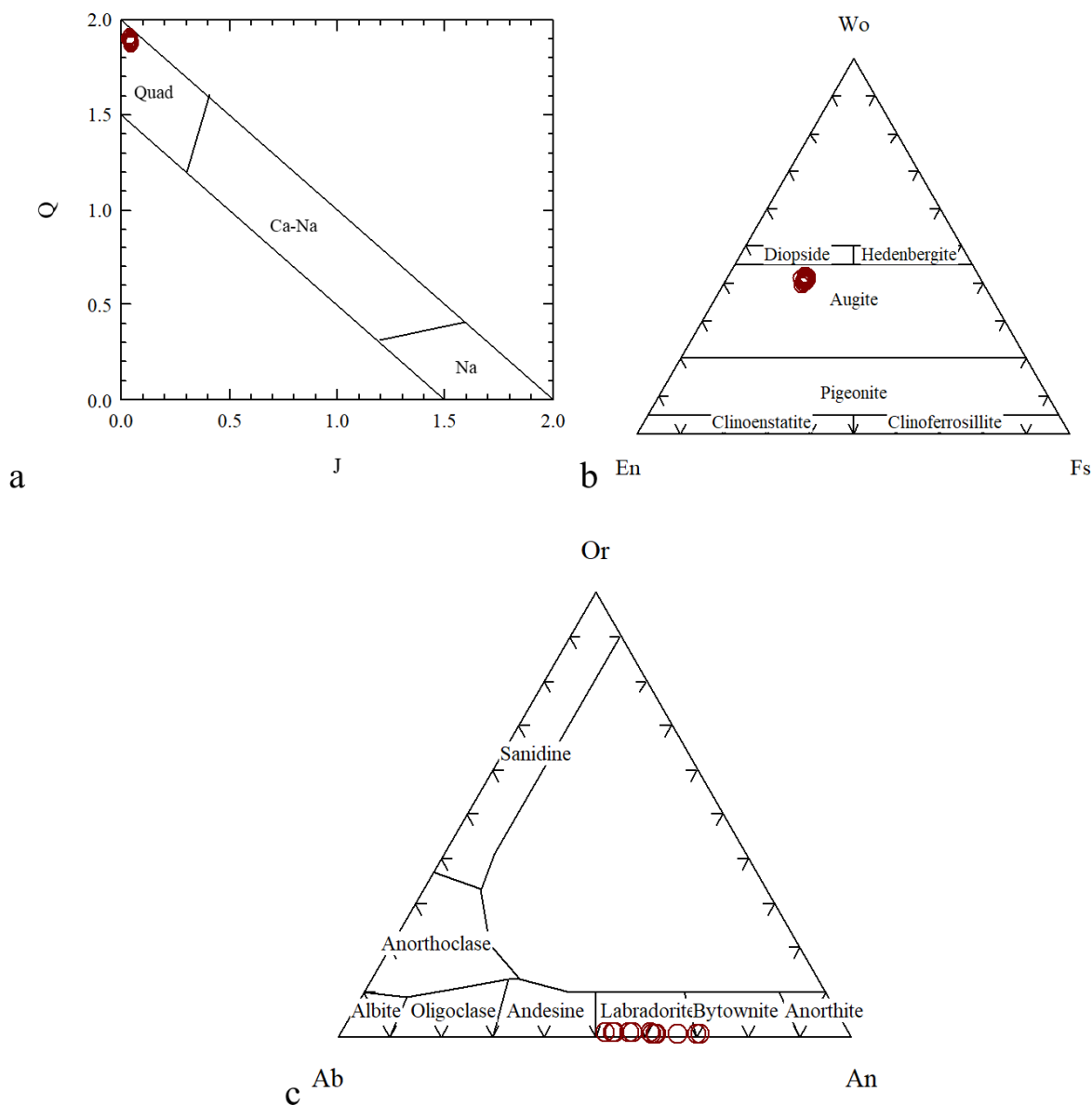
Table 2. Electron microprobe analysis of clinopyroxene (wt.%) in the Gooreh Mountain dacites and their calculated structural formula based on 6 Oxygens.

Sample	Kh25																		
Analysis	10	11	12	13	14	15	16	17	18	2	26	27	28	29	3	30	31	32	33
Mineral	CPX																		
SiO ₂	51.51	51.42	51.72	50.78	51.36	51.09	50.92	51.05	51.47	51.42	51.23	51.53	51.28	51.18	51.36	51.49	50.92	51.80	51.30
TiO ₂	0.38	0.36	0.38	0.46	0.46	0.47	0.46	0.50	0.34	0.38	0.41	0.40	0.48	0.44	0.40	0.47	0.39	0.39	0.44
Al ₂ O ₃	1.36	1.38	1.44	1.72	1.75	1.77	1.76	1.92	1.35	1.46	1.78	1.43	1.80	1.55	1.49	1.81	1.56	1.41	1.88
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.08	0.00	0.05	0.03	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
FeO*	10.74	10.68	10.85	11.26	11.38	11.18	10.92	11.20	11.06	11.38	10.37	10.92	10.95	11.29	11.07	10.90	11.06	11.16	10.94
MnO	0.40	0.52	0.49	0.38	0.41	0.38	0.40	0.38	0.38	0.40	0.35	0.51	0.39	0.51	0.38	0.36	0.36	0.43	0.38
MgO	13.98	14.16	14.05	14.00	14.09	14.01	14.37	14.53	14.71	14.10	14.50	14.31	14.20	14.20	13.76	14.15	14.24	14.22	14.35
CaO	20.49	20.38	20.30	19.89	19.78	19.98	19.76	19.60	19.48	20.12	20.18	20.27	20.23	19.63	20.26	19.85	20.10	19.56	19.79
Na ₂ O	0.31	0.31	0.25	0.25	0.26	0.34	0.29	0.30	0.24	0.28	0.26	0.25	0.29	0.30	0.28	0.28	0.27	0.27	0.29
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.18	99.26	99.49	98.80	99.49	99.24	98.88	99.49	99.12	99.54	99.14	99.65	99.62	99.20	99.01	99.31	98.90	99.25	99.37
Oxygen#	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.94	1.94	1.95	1.92	1.93	1.93	1.92	1.92	1.94	1.93	1.93	1.93	1.92	1.93	1.94	1.94	1.92	1.95	1.93
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.06	0.06	0.06	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09	0.06	0.07	0.07	0.06	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.07
Al ^{VI}	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0.01	0.02	0	0.02	0.01
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0.06	0.07	0.04	0.07	0.05	0.07	0.07	0.08	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.04	0.08	0.03	0.06
Fe ²⁺	0.28	0.27	0.3	0.29	0.31	0.29	0.28	0.28	0.29	0.27	0.28	0.27	0.29	0.31	0.31	0.27	0.33	0.29	0.29
Mn	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.79	0.8	0.79	0.79	0.79	0.79	0.81	0.81	0.83	0.79	0.81	0.8	0.79	0.8	0.78	0.79	0.8	0.8	0.8
Ca	0.83	0.82	0.82	0.81	0.8	0.81	0.8	0.79	0.79	0.81	0.81	0.82	0.81	0.79	0.82	0.8	0.81	0.79	0.8
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Wo	42.13	41.74	41.68	41.05	40.71	41.2	40.66	40.12	39.85	41.11	41.42	41.28	41.42	40.39	41.91	41.07	41.16	40.42	40.72
En	39.99	40.35	40.14	40.2	40.35	40.19	41.15	41.38	41.87	40.09	41.41	40.55	40.45	40.65	39.6	40.74	40.58	40.88	41.09
Fs	17.89	17.91	18.18	18.76	18.95	18.61	18.19	18.51	18.28	18.8	17.18	18.18	18.13	18.96	18.49	18.19	18.26	18.7	18.19
WEF	97.68	97.67	98.14	98.1	98.05	97.44	97.81	97.74	98.2	97.9	98.04	98.13	97.82	97.74	97.9	97.91	97.96	97.99	97.82
JD	0.07	0	0.3	0	0.31	0.12	0.01	0	0	0	0.14	0	0.08	0	0.33	0.66	0	0.66	0.33
AE	2.25	2.33	1.57	1.89	1.64	2.45	2.18	2.26	1.8	2.1	1.82	1.87	2.09	2.26	1.78	1.43	2.04	1.35	1.85
Mg#	0.71	0.73	0.75	0.75	0.74	0.73	0.75	0.74	0.74	0.73	0.72	0.72	0.75	0.79	0.74	0.71	0.73	0.75	0.75

جدول ۳- نتایج آنالیز میکروپروپروب کانی پلاژیوکلاز (بر اساس درصد وزنی) در داسیت‌های کوه گوره به همراه فرمول ساختاری آن بر اساس ۸ اکسیژن.

Table 3. Electron microprobe analysis of plagioclase (wt.%) in the Gooreh Mountain dacites and their calculated structural formula based on 8 Oxygens.

Sample	Kh25														
	1	19	20	21	22	23	24	25	34	35	36	37	4	5	6
Analysis															
Mineral	Pl														
SiO ₂	55.13	50.31	51.19	50.49	54.16	53.35	52.77	53.15	52.84	53.87	52.64	55.07	54.52	52.89	55.76
TiO ₂	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	28.32	31.29	30.65	31.50	28.78	29.43	29.98	29.75	30.07	28.88	29.72	28.40	28.08	29.89	28.24
FeO*	0.63	0.75	0.74	0.76	0.73	0.71	0.76	0.73	0.64	0.66	0.66	0.61	0.64	0.68	0.65
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.08	0.08	0.09	0.07	0.10	0.05	0.08	0.07	0.04	0.07	0.10	0.08	0.09	0.06	0.09
CaO	10.71	14.21	13.46	14.27	11.46	12.13	12.18	12.43	12.39	11.61	12.41	10.83	10.59	12.33	10.39
Na ₂ O	5.10	3.38	3.78	3.28	4.81	4.28	4.17	4.34	4.18	4.75	4.19	5.19	4.97	4.14	5.32
K ₂ O	0.15	0.09	0.09	0.10	0.16	0.13	0.12	0.12	0.11	0.15	0.13	0.19	0.18	0.11	0.17
Total	100.16	100.11	100.00	100.47	100.20	100.08	100.06	100.59	100.27	99.99	99.85	100.37	99.07	100.10	100.62
Si	2.48	2.30	2.33	2.30	2.45	2.42	2.39	2.40	2.39	2.44	2.39	2.48	2.48	2.40	2.50
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.50	1.68	1.65	1.69	1.53	1.57	1.60	1.58	1.60	1.54	1.59	1.51	1.51	1.60	1.49
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	0.52	0.70	0.66	0.70	0.56	0.59	0.59	0.60	0.60	0.56	0.60	0.52	0.52	0.60	0.50
Na	0.45	0.30	0.33	0.29	0.42	0.38	0.37	0.38	0.37	0.42	0.37	0.45	0.44	0.36	0.46
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sum	4.99	5.01	5.01	5.01	5.00	4.99	4.99	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	4.99	4.99	4.99
Ab	45.90	29.90	33.50	29.20	42.80	38.60	38.00	38.50	37.70	42.20	37.60	45.90	45.40	37.60	47.60
An	53.20	69.60	66.00	70.20	56.30	60.50	61.30	60.80	61.70	56.90	61.60	52.90	53.50	61.80	51.40
Or	0.90	0.50	0.50	0.60	0.90	0.80	0.70	0.70	0.60	0.90	0.80	1.10	1.00	0.60	1.00



شکل ۵- نمودارهای تقسیم‌بندی کانی‌ها بر اساس شیمی آن‌ها در داسیت‌های کوه گوره. a, b. نمودارهای تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto, 1989). c. نمودار رده‌بندی شیمیایی فلدسپارها برای پلاژیوکلازهای مورد مطالعه (Deer et al., 1992).

این سنگ‌ها در دامنه‌ای از سیلیس بین ۷۹/۸۳-۶۴/۳۵ درصد وزنی در نوسان است که با توجه به وجود دو گروه سنگی داسیت و ریولیت، میانگین سیلیس موجود در سنگ‌های داسیتی ۶۵/۸۰ درصد

ژئوشیمی سنگ کل

بر اساس داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های ولکانیک ائوسن کوه گوره، ترکیب شیمیایی

وزنی و در سنگ‌های ریولیتی ۷۶/۹۸ درصد وزنی می‌باشد. میانگین $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در داسیت‌ها حدود ۳/۵۰ درصد وزنی و در ریولیت‌ها ۳/۸۱ درصد وزنی است. میانگین میزان LOI در داسیت‌ها ۳/۶۵ و در ریولیت‌ها ۳/۳۹ درصد وزنی است که بیانگر حضور کانی‌های آبدار حاصل از دگرسانی می‌باشد. مقادیر محاسبه شده برای Mg# از ۵/۵۶ تا ۱۱/۵۰ و از ۵/۳۱ تا ۱۱/۴۸ به ترتیب در سنگ‌های داسیتی و ریولیتی متغیر است (جدول ۴).

نام‌گذاری نمونه‌ها بر اساس نمودارهای TAS میدلموست (Middlemost, 1985) و لومتر و همکاران (Le Maitre et al., 1989)، گستره داسیت و ریولیت را برای سنگ‌های آتشفشانی کوه گوره نشان می‌دهد (شکل ۶-a, b). با توجه به نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (TAS) رسم شده توسط ایروین و باراگار (Irvine and Barager, 1971)، می‌توان سری ماگمایی ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه را تشخیص داد که بر این اساس، سری ماگمایی نمونه‌های مورد نظر از نوع ساب‌آلکالن می‌باشد (شکل ۶-c). در نمودار مولر و همکاران (Muller et al., 1992) با استفاده از نسبت عناصر Th/Yb در برابر Ta/Yb می‌توان نوع سری ماگمایی را مشخص نمود. در این نمودار، به دلیل کم بودن مقدار Yb و زیاد بودن مقدار Th نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۶-d). نمونه‌ها از نظر میزان پتاسیم با توجه به نمودار لومتر و همکاران (Le Maitre et al., 1989)، محدوده متوسط را نشان می‌دهند (شکل ۶-e). از نمودار مانیار و پیکولی

تغییرات عناصر اصلی روی نمودارهای هارکر (Harker, 1909) به گونه‌ای است که اکسیدهای SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , FeO , Fe_2O_3 , CaO رابطه معکوس دارند یعنی با افزایش مقدار سیلیس، مقادیر آن‌ها کاهش می‌یابد. از طرفی Na_2O و K_2O با SiO_2 رابطه مستقیم داشته و با افزایش میزان SiO_2 مقدار این عناصر افزایش می‌یابد. این تغییرات با روند عادی تبلور و افزایش میزان فلدسپار در سنگ‌های اسیدی و تبلور آلکالی فلدسپار سازگار است.

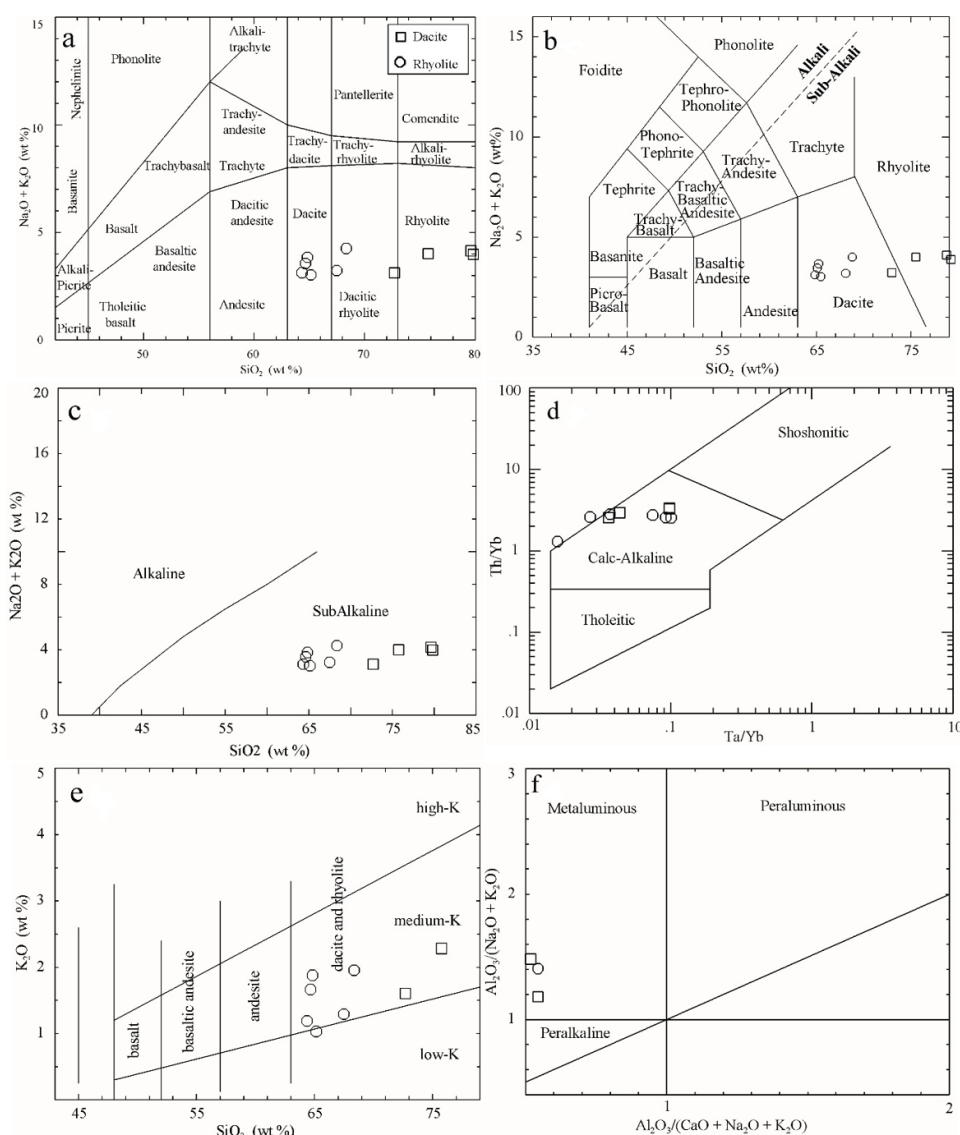
نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشتۀ اولیه (McDonough & Sun, 1995) نشان‌دهنده غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر با شدت میدان کم (LFSE) همچون Cs, Rb و Ba نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) است. همچنین، در میان عناصر با شدت میدان بالا، عناصری همچون Ta, Nb و Ti آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۸-a). در نمودار بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (McDonough & Sun, 1995)، سنگ‌های کوه گوره الگویی سه قسمتی با روندی کاهشی (شیب منفی) دارند و عناصر نادر خاکی سنگین دارای الگوی افقی می‌باشند. در نمونه‌های سنگ کل کوه گوره عناصر نادر خاکی فراوانی بالاتری نسبت به کندریت دارند، به گونه‌ای که عناصر نادر خاکی سبک (LREE) به طور میانگین حدود ۴۰ برابر و عناصر نادر خاکی

سنگین (HREE) حدود ۱۰ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در این نمودار Eu آنومالی منفی دارد.

جدول ۴- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن موجود در کوه گوره (اکسید عناصر اصلی بر حسب wt.% و عناصر فرعی بر حسب ppm).

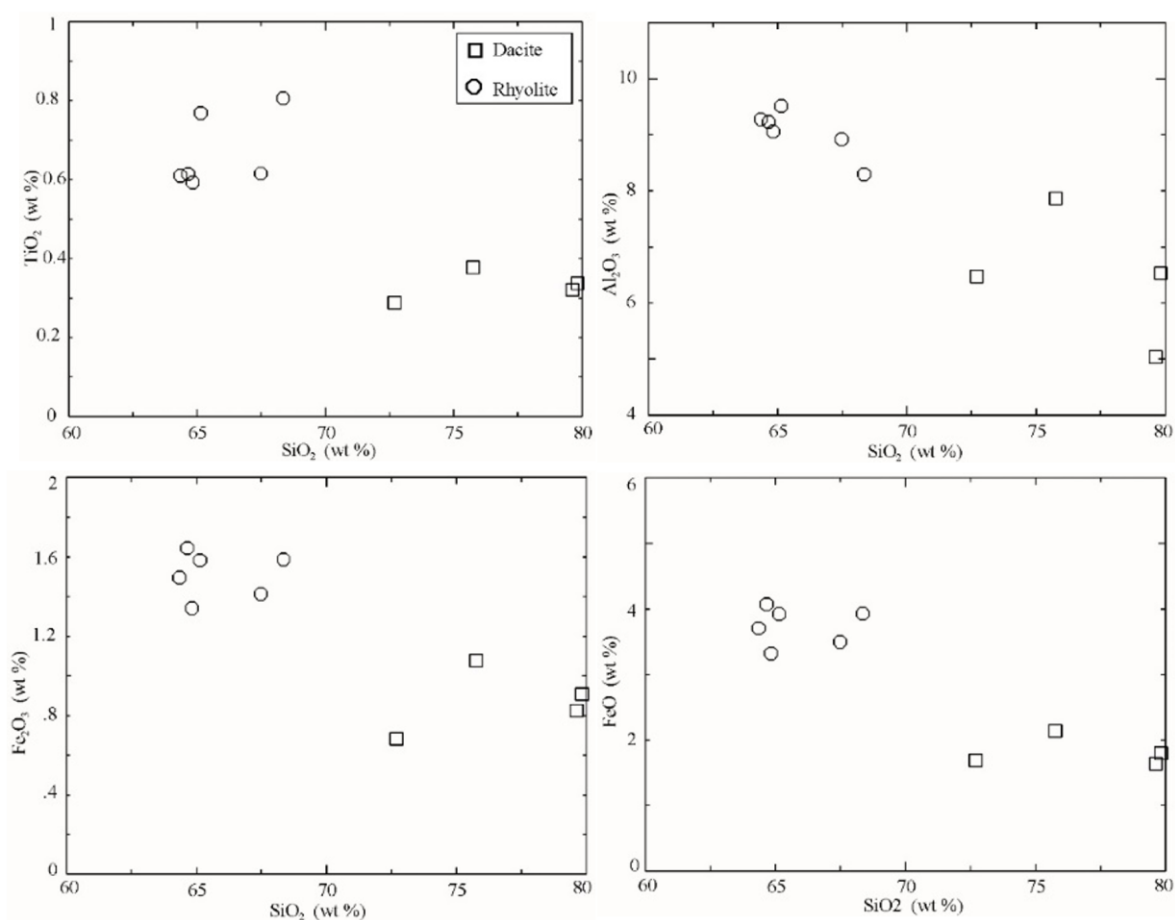
Table 4. Results of whole rock geochemical analysis of the Eocene volcanic rocks in the Gooreh Mountain (major elements in wt.%, trace elements in ppm).

Rock type Sample	Dacite						Rhyolite			
	Kh-1	Kh-3	Kh-9	Kh-10	Kh-25	Kh-29	Kh-15	Kh-18	Kh-20	Kh-21
SiO ₂	67.48	64.83	64.66	64.35	65.14	68.35	72.70	75.76	79.83	79.63
TiO ₂	0.62	0.59	0.61	0.61	0.77	0.81	0.29	0.38	0.34	0.32
Al ₂ O ₃	8.92	9.06	9.23	9.28	9.52	8.30	6.47	7.87	6.54	5.04
Fe ₂ O ₃ *	5.30	5.03	6.17	5.61	5.94	5.95	2.56	3.45	2.91	2.64
Fe ₂ O ₃ (Calc)	1.41	1.34	1.65	1.50	1.58	1.59	0.68	1.08	0.91	0.83
FeO (Calc)	3.50	3.32	4.07	3.70	3.92	3.93	1.69	2.13	1.80	1.63
MnO	0.14	0.14	0.16	0.17	0.16	0.21	0.12	0.05	0.04	0.04
MgO	0.38	0.62	0.28	0.26	1.46	2.62	0.08	0.12	0.07	0.04
CaO	10.06	11.71	12.31	12.62	10.64	5.15	10.53	5.44	3.57	4.18
Na ₂ O	1.94	1.96	1.90	1.94	2.00	2.30	1.51	1.73	2.16	2.09
K ₂ O	1.29	1.88	1.66	1.19	1.03	1.95	1.60	2.28	1.82	2.06
P ₂ O ₅	0.02	0.10	0.13	0.20	0.14	0.23	0.01	0.10	0.02	0.04
LOI	3.84	4.07	2.89	3.77	3.20	4.14	4.13	2.83	2.70	3.92
Total	99.99	99.99	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.01	100.00	100.00
Mg#	5.56	7.31	11.50	9.40	6.15	7.37	5.31	6.15	11.48	10.44
Ni	10.75	4.10	10.10	11.81	10.84	16.19	14.39	12.99	15.78	13.47
Co	10.19	15.65	8.71	8.69	11.42	10.26	3.24	4.13	3.18	3.14
V	121.00	112.00	123.00	119.00	158.00	125.00	27.00	43.00	28.00	31.00
Cu	37.56	59.34	17.27	45.56	5.49	27.47	11.56	8.32	6.23	7.20
Pb	11.13	16.66	13.29	11.21	7.13	51.73	5.11	9.89	6.63	9.26
Zn	64.21	96.36	36.51	84.37	56.81	154.10	16.24	27.82	19.28	14.40
Rb	29.16	41.62	37.70	26.33	19.03	39.67	19.04	42.85	34.29	37.56
Cs	2.29	2.25	2.42	2.69	1.32	1.94	1.04	1.45	1.37	1.39
Ba	1015	421	469	457	255	370	485	448	501	450
Sr	1126	419	373	425	343	479	839	245	272	177
Ga	27.61	15.82	16.59	15.65	12.54	15.76	14.51	16.11	16.78	14.31
Ta	0.11	0.15	0.04	0.05	0.03	0.18	0.05	0.06	0.12	0.11
Nb	7.05	7.54	6.11	6.10	6.70	8.37	5.62	6.27	6.82	7.01
Hf	2.62	2.78	2.52	2.49	2.47	3.42	1.43	1.72	1.58	1.78
Zr	105	86	101	103	102	162	37	56	38	47
Y	17.26	18.53	17.47	17.34	21.17	19.12	12.04	15.58	12.43	10.43
Th	4.06	4.18	3.88	3.81	2.47	4.54	3.53	4.06	4.12	3.68
U	1.26	1.29	1.13	1.14	0.85	1.44	0.76	1.01	1.16	1.16
La	9.19	9.21	8.85	8.37	5.78	12.19	8.82	8.79	8.98	7.49
Ce	20.45	21.36	19.97	18.92	15.38	30.02	18.93	20.88	20.19	18.26
Pr	1.09	1.12	0.91	0.80	0.54	2.35	0.71	0.92	0.80	0.48
Nd	10.16	10.33	9.71	9.37	9.13	15.22	8.65	9.99	7.97	7.69
Sm	2.66	2.41	2.42	2.39	2.58	3.78	2.08	2.32	1.98	1.84
Eu	1.15	0.89	0.88	0.83	0.87	1.14	0.74	0.71	0.73	0.56
Gd	3.26	3.28	3.18	3.24	3.52	3.83	2.81	3.21	2.89	2.63
Tb	0.40	0.43	0.38	0.36	0.49	0.51	0.27	0.38	0.32	0.32
Dy	2.69	2.71	2.48	2.45	3.31	3.48	1.85	2.34	2.12	1.73
Ho	0.54	0.59	0.56	0.54	0.74	0.71	0.46	0.53	0.49	0.44
Er	1.58	1.83	1.61	1.55	2.14	2.12	1.31	1.57	1.68	0.98
Tm	0.26	0.26	0.26	0.24	0.34	0.31	0.21	0.24	0.23	0.21
Yb	1.47	1.62	1.49	1.34	1.90	1.78	1.38	1.38	1.22	1.12
Lu	0.28	0.27	0.27	0.26	0.32	0.31	0.23	0.24	0.23	0.21



شکل ۶- نمودارهای ژئوشیمیایی طبقه‌بندی نمونه‌های کوه گوره و موقعیت آن‌ها. (a و b) نمودارهای نامگذاری سنگ‌ها که به ترتیب برگرفته از میدلموست (Middlemost, 1985) و لومتر و همکاران (Le Maitre et al., 1989) است. (c و d) نمودارهای تعیین سری ماگمایی که به ترتیب برگرفته از ابروین و باراگار (Irvine and Barager, 1971) و مولر و همکاران (Muller et al., 1992) است. (e) نمودار محتوای پتاسیم نمونه‌ها که نشان‌دهنده قرارگیری آن‌ها در محدوده پتاسیم متوسط می‌باشد (Le Maitre et al., 1989). (f) نمودار A/CNK - A/NK (Maniar and Piccoli, 1989) که بیانگر ماهیت متالومینوس نمونه‌ها است.

Fig. 6. Geochemical classification diagrams of the Gooreh Mountain samples. Chemical classification diagram of volcanic rocks from Middlemost (1985) (a) and Le Maitre et al. (1989) (b). Magmatic series of the samples in TAS diagram of Irvine and Barager, (1971) (c) and Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Muller et al., 1992) (d). e) The potassium content of the samples in K₂O-SiO₂ diagram (Le Maitre et al., 1989) showing their medium K₂O content. f) A/CNK vs. A/NK diagram (Maniar and Piccoli, 1989) indicating the metaluminous nature of the samples.



شکل ۷- نمودارهای هارکر (Harker, 1909) برای نمونه‌های کوه گوره.

Fig. 7. The Harker diagrams (Harker, 1909) of the Gooreh Mountain samples.

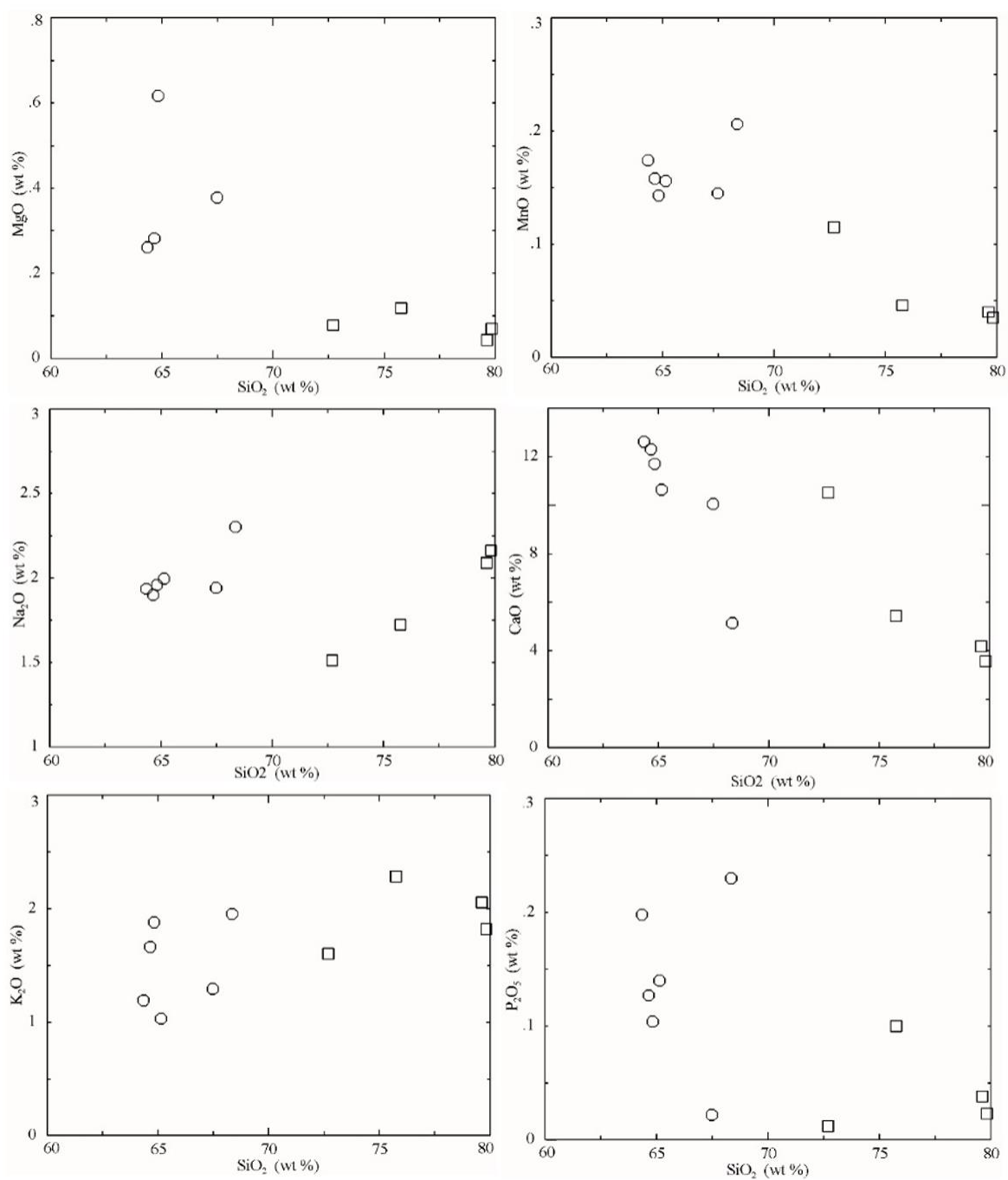
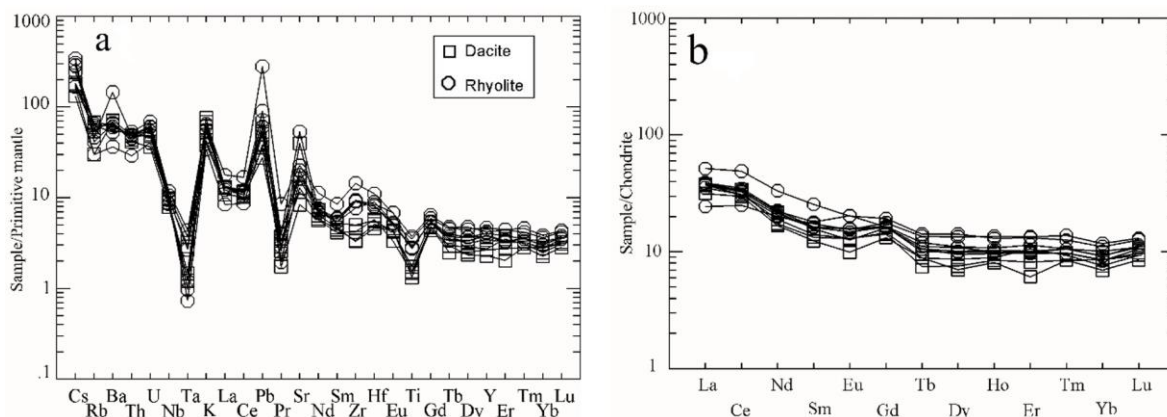


Fig. 7. Continued.

شکل ۷- ادامه.



شکل ۸- نمودارهای بهنجار شده سنگ‌های آتشفشانی کوه گوره. (a) نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995). (b) نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995). این نمودارها غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE و غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE در نمونه‌ها را نشان می‌دهند.

Fig. 8. The normalized diagrams of the Gooreh Mountain volcanic rocks. a) Primitive mantle - normalized diagram (McDonough and Sun, 1995). b) Chondrite - normalized diagram (McDonough and Sun, 1995). These diagrams exhibit the enrichment of LILE compared to HFSE, and the enrichment of LREE relative to HREE.

فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است. همچنین بی-

هنجاری منفی Nb شاخصی برای پوسته قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی از عناصر Cs, Sr, Ba, Rb, Th, K و احتمالاً می‌تواند نشان‌دهنده تحرک این عناصر در اثر آب‌زدایی صفحه اقیانوسی فرورونده و ایجاد ماگمای کالک‌آلکان در مناطق فرورانش باشد یا اینکه مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی را نشان دهد (Pearce, 1983).

روند تغییرات عناصر کمیاب در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) در نمونه‌های سنگ کل کوه گوره بیانگر مقادیر HREE کمتر از LREE است، که دلیل آن کم بودن مقدار پیروکسن‌ها و فراوانی فلدسپار در این سنگ‌ها می‌باشد. در این سنگ‌ها، Eu آنومالی منفی

پتروژنز

نمونه‌های بررسی شده در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) آنومالی مثبت عناصر Cs, U, Pb, Sr و آنومالی منفی Ta, Nb و Ti را نشان می‌دهند. آنومالی مثبت و محتوی بالای Pb و U در این سنگ‌ها حاکی از مشارکت پوسته قاره‌ای در تشکیل آن‌ها است. علاوه بر آن، آنومالی منفی عناصر Ta, Nb و Ti در این نمونه‌ها دیده می‌شود که منعکس‌کننده ویژگی‌های منشأ مولد آن‌ها است. این عناصر وارد ساختار کانی‌هایی می‌شوند که نقطه ذوب بالایی دارند و معمولاً به عنوان تفال باقی می‌مانند. به عقیده پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، وجود آنومالی منفی در عناصر Ta, Nb و Ti مبین ماگماتیسم مرتبط با کمان‌های ماگمایی است. بی‌هنجاری این عناصر شاخصه‌ای برای مناطق

لرزولیت داشته و مکان آن‌ها در عمق کمتر از ۸۰ کیلومتر یعنی گوشته لیتوسفری قرار می‌گیرد. غنی‌شدگی LILE و LREE، تهی‌شدگی HFSE، الگوی افقی HREE‌ها و درصد بالای عناصر K و Pb در نمودارهای بهنجار شده، نیز تایید کننده منشأ گوشته لیتوسفری ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

استفاده از نمودار ژئوشیمیایی ارائه شده توسط آلتر و همکاران (Alther et al., 2000) نشان می‌دهد که سنگ‌های رسوبی پوسته در ایجاد ماگمای اسیدی مورد بررسی نقش چندانی نداشته‌اند و ماگمای منشأ گرفته از گوشته در مسیر خود، آمفیبولیت‌های پوسته تحتانی را ذوب نموده است (شکل ۹-ب).

مطالعات تجربی حاکی از آن است که ذوب بخشی سنگ‌های مافیک پوسته زیرین (مثلاً آمفیبولیت) می‌تواند گرانیتهایی با Mg# کمتر از ۴۰ تولید کند (Patino Douce, 1999, Rapp and Watson, 1995). نمونه‌های مورد مطالعه در کوه گوره محدوده SiO_2 (۶۴/۳۵ تا ۷۹/۸۳ درصد وزنی) را نشان داده و مقادیر Mg# در داسیت‌ها از ۵/۵۶ تا ۱۱/۵۰ و در ریولیت‌ها از ۵/۳۱ تا ۱۱/۴۸ متغیر است. بنابراین می‌توان تشکیل داسیت‌ها و ریولیت‌های کوه گوره را با ذوب آمفیبولیت‌های پوسته زیرین نیز مرتبط دانست.

با توجه به مطالب فوق و همچنین نتایج مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای، پتروگرافی و ژئوشیمیایی می‌توان بیان کرد که در منطقه کوه گوره، از ذوب کانی‌های موجود در اسپینل لرزولیت‌های گوشته

نشان می‌دهد که احتمالاً نشان‌دهنده مصرف شدن آن در ساختمان پلاژیوکلازها و پتاسیم فلدسپارها به هنگام تبلور از ماگما و رخداد تفریق بلوری است (Saleh and El-Nisr, 2013).

سنگ منشأ و درجه ذوب بخشی

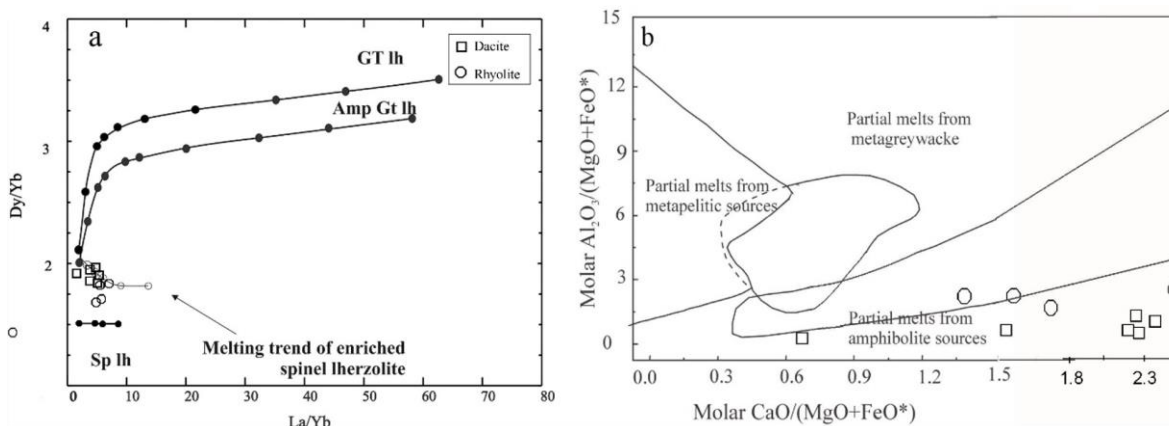
از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی، برای تعیین درجه ذوب بخشی و عمق خاستگاه گوشته‌ای ماگمای اولیه استفاده می‌شود (Zhao and Zhou, 2007, Furman, 2007).

باتوجه به نمودار La/Yb-Dy/Yb (Hou and Zhang, 2010)، نمونه‌ها نشان‌دهنده منشأ گرفتن مذاب از یک منبع اسپینل لرزولیتی می‌باشند (شکل ۹-ا).

بر اساس نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی انجام شده از نمونه‌های کوه گوره (جدول ۴)، میانگین TiO_2 (۵۳٪ درصد وزنی) و میانگین $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (۰/۸۶) این نمونه‌ها کمتر از ۱ است. از طرفی، درصد مودال پلاژیوکلاز بالا بوده و مقدار اکسید آلومینیوم نمونه‌ها به طور میانگین ۸/۰۲۶ درصد وزنی است. مقدار عناصر La و Ce در این نمونه‌ها به طور میانگین و به ترتیب ۸/۵ و ۱۹/۶ پی‌پی‌ام می‌باشد. موارد فوق نشان‌دهنده سری ماگمایی کالک آلکالن برای نمونه‌های مورد بررسی است که از ذوب بخشی درجه متوسط (تقریباً ۱۵ درصد) ایجاد شده‌اند (Rollinson, 1993). این مشخصات ژئوشیمیایی و مقدار درجه ذوب بخشی نشان‌دهنده ماگماهای مناطق قوس آتشفشانی است که منشأ اسپینل

ایجاد یک ماگمای اسیدی نموده است. ماگمای اسیدی حاصل به علت وجود گسل کویر بزرگ و دیگر گسل‌های فعال در این منطقه و رخداد ولکانیسم به سطح رسیده است.

لیتوسفری، یک ماگمای بازیک اولیه ایجاد شده که به سمت بالا صعود نموده و در درون پوسته زیرین تا میانی مستقر شده است. این ماگمای بازیک باعث ذوب آمفیبولیت‌های پوسته تحتانی تا میانی شده و



شکل ۹- نمودارهای تعیین سنگ منشا ماگمای والد و درجه ذوب بخشی در مورد نمونه‌های کوه گوره. (a) نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb (Hou and Zhang, 2010). (b) نمودار $\text{Molar Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ در برابر $\text{Molar CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ (Alther et al., 2000).

Fig. 9. Diagrams to determine the source rock and degree of partial melting in the Gooreh Mountain samples. a) Dy/Yb vs. La/Yb diagram (Hou and Zhang, 2010). b) Molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ vs. Molar $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ diagram (Alther et al., 2000).

گوشته‌ای به سمت بالا حرکت نموده و در زیر پوسته‌ی قاره‌ای و درون آن مستقر می‌شود. مکان جایگیری ماگمای برگرفته از گوشته در زیر یا درون پوسته قاره‌ای، جایی است که دانسیته ماگمای گوشته‌ای با سنگ‌های آذرین اطراف مساوی یا نزدیک به یکدیگر باشند. استقرار مذاب بازیک در پوسته قاره-ای زیرین و میانی می‌تواند باعث ذوب آمفیبولیت‌های پوسته‌ی قاره‌ای شده و ماگمایی گرانیتی از نوع I را بوجود آورد. ماگمای اولیه گرانیتی نوع I پس از ایجاد، به سمت ترازهای بالاتر پوسته‌ای حرکت می‌کند. این ماگما در تراز از پوسته که دانسیته سنگ‌های آن نزدیک به ماگمای گرانیتی باشد، جایگیری نموده و

فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس، از تریاس تا ائوسن در اطراف خرد قاره شرق - ایران مرکزی انجام می‌شده است. مهم‌ترین شواهد رخداد این فرورانش وجود مجموعه‌های افیولیتی عشین و نائین، و همچنین ماگماتیسیم گسترده مرتبط با فرورانش ائوسن در این بخش از سرزمین ایران است. ورود اسلب اقیانوسی به درون گوشته باعث آزاد شدن سیالات شده که رخداد ذوب بخشی در پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای را باعث شده است. در اثر ذوب بخشی پریدوتیت‌های گوشته لیتوسفری و ذوب کلینوپیروکسن‌ها، مذاب بازیک برگرفته از گوه

پلاژیوکلاز و تشکیل بافت آنتی راپاکیوی، بافت پوئی‌کیلیتیک و وجود بافت غربالی در پلاژیوکلازها.

محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی

نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های گرانیتوئیدی ارائه شده‌اند اما از این نمودارها می‌توان برای سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا اسیدی نیز استفاده نمود. در نمودار (Y+Nb)-Rb و نمودار Y-Nb گرانیت‌های همزمان با برخورد، گرانیت‌های کمان آتشفشانی، گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای و گرانیت‌های اقیانوسی از هم تفکیک می‌شوند (شکل‌های ۱۰-a و ۱۰-b). با توجه به نمودارهای رسم شده، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده VAG قرار گرفته‌اند که بیانگر سنگ‌های اسیدی مرتبط با قوس‌های آتشفشانی است. نمودار وود (Wood, 1980) بر اساس عناصر HFSE نظیر Ta-Hf-Nb که غیر متحرک هستند، پایه‌گذاری شده است. این نمودار برای بررسی انواع بازالت کاربرد دارد اما علاوه بر بازالت‌ها، برای گدازه‌های حدواسط تا اسیدی نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد (Rollinson, 1993). در این نمودار سنگ‌های کوه‌گوره در محدوده D قرار گرفته‌اند که این محدوده نشان‌دهنده ماگماهایی است که در موقعیت قوس‌های ماگمایی و در زون‌های برخوردی تولید می‌شوند (شکل ۱۰-c).

با توجه به اینکه نمونه‌های کوه‌گوره مشخصات ژئوشیمیایی مرتبط با فرورانش را ارائه نموده‌اند، باید در مورد پوسته اقیانوسی فرورونده و مکان فرورانش

تشکیل اتاق ماگمایی را می‌دهد. البته گسل‌ها و مناطق برشی نیز در محل جایگیری ماگماها در پوسته قاره‌ای نقش به‌سزایی دارند.

اگر ماگمای برگرفته از گوشته و بخش تحول یافته آن که در پوسته پایینی یا میانی مستقر شده (آشپانه ماگمایی) و اولین بلورهای خود را متبلور نموده است، دچار کاهش فشار ناگهانی در اثر فعالیت گسل‌های منطقه (گسل کویر بزرگ و گسل گوره) شود، باعث ولکانیسم خواهد شد. با دخالت این گسل‌ها و مناطق برشی، فوران ماگما و رخداد ولکانیسم در منطقه مورد مطالعه، ابتدا باعث تشکیل سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی و رنگ روشن شده و پس از آن فوران گدازه‌های داسیتی انجام شده است.

اختلاط ماگمایی در سنگ‌های آتشفشانی در دو حالت، قبل یا همزمان با فوران اتفاق می‌افتد. در فرآیند قبل از فوران، اختلاط معمولاً در آشپانه ماگمایی انجام می‌شود سپس فوران رخ می‌دهد در صورتی که در فرآیند همزمان با فوران، اختلاط همزمان با فوران و صعود ماگما صورت گرفته و معمولاً در مجرای فوران رخ می‌دهد (Freundt and Schmincke, 1992).

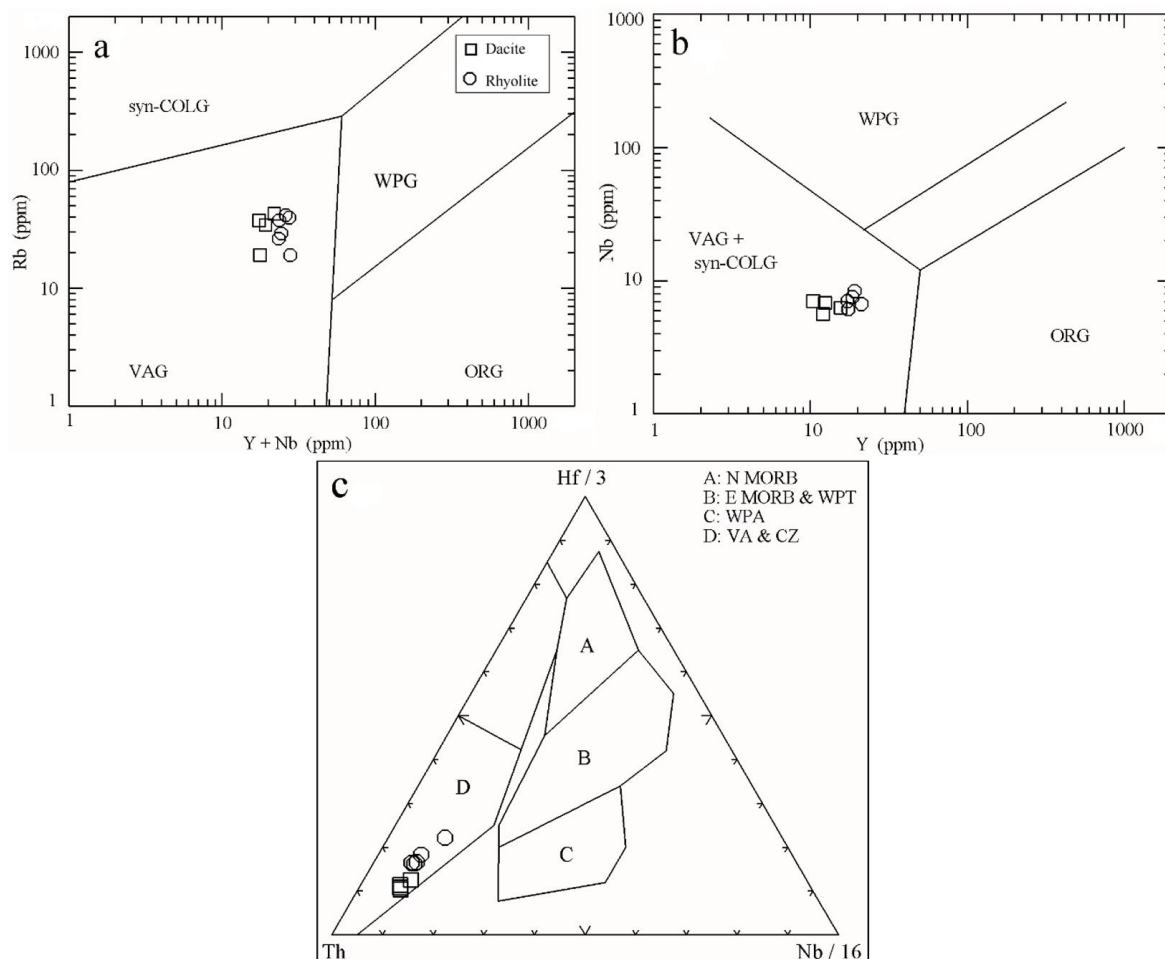
مهم‌ترین شواهد بافتی و کانی‌شناسی برای اثبات اختلاط ماگمایی که در سنگ‌های کوه‌گوره دیده شده است عبارتند از: رخداد خوردگی یا هضم شدن در کانی‌هایی مثل کوارتز و فلدسپارها، وجود منطقه-بندی (زونینگ) در کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، هسته‌سازی فلدسپار پتاسیم بر روی سطوح رشد

بحث شود. در این مورد دو سناریو وجود دارد که یکی فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در امتداد تراست فعلی زاگرس است و دیگری فرورانش لیتوسفر اقیانوسی عشین-نایین می‌باشد که در نزدیکی منطقه مورد مطالعه دارای رخنمون است. با توجه به روابط صحرایی و نزدیکی افیولیت عشین به منطقه کوه گوره پیشنهاد نویسندگان این تحقیق تشکیل سنگ‌های آتشفشانی کوه گوره در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی عشین است. زمان جایگیری این پوسته اقیانوسی روی قاره (فرارانش افیولیت‌ها) را می‌توان به پالئوسن تا ائوسن نسبت داد، چرا که سنگ‌های ولکانیک ائوسن، افیولیت عشین را قطع کرده‌اند و از طرف دیگر سنگ آهک پالئوسن زیرین یکی از اعضای اصلی ملانژ افیولیتی عشین می‌باشد، یعنی این پوسته اقیانوسی در زمان پالئوسن زیرین نیز در حال گسترش بوده است (Torabi, 2004).

زون افیولیتی عشین - نایین در زون سبزوار - نایین قرار گرفته که به طول ۱۴۰۰ کیلومتر از سبزوار (در شمال شرق ایران) تا نایین (در ایران مرکزی) و سپس تا حوضه جازموریان (در جنوب شرقی ایران) گسترش دارد (Davoudzadeh et al., 1981; Stocklin, 1968). افیولیت نایین در غرب گسل نایین - دهشیر - بافت، و افیولیت عشین در

شمال افیولیت نایین و در محل پیچش گسل درونه (گسل کویر بزرگ) قرار گرفته‌اند.

اگرچه فرآیندهای تکتونیکی موجب از بین رفتن روابط بین واحدهای مختلف سنگی در توالی افیولیتی نایین و عشین شده‌اند، اما از جمله مهم‌ترین واحدهای تشکیل دهنده آن‌ها می‌توان به آهک‌های پلاژیک، گدازه‌های بالشی و روانه‌های گدازه‌ای بازالتی، دایک‌های دیابازی، پلاژیوگرانیت، گابرو، پیروکسنیت و پریدوتیت‌های گوشته (دونیت، هارزبورگیت و لرزولیت) اشاره کرد. البته وقایع تکتونیکی همزمان و بعد از تشکیل این افیولیت‌ها موجب تشکیل سنگ‌های دگرگونی نیز در آن‌ها شده است که آمفیبولیت‌ها (Shirdashtzadeh, 2007; Shirdashtzadeh et al., 2010) و پریدوتیت‌های دگرگون شده (Shirdashtzadeh et al., 2014) از عمده‌ترین آن‌ها هستند. رسوبات کرتاسه بالایی تا پالئوسن که این دو افیولیت را پوشانده‌اند، بعداً توسط نفوذی‌های ائوسن قطع شده‌اند. این نفوذی‌ها درگیر ملانژ نشده‌اند. در هنگام و پس از ولکانیسم ائوسن، فلیش‌های سازند آخوره در منطقه نایین نهشته شده‌اند (Torabi, 2010)، بنابراین می‌توان گفت که این افیولیت‌ها قبل از ائوسن جای گیری کرده‌اند.



شکل ۱۰- نمودارهای تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه گوره (a, b) نمودارهای متمایز کننده جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها (Pearce et al, 1984)، (c) نمودار مثلثی Th-Nb/16- Hf/3 (Wood, 1980).

Fig. 10. Tectonic setting discrimination diagrams of the Eocene volcanic rocks in the Gooreh Mountain. a, b) Discrimination diagram of granitoid rocks (Pearce et al., 1984). c) Th-Nb/16- Hf/3 triangular diagram (Wood, 1980).

نتیجه گیری

غربالی هستند. از لحاظ خصوصیات شیمیایی آن‌ها متآلومینوس، و کالک آلکان پتاسیم متوسط هستند. رفتار عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه، بیانگر غنی شدگی از عناصر LIL و فقیر شدگی از عناصر HFS مانند (Ti, Nb, Ta) است که به منشأ سنگ و فرایندهای موثر در تشکیل سنگ اشاره دارد. در این نمودار آنومالی منفی TNT به خوبی مشخص است که بیانگر

واحدهای آتشفشانی در منطقه کوه گوره شامل دو نوع سنگ داسیتی و ریولیتی هستند. داسیت‌ها از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (لابرادوریت تا بیتونیت)، کلینوپیروکسن (اوزیت) و کوارتز تشکیل شده‌اند و ریولیت‌ها دارای کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز و سانیدین می‌باشند. مهم‌ترین بافت‌های موجود در این سنگ‌ها پورفیریتیک، گلومروپورفیریتیک و

قاره‌ای صعود کرده و سنگ‌های آمفیبولیتی پوسته قاره‌ای را ذوب و یک ماگمای اسیدی تولید کرده است. در اثر فعالیت گسل‌های مهم منطقه، ماگمای اسیدی به صورت گدازه فوران نموده و باعث ایجاد سنگ‌های ولکانیک اسیدی کوه گوره شده است.

تشکر و قدرانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی و اداری دانشگاه اصفهان تشکر می‌نمایند.

ماگماتیسم مرتبط با کمان‌های ماگمایی می‌باشد و شاخصی برای مناطق فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای نیز می‌باشد. در نمودار بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت نمونه‌های سنگ کل کوه گوره، مقادیر HREE کمتر از LREE است، که به دلیل کم بودن مقدار پیروکسن و فراوانی فلدسپار در این سنگ‌ها می‌باشد. با توجه به نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمی سنگ کل و شواهد صحرایی و موقعیت زمین‌شناسی منطقه، در اثر ذوب بخشی اسپینل لرزولیت‌های گوشته لیتوسفری، مذابی بازیک ایجاد شده که به بخش‌های زیرین تا میانی پوسته

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Publications of the Geology and Mineral Exploration Organization of the country, 640 pages (in Persian).
- Aistov, L., Melanikov, B., Krivyokin, B., Morozov, L., Kiristaev V., 1984. Geology of Khur Area (central Iran), Explanatory Text of the Khur Quadrangle. Geological Survey of Iran, V/O Technoexport, Report #20, 132.
- Almasian, M., 1997. Tectonics of the Anarak area (Central Iran). Ph.D. thesis. Islamic Azad University, Science and Research Unit, 162 p. in Persian.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer H., 2000. Highpotassium, calcalkaline I-type plutonism in the European Variscides; northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51-73.
- Bagheri, S., 2007. The exotic Paleo-Tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D. thesis, Faculty of Geoscience and Environment, University of Lausanne, Switzerland, 208.
- Bagheri, S., Stampfli, G. M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran, New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451(1) 123-155.
- Bamber, EC., Arzilli, F., 2020. Pre- and syn-eruptive conditions of a basaltic Plinian eruption at Masaya Volcano, Nicaragua: The Masaya Triple Layer. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106761.
- Bennett, E.N., Lissenberg, C. J., Cashman, K.V., 2019. The significance of plagioclase textures in mid-ocean ridge basalt (Gakkel Ridge, Arctic Ocean). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174 (6) 49.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H., Schmidt, K., 1981. On the rotation of the Central-East Iran Microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 3, 180-192.
- Davoudzadeh, M., 1997. Geology of Iran. In Moores E. M., Fairbridge, R.W., (Eds.) *Encyclopedia of Asian and European Regional Geology*. Chapman and Hall, London, 384-405.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. Longman, London, 528.
- Donaldson, C. H., Henderson, C. M. B., 1988. A new interpretation of round embayments quartz crystals. *Mineralogical Magazine*, 52, 27-33.
- Elliston, J.N., 1984. Rapakivi texture: an indication of the crystallization of hydrosilicates, II. *Earth-Science Reviews*, 22 (1), 1-99.

- Freundt, A., Schmincke, H.U., 1992. Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112 (1) 1-19.
- Furman, T., 2007. Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48, 147-160.
- Gilmer, A.K., Thompson, R.A., Lipman, P.W., Vazquez, J.A., Souders, A.K., 2021. Postcaldera intrusive magmatism at the Platoro caldera complex, Southern Rocky Mountain volcanic field, Colorado, USA. *Geosphere*, 17(3) 898- 931.
- Goli, Z., Torabi, G., Arai, S., 2021. High-K calc-alkaline Eocene volcanic rocks from the Anarak area (Central Iran): A key structure for the early stages of oceanic basin closure and the beginning of collision. *Geotectonics*, 55 (4) 600-617.
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. Methneu, London, 344.
- Hibbard, M. J., 1995. *Petrography to petrogenesis*. Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 587.
- Hou, T., Zhang, Z., Encarnacion, J, Du, Y., Zhao, Z., Liu, J., 2010. Geochemistry of Late Mesozoic dioritic porphyries associated with Kiruna-style and stratabound carbonate-hosted Zhonggu iron ores, Middle–Lower Yangtze Valley, Eastern China, Constraints on petrogenesis and iron sources. *Lithos*, 119, 330-344.
- Irvine, T. N., Barager, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523.
- Javadi, H.R., Esterabi Ashtiani, M., Guest, B., Yassaghi, A., Ghassemi, M.R., Shahpasandzadeh, M., Naeimi, A., 2015. Tectonic reversal of the western Doruneh Fault System: Implications for Central Asian tectonics. *Tectonics*, 34, 1-18.
- Lebas, N.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267-288.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Lebas, M. J., Sabaine, P. A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolly, A. R., Zanettin, B., 1989. *A Classification of igneous rocks and glossary of term*. Blackwell, Oxford, 195.
- Lewis, J.F., 1968. Tauhara Volcano, Taupo Zone, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, 11(3) 651-684.
- Lipman, P. W., Reed, J. C. Jr., 1989. Geologic map of the Latir volcanic field and adjacent areas, northern New Mexico. Scale 1:48000 USGS.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geology and Planetary Science*, University of Pittsburgh, 101, 635-643.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Middlemost, E. A. K., 1985. *Magma and magmatic rocks*. Longman, London, 266.
- Middlemost, E. A. K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77, 19-26.
- Milner, S.C., 1986. The geological and volcanological features of the quartz latites of the Etendeka Formation. *Communications of the Geological Survey of South West Africa/Namibia*, 2, 101-108.
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27, 143-156.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, 97-108.
- Muller, D., Rock, N. M. S., Groves, D. I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289.
- Nazari, G.H., Torabi, G., Arai, Sh., Morishita, T., 2019. Lower Oligocene Calc-alkaline spessartitic lamprophyres from Central Iran (East of Anarak area); an evidence from the eastern branch of Neotethys subduction-related mantle enrichment. *Geotectonics*, 53, No. 6, 786-805.
- Nelson, S.T., Montana, A., 1992. Sieve – textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.
- Patiño Douce, A. E., 1993. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability. *Chemical Geology*, 108, 133-162.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental

- margins. In: Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds.) Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindie, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pirnia, T., Saccani, E., Torabi, G., Chiari, M., Gorican, S., Barbero, E., 2020. Cretaceous tectonic evolution of the Neo-Tethys in Central Iran: Evidence from petrology and age of the Nain-Ashin ophiolitic basalts. *Geoscience Frontiers*, 11, 57-81.
- Rajabi, S., Torabi, G., 2012. Petrology of mantle peridotites and volcanic rocks of the narrowest Mesozoic ophiolitic zone from Central Iran (Surk area, Yazd province). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 265, 49-87.
- Rapp, R. P., Watson, E. B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4) 891-931.
- Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, UK, 352.
- Saleh, G. M., El-Nisr, S. A., 2013. Tow mica granites, southeastern Desert, Egypt: Geochemistry and spectrometric prospecting. *Journal of Geology and Earth Sciences*, 1(2) 23-42.
- Sargazi, M., Torabi, G., Morishita, T., 2019. Petrological characteristics of the Middle Eocene Toveireh pluton (southwest of the Jandaq, Central Iran): Implications for Eastern branch of Neo-Tethys subduction. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28, 558-588.
- Schmitt, A.K., de Silva, S.L., Trumbull, R.B., Emmermann, R., 2001. Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, Northern Chile: Evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 680-700.
- Sen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117(4) 394-409.
- Shelly, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, 445 pp.
- Shirdashtzadeh, N., 2007. Petrology of metamorphic rocks of Nain ophiolitic mélange (Isfahan province), MSc thesis in petrology, Isfahan University, 192 pages (in Persian).
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Arai, S., 2010. Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélange, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 255, 255-275.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Arai, S., 2011. Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges (Isfahan Province, Central Iran). *Ofioliti*, 36, 191-205.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T., Arai, S., Bokhari, S.N.H., Samadi, R., Gazel, E., 2014. Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): Implications for the Eastern Neo-Tethys evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 273, 89-120.
- Shirdashtzadeh, N., 2018. Petrology and geochemistry of the S-type granitoid mass in Airakan region (North Khor, Central Iran) and its role in the formation of Cheshme shotori radioactive deposit, Postdoctoral final report, support fund for researchers and technologists of the country and Isfahan University, 149 pages (in Persian).
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Morishita, T., 2020. Evolution of lithospheric mantle in the north of Nain-Baft oceanic crust (Neo-Tethyan ophiolite of Ashin, Central Iran). *Island Arc*, 29, e12342.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; A review. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 52, 1229-1258.
- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: C.A. Burk, C.L., Drake, (Eds.). *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York, 873-887.
- Tamura, Y., Yuhara, M., Ishii, T., Irino, N., Shukuno, H., 2003. Andesites and dacites from Daisen volcano, Japan: partial-tototal remelting of an andesite magma body. *Journal of Petrology*, 44 2243-2260.

- Torabi, G., 2004. Petrology of ophiolites of Anark region (northeast of Isfahan province), PhD thesis, Tarbiat Modares University, 240 pages (in Persian).
- Torabi, G., 2010. Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc*, 19, 277-291.
- Tsuchiyaman, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside - albite - anorthosite and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.
- Washington, H.S., 1895. A petrographical sketch of Ægina and Methana: Part II. Petrographical description. *The Journal of Geology*, 3(1) 21-46.
- Vance, J.A., 1965. Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning. *The Journal of Geology*, 73 (4) 636-651.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press. Cambridge, 606 pp.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock – forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta Diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Zhao, J.H., Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the PanzihuaNdistrict (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Journal of Precambrian Research*, 152, 27-47.