

Original Research Paper

Whole rock geochemistry and tectonic setting of Oligocene-Miocene Lavarab lavas (North Zahedan)

Sara Houshmand Manavi¹, Mehdi Rezaei-Kahkhaei^{1*}, and Habibollah Ghasemi¹

¹ Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2024 May 29

Accepted: 2024 October 25

Available online: 2024 December 21

Keywords:

Sistan Suture Zone

Oligocene-Miocene

Alkaline

Analcime

Within-plate

Asthenospheric mantle

ABSTRACT

This research investigates the lithology, geochemistry and geological environment of Oligocene-Miocene Lavarab basaltic rocks. These lavas are located in the south of the Sefidabeh forearc basin of Sistan Suture Zone. Their compositions are more basic and includes basaltic trachyandesite, trachybasalt, alkali basalt, and basanite. The lavas sometimes have vesicular structure, and their dominant texture is porphyry in microlitic, or hyalo-spherulitic matrix. The phenocrysts are composed of clinopyroxene, olivine and analcime. These rocks are alkaline-sodic and located in within-plate basalts tectonic environment in geotectonic discrimination diagrams. They are enriched in LREE compared to HREE and not represent negative Eu anomaly. The alkaline rocks show negative anomalies of Nb and Ti and positive anomalies of Pb, Sr, P, and U. Mg# is 73%-83%, indicating a primary mantle source for Lavarab lavas. The outcrop of these lavas in near and parallel to the Zahedan strike-slip fault and its geochemical characteristics indicate that these lavas are formed from melting of the asthenospheric mantle after collision in the within-plate setting. Probably the northern-southern basement faults played an important role in rising and eruption of the parent magma of these lavas.

1. Introduction

The studied lavas are located in the southern part of the Sistan Suture zone in Sefidabeh sub-zone. Access to this area is possible through the Zahedan-Birjand Road, and these dark colored lavas can be seen around 50 kilometers from north of Zahedan. The background of studies in eastern Iran is related to the characteristics, origin, and tectonic setting of igneous rocks by Camp and Griffis (1982). Tirrul et al. (1983) also provided an interpretation of the tectonics of the Sistan Suture Zone in eastern Iran. Also, small-scale geological maps covering the studied area have been prepared between 1973 and 1991 (Aghanabati, 1987, 1991; Behruzi, 1973). Tirrul et al. (1983) attributed the beginning of convergence and obduction of ophiolites to Late Cretaceous. Tirrul et al. (1983) believed that the result of this collision


was the creation of the Ratuk (Upper Cretaceous) and Neh (Senonian to Eocene) ophiolitic complexes as accretionary prisms and the Sefidabeh basin as a fore-arc basin. Sefidabeh basin deposits cover the Ratuk and Nah complexes as well as the southwestern margin of the Afghan block. This basin consists of Cenomanian to Eocene detrital and carbonate deposits with a depth of 8 km, which show a complex but continuous stratigraphy (Tirrul et al., 1983). In addition, the magmatic events in eastern Iran have produced subvolcanic and intrusive bodies, as well as lava flows, pyroclastics, and volcanic-clastic derivatives which interlayered with the detrital and carbonate deposits of this basin (e.g. Camp and Griffis, 1982; Pang et al., 2012, 2013; Mohammadi et al., 2016; Bröcker et al., 2022; Biabangard


* Corresponding author: Mehdi Rezaei-Kahkhaei; E-mail: Rezaei@shahroodut.ac.ir

Citation:

Houshmand Manavi, S., Rezaei-Kahkhaei, M., and Ghasemi, H., 2024. Whole rock geochemistry and tectonic setting of Oligocene-Miocene Lavarab lava (North Zahedan). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 34(4), 134, 67-86. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.460225.2144>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2024.460225.2144

 dor: 20.1001.1.10237429.1403.34.4.5.5



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

et al., 2023). The topic discussed in this article is the lava flows that are located in the southern part of Sefidabeh Basin. These lavas have been introduced as basalt and subvolcanic rocks of the Oligocene-Miocene in the small-scale geological maps by Behruzi (1973), Aghanabati (1991, 1987). The stratigraphic position of these lavas has been reported after the Lower Eocene based on paleontological studies of the biomicrite sediments of the Palang Formation, which has outcropped in the lower horizons of the studied lavas (Houshmand Manavi et al., 2021), of course, with more systematic biostratigraphic examination and the isotopic dating results (in progress) can be more certain about their absolute age. Since the composition of the studied lavas is basaltic and a direct product of mantle melting, it is one of the best examples to understand the characteristics of the mantle and petrological developments related to this studied area, and these lavas which do not have much expansion, are important for investigating the magmatic developments of this zone. The purpose of this research is to reveal more details related to the petrology, geochemical, and tectonic environment characteristics of basaltic rocks in the Lavarab area.

2. Research methodology

Based on large and medium-scale geological maps and the Sentinel satellite image of the studied area, navigation routes have been determined, and 120 samples were collected from different rock units. Among them, 70 thin sections of volcanic and subvolcanic rocks were examined using optical microscopy. Eighteen fresh samples or such with minimal alteration effects with proper spatial distribution in the area were selected for whole rock geochemical analyses. The whole-rock preparation was done by means of TEMA SIEBTECHNIK with tungsten carbide mills and without pollution, in the sample pounding workshop of Geological Survey of Iran (GSI), in Teheran. Then, two 30-gram packages of powder were prepared, one for the chemical analysis of the main elements by XRF method at the laboratory of GSI, and the other one for the analysis of rare and rare earth elements by ICP-MS and ICP-OES that were sent to the laboratory of Applied Research Center of GSI in Alborz (Table 1). The loss on ignition was determined by weight difference after ignition at 1000 °C by the wet chemistry method in the laboratory of GSI. The Detection limit is 0.1 wt% for major oxides, from 0.1 to 1 ppm for trace elements and from 0.1 to 0.5 ppm for the rare earth elements.

3. Results

There are different diagrams for naming rocks based on geochemical data. In the LeMaitre chemical classification diagram (LeMaitre, 2002), all volcanic rocks of Lavarab are plotted in the alkaline field (Fig. 6a). Normative classification of basalts (Thompson, 1984) (with MgO more than 6%) using the Ne-Di-Ol-Hy-Q diagram is used to identify silica undersaturated and supersaturated basalts, and cannot be used for highly evolved (differentiation) magmas (Rollinson, 1993). Most of the studied samples fall in tephrite-basanite and alkali olivine basalt fields and just 3 samples fall in olivine tholeites and quartz tholeites fields (Fig. 6b). The alkaline nature of these basalts is confirmed by the presence of olivine in petrographic pictures and normative nepheline in most samples (Fig. 6) (Winter, 2001).

According to Kuno (1968) total alkaline versus silica diagram, all samples have alkaline characteristics (Fig. 7a) and the K_2O/Na_2O ratio against silica diagram from Emami (1981) shows more characteristics of sodic than potassic alkaline (Fig. 7b). Also, the $\Delta Q-K_2O/Na_2O$ (Peccerillo and Frezzotti, 2015) is used to determine magma series. According to Fig. 8, most of samples indicate sodic alkaline affinity.

4. Discussions

4.1. REE and multi elements diagrams interpretation

Primitive mantle-normalized of REE for Lavarab lavas is shown in Fig. 9, using normalizing values from McDonough and Sun (1995). The general pattern of these lavas more or less follows each other which can indicate the genetic relationship and changes in the chemical composition of the melt through crystal fractionation. Basaltic lavas show an enrichment factor of 2-8 times for HREE (Lu/Gd $N=0.5-0.96$) and more than 10-50 times for LREE (La/Sm $N=2-4.5$) compared to the primary mantle (Fig. 9). A negative Eu anomaly is not observed in any of the samples, which indicates the absence or negligible role of plagioclase segregation or the presence of high oxygen fugacity in the magma chamber (Rollinson, 1993). In general, the HREE pattern of these samples is flat and only a weak negative anomaly of Yb is observed. The enrichment of LREE and the flat pattern from Ho to Lu indicate a garnet-bearing lherzolite source (Aldanmaz et al., 2000). Basanite (L.57) shows a sharp REE pattern differentiation to the right compared to other samples (shown by a square in Fig. 9) and its LREE has the highest values compared to other rocks. Mertz et al. (2001) considered YbN values less than 10 in basaltic rocks as a sign of the presence of garnet in the origin of magma. Also, Morata et al. (2005) believed that YbN and LuN values less than 10 indicate the presence of garnet as a residual phase in the mantle origin. Hirschman (1998) attributed the high enrichment of LREE to the low degree of partial melting of the enriched mantle (less than 15%) and magma contamination with crustal materials. Other researchers consider the low degree of melting of an enriched or less depleted mantle source as the reason for the relative enrichment of LREE (Eissen et al., 1998; Pearce, 2008; Saccani et al., 2011). Low degrees of peridotitic mantle melting (less than 10%) produce alkaline basaltic magmas (Hirschmann et al., 1998) and show an enriched LREE pattern (Cullers and Graf, 1984).

By using the LaN/SmN ratio, it is possible to determine the more prominent role of one of these two factors (1) low degree partial melting and (2) crustal contamination, in the enrichment of LREE (Sirvastava and Singh, 2004). The average ratio of LaN/SmN in the studied basaltic rocks is about 2.6, which is lower compared to the average in crustal rocks (about 4.25) (Sirvastava and Singh, 2004). It probably indicates the insignificant of the crustal contamination. The relative enrichment of LREE can be determined by (Sm/Yb) N and (La/Yb) N ratios (Delavari et al., 2021). In the studied samples, the average of these ratios is 3 and 8, respectively, and it shows that the LREEs are more enriched (8 times) than the HREEs compared to the primary mantle.

In primitive mantle-normalized multi-element plot (McDonough and Sun, 1995) all samples show weak enrichment of U (HFSE) and Sr (LILE) and obvious enrichment of Pb compare to primary mantle (Fig. 10). In these rocks, the negative anomaly of Nb and Ti and the positive anomaly of Pb can be seen in all samples except the basanite (L.57). The basanite sample shows negative anomaly of Cs and Rb (LILs), Pb and Yb and positive anomaly of Ta and Ba. In the studied samples, the positive anomaly of Pb is probably due to contamination of magma with the continental crust, because this element has a high concentration in the continental crust. Short stop or even passage of magma from the continental crust (regional refining process), or crustal digestion by magma (Wayer et al., 2003; Wang et al., 2003) can cause this kind of anomalies (Ghasemi et al., 2010). The Ti negative anomaly is controlled by titanate minerals. As the pressure increases, the solubility of these minerals in aqueous fluids decreases, and the mentioned minerals that are rich in HFS elements, remain in the form of residual phases at depths of more than 30 kilometers during partial melting processes and cause the appearance of negative anomalies in the melt (Gaetani, 2004).

LIL elements, which include Rb, K, and Ba, are highly mobile elements and may be controlled by fluids, and since these elements are concentrated in the continental crust, their concentration in magma may indicate crustal contamination (Rollinson, 1993; Cox and Hawkesworth, 1985).

The Lavarab lavas rare element geochemical behavior, is similar to Oligocene basaltic lavas (Ghasemi et al., 2011) in the east and southeast of Shahrood. Ghasemi et al. (2011) state that the LREE and LILE enrichment and the HREE depletion along with the absence of negative anomalies of Eu and HFSE and the presence of positive anomalies of Pb, Sr and Cs point to the alkaline nature of magma and its origin, that it refers to an enriched mantle source under the continental lithosphere, which is also true for the alkaline lavas of Lavarab.

4.2. Magma source

Alkaline magmas have mainly asthenospheric origin and are formed from the low partial melting of the upper mantle. This issue is also evident in the Zr-Nb and La/Yb versus Sm/Yb diagrams (Aldanmaz et al., 2000) for the studied lavas. Their origin is enriched mantle (Fig. 11a), and the composition of alkaline rocks indicates a spinel-garnet lherzolite source up to 5% partial melting. The Nb/La vs La/Yb (Abdel-Rahman and Nassar, 2004) is used to distinguish of the lithospheric and asthenospheric mantle. As can be seen in Fig. 12, the origin of the most samples is the lithospheric-asthenospheric mantle and the origin of some of them is the asthenospheric mantle.

4.3. Tectonic setting and geodynamic of the region

In order to determine the tectonic setting of the Lavarab lavas, some diagrams have been used. One of the oldest ones is the Zr/4-2Nb-Y diagram. The immobile Nb is a sensitive indicator for the tectonomagmatic environment of basalts. The association of Nb with Zr and Y in the ternary diagram leads to the division of basalts into four fields of MORB (type N and P, where type P is related to the areas affected by the plume), WPT, VAB and WPA (Zr/4-2Nb-Y diagram from Meschede, 1986). As seen in Fig. 13, the Lavarab lavas are plotted in WPA fields.

In the Zr-Zr/Y diagram of Pearce and Norry (1979), the most studied samples are located in the field of within-plate basalts (Fig. 14a). Also, in Y-La/Nb diagram from Floyd et al. (1991), the Lavarab alkaline lavas are mainly related to BABB (back arc basin basalts) and some of them are belonged to the common range between BABB and E-MORB (Fig. 14b). The location of these lavas in the BABB field is similar to the Oligocene basaltic rocks in the east and south of Shahrood. Ghasemi et al. (2011) consider this setting to indicate the existence of an immature primary back-arc extensional environment in Oligocene-Miocene, in the Urmia-Dokhtar magmatic back-arc basin, in large parts of central Iran, has been associated with the deposition of continental deposits (Lower Red Formation), shallow marine (Qom Formation), continental (Upper Red Formation) and alkaline basic magmatism with mantle source.

In addition to the previous diagrams, the discrimination function diagrams of Agrawal et al. (2008) and Verma et al. (2006) were drawn for Lavarab Lavas. Agrawal et al. (2008) presented diagrams of discrimination functions based on immobile elements (La, Sm, Yb, Nb, and Th) for basic and ultrabasic rocks. These diagrams are based on the natural logarithm ratio of (La/Th), (Sm/Th), (Yb/Th) and (Nb/Th), and are used to identify 4 tectonic settings (IAB, CRB, OIB and MORB), and especially plate margin (IAB and MORB together) and within-plate (CRB and OIB that are combined together). In these diagrams, the Lavarab basaltic lavas are

placed in two fields, CRB from the intra-plate environments and IAB from the plate margin environments (Fig. 15 a, b, c).

Also, the discrimination function diagrams of Verma et al. (2006) separate the 4 tectonic environments of IA, CR, OI and MORB for basic and ultrabasic ($\text{SiO}_2 < 52$ wt. %) volcanic rocks. In these diagrams, the samples are mainly plotted in CRB (continental rift basalts) and fewer of them are placed in IAB (island arc basalt) (Fig. 15 e, d).

As seen so far, in all diagrams, the Oligocene-Miocene basaltic lavas of Lavarab are placed in the within-plate alkaline basalts field; meanwhile, the pre-Eocene basalts are calc-alkaline and tholeiitic in this part of Iran (Tirrul et al., 1983, Delavari et al., 2014, Jentzer et al., 2020). This geochemical contrast between pre-Oligocene and post-Oligocene magmatism in eastern Iran can be explained by the delamination model of the base of thickened oceanic lithosphere of the subducting Sistan Neotethys. In this way, the delamination of the thickened lithosphere root has caused its thinning, and due to the ascent of the asthenosphere, a tensile regime has been achieved in the region. On the other hand, the operation of basement faults can also cause the upwelling of the asthenosphere. The Arabia-Eurasia collision continents has led to the creation of main faults and the continuation of deformations has caused many vibrations along these faults (Jenkins et al., 2013; Walker and Jackson, 2004). Then, transtensional faults movement were reducing the pressure on the asthenospheric mantle by creating local tensions in the east of Iran, cause a small amount of asthenosphere melting and the magmatism (Fig. 16). This model is supported by previous researchers' studies (e.g. Zarrinkoub et al., 2011; Pang et al., 2013; Bagheri and Damani Gol, 2020). Pang et al. (2012) suggest the delamination of the thickened lithosphere and asthenosphere upwelling as the driving factor for the Miocene alkaline basaltic volcanism of Eastern Iran.

In the interpretation of the geodynamic model of the region, according to the Lut and Afghan blocks collision in the Middle Eocene (Rezaei-Kakhkhaei et al., 2022) and the age of the studied lavas (Late Oligocene-Early Miocene, not publish data), the delay time for delamination of Sistan thickened oceanic lithosphere was about 16 Myr after collision and the magmatism occurred in Oligocene-Miocene in the region. Also, the northern-southern trend of the Lavarab basaltic lavas expansion, which is parallel to the north-south dextral faults of Zahedan in the west and the Hariroud inferred fault in the east, increases the probability of a fissure eruption in a pulled-apart or a small intracontinental rift affected by these faults.

5. Conclusion

The geochemical characteristics of the whole rock of Oligocene-Miocene Lavarab lavas in the east of Iran (north of Zahedan) indicate the dominant alkaline sodic nature. The lava compositions are mostly basic and include basaltic trachy andesite, trachybasalt, alkali basalt, and basanite. Based on the numerical value of Mg (between 73 and 83%), the parental melt of the Lavarab lavas is primary. The Oligocene-Miocene Lavarab lavas are related to the post-continental collision with a within-plate tectonic setting, which is due to the metasomatism of parts of the mantle by released fluids from the Sistan oceanic lithosphere subduction (creating mantle heterogeneity). These lavas were formed from the low partial melting of the upwelled asthenosphere due to the delamination of thickened lithosphere root. With the ascent of the asthenosphere and the thinning of the lithosphere due to delamination, a tensional regime has occurred in the region, and the performance of the Zahedan and Hariroud transtensional faults have created a suitable path for ascending and eruption.

ژئوشیمی سنگ کل و جایگاه زمین ساختی گدازه‌های الیگوسن - میوسن لوآر آب (شمال زاهدان)

سارا هوشمندمعنوی^۱، مهدی رضائی کهخانی^{۱*} و حبیب اله قاسمی^۱^۱ گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

این پژوهش به بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و محیط زمین ساختی زمان تشکیل سنگ‌های بازالتی منطقه لوآر آب به سن الیگوسن - میوسن می‌پردازد. این گدازه‌ها در جنوب حوضه پیش قوس سفیدابه در پهنه زمین درز سیستان واقع شده‌اند. ترکیب آن‌ها بیشتر بازیک و شامل تراکی آندزیت بازالتی، تراکی بازالت، آلكالی بازالت و بازالت است. این گدازه‌ها ساخت متراکم و گاه حفره‌ای دارند و بافت چیره آن‌ها پورفیری با خمیره میکرولیتی و گاه شیشه‌ای اسفرولیتی است. فنوکریست‌ها بیشتر کلینوپیروکسن و الوبین و گاه آنالسیم هستند. این سنگ‌ها از نوع آلكالین سدیک می‌باشند و در نمودارهای متمایز کننده محیط‌های زمین ساختی در جایگاه بازالت‌های درون ورقه واقع می‌شوند. در گدازه‌های لوآر آب غنی شدگی LREE نسبت به HREE آشکار است و فاقد بی‌هنجاری منفی Eu هستند. در این سنگ‌ها بی‌هنجاری منفی Nb و Ti و بی‌هنجاری مثبت P، Sr، Pb و U دیده می‌شود. مقدار #Mg این سنگ‌ها ۸۳٪-۷۳٪ و بیانگر اولیه بودن ماگمای والد آن‌هاست. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و رخنمون این گدازه‌ها در نزدیکی و به موازات گسل امتدادلغز زاهدان، بیانگر تشکیل آن‌ها در جایگاه زمین ساختی پس از برخورد و درون ورقه بر اثر ذوب گوشته استونوسفری است و احتمالاً گسل‌های پی‌سنگی شمالی - جنوبی منطقه نقش مهمی در صعود و فوران ماگمای والد سنگ‌ها داشته‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۳/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۰۴

تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

زمین درز سیستان

الیگوسن - میوسن

آلكالین

آنالسیم

درون ورقه

گوشته استونوسفری

۱- پیش‌نوشتار

مجموعه‌های رتوک و نه و نیز حاشیه جنوب باختری بلوک افغان را می‌پوشانند و شامل نهشته‌های تخریبی و کربناته سنومانین تا ائوسن با ستبرای ۸ کیلومتر است که چینه‌نگاری پیچیده اما پیوسته‌ای را نشان می‌دهند (Tirrul et al., 1983). افزون بر آن، رویدادهای ماگمایی خاور ایران، سبب تظاهر توده‌های نفوذی و نیمه‌ژرف، و نیز جریان‌های گدازه‌ای، آذرآواری‌ها، و مشتقات ولکانی کلاستیک به صورت بین‌لایه‌ای با نهشته‌های تخریبی و کربناته در این حوضه شده است (e.g. Camp and Griffis, 1982; Pang et al., 2012, 2013; Mohammadi et al., 2016; Bröcker et al., 2022; Biabangard et al., 2023).

موضوع مورد بحث این نوشتار، جریان‌های گدازه‌ای است که در بخش جنوبی حوضه سفیدابه واقع شده‌اند. این گدازه‌ها در نقشه‌های زمین شناسی بزرگ مقیاس توسط بهروزی (Behruzi, 1973)، آقانیاتی (۱۳۷۰) و آقانیاتی (Aghanabati, 1987) به عنوان بازالت و سنگ‌های نیمه‌ژرف الیگوسن - میوسن معرفی شده‌اند. جایگاه چینه‌ای این گدازه‌ها بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی رسوبات بايومیکراتی

گدازه‌های مورد مطالعه در پهنه جوش خورده سیستان در زیرپهنه حوضه سفیدابه جای دارند. دسترسی به منطقه از طریق جاده زاهدان - بیرجند امکان‌پذیر است و از حدود ۵۰ کیلومتری شمال زاهدان رخنمون این گدازه‌ها با رنگ تیره نمایان می‌شود. پیشینه مطالعات در خاور ایران به ویژگی‌ها، ژنز و جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آذرین توسط کمپ و گرفیس (Camp and Griffis, 1982) بر می‌گردد. تیروول و همکاران (Tirrul et al., 1983) نیز تفسیری بر تکتونیک زمین درز سیستان در خاور ایران داشته‌اند. همچنین نقشه‌های زمین شناسی بزرگ مقیاس دربرگیرنده محدوده مورد مطالعه، بین سال‌های ۱۹۷۳ تا ۱۹۹۱ تهیه شده است (Aghanabati, 1987; Behruzi, 1973; آقانیاتی، ۱۳۷۰). تیروول و همکاران (Tirrul et al., 1983) آغاز همگرایی بین بلوک لوت و بلوک افغان و فرارانش افیولیت‌ها را در این پهنه به کرتاسه پسین نسبت داده‌اند. مجموعه‌های افیولیتی رتوک (به سن کرتاسه بالایی) و نه (به سن سنونین تا ائوسن) به عنوان منشورهای برافزایشی و نیز حوضه سفیدابه به عنوان حوضه پیش کمان حاصل این برخورد هستند. نهشته‌های حوضه سفیدابه،

* نویسنده مسئول: مهدی رضائی کهخانی؛ E-mail: Rezaei@shahroodut.ac.ir

ماخذنگاری:

هوشمندمعنوی، س.، رضائی کهخانی، م. و قاسمی، ح.، ۱۴۰۳، ژئوشیمی سنگ کل و جایگاه زمین ساختی گدازه‌های الیگوسن - میوسن لوآر آب (شمال زاهدان). فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۴(۴)، ۶۷-۸۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.460225.2144>

doi: 10.22071/gsj.2024.460225.2144



doi: 20.1001.1.10237429.1403.34.4.5.5

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

توریدایتی به سن پالئوژن بوده، مستقیماً متأثر از شکل‌گیری اقیانوس سیستان در بین دو بلوک لوت و افغان، و سپس فرورانش و در نهایت بسته شدن این اقیانوس است (Tirrul et al., 1983؛ معین وزیری، ۱۳۷۷؛ دامنی گل و باقری، ۱۴۰۰).

۲- روش پژوهش

بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی بزرگ و متوسط مقیاس و تصویر ماهواره‌ای Sentinel منطقه، مسیرهای پیمایش مشخص گردید و در عملیات میدانی ۱۲۰ نمونه از واحدهای مختلف سنگی برداشت شد و از آن‌ها مقاطع نازک میکروسکوپی جهت مطالعات سنگ‌نگاری تهیه شد. پس از بررسی پتروگرافی، تعداد ۱۸ نمونه سالم یا دارای کمترین آثار دگرسانی با توزیع مکانی مناسب در محدوده، برای تجزیه ژئوشیمیایی سنگ کل انتخاب گردید. مرحله خریداری این سنگ‌ها با دستگاه سنگ شکن فکی در کارگاه دانشکده معدن دانشگاه صنعتی شاهرود صورت گرفت. مرحله نمایش و تهیه پودر توسط دستگاه TEMA SIEBTECHNIK با آسیاب‌هایی از جنس تنگستن کارباید و بدون آلاینش (تا حد امکان)، در کارگاه نمونه کوبی سازمان زمین‌شناسی کشور انجام شد. سپس دو بسته ۳۰ گرمی از پودر هر نمونه تهیه شد که یکی برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF (با دستگاه Philips-Magix PRO-PW2540) به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور و دیگری برای تجزیه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش‌های ICP-MS و ICP-OES به آزمایشگاه مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی در استان البرز ارسال شد. همچنین مقدار LOI با اختلاف وزنی پس از احتراق در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد به روش شیمی تر در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور تعیین شد. حد تشخیص برای اکسیدهای اصلی ۰/۱ درصد وزنی، برای عناصر نادر بین ۰/۱ تا ۱ پی‌پی‌ام و برای عناصر نادر خاکی بین ۰/۱ تا ۰/۵ پی‌پی‌ام است. داده‌های بدست آمده از این آنالیزها در جدول ۱ قابل مشاهده است. نتایج حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب از نظر چگونگی توزیع داده‌ها و مشخص شدن داده‌های پرت با محاسبه میانگین، انحراف استاندارد و مقدار کمینه و بیشینه در اکسل انجام شد. سپس نمودارهای مورد نیاز با استفاده از نرم افزارهای Grapher و GCDKit و Excel ترسیم شدند و مورد پردازش و تحلیل قرار گرفتند.

۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه بر اساس برداشت‌های صحرائی

موقعیت این گدازه‌ها در نقشه پهنه‌بندی ایران در شکل ۱-a و گستردگی آن با روند ۱۳۳۸ و طول تقریبی ۲۰ کیلومتر بر روی تصویر ماهواره‌ای Sentinel در شکل ۱-b نشان داده شده است. این گدازه‌ها بخشی از یک ناودیس نامتقارنی است که شیب یال باختری حدود ۷۰ درجه و شیب یال خاوری حدود ۳۰ درجه است. گدازه‌ها در هر دو یال به صورت همشیب در بین این رسوبات رخنمون دارند. در یال خاوری ناودیس دو مرحله فوران مشاهده می‌شود، به گونه‌ای که پس از فوران، نخست توالی رسوبی با ستبرای حدودی ۲۰ متر بر روی آن نهشته شده و سپس فوران دوم رخ داده است (شکل ۱-c). چنین به نظر می‌رسد که فوران نخست دارای ستبرا و گستردگی بیشتر نسبت به فوران دوم است به حدی که ادامه آن در یال باختری نیز دیده می‌شود. بافت هیالوپورفیری در گروهی از گدازه‌های فوران اول (قدیمی‌تر)، گویای سردشدگی سریع آن‌ها و احتمالاً برون‌ریزی در محیط آبی کم‌ژرفا است.

نمایی از ریخت‌شناسی و رخنمون این گدازه‌ها به صورت کوه‌های کم‌ارتفاع در شکل‌های ۲-a تا ۲-c مشاهده می‌شود. ساخت‌های ماسیو، منشوری، لایه‌ای، و مخروطی و گاه فرسایش پوست پیازی در این گدازه‌ها به چشم می‌خورد (شکل‌های ۳-a, b, c, d) که گویای برون‌ریزی آن‌ها در شرایط خشکی یا آبی کم‌ژرفا است. رنگ ظاهری گدازه‌های ماسیو در برخی قسمت‌ها به رنگ‌های کرم، سبز، نارنجی و سرخ است که حاصل اکسیداسیون و هوازدگی در این سنگ‌هاست. در نمونه

سازند پلنگ، که در افق‌های پایین‌تری از گدازه‌ها رخنمون دارند، پس از ائوسن زیرین گزارش شده است (هوشمندمعنوی و همکاران، ۱۴۰۰)، که البته با بررسی سیستماتیک زیست‌چینه‌ای بیشتر و نیز مشخص شدن نتایج سن سنجی ایزوتوپی (در دست انجام) در مورد سن آن‌ها به قطعیت بیشتری می‌توان دست یافت. از آنجا که ترکیب گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه محصول مستقیم ذوب گشته است، یکی از بهترین نمونه‌ها برای بردن به ویژگی‌های گشته و تحولات سنگ‌شناختی مربوط به این محدوده مطالعاتی می‌باشد، و این گدازه‌ها برای بررسی تحولات ماگمایی این پهنه، هر چند کوچک حائز اهمیت‌اند. هدف از این پژوهش، آشکار شدن جزئیات بیشتر در ارتباط با ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی زمان تشکیل سنگ‌های بازالتی منطقه لوآراب است.

ایران در بخش میانی نوار چین خورده آلپ-همیالیا واقع شده است. این نوار محل برخورد دو ابرقاره اورازیا و گندوانا می‌باشد که از باختر اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت، نزدیکی برمه و اندونزی ادامه دارد (Berberian, 1988; Sengor et al., 1983). در این نوار مناطق برخورد درون قاره‌ای دارای هندسه پیچیده و تنوع زیاد در مقیاس و پیشینه واتنش (strain) هستند (Dewey, 1977). در این سیستم، بخش همیالیا، که بیشتر کمرندهای برخورد با آن مقایسه می‌شوند، یک نمونه آشکار و چشمگیر است. در مقابل، گسترش رشته‌کوه‌های خاور ایران (پهنه زمین‌درز سیستان) یک نمونه ساده است، به طوری که در این منطقه فرورانش به ایجاد کمان ماگمایی گسترده نینجامیده، زیرا تخریب نوار باریکی از سنگ‌کره (لیتوسفر) اقیانوسی در مدت زمانی کوتاه رخ داده است (Tirrul et al., 1983). گدازه‌های مورد مطالعه در حوضه سفیدابه واقع شده‌اند. سن نهشته‌های دریایی ژرف و کم‌ژرفای سفیدابه ماستریختین-پالئوژن بوده و شامل بین لایه‌هایی از گدازه‌ها، آذرآواری‌ها و مشتقات ولکانیک کلاستیک با سنگ‌های تخریبی و کربناته می‌باشد (Camp and Griffis, 1982) که در یک حوضه پیش‌فوس (fore-arc) نهشته شده است. مرز خاوری آن با بلوک افغان گسل هریرود و مرز زیرین آن با سنگ‌های بستر راندگی تلخاب است (دامنی گل و باقری، ۱۴۰۰). پس از فوران گدازه‌های بازالتی در منطقه، محیط رسوبی به تدریج ژرف‌تر شده و افق‌هایی از مارن در تناوب با سنگ‌های آواری نهشته شده است (Aghanabati, 1987). رخداد کوهزایی پیرنئن (رویداد سیستانی) سبب چین‌خوردگی سنگ‌های کرتاسه-پالئوژن در زمان الیگوسن شده و چین‌خوردگی تا زمان نوژن ادامه داشته است (Aghanabati, 1987). نمود این چین‌خوردگی‌ها در منطقه مورد مطالعه یک ساختار ناودیسی است (شکل ۱-b) که رسوبات و افق‌های گدازه‌های مابین آن‌ها را تحت تاثیر قرار داده است. چینه‌شناسی منطقه بر پایه مطالعات پیشین (Behruzi, 1973; Aghanabati, 1987) آقنابتی، (۱۳۷۰) شامل واحدهای سنگی پالئوژن و نوژن است. قدیمی‌ترین واحد سنگی، سازند آهکی پالنگ در منطقه است که آقنابتی (Aghanabati, 1987) سن آن را پالئوسن میانی می‌داند، در حالی که هوشمندمعنوی و همکاران (۱۴۰۰) سن آن را پالئوسن پسین-ائوسن پیشین می‌دانند. سازند دوکوهانه (پالئوسن بالایی) متشکل از گریوک، توریدایت و میان‌لایه‌های از مادستون با همبری گسلی (گسل زاهدان) در فاصله ۵ تا ۱۰ کیلومتری در باختر گدازه‌ها واقع شده‌اند. فلیش‌های ائوسن در فاصله دورتری در جنوب و باختر منطقه قرار دارند و بیشتر از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز و شیل تشکیل شده‌اند. فلیش‌ها میزبان توده‌های گرانیتوئیدی متعددی هستند که در اثر اعمال تنش و افزایش دمای ناشی از نفوذ این توده‌ها، دچار دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیبست سبز شده‌اند و اسلیت‌ها و فیلیت‌ها را ایجاد نموده‌اند (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983؛ صادقیان، ۱۳۸۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۸؛ Rezaei-Kakhkhaei et al., 2022). ریخت‌شناسی گدازه‌ها و جنس سنگ‌های تخریبی میزبان آن‌ها گویای برون‌ریزی این گدازه‌ها در محیط قاره‌ای آبرفتی-رودخانه‌ای و یا دریاچه‌ای می‌باشد.

تکامل پهنه ساختاری-چینه‌ای رشته‌کوه‌های خاور ایران که بیشتر شامل رسوبات

شامل پیروکسن‌های شکل‌دار با فراوانی بیشتر، الیوین‌های گردشده تا نیمه گردشده و آنالسیم‌های خودشکل‌است. اندازه این بلورها بیشتر بین ۳ تا ۷ میلی‌متر است، ولی گاهی طول بلورهای پیروکسن به بیش از ۱ سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۴-b).

دستی، سنگ‌های بازالتی و حدواسط منطقه لوآرآب به رنگ زغالی تا خاکستری تیره دیده می‌شوند و ساخت متراکم و گاه حفره‌ای دارند. فضای داخل حفره‌ها با کانی‌های ثانویه مانند زئولیت و گاه کلسیت پر شده است (شکل ۴-a). درشت‌بلورها

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی به درصد و محاسبه نرم آن‌ها و نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی به ppm. اسامی سنگ‌ها بر اساس رده‌بندی لی‌میت (Le Maitre, 2002) تعیین شده و به شرح زیر است: BTA: تراکی آندزیت بازالتی؛ TB: تراکی بازالت؛ AB: آلکالی بازالت؛ Bs: بازانیت.

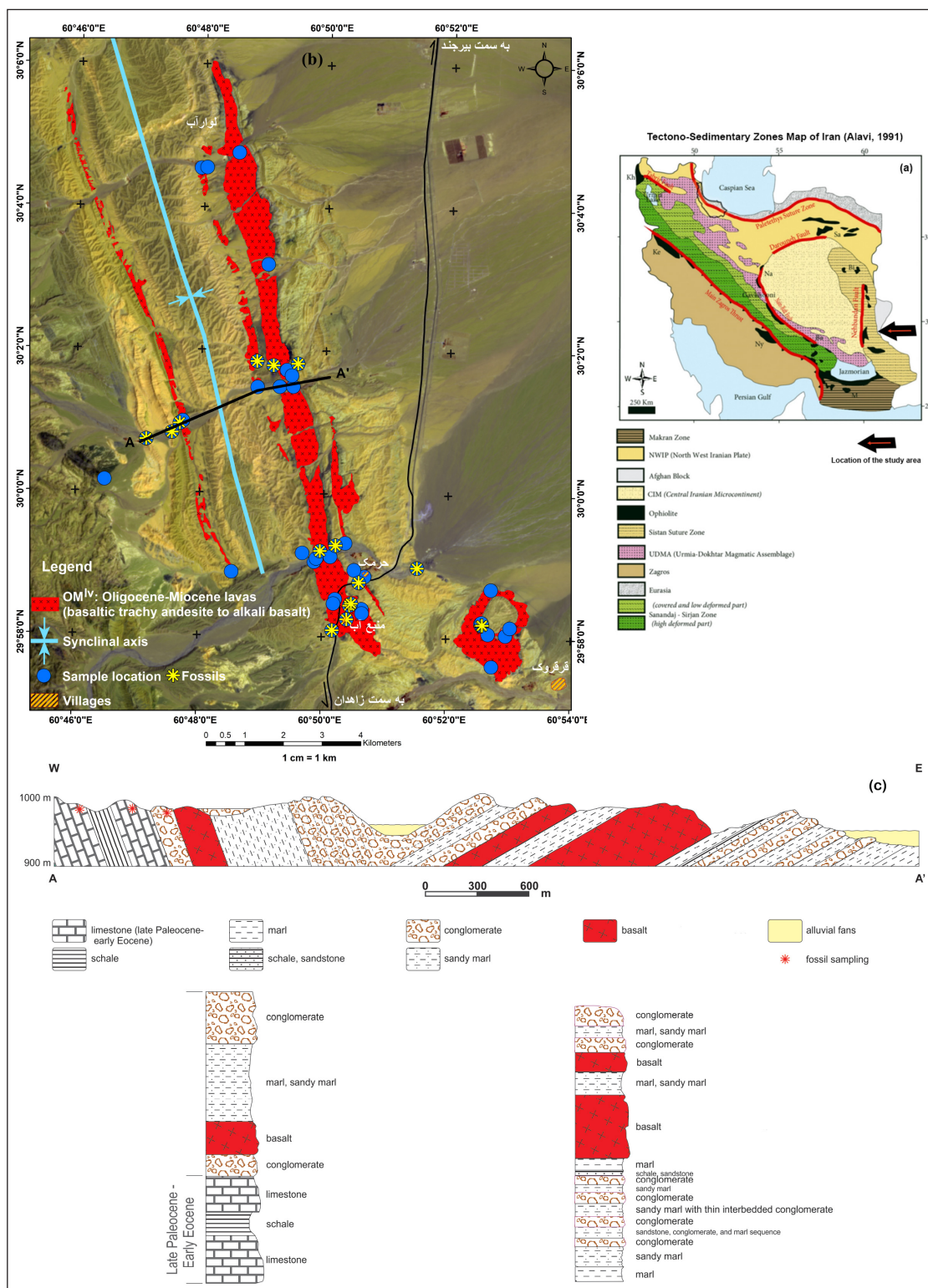
Table 1. The results of the chemical analysis of the main elements oxides in percent and their norm calculations and the results of the chemical analysis of the secondary elements in ppm. The names of the rocks are determined based on the classification of Le Maitre (2002) and are as follows: BTA: basaltic trachyandesite; TB: trachybasalt; AB: alkali basalt; Bs: basanite.

Sample No.	L.10	L.13	L.37	L.44	L.53	L.64	L.75	L.80	L.81	L.86	L.92	L.100	L.51	L.52	L.61	L.42	L.87	L.57	
Long (UTM)	295337	295701	287369	290228	288842	290065	288618	290812	290812	290912	291988	289589	287867	288842	292059	289305	291176	279830	
Lat (UTM)	3316272	3317073	3322675	3323539	3329609	3323967	3318762	3319096	3319096	3319286	3317670	3326702	3329220	3329609	3318618	3323532	3319136	3342786	
Rock type	BTA	BTA	BTA	BTA	BTA	BTA	BTA	BTA	BTA	BTA	BTA	BTA	TB	TB	TB	AB	AB	Bs	
SiO ₂	52.7	49.2	49.65	49	48.72	49.14	49.6	49.66	49.33	51.27	48.9	49.9	47.37	48.58	46.93	47.92	48.72	42.37	
TiO ₂	0.85	0.69	0.79	0.68	0.63	0.78	0.77	0.7	0.78	0.72	0.69	0.73	0.64	0.75	1.71	0.45	0.83	1.67	
Al ₂ O ₃	17.48	14	13.52	13.01	12.41	12.81	13.23	13.4	13.13	13.64	15.71	13.17	15.46	12.53	15.91	13.66	15.22	14.42	
Fe ₂ O ₃ T	8.31	8.61	8.33	7.59	337.59	9.35	8.63	8.19	8.57	7.73	8.29	8.19	9.09	9.21	9.12	9.33	8.87	11.66	
MnO	0.13	0.18	0.15	0.16	0.14	0.13	0.13	0.16	0.16	0.15	0.16	0.13	0.19	0.19	0.11	0.18	0.15	0.19	
MgO	2.94	8.87	7.72	10.16	11.45	7.87	7.55	8.3	6.81	7.7	6.69	7.91	9.69	8.15	8.32	13	8.45	11.12	
CaO	9.49	7.95	8.32	8.32	7.35	8.85	8.4	8.13	9.04	7.15	8.97	8.11	9.61	9.92	8.38	8.94	9.55	10.48	
Na ₂ O	3	3.39	3.88	3.46	3.31	4.26	4.1	3.87	4.04	4.12	4.25	4.83	3.05	4.53	3.56	2.3	1.9	4.47	
K ₂ O	2.77	3.24	3.1	3.64	3.49	2.35	1.68	3.41	3.38	3.73	2.58	1.9	1.97	1.24	1.48	1.71	3.08	0.59	
P ₂ O ₅	0.6	0.75	0.85	0.95	1.01	0.89	0.87	0.93	0.89	0.98	0.57	0.88	0.37	0.8	0.8	0.27	0.54	0.63	
LOI	1.35	2.65	3.09	2.39	3.26	2.92	4.46	2.56	3.36	2.32	2.85	3.63	1.98	3.4	3.35	1.7	2.42	2.08	
#Mg	53.6	77.19	75.55	81.69	83.24	73.42	73.67	77.36	72.87	77.63	72.69	76.18	76.6	73.74	73.66	80.59	74.66	73.96	
A/NK	3.03	2.11	1.94	1.83	1.82	1.94	2.29	1.84	1.77	1.74	2.3	1.96	3.08	2.17	3.16	3.4	3.06	2.85	
A/CNK	1.15	0.96	0.88	0.84	0.88	0.83	0.93	0.87	0.8	0.91	0.99	0.89	1.06	0.8	1.19	1.05	1.05	0.93	
K ₂ O+Na ₂ O	5.77	6.63	6.97	7.11	6.8	6.61	5.78	7.28	7.42	7.84	6.83	6.73	5.03	5.77	5.04	4.01	4.97	5.06	
K ₂ O/Na ₂ O	0.92	0.96	0.8	1.05	1.06	0.55	0.41	0.88	0.84	0.91	0.61	0.39	0.65	0.27	0.42	0.75	1.62	0.13	
Norm	Q	3.35	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	Or	16.73	19.89	19.1	22.3	21.57	14.51	10.52	20.94	20.89	22.78	15.84	11.81	12.03	7.71	9.14	10.43	18.79	3.63
	Ab	25.99	22.32	24.72	16.95	20.16	26.24	35.57	22.35	20.63	27.57	22.16	32.66	18.3	28.18	29.37	20.03	16.59	9.28
	An	26.63	13.94	10.79	9.53	9.09	9.26	13.51	9.48	8.08	8	16.77	9.08	23.37	10.71	24.09	22.54	24.74	18.11
	Ne	0	4.02	5.16	7.27	4.94	6.16	0.62	6.32	8.18	4.56	8.23	5.53	4.54	6.49	1.13	0	0	16.12
	Di	14.28	17.42	21.07	21.2	17.5	24.3	19.66	20.75	26.06	17.47	20.42	21.56	18.64	28.32	11.03	16.95	16.45	24.97
	Hy	5.12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.77	5.56	0
	Ol	0	14.14	10.44	14.51	18.47	10.24	11.43	11.48	7.08	10.87	8.87	10.77	16.16	9.91	15.03	22.1	10.19	17.27
	Mt	4.84	5.14	5.12	4.64	4.59	5.61	5.04	5.09	5.39	5	5	5.01	4.83	5.27	4.88	4.67	4.78	5.86
	Il	1.64	1.35	1.56	1.34	1.26	1.54	1.54	1.39	1.55	1.42	1.36	1.45	1.26	1.49	3.4	0.89	1.62	3.27
	Ap	1.45	1.83	2.11	2.32	2.49	2.19	2.17	2.28	2.21	2.4	1.39	2.2	0.9	1.98	1.98	0.66	1.31	1.55
	Sum	100.04	100.05	100.06	100.06	100.07	100.06	100.06	100.06	100.06	100.06	100.06	100.06	100.03	100.06	100.05	100.03	100.04	100.05
	I.I.E	Cs	0.65	3.66	7.67	3.52	6.13	6.35	7.54	3.79	4.77	4.68	11.98	9.07	0.95	7.26	0.97	0.65	1.74
Ba		991	1235	1387	1547	1462	1259	1271	1475	1123	1542	989	1160	442	902	748	409	957	822
Rb		75	77	173	100	75	145	168	125	216	79	51	158	66	108	40	27	64	24
Sr		800	812	1010	843	718	952	819	954	840	789	674	811	1130	1121	913	518	507	698
Pb		11.69	16.41	19.49	17.32	17.73	18.37	17.61	17.91	17.4	18.44	10.98	16.81	5.38	15.28	2.71	6.61	9.57	5.08

ادامه جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی به درصد و محاسبه نورم آن‌ها و نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی به ppm. اسامی سنگ‌ها بر اساس رده‌بندی لی مایتر (Le Maitre, 2002) تعیین شده و به شرح زیر است: BTA: تراکی آندزیت بازالتی؛ TB: تراکی بازالت؛ AB: آلکالی بازالت؛ Bs: بازانیت.

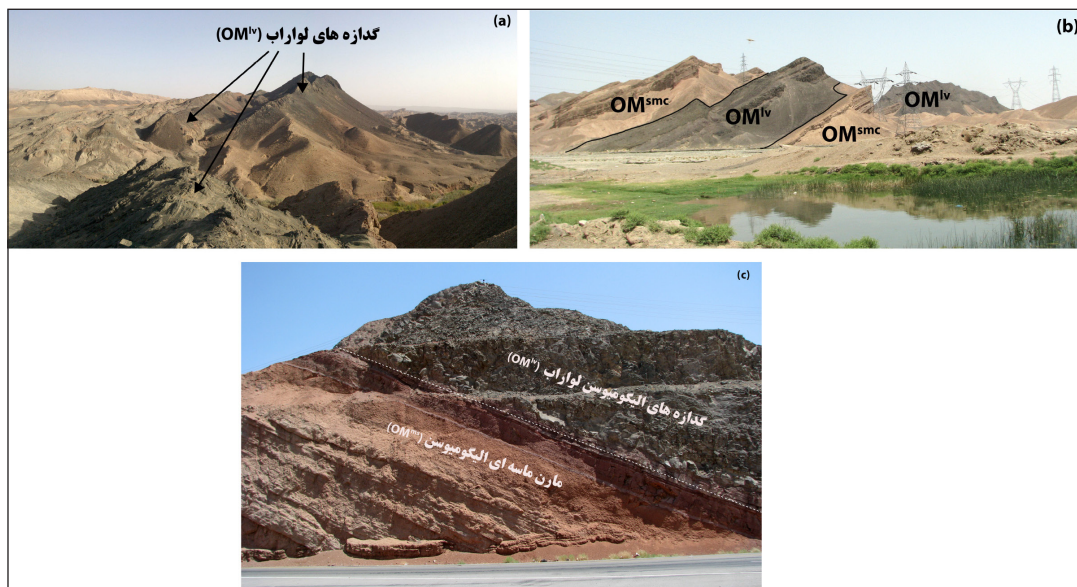
Continued from Table 1. The results of the chemical analysis of the main elements oxides in percent and their norm calculations and the results of the chemical analysis of the secondary elements in ppm. The names of the rocks are determined based on the classification of Le Maitre (2002) and are as follows: BTA: basaltic trachyandesite; TB: trachybasalt; AB: alkali basalt; Bs: basanite.

HFSE	Th	5	7.67	9.34	8.53	8.89	8.68	9.83	10.87	9.62	10.59	4.57	8.25	2.64	7.41	4.24	2.21	4.03	8.3
	U	1.4	2.15	2.77	2.39	2.66	2.63	3.23	2.88	3.16	2.43	1.41	2.47	0.71	2.22	0.91	0.64	1.09	1.64
	Zr	167	185	213	203	178	200	204	221	203	200	147	175	103	174	280	97	131	278
	Ta	2.37	0.84	1.21	0.93	1	1.19	1.39	2.16	1.19	1.05	1.32	0.92	0.46	1.05	3.6	0.5	0.93	3.63
	Hf	5.77	5.53	6.23	5.88	5.55	6.01	5.88	6.39	5.84	5.36	4.33	5	3.38	5.38	7.83	3.03	3.95	7.55
	Y	26.4	22.37	23.93	24.24	21.5	23.24	22.08	23.62	22.14	21.2	23.06	20.75	16.55	22.56	20.38	14.87	21.66	24.68
	Nb	23.4	19	18.5	20.6	18.7	17.9	19.8	20.2	18.1	20.6	19.7	18.2	14.2	15.3	38.9	12.6	17.9	47
REE	La	20.74	25.87	30.2	28.35	28.3	27.28	28.61	29.54	26.91	27.1	17.54	25.62	14.19	25.22	32.18	13.06	15.98	51.61
	Ce	35.28	42.22	49.82	47.74	46.61	45.56	46.69	49.12	44.23	45.33	29.34	43.24	23.97	43.12	53.87	22.16	27.06	83.62
	Pr	5.16	5.92	7.07	7.04	6.39	6.5	6.72	7	6.23	6.18	4.38	6.19	3.64	6.15	8.18	3.19	3.95	11.28
	Nd	20.05	22.8	27.56	26.23	24.67	25.95	25.02	25.99	24.07	24.19	17.92	23.94	13.66	25.28	31.18	11.92	16.3	40.94
	Sm	6.1	6.32	7.29	6.93	6.89	7.07	6.44	7.12	6.69	6.58	5.27	6.58	3.27	6.27	7.1	2.95	4.76	7.17
	Eu	2.21	2.22	2.61	2.45	2.55	2.42	2.24	2.5	2.23	2.12	1.8	2.01	1.01	1.92	2.48	0.98	1.5	2.15
	Gd	3.88	4.11	4.65	4.67	4.42	4.64	4.41	4.46	4.45	4.37	3.67	4.07	2.49	4.32	4.96	2.35	3.07	5.83
	Tb	0.74	0.7	0.76	0.72	0.78	0.78	0.71	0.71	0.75	0.74	0.69	0.76	0.48	0.81	0.88	0.4	0.64	0.99
	Dy	4.01	3.53	4.23	4.19	3.92	4.19	3.6	3.76	3.68	3.56	3.89	3.82	2.66	4.11	3.94	2.28	3.4	5.5
	Ho	0.99	0.83	0.86	0.87	0.74	0.9	0.79	0.82	0.8	0.68	0.84	0.75	0.59	0.8	0.81	0.54	0.8	0.9
	Er	2.63	2.18	2.47	2.43	2.09	2.27	2.29	2.42	2.04	2.04	2.44	2.05	1.61	2.16	2	1.46	2.11	2.4
	Tm	0.48	0.39	0.42	0.4	0.38	0.38	0.4	0.41	0.36	0.37	0.42	0.38	0.31	0.36	0.3	0.25	0.34	0.4
	Yb	2.86	2.37	2.43	2.44	1.82	2.4	2.32	2.4	2.2	1.71	2.17	1.84	1.4	1.83	1.62	1.49	1.73	1.61
	Lu	0.55	0.4	0.46	0.48	0.36	0.46	0.38	0.47	0.4	0.4	0.44	0.36	0.28	0.39	0.3	0.28	0.38	0.36
Others	Ga	19.54	13.3	12.91	12.43	12.08	12.22	12.62	12.72	12.33	12.18	13.56	11.03	11.82	9.99	18.65	10.33	12.37	15.13
	Sc	34.03	33.96	34.78	37.52	31.17	34.34	28.79	32.05	32.93	27.18	36.25	29.66	35.67	35.49	20.7	29.21	32.46	27.29
	V	327.09	240.73	217.86	227.47	220.26	213.95	224.91	226.78	207.33	227.39	265.85	214.23	204.78	184.8	193.05	176.06	240.89	234.31
	Cr	59.6	450.7	524.2	736	542.7	671.5	417.5	346.4	384.8	372.9	378.9	690.3	428.5	526.8	256.8	632.2	321	432.3
	Co	28.29	37.19	39.2	34.96	32.55	38.92	32.64	32.45	31.49	30.81	34.43	33.04	44.97	35.07	34.86	53.29	30.71	45.91
	Ni	31.41	190	190.59	200.64	185.03	208.87	130.53	127.5	122.14	130.2	77.23	188.87	356.86	186.95	114.44	537.26	78.56	267.22
	Cu	77.53	114.46	126.4	119.87	122.49	105.72	134.93	115.45	115.26	130.57	112.75	107.08	65.22	91.69	62.15	71.42	66.68	77.98
	Zn	91.43	73.24	71.29	70.78	66.69	70.72	68.4	70.6	64.58	68.27	74.31	69.02	64.71	68.79	91.25	63.38	70.21	85.38
	Ti	6490.43	5362.5	5274.53	5390.8	4700.39	4935.31	4728.06	4972.23	4965.11	4929.6	5581.54	4700.39	4809.65	4688.33	12425.22	3542.09	4929.6	10551.16
	Mn	1138.84	1143.2	1201.86	1090.14	995.81	1132.2	1095.78	1035.97	1056.61	1001.35	1083.29	1015.75	1100.56	1102.14	1026.95	1064.18	1014.64	1212.9
	W	0.86	0.55	1.8	0.76	0.34	1.79	1.81	1.47	1.79	0.10>	0.10>	1.86	0.18	1.66	0.11	0.10>	0.10>	0.47



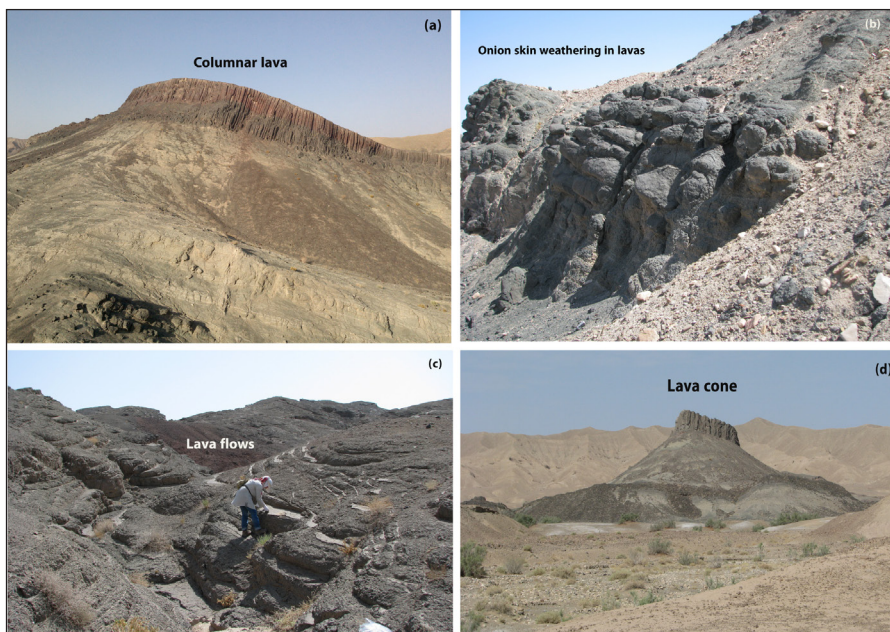
شکل ۱- (a) نقشه پهنه‌بندی ساختاری-رسوبی ایران (Alavi, 1991) و موقعیت منطقه مورد مطالعه مشخص شده با فلش قرمز، (b) گستردگی گدازه‌های مورد مطالعه (بازالت‌های آلكالی) بر روی تصویر ماهواره‌ای Sentinel و توزیع نمونه برداری، (c) طرح ساده‌ای از ناودیس نامتقارن و موقعیت گدازه‌ها در پال‌های آن در مسیر پیمایش آبراهه میانی (خط AA') (با اندکی تغییر از هوشمندمعنوی و همکاران، ۱۴۰۰).

Figure 1- a) The map of tectono-sedimentary zones of Iran (Alavi, 1991) and the study area location in red star. b) the outcrop of studied lavas (alkaline basalts) is shown on the Sentinel satellite image and sampling distribution, c) a simple plan of asymmetric syncline and the location of lavas on its limbs in the navigation path of the middle drainage (line AA') (modified after Houshmand Manavi et al., 2021).



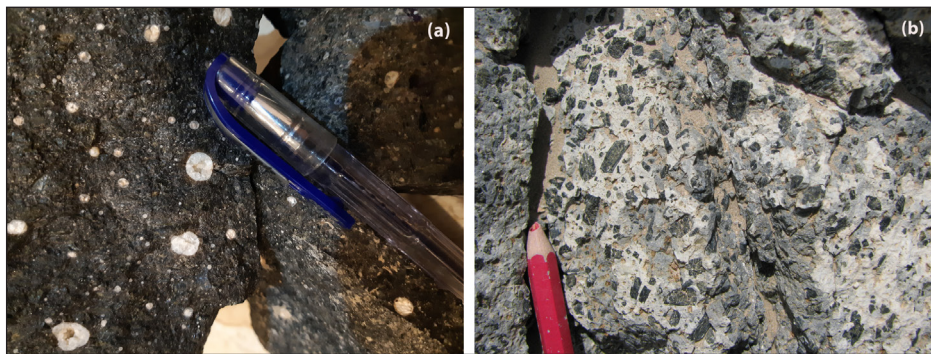
شکل ۲- (a) دورنمایی از گسترش گدازه‌های لوارآب (OM^{lv})، مسیر آبراهه میانی (مسیر AA' در شکل ۱-ب) به سمت شمال، دید به شمال. (b) نمای از لایه‌بندی رسوبات الیگوسن-میوسن (OM^{smc}) و میان لایه گدازه‌ای (OM^{lv}) با شیب به سمت باختر، حوالی روستای حرمک، دید به شمال باختر. (c) پختگی رسوبات مارن ماسه‌ای در اثر ریختن گدازه‌ها بر روی آن‌ها، ورودی روستای حرمک، دید به خاور.

Figure 2- a) A perspective view of the expansion of the lava hill of Lavarab (OM^{lv}), the middle drainage route (route AA' in Fig.1-b) to the north, view to the north. b) A view of the layering of Oligocene-Miocene sediments (OM^{smc}) and the lavas intercalation (OM^{lv}) with a slope to the west, around the Harmak village, view to the northwest. c) Backed Oligocene-Miocene sandy marl (OM^{ms}) sediments as a result of Oligocene-Miocene lavas pouring (OM^{lv}) on them, Entrance of Harmak village, view to the east.



شکل ۳- (a) نمای از گدازه‌های ماسیو در پایین و گدازه‌های منشوری در بالای تصویر، مسیر آبراهه میانی (مسیر AA' در شکل ۱-ب) که در میانه مسیر، پیمایش به سمت شمال تغییر یافت، دید به باختر-جنوب باختر، (b) نمای از گدازه‌ها با فرسایش پوست پیازی، حوالی روستای قرقروک، دید به شمال، (c) نمای از ساختار لایه‌ای در جریان‌های گدازه‌ای، دید به خاور، (d) نمای از مخروط گدازه‌ای، دید به شمال.

Figure 3-a) A view of massive lavas at the bottom and prismatic lavas at the top of the photo, the path of the middle channel (route AA' in Fig. 1-b) to the north, view to the west-southwest, b) A view of lava with onion skin weathering, around the Qarqruk village, view to the north, c) A view of layered structure in lava flows, view to the east, d) A view of lava cone, view to the north.



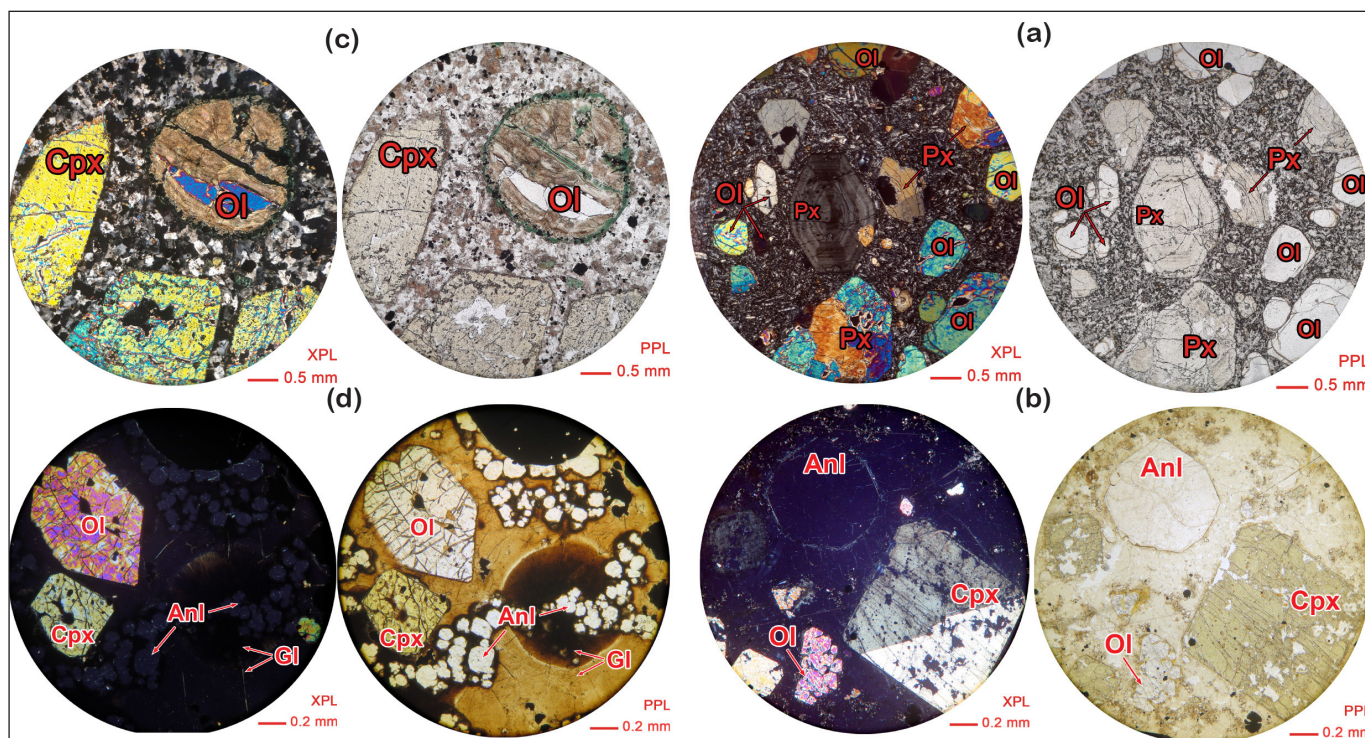
شکل ۴- (a) حفره‌های پر شده با زئولیت در گدازه‌ها (نمونه L.52)، (b) درشت‌بلورهای خودشکل پیروکسن در گدازه‌ها (نمونه L.86).

Figure 4- a) Vesicles filled with zeolite in lavas (sample L.52), b) Coarse pyroxene crystals in lavas (sample L.86).

۲-۳- سنگ‌نگاری

یا کانی‌هایی که به صورت درشت‌بلور (فونوکریست) در این سنگ‌ها وجود دارند به ترتیب فراوانی شامل پیروکسن، الیون، آنالسیم و گاه پلاژیوکلاز است. فونوکریست‌های موجود در بازالت‌ها نشان می‌دهند که در طی صعود ماگما از گوشته به سطح، دوره‌ای از تبلور در یک اتاقک ماگمایی نیمه‌ژرف سپری شده است.

بافت چیره در این گدازه‌ها پورفیری است که به صورت میکروولیتیک پورفیری، هیالو پورفیری و گاه هیالو اسفرولیتیک پورفیری دیده می‌شوند (شکل ۵). بافت سری‌تیت پورفیریتیک نیز گاهی در این سنگ‌ها به چشم می‌خورد. به طور کلی پورفیری‌ها



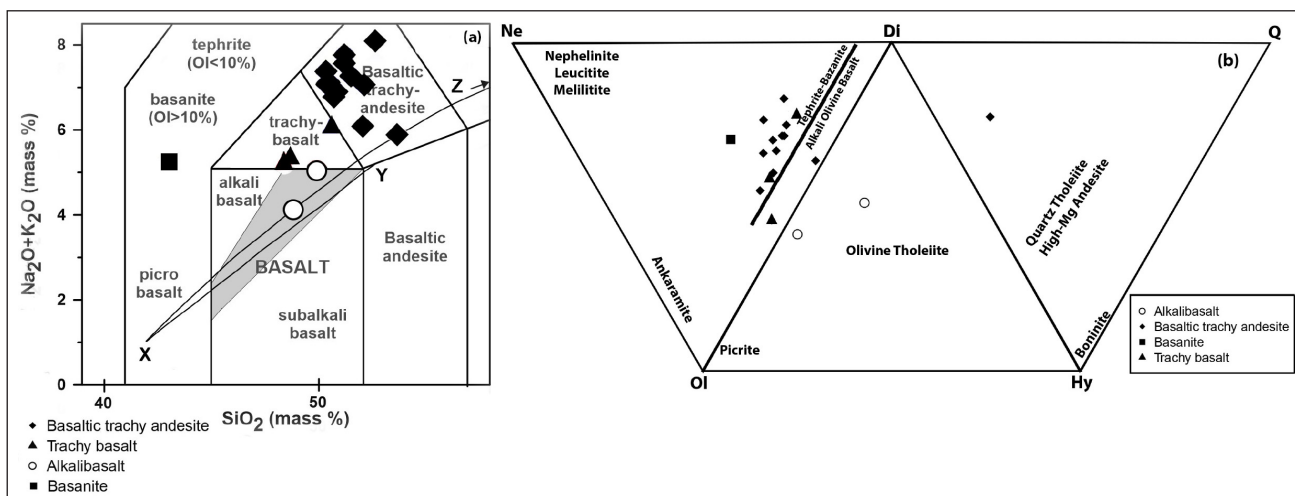
شکل ۵- انواع بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های مورد مطالعه، (a) میکروولیتی پورفیری، (b) هیالو پورفیری، (c) پورفیری، (d) هیالو اسفرولیتیک پورفیری، در نورهای پلاریزه موازی (PPL) و نورهای پلاریزه متقاطع (XPL). اسامی کانی‌ها به شرح زیر است: Ol: الیون، Cpx: کلینوپیکروکسن، Px: پیروکسن، Anl: آنالسیم، Gl: شیشه.

Figure 5. The observed textures in the studied rocks, a) microlithic porphyry, b) hyaloporphyry, c) felsitic porphyry, d) Hyalospherulitic porphyry, in parallel polarized light (PPL) and crossed polarized light (XPL). Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Px: pyroxene, Anl: analcime, Gl: glass.

پلاژیوکلاز و سانیدین بیشتر به‌صورت میکرولیتی در خمیره سنگ و کمتر به‌صورت درشت‌بلور (نمونه L.10 و L.61) موجود است. کانی فرعی آپاتیت در پیروکسن‌ها به‌صورت میان‌بار (انکلوزیون) و در خمیره به‌صورت سوزن‌های ریز به فراوانی در نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد. کانی‌های کدر (اپاک) نیز به‌صورت ریزدانه و مکعبی و گاه دندریتی به فراوانی در زمینه سنگ و یا به‌صورت میان‌بار در داخل فنوکریست‌ها به‌ویژه الیون به چشم می‌خورد.

نمودارهای مختلفی جهت نامگذاری سنگ‌ها بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی وجود دارد. سنگ‌های آتشفشانی لوارآب در نمودار طبقه‌بندی شیمیایی لی‌میت (LeMaitre, 2002) که بخشی از نمودار TAS می‌باشد، تماماً در محدوده آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۶-a). طبقه‌بندی نورماتیو بازالت‌ها (Thompson, 1984) (با MgO بیش از ۶٪) با استفاده از نمودار Ne-Di-Ol-Hy-Q برای شناسایی بازالت‌های تحت اشباع، اشباع و فوق اشباع از سیلیس به‌کار می‌رود و برای ماگماهای خیلی تکامل (تفریق) یافته کاربرد ندارد (Rollinson, 1993). همان‌گونه که در شکل ۶-b دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالی الیون بازالت و فقط ۳ نمونه در محدوده‌های الیون تولیت و کوارتز تولیت قرار می‌گیرند. ماهیت آلکالن این بازالت‌ها با حضور الیون در تصاویر سنگ‌نگاری و نفیلین نورماتیو در بیشتر نمونه‌ها تایید می‌شود (شکل ۶) (Winter, 2001).

درشت‌بلورهای پیروکسن شکل‌دار بوده و بیشتر از نوع کلینوپروکسن است و بیشتر دارای بافت غربالی هستند. توزیع بافت غربالی در بلورهای کلینوپروکسن متفاوت است. در بعضی بلورها این بافت بیشتر در بخش مرکزی متمرکز است و در برخی دیگر بیشتر در حاشیه دیده می‌شود. بافت غربالی یا حاصل انحلال کانی‌ها در نتیجه عدم تعادل با مذاب در نتیجه اختلاط بوده (O'Brien et al., 1988) یا حاصل انحلال ناشی از کاهش فشار به دلیل صعود ماگما است. این توزیع‌های گوناگون بافت پورفیری می‌تواند گویای عدم تعادل بین فاز جامد (پیروکسن‌ها) با ماگمای همزیست با آن‌ها در مراحل مختلف رشد بلور طی صعود و تحول ماگمایی باشد. پدیده زونینگ در درشت‌بلورهای پیروکسن متداول است، ماکل ساده و گاه ماکل ساعت شنی نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود. پیروکسن‌ها به‌صورت ریز بلور در خمیره میکرولیتی نیز وجود دارند. درشت‌بلورهای الیون، شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار هستند. بلورهای با خردگی خلیجی یا بلورهای اسکلتی الیون نیز مشاهده می‌شوند. بلورهای الیون گاه کلریتی و ایدنگزیتی شده‌اند. در گروهی از این سنگ‌ها فقط درشت‌بلورهای الیون در زمینه میکرولیتی دیده می‌شوند. فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار آنالسیم موجود در این سنگ‌ها گاه شفاف و گاه کدر هستند. ریزبلورهای بی‌شکل و کدر آنالسیم نیز در خمیره این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

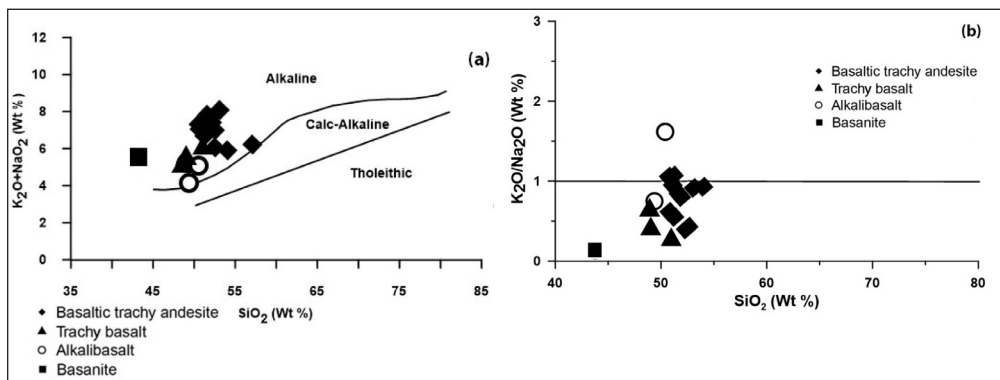


شکل ۶- (a) رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس مجموع آلکالی در برابر سیلیس، خطوط X-Z و X-Y معمولاً برای تشخیص بازالت‌های آلکالن و تولیتی است (Macdonald and Katsora, 1964; Miyashiro, 1978) و محدوده خاکستری منطقه همپوشانی بین بازالت‌های آلکالن و ساب آلکالن را مشخص می‌کند (LeMaitre, 2002). (b) رده‌بندی نورماتیو بازالت‌ها اشباع و تحت اشباع در نمودار Ne-Di-Ol-Hy-Q از تامپسون (Thompson, 1984). همان‌طور که در این نمودارها دیده می‌شود، بازالت‌های مورد مطالعه دارای ماهیت آلکالن هستند.

Figure 5. The observed textures in the studied rocks, a) microlithic porphyry, b) hyaloporphyry, c) felsitic porphyry, d) Hyalospherulitic porphyry, in parallel polarized light (PPL) and crossed polarized light (XPL). Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Px: pyroxene, Anl: analcime, Gl: glass.

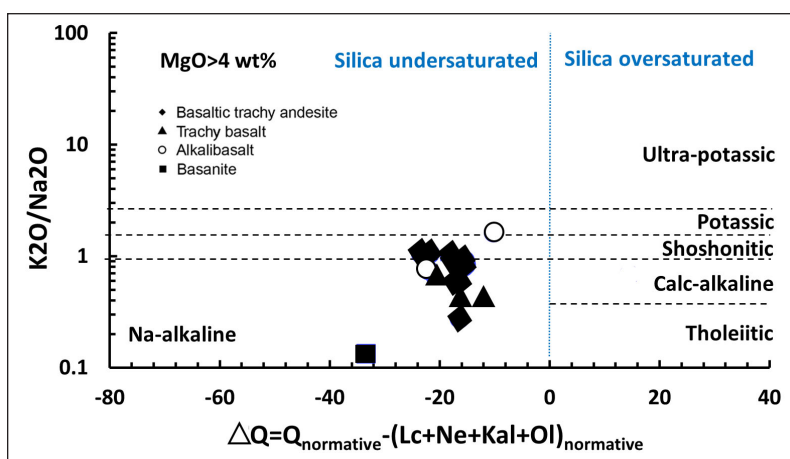
نمودار پکریلو و فریزاتی (Peccerillo and Frezzotti, 2015) برای تفکیک ماهیت آلکالن از شوشونیتی استفاده شده است. در این نمودار ΔQ برابر است با مقدار کوارتز نورماتیو منهای مجموع کانی‌های تحت اشباع از سیلیس (نفیلین، لوسیت، کالسلیت و الیون). همان‌گونه که مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها در محدوده آلکالن سدیک واقع می‌شوند (شکل ۸).

همچنین در نمودار مجموع آلکالن در برابر سیلیس از کونو (Kuno, 1968) تمامی نمونه‌ها در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۷-a). بر اساس نسبت K_2O/Na_2O در برابر سیلیس از امامی (Emami, 1981) این نمونه‌ها بیشتر ویژگی آلکالن سدیک را نسبت به آلکالن پتاسیک نشان می‌دهند (شکل ۷-b).



شکل ۷- a) نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس از کونو (Kuno, 1968) ویژگی آلکالن را برای سنگ‌های منطقه لوآراب نشان می‌دهند. b) نمودار K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 از امامی (Emami, 1981) که گویای چیرگی ماهیت سدیک در این سنگ‌هاست.

Figure 7- a) The total alkali versus silica diagram from Kuno (1968) shows the characteristic of alkaline for the rocks of the Lavarab region. b) Diagram of K_2O/Na_2O against SiO_2 from Emami (1981), which indicates the predominance of sodic nature in these rocks.



شکل ۸- نمودار $\Delta Q-K_2O/Na_2O$ (Peccerillo and Frezzotti, 2015) برای تفکیک ماهیت آلکالن از شوشونیتی.

Figure 8- a) The $\Delta Q-K_2O/Na_2O$ (Peccerillo and Frezzotti, 2015) to determine magma series.

۴- بحث

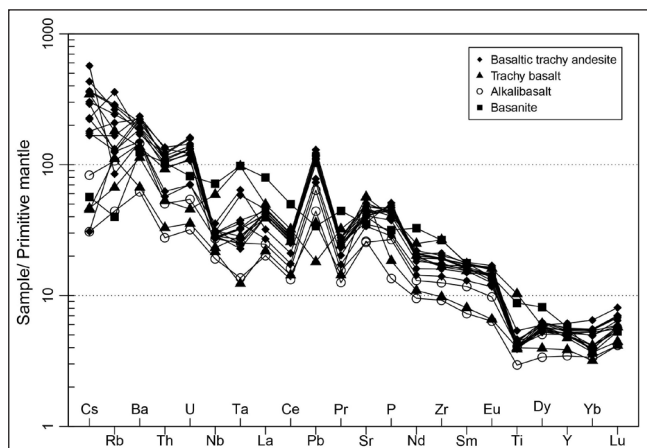
۴-۱- تفسیر نمودارهای REE و چند عنصری

لرزولیتی دارد (Aldanmaz et al., 2000). نمونه بازائیت (L.57) تفریق شدیدی در الگوی REE به سمت راست در مقایسه با سایر نمونه‌ها نشان می‌دهد (در شکل ۹ با مربع نشان داده شده است) و LREE آن بیشترین مقادیر را در مقایسه با سایر نمونه‌ها نشان می‌دهند.

مقدار Yb_N در سنگ‌های مورد مطالعه بین ۳ تا ۶/۵ است. مرتز و همکاران (Mertz et al., 2001) مقادیر Yb_N کمتر از ۱۰ را در سنگ‌های بازالتی، نشانه حضور گارنت در محل منشا ماگما در نظر می‌گیرند. همچنین موراتا و همکاران (Morata et al., 2005) مقادیر Yb_N و Lu_N کمتر از ۱۰ را نشان‌دهنده حضور گارنت به صورت فاز باقیمانده در منشا گوشته‌ای می‌دانند. هیرشمن (Hirschman, 1998) غنی‌شدگی بیشتر از LREE را به درجه پایین ذوب بخشی گوشته غنی شده (کمتر از ۱۵ درصد) و آلاش ماگما با مواد پوسته‌ای نسبت می‌دهد. پژوهشگران دیگر نیز درجه ذوب بخشی کم از یک منشا گوشته‌ای غنی (Enriched mantle source) یا کمتر تهی شده

الگوی REE ماگمای تشکیل‌دهنده گدازه‌های مورد مطالعه در نمودارهای بهنجار شده بر اساس گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) در شکل ۹ نشان داده شده است. الگوی کلی این گدازه‌ها کم و بیش از یکدیگر پیروی می‌کند، که می‌تواند نشانگر ارتباط ژنتیکی و تحولات ترکیب شیمیایی مذاب از طریق تفریق بلوری باشد. گدازه‌های بازالتی ضریب غنی سازی ۲-۸ برای HREE (Lu/Gd_N=0.5-0.96) و بیش از ۱۰ تا ۵۰ برای LREE (La/Sm_N=2-4.5) را برای نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند (شکل ۹). بی‌هنجاری منفی Eu در هیچ یک از نمونه‌ها مشاهده نمی‌شود که نشان‌دهنده عدم تفریق پلاژیوکلاز یا وجود فوگاسیته اکسیدن بالا در اتافک ماگما است (Rollinson, 1993). به‌طور کلی الگوی HREE این نمونه‌ها مسطح بوده و تنها بی‌هنجاری منفی ضعیفی از Yb مشاهده می‌شود. غنی‌شدگی از LREE و الگوی مسطح از Ho تا Lu نشان از یک منشا اسپینل گارنت

در نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری) بهنجار شده به گوشته اولیه (McDonough) (and Sun, 1995) همه نمونه‌ها غنی‌شدگی ضعیفی نسبت به گوشته اولیه از U (HFSE) Sr و (LILE) و غنی‌شدگی آشکاری از Pb نشان می‌دهند (شکل ۱۰). در این سنگ‌ها بی‌هنجاری منفی Nb و Ti و بی‌هنجاری مثبت Pb در تمامی نمونه‌ها به جز نمونه بازانیتی (L.57) دیده می‌شود. نمونه بازانیتی بی‌هنجاری منفی از Cs و Rb (از LILها)، Pb و Yb و بی‌هنجاری مثبت از Ta و Ba را نمایش می‌دهد. در نمونه‌های مورد مطالعه بی‌هنجاری مثبت Pb احتمالاً به دلیل آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای است، چرا که این عنصر تمرکز بالایی در پوسته قاره‌ای دارد. توقف کوتاه مدت یا حتی عبور ماگما از پوسته قاره‌ای و یا هضم ناچیز مواد پوسته‌ای به وسیله ماگما (Wayer et al., 2003; Wang et al., 2003) می‌تواند سبب این نوع بی‌هنجاری‌های کوچک گردد (فاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). بی‌هنجاری منفی Ti توسط کانی‌های تیتان‌دار کنترل می‌شود. با افزایش فشار، حلالیت این کانی‌ها در سیالات آب‌دار کاهش می‌یابد و کانی‌های یاد شده که غنی از عناصر HFS هستند، طی فرایندهای ذوب بخشی در ژرفاهای بیش از ۳۰ کیلومتر، به صورت فازهای برج باقی می‌مانند و سبب پیدایش بی‌هنجاری منفی در مذاب می‌شوند (Gaetani, 2004).



شکل ۱۰- الگوی چند عنصری بهنجار شده سنگ‌های بازالتی لوارآب نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995).

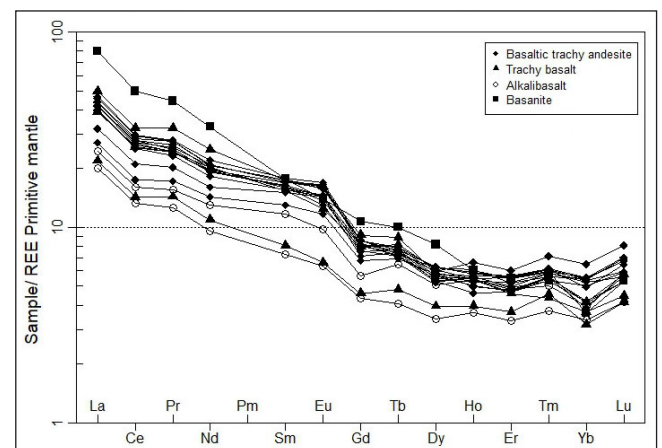
Figure 10. Multi-element pattern normalized Lavarab basaltic rocks to the primary mantle (McDonough and Sun, 1995).

۴-۲- منشأ ماگما

ماگماهای آلکالین عمدتاً منشأ سست‌کره‌ای (آستوسفیری) دارند و از درصد پایین ذوب بخشی گوشته بالایی ایجاد می‌شوند. این امر نیز در نمودارهای Zr-Nb (Sun and McDonough, 1989) و نیز La/Yb در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000) برای گدازه‌های بازالتی لوارآب نمایان است. منشأ این گدازه‌ها گوشته غنی شده است (شکل a-۱۱) و ترکیب آن برای سنگ‌های مورد مطالعه متمایل به اسپینل گارنت لرزولیت بوده که تا ۵٪ دچار ذوب بخشی شده است (شکل b-۱۱). همچنین از نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Abdel-Rahman and Nassar, 2004) برای تشخیص گوشته سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای استفاده شد. همان گونه که در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود، منشأ بیشتر نمونه‌ها گوشته سنگ‌کره‌ای-سست‌کره‌ای و منشأ تعدادی نیز گوشته سست‌کره‌ای است.

را دلیل غنی‌شدگی نسبی LREE می‌دانند (Eissen et al., 1998; Pearce, 2008; Saccani et al., 2011). درجات پایین ذوب (کمتر از ۱۰ درصد) گوشته پریدوتیتی، ماگمای بازالتی آلکالین ایجاد می‌کند (Hirschmann et al., 1998) و یک الگوی LREE غنی‌شده مشابه سنگ‌های بازالتی لوارآب را نشان می‌دهد (Cullers and Graf, 1984).

با استفاده از نسبت La_N/Sm_N می‌توان نقش پررنگ‌تر یکی از این دو عامل (۱) درجه کم ذوب بخشی و (۲) آلودگی پوسته‌ای را در غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک تعیین کرد (Sirvastava and Singh, 2004). میانگین نسبت La_N/Sm_N در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در حدود ۲/۶ است، که در مقایسه با میانگین آن در سنگ‌های پوسته‌ای (تقریباً ۴/۲۵) (Sirvastava and Singh, 2004) پایین‌تر است و به احتمال، بیانگر ناچیز بودن آرایش پوسته‌ای است. غنی‌شدگی نسبی LREE را می‌توان با نسبت‌های $(Sm/Yb)_N$ و $(La/Yb)_N$ نیز مشخص نمود (دلآوری و همکاران، ۱۴۰۰). در نمونه‌های مورد مطالعه، میانگین این نسبت‌ها به ترتیب برابر ۳ و ۸ است که بیانگر غنی‌شدگی ۸ برابری عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین در مقایسه با گوشته اولیه است.

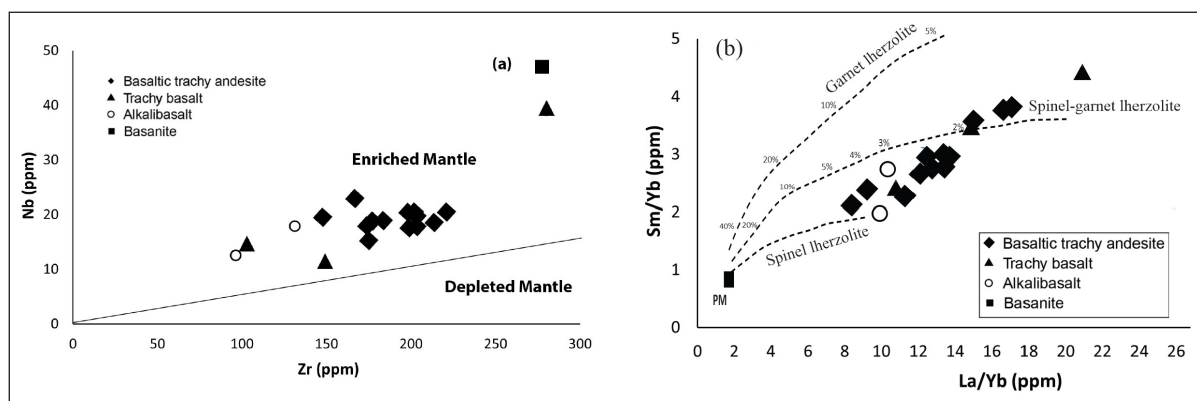


شکل ۹- الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده سنگ‌های بازالتی لوارآب نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995).

Figure 9. Pattern of REE normalized Lavarab basaltic rocks to the primary mantle (McDonough and Sun, 1995).

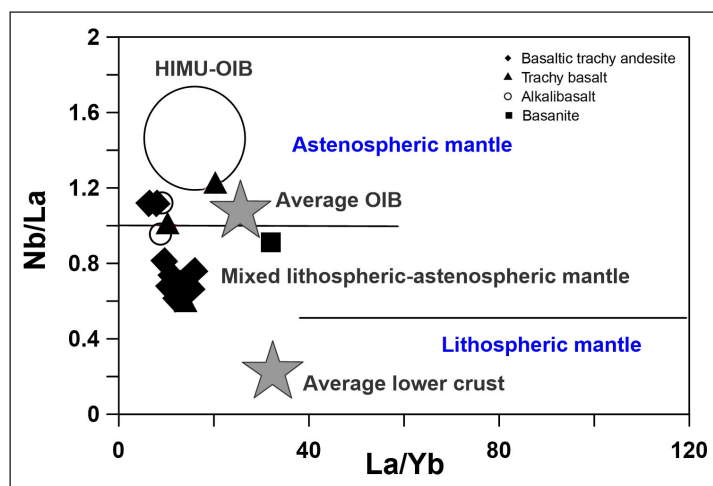
عناصر LIL که شامل Rb، K و Ba است عناصر بسیار متحرکی هستند و ممکن است توسط سیالات کنترل شوند، و از آنجا که این عناصر در پوسته قاره‌ای تمرکز یافته‌اند، ممکن است غلظت آن‌ها در ماگما نشانگر آرایش پوسته‌ای باشد (Rollinson, 1993; Cox and Hawkesworth, 1985).

رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب گدازه‌های مورد مطالعه، بسیار شبیه به گدازه‌های بازالتی الیگوسن در خاور و جنوب خاور شاهرود (فاسمی و همکاران، ۱۳۹۰) است. فاسمی و همکاران (۱۳۹۰) بیان می‌کنند غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE به همراه فقدان بی‌هنجاری منفی از Eu و HFSE و حضور بی‌هنجاری مثبت از Sr، Pb و Cs در نمونه‌های آن‌ها به ماهیت آلکالین ماگما و سرچشمه گرفتن آن از یک منبع گوشته غنی شده زیر سنگ‌کره قاره‌ای اشاره دارد، که این مطلب نیز در مورد گدازه‌های آلکالین لوارآب صادق است.



شکل ۱۱- نمودارهای تعیین منشأ و میزان ذوب بخشی آن برای گدازه‌های مورد مطالعه (a) نمودار Zr در برابر Nb (Sun and McDonough, 1989)؛ (b) نمودار نسبت عناصر نادر La/Yb در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000).

Figure 11. The source determination and its amount of partial melting diagrams for the studied lavas. a) Zr-Nb diagram (Sun and McDonough, 1989), b) La/Yb against to Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000).



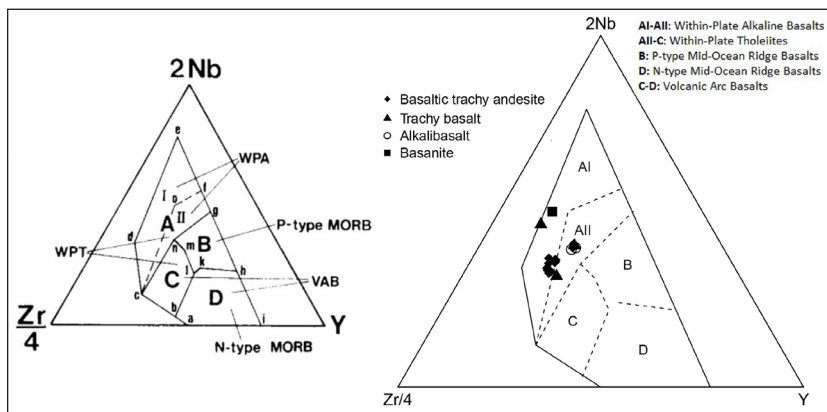
شکل ۱۲- نمودار تشخیص گوشته سنگ کوه‌ای (لیتوسفری) و سست کوه‌ای (آستنسفری) یا ترکیب آن‌ها بر اساس Nb/La در برابر La/Yb (Abdel-Rahman and Nassar, 2004).

Figure 12. Nb/La vs La/Yb (Abdel-Rahman and Nassar, 2004) diagram to distinguish of the lithospheric, asthenospheric or the mixed mantle.

بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در جایگاه بازالت‌های درون ورقه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۱۴-ا). همچنین در نمودار Y در برابر La/Nb از فلویید و همکاران (Floyd et al., 1991)، گدازه‌های آلکالین لوآرآب بیشتر در محدوده بازالت‌های حوضه پشت کمان (BABB) و تعداد کمی نیز در محدوده مشترک محیط BABB و E-MORB واقع می‌گردند (شکل ۱۴-ب). واقع شدن این گدازه‌ها در محدوده BABB، مشابه سنگ‌های بازالتی الیگوسن در خاور و جنوب شاهرود است. قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) این جایگاه را گویای وجود یک محیط کنششی پشت کمانی اولیه نابالغ در زمان الیگوسن-میوسن می‌دانند که در حوضه پشت کمان ماگمایی ارومیه-دختر، در بخش‌های گسترده‌ای از ایران مرکزی با رسوب‌گذاری نهشته‌های قاره‌ای (سازند قرمز زیرین)، دریایی کم‌ژرفا (سازند قم)، قاره‌ای (سازند قرمز فوقانی) و ماگماتیسیم آلکالین بازیک با منشأ گوشته‌ای، همراه بوده است.

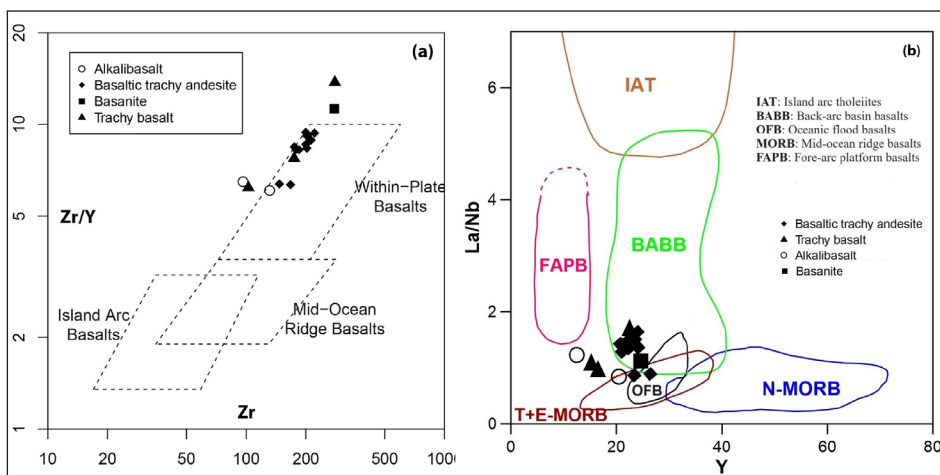
۳-۴- جایگاه زمین‌ساختی و ژئودینامیک منطقه

جهت بررسی جایگاه زمین‌ساختی گدازه‌های لوآرآب، از چند نمودار استفاده شده است. از قدیمی‌ترین آن‌ها می‌توان به نمودار $Zr/4-2Nb-Y$ اشاره نمود. عنصر غیرمتحرک کمیاب Nb استفاده شده در این نمودار، یک شاخص حساس برای محیط زمین‌ساختی-ماگمایی بازالت‌ها است. همراهی این عنصر با Zr و Y در نمودار سه‌تایی، به تقسیم بازالت‌ها در ۴ میدان (حوزه) بازالت‌های مورب (نوع N و P که نوع P در ارتباط با مناطق تحت تاثیر پلوم است)، تولیت‌های درون ورقه‌ای (WPT)، بازالت‌های کمان آتشفشانی (VAB) و آلکالی بازالت‌های درون ورقه‌ای (WPA) می‌انجامد (نمودار $Zr/4-2Nb-Y$ از مشیده (Meschede, 1986)). همان‌طور که در شکل ۱۳ مشاهده می‌شود، گدازه‌های لوآرآب در میدان WPA قرار می‌گیرند. در نمودار Zr در برابر Zr/Y از پیرس و نوری (Pearce and Norry, 1979)،



شکل ۱۳- محیط زمین‌ساختی بازالت‌های آلکالن درون ورقه‌ای برای گدازه‌های لوارآب در نمودار Zr-Nb-Y (Meschede, 1986).

Figure 13. The tectonic environment of within-plate alkaline basalts for Lavarab lavas in the Zr-Nb-Y diagram of Meschede (1986).

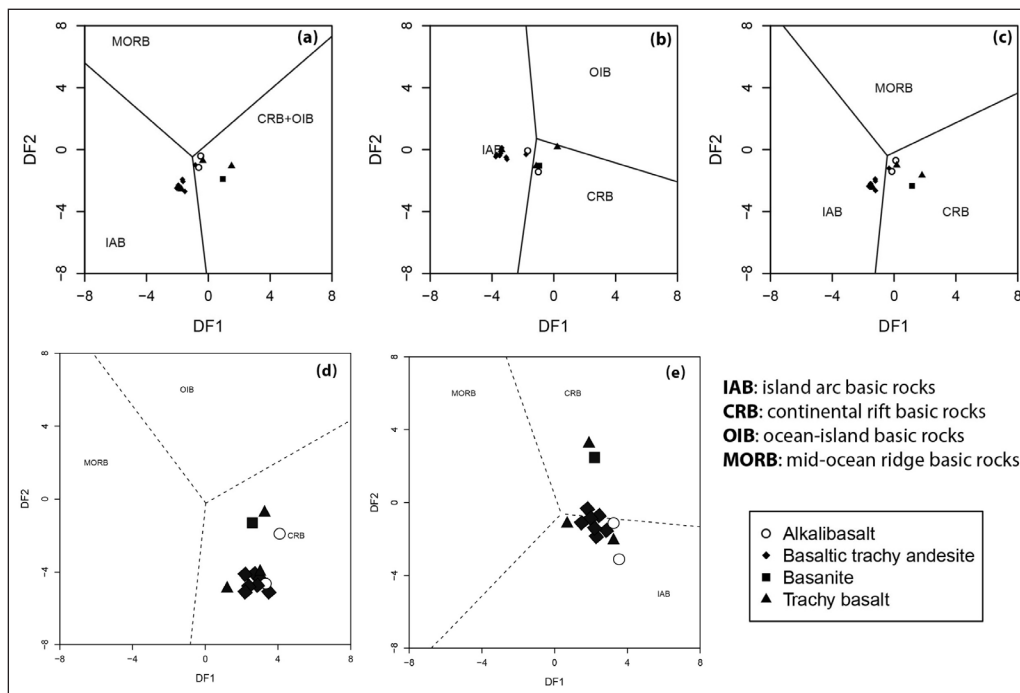


شکل ۱۴- (a) موقعیت بازالت‌های درون ورقه‌ای برای گدازه‌های لوارآب در نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce and Norry, 1979) (b) جایگاه پشت کمان برای سری آلکالن لوارآب در نمودار Y در برابر La/Nb (Floyd et al., 1991).

Figure 14- a) Position of within-plate basalts for Lavarab lavas on the Zr versus Zr/Y diagram (Pearce and Norry, 1979), b) The back arc position for the Lavarab alkaline series in the Y versus La/Nb diagram (Floyd et al., 1991).

CRB و جزایر اقیانوسی OIB که با هم ترکیب شده‌اند) را از هم تفکیک می‌کنند. در این نمودارها گدازه‌های بازالتی لوارآب در دو محدود CRB از محیط‌های درون ورقه‌ای و IAB از محیط‌های حاشیه ورقه‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۱۵- a, b, c). همچنین نمودارهای تابع تشخیصی ورما و همکاران (Verma et al., 2006) نیز ۴ جایگاه زمین‌ساختی جزایر قوسی (IA)، کافت قاره‌ای (CR)، جزایر اقیانوسی (OI) و تیغه میان اقیانوسی (MORB) را برای سنگ‌های آتشفشانی بازیک و اولترابازیک (SiO₂ < 52 wt.%) از هم تفکیک می‌کنند. در این نمودارها نیز بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کافت قاره‌ای (CRB) و تعدادی نیز در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی (IAB) واقع می‌شوند (شکل ۱۵- d, e).

افزون بر نمودارهای قبل، نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی آگراوال و همکاران (Agrawal et al., 2008) و ورما و همکاران (Verma et al., 2006) نیز برای بازالت‌های لوارآب ترسیم شده‌اند. آگراوال و همکاران (Agrawal et al., 2008) نمودارهای توابع تشخیصی را بر اساس عناصر غیر متحرک (La, Sm, Yb, Nb, Th) برای سنگ‌های بازیک و اولترابازیک ارائه نمودند. این نمودارها مبتنی بر نسبت لگاریتم طبیعی (ln(Nb/Th) و ln(La/Th)، ln(Sm/Th)، ln(Yb/Th) است و چهار جایگاه زمین‌ساختی (کمان جزیره‌ای IAB، کافت (rift) قاره‌ای CRB، جزایر اقیانوسی OIB و تیغه میان اقیانوسی MORB) و به‌ویژه جایگاه‌های حاشیه ورقه (کمان جزیره‌ای IAB و تیغه میان اقیانوسی MORB) با هم) و درون ورقه (کافت قاره‌ای



شکل ۱۵- a, b, c تعیین محیط ژئوتکتونیک نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایزی آگراوال و همکاران (Agrawal et al., 2008). اعداد نشان داده شده در نمودارها، صحت طبقه‌بندی نمونه‌های مورد آزمایش توسط آگراوال و همکاران (Agrawal et al., 2008) را به درصد نشان می‌دهد. d, e نمودارهای تمایزکننده محیط زمین‌ساختی از ورما و همکاران (Verma et al., 2006). همان طور که در این نمودارها مشاهده می‌شود، گدازه‌های بازالتی لوآراب بیشتر در محدوده بازالت‌های کافت قاره‌ای واقع می‌شوند.

توابع تشخیصی (DF1 و DF2) در شکل‌های a, b, c عبارتند از:

$$\begin{aligned} \text{(a): } DF1 &= 0.3518 \log_e (La/Th) + 0.6013 \log_e (Sm/Th) - 1.3450 \log_e (Yb/Th) + 2.1056 \log_e (Nb/Th) - 5.4763 \\ DF2 &= -0.3050 \log_e (La/Th) - 1.1801 \log_e (Sm/Th) + 1.6189 \log_e (Yb/Th) + 1.2260 \log_e (Nb/Th) - 0.9944 \\ \text{(b): } DF1 &= 0.5533 \log_e (La/Th) + 0.2173 \log_e (Sm/Th) - 0.0969 \log_e (Yb/Th) + 2.0454 \log_e (Nb/Th) - 5.6305 \\ DF2 &= -2.4498 \log_e (La/Th) + 4.8562 \log_e (Sm/Th) - 2.1240 \log_e (Yb/Th) - 0.1567 \log_e (Nb/Th) + 0.94 \\ \text{(c): } DF1 &= 0.3305 \log_e (La/Th) + 0.3484 \log_e (Sm/Th) - 0.9562 \log_e (Yb/Th) + 2.0777 \log_e (Nb/Th) - 4.5628 \\ DF2 &= -0.1928 \log_e (La/Th) - 1.1989 \log_e (Sm/Th) + 1.7531 \log_e (Yb/Th) + 0.6607 \log_e (Nb/Th) - 0.4384 \end{aligned}$$

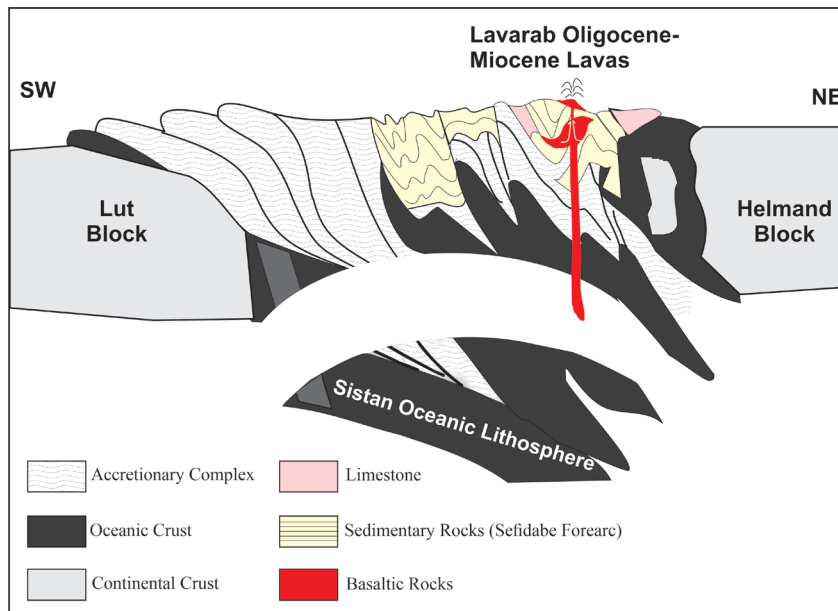
Figure 15- a, b, c) Determining the geotectonic environment of the studied samples in the discrimination diagrams of Agrawal et al. (2008). The numbers shown in the graphs are the classification accuracy of the samples tested by Agrawal et al. (2008) as a percentage. d, e) discrimination diagrams of Verma et al. (2006). As shown here, most the samples plot in continental rift basic rocks.

(Jackson, 2004). سپس حرکت گسل‌های تراکشی خاور ایران با ایجاد کشش‌های موضعی و کاهش فشار از روی گوشته سست کره‌ای، موجب ذوب بخشی سست کره به مقدار کم و ماگماتیسم ناشی از آن شده است (شکل ۱۶). این مدل با تحقیقات پژوهشگران پیشین نیز حمایت می‌شود (برای مثال زرین کوب و همکاران، ۱۳۹۰؛ Pang et al., 2013; Bagheri and Damani Gol, 2020). پانگ و همکاران (Pang et al., 2013; Bagheri and Damani Gol, 2020) عامل محرک برای ولکانیسم آلكالی بازالتی میوسن خاور ایران را لایه شدن (delamination) سنگ کره ستر شده و بالا آمدگی سست کره معرفی می‌کنند. در تفسیر مدل ژئودینامیکی منطقه می‌توان گفت با توجه به برخورد دو بلوک لوت و افغان در ائوسن میانی (Rezaei-Kakhkhai, et al., 2022) و سن گدازه‌های مورد مطالعه (الیگوسن پسین - میوسن پیشین، مقاله در دست نوشتن)، تاخیر زمانی برای لایه‌لایه شدن ریشه سنگ کره ستر شده اقیانوسی سیستان، حدود ۱۶ میلیون سال پس از برخورد بوده و ماگماتیسم ناشی از آن با سن الیگوسن - میوسن در منطقه رخ داده

همان‌طور که تا اینجا مشاهده شد، در تمامی نمودارها گدازه‌های بازالتی لوآراب به سن الیگوسن - میوسن در محدوده بازالت‌های آلكالین درون ورقه قرار می‌گیرند؛ این در حالی است که بازالت‌های پیش از ائوسن این بخش از ایران از نوع کالک آلكالین و تولیتی هستند (Tirrul et al., 1983, Delavari et al., 2014, Jentzer et al., 2020). این تضاد ژئوشیمیایی بین ماگماتیسم پیش از الیگوسن و پس از آن در خاور ایران را می‌توان با مدل لایه‌لایه شدن ریشه سنگ کره ستر شده اقیانوسی فرورونده تیس جوان سیستان توضیح داد. بدین گونه که لایه‌لایه شدن ریشه سنگ کره ستر شده سبب نازک‌شدگی آن شده و بر اثر صعود سست کره یک رژیم کششی در منطقه حاصل شده است. از سوی دیگر، عملکرد گسل‌های پی‌سنگی نیز می‌تواند سبب بالا آمدگی سست کره شود. به نظر می‌رسد برخورد قاره‌ای عربستان و اوراسیا به فعالیت مجدد گسل‌های اصلی انجامیده و تداوم دگرشکلی‌ها، ارتعاشات بسیاری را در طول این گسل‌ها سبب شده است (Jenkins et al., 2013; Walker and)

خاور آن‌هاست، احتمال فوران شکافی در راستای یک منطقه باز یا کافت کوچک داخل قاره‌ای متأثر از این گسل‌ها را، قوت می‌بخشد (شکل ۱۶).

است. همچنین روند شمالی- جنوبی برونریزی گدازه‌های بازالتی لوارآب که موازی با گسل‌های راست‌گرد شمالی- جنوبی زاهدان در باختر و گسل احتمالی هریرود در



شکل ۱۶- مدل آتشفشانی (ولکانیسم) گدازه‌های لوارآب در الگوی تحول زمین‌ساختی پهنه زمین‌درز سیستان با الهام از طرح تیرو و همکاران (Tirrul et al., 1983) با اندکی تغییرات.

Figure 16. Volcanism model of Lavarab lavas in the tectonic evolution model of the Sistan Suture Zone, modified after Tirrul et al. (1983) with a little change.

۵- نتیجه‌گیری

گسل‌های تراکشنی زاهدان و هریرود مسیر مناسبی جهت صعود این گدازه‌ها به سطح ایجاد نموده‌اند.

سپاسگزاری

این مقاله بخشی از نتایج پایان‌نامه دکتری نویسنده اول است که با پشتیبانی مالی معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. نگارندگان مقاله از مسئولان و کارشناسان آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور و مرکز پژوهش‌های کاربردی استان البرز سپاسگزاری می‌نمایند. از پروفیسور اورس کلوترلی از بخش تحقیقات لیتوسفری دانشگاه وین، برای بررسی داده‌های آنالیز شده و راهنمایی‌های ارزنده ایشان تشکر به عمل می‌آید. همچنین از راهنمایی‌ها و پیشنهادهای ارزنده داوران و سردبیر محترم در جهت بهتر شدن مقاله قدردانی می‌شود.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل گدازه‌های کم وسعت الیگوسن- میوسن منطقه لوارآب در خاور ایران (شمال زاهدان)، گویای سرشت چیره آلکالن سدیک آن‌هاست. ترکیب این سنگ‌ها بیشتر بازیک و شامل تراکی آندزیت بازالتی، تراکی بازالت، آلکالی بازالت و بازالت است. ماگمای تشکیل دهنده این گدازه‌ها بر اساس مقدار عددی Mg (بین ۷۳ تا ۸۳ درصد) یک ماگمای اولیه است. گدازه‌های الیگوسن پسین- میوسن پیشین لوارآب به محیط‌های پس از برخورد قاره‌ای با جایگاه زمین‌ساختی درون ورقه‌ای مربوط می‌شوند، که به دلیل متاسوماتیسم بخش‌هایی از گوشته بر اثر سیالات رها شده از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی سیستان (ایجاد ناهمگنی گوشته‌ای)، گاه جایگاه حاشیه فعال غیر واقعی را نیز نمایان می‌کنند. این گدازه‌ها از ذوب بخشی کم سست‌کره بالارونده در نتیجه لایه لایه شدن ریشه سنگ‌کره سبتر شده ایجاد شده‌اند. با صعود سست‌کره و نازک‌شدگی سنگ‌کره ناشی از لایه لایه شدن ریشه آن، یک رژیم کششی در منطقه رخ داده است و عملکرد

کتابنگاری

- آق‌آبانی، ع.، ۱۳۶۶، نقشه زمین‌شناسی کوه دوپشتی، سری ۱:۱۰۰،۰۰۰، برگه ۸۱۵۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آق‌آبانی، ع.، ۱۳۷۰، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ دریاچه هامون، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- دامنی گل، ش. و باقری، س.، ۱۴۰۰، سیستم تراستی پالئوژن در رشته کوه‌های شرق ایران، بیست و چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه خوارزمی، تهران.
- دلآوری، م.، امینی، ص. و ساکانی، ا.، ۱۳۹۲، ژئوشیمی و خاستگاه زمین‌ساختی-ماگمایی سنگ‌های آذرین ترشیری در محدوده خاور و شمال خاور نهبندان، خاور ایران، فصلنامه علمی علوم زمین، دوره بیست و سوم، شماره ۹۰، صفحه ۱۲۵ تا ۱۳۴، <https://doi.org/10.22071/gsj.2014.43972>.
- دلآوری، م.، قربانی، خ. و طبایح شعبانی، ا.ع.، ۱۴۰۰، سنگ‌های خروجی الیگومیوسن محدوده رزن-آوج (نوار ارومیه-دختر): شواهدی از ماگماتیسم مشابه OIB در بالای زون فرورانش، فصلنامه علمی علوم زمین، دوره سی و یکم، شماره ۴، صفحه ۹۷ تا ۱۱۰، doi: 10.22071/GSJ.2021.270639.1881.
- زرین کوب، م.ح.، چانگ، س.ل.، پانگ، ک.ن.، محمدی، س.س. و خطیب، م.م.، ۱۳۹۰، سن سنجی و ژئوشیمی ماگماتیسم کالک آلکالن در بخش شمالی زون لوت-سیستان در خاور ایران، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، تهران.
- صادقیان، م.، ۱۳۸۳، ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۴۲۹ صفحه.
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، کرد، م.، خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۸۸، سازوکار شکل‌گیری باتولیت گرانیتوئیدی جنوب زاهدان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۴: ۵۵۱-۵۷۸. <http://ijcm.ir/article-1-551-en.html>
- قاسمی، ح.، برهمند، م. و صادقیان، م.، ۱۳۹۰، گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شواهدی بر جایگاه پشت‌کمانی حوضه الیگو-میوسن ایران مرکزی، مجله پترولوژی، صفحه ۹۴-۷۷.
- معین وزیری، ح.، ۱۳۷۷، دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران، دانشگاه تربیت معلم.
- هوشمندمعنوی، س.، رضائی‌کهنائی، م.، سلیمانی، س.، قاسمی، ح.، ۱۴۰۰، جایگاه چینه‌ای و سن نسبی بازالت‌های بخش جنوبی حوضه سفیدابه (شمال زاهدان)، چهارمین گردهمایی علوم زمین، تهران.

References

- Abdel-Rahman, A.F.M., and Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geol Mag* 141:545-563. doi:10.1017/S0016756804009604.
- Aghanabati, A., 1987. *Geological map of Kuh-e Do Poshti, 1:100000 Series, Sheet 8150.. Geological survey of Iran, Tehran. (In Persian).*
- Aghanabati, A., 1991. *Geological quadrangle map of Daryacheh-Ye-Hamun, Geological Survey of Iran, Tehran. (In Persian).*
- Agrawal, S., Guevara, M., and Verma, S., 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *Int Geol Review* 50: 1057-1079, doi:10.2747/0020-6814.50.12.1057.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geol. Sco. Of Amer. Bull.*, 103, 983-992.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and geothermal research*, 102, 67-95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7).
- Bagheri, S. and Gol, S.D., 2020. The eastern Iranian orocline. *Earth-Science Reviews*, 210, p.103322. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103322>.
- Behruzi, A., 1973. Geological quadrangle map of Zahedan, Geological Survey of Iran. Tehran.
- Berberian, M., 1983. Generalized tectonic map of Iran. In Berberian M (Ed) Continental Deformation in the Iranian Plateau. Geological Survey of Iran, Report No 52.
- Biabangard, H., Sepidbar, F., Palin, R.M., Boomeri, M., Whattam, S.A., Homam, S.M., and Shahraki, O.B., 2023. Neogene calc-alkaline volcanism in Bobak and Sikh Kuh, Eastern Iran: Implications for magma genesis and tectonic setting. *Mineralogy and Petrology*, 117(1), pp.63-77. <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00798-8>.
- Bröcker, M., Hövelkröger, Y., Rad, G.F., Berndt, J., Scherer, E.E., Kurzawa, T., and Moslempour, M.E., 2022. The magmatic and tectono-metamorphic history of the Sistan suture zone, Iran: New insights into a key region for the convergence between the Lut and Afghan blocks. *Journal of Asian Earth Sciences*, 236, p.105313. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105313>.
- Camp, V.E., and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in Sistan Suture Zone, *Lithos*, 15, 221-239. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90014-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7).
- Cox, K.G., and Hawkesworth, C.J., 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *Journal of Petrology*, 26(2), 355-377. <https://doi.org/10.1093/petrology/26.2.355>.
- Cullers, R.L., and Graf, J.L., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: Henderson, P., (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 237-274. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50012-5>.
- Damani Gol, Sh. and Bagheri, S., 2021. *Paleogene Thrust system in the Eastern Iranian Ranges, 24th Symposium of Geological Society of Iran, Kharazmi University, Tehran. (In Persian).*

- Delavari, M., Amini, S. A., and Saccani, A., 2014. *Geochemistry and tectonomagmatic setting of Tertiary volcanisms in East and Northeast of Nehbandan, Eastern Iran. Iranian Journal of Geosciences* 23:125-134. <https://doi.org/10.22071/gsj.2014.43972>, (In Persian).
- Delavari, M., Ghorbani, Kh., and Tabbakh Shabani, A.A., 2021. *Oligo-Miocene extrusive rocks of Razan-Avaj area (Urumieh-Dokhtar magmatic belt): evidence of OIB-like magmatism in a supra-subduction zone setting, Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 31, Issue.4, Serial No. 122, P. 97-110. doi: 10.22071/GSJ.2021.270639.1881. (In Persian).*
- Dewey, J.F., 1977. Suture zone complexities: A review: *Tectonophysics*, 40, 53-67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90029-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90029-4).
- Eissen, J.P., Crawford, A.J., Cotten, J., Meffre, S., Bellon, H., and Delaune, M., 1998. Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Poya Terrane, New Caledonia. *Tectonophysics*, 284, 203-219, [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00183-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00183-2).
- 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).*
- Floyd, P.A., Kelling, G., Gokcen, S.L., and Gokcen, N., 1991. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey. *Chemical Geology*, 89, 263-280. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90020-R](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90020-R).
- Gaetani, G.A., 2004. The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147, pp.511-527. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0575-1>.
- Ghasemi, H.L., Sadeghian, M., Kord, M., and Khanslizadaeh, A., 2010. *The evolution mechanism's of Zahedan granitoidic batholith, southeast Iran, ijcmir, 17 (4), 551-578. http://ijcm.ir/article-1-551-en.html, (In Persian).*
- Ghasemi, H.L., Barahmand, M., and Sadeghian, M., 2011. *The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin, Petrology, 2nd Year, No. 7, (In Persian).*
- Hirschman, M., 1998. Origin of the transgressive granophyres in the layered series of the Skaergaard intrusion, East Greenland. In: Geist, D.J. and White, C.M. (Eds.): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52, 185-207. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90140-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90140-9).
- Hirschmann, M.M., Ghiorsio, M.S., Wasylenki, L.E., Asimow, P.D., and Stolper, E.M., 1998. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. Method and composition to experiments. *Journal of Petrology*, 39, 1091-1115. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.6.1091>.
- Houshmand Manavi, S., Rezaei Kakhaei, M., Soleimani, S., and Ghasemi, H., 2021. *The stratigraphic setting and relative age of basalts in the southern part of Sefidabeh basin (north of Zahedan), 40th National Congress of Earth Sciences, Tehran, Iran. (in Persian).*
- Jentzer, M., Whitechurch, H., Agard, P., Ulrich, M., Caron, B., Zarrinkoub, M.H., Kohansal, R., Miguet, L., Omrani, J., and Fournier, M., 2020. Late Cretaceous calc-alkaline and adakitic magmatism in the Sistan suture zone (Eastern Iran): Implications for subduction polarity and regional tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 204, p.104588. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2020.104588>
- Jenkins, J., Turner, B., Turner, R., Hayes, G.P., Davies, S., Dart, R.L., Tarr, A.C., Villaseñor, A., and Benz, H.M., 2013. *Seismicity of the Earth 1900–2010 Middle East and vicinity (No. 2010-1083-K). US Geological Survey.*
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, pp.623-688.
- LeMaitre, R.W., 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendation of the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge university Press. 2nd edn.*
- Macdonald, G.A., and Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of petrology*, 5, 82-133.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- Mertz, D.F., Weinrich, A.J., Sharp, W.D., and Renne, P.R., 2001. Alkaline intrusions in a near-trench setting, Franciscan complex, California: constraints from geochemistry, petrology, and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ chronology. *American Journal of Sciences*, 301(10), pp.877-911.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical geology*, 56(3-4), pp.207-218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5).
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 66, pp.91-104. <https://doi.org/10.1007/BF00376089>.
- Moein-Vaziri, H., 1996. *An Introduction of the Magmatism in Iran, University of Teacher Education, Tehran, Iran, ISBN: 964-6706-19-9. (In Persian).*
- Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P., and Ruh, J., 2016. U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. *Lithos*, 248, pp.293-308. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.003>.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R., and Suar, M., 2005. The bandurrias gabarro: Late oligocene alkaline magmatism in the patagonian cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 147-162. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.09.001>.
- O'Brien, H.E., Irvine, A.J., and MaCallum, I.S., 1988. Complex zoning and resorption of phenocrysts in mixed potassic mafic magmas of the Highwood Mountains. *Montana. Am. Min.*, 73, 1007-24.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y., and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran. *Chem. Geol.*, 306-307, 40-53.

- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y., and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180, 234-251. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Pearce, J.A., and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*, 69(1), 33-47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>.
- Peccerillo, A., and Frezzotti, M.L., 2015. Magmatism, mantle evolution and geodynamics at the converging plate margins of Italy. *Journal of the Geological Society*, 172(4), pp.407-427. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-085>.
- Rezaei-Kahkhaei, M., Corfu, F., Galindo, C., Rahbar, R., and Ghasemi, H., 2022. Adakite genesis and plate convergent process: Constraints from whole rock and mineral chemistry, Sr, Nd, Pb isotopic compositions and U-Pb ages of the Lakhshak magmatic suite, East Iran. *Lithos*, 426, p.106806. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106806>.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons, New York.
- Sadeghiyan, M., 2004. *Magmatism, Metallogeny and emplacement mechanism of Zahedan granitoid*, PhD. Thesis, science faculty, Tehran University, Tehran, Iran. (In Persian).
- Saccani, E., Beccaluva, L., Photiades, A., and Zeda, O., 2011. Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian-Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic-Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. *Lithos*, 124, 227-242, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.009>.
- Sengor, A.M., Altiner, D., Cin, A., Ustomer, T., and Hsu, K.J., 1988. The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. In: Gondwana and Tethys, eds., M.G. Audley-Charles and A. Hallam, Geological Society, Special Publication, 37, 119-181.
- Sirvastava, R.K., and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the Indian craton: Evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 373-389. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00150-0](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00150-0).
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313-345, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134-150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94%3C134:TSSZOE%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94%3C134:TSSZOE%3E2.0.CO;2).
- Thompson, R.N., 1984. Dispatches from the basalt front. 1. Experiments. *Prec. Geol. Ass.*, 95, 249-262. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(84\)80011-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(84)80011-5).
- Verma, S.P., Guevara, M., and Agrawal, S., 2006. Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data. *Journal of Earth System Science*, 115, 485-528. doi: 10.1007/BF02702907.
- Walker, R., and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23(5), TC5010. <https://doi.org/10.1029/2003TC001529>.
- Wang, Y., Fan, W., and Guo, F., 2003. Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorite-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal*, 37, 427-448. <https://doi.org/10.2343/geochemj.37.427>.
- Wayer, S., Munker, C., and Mezger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 309-324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01059-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01059-2).
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice-Hall, New York, p. 699.
- Zarrinkoub, M.H., Chung, S.L., Pang, K.N., Mohammadi, S.S., and Khatib, M.M., 2011. *Dating and geochemistry of calc-alkaline magmatism in the northern part of Lut-Sistan Zone, east of Iran. The 30th National Geosciences Congress, Teheran. (In Persian)*.