

Original Research Paper

Geochemistry and petrology of Upper Triassic basic volcanic rocks in the Central Alborz region, south of Pole Sefid

Saeid Samarbakhsh¹, Mohammad Hashem Emami^{1*}, Seyed Mojtaba Mortazavi² and Mansour Vosoughi-Abedini¹

¹Department of Geology, Faculty of Convergent Sciences and Technologies, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Department of Geology, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Islamic Azad University, Sawadkoh Branch, Mazandaran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 November 20

Accepted: 2022 February 27

Available online: 2023 March 21

Keywords:

Volcanic rocks

Extensional regime

Pole Sefid

Central Alborz

ABSTRACT

The study area, situated 50 km north of Ghaemshahr, structurally belongs to the Central Alborz tectonic zone. The volcanic rocks of the area, including basalt, andesite, trachyandesite, and dolerite are the products of fractional crystallization and some contamination processes. Clinopyroxene, olivine, and plagioclase are the main minerals of these rocks. Porphyritic to mega-porphyritic texture with microlithic, glomeroporphyritic, and amygdaloidal matrix are observed in these rocks. Plagioclase, hornblende, and pyroxene can be considered the main mineral phases of these rocks. The rocks are enriched in LIL and LREE elements and depleted in HFS elements. The ratios of trace elements and rare earth elements in the studied region indicate that the basalts were formed by melting a garnet bearing peridotite at great depths and pressures. Negative Ce anomaly, Nb negative anomaly, Pb positive anomaly the role of continental lithosphere in contaminating the magmatic sources of volcanic rock in the study area. The Pb/Ce ratio similar to ocean island basalt (OIB) sources, induces OIB sources, the asthenospheric mantle, in the initial formation of basaltic magma. It can be concluded that the volcanic rocks of the area have formed in an intra-plate environment in an extensional regime.

1. Introduction

The study area is a part of the Alborz Mountains and a part of the Central Alborz Zone located in 53° 00' to 53° 10' E and 36° 00' to 36° 09' N. Central Alborz is a subset of the Alborz structural zone that has been impacted by its geological events (Fig. 1 a, b). Alborz structural zone has always been the subject of intense research since it is the shoreline of Gondwana to Eurasia (Stöcklin, 1974; Berberian and Berberian, 1981; Stampfli, 1978; Guest et al., 2006 a, b). The Permo-Triassic extension stage is an important rift stage because it marks the emergence of the Neuttis ocean basin (Ghasemi and Jamshidi, 2012; Ghasemi and Jamshidi, 2013).


This stage is characterized by basaltic volcanism in Alborz and other areas of Iran, such as the Sanandaj-Sirjan Zone (Berberian and King, 1981). In the Central Alborz, the Early Triassic carbonates are overlapped by the Late Triassic shales and sandstones. Extensional phases in the area started in the Late Triassic associated with alkaline igneous activity (Berberian and King, 1981; Berberian, 1983). The occurrence of alkaline lavas and pyroclastic rocks interbedded with the Late Triassic shales and sandstones reveals the existence of an extensional system in Central Alborz (Nazari et al., 2004).

* Corresponding author: Mohammad Hashem Emami; E-mail: hashememami@yahoo.com

Citation:

Samarbakhsh, S., Emami, M.H., Mortazavi, S.M., and Vosoughi-Abedini, M., 2023. Geochemistry and petrology of Upper Triassic basic volcanic rocks in the Central Alborz region, south of Pole Sefid. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(1), 127, 161-178. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.314965.1954>

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2023 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2022.314965.1954

 doi: 10.1001.1.10237429.1402.33.1.12.9



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

The evolution of this extensional regime can generate the basins of Caspian Sea and Black Sea in Late-Middle Jurassic (Nazari, 2006). During Late Triassic, the structural features of the lower part of Shemshak Formation reveal an important extensional system with several occurrences of normal faults. This extensional regime is also registered in the lower part of the Shemshak Formation by changes in thickness. These changes are related to the activity of big normal faults or thrust faults in Central Alborz (Nazari and Shahidi, 2011).

2. Study method

To investigate and quantify the amounts of major, secondary, and rare elements in samples from the region, we made some field visits, sampled from various rock types, and selected rocks with the minimum alteration. About 50 microscopic sections of rock units were studied using polarizing microscope to identify the texture of the rocks, and their mineralogical composition. Finally, the collected 14 rock mass samples were analyzed using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) in the Zar Azma Company of Iran (Table 1, 2). The extrusive igneous rocks include the following: 1) Hyaloclastite, 2) Trachyandesite, 3) Olivine basalt, and 4) Olivine dolerite.

The intrusive igneous rocks include the following:

- Gabbro-diorite

- **Basalt:** It is composed of hyaloclastite texture, porphyritic material extending from a microcytic matrix to a porous glass, and plagioclase crystals varying from formed to amorphous and variable in size within the rock texture. Pericline albite and Carlsbad albite are two index minerals of these rocks. In terms of optical characteristics and refractive index, these rocks vary from Labradorite to Anorthite. Pyroxene is found in anhedral to euhedral forms. According to their optical characteristics, these pyroxenes are of the Augite type. Olivine rocks are euhedral to anhedral and are severely altered (Fig. 2a).

- **Trachyandesite:** It has a porphyry texture with microlithic (trachyte matrix) pyroxenes that are amorphous in form and of the augite type. These minerals are often discovered in single crystal form. These pyroxenes are often formed in the matrix with a poor dispersion. It is of note that these pyroxenes are often used in place of calcite and opaque minerals. Olivine was seen in the euhedral to anhedral forms (Fig. 2b).

- **Olivine basalt:** Porphyry texture with microcytic matrix and pyroxene is observed in the form of euhedral to anhedral and in some cases with a higher frequency than olivines in the rock texture. According to their optical properties, these pyroxenes are of the augite type (Fig. 2 c, d).

- **Olivine dolerite:** Porphyry texture with intergranular and interstitial matrix and plagioclase is seen in the form of euhedral to anhedral. The rock matrix consists of Carlsbad albite and albite-pericline.

- **Diorite Gabbro:** We see granular and quartz textures with subhedral and angular to anhedral forms among the other minerals making the rock. These minerals may contain apatite. Plagioclase is found in the form of amorphous to amyloid with pericline albite and Carlsbad albite (Fig. 2e, f).

3. Geochemical investigations of the region's volcanic rocks

Examination of the major constituents of the region's intrusive rocks reveals that these rocks contain various basalts (Table 1). The TAS diagram indicates that the investigated rocks are a combination of trachyandesite and basalt (Fig. 3a) and the studied rocks are in the alkaline range (Fig. 3d). All of these graphs (Normalized diagram of samples relative to chondrite) show comparable patterns of element distribution in the region's rocks. Some positive and negative anomalies in the levels of Sr, Rb, Nb, Pb, and Ba may be observed in the normalized plot compared to the original mantle values (Fig. 6 a,b,c). Since Ti and P are elements with a high stability field strength (HFS) and do not exhibit movement during secondary processes, the abnormalities seen in them may be understood petrologically. The existence of negative anomalies in Nb also suggests a role for continental crustal magmatic contamination in the region's rock development and the separation of titanomagnetite from early alkaline olivine basalt melts. Significantly high Pb and Ba anomalies suggest continental crustal contamination, while a positive Sr anomaly indicates the existence of plagioclase phenocrysts in the rock. The observed positive anomaly is due to an increase in the Th concentration, indicating crustal contamination. In the graph of variations in the ratio of La/Sm to La from Aldanmaz et al. (2000), the continuous and dashed lines indicate a tendency toward altering the composition of molts formed by various degrees of partial melting in the spinel lherzolite and Garnet- lherzolite (Fig. 8a). In terms of La and Sm concentrations, all examined basalt samples have a composition comparable to melt generated from the enriched mantle and are put on a process compatible with about 5% melting of garnet-containing garnet (Fig. 8a). The La_N/Sm_N diagram against Tb_N/Yb_N diagram further confirms the origin of spinel lherzolite (Wang et al., 2008). The Th/Yb against Ta/Yb diagram shows that the area's rocks are in the OIB range, suggesting an enhanced origin for the OIB type in the area's rock formation. Fitton (2007) asserts that alkaline and intercontinental transition basalts with the same composition as genuine OIB basalts have a more uncertain origin than genuine OIBs. In general, alkaline basalt production occurs at a rate comparable to that of OIB basalts linked with mantle plume processes or melting of Korean loose material in intercontinental zones (McKenzie and O'Nions, 1991).

Fitton et al. (1977) suggested the following procedure to differentiate a plume and non-plum alkaline basalts: If

$\Delta Nb > 0$, it is the plume source but rocks with $\Delta Nb < 0$ do not have a plume origin. The rocks of the study area have the ΔNb range of 0.35 to 1.44 and thus are classified as alkaline rocks associated with the plume. Zr/Nb ratio in Pole Sefid samples varies from 2.13 to 2.81. However, this ratio ranges from 2 to 4 in alkaline igneous rocks and from 8 to 12 in the continental crust samples (Weaver, 1991) which is possibly indicating the lack of a significant crustal contamination in the studied rocks. Hart et al. (1989) reported that the basaltic magmas which are influenced by crustal contamination contain $La/Nb > 1.5$ and $La/Ta > 22$. The Ce/Yb ratio may be used to determine the depth and rate of melting of the parent rock. A low value for this ratio (less than 15) suggests that the magma originated in the mantle's uppermost layers (low depth or high melting rate). In comparison, magmas with a Ce/Yb ratio greater than 15 indicate that the magma is originated from the high stability depth range of the garnet and a low melting rate (high pressure) (Cotton et al., 1995, ratio). The Ce/Yb in the region's intrusive masses is approximately 25.71, indicating the samples' high depth and low melting rate. Moreover, according to Conly et al. (2005), the ratio of 0.12 Rb/Zr suggests a metasomatized mantle source since the average of this ratio in the rocks of the research region is about 0.26. The specimens are in the garnet region on the Sm/Yb diagram versus Ce/Sm, which is used to determine the presence or absence of garnet at the source of melt formation (Fig. 10). Rare earth element (REE) geochemistry is often used to determine the degree of melting and depth of origin of main magma bodies (Rollinson, 1993; Zhao and Zhou, 2007; Furman, 2007). The Alborz zone's late Precambrian-Triassic rock strata show high affiliation to those of other areas of Iran, and at least for a significant portion of the Paleozoic, they show association with Gondwana (Stocklin, 1974; Berberian and King, 1981; Angiolini et al., 2007; Wendt et al., 2005). Scholars have mentioned different views on the splitting date, the start of subduction, and the ultimate closure of the Paleo-Tethys Ocean (Stampfli, 1978; Chateaufneuf and Stampfli, 1979; Stampfli et al., 2001; Ghasemi and Khanalizadeh, 2012). According to some researchers, Paleo-Tethys formation began in the north of Alborz toward the end of the Ordovician era. Lasemi (2000), on the other hand, believes that Paleo-Tethys rifting (also known as the Turan rift) started in the early Ordovician. According to this author, Shir Gasht, Lashkark, Gholi, and New Formations and

their counterparts, which have made large progressive sequences, are synchronous with the rift's development. He asserts that Paleo-Tethys oceanic crust has expanded since the Devonian. Lasemi (2000) also examined the development of an incomplete rift basin in the Tabas area (Central Iran) during the early Ordovician era in relation to Iran's Paleo-Tethys edge. Numerous geological features such as oceanic remainders in the north of Iran (Mashhad, Farima, and Anjir Valley) and Central Iran (Jandagh and Anarak), along with thick magmatic sequences, the continental rock of Iran was fractured during the Lower Paleozoic era due to the capping process in northern Iran from Sultan Maidan formations. These events indicate that the continental lithosphere of Iran has fragmented during the lower Paleozoic and split. Consequently, oceanic zones have formed in some parts of the Iranian plateau (e.g., Mashhad ophiolites, Talesh in the north, and Bayaz and Jandagh ophiolites in Central Iran). Numerous geological characteristics suggest that this period of crustal stress started after the fusion of the Precambrian blocks and the creation of the Gondwana supercontinent, followed by forming the magmatic arc and its opening. The Gondwana subcontinent was created by the collision of seven to eight Neoproterozoic continents (Cadomini Block) the size of Australia in two phases (650–600 million years ago; 570–520 million years ago) (Ustaömer et al., 2009; Collins and Pisarevsky, 2005; Shafaii Moghadamet et al., 2013).

4. Conclusion

The geological units of the study area contain volcanic masses and have an alkaline origin. According to tectonic schematics and geostructural research, the area's rocks have developed in an intercontinental extensional environment from a transitional garnet-spinel lherzolite mantle. Based on lithographic investigations, the texture of these rocks are classified as granular, poikilitic, and Porphyritic. Some plagioclase samples exhibit flow and sieve textures in certain samples. Geochemical studies indicate that the magma that formed these rocks has originated from the melting of 3 to 5% of an uplifting mantle with peridotite garnet rocks at a depth of 70 to 80 km. The results also show the remarkable role of crystal segregation as the primary process in the formation of magma that formed these rocks.

زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی بازیک تریاس بالایی جنوب پل سفید، البرز مرکزی

سعید نمربخش^۱، محمدهاشم امامی^{۱*}، سید مجتبی مرتضوی^۲ و منصور وثوقی‌عابدینی^۱

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم و فناوری‌های همگرا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد سوادکوه، مازندران، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه به لحاظ ساختاری متعلق به گستره زمین‌ساختی البرز مرکزی بوده و در فاصله ۵۰ کیلومتری شمال شهرستان قائم‌شهر قرار دارد. طیف ترکیبی سنگ‌های آتشفشانی منطقه، متشکل از بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت و دولریت حاصل عملکرد فرایندهای تبلور تفریقی و گاه آلودگی بوده است. بافت‌های پورفیریتیک تا مگاپورفیریتیک با خمیره میکرولیتی، گلوپورپورفیریتیک و آمیگدالوئیدال در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کلینوپیروکسن، الیون و پلاژیوکلاز، کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. به‌طور کلی شیمی کل سنگ‌های منطقه حاکی از غنی‌شدگی از عناصر LIL و LREE و تهی‌شدگی از عناصر HFS است. بررسی نسبت‌های عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی نیز نشان می‌دهد که بازالت‌های منطقه مورد مطالعه می‌توانند از ذوب بخشی یک گارنت پریدوتیت در ژرفا و فشارهای بالا به‌وجود آمده باشند. بی‌هنجاری منفی Ce، بی‌هنجاری منفی Nb، غنی‌شدگی از Pb نقش لیتوسفر و به‌ویژه پوسته قاره‌ای را در آرایش منابع ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه تداعی می‌کند. نسبت Pb/Ce شبیه به منابع OIB، یعنی گوشته آستونسفری در تکوین اولیه ماگمای بازالتی را القا می‌کند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده درون ورقه‌ای در یک محیط کشتی تشکیل شده‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۸/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۰۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

سنگ‌های آتشفشانی

محیط کشتی

پل سفید

البرز مرکزی

۱- پیش‌نویس

سنگ‌ها در یک محیط کشتی درون قاره‌ای حاصل شده است (دادپور، ۱۳۹۳؛ شکاری و همکاران، ۱۳۹۷؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۷). همچنین حوضه‌های کشتی پشت کماتی نابالغ در تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین-میانی در جنوب البرز خاوری نیز تشکیل شده است (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰) که در این حوضه‌ها سنگ‌های آذرین بازیک ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای کشتی را نشان می‌دهند (رستمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷؛ شهابی و همکاران، ۱۳۹۹، ۱۴۰۰).

البرز از آنجا که کرانه برخوردی گندوانا به اوراسیا است، از دیرباز مورد توجه پژوهشگران بوده و بررسی‌های گسترده‌ای بر روی آن انجام شده است (Stöcklin, 1974; Berberian and Berberian, 1981; Stampfli, 1978; Guest et al., 2006 a, b). در امتداد کمربند آلپ-همیالیا، البرز باختری در سمت شمال باختر به حوضه مولاس الیگوسن تا کواترنری در حوضه کورا (Zanchi et al., 2006) و نیز به حوضه مولاس ترنس قفقاز در شمال خاور ترکیه و بخش خاوری حوضه مولاس قفقاز شمالی می‌رسد (Ershov et al., 2003). بر این اساس، چندین فاز کوهزایی، فعالیت ماگمایی و رسوب‌گذاری از اوایل پالئوزویک تا عهد حاضر شناسایی و بررسی شده‌اند. در این پهنه، فعالیت ماگمایی سنوزویک با ترکیب بازیک تا اسیدی (کمتر) گسترش چشم‌گیری دارد. از دیدگاه (Berberian and King, 1981) در دوران پالئوزویک، ایران دچار سه فاز کشتی شده است.

۲- روش پژوهش

پژوهش حاضر، برپایه بررسی‌های صحرایی، مطالعه مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب انجام شده است. در این راستا از بیش از ۴۰ نمونه از سنگ‌های منطقه، نمونه‌برداری و مقاطع نازک تهیه و بررسی شده است. به منظور بررسی و تعیین مقدار عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در نمونه‌های منطقه، تعداد ۱۴ نمونه سنگ کل انتخاب و به روش‌های XRF و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP - MS) در شرکت زرآزما کشور ایران تجزیه شدند (جدول ۱ و ۲).

فاز کشتی پروم-تریاس، از مهم‌ترین فازهای ریفتی و نشان‌دهنده بازشدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس است (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲). نشانه‌های این فاز به صورت ولکانیسم بازالتی در البرز و دیگر نقاط ایران (مانند سنج - سیرجان) دیده می‌شود (Berberian and King, 1981). در تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین-میانی در بخش‌هایی از ایران مرکزی مانند شترکوه و کلاته ماگمای سازنده

* نویسنده مسئول: محمدهاشم امامی؛ E-mail: hashememami@yahoo.com

ماخذ نگاری:

نمربخش، س.، امامی، ه.، مرتضوی، س.م. و وثوقی‌عابدینی، م.، ۱۴۰۲، زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی بازیک تریاس بالایی جنوب پل سفید، البرز مرکزی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳ (۱)، ۱۲۷-۱۶۱
<https://doi.org/10.22071/gsj.2022.314965.1954>

doi: 10.22071/gsj.2022.314965.1954

doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.12.9

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/>)

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) سنگ‌های منطقه پل سفید.

Table 1. The results of chemical analysis of the main elements (by weight percentage) of the stones of Pol Sefid area.

| Sample | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | BaO | CaO | Fe ₂ O ₃ | FeO | K ₂ O | MgO | MnO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | SO ₃ | TiO ₂ | LOI | Total |
|--------|------------------|--------------------------------|------|-------|--------------------------------|-------|------------------|------|------|-------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|------|--------|
| A1 | 49.01 | 13.29 | 0.17 | 8.01 | 3.2 | 6.633 | 2.37 | 6.83 | 0.2 | 2.7 | 0.46 | 0.05 | 1.7 | 4.6 | 99.223 |
| A3 | 48.89 | 13.25 | 0.18 | 8.73 | 3.17 | 6.714 | 2.74 | 6.53 | 0.18 | 2.53 | 0.42 | 0.05 | 1.67 | 4.16 | 99.214 |
| A7 | 49.26 | 13.12 | 0.14 | 8.14 | 3.22 | 6.894 | 2.56 | 6.93 | 0.18 | 2.57 | 0.43 | 0.05 | 1.72 | 3.97 | 99.184 |
| A10 | 49.31 | 13.36 | 0.16 | 8.67 | 3.26 | 6.948 | 2.58 | 6.25 | 0.17 | 2.63 | 0.44 | 0.05 | 1.76 | 3.6 | 99.188 |
| A37 | 44.91 | 12.62 | 0.15 | 12.48 | 3.4 | 6.57 | 0.66 | 8.14 | 0.17 | 1.12 | 0.54 | 0.05 | 1.9 | 6.39 | 99.1 |
| A38 | 46.49 | 13.09 | 0.15 | 7.88 | 3.23 | 6.687 | 0.69 | 7.79 | 0.16 | 4.28 | 0.5 | 0.05 | 1.73 | 6.7 | 99.427 |
| A43 | 47.91 | 14.56 | 0.18 | 7.75 | 3.42 | 7.11 | 1.56 | 5.22 | 0.23 | 3.55 | 0.59 | 0.05 | 1.92 | 5.09 | 99.14 |
| A44 | 47.41 | 14.12 | 0.08 | 8.09 | 3.4 | 7.092 | 1.02 | 5.6 | 0.23 | 3.78 | 0.57 | 0.05 | 1.9 | 5.81 | 99.152 |
| A45 | 42.74 | 14.47 | 0.15 | 10.84 | 3.33 | 7.083 | 1.85 | 5.09 | 0.23 | 3.24 | 0.66 | 0.05 | 1.83 | 7.57 | 99.133 |
| B1 | 42.11 | 13.37 | 0.12 | 11.96 | 3.64 | 7.119 | 0.66 | 9.09 | 0.18 | 2.05 | 0.45 | 0.24 | 2.14 | 6.01 | 99.139 |
| B2 | 41.31 | 14.8 | 0.09 | 9.28 | 3.97 | 7.29 | 1.43 | 8.69 | 0.17 | 1.66 | 0.52 | 0.38 | 2.47 | 7 | 99.06 |
| B3 | 42.47 | 14.39 | 0.1 | 12.23 | 3.24 | 7.29 | 1.28 | 6.3 | 0.18 | 2.11 | 0.44 | 0.16 | 1.74 | 7.18 | 99.11 |
| B4 | 45.72 | 15.61 | 0.1 | 10.58 | 3.22 | 6.201 | 1.31 | 5.98 | 0.16 | 2.14 | 0.45 | 0.09 | 1.72 | 5.96 | 99.241 |
| B6 | 41.94 | 14.81 | 0.11 | 9.56 | 3.65 | 7.083 | 1.44 | 8.5 | 0.16 | 1.87 | 0.5 | 0.14 | 2.15 | 7.23 | 99.143 |
| B7 | 45.29 | 14.01 | 0.12 | 8.82 | 3.65 | 6.372 | 1.58 | 7.76 | 0.14 | 1.78 | 0.51 | 0.46 | 2.15 | 6.56 | 99.202 |

جدول ۲- جدول آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب و نادرخاکی سنگ‌های منطقه پل سفید.

Table 2. Table of chemical analysis of rare and rare earth elements of the rocks of Pol Sefid area

| Sample Number | A1 | A3 | A7 | A10 | A37 | A38 | A43 | A44 | A45 | B1 | B2 | B3 | B4 | B6 | B7 |
|---------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Ag | 0.32 | 0.35 | 0.34 | 0.32 | 0.39 | 0.41 | 0.4 | 0.38 | 0.37 | 0.43 | 0.4 | 0.31 | 0.35 | 0.34 | 0.34 |
| As | 2 | 2 | 3 | 4 | 5 | 7 | 6 | 6 | 2 | 2 | 6 | 3 | 4 | 8 | 3 |
| Ba | 1449.9 | 1593.2 | 1285.1 | 1420.4 | 1202.1 | 266 | 1524.1 | 690.6 | 1187.8 | 970.7 | 792.3 | 746 | 889.1 | 891.8 | 1042.9 |
| Be | 1 | 1.26 | 1.1 | 1.27 | 1.09 | 1.42 | 1.16 | 1.1 | 1.12 | 1.05 | 1.33 | 1.08 | 1.07 | 1.24 | 1.19 |
| Bi | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.21 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| Cd | 1.12 | 1.24 | 1.3 | 1.4 | 1.09 | 1.45 | 0.97 | 1.22 | 1.15 | 1.51 | 1.41 | 1.01 | 1.22 | 1.25 | 0.94 |
| Ce | 67.9 | 66.78 | 68.74 | 67.9 | 82.04 | 72.8 | 79.52 | 77.98 | 73.36 | 70 | 73.5 | 59.5 | 64.26 | 66.64 | 69.86 |
| Co | 4.11 | 5.62 | 7.12 | 3.71 | 8.96 | 10.95 | 3.48 | 2.22 | 1.29 | 12.72 | 7.55 | 1.73 | 3.79 | 6.91 | 7.23 |
| Cr | 137 | 130 | 140 | 142 | 191 | 234 | 31 | 31 | 28 | 175 | 214 | 91 | 104 | 182 | 191 |
| Cs | 0.56 | 0.61 | 0.6 | 0.59 | 0.59 | 1.64 | 0.61 | 0.59 | 0.6 | 0.81 | 0.8 | 0.61 | 0.75 | 0.73 | 0.72 |
| Cu | 56.3 | 57 | 60.4 | 64.3 | 63.7 | 41.1 | 31.5 | 36.8 | 32.1 | 81.1 | 76.8 | 42 | 50 | 66.8 | 71.2 |
| Dy | 3.7 | 3.65 | 3.76 | 3.73 | 3.9 | 3.87 | 4.14 | 4.08 | 3.82 | 3.79 | 4.18 | 3.52 | 3.78 | 3.64 | 3.78 |
| Er | 1.89 | 1.77 | 1.82 | 1.79 | 1.83 | 1.88 | 1.99 | 1.96 | 1.97 | 1.68 | 1.77 | 1.63 | 1.86 | 1.59 | 1.76 |
| Eu | 3.19 | 3.32 | 3.04 | 3.15 | 3.21 | 2.21 | 3.53 | 2.67 | 3.07 | 3.02 | 2.75 | 2.62 | 2.92 | 2.72 | 2.81 |
| Gd | 5.3 | 5.31 | 5.34 | 5.38 | 6.18 | 5.64 | 6.14 | 6.03 | 5.67 | 5.75 | 6.34 | 4.94 | 5.48 | 5.55 | 5.67 |
| Hf | 3.65 | 3.71 | 3.82 | 3.84 | 3.87 | 4.48 | 4.32 | 4.34 | 3.94 | 3.81 | 4.19 | 3.26 | 3.57 | 3.44 | 3.49 |
| Ho | 0.75 | 0.75 | 0.76 | 0.74 | 0.75 | 0.77 | 0.81 | 0.79 | 0.77 | 0.75 | 0.78 | 0.74 | 0.77 | 0.73 | 0.75 |
| In | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.09 | 0.05 | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.04 |
| La | 38.22 | 37.38 | 38.5 | 37.8 | 46.06 | 40.18 | 42 | 42.28 | 39.2 | 39.48 | 41.02 | 33.74 | 35.7 | 37.52 | 39.9 |
| Li | 6 | 5 | 5 | 5 | 10 | 11 | 7 | 6 | 7 | 7 | 18 | 10 | 9 | 16 | 15 |
| Lu | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.19 | 0.2 | 0.19 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.18 | 0.19 | 0.18 | 0.18 |

Continued. Table 2.

| Sample Number | A1 | A3 | A7 | A10 | A37 | A38 | A43 | A44 | A45 | B1 | B2 | B3 | B4 | B6 | B7 |
|---------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Mo | 0.16 | 1.08 | 1.02 | 0.32 | 1.19 | 0.35 | 1.65 | 0.33 | 0.98 | 0.32 | 0.08 | 0.69 | 1.08 | 1.8 | 0.02 |
| Nb | 0.59 | 0.72 | 0.33 | 0.89 | 0.21 | 0.39 | 0.51 | 0.86 | 0.28 | 0.52 | 0.84 | 0.44 | 0.39 | 0.62 | 0.68 |
| Nd | 22.74 | 22.74 | 23.32 | 22.74 | 27.61 | 25.06 | 27.61 | 26.56 | 25.4 | 24.13 | 25.98 | 20.3 | 22.62 | 23.32 | 23.66 |
| Ni | 97 | 99 | 106 | 107 | 174 | 167 | 14 | 17 | 15 | 122 | 117 | 58 | 66 | 109 | 122 |
| P | 1770 | 1766 | 1868 | 1899 | 2136 | 2079 | 2296 | 2295 | 2548 | 1772 | 2065 | 1564 | 1786 | 1994 | 2104 |
| Pb | 5.25 | 3.2 | 4.21 | 3.73 | 7.22 | 6.71 | 4.98 | 2.41 | 2.84 | 4.2 | 2.46 | 4.9 | 5.82 | 2.99 | 2.03 |
| Pr | 7.84 | 7.8 | 7.92 | 7.81 | 9.35 | 8.47 | 9.28 | 9.07 | 8.67 | 8.33 | 8.72 | 7.06 | 7.66 | 7.91 | 8.12 |
| Rb | 134 | 121 | 123 | 132 | 171 | 51.7 | 175 | 131 | 147 | 101 | 94.6 | 75.4 | 86.3 | 91.4 | 90.6 |
| Sb | 2.81 | 2.88 | 2.85 | 2.85 | 2.88 | 2.81 | 2.98 | 2.95 | 2.96 | 2.89 | 2.9 | 2.95 | 2.99 | 2.94 | 2.94 |
| Sc | 20 | 20.1 | 21.2 | 21.5 | 24.5 | 24.1 | 16 | 16 | 14.6 | 23.9 | 28.7 | 17.9 | 19.8 | 26.1 | 26.9 |
| Sm | 7.85 | 8.12 | 7.69 | 7.78 | 8.33 | 6.45 | 9.06 | 7.36 | 7.8 | 7.56 | 7.91 | 6.36 | 7 | 7.24 | 7.53 |
| Sr | 977 | 881 | 897 | 980.8 | 1215.1 | 421.5 | 1229.8 | 949.2 | 1046.8 | 721.5 | 681.7 | 593.8 | 654.8 | 705.2 | 703.7 |
| Ta | 4.88 | 5.78 | 6.4 | 6.22 | 7.03 | 6.96 | 7.45 | 6.83 | 6.58 | 8.4 | 9.28 | 4.82 | 5.79 | 6.01 | 6.06 |
| Tb | 0.86 | 0.87 | 0.86 | 0.86 | 0.93 | 0.9 | 0.95 | 0.94 | 0.89 | 0.9 | 0.99 | 0.81 | 0.88 | 0.87 | 0.89 |
| Th | 5.83 | 5.79 | 5.91 | 5.76 | 6.58 | 6.41 | 6.32 | 6.34 | 5.88 | 5.9 | 6.57 | 5.08 | 5.4 | 5.48 | 5.6 |
| Ti | 9403 | 9598 | 10010 | 10259 | 10092 | 9707 | 10127 | 10506 | 9473 | 12424 | 13050 | 8403 | 9750 | 12519 | 12972 |
| Tl | 0.35 | 0.35 | 0.34 | 0.35 | 0.32 | 0.34 | 0.34 | 0.32 | 0.33 | 0.32 | 0.35 | 0.32 | 0.32 | 0.33 | 0.35 |
| Tm | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.21 | 0.21 | 0.21 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 |
| U | 1.61 | 1.64 | 1.63 | 1.62 | 1.68 | 1.51 | 1.74 | 1.72 | 1.56 | 1.61 | 1.36 | 1.45 | 1.52 | 1.21 | 1.24 |
| V | 196 | 203 | 205 | 209 | 225 | 216 | 191 | 192 | 170 | 243 | 270 | 188 | 208 | 258 | 263 |
| W | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.63 | 0.04 | 0.55 | 0.51 | 0.75 | 0.63 | 1.17 | 0.21 | 0.14 | 0.5 | 0.82 |
| Y | 20.4 | 20.2 | 21.2 | 21.7 | 21.1 | 22.2 | 24.3 | 24.2 | 22.4 | 19.7 | 23.1 | 20.4 | 23.1 | 21.7 | 22.3 |
| Yb | 1.65 | 1.63 | 1.68 | 1.66 | 1.65 | 1.8 | 1.94 | 1.91 | 1.83 | 1.61 | 1.71 | 1.64 | 1.79 | 1.57 | 1.57 |
| Zn | 105.3 | 110 | 115.2 | 110.5 | 98.1 | 136.8 | 99.2 | 104.5 | 103.9 | 106 | 96.3 | 100.9 | 107.9 | 74.8 | 67.8 |
| Zr | 141 | 140 | 148 | 151 | 146 | 176 | 176 | 176 | 163 | 132 | 155 | 132 | 150 | 136 | 141 |

۳- جایگاه زمین‌شناسی منطقه

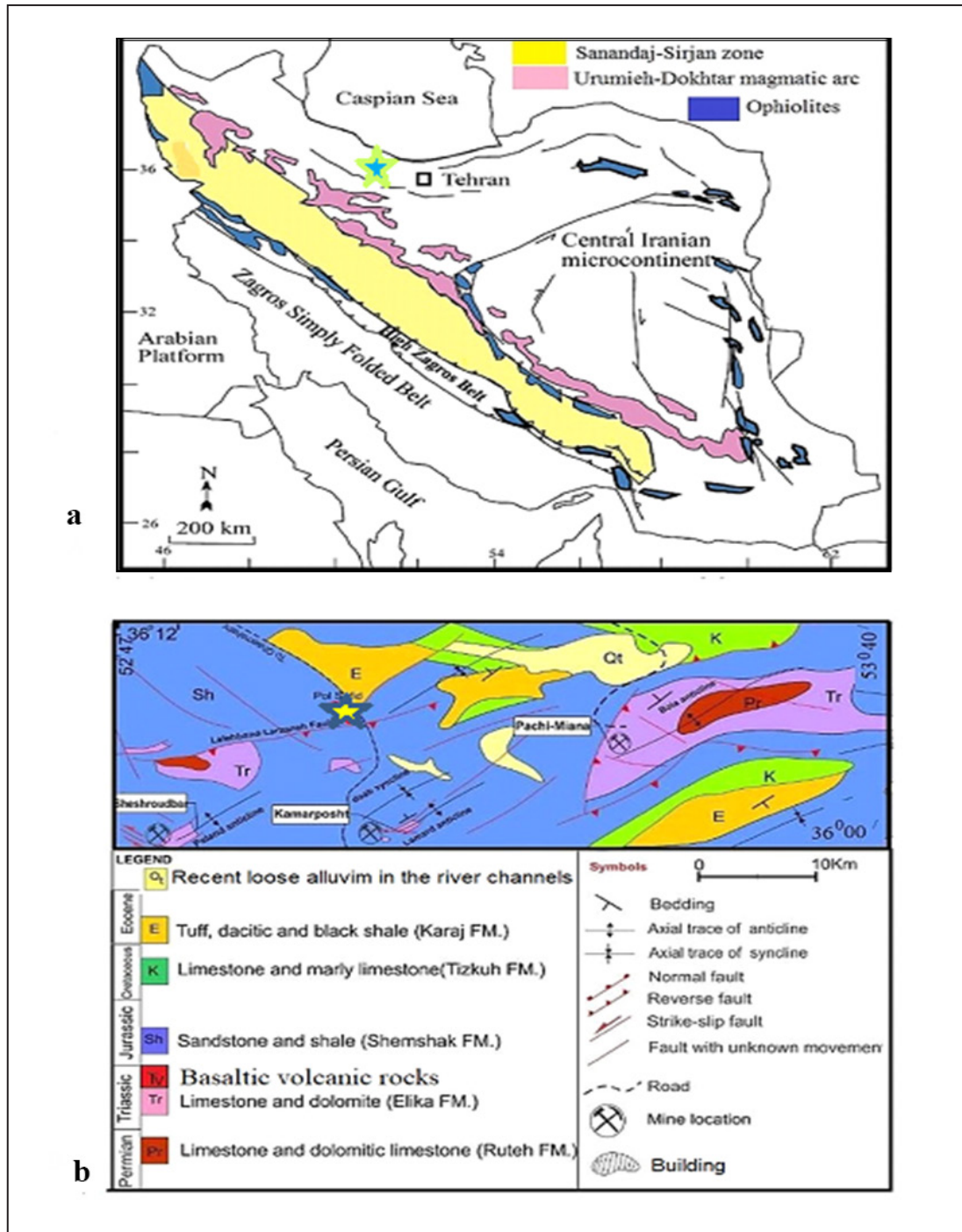
تریاس میانی) و یا کهن‌تر را می‌پوشاند. از خاور شهرستان دماوند تا فیروزکوه و شمال سمنان این گدازه‌ها، سیمایی از یک لایه کلیدی تیره‌رنگ دارند که کربنات‌های روشن رنگ تریاس میانی (سازند الیکا) را می‌پوشاند. در بسیاری از حالات، پس از جایگیری، در اثر پدیده دگرسانی، گدازه‌ها به افق‌های آهن‌دار و یا عدسی‌های بوکسیت و لاتریت تبدیل شده‌اند که در بعضی نقاط مانند سنگسر (سمنان)، تویه - دروآر (باختر دامغان) و سنگرود (لوشان) به عنوان نسوز استفاده می‌شوند. در اطراف منطقه پل سفید سنگ‌های آتشفشانی تریاس بالایی به رنگ خاکستری تا سیاه‌رنگ، به شدت هوازده و با شیب ملایم‌تری نسبت به سازند الیکا مشاهده می‌شود (شکل ۱-ب).

سازند تیزکوه (کرتاسه بالایی) واحد آواری متشکل از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک ماسه‌ای زردرنگ در پایین و سنگ‌آهک‌های در بالا مجموعه این دو، یک توالی رسوبی را تشکیل می‌دهند (خسروتهرانی، ۱۳۷۶). در منطقه سنگ‌های پالئوسن بیشتر از نهشته‌های کنگلومرایبی و ماسه‌سنگی است و در بعضی نقاط گدازه‌های آتشفشانی رخنمون دارند و به تدریج به سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار دریایی کم‌ژرفای ائوسن زیرین می‌رسد. در ائوسن میانی، حجم درخور توجهی حدود ۳۰۰۰ متر از توف و توفیت‌های سبز، در حوضه در حال فرونشینی البرز جنوبی نهشته شده که سرانجام به رسوب‌های کم‌ژرفای و تخییری ائوسن بالایی می‌رسد. در مرز ائوسن - الیگوسن، رخداد زمین‌ساختی پیرنه موجب خروج گسترده البرز

منطقه مورد بررسی بخشی از رشته‌کوه‌های البرز و جزو زون البرز مرکزی به‌شمار می‌رود و از لحاظ جغرافیایی در محدوده میان طول‌های ۵۳° ۰۰' تا ۵۳° ۱۰' و عرض‌های ۳۶° ۰۰' تا ۳۶° ۰۹' شمالی واقع است (شکل ۱-ا). البرز مرکزی نیز مجموعه‌ای از ساختار البرز بوده و تحت‌تأثیر رخداد‌های زمین‌شناسی آن قرار داشته است. واحدهای سنگی، که در محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند، دارای محدوده سنی تریاس تا کواترنری هستند. سازند الیکا (تریاس) در البرز شامل بخش‌های میانی و فوقانی کربناته و جنس آهک و دولومیت است (وهاب‌زاده، ۱۳۸۶). بر اساس مطالعات صحرایی بخش آهک‌های ورمیکوله‌زیرین در محدوده کانسار کمرپشت و حوالی منطقه مورد مطالعه رخنمون ندارد و تنها بخش‌های دوم (دولومیت و آهک دولومیتی) و انتهایی که عضو ورسک است، رخنمون دارد. ویژگی مهم سازند الیکا در منطقه کارستی شدن است که در ضلع شمالی کانسار کمرپشت روی دیواره صخره‌ای، حفرات کارستی عهد حاضر به صورت غار (غار تاریخی استهد خورشید) دیده می‌شود. سازند شمشک از ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل که به طور متناوب قرار گرفته و در مقطع اصلی دارای زغال نیز می‌باشد، تشکیل شده است. از سازندهای مربوط به ژوراسیک در این منطقه به غیر از سازند شمشک، سازند لار نیز رخنمون دارد که حاوی ندول و باندهای سفید یا بنفش چرت‌دار است (Asserto, 1966). در البرز، سنگ‌های آتشفشانی تریاس بالایی از نوع گدازه‌های بازالتی - اسپلیتی بادامک‌دار هستند که سطوح کارستی شده سازند الیکا

شیل، شیل توفی، ماسه‌سنگ توفی و کنگلومرا است. مخروط‌افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی قدیمی بیشتر در دامنه کوهپایه‌های شمالی قابل مشاهده است که اکثراً به علت پوشیدگی و تا اندازه‌ای تشابه رخساره با واحدهای کهن تر به زحمت قابل تفکیک می‌باشند.

جنوبی شده و به همین رو، توالی‌های الیگوسن در البرز جنوبی وجود ندارد. ولی در حوضه‌های میان‌کوهی این بلندی‌ها، توالی‌هایی از رسوبات قاره‌ای اکسیدی وجود دارد که ویژگی‌های سنگی آنها، مشابه ردیف‌های نئوژن (سازند سرخ بالایی ایران مرکزی) است. از نظر سنگ‌شناسی سازند کرج به‌طور عمده متشکل از توفیت،



شکل ۱- (a) محدوده مورد مطالعه در نقشه زون‌های ساختاری ایران (Ghasemi and Talbot, 2006); (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قائم‌شهر، کیار (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱)، پل سفید و نقشه سمنان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (Samadian et al., 1994). علامت ستاره داخل شکل توجه شود.

Figure 1. a) The studied area in the structural zone map of Iran (Ghasemi and Talbot, 2006); b) Geological map simplified from the 1:100,000 map of Ghaem Shahr, Kiasar (Saeidi and Akbarpour, 1371), Pol Sefid and the map of Semnan with a scale of 1:250,000 (Samadian et al., 1994). Note the star sign inside the figure.

۴- سنگ‌نگاری

از میان این تعداد ۴۰ نمونه با توجه به عدم تکراری بودن و استحکام انتخاب و مقطع نازک تهیه شد. پس از انجام مطالعه مقطع نازک کلیه سنگ‌ها به سه گروه آذرین بیرونی، درونی و رسوبی تقسیم شدند. سنگ‌های گروه آذرین بیرونی عبارتند از ۱- هیالو کلاستیت بازال، ۲- تراکی بازال، ۳- الیون بازال، ۴- الیون دولریت، سنگ‌های گروه آذرین دورنی عبارتند از دیوریت گابرو سنگ‌های گروه رسوبی عبارتند از ۱- ماسه‌سنگ و ۲- سنگ‌های کربناته.

بازالت: بافت هیالو کلاستی، پورفیریک با خمیره میکرولیتیک تا شیشه‌ای حفره‌دار داشته و پلاژیو کلاز به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و با اندازه‌های متفاوت در متن سنگ دیده می‌شوند. از ویژگی‌های آنها می‌توان به ماکل آلپیت کارلسباد اشاره کرد. بر اساس ویژگی‌های نوری و ضریب شکست پلاژیو کلازها از نوع لابرادوریت تا آنورتیت هستند. پیروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در برخی موارد با ماکل دوتایی در سنگ دیده می‌شود. این پیروکسن‌ها بر اساس ویژگی‌های نوری از نوع اوژیت هستند. الیون به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در نمونه‌ها دیده می‌شود. این الیون‌ها به‌طور کامل به کلریت، کانی‌های کدر، ساپونیت و ایدینگزیت دگرسان شده‌اند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیو کلاز، پیروکسن، الیون، کانی‌های کدر و شیشه تشکیل شده است. شیشه خمیره اغلب در نتیجه پدیده شیشه‌زدایی به کلریت‌های رشته‌ای و شعاعی تبدیل شده‌اند (شکل ۲- a).

تراکی بازال: بافت پورفیریک با زمینه میکرولیتیک داشته و پیروکسن‌ها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و از نوع اوژیت هستند. این کانی‌ها بیشتر به صورت بلور منفرد دیده می‌شوند. این پیروکسن‌ها اغلب با پراکندگی کم در خمیره تشکیل شده‌اند. گفنتی است، این پیروکسن‌ها اغلب به کلریت و کانی‌های کدر جانشین شده‌اند. الیون به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. در برخی موارد به‌طور کامل توسط کانی‌های کدر و ایدینگزیت جانشین شده‌اند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیو کلاز، آلکالی فلدسپار، پیروکسن، الیون و کانی‌های کدر تشکیل شده است. در این نمونه‌ها اغلب کانی‌های مافیک موجود در خمیره توسط کانی‌های کدر جانشین شده‌اند. خمیره در نتیجه حرکت مذاب حاوی میکرولیت‌های پلاژیو کلاز و آلکالی فلدسپار به صورت جریانی کنار یکدیگر ردیف شده‌اند که حاصل آن تشکیل بافت تراکیتی یا جریانی است. آمفیبول‌ها از روی شکل تیغه‌ای و رخ‌های متقاطع در مقاطع قابل تشخیص هستند. از کانی‌های فرعی می‌توان به کانی‌های کدر شکل‌دار تا بی‌شکل تک‌بلور که به صورت پراکنده در متن مشاهده می‌شوند، اشاره کرد (شکل ۲- b).

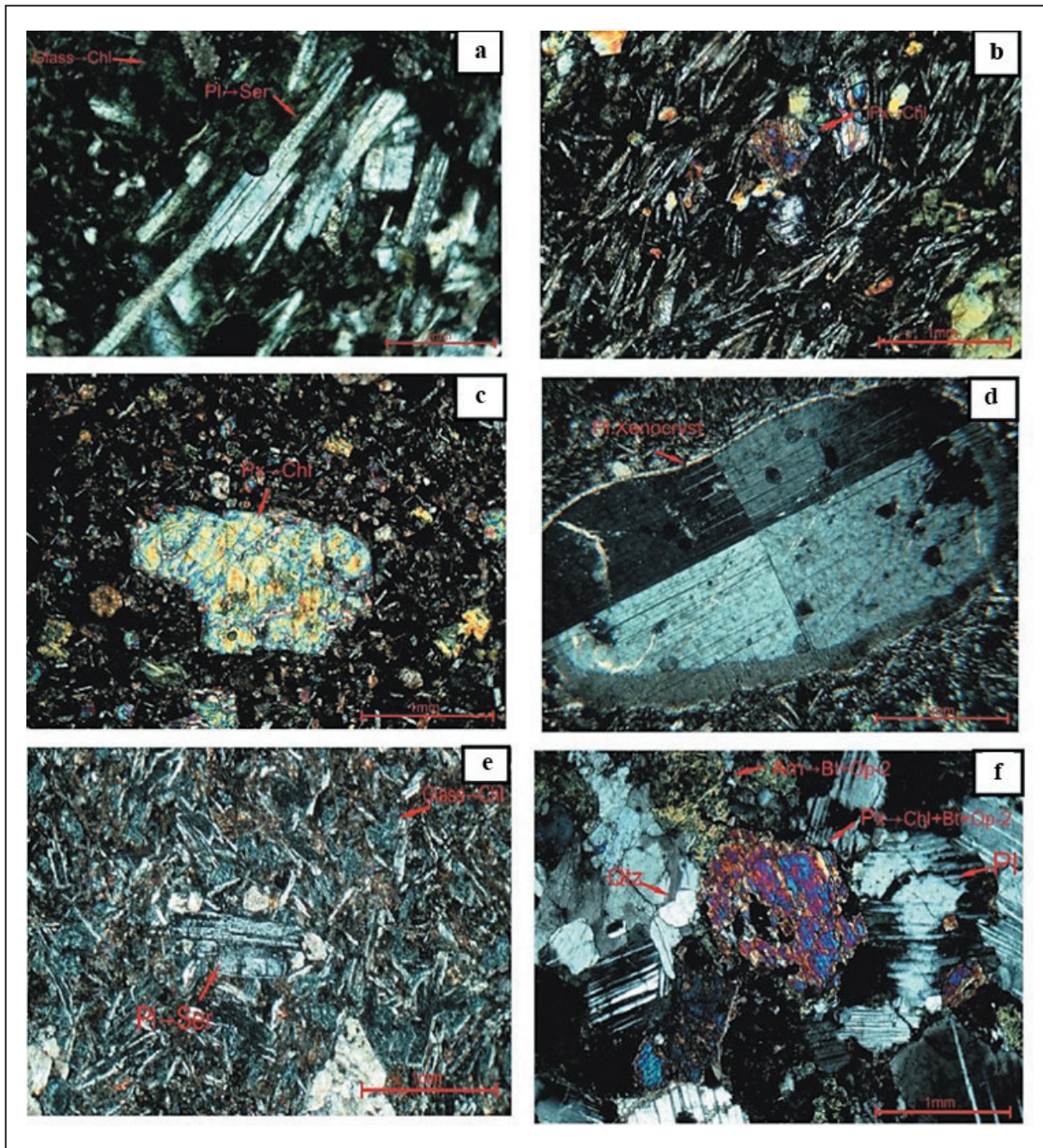
الیون بازال: بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتیک و پیروکسن به صورت شکل‌دار و در برخی موارد با ماکل دوتایی و با فراوانی زیاد نسبت به الیون‌ها در متن سنگ دیده می‌شود. این پیروکسن‌ها بر اساس ویژگی‌های نوری از نوع اوژیت هستند. الیون به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود که این کانی‌ها اغلب توسط کلریت، تالک، ایدینگزیت و کانی‌های کدر جانشین شده‌اند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیو کلاز، پیروکسن‌های ریزبلور، کانی‌های کدر و شیشه تشکیل شده است. این کانی‌ها اغلب به کانی‌های رسی، کلریت و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند. در متن خمیره بلورهای کوارتز با حاشیه‌های واکنش‌یافته به پیروکسن‌های ریزبلور، قطعات کلسیتی و پلاژیو کلاز با حاشیه‌های انحلال‌یافته دیده می‌شود. در خمیره فضاهای خالی توسط کانی‌های تأخیری همچون کوارتز، کلسیت، کلریت، زئولیت و آلکالی فلدسپار (آدولاریا) پر شده است، فلوکریست‌های پلاژیو کلاز با فراوانی نسبتاً کم به‌طور کامل توسط کلریت و سریسیت جانشین شده‌اند (شکل ۲- c, d).

الیون دولریت: بافت پورفیریک با خمیره اینترگرانولار و اینترسرتال و پلاژیو کلاز به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و با ماکل آلپیت کارلسباد در متن سنگ دیده می‌شود. این کانی‌ها اغلب به صورت تک‌بلور و به ندرت همراه یکدیگر در متن خمیره پراکنده‌اند. پیروکسن به صورت شکل‌دار و در برخی موارد با ماکل دوتایی در متن سنگ دیده می‌شود. این پیروکسن‌ها بر اساس ویژگی‌های نوری از نوع اوژیت هستند. الیون به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل تک‌بلور و اجتماعی با فراوانی نسبتاً متوسط دیده می‌شوند. از ویژگی‌های این الیون‌ها می‌توان به جانشینی کامل آنها توسط کانی‌های کلریت، کلسیت، کانی‌های کدر و ایدینگزیت اشاره کرد. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیو کلاز، پیروکسن، الیون و کانی‌های کدر ریزبلور و شیشه‌ای کلریتی شده تشکیل شده است. در فضاهای خالی موجود در خمیره کانی‌های کلسیت و کلریت تشکیل شده‌اند. از کانی‌های فرعی می‌توان به کانی‌های کدر شکل‌دار تا بی‌شکل تک‌بلور که به صورت پراکنده در متن دیده می‌شوند، اشاره کرد. از دیگر کانی‌ها می‌توان به رگه‌های کلسیتی، کلریتی و کوارتز اشاره کرد. در برخی موارد این کانی‌ها به صورت همراه با یکدیگر در رگه‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۲- e).

دیوریت گابرو گاه کوارتزدار: بافت گرانولار و کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار زاویه‌دار تا بی‌شکل در بین دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ تشکیل شده‌اند. پلاژیو کلاز به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و با ماکل آلپیت کارلسباد دیده می‌شوند. بر اساس ویژگی‌های نوری و ماکل این فلدسپارها از نوع لابرادوریت تا آندزین هستند. بعضی از این پلاژیو کلازها به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. برخی از آنها حاوی ادخال‌هایی از آپاتیت هستند. پیروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. ترکیب پیروکسن‌ها بر پایه زاویه‌ی خاموشی و ضریب شکست به نظر از نوع اوژیت هستند. از محصولات دگرسانی این پیروکسن‌ها می‌توان به کانی‌های کدر، بیوتیت و کلریت اشاره کرد. آمفیبول به صورت نیمه‌شکل‌دار بوده که در بیشتر موارد توسط کلریت، بیوتیت‌های ثانویه و کانی‌های کدر جانشین شده‌اند. از کانی‌های فرعی می‌توان به کانی‌های کدر بی‌شکل که در فضاهای خالی تشکیل شده‌اند، اشاره کرد (شکل ۲- f).

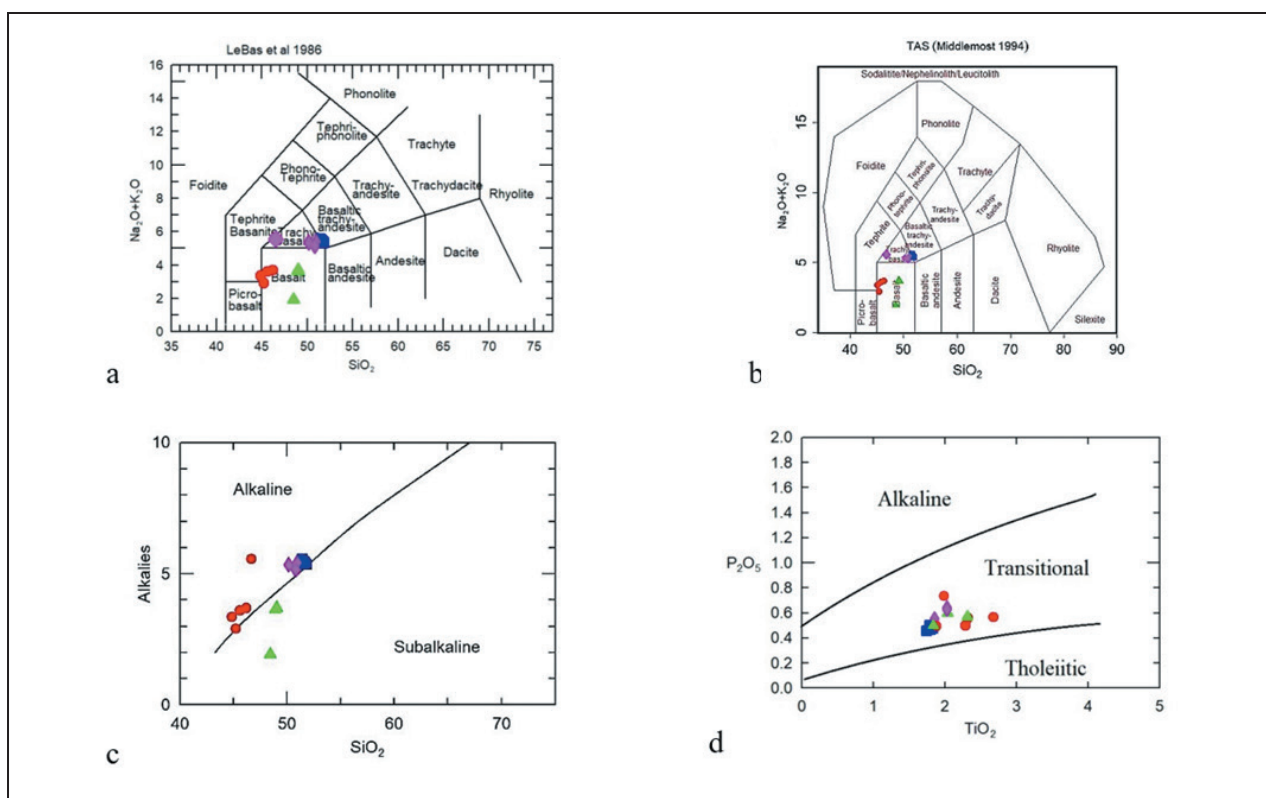
۵- زمین‌شیمی

بررسی عناصر اصلی سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، طیفی از سنگ‌های بازیک هستند (جدول ۱). مقادیر SiO_2 در این سنگ‌ها در حد ۴۵ تا ۵۵ درصد است و بر پایه نمودار TAS سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی تراکی آندزیت و بازال واقع می‌شوند (شکل ۳- a, b). همچنین بر پایه مرز تقسیم‌بندی سری‌های ساب‌آلکان و آلکان (Irvine and Baragar, 1971)، سنگ‌های مورد مطالعه، در محدوده آلکان و دو نمونه به خاطر دگرسانی و خروج آلکالی‌ها از سنگ اولیه در محدوده و مرز ساب‌آلکان قرار گرفته و در نمودار (Floyd and Winchester, 1975) در محدوده انتقالی واقع شده‌اند (شکل ۳- c, d). عدد منیزیمی نمونه‌ها $mg \#$ بین ۴۲-۵۵ است. در نمونه‌های بازیک چنانچه عدد منیزیم کمتر از ۵۰ باشد بیانگر تحول یافتگی ماگمای مادر است و اگر بین ۶۰ تا ۵۰ باشد ماگمای مادر را منیزیم بالا می‌نامند، و اگر بیش از ۶۰ باشد ماگمای مادر اولیه خواهد بود (Kelemen et al., 2004). به‌طور کلی میزان اکسیدهای MnO ، CaO ، P_2O_5 ، MgO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 و Al_2O_3 با افزایش سیلیس کاهش می‌یابند در حالی که اکسیدهای Na_2O و K_2O سیر صعودی دارد.



شکل ۲- a) نمای از فنوکریست پلاژیوکلاز در خمیره کلریتی شده در بازالت؛ b) نمای از پیروکسن‌های تبدیل شده به کلریت، به بافت جریان‌ی میکروولیت‌ها توجه شود (بافت تراکیتی) در تراکی‌بازالت؛ c) نمای از فنوکریست تک‌بلور پیروکسن دگرسان شده به کلریت؛ d) نمای از بلور پلاژیوکلاز با حاشیه‌های انحلال یافته؛ e) نمای از پلاژیوکلازهای به شدت دگرسان شده به سریسیت و شیشه‌های کلریتی شده در دولریت؛ f) نمای از کوارتزهای بی‌شکل، پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول‌های به شدت دگرسان شده در دیوریت گابرو.

Figure 2. a) View of plagioclase phenocryst in chloritized paste in basalt; b) A view of pyroxenes transformed into chlorite, pay attention to the flow texture of microlites (trachytic texture) in trachybasalt; c) A view of a single crystal phenocryst of pyroxene altered to chlorite; d) view of plagioclase crystal with dissolved edges; e) A view of strongly altered plagioclase to sericite and chloritized glasses in dolerite; f) View of amorphous quartz, plagioclase, pyroxene and highly altered amphiboles in gabbro diorite.



شکل ۳- (a) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Le bas et al., 1986)؛ (b) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1985)؛ (c) نمودار مجموع آلکالین در برابر SiO_2 از (Irvine and Baragar, 1971)؛ (d) نمودار P_2O_5 در برابر TiO_2 (Winchester and Floyd, 1975).

Figure 3. a) Graph of Na_2O+K_2O versus SiO_2 (Le bas et al., 1986); b) Diagram of Na_2O+K_2O versus SiO_2 (Middlemost, 1985); c) Alkaline vs. SiO_2 plot from (Irvine and Baragar, 1971); d) P_2O_5 versus TiO_2 diagram (Winchester and Floyd, 1975).

توزیع مشابه عناصر در سنگ‌های منطقه را به خوبی دید. در نمودار بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه، برخی ناهنجاری‌های مثبت در مقادیر Rb، Sr، Pb، Ba دیده می‌شود (شکل ۶- a، b، c). با توجه به این که عناصر P و Ti در گروه عناصر با شدت میدان پایداری بالا (HFS) قرار داشته و در طی فرایندهای ثانویه تحرکی از خود نشان نمی‌دهند، می‌توان ناهنجاری دیده شده در آنها را بر مبنای دلایل سنگ‌شناختی تفسیر کرد. وجود ناهنجاری منفی در Nb نیز بیانگر نقش آرایش ماگمایی با پوسته قاره‌ای در تحول سنگ‌های منطقه و جدایش تیتانو مگنتیت از مذاب‌های اولیه آلکالی اولیوین بازالت بوده است. ناهنجاری مثبت شدید Pb و Ba آلودگی پوسته قاره‌ای را محرز داشته و ناهنجاری مثبت Sr دلالت بر حضور فنوکریست پلاژیوکلازها در سنگ است. ناهنجاری مثبت مربوط به عنصر Th است که افزایش آن نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای می‌باشد.

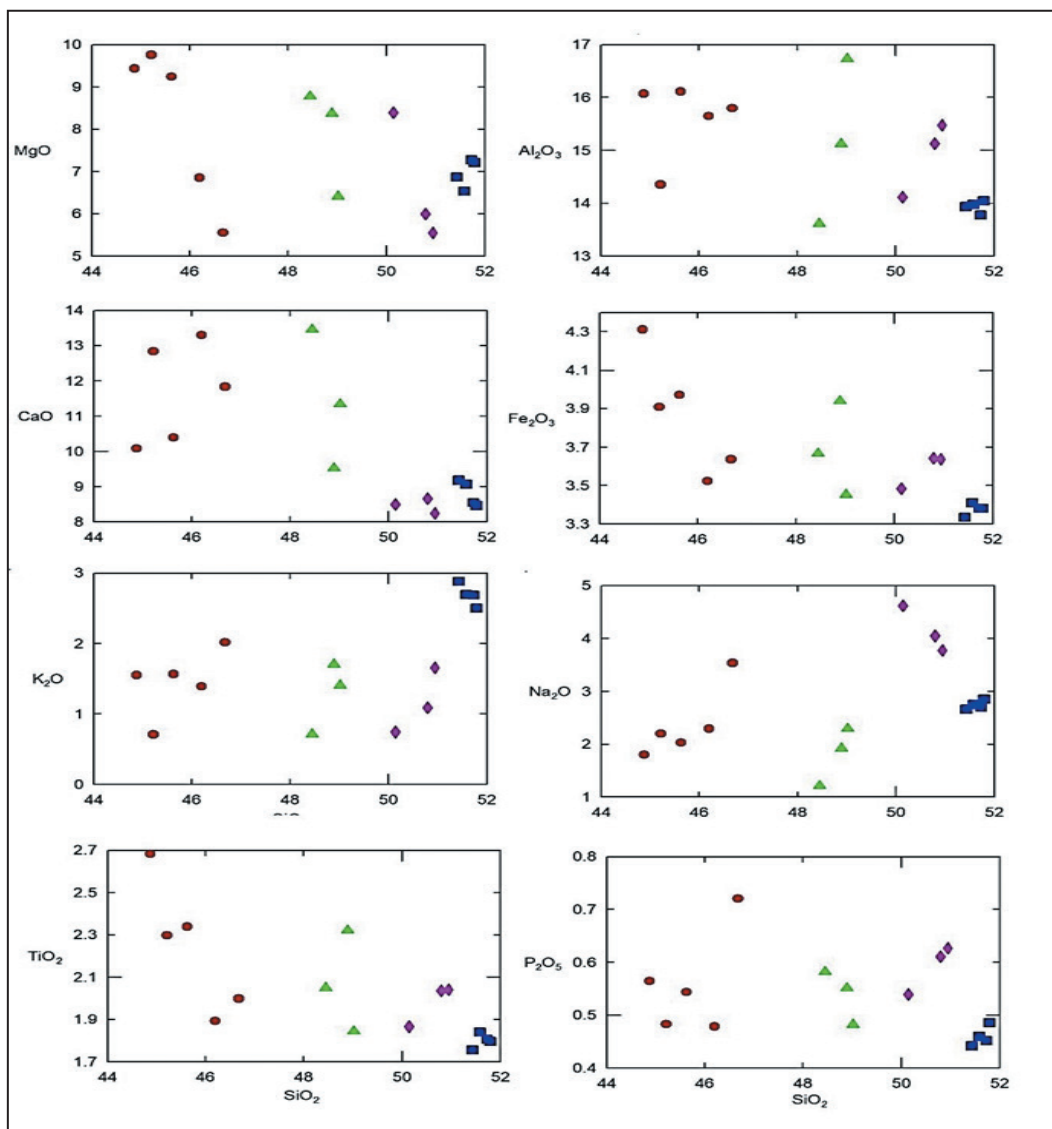
غنی‌شدگی بالا از عناصر Sr، Rb، Br، Sr، Rb چه بسا شاخص ارتباط با ماگمای شوشونیتی باشد (Morrison, 1980; Jiang et al., 2002). ناهنجاری مثبت Cs در برابر ترکیب گوشته اولیه در نمونه‌های بررسی شده چه بسا پیامد نفوذ سیال‌های پوسته‌ای به درون ماگما و یا متاسوماتیسم خاستگاه بوده باشند (MacDonald and Hawakesworth, 2001).

بر اساس نمودار Zr در برابر Ti/Zr (Bagas et al., 2008) نمونه‌ها در پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۷- a). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Zr در برابر Zr/Y از پیرس و نوری (Pearce and Norry, 1979) و نمودار Zr در برابر Ti از پیرس (Pearce, 1982) در محدوده درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷- c، d) و در نمودار Ti/1000 در برابر V از شرویس (Shervais, 1982) در محدوده آلکالین واقع شده‌اند (شکل ۷- b).

افزایش یا کاهش هر اکسید یا عنصر می‌تواند نشانه مشارکت یا عدم حضور آن در کانی‌های سازنده سنگ آذرین باشد. به‌طور کلی تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 نمونه‌های مورد مطالعه، نشان‌دهنده یک ارتباط زایشی در بیشتر سنگ‌های مختلف در ناحیه پل سفید است (شکل ۴).

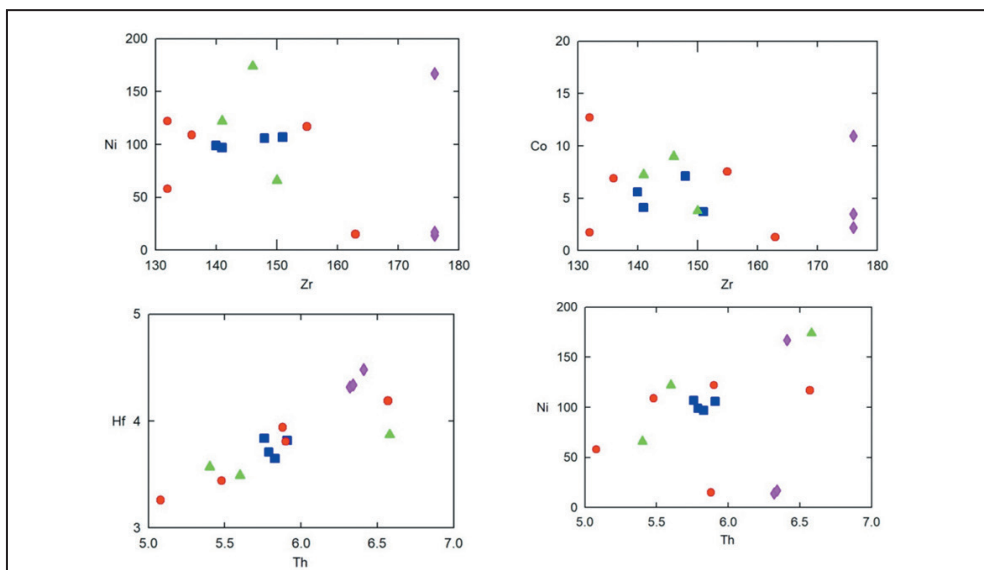
استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر Zr و Th یکی از روش‌های مناسب جهت پی بردن به روند تحولات ماگمایی است. مناسب بودن Zr جهت استفاده در نمودارهای تغییرات به دلیل تحرک بسیار کم این عنصر در طی دگرسانی است (Le Roex et al., 1983; Talusani, 2010; Widdowson et al., 2000; Widdowson, 1991). همچنین این عنصر در خلال ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی در مذاب‌های بازالتی رفتار ژئوشیمیایی کاملاً ناسازگاری از خود بروز می‌دهند (Talusani, 2010) و تمایل زیادی برای ورود و باقی ماندن در فاز مذاب دارد. همانگونه که در شکل ۵ دیده می‌شود روند Ni نسبت به Zr تا حدودی پراکنده اما منفی، در برابر Hf تا حدودی پراکنده اما مثبت است. روندهای دیده شده در این نمودارها نشان‌دهنده خویشاوندی سنگ‌های منطقه و منشأگیری ماگمای تشکیل‌دهنده آنها از منبعی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابه است و افزون بر آن کنترل اصلی سنگ‌شناختی مربوط به فرایند تبلور بخشی در ماگمای بازالتی منطقه بوده است. اما علت پراکندگی‌ها میزان فراوانی فنوکریست‌های مافیک و پلاژیوکلازها می‌باشد.

در نمودارهای شکل ۶ الگوی میانگین عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت، میانگین پوسته، گوشته اولیه و OIB برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نمایش داده شده است. در تمامی این نمودارها می‌توان الگوهای



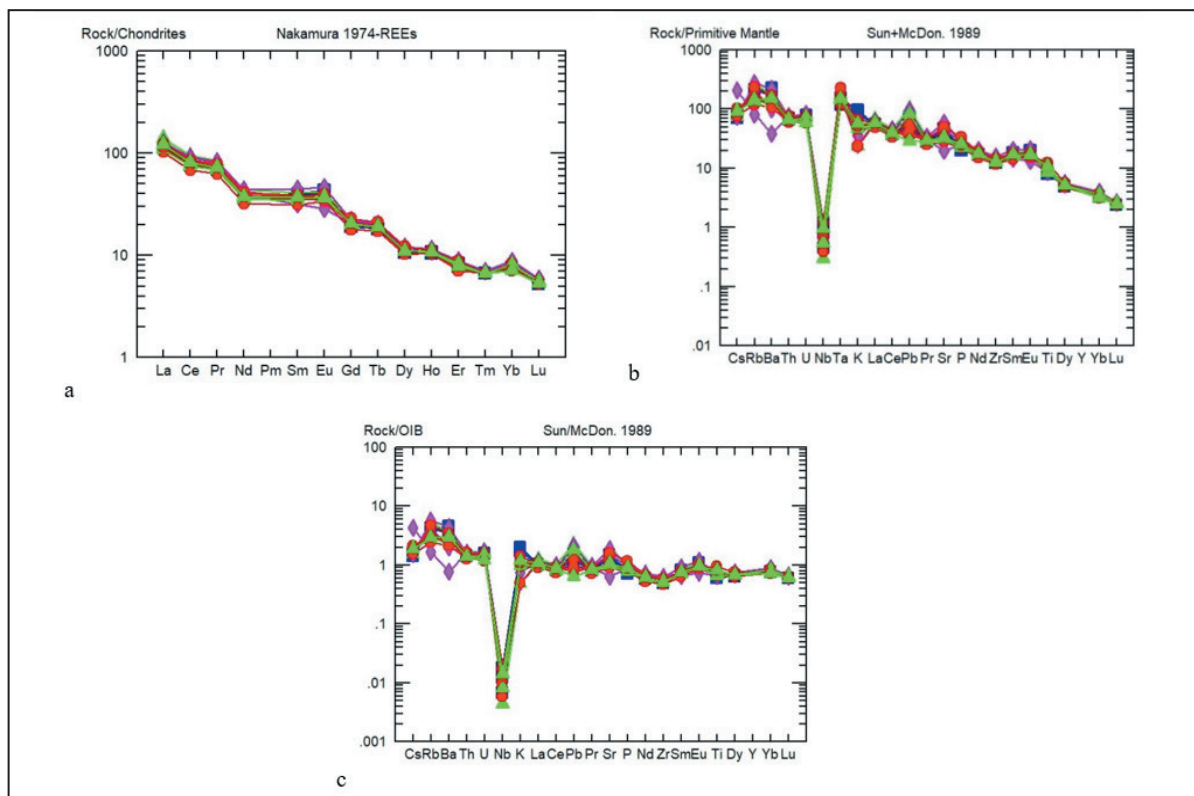
شکل ۴- تغییرات عناصر اصلی در نمودارهای هارکر (Harker, 1909).

Figure 4. Changes of main elements in Harker charts (Harker, 1909).



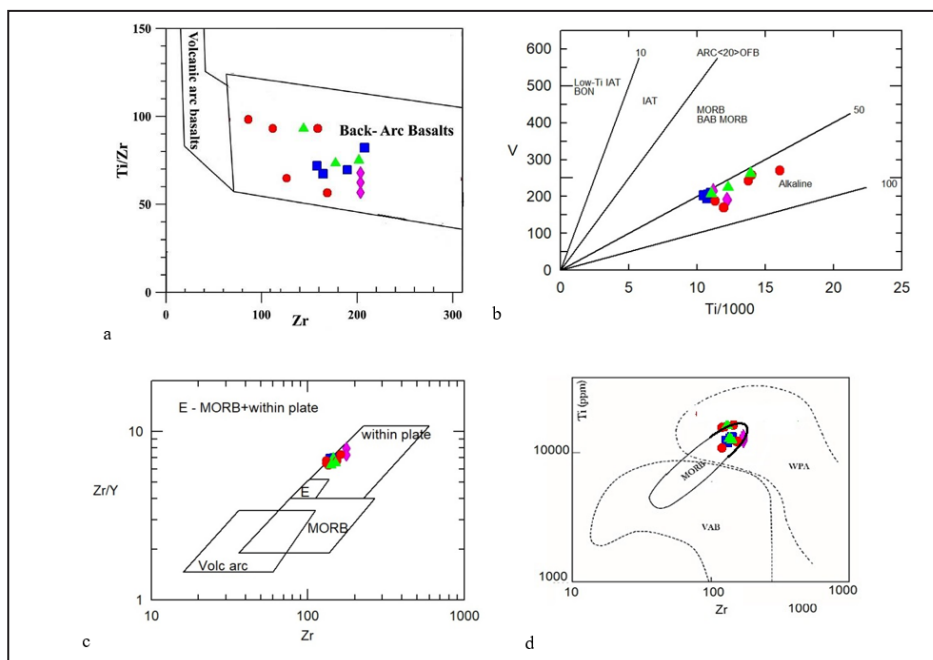
شکل ۵- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر یکدیگر.

Figure 5. Charts of changes of incompatible elements against each other.



شکل ۶- (a) نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974); (b) نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به OIB (Sun and McDonough, 1989); (c) نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به OIB (Sun and McDonough, 1989).

Figure 6. a) Spider diagram of samples of the studied area in relation to chondrite (Nakamura.,1974); b) Spider diagram of the samples of the studied area normalized to the primary mantle (Sun and McDonough, 1989); c) The spider diagram of the samples of the study area is normal compared to OIB (Sun and McDonough, 1989) .



شکل ۷- (a) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Zr در برابر Ti/Zr (Bagas et al., 2008); (b) نمودار Ti/1000 در برابر V (Shervais, 1982); (c) نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce and Norry, 1979); (d) نمودار Zr در برابر Ti (Pearce, 1982).

Figure 7. a) The position of the studied samples in the graph of Zr versus Ti/Zr (Bagas et al., 2008); b) Ti/1000 versus V graph from (Shervais, 1982); c) Zr versus Zr/Y diagram from (Pearce and Norry, 1979); d) Zr versus Ti diagram from (Pearce, 1982).

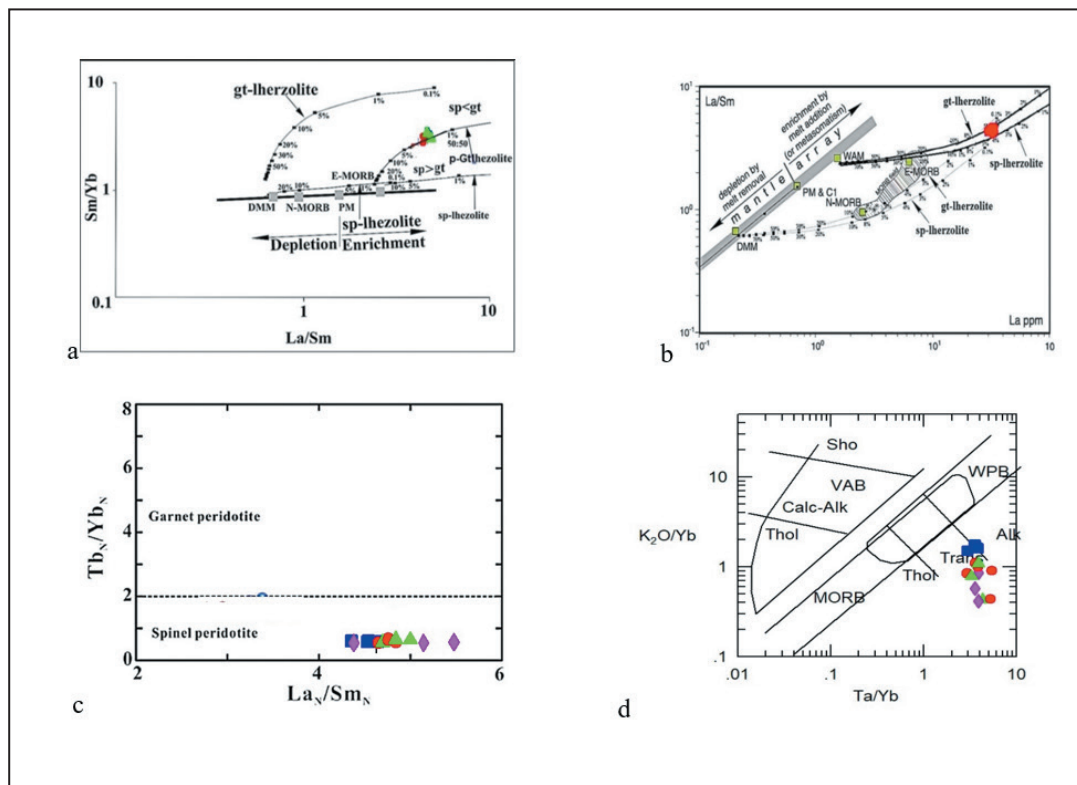
فیتون (Fitton, 2007) بازالت‌های آلکان و انتقالی درون صفحه‌ای قاره‌ای که ترکیبی همانند بازالت‌های OIB‌های واقعی دارند، خاستگاه مبهم در برابر OIB‌های واقعی دارند. در کل، در پهنه‌های میان قاره‌ای، زایش آلکانی بازالت‌ها همانند زایش بازالت‌های OIB وابسته به فرایندهای پلوم گوشته‌ای و یا ذوب مواد سست کره‌ای بالا زده باشد (McKenzie and O'Nions, 1991). فیتون و همکاران (Fitton et al., 1977) متغیر زیر را برای شناسایی خاستگاه پلوم و غیر پلوم آلکانی بازالت‌ها ارائه کردند:

$$\Delta Nb = \{1.47 + \log(Nb/Y) - 1.92 \log(Zr/Y)\}$$

اگر $\Delta Nb > 0$ باشد، خاستگاه پلوم است اما سنگ‌هایی با مقادیر $\Delta Nb < 0$ خاستگاه پلوم ندارند. برای سنگ‌های منطقه ΔNb در حدود ۰/۳۵ تا ۱/۴۴ می‌باشد. از این رو سنگ‌های منطقه در محدوده سنگ‌های آلکان مرتبط با پلوم جای می‌گیرند. از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی، به طور گسترده برای تعیین درجه ذوب بخشی و ژرفای خاستگاه گوشته‌ای ماگماهای اولیه استفاده می‌شود (Rollinson, 1993; Zhao and Zhou, 2007; Furman, 2007). سرشت آلکان ماگمای بازالتی پیامد دو سازوکار است: ۱- نرخ کم ذوب بخشی سنگ خاستگاه گارنت لزولیت و ۲- ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده (Best, 2003). در نمودار پیرس (Pearce, 1982) نیز نشان‌دهنده روند گوشته‌ای و پهنه غیر فرورانشی برای سنگ‌های منطقه است (شکل ۸-d).

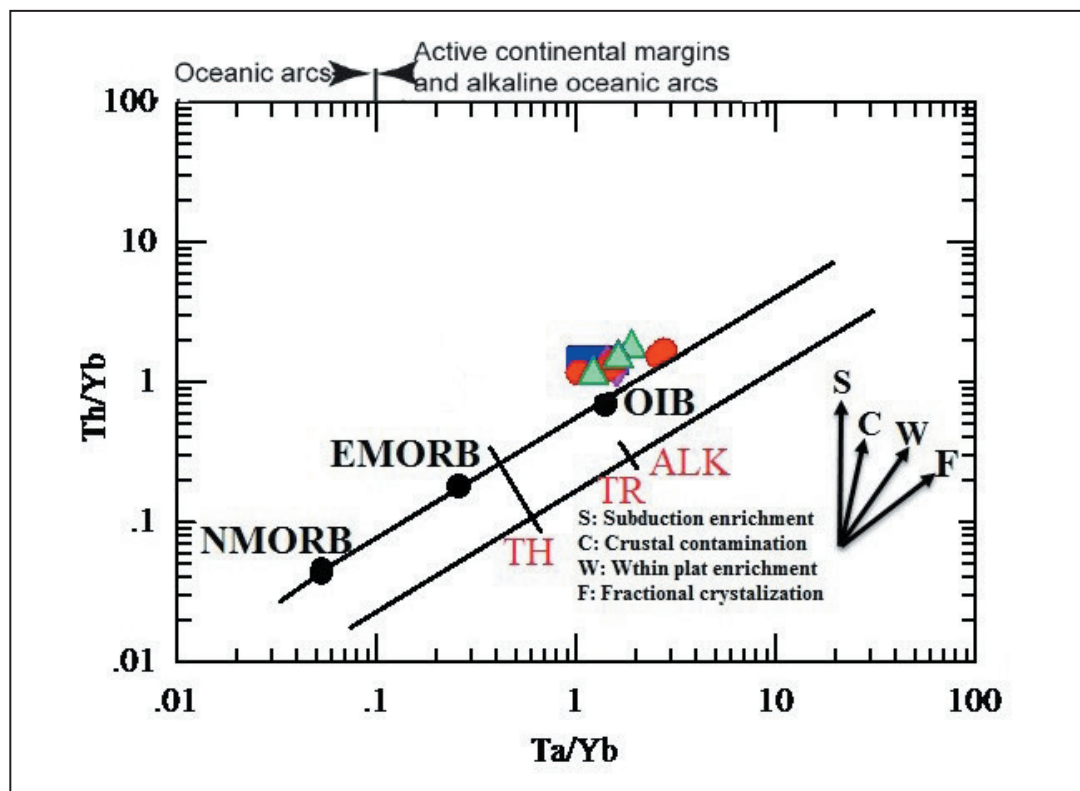
بر اساس نمودار تغییرات نسبت La/Sm در برابر La از آلدانماز و همکاران (Aldanmaz et al., 2000) همان‌طور که دیده می‌شود خطوط ممتد و منقطع در این نمودار نشان‌دهنده روند تغییر ترکیب مذاب‌هایی است که با درجات مختلف ذوب بخشی از گوشته اسپینل لزولیتی و گارنت لزولیتی نشأت گرفته‌اند (شکل ۸). اعداد روی خطوط معرف درجه ذوب بخشی هستند. بر روی خط سبتر محدوده گوشته اولیه تهی شده و غنی شده مشخص است. چنانچه در این شکل دیده می‌شود با فرض لزولیتی بودن ترکیب گوشته، می‌توان روند تغییرات ترکیب مذاب‌های مشتق شده از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته را در دو شاخه مختلف گوشته غنی شده و گوشته تهی شده تعقیب کرد. نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm همگی ترکیبی مشابه با مذاب‌های مشتق شده از گوشته غنی شده را دارند و بر روی روند منطبق با حدود ۵٪ ذوب بخشی لزولیت گارنت‌دار قرار می‌گیرند. منشأ لزولیت اسپینل‌دار در نمودار La/Sm در برابر Tb/Yb نیز تأیید می‌شود (Wang et al., 2008). بر اساس موقعیت قرارگیری سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودار، ترکیب گوشته غالباً اسپینل لزولیتی است که از ژرفای ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری معادل فشار ۱۸ تا ۲۰ کیلو بار منشأ گرفته باشد که محدوده پایداری اسپینل است.

در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Y از پیرس (Pearce, 1983) نمونه‌های منطقه در محدوده OIB جای می‌گیرند که این نکته خاستگاه غنی شده نوع OIB برای سنگ‌زایی سنگ‌های منطقه را نشان می‌دهد (شکل ۹). به باور



شکل ۸- a) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm که منحنی‌های ذوب در آن بر اساس گوشته اسپینل لزولیتی و گوشته گارنت لزولیتی محاسبه شده‌اند که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده اسپینل لزولیت گارنت دار واقع می‌شوند (Shaw, 1970); b) نمودار تغییرات نسبت La/Sm در برابر La از (Aldanmaz et al., 2000); c) نمودار La/Sm در برابر Tb/Yb (Wang et al., 2008); d) نمودار Tb/Yb در برابر K₂O/Yb (Pearce, 1982)

Figure 8. a) Sm/Yb vs. La/Sm diagram where the melting curves were calculated based on lherzolite spinel mantle and lherzolite garnet mantle, where the studied samples are located in the range of garnet lherzolite spinel (Shaw, 1970); b) La/Sm versus La ratio changes diagram from (Aldanmaz et al., 2000); c) La/Sm versus Tb/Yb diagram (Wang et al., 2008); d) Tb/Yb versus K₂O/ Yb (Pearce, 1982).

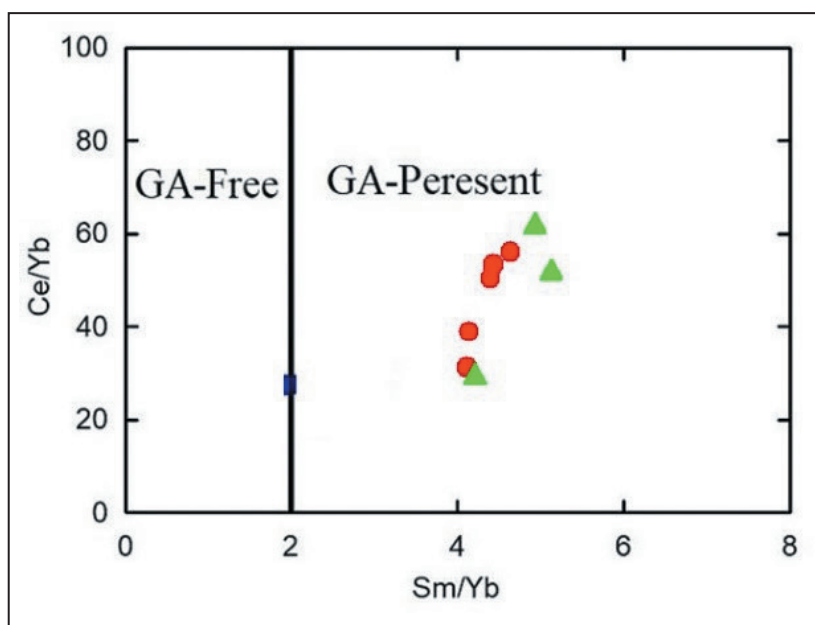


شکل ۹- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Y از (Pearce, 1983).

Figure 9. Graph of Th/Yb against Ta/Y (Pearce, 1983).

همچنین به باور کنلی و همکاران (Conly et al., 2005) نسبت $Rb/Zr > 0.12$ نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم است که میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه مورد بررسی در حدود ۰/۲۶ است. در نمودار Sm/Yb نسبت به Ce/Sm که برای تشخیص حضور یا نبود گارنت در محل منبع تولید مذاب طراحی شده است، نمونه‌ها در محدوده گارنت‌دار قرار می‌گیرند و حضور گارنت را در محل منشأ این سنگ‌ها به اثبات می‌رسانند (شکل ۱۰).

نسبت Ce/Yb می‌تواند نشان‌دهنده ژرفا و نرخ ذوب سنگ مادر باشد. مقدار کم این نسبت (کمتر از ۱۵) نشان می‌دهد که ماگما از بخش‌های بالایی گوشته (ژرفای کم یا نرخ ذوب زیاد) ریشه گرفته است. در برابر آن، ماگماهایی با نسبت بالای Ce/Yb بیشتر از ۱۵ نشان‌دهنده این هستند که ماگما از ژرفای زیاد گستره پایداری گارنت و نرخ ذوب کم (فشار زیاد) ریشه گرفته است (Cotton et al., 1995). نسبت Ce/Yb در توده‌های منطقه به طور میانگین حدود ۴۱/۴۳ است که نشان‌دهنده ژرفای زیاد و نرخ ذوب کم نمونه‌هاست.



شکل ۱۰- نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007).

Figure 10. Sm/Yb versus Ce/Yb graph (Coban, 2007).

۶- جایگاه زمین‌ساختی و ماگمایی

بخش‌هایی از فلات ایران (مانند افیولیت‌های مشهد، تالش در شمال و افیولیت‌های بیاضه و جندق در ایران مرکزی) پدیده آمده‌اند. این تکه‌ها و به‌جامانده‌های اقیانوسی که بیشتر در پهنه‌های شمالی ایران و به‌ویژه مشهد، فریمان و دره انجیر) و ایران مرکزی (جندق و انارک) برنزد دارند از سنگ‌کره اقیانوسی پالئوتیس به‌جای مانده‌اند (Shafaii Moghadam et al., 2015). اصلی‌ترین و مهمترین مرحله زایش افیولیت‌های پالئوتیسی در پالئوزویک زیرین تا میانی در پی پدیده کافت‌زایی و جدایش رو به شمال تکه‌های قاره‌ای حاشیه شمالی گندوانا روی داده است (Shafaii Moghadam et al., 2015). ویژگی‌های گوناگون زمین‌شناسی نشان می‌دهند این مرحله از کشت پوسه‌ای پس از هم‌افزایی بلوک‌های پرکامبرینی و پیدایش ابرقاره گندوانا و به دنبال آن، پیدایش کمان ماگمایی و بازشدگی پشت کمان آغاز شده است. ابرقاره گندوانا از برخورد و گردهمایی ۷ تا ۸ قاره نئوپروتروزویکی (بلوک کادومینی) به بزرگی استرالیا و در پی دو مرحله (دوره نخست: ۶۵۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش و دوره دوم: ۵۷۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش پدید آمده است (Ustaömer et al., 2009; Collins and Pisarevsky, 2005; Shafaii Moghadam et al., 2013). در البرز مرکزی، زمین‌ساخت کشتی در دوران مزوزویک، در تریاس بالایی هم‌زمان با ولکانیسم ریفتی Rhaetic و شروع رسوب‌گذاری سازند زغال‌دار شمشک آغاز می‌شود (Berberian, 1982). این فاز کشتی که با ایجاد ریفت‌های ناحیه‌ای در بخش‌های مختلف همراه است، به ایجاد ولکانیسم و پلوتونیسیم در منطقه منجر شده است (Berberian, 1982). فرایندهای کشتی، ولکانیسم و پلوتونیسیم وابسته به آن در البرز مرکزی از تریاس بالایی (شروع ته‌نشست سازند شمشک) تا ژوراسیک میانی (خاتمه ته‌نشست سازند شمشک) ادامه داشته است (Fursich et al., 2005; Zanchi et al., 2005, 2006; Berra et al., 2007). در منطقه پل سفید، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه بر جایگاه زمین‌ساخت-ماگمایی درون ورقه‌ای اشاره داشته که در یک محیط کشتی در اواخر تریاس تشکیل شده‌اند.

۷- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات صورت گرفته واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه شامل توده‌های آتشفشانی بوده و سرشت آلکان دارند. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، بافت‌های پورفیریتیک تا مگاپورفیریتیک با خمیره میکروولیتی، گلوپورفیریتیک و آمیگدالوئیدال در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۳ تا ۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت پریدوتیتی در حالا بالا آمدگی، در ژرفای ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری و نقش آشکار تبلور تفریقی به عنوان فرایند اصلی در شکل‌گیری ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. با توجه به نمودارهای زمین‌ساختی و مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده سنگ‌های منطقه از گوشته گارنت انتقالی - اسپینل لژولیت منشأ گرفته و در یک محیط کشتی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

رخداد گدازه‌های آلکان و سنگ‌های آذرآواری که با شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های اواخر تریاس در هم آمیخته شده‌اند، وجود یک سیستم کشتی را در البرز مرکزی نشان می‌دهد (نظری و همکاران، ۱۳۸۲). تکامل این رژیم کشتی می‌تواند حوضه‌های دریای خزر و دریای سیاه را در ژوراسیک میانی تا پایانی ایجاد کند (Nazari, 2006). در طول تریاس پایانی، ویژگی‌های ساختاری بخش زیرین سازند شمشک یک سیستم کشتی مهم را با چندین وقوع گسل طبیعی نشان می‌دهد. این رژیم کشتی با تغییر در سترا در بخش پایین سازند شمشک نیز ثبت می‌شود. این تغییرات مربوط به فعالیت گسل‌های عادی بزرگ یا گسل‌های رانش در البرز مرکزی است (نظری و شهیدی، ۱۳۸۹). آلن‌باخ (Allenbach, 1986) ادعا کرد که رخنمون چندین دایک قلیایی در داخل سازند شمشک وقوع فازهای کشتی و شکستگی قاره را در طول ژوراسیک تریاس میانی - پایانی در البرز مرکزی ثابت می‌کند. سنگ‌های بازالت در منطقه پل سفید بر روی دولومیت‌های عظیم از سازند الیکا قرار گرفته‌اند که توسط ماسه‌سنگ‌های نوریان - رائیتی (Norian-Rhaetic) و خاک رس‌های اواخر تریاس پوشانده شده‌اند. در طی پالئوزویک - تریاس سه ناحیه اصلی شامل مناطق شمال ایران، ایران مرکزی و سندج - سیرجان در ایران قابل تشخیص می‌باشند. شمال ایران شامل کمر بند البرز است که مرز آن با ایران مرکزی در جنوب رشته‌کوه‌های البرز قرار دارد. توالی‌های سنگی پرکامبرین پایانی - تریاس در زون البرز بسیار شبیه به توالی‌های سنگی دیگر مناطق ایران بوده و دست کم در بخش وسیعی از پالئوزویک دارای یک قرابت گندوانایی است (Stocklin, 1974; Berberian and King, 1981; Angiolini et al., 2007; Wendt et al., 2005).

تاکون در مورد زمان باز شدن، شروع فرورانش و نیز بسته شدن نهایی اقیانوس پالئوتیس نظرات مختلفی ارائه شده است، بسیاری از پژوهشگران (Stampfli, 1978; Stampfli and Chateautieuf, 1979; Stampfli et al., 2001) قاسمی و خانعلی‌زاده، (۱۳۹۱)، شروع کافت‌زایی پالئوتیس در شمال البرز را از زمان اردووسین پایانی می‌دانند. با این وجود، لاسمی (۱۳۷۹) اردووسین پیشین را زمان شروع کشت مرتبط با کافت زایی پالئوتیس (و با عنوان کافت توران) دانسته و سازندهای شیرگشت، لشگرک، قلی و نیور و هم‌ارزهای آنها را که مجموعاً توالی‌های بزرگ پیش‌رونده ایجاد کرده‌اند را رخساره‌های هم‌زمان با تشکیل این کافت می‌داند. به باور ایشان پوسه اقیانوسی پالئوتیس از زمان دینین به بعد گسترش یافته است. همچنین لاسمی (۱۳۷۹) پیدایش یک حوضه کافتی ناقص در ناحیه طیس (ایران مرکزی) در طی اردووسین آغازین را در ارتباط با حاشیه پالئوتیس واقع در شمال ایران دانسته است. ویژگی‌های زمین‌شناسی فراوان (مانند: تکه‌ها و به‌جامانده‌های اقیانوسی در شمال ایران (مشهد، فریمان و دره انجیر) و ایران مرکزی (جندق و انارک)، همراه با توالی ماگمایی ستبری از سازندهای سلطان میدان نشان می‌دهند پوسه قاره‌ای ایران زمین هنگام دوران پالئوزویک زیرین در پی فرایند کافت‌زایی دچار شکستگی شده و از هم جدا شده است و پهنه‌های اقیانوسی در

کتابنگاری

- بلوچی، س.، صدقیان، م.، قاسمی، ح.، لی، ل.، ج. و ژانگ، ی.، ۱۳۹۷، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال باختر خور): شاهدهی بر ماگماتیسیم تریاس بالایی در پهنه ساختاری ایران مرکزی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، زمستان ۱۳۹۷، سال بیست و ششم، شماره ۴، ص ۸۴۴-۸۲۷. 10.29252/ijcm.26.4.827
- جمشیدی، خ.، ۱۳۸۹، مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۷۱.
- دادپور، م.، ۱۳۹۳، پترولوژی و سنگ‌های بالزالی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل در شرق سهل جنوب شرق شاهرود و جایگاه ژئودینامیکی آنها، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۴۷.
- درویش‌زاده، ب.، ۱۳۸۱، بررسی زمین‌های کرتاسه در دامنه شمالی البرز مرکزی، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۸۳ ص.
- رستمی‌حصوری، م.، قاسمی، ح. و رضایی، م.، ۱۳۹۶، فشارسنجی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک غرب رضاآباد. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، زمستان ۱۳۹۶، سال بیست و پنجم، شماره ۴، ص ۷۷۴-۷۶۱. 10.29252/ijcm.25.4.761
- سعیدی، ع. و اکبرپور، م. ر.، ۱۳۷۱، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کیاسر، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- شکاری، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. و مینگو، ج.، ۱۳۹۷، فشارسنجی دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. زمستان ۱۳۹۷، سال بیست و ششم، شماره ۴، ص ۹۲۸-۹۱۵، 10.29252/ijcm.26.4.915.
- شهابی، ش.، ۱۳۹۹، ژئوشیمی سنگ کل و ایزوتوپی و پتروژنز سنگ‌های آذرین موجود در سازند شمشک در پهنه البرز شرقی و مرکزی. پایان‌نامه دکتری زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۸۶
- شهابی، ش.، قاسمی، ح.، رضائی کهخانی، م. و مینگو، ج.، ۱۳۹۹، زمین‌شیمی سنگ کل و شیمی کانی کلینوپیروکسن و آمفیبول در سنگ‌های قلیایی بازیک قاعده سازند شمشک، جنوب آزاد شهر، البرز شرقی مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، بهار ۱۳۹۹، سال ۲۹، شماره ۱، ص ۱۲۸-۱۱۱، 10.52547/ijcm.29.1.111.
- شهابی، ش.، قاسمی، ح.، رضائی کهخانی، م. و مینگو، ج.، ۱۴۰۰، توده‌های آذرین مافیک پرمو- تریاس، منطقه تالو، پهنه البرز خاوری، فصلنامه علوم زمین، زمستان ۱۴۰۰، سال سی و یکم، شماره ۱۲۰، ص ۱۸۸-۱۷۳، <https://doi.org/10.22071/gsj.2020.237027.1809>.
- قاسمی، ح. و خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۹۱، گرانیتوئیدهای نوع A تویه دروار، جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زبرین البرز. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، بهار ۱۳۹۱، سال چهارم، شماره ۱. ص ۳-۲۴.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰، ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکنونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، زمستان ۱۳۹۰، شماره ۴، ص ۷۱۴-۶۹۹، <http://ijcm.ir/article-1-419-fa.html>.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲، بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، پاییز ۱۳۹۲، سال هفتم، شماره ۲۷، ص ۲۹-۱۷.
- قاسمی، ح.، رستمی‌حصوری، م. و صادقیان، م.، ۱۳۹۷، ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت کمانی ژوراسیک میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی- جنوب البرز شرقی، شاهرود - دامغان. فصلنامه علوم زمین، پاییز ۱۳۹۷، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۷، ص ۱۳۶-۱۲۳، <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.63800>.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، رخصاره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. نشریه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۱۸۰.
- مقدسی، ص.، ۱۳۸۲، پتروژنز، پتروژنز و جایگاه چینه‌نگاری ولکانیک‌های ژوراسیک در زون البرز شرقی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۷۸.
- وهاب‌زاده، ق.، ۱۳۸۶، ژئوشیمی و ژنز کانسارهای فلوریت منطقه سوادکوه و ارائه مدل اکتشافی آنها، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، ص ۸۰.
- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۶، چینه‌شناسی ایران. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۸۲ص.
- نظری، ح. و شهیدی، ع.، ۱۳۸۲، تکنونیک ایران «البرز»، زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، پژوهشکده علوم زمین، ۹۷ص.
- نظری، ح.، عمرانی، ج. و شهیدی، ع.، ۱۳۸۹، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ انزلی، سازمان زمین‌شناسی ایران.

References

- 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. *J. Volcanology geothermal Research* 102: 67-95. doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7.
- Allenbach, P., 1966. Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elbruz) Iran, Dissertation, Mitt Geol Inst ETH, Univ, Zurich.
- Angiolini, L. M., Gaetani, G., Muttoni, M.H., Stephenson, G., and Zanchi, A., 2007. Tethyan oceanic currents and climate gradients 300 my ago. *Geology*, v. 35, no. 12, p. 1071-1074. doi.org/10.1130/G24031A.1.
- Asserto, R., 1966. The Jurassic Shemshak Formation in central Alborz (Iran). *Rivista Italiana Di paleontologica e stratigrafia* 72, 1133-1182.
- Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A., Maidment, D., and Huston, D. L., 2008. An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen, Western Australia, *Precambrian Research* 166: 168-184.
- Berberian, F., and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta HK, Delany FM (eds) *Zagros, Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, Washington DC: 5-32. doi.org/10.1029/GD003p0005.
- Berberian, M., 1982. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20:163-183.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian J. Earth Sciences* 18(2): 210-265. doi.org/10.1139/e81-019.
- Berra, F., Zanchi, A., Mattei, M., and Nawab, A., 2007. Late Cretaceous transgression on a Cimmerian high (Neka Valley, Eastern Alborz, Iran): A geodynamic event recorded by glauconitic sands. *Sedimentary Geology* 199: 189-204. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.02.001.
- Best, J. L., Ashworth, P. J., Bristow, C. S., and Roden, J., 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research* 73: 516-530.
- Chateaufneuf, J. J., and Stampfli, G., 1979. Preliminary report on Permian palynology of Iran. *International Palynological Conference*, Lucknow, 2, 186-198.
- Coban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces, A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80:219-238.
- Collins, A. S., and Pisarevsky, S. A., 2005. Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the circum-Indian orogens. *Earth-Science Reviews* 71: 229-270. doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.004.
- Conly, A. G., Bernan, J. M., Bellon, H., and Scott, S. D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Sanata Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico. *J. Geology* 72: 303-341. doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.013.
- Cotton, W. D., Hunt, A. P., and Cotton, J. E., 1995. Paleozoic tracksites in Eastern North America. *Bulletin of New Mexico Museum of Natural History and Science* 6: 189-211.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhursts, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. *George Allen and Unwin*, PP 450.

- Ehteshami-Moinabadi, M., 2017-Post-Triassic normal faulting and extensional structures in Central Alborz, Northern Iran. *Geopersia* 7 (1), 2017, PP. 85-102.
- Ershov, A. V., Brunet, M. F., Nikishin, A. M., Bolotov, A. N., Nazarevich, B. P., and Korotaev, M. V., 2003. Northern Caucasus Basin: thermal history and synthesis of subsidence models, *J. Sedimentary Geology* 156: 95-118. doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00284-1.
- Fitton, J. G., 2007. The OIB Paradox. Geological Society of America, Special Paper 430: 387-412.
- Furman, T., 2007. Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *J. African Earth Sciences* 48: 147-160. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.06.009.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Cecca, F., and Majidifard, R., 2005. The upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) of the Eastern Alborz (Iran): biota and palaeoenvironments during a transgressive-regressive cycle. *Facies* 51: 365-384. https://doi.org/10.1007/s10347-005-0051-z.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., 2009. The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 312: 189–203. doi.org/10.1144/SP312.9.
- Ghasemi, H., and Jamshidi, K., 2012. *Geochemistry, petrology and proposed tectonomagmatic model for generation of alkaline basic rocks in the base of the shemshak Formation, the Eastern Alborz Zone. Iranian J. Crystallography and Mineralogy* 19(4): 699-714 (in Persian).
- Ghasemi, H., and Jamshidi, K., 2013. *Investigation of source region properties of alkaline basic rocks in the base of Shemshak Formation in the eastern Alborz zone Iranian J. Geology* 7: 17-29 (in Persian).
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes a practical guide*. Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London., PP 472.
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., and Hassanzadeh, J., 2006a. Late Cenozoic shortening in the west–central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike–slip and thin–skinned deformation. *Geosphere*, 2: 35–52. doi.org/10.1130/GES00019.1.
- Guest, B., Stockli, D. F., Grove, M., Axen, G. J., Lam, P. S., and Hassan zadeh, J., 2006b. Thermal histories from the central Alborz mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 118, 1507–1521. doi.org/10.1130/B25819.1.
- Harker, A. 1909. *The natural history of igneous rocks*, Methuen & Company.
- Hart, W.K., Carlson, R.W., and Mosher, S.A., 1989. Petrogenesis of the Pueblo Mountains basalt, southeastern Oregon and northern Nevada. In: Reidel, S.P., Hooper, P.R. (Eds.), *Volcanism and tectonism in the Columbia River flood-basalt province*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., vol. 239. Denver, Colorado, pp. 367–378.
- Irvin, T., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian J. earth Science Letters.*, Vol. 8, PP. 523-548. doi.org/10.1139/e71-055.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J., and Yang, W. Z., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, China: implications for granitoid geneses. *Lithos* 63: 165–187. doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00140-8.
- Kelemen, P.B., Kikawa, E., Miller, D.J., and Shipboard Science Party., 2004. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports, Volume 29: College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, doi: 10.2973/odp.proc.ir.209.
- Lasemi, Y., 2000. Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of Upper Precambrian and Paleozoic rocks of Iran. *Journal of Geological survey and Mineral Exploration of Iran*, p. 180.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Erlank, A. J., Reid, A. M., Frey, F. A., and Hart, S. R., 1983. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the south west Indian ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees MacDonald, R., Hawakesworth, C. J. and Heath, E., 2001. The lesser Antilles volcanic chain: a study of arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49(4): 17-26. doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00069-0.
- McKenzie, D. P., and O’Nions, R. K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentration. *J. Petrology* 32: 1021– 1091. doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021.
- Middlemost, E. A. K., 1985. *Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology*. Longman Group U.K., PP 73 – 86.
- Morrison, G. W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13: 97-108. doi.org/10.1016/0024-4937(80)90067-5.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta.*, Vol. 38, PP. 757-775. doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5.
- Nazari, H., 2006. *Analyse de la tectonique recente et active dans l’Alborz Central et la region de Teheran: Approche morphotectonique et paleoseismologique*. theses PhD. Montpellier II, Montpellier, France, p. 110. 10.1029/2004GL020058, 2004.
- Nazari, H., and Shahidi, A., 2011- *Tectonic of Iran « Alborz »*. *Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Research institute for Earth Science*, 97 pp. (in Persian).
- Nazari, H., Omrani, J., and Shahidi, A. R., 2004. *Geological Map of Anzali, Scale 1:100000*. Geological Survey of Iran. (in Persian).
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries” John Wiley and Sons, U.K., pp. 525–548. 177–195.28: 2023-2037. orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625.

- Pearce, J. A., and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33–47.
- Rollinson, H. R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons, 325p. doi.org/10.4324/9781315845548.
- Samadian, M.R., Nabavi, M.H., Alavi Naini, M., Shahrabi, M., Hamed, A.R., Vaezipour, M., J. Aghanabati, A., and Hamed, A.R., 1994. Geological Map of Semnan, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Scale 1:250,000.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santos, J. F., and Wu, Y., 2013. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research* 27: 439–452. doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014.
- Shafaii Moghadam, M.H., and Shahbazi Shiran, S.H., 2010. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): an example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran”. *J. Petrology*, Vol: 1(4). 16-31.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santos, J. F., and Wu, Y., 2015. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Gondwana Research* 27, 439-452. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014.
- Shaw, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol(34), 237-243.
- Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern andophiolitic lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101–118.
- Stampfli, G., 1978. Etude geologique generale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus (Iran, N-E): These de Docteur des Sciences, no. 1868. Universite de Geneve. pp.328.
- Stampfli, G., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J., and Ziegler, P., 2001. Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and Peri-Tethyan domain (IGCP Project 369). *Episodes* 24(4): 222-228. repository.geologyscience.ru/handle/123456789/26207.
- Stille, H., 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Borntraeger, Berlin.
- Stöcklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountains. In: *Mesozoic–Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies*”, (Ed. Spencer, A.) Vol: 4, p: 213–234. doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.12.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes” In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol Soc Spec Publ.*, Vol. 42, PP. 313-345. doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Talusani, V. R., 2010. Bimodal tholeiitic and mildly alkalic basalts from Bhir area, central Deccan Volcanic Province, India: Geochemistry and petrogenesis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 189, PP. 278-290. doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.019.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Collins, A. S., and Robertson, A. H. F., 2009. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 99–112. doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.010.
- Wang, L.Q., Pan, G.T., Li, C., Dong, Y.S., Zhu, D.C., Yuan, S.H., and Zhu, T.X., 2008. SHRIMP U-Pb zircon dating of Eopaleozoic cumulate in Guoganjianan Mt. from central Qiangtang area of northern Tibet—Considering the involvement of Proto- and Paleo-Tethys. *Geological Bulletin of China*, 27, 2045-2056. (in Chinese with English Abstract). doi.10.17738/ajes.2016.0012.
- Wang, Y.N., Zhang, C. J., and Xiu, S.Z., 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrol Sin (in Chinese)*, Vol. 17(3), PP. 413-421.
- Weaver, B.L., 1991. The Origin of Ocean Island Basalt End-Member Compositions: Trace Element and Isotopic Constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 381-397. http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., and Karimi Bavandpur, A., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran, *Acta Geol Pol* 55:31–97. geojournals.pgi.gov.pl/agp/article/view/9931.
- Widdowson, H.G., 1991. *Aspects of Language Teaching*. Oxford: OUP, 1996. *Teaching Language as Communication*. Oxford: OUP. p 160. doi.org/10.1093/applin/15.1.105.
- Widdowson, M., Pringle M. S., and Fernandez, O. A., 2000. A post K-T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India” *J Petrol.*, Vol. 41, PP. 1177-1194. doi.org/10.1093/petrology/41.7.1177.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R., and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in Central Iran”, *J. Structural Geology* 28: 2023-2037. doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.020.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Zanchetta, S., Nawab, A., and Sabouri, J., 2005. The early Mesozoic Cimmerian orogeny in the Alborz mountains, Iran. *Geophysical Research* 7: 1607-7962. 1607-7962/gra/EGU05-A-05696.
- Zhao, J. H., and Zhou, M. F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *J. Precambrian Research* 152: 27-47. doi.org/10.1016/j.precamres.2006.09.002.