

Original Research Paper

# Tectonic setting of a granitoid pluton in southwest of Neyasar, the central part of Urmia-Dokhtar magmatic arc; petrography, U-Pb geochronology, geochemistry and interpretation of aeromagnetic data approaches

Shima Shomali<sup>1\*</sup>, Mansour Ghorbani<sup>1</sup>, and Mohammad Reza Ghassemi<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received: 2023 August 09

Accepted: 2023 December 15

Available online: 2024 June 21

### Keywords:

Neyasar

Neotethys

Early Miocene

Calk-alkaline

I-type granitoid

Aeromagnetic data

Active continental margin

## ABSTRACT


The Marphioon pluton in the southwest of Neyasar city and central part of Urmia-Dokhtar magmatic arc is among the Neotethyan oceanic lithosphere subduction-related intrusions. We used field evidences, petrography, geochemistry and U-Pb geochronological and aeromagnetic data to suggest a tectonomagmatic scenario for the intrusion. The composition of this circular pluton that has intruded into the Eocene volcano-sedimentary units changes from intermediate rocks to more tonalitic ones. The Marphioon granitoid gives rise to contact aureole zone with different peripheral thicknesses. U-Pb geochronology of a sample from southern part of the pluton suggests that these rocks have crystallized at  $18.89 \pm 0.20$  Ma in Early Miocene (Burdigalian). The rocks belong to medium-K calc-alkaline series and are metaluminous with I-type affinities. In terms of geodynamic setting, this intrusion is classified as volcanic arc granites and active continental margin granites. Qualitative interpretation of aeromagnetic data suggested a dioritic to gabbroic composition due to high magnetic susceptibility. The Marphioon intrusion is strongly tectonized due to faulting. Basement dextral strike-slip faults and their sinistral conjugates are potential mechanisms for its exposure. The pluton appears as two or three segmented bodies due to the presence of minor faults. Based on the aeromagnetic data this intrusion has a dip towards the northeast. It seems that the Marphioon magma in an active continental margin, originated from the partial melting of the lower continental crust with the involvement of mantle-derived melts, where mafic magma in mantle wedge has provided optimal temperature and fluids for this melting in the lower crust. Collectively, the Marphioon intrusion seems to be emplaced during the transition time from subduction to collision in the Urmia-Dokhtar magmatic arc contemporaneous with the closure of the Neotethyan Ocean.


\* Corresponding author: Shima Shomali; E-mail: sh.shomali.55@gmail.com

### Citation:

Shomali, Sh., Ghorbani, M., and Ghassemi, M.R., 2024. Tectonic setting of a granitoid pluton in southwest of Neyasar, the central part of Urmia-Dokhtar magmatic arc; petrography, U-Pb geochronology, geochemistry and interpretation of aeromagnetic data approaches Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 34(2), 132, 107-130. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.410160.2107>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2023.410160.2107

 dor: 20.1001.1.10237429.1403.34.2.7.3



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

## 1. Introduction

The Zagros orogenic belt, as a part of the long Alpine-Himalayan orogeny, resulted from the collision between the Arabian and Eurasian plates, which has recorded the opening and closure of the Neotethyan ocean in its history (Ricou *et al.*, 1977; Berberian and King, 1981; Sengör *et al.*, 1988; Dercourt *et al.*, 1993; Agard *et al.*, 2005; Alavi, 2007; Mohajjel and Fergusson, 2014). There is no consensus on the exact time of this approximately northern-southern collision (*e.g.*, late Cretaceous: Alavi, 1994; Berberian and King, 1981; Eocene: Braud, 1987; Sengör *et al.*, 1993; Oligocene: Gholami-Zadeh *et al.*, 2017; Neogene: Berberian and Berberian, 1981; Berberian *et al.*, 1982; Agard *et al.*, 2011; Ballato *et al.*, 2011; Verdel *et al.*, 2011; middle to late Miocene: Jackson *et al.*, 1995; Sen *et al.*, 2004; Chiu *et al.*, 2013; Pliocene: Stöcklin, 1968). The Urmia-Dokhtar magmatic belt with NW-SE trend is a part of this orogen which has ca. 1500 km long and about 80 km width (personal communication, Mansour Ghorbani, 2018). This arc consists of broad and thick series of volcanic rocks and associated pyroclastics. Volcanic rocks have different compositions from rhyolite to basalt belonged to Eocene-Oligocene till Quaternary volcanism (Darvishzadeh, 1984; Ghorbani, 2003). Different intrusive rocks with granite to gabbro composition belonged to Paleocene-Pliocene have intruded older units in this belt (Ghorbani, 2014). The persistent debate over the origin of these rocks has eluded consensus for decades. Some researchers believed that these rocks resulted from oblique northeast ward subduction of Neo-tethyan floor beneath Iran (*e.g.*, Berberian and Berberian, 1981; Berberian *et al.*, 1982; Emami, 2000). Others suggested continental rift (*e.g.*, Sabzehi, 1974; Lescuyer and Riou, 1976; Amidi, 1977; Caillat *et al.*, 1978; Emami, 1981) or island arcs (Shahabpour, 2007) as their tectonic setting. In this paper we report petrographical, and whole-rock elemental features, and U-Pb zircon age of one granitoid pluton located in the central part of the Urmia-Dokhtar magmatic arc to understand the magmatic history of granitoids within this arc and their significance in the geodynamic evolution of the area, specifically its origin and evolution in subduction or collision-related settings during the Zagros orogeny. Interpretations of aeromagnetic data compatible with surface geological evidence are also used to determine the overall geometrical shape of this intrusion in the depth, as well as trends of the faults responsible for the space accommodation for it. So far, many researches have been done on the intrusive masses of the central part of the Urmia-Dokhtar magmatic arc. Amidi (1977) studied

the stratigraphy and petrology of the Natanz-Surk region and believed that metamorphism gave rise in a horst-graben basin along with gradual subsidence of the sedimentary basin associated successive magmatic manifestations during several stages from Cretaceous to Miocene time. This process made fluid pressure increases. Under these conditions, multiphases auto metamorphism has occurred. According to his report, Karkas granitoid pluton (west of Natanz) has 17-19 Ma absolute age. Hassanzadeh (1977) studied the geology and petrology of the Qamsar region in his master's thesis and divided the magmatism of the region into three categories, including the Eocene volcanic series, the middle Miocene plutonic series, and the upper Miocene-Pliocene lava series and dykes. Simultaneously, Mahdavi-Zafarghandi (1978) has studied the petrology of igneous rocks in the north west of Natanz in the Abianeh valley in his master thesis. Amidi and Zahedi (1980) have prepared geological quadrangle of Kashan at scale 1:250000. Pourhosseini (1981) determined the age of the Natanz pluton by the Rb/Sr method to be  $24 \pm 5$  Ma and considered that the magma must be resulted from melting of the crust or mantle, through subduction of the oceanic lithosphere under central Iran. Honarmand *et al.*, (2011) considered that the origin of the northwest and west Natanz granitoids must be mantle-derived and crust-derived magmas mingling and mixing. Tahmasbi-Namaki (2003) and Maleki (2007) considered the formation of the granitoid bodies west of Neyaser city in connection with the differentiation of a basaltic magma resulting from the melting of the subducting oceanic crust or mantle wedge. Honarmand (2012) identified 2 main magmatic phases in this region. First phase with diorite and monzodiorite composition belonged to lower Eocene which intruded Eocene volcanic series. This magma related to the subduction of Neo-Tethyan oceanic crust under central Iran microplate. The second phase has taken place in late Miocene with quartzdiorite to tonalite composition. She suggested that these granites are related to post-collisional magmatism. The Marphioon pluton with almost circular outcrop has intruded into the middle and upper Eocene volcano-sedimentary units. These rocks have granular structure in macroscopic observations and give rise a contact metamorphic aureole with different peripheral thicknesses due to different composition of the rocks on both sides. Based on interpretation of aeromagnetic data this pluton has a dip toward northeast in depth. This subject can also increase the thicknesses of contact aureole in west side. The Marphioon pluton contains semi-angular to generally rounded microgranular mafic enclaves with different sizes.

## 2. Research methodology

We studied 46 thin-section of the rock samples under optical microscope. 6 fresh samples were selected for chemical analysis. Whole-rock analyses were performed on laboratory of the Geological Survey, Iran. A Thermo Scientific Element 2 high-resolution sector field ICP-MS coupled to a 193 nm ArF excimer laser (Teledyne Cetac Analyte Excite laser) at the Institute of Geology of the Czech Academy of Sciences, Prague, Czech Republic, was used to measure the Pb/U and Pb isotopic ratios in zircons. The aeromagnetic data used in this research is a part of the data were collected by Aero-Service Company using aircraft in 1975-1977, at a line spacing of 7.5 km and a height of 500 meters.

## 3. Results

### 3.1. Petrography

Petrographic study of 46 samples indicates that the Marphioon intrusion is dominantly composed of granodiorite to tonalite and its southern outcrop has quartz monzodiorite-monzodiorite composition. Heterogranular and hypidiomorphic textures are major textures in these rocks and poikilitic texture is subordinate texture. The major mineral assemblages of tonalites are felsic minerals such as plagioclase and quartz and in low amount alkali-feldspars. The mafic minerals, in order of abundance are amphibole and biotite. Enclave composition changes from quartz diorite to quartz monzodiorite and it seems they are similar to the host rock.

### 3.2. Zircon U-Pb ages

For the one quartz monzodiorite sample from the southern outcrop, approximately 21 zircon grains were successfully separated. It can be seen from the CL image that most of the zircon grains are subhedral to euhedral crystals and have prismatic habit. As an internal feature, the zircon grains show well-developed zoning texture (igneous growth zoning or oscillatory zoning), due to the heterogenous distribution of the elements. These samples contain no inherited zircon grains. The Concordia ages of the zircon grains obtained from a Ni-37D sample is  $18.89 \pm 0.20$  Ma. This pluton was formed in early Miocene (Burdigalian).

### 3.3. Whole-rock geochemistry

The Marphioon intrusive rocks plot in the granodiorite and tonalite fields and the southern outcrop in monzodiorite and diorite areas of the R1-R2 classification diagram. These rocks belong to medium-K calc-alkaline series and are metaluminous with I-type affinities. In terms of geodynamic

setting, this intrusion is classified as volcanic arc granites (VAG) and active continental margin granites. Primitive mantle-normalized rare earth element (REE) patterns and chondrite normalized REE abundance patterns (Sun and McDonough, 1989) show enrichment in large ion lithophile elements (LILEs) and light rare earth elements (LREEs) relative to high field strength elements (HFSEs) and heavy rare earth elements (HREEs). These features, combined with a relative depletion in Nb, Ti are characteristic of subduction-related magmas.

### 3.4. Qualitative interpretation of the aeromagnetic data

The qualitative interpretation of the aeromagnetic data in parts of the existing 1:100000 geological maps of Kashan (Emami and Radfar, 1993), including the study area in this research, was reported by Akhavan-Aghdam (2022). Due to high magnetic susceptibility qualitative interpretation of aeromagnetic data suggested a dioritic to gabbroic composition for Marphioon intrusion. Based on the RTP map, the maximum, minimum, and average magnetic field intensity in the investigated area are 40020 nT, 39399 nT and 39606 nT, respectively. In the upward continuation map for changes up to 4000 meters, the trace and sign of the deep body may still be seen. Based on the aeromagnetic lineaments and the first derivative vertical map of the study area, the Marphioon intrusion is strongly tectonized. Basement dextral strike-slip faults and their sinistral conjugates are potential mechanisms for its exposure. This pluton looks as two or three segmented bodies due to the presence of minor faults placed near the surface. The studied intrusion has a dip towards the northeast.

## 4. Discussions

### 4.1. Magma origin

Based on the field evidence, Marphioon intrusion with an area of about 70 km<sup>2</sup> is considered as a massive pluton which could not be resulted only from the fractional crystallization of a basic magma. Felsic magmas resulted from subtraction of basalts usually form small and scattered outcrops. According to geochemical results these rocks have low concentration of V, Co, Cr, Ni elements in contrast to melts resulted from fractional crystallization of basalts. In addition, samples show high amount of SiO<sub>2</sub> with Mg# below 60 which is not compatible with felsic fractionated melts (Kuster and Harms, 1998). According to spider diagrams normalized to chondrite and primitive mantle (Sun and McDonough, 1989), Marphioon rocks exhibited depletion in Nb, Ti and

enrichments in LREEs and LILEs which suggests typical features of crustal melts. Molar  $Al_2O_3/(MgO + FeOt)$  (AFM) versus molar  $CaO/(MgO + FeOt)$  (CFM) diagram (modified after Altherr *et al.*, 2000) showed the metabasaltic source for Marphioon granitoid.

Mafic microgranular enclaves in these rocks are obvious evidence for magma mixing/mingling. In addition, Marphioon southern outcrop has intermediate composition which is consistent with mantle-derived and crust-derived magmas mingling and mixing.

#### 4.2. Tectonic setting

Marphioon pluton that is located in the central part of Urmia-Dokhtar magmatic arc, has chemical characteristics such as enrichment in LREEs and LILEs and negative anomalies in Nb, Ti, P, Ta. These features are characteristic of subduction-related magmas. Based on field evidence and microscopic observations, these rocks exhibit some of the active continental margin characteristics such as the presence of amphibole with accessory minerals (zircon, apatite, titanite and magnetite), the presence of mafic microgranular enclaves, and the absence of aluminosilicate minerals (muscovite, garnet, andalusite, sillimanite and cordierite). These are pronounced characteristics of amphibole-rich calc-alkaline granitoids associated with a subduction-related, active continental margin (Barbarin, 1999). According to the primitive mantle normalized spider diagram a negative slope from LILE (Cs, U, Th, K and Pb) to HFSE (Zr, Nb, Ti) on the primitive mantle normalized spider diagram indicate their I-type features and association with active continental margin (Barbarin, 1999; Pearce *et al.*, 1984). As mentioned before, crystallization age of a sample from southern outcrop is  $18.89 \pm 0.2$  Ma. This age is similar to the one obtained from main pluton by Honarmand *et al.* (2013). Several geochronological studies have been carried out in the central part of Urmia-Dokhtar magmatic arc so far which indicate Tertiary calc-alkaline dominated magmatism culmination has been developed during Neo-Tethyan oceanic crust subduction under central Iran at ca. 53-17 Ma. Chiu *et al.* (2013) indicated that the majority of the calc-alkaline magmatism of Miocene occurred in the central and southern part of Urmia-Dokhtar magmatic arc. Verdel *et al.* (2011) attributed the Paleogene magmatism and subsequent extension in the Urmia-Dokhtar magmatic arc to flare-up asthenosphere mantle following flat-slab in Cretaceous time simultaneously with Laramide and post-Laramide orogeny of western of north America. Ghorbani *et al.* (2014) suggested that the Oligocene-Miocene

basaltic magmatism in this region is related to the upwelling of the asthenospheric mantle. Agard *et al.* (2011) considered the Oligocene time as a magmatic quiescence period and believed that during this time magmatism is greatly reduced or not observed. They believed that slab break-off in middle Eocene is a major reason for arc migration from Sanandaj-Sirjan zone to Urmia-Dokhtar magmatic belt. Shahsavari-Alavijeh *et al.* (2019) indicated that Nodoushan Plutonic Complex in the central part of the Urmia–Dokhtar Magmatic Belt was assembled incrementally over ca. 5 Ma during two main episodes in the early Oligocene (middle Rupelian) and the late Oligocene (latest Chattian). They believed that lower crust and mantle interaction processes played a significant role in the genesis of these hybrid granitoid bodies, where melts undergoing fractional crystallization along with minor amounts of crustal assimilation could ascend to shallower crustal levels and generate a variety of rock types ranging from diorite to granite. Based on the field evidence, petrography, geochronology and geochemistry, it seems that the studied calc-alkaline pluton with pre-collision characteristics has been formed during the transition time from the subduction to collision in the Urmia-Dokhtar magmatic arc along with the closure of the Neotethyan ocean closure which indicates there is no evident for the Arabian-Eurasian continental collision in this part of Urmia-Dokhtar magmatic arc earlier than this time (Bourdigalian).

#### 5. Conclusion

Marphioon granitoid in the central part of Urmia-Dokhtar magmatic arc with a circular outcrop has intruded into the mid to upper Eocene volcano-sedimentary units. Based on petrographic observations the predominant modal composition of studied rocks changes from granodiorite to tonalite, and microgranular mafic enclaves with the same composition as the host rock are present inside the intrusion which are important evidence for magma mixing. U-Pb geochronology of a sample from southern outcrop showed that these rocks have crystallized at  $18.89 \pm 0.20$  Ma in early Miocene (Burdigalian). According to geochemical characteristics, Marphioon granitoids have sub-alkaline affinity which belongs to medium-K calc-alkaline series and are metaluminous with I-type affinities. In terms of geodynamic setting, this intrusion is classified as volcanic arc granites (VAG) and active continental margin granites. Based on the the primitive mantle normalized trace element variation diagram and chondrite normalized REE patterns studied rocks show enrichment in large ion lithophile elements (LILEs, *e.g.*,

Rb, Ba, Sr) and light rare earth elements (LREEs) relative to high field strength elements (HFSEs) and heavy rare earth elements (HREEs). These features, combined with a relative depletion in Nb, Ta, Ti and P, are characteristic of subduction-related magmas. Qualitative interpretation of aeromagnetic data suggested a dioritic to gabbroic composition due to high magnetic susceptibility. Marphioon intrusion is strongly tectonized. Basement dextral strike-slip faults and sinistral conjugates are potential mechanisms for its exposure. This pluton looks as two or three segmented bodies due to the presence of minor faults placed near the

surface. Based on the aeromagnetic data this intrusion has a dip towards the northeast. It is reasonable to assume that this magma in an active continental margin originated from the partial melting of the lower continental crust with the involvement of mantle-derived melts, where mafic magma in mantle wedge has provided optimal temperature and fluids for this melting in the lower crust. Collectively, Marphioon intrusion seems to be emplaced during the transition time from subduction to collision in the Urmia-Dokhtar magmatic arc along with the closure of the Neotethyan ocean.

# جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی گرانیتویدی جنوب باختر نیاسر، بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر؛ رویکردهای سنگ‌نگاری، سن سنجی U-Pb زیرکن، زمین‌شیمی و تفسیر داده‌های ژئوفیزیک هوابرد

شیمای شمالی<sup>۱\*</sup>، منصور قربانی<sup>۱</sup> و محمدرضا قاسمی<sup>۲</sup><sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران<sup>۲</sup> پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

## چکیده

توده نفوذی مارفیون در جنوب باختر نیاسر، در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر، در میان نفوذی‌های وابسته به فرورانش سنگ کره (لیتوسفر) اقیانوسی تیتیس‌نو قرار دارد. این مقاله با استفاده از مشاهدات صحرایی، سنگ‌نگاری، سن سنجی U-Pb زیرکن، زمین‌شیمی و تفسیر کیفی داده‌های ژئوفیزیک هوابرد، محیط زمین‌ساخت-ماگمایی تشکیل این توده نفوذی را مورد ارزیابی قرار می‌دهد. ترکیب این توده، که درون واحدهای آذرآواری و گدازه‌های در تناوب با واحدهای رسوبی متعلق به اتوسن نفوذ کرده، از حدواسط تا بیشتر تونالیتی است و هاله دگرگونی همبری پیرامون خود دارد. سن سنجی U-Pb زیرکن یک نمونه از رخنمون جنوبی آن، سن تبلور تقریبی ۱۹ میلیون سال در میوسن زیرین (بوردیگالین) را مشخص کرد. از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها به سری ماگمایی کالک-آلکالین پتاسیم متوسط تعلق داشته، متآلومین بوده و در محدوده گرانیتویدهای منیزی نوع I جای می‌گیرند. ترکیبات کانی‌شناسی و ویژگی‌های شیمیایی این توده، موقعیت زمین‌ساختی آن را گرانیتوید کمان آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای نشان می‌دهد. برپایه تفسیر کیفی داده‌های ژئوفیزیک هوابرد، یک توده باتولیتی بزرگ با ترکیب گابرو-دیوریت با شدت میدان مغناطیسی بالا و شیبی به سوی شمال‌خاور، در زیر زمین شناسایی شد. توده تحت تاثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی قرار داشته و گسل‌های پی‌سنگی راست‌الغز راست‌بُز و گسل‌های چپ‌بُز هم‌بوغ آن‌ها، در برونزد آن از اعماق زیاد، نقش اساسی داشته‌اند. گسل‌های فرعی، که به نسبت سطحی‌تر نیز می‌باشند، سبب گردیده‌اند توده در نزدیکی سطح به صورت دو تا سه توده مجزا از هم دیده شود. منشأ ماگمای توده مارفیون در حاشیه فعال قاره‌ای، به احتمال اختلاط ماگمای بازیک گوه گوشته‌ای و ماگمای حاصل از ذوب بخشی پوسته پایینی تحت تاثیر حرارت و شاره‌های ناشی از ماگمای گوشته‌ای می‌باشد. این توده به نظر می‌رسد در جریان انتقال و گذار از محیط فرورانش به محیط برخوردی قاره‌ای، ناشی از بسته شدن اقیانوس تیتیس‌نو در میوسن زیرین شکل گرفته باشد.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۴

تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

نیاسر

تیتیس‌نو

میوسن زیرین

کالک-آلکالین

گرانیتوید نوع I

ژئوفیزیک هوابرد

حاشیه فعال قاره‌ای

## ۱- پیش‌نوشتار

جنوبی صفحات عربی و اوراسیا، اتفاق نظر وجود ندارد (e.g., late Cretaceous: Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Eocene: Braud, 1987; Sengör *et al.*, 1993; Oligocene: Gholami-Zadeh *et al.*, 2017; Neogene: Berberian and Berberian, 1981; Berberian *et al.*, 1982; Agard *et al.*, 2011; Ballato *et al.*, 2011; Verdel *et al.*, 2011; middle to late Miocene: Jackson *et al.*, 1995; Sen

کوهزاد زاگرس، بخشی از کمربند طویل کوهزایی آلپ-همیالیا، ناشی از برخورد صفحات عربی و اوراسیا می‌باشد که باز و بسته شدن حوضه اقیانوسی تیتیس‌نو را در تاریخچه خود ثبت کرده است (Ricou *et al.*, 1977; Berberian and King, 1981; Sengör *et al.*, 1988; Dercourt *et al.*, 1993; Agard *et al.*, 2005; Alavi, 2007; Mohajjel and Fergusson, 2014). در مورد زمان دقیق برخورد به تقریب شمالی-

\* نویسنده مسئول: شیمای شمالی؛ E-mail: sh.shomali.55@gmail.com

## ماخذنگاری:

شمالی، ش.، قربانی، م.، قاسمی، م.، ر.، ۱۴۰۳، جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی گرانیتویدی جنوب باختر نیاسر، بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر؛ رویکردهای سنگ‌نگاری، سن سنجی U-Pb زیرکن، زمین‌شیمی و تفسیر داده‌های ژئوفیزیک هوابرد. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۴(۲)، ۱۳۲-۱۰۷. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.410160.2107>

doi: 10.22071/gsj.2023.410160.2107



doi: 20.1001.1.10237429.1403.34.2.7.3

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/>)

(*et al.*, 2004; Chiu *et al.*, 2013; Pliocene: Stöcklin, 1968).

این کوهزاد مشتمل بر سه محدوده ساختاری متفاوت با روندهای موازی شمال باختر-جنوب خاوری است که از شمال خاور به جنوب باختر عبارتند از: ۱) کمان ماگمایی ارومیه-دختر، ۲) پهنه ماگمایی و دگرگونی سندج-سیرجان و ۳) کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس (*Mohajjel et al.*, 2003; Alavi, 2004; Agard *et al.*, 2005). کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر از یک سری گسترده و ستبر از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری‌های وابسته به آن تشکیل شده که در ایران از سهند، در خاور دریاچه ارومیه در آذربایجان غربی تا آتشفشان‌های بزمان، در بلوچستان (معین وزیری، ۱۳۷۵؛ نصراصفهان‌ی و وهابی مقدم، ۱۳۸۹) با طول تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتری و پهنای ۸۰ کیلومتری (منصور قربانی، اطلاعات گفتاری، ۱۳۹۷) کشیده شده است. سنگ‌های آتشفشانی این کمر بند، ترکیبی از بازالت تا ربولیت داشته و سن آن‌ها از ائوسن و الیگوسن آغاز شده و تا آتشفشان‌های کواترنری ادامه دارد (درویش زاده، ۱۳۶۳؛ قربانی، ۱۳۸۲). سنگ‌های نفوذی بسیاری با ترکیبی از گابرو تا گرانیت با طیف سنی پالئوسن تا پلیوسن، سنگ‌های کهن تر این کمر بند ماگمایی را قطع کرده‌اند (قربانی، ۱۳۹۳). خاستگاه این سنگ‌ها نیز مورد بحث بوده است. گروهی آن‌ها را کمان ماگمایی دانسته‌اند (*Berberian and Berberian, 1981; e.g., Berberian and Berberian, 1981; Emami, 2000; Berberian et al., 1982; Emami, 2000; e.g., Sabzehi, 1974; Lescuyer and Riou, 1976; Amidi, 1977; Caillat et al., 1978; Emami, 1981*) و یا کمان جزیره‌ای انگاشته‌اند (*Shahabpour, 2007*). توده نفوذی مورد مطالعه، در بخش میانی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر (از تفت در استان یزد تا کاشان در اصفهان و قم) واقع است. تاکنون پژوهش‌های زیادی در مورد توده‌های نفوذی بخش میانی کمر بند ارومیه-دختر انجام شده است؛ از آن جمله عمیدی (*Amidi, 1977*)، به بررسی چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه نظنز-سورک پرداخته و بر این باور است که دگرگونی در پهنه یاد شده در یک سامانه هورست-گرابنی، با فرونشستن تدریجی حوضه‌های رسوب‌گذاری که با تظاهرات پی در پی ماگمایی در طی مراحل متعدد از کرتاسه تا میوسن همراه است، ایجاد شده و در نتیجه سبب ازدیاد فشار سیالات شده است. حسن زاده (*۱۳۵۷*) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی ناحیه قمر صخره پرداخته و ماگماتیسیم منطقه را به سه دسته شامل سری آتشفشانی ائوسن، سری پلوتونیت‌های میوسن میانی و سری گدازه و دایک‌های میوسن بالای-پلیوسن تقسیم نموده است. مهدوی زرفرندی (*۱۳۵۷*) هم‌زمان با حسن زاده، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین شمال باختر نظنز در دره ایبانه را مورد مطالعه قرار داده است. عمیدی و زاهدی (*۱۳۵۹*)، نقشه زمین‌شناسی چهار گوش ۱:۲۵۰,۰۰۰ کاشان را تهیه کرده‌اند. پورحسینی (*Pourhosseini, 1981*)، سن توده نفوذی نظنز را با روش Rb/Sr معادل  $24 \pm 5$  میلیون سال تعیین کرده و ماگمای سازنده آن را حاصل ذوب پوسته و یا گوشه دانسته که حاصل زیراندگی سنگ‌کره اقیانوسی به زیر ایران مرکزی است. هنرمند و همکاران (*۱۳۹۰*)، منشأ ماگماهای توده‌های گرانیتویدی شمال باختر و باختر نظنز را اختلاط ماگمای مشتق شده از گوشه و ماگمای منتج از پوسته دانسته‌اند. شهسواری علویچه و همکاران (*Shahsavari-Alavijeh et al., 2017*)، بر پایه سن سنجی U-Pb زیرکن در گرانیتویدهای هیبریدی مجموعه نفوذی ندوشن در ارومیه-دختر میانی، سن جایگیری این مجموعه را در یک بازه ۵ میلیون ساله از الیگوسن پیشین (*middle Rupelian*) تا الیگوسن پایانی (*latest Chattian*) تعیین نموده و ذوب‌بخشی پوسته زیرین تحت تاثیر مذاب‌های گوشه‌ای در حاشیه فعال قاره‌ای را منشأ این ماگما معرفی می‌نمایند. به باور آن‌ها مذاب تولید شده سپس تحت تاثیر فرایند تبلور تفریقی همراه با مختصر آلایش پوسته‌ای قرار گرفته و در پوسته کم ژرف‌تر سنگ‌های متنوعی از دیوریت تا گرانیت را ایجاد نموده است. از پژوهش‌هایی که به طور اختصاصی به بررسی ویژگی‌های این توده نفوذی پرداخته‌اند، می‌توان به دو پایان‌نامه کارشناسی ارشد از طهماسبی نمکی (*۱۳۸۲*) و ملکی (*۱۳۸۶*) و پایان‌نامه

دکتری هنرمند (*۱۳۹۱*) اشاره داشت. طهماسبی نمکی و ملکی تشکیل توده‌های گرانیتویدی باختر نیاسر (شامل توده مارفیون) را در ارتباط با تفریق یک ماگمای بازالتی حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و یا گوه گوشه‌ای در جریان فاز کوهزایی آستیرین متعلق به میوسن میانی دانسته‌اند، در حالی که هنرمند دو فاز اصلی ماگمایی در این محدوده شناسایی کرده که اولی در ائوسن زیرین مربوط به ماگمای بازی با ترکیب میکرودیوریتی و میکرومونوزودیوریتی بوده و در ارتباط با فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی تیسس نو به زیر صفحه ایران مرکزی است. ایشان باور دارند فاز دوم در میوسن زیرین رخ داده و ترکیب کوارتز دیوریتی تا تونالیتی دارد. هنرمند این سنگ‌ها را گرانیتویدهای پس از برخورد قاره‌ها (برخورد صفحات عربی و اوراسیا) دانسته و باور دارد کشتش سنگ‌کره‌ای پس از برخورد، سبب ذوب وسیع گوشه سنگ‌کره‌ای تغییر یافته پیش از برخورد شده است، که به نوبه خود ذوب‌بخشی گسترده پوسته زیرین را به همراه دارد. به منظور درک تاریخچه ماگمایی توده‌های نفوذی گرانیتویدی در کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر و اهمیت آن‌ها در فرگشت ژئودینامیکی این ناحیه، در این پژوهش، ضمن ارائه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، سن سنجی و زمین‌شیمیایی برای بررسی پتروژنز این توده نفوذی، منشأ ماگمای مادر و جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی آن در بخش میانی کمر بند ارومیه-دختر، به تفسیر کیفی داده‌های ژئوفیزیک هوابرد در گستره مورد مطالعه پرداخته‌ایم تا زمین‌ریخت‌شناسی (شکل، گسترش، امتداد و ژرفا) و ساختارهای تاثیر گذار بر روی این توده در زیرزمین را نیز مورد بررسی قرار دهیم.

## ۲- روش پژوهش

بر پایه مشاهدات و بررسی‌های صحرایی، ۴۶ عدد نمونه سنگی، از بخش‌های مختلف رخنمون‌های توده نفوذی مارفیون، جهت مطالعات دقیق سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ پولاریزان برداشت شد. از بین آن‌ها، ۶ نمونه از رخنمون اصلی مارفیون و رخنمون جنوبی آن که دگرسانی و هوازدگی کمتری داشتند، جهت آنالیزهای زمین‌شیمی انتخاب شدند. اکسیدهای اصلی در آزمایشگاه XRF سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مرکز تهران و عناصر جزئی و کمیاب به روش‌های ICP-MS و ICP-OES در آزمایشگاه زمین‌شیمی مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی در البرز اندازه‌گیری شدند. به منظور تعیین سن توده مورد مطالعه، یک نمونه سنگی انتخاب و جهت سن سنجی U-Pb زیرکن به روش Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICPMS) به موسسه زمین‌شناسی آکادمی علوم چک فرستاده شد.

داده‌های ژئوفیزیک هوابرد به کار گرفته شده در این پژوهش، بخشی از اطلاعات گردآوری شده با هواپیما توسط Aero-Service Company در فاصله سال‌های ۱۹۷۷-۱۹۷۵ با ارتفاع برداشت ۵۰۰ متر و فواصل خطوط پروازی ۷/۵ کیلومتر می‌باشد.

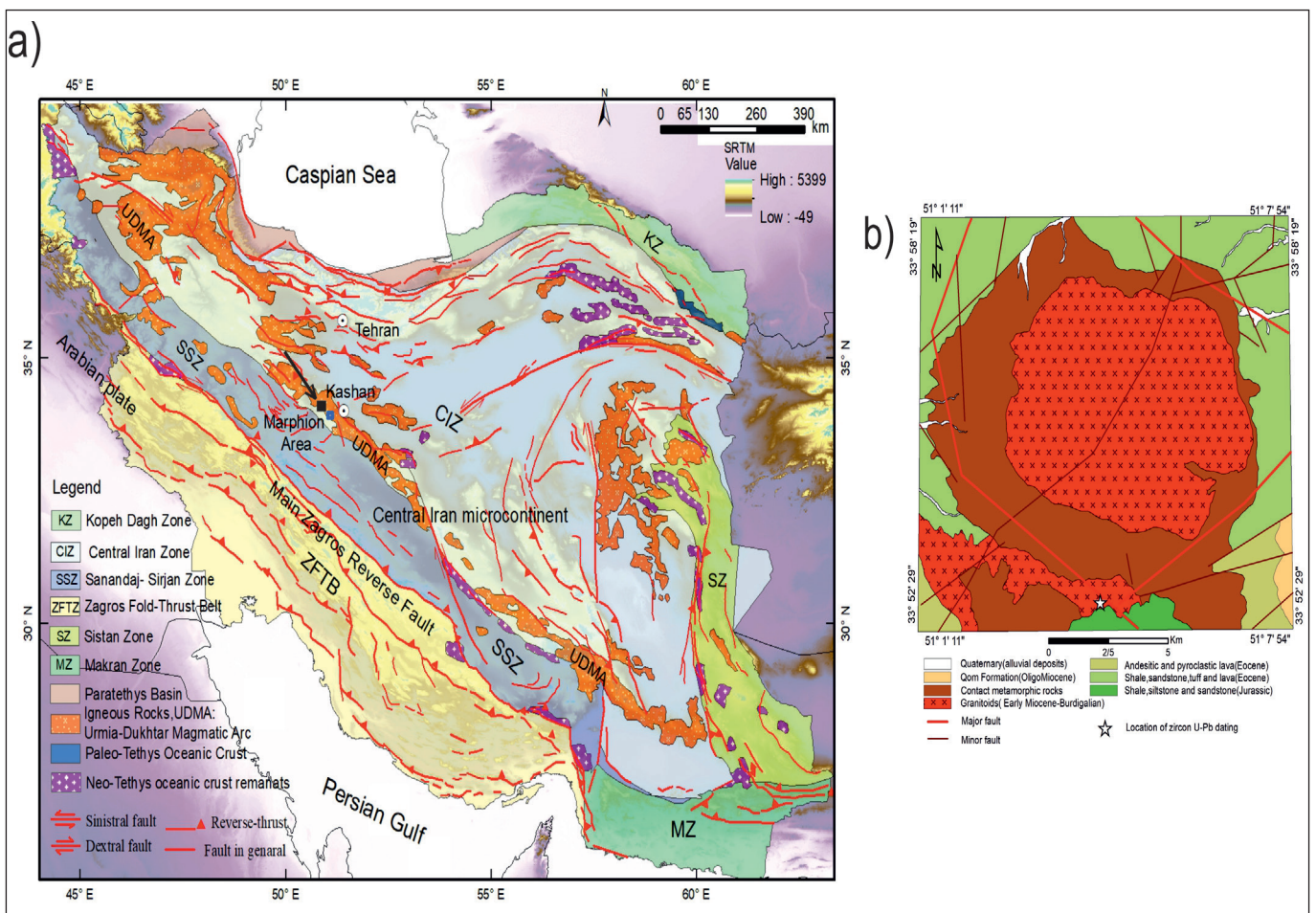
## ۳- داده‌ها و اطلاعات

### ۳-۱- روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

توده نفوذی مارفیون با رخنمونی به تقریب دایره‌ای شکل و صخره‌ساز، با رنگ هوازده خاکستری روشن-کرم و شیری رنگ با مساحتی حدود ۶۰ تا ۷۰ کیلومتر مربع (محاسبه شده با نرم‌افزار Google Earth)، به درون واحدهای آذرآواری و گدازه‌های در تناوب با واحدهای رسوبی متعلق به ائوسن، نفوذ کرده است (شکل‌های ۱-۱a, b). بر پایه تعیین سن نسبی انجام شده بر روی سنگ آهک‌ها و سیلستون‌های این واحد، سن آن‌ها ایزرین (ائوسن زیرین) تعیین گردیده است (مهرداد قهرایی پور، اطلاعات گفتاری، ۱۴۰۱). گرانیتویدها، بافت گرانولار داشته و در پیرامون توده و در مجاورت با سنگ‌های میزبان ائوسن، ریز تا متوسط بلور بوده و به سمت مرکز توده، بلورها درشت هستند. حضور بلورهای مافیک با رنگ تیره همچون آمفیبول و بیوتیت

اعماق، چنان که در بخش تفسیر کیفی داده‌های ژئوفیزیک هواپرد اشاره خواهد شد، نیز می‌تواند دلیل دیگری بر ستبرای بیشتر هاله دگرگونی همبری در باختر این توده باشد. گرانیتویدها اغلب تکنونیزه و دارای آنکلاوهای میکروگرانیتویی نیمه‌زاویه‌دار تا اغلب گرد شده با ابعاد گوناگون بوده و بافت میکروگرانولار دارند. گاهی بر اثر فرسایش سطح سنگ، در صحرا آنکلاوها به صورت قلوه‌هایی برجسته از سطح توده بیرون زده‌اند (شکل ۳). این آنکلاوهای مافیک از جمله شواهد صحرایی اختلاط ماگمایی هستند. در جنوب خاور توده، سنگ آهک‌های متعلق به الیگومیوسن و در جنوب آن شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک با مرز گسلی رخمون دارند که کهن‌ترین واحدهای چینه‌شناسی محدوده مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۴).

در این سنگ‌ها، آشکارا قابل تشخیص است. سنگ‌های متعلق به انوسن در مجاورت این توده، دگرگونی همبری در درجات پایین در حد رخساره آلپیت-اپیدوت هورنفلس را متحمل شده‌اند (شکل ۲). هاله دگرگونی هورنفلسی در باختر این توده از ستبرای بیشتری برخوردار است که ممکن است به دلیل ترکیب سنگ‌های انوسن اولیه موجود در این بخش (بیشتر رسوبی با ترکیب سیلستونی، چرتی و ماسه‌سنگ همراه با شیل) باشد. در مقابل، در محدوده خاوری، رخمون گدازه‌ها (با ترکیب آندزیتی، تراکی آندزیتی تا آندزیتی‌بازالتی) و آذرآواری‌های انوسن (عمدتاً توف‌های اسیدی) بیشتر بوده و هاله دگرگونی همبری هورنفلسی، ستبرای کمتری دارد و گدازه‌های دگرگون شده متاآندزیتی گسترش دارند. شیب به سمت شمال خاور این توده در



شکل ۱- (a) موقعیت توده مورد مطالعه در نقشه پهنه‌های ساختاری-رسوبی عمده ایران (برگردان از نقشه آق‌انباتی، ۱۳۷۷) که با داده‌های ارتفاعی SRTM ۳۰ متری پوشش داده شده، گسل‌های روی نقشه برگرفته از حسامی و همکاران (Hessami *et al.*, 2003)، (b) نقشه زمین‌شناسی نشان‌دهنده موقعیت توده نفوذی مارفیون در میان سنگ‌های آذرآواری، رسوبی و گدازه‌های انوسن و هاله دگرگونی اطراف آن (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان، امامی و رادفر، ۱۳۷۲).

Figure 1-a) Simplified map of structural-sedimentological zones of Iran (modified after Aghanabati, 1998) overlain on the 30 m SRTM elevation data. The small black quadrangle shows the location of study area. The faults on the map are adopted from Hessami *et al.* (2003), b) Geological map of the study area, showing the location of the Marphion intrusion within mid-upper Eocene volcano-sedimentary units and its contact metamorphic aureole, modified from Kashan 1:100,000 geological map (Emami and Radfar, 1993).



شکل ۲- رخنمون تونالیت شیری رنگ و متاآندزیت‌های اتوسن در هاله دگرگونی همبری در باختر روستای مرق (دید به سمت باختر).

Figure 2. Outcrop of milky tonalite and Eocene meta-andesites in contact metamorphic aureole, west of Margh village.



شکل ۳- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک درون توده مارفیون در باختر روستای مرق (دید به سمت باختر).

Figure 3. Outcrop of dark mafic microgranular enclaves in the Marphioon pluton (west of Margh village).

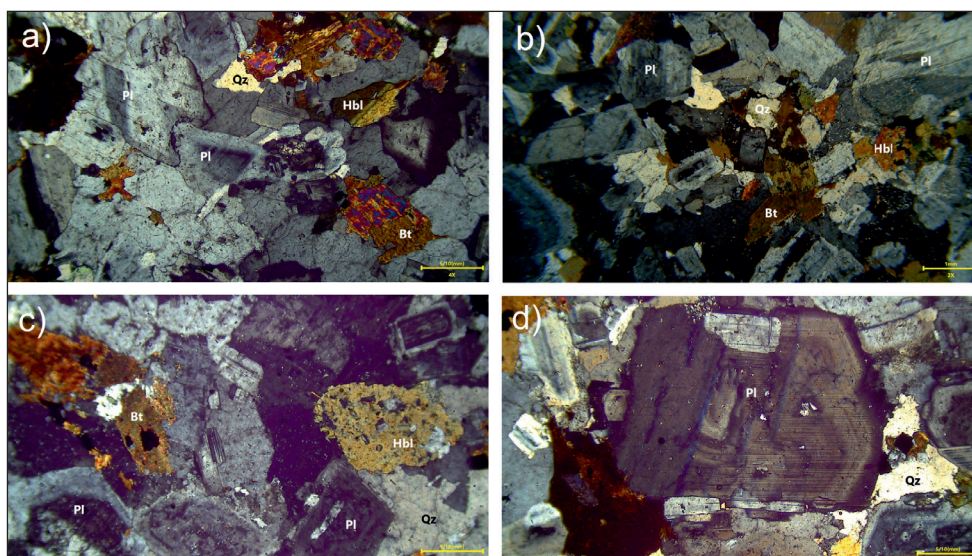


شکل ۴- برونزد توده نفوذی در میان شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک در جنوب توده مارفیون، آهک‌های ارتفاع ساز الیگومیوسن نیز در تصویر مشاهده می‌شوند (دید از باختر به سمت خاور).

Figure 4. Southern outcrop of Marphioon pluton among Jurassic shale and sandstone units, Oligo-Miocene limestones are also visible.

و برخی بی‌شکل هستند) (شکل ۵-ب) دیده می‌شوند. بافت پویی کیلیتیک به‌عنوان بافت فرعی در این سنگ‌ها مشاهده شد (شکل ۵-ج). کانی‌های اصلی فلسیک توانلیت‌ها را پلاژیوکلاز و کوارتز تشکیل داده‌اند و آلکالی‌فلدسپار با فراوانی کم در فضای میان بلورها دیده می‌شود. کانی‌های فرومنیزین موجود در توانلیت‌ها، آمفیبول و بیوتیت هستند. تفاوت در فراوانی کانی‌های فلسیک، ترکیب این سنگ‌ها را به سمت گرانودیوریت متمایل می‌سازد. پلاژیوکلاز به‌عنوان یکی از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتیک در مقاطع این سنگ‌ها حضور داشته و ترکیبی از الیگوکلاز تا آندزین دارند. برخی از آن‌ها، ساختمان منطقه‌ای نشان می‌دهند که عدم تعادل حین تبلور این بلورها را بازگو می‌کند (Holton *et al.*, 2000) (شکل ۵-د). گاهی کوارتز در داخل پلاژیوکلازها رشد کرده و بافت میرمیکیتی را تداعی می‌نماید. کوارتز با فراوانی بیش از ۲۰ درصد در مقاطع توانلیتی و گرانودیوریتی حضور دارد که عمدتاً بی‌شکل و در فضاهای میان بلورها دیده می‌شوند. آلکالی‌فلدسپار در توانلیت‌ها از فراوانی کمی (زیر ۱۰ درصد) برخوردار بوده و بیشتر به‌صورت بی‌شکل در فضای میان بلورهای اصلی دیده می‌شود. در گرانودیوریت‌ها فراوانی آلکالی‌فلدسپار به بیش از ۱۰ درصد می‌رسد.

هنرمند و همکاران (Honarmand *et al.*, 2013) در باختر توده نفوذی مارفیون، توده‌های مافیک مجزایی (سه توده) با عنوان توده‌های میکرودیوریتی تا میکرومونزدیوریتی مزوش معرفی نموده و با سن سنجی U-Pb زیرکن سن این توده‌ها را early Eocene تعیین کرده‌اند. در بررسی‌ها و مشاهدات دقیق صحرایی، توده‌های نفوذی در باختر توده مارفیون مشاهده نشد، تنها سیل‌هایی با ترکیب میکرودیوریتی در تناوب با واحدهای متعلق به ائوسن (واحدهای رسوبی) در باختر توده مارفیون و جنوب روستای نشلج (شمال توده مارفیون) اغلب موازی با هم و هم‌راستا با لایه‌بندی واحدهای رسوبی آهکی ائوسن، مشاهده گردید. این سیل‌ها که واحدهای رسوبی ائوسن با سن نسبی ایپرزین (اطلاعات گفتاری، مهرداد قهرایی‌پور، ۱۴۰۱) را قطع کرده‌اند، از آن‌ها جوان‌تر هستند. ترکیب اصلی سنگ‌های توده نفوذی مارفیون از نظر مدال، گرانودیوریتی تا بیشتر توانلیتی است که حاوی آنکلاوهای فراوان ریز بلور مافیک هستند. برونزد واقع در جنوب توده مارفیون، ترکیب کوارتز مونزدیوریتی-مونزدیوریتی داشته و همچون توانلیت مارفیون دارای آنکلاوهای تیره‌رنگ می‌باشد. بافت میکروسکوپی اصلی توانلیت‌ها گرانولار بوده و به‌صورت هتروگرانولار (شکل ۵-ا) و hypidiomorphic (برخی بلورها شکل‌دار



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از توانلیت مارفیون: (a) بافت هتروگرانولار به‌عنوان بافت اصلی در توانلیت‌ها، (b) بافت هتروگرانولار هیپیدیومورفیک، (c) بافت پویی کیلیتیک به‌عنوان بافت فرعی (حضور تیغک‌های کوچک پلاژیوکلاز در بلور درشت هورنبلند سبز)، (d) ساختمان منطقه‌ای در بلور پلاژیوکلاز. کلیه تصاویر در نور پلاریزان.

Figure 5. Thin-section photomicrographs of Marphiion tonalitic rocks: a) heterogranular texture as a major texture. b) heterogranular, hypidiomorphic texture. c) poikilitic texture as subordinate texture (small laths of plagioclase in large green hornblende). d) plagioclase zoning.

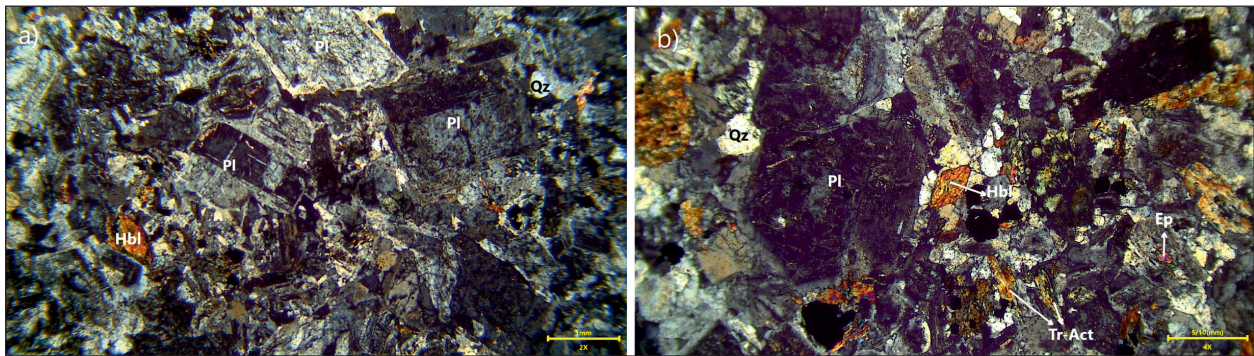
تا نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها حضور دارد. آپاتیت و زیرکن عمدتاً شکل‌دار بوده و به‌صورت میان‌بار در داخل کانی‌های فلسیک و مافیک موجود در مقاطع دیده می‌شوند. کانی‌های کدر اغلب بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و با کانی‌های فرومنیزین درگیر هستند. سنگ‌های گرانیتوئیدی مارفیون اغلب دگرسانی مختصری را متحمل شده‌اند. کانی‌های فلسیک این سنگ‌ها شامل فلدسپارها، کمی به‌سریست و کانی‌های رسی دگرسانی دارند و کانی‌های مافیک موجود در آن‌ها به کلریت (آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها) و ترمولیت-اکتینولیت (آمفیبول‌ها) مختصری دگرسانی

آمفیبول، کانی فرومنیزین اصلی مشاهده شده در مقاطع مورد مطالعه می‌باشد که برخی از بلورهای آن ماکله و از نوع هورنبلندهای سبز بوده و به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در مقاطع دیده می‌شوند. بیوتیت اغلب به‌صورت نیمه‌شکل‌دار با فراوانی کمتر از آمفیبول‌ها حضور دارد. توانلیت‌های بیوتیت‌دار بیشتر در بخش‌های مرکزی توده مارفیون دیده می‌شوند و در پیرامون توده، هورنبلند توانلیت‌ها هستند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تیتانیت، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر (اپاک) تشکیل می‌دهند. تیتانیت به‌عنوان فراوان‌ترین کانی فرعی، به‌صورت شکل‌دار

پورفیری وجود دارد که با سنگ میزبان خود هم ترکیب هستند. بافت میکروسکوپی اصلی کوارتز مونزودیوریت‌ها، هتروگرانولار، گاه به صورت hypidiomorphic بوده (شکل ۶-ا) و بافت فرعی مشاهده شده در مقاطع، پویی کیلیتیک می‌باشد. پلاژیو کلازها کانی فلسیک اصلی موجود بوده و ماکل پلی سینتیک و گاه پریکلین و یا ماکل دو تایی نشان می‌دهند. پیرامون این بلورها به آلیت تبدیل شده است (شکل ۶-ب). کانی فلسیک دیگر با فراوانی کمتر از پلاژیو کلازها، آلکالی فلدسپار از نوع ارتوکلاز می‌باشد که به صورت بی‌شکل در فضای میان پلاژیو کلازها دیده می‌شود. همچنین کوارتز به صورت بی‌شکل در فضای میان بلورها حضور دارد. کانی‌های مافیک اصلی موجود در مقاطع را بیوتیت و آمفیبول تشکیل داده‌اند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز، اغلب به بلورهای سوزنی و تیغه‌ای ترمولیت-اکتینولیت تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌ها به صورت شکل دار (شکل ۶-ب) تا بی‌شکل بوده و گاه ماکله هستند. بیوتیت‌ها بی‌شکل هستند. کانی‌های فرعی مشابه توده مارفیون بوده و کانی‌های ثانویه را افزون بر ترمولیت-اکتینولیت‌های حاصل از آمفیبول‌ها، اپیدوت‌های بی‌شکل تشکیل می‌دهند که اغلب از دگرسانی پلاژیو کلازها حاصل شده‌اند (شکل ۶-ب).

نشان می‌دهند. اپیدوت‌های کوچک بی‌شکل با فراوانی کم نیز در این مقاطع مشاهده شد که از دگرسانی پلاژیو کلاز و آمفیبول حاصل شده‌اند. آنکلاوهای تیره رنگ موجود در توده عمدتاً ترکیب میکروموزودیوریت تا میکروموزودیوریت داشته و به نظر می‌رسد با توده اصلی ترکیب مشابهی دارند. بافت میکروسکوپی پورفیری با زمینه گرانولار ریز بلور داشته و بافت‌های فرعی همچون اینترگرانولار و پویی کیلیتیک نیز در مقاطع آن‌ها مشاهده می‌شوند. کانی فلسیک اصلی آن‌ها پلاژیو کلاز بوده و درصد کوارتز در آن‌ها کمتر می‌باشد (بین ۵ تا ۲۰ درصد). کانی‌های مافیک از حجم قابل توجهی برخوردار بوده و آمفیبول و بیوتیت عمده‌ترین کانی‌های فرومنیزین موجود در این آنکلاوها هستند.

رخمونی که در جنوب توده مارفیون بروز دارد، عمدتاً ترکیب کوارتز مونزودیوریتی-مونزودیوریت داشته و متوسط بلور می‌باشد. در پیرامون توده بر اثر فرایند سرد شدن سریع بر اثر همبری با سنگ‌های میزبان، اندازه بلورها کوچک‌تر است. در مونزودیوریت‌ها مقدار کوارتز بسیار کم بوده و یا وجود ندارد. در این رخمون نیز آنکلاوهای تیره‌رنگ فراوانی با ترکیب میکروموزودیوریت



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از رخمون کوارتز مونزودیوریتی واقع در جنوب توده مارفیون: (a) بافت هتروگرانولار هیپیدومورفیک، در این تصویر همچنین تبدیل پیرامون پلاژیو کلازها به آلیت قابل مشاهده است، (b) بلور آمفیبول شکل دار در کنار آمفیبول‌های در حال تبدیل به سوزن‌ها و تیغه‌های اکتینولیتی، جایگزینی پلاژیو کلاز با اپیدوت‌های بی‌شکل نیز در این تصویر دیده می‌شود. تصاویر در نور پولاไรزان.

Figure 6. Thin-section photomicrographs of quartz monzodioritic outcrop, south of the marphioon pluton: a) heterogranular texture, plagioclase margins replacement by albite is also present. b) euhedral amphibole and its alteration to actinolite needles, plagioclase replacement by epidote is also visible.

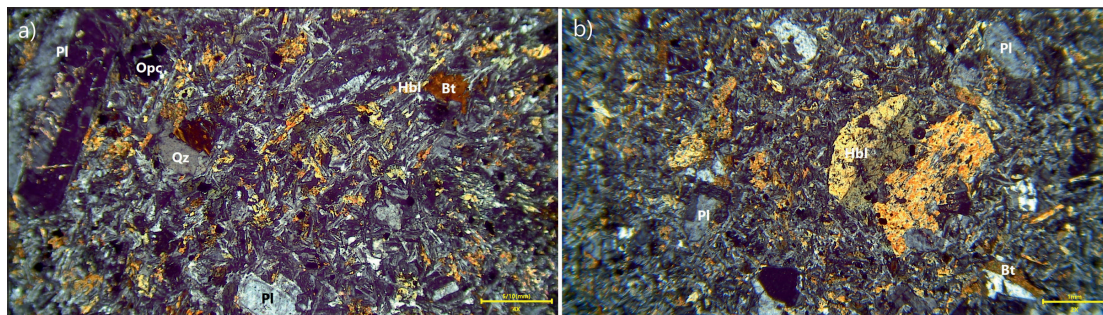
### ۳-۲- سن سنجی زیرکن

در پژوهش حاضر یک نمونه با ترکیب کوارتز مونزودیوریتی از بروزند واقع در جنوب توده نفوذی مارفیون جهت سن سنجی به روش U-Pb زیرکن انتخاب شد. محل این نمونه با علامت ستاره در شکل ۱-ب مشخص شده و از آن تعداد ۲۱ عدد زیرکن با موفقیت جدا شد. نتایج حاصل از تجزیه سن سنجی زیرکن در جدول ۱ ارائه شده و تصویر کاتدولومینسانس (CI) این دانه‌های زیرکن در شکل ۸ آورده شده است که براساس آن بلورهای زیرکن اغلب به طور کامل شکل دار و سالم به صورت منشوری دیده می‌شوند. زونینگ نوسانی کاملاً آشکار و توسعه یافته‌ای در تمامی بلورها مشاهده می‌شود. میانبارهای زیرکن موروثی و یا میانبارهای دیگر در این بلورها حضور ندارند. نسبت Th/U در تمام زیرکن‌های جدا شده از این نمونه بالاتر از 0.1، (0.3-0.7) بوده (جدول ۱) و از این رو، در شرایط ماگمایی این

آنکلاوهای موجود در رخمون جنوبی مارفیون بافت اصلی پورفیری داشته (شکل ۷-ا) و در زمینه آن‌ها بافت‌های میکروگرانولار، اینترگرانولار (شکل ۷-ب) و گاه پویی کیلیتیک مشاهده می‌شود. کانی اصلی فلسیک موجود در آن‌ها را پلاژیو کلاز تشکیل داده که هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریز بلور در زمینه آن‌ها دیده می‌شود. گاه از حواشی به آلیت تبدیل شده‌اند (شکل ۷-ا). کوارتز با فراوانی کم در این آنکلاوها حضور دارد. کانی‌های فرومنیزین از نوع آمفیبول و بیوتیت با فراوانی بیشتر از سنگ میزبان حضور دارند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلندهای سبز، گاهی به صورت فنوکریست ماکله دیده می‌شوند (شکل ۷-ب). بیوتیت‌ها به ندرت به صورت فنوکریست وجود داشته و اغلب در زمینه به صورت بلورهای صفحه‌ای نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. کانی‌های فرعی و ثانویه همچون سنگ میزبان دربرگیرنده آنکلاوها می‌باشد.

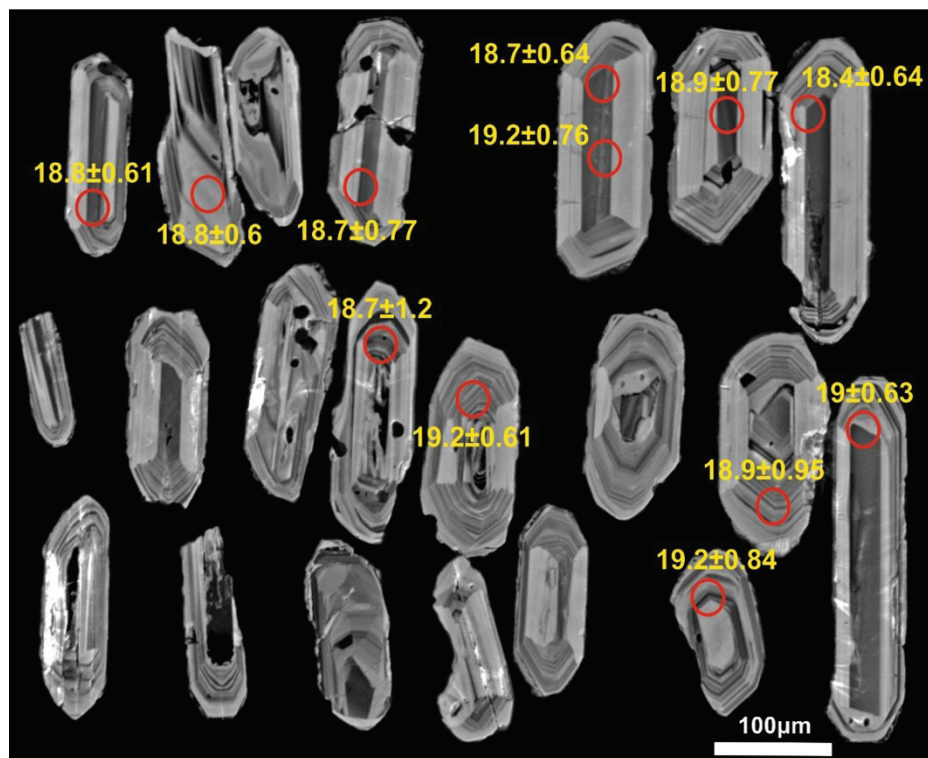
به‌دست آمده از دانه‌های زیرکن نمونه Ni-37D (MSWD=2.0)  $18.89 \pm 0.20$  Ma است (شکل ۹). این توده نفوذی در میوسن زیرین (Burdigalian) شکل گرفته است.

بلورها رشد کرده‌اند (Belousova *et al.*, 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003); با در نظر گرفتن این ویژگی‌ها، نتایج سن سنجی U-Pb زیرکن‌های این نمونه نشان‌دهنده زمان تبلور پروتوزوئیک جنوبی توده مارفیون است. سن کنکوردیا



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از آنکلاوهای میکرومونزودیوریتی و میکرودیوریتی موجود در توده نفوذی مارفیون و رخنمون واقع در جنوب آن: (a) بافت پورفیری با زمینه اینترگرانولار، تبدیل پیرامون پلاژیوکلاز به آلبیت در تصویر قابل مشاهده است، (b) بلور هورنبلند سبز به صورت فنوکریست و ماکله، بافت پورفیری با زمینه میکروگرانولار و اینترگرانولار نیز دیده می‌شود. تصویرها در نور پولاریزان.

Figure 7. Thin-section photomicrographs of micro-monzodiorite and micro-diorite enclaves in Marphioon host rock and its southern outcrop: a) porphyritic texture with intergranular groundmass, replacement of plagioclase margins by albite is also present. b) phenocryst of green hornblende with simple twinning, porphyritic texture with microgranular and intergranular groundmass are also visible.



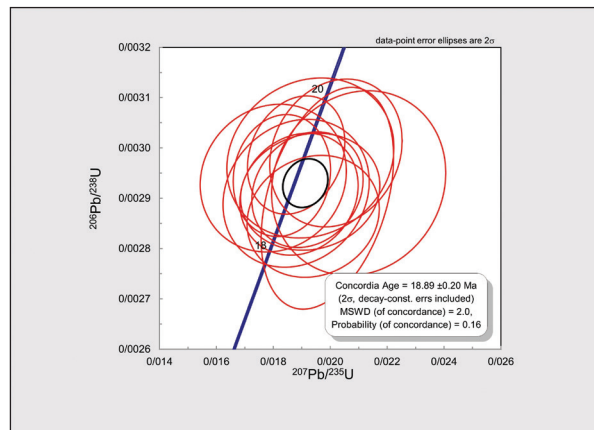
شکل ۸- تصویر کاتدولومینسانس از زیرکن‌های سن سنجی شده از نمونه کوارتز مونزودیوریتی پروتوزوئیک جنوب توده مارفیون.

Figure 8. Cathodoluminescence (CL) image of selected zircon grains for a quartz monzodiorite sample (Ni-37D) from the Marphioon southern outcrop.

جدول ۱- نتایج تجزیه سن سنجی U-Pb زیرکن برای نمونه کوارتز مونزودیوریتی برونزد واقع در جنوب توده مارفیون.

Table 1. Results of the U-Pb isotopic analysis of zircon grains from a quartz monzodiorite sample of Marhioon southern outcrop. (BDL=bellow detection limits).

Name	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U age(Ma)	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U age(Ma)	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb age(Ma)	2σ
Ni-37D-1	6	192	308	0.62	1700	0.019	0.002	0.003	0.000	0.0507	0.0048	19	2	18	1	20	180
Ni-37D-2	4	117	233	0.50	BDL	0.018	0.002	0.003	0.000	0.0481	0.0060	18	2	19	1	-170	200
Ni-37D-3	5	157	262	0.59	5800	0.019	0.002	0.003	0.000	0.0502	0.0047	19	2	19	1	-30	160
Ni-37D-4	6	195	294	0.66	BDL	0.020	0.002	0.003	0.000	0.0501	0.0047	20	2	19	1	50	170
Ni-37D-5	4	116	284	0.40	3700	0.021	0.003	0.003	0.000	0.0543	0.0072	21	3	19	1	100	240
Ni-37D-6	5	165	383	0.43	BDL	0.018	0.001	0.003	0.000	0.0468	0.0036	19	1	19	1	-60	140
Ni-37D-7	4	152	250	0.60	BDL	0.019	0.002	0.003	0.000	0.0500	0.0061	19	2	19	1	-10	220
Ni-37D-8	5	167	412	0.40	BDL	0.019	0.001	0.003	0.000	0.0471	0.0035	19	1	19	1	-70	130
Ni-37D-9	15	416	861	0.48	BDL	0.020	0.002	0.003	0.000	0.0496	0.0042	20	2	19	1	180	180
Ni-37D-10	4	121	249	0.48	1000	0.019	0.002	0.003	0.000	0.0485	0.0056	19	2	19	1	-80	200
Ni-37D-11	4	127	444	0.28	BDL	0.019	0.002	0.003	0.000	0.0476	0.0038	19	2	19	1	0	150
Ni-37D-12	4	135	262	0.51	BDL	0.019	0.002	0.003	0.000	0.0500	0.0052	19	2	19	1	-60	180



شکل ۹- نمودار concordia از ۱۲ داده به دست آمده از سن‌سنجی با روش U-Pb زیرکن های سنگ کوارتز مونزودیوریتی رخنمون جنوبی توده مارفیون (نمونه Ni-37D).

Figure 9. Concordia, median age for a quartz monzodiorite sample (Ni-37D) from the Marhioon southern outcrop.

سنگ‌های گرانیتوئیدی مارفیون در محدوده‌های گرانودیوریت، تونالیت و برونزد جنوبی آن در محدوده مونزودیوریت و دیوریت جای می‌گیرند که همخوانی خوبی با مطالعات سنگ‌نگاری انجام شده در این پژوهش نشان می‌دهند (شکل ۱۰-ا). جهت تعیین سری ماگمایی این سنگ‌ها از نمودار دوتایی ریک‌وود (Rickwood, 1989) استفاده شده است که براساس آن، نمونه‌ها در محدوده کالک-آلکان پتاسیم متوسط قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰-ب).

به منظور تعیین اشباع‌شدگی از آلومینیم این سنگ‌ها، از نمودار A/CNK در برابر A/NK از مانیار و پیکولی (Maniar and Piccolli, 1989) استفاده شد که براساس آن، این سنگ‌های نفوذی در محدوده متاآلومینوس قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱-ا).

### ۳-۳- زمین‌شیمی

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر جزئی و خاکی کمیاب بر حسب  $\mu\text{g/g}$ ) در جدول ۲ ارائه شده است. مقدار  $\text{SiO}_2$  در این نمونه‌ها از 57.8 (در نمونه انتخاب شده از رخنمون جنوبی توده) تا ۷۴ درصد وزنی متغیر است. محتوای آلکالی این نمونه‌ها از 3.8 تا 4.9 درصد وزنی برای  $\text{Na}_2\text{O}$  و از 0.9 تا 2.2 درصد وزنی برای  $\text{K}_2\text{O}$  تغییر می‌نماید که نشان‌دهنده میزان به نسبت پایین  $\text{K}_2\text{O}$  در این نمونه‌هاست. در مقابل، CaO از فراوانی به نسبت بالایی (2.8-5.9) در این نمونه‌ها برخوردار است. برپایه مطالعات زمین‌شیمیایی، بر مبنای نمودار R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980)،

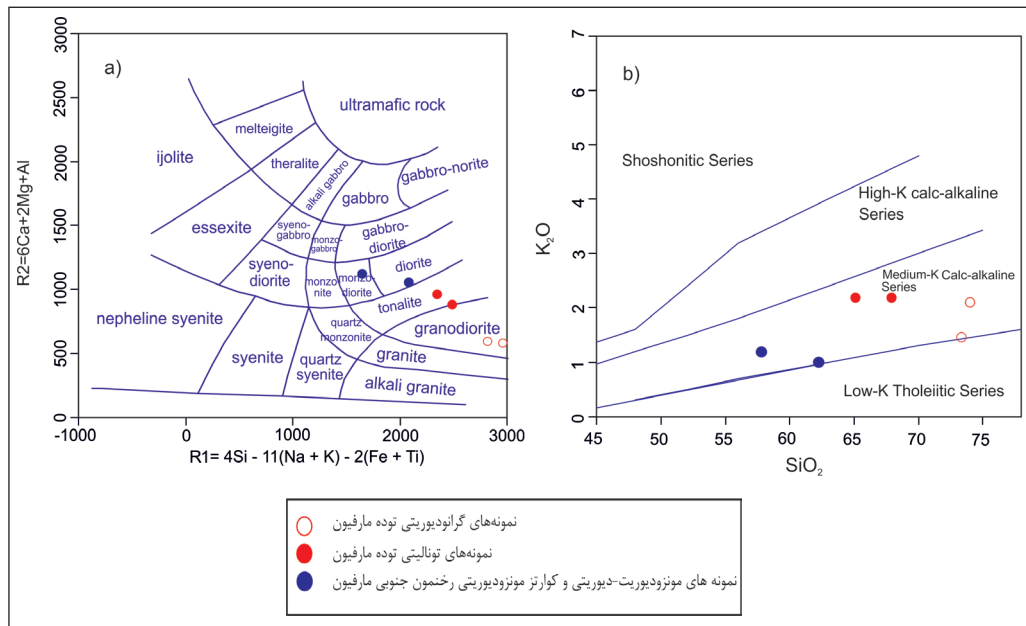
تقسیم‌بندی نمود. نمونه‌های مورد مطالعه همگی از نوع گرانیت‌های مت‌آلومین کالک-آلکالن هستند. در نمودار فراست و همکاران (Frost *et al.*, 2001) نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه در محدوده منیزیم‌دار قرار دارند (شکل ۱۱-ب).

باربارین (Barbarin, 1999)، گرانیتوئیدهای مت‌آلومین را به گرانیت‌های مت‌آلومین کالک-آلکالن که در آن‌ها  $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$  molar است و گرانیت‌های مت‌آلومین آلکالن تا پرآلکالن که در آن‌ها  $Al_2O_3 \leq Na_2O + K_2O$  molar است،

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های گرانیتوئیدی مارفیون. اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی (%wt)، عناصر جزئی و کمیاب بر حسب  $\mu\text{g/g}$ .

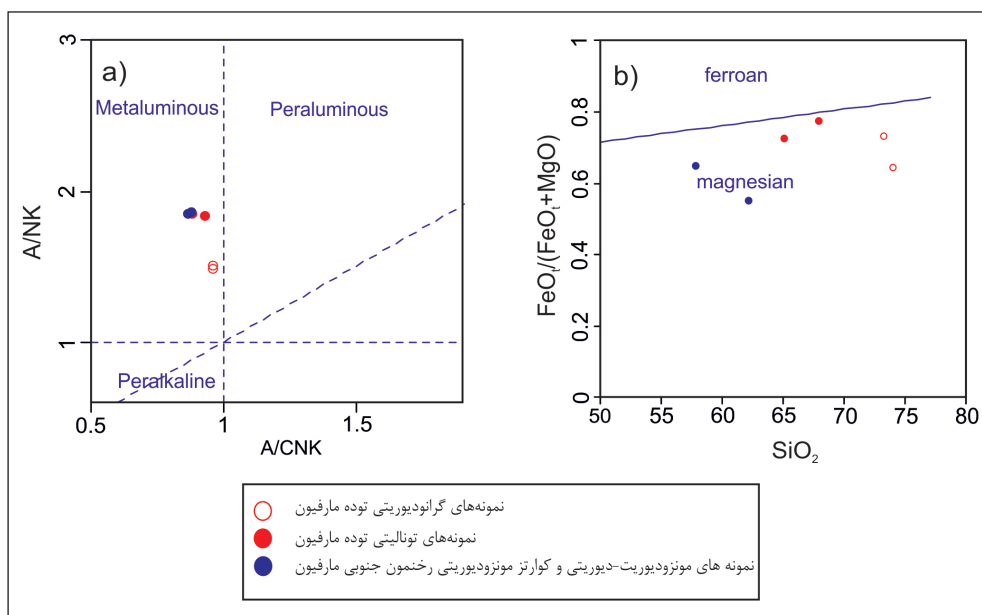
Table 2. Whole-rock chemistry of the Marphiion granitoid samples. Major oxides are in wt.% and minor and trace elements are in  $\mu\text{g/g}$ .

Samples	Ni-30	Ni-31	Ni-34	Ni-35	Ni-36	Ni-37
SiO <sub>2</sub>	73.3	65.1	74.0	67.9	57.8	62.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.0	15.9	13.6	16.8	17.3	16.8
FeOt	1.08	4.23	0.54	2.07	5.94	3.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	1.2	4.7	0.6	2.3	6.6	3.7
MnO	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
MgO	0.4	1.6	0.3	0.6	3.2	2.7
CaO	2.8	5.3	2.8	4.9	5.8	5.5
Na <sub>2</sub> O	4.8	3.8	4.1	4.1	4.9	4.9
K <sub>2</sub> O	1.4	2.2	2.1	2.2	1.2	0.9
TiO <sub>2</sub>	0.2	0.5	0.2	0.3	0.7	0.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.27	0.16	0.13	0.25	0.28
L.O.I.	0.4	0.4	0.2	0.5	1.8	2.5
V	20.60	195.0	15.40	40.60	160.0	84.50
Ba	611	647	580	598	635	668
Sr	208	332	271	330	318	402
Y	19.4	20.4	18.9	19.1	19.9	20.5
Zr	67.9	84.1	50.3	57.6	80.7	92.1
Cr	104	101	91.7	86.3	117	104
Co	<5	23.7	<5	7.9	18.7	13.4
Ni	54.5	41.4	45.3	49.9	63.2	45.7
Cu	5.14	9.28	5.41	14.1	<5	<5
Zn	<10	73.6	<10	28.9	17.8	13.7
Ga	14.4	20.8	13.3	16.6	21.9	16.8
Rb	71.2	82.3	64.1	69.4	78.5	91.1
Nb	8.01	7.71	8.51	7.03	6.74	5.56
Cs	3.91	4.21	3.39	3.61	4.02	4.56
La	28.5	31.4	23.7	25.6	29.7	32.6
Ce	57.1	62.1	50.2	55.6	59.8	64.8
Pr	6.21	7.11	5.31	5.68	6.89	7.21
Nd	22.3	26.1	19.6	20.1	24.8	28.5
Sm	3.94	4.71	3.51	3.68	4.20	5
Eu	0.95	1.00	0.90	0.93	0.98	1.05
Gd	3.87	4.24	3.39	3.51	4.09	4.41
Tb	0.54	0.60	0.48	0.51	0.58	0.61
Dy	3.29	3.62	3.02	3.12	3.41	3.87
Ho	0.69	0.85	0.63	0.67	0.76	0.89
Er	2.28	2.64	2.09	2.16	2.51	2.78
Tm	0.31	0.35	0.28	0.30	0.34	0.38
Yb	2.20	2.36	1.94	2.05	2.29	2.54
Lu	0.328	0.349	0.310	0.319	0.332	0.359
Hf	2.11	2.23	2.00	2.04	2.17	2.36
Ta	0.51	0.48	0.56	0.41	0.41	0.39
Ti	1131	2001	1256	1946	1923	1818
Pb	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Th	18.6	21.1	16.9	17.4	19.8	22.8
U	8.61	9.08	8.19	8.46	8.94	9.20



شکل ۱۰- (a) جایگاه سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980)، (b) جایگاه سنگ‌های گرانیتویدی در نمودار دوتایی ریک وود (Rickwood, 1989).

Figure 10-a) R1-R2 classification diagram (De la Roche *et al.*, 1980). b) SiO<sub>2</sub> versus K<sub>2</sub>O diagram after Rickwood (1989).

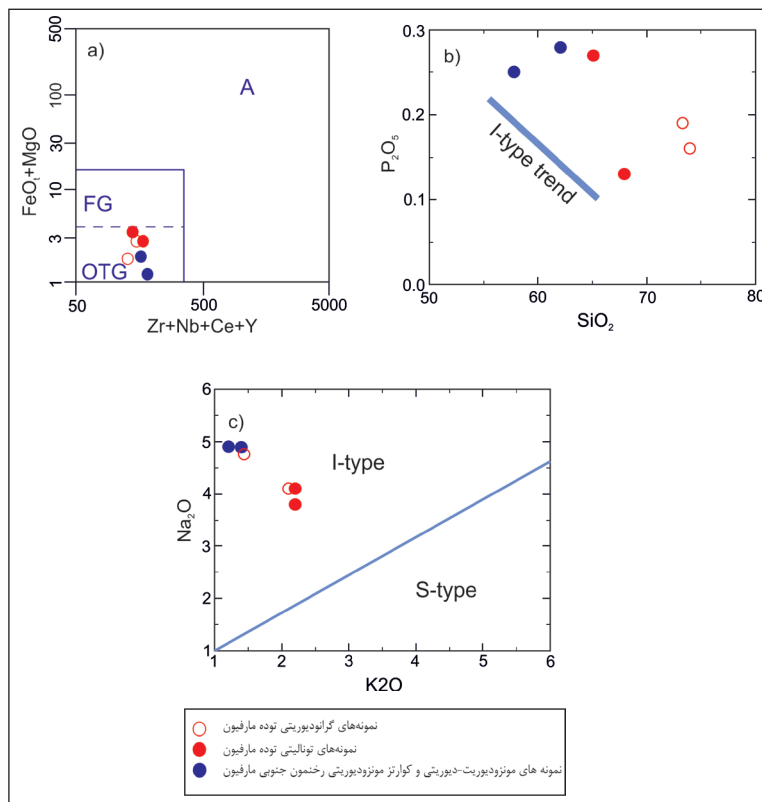


شکل ۱۱- (a) نمودار مانبار و پیکولی (Maniar and Piccolli, 1989) جهت تعیین اشباع‌شدگی از آلومینیم ماگما، (b) نمودار فراست و همکاران (Frost *et al.*, 2001) که در آن گرانیتویدها در محدوده منیزیم دار قرار گرفته‌اند.

Figure 11- a) A/NK versus A/CNK diagram (after Maniar and Piccolli, 1989). b) discrimination diagram of Frost *et al.* (2001). All granitoid samples are plotted in magnesian field.

تفریق نیافته I یا S یا M تعلق دارند (شکل ۱۲- a). در ادامه، از نمودارهای چپل و وایت (Chappell and White, 1992) و هاینه و همکاران (Hine *et al.*, 1978) برای مشخص شدن نوع (تیپ) I یا S بودن این گرانیتویدها استفاده شد که براساس آن‌ها، گرانیتویدهای مورد مطالعه در محدوده گرانیتویدهای نوع I جای می‌گیرند (شکل ۱۲- c).

جهت تعیین تیپ ماگمای سنگ‌های گرانیتویدی، از نمودار والن (Whalen *et al.*, 1987) که در آن FeO/(FeO+MgO) برابر برابر Zr+Nb+Ce+Y قرار می‌گیرد، استفاده شد، البته کالک-آلکالن و متاآلومین بودن این نمونه‌ها، I-type بودن آن‌ها را تایید می‌نماید. براساس این نمودار، گرانیتویدهای مورد مطالعه از نوع A نبوده و به یکی از انواع گرانیت‌های



شکل ۱۲- نمودارهای تعیین تیپ گرانیتوئیدها: (a) نمودار دوتایی والن و همکاران (Whalen *et al.*, 1987)، جهت جدایش گرانیتوئیدهای نوع A از I و S و M، (b) نمودار دوتایی چپل و وایت (Chappell and White, 1992) جهت جدایش گرانیتوئیدهای نوع I از S، (c) نمودار دوتایی (Hine *et al.*, 1978) جهت جدایش گرانیتوئیدهای نوع I از S.

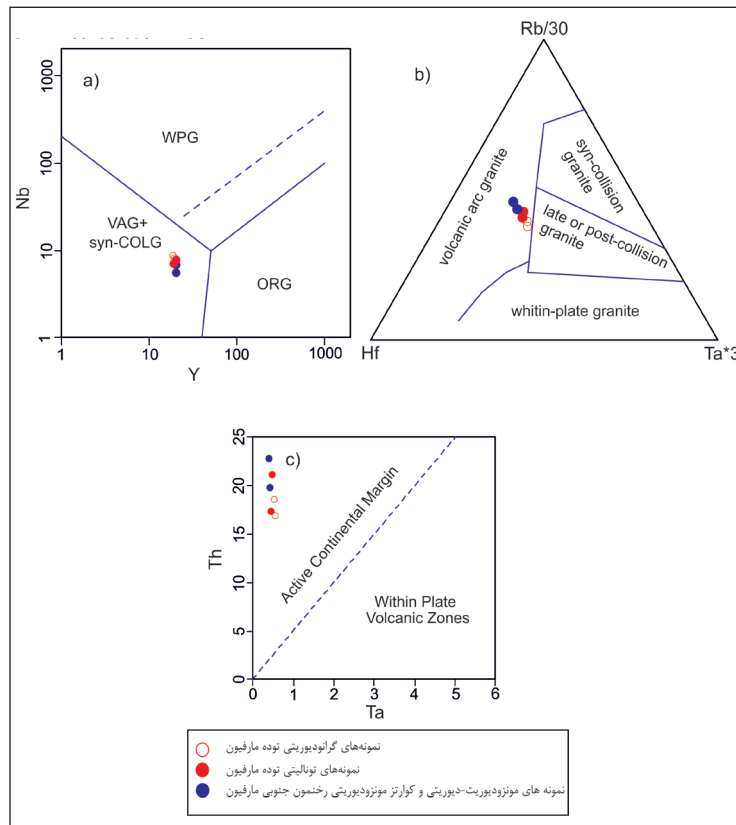
Figure 12. Discrimination diagrams to distinguish granite types: a) Zr+Nb+Ce+Y versus FeO/MgO diagram after Whalen *et al.* (1987). FG= Field for fractionated granitoids. OGT= Field for I, S and M-type granitoids. A=A-type granitoids. b) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> versus SiO<sub>2</sub> (wt%) discrimination diagram (Chappell and White, 1992) for separating I-type granites from S-types. c) Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O binary diagram of Hine *et al.* (1978).

نمودار، عناصر خاکی کمیاب سبک (La, Ce, Pr, Nd) نسبت به عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی ناچیز Eu در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه به احتمال، مربوط به ورود این عنصر در ساختمان پلاژیوکلاز و جدا شدن آن طی تحول ماگمایی و یا باقی ماندن کانی یاد شده در منشا ضمن ذوب است (Rollinson, 1993). همچنین رنسترون (Rehnsstron, 2003)، بی‌هنجاری جزئی Eu را به محدود بودن تفریق پلاژیوکلاز در فرایند تحول ماگما نسبت می‌دهد.

در نمودار چند عنصری نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه سان و مک دونو (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند (شکل ۱۵)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) همچون Cs, K, U, Th, Pb در تمامی نمونه‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در مقابل، تهی‌شدگی آشکاری نیز در عناصر ناسازگار با شدت میدان بالا (HFSEs) همانند Nb, Ti, Ta و نسبت P به گوشته اولیه دیده می‌شود.

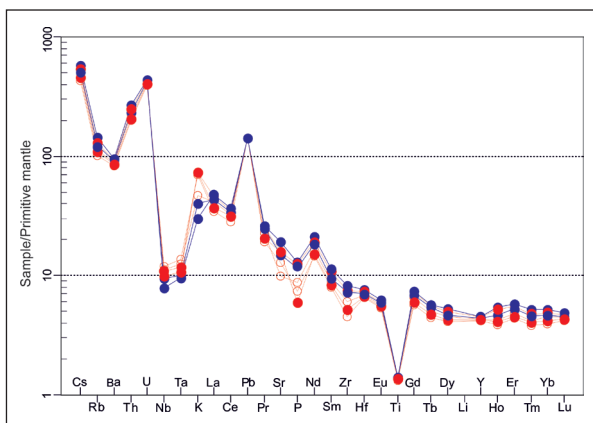
جهت تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، از نمودارهای گوناگونی (e.g., Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986; Schandl and Gorton, 2002) استفاده شد. براساس نمودار پیرس و همکاران (Pearce *et al.*, 1984) با استفاده از مقادیر Nb برای Y (شکل ۱۳-ا)، تمامی نمونه‌های گرانیتوئیدی در محدوده VAG+Syn. COLG (گرانیت‌های کمان آتشفشانی+گرانیت‌های همزمان با برخورد) قرار گرفته‌اند. در نمودار سه متغیره Hf, Ta\*3, Rb/30 (Harris *et al.*, 1986) (شکل ۱۳-ب) نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) جای دارند. در نمودار شندل و گورتون (Schandl and Gorton, 2002) بر پایه مقادیر Th در برابر Ta، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای (Active Continental Margin) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳-ج).

در شکل ۱۴ نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از داده‌های سان و مک دونو (Sun and McDonough, 1989) نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند. در این



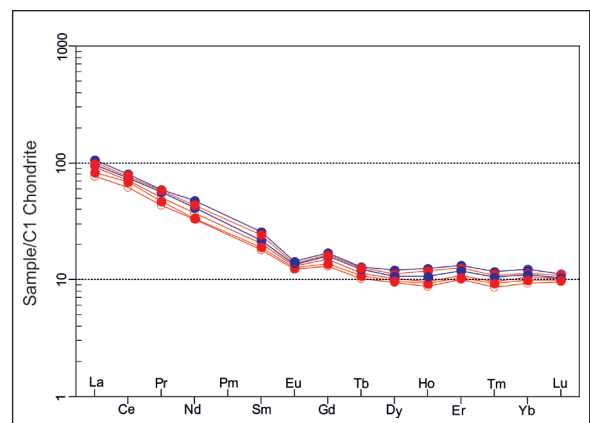
شکل ۱۳- (a) جایگاه توده نفوذی مورد مطالعه در نمودار پیرس و همکاران (Pearce *et al.*, 1984)، (b) جایگاه توده گرانیتوییدی در نمودار سه متغیره  $Ta^*3$ ,  $Rb/30$ ,  $Hf$  و همکاران (Harris *et al.*، 1986)، (c) جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی گرانیتوییدی در نمودار شندل و گورتون (Schandl and Gorton، 1986). (2002)

Figure 13-a) Plots of studied samples on the tectonic discrimination diagram of Pearce *et al.* (1984). b)  $Ta^*3$ ,  $Rb/30$ ,  $Hf$  ternary diagram after Harris *et al.* (1986). c) tectonic setting of studied granitoid in the Schandl and Gorton (2002) diagram.



شکل ۱۵- نمودار تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه سان و مک‌دونو (Sun and McDonough, 1989). علائم مانند شکل‌های ۱۰ تا ۱۳.

Figure 15. Primitive mantle-normalized multi-element patterns for Marphion granitoids. Normalization values are from Sun and McDonough (1989).



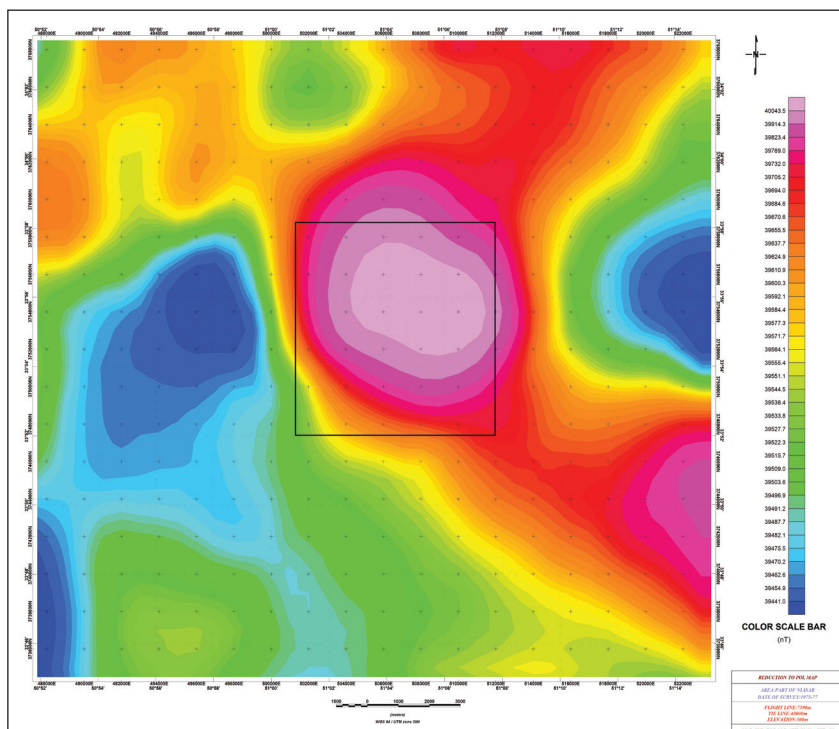
شکل ۱۴- نمودار تغییرات عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت سان و مک‌دونو (Sun and McDonough, 1989). علائم مانند شکل‌های ۱۰ تا ۱۳.

Figure 14. Chondrite-normalized multi-element patterns for Marphion granitoids. Normalization values are from Sun and McDonough (1989).

۳-۴- تفسیر کیفی داده‌های ژئوفیزیک هوابرد منطقه مورد مطالعه

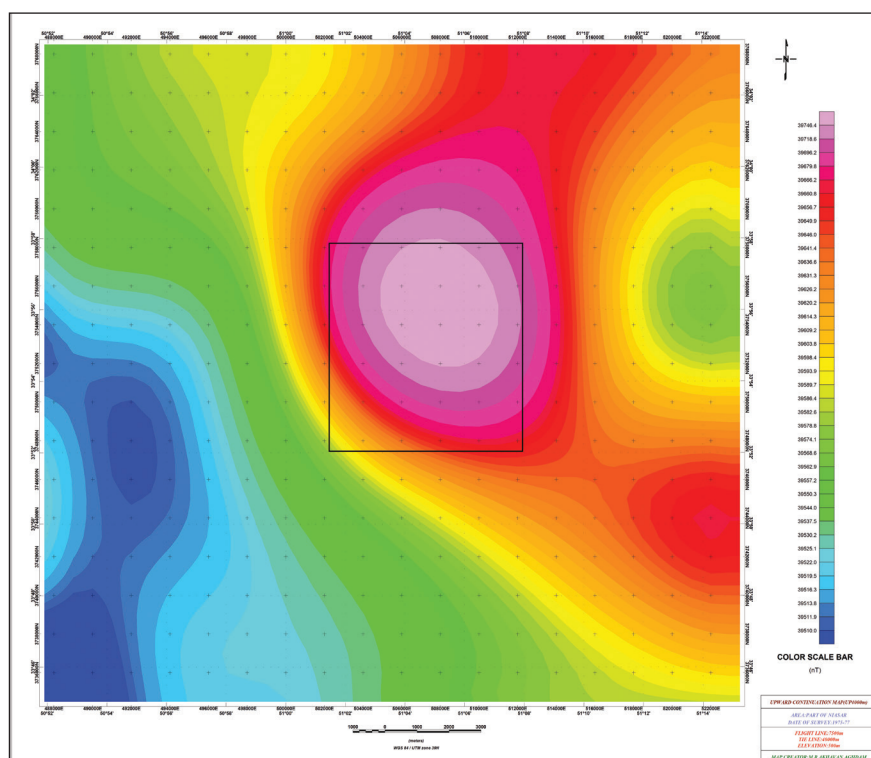
تفسیر کیفی داده‌های ژئوفیزیک هوابرد در بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (امامی و رادفر، ۱۳۷۲) که شامل محدوده مورد مطالعه در این مقاله می‌باشد، توسط اخوان‌اقدم (۱۴۰۱) صورت گرفته است. به منظور بررسی دقیق‌تر، نقشه‌های ژئوفیزیکی در محدوده گسترده‌تری تهیه شد. برپایه نقشه برگردان به قطب RTP (Clark, 1997) (reduction to pole) شکل ۱۶، بالاترین شدت میدان برای محدوده مورد بررسی ۴۰۰۲۰ نانو تسلا، پایین‌ترین شدت میدان ۳۹۳۹۹ نانو

تسلا و میانگین شدت میدان ۳۹۶۰۶ نانو تسلا می‌باشد و منطقه به ۵ پهنه به لحاظ مغناطیسی قابل تفکیک است. در بررسی محدوده، وجود یک توده نفوذی در قسمت میانی آشکار بوده که با توجه به شدت میدان ایجاد شده توسط آن، می‌تواند در ارتباط با یک توده دیوریتی تا گابرویی باشد. توده مورد اشاره، به نسبت بزرگ و ژرف بوده به گونه‌ای که برپایه نقشه‌های ادامه فراسو (upward continuation)، اثرات آن به ازای تغییرات ژرفا تا ۴۰۰۰ متر نیز قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۱۷).



شکل ۱۶- نقشه برگردان به قطب مغناطیسی، محدوده مورد مطالعه با کادر مشکی مشخص شده است (اخوان‌اقدم، ۱۴۰۱).

Figure 16. Reduction to pole map (RTP). Black rectangle shows the study area (Akhavan-Aghdam, 2022).

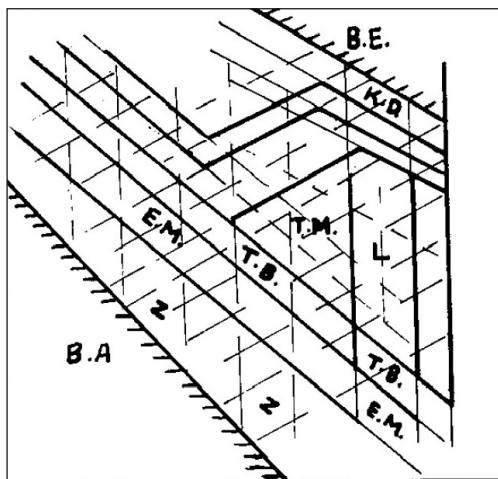


شکل ۱۷- نقشه ادامه فراسو (۴۰۰۰ متر)، محدوده مورد مطالعه با کادر مشکی مشخص می‌باشد (اخوان‌اقدم، ۱۴۰۱).

Figure 17. The upward continuation map, for changes up to 4000 meters. Black rectangle shows the study area (Akhavan-Aghdam, 2022).

راست بر اصلی فین در شمال خاور و مراوند در جنوب باختر پهنه ساختاری کاشان هستند، بوده و توسط گسل‌های هم‌پویش چپ‌گرد با روند شمال خاور-جنوب باختر قطع شده‌اند. حوضه‌های کششی که در اثر عملکرد راست‌لغز راست بر این گسل‌ها موجب ایجاد حوضه‌های واگشوده (pull-apart) در پهنه ساختاری کاشان شده‌اند، بهترین مناطق برای خروج ماگما و نفوذ سنگ‌های پلوتونیک منطقه هستند. نوگل سادات (Nogol-e-Sadate, 1978) گسل‌های پی‌سنگی در ایران زمین را در سه جهت اصلی دانسته (شکل ۱۹) که در جهات شمال باختری، شمال خاوری و شمالی-جنوبی قرار می‌گیرند. با توجه به حرکت تقریباً شمالی-جنوبی ورقه عربی، بردار حرکت بر روی این گسل‌ها به گونه‌ای است که عمدتاً گسل‌های دارای امتداد شمال باختری و شمالی-جنوبی دارای حرکت راست‌لغز راست‌بر و گسل‌های دارای امتداد شمال خاوری دارای حرکت راست‌لغز چپ‌بر هستند. محدوده توده ماریون با این روندها منطبق بوده و همان‌طور که بیان شد، گسل‌های با روند شمال باختری گسل‌های راست‌لغز راست‌بر و گسل‌های هم‌پویش آن‌ها، گسل‌های راست‌لغز چپ‌بر روند شمال خاوری دارند.

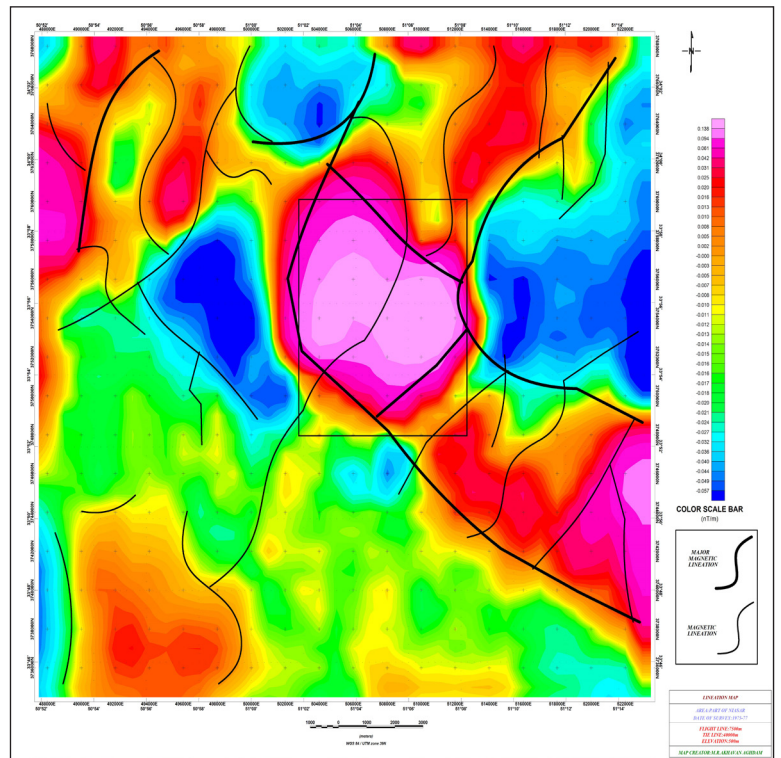
بر اساس نقشه ادامه فراسو (شکل ۱۷) وسعت توده به تقریب تمامی محدوده مورد مطالعه را شامل شده و مقایسه آن با نقشه زمین‌شناسی (شکل ۱-b) نشان می‌دهد که بخش‌هایی از توده در زیر واحدهای انوسن، که دگرگون شده‌اند، قرار داشته و در سطح زمین رخنمون پیدا نکرده‌اند. نقشه ادغام شده خط‌واره‌های مغناطیسی محدوده و نقشه مشتق اول در جهت قائم (first vertical derivation)، در شکل ۱۸ به نمایش درآمده است که بر اساس آن، توده یاد شده به شدت متأثر از فعالیت‌های زمین‌ساختی بوده، به گونه‌ای که چندین گسل اصلی و مهم منطقه در برونزد آن از ژرفای زیاد نقش اساسی را بازی نموده‌اند. بر اساس روندهای مشاهده شده، خط‌واره‌های مغناطیسی به دو مجموعه با روندهای NW- و NE- قابل دسته‌بندی هستند. به نظر می‌رسد که خط‌واره‌های با روند NW- ساختارهای کهن تر را تشکیل می‌دهند که موازی با روند بی‌هنجاری‌های ژرف بوده و توسط روندهای NE- دیگر قطع شده‌اند. همین ارتباط در مقایسه این خط‌واره‌ها با گسل‌های موجود در نقشه زمین‌شناسی ماریون (شکل ۱-b) قابل مشاهده است. خط‌واره‌های با روند شمال باختری-جنوب خاوری موازی با گسل‌های اصلی و کهن تر موجود در محدوده که هم‌سو با گسل‌های فشارشی راست‌لغز



شکل ۱۹- سه جهت اصلی شکستگی در پی‌سنگ (خطوط نازک) و گسل‌های اصلی امروزی (خطوط ضخیم) و موقعیت پهنه‌های ساختاری-رسوبی، B.A. بلوک عربی، B.E. بلوک توران، Z زاگرس، E.M. پهنه سندج-سیرجان، T.B. نوار آتشفشانی ارومیه-بزمان، T.M. بلوک میان، لوت، K.O. کپه داغ (Nogole-Sadate, 1978).

Figure 19. Three main orientations of basement fractures (thin lines) and major faults (bold lines) and sedimentary-structural zones of Iran (Nogole-sadat, 1978). B.A: Arabian block, B.E: Eurasian block, Z: Zagros, E.M: Sanandaj-Sirjan zone, T.B: Urmia-Bazman volcanic belt, T.M: middle block, L: Lut block, K.O: Kopeh Dagh block.

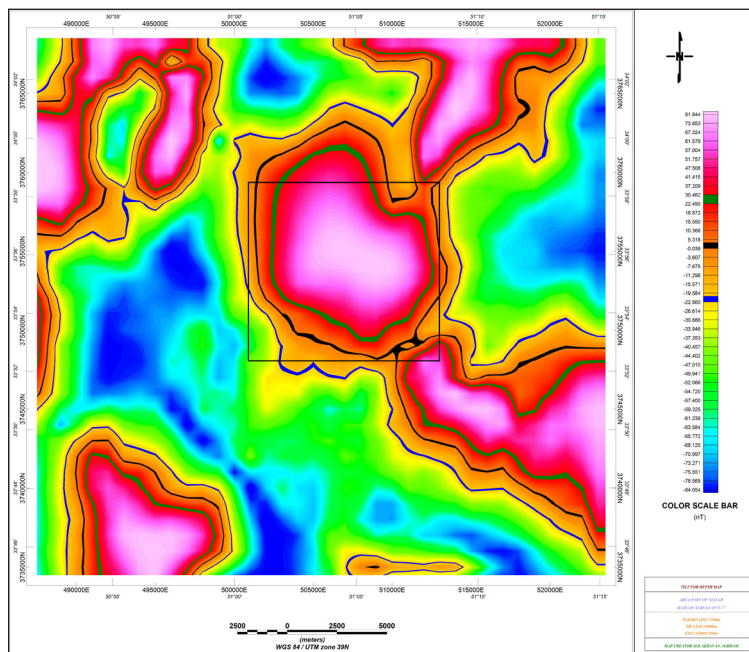
و نیز بررسی فیلتر تیلت-عمق (tilt-depth) مشخص می‌گردد که قسمت‌های شمال خاوری توده نفوذی دارای ژرفای بیشتری بوده ولی در قسمت‌های جنوب باختری به تدریج از ژرفای توده کاسته می‌شود (اخوان‌اقدام، ۱۴۰۱). به بیان بهتر، توده دارای شییبی به سمت شمال خاور می‌باشد که تاثیر گسل‌های موجود در این امر به طور کامل آشکار است به گونه‌ای که گسل‌هایی با روند به تقریب شمال باختر-جنوب خاور سبب جابه‌جایی توده به سمت سطح گردیده‌اند.



شکل ۱۸- مهم‌ترین خط‌واره‌های مغناطیسی منطقه بر روی نقشه مشتق اول در جهت قائم (اخوان‌اقدام، ۱۴۰۱).

Figure 18. The aeromagnetic first vertical derivative map associated with major magnetic lineaments (Akhavan-Aghdam, 2022).

در نقشه تیلت-ژرفا، زوایای تیلت بین  $\pm \pi/2$  رادیان تغییر می‌کند (شکل ۲۰). خط کانتور صفر زاویه تیلت در این نقشه به تقریب مرز اصلی توده نفوذی ماریون را نشان می‌دهد. با توجه به بزرگ بودن و ژرف بودن توده، جواب دقیقی که بتوان به لحاظ کمی از فیلتر اویلر برای تخمین ژرفا استفاده نمود موجود نیست، تنها می‌توان از اویلر به لحاظ کیفی و تفسیری برای تخمین عمقی بودن یا سطحی تر بودن توده‌ها نسبت به یکدیگر استفاده نمود. بر این اساس، بر مبنای فیلتر اویلر اعمال شده بر روی داده‌ها



شکل ۲۰- نقشه تیلت-ژرفا، محدوده مورد مطالعه با کادر مشکی مشخص است (اخوان‌اقدام، ۱۴۰۱).

Figure 20. Tilt-depth map. Black rectangle shows the study area (Akhavan-Aghdam, 2022).

#### ۴- بحث

##### ۴-۱- خاستگاه ماگمای گرانیتویدی مارفیون

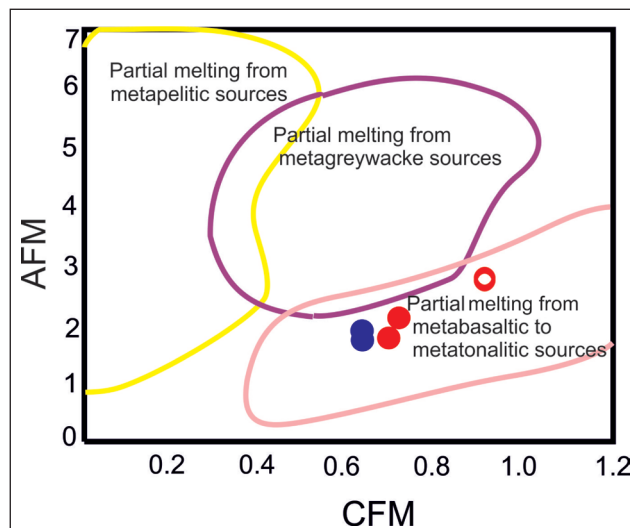
این توده دارای انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اندازه‌های گوناگون بوده و همچنین طیف ترکیبی آن‌ها از حدواسط تا اسیدی (بیشتر تونالیتی) است. این موارد از شواهد اختلاط ماگمایی می‌باشد. چپل و وایت (Chappell and White, 1974)، منشا احتمالی گرانیتویدهای I-type را به ذوب بخشی سنگ‌های آذرین دگرگونه پوسته‌ای با ترکیب بازیک تا حدواسط نسبت می‌دهند. مطالعات تجربی انجام شده توسط پژوهشگران گوناگون نشان داده که گرانیتویدهای متآلومین می‌توانند در طی ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی و گرانیتویدهای پرآلومین از ذوب بخشی سنگ‌های آواری رسوبی تشکیل گردند (Johannes and Holtz, 1996; Rapp and Watson, 1995; Patiño-Douce and Harris, 1998; Patiño-Douce and McCarty, 1998). در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های ۱۴ و ۱۵)، گرانیتویدهای توده مارفیون در عناصر Nb و Ti تهی شدگی و در عناصر LREEs و LILEs غنی شدگی نشان می‌دهند که با ویژگی‌های شیمیایی مذاب‌های پوسته‌ای مطابقت دارد. لازم به یادآوری است که این ویژگی‌ها ممکن است در مذاب‌های حاصل از گوشته غنی شده‌ای که توسط شماره‌ها متاسوماتیزه گردیده (Cameron *et al.*, 2003; Rottura *et al.*, 1998) نیز مشاهده شود و یا در مورد تهی شدگی Nb و Ti نشان‌دهنده فقر این عناصر در خاستگاه باشد. اما سنگ‌های گرانیتویدی مارفیون میزان سیلیسی بیش از ۵۷ درصد وزنی داشته و میزان  $Al_2O_3$  آن‌ها بین ۱۳/۶ تا ۱۷/۳ است که این ویژگی‌ها با مذاب‌های مادر بازیک در تعادل با منبع گوشته‌ای (که در آن‌ها میزان سیلیس کمتر و  $Al_2O_3 < 15wt\%$  است)، مطابقت ندارد. در نمودار  $Al_2O_3/MgO + FeOt$  در برابر  $CaO/MgO + FeOt$ ; CFM از آلتر و همکاران (Altherr *et al.*, 2000) تمامی نمونه‌ها در محدوده مذاب‌های حاصل از ذوب سنگ‌های متابازالتی قرار گرفته‌اند که نقش پوسته پایینی را در تشکیل این ماگماهای دارای منشا ترکیبی نشان می‌دهد (شکل ۲۱).

تاکنون مدل‌های پتروژنتیکی گوناگونی برای تشکیل سنگ‌های گرانیتویدی I-type کمان آتشفشانی اراپه گردیده که شامل: تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی (magma mixing or mingling)، هضم سنگ‌های دیواره (wall-rock assimilation)، استخراج مذاب از مواد ذوب نشده یا باقیمانده موجود در منبع و همچنین ترکیبی از تمام این فرایندها هستند (Chappell, 1996). براساس مشاهدات صحرائی، این توده در زمره توده‌های حدواسط-فلسیک حجیم به‌شمار رفته و برخلاف نظر طهماسبی نمکی (۱۳۸۲) و ملکی (۱۳۸۶)، نمی‌تواند تنها حاصل تفریق ماگماهای بازالتی مشتق شده از گوشته باشد، چرا که به‌طور معمول ماگماهای حاصل از فرایند تفریق ماگماهای بازیک، حجم کمی داشته و به‌صورت توده‌های نفوذی کم‌حجم پراکنده دیده می‌شوند. همچنین با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی، این سنگ‌ها تمرکز به‌نسبت پایینی از V, Co, Cr, Ni دارند در حالی که تمرکز این عناصر در مذاب‌هایی که از تفریق ماگماهای بازالتی حاصل شده‌اند، اغلب بالا بوده و افزون بر آن، تمامی نمونه‌ها میزان  $SiO_2$  به‌نسبت بالایی داشته و عدد منیزی آن‌ها (22.47-44.78) زیر ۶۰ است که با مذاب‌هایی که تنها از تفریق ماگماهای بازیک حاصل شده‌اند، مطابقت ندارد (Kuster and Harms, 1998). با در نظر گرفتن ویژگی‌های کانی‌شناسی این سنگ‌ها همچون حضور کانی‌های فرومنیزین فراوان (آمفیبول، بیوتیت و گاهی پیروکسن) و همچنین حضور کانی‌های فرعی تیتانیت و زیرکن با فراوانی بالا و آپاتیت با فراوانی متوسط و وجود انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در آن‌ها، برپایه رده‌بندی باربارین (Barbarin, 1999)، این گرانیتویدها از نوع ACG (amphibole-rich calc-alkaline granitoids) هستند. از دیدگاه ایشان، این گرانیتویدهای کالک-آلکالین متآلومین غنی از آمفیبول، خاستگاه ترکیبی (شامل ترکیب و اختلاط اجزای پوسته‌ای و اجزای مشتق شده از گوشته) دارند. سنگ‌های

محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار دارند. در نمودار عنبکوتی نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه سان و مک دونو (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند (شکل ۱۵)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) همچون Zr, Nb, Cs, K, U, Th, Pb به سمت عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) همانند Ti شیب منفی دارند که نشان‌دهنده I-type بودن این گرانیتوئیدها و ارتباط آن‌ها با حواشی فعال قاره‌ای است (Barbarin, 1999; Pearce *et al.*, 1984). با توجه به نتایج سن‌سنجی به دست آمده به روش U-Pb زیرکن، زمان تبلور پروژند جنوبی توده مارفیون  $18.89 \pm 0.2$  Ma تعیین شد که این سن با سن به دست آمده برای رخنمون اصلی مارفیون توسط هنرمند و همکاران (Honarmand *et al.*, 2013) مشابهت دارد. در بخش میانی کمر بند ارومیه-دختر سن‌سنجی‌های متعددی تاکنون انجام گرفته (e.g., Chiu *et al.*, 2013; Babazadeh *et al.*, 2017; Honarmand *et al.*, 2013; Shahsavari-Alavijeh *et al.*, 2017) که اوج ماگماتیسیم کالک-آلکالن سنوزویک را در جریان فرورانش تیتس نو در حدود ۱۷-۵۳ میلیون سال پیش نشان می‌دهند. چپو و همکاران (Chiu *et al.*, 2013) نشان دادند که ماگماتیسیم کالک-آلکالن متعلق به میوسن، به طور عمده در بخش میانی و جنوبی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر رخ داده است. وردل و همکاران (Verdel *et al.*, 2011)، ماگماتیسیم پالوژن و کشش متعاقب آن در کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر را ناشی از فرایند برگشت رو به عقب سنگ‌کره اقیانوسی تیتس نو (slab roll back) به دنبال فرورانش اسلب تخت شده (flat-slab) در کرتاسه، همزمان با فرگشت فاز کوهزایی لارامید و پست لارامید در باختر آمریکا می‌دانند. قربانی و همکاران (Ghorbani *et al.*, 2014) ماگماتیسیم بازیگ الیگوسن-میوسن در بخش میانی ارومیه-دختر را با مدل ژئودینامیکی بالاآمدگی گوشته نرم‌کره‌ای (استنوسفری) ناشی از برگشت رو به عقب سنگ‌کره اقیانوسی تیتس نو مطابقت می‌دهند. آگارد و همکاران (Agard *et al.*, 2011) الیگوسن را دوران کمون یا خواب ماگماتیسیم دانسته و بر این باورند که در این زمان ماگماتیسیم به شدت کاهش یافته و یا دیده نمی‌شود. همچنین از زمان میوسن پسین (۱۰ میلیون سال پیش) ماگمای آداکتی در بخشی از کمان ارومیه-دختر (ناحیه انار) شکل گرفته که وجود آن را نتیجه شکستگی ورقه فرورو (subducted slab break-off) می‌دانند (Agard *et al.*, 2011; Omrani *et al.*, 2008). برپایه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، سن‌سنجی و زمین‌شیمی به نظر می‌رسد که توده نفوذی کالک-آلکالن مورد مطالعه با داشتن ویژگی‌های پیش از برخورد، در زمان گذار و انتقال از محیط فرورانش به برخورد قاره‌ای در نتیجه بسته شدن اقیانوس تیتس نو شکل گرفته باشد که نشان می‌دهد پیش از این (زمان قبل از میوسن زیرین) آثار برخورد صفحات عربی و اوراسیا در بخش میانی کمر بند ارومیه-دختر دیده نمی‌شود و این نتیجه‌گیری خلاف یافته‌های هنرمند و همکاران (Honarmand *et al.*, 2013) است که تشکیل این توده‌های گرانیتوئیدی را مربوط به ماگماتیسیم پس از برخورد دانسته‌اند.

#### ۵- نتیجه‌گیری

گرانیتوئید مارفیون در بخش میانی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر با رخنمونی دایره‌ای شکل درون واحدهای گدازه‌ای و آذرآوری در توالی با واحدهای رسوبی ائوسن نفوذ کرده است. ترکیب سنگ‌شناسی مدال غالب توده مارفیون گرانودیوریتی تا توالیتی بوده و رخنمون جنوبی آن ترکیبی حدواسط دارد. آنکلاوهای مافیگ میکروگرانولار با ترکیبی مشابه سنگ میزبان، داخل این توده حضور دارند که از جمله شواهد اختلاط ماگمایی هستند. سن‌سنجی U-Pb زیرکن از رخنمون جنوبی توده، سن تبلور آن را  $18.89 \pm 0.20$  Ma میوسن زیرین (بوردیگالین) نشان داد. برپایه تفسیر کیفی داده‌های ژئوفیزیک هوابرد، توده باتولیتی بزرگی با ترکیب دیوریتی-گابروبی در اعماق زمین با شیبی به سمت شمال خاور شناسایی شد که این توده تحت تاثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی قرار گرفته و گسل‌های پی‌سنگی راست‌راست‌بُر و گسل‌های چپ‌بُر هم‌یوغ آن‌ها، در پروژند آن از اعماق زیاد، نقش داشته‌اند.



شکل ۲۱- نمودار AFM  $(Al_2O_3/FeOt+MgO)$  در برابر CFM  $(CaO/FeOt+MgO)$  از آلتر و همکاران (Altherr *et al.*, 2000). نشانه‌های به کار رفته در شکل، مشابه نمودارهای قبلی می‌باشد.

Figure 21. Molar  $Al_2O_3/(MgO + FeOt)$  (AFM) versus molar  $CaO/(MgO + FeOt)$  (CFM) diagram (modified after Altherr *et al.*, 2000), showing the metabasaltic source for Marfioon granitoid.

در مورد سیل‌های میکرودیوریتی باختر و شمال توده مارفیون که هنرمند و همکاران (Honarmand *et al.*, 2013) از آن‌ها تحت عنوان توده‌های نفوذی مزوش نام برده‌اند، این احتمال داده می‌شود که این سیل‌ها توسط دایک‌های تغذیه‌کننده از باتولیت بزرگ دیوریتی-گابروبی در زمان ائوسن منشا گرفته و در نزدیکی‌های سطح جایگزین شده باشند. حرارت زیاد ناشی از حجم زیاد این باتولیت، موجبات ذوب بخشی پوسته زیرین را فراهم آورده و مذاب پوسته‌ای حاصل با مذاب مافیگ اختلاط پیدا کرده و در میوسن زیرین توده مارفیون با طیف ترکیبی متنوعی از گرانودیوریت تا توالیت و دیوریت تشکیل شده است.

#### ۴-۲- جایگاه زمین‌ساختی

از دیرباز پژوهشگران مختلفی (e.g., Takin, 1972; Bocalletti *et al.*, 1976; Berberian and King, 1981; Alavi, 1994) آتشفشان‌های ایران مرکزی (پهنه ارومیه-دختر) را از نوع فشارشی می‌پندارند و بر این باورند که فرورانش سنگ‌کره (لیتوسفر) اقیانوسی تیتس نو به زیر خردقاره ایران مرکزی سبب ذوب بخشی پوسته زیر رانده شده و به دنبال آن فعالیت‌های آتشفشانی رخ داده است. برپایه مطالعات عمرانی و همکاران (Omrani *et al.*, 2008) این فرورانش در پایان مزوزویک صورت گرفته و فعالیت ماگمایی در زمان فرورانش، از ژوراسیک پیشین تا ائوسن پسین فعال بوده و پس از برخورد قاره‌ای در میوسن پسین، در پهنه ارومیه-دختر ادامه یافته است. در مورد توده نفوذی مورد مطالعه که در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر جای دارد، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آن دال بر تشکیل این توده در محیطی با ویژگی‌های نواحی فرورانشی است. برپایه نمودار پیرس و همکاران (Pearce *et al.*, 1984) (شکل ۱۳-a)، توده مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار دارد. نمودار سه‌تایی هریس و همکاران (Harris *et al.*, 1986) (شکل ۱۳-b)، نیز جایگاه این گرانیتوئیدها را محدود کرده کمان آتشفشانی نشان می‌دهد. برپایه نمودار شندل و گورتون (Schandl and Gorton, 2002) (شکل ۱۳-c)، نمونه‌های گرانیتوئیدی در

در عناصر Nb, Ta, Ti, P نشان‌دهنده جایگیری این توده در محیط مرتبط با فرورانش است. شواهد سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشانگر نقش فرایند اختلاط ماگمایی (اختلاط و ترکیب ماگماهای بازالتی گوشته‌ای و مذاب حاصل از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پایینی) در تشکیل سنگ‌های محدوده مورد مطالعه است. به نظر می‌رسد که این توده نفوذی در یک دوران انتقالی و گذار از محیط فرورانش به برخورد قاره‌ای، به دلیل بسته شدن اقیانوس تیسس نو شکل گرفته باشد.

گسل‌های فرعی که سطحی تر هستند، سبب شده توده در نزدیکی سطح به صورت دو تا سه توده مجزا از هم دیده شود. برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، گرانیتوئیدهای مارفون دارای ماهیت کالک-آلکالن و متآلومین بوده و از نوع گرانیتوئیدهای منیزیمی I-type پتاسیم متوسط هستند. نمودارهای زمین‌شیمیایی محیط زمین‌ساختی این گرانیتوئیدها را کمان آتشفشانی نشان می‌دهد و در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با کندریت و گوشته اولیه، غنی‌شدگی نسبی در LREE و LILE و نیز تهی‌شدگی

## کتابکاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۷۷، نقشه پهنه‌های رسوبی-ساختاری عمده ایران. نشریه علوم زمین، دوره ۷، شماره ۳۰-۲۹، سازمان زمین‌شناسی ایران.
- اخوان‌اقدام، م.ر.، ۱۴۰۱، تفسیر داده‌های ژئوفیزیک هواپرد در قسمتی از برکه ۱:۱۰۰،۰۰۰ کاشان (محدوده نیاسر). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امامی، م.ه.، ۱۳۷۷، ماگماتیسیم در ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۶۲۱ ص.
- امامی، م.ه. و رادفر، ج.، ۱۳۷۲، نقشه زمین‌شناسی کاشان، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسن زاده، ج.، ۱۳۵۷، مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه قصر جنوب کاشان (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۱۰۲ ص.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۶۳، اصول آتشفشان‌شناسی. انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ۳۷۸ ص.
- طهماسبی نمکی، ز.، ۱۳۸۲، پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی نیاسر کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۱۷ ص.
- عمیدی، س.م. و زاهدی، م.، ۱۳۵۹، نقشه زمین‌شناسی کاشان، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۸۲، مبانی آتشفشان‌شناسی با نگرشی بر آتشفشان‌های ایران، انتشارات آراین زمین، تهران، ۳۶۲ ص.
- قربانی، م.، ۱۳۹۳، ماگماتیسیم-متامورفیسیم ایران، انتشارات آراین زمین، تهران، ۳۲۵ ص.
- معین وزیری، ح.، ۱۳۷۵، دیباچه‌ای بر ماگماتیسیم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران، ۴۴۰ ص.
- ملکی، پ.، ۱۳۸۶، پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی مارفون در غرب کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- مهدوی زفرقندی، م.، ۱۳۵۷، مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه ایبانه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۰۰ ص.
- نصرافهانی، ع. و وهابی مقدم، ب.، ۱۳۸۹، موقعیت تکنونیک و ماگمایی رخنمون‌های فلسیک الیگوسن در جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان). مجله پترولوژی ۱(۲)، ۹۵-۱۰۸.
- هنرمند، م.، مؤید، م.، جهانگیری، ا.، احمدیان، ج.، بهادران، ن.، ۱۳۹۰، بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه نفوذی نظنز، شمال اصفهان. مجله پترولوژی ۱(۳)، ۶۵-۸۸.
- هنرمند، م.، ۱۳۹۱، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه نفوذی نیاسر، غرب کاشان، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۸۹ ص.

## References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences Geologische Rundschau* 94, 401-419, <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148, 692-725, doi:10.1017/s001675681100046X.
- Aghanabati, A., 1998. *Map of major sedimentary and structural units of Iran. Geosciences 7 (29-30), Geological Survey of Iran. (In Persian)*.
- Akhavan-Aghdam, M.R., 2022. *Interpretation of airborne geophysical data of some regions in the Kashan geological map (Neyasar area). Geophysic department of geological survey of Iran. (In Persian)*.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics* 229, 211-238, doi:10.1016/0040-1951(94)90030-2.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304, 1-20, doi: 10.2475/ajs.304.1.1.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science* 307, 1064-1095, doi:10.2475/09.2007.02.
- Altherr, R., Holl, A., and Hegner, E., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51-73.
- Amidi, S.M., 1977. *Etude Geologique De La Region De Natanz - Surk (Central IRAN), Geological Survey of Iran, Rep. 42, 316 p.*
- Amidi, S.M., and Zahedi, M., 1980. *Geology map of Kashan (scale 1:250000). Geological survey of Iran. (In Persian)*.
- Babazadeh, S., Ghorbani, M. R., Broker, M., D'Antonio, M., Cottle, J., Gebbing, T., Mazzeo, F. C., and Ahmadi, P., 2017. Late Oligocene-Miocene mantle upwelling and interaction inferred from mantle signatures in gabbroic to granitic rocks from the Urumieh-Dokhtar arc, south Ardestan, Iran. *International Geology Review* 59, 1938-2839, doi:10.1080/00206814.2017.1286613.
- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A., and Tabatabaei, S.H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: insights from late Tertiary foreland basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran, *Geological Society of America Bulletin* 123, 106-131.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
- Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., and Fisher, N., 2002. Igneous Zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 602-622.
- Berberian, F., and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), *Zagros, Hindu Kush, Himalaya: Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, Geodynamics Series, vol. 3, 5-32, doi:10.1029/GD003p0005.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran, *J. Geol. Soc. London*, 139, 605-614.

- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265, doi:10.1139/e81-019.
- Boccaletti, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Motamed, A., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F., and Amin Sobhani, E., 1976. Neogene and Quaternary volcanism of Bijar area (western Iran), *Bulletin Volcanologique*, 40 (2).
- Braud, J., 1987. La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): reconstitution paleogeographique, evolution geodynamique, magmatique et structurale. Unpublished PhD Thesis, Universtie Paris-Sud, 488 p.
- Caillat, C., Dehlavi, P., and Martel-Jantin, B., 1978. Géologie de la région de Saveh (Iran); contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran Central. Thèse de Doctorat de Specialities Grenoble University, 325 p.
- Cameron, B. I., Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matias, O., and Feigenson, M. D., 2003. Flux versus decompression melting at stratovolcanos in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119, 21– 50.
- Chappell, B. W., 1996. Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 37, 449– 470.
- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of dinburgh: Earth Sciences* 83, 1–26.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos* 162-163, 70-87, doi: 10.1016/j.lithos.2013.01.006.
- Clark, D.A., 1997. Magnetic Petrophysics and Magnetic Petrology: Aids to Geological Interpretation of Magnetic Surveys. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* 7(2): 83-103.
- Darvishzadeh, A., 1984. Principles of volcanology, Tehran university publications, 378 p. (In Persian).*
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183-210, doi:10.1016/0009-2541(80)90020-0.
- Dercourt, J., Ricou, L. E., and Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps, 14 maps, 1 pl. Paris: Gauthier-Villars.
- Emami, M. H., 1981. Geologie de la region de Qom-Aran (Iran), Contribution a l'étude dynamique et geocheique du volcanism tertiaire de l'Iran central, These Doctorat Etat. Grenble, France, 489 p.
- Emami, M. H., 2000. Magmatism in Iran Geological Survey of Iran, 621 p. (In Persian).*
- Emami, M. H., Radfar, J., 1993. Geology map of Kashan (scale 1:100000). Geological survey of Iran. (In Persian).*
- Frost, B., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Gholami-Zadeh, P., Adabi, M.H., Hisada, K.I., Hosseini-Barzi, M., Sadeghi, A., and Ghassemi, M.R., 2017. Revised version of the Cenozoic Collision along the Zagros Orogen, Insights from Cr-spinel and Sandstone Modal Analyses. *Nature, Scientific Report*, 7(1), 1-15, doi:10.1038/s41598-017-11042-1.
- Ghorbani, M., 2003. Principles of volcanology and a review on volcanism in Iran, Arianzamin press, Tehran, 362 p. (In Persian).*
- Ghorbani, M., 2014. Iran magmatism-metamorphism, Arianzamin press, Tehran, 325 p., (In Persian).*
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T., and Ghaderi, M., 2014. Oligocene-Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran. *International Geology Review* 56, 1039e1050, doi:10.1080/00206814.2014.919615.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision tectonics*. Geological Society London, Special publication 19, 67-81.
- Hasanzadeh, J., 1977. Geological and petrological study of igneous rocks Ghamsar region (S. Kashan), M.Sc. thesis, University of Tehran, 102 p. (In Persian).*
- Hessami, K.h., Jamali, F., Tabassi, H., 2003. Major Active Faults of Iran, *International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIIES)*.
- Hine, R., Williams, I.S., Chappell, B.W., and White, A.J.R., 1978. Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *Journal of the Geological Society of Australia* 25, 219-234.
- Holton, T., Jamtveit, B., and Meakin, P., 2000. Noise and oscillatory zoning of minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(11), 1893–1904.
- Honarmand, M., 2012. Petrological and geochemical study of the Niyasar plutonic complex, Urumieh-Dokhtar magmatic belt, Iran. Ph.D. thesis, Tarbiat Modares University, 289 p. (In Persian).*
- Honarmand, M., Moayed, M., Jahangiri, A., Ahmadian, J., and Bahadoran, N., 2010. Study of Geochemical Characteristics of Natanz plutonic complex, North of Isfahan. Petrology* 3, 65-88. (In Persian).
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Corfu, F., Emami, M. H., and Nabatian, G., 2013. Geochronology and magmatic history of a calcalkaline plutonic complex in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, Central Iran: Zircon ages as evidence for two major plutonic episodes. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 190, 67–77, doi:10.1127/0077-7757/2013/0230.
- Hoskin, P.W.O., and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27-62.
- Jackson, J., Haines, A. J., and Holt, W.E., 1995. The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100, 15, 205– 15, 209.
- Johannes, W., and Holtz, F., 1996. *Petrogenesis and Experiment Petrology of Granitic Rocks*. Springer, Berlin. 1-254.
- Kuster, D., and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45, 177-195.
- Lescuyer, J.I., and Riou, R., 1976. Géologie de la région de Mianeh (Azarbaijan). Contribution de la volcanisme tertiaire de l'Iran. Thèse 3 cycle, Grenoble, 234 p.
- Mahdavi-Zafarghandi, M., 1978. Geology and petrology study of Abyaneh igneous rocks. M.Sc. thesis. University of Tehran, 100 p. (In Persian).*

- Maleki, P., 2007. *Petrology and geochemistry of Marphioon pluton (west of Kashan). M.Sc. thesis, University of Tarbiat Moallem. (In Persian).*
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643, doi:10.1130/0016-7606(1989)101<0635: TDOG>2.3.CO;2.
- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56, 263-287, doi:10.1080/00206814.2013.853919.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397-412, doi:10.1016/S1367-9120(02)00035-4.
- Moinvaziri, H., 1996. *Introduction to the Magmatism of Iran. Tarbiat Moallem University, Tehran, 440 p. (In Persian).*
- Nasr Esfahani, A., and Vahabi Moghadam, B., 2010. *Magmatice and tectonic setting of Oligocen in south of Ardestan. Petrology 1(2), 95-108. (In Persian).*
- Nogol-e-Sadate, M., 1978. Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Conséquences des résultats de l'analyse structurale de Qom. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Français, 206 p.
- Omrani, J., Agard, Ph., Whitechurch, H., Mathier, B., Prouteau, G., and Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequence, *Lithos*, 106(3-4), 380-398.
- Patiño Douce, A.E., and Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39, 689-710.
- Patiño-Douce, A.E., and McCarty, T.C., 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker, B.R., Liu, J.G. (Eds.), *When Continents Collide: Geodynamics of Ultrahigh Pressure Rocks*. Kluwer Academic Publisher, Netherlands, 27-55.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983, doi:10.1093/petrology/25.4.956.
- Pei, F., Xu, W., Yang, D., Zhao, Q., Liu, X., and Hu, Z., 2007. Zircon U-Pb geochronology of basement metamorphic rocks in the Songliao Basin. *Chinese Sci. Bull.* 52, 942-948, doi:10.1007/d11434-007-0107-2.
- Pourhosseini, F., 1981. *Petrogenesis of Iranian Plutons, a study of the Natanz and Bazman Intrusive complexes. Ph.D. Thesis, Cambridge University. Geological Survey of Iran.*
- Rapp, R. P., and Watson, E. B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *J. Petrol.* 36, 891-931.
- Rehnstron, E.F., 2003. Geochronology and petrology of the Tielma magmatic Complex, Northern Swedish Caledonides-result and tectonic implication, *Norwegian Journal of Geology* 83, 243-257.
- Rickwood, P. C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Ricou, L. E., Braud, J., and Brunn, J.H., 1977. Le Zagros. In *Livre à la mémoire de A.F. de Lapparent (1905-1975), Mémoire hors Série de la Société Géologique de France* 8, 33-52.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation*, Longman Scientific and technical, 352 p.
- Rottura, A., Bargossi, G. M., Caggianelli, A., Del Moro, A., Visona, D., and Tranne, C. A., 1998. Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy. *Lithos* 45, 329- 348, doi:10.1016/S0024-4937(98)00038-3.
- Sabzehi, M., 1974. *Les melanges ophiolitiques de la region d, Esfandagheh, These d, etate. Universite Scientifique et Medicaled de Grenoble, France, 306 p.*
- Schandl, E.S., and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97, 629-642, doi:10.2113/97.3.629.
- Sen, P.A., Temel, A., and Gourgaud, A., 2004. Petrogenetic modelling of Quaternary postcollisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia. *Geological Magazine* 141, 81-98, doi:10.1017/S0016756803008550.
- Sengör, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T., and Hsü, 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 & A. Hallam), 81-119, Geological Society of London, Special Publication no. 37.
- Sengör, A.C.M., Cin, A., Rowley, D.B., and Nie, S.Y., 1993. Space-time patterns of magmatism along the Tethysides: A preliminary study: *The Journal of Geology*, 101, 51-84.
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 652-665, doi: 10.1016/j.jseae. 02.004.
- Shahsavari-Alavijeh, B., Rashidnejad-Omran, N., and Corfu, F., 2017. Zircon U-Pb ages and emplacement history of the Nodoushan Plutonic Complex in the Central Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, Central Iran: Product of Neotethyan subduction during the Paleogene. *Journal of Asian Earth Sciences* 143, 283-295, doi: 10.1016/j.jseae.2017.03.034.
- Shahsavari-Alavijeh, B., Rashidnejad-Omran, N., Toksoy-Köksal, F., Xu, W., and Ghalamghash, J., 2019. Oligocene subduction-related plutonism in the Nodoushan area, Urumieh-Dokhtar magmatic belt: Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry, *Geoscience Frontiers* 10(2): 725-751. DOI:10.1016/j.gsf.2018.03.017.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52(7): 1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Geol Society Special publication*, 313-345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Tahmasbi-Namaki, Z., 2003. *Petrology and geochemistry of Neyasar pluton (Kashan). M.Sc. thesis. University of Isfhan, 117 p. (In Persian).*
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East, *Nature* 235, 5334.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30, 1-20, doi:10.1029/2010TC002809.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.