



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

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

Azizabad-Hazarkhani granitoid, NE of Songhor: Evidence of a subduction event in the N- Sanandaj-Sirjan continental arc

Ashraf Torkian^{1*}, Sara Damchin Mashak², Mohsen Mohammadi³

1. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu -Ali Sina University, Hamedan, Iran

3. MSc student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Article info

Article history

Received: 8 April 2024

Accepted: 1 August 2024

Keywords:

arc volcanic, granitoid, calc-alkaline, amphibolite, Songhor, Kermanshah.



Abstract

The study area is located in the SaSZ, NE of Songhor city, Kermanshah Province. Based on field observations and mineralogical data, the Azizabad-Hazarkhani I-type calc-alkaline granitoid consists of granites, monzonites and diorites with small volumes of gabbroic rocks. Co-variations in major and trace elemental abundances do not indicate a continuous compositional suite and therefore do not suggest a co-magmatic origin. According to geochemical evidence, the samples are enriched in incompatible elements such as Th, Rb, La, Ce and Nd and depleted in Nb, Ti and Eu, with metaluminous affinity. These characteristics reflect the role of continental crust and crust-derived melts. Tectonic setting discrimination diagrams suggest that this complex belongs to the volcanic arc and is related to an active continental margin setting. According to the geological history of this area, it can be attributed to the subduction of Neo-Tethyan oceanic crust below the Central Iran microplate. We suggest that the Parishan and Darvazeh mantle-derived basaltic magmas may have provided the heat required for the partial melting of various source rocks, including amphibolites, meta-basites, and meta-andesites, through diffusive heating.

Introduction

Petrologists consider three possible origins to explain the genesis of global granitoids: crustal melting, a mantle-derived origin, and a more complex origin that involves both crustal and mantle-derived components. Studies of granitoids are complicated because they (1) carry signatures of their tectonic environment, (2) record variable source compositions and melting conditions, and (3) undergo complex post-melting processes and reactions including mixing/mingling between pulses of mafic and felsic magmas, crustal contamination and assimilation, and magma chamber events such as crystal fractionation (e.g. Eby, 1990; Pitcher 1997; Bonin, 2007; Altherr et al., 2000; Azizi et al., 2020; Moyen et al., 2021).

The Sanandaj-Sirjan Zone (SaSZ) is an Andean type magmatic-metamorphic belt with a NW-SE trend, which

initiated by the oblique subduction of the Neotethys oceanic plate under the Central Iranian microplate (e.g. Berberian and Berberian, 1981; Agard et al., 2011). One of the remarkable features of the SaSZ is the emplacement of compositionally heterogeneous granitoid batholiths that include I-type, S-type and A-type felsic rock units (e.g. Torkian et al., 2008; Mahmoudi et al., 2011; Molaiee-Yeghaneh et al., 2018; Jamshidibadr et al., 2018; Shirmohamadi et al., 2023). This paper describes the field relationships, petrography and whole-rock geochemistry of different lithotypes within the Azizabad-Hazarkhani granitoid; we use these data to examine the geology, geochemistry and the genetic relationships of the diverse rocks within the complex.

DOI <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.101373>

*Corresponding author: Ashraf Torkian; E-mail: a-torkian@basu.ac.ir

How to cite this article: Torkian, A., Damchin Mashak, S., Mohammadi, M., 2024. Azizabad-Hazarkhani granitoid in NE-Songhor: Evidence of a subduction event in the N- Sanandaj-Sirjan continental arc. Kharazmi Journal of Earth Sciences 10(1), 123- 151. <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.101373>



BY NC

Regional geology

The study area is located near Songhor city, between 47° 30' and 48° 00' E longitude and 34°30' and 35° 00' N latitude and in the villages of Gulali, Azizabad, Malavali, Qomshane, Qormedare and Hazarkhani. Structurally, the studied granitoid complex is located in the Sanandaj-Sirjan Andean metamorphic-magmatic zone and is mainly composed of acidic to mafic-intermediate rocks. The complex includes diorites, monzonites, granites and minor amounts of mafic microgranular enclaves (MMEs) with microgranular fabric. Field relationships in this complex indicate that the contacts between individual units are not very clear and sharp, and are often indistinguishable and/or gradational. According to [Eshraghi et al. \(1996\)](#), the upper Eocene –lower Oligocene body (Sinavand) intruded Jurassic-Cretaceous metamorphic rocks, but the calculated age for the granitic-monzonitic of Sinavand pluton is zircon U–Pb and titanite (U-Th-Pb) age of ~151 Ma reported by [Wang et al. \(2023\)](#).

Materials and Methods

Ninety samples from different units of the granitoid complex were selected for petrographic studies, and 20 suitable samples were analyzed. Whole-rock chemical analysis was performed at the MSLABS (Canada). Major oxides and trace elements were determined using Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES) and rare earth elements (REEs) by ICP-MS methods.

Results

Based on field observations and mineralogical characteristics, this granitoid complex consists of felsic granitoids, monzonites (intermediate granitoid) and diorites, and small outcrops of gabbroic rocks. The complex is also locally intruded by dykes of largely dioritic composition that have intruded mostly granodioritic rocks (less than 5% of the total mass body). Sparse mafic microgranular enclaves with cusped contacts show coeval intrusion of mafic and felsic magmas. Field relationships in this complex suggest that

many of the compositionally distinct bodies were at least partially molten simultaneously.

Petrographic studies show that granitic and monzonitic rocks have similar mineral assemblages. This assemblage includes quartz, K-feldspar and plagioclase, amphibole and biotite. Accessory minerals (apatite, titanite, zircon, and Fe–Ti oxides) are also common in these rocks. The felsic granitoid rocks are alkali feldspar granite, granite (syenogranite and monzogranite) and granodiorite. Plagioclase occurs as euhedral to subhedral crystals and anhedral K-feldspar crystals are observed in large crystalline and microcrystalline forms. These rocks are medium to fine-grained and mostly granular, with local porphyritic, zoning and perthitic textures.

The monzonitic rocks contain plagioclase feldspar (30-45 vol.%), orthoclase (30-15 vol.%), quartz (7-12 vol.%) and biotite and amphibole (combined 5-20 vol.%). They have subhedral granular and perthitic textures. Perthitic texture is developed in K-feldspar crystals and some euhedral to subhedral plagioclases are zoned. The Fe-Ti oxides include magnetite and ilmenite.

The dioritic-gabbroic rocks encompass quartzdiorite, monzodiorite, diorite and hornblende gabbro. They are characteristically mesocratic/melanocratic, medium to fine grained and display intergranular to subhedral granular textures. These rocks are composed of plagioclase, orthoclase and quartz. Plagioclase is euhedral to subhedral with clear lamellar twinning (45-60 vol.%), amphibole, mostly as hornblende (18-35 vol.%), biotite (2-8 vol.%), K-feldspar (10-15 vol.%) and quartz (0-15 vol.%). Titanite, apatite, and Fe-Ti oxides are the main accessory minerals.

Mineralogical and geochemical studies show that the magmas belong to the calc-alkaline series of metaluminous and I-type granitoid rocks. Silica (SiO₂) contents of granitoids, monzonitic rocks and mafic–intermediate units range from 68.47-75.85 wt.%, 62.20-66.99 wt.% and 48.51- 61.11 wt.%, respectively. Harker variation diagrams do not display systematic decreases in the abundances of Fe₂O₃^t, MgO, TiO₂, CaO and P₂O₅ with increasing SiO₂ content.

The analyzed samples were plotted on primitive mantle (PM) normalized rare earth element (REE) and multi-element diagrams (Sun and McDonough, 1989). Chondrite-normalized REE patterns (Sun and McDonough, 1989) for the Azizabad–Hazarkhani granitoid complex are characterized by enrichment of light rare earth elements (LREEs) relative to heavy rare earth elements (HREEs) and relatively flat HREE profiles. The evolved Azizabad–Hazarkhani rocks show development of negative Eu anomalies likely associated with fractionation of plagioclase feldspar. All the studied samples have relatively gentle and negative sloping REE patterns, while the dioritic-gabbroic rocks have a relatively low abundance of HREEs compared to the felsic granitoid and monzonitic rocks.

Primitive mantle-normalized trace element diagrams show similar characteristics for all of the samples. The granites and monzonitic rocks display highly to moderately negative Eu anomalies, whereas the mafic-intermediate samples have slightly negative anomalies. Furthermore, they show K, Th, Rb, and Cs positive anomalies relative to their neighboring elements, but Ba, Ta, Nb, Ti, and Sr have negative anomalies. This behavior of elements is similar in both monzonitic and granitic rocks.

Discussion

Regional and geochemical features of the Azizabad-Hazarkhani granitoid complex indicate that it was emplaced in a volcanic arc and an active continental margin setting. The enrichment of incompatible elements such as K, Th, Rb and La, as well as pronounced negative Ti, Nb, Sr and Ba anomalies in the granitoids, are indicative of subduction-related magmatism. In continental arc environments, granitoid magmas are formed in two ways: fractional crystallization of basaltic magma with crustal contamination (AFC) and partial melting of crustal rocks. The lack of correlations on Harker diagrams indicates that the felsic magmas do not originate primarily from fractional crystallization of the associated mafic-intermediate magmas and that they originated from different sources. The large volume of

granitoid magma compared to the total volume of gabbro+ diorite magmas also supports this inference. We suggest therefore that progressive crystallization of a basaltic magma is not the dominant process that caused the formation of the Azizabad-Hazarkhani granitoid complex.

Rocks derived from crustal melting have large amounts of Rb, Th, U, K, LREEs and Pb. They are typically poor in Ta, Ti and Nb, but are enriched in mobile trace elements and show slight fractionation effects for HREEs. The geochemical characteristics of the studied granitoids (both granites and monzonites) share these characteristics and melting of the crust is consistent with geochemical data of the studied granitoid.

Meta-pelites, meta-greywackes, amphibolites (including meta-andesites and meta-basalts) and tonalitic gneisses are common rocks in the crust that have the potential to form granitoid magmas. (e.g. Patiño Douce and Beard, 1995; Patiño Douce, 1999; Wang et al, 2023).

Partial melting of metabasites/amphibolites (including andesite and basaltic andesites of calc-alkaline magma series) can produce a melt with the geochemical characteristics of our study samples: metaluminous granitic magmas, which are rich in CaO and poor in K₂O (Patiño Douce, 1999; Beard and Lofgren, 1991). Additionally, Sylvester (1998) suggested that formation of crustally-derived melts is controlled by plagioclase in the source rock. We note that in a Rb/Sr-Rb/Ba diagram (Sylvester, 1998), the studied granitoid samples are plotted in the high CaO/Na₂O field suggesting abundant plagioclase in the primary melt source. Such sources may have amphibolite, meta-andesite or meta-basalt compositions. Ilmenite- amphibolites can form melts in which HFSE are significantly depleted compared to LILE, which is in accord with the geochemical data of the studied granitoid.

Variations between Al₂O₃/FeOt+MgO+TiO₂ vs. Al₂O₃+FeOt+MgO+TiO₂ and molar CaO/(MgO+FeO^l) vs. molar Al₂O₃/(MgO+FeO^l) (Altherr and Siebel, 2002; Patiño Douce, 1999) show that the studied samples of felsic rocks plot mainly in the field of metabasite-derived melts. We therefore conclude that the origin of

monzonites and diorites in the studied area of NE-Songhor is consistent with the composition of melts produced by partial melting of amphibolite crustal sources. We further suggest that these amphibolites represent the accumulated fractionation products of earlier magma chambers in the region and reflect the extensive history of arc magmatism in NW Iran.

Conclusion

The granitoid NE-Songhor is located in the Sanandaj-Sirjan Andean magmatic-metamorphic zone, which consists of two main units of granitoids (felsic and intermediate) and diorites and a very small amount of gabbroic rocks. Mineralogical and geochemical studies show that magma type of studied area is I-type, and all of the magmatic units belong to the calc-alkaline affinities. In Harker binary diagrams and patterns of spider diagrams and rare earth elements (REEs), the distribution trend of the samples does not show that they are of co-magmatic source, and therefore, their formation under the influence of the fractional crystallization process from a mafic source is ruled out. So, based on geochemical data, the felsic and mafic rocks were not co-genetic and were not formed through progressive fractionation crystallization processes. Specifically, the fractionation of mafic minerals (pyroxene/ amphibole) greatly lowers the HREE content of derivative felsic rocks compared to mafic rocks resulting in high LREE/HREE that are not observed in our samples. Geochemical characteristics show that they are enriched in LILE and LREE and depleted in HFSE. The enrichment of LILE and LREE compared to HFSE elements indicates their similarity to the subduction zone environments. The tectonic environment discrimination diagrams confirm the formation of magma in a volcanic arc environment in an active continental margin related to subduction. In accordance with the geological history of this area, the arc itself can be attributed to subduction of Neo-Tethyan oceanic crust below the Central Iranian microplate.

The geochemical properties of the studied granitoid rocks show that their composition is comparable to the

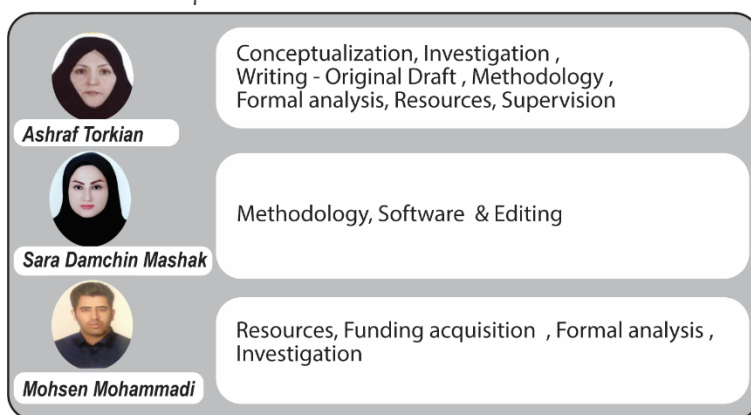
continental crust. Partial melting of metapelites, metagreywackes, amphibolites, metaandesites, metabasalts, or tonalitic gneisses can generate the parental melt. Experimental and laboratory diagrams suggest that diorites and monzonites originate from varying degrees of partial melting of metabasite-metaandesites and amphibolites, while granites (including monzogranite, syenogranite, and granodiorite) are more dispersed.

Reference

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148(5-6), 692-725.
<https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International journal of earth sciences* 94, 401-419.
<https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50(1-3), 51-73.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3).
- Altherr, R., Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143(4), 397-415.
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0352-y>.
- Azizi, H., Asahara, Y., Minami, M., Anma, R., 2020. Sequential magma injection with a wide range of mixing and mingling in Late Jurassic plutons, southern Ghorveh, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 200, 104469.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104469>.
- Beard, J.S., Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *Journal of Petrology* 32(2), 365-401.
<https://doi.org/10.1093/petrology/32.2.365>.
- Berberian, F., Berberian, M.J., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution* 3, 5-32.
<https://doi.org/10.1029/GD003p0005>.

- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97(1-2), 1-29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007>.
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26(1-2), 115-134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z).
- Eshraghi, S.A., Jafarian, M.B., Eghlimi, B., 1996. Geological Map of Sonqor 1:100,000. Geological Survey, Iran. (in Persian).
- Jamshidibadr, M., Collins, A.S., Salomao, G.N., Costa, M., 2018. U-Pb zircon ages, geochemistry and tectonic setting of felsic and mafic intrusive rocks of Almoghlagh complex, NW Iran *Periodico di Mineralogia*, 87(1), 21-53.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Mohajjel, M., 2011. U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41(3), 238-249. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006>.
- Molaiee Yeganeh, T. M., Torkian, A., Christiansen, E. H., Sepahi, A. A., 2018. Petrogenesis of the Darvazeh mafic-intermediate intrusive bodies, Qorveh, Sanandaj-Sirjanzone, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 11, 1-20. [doi: 10.1007/s12517-018-3554-y](https://doi.org/10.1007/s12517-018-3554-y).
- Moyen, J.F., Janoušek, V., Laurent, O., Bachmann, O., Jacob, J.B., Farina, F., Fiannacca, P., Villaros, A., 2021. Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 1, granites and paradigms. *Lithos* 402, 106291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106291>.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?. Geological Society, London, Special Publications 168(1), 55-75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>.
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36(3), 707-738. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.707>.
- Shirmohammadi, M., Sepahi, A.A., Santos, J.F., Maanijou, M., Torkian, A., Vahidpour, H., 2023. Geochemistry and Sr-Nd isotopic characteristics of ferroan-magnesian metaluminous granites of the NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: granite formation in a compressional-extensional setting during Late Jurassic time. *Geological Magazine* 160(6), 1065-1089. <https://doi.org/10.1017/S0016756823000146>.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *lithos* 45(1-4), 29-44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3).
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Special Publications* 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.1>.
- Torkian, A., Khalili, M., Sepahi, A.A., 2008. Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 185(2), 131. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2008/0114>.
- Wang, Z.M., Han, C.M., Xiao, W.J., Zhang, Z.Y., 2023. Zircon U-Pb and titanite U-Th-Pb ages of the Ghorveh mixed granitoid pluton: Implications for the Late Jurassic supra-subduction extension of the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Geological Journal* 58(1), 51-84. <https://doi.org/10.1002/gj.4580>.

CRediT authorship contribution statement



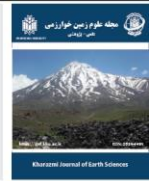


Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

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



مجموعه گرانیتوئیدی عزیزآباد - هزارخانی در شمال شرق سنقر: نشانه‌ای از رخداد فرورانش و تنوع ماگمایی در قوس قاره‌ای سنندج - سیرجان شمالی

اشرف ترکیان^{۱*}، سارا دامچین مشاک^۲، محسن محمدی^۳

۱. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران
۲. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران
۳. کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخچه مقاله	منطقه مورد مطالعه در شمال زون سنندج- سیرجان، در شمال شرقی سنقر (استان کرمانشاه) واقع شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و داده‌های کانی‌شناسی، گرانیتوئید کالک آلکالن نوع I عزیزآباد-هزارخانی از گرانیت‌ها، مونزونیت‌ها و دیوریت‌ها و حجم کمتری از سنگ‌های گابروبی تشکیل شده است. تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب نشان‌دهنده طیف ترکیبی پیوسته نیست و بنابراین منشأ هم ماگمایی را پیشنهاد نمی‌کند. بر اساس شواهد ژئوشیمیایی، نمونه‌ها از عناصر ناسازگار مانند La, Rb, Th, Ce و Nd غنی‌شدگی و از Ti, Nb و Eu تهی‌شدگی داشته و همچنین دارای سرشت متآلومینوس هستند. این ویژگی‌ها نقش پوسته قاره‌ای و مذاب‌های حاصل از پوسته را منعکس می‌کنند. نمودارهای متمایزکننده جایگاه‌های زمین‌ساختی نشان می‌دهد این مجموعه سنگ‌ها متعلق به قوس آتشفشانی و محیط حاشیه فعال قاره‌ای هستند. با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی این ناحیه، می‌توان آن را به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر میکروپلیت ایران مرکزی نسبت داد. پیشنهاد ما این است که ماگماهای گوشته بازالتی پریشان و دروازه ممکن است گرمای مورد نیاز برای ذوب بخشی سنگ‌های منشأ مختلف مانند آمفیبولیت‌ها، متابازیت‌ها و متآندزیت‌ها را از طریق انتشار گرما فراهم کرده باشند.
واژه‌های کلیدی	
قوس آتشفشانی، کالک‌آلکالن، پوسته، متابازیت، آمفیبولیت، کرمانشاه.	
QR Code	

مقدمه

عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2020) تزریق توده‌های نفوذی در پهنه دگرگونی و ماگمایی آندی سنندج-سیرجان را به چهار دوره نسبت داده‌اند: (۱) اولین دوره در ۴۵۰-۶۵۰ میلیون سال پیش در بخش شمالی و مرکز؛ (۲) دومین دوره به سن ۳۳۰-۳۵۰ میلیون سال و بیشتر گرانیت‌های نوع A که غالباً در بخش‌های شمالی فعال بوده و فعالیت کمتری در بخش‌های مرکزی داشته است؛ (۳) سومین دوره به سن ژوراسیک می‌باشد و اغلب بخش مرکزی را متأثر نموده و (۴) چهارمین دوره گرانیت‌های همزمان و پس از برخورد به سن ۵۵ میلیون سال هستند که در بخش شمالی متمرکز هستند. توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه و نیز مناطق قروه، مشیرآباد، شیروانه و قلا‌لان همگی در گروه سوم قرار داشته و شامل ماگماهای فلسیک با سن ژوراسیک پسین هستند (Torkian et al., 2008; Mahmoudi et al., 2011; Toulabi Nejad et al., 2021; Azizi et al., 2015; Ghasemi Siani and Bayat, 2021; Yajam et al., 2015; Jamshidibadr et al., 2018; MolaieeYeghaneh et al., 2018; Arabzadeh bani

عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2020) تزریق توده‌های نفوذی در پهنه دگرگونی و ماگمایی آندی سنندج-سیرجان را به چهار دوره نسبت داده‌اند: (۱) اولین دوره در ۴۵۰-۶۵۰ میلیون سال پیش در بخش شمالی و مرکز؛ (۲) دومین دوره به سن ۳۳۰-۳۵۰ میلیون سال و بیشتر گرانیت‌های نوع A که غالباً در بخش‌های شمالی فعال بوده و فعالیت کمتری در بخش‌های مرکزی داشته است؛ (۳) سومین دوره به سن ژوراسیک می‌باشد و

DOI <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.101373>

*نویسنده مسئول: اشرف ترکیان a-torkian@basu.ac.ir

استناد به این مقاله: ترکیان، ا.، دامچین مشاک، س.، محمدی، م. (۱۴۰۳) مجموعه گرانیتوئیدی عزیزآباد - هزارخانی در شمال شرق سنقر: نشانه‌ای از رخداد فرورانش و تنوع ماگمایی در قوس قاره‌ای سنندج- سیرجان شمالی. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۱۰، شماره ۱، صفحه ۱۲۳ تا ۱۵۱. <https://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.101373>

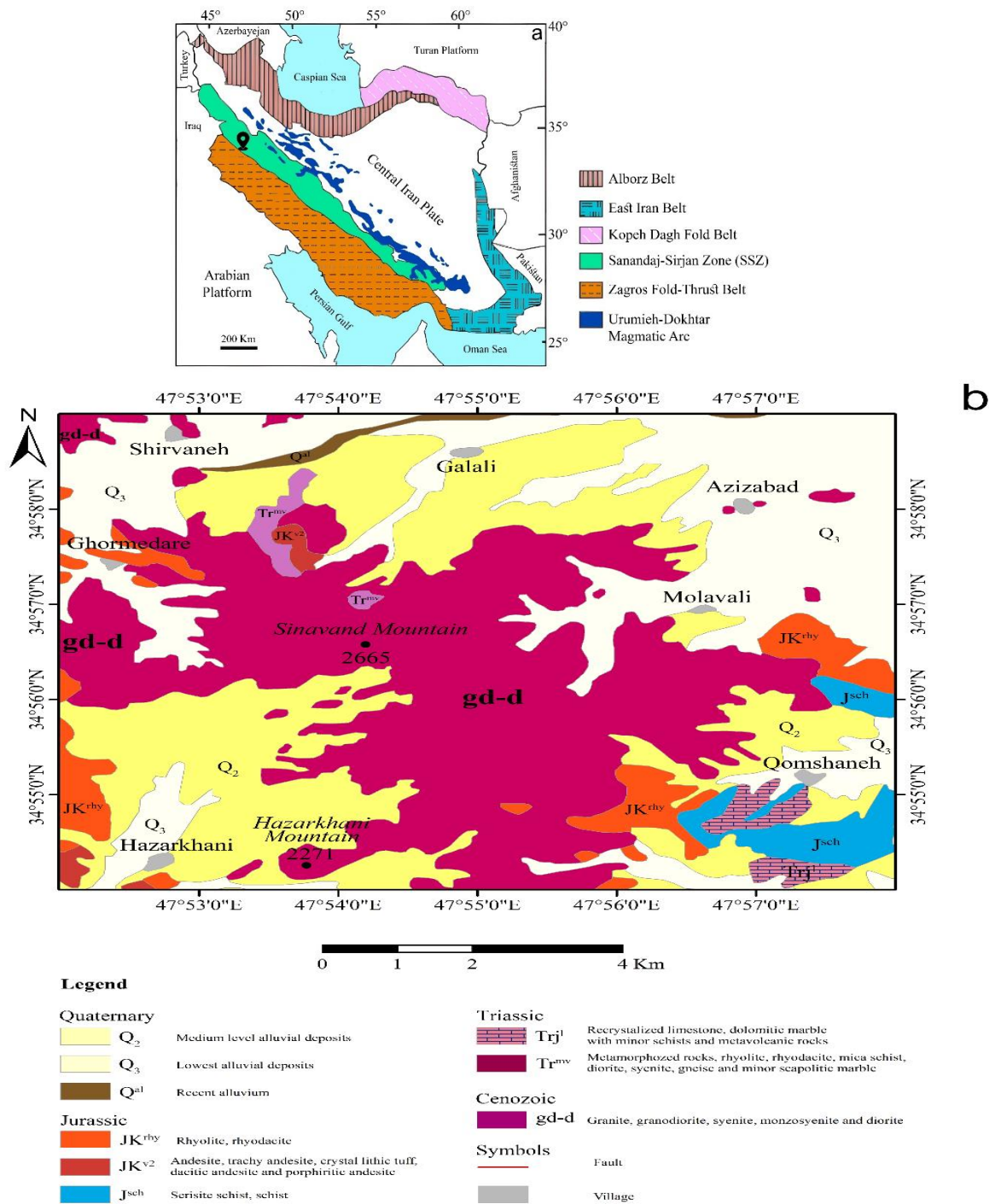


میلیون سال را اعلام کرده‌اند. همچنین ژئوشیمی و محیط تکنونیک گرانیتوئید سیناوند (Mohammadi, 2017) و نیز شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز این گرانیتوئید اختصاصاً در مناطق ملاولی و قمشانه (Azimbegirad, 2017) مورد بررسی قرار گرفته است. در شمال منطقه مورد مطالعه، گرانیتوئیدها و سنگ‌های مافیک منطقه میهم توسط عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2020) سن سنجی شده و سن جایگزینی آنها را ۱۵۴-۱۴۶ میلیون سال پیش قلمداد کرده‌اند. نتایج این بررسی بیانگر متفاوت بودن منشأ ماگماهای فلسیک و مافیک آن می‌باشد. وانگ و همکاران (Wang et al., 2023) نیز با بررسی واحدهای مونزونیتی و گرانیتوئیدی کوه سیناوند، با سن سنجی زیرکن به روش U-Pb و نیز تیتانیت به روش U-Th-Pb، سن حدود ۱۵۱ میلیون سال را اعلام نمودند. نامبرده و همکاران نشان دادند واحدهای یادشده متأثر از کشش‌های فرارانشی حاکم بر منطقه جایگزین شده‌اند و تشکیل گرانیتوئید مورد بررسی را از نوع A و محصول ذوب پوسته هموزن و متأثر از نفوذ ماگماهای دیوریتی دانسته است. آخرین داده‌ها مربوط به ترکیان و شمس (Torkian and Shams, 2024) است که صرفاً در کوه سیناوند بوده و شامل شیمی کانی‌ها و دما - فشارسنجی سنگ گرانیتوئیدی میزبان و انکلاوهای ریز دانه مافیک آن است.

asadi et al., 2024). برای حضور گسترده سنگ‌های ژوراسیک در پهنه سنندج - سیرجان، برخی از محققین بر اساس شواهد ژئوشیمیایی مدل ریفت قاره‌ای در حال انتشار در حاشیه جنوب غرب اورازیا را ارائه کرده‌اند و به اعتقاد آن‌ها ماگماتیسیم ژوراسیک میانی و کرتاسه پایانی با یک حوضه کششی با فعالیت پلوم گوشته‌ای و ریفت قاره‌ای در حاشیه غیرفعال قاره‌ای، به دلیل ویژگی OIB-Type و آلکالن سنگ‌ها، بیشتر سازگار است (Azizi et al., 2018; Azizi and Stern, 2019).

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق سنقر (استان کرمانشاه) در محدوده $30^{\circ}47' - 30^{\circ}48'00''$ طول شرقی و $34^{\circ}30' - 35^{\circ}00''$ عرض شمالی واقع شده و روستاهای گلالی، عزیزآباد، ملاولی، قمشانه، قورمه دره و هزارخانی را در بر گرفته است. توده گرانیتوئیدی مورد پژوهش، از نظر ساختاری در پهنه دگرگونی و ماگمایی آندی سنندج - سیرجان (شکل ۱- a) و بیشتر از سنگ‌های اسیدی تا حدواسط تشکیل شده است. در پیشینه مطالعات زمین‌شناسی منطقه، نخستین بار عمیدی (Amidi, 1966) در پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد خود، به معرفی گرانیت عزیزآباد و مشیرآباد (مشیرآباد خارج از محدوده مورد مطالعه) پرداخته است. برود (Broud, 1989)، در گزارشی در خصوص لیتولوژی منطقه زاگرس به سنگ‌های نفوذی کرمانشاه، که منطقه مورد مطالعه بخشی از آن چهارگوش محسوب می‌شود، پرداخته است و توده‌های نفوذی این پژوهش را به سن ژوراسیک و از جنس مونزودیوریت تشخیص داده است. اشراقی و همکاران (Eshraghi et al., 1996) در شرح ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر نیز این توده را گرانیت-گرانودیوریت-سینیت-مونزوسینیت - گابرو دیوریت متعلق به ائوسن بالایی - اولیگوسن زیرین معرفی نموده‌اند. این توده در بین سنگ‌های ریولیتی - ریوداسیتی و نیز سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک - کرتاسه (شامل انواع شیست، متاولکانیک‌ها و متابازیت‌ها) نفوذ کرده است (Eshraghi et al., 1996) (شکل ۱- b).

علاوه بر موارد یادشده، تحقیقات جدیدتر شامل موارد زیر می‌باشد: ایرانی (Irani, 2013) بررسی فرایند متاسوماتیسیم توده‌های نفوذی شمال شرق سنقر را به انجام رسانیده است. یاجم و همکاران (Yajam et al., 2015) زیرکن‌های توده گرانیتی کالک الکلن در جنوب گلالی (بعنوان بخشی از توده مورد بررسی این مقاله) را به روش U-Pb تعیین سن نموده و سن 149 ± 2



شکل ۱- a) نقشه زمین‌شناسی ایران و پهنه‌های ساختاری آن (Stocklin, 1968) که در آن موقعیت منطقه مورد مطالعه مشخص شده است. b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه بر پایه نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر (Eshraghi et al., 1996).

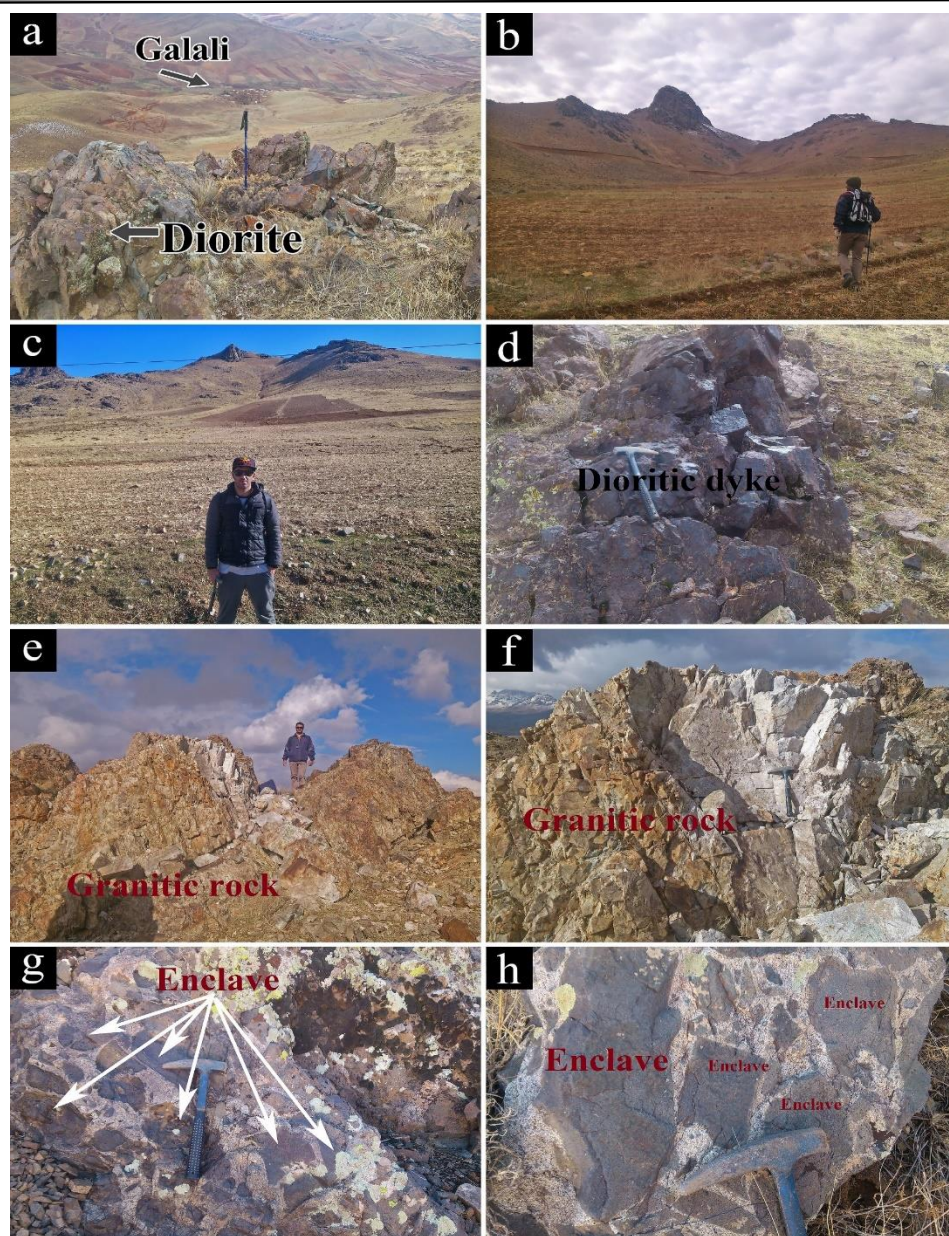
Fig. 1. a) Geological map of Iran and its structural zones (Stocklin, 1968) and location of the studied area. b) The simplified geological map adapted and modified from the 1:100,000 geological map of Songhor (Eshraghi et al., 1996).

روابط صحرایی

کالک شیست) و نیز ولکانیک‌های ریولیتی - ریوداسیتی ژوراسیک - کرتاسه را قطع کرده است (شکل ۱- b).

دسترسی به بخش‌های مختلف مجموعه گرانیتوئیدی مورد مطالعه (شکل ۲- a-h) به ترتیب در شمال و شمال شرق از طریق روستاهای عزیزآباد، ملاولی و گلالی (شکل ۲- a) امکان پذیر است. در بخش‌های جنوبی و جنوب غربی نمونه برداری با پیمایش مسیرهای قمشانه، هزارخانی و قورمه دره میسر است (شکل ۱). این توده متشکل از طیفی از سنگ‌های اسیدی تا حدواسط است (شکل‌های ۲- b و c). مشاهدات صحرایی طیفی از انواع سنگ‌های فلسیک گرانیتوئیدی (شکل ۲- e و f) و مونزونیت‌ها (گرانیتوئید حدواسط) را نشان می‌دهد که با نفوذی‌های کم حجم دیوریت (شکل ۲- a) و رخنمون‌های بسیار کم هورنبلندگابرو همراهی می‌شوند. در برخی موارد این مجموعه توسط دایک‌هایی با ترکیب بیشتر دیوریتی (کمتر از ۵ درصد حجم کل توده مورد بررسی) نیز قطع شده است. این دایک‌ها بیشتر سنگ‌های فلسیک را مورد هجوم قرار داده‌اند (شکل ۲- d). نمونه‌ها رنگ خاکستری تیره، دانه‌بندی متوسط تا ریزدانه و ضریب رنگینی ملانوکرات دارند. اندازه ظاهری انکلاوهای دیوریتی از چندده میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر با اشکال گرد - بیضوی تا گوشه‌دار متغیر است (شکل ۲- g و h).

پیمایش‌های جامع و دقیق صحرایی نشان می‌دهد که عموماً بین واحدهای سنگی اشاره شده در بالا نمی‌توان تفکیک قائل شد و مرز مشخصی بین آنها ترسیم نمود. البته در برخی موارد مرزها تدریجی (به ویژه بین آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها - گرانیت و گرانودیوریت‌ها) است اما در نقشه حدود و گسترش آن‌ها غیرقابل ترسیم است. به لحاظ حجمی واحدهای گرانیتوئیدی (شکل ۲- e و f) اعم از اسیدی‌ها و حدواسط‌ها منظره صخره‌ای و بیشترین گسترش (بیش از ۷۵ درصد) را دارند. در این واحدها، ساخت توده‌ای و از نظر ضریب رنگینی هولولوکوکرات تا مزوکرات، با دانه‌بندی ریز تا متوسط (۰/۵ تا ۵ میلی‌متر) است. در نمونه‌ی دستی رنگ سفید و گاهی صورتی تا خاکستری روشن و سبز رنگ می‌باشد. دیوریت‌ها (با احتساب دایک‌ها) (شکل ۲- g و h) در رده بعدی فراوانی (حدود ۲۰ درصد حجمی) قرار دارند. رنگ در بخش‌های دیوریتی - گابرویی سبز تا خاکستری تیره، ساخت آنها توده‌ای و دانه‌بندی در نمونه‌های دستی، بیشتر از نوع ریزدانه است. این سنگ‌ها، دگرگونه‌ها (فیلیت، میکاشیست، آمفیبول شیست و



شکل ۲- تصاویر صحرایی واحدهای سنگی مطالعه شده. (a) نمای کلی از رخنمون واحد سنگی دیوریتی حوالی روستای قمشانه. (b و c) نمای عمومی توده گرانیتوئیدی کوه سیناوند. (d) دایک مافیک در حوالی روستای گلالی. (e و f) نماهایی از توده گرانیتوئیدی حوالی روستای عزیزآباد. (g و h) انکلاوهای دیوریتی در واحد سنگی گرانودیوریت.

Fig. 2. Field photographs of the studied rock units. a) Outcrop view of dioritic rocks around the Qomshane village. b, c) General view of the granitoid pluton of the Sinavand mountain. d) Mafic dyke around Galali village. e, f) Views of the granitoid pluton near Azizabad village. g, h) Dioritic enclaves in granodiorite rocks.

سنگ‌نگاری

مشاهدات میکروسکوپی نمونه های واحدهای مختلف سنگی منطقه نشان‌دهنده حضور انواع سنگ‌های فلسیک گرانیتوئیدی شامل آلکالی فلدسپارگرانیت، گرانیت (سینوگرانیت و مونزوگرانیت)، گرانودیوریت، مونزونیت‌ها (گرانیتوئید حدواسط) شامل مونزونیت - کوارتزمونزونیت، دیوریت (با دامنه‌ی متغیری از کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و دیوریت) و هورنبلندگابرو است. واحدهای سنگی به دلیل تنوع ترکیبی، در گروه‌های گابرو - دیوریت‌ها، گرانیتوئیدهای حدواسط (مونزونیت‌ها) و گرانیت‌ها (گرانیتوئیدهای فلسیک) طبقه‌بندی و توضیح داده می‌شوند.

گابرو - دیوریت‌ها

این سنگ‌ها دارای ساخت توده‌ای و از نظر ضریب رنگینی مزوکرات تا ملانوکرات هستند. بافت غالب ساب‌هدرال گرانولار و اینترگرانولار و گاهی افتیک است. واحد گابرویی (با نسبت حجمی حدود ۳۰ درصد) دارای بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن و مقدار قابل توجهی هورنبلند و فاقد اولیوین است. بافت آن‌ها کمابیش دانه‌ریز است و بافت‌های کومولایی در آن‌ها دیده نمی‌شود. دیوریت‌ها به سبب نوسان درصد فراوانی مودال کانی‌های اصلی سازنده، دارای طیف ترکیبی متغیری از دیوریت، کوارتزدیوریت و مونزودیوریت هستند. کانی‌های اصلی روشن در این واحد سنگی شامل پلاژیوکلاز (۴۵-۶۰ درصد)، ارتوکلاز (۱۰-۱۵ درصد) و کوارتز (۰-۱۵ درصد) است. بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است که گاهی در امتداد رخ به سرسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. کانی‌های فرومنیزین شامل آمفیبول (۳۵-۱۸ درصد) و بیوتیت (۲-۸ درصد) (شکل ۳-ا) و نیز کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت و کانی‌های فلزی (احتمالاً ایلمینت و مگنتیت) است (شکل ۳-د).

گرانیتوئیدهای حدواسط (مونزونیت‌ها)

این واحد متشکل از سنگ‌های کوارتزمونزونیت و مونزونیت است. بافت آن‌ها بیشتر ساب‌هدرال گرانولار است و در بعضی از پلاژیوکلازها بافت منطقه‌ای (زونینگ) مشهود است. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۰-۳۵ درصد)، ارتوکلاز (۳۰-۱۵ درصد)، کوارتز (۱۲-۷ درصد) و مقداری آمفیبول

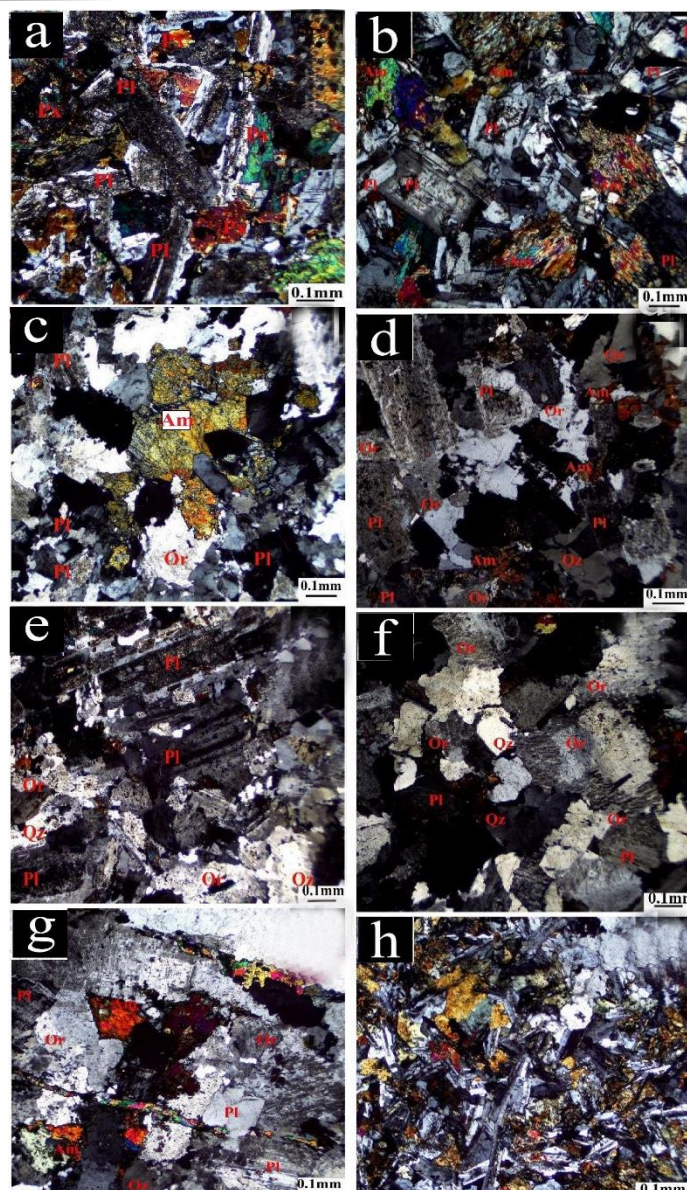
و بیوتیت (روی هم حدود ۵-۲۰ درصد) است (شکل ۳-د). وجود کانی آبداری نظیر آمفیبول و بیوتیت از آبدار بودن مذاب سازنده این گروه از سنگ‌ها حکایت دارد (شکل ۳-د).

گرانیت‌ها (گرانیتوئیدهای فلسیک)

این گروه شامل آلکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و گرانودیوریت (شکل ۳-ف- c) است. کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۳۰-۲۵ درصد)، ارتوکلاز (۴۰-۳۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۵-۱۵ درصد) می‌باشد (شکل ۳-ب). گاهی اثرات دگرشکلی مانند تبلور مجدد و خاموشی موجی در کوارتزها دیده می‌شود. برخی از پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی واضحی هستند (شکل ۳-ه) که ممکن است نشانه‌ای از تغییر فوگاسیته آب در طی مراحل سرد شدن و یا سرد شدن چند مرحله‌ای باشد (Vernon, 2004). ارتوکلاز به ویژه در آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها با بافت خاص پرتیتی تا میکروپرتیتی به وضوح مشهود است که ممکن است وجود شرایط تبلور در عمق کم را نشان دهد. بیوتیت (حداقل ۱۵ درصد)، زیرکن، اسفن، اپیدوت و اکسیدهای آهن به‌عنوان کانی فرعی در نمونه‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۳-گ).

انکلاوهای دیوریتی

انکلاوها بیشتر از بافت گرانولار تا اینترگرانولار برخوردارند و نسبت به سنگ‌های واحد دیوریتی، دانه ریزتر و دارای کانی‌های فرومنیزین بیشتری هستند. کانی اصلی روشن آنها پلاژیوکلاز (حدود ۴۰ درصد) با مقدار کمی ارتوکلاز (حداکثر ۵ درصد) است. گاهی پلاژیوکلازها به‌شدت تجزیه شده‌اند. کانی فرومنیزین آمفیبول (۳۵-۴۵ درصد) است که تا حدی کلریتی شده است. کانی‌های ثانویه شامل کلریت و زوئیزیت می‌شوند که حاصل دگرسانی دیگر کانی‌ها می‌باشند.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی نمونه سنگ‌های مورد مطالعه. (a) پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های واحد گابرویی. (b) دیوریت متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند. (c) کوارتز مونزودیوریت. (d) مونزونیت. (e) گرانودیوریت با حضور پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز. (f و g) آلكالی فلدسپار گرانیت متشکل از کانی‌های ارتوکلاز پرتیتی، کوارتز و پلاژیوکلاز. (h) بافت اینترگرانولار در انکلاوهای دیوریتی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 3. Micro-photographs of the studied samples. a) Plagioclase and pyroxene in gabbroic unit. b) Diorite including plagioclase and hornblende crystals. c) Qz-monzodiorite. d) Monzonite. e) Granodiorite with plagioclase, orthoclase and quartz. f, g) Alkali-feldspar granite including perthitic orthoclase, quartz and plagioclase. h) Intergranular texture in dioritic enclaves. Mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010).

روش انجام پژوهش

پس از بررسی پتروگرافی ۹۰ نمونه سنگ برداشت شده، تعداد ۲۰ نمونه انتخاب و به منظور تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به MSALABS (MS Analytical laboratories) (کانادا) ارسال گردید. غلظت عناصر اصلی و عناصر فرعی از طریق روش ذوب لیتیم متابورات و طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسما جفت‌دهی القایی (ICP-AES Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy) و عناصر کمیاب به روش ICP-MS تعیین گردید. محتوای عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های آنالیز شده منطقه‌ی مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه گردیده است. داده‌های حاصل با نرم افزارهای GCDKIT، Excel، Minpet، CorelDraw پردازش شده‌اند.

ژئوشیمی

به منظور نام‌گذاری ژئوشیمیایی توده نفوذی مورد بررسی از نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1994) استفاده شد که نمونه‌ها در محدوده‌های گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، دیوریت و گابرو دیوریت و گابرو قرار گرفتند (شکل ۴-ا). در شکل ۴-ب، جهت تعیین سری‌های ماگمایی (Irvine and Baragar, 1971)، همه‌ی نمونه‌ها در محدوده‌ی ساب‌آلکان قرار گرفته‌اند. در عین حال نمودار آهن کل در مقابل آلومینیوم (شکل ۴-ج)، نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی متاآلومین جای می‌گیرند (Frost and Frost, 2008). نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۵-د) موید حضور بیشتر نمونه‌های گرانیتوئیدی در قلمرو سری کالک‌آلکان و دو نمونه (ms4a10 و ms3a11) در مرز بین توله‌ایتی‌ها و کالک‌آلکان است.

نمودارهای هارکر (شکل‌های ۵ و ۶)، جهت بررسی وجود یا عدم وجود ارتباط ژنتیکی بین گروه‌های مختلف این مجموعه گرانیتوئیدی استفاده شده است. نمودارهای مذکور نشان‌دهنده آن است که با افزایش محتوای SiO_2 ارتباط معنادار و قابل ملاحظه‌ای بین سنگ‌های فلسیک و مافیک - حدواسط مشاهده نمی‌شود. سنگ‌های گابرویی و دیوریتی نسبت به روند گرانیت‌ها و مونزونیت‌ها پراکندگی دارند. در نمونه‌های دیوریتی، با افزایش محتوای SiO_2

مقادیر CaO ، MgO و Fe_2O_3 (شکل ۵-ا، ب، د) کاهش نشان داده و K_2O و Na_2O (شکل ۵-د، e) روندی افزایشی دارند. در این واحد سنگی کاهش CaO ، MgO ، TiO_2 ، MnO و Fe_2O_3 می‌تواند حاصل جایگزینی این عناصر در کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلازها، طی فرآیند تبلور تفریقی باشد. در همین حال ملاحظه می‌گردد که در گابروها، روند عناصر کاملاً پراکنده است. روندها در نمودارهای هارکر برای انواع گرانیتوئیدها (شامل انواع گرانیت و مونزونیت‌ها) از نوع خطی است و احتمالاً تحت تأثیر فرآیند تفریق بلورین حاصل شده باشد. مقدار SiO_2 از حدود ۶۳ تا تقریباً ۷۸ درصد وزنی تغییر می‌کند که با افزایش آن، عناصر منیزیم، آهن، کلسیم و تیتانیوم کاهش نشان می‌دهند. گفتنی است که محتوای Al_2O_3 (شکل ۵-ه) کمابیش ثابت است ولی در عین حال در سنگ‌های فلسیک از مونزونیت‌ها به سمت گرانیت‌ها با افزایش SiO_2 اندکی روند کاهشی را نشان می‌دهند. این تغییرات سازگار با تبلور تفریقی و جدایش کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و برخی کانی‌های فرومنیزین مانند آمفیبول و بیوتیت و گاهی فازهای فرعی آپاتیت و اکسیدهای فلزی (آهن- تیتان) قابل توجه است. لذا چنین استنباط می‌گردد که بین مونزونیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و انواع گرانیت‌ها، فرآیند تبلور تفریقی حاکم بوده و مسبب تنوع طیف سنگ‌ها است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه های مورد مطالعه.

Table1. Result of Major and trace element contents of rocks in the studied samples

Sample	Type	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
		wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
Sm4ag10	granite	69.53	14.80	0.49	0.52	2.63	3.40	0.06	1.96	2.21	3.73	3.29	0.14	1.23	100.84
Sm3ag11	granite	68.47	15.46	0.68	0.57	2.92	3.87	0.06	1.22	3.87	4.18	2.82	0.19	1.37	102.19
Sm4a19	granite	75.85	13.43	0.14	0.16	0.83	1.04	0.50	0.21	0.18	5.10	1.18	0.05	0.73	98.41
Sm2a23	granite	69.84	13.86	0.43	0.46	2.36	3.01	0.04	0.35	1.90	5.31	3.97	0.08	0.32	99.11
Sm4a13	granite	74.44	14.20	0.22	0.33	1.67	2.22	0.04	0.25	0.87	5.02	3.62	0.06	0.55	101.49
Sm4a8	gabbro	48.51	15.13	1.99	1.92	9.79	11.88	0.20	6.26	8.43	2.49	1.42	0.32	1.50	98.13
Sm4a10	gabbro	49.05	16.62	1.06	1.47	7.48	9.23	0.17	7.78	9.17	2.29	1.90	0.13	1.29	98.69
Sm3a11	gabbro	52.30	15.52	2.04	1.71	8.74	10.98	0.20	4.92	7.62	3.24	1.21	0.36	1.02	99.41
Sm5a3	diorite	54.19	17.10	1.26	1.23	6.29	8.27	0.13	5.62	9.22	3.60	1.00	0.22	1.02	101.63
Sm4a9	diorite	56.77	16.67	1.50	1.26	6.41	8.14	0.13	2.81	5.47	4.15	1.63	0.43	1.30	99.00
Sm3a10	diorite	55.08	16.63	1.42	0.55	2.82	3.65	0.06	4.94	10.09	3.85	0.43	0.32	1.07	97.54
Sm4a15	diorite	58.08	15.34	1.55	1.22	6.24	8.23	0.15	2.20	4.52	3.90	2.82	0.58	0.76	98.13
Sm1a5	diorite	61.11	15.99	1.37	1.19	6.08	7.55	0.14	2.07	4.50	3.84	2.80	0.37	1.10	100.84
Sm5a2	monzonite	65.53	15.68	1.01	0.87	4.46	5.91	0.11	1.34	3.33	5.16	2.83	0.26	0.74	101.90
Sm3a5	monzonite	66.99	15.30	0.77	0.93	4.76	5.79	0.14	0.75	1.93	5.50	2.84	0.17	0.42	100.60
Sm3a1	monzonite	65.80	16.11	0.75	0.54	2.75	3.40	0.08	0.89	5.87	4.10	4.14	0.21	0.51	101.86
Sm1a9	monzonite	62.20	15.32	1.27	0.77	3.91	4.94	0.09	1.82	4.64	3.80	3.57	0.34	0.78	98.77
Sm2a20	monzonite	63.31	14.70	1.08	0.89	4.53	5.96	0.10	1.24	3.38	5.46	3.25	0.30	0.46	99.24
Sm1a1	monzonite	66.75	16.79	0.76	0.36	1.82	2.36	0.03	0.94	3.70	6.46	2.72	0.17	0.39	101.07

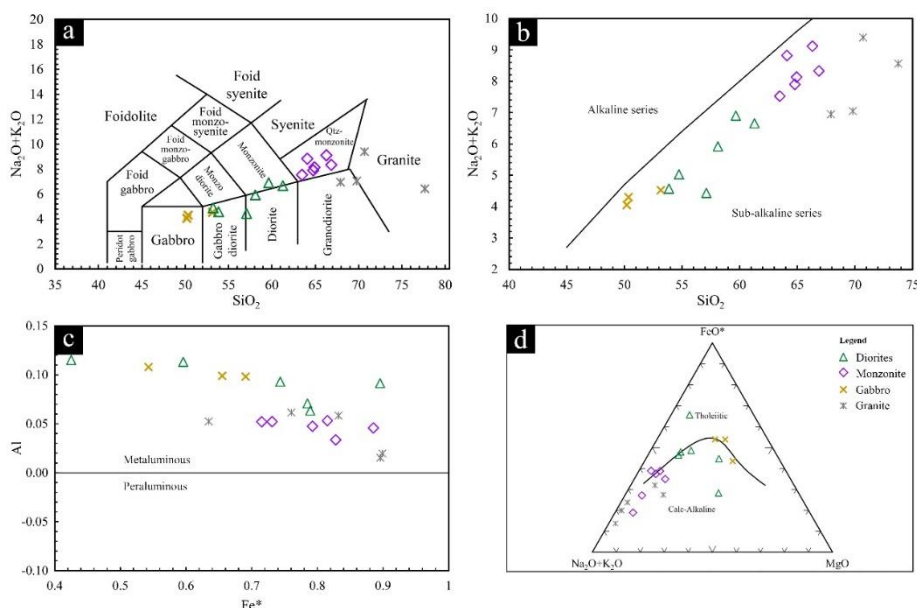
Sample	Cs	Rb	Ba	Sr	Th	U	Zr	Hf	Ta	Y	Nb	Sc	Cr	Ni	Co	V
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Sm4ag10	6.57	144.20	334.60	172.60	16.42	10.96	275.00	7.20	4.20	35.00	31.10	8.30	85.00	2.60	11.30	62.00
Sm3ag11	4.57	76.40	345.00	162.10	17.40	10.34	349.00	8.00	3.90	27.50	40.60	5.80	71.00	9.40	6.30	65.00
Sm4a19	0.73	62.60	60.50	62.00	21.64	4.15	166.00	5.20	2.90	27.60	21.90	2.70	19.00	2.20	1.10	10.00
Sm2a23	0.76	76.70	398.70	163.30	10.35	4.51	486.00	12.90	1.90	48.40	22.50	4.70	90.00	1.80	2.90	21.00
Sm4a13	3.87	218.40	478.40	59.40	14.36	7.99	242.00	7.20	3.10	42.50	28.80	3.80	32.00	2.30	1.70	16.00
Sm4a8	4.21	96.40	225.50	271.50	3.81	0.61	173.00	3.70	1.10	30.70	14.20	36.60	190.00	39.90	37.40	291.00
Sm4a10	9.64	135.90	176.60	203.00	3.92	0.96	134.00	2.90	0.50	27.40	5.80	35.80	220.00	109.20	38.60	183.00
Sm3a11	6.26	65.40	230.80	189.50	5.75	2.53	239.00	5.60	3.30	60.70	49.00	33.60	182.00	35.80	28.70	249.00
Sm5a3	2.21	63.50	155.70	273.90	8.12	1.33	245.00	3.80	0.08	2.67	10.00	30.20	294.00	39.90	27.30	210.00

Sm5a11	1.69	33.50	203.30	247.30	5.66	1.50	246.00	5.50	1.30	39.90	17.00	32.10	40.00	16.60	29.00	296.00
Sm3a10	1.35	22.60	185.70	463.50	4.60	2.48	175.00	4.10	1.40	28.80	15.00	24.90	121.00	54.50	8.40	203.00
Sm4a15	3.67	105.20	687.80	284.60	11.52	3.18	497.00	10.40	3.80	56.90	56.60	19.50	28.00	2.80	13.80	134.00
Sm1a5	3.84	58.88	419.60	230.30	9.53	3.54	289.00	6.90	2.10	44.00	27.10	20.60	48.00	10.50	12.60	164.00
Sm4a9	4.80	80.30	420.80	289.40	10.92	2.79	393.00	8.80	2.70	46.70	37.00	23.70	7.00	15.90	17.80	197.00
Sm5a2	2.15	75.10	428.00	159.60	12.11	3.46	596.00	13.60	2.20	48.50	28.90	12.70	20.00	6.10	7.90	82.00
Sm3a5	2.01	72.90	475.60	95.70	9.53	2.71	630.00	13.40	2.25	60.20	39.10	9.20	27.00	3.60	4.10	25.00
Sm3a1	1.14	110.20	603.10	167.20	10.08	6.13	416.00	10.50	2.70	42.10	31.80	7.50	37.00	6.10	4.80	3.00
Sm1a9	0.93	112.20	455.50	223.30	3.93	4.98	394.00	9.20	2.00	50.30	28.70	19.30	54.00	10.30	7.40	132.00
Sm2a20	1.56	91.80	456.60	190.70	6.79	2.84	522.00	11.50	0.50	57.60	30.10	12.80	99.00	1.90	5.40	55.00
Sm1a1	0.37	59.40	361.80	177.50	18.85	4.69	654.00	14.70	2.00	43.10	26.50	7.80	61.00	2.50	2.50	61.00

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Sm4ag10	52.20	90.70	8.95	30.20	5.65	0.88	5.53	0.96	5.43	1.18	3.76	0.64	3.97	0.68
Sm3ag11	30.30	52.10	5.26	18.60	3.86	1.25	4.04	0.67	4.21	0.90	2.97	0.52	3.02	0.48
Sm4a19	35.00	60.90	6.77	23.70	4.92	0.40	4.67	0.76	4.47	0.86	2.97	0.49	3.22	0.48
Sm2a23	40.20	69.90	10.43	35.70	7.52	1.00	7.53	1.29	7.79	1.61	5.12	0.79	5.52	0.89
Sm4a13	47.80	86.00	9.06	30.20	6.21	0.75	6.00	1.08	6.64	1.38	4.52	0.79	4.78	0.74
Sm4a8	17.20	37.90	4.84	20.90	5.18	1.84	5.81	0.93	5.80	1.13	3.47	0.52	3.18	0.46
Sm4a10	9.70	21.90	2.86	12.50	3.41	1.01	4.00	0.73	4.96	1.02	3.15	0.49	3.06	0.46
Sm3a11	38.10	76.80	8.84	34.20	8.24	1.50	9.08	1.64	10.32	2.13	6.68	1.05	6.70	0.95
Sm5a3	17.50	36.00	4.40	18.90	4.45	1.35	5.02	0.87	4.97	1.02	3.07	0.45	1.72	0.43
Sm5a11	20.10	42.60	5.45	23.20	4.02	1.86	7.67	1.15	6.89	1.43	4.28	0.66	3.98	0.59
Sm3a10	20.10	40.40	4.94	20.30	4.67	1.30	4.84	0.84	4.95	0.99	3.03	0.46	2.74	0.42
Sm4a15	83.20	150.10	15.79	58.00	11.10	1.42	11.49	1.70	10.13	2.07	6.22	0.91	5.89	0.88
Sm1a5	29.90	63.50	7.61	31.30	7.01	1.80	7.31	1.22	7.35	1.49	6.70	0.72	4.20	0.67
Sm4a9	54.00	104.30	11.70	45.30	9.29	2.19	9.56	1.51	8.56	1.77	5.26	0.77	4.79	0.73
Sm5a2	37.60	75.50	8.98	35.10	7.62	1.65	7.78	1.25	7.87	1.67	5.25	0.82	5.27	0.82
Sm3a5	45.90	92.60	10.60	41.80	9.39	2.26	9.92	1.63	10.31	2.14	6.67	1.07	6.47	1.00
Sm3a1	53.10	104.30	10.77	35.80	7.00	1.91	7.28	1.18	7.15	1.49	4.77	0.72	4.91	0.70
Sm1a9	20.80	45.20	5.73	25.00	6.18	1.36	6.88	1.19	7.28	1.59	5.20	0.79	5.14	0.82
Sm2a20	38.00	79.40	9.70	37.10	9.06	1.62	9.48	1.60	4.94	2.04	5.93	0.88	5.60	0.88
Sm1a1	29.80	66.00	8.00	31.40	7.05	1.47	6.96	1.20	6.96	1.50	4.73	0.76	4.92	0.74

فلدسپارها و نیز کانی‌های بیوتیت، هورنبلند و آلکالی فلدسپار در مراحل پایانی تبلور افزایش می‌یابند (Rollinson, 1994) و لیکن Co، Ni، Sr و Zr با افزایش مقدار SiO₂ روند کاهشی دارند. این روند با پیشروی فرایند تبلور تفریقی مطابقت دارد. در مجموع به نظر می‌رسد نتایج حاصل نمودارهای دوتایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب نمی‌تواند ارتباط ژنتیکی بین سنگ‌های دیوریتی - گابرویی را با دو گروه دیگر تأیید کنند و وجود ژنز مشترک از طریق تبلور تفریقی یک ماگمای والد واحد مافیک را منتفی می‌سازد. نمودارهای عنکبوتی شواهد بیشتری را به نمایش می‌گذارند که در ادامه به آن‌ها پرداخته خواهد شد.

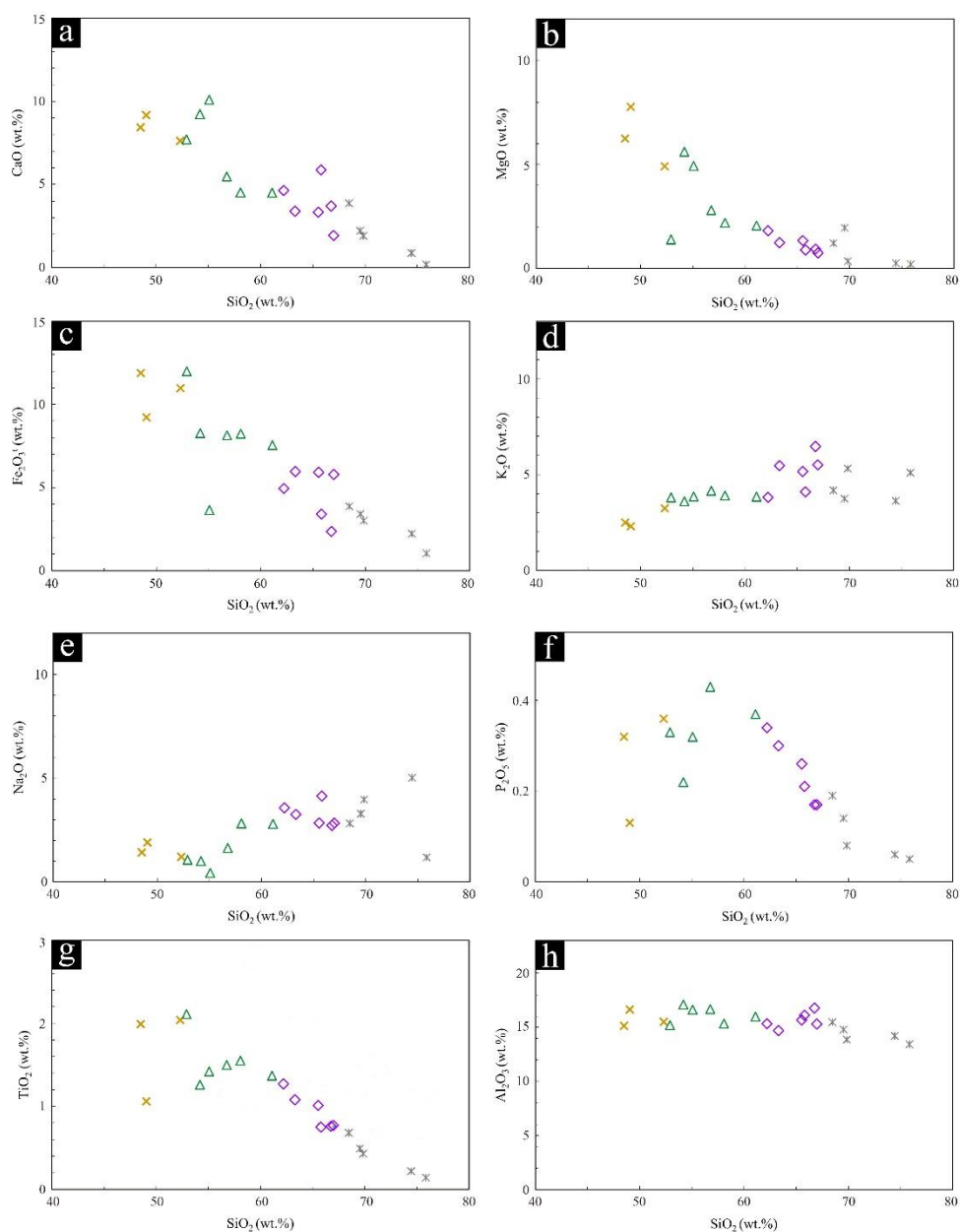
عناصر کمیاب این نمودارها (شکل ۶ و جدول ۱) نیز بیانگر آن است که روندهای موجود بین گروه‌های مختلف سنگ‌های مافیک - دیوریتی و فلسیک بدون ارتباط ژنتیکی بوده و روند مشخصی از کاهش یا افزایش عناصر وجود ندارد و لذا هم منشأ بودن آنها را ثابت نمی‌کند. نمودارهای هارکر یادشده برای سنگ‌های دیوریتی (و تا حدی گابروها) نشان می‌دهند که با افزایش درصد اکسید سیلیسیوم عناصر Ni و Co (شکل ۶- a، b) کاهش می‌یابند و Th، Zr و Ba (شکل ۶- c، d، e) به طور فزاینده تغییر کرده است. Ni و V جز عناصر سازگار و نامتحرک هستند و دلیل کاهش آن‌ها نسبت به افزایش سیلیس می‌تواند به سبب تبلور آن‌ها در ساختمان کانی‌های فرومنیزین در مراحل ابتدایی تبلور نظیر پیروکسن و آمفیبول باشد. از طرفی دیگر عنصر Th با افزایش روند تفریق در بین سنگ‌های گرانیتی و مونزونیتی به دلیل جایگیری آن‌ها در ساختار



شکل ۴- a) نمودار رده‌بندی SiO₂ در مقابل Na₂O + K₂O (TAS) (Middlemost, 1994). b) نمودار (Irvine and Baragar, 1971) و جایگیری نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو سنگ‌های ساب‌آلکان. c) نمودار آهن کل (wt.%) در مقابل آلومینیوم (wt.%) جهت تعیین درجه اشباع از آلومینیوم (Forst and Frost, 2008). d) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) که در آن نمونه سنگ‌های مورد بررسی بیشتر در قلمرو سری کالک آلکان توزیع شده‌اند. Fig. 4. a) SiO₂ versus Na₂O + K₂O (TAS) classification diagram (Middlemost, 1994). b) diagram (Irvine and Baragar, 1971) and placement of the studied samples in the sub-alkaline field. c) Total iron (wt.%) versus aluminum (wt%) to determine the degree of saturation with aluminum (Forst and Frost, 2008). d) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971) showing that the investigated rock samples are mainly plotted in the calc-alkaline series.

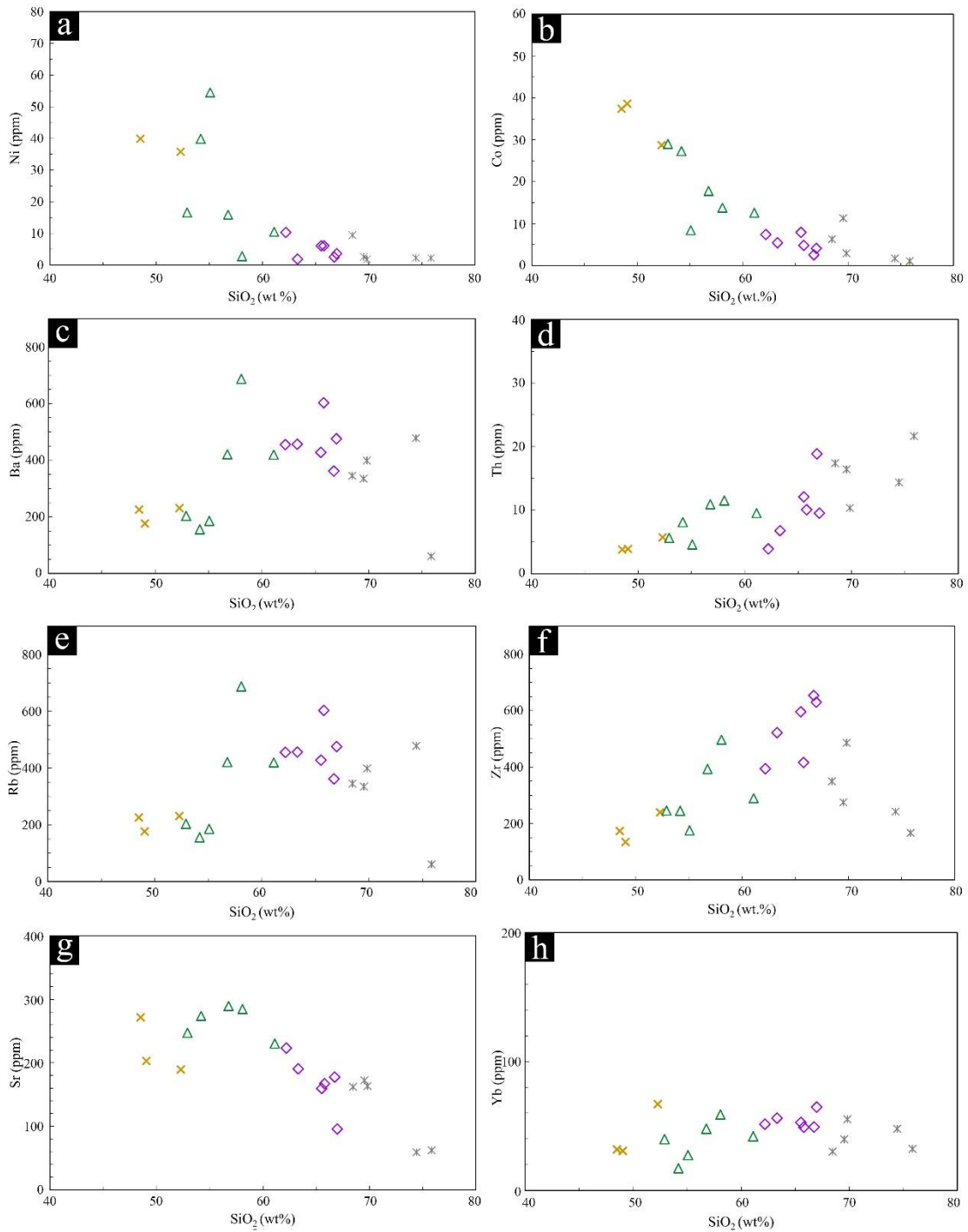
نمودارهای عنکبوتی چندعنصری نمونه‌های مورد مطالعه در گرانیتوئیدی عزیزآباد - هزارخانی در شکل ۸ ارائه شده است. نمونه‌ها همگی نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجارشده‌اند. نمودارها نشان می‌دهند عناصر K, Th, Rb و Cs دارای آنومالی مثبت در مقایسه با عناصر مجاور خود هستند اما عناصر Sr, Ti, Nb, Ta, Ba و Ti و Sr تهی‌شدگی مشخصی را نشان می‌دهند. این رفتار عناصر در هر دو گروه سنگی مونزونیت‌ها و گرانیت‌ها مشابه است و لیکن در خصوص برخی عناصر مانند تیتانیوم، روییدیم و تا حدودی برای استرانسیوم و بارییم، گرانیت‌ها از تهی‌شدگی بارزتری برخوردارند. در دیوریت‌ها و گابروها عناصر Nb, Ta, Ba و Sr آنومالی منفی مشهودی را نشان می‌دهند. وجود آنومالی‌های منفی در گرانیت‌ها (هر دو طیف فلسیک تا حدواسط‌ها) با مشتق شدن آن‌ها از تبلور تفریقی شدید تا متوسط یک ماگمای گابرویی در تضاد است (Turner et al., 1992). برخی محققین (برای مثال Pearce and Peate, 1995; Chappell and White, 1992) معتقدند غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار K, Rb, Th و La و همچنین آنومالی منفی عناصر Sr, Nb, Ti و Ba در ماگماهای فلسیک و حتی مافیک دلالت بر آن دارد که مذاب تحت تأثیر فرایند ذوب و یا هضم موادی با منشأ پوسته‌ای قرار گرفته است با اصطلاح کلی "آلایش پوسته‌ای" توصیف می‌گردد. آنومالی منفی یا تهی‌شدگی Ta-Nb در سنگ‌های منطقه نشان از تعلق ماگما به مناطق حاشیه فعال قاره‌ای در امتداد زون‌های فرورانش است (Pearce and Pearce, 1982, 1383; Peate, 1995). در بخش منشأ و تحولات ماگمایی منطقه مورد نظر بیشتر به این موضوع پرداخته خواهد شد.

الگوهای عناصر نادر خاکی (REE) برای نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۷ آورده شده است که در آن عناصر با استفاده از مقادیر گوشته اولیه بهنجارسازی شده است. در همه واحدهای سنگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) دارای فراوانی بیشتر و غنی‌شدگی بارزی هستند. همین‌طور برای همه واحدهای سنگی (تقریباً به استثناء گابروها) ناهنجاری منفی Eu بطور مشخص در نمودارها مشهود است. مقدار آنومالی منفی Eu نمود بارزتری در نمونه‌های گرانیتوئیدی (اعم از گرانیت‌ها و مونزونیت‌ها) دارد (شکل ۷). این الگوها بیانگر آن است که همه نمونه‌های مورد مطالعه از شیب نسبتاً ملایم و منفی برخوردارند، و لیکن فراوانی نسبی عناصر نادر خاکی سنگین در سنگ‌های حدواسط دیوریتی - گابرویی در مقایسه با سنگ‌های فلسیک گرانیتوئیدی و مونزونیتی، کمتر است. این واقعیت نیز هم منشأ بودن سنگ‌های فلسیک و دیوریت‌ها را منتفی می‌سازد. به عبارت دیگر ماگمای فلسیک محصول فرایند تبلور تفریقی ماگماهای مافیک - حدواسط دیوریتی نیستند و به نظر می‌رسد از منشأهای متفاوتی سرچشمه گرفته باشند. قبلاً نیز در نمودارهای هارکر مشخص گردید که وابستگی ژنتیکی بین واحدهای گرانیتوئیدها و دیوریت‌ها (شامل نمونه گابرویی) وجود ندارد. گرانیتوئیدهای حدواسط مونزونیتی از HREEها غنی‌تر هستند و آنومالی منفی Eu در آن‌ها در مقایسه با گرانیتوئیدهای فلسیک کمتر است. این عنصر در فلدسپارها جذب می‌گردد و سرشت سازگار دارد. این سنگ‌ها از سایر گرانیتوئیدها (گروه گرانیت‌ها)، پلاژیوکلاز بیشتر و آکالی فلدسپار کمتری دارد.



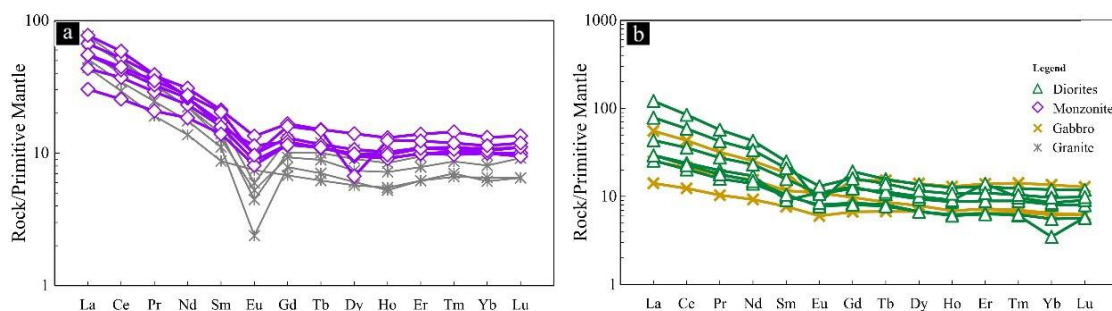
شکل ۵- نمودار هارکر اکسیدهای عناصر اصلی. علائم مانند شکل ۴.

Fig. 5. Major element oxides Harker diagrams. Symbols as in Fig. 4.



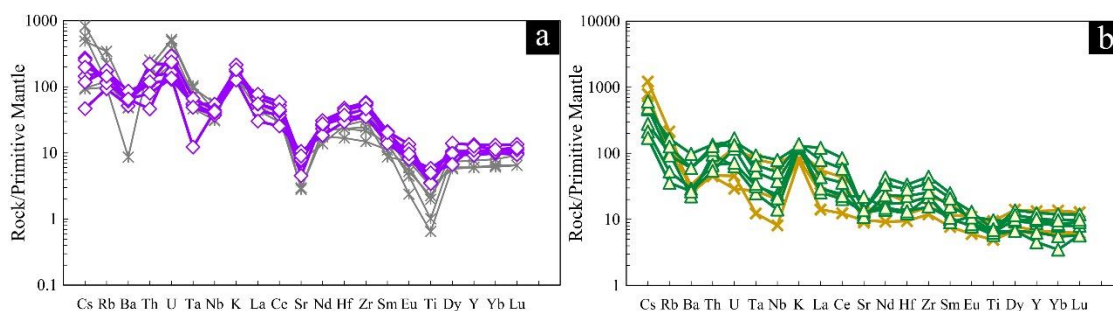
شکل ۶- نمودار هارکر عناصر کمیاب. علائم مانند شکل ۴.

Fig. 6. Trace elements Harker diagrams. Symbols as in Fig. 4.



شکل ۷- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

Fig. 7. Primitive mantle-normalized rare earth elements (REE) patterns (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۸- نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). علائم مانند شکل ۷.

Fig. 8. Primitive mantle-normalized multi element diagrams (Sun and McDonough, 1989). Symbols as in Fig. 7.

مطالعات متعدد نشان می‌دهد که عناصر کمیاب می‌توانند برای تمایز بین

پس از برخورد نیز تشکیل شوند. با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی و سن، بعید است گرانیتوئیدهای نوع I مورد مطالعه که سن اواخر ژوراسیک (حدود ۱۵۰ میلیون سال) را دارند به یک محیط تکتونیکی پس از برخورد وابسته باشند. لازم به یادآوری است که گرانیت‌هایی که شدیداً تفریق‌یافتگی دارند نیز در محدوده‌ی گرانیت‌های درون صفحه‌ای تصویر می‌شوند. به علاوه گاهی ماگماهایی که در مراحل انتهایی یک ماگماتیسم مرتبط با قوس شکل می‌گیرند کمی به سمت محیط درون صفحه‌ای متمایل می‌باشند (Förster and Tischendorf, 1996).

با این وجود نمی‌توان نقش پهنه تکتونیکی که این توده در آن مستقر شده را نادیده گرفت چرا که مجموعه مورد مطالعه در پهنه دگرگونی-ماگمایی آندی سنندج-سیرجان به عنوان یک پهنه فعال تکتونیکی جای گرفته است (Berberian and Berberian, 1981; Torkian et al.,)

رژیم زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه

خاستگاه تکتونیکی (زمین‌ساختی) ماگماهای گرانیتوئیدی مورد استفاده قرار گیرند (برای مثال Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986; Pearce, 1996). پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) با استفاده از نسبت بین عناصر کمیاب خاستگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها را به چهار گروه شامل گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)، گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های هم‌زمان با کوهزایی تقسیم کردند. در نمودار Rb-Y+ Nb (شکل ۹-ا)، نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در محدوده‌ی VAG تا WPG و نیز قلمرو درون صفحه‌ای پست‌تکتونیک قرار می‌گیرند. نمونه‌ها در نمودار Rb-Ta+ Yb (شکل ۹-ب) نیز با محیط‌های یاد شده سازگاری دارد و در آن، نمونه‌های مورد مطالعه در مرز بین قلمرو WPG و VAG (گرانیت قوس آتشفشانی) جایگیری دارند. به اعتقاد پیرس (Pearce, 1996) گرانیت‌های نوع I می‌توانند در محیط‌های

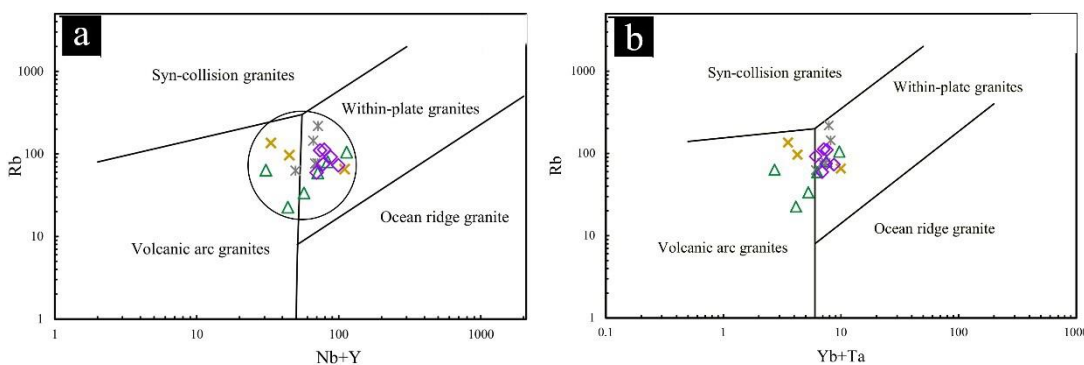
میزان پایین Nb/Y (۰/۳۲ تا ۱/۷۲) در قوس ماگمایی مرتبط با فرورانش مطابقت دارد (Pearce, 1983; Temel et al., 1998).

• نسبت Nb/U در سنگ‌های پوسته قاره‌ای برابر ۶/۲ (Rudnick and Fountain, 1995) و در بازالت‌های قوس اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی برابر ۴۷ (Hofmann et al., 1986) است. نمونه‌های مورد مطالعه با نسبت Nb/U پایین (متوسط ۶/۹۲) با سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای مشابهت دارند و امکان وجود این سنگ‌ها را از محیطی مرتبط با پوسته‌ی اقیانوسی منتفی می‌سازد.

2008; Yajam et al., 2015; Azizi et al., 2020; Wang et al., 2023).

از مجموعه شواهد زیر نیز می‌توان برای وابستگی واحدهای سنگی مورد مطالعه به رژیم‌های تکتونیکی فرورانش در محیط‌های قوس آتشفشانی استفاده کرد:

- در محیط‌های فرورانش میزان Th افزایش می‌یابد (Schandl and Gorton, 2002).
- سنگ‌های توده‌ی نفوذی مورد مطالعه از عناصر HFSE تهی بوده و نسبت عناصر Nb/Y در آن پایین است (۰/۲۱ تا ۱/۴۸) که با



شکل ۹- نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونیکی سنگ‌های گرانیتوئیدی (Pearce et al., 1984; Pearce, 1996). نمودار (a) Nb+Y-Rb. نمودار (b) Yb+Ta-Rb. علائم مانند شکل ۷.

Fig. 9. Discrimination diagrams of granitoids (Pearce et al., 1984; Pearce, 1996). a) Nb+Y vs. Rb diagram. b) Yb+Ta vs. Rb diagram. Symbols as in Fig. 7.

• وسعت و حجم ماگمای گرانیتوئیدی در مقایسه با مجموع حجم ماگماهای مافیک - دیوریتی بسیار بیشتر و بیش از سه برابر می‌باشد.

• الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های گابرویی و دیوریتی با واحدهای مونزونیتی و گرانیتی موازی یکدیگر نبوده و همدیگر را قطع می‌کنند. به علاوه، نمونه سنگ‌های فلسپک منطقه از عناصر نادر خاکی سنگین غنی‌تر هستند حال آنکه در صورت وجود منشأ مشترک می‌بایست واحدهای مافیک‌تر نسبت به انواع فلسپک‌تر از HREE بیشتری برخوردار باشند. زمین‌شناسان معمولاً سه منبع را برای توضیح منشأ توده‌های گرانیتوئیدی در نظر می‌گیرند که شامل منشأ پوسته قاره‌ای، منشأ گوشته‌ای، و منشأ مختلط که ترکیبی از هر دو منشأ گوشته‌ای و پوسته‌ای است. به همین دلیل پیچیدگی‌هایی در

منشأ و تحول ماگمایی منطقه مورد مطالعه

همانگونه که از بررسی شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی گروه‌های مختلف سنگی منطقه مورد مطالعه استنتاج می‌شود به دلایل زیر فازهای مختلف یادشده مجموعه نفوذی عزیزآباد-هزارخانی دارای منشأ مشترکی نیستند و نظریه هم‌ژنز بودن واحدهای سنگی گرانیتوئیدی و گابرو-دیوریتی منتفی می‌باشد:

- تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب با تغییرات مقدار SiO_2 همخوانی ندارد و روند خطی پیوسته‌ای بین تمامی واحدهای این مجموعه مشاهده نمی‌شود.

2013; Lu et al., 2020; Pearce, 1996; Pitcher, 1997; Patiño Douce, 1999; Rapp et al., 1991; Shirmohammadi et al., 2023; Torkian et al., 2008; Yajam et al., 2015.

پترولوژیست‌ها دو روش برای تولید ماگماهای فلسیک (گرانیتوئیدها) در محیط‌های قوس قاره‌ای و پشت قوس پیشنهاد نموده‌اند: روش اول تبلور تفریقی یک ماگمای بازیک توام با آرایش پوسته‌ای (AFC: assimilation and fractional crystallization) است (برای مثال Grove and Donnelly-Nolan, 1986; Bacon and Druitt, 1988; Altherr et al., 2000). به دلایلی که در بالا بدان‌ها اشاره شد این روش برای ایجاد واحدهای آذرین منطقه مورد مطالعه صادق نیست و لذا تبلور تفریقی حاصل از یک ماگمای بازالتی فرایندی نیست که موجب تشکیل طیف سنگ‌های عزیزآباد - هزارخانی را فراهم آورده باشد. روش دیگر، ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ایست (برای مثال Bullen and Clyne, 1990; Roberts and Clemens, 1993; Guffanti et al., 1996). سنگ‌های حاصل از ذوب‌بخشی پوسته حاوی مقادیر زیادی از Rb, Th, U, K, LREE و Pb هستند. همچنین این سنگ‌ها از عناصر Ta, Ti و Nb فقیرند اما از عناصر کمیاب متحرک غنی شده‌اند و تفریق خفیف HREE را نشان می‌دهند (Clemens and Stevens, 2016; Gao et al., 2016; Taylor and McLennan, 1985, 1995; Moyan et al., 2021). ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه (گروه‌های فلسیک و مونزونیت‌ها) از چنین خصوصیتی برخوردارند. پیشتر اشاره شد که سنگ‌های مورد مطالعه به لحاظ Nb/U با ماگماهای پوسته‌ای قاره‌ای مشابهت دارند و مستقل از منابعی با منشأ پوسته اقیانوسی هستند. لذا به منظور شناسایی منشأ ماگمای سازنده، نسبت‌های عناصر مختلف نمونه‌های این پژوهش با میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1985, 1995) مقایسه شده است (جدول ۲). در این جدول مشاهده می‌شود که نسبت‌های Ba/Th, Th/La, La/Nb و Zr/Nb در منطقه مورد مطالعه همخوانی منطقی با میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای (پوسته زیرین) دارد.

تعیین ژنز گرانیتوئیدها وجود دارد که متأثر از موارد زیر می‌باشد: (۱) ترکیب متفاوت منشأ مذاب، (۲) شرایط متغیر ذوب، (۳) واکنش‌های شیمیایی و فیزیکی پیچیده بین ماگماهای مافیک و فلسیک، (۴) محیط تکتونیکی، (۵) آرایش و هضم پوسته‌ای، (۶) فرایندهایی مرتبط با آشیانه ماگمایی شامل تفریق بلورین و تغییراتی ناشی از ورود پالس‌های جدید ماگمایی (Kemp et al., 2005; Frost and Frost, 2011; Eby, 1990; Bonin, 2007; Grebennikov, 2014; Lu et al., 2020).

مجموعه سنگ‌های مورد مطالعه سرشت ماگماهای کالک‌الکالین را دارند. گرانیتوئید منطقه مورد مطالعه دارای ویژگی‌های بارز گرانیت‌های نوع I است. وجود کانی‌های فرومنیزین بیوتیت و هورنبلند و نیز آپاتیت و تیتانیت، ASI < 1.1، نسبت‌های بالای CaO, Na₂O (White and Chappell, 1983; Chappell and Stephens, 1988)، غنی‌شدگی بارز LILE و LREE و تهی‌شدگی HFSE از ماهیت I-type آن‌ها پشتیبانی می‌کند. از طرفی همان‌طوری که اشاره شد رفتار عناصر کمیاب مانند غنی‌شدگی LILE و LREE در مقایسه با عناصر HFS بر وابستگی این سنگ‌ها به محیط‌های مناطق فرورانش دلالت دارد و پیامدی از دخالت صفحه فرورونده و آغشتگی با مواد پوسته‌ای است (Pearce et al., 1984; Rollinson, 1994). با این حال برخی پترولوژیست‌ها نیز این ویژگی‌ها را به دلیل تأثیرات ترکیبات پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی می‌دانند (Rollinson, 1994; Küster and Harms, 1998). چنین ماگماهایی به سبب ویسکوزیته بالایی که دارند امکان صعود آن‌ها به سطح زمین کمتر است و به همین دلیل توده‌های نفوذی را به وجود می‌آورند. به علاوه ویژگی‌هایی ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها مانند همه ماگماهای این مناطق، تحت تأثیر عوامل متعدد در این محیط‌هاست. این پارامترها شامل شرایط ذوب، ترکیب پوسته و سهم تأثیر پوسته در مذاب، سیالات آزاد شده از اسلب فرورو و ترکیب گوه گوشته‌ای می‌باشد (برای مثال Altherr et al., 2000; Azizi et al., 2020; Barbarin, 1999; Bonin, 2007; Dahlquist et al., 2010; Eby, 1990; Frost and Frost, 2011; Grebennikov., 2014; Kemp et al., 2005; Moyan et al., 2021; Morfin et al.,

جدول ۲- نسبت برخی عناصر در نمونه های مورد مطالعه و ترکیب میانگین پوسته قاره ای (Taylor and McLennan, 1985, 1995).

Table 2. The ratios of some elements in studied granitoides and the average of continental crust (Taylor and McLennan, 1985, 1995).

Sample	Ba/La	La/Nb	Ba/Th	Th/La	Zr/Nb
Sm4ag10	6.41	1.68	20.38	0.31	8.84
Sm3ag11	11.39	0.75	19.83	0.57	8.60
Sm4a19	1.73	1.60	2.80	0.62	7.58
Sm2a23	9.92	1.79	38.52	0.26	21.60
Sm4a13	10.01	1.66	33.31	0.30	8.40
Sm4a8	13.11	1.21	59.19	0.22	12.18
Sm4a10	18.21	1.67	45.05	0.40	23.10
Sm3a11	6.06	0.78	40.14	0.15	4.88
Sm5a3	8.90	1.75	19.17	0.46	24.50
Sm5a11	10.11	1.18	35.92	0.28	14.47
Sm3a10	9.24	1.34	40.37	0.23	11.67
Sm4a15	8.27	1.47	59.70	0.14	8.78
Sm1a5	14.03	1.10	44.03	0.32	10.66
Sm4a9	7.79	1.46	38.53	0.20	10.62
Sm5a2	11.38	1.30	35.34	0.32	20.62
Sm3a5	10.36	1.17	49.91	0.21	16.11
Sm3a1	11.36	1.67	59.83	0.19	13.08
Sm1a9	21.90	0.72	115.90	0.19	13.73
Sm2a20	12.02	1.26	67.25	0.18	17.34
Sm1a1	12.14	1.12	19.19	0.63	24.68
Average	10.72	1.33	42.22	0.31	14.07
Continental crust average	18.33	1.20	51.40	0.35	13.86

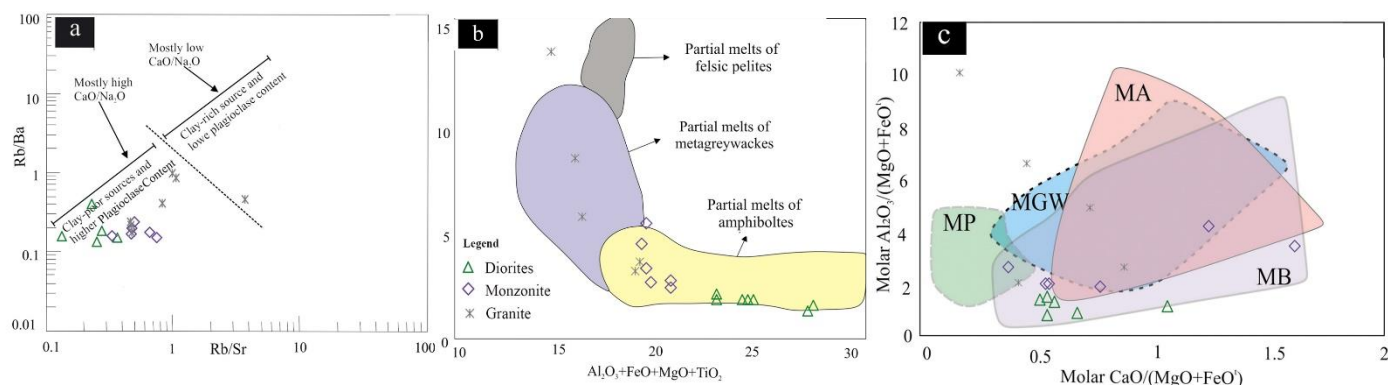
متاپلیت‌ها، متاگری‌وک‌ها، آمفیبولیت‌ها (شامل متاندزیت‌ها - متابازلت‌ها) و گنیس‌های تونالیتی از سنگ‌های رایج در پوسته هستند که پتانسیل تشکیل ماگماهایی با ترکیب گرانیتوئیدها را دارا هستند (Patiño Douce, 1999; Roberts and Clemens, 1993; Roberts and Finger, 1997; Wang et al, 2023) اساس تجربیات آزمایشگاهی، پتینودوس (Patiño Douce, 1999) و بیرد و لوفگرن (Lofgren, 1991) اعلام داشتند ذوب‌بخشی سنگ‌های والدی نظیر متابازیت‌ها/ آمفیبولیت‌ها (اعم از اندزیت، اندزیت‌های بازالتی سری ماگمایی کالک‌آلکان) می‌تواند مذابی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای گرانیتوئیدی متالومینوس ایجاد کند. این مذاب‌ها غنی از CaO و فقیر از K₂O هستند و در درجات ذوب بخشی خیلی بالا در دمایی حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد از یک منبع متابازیک تشکیل می‌شوند (Rapp et al., 1991; Rapp and Watson 1995; Sylvester, 1998). از میزان CaO/Na₂O و نیز Rb/Sr و Rb/Ba بهره برده و نشان داد که تشکیل برخی مذاب‌های با منشأ پوسته‌ای تحت کنترل فراوانی کانی پلاژیوکلاز موجود در سنگ منشأ است. همانگونه که در نمودار Rb/Sr-Rb/Ba (Sylvester, 1998) مشاهده می‌گردد نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در نزدیکی ماگماهایی قرار گرفته‌اند که از نسبت CaO/Na₂O بالا و مقدار پلاژیوکلاز فراوان در منبع مذاب اولیه برخوردار هستند (شکل ۱۰-ا). ممکن است چنین منابعی ترکیب آمفیبولیت، متاندزیت یا متابازلت داشته باشند. آمفیبولیت‌های ایلمینت‌دار به سبب وجود آمفیبول به عنوان کانی بجامانده و نیز وجود ایلمینیت می‌توانند مذاب‌هایی را بوجود آورند که در آن‌ها عناصر HFS نسبت به LILE از تهی‌شدگی قابل توجهی برخوردار باشند که با اختصاصات ژئوشیمیایی

متاپلیت‌ها، متاگری‌وک‌ها، آمفیبولیت‌ها (شامل متاندزیت‌ها - متابازلت‌ها) و گنیس‌های تونالیتی از سنگ‌های رایج در پوسته هستند که پتانسیل تشکیل ماگماهایی با ترکیب گرانیتوئیدها را دارا هستند (Patiño Douce, 1999; Roberts and Clemens, 1993; Roberts and Finger, 1997; Wang et al, 2023) اساس تجربیات آزمایشگاهی، پتینودوس (Patiño Douce, 1999) و بیرد و لوفگرن (Lofgren, 1991) اعلام داشتند ذوب‌بخشی سنگ‌های والدی نظیر متابازیت‌ها/ آمفیبولیت‌ها (اعم از اندزیت، اندزیت‌های بازالتی سری ماگمایی کالک‌آلکان) می‌تواند مذابی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای گرانیتوئیدی متالومینوس ایجاد کند. این مذاب‌ها غنی از CaO و فقیر از K₂O هستند و در درجات ذوب بخشی خیلی بالا در دمایی حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد از یک منبع متابازیک تشکیل می‌شوند (Rapp et al., 1991; Rapp and Watson 1995; Sylvester, 1998). از میزان CaO/Na₂O و نیز Rb/Sr و Rb/Ba بهره برده و نشان داد که تشکیل برخی مذاب‌های با منشأ پوسته‌ای تحت کنترل فراوانی کانی پلاژیوکلاز موجود در سنگ منشأ است. همانگونه که در نمودار Rb/Sr-Rb/Ba (Sylvester, 1998) مشاهده می‌گردد نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در نزدیکی ماگماهایی قرار گرفته‌اند که از نسبت CaO/Na₂O بالا و مقدار پلاژیوکلاز فراوان در منبع مذاب اولیه برخوردار هستند (شکل ۱۰-ا). ممکن است چنین منابعی ترکیب آمفیبولیت، متاندزیت یا متابازلت داشته باشند. آمفیبولیت‌های ایلمینت‌دار به سبب وجود آمفیبول به عنوان کانی بجامانده و نیز وجود ایلمینیت می‌توانند مذاب‌هایی را بوجود آورند که در آن‌ها عناصر HFS نسبت به LILE از تهی‌شدگی قابل توجهی برخوردار باشند که با اختصاصات ژئوشیمیایی

تفریقی موزونیت‌ها نیز بوده باشند. اما رخداد ذوب بخشی نیازمند تامین گرمای لازم می‌باشد و سوال این است که چگونه این حرارت در منطقه مورد مطالعه تامین شده است؟ به ویژه اینکه یک منبع متبازیک برای اینکه ماگمایی با سرشت متآلومینوس تشکیل دهد لازم است درجات ذوب بخشی خیلی بالا در دمایی حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد را متحمل شود (Rapp et al., 1991; Rapp, 1995). گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته ممکن است از دو منبع تامین شود: (۱) برخورد قاره‌ای باعث ضخیم شدن پوسته می‌شود و می‌تواند گرمای لازم را برای ذوب پوسته ایجاد کند (Agard et al., 2005؛ ۲) بالا آمدن تنوره‌های گوشته‌ای و انتقال حرارت به پوسته توسط ماگمایی که در اعماق پوسته جایگزین شده‌اند. این شرایط بیشتر می‌تواند در یک سیستم کششی رخ دهد که ممکن است با نازک شدن لیتوسفر اقیانوسی و یا با رخداد دلامیناسیون مربوط باشد (برای مثال Ghasemi and Talbot, 2006). با توجه به سن توده مورد مطالعه (حدود ۱۵۰ میلیون سال) منبع اولی نمی‌توانسته برای ایجاد مذاب دخالتی داشته باشد و منبع گرمایی از نفوذ ماگماها تامین می‌شده است. بررسی‌های پیشین منطقه نشان می‌دهد دو توده گابرویی کوه پریشان (Torkian, 2011) یا کوه دروازه (Molaiee Yeganeh et al., 2018) که هر دو در شمال منطقه مورد مطالعه با منشأ گوشته‌ای رخنمون دارند، احتمالاً در تامین گرمای لازم برای ذوب پوسته و شکل‌گیری آن نقش داشته است. بنابراین، سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه عزیزآباد - هزارخانی در یک حاشیه فعال قاره‌ای و در سطوح عمیق پوسته از ذوب بخشی مواد پوسته‌ای متبازیت/ متآندزیت و تحت تأثیر گرمای حاصل از تزریق ماگمای مافیک حاصل شده اند.

گرانیتوئیدهای مورد مطالعه و رژیم تکتونیکی آن‌ها تناسب دارد. اما در راستای تعیین دقیق خاستگاه و ترکیب منشأ واحدهای سنگی منطقه همچنین از نمودارهایی که بطور تجربی کار شده‌اند (Beard and Lofgren, 1991; Douce and Macarthy, 1998; Patiño Douce and Beard, 1995, 1996; Patiño Douce, 1999; Singh and Johannes, 1996; Sylvester, 1999) استفاده می‌شود.

پوسته مافیک آمفیبولیتی در مقایسه با مجموعه‌های متاگرایواک‌ها و پلیت‌ها، دارای نسبت کمتری از $Al_2O_3/FeOt+MgO+TiO_2$ و در مقابل از $FeOt+MgO+TiO_2+Al_2O_3$ بیشتری برخوردارند (Patiño Douce, 1999). بر اساس این فراوانی‌ها، دیوریت‌ها و موزونیت‌های منطقه مورد بررسی در شمال شرق سنقر با ترکیب مذاب‌هایی که محصول ذوب‌بخشی منابع پوسته‌ای آمفیبولیتی هستند، همخوانی دارد (شکل ۱۰-b). بر اساس مقادیر مولار $CaO/(MgO+FeO^t)-Al_2O_3/(MgO+FeO^t)$ (Altherr and Siebel, 2002) (شکل ۱۰-c) نمونه سنگ‌های غیرمافیک مورد بررسی بیشتر در قلمرو مذاب‌های مشتق از متبازیت‌ها قرار گرفته‌اند و منشأ موزونیت‌ها و دیوریت‌های منطقه مورد بررسی در شمال شرق سنقر با ترکیب مذاب‌هایی که محصول ذوب‌بخشی منابع پوسته‌ای آمفیبولیتی (اعم از متبازیت‌ها و متآندزیت‌ها) هستند، همخوانی دارد. واحد گرانیتی (شامل موزوگرانیت-سینوگرانیت و گرانودیوریت) در چنین نمودارهایی پراکنده هستند و تا حدودی با مذاب‌های مشتق از متاپلیت‌ها مطابقت می‌کنند. از طرفی همانگونه که از نمودارهای دوتایی هارکر و نیز الگوهای عناصر نادر خاکی استنباط گردید این طیف از سنگ‌ها ممکن است محصول تبلور



شکل ۱۰- نمودارهای تجربی که در آن‌ها قلمرو انواع مذاب‌های بخشی از ترکیبات مختلف پوسته‌ای نمایش داده شده است. (a) نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba (Sylvester, 1998) بیانگر آن است که نمونه سنگ‌های مورد مطالعه دارای نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ بالا و مقدار زیادی پلاژیوکلاز در منشأ هستند. (b) نمودار $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO})$ (Patino Duce, 1999) که در آن نمونه‌ها در گستره مذاب‌های بخشی منشأ آمفیبولیتی قرار گرفته‌اند. (c) نمودار مقادیر مولار $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO})$ (Altherr and Siebel, 2002) که نشان می‌دهد دیوریت‌ها و مونزونیت‌ها احتمالاً با درجات متغیری از ذوب متابازیت منشأ گرفته‌اند ولی گرانیت‌ها (اعم از مونزوگرانیت - سینوگرانیت و گرانودیوریت) پراکندگی دارند.

Fig. 10. Experimental diagrams showing the domains of various types of partial melts of different crustal compositions. a) Rb/Sr vs. Rb/Ba diagram (Sylvester, 1998) indicates that studied samples have high $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio and abundant plagioclase in the source. b) $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO})$ diagram (Patino Duce, 1999) showing that the samples are mainly plotted in the field of partial melts of amphibolite sources. c) The molar $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO})$ diagram (Altherr and Siebel, 2002) showing that diorites and monzonites probably were originated from different partial melting degrees of metabasite, while granites (both monzogranite and synogranite) and granodiorite are scattered.

کمیاب مانند غنی‌شدگی در LILE و LREE در مقایسه با عناصر HFSE

بر رابطه این سنگ‌ها با محیط‌های مناطق فرورانش دلالت دارد. نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی تأییدکننده تشکیل ماگما در یک محیط وابسته به قوس آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فرورانش می‌باشد که با توجه به پیشینه‌ی زمین‌شناسی منطقه و رخداد فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی مطابقت دارد. اختصاصات ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه نشان می‌دهد ترکیب آن‌ها با ترکیب پوسته قاره‌ای مطابقت دارد. براساس نمودارهایی که بر اساس عناصر اصلی و به روش تجربی و آزمایشگاهی برای ذوب سنگ‌های پوسته‌ای پیشنهاد شده، دیوریت‌ها و مونزونیت‌ها با درجات متغیری از ذوب متابازیت - متاندزیت‌ها و آمفیبولیت‌ها منشأ گرفته‌اند ولی گرانیت‌ها (اعم از مونزوگرانیت - سینوگرانیت و گرانودیوریت) پراکندگی دارند.

نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی شمال شرق سنقر (عزیزآباد- هزارخانی) جزئی از توده‌های نفوذی در پهنه ماگمایی- دگرگونی آندی سنندج- سیرجان است که ترکیب سنگ‌شناسی نسبتاً متغیری متشکل از گرانیتوئیدهای فلسیک تا گرانیتوئیدهای حدواسط، دیوریت‌ها و اندکی گابرو دارد. این مجموعه به گرانیتوئیدهای نوع I و در طبقه‌بندی سری‌های ماگمایی دارای سرشت کالک‌آلکان و متآلومینوس می‌باشد. روند توزیع نمونه‌ها در نمودارهای دوتایی هارکر و الگوهای نمودارهای عنکبوتی و عناصر نادر خاکی (REEs) هم منشأ بودن سنگ‌های مجموعه پلوتونیک منطقه عزیزآباد- هزارخانی را نشان نمی‌دهند و به عبارت دیگر تشکیل انواع سنگ‌های مورد اشاره تحت تاثیر فرایند تبلور تفریقی از یک ماگمای مافیک را منتفی می‌سازد. مجموعه سنگ‌های مورد مطالعه برخوردار از کانی‌های فرومنیزین بیوتیت و هورنبلند، غنی از LILE و LREE و فقیر از HFSE هستند و از طرفی رفتار عناصر

قدردانی

نویسندگان از دانشگاه بوعلی سینا جهت تامین بخشی از هزینه آنالیز نمونه‌های این مقاله سپاسگزاری می‌کنند. همچنین از سردبیر محترم و مدیران داخلی مجله نیز کمال تشکر را دارند.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International journal of earth sciences* 94, 401-419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148(5-6), 692-725.
- Altherr, R., Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143(4), 397-415. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0352-y>.
- Altherr, R., Henes-Klaiber, U., Hegner, E., Satir, M., Langer, C., 1999. Plutonism in the Variscan Odenwald (Germany): from subduction to collision. *Sciences International Journal of Earth Sciences* 88, 422-443. <https://doi.org/10.1007/s005310050276>.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50(1-3), 51-73. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3).
- Amidi, S.M., 1966. Contribution a l'etude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de.
- Arabzadeh bani asadi M., Ghasemi, H., Angiboust, S., Rezaei Kahkhaei, M., Lambrini, P., 2024. Chemical composition of biotite in the Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid stock, Baft, Kerman: Evidence for tectonic setting and physicochemical conditions of magma emplacement and crystallization. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 9(2), 197-224. URL: <http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2890-fa.html>.
- Azimbegirad, A., 2017. Study of NE- Sonqor intrusive Rocks (Kermanshah Province) with emphasis on petrography and mineral chemistry, 89 p. M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Azizi, H., Lucci, F., Stern, R.J., Hasannejad, S., Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran: Mantle plume or active margin?. *Lithos* 308, 364-80. doi: 10.1016/j.lithos.2018.03.019.
- Azizi, H., Stern, R.J., 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. *Terra Nova* 31(5), 415-423. <https://doi.org/10.1111/ter.12404>.
- Azizi, H., Asahara, Y., Minami, M., Anma, R., 2020. Sequential magma injection with a wide range of mixing and mingling in Late Jurassic plutons, southern Ghorveh, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 200, 104469. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2020.104469>.
- Azizi, H., Zanjefili-Beiranvand, M., Asahara, Y., 2015. Zircon U-Pb ages and petrogenesis of a tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj-Sirjan zone, northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc-continent collision. *Lithos* 216, 178-195. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.012>.
- Bacon, C.R., Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 224-256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46(3), 605-626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1).
- Beard, J.S., Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. *Journal of Petrology* 32(2), 365-401. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.2.365>.
- Berberian, F., Berberian, M.J., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution* 3, 5-32. <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>.
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97(1-2), 1-29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.007>.
- Broud, J., 1989. La sutured du Zagros a nivea du Kermanshah (KurdistanIranian): reconstitution pa leographique

- evolution geodynamique magmatique et structural. Geological survey and mineral exploration of Iran.
- Bullen, T.D., Clyne, M.A., 1990. Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* *Solid Earth* 95(B12), 19671-19691. <https://doi.org/10.1029/JB095iB12p19671>.
- Chappell, B.W., Stephens, W.E., 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 79(2-3), 71-86. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014139>.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83(1-2), 1-26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>.
- Clemens, J.D., Stevens, G., 2016. Melt segregation and magma interactions during crustal melting: breaking out of the matrix. *Earth-Science Reviews* 160, 333-349. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.012>.
- Dahlquist, J. A., Alasino, P. H., Eby, G. N., Galindo, C., Casquet, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos* 115(1-4), 65-81. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.006>.
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26(1-2), 115-134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z).
- Eshraghi, S.A., Jafarian, M.B., Eghlimi, B., 1996. Geological Map of Sonqor 1:100,000. Geological Survey Iran. (in Persian).
- Förster, H.J., Tischendorf, G., 1996. Compositional heterogeneity of silicic magmatic rocks from the German Variscides. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 24(3/4), 467-482.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology* 49(11), 1955-1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>.
- Frost, C.D., Frost, B.R., 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology* 52(1), 39-53. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq070>.
- Gao, P., Zheng, Y.F., Zhao, Z.F., 2016. Experimental melts from crustal rocks: a lithochemical constraint on granite petrogenesis. *Lithos* 266, 133-157. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.005>.
- Ghasemi Siani M, Bayat S., 2021. Mineralogy and geochemistry of pegmatitic dykes in the Boroujerd-Nezam Abad zone with respect to trace and rare earth elements mineralization. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 7 (1) :231-248, URL: <http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2710-fa.html>
- Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6), 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>.
- Grebennikov, A.V., 2014. A-type granites and related rocks: Petrogenesis and classification. *Russian Geology and Geophysics* 55(11), 1353-1366. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.10.011>.
- Grove, T.L., Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: Implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 281-302. <https://doi.org/10.1007/BF00572157>.
- Guffanti, M., Clyne, M.A., Muffler, L.P., 1996. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101(B2), 3003-3013. <https://doi.org/10.1029/95JB03463>.
- Harris, N.B., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications 19.1, 67-81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79(1-2), 33-45. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5).
- Irani, Z., 2013. Investigating the process of metasomatism in the intrusive body northeast of Sonqor (Kermanshah province), Master's Thesis in petrology, Bu- Ali Sina University, 115 p. (in Persian).
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A.F., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5), 523-548.
- Jamshidibadr, M., Collins, A.S., Salomao, G.N., Costa, M., 2018. U-Pb zircon ages, geochemistry and tectonic setting

- of felsic and mafic intrusive rocks of Almogholagh complex, NW Iran *Periodico di Mineralogia*, 87(1), 21-53.
- Kemp, D.B., Coe, A.L., Cohen, A.S., Schwark, L., 2005. Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature* 437(7057), 396-399. <https://doi.org/10.1130/G21706.1>.
- Küster, D., Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos* 45(1-4), 177-195. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00031-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00031-0).
- Lu, Y.H., Gao, P., Zhao, Z.F., Zheng, Y.F., 2020. Whole-rock geochemical and zircon Hf–O isotopic constraints on the origin of granitoids and their mafic enclaves from the Triassic Mishuling pluton in West Qinling, central China, *Journal of Asian Earth Sciences* 189, 104136.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Mohajjel, M., 2011. U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41(3), 238-249. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006>.
- Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews* 37(3-4), 215-224. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](http://dx.doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- Mohammadi, M., 2017. Geochemistry and tectonic setting of the NE-Sonqor intrusive rocks (Kermanshah Province), 96 p. M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Molaiee Yeganeh, T.M., Torkian, A., Christiansen, E.H., Sepahi, A.A., 2018. Petrogenesis of the Darvazeh mafic-intermediate intrusive bodies, Qorveh, Sanandaj-Sirjanzone, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 11, 1-20. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3554-y>.
- Morfin, S., Sawyer, E.W., Bandyayera, D., 2013. Large volumes of anatectic melt retained in granulite facies migmatites: An injection complex in northern Quebec. *Lithos* 168,200-218. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.007>.
- Moyen, J.F., Janoušek, V., Laurent, O., Bachmann, O., Jacob, J.B., Farina, F., Fiannacca, P., Villarros, A., 2021. Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 1, granites and paradigms. *Lithos* 402, 106291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106291>.
- Patino Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36(3), 707-738. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.707>.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publications, 168(1), 55-75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual review of Earth and planetary sciences* 23(1), 251-285. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Orogenic andesites and related rocks* 528-548.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology* 25(4), 956-983. doi.org/10.1093/petrology/25.4.956.
- Pitcher, W.S., 1997. The nature and origin of granite. Springer Science and Business Media.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of petrology* 36(4),891-931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51(1-4), 1-25. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90092-O](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90092-O).
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21(9), pp.825-828. [https://doi.org/10.1130/00917613\(1993\)021<0825:O OHPTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/00917613(1993)021<0825:O OHPTA>2.3.CO;2).
- Roberts, M.P., Finger, F., 1997. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology* 25(4), 319-322. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0319:DUPZAF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0319:DUPZAF>2.3.CO;2).
- Rollinson, H., 1994. Origin of felsic sheets in the Scourian granulites: new evidence from rare earth elements *Scottish Journal of Geology* 30(2), 121-129. <https://doi.org/10.1144/sjg3002012>.

- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of geophysics* 33(3), 267-309. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic geology* 97(3), 629-642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>.
- Shirmohammadi, M., Sepahi, A.A., Santos, J.F., Maanijou, M., Torkian, A., Vahidpour, H., 2023. Geochemistry and Sr-Nd isotopic characteristics of ferroan-magnesian metaluminous granites of the NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: granite formation in a compressional-extensional setting during Late Jurassic time. *Geological Magazine* 160(6), 1065-1089.
- Singh, J., Johannes, W., 1996. Dehydration melting of tonalites. Part I. Beginning of melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125(1), 16-25.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *Advancing the word of petrology geo sciences bulletin* 52(7), 1229-1258. <https://doi.org/10.1007/s004100050203>.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Special Publications* 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.1>.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *lithos* 45(1-4), 29-44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3).
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Temel, A., Gündoğdu, M.N., Gourgaud, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and geothermal research* 85(1-4), 327-54. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00062-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00062-6)
- Torkian, A., 2011. The Parishan Pluton in Qorveh Area, an example for Magma Mingling process, Southeastern Sanandaj, Iran. In: Srivastava R.K. (Ed) *Dyke swarms: keys for geodynamic interpretation*. Springer, Berlin, Heidelberg. 605p.
- Torkian, A., Khalili, M., Sepahi, A.A., 2008. Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 185(2), 131.
- Torkian, A., Shams, L., 2024. Petrography, mineral chemistry and thermobarometry of the Sinavand intrusive body and its enclaves (NE-Songhor – Kermanshah). *Researches in Earth Sciences (in Persin)* <https://doi.org/10.48308/estj.2022.102262>.
- ToulabiNejad, E., Ahamadi Khalaji, A., Ebrahimi, M., Biabangard, H., Esmaeili, R., 2021. Petrology, Geochemistry and tectono-magmatic setting of Estand granitoid, southwest of Birjand, East of Lut block. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 7 (1), 177-206 URL:<http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2775-en.html>.
- Turner, S., Sandiford, M., Foden, J., 1992. Some geodynamic and compositional constraints on post orogenic magmatism. *Geology* 20(10), 931-934. [https://doi.org/10.1130/00917613\(1992\)020<0931:SGAC CO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/00917613(1992)020<0931:SGAC CO>2.3.CO;2).
- Vernon, R.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511807206>.
- Wang, Z.M., Han, C.M., Xiao, W.J., Zhang, Z.Y., 2023. Zircon U-Pb and titanite U-Th-Pb ages of the Ghorveh mixed granitoid pluton: Implications for the Late Jurassic supra-subduction extension of the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Geological Journal* 58(1), 51-84. <https://doi.org/10.1002/gj.4580>.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoirs* 159, 21-34. <https://doi.org/10.1130/MEM159-p21>.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95(1), 185-187.
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J.H., Ghalamghash, J., Razavi, S.M.H., Bea, F., 2015. The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence. *Geologica Acta: an international earth science journal* 13(1), 25-43. <http://dx.doi.org/10.1344/GeologicaActa2015.13.1.2>.