Vol. 10, No. 1, Spring and Summer 2024, pp. 278-306 ISSN (Print): 2538-449X ISSN (Online): 2981-1619

Research Article
OPEN ACCESS
Kharazmi Journal of Earth Sciences
Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir

U-Pb dating and geodynamics of mafic bodies at the southern margin of Lake Urmia, an evidence of Cretaceous magmatism in northwest Iran

Mohammad Najari[*1], Ahmad Jahangiri[2], Ryo Anma[3]

1. PhD student, Geology Department, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran.
2. Professor, Geology Department, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran.
3. Professor, Graduate School of Technology, Industrial and Social Sciences, Tokushima University, Tokushima, Japan.

Article info

Article history
Received: 8 July 2024
Accepted: 10 September 2024

Keywords:
U-Pb dating, REE, calc-alkaline, subduction, Sanandaj–Sirjan Zone.

Abstract

In the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan zone, mafic intrusive bodies are aligned with the trend of the Zagros orogenic belt. In this part of the Iranian lithosphere, magmatic activity occurred during three main periods: Cretaceous, Eocene, and Miocene-Quaternary. In the first of two stages, the magmatic activity was associated with subduction-related magmatism at the active continental margin, whereas the last phase was characterized by calc-alkaline magmatism related to post-collision regime. The intrusive mafic bodies of Qobadlo, Chupankareh, and Qaraqoshun at the southern margin of Lake Urmia in the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone intruded within the complex of Cretaceous shale, shale-sandstone, and siltstone. U-Pb dating on zircon performed on these bodies indicates an age of 99 Ma. The SiO_2 content of these bodies ranges from 46.17 to 53.35%, Al_2O_3 13.1 to 18.49 % Fe_2O_3 3.11 to 5.8%, and their TiO_2 content ranges from 1.9 to 4.0%. Positive anomalies of large ion lithophile elements and LREE compared with negative anomalies of elements such as Nb, P, Zr, and Ta (HFSE), the La/Nb, Ba/Nb ratios, and the REE pattern show a good correlation with the magmatic rocks of subduction zones.

Introduction

The Sanandaj-Sirjan zone has been divided into three parts. The northern part includes a series of Cadomian igneous-metamorphic rocks. The central part includes (I) Precambrian basement and, (II) Middle-to-Upper Jurassic high-temperature metamorphic rocks. The southern part composed mainly of Paleozoic metamorphic rocks (Azizi et al., 2017). Triassic-Jurassic deposits, and calc-alkaline granites associated with the Neotethys subduction. The main magmatic activities were centralized in the central part of the Sanandaj-Sirjan zone. Rock units in this part of the magmatic zone are younger in age than those in the northwestern and southeastern parts. There are two magmatic belts in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan zone (Azizi and Moinevaziri, 2009): the first belt indicates the Sanandaj volcanism in the Cretaceous period, and the second belt is the Pliocene-Quaternary Hamedan-Tabriz volcanic zone, both of which are related to the Neotethys spreading and the collision of the Arabian and Iranian plates (Jahangiri, 2007; Torkian et al., 2019). According to (Azizi and Jahangiri, 2008), the units of the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone can also be divided into three main groups: the first group includes a thick sequence of basalt, shale, and sandstone, along with thick volcanic units. The second group, the Cretaceous Sanandaj volcanic sequence, consists of acidic and andesite lavas and alternating layers of sediments. The third group includes granitic and rhyolitic units. The Qobadlu and Chupankareh intrusive bodies on the 1:100000 scale map of the Azarshahr sheet, and the Qobadlu and Qaraqoshon mafic intrusive bodies on the 1:100000 scale map of Maragheh have a general north-northwest to south-southeast trend (Fig. 1). These bodies, along with acidic volcanic and spilitic basalts, have penetrated the Cretaceous units, including black shales,

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.107371
***Corresponding author:** Mohammad Najari; **E-mail:** Najary2006@gmail.com
How to cite this article: Najari, M., Jahangiri, A., Anma, R., 2024. U-Pb dating and geodynamics of mafic bodies at the southern margin of Lake Urmia are evidence of Cretaceous magmatism in northwest Iran. Kharazmi Journal of Earth Sciences 10(1), 278- 306.
http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.107371

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

sandstones, and sandy shales. The most abundant and widespread Cretaceous units are located in the southeast of Lake Urmia.

Materials and Methods

For geochemical analysis, 18 samples of three gabbroic bodies were selected and, the major element contents of whole rocks were determined by conventional X-ray fluorescence (XRF) at the Zarazma Company (Iran).

One fresh sample, AGD-5, was selected for zircon dating and analyzed at Tokushima university in Japan. The images of AGD-5 sample reveal that the zircons are colorless to light gray and euhedral to subhedral where transparent zircon grains are 80 – 200 microns in length and exhibit prism-like shapes and internal alteration textures.

Prismatic minerals with no defects or alteration textures/domains and their points for the U-Pb dating were selected based on the CL observations. U-Pb dating was obtained with a laser ablation (LA, NWR213 Electro Scientific Industries) – inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS Agilent 7700x) at Tokushima University, Japan. A detailed description of the LA-ICP-MS analysis can be found in literature (Cottle et al., 2013; Kylander-Clark et al., 2013). The AGD-5 sample yields a Concordia age of 99.8 ± 0.65 Ma (MSWD = 0.63, n = 34); and a mean weighted ^{238}U-^{206}Pb age of 98.8 ± 0.65 Ma (MSWD = 0.36, n = 34). Both ages are considered to represent the timing of crystallization of the sample. Taking error estimates into consideration, the zircon U-Pb age indicates that the AGD-5 gabbro was emplaced almost in the early Late Cretaceous (Fig. 2).

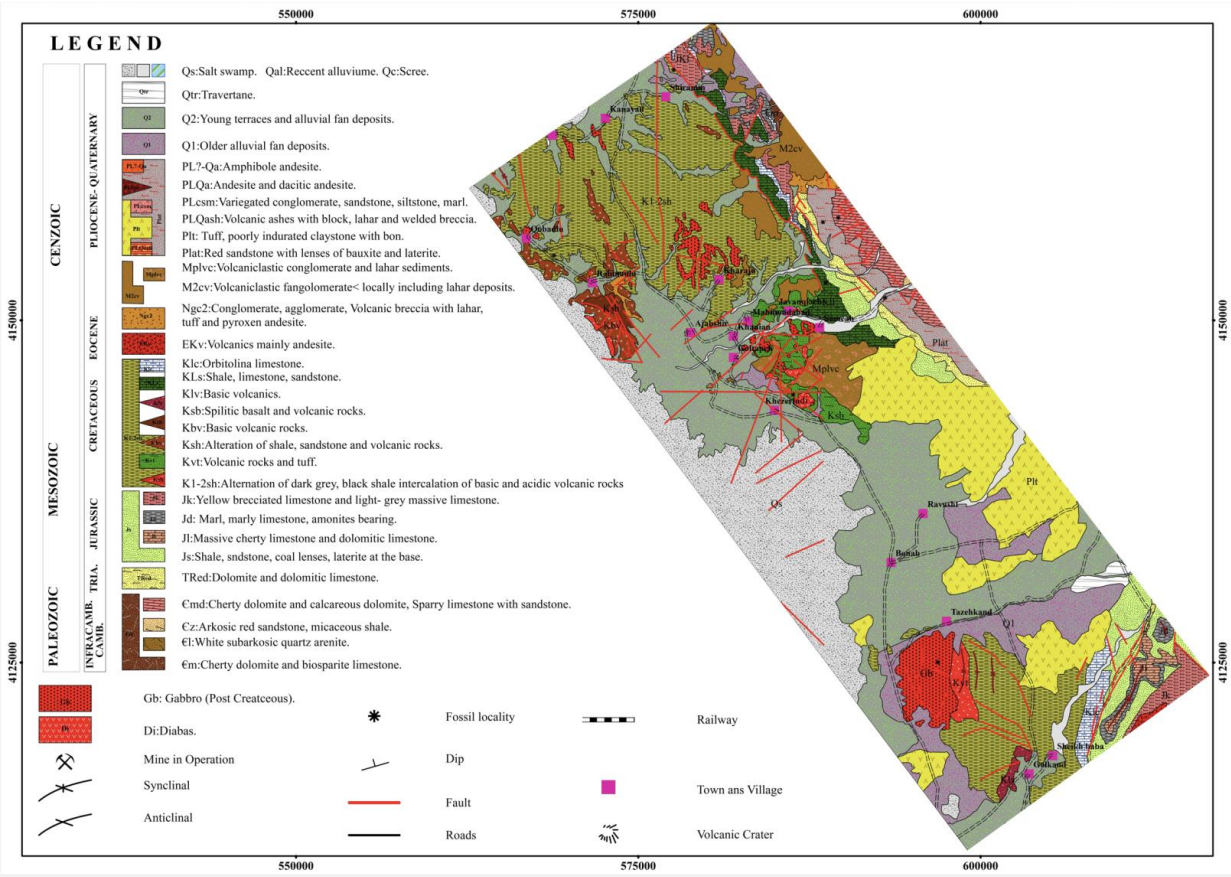


Fig. 1. Simplified geological map of the southern margin of Lake Urmia (Alavi-Naini and Shahrabi, 1975; Ghadirzadeh and Anvari, 1998; Soltani Sisi, 2005)

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

Results and Discussion

1. Petrography

The studied rocks exhibit coarse-grained textures, with dominant minerals including clinopyroxene, olivine, and plagioclase. The abundances of these minerals vary between mela- and meso-gabbroic rocks. Plagioclase is the most abundant mineral, with its content ranging from 50% to 60%. The studied samples display ophitic, intergranular, and granular textures. Plagioclase minerals are euhedral and display polysynthetic twinning. They are commonly affected by saussuritization and, less frequently, calcification. Plagioclase grains are surrounded by clinopyroxene, which fills the spaces between them, indicating that plagioclase likely crystallized before clinopyroxene. Clinopyroxene grains exhibit cleavage at approximately 87 and 93 degrees and are often replaced by hornblende and chlorite. Clinopyroxenes are frequently altered and replaced by secondary minerals such as tremolite, actinolite, magnetite, amphibole and biotite (Fig. 3).

2. Zircon U-Pb Geochronology

Sample AGD-5, a gabbro, was selected for zircon U-Pb dating. Cathodoluminescence (CL) images reveal colorless to light gray, euhedral to subhedral zircon grains, with prism-like shapes and internal alteration textures. Transparent zircon grains range from 80 to 200 microns in length.

Zircon U-Pb isotope ratios from AGD-5 are listed in Table 1. Zircon grains show Th/U ratios ranging from 0.9 to 1.9, consistent with magmatic zircon. Zircons from AGD-5 yield a concordia age of 99.8 ± 0.65 Ma (MSWD = 0.63, n = 34) and a mean weighted ^{238}U-^{206}Pb age of 98.8 ± 0.65 Ma (MSWD = 0.36, n = 34). Both ages represent the crystallization timing of the sample. Taking error estimates into account, the zircon U-Pb ages indicate that the gabbro was emplaced during the Late Cretaceous.

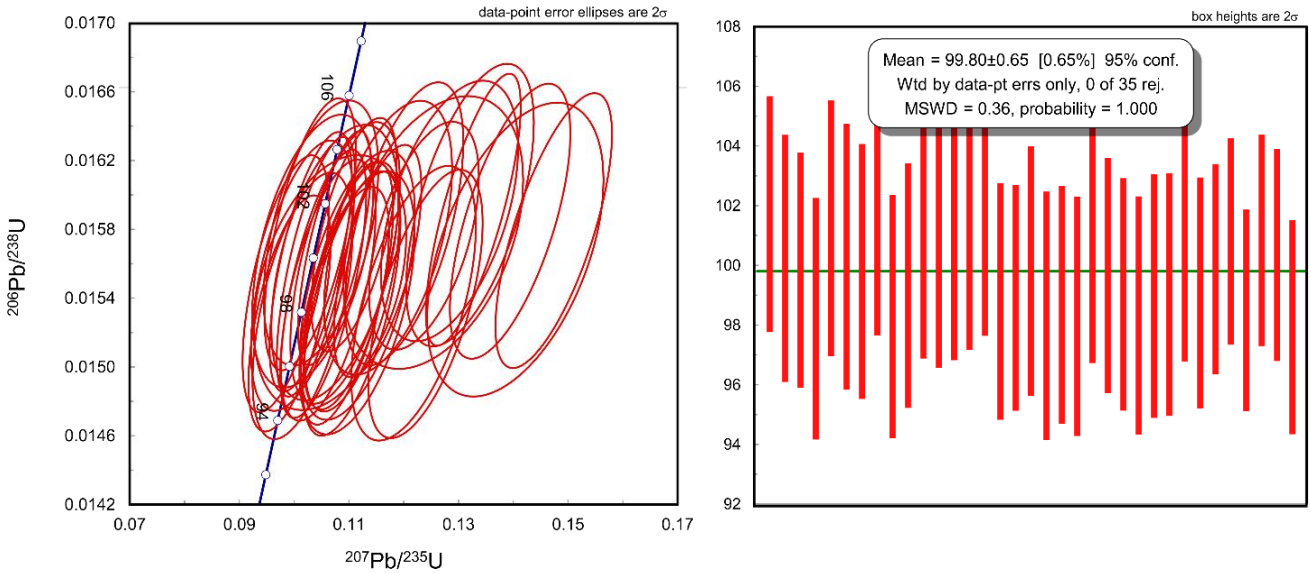


Fig. 2. Tera-Wasserburg concordia diagram and histogram of analyzed zircons.

3. Geochemical characteristics

Major and trace element analyses of 18 rock samples have Mg# average of 0.6, $Na_2O + K_2O$ ranging from 3.54 to 4.31 wt.% and, SiO_2 content between 46.17 – 53.35 wt.%. In addition, the rocks have TiO_2 content of 0.5 – 1.78 wt.% and a moderate Fe_2O_3 value (8.5 – 11.3 wt.%).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]

[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

The total alkali versus silica (TAS) classification shows that the the majority of mafic rocks are plotted in gabbro field. Moreover, the samples plot in the calc-alkaline series and their normalized multi-element patterns are characterised by enrichments in Pb, Sr and K and depletions in Zr, Nb and Th.

In the Harker diagrams, CaO, MgO, MnO and Fe_2O_3 show negative correlation with SiO_2. The normalized REE patterns indicate enrichments in LREEs relative to HREEs and fractionated pattern. Most samples show positive Eu (Eu/Eu* =1.48) anomalies, potentially related to plagioclase accumulation. The positive Sr anomaly can be linked to its substitution for Ca in plagioclase. Titanite and plagioclase accommodate LREEs in their structure, with plagioclase absorbing more Eu^{2+}. The positive Eu/Eu* ratio (1.32-1.69) can be attributed to the depth of crystallization. A weak positive Eu/Eu* =0.9 anomaly in some basic samples may indicate plagioclase accumulation or hornblende fractionation.

Igneous rocks formed in subduction zones exhibit Nb contents below 15 ppm. In the studied rock bodies, this parameter is below 10 ppm. The La/Nb ratio is above 1 for lithospheric mantle-derived magmas and about 0.7 for asthenospheric mantle-derived magmas. For active continental margin rocks, this ratio exceeds 2.2 and is less than 1 for intracontinental magmas. Magma contamination with lithospheric mantle lowers this ratio. Except for one sample (AGD-5), the La/Nb ratio exceeds 2.2, consistent with an active continental margin. In most samples, the Ba/Nb ratio exceeds 30, indicating a metasomatized mantle wedge above a subducting slab.

The La/Yb and Dy/Yb ratios are slightly high, confirming LREE enrichment. U, Cs, and Pb enrichments can be attributed to magma contamination with crustal components. On La/Yb versus Nb/La and Rb versus Zr/Rb diagrams, the samples plot close to the upper crust, suggesting that the parent magma may have been contaminated by the upper crust (Askren et al., 1991).

These geochemical charcteristics suggest that the samples originated from partial melting of a spinel lherzolitic source. Subduction fluids released from the subducting slab into the mantle wedge, induced partial melting of the mantle. This process resulted in the formation of gabbro magmas that were parental for the studied mafic bodies.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

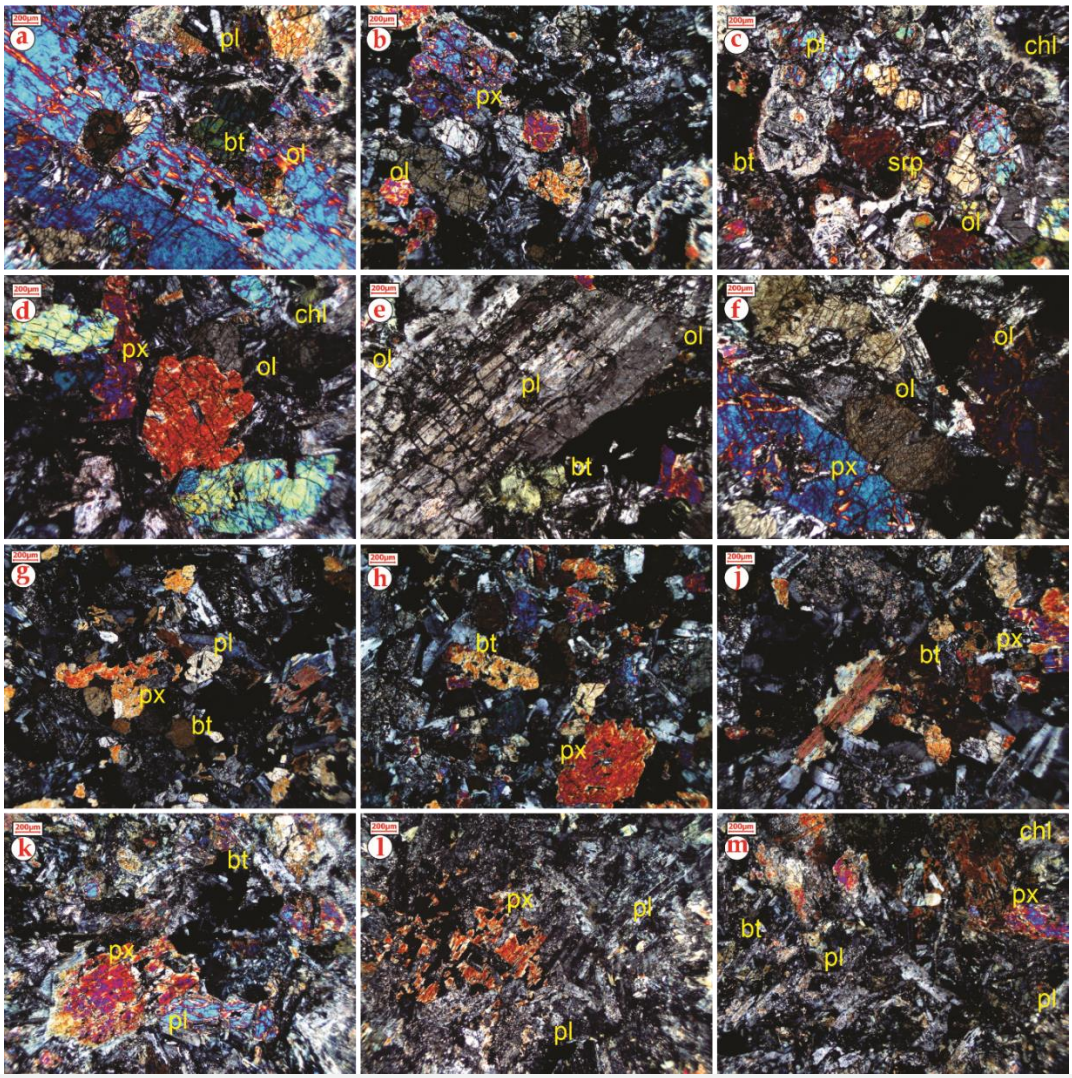


Fig. 3. Microscopic images of the studied igneous rocks. The main minerals in these rocks are plagioclase (Pl), pyroxene (Px), and olivine (Ol). Clinopyroxene minerals are often altered to secondary minerals such as magnetite, biotite (Bt), and chlorite (Chl). Chl = Chlorite, Opq = Opaque minerals, Pl = Plagioclase, Px = Pyroxene, Ol = Olivine, Srp = Serpentine. Mineral abbreviations are taken from Whitney and Evans (2010)

4. Tectonic environment interpretation

On Zr versus Zr/Y diagram, the samples fall within the continental arc environment (Pearce and Norry, 1979). On La/10-Y/15-Nb/8 diagram, all samples fall within the range of magmas with a calc-alkaline series, corresponding to active continental margin environments. These geochemical characteristics collectively suggest that these gabbroic rocks was formed in a complex tectonic setting involving both continental arc and back-arc processes, indicative of an active continental margin environment (Fig. 4).

Conclusions

Our studies suggest that Neotethys subduction beneath the SaSZ commenced in the Early Cretaceous, followed by the Arabian-Iranian plate collision in the Eocene (37-40 Ma). Coexisting granites and appinites along the Zagros suture zone in Baneh have been dated to 37- 40 Ma, indicating a Late Eocene collision in

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

northwest Iran. Evidence of Cretaceous subduction in the SaSZ includes Early Cretaceous andesites and I-type granites in the northern SaSZ, which formed on an active continental margin, signifying the initiation of Neotethys subduction in the Early Cretaceous (Gholipour et al., 2021).

During this subduction, the intrusion of hot, calc-alkaline to slightly tholeiitic magma led to crustal thinning and the development of an extensional tectonic regime. Extensional back-arc basins, such as the Khoy basin and the Azerbaijan fault-dominated extensional basin, formed during this period The thinning and fracturing enabled the intrusion of hot asthenospheric magma, resulting in metasomatized magma and the formation of these mafic bodies.

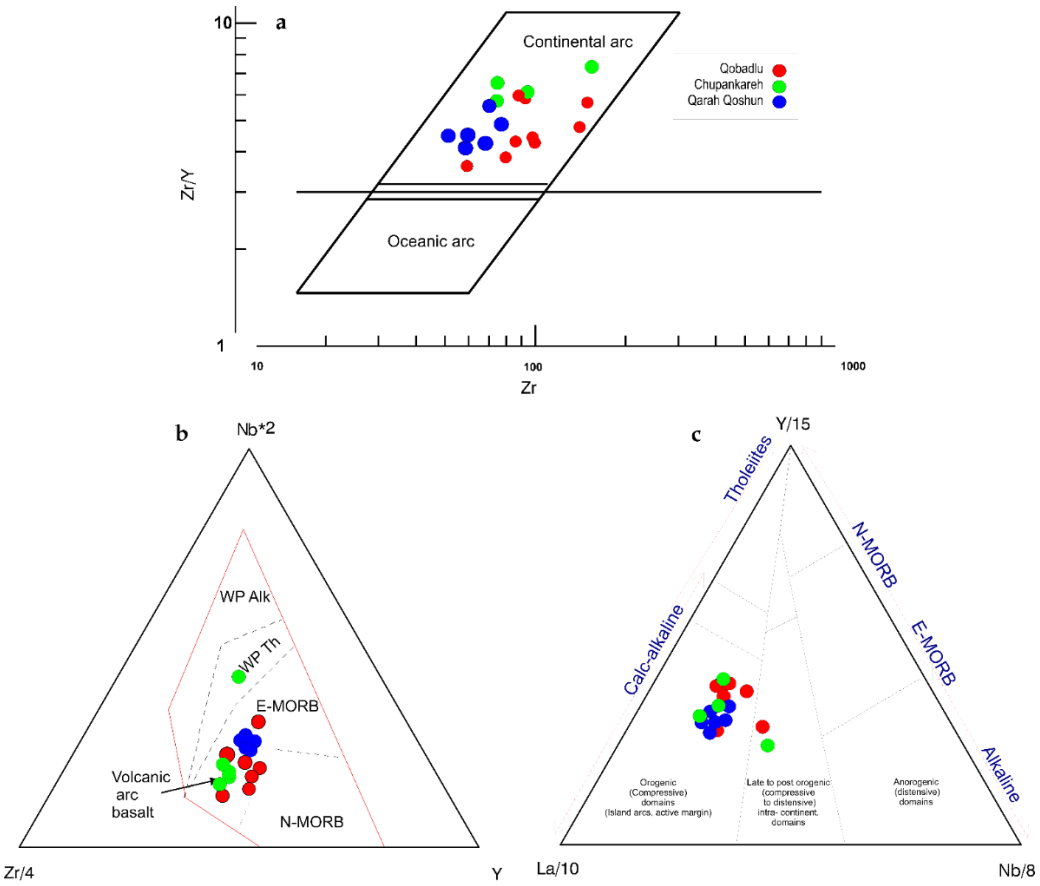


Fig. 4. a) Zr vs. Zr/Y diagram, in which the samples plot on arc-related environments (Pearce and Norry, 1979). b) Zr/4-Nb2-Y diagram (Meschede, 1986) representing that the gabbroic samples display overlap with magmas from the volcanic arc environments. c) La/10-Y/15-Nb/8 ternary diagram (Cabanis and Lecolle, 1989) showing that all the samples display calc-alkaline affinity and plot on orogenic domains related to active margins.

References

Alavi-Naini, M., Shahrabi, M., 1975. Geological map of Maragheh. 1: 100,000 series, Sheet 5265. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tehran.

Askren, D.R., Wjitney, J.A., Roden, M.F., 1991. Petrology and geochemistry of the Huerto Andesite, San Juan volcanic field, Colorado. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 373-386.

Azizi, H., Kazemi, T., Asahara, Y., 2017. A-type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic. Journal of Geodynamics 108, 56-72.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]

[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]

[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

Azizi, H., Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. Journal of Geodynamics 47, 167-179.

Azizi ,H., Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Geodynamics 45, 178-190.

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination: Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, serie 2. Science de la Terre 309, 20.

Cottle, J.M., Burrows, A.J., Kylander-Clark, A., Freedman, P.A., Cohen, R.S., 2013. Enhanced sensitivity in laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 28, 1700-1706.

Ghadirzadeh, A., Anvari, A., 1998. Azarshahr geological map in scale 1: 100,000. Geological Survey of Iran.

Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M., 2021. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. Geochemistry 81, 125687.

Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences 30, 433-447.

Kylander-Clark, A.R., Hacker, B.R., Cottle, J.M., 2013. Laser-ablation split-stream ICP petrochronology. Chemical Geology 345, 99-112.

Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram. Chemical geology 56, 207-218.

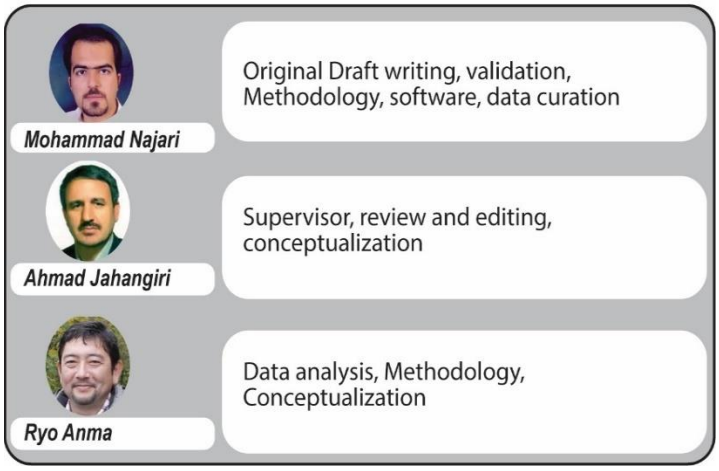
Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to mineralogy and petrology 69, 33-47.

Soltani Sisi, G., 2005. Geological map of Iran, 1: 100000 series, sheet No, 5065. Geological survey and mineral Exploration of Iran

Torkian, A., Furman, T., Salehi, N., Veloski, K., 2019. Petrogenesis of adakites from the Sheyda volcano, NW Iran. Journal of African Earth Sciences 150, 194-204.

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist 95, 185-187.

CRediT authorship contribution statement



جلد ۱۰، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۴۰۳، صفحه ۲۷۸ تا ۳۰۶ شاپا چاپی: ۲۵۳۸-۴۴۹x شاپا الکترونیکی: ۱۶۱۹-۲۹۸۱

Research Article
OPEN ACCESS
Kharazmi Journal of Earth Sciences
Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir

سن‌سنجی اورانیوم-سرب و ژئودینامیک توده‌های مافیک حاشیه جنوبی دریاچه ارومیه، شاهدی بر ماگماتیسم کرتاسه در شمال غرب ایران

محمد نجاری[۱*]، احمد جهانگیری[۲]، ریو آنما[۳]

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۳. استاد، دانشکده فنی، دانشگاه توکوشیما، توکوشیما، ژاپن

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله
دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۱۸
پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۲۰

واژه‌های کلیدی
اورانیوم- سرب، عناصر نادر، کالک آلکالن، فرورانش، زون سنندج-سیرجان.

چکیده

در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان توده‌های نفوذی مافیک کوچک و بزرگی به‌صورت هم‌جهت و هم‌روند در امتداد سوچرزون زاگرس رخنمون دارند. در این بخش از پوسته‌ی ایران فعالیت ماگمایی طی سه بازه زمانی اصلی کرتاسه، ائوسن و میوسن-کواترنری رخداده است. در دو مرحله اول فعالیت ماگمایی با ماگماتیسم قوس‌های حاشیه فعال قاره‌ای سازگارتر است. درحالی‌که آخرین فاز ماگمایی، دارای سرشت کالک الکالن مربوط به رژیم تکتونیکی پس از برخورد است. توده‌های مافیک قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون در حاشیه جنوبی دریاچه ارومیه در بخش شمالی زون سنندج - سیرجان درون مجموعه‌ای از واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی - شیلی با سن کرتاسه نفوذ کرده‌اند. سن‌سنجی اورانیوم-سرب انجام‌شده بر روی نمونه‌های زیرکن جداشده از نمونه‌های سنگی توده گابرویی قبادلو سنی معادل ۹۹ میلیون سال را نشان می‌دهد. در این توده‌ها محتوای SiO_2 ۴۶/۱۷ تا ۵۳/۳۵ درصد وزنی و محتوای Al_2O_3 ۱۳/۱ تا ۱۸/۴۹درصد وزنی است. مقدار Fe_2O_3 در این سنگ‌ها ۸/۵ تا ۱۱/۳درصد وزنی، TiO_2 بین ۰/۴ تا ۱/۹ و متوسط مقدار Cr در حد ۱۱۹ پی‌پی‌ام است. مقادیر سیلیس، عدد منیزیم و کروم این سنگ‌ها نشان‌دهنده‌ی منشأ گوشته‌ای این توده‌ها است. با توجه به مقادیر بالای عناصری مانند Ba و نسبت Ba/Rb و دیگر عناصر ناسازگار می‌تواند نشانگر منشأ گوشته‌ای دگرسان شده باشد. آنومالی‌های مثبت عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ و عناصر نادر خاکی سبک در مقابل آنومالی منفی عناصر HFS همچون Nb، P، Zr و Ta نسبت‌های بالای La/Nb، Ba/Nb و الگوی عناصر نادر خاکی در این توده‌ها هم‌خوانی خوبی با توده‌های مربوط به محیط‌های فرورانش دارد.

مقدمه

پوسته‌ی ایران ازنظر موقعیت زمین‌شناسی در قسمت میانی کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا قرارگرفته است. این پوسته متشکل از چند زون و زیرزون است. مرز این زون‌ها منطبق بر ساختارهای تکتونیکی است (Alavi, 1991; Berberian and King, 1981a, b; Stocklin, 1968). زون دگرگونی - ماگمایی سنندج - سیرجان (شکل ۱) جزو پیچیده‌ترین زون‌های زمین‌ساختی در تریاس بالایی است. ضخامت پوسته در این زون در حدود ۷۰ کیلومتر است (Paul et al., 2006). زون سنندج - سیرجان با امتداد شمال‌غربی – جنوب‌شرقی تحت‌تأثیر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه‌ی ایران و برخورد صفحه عربی و صفحه ایران دارای زمین‌شناسی پیچیده‌ای بوده و دربردارنده‌ی توده‌های آذرین و فعالیت‌های دگرگونی با سن‌های متفاوت است (Alavi, 1980; Berberian and King, 1981a; Crawford, 1976; Dercourt et al., 1986; Haynes and McQuillan, 1974; Pamic et al., 1979; Şengör, 1984). این زون بر اساس ژئوشیمی سنگ‌های ماگمایی و نیز سن فعالیت‌های زمین‌شناسی به سه زیرزون (شمال غربی، مرکزی و جنوب شرقی)

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.107371

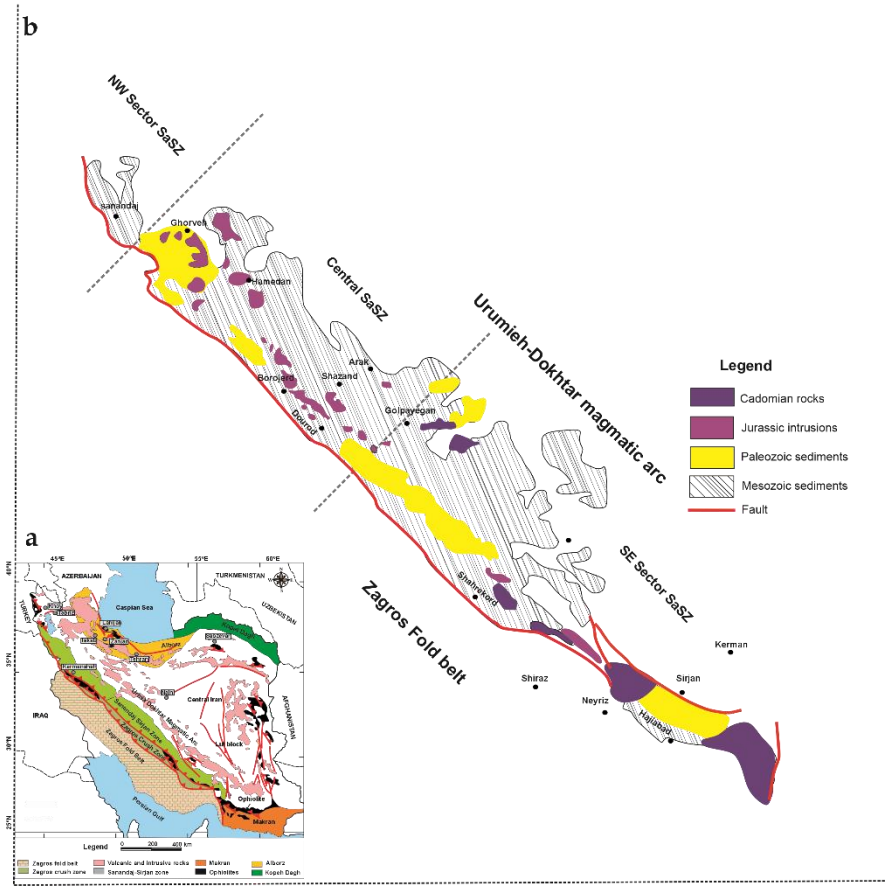
***نویسنده مسئول:** محمد نجاری Najary2006@gmail.com

استناد به این مقاله: نجاری، م، جهانگیری، ا، آنما، ر. (۱۴۰۳). سن‌سنجی اورانیوم سرب و ژئودینامیک توده‌های مافیک حاشیه جنوبی دریاچه ارومیه، شاهدی بر ماگماتیسم کرتاسه در شمال غرب ایران. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۱۰، شماره ۱، صفحه ۲۷۸ تا ۳۰۶. http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.107371

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

قابل‌تفکیک است (Zhang et al., 2018). فعالیت‌های اصلی ماگمایی ژوراسیک در قسمت مرکزی این زون متمرکز بوده و سنگ‌های این بخش ازنظر سنی جوان‌تر از بخش‌های شمال غربی و جنوب شرقی است.



شکل ۱- a) واحدهای ساختاری ایران (Stocklin and Nabavi, 1973). b) نقشه زمین‌شناسی مختصرشده غرب ایران برگرفته از بیاتی و همکاران (Bayati et al., 2017).

Fig. 1. a) Structural units of Iran Stocklin and Nabavi (1973). b) Simplified geological map of western Iran modified from Bayati et al., (2017).

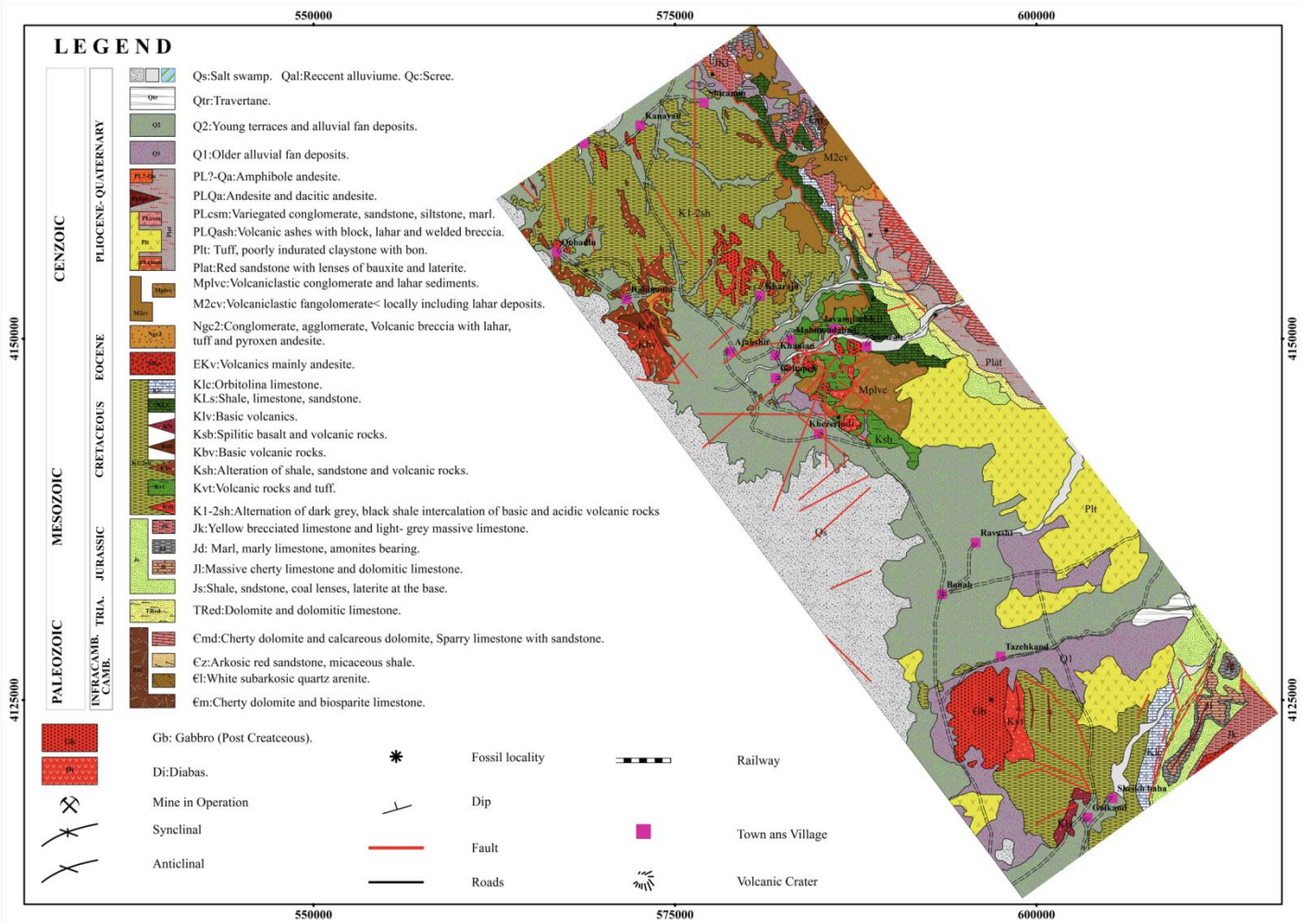
بخش شمالی زون سنندج – سیرجان شامل دو کمربند ماگمایی است: کمربند اول نشان‌دهنده توالی‌های آتش‌فشانی سنندج به سن کرتاسه و کمربند دوم زون آتش‌فشانی همدان-تبریز به سن پلیوسن-کواترنر می‌باشد (Azizi and Moinevaziri, 2009).

هر دو کمربند مربوط به فرورانش نئوتتیس و برخورد صفحه‌ی عربی و صفحه‌ی ایران است (Jahangiri, 2007; Torkian et al., 2019). واحدهای بخش شمالی زون سنندج - سیرجان را می‌توان به سه گروه اصلی طبقه‌بندی کرد: گروه اول شامل یک توالی ضخیم سنگ‌آهک، شیل و ماسه‌سنگ به همراه واحدهای ضخیم آتش‌فشانی می‌باشند. گروه دوم توالی آتش‌فشانی سنندج در کرتاسه می‌باشند که شامل سنگ‌های بازالتی و آندزیتی هستند و با لایه‌های رسوبی درهم‌آمیخته‌اند. گروه سوم شامل واحدهای گرانیتی و ریولیتی می‌باشند (Azizi and Jahangiri, 2008).

زمین‌شناسی

کهن‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره‌ی حاشیه‌ی جنوبی دریاچه ارومیه، ماسه‌سنگ‌های قرمزرنگ لالون می‌باشند که با یک ناپیوستگی هم‌شیب توسط ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی سفیدرنگ قاعده سازند میلا پوشیده شده‌اند. توده‌های نفوذی گابرویی قبادلو، چوپانکره در نقشه‌ی ۱:۱۰۰,۰۰۰ ورقه‌ی آذرشهر و توده‌ی

گابرویی قره‌قشون در نقشه‌ی ۱:۱۰۰،۰۰۰ ورقه‌ی مراغه با روند کلی شمال شمال غرب- جنوب جنوب شرق امتداد دارند (شکل ۲). این توده‌ها به همراه سنگ‌های آتش‌فشانی اسیدی و بازالت‌های اسپیلیتی درون واحدهای کرتاسه شامل شیل‌های سیاه‌رنگ، ماسه‌سنگ و آهک شیلی (شکل ۳) که عمده‌ترین و گسترده‌ترین واحدهای کرتاسه در بخش جنوب و جنوب شرقی دریاچه ارومیه می‌باشند نفوذ کرده و خود با دگرشیبی زاویه‌دار توسط کنگلومراهای با منشأ آتش‌فشانی سهند پوشیده شده‌اند. رخنمون این واحدها در برخی نقاط خشن و در برخی نقاط تپه‌های کم ارتفاع است. برای این توده‌ها سن دقیقی ارائه نگردیده و ازنظر سن‌نسبی، این توده‌ها دارای سن پس از کرتاسه می‌باشند.



شکل ۲- نقشه‌ی زمین‌شناسی مختصر شده‌ی حاشیه جنوبی دریاچه‌ی ارومیه (Alavi-Naini and Shahrabi, 1975; Ghadirzadeh and Anvari, 1998; Soltani Sisi, 2005).

Fig. 2. Simplified geological map of the southern margin of Lake Urmia (Alavi-Naini and Shahrabi, 1975; Ghadirzadeh and Anvari, 1998; Soltani Sisi, 2005).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

مشاهدات میکروسکوپی

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و مشاهدات صحرایی این سنگ‌ها دارای ترکیب الیوین گابرو تا گابرو می‌باشند. عمومی‌ترین بافت در این نمونه‌ها بافت گرانولار و افیتیک است. پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین بیشترین حجم کانی‌ها در این مقاطع را تشکیل می‌دهند (شکل ۴). در این سنگ‌ها پلاژیوکلازها اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و دارای ماکل پلی‌سنتتیک می‌باشند. برخی از پلاژیوکلازها به‌شدت دگرسان شده‌اند و برخی دیگر سالم می‌باشند. بیشتر پلاژیوکلازها سوسوریتی شده‌اند. طی این فرایند، با افزایش آب سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت (زوئیزیت یا کلینوزوئیزیت) دگرسان می‌گردد و پلاژیوکلاز باقی‌مانده به‌صورت آلبیت درمی‌آید. وجود سوسوریت نشان‌دهنده‌ی تمرکز محصولات واکنشی هیدروترمال در امتداد شکستگی‌ها و محل نفوذ سیالات می‌باشد. به‌طوری‌که در مناطق غنی از آنورتیت در پلاژیوکلاز به‌طور انتخابی اپیدوت ظاهر می‌شود. پیروکسن‌ها یکی دیگر از کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها می‌باشند. پیروکسن‌ها بیشتر از نوع اوژیت و به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای شکستگی و برجستگی بالا با رنگ‌های تداخلی سری دوم (اغلب صورتی تا قهوه‌ای) و دارای خاموشی مایل می‌باشند. الیوین دیگر کانی سازنده این سنگ‌ها است که در بسیاری از نقاط مقاطع کلیفیتی شده است. در برخی نمونه‌ها این کانی به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و دارای شکستگی است. این کانی‌ها گاهی ایدینگزیتی شده و در برخی مقاطع نازک به کلریت و سرپانتین تجزیه‌شده است (شکل ۴-c). کلریت، سریسیت، اکسید آهن، پرهنیت، اپیدوت، اورالیت و کانی‌های رسی کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

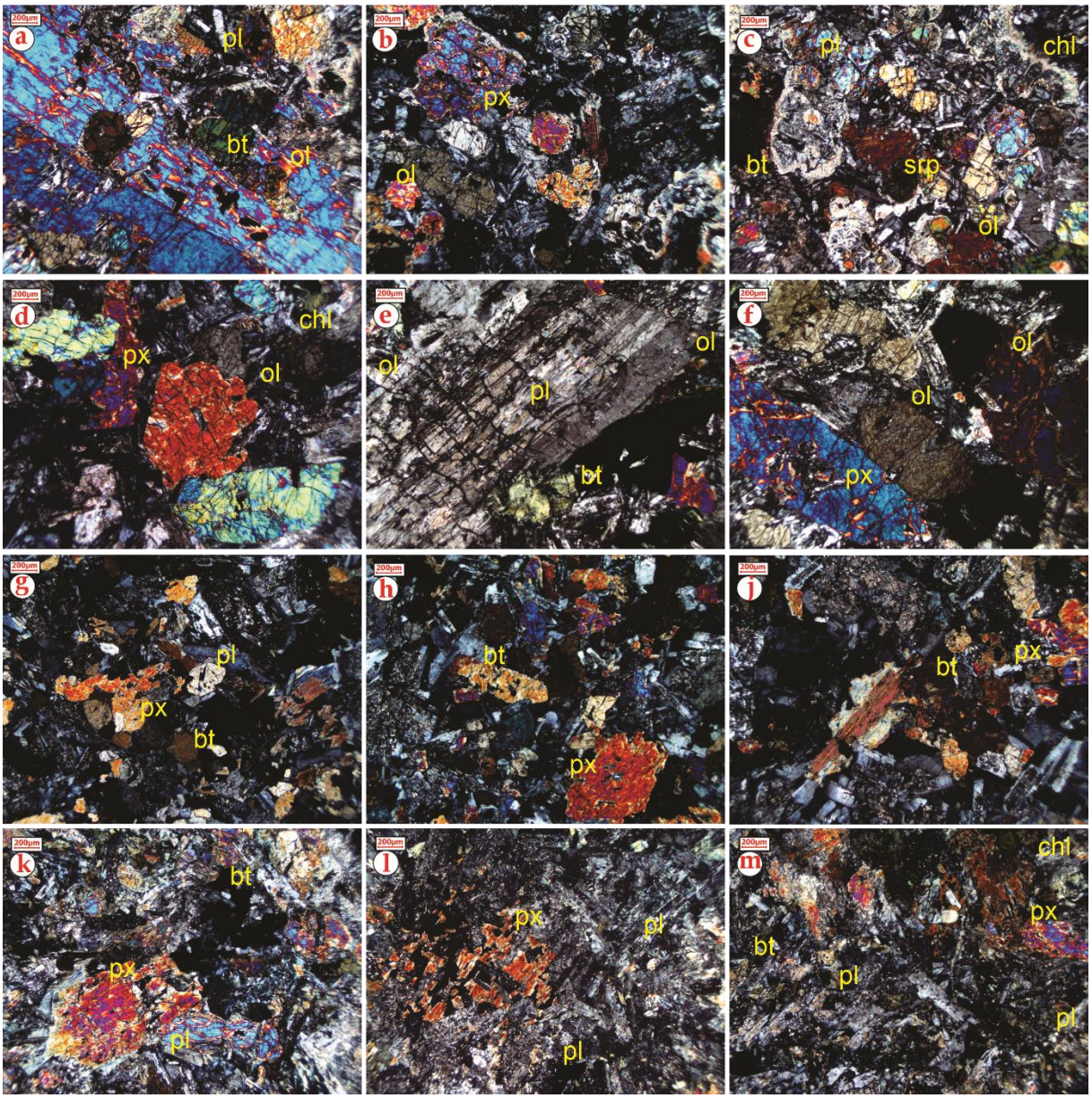
[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

شکل ۳- a، b، c) نمایی از رخنمون توده‌های گابرویی قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون.d) رخنمون گابروی قبادلو و واحدهای اسیدی و بازیک.e ، f، g) کنتاکت واحدهای توفی و شیلی با واحدهای گابرویی. h، i، j) واحدهای شیلی و آهکی. k) واحدهای کنگلومرایی.

Fig. 3. a, b, c) Outcrops of the Qobadlu, Chupankareh, and Qarakeshoun gabbroic bodies. d) Outcrop of the Qobadlu gabbro and acidic and basic units. e, f, g) Contact of tuff and shale with gabbroic body. h, i, j) Shale, limestone units. k) Conglomerate units.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آذرین موردمطالعه. کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl)، پیروکسن (Px) و الیوین (Ol) کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها می‌باشند. کانی‌های کلینوپیروکسن معمولاً به کانی‌های ثانویه مانند مگنتیت، بیوتیت (Bt) و کلریت (Chl) تبدیل‌شده‌اند. Chl = کلریت، Opq = کانی‌های مات، Pl = پلاژیوکلاز، Px = پیروکسن، Ol= اولیوین، Srp= سرپانتین. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته‌شده از وایتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) می‌باشد.

Fig. 4. Microscopic images of the studied igneous rocks. The main minerals in these rocks are plagioclase (Pl), pyroxene (Px), and olivine (Ol). Clinopyroxene minerals are often altered to secondary minerals such as magnetite, biotite (Bt), and chlorite (Chl). Chl = Chlorite, Opq = Opaque minerals, Pl = Plagioclase, Px = Pyroxene, Ol = Olivine, Srp = Serpentine. Mineral abbreviations are taken from Whitney and Evans (2010).

مواد و روش‌ها

برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی از توده‌های قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون پس از مطالعات میکروسکوپی و پتروگرافی تعداد ۱۸ نمونه سنگی که دگرسانی کمتری داشتند، انتخاب گردیدند. این نمونه‌ها برای تجزیه‌ی عناصر کمیاب و اکسیدهای عناصر اصلی در شرکت زرآزما به ترتیب توسط دستگاه‌های ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) و XRF (X-Ray Fluorescence) مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول شماره ۱). همچنین برای تعیین سن مطلق توده‌های منطقه، از توده‌ی گابرویی قبادلو یک نمونه‌ی سنگی جهت جدایش زیرکن و سن‌سنجی به روش اورانیوم-سرب انتخاب شد و پس از خردایش (کمتر از ۰/۵ میلی‌متر) و گذراندن از الک ۲۵۰ مش با آب شسته شده و بخش‌های رسی آن طی چندین مرحله از آن جدا گردید. سپس نمونه در دمای ۸۰ درجه سانتی‌گراد قرار داده شد. بعد از خشک شدن نمونه، جداسازی اولیه توسط آهن‌ربا انجام گردید و نهایتاً با استفاده از محلول دی یدو متان (CH_2I_{12}) زیرکن‌ها جداسازی شدند. در آخر، پس از خشک‌کردن، دانه‌ها روی یک لام میکروسکوپی قرار داده‌شده و با پودرهای مناسب تا زمانی که دانه‌ها به‌خوبی قابل‌تشخیص باشند به‌آرامی سابیده شدند. برای از بین بردن رزین موجود در سطح دانه‌های زیرکن از پودر الماسه استفاده گردید. این عمل تا زمانی که زیرکن‌های موجود بیرفرژانس و برجستگی مناسبی داشته باشند ادامه پیدا کرد. تمام‌دانه‌های زیرکن جداشده از این نمونه شکل‌دار می‌باشند و هیچ‌کدام از این زیرکن‌ها موروثی نیستند. دانه‌های زیرکن شفاف بوده و دارای طول‌های ۲۰۰-۸۰ میکرومتر و اشکال منشوری می‌باشند. نهایتاً دانه‌های زیرکن به روش LA-ICP-MS (Cottle et al., 2011; Cottle et al., 2013; Kylander-Clark et al., 2013) در دانشگاه Tokushima ژاپن مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج حاصل از تعیین سن U-Pb نمونه‌ی آنالیز شده در جدول شماره۲ آورده شده است. نتایج حاصل از سن‌سنجی‌های انجام‌شده بر روی نمودارهای کنکوردیا ترا و واسربرگ (Tera and Wasserburg, 1972) با استفاده از نرم‌افزار Isoplot v2.4 (Ludwig, 2001) رسم گردیده است (شکل۵).

بحث

سن‌سنجی

توده‌های قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون داخل واحدهای کرتاسه نفوذ کرده‌اند. از نظر شواهد صحرایی و کانی‌شناسی هر سه توده ویژگی‌های یکسانی دارند. به همین جهت برای به دست آوردن سن توده‌های موردمطالعه یک نمونه سنگی (AGD5) از توده‌ی قبادلو انتخاب و در حدود ۷۰ دانه‌ی زیرکن از این نمونه در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور توسط روش جدایش کانی‌های سنگین جدا گردید. نسبت Th/U دردانه‌های زیرکن جداشده از نمونه‌ی انتخاب‌شده بیشتر از ۰/۱ می‌باشد که حاکی از منشأ ماگمایی این زیرکن ها است (Pei et al., 2007). معمولاً در تفسیرهای سنی روش ایزوکرون U-Pb بیشتر از ایزوکرون‌های Pb-Pb استفاده می‌شود. چون این نسبت‌ها تحت تأثیر از دست رفتن‌های U و Pb قرار نمی‌گیرند. داده‌های به‌دست‌آمده از این زیرکن‌ها یک سن کنکوردیا با میانگین سنی ۹۹/۸±۰/۶۵ میلیون سال (MSWD= 0.63, N=34) نشان می‌دهند. سن به‌دست‌آمده از ترسیم نمودار کنکوردیای این نمونه‌ی گابرویی برابر با ۹۹ میلیون سال است که معادل (سنومانین) در کرتاسه می‌باشد.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

جدول شماره ۱- مقدار عناصر اصلی (wt%) و کمیاب(ppm) توده‌های مافیک قره‌قشون(ABD)، قبادلو(AGD) و چوپانکره(AZD).

Table1. Major (wt%) and trace element (ppm) data of Qaraqoshun(ABD), Qobadlu(AGD), Chupankareh (AZD) mafic bodies.

Sample		ABD-	ABD-	ABD-	ABD-	ABD-	ABD-	AGD-	AGD-	AGD-	AGD	AGD-	AGD-	ARD-	ARD-	AZD-	AZD-	AZD-	AZD-
SiO_2	Wt%	47.3	46.8	49.7	47.2	47.3	46.4	50.3	52.1	50.3	48.7	46.2	50.9	50.4	50.7	49.4	46.2	45.9	46.31
TiO_2	Wt%	1.0	1.0	1.1	0.9	0.9	1.1	1.8	1.5	1.5	1.8	1.5	1.6	1.1	1.3	1.2	1.8	1.6	1.98
Al_2O_3	Wt%	17.2	16.9	15.9	16.8	16.9	15.8	18.0	14.4	16.9	17.4	14.6	18.5	16.1	16.4	13.9	13.5	14.3	15.8
Fe_2O_3	Wt%	9.9	9.9	10.3	9.5	9.5	10.5	9.3	10.0	9.9	9.5	9.3	8.7	8.6	8.8	11.3	10.2	10.7	10.01
MnO	Wt%	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.17
MgO	Wt%	6.4	6.5	6.5	7.0	7.0	6.5	4.0	3.1	5.8	5.9	6.7	4.7	6.9	5.7	5.5	7.8	8.4	6.82
CaO	Wt%	11.8	12.9	9.1	12.7	11.7	12.4	9.2	6.8	9.1	9.7	8.9	8.7	8.9	8.8	9.5	13.7	13.2	11.65
Na_2O	Wt%	2.1	1.9	2.4	1.5	1.9	1.7	3.2	2.7	3.1	3.8	2.9	3.4	2.9	2.9	2.8	1.8	1.7	2.95
K_2O	Wt%	1.1	0.9	1.7	1.4	1.3	1.7	0.8	1.5	0.4	0.4	0.7	0.8	1.3	1.4	0.8	0.2	0.5	0.32
P_2O_5	Wt%	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.5	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.18
LOI	Wt%	2.8	2.7	2.9	2.6	3.0	3.6	2.9	3.2	2.5	2.5	2.9	2.4	3.6	3.6	3.6	3.5	3.2	3.44
Total		99.9	99.9	99.9	99.9	99.8	99.9	100	95.9	99.9	100	100	99.9	100	99.9	98.4	98.9	99.9	99.6
V	ppm	275	277	293	284	261	330	273	263	257	206	200	272	195	215	288	280	229	198
Cr	ppm	71.0	65.0	68.0	60.0	92.0	92.0	38.0	23.0	187.0	173.0	171.0	104.0	286.0	178.0	116.0	163.0	175.0	87
Co	ppm	41.9	41.4	39.3	41.2	41.8	44.4	27.6	31.1	36.8	30.6	40.9	28.9	37.0	33.6	39.4	30.7	43.4	36.1
Ni	ppm	50.0	52.0	48.0	48.0	68.0	55.0	32.0	15.0	67.0	52.0	61.0	49.0	83.0	62.0	48.0	80.0	73.0	45
Cu	ppm	264.0	86.0	152.0	85.0	101.0	179.0	37.0	82.0	44.0	37.0	45.0	46.0	85.0	120.0	56.0	7.0	79.0	79
Zn	ppm	220.0	253.0	113.0	100.0	150.0	97.0	102.0	130.0	94.0	84.0	100.0	92.0	356.0	241.0	356.0	64.0	95.0	113
Rb	ppm	25.0	23.0	30.0	33.0	31.0	46.0	26.0	43.0	12.0	18.0	20.0	20.0	34.0	32.0	22.0	16.0	19.0	17
Sr	ppm	791.8	807.9	765.1	685.7	909.0	745.7	687.9	465.6	525.6	413.2	430.4	548.9	599.6	420.5	598.3	190.0	451.7	684.5
Y	ppm	16.1	14.9	16.0	13.7	14.3	16.3	23.0	29.5	21.1	16.9	14.9	20.3	22.8	26.3	23.4	18.3	15.4	14.2
Zr	ppm	62.0	52.0	74.0	52.0	56.0	66.0	98.0	139.0	81.0	61.0	87.0	86.0	101.0	151.0	138.0	93.0	72.0	76
Nb	ppm	6.0	4.7	5.6	4.4	4.7	5.0	4.8	8.3	4.3	8.4	5.2	4.3	4.1	4.7	6.7	5.9	4.7	10.3
Cs	ppm	0.8	0.7	0.9	1.3	1.1	0.8	0.7	0.6	0.6	0.8	0.5	1.0	0.8	0.6	0.7	<0.5	0.6	<0.5
Ba	ppm	368.0	320.0	361.0	349.0	328.0	348.0	291.0	360.0	126.0	92.0	102.0	179.0	383.0	289.0	305.0	125.0	189.0	275
Hf	ppm	1.9	1.7	2.1	1.8	1.8	2.0	2.6	3.5	2.3	1.7	1.6	2.4	2.7	3.6	3.5	2.6	2.2	2.82
Ta	ppm	0.8	0.7	1.0	0.6	0.7	0.8	0.8	1.1	0.7	0.6	0.6	0.7	0.8	0.8	0.8	1.0	0.8	0.66
Pb	ppm	4.0	6.0	2.0	4.0	2.0	11.0	4.0	10.0	4.0	<1	15.0	12.0	8.0	7.0	6.0	11.0	7.0	5
Th	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
U	ppm	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.9	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.5	0.4	0.1	0.2	0.3
La	ppm	19.0	16.0	22.0	15.0	16.0	18.0	16.0	20.0	16.0	15.0	18.0	16.0	16.0	19.0	23.0	18.0	15.0	17
Ce	ppm	21.0	17.0	26.0	15.0	16.0	20.0	22.0	28.0	18.0	14.0	11.0	20.0	21.0	29.0	26.0	23.0	17.0	18
Pr	ppm	2.1	1.6	2.7	1.5	1.5	2.0	2.3	5.2	2.0	3.5	2.2	1.9	2.2	2.8	3.9	2.8	1.9	3.09
Nd	ppm	9.4	7.9	12.2	7.3	7.6	10.0	11.7	22.6	9.9	16.1	10.0	10.2	10.8	13.4	18.1	12.7	9.3	18
Sm	ppm	1.6	1.3	2.3	1.5	1.7	1.9	2.3	4.8	1.9	2.9	1.7	1.9	2.4	2.7	3.5	2.0	1.4	3.83
Eu	ppm	1.2	1.1	1.3	1.3	1.4	1.2	1.3	2.1	1.2	1.1	1.0	1.3	1.3	1.3	1.7	1.2	1.1	1.7
Gd	ppm	2.8	2.6	3.2	2.5	2.5	2.8	3.4	4.6	3.2	2.3	2.4	3.1	3.2	3.5	3.9	3.3	2.8	2.36
Tb	ppm	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	0.8	0.6	0.6	0.4	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	0.5	0.59
Dy	ppm	2.6	2.5	3.1	2.3	2.3	2.8	3.9	4.1	3.7	3.5	3.5	3.3	3.9	4.3	4.3	3.4	3.1	3.08
Er	ppm	1.2	1.1	1.5	1.0	1.1	1.3	2.0	2.0	1.6	1.6	1.2	1.5	2.0	2.2	2.0	1.6	1.2	1.34
Tm	ppm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	0.13
Yb	ppm	1.4	1.3	1.5	1.3	1.3	1.5	1.7	2.2	1.7	2.0	1.3	1.6	1.7	2.0	1.8	1.4	1.2	1.7
Lu	ppm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.28

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

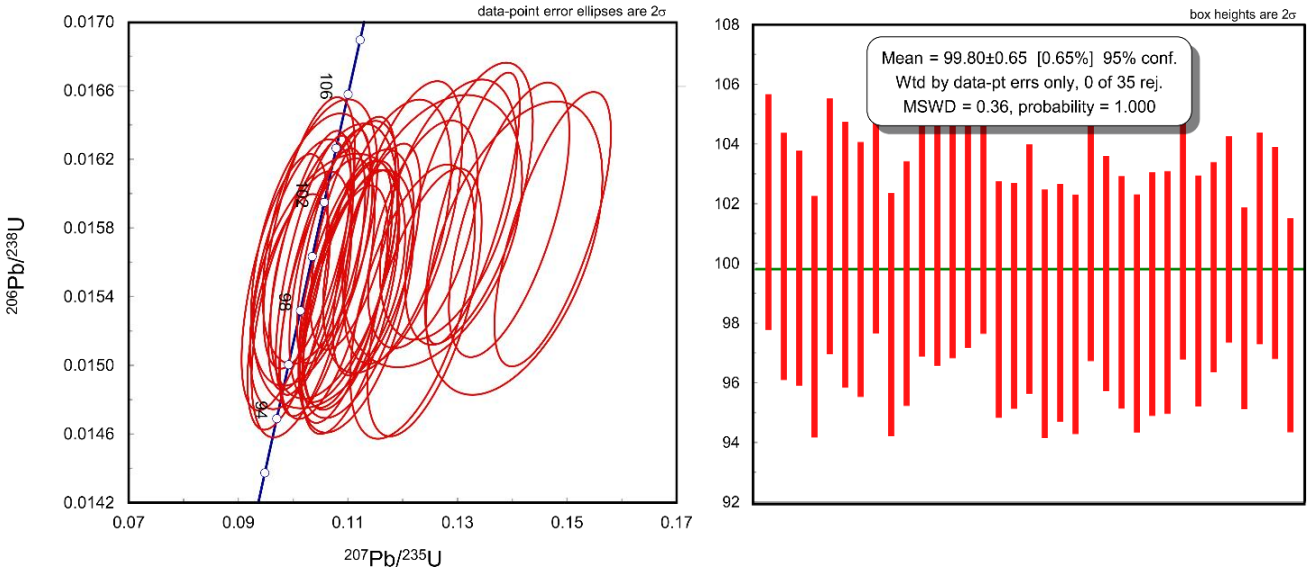
جدول شماره ۲- داده‌های اورانیوم سرب برای نمونه (AGD-5) بر اساس آنالیز LA-ICP-MS.

Table 2. U-Pb isotopic data for zircon crystals (sample AGD-5) determined by LA-ICP-MS.

Name	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Error 2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	Error 2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	Error 2σ	^{238}U-^{206}Pb age (Ma)	Error 2σ	^{235}U-^{207}Pb age (Ma)	Error 2σ
AG5-01_1	0.97	0.0708	± 0.0047	0.0162	± 0.0006	0.158	± 0.010	114.5	± 5.0	149.0	± 4.5
AG5-01_2	0.98	0.0585	± 0.0041	0.0159	± 0.0006	0.129	± 0.010	110.6	± 4.2	123.5	± 4.3
AG5-02_1	1.15	0.0480	± 0.0027	0.0153	± 0.0006	0.102	± 0.006	98.0	± 2.8	98.2	± 2.8
AG5-02_2	1.07	0.0498	± 0.0025	0.0157	± 0.0006	0.109	± 0.006	99.6	± 3.0	105.1	± 2.8
AG5-03_1	0.99	0.0807	± 0.0048	0.0167	± 0.0006	0.187	± 0.012	134.8	± 4.7	174.2	± 5.1
AG5-03_2	0.86	0.0742	± 0.0046	0.0163	± 0.0006	0.169	± 0.012	128.9	± 5.3	158.9	± 5.0
AG5-05_1	0.98	0.0478	± 0.0037	0.0157	± 0.0006	0.106	± 0.008	101.4	± 3.6	102.2	± 3.8
AG5-06_1	1.50	0.0479	± 0.0021	0.0156	± 0.0006	0.105	± 0.005	101.4	± 2.6	101.3	± 2.5
AG5-06_2	1.06	0.0710	± 0.0042	0.0161	± 0.0007	0.162	± 0.011	115.5	± 4.3	152.1	± 4.6
AG5-06_3	1.11	0.0480	± 0.0029	0.0154	± 0.0006	0.104	± 0.007	99.6	± 3.0	100.4	± 3.3
AG5-07_1	1.04	0.0550	± 0.0033	0.0158	± 0.0007	0.122	± 0.008	103.9	± 3.1	117.1	± 3.6
AG5-07_2	0.96	0.0649	± 0.0054	0.0157	± 0.0007	0.143	± 0.013	114.0	± 4.0	135.9	± 5.6
AG5-08_1	1.06	0.0508	± 0.0031	0.0156	± 0.0007	0.111	± 0.007	99.0	± 3.2	107.0	± 3.3
AG5-08_2	1.09	0.0601	± 0.0035	0.0159	± 0.0007	0.133	± 0.008	109.6	± 3.3	126.9	± 3.6
AG5-08_3	1.07	0.0585	± 0.0032	0.0154	± 0.0006	0.127	± 0.007	109.6	± 3.4	121.0	± 3.3
AG5-08_4	1.03	0.0474	± 0.0030	0.0155	± 0.0006	0.104	± 0.007	100.9	± 3.2	100.7	± 3.3
AG5-09_1	1.00	0.0482	± 0.0034	0.0158	± 0.0006	0.108	± 0.008	100.3	± 3.3	103.9	± 3.8
AG5-09_2	1.04	0.0539	± 0.0038	0.0158	± 0.0007	0.119	± 0.009	105.4	± 3.8	113.9	± 4.0
AG5-10_1	1.71	0.1496	± 0.0045	0.0178	± 0.0007	0.375	± 0.016	151.6	± 3.9	323.4	± 5.9
AG5-10_2	1.24	0.0677	± 0.0028	0.0158	± 0.0007	0.150	± 0.007	113.1	± 3.0	141.8	± 3.1
AG5-10_3	1.35	0.0638	± 0.0032	0.0158	± 0.0007	0.142	± 0.007	108.9	± 2.9	134.4	± 3.3
AG5-10_4	1.21	0.0605	± 0.0021	0.0159	± 0.0006	0.135	± 0.006	107.2	± 2.7	128.9	± 2.7
AG5-11_1	1.36	0.0471	± 0.0036	0.0153	± 0.0006	0.100	± 0.008	100.1	± 3.2	97.1	± 3.7
AG5-11_2	1.32	0.0499	± 0.0026	0.0154	± 0.0006	0.108	± 0.006	98.7	± 2.7	104.5	± 2.9
AG5-11_3	1.17	0.0516	± 0.0028	0.0154	± 0.0006	0.113	± 0.007	97.3	± 2.9	108.3	± 3.1
AG5-12_1	1.49	0.0519	± 0.0027	0.0155	± 0.0006	0.112	± 0.006	102.5	± 2.5	107.9	± 2.8
AG5-12_2	1.63	0.0581	± 0.0025	0.0156	± 0.0006	0.126	± 0.006	102.9	± 2.5	120.5	± 2.8
AG5-12_3	1.62	0.0530	± 0.0024	0.0152	± 0.0006	0.114	± 0.006	101.5	± 2.7	109.5	± 2.7
AG5-13_1	1.04	0.0499	± 0.0039	0.0156	± 0.0007	0.109	± 0.009	103.0	± 3.3	105.3	± 4.0
AG5-13_2	1.00	0.0575	± 0.0036	0.0154	± 0.0007	0.125	± 0.009	101.8	± 3.2	119.6	± 3.9
AG5-14_1	0.92	0.0504	± 0.0037	0.0160	± 0.0007	0.113	± 0.008	104.1	± 4.1	108.4	± 3.8
AG5-14_2	1.86	0.0515	± 0.0025	0.0154	± 0.0006	0.112	± 0.006	99.5	± 2.3	107.6	± 2.8
AG5-14_3	1.48	0.0521	± 0.0027	0.0154	± 0.0006	0.114	± 0.007	100.2	± 2.6	109.5	± 3.0
AG5-15_1	1.06	0.0473	± 0.0025	0.0158	± 0.0006	0.105	± 0.006	104.0	± 3.0	101.3	± 2.9
AG5-16_1	1.49	0.0484	± 0.0019	0.0156	± 0.0006	0.107	± 0.005	102.2	± 2.4	103.3	± 2.3
AG5-16_2	1.10	0.0521	± 0.0027	0.0154	± 0.0006	0.112	± 0.007	100.0	± 2.8	108.0	± 3.0
AG5-16_3	1.13	0.0461	± 0.0024	0.0155	± 0.0006	0.101	± 0.006	101.1	± 2.9	97.3	± 2.7
AG5-17_1	1.03	0.0526	± 0.0034	0.0154	± 0.0006	0.114	± 0.008	101.2	± 3.4	109.3	± 3.6
AG5-17_2	0.95	0.0516	± 0.0036	0.0150	± 0.0006	0.106	± 0.007	101.7	± 3.7	102.2	± 3.2
AG5-17_3	0.97	0.0523	± 0.0034	0.0155	± 0.0006	0.113	± 0.008	99.6	± 3.4	108.8	± 3.5
AG5-17_4	1.11	0.0493	± 0.0022	0.0155	± 0.0006	0.107	± 0.006	104.0	± 2.6	103.1	± 2.6
AG5-21_1	0.97	0.0576	± 0.0057	0.0158	± 0.0006	0.126	± 0.013	102.8	± 4.8	120.7	± 5.6
AG5-21_2	0.92	0.0635	± 0.0048	0.0161	± 0.0006	0.142	± 0.011	108.7	± 4.6	134.7	± 4.8
AG5-21_3	0.93	0.0499	± 0.0049	0.0155	± 0.0006	0.107	± 0.010	105.9	± 4.4	102.9	± 4.8
AG5-21_4	0.99	0.0797	± 0.0056	0.0163	± 0.0006	0.181	± 0.013	133.5	± 5.1	168.7	± 5.6
AG5-22_1	1.21	0.0535	± 0.0024	0.0156	± 0.0006	0.117	± 0.006	103.0	± 2.6	112.3	± 2.6
AG5-22_2	0.98	0.0569	± 0.0032	0.0158	± 0.0005	0.127	± 0.009	112.8	± 3.4	121.4	± 3.9
AG5-22_3	1.22	0.0516	± 0.0024	0.0154	± 0.0005	0.112	± 0.006	99.2	± 2.4	107.8	± 2.6
AG5-22_4	1.29	0.0510	± 0.0023	0.0158	± 0.0006	0.113	± 0.006	103.5	± 2.7	109.1	± 2.7
AG5-23_1	1.52	0.0496	± 0.0018	0.0157	± 0.0006	0.110	± 0.005	102.2	± 2.6	106.4	± 2.4
AG5-23_2	1.22	0.0526	± 0.0030	0.0158	± 0.0006	0.118	± 0.007	103.9	± 2.6	112.9	± 3.2
AG5-23_3	1.22	0.0470	± 0.0023	0.0153	± 0.0006	0.102	± 0.006	100.7	± 2.8	98.9	± 2.7

*Points which are used for Concordia diagram.

**Percentage of ^{206}Pb contributed by common Pb is on the basis of ^{204}Pb. Value of common Pb was assumed by (Stacey and Kramers, 1975)model. n.d.= no detection of ^{206}Pb.



شکل ۵- دیاگرام‌های کنکوردیای ترا - واسربرگ و هیستوگرام زیرکن‌های آنالیز شده.

Fig. 5. Tera-Wasserburg concordia diagram and histogram of analyzed zircons.

ژئوشیمی

در آنالیزهای انجام‌شده بر روی سنگ‌های توده‌های گابرویی قبادلو، قره‌قشون و چوپانکره مقادیر متنوع SiO_2 بین ۴۶/۱۷ تا ۵۳/۳۵ درصد وزنی، Al_2O_3 بین ۱۳/۱ تا ۱۸/۴۹ درصد وزنی و مقدار TiO_2 نیز بین ۰/۵ تا ۱/۷۸ درصد وزنی متغیر است.

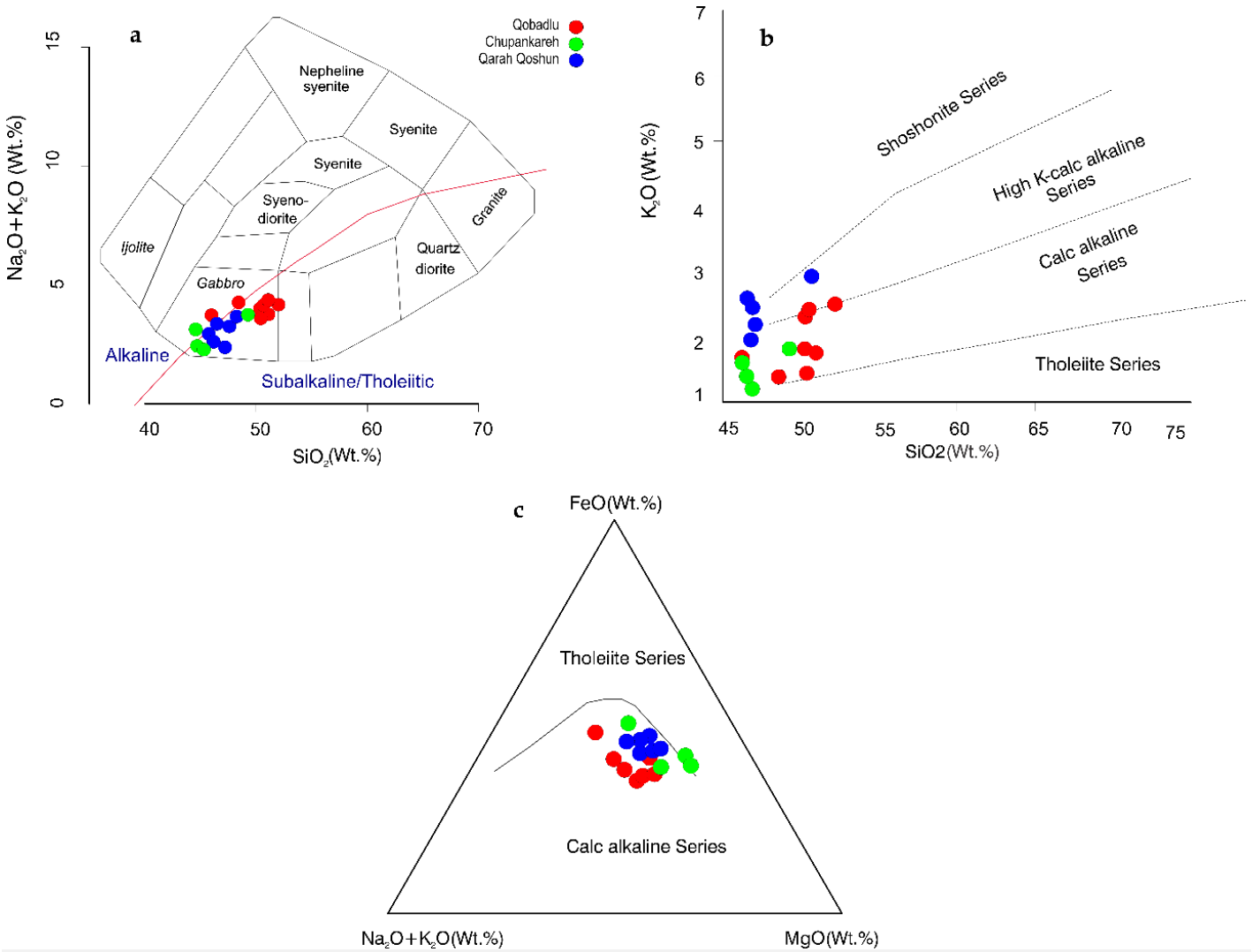
استفاده از عدد منیزیم (Mg#) شاخص خوبی برای تمایز مذاب‌های نشات گرفته از گوشته و پوسته است. اگر درجه ذوب بخشی را در نظر بگیریم مذاب‌های پوسته تحتانی غالباً عدد منیزیم کمتر از ۰/۴ و مذاب‌های مشتق شده از گوشته عدد منیزیم بالاتر از ۰/۴ دارند (Rapp and Watson, 1995). متوسط عدد منیزیم در نمونه‌های این توده‌ها ۰/۶می‌باشدکه نشان‌دهنده‌ی منشأ گوشته‌ای این توده‌ها است. در نمودار TAS (Cox et al., 1979) جهت طبقه‌بندی سنگ‌ها، نمونه‌های مطالعه شده در محدوده گابرویی قرار می‌گیرند (شکل۶-a). در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976b) جهت تعیین شاخص پتاسیم، این نمونه‌ها در محدوده ماگماهای سری کالک آلکالن و کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (شکل۶-b). در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌ها مطابقت خوبی با روند کالک آلکالن نسبت به روند تولئیتی دارند (شکل۶-c).

با افزایش محتوای اکسید SiO_2 مقادیر اکسیدهای CaO، MgO ، MnO، TiO_2و Fe_2O_3 کاهش می‌یابد. در نمودارهای هارکر برای عناصر اصلی (شکل۷) SiO_2 یک همبستگی منفی معنی‌دار با CaO و یک همبستگی مثبت با Na_2O نشان می‌دهد. با افزایش محتوای SiO_2، مقادیرCaO، MgO، MnO، TiO_2 و Fe_2O_3 کاهش می‌یابد. در نمودار Al_2O_3 در مقابل SiO_2 نمونه‌های توده قره‌قشون و چوپانکره همبستگی معناداری را نشان نمی‌دهند ولی نمونه‌های توده قبادلو همبستگی مثبتی را نشان می‌دهند.

مقادیر بالای پتاسیم در برخی از نمونه‌های توده قره‌قشون نشان‌دهنده‌ی محتوای مودال بالاتر فلدسپار پتاسیم‌دار و یا بیوتیت است. بالا بودن درصد این اکسید می‌تواند دلیل بر آلودگی توسط پوسته‌ی اسیدی نیز باشد. در مقایسه این اکسید، اکثر نمونه‌ها ازنظر فراوانی دارای پراکندگی بدون تجمع خاص و متمرکز شدن در یک نقطه می‌باشند. این پراکندگی ممکن است ناشی از تجمع فنوکریست‌های فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز، وجود بیش از یک نوع ماگما، روش نمونه‌برداری، تجزیه‌ی همراه با خطا، شرایط تشکیل متفاوت، دمای متفاوت، فشار متغیر، عدم تأثیرپذیری یک اکسید در مقابل تغییرات محتوای سیلیس و دگرسانی در سنگ باشد (Rollinson, 1993).

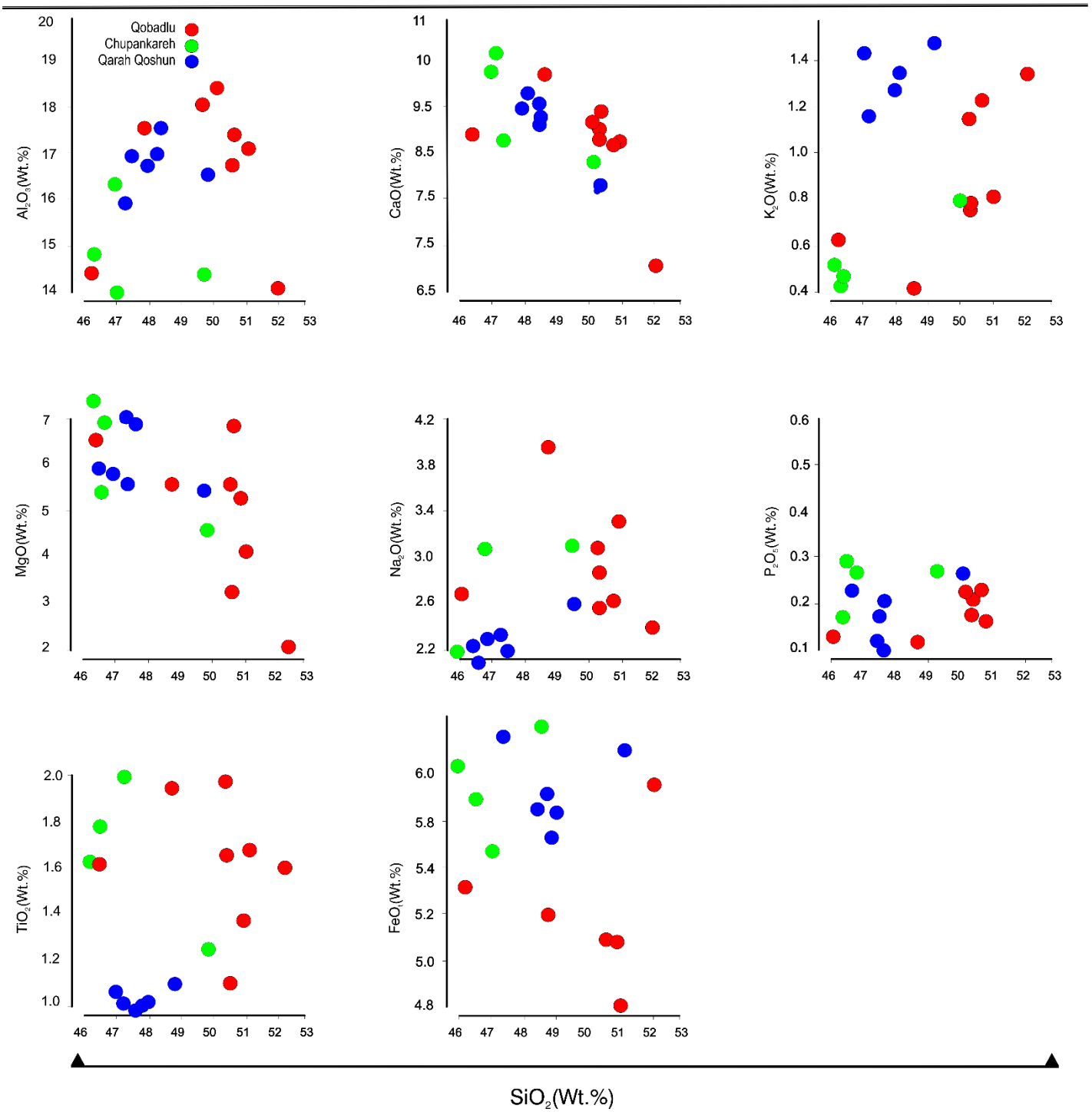
[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]



شکل ۶- a) نمونه‌های موردبررسی بر روی نمودار طبقه‌بندی TAS(Cox et al., 1979). b) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976a) که نمونه‌ها بیشترین سازگاری را با روند سری‌های کالک آلکالن دارند. c) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) که همه‌ی نمونه‌های مربوط به سه توده گابرویی در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند.

Fig. 6. a) The studied samples on the TAS classification diagram (Cox et al., 1979). b) K_2O vs. SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976a), in which the samples are most consistent with the calc-alkaline series. c) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971), in which all the samples from the three gabbroic bodies plot within calc-alkaline field.



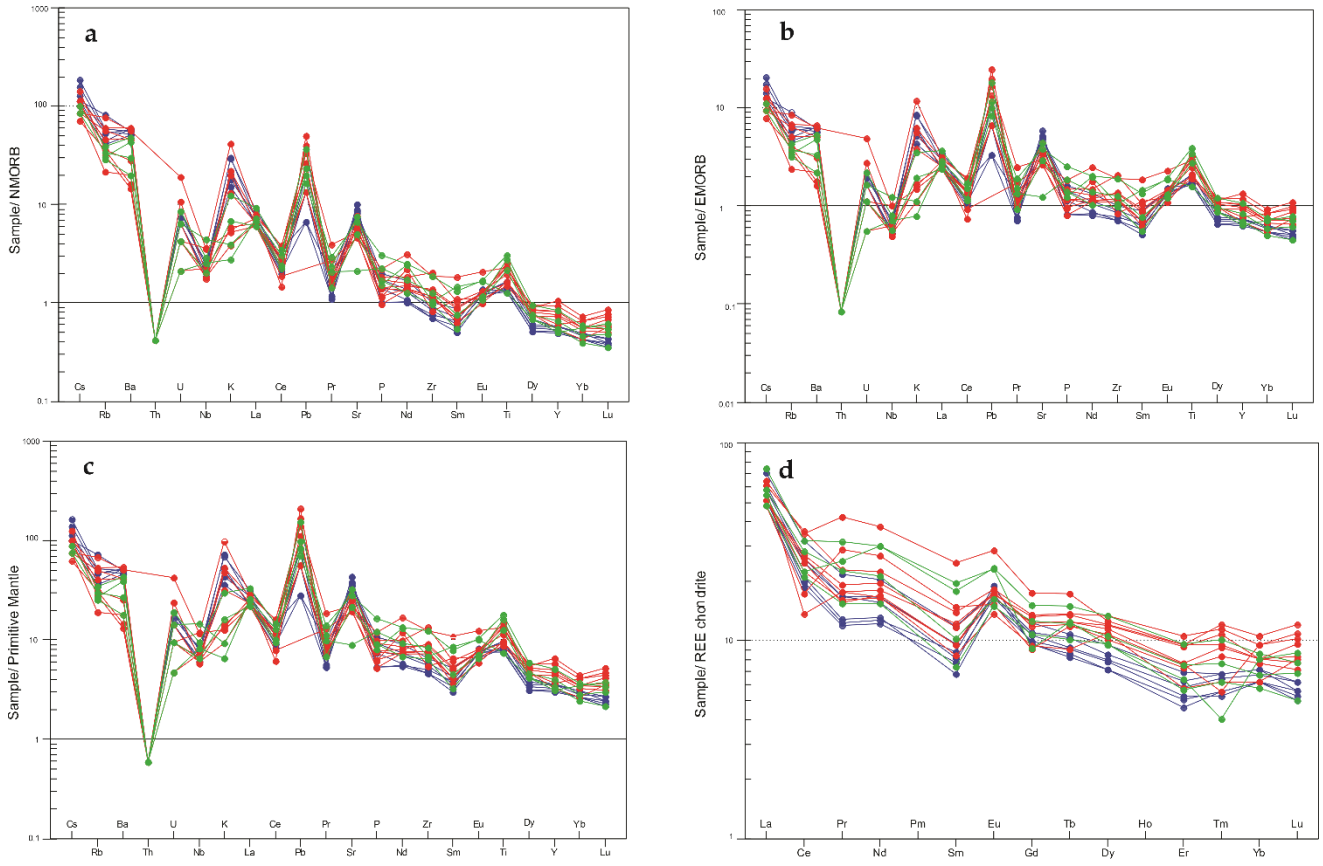
شکل ۷- نمودارهای هارکر برای عناصر اصلی در نمونه‌های موردمطالعه.

Fig. 7. Major element Harker diagrams for the studied samples.

در بهنجارسازی نمونه‌های توده‌های قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون به مورب نرمال (شکل ۸-a) و مورب غنی شده (شکل ۸-b)، نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Boynton, 1984;

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

(Sun and McDonough, 1989). در بهنجارسازی نمونه‌ها به گوشته‌ی اولیه عناصر Hf، Nb، Sm، Pr آنومالی منفی نشان می‌دهند. در این نمودار آنومالی مثبت Sr می‌تواند به دلیلی جانشینی با Ca باشد که در ساختار پلاژیوکلاز اتفاق می‌افتد (شکل ۸-c). در عادی سازی نمونه‌ها به کندریت Eu آنومالی مثبت نشان می‌دهد.



شکل۸- a، b) عادی سازی عناصر نادر خاکی (REEs) و عناصر فرعی نمونه ها به N-MORB (مورب نرمال) و E-MORB (مورب غنی شده) (Boynton, 1984; Sun and McDonough, 1989). c ، d) عادی سازی عناصر نادرخاکی (REEs) و عناصر فرعی نمونه ها به (گوشته اولیه) و Chondrite (کندریت).

Fig. 8. a, b) Normalized REEs and trace elements patterns of the samples with N-MORB, E-MORB and c,d) Normalized REEs and trace elements patterns of the samples with primitive mantle and chondrite (Boynton, 1984; Sun and McDonough, 1989).

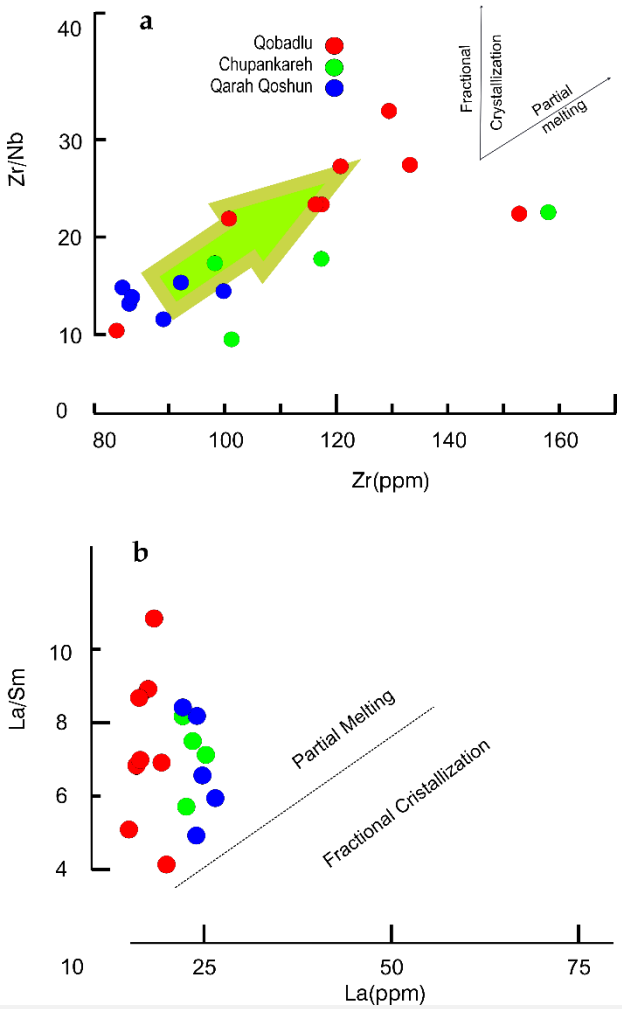
پتروژنز

برای تعیین فرایند غالب در تکامل ماگماهای منشأ توده‌های موردمطالعه از نمودارهای تفکیک ذوب بخشی و تبلور تفریقی استفاده شده است. در نمودارهای تغییرات Zr در مقابل Zr/Nb نمونه‌های هر سه توده روند ذوب بخشی را نشان می‌دهند (Geng et al., 2009) (شکل ۹-a). این روند در نمودار La در مقابل La/Sm (Foden et al., 2002) نیز مشاهده می‌گردد (شکل ۹-b) و تائید کننده‌ی این است که فرآیند ذوب بخشی بر روی سنگ‌ها بیشتر از فرایندهای تبلور تفریقی مؤثر بوده است.

مشخص کردن گوشته منشأ ماگماها یکی از الزامات موردنیاز برای بحث بر روی محیط‌های تکتونیکی توده‌ها می‌باشد. برای تشخیص و تمایز گوشته‌ی منشأ ماگماها می‌توان از رفتار برخی عناصر فرعی در مقابل هم استفاده کرد. در نمودار تغییرات Zr در برابر Y (Abu-Hamatteh, 2005)، جهت تفکیک گوشته غنی‌شده و تهی‌شده، نمونه‌های این توده‌ها بیانگر یک گوشته‌ی غنی‌شده می‌باشند (شکل ۱۰-a). در ماگماهای با منشأ گوشته‌ای، فراوانی عناصر ناسازگار نظیر Th، Nb، Ba، Sr، Rb، K می‌تواند نشانگر حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ باشد. اهمیت این عناصر به این دلیل است که می‌توانند تائید

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

کننده غنی‌شدگی و متاسوماتیسم در منشأ مذاب و درک بهتر از منشأ مذاب شوند. عناصرBa و Rb در ترکیب فلوگوپیت عناصر سازگاری هستند (LaTourrette et al., 1995) در حالی‌که عناصر Ba، Sr و Rb سازگاری متوسطی با آمفیبول دارند (Adam et al., 1993; LaTourrette et al., 1995). از این رفتار عناصر می‌توان جهت تشخیص حضور یا عدم وجود این فازها در منشأ استفاده کرد.

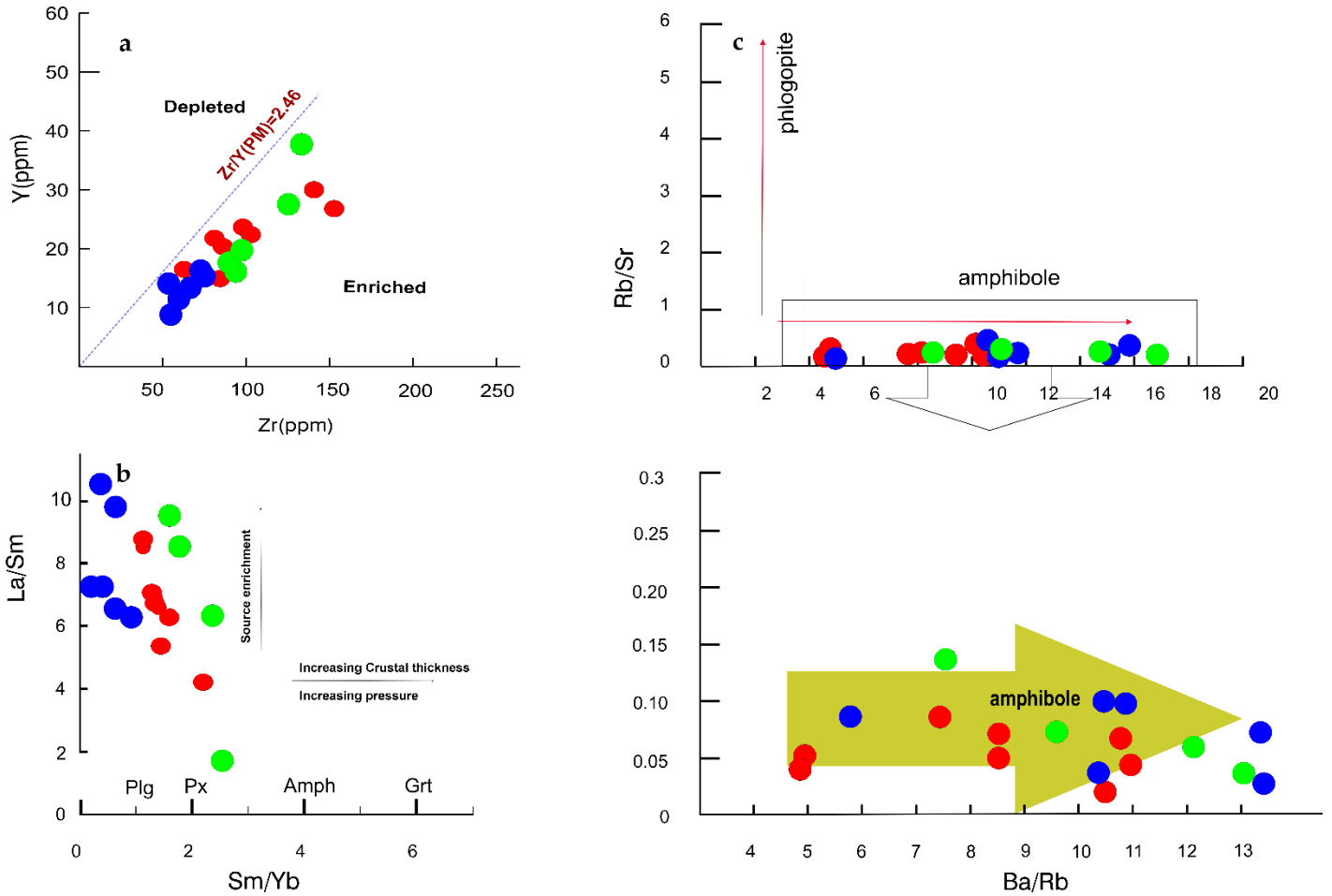


شکل ۹- a) نمودار Zr/Nb در مقابل Zr (Geng et al., 2009). b) نمودار La/Sm در مقابل La (Foden et al., 2002).

Fig. 9. a) Zr/Nb vs. Zr diagram (Geng et al, 2009). b) La/Sm vs. La diagram (Foden et al., 2002).

مواد مذاب در حال تعادل با فلوگوپیت دارای مقادیر بالایی از نسبت Rb/Sr و مقادیر کم Ba/Rb نسبت به مواد مذاب تشکیل‌شده از منبع آمفیبول‌دار هستند. ولی مواد مذاب منشأ گرفته از یک منبع آمفیبول‌دار حاوی مقادیر زیادی از Ba و نسبت بالای Ba/Rb-۱۱ می‌باشند. بر اساس نمودار Ba/Rb در مقابل Rb/Sr فرایند ذوب در گوشته به‌وسیله آمفیبول کنترل می‌شود (Furman and Graham, 1999) (شکل ۱۰-c). برای تعیین ترکیب سنگ مادر می‌توان از نمودارهای نسبت‌های عناصر به‌عنوان شاخص استفاده کرد. یکی از این نمودارها نمودار تغییرات Sm/Yb در مقابل La/Sm (Kay and Mpodozis, 2001; Kay et al., 1991) می‌باشد. بر اساس این نمودار آمفیبول به‌عنوان کانی اصلی سنگ منشأ و یا در تفاله حاصل از ذوب بخشی سنگ منشأ وجود دارند (شکل ۱۰-b).

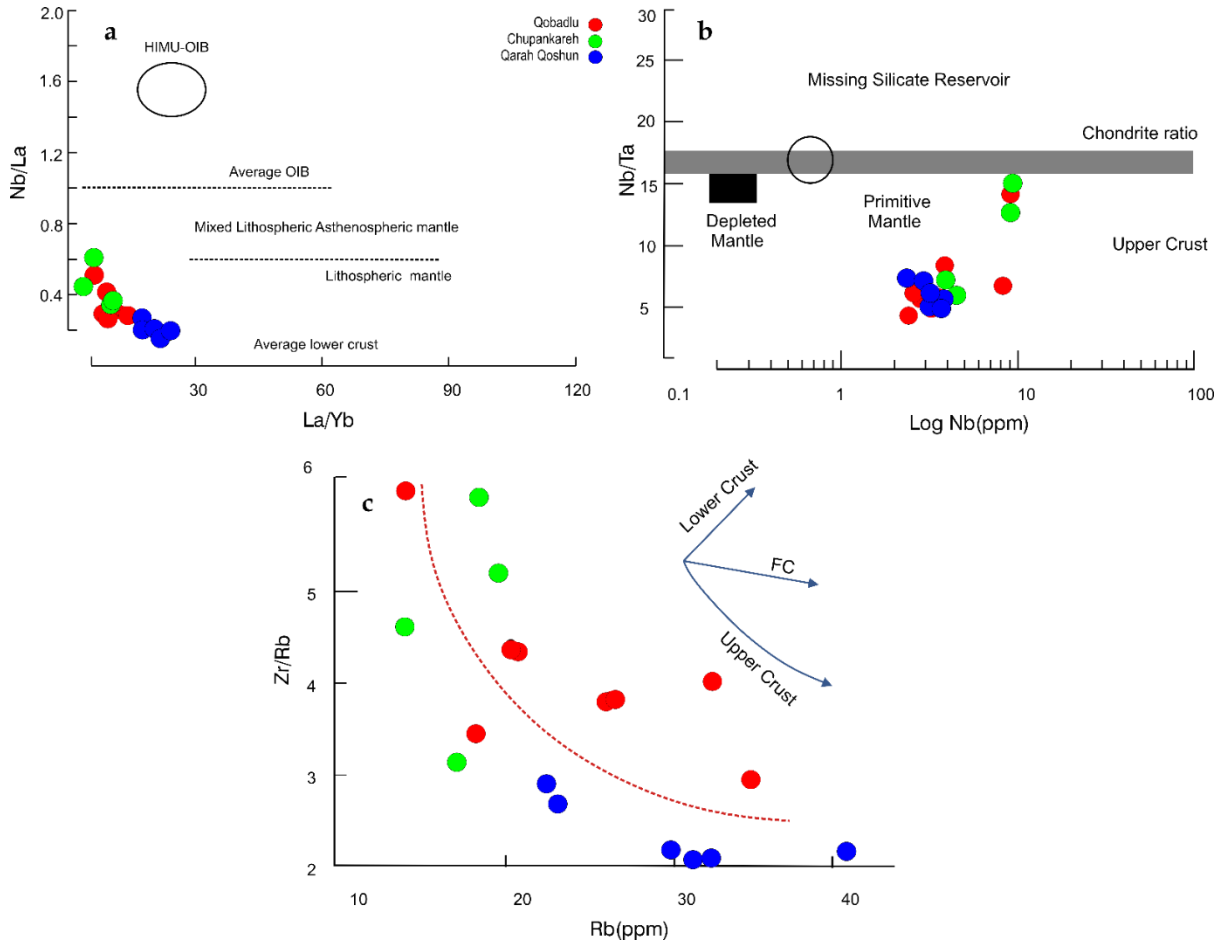
[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]



شکل ۱۰- a) نمودار متمایز کننده‌ی Y در برابر Zr (Abu-Hamatteh, 2005) که نشان‌دهنده‌ی منشأ گوشته‌ی غنی‌شده برای ماگمای اولیه توده‌های موردمطالعه می‌باشد. b) نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb (Kay and Mpodozis, 2001; Kay et al., 1991) که موید سنگ منشأ این گابروها از گوشته‌ی غنی شده است. c) در نمودار Rb/Sr در مقابل Ba/Rb فرایند ذوب در گوشته به‌وسیله آمفیبول به‌عنوان فاز حاضر در منشأ کنترل می‌شود (Furman and Graham, 1999).

Fig. 10. a) Y vs. Zr discriminant diagram (Abu-Hamatteh, 2005) indicating an enriched source for the parent magma of the studied bodies. b) La/Sm vs. Sm/Yb diagram confirming that the gabbros originated from an enriched source (Kay and Mpodozis, 2001; Kay et al., 1991). c) Ba/Rb vs. Rb/Sr diagram suggesting that melting process was controlled by amphibole as the residual phases in the mantle source (Furman and Graham, 1999).

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]



شکل ۱۱-a، b) نمودارهای Nb/La مقابل La/Yb و Nb/Ta در برابر Log Nb(Abdel-Rahman and Nassar, 2004). c) نمودار Rb در مقابل Zr/Rb (Askren et al.,1991)، جهت تمایز منشأ گوشته‌ای سنگ‌های مافیک موردمطالعه. رفرنس‌ها شامل فیتون و همکاران (Fitton et al., 1997)، چن و همکاران (Chen et al., 2002)، اسمیتیس و همکاران (Smithies et al., 2007) و تارنی و ویور (Tarney and Weaver, 1987) می‌باشند.

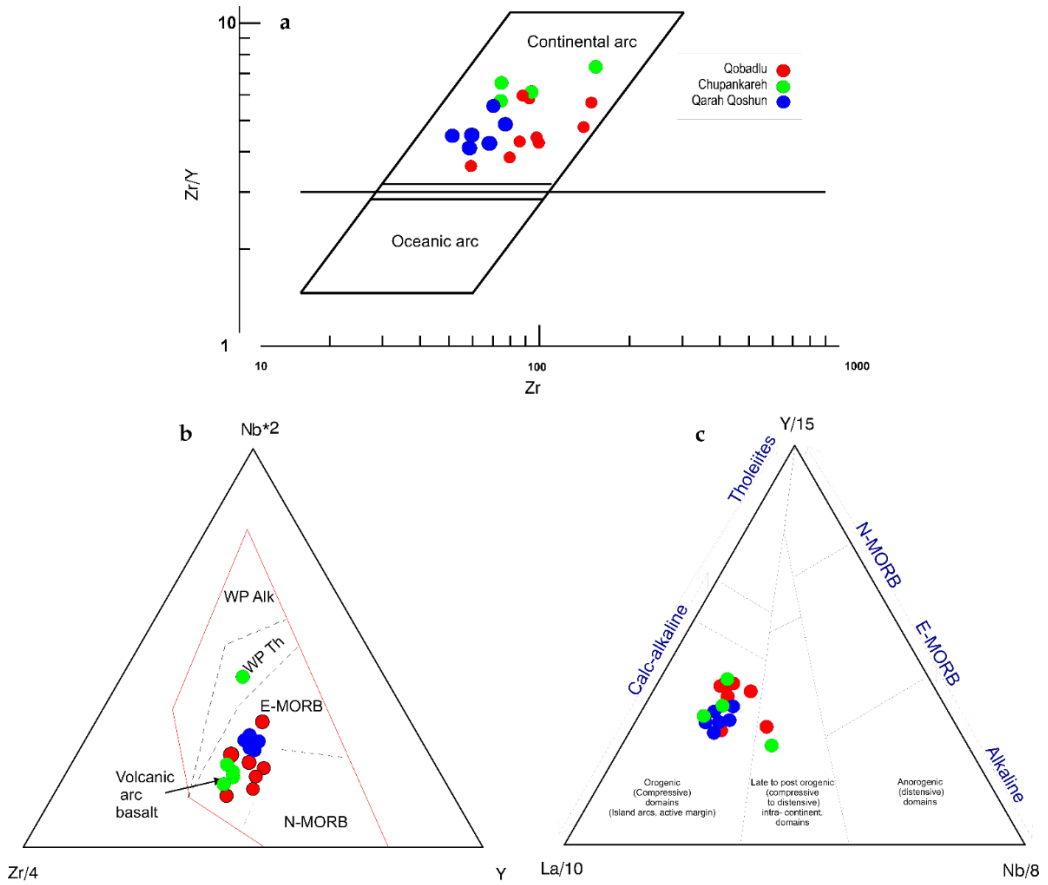
Fig. 11. a, b) Nb/La vs. La/Yb and Nb/Ta vs. Nb diagram (Abdel-Rahman and Nassar, 2004). c) Rb vs. Zr/Rb diagram (Askren et al., 1991) to discriminate mantle source of the studied mafic rocks. References are from Fitton et al. (1997), Chen et al. (2002), Smithies et al. (2007) and Tarney and Weaver (1987).

کانی‌های اسفن و پلاژیوکلاز بیشتر عناصر نادر خاکی سبک (LREE) را وارد ساختار کانیایی خود می‌کنند و Eu^{2+} بیشتر توسط پلاژیوکلاز جذب می‌شود. عناصری مانند K، Pb، Cs، Sr، Ba، U نیز می‌توانند از آب دریا به پوسته در حال فرورانش وارد شوند. در طی فرورانش عناصر متحرک (Rb، Ba، Sr، U، P، Pb، LREE، MREE) در دمای بالا از پوسته اقیانوسی آزاد می‌شوند (Pearce and Stern, 2006). در چنین شرایطی بالا بودن نسبت‌های B/Be، Ce/Pb، U/Zr، Th/Zr، B/Th، Be/Th نقش سیالات حاصل از اسلب را تائید می‌کند.

در شکل ۱۱ جهت تشخیص گوشته‌ی منشأ توده‌ها (Askren et al., 1991) در نمودار La/Yb در مقابل Nb /La و نیز در نمودار تغییرات Nb در مقابل Nb/Ta، نمونه‌ها درمحدوده گوشته لیوسفری قرار می‌گیرند. با استفاده از نمودار تغییرات Rb در مقابلZr/Rb، نمونه‌ها آلایش ماگمایی با پوسته بالایی را تأیید می‌کنند. با استفاده از نسبت‌های بیان‌شده و نمودارهای نشان داده‌شده چنین می‌توان نتیجه گرفت که عامل غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از اضافه شدن مواد فرار و عناصر ناسازگار صفحه فرورونده باشد. ضمن اینکه با توجه به پراکندگی‌های مشاهده‌شده در نمودارهای نشان داده شده آلودگی

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

پوسته‌ای نیز می‌تواند در فرایند غنی‌شدگی این سنگ‌ها نقش داشته باشد (شکل ۱۱-c). در نمودار تغییرات Zr در مقابل Zr/Y (شکل ۱۲-a)، نمونه‌ها سازگاری خوبی با محیط‌های مرتبط با قوس قاره‌ای دارند (Pearce and Norry, 1979). در نمودار Zr/4-Nb2-Y (شکل ۱۲-b) (Meschede, 1986) نمونه‌های گابرویی توده‌های مطالعه شده هم‌پوشانی خوبی با ماگماهای حاصل از محیط‌های قوس‌های آتش‌فشانی را نشان می‌دهند. در نمودار سه‌تایی La/10-Y/15-Nb/8 (شکل ۱۲-c) (Cabanis and Lecolle, 1989) همه‌ی نمونه‌ها در محدوده ماگماهای با سرشت کالک آلکالن محیط‌های حاشیه فعال قرار می‌گیرند.



شکل ۱۲- a) نمودار تغییرات Zr در مقابل Zr/Y که در آن نمونه‌ها در محیط مرتبط با قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند (Pearce and Norry, 1979). b) در نمودار Zr/4-Nb2-Y (Meschede, 1986) نمونه‌های گابرویی همپوشانی خوبی با ماگماهای حاصل از محیط‌های قوس‌های آتش‌فشانی دارند. c) در نمودار سه‌تایی La/10-Y/15-Nb/8 (Cabanis and Lecolle, 1989) همه‌ی نمونه‌ها در محدوده ماگماهای با سرشت کالک آلکالن و محیط‌های کوهزایی حاشیه فعال قرار می‌گیرند.

Fig. 12. a) Zr vs. Zr/Y diagram, in which the samples plot on arc-related environments (Pearce and Norry, 1979). b) Zr/4-Nb2-Y diagram (Meschede, 1986) representing that the gabbroic samples display overlap with magmas from the volcanic arc environments. c) La/10-Y/15-Nb/8 ternary diagram (Cabanis and Lecolle, 1989) showing that all the samples display calc-alkaline affinity and plot on orogenic domains related to active margins.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

جمع‌بندی

در خصوص زمان شروع فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی و بسته شدن آن نظرات متفاوت و متعددی ارائه‌شده و مدل‌های مختلفی پیشنهاد گردیده است. برخی از این محققین زمان این برخورد را به کرتاسه نسبت داده‌اند (Alavi, 1994; Amidi and Michel, 1985; Berberian and King, 1981a; Mohajjel and Fergusson, 2014). برخی دیگر (Ghalamghash et al., 2009) عقیده دارند که فرورانش صفحه عربی به زیرزون سنندج - سیرجان در کرتاسه زیرین شروع‌شده و ماگماتیسم رخداده بعد از کامپانین (۸۰ میلیون سال قبل) به فرورانش مرتبط نبوده و درنتیجه‌ی برخورد بین حاشیه ورقه عربی و زون سنندج – سیرجان رخ داده است. برخی دیگر از محققین زمان برخورد را ۳۵ تا ۴۰ میلیون سال پیش یعنی ائوسن میانی تا بالایی می‌دانند (Hessami et al., 2001; Regard et al., 2005) و سن‌های جوان‌تری نیز برای توده‌های حاصل از آن پیشنهاد داده‌اند. مظهری و همکاران (Mazhari et al., 2011). در بررسی توده مونزوگرانیتی نقده سن این توده ۴۱ میلیون سال گزارش کرده و معتقدند منشأ این توده حاصل از ذوب بخشی توده‌های مافیک به سن ۱۰۰ میلیون سال می‌باشد. محققین دیگری معتقد هستند سن برخورد بسیار جوان‌تر بوده و به ائوسن تا الیگوسن (Mohajjel and Fergusson, 2014) و حتی میوسن (Azizi and Moinevaziri, 2009; McQuarrie et al., 2003; McQuarrie and van Hinsbergen, 2013; Robertson, 2006) می‌رسد.

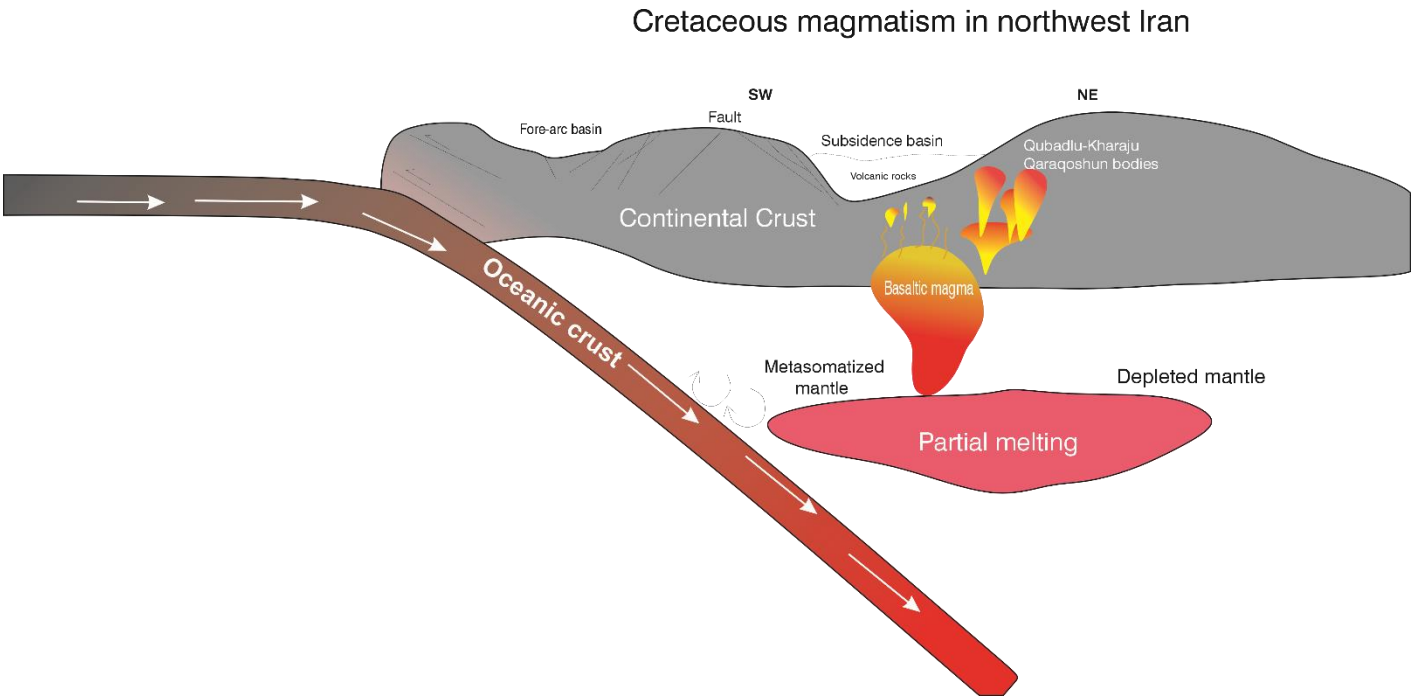
برخی از پژوهشگران معتقدند که برخورد در بخش‌های مختلف در زمان‌های مختلفی صورت پذیرفته است که بازسازی حرکت صفحه آفریقا به سمت ایران (Golonka, 2004) بیانگر حرکت مورب آن در زمان‌های بین ۹۴-۸۱ میلیون سال قبل (اواخر کرتاسه)، ۵۸ تا ۲۹ میلیون سال قبل (اواخر پالئوسن تا اواسط الیگوسن) و ۲۰- ۲ میلیون سال قبل می‌تواند بر این امر صحه بگذارد. در این مورد یافته‌های مک کلای و همکاران (McClay et al., 2004) می‌تواند تائیدی برای این مطلب باشد. این پژوهشگران با مدل تجربی خود اثبات نمودند که الگوهای چین‌خوردگی و گسل‌های راست‌گرد موجود در هسته رشته‌کوه‌های زاگرس محصول یک فرورانش مایل (۶۰-۴۵ درجه) به سمت شمال شرق است. از سوی دیگر عدم وجود سنگ‌های دگرگونی فشار بالا در زاگرس خردشده در فواصل زمانی اواخر کرتاسه، اواخر ائوسن، اواخر الیگوسن و پلیو- کواترنر نیز به حرکات امتدادی ناشی از همگرایی مورب و توزیع تنش نسبت داده‌شده است (Agard et al., 2005).

به عقیده محجل و فرگوسن (Mohajjel and Fergusson, 2014) برخورد خرده قاره ایران مرکزی با حاشیه ورقه عربی از الیگوسن آغازشده اما به دلیل فرورانش مایل اقیانوس نئوتتیس تا اواسط میوسن همچنان بازمانده است؛ بنابراین اختلاف‌زمان برخورد در مناطق مختلف، با نظریه فرورانش مایل تطابق مناسبی دارد (Agard et al., 2005; Elmas and Yilmaz, 2003; McClay et al., 2004) علاوه بر این، وجود سنگ‌های اولتراپتاسیک هم‌زمان با برخورد و باقیمانده‌ی سنگ‌های دیاتکسیت (diatexites) با سن حدود ۲۵ میلیون سال در شمال غرب ایران، تأثیرات برخورد بر ماگماتیسم را در الیگوسن پسین - میوسن نشان می‌دهد (Moghadam and Stern, 2014; Pang et al., 2013). برخی دیگر از محققین (Azizi et al., 2018) نظری متفاوت نسبت به این موضوع داشته و نظریه ریفتینگ قاره‌ای و پلوم گوشته‌ای را بیان کرده‌اند. ایشان در این مدل بیان کرده‌اند که ماگماتیسم ژوراسیک در زون سنندج- سیرجان در جنوب غرب سن ۱۷۷ میلیون سال داشته و در شمال غرب دارای سن ۱۴۴ میلیون سال می‌باشد (Gholipour et al., 2021).

نتیجه‌گیری

داده‌های سنی جدید به‌دست‌آمده به روش اورانیوم- سرب در این مطالعه نشان می‌دهد که توده گابرویی قبادلو سنی برابر با ۹۹ میلیون سال دارد. با توجه به عدم وجود سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کمان ژوراسیک در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان و وجود فعالیت ماگمایی کالک آلکالن کرتاسه که در زون سنندج- سیرجان مرکزی مشاهده نمی‌شود، از این نظریه حمایت می‌کند که فرورانش نئوتتیس به زیر بخش شمالی زون سنندج- سیرجان در کرتاسه اولیه آغازشده است. در طی این فرورانش، تزریق ماگمای داغ با ترکیب کالک آلکالن و تا حدودی متمایل به سمت تولئیتی باعث نازک شدن پوسته و توسعه رژیم تکتونیکی کششی در پوسته قاره‌ای شده است. در این حوضه‌های کششی در طول کرتاسه فعالیت‌های آتش‌فشانی زیردریائی همراه با رسوب‌گذاری شبه فیلیشی در جریان بوده است. حوضه‌های کششی پشت قوس سیالیک حوضه خوی و حوضه گسلی در آذربایجان را می‌توان در ارتباط با این فرورانش دانست. طی این فرایند با نازک

شدگی و تشکیل شکستگی‌های برشی فضاهای مناسبی برای نفوذ ماگمای داغ آستنوسفری فراهم گردیده که باعث نفوذ ماگمای مشتق شده از گوشته دگرسان شده و سبب تشکیل توده‌های مافیک قبادلو، چوپانکره و قره‌قشون شده است.



شکل ۱۳- تصویری شماتیک از مدل بخش شمالی زون سنندج -سیرجان و ماگماتیسم کرتاسه در این زون.

Fig. 13. A new schematic model of the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone and the Cretaceous magmatism in this zone.

References

Abdel-Rahman, A.-F.M., Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. Geological magazine 141, 545-563.

Abu-Hamatteh, Z., 2005. Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. Journal of Asian Earth Sciences 25, 557-581.

Adam, J., Green, T., Sie, S., 1993. Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. Chemical Geology 109, 29-49.

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.

Alavi-Naini, M., Shahrabi, M., 1975. Geological map of Maragheh. 1: 100,000 series, Sheet 5265. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tehran.

Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. Geology 8, 144-149.

Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin 103, 983-992.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 229, 211-238.

Amidi, S.M., Michel, R., 1985. Cenozoic magmatism of the Surk area (central Iran) stratigraphy, petrography, geochemistry and their geodynamic implications. Geologie Alpine 61, 1-16.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

Askren, D.R., Wjitney, J.A., Roden, M.F., 1991. Petrology and geochemistry of the Huerto Andesite, San Juan volcanic field, Colorado. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 373-386.

Azizi, H., Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Geodynamics 45, 178-190.

Azizi, H., Kazemi, T., Asahara, Y., 2017. A-type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic. Journal of Geodynamics 108, 56-72.

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, 364-380.

Azizi ,H., Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. Journal of Geodynamics 47, 167-179.

Bayati, M., Esmaeily, D., Maghdour-Mashhour, R., Li, X.-H., Stern, R.J., 2017. Geochemistry and petrogenesis of Kolah-Ghazi granitoids of Iran: Insights into the Jurassic Sanandaj-Sirjan magmatic arc. Geochemistry 77, 281-302.

Berberian, M., King, G., 1981a. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of earth sciences 18(2), 210-265.

Berberian, M., King, G., 1981b. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 1764-1766.

Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, Developments in geochemistry 2, 63-114.

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: A tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination: Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, serie 2. Science de la Terre 309, 20.

Chen, B., Jahn, B.-m., Wei, C., 2002. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd–Sr isotope evidence. Lithos 60, 67-88.

Cottle, J., Waters, D., Riley, D., Beyssac, O., Jessup, M., 201 .١ Metamorphic history of the South Tibetan Detachment System, Mt. Everest region, revealed by RSCM thermometry and phase equilibria modelling. Journal of Metamorphic Geology 29, 561-582.

Cottle, J.M., Burrows, A.J., Kylander-Clark, A., Freedman, P.A., Cohen, R.S., 2013. Enhanced sensitivity in laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 28, 1700-1706.

Cox, K., Bell, J., Pankhurst, R., 1979. Fractionation in igneous processes, The Interpretation of Igneous Rocks. Springer, pp. 1-11.

Crawford, M., 1976. Regional investigation of tectonic and igneous geology in Iran, Pakistan and Turkey.

Dercourt, J., et al., Zonenshain, L., Ricou, L.-E., Kazmin, V., Le Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I., Geyssant, J., Lepvrier, C., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241-315.

Elmas, A., Yilmaz, Y., 2003. Development of an oblique subduction zone—tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey. International Geology Review 45, 827-840.

Fitton, J., Saunders, A., Norry, M., Hardarson, B., Taylor, R., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. Earth and Planetary Science Letters 153, 197-208.

Foden, J., Song, S.H., Turner, S., Elburg, M., Smith, P., Van der Steldt, B., Van Penglis, D., 2002. Geochemical evolution of lithospheric mantle beneath SE South Australia. Chemical Geology 182, 663-695.

Furman, T., Graham, D., 199 .٩Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province, Developments in Geotectonics 24, 237-262.

Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Xian, W., Zhao, G., Zhang, L., Wong ,K., Wu, F., 2009. Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction? Chemical Geology 266, 364-389.

Ghadirzadeh, A., Anvari, A., 1998. Azarshahr geological map in scale 1: 100,000. GSI.

Ghalamghash, J., Bouchez, J., Vosoughi-Abedini, M., Nédélec, A., 2009. The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj–Sirjan zone during Cretaceous times–Part II: Magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction. Journal of Asian Earth Sciences 36, 303-317.

Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M., 2021. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]

ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. Geochemistry 81, 125687.

Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics 381, 235-273.

Haynes, S.J., McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran. Geological Society of America Bulletin 85, 739-744.

Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tabasi, H., Shabanian, E., 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold–thrust belt, Zagros Mountains. Journal of the Geological Society 158, 969-981.

Irvine, T.N., Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of earth sciences 8, 523-548.

Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran :geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences 30, 433-447.

Kay, S.M., Mpodozis, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33 S). Geological Society of America Special Paper 265, 113-137.

Kylander-Clark, A.R., Hacker, B.R., Cottle, J.M., 2013. Laser-ablation split-stream ICP petrochronology. Chemical Geology 345, 99-112.

LaTourrette, T., Hervig, R.L., Holloway, J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. Earth and Planetary Science Letters 135, 13-30.

Ludwig, K., 2001. Using Isoplot/Ex. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publications No. 1. Berkeley USA.

Mazhari, S., Amini, S., Ghalamghash, J., Bea, F., 2011. Petrogenesis of granitic unit of Naqadeh complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. Arabian Journal of Geosciences 4.

McClay, K., Whitehouse, P., Dooley, T., Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. Marine and Petroleum Geology 21, 857-877.

McQuarrie, N., Stock, J., Verdel, C., Wernicke, B., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophysical research letters 30 (20).

McQuarrie, N., van Hinsbergen, D.J., 2013. Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. Geology 41, 315-318.

Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram. Chemical geology 56, 207-218.

Moghadam, H.S., Stern, R.J., 2014. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(I) Paleozoic ophiolites. Journal of Asian Earth Sciences 91, 19-38.

Mohajjel, M., Fergusson, C., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. International Geology Review 56, 263-287.

Pamic, J., Sestini, G., Adib, D., 1979. Alpine magmatic and metamorphic processes and plate tectonics in the Zagros Range, Iran. Geological Society of America Bulletin 90, 569-576.

Pang, K.-N., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.-Y., Chu, C.-H., Lee, H.-Y., Lo, C.-H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region ,eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. Lithos 180, 234-251.

Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., Mokhtari, M., 2006. Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). Geophysical Journal International 166, 227-237.

Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to mineralogy and petrology 69, 33-47.

Pearce, J.A., Stern, R.J., 2006. Origin of back-arc basin magmas :Trace element and isotope perspectives. Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions 166, 63-86.

Peccerillo, A., Taylor, S., 1976a. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to mineralogy and petrology 58, 63-81.

Peccerillo, A., Taylor, S., 1976b. Rare earth elements in East Carpathian volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters 32, 121-126.

Pei, F., Xu, W., Yang, D., Zhao, Q., Liu, X., Hu ,Z., 2007. Zircon U-Pb geochronology of basement metamorphic

rocks in the Songliao Basin. Chinese Science Bulletin 52, 942-948.

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, 891-931.

Regard, V., Bellier, O., Martinod, J., Faccenna, C., 2005. Analogue Experiments of Subduction vs. Collision Processes: Insights for the Iranian Tectonics. Journal of Seismology and Earthquake Engineering 7(3), 129-137.

Robertson, A.H., 2006. Contrasting modes of ophiolite emplacement in the Eastern Mediterranean region. Geological Society, London, Memoirs 32, 235-261.

Rollinson, H., 1993. Discriminating between tectonic environments using geochemical data .Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, Essex, UK 171, 214.

Şengör, A.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia.

Smithies, R., Van Kranendonk, M., Champion, D., 2007. The Mesoarchean emergence of modern-style subduction. Gondwana Research 11, 50-68.

Soltani Sisi, G., 2005. Geological map of Iran, 1: 100000 series, sheet No, 5065. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG bulletin 52, 1229-1258.

Stocklin, J., Nabavi, M., 1973. Tectonic map of Iran. Geological Survey of Iran.

Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.

Tarney, J., Weaver, B., 1987. Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models. Geological Society, London, Special Publications 27, 45-56.

Tera ,F., Wasserburg, G., 1972. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions. Earth and Planetary Science Letters 17, 36-51.

Torkian, A., Furman, T., Salehi, N., Veloski, K., 2019. Petrogenesis of adakites from the Sheyda volcano, NW Iran. Journal of African Earth Sciences 150, 194-204.

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist 95, 185-187.

Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M.R., Rezaeian, M., Talebian, M., Xiang, D., Chen, L., Wan, B., Ao, S., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. Gondwana Research 62, 227-245.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-12-10]
[DOR: 20.1001.1.2538449.1403.10.1.12.4]
[DOI: 10.22034/KJES.2024.10.1.107371]