

Research Article

Petrology and geochemistry of south Mahin volcanic rocks in Taron-Hashtjin magmatic zone

Keivan Shiaian^{*1}, Mozaffaroddin Jamali¹, Seyyed Reza Golafshani³

1 - Department of Geology, Tabas Branch, Islamic Azad University, Tabas, Iran

3- Taron Copper Industries Company (PJS)

Keywords: *Continental arc, Continental (ensialic) back -arc, Mahin, Taron.*

1-Introduction

Mahin village is located in the Alborz-Azerbaijan area in Taron-Hashtjin magmatic-metallogenetic sub-area. Like many parts of the Alborz-Azerbaijan area, in this region, following the Alpine orogenic event, various extrusive, intrusive, and sub-volcanic rocks have been created from the Eocene to the Oligocene. There is no other study on this region, except for small-scale geological maps (such as 1:250,000 and 1:100,000 maps of Zanjan and Rudbar) and the exploration report of the Saznang copper area. In this paper, the petrographic, geochemical, and petrogenic properties of volcanic rocks in the area are to be investigated. Accurate study of these characteristics will lead to a better understanding of the geological processes operating and assist in the exploration of ores in the Taron-Hashtjin metallogenetic belt.

2-Material and methods

The southern part of Mahin village is located about 65 km northeast of Zanjan, in the southeastern part of the 1: 100,000 Rudbar sheet. The research includes two sections: field and laboratory studies and it is part of the study of exploration of ores in the region. In this regard, 14 thin sections for lithology and texture studies have been prepared and examined in the microscopic laboratory of Zarazma Company of Mineral examination. In field studies, a geological map of 1: 2000 scale has been prepared. Analysis data of 38 samples were used for geochemical studies. It should be noted that all samples of exploratory studies were analyzed by XRF and ICP-MS methods in the laboratory of Kansaran Binaloud Minerals Research and Analysis Company in Tehran.

3- Results and discussions

Petrographic studies in the southern part of Mahin show that the outcrop of rocks in the area includes andesite, trachyte andesite, basaltic andesite, pyroxene andesite, pyroclastic rocks, and porphyritic gabbro, affected by the alteration process. In geochemical studies, the samples are located in the basalt, alkaline basalt, andesite, and basaltic andesite domains. All rock samples are in the magmatic series of calc-alkaline to high-potassium calc-alkaline (shoshonite). The primary magma is alkaline in nature. Amphibole and mainly phlogopite are present in the original melt. Accordingly, the primary magma was probably formed at a depth of about 70 km. The rock samples are in the tectonic position of the subduction zone volcanoes due to the Zr/Y versus Zr diagram (Muller and Groves, 1997), TiO₂ vs. Al₂O₃ (Muller and Groves, 1993), and La/10 – Y/15 – Nb/8 (Cabanis and Lecolle, 1989) diagrams and according to the diagram Zr/Y – Zr (Dunphy and Ludden, 1998), they are located in the position of the oceanic arc and continental arc. V versus Ti/1000 diagram (Shervais et al, 1982) indicates that the genesis of the samples is not related to the back-arc basins. Based on, Zr × 3 – Nb × 50 – Ce/P₂O₅ (Muller et al., 1992), Ce vs. Ce/Pb, and Nb vs. Nb/U (Lakhan et al., 2020), the samples are related in the continental arc or post-collision arc position.

* Corresponding author: k.shiaian@gmail.com

DOI: 10.22055/AAG.2022.39529.2264

Received: 2021-12-24

Accepted: 2022-05-20

4- Conclusion

The composition of high-potassium calc-alkaline, the decrease of HFSE elements, especially Zr, the high ratios of Nb/U, Th/U, Ba/Nb, Nb/Th and the low ratio of Ce/Pb and the results of the studied graphs, confirm the existence of active continental arc. The common geochemical characteristic between the magmatic activity of islands arc and the magmatic activity of continental active margins are special characteristics of ensialic back-arc in continental regions. Tensile tectonic regime causes the formation of back-arc basins in the island arc regions; It can also result in active continental margin areas and causes the formation of continental (ensialic) back-arc basins. Unlike oceanic back-arc basins, tensile tectonics in such areas do not cause the formation of new oceanic crust. In most areas continental (ensialic) back-arc basins, extensional tectonics cause the formation of shallow sea basins at the surface where sedimentary and igneous rocks are formed. There probably exist active normal continental arc and continental (ensialic) back-arc basins in the southern part of Mahin. The MgO – FeO – Al₂O₃ diagrams (Pearce et al., 1977), can confirm the simultaneous presence of active normal continental arc and continental (ensialic) back-arc basin.

5-References

- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10 – Y/15 – Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et en evidence des mélange et/ot de vontamination crustale, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 309, 2023-2029.
- Dunphy, J.M., Ludden, J.N., 1998. Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava, Canada) and compositions to Superior Province granitoids, *Precambrian Research* 91(1-2), 109-152. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00041-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00041-2)
- Lakhan, N., Singh, A.K., Singh, B.P., 2020. Evolution of Late Cretaceous to Palaeogene basalt–andesite–dacite–rhyolite volcanic suites along the northern margin of the Ladakh agmatic arc, NW Himalaya, India, *Earth System Science* 129,108. <https://doi.org/10.1007/s12040-020-1372-6>
- Muller, D., Groves, D.I., 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold – copper deposits. *Ore Geology Reviews* 8(5), 383 – 406. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(93\)90035-W](https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90035-W)
- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study, *Mineralogy and Petrology* 46(4), 259-289 <https://doi.org/10.1007/BF01173568>
- Shahzidi, M., Moayed. M., Moazen, M., Ahmadian, J., 2008. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks northeast of Ardestan. *Research journal of university of Isfahan "Science"* 30(1), 50-29. (in Persian with English abstract)

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Shiaian, K., Jamali, M., Golafshani, S., 2024. Petrology and geochemistry of south Mahin volcanic rocks in Tarom-Hashtjin magmatic zone. *Adv. Appl. Geol.* 13(4), 1065-1088.

DOI: 10.22055/AAG.2022.39529.2264

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_18831.html

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی جنوب ماهین در پهنه ماگمایی طارم - هشتجین

کیوان شیعیان *

گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد طبس، طبس، ایران

مظفرالدین جمالی

گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد طبس، طبس، ایران

سید رضا گل افشانی

شرکت صنایع مس طارم، تهران، ایران

* k.shiaian@gmail.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۲/۰۳

چکیده

روستای ماهین در پهنه البرز- آذربایجان و زیر پهنه ماگمایی - فلززایی طارم - هشتجین قرار دارد. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، در محدوده جنوب ماهین رخنمون سنگ‌های محدوده شامل آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت بازالتی، پیروکسن آندزیت، آذرآواری و گابروی پورفیری است که متأثر از فرایند دگرسانی هستند. در مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی در محدوده‌های بازالت، آکالی بازالت، آندزیت، آندزیت بازالتی واقع می‌شوند و در سری‌های ماگمایی کالک آلکان، کالک آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیت قرار می‌گیرند؛ بنابراین ماگمای اولیه دارای ماهیت قلیایی بوده، آمفیبول و به‌طور عمده فلوگوپیت در منشأ مذاب اولیه وجود داشته است. بر این اساس، ماگمای اولیه احتمالاً در اعماق حدود ۷۰ کیلومتری تشکیل شده است. ماهیت کالک آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی، کاهش میزان عناصر HFSE بویژه Zr نسبت‌های بالای Ba/Nb, Th/U, Nb/Th و پایین بودن نسبت Ce/Pb و نتایج حاصل از نمودارهای مطالعه شده، وجود کمان قاره‌ای فعال را تأیید می‌کنند. شواهد جزایر قوسی در بعضی از نمودارها و نیز همراهی و هم‌زمانی سنگ‌های آذرین با توفیت سبز و سنگ‌های رسوبی در محدوده و مجاور آن، بر وجود حوضه پشت‌کمانی قاره‌ای صحه می‌گذارند. با توجه به شواهد موجود احتمالاً در منطقه به‌طور هم‌زمان کمان قاره‌ای نرمال فعال و حوضه پشت‌کمانی قاره‌ای وجود داشته است.

واژه‌های کلیدی: سنگ آتشفشانی، کمان قاره‌ای، حوضه پشت کمان قاره‌ای، ماهین، طارم

۱- مقدمه

رخدادهای معدنی مهم موجود در این کمربند می‌توان به کانسارهای مس سرب روی زاجکان (Kouhestani et al., 2019a)، مرشون (Kouhestani et al., 2019b) و عباس آباد (Kouhestani et al., 2020)، مس علی آباد - خانچای (Mokhtari et al., 2016; Kouhestani et al., 2018b) و مس - طلای لوبین - زرده (Zamanian et al., 2019; 2020)، رشت آباد (Khakzad and Hajalilou, 1999; Kouhestani et al., 2018a) (et al., 2018a)، چرگر (Mousavi Motlagh and Ghaderi, 2019) اشاره کرد.

به‌جز نقشه‌های زمین‌شناسی کوچک‌مقیاس منطقه مانند نقشه ۱:۲۵۰/۰۰۰ زمین‌شناسی، زنجان

محدوده جنوب روستای ماهین، بخشی از کمربند فلززایی طارم- هشتجین (Kouhestani et al., 2019a; 2019b) در پهنه البرز باختری آذربایجان (Nabavi, 1976) است. همانند بسیاری از بخش‌های پهنه البرز- آذربایجان، در این منطقه نیز در پی رویداد کوهزایی آلپی، سنگ‌های آذرین بیرونی، نیمه عمیق و درونی گوناگونی از ائوسن تا الیگوسن پدید آمده‌اند. این سنگ‌های آذرین ارتباط فضایی و مکانی نزدیکی با کانه‌زایی‌های فلزی آهن، مس، سرب - روی و طلا دارند. تاکنون بررسی‌های بسیاری روی کانه‌زایی‌های فلزی در بخش‌های گوناگون زیرپهنه طارم - هشتجین انجام شده‌اند. از کانسارها و

۳- زمین شناسی ناحیه

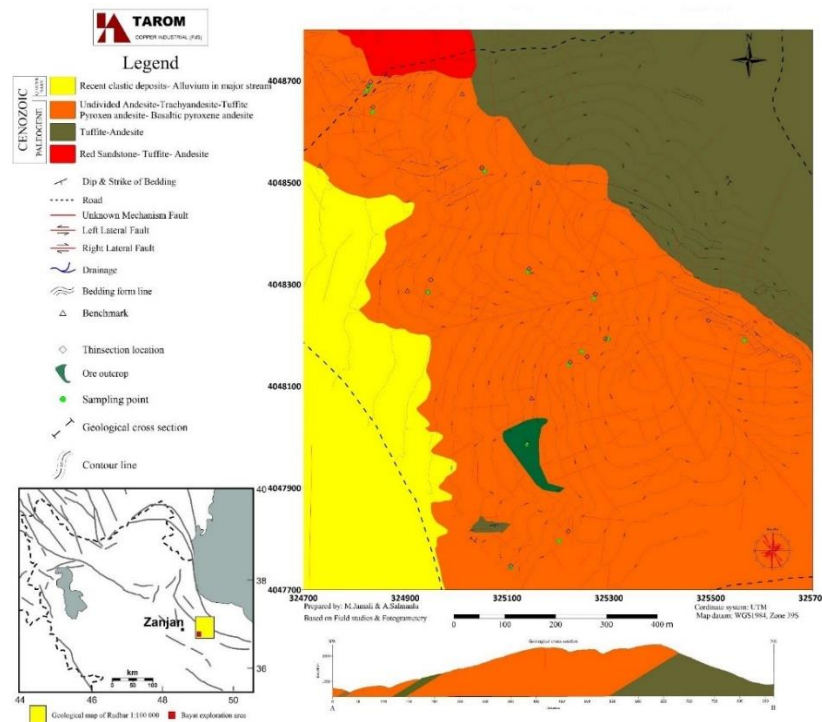
رشته کوه‌های طارم با روند شمال باختر - جنوب خاور شامل ضخامت زیادی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی می‌گردد که گاهی ضخامت آن‌ها به ۴۰۰۰ متر می‌رسد. به خاطر شباهت زیاد توالی آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی موجود، این سنگ‌ها معادل سازند کرج در البرز مرکزی قرار می‌گیرند و به دو بخش زیرین گردکند و فوقانی آمند طبقه‌بندی می‌شوند (Hirayama et al., 1966). منطقه نقشه‌برداری شده ۱:۲/۰۰۰ (شکل ۱) جنوب ماهین شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت بازالتی، پیروکسن آندزیت، آذرآواری (همچون توفیت) عمدتاً تفکیک نشده و سنگ‌های رسوبی (همچون ماسه‌سنگ‌های قرمز) و رسوبات تخریبی، آبرفتی رودخانه‌ای است (شکل ۲a). گابروی پورفیری به صورت دایک تشکیلات آذرین را قطع می‌کند؛ بنابراین از آن‌ها جوان‌تر است. سنگ‌های موجود در نقشه ترسیم شده ۱:۲/۰۰۰ عمدتاً در واحدهای E1t, E2t و E2tv نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ رودبار (Nazari and Salamati, 1998) قرار می‌گیرند. واحدهای محدوده و مجاور محدوده نقشه‌برداری شده به ترتیب شامل E1t توف‌های آندزیتی حد واسط، سنگ‌های آذرآواری پالئوسن (شکل ۲b)، E2V گدازه‌های حد واسط تا اسیدی (ویتروفیر، لاتیت آندزیت، بازالت آندزیتی) به سن پالئوسن، E2t نهان بلورهای بنفش تا حدی متبلور شده، شیشه آندزیتی، توف، توفیت و ماسه‌سنگ دانه‌ریز مایل به زرد به سن پالئوسن، E2tv سنگ‌های آتشفشانی حد واسط تا اسیدی تفکیک نشده بعد از لوتین، (شکل ۲c، d) Eta توف شیشه‌ای- سنگی بلوری شده سفیدرنگ، همراه با دگرسانی سیلیسی، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و ولکانی کلستیک به سن پالئوسن (شکل ۲e)، Et سنگ‌های آذرآواری تفکیک نشده با بافت‌های متغیر به سن پالئوسن، Ev گدازه تفکیک نشده با بافت‌های متغیر به سن پالئوسن، G1 گرانیتوئید دانه‌ای خردشده به رنگ خاکستری روشن و هم‌زمان با برخورد و با رگه‌های مگنتیت و تورمالین، G2 گرانیتوئید میکروگرانولار سالم به رنگ صورتی و هم‌زمان با برخورد و آپلیت، Qt1 پادگانه‌های آبرفتی قدیم، رسوبات تخریبی سخت نشده با بافت متغیر، Qt2 پادگانه‌های آبرفتی جدید و رسوبات تخریبی سخت نشده با بافت متغیر (شکل ۲a) است.

(Stocklin and Eftekhārnezhd, 1969) نقشه

زمین‌شناسی (۱:۱۰۰/۰۰۰ رودبار) (Nazari and Salamati, 1998) و گزارش اکتشاف محدوده مس سزوق مطالعه دیگری در منطقه انجام نشده است. در این نوشتار، ویژگی‌های سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و منشأ سنگ‌های آتشفشانی محدوده، مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعه دقیق این ویژگی‌ها باعث شناخت بهتر فرایندهای زمین‌شناسی عمل‌کننده در منطقه می‌شود و به اکتشاف کانه‌زایی‌های موجود در کمربند فلززایی طارم- هشتجین کمک می‌نماید.

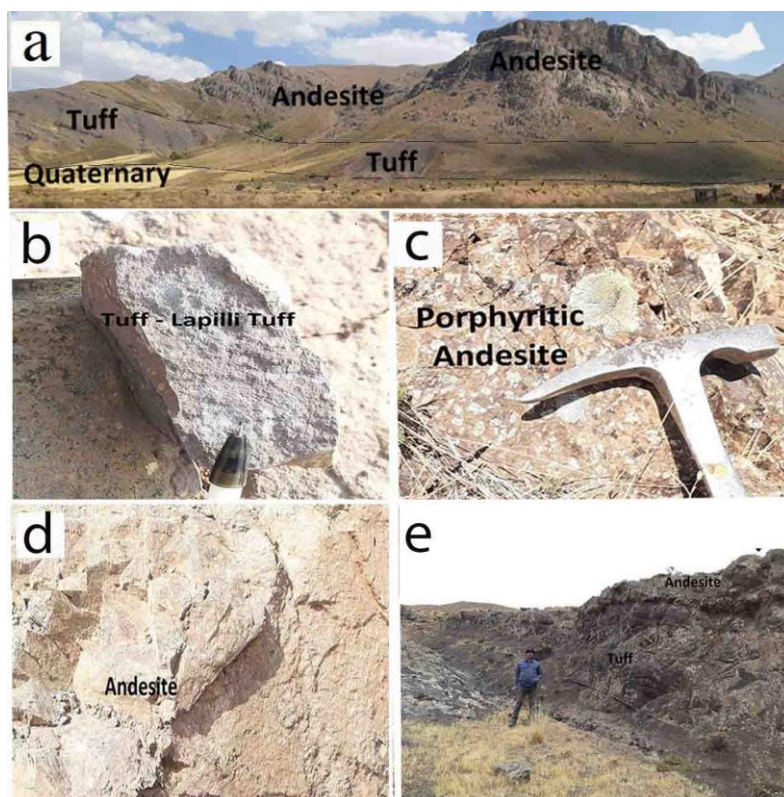
۲- روش پژوهش

محدوده جنوب روستای ماهین در فاصله حدود ۶۵ کیلومتری شمال خاور زنجان، در بخش جنوب شرقی ورقه ۱:۱۰۰/۰۰۰ رودبار (Nazari and Salamati, 1998) واقع شده است. داده‌های این پژوهش، مربوط به بخشی از مطالعات اکتشافات کانه‌زایی در منطقه توسط شرکت صنایع مس طارم است. در این راستا، ۱۴ مقطع نازک برای مطالعات سنگ‌شناسی و بافت، تهیه و در آزمایشگاه میکروسکوپی شرکت مطالعات معدنی زرآما مطالعه شد و در مطالعات صحرایی نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۲۰۰ (شکل ۱) منطقه توسط این شرکت تهیه گردید. در مطالعات ژئوشیمیایی، از نتایج آنالیز ۳۸ نمونه استفاده گردید که در جدول ۱ ارائه شده است. لازم به ذکر است، نمونه‌ها جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی در آزمایشگاه شرکت تحقیقات مواد معدنی کانساران بینالود در تهران با دستگاه‌های Philips Perkin Elmer Elan 9000 ICP/MS و XRF PW1480 تجزیه گردید. با روش XRF ۲۰ عنصری، ۱۰ اکسید اصلی و عناصر S, Cr, Cl, Pb, Ba, Sr, Zn, Cu, Ni, V که مقادیر آن‌ها از چند ppm تا حداکثر ۰.۱٪ می‌باشد اندازه‌گیری می‌شوند. تهیه نمونه از طریق تهیه قرص پرس انجام می‌گردد. همچنین از روش ICP-MS برای اندازه‌گیری ۵۵ عنصر با حد تشخیص ppm و حداکثر ۱٪ با خطای بیشینه ۱۰ ppm استفاده می‌شود. لازم به ذکر است که در این روش نمونه‌ها توسط مخلوط ۴ اسید و یا ۲ اسید به صورت محلول درآمده و سپس توسط دستگاه خوانش می‌گردد. این روش به دلیل مزایایی همچون تداخل‌های شیمیایی بسیار کم، دقت و حد حساسیت بالا کاربردهای زیادی در زمینه‌های مختلف دارد. در زمینه تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی از نرم‌افزار GCDKit و Minpet استفاده گردیده است.



شکل ۱- نقشه ترسیم شده زمین شناسی ناحیه جنوب ماهین به مقیاس ۱:۲۰۰۰ توسط شرکت صنایع مس طارم

Fig. 1. Geological map of the southern region of Mahin at a scale of 1: 2000, by Tarom Copper Industries Company (PJS)



شکل ۲- (a) دورنمایی از واحدهای سنگی در محدوده (دید به سمت جنوب شرقی)، (b) نمونه‌ای از واحد آذرآواری، (c) تصویری از آندزیت پورفیری، (d) رخنمونی از گدازه آندزیتی و (e) تصویری از گدازه آندزیت با واحد توفی (دید به سمت جنوب شرقی).

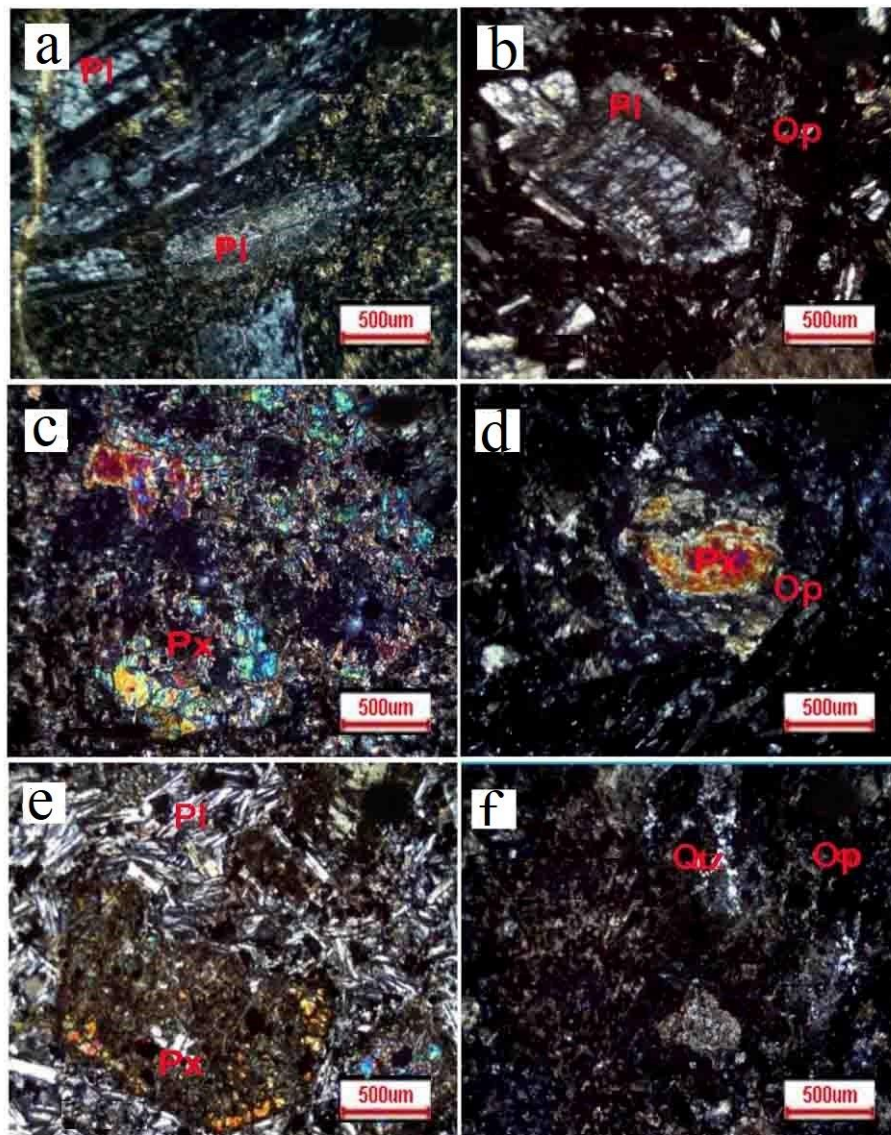
Fig. 2. (a) View of rock units in the area (southeast view). (b) Picture of andesite lava with tuff unit (southeast view). (c) Picture of porphyritic andesite. (d) Outcrop of andesitic lava and (e) Sample of pyroclastic unit

۴- نتایج

۴-۱- سنگ‌نگاری

مجموعه ویژگی‌های سنگ‌نگاری، نتیجه یک سری فرایندها، از هنگام تشکیل ماگما تا صعود، فوران و سپس جایگزینی آن در سطح زمین است و مسلماً تأثیر عوامل و حوادث مختلف، موجب پیچیدگی‌هایی در این امر می‌شود و علم به آن‌ها اطلاعات کاربردی در اختیار ما قرار می‌دهد؛ بنابراین مطالعات سنگ‌نگاری بر پایه شواهد کانی‌شناسی و بافتی انجام می‌شود. (Taheri et al., 2019) نمونه سنگ‌های محدوده شامل تراکی‌اندزیت، آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت بازالتی، گابروی پورفیری و آذرآواری است. بافت مشاهده‌شده در تراکی‌اندزیت، پورفیری با زمینه میکرولیتی شیشه‌ای است (شکل a۳). مقدار درشت‌بلورها حدود ۴۰ درصد نمونه است که شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز شکل دار منشوری و بلورهای ریزآلکالی فلدسپار است که در زمینه‌ای از شیشه حاوی میکرولیت‌های بسیار ظریف فلدسپار و ذرات ریز کدر قرار گرفته است. زمینه دارای بافت تراکیتی است. اکثر بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه‌های متفاوت دارای دگرسانی آرژیلیکی کم تا متوسط هستند. بافت غربالی در درشت‌بلورها رایج است. کانی فرومنیزین شدت دگرسان و با کلریت، کربنات و کانی کدر جایگزین گردیده است. بافت درآندزیت‌ها به صورت پورفیری با زمینه میکرولیتی شیشه‌ای، پورفیری با زمینه شیشه‌ای (شکل b۳) و آذرآواری (شکل f۳) است. درشت‌بلورها (در بعضی نمونه‌ها مقدار درشت‌بلورها حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد نمونه است) در زمینه‌ای از شیشه حاوی میکرولیت‌های ظریف فلدسپار و مخفی بلورهای کوارتز و فلدسپات و ریزبلورهای فرومنیزین و کانی تیره هستند. بلور پلاژیوکلاز با اندازه‌های متفاوت و گاه با منطقه‌بندی، حاشیه واکنشی و حاشیه با بافت غربالی است. اکثر بلورها، کمی دگرسانی آرژیلیکی و سریسیتی دارند. الکالی فلدسپار اغلب در اندازه بلورهای خیلی ریز و یا مخفی بلور در زمینه‌ی سنگ است که دگرسانی کم آرژیلیکی را تحمل کرده است. مقدار کمی کوارتز اولیه در بعضی نمونه‌ها وجود دارد که مقدار آن کمتر از ۵ درصد است. کانی فرومنیزین به مقدار زیاد دگرسان و به کلریت، کانی کدر تبدیل شده است و گاه با حاشیه اپاسیتی است. بافت‌ها در پیروکسن آندزیت، پورفیری با زمینه میکرولیتی شیشه‌ای (شکل c۳) و پورفیری با زمینه شیشه‌ای است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه‌ای از شیشه

حاوی میکرولیت‌های فلدسپار و بلورهای ریز فلدسپار، فرومنیزین و ذرات ریز کدر و اکسید آهن قرار دارند. فضاهای خالی زیادی در نمونه وجود دارد که بعضی از آن‌ها توسط کوارتز پر شده است. بلور پلاژیوکلاز دارای دگرسانی ضعیف تا زیاد آرژیلیکی است. کلینوپیروکسن دارای فراوانی تقریبی ۱۰ تا ۱۵ درصد است و اندازه‌های متفاوت از درشت‌بلور تا بلور ریز را دارد و به مقدار کم دگرسان و کلریتی است. هورنبلند احتمالاً به صورت بلورهای ریز کلریتی شده با حاشیه اپاسیتی در بعضی از قسمت‌ها، وجود دارد. بافت‌های مشاهده‌شده در آندزیت بازالتی، پورفیری با زمینه میکرولیتی شیشه‌ای است (شکل d۳). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه‌ای از شیشه اپاسیتی، میکرولیت‌های ظریف فلدسپار و بلورهای ریز کانی کدر هستند. فضاهای خالی و قالب بعضی از کانی‌ها و شکستگی‌ها توسط کربنات و سیلیس پر شده است. پلاژیوکلاز به طور عمده به مقدار متوسط دگرسان و آرژیلیکی است. پیروکسن به صورت بلورهای کلینوپیروکسن است و دارای خوردگی است و به مقدار کم دگرسان و کلریتی است. بافت سنگ‌های گابروی پورفیری، اینترگرانولار پورفیریتیک است (شکل e۳). درشت‌بلور پیروکسن در زمینه‌ای از بلورهای ریز پلاژیوکلاز منشوری و تیغه‌ای است. تعداد زیادی از بلورهای فلدسپار نسبت به هم به صورت زاویه‌دار هستند و بین آن‌ها مواد کدر و پیروکسن و کانی‌های فرومنیزین دگرسان شده قرار گرفته است. بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی روشن است که به مقدار کم دگرسان و آرژیلیکی است. بلور هشت‌ضلعی کلینوپیروکسن در اندازه‌های متفاوت دارای خوردگی و به مقدار کم دارای دگرسانی کلریتی است. فراوانی کانی کدر حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد است که در بین آن‌ها کلریت دیده می‌شود و به نظر می‌رسد بخش قابل توجهی از آن‌ها نتیجه دگرسانی کانی‌های فرومنیزین است. کربنات و کانی کدر تشکیل‌دهنده‌های اصلی آذرآواری‌ها است. آثار قطعات سنگی و قالب کانی‌های اولیه با وضوح کم قابل مشاهده است که توسط کربنات‌جانشین است. بعضی از قطعات سنگی دارای زمینه اپاسیتی است. در بعضی نمونه‌ها بیش از نیمی از آن از کربنات ثانویه تشکیل شده است. آثار ضعیفی از ماکل‌های پلی‌سنتتیک بلورهای پلاژیوکلاز اولیه به‌جامانده است. به علت دگرسانی شدید با اطمینان قابل نام‌گذاری نیست. ولی با توجه به شواهد به‌جامانده از سنگ به احتمال زیاد سنگ آذرآواری با ترکیب حد واسط است (شکل f۳).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های سنگی در نور XPL (a) تراکی‌اندزیت، (b) آندزیت، (c) پیروکسن آندزیت بازالتی، (d) آندزیت بازالتی، با بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی شیشه‌ای، (e) گابروی پورفیری با بافت اینترگرانولار پورفیریتیک و (f) آذرآواری با بافت آذرآواری. علائم اختصاری از Siivola و Schmid (۲۰۰۷) اقتباس شده‌اند (Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Qtz: کوارتز، Op: کانی کدر).

Fig. 3. Microscopic images of rock samples in XPL light (a) Trachyandesite (b) andesite (c) pyroxene andesite-basalt (d) andesite-basalt, with porphyritic texture with microlith glass paste (e) porphyritic gabbro, with porphyritic intergranular texture and (f) pyroclastic, with pyroclastic texture. Abbreviations are after Siivola and Schmid (2007) (Pl: Plagioclase, Px: pyroxene, Qtz: Quartz, Op: Opaque).

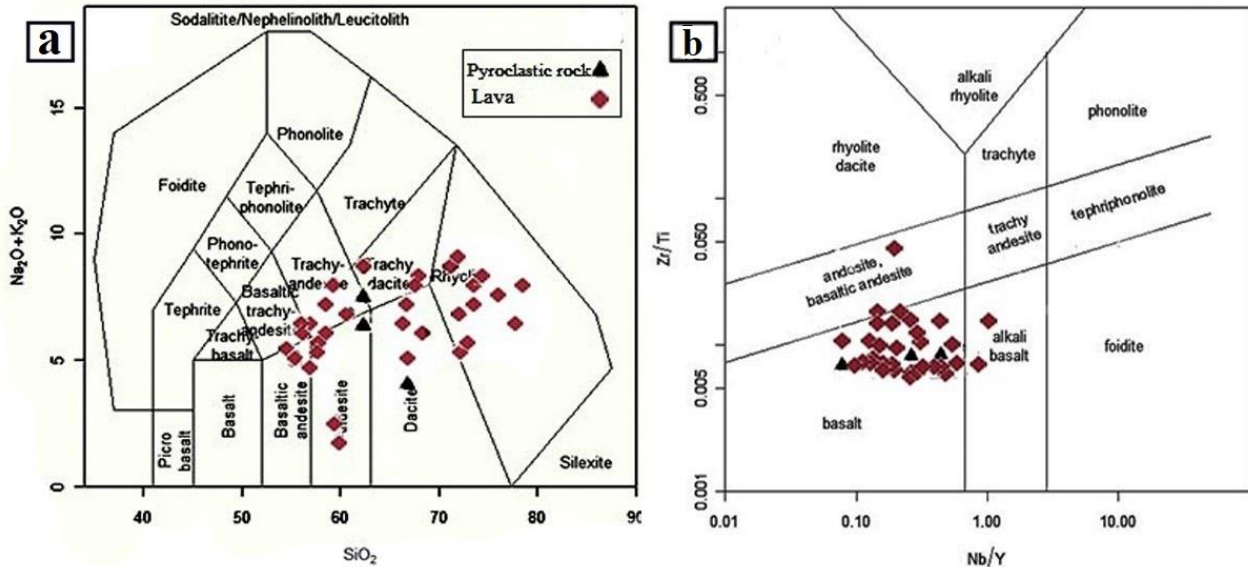
است، نمونه‌ها در محدوده‌های، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، تراکی‌داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند و در نمودار Zr/Ti and Nb/Y که بر اساس عناصر فرعی است در محدوده بازالت، آندزیت، آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند. مقایسه این دو نمودار که بر پایه عناصر اصلی و عناصر فرعی هستند، نشان می‌دهد که نمونه‌ها بر پایه عناصر

۴-۲- ژئوشیمی

میزان SiO₂ در سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده ۴۹/۲۲ تا ۷۷/۲۸ تغییر می‌کند. جهت نام‌گذاری نمونه‌های سنگی از نمودارهای TAS (Middlemost, 1994) (شکل ۴a) و Zr/Ti and Nb/Y (Pearce, 1996) (شکل ۴b) استفاده شد. در نمودار TAS که بر پایه اکسیدهای قلیایی در مقابل سیلیس

تغییرات عناصر فرعی در فرایند دگرسانی ناچیز است، قابل قبول است.

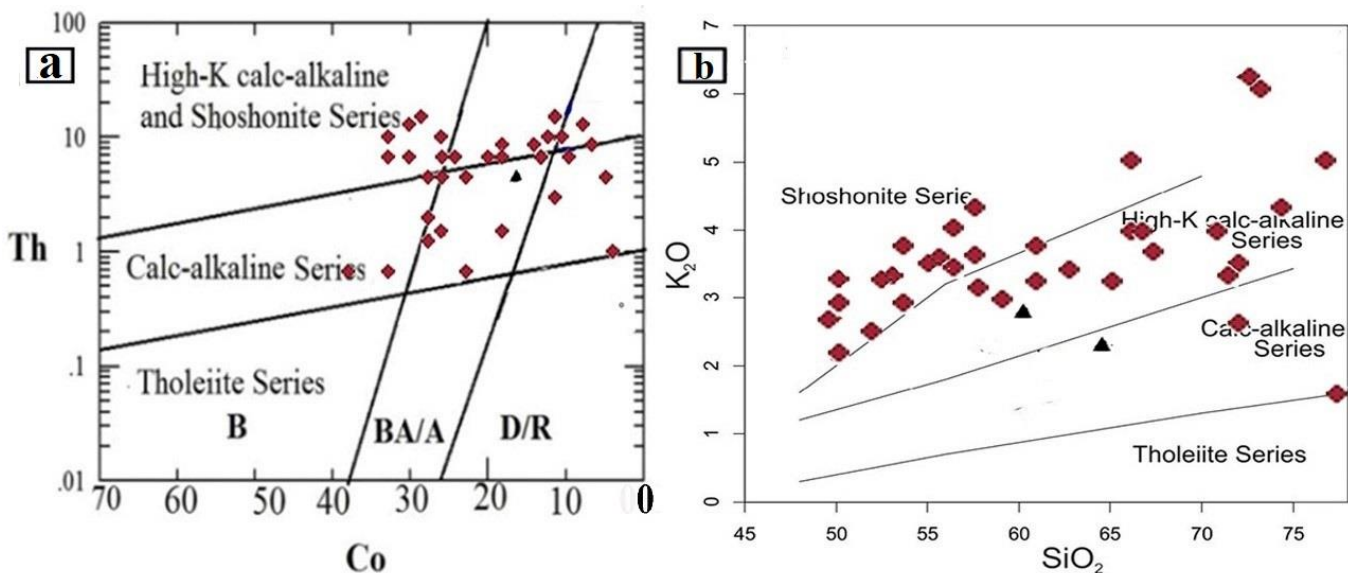
اصلی تفریق یافته تر هستند. سنگ‌نگاری نمونه‌ها نشان‌دهنده آن است که سیلیس ثانویه در آن‌ها دیده می‌شود؛ بنابراین بازالت، آلکالی بازالت، آندزیت، آندزیت بازالتی با توجه به اینکه



شکل ۴- (a) نمودار TAS (Middlemost, 1994) و (b) نمودار Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996)

(Taylor, 1976) (شکل ۵b) نمونه‌ها در محدوده کالک آلکان، کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیت قرار گرفته‌اند.

بر اساس نمودارهای Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) (شکل ۵a) و SiO₂ در برابر K₂O (Peccerillo and 2007)



شکل ۵- (a) نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) و (b) SiO₂ در برابر K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976) جهت تعیین سری ماگمایی (نمادها در نمودارها مانند شکل ۴a).

Fig. 5. (a) Diagrams of Th vs Co (Hastie et al., 2007) and (b) K₂O vs SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976) to determine the magmatic series (symbols in the diagrams are as in Figure 4. a).

جدول ۱- آنالیز عناصر اصلی در نمونه‌های انتخابی سنگی (روش XRF- بر اساس در صد وزنی)

Table 1. Major elements analyses for selected rock samples (XRF wt.%)

LAB	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOT	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
MH-83-01	51.78	0.843	12.7	6.26	0.139	5.65	7.4	2.86	2.82	0.34	7.9
MH-83-02	52.91	0.814	11.9	7.02	0.136	5.83	7.1	1.53	3.41	0.38	6.09
MH-83-04	49.63	0.775	11.7	5.13	0.153	2.52	12.41	1.41	2.79	0.34	10.85
MH-83-08	51.97	0.809	12.9	6.72	0.102	4.57	9.63	1.62	2.81	0.36	5.3
MH-83-13	51.21	0.748	11.3	6.13	0.106	3.35	9.88	0.01	1.51	0.41	5.22
MH-83-15	52.88	0.825	12.4	6.52	0.082	4.13	8.29	0.01	2.23	0.43	4.23
MH-83-19	49.31	0.762	11.1	6.99	0.136	5.08	10.8	3.06	1.8	0.3	9.3
MH-83-18	49.42	0.865	12.1	8.33	0.136	5.47	7.35	2.15	2.19	0.4	6.84
MH-83-22	54.35	0.802	13.5	6.41	0.114	4.72	7.84	2.98	3.06	0.41	4.57
MH-83-23	66.52	0.443	15.8	2.71	0.048	1.04	2.56	4.16	4.01	0.13	1.75
MH-83-24	58.84	0.813	12.5	6.39	0.233	2.42	6.71	4.36	2.34	0.44	3.51
MH-83-25	59.71	0.789	11.5	5.98	0.239	1.36	7.38	5.04	1.95	0.33	4.33
MH-83-26	71.03	0.596	11.3	3.8	0.054	2.22	3.09	2.36	2.82	0.18	1.84
MH-83-27	73.23	0.52	12.9	1.04	0.009	0.53	1.1	0.73	7.42	0.15	1.65
MH-83-28	74.27	0.458	11.6	1.38	0.021	0.73	1.14	3.13	4.41	0.28	1.52
MH-83-29	57.42	0.814	10.9	6.13	0.211	1.35	8.57	5.3	0.53	0.2	1.25
MH-83-30	62.31	0.742	11.8	6.09	0.301	1.65	4.58	1.71	3.02	0.19	6.3
MH-83-31	71.4	0.529	14.8	2.17	0.046	0.51	0.44	5.45	1.68	0.12	2.07
MH-83-32	60.2	0.753	15.3	2.61	0.573	1.22	0.76	4.27	2.74	0.14	2.28
MH-83-33	71.88	0.316	12.7	2.65	0.067	1.45	0.11	0.26	7.6	0.07	1.58
MH-83-34	65.92	0.408	12	7.3	0.112	3.34	0.3	2.35	3.68	0.05	2.85
MH-83-35	77.28	0.257	12.3	0.38	0.006	0.2	0.3	7.89	0.08	0.07	0.63
MH-83-36	76.52	0.352	10.5	2.02	0.133	1.78	0.19	0.68	5.73	0.09	1.48
MH-83-37	49.22	0.912	14	6.69	0.124	0.55	11.12	3.81	0.82	0.39	11.13
MH-83-38	57.04	0.778	13.8	7.06	0.121	4.41	5.87	2.37	4.63	0.42	2.07
MH-83-39	54.95	0.77	14	7.23	0.108	5.81	7.2	2.65	3.19	0.47	2.18
MH-83-40	55.78	0.818	12.6	7.47	0.135	6.39	6.73	2.36	3.11	0.44	2.72
MH-83-41	56.97	0.765	13.1	7.09	0.112	5.28	6.76	2.58	3.27	0.49	2.38
MH-83-42	64.4	0.666	11.5	5.43	0.125	3.45	6.36	2.73	1.16	0.25	2.99
MH-83-43	64.97	0.837	13.8	4.09	0.139	1.86	4.72	3.79	2.68	0.53	2.32
MH-83-44	66.23	0.735	13.4	4.65	0.082	2.31	3.71	3.21	4.02	0.32	0.4
MH-83-45	60.44	0.816	13.3	6.12	0.108	3.26	3.27	5.06	3.52	0.37	2.05
MH-83-46	55.6	0.93	14	7.51	0.151	4.51	8.66	2.45	4.05	0.43	2.85
MH-83-47	71.94	0.605	13.4	2.64	0.047	0.82	0.41	5.73	3.23	0.12	0.95
MH-83-48	70.38	0.54	13.1	3.16	0.113	0.98	0.99	4.55	4.03	0.17	1.27
MH-83-49	57.26	0.829	14.2	6.08	0.123	2.81	5.97	5.25	2.41	0.41	3.5
MH-83-50	65.95	0.611	12	3.33	0.05	1.19	1.29	0.49	5.69	0.28	4.08
MH-83-52	67.17	0.539	12.4	3.07	0.113	1.16	1.38	1.75	3.4	0.31	3.7

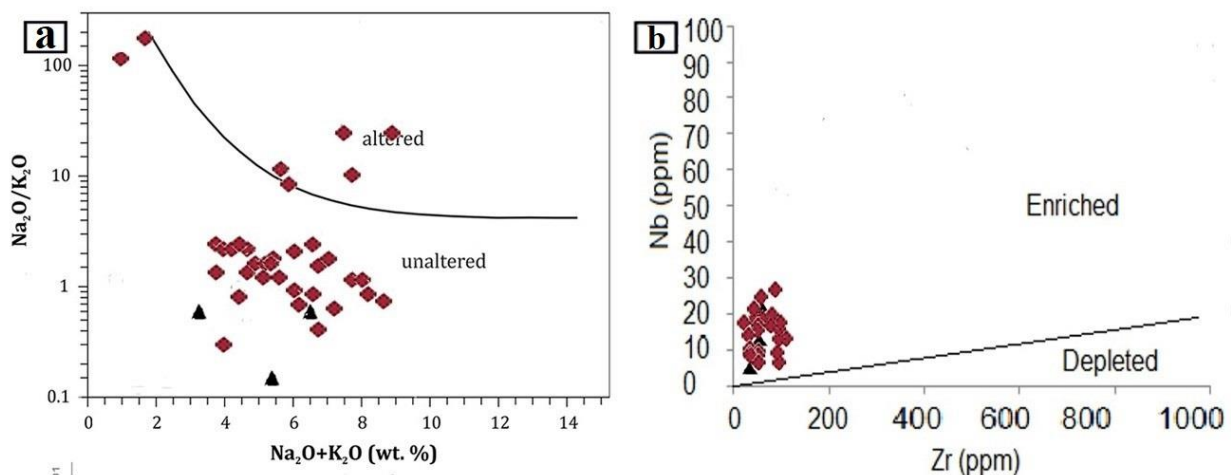
جدول ۲- آنالیز عناصر فرعی در نمونه‌های انتخابی سنگی (روش ICP-MS - بر اساس ppm).

Table 2. Trace elements analyses selective samples rocks (ppm ICP-MS).

LAB	Cl	S	Ba	Sr	Zn	Pb	Ni	Cr	V	Ce	La	Nb	Zr	Y	Rb	Co	U	Th
MH-83-01	6	103	547	425	186	15	25	53	87	41	12	22	44	27	64	26	1	3
MH-83-2	71	13	1023	679	97	12	26	42	89	55	21	19	43	24	81	24	1	3
MH-83-04	5	156	470	-	102	24	20	38	72	34	17	15	36	23	69	21	1	1
MH-83-08	71	13	652	610	120	19	26	46	98	21	13	15	43	26	58	29	3	9
MH-83-13	62	22	503	546	193	20	20	42	85	52	11	17	28	23	34	32	4	8
MH-83-15	531	10	493	514	80	18	21	49	92	21	41	13	32	24	52	29	4	7
MH-83-19	39	14	521	406	103	10	32	44	81	19	32	14	37	25	38	27	1	9
MH-83-18	10	73	1033	666	174	19	34	99	112	37	12	13	33	24	51	37	1	1
MH-83-22	42	15	564	804	99	15	28	42	82	18	25	16	45	24	69	16	2	3
MH-83-23	10	12	1000	510	38	21	1	5	32	18	19	11	64	25	123	10	1	8
MH-83-24	93	84	501	265	58	12	20	50	85	33	52	10	51	28	63	26	2	4
MH-83-25	114	141	425	190	53	7	19	42	79	39	49	21	54	29	54	14	2	6
MH-83-26	5	12	528	426	33	12	2	10	47	42	35	16	64	26	98	18	3	7
MH-83-27	53	10	483	162	35	75	6	5	35	50	22	27	77	27	142	9	4	5
MH-83-28	5	65	630	200	28	6	2	6	39	59	25	20	70	27	113	8	4	8
MH-83-29	68	12	170	302	92	16	2	11	73	33	20	4	39	34	13	17	1	7
MH-83-30	3	15	221	172	204	15	4	5	55	6	7	15	45	36	116	17	1	7
MH-83-31	33	58	240	181	30	8	3	3	31	60	18	13	89	37	46	2	1	6
MH-83-32	42	11	534	118	29	5	2	11	31	46	30	6	81	42	79	7	2	7
MH-83-33	43	37	2140	48	32	10	4	7	21	19	46	10	51	21	130	4	5	8
MH-83-34	4	111	2011	101	10	7	22	21	65	66	30	12	52	21	53	23	1	7
MH-83-35	9	15	157	102	3	3	1	8	14	18	4	9	76	20	5	1	1	2
MH-83-36	60	58	1414	78	44	9	1	3	25	18	9	6	41	20	131	5	4	9
MH-83-37	15	207	182	384	48	5	22	64	68	27	19	23	45	24	17	24	1	6
MH-83-38	98	15	853	800	63	12	30	77	81	50	32	6	48	26	128	24	4	7
MH-83-39	109	37	642	605	69	12	45	114	85	29	15	7	41	24	89	25	5	8
MH-83-40	19	10	520	611	71	13	38	103	84	44	29	10	41	23	39	32	1	7
MH-83-41	76	128	425	622	77	9	33	80	85	34	6	17	43	24	93	26	2	6
MH-83-42	42	158	298	921	50	19	31	92	68	39	30	12	52	22	35	29	5	9
MH-83-43	124	83	1227	390	84	8	7	9	56	36	29	16	79	47	78	16	7	8
MH-83-44	8	59	890	319	50	17	8	17	54	56	29	17	64	35	131	11	7	7
MH-83-45	30	47	659	739	62	10	26	64	99	42	17	7	48	23	89	29	4	9
MH-83-46	3	116	960	1168	69	9	29	53	95	60	17	5	48	25	90	31	1	1
MH-83-47	57	19	585	137	41	10	1	6	32	38	13	13	84	38	84	9	1	9
MH-83-48	76	78	884	146	112	7	1	7	33	54	10	19	84	37	119	12	4	8
MH-83-49	64	5	336	238	85	13	23	86	89	15	8	15	43	24	56	23	4	7
MH-83-50	6	124	754	172	45	284	3	21	49	60	29	19	53	34	173	21	3	6
MH-83-52	5	188	551	165	47	92	3	12	44	53	10	25	58	31	95	9	5	8

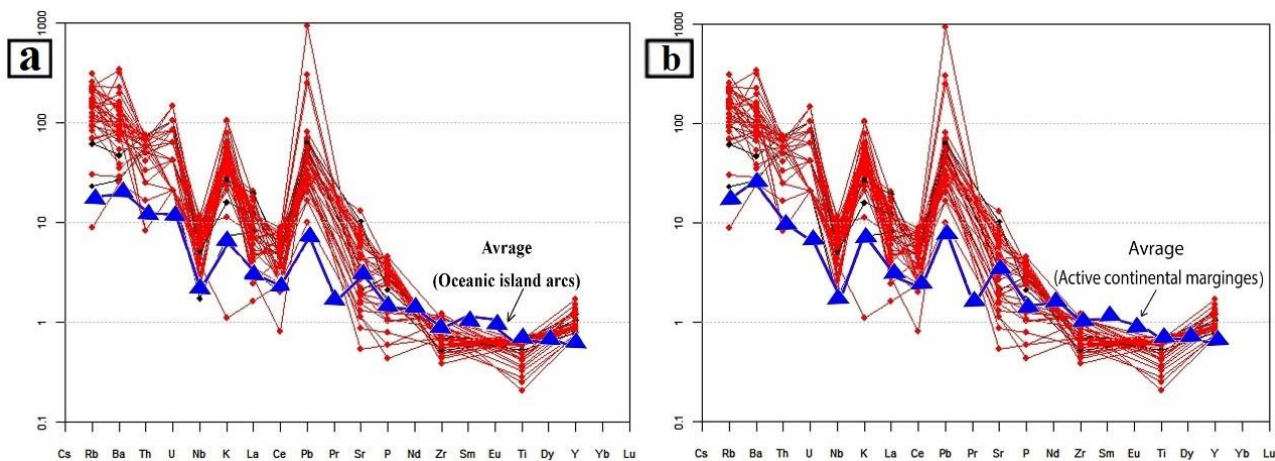
ماهیت ماگمای اولیه است نه فرایند دگرسانی، این در حالی است که با توجه سنگ‌نگاری دگرسانی بر میزان سیلیس و آهن نمونه‌ها تأثیرگذار بوده است و آن‌ها را افزایش داده است. با توجه به مطالب فوق می‌توان ماگمای اولیه را یک ماگمای با ماهیت قلیایی پتاسیم بالا در نظر گرفت. بر اساس نمودار Nb به Zr (شکل ۶b) (Abu-Hamattah et al., 2005) مذاب از یک منشأ غنی‌شده به وجود آمده است.

در نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (شکل ۶a) (Miyashiro, 1975) که بر اساس عناصر قلیایی است عمده نمونه‌ها در محدوده غیر دگرسان واقع می‌شوند. بر پایه این نمودار، دگرسانی مشاهده‌شده در پتروگرافی نمونه‌ها باعث تغییر در میزان عناصر قلیایی نشده است که این مسئله با توجه به نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) مورد تأکید قرار می‌گیرد که به‌طور کل میزان عناصر قلیایی بیانگر



شکل ۶- (a) نمودار $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Miyashiro, 1975) و (b) نمودار Nb به Zr (Abu-Hamattah et al., 2005) (نمادها در نمودارها مانند شکل ۴a).

Fig. 6. (a) Diagram $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Miyashiro, 1975) and (b) diagram Nb vs Zr (Abu-Hamattah et al. 2005) (symbols in the diagram are as in Figure 4. a).

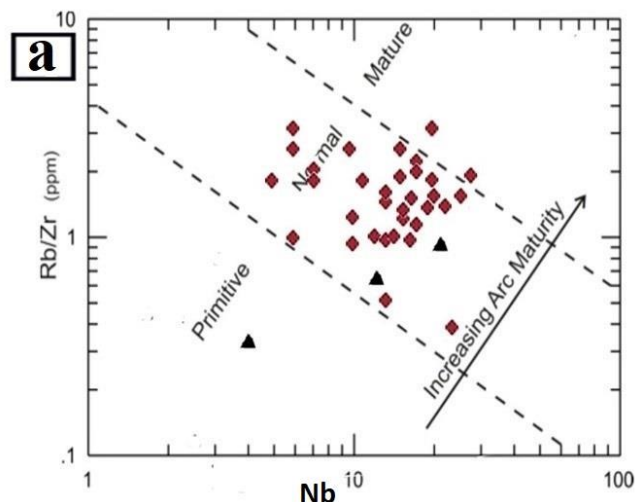


شکل ۷- الگوی نمودارهای عنکبوتی به‌نجار شده با NMORB (Sun and McDonough, 1989) و مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با (a) میانگین جزایر قوسی و (b) میانگین حاشیه قاره فعال (Kelemen et al., 2004)

Fig. 7. Pattern of spider diagrams normalized with NMORB (Sun and McDonough, 1989) and comparison of studied samples with (a) Arc Island averages and (b) Active continental margin average (Kelemen et al., 2004)

میانگین حاشیه قاره‌ای فعال (شکل b7) مقایسه شده است (Kelemen et al., 2004).

در الگوی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با NMORB (Sun and McDonough, 1989) سنگ‌های مورد بررسی با الگوی نمودارهای عنکبوتی میانگین جزایر قوسی (شکل a7) و

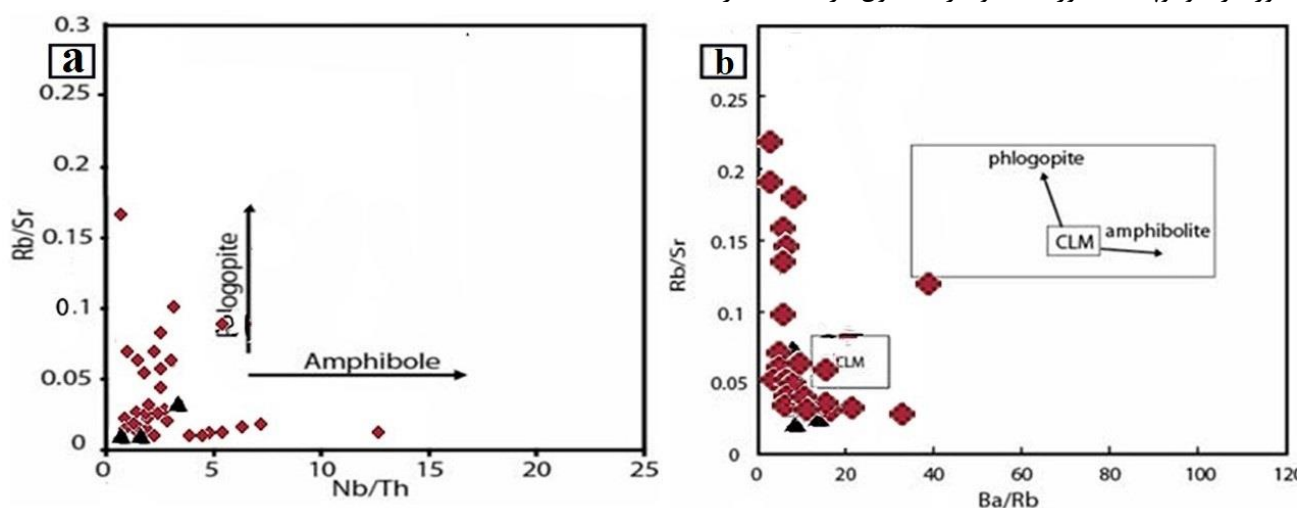


شکل ۸ - (a) نمودار Rb/Zr در مقابل Nb (Brown et al, 1984) (نمادها در نمودارها مانند شکل a4)

Fig. 8. (a) Diagram Rb / Zr vs Nb (Brown et al, 1984) (symbols in the diagrams are as in Figure 4. a)

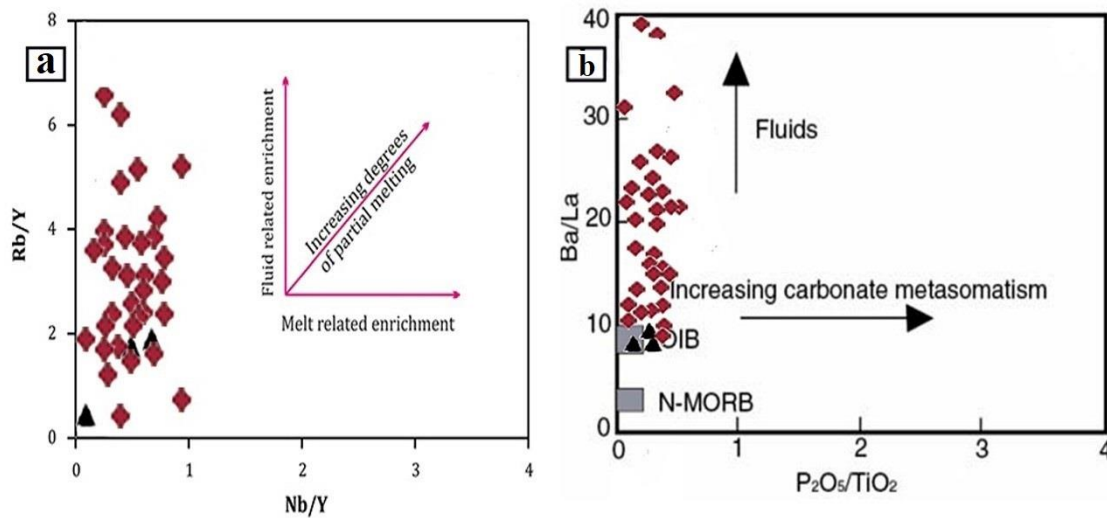
نشان میدهد. در نمودار Ba/Rb در مقابل Rb/Sr (Furman and Graham, 1999) and (شکل b9) محل قرارگیری گوشته اولیه و گوشته لیتوسفر قاره‌ای (CLM) و مسیر تغییرات نسبت Rb/Sr و Ba/Rb که نشان‌دهنده فاز فلوگوپیت و آمفیبول در خاستگاه است، رسم شده است.

قرارگیری نمونه‌ها به‌طور عمده در نمودار Rb/Zr در مقابل Nb (Brown et al., 1984) (شکل a8) در محدوده کمان نرمال می‌تواند بیان‌کننده عمق متوسط منشأ مذاب باشد. نمودار Rb/Sr نسبت به Nb/Th (Furman and Graham, 1999) (شکل a9) باروند تغییرات مشاهده شده، حضور فاز فلوگوپیت به‌طور عمده و فاز آمفیبول در خاستگاه را



شکل ۹ - (a) نمودار Rb/Sr نسبت به Nb/Th و (b) نمودار Rb/Sr در مقابل Ba/Rb (Furman and Graham, 1999) (نمادها در نمودارها مانند شکل a4)

Fig. 9. (a) Diagram: Rb/Sr vs Nb/Th and (b) Rb / Sr vs Ba/Rb (Furman and Graham, 1999) (symbols in diagrams as in Figure 4. a)



شکل ۱۰- (a) نمودار (Atherton and Ghani, 2002) Rb/Y vs. Nb/Y و (b) نمودار (Andersson et.al., 2006) Ba/La vs. P₂O₅/TiO₂ (نمادها در نمودارها مانند شکل ۴-ا)

Fig.10. (a) Diagram Rb/Y vs. Nb/Y (Atherton and Ghani, 2002) and (b) Ba / La vs P₂O₅ /TiO₂ (Andersson et.al., 2006) (symbols in diagrams as shown in Figure 4. a)

اما در عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) مانند Nb و Ta نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) کاهش می‌یابد. سری دیگر مانند OIB است که غنی‌سازی در LILE و LREE، غنی‌سازی یا عدم تخلیه در HFSE اما کاهش در سرب نسبت به HREE را نشان می‌دهد. در هر دو سری، این سنگ‌های آذرین مافیک غنی‌سازی LILE و LREE را با افزایش ناسازگاری آن‌ها نسبت به MORB معمولی نشان می‌دهند، که نشان‌دهنده وجود مواد پوسته‌ای در این سنگ‌های آذرین مافیک است. بررسی تعادل جرم در عناصر اصلی و کمیاب بین منبع و محصول نشان می‌دهد که سنگ‌های پوسته فرورانشی مستقیماً در منابع گوشته‌ای هر دو سری گنجانده نشده‌اند. در عوض، آن‌ها تحت آبیگری دگرگونی و ذوب جزئی در اعماق مختلف قرار گرفتند تا فازهای مایع تولید کنند که بر میزان عناصر متحرک در سیال، مذاب و ایزوتوپ‌های پرتوزای مربوط به آن‌ها در منابع گوشته تسلط داشته باشند. در نتیجه، ترکیب فازهای مایع، کلیدی برای ترکیب ژئوشیمیایی هر دو سری است؛ بنابراین، مواد پوسته توسط فازهای مایع از طریق واکنش‌های متاسوماتیک به گوشته در سطح مشترک پوسته فرورانشی - گوشته منتقل می‌شوند. به این ترتیب، تفاوت در انتقال ژئوشیمیایی از پوسته فرورانشی به گوشته می‌تواند دلیل تفاوت در ترکیب بین سری‌های IAB و داخل صفحه‌های OIB باشد (Zheng et al., 2020).

دخالتهای سیالات در طول فرورانش در دیاگرام Rb/Y در مقابل Nb/Y (شکل ۱۰ا) مشاهده می‌شود. گرمای مسئول ذوب بخشی لیتوسفر قاره‌ای، استنوسفر زیر لیتوسفر است (Atherton and Ghani, 2002). در نمودار Ba/La در برابر P₂O₅/TiO₂ (Andersson et.al., 2006) (شکل ۱۰ب) نیز روند شاره‌های جدا شده از ورقه فرورونده مشاهده می‌شود.

۵- بحث

نشانه‌های ژئوشیمیایی پوسته فرورانشی در انواع مختلف سنگ‌های آذرین مافیک در مرزهای صفحه همگرا، جایی که بازالت‌های قوس جزیره‌ای (IAB) و آندزیت قوس قاره‌ای به‌عنوان محصولات معمولی ماگماتیسم ناحیه فرورانش پذیرفته شده‌اند، وجود دارند. این نشانه‌های پوسته معمولاً نه تنها با غنی‌سازی در عناصر لیتوفیل یونی بزرگ (LILE) و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به بازالت‌های معمولی پشته میانی اقیانوس (MORB)، بلکه با غنی‌سازی در ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Sr و کاهش در ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Nd نسبت به گوشته اولیه نشان داده می‌شوند. چنین نشانه‌های غنی‌شدگی در بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و همتایان قاره‌ای آن‌ها نیز رخ می‌دهد، به‌طور کلی این سری‌ها بر اساس الگوهای توزیع عناصر کمیاب در نمودار نرمال‌شده گوشته اولیه به دو گروه دسته‌بندی می‌شوند. یکی از سری‌ها، مانند IAB است که غنی‌سازی در LILE، Pb و LREE را نشان می‌دهد

آتشفشانی همراه با مقادیر بالایی از این نسبت‌ها دارد. علاوه بر این Gill (1981) بیان کرد که نسبت بالای Ba/Nb (>28) معرف ماگماتیسم قوس آتشفشانی است (میانگین محدوده ۵۹/۶۳ است). شاخص‌های تعیین آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی شامل پایین بودن نسبت Ce/Pb و بالا بودن نسبت Th/U است. زیرا Pb و Th در مواد پوسته‌ای متمرکز هستند و طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی از یکدیگر تفکیک نمی‌شوند. بنابراین، نسبت‌های آن‌ها بازتاب‌دهنده این نسبت در محل منبع ماگماست (Hofmann, 1988). میانگین نسبت Ce/Pb در بازالت‌های اقیانوسی (OIB و MORB) تقریباً ۲۵ است (Hofmann et al., 1986) که به‌طور قابل توجهی، بالاتر از مقدار نسبت یادشده برای میانگین پوسته قاره‌ای است (Taylor and McLennan, 1985). این نسبت برای OIB ($Ce/Pb=25/7$) ($Pb=0/7$) و پوسته بالایی است ($Ce/Pb=3/2$) ($Pb=20$) است (Norman and Garcia, 1999). بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه ($Ce/Pb=52/3$) ($Pb=6/28$) در این موضوع می‌توانند نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه باشند. میانگین نسبت های Nb/Th، Nb/U، Nb/La و Nb/U برای سنگ‌های مورد مطالعه، به ترتیب ۷/۳، ۸۳/۱۳، ۰/۹۱ است، که نسبت به مقادیر گوشته اولیه ($Nb/Th=8/4$ ، $Nb/U=34$ ، $Nb/La=1/04$) (Sun and McDonough, 1989) کمتر هستند و از آرایش ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالا آمدن خبر می‌دهد. Zr و Hf از عناصر نسبتاً ناسازگار در فرآیند ذوب هستند و تمرکز پایین Zr و Hf نشان‌دهنده ذوب بخشی کم است (Linnen et al., 2013). تمرکز Zr و Hf و نسبت Zr/Hf در طول ذوب بخشی و یا تفریق ماگمایی به مقدار زیادی توسط زیرکن، ایلمینیت و زیرکونولیت کنترل می‌شود (باقی‌مانده در منشأ یا جداسازی از مذاب). (Linnen et al., 2013) همچنین رفتار Zr، Hf و HREE توسط میزان آب نیز کنترل می‌شود. آن‌ها در محدوده سیال غیرمتحرک هستند و در طول ذوب بخشی در فاز جامد باقی می‌مانند (Richards, 2005). ضخامت پوسته که نتیجه برخورد است اجازه ذوب بخشی کم و افزایش پایداری محدوده گارنت را می‌دهد که نتیجه آن تهی‌شدگی Zr، Hf و HREE در مذاب سیلیکاتی است. به عبارت دیگر ضخامت پوسته و عمق

در الگوی نمودارهای عنکبوتی به‌نچار شده با NMORB (Sun and McDonough, 1989) سنگ‌های مورد بررسی با الگوی نمودارهای عنکبوتی میانگین جزایر قوسی (شکل a7) و میانگین حاشیه قاره‌ای فعال (شکل b7) مقایسه شده است (Kelemen et al., 2004). به‌گونه‌ای که مشاهده می‌شود نمی‌توان به‌طور قطع گفت منطقه نمونه‌های مورد پژوهش به کدام یک از این دو الگو شباهت بیشتری دارد. این نمودارها، نسبت های بالای LILE به LREE و HFSE، غنی‌شدگی عناصر روییدیم، توریم، اورانیوم و سرب را نشان می‌دهند. در بیشتر نمونه‌ها، عناصر نیوبیوم، زیرکونیم دارای آنومالی منفی هستند. آنومالی مثبت عناصری مانند سرب، اورانیوم و توریم، شاخص آرایش مذاب گوشته‌ای با پوسته قاره‌ای هستند (Nejadi, et al., 2016; Slovenec, et al., 2020). کلیه سنگ‌های محدوده، با آنومالی مثبت برای پتاسیم و عناصر ناسازگار Rb، Ba، غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک و آنومالی منفی برای سه عنصر Nb، Ti، Zr و تهی‌شدگی در HFSE شباهت چشمگیری با سنگ‌های آتشفشانی قوس‌های آتشفشانی دارند (Moghadam, et al., 2021). فراوانی پایین عناصر HFSE نظیر Nb، نسبت به عناصر لیتوفیل درشت یون LILE با متناسب نمودن ماگما به یک منبع تغییر یافته به‌وسیله متاسوماتیسم هماهنگ است، که شامل ذوب آبدار گوه گوشته‌ای یا ذوب مجدد که منجر به وقوع یک رویداد ماگمایی شده است (elemen et al., 1993; Turner et al., 1996). زیرا تمرکز عناصر HFSE، HREE در مذاب‌های مشتق شده از گوشته فقط توسط ترکیب گوشته قبل از فرورانش کنترل می‌شود. اما عناصری همچون Be، Th و عناصر نادر خاکی سبک فقط توسط مذاب‌های سیلیسی حاصل از ذوب رسوبات بالای پوسته اقیانوسی فرورانش یافته، انتقال می‌یابند (Kent and Elliott, 2002) که می‌تواند گویای تأثیر ناچیز آلودگی پوسته‌ای در غنی‌شدگی این عناصر باشد. علاوه بر این می‌تواند نشانگر یک منبع متاسوماتیزه توسط سیالات تهی‌شده در Nb که از آزدایی صفحه فرورانش حاصل شده‌اند، باشد (Shahzidi et al., 2008). با توجه به نسبت‌های بالای Nb/U ($4-22/1$) و Nb/Th ($571-15/0$) در سنگ‌های منطقه و نزدیک بودن این نسبت‌ها به مقادیر گزارش شده در قوس‌های آتشفشانی (به ترتیب ۱۱-۱/۶ و ۵/۲-۳/۶) (Sun, 1980)، می‌توان بیان کرد که ماگمای این سنگ‌ها شباهت زیادی به ماگمای قوس

منشأ ماگما با یک قوس بالغ افزایش یافته است. این فرایند باعث کاهش میزان ذوب بخشی و به تبع آن با کاهش تمرکز Hf, Zr و HREE در مذاب شده است. بنابراین پراکندگی و توزیع Zr, Hf و HREE می‌تواند تخمینی از عمق منشأ ماگما و درجه ذوب بخشی برای پالس‌های بعدی ماگمایی و میزان تکامل آن‌ها باشد (Jamali, 2017). وجود آنومالی منفی Zr و HREE در نمونه‌ها نشان از ذوب بخشی پایین و همچنین ضخامت پوسته است. قرارگیری نمونه‌ها به‌طور عمده در نمودار Rb/Zr در مقابل Nb (Brown et al., 1984) (شکل a۸) در محدوده کمان نرمال می‌تواند بیان‌کننده عمق متوسط منشأ مذاب باشد. آنومالی مثبت عناصری مانند سرب، اورانیم و توریم، که بیشتر از میانگین جزایر قوسی و حاشیه قاره‌ای فعال است، شاخص آلاینش مذاب گوشته‌ای با پوسته قاره‌ای هستند. وجود بی‌هنجاری بالای سرب در محدوده ۴۱ppm تا ۱۱/۶۰ در گدازه‌های بازیک و ۴۶/۳۰ppm تا ۲۲/۲۰ در گدازه‌های حد واسط و ۲ تا ۱۱ ppm در گدازه‌های اسیدی می‌تواند مرتبط به آلودگی پوسته‌ای در طول صعود ماگما باشد. اگرچه سرب می‌تواند در طی فرآیند تفریق ماگمای مافیک به اسیدی افزایش یابد. با این وجود چنین نسبت بالایی از تمرکز سرب در رشته‌های آتشفشانی نمی‌تواند کاملاً به منشأ گوشته‌ای مرتبط باشد. زیرا مواد با منشأ گوشته‌ای فقط تمرکز کمی از سرب دارند (Zartman and Doe 1981; Lubala et al 1994). وجود محدود ۲۸۴ تا ۳ تمرکز سرب در نمونه‌های جنوب ماهین می‌تواند بیان‌کننده آلودگی پوسته‌ای باشد. به باور Xu و همکاران (۲۰۱۵) غنی‌شدگی محل منبع گوشته‌ای و آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی به‌طور قابل توجهی سبب افزایش میزان LREE و LILE و کاهش نسبت‌های HFSE/LREE یا HFSE/LILE در ماگما می‌شود.

با بررسی روی بازالت‌های جزایر اقیانوسی، Sun و Hanson (۱۹۷۵) و Clague و Frey (۱۹۸۲) نشان داده‌اند که آمفیبول و یا فلوگوپیت می‌توانند به‌عنوان چشمه‌ای برای تولید گدازه‌های قلیایی عمل کنند (Class and Goldstein, 1997). بررسی برخی منابع حاوی آمفیبول و فلوگوپیت نشان‌دهنده‌ی عملکرد دگرنهادی (متاسوماتیسم) غنی از شاره‌ها و بخارهای پیش از ذوب این فازهاست و در برخی مواقع سرچشمه غنی از آمفیبول بازتاب دهند دگرنهادی کربناتی است. درحالی‌که فراوانی فلوگوپیت مقادیر نسبتاً بالاتر H_2O/CO_2 را در عامل

دگر نهاد کننده نشان می‌دهد. نمودار Rb/Sr نسبت به b/Th (Furman and Graham, 1999) (شکل a۹) با روند تغییرات مشاهده‌شده، حضور فاز فلوگوپیت به‌طور عمده و فاز آمفیبول در خاستگاه را نشان می‌دهد. در نمودار Ba/Rb در مقابل Rb/Sr (Furman and Graham, 1999) (شکل b۹) محل قرارگیری گوشته اولیه و گوشته لیتوسفر قاره‌ای (CLM) و مسیر تغییرات نسبت Ba/Rb و Rb/Sr که نشان‌دهنده فاز فلوگوپیت و آمفیبول در خاستگاه است، رسم شده است. حال با توجه مشخص شدن تعادل ماگمای تشکیل‌دهنده نمونه‌های منطقه با یک خاستگاه عمدتاً حاوی فلوگوپیت و فاز آمفیبول، می‌توان از این پارامترها برای تشخیص فشار حین شکل‌گیری ماگما و در نتیجه عمق تشکیل آن بهره گرفت. آزمایش‌های جهت تعیین گستره پایداری مجموعه‌های فلوگوپیت نشان‌دهنده، پایداری این فاز در فشارهای ۳۰ تا ۳۵ کیلو بار یعنی اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتر است. (Olafsson and Elggler, 1983; Sato and Katsura, 1997) جهت تعیین گستره پایداری مجموعه‌های آمفیبول نشان‌دهنده، پایداری این فاز در فشار حداکثر ۲۳ کیلو بار (Blundy and Holland, 1990) یعنی عمق حدود ۷۰ کیلومتر است. با توجه به آنچه گفته شد ماگمای خاستگاه منطقه احتمالاً از اعماق نزدیک ۷۰ کیلومتری شکل گرفته است. به عنوان مثال، در خصوص گوشته‌ای که محتوی هر دو فاز آیدار است، می‌توان از یک متاسوماتیسم مرتبط با فرورانش یاد کرد که در Finero روی داده است. جایی که گوه گوشته پریدوتیتی به‌طور متحمل غنی از فلوگوپیت (تا ۵% حجمی) و آمفیبول (تا ۲۵% حجمی) گردیده است (Zanetti et al., 1999).

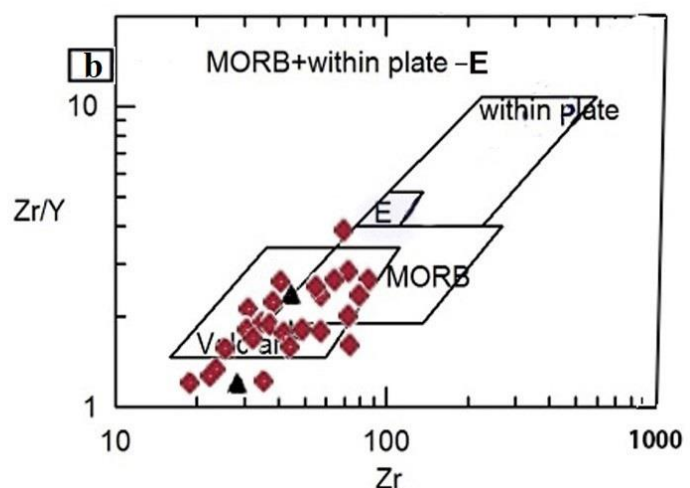
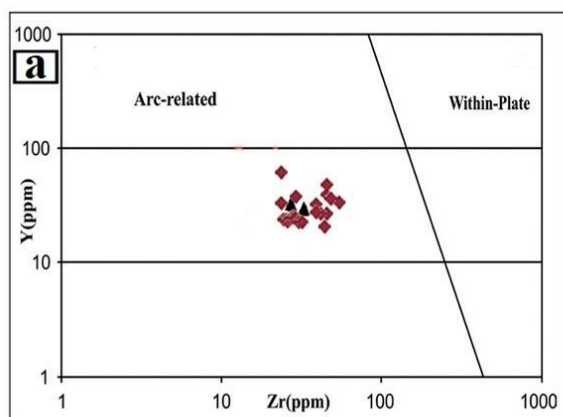
دخالته سیالات در طول فرورانش در دیاگرام Rb/Y vs. Nb/Y (شکل a۱۰) مشاهده می‌شود. گرمای مسئول ذوب بخشی لیتوسفر قاره‌ای، استنوسفر زیر لیتوسفر است (Atherton and Ghani, 2002). در نمودار Ba/La در برابر P_2O_5/TiO_2 (شکل b۱۰) نیز روند شاره‌های جدا شده از ورقه فرورونده مشاهده می‌شود. بالا بودن میزان Ba/La با میزان بالای Ba در سنگ‌های منطقه ممکن است به دلیل غنی‌شدگی در اثر سیالات تفریق یافته از ورقه فرورونده باشد (Andersson et al., 2006). مقدار زیاد Ba را به حضور فلوگوپیت در خاستگاه گوشته نسبت می‌دهند (Anderson et al., 1992).

۵-۲- پتروژنز

شیمی عناصر کمیاب نه تنها ناشی از محیط تکتونیکی، بلکه متأثر از شیمی منشأ نیز می‌تواند باشد (Twist and Hamer, 1987). نشانه‌های ژئوشیمیایی پوسته فرورانشی در انواع مختلف سنگ‌های آذرین مافیک در مرزهای صفحه همگرا، جایی که بازالت‌های قوس جزیره‌ای و آندزیت قوس قاره‌ای به‌عنوان محصولات معمولی ماگماتیسم ناحیه فرورانش پذیرفته شده‌اند، وجود دارند. بررسی تعادل جرم در عناصر اصلی و کمیاب بین منبع و محصول نشان می‌دهد که سنگ‌های پوسته فرورانشی مستقیماً در منابع گوشته‌ای گنجانده نشده‌اند. در عوض، آن‌ها تحت آگیری دگرگونی و ذوب جزئی در اعماق مختلف قرار گرفتند تا فازهای مایع تولید کنند که بر میزان عناصر متحرک درسیال، مذاب و ایزوتوپ‌های پرتوزای مربوط به آن‌ها در منابع گوشته تسلط داشته باشند؛ بنابراین، مواد پوسته توسط فازهای مایع از طریق واکنش‌های متاسوماتیک به منابع گوشته در سطح مشترک پوسته فرورانشی- گوشته، منتقل می‌شوند (Zheng et al., 2020).

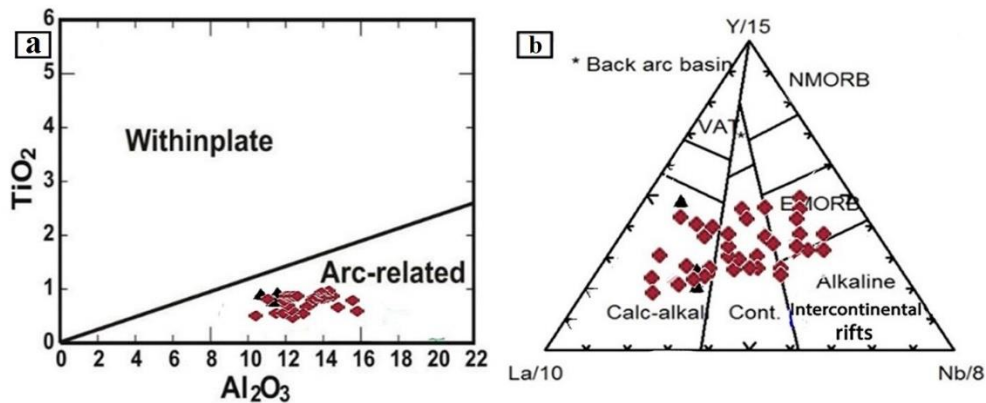
بر اساس نمودارهای Y در مقابل Zr (Muller and Groves, 1997) (شکل ۱۱a) و Zr/Y در مقابل Zr (Pearce and Norry, 1979) (شکل ۱۱b) نمونه‌ها به‌طور کل در محدوده

آتشفشان‌های قوسی قرار می‌گیرند. بر اساس این دو نمودار که از عناصر کمیاب هستند و نمودار TiO₂ در مقابل Al₂O₃ (Muller and Groves, 1993) (شکل ۱۲a) که از اکسیدهای اصلی هستند، نمونه‌ها مرتبط به زون فرورانش هستند. در نمودار La /10-Y/15-Nb/8 (Cabani Lecolle, 1989) (شکل ۱۲b) نمونه‌ها عمدتاً در محدوده کالک‌آلکانل آتشفشان‌های قوسی، بازالت‌های قاره‌ای و MORB غنی‌شده قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار Zr/Y - Zr (Dunphy 1998) (شکل ۱۳a) نمونه‌ها در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. در نمودار V در مقابل Ti/1000 (Shervais, 1982) (شکل ۱۳b) نمونه‌ها در حوالی محدوده بازالت‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند و با محدوده بازالت‌های حوضه‌های پشت قوسی و پشت‌های میان‌اقیانوسی BABB & MORB فاصله دارند. نمودار MgO - FeO - Al₂O₃ (Pearce et al., 1977) (شکل ۱۴a) نشان می‌دهد که نمونه‌ها عمدتاً در محدوده کوهزایی یا قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای و جزایر مرکز گسترش با تمایلی به محدوده‌های MORB قرار می‌گیرند. نمودار Zr×3 - Nb×50 - Ce/P₂O₅ (Muller et al., 1992) (شکل ۱۴b) که سنگ‌های کمان قاره‌ای را از سنگ‌های کمان قاره‌ای پس از برخورد جدا می‌کند. نمونه‌ها در هر دو محدوده قرار می‌گیرند.



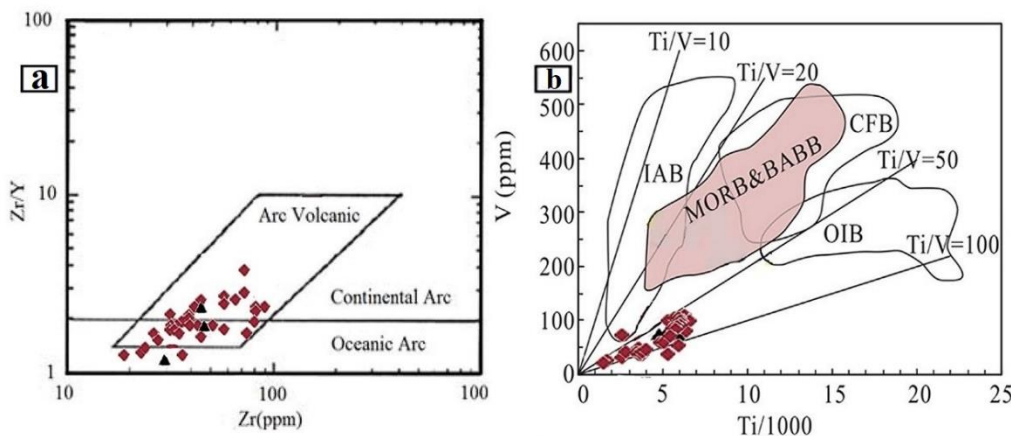
شکل ۱۱- (a) نمودار Y در مقابل Zr (Muller and Groves 1997) و (b) Zr/Y در مقابل Zr (Pearce and Norry, 1977) (نمادها در نمودارها مانند شکل ۴a)

Fig. 11. (a) Diagram Y vs. Zr (Muller and Groves 1997) and (b) Zr / Y vs. Zr (Pearce and Norry, 1977) (symbols in the diagrams are as shown in Fig. 4. a)



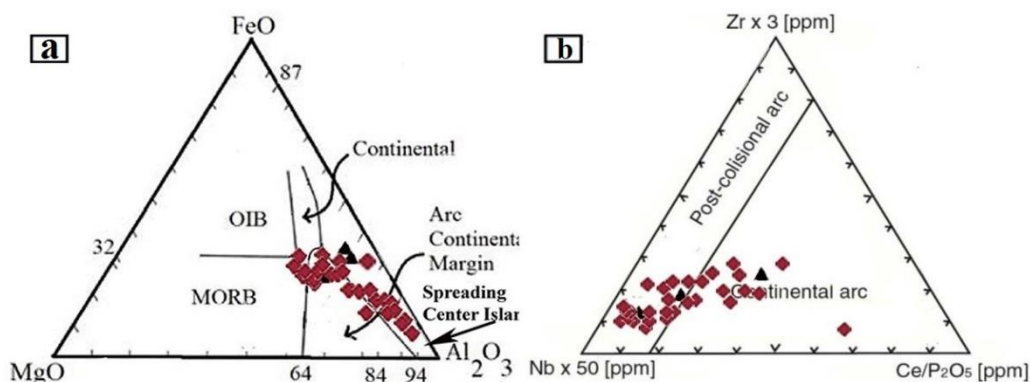
شکل ۱۲- (a) نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (Muller and Groves, 1993) و (b) نمودار $La/10-Y/15-Nb/8$ (Cabanis) (Lecolle, 1989) (نمادها در نمودارها مانند شکل a۴)

Fig. 12. (a) Diagram TiO_2 vs Al_2O_3 (Muller and Groves, 1993) and (b) $La/10-Y/15-Nb/8$ (Cabanis Lecolle, 1989) (symbols in the diagrams are as in Fig. 4.a)



شکل ۱۳- (a) نمودار $Zr/Y - Zr$ (Dunphy and Ludden, 1998) و (b) V در مقابل $Ti/1000$ (Shervais, 1982) (نمادها در نمودارها مانند شکل a۴)

Fig. 13. (a) diagram Zr / Y vs Zr (Ludden and Dunphy 1998) and (b) V vs $Ti / 1000$ (Shervais, 1982) (symbols in the diagrams are as shown in Figure 4. a).

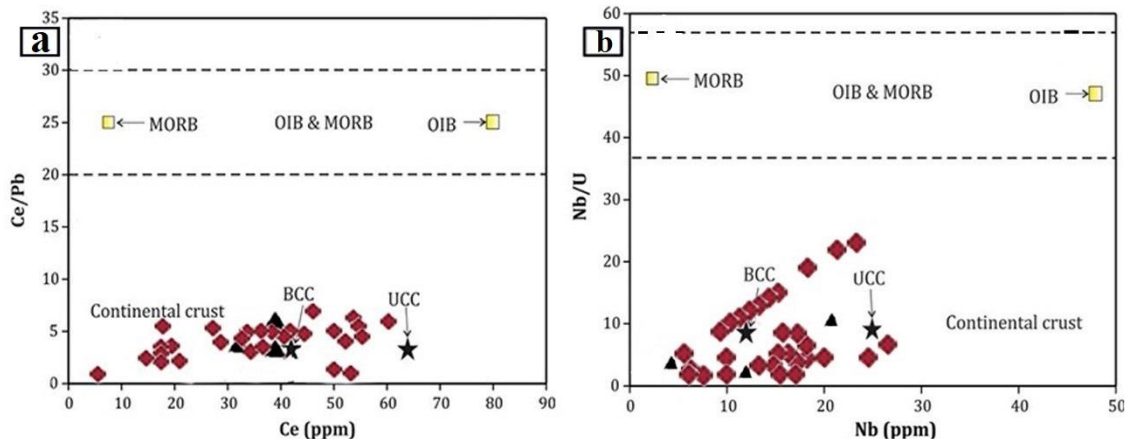


شکل ۱۴- (a) نمودار $MgO - FeO - Al_2O_3$ (Pearce et al., 1977) و (b) نمودار $Zr \times 3 - Nb \times 50 - Ce / P_2O_5$ (Muller et al., 1992) (نمادها در نمودارها مانند شکل a۴)

Fig. 14. (a) Diagram $MgO-FeO-Al_2O_3$ (Pearce et al., 1977) and (b) Diagram $Zr \times 3 - Nb \times 50 - Ce / P_2O_5$ (Muller et al., 1992) (symbols in the diagrams are as shown in Figure 4. a)

خیلی پایین Ce/Pb از ۰/۲۱ تا ۹/۸۳ معرف توده پوسته‌ای قاره‌ای تغییر یافته برای منشأ آن‌ها است که این امر با نسبت میانگین Th/La ۰/۳۹ در نمونه‌ها تقویت می‌شود. میانگین میزان Th/La در پوسته از ۰/۲ تا ۰/۳۵ است (Planck, 2005).

نمونه‌ها در نمودارهای Ce/Pb مقابل Nb و Nb/U مقابل Ce/Pb (شکل ۱۵a,b) نشان می‌دهند که این رشته آتشفشانی از توده پوسته‌ای قاره‌ای تغییر یافته یا اصلاح شده به وجود آمده‌اند. مواد منشأ گرفته از MORB و OIB دارای میزان نسبتاً بالایی Ce/Pb از 5 ± 25 هستند (Hofmann et al., 1986; Wang et al., 2004).



شکل ۱۵- (a) نمودارهای Ce/Pb مقابل Ce و (b) Nb/U مقابل Nb (Lakhan et al., 2020) (نمادها در نمودارها مانند شکل ۴a)

Fig. 15. (a) diagrams Ce/Pb vs Ce and (b) Nb/U vs Nb (Lakhan et al., 2020) (symbols in the diagrams are as in Figure 4. a)

حوضه‌های پشت‌کمانی می‌انجامد؛ در مناطق حواشی فعال قاره ای نیز می‌تواند عمل کند و سبب تشکیل حوضه‌های پشت‌کمان قاره‌ای شود. برخلاف حوضه‌های پشت‌کمانی اقیانوسی، زمین ساخت کششی در این‌گونه مناطق سبب تشکیل پوسته اقیانوسی جدید نمی‌شود (Wilson, 1989). در بیشتر مناطق پشت‌کمان قاره‌ای، زمین‌ساخت کششی سبب تشکیل حوضه دریایی کم‌ژرفا در سطح زمین می‌شود که در آن سنگ‌های رسوبی و آذرین تشکیل می‌شوند (Condie, 1986; Farahat et al., 2004). بر این اساس، در منطقه مورد مطالعه نیز همراهی و هم‌زمانی سنگ‌های آذرین با توفیت‌های سبز و سنگ‌های رسوبی از جمله شیل، مارن و سنگ‌آهک می‌تواند تأییدکننده تشکیل آن‌ها در یک حوضه رسوبی کم‌ژرفا باشد. در این‌گونه مناطق به علت رژیم زمین‌ساخت کششی، سنگ‌کره و پوسته قاره‌ای به تدریج نازک می‌شود که این خود به بالا آمدن سست کره می‌انجامد. در این مناطق ماگماها از ژرفای به نسبت کم گوشته و در اثر درجه ذوب بخشی به نسبت زیاد گوشته حاصل می‌شوند. این بخش از گوشته در گذشته خود تحت تأثیر سیال‌های آزاد شده از صفحه فرورونده قرار گرفته است و بنابراین مذاب‌های حاصل، ویژگی‌های شاخص مناطق فرورانش را نشان

با توجه با مطالب عنوان شده نمونه‌های سنگی بر اساس نمودارهای Zr/Y در مقابل Zr ، TiO_2 در مقابل Al_2O_3 و نمودار $La/10-Y/15-Nb/8$ در موقعیت تکتونیکی رشته آتشفشان‌های زون فرورانش قرار دارند و بر اساس نمودار $Zr/Y - Zr$ در موقعیت آتشفشان‌های کمانی قاره‌ای و اقیانوسی قرار می‌گیرند. نمودار V در مقابل $Ti/1000$ بیان‌کننده آن است که موقعیت تشکیل نمونه‌ها حوضه‌های پشت‌کمانی نیست و این نمونه‌ها در حوالی محدوده بازالت‌های جزایر کمانی قرار می‌گیرند. بر اساس نمودارهای $Ce/P_2O_5 - Zr \times 3 - Nb \times 50$ مقابل Ce/Pb و Nb/U مقابل Nb در موقعیت محدوده کوهزایی و کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای واقع می‌شوند و نمودار $MgO-FeO-Al_2O_3$ منشأ کوهزایی و جزایر مرکز گسترش که بیان‌کننده دو موقعیت تکتونیکی فرورانش و مرکز گسترش است را نشان می‌دهد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشترک میان فعالیت ماگمایی جزایر کمانی و فعالیت ماگمایی حواشی فعال قاره‌ای از ویژگی‌های ویژه حوضه‌های پشت‌کمان (Back Ensilic Arc) در نواحی قاره‌ای است (Farahat et al., 2004; Condie, 1986; Shinjo et al., 1999). در حقیقت، رژیم زمین‌ساختی کششی که در مناطق جزایر کمانی به تشکیل

خواهند داد. به طور کلی، گوه گوشته که در گذشته خود در اثر سیال‌ها و مذاب‌های آزاد شده از صفحه فرورونده دچار غنی‌شدگی پهنه فرورانش شده است، ممکن است که در زمان‌های بعد (حتی با فاصله زمانی طولانی) دچار ذوب بخشی شود و ماگمایی غنی‌شده از LILE و تهی شده از HFSE تولید کند (Lima and Nardi, 1998). با توجه به شواهد موجود احتمالاً در محدوده جنوب ماهین هم‌زمان کمان قاره‌ای نرمال فعال و حوضه پشت‌کمانی قاره‌ای وجود داشته است. نسبت‌های بالای LILE به HFSE و LREE غنی‌شدگی عناصر توریم، اورانیوم و سرب، ناهنجاری منفی عناصر نیوبیوم، زیرکونیم، تیتانیوم و تهی‌شدگی در HFSE کلیه سنگ‌های محدوده، با ناهنجاری مثبت برای پتاسیم و عناصر ناسازگار Rb, Ba (غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک) در الگوی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با NMORB (Sun and McDonough, 1989) شباهت چشمگیری با سنگ‌های آتشفشانی قوس‌های آتشفشانی دارند (Moghadam, et al., 2021). نسبت‌های بالای Nb/U, Ba/Nb.Th/U, Nb/Th و پایین بودن نسبت Ce/Pb و نتایج حاصل از نمودارهای نمودار، Zr×3-Nb×50-Ce/P2O5, La /10-Y/15-Nb/8, Ce مقابل Ce/Pb و Nb مقابل Nb/U، همچنین ماهیت کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی وجود کمان قاره‌ای فعال را تأیید می‌کنند و نمودارهای Zr/Y-Zr و V در مقابل Ti/1000 که شواهد وجود جزایر قوسی را بیان می‌کنند و نیز همراهی و هم‌زمانی سنگ‌های آذرین با توفیت‌های سبز و سنگ‌های رسوبی در محدوده و مجاور آن، بر وجود حوضه پشت‌کمانی قاره‌ای صحنه می‌گذارند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشترک میان فعالیت ماگمایی جزایر کمانی و فعالیت ماگمایی حواشی فعال قاره‌ای از ویژگی‌های ویژه حوضه‌های پشت کمان در نواحی قاره‌ای (Enslialic Back Arc) است (Condie, 1986; Shinjo)

۶- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری در محدوده جنوب ماهین نمونه سنگ‌های محدوده شامل تراکی‌اندزیت، آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت بازالتی، گابروی پورفیری و آذرآواری است که متأثر از دگرسانی هستند. مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بر پایه عناصر اصلی و عناصر فرعی نشان می‌دهد که نمونه‌ها بر پایه عناصر اصلی کمی تفریق یافته‌تر هستند. با توجه به اینکه تغییرات عناصر فرعی در فرایند دگرسانی ناچیز است، بنابراین نمونه‌های سنگی، بازالت، آلکالی بازالت، آندزیت و آندزیت بازالتی هستند. میزان عناصر قلیایی، بیانگر ماهیت ماگمای اولیه است. با توجه به حضور فلوگوپیت و آمفیبول، ماگمای اولیه احتمالاً در اعماق نزدیک ۷۰ کیلومتری تشکیل شده است. بنابر شواهد وجود کمان قاره‌ای نرمال فعال و حوضه پشت‌کمانی قاره‌ای، احتمالاً در منطقه هم‌زمان این دو محیط زمین‌ساختی وجود داشته است. به‌رحال پرواضح است که ابراز نظر قطعی در این زمینه مستلزم آن است که داده‌های موجود با اطلاعات بیشتری همچون داده‌های ایزوتوپی تلفیق و تجزیه و تحلیل شوند.

شناخت موقعیت زمین‌ساختی منطقه می‌تواند زمینه گسترش فعالیت‌های اکتشافی مواد معدنی را فراهم کند.

تشکر قدردانی

از کارکنان شرکت صنایع مس طارم به‌ویژه جناب آقای مهندس کرامت‌الله حسینی مدیر عامل محترم شرکت صنایع مس طارم و آقای مهندس علی سلمانلو که با ما را در این پژوهش نهایت همکاری داشتند، سپاسگزاری می‌نماییم.

مراجع

- Anderson, D.L., Toshiro, T., Yu-shen, Z., 1992. plate tectonics and hotspots: The third dimension. Science 256(5064), 1645 – 1651 <https://doi.org/10.1126/science.256.5064.1645>
- Andersson, U.B., Eklund, O., Frojdo, S., Konopelko D., 2006. 1.8 Ga magmatism in the Fennoscandian Shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment. Lithos 86(1-2), 110–136 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.04.001>
- Atherton, M.P., Ghani, A.A., 2002. Slab breakoA: A model for Caledonian, Late Granite syn-ollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. Lithos 62(3–4), 65–85 [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00111-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00111-1)

- Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104(2), 208–224. <https://doi.org/10.1007/BF00306444>
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 413–426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10 – Y/15 – Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et en evidence des mélange et/ot de vontamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 309, 2023-2029.
- Clague, D.A., Frey, F.A., 1982. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, I. *Petrology* 23(3), 447-504. <https://doi.org/10.1093/petrology/23.3.447>
- Class, C., Goldstein, S.L., 1997. Plume–lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth and Planetary Science Letters* 150(3-4), 245 –260. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00089-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00089-7)
- Condie, K.C., 1986. Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the Southwestern United States. *Journal of Geology* 94(6), 825–864 <https://doi.org/10.1086/629091>
- Dunphy, J.M., Ludden, J.N., 1998. Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava, Canada) and compositions to Superior Province granitoids. *Precambrian Research* 91(1-2), 109-152. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00041-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00041-2)
- Farahat, E.S., El Mahalawi, M.M., Hoinkes, G., Abdel Aal, A.Y., 2004. Continental back- arc basin origin of some ophiolites from the Eastern Desert of Egypt. *Mineralogy and Petrology* 82(1-2), 81–104. <https://doi.org/10.1007/s00710-004-0052-6>
- Furman, T., Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kilvu volcanic province. *Lithos* 48(c), 237-262. [https://doi.org/10.1016/S0419-0254\(99\)80014-7](https://doi.org/10.1016/S0419-0254(99)80014-7)
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics* Springer-Verlag., New York. P. 390.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12), 2341–2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M., Hushmand-Zadeh, A., 1966. Geology of the Tarom District, Western Part (Zanjan area north-west Iran), Geological Survey of Iran, Tehran, Report. 8. 31.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters* 90(3), 297–314. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X)
- Hofmann, A.W., Jochum, K., 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)
- Jamali, H., 2017. The behavior of rare-earth elements, zirconium and hafnium during magma evolution and their application in determining mineralized magmatic suites in subduction zones: constraints from the Cenozoic belts of Iran. *Ore Geology Reviews* 81(1), 270-279. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.006>
- Kelemen, P.B. Hanghoj, K., Green. A.R., 2004. One view of the geochemistry of subduction related arc with an emphasis on primitive andesites and lower crust. *Treatise on Geochemistry/Eds. PP. 593–653*. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03035-8>
- Kelemen, P.B. Shimizu, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 120(3–4), 111–134. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90234-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90234-Z)
- Kent, A.J.R., Elliott, T.R., 2002. Melt inclusions from Marianas arc lavas: Implications for the composition and formation of island arc margins. *Chemical Geology* 183(1–4), 263–286. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00378-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00378-3)

- Khakzad, A., Hajalilou, B., 1999. Investigation on Pb, Zn and Cu mineralization in northwest of Zanjan and east of Mianeh and their relation to pervasive hydrothermal alteration. 3rd Symposium of Geological Society of Iran, University of Shiraz, Shiraz, Iran. (in Persian with English abstract)
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., 2018a. Origin and evolution of mineralizing fluids of the Armaqan Khaneh epithermal base metal deposits, NW Iran: Fluid inclusion and stable isotope perspective. Porphyry Cu–Au–Mo mineralization system international symposium. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., Johnson, C.A., 2018b. Intermediate sulfidation type base metal mineralization at Aliabad-Khanchy, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 93, 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.012>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K., Zhao, J., 2019a. Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 109, 564-584. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.05.014>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K.Z., Zhao, J.X., 2019b. Origin and evolution of hydrothermal fluids in the Marshoun epithermal Pb–Zn–Cu (Ag) deposit, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 113, 103087. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103087>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K.Z., Zhang, X.N., 2020. Genesis of the Abbasabad epithermal base metal deposit, NW Iran: Evidences from ore geology, fluid inclusion and O–S isotopes. *Ore Geology Reviews* 126, 103752. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103752>
- Lakhan, N., Singh, A.K., Singh, B.P., 2020. Evolution of Late Cretaceous to Palaeogene basalt–andesite–dacite–rhyolite volcanic suites along the northern margin of the Ladakh agmatic arc, NW Himalaya, India. *Earth System Science* 129, 108. <https://doi.org/10.1007/s12040-020-1372-6>
- Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1998. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11(1), 67–77. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00037-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00037-0)
- Linnen, R.L., Samson, I.M., Williams-Jones, A.E., Chakhmouradian, A.R., 2013. Geochemistry of the rare-earth element, Nb, Ta, Hf, and Zr deposits. *Treatise on Geochemistry* 13, 543–568. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01124-4>
- Lubala, R.T., Frick, C., Rogers, J.H., Walraven, F., 1994. Petrogenesis of syenites and granites of the Schiel alkaline complex, northern Transvaal, South Africa. *Journal of Geology* 102(3), 307–316. <https://www.jstor.org/stable/30070516> <https://doi.org/10.1086/629673>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37(3–4), 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Miyashiro, A., 1975. Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *The Journal of Geology* 83(2), 249–281. <https://doi.org/10.1086/628085>
- Moghadam, H.S., Li, Q.L., Griffin, W.L., Stern, R.J., Santos, J.F., Lucci, F., O'Reilly, S.Y., 2021. Prolonged magmatism and growth of the Iran–Anatolia Cadomian continental arc segment in Northern Gondwana. *Lithos* 384, 105940. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105940>
- Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., Saiedi, A., 2016. Investigation on type and origin of copper mineralization at Aliabad Mousavi- Khanchy occurrence, east of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data. *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 25(100), 259-270. <https://doi.org/10.22071/GSJ.2016.40756>
- Mousavi Motlagh, S.H., Ghaderi, M., 2019. The Chargar Au-Cu deposit: an example of low-sulfidation epithermal mineralization from the Tarom subzone, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen. Journal of Mineralogy and Geochemistry* 196(1), 43–66. <https://doi.org/10.1127/njma/2019/0158>
- Mousavi Motlagh, S.H., Ghaderi, M., Yasami, N., Alfonso, P., 2019. Stable isotope geochemistry of Chargar epithermal deposit: Constraints on epithermal systems in the Tarom metallogenic belt, NW Iran. *Journal of Geochemical Exploration* 205, 106331. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.06.013>
- Muller, D., Groves, D.I., 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold – copper deposits. *Ore Geology Reviews* 8(5), 383 – 406. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(93\)90035-W](https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90035-W)

- Muller, D., Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer., Berlin. P. 311.
- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46(4), 259-289 <https://doi.org/10.1007/BF01173568>
- Nabavi, M.H., 1976. A Preface to Iran's Geology. Geology Survey and Mineral Exploration of Iran. 109 p.
- Nazari, H., Salamati, R., 1998. Geological map 1: 250,000 Rudbar, Geological Survey of Iran.
- Nejadi, N., Nasrabadi, M., Noor Zaeem, R., Gholizadeh., 2016. Petrology of Mafic intrusive masses south of Bardaskan (northwest of Lut). *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 2 (2), 271-293. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.29252/gnf.2.2.271>
- Norman, M.D., Garcia., M.O., 1999. Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: Petrology and geochemistry of shield picrites. *Earth and Planetary Science Letters* 168(1-2), 27-44. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00043-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00043-6)
- Olafsson, M.J., Elggler, D.H., 1983. phase relations of amphibole, amphibole carbonate and phlogopite-carbonate peridotite: petrological constraints on the asthenosphere, *Earth and Planetary Science Letters* 64(2), 305-315. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90212-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90212-1)
- 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, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C., 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36(1), 121-132. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90193-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90193-5)
- 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(1), 33-47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58(1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Planck, T., 2005. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology* 46(5), 921-944. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egi005>
- Richards, J.P., 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits. *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective* 1, 7-25.
- Sato, K., Katsura Ito, E., 1997. Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 Gpa: implications for mantle metasomatism., *Earth and Planetary Science Letters* 164(3-4), 511-526. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00246-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00246-4)
- Shahzidi, M., Moayed. M., Moazen, M., Ahmadian, J., 2008. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks northeast of Ardestan. *Research journal of university of Isfahan "Science"* 30(1), 50-29. (in Persian with English abstract)
- Shinjo, R., Chung, S.I., Kato, Y., Kimura, M., 1999. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryuku arc: implications for the evolution of a young intracontinental back arc basin. *Journal of Geophysical Research* 104(B5), 1059-1068. <https://doi.org/10.1029/1999JB900040>
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59(1), 101-118. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90120-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0)
- Siivola, J., Schmid, R., 2007. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks: Web version 01.02.07. International Union of Geological Sciences (IUGS) 1-14. <http://www.bgs.ac.uk/SCMR>
- Slovenec, D., Šegvić, B., Halamić, J., Goričan, Š., Zanoni, G., 2020. An ensialic volcanic arc along the northwestern edge of Palaeotethys—Insights from the Mid-Triassic volcano-sedimentary succession of Ivanščica Mt. (northwestern Croatia). *Geological Journal* 55, 4324-4351. <https://doi.org/10.1002/gj.3664>
- Stocklin, J., Eftekhārnehād, J., 1969. Geological map of Zanjan, scale: 1:250,000. Geological Survey of Iran.

- Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* 297(1431), 409–445. <https://doi.org/10.1098/rsta.1980.0224>
- Sun, S.S., Hanson, G.N., 1975. Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt. *Geology* 3(6), 297–302. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1975\)](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1975)3(6)<297-302>https://doi.org/10.1130/0091-7613(1975)3(6)<297-302>)
- 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(1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taheri, M., Ashja Ardalan, A., Emami, M.H., Sheikh Zakariaei, S.J., 2019. Petrology and geochemistry of intrusive rocks west and southwest of Salafchegan. *Quarterly Journal of Earth Sciences*, 28(111), 85–194 (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.87169.1114>
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution* Blackwell Scientific Publications, Oxford, P.312. <https://doi.org/10.1002/gj.3350210116>
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 37(1), 45–71. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>
- Twist, D., Harmer, R.E., 1987. Geochemistry of contrasting siliceous magmatic suites in the Bushveld complex: genetic aspects and implications for tectonic discrimination diagrams. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32(1-3), 83–98. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(87\)90038-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90038-2)
- Wang, Q., Xu, J.F., Zhao, Z.H., Bao, Z.W., Xu, W., Xiong, X. L., 2004. Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan–Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal* 38(5), 417–434. <https://doi.org/10.2343/geochemj.38.417>
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Chapman and Hall, New York, p. 496. <https://doi.org/10.1180/minmag.1989.053.372.15>
- Xu, X., Song, S., Su, L., Li, Z., Niu, Y., Allen, M.B., 2015. The 600–580 Ma continental rift basalts in North Qilian Shan, northwest China: Links between the Qilian-Qaidam block and SE Australia, and the reconstruction of East Gondwana. *Precambrian Research* 257, 47–64. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.017>
- Zamanian, H., Rahmani, S., Zareisahameih, R., 2019. Fluid inclusion and stable isotope study of the Lubin-Zardeh epithermal Cu–Au deposit in Zanjan Province, NW Iran: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews* 112, 103014. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103014>
- Zamaniana, H., Rahmani, S., Zareisahameiha, R., Pazokia, A., Yang, X.Y., 2020. Geochemical characteristics of igneous host rocks of Lubin-Zardeh Au–Cu deposit, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 122, 103496. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103496>
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., 1999. The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134(2.3), 107–122. <https://doi.org/10.1007/s004100050472>
- Zartman, R.E., Doe, B.R., 1981. Plumbotectonics – the model; *Tectonophysics* 75(1-2), 135–162. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90213-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90213-4)
- Zheng, Y.F., Xu, Z., Chen, L., Dai, L.Q., Zhao, Z.F., 2020. Chemical geodynamics of mafic magmatism above subduction zones. *Journal of Asian Earth Sciences* 194, 104185. <https://doi.org/10.1016/J.JSEAES.2019.104185>