**Petrological Journal**

E-ISSN: 2322-2182

**13th Year, No. 51, Autumn 2022, pp. 63-84**

Petrological Journal

**Research Article**

# Origin of Dehaj Pliocene hyalo-andesite rocks in NW of Kerman: constraints on Sr and Nd isotopic ratios

**Sayed Zia Hosseini[1]✉, Hadi Shahriari[2]**

[1] Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Vali-e-Asr University of Rafsanjan, Rafsanjan, Iran; email: szia_hosseini@vru.ac.ir

[2] Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Vali-e-Asr University of Rafsanjan, Rafsanjan, Iran; email: h.shahriari@vru.ac.ir

## ARTICLE INFO

Received: 23 May 2022
Accepted: 23 October 2022

**Keywords**
Dehaj
Pliocene
Hyalo Andesite
Adakite
Urumieh–Dokhtar

20.1001.1.22285210.1401.13.3.3.5
10.22108/ijp.2022.133764.1280

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

The Urumieh-Dokhtar Magmatic assemblage includes various volcanic and intrusive rocks from Eocene to the Pleistocene. The dominant theory in describing the tectonomagmatic environment of the Urumieh-Dokhtar Magmatic assemblage emphasizes the formation of calc-alkaline rocks from Eocene to Miocene as a result of subduction in an active continental margin tectonic environment. Volcanic activities after the Miocene are observed to a smaller extent in some parts of the Urumieh-Dokhtar Magmatic assemblage, including in Bijar, Shahrbabak, and Dehaj (Stern et al., 2021). These activities are characterized by the formation of Pliocene andesite-dacite rocks and Pleistocene andesite-basalt rocks in the Dehaj area. Post-collision magmatism in the Dehaj region is calc-alkaline and the subduction process influences its origin before the Miocene (Pang et al., 2016). In this research, the origin and petrogenetic evolution of Pliocene hyalo-andesitic rocks are studied using field investigation, geochemical data of rare elements, and isotopic ratios ($^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$) in the Dehaj area. This knowledge can help to understand the tectonic events of the Urumieh-Dukhtar Magmatic assemblage.

### Geology of the area

Hyallo-andesites of Dehaj, which are located in the northwest of Kerman province, SE part of the Urumieh-Dukhtar Magmatic assemblage. Tectonically, this area is very active and is located between Anar and Dehshir faults. The Pliocene volcanic phase is the most important magmatic activity has caused the formation of andesitic to dacite volcanic and semi-volcanic rocks in the region. Pliocene hyalo-andesites of Dehaj have also been

✉ Corresponding Author

**To cite this article:** Hosseini, S. Z. and Shahriari, H. (2022) Origin of Dehaj Pliocene hyalo-andesite rocks in NW of Kerman: constraints on Sr and Nd isotopic ratios. Petrological Journal, 13(3), 63-84.

2322-2182/ © 2022 The Author(s). Publisher: University of Isfahan
This is an open access article under the CC-BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0)

exposed in the form of several outcrops in the vicinity of the Aj volcanic peaks. Pliocene hyalo-andesites of Dehaj are also exposed in the form of several outcrops near the Aj volcanic peaks. Hyallo-andesites are composed of a lava unit with a thickness of fewer than 10 meters on the underlying pyroclastic unit.

## Research Method

Forty rock samples of Dehaj hyalo-andesites were collected during the field visit. After petrographic studies, thirty samples were selected for XRF and ICP-MS chemical analysis. The Middlemost (1989) method was performed to separate total iron into FeO and $Fe_2O_3$. Five samples were used to calculate isotopic ratios of strontium and neodymium.

## Petrography

Pliocene hyalo-andesites of Dehaj are dark gray to black with a fine grain texture. Petrographically, the rocks under study, are formed from plagioclase microlites and very fine brown hornblende crystals in a cryptocrystalline and glassy matrix, and quartz crystal is not visible. The hyallo-andesitic rocks of Dehaj have disequilibrium textures, including sieve texture and oscillatory zoning in plagioclase microphenocrysts.

## Geochemistry

Pliocene hyallo-andesitic rocks of Dehaj are classified in the dacite range and the andesite-dacite boundary based on the TAS classification (Le Bas et al. 1986). Based on $SiO_2$ versus $Na_2O+K_2O$, AFM, and $K_2O$ versus $SiO_2$ diagrams, these rocks are calc-alkaline with moderate potassium nature. LILE elements such as Sr, K, Rb, Ba, and Th showed enrichment, and HFSE, especially Nb, Ta, and Ti presented depletion. The primitive mantle-normalized multi-element diagram showed the positive anomaly of Sr and the negative anomaly of Nb. Chondrite-normalized REE patterns showed enrichment of LREE compared to HREE with La/Yb>9 and Sm/Yb>1.8 ratios without any positive or negative Eu anomalies. The initial ratios calculated for $^{87}Sr/^{86}Sr$ varied from 0.704498 to 0.704967 and for $^{143}Nd/^{144}Nd$ from 0.512821 to 0.512842. The calculated values of ƐNd also vary between +3.55 and +3.98.

## Discussion

Geochemical features including high amounts of strontium (Sr>750 ppm), low amounts of yttrium (Y<8ppm) and HREE, high Sr/Y ratio, and the strongly fractionated pattern of REE without Eu anomalies, define the adakitic nature of Dehaj hyallo-andesites. Enrichment in LILE elements and depletion in HFSE elements (i.e., Nb, Ta, Ti) in Dehaj adakites show the connection of these rocks with the pre-Pliocene subduction environment. High values of Sr and Rb/Sr ratios between 0.02 and 0.04 and La/Yb>10 along with isotopic ratios of $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ as well as positive values of ƐNd (+3.55 to +3.98) demonstrate the hyalo-andesitic rocks of Dehaj were formed as a result of the melting of the oceanic slab. Several reasons indicate the presence of garnet in the origin of the Pliocene adakites of Dehaj and the remaining of this mineral in the slab resulting from partial melting, which also represents the eclogite composition of the source rock. These reasons include values of Y<8ppm and Yb<0.76ppm and the sloping pattern of REE elements with La/Yb>9 and Sm/Yb>1.8 ratios. The melting process of the eclogite oceanic plate occurred at the same time or following the tectonic collision between the Central Iranian and Arabian tectonic plates during the Miocene-Pliocene.

## Conclusion

Pliocene hyallo-andesitic rocks of Dehaj were created as a monogenetic magmatic activity. Geochemical evidence indicates that the partial melting of subducting oceanic crust is the origin of silica-rich Dehaj adakites. The Pliocene Dehaj adakites formed after the cessation of Neotethys subduction and in a tectonic environment following the collision. Thinning and separation of the subducting oceanic crust and sinking into the asthenosphere gave rise to melting conditions. These events have occurred in an active tectonic environment and simultaneously with the formation of numerous faults. The occurrence of numerous outcrops of Pliocene volcanic rocks along with Pliocene hyallo-andesitic lavas and Pleistocene basaltic lavas in the study area compared to nearby areas indicates the presence of multiple fractures in the crust of this area. These fractures have caused the rapid ascent of adakite melt from the subducting oceanic crust. During the ascent, the adakite melt has been contaminated by the upper metasomatized mantle and crust to a small extent.

**Petrological Journal**
E-ISSN: 2322-2182
**13th Year, No. 51, Autumn 2022, pp. 63-84**

Petrological Journal

**پتـــــرولوژی**
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
**سال سیزدهم، شماره پنجاه و یکم، پاییز ۱۴۰۱، ص. ۶۳-۸۴**

**مقالهٔ پژوهشی**

# خاستگاه هیالوآندزیت‌های پلیوسن دهج در شمال‌باختری استان کرمان؛ برپایهٔ نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd

**سید ضیاء حسینی [۱]، هادی شهریاری [۲]**

[۱] استادیار، گروه مهندسی معدن، دانشگاه ولی‌عصر(عج) رفسنجان، رفسنجان، ایران، szia_hosseini@vru.ac.ir
[۲] استادیار، گروه مهندسی معدن، دانشگاه ولی‌عصر(عج) رفسنجان، رفسنجان، ایران، h.shahriari@vru.ac.ir

**اطلاعات مقاله**

تاریخ دریافت ۱۴۰۱/۰۳/۰۲
تاریخ پذیرش ۱۴۰۱/۰۸/۰۱

**کلید واژه‌ها**
دهج
پلیوسن
هیالوآندزیت
آداکیت
ارومیه-دختر

**چکیده**

سنگ‌های هیالوآندزیتی پلیوسن دهج در شمال‌باختری استان کرمان در مجموعهٔ ماگمایی ارومیه-دختر برونزد دارند. این سنگ‌ها از درشت‌بلورهای میکروسکوپی پلاژیوکلاز و هورنبلند در قالب بافت‌های هیالوپیلیتی و ویتروفیریک تشکیل شده‌اند. سنگ‌های هیالوآندزیتی دهج ۶۳ تا ۶۴/۵۳ درصدوزنی $SiO_2$ و بیشتر از ۱۶ درصدوزنی $Al_2O_3$ و سرشت کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط دارند. داده‌های زمین‌شیمیایی مانند مقادیر بالای استرانسیم (Sr>۷۵۰ ppm)، مقدارهای کم ایتریم (Y<۸ppm) و HREE، نسبت بالای Sr/Y و الگوی تفریق‌یافتهٔ REE بدون بی‌هنجاری Eu سرشت آداکیتی هیالوآندزیت‌های دهج را نشان می‌دهند. همچنین، غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE (Nb، Ta، Ti) در آداکیت‌های دهج ارتباط این سنگ‌ها با محیط فرورانشی را نشان می‌دهند. مقدار بالای Sr و نسبت‌های Rb/Sr (۰/۰۲ تا ۰/۰۴) و La/Yb>۱۰، به‌همراه نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ و همچنین، مقدارهای مثبت $\varepsilon_{Nd}$ (+۳/۵۵ تا +۳/۹۸) نشان می‌دهند سنگ‌های هیالوآندزیتی دهج در پی ذوب صفحهٔ اقیانوسی فرورو پدید آمده‌اند. فرایند ذوب صفحهٔ اقیانوسی همزمان یا پس از برخورد زمین‌ساختی میان ورقه‌های زمین‌ساختی ایران مرکزی و عربی در میوسن-پلیوسن و در پی نازک‌شدگی و غرق‌شدن تیغهٔ فرورو در گوشتهٔ سست‌کره‌ای روی داده است.

20.1001.1.22285210.1401.13.3.3.5
10.22108/ijp.2022.133764.1280

## مقدمه

رخدادهای زمین‌شناختی فلات ایران پس از دوره تریاس، متأثر از فرورانش پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحهٔ ایران مرکزی و برخورد زمین‌ساختی میان صفحهٔ عربی و ایران مرکزی و رخداد کوهزایی زاگرس است. یکی از این رخدادها، فعالیت بزرگ ماگمایی و پیدایش مجموعهٔ ماگمایی ارومیه-دختر در لبهٔ باختری صفحهٔ ایران‌مرکزی در دوران سنوزوییک است که با راستای شمال‌باختری –جنوب‌خاوری هم‌راستا با رشته کوه‌های زاگرس و پهنهٔ دگرگونی سنندج-سیرجان

نویسنده مسئول

**استناد به این مقاله:** حسینی، س. ض.، شهریاری، ه. (۱۴۰۱) خاستگاه هیالوآندزیت‌های پلیوسن دهج در شمال‌باختری استان کرمان؛ برپایهٔ نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd. پترولوژی، ۱۳(۳)، ۶۳-۸۴.

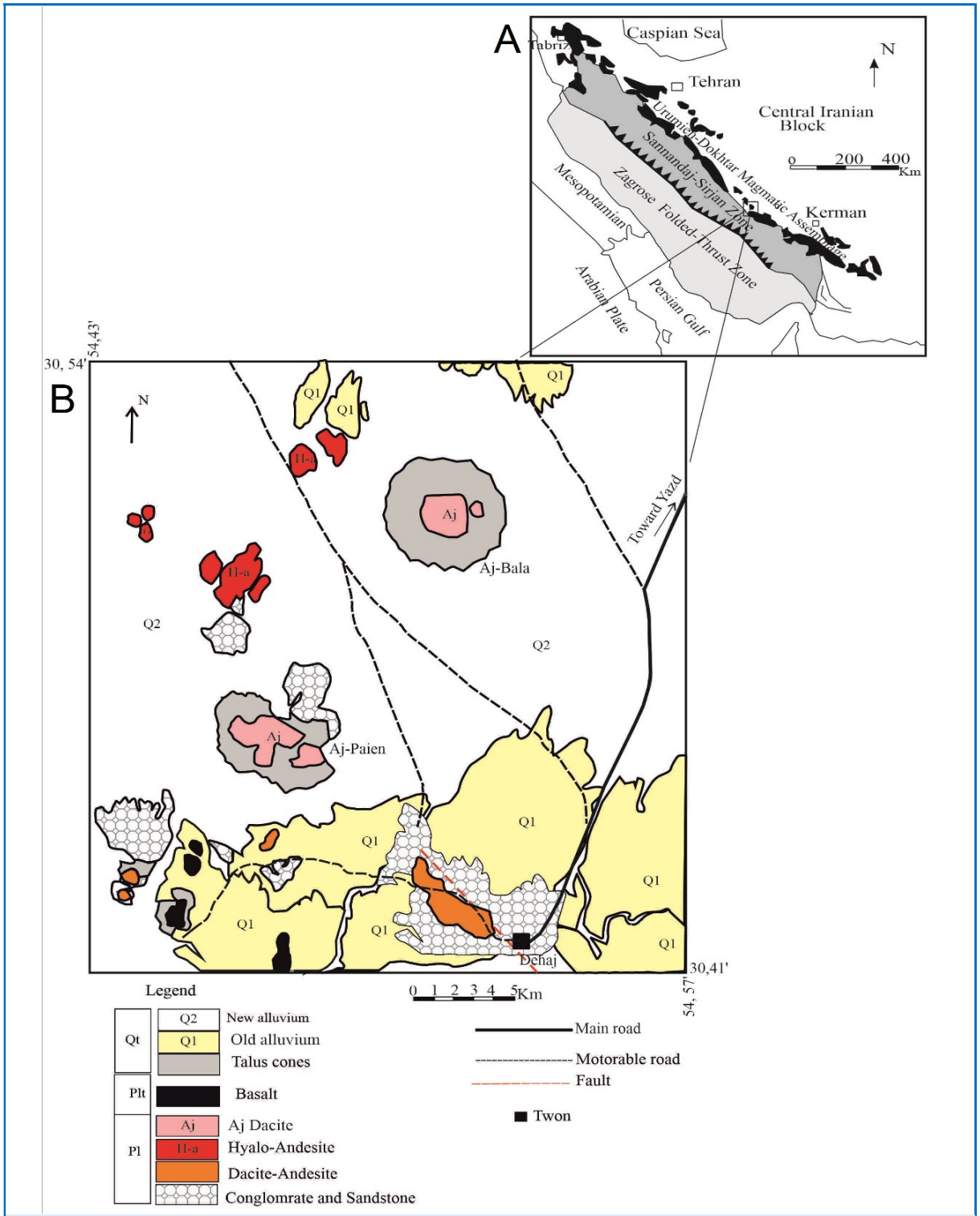
2322-2182/ © 2022 The Author(s). Publisher: University of Isfahan
This is an open access article under the CC-BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0)

گسترش یافته است. این مجموعهٔ ماگمایی شامل سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی فراوان به سن ائوسن تا پلیستوسن است. بررسی‌های بسیاری برای ترسیم محیط تکتونوماگمایی این پهنه انجام شده است. بیشتر آنها پیدایش سنگ‌های کالک‌آلکالن ائوسن تا میوسن را در ارتباط با فرورانش در محیط زمین‌ساختی حاشیهٔ فعال قاره می‌دانند (Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Hassanzadeh, 1993; Alavi, 1994, 2004; McQuarrie et al., 2003; Shahabpour, 2007). فعالیت‌های آتشفشانی پس از میوسن نیز با گستردگی کمتری در بخش‌هایی از مجموعهٔ ماگمایی ارومیه-دختر مانند نواحی بیجار، شهربابک و دهج دیده می‌شوند (Berberian and King, 1981; Moradian, 1997; Omrani et al., 2008; Hosseini, 2009; Stern et al., 2021).

چندین زمان برای بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد زمین‌ساختی صفحهٔ عربی و ایران مرکزی از سوی پژوهشگران پیشنهاد شده است برای نمونه، علوی و مهدوی (Alavi and Mahdavi, 1994) زمان بسته‌شدن اقیانوس نوتتیس را پایان کرتاسه دانسته‌اند. تا کنون زمان‌های دیگری مانند پایان ائوسن (Allen and Armstrong, 2008)، آغاز میوسن تا میوسن میانی (McQuarrie et al., 2003) و میوسن پایانی (Shahabpour, 2007) نیز پیشنهاد شده‌اند. پس از دیدگاه این پژوهشگران، فرایندهای آتشفشانی پس از میوسن در مجموعهٔ ماگمایی ارومیه-دختر، پس از برخورد قاره‌ای میان خردقارهٔ ایران زمین با صفحه عربستان روی داده‌اند. فعالیت‌های آتشفشانی پس از میوسن در ناحیهٔ دهج با پیدایش سنگ‌های آندزیتی-داسیتی پلیوسن و سنگ‌های آندزیتی- بازالتی پلیستوسن شناخته می‌شوند (Dimitrijevic, 1973; Hosseini., et al., 2009). به تازگی بررسی‌های ارزشمند پژوهشگران روی سنگ‌های آتشفشانی پس از میوسن در ناحیهٔ دهج این موضوع را آشکار کرد که ماگماتیسم پس از برخوردی سرشت کالک‌آلکالن دارند و خاستگاه آنها متأثر از فرایند فرورانش پیش از میوسن است (Omrani et al., 2008; Ghadami et al., 2008; Shaker Ardakani, 2016; Pang et al., 2016). در مقاله پیش رو با کمک شواهد صحرایی و داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای کمیاب و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ به‌دست‌آمده از سنگ‌های هیالوآندزیتی پلیوسن در ناحیهٔ دهج و بهره‌گیری از بررسی‌های انجام‌شده در دیگر بخش‌های پهنهٔ ماگمایی ارومیه-دختر، خاستگاه و تحولات سنگ‌زایی این سنگ‌ها به‌درستی ترسیم می‌شود تا کمک شایانی به شناخت رویدادهای زمین‌ساختی ایران‌زمین کند.

## زمین‌شناسی ناحیه‌ای

هیالوآندزیت‌های دهج در شمال‌باختری استان کرمان و ۲۰ کیلومتری شمال شهر دهج در مجاورت دو قلهٔ آتشفشانی آج بیرون‌زدگی دارند. این ناحیه، بخشی از پهنهٔ ماگمایی ارومیه-دختر به‌شمار می‌رود و در کرانهٔ شمالی زیرپهنهٔ ماگمایی سنوزوییک کرمان جای دارد (شکل ۱). از دیدگاه زمین‌ساختی، این ناحیه بسیار پویاست و در میان دو گسل انار و دهشیر با راستای شمال‌باختری–جنوب‌خاوری در خاور و باختر ناحیه فراگرفته شده است. گسل‌های فراوان کوچکی نیز در این ناحیه دیده می‌شوند که در امتداد آنها سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن و پلیستوسن برونزد دارند. مهم‌ترین فعالیت ماگمایی در این بخش از ناحیه، فعالیت فاز آتشفشانی پلیوسن است که سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی آندزیتی تا داسیتی در منطقه را پدید آورده است. این فعالیت ماگمایی به‌صورت خطی در کوه‌های تل‌قربان، اطراف چاه برشک و نزدیکی آجها رخنمون دارند و از گنبدهای داسیتی و جریان گدازه‌ای آندزیتی، داسیتی و آذرآواری‌های همراه شکل یافته‌اند. هیالوآندزیت‌های پلیوسن دهج نیز به‌صورت چند رخنمون در نزدیکی قله‌های آتشفشانی آجها رخنمون دارند و از یک واحد گدازه‌ای به ستبرای کمتر از ۱۰ متر روی واحد آذرآواری زیرین ساخته شده‌اند. واحد گدازه‌ای به رنگ تیره، دانه‌ریز و بی‌بلور است.




**شکل ۱. A**) جایگاه منطقهٔ بررسی‌شده در پهنهٔ کوهزایی زاگرس (Alavi, 2004)؛ **B**) جایگاه گدازه‌های هیالوآندزیتی در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ دهج (Dimitrijevic, 1973).

**Figure 1. A**) The location of the study area in the Zagros orogenic belt (Alavi, 2004); **B**) The location of the hyalo-andesitic lavas in the 1:100,000 Dahej sheet (Dimitrijevic, 1973).

واحـــد آذرآواری از نـــوع اگلـــومرا و از قطعـــات آتشفشانی در زمینـه‌ای تـوفی بـه رنـگ ارغـوانی سـاخته شـده اسـت. در کـوه تـل چـاه آج رخنمـون واحـد گـدازهای هیالوآنـدزیتی به‌صـورت خطـی بـه سـوی شـمال‌باختری امتـداد دارد و انتهـای رخنمـون نیـز بـا رسـوب‌های کـواترنریِ سـازندهٔ تالوس‌هـای دامنـهٔ قلـه آتشفشـانی آج بـالا پوشـیده شـده اسـت. گـدازه‌های بـازالتی پلیستوسـن فعالیـت ماگمـایی پایـانی در منطقـه اسـت کـه به‌صـورت فعالیـت تک‌مرحلـه‌ای و بـا ریخت‌شناسـی مسـا ماننـد در مـراء، تل‌قربـان و چـاه برشک بیرونزدگی دارند (Hosseini et al., 2009).

## روش انجام پژوهش

بـرای بررسـی محـیط پیـدایش هیالوآنـدزیت‌های دهـج پـس از بازدیـد و گـردآوری شـواهد صـحرایی شـمار ۴۰ نمونـهٔ سـنگی گـردآوری شـد. پـس از تهیـهٔ ۴۰ مقطـع نـازک از ایـن سـنگ‌ها و بـا بررسـی سـنگ‌نگاری نمونـه‌ها، شـمار ۱۰ نمونـه بـرای انجـام تجزیـهٔ شـیمیایی برگزیـده شـدند. تجزیـهٔ شـیمیایی نمونـه‌ها در دانشـگاه پتسـدام آلمـان بـه روش XRF بـرای عنصـرهای اصـلی و روش ICP-MS بـرای عنصـرهای فرعـی و کمیـاب انجـام شـد. مقـادیر Fe به‌صورت $Fe_2O_3t$ انـدازه‌گیری شـد و تفکیـک آهـن کـل بـه FeO و $Fe_2O_3$ بـا روش پیشـنهادیِ میدلموسـت (Middlemost, 1989) انجـام شـد. بـرای ۵ نمونـه نیـز نسـبت‌های ایزوتـوپی استرانسـیم و نئـودیمیم سـنگ کـل در دانشـگاه کیپ‌تـاون آفریقـای جنـوبی به‌دست آورده شد.

## سنگ‌نگاری

هیالوآنـدزیت‌های پلیوسـن دهـج در نمونـهٔ دسـتی به رنگ خاکسـتری تیـره تـا سـیاه و بـا بافـت دانـه‌ریز و بی‌بلـور هسـتند. در مقـاطع نـازک، ایـن سـنگ‌ها از میکرولیت‌هـای پلاژیـوکلاز و بلورهـای بسـیار ریـز هورنبلنـد قهـوه‌ای در زمینـه‌ای نهـان‌بلور و شیشـه‌ای سـاخته شـده‌اند و بلـور کـوارتز در آنهـا دیـده نمی‌شـود. بافت‌هـای ویتروفیریـک، هیالوپیلیتیـک و جریـانی از بافت‌هـای اصـلی هیالوآنـدزیت‌های دهـج به‌شـمار می‌روند (شکل ۲).

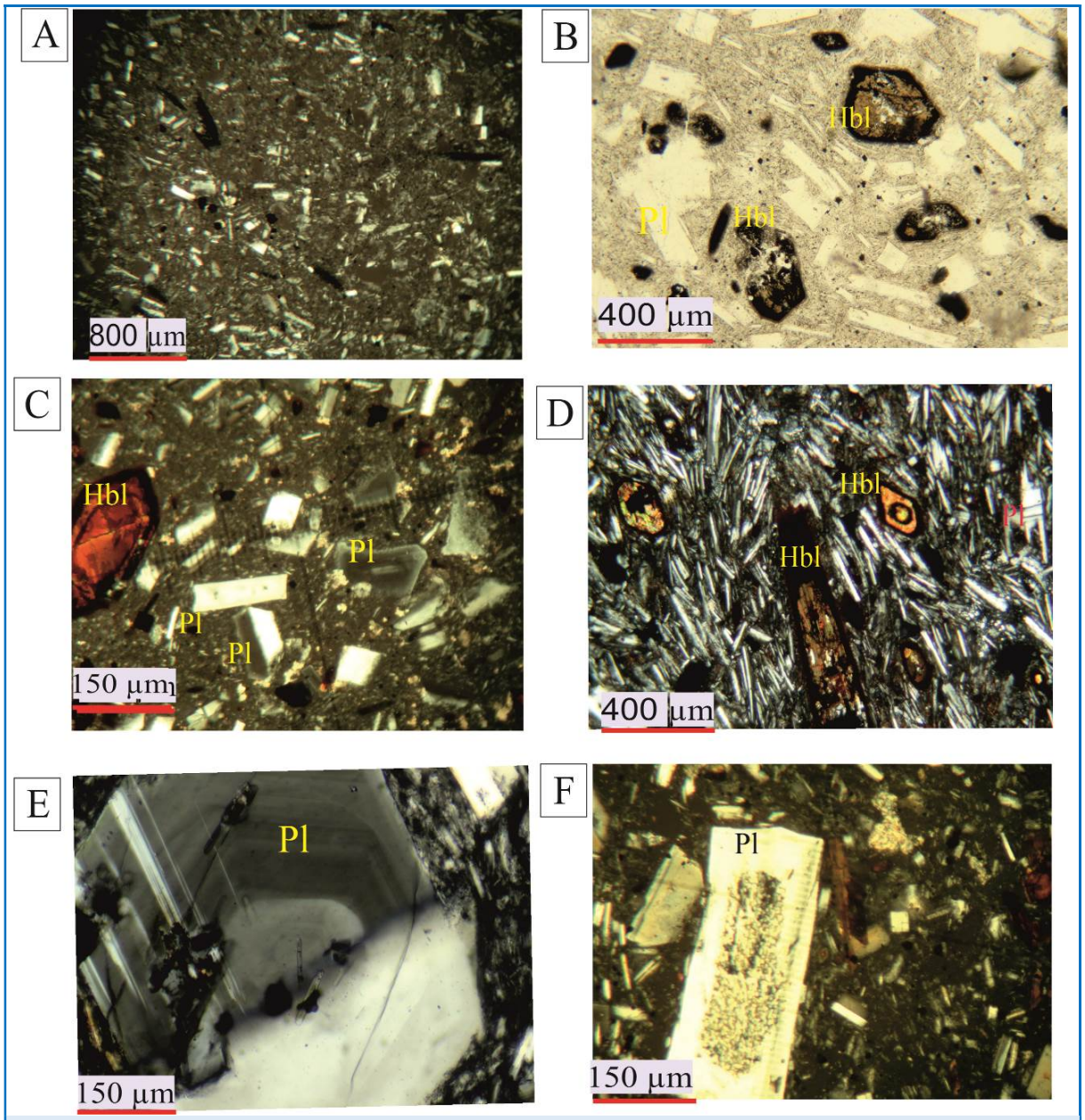
پلاژیـوکلاز فراوان‌تـرین کـانی قابـل شناسـایی در ایـن سنگ‌هاسـت کـه به‌صـورت میکرولیـت بـه انـدازه‌های گونـاگون و گـاه به‌صـورت میکروفنوکریسـت بـا بزرگـی کمتـر از ۰/۶ میلیمتـر دیـده می‌شـود. منطقه‌بنـدی نوسـانی و بافـت غربـالی نیـز گـاه در پلاژیوکلازهـایی بـا انـدازهٔ بزرگ‌تـر دیـده می‌شـود (شـکل ۲). بلورهـای ریـز هورنبلنـد بـه رنـگ قهـوه‌ای و بـا انـدازهٔ کمتـر از ۰/۲ میلیمتـر بـا حاشـیهٔ کـدر و به‌نـدرت کـاملاً کـدر در ایـن سـنگ‌ها دیـده می‌شـوند. این بلورها پیامد واکـنش بلـور بـا مـذاب دربرگیرنـدهٔ آن در هنگـام بالاآمـدن ماگمـا بـه سـطح زمـین هسـتند (Plechov et al., 2008) (شکل ۲).

سـنگ‌های هیالوآنـدزیتی دهـج واجـد بافت‌هـای غیر تعـادلی ماننـد بافـت غربـالی و منطقه‌بنـدی نوسـانی در میکروفنوکریسـت‌های پلاژیـوکلاز، همراهـی پلاژیوکلازهای با بافـت غربـالی بـا پلاژیوکلازهـای سـالم در یـک سـنگ و هورنبلنـدهای قهـوه‌ای سـالم و کدرشـده هسـتند کـه گویـای تبلـور ایـن سـنگ‌ها در شـرایط تغییـرات فشـار بخـار آب در ماگمـا هسـتند (Gill, 1985; Pearce and Kolishik, 1990; Nelson, 1992).

## زمین‌شیمی

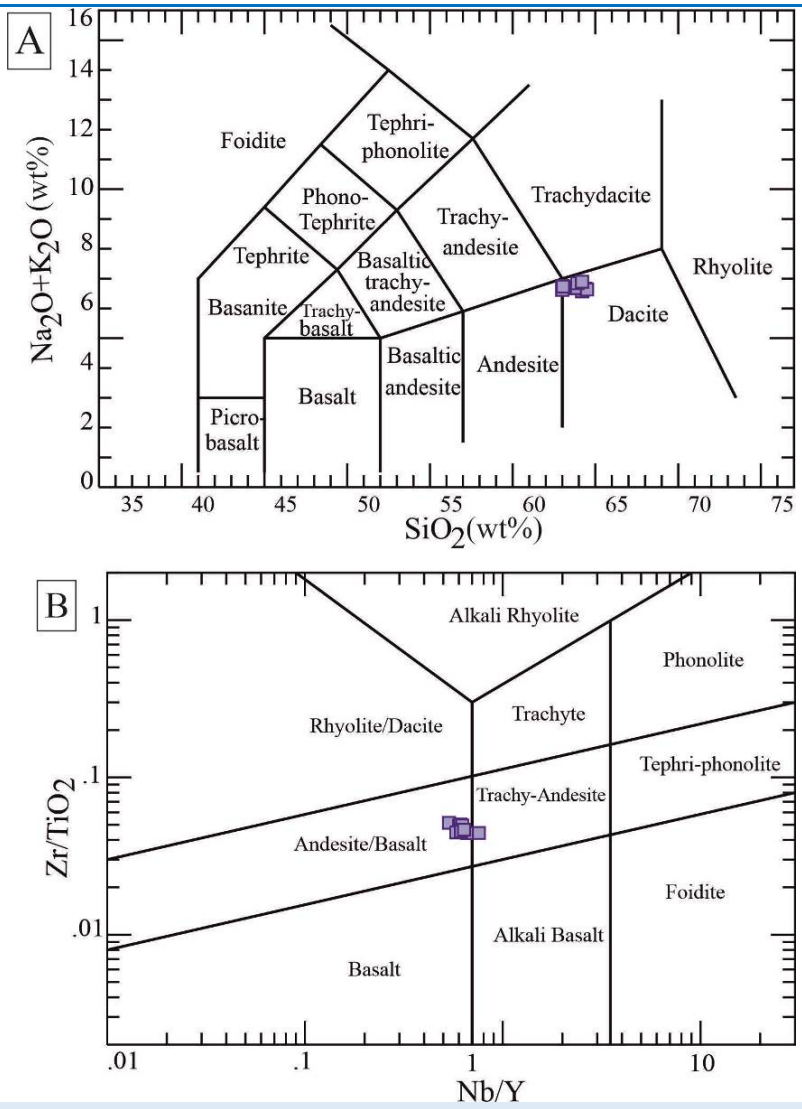
داده‌هـای زمین‌شـیمیایی سـنگ‌های هیالوآنـدزیتی پلیوسـن دهـج در جـدول ۱ آورده شـده‌اند. در ایـن سـنگ‌ها، مقـدار $SiO_2$ برابربـا ۶۳ تـا ۶۴/۵۳ درصـدوزنی، $TiO_2$ کمتـر از ۰/۴۴ درصـدوزنی و MgO برابربـا از ۱/۱۱تـا ۱/۳۴ درصـدوزنی اسـت. در نمـودار رده‌بنـدی TAS، ایـن سـنگ‌ها در گسـترهٔ داسـیت و مـرز آنـدزیت و داسـیت جانمـایی می‌شـوند و در نمـودار $Zr/TiO_2$ در برابـر Nb/Y در گسـتره

آنـدزیت و تراکـی آنـدزیت جـای می‌گیرنـد (شـکل‌های ۳- A و ۳- B).




**شـکل ۲.** تصـویرهای میکروسـکوپی از هیالوآنـدزیت‌های دهـج. **A**) بلورهـای ریـز و زمینـهٔ شیشـه‌ای (در XPL)؛ **B**، **C**) بافـت ویتروفیریـک و هیالوپیلیتیـک و بلورهـای کدرشـدهٔ هورنبلنـد قهـوه‌ای بـه‌ترتیب در PPL و XPL؛ **D**) بافـت جریـانی و در امتـداد جریـان جـای‌گرفتن میکرولیت‌هـای پلاژیـوکلاز (در XPL)؛ **E**، **F**) بلورهـای پلاژیـوکلاز بـا پهنه‌بنـدی نوسـانی و بافـت غربـالی (در XPL).

**Figure 2.** Photomicrographs of Dehaj hyalo-andesites. **A**) Fine crystals and glassy matrix (in XPL); **B, C**) Vitrophyric and hyalopilitic textures and opaque brown hornblende crystals (in PPL and XPL, respectively); **D**) The trachytic texture and placement of plagioclase microlites along the flow (in XPL); **E, F**) Plagioclase crystals with zoning and sieve texture (in XPL).




**شـــکل ۳.** رده‌بنـدی نمونـه‌های هیالوآنـدزیت‌های دهـج در: **A**) نمـودار TAS (Le Bas et al., 1986)؛ **B**) نمـودار Nb/Y در برابر $Zr/TiO_2$ (Pearce, 1996).

**Figure 3.** Classification of Dehaj hyalo-andesite samples in: A) TAS diagram (Le Bas et al., 1986); **B**) Nb/Y versus $Zr/TiO_2$ diagram (Pearce, 1996).

**جدول ۱.** داده‌های عنصرهای اصلی و کمیابِ هیالوآندزیت‌های پلیوسن دهج.

**Table 1.** Major and trace element data for Pliocene hyalo-andesites of Dehaj.

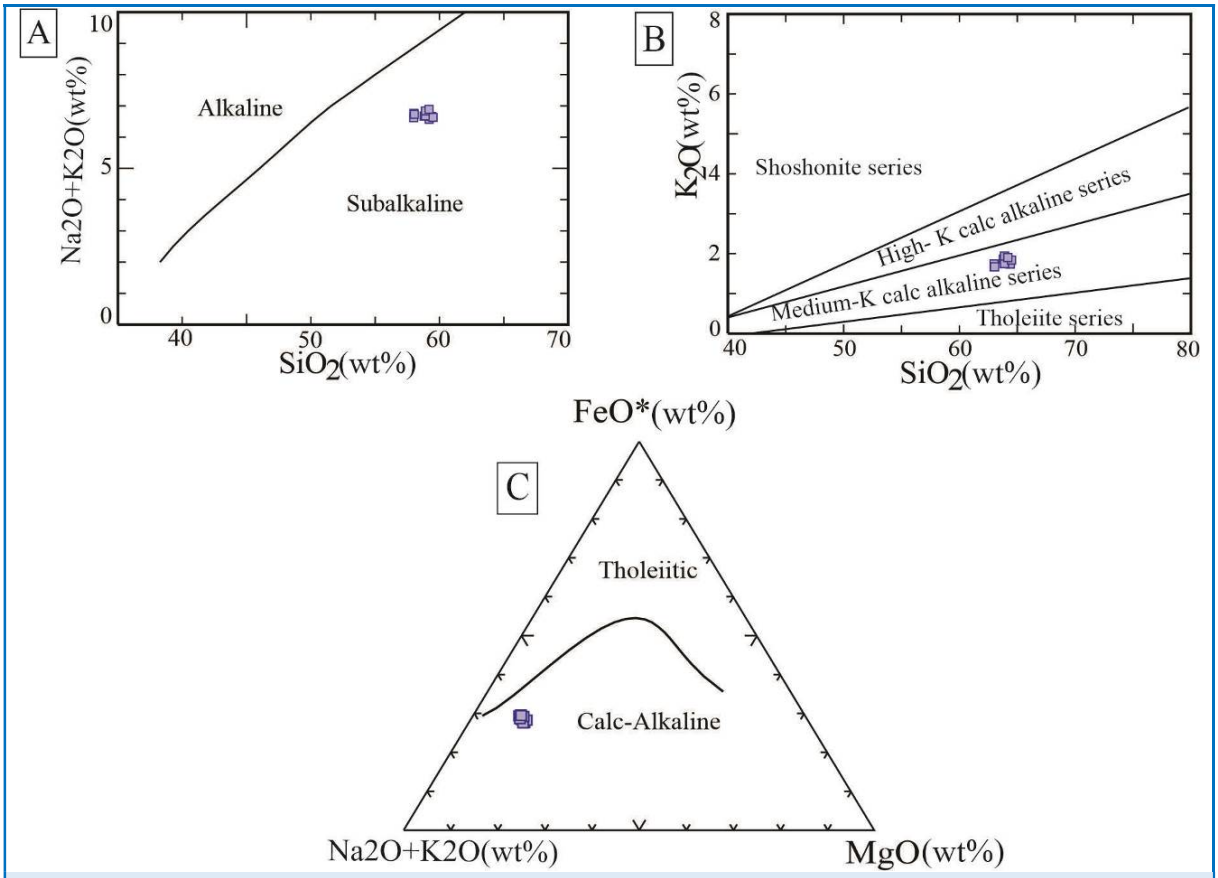
| **Sample No.** | TH-11 | TH-2 | TC-16 | TC-13 | TC-11 | A-6 | B-7-1 | B-6 | A-7 | A-4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 63.04 | 64.19 | 63.91 | 63.00 | 63.01 | 64.53 | 63.93 | 64.42 | 63.81 | 64.2 |
| **$TiO_2$** | 0.43 | 0.41 | 0.43 | 0.43 | 0.43 | 0.42 | 0.44 | 0.44 | 0.43 | 0.442 |
| **$Al_2O_3$** | 16.60 | 16.40 | 16.40 | 16.40 | 16.70 | 16.60 | 16.90 | 16.90 | 16.60 | 16.4 |
| **$Fe_2O_3^t$** | 3.65 | 3.60 | 3.67 | 3.58 | 3.69 | 3.34 | 3.47 | 3.48 | 3.51 | 3.33 |
| **FeO** | 2.60 | 2.57 | 2.62 | 2.56 | 2.64 | 2.39 | 2.48 | 2.49 | 2.51 | 2.38 |
| **$Fe_2O_3$** | 1.05 | 1.03 | 1.05 | 1.02 | 1.05 | 0.95 | 0.99 | 0.99 | 1.00 | 0.95 |

جدول ۱. ادامه.

**Table 1.** Continued.

| Sample No. | TH-11 | TH-2 | TC-16 | TC-13 | TC-11 | A-6 | B-7-1 | B-6 | A-7 | A-4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **MnO** | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.054 |
| **MgO** | 1.14 | 1.17 | 1.11 | 1.20 | 1.13 | 1.26 | 1.20 | 1.17 | 1.34 | 1.29 |
| **CaO** | 4.55 | 4.20 | 4.60 | 4.80 | 4.56 | 4.33 | 4.60 | 4.40 | 5.08 | 4.60 |
| **$Na_2O$** | 5.06 | 4.99 | 4.90 | 4.88 | 5.09 | 4.79 | 4.93 | 4.92 | 4.81 | 4.76 |
| **$K_2O$** | 1.67 | 1.90 | 1.94 | 1.74 | 1.67 | 1.84 | 1.75 | 1.74 | 1.86 | 1.81 |
| **$P_2O_5$** | 0.25 | 0.21 | 0.21 | 0.22 | 0.25 | 0.20 | 0.22 | 0.22 | 0.21 | 0.191 |
| **LOI** | 1.85 | 1.77 | 1.69 | 1.96 | 1.81 | 1.68 | 1.32 | 1.51 | 1.68 | 1.640 |
| **total** | 98.31 | 98.90 | 98.92 | 98.27 | 98.40 | 99.04 | 98.82 | 99.26 | 97.72 | 98.74 |
| **Ba** | 518.58 | 675.34 | 665.99 | 550.89 | 554.67 | 510.00 | 492.00 | 508.00 | 508.00 | 524 |
| **Cr** | 13.34 | 16.69 | 8.69 | 12.53 | 10.24 | 25.00 | 23.00 | 21.00 | 24.00 | 29 |
| **V** | 57.09 | 67.35 | 57.74 | 56.83 | 56.17 | 68.00 | 68.00 | 61.00 | 54.00 | 69 |
| **Zn** | 83.50 | 67.94 | 70.13 | 69.98 | 73.33 | 63.00 | 64.00 | 68.00 | 69.00 | 61 |
| **Li** | 9.17 | 13.84 | 5.60 | 10.76 | 8.75 | 6.21 | 6.41 | 3.74 | 6.33 | 7.51 |
| **Co** | 5.66 | 6.25 | 5.56 | 5.00 | 5.44 | 6.34 | 6.86 | 6.87 | 6.89 | 7.14 |
| **Rb** | 30.54 | 32.07 | 27.57 | 29.87 | 28.03 | 26.8 | 27.41 | 28.68 | 27.73 | 28.4 |
| **Sr** | 787.52 | 772.00 | 869.86 | 817.67 | 958.61 | 897.1 | 896.44 | 839.64 | 823.36 | 1155 |
| **Y** | 6.72 | 7.34 | 7.23 | 6.70 | 6.96 | 7.23 | 7.24 | 7.39 | 7.24 | 6.78 |
| **Zr** | 119.74 | 111.34 | 115.12 | 114.22 | 113.91 | 115.6 | 129.74 | 131.53 | 126.65 | 136 |
| **Nb** | 4.28 | 4.52 | 4.21 | 5.07 | 4.61 | 4.31 | 4.52 | 4.51 | 4.35 | 3.63 |
| **La** | 20.69 | 19.98 | 21.44 | 21.05 | 21.11 | 22.66 | 22.86 | 22.86 | 22.27 | 21.6 |
| **Ce** | 40.38 | 39.61 | 41.78 | 41.45 | 42.07 | 44.73 | 44.83 | 44.69 | 43.43 | 41.4 |
| **Pr** | 4.83 | 5.12 | 5.60 | 4.99 | 6.02 | 5.28 | 5.30 | 5.29 | 5.06 | 4.80 |
| **Nd** | 19.39 | 19.31 | 20.51 | 20.68 | 20.37 | 20.02 | 20.03 | 20.07 | 19.16 | 17.9 |
| **Sm** | 4.23 | 4.60 | 4.40 | 4.08 | 3.66 | 3.41 | 3.43 | 3.54 | 3.37 | 3.09 |
| **Eu** | 1.30 | 1.50 | 1.20 | 1.45 | 1.40 | 1.02 | 1.01 | 0.98 | 0.94 | 0.92 |
| **Gd** | 2.73 | 2.64 | 2.31 | 2.42 | 2.79 | 2.37 | 2.36 | 2.44 | 2.32 | 2.11 |
| **Tb** | 0.45 | 0.47 | 0.45 | 0.43 | 0.44 | 0.32 | 0.31 | 0.31 | 0.29 | 0.29 |
| **Dy** | 1.67 | 1.72 | 1.74 | 1.60 | 1.80 | 1.58 | 1.59 | 1.57 | 1.56 | 1.47 |
| **Ho** | 0.31 | 0.34 | 0.33 | 0.31 | 0.32 | 0.29 | 0.28 | 0.29 | 0.29 | 0.27 |
| **Er** | 8.00 | 0.90 | 0.95 | 0.84 | 0.95 | 0.68 | 0.69 | 0.72 | 0.70 | 0.72 |
| **Tm** | 0.21 | 0.30 | 0.31 | 0.20 | 0.28 | 0.11 | 0.10 | 0.10 | 0.09 | 0.10 |
| **Yb** | 0.75 | 0.76 | 0.74 | 0.73 | 0.75 | 0.61 | 0.60 | 0.60 | 0.57 | 0.58 |
| **Lu** | 0.21 | 0.21 | 0.23 | 0.26 | 0.32 | 0.09 | 0.08 | 0.09 | 0.09 | 0.09 |
| **Hf** | 4.17 | 3.50 | 4.13 | 4.14 | 3.93 | 3.39 | 3.41 | 3.53 | 3.39 | 3.60 |
| **Ta** | 0.64 | 0.80 | 0.69 | 0.74 | 0.82 | 0.23 | 0.24 | 0.26 | 0.25 | 0.23 |
| **Pb** | 11.47 | 13.84 | 12.24 | 12.26 | 11.99 | 10.79 | 10.78 | 10.80 | 12.69 | 11.1 |
| **Th** | 3.72 | 3.35 | 4.56 | 3.85 | 3.85 | 3.86 | 3.86 | 3.85 | 3.91 | 4.04 |
| **U** | 2.42 | 2.47 | 1.88 | 2.24 | 2.37 | 1.24 | 1.27 | 1.28 | 1.28 | 1.60 |

در نمودارهـــــای $SiO_2$ در برابـــــر $Na_2O+K_2O$ (شـــکل ۴- A) و AFM (شـــکل ۴- B) و $K_2O$ در برابـر $SiO_2$ (شـکل ۴- C)، هیالوآنـدزیت‌های پلیوسـن دهـج سرشـت کالک‌آلکـالن بـا پتاسـیم متوسـط نشـان می‌دهنـــد و مقـــدار $Al_2O_3$ آنهـــا از ۱۶ درصـــدوزنی بیشتر است. عـدد منیزیمـی (Mg#) آنهـا برابربـا ۲۸ تـا ۳۶ به‌دســت آمــد و نســبت $Na_2O/K_2O$ نیــز از ۲/۵ بیشتر است.

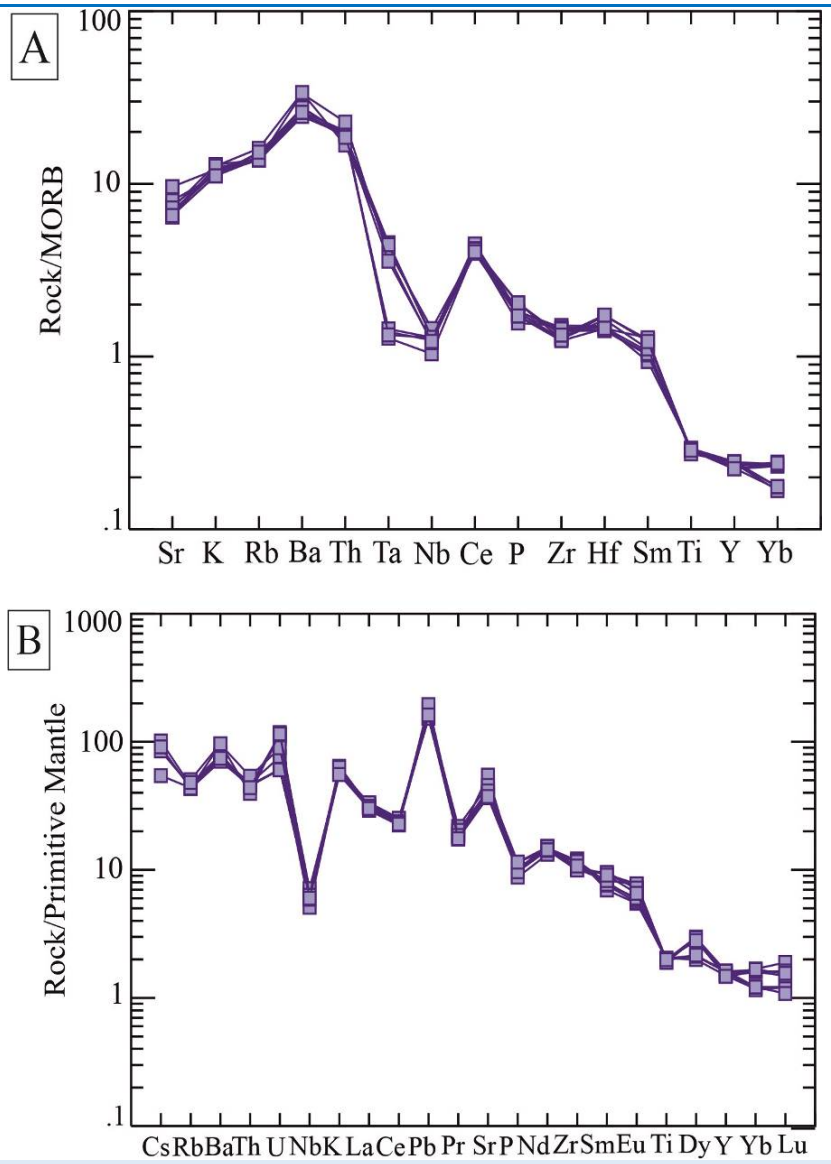



**شـــکل ۴.** نمودارهـــای تعیـــین ســـری ماگمـــایی هیالوآنـــدزیت‌های دهـــج. **A**) نمـــودار TAS (Alkali Total در برابـــر $SiO_2$) (Irvine and Baragar, 1971)؛ **B**) نمـودار $SiO_2$ در برابـر $K_2O$ (Le Maitre et al., 2002)؛ **C**) نمـودار AFM (Irvine and Baragar, 1971).

**Figure 4.** Dehaj-hyalo andesite magmatic series determination diagrams. **A**) $SiO_2$ vesus Total Alkali diagrams (Irvine and Baragar, 1971); **B**) $SiO_2$ versus $K_2O$ diagram (Le Maitre et al., 2002); **C**) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971).

همچنـــین، در هیالوآنـــدزیت‌های دهـــج، مقـــدار Rb<۳۳ppm، مقـــدار استرانســـیم و بـــاریم بـــالا (Sr>۷۰۰ppm؛ Ba>۵۰۰ppm) بـــه‌همراه مقـــدارهای کـمِ ایتـریم و نیـوبیم (Y<۸ppm؛ Nb<۵/۰۷) هسـتند. در نمودارهـای چندعنصـری، هیالوآنـدزیت‌های دهـج کـه در برابـر ترکیـب مـورب بهنجـار شـده‌اند از عنصـرهای LILE (ماننـــد Sr، K، Rb، Ba و Th) غنی‌شـــدگی و از عنصـــــرهای HFSE (بـــــه‌ویژه Nb، Ta و Ti) تهی‌شـدگی نشـان می‌دهنـد (شـکل ۵- A). در نمـودار چندعنصـریِ بهنجارشـده بـه ترکیـب گوشـتهٔ اولیـه (شـکل ۵- B)، بی‌هنجـاری مثبـت Sr و Pb، بـه‌همراه بی‌هنجـاری منفـی Nb ایـن سـنگ‌ها بـه‌خوبی نمایـان

است. بالابودن مقادیر استرانسیم و بی‌هنجاری مثبت این عنصر در نمودارهای چندعنصریِ این سنگ‌ها گویای جدانشدن پلاژیوکلاز در جدایش بلوری و نبود این کانی در تفالهٔ حاصل از ذوب‌بخشی خاستگاه این سنگ‌هاست (Castillo, 2012). بی‌هنجاری‌های منفی عنصرهای Nb، Ta و Ti نیز بازگوکنندهٔ نقش ترکیب‌های فرورانشی در خاستگاه این سنگ‌ها هستند و با بجاماندن گارنت، آمفیبول‌های پارگازیتی، روتیل و اسفن در خاستگاه این سنگ‌ها ارتباط دارند (Pearce, 1983).




**شکل ۵.** نمودارهای چندعنصریِ هیالوآندزیت‌های دهج در: **A**) نمودار بهنجارشده به ترکیب مورب (Pearce, 1983)؛ **B**) نمودار بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989).

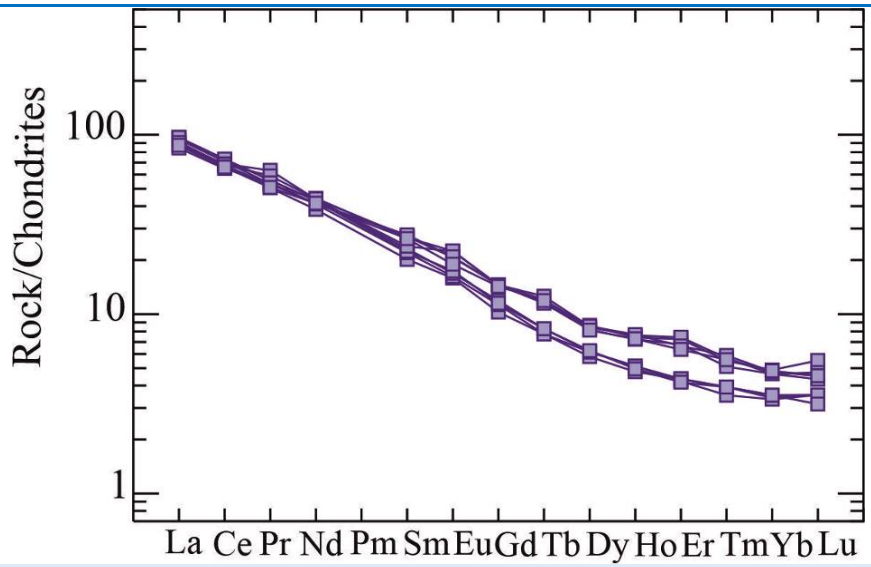
**Figure 5.** Multi-element diagrams for hyalo-andesites of Dehaj. A) MORB-normalized diagram (Pearce, 1983); B) Primiive Manlte-normalized diagram (Sun and McDonough, 1989).

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت برای همهٔ نمونه‌های هیالوآندزیت‌های دهج به‌صورت تفریق‌یافته است و در آن غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) با نسبت La/Yb>۹ و نسبت Sm/Yb>۱/۸ و بدون بی‌هنجاری مثبت یا منفی از Eu دیده می‌شود (شکل ۶). نبود هرگونه بی‌هنجاری Eu در الگوی عنصرهای خاکی کمیاب این سنگ‌ها می‌تواند هم بازگوکنندهٔ نبود پلاژیوکلاز در تفالهٔ حاصل از ذوب‌بخشی خاستگاه باشد و هم نشانهٔ جدایش‌نیافتن بلورهای پلاژیوکلازهای کلسیک در مراحل تبلور و سردشدن این سنگ‌ها است (Rollinson, 1993; Castillo, 2006). جانمایی نمونه‌های هیالوآندزیتی دهج در نمودار La در برابر La/Sm (شکل ۷) نیز نقش مؤثر ذوب‌بخشی در فراوانی این عنصرها را نشان می‌دهد (Asadi et al., 2014).

داده‌های ایزوتوپی Sr و Nd سنگ کل برای سنگ‌های هیالوآندزیتی دهج در جدول ۲ آورده شده‌اند. مقدار نسبت‌های ایزوتوپی اولیه به روش لی و همکاران (Lee et al., 2012) به‌دست آورده شد. نسبت‌های اولیه به‌دست‌آمده برای $^{87}Sr/^{86}Sr$ از ۰/۷۰۴۴۹۸ تا ۰/۷۰۴۹۶۷ و برای $^{143}Nd/^{144}Nd$ از ۰/۵۱۲۸۲۱ تا ۰/۵۱۲۸۴۲ تغییر می‌یابد. εNd به‌دست‌آمده برای این سنگ‌ها نیز برابر با ۳/۵۵+ تا ۳/۹۸+ است.

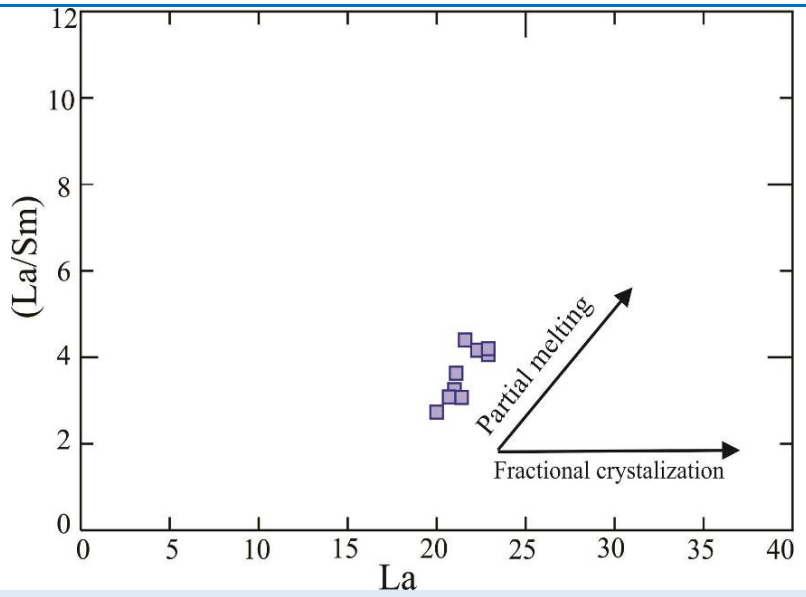
## بحث

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی هیالوآندزیت‌های پلیوسن دهج، مانند مقدار $SiO_2$ (۶۳ تا ۶۴/۵ درصدوزنی)، $Al_2O_3$>۱۶ درصدوزنی و Sr>۷۰۰ppm به‌همراه نسبت‌های $K_2O/Na_2O$<۰/۴ و Sr/Y>۱۰۰، سرشت آداکیتی این سنگ‌ها را نمایان می‌کند. در نمودارهای Y در برابر Sr/Y و Yb در برابر La/Yb نیز هیالوآندزیت‌های دهج در محدودهٔ آداکیت‌ها جای می‌گیرند (شکل‌های ۸ و ۹). برپایهٔ رده‌بندی پیشنهادیِ مارتین و همکاران (Martin et al., 2005)، آداکیت‌های دهج با بیشتر از ۶۳ درصدوزنی $SiO_2$، از نوع آداکیت‌های پُر سیلیس به‌شمار می‌روند.




**شکل ۶.** الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای هیالوآندزیت‌های دهج.

**Figure 6.** Chondrite-normalized rare earth element pattern (Sun and McDonough, 1989) for of Dehaj hyalo-andesites.




**شکل ۷.** هیالوآندزیت‌های دهج در نمودار La در برابر La/Sm (Asadi et al., 2014).

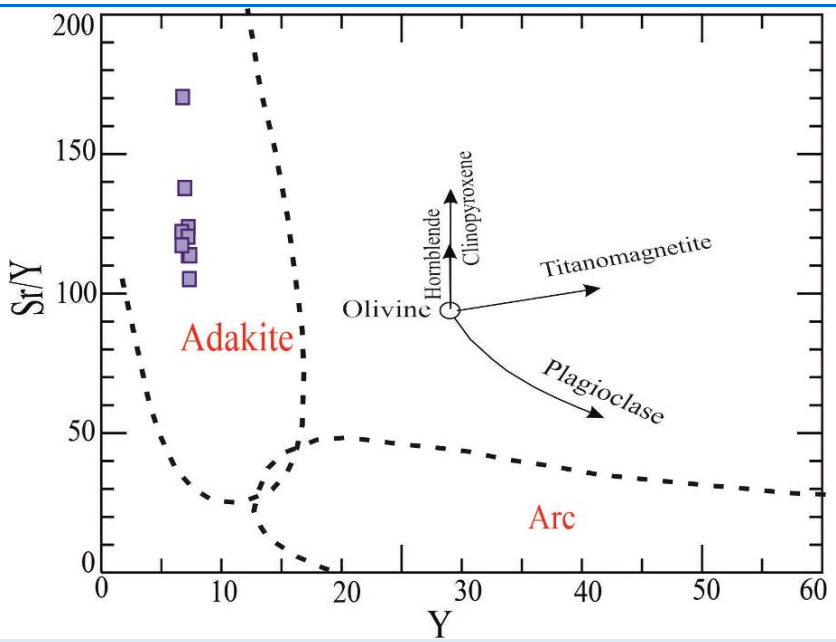
**Figure 7.** The hyalo-andesites of Dehaj in La versus La/Sm diagram (Asadi et al., 2014).

**جدول ۲.** نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اندازه‌گیری‌شده و نسبت‌های اولیه به‌دست‌آمده برای هیالوآندزیت‌های دهج.

**Table 2.** Measured $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ isotopic ratios and the calculated primary ratios for Dehaj hyalo-andesites.

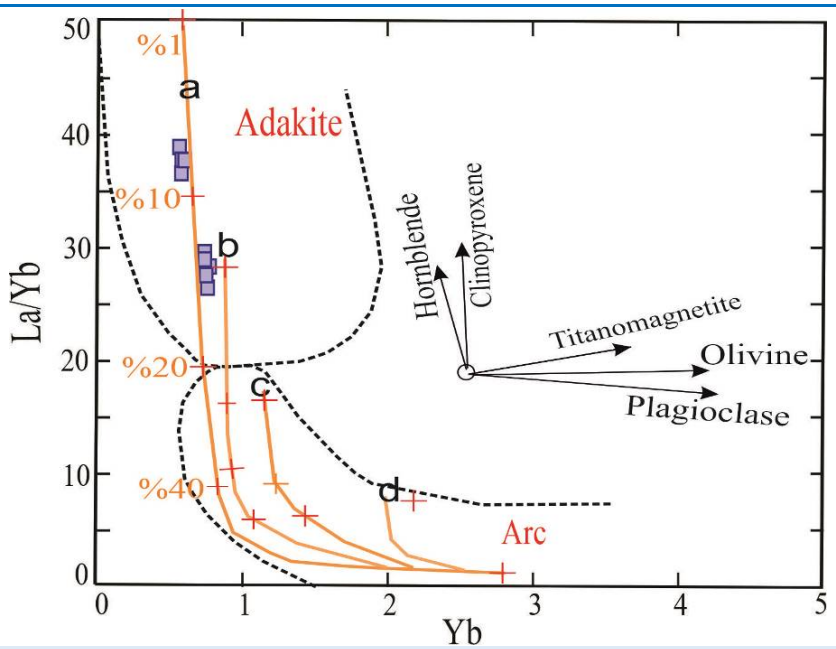
| Sample No. | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $(^{87}Sr/^{86}Sr)m$ | $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ | $^{87}Rb/^{86}Sr$ | Nd (ppm) | Sm (ppm) | $^{143}Nd/^{144}Nd$ | $(^{143}Nd/^{144}Nd)i$ | $^{147}Sm/^{144}Nd$ | $\varepsilon Nd$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **T-H-2** | 32.1 | 772 | 0.70450 | 0.704498 | 0.120287 | 19.3 | 4.9 | 0.512842 | 0.512841 | 0.155601 | +3.98 |
| **T-H-11** | 30.5 | 787.5 | 0.704584 | 0.704582 | 0.112291 | 19.3 | 4.7 | 0.512831 | 0.51283 | 0.147788 | +3.77 |
| **T.C-11** | 28.0 | 958.6 | 0.704968 | 0.704967 | 0.084668 | 20.3 | 3.6 | 0.512822 | 0.512821 | 0.108625 | +3.59 |
| **T.C-13** | 29.8 | 817.6 | 0.704569 | 0.704567 | 0.105778 | 20.6 | 4.1 | 0.51282 | 0.512819 | 0.119275 | +3.55 |
| **T.C-16** | 27.5 | 869.8 | 0.704578 | 0.704577 | 0.091775 | 20.5 | 4.6 | 0.512821 | 0.51282 | 0.136476 | +3.58 |

در نمودار Th/Sm در برابر Th/Yb، آداکیت‌های پلیوسن دهج در یک محیط زمین‌ساختی پس از برخوردی جانمایی می‌شوند (شکل ۱۰). وجود گسل‌های اصلی و فرعی فراوان در منطقه گویای پیدایش این سنگ‌ها در یک منطقهٔ فعال زمین‌ساختی و مرتبط با گسل‌ها و شکستگی‌هاست. بی‌هنجاری منفی عنصرهای Nb، Ta و Ti در الگوی چندعنصریِ بهنجارشدهٔ این سنگ‌ها نسبت به ترکیب مورب و گوشتهٔ اولیه نیز ارتباط سنگ‌ها آداکیتی دهج با فرورانش نئوتتیس را بازگو می‌کند.



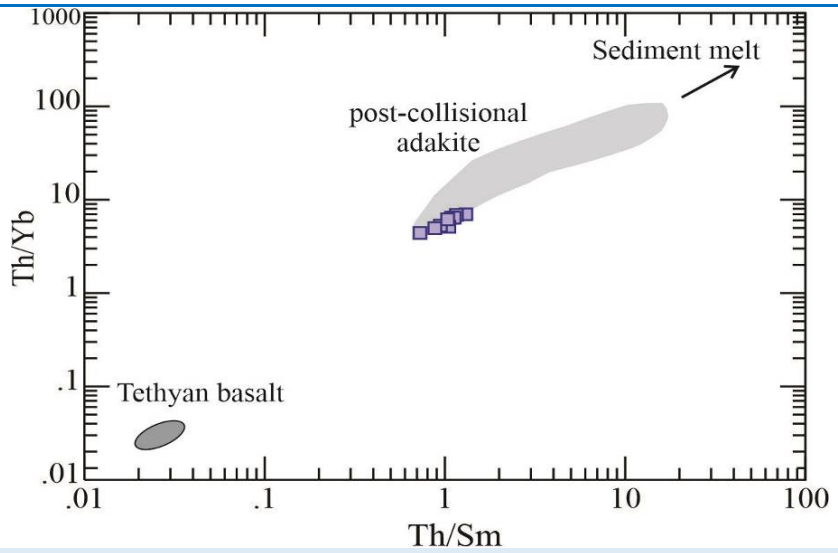

**شکل ۸.** ترکیب شیمیایی نمونه‌های هیالوآندزیتی دهج در محدودهٔ آداکیت‌ها در نمودار Sr/Y در برابر Y (Castillo, 2012).

**Figure 8.** Chemical composition of Dehaj hyalo-andesite samples in Y versus Sr/Y diagram (Castillo 2012).




**شکل ۹.** ترکیب شیمیایی نمونه‌های هیالوآندزیتی دهج در نمودار Yb در برابر La/Yb (Castillo, 2012). خطوط پیوسته نشان‌دهندهٔ ذوب‌بخشیِ (a) اکلوژیت (۵۰٪ پیروکسن و ۵۰٪گارنت)، (b) گارنت آمفیبولیت (۲۵٪گارنت و ۷۵ آمفیبول)، (c) گارنت آمفیبولیت (۱۰٪ گارنت و ۹۰ آمفیبول) و (d) آمفیبولیت هستند.

**Figure 9.** Chemical composition of Dehaj hyalo-adensite samples in Yb versus La/Yb (Castillo, 2012). The continuous lines show partial melting of (a) eclogite (50% pyroxene and 50% garnet), (b) garnet amphibolite (25% garnet and 75% amphibole), (c) garnet amphibolite (10% garnet and 90% amphibole), and (d) amphibolite.




**شکل ۱۰.** ترکیب شیمیایی آداکیت‌های پلیوسن دهج در نمودار Th/Sm در برابر Th/Yb (Zheng et al., 2014; Shaker Ardakani 2016).

**Figure 10.** Chemical composition of Pliocene adakites of Dehaj in Th/Sm versus Th/Yb diagram (Zheng et al. 2014, Shaker Ardakani 2016).

## الف- ویژگی‌های خاستگاه آداکیت‌های پُر سیلیس دهج

مقدار Y<۸ppm و Yb<۰/۷۶ppm و الگوی شیبدار عنصرهای REE با نسبت La/Yb>۹ و نسبت Sm/Yb>۱/۸ در آداکیت‌های پلیوسن دهج، حضور گارنت در خاستگاه این سنگ‌ها و بجاماندن این کانی در تفالهٔ بجامانده از ذوب‌بخشی را نشان می‌دهند (Pang et al., 2016). مقدار بسیار بالای Sr به‌همراه نبود بی‌هنجاری Eu در الگوی عنصرهای خاکی کمیاب این سنگ‌ها گواهی بر نبود پلاژیوکلاز در تفالهٔ بجامانده از ذوب‌بخشی در خاستگاه آنهاست (Castillo, 2006; Pang et al., 2016). با در نظر گرفتن این ویژگی‌ها و با توجه به جانمایی نمونه‌ها در نمودار Yb در برابر La/Yb، سنگ خاستگاه آداکیت‌های بررسی‌شده را می‌توان اکلوژیت دانست (شکل ۹). مقدارهای کم عنصرهای Nb، Ta و Ti و بی‌هنجاری منفی این عنصرها در الگوهای چندعنصری نشان از وجود ترکیب‌های فرورانشی در خاستگاه آنها دارد. غنی‌شدگی از عنصرهای با شعاع یونی بالا (LILE) و مقادیر بالای نسبت Ba/La در این سنگ‌ها نیز نقش سیال‌های فرورانشی در دگرنهادکردن[1] خاستگاه پدیدآورندهٔ هیالوآندزیت‌های دهج را نمایان می‌کند.

## ب- خاستگاه آداکیت‌های پُر سیلیس دهج

سنگ‌شناسان الگوهای مختلفی برای سنگ‌زایی آداکیت‌ها پیشنهاد کرده‌اند:

الف) ذوب‌بخشی پوستهٔ اقیانوسی در محیط‌های فرورانشی جوان (Drummond et al., 1996; Gao et al., 2010; Pang et al., 2016)؛

ب) ذوب پوستهٔ قاره‌ای زیرین (Topuz et al., 2001; Whattam et al., 2012)؛

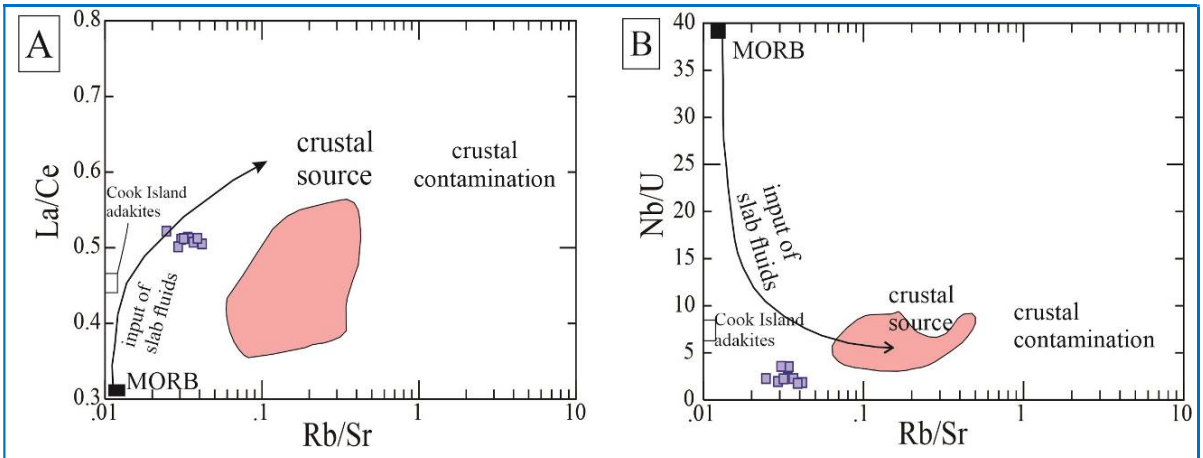
پ) ذوب پوستهٔ اقیانوسی فرورو و غرق‌شده به درون سست‌کره در محیط‌های پس از برخوردی (Omrani et al., 2008; Moyen, 2009).

برای خاستگاه آداکیت‌های پُر سیلیس نیز موین

[1] metasomatism

(Moyen, 2009)، ذوب‌بخشی پوستهٔ قاره‌ای ضخیم‌شده و پوستهٔ اقیانوسی فرورو و غرق‌شده در گوشته را پیشنهاد کرده است.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، اکلوژیت را به‌عنوان سنگ خاستگاه، آداکیت‌های پُر سیلیس دهج می‌دانند (شکل ۹). شواهد لرزه‌ای به‌دست‌آمده در ناحیهٔ دهج نیز ستبرای نزدیک به ۴۲ کیلومتری برای پوستهٔ قاره‌ای در این بخش از مجموعهٔ ماگمایی ارومیه- دختر را پیشنهاد می‌دهند (Kaviani et al., 2007) که در این عمق پوستهٔ قاره‌ای مافیک زیرین نمی‌تواند ترکیب اکلوژیتی داشته باشد. در نمودارهای La/Ce و Nb/U در برابر Rb/Sr نیز آداکیت‌های دهج در محدوده آداکیت‌های با خاستگاه پوستهٔ قاره‌ای زیرین جای نمی‌گیرند (شکل ۱۱) (Hou et al., 2004; Ghalamghash and Chaharlang, 2014; Ding et al., 2016).




**شکل ۱۱.** ترکیب شیمیایی آداکیت‌های پلیوسن دهج در: **A**) نمودار Rb/Sr در برابر La/Ce (Ding et al., 2016)؛ **B**) نمودار Rb/Sr در برابر Nb/U (Ding et al., 2016).

**Figure 11.** Chemical composition of Pliocene adakites of Dehaj in: **A**) Rb/Sr versus La/Ce diagram (Ding et al., 2016); **B**) Rb/Sr versus Nb/U diagram (Ding et al., 2016).

مقدار Sr>۷۸۰ppm، La/Yb>۱۰ و Rb/Sr (۰/۰۲ تا ۰/۰۴) در آداکیت‌های پُر سیلیس دهج احتمال پیدایش این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی پوستهٔ اقیانوسی فرورو را تقویت می‌کنند؛ به‌گونه‌ای‌که به باور برخی پژوهشگران (Drummond et al., 1996; Yogodzinski et al., 1998; Defant and Kepezhinskas, 2001)، در ماگماهای جداشده از ذوب پوستهٔ اقیانوسی فرورو نسبت Rb/Sr از ۰/۰۵ کمتر است و مقدارهای Sr و La/Yb بالا هستند. همچنین، به باور ژنگ و همکاران (Zheng et al., 2014) آداکیت‌های با مقدار Th کمتر از ۱۰ و نسبت Ce/Th کمتر از ۰/۲ از ذوب پوستهٔ اقیانوسی فرورو پدید آمده‌اند. این مقدار در آداکیت‌های پلیوسن دهج به‌ترتیب از ۵ و ۰/۱ کمتر است. تفاوت نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ به‌دست‌آمده از آداکیت‌های دهج با آداکیت‌های تبت و خاور چین که از ذوب پوستهٔ قاره‌ای زیرین پدید آمده‌اند، نیز خاستگاه پوستهٔ قاره‌ای زیرین برای آداکیت‌های پلیوسن دهج را رد می‌کند (شکل ۱۲).

از سوی دیگر، در آداکیت‌های پُر سیلیس دهج نسبت ایزوتوپی $^{143}Nd/^{144}Nd$ بالا، نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ کم و مقدار $\varepsilon_{Nd}^{t}$ مثبت (+۳/۵۵ تا +۳/۹۸) است. به باور کاستیلو و همکاران (Castillo,

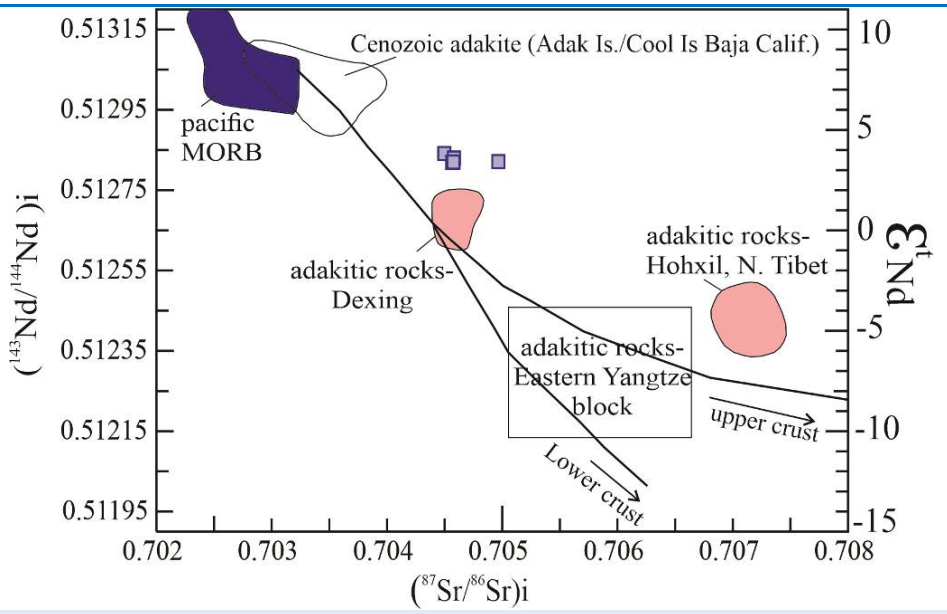
2012) چنین ویژگی‌هایی نشان‌دهندهٔ پیدایش ماگما از ذوب‌بخشی صفحهٔ اقیانوسی فرورو هستند. همچنین، شواهد زمین‌فیزیکی وجود صفحهٔ اقیانوسی فروروی در حال غرق‌شدن در این بخش از ارومیه- دختر را نشان می‌دهند (Agard et al., 2001). پس خاستگاه سنگ‌های آداکیت‌های پُر سیلیس دهج می‌تواند ذوب‌بخشی پوستهٔ اقیانوسی فرورو در سست‌کره بوده باشد.

مک‌کواری و همکاران (McQuarrie et al., 2003) و محجل و همکاران (Mohajjel et al., 2003) با بررسی شواهد تکتونوماگمایی و زمین‌ساختی در پهنهٔ کوهزایی زاگرس دریافتند اقیانوس نئوتتیس در پلیوسن بسته شده است و محیط زمین‌ساختی از فرورانش به محیط پس از برخوردی در حال گذر بوده است. پس فعالیت ماگمایی آداکیتی در منطقهٔ دهج پس از برخورد خردقارهٔ ایران و عربستان روی داده است و می‌تواند از ذوب‌بخشی پوستهٔ اقیانوسی شکسته‌شده و غرق‌شده درون سست‌کره پدید آمده باشد. چنین فرایندی برای ماگماتیسم آداکیتی پس از برخوردی نئوژن در بخش‌های شمال‌باختری مجموعهٔ ماگمایی ارومیه- دختر و خاور ترکیه پیشنهاد شده است (Faccenna et al., 2006; Jahangiri, 2007; Omrani et al., 2008; Stern et al., 2021). فرایند نازک‌شدگی و قیچی‌شدگی صفحهٔ اقیانوسی فرورو، صعود سست‌کره را در پی داشته است. به دنبال این فرایند در لبهٔ تیغهٔ فرورو جداشده، به‌علت قرارگرفتن در نزدیکیِ سست‌کرهٔ داغ افزایش دما رخداده است و این بخش از صفحه فرورو دچار ذوب‌بخشی شده است. وجود بازالت‌های آلکالن پلیوستوسن با خاستگاه سست‌کره‌ای در منطقهٔ دهج نیز می‌تواند نشان‌دهندهٔ رخداد چنین فرایندی باشد (Hosseini et al., 2009).

اگرچه شواهد سنگ‌نگاری مانند درشت‌بلورهای با ابعاد بزرگ‌تر از ۰/۶ میلیمتر و وجود شیشه در آداکیت‌های بررسی‌شده نشان می‌دهند مذاب پدیدآمده از صفحهٔ اقیانوسی اکلوژیتی شکسته‌شده، در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌هایِ منطقه به سطح زمین صعود کرده است و در پوستهٔ قاره‌ای توقفی نداشته است، اما جانمایی آداکیت‌های پلیوسن دهج در نمودارهای La/Ce و Nb/U در برابر Rb/Sr نشان می‌دهد مذاب پدیدآورندهٔ آداکیت‌های دهج در مقایسه با آداکیت‌های جزیرهٔ کوک اندکی تحت‌تأثیر پوستهٔ قاره‌ای بوده است (شکل ۱۰).

مقدار MgO و Cr در آداکیت‌های پُر سیلیس دهج نشان از واکنش محدود مذاب حاصل از صفحه فرورو با گوشته دارد (Omrani et al., 2008) همچنین، بالاتربودن مقادیر این دو عنصر در مقایسه با مقدارهای به‌دست‌آمدهٔ آنها در مذاب‌های پدیدآمده از ذوب آمفیبولیت و اکلوژیت (که سن و دان (Sen and Dunn, 1994) به‌طور تجربی به‌دست آورده‌اند) را می‌توان نتیجهٔ تاثیرپذیری هرچند اندک مذاب پدیدآمده از پریدوتیت‌های گوشته دانست (Yogodzinski et al., 1998). تفاوت نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}Nd/^{144}Nd$ و $^{87}Sr/^{86}Sr$ در آداکیت‌های دهج نسبت به مورب در شکل ۱۲ نشان می‌دهد نسبت ایزوتوپی بالاتر $^{87}Sr/^{86}Sr$ در آداکیت‌ها دهج در مقایسه با مورب پیامد دگرنهادشدن صفحهٔ اقیانوسی فرورو توسط سیال‌های فرورانشی است (Castillo., 2012; Omrani et al., 2008). مقدار بالای نسبت La/Ce و مقدار کم Nb/U و همچنین، Rb/Sr در آداکیت‌های دهج نیز گویای نقش سیال‌های فرورانشی در دگرنهادکردن خاستگاه آنهاست. این ویژگی‌ها در شکل ۱۱ به‌خوبی دیده می‌شوند. فراوانی بلورهای ریز هورنبلند قهوه‌ای در این سنگ‌ها نیز بالابودن مقدار فشار بخار در ماگمای پدیدآورندهٔ این سنگ‌ها و نیز دگرنهادشدن خاستگاه توسط سیال‌ها را نشان می‌دهد. مقدار کم نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ نیز نشان‌دهندهٔ نقش رسوب‌های

فرورانشـــی در ذوب‌بخشـــی اســـت؛ به‌گونه‌ای‌کـــه رسوب‌های فرورانشی بـا داشـتن مقـدارهای کمتـری از $^{143}Nd/^{144}Nd$ و مقـــدارهای بـــالاتری از نســـبت‌های Th/Nd ، Th/Yb و Nb/Th می‌تواننـد در مقایسـه بـا بازالت‌هـــای پوســـتهٔ اقیانوســـی و گوشـــته، مقـــدار نســـبت‌های $^{143}Nd/^{144}Nd$ آداکیت‌هـــای دهـــج را کـــاهش و مقـــدار نســـبت‌های Th/Nd، Th/Yb و Nb/Th آنها را نسبت بـه بازالت‌هـای پوسـتهٔ اقیانوسـی و گوشـته افـزایش دهنـد (شـکل ۱۰) (Class et al., 2000; Zheng et al., 2014).




**شـکل ۱۲.** مقایسـه نسـبت‌های ایزوتـوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ در آداکیت‌هـای دهـج بـا آداکیت‌هـای برخـی منـاطق جهـان (Castillo, 2012; Zheng et al., 2014).

**Figure 12.** Comparison of $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ isotopic ratios in Dehaj adakites with the adakites from some regions of the world (Castillo, 2012; Zheng et al., 2014).

## برداشت

سـنگ‌های هیالوآنـدزیتی پلیوسـن دهـج به‌صـورت فعالیـت ماگمـایی تک‌مرحلـه‌ای در نزدیکـی کوه‌هـای آتشفشانی آج بـالا و پـایین پدیـد آمده‌انـد. ایـن سـنگ‌ها از درشـت‌بلورهای ریـز و میکروسـکوپیِ پلاژیـوکلاز و هورنبلنـد در زمینـه‌ای شیشـه‌ای و در قالـب بافت‌هـای هیـالوپیلیتی و ویتروفیریـک سـاخته شـده‌اند. ویژگی‌هـای زمین‌شیمیایی،سرشـت آداکیت‌هـای پُـر سـیلیس آنهـا را آشـکار می‌کنـد. شـواهد زمین‌شـیمیایی نشـان می‌دهنـد ذوب‌بخشـی پوسـتهٔ اقیانوسـی فـرورو خاسـتگاه آداکیت‌های پُـر سـیلیس دهـج بـوده اسـت. مقـدارهای کـمِ عنصـرهای Nb، Ta و Ti بـه‌همراه غنی‌شـدگی از عنصـرهای بـا شـعاع یـونی بـالا (LILE)، مقـادیر بـالای نسـبت Ba/La و نسـبت ایزوتـوپی بـالاتر $^{87}Sr/^{86}Sr$ در آداکیت‌های دهـج در مقایسـه بـا ترکیـب مـورب، شـواهدی از دگرنهادشـدن خاسـتگاه مـذاب توسـط محصـولات فرورانشـی هسـتند. آداکیت‌هـای پلیوسـن دهـج پـس از توقـف فـرورانش نئـوتتیس و در محـیط زمین‌سـاختی پـس از برخـوردی پدیـد آمده‌انـد. نازک‌شـدگی و جداشـدن پوسـتهٔ اقیانوسـی فـرورو و غرق‌شـدن درون سسـت‌کره شـرایط ذوب‌بخشـی ایـن بخـش از پوسـتهٔ اقیانوسـی را در پـی داشـته اسـت. ایـن رویـداد در محـیط زمین‌سـاختی فعـال و هم‌زمـان بـا پیـدایش شکسـتگی‌های فـراوان در پوسـتهٔ منطقـه رخ داده اسـت. تمرکـز رخنمون‌هـای

فراوان سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن به‌همراه گدازه‌های هیالوآندزیتی پلیوسن و گدازه‌های بازالتی پلیستوسن در منطقه نسبت به مناطق مجاور نیز وجود شکستگی‌ها فراوان در پوسته این منطقه را نشان می‌دهد. این شکستگی‌ها امکان صعود سریع مذاب آداکیتی حاصل‌شده از ذوب پوستهٔ اقیانوسی غرق‌شده در گوشته به سطح را فراهم آورده‌اند؛ اگرچه در هنگام صعود مذاب صعودکننده، هرچند به مقدار ناچیز، تحت‌تأثیر ترکیب گوشتهٔ دگرنهاد بالایی و پوسته نیز بوده است. بلورهای ریز پلاژیوکلاز و هورنبلند نیز در هنگام صعود تبلور یافته‌اند. بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازها و کدرشدن هورنبلندها پیامد تغییرات فشار آب ماگمای در حال صعود و در سطح زمین هستند.

## References


Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H. and Vrielynck B. (2011) Zagros orogeny: a subduction dominated process. Geological Magazine, 148 (5–6), 692–725

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

Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1-20.

Alavi, M. and Mahdavi, M. A. (1994) Stratigraphy and structures of the Nahavand region in western Iran, and their implications for the Zagros tectonics. Geological Magazine, 131(1), 43-47.

Allen, M. B. and Armstrong, H. A. (2008) Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid 450 Cenozoic global cooling. Paleogeogrphy Palaeoecology, 265, 52–58.

Asadi, S., Moor, F. and Zarasvandi, A. (2014) Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plotunic belt, Kerman region, Iran: A review. Earth Science Review, 138, 25-46.

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berbberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andian type plutonic activitiy in northern Makran and central Iran. Journal of Geological Society of London, 139, 605-614.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210–265.

Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin, 51, 257-267.

Castillo, P. R. (2012) Adakite petrogenesis. Lithos, 134–135, 304–316.

Class, C., Miller, D. M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H. (2000) Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc, Geochemistry Geophysics. Geosystems, 1, 1-28.

Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. (2001). Evidence suggests slab melting in arc magmas. EOS Trans., 20, American Geophysical Union, 82, 67-69,

Dimitrijevic, M. D. (1973) Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Tehran, IRI.

Ding, H., Hou, Q. and Zhang, Z. (2016) Petrogenesis and tectonic significance of Eocene adakite-like rocks in western Yunnan, southeastern Tibetan Plateau.

Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth and Enviromental Science, 87, 205-215.

Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Prromallo, C. and Regard, V. (2006) Slab detachment

beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the north Anatolian fault. Earth and Planetary Science Letters, 242, 85-97

Gao, Y., Yang, Z., Santosh, M., Hou, Z., Wei, R. and Tian, S. (2010) Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet. Lithos, 119, 651-663

Ghadami, G., Moradian, A. and Mortazavi, M., (2008). Post-Collisional Plio-Pleistocene Adakitic Volcanism in Centeral Iranian Volcanic Belt: Geochemical and Geodynamic Implications. Journal of Sciences of IRI, 19(3), 223-235.

Ghalamghash, J. and Chaharlang, R., (2014) Petrogenesisand tectonic setting of Sahand subvolcanic and volcanic domes. Petrological Journal, 5(18), 123-139.

Gill, J. B. (1985) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin.

Hassanzadeh, J. (1993) Metallogenic andtectonoömagmatic events in SE sectore of thecenozoic active continental margin of central Iran-Shahr-Babak, Kerman province. Ph.D. thesis, University of California.

Hosseini, S. Z. (2009) Mineralogy, Geochemistry and Petrogenesis evolution of Pleistocene basaltic lava flows in the Shahre-Babak area, NW of Kerman, Iran: Implication for the evolution of Urumieh-Dokhtar Magmatic Assemblage. Ph.D. thesis, Shaheed Bahhonar University of Kerman, Kerman, IRI (in Persian).

Hosseini, S. Z., Arvin, M., Oberhansli, R. and Dargahi, S. (2009) Geochemistry and tectonic setting of Pleistocene basaltic lava flows in the Shahre-Babak area, NW of Kerman, Iran: Implication for the evolution of Urumieh-Dokhtar Magmatic Assemblage. Journal of Sciences of IRI, 20(4), 331-342.

Hou, Z. Q., Gao, Y. F., Qu, X. M., Rul, Z. Y. and Mo, X. X. (2004) Origin of adakitic intrusive generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 220, 139-155.

Irvine T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-48.

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

Kaviani, A., Paul, A. Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H. and Mokhtari, M. (2007) A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran). Geophysical Journal International, 171 (1), 399–410.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. Journal of Petrology, 27(3), 745-750.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. and Woolley, A. R. (2002) Igneous rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the international union of geological sciences, subcommission of the systematics of igneous rocks. Cambridge University Press, 15, 521-662.

Lee, H. -Y., Chung, S. -L., Ji, J., Ho, Y., Qian, Q., Gallet, S., Lo, C. -H., Lee, T. -Y. and Zhang, Q. (2012) Geochemical and Sr-Nd isotopic constraints on genesis of Cenozoic Linzizong volcanic successions, southern Tibet. Journal of Asian Earth Sciences, 53, 96-114.

Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. -F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79, 1–24.

McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P. (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophysical Research Letters, 30, 20-36.

Middlemost E. A. K. (1975) Iron oxidationratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chemical Geology, 77, 19-26.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone wester Iran. Journal of Asian Earth Science, 21, 387- 412.

Moradian, S. A. (1997) geochemistry, geochrnology and petrography of feldespatoid bearig rock in the urumieh Dokhtaur volcanic belt. Iran. PhD, thesis, University of Wollongong, Australia.

Moyen J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”. Lithos, 112, 556-574.

Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve-texture plagioclase in volcanic rocks production by rapid decompression. Amrican Mineralogy, 77, 1242 - 1279.

Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences, Lithos, 106, 380-398.

Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Li, X. H., Lee, H. Y., Lin, T. H. and Chiu, H. Y. (2016) New age and geochemical constraints on he origin of Quaternary adakite-like lavas in the Arabia Eurasia collision zone. Lithos, 264, 348–59.

Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Nantwich, Cheshire: Shiva Publications.

Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In trace element geochemistry of volcanic rocks applications for massive sulfide exploration. Geol. Assoc. Canada short course notes, 12, 79-113.

Pearce, T. H. and Kolishik, A. M. (1990) Observation of plagioclase zoning using interference imagimg. Earth Sciences Review, 2, 9- 26.

Plechov, P. Yu., Tsai, A. E., Shcherbakov, V. D. and Dirksen, O. V. (2008) Opacitization Conditions of Hornblende in BezymyannyiVolcano Andesites (March 30, 1956 Eruption). Journal of Petrology, 16(1), 19–35.

Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman scientific and Technical, New York.

Sen, C. and Dunn, T. (1994) Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117, 394–409.

Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. Journal of Asian Earth Science, 30, 652-665.

Shaker Ardakani, A. (2016) Post-collisional Plio-Pleistocene Anar-Dahaj adakitic subvolcanicdomes in the central volcanic belt of Iran: geochemical characteristics and tectonic implications. Periodico di Mineralogica, 85, 185-200.

Stern, R., Shafaii Moghadam, H., Pirouz, M. and Mooney, W. (2021) The geodaynamic evolution of Iran. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 49, 9-36.

Sun, S. S. and 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.

Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Zack, T., Satlr, M. and Sen, C. (2001) Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). Lithos, 125, 131-150.

Whattam, S. A., Montes, C., McFadden, R. R., Cardona, A., Ramirez, D. and Valencia, V. (2012) Age and origion of earliest adakitic-like magmatism in Panama: implication for the tectonic evolution of the Panamanian magmatic arc system. Lithos, 142, 226-244.

Yogodzinski, G. M. and Kelemen, P. B. (1998) Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. Earth and Planetary Science Letters, 158, 53–65.

Zheng, Y., Hou, Z., Gong, Y., Liang, W., Sun, Q., Zhang, S., Fu, Q., Hung, K., Li, Q. and Li, W. (2014) Petrogenesis of Cretaceous adakite-like intrusions of the Gangdese Plutonic Belt, southern Tibet: Implications for mid-ocean ridge subduction and crustal growth. Lithos, 190-191, 240-26.