Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

13th Year, No. 52, Winter 2023, pp. 1-34

Petrological Journal

Research Article

Petrology, trace and rare earth elements geochemistry, and tectonic setting of basic- intermediate volcanic rocks from northwest of Nain, Isfahan

Farzaneh Khademian [1], Zahra Alaminia [2]✉, Ali Ghasemi [3], Alireza Nadimi [4]

[1] Ph.D. Student, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran, farzaneh.kh2707@gmail.com

[2] Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran, z.alaminia@sci.ui.ac.ir

[3] Research assistant professor, Iranian Academic Center for Education Culture and Research (ACECR), Isfahan, Iran, a_ghasemi@acecr.ir

[4] Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran, a.nadimi@sci.ui.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 3 August 2022

Accepted: 2 January 2022

Keywords

Volcanic rocks

Calc-alkaline series

Enriched mantle

Garnet-lherzolite

Subduction zone

Central part of Urumieh- Dokhtar zone

20.1001.1.22285210.1401.13.4.1.5

10.22108/ijp.2023.134625.1285

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The magmatic evolution of the Urumieh-Dokhtar arc is related to the Neo-Tethys subduction and the continental collision between the Arabian and Eurasian plates, which has led to the creation of diverse and different magmatism along different parts of this belt (Shahabpour, 2005; Agard et al., 2011; Richards, 2015; Karimpour et al., 2021).

Volcanic rocks, with various lithological compositions located in the central part of the Urumieh-Dokhtar belt, are part of the extensive Eocene activity, Knowing the nature of basic-intermediate volcanic rocks northwest of Nain requires more detailed investigations. For this purpose, the exploration areas of Chakad, Safafoulad, and Mehrando, located northwest of Nain, were selected for further investigations. The main goal of the present paper is to understand the origin and the tectonic of the volcanic rocks of this part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt using their petrography and geochemical characteristics.

Regional Geology

Many outcrops belonging to Tertiary volcanic lavas and pyroclastic deposits are widespread 50 km northwest of Nain, within the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA). The volcanic units are basic to acidic composition ranging in age from Eocene to Oligocene (Chiu et al., 2013) and pyroclastic rocks including tuff, breccia, and ignimbrite, low in altitude, overlain by a sequence of Quaternary alluvium. In the exploration areas of Chakad, Safafoulad, and

✉ Corresponding Author

To cite this article: Khademian, F., Alaminia, Z., Ghasemi, A., Nadimi, A. (2023) Petrology, trace and rare earth elements geochemistry, and tectonic setting of basic-intermediate volcanic rocks from the northwest of Nain, Isfahan. Petrological Journal, 13(4), 1-34.

2322-2182/ © 2023 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)

Mehrando, the Eocene basic-intermediate volcanic rocks with the combination of basalt, basaltic-andesite and pyroclastic rocks exposed and play as the host rocks for copper mineralization. The youngest igneous units observed in the region are a set of parallel diabase and dolerite dikes as swarms, intruded the volcanic rocks. Based on field observations, silica and carbonate veins with different trends are observed along with copper mineralization in basaltic- andesite and basalt units. This ore mineralization occurs mainly as an oxide (malachite and azurite) accompanies with propylitic alteration and less argillic and silicification along and at the intersection of faults and fractures.

Materials and methods

Following the preparation of thin sections and petrographic and mineralogical investigations of these units, 26 volcanic samples have been analyzed by the ICP-MS method for trace and rare earth elements.

Petrography

The basic-intermediate volcanic rocks of the region are mostly basalt and basaltic-andesite, as well as diabase and dolerite dikes. The studied basalts, mineralogically, dominated by Euhedral to subhedral phenocrysts of plagioclases (30 to 50 vol%) and clinopyroxene phenocrysts, with porphyritic texture. Small amounts of olivine occur as phenocryst and iddingsite basaltic- andesite consists of plagioclase (40 to 60 vol%), and clinopyroxene (15 to 20 vol%) phenocrysts set in a fine-grained to microlithic groundmass. Clinopyroxene and plagioclase with intergranular texture are the dominant minerals in diabase and dolerite. Chlorite, calcite, epidote, and quartz are the main altered minerals of the rocks under study.

Discussion and Conclusion

Based on the geochemical data, the basic-intermediate volcanic rocks with the combination of basalt and basaltic- andesite have a calc-alkaline nature, consistent with the features of volcanic arcs in the subduction zone of the active continental margin. In the primitive mantle-normalized multi elements diagram, the patterns of basic- intermediate volcanic rocks show enrichment of LILE (e.g., Ba, K, Rb) and depletion of HFSE (e.g., Nb, Ti, Zr) one of the remarkable features of subduction zone- related magmas (Yang and Li, 2008; Kuscu and Geneli, 2010). In the chondrite-normalized REEs diagram, these rocks exhibit LREE enrichment relative to HREEs. Rare earth elements such as La and Sm are not significantly affected by the mineralogical changes of the source rock, so they can provide information on the chemical composition of the total source rock. The volcanic rocks of the region generated by partial melting of 5 to 10% (Aldanmaz et al., 2006) of the enriched garnet-lherzolite mantle at a depth of 90 to 100 km. It seems that the parent magma has been metasomatized under the influence of fluids and sediments derived from the oceanic lithosphere. As the tectonic setting identification diagrams display the studied samples plotted in the range of magmas related to the subduction zone of the active continental margin. The magmatism under discussion, is the result of the subduction of the Neo-Tethys oceanic lithospheric beneath the central Iranian plate which have given rise to great magmatism during the Eocene and following it.

Acknowledgments

The authors are very grateful to the esteemed referees of Petrology magazine for their valuable suggestions in improving the scientific structure of the article.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
13th Year, No. 52, Winter 2023, pp. 1-34

Petrological Journal

پتـــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال سیزدهم، شماره پنجاه و دوم، زمستان ۱۴۰۱، ص. ۱-۳۴

مقالهٔ پژوهشی

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی عنصرهای فرعی و کمیاب (خاکی کمیاب) و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط شمال‌باختری نایین، اصفهان

فرزانه خادمیان[۱]، زهرا اعلمی‌نیا[۲]✉، علی قاسمی[۳]، علیرضا ندیمی[۴]

[۱] دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، farzaneh.kh2707@gmail.com
[۲] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، z.alaminia@sci.ui.ac.ir
[۳] استادیار پژوهشی، جهاددانشگاهی واحد صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران، a_ghasemi@acecr.ir
[۴] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، a.nadimi@sci.ui.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۱/۰۵/۱۲
تاریخ پذیرش ۱۴۰۱/۱۰/۱۲

کلید واژه‌ها
سنگ‌های آتشفشانی
سری کالک‌آلکالن
گوشتهٔ غنی‌شده
گارنت لرزولیت
پهنهٔ فرورانش
بخش میانی پهنهٔ ارومیه- دختر

چکیده

منطقهٔ بررسی‌شده در شمال‌خاوری استان اصفهان، شمال‌باختری نایین و در بخش میانی پهنهٔ ماگمایی ارومیه- دختر جای دارد. در این محدوده، رخنمون‌های بسیاری از گدازه‌های آتشفشانی ترشیری به‌همراه نهشته‌های آذرآواری متشکل از توف، برش و ایگنمبریت یافت می‌شوند. در مناطق اکتشافی چکاد، صفافولاد و مهراندو، گدازه‌های آتشفشانی شامل بازالت و آندزیت بازالت و دایک‌های مافیک با ترکیب دیاباز و دلریت هستند. از دیدگاه زمین‌شناسی، در این مناطق، سنگ‌های بازالت و آندزیت بازالت با سن ائوسن در حجم بسیاری یافت می‌شوند و نقش مهمی در سنگ میزبان کانی‌سازی مس دارند. کانه‌زایی در این واحدها، بیشتر به شکل اکسید (مالاکیت و آزوریت) در میان دگرسانی پروپلیتیک و کمتر سیلیسی و آرژیلیک، در امتداد و در محل برخورد گسل‌ها و شکستگی‌ها رخ می‌دهد. بر پایهٔ بررسی‌های میکروسکوپی، بافت اصلی سنگ‌های آتشفشانی، پورفیری با زمینهٔ میکرولیتی است و از درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن ساخته شده‌اند. برپایهٔ نمودارهای زمین شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی در محدودهٔ سری ماگمایی کالک‌آلکالن جای دارند. این نمونه‌ها غنی‌شدگی در عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) و عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی در عنصرهای با میدان پایداری بالا (HFSE) نشان می‌دهند که نشان‌دهندهٔ ماگماتیسم کمان‌های آتشفشانی مرتبط با پهنهٔ فرورانش است. یافته‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری نایین از ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای گارنت لرزولیتی در یک محیط حاشیهٔ فعال قاره‌ای پدید آمده است. این خاستگاه گوشته‌ای تحت‌تأثیر سیال‌ها و رسوب‌های حاصل از تختهٔ فرورانده دگرنهاد شده است.

20.1001.1.22285210.1401.13.4.1.5
10.22108/ijp.2023.134625.1285

✉ نویسنده مسئول

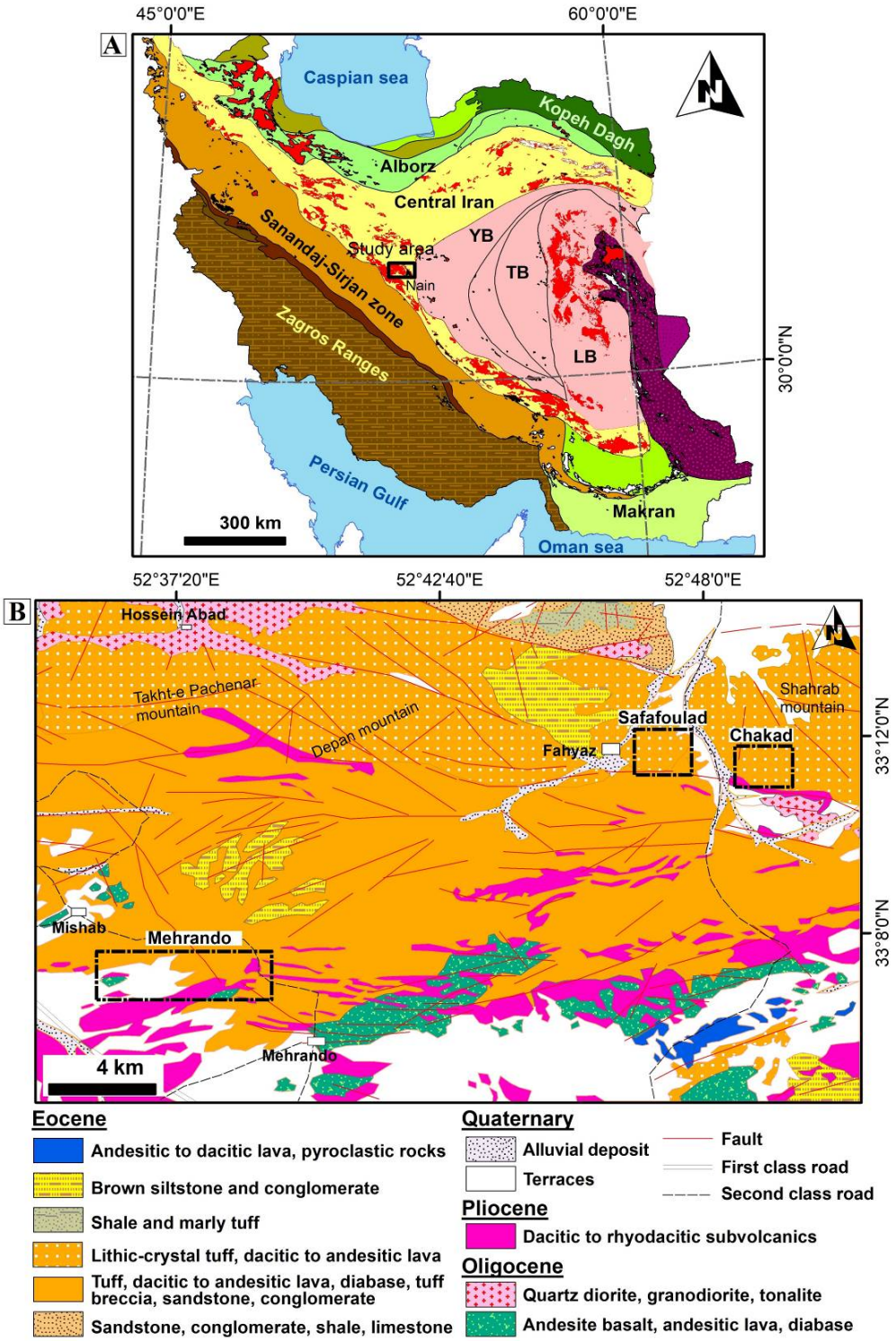
استناد به این مقاله: خادمیان، ف.، اعلمی‌نیا، ز.، قاسمی، ع.، ندیمی، ع. (۱۴۰۱) سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی عنصرهای فرعی و کمیاب (خاکی کمیاب) و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط شمال‌باختری نایین، اصفهان. پترولوژی، ۱۳(۴)، ۱-۳۴.

2322-2182/ © 2023 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)

مقدمه

پهنـهٔ کـوهزایی زاگـرس بخشـی از رشـته‌کوه آلـپ-هیمالیاست کـه در پـی همگرایـی صـفحه‌های عربـی و ایـران مرکـزی و ناپدیدشـدن اقیـانوس نئـوتتیس در میـان ایـن صـفحه‌ها پدیـد آمـده اسـت (Agard et al., 2005; Alavi, 2007; Mohajjel and Fergusson, 2014). این پهنه شامل چند پهنهٔ مـوازی و در ارتبـاط بـاهم است. یکی از ایـن پهنـه‌هـا، کمـان ماگمـایی ارومیـه- دختـر اسـت که بـا رونـد شـمال‌باختری- جنوب‌خـاوری بـه پهنـای ۵۰ تـا ۱۵۰ کیلـومتر، درازای ۱۸۰۰ کیلـومتر و سـتبرای ۴ کیلـومتر در حاشـیهٔ بـاختری ایـران مرکـزی گسـترده شـده اسـت و میزبـان فعالیـت ماگمـایی ترشـیری اسـت کـه از پالئوسـن آغـاز شـده و تـا پلیوستوسـن پایـانی ادامـه داشـته اسـت (Alavi, 2007; Chiu et al., 2013; Hosseini et al., 2017; Fazeli et al., 2017; Karimpour et al., 2021). تحـول و تکامـل ماگمـایی کمـان ارومیـه-دختـر در ارتبـاط بـا فـرورانش نئـوتتیس و برخـورد قـاره‌ای صـفحه‌های عربـی و اوراسـیا رخ داده اسـت و منجـر بـه پیـدایش ماگماتیسـم گونـاگون و متفـاوتی در راسـتای بخش‌هـای مختلـف ایـن پهنـه شـده اسـت (Shahabpour, 2005; Agard et al., 2011; Richards, 2015; Karimpour et al., 2021). بـرای توجیـه ماگماتیسـم در پهنـهٔ ماگمـایی ارومیـه- دختـر، سـازوکارهای گونـاگونی پیشـنهاد شـده اسـت کـه مهم‌تـرین آنهـا عبارتنـد از: ذوب گـوهٔ گوشـته‌ای بـالای پهنـهٔ فـرورانش دگرنهادشـده[1] بـا سـیال‌های آزادشـده از پوسـتهٔ اقیانوسـی و ذوب پوسـتهٔ قـاره‌ای زیـرین در پـی نفـوذ ماگماهـای گوشـته‌ای (Keskin et al., 2003; Annen et al., 2006; Lustrino and Marjorie, 2007). سـنگ‌های آتشفشـانی بازیـک- حـد واسـط در شـمال‌باختری نـایین، بخشـی از تکـاپوی گسـترده ائوسـن هسـتند کـه در بخـش میـانی ارومیـه- دختـر جـای گرفتـه‌انـد (شـکل ۱- A). بررسـی ایـن واحـدهـای آتشفشـانی مـی‌توانـد اطلاعـات ارزشـمندی در زمینـهٔ فـرورانش صـفحه نئـوتتیس بـه زیـر بلـوک ایـران مرکـزی، سرشـت تختـهٔ فرورونـده و ادامـه فـرورانش در ائوسـن فـراهم کنـد. تـا کنـون پژوهشـگران بسـیاری از دیـدگاه‌های گونـاگون بـه بررسـی تـوده‌هـای آذریـن درونـی بخـش مرکـزی ارومیـه-دختـر پرداخته‌انـد (Rezaei- Kahkhaei et al., 2011; Chiu et al., 2013; Asadi et al., 2014; Babazadeh et al., 2018; Chekani Moghadam et al., 2018; Kazemi et al., 2018; Sarjoughian et al., 2018a, 2018b, 2020, 2021, 2022). از مهم‌تـرین بررسـی‌های انجام‌شـده روی سـنگ‌های آتشفشـانی منطقـهٔ نـایین، می‌تـوان بررسـی آتشفشـانی‌های کرتاسـه در جنـوب نـایین (Vahabi Moghadam, 1997)، آتشفشـانی‌های نئـوژن جنوب‌بـاختری نـایین (Kheirkhah, 2001) و آتشفشانی‌های بازیـک- حـد واسـط بـا سـن الیگـو- میوسـن در بـاختر نـایین (Yeganehfar et al., 2013) را نـام بـرد. در شـمال‌باختری نـایین، کـانی‌زایی‌هـای مـس فراوانـی در واحـدهای آذرآواری و گـدازهای بازیـک- حـد واسـط ائوسن رخ داده اسـت کـه از میـان آنهـا می‌تـوان سـه گسـترهٔ اکتشـافی چکـاد، صـفافولاد و مهرانـدو را نـام بـرد (شـکل ۱-B). شـدت و گسـترش دگرسـانی در سـنگ‌های آتشفشـانی ایـن ناحیـه، باعـث شـده اسـت بـه ایـن سـنگ‌ها از دیـدگاه پترولـوژی کمتـر پرداختـه شـود و گمـان مـی‌رود شـناخت سرشـت سـنگ‌های آتشفشـانی بازیـک- حـد واسـط در محـدوده شـمال‌باختری نـایین نیازمنـد بررسـی‌هـای دقیـق‌تـری اسـت. از آنجایی‌کـه رخـداد کانـه‌زایی مـس، از فلززایی‌هـای ویـژه در پهنـهٔ سـاختاری ارومیـه-دختـر اسـت، بررسـی واحـدهـای آتشفشـانی شـمال‌باختری نـایین از دیـدگاه پترولـوژی دسـتیابی بـه شـناخت درسـتی از شـرایط زمـین‌شناسـی پیـدایش ایـن کانسـارها در راسـتای انجـام اکتشـافات نویـدبخش منطقـه را بـه‌دنبال دارد. ازایـن‌رو، در این نوشـتار، منـاطق چکـاد، صـفافولاد و مهرانـدو (شـکل ۱-B)، کـه در شـمال‌باختری نـایین جـای دارنـد بـرای بررسـی‌هـای بیشـتر برگزیـده شـدند و تـلاش شـد بـا بـه‌کارگیری بررسـی سـنگ‌نگاری و ویژگـی‌هـای زمین‌شـیمیایی، خاسـتگاه و جایگـاه زمین‌سـاختی سـنگ‌های آتشفشـانی، ایـن بخـش از پهنـهٔ ماگمـایی ارومیه- دختر بررسی شود.

[1] metasomatized



شکل ۱. A) واحدهای اصلی رسوبی و ساختاری ایران (Aghanabati, 1998) و محدودهٔ بررسی‌شده کـه بـا چهـارگوش نشـان داده شـده اسـت؛ **B)** نقشـهٔ زمین‌شناسی شمال‌باختری نایین بر پایهٔ نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهراب (با تغییراتی پس از Bahroudi and Fonoudi (2003)).

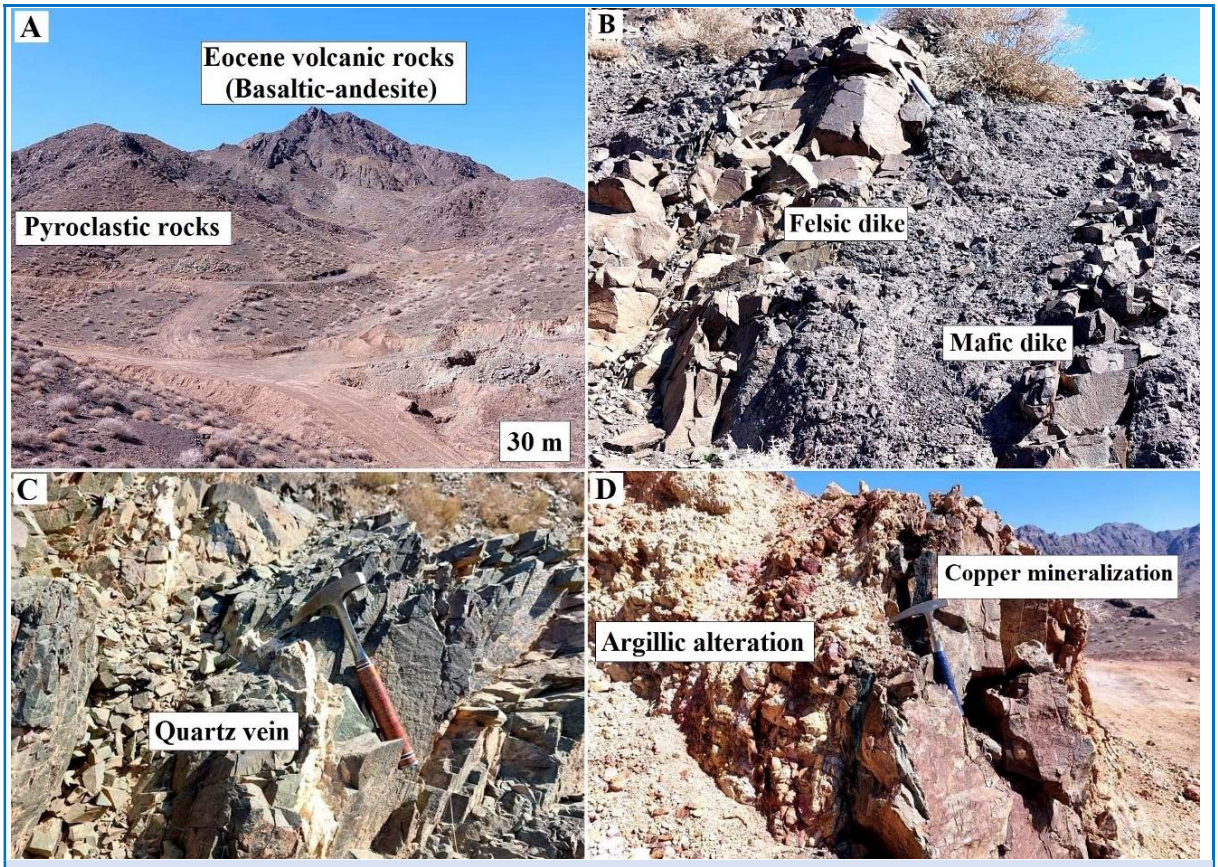
Figure 1. A) The major sedimentary and structural units of Iran and the location of the study area shown by a quadrangle (Aghanabati, 1998); **B)** Geological map of the northwest of Nain based on 1:100000 geological map of Shahrab (Modified after Bahroudi and Fonoudi (2003)).

زمین‌شناسی منطقه

گسترهٔ بررسی‌شده در ۵۰ کیلومتری شمال‌باختری نایین و شمال‌خاوری استان اصفهان جای دارد (شکل ۱- A). این منطقه با مختصات طول جغرافیایی ′۳۳ °۵۲ تا ′۵۲ °۵۲ خاوری و عرض جغرافیایی ۰۲ °۳۳ تا ۱۷ °۳۳ شمالی در حاشیهٔ باختری پهنهٔ ایران مرکزی جای دارد (شکل ۱- A). در این منطقه توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی سنوزوییک و سنگ‌های آذرآواری وابسته به آن دیده می‌شود که توده‌های آذرین درونی و دسته‌های دایک و سیل با ترکیب و سن متفاوت در این واحدهای آتشفشانی نفوذ کرده‌اند (شکل ۱- B).

برپایهٔ برگهٔ زمین‌شناسی یکصد هزار شهراب (Bahroudi and Fonoudi, 2003)، واحدهای آتشفشانی طیف ترکیبی بازیک تا اسیدی با سن ائوسن تا الیگوسن (Chiu et al., 2013) و سنگ‌های آذرآواری با سرشت توف، برش و ایگنمبریت هستند که در بخش‌های کم‌ارتفاع با رسوب‌های آبرفتی کواترنری پوشیده شده‌اند (شکل ۲- A). آندزیت بازالت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت از واحدهای آتشفشانی شمال‌باختری نایین، با سن ۵۲ میلیون سال پیش هستند که در ردهٔ سری ماگمایی کالک‌آلکالن جای می‌گیرند (Vahabi Moghadam, 1997; Chiu et al., 2013). سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا حد واسط الیگو- میوسن (۱۸/۷ تا ۲۶/۵ میلیون سال پیش) از دیدگاه ترکیب شیمیایی به سه دسته غنی از Nb، غنی از Th و آداکیت دسته‌بندی شده‌اند (Yeganehfar et al., 2013). در شمال‌باختری نایین، سنگ‌های آذرین درونی با سن الیگو- میوسن شامل شماری تودهٔ کوچک و بزرگ جدا از هم با ترکیب گابرو، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و تونالیت هستند و گمان می‌رود محدودهٔ گسترش آنها با گسل‌های منطقه کنترل می‌شود (Babazadeh et al., 2018). در مناطق اکتشافی چکاد، صفافولاد و مهراندو، سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا حد واسط با ترکیب بازالت و آندزیت‌بازالت با سن ائوسن رخنمون گسترده‌ای دارند. جوان‌ترین واحد سنگ‌شناسی آذرینِ منطقه، دایک‌های مافیک با ترکیب دیاباز و دلریت هستند که بخشی از آنها به مراحل میانسالی کمان ماگمایی ارومیه-دختر مربوط هستند. این دایک‌ها به‌صورت دسته‌ای و موازی یکدیگر در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند و دگرسانی اپیدوتی و کلریتی این سنگ‌ها را به‌دنبال داشته‌اند (Alaminia et al., 2017). این دایک‌ها با پهنایِ ۰/۵ تا ۴ متر، درازای ۲ تا بیشتر از ۱۰۰ متر و میانگین شیب ۵۰ تا ۹۰ درجه با دو راستای غالب شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و خاوری- باختری در کل منطقه به‌صورت برونزدهای قهوه‌ای تا خاکستری تیره پراکنده هستند که احتمالاً این تفاوت در رنگ پیامد تأثیر دگرسانی بر آنهاست (شکل ۲- B). همچنین، در محدودهٔ بررسی‌شده بیشتر دایک‌های اسیدی موازی یکدیگر و با ضخامت نزدیک به ۱/۵ تا ۲ متر دیده می‌شوند. فعالیت‌های زمین‌ساختی حاکم بر منطقه، باعث خردشدگی سطح این دایک‌ها شده است (شکل ۲- B). از دید زمین‌ساخت، منطقهٔ بررسی‌شده ساختار پیچیده‌ای دارد و گسل‌های فراوانی با روندهای گوناگون ساختار عمومی واحدها را به‌هم ریخته‌اند. گسل کچومثقال با راستای تقریبا خاوری- باختری، گسل کاشان با راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و گسل ظفرقند با راستای کلی خاوری- باختری از گسل‌های اصلی و فعال منطقه به‌شمار می‌روند و سیمای ریخت‌زمین‌ساختی منطقه را تحت‌تأثیر قرار داده‌اند (Mohammadi et al., 2018). این گسل‌ها با سازوکار راستالغز راستگرد با مؤلفه شیبی معکوس باعث تغییر شکل‌های شکننده در مقیاس گسترده و کانی‌سازی در سطح منطقه شده است. بر پایهٔ ویژگی‌های صحراییِ مناطق اکتشافی چکاد، صفافولاد

و مهراندو، رگه‌های سیلیسی و کربنات با روندهای متفاوت همراه با کانی‌سازی مس در سنگ‌های آتشفشانی آندزیت بازالت و بازالت دیده می‌شوند (شکل ۲- C). عیار طلا در نمونه‌های سطحی برداشت‌شده از رگه‌های کوارتزی برابر با ۶ تا ۱۴ ppb اندازه‌گیری شده است. کانی‌سازی مس بیشتر به‌صورت اکسید (مالاکیت و آزوریت) و کمتر سولفید (کالکوسیت) و در شکل‌های رگه‌ای و رگچه‌ای، همراه با دگرسانی‌های پروپلیتیک، کمتر سیلیسی و آرژیلیک در امتداد و محل تقاطع گسل‌ها و شکستگی‌ها و به میزان کمتر در نزدیکی دایک‌ها روی داده است (شکل ۲- D).



شکل ۲. تصویرهای صحرایی از بیرون‌زدگی‌های واحدهای سنگی گوناگون در شمال‌باختری نایین؛ **A**) دورنمای سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری (توف) از محدودهٔ اکتشافی مهراندو (دید رو به شمال)؛ **B**) دایک‌های مافیک و فلسیک رخنمون‌یافته موازی هم در واحدهای آذرآواری با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری در محدودهٔ اکتشافی صفافولاد (دید رو به شمال‌باختری)؛ **C**) رگهٔ سیلیسی در سنگ‌های آندزیت بازالت در محدودهٔ اکتشافی چکاد (دید رو به شمال‌باختری)؛ **D**) کانه‌زایی مس در شکستگی‌ها و همراه با دگرسانی آرژیلیک در محدودهٔ صفافولاد (دید رو به جنوب‌خاوری).

Figure 2. Field photographs of of different rock units' outcrops in the northwest of Nain; **A**) A far view of volcanic and pyroclastic rocks (tuff) from Mehrando exploration area (northward view); **B**) mafic and felsic dikes are exposed parallel to each other in pyroclastic units with the Northwest-Southeast trend in Safafoulad exploration area (northwestward view); **C**) vein of silica in basaltic-andesite rocks in Chakad exploration area (northwestward view); **D**) presence of copper mineralization in fractures and with argillic alteration in Safafoulad area (southeastward view).

روش انجام پژوهش

بـرای دسـتیـابی بـه اهـداف پـژوهش، بررسـی‌های زمین‌شناسی صحرایی و نمونه‌برداری از سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ شمال‌باختری نایین (محـدوده‌های چکـاد، مهرانـدو و صفافولاد) انجام شد. مکان همهٔ نمونـه‌هـای برداشت‌شـده در جدول ۱ و شکل ۱ آورده شـده اسـت. پـس از تهیـه مقـاطع نازک و بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی این واحـدهـا، شمار ۲۶ نمونهٔ آتشفشانی با کمترین دگرسانی بـرای تجزیـهٔ شـیمیایی عنصـرهای فرعـی و خـاکی کمیـاب بـه روش محلول‌سـازی ذوب قلیـایی بـه کمـک طیف‌سـنج جرمـی پلاسـمای جفت‌شـدهٔ القـایی (ICP-MS) و ۷ نمونـه بـرای تجزیهٔ شـیمیایی اکسـید عنصـرهای اصـلی بـه روش XRF برگزیده شدند و به آزمایشگاه شرکت زرآزما فرسـتاده شـدند. بررسی و طراحی نمودارها با نرم‌افزارهای GCDkit و Corel Draw X7 انجام شده است. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیـهٔ زمین‌شیمیایی نمونه‌ها در جـدول‌های ۱ و ۲ آورده شـده‌اند. در این نوشتار، نـام اختصـاری کانی‌هـا برگرفتـه از ویتنـی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) است.

جدول ۱. داده‌های شیمیایی اکسیدهای اصلی (برپایهٔ درصدوزنی) در سنگ‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط شمال‌باختری نایین.

Table 1. Chemical data of major elements' (in wt%) in the basic-intermediate volcanic rocks in the northwest of Nain.

Rock Type	Basalt			Basaltic- andesite			
Sample No.	Mf-03	Mf11-1	Mf-19	S-08	S-12	Ch-7	Ch-19
X	662772	653074	653913	666977	666585	670797	670590
Y	3666210	3666079	3667073	3674506	3674702	3674330	3674832
SiO_2	53.37	53.22	49.79	55.33	57.63	60.69	57.93
Al_2O_3	16.90	15.16	14.16	13.91	15.17	15.72	15.22
BaO	0.08	0.08	<0.05	0.08	0.06	0.11	0.11
CaO	7.65	6.26	13.57	5.52	8.28	6.70	6.61
Fe_2O_3	8.29	8.75	6.19	9.52	8.32	6.12	9.68
K_2O	0.06	1.58	0.91	1.67	1.29	3.93	2.69
MgO	5.97	6.93	3.23	4.49	4.20	0.43	2.33
MnO	0.46	0.36	0.21	0.34	0.45	0.12	0.31
Na_2O	1.95	1.81	1.43	2.13	1.75	1.74	1.62
P_2O_5	0.23	0.25	0.33	0.30	0.22	0.22	0.46
SO_3	0.06	0.09	0.08	0.07	0.11	0.13	0.09
TiO_2	0.90	0.92	0.82	1.02	0.97	0.71	1.29
L.O.I.	3.47	4.59	9.29	5.17	1.55	2.51	1.66
Total	100.01	100.00	100.06	100.00	100.00	99.13	100.00

جدول ۲. داده‌های شیمیایی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (برپایهٔ ppm) در سنگ‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط شمال‌باختری نایین.

Table 2. Chemical data of trace and rare earth elements (in ppm) in the basic-intermediate volcanic rocks in the northwest of Nain.

Rock Type	Basalt								
Sample No.	Mf- 11- 1	Mf- 14	Mf-17	Ch- 06	Ch-10	Ch- 16	Ch- 18	Ch-21	Ch-23
X	653074	652845	653480	670633	670433	670599	670731	670896	670896
Y	3666079	3666656	3666918	3674328	3674335	3674427	3674461	3674593	3674593
K	13772	11138	18919	17998	14090	13247	13891	16963	15241
P	783	704	1138	1030	1009	999	712	731	979
Ti	6628	7132	7789	6023	6773	5267	3994	5484	4328
V	223	274	231	357	368	350	290	226	180

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Rock Type				Basalt					
Sample No.	Mf- 11- 1	Mf- 14	Mf-17	Ch- 06	Ch-10	Ch- 16	Ch- 18	Ch-21	Ch-23
Latitude	653074	652845	653480	670633	670433	670599	670731	670896	670896
Longitude	3666079	3666656	3666918	3674328	3674335	3674427	3674461	3674593	3674593
Cr	39	45	31	99	82	74	124	71	111
Co	28.0	26.5	17.2	33.7	30.4	22.9	12.3	31.4	11.4
Ni	28	18	15	32	23	22	28	18	19
Cu	135	34	12	87	161	10429	23851	57	12108
Zn	81	96	73	226	116	96	138	61	8
As	8.7	5.5	10.7	1.7	2.1	15.0	8.4	3.5	3.3
Rb	50	29	60	57	33	<1	<1	4	<1
Sr	498.7	406.2	347.4	538.0	599.0	218.0	324.0	407.0	197.0
Y	19.4	21.8	25.6	19.5	18.6	13.8	11.5	15.2	12.8
Zr	97	85	90	67	58	51	42	49	54
Nb	6.4	5.4	7.4	4.2	6.1	2.1	2.8	6.1	6.9
Mo	0.7	<0.5	0.5	248.0	2.0	5.0	2.0	<0.1	<0.1
Ag	0.1	0.4	0.2	0.4	0.3	0.9	18.1	0.5	0.4
Sn	1.4	1.6	2.0	0.2	0.6	0.8	0.3	0.2	<0.1
Sb	<0.5	<0.5	0.9	1.6	<0.5	1.5	1.7	<0.5	<0.5
Cs	5.0	2.0	3.8	3.2	1.1	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ba	586	442	670	492	595	522	610	605	611
La	11	11	17	20	22	28	25	26	24
Ce	28	28	41	34	37	30	32	22	21
Pr	3.56	3.52	4.86	3.72	4.07	2.61	1.56	0.28	0.64
Nd	19.5	19.1	22.5	14.3	18.6	14.9	17.2	12.6	12.7
Sm	3.60	3.30	4.50	4.61	4.17	3.40	2.71	3.05	2.49
Eu	1.21	1.13	1.47	1.54	1.59	0.93	0.82	0.65	0.36
Gd	3.76	3.56	4.80	3.08	2.96	2.03	1.18	1.86	1.83
Tb	0.60	0.70	0.90	0.46	0.53	0.44	0.33	0.32	0.29
Dy	4.10	4.40	5.50	4.41	2.62	3.04	1.73	2.40	2.20
Er	2.20	2.50	3.00	1.66	1.88	0.93	1.24	1.28	1.01
Tm	0.40	0.40	0.50	<0.10	0.31	<0.10	<0.10	0.25	0.19
Yb	2.15	2.66	2.78	3.40	3.20	3.50	3.10	2.10	1.80
Lu	0.40	0.40	0.50	0.27	0.24	0.14	0.11	0.18	0.15
Hf	2.40	2.40	3.40	2.40	2.23	2.06	1.50	1.80	1.80
Ta	0.50	1.30	0.60	1.59	1.46	1.21	0.93	0.13	0.17
Pb	14	3	45	14	14	13	67	19	13
Th	3.00	3.50	4.40	3.41	3.66	2.15	2.40	2.51	2.61
U	0.9	1.1	1.4	0.9	1.3	1.7	0.8	0.3	0.8
Zr/Ba	0.16	0.19	0.13	0.13	0.90	0.09	0.06	0.08	0.08
Zr/Nb	15.15	15.74	12.16	15.95	9.50	24.28	15.00	8.03	7.82
Nb/Th	2.13	1.54	1.68	1.23	1.66	0.97	1.16	2.43	2.64

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Rock Type	Basalt							Basaltic-andesite
Sample No.	S-04	S- 07	S- 08	S- 09	S- 13	Mf- 03	Mf- 04	S- 12
X	666649	667084	666977	666953	666900	652772	653093	666585
Y	3675111	3674898	3674506	3674479	3674884	3666210	3666113	3674702
K	13483	12738	11884	15587	14795	5845	13952	13676
P	1485	883	739	747	676	634	865	505
Ti	9672	5540	4243	5439	5569	6550	7206	2912
V	342	248	161	230	248	246	200	44
Cr	51	113	28	62	42	39	38	24
Co	26.3	28.2	19.6	28.8	27.5	29.5	29.3	26.9
Ni	11	38	6	12	9	28	30	<1
Cu	198	77	15112	15606	77	64	127	71
Zn	73	81	71	94	49	107	160	43
As	4.5	2.1	6.9	2.7	4.1	7.4	31.1	6.0
Rb	19	25	22	18	33	10	43	34
Sr	451.0	295.0	111.0	150.0	369.0	541.1	327.4	405.0
Y	29.3	17.2	17.4	24.7	17.5	18.5	21.8	18.1
Zr	138	67	49	57	43	54	68	75
Nb	6.8	5.2	3.7	3.3	5.3	4.8	5.8	7.01
Mo	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1
Ag	0.5	0.5	3.3	27.5	0.3	0.3	0.1	0.2
Sn	1.2	0.6	1.1	0.8	0.6	1.3	1.4	1.3
Sb	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	1.4	4.7	3.9	3.3	4.3	2.2	6.2	3.7
Ba	562	392	344	249	463	623	624	417
La	20	18	16	16	16	18	11	25
Ce	24	29	25	27	25	22	28	34
Pr	5.50	2.48	2.24	1.99	2.06	2.96	3.63	3.52
Nd	25.2	12.9	11.8	12.0	11.3	16.6	19.3	15.2
Sm	2.72	2.70	2.47	2.25	2.31	3.10	4.20	2.47
Eu	1.49	1.05	0.55	0.95	0.88	1.27	1.19	0.82
Gd	5.70	3.02	2.82	3.37	2.84	3.47	4.11	3.07
Tb	0.92	0.58	0.55	0.63	0.55	0.60	0.80	0.55
Dy	5.89	3.07	3.06	3.57	2.78	4.20	4.60	2.59
Er	3.51	1.84	2.04	2.52	1.65	2.00	2.70	1.59
Tm	0.56	0.33	0.33	0.35	0.29	0.40	0.50	0.27
Yb	2.90	2.70	2.20	3.40	2.50	2.38	2.59	2.70
Lu	0.50	0.28	0.26	0.33	0.25	0.40	0.50	0.27
Hf	4.48	1.81	2.29	2.08	1.62	2.00	2.60	1.74
Ta	0.83	0.60	0.53	0.50	0.60	0.50	0.50	0.66
Pb	12	19	9	15	13	11	29	9
Th	2.67	3.42	3.61	2.28	3.90	2.00	3.40	3.50
U	1.10	0.40	0.80	0.58	0.30	0.70	1.00	1.10
Zr/Ba	0.24	0.17	0.14	0.22	0.09	0.08	0.10	0.17
Zr/Nb	20.29	12.88	13.24	17.27	8.11	11.25	11.72	10.70
Nb/Th	2.54	1.52	1.02	1.44	1.35	2.40	1.70	2.00

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

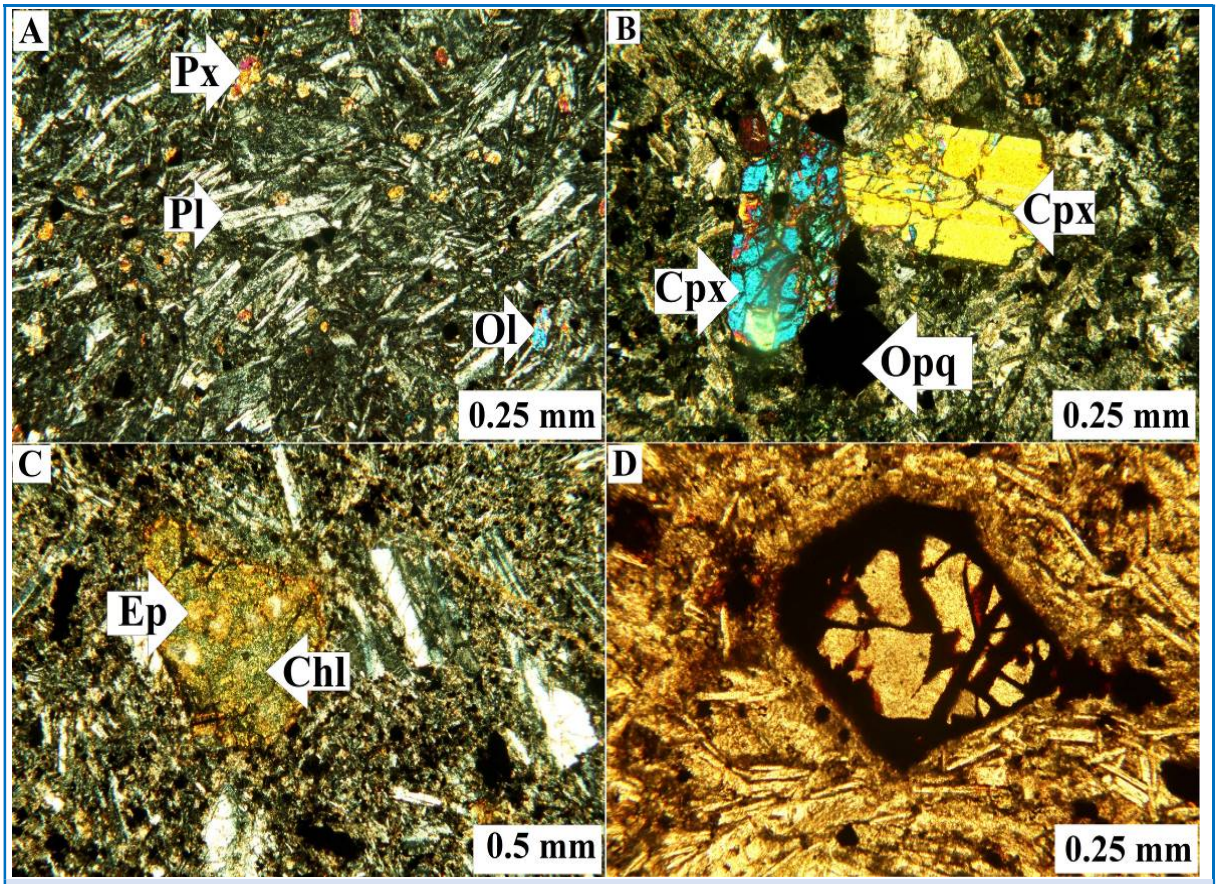
Rock Type	Basaltic- andesite								
Sample No.	Ch- 01	Ch- 02	Ch- 03	Ch- 07	Ch- 11	Ch- 19	Mf-19	Ch-22	Ch- 20
X	671062	670532	670268	670797	670169	670590	653913	670926	670896
Y	3674031	3674193	3674328	3674330	3674394	3674832	3667073	367398	3674593
K	14838	11048	16310	25077	14526	39344	7917	13365	33077
P	930	337	542	858	303	645	978	802	213
Ti	4876	1946	3187	4024	1073	3303	5962	2974	1672
V	150	49	137	178	267	37	167	162	21
Cr	29	69	30	67	32	12	200	15	6
Co	16.2	14.4	19.4	39.2	13.5	13.5	13.5	14.8	19.5
Ni	9	16	10	13	5	5	65	7	4
Cu	90	61	122	46	9691	26	50	10231	37
Zn	126	47	175	195	135	55	68	7	51
As	11.9	1.9	8.0	12.1	28.1	5.6	7.8	7.4	4.0
Rb	13	57	53	93	<1	119	31	<1	85
Sr	524.0	138.0	246.0	405.0	178.0	148.0	365.2	141.0	177.0
Y	20.3	22.3	15.4	18.5	15.1	26.5	18.9	13.4	17.0
Zr	76	66	53	128	34	110	121	71	57
Nb	2.9	2.7	3.6	3.9	2.7	2.7	9.4	7.0	3.9
Mo	12	26	116	82	3	1	<0.5	2	<0.1
Ag	0.4	0.2	0.2	0.5	2.6	0.4	0.3	1.1	0.3
Sn	0.1	0.2	0.7	0.8	0.4	0.9	1.3	0.3	0.5
Sb	1.9	1.8	1.7	1.1	2.3	<0.5	0.5	<0.5	<0.5
Cs	1.6	9.4	2.6	3.2	0.6	0.6	5.5	<0.5	0.6
Ba	650	683	759	956	610	788	525	710	663
La	26	24	20	23	22	21	14	20	23
Ce	52	36	31	52	36	38	36	28	34
Pr	4.86	3.43	2.69	5.20	0.84	4.35	4.15	1.07	4.12
Nd	17.9	12.4	18.9	17.6	13.2	17.0	19.4	14.6	12.8
Sm	4.97	3.68	2.39	3.97	3.70	4.02	3.50	2.85	3.06
Eu	1.73	1.27	1.22	1.28	0.71	1.11	1.10	0.27	0.28
Gd	3.36	2.38	1.92	2.78	0.60	3.44	3.68	1.74	2.53
Tb	0.44	0.45	0.43	0.51	0.19	0.56	0.70	0.27	0.34
Dy	3.24	2.97	2.37	4.27	0.44	3.96	4.00	1.95	2.36
Er	2.12	1.22	1.36	1.54	0.27	2.10	2.20	1.05	1.21
Tm	0.13	0.25	<0.1	0.16	<0.1	0.35	0.40	0.20	0.25
Yb	3.30	2.70	2.40	2.80	2.40	2.60	2.32	1.70	1.80
Lu	0.21	0.18	0.17	0.24	<0.1	0.31	0.40	0.14	0.23
Hf	2.19	1.85	1.86	2.66	1.49	2.48	2.50	1.97	1.74
Ta	1.17	1.35	0.66	1.31	0.72	0.39	0.60	0.22	0.40
Pb	16	11	12	17	95	12	20	35	10
Th	2.57	2.90	3.76	3.87	2.21	2.60	3.70	3.37	3.60
U	0.90	1.20	1.00	1.70	1.70	2.40	0.60	1.29	2.20
Zr/Ba	0.11	0.09	0.06	0.13	0.05	0.13	0.23	0.10	0.08
Zr/Nb	26.20	24.44	14.72	32.82	12.59	40.74	12.87	10.14	14.61
Nb/Th	1.12	0.93	0.95	1.00	1.22	1.03	2.54	2.07	1.08

سنگ‌نگاری

بر پایهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی بازیک-حد واسط منطقهٔ شمال‌باختری نایین، به‌صورت بازالت و آندزیت بازالت، دایک‌های مافیک با ترکیب دیاباز و دلریت و سنگ‌های آذرآواری به‌صورت توف ریولیتی و آندزیتی رخنمون یافته‌اند.

بازالت

سنگ‌های بازالتی با رنگ ظاهری قهوه‌ای تا سیاه و به‌صورت رخنمون‌های کم‌ارتفاع و با کانی‌سازی مس به‌صورت پراکنده در منطقه یافت می‌شوند. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری است و از درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در خمیره‌ای میکرولیتی و دانه‌ریز ساخته شده‌اند. همچنین، بافت‌هایی مانند پویی‌کیلیتیک و گلومروپورفیری نیز در بررسی‌های میکروسکوپی آنها دیده می‌شود. زمینهٔ دانه‌ریز این سنگ‌ها، از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و کانی‌های کدر ساخته شده است (شکل ۳- A).



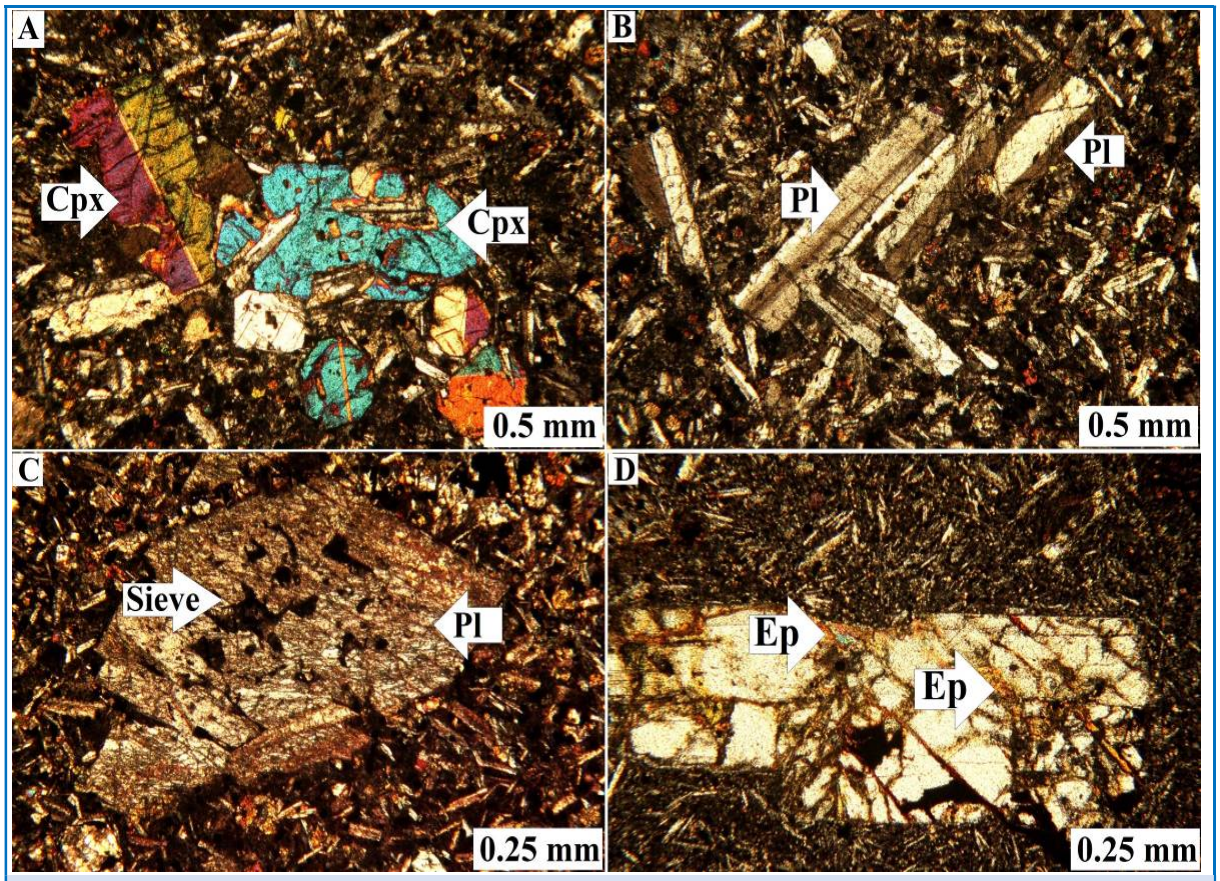
شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی بازالت‌های شمال‌باختری نایین؛ **A**) زمینهٔ دانه‌ریز با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز پیروکسن، الیوین و اکسید آهن- تیتانیم (در XPL)؛ **B**) درشت بلور کلینوپیروکسن و کانی کدر در زمینه‌ای دانه‌ریز از کانی‌های دگرسانی و کدر (در XPL) ؛ **C**) کانی اپیدوت و کلریت پدیدآمده از دگرسانیِ درشت‌بلور پیروکسن (XPL) ؛ **D**) کانی الیوین ایدینگزیتی‌شده که تنها قالبی از آن به‌جای مانده است (در PPL).

Figure 3. Microphotographs of basalt in the northwest of Nain. **A**) Fine-grained groundmass containing plagioclase microlites and microcrystals of pyroxene, olivine, and iron-titanium oxide (in XPL); **B**) clinopyroxene phenocryst and opaque mineral in a fine-grained groundmass of opaque and alteration minerals (in XPL); **C**) Epidote and chlorite minerals resulted from alteration of pyroxene phenocryst (in XPL); **D**) Olivine iddingsite of which only a mold remains (in PPL).

کانی پلاژیوکلاز به‌صورت میکرولیت‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با اندازهٔ ۰/۲ تا ۱/۵ میلیمتر و نزدیک به ۳۰ تا ۵۰ درصدحجمی دیده می‌شود. درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن با اندازهٔ ۱ تا ۲ میلیمتر از دیگر سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند و نزدیک به ۵ تا ۱۰ درصدحجمی سنگ‌ها را در بر گرفته‌اند (شکل ۳- B). در برخی نمونه‌ها، کانی کلینوپیروکسن به‌طور کامل به اپیدوت و کلریت دگرسان شده است (شکل ۳- C). کانی الیوین به مقدار کم در برخی نمونه‌های این سنگ‌ها به‌صورت درشت بلور و ایدینگزیتی، دیده می‌شود. گاهی شدت ایدینگزیتی‌شدن به اندازه‌ای است که تنها قالب کانی به‌جای مانده است (شکل ۳- D).

آندزیت بازالت

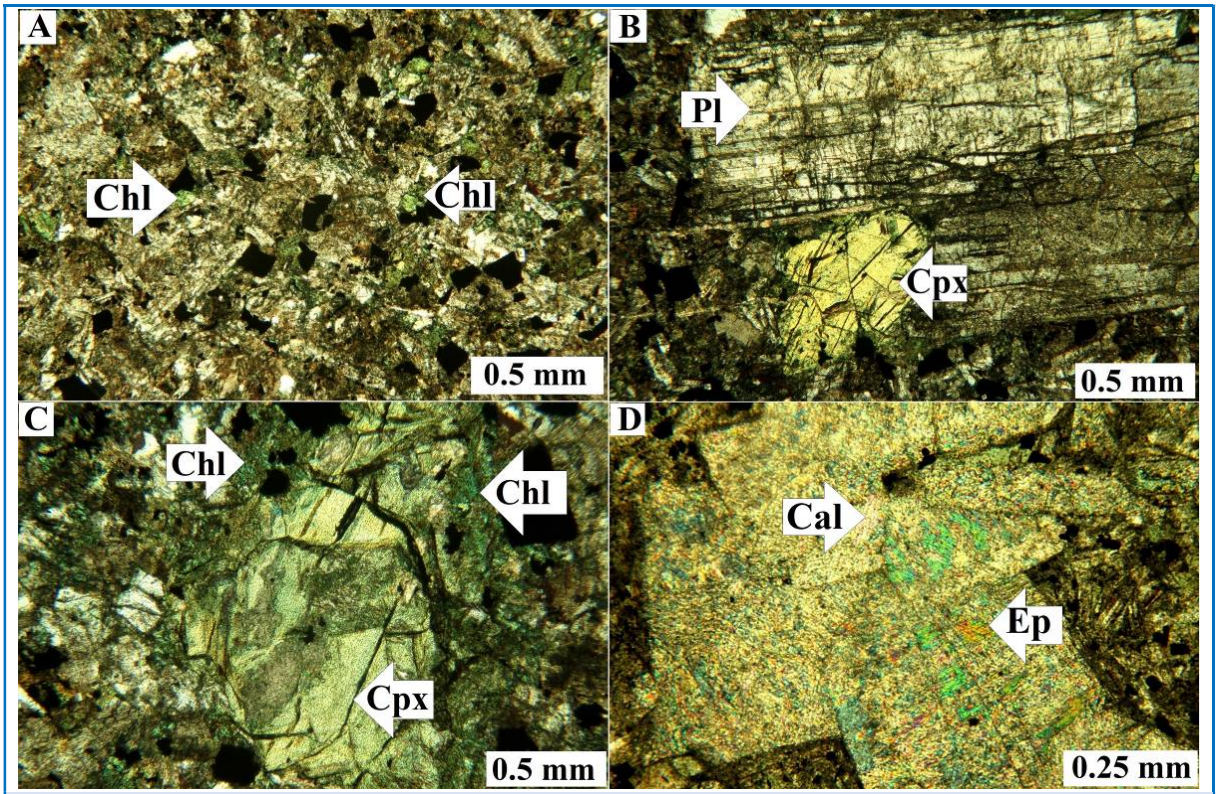
آندزیت‌بازالت‌ها از اصلی‌ترین و گسترده‌ترین واحد آتشفشانی منطقه هستند و در نمونهٔ دستی به رنگ هوازده قهوه‌ای تیره تا روشن و به‌صورت توده‌ای دیده می‌شوند. این واحد، در گسترهٔ بزرگی از محدوده با کانی‌سازی مس همراه است. برپایهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاری، بافت اصلی این سنگ‌ها، پورفیری با زمینهٔ میکرولیتی است و گاهی بافت‌های گلومروپورفیری و جریانی دارند (شکل ۴- A).



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی از آندزیت بازالت‌های شمال‌باختری نایین؛ **A**) بافت گلومروپورفیری کانی کلینوپیروکسن (در XPL)؛ **B**) درشت بلور پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه ریز از کانی‌های حاصل از دگرسانی و کدر (در XPL)؛ **C**) بافت غربالی درشت بلور پلاژیوکلاز (در XPL)؛ **D**) درشت بلور پلاژیوکلاز دگرسان شده به کانی اپیدوت (در PPL).

Figure 4. Microphotographs of basaltic-andesite in the northwest of Nain. **A**) Glomeroporphyritic texture of clinopyroxene mineral (XPL); **B**) Plagioclase phenocryst in a fine-grained groundmass of minerals resulting from alteration and opaque (XPL); **C**) Sieve texture of plagioclase phenocryst (XPL); **D**) Plagioclase phenocryst altered to epidote mineral (XPL).

این سنگ‌ها، نزدیک به ۲۰ تا ۲۵ درصدحجمی درشت بلور (پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن) دارند که در زمینه‌ای دانه‌ریز با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز پیروکسن، الیوین و اکسید آهن- تیتانیم پراکنده هستند. کانی کلینوپیروکسن با اندازهٔ ۰/۱ تا ۱/۵ میلیمتر به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار از کانی‌های اصلی سنگ هستند و نزدیک به ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را دربرگرفته‌اند. کانی پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازهٔ ۰/۲ تا ۲/۵ میلیمتر و نزدیک به ۴۰ تا ۶۰ درصدحجمی به‌صورت درشت بلور و میکرولیت با بافت غربالی دیده می‌شود (شکل‌های ۴- B و C). بافت غربالی و گردشدگی کانی‌ها نشان‌دهندهٔ نبود تعادل هنگام انجماد ماگماست و شاید در پی بالاآمدن سریع ماگما، افزایش بخار آب و فرایندهای آلایش و هضم (Tsuchiyama, 1985; Pudlo and Franz, 1995) و افت پرشتاب و ناگهانی فشار (Nelson and Montana, 1992; Singer et al., 1995; Zellmer et al., 2003) پدید آمده باشند. بر پایهٔ زاویهٔ خاموشی، ترکیب درشت بلورهای پلاژیوکلاز الیگوکلاز است. در بیشتر موارد، این کانی دگرسان و سوسوریتی شده است و با کانی‌های اپیدوت و کلسیت جایگزین شده است (شکل ۴- D).

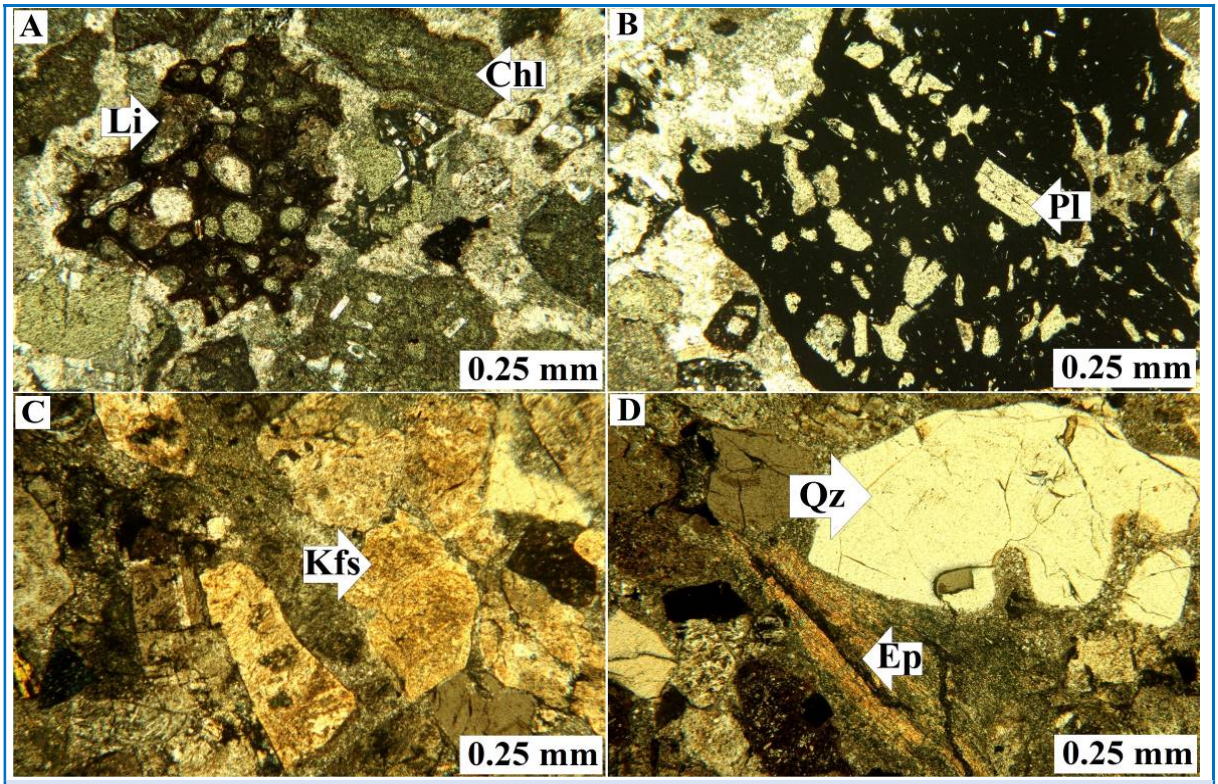


شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی از دایک‌های دیاباز و دلریتی در شمال‌باختری نایین؛ **A**) بافت اینترگرانولار در نمونهٔ دیاباز؛ **B**) درشت بلور پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در نمونهٔ دیاباز؛ **C**) کانی پیروکسن در حال جایگزینی با آمفیبول و کلریت به‌همراه کانی کدر در نمونهٔ دیاباز؛ **D**) کانی پلاژیوکلاز در حال جایگزینی با کلسیت و اپیدوت در نمونهٔ دلریتی.

Figure 5. Microphotographs of diabase and doleritic dikes in the northwest of Nain. **A**) Intergranular texture in the diabase sample; **B**) Plagioclase phenocryst and clinopyroxene in the diabase sample; **C**) Pyroxene mineral replacing by amphibole and chlorite along with opaque mineral in the diabase sample; D) Plagioclase mineral replacing by calcite and epidote in the doleritic sample.

سنگ‌شناسی دایک‌های دیابازی و دلریتی

دیابازها و دلریت‌های منطقه به‌صورت دایک رخنمون دارند. این سنگ‌ها در نمونهٔ دستی به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری تیره هستند. در بررسی مقاطع میکروسکوپی، بیشتر دیابازها و دلریت‌ها کانی‌هایی با اندازهٔ ریز تا متوسط دانه دارند و بافت اینترگرانولار در آنها دیده می‌شود (شکل ۶- A). کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی سازندهٔ این سنگ‌ها هستند (شکل ۶- B). افزون بر کانی‌های اصلی، کانی‌های پدیدآمده هنگام دگرسانی، مانند کلریت، کلسیت، اپیدوت وکوارتز نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌های دیاباز، کانی پیروکسن در حال جایگزینی با آمفیبول و کلریت است (شکل ۶- C). دگرسانی سوسوریتی در برخی نمونه‌های دیاباز، پلاژیوکلاز را با مجموعه‌ای از کانی‌های اپیدوت و کلسیت جایگزین کرده است (شکل ۶- D).



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از توف‌های شمال‌باختری نایین. **A**، **B**) قطعات لیتیک با اندازه و ترکیب‌های متفاوت در نمونه‌های توف آندزیتی؛ **C**) کانی پتاسیم‌فلدسپارِ کائولینیتی‌شده در نمونهٔ توف ریولیتی؛ **D**) کانی کوارتز با خوردگی خلیجی به‌همراه کانی ثانویه اپیدوت در نمونهٔ توف ریولیتی.

Figure 6. Microphotographs (in XPL) of the tuffs in the northwest of Nain. **A, B**) Lithic piece with different sizes and compositions in andesite tuff sample; **C**) Kaolinitized potassium feldspar mineral in the rhyolitic tuff sample; **D**) Quartz with corrosion Gulf along with secondary epidote in the rhyolite tuff sample.

در این نمونه‌ها، کانی کلینوپیروکسن به‌صورت بی‌شکل و اندازهٔ نزدیک به ۱ تا ۲ میلیمتر دیده می‌شود. در برخی نمونه‌های دلریتی نیز رگه‌های کلسیتی دیده می‌شوند.

سنگ‌شناسی توف‌ها

ترکیب سنگ‌شناسی این توف‌ها، بیشتر آندزیتی و ریولیتی است و شامل لیتیک توف و کریستال توف هستند. بافت بیشتر این توف‌ها، جریانی است. در کل،

بلورها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه‌های متفاوت هستند. بیشتر لیتیک‌ها زاویه‌دار و تا اندازه‌ای گردشدگی دارند. جنس لیتیک‌ها متفاوت است و بافت پورفیری دارند (شکل ۶- A). بیشتر لیتیک‌ها زمینهٔ شیشه‌ای دارند و کانی‌های پلاژیوکلاز و کلریت در زمینه‌ای از شیشه دیده می‌شوند (شکل ۶- B). در این توف‌ها، کانی پیروکسن با کلریت و کانی پلاژیوکلاز به‌طور کامل با کلسیت جایگزین شده است. پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز از کانی‌های اصلی توف ریولیتی هستند. در بیشتر موارد، کانی پتاسیم‌فلدسپار کائولینیتی شده است (شکل ۶- C). کانی کوارتز به‌صورت درشت بلور با خوردگی خلیجی در توف ریولیتی دیده می‌شود (شکل ۶- D). کانی‌های کدر از مهم‌ترین کانی‌های فرعی در مقاطع به‌شمار می‌روند. در این مقاطع، سریسیت، کلریت، اپیدوت و کوارتز ثانویه از کانی‌های ثانویه هستند.

زمین‌شیمی سنگ کل

نام‌گذاری و شناخت سری ماگمایی

داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (بر پایهٔ ppm) در سنگ‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط در شمال‌باختری نایین در جدول ۱ آورده شده‌اند. باتوجه به تأثیر و شدت پدیدهٔ دگرسانی روی سنگ‌های آتشفشانی این مناطق و تغییر در ترکیب شیمیایی و پیدایش آشفتگی در رده‌بندی این سنگ‌ها، از فراوانی عنصرهای کمیاب و کم تحرک Nb، Y، Zr و Ti برای نامگذاری سنگ‌های یادشده بهره گرفته شد. در رده‌بندی پیرس (Pearce, 1996) و وینچستر و فلوید (Winchester and Floyd, 1977) که بر پایهٔ تغییرات Nb/Y در برابر Zr/Ti ترسیم شده است، سنگ‌های محدوده‌های اکتشافی مهراندو و صفافولاد بیشتر در محدودهٔ بازالت و نمونه‌های چکاد بیشتر در گسترهٔ آندزیت بازالت جای می‌گیرند (شکل‌های ۷- A و B). بررسی سرشت ماگما در شناخت محیط‌های زمین‌ساختی و ژئودینامیکی اهمیت ویژه‌ای دارد. برای این منظور نمودارهای Y در برابر Zr (شکل ۷- C)، و نمودار نسبت عنصرهای کمیاب Co در برابر Th (شکل ۷- D)، به‌کار برده شدند. بر پایهٔ نمودار Y در برابر Zr، نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ سری تحولی و کالک‌آلکالن هستند و در نمودار Co در برابر Th، نمونه‌ها در محدودهٔ سری ماگمایی کالک‌آلکالن جای می‌گیرند (شکل‌های ۷- C و ۷- D).

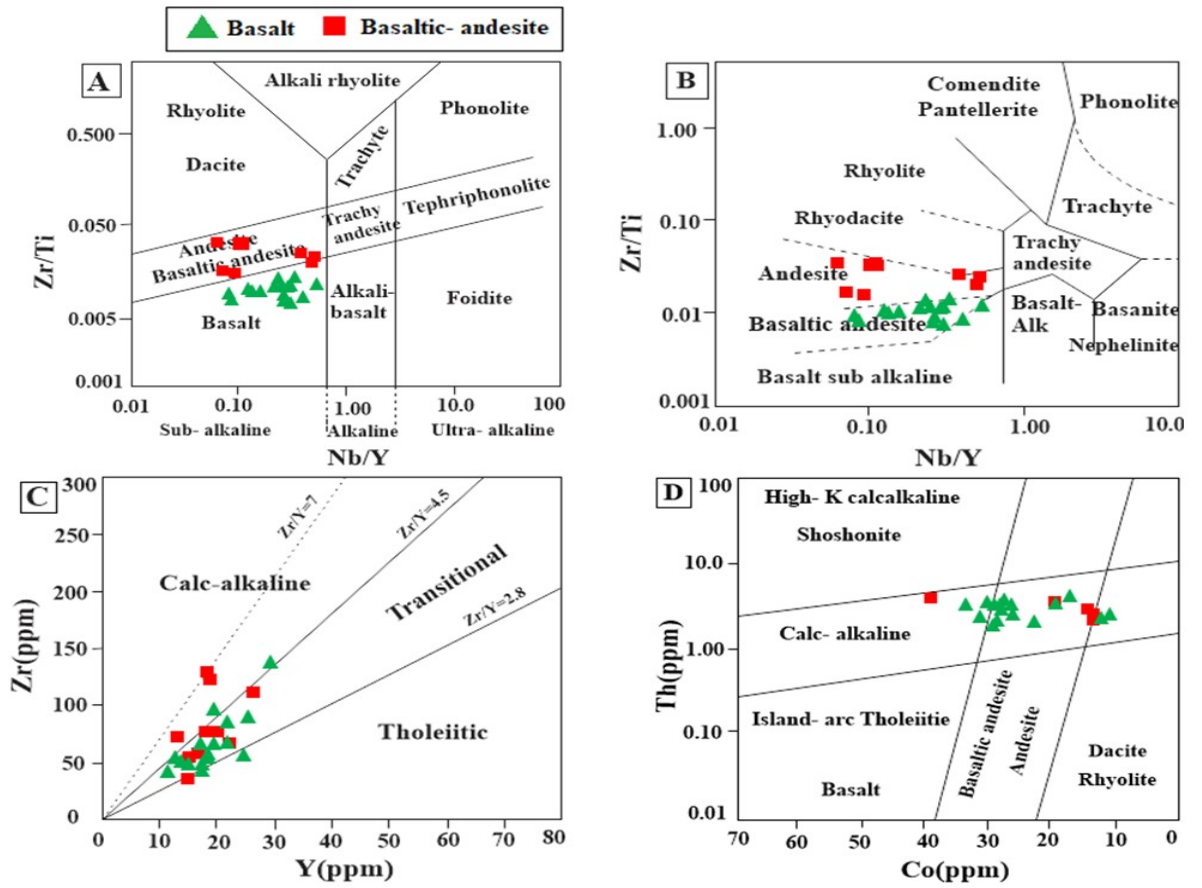
بررسی تغییرات عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب

کاربرد عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگما، شناخت خاستگاه مجموعه‌های سنگی و فرایندهای مؤثر بر آن بسیار کارآمد است. الگوی تغییرات عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)، برای سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری نایین در شکل ۸- A نمایش داده شده است. نمونه‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE) غنی‌شدگی و از عنصرهای با میدان پایداری بالا (HFSE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها از ویژگی‌های بیشتر ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش هستند (Yang and Li, 2008; Kuscu and Geneli, 2010). بی‌هنجاری مثبت در عنصرهای Ba، K و Rb و بی‌هنجاری منفی در عنصرهای Nb، Ti، Ta و Zr، از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماتیسم در کمان‌های آتشفشانی مرتبط با پهنهٔ فرورانش و حاشیهٔ فعال قاره‌ای هستند و نشان‌دهندهٔ پیدایش این سنگ‌ها از خاستگاه گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای دگرنهاد[2] باشد (Chashchin et al., 2016; Yu et al., 2016). بی‌هنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است. ازاین‌رو، بی‌هنجاری منفی ماگماهای گوشته‌ای از این

[2] metasomatized

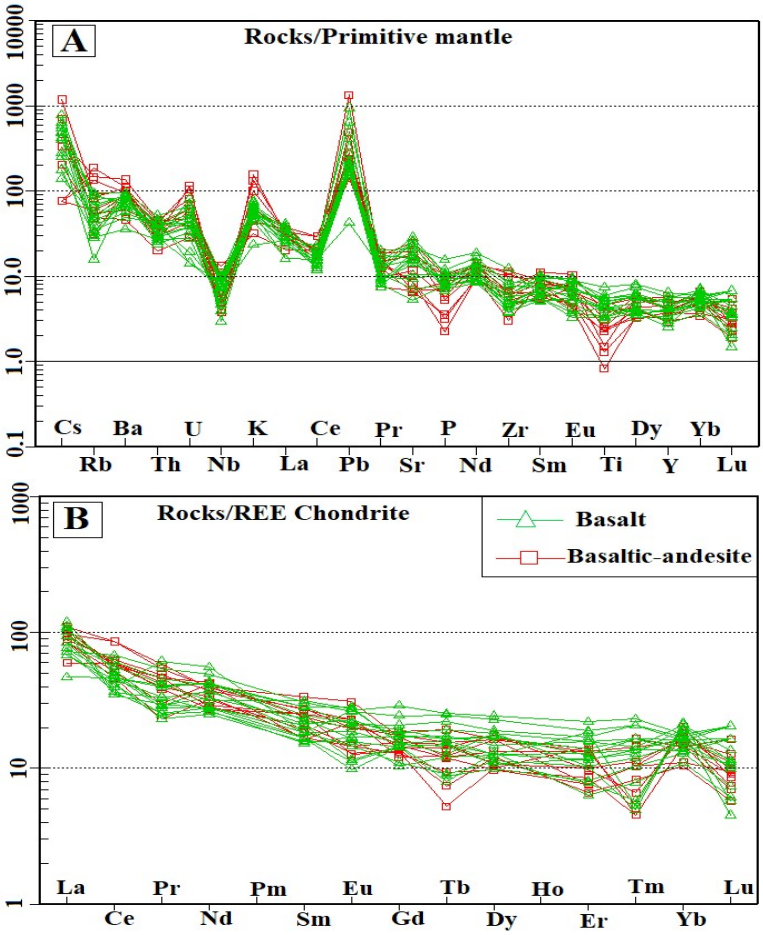
عنصر چه‌بسا نشان‌دهندهٔ مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Reichow et al., 2005).

در نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Anders and Grevesse, 1989)، نمونه‌های بررسی‌شده، همانند سری‌های کالک‌آلکالن، از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Machado et al., 2005; Aslan et al., 2017) و بی‌هنجاری منفی ضعیف Eu دارند (شکل ۸- B). تهی‌شدگی ضعیف Eu همراه با الگوی کم شیب عنصرهای خاکی کمیاب (REE) چه‌بسا در ارتباط با جدایش اندک کانی پلاژیوکلاز کلسیک و یا فوگاسیتهٔ بالای اکسیژن در محیط تبلور ماگما باشد (Aslan et al., 2017). همچنین، بی‌هنجاری منفیِ Eu از ویژگی‌های گدازه‌های کالک‌آلکالن وابسته به پهنه‌های فرورانش است و حضور کانی پلاژیوکلاز به‌عنوان فاز بجامانده در هنگام ذوب‌بخشی را نشان می‌دهد (Yang and Li, 2008).



شکل ۷. رده‌بندی شیمیایی و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی در شمال‌باختری نایین. **A**) نمودار نسبت عنصرهای کمیاب Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996)؛ **B**) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Winchester and Floyed, 1977)؛ **C**) نمودار Y در برابر Zr (Ross and Bedrad, 2009)؛ **D**) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al, 2007).

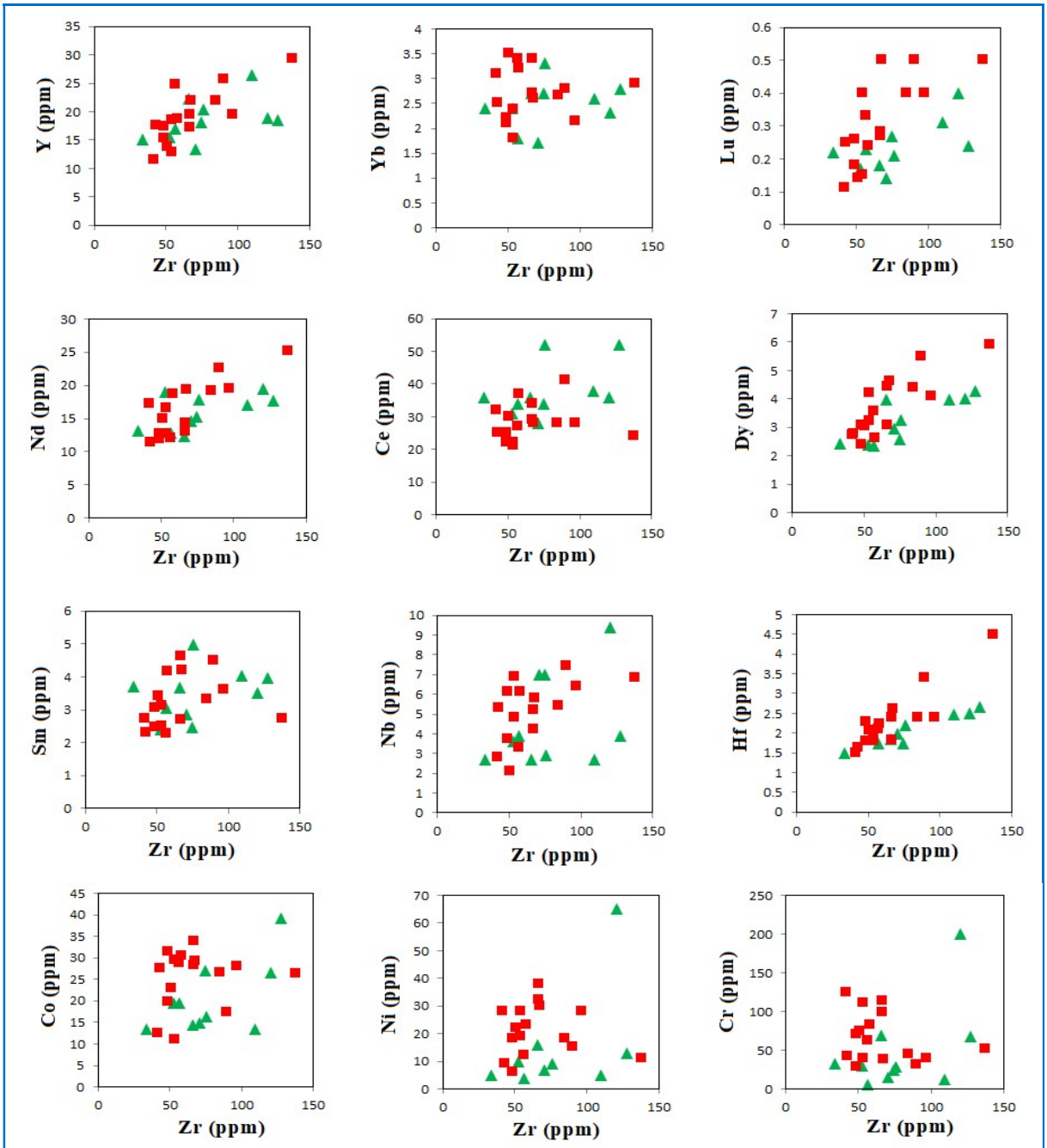
Figure 7. Chemical classification and determination of magmatic series of volcanic rocks located in the northwest of Nain. **A**) Zr/Ti versus Nb/Y trace elements ratio diagram (Pearce, 1996); **B**) Zr/Ti versus Nb/Y diagram (Winchester and Floyed, 1977); **C**) Zr versus Y diagram (Ross and Bedrad, 2009); **D**) Th versus Co diagram (Hastie et al, 2007).



شـکل ۸. الگوهـای عنصـرهای کمیـاب در سـنگ‌های آتشفشـانی در شـمال‌باختری نـایین. **A**) نمـودار عنصـرهـای کمیـاب بهنجارشـده بـه ترکیـب گوشـتهٔ اولیـه (داده‌هـای بهنجارسـازی از Sun and McDonough (1989)؛ **B**) نمـودار عنصـرهـای خـاکی کمیـاب بهنجارشـده بـه ترکیـب کندریت (داده‌های بهنجارسازی شده از Anders and Grevesse, 1989).

Figure 8. Trace elements patterns of volcanic rocks located in the northwest of Nain. **A**) Primitive mantle-normalized trace element diagram (normalization values from Sun and McDonough, 1989), **B**) Chondrite-normalized REEs elements diagram (normalization values from Anders and Grevesse, 1989).

بـه‌طورکلی غنی‌شـدگی عنصـرهای LREE نسـبت بـه عنصرهای HREE همراه با غنی‌شدگی در عنصرهای LILE و تهی‌شدگی عنصرهای HFSE در واحدهای آتشفشـانی بازیـک تا حد واسط شـمال‌باختری نـایین گویـای وابسـتگی آنهـا بـه پهنـه‌های فـرورانش هسـتند (Marchev et al., 2004; Nicholson et al., 2004; Helvaci et al., 2009; Zulkarnain, 2009; Asiabanha et al., 2012). بـرای بررسی رفتار زمین‌شـیمیایی عنصـرها و نشـان‌دادن وابسـتگی زایشی سنگ‌های آتشفشانی در گسترهٔ بررسی‌شده با یکـدیگر، نمودارهای دوتاییِ عنصرهای کمیاب ناسازگار و سـازگار بـه‌کار بـرده شـدند. بـرای پـی‌بـردن بـه رونـد تحـولات ماگمـایی از عنصرهایی بهره گرفتـه شـد کـه بـا فراینـدهای ثانویـه ماننـد دگرسـانی و دگرگـونی درجـهٔ کـم دچـار تغییـر نمی‌شـوند و نامتحرک هستند. این عنصرها شامل عنصرهای ناسازگار (Zr, Hf, Y, Yb, Nd, Nb, Dy, Lu, Sm, Ce) و برخـی عنصرهای واسطه ماننـد Ni، Cr و Co هسـتند (Gahlan et al., 2006). ازایـن‌رو، عنصـر بسـیار ناسـازگارِ Zr کـه تحـرک بسیار کمی دارد (Talusani, 2010; Meng et al., 2012) و در نمونه‌های سنگی دامنهٔ تغییرات نشان می‌دهد برای ترسـیم نمودارهای دوتایی به‌کار برده شد (شکل ۹).



شکل ۹. ترکیب نمونه‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط شمال‌باختری نایین در نمودارهای تغییرات عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در برابر Zr (بر پایهٔ ppm). (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۷).

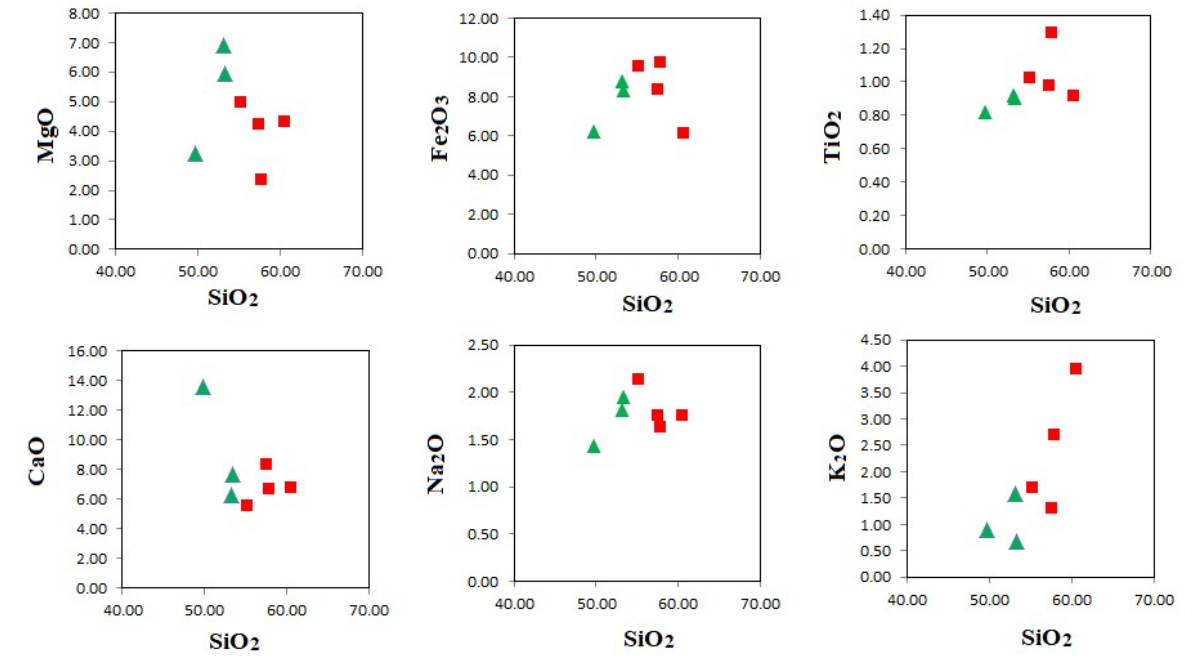
Figure 9. Composition of the basic-intermediate volcanic rocks of northwest Nain in the varioation diagrams of trace and rare earth elements versus Zr (in ppm) (Symbols are as Figure 7).

در نمودارهای تغییرات (شکل ۹)، عنصرهای ناسازگار (Hf, Y, Yb, Nd, Nb, Dy, Lu, Sm, Ce) در برابر Zr روند مثبت و عنصرهای سازگار (Ni, Co, Cr) در برابر Zr روند کمابیش منفی نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها گویای نزدیکی زایشی و خویشاوندی سنگ‌های منطقه با یکدیگر است (Ghasemi et al., 2017). همچنین، با توجه به

حساسیت برخی عنصرهای کمیاب در برابر تحولات ماگمایی، پراکندگی شماری از نمونه‌ها می‌تواند گویای تغییر شرایط زمین‌شیمیایی در هنگام پیدایش، صعود، فوران و انجماد ماگما باشد.

بررسی نقش تبلور تفریقی و اختلاط ماگمایی در آشیانه ماگمایی

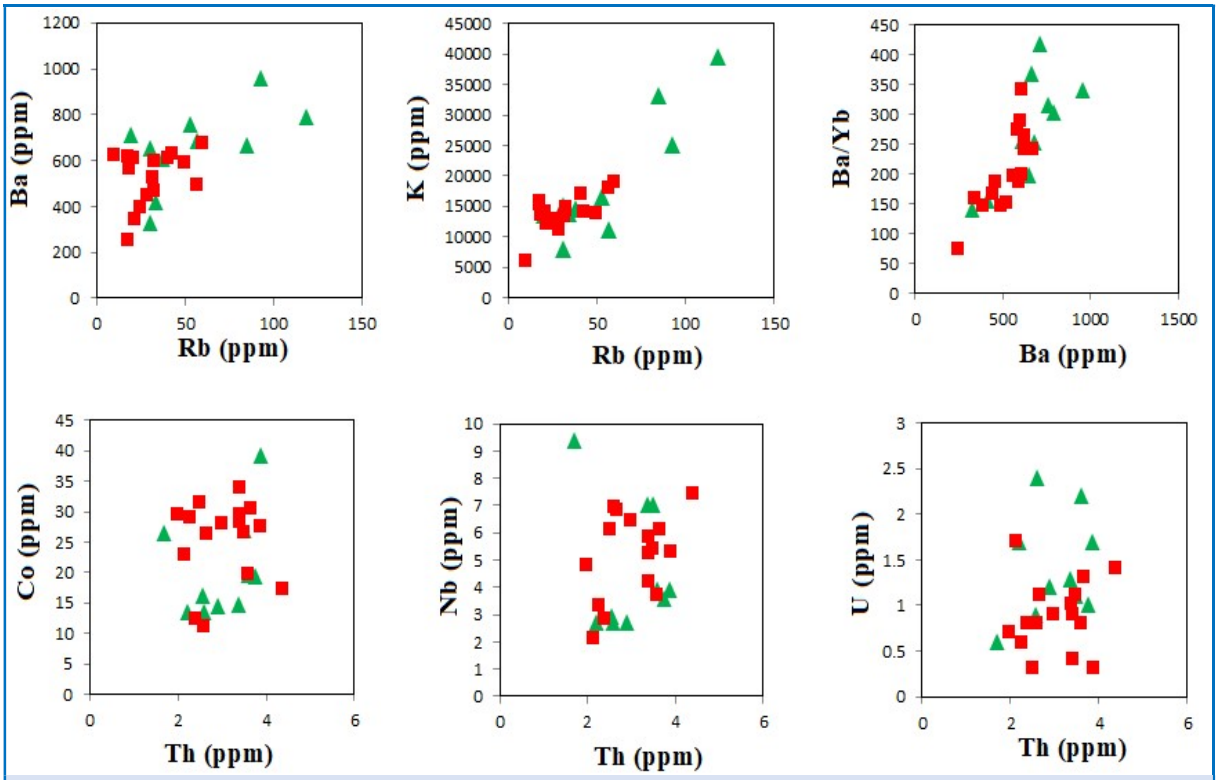
مذاب‌های نخستین جداشده از گوشته مقدار نیکل (Ni) بیشتر از ۴۰۰ ppm و کروم (Cr) بیشتر از ۱۰۰۰ ppm دارند (Wilson, 1989). مقدار Cr (۱۲۴ ppm - ۲۸) با میانگین ۶۵/۵۶ برای بازالت‌ها و ۲۰۰ - ۶ با میانگین ۴۸/۴۰ ppm برای آندزیت‌بازالت‌ها) و Ni (۳۸ - ۶ با میانگین ۱۹/۸۳ برای بازالت‌ها و ۶۵ - ۴ با میانگین ۱۴/۸۸ ppm برای آندزیت‌بازالت‌ها) در ترکیب این سنگ‌ها بسیار کم است. مقایسه ترکیب سنگ‌های آتشفشانی با مقادیر Ni و Cr در مذاب‌های اولیهٔ گوشته نشان می‌دهد ماگمای سازندهٔ این سنگ‌ها، ماگمای اولیه نبوده است و پس از پیدایش در گوشته، دچار تحول و تکامل شده است. همچنین، شاید ماگما در آشیانهٔ ماگمایی و یا هنگام صعود به‌سوی پوستهٔ بالایی دچار جدایش بلوری شده باشد که حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن نیز این مسئله را تأیید می‌کند (Zhang et al., 2009; Shahsavari Alavijeh et al., 2019). همچنین، این روند نشان‌دهندهٔ جدایش بیلورین کانی‌های کلینوپیروکسن و الیوین است (Tang et al., 2012; Ma et al., 2013). برای بررسی تغییرات فراوانی عنصرها در سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در هنگام جدایش بلوری، از نمودارهای دوتاییِ اکسید اصلی SiO_2 در برابر اکسید عنصرهای اصلی بهره گرفته شد. بر پایهٔ شکل ۱۰، روند کاهشی TiO_2، Fe_2O_3، MgO و CaO در برابر افزایش SiO_2 به‌ترتیب پیامد تبلوربخشی کلینوپیروکسن، اکسیدهای آهن- تیتانیم و پلاژیوکلاز دانسته می‌شود (Ahmadian et al., 2010). اکسیدهای Na_2O و K_2O که با افزایش SiO_2، روند خطی و افزایشی نشان می‌دهند شاخصی برای رخداد فرایندهای تبلوربخشی و هضم هستند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. رفتار اکسید عنصرهای اصلی در برابر SiO_2 برای سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری نایین. (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۷).

Figure 10. Variation of main oxides of elements versus SiO2 for the volcanic rocks of the northwest Nain (Symbols are as Figure 7).

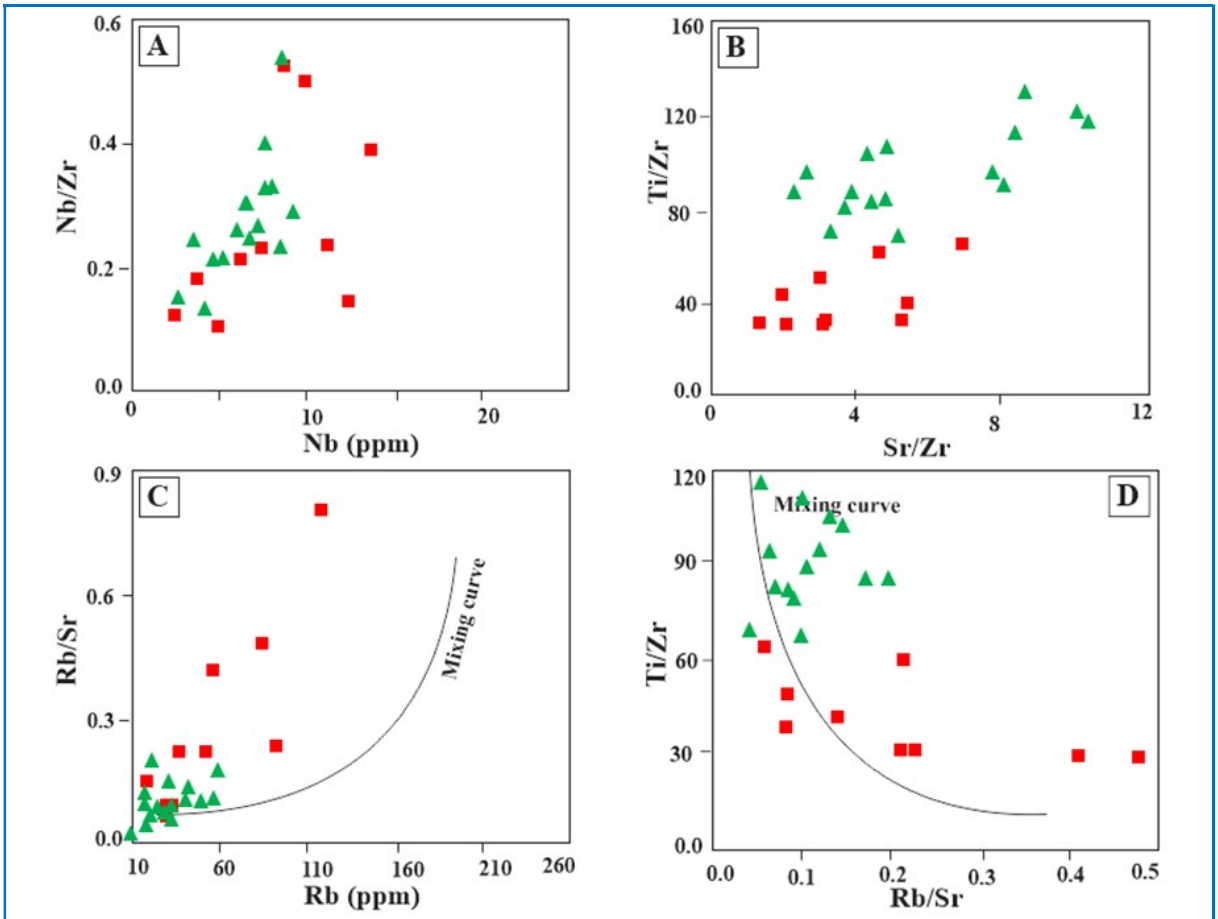
کاربرد نمودارهای تغییرات عنصرهای سازگار و ناسازگار برای بررسی نقش فرایندهای ذوب‌بخشی و تبلوربخشی می‌تواند بسیار کارآمد باشد (Aldanmaz et al., 2000). بر پایهٔ نمودارهای شکل ۱۱، افزایش Nb و U و کاهش Co در برابر افزایش Th، افزایش K و Ba در برابر افزایش Rb و افزایش نسبت Ba/Yb در برابر افزایش Ba نشان می‌دهند جدایش بلوری ماگما هنگام تبلوربخشی در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی منطقه دخالت داشته است.



شکل ۱۱. نمودار تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار برای بررسی روندهای زمین‌شیمیایی و فرایندهای مؤثر در تحول ماگما (علائم مشابه شکل ۷).

Figure 11. Diagram of changes in the consistent and incompatible elements to investigate geochemical trends and effective processes in magma evolution (Symbols are as Figure 7).

در هنگام پیدایش ماگما، افزون‌بر جدایش بلوری، اختلاط ماگمایی نیز در سرنوشت ماگما تأثیر بسزایی دارد. پدیدهٔ اختلاط ماگمایی در نمودارهای Nb در برابر Nb/Zr (شکل ۱۲- A) و Sr/Zr در برابر Ti/Zr (شکل ۱۲- B) بررسی می‌شود. بر پایهٔ این دو نمودار، روند صعودی و شیب‌دار نمونه‌های آتشفشانی بررسی‌شده با روند اختلاط ماگمایی همخوانی دارد. همچنین، در نمودارهای Rb در برابر Rb/Sr و Rb/Sr در برابر Ti/Zr (شکل‌های ۱۲- C و ۱۲- D)، نمونه‌ها هم‌روند با منحنی‌های آمیختگی هستند که این ویژگی گویای پدیدهٔ اختلاط ماگمایی است. پس به احتمال بالا ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ بررسی‌شده از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای پدید آمده است که به‌علت آمیختگی با ماگمای بازالتی در هنگام صعود و جایگیری در آشیانهٔ ماگمایی هنگام رخداد فرایندهای جدایش بلوری، آلایش و هضم، انواع متفاوتی از سنگ‌های منطقه را به‌دنبال داشته است.



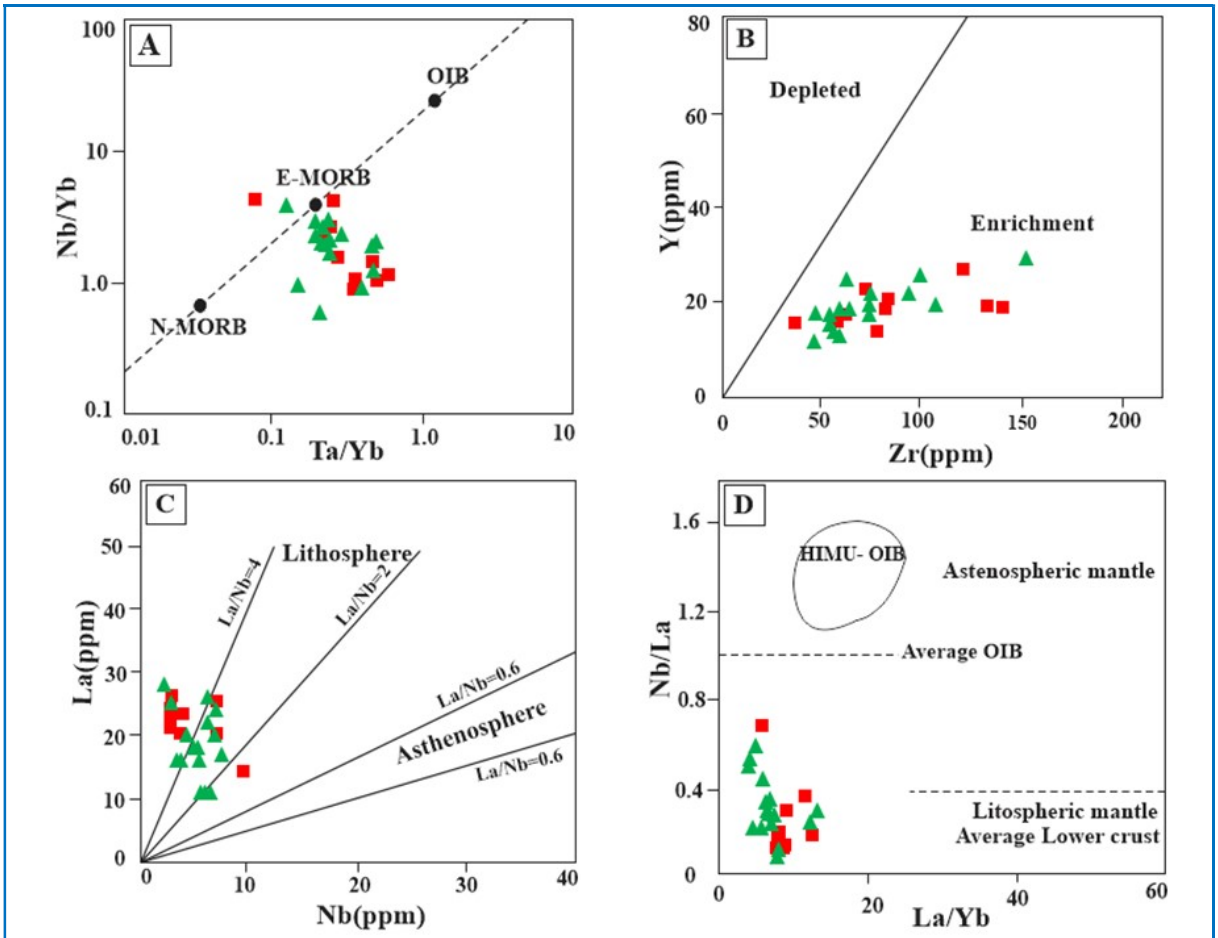
شـکل ۱۲. تعیـین پدیـده اخـتلاط ماگمـایی در سـنگ‌های آتشفشـانی شـمال‌باختری نـایین؛ **A**) نمـودار Nb در برابـر Nb/Zr (Soesoo, 2000)؛ **B**) نمـودار تغییـرات Sr/Zr در برابـر Ti/Zr (Karsli et al., 2007)؛ **C**) نمـودار Rb در برابـر Rb/Sr (Kaygusuz et al., 2018)؛ **D**) نمودار Rb/Sr در برابر Ti/Zr (Kaygusuz et al., 2018) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۷).

Figure 12. Determination of magmatic mixing in the volcanic rocks in the Northwest of Nain; **A**) Nb versus Nb/Zr diagram (Soesoo, 2000); **B**) Sr/Z versus Ti/Zr diagram (Karsli et al., 2007); **C**) Rb versus Rb/Sr diagram (Kaygusuz et al., 2018); **D**) Rb/Sr versus Ti/Zr diagram (Kaygusuz et al., 2018) (Symbols are as Figure 7).

سرشت سنگ خاستگاه

عنصرهـای کمیـاب بـا ناسـازگاری متفـاوت بـرای شـناخت غنی‌شـدگی یـا تهی‌شـدگی در خاسـتگاه ماگمـا بـه‌کار بـرده می‌شـوند. ازآنجایی‌کـه عنصـرهـای بـا میـدان پایـداری بـالا (HFSE) و عنصـرهـای خـاکی کمیـاب سـنگین (HREE) در مقایسـه بـا دیگـر عنصـرهـای کمیـاب، تحـرک کمتـری در سـیال دارنـد بـرای ایـن کـار مناسـب هسـتند (Pang et al., 2013). ازایـن‌رو، نمـودار Ta/Yb در برابـر Nb/Yb بـه‌کار بـرده شـد. بـر پایـهٔ ایـن نمـودار، بیشـتر داده‌هـای سـنگ‌های منطقـه در محـدودهٔ E-MORB جـای می‌گیرنـد (شـکل ۱۳- A). ایـن ویژگـی نشـان می‌دهـد جـدای از غنی‌شـدگی وابسـته بـه سـیال، گوشـتهٔ خاسـتگاه ماگمـای سـنگ‌های بررسی‌شـده نیـز از عنصـرهـای کمیـاب ناسـازگار غنـی بـوده اسـت. بـر پایـهٔ داده‌هـای سـان و مک‌دونـاف (Sun and McDough, 1989)، مقـدار Zr/Y برابـر بـا ۲/۴۶ و Nb/Y برابـر بـا ۰/۰۸ نشـان‌دهندهٔ خاسـتگاه گوشـته‌ای تهی‌شـده اسـت. مقـدارهای کمـابیش متغیـر Zr/Y (۲۵/-۲) ۶/۹۱ و Nb/Y (۰/۱-۰/۰۵) در نمونـه‌هـای منطقـه

نشان‌دهندهٔ جدایش آنها از خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده است. همچنین، نمودار تغییرات عنصرهای ناسازگار Zr در برابر Y، وابستگی این نمونه‌ها به گوشته غنی‌شده را نشان می‌دهد (شکل ۱۳- B).



شکل ۱۳. تعیین سرشت خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری نایین. **A**) نمودار Nb/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982; Pang et al., 2013) (ترکیب N- MORB, E- MORB و OIB از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) است. خط منقطع نشانهٔ آرایه گوشته‌ای است که برپایهٔ ترکیب N-MORB و OIB برون‌یابی شده است)؛ **B**) نمودار تغییرات Zr در برابر Y (Abu-Hamatte, 2005)؛ **C**) نمودار Nb در برابر La (Gusev and Korobeinikov, 2009)؛ **D**) نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Chukwu and Obiora, 2014) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۷).

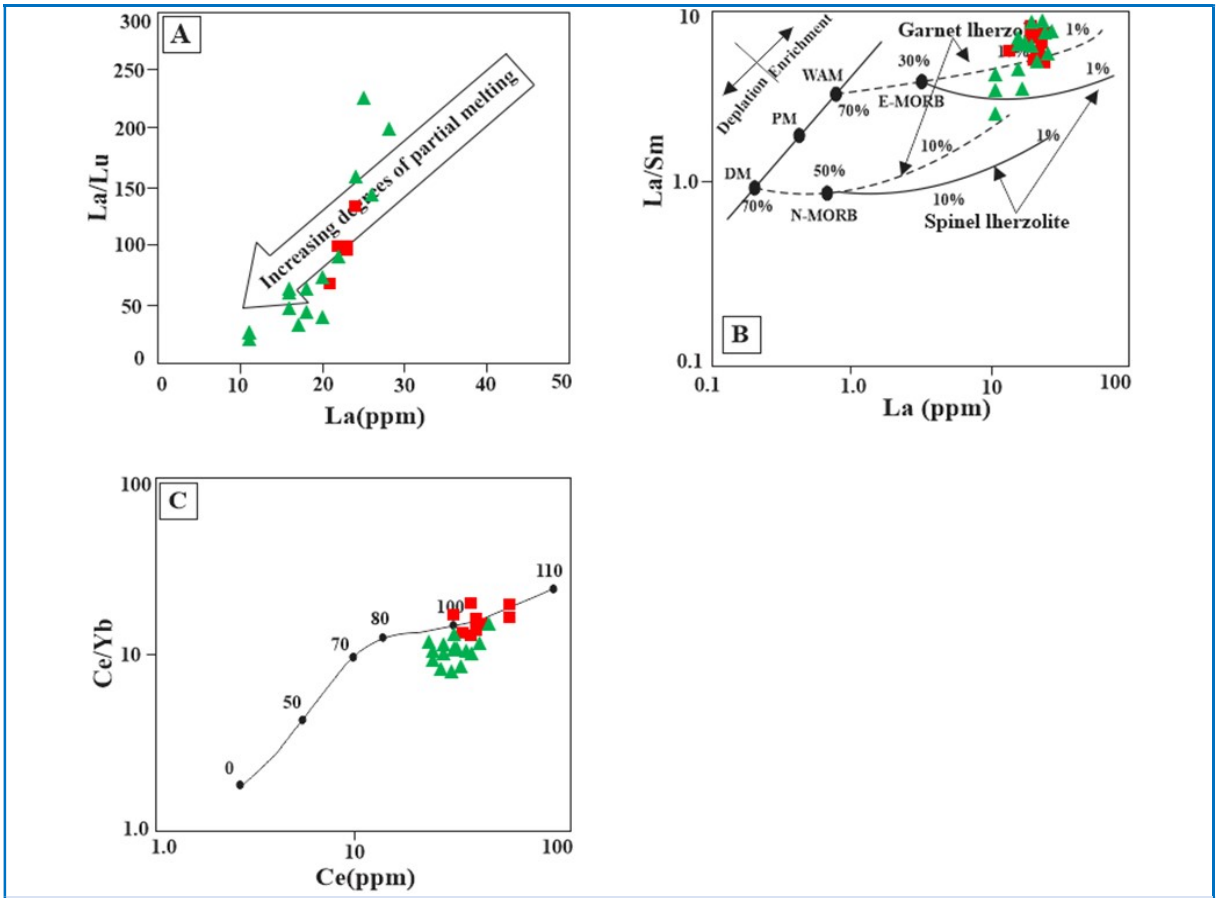
Figure 13. Determining the origin nature of the volcanic rocks in the northwest of Nain. **A**) Nb/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1982; Pang et al., 2013) (N-MORB, EMORB, and OIB values are after Sun and McDonough., 1989. Dashed lines denote mantle arrays extrapolated from N- MORB and OIB values); **B**) Diagram of Zr versus Y changes (Abu-Hamatte, 2005); **C**) Nb versus La diagram (Gusev and Korobeinikov, 2009); **D**) La/Yb versus Nb/La diagram (Chukwu and Obiora, 2014) (Symbols are as Figure 7).

برای شناخت خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای از گوشته سست‌کره‌ای نسبت Zr/Ba به‌کار برده شده است. نسبت Zr/Ba در خاستگاه سنگ‌کره‌ای برابر با ۰/۳تا ۰/۵ و در خاستگاه سست‌کره‌ای بیشتر از ۵ است (Kürkçüoğlu, 2010). بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده Zr/Ba برابر با ۰/۰۶- ۰/۲۴ دارند (میانگین: ۰/۱۳) که

نشـان‌دهندهٔ خاسـتگاه گوشـته سـنگ‌کره‌ای بـرای آنهـا اسـت. برپایـهٔ نمـودار تغییـرات Nb در برابـر La، سـنگ‌های آتشفشـانی شـمال‌باختری نـایین ویژگـی گوشـتهٔ سـنگ‌کره‌ای نشـان مـی‌دهنـد. میـانگین La/Nb در ایـن نمونـه‌هـا برابـر بـا ۴/۹ اسـت (شـکل ۱۳- C). همچنـین، نمـودار La/Yb در برابـر Nb/La نیـز گویـای خاستگاه سنگ‌کره‌ای این نمونه‌هاست (شکل ۱۳- D).

تغییرات درجه و ژرفای ذوب‌بخشی

تغییـرات درجـهٔ ذوب‌بخشـی در گوشـته و ژرفـای خاسـتگاه گوشـته‌ای ماگمـای اولیـه را مـی‌تـوان برپایـهٔ زمین‌شـیمی عنصـرهـای خـاکی کمیـاب و از همـه مهم‌تـر، نسـبت ایـن عنصـرهـا شناسـایی کـرد (Furman, 2007; Zhao and Zhou, 2007). در نمـودار La در برابـر La/Lu کـه بـرای بررسـی تغییـرات درجـهٔ ذوب‌بخشـی الگوسازی شده اسـت؛ نمونـه‌هـای بررسی‌شـده رونـد منفـی از خـود نشـان مـی‌دهنـد و بـا کـاهش تـدریجی نسـبت La/Lu در ایـن نمونـه‌هـا درجـهٔ ذوب‌بخشـی افـزایش می‌یابد (شکل ۱۴- A).



شـکل ۱۴. ترکیـب نمونـه‌هـای آتشفشـانی شـمال‌باختری نـایین. **A**) نمـودار La/Lu در برابـر La (Lustrino et al., 2002) بـرای تشـخیص تغییـرات درجـه ذوب‌بخشـی؛ **B**) نمـودار La در برابـر La/Sm (Aldanmaz et al., 2006) بـرای تعیـین خاسـتگاه و درجـهٔ ذوب‌بخشی؛ **C**) نمودار Ce در برابر Ce/Yb (Ellam, 1992) برای تعیین ژرفای خاستگاه ماگما (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۷).

Figure 14. Composition of the volcanic samples in the northwest of Nain. **A**) La/Lu versus La diagram (Lustrino et al., 2002) to detect partial melting degree changes; **B**) La/Sm versus La diagram (Aldanmaz et al., 2006) in order to determine the origin and degree of partial melting; **C**) Ce versus Ce/Yb diagram (Ellam, 1992) to determine the magma origin depth (Symbols are as Figure 7).

برای تعیین خاستگاه و درجه ذوب‌بخشی ناحیهٔ خاستگاهِ سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری نایین، نمودار La در برابر La/Sm به‌کار برده شد. این نمودار نشان‌دهندهٔ تغییرات درجهٔ ذوب‌بخشی در دو خاستگاه اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت است. برپایهٔ این نمودار، ماگمای مادر سنگ‌های منطقه پیامد ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی خاستگاه گوشته‌ای گارنت لرزولیتی هستند (شکل ۱۴- B).

بر پایهٔ نمودار Ce/Yb در برابر Ce، ژرفای به‌دست‌آمده برای مکان ذوب ماگمای مادر نمونه‌های بررسی‌شده ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری است (شکل ۱۴- C).

بررسی محیط زمین ساختی پیدایش سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری نایین

سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری نایین، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مرتبط با پهنه‌های فرورانش (مانند غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و تهی‌شدگی از HFSE) را نشان می‌دهند. برای تفسیر جایگاه زمین‌ساختی پیدایش مذاب سازندهٔ نمونه‌های بررسی‌شده نسبت Zr/Nb به‌کار برده می‌شود. به پیشنهاد سامر و همکاران (Sommer et al., 2006)، اگر این نسبت از ۱۰ بیشتر باشد نشان‌دهندهٔ ماگماتیسم مرتبط با فرورانش و نسبت کمتر از ۱۰ نشان‌دهندهٔ خاستگاه غیر کوهزایی است. در همهٔ سنگ‌های منطقه (مگر ۳ نمونه) نسبت Zr/Nb برابر با ۷/۸۲ - ۳۲/۸۲ است (میانگین: ۱۶/۰۸). این مقدارها نشان‌دهندهٔ ارتباط سنگ‌های این منطقه با فرایندهای کوهزایی و فرورانش هستند.

همچنین، والن و همکاران (Whalen et al., 2006)، نسبت Nb/Th کوچک‌تر از ۳ را یکی از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های کالک‌آلکالن کمان دانسته‌اند. نسبت یادشده در نمونه‌های بررسی‌شده از ۰/۹۳ تا ۲/۶۴ در تغییر است و نشان‌دهندهٔ ارتباط نمونه‌های بررسی‌شده با سنگ‌های کمانی است.

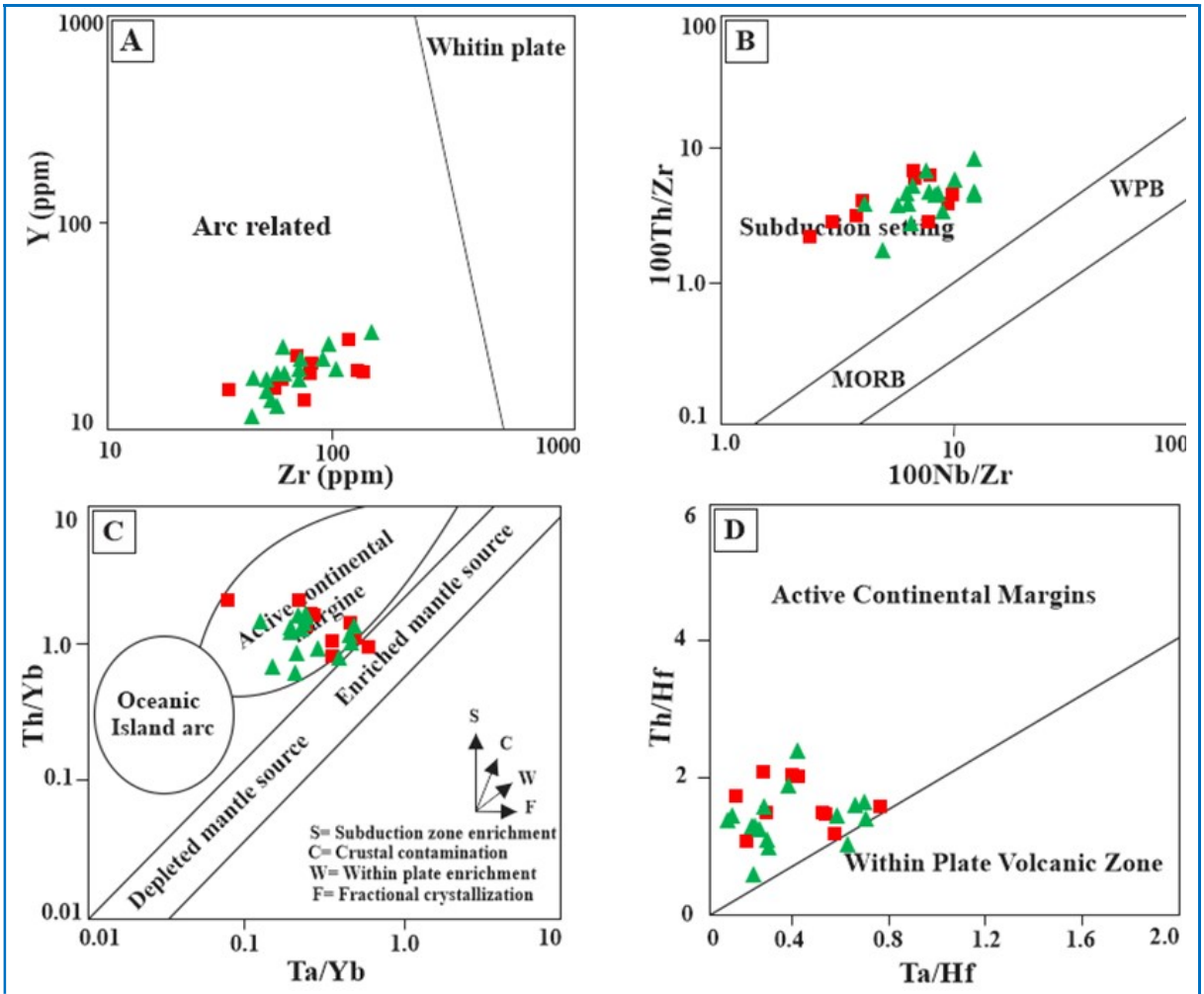
برای اثبات جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه از نمودارهای گوناگونی بهره گرفته شد. در نمودار Zr در برابر Y، همهٔ سنگ‌های منطقه در محدودهٔ کمان آتشفشانی جای می‌گیرند (شکل ۱۵-A).

برای نشان‌دادن وابستگی سنگ‌های منطقه به پهنه‌های فرورانشی نمودار Th/Zr در برابر Nb/Zr به‌کار برده شد. جایگاه نمونه‌ها در این نمودار، ارتباط آنها به محیط فرورانشی را نشان می‌دهد (شکل ۱۵- B). در نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb، سنگ‌های آتشفشانی نسبت بالاتری از Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb نشان می‌دهند. بالابودن این نسبت را این‌گونه می‌توان توجیه کرد که Th عنصری کم‌تحرک است؛ اما در محیط‌های کمانی مانند عنصرهای متحرک رفتار می‌کند. این عنصر از مواد رسوبی تختهٔ فرورو به‌دست می‌آید (Gorton and Schandl, 2000). دگرنهادشدن ناحیهٔ خاستگاه که پیامد فرایندهای فرورانش است، غنی‌شدگی Th نسبت به Ta و به‌دنبال آن، افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb را در پی دارد. در حقیقت، مواد فرورانشی عنصر Th را با خود منتقل می‌کنند؛ اما عنصرهای Ta و Yb را با خود حمل نمی‌کنند. البته ازآنجایی‌که Th در سنگ‌های پوستهٔ قاره‌ای فراوان است، آلودگی پوسته‌ای نیز نسبت Th/Yb را افزایش می‌دهد (Aldanmaz et al., 2000). برپایهٔ این نمودار، نمونه‌های منطقه ویژگی سنگ‌های حاشیهٔ فعال قاره‌ای را از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۵- C).

همچنین، نمودار Ta/Hf در برابر Th/Hf گویای وابستگی نمونه‌ها به محیط حاشیهٔ فعال قاره‌ای است (شکل ۱۵- D).

بررسی نقش مواد فرورانشی درگیر در ماگماتیسم

برای درک و شناخت بهتر پیدایش ماگما و سنگزایی سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری نایین به تشریح و بررسی نقش مواد فرورانشی درگیر در ماگماتیسم، این ناحیه پرداخته می‌شود.

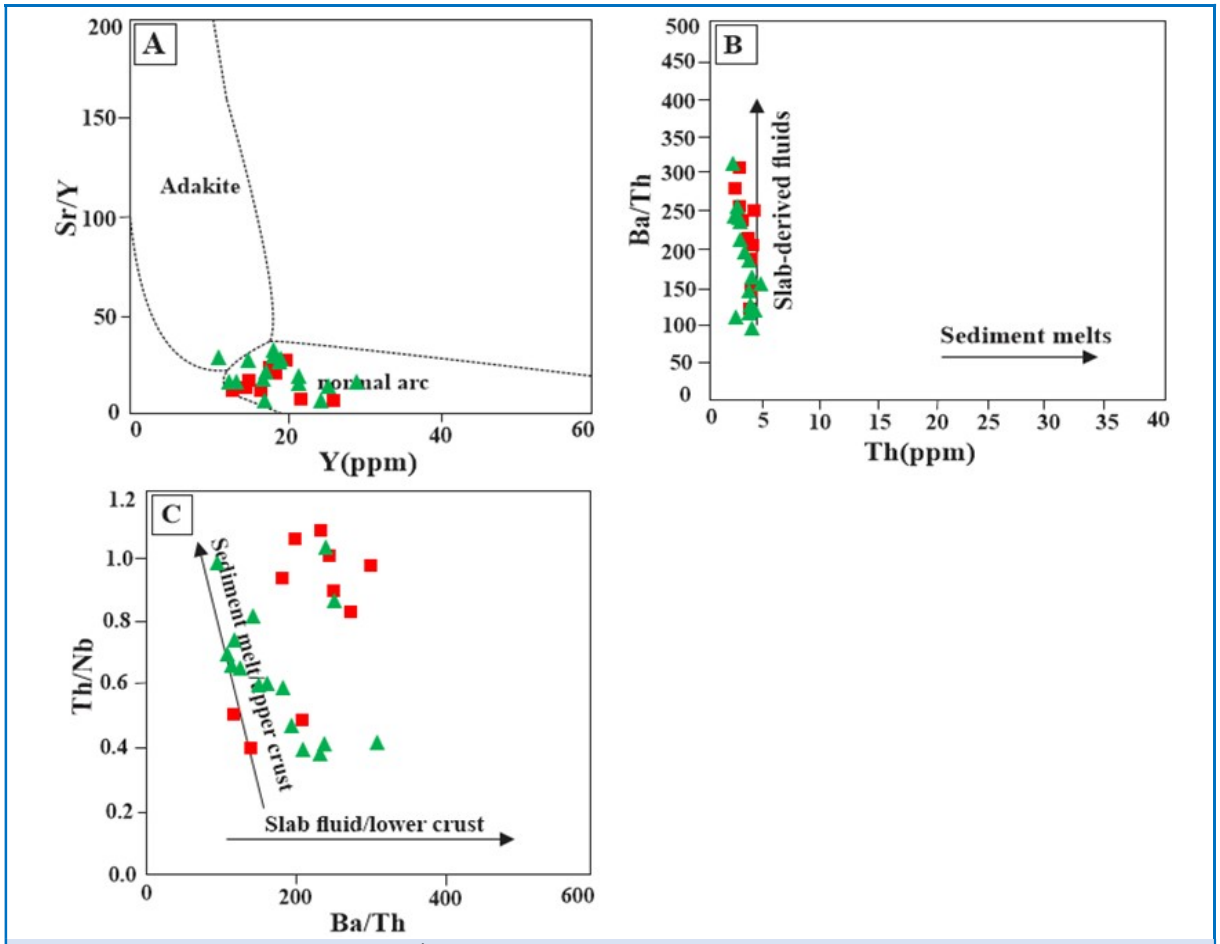


شکل ۱۵. شناسایی پهنهٔ زمین‌ساختی سنگ‌های منطقهٔ شمال‌باختری نایین؛ **A**) نمودار Zr در برابر Y (Müller and Groves, 2000)؛ **B**) نمودار Nb/Zr در برابر Th/Zr (Kuscu and Geneli, 2010; Asiabanha et al., 2012)؛ **C**) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983; Siddiqui et al., 2007)؛ **D**) نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۷).

Figure 15. Identification of the tectonic zone of rocks in the North-Western region of Nain; **A**) Zr versus Y diagram (Muller and Groves, 2000); **B**) Nb/Zr versus Th/Zr diagram (Kuscu and Geneli, 2010; Asiabanha et al., 2012); **C**) Diagram of Ta/Yb versus Th/Yb (Pearce, 1983; Siddiqui et al., 2007); **D**) Ta/Hf versus Th/Hf diagram (Schandl and Gorton, 2002) (Symbols are as Figure 7).

برای تشخیص نقش احتمالی مذاب‌های حاصل از پوستهٔ اقیانوسی فرورونده در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی منطقه نسبت Sr/Y به‌کار برده شد. نسبت Sr/Y>۴۰ نشان‌دهندهٔ مذاب‌های جداشده از صفحهٔ فرورونده است (Defant and Drummond, 1990)؛ زیرا میزان عنصر Y به‌علت تعادل با مجموعه کانی‌های فشار بالا در مادهٔ مذاب جداشده از تحتهٔ فرورو بسیار کم است؛ اما از عنصر Sr به‌علت ناپایداری کانی پلاژیوکلاز بسیار غنی است. نسبت Sr/Y در سنگ‌های آتشفشانی منطقه برابر با ۶/۰۷ تا ۲۹/۲۴ است. این مقدارها نشان‌دهندهٔ جدایش مذاب سازندهٔ سنگ‌ها از گوهٔ گوشته‌ای هستند (Munker et al., 2004).

همچنین، نمودار نسبت Y در برابر Sr/Y، نقش گوۀ گوشته‌ای به‌عنوان سازندۀ اصلی درگیر در تولید مذاب را نشان می‌دهد (شکل ۱۶- A). از دیگر سازنده‌های مؤثر در تعیین خاستگاه سنگ‌های منطقه، سرشت سیال‌های آزادشده از تختۀ فرورونده و رسوب‌های فرورانده‌شده است. رسوب‌های اقیانوسی (خاستگاه پلاژیک و یا با خاستگاه آواری مشتق از محیط‌های قاره‌ای اطراف) می‌توانند همراه با سنگ‌کرۀ اقیانوسی در ناحیۀ دراز گودال به درون گوشته، فرورانش کنند و روی سیال‌ها و یا مذاب‌های رهاشده از تختۀ فرورانده تأثیر چشمگیری بگذارند. این سیال‌های آزادشده از تختۀ اقیانوسی و مذاب‌های حاصل از ذوب رسوب‌ها، گوۀ گوشته‌ای را در پهنه‌های فرورانشی دگرنهاد می‌کنند.



شکل ۱۶. شناسایی نقش احتمالی مذاب‌های حاصل از پوستۀ اقیانوسی فرورونده، تأثیر سیال جداشده از تختۀ فرورونده و نقش رسوب‌ها در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی شمال‌باختری نایین. **A**) نمودار Y در برابر Sr/Y (Castillo, 2012)؛ **B**) نمودار Th در برابر Ba/Th (Kirchenbaur et al., 2012)؛ **C**) نمودار Th/Nb در برابر Ba/Th (Orozco-Esquivel et al., 2007) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۷).

Figure 16. Identifying the possible role of melts from the subducting oceanic crust, the effect of fluid separated from the subducting blade, and the role of sediments in the formation of volcanic rocks in the northwest of Nain. **A**) Y versus Sr/Y diagram (Castillo, 2012); **B**) Th versus Ba/Th diagram (Kirchenbaur et al., 2012); **C**) diagram of Th/Nb versus Ba/Th (Orozco-Esquivel et al., 2007). (Symbols are as Figure 7).

برای تعیین نقش رسوب‌های فرورانده، نمودار Th در برابر Ba/Th و نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb به‌کار برده شد. عنصر Ba به‌علت تحرک بالایی که دارد در سیال‌ها حل می‌شود و در برابر عنصر Th به‌علت نبود تحرک وارد سیال‌های غنی از عنصرهای متحرک مانند LILE نمی‌شود؛ اما در مذاب‌های جداشده از رسوب‌های تختهٔ اقیانوسی فرورونده تحرک بالاتری از خود نشان می‌دهد (Woodhead et al., 2001). از این‌رو، این عنصرها نشانگرهای ارزشمندی از مشارکت سیال‌ها یا دخالت رسوب‌ها در پیدایش ماگماهای فرورانشی دانسته می‌شوند. بر پایهٔ نمودار Ba/Th در برابر Th، نقش سیال‌های آزادشده از تختهٔ فرورو در ویژگی‌های شیمیایی ماگما به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۱۶- B). در این نمودار بالابودن میزان Th نشان‌دهندهٔ تأثیر رسوب‌های پلاژیک در خاستگاه ماگماست؛ اما میزان بالای نسبت Ba/Th نشان‌دهندهٔ تأثیر سیال‌های آزادشده از تختهٔ فرورونده در ترکیب ماگمای مادر است (Kirchenbaur et al., 2009, Kirchenbaur and Műnker, 2015; Ajalli et al., 2021).

همچنین، سنگ‌های منطقه در نمودار Ba/Th در برابر Th/Nb، مقدارهای Ba/Th و Th/Nb بالایی نشان می‌دهند. رفتار این عنصرهای کمیاب نشان می‌دهد نسبت بالای Th/Nb چه‌بسا پیامد مشارکت مذاب حاصل از ذوب رسوب‌های فرورونده یا پوستهٔ بالایی است؛ اما نسبت بالای Ba/Th به دگرنهادشدن خاستگاه گوشته‌ای با سیال‌های جداشده از تخته مربوط است. بر پایهٔ این نمودار، در خاستگاه نمونه‌های بررسی‌شده افزون‌بر تأثیر سیال‌های آزادشده از تختهٔ فرورونده، دگرنهادشدن گوشته در پی ذوب رسوب‌ها نیز نقش داشته است (شکل ۱۶- C).

برداشت

مناطق اکتشافی مس چکاد، صفافولاد و مهراندو در شمال‌باختری نایین و در بخش میانی پهنهٔ ماگمایی ارومیه- دختر جای دارند. در این مناطق، سنگ‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط ائوسن با ترکیب سنگ‌شناسی بازالت و آندزیت بازالت به‌طور متناوب همراه با سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند. سیال‌های کانه‌ساز مس سبب دگرسانی شدید سنگ‌های آتشفشانی و واحدهای آذرآواری در منطقه شده‌اند. بر پایهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه‌های آتشفشانی بازیک- حد واسط، بافت پورفیری با خمیرهٔ میکرولیتی و دانه‌ریز دارند و درشت بلورهای آنها را کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌سازند. برپایهٔ شواهد به‌دست‌آمده، سرشت ماگمایی سنگ‌های منطقه کالک‌آلکالن است. برپایهٔ نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی در عنصرهای خاکی کمیاب سبک و عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون و تهی‌شدگی در عنصرهای با میدان پایداری بالا (مانند: Nb, Ti و Ta)، از ویژگی‌های شاخص کمان‌های آتشفشانی در پهنه‌های فرورانش هستند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه از ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی گوشته غنی‌شده گارنت لرزولیتی در ژرفای ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری پدید آمده‌اند. گمان می‌رود ماگمای سازندهٔ این سنگ‌ها تحت‌تأثیر سیال‌ها و رسوب‌هایِ سنگ‌کره اقیانوسی دگرنهاد شده است. این یافته، حضور گاز کلر در ماگما را که از رسوب‌های اقیانوسی جدا می‌شود، قوت می‌بخشد. با توجه به‌همراهی گازهای آتشفشانی مانند کلر و گوگرد در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری و فراوانی عنصرهای مس و نقره در نمونه‌های بازالت و آندزیت بازالت (جدول ۱) گمان می‌رود عنصرهای کانه‌ساز در محدوده‌های اکتشافی چکاد، صفافولاد و مهراندو از شستشوی سنگ میزبان آتشفشانی ائوسن جدا شده‌اند. بر پایهٔ نمودارهای شناسایی پهنهٔ زمین‌ساختی، نمونه‌ها در محدودهٔ ماگماهای وابسته به پهنهٔ فرورانش در حاشیهٔ فعال قاره‌ای جای می‌گیرند. این ماگماتیسم پیامد فرورانش سنگ‌کرهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحهٔ ایران مرکزی است که ماگماتیسم بزرگی در زمان ائوسن و پس از آن را به‌دنبال داشته است. از دیدگاه اکتشافی، پی‌جویی این رخساره‌های سنگی در پهنهٔ ارومیه-دختر به شناسایی منابع جدیدی از کانسارهای مس کمک می‌کند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله از حمایت معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان برای انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند.

همچنین، از داوران گرامی برای پیشنهادهای مفید و سازنده، سردبیر محترم و هییت تحریریه نشریهٔ پترولوژی سپاس‌گزاری می‌شود.

References

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

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, J., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: A subduction-dominated process. Geological Magazine, 148, 692–725.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences, 94, 401–419.

Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran (map). Geosciences 7, Geological Survey of Iran, Tehran, IRI.

Ahmadian, J., Bahadoran, N., Torabi, G. and Morata, M. (2010) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks in Aroosan Kabood (north-east of Anarak). Petrological Journal, 1(1), 103-120 (in Persian).

Ajalli, N., Torkian, A. and Tale Fazel, E. (2021) Geochemistry of basaltic rocks of Meshkin- Rasht Abad area (North of Zanjan). Petrological Journal, 45, 1-18 (in Persian).

Alaminia, Z., Salehi, M. and Finger, F. (2017) Discovery of the Hendou-abad copper mineral district and its association to dikes: A reconstruction scenario for exploration of Cu-porphyry, northeast Isfahan, Iran. Journal Geochem Exploration, 183, 88–101.

Alavi, M. (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science, 307, 1064–1095.

Aldanmaz, E., Koprubasi, N., Gurer, O. F., Kaymakci, N. and Gournaud, A. (2006) geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey implications for mantle sources and melting processes. Lithos, 86(1–2): 50–76.

Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, 67-95.

Anders, E. and Grevesse, N. (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. Geochimica et Cosmochim Acta, 53, 197-214.

Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J. (2006) The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. Journal of Petrology, 47, 505-539.

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

Asiabanha, A., Bardintzeff, J. M., Kananian, A. and Rahimi, G. (2012) Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. Journal of Asian Earth Sciences, 45, 79-94.

~~Aslan, Z., Erdem, D., Temizel, İ. and Arslan, M. (2017) SHRIMP U-Pb zircon ages and whole-rock geochemistry for the Şapçı volcanic rocks, Biga Peninsula, Northwest Turkey: implications for pre-eruption crystallization conditions and source characteristics. International Geology Review, 59 (14), 1764-1785.~~

Babazadeh, S., Ghorbani, M. R., Bröcker, M. and Cottle, J. (2018) Multistage tectonic-magmatic evolution of the central Urmia- Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran: Insights from zircon

geochronology and geochemistry. Geological Journal, 54, 1-25.

Bahroudi, A. and Fonoudi, M. (2003) Geological Map of Shahrab in the scale of 1:100,000, No. 6556. Geological Survey of Iran, Tehran, IRI (in Persian).

Castillo, P. R. (2012) Adakite petrogenesis. Lithos, 13, 304-316.

Chashchin, A. A., Sorokin, A. A. Lebedev, V. A. and Blokhin, M. G. (2016) Age, Main Geochemical Characteristics, and Sources of Late Cenozoic Volcanic Rocks in the Udurchukan Volcanic Area (Amur Region). Russian Journal of Pacific Geology, 10, 239-248.

Chekani Moghadam, M., Tahmasbi, Z., Ahmadi-Khalaji, A. and Santos, J. F. (2018) Petrogenesis of Rabor-Lalehzar magmatic rocks (SE Iran): Constraints from whole-rock chemistry and Sr-Nd isotopes. Chemie der Erde, 78, 58-77.

Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y. (2013) Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos, 162–163, 70-87.

Chukwu, A. and Obiora, S. C. (2014) Whole-rock geochemistry of basic and intermediate intrusive rocks in the Ishiagu area: further evidence of androgenic setting of the Lower Benue rift, southeastern Nigeria. Turkish Journal of Earth Sciences, 23, 1303-116.

Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by partial melting of young subducted lithosphere. Nature, 347, 662-665.

Ellam, R. M. (1992) Lithosperic thickness as a control on basalt geochemistry. Geology, 20, 153- 156.

Fazeli, B., Khalili, M., Toksoy Köksal, F., Mansouri Esfahani, M. and Beavers, R. (2017) Petrological constraints on the origin of the plutonic massif of the Ghaleh Yaghmesh area, Urmia–Dokhtar magmatic arc, Iran. Journal of African Earth Sciences, 129, 233-247.

Furman, T. (2007) Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. Journal of African Earth Sciences, 48, 147-160.

Gahlan, H. A., Arai, S., Ahmed, A. H., Ishida, Y., Abdel-Aziz, Y. M. and Rahimi, A. (2006) Origin of magnetite veins in serpentinite from the Late Proterozoic Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco: An implication for mobility of iron during serpentinization. Journal of African Earth Sciences, 46(4), 318–330.

Ghasemi, H., Rostami, M. and Sadeghian, M. (2017) Basic magmatism in extensional back-arc basin of the Lower-Middle Jurassic at the Northern edge of Central Iran South of Eastern Alborz zones, Shahrood-Damghan. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 27, 107 (in Persian).

Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) from continents to island arcs: A geochemical index of the tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. The Canadian Mineralogist, 38, 1065-1073.

Gusev, A. I. and Korobeinikov, A. F. (2009) Mantle–crustal interaction in the generation of different types of mineralization: geophysical and petrological aspects, Izv. Tomsk Polytechnic University, 315(1), 18-25.

Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology, 48(12), 2341- 2357.

Helvaci, C. Ersoy, E. Y. Sozbilir, H. Erkul, F. Sumer, O. and Uzel B. (2009) Geochemistry and $^{40}Ar/^{39}Ar$ Geochronology of Miocene Volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implication for amphibole– bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 158(3), 181-202.

Hosseini, M. R., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Sun, W. and Li, C. Y. (2017) Age revision of the Neotethyan arc migration into the southeast Urmia-Dokhtar belt of Iran: Geochemistry and U–Pb zircon geochronology. Lithos, 284-585, 296–309.

Karimpour, M. H., Rezaei, M., Zarasvandi, A. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2021) Saveh-Nain-Jiroft

Magmatic Belt replaces Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt: Investigation of genetic relationship between porphyry copper deposits and adakitic and non-adakitic granitoids. Journal of Economic Geology, 13(3), 465–506 (in Persian).

Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Şen, C. (2007) Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. Lithos, 98, 67-96.

Kaygusuz, A., Aslan, Z., AydTnçakTr, E., Yücel, C., Gücer, M. A. and Wen, C. (2018) Geochemical and Sr-NdPb isotope characteristics of the Miocene to Pliocene volcanic rocks from the Kandilli area, Eastern Anatolia (Turkey): Implications for magma evolution in extension-related origin. Lithos, 296/299, 332-351.

Kazemi, K., Kananian, A., Xiao, Y. and Sarjoughian, F. (2018) Petrogenesis of Middle-Eocene Granitoids and Their Mafic microgranular enclaves in Central Urmia-Dokhtar magmatic arc (Iran): Evidence for interaction between felsic and mafic Magmas. Geoscience Frontiers, 10 (2), 705- 723.

Keskin, M. (2003) Magma generation by slab steeping and break-off beneath a subduction accretion. complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. Journal of Geophysical Research Letters, 30, 80-46.

Kheirkhah, M. (2001) Lithological investigation of Neogene volcanic rocks in Tudeshk region (southwest of Nain). Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 10, 37-38.

Kirchenbaur, A., Műnker, C. and Marchev, P. (2009) The HFSE budget of post- collisional high- K basalts and shoshonites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, A660.

Kirchenbaur, M. and Műnker, C. (2015) The behavior of the extended HFSE group (Nb, Ta, Zr, Hf, W, Mo) during the petrogenesis of mafic K- rich lavas: the Eastern Mediterranean case. Geochimica et Cosmochimica Acta, 165, 178- 199.

Kirchenbaur, M., Műnker, C., Schuth, S., Garbe- Schonberg, D. and Marchev, P. (2012) Tectonomagmatic constraints on the sources of Eastern Mediterranean K- rich lavas. Journal of Petrology, 53, 27- 65.

Kürkçüoğlu, B. (2010) Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidag volcanic complex, Central Anatolia, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 37(1), 42-51.

Kuscu, G. G. and Geneli, F. (2010) Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. International Journal of Earth Sciences, 99(3), 593-621.

Lustrino M. and Marjorie W. (2007) The circum -Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. Earth -Science Reviews, 81, 1 -65.

Lustrino, M., Melluso, L. and Morra, V. (2002) The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy). Lithos, 63, 83-113.

Ma, L., Wang, Q., Wyman, D. A., Jiang, Z. Q., Yang, J. H., Li, Q. L., Gou, G. N. and Guo, H. F. (2013) Late Cretaceous crustal growth in the Gangdese area, southern Tibet: Petrological and Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence from Zhengga diorite–gabbro. Chemical Geology, 349–350, 54-70.

Machado, A. T., Chemale, Jr. F., Conceicao, R. V., Kawaskita, K., Morata, D., Oteıza, O. and Schmus, W. R. V. (2005) Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica. Lithos, 82(3-4), 435-453.

Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Moritz R. (2004) Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. Tectonophysics, 393(1-4), 301-328.

Meng, L., Li, Z. X., Chen, H., Li, X. H. and Wang, X. C. (2012) Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block support the flat-slab subduction model. Lithos, 132, 127-140.

Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros orogen in northwestern Iran. International Geology Review, 56(3), 263-287.

Mohammadi, S., Nadimi, A. and Alaminia, Z. (2018) Analysis of the relationship between mineralization and alteration zones with tectonic structures using remote sensing studies in south Ardestan area (northeastern Isfahan). Tectonics Journal, 2 (7), 29-49 (in Persian).

Mùller D. and Groves D. I. (2000) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. 3rd edition Springer, Verlag, London.

Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G. and Churikova, T. (2004) Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. Earth and Planetary Science Letters, 224(3-4), 275-293.

Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) sieve –textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. American Mineralogist, 77, 1242-1249.

Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back-arc extension related to the migration of the Late Cainozoic Australian- Pacific plate boundary. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 131(3-4), 295-306.

Orozco-Esquivel, T., Petrone, C. M., Ferrari, L., Tagami, T. and Manetti, P. (2007) Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip. Lithos, 93, 149-174.

Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C.H. (2013) Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. Lithos, 180– 181, 234–251.

Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Andesites (Ed. Thrope, R. S.) 525-548. Wiley, Chichester.

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

Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration (Ed. Wyman, D. A.) Short Course Notes, 12, 79-113. Geological Association of Canada.

Pudlo, D. and Franz, G. (1995) Records of deep-seated magma chamber processes from plagioclase and amphibole phenocrysts in Pan-African dyke rocks of Bir Safsaf/SW-Egypt. In: Physics and Chemistry of Dykes (Eds. Baer, G. and Heimann, A.) 251-265. Balkema, Rotterdam-Brookfield.

Reichow, M., Saunders, A. D., White, R. V., Al' Mukham edov, A. I. and Medvedev, A. Y. (2005) Geochemistry and Petrogenesis of basalts from the West Siberian basin: an extension of the Permo Triassic Siberian Traps Russia. Lithos, 79, 425-452.

Rezaei-Kahkhaei, M., Francisco, C. G., Pankhurst, R. J. and Esmaeily, D. (2011) Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab-Neshveh pluton. Central Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 42, 499-514.

Richards, J. P. (2015) Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to the collision. Ore Geology Reviews, 70, 323-345.

Ross, P. S. and Bedard, J. H. (2009) Magmatic affinity of modern and ancient sub alkaline volcanic rocks determined from trace element discrimination diagram. Canadian Journal of Earth Sciences, 46, 823–829.

Sarjoughian, F., Azizi, M., Lentz, D. and Ling W. (2018b) Geochemical and Isotopic Evidence for Magma Mixing/Mingling in the Marshenan Intrusion: implications for juvenile crust in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Central Iran. Geological Journal, 54 (4), 2241- 2260.

Sarjoughian, F., Javadi, S., Azizi, H., Ling, W., Asahara, Y. and Lentz, D. (2020) Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the genesis of the Soheyl-e PaKuh granitoid rocks (central Urumieh-Dokhtar magmatic belt, Iran). International Geology Review, 62, 1769-1795.

Sarjoughian, F., Lentz, D., Kananian, A., Ao, S. and Xiao, W. (2018a) Geochemical and isotopic

constraints on the role of juvenile crust and magma mixing in the UDMA magmatism, Iran: evidence from mafic microgranular enclaves and cogenetic granitoid in the Zafarghand igneous complex. International Journal of Earth Sciences, 107, 1127–1151.

Sarjoughian, F., Lentz, D., Kazemi, K. and Yousefi, F. (2022) Comparative analysis of exploration potential within the Urumieh Dokhtar Magmatic Arc, Iran, with a detailed example from mineral chemistry of the Marshenan intrusion. Chemical Geology, 594(22), 120767.

Sarjoughian, F., Zahedi, B., Azizi, H., Ling, W., David Lentz, D. and Asaha, Y. H. (2021) Zircon U–Pb ages, geochemistry and Sr–Nd isotopes of the Golshekanan granitoid, Urumieh–Dokhtar magmatic arc, Iran: evidence for partial melting of juvenile crust. Geological Magazine, 158, 1289-1304.

Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology, 97, 629-642.

Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. Journal of Asian Earth Sciences, 24, 405-417.

Shahsavari Alavijeh, B., Rashidnejad-Omran, N., Toksoy-Köksal, F., Xu, W. and Ghalamghash, J. (2019) Oligocene subduction-related plutonism in the Nodoushan area, Urumieh-Dokhtar magmatic belt: Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. Geoscience Frontiers, 10, 725-751.

Siddiqui, R. H., Asif Khan, M. and Qasim Jan, M. (2007) Geochemistry and petrogenesis of the Miocene alkaline and sub-alkaline volcanic rocks from the Chagai arc, Baluchistan, Pakistan: Implications for porphyry Cu-Mo-Au deposits. Journal of Himalayan Earth Sciences, 40, 1-23.

Singer, S.B. A., Dungan, M. and Layne, G. (1995) Texture and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profile in volcanic plagioclase, clues to the dynamics of calc alkaline magma chamber. American Mineralogist, 80, 776-798.

Soesoo, A. (2000) Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia. Journal Geology Society, 157, 135–149.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D. and Waichel, B. L. (2006) The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high- K tholeiitic and silica saturated, sodic alkaline volcanism in post-collision basins. Anais Da Academic Brasileria de Ciencias, 78, 573-589.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42, 313-345. Geological Society, London.

Talusani, V. R. (2010) Bimodal tholeiitic and mildly alkali basalts from Bhirarea, central Deccan Volcanic Province, India. Geochemistry and Petrogenesis Journal of Volcanology Geothermal Research, 189, 278-290.

Tang, G. J., Wang, Q., Wyman, D. A., Li, Z. X., Xu, Y. G. and Zhao, Z. H. (2012) Metasomatized lithosphere-asthenosphere interaction during slab roll-back: Evidence from Late Carboniferous gabbros in the Luotuogou area, Central Tianshan. Lithos, 155, 67-80.

Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kenitics of plagioclase in the melt of the system diopside – albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 89, 1-16.

Vahabi Moghadam, B. (1997) Study of petrography and petrology of Cretaceous volcanic rocks in the south of Nain. 1st Symposium of Geological Society of Iran, Tehran, Iran.

Whalen, J. B., McNicol, V. J., van Staal, C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe, F. J., Jenner, G. A. and Breeman, O. (2006) Spatial, temporal, and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. Lithos, 89, 377-404.

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1), 185-187.

Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical classification of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325-343.

Woodhead, J. D., Hergt, J.M., Davidson, J.P. and Eggins, S.M. (2001) Hafnium isotope evidence for conservative element mobility during subduction zone processes. Earth and Planetary Science Letters, 192, 331- 346.

Yang, W. and Li, S. (2008) Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. Lithos, 102(1-3), 88-117.

Yeganehfar, H., Ghorbani, M. R., Shinjo, R. and Ghaderi, M. (2013) Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh- Dokhtar basic volcanism, central Iran: Major, trace element: Isotopic and Geochronologic Implications. International Geology Review, 55(6), 767–786.

Yu, Q., Ge, W. C., Zhang, J., Zhao, G. C., Zhang, Y. L. and Yang, H. (2016) Geochronology, Petrogenesis and Tectonic Implication of Late Paleozoic Volcanic Rocks from the Dashizhai Formation in Inner Mongolia, NE China. Gondwana Research, 47, 164-177.

Zellmer, G. F., Sparks, R. S. G., Hawksworth, C. J. and Wiedenbeck, M. (2003) Magma emplacement and remobilization timescale beneath Montserrat: Insight from Sr and Ba zonation in plagioclase phenocrysts. Journal of Petrology, 44 (8), 1413-1431.

Zhang, C. L., Li, Z. X., Li, X. H. and Ye, H. M. (2009) Neoproterozoic mafic dyke swarms at the northern margin of the Tarim Block, NW China: age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. Journal of Asian Earth Science, 35, 167–179.

Zhao, J. H. and Zhou, M. F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the PanzhihuaNdistrict (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. Journal of Precambrian Research, 152, 27-47.

Zulkarnain, I. (2009) Geochemical Signature of Mesozoic Volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication. Journal Geologi Indonesia, 4(2), 117-131.