

Petrological and isotopic study of basaltic rocks of Barzand area and comparison of them with Poshtasar basalts in South of Germi

Mohammad Mobashergermi¹, Reza Zarei Sahamieh^{1*}, Mehraj Aghazade²
Ahmad Ahmadikalaji¹, Golamreza Ahmadzadeh³ and Peter Le Roux⁴

¹ Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Lorestan, Iran

² Department of Geology, Payame Noor University, Iran

³ Department of Geology, Mohaghegh Ardabili University, Ardabil, Iran

⁴ Department of Geological Sciences, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

Abstract

The Alborz- Azerbaijan magmatic zone in northwest of Iran, particularly in the Talysh zone is the important volcanic zone during the Cenozoic period. The south Germi basaltic rocks (Ardabil province), trending northwest- southwest, exposed as several outcrops. The studied basaltic rocks in Barzand area (the continuation of Kousmalyn basaltic rocks in Iran) are in parallel trend with Poshtasar basalts, but they, according to stratigraphic study, are older. The studied basalts with prismatic structure mostly have mugearitic composition and show hyalomicroporphyritic and glomeroporphyritic textures. The main minerals are Ca- rich plagioclase and diopsidic clinopyroxenes. A lesser amount of opaque minerals accompanied by microlitic sanidine, pargasitic amphibole, biotite and leucite can be seen in these rocks. Leucites generally have been altered to analcime. The parent magma of these rocks has a potassic and shoshonitic nature. On multi- element diagrams Ta, Ti and Nb show depletion and LILE, LREE are enriched suggesting their primary magma have been originated from a subduction related mantle source. According to radiogenic isotopic ratios, the mantle source of the Barzand basaltic rocks have been derived from a fertilized mantle source during 0.8 to 0.9 billion years ago. According to initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70499 ± 0.0004) and initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios (0.5127 ± 0.0004), it is estimated that the age of the studied rocks varies from 39 ± 1.7 to 41 ± 1.5 million years. Geochemical evidences show the primary magma of the Barzand basaltic rocks was originated from 5% partial melting of a phlogopite- bearing spinel garnet lherzolite mantle while the Poshtasar basaltic rocks from more than 5% partial melting of a phlogopite- bearing spinel garnet lherzolite mantle. These rocks are related to a subduction zone mantle source that metasomatized by subduction related agents that mainly generated from turbiditic sediments. The Barzand basaltic rocks display common features with those of the younger Poshtasar basaltic rocks, indicating they all have been erupted in a Post collisional arc tectonic setting.

Key words: basalt, mantle metasomatism, post- collisional arcs, Talesh zone, Germi city, Barzand

* zarei.r@lu.ac.ir

بررسی سنگ‌شناسی و ایزوتوپی سنگ‌های بازالت‌های برزند

و مقایسه آنها با سنگ‌های بازالت‌های پشتاسر در جنوب شهرستان گرمی

مطالعه پتروولوژیکی و ایزوتوپی سنگ‌های بازالتی برزند و مقایسه آن با سنگ‌های بازالتی پشتاسر در جنوب شهرستان گرمی

محمد مبشر گرمی^۱، رضا زارعی‌سهامیه^{۱*}، مهراج آقازاده^۲

احمد احمدی خلج^۱، غلامرضا احمدزاده^۳ و پیتر لی‌راکس^۴

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق‌اردبیلی، اردبیل، ایران

^۴ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه کیپ‌تاون، کیپ‌تاون، آفریقای جنوبی

چکیده

پهنه ماگمایی البرز- آذربایجان و تالش در شمال‌باختری ایران از پهنه‌های مهم فعالیت ماگمایی در سنوزویک است. سنگ‌های بازالتی جنوب شهرستان گرمی (استان اردبیل)، با روند شمال باختری - جنوب خاوری، در این پهنه چندین برون‌زد چشمگیر دارند. بازالت‌های برزند (ادامه بازالت‌های کوسملین در ایران) با روند موازی نسبت به بازالت‌های پشتاسر سن چینه‌شناسی بیشتری دارند. این بازالت‌ها با ساخت منشوری، بیشتر ترکیب موژه‌آریت دارند و بافت هیالومیکروولیتی پورفیریتیک و گلومروپورفیریتیک نشان می‌دهند. پلازیوکلازهای سرشار از کلسیم و کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی و مقداری کانی‌های کدر، به‌همراه میکروولیت‌های سانیدین، آمفیبول پارگازیتی، بیوتیت و لوپسیت از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها سرشت پتاسیک و شوشونیتی داشته است. در نمودارهای چند عنصری، فروافتادگی در عنصرهای Ta، Ti، Nb و غنی‌شدگی شاخص عنصرهای LILE و LREE، وابستگی ماگمای سازنده این سنگ‌ها با پهنه‌های فرورانش را نشان می‌دهند. برپایه نسبت‌های ایزوتوپی رادیوژنیک، گوشته خاستگاه سنگ‌های بازالتی برزند نزدیک به ۰/۸ تا ۰/۹ میلیارد سال پیش از گوشته بارور اولیه جدا شده است. برپایه نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (0.70499 ± 0.0004) و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه (0.5127 ± 0.0004) ، سن $39 \pm 1/7$ تا $41 \pm 1/5$ میلیون سال پیش برای نمونه‌ها برآورد شده است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده ذوب‌بخشی نزدیک به ۵ درصدی اسپینل گارنت‌لرولیت فلوگوپیت‌دار برای خاستگاه سنگ‌های بازالتی برزند و بیشتر از ۵٪ برای بازالت‌های پشتاسر است که از غنی‌شدگی خاستگاه هنگام متاسوماتیسم فرورانشی و رسوب‌های توربیدیتی تأثیر پذیرفته است. بازالت‌های منطقه برزند ویژگی‌های مشترکی با بازالت‌های جوان تر پشتاسر دارند که نشان‌دهنده پیدایش آنها در پهنه کمان پس از برخوردند.

واژه‌های کلیدی: بازالت، متاسوماتیسم گوشته‌ای، کمان‌های پس از برخورد، پهنه تالش، شهرستان گرمی، برزند

* zare.i.r@lu.ac.ir

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

مقدمه

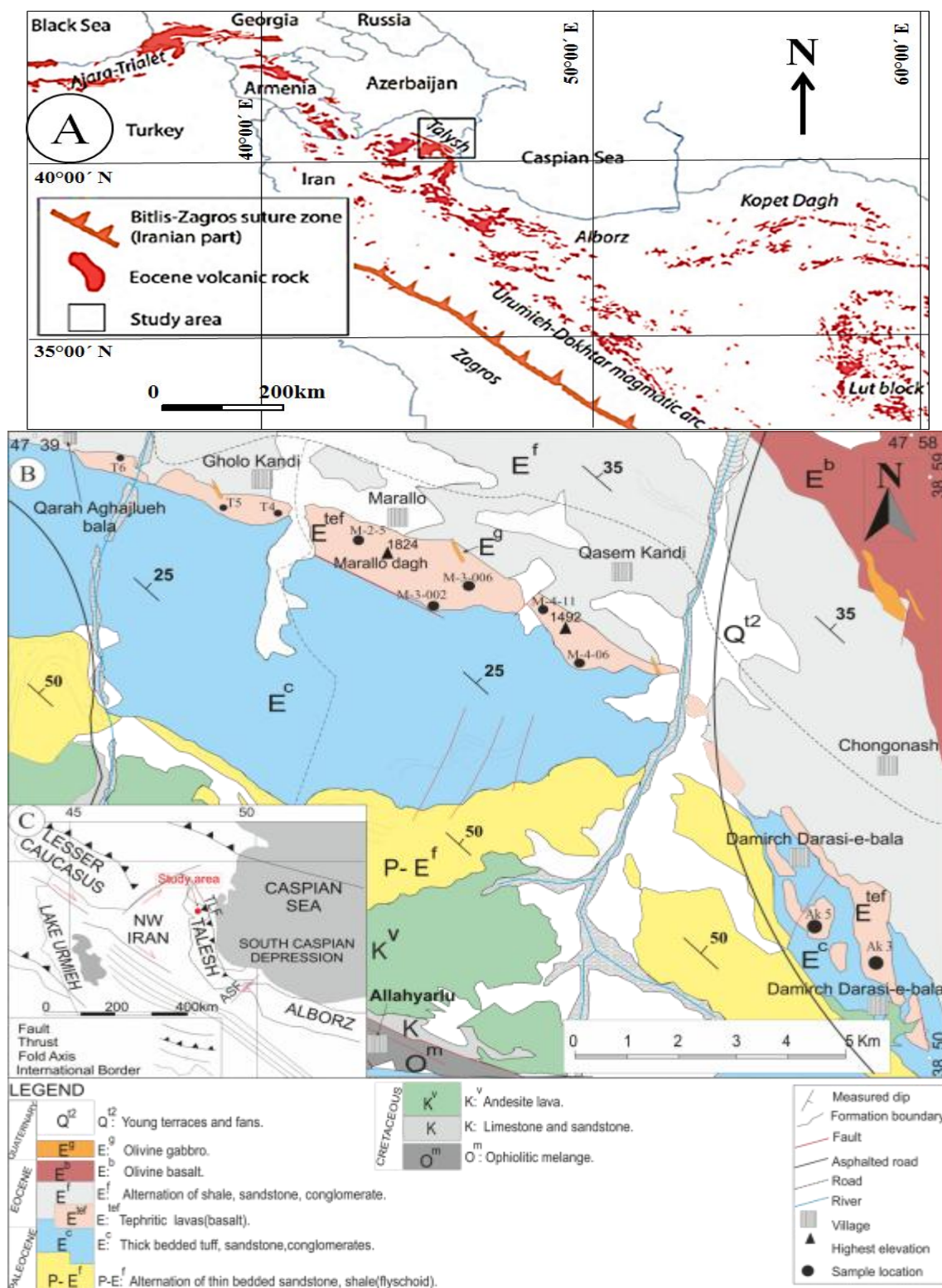
از دیدگاه ساختاری، شمال‌باختری ایران همانند پهنه قفقاز جنوبی است و در پشت‌کمان ماگمایی ارمنستان تا پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جای دارد (Rolland *et al.*, 2009). پهنه جنوبی قفقاز تا البرز باختری در نزدیکی پهنه ماگمایی ارسباران در سنوزویک، فعالیت آتشفشانی پشت‌کمان ماگمایی داشته است (Robertson, 2002; Golonka, 2004; Masson *et al.*, 2006; Aghazadeh *et al.*, 2010, 2011, 2015; Castro *et al.*, 2013). بیشتر سنگ‌های آتشفشانی- نفوذی سنوزویک شمال‌باختری ایران گدازه‌های آندزیتی تا بازالتی آلكان، شوشونیتی و التراپتاسیک هستند (Babakhani *et al.*, 1990; Ahmadzadeh *et al.*, 2010; Aghazadeh *et al.*, 2010, 2011). بررسی‌ها نشان می‌دهند سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی، افزون‌بر شمال‌باختری ایران (Alberti *et al.*, 1980; Aghazadeh *et al.*, 2011; Pang *et al.*, 2013)، در سنوزویک البرز مرکزی (Ahmadi *et al.*, 2011) and Ghorbani *et al.*, 2011)، ولکانیسم پتاسیک ائوسن خاور ایران مرکزی (Torabi, 2011; Pang *et al.*, 2012; Saadat *et al.*, 2014) و پهنه ماگمایی ائوسن ارومیه- دختر (Moradian, 2008) رخنمون دارند.

پس در ایران، مجموعه آتشفشانی شوشونیتی به دوران سنوزویک مربوط بوده و عموماً در کمربند آتشفشانی ائوسن فعالیت داشته است. نمونه‌هایی از آتشفشان‌های شوشونیتی ائوسن ایران عبارتند از (Aftabi *et al.*, 2000):

- ۱) شمال‌باختری ایران و آذربایجان: سنگ‌های آتشفشانی میانه، سرای، سهند، سبلان، تکاب- قروه؛
- ۲) منطقه البرز: طالقان- الموت، دماوند؛
- ۳) ارومیه- دختر: منطقه: قم- آران، ساوه، نطنز، ناین، شهر بابک، بردسیر؛
- ۴) بخش‌های خاوری.

بررسی‌های Aftabi و Atapour (۲۰۰۰) نشان می‌دهند سنگ‌های شوشونیتی ایران عموماً کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز± الیوین با کانی‌های فرعی بیوتیت، سانیدین، آنالسیم، لویسیت، مگنتیت و آپاتیت دارند و به نوعی در ارتباط با خاستگاه غالب فلوگوپیت‌دار مربوط به فروانش‌اند. درباره پیدایش سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و الیگوسن در شمال‌باختری ایران و ارسباران، Aghazadeh و همکاران (۲۰۱۱) به بررسی ذوب پوسته فرورو و غنی‌شدگی خاستگاه و Ahmadzadeh و همکاران (۲۰۱۰) به بررسی شکستن پوسته فرورو و غنی‌شدگی خاستگاه پرداخته‌اند. به‌باور بسیاری از پژوهشگران، سنگ‌های با ترکیب‌های گوناگون تراکیت، آندزیت، بازالت، نفلین سینیت، ریولیت، تراکیت و ... با سن‌های کرتاسه تا کواترنر در بخش‌های گوناگون آذربایجان دیده می‌شوند. همه این سنگ‌ها ویژگی غنی‌شدگی فروانشی گوشته را با درجه متاسوماتیسم و ذوب نامتعادل گوشته‌ای ۵ تا ۱۰ درصد نشان می‌دهند (Dabiri *et al.*, 2011; Lechmann *et al.*, 2018).

سنگ‌های آتشفشانی جنوب شهرستان گرمی روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دارند. لایه‌های بازالتی وسیعی از مجموعه گدازه‌های ائوسن زیرین تا ائوسن پسین در پهنه کورا ارس تا جنوب گرمی رخنمون دارند (Babakhani *et al.*, 1990). دو واحد بازالتی پشتاسر (E^b) و واحد بازالتی برزند (E^{lef}) مهم‌ترین نوارهای بازالتی در منطقه جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی هستند که به ترتیب در آن سوی مرزهای ایران (در کشور آذربایجان) به نام‌های پشتاسر و کوسملین (Kosmalyan) نامیده می‌شوند. این دو واحد به صورت موازی با فاصله نزدیک به ۲۰ کیلومتر از یکدیگر در راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری کشیده شده‌اند (شکل ۱- B).



شکل ۱- A) نمایش پهنه تالش و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ترکیه، گرجستان، ارمنستان، آذربایجان و ایران (برگرفته از: Nalivkin 1976; Allen and Armstrong 2008; Agard et al., 2011)؛ B) نمایش سنگ‌های آتشفشانی برزند در نقشه زمین‌شناسی برگرفته از چهارگوش لاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (Babakhani and Khan Nazer, 1991)؛ C) بخشی از نقشه ساختاری ساده‌شده ایران و بخش‌های مجاور با محل زمین‌درز پهنه تتیس از (Ramezani and Tucker, 2003) با اصلاح از Vernant و همکاران (۲۰۰۴)

زمین‌شناسی صحرائی

بازالت‌های منطقه برزند که در نقشه چهار گوش لاهرود به نام واحد تفریتی E^{tep} خوانده شده‌اند، روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دارند و در ۲۵ کیلومتری جنوب و جنوب‌باختری شهر گرمی، میان طول‌های جغرافیایی خاوری $47^{\circ}39'$ تا $47^{\circ}58'$ و عرض‌های جغرافیایی شمالی $38^{\circ}50'$ تا $38^{\circ}59'$ رخنمون دارند (شکل ۱- B). برپایه بررسی‌های زمین‌شناسی ساختمانی Nabavi (۱۹۷۶)، منطقه جنوب گرمی در پهنه البرز- آذربایجان جای دارد. بسیاری از پژوهشگران این منطقه را بخشی از پهنه تالش دانسته‌اند (Nalivkin 1976; Vincent *et al.*, 2005; Allen and Armstrong, 2008; Agard *et al.*, 2011; Van der boon *et al.*, 2015). در شکل ۱- C، جایگاه آن در بخشی از نقشه ساختاری ساده‌شده ایران و بخش‌های مجاور نشان داده شده است. برپایه نقشه زمین‌شناسی، کهن‌ترین سنگ‌های منطقه به مجموعه آمیزه افیولیتی اللهیارلو به سن کرتاسه مربوط هستند که با لایه‌های آهک پلاژیک و تناوبی از لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و آهک پوشیده شده‌اند. لایه آهک و ماسه‌سنگ با دگرشیبی زاویه‌دار روی آمیزه افیولیتی اللهیارلو جای گرفته‌اند (Babakhani and Khan Nazer, 1991). نخستین رویداد آتشفشانی در منطقه، فوران گدازه‌های آندزیتی کرتاسه بالایی است که روی واحد آهک و ماسه‌سنگ جای گرفته است. فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه با فوران آندزیت از کرتاسه تا سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی مافیک ترشیری را Babakhani and Khan Nazer (۱۹۹۱) گزارش کرده‌اند. زیرین‌ترین گروه سنگی دوران سوم در منطقه بررسی شده، نهشته‌های نازک لایه

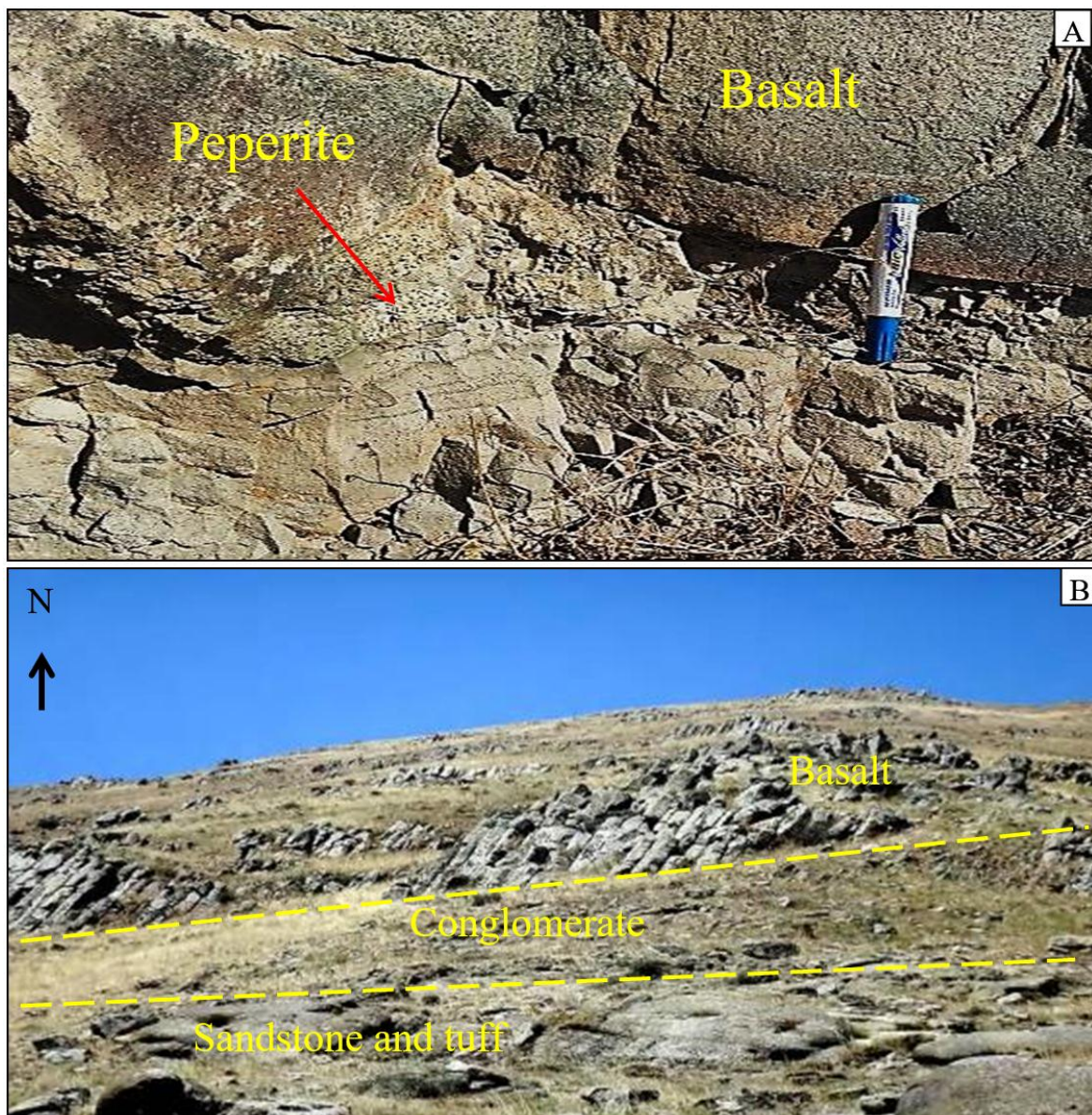
واحد بازالتی E^b (بازالت‌های پشتاسر) با ترکیب بیشتر الیوین‌بازالتی در جنوب شهرستان گرمی را Mobashergermi و Jahangir (۲۰۱۷) بررسی کرده‌اند و از دیدگاه چینه‌شناسی آن را میان سازندهای سلیم آغاجی و اجاق قشلاق دانسته‌اند. ادامه بازالت‌های پشتاسر در کشور آذربایجان روی سازند نیسلین (Neslin) و زیر سازند آرکاوان (Arkevan) جای دارد (Vincent *et al.*, 2005) و در همه امتداد رخنمون صحرائی، سن چینه‌شناسی ائوسن بالایی را نشان می‌دهد. برپایه سن‌سنجی Van der Boon و همکاران (۲۰۱۵) به روش $^{40}Ar-^{39}Ar$ ، بازالت‌های پشتاسر در فرای مرزهای ایران $33/9$ تا $37/7$ میلیون سال سن دارند؛ اما بازالت‌های برزند (واحد بازالتی E^{tef}) تا کنون در ایران بررسی نشده‌اند. برپایه پژوهش‌های Vincent و همکاران (۲۰۰۵) به روش $^{40}Ar-^{39}Ar$ ، ادامه بازالت‌های برزند در کشور آذربایجان (بازالت‌های کوسملین که در این نوشتار بخش ایرانی آن بازالت‌های برزند نامیده شده است) با میانگین $40/7$ میلیون سال سن در زیر سازند نیسلین جای گرفته است. به‌باور Jafarzadeh و همکاران (۲۰۱۴)، سازند نیسلین هم‌ارز با بخش‌های بالایی سازند قره‌آغاج تا سازند شکرلو (در ایران) به سن چینه‌شناسی ائوسن زیرین است و درستی سن‌سنجی Vincent و همکاران (۲۰۰۵) را نشان می‌دهد.

از این رو، در این پژوهش، افزون بر بررسی شیمی سنگ و کانی‌های بازالت‌های برزند (واحد E^{tef})، خاستگاه و سنگ‌زایی آنها برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی بررسی خواهد شد. همچنین، با به‌کارگیری داده‌های پیشین بازالت‌های پشتاسر، به بررسی پیدایش و پهنه زمین‌ساختی این دو نوار بازالتی پرداخته می‌شود.

زیرین نیز دارد. به‌باور Asadian (۱۹۹۴)، ممبرهای بالایی واحد شیل و ماسه و کنگلومرای E^f ، میکروفسیل شاخص گلوبیژیرینا ترکمنیکا (*Globigerina Turkmenica*) به‌سن ائوسن بالایی دارد و روی آن را واحد بازالتی دیگری به‌نام E^b یا واحد بازالتی پشتاسر پوشانده است.

برپایه بررسی‌های Mobashergermi (۲۰۱۳) و Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷)، بازالت‌های پشتاسر (E^b) با محور فوران طویل تا آن‌سوی مرزهای ایران در شمال‌باختری بازالت‌های برزند (E^{tef})، همانند دیگر واحدهای آتشفشانی منطقه در راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری جای گرفته‌اند. بخش زیرین بازالت‌های پشتاسر روی گدازه‌های بالشی با ستبرای بیشتر از ۵۰ متر جای دارد. در بسیاری از بخش‌ها، هم‌بری گدازه‌های بالشی بازالتی پشتاسر با منشورهای بازالتی بالایی، میان‌لایه‌هایی از شیل و ماسه دگرگون‌شده و گهگاه به‌صورت بی‌واسطه دیده می‌شوند (Mobashergermi, 2013). برپایه پژوهش‌های Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷)، منشورهای بازالتی پشتاسر بیشتر از ۱۰۰۰ متر ستبرای دارند و از دیدگاه کانی‌شناسی، مقدار فراوانی الیوین هیالوسیدریتی با مرزهای ایدنگزیتی‌شده، کلینوپیروکسن اوژیت، تیتانواوژیت تا دیوپسید، پلاژیوکلازهای فنوکریست تا میکروولیتی با ترکیب لابرادوریت دارند؛ اما کانی‌های آبدار و لوپسیت ندارند. ترکیب بازالت‌های پشتاسر با ساخت منشوری، از دیدگاه مودال، آلکالی‌الیوین‌بازالتی است؛ اما بخش گدازه‌های بالشی بازالت‌های پشتاسر آمیگوبیدال فراوان و کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت و سرسیت دارند (Mobashergermi, 2013).

فیلش (E^f -P) پائوسن تا ائوسن هستند. این واحد فیلشی در بردارنده تناوبی از ماسه‌سنگ توفی، آهک ماسه‌ای و شیل با بیشتر از ۵۰۰۰ متر ستبراست، اما نشانه‌هایی از سنگواره در آن دیده نمی‌شود و با ناپیوستگی هم‌شیب روی نهشته‌های کرتاسه بالایی جای گرفته است. روی این واحد، رسوب‌های واحد E^c با تناوب ضخیم‌لایه از کنگلومرا و ماسه‌سنگ توفی ائوسن به‌صورت دگرشیب دیده می‌شوند. درون این لایه رسوبی توده‌های آندزیتی اتولیت‌دار نیز رخنمون دارند که بررسی آنها در خارج از این نوشته بررسی خواهد شد. در پی جریان واحد آتشفشانی E^{tef} (نوار بازالتی برزند) هنگام فوران روی رسوب‌های ماسه‌سنگ و کنگلومرای زیرین (واحد E^c)، پیریت در آنها پدید آمده است (شکل ۲- A). برپایه گزارش نقشه زمین‌شناسی، واحد بازالتی برزند سرشت آلکان زیراشباع از سیلیس است و روی لایه کنگلومرا و برش و توف و ماسه‌سنگ توفی قاعده ائوسن جای گرفته‌اند (Babakhani and Khan Nazer, 1991) (شکل ۲- B). لایه بازالتی بررسی‌شده از روستای دمیرچی دره‌سی در جنوب‌خاوری تا قره‌آغاج در شمال‌خاوری با محوری به درازای نزدیک به ۵۰ کیلومتر کشیده شده است و در روستای ماراللو با بیشترین ستبرای نزدیک به ۳۰۰ متر رخنمون دارد. این واحد بازالتی شیب بیشتر از ۳۵ درجه در راستای شمال‌خاوری دارد و در رخنمون‌ها بیشتر ساخت منشوری نشان می‌دهد. واحد بازالتی برزند در بخش بالایی با پیشروی لایه‌های شیل، ماسه و سیلت، مارن و کنگلومرای ائوسن بالایی (واحد E^f) پوشیده شده است. بخش زیرین لایه شیل و ماسه و کنگلومرای واحد E^f ، تکه‌هایی آتشفشانی از گدازه‌های بازالتی



شکل ۲- (A) پیریت‌های پدیدآمده در پی جریان گدازه روی رسوب‌های سرد لایه ماسه‌سنگ توفی و کنگلومرای قاعده ائوسن در نزدیکی روستای قاسم‌کندی؛ (B) نمایی از لایه توف، ماسه‌سنگ و کنگلومرای قاعده ائوسن در بخش زیرین منشورهای بازالتی برزند در نزدیکی روستای ماراللو

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه برداری و ساخت مقطع، نمونه‌هایی که کمترین دگرسانی و هوازدگی را داشتند برای انجام بررسی‌های شیمیایی برگزیده شدند.

تجزیه شیمیایی کانی‌ها در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، با دستگاه ریزکاو

الکترونی مدل CAMECA- SX 100 با دقت بالای ۱٪ روی ۴ مقطع صیقلی انجام شد. تجزیه کانی‌های مورد نظر در شرایط ولتاژ ۱۵ Kev، فشار 4×10^{-7} Torr، آمپراژ ۲۰ nA و بزرگی طول‌موج ۲/۵ میکرومتر انجام شد. فرایندها کالیبره‌شدن دستگاه نیز برپایه Si/Wo ، Al/Crn ، Ca/Wo ، $Mn/MnSiO_3$ ، K/Or ، Na/Ab ،

با مایع غیرفعال (رزین) نخست عنصرهای خاکی کمیاب و سپس مقدار عنصرهای Rb، Sr، Nd و Sm تغلیظ شدند (Pin *et al.*, 1994; Pin and Zalduegui, 1997; Mikova and Denkova, 2007). سپس محلول به‌دست‌آمده در یک پرتوسنج جرمی Nu Instruments NuPlasma HR مجهز به یک مایع غیرفعال (DSN-100) تزریق شد. این دستگاه همه نمونه‌ها را با استاندارد NIST SRM987 در ستون‌های یونیزاسیون ۱ و ۲ ظرفیتی و با دقت بیشتر از ۰/۷۱۰۲۵۵ با MC-ICP-MS، کوادروپل و اسپکتومتر جرمی چندگانه تفکیک می‌کند. در هنگام تفکیک برای جلوگیری و اصلاح اثر تداخل، عنصر Rb از سیگنال ^{85}Rb و نسبت $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ طبیعی به‌کار برده شد؛ اما جدایش جرمی دستگاه با به‌کارگیری قانون نمایش نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ از مقدار ۰/۱۱۹۴ انجام شد. مقدارهای ایزوتوپ Nd برای تجزیه و تحلیل برپایه استاندارد JNdi-1 و برپایه مقدار ۰/۵۱۲۱۱۵ به‌نجار شدند (Tanaka *et al.*, 2000). در هنگام تجزیه ایزوتوپی Nd، برای اصلاح اثر تداخل ایزوتوپی Sm و Ce، سیگنال‌های ایزوتوپی ^{147}Sm و ^{140}Ce طبیعی و فراوانی عنصرهای Sm و Ce به‌کار برده شدند. جدایش نسبت ایزوتوپی برپایه قانون نمایش نسبت $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ از ۰/۷۲۱۹ انجام شد. جزئیات بیشتر در منبع Harris و همکاران (۲۰۱۵) آمده است. مقدار ϵNd نسبت به مقدار CHUR با مقدار ۰/۵۱۲۶۳۸۸ گزارش شده است و خطاهای داخلی به‌صورت 2S.e در جدول ۴ نشان داده شده است. در این روش نرم‌افزار Isoplot برای رسم ایزوکرون به‌کار برده شد و از داده‌های سن‌سنجی به‌دست‌آمده برای تصحیح سنی بهره گرفته شد. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۴ آورده شده‌اند.

Ti/Rt و Mg/Per، Fe/Hm انجام گرفته است. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

برای تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی و فرعی در ترکیب سنگ کل، نمونه‌های با کمترین دگرسانی با همراهی شرکت زمین ریزکاوان به آزمایشگاه Analytical Canada فرستاده شدند. برای تجزیه شیمیایی و اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی سنگ کل، روش آمیختن ۵ گرم پودر ۱۸۰ مش نمونه‌ها با لیتیم‌بورات در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و سپس انحلال در اسیدنیتریک به‌کار برده شد. سپس در محیط پلاسمای ICP-OES با درجه حرارت ۶۰۰۰ درجه سانتیگراد تجزیه انجام شد و غلظت اکسیدها اصلی به‌صورت کمی گزارش شد. در این روش، دقت سنجش کمی برای ارزیابی اکسیدهای اصلی Cr_2O_3 ، SiO_2 ، K_2O ، MgO ، MnO ، Na_2O ، P_2O_5 ، Fe_2O_3 ، SrO ، Al_2O_3 و BaO از ۰/۰۱ تا ۱۰۰٪ است. همچنین، عنصرهایی مانند Rb، Sr، Y، Zr، Nb، Hf، Ta، Th و U و عنصرهای خاکی کمیاب (REE) پس از انجام فرایند آماده‌سازی مشابه با به‌کارگیری روش پرتوسنجی جرمی در دستگاه ICP-MS مجهز به پرتوسنج حرارتی سری X-I و خطای بیشینه ۱۰ ppm اندازه‌گیری شدند. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۳ آورده شده‌اند.

همچنین، ۴ نمونه تجزیه ایزوتوپی رادیوژنتیک به روش $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در دانشگاه کیپ‌تاون کشور آفریقای جنوبی انجام شد. برای به‌دست‌آوردن نسبت‌های ایزوتوپی ۵۰ میلی‌گرم از پودر سنگ کل در ترکیب اسید HF/HNO₃ با نسبت ۴:۱ به مدت ۴۸ ساعت در دمای ۱۴۰ درجه سانتیگراد حل شد. سپس محلول هنگام کروماتوگرافی دو مرحله‌ای در لوله‌های تبادل یونی

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار در بازالت‌های برزند و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایه ۸ اتم اکسیژن، به‌همراه سازنده‌های پایانی آنها

Mineral Type Point No.	Plagioclase					Sanidine		
	10	12	11	7	5	KF2.m	KF3.m	KF9.m
SiO ₂	52.62	53.42	55.48	50.89	55.75	63.21	63.26	63.37
Al ₂ O ₃	28.42	28.82	29.50	30.68	25.97	17.13	17.13	17.11
TiO ₂	0.68	0.01	0.04	0.02	0.00	0.11	0.09	0.09
FeO	1.42	0.75	0.57	0.42	0.18	0.68	0.48	0.59
MnO	0.05	0.03	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00
MgO	0.52	0.12	0.13	0.01	0.00	0.43	0.41	0.41
CaO	12.33	11.85	10.65	12.72	10.44	2.10	1.92	1.81
Na ₂ O	2.96	2.91	3.48	3.97	5.68	0.74	0.71	0.69
K ₂ O	0.06	0.48	0.18	0.09	0.06	14.81	14.88	14.71
Total	99.06	98.39	100.03	98.80	98.12	99.26	98.88	98.78
Si	2.41	2.45	2.48	2.34	2.56	2.97	2.97	2.98
Al	1.54	1.56	1.56	1.66	1.41	0.95	0.95	0.95
Ti	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
Mg	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03
Ca	0.61	0.58	0.51	0.63	0.51	0.11	0.10	0.09
Na	0.26	0.26	0.30	0.35	0.51	0.07	0.06	0.06
K	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.89	0.89	0.88
Total	4.93	4.92	4.89	5.01	4.99	5.03	5.03	5.02
Orthoclase	0.40	3.20	1.20	0.50	0.30	83.68	84.68	85.13
Albite	30.00	30.00	37.00	36.00	49.00	6.36	6.14	6.07
Anorthite	69.40	67.00	62.10	63.60	50.20	9.97	9.18	8.80

جدول ۲- داده‌های ریزکاو الکترونی برای کلینوپیروکسن و آمفیبول در بازالت‌های برزند و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده به‌ترتیب بر پایه ۶ و ۲۳ اتم اکسیژن

Mineral Type Point No.	Clinopyroxene								Mineral Type Point No.	Amphibole				
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim		8/1.	9.1.	3/1.	4/1.	2/2.
SiO ₂	50.20	50.31	50.46	50.12	50.50	50.31	50.09	50.14	SiO ₂	42.23	42.41	42.52	42.95	43.54
TiO ₂	0.72	0.65	0.62	0.69	0.67	0.74	0.61	0.57	TiO ₂	1.98	1.93	1.89	1.75	1.59
Al ₂ O ₃	3.14	3.16	3.85	5.46	3.09	5.22	4.99	5.09	Al ₂ O ₃	13.58	13.76	14.00	14.44	14.77
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.38	0.10	0.10	0.10	0.01	0.01	FeO	11.85	11.35	11.11	10.90	10.75
FeO	8.57	8.21	6.09	7.98	8.42	8.88	7.76	7.94	MnO	0.35	0.34	0.25	0.24	0.22
MnO	0.34	0.33	0.23	0.24	0.40	0.32	0.28	0.24	MgO	9.81	9.65	9.42	9.32	9.27
MgO	14.17	14.10	15.80	13.36	14.04	13.32	14.09	13.99	CaO	9.72	9.54	9.49	9.48	9.03
CaO	22.48	21.80	22.66	22.03	20.73	21.02	21.80	21.24	Na ₂ O	1.12	1.17	1.18	1.21	1.29
Na ₂ O	0.60	0.62	0.54	0.52	0.63	0.51	0.62	0.61	K ₂ O	5.48	5.61	5.80	5.96	5.98
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	Total	96.12	95.76	95.66	96.25	96.44
Total	100.22	99.18	100.64	100.50	98.58	100.42	100.25	99.84	Si	6.42	6.45	6.47	6.48	6.53
Si	1.86	1.88	1.84	1.85	1.90	1.86	1.84	1.85	Al ^{IV}	1.58	1.55	1.53	1.52	1.47
Al ^{IV}	0.14	0.12	0.16	0.15	0.10	0.14	0.16	0.15	Site T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Site T	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	Al ^{VI}	0.85	0.92	0.98	1.05	1.14
Al ^{VI}	0.00	0.01	0.00	0.08	0.03	0.09	0.06	0.08	Ti	0.23	0.22	0.22	0.20	0.18
Fe ³⁺	0.16	0.12	0.16	0.07	0.07	0.04	0.11	0.08	Fe ²⁺	1.51	1.44	1.41	1.38	1.35
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	Mg	2.22	2.19	2.14	2.10	2.07
Fe ²⁺	0.11	0.14	0.03	0.18	0.19	0.23	0.13	0.16	Ca	0.14	0.19	0.22	0.24	0.23
Mg	0.72	0.71	0.79	0.65	0.68	0.61	0.69	0.66	Site C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Site M ₁	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	Ca	1.44	1.37	1.33	1.29	1.22
Mg	0.06	0.07	0.07	0.09	0.11	0.12	0.09	0.11	Na	0.33	0.35	0.35	0.35	0.38
Ca	0.89	0.87	0.88	0.87	0.83	0.83	0.86	0.84	K	0.23	0.28	0.32	0.36	0.40
Na	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	Site B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	K	0.83	0.81	0.81	0.79	0.74
Site M ₂	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	Site A	2.83	2.81	2.81	2.79	2.74
J	0.09	0.09	0.08	0.07	0.09	0.07	0.09	0.09	Sum cation	17.80	17.80	17.80	17.80	17.70
Q	1.78	1.79	1.77	1.78	1.81	1.80	1.76	1.77	Mg#	0.60	0.60	0.60	0.60	0.61
Al ^{VI} /Al ^{IV}	0.02	0.12	0.01	0.55	0.33	0.64	0.38	0.51	Fe#	0.40	0.40	0.40	0.40	0.39

جدول ۳- داده‌های اکسیدهای عنصرهای اصلی (برپایه درصدوزنی) و کمیاب (برپایه ppm) و ترکیب نورم C.I.P.W. برای همه نمونه‌ها برپایه تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (داده‌های بازالت‌های پشتاسر از Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷) هستند)

Area Sample No.	Barzand basalt									
	M- 3- 002	M- 2- 5	M- 3- 006	M- 4- 06	M- 4- 11	Ak 3	Ak 5	T6	T4	T5
SiO ₂	47.12	50.05	49.76	49.95	50.02	50.22	50.31	50.51	51.05	49.45
TiO ₂	0.78	0.86	0.76	0.71	0.72	0.7	0.89	0.91	0.71	0.94
Al ₂ O ₃	15.95	15.95	16.67	15.75	16.01	15.77	15.8	15.77	15.53	15.78
Fe ₂ O ₃	2.22	2.39	2.26	2.21	2.22	2.2	2.44	2.45	2.23	2.48
FeO	7.41	6.36	6.68	6.94	6.9	6.91	7.25	6.11	6.74	7.65
MgO	4.53	3.52	3.81	4.05	4.14	3.89	3.71	3.74	4.11	4.11
MnO	0.46	0.51	0.32	0.68	0.35	0.28	0.34	0.29	0.28	0.44
CaO	10.94	10.02	8.32	9.83	9.31	8.4	9.02	9.04	8.96	9.42
Na ₂ O	2.59	3.33	3.61	2.36	2.97	3.77	3.3	3.55	3.3	3.25
K ₂ O	4.69	3.95	4.69	4.83	4.79	4.67	3.96	4.11	4.99	3.59
P ₂ O ₅	0.51	0.59	0.59	0.53	0.52	0.54	0.53	0.58	0.39	0.57
LOI	2.85	2.49	2.71	2.21	2.09	2.68	2.48	2.99	1.89	2.39
Total	100.05	100.02	100.18	100.05	100.04	100.03	100.03	100.05	100.18	100.07
Cr	88	43	40	21	11	43	35	39	929	104
Ga	19	16.4	17	18.4	16.4	16.7	15.3	15.1	15.9	12.1
Rb	75.3	102.9	88.8	100.6	101	107.6	109.5	109.9	116.5	101.2
Sr	1528	1659	980	1462	1040	1615	2235	2453	1503	793
Y	26	23.5	24.1	28.1	25.9	23.4	24.3	22.7	23.5	17.1
Zr	118	121	128	157	154	119	150	142	147	152
Nb	13	13	11	17	16	14	15	15	15	13
Cs	2.18	3.32	3.62	1.41	1.3	3	2.67	1.83	0.76	3.01
Ba	855	998	941	1072	1240	1318	1147	1290	1183	1184
La	37	42.1	40	45.9	44.9	46.1	44.4	45.9	46.3	42.3
Ce	61.4	77.7	70.4	93.5	87.4	85.4	82.3	85.3	85.7	72.5
Pr	7.98	8.97	6.81	11	10.38	9.79	9.55	9.94	9.7	6.43
Nd	31.1	34.2	24.1	43	39.9	37.4	35.5	37.6	37.5	27
Sm	9.9	6.97	6.2	8.88	8.37	7.75	7.18	7.59	7.77	5.84
Eu	2.1	1.89	1.7	2.37	2.2	2.08	1.95	2.05	2.09	1.68
Gd	6.9	6.32	5.1	7.95	7.24	6.75	6.45	6.75	6.67	6.9
Tb	0.81	0.85	0.63	1.08	1.08	0.88	0.9	0.93	0.93	0.66
Dy	5.99	4.57	4.84	5.69	5.57	4.74	4.57	4.67	4.76	3.64
Ho	1	0.82	0.9	1.11	1.02	0.86	0.82	0.88	0.86	0.64
Er	2.25	2.3	1.93	3.07	2.77	2.57	2.35	2.6	2.6	1.73
Tm	0	0.32	0	0.43	0.39	0.35	0.33	0.34	0.37	0.25
Yb	2.6	2.21	2.22	2.73	2.5	2.28	2.16	2.24	2.37	2.26
Lu	0.5	0.32	0.4	0.4	0.39	0.34	0.32	0.33	0.35	0.25
Ta	0.7	0.7	0.6	0.9	0.9	0.8	0.7	0.7	0.7	0.8
Th	10.1	12.26	11.8	12	11.79	11.48	12.95	13.09	12.87	12.13
U	2.2	2.69	3.2	2.19	2.27	3.16	2.95	3.16	2.16	1.86
Hf	2.9	3.7	3.9	4.7	4.8	3.7	3.9	4.2	4.1	3.8
K ₂ O/Na ₂ O	2	1.2	1.3	2	1.6	1.2	1.2	1.2	1.5	1.1
Eu/Eu*	0.78	0.88	0.93	0.87	0.87	0.88	0.88	0.88	0.89	0.81
Plagioclase	24.08	34.39	26.48	17.21	28.96	27.63	32.74	30.39	31.08	32.84
Orthoclase	10.46	24.35	28.54	40.39	29.31	28.72	24.05	25.12	30.61	21.87
Nepheline	13.99	6.83	11.3	6.42	7.59	9.98	7.07	8.73	6.51	7.52
Diopside	34.7	21.28	19.02	20.4	18.53	18.31	21.85	23.53	15.16	22.29
Olivine	14	10.13	11.77	12.02	12.94	12.68	11.3	9.26	13.97	12.5
Ilmenite	1.44	1.71	1.48	1.39	1.42	1.39	1.75	1.79	1.41	1.84
Apatite	1.34	1.32	1.41	1.27	1.25	1.3	1.25	1.2	1.27	1.16

جدول ۳- ادامه

Area Sample No.	Peshtasar Basalts									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49.77	50.43	50.41	49.8	50.37	48.89	50.37	48.12	50.11	50.13
Al ₂ O ₃	15.61	16.15	16.23	16.66	16.25	16.51	16.42	16.41	17.11	16.61
CaO	8.41	8.16	8.13	7.86	7.78	8.51	8.47	8.69	8.62	8.61
FeO	9.13	9.11	8.83	9.21	9.23	9.11	8.11	9.25	8.21	8.56
MgO	7.58	5.91	6.31	6.33	6.12	6.91	6.83	6.81	6.43	6.69
Na ₂ O	3.57	3.77	3.88	3.67	3.82	3.76	3.82	3.76	3.77	3.61
K ₂ O	2.56	2.77	2.83	2.77	2.79	2.81	2.79	2.81	2.72	2.77
TiO ₂	1.01	1.03	1.07	0.98	1.09	1.01	1.02	1.05	1.04	0.99
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16
P ₂ O ₅	0.46	0.41	0.31	0.47	0.4	0.42	0.24	0.41	0.32	0.26
SO ₃	0.02	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02
BaO	0.06	0.08	0.05	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05
LOI	1.41	1.51	1.61	1.62	1.66	1.62	1.36	1.51	1.24	1.31
Total	99.76	99.55	99.86	99.65	99.77	99.83	99.71	99.09	99.82	99.77
Ba	530	575	580	558	575	525	525	525	525	525
Ce	52	54	56	54	52	54	51	53	58	56
Co	27	26	24	27	26	26	26	26	25	24
Cr	193	129	130	169	129	170	171	145	138	141
Cs	1.6	1.6	1.4	1.2	1.4	1.4	1.4	1.2	1.4	1.4
Dy	4	3.4	3.2	3	3.6	3.6	3	3	3	3.4
Er	2.4	2.8	2.6	2.8	2.6	2.6	2.4	2.6	2.6	2.6
Eu	1.46	1.48	1.28	2.12	1.62	2.14	1.42	1.42	1.42	1.62
Ga	14	13	13	14	14	14.5	14.5	13	14.5	13.5
Gd	8	8	6	7	8	7	8	8	7	7
Hf	3.3	3.5	3.5	3.3	3.5	3.5	3.3	2.9	3.3	2.9
Ho	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.8
La	10.6	10.6	12.6	11.6	10.6	11.6	10.6	10.6	10.6	9.6
Lu	0.22	0.27	0.25	0.23	0.21	0.22	0.23	0.24	0.25	0.24
Nb	18	17	18	18	18	19	17	17	18	18
Nd	9	10	10	9	10	10	9	10	11	11
Ni	75	68	60	73	65	71	69	72	70	61
Pb	4.5	4.6	4.5	5	4	4	4	3	4	4
Pr	7.5	7.5	6.5	6.5	7.5	8	7.5	6.5	7	7
Rb	49	47	48	49	49	49	48	49	48	48
Sr	111	112	111	112	111	114	112	112	110	113
Sm	4.55	4.52	4.52	4.51	3.99	4.42	4.41	3.94	4.04	4.44
Ta	1	0.91	0.9	0.9	0.89	1	0.9	0.9	0.9	1
Tb	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.5
Th	7	6	7	7	7	6	7	6	7	6
Tm	0.2	0.2	0.25	0.2	0.2	0.24	0.2	0.2	0.25	0.24
U	1.6	1.5	1.5	1.5	1.6	1.5	1.5	1.5	1.5	1.4
V	186	186	176	181	182	182	186	186	172	172
Y	18	20	20	19	20	19	18	18	19	19
Yb	2.3	2.1	1.9	1.9	1.9	2.1	2.1	1.9	1.9	1.9
Zr	124	128	124	124	118	120	120	120	124	122
Orthoclase	17.39	17.95	17.53	16.99	17.79	17.91	17.52	17.91	19.99	16.96
Albite	26.91	26.95	27.92	26.92	27.99	25.69	23.89	25.98	26.76	29.15
Anorthite	15.99	16.83	16.92	16.91	15.66	15.96	11.59	15.89	17.91	20.94
Nephiline	8.21	7.35	7.64	7.74	7.27	8.24	14.55	8.34	7.16	5.84
Diopside	16.61	15.77	15.82	15.84	15.18	16.31	19.74	17.34	15.82	11.88
Olivine	8.39	7.99	6.97	5.99	6.98	6.89	5.59	6.59	6.64	7.84
Apatite	1.09	1.88	0.99	0.97	1.13	0.97	1.4	0.99	1.09	1.91

آلکالی‌فلدسپار و در موارد نادر با آنالسیم تحلیل‌رفته و گردشده، همراه با مقداری شیشه ساخته شده‌اند و ترکیب مودال بازالتی دارند. بیشتر پلاژیوکلازها سالم و شکل‌دار هستند و ماکل پلی‌سینتتیک دارند و اندازه پلاژیوکلازها نزدیک به ۱-۰/۵ میلیمتر است. بلورهای درشت پیروکسن فنوکریست‌های مهم سنگ با فراوانی ۲۰-۳۰ درصد حجمی هستند. این کانی‌ها با بزرگی ۴-۶ میلیمتر به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و بیشترشان سالم در سنگ‌ها دیده می‌شوند. زاویه خاموشی مایل در پیروکسن نزدیک به ۴۳ درجه است. برخی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از شیشه و میکرولیت‌ها، بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری (شکل ۳- A) و با تجمع بلورهای کلینوپیروکسن و کانی کدر، بافت گلمروپورفیریتیک را پدید آورده‌اند (شکل ۳- B). گاه کانی‌های کدر به صورت پویی کیلیتیک درون کلینوپیروکسن‌ها جای گرفته‌اند. این پدیده نشان‌دهنده تبلور کانی‌های کدر پیش از پیروکسن‌ها است (شکل ۳- C). همچنین، بافت غربالی به صورت فراگیر در بیشتر کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود. در بازالت‌های برزند، نمونه‌های سطوح بالایی واحد ماگمایی عموماً بافت هیالوپورفیریک با خمیره شیشه دارند؛ اما نمونه‌های سطوح زیرین بیشتر خمیره میکروکریستالین با ریزبلورهای گردشده آنالسیم با حاشیه‌های تحلیل‌یافته دارند (شکل ۳- D). این آنالسیم‌ها از جانشینی لویسیت‌ها پدید آمده‌اند که به صورت ثانویه در بسیاری از سنگ‌های آذرین آلکالن گزارش شده است (Barrer, 1982; Coombs *et al.*, 1959). برپایه سنگ‌نگاری بازالت‌های برزند (Mobashergermi and Jahangiri, 2017)، بازالت‌های پشتاسر کانی آلکالن (مانند: لویسیت و میکرولیت‌های آلکالی‌فلدسپار، کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های لویسیت)

جدول ۴- داده‌های تجزیه ایزوتوپی عنصرهای رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd در سنگ‌های بازالتی برزند برپایه سن میانگین ۴۰ میلیون سال پیش (برپایه شکل‌های C-۵ و D-۵)

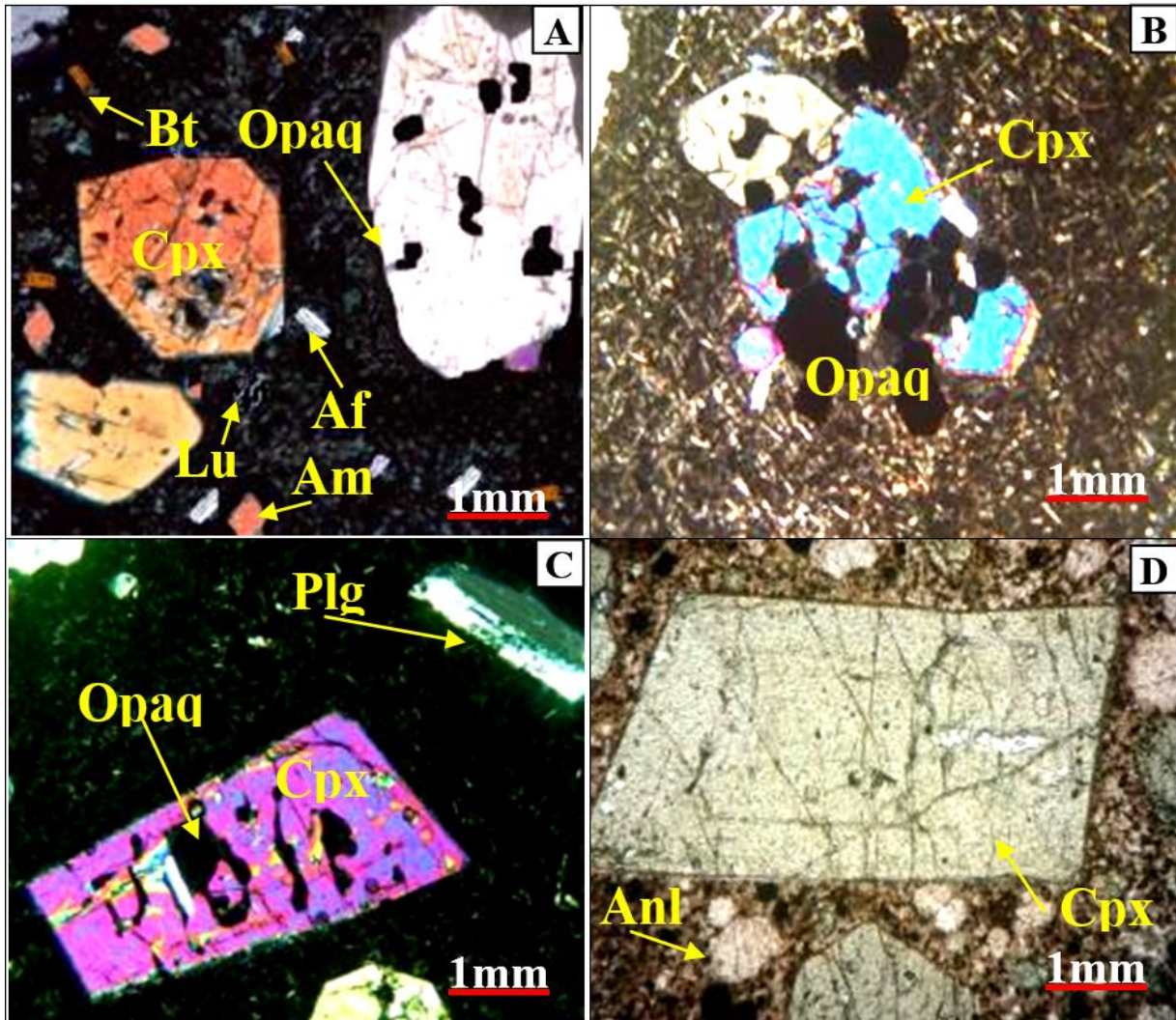
Sample	M-3-002	M- 2- 5	M- 3- 006	M- 4- 06
Rock type	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt
Age	40	40	40	40
SiO ₂	47.12	50.05	49.76	49.95
Rb (ppm)	75.3	102.9	88.8	100.6
Sr (ppm)	1528	1659	980	1462
Sr/Rb	20.3	16.12	11.04	14.53
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.14170	0.17940	0.28190	0.32150
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.70503	0.70501	0.70501	0.70496
2s.e.	±0.000012	±0.000010	±0.000012	±0.000012
λt Sr	0.00057	0.00057	0.00057	0.00057
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.70490	0.70490	0.70490	0.70480
εSr	5.468837	5.105673	6.147862	4.6592
Nd	31.1	34.2	24.1	43
Sm	9.9	6.97	6.2	8.8
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.12473	0.12269	0.12176	0.12265
λt Nd	0.00026	0.00026	0.00026	0.00026
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.51265	0.51265	0.51266	0.51265
2s.e.	±0.00002	±0.00002	±0.00002	±0.00001
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0.51260	0.51260	0.51260	0.51270
εNd	-0.33900	-0.41300	-0.23300	-0.23900
f ^{Sm/Nd}	-0.36586	-0.37627	-0.38100	-0.33803
TDM (Ga)	0.90718	0.89313	0.86882	0.80048

سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی کانی‌ها

سنگ‌های آتشفشانی برزند در رخنمون‌های صحرایی رنگ خاکستری تیره تا سیاه دارند و از دیدگاه ویژگی‌های میکروسکوپی، بافت اصلی پورفیری تا هیالوپورفیری نشان می‌دهند. در برخی نمونه‌ها نیز بافت گلمروپورفیریتیک به صورت فرعی دیده می‌شود. برپایه بررسی‌های کانی‌شناسی، مقطع‌های بررسی شد نزدیک به ۵۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی کلینوپیروکسن و ۵ درصد حجمی کانی‌های کدر دارند. خمیره این سنگ‌ها بیشتر از ریزبلورهای کانی‌های آبدار میکا، آمفیبول،

در بخش‌های گدازه‌های بالشی به ندرت دیده می‌شود.
(Mobashergermi, 2013)

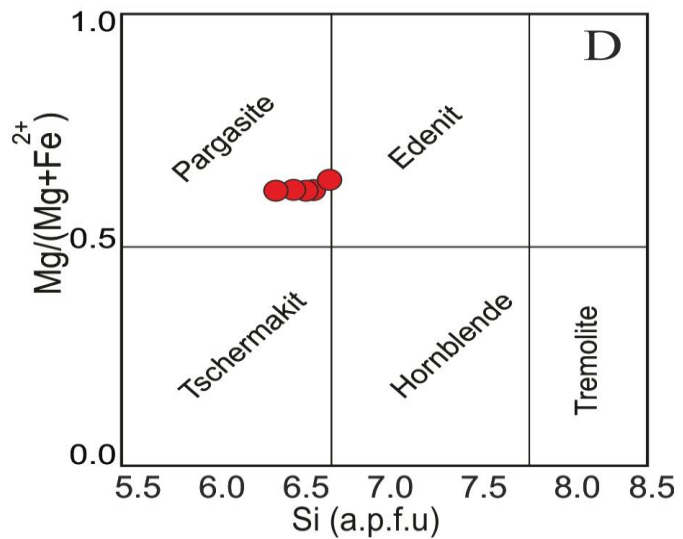
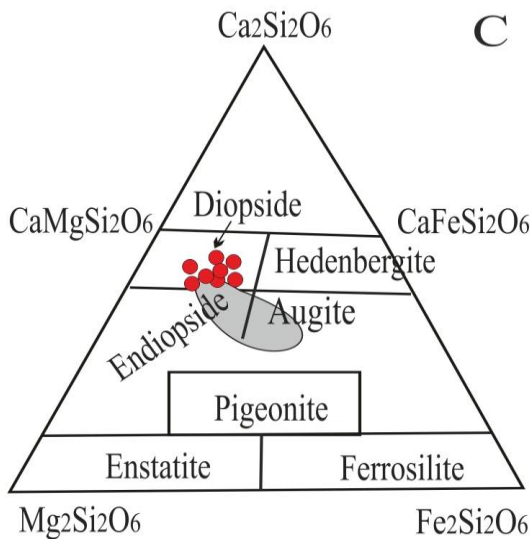
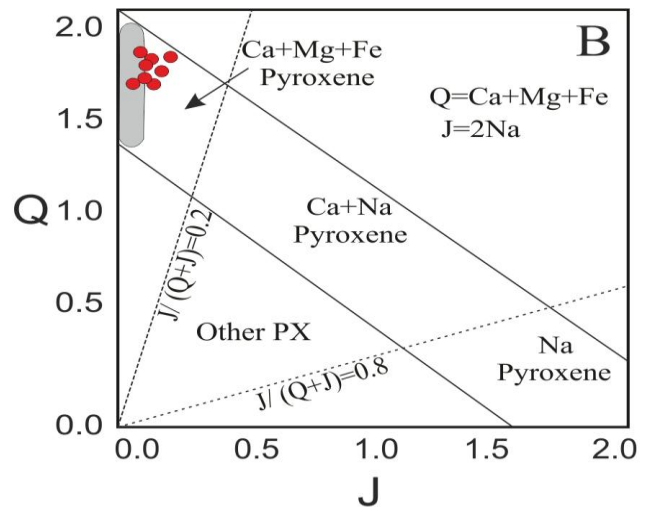
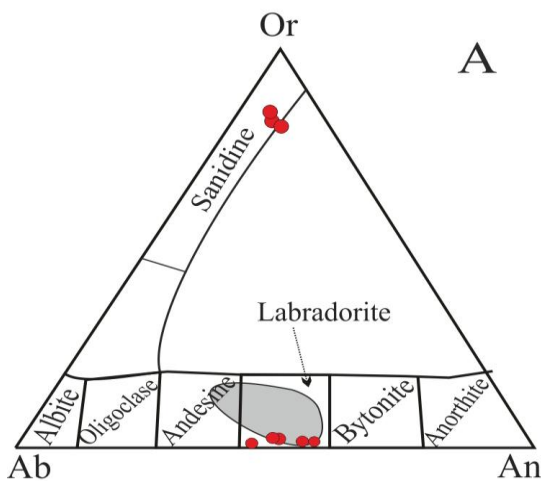
ندارند. کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های پشتاسر نیز
عموماً ترکیب اوژیت تا تیتانواوژیت دارند و دیوپسید



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از بازالت‌های برزند: (A) بافت هیالومیکروپورفیری ساخته‌شده از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از شیشه و میکرولیت‌های آکالی‌فلدسپار و آمفیبول (XPL)؛ (B) بافت گلوبروپورفیریتیک (XPL)؛ (C) کلینوپیروکسن‌های با میانبره‌هایی از کانی‌های کدر (XPL)؛ (D) ریزبلورهای گردشده آنالسیم با حاشیه‌های کاملاً تحلیل‌یافته در خمیره بازالت‌های برزند (PPL) (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) هستند)؛ آنالسیم؛ Plg: پلاژیوکلاز؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Af: آکالی‌فلدسپار؛ Opaq: کانی کدر؛ Bt: بیوتیت؛ Lu: لویسیت؛ Am: آمفیبول)

۶۳/۲۱ تا ۶۳/۳۷، CaO برابر با ۱/۸۱ تا ۲/۱ و Na₂O برابر با ۰/۶۹ تا ۰/۷۴ درصدوزنی است و ترکیب سانیدین (Or_{83.68}- Or_{85.13}؛ جدول ۱؛ شکل ۴- A) نشان می‌دهند.

فلدسپار: در پلاژیوکلازهای درون بازالت‌های برزند، میزان آنورتیت ۵۰/۲ تا ۶۹/۴ درصدمولی است (جدول ۱؛ شکل ۴- A) و ترکیب لابرادوریت دارند. در آکالی‌فلدسپارهای زمینه نیز میزان SiO₂ برابر



شکل ۴- رده‌بندی شیمیایی کانی‌ها در بازالت‌های برزند. (A) نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer *et al.*, 1992)؛ (B) نمودار دوتایی (J=2Na) برابر Q=(Ca+Mg+Fe) (Morimoto, 1988) (۱۹۸۸)؛ (C) نمودار رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها از (Deer *et al.*, 1992)؛ (D) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997) (بازة ترکیبی نمونه‌های بازالت پشتاسر با محدوده خاکستری نمایش داده شده است)

۴۵ تا ۴۹ درصد مولی، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در شکل ۴- C، در گستره اوزیت تا دیوپسید جای می‌گیرد.

آمفیبول: در بلورهای آمفیبول میکروولیتی بازالت‌های برزند، مقدار SiO_2 برابر با ۴۲/۲۳ تا ۵۳/۴۳، MgO برابر با ۹/۲۷ تا ۹/۸۱ و K_2O برابر با ۵/۴۸ تا ۵/۹۸ درصدوزنی است (جدول ۲). عدد منیزیم در نمونه‌های آمفیبول برابر با ۰/۶ تا ۰/۶۱ و

پیروکسن: برپایه داده‌های جدول ۲، در ترکیب شیمی پیروکسن‌های بازالت‌های برزند، SiO_2 برابر با ۵۰/۰۹ تا ۵۰/۵۰، CaO برابر با ۲۰/۰۳ تا ۲۲/۶۶ و Na_2O برابر با ۰/۵۲ تا ۰/۶۳ درصدوزنی است. در نمودار J در برابر Q، مقدار Q برابر با ۱/۷۶ تا ۱/۸۱ و مقدار J برابر با ۰/۰۷ تا ۰/۰۹ است و نمونه‌ها در محدوده پیروکسن‌های Fe و Mg و Ca دار جای می‌گیرند (شکل ۴- B). برپایه درصد مولی Fs از ۵ تا ۱۵ درصد مولی، En از ۴۰ تا ۴۷ درصد مولی و Wo از

درصدوزنی در محدوده آلکالن با ترکیب موژه آریتم جای گرفته‌اند. در شکل ۵-A، محدوده ترکیبی نمونه‌های بازالتی پشتاسر نیز برپایه داده‌های Jahangiri و Mobashergermi (۲۰۱۷) نشان داده شده است. در نمودار شناسایی سری ماگمایی، این بازالت‌ها با مقدار نسبت K_2O/Na_2O از ۱/۰ تا ۲/۰ و مقدار نسبت K_2O/Na_2O از ۰/۴۹ تا ۰/۹۱، سرشت شوشونیتی دارند. از دیدگاه شیمیایی، در برابر بازالت‌های برزند، بررسی‌های Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷) نشان می‌دهند منشورهای بازالتی پشتاسر (واحد E^b) ترکیب آلکالی بازالت معمولی تا هواپیت با نسبت میانگین $K_2O/Na_2O > ۱/۲$ و سرشت شوشونیتی دارند (شکل ۵-B).

داده‌های ایزوتوپی

برای سن‌سنجی و بررسی خاستگاه سنگ‌های بازالتی برزند، داده‌های ایزوتوپ رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd به‌دست آمده برای چهار نمونه از سطوح گوناگون در جدول ۴ آورده شده‌اند.

نمودار ایزوکرون برپایه نسبت ایزوتوپی $^{87}Rb/^{86}Rb$ و $^{87}Sr/^{86}Sr$ نشان‌دهنده $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه برابر با $۰/۷۰۵۱ \pm ۰/۰۰۰۴$ و سن برابر با $۳۹ \pm ۱/۷$ (شکل ۵-C) است. همچنین، برپایه داده‌های ایزوتوپی $^{147}Sm/^{144}Nd$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ در نمودار ایزوکرون، نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه برابر با $۰/۵۱۲۷ \pm ۰/۰۰۰۴$ و سن برابر با $۴۱ \pm ۱/۵$ میلیون سال پیش (شکل ۵-D) است. برپایه داده‌های سن‌سنجی، بازالت‌های برزند با سن نزدیک به ۳۹ تا ۴۱ میلیون سال پیش در بازه زمانی بارتونین (Bartonian) (ائوسن میانی) پدید آمده است. اگرچه هر دو واحد از دیدگاه چینه‌شناسی در ائوسن فوران داشته‌اند، بررسی‌های سن‌سنجی

شمار کاتیون Si در واحد فرمولی برابر با ۴۲/۲۳ تا ۴۳/۵۴ است و همه نمونه‌ها ترکیب پارگازیت دارند (شکل ۴-D).

بررسی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی سنگ کل

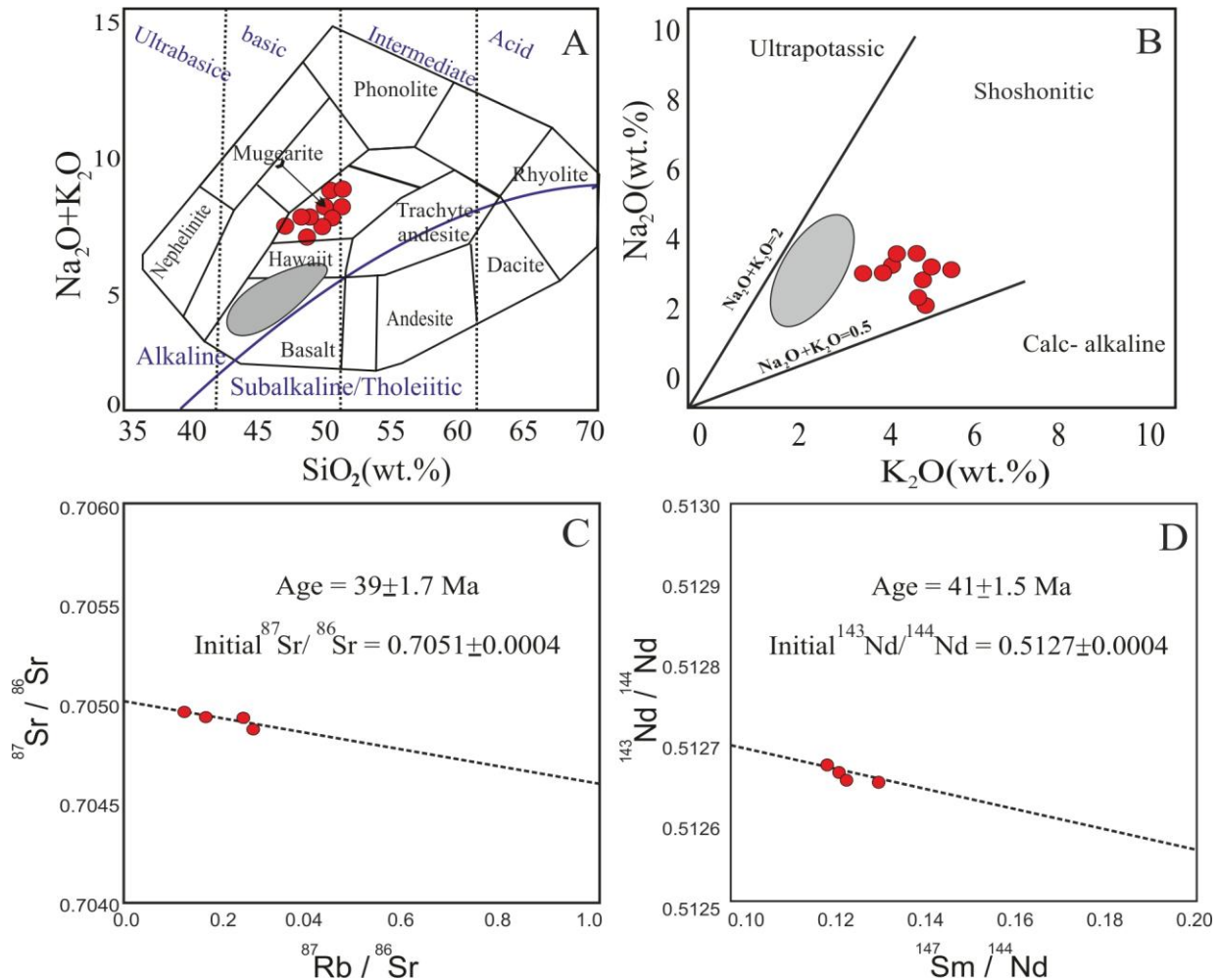
داده‌های تجزیه شیمیایی شمار ۱۰ نمونه سنگ کل، به‌صورت درصد اکسیدهای عنصرهای اصلی، مقدار عنصرهای کمیاب و مقدار به‌دست‌آمده نورم در جدول ۳ آورده شده‌اند. در نورماتو همه نمونه‌ها، مقدار الیون برابر با ۹/۲۶ تا ۱۴ و نفلین برابر با ۶/۴۲ تا ۱۳/۹۹ درصد مولی است. این نکته نشان می‌دهد همه نمونه‌های بازالتی برزند از سیلیس زیراشباع هستند. برپایه داده‌های جدول ۳، در نمونه‌های بررسی‌شده، بازه SiO_2 برابر با ۴۷/۱۲ تا ۵۱/۰۵ و K_2O برابر با ۳/۵۹ تا ۴/۹۹ درصدوزنی و نسبت K_2O/Na_2O نزدیک به ۱/۱ تا ۲/۰ است. اکسید منیزیم نیز نزدیک به ۳/۷۱ تا ۴/۵۳ درصدوزنی است و نمونه‌ها ویژگی مافیک و پتاسیک دارند. از آنجایی که بازالت‌های برزند در مودال خود ریزبلورهای از آنالسیم، آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول دارند، سرشت آنها آلکالن است. برپایه پژوهش Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷)، بازالت‌های پشتاسر عموماً در ترکیب سنگ کل خود $MgO < ۶$ درصدوزنی، $TiO_2 \leq ۱$ درصدوزنی و $LOI > ۱/۵$ درصدوزنی دارند؛ اما در بازالت‌های برزند، میزان $MgO < ۴/۵$ درصدوزنی، $TiO_2 > ۱$ درصدوزنی و با داشتن کانی‌های آبدار، مقدار $LOI < ۲$ درصدوزنی دارند.

نام‌گذاری شیمیایی و شناسایی سری ماگمایی

نمونه‌های بازالتی منطقه برزند در نمودار قلیایی کل - سیلیس (TAS) با SiO_2 برابر با ۴۷/۱۲ تا ۵۱/۰۵ درصدوزنی و Na_2O+K_2O برابر با ۶/۸۴ تا ۸/۴۴

(Priabonian) (ائوسن بالایی) برای ادامه فرامرزی ایران بازالت‌های پشتاسر هستند و جوان‌تر بودن بازالت‌های پشتاسر را نشان می‌دهند.

Van der Boon و همکاران (۲۰۱۵) به روش $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ نشان‌دهنده سن ۳۳/۹ تا ۳۷/۷ میلیون سال پیش و منطبق بر اشکوب پریابونین

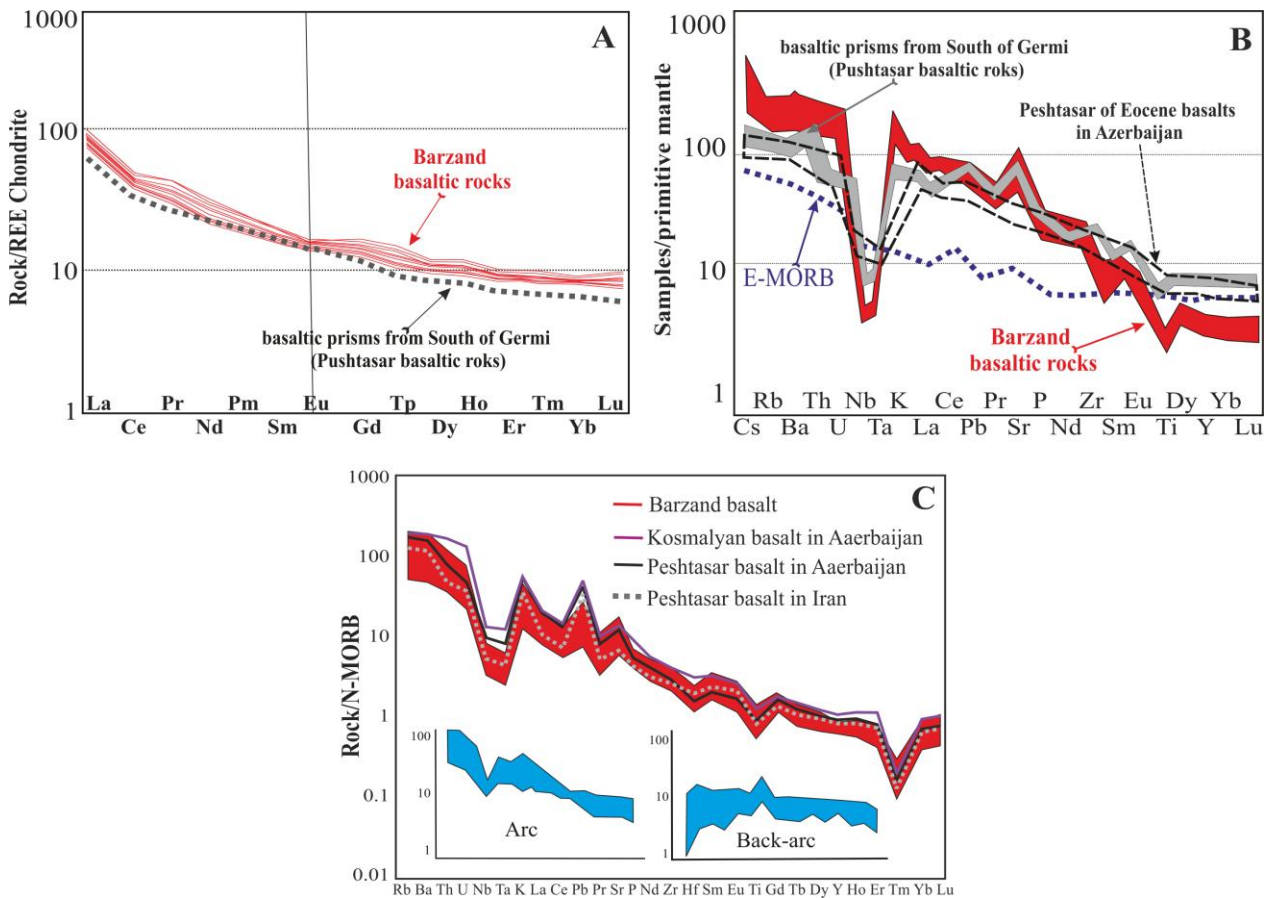


شکل ۵- سنگ‌های بازالت‌های برزند در: (A) نمودار TAS (Cox et al., 1979)؛ (B) نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Middlemost, 1975)؛ (C) نمودار ایزو کرون بر پایه داده‌های نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (که مقدار اولیه نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برابر با ۰/۷۰۵۱ و سن برابر با 39 ± 1.7 میلیون سال پیش را نشان می‌دهند)؛ (D) نسبت ایزوتوپی $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ در برابر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (که نشان‌دهنده مقدار اولیه نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برابر با ۰/۵۱۲۷ و سن برابر با 41 ± 1.5 میلیون سال پیش برای بازالت‌های برزند است)

بازالتی برزند است. همچنین، LILE نیز در برابر HFSE غنی‌شدگی آشکاری دارند. بالا بودن نسبت LREE/HREE و LILE/HFSE چه بسا پیامد فرایند فرورانش و متاسوماتیسم گوشته باشد (Zanetti et al., 1999).

الگوی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب

نمودار بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1979) (شکل ۶- A) نشان‌دهنده غنی‌شدگی عنصرهای کمیاب سبک LREE در برابر عنصرهای گروه HREE در نمونه‌های



شکل ۶- سنگ‌های بازالت‌های برزند در: (A) نمودار الگوی بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) و نمایش الگوی بازالت‌های پشتاسر با داده‌های Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷)؛ (B) نمودار الگوی بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و مقایسه آن با داده‌های E-MORB از Sun و McDonough (۱۹۸۹)، منشورهای بازالتی جنوب گرمی (پشتاسر) از Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷) (که به رنگ خاکستری نشان داده شده‌اند) و ادامه بازالت‌های پشتاسر در کشور آذربایجان از Van der boon و همکاران (۲۰۱۵) (که به صورت خط چین توخالی نشان داده شده‌اند)؛ (C) نمودار الگوی بهنجارشده به ترکیب مورب تهی شده (Sun and McDonough, 1989) و مقایسه آن با داده‌های بازالت پشتاسر در بخش ایرانی از Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷)، پشتاسر در بخش آذری از Vander boon و همکاران (۲۰۱۵)، بازالت‌های کوسملین در بخش آذری (ادامه بازالت‌های برزند) از Vincent و همکاران (۲۰۰۵) و الگوی کمان‌های ماگمایی و ماگماتیسم پشت کمان متکامل ژاپن از Pouclet و همکاران (۱۹۹۴)

در نمونه‌های بررسی شده از ۰/۷۸ تا ۰/۹۳ است. در نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۶- B) افتادگی Ti، Nb و Ta دیده می‌شود که با محیط‌های وابسته به فرورانش (Gill, 1984) همخوانی دارد. مقدارهای Ta از ۰/۶ تا ۰/۹، Nb از ۱۱ تا ۱۷ ppm و غنی‌شدگی از استرانسیم تا ۱۰۰ برابر میانگین ترکیب

نسبت La/Yb در نمونه‌ها از ۱۴/۲ تا ۲۰/۶ و La_N/Yb_N بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1979) نزدیک به ۱۰ تا ۱۴ برابر است و برپایه Lecolle و Cabanis (۱۹۸۹)، این مقادیر نشان‌دهنده به‌جای ماندن گارنت در تفاله ذوب است. مقدارهای نسبت $Eu/Eu^* > 1$ نشان‌دهنده جدایش بلورین پلاژیوکلاز در روند تحولی است که این نسبت

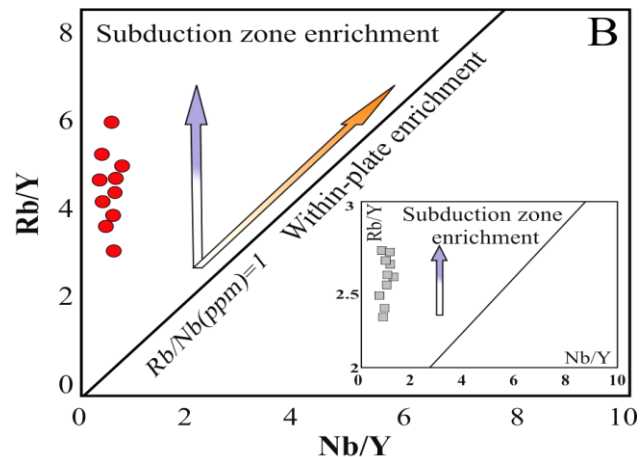
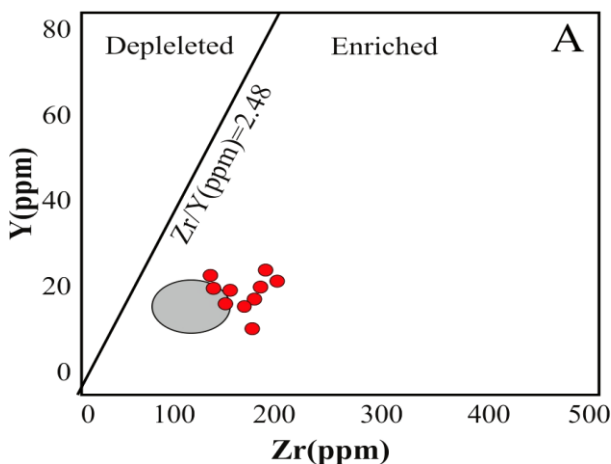
فرورانش با میزان اندک تغییرات تعامل و ترکیب گوشته در طول زمان و مطابق با الگوی Taylor و Martinez (۲۰۰۳) در محیط غنی‌شده و کششی پشت کمان باشد.

بحث

سرشت زمین‌شیمیایی خاستگاه

به‌باور Sun و McDonough (۱۹۸۹)، در گوشته غنی‌شده، چه‌بسا مقدار $Y \sim 22$ و $Zr \sim 73$ ppm نشان‌دهنده گوشته غنی‌شده باشد. میانگین فراوانی این عنصرها در بازالت‌های برزند به‌ترتیب از ۱۷/۱ تا ۲۸/۱ و از ۱۱۸ تا ۱۵۷ ppm است و گوشته غنی‌شده را نشان می‌دهد. همچنین، نمونه‌های بازالتی پشتاسر با مقدار Y برابر با ۱۸ تا ۲۰ و Zr برابر با ۱۱۸ تا ۱۲۸ ppm نشان‌دهنده خاستگاه غنی‌شده هستند (شکل ۷-۷). همچنین، غنی‌شدگی عنصرهای Ba، Rb، U، Th و Sr نیز با تحرک بالای این عنصرها تحت تأثیر سیال در پهنه‌های فرو رانشی مرتبط است (Peng *et al.*, 2007; He *et al.*, 2007). نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (شکل ۷-۸) نشان‌دهنده غنی‌شدگی خاستگاه بازالت‌های بررسی‌شده تحت تأثیر فرورانش است. مقدار نسبت Ba/Ce در بازالت‌های گوشته اولیه نزدیک به ۳/۹، در مورب عادی نزدیک به ۱/۱، در جزیره‌های کمانی نزدیک به ۱/۵ تا ۴/۵ (Sun and McDonough., 1989) است. این مقدار در نمونه‌های بازالتی برزند نزدیک به ۱۲ تا ۱۶ و در بازالت‌های پشتاسر نزدیک به ۹/۵ تا ۱۱/۶ و نشان‌دهنده غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای است. همچنین، نسبت بالای $Rb/Zr < 0.12$ نیز نشان‌دهنده یک خاستگاه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده است (Beate *et al.*, 2001). این نسبت در بازالت‌های برزند از ۰/۶ تا ۰/۹ و در بازالت‌های پشتاسر ۰/۳۷ تا ۰/۴۲ است.

گوشته اولیه (شکل ۶-۸) از ویژگی‌های ماگماتیسم پهنه‌های فرورانشی هستند (Wilson and Downes, 2006). به‌باور Morrison (۱۹۸۰) و Jiang و همکاران (۲۰۰۲)، غنی‌شدگی بالا از عنصرهای Sr، Ba و Rb چه‌بسا شاخص ارتباط با ماگمای شوشونیتی باشد. ناهنجاری‌های مثبت Cs در برابر ترکیب گوشته اولیه در نمونه‌های بررسی‌شده چه‌بسا پیامد نفوذ سیال‌های پوسته‌ای به درون ماگما و یا متاسوماتیسم خاستگاه بوده باشند. این پدیده را MacDonald و Hawakesworth (۲۰۰۱) بررسی کرده‌اند. سنگ‌های بررسی‌شده با گرایش به شوشونیت (شکل‌های ۴-۸ و ۴-۹)، غنی‌شدگی از عنصرهای Sr، Ba، Rb و Th و تهی‌شدگی از عنصرهای Ta، Nb، Ti (شکل ۶-۸) سازوکار زمین‌شیمیایی مرتبط با فرایندهای فرورانش را نشان می‌دهند که Green (۲۰۰۶) آن را بررسی کرده است. برای مقایسه ترکیب واحد بازالتی برزند با منشورهای بازالتی پشتاسر در ایران با داده‌های Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷) و ادامه خاستگاه بازالت‌های پشتاسر در کشور آذربایجان از Vander boon و همکاران (۲۰۱۵) و همچنین، ادامه بازالت‌های برزند در کشور آذربایجان (کوسملین) از (Vincent *et al.*, 2005)، ترکیب این سنگ‌ها در شکل ۶-۹ در برابر ترکیب مورب تهی‌شده نشان داده شده است. این مقایسه نشان‌دهنده غنی‌شدگی هر دو پهنه بازالتی است. برپایه الگوهای پیشنهادی Poulet و همکاران (۱۹۹۴) برای ماگمای کمان و پهنه پشت کمان ژاپن، افزون بر تفاوت الگوی نمونه‌های بازالتی بررسی‌شده با ماگمای پهنه پشت کمان، شباهت با الگوی کمان ماگمایی آنها نشان‌دهنده نبود بلوغ پهنه پشت کمان آنهاست. غنی‌شدگی در همه نمونه‌های بررسی‌شده (شکل ۶-۱۰) چه‌بسا تحت تأثیر مؤلفه‌های



شکل ۷- شیمی نمونه‌های بازالتی برزند. (A) نمودار تغییرات Zr در برابر Y (Sun and McDonough, 1989) (محدوده خاکستری ترکیب بازالت‌های پشتاسر را نشان می‌دهد)؛ (B) نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (Temel et al., 1998)

فرایند مؤثر در غنی‌شدگی LILE در ماگمای بازالت‌های برزند نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر Ba/La (شکل ۸- C) به کار شده است. به باور Davidson (۱۹۸۷)، سنگ‌های آتشفشانی با مقدار نسبت Ba/La از ۲۳ تا ۲۹ گویای غنی‌شدگی فرورانشی است. در نمونه سنگ‌های بازالتی برزند، نسبت ایزوتوپی اولیه که $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ از ۰/۷۰۴۸۰ تا ۰/۷۰۴۹۰ است و نسبت ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ که از ۰/۵۱۲۶ تا ۰/۵۱۲۷ است، نشان‌دهنده نقش پوسته فرورو در تکامل خاستگاه ماگمای آنهاست. در نمودار نسبت $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در برابر $(^{43}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ (شکل ۸- D) نمونه‌های سنگ‌های بازالتی منطقه در آرایه گوشته‌ای جای می‌گیرند. در این نمودار، گرایش این سنگ‌ها به قطب EMII نشان‌دهنده غنی‌شدگی ایزوتوپی در خاستگاه در پی آرایش پوسته‌ای است. مقدار منفی ϵNd در نمونه‌های بازالتی برزند (جدول ۴) و جای‌گرفتن آنها در بخش آرایه گوشته‌ای (شکل ۸- E) نشان‌دهنده غنی‌شدگی خاستگاه با مواد پوسته‌ای است (Zhang et al., 2006; Mao et al., 2014) همچنین، جایگیری نمونه‌ها در ربع چهارم نشان‌دهنده تأثیر مؤلفه‌های فرورانشی در

سرشت ایزوتوپی خاستگاه

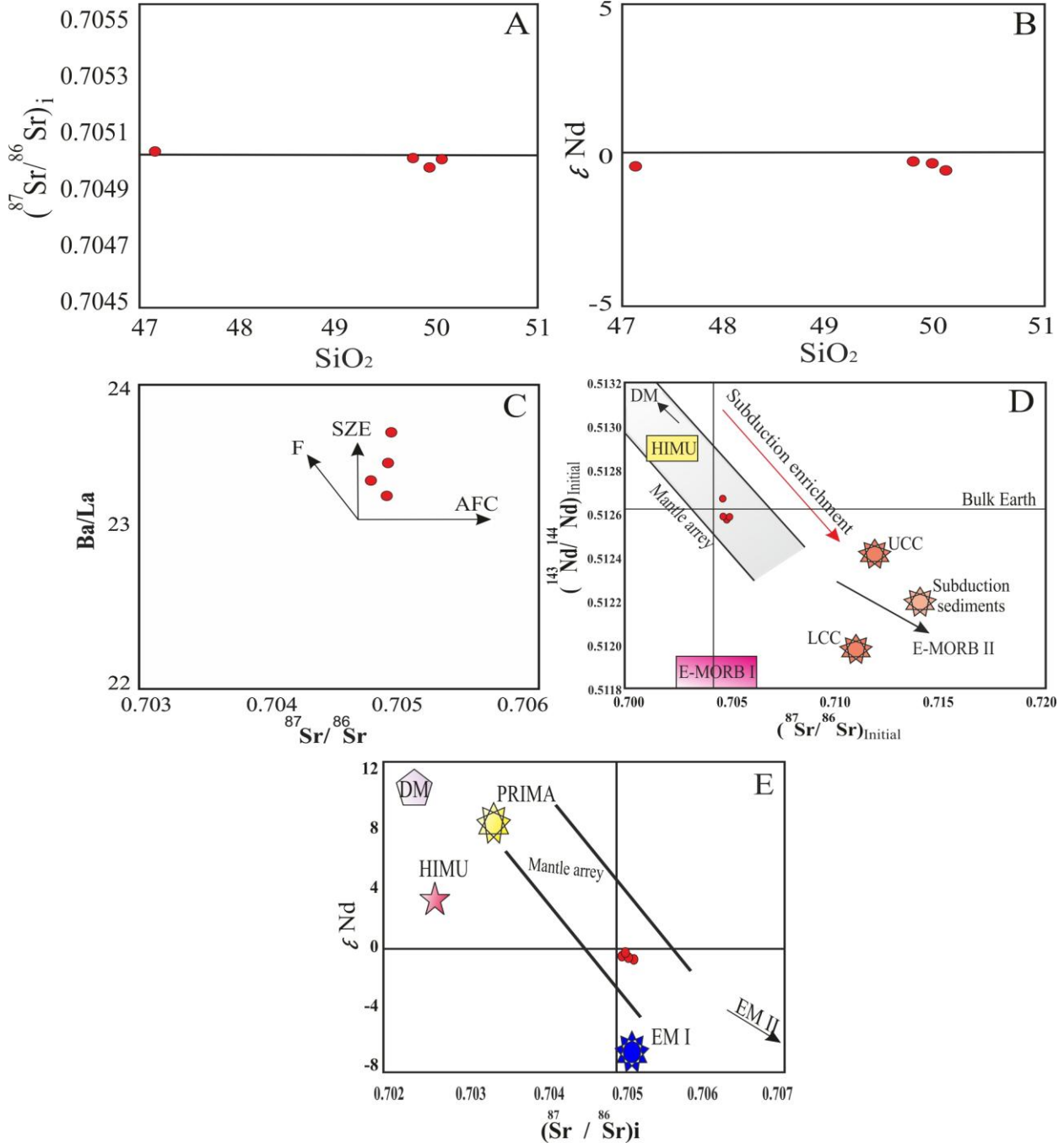
مقدار ϵNd در نمونه‌های بازالتی برزند در برابر CHUR از ۰/۴۱۳- تا ۰/۲۳۳+ است. بر پایه مدل گوشته تهی‌شده (TDM)، نسبت ایزوتوپی Nd در نمونه‌های بررسی شده نشان‌دهنده جدایش گوشته خاستگاه در نزدیکه ۰/۸ تا ۰/۹ میلیارد سال پیش از یک گوشته بارور اولیه است (جدول ۴).

برای بررسی احتمال آرایش در هنگام بالآمدن و هضم بخش‌های پوسته‌ای، نمودارهای درصد SiO_2 در برابر ϵNd و $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ پیشنهادی DePaolo (۱۹۸۸) (شکل‌های ۸- A و ۸- B) به کار برده شدند. از آنجایی که در این نمودارها با افزایش درصد SiO_2 تغییر چندانی در نسبت‌های ایزوتوپی دیده نمی‌شود، فرایند آمیختگی و یا هضم بخش‌های پوسته‌ای در این سنگ‌ها نقش چندانی نداشته است و ماگمای مادر بیشتر دچار تحول خاستگاه گوشته‌ای در یک سامانه بسته بوده است (Leeman and Hawkesworth, 1986; DePaolo, 1988).

به باور Liu و Liu (۲۰۱۴)، غنی‌شدگی از LILE عموماً از خاستگاه گوشته متاسوماتیسم شده در پهنه فرورانشی به ارث می‌رسد. برای شناسایی

مقدارهای برابر یا ۰/۳۸۸۱۰- تا ۰/۳۳۸۰۳- نیز نشان‌دهنده غنی‌شدگی خاستگاه هستند.

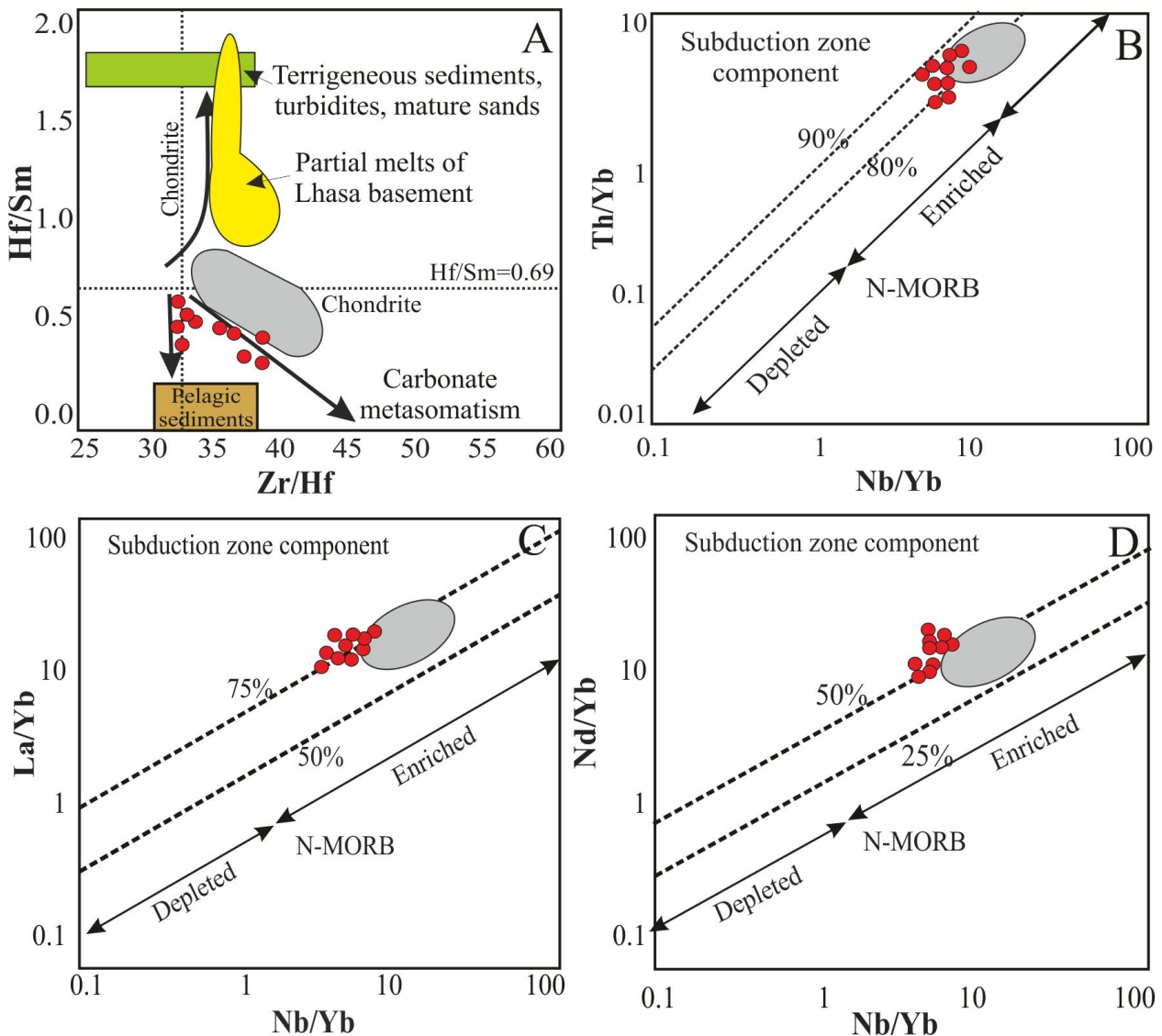
غنی‌شدگی خاستگاه است (Cole and Basu, 1995). عامل جدایش ایزوتوپی ($f^{(Sm/Nd)}$) با



شکل ۸- شیمی سنگ‌های بازالتی برزند. A، B) نمودار تغییرات درصد SiO_2 در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵ_{Nd} (DePaolo, 1988)؛ C) نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر Ba/La (Davidson, 1987)؛ SZE: پهنه فرورانش؛ AFC: آغستگی پوسته‌ای؛ F: تأثیر جدایش بلورین؛ D) نمودار نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر نسبت ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در بازالت‌های برزند بر مبنای مقادیر اولیه در ۴۰ میلیون سال پیش و مقایسه با سازنده‌های پایانی گوشته E-MORB I، E-MORB II، HIMU، DM، UCC، LCC، پهنه قاره‌ای (Zindler and Hart, 1986)؛ رسوب‌های فرورانشی (Lee et al., 1999)؛ رسوب‌های فرورانشی (Lee et al., 2008)؛ نمودار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر ϵ_{Nd} (Zindler, 1986)

ماگمایی نامتحرک هستند. از این رو، غنی‌شدگی این عناصر در گوشت‌های نشان‌آمیختگی مذاب‌های پدیدآمده از پوسته فرورو با ماگمای اصلی است (Plank and Langmuir, 1998). پس خاستگاه گوشت‌های که دچار مذاب پدیدآمده از پوسته فرورو شده باشد، نسبت‌های کم Th/Zr ، Rb/Y ، Ba/Nb و Ba/Th نشان می‌دهد (Hawkesworth *et al.*, 1997). مقدار نسبت $Nb/Yb < 4$ (Pearce *et al.*, 1982) و $Zr < 74$ (Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده وابستگی بازالت‌ها به خاستگاه غنی‌شده هستند. مقدار Nb/Yb در نمونه‌های بازالتی برزند از $6/03$ تا $138/8$ و در بازالت‌های پشتاسر از $7/83$ تا $9/47$ (میانگین: $8/95$) است. این مقادارها نشان‌دهنده خاستگاه غنی‌شده هر دو پهنه بازالتی بررسی شده هستند. از این رو، در نمونه‌های بازالتی، سهم فرورانش در غنی‌شدگی ماگما از عنصرهای La ، Th و Nd با نمودارهای La/Ba ، Nd/Yb و Th/Yb در برابر Nb/Yb از (Pearce *et al.*, 1982) بررسی می‌شود. نمودارها میزان نقش عوامل فرورانش را با خطوط موازی با روند گوشت‌های نشان می‌دهند. بررسی نمودارها نشان می‌دهد در بازالت‌های برزند، Th از 80 تا 90% ، La نزدیک به 75% و Nd بیشتر از 50 درصد هنگام فرورانش نسبت به گوشته غنی‌تر شده‌اند؛ اما بازالت‌های پشتاسر، غنی‌شدگی Th کمتر از 90% ، La نزدیک به 50 تا 75% و Nd از 25 تا 50% نسبت به گوشته غنی‌تر نشان می‌دهند (شکل‌های ۹-۱، ۹-۲، ۹-۳). بررسی ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی خاستگاه و نیز شکل‌های ۹-۴، ۹-۵، ۹-۶ و ۹-۷ نشان‌دهنده غنی‌شدگی بیشتر خاستگاه برای بازالت‌های برزند نسبت به بازالت‌های پشتاسر است.

به‌باور Stolz و همکاران (۱۹۹۶)، نسبت $Nb/Ta < 1$ نشان‌دهنده خاستگاه گوشت‌های تحت تأثیر سیال‌های فرورانشی است. میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه برابر با 19 است و تأثیر سیال‌های فرورانشی در متاسوماتیسم گوشته سنگ‌های بررسی شده را نشان می‌دهد. برپایه بررسی‌های Woodhead و همکاران (۲۰۰۱)، در کندریت‌ها مقدار نسبت $Hf/Sm \sim 0/69$ است. همچنین، نسبت Hf/Sm در ماسه‌های رسوبی، توربیدایت و ماسه‌های جور شده به‌علت فراوانی کانی زیرکن، بیشتر از $1/5$ برابر کندریت‌هاست (Prelevic' *et al.*, 2012). از این رو، در هنگام فرورانش مقدار Zr و Hf گوشته را افزایش می‌دهد (McDonough, 1990). عامل دیگر متاسوماتیسم در خاستگاه گوشته‌ای، رسوب‌های کربناتی دریایی با زیرکن اندک و نسبت Hf/Sm کمتر از مقدار شناخته‌شده برای کندریت هستند (Ben Othman *et al.*, 1989)؛ اما نسبت $Zr/Hf < 32$ در گوشته متاسوماتیسم شده شاخص شناخت نوع غنی‌شدگی با کربنات‌های دریایی است (Ionov *et al.*, 1993). در شکل ۹-۸، بازالت‌های منطقه برزند با نسبت Hf/Sm از $0/34$ تا $0/63$ و نسبت Zr/Hf از 32 تا 41 غنی‌شدگی خاستگاه با رسوب‌های پلاژیک و کربناته را نشان می‌دهند؛ اما بازالت‌های جوان‌تر پشتاسر با نسبت‌های Hf/Sm از $0/65$ تا $0/88$ و نسبت Zr/Hf از 34 تا 42 ، غنی‌شدگی خاستگاه با رسوب‌های پلاژیک و کربناته کمتری نسبت به بازالت‌های منطقه برزند دارند. این پدیده چه‌بسا پیامد کاهش حجم سیال و رسوب‌های فرورو به خاستگاه در طی زمان یا تخلیه بخشی باشد (Stolz *et al.*, 1966).
عصرهای Th ، Zr ، Hf ، Nb و Ta در سیال‌های



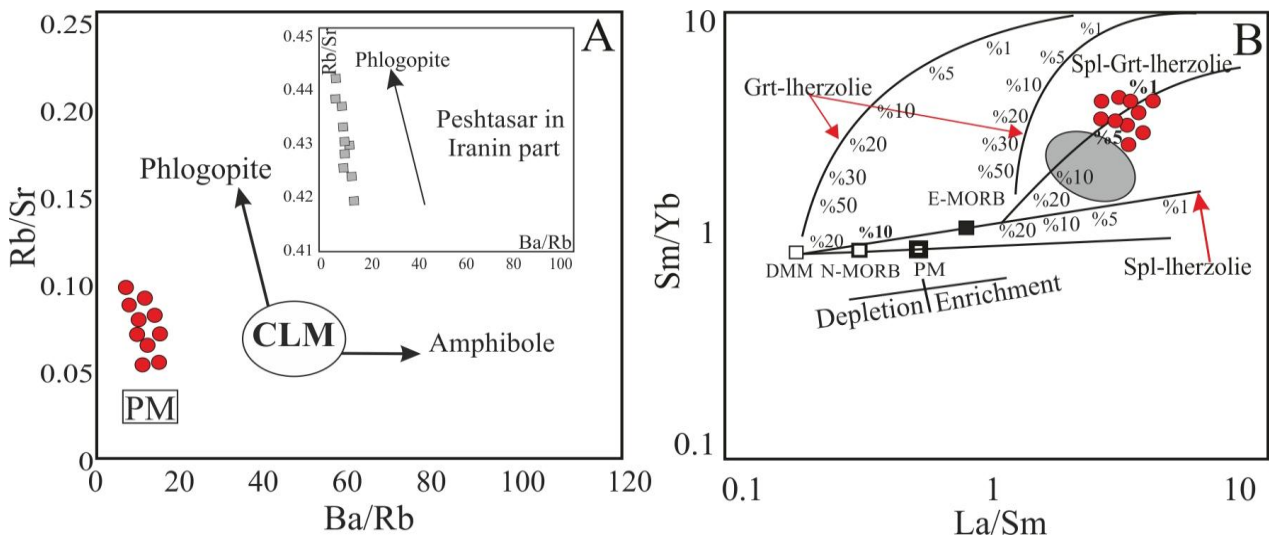
شکل ۹- جایگاه نمونه‌های بازالتی برزند در: (A) نمودار Zr/Hf در برابر Hf/Sm (Lui *et al.*, 2014) (نسبت عنصرهای کمیاب توربیدیت‌ها از McLennan و همکاران (۱۹۹۰)، رسوب‌های پلاژیک و کربناتی Ben Othman و همکاران (۱۹۸۹) و سنگ‌های شوشونیتی لهاسا از Lui و همکاران (۲۰۱۴) هستند؛ B, C و D) نمودارهای Nb/Yb در برابر نسبت‌های La/Yb ، Th/Yb و Nd/Yb (Pearce, 1982) که درصد تأثیر فرورانش بر غنی‌شدگی عنصرهای La ، Th و Nd را نسبت به گوشته نشان می‌دهند (در این نمودارها، داده‌های بازالت‌های پشتاسر از Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷) با محدودهٔ خاکستری نشان داده شده‌اند)

ذوب‌بخشی یک خاستگاه آمفیبول‌دار نسبت $Ba/Rb < 45$ و نسبت $Rb/Sr > 0.06$ دارند؛ اما در خاستگاه فلوگوپیت‌دار نسبت $Ba/Rb > 20$ و $Rb/Sr < 0.1$ است (Furman and Graham, 1999). نمونه‌های بازالتی برزند با نسبت کم Ba/Rb از $7/4$ تا $14/4$ و نسبت Rb/Sr از 0.04 تا

از دیدگاه تجربی، ماگماهای شوشونیتی پیامد ذوب گوشته با غنی‌شدگی از سیال و مذاب‌های پوستهٔ فرورو هستند (Jiang *et al.*, 2005) که ذوب آب‌دار گوشته همراه با مقداری فلوگوپیت و پارگازیت در آن دخالت داشته‌اند (Conceicao and Green, 2004). در سنگ‌های پدیدآمده از

بررسی نمونه‌های بررسی شده در نمودار نسبت La/Sm در برابر Sm/Yb (شکل ۱۰-B) نشان‌دهنده ذوب کمتر از ۵٪ خاستگاه غنی‌شده اسپینل‌گارنت‌لرزولیت در خاستگاه ماگمای بازالت‌های برزند است؛ اما برپایه بررسی‌های Mobashergermi و Jahangiri (۲۰۱۷)، منشورهای بازالتی پشتاسر از ذوب‌بخشی بیشتر از ۵٪ تا نزدیک به ۱۰٪ خاستگاه گارنت‌لرزولیتی غنی‌شده در ژرفای کمتر از ۱۰۰ کیلومتر خاستگاه گرفته‌اند که مؤید باور Lechmann و همکاران (۲۰۱۸) مبنی بر سیستم گوشته‌ای ناهمگن در فاصله دور از هم سیستم آتشفشانی یادشده درباره ماگماتیسیم منطقه آذربایجان و به طبع آن واحدهای آتشفشانی جنوب گرمی است.

۰/۱۲ (میانگین: ۰/۰۸) شاید در پی ذوب خاستگاه فلوگوپیت‌دار پدید آمده‌اند و این نکته با سرشت شوشونیتی نمونه‌ها همخوانی دارد. همچنین، در این نمودار، بازالت‌های پشتاسر با مقدار نسبت Ba/Rb برابر با ۱۰/۳۱ تا ۱۲/۲۳ و نسبت Rb/Sr برابر با ۰/۴۲ تا ۰/۴۴ (میانگین: ۰/۰۸)، روندی همانند بازالت‌های برزند و خاستگاهی فلوگوپیت‌دار نشان می‌دهند. در شکل ۱۰-A، روند مشابه خاستگاه فلوگوپیت‌دار دو پهنه آتشفشانی نشان داده شده است. در این نمودار، نسبت‌های Ba/Rb و Rb/Sr از فلوگوپیت و آمفیبول‌های بخش ژرف گوشته‌ای بررسی شده‌اند (Furman and Graham, 1999). همچنین، ترکیب گوشته اولیه یا PM از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است.



شکل ۱۰- جایگاه نمونه‌های بازالتی برزند در: (A) نمودار نسبت Ba/Rb در برابر نسبت Rb/Sr (Furman and Graham, 1999) (روند موافق با منبع گوشته‌ای فلوگوپیت‌دار برای بازالت‌های پشتاسر در نمودار داخلی شکل نشان داده شده است)؛ (B) خاستگاه ماگمایی بازالت‌های برزند برپایه نمودار کانی‌شناسی خاستگاه و درجه ذوب‌بخشی (Aldanmaz *et al.*, 2000) (محدوده خاکستری نشان‌دهنده ذوب‌بخشی بیشتر از ۵٪ برای بازالت‌های پشتاسر است)

مقدار نسبت Zr/TiO_2 (برابر با ۱۴۱ تا ۲۲۱) در برابر نسبت Ce/P_2O_5 (برابر با ۱۱۹ تا ۲۲۰) در نمونه‌های بازالتی برزند و نسبت Zr/TiO_2 (برابر با

پهنه زمین‌ساختی

برپایه سرشت شوشونیتی نمونه‌های بازالتی برزند برپایه شکل ۵-B و داده‌های جدول ۳،

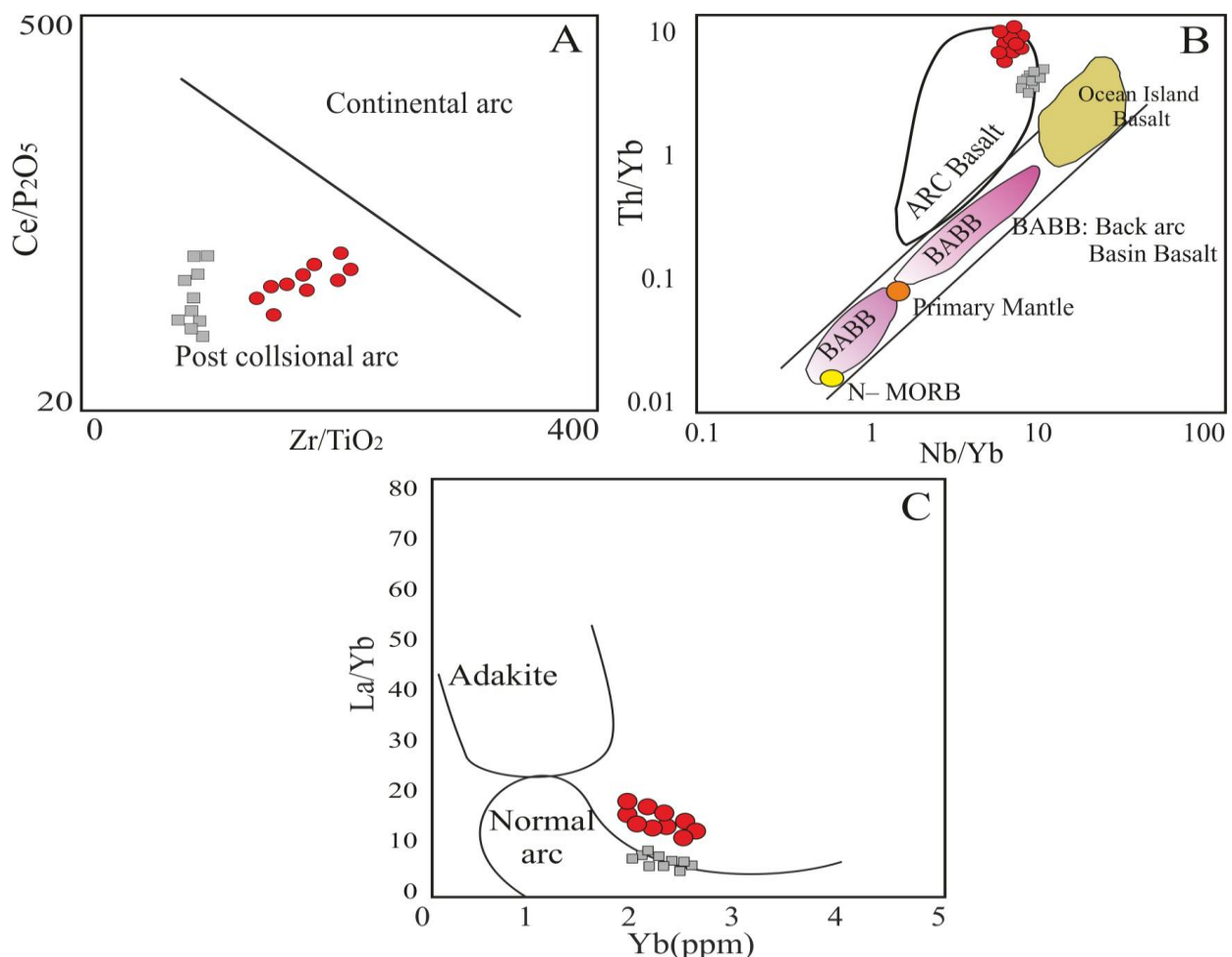
جزیره‌های اقیانوسی (Oceanic island basalts) و بازالت‌های کمائی (Arc basalts) دریای ژاپن نیز آورده شده‌اند. این نمودار نشان می‌دهد همه نمونه‌های دو پهنه آتشفشانی بررسی شده در نبود محدوده محیط وابسته محیط کششی، در بخش وابسته به کمان نسبت به الگوی کمائی ژاپن جای می‌گیرند (شکل ۱۱-B) و این ویژگی آنها با ویژگی پتاسیک و پسابخوردی همخوانی کاملی ندارد. سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی پس از برخورد گاه از شکستن پوسته فرورو هنگام یک دوره مرتبط هستند (Dilek *et al.*, 2010; Verdel *et al.*, 2011). چنین پدیده‌هایی در سناریوی دیرین زمین‌ساختی پیشنهادی Agard و همکاران (۲۰۱۱) برای شمال‌باختری ایران در الیگوسن تا کواترنری پیشنهاد شده است. Ahmadzadeh و همکاران (۲۰۱۰) این پدیده را با سن پلیوکواترنری در بخش‌هایی از مرنند (باختر منطقه بررسی شده) بررسی کرده‌اند. برای بررسی اینکه آیا در کمان‌های ائوسن جنوب گرمی در پهنه تالش نیز عامل شکستن پوسته فرورو دخیل بوده است و آیا کمان‌ها آداکیتی هستند یا نرمال، نمودار مقدار Yb در برابر La/Yb به کار برده شد (شکل ۱۱-C). این نمودار نشان می‌دهد سنگ‌های بررسی شده در گستره کمان عادی و یا آداکیتی جای نمی‌گیرند. این گروه از کمان‌های پس از برخوردی ائوسن از البرز تا بخش‌هایی از جنوب قفقاز و ارمنستان جنوبی را Moritz و همکاران (۲۰۱۵) نیز گزارش کرده‌اند. از کشش پهنه البرز تا ارمنستان جنوبی پیش از ائوسن و نیز فاز فشارشی پس از ائوسن قفقاز کوچک و البرز تا تالش با دگرریختی گسترده به شکل چین و

۱۰۸ تا ۱۲۷) در برابر Ce/P_2O_5 (برابری ۱۱۳ تا ۲۱۵) در نمونه‌های بازالتی پشتاسر نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی کمان‌های پس از برخورد هستند (شکل ۱۱-A). همچنین، فوران آتشفشان‌های بررسی شده هنگام پیشرفت فرورانش در مرحله پس از برخورد را نشان می‌دهند. چنین الگویی با پهنه زمین‌ساختی مولاس‌دار متناسب با پهنه‌های کششی در جهان که به ثبات نرسیده‌اند همخوانی دارد.

الگوی عنصرها در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب N-MORB (شکل ۶-C) برای دو پهنه بررسی شده در جنوب شهرستان گرمی و ادامه فرامرزی آنها بسیار همانند آتشفشان‌های کمائی بررسی شده در بیشتر بخش‌های جهان (مانند: Handley و همکاران، ۲۰۰۷) است. ماگمای مرتبط با فرورانش عموماً نشانه‌های روشنی از ناهنجاری‌های منفی Ti، Nb و Ta دارد (Baier *et al.*, 2008). اگرچه پهنه‌های پشت کمان ویژگی مشترکی با پهنه فرورانش را نشان می‌دهند (Pearce *et al.*, 1984) و افتادگی Nb، Ta و Ti و عنصرهای کمیاب سنگین، به همراه با غنی‌شدگی در Th و عنصرهای بزرگ‌یون (LILE) و Sr در آنها نیز دیده می‌شوند، این ویژگی‌ها در توله‌ایت‌های قاره‌ای (Dostal and Dupuy, 1984; Duncan, 1987) و سنگ‌های التراپتاسیک نیز دیده شده‌اند (Jacques *et al.*, 1984). داده‌های دو پهنه بازالتی جنوب شهرستان گرمی در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Nb مقایسه شده‌اند. در این نمودار، داده‌های Pouclet و همکاران (۱۹۹۴) برای قابلیت تمایز بازالت‌های پهنه‌های پشت کمان متکامل (BABBS)، بازالت

با مولاس برپایه پیشنهاد Jafarzadeh و همکاران (۲۰۱۴)، وجود پهنه کششی پسابروردی در منطقه و فرای کمان‌های ارومیه- دختر محتمل است.

کوتاه‌شدگی و بازایستادن ماگماتیسم در منابع Brunet *et al.*, 2003;) بسیاری یاد شده است (Vincent *et al.*, 2005; Sosson *et al.*, 2010). پس نظریه‌ها و همزمانی این فازهای ماگماتیسم



شکل ۱۱- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی برزند و پشتاسر در: (A) نمودار در نمودار پیشنهادی Muller و Groves (۱۹۹۷); (B) نمودار نسبت Nb/Yb در برابر نسبت Th/Yb (ترکیب ماگمای کمان و پشت کمان ژاپن از Pouclet و همکاران (۱۹۹۴) برای مقایسه آورده شده است); (C) نمودار نسبت Yb در برابر نسبت La/Yb (دایره: نمونه‌های بازالتی برزند؛ مربع: بازالت‌های پشتاسر برپایه داده‌های Jahangiri و Mobashgermi (۲۰۱۷))

بافت عمومی گلوپروپورفیریتیک و هیالومیکرولیتی دارند. سنگ‌های بازالتی برزند، کانی‌های لابرادوریت، کلینوپروکسن دیوپسید و کانی‌های فرعی مگنتیت، بیوتیت، سانیدین و پارگازیت دارند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها ویژگی شوشونیتی پتاسیم بالا دارد. پیدایش

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی بازالتی (واحد E^{tef}) در برزند با سن میانگین ۴۰ میلیون سال پیش و ترکیب غالب موژه‌آریت در شمال باختر ایران رخنمون دارند. نمونه‌های بررسی شده در بررسی‌های میکروسکوپی،

میلیارد سال پیش از یک گوشته بارور اولیه هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برابر با 0.70499 ± 0.0004 و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه برابر با 0.5127 ± 0.0004 نشانه تأثیر مواد پوسته‌ای در غنی‌شدگی خاستگاه هنگام فرورانش هستند. مجموعه آتشفشانی بررسی شده به همراه بازالت‌های هم‌جوار آنها، افزون بر داشتن ویژگی‌های مشابه، در پهنه زمین‌ساختی کششی پس از برخورد در میان رسوب‌های مولاس پدید آمده است.

سپاس‌گزاری

نگارنده از همکاری دکتر Peter Le Roux در انجام آنالیز ایزوتوپی و همچنین، از پیشنهادهای ارزشمند داوران سپاس‌گزاری می‌کند.

نقلین در نورماتیو گویای زیراشباع بودن از سیلیس است. همچنین، مقدار Eu/Eu^* کمتر ۱ چه بسا نشان‌دهنده جدایش بلورین پلاژیوکلاز در هنگام تحول ماگماست. روند تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب در نمودارهای بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه نشانه غنی‌شدگی LREE/HREE و تهی‌شدگی از عنصرهای Nb، Ti و Ta است و تأثیر پوسته اقیانوسی فرورو و رسوب‌های همراه آن در غنی‌شدگی خاستگاه و اثر ذوب رسوب‌های پلاژیک در متاسوماتیسم گوشته‌ای را نشان می‌دهد. ماگمای مجموعه سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده از خاستگاه پهنه اسپینل گارنت لرزولیت با درجه ذوب‌بخشی نامتعادل نزدیک به ۵ درصد پدید آمده است. ویژگی‌های ایزوتوپی نیز نشان‌دهنده جدایش گوشته خاستگاه بازالت‌های برزند نزدیک به ۰/۸ تا ۰/۹

منابع

- Aftabi, A. and Atapour, H. (2000) Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episode* 23(2): 119- 125.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction- dominated process. *Geological Magazine* 148: 692–725.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N. R., Emami, M. H., Moinevaziri, H. and Badrzadeh, Z. (2010) The gabbro (shoshonitic)- monzonite- granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38: 199- 219.
- Aghazadeh, M., Emami, M. H., Moin Vaziri, H., Rashidnezhad Omran, N., Castro, A. (2011) Post- Collisional Shoshonitic, C- type Adakitic and Lamprophyric Plutonism in the Khankandi Pluton, Arasbaran (NW Iran). *Geosciences* 20(80): 167- 172 (in Persian).
- Aghazadeh, M., Prelević, D., Badrzadeh, Z., Braschi, E., Bogaard, P. V. D. and Conticelli, S. (2015) Geochemistry, Sr–Nd–Pb isotopes and geochronology of amphibole- a mica- bearing lamprophyres in northwestern Iran: Implications for mantle wedge heterogeneity in a palaeo- subduction zone. *Lithos* 216(217): 352–369.
- Ahmadi, A. R. and Ghorbani, M. R. (2011) The origin and tectonomagmatic setting of Teleghan Tertiary volcanic rocks. *Iranian Journal of Geology* 4: 74- 96.
- Ahmazadeh, G., Jahangiri, A., Lentz, B. D. and Mojtahedi, M. (2010) Petrogenesis of Plio- Quaternary post- collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 37–50.
- Alberti, A. A., Comin- Chiamonti, P., Sinigoi, S., Trieste, M., Nicoletti, B. and Petrucciani, C. (1980) Neogene and Quaternary volcanism in eastern Azerbaijan (Iran): some K- Ar age determinations and geodynamic implications. *Geologische Rundschau* 69: 216- 225.

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirwall, 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.
- Allen, M. B. and Armstrong, H. A. (2008) Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid- Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265: 52–58.
- Asadian, A. (1994) Geological Quadrangle Moghan Map and report 1:250000, No. 1. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Babakhani, A. R., Lesquyer, J. L. and Rico, R. (1990) Geological map of Ahar Quadrangle 1:250000, No. 388, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Babakhani, A. R. and Khan Nazer, H. (1991) Geological Quadrangle Map and report 1:100000, No.5567, Geological Survey of Iran, Lahrud, Iran (in Persian)
- Baier, J., Aude´tat, A. and Keppler, H. (2008) The origin of the negative niobium–tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 267: 290–300.
- Barrer, R. M. (1982) Hydrothermal chemistry of zeolite. Academic press, London, UK.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotton, J., Silva, J., Bourdon, E. and Eissen, J. P. (2001) Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 561- 570.
- Ben Othman, D., White, W. M. and Patchett, J. (1989) The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust–mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters* 94: 1–21.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. and Nikishin, A. M. (2003) The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary Geology* 156: 119–148.
- Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W. (2009) South Caspian to Central Iran Basins. *The Geological Society, London, Special Publications* 312: 57–78.
- Cabanis, B. and Lecolle, M. (1989) Le diagramme La/10- Y/15- Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Acadmiedes Sciences Comptes Rendus* 2(309): 2023-2029.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M. (2013) Late Eocene- Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran: An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos* 180-181: 109-127.
- Cole, R. B. and Basu, A. R. (1995) Nd- Sr isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California. *GSA Bulletin* 107:167-179.
- Conceicao, R. V. and Green, D. H. (2004) Derivation of potassic (shoshonitice) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite, lherzolite. *Lithos* 79: 209-229.
- Coombs, D. S., Ellis, A. D., Fyfe, W. S. and Taylor, A. M. (1959) The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 17: 33-107.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurts, R. J. (1979) the interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London, UK.
- Dabiri, R., Hashem Emami, M., Mollaei, H., Chen, B., Vosogi- Abedini, M., Rashidnejad- Omran, N. A. and Ghaffari, M. (2011) Quaternary post-collision alkaline volcanism NW of Ahar (NW Iran): Geochemical constraints of fractional crystallization process. *Geologica Carpathica* 62(6): 547- 562.
- Davidson, J. P. (1987) Crustal contamination versus subduction zone enrichment: Examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51: 2185–2198.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An Introduction to the rock- forming minerals. Longman, UK.
- DePaolo, D. J. (1988) Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Springer- Verlag, New York, 126- 347.

- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri- Arabian region: collision- induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geological Review* 52: 536–578.
- Dostal, J. and Dupuy, C. (1984) Geochemistry of the North Mountain basalts (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology* 45: 245- 261.
- Duncan, A. R. (1987) The Karoo igneous province- a problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32: 13- 34.
- Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48: 237-262.
- Gill, B. J. (1984) Sr- Pb- Nd isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji. *Earth and Planetary Science Letters* 68: 443- 458.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87: 23- 49.
- Handley, H. K., Macpherson, C. G., Davidson, J. P., Berlo, K. and Lowry, D. (2007) Constraining fluid and sediment contributions to subduction- related magmatism in Indonesia: Ijen volcanic complex. *Journal of Petrology* 48: 1155–1183.
- Harris, C., le Roux, P., Cochrane, R., Martin, L., Duncan, A. R., Marsh, J. S., le Roex, A. P. and Class, C. (2015) The oxygen isotope composition of Karoo and Etendeka picrites: High $\delta^{18}\text{O}$ mantle or crustal contamination? *Contributions to Mineralogy and Petrology* 170: 1- 24.
- He, Y., Zhao, G., Sun, M. and Wilde, S. A. (2007) Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China craton. *Lithos* 102: 158- 178.
- Ionov, D. A., Griffin, W. L. and O'Reilly, S. Y. (1997) Volatile- bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology* 141: 153–184.
- Jafarzadeh, M., Moussavi Harami, R., Friis, H., Amini, A., Mahboubi, A. and Lenaz, D. (2014) Provenance of the Oligocene–Miocene Zivah Formation, NW Iran, assessed using heavy mineral assemblage and detrital clinopyroxene and detrital apatite analyses. *Journal of African Earth Sciences* 89: 56–71.
- Jahan, B. M., Wu, F. Y., Lo, C. H. and Tsai, C. H. (1999) Crust- mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post- collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex. *Central China. Chemical Geology* 157: 119–146.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J. and Yang, W. Z. (2002) Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, China: implications for granitoid geneses. *Lithos* 63: 165– 187.
- Jiang, Y. H., Ling, H. F., Jiang, S. Y., Fan, H. H., Shen, W. Z. and Pei, N. (2005) Petrogenesis of Late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high- Mg potassic quenched enclaves at Xiangshan, southeast China. *Journal of Petrology* 46: 1121–1154.
- Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of Amphiboles, Report of the subcommittee on Amphiboles of the international Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy* 9: 623- 651.
- Lechmann, A., Burg, J. P., Ulmer, P., Guillong, M. and Faridi, M. (2018) Metasomatized mantle as the source of Mid- Miocene- Quaternary volcanism in NW- Iranian Azerbaijan. *Geochronological and Geochemical Evidence* 304 (307): 311- 328.

- Lee, M. J., Lee, J. I., Choe, W. H. and Park, C. H. (2008) Trace element and isotopic evidence for temporal changes of the mantle sources in the South Shetland Islands, Antarctica. *Geochemical Journal* 42: 207–219.
- Leeman, W. P. and Hawkesworth, C. J. (1986) Open magma systems: Trace element and isotopic constraints, *Journal of Geophysical Research* 91: 5901–5912.
- Liu, X. and Liu, W. (2014) Source characteristics and tectonic setting of the Early and Middle Devonian volcanic rocks in the north Junggar, northwest China: Insights from Nd–Sr isotopes and geochemistry. *Lithos* 184–187: 27–41.
- MacDonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2001) The lesser Antilles volcanic chain: a study of arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49(4): 17–26.
- Mao, Q., Xiao, W., Fang, T., Windley, B. F., Sun, M., Ao, S., Zhang, J. and Huang, X. (2014) Geochronology, geochemistry and petrogenesis of Early Permian alkaline magmatism in the Eastern Tianshan: Implications for tectonics of the Southern Altaids. *Lithos* 190–191: 37–51.
- 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.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P. (2006) Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin. *Earth and Planetary Science Letters* 252: 180–188.
- McDonough, W. F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 1–18. Ionov D. A., Dupuy C., O'Reilly S. Y., Kopylova M. G. and Genshaft, Y. S. (1993) Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 119: 283–297.
- McLennan, S., Taylor, S., McCulloch, M. and Maynard, J. (1990) Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2015–2050.
- Middlemost, E. A. K. (1975) The basalt clan. *Earth Science Reviews* 11: 337–364.
- Mikova, J. and Denkova, P. (2007) Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate samples. *Journal of Geosciences* 52: 221–226.
- Mobashergermi, M. (2013) Petrological, petrographical and geochemical studies of basaltic rocks in south Germe (Ardabil province). M. Sc. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Mobashergermi, M., Akbari, Z. and Jamshedi Badr, M. (2015) Geochemistry, petrogenesis and magmatic evolution in the olivine gabbro dikes of south of Germe city. *Journal of Petrology* 6(24): 65–86 (in Persian).
- Mobashergermi, M. and Jahangiri, A. (2017) Geochemistry and petrogenesis of basaltic prisms from South of Germe city (Ardabil province). *Iranian Journal of Petrology* 8(31): 165–188 (in Persian).
- Moradian, A. (2008) A contribution to the genesis of analcite after leucite in potassic volcanic rocks of the Nadik area, Kerman, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19: 31–48.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Akoi, K. I. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: 535–55.
- Morrison, G. W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13: 97–108.
- Muller, D. and Groves D. I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold–copper mineralization. Section Updated, Springer-Verlag, 238–242.
- Nabavi, M. H. (1976) Introduction to geology of Iran. Published by Geological survey of Iran (in Persian).

- Nakamura, N. (1979) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757- 775.
- Nalivkin, D. (1976) Geological Map of Caucasus, Scale 1:500,000. Ministry of Geology, Moscow, USSR.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Lin, Y. C., Lee, H. Y., Lo, C. H. and Khatib, M. M. (2013) Iranian ultrapotassic volcanism at ~11 Ma signifies the initiation of postcollisional magmatism in the Arabia- Eurasia collision zone. *Terra Nova* 25: 405– 413.
- Pang, K. N., Sun- Lin 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. (2012) Eocene–Oligocene post- collisional magmatism in the Lut- Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Chemical Geology* 306(307): 40–53.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Orogenic andesites and related rocks* (Ed. Thorpe, R. S.) John, Wiley and Sons, Chichester, U.K.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts. S. (1984) Characteristics and tectonic significance of supra- subduction zone ophiolites. *Geological Society London Special Publications* 16: 77- 94.
- Peng, T., Wang Y., Zhao G., Fan W. and Peng B. (2007) Arc- like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: Geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implication. *Lithos* 102: 358- 373.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C. and Poitrasson, F. (1994) Concomitant separation of strontium and samarium–neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298: 209–217.
- Pin, C. and Zaldugui, J. F. S. (1997) Sequential separation of light rare- earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta* 339: 79–89.
- Plank, T. and Langmuir, C. H. (1998) The chemical composition of sub ducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145(3): 325- 394.
- Poulet, A., Lee, J.- S., Vidal, P., Cousens, B. and Bellon, H. (1994) Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back- arc basin. In: *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins* (Ed. Smellie, J. L.) Special Publications, 81: 169–191. Geological Society, London, UK.
- Prelevic´, D., Akal, C., Foley, S. F., Romer, R. L., Stracke, A. and Van Den Bogaard, P. (2012) Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post- collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of Southwestern Anatolia. *Turkish Journal of Petrology* 53: 1019–1055.
- Ramezani, J and Tucker, R. (2003) The Saghand region, Central Iran: U- Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622–665.
- Robertson, A. H. F. (2002) Overview of genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65: 1–67.
- Rolland, Y., Galoyan, G., Bosch, D., Sosson, M., Corsini, M., Fornari, M. and Ve´rati, C. (2009) Jurassic Back- arc and hot- spot related series in the Armenian ophiolites – implications for the obduction process. *Lithos* 112: 163–187.
- Saadat, S, Stern, C. R. and Moradian, A. (2014) Petrochemistry of ultrapotassic tephrites and associated cognate plutonic xenoliths with carbonatite affinities from the late Quaternary Qa’le Hasan Ali maars, central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 89: 108–122.
- Sosson, M., Rolland, Y., Müller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Kekelia, S., Adamia, S., Babzadeh, V., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G. and Mosar, J. (2010) Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: *Sedimentary basin tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian platform* (Eds. Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F. and Starostenko, V.) Special publication, 340: 329–352. Geological Society London, UK.

- Stolz, A. J., Jochum, K. P., Spettel, B. and Hofmann, A. W. (1996) Fluid and melt related enrichment in the sub arc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts. *Geology* 24: 587–590.
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Cations or mantle composition and processes. In: magmatism in the oceans basins (Eds. Sanunders, A. D. and Norry, M. J.) special publication, 42: 313- 345. Geological society of London, UK.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, I. H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M. and Dragusanu, C. (2000) JNdi- 1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology* 168: 279–281.
- Taylor, B. and Fernando Martinez, F. (2003) Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 210: 481- 497.
- Temel, A., Gündoğdu, M. N. and Gourgaud, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high- K calc- alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and Geothermal Research* 85: 327–354.
- Torabi, G. (2011) Middle Eocene volcanic shoshonites from western margin of Central- east Iranian microcontinent (CEIM), a mark of previously subducted CEIM- confining oceanic crust. *Journal of Petrology* 19: 675- 689.
- Van der Boon, A., Kuiper, K. F., Villa, G., Renema, W., Meijers, M. J. M., Langereis, G., Aliyeva, E. and Krijgsman, W. (2015) Onset of Maikop sedimentation and cessation of Eocene arc volcanism in the Talysh Mountains, Azerbaijan. *Geological Society, London, Special Publications* 428: 145- 169.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30, TC3008. Doi: 10.1029/2010TC002809.
- Vernant, P. H., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J., Sedighi, M. and Tavakoli, F. (2004) Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters* 223: 177–185.
- Vincent, S. J., Allen, M. B., Ismail- Zadeh, A. D., Flecker, R., Foland, K. A. and Simmons, M. D. (2005) Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 1513–1533.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock- forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185–187.
- Wilson, M. and Downes, H. (2006) Tertiary- Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. *Geological Society, London*, 147- 166.
- 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.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannucci, R. (1999) The Finero phlogopite- peridotite massif: an example of subduction- related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 107- 122.
- Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L. and Honglin, Y. (2006) U–Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan- Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152: 75- 88.
- Zindler, A. and Hart, S. (1986) Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14: 493- 571.