

Geochemical characterization of basalts from west of Khash (SE Iran): an approach to the nature of the mantle source

Zahra Firouzkouhi¹, Ali Ahmadi^{1*}, Hossien Moinevaziri²

Ali Asghar Moridi Farimani¹ and David Richard Lentz³

¹ Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

² Department of Geology, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

³ Department of Earth Sciences, University of New Brunswick, Fredericton, Canada

Abstract

Monogenic basaltic cinder cones and lava flows from west of Khash are part of volcanic arc of northern Makran, formed as a result of subduction of Oman oceanic lithosphere beneath the Eurasian plate. The basalts belong to medium-K calc-alkaline series as they contain high Al₂O₃ (16.5- 19.04 wt. %) and CaO (8.4- 12.0 wt. %) and moderate amounts of K₂O (0.5- 1.1 wt. %). They share arc geochemical features such as high LILE/HFSE ([Rb/Zr]_{N-MORB} up to 19) LILE/LREE ([Ba/La]_{N-MORB} up to 4.86) and LREE/HREE ([La/Yb]_{N-MORB} up to 10), and depletion of Ta, Nb, Zr, and Ti relative to N-MORB. Partial melting models indicate that near-primary basalts were derived from an enriched source type mantle wedge peridotite after low to medium degrees (2-10%) of partial melting. This source peridotite was enriched in LREE and LILE, by subduction derived fluids in the supra-subduction zone. Negative correlation of Th/La vs. Sm/La, and relationships between Pb/Ce and Th/Nb values of the studied basalts which are between two end compositions of global subducting sediment (GLOSS) and N-MORB are indicative of significant contribution of subducting sediments to the genesis of the basaltic rocks. Estimates made using binary mixing model are indicative of about 16% of sediment participation in the magma genesis. Low Pb/Ce ratio (1.6 - 11.1), compared to OIB (>20) may be a signature of participation of fluids resulted from dehydration of the subducting slab.

Key words: active continental margins, basalt, sediment subduction, enriched mantle, Makran

* aahmadi@science.usb.ac.ir

پتروژئولوژی، سال هشتم، شماره سی ام، تابستان ۱۳۹۶، صفحه ۹۹-۱۱۸
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶

ویژگی های زمین شیمیایی بازالت های باختر خاش (جنوب خاوری ایران): رهیافتی به سرشت خاستگاه گوشته ای

زهرا فیروزکوهی^۱، علی احمدی^{۱*}، حسین معین وزیری^۲، علی اصغر مریدی فریمانی^۱ و دیوید لنتز^۳
^۱ گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
^۲ گروه زمین شناسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران
^۳ گروه علوم زمین، دانشگاه نیوبرانزویک، فردریکتون، کانادا

چکیده

مخروطها و روانه های بازالتی تکزاد (مونوژنیک) در باختر شهرستان خاش، بخشی از کمان آتشفشانی شمال مکران هستند که در پی فروانش سنگ کره اقیانوسی عمان به زیر سنگ کره قاره ای اوراسیا پدید آمده اند. مقدار بالای Al_2O_3 (۱۶/۵ تا ۱۹/۰۴ درصد وزنی) و CaO (۸/۴ تا ۱۲/۰۵ درصد وزنی) همراه با محتوای K_2O (۰/۵ تا ۱/۱ درصد وزنی)، آنها را در گستره بازالت های کالک آلکالین پتاسیم متوسط جای می دهد. این سنگ ها دارای ویژگی های شناخته شده بازالت های حاشیه های فعال قاره ای (مانند: غنی شدگی از نسبت های $LREE/HFSE$ ، $LILE/LREE$ ، $LREE/HREE$ و تهی شدگی از عنصرهای Zr ، Tb و Nb) هستند. در این بازالت ها، نسبت های Ba/La ، Rb/Zr و La/Yb به ترتیب بیش از ۱۹، ۴/۸۶ و ۱۰ برابر این نسبت ها در ترکیب بازالت های N-MORB است. برپایه نتایج به دست آمده از الگوسازی ذوب، بازالت هایی که ترکیب آنها به ترکیب ماگمای اولیه نزدیک است، پیامد ذوب (نزدیک به ۲ تا ۱۰ درصد ذوب) پریدوتیت گوه گوشته ای غنی شده هستند. ورود سیال های پدید آمده در فروانش، رسوب ها و آبدی لبه فرورونده، پریدوتیت های گوه گوشته ای را از عنصرهای LIL و LRE غنی کرده اند. همخوانی معکوس میان Th/La در برابر Sm/La و جای گرفتن این بازالت ها در گستره ترکیبی میان میانگین جهانی رسوب ها (GLOSS) و MORB (در نمودار Pb/Ce در برابر Th/Nb) نشان دهنده مشارکت رسوب های روی پوسته فرورونده در پیدایش این بازالت ها است. برپایه الگوی آمیختگی دوتایی، میزان مشارکت رسوب ها در پیدایش این بازالت ها تا ۱۶ درصد برآورد می شود. افزون بر این، تهی شدگی از نسبت Pb/Ce (۱/۶ تا ۱۱/۱) در برابر ترکیب OIB (بیش از ۲۰) می تواند نشانه مشارکت سیال های پدید آمده از آبدی لبه فرورونده باشد.

واژه های کلیدی: حاشیه های فعال قاره ای، بازالت، فروانش رسوب ها، گوشته غنی شده، مکران

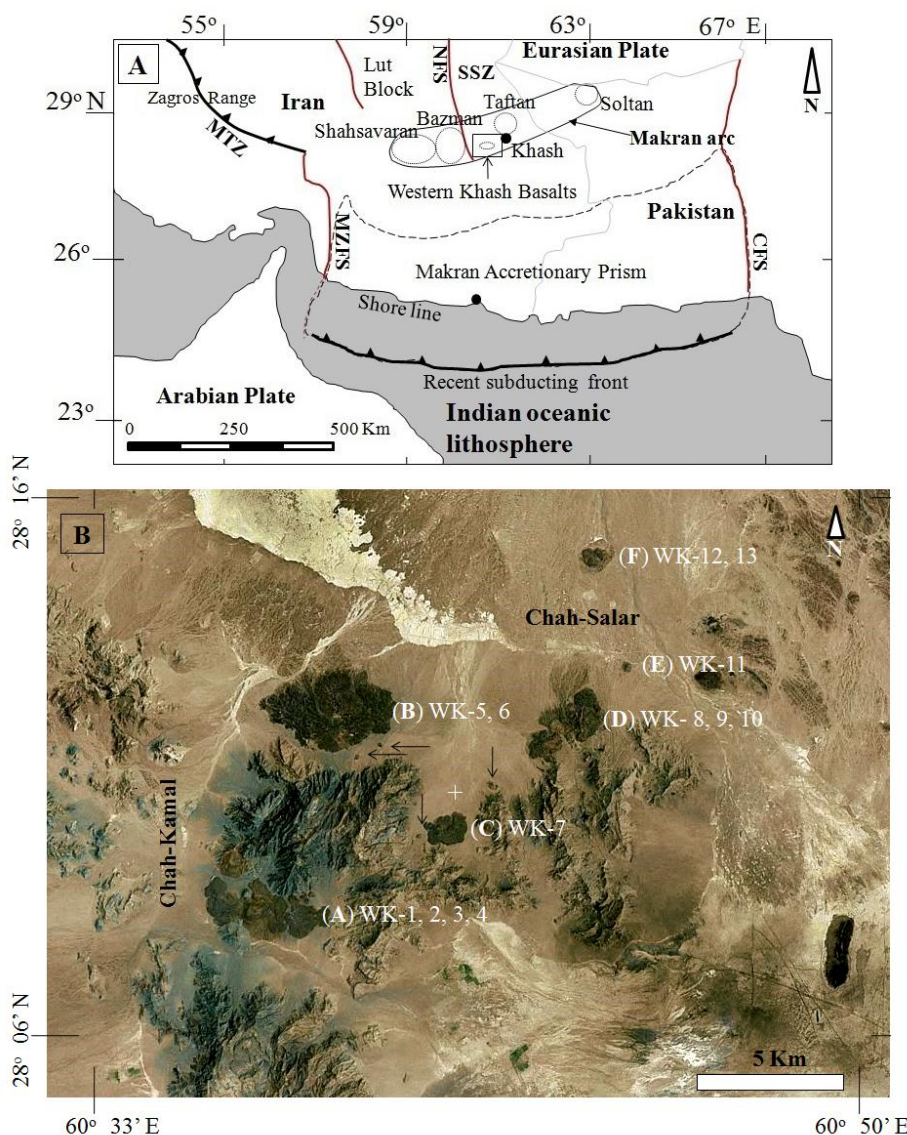
* aahmadi@science.usb.ac.ir

Copyright©2017, 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

نیز به زیر منشور فزاینده منطقه مکران در جنوب‌خاوری ایران و جنوب‌باختری پاکستان انجام می‌شود (Zarifi, 2006). مجموعه سنگ‌های آتشفشانی سنوزوییک پسین در شمال پهنه مکران (کمان ماگمایی مکران) از نوار منقطعی از آتشفشان‌های منفرد و مجموعه‌های آتشفشانی ساخته شده است (شکل ۱- A).

رشته کوه‌های مکران (منشور فزاینده مکران) از پهنه‌های فرورانش فعال در نوار کوهزادی آلپ-همیالیا هستند که در جنوب‌خاوری ایران رخنمون دارند (McCall, 1985, 1997). فرورانش در این منطقه از ائوسن آغاز شده است (McCall 1985) و در عهد حاضر



شکل ۱- A) جایگاه منطقه باختری خاش (جنوب‌خاوری ایران) در پهنه مکران و برخی مولفه‌های ساختاری شناخته‌شده منطقه (برگرفته از Saadat و Stern (۲۰۱۱)، با تغییرات). گستره بررسی شده با چهارگوش نشان داده شده است: SSZ: پهنه زمین‌درز سیستان؛ MTZ: تراس اصلی زاگرس؛ NFS: سامانه گسلی نه؛ MZFS: سامانه گسلی میناب- زندان؛ CFS: سامانه گسلی چمن؛ B) تصویر ماهواره‌ای از بازالت‌های باختر شهرستان خاش و جایگاه روستاهای چاه‌سالار و چاه‌کمال (مخروط و روانه‌های بازالتی بزرگ‌تر با نماد A تا F نام‌گذاری شده‌اند. نام نمونه‌های تجزیه‌شده از هر کدام در شکل نشان داده شده است)

نمایش می‌گذارد (Reiners *et al.*, 1995). در کمان ماگمایی مکران، بازالت در برابر سنگ‌های جدایش‌یافته دیگر (مانند: آندزیت و داسیت) فراوانی کمتری دارد. آتشفشان‌های بازالتی باختر شهرستان خاش، بخشی از بازالت‌های کمان ماگمایی مکران را می‌سازند. در برابر بازالت‌های دیگر این کمان (Saadat and Stern, 2011; Pang *et al.*, 2014)، این بازالت‌ها نزدیک‌ترین ترکیب به بازالت‌های نخستین پدیدآمده از ذوب پریدوتیت را دارند. از این‌رو، کاربرد خوبی برای بررسی ویژگی‌های خاستگاه گوشته‌ای زیر کمان در این بخش از کمان ماگمایی دارند. در این پژوهش، افزون‌بر شناسایی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌های باختر خاش، به بررسی ویژگی‌های گوشته خاستگاه آنها و تحولات احتمالی که پشت‌سر گذرانده‌اند، پرداخته شده است.

زمین‌شناسی منطقه

بر پایه رده‌بندی پهنه‌های رسوبی - ساختاری ایران (Alavi, 1991)، بازالت‌های باختر خاش در جنوب‌خاوری بلوک لوت و کرانه باختری پهنه زمین‌درز سیستان جای دارند (شکل ۱- A). بخش بزرگی از این منطقه (شکل ۱- B) از رسوب‌های کواترنر پوشیده شده است. افزون‌بر بازالت‌های بررسی‌شده، سنگ‌های کربناتی هم‌ارز سازند جمال و به‌طور بسیار محدود، فلیش‌های پالئوژن (Huber, 1977)، تنها رخنمون‌های سنگی این منطقه هستند. بازالت‌های باختر شهرستان خاش روی رسوب‌های کواترنر (شکل‌های ۲- A و ۲- D) و گاه، روی کربنات‌های هم‌ارز سازند جمال روان شده‌اند (شکل‌های ۲- B و ۲- C). بر خلاف رویداد ماگماتیسم وابسته به کشش در مناطقی مانند گندم‌بریان، ابارک، و خانه‌خاتون (Moinevaziri, 1998; Raeesi *et al.*, 2013)، در این منطقه، وابستگی ماگماتیسم با گسل‌ها

نشانه‌هایی از ماگماتیسم وابسته به فرورانش در بیشتر این مراکز آتشفشانی به‌دست آمده‌اند (Conrad *et al.*, 1981; Moinevaziri, 1985; Biabangard and Moradian, 2008; Saadat and Stern, 2011; Pang *et al.*, 2014). جدای از آتشفشان سلطان در پاکستان، در ایران، این نوار از خاور به باختر، شامل آتشفشان‌های تفتان و تخت‌رستم، بازالت‌های باختر خاش، آتشفشان بزمان و بازالت‌های پیرامون آن و مجموعه آتشفشان‌های باختر آتشفشان بزمان (که از آنها به‌نام کوه‌های شاهسواران یاد شده است؛ Dupuy و Dostal, 1978) است (شکل ۱- A).

آتشفشان‌های تک‌زاد بررسی‌شده در این نوشتار در باختر شهرستان خاش جای دارند (شکل ۱- A). این بازالت‌ها در نزدیک به ۶۰ کیلومتری باختر شهرستان خاش و در نزدیکی روستاهای چاه‌سالار و چاه‌کمال دیده می‌شوند (شکل‌های ۱- A و ۱- B)، برای نخستین‌بار Moinevaziri و Aminsobhani (1978) به بررسی و سن‌سنجی این آتشفشان‌ها پرداخته و این بازالت‌ها را سن‌سنجی به‌روش پتاسیم-آرگن، ایشان سن این سنگ‌ها را کمتر از نیم میلیون سال پیش و (با توجه به محدودیت‌های سن‌سنجی مربوط به این روش) حتی تا نزدیک به چند ده‌هزار سال پیش به‌دست آورده‌اند. از این‌رو، روش سن‌سنجی کربن ۱۴ را روشی خوبی برای ارزیابی سن این سنگ‌ها دانسته‌اند.

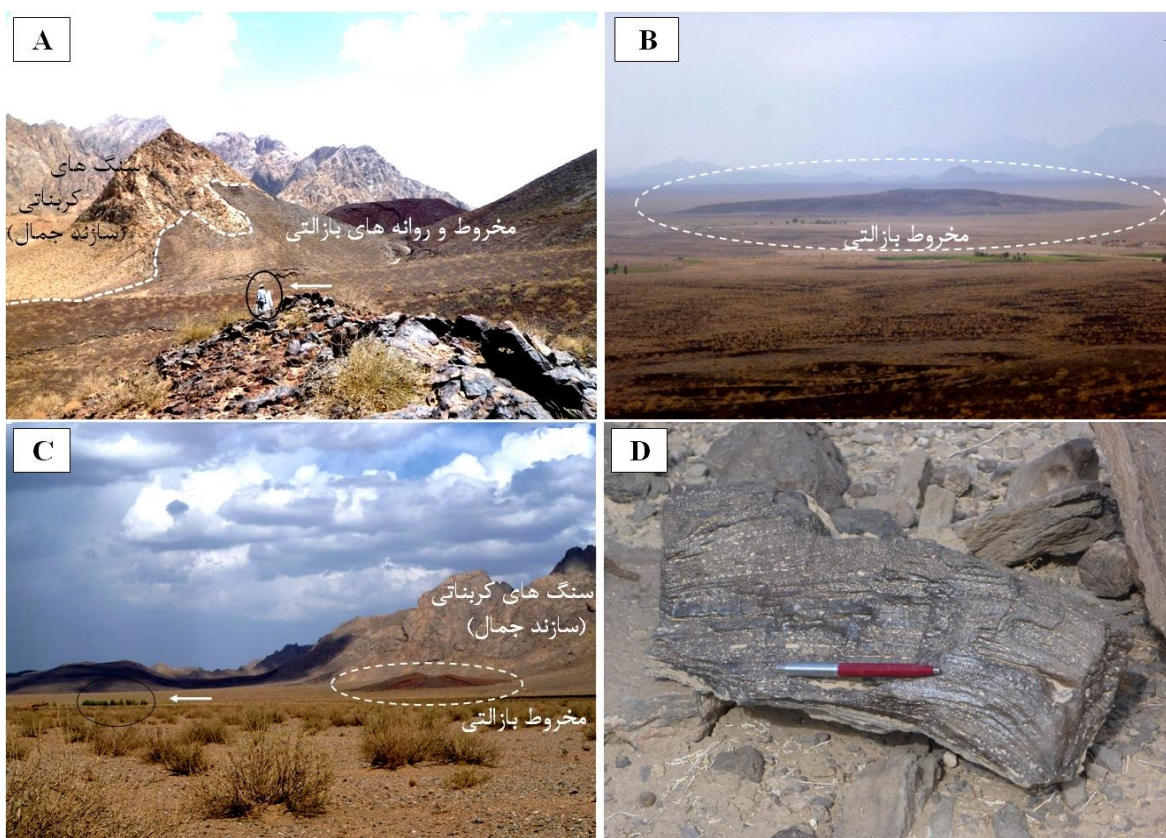
پی‌بردن به تحولات گوشته در پهنه‌های فرورانش با دشواری‌های بسیاری همراه است. بازالت که نخستین ماگمای پدیدآمده از ذوب گوشته به‌شمار می‌رود، بیشتر از هر گروه سنگی دیگری، ویژگی‌های گوشته خاستگاه خود را به

متر (در روانه B) است. شکل ۱-B، تصویر ماهواره‌ای این بازالت‌ها را نشان می‌دهد که در آن ۶ مخروط و روانه اصلی بازالتی نام‌گذاری شده و دیگران با نماد پیکان نشان داده شده‌اند.

این آتشفشان‌ها یا یک روانه بازالتی هستند و یا از دو یا چند روانه با ترکیب یکسان و رنگ متفاوت ساخته شده‌اند که رخنمون لایه‌لایه به‌رنگ‌های متناوب قهوه‌ای و سیاه‌رنگ به آنها بخشیده است. بیشتر این بازالت‌ها پر حفره هستند و گاه مخروط‌های سیندر از سنگ‌های انفجاری و مجموعه‌ای از بمب‌های جوش‌خورده ساخته شده‌اند و بخش‌هایی نیز به‌صورت روانه روی زمین روان شده‌اند (شکل ۲).

را نمی‌توان پیگیری کرد. برخی پژوهشگران (Saadat and Stern, 2011) نازک‌بودن پوسته در این مناطق را در آسان‌شدن (Dehghani and Makris, 1984) خروج بازالت‌های باختر خاش کارا دانسته‌اند.

در کل، بازالت‌های باختر خاش عبارتند از ۱۰ مخروط و روانه بازالتی که در گستره مستطیل‌شکلی به بزرگی نزدیک به ۷۰ کیلومتر مربع رخنمون دارند (شکل ۱-B). همه این آتشفشان‌ها، کمابیش کوچک بوده و بلندای کمی دارند. گسترده‌ترین آنها نزدیک به ۵ کیلومتر درازا و ۲/۵ کیلومتر پهنا دارد. بلندای بلندترین آنها نیز از ۲۰۰ متر (از سطح قاعده آن) بیشتر نیست. ستبرای روانه‌ها از کمتر از ۱ متر تا بیشتر از ۶۰



شکل ۲- تصویرهای صحرائی از برخی آتشفشان‌های نزدیک روستای چاه‌کمال که در شکل ۱ نام‌گذاری شده‌اند: A) مخروط و روانه‌های بازالتی A (دید رو به شمال)؛ B) مخروط F (دید رو به شمال)؛ C) یکی از مخروط‌های بازالتی کوچک سرخ‌رنگ (دید رو به خاور)؛ D) نمای نزدیک از قطعه‌ای از روانه بازالتی A (مقیاس در شکل A با بیضوی و پیکان سفیدرنگ نمایش داده شده است) (خط‌چین‌ها برای بهتر نشان دادن روانه‌های بازالتی به کار رفته‌اند)

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌های تهیه‌شده از ۶ مخروط و روانه بازالتی اصلی رخنمون‌یافته در باختر شهرستان خاش (شکل ۱- B)، شمار ۱۳ نمونه از انواع همگن که تا حد امکان بدون بخش‌های هوازده بوده‌اند، برگزیده، صفحه‌های نازکی از آنها را برش داده و همه سطوح هوازده سنگ از آنها زدوده شد. پس از شستشو و خشک‌شدن، صفحه‌های نازک سنگ در دستگاه خردکن فکی تا نزدیک به ۵ تا ۱۰ میلیمتر خرد شده و در هاون استیل به مدت ۲ دقیقه پودر شدند. برای انجام تجزیه به روش‌های ICP-MS و فلورسانس اشعه ایکس روی دیسک گذاخته (XRF)، پودر سنگ‌های به‌دست‌آمده به آزمایشگاه ACME در ونکوور کانادا فرستاده شدند. داده‌های به‌دست‌آمده تجزیه این نمونه‌ها در جدول ۱ آمده است.

برای ارزیابی دقت و درستی روش‌های تجزیه، یک نمونه استاندارد BCR-1 و یک نمونه دارای بافت نزدیک به شیشه، هر یک سه بار به‌صورت ناشناس، تجزیه شدند. از این‌رو، درستی و دقت تجزیه‌ها برای عنصرهای اصلی بهتر از ۹/۴ و ۱/۳ درصد، برای عنصرهای LIL بهتر از ۲/۳ و ۶ درصد، برای عنصرهای HFS بهتر از ۱۱/۳۹ و ۷/۷۶ درصد و برای عنصرهای RE به ترتیب بهتر از ۸/۵ و ۲٪ به دست آمده است.

برای انجام تجزیه کانی‌ها به روش ریزکاو الکترونی، مقاطع میکروسکوپی صیقلی در دانشگاه خوارزمی تهران تهیه شدند. فازهای بلورین سنگ با دستگاه ریزکاو الکترونی (مدل JEOL JXA-733، به‌همراه به‌چهار اسپکترومتر، پرتویی به قطر ۱ میکرومتر و ولتاژ ۱۰ کیلوالکترون‌ولت) در دانشگاه نیوبرانزویک فردریکتون (کانادا) تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده تجزیه این نمونه‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ آمده‌اند.

سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

پیکره‌های بازالتی باختر شهرستان خاش شباهت‌های کانی شناختی و بافتی چشمگیری دارند. از مجموع ۷ پیکره بازالتی مجزا، نزدیک به ۵۰ نمونه با میکروسکوپ بررسی شدند. این سنگ‌ها پرحفره، ریز بلور و دارای ۵ تا ۱۵ درصد حجمی فنوکریست (پلاژیوکلاز، الیوین، اورتو- و کلینوپیروکسن) هستند (شکل‌های ۳- A و ۳- B). پلاژیوکلاز گهگاه و در شمار کمی از نمونه‌ها تا ۱۰ درصد حجمی، الیوین از ۲ تا نزدیک به ۱۰ درصد حجمی، اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن نیز از نزدیک به ۲ تا ۵ درصد حجمی فنوکریست‌های سنگ را می‌سازند. بخش زمینه از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، ریز بلورهای اورتوپیروکسن، اکسیدهای آهن و تیتانیم و اوژیت ساخته شده است و در شمار کمی از نمونه‌ها، الیوین در میان میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و شیشه بازالتی پدید آمده است. بافت این سنگ‌ها پورفیری تا میکروپورفیری است و در زمینه بیشتر آنها بافت اینترگرانولار به‌چشم می‌خورد (شکل ۳- C). در شمار کمی از سنگ‌ها، بافت گلومروپورفیری با ساخت لخته‌هایی از پلاژیوکلاز، الیوین و اورتوپیروکسن پدید آمده است.

در نمونه‌های برداشت‌شده از همه آتشفشان‌های تکزاد باختر خاش، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سازنده سنگ است. پلاژیوکلاز بیشتر در زمینه (بیش از ۴۰ درصد حجمی همه سنگ) (جدول ۲) و تنها در برخی نمونه‌ها به‌صورت فنوکریست وجود دارد. در واقع، بسیاری از پلاژیوکلازها میکروولیت بوده و زمینه سنگ را می‌سازند. فضای میان پلاژیوکلازها را بلورهای پیروکسن و گاه شیشه و الیوین پر کرده و بافت اینترگرانولار را پدید آورده‌اند.

جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه بازالت‌های باختر خاش (جنوب‌خاوری ایران) به روش XRF (برپایه درصد وزنی) و ICP-MS (برپایه ppm).

Sample No.	A				B		C	D			E	F	
	WK-1	WK-2	WK-3	WK-4	WK-5	WK-6	WK-7	WK-8	WK-9	WK-10	WK-11	WK-12	WK-13
SiO ₂	50.09	50.79	52.22	51.91	50.20	48.59	51.13	49.16	52.02	51.23	48.04	50.57	51.18
Al ₂ O ₃	18.28	18.24	18.11	19.00	18.36	19.04	17.98	17.31	17.67	17.56	16.49	17.28	17.54
TiO ₂	1.10	1.07	0.76	1.06	1.33	1.46	1.06	1.05	0.75	0.78	1.23	1.24	0.78
Fe ₂ O ₃	1.151	1.172	1.094	1.232	1.299	1.338	7.000	1.254	0.958	1.170	1.176	1.073	1.18
FeO	6.52	6.64	6.20	6.98	7.36	7.58	6.72	7.11	6.30	6.42	6.66	7.29	6.35
MnO	0.13	0.13	0.13	0.14	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14
MgO	6.36	6.33	7.51	6.17	6.69	5.36	6.48	8.05	7.08	8.22	5.18	6.88	8.23
CaO	9.56	8.96	8.71	8.44	8.75	10.66	9.08	10.31	9.46	9.53	12.05	9.39	9.44
Na ₂ O	3.19	3.12	3.36	3.01	3.55	3.41	3.62	3.11	3.79	3.45	3.55	4.02	3.38
K ₂ O	0.87	0.96	0.68	0.89	1.01	1.11	0.96	0.67	0.75	0.48	0.81	0.95	0.63
P ₂ O ₅	0.22	0.22	0.18	0.23	0.23	0.24	0.28	0.17	0.18	0.18	0.44	0.37	0.17
LOI	2.31	2.13	0.74	0.81	0.57	0.89	0.82	1.51	0.50	0.62	3.90	0.50	0.51
SUM	99.78	99.76	99.69	99.87	99.50	99.83	99.45	99.84	99.75	99.75	99.66	99.91	99.47
Mg#*	64	63	68	64	65	58	70	67	67	70	61	69	69
La	21.70	23.20	12.50	24.00	13.20	14.20	17.50	13.90	15.80	12.90	20.00	25.40	12.80
Ce	47.5	50.7	26.7	52.4	28.5	29.8	37.3	28.2	34.2	29.2	59.4	57.7	29.7
Pr	5.84	6.13	3.38	6.37	3.67	3.85	4.60	3.60	4.60	3.70	7.44	7.00	3.50
Nd	21.9	23.4	13.5	24.2	15.5	16.2	18.4	15.6	16.9	15.4	30.9	26.4	13.7
Sm	4.12	4.46	2.99	4.62	3.66	3.95	3.80	3.50	3.60	2.90	5.73	4.90	2.82
Eu	1.34	1.44	1.08	1.41	1.32	1.46	1.40	1.11	1.10	1.10	1.60	1.50	1.00
Gd	4.36	4.63	3.36	4.70	4.15	4.48	3.90	3.77	3.30	3.10	5.32	4.20	3.60
Tb	0.64	0.69	0.55	0.69	0.67	0.75	0.70	0.58	0.60	0.60	0.68	0.60	0.50
Dy	3.61	3.89	3.21	3.98	3.97	4.41	3.90	3.68	3.80	3.50	3.84	3.30	3.40
Ho	0.78	0.88	0.69	0.83	0.85	0.93	0.90	0.70	0.80	0.70	0.69	0.70	0.70
Er	2.18	2.34	1.95	2.38	2.33	2.64	2.50	2.22	2.00	2.00	2.06	2.00	2.00
Tm	0.30	0.33	0.28	0.35	0.34	0.37	0.40	0.26	0.30	0.30	0.24	0.30	0.30
Yb	2.03	2.16	1.87	2.19	2.12	2.44	2.40	1.96	2.20	2.00	1.74	2.10	1.90
Lu	0.31	0.33	0.29	0.34	0.33	0.37	0.30	0.25	0.30	0.30	0.21	0.30	0.30
Y	20.5	22.2	18.9	22.9	22.6	24.8	23.2	20.4	20.8	19.8	19.6	21.3	19.3
Rb	23.9	30.0	16.3	23.8	16.0	17.4	23.2	9.8	14.7	13.5	14.3	16.9	11.4
Cs	1.30	1.60	0.88	1.26	0.17	0.29	1.21	0.38	0.62	0.61	0.61	0.32	0.43
Sr	586	690	545	552	459	450	538	491	576	586	1160	1331	814
Ba	138	154	140	149	132	168	246	233	170	158	558	356	280
Zr	130.1	136.4	99.3	140.1	111.6	113.3	122.2	103.2	100.9	105.2	148.0	152.8	104.0
Nb	7.30	7.60	6.50	8.10	12.00	13.20	10.28	5.70	4.45	4.76	12.20	9.81	4.84
Hf	3.70	4.00	2.70	4.10	3.00	3.00	2.94	2.00	2.81	2.73	3.10	3.85	2.87
Ta	0.5	0.5	0.4	0.6	0.8	0.8	0.6	0.4	0.3	0.3	0.7	0.6	0.3
Pb	5.0	6.2	5.3	6.2	5.0	5.9	8.7	6.1	5.7	4.9	7.4	5.2	4.4
Th	4.38	4.73	2.38	4.89	2.20	2.41	3.6	2.83	3.4	2.5	3.08	4.1	2.5
U	1.01	0.97	0.55	1.01	0.56	0.47	0.7	0.58	0.7	0.6	0.79	0.9	0.5
Ni	44.0	46.0	132.0	49.0	63.0	70.3	70.3	153.0	153.0	146.3	128.0	125.3	144.7
Co	26.6	28.4	30.5	28.6	32.3	29.0	30.8	36.6	32.8	34.3	29.9	36.1	34.4
Cr	180	190	340	190	200	100	154	330	216	222	210	220	231
V	158	192	165	197	219	239	174	170	161	171	170	163	170

* Mg#=[Mg/(Mg+Fe)]×100; FeO=0.85 ΣFe (Droop, 1987)

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای پلاژیوکلاز (Pl) و پیروکسن (Px)، به همراه اعضای نهایی آنها (بازالت‌های آتشفشانی باختر خاش، جنوب‌خاوری ایران)

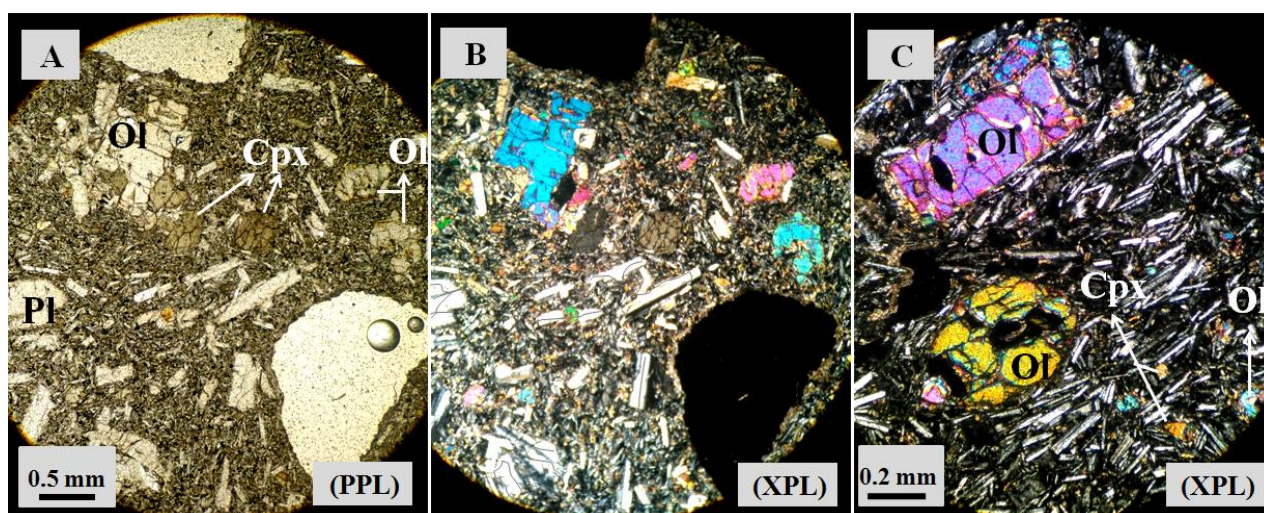
Mineral Type	Px		Mineral Type	Pl		Pl		Pl	
	M†(ph.)	sd‡(6)		M*(c)	sd(8)	M(r)	sd(3)	M(g)	sd (4)
SiO ₂	50.74	0.02	SiO ₂	49.00	0.49	58.09	1.16	52.63	0.45
Al ₂ O ₃	2.39	0.37	Al ₂ O ₃	31.83	0.54	25.08	0.30	29.82	0.61
Cr ₂ O ₃	0.35	0.13	FeO	0.62	0.08	0.92	0.53	0.78	0.08
TiO ₂	1.25	0.30	MgO	0.015	0.02	0.09	0.03	0.12	0.03
FeO	11.23	1.70	MnO	0.02	0.03	0.04	0.06	0.04	0.03
MgO	15.36	0.99	CaO	15.37	0.32	8.08	0.98	12.93	0.42
MnO	0.45	0.03	Na ₂ O	2.72	0.16	6.22	0.67	4.37	0.18
CaO	17.52	2.78	K ₂ O	0.20	0.08	1.11	0.32	0.76	0.05
Na ₂ O	0.43	0.10	BaO	0.04	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00
K ₂ O	0.01	0	SrO	0.11	0.09	0.14	0.00	0.12	0.06
NiO	0.02	0.02	Total	99.95	0.45	99.86	0.16	99.86	0.09
Total	99.76	0.78	An	74.75	1.20	39.05	6.29	60.71	7.64
Fo	46.19	2.92	Ab	24.00	1.69	54.20	4.52	34.43	5.59
En	15.94	3.53	Or	1.25	0.49	6.75	1.77	4.86	2.35
Fs	37.86	6.46							

† میانگین درصد وزنی اکسیدهای گوناگون پیروکسن‌های تجزیه‌شده؛ ‡ انحراف استاندارد (اعداد درون پرانتز نشان‌دهنده شمار تجزیه‌ها)؛ * ترکیب میانگین فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در هسته (c)، حاشیه (r) و زمینه (g)

جدول ۳- میانگین داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای هسته و کناره فنوکریست‌های الیوین و الیوین‌های زمینه (بازالت‌های آتشفشانی باختر خاش، جنوب‌خاوری ایران)

	M†(c)	sd‡(8)	M(r)	sd(6)	M(g)	sd(9)
SiO ₂	39.43	0.45	37.87	0.68	36.11	1.22
Al ₂ O ₃	0.06	0.07	0.23	0.17	0.17	0.07
FeO	18.13	3.59	27.39	5.80	35.98	8.12
MgO	41.56	2.67	33.59	4.15	26.09	7.26
MnO	0.37	0.16	0.36	0.15	0.64	0.08
CaO	0.19	0.07	0.20	0.014	0.45	0.03
Total	99.95	7.26	99.93	11.40	99.89	16.93
Fo	80.3	4.40	68.55	7.71	56.00	13.15

† ترکیب میانگین هسته (c) و پوسته (r) فنوکریست‌های الیوین و ریزبلورهای زمینه (g)؛ ‡ انحراف استاندارد (اعداد درون پرانتز نشان‌دهنده شمار تجزیه‌ها)



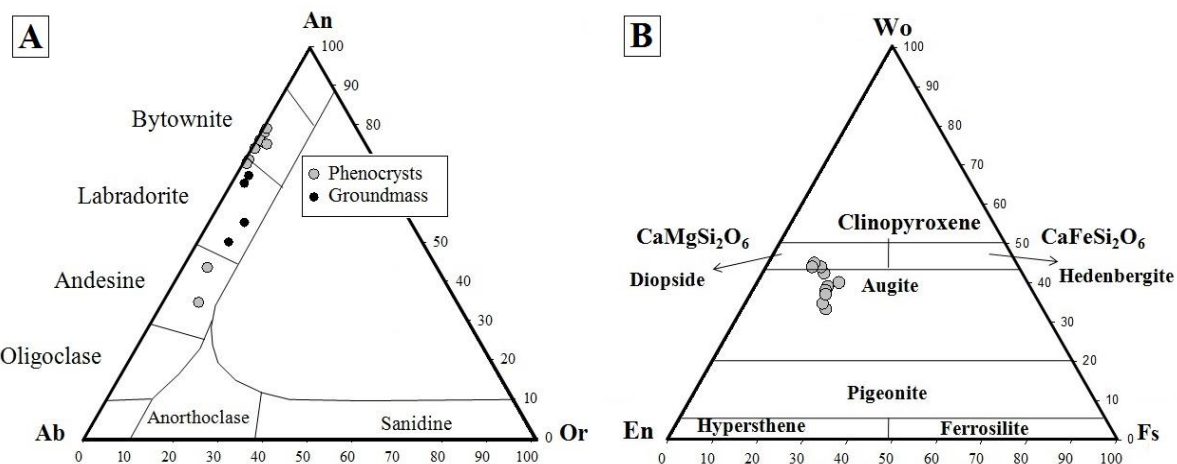
شکل ۳- نمای میکروسکوپی از بازالت‌های پر حفره باختر خاش (جنوب‌خاوری ایران): A، B فنوکریست‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز (A در نور PPL و B در نور XPL)؛ C نمای نزدیک‌تر از این بازالت‌ها که بافت اینترگرانولار در زمینه آنها دیده می‌شود (مخفف نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است)

این سنگ‌ها تنها برای فنوکریست‌هاست و داده‌های از ترکیب پیروکسن‌های زمینه در دست نیست. برپایه این داده‌عل، ترکیب فنوکریست‌های پیروکسن در این سنگ‌ها، در گستره‌ی اوژیت و دیوپسید است (شکل ۴- B).

در بیشتر مقاطع، الیوین به صورت فنوکریست‌هایی به شکل‌های لوزی و منشورهای مستطیلی تا بلورهای بی‌شکل است. در بررسی‌های میکروسکوپی، فراوانی فنوکریست‌های الیوین نزدیک به ۱۰ درصد حجمی ارزیابی شده است. قطر این فنوکریست‌ها کمتر از ۱ میلی‌متر است؛ اما گاه به ۲ میلی‌متر نیز می‌رسد. همچنین، ریزبلورهای الیوین در زمینه بیشتر نمونه‌ها هستند. در برخی نمونه‌ها، بخش‌های حاشیه‌ای و گاه سراسر فنوکریست‌های الیوین ایدینگزیتی شده‌اند. برپایه نتایج به‌دست‌آمده از تجزیه نقاط گوناگون سطح این کانی، مقدار سازنده فورستريت در هسته فنوکریست‌های الیوین ۷۷ تا ۸۵ و در حاشیه آنها ۷۴ تا ۸۲ و در الیوین‌های زمینه ۴۷ تا ۶۵ درصد مولی است (جدول ۳). بیشتر فنوکریست‌های الیوین منطقه‌بندی عادی دارند.

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز در بازالت‌های خاش نشان می‌دهد که هسته بیشتر دارای ۷۵ درصد مولی سازنده آنورتیت است که در لبه‌های بلور به نزدیک به ۳۵ درصد مولی می‌رسد (جدول ۲). از این‌رو، ترکیب هسته پلاژیوکلاز در گستره بایتونیت و ترکیب کناره‌های آنها بیشتر در گستره آندزین است (شکل ۴- A). در این بازالت‌ها، بیشتر پلاژیوکلازها منطقه‌بندی عادی دارند.

در مقاطع بررسی‌شده از منطقه آتشفشانی خاش، کلینوپیروکسن و اورتوپیروکسن هم به صورت فنوکریست و هم در زمینه سنگ دیده می‌شوند. در بررسی‌های میکروسکوپی، فراوانی فنوکریست‌های اورتو- و کلینوپیروکسن با یکدیگر برابر بوده و هر کدام، نزدیک به ۵ درصد حجمی ارزیابی می‌شوند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن با قطر کمتر از ۱ میلی‌متر و بیشتر به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. فنوکریست‌های اورتوپیروکسن نیز بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با قطر کمتر از ۱ میلی‌متر هستند و رنگ‌های اینترفرانس زرد روشن نشان می‌دهند. داده‌های به‌دست‌آمده برای ترکیب پیروکسن در

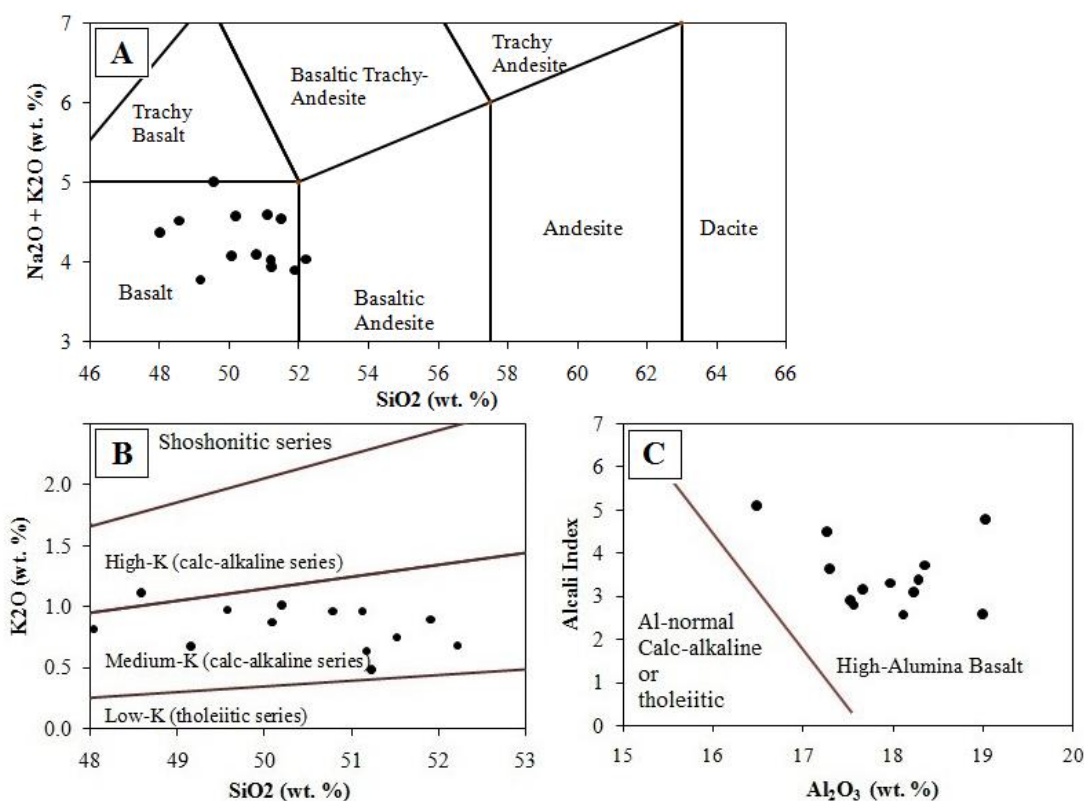


شکل ۴- ترکیب فلدسپار و پیروکسن در بازالت‌های باختر خاش (جنوب‌خاوری ایران): (A) نمودار رده‌بندی پلاژیوکلاز (Smith and Brown, 1988); (B) نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto et al., 1988)

زمین‌شیمی

عنصرهای اصلی: جدول ۱ عنصرهای اصلی در ۱۳ نمونه سنگی آتشفشان‌های باختر شهرستان خاش را نشان می‌دهد. مقدار LOI در نمونه‌های بررسی شده از ۰/۵۱ تا ۳/۹۰ درصد وزنی بوده و میانگین آن برابر با ۱/۲۸ درصد وزنی است. افزون‌بر حاشیه‌های ایدینگزیتی پیرامون برخی فنوکریست‌های الیوین، این نمونه‌ها عموماً دگرسانی چشمگیری ندارند؛ اما نمونه WK-11 از گدازه E، بسیار پر حفره بوده و کربنات ثانویه در بسیاری از بخش‌های آنها پدید آمده است. در این نمونه، غلظت Ca نیز بیشتر از نمونه‌های دیگر است (جدول ۱). مقدار SiO_2 در نمونه‌های بررسی شده از ۴۸/۰۴ تا ۵۲/۲ بوده و میانگین آن

برابر با ۵۰/۵ است. از این‌رو، برپایه رده‌بندی پیشنهادی Le Maitre (۲۰۰۲)، همه نمونه‌ها (مگر دو نمونه WK-3 و WK-9 که در مرز بازالت و آندزیت‌بازالتی هستند) در گستره بازالت‌ها جای می‌گیرند (شکل ۵-A). عدد منیزیم (Mg#) در نمونه‌های بررسی شده از ۶۱ تا ۷۰ (و در یک نمونه برابر با ۵۸) درصد وزنی است. مقدار بالای Al_2O_3 (از ۱۶/۴۹ تا ۱۹/۰۴ درصد وزنی)، همراه با CaO بالا (۸/۴۴ تا ۱۰/۶۶ درصد وزنی) نشان دهنده فراوانی پلاژیوکلاز است و بازالت‌های بررسی شده را در گستره کالک‌آلکان و محتوای K_2O (۰/۵ تا ۱/۱ درصد وزنی) آنها را در گستره بازالت‌های کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط (Peccerillo and Taylor, 1976) جای می‌دهد (شکل ۵-B).



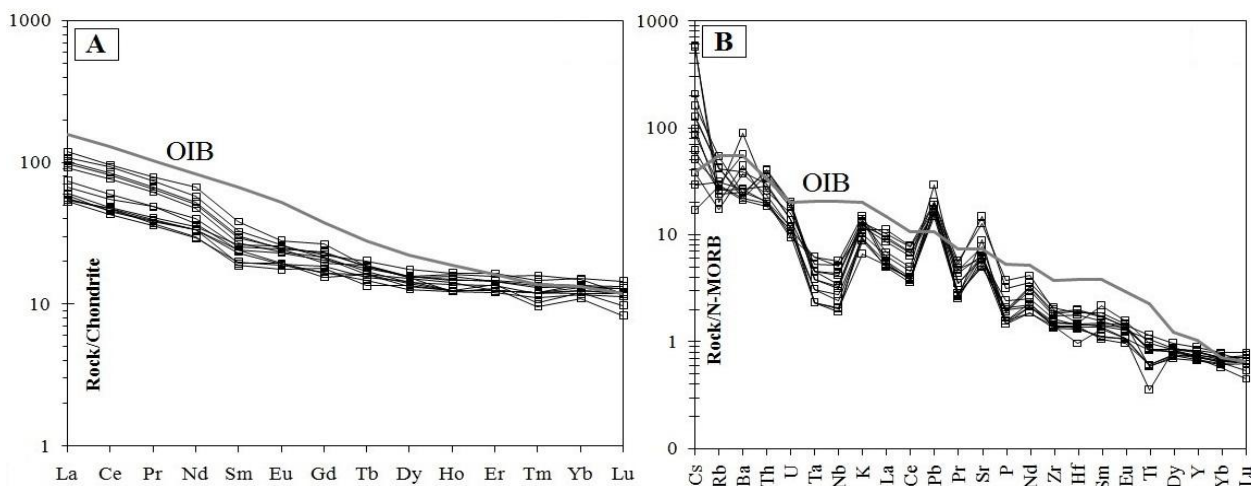
شکل ۵- جایگاه بازالت‌های باختر خاش (جنوب‌خاوری ایران) در: (A) نمودار رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (Le Maitre, 2002)؛ (B) نمودار رده‌بندی شیمیایی SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ (C) نمودار رده‌بندی شیمیایی Al_2O_3 در برابر Alkali Index (Kay and Kay, 1994)

۵۵۸، Sr از ۴۵۰ تا ۱۳۳۱، و Zr و Nb به ترتیب از ۹۹ تا ۱۵۲ و ۴/۴۵ تا ۱۳/۲ قسمت در میلیون (ppm) است. الگوی REE بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت و نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب N-MORB برای بازالت‌های بررسی شده در شکل ۶ نشان داده شده است.

همان‌گونه که نمودارهای تغییرات عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت نشان می‌دهند (شکل ۶- A)، عنصر Yb در سنگ‌های بررسی شده دارای غلظتی نزدیک به ۱۰ برابر غلظت کندریتی آن و بدون آنومالی منفی است. همچنین، نسبت Tb/Yb نزدیک به ۱ (برابر با ۱/۲۶) است که نبود تهی‌شدگی چشمگیر Yb و نبود فاز بجامانده گارنت در گوشته را نشان می‌دهد. آنومالی Eu که در بازه ۰/۸۷ تا ۱/۱۱ (میانگین برابر ۰/۹۸) است نشان‌دهنده جدایش ناچیز پلاژیوکلاز است.

برپایه رده‌بندی Kay و Kay (۱۹۹۴) و درصد وزنی Al_2O_3 ، این نمونه‌ها از رده بازالت‌های کالک‌آلکان یا بازالت‌های پرآلومینوس هستند (شکل ۵- C). افزون‌براین، برپایه ترکیب نورماتیو به دست آمده، همه نمونه‌ها الیوین نورماتیو دارند و بیشتر آنها دارای هیپرستن (۴ تا ۱۳ درصد) و کوارتز نورماتیو (۰/۴۵ تا ۱/۲۲ درصد) هستند و از این رو در رده ساب‌آلکان جای می‌گیرند.

عنصرهای فرعی: غلظت عنصرهای فرعی در بازالت‌های بررسی شده در جدول ۱ آورده شده است. اگرچه در فراوانی عنصرهای اصلی، تغییرات ترکیبی ناچیز دیده می‌شوند (که با سرشت تکزادی و نزدیکی ویژگی‌های سنگ‌شناسی این سنگ‌ها همخوانی دارد)؛ اما عنصرهای فرعی در آنها تغییرات چشمگیری نشان می‌دهند. برای نمونه، غلظت La از ۱۲/۵ تا ۲۸، Ba از ۱۳۲ تا



شکل ۶- الگوی تغییرات عنصرهای سازنده بازالت‌های باختر خاش (جنوب‌خاوری ایران) در: (A) نمودار REE بهنجارشده به ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995)؛ (B) نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989) (در هر نمودار، ترکیب OIB برای مقایسه آورده شده و مقایسه نسبت‌ها در متن گفته شده است)

Ce/Y و La/Yb چندین برابر (بیشتر از ۱۹، ۲، ۴/۹، ۴/۳۷ و ۶/۰۲ برابر) همین نسبت‌ها در ترکیب N-MORB هستند. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده بازالت‌های حاشیه‌های فعال قاره

بازالت‌های باختر خاش از عنصرهای LIL (در برابر عنصرهای HFS و LRE) و از عنصرهای LRE (در برابر عنصرهای HRE) غنی شده هستند. برای نمونه، نسبت‌های Ba/La، Sr/Nb، Rb/Zr،

بازالت‌های راه‌یافته به روی زمین پیامد جدایش یونین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز (به‌علت حضور آب با تأخیر انجام می‌شود). از ماگمای نخستینی هستند که بیشتر از ۱۰ درصد وزنی MgO داشته و بازالت‌هایی با MgO کمتر از ۷ درصد وزنی را ساخته است (Crawford *et al.*, 1987).

برای به‌دست‌آوردن ترکیب احتمالی پریدوتیت خاستگاه، الگوهای معکوس ذوب تعادلی و بخشی (Albarede, 1996) بر روی میانگین مافیک‌ترین بازالت‌های بررسی‌شده اعمال شده است. به دلیل نزدیکی قابل توجه ترکیب به دست آمده از این دو الگوی ذوب، تنها ترکیب‌های به‌دست‌آمده از ذوب تعادلی در شکل ۷ نشان داده شده‌اند. همان‌گونه که در شکل ۷ دیده می‌شود، ترکیب به‌دست‌آمده برای پریدوتیت خاستگاه (پس از اعمال ۲ تا ۱۰ درصد ذوب‌بخشی معکوس غیر مودال (Albarede, 1996) روی بازالت‌های بررسی‌شده) یک پریدوتیت گوشته‌ای غنی‌شده است. مراد از الگوی ذوب معکوس همان الگوی ذوب‌بخشی است که در آن به‌جای به‌دست‌آوردن ترکیب مذاب پدیدآمده، ترکیب C_0 مجهول رابطه است و با به‌کارگیری ترکیب مذاب بازالتی به‌دست می‌آید. این پریدوتیت فرضی به ترکیب میانگین پریدوتیت‌های افیولیت‌های فنوج - مسکوتان شباهت‌های چشمگیری دارد (Moslempour *et al.*, 2011). افزون‌براین، در الگوی ذوب معکوس نسبت به پریدوتیت‌های فنوج - مسکوتان، ترکیب به‌دست‌آمده برای خاستگاه از عنصرهای Y، Sm، Eu، Th تا اندازه‌ای غنی بوده و از Nb و Sr بسیار غنی است؛ اما از Ba و تا اندازه‌ای از Cs تهی‌تر است (شکل ۷). ترکیب به‌دست‌آمده از الگوی ذوب معکوس با پریدوتیت فنوج - مسکوتان مقایسه شد؛ زیرا دارای توالی‌های گوشته‌ای بسیاری است و داده‌های به‌دست‌آمده برای آن بیشتر از پریدوتیت‌های دیگر

هستند (Wilson, 1989; Pearce and Peate, 1995). همچنین، برپایه نمودار عنکبوتی در شکل ۶، B، الگوی تغییرات عنصرهای ناسازگار به‌نجارشده به ترکیب گوشته اولیه برای بازالت‌های باختر شهرستان خاش همانند ترکیب OIB است، با این تفاوت که در برابر ترکیب OIB، از عنصرهای Ti و Nb بسیار تهی‌شده‌تر و از عنصرهای Sr، Pb و تا اندازه‌ای Th، غنی‌شده‌تر هستند. این ویژگی‌ها از ویژگی‌های ماگما‌های وابسته به پهنه فرورانش هستند (Pearce and Peate, 1995).

بحث

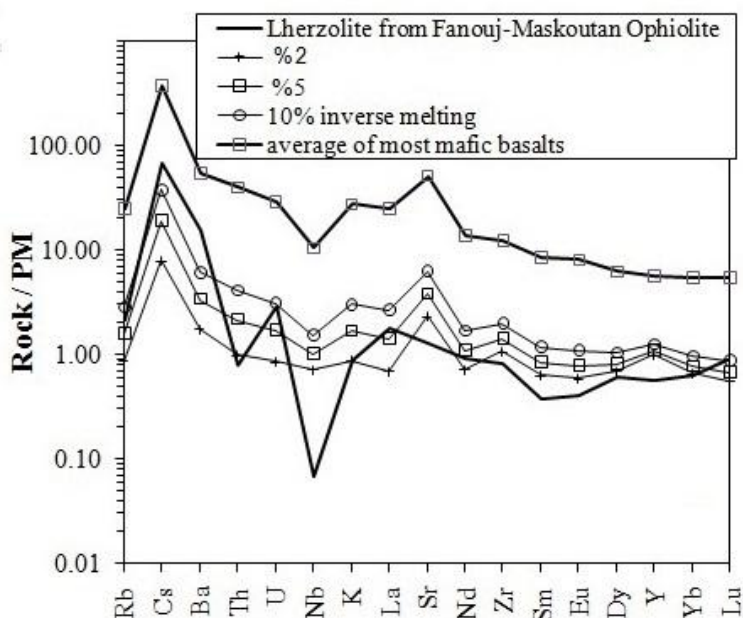
(الف) ویژگی‌های ماگمای خاستگاه:

ترکیب ماگمای نخستین به‌دست‌آمده از ذوب گوشته، بازالت‌هایی هستند که مقدار چشمگیری از عنصرهای Ni (۴۰۰-۵۰۰ ppm) و Cr (بیشتر از ۱۰۰۰ ppm) و Mg# نزدیک به ۶۶ تا ۷۵ (White, 2013)، SiO_2 کمتر از ۵۰ درصد وزنی دارند و فورستریت یونین آنها بیشتر از ۸۲ (Wilson, 1989) است. از دیدگاه محتوای نیکل و کروم و مقدار Mg#، بازالت‌های بررسی‌شده تفاوت‌های چشمگیری با ماگمای نخستین دارند. بیشینه مقدار Ni و Cr در بازالت‌های باختر خاش به ترتیب نزدیک به ۱۵۰ و ۳۴۰ قسمت در میلیون می‌رسد. همچنین، مقدار Mg# و MgO (مگر در دو نمونه WK-11 و WK-6) در نمونه‌های بررسی‌شده به ترتیب از ۶۱ تا ۷۰ و از ۶/۱۷ تا ۸/۲۳ است. افزون‌براین، ترکیب هسته یونین (تا FO_{85}) در این بازالت‌ها نشان‌دهنده نزدیکی ترکیب آنها به ترکیب ماگما‌های نخستین است. باید توجه داشت که در پهنه‌های فرورانش، ماگمای نخستین معمولاً در دسترس نیست (Kushiro, 2007) و

خاستگاهی دانست. سیال‌های فرض شده را می‌توان پیامد مشارکت رسوب‌ها و یا آبدهی لبه فرورونده برشمرده؛ هرچند تاثیر آرایش احتمالی پوسته‌ای را نباید نادیده گرفت. به‌کارگیری عنصرهای ناسازگار و به‌ویژه نسبت دو عنصر ناسازگار با ضریب توزیع نزدیک به هم (به‌ویژه درباره سنگ‌های بررسی شده که نزدیک به ترکیب نخستین انگاشته می‌شوند)، کارایی عوامل مربوط به جدایش بلورین در غنی‌شدگی این سنگ‌ها را به کمترین اندازه می‌رساند.

منطقه مکران در دسترس هستند.

پری‌دوتیت فنوج-مسکوتان بخشی از افیولیت‌های مزوزوییک پسین است (McCall 2003, 1997)؛ از این‌رو، ویژگی‌های پری‌دوتیت‌های گوشته‌ای پیش از تاثیر فرایندهای وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند. پس هرگونه غنی‌شدگی در پری‌دوتیت نمونه (پری‌دوتیت الگوسازی شده) در برابر پری‌دوتیت‌های فنوج-مسکوتان را می‌توان وابسته به مشارکت سیال‌های وابسته به فرایندهای فرورانشی در چنین سنگ



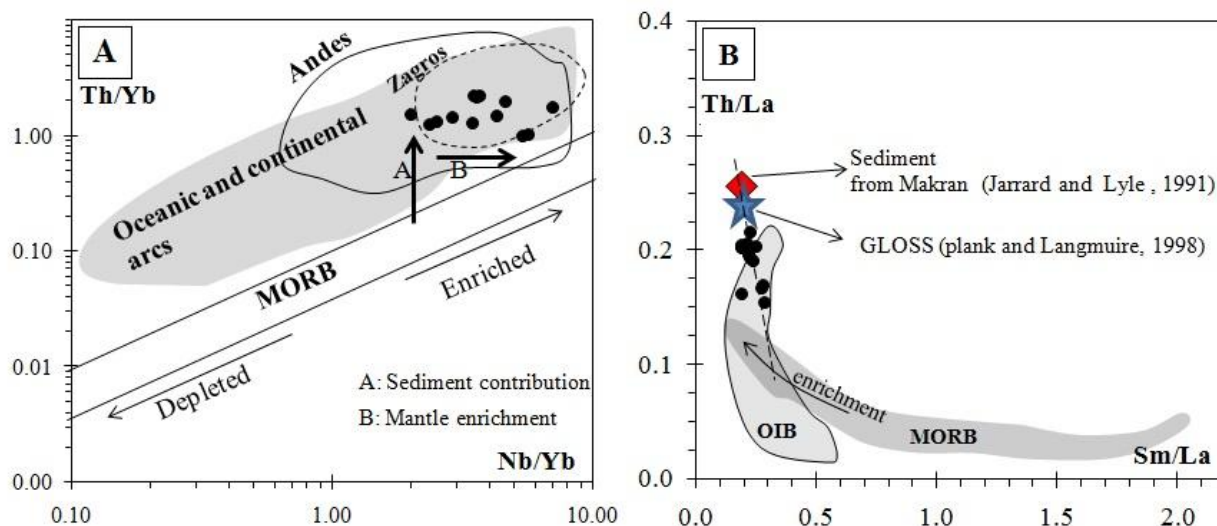
شکل ۷- نمودار عنکبوتی نشان‌دهنده ترکیب پری‌دوتیت خاستگاه حاصل اعمال ۲، ۵ و ۱۰٪ ذوب تعادلی معکوس بر میانگین بازالت‌های باختر خاش (جنوب‌خاوری ایران). ترکیب‌های به‌دست‌آمده از الگوسازی ذوب معکوس، با ترکیب لرزولیت‌های فنوج-مسکوتان (Moslempour *et al.*, 2011) مقایسه شده‌اند (توضیح بیشتر در متن آمده است)

Peate *et al.*, (Jicha *et al.*, 2010) Cs/Rb،
 Th/La، Th/Nb (Elliott, 2003)، Th/Ce، (1997)
 Labanieh *et al.*, (Plank, 2005) و La/Sm
 (2012) در برابر ترکیب N-MORB از ویژگی‌های
 آشکار ماگماهای کم‌انرژی و نشان‌دهنده مشارکت فاز
 سیال در غنی‌سازی گوشته خاستگاه آنهاست

(ب) غنی‌شدگی ماگما: مشارکت رسوب‌ها،
 لبه فرورونده یا آرایش پوسته‌ای؟
 بازالت‌های بررسی شده از عنصرهای انحلال‌پذیر
 یا متحرک (مانند: عنصرهای LIL، به‌همراه La،
 Th، U و Pb) در برابر ترکیب N-MORB غنی
 شده‌اند. افزون‌براین، بالابودن نسبت‌های Ba/La

Rb/La و Cs/La، در بازالت‌های بررسی‌شده (به ترتیب برابر ۱/۰۲ و ۰/۱۱) بیشتر از مقدار آنها در ترکیب N-MORB (۰/۲۲ و ۰/۰۰۹) هستند. ناسازگاری Rb و Cs در برابر La و گرایش آنها برای پیوستن به فاز سیال، از علت‌های اصلی بالارفتن این دو نسبت در ماگمای پدیدآمده در پهنه فرورانش هستند. شکل‌های B-۸ و B-۸، غنی‌شدگی این بازالت‌ها در برابر ترکیب MORB غنی‌شده را نشان می‌دهند.

(Peate *et al.*, 1997; Hoang *et al.*, 2011;) از میان نسبت‌های یادشده، میانگین نسبت‌های Ba/La و Cs/Rb در بازالت‌های بررسی‌شده به ترتیب ۵/۵ و ۱۱ برابر بیشتر از ترکیب N-MORB هستند. همچنین، نسبت‌های Th/La، Th/Nb، Th/Ce و La/Sm (به ترتیب برابر ۰/۰۸، ۰/۴، ۰/۱۹ و ۴/۶) بیشتر از مقدار آنها در ترکیب N-MORB (۰/۰۲، ۰/۰۵، ۰/۰۵ و ۰/۰۵) هستند. افزون‌براین، نسبت‌های



شکل ۸- نمودارهای نشان‌دهنده مشارکت رسوب‌ها در پیدایش بازالت‌های باختر خاش (جنوب‌خاوری ایران): (A) سرشت غنی‌شده خاستگاه نمونه‌های بررسی‌شده در برابر ترکیب E-MORB. در این نمودار بازالت‌های بررسی‌شده در گستره ماگماهای کمان‌های اقیانوسی و قاره‌ای (Pearce and Peate, 1997) هستند. غنی‌شدگی این بازالت‌ها در راستای دو پیکان A نسبت به محدوده ترکیبی MORB و B به ترتیب نشان‌دهنده مشارکت رسوب‌های در ماگمازایی و افزایش میزان غنی‌شدگی گوشته خاستگاه آنها است؛ (B) رابطه معکوس دو نسبت Th/La و Sm/La در سنگ‌های بررسی‌شده که نشان‌دهنده آمیزش گوشته خاستگاه و مذاب پدیدآمده از رسوب‌های فرورنده است (خط‌چین سیاه‌رنگ برای نشان‌دادن رابطه معکوس دو نسبت رسم شده است).

مناطق با سرعت فرورانش چشمگیر پدید می‌آیند؛ Kelemen و همکاران، (۲۰۰۳)، سیال‌های آبگین پیامد آزدایی از پوسته سرپانتینی‌شده اقیانوسی (Alt *et al.*, 2012; Bouilhol *et al.*, 2015) یا رسوب‌های روی پوسته اقیانوسی (Plank and Langmuir, 1998; Alt and Shanks, 2006)

سیال‌های بحرانی برخاسته از لبه فرورونده یا به صورت سیال‌های آبگین و یا به صورت مذاب سرشار از آب و سیلیس (Modjarrad, 2015; Ghadami *et al.*, 2015) هستند. افزون‌بر مذاب به دست‌آمده از ذوب لبه فرورونده (که بیشتر در پهنه‌های فرورانش جوان یا

(1995)، برپایه نزدیکی دمای لیکوئیدوس و سالییدوس ماگمای بازالتی، برخی پژوهشگران دیگر آن را دارای توان کافی برای ذوب مقدار چشمگیری از ترکیب‌های پوسته‌ای و آرایش، پیش از تبلور ندانسته‌اند (McBirney, 2007; Glazner *et al.*, 2007). به هر روی، می‌توان میان محتوای Mg سنگ با مقدار آرایش پوسته‌ای و جدایش رابطه وارونه‌ای را پیشنهاد کرد؛ زیرا هرچه محتوای Mg سنگ بیشتر باشد، ماگمای سازنده سنگ دمای کمتری را در پی جدایش و تبادل دما با محیط پیرامون خود از دست داده است؛ از این رو، امکان آرایش نیز در آن کمترین است (Plank and Langmuir, 1993). برپایه مقدار MgO، بازالت‌های بررسی‌شده تحولات چندانی را از سر نگذرانده‌اند و فرایندهای پوسته‌ای (مانند: جدایش بلورین کم فشار و آرایش به ترکیب‌های پوسته‌ای) در آنها در کمترین مقدار رخ داده است. افزون‌براین، پر حفره‌بودن این بازالت‌ها نشان‌دهنده محتوای گاز فراوان ماگما آنهاست. گاز فراوان ماگما، کاهش چگالی و افزایش نیروی محرکه رانش آنها به سوی پوسته را در پی داشته است و بالآمدن مذاب را بسیار آسان کرده است (Couch *et al.*, 2001). از این رو، کارایی جدایش بلورین و آرایش پوسته‌ای در افزایش عنصرهای LIL، و Th و Pb را به کمترین اندازه ممکن رسانده است.

(پ) مشارکت رسوب‌های و لبه فرورونده:

فازهای سیال آزادشده از لبه فرورونده پوسته اقیانوسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همانند سیال‌های خروجی از رسوب‌های روی لبه را در ماگمای پدیدآمده در پهنه فرورانش پدید می‌آورند. همچنین، غنی‌شدگی از REE و Th در این گروه از ماگماها بیشتر به

و یا هر دوی اینها (Saunders *et al.*, 1991; Xiao *et al.*, 2014) هستند.

ستبرای رسوب‌های فرورانده به زیر پهنه‌های فرورانش جهان از کمتر از ۱۰۰ متر (در تونگا) تا بیشتر از ۴ کیلومتر (در مکران) متغیر است (Plank and Langmuir, 1998). بیشتر از ۵۰ درصد کل ورودی مواد رسوبی در راستای چهار حاشیه فعال قاره‌ای رخ می‌دهد که مکران یکی از این چهار پهنه است و بخش بزرگی از ورودی رسوب‌های آن، از رسوب‌های آواری هستند (Plank and Langmuir, 1998). برپایه درصد کم مواد بیوژنیک و غلبه ترکیب‌های آواری در این حاشیه‌های فرورانشی، می‌توان گفت که ترکیب ورودی‌های رسوبی در این مناطق همانند ترکیب میانگین پوسته بالایی است. از این رو، به سادگی نمی‌توان نقش رسوب‌های فرورانده در پیدایش ماگمای بازالتی را از آرایش ماگمای بازالتی به ترکیبات پوسته‌ای شناسایی کرد. همچنین، برپایه ستبرای چشمگیر رسوب‌ها و در نتیجه رفتار دینامیکی پیچیده آنها در جبهه فرورانشی مکران، پیش‌بینی حجم میانگین رسوب‌های واردشده به گوشته در این پهنه با پیچیدگی‌های بسیاری روبرو است که پرداختن به آن، با وجود اهمیتش، در گنجایش این نوشتار نیست. در ادامه به بررسی امکان رویداد آرایش پوسته‌ای و سپس یافته‌های به دست آمده درباره مشارکت رسوب‌ها و لبه فرورونده در پیدایش بازالت‌های باختر خاش پرداخته شده است.

با وجود برخی پژوهش‌ها که نشان می‌دهند، ماگمای بازالتی می‌تواند از ۵ تا ۱۸ درصد به ترکیب‌های پوسته‌ای آرایش یابد (Barley, 1986; Aitchison and Forrest, 1994; Reiniers *et al.*,

پهنه‌های فرورانش است. این پدیده می‌تواند مشارکت پوسته اقیانوسی فرورونده را نشان دهد. اگر ترکیب‌ها رزبورژیت‌های پیش‌نهادهای Moslempour و همکاران (۲۰۱۱) برابر با ترکیب تهیه‌شده‌ترین پریدوتیت‌های مکران باشد، آنگاه می‌توان با به‌کارگیری از الگوی آمیختگی دوتایی (Binary mixing) (Albarede, 1996) و برپایه فراوانی عنصرهای La, Sm, Ce, Pb, و Th در مذاب پدیدآمده از ۵ درصد ذوب تعادلی هارزبورژیت‌های مکران (Moslempour et al., 2011)، و ترکیب GLOSS (Plank and Langmuir 1998) چنین برآورد کرد که مافیک‌ترین بازالت‌های خاش دستاورد مشارکت نزدیک به ۱۶ درصدی رسوب‌های فرورانده هستند. همچنین، برپایه نسبت‌های ایزوتوپی به‌دست‌آمده برای یکی از رخنمون‌های بازالتی بررسی‌شده ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705139$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.639$), ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.612$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.665$), Stern و Saadat (۲۰۱۱) مشارکت رسوب‌ها و در پی آن، فرایند آرایش خاستگاه گوشته‌ای با سرب آزادشده از رسوب‌های فرورونده را در پیدایش این بازالت‌ها پیشنهاد کرده‌اند.

(ت) جدایش بلوری:

چنانچه گفته شد، فرایند جدایش بلوری کانی‌ها در بازالت‌های بررسی‌شده نقش پررنگی در افزایش فراوانی عنصرهای ناسازگار نداشته است؛ هرچند، دارا بودن فنوکریست‌های الیوین، رخداد جدایش بلوری پر فشار (McBirney, 2007) در این بازالت‌ها را نشان می‌دهد. آتشفشان‌های تک‌زاد باختر شهرستان خاش در فواصل کمابیش نزدیک (کمتر از ۳ کیلومتر) از یکدیگر هستند و از این‌رو، می‌توان یک مخزن ماگمایی را برای همه آنها در

سیال‌های آزادشده از رسوب‌های فرورونده نسبت داده می‌شود تا سنگ‌کره فرورونده اقیانوسی (Hawkesworth et al., 1993; Plank, 2005; Spandler and Pirard, 2013; Dokuz et al., 2013). به گفته دیگر، غنی‌شدگی از Th گواهی بر مشارکت رسوب‌ها و یا مشارکت سیال‌های فوق‌بحرانی یا پیدایش ماگمای آبدار دانسته شده‌اند (Beaumais et al., 2014; Xiao et al., 2013). مقدار Th در بازالت‌های بررسی‌شده از ۲/۲ تا ۴/۸۹ (قسمت در میلیون) تغییر می‌کند. از آنجایی‌که Th، در برابر La، انحلال‌پذیری بیشتری دارد، بیشتر در فاز سیال انباشته می‌شود؛ اما نسبت Sm/La برای ارزیابی میزان غنی یا تهی‌شدگی عنصرهای LRE کارآمد است. از این‌رو، همخوانی معکوس Th/La در برابر Sm/La بر مشارکت رسوب‌های فرورونده شده در ماگمازایی دلالت دارد (Plank, 2005; Tommasini et al., 2011). نمونه‌های بررسی‌شده در چنین نموداری در میان دو عضو پایانی گوشته غنی‌شده و ترکیب GLOSS و همچنین، رسوب‌های توریدایتی میوسن گزارش‌شده مکران (Jarrard and Lyle, 1991) جای می‌گیرند (شکل ۸-B).

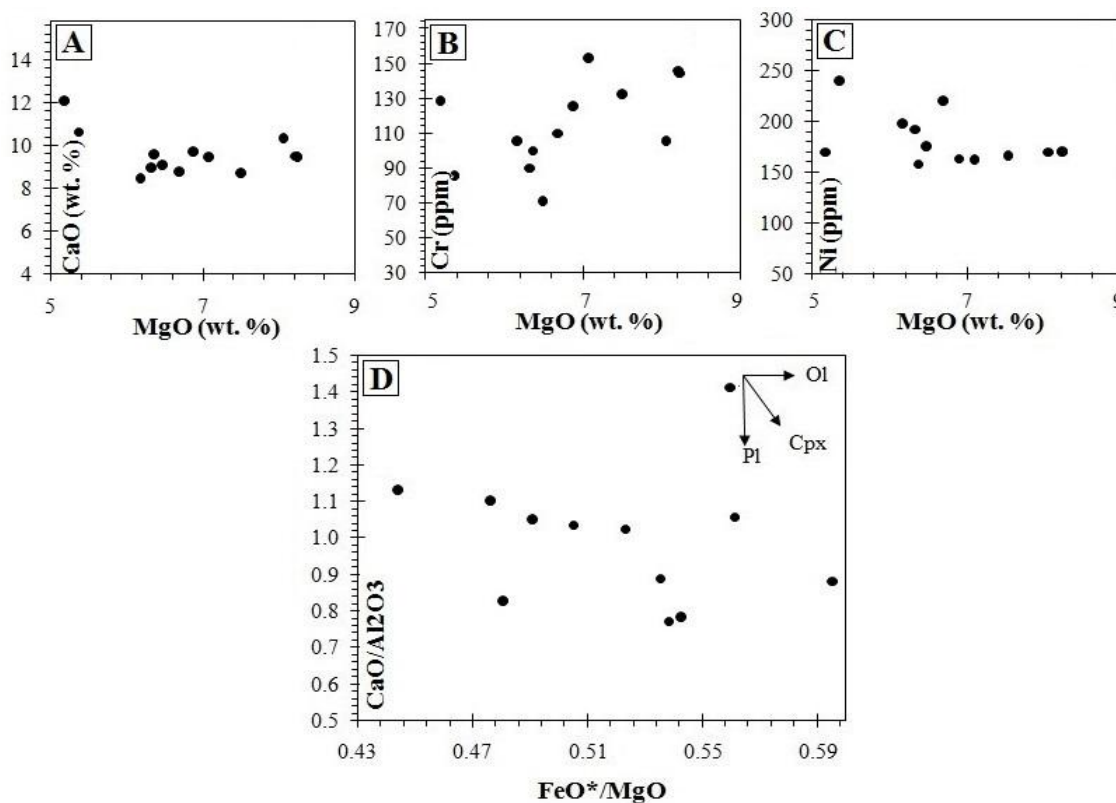
افزون بر سیال‌های به‌دست‌آمده از رسوب‌های فرورانده، غنی‌شدگی ماگما از Pb گواهی بر مشارکت سیال‌های به‌دست‌آمده از آبدهی پوسته اقیانوسی فرورونده شناخته می‌شود (Miller et al., 1994; Plank, 2005). در هنگام رویداد فرایندهای پدیدآورنده ماگماهای فرورانش (نسبت به فرایندهای پدیدآورنده ماگماهای OIB) عنصر Pb ناسازگارتر است (Miller et al., 1994). از این‌رو، نسبت Ce/Pb در ماگماهای وابسته به فرورانش معمولاً کمتر از OIB است. این نسبت در ماگماهای بررسی‌شده ۱/۶۴ تا ۱۱/۱ (میانگین: ۴) و کمتر از میانگین آن در بازالت‌های OI (بیشتر از ۲۰) است (White, 2013)؛ اما همانند ماگماهای

بلوری اندک الیومین (در نمونه‌های با MgO بیشتر از ۷ درصد وزنی) را نشان می‌دهند (شکل ۹- C).

جدایش پیروکسن و تا اندازه‌ای الیومین در نمودار Al_2O_3/CaO در برابر FeO/MgO نیز دیده می‌شود (شکل ۹- D). آنومالی منفی بسیار کم Eu در بازالت‌های باختر خاش (میانگین برابر با ۰/۹۷)، نشان‌دهنده جدایش کم پلاژیوکلاز (Rollinson, 1993) است.

نظر گرفت که ماگماهایی با جدایش‌یافتگی کم از آن خارج شده‌اند.

در نمودارهای هارکر بر پایه درصد MgO (شکل ۹) روندهایی دیده نمی‌شوند که به‌گونه چشمگیری افزایش یا کاهش عنصرهای را نشان دهند. تنها کاهش نسبی Cr و CaO، همراه با کاهش MgO، جدایش بلوری پیروکسن را (شکل‌های A-۹ و B-۹) و روند تغییرات Ni در برابر MgO در نمودارهای هارکر نیز جدایش



شکل ۹- بازالت‌های باختر خاش (جنوب‌خاوری ایران) در نمودار تغییرات: A) CaO؛ B) Cr؛ C) Ni در برابر درصد MgO؛ D) نمودار تغییر نسبت CaO/Al_2O_3 در برابر عدد منیزیمی (Fe^*/Mg)

اوراسیا را نشان می‌دهد. بازالت‌های بررسی‌شده پیامد ذوب اندک (از ۲ تا ۱۰ درصد) یک گوه گشته‌ای غنی‌شده با سیال‌های آزادشده از آبدهی لبه فرورونده و رسوب‌های روی آن هستند. این بازالت‌ها پس از پیدایش دچار تحولات چندانی نشده‌اند. همچنین، اثر آرایش پوسته‌ای و جدایش

نتیجه‌گیری

بازالت‌های باختر خاش ترکیبی نزدیک به بازالت‌های نخستین و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای حاشیه‌های فعال قاره دارند. این ویژگی‌ها وابستگی این سنگ‌ها به فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی عمان به زیر سنگ‌کره قاره‌ای

جورج سیاسیوس (شرکت اکمی - ترکیه) است. بدین‌گونه از همکاری آنها صمیمانه سپاسگزاری می‌شود. همچنین، نگارندگان از همراهی صحرائی و پشتیبانی لجستیکی آقایان عباس مسلمی و امان... آبچر سپاس‌گزار هستند. از داوران گرامی مجله پترولوژی برای بررسی و تصحیح این نوشتار سپاس‌گزار می‌شود.

بلوری در غنی‌شدگی آنها از عنصرهای ناسازگار در کمترین اندازه ممکن بوده است.

سپاس‌گزاری

تجزیه کانی‌ها به روش ریزکاو الکترونی نتیجه تلاش‌های بی‌دریغ آقای دکتر هال در دانشگاه نیوبرانزیوک است. همچنین، داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه سنگ‌ها نتیجه پیگیری‌های آقای دکتر

منابع

- Aitcheson, S. J. and Forrest A. H. (1994) Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. *Journal of Petrology* 35: 461-488.
- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *The Geological Society of America Bulletin* 103: 983-992.
- Albarede, F. (1996) *Introduction to Geochemical Modeling*. Cambridge University Press, New York.
- Alt, J. C. and Shanks, W. C. (2006) Stable isotope compositions of serpentinite seamounts in the Mariana Fore arc: serpentinitization processes, fluid sources and sulfur metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 242: 272-285.
- Alt, J. C., Garrido, C. J., Shanks, W. C., Turchyn, A., Padrón-Navarta, J. A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Gómez Pugnaire, M. T. and Marchesi, C. (2012) Recycling of water, carbon, and sulfur during subduction of serpentinites: A stable isotope study of Cerro del Almirez, Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 327-328: 50-60.
- Barley, M. E. (1986) Incompatible-element enrichment in Archean basalts: A consequence of contamination by older sialic crust rather than mantle heterogeneity. *Geology* 14: 947-950.
- Beumais, A., Chazota, G., Dosso, L. and Bertrand, H. (2013) Temporal source evolution and crustal contamination at Lopevi Volcano, Vanuatu Island Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 264: 72-84.
- Biabangard, H. and Moradian, A. (2008) Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran. *Chinese Journal of Geochemistry* 27: 356-369.
- Bouilhol, P., Magni, V., van Hunen, J. and Kaislaniemi, L. (2015) A numerical approach to melting in warm subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 411: 37-44.
- Conrad, G., Montigny, R., Thuizat, R. and Westphal, M. (1981) Tertiary and quaternary geodynamics of southern Lut (Iran) as deduced from paleomagnetic, isotopic and structural data. *Tectonophysics* 75: 11-17.
- Couch, S., Sparks, R. S. J., Carroll, M. R. (2001) Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature* 411: 1037-1039.
- Crawford, A. J., Falloon, T. J. and Eggins, S. (1987) Island arc high-alumina basalts are not primary, eclogite-derived magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97: 417-430.
- Dehghani, G., Makris, J. (1984) The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 168: 215-229.
- Dokuz, A., Uysal, I., Siebel, W., Turan, M., Duncan, R. and Akcay, M. (2013) Post-collisional adakitic volcanism in the eastern part of the Sakarya Zone, Turkey: evidence for slab and crustal melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166:1443-1468.

- Droop, G. T. R. (1987) A General Equation for Estimating Fe^{3+} Concentrations in Ferromagnesian Silicates and Oxides from Microprobe Analyses, Using Stoichiometric Criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Dupuy, C. and Dostal, J. (1978) Geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks from southeastern Iran (Kouh-e-Shahsavaran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 363-373.
- Elliott, T. (2003) Tracers of the slab. *Geophysical Monograph Series* 138: 23-45.
- Ghadami, G., Ebadi, S. and Poosti, M. (2015) Petrography and geochemistry of Mio-Pliocene volcanic masses in the north of Shahre-Babak insight on neogene adakitic magmatism. *Petrology* 6(21): 107-122 (in Persian).
- Glazner, A. F., Farmer, G. L., Hughes, W. T., Wooden, J. L. and Pickthorn, W. (2007) Contamination of basaltic magma by mafic crust at Amboy and Pisgah Craters, Mojave Desert, California. *Journal of Geophysical Research* 96: 13673-13691.
- Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Gallagher, K. and McDermott, F. (1993) Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21: 175-204.
- Hoang, N., Itoh, J. and Miyagi, I. (2011) Subduction components in Pleistocene to recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 200: 255-266.
- Huber, H. (1977) Geological Map of SE Iran, 1:1,000,000, No. 6, National Iranian Oil Company, Tehran.
- Jarrard, R. D. and Lyle, M. (1991) High-resolution geochemical variations at sites 723, 728, and 731: A comparison of X-ray fluorescence and geochemical logs. *Proceeding of Ocean Drilling Program, Scientific Results* 117: 473-498.
- Jicha, B. R., Smitm, K. E., Singer, B. S., Beard, B. L., Johnson, C. M. and Rogers, N. W. (2010) Crustal assimilation no match for slab fluids beneath Volcán de Santa María, Guatemala. *Geology* 38: 859-862.
- Kay, S. M. and Kay, R. W. (1994) Aleutian magmas in space and time. In: *The Geology of Alaska* (Eds. Plafker, G. and Berg, H. C.) *Decade of North American Geology, G-1*: 687-722. Geological Society of America.
- Kelemen, P. B., Yogodzinski, G. M. and Scholl, D. W. (2003) Longstrike variation in the aleutian island arc: genesis of high-Mg# andesite and implications for continental crust. In: *Inside the Subduction Factory* (Ed. Eiler, J.) *Geophysical Monograph* 138: 223-276. American Geophysical Union, Washington D. C.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277 - 279.
- Kushiro, I. (2007) Origin of magmas in subduction zones: a review of experimental studies. *Proceeding of The Japan Academy, Series B Physical and Biological Sciences* 83: 1-15.
- Labanieh, S., Chauvel, C., Germa, A. and Quidelleur, X. (2012) Martinique: a clear case for sediment melting and slab dehydration as a function of distance to the trench. *Journal of Petrology* 53: 2441-2464.
- Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous Rocks; A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, New York.
- McBirney, A. R. (2007) *Igneous Petrology*. 3rd edition, Jones and Bartlett, Ontario.
- McCall, G. J. H. (1985) Area report, East Iran project. Geological Survey of Iran, Tehran.
- McCall, G. J. H. (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15: 517-531.
- McCall, G. J. H. (2003) A critique of the analogy between Archaean and Phanerozoic tectonics based on regional mapping of the Mesozoic Cenozoic plate convergent zone in the Makran, Iran. *Precambrian Research* 127: 5-17.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.

- Miller, D. M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H. (1994) Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents. *Nature* 368: 514-519.
- Modjarrad, M. (2015) Geochemistry of Bezow-Daghi volcanic rocks, Urmia adakitic magmatism in the Uromieh-Dokhtar magmatic belt. *Petrology* 6(21): 123-140 (in Persian).
- Moinevaziri, H. (1985) *Volcanism tertiar et quaternair en Iran*. PhD Thesis, Faculty of Sciences, Orsay University, France.
- Moinevaziri, H. (1998) *An Introduction to Magmatism of Iran*. Tehran University Press, Tehran (in Persian).
- Moinevaziri, H. and Aminsobhani, A. (1978) *The Taftan Volcano*. Teacher Training University, Tehran.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123–1133.
- Moslempour, M. E., Khalatbari- Jafari, M., Morishita, T. and Ghaderi, M. (2011) Petrology and Geochemistry of Peridotites from Fannuj-Maskutan Ophiolitic Complex, Makran Zone, SE Iran. *Iranian Quarterly Journal of Earth Sciences* 22: 181-196 (in Persian).
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Chiu, H. Y. and Hua, X. (2014) On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15: 2151–2169.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 23: 251-285.
- Peate, D. W., Pearce, J. A., Hawkesworth, C. J., Collet, H., Edwards, C. M. H. and Hirose, K. (1997) Geochemical Variations in Vanuatu Arc Lavas: The Role of Subducted Material and a Variable Mantle Wedge Composition. *Journal of Petrology* 38: 1331-1358.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63- 81.
- Plank, T. (2005) Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents. *Journal of Petrology* 46: 921-944.
- Plank, T. and Langmuir, C. H. (1993) Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature* 362: 739–743.
- Plank, T. and Langmuir, C. H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145, 325–394.
- Raiesi, D., Moeinzadeh Mirhosseini, S., Abbasnejad, A. and Dargahi, S. (2013) Evaluation of evolution and emission of Gandom Berian's basaltic flows-north of Shahdad, Kerman. *Petrology* 4(13): 81-98 (in Persian).
- Reiners, P. W., Nelson, B. K. and Ghiorso, M. S. (1995) Assimilation of felsic crust by basaltic magma: Thermal limits and extents of crustal contamination of mantle-derived magmas. *Geology* 23: 563-566.
- Rollinson, H. (1993) *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman, Essex, England.
- Saadat, S. and Stern, C. R. (2011) Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos* 125: 607–619.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. and Tarney, J. (1991) Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 335: 377-392.
- Smith, J. V. and Brown, W. L. (1988) *Feldspar minerals*. Voloum I, Springer-Verlag, Berlin.

- Spandler, C. and Pirard, C. (2013) Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review. *Lithos* 170-171: 208-223.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special publications* 42: 313-345.
- Tommasini, S., Avanzinelli, R. and Conticelli, S. (2011) The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites. *Earth and Planetary Science Letters* 301: 469-478.
- White, W. M. (2013) *Geochemistry*. First edition, Wiley- Black Well, Chichester.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman Ltd, London.
- Xiao, Y., Niu, Y., Li, H., Wang, H., Liu, X. and Davidson, J. (2014) Trace element budgets and (re) distribution during subduction-zone ultrahigh pressure metamorphism: Evidence from Western Tianshan, China. *Chemical Geology* 365: 54-68.
- Zarifi, Z. (2006) Unusual subduction zones: case studies in Colombia and Iran. PhD thesis, University of Bergen, Bergen, Norway.