


Research Article

Role of crustal assimilation in the evolution of andesitic and dacitic magmas from Makran volcanic arc with special reference to Pb isotopes

Zahra Firouzkouhi¹, Ali Ahmadi² 

¹ Ph.D. of Geochemistry, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, zahrafirouzkoochi@gmail.com

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, aahmadi@science.usb.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 25 December 2024

Accepted: 08 February 2025

Keywords

Makran Volcanic Arc

Crustal Assimilation

Pb Isotopes

Andesite

Dacite

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Makran volcanic arc in southern Iran is one of the few active ocean-continent subduction systems in the Alp-Himalaya orogen (Priestley et al., 2021). It includes four volcanic fields: Shahsavaran (SVF), Bazman (BVF), west of Khash (KVF), and Taftan (TVF) (Biabangard and Moradian, 2008; Pang et al., 2014; Firouzkouhi et al., 2017a; Ghalamghash et al., 2022; Delavari et al., 2022) (Figure 1).

In this work, we investigate the influence of crustal assimilation in the genesis of fractionated rocks of SVF, BVF and TVF, focusing on insights gained from Pb isotope ratios. We have also used Pb isotope contents of 5 basaltic samples represented by Saadat and Stern (2011) to distinguish the enrichment of the parental magmas in the source from crustal contamination during magma ascend and in the magma chamber.

Regional Geology

The SVF and KVF are mainly composed of basaltic andesite and basaltic lava flows, with minor andesitic rocks in SVF. In contrast, the BVF and TVF consist primarily of dacitic and andesitic rocks. SVF volcanic centers evolved from shields of thin basaltic lavas to composite cones of andesite and dacite with significant pyroclastic material (Figure 2).



10.22108/ijp.2025.143760.1348

BVF features a stratovolcano of andesitic and dacitic lava flows, pyroclastic rocks, and scattered monogenic cinder cones around Bazman volcano (Figure 2). KVF is characterized by small-volume

cinder cones, some with multiple volcanic phases. TVF includes the Taftan stratovolcano, with alternating andesitic and dacitic lava flows, pyroclastics, and minor basaltic flows

 Corresponding Author

To cite this article: Firouzkouhi, Z., Ahmadi, A. (2025) Role of crustal assimilation in the evolution of andesitic and dacitic magmas from Makran volcanic arc with special reference to Pb isotopes. *Petrological Journal*, 15(4), 115-144.

(Moinevaziri, 1985; Biabangard and Moradian, 2008; Saadat and Stern, 2011).

Geochemistry

The major element concentrations of Makran arc volcanic rocks are shown in Table 1. Using the IUGS TAS classification (Figure 4A), the rocks are classified as andesite and dacite, falling in the sub-alkaline field. High Al₂O₃ and CaO levels classify them as calc-alkaline, supported by the AFM diagram (Figure 4B). K₂O contents align with medium-high K calc-alkaline magmas (Figure 4C).

Chondrite-normalized REE patterns and NMORB-normalized spidergrams (Figure 5) for andesitic and dacitic samples from SVF, BVF, and TVF show enrichment in LILEs relative to HFSEs and LREEs, with LREEs enriched over HREEs, typical of island arc and continental-margin magmatism. TVF andesites are more enriched than BVF dacites and SVF andesites. Eu/Eu* values range from 0.73 to 1.15, with averages of 0.82 (SVF), 1.01 (BVF), and 0.89 (TVF), suggesting plagioclase fractionation, particularly in SVF and TVF.

The average ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, and ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios in the studied rocks range from 38.51421 to 39.09866, 15.58849 to 15.68117, and 18.45061 to 18.82136, respectively. For TVF andesites, the averages are 39.03451, 15.67155, and 18.77488; for BVF dacites, 38.70995, 15.62541, and 18.56748; and for SVF andesites, 38.83091, 15.64839, and 18.63444. While SVF and BVF samples show no systematic isotopic variation with fractionation, TVF rocks exhibit a positive correlation between Pb isotopes and SiO₂, K₂O, and Eu/Eu* (Figure 6). TVF rocks have the highest Pb isotopic ratios among all samples.

Discussion

Elevated major elements variations with increasing SiO₂ are consistent with crystallization of pyroxene, plagioclase, Hornblende, and somehow magnetite and ilmenite (Figure 7). Variation of Sr, Zr, and Th with fractionation trends suggest Pl fractionation, magma mixing and crustal contamination, respectively (Figure 8). Nb/Ta ratio is also negatively correlated with

markers of fractional crystallization such as elevated SiO₂ and K₂O (Figure 8D). Decreasing Nb/Ta with increasing fractionation reflect amphibole and biotite (Muntener et al., 2018) fractionation and also, could be a clue to the role of lower crust in the magma evolution (Tan et al., 2022).

AFC (DePaolo, 1981) and mixing models using Th/La and K/Rb (Figure 9) show the contribution of Makran granitic rocks, lower crust, and upper crust to magma evolution. Trace element AFC models and Pb isotope ratios, which correlate positively with SiO₂ and K₂O (Figure 6B), suggest crustal assimilation or mantle wedge fluid interactions. Pb isotopic modeling indicates up to 15% crustal contribution in andesitic and dacitic rocks, best fitting a mix of upper and minor lower crust. Taftan volcano samples show the highest crustal assimilation, while Bazman and Shahsavaran samples display less (2-8%) assimilation.

The Pb isotope signatures of the andesites and dacites likely reflect a mix of crustal assimilation and an enriched mantle wedge. In addition to subduction-related fluids, Pb isotopic features may originate from the lower crust through subduction erosion. The ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb ratios in MVA basaltic samples (Saadat and Stern, 2011) suggest an enriched EMII-type mantle source. If parental basaltic magmas were unaffected by crustal assimilation during ascent, excess Pb in fractionated rocks likely results from crustal assimilation. Pb isotope ratios of 5 basaltic samples from SVF and KVF (Saadat and Stern, 2011) (Figure 1) fit best with 1-3% crustal contribution in mixing models (Figure 10). These basaltic samples are considered parental magmas for SVF and KVF andesites. Thus, crustal assimilation in fractionated rocks (andesite and dacite) is estimated at up to 12% in TVF, 7% in SVF, and 2% (±1%) in BVF. Geochemical and isotopic data indicate the contaminant is a mix of upper crust (possibly Tethyan flysch) and minor lower crust.

Acknowledgment

The authors are deeply grateful to the reviewers of the Petrological Journal for their valuable feedback and contributions to improving the manuscript.

نقش آرایش پوسته‌ای در تحولات ماگمایی آندزیت‌ها و داسیت‌های کمان آتشفشانی مکران، بر پایه نسبت‌های ایزوتوپی سرب

زهرا فیروزکوهی^۱، علی احمدی^۲

^۱ دکتری ژئوشیمی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، zahrafirozkoohi@gmail.com

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، aahmadi@science.usb.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

آندزیت‌ها و داسیت‌های میدان‌های آتشفشانی شاهسواران، بزمان و تفتان در شمال پهنه مکران در پی فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی عمان به زیر سنگ‌کره قاره‌ای اوراسیا پدید آمده‌اند. مقدار بالای Al_2O_3 (۱۵/۸۱ تا ۱۷/۹۲ درصدوزنی) و CaO (۴/۱۳ تا ۷/۹۹ درصدوزنی) همراه با مقدار K_2O (۰/۷۹ تا ۲/۴۸ درصدوزنی)، بیشتر این سنگ‌ها را در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکان پتاسیم متوسط و برخی را در محدوده پتاسیم بالا جای می‌دهد. این سنگ‌ها ویژگی‌های شاخص سنگ‌های حاشیه فعال قاره، مانند غنی‌شدگی از نسبت‌های $LILE/HFSE$ ($[Rb/Zr]_{N-MORB}=11/88$)، $LILE/LREE$ ($[La/Yb]_{N-MORB}=17/07$) و $LREE/HREE$ ($[Ba/La]_{N-MORB}=18/36$) را نشان می‌دهند. میانگین نسبت‌های ایزوتوپی $^{208}Pb/^{204}Pb$ ، $^{207}Pb/^{204}Pb$ و $^{206}Pb/^{204}Pb$ در آندزیت‌های تفتان به ترتیب برابر با ۳۹/۰۳۴۵۱، ۱۵/۶۷۱۵۵ و ۱۸/۷۷۴۸۸، در داسیت‌های بزمان به ترتیب برابر با ۳۸/۷۰۹۰۵، ۱۵/۶۲۵۴۱ و ۱۸/۵۶۷۴۸ و در آندزیت‌های شاهسواران به ترتیب برابر با ۳۸/۸۳۰۹۱، ۱۵/۶۴۸۳۹ و ۱۸/۶۳۴۴۹ است. بر پایه الگوسازی آمیختگی، با کمک نسبت‌های ایزوتوپی سرب، این نمونه‌ها حاصل مشارکت نزدیک به ۸۵٪ گوشته اقیانوس آرام یا هند و حداکثر ۱۵٪ ترکیبات پوسته‌ای بوده‌اند. با در نظر گرفتن ملاحظات مربوط به غنی‌شدگی بازالت مادر فرضی، ماگماهای آندزیتی و داسیتی تفتان، نزدیک به ۱۲٪ و ماگماهای آندزیتی و داسیتی شاهسواران و بزمان، ۲ تا ۷٪ آرایش با پوسته را نشان می‌دهند. بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی، پوسته آلاینده، می‌تواند ترکیبی متشکل از پوسته بالای (شاید بیشتر ترکیبی همانند فلیش‌های تتیس) و مقادیر کمتری پوسته زیرین باشد.

تاریخ دریافت ۱۴۰۳/۱۰/۰۵

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۱۱/۲۰

کلید واژه‌ها

کمان آتشفشانی مکران
 آرایش پوسته‌ای
 ایزوتوپ‌های سرب
 آندزیت
 داسیت



10.22108/ijp.2025.143760.1348

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: فیروزکوهی، ز.، احمدی، ع. (۱۴۰۳) نقش آرایش پوسته‌ای در تحولات ماگمایی آندزیت‌ها و داسیت‌های کمان آتشفشانی مکران، بر پایه نسبت‌های ایزوتوپی سرب. پتروژئولوژی ۱۵ (۴)، ۱۱۵-۱۴۴.



مقدمه

پهنه مکران در جنوب‌خاوری ایران، یکی از پهنه‌های فرورانش فعال (Priestley Abedi and Bahroudi, 2016)؛ (et al., 2021) در پهنه کوهزاد آلپ-هیمالیا دانسته می‌شود (Saccani et al., 2024). کمان آتشفشانی مکران در شمال منشور رشد مکران جای دارد و شواهد بسیاری ماگماتیسم مرتبط با فرورانش در سنگ‌های آتشفشانی این کمان را نشان داده‌اند (Conrad et al., 1981; Moinevaziri, 1985; Biabangard and Moradian, 2008; Saadat and Stern, 2011; Pang et al., 2014; Firouzkouhi et al., 2017a; Ghalamghash et al., 2019; Delavari et al., 2022). کمان ماگمایی پدیدآمده در شمال پهنه مکران در بردارنده سه استراتوولکان^۱ بزمان، تفتان و سلطان و نیز شمار بسیاری آتشفشان‌های تکزاد بازالتی و آندزیت بازالتی است.

جدای از آتشفشان سلطان در پاکستان، این پهنه منقطع در ایران، از خاور به باختر از میدان‌های آتشفشانی تفتان (TVF)، باختر خاش (KVF)، بزمان (BVF) و شاهسواران (SVF) ساخته شده است (شکل ۱). مگر میدان آتشفشانی باختر خاش که تنها در بردارنده آتشفشان‌های تکزاد بازالتی است (Firouzkouhi et al., 2017c) و سنگ‌های آندزیتی و داسیتی ندارد، در سه میدان تفتان و بزمان و شاهسواران سنگ‌های آندزیتی و داسیتی یافت می‌شوند. در میدان آتشفشانی بزمان، داسیت بیشترین حجم سنگ‌های آذرین بیرونی و در میدان آتشفشانی تفتان، آندزیت بخش بزرگی از سنگ‌های آذرین بیرونی را دربر می‌گیرند. در میدان آتشفشانی شاهسواران حجم بزرگی از سنگ‌های آذرین بیرونی آندزیت بازالتی و بازالت هستند و مقدار اندکی آندزیت در میان ماگماهای بیرونی دیده می‌شود.

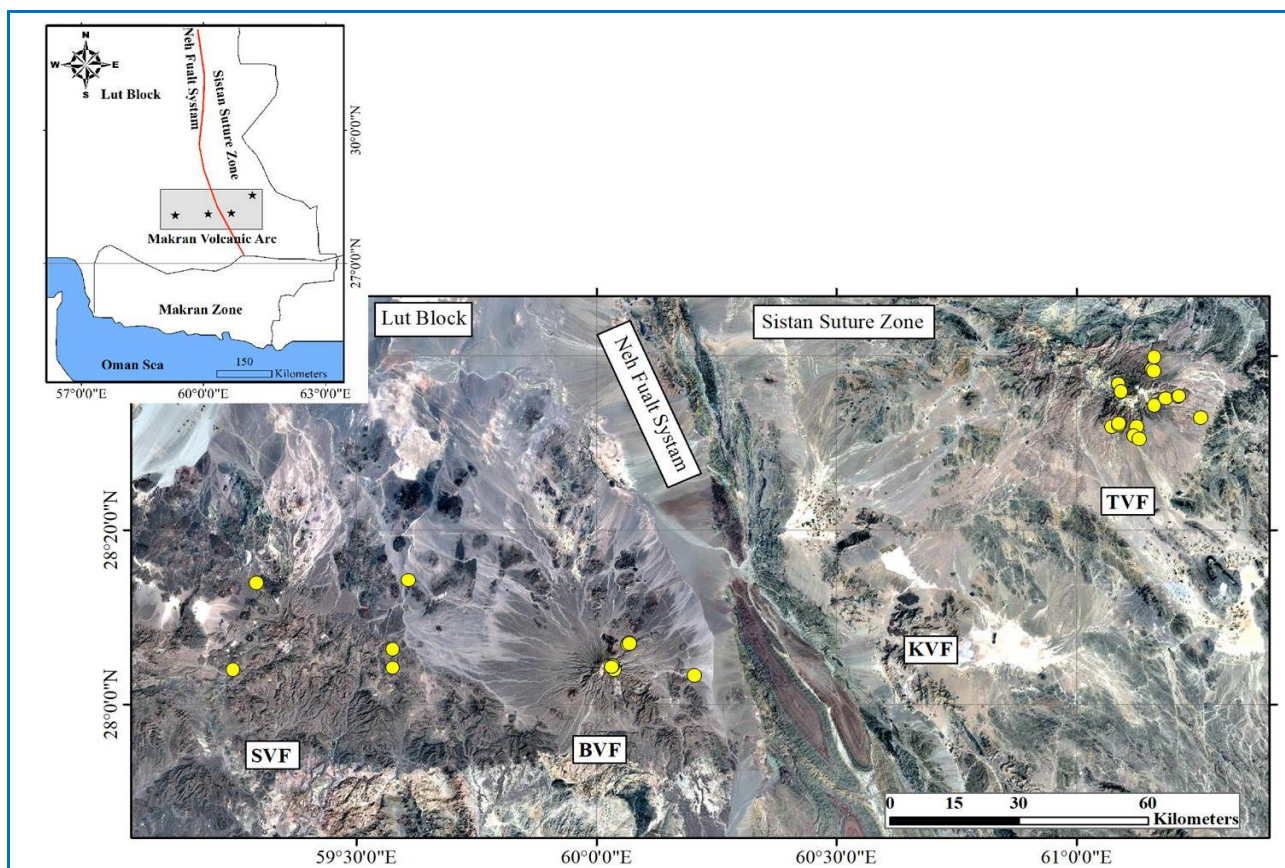
فرایندهای گوناگونی برای پیدایش سنگ‌های جدایش‌یافته در پهنه‌های فرورانشی پیشنهاد شده‌اند که شامل جدایش از ماگمای بازالتی غنی شده تحت تأثیر سیال‌های برخاسته از لبه در گوه گشته‌ای، آلودگی ماگمای بازالتی غنی شده به پوسته

و یا ترکیبی از هر دو فرایند (Arce et al., Depaolo, 1981)؛ (2024) هستند. از آنجایی که دو فرایند تبلور و آرایش همزمان رخ می‌دهند، پتانسیل آرایش‌پذیری با ترکیبات پوسته‌ای در ماگماهای جدایش‌یافته (مانند ماگمای آندزیتی و داسیتی) بیشتر از ماگمای بازالتی است.

پژوهش‌های چینه‌شناختی، سنگ‌شناختی و کانی‌شناختی به تفصیل به بررسی آتشفشان تفتان و بزمان پرداخته‌اند و داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی Sr و Nd برای آنها منتشر شده‌اند (Biabangard and Moradian, 2008; Pang et al., 2014; Ghalamghash et al., 2022; Delavari et al., 2022). افزون‌بر این، سعادت و استرن (Stern, 2011) نسبت‌های ایزوتوپی سرب برای ۵ نمونه از بازالت‌های شاهسواران و باختر خاش را ارائه کرده‌اند. بیابانگرد و مرادیان (Biabangard and Moradian, 2008) با کمک شواهد بافتی و زمین‌شیمیایی و بررسی ایزوتوپ‌های Sr، نشانه‌هایی از آرایش با ترکیبات پوسته‌ای هنگام جدایش ماگما را در آتشفشان‌های تفتان و بزمان نشان داده‌اند.

در این پژوهش، افزون‌بر داده‌های عنصرهای اصلی و کمیاب، نسبت‌های ایزوتوپی سرب نیز برای نمونه‌های جدایش‌یافته شامل آندزیت‌ها و داسیت‌های شاهسواران، بزمان و تفتان ارائه شده‌اند و با کمک الگوسازی آمیختگی ماگمایی، شدت فرایند آرایش با ترکیبات گوناگون پوسته‌ای فرضی در پیدایش این سنگ‌ها بررسی شده است. از آنجایی که در پژوهش‌های پیشین، بیابانگرد و مرادیان (Biabangard and Moradian, 2009) و دلاوری و همکاران (Delavari et al., 2022) داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی و نیز ترکیب شیمیایی کانی‌ها را منتشر کرده‌اند، در این پژوهش از آوردن داده‌های مربوط به ترکیب شیمیایی کانی‌ها خودداری شده است و تنها در برخی بخش‌های این نوشتار بسته به نیاز ترکیب کانی‌ها به کار برده شده است. همچنین، دیگر داده‌های زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی منطقه برای حفظ ساختار مقاله آورده شده‌اند و بیشتر آنها داده‌های به‌دست‌آمده از پژوهش‌های پیشین را تأیید می‌کنند.

¹ Stratovolcano



شکل ۱. جایگاه کمان ماگمایی مکران نسبت به سامانه گسلی نه، پهنه زمیندرز سیستان و بلوک لوت و تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده جایگاه کمان آتشفشانی مکران MVA در جنوب خاوری ایران، SVF، BVF، KVF، و TVF به ترتیب معرف میدان‌های آتشفشانی شاهسواران، بزمان، باختر خاش و تفتان هستند. دو میدان آتشفشانی شاهسواران و بزمان در باختر سامانه گسلی نه، در حاشیه جنوبی بلوک لوت و دو میدان آتشفشانی تفتان و باختر خاش، در خاور سامانه گسلی نه و در پهنه زمیندرز سیستان واقع شده‌اند. نقاط زرد موقعیت جغرافیایی نمونه‌های تجزیه شده را نشان می‌دهند.

Figure 1. Makran volcanic arc location against Neh fault system, Sistan suture zone and Lut block, in the east of Iran. Satellite image shows geological setting of the Makran range, SE Iran, including Shahsavaran (SVF), Bazman (BVF), west of Khash (KVF) and Taftan volcanic fields. Two volcanic fields of Shahsavaran and Bazman set in the west of Neh fault system, on the southern edge of the Lut block and two volcanic fields of Taftan and west of Khash set in the east of the Neh fault system, in Sistan suture zone. Yellow spheres show location of analyzed samples.

مکران را در این زمان (میوسن آغازین) دانست (Pang et al., 2014). هرچند، پورحسینی (Pourhosseini, 1983) و قدسی (Ghodsi et al., 2016)، بیشتر پیدایش گرانیت بزمان در جنوب آتشفشان بزمان و به سن ۷۰-۸۰ میلیون سال پیش را پیامد فرورانش دانسته‌اند. پورحسینی (Pourhosseini, 1983) برای توجیه پیدایش گرانیت بزمان سرعت فرورانش را ۳ سانتیمتر در سال و شیب آن را ۳۰ درجه دانسته است و پیشنهاد کرده است زمان فرورانش در مکران نزدیک به ۱۰ میلیون سال پیش

زمین‌شناسی منطقه

پهنه مکران، یکی از گسترده‌ترین منشورهای رشد زمین به شمار می‌رود و حاصل فرورانش کم شیب لبه اقیانوسی هند به زیر سنگ‌کره قاره‌ای اوراسیاست (Priestley et al., 2021). فرورانش در این پهنه از کرتاسه پسین آغاز شده است (Saccani et al., 2024) و با توجه به پیدایش گرانیت میرآباد در نزدیک به ۱۹ میلیون سال پیش، می‌توان آغاز ماگماتیسم در کمان

از پیدایش گرانیب بزمان آغاز شده است.

مجموعه مخروط‌های آتشفشانی تک‌زاد و روانه‌های آندزیتی تا بازالتی در محدوده گوه‌ای‌شکلی به پهنای نزدیک به ۴۰ و درازای نزدیک به ۷۰ کیلومتر در باختر آتشفشان بزمان جای گرفته‌اند و با نام میدان آتشفشانی شاهسواران (Dupuy and Dostal, 1978; Saadat and Stern, 2011) از آنها یاد شده است. میدان آتشفشانی شاهسواران در حاشیه جنوب‌خاوری بلوک لوت جای دارد (شکل ۱). این میدان در امتداد پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و به سوی جنوب‌خاوری جای گرفته است. پیدایش این میدان آتشفشانی را کوآترنری دانسته‌اند (Conrad et al., 1981) و سنگ‌های آن از جوان‌ترین واحدهای سنگی این منطقه به‌شمار می‌روند. واحدهای آتشفشانی قدیمی‌تر از شاهسواران در این میدان، بیشتر در اثر فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن تا میوسن در امتداد پهنه ماگمایی ارومیه - دختر پدید آمده‌اند و کنراد و همکاران (Conrad et al., 1981) سن نزدیک به ۲۴ میلیون سال پیش را برای آنها به‌دست آورده‌اند.

جریان‌های گدازه با ستبرای چشمگیر که تا بیشتر از ۵۰۰ متر نیز می‌رسند. مخروط‌های تک‌زاد با قطر نزدیک به چند متر تا بیش از چند صد متر (و گاه بیشتر از ۵ کیلومتر)، جریان‌های گدازه با ساختار ریسمانی و ستبرای بیشتر از ۵۰ متر، نمای کلی میدان آتشفشانی شاهسواران را می‌سازند. همچنین، در جای‌جای این میدان آتشفشانی، مواد آذرآواری، مخروط‌های خاکستر را پدید آورده‌اند که چهره لایه‌لایه از خاکستر و بمب‌های جوش‌خورده سیاه و سرخ‌رنگ دارند (شکل‌های A-۲، B-۲ و C-۲). این خاکسترها ویژگی‌های ظاهری و ترکیبی همانندی دارند و به‌علت تغییرات متناوب شرایط اکسیداسیونی در آشیانه ماگمایی بدین گونه پدیدار شده‌اند.

آندزیت بازالتی بیشترین حجم ماگماهای خروجی در میدان شاهسواران را تشکیل می‌دهد و بازالت و آندزیت در این میدان از گسترش کمابیش اندکی برخوردار هستند. بر پایه ویژگی‌های صحرائی ماگماهای آندزیتی را می‌توان نخستین و ماگماهای بازالتی را واپسین ماگماهای خروجی در میدان آتشفشانی شاهسواران دانست. نمونه‌های بازالتی و آندزیت بازالتی بسیار ریز بلور و

پرحفره هستند و گاه بافتی نزدیک به شیشه دارند. می‌توان گفت، تفاوت میان این دو گروه سنگ، وجود بلورهای سبز رنگ الیوین در برخی نمونه‌های بازالتی است. این بازالت‌ها هم‌ارز بازالت‌های کوآترنری (Conrad et al., 1981; Ghalamghash et al., 2019) پیرامون آتشفشان بزمان هستند و حاصل جوان‌ترین فاز فعالیت ماگمایی در میدان آتشفشانی شاهسواران هستند. حجم و گسترش آندزیت در میدان آتشفشانی شاهسواران از آندزیت بازالتی و بازالت کمتر است. آندزیت در این مجموعه نسبت به آندزیت‌های بازالتی و بازالت، ارتفاعات خشن و بلندتری را ساخته است (شکل‌های D-۲ و E-۲). آتشفشان بزمان یکی از مراکز آتشفشانی اصلی در کمان آتشفشانی مکران است که در خاور میدان شاهسواران و جنوب بلوک لوت جای دارد (شکل ۱). این آتشفشان در مساحتی به بزرگی نزدیک به ۱۶۰۰ کیلومتر مربع گسترش یافته است و از تنوع سنگ‌شناختی شایان توجهی برخوردار است. با وجود ترکیب غالب داسیتی و آندزیتی سنگ‌های آذرین بیرونی، آتشفشان‌های کوچک بازالتی فراوان در پیرامون آن و از درون گدازه‌های آندزیتی و داسیتی آتشفشان بزمان سر برآورده‌اند. منظره کلی میدان آتشفشانی بزمان را یک مخروط کمابیش منظم از نهشته‌های آذرآواری و جریان‌های گدازه و شماری توده‌های اسکوری بازالتی و دم‌های داسیتی در حاشیه آن تشکیل داده‌اند (شکل‌های F-۲، G-۲ و H-۲). بر پایه داده‌های سنی به‌دست آمده کنراد و همکاران (Conrad et al., 1981)، سن ۳ واحد بازالتی دامنه‌های خاوری بزمان به روش پتاسیم-آرگون معادل نزدیک به ۱۱/۵، ۴/۷۴ و ۰/۶۹ میلیون سال پیش به‌دست آمده است. همچنین، پانگ و همکاران (Pang et al., 2014) با به‌کارگیری روش اورانیم-سرب در زیرکن، برای دو نمونه آندزیتی در جنوب‌خاوری آتشفشان، سن نزدیک به ۷/۵ تا ۵/۹ میلیون سال پیش را به‌دست آورده‌اند. تازه‌ترین بررسی‌ها روی آتشفشان بزمان، شامل بررسی زمین‌شیمیایی و سنگ‌زایی، سن‌سنجی و ارائه نقشه زمین‌شناسی بوده‌اند (Ghalamghash et al., 2019).

پیش و سن بخش‌های آذرآواری برابر با ۸/۶ تا ۵/۹ میلیون سال پیش، به دست آمده است (Ghalamghash et al., 2019).

(Delavari et al., 2022). بازه زمانی فعالیت‌های آتشفشان بزمان بر پایه روش اورانیم-سرب در بلورهای زیرکن برابر با ۸/۶ میلیون سال پیش تا ۴۱ هزار سال



شکل ۲. تصویرهای صحرایی از (A) آتشفشان تکزاد بازالتی در منطقه شاهسواران (دید رو به باختر); (B) مخروط اسکوری بازالتی در منطقه شاهسواران (دید رو به جنوب); (C) بمب‌های جوش خورده بازالتی در منطقه شاهسواران (دید رو به جنوب); (D) منظره دور دست از آندزیت در منطقه شاهسواران (دید رو به باختر); (E) صخره آندزیتی از نمای نزدیک در منطقه شاهسواران (دید رو به جنوب); (F) منظره دامنه‌های شمالی بزمان; (G) افق‌های خاکستر آتشفشانی در نزدیکی قله بزمان; (H) گدازه‌های داسیتی مخروط بچه زنده (بزمان) (دید رو به جنوب‌خاوری); (I) نمایی از جنوب‌خاوری آتشفشان تفتان که صخره‌های آندزیتی در آن نمایان است.

Figure 2. Field images of (A) Basaltic monogenic cone in Shabsavar area (westward view); (B) Basaltic scoria cone in Shabsavar area (southward view); (C) Basaltic welded bombs in Shabsavar area (southward view); (D) Landscape of andesitic cliffs in Shabsavar area (westward view); (E) Close-up view of andesite in Shabsavar area (southward view); (F) A view of the northern flank of Bazman; (G) Ash horizons near the summit of Bazman; (H) Dacitic lavas of Bacheh zende (Bazman) summit, looking South East; (I) A view of andesitic cliffs and spines from southeastern side of the Taftan volcano.

آتشفشان تفتان از نخستین مواد خروجی از آتشفشان تفتان هستند. این واحدها در دامنه‌های جنوبی، خاوری و شمال‌خاوری آتشفشان تا بخش‌های مرتفع باختری گسترش چشمگیری دارند. افزون‌بر این، بخش بزرگی از گدازه‌های

آتشفشان تفتان در خاور گسل نه و در پهنه ساختاری فلیش خاوری ایران جای دارد (شکل ۱). با توجه به توالی خروج مواد مختلف از دهانه‌های تفتان می‌توان گفت توف، برش و آگلوماهای به شدت دگرسان، با ترکیب بیشتر داسیتی در

به آزمایشگاه ACME در ونکوور کانادا فرستاده شوند. این تجزیه‌ها در سال ۲۰۱۳ انجام شده‌اند. برای تعیین دقت و صحت روش‌های تجزیه یک نمونه استاندارد BCR-1 و یک نمونه با بافت نزدیک به شیشه‌ای، هر یک سه بار، به صورت ناشناس تجزیه شدند. بررسی ایزوتوپ‌های سرب در ۸ نمونه منتخب، با طیف سنج جرمی مجهز به دستگاه یونیزه‌کننده حرارتی، TIMS، تریتون پلاس، Nu-Plasma Mc-ICP در دانشگاه بروکسل انجام شده است. ۸ نمونه استاندارد آزمایشگاهی به تناوب و همراه با هر یک از نمونه‌ها تجزیه شدند. داده‌های به دست آمده از تجزیه این نمونه‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند.

سنگ‌نگاری

بیشتر آندزیت‌ها در کمان آتشفشانی مکران بافت پورفیری دارند و دربردارنده درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن، آمفیبول، بیوتیت، در زمینه‌ای بیشتر شیشه‌ای هستند. زمینه سنگ در برخی نمونه‌ها ریزبلور است و از پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول و نیز کانی‌های کدر ساخته شده است. شکل ۳ تصویرهای میکروسکوپ پلاریزان و میکروسکوپ الکترونی از برخی نمونه‌های بررسی شده را نشان می‌دهد. کانی‌های نشان داده شده در این تصویرها به روش EPMA تجزیه شده‌اند و ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری آنها به دست آورده شده است. فراوانی درشت‌بلور در این نمونه‌ها برابر با ۱۰ تا نزدیک به ۳۵ درصد حجمی است و پلاژیوکلاز بیشترین سهم را به خود اختصاص داده است؛ به گونه‌ای که در برخی نمونه‌های آندزیتی شاهسواران (شکل ۳-A) درشت‌بلور اصلی سنگ به شمار می‌رود. در این نمونه، درشت‌بلورهای ریزتر ارتوپروکسن هستند (شکل ۳-A).

نمونه‌های داسیتی بررسی شده که بیشتر در آتشفشان بزمان و تفتان یافت می‌شوند، بافت پورفیری و متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در زمینه‌ای از شیشه و ریزبلورهای پلاژیوکلاز دارند (شکل‌های ۳-C و ۳-D). در برخی نمونه‌ها، کلینوپروکسن و ارتوپروکسن نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۳-B و ۳-C). در نمونه‌های داسیتی، فراوانی

خروجی از آتشفشان تفتان، شامل آندزیت و داسیت، نیز به صورت آگلومرا و برش‌های خودآواری درآمده و روان شده‌اند. در مجموع می‌توان گفت دست کم بیش از نیمی از حجم مواد خروجی را مواد آذرآواری، گدازه‌های ایگنیمبریتی، آگلومرای و برشی شده تشکیل می‌دهند. فعالیت آشیانه‌های ماگمایی سپس با خروج گدازه‌های آندزیتی پی گرفته شده است. این گدازه‌ها یا واحدهای جریان‌های در بخش‌های خاوری، شمالی تا شمال‌باختری روی واحدهای توف و ایگنیمبریت‌ها جریان یافته‌اند. گدازه‌ها بیشتر ترکیب آندزیتی دارند و می‌توان گفت از میان مواد خروجی از آتشفشان تفتان آندزیت در مقایسه با داسیت و به ویژه بازالت حجم چشمگیری دارد. این یافته‌ها با نتایج بررسی‌های پیشین (Moinevaziri, 1985; Biabangard and Moradian, 2009; Ghalamghash et al., 2022; Delavari et al., 2022) همخوانی دارند.

بیابانگرد و مرادیان (Biabangard et al., 2008) به روش پتاسیم-آرگن، سنی برابر با ۰/۷۱ تا ۶/۹۵ میلیون سال پیش را برای سه نمونه از آتشفشان تفتان ارائه کرده‌اند. همچنین، از سن سنجی نمونه‌های داسیتی به روش اورانیم-سرب بلورهای زیرکن سن‌هایی برابر با ۳/۴، ۳/۲ و ۰/۸ میلیون سال پیش به دست آمده است. جوان‌ترین سن به دست آمده مربوط به آندزیت‌های خروجی از دهانه اصلی است (Pang et al., 2014). واپسین مراحل فعالیت آتشفشان تفتان با خروج ماگمای بازالتی در پیرامون آن روی داده است. یکی از محدود رخنمون‌های بازالتی کواترنر در میدان آتشفشانی تفتان، آتشفشان تخت‌رستم است که به صورت یک واحد جریان‌ی بسیار کوچک با ضخامت نزدیک به ۵۰ متر و به صورت یک تخت‌گاه روی رسوبات توریدایتی در جنوب آتشفشان تفتان دیده می‌شود.

روش انجام پژوهش

در این پژوهش پس از بررسی میکروسکوپی بیش از ۲۰۰ نمونه جدایش یافته شامل آندزیت‌ها و داسیت‌های شمال مکران، ۲۹ نمونه برای تجزیه شیمیایی برگزیده شدند. سپس از آنها پودر تهیه شد تا برای انجام تجزیه به روش‌های ICP-MS و فلورسانس پرتوی ایکس روی دیسک گداخته (XRF)

درشت بلورهای پلاژیوکلاز به ۱۵ درصد حجمی و فراوانی مجموع درشت بلورهای بیوتیت و هورنبلند به ۷ درصد حجمی می‌رسد. درشت بلور کوارتز به‌ندرت در داسیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-).

(D) و بر پایه سنگ‌نگاری معمول در داسیت‌های کمانی (Williams et al., 1986)، کوارتز بیشتر در زمینه سنگ و به‌صورت شیشه متبلور شده است.

جدول ۱. ترکیب عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و کمیاب (بر پایه ppm) در آندزیت‌ها و داسیت‌های کمان آتشفشانی مکران (SVF): شاهسواران؛ BVF: بزمان؛ KVF: باختر خاش؛ TVF: تفتان).

Table 1. Major (in wt%) and trace (in ppm) element composition of andesites and dacites from Makran Volcanic arc (SVF: Shahsavaran; BVF: Bazman; KVF: west of Khash; TVF: Taftan).

Region	TVF							
	Sample No.	T4-9	T4-34	T4-40	T4-53	T5-2	T5-9	T5-10
SiO ₂	60.72	59.56	61.13	59.67	60.93	58.77	59.15	57.87
TiO ₂	0.68	0.6	0.7	0.72	0.66	0.73	0.68	0.68
Al ₂ O ₃	16.84	17.19	16.86	17.83	16.61	17.20	16.68	16.33
FeO	4.301	4.92	4.42	4.73	4.33	4.77	4.58	4.84
Fe ₂ O ₃	0.759	0.87	0.78	0.83	0.76	0.84	0.81	0.85
MgO	3.02	2.75	2.77	3.35	2.82	3.27	3.30	4.12
MnO	0.09	0.092	0.093	0.09	0.1	0.089	0.085	0.10
CaO	5.75	7.993	6.143	6.59	5.76	7.049	7.275	7.76
Na ₂ O	3.68	3.56	3.68	3.89	3.8	3.75	3.56	3.55
K ₂ O	2.41	1.36	2.22	1.57	2.29	1.97	1.91	1.72
P ₂ O ₅	0.26	0.19	0.24	0.18	0.25	0.23	0.21	0.22
LOI	1.21	0.8	0.7	0.28	1.3	1.00	1.50	1.81
SUM	99.78	99.91	99.89	99.77	99.67	99.72	99.77	99.90
Cs	3.1	0.7	3.5	0.9	3.8	2.9	2.7	3.0
Rb	41.8	17.5	54.6	34.8	62.3	42.6	53.1	43.4
Ba	452	267	483	318	449	375	353	340
Sr	658	611	661	461	613	795	730	754
Th	9.4	5.9	11.6	6.9	11.5	9.6	10.0	8.8
U	2.0	1.0	2.4	1.2	2.4	1.7	2.6	1.7
Pb	10.47	10.13	16.24	13.13	13.61	13.00	11.33	11.01
Nb	12.73	8.35	12.27	8.72	10.78	10.01	8.91	8.47
Hf	3.10	2.99	3.5	3.63	2.72	3.24	2.85	2.93
Zr	100.6	106.1	114.6	139.5	90.7	109.5	99.4	102.7
Ta	0.8	0.6	0.9	0.5	0.8	0.7	0.7	0.6
La	23.8	19.9	27.8	20.1	27.7	24.9	26.7	22.08
Ce	49.74	42.17	57.17	42.20	55.26	49.79	52.74	45.89
Pr	6.1	5.0	6.7	4.7	6.2	5.8	6.3	5.5
Nd	22/0	18.1	23.7	18.7	21.8	21.3	22.2	20.1
Sm	3.4	3.7	4.4	3.8	4.1	3.7	4.1	3.2
Eu	1.0	1.0	1.3	1.1	0.9	1.1	1.1	1.0
Gd	3.3	3.5	4.0	3.3	3.7	3.6	3.7	3.3
Tb	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5
Dy	2.8	2.9	3.0	3.0	2.9	2.6	2.7	3.0
Ho	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5
Er	1.6	1.9	1.8	1.8	1.6	1.8	1.6	1.5
Tm	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2
Yb	1.4	1.8	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5	1.5
Lu	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
Y	14.5	18.6	16.6	16.7	15.9	15.5	15.2	15.2
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb					18.76830			18.75046
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb					15.67583			15.66085
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb					39.03972			38.98654

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Region Sample No.	TVF						
	T8-10	SN-2	DG-4	DG-6	DG-7	DG10	Kz-1
SiO ₂	61.11	61.09	59.77	60.96	58.69	63	65.02
TiO ₂	0.71	0.59	0.86	0.85	0.86	0.60	0.61
Al ₂ O ₃	17.16	17.49	17.34	16.92	17.05	17.15	17.92
FeO	4.33	3.95	4.84	4.69	4.81	2.97	3.00
Fe ₂ O ₃	0.76	0.70	0.85	0.83	0.85	0.52	0.53
MgO	2.68	2.42	3.35	2.98	3.45	1.98	1.45
MnO	0.082	0.084	0.09	0.085	0.10	0.06	0.032
CaO	5.711	5.965	6.22	5.606	6.31	4.65	4.134
Na ₂ O	4.07	4.03	4.13	4.00	3.97	3.7	3.58
K ₂ O	1.96	2.32	2.18	2.16	2.15	2.28	2.48
P ₂ O ₅	0.24	0.23	0.37	0.37	0.39	0.21	0.07
LOI	1.00	1.00	0.31	0.48	1.05	2.46	1.00
SUM	99.87	99.91	100.38	99.94	99.75	99.65	99.88
Cs	2.6	4.4	2.7	2.9	3.1	4.1	2.6
Rb	40.5	65.3	35/9	38.2	50.1	64/4	61.1
Ba	447	497	476	448	471	520	491
Sr	595	606	786	745	754	583	568
Th	8.6	12.5	10.1	9.3	10.2	10.6	13.2
U	1.8	2.5	1.8	1.6	1.9	2.3	3.0
Pb	13.30	16.02	13.76	13.93	13.72	15.44	17.15
Nb	10.52	12.09	14.95	14.27	14.24	12.36	13.28
Hf	3.68	2.25	3/49	3.61	3.44	3.11	1.73
Zr	137.5	61.7	133.0	129.2	129.8	111.9	47.0
Ta	0.7	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	1.0
La	23.0	26.2	28.50	27.0	31.8	24.8	22.1
Ce	48.82	52.07	58.55	58.16	62.68	54.04	42.79
Pr	5.7	6.3	6.9	6.6	7.4	6.1	4.5
Nd	19.7	19.7	24.5	23.9	26.7	22.0	14.7
Sm	3.6	3.9	4.6	4.4	4.4	4.2	2.8
Eu	1.1	1.0	1.3	1.3	1.3	1.1	1.0
Gd	3.2	3.5	3.6	3.9	3.6	3.5	3.4
Tb	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.6
Dy	3.0	2.8	2.7	3.2	2.8	3.2	4.0
Ho	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.9
Er	1.4	1.4	1.4	1.5	1.5	1.6	2.5
Tm	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.4
Yb	1.5	1.5	1.5	1.7	1.4	1.6	2.5
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4
Y	13.9	14.5	14.9	14.3	14.9	16.4	24.1
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.75938						18.82136
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.66834						15.68117
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.01313						39.09866

فراوانی درشت بلورهای ارتوپروکسن و کلینوپروکسن در برخی نمونه‌ها برابر با ۲ تا ۵ درصد حجمی برآورد می‌شود. پیروکسن عموماً به صورت بلورهای منشوری شکل دار (شکل‌های E-۳، F-۳، H-۳ و I-۳) تا بلورهای نیمه‌شکل دار و با ابعاد کمتر از ۱ میلی‌متر هستند. بسیاری از پیروکسن‌ها منطقه‌بندی دارند (شکل‌های G-۳ و H-۳) و در برخی بلورها، هسته ارتوپروکسن و حاشیه کلینوپروکسن است (شکل G-۳). میانبره‌هایی از کانی‌های کدر در دیگر کانی‌ها به‌ویژه در پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت و به‌ویژه در زمینه سنگ‌ها به فراوانی یافت می‌شوند. بیشتر این کانی‌ها شکل‌دار هستند و قطر آنها از کمتر از ۱۰ تا نزدیک به ۱۰۰ میکرون در برخی مقاطع در نوسان است (شکل I-۳).

فراوانی درشت بلورهای هورنبلند و بیوتیت در نمونه‌های گوناگون متفاوت است و بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی در بیشتر نمونه‌ها تا نزدیک به ۵ درصد حجمی برآورد شده است. آمفیبول به صورت بلورهایی با شکل‌های منشوری (شکل F-۳) دیده می‌شود و در بیشتر مقاطع طولی کمتر از ۱ میلی‌متر دارد. این کانی در بیشتر نمونه‌ها به‌طور کامل اکسایش یافته است و در نور PPL به رنگ قهوه‌ای تیره و کدر دیده می‌شود. فراوانی بیوتیت در بیشتر نمونه‌ها از ۵ درصد حجمی کمتر است و در برخی نمونه‌ها به نزدیک به ۱۰ درصد حجمی می‌رسد. بیوتیت در این نمونه‌ها بیشتر به صورت تیغه‌های دراز و گاه نیمه‌شکل دار (شکل D-۳) قهوه‌ای رنگ دیده می‌شود. بیشتر بیوتیت‌های این سنگ‌ها ابعادی کمتر از ۱ میلی‌متر دارند که گاه تا بیشتر از ۵ میلی‌متر نیز می‌رسد. هم‌رشدی هورنبلند و بیوتیت در برخی نمونه‌های داسیتی دیده می‌شود. در شکل I-۳، رشد آمفیبول در پیرامون یک بلور بیوتیت در نمونه داسیتی تفتان نمایش داده شده است.

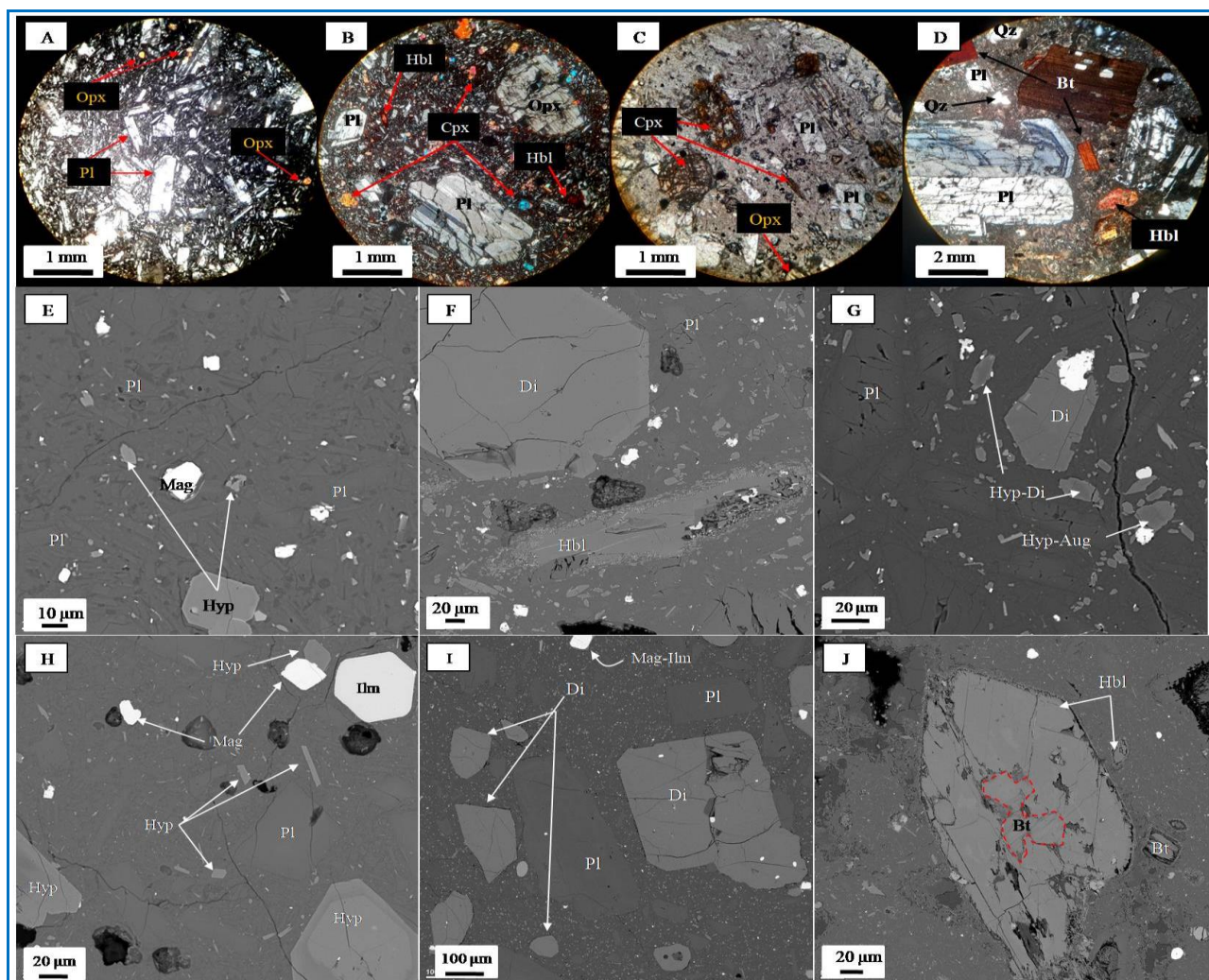
زمین شیمی کل سنگ

مقدار LOI در نمونه‌های بررسی‌شده برابر با ۰/۲۸ و ۲/۴۶ درصدوزنی است (میانگین: ۱/۰۷ درصدوزنی). نمونه‌های تجزیه‌شده سطوح هوازده ندارند و نقش هوازدگی در زمین‌شیمی این نمونه‌ها بسیار اندک است.

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Region	SVF				
	PK-11	PK-23	Hu-8	Hu20	Hu24
Sample No.					
SiO ₂	59.91	58.61	58.34	60.16	60.70
TiO ₂	0.71	0.76	0.70	0.77	0.80
Al ₂ O ₃	17.09	16.33	17.19	16.32	16.47
FeO	5.88	6.02	6.19	4.51	4.69
Fe ₂ O ₃	1.04	1.06	1.09	0.80	0.83
MgO	2.63	3.78	3.33	2.47	2.90
MnO	0.108	0.120	0.118	0.100	0.100
CaO	6.29	7.72	6.63	7.61	6.86
Na ₂ O	4.23	4.10	3.58	4.18	4.03
K ₂ O	1.23	0.79	1.53	2.24	1.71
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.16	0.22	0.2
LOI	0.5	0.60	1.00	0.5	0.5
SUM	99.95	99.73	99.91	99.93	99.83
Cs	0.8	0.7	0.4	0.6	0.2
Rb	14.6	10.2	44.8	95.9	63.4
Ba	771	466	410	462	394
Sr	552	690	851	585	419
Th	3.1	3.3	6.8	17.1	13.0
U	0.8	1.0	1.5	3.7	3.0
Pb	8.18	7.97	14.28	19.48	13.57
Nb	7.31	4.70	7.17	10.53	11.08
Hf	3.40	2.90	3.35	5.08	4.52
Zr	139.5	108.3	124.1	205.9	17.07
Ta	0.4	0.3	0.4	0.6	0.8
La	18.5	19.5	19.6	35.0	23.3
Ce	40.74	40.28	40.64	73.15	48.30
Pr	4.9	4.9	4.8	8.4	5.8
Nd	18.9	19.2	17.8	28.2	20.9
Sm	3.7	3.6	3.1	5.0	4.2
Eu	0.9	1.1	1.0	1.1	1.0
Gd	3.4	3.2	3.4	3.9	3.4
Tb	0.6	0.5	0.6	0.7	0.5
Dy	2.9	2.8	2.8	3.9	3.3
Ho	0.7	0.6	0.6	0.8	0.7
Er	1.6	1.9	1.8	2.1	2.1
Tm	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3
Yb	1.6	1.6	1.9	2.2	2.0
Lu	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3
Y	17.3	16.9	19.1	21.9	18.7
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.59283	18.60751	18.66147		
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.63624	15.64115	15.65563		
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.74707	38.78087	38.88094		

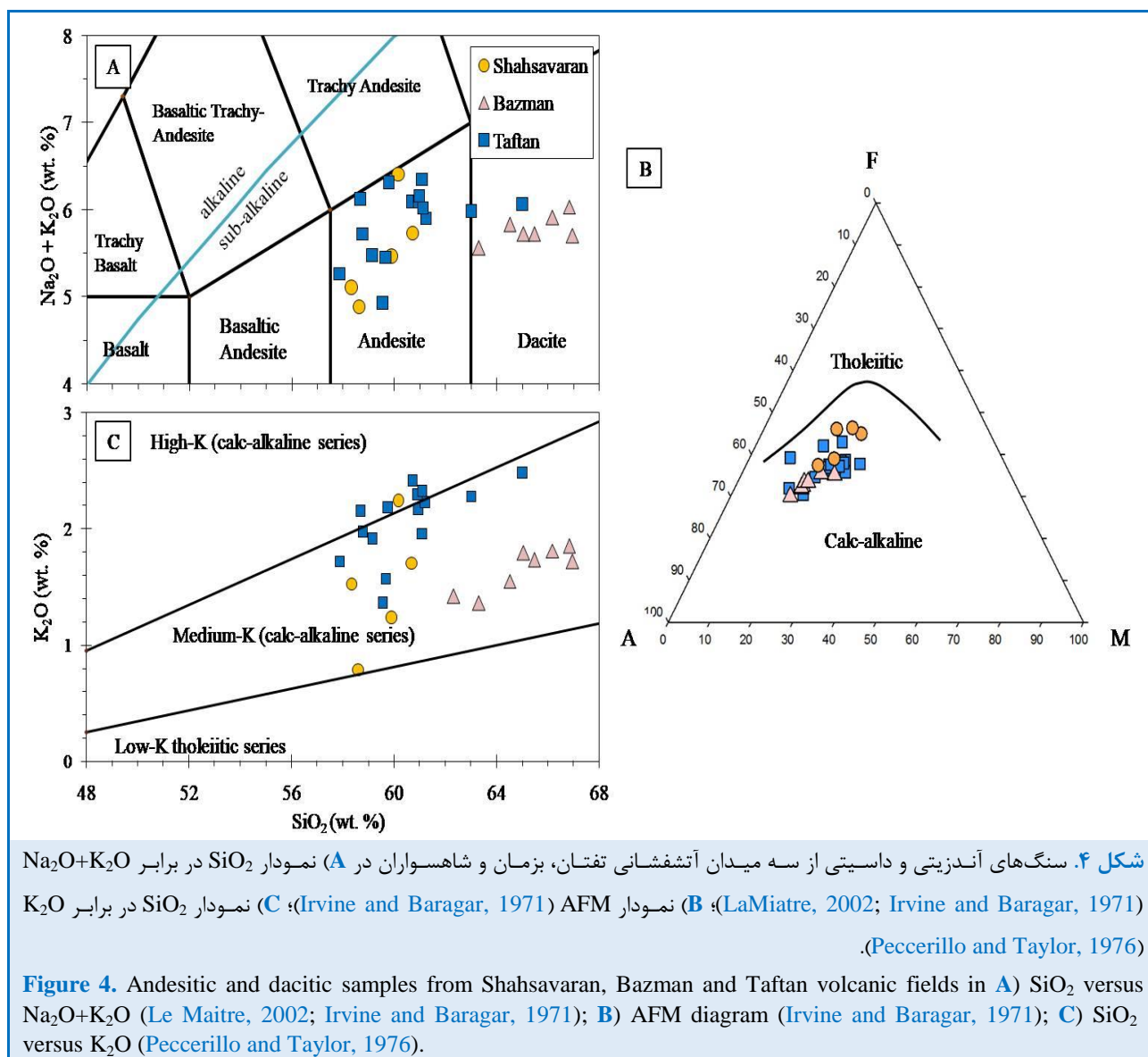


شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپ پلاریزان از (A) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و درشت‌بلورهای ریزتر ارتوپروکسن در نمونه آندزیتی شاهسواران (در XPL); (B) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوپروکسن شاخص در نمونه آندزیتی تفتان (در XPL); (C) نمونه داسیتی بزمان با درشت‌بلورهای کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای که بیشتر از شیشه ساخته شده است (در PPL); (D) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی، بیوتیت، هورنبلند و کوارتز در نمونه داسیتی تفتان (در XPL); (E) زمینه متشکل از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، ارتوپروکسن (هیپرستن)، شیشه و مگنتیت در نمونه آندزیتی تفتان; (F) درشت‌بلورهای دیوپسید و هورنبلند و درشت‌بلورهای ریزتر پلاژیوکلاز در نمونه آندزیتی تفتان; (G) پروکسن‌های زمینه در نمونه آندزیتی تفتان با هسته هیپرستن و حاشیه دیوپسید و اوژیت هستند; (H) نمونه آندزیتی بزمان با درشت‌بلورهای ریزتر پلاژیوکلاز و ارتوپروکسن در زمینه‌ای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و شیشه و ارتوپروکسن; (I) نمونه آندزیتی شاهسواران با درشت‌بلورهای دیوپسید و پلاژیوکلاز در زمینه ریزبلور; (J) رشد هورنبلند در پیرامون بیوتیت در زمینه نمونه داسیتی آتشفشان تفتان (نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و ایوانس (Whitney and Evans, 2010) گرفته شده است. تصویرهای A تا D با میکروسکوپ پلاریزان و تصویرهای E تا J با میکروسکوپ الکترونی هستند).

Figure 3. Photomicrographs of (A) Pl phenocrysts and Opx microphenocrysts in andesitic sample from Shabsavar (XPL); (B) Pl and Opx phenocrysts in the andesitic sample from Taftan (in XPL); (C) Dacitic sample of Bazman with Cpx and Pl phenocrysts in a groundmass mainly composed of glass (in PPL); (D) Phenocrysts of Pl with zoning, Bt, Hbl and Qz in dacitic sample from Taftan (in XPL); (E) Groundmass composed of Pl, Opx, glass, and Mag in the andesitic sample from Taftan; (F) Di and Hbl phenocrysts and Pl microphenocrysts in the andesitic sample from Taftan; (G) Pyroxenes in the groundmass of andesitic sample from Taftan with of hypersthene in the cores and diopside and augite in the rim; (H) Andesitic sample from Bazman composed of Pl, Opx microphenocrysts in a groundmass of Pl microlithes, Opx, and glass; (I) Andesitic sample from Shabsavar with Pl, and Di phenocrysts in a fine-grained groundmass; (J) Hbl enclosing a Bt in the groundmass of a dacitic sample from Taft (Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010). Images A to D were taken using a polarizing microscope, while BSE images E to J were captured using an electron microscope).

مقدار SiO_2 در نمونه‌های شاهسواران برابر با $58/34$ و $60/70$ درصدوزنی، در نمونه‌های بزمان برابر با $62/31$ و $66/96$ درصدوزنی و در نمونه‌های تفتان برابر با $57/87$ تا $65/02$ درصدوزنی است و در محدوده‌های آندزیتی و داسیتی (LaMaitre, 2002) ساب‌آلکان (Irvine and Baragar, 1971) جای گرفته‌اند (شکل ۴-۱). در نمودار AFM، این نمونه‌ها روند تحولی کالک‌آلکان نشان می‌دهند (شکل ۴-۲). مقدار بالای Al_2O_3 در نمونه‌های شاهسواران ($16/32$ تا $17/19$ درصدوزنی)، بزمان ($15/81$ تا $17/18$ درصدوزنی) و تفتان ($16/33$ تا

۱۷/۹۲ درصدوزنی) همراه با CaO بالا در نمونه‌های شاهسواران، ($6/29$ تا $7/61$ درصدوزنی)، بزمان ($4/22$ تا $5/58$ درصدوزنی) و تفتان ($4/13$ تا $7/99$ درصدوزنی) نشان‌دهنده فراوانی پلاژیوکلاز است و محتوای K_2O ($0/79$ تا $2/24$ درصدوزنی در نمونه‌های شاهسواران و $1/42$ تا $1/85$ درصدوزنی در نمونه‌های بزمان و $1/36$ تا $2/48$ درصدوزنی در نمونه‌های تفتان) این سنگ‌ها را در گروه سنگ‌های کالک‌آلکان پتاسیم متوسط و پتاسیم بالا (Peccerillo and Taylor, 1976) جای می‌دهد (شکل ۴-۳).



نسبت به میانگین داسیت‌های میدان آتشفشانی بزمان غنی‌شدگی بیشتری دارند (شکل ۵-H).

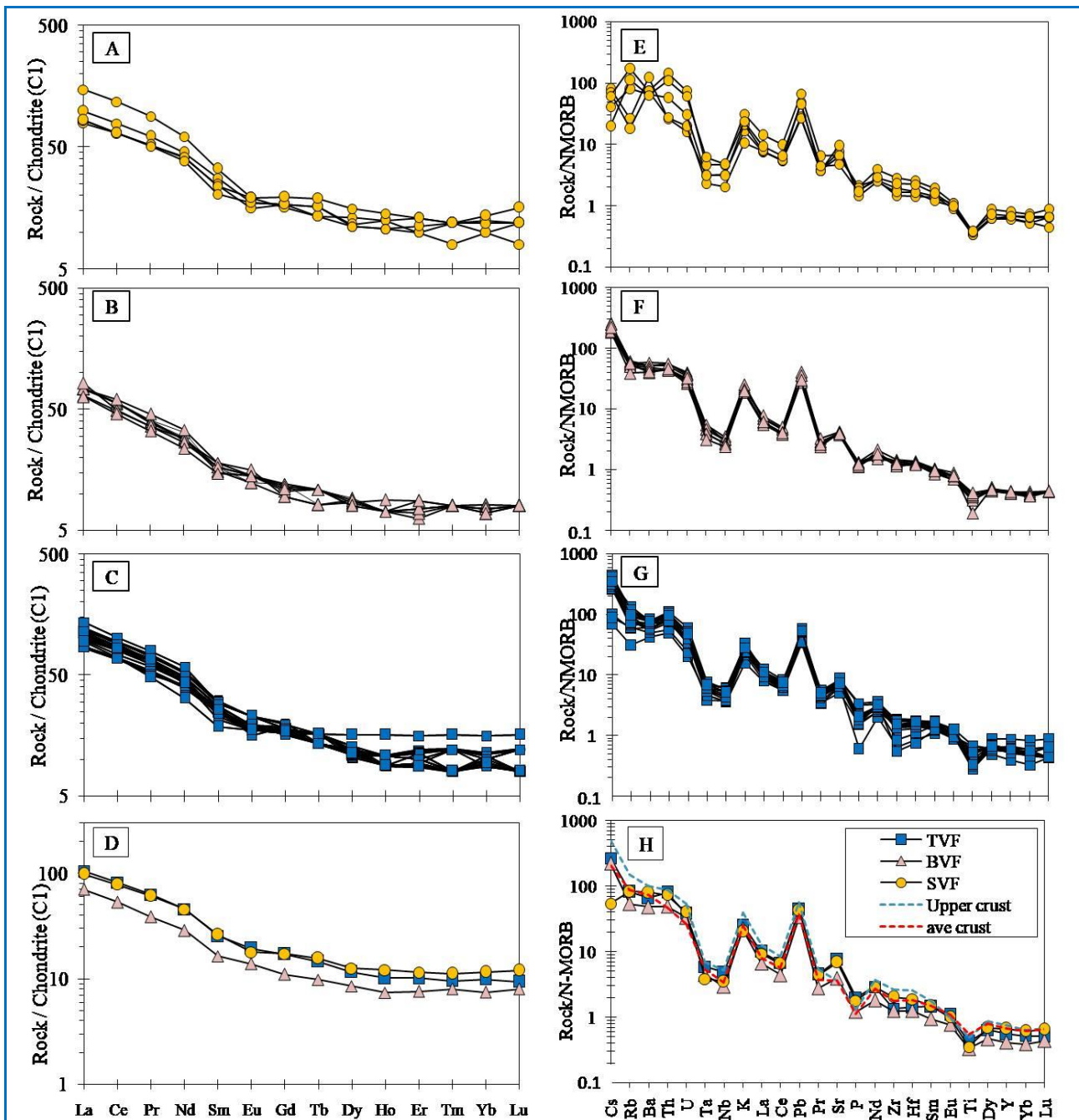
نسبت‌های ایزوتوپی سرب

مقدار سه نسبت ایزوتوپی سرب در آندزیت‌ها و داسیت‌های بررسی‌شده در جدول ۱ آورده شده است. میانگین نسبت‌های ایزوتوپی $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ، $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در نمونه‌های جدایش یافته میدان آتشفشانی شاهسواران به ترتیب برابر با $۱۸/۶۳۴۴۹$ ، $۱۵/۶۴۸۳۹$ و $۳۸/۸۳۰۹۱$ ، میدان آتشفشانی بزمان به ترتیب برابر با $۱۸/۵۶۷۴۸$ ، $۱۵/۰۲۵۴۱$ و $۳۸/۷۰۹۰۵$ و میدان آتشفشانی تفتان به ترتیب برابر با $۱۸/۷۷۴۸۸$ ، $۱۵/۶۷۱۵۵$ و $۳۹/۰۳۴۵۱$ است. همان‌گونه که دیده می‌شود از میان سه میدان آتشفشانی بررسی‌شده، مقدار نسبت‌های ایزوتوپی سرب در میدان آتشفشانی تفتان بیشترین و در میدان بزمان کمترین است (شکل ۶).

افزایش نسبت $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در برابر SiO_2 در میدان آتشفشانی تفتان (شکل ۶-A) نشان‌دهنده تحول ماگما در یک سیستم باز و افزوده شدن ترکیبات پوسته‌ای هنگام پیدایش و جدایش بلورین مذاب در آشیانه ماگمایی است. همچنین، روند مستقیم تغییرات $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در برابر K (بر پایه ppm)، (شکل ۶-B) و در برابر آن، بی‌هنجاری Eu را می‌توان گواهی بر مشارکت ترکیبات پوسته‌ای در پیدایش نمونه‌های تفتان به شمار آورد (شکل ۶-C). با توجه به بی‌هنجاری مثبت Eu در سنگ‌های پوسته زیرین (۱/۱۲) در برابر بی‌هنجاری منفی در پوسته بالایی (۰/۶۶) (Taylor and McLennan, 1995)، رابطه مستقیم نسبی میان مقدار سرب پرتوزاد و مقدار بی‌هنجاری Eu در نمونه‌های تفتان و تا اندازه‌ای شاهسواران را می‌توان نشانه‌ای از آرایش با ترکیبات پوسته زیرین دانست (Callegro et al., 2013).

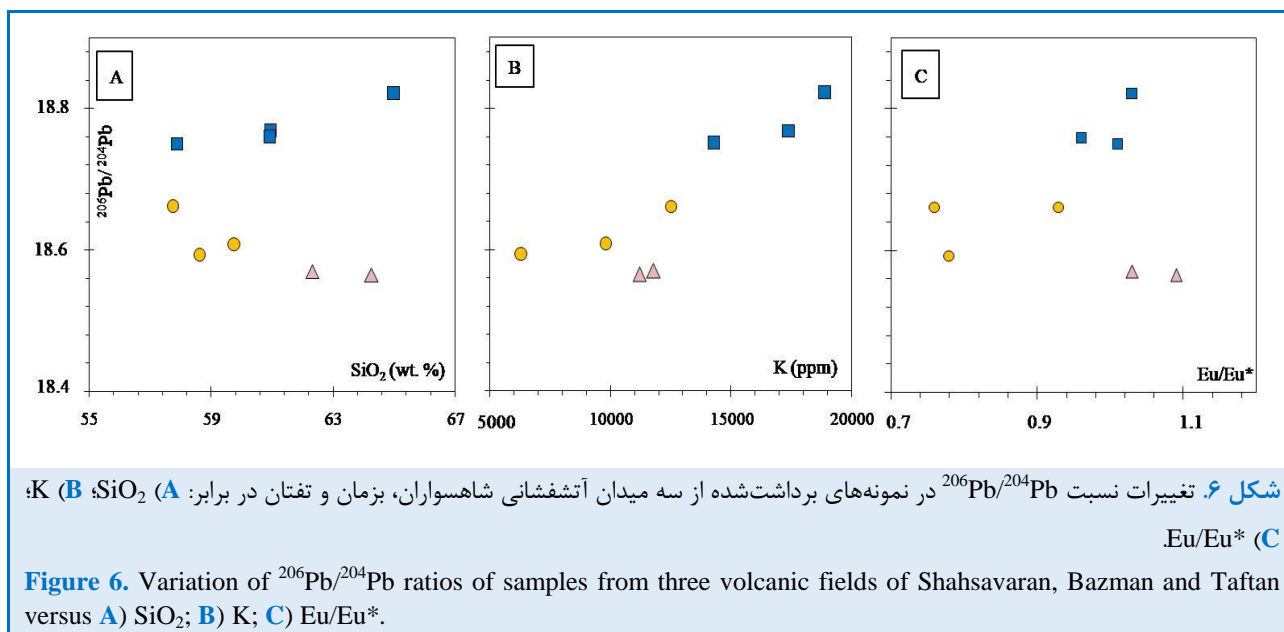
الگوی REE بهنجارشده به ترکیب کندریت (Lyubetskaya and Korenaga, 2007) و نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989) برای آندزیت‌ها و داسیت‌های شاهسواران، بزمان و تفتان و همچنین، برای میانگین ترکیب این سه میدان در شکل ۵ نشان داده شده است. بر پایه شکل‌های ۵-A، ۵-B، ۵-C و ۵-D، نمونه‌های تفتان و شاهسواران نسبت به بزمان غنی‌شده‌تر هستند. مقدار La/Yb در نمونه‌های شاهسواران، بزمان و تفتان به ترتیب برابر با $۱۲/۳۲$ ، $۱۳/۹۴$ و $۱۵/۷۵$ است. همچنین، Yb غلظتی نزدیک به ۱۰ برابر غلظت کندریتی آن نشان می‌دهد. بی‌هنجاری Eu در نمونه‌های شاهسواران، بزمان و تفتان به ترتیب در بازه $۰/۷۳$ تا $۰/۹۶$ ، $۰/۸۲$ تا $۱/۱۵$ و $۰/۶۹$ تا $۰/۹۸$ تغییر می‌کند (میانگین: $۰/۸۲$ ، $۱/۰۱$ و $۰/۸۹$). بی‌هنجاری منفی Eu جدایش پلاژیوکلاز در نمونه‌های آندزیتی و داسیتی شاهسواران و تفتان را نشان می‌دهد. بی‌هنجاری مثبت در برخی نمونه‌های داسیتی بزمان می‌تواند گویای تجمع پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها باشد (Rollinson, 1993).

شکل ۵ نمودارهای عنکبوتی برای نمونه‌های شاهسواران، بزمان و تفتان و همچنین، ترکیب متوسط نمونه‌های هر میدان آتشفشانی را نشان می‌دهد. بر پایه نمودارهای عنکبوتی (شکل ۵-E، ۵-F، ۵-G و ۵-H)، سنگ‌های بررسی‌شده به‌طور مشابه از LILE نسبت به HFSE و LREE غنی شده‌اند. برای نمونه، میانگین نسبت‌های Rb/Zr و Ba/La به ترتیب در نمونه‌های شاهسواران به ترتیب $۱۱/۶۲$ ، $۲۵/۲۴$ ، در نمونه‌های آتشفشان بزمان $۱۲/۱۰$ ، $۱۶/۳۱$ و در نمونه‌های آتشفشان تفتان $۱۱/۹۲$ و $۱۳/۵۳$ برابر این نسبت‌ها در ترکیب N-MORB است. باید تاکید کرد در این پژوهش، همه نمونه‌های بررسی‌شده از آتشفشان بزمان ترکیب داسیتی دارند و جدایش یافته‌تر از نمونه‌های شاهسواران و تفتان هستند. با وجود این، میانگین ترکیب نمونه‌های میدان آتشفشانی تفتان و شاهسواران



شکل ۵. نمودارهای تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب و کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت (Lyubetskaya and Korenaga, 2007) و ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989) به ترتیب برای نمونه‌های (A, E) شاهسواران؛ (B, F) بزمان؛ (C, G) تفتان؛ (D, H) نمودارهای مقایسه میانگین عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در نمونه‌های سه منطقه (ترکیب پوسته قاره‌ای و پوسته بالایی از Rudnick and Gao (2003)).

Figure 5. Chondrite (Lyubetskaya and Korenaga, 2007) and NMORB (Sun and McDonough, 1989) normalized REE and trace element patterns of (A, E) Shahsavarán; (B, F) Bazmán; (C, G) Taftán; (D, H) Compressional diagrams for the average composition of the samples from the three volcanic fields (Composition of continental crust and upper crust are from Rudnick and Gao (2003)).



شکل ۶. تغییرات نسبت $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در نمونه‌های برداشت‌شده از سه میدان آتشفشانی شاهسواران، بزمان و تفتان در برابر: A) SiO_2 ; B) K؛ C) Eu/Eu^*

Figure 6. Variation of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of samples from three volcanic fields of Shahsavaran, Bazman and Taftan versus A) SiO_2 ; B) K; C) Eu/Eu^* .

نمایش داده شد. این محاسبات بر پایه ترکیب این کانی‌ها در یکی از نمونه‌های آندزیتی بررسی شده انجام شده‌اند. روند تغییرات Al_2O_3 در نمونه‌های تفتان نخست افزایشی است و سپس کاهش می‌شود. روند افزایشی Al_2O_3 (شکل ۷-۱) می‌تواند پیامد جدایش بلورین پر فشار (جدایش کلینوپیروکسن به جای پلاژیوکلاز) در آندزیت‌های با SiO_2 کمتر از ۶۰ درصدوزنی تفتان باشد. تغییرات Al_2O_3 در نمونه‌های شاهسواران از نظم خاصی پیروی نمی‌کنند. در نمونه‌های بزمان روند کاهش نسبی Al_2O_3 ، می‌تواند نشان‌دهنده جدایش اندک پلاژیوکلاز و تغییر شیب اندک در روند تغییرات می‌تواند نشانه آمیختگی ماگمایی باشد.

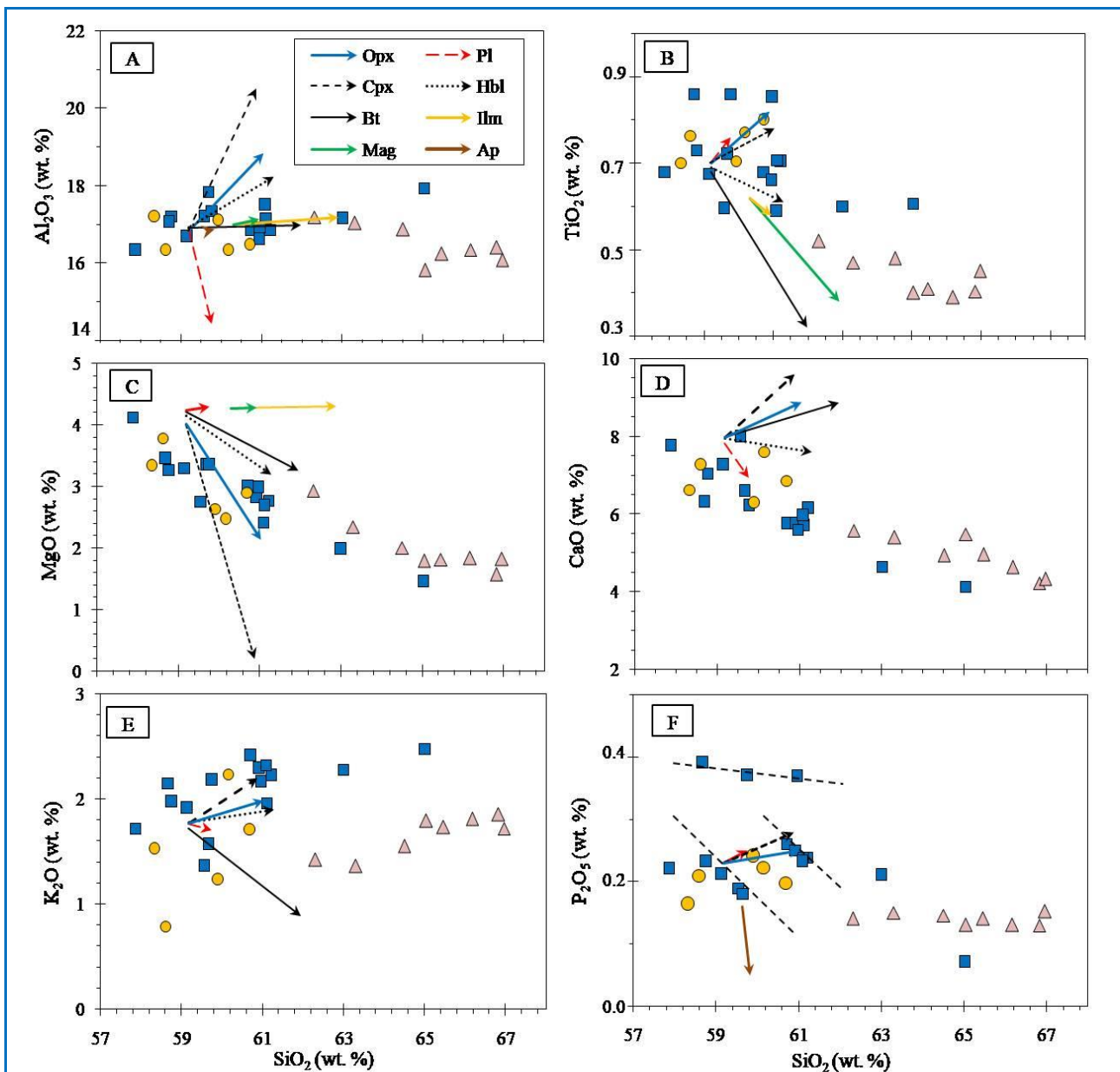
بر پایه روندهای نمایش داده‌شده برای جدایش کانی‌های اصلی سنگ‌ها، کاهش کلی مقدار TiO_2 و MgO (شکل‌های ۷-۲ و ۷-۳) همراه با پیشرفت جدایش بلورین، با جدایش همزمان پلاژیوکلاز و پیروکسن و سپس جدایش هورنبلند و بیوتیت همخوانی دارد. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دو فاز اصلی مصرف‌کننده کلسیم در سنگ‌های بررسی شده هستند و روند کاهش CaO به‌ویژه در نمونه‌های تفتان و بزمان جدایش کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد (شکل ۷-۴).

سنگ‌زایی آندزیت‌ها و داسیت‌ها

جدایش بلورین

شکل ۷ نمودارهای تغییرات اکسیدهای Al_2O_3 ، CaO ، TiO_2 ، MgO ، P_2O_5 و K_2O را نشان می‌دهد. بر پایه نمودارهای هارکر عنصرهای اصلی (شکل ۷)، روندهای جدایش مذاب سازنده آندزیت‌ها و داسیت‌ها با روندهای مورد انتظار در ماگماهای کالک‌آلکان همخوانی دارد. به این معنا که اکسیدهای TiO_2 ، FeO ، MnO و CaO با افزایش SiO_2 کاهش و K_2O افزایش می‌یابند. در همه نمودارهای هارکر تنوع روند تغییرات در هر میدان آتشفشانی دیده می‌شود. در آتشفشان بزمان که فازهای فورانی و تنوع‌گدازه‌ها کمتر است، روند تغییرات اکسیدهای عنصرهای اصلی کمابیش منظم است. هر چند در نمونه‌های آتشفشان بزمان نیز می‌توان دو روند کمابیش متفاوت را شناسایی کرد.

به طور کلی، روند تغییرات اکسیدها در نمودارهای هارکر گویای جدایش پیروکسن، پلاژیوکلاز و هورنبلند و تا اندازه‌ای مگنتیت و ایلمنیت است. روند جدایش ۱۰ درصد از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، هورنبلند و بیوتیت و نیز ۱ درصد مگنتیت و ایلمنیت به‌دست آورده شد و در نمودارهای هارکر



شکل ۷. ترکیب نمونه‌های بررسی شده از میدان‌های آتشفشانی شاهسواران، بزمان و تفتان در نمودارهای هارکر منتخب برای (A) Al_2O_3 ; (B) TiO_2 ; (C) CaO ; (D) MgO ; (E) K_2O ; (F) P_2O_5 . روندها برای جدایش ۱۰ درصد پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و ۱ درصد ایلمنیت و مگنتیت با استفاده از ترکیب درشت‌بلوره‌های یکی از نمونه‌های آندزیتی به‌دست آورده شده است.

Figure 7. Composition of samples from Shahsavar, Bazman and Taftan volcanic fields in the selected Harker diagrams of (A) Al_2O_3 ; (B) TiO_2 ; (C) CaO ; (D) MgO ; (E) K_2O ; (F) P_2O_5 . Fractionation trends are calculated for 10% Pl, Cpx, Opx, Hbl and Bt using the chemical composition of the phenocrysts in one of the andesitic samples.

با توجه به مقدار میانگین بی‌هنجاری Eu در نمونه‌های بزمان می‌توان گفت جدایش پلاژیوکلاز در آنها اندک بوده است. همچنین، جدایش فازهایی مانند هورنبلند، پیروکسن و پلاژیوکلاز منجر به افزایش آرام K_2O در نمونه‌های تفتان نسبت به بزمان و شاهسواران را

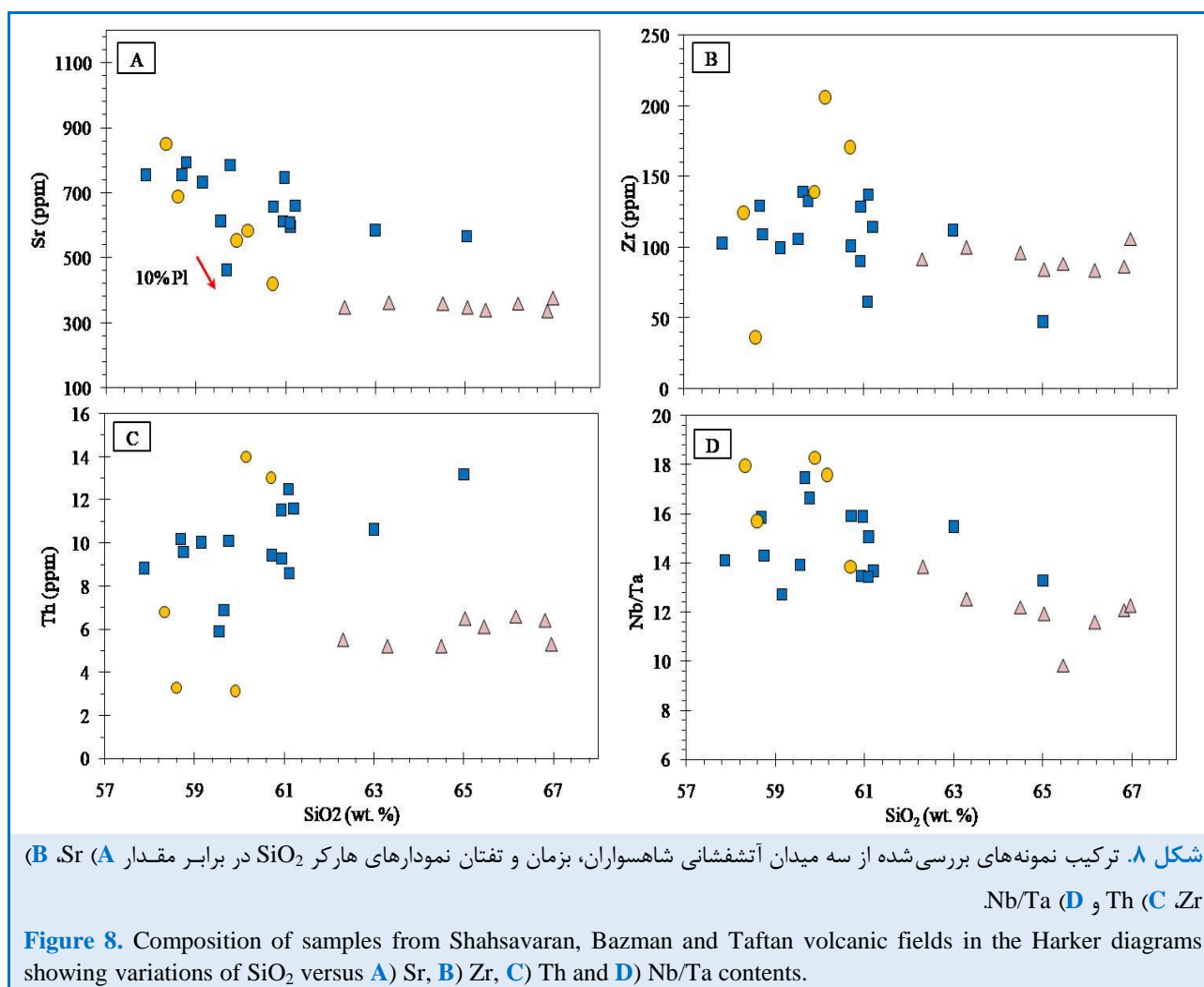
افزون بر این، حضور سانیدین در نمونه‌های داسیتی در افزایش K_2O در این سنگ‌ها موثر بوده است. بالاتر بودن مقدار K_2O در نمونه‌های تفتان نسبت به بزمان و شاهسواران را

در برابر SiO_2 از جدایش پلاژیوکلاز در نمونه‌های مناطق شاهسواران، بزمان و تفتان را نشان می‌دهند با مقدار بی‌هنجاری منفی Eu به‌دست‌آمده از سه منطقه بررسی شده همخوانی دارد. بر پایه شکل ۸-B عنصر Zr با پیشرفت جدایش در نمونه‌های میدان شاهسواران، روند افزایشی نشان می‌دهد. در نمونه‌های تفتان روند خاصی از تغییرات Zr دیده نمی‌شود و نمونه‌های گوناگون با مقادیر یکسان SiO_2 مقادیر متفاوتی از Zr دارند. در نمونه‌های میدان بزمان روند تغییرات Zr (شکل ۸-B) به‌صورت کمابیش کاهشی و شکسته است. تغییر ناگهانی در روند تغییرات Zr (Lee and Bachmann, 2014) چه‌بسا گواهی بر رخداد آمیختگی ماگمایی در آشیانه ماگمایی آتشفشان‌های تفتان و بزمان است. کانی‌های اصلی میزبان Zr در ماگماهای آندزیتی هورنبلند و بیوتیت هستند. از این رو، روند کاهشی Zr در نمونه‌های بررسی شده بزمان را می‌توان نشان دهنده جدایش اندک هورنبلند و بیوتیت در این نمونه‌ها دانست.

همان‌گونه که در شکل ۸-C دیده می‌شود، تغییرات Th در نمونه‌های میدان بزمان از روند افزایشی مورد انتظار پیروی می‌کند. در نمونه‌های میدان شاهسواران و تفتان روند افزایش Th با پیشرفت جدایش بسیار چشمگیر است که می‌تواند افزون بر تجمع Th (که یک عنصر ناسازگار در فازهای نهایی جدایش به‌شمار می‌رود)، پیامد افزوده شدن این عناصر در پی مشارکت ترکیبات پوسته‌ای هنگام تحولات ماگمایی باشد. تغییرات نسبت Nb/Ta هنگام جدایش ماگماهای کمانی از یک الگوی کاهشی پیروی می‌کند که پیامد جدایش آمفیبول و بیوتیت دانسته می‌شود (Muntener et al. 2018). بر پایه شکل ۸-D این نسبت در نمونه‌های بررسی شده در هر سه میدان از روند کاهشی پیروی می‌کند. گفتنی است روند کاهشی نسبت Nb/Ta پیامد آرایش ماگما با پوسته زیرین دانسته می‌شود؛ زیرا هنگام رخداد فرایندهای پیدایش پوسته، جدایش شدید بیوتیت و هورنبلند در پوسته زیرین، نسبت Nb/Ta را به‌طور چشمگیری کاهش می‌دهد (Tan et al., 2022).

می‌توان پیامد تفاوت در میزان غنی‌شدگی خاستگاه و همچنین، فرایندهای دیگری مانند آرایش با ترکیبات پوسته هنگام تحولات ماگمایی دانست؛ به ویژه که افزایش SiO_2 و K در نمونه‌های میدان آتشفشانی تفتان با افزایش نسبت‌های ایزوتوپی سرب (شکل‌های ۶-A و B) گواهی بر آرایش پوسته‌ای ماگما هنگام فرایند جدایش است (Jung et al., 2023). تغییرات P_2O_5 (شکل ۷-F) هنگام جدایش سنگ‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و پتاسیم متوسط که محتوای آب بالایی دارند، معمولاً بی‌نظم است و شرایط غیرتعادلی برای تبلور آپاتیت را نشان می‌دهد که در اثر آمیختگی ماگمایی (Lee and Bachmann, 2014) یا تجمع بلور در ماگما رخ می‌دهد. روند کلی تغییرات P_2O_5 با پیشرفت جدایش در نمونه‌های تفتان و شاهسواران نظم خاصی ندارد. همچنین، در نمونه‌های تفتان سه روند کاهشی دیده می‌شود که در شکل ۷-F به‌صورت خط چین برجسته شده‌اند. این روندهای کاهشی نشان از جدایش آپاتیت در این سنگ‌ها دارند. همچنین، وجود مقادیر مختلف P_2O_5 در نمونه‌های SiO_2 یکسان می‌تواند شرایط نبود تعادل و رخداد آمیختگی ماگمایی را نشان دهد. در نمونه‌های بزمان تغییرات P_2O_5 اندک است و تغییر شیب اندک روندها در نمونه‌های آتشفشان بزمان می‌تواند گویای رخداد آمیختگی ماگمایی باشد؛ همان‌گونه که ترکیب شیمیایی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن نیز شواهد آمیختگی ماگمایی در آتشفشان بزمان را نشان می‌دهد (Firouzkoouhi et al., 2017b).

افزون بر اکسیدهای عنصرهای اصلی، تغییرات عنصرهای کمیاب Sr، Zr، Th و Nb/Ta در برابر SiO_2 در شکل ۸ نشان داده شده‌اند. روند کاهشی شدید Sr (شکل ۸-A) هنگام جدایش در نمونه‌های میدان شاهسواران، گویای جدایش پلاژیوکلاز است. همچنین، Sr در نمونه‌های میدان بزمان روند کلی افزایشی ضعیف نشان می‌دهد که نشان دهنده جدایش اندک پلاژیوکلاز است. روند کاهشی Sr در نمونه‌های تفتان گویای جدایش پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها است. شواهدی که تغییرات Sr



تفتان در مقایسه با آداکیت‌ها آورده شده‌اند. در بسیاری از پژوهش‌ها، غنی‌شدگی از Sr و نسبت Sr/Y بیشتر از ۴۰ شاخص سنگ‌های آداکیتی دانسته شده‌اند (Castillo, 2012; Ebrahimi Nasirmahaleh et al., 2023). این نسبت می‌تواند افزون‌بر ذوب مستقیم لبه فرورو، تحت‌تأثیر عوامل دیگری مانند جدایش کلینوپیروکسن نیز باشد (He et al., 2020). همچنین، ذوب اکلوزیت‌های بخش زیرین پوسته زیرین از فرایندهای سازنده آداکیت‌های پوسته‌ای شناخته می‌شود (Wu et al., 2023). ویژگی‌های شبه‌آداکیتی گاه به ترکیب فرایند جدایش و آرایش پوسته‌ای همراه با مقدار ناچیزی ذوب لبه (Castillo, 2012) نیز ارتباط داده شده‌اند.

مقدار Sr در نمونه‌های بررسی شده به‌ویژه نمونه‌های شاهسواران و تفتان، ناهنجاری مثبت نشان می‌دهد (شکل‌های E-۵، F-۵، G-۵ و H-۵). غنی‌شدگی چشمگیر از Sr در آندزیت‌های شاهسواران و تفتان در کنار دیگر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها به آداکیت شباهت دارد. ویژگی‌هایی مانند مقدار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ، SiO_2 ، Mg#، Cr، Y، Ni و Nb در بیشتر آندزیت‌های تفتان و شاهسواران همانند ویژگی‌های یادشده برای آداکیت است (Defant and Drumond, 1990; Kolb et al., 2013). همچنین، تفاوت‌هایی نیز وجود دارند. برای نمونه، مقدار TiO_2 ، Yb، La/Yb و La/Nb از شمار تفاوت‌های یادشده است. در جدول ۲ ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آندزیت‌های شاهسواران و

جدول ۲. مقایسه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آندزیت‌های شاهسواران و تفتان با ترکیب آداکیت‌ها (Defant and Drumond, 1990; Kolb et al., 2013).

Table 2. Geochemical characteristics of Andesites from Shahsavaran and Taftan in comparison with adakite composition (Defant and Drumond, 1990; Kolb et al., 2013).

Region	Adakite	Shahsavaran	Taftan
Mg#	>51	44.45- 52.87 (49.65) *	46.34- 60.34 (53.99)
SiO ₂	>56 wt. %	58.34- 60.7 (59.54) wt. %	57.87- 65.02 (60/5) wt. %
K ₂ O/Na ₂ O	~ 0.42	0.32- 0.45 (0.4)	0.4- 0.69 (0.54)
Sr	> 400 ppm	419- 851 (619) ppm	461- 795 (660) ppm
Y	15-18 ppm	16.9- 21.9 (18.78) ppm	13.9- 24.1 (16.11) ppm
Cr	> 36 ppm	50- 166 (94) ppm	29- 69 (45) ppm
Ni	> 24 ppm	21.3- 95.4 (47.5) ppm	6- 29 (18.23) ppm
Sr/Y	> 40	22.41- 44.5 (33.28)	23.57- 52.75 (42.1)
Nb	~11 ppm	4.7- 11.08 (8.16) ppm	8.35- 14.95 (11.6) ppm
TiO ₂	0.11- 0.15 wt%	0.7- 0.8 (0.74) wt. %	0.59- 0.86 (0.7) wt. %
Yb	1-1.5 ppm	1.6- 2.2 (1.86) ppm	1.4- 2.5 (1/63) ppm
La/Yb	>20	10.32- 15.91 (12.32)	8.84- 22.7 (15.75)
La/Nb	> 3	0.77- 4.01 (2.96)	1.66- 2.99(2.21)

* Mean values are in the parentheses

مشارکت پوسته

الگوسازی AFC

شکل ۹ الگوسازی AFC (DePaolo, 1981) را با کمک نسبت‌های K/Rb در برابر Rb نشان می‌دهد. مقدار Rb و K/Rb هنگام ذوب بخشی تقریباً ثابت می‌ماند. همچنین، نسبت K/Rb در هنگام جدایش تغییر چندانی نمی‌کند و کاهش آن همراه با افزایش Rb گویای نقش آرایش پوسته‌ای در تحولات ماگمایی و پیدایش آندزیت‌ها و داسیت‌های مکران است. در این محاسبات، افزون‌بر ترکیب پوسته بالایی و زیرین (Taylor and McLennan, 1995)، سه ترکیب پوسته‌ای دیگر شامل میانگین ترکیب رسوبات در حال فرورانش (GLOSS) (Plank, 2014)، یک نمونه رسوبی از شیل‌های پالئوسن مکران (Ahmadi et al., 2024) و همچنین، گرانیب میرآباد (Pang et al., 2014) به‌عنوان منبع پوسته‌ای آلوده‌کننده، در نظر گرفته شده‌اند. همچنین، بازال‌ت حاصل از ۵٪ ذوب گوشته اولیه

افزایش نسبت Sr/Y همراه با افزایش نسبت La/Yb در سنگ‌هایی با Eu/Eu^* نزدیک به ۱ در آتشفشان تفتان نشانه‌ای از بلوغ کمان و اشباع‌بودن ماگما از آب (بیشتر از ۴ درصدوزنی) نیز دانسته شده است (Richards et al., 2012). به پیشنهاد ریچاردز و همکاران (Richards et al., 2012)، اشباع‌بودن از آب همراه با درجه اکسیداسیون بالا، به افزون‌بالا بودن غلظت گوگرد، در ماگماهای آتشفشان تفتان، به شدت یافتن جدایش هورنبلند (و شاید پیروکسن) و توقف تبلور پلاژیوکلاز در ژرفای پوسته زیرین و در پی آن، افزایش نسبت La/Yb در این سنگ‌ها انجامیده است. دلاوری و شاکری (Delavari and Shakeri, 2016) این ویژگی‌های شبه‌آداکیتی در نمونه‌های تفتان را پیامد مشارکت مذاب حاصل از پوسته زیرین دانسته‌اند. در بخش الگوسازی با کمک نسبت‌های ایزوتوپی سرب، فرض آرایش با مذاب حاصل از پوسته زیرین در نمونه‌های بررسی شده آزموده شده است.

کدام از نمودارها همخوانی ندارند. سه نمونه آندزیتی دیگر از شاهسواران با روندهای ۱ و ۲ همخوانی نسبی نشان می‌دهند. همچنین، نمونه‌های بررسی شده از میدان بزمان که غنی‌شدگی کمتری نسبت به دیگر نمونه‌ها دارند از روندهای AFC نشان داده شده در شکل پیروی نمی‌کنند و گمان نمی‌رود آرایش پوسته نقش چندانی در تحولات ماگمایی این نمونه‌ها داشته باشد.

در مجموع، با توجه به نتایج به دست آمده از الگوسازی AFC بر پایه دو عنصر K و Rb، می‌توان دریافت نمونه‌های بررسی شده تفتان فرایند آرایش همراه با جدایش را به خوبی نشان می‌دهند و آنچه از نتایج این نمودار بر می‌آید، هم با آلودگی به پوسته زیرین و هم پوسته بالایی همخوانی دارد. سه نمونه از نمونه‌های شاهسواران نیز با آرایش با پوسته زیرین همخوانی بیشتری دارند. افزون بر این، سه نمونه از تفتان که مقدار K/Rb (بیش از ۴۸۷) بالا دارند، از روند FC پیروی می‌کند.

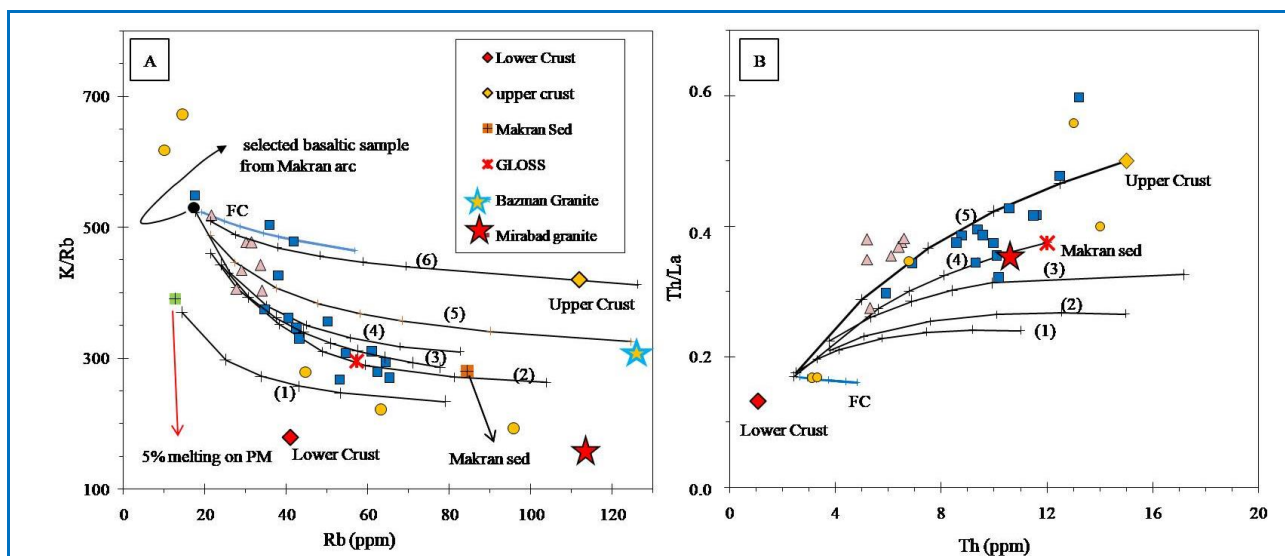
شکل ۹-B الگوسازی AFC را با کمک تغییرات نسبت Th/La در برابر Th نشان می‌دهد. مقدار نسبت Th/La هنگام جدایش کمابیش ثابت است و با ذوب بخشی نیز تغییری نمی‌کند. از آنجایی که مقدار این نسبت در پوسته زیرین به ترکیب بازالتی بسیار نزدیک است، این ترکیب در نمودار نشان داده نشده است و پوسته بالایی، گرانیت میرآباد و شیل‌های پالئوسن مکران (Makran sed) در نمودار) آلاینده پوسته‌ای در هنگام تحولات ماگمایی در نظر گرفته شده‌اند. محاسبات بر پایه مقدار r برابر با ۰/۴ انجام شده است. روندهای ۱، ۲ و ۳ به ترتیب نشان دهنده آرایش نمونه بازالتی منتخب از کمان مکران با گرانیت میرآباد، شیل‌های پالئوسن مکران و پوسته بالایی هستند. روندهای ۴ و ۵ نیز نشان دهنده آمیختگی ساده نمونه بازالتی منتخب به ترتیب با شیل‌های پالئوسن مکران و پوسته بالایی هستند. همچنین، روند جدایش بلورین ساده (FC) ۹۵ تا ۴۵٪ از نمونه بازالتی منتخب برای مقایسه در شکل نشان داده شده است.

(PM) (Sun and McDonough, 1989) و یک نمونه بازالتی منتخب از کمان ماگمایی مکران (Firouzkoûhi, 2017a)، به عنوان نمونه ماگمایی مادر برای نمونه‌های آندزیتی و داسیتی بررسی شده در این پژوهش در نظر گرفته شده‌اند. این نمونه به آتشفشان بازالتی به نام تخت‌رستم در جنوب آتشفشان تفتان مربوط است که در بخش زمین‌شناسی از آن یاد شد. مقدار r یا نرخ آرایش به جدایش در این الگوها، برابر با ۰/۴ فرض شده است. در الگوهای به دست آمده، مقدار ماگمای بجامانده (F) برابر با ۹۸ تا ۵۰٪ در نظر گرفته شده است.

در الگوسازی AFC، ۶ روند به دست آمده است. روند ۱ نشان دهنده آرایش ترکیب بازالتی حاصل از ۵٪ ذوب گوشته اولیه (PM) به پوسته زیرین است. بر پایه شکل ۹-A، این روند مگر تشابه نسبی با ۳ نمونه از شاهسواران، با بیشتر نمونه‌های بررسی شده همخوانی ندارد. روندهای ۲ و ۳ نشان دهنده آرایش نمونه بازالتی منتخب به ترتیب به گرانیت میرآباد و پوسته زیرین هستند. دو روند ۴ و ۵، الگوهای AFC برای تحول ماگمای بازالتی منتخب، تحت تأثیر آرایش به ترتیب با فلیش‌های پالئوسن مکران^۲ و پوسته بالایی را نشان می‌دهند. روند ۶، الگوی آمیختگی ساده (Albarede, 1996) نمونه منتخب بازالتی با فلیش پالئوسن مکران را نشان می‌دهد. همچنین، روند جدایش بلورین ساده (FC) ۹۵ تا ۴۵٪ از نمونه بازالتی منتخب برای مقایسه در شکل نشان داده شده است. این روند با کمک ترکیب درشت بلورهای درون نمونه‌های آندزیتی بررسی شده به دست آمده است.

بر پایه شکل ۸-A، روند تحولات بیشتر نمونه‌های بررسی شده از میدان تفتان بیشترین همخوانی را با روند ۲ و ۳ دارد که نشان دهنده الگوی آرایش ماگمای بازالتی با گرانیت میرآباد و پوسته زیرین هستند. نمونه‌های تفتان به روند آمیختگی نمونه بازالتی منتخب با فلیش‌های پالئوسن مکران (روند ۶) نیز نزدیکی چشمگیری نشان می‌دهند. دو نمونه از آندزیت‌های شاهسواران از Rb بسیار تهی است و نسبت K/Rb در آنها بسیار بالاست و با هیچ

^۲ Makran sed



شکل ۹. A) تغییرات Rb در برابر K/Rb در الگوهای AFC (روند ۱: آرایش نمونه‌های بازالتی حاصل از ۵٪ ذوب گوشته اولیه به پوسته زیرین؛ روندهای ۲ و ۳ به ترتیب آرایش نمونه بازالتی منتخب از کمان آتشفشانی مکران با گرانیت میرآباد و پوسته زیرین؛ روندهای ۴ و ۵ به ترتیب آرایش نمونه منتخب بازالتی با رسوبات پالئوسن مکران و پوسته بالایی؛ روند ۶: نشان‌دهنده آمیختگی ساده نمونه منتخب بازالتی با شیل‌های پالئوسن مکران)؛ **B)** تغییرات Th در برابر نسبت Th/La در الگوهای AFC و آمیختگی ساده (روندهای ۱، ۲ و ۳ به ترتیب نشان‌دهنده آرایش نمونه بازالتی منتخب با گرانیت میرآباد، شیل‌های پالئوسن مکران و پوسته بالایی هستند. روندهای ۴ و ۵ نیز نشان‌دهنده آمیختگی ساده نمونه بازالتی منتخب به ترتیب با شیل‌های پالئوسن مکران و پوسته بالایی هستند.

Figure 9. A) Rb versus K/Rb trends in the AFC models (1: assimilation of 5% melting of PM with lower crust; 2 and 3: assimilation trends of selected basaltic samples from Makran arc with Mirabad granite and lower crust; 4 and 5: assimilation of the selected basaltic sample with Paleocene sediments of Makran and upper crust, respectively; 6: trend of simple mixing model between basaltic sample and Paleocene Makran sediment); **B)** Th/La versus Th trends in the AFC and mixing models. The trends of 1, 2, and 3 of AFC model are calculated for assimilation of selected basaltic rock from Makran magmatic arc with Mirabad granite, Paleocene sediments of Makran and upper crust, respectively. Trends 4 and 5 show the simple mixing models between the selected basalt and Paleocene sediments of Makran and the upper crust.

(Workman and Hart, 2005)، پوسته زیرین (Meyzen et al., 2005)، پوسته بالایی (Taylor and McLennan, 1995) و ترکیب رسوبات توربیدیتی تیتیس (Prelevic et al., 2008) نشان داده شده‌اند. نسبت‌های ایزوتوپی Pb از آشیانه‌های ماگمایی پوسته‌ای نزدیک به کمان آتشفشانی مکران در دسترس نیست. از این رو، الگوسازی آرایش (DePaolo, 1981) به کمک این نسبت‌ها در برخی آشیانه‌های ماگمایی پوسته‌ای استاندارد شامل میانگین بیگانه‌سنگ‌های پوسته زیرین (Meyzen et al., 2005) و پوسته بالایی (Pe-Piper and Jansa, 1999; Taylor and McLennan, 1995) انجام شده است. در این نمودار روند آرایش گوشته به پوسته بالایی (روند ۱ در شکل ۱۰) و پوسته زیرین (روند ۲ در شکل ۱۰) با کمک نسبت‌های

همان‌گونه که دیده می‌شود همه نمونه‌های بررسی شده نسبت Th/La بالاتر از روندهای به دست آمده در الگوهای ۱، ۲ و ۳ دارند و بیشتر نمونه‌های تفتان و ۲ نمونه از شاهسواران با روند E نزدیک‌تر هستند که نشان‌دهنده آمیختگی ساده بازالت و پوسته بالایی است. همچنین، نمونه‌های میدان بزمان که در مقایسه با دیگر نمونه‌های بررسی شده از Th فقیرتر هستند و با روندهای آمیختگی و AFC به دست آمده همخوانی ندارند. به نظر نمی‌رسد آرایش با پوسته در تحول نمونه‌های بزمان نقش داشته باشد.

الگوسازی آرایش با استفاده از ایزوتوپ‌های سرب

نمودارهای شکل ۱۰ الگوسازی آرایش بر پایه نسبت‌های ایزوتوپی Pb در آندزیت‌ها و داسیت‌های بررسی شده را نشان می‌دهد. در این نمودار ترکیب ایزوتوپی در گوشته تهیه شده

تتیس را می‌توان نمایندهٔ پوستهٔ بالایی دانست. از این‌رو، نتیجهٔ الگو سازی با فرض دوم نشان می‌دهد ترکیب آلاینده بیشتر از پوستهٔ بالایی بوده است. افزون‌بر این، با دقت در شکل ۱۰ می‌توان دید ترکیب آلاینده در نمونه‌های شاهسواران و بزمان، نسبت به نمونه‌های تفتان بیشتر به فلیش‌های تتیس گرایش دارد. همچنین، این نمودار نشان می‌دهد نمونه‌های آندزیتی میدان آتشفشانی تفتان دچار بیشترین مقدار آلیش شده‌اند. این نمونه‌ها حاصل مشارکت بیش از ۸۵٪ گوشته (ترکیب C) و حداکثر ۱۵٪ ترکیب پوسته‌ای (بیشتر پوستهٔ بالایی) بوده‌اند. نمونه‌های آندزیتی میدان آتشفشانی شاهسواران دچار مقدار کمتری (بیشینه ۸٪) آلیش شده‌اند و کمترین میزان آلیش به داسیت‌های بزمان (نزدیک به ۳٪) مربوط است.

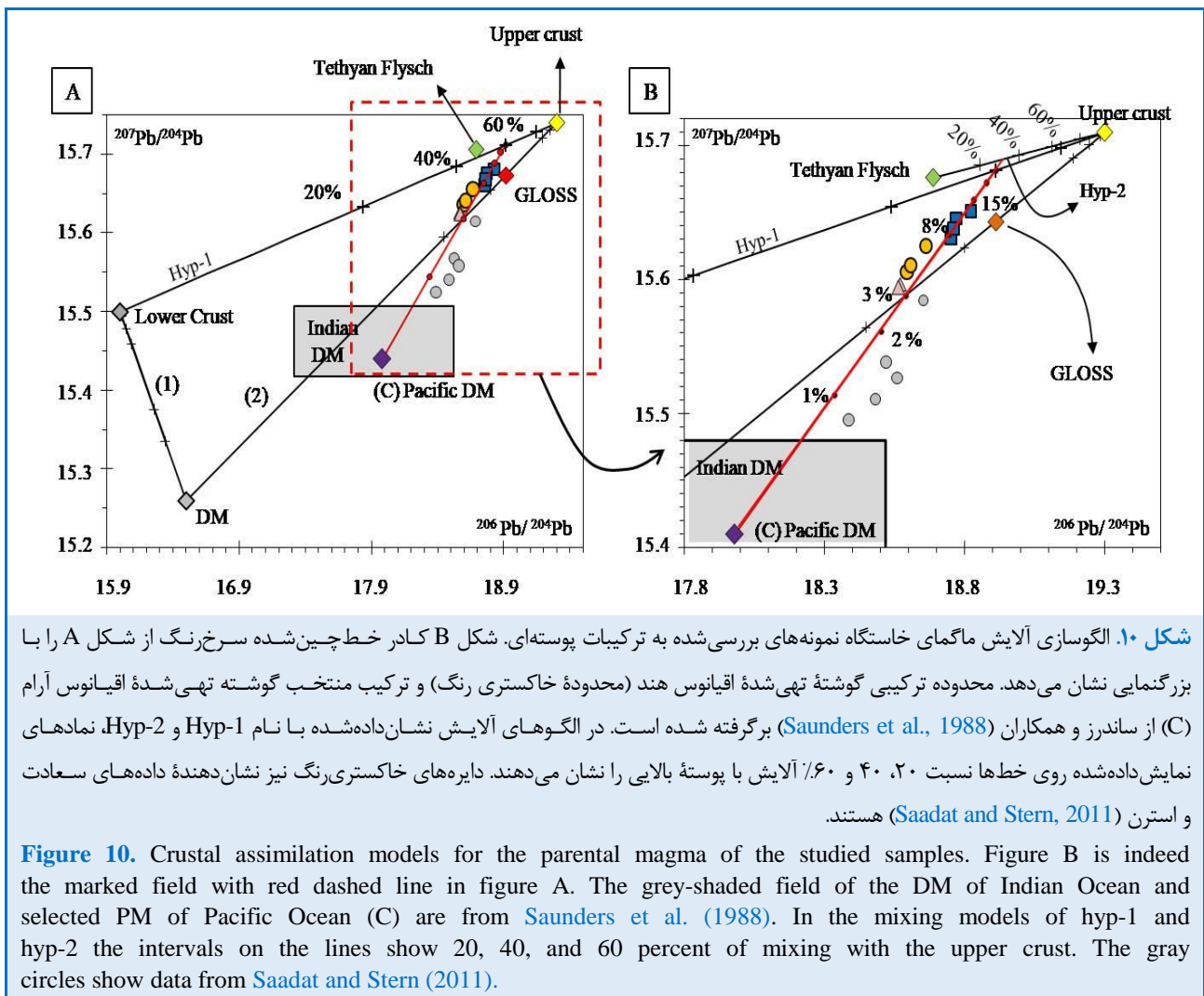
گمان می‌رود دست‌کم بخشی از تحولات ماگمایی آتشفشان تفتان در پوستهٔ بالایی رخ داده باشد. با توجه به فراوانی فازهای فورانی در آتشفشان تفتان و بزمان و تغییرات مداوم شرایط فیزیکیوشیمیایی آشیانه‌های ماگمایی در این آتشفشان، شرایط تعادلی به‌سختی در هنگام تبلور برپا بوده است. از این‌رو، شرایط لازم برای دما فشارسنجی در این سنگ‌ها به‌سختی فراهم است. همچنین، از میان بلورهای کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن تجزیه‌شده در آندزیت‌های تفتان، شرایط تعادل تنها در دو بلور (دو بلور پیروکسن نشان داده‌شده در شکل ۳-C) برپا بوده است. بر پایهٔ دما و فشارسنجی به روش دو پیروکسن و بر پایهٔ معادله پوتیرکا (Putirka, 2008) دما و فشار تعادل درشت‌بلورها در آندزیت‌های تفتان، به ترتیب ۱۰۳۳ درجهٔ سانتیگراد و ۴/۴ کیلو بار معادل ژرفای نزدیک به ۱۲ کیلومتر را نشان داده است. دلاوری و همکاران (Delavari et al., 2022) ژرفای آشیانهٔ ماگمایی آتشفشان تفتان و بزمان را برابر با ۳/۵ تا ۹ کیلومتری به‌دست آورده‌اند. از این‌رو، ترکیب آلایندهٔ پوسته‌ای می‌تواند دست‌کم در مراحل پایانی تبلور ماگما، ترکیبی معادل پوستهٔ بالایی داشته باشد.

ایزوتوپی به‌دست آورده شده و نشان داده شده است. ترکیب گوشته‌ای مورد نظر C نامگذاری شده است که ترکیبی میان گوشتهٔ تهی‌شده و غنی‌شده دارد. این ترکیب (C) در محدودهٔ ترکیبی گوشتهٔ خاستگاه MORB در اقیانوس هند و آرام (Saunders et al., 1988) جای دارد و می‌تواند معرف چنین ترکیبی باشد.

همان‌گونه که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، چگونگی جای گرفتن نمونه‌های آندزیتی و داسیتی بررسی شده همانند روند به‌دست‌آمده برای آلیش گوشتهٔ تهی‌شده با پوستهٔ بالایی است. همچنین، با روند آمیختگی یادشده زاویه دارد و به‌طور کامل از آن پیروی نمی‌کند و می‌توان این احتمال را در نظر گرفت که ترکیبی از دو آلایندهٔ پوسته‌ای در تحولات ماگمایی نمونه‌های مورد نظر تأثیر داشته است. از این‌رو، می‌توان الگو سه‌تایی یا الگویی با نام الگوی آمیختگی دو تایی دروغین^۲ را در نظر آورد (Douglass and Schilling, 2000) که با آمیختگی سه سازندهٔ پایانی به‌دست آورده می‌شود. با توجه به چگونگی جای‌گرفتن نمونه‌های بررسی شده در این نمودار، دو فرض بررسی شده است. در فرض نخست، این سه سازندهٔ پایانی شامل گوشته، پوستهٔ بالایی و زیرین هستند. در فرض دوم سه سازندهٔ پایانی شامل گوشته، پوستهٔ بالایی و فلیش‌های تتیس در نظر گرفته شده‌اند.

نتایج حاصل از الگو سازی آلیش با در نظر گرفتن فرض نخست (روند hyp-1 در شکل ۱۰) و با روش آمیختگی دو تایی (Albarede, 1996) نشان می‌دهد می‌توان نسبت پوستهٔ بالایی به پوستهٔ زیرین را نزدیک به ۶۰ به ۴۰٪ در نظر گرفت. در این صورت وجود ویژگی‌های شبه آداکیتی در آندزیت‌های تفتان و شاهسواران و هضم قاعدهٔ پوستهٔ زیرین محتمل به‌نظر می‌رسد. با در نظر گرفتن فرض دوم (روند hyp-2 در شکل ۱۰) ترکیبی از پوستهٔ بالایی و شیل‌های تتیس به ترتیب به نسبت نزدیک به ۳۰ و ۷۰٪ به‌عنوان ترکیب آلایندهٔ پوسته‌ای به‌دست می‌آید. همچنین، شیل‌های

³ Pseudo-binary mixing model



شکل ۱۰. الگوسازی آرایش ماگمای خاستگاه نمونه‌های بررسی شده به ترکیبات پوسته‌ای. شکل B کادر خط‌چین شده سرخ‌رنگ از شکل A را با بزرگنمایی نشان می‌دهد. محدوده ترکیبی گوشته تهی شده اقیانوس هند (محدوده خاکستری رنگ) و ترکیب منتخب گوشته تهی شده اقیانوس آرام (C) از ساندرز و همکاران (Saunders et al., 1988) برگرفته شده است. در الگوهای آرایش نشان داده شده با نام Hyp-2 و Hyp-1، نمادهای نمایش داده شده روی خط‌ها نسبت ۲۰، ۴۰ و ۶۰٪ آرایش با پوسته بالایی را نشان می‌دهند. دایره‌های خاکستری رنگ نیز نشان‌دهنده داده‌های سعادت و استرن (Saadat and Stern, 2011) هستند.

Figure 10. Crustal assimilation models for the parental magma of the studied samples. Figure B is indeed the marked field with red dashed line in figure A. The grey-shaded field of the DM of Indian Ocean and selected PM of Pacific Ocean (C) are from Saunders et al. (1988). In the mixing models of hyp-1 and hyp-2 the intervals on the lines show 20, 40, and 60 percent of mixing with the upper crust. The gray circles show data from Saadat and Stern (2011).

غنی‌شدگی در خاستگاه

این‌رو، غنی‌شدگی آندزیت‌ها و داسیت‌های مکران از عنصرهای پوسته‌ای را می‌توان هم پیامد خاستگاه‌گرفتن آنها از یک گوشته غنی شده و هم پیامد رخداد‌های پس از پیدایش بازالت مادر و هنگام جدایش دانست.

اگر ماگمای بازالتی مادر دچار آلودگی به پوسته نشده باشد، تفاوت محتوای ایزوتوپی سرب در بازالت‌ها و سنگ‌های جدایش‌یافته آندزیتی و داسیتی می‌تواند نشان‌دهنده میزان آلودگی آندزیت‌ها و داسیت‌ها هنگام صعود و جدایش باشد. چهار داده ایزوتوپی سرب به‌دست آمده توسط سعادت و استرن (Saadat and Stern, 2011) از نمونه‌های بازالتی شاهسواران و ۱ نمونه از بازالت‌های باختر خاش (KVF در شکل ۱) در شکل ۱۰ نشان داده شده‌اند. همان‌گونه که دیده می‌شود، میزان

داده‌های ایزوتوپی Nd ارائه شده از نمونه‌های آندزیتی و داسیتی تفتان و بزمان، وجود یک خاستگاه گوشته‌ای غنی شده را نشان داده‌اند (Pang et al., 2014). همچنین، داده‌های ایزوتوپی Nd، Sr و Pb ارائه شده از بازالت‌های شاهسواران وجود یک گوشته خاستگاه نوع EMII را نشان داده‌اند (Saadat and Stern, 2011). منبع این غنی‌شدگی در نمونه‌های بازالتی را می‌توان سیالات برخاسته از لبه فرورو و درجه کم ذوب‌بخشی دانست (Saadat and Stern, 2011; Ahmadi et al., 2024). داده ایزوتوپی سرب توسط سعادت و استرن (Saadat and Stern, 2011)، از ۵ نمونه بازالتی شاهسواران و باختر خاش نشان داده اند ترکیبات پوسته‌ای هنگام فرورانش به گوه گوشته‌ای افزوده شده‌اند. از

ترکیبات پوسته‌ای هنگام تحولات ماگمایی نشان نمی‌دهند.

داده‌های ایزوتوپی سرب نشان می‌دهند ترکیب پوسته آلاینده این ماگماها بیشتر از پوسته بالایی یا ترکیبی مشابه فلیش‌های تیس، همراه با مقادیر کمتری پوسته زیرین بوده است. نتایج به‌دست‌آمده از الگوسازی با کمک نسبت‌های ایزوتوپی سرب با دیگر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها نیز پشتیبانی می‌شوند. همچنین، وجود ضخامت چشمگیری از رسوبات آواری چه در پهنه خاوری و چه در پهنه باختری و جایگیری آشیانه ماگمایی در ژرفای کمتر از ۱۲ کیلومتری می‌تواند به پیدایش آثار آلایش با پوسته بالایی در این آتشفشان‌ها انجامیده باشد.

باید در نظر داشت بخشی از این غنی‌شدگی به مشارکت سیالات برخاسته از لبه در ناحیه خاستگاه ماگمای مادر بازالتی می‌تواند مربوط باشد. با در نظر داشتن این ملاحظات و بهره‌گیری از نسبت‌های ایزوتوپی سرب ارائه‌شده برای ۵ نمونه بازالتی در پژوهش‌های پیشین می‌توان گفت بیشترین میزان آلایش پوسته‌ای در این سنگ‌ها به ۱۲٪ می‌رسد که مربوط به نمونه‌های تفتان است و در آندزیت‌های شاهسواران بیشینه آن برابر با ۷٪ (±۱٪) است. میزان آلایش در داسیت‌های آتشفشان بزمان ناچیز است و بیشینه آن به ۲٪ (±۱٪) می‌رسد.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از داوران مجله پتروولوژی ایران برای بررسی و بهبود نوشتار بسیار سپاس‌گزار هستند.

مشارکت پوسته بالایی در پیدایش چهار نمونه بازالتی شاهسواران بسیار اندک و نزدیک به ۱-۲٪ است. مقدار مشارکت پوسته بالایی در پیدایش یک نمونه بازالتی باختر خاش نزدیک به ۳٪ به‌دست می‌آید. از این‌رو، اگر بازالتهای شاهسواران ماگمای مادر سنگ‌های جدایش‌یافته بررسی شده دانسته شوند، آلایش اندک ۲ و ۷٪ (±۱٪) را می‌توان درباره نمونه‌های بررسی شده از بزمان و شاهسواران در نظر گرفت. همچنین، اگر نمونه بازالتی باختر خاش ماگمای مادر آتشفشان تفتان دانسته شود، می‌توان گفت نمونه‌های جدایش‌یافته تفتان، حداکثر نزدیک به ۱۲٪ از ویژگی‌های پوسته‌ای خود را در آشیانه ماگمایی و هنگام تحولات ماگمایی به‌دست آورده‌اند.

برداشت

برخی آندزیت‌ها و داسیت‌های کمان آتشفشانی مکران که بخش بزرگی از سنگ‌های آذرین بیرونی را در بر گرفته‌اند، هنگام جدایش دچار آلایش پوسته‌ای نیز شده‌اند. همبستگی مثبت میان مقدار نسبت‌های ایزوتوپی سرب با SiO_2 ، K و Eu در آندزیت‌های تفتان و شاهسواران نشان‌دهنده وجود یک سیستم باز و مشارکت ترکیبات پوسته‌ای در تحولات ماگمایی است. برخی شواهد مانند روند کاهش Nb/Ta در هنگام جدایش گویای مشارکت پوسته زیرین در این سنگ‌هاست. همچنین، الگوسازی‌های AFC بر پایه عنصرهای متحرک K، Rb، Th و La مشارکت پوسته بالایی و زیرین را در تحولات سنگ‌های تفتان و شاهسواران برجسته می‌کند. افزون بر این، نمونه‌های بزمان شواهد روشنی از مشارکت با

References

- Abedi, M., and Bahroudi, A. (2016) A geophysical potential field study to image the Makran subduction zone in SE of Iran. *Tectonophysics*, 688, 119–134. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.025>
- Ahmadi, A., Ghomashi, M., Firouzkoobi, Z., and Rastay Zahedan, M. (2024) Modeling of contribution of the Late Cretaceous- Miocene sediments of the Makran accretionary wedge to the petrogenesis of basalts from Makran volcanic arc, SE Iran. *Petrological Journal*, 15(2), 105-128 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/IJP.2024.141650.1336>
- Albarede, F. (1996) *Introduction to Geochemical Modeling*. 543 p. Cambridge University Press, New York.

- Arce, J.L., Valdez, G., Schaaf, P., Macías-Romo, M.C., Vasquez-Serrano, A., and Ramírez-Espinosa, J. (2024) Heterogeneous dacitic magmas and the role of crustal assimilation in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, central Mexico: a perspective from crustal xenoliths. *International Geology Review*, 66, 18, 3185-3205. <https://doi.org/10.1080/00206814.2024.2324301>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s11631-008-0356-z>
- Biabangard, H., and Moradian, A. (2009) Geochemical and petrographic study of common minerals in the Taftan volcanic rocks. *Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*, 17, 187-202.
- Callegaro S., Marzoli A., Bertrand H., Chiaradia M., Reisberg L., Meyzen C., Bellieni G., Weems R.E., and Merle R. (2013) Upper and lower crust recycling in the source of CAMP basaltic dykes from southeastern North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 376, 186-199. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.023>
- Castillo, P.R. (2012) Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134-135, 304-316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Conrad, G., Montigny, R., Thuizat, R., and Westphal, M. (1981) Tertiary and Quaternary geodynamics of southern Lut (Iran) as deduced from palaeomagnetic, isotopic and structural data. *Tectonophysics*, 75, 11–17. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90272-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90272-9)
- Defant, M.J., and Drummond, M.S. (1990) Derivation of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere. *Nature*, 347, 662-665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Delavari, M., and Shakeri, A. (2016) Taftan volcanic rocks: implication for adakitic magmatism of Makran magmatic arc. *Quaternary Journal of Iran*, 2, 1-14. <https://doi.org/10.22034/irqua.2016.701886> (In Persian).
- Delavari, M., Mehrabi, B., Zelenski, M., Chaplygin, I., Nekrylov, N., Shakeri, A., and Taran, Y. (2022) The Bazman and Taftan volcanoes of southern Iran: Implications for a long-arc geochemical variation and magma storage conditions above the Makran low-angle subduction zone. *Journal of Asian Earth Sciences*, 233, 105259. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105259>
- DePaolo, D.J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189–202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Douglass J., Schilling J.G. (2000) Systematics of three-component, pseudo binary mixing lines in 2D isotope ratio space representations and implications for mantle plume–ridge interaction. *Chemical Geology*, 163: 1–23. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00070-4](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00070-4)
- 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. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(78\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(78)90022-7)
- Ebrahimi Nasirmahaleh, E., Salavati, M., Hakimi Asiabar, S., and Taki, S. (2023) Geochemistry and tectonic setting of Paleogene volcanic rocks of Rudbar in the south of Guilan, northern Iran: Implications for adakitic volcanism. *Petrological Journal*, 53, 53-80 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.131551.1258>
- Firouzkouh, Z. (2017a) Geochemical Characterization and Interpretation of Late Cenozoic volcanism in north of Iranian Makran. 300p. Ph.D. thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).
- Firouzkouh, Z., Ahmadi, A., Moinevaziri, H., Moridi Farimani, A.A., and Lentz, D.R. (2017c) Geochemical characterization of basalts from west of Khash (SE Iran): an approach to the nature of the mantle source. *Petrological Journal*, 30, 99-118 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/IJP.2017.81996>

- Firouzkouhi, Z., Ahmadi, A., Lentz, D.R., and Moridi-Farimani, A.A. (2017b) Mixing of basaltic and andesitic magmas in the Bazman volcanic field of southeastern Iran as inferred from plagioclase zoning. *Mineralogical Magazine*, 81, 975- 985. <https://doi.org/10.1180/minmag.2017.081.001>
- Ghalamghash J., Schmit A.K., Shieian K., Jamal R., Chung S.L. (2019) Magma origins and geodynamic implications for the Makran-Chagai arc from geochronology and geochemistry of Bazman volcano, southeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 171, 289-304. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.12.006>
- Ghalamghash, J., Akbari, M., and Jamal, R. (2022) Geology, geochemistry and petrogenesis of Taftan volcano: An approach to geodynamic of Makran-Chagai magmatic arc. *Scientific quarterly Journal of Geoscience*, 126, 83- 102. (In Persian) <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.323660.1969>
- Ghodsi M., Boomery, M., Bagheri, s., Ishiyama, D. (2016) Geochemistry, zircon U-Pb age, and tectonic constraints on the Bazman granitoid complex, southeast Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 311- 340. <https://doi.org/10.3906/yer-1509-3>
- He, P. L., Huang X. L., Yang F., and Wang, X. (2020) Mineralogy Constraints on Magmatic Processes Controlling Adakitic Features of Early Permian High-magnesium Diorites in the Western Tianshan Orogenic Belt. *Journal of Petrology*, 61(11-12), egaal14. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa114>
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jung, S., Pfander, J. A., Nebel, O., Willbold, M., Hoernes, S., Berndt, J., and Pack, A. (2023) High- K andesites as witnesses of a continental arc system in the Western Alps, Italy: constraints from HFSE and Hf–Nd–Sr–Pb–O isotope systematic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178, 12. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01983-w>
- Kolb, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Heinrich, C. A., Fowler, S. J., and Cvetković, V. (2013) Adakite-like and Normal Arc Magmas: Distinct Fractionation Paths in the East Serbian Segment of the Balkan–Carpathian Arc. *Journal of Petrology*, 54, 421-451. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs072>
- Le Maitre, R.W. (2002) *Igneous Rocks, a Classification and Glossary of Terms*. 236 p. Cambridge University Press, New York. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
- Lee, A., and Bachmann, O. (2014) How important is the role of crystal fractionation in making intermediate magmas? Insights from Zr and P systematic. *Earth and Planetary Science Letters*, 393, 266–274. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.044>
- Lyubetskaya, T., and Korenaga, J. (2007) Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1- method and results. *Journal of Gheophysical Research*, 112, 1-21. <https://doi.org/10.1029/2005JB004223>
- Meyzen, C.M., Ludden, J.N., Humler, E., Luais, B., Toplis, M.J., Mével, C., and Storey, M. (2005) New insights in to the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian Ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, <http://dx.doi.org/10.1029/2005GC000979>.
- Moinevaziri, H. (1985) *Volcanism tertiar et quaternair en Iran*. These d'Etat, Orsay University.
- Muntener, O., Ewingm, T., Baumgartner, L.P., Manzini, M., Roux, T., Pellaud, P., and Alleman, L. (2018) Source and fractionation controls on subduction-related plutons and dike swarms in southern Patagonia (Torres del Paine area) and the low Nb/Ta of upper crustal igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173, 38. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-018-1467-0>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Chiu, H.U., 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. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GC005262>

- Peccerillo, A., and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu are, northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pe-Piper, G., and Jansa, L.F. (1999) Pre-Mesozoic basement rocks offshore Nova Scotia, Canada: New constraints on the accretion history of the Meguma terrane. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 773–1791. <https://doi.org/10.1130/0016-7606>
- Plank, T. (2014) The Chemical Composition of Subducting Sediments. In Holland H.D. and Turekian K.K. Ed., *Treatise on Geochemistry*, p. 607-629. Elsevier. Oxford. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00319-3>
- Pourhossieni, F. (1983) Petrogenesis of Iranian plutons: A study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. Published PhD thesis, University of Cambridge, U.K., 315 p. Geological Survey of Iran, Report No. 53.
- Prelevic, D., Foley, S.F., Romer, R., and S. Conticelli, (2008) Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in post collisional geodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 2125–2156. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.01.029>
- Priestley, K., Sobouti, F., Mokhtarzadeh, R., Irandoust, M., Ghods, R., Motaghi Kh., and Ho, T. (2021) New Constraints for the On-Shore Makran Subduction Zone Crustal Structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127, 1-23. <https://dx.doi.org/10.1029/2021JB022942>.
- Putrika K.D. (2008) Thermometers and Barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziqe, A., and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107, 295-232. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Rollinson, H. (1993) *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman, Essex, England.
- Rudnick, R. L., and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. *Treatise of Geochemistry*, 3, 1-64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.03.014>
- Saccani, E., Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Brombin, V., Marroni, M., and Pandolfi, L. (2024) Geochemistry and magmatic petrology of meta-ophiolites from the Bajgan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): new insights on the nature of the Early Cretaceous Middle East Neotethys. *Journal of the Geological Society*, 181, <https://doi.org/10.1144/jgs2024-043>.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., and Tarney, J. (1988) Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue*, 415- 445. https://doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.415
- 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. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tan, D.B, Xiao Y., Li D.Y., Dai L. Q., and Hou Z. (2022) Nb-Ta fractionation by amphibole and biotite during magmatic evolution: Implications for the low Nb/Ta ratios of continental crust. *Lithos*, 434-435. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106941>
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Review in Geophysics*, 33, 241–265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>
- Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

- Williams, H., Turner, F.J., and Gilbert, C.M. (1982) Petrography: An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections. second edition, W.H. Freeman, New York, NY, 626p.
- Workman, R.K., and Hart, S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth and Planetary Science Letters, 231, 53–72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.12.005>
- Wu, C., Chiaradia, M., Tang, G., and Chen, H. (2023) Crustal control on the petrogenesis of adakite-like rocks. Chemical Geology, 632, 121548. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121548>