

Geochemistry of volcanic rocks from the south of Gazik (east of Birjand): implications for the evolution of Sistan Ocean (eastern Iran)

Morteza Delavari^{1*}, Asghar Dolati² and Emad Alipoorian¹

¹ ¹Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

²Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

¹Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Abstract

The study area is located the south of Gazik (east of Birjand) and along the eastern margin of the Sistan suture zone. The south of Gazik volcanics crop out as a north-south trending unit. They are predominantly intermediate extrusives including andesite and basaltic- andesite. Based on field relationships and the age of adjacent sedimentary rocks, the volcanics are late- Cretaceous (Maastrichtian) in age. Petrographically, plagioclase is the predominant phase and clinopyroxene appears as the main ferromagnesian mineral. The chondrite- normalized rare earth element (REE) patterns are characterized by moderate light REE (LREE) enrichment relative to heavy REE (HREE) and the ratio of (La/Yb)_N in the ranges of 2.71 to 8.68. Furthermore, the chemical characteristics of the volcanics including enrichment of large ion lithophile elements (LILE) like K, Rb and Ba and depletion of high field strength elements (HFSE) like Nb, Ta and Ti are similar to subduction zone magmatism. Based on trace element concentrations, it seems that the melts were derived from a mantle wedge intensely modified by subduction zone fluids. Considering minor and trace element contents, the studied rocks are more similar to island arc volcanics. Therefore, the Sistan Ocean has probably recorded an active subduction zone in the late Cretaceous, which is in conflict with the pre- late Cretaceous Lut and Afghan continental collision.

Key words: skarn, garnet, pyroxene, Vejeh, Isfahan

* delavari@khu.ac.ir

زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند) و کاربرد آن در بررسی تحولات پهنه سیستان (خاور ایران)

مرتضی دلاوری^{۱*}، اصغر دولتی^۲ و عماد علی پوریان^۱

^۱ گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

منطقه بررسی شده در جنوب گزیک (خاور بیرجند) و حاشیه خاوری پهنه جوش خورده سیستان در استان خراسان جنوبی است. سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده به صورت واحدی با روند کمابیش شمالی- جنوبی رخمون دارند. این سنگ‌ها بیشتر شامل گدازه‌های حدواسط مانند آندزیت و آندزیت- بازالت هستند. برپایه روابط صحرایی و سن سنجی فسیلی سنگ‌های آهکی، سن این سنگ‌ها نزدیک به کرتاسه پسین (ماستریشین) است. از دیدگاه سنگ‌نگاری، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در بیشتر نمونه‌هاست. همچنین، کلینوپیروکسن مهم‌ترین فاز فرومنیزین و اکسیدهای آهن- تیتانیم نیز کانی فرعی معمول در بسیاری از نمونه‌ها هستند. نمودار عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب کندریت برای این سنگ‌ها با غنی‌شدگی ملایم عنصرهای خاکی نادر سبک به سنگین و نسبت $(La/Yb)_N$ از ۲/۷۱ تا ۸/۶۸ شناخته می‌شود. از سوی دیگر، ویژگی‌های شیمیایی این سنگ‌ها، مانند غنی‌شدگی از عنصرهای لیتوفیل سبک (مانند: K، Rb و Ba) و تهی‌شدگی از عنصرهای با قدرت میدان بالا (مانند: Nb، Ta و Ti) همانند ماگماتیسیم پهنه‌های فرورانشی هستند. برپایه تمرکز عنصرهای فرعی و کمیاب، سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک بسیار همانند سنگ‌های جزایر کمائی است. همچنین، تمرکز عنصرهای کمیاب در سنگ‌ها نشان می‌دهد سیال‌های پهنه فرورانشی در فرایند غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای مذاب نقش مهمی داشته‌اند. با در نظر گرفتن پهنه زمین‌ساختی پیدایش این ولکانیسم، در زمان کرتاسه پسین، در پهنه سیستان پهنه فرورانشی فعالی وجود داشته است و این نکته با برخورد بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان در زمانی پیش از پایان کرتاسه همخوانی ندارد.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، کرتاسه پسین، خاور بیرجند، پهنه سیستان

* delavari@khu.ac.ir; delavarimza@gmail.com

مقدمه

منطقه بررسی شده بخشی از پهنه جوش خورده سیستان (Tirrul *et al.*, 1983) و یا رشته کوه‌های خاور ایران (Alavi, 1991) است. این پهنه با راستای کمابیش شمالی - جنوبی، از بیرجند تا زاهدان کشیده شده است. در واقع، پهنه جوش خورده سیستان جداکننده دو خردقاره لوت (در باختر) و افغان (در خاور) است و برپایه سرشت زمین‌شناختی متفاوت‌اش از مناطق پیرامونی به‌صورت یک پهنه جداگانه شناخته شده است (Tirrul *et al.*, 1983). در این پهنه، سنگ‌های آذرین گسترده‌ای دارند. در این میان، سنگ‌های آتشفشانی بیشترین رخمون‌ها را دارند؛ اما توده‌های آذرین دورنی پراکنده‌ای نیز در بخش‌های گوناگون برونزد دارند. گسترده‌ترین رخمون سنگ‌های آذرین درونی در بخش جنوبی پهنه (گرانیتوئید زاهدان) است (Sadeghian *et al.*, 2005). سن‌سنجی ایزوتوپی اورانیم - سرب بر روی توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان نشان‌دهنده سنی نزدیک به ۴۰ تا ۴۴ میلیون سال پیش (ائوسن میانی) است (Mohammadi *et al.*, 2016). همچنین، توده‌های آذرین درونی دیگری نیز در بخش‌های میانی و شمالی پهنه سیستان یافت می‌شوند (Camp and Griffis, 1982). پلوتون گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم یکی از آنهاست. سن‌سنجی به روش اورانیم - سرب نشان‌دهنده سن پالئوسن (58 ± 2 میلیون سال) برای این پلوتون است (Delavari *et al.*, 2014). سن‌سنجی ایزوتوپی روی سنگ‌های آذرین بیرونی پهنه جوش خورده سیستان نیز نشان می‌دهد بیشتر رویدادهای آتشفشانی در زمان ائوسن - الیگوسن روی داده‌اند. داده‌های سنی روش آرگون - آرگون و

اورانیم - سرب روی این سنگ‌ها نشان‌دهنده بازه سنی از ۴۶ تا ۲۵ میلیون سال پیش (ائوسن میانی تا الیگوسن پایانی) است (Pang *et al.*, 2013; Zarrinkoub *et al.*, 2010). با اینکه بیشتر رویدادهای آذرین این پهنه در سنوزویک روی داده‌اند؛ اما سن ماگماتیسم تا کرتاسه پسین نیز می‌رسد.

سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی کرتاسه پایانی (موضوع این پژوهش) بخشی از کهن‌ترین سنگ‌های آتشفشانی پهنه جوش خورده سیستان به‌شمار می‌روند که در بخش‌های خاوری پهنه رخمون دارند (Camp and Griffis, 1982). اگرچه برای این سنگ‌ها، هیچ داده سن‌سنجی ایزوتوپی در دسترس نیست، برپایه نقشه‌های زمین‌شناسی، سن کرتاسه پایانی (ماستریشین) نیز برای آنها گزارش شده است (Guillou *et al.*, 1981a; Guillou *et al.*, 1981b). از دیدگاه زمین‌شیمیایی، سنگ‌های ماگمایی پهنه جوش خورده سیستان گوناگونی چشمگیری دارند. این سنگ‌ها به‌ترتیب جوان‌شدگی عبارتند از: سنگ‌های آذرین بیرونی کالک‌آلکان کرتاسه پایانی - پالئوسن، سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی کالک‌آلکان ائوسن - الیگوسن، سنگ‌های آذرین بیرونی آلکان الیگوسن، سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی کالک‌آلکان میوسن و سنگ‌های آذرین بیرونی آلکان نئوژن هستند (Camp and Griffis, 1982; Delavari *et al.*, 2013; Mohammadi *et al.*, 2011; Pang *et al.*, 2013).

هدف این پژوهش، بررسی روابط صحرائی، سن نسبی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین در بخش خاوری پهنه جوش خورده سیستان (جنوب‌گزیک) است. برپایه آنچه پیشتر گفته شد،

این سنگ‌ها بخشی از کهن‌ترین واحدهای آتشفشانی پهنه جوش‌خورده سیستان دانسته شده‌اند. بررسی‌هایی که پیش از این درباره سنگ‌های آتشفشانی پهنه جوش‌خورده سیستان انجام شده، بیشتر به ماگماتیسم پالئوژن و جوان‌تر پرداخته‌اند (Delavari et al., 2013; Pang et al., 2012; Pang et al., 2013)؛ اما درباره سنگ‌های بررسی‌شده در این پژوهش بررسی زمین‌شیمیایی دقیقی انجام نشده است. درباره رویدادهای پایان کرتاسه در پهنه سیستان پیشنهادهای گوناگون داده شده است؛ به گونه‌ای که برخی بر این باورند که حیات اقیانوس سیستان تا پس از کرتاسه بوده است (Camp and Griffis, 1982; Delavari et al., 1983; Tirrul et al., 2014; al., 2014) و برخی به برخورد قاره-قاره در زمانی پیش از کرتاسه پایانی باور دارند (Zarrinkoub et al., 2012)؛ از این‌رو، بررسی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین ویژگی‌های پهنه پس از برخورد یا پیش از برخورد قاره-قاره را نشان می‌دهد و نقش کلیدی و مهمی در بحث رویدادهای پهنه اقیانوسی سیستان دارد.

زمین‌شناسی عمومی و بررسی‌های صحرایی

از دیدگاه سنگ‌شناسی، واحدهای گوناگونی (مانند: برونزدهای گسترده افیولیتی، فلیش، رسوبی‌های دریای کم‌ژرفا تا ژرف، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی و دگرگونه‌هایی با درجه‌های گوناگون) در پهنه جوش‌خورده سیستان دیده می‌شوند. به باور برخی پژوهشگران، واحدهای آذرین گروه چشمه‌استاد که برپایه روش پتاسیم-آرگون (سن ۷۹ تا ۸۳ میلیون سال پیش) و نیز روابط چینه‌شناسی سن کرتاسه پسین دارند (Tirrul et al., 1983)، سرشت ریفتی (۴)

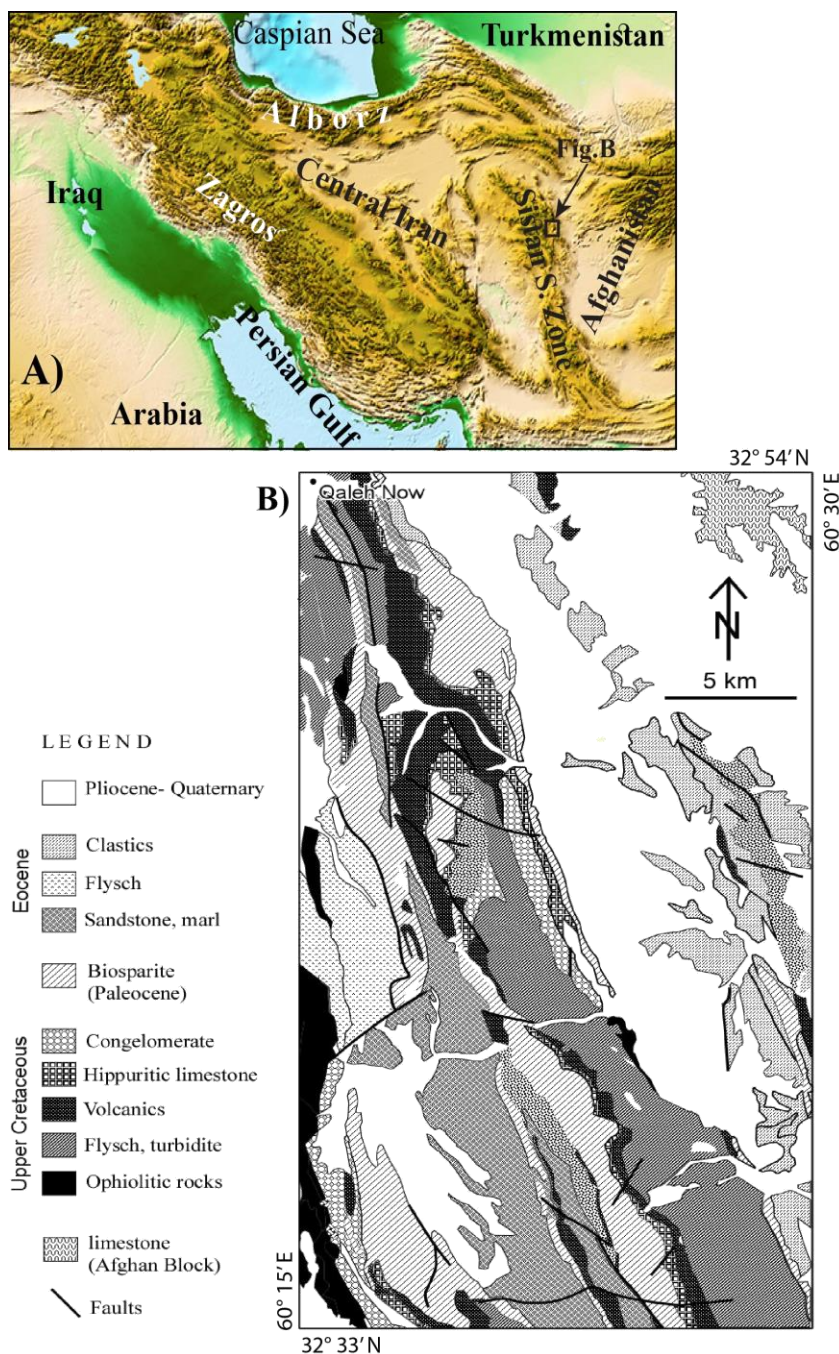
دارند و از این‌رو، اقیانوس سیستان باید در بازه زمانی کرتاسه پسین و در پی ریفتینگ میان خرده بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان پدید آمده باشد (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983). ویژگی‌های فسیل‌شناختی رادیولاریت‌ها در منطقه سولابست (جنوب‌خاوری بیرجند) نشان داده‌اند که واحدهای رسوبی کرتاسه پیشین (آپسین-آلبین) نیز در این پهنه حضور داشته‌اند (Babazadeh and De Wever, 2004; Babazadeh et al., 2007)؛ پس سن پهنه سیستان تا کرتاسه پیشین نیز می‌رسد. داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی اورانیم-سرب روی گابروهای افیولیت بیرجند نیز سنی نزدیک به ۱۰۷ و ۱۱۳ میلیون سال پیش (پایان کرتاسه پیشین) را نشان می‌دهند (Zarrinkoub et al., 2012). این سن نیز سنی بیشتر از کرتاسه پسین را نشان می‌دهد. سن‌سنجی‌های ایزوتوپی به روش‌های گوناگون روبیدیم-استرونسیم، آرگون-آگون و اورانیم-سرب روی دگرگونه‌های فشاربالا و اپیدوت-آمفیولیت‌های کمپلکس رتوک (خاور بیرجند)، سنی نزدیک به ۸۵ تا ۸۷ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند (Bröcker et al., 2013). به‌طور منطقی، این دگرگونه‌ها که از سنگ‌مادر افیولیتی پدید آمده‌اند باید نشان‌دهنده دست‌کم سنی کهن‌تر از اواسط کرتاسه برای پیدایش سنگ‌کره اقیانوسی پهنه سیستان باشند.

درباره زمان بسته‌شدن پهنه اقیانوسی سیستان نیز دیدگاه‌های گوناگونی هست. برخی زمان بسته‌شدن پهنه را کرتاسه پسین دانسته‌اند (Zarrinkoub et al., 2012)؛ اما برخی دیگر بسته‌شدن پهنه را در زمانی پس از کرتاسه می‌دانند (Camp and Griffis, 1982; Delavari et al., 2013).

(et al., 2014; Tirrul et al., 1983).

رخمون‌های افیولیتی کهن‌ترین مجموعه‌های سنگی هستند و در کنار آنها، رخمون‌های دیگری از سنگ‌های رسوبی فلیشی کرتاسه و ائوسن، آهک‌های کرتاسه تا پالئوسن، نهشته‌های آواری ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شوند (شکل ۱- B).

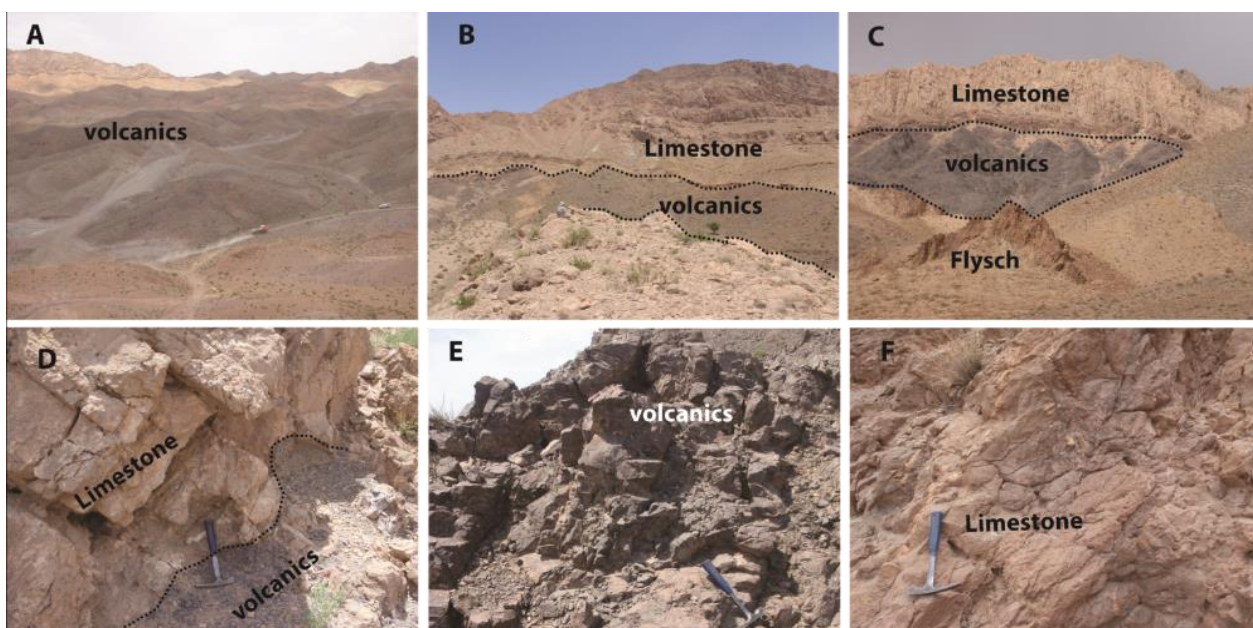
محدوده بررسی‌شده در جنوب گزیک (خاور بیرجند) در محدوده نزدیک به $32^{\circ}30'$ تا $33^{\circ}00'$ عرض جغرافیایی شمالی و $60^{\circ}15'$ تا $60^{\circ}30'$ طول جغرافیایی خاوری جای دارد. در محدوده بررسی‌شده



شکل ۱- A) جایگاه ایران و پهنه جوش‌خورده سیستان در بخشی از سیستم کوهزایی آلپ- هیمالیا، B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه جنوب گزیک (خاور بیرجند) (با رسم دوباره پس از Guillou و همکاران (۱۹۸۱b))

برپایه بررسی روابط چینه‌شناسی و سن‌سنجی فسیلی، سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده سن کرتاسه پسین (ماستریشین) دارند. از دیدگاه فضایی، رخنمون این سنگ‌ها به صورت یک نوار دراز با درازای نزدیک به ۲۰۰ کیلومتر و روند شمالی-جنوبی از جنوب آهنگران (شمال خاوری بیرجند) تا جنوب خاوری نهبندان است. در سطح رخنمون،

ستبرای واحد آتشفشانی تا ۵۰۰ متر نیز می‌رسد. بیشتر این سنگ‌ها توده‌ای هستند و برپایه رنگ تیره‌تر نسبت به رسوبی‌های پیرامون‌شان روی زمین به خوبی شناسایی می‌شوند (شکل‌های A-۲ تا C-۲). همراهی این سنگ‌ها با رسوب‌های دریایی نشان‌دهنده فوران زیرآبی این سنگ‌های آتشفشانی است (شکل‌های B-۲ و C-۲).



شکل ۲- نمایی صحرایی از سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند). (A) نمای کلی از واحد آتشفشانی با ریخت‌شناسی فرسایش‌یافته و تپه ماهوری؛ (B، A) جای‌گیری واحد آتشفشانی با مرز چینه‌شناختی در زیر سنگ آهک‌های صخره‌ساز و رنگ روشن به سن کرتاسه پسین- پالئوسن؛ (D) نمایی نزدیک از مرز واحد آتشفشانی و سنگ آهک کرتاسه پسین (ماستریشین) نشان‌دهنده یک مرز چینه‌شناختی است؛ (E) حالت توده‌ای و شکستگی‌های نامنظم پدیدآمده در پی فرایندهای زمین‌ساختی و فرسایش در سنگ‌های آتشفشانی؛ (F) سنگ آهک‌های ریفی پالئوسن با ساخت توده‌ای و رنگ روشن

سنگ‌های آتشفشانی در صحرا بیشتر به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند (شکل ۲- E). در نمونه دستی، سنگ‌ها آفانیتیک هستند و درشت‌بلورهای کمی در آنها دیده می‌شوند؛ اگرچه در برخی سنگ‌های آندزیتی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به خوبی دیده می‌شوند. گاه سنگ‌های آندزیت‌بازالتی بافت حفره‌دار نشان می‌دهند و حفره‌ها کمابیش با کانی‌های ثانویه (مانند: کلسیت، زئولیت

و سیلیس) پر شده‌اند. در نزدیک به ۱۰ کیلومتری خاور روستای درج، واحد آتشفشانی با رابطه عادی چینه‌شناختی در زیر آهک‌های کرتاسه پسین تا پالئوسن پیشین جای گرفته است (شکل‌های B-۲ و D-۲) و همین نیم‌رخ گواه خوبی بر سن کرتاسه پسین برای این واحد آتشفشانی است. برخی سنگ‌های آهکی دارای فسیل‌های شاخص ماستریشین من جمله *Orbitoides apiculata*

انجام شد. در همه مراحل آماده‌سازی، حساسیت‌های لازم برای جلوگیری از هرگونه آلاینش احتمالی منظور شد. پس از ساخت پودر، نمونه‌ها به دانشگاه ETH سویس فرستاده شدند. عنصرهای اصلی و برخی عنصرهای فرعی و کمیاب با روش XRF و روی قرص‌های آماده‌شده اندازه‌گیری شدند. این کار با به‌کارگیری پرتوسنج WDXRF و در ۲/۴ KV انجام شد. برای اندازه‌گیری عنصرهای خاکی نادر و برخی از عنصرهای فرعی و کمیاب دیگر از روش LA-ICP-MS بهره گرفته شد. برای این کار، نخست قرص‌های یادشده ذوب شدند. از هر قرص سه نقطه جداگانه (با قطر ۹۰ میکرون) برگزیده شدند و سپس هر کدام با زمان ۱ دقیقه، دانسیته انرژی ۱۵ ژول بر سانتیمتر مربع و فرکانس ۱۲ هرتز تجزیه شد. غلظت CaO به‌دست‌آمده از XRF برای استاندارد داخلی به کار برده شد.

سنگ‌نگاری

از دیدگاه سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده بیشتر در محدوده آندزیت و آندزیت-بازالت هستند؛ اگرچه ترم‌های اسیدی‌تر داسیتی نیز یافت می‌شود. همچنین، سنگ‌ها بیشتر گدازه‌ای بوده و حجم مواد آذرآوری به‌نسبت کمتر است.

کلینوپیروکسن - آندزیت‌ها: در این سنگ‌ها، بافت پورفیری تا میکرولیتی پورفیری معمول است. فنوکریست‌ها که ۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی را در برگرفته‌اند بیشتر پلاژیوکلاز هستند. بیشینه اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز تا ۵ میلیمتر نیز می‌رسد. این کانی معمولاً نیمه‌شکل‌دار تا گاه شکل‌دار است. پلاژیوکلاز معمولاً با ماکل تکراری شناخته می‌شود. از نکته‌های مهم این است که با اینکه این سنگ‌ها بیرونی هستند، اما در زیر میکروسکوپ،

Omphalocyclus macroporus هستند. این سنگ‌های آهکی با مرز پیوسته با آهک‌های ریفی پالئوسن پوشیده می‌شوند و به رنگ روشن، توده‌ای و صخره‌ساز هستند (شکل ۲-B، ۲-C و ۲-F). فسیل‌های *Ranikothalia* sp. و *Miscellanea* sp. از فسیل‌های نشان‌دهنده سن پالئوسن هستند.

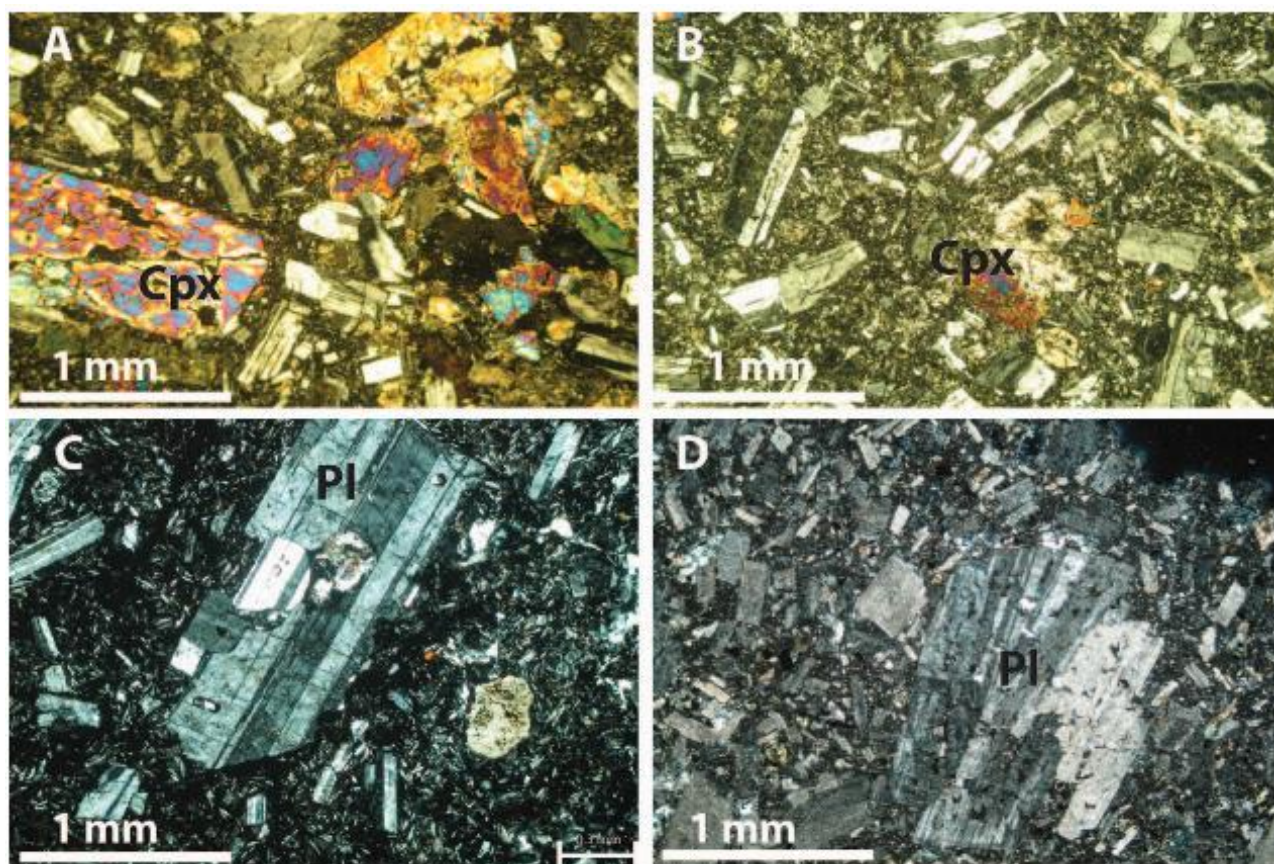
در بررسی‌های پیشین پهنه جوش‌خورده سیستان، این سنگ‌های آتشفشانی به‌نام سازند کافری نامیده شده‌اند (Tirrul et al., 1983). سازند کافری از روانه‌ها، سنگ‌های پیروکلاستیک و مشتقات اپی‌کلاستیک مربوط به آنها ساخته‌شده است. این سازند در مرز خاوری پهنه سفیدابه جای دارد و به‌صورت میان‌لایه با نهشته‌های دریایی کرتاسه و پالئوسن پهنه سفیدابه گزارش شده است. این سازند روی سازند دربند-باد جای داشته و تا کربنات‌های پالئوسن زیرین امتداد می‌یابد. کهن‌ترین سنگ‌های آن نیز بازالت‌های بالشی و توده‌ای و روانه‌های آندزیتی به سن کرتاسه پسین هستند.

روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش، شمار ۷۰ نمونه سنگی از سنگ‌های آذرین و رسوبی گوناگون برداشت شد. سپس از همه نمونه‌ها مقاطع نازک ساخته و بررسی شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی و بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری، شمار ۱۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی که دگرسانی کمتری داشتند برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی برگزیده شدند. نمونه‌های یادشده نخست به تکه‌های نزدیک به کمتر از ۱ سانتیمتر مکعب خرد و تا جایی‌که امکان داشت بخش‌های سطحی و دگرسان آنها کنار گذاشته شد. فرایند نرمایش (تهیه پودر) نمونه‌ها در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه تنگستن کارباید

مرز کانی‌ها دیده می‌شود. همچنین، درصد حجمی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن نیز از کمتر از ۱ تا نزدیک به ۶ درصد حجمی است (شکل ۳- A).

زونینگی در پلاژیوکلازها دیده نمی‌شود. در هر روی، در برخی نمونه‌ها، نشانه‌های نبود تعادل پلاژیوکلاز با مذاب دربرگیرنده به‌صورت بافت غربالی (شکل ۳- D) و یا هضم و خورده‌شدگی



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از ویژگی‌های بافتی سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند). A) نمونه کلینوپیروکسن-آندزیتی با بافت میکروولیتیک پورفیری و مجموعه فنوکریستی کلینوپیروکسن (Cpx) و پلاژیوکلاز (بیشتر کانی‌ها نیمه‌شکل‌دار هستند؛ B) بافت سری‌ایت در آندزیت‌ها که کانی‌ها با اندازه‌های گوناگون هستند و بیشتر فنوکریست‌ها پلاژیوکلاز هستند؛ C, D) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز گاه کمابیش سالم بوده است (تصویر C) و گاه بافت غربالی نشان می‌دهند (تصویر D) (همه تصویرها در نور XPL هستند)

فنوکریستی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند. در زمینه سنگ بافت اینترسرتال (که در آن کانی‌های ریز کلینوپیروکسن و به‌طور بخشی شیشه نامتبلور، فضای میان میکروولیت‌های پلاژیوکلاز را پر می‌کند) معمول است. برپایه رابطه کانی‌ها روند تبلور به‌صورت پلاژیوکلاز ← پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن دانسته

کلینوپیروکسن بیشتر به‌صورت میکروفنوکریست‌های با اندازه کوچک‌تر از ۱ میلی‌متر و گاه بیش از ۱ میلی‌متر دیده می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها بیشتر نیمه‌شکل‌دار هستند (شکل ۳- A)؛ هرچند گاه برخی کمابیش شکل‌دار هستند. کانی‌های زمینه سنگ نیز همانند مجموعه

بی‌شکل و ریز (کوچک‌تر از ۱ میلیمتر) در زمینه سنگ پراکنده هستند. فراوانی مودال اکسیدهای آهن - تیتانیم در نمونه‌های گوناگون متغیر است؛ اما در بیشتر نمونه‌ها دست کم ۲ تا ۳ درصد حجم سنگ را دربرگرفته‌اند. آندزیت‌ها کمابیش دچار دگرسانی شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که پلاژیوکلازها تا اندازه‌ای به کانی‌های ثانویه (مانند: کلسیت و کانی‌های رسی) تجزیه شده‌اند. گویا بخشی از کانی‌های کدر نیز فراورده‌های ثانویه دگرسانی کانی‌ها باشند؛ زیرا به‌صورت پرکننده قالب کانی‌های نخستین دیده می‌شوند.

آندزیت - بازالت‌ها: در این سنگ‌ها بافت

اینترسرتال تا پورفیری معمول است. در برخی نمونه‌ها، حجم فنوکریست‌ها چشمگیر نیست (کمتر از ۵ درصد حجمی) و بیشتر از زمینه دانه‌ریز ساخته شده‌اند. این سنگ‌ها در نمونه دستی نیز آفانیتیک هستند و بلورهای نادرند که با چشم نامسلح دیده شوند. بلورهای درشت‌تر آنها (پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن) بیشترشان به‌اندازه میکروفنوکریست (با اندازه کوچک‌تر از ۱ میلیمتر) هستند. در برخی نمونه‌های آندزیت - بازالتی دیگر، کانی‌شناسی اندکی متفاوت است به‌گونه‌ای که میکروفنوکریست‌ها بیشتر کلینوپیروکسن و کمتر پلاژیوکلاز هستند. در این سنگ‌ها نیز بیشتر کانی‌ها اندازه کوچک‌تر از ۱ میلیمتر دارند. در سنگ‌های آندزیت - بازالتی، الیوین سالم شناسایی و یافت نمی‌شود. گاه قالب‌های برجامانده‌ای دیده می‌شود که کاملاً با کانی‌های ثانوی پر شده‌اند و از آنجایی که شکستگی‌های نامنظم دارند چه‌بسا الیوین بوده باشند. در سنگ‌های آندزیت - بازالتی، در نمونه‌های دگرسان‌شده، معمول‌ترین کانی ثانویه کلریت است. حفره‌ها نیز بیشتر با کلریت و سیلیس پر شده‌اند.

می‌شود. نمونه‌ها گاه بافت حفره‌ای یا وزیکولار نیز دارند و در آنها حفره‌ها بیشتر با کلسیت پر شده‌اند. در برخی نمونه‌ها نیز حفره‌ها با کوارتز و ژئولیت پر شده‌اند. میزان دگرسانی در نمونه‌ها متغیر است. گاه کانی‌ها کاملاً سالم (شکل ۳- C) و گاه دگرسانی چشمگیری نشان می‌دهند. فراورده‌های دگرسانی در پلاژیوکلاز بیشتر به‌صورت سریسیتی و کلسیتی‌شدن است. البته اپیدوتی‌شدن نیز در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن - تیتانیم) مهم‌ترین فازهای فرعی هستند. از دیدگاه فراوانی مودال، مقدار کانی‌های کدر گاه تا نزدیک به ۱۰ درصد حجمی نیز می‌رسد. کانی‌های کدر بیشتر به‌صورت دانه‌های ریز (کمتر از ۱ میلیمتر) و بی‌شکل، فضای میان کانی‌های زمینه سنگ (فضای اینترستیشیال) را پر می‌کند. گاه کانی‌های کدر قالب بلورهای تجزیه‌شده پیشین (کانی‌های فرومنیزین) را پر می‌کنند و این پدیده نشان می‌دهد این کانی‌ها فراورده‌های ثانویه پدیدآمده از تجزیه کانی‌های فرومنیزین، به‌ویژه کلینوپیروکسن، هستند.

آندزیت‌ها: در این سنگ‌ها بافت سری‌ایت (شکل

۳- B)، میکرولیتی پورفیری و یا هیالوپورفیری دیده می‌شود. فنوکریست‌ها بیشتر پلاژیوکلاز هستند و کلینوپیروکسن یا دیده نمی‌شود و یا اینکه تنها در زمینه سنگ یافت می‌شود. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بیشتر نیمه‌شکل‌دار هستند و بیشتر آنها اندازه کمتر از ۳ میلیمتر دارند. فراوانی حجمی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز از ۳۰ تا ۵۰ درصد حجمی است. پلاژیوکلازها در آندزیت‌ها به‌طور معمول با ماکل تکراری شناخته می‌شوند. گهگاه چه‌بسا هورنبلند سالم نیز در برخی نمونه‌های آندزیتی یافت می‌شود. اکسیدهای آهن - تیتانیم شناخته‌شده‌ترین کانی‌های فرعی در نمونه‌های آندزیتی هستند. این کانی‌ها بیشتر به‌صورت دانه‌های

کمتر برگزیده شوند. داده‌های تجزیه

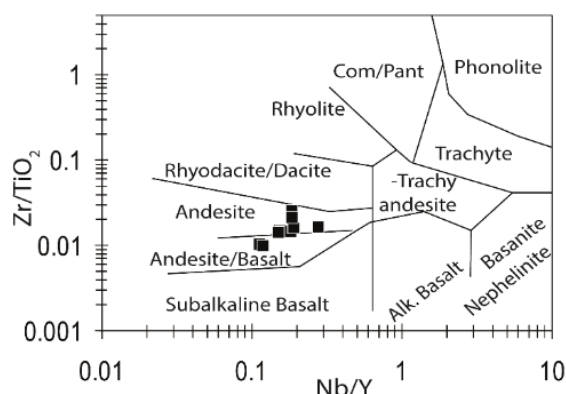
زمین‌شیمی

زمین‌شیمیایی نمونه‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند.

برای بررسی شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها، تلاش شد تا نمونه‌های سالم و با دگرسانی

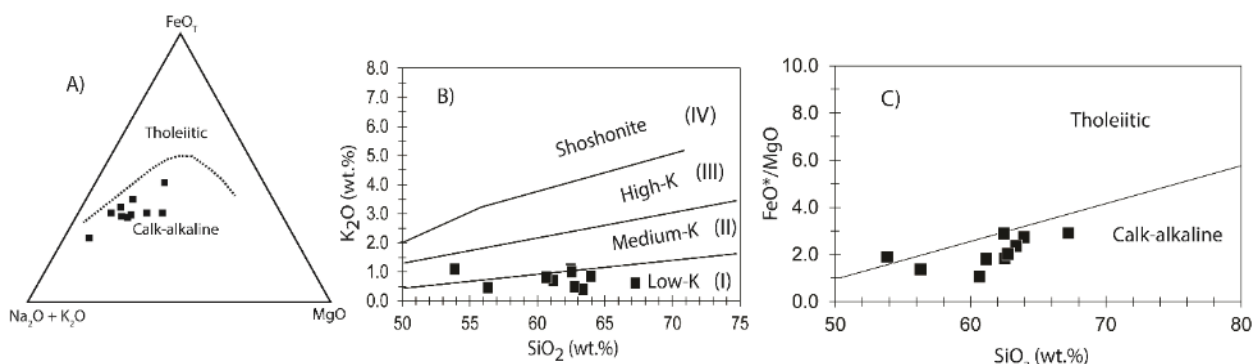
جدول ۱- داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ‌کل نمونه‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند)

Sample	S50	S61	S58	S47	S41	S56	S40	S60	S48	S54
XRF analysis (wt.%)										
SiO ₂	52.08	52.50	54.08	59.68	59.88	60.11	61.16	61.18	62.13	65.35
TiO ₂	1.69	1.17	0.82	0.81	0.68	0.97	0.80	0.64	0.81	0.62
Al ₂ O ₃	16.48	17.26	13.68	19.09	18.25	17.03	19.07	18.52	16.76	17.09
Fe ₂ O ₃	1.02	0.45	0.54	0.49	0.40	0.55	0.47	0.53	0.50	0.32
FeO	6.80	3.01	3.59	3.29	2.67	3.65	3.11	3.52	3.36	2.15
MnO	0.12	0.26	0.19	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.03
MgO	3.94	2.34	3.40	2.02	1.43	1.66	1.20	2.16	1.35	0.82
CaO	8.64	11.43	7.80	5.86	6.74	5.57	5.84	4.89	6.36	3.61
Na ₂ O	4.61	4.21	4.12	5.48	4.66	4.69	5.03	5.19	4.82	6.44
K ₂ O	1.06	0.43	0.72	0.67	0.47	0.38	1.07	0.98	0.83	0.60
P ₂ O ₅	0.27	0.16	0.21	0.14	0.16	0.17	0.14	0.19	0.14	0.16
LOI	2.54	6.32	10.27	1.84	4.16	4.37	1.74	1.67	2.18	2.24
Total	99.25	99.54	99.41	99.41	99.55	99.21	99.66	99.51	99.30	99.42
Mg#	48.6	56.7	62.6	49.8	46.9	43.1	38.2	49.6	39.5	38.1
XRF analysis (ppm)										
Cs	1	0	1	1	2	1	2	1	2	1
Zn	25	25	15	30	23	n.d.	30	37	n.d.	23
Ba	110	70	15	95	57	52	94	106	105	75
Cu	77	32	18	32	11	21	9	34	28	5
Sc	20	17	10	10	8	11	10	5	14	8
Ga	11	13	11	14	15	14	16	16	13	14
Ni	64	51	31	34	54	36	38	15	39	31
Co	20	19	16	13	18	15	15	14	12	8
Cr	101	43	6	3	7	12	5	0	53	29
V	117	126	57	92	100	59	77	48	71	61
Pb	3	3	3	3	3	5	3	5	4	3
LA-ICP-MS analysis (ppm)										
Rb	14.65	5.66	20.98	13.97	8.55	11.37	29.78	24.62	24.27	10.44
Sr	408.32	405.97	119.06	495.94	598.42	298.31	475.31	454.10	388.59	539.59
Y	23.90	19.36	15.08	13.37	10.56	16.77	13.16	14.28	15.96	10.63
Nb	2.821	2.163	2.257	2.089	2.910	3.174	2.374	2.628	2.434	1.959
Zr	173.63	129.51	131.79	121.55	118.19	165.30	119.30	167.18	125.36	134.89
Hf	3.583	2.968	2.944	3.108	2.899	3.785	3.028	3.848	3.227	3.452
Ta	0.130	0.117	n.d.	0.237	0.228	0.184	0.172	0.274	0.119	0.142
Th	1.836	1.516	2.628	2.136	2.829	3.547	2.216	2.521	2.092	2.231
U	0.459	0.513	0.784	0.558	0.625	0.615	0.617	0.643	0.463	0.561
La	9.735	8.785	9.785	7.947	11.061	12.551	8.477	10.933	8.776	9.548
Ce	24.342	21.120	21.350	18.303	23.914	27.225	18.108	23.768	19.738	20.386
Pr	3.226	2.741	2.409	2.175	2.949	3.190	2.430	3.102	2.416	2.552
Nd	15.193	13.291	11.401	9.853	11.891	13.612	10.341	12.839	10.761	11.160
Sm	3.914	3.257	2.508	2.606	2.274	3.226	2.508	2.882	2.585	2.852
Eu	1.256	1.126	0.737	0.836	0.902	1.119	0.879	0.914	0.692	0.807
Gd	4.457	3.343	3.006	2.732	2.738	3.243	2.555	2.842	3.091	2.491
Tb	0.622	0.460	0.331	0.407	0.332	0.421	0.398	0.415	0.374	0.335
Dy	4.267	3.554	2.590	2.406	1.973	3.274	2.485	2.445	3.003	2.131
Ho	0.927	0.703	0.540	0.493	0.435	0.590	0.511	0.508	0.556	0.390
Er	2.881	2.203	1.635	1.335	1.258	1.740	1.567	1.592	1.685	1.067
Tm	0.341	0.215	0.198	0.180	0.117	0.249	0.191	0.196	0.207	0.109
Yb	2.580	2.051	1.568	1.064	0.914	1.726	1.248	1.387	1.810	0.835
Lu	0.364	0.318	0.203	0.165	0.164	0.251	0.163	0.220	0.243	0.114



شکل ۴- نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند) در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ برای رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (Winchester and Floyd, 1977)

در نمودار نسبت SiO₂ در برابر FeO*/MgO (شکل ۵- C) نیز سرشت کالک‌آلکان نمونه‌ها به‌روشنی دیده می‌شود. تمرکز عنصرهای آلکان نشان‌دهنده سرشت سیدیک سنگ‌هاست؛ به‌گونه‌ای که مقدار Na₂O از ۴/۵۲ تا ۶/۶۳ و K₂O از ۰/۴۰ تا ۱/۰۹ درصد وزنی متغیر هستند و از این‌رو، نمونه‌های منطقه بیشتر در سری توله‌ایتی پتاسیم - پایین جای گرفته‌اند (شکل ۵- B).

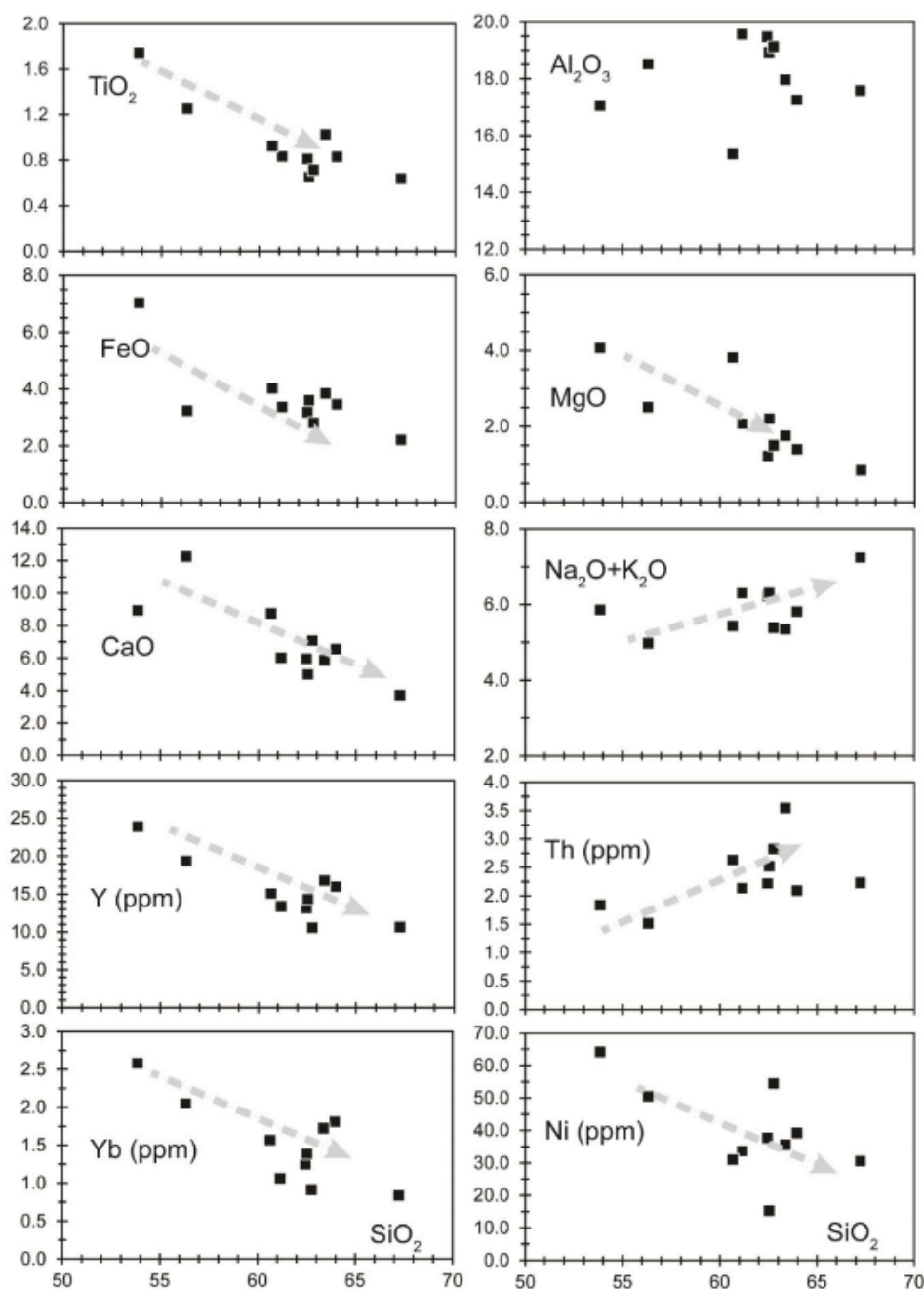


شکل ۵- سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند) در: (A) نمودار K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ (B) نمودار SiO₂ در برابر K₂O (Irvine and Baragar, 1971)؛ (C) نمودار SiO₂ در برابر FeO*/MgO (Miyashiro, 1974)؛ (D) سری توله‌ایتی؛ II: سری کالک‌آلکان؛ III: سری کالک‌آلکان پتاسیم - بالا؛ IV: سری شوشونیتی؛ (C) نمودار SiO₂ در برابر FeO*/MgO (Miyashiro, 1974)

با اینکه در بیشتر نمونه‌ها LOI کم است؛ اما در دو نمونه، LOI به ۶/۳ و ۱۰/۳ درصد وزنی می‌رسد. برپایه سنگ‌نگاری، گویا بالابودن LOI در این نمونه‌ها پیامد فراوانی کانی‌های آب‌دار نیست؛ بلکه بیشتر در نتیجه دگرسانی گسترده‌تر آنهاست. در این سنگ‌ها، برپایه مقادارهای بدون LOI، درصد SiO₂ از ۵۳/۸۵ تا ۶۷/۲۴ درصد وزنی است و از این دیدگاه، نمونه‌ها از ترکیب کمابیش بازیک (آندزیت - بازالتی) تا کمابیش اسیدی (داسیتی) تغییر می‌کنند. بالابودن سیلیس در برخی نمونه‌ها پیامد فرایندهای ثانویه نیز بوده است؛ به‌گونه‌ای که در رده‌بندی سنگ‌ها با به‌کارگیری نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (شکل ۴؛ این نمودار برپایه عنصرهای نام‌تحرک بوده و برای سنگ‌های دگرسان‌شده کارآمدتر است)، همه نمونه‌ها در بخش آندزیت - بازالت و آندزیت جای می‌گیرند. از دیدگاه سری ماگمایی، سنگ‌ها در نمودار AFM (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل ۵- A) در سری کالک‌آلکان جای می‌گیرند.

تحول شیمیایی بیشتری را پشت سر گذاشته‌اند. در نمودار تغییرات برخی عنصرهای اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 (شکل ۶)، روند تغییرات زمین‌شیمیایی نمونه‌ها نشان داده شده است.

در نمونه‌های بررسی‌شده $\text{Mg\#} = [\text{Mg}]/[\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}] \times 100$ از ۳۸/۱۲ تا ۶۲/۶۳ تغییر می‌کند. برپایه این فاکتور برخی نمونه‌هایی که $\text{Mg\#}$ بیشتر داشته تحول کمتر و دیگر نمونه‌ها



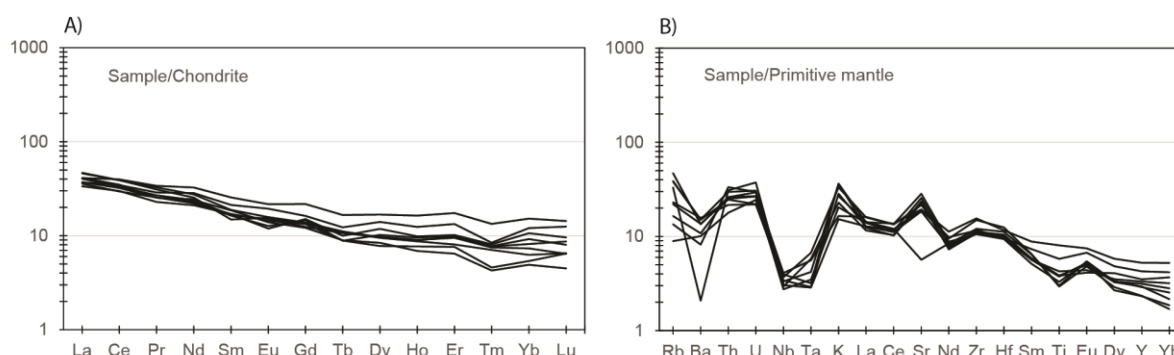
شکل ۶- سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند) در نمودارهای تغییر برخی عنصرهای اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 (نمودارهای هارکر)

در برخی از این نمودارهای تغییرات، ترکیب برخی نمونه‌ها دارای انحراف از روند تحولی است که چه‌بسا پیامد تغییرات این عنصر در هنگام فرایندهای ثانوی است. در کل، با کاهش SiO_2 ، در عنصرهایی مانند CaO ، TiO_2 ، MgO ، FeO و Ni در نمونه‌ها روندی کاهشی دیده می‌شود. این پدیده با جدایش بلورین کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، اکسیدهای آهن-تیتانیم و کانی‌های فرومنیزین (کلینوپروکسن و الیوین) توجیه می‌شود. برای نمونه، روند کاهشی CaO پیامد جدایش بلوری پلاژیوکلازهای کلسیک و کلینوپروکسن است. TiO_2 نیز چه‌بسا در مراحل نخستین تبلور به ساختار کانی‌های فرومنیزین و نیز اکسیدهای آهن-تیتانیم افزوده شده باشد و در پی آن، مقدار آن در برابر SiO_2 کاهش یافته است. پایین‌آمدن تیتانیم و آهن مذاب با پیشرفت تبلور از ویژگی‌های مهم مذاب‌های سری کالک‌آلکال است. از نکته‌های مهم، کاهش عنصرهایی مانند Y و Yb با افزایش SiO_2 است. اگر تفاوت زمین‌شیمیایی نمونه‌ها به فرایند جدایش بلوری وابسته دانسته شود؛ آنگاه تبلور کانی‌هایی با ضریب تفریق بالا برای این عنصرها باید مبتلور شده باشند. این کانی‌ها عبارتند از برخی کانی‌های اصلی (مانند: گارنت، آمفیبول) و برخی کانی‌های فرعی (مانند: اسفن، آپاتیت و آلانیت) (Gromet and Silver, 1983; Hermann, 2002; Watson and Capobianco, 1981). از آنجایی که تبلور کانی‌های فرعی یادشده بیشتر در ترم‌های اسیدی‌تر روی می‌دهد، پس درباره نمونه‌های منطقه شاید آمفیبول از بهترین گزینه‌ها باشد؛ هرچند نبود فنوکریست‌های آمفیبول در سنگ‌ها چندان با این استدلال سازگار نیست و چه‌بسا فرایندهای دیگری (مگر فرایند جدایش بلوری) در گوناگونی زمین‌شیمیایی نمونه‌ها موثر بوده است. روند افزایشی برخی عنصرها (مانند: Th و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) همراه با افزایش SiO_2 نیز با

روند معمولی مذاب در حال تحول سازگار است. نمودارهای بهنجارشده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه در شکل ۷ نمایش داده شده‌اند. در نمودار بهنجارشده عنصرهای خاکی نادر (REE) به ترکیب کندریت (شکل ۷-A)، الگوها دارای شیب منفی ملایم و به گفته دیگر، غنی‌شدگی ملایم از عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) و میانه (MREE) در برابر عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) هستند. این پدیده را با نسبت‌های عنصرهای خاکی نادر نیز نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که در نمونه‌های منطقه نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_N$ از $2/71$ تا $8/68$ متغیر بوده و نسبت‌های $(\text{La}/\text{Sm})_N$ و $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ نیز به ترتیب از $1/61$ تا $2/52$ و $1/59$ تا $3/80$ در تغییر هستند. در نمودارهای چندعنصری که هم عنصرهای با قدرت میدان بالا یا HFSE (مانند: Ta ، Nb ، Y ، Ti ، Zr) و برخی REE و هم عنصرهای لیتوفیل سبک یا LILE (مانند: K ، Rb ، Ba) را نمایش می‌دهند (شکل ۷-B)، غنی‌شدگی LILE در برابر HFSE آشکارا دیده می‌شود. از سوی دیگر، آنومالی منفی عنصرهای HFS (مانند: Nb ، Ta و Ti) نسبت به عنصرهای کناری در نمودار آشکار است. این ویژگی‌های زمین‌شیمیایی معمولاً وابسته به آرایش پوسته‌ای و یا مذاب‌های وابسته به پهنه‌های فرورانشی دانسته می‌شود (Hawkesworth and Ellam, 1989; Kelemen et al., 1993; Pearce, 1982; Woodhead et al., 1993). در کل، در مذاب‌های پهنه‌های فرورانشی تهی‌شدگی HFSE، غنی‌شدگی LILE و همچنین، LREE نسبت به N-MORB عمومیت دارد. از آنجایی که هم HFSE و هم LILE عنصرهای ناسازگار هستند، به باور برخی پژوهشگران، فرایند ذوب یک مرحله‌ای ویژگی‌های شیمیایی یادشده را در مذاب‌های فرورانشی پدید نیآورده است؛ بلکه باید فرایند ذوب در چند مرحله انجام شود. در مرحله اول، خاستگاه گوشته‌ای هم از LILE و هم از HFSE تهی

می‌شود. سپس سیال‌های فرورانشی باعث غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای از عنصرهای متحرک (LILE) می‌شوند؛ اما عنصرهای نامتحرک (HFSE) با سیال‌ها جابجا نشده‌اند و خاستگاه گوشته‌ای همچنان از آنها تهی خواهد ماند. ذوب این خاستگاه در مراحل بعدی، تهی‌شدگی از HFSE و غنی‌شدگی از LILE در مذاب را در پی خواهد داشت (McCulloch and Gamble, 1991; Woodhead *et al.*, 1993). البته محدودیت انتقال

می‌شود. سپس سیال‌های فرورانشی باعث غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای از عنصرهای متحرک (LILE) می‌شوند؛ اما عنصرهای نامتحرک (HFSE) با سیال‌ها جابجا نشده‌اند و خاستگاه گوشته‌ای همچنان از آنها تهی خواهد ماند. ذوب این خاستگاه در مراحل بعدی، تهی‌شدگی از HFSE و غنی‌شدگی از LILE در مذاب را در پی خواهد داشت (McCulloch and Gamble, 1991; Woodhead *et al.*, 1993). البته محدودیت انتقال



شکل ۷- سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند) در: (A) نمودار الگوی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودارهای چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

از آنجایی که واحد آتشفشانی کرتاسه پسین سرشت توله‌ای سنگ‌های بازیک نشان می‌دهد، پیامد ماگماتیسم یک جزیره کمانی نابالغ دانسته می‌شود؛ اگرچه برخی از پژوهشگران دیگر آن را ماگماتیسم حاشیه خاوری بلوک افغان دانسته‌اند (Tirrul *et al.*, 1983). افزون‌براین، فرورانش پهنه اقیانوسی سیستان به‌سوی خاور، برپایه جایگاه دگرگونه‌های فشار بالا در لبه خاوری پهنه جوش‌خورده سیستان (Bröcker *et al.*, 2013; Fotoohi Rad *et al.*, 2005) شناخته می‌شود. فرورانش به‌سوی خاور را پژوهشگران دیگری بررسی کرده‌اند (Angiboust *et al.*, 2013; Delavari *et al.*, 2014; Dercourt *et al.*, 1986; Mohammadi *et al.*, 2016; Sacconi *et al.*,

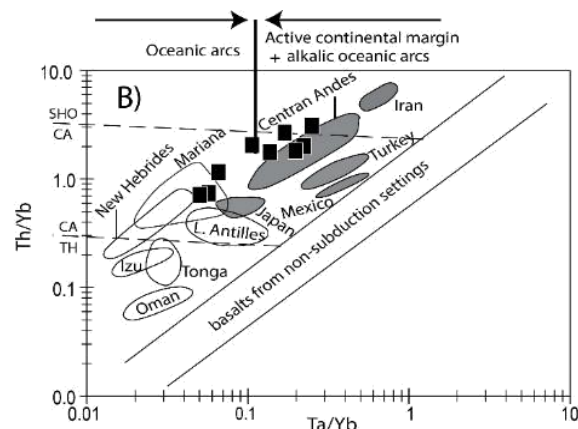
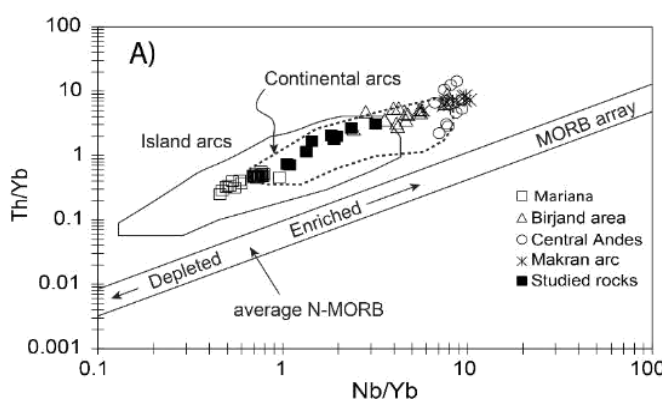
سنگ‌زایی (پتروژنز) و پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما

همان‌گونه که در شکل ۷-B دیده شد، نمونه‌های بررسی‌شده از دیدگاه غنی‌شدگی از LILE و آنومالی منفی HFSE (مانند: Ta, Nb و Ti) همانند مذاب‌های پهنه‌های فرورانشی هستند. جایگاه سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در لبه خاوری پهنه جوش‌خورده سیستان و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آن (که مانند ماگماتیسم پهنه‌های فرورانشی است) نشان‌دهنده فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی پهنه سیستان به‌سوی خاور است (Camp and Griffis, 1982; Tirrul *et al.*, 1983). برپایه پیشنهاد Camp و Griffis (۱۹۸۲)،

گزیك از دیدگاه فضایی با کمان ماگمایی سازگاری دارند. از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و تغییرات نسبت Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008) (شکل ۸- A)، این کمان ماگمایی در پی ماگماتیسم فرورانش درون اقیانوسی (جزیره کمانی) و یا فرورانش به زیر لبه بلوک افغان پدید آمده است (Tirrul *et al.*, 1983). همچنین، همان‌گونه که در شکل ۸- B نیز دیده می‌شود، از دیدگاه تغییرات نسبت Th/Yb در برابر نسبت Ta/Yb (Pearce, 1983)، برخی نمونه‌ها با زمین‌شیمی جزایر کمانی و برخی دیگر با کمان‌های قاره‌ای همخوانی دارند. به هر روی، شاید درباره این پدیده برپایه تمرکز عنصرهای کمیاب دیگر با استدلال بهتری اظهار نظر شود.

Şengör, 1990; 2010). از سوی دیگر، برخی پژوهشگران نیز به فرورانش به سوی باختر و به زیر بلوک لوت و یا به فرورانش دوسویه باور دارند (Arjmandzadeh *et al.*, 2011; Pang *et al.*, 2012; Zarrinkoub *et al.*, 2013).

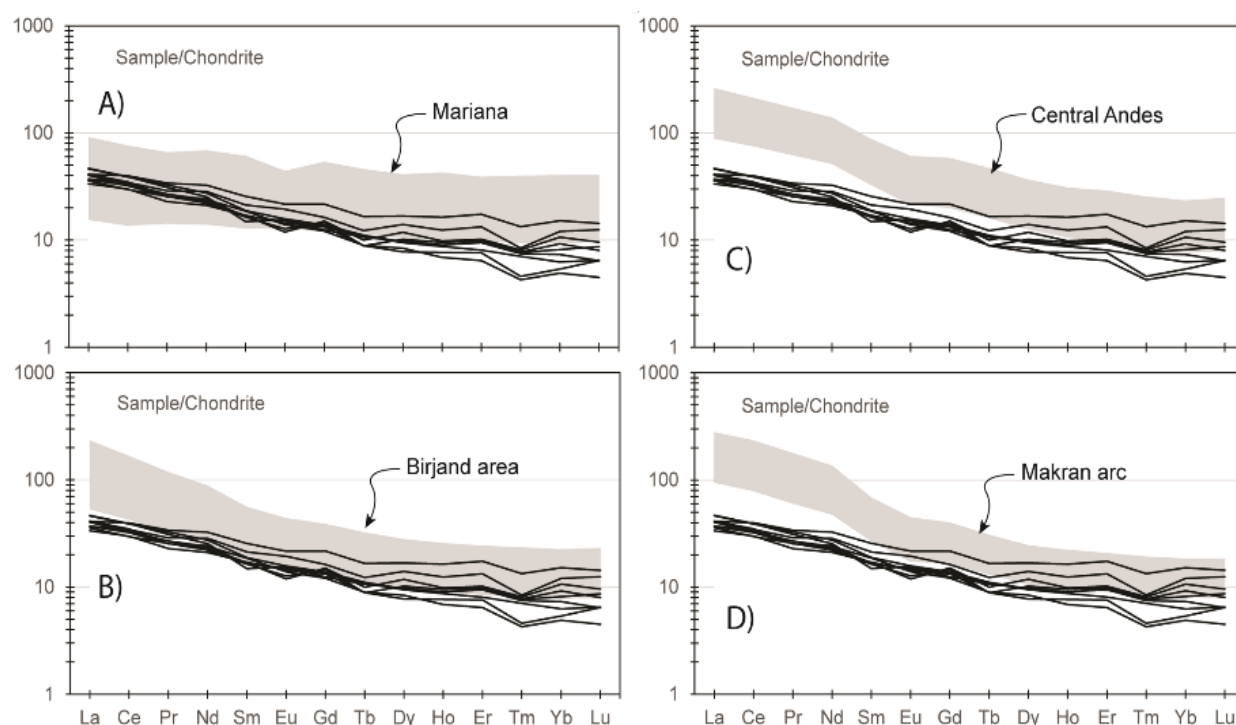
به باور نگارندگان، جایگاه سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده به صورت یک نوار شمالی- جنوبی در حاشیه پهنه سیستان از دیدگاه فضایی نشان دهنده ماگماتیسم در حاشیه فعال و در لبه خاوری پهنه جوش خورده سیستان است. برخلاف ماگماتیسم پالئوژن پهنه سیستان که به صورت پراکنده است و روند خاصی برای نمایش یک کمان آتشفشانی نشان نمی‌دهد (Pang *et al.*, 2013)، در کرتاسه پسین، سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده جنوب



شکل ۸- سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیك (خاور بیرجند) در: A) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008). در این نمودار نمونه‌هایی نیز از بخش‌های دیگر ایران و جهان نمایش داده شده است. در اینجا داده‌های ماریانا را جزیره کمانی (کمان درون اقیانوسی) و نمونه‌های منطقه بیرجند، آند مرکزی و کمان مکران وابسته به کمان قاره‌ای انگاشته شده‌اند (داده‌ها: کمان ماریانا (Wade *et al.*, 2005); منطقه بیرجند (Pang *et al.*, 2012); آند مرکزی (Schnurr *et al.*, 2007); کمان مکران (Pang *et al.*, 2014)). B) نمونه نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983) (بخش‌های توپر نشان‌دهنده برخی کمان‌های قاره‌ای و بخش‌های توخالی نشان‌دهنده برخی جزایر کمانی هستند)

تفاوت معناداری با ولکانیسم کمان قاره‌ای آند مرکزی و کمان مکران دارند. چنین تفاوتی با شدت کمتر میان نمونه‌های بررسی‌شده و سنگ‌های آتشفشانی پس از برخورد پالئوژن در منطقه بیرجند دیده می‌شود (شکل B-۹). از سوی دیگر، تراز الگوی REE بهنجارشده به ترکیب کندریت برای نمونه‌ها بیشتر همانند سنگ‌های آتشفشانی کمان ماریانا است (شکل A-۹).

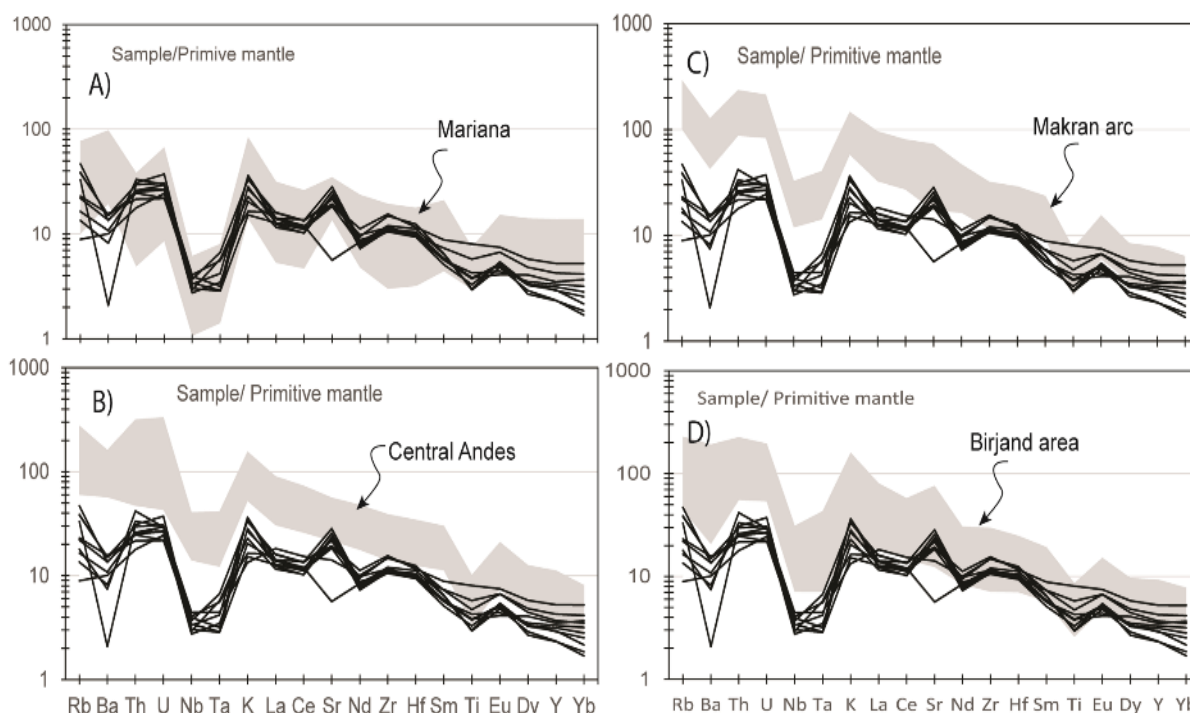
در شکل ۹ الگوی عنصرهای خاکی نادر سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده با نمونه‌هایی از ماگماتیسم پس از برخورد (مانند ماگماتیسم پالئوژن منطقه بیرجند)، کمان‌های قاره‌ای (حواشی فعال قاره‌ای) (مانند آند مرکزی و کمان مکران) و جزایر کمانی (مانند کمان ماریانا) مقایسه شده است. در شکل‌های C-۹ و D-۹، نمونه‌های بررسی‌شده از دیدگاه تمرکز LREE و MREE



شکل ۹- الگوهای عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند) و سنگ‌های آتشفشانی مناطق دیگر (داده‌های مناطق دیگر همانند شکل ۹ است)

B و C-۱۰). در شکل D-۱۰، در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیرجند نیز تفاوت‌های زمین‌شیمیایی به‌ویژه از دیدگاه تمرکز LILE (مانند: Rb، Ba و K) و برخی عنصرهای HFS (مانند: U، Th و Nb و Ta) به‌خوبی آشکار است؛ اما در شکل A-۱۰، تمرکز کمابیش همه عنصرهای HFS و LIL همخوانی خوبی با ولکانیسم جزیره کمانی ماریانا دارد.

در نمودارهای چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (شکل ۱۰) نیز نمونه‌ها با نمونه‌های یادشده مقایسه شده‌اند. در نمودارهای مربوطه دیده می‌شود که چه از دیدگاه تمرکز HFSE و چه از دیدگاه تمرکز LILE، همانندی زمین‌شیمیایی آشکاری میان سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک و سنگ‌های آتشفشانی کمان‌های قاره‌ای دیده نمی‌شود (شکل‌های ۱۰-۱۱).



شکل ۱۰- نمودارهای چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند) و سنگ‌های آتشفشانی مناطق دیگر (داده‌های مناطق دیگر همانند شکل ۹ است)

نکته‌های زیر از یافته‌های این پژوهش هستند:

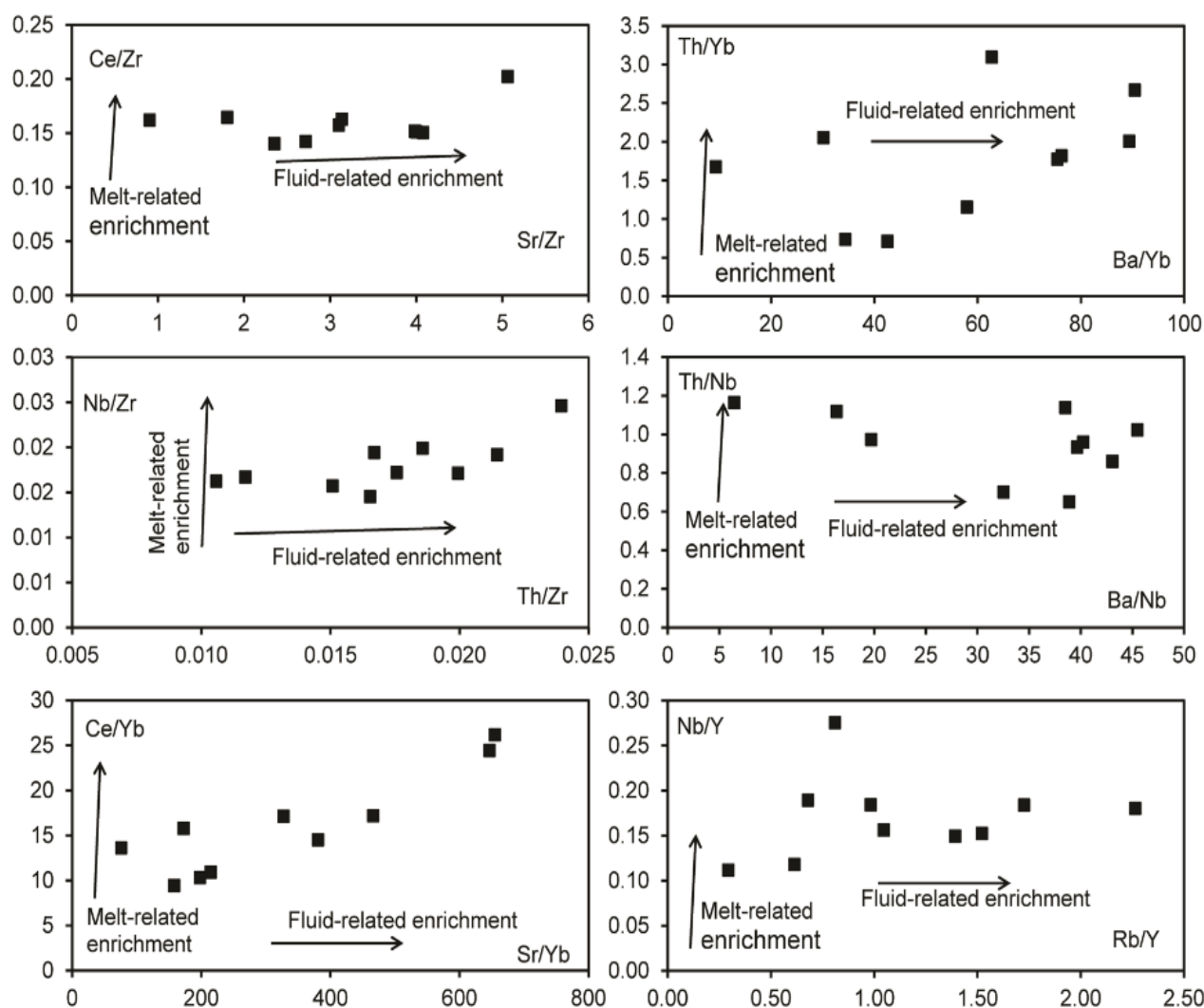
(۱) برپایه برداشت‌های صحرایی و بررسی‌های فسیلی انجام‌شده در این پژوهش، به‌همراه بررسی‌های پیشین (Guillou *et al.*, 1981b)، این سنگ‌های آتشفشانی سن کرتاسه پسین دارند. از سوی دیگر، رابطه سنگ‌چینه‌ای آنها با سنگ‌های رسوبی پیرامون‌شان نشان‌دهنده فوران زیردریایی گدازه‌هاست؛

(۲) ولکانیسم کرتاسه پسین جنوب گزیک از دیدگاه روند ساختاری و جایگاه فضایی با یک کمان ماگمایی پدیدآمده از فرورانش سنگ‌کره پهنه اقیانوسی سیستان به‌سوی خاور همخوانی دارد (شکل ۱۲- B). همچنین، دگرگونه‌های فشاربالا (مانند: شیست‌های آبی و اکلویت‌ها) در بخش خاوری پهنه سیستان به‌صورت نواری با راستای شمالی- جنوبی (Angiboust *et al.*, 2013; Fotoohi Rad *et al.*, 2005; Fotoohi

همان‌گونه‌که در شکل ۱۱ دیده می‌شود، روند تغییرات نسبت‌های عنصرهای LIL/HFS بیشتر با نقش‌داشتن سیال‌های در غنی‌شدگی LILE/HFSE در خاستگاه مذاب همخوانی دارد. در یک صفحه فرورونده در شرایط ویژه‌ای امکان ذوب هست. برای نمونه، اگر صفحه فرورونده جوان (و داغ) باشد احتمال گذر از سولیدوس و پیدایش مذاب هست؛ اما در پهنه‌های فرورانش کهن و صفحه‌های فرورونده سرد رویداد این پدیده احتمال کمی دارد (Defant and Drummond, 1990; Defant and Kepezhinskis, 2001; Drummond *et al.*, 1996). پس شاید آنچه درباره مذاب‌های این منطقه دیده می‌شود با پیدایش در پهنه فرورانش سرد سازگار باشد؛ زیرا چه‌بسا شرایط دمایی پهنه فرورانش، امکان ذوب مواد فرورونده و پیدایش مذاب را فراهم نکرده باشد.

ماگماتیسزم مرز خاوری لوت) شاید با فرورانش اقیانوس سیستان به زیر لوت تفسیر شود (Pang *et al.*, 2013; Zarrinkoub *et al.*, 2012)؛ اما گویا با ویژگی‌های ساختاری و سنگ‌شناسی زمین‌درز سیستان چندان سازگار نباشد.

(Rad *et al.*, 2009)، از نشانه‌های دیگری است که سوی فرورانش را به سوی خاور نشان می‌دهد. همچنین، نظم و جهت‌گیری ساختاری (مانند: روند و شیب گسل‌ها) بیشتر با فرورانش به سوی خاور سازگار است (Tirrul *et al.*, 1983). هرچند برخی ویژگی‌ها (مانند:



شکل ۱۱- نمودارهای تغییرات نسبت‌های عنصرهای کمیاب برای به‌دست‌آوردن میزان اثر فرایندهای غنی‌شدگی با سیال‌ها و یا مذاب‌های بخشی (Ersoy *et al.*, 2010; Zhao and Zhou, 2007) در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند)

برای اظهار نظر دقیق‌تر داده‌های دیگری (مانند داده‌های ایزوتوپی) را نیز باید بررسی کرد. (۴) برپایه آنچه گفته شد، در زمان کرتاسه پسین در پهنه سیستان پهنه فرورانشی فعال روی

(۳) ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده بیشتر همانند جزایر کمانی است و با حواشی فعال قاره‌ای و یا ولکانیسم پس از برخورد منطقه بیرجند تا اندازه‌ای متفاوت است؛ اگرچه

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی جنوب گزیک (خاور بیرجند) بیشتر روانه‌های با ترکیب حدواسط (آندزیتی و آندزیت-بازالتی) هستند. برپایه روابط صحرایی و سن‌سنجی فسیلی، سن این سنگ‌ها نزدیک به کرتاسه پسین (ماستریشین) است.

از دیدگاه سنگ‌نگاری، سنگ‌ها بافت‌های گوناگونی دارند و کانی‌شناسی آنها بیشتر عبارتست از: مجموعه فنوکریستی پلاژیوکلاز $\pm$ کلینوپیروکسن. همچنین، اکسیدهای آهن-تیتانیوم مهم‌ترین کانی‌های فرعی در نمونه‌ها هستند.

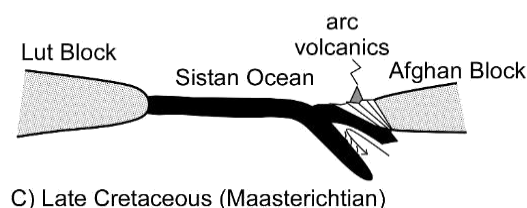
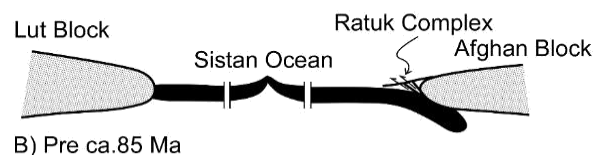
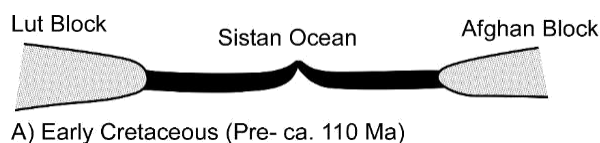
ویژگی‌های شیمیایی این سنگ‌ها بیشتر همانند ولکانیسم جزایر کماتی است و ترکیب آنها به ترکیب سنگ‌های حواشی فعال قاره‌ای و یا ولکانیسم پس از برخورد منطقه بیرجند نزدیکی چندانی ندارد. از سوی دیگر، چگونگی غنی‌شدگی عناصرهای کمیاب نیز نشان می‌دهد سیال‌های پهنه فرورانشی در فرایند غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای مذاب نقش مهمی داشته‌اند. در کل، سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده چه از دیدگاه روند ساختاری و جایگاه فضایی و چه از دیدگاه زمین‌شیمیایی با کمان ماگمایی همخوانی دارند که از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی پهنه سیستان به‌سوی خاور پدید آمده است؛ ازاین‌رو، چنین می‌نماید که در زمان کرتاسه پسین در پهنه سیستان، پهنه فرورانشی فعالی بوده است و چنین نکته‌ای با برخورد بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان در زمانی پیش از پایان کرتاسه همخوانی ندارد.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از آقای پروفیسور ژان پیر بورگ برای فراهم‌آوردن امکان تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در آزمایشگاه دانشگاه ETH بسیار سپاس‌گزارند.

داده بوده است؛ ازاین‌رو، برخورد پایانی بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان پیش از این زمان (کرتاسه پسین) روی نداده است (شکل ۱۲- C).

(۵) با به‌کارگیری نسبت‌های عناصرهای کمیاب گوناگون (مانند: Ba/Nb , Th/Yb , Ba/Yb , Sr/Zr , Rb/Y , Th/Nb و ...)، چگونگی غنی‌شدگی از عناصرها در ماگماتیسم پهنه‌های فرورانشی دانسته می‌شوند. در حقیقت، غنی‌شدگی از عناصرهای LIL در گوشت‌های بالایی پهنه فرورانش هم پیامد سیال‌های آزادشده از صفحه فرورونده (Class *et al.*, 2000; Hawkesworth *et al.*, 1993) و هم مذاب‌های پدیدآمده از ذوب صفحه فرورونده (رسوب‌ها و یا بازالت) (Elliott *et al.*, 1994; Peacock *et al.*, 1997) است.



C) Late Cretaceous (Maasterichtian)

شکل ۱۲- الگوی نمادینی از رویدادهای زمین‌ساختی در پهنه اقیانوسی سیستان. A) بازشدن و گسترش اقیانوس سیستان در بازه زمانی کرتاسه پیشین تا اواسط کرتاسه؛ B) فرایند فرورانش و پیدایش دگرگونه‌های فشار بالا-کم‌دما در کمپلکس رتوک؛ C) فرورانش درون اقیانوسی (؟) در کرتاسه پسین که ماگماتیسم کماتی را در پی داشته است.

منابع

- Alavi, M. (1991) Tectonic map of the Middle East, scale 1:5000000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J. C. M., Omrani, J. and Plunder, A. (2013) Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic "mélange" (Eastern Iran). *Lithos* 156–159: 139-158.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011) Sr–Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 283-296.
- Babazadeh, S. A. and De Wever, P. (2004) Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran). *Geodiversitas* 26: 185-206.
- Babazadeh, S. A., Robaszynski, F. and Courme, M. D. (2007) New biostratigraphic data from Cretaceous planktic foraminifera in Sahlabad province, eastern Iran. *Geobios* 40: 445-454.
- Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z. (2013) New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos* 170–171: 17-34.
- Camp, V. and Griffis, R. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15: 221-239.
- Class, C., Miller, D. M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H. (2000) Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1(6).
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.
- Defant, M. J. and Kepezhinskis, P. (2001) Evidence suggests slab melting in arc magmas. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 82: 65-69.
- Delavari, M., Amini, S., Schmitt, A. K., McKeegan, K. D. and Mark Harrison, T. (2014) U–Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: Implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean. *Lithos* 200–201: 197-211.
- Delavari, M., Amini, S. A. and Sacconi, E. (2013) Geochemistry and Tectonomagmatic Setting of Tertiary Volcanism in East and Northeast of Nehbandan, Eastern Iran. *Geosciences* 23: 125-134 (in Persian).
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. and Biju-Duval, B. (1986) Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics* 123: 241-315.
- Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskis, P. K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87: 205-215.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research* 102: 14991-15019.

- Ersoy, E. Y., Helvacı, C. and Palmer, M. R. (2010) Mantle source characteristics and melting models for the early-middle Miocene mafic volcanism in Western Anatolia: Implications for enrichment processes of mantle lithosphere and origin of K-rich volcanism in post-collisional settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 112-128.
- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R. and Burgess, R. (2009) Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Geological Journal* 44: 104-116.
- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R., Amini, S. and Moazzen, M. (2005) Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: A comparison of P-T histories from a subduction mélange. *Lithos* 84: 1-24.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87: 23-49.
- Green, T. H. and Pearson, N. J. (1986) Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P,T. *Chemical Geology* 54: 185-201
- Gromet, L. P. and Silver, L. T. (1983) Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47: 925-939.
- Guillou, Y., Maurizot, P. and de la Villeon, H. (1981a) Geological map of Mahrud, Scale 1/100000, Geological Survey of Iran. Tehran.
- Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D. and de la Villeon, H. (1981b) Geological map of Gazic, Scale 1/100000, Geological Survey of Iran. Tehran.
- Hawkesworth, C. and Ellam, R. (1989) Chemical fluxes and wedge replenishment rates along recent destructive plate margins. *Geology* 17: 46-49.
- Hawkesworth, C., Gallagher, K., Hergt, J. and McDermott, F. (1993) Mantle and slab contribution in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21: 175-204.
- Hermann, J. (2002) Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chemical Geology* 192: 289-306.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kelemen, P. B., Shimizu, N. and Dunn, T. (1993) Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 120: 111-134.
- McCulloch, M. T. and Gamble, J. A. (1991) Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102: 358-374.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274: 321-355.
- Mohammadi, A., Burg, J. -P., Bouilhol, P. and Ruh, J. (2016) U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. *Lithos* 248-251: 293-308.
- Mohammadi, S. S., Zarrinkoub, M. H. and Keramati, F. (2011) The geochemistry and petrogenesis of Hossein abad Tertiary volcanic rocks (southwest of Birjand, East of Iran). *Petrology* 6: 83-96.

- Pang, K. -N., Chung, S. -L., Zarrinkoub, M. H., Chiu, H. -Y. and Li, X. -H. (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(6): 2151–2169.
- Pang, K. -N., Chung, S. -L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. -Y., Chu, C. -H., Lee, H. -Y. and Lo, C. -H. (2013) Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180–181: 234-251.
- Pang, K. -N., Chung, S. -L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Yang, H. -M., Chu, C. -H., Lee, H. -Y. and Lo, C. -H. (2012) Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology* 306–307: 40-53.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. B. (1994) Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 227-244.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites* (Ed. Thorpe, R. S.) 525-548. New York, NY, John Wiley & Sons.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J., Norry, M. J.) 230–249. Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-48.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S. (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos* 117: 209-228.
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Nédélec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V. (2005) The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Journal of Asian Earth Sciences* 25: 301-327.
- Schnurr, W. B. W., Trumbull, R. B., Clavero, J., Hahne, K., Siebel, W. and Gardeweg, M. (2007) Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes: Geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25 to 27 °S, 67 to 72 °W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166: 17-46.
- Şengör, A. M. C. (1990) A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society, London, Special Publications* 49: 797-831.
- Sun, S. -S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42: 313-345.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134-150.
- Wade, J. A., Plank, T., Stern, R. J., Tollstrup, D. L., Gill, J. B., O'Leary, J. C., Eiler, J. M., Moore, R. B., Woodhead, J. D., Trusdell, F., Fischer, T. P. and Hilton, D. R. (2005) The May 2003 eruption of Anatahan volcano, Mariana Islands: Geochemical evolution of a silicic island-arc volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 146: 139-170.

- Watson, E. B. and Capobianco, C. J. (1981) Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: an assessment of the role of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45: 2349-2358.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114: 491-504.
- Zarrinkoub, M. H., Chung, S. L., Khatib, M. H. and Mohammadi, S. S. (2010) Zircon Uranium-Lead dating, petrography and geochemistry for sub volcanic bodies in southwest of Birjand (Rich area). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18: 471-482. (in Persian).
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. -N., Chung, S. -L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. -Y. (2012) Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 154: 392-405.
- Zhao, J. -H. and Zhou, M. -F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152: 27-47.