



## بررسی جایگاه زمین ساختی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفسانی پسا ائوسن منطقه‌ی ابادر (شمال شرق قزوین)

گلاره رحیمی<sup>۱</sup>، علی کنعانیان<sup>۱\*</sup>، عباس آسیابانه‌ها<sup>۲</sup>

۱- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین

(دریافت مقاله: ۸۸/۵/۹ ، نسخه نهایی: ۸۸/۹/۱۶)

چکیده: سنگ‌های آتشفسانی بعد از ائوسن البرز در شمال شرق قزوین شامل گدازه‌هایی با ترکیب ریولیت، تراکی آندزیت، آندزیت، تراکی بازالت و بازالت با بافت پرفیری، سنگ‌های آذرآواری و برش‌های آتشفسانی سرخ رنگند که همه‌ی آن‌ها روی توفها و آذرآواری‌های ائوسن قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها نسبت به MORB از عناصر LILE غنی و از عناصر HFSE تهی شده‌اند و ویژگی‌های سنگ‌های آهکی-قلیایی وابسته به قوس‌های آتشفسانی را نشان می‌دهند. بی‌هنجرای‌های منفی عناصر Ti و Nb و غنی‌شدگی از عناصر گروه LILE دلیلی بر خاستگاه ماقمای به وجود آورنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی با درجه‌ی پائین یک گوشه‌ی غنی شده در بالای یک زون فروزانش است. سنگ‌های ریولیتی تا آندزیتی برخلاف سنگ‌های بازالتی، بی‌هنجرای منفی Ba دارند که این امر از ویژگی‌های پوسته‌ی فوقانی و شاخص محیط‌های با پتانسیم بالا محسوب می‌شود و دلالت بر نقش ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی در شکل گیری این سنگ‌ها دارد.

واژه‌های کلیدی: پسا ائوسن، بازالت، ریولیت، قوس آتشفسانی، آهکی-قلیایی.

[۱، ۲]. سنگ‌های آتشفسانی نوار پالئوژن چهارگوش قزوین-

رشت توسط [۲]، به سه فاز مجزا به شرح زیر تقسیم شده‌اند:

۱- توف‌های اسیدی و آندزیتی و گلسنگ‌های توفی به سن احتمالی ائوسن

۲- گدازه‌های بازی به سن احتمالی الیگوسن

۳- گدازه‌های آندزیتی شیشه‌ای به سن احتمالی الیگوسن

به عقیده‌ی [۲]، گدازه‌های فاز ۳ تنها در بخش غربی قزوین رخنمون دارند، ولی در بخش شمال شرقی قزوین نیز به صورت گنبدی‌های ریوداسیتی پراکنده روی گدازه‌های فاز ۲ قرار می‌گیرند. بر اساس بررسی‌های صحرایی می‌توان گفت که در منطقه‌ی مورد بررسی تنها سنگ‌های آتشفسانی فاز ۱ نوار

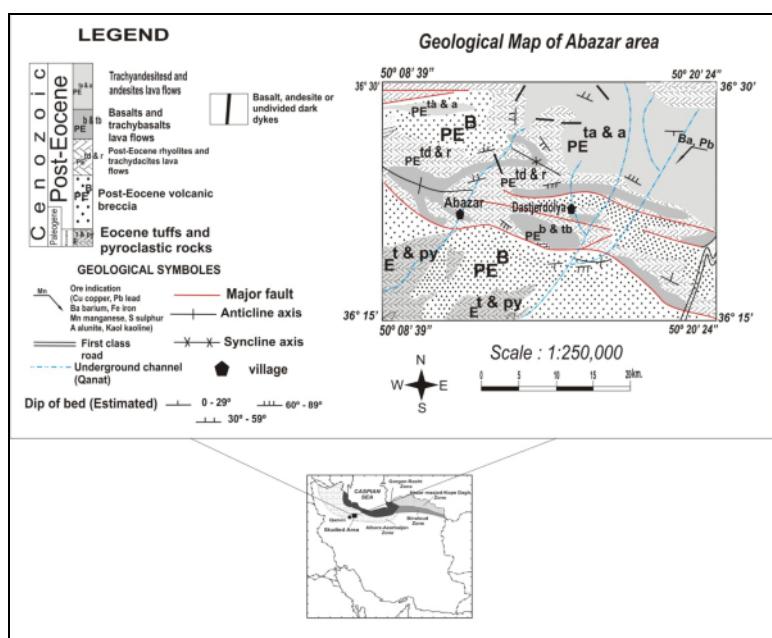
### مقدمه

منطقه‌ی مورد بررسی در ۱۵ کیلومتری شمال شرقی قزوین، بین عرض‌های جغرافیایی  $۳۶^{\circ} ۳۰' - ۳۶^{\circ} ۳۰'$  شمالی و طول‌های جغرافیایی  $۵۰^{\circ} ۲۰' - ۵۰^{\circ} ۳۹'$  شرقی واقع شده است (شکل ۱). مناسب‌ترین راه دسترسی به منطقه از طریق بزرگراه تهران- قزوین، خروجی جاده‌ی الموت در ۸ کیلومتری روستای کورانه است. گستره‌ی مورد بررسی از نظر تقسیمات زمین‌ساختی بخش کوچکی از زون گستردگی البرز غربی را تشکیل می‌دهد [۱]. قدیمی‌ترین سنگ‌های این گستره، سنگ‌های آتشفسانی نوار پالئوژن هستند که از نظر تقسیمات چینه‌شناسی معادل سازند کرج محسوب می‌شوند

\* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۴۸۰۹۷۴، نامبر: ۶۶۴۹۱۶۲۳ (۰۲۱)، پست الکترونیکی: kananian@khayam.ut.ac.ir

به گدازهای تراکی آندزیتی تا آندزیتی که معرف جوانترین فاز ماقمایی در این منطقه است (شکل ۲)، تبدیل می‌شوند. در این مقاله تلاش شده است تا با تکیه بر اطلاعات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناختی و نیز نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های آتشفشاری رخنمون یافته روی توف‌های آوسن، ویژگی‌های زئوپتیمیایی و سنگ‌زایی این گدازهای مورد بررسی قرار گیرد.

پالئوزن معرفی شده توسط آنلز و همکاران [۲]، رخنمون داشته و به نظر می‌رسد آتشفشاری دیگری متفاوت با مناطق مجاور [۴، ۵] رخ داده است، به طوری که پس از فعالیت ماقمایی پالئوزن، واحدهای آتشفشاری و آذرآواری متنوعی روی آذرآواری‌های آوسن (فاز ۱) قرار گرفته‌اند. این رشته آتشفشاری جوان در منطقه‌ی ابازر، بهصورت یک واحد برش آتشفشاری و سپس روانه‌های آذرآواری ریولیتی و تراکی‌داسیتی و گدازهای بازالتی تا تراکی‌بازالتی رخنمون دارند و در ادامه، این مجموعه



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی (با تغییرات اندک از [۲]).

System	Thickness m	Lithology	Description
Post - Eocene	150	Trachyandesite and andesite	
	50	Basalt and Trachybasalt	
	5	Paleosol	
	100	Rhyolite and Trachydacite	
	70	Volcanic breccia	
Eocene	50	Eocene tuffs and pyroclastic rocks	

شکل ۲ ستون چینه‌شناسی نموداری از سنگ‌ها و گدازه‌های منطقه‌ی مورد بررسی.

از سالمترین گدازه‌های منطقه (با کمترین میزان دگرسانی) برای آنالیزهای ژئوشیمیایی به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شدند و عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۱).

#### روش مطالعه

پس از انجام بررسی‌های صحرایی و نمونه برداری از سنگ‌های آتشفشارانی منطقه‌ی مورد بررسی، بین ۱۱۰ مقطع نازک میکروسکوپی که به منظور شناسایی ترکیب سنگ‌شناسی و روابط بافتی تهیه و مورد بررسی قرار گرفت، و تعداد ۱۶ نمونه

جدول ۱ نتایج آنالیزهای شیمیایی گدازه‌های شمال شرقی قزوین به روش ICP-MS

نام سنگ	ریولیت	ریولیت	ترکی داسیت	ترکی داسیت	ترکی بازالت	ترکی بازالت	ترکی بازالت	ترکی بازالت
شماره نمونه	S11TR1	S2TR2	S2TR4	S11TR2	D-Ab-1	S4R19	S4R4	S5BR10
Wt%								
SiO <sub>2</sub>	۴۷۳	۷۶۹	۲۶۸	۲۶۸	۹۴۶	۳۴۹	۴۵۱	۸۴۷
Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>	۷۱۲	۹۵۱۳	۱۱۵	۵۵۱۴	۸۵۱۶	۱۱۸	۵۵۱۷	۱۱۷
Fe <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>	۶۲۲	۶۴۲	۲۲۳	۱۲۳	۳۵۱۰	۲۱۰	۹۷۸	۵۹۹
CaO	۶۱	۷۱۲	۰۷۲	۹۶۱	۰۷۷	۵۳۷	۸۱۸	۵۲۹
MgO	۵۲۰	۵۳۰	۶۲۰	۶۰	۶۳۴	۲۲۳	۸۳۳	۷۵۲
Na <sub>۲</sub> O	۹۹۲	۱۵۳	۹۸۳	۷۸۳	۵۳۳	۹۲	۳۱۳	۶۶۲
K <sub>۲</sub> O	۶۲۴	۶۱۴	۵۳۴	۳۱۴	۴۲	۰۲۳	۵۴۲	۳
TiO <sub>۲</sub>	۳۴۰	۳۳۰	۴۲۰	۴۰	۵۱	۰۸۱	۹۶۰	۰۲۱
MnO	۰۹۰	۰۹۰	۱۰	۱۰	۱۴۰	۱۶۰	۱۳۰	۱۴۰
P <sub>۲</sub> O <sub>۵</sub>	۱۳۰	۱۲۰	۱۴۰	۱۴۰	۲۸۱۰	۳۹۰	۳۸۰	۳۷۰
LOI	۶۷۰	۳۹۲	۳۸۱	۷۹۰	۱۹۶	۶۸۳	۷۸۱	۳۰۵
TOTAL	۸۹۹	۳۹۹	۹۹۹	۱۹۸	۱۰۰	۷۹۹	۷۹۹	۴۹۹
ppm								
Ba	۵۷۴	۵۹۶	۶۸۹	۶۸۵	۵۹۵	۷۲۳	۶۸۳	۸۷۹
Ce	۱۵۱	۶۵۲	۶۰	۲۵۹	۸۳۸	۴۴۴	۴۵۲	۴۴۱
Co	۴۳	۵۳	۴۴	۴۴	۷۳۰	۷۲۷	۷۲۶	۴۲۵
Cr	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۵۰	۱۰	۴۰	۱۰
Dy	۵۳۳	۶۱۳	۲۷۴	۲۷۴	۷۱۳	۹۲۴	۸۴	۵۴
Er	۳۱۲	۳۸۲	۸۳۲	۸۲	۹۱	۷۸۲	۶۵۲	۵۲۲
Eu	۹۱۰	۹۱۰	۱۵۱	۰۹۱	۵۳۱	۸۷۱	۷۶۱	۶۹۱
Gd	۹۹۳	۱۴۴	۸۷۴	۸۶۴	۵۳۴	۸۷۵	۰۳۶	۵۷۵
Hf	۱۵	۴۵	۱۶	۲۶	۵۲	۸۲	۵۳	۴۲
Ho	۷۴۰	۷۶۰	۹۰	۸۹۰	۷۱۰	۹۹۰	۹۴۰	۸۹۰
La	۵۲۶	۲۷	۳۳۱	۳۱	۶۱۸	۳۲۲	۸۲۵	۹۱۹
Lu	۴۰	۴۰	۴۶۰	۴۷۰	۲۶۰	۳۷۰	۳۶۰	۳۴۰
Nb	۱۴	۶۱۴	۷۱۶	۴۱۶	۹	۱۷	۹۹	۶۶
Nd	۹۲۰	۲۲۱	۹۲۴	۵۲۴	۴۱۹	۴۲۵	۶۲۷	۳۲۳
Pr	۷۹۵	۹۲۵	۸۴۶	۸۲۶	۶۷۴	۹۷۵	۷۵۶	۴۶۵
Rb	۵۱۲۷	۵۱۲۶	۱۳۱	۵۱۳۰	۹۵۸	۷۷	۵۶۶	۶۷۵
Sm	۹۵۳	۹۵۳	۶۵۴	۷۴	۳۷۴	۸۵۵	۹۸۵	۴۱۵
Sr	۱۸۱	۵۱۸۹	۲۴۴	۲۳۹	۶۴۸	۵۹۶	۶۳۴	۵۱۹
Ta	۱	۱۱	۲۱	۲۱	۵۰	۴۰	۶۰	۴۰
Th	۷۱۳	۰۵۱۴	۶۵۱۵	۷۵۱۵	۹۴۲	۹۳۴	۳۸۶	۴۴
Tm	۳۹۰	۳۶۰	۴۳۰	۴۴۰	۳۱۰	۳۸۰	۳۷۰	۳۴۰
Y	۴۱۹	۱۲۰	۲۲۳	۲۳	۲۱۸	۲۴	۱۲۴	۵۲۲

Yb	۴۹,۲	۵,۲	۹۷,۲	۸۷,۲	۸۲,۱	۴,۲	۳۹,۲	۲۱,۲
Zr	۱۹۲	۲۰۳	۲۲۴	۲۲۳	۹۷	۱۰۱	۱۳۴	۹۳

## ادامه جدول ۱

نام سنگ	بازالت	تراکی آندزیت	آندزیت	آندزیت				
شماره نمونه	S5BR7	S6R4	R36	R44	S6R5	S6R7	S7BR1	S8BR1
Wt%								
SiO <sub>۴</sub>	۱,۵۱	۲,۵۷	۲,۵۷	۴,۵۷	۹,۵۶	۲,۵۸	۳,۵۹	۱,۵۹
Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>	۵,۱۷	۱۸	۱۸	۰,۵۱۸	۸,۱۷	۱,۱۸	۸۵,۱۵	۹۵,۱۵
Fe <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>	۵۸,۹	۲۷,۶	۲۷,۶	۵۹,۶	۲۲,۶	۳۸,۶	۱۴,۶	۱۶,۶
CaO	۵۱,۹	۴۹,۵	۶۷,۵	۷۹,۵	۷,۵	۶۶,۵	۳۸,۵	۴,۵
MgO	۳,۴	۸۶,۱	۰,۸۲	۷۶,۱	۹۶,۱	۲	۹,۲	۹۲,۲
Na <sub>۲</sub> O	۹۸,۲	۰,۶,۴	۰,۲,۴	۰,۶,۴	۰,۲,۴	۱,۴	۹۸,۳	۵۹,۳
K <sub>۲</sub> O	۸۱,۱	۸۳,۲	۷۶,۲	۷۶,۲	۸۲,۲	۸۸,۲	۹,۱	۳۴,۲
TiO <sub>۴</sub>	۰,۳,۱	۶۱,۰	۶۳,۰	۶۴,۰	۶۱,۰	۶۱,۰	۷۴,۰	۷۵,۰
MnO	۱۶,۰	۱۱,۰	۰,۹,۰	۱,۰	۱۱,۰	۱۱,۰	۱۱,۰	۱۲,۰
P <sub>۲</sub> O <sub>۵</sub>	۳۲,۰	۳۴,۰	۳۶,۰	۳۵,۰	۳۴,۰	۳۴,۰	۲۲,۰	۲۱,۰
LOI	۲۷,۱	۰,۶,۲	۷۵,۱	۲۷,۲	۲۷,۲	۳۹,۱	۱۷,۲	۱۰,۲
TOTAL	۷,۹۹	۱,۹۹	۹۹	۹,۹۹	۹۹	۱۰۰	۸,۹۸	۸,۹۸
ppm								
Ba	۶۰,۶	۸۴,۴	۸۴,۱	۸۱,۲	۱۰,۸۵	۱۹,۲۰	۶۳,۲	۶۴,۱
Ce	۹,۳۴	۲,۵۸	۹,۵۳	۸,۵۵	۷,۵۷	۱,۵۸	۵۳	۵۷
Co	۹,۲۷	۷,۱۲	۷,۱۲	۳,۱۲	۲,۱۳	۷,۱۲	۶,۱۶	۸,۱۶
Cr	۰,۰	۱۰	۱۰	۲۰	۱۰	۱۰	۳۰	۳۰
Dy	۲۲,۴	۰,۱,۴	۰,۸,۴	۲۵,۴	۱,۴	۱۶,۴	۱۷,۴	۲۵,۴
Er	۴۵,۲	۵۶,۲	۴۷,۲	۶۴,۲	۶,۲	۵۳,۲	۵۱,۲	۵۶,۲
Eu	۴۹,۱	۵۶,۱	۶,۱	۵۶,۱	۵۵,۱	۵۹,۱	۱۹,۱	۱۴,۱
Gd	۷۸,۴	۱۲,۵	۱۷,۵	۱۸,۵	۱۹,۵	۲۳,۵	۸۹,۴	۷۴,۴
Hf	۰,۲	۱,۴	۲,۴	۲,۴	۱,۴	۱,۴	۱,۵	۰,۵
Ho	۸۸,۰	۸۵,۰	۸۴,۰	۸۷,۰	۸۴,۰	۸۵,۰	۸۶,۰	۸۸,۰
La	۱,۱۷	۷,۲۹	۱,۱۲۸	۲,۲۸	۵,۲۹	۶,۲۹	۶,۲۶	۹,۲۸
Lu	۳۵,۰	۳۸,۰	۳۹,۰	۴۱,۰	۴۱,۰	۴۱,۰	۳۹,۰	۳۸,۰
Nb	۱,۷	۱,۱۲	۹,۱۱	۹,۱۱	۹,۱۱	۲,۱۲	۲,۱۳	۱,۱۳
Nd	۳,۱۹	۲۷	۹,۲۵	۶,۲۶	۷,۲۶	۸,۲۶	۲۴	۴,۲۵
Pr	۶۱,۴	۰,۷,۷	۷۶,۶	۸۳,۶	۹۳,۶	۷	۲۹,۶	۶,۶
Rb	۴۶	۲,۷۷	۹,۷۲	۱,۷۳	۵,۷۶	۷,۷۸	۵,۱۱	۱۶۹
Sm	۵۱,۴	۲۸,۵	۰,۳,۵	۱۹,۵	۲۳,۵	۰,۸,۵	۷۸,۴	۸۸,۴
Sr	۵۴,۹	۵۸,۰	۵۷۷	۵۹۱	۵۹۰	۶۱۳	۳۸۸	۴۰۳
Ta	۴,۰	۷,۰	۷,۰	۷,۰	۷,۰	۷,۰	۹,۰	۱
Th	۰,۵,۴	۴۷,۷	۵,۷	۵۱,۷	۲۷,۷	۳۸,۷	۴,۱۱	۷,۱۱
Tm	۳۵,۰	۳۶,۰	۳۶,۰	۳۷,۰	۳۸,۰	۳۷,۰	۳۶,۰	۳۹,۰
Y	۴,۲۱	۱,۲۲	۲,۲۱	۲,۲۲	۲,۲۲	۴,۲۲	۳,۲۲	۶,۲۳
Yb	۲۲,۲	۴۷,۲	۴۹,۲	۶۴,۲	۴۹,۲	۵۴,۲	۵۱,۲	۵۴,۲
Zr	۹۶	۱۷۲	۱۶۷	۱۶۸	۱۶۸	۱۷۱	۱۹۸	۲۰۴

نیمه عمیق (بیشتر دایک) تشکیل می‌دهند. چنانکه اشاره شد،

تمامی گدازه‌ها روی سنگ‌های آذرآواری و توفهای ائوسن قرار

## زمین‌شناسی و سنگ‌شناسخانی گدازه‌ها

سیمای غالب منطقه‌ی مورد بررسی را سنگ‌های آتشفسانی

تیره و روشن، برش‌های آتشفسانی سرخ رنگ و نفوذی‌های

به صورت میکروفونوکریست حضور دارند. این بلورها کشیده، سوزنی و گاهی ذوزنقه‌ای شکل‌اند. ابعاد این کانی‌ها ۰-۶-۷۵ میلیمتر بوده و ۲-۶ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیتها دستخوش اکسایش شده و بهرنگ قهوه‌ای تیره درآمده‌اند. پلازیوکلاز و کوارتز نیز به صورت میکروفونوکریست دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها شاردهای فراوان با اشکال و ابعاد مختلفی به چشم می‌خورد که بین ۸۰-۸۵٪ حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۴ الف).

#### بازالت‌ها

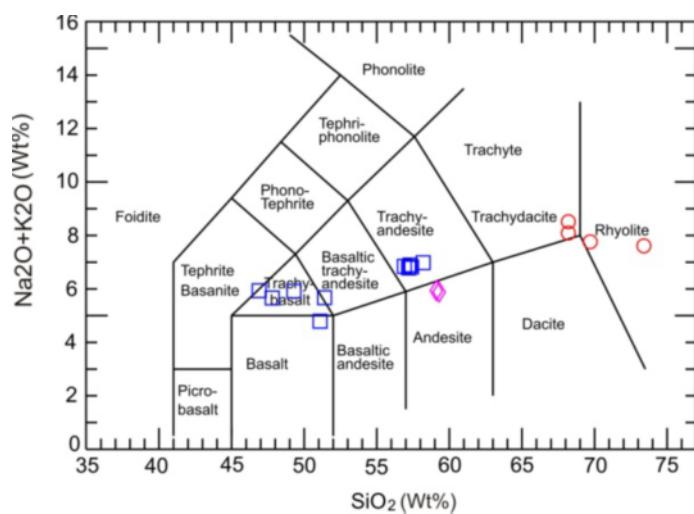
روی روانه‌های ریولیتی، گدازه‌های بازالتی به صورت روانه‌هایی متعدد با ضخامت‌های مختلف حدود ۵ تا ۷۰ متر رخمنون داشته و در رأس برخی از روانه‌ها دبی منشوری دیده می‌شود. بازالت‌ها در نمونه‌ی دستی بهرنگ خاکستری تیره هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها را پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و کانی‌های کدر و یا شیشه‌ای قرار دارند. از کانی‌های فرعی می‌توان به اکسیدهای آهن و از کانی‌های ثانویه نیز به کلریت، اپیدوت و کلسیت اشاره کرد. عموماً بافت پورفیریک با خمیره‌ی میکرولیتی و شیشه‌ای و در برخی نقاط بافت گلومروپورفیریک دارند. در بسیاری موارد، درشت بلورهای شکل‌دار به وسیله‌ی خمیره‌ی دربرگیرنده خورده شده و به واسطه‌ی حضور نفوذی‌هایی از کانی‌های دیگر، بافت پوئی‌کلیتیک نشان می‌دهند (شکل ۴ ب).

داشته و در قاعده‌ی گدازه‌ها یک واحد لیتیک برش آتشفسانی سرخ تا زرد رنگ رخمنون دارد. از آن جا که حضور *Discocyclina Nummulites Sp.* و *Actinocyclus Sp.* آهکی موجود در قاعده‌ی برش‌های آتشفسانی زیر گدازه‌ها نشانگر یک محیط دریایی باز با شوری عادی است [۶]، بنابراین می‌توان گفت فوران توف‌ها در یک محیط زیر آبی انجام گرفته است. از طرف دیگر رخمنون برش‌های آتشفسانی در قاعده‌ی گدازه‌ها می‌تواند دال بر یک فوران هوایی با یک وقهی زمانی باشد. بنابراین به نظر می‌رسد که گدازه‌ها از لحاظ سنی جوانتر از ائوسن باشند. سنگ‌های آتشفسانی منطقه از لحاظ سنگ‌شناسی و بر اساس نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  [۷] شامل بازالت، تراکی‌بازالت، ریولیت، تراکی‌داسیت، تراکی‌آنزیت و آندزیت‌اند (شکل ۳) که به شرح آن‌ها می‌پردازیم.

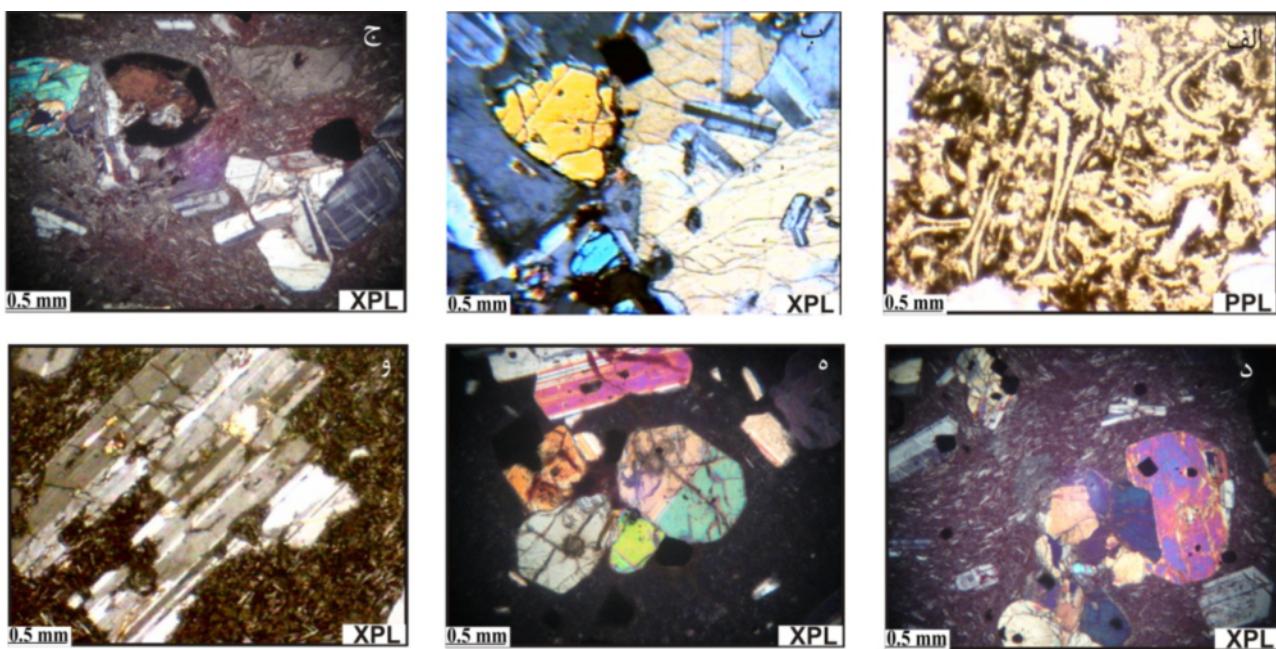
#### روانه‌های ریولیتی و تراکی داسیتی

اولین واحد آتشفسانی از مجموعه‌ی آتشفسانی پسا ائوسن، یک نهشت‌های آذرآواری است که با یک برش آتشفسانی حاوی خرده سنگ‌های فراوان در زمینه‌ای با بافت جریانی شروع شده و به یک روانه‌ی آذرآواری با بافت اوتاکسیتی تبدیل می‌شود. سنگ‌های اخیر در نمونه‌ی دستی به رنگ صورتی تا خاکستری روشن دیده می‌شوند و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آن‌ها فلدسپار قلیایی، بیوتیت، کوارتز، پلازیوکلاز و مقدار کمی کلینوپیروکسن است.

فراوان‌ترین کانی مافیک سنگ، بلورهای بیوتیت هستند که



شکل ۳ نمودار  $\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  [۷] برای رده‌بندی سنگ‌های آتش‌فشاری منطقه‌ی مورد بررسی.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از: (الف) شاردهای شیشه‌ای فراوان با اشکال مختلف در ریولیت. (ب) بافت افیتیک (وجود نفوذی‌های پلازیوکلاز، کدر و کلینوپیروکسن در فنوکریستهای پیروکسن) در بازالت (ج) فنوکریستهای آمفیبول با حاشیه‌ی سوخته (اپاسیتی شده) و پلازیوکلاز دارای زونینگ در زمینه‌ای مشکل از میکرولیتهای پلازیوکلاز با بافت نمدی در تراکی آندزیت. (د) بافت گلومروپورفیری و غربالی در بلور پلازیوکلاز در زمینه‌ای مشکل از میکرولیتهای پلازیوکلاز با بافت جریانی در تراکی آندزیت. (ه). بلورهای اتمورف کلینوپیروکسن با ماکل تیغه‌ای در یک زمینه‌ی شیشه‌ای در آندزیت. (و) آثار خوردگی در بلور پلازیوکلاز در آندزیت.

### تراکی آندزیت‌ها

گدازه‌های تراکی آندزیتی به صورت روانه‌های گستردۀ و ضخیمی گدازه‌های ریولیتی و تراکی داسیتی را می‌پوشانند و یا در برخی نقاط در تماس بلافصل با برش‌های آتش‌شناشی قرار می‌گیرند. در نمونه‌های دستی این سنگ‌ها، فنوکریستهای پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن در یک خمیره‌ی ریز بلور دیده می‌شوند. رنگ نمونه‌ها از سرخ تیره تا ارغوانی متغیر است و آثار چرخش آبغون‌های آهن‌دار در شکستگی‌های آن‌ها مشاهده می‌شود. بافت‌های میکروسکوپی آنها پورفیری روانه‌ای و در برخی نقاط گلومروپورفیریک است. کانی‌های اصلی آن‌ها را پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپار قلیایی، آمفیبول و بیوتیت (اکسیدشده یا سوخته) (شکل ۴ ج و د) و کانی‌های ثانویه را کلریت، کلسیت و سریسیت تشکیل می‌دهند. بلورهای آمفیبول در برخی از نمونه‌ها، ابعاد ۰/۲ تا ۱/۵ میلیمتری دارند و تا ۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها معمولاً از

### تراکی بازالت‌ها

روی گدازه‌های بازالتی، گدازه‌های تراکی بازالتی به شکل توده‌ای و گاهی لایه لایه با ضخامت ۵ تا ۱۰ متر رخمنون دارند. در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی آن‌ها را پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از میکرولیتهای پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپار قلیایی، کانی‌های کدر و یا شیشه قرار دارند. کانی‌های فرعی آن‌ها اکسیدهای آهن و کانی‌های ثانویه کلریت و کلسیت هستند. مانند بازالت‌ها بافت پورفیریک با خمیره‌ی میکرولیتی و شیشه‌ای و در برخی نقاط بافت گلومروپورفیریک و روانه‌ای دارند. بافت غیرتعادلی مانند منطقه‌بندی، بافت غربالی و خوردگی در بلورهای پلازیوکلاز دیده می‌شود. سریسیتی شدن به مقدار بسیار اندک بلورهای این کانی را تحت تأثیر قرار داده است.

در سنگ‌های تراکی آندزیتی و آندزیتی متغیر است. در شکل ۵، تغییرات برخی عناصر اصلی نسبت به  $\text{SiO}_2$  برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه نمایش داده شده است. چنانکه در شکل دیده می‌شود، مقدار اکسیدهای  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  و  $\text{CaO}$  با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  روند نزولی نشان می‌دهند. اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  تغییرات مشخصی ندارند. مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  نیز یک روند افزایشی را در سنگ‌های بازی و یک روند کاهشی را در سنگ‌های اسیدی منطقه نشان می‌دهد. ولی بین محتوای  $\text{SiO}_2$  سنگ‌های بازی و سنگ‌های اسیدی و حدوداً، یک خلاه وجود دارد که این شواهد احتمالاً می‌تواند ناشی از وجود خاستگاه‌های متفاوت در این سنگ‌ها باشد.

در شکل ۶، الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به کندریت [۹] بهنجار شده است، بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌ها حدود ۱۰۰ تا ۱۰۰ برابر نسبت به کندریت از REE‌ها غنی‌ترند. در این میان عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به انواع سنگین (HREE) نشان می‌دهند. تواری الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی سنگ‌های بازالتی، تراکی بازالتی و تراکی آندزیتی در این نمودارها، می‌تواند نشانه خاستگاه مشترک این سنگ‌ها باشد و به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها کم و بیش محصول تبلور و یا جدایش اندک یک مagmaی تحول یافته بازالتی مشتق شده از گوشه‌ته باشند، به طوری که مقدار # $\text{Mg}$  در سنگ‌های مورد بررسی از ۲۷/۷۸ تا ۱۳/۵۱ است که یک magmaی تحول یافته محسوب می‌شود [۱۰]. سنگ‌های ریولیتی و تراکی داسیتی، برخلاف سنگ‌های بازالتی، تراکی بازالتی و تراکی آندزیتی، تهی‌شدگی از  $\text{Eu}^*$  در سنگ‌های EU در سنگ‌های آذرین می‌تواند در اثر عواملی چون جدایش پلازیوکلاز، فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط و یا باقی‌ماندن پلازیوکلاز غنی از کلسیم در فاز تفاله باشد. با توجه به اسیدی بودن سنگ‌های ریولیتی و تراکی داسیتی منطقه، جدایش پلازیوکلاز در این سنگ‌ها بعید بوده و لذا می‌توان این بی‌هنگاری را به باقی‌ماندن پلازیوکلاز در فاز تفاله نسبت داد. از طرف دیگر تهی‌شدگی ضعیف سنگ‌های یاد شده از عناصر MREE معرف جدایش تیتانیت از آنهاست [۱۱].

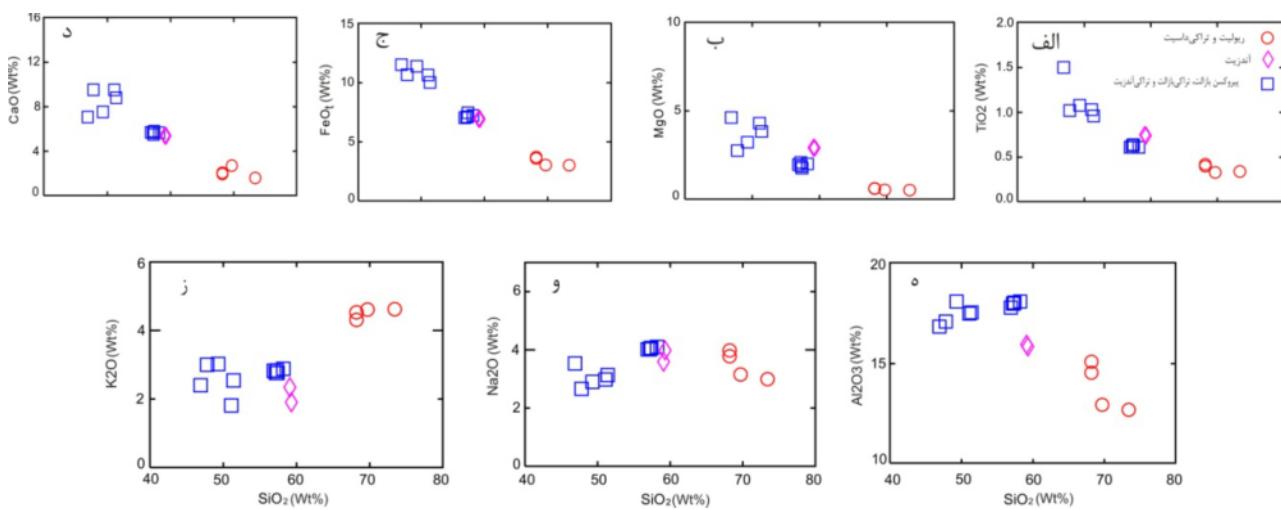
حاشیه اکسید شده‌اند. گاهی شدت اکسایش به حدی زیاد است که از بلور آمفیبول اولیه چیزی باقی نمانده و بلور تماماً به اکسید آهن تبدیل شده است. بافت غیرتعادلی مانند منطقه‌بندی، بافت غربالی و خورده‌گی در بلورهای پلازیوکلاز دیده می‌شوند.

### آندزیت‌ها

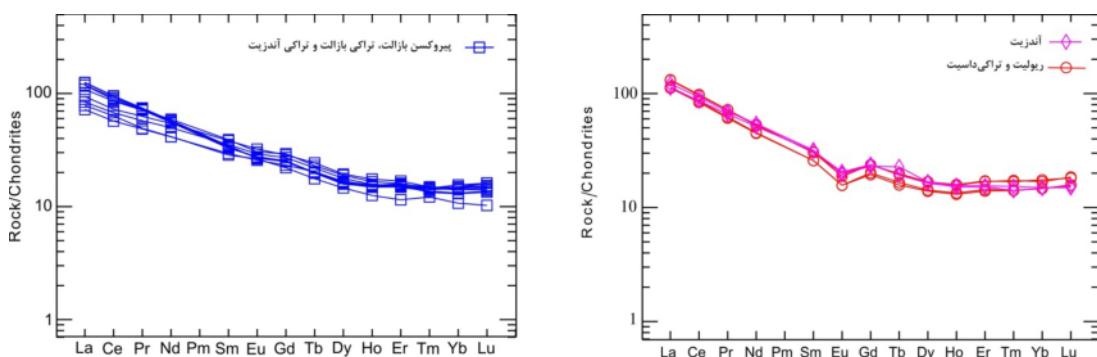
گدازه‌های آندزیتی در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری تا سیاه دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها بیشتر هیالوپوروفیریک است و درشت بلورهای پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای بسیار ریز از کانی‌های کدر و شیشه قرار دارند. در برخی از فنوکریسته‌های خودریخت کلینوپیروکسن ماکل تیغه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۴). اندازه‌ی درشت بلورهای پلازیوکلاز گاه تا ۱۵ میلیمتر نیز می‌رسد ولی اندازه‌ی متوسط آنها ۵-۱۰ میلیمتر است. این بلورها ۶۵-۷۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده و آثار چرخش آبگون‌های آهن‌دار در شکستگی‌های آن‌ها مشاهده می‌شود. بافت‌های غیر تعادلی مانند بافت غربالی و خلیج خورده‌گی نیز در درشت بلورهای پلازیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۴ و). تحلیل رفتن یک فاز جامد در یک فاز شاره‌ای نشانه‌ی تحت اشباع بودن شاره‌ی یاد شده از آن فاز است. یعنی فازی که قبلاً به علت اشباع بودن در شاره‌ی اولیه از آن متبول شده، به واسطه‌ی تغییر شرایط دستخوش انحلال شده است [۸]. تغییر ترکیب شاره‌ی معلول تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته‌ی اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درونگیر و یا اختلاط با آبگون‌های دیگر است [۸]. زمینه نیز شامل بلورهای ریز کانی‌های کدر، شیشه و به مقدار خیلی کم کوارتز است. از کانی‌های ثانویه نیز کلسیت، کلریت و سریسیت را می‌توان نام برد. گدازه‌های تراکی آندزیتی و آندزیتی بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی، مبین جوانترین فاز مagmaی در منطقه‌ی مورد بررسی است.

### ژئوشیمی

مطابق جدول ۱، مقدار  $\text{SiO}_2$  سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی اباذر بین ۴۶/۹ تا ۵۱/۱ درصد وزنی در سنگ‌های بازالتی و تراکی بازالتی، ۶۹/۷ تا ۷۳/۴ درصد وزنی در سنگ‌های ریولیتی، ۶۸/۲ در سنگ‌های تراکی داسیتی و ۵۶/۹ تا ۵۹/۳ درصد وزنی



شکل ۵ تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌های آتشفشاری منطقه‌ی مورد بررسی.



شکل ۶ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با کندریت [۹] برای نمونه‌های مورد بررسی.

در سنگ‌های ریولیتی، تراکی‌داسیتی و آندزیتی است، که  $\text{Ba}$  از ویژگی‌های پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی محسوب می‌شود [۱۱-۱۳] و به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران [۱۴-۱۶]، ایگنمبریت‌ها محصول آناتکسی پوسته‌ای در سطح بالای پوسته‌ی قاره‌ای هستند. در حالی که گدازه‌های بازیک منطقه بر اساس شواهد ارائه شده در متن از ذوب بخشی گوشه سرچشمۀ گرفته‌اند و لذا نمی‌توان برای این دو گروه سنگی خاستگاه مشترکی در نظر گرفت. از طرف دیگر با توجه به رخمنون زیادتر سنگ‌های اسیدی نسبت به انواع بازی (شکل ۲)، احتمال ریشه گیری سنگ‌های اسیدی از مagma‌ی بازی ضعیف ارزیابی می‌شود.

بررسی‌های جدید نشان می‌دهد که میزان تهی شدگی  $\text{Ba}$  در سنگ‌های آتشفشاری می‌تواند مستقل از درجه‌ی اشباع شدگی magma‌ی سازنده‌ی آن‌ها از سیلیس و میزان شکل‌گیری آن باشد [۲۰]. همخوانی مثبت بی هنجاری‌های منفی  $\text{P}$  و  $\text{Ba}$

### بحث و بررسی

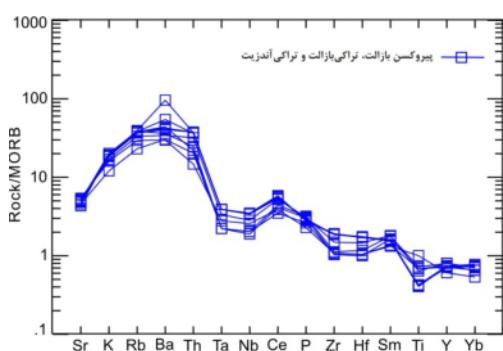
در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مورب [۱۲]، سنگ‌های منطقه از عناصر LILE غنی شده و از عناصر HFSE تهی شده‌اند (شکل ۷) که این وضعیت شاخص سنگ‌های آتشفشاری وابسته به قوس است [۱۳]. به اعتقاد [۱۴]، بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشاری آهکی-قیایی مناطق کمانی در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه‌ی فرورونده به درون گوه گوشه‌ای بالای آن به وجود می‌آید.

از طرفی وجود بی هنجاری‌های منفی عناصر  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Ti}$  و  $\text{P}$  در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها، می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه‌ی فرورانش باشد [۱۵]. در مناطق فرورانش، شاره‌های آزاد شده از بخش فوقانی لیتوسفر فرورونده که از  $\text{Nb}$  فقیر و از LILE غنی‌اند، به گوه گوشه‌ای افزوده می‌شوند [۱۶]. نکته قابل توجه وجود بی هنجاری منفی

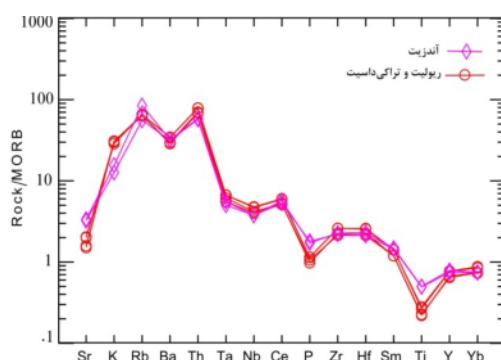
مورد بررسی را جزء محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای (Active Continental Margin) به شمار آورد. به اعتقاد [۲۸] اقیانوس نئوتیس به علت حرکت آفریقا به سمت شمال خاوری، به زیر ایران مرکزی (و زون سندنج-سیرجان که شاید در آن زمان از رشته‌ای جزایر قوسی تشکیل شده بود) فروزانش کرده است. همخوانی زون‌های فروزانش و برخورد با تیغه‌های گرمابی قدیمی که در مژوزوئیک ریفت‌های درون قاره‌ای را بوجود آورده بودند، می‌توانست موجب بهم‌خوردگی نظم کلاسیک ماقماتیسم در محیط‌های زمین ساختی نامبرده شده باشد. شکسته شدن پوسته‌ی اقیانوسی نئوتیس در کرتاسه بالایی این امکان را فراهم کرده تا بخش فرورفته و متوقف شده‌ی این پوسته به طور یکنواخت گرم شده، و سبب آتشفشاری شدید و همزمان ائوسن شود. این پدیده در دوره‌ی ترشیاری نیز به صورت خفیف ادامه داشته است. غالب توده‌های پلوتونیک و سابولکانیک ترشیاری ایران با آتشفشار ائوسن هم ماقما بوده و حاصل تخلیه فشاری مخازن ماقمایی ژرف زیر آتشفشارهای ائوسن در دوره‌های کوهزایی پیرنین و استیرین هستند [۲۸].

سنگ‌های آتشفشاری با پیهنجاری این عناصر در سنگ‌های تهنه‌نشستی ایتالیا به نقش سنگ‌های ته نشستی در تولید سنگ‌های آتشفشاری نسبت داده شده است [۲۰]. به هر حال پیهنجاری منفی Ba، شاخص محیط‌های با پتانسیم بالا بوده و خاص فازهای فلزیک است [۱۱].

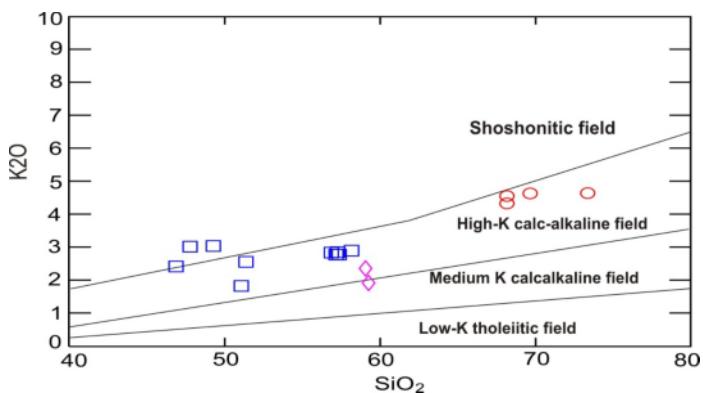
نمونه‌های سنگی مورد بررسی در نمودار  $K_2O$ - $SiO_2$  نسبت به شرایط بازی تا شوشونیتی و نیز برای شرایط اسیدی و حدواته هستند (شکل ۸) و روی نمودارهای مختلف تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های منطقه که بیشتر بر پایه‌ی فراوانی عناصر کمیاب طراحی شده‌اند [۲۲-۲۷] نیز تماماً در قلمرو سنگ‌های آتشفشاری کمان ماقمایی قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف تا و). برای تشخیص کمان ماقمایی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از نوع جزایر اقیانوسی، با استناد به بالا بودن نسبت Zr در نمونه‌ها (شکل ۱۰) می‌توان این کمان ماقمایی را ناشی از فروزانش یک پوسته‌ی اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای در نظر گرفت و به این ترتیب محیط تکتونوماقمایی سنگ‌های



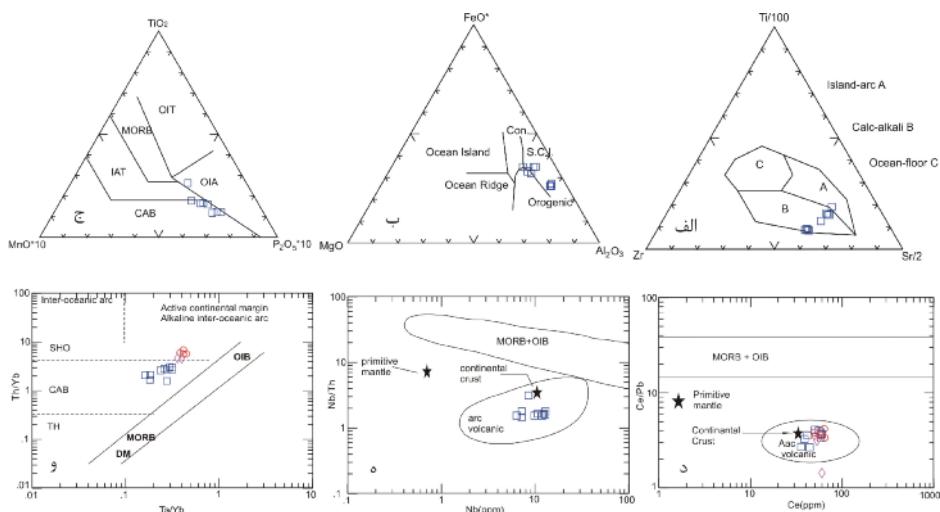
شکل ۷ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با MORB [۱۲] برای نمونه‌های مورد بررسی.



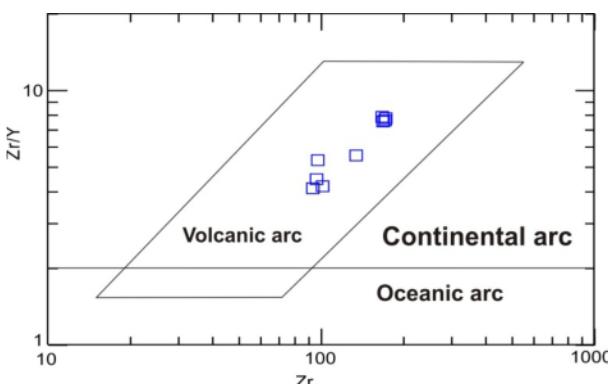
شکل ۷ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با MORB [۱۲] برای نمونه‌های مورد بررسی.



شکل ۸ نمونه‌های منطقه روی نمودار دوتایی  $K_2O$ - $SiO_2$  نسبت به  $SiO_2$  [۲۱]، معرف ماهیت آهکی و قلیایی با پتانسیم بالا تا شوشونیتی سنگ‌های منطقه است. (□ پیروکسن‌بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت، ◊ آندزیت، ○ ریولیت و تراکی‌داسیت).



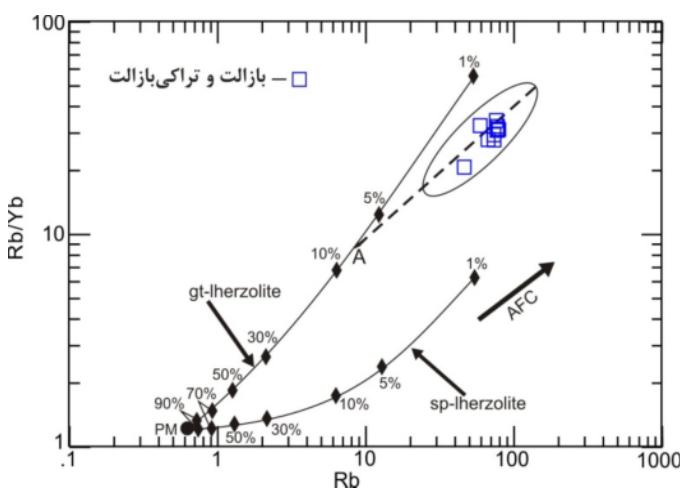
شکل ۹ تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشاری منطقه‌ی مورد بررسی با استفاده از نمودارهای، (الف) [۲۴]، (ب) [۲۲]، (ج) [۲۳]، (د) [۲۵]، (ه) [۲۶]، (و) [۲۷] (□ پیروکسن‌بازالت و تراکی‌بازالت، ◊ آندزیت، ○ ریولیت و تراکی‌داسیت).



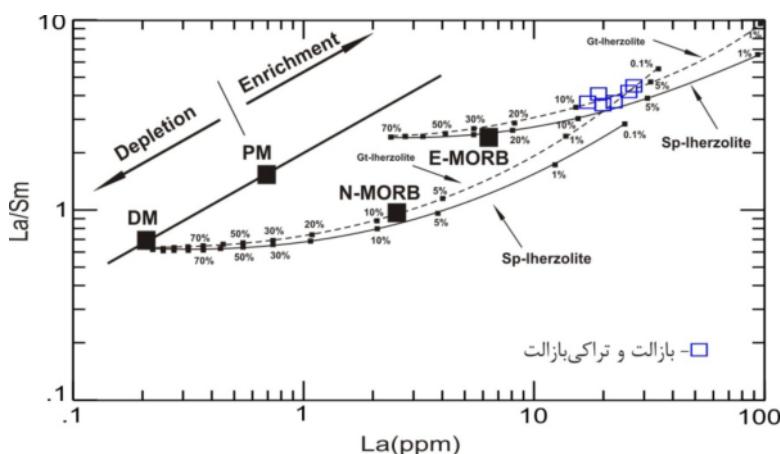
شکل ۱۰ محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بر اساس تغییرات  $Zr/Y$  در برابر  $Zr$ . (□ پیروکسن‌بازالت و تراکی‌بازالت).

است که با درجات مختلف ذوب بخشی از گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی ریشه گرفته‌اند. اعداد روی خطوط معرف درجه‌ی ذوب بخشی را نشان می‌دهند. بر روی خط ضخیم گستره‌ی گوشته‌ی اولیه تهی شده (Depleted mantle) و غنی شده (Enriched mantle) مشخص است. چنانکه در شکل دیده می‌شود، با فرض لرزولیتی بودن ترکیب گوشته، می‌توان روند تغییرات ترکیب آبگون‌های مشتق شده از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته را در دو شاخه‌ی مختلف گوشته‌ی غنی شده و گوشته‌ی تهی شده تعقیب کرد. نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm همگی ترکیبی مشابهی با آبگون‌های مشتق شده از گوشته غنی شده را دارند و روی روند منطبق با حدود ۱۰-۱۵٪ ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار قرار می‌گیرند. بنا بر این به نظر می‌رسد که گدازه‌های منطقه‌ی ابادر از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که در اثر تماس با شاره‌های مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی شده، ریشه گرفته باشند.

به‌منظور توصیف و ارزیابی خاستگاه ماقمای سنگ‌های آتشفشاری منطقه‌ی ابادر، احتمال شکل‌گیری این سنگ‌ها را ذوب بخشی گوشته با استفاده از نمودار  $Rb/Yb$  نسبت به  $Rb$  (شکل ۱۱) مورد بررسی قرار می‌دهیم. دلیل استفاده از این نمودار آن است که گارنت کانی اصلی نگهدارنده‌ی  $Yb$  و نسبت متغیر  $Rb/Yb$  وابسته به گارنت بوده و بین ذوب گوشته‌ی اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی تفاوت قائل می‌شود [۲۹]. فرایند ذوب برای هر دو خاستگاه اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی با فرض وقوع ذوب دسته‌ای و یک گوشته‌ی اولیه شبیه به MORB مدل سازی شده است. چنانکه در شکل ۱۱ دیده می‌شود، روند داده‌های گدازه‌های منطقه، بر منحنی ذوب گارنت لرزولیت منطبق بوده و بیانگر میزان ۵-۱۰٪ ذوب برای تولید ماقمای تشکیل دهنده‌ی این گدازه‌هاست ( نقطه A ). شکل ۱۲، نشان دهنده‌ی تغییرات نسبت  $La/Sm$  نسبت به La در سنگ‌های آتشفشاری ابادر است. در این شکل خطوط ممتد و منقطع نشان دهنده‌ی روند تغییر ترکیب آبگون‌هایی



شکل ۱۱ نمودار دو تایی Rb/Yb نسبت به Rb نشان دهنده منحنی های ذوب [۲۹]. A: نقطه برخورد روند داده ها با منحنی ذوب گارنت رزولیت. خطوط ممتد نمایانگر روند های ذوب از گوشته ای اولیه بوده نقاط لوزی شکل روی هرمنحنی نیز نشان دهنده درجات مختلف ذوب بخشی را نشان می دهد.



شکل ۱۲ نمودار تغییرات La/Sm نسبت به La [۳۰] سنگ های آتشفشاری منطقه مورد بررسی. PM: ترکیب گوشته ای اولیه و DM: ترکیب گوشته تهی شده است.

-۲- در نمودارهای هارکر (شکل ۶)، بین محتوای  $\text{SiO}_2$  سنگ-های بازیک و سنگ-های اسیدی و حدواتسط یک خلاه وجود دارد که احتمالاً ناشی از وجود خاستگاههای متفاوت این سنگ-هاست و سنگ-های حدواتسط در بخش میانی و بین دو گروه از سنگ-های بازیک و اسیدی واقع شده‌اند. با توجه به شواهد بافتی در سنگ-های حدواتسط از جمله بافت غربالی، خورده‌گی و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز و وجود حواشی سوخته در آمفیبول‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها حاصل اختلاط دو مagmaهای بازیک و اسیدی هستند.

#### برداشت

۱- تشکیل بافت گلومروپریفری در بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر علاوه بر این که می‌تواند نشانه ناآرامی مخزن مagmaی و تکه تکه شدن واحدهای ته نشین شده در مخزن بر اثر ورود magma جدید به درون مخزن باشد، از علائم نطفه بندی سریع بلور نیز محسوب می‌شود [۳۱-۳۴]. وجود پدیده‌هایی چون خلیج خوردگی و گردشگی فنوکریست-ها و تشکیل حاشیه‌های واکنشی به دور آن‌ها، حاکی از تفاوت ترکیب و نیز تحت اشباع بودن آبگون از فنوکریستهای موجود در آن‌هاست.

۵- در مدل سازی‌های ژئوشیمیایی [۳۰]، همه‌ی نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ فراوانی عناصر Yb، Rb و Sm، La مشابه با آبگون‌های مشتق شده از گوشتی غنی‌شده را دارند و روی روند منطبق با حدود ۱۰-۵٪ ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار قرار می‌گیرند.

#### مراجع

- [1] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 52 (1968) 1229-1258.
- [2] Annells R.N., Arthurton R.S., Bazely R.A., Davies R.G., "Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangles Map 1:250000", G.S.I., (1975) 108p.
- [3] Stadler P., "Magmatism tertiary et subrecent entre Talegan et Alamut, Elbourz central (Iran)": Schweiz. Min. Petr. Mitt. 51, (1971) 2-138
- [۴] کلانتری ک، "پترولوزی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشنانی منطقه زرجه بستان- کجیران (قزوین)"، (۱۳۸۳) پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- [۵] مشکین م، "مطالعه رخساره‌ها و پتروژئنر سنگ‌های آتشفشنانی منطقه زرشک- سلطان قيس، شمال قزوین"، (۱۳۸۶) پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهروд.
- [6] Asiabanya A., Ghasemi H., Meshkin M., "Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry". N.Jb.Min., 186 (2009) 201-214.
- [7] LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., and Zannettin B., "A classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram". Journal of Petrology, 27 (1986) 745-750.
- [8] Tsuchiyama A., "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites". Contrib. Mineral. Petrol., 89 (1985) 1-16.
- [9] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders. A.D., Norry, M.J., (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins". Geological Society of London Special Publication 42 (1989) 313-345.

۳- در نمودارهای عنکبوتی REE بهنجار شده با کندریت [۹]، در کلیه بازالتها، تراکی‌بازالتها و تراکی‌آنزیت‌ها اثری از تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی ناگهانی وجود ندارد، بلکه معمولاً یک روند نزولی تدریجی از عناصر گروه LREE به سمت عناصر گروه HREE ارائه می‌کنند، بنا بر این مسئله‌ی جدایش پلازیوکلاز (به دلیل نبود بی‌هنجری منفی Eu) و پیروکسن (به دلیل نبود بی‌هنجری منفی عناصر گروه MREE) کم اهمیت بوده و به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها کم و بیش محصول تبلور و یا جدایش اندک یک ماقمای شکل گرفته‌ی بازالتی مشتق شده از گوشتی باشند چرا که مقدار Mg# در سنگ‌های مورد بررسی از ۱۳/۵۱ تا ۲۷/۷۸ است که یک ماقمای تغییر یافته محسوب می‌شود. همچنین چنانکه در شکل ۶، در نمودار عناصر REE بهنجار شده با کندریت مشاهده می‌شود، نسبت بالای عناصر LREE/HFSE می‌تواند ناشی از جدایش کانی‌هایی از قبیل الیوین، کلینوپیروکسن، ارتپیروکسن و تا حدودی پلازیوکلاز از ماقمای بازی اولیه و تشکیل ماقمای ثانویه باشد [۳۵]. اما سنگ‌های تراکی‌دانسیتی و ریولیتی بر خلاف سنگ‌های بازالتی، تراکی‌بازالتی و تراکی‌آنزیتی از Eu تهی‌شدگی نشان می‌دهند، که این حاکی از جدایش پلازیوکلازهای کلسیم‌دار از گذاره‌های اسیدی منطقه است.

۴- سنگ‌های منطقه از عناصر LILE غنی‌شده و از عناصر HFSE تهی‌شده‌اند که این شاخص سنگ‌های آتشفشنانی وابسته به قوس‌های آتشفشنانی (Volcanic Arc) است. از طرفی بی‌هنجری‌های منفی Ti و Nb و غنی‌شدگی از عناصر گروه LILE دلیلی بر ریشه گرفتن ماقمای به وجود آورده‌ی این سنگ‌ها از یک گوشتی غنی‌شده (MORB) در بالای یک زون فرورانش است. از این رو به نظر می‌رسد که گذاره‌های بازالتی و تراکی‌آنزیتی احتمالاً از ذوب بخشی با درجه‌ی پائین یک گوه گوشتی‌ای مشتق شده باشند. ولی سنگ‌های ریولیتی و تراکی‌دانسیتی به دلیل داشتن بی‌هنجری منفی Ba که از ویژگیهای پوسته‌ی فوکانی و شاخص محیط‌های با پتاسیم بالا محسوب می‌شود، احتمالاً از ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای فوکانی ریشه گرفته‌اند.

- [21] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", Contrib. Mineral. Petrol, 58 (1976) 63-81.
- [22] Pearce J.A., Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses". Earth Planet. Sci. Lett, 19 (1973) 290-300.
- [23] Pearce J.A., Gale G.H., "Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks". Geol. Soc. Spec, 7 (1977) 14-24.
- [24] Mullen E.D., "MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis". Earth Planet. Sci. Lett, 62 (1983) 53-62.
- [25] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (eds), *Andesites*". Wiley, Chichester, (1982) 525-548.
- [26] Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Maroobath S., Mitchel J.G., "Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44 (1990) 189-229.
- [27] Redeng S., Yang J., Cailai W., Lizuka T., Hirata T., "Island arc volcanic rocks in the north Qaidam UHP belt, northern Tibet plateau: Evidence for ocean-continent subduction preceding continent-continent subduction". Journal of Asian Earth Sciences, (2006) 1-9.
- [۲۸] معین وزیری ح.، "چند نقطه عطف در تاریخچه تکتونوماتیک ایران"، فصلنامه علوم زمین، ۴۹-۵۰، (۱۳۸۳)
- [29] Ozdemir Y., Karaoglu O., Tolluoglu A.U., and Gulec N., "Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): The most recent post-collisional volcanism in Turkey". Chemical Geology, 226 (2006) 189-221.
- [30] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, (2000) 67-97.
- [10] Green N.L., Harry D., "On the relationship between subducted slab age arc basalt petrogenesis, Cascadia Subduction System, North America". Earth and Planetary Science Letters, 171 (1999) 367-381.
- [11] Kuscu G.G., Geneli F., "Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoval Volcanic Province". Int J Earth Sci, (2008).
- [12] Pearce J.A., "The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J., (Eds.), *Continental Basalt and Mantle Xenoliths*". Shiva Publishing Limited, Cheshire, (1983) 230-249.
- [13] Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., and Vannucci R., "The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism". Contributions to Mineralogy and Petrology, 134 (1999) 107-122.
- [14] Mohamed F.H., Moghazi A.M., Hassanen M.A., "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt", International Journal of Earth Science, 88 (2000) 764-777.
- [15] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman London, (1989) p 450.
- [16] Borg L.E., Clyne M.A., Bullen T.D., "The variable role of slab-derived fluid in the generation of a suite primitive calc-alkaline lavas from the Southernmost Cascades, California". Con Min. 35 (1997) 425-452.
- [17] DePaolo D.J., "Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization". Earth Planet. Sci. Lett. 53 (1981) 189-202.
- [18] Gill J.B., "Orogenic Andesites and Plate Tectonics". Berlin, Springer-Verlag, (1981) 358p.
- [19] Patchett P.J., "Thermal effects of basalt on continental crust and crustal contamination of magmas". Nature, 283 (1980) 559-561.
- [20] Avanzinelli R., Elliott T., Tommasini S., Conticeli S., "Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium". Journal of Petrology, 49 (2008) 195-223.

*albite-anorthosite, and the origin of dusty plagioclase in andesite". Cont.Min.Pet. 89, (1985) 1-16.*

[34] Kirkpatrick RJ., "Nucleation and growth of plagioclase Makaopuhi and Alae lava Lakes, Kilauea, Hawaii". Society of America Bulletin, 88, (1977) 78-84.

[35] Rollinson, H., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation". Longman, (1993).

[31] Singer S.B.A., Dungan M., Lyne D.G. "Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers". Am. Min. 80 (1995) 776-798.

[32] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope". Chapman and Hall, 630p (1993).

[33] Tsuchiyama A., "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-