

پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن - کواترنری در استان اصفهان: با نگرشی بر ماگماتیسزم آداکیتی

موسی نقره‌ئیان^۱، مهناز خدای^{۲*}، علیرضا داوودیان دهکردی^۳، ناهید شبانیان بروجنی^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات

۳- دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

(دریافت مقاله: ۸۹/۳/۲۹، نسخه نهایی: ۸۹/۸/۱۵)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن - کواترنری در دو منطقه مجزا در جنوب خاوری - شمال باختری اصفهان با ترکیب آندزیت و داسیت برونزد دارند. بررسی داده‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها و الگوی عناصر نادر و نادر خاکی نشان می‌دهند که این مواد آتشفشانی را مجموعه‌ای از سنگ‌های آهکی - قلیایی متوسط تا بالا تشکیل داده‌اند و از عناصر LREE و LILE غنی و از Nb, Ti غنی شده‌اند. در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با کندریت نیز دارای شیب ملایمی از عناصر نادر خاکی سبک به سمت عناصر نادر خاکی سنگین بدون بی‌هنجاری منفی اوروپیم هستند. این سنگ‌ها حاوی مقادیر بالای SiO_2 و Sr/Y و La/Yb و مقادیر پائین تر MgO , Y و Yb نسبت به سنگ‌های آتشفشانی آهکی - قلیایی معمولی هستند و نشانی از ویژگی‌های آداکیتی نیز در آن‌ها دیده می‌شود. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها می‌توانند در اثر گداخت بخشی پوسته‌ی پائینی قاره‌ای یا ضخیم شده، و یا قطعه‌ی فروزانده آن در عمق به آمفیبول اکلوژیت تا گارنت - آمفیبولیت تبدیل شوند. تهی شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین نشان دهنده‌ی یک فاز باقیمانده از گداخت حاوی گارنت و هورنبلند است.

واژه‌های کلیدی: آداکیت؛ سنگ‌های آتشفشانی؛ آهکی - قلیایی؛ اصفهان.

مقدمه

ماگمایی پس از برخورد [۴-۸] که از اواخر میوسن شروع شده تا کواترنر ادامه یافته است. با توجه به اینکه در محیط‌های فروزان چگونگی شکل‌گیری ماگمایی پیچیده‌تر بوده و شامل دگرشکلی‌های چندگانه، دوره‌های ماگمایی متعدد، تغییرات ضخامت پوسته و چندگنی آن است، شاهد تولید گدازه‌ی با گستره ترکیب بزرگتری از گدازه‌های گوشته‌ی استنوسفری هستیم. تنوع سنگ‌شناسی ماگماها در ارومیه دختر علاوه بر چندگنی پوسته، می‌تواند به چگونگی ایجاد و عمق چشمه گرمایی برای ذوب قطعه فروزانده، گوه‌ی گوشته‌ای یا پوسته قاره‌ای وابسته باشد. برای توجیه ماگماتیسزم در این مناطق

کمر بند ماگمایی ارومیه دختر با روند شمال غربی - جنوب شرقی به موازات پهنه‌ی زاگرس و سهندج - سیرجان با پهنای ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و طول ۱۸۰۰ کیلومتر از شمال غربی به جنوب شرقی کشیده شده [۲، ۱] و بخشی از استان اصفهان را نیز در بر می‌گیرد. بسیاری از زمین‌شناسان ماهیت سنگ‌های ماگمایی این پهنه را به فروزان صفحه‌ی عربی به زیر اورازیا [اوراسیا] وابسته می‌دانند [۳-۶] و معتقدند برخورد دو صفحه در اتوسن بالایی - میوسن پایان یافته است، هرچند درباره‌ی زمان برخورد اتفاق نظر وجود ندارد با این وجود فعالیت

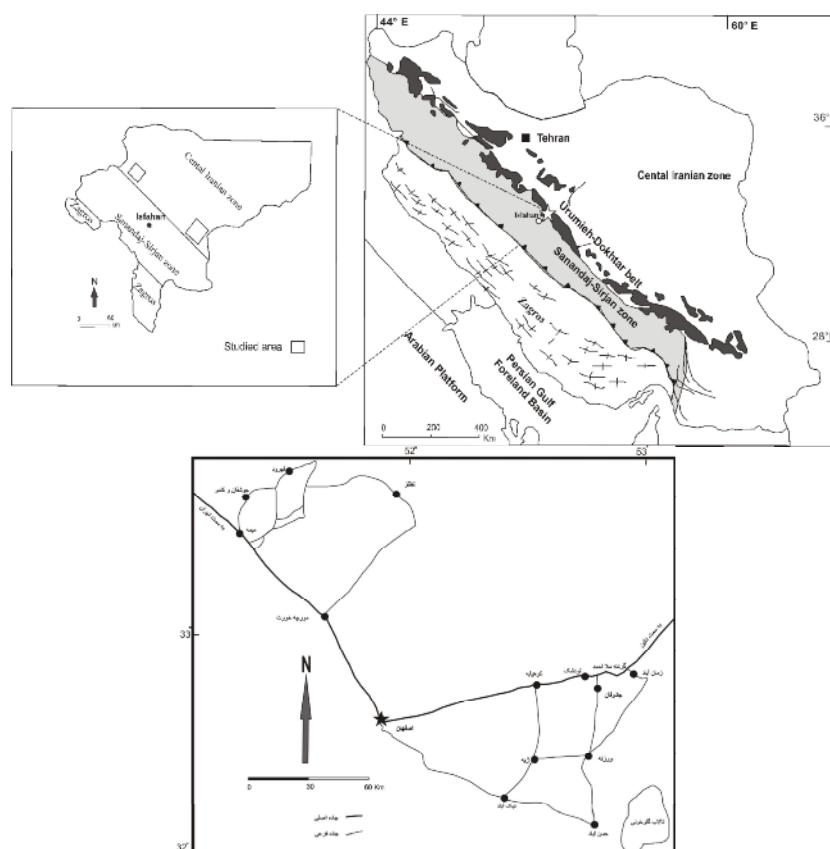
* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۲۷۴۵۲۹، پست الکترونیکی: mahnaz.khodami@gmail.com

بررسی‌های سنگ‌شناسی در دو منطقه مجزا واقع در شمال غربی و جنوب شرقی اصفهان انتخاب شدند (شکل ۱). متاسفانه اطلاعاتی از سن مطلق این سنگ‌ها در دست نیست و سن ارائه شده بر پایه‌ی مستندات چینه‌شناسی و نقشه زمین‌شناسی است. چینه‌نگاری رخنمون‌های سنگی منطقه بیشتر به مزوزوئیک و سنوزوئیک وابسته بوده و همگی روند شمال غربی - جنوب شرقی دارند. برونزدهای کوچکی از شیل، ماسه سنگ و آهک تریاس و سنگ‌های کرتاسه (مارن، آهک و کنگلومرا، سنگ‌های آتشفشانی کمی دگرگون شده همراه با لایه‌های سنگ‌های آهکی اوریتولین‌دار کرتاسه پیشین)، گدازه‌ها، سنگ‌های آذرآواری و توف با میان لایه‌های رسوبی وابسته به ائوسن، نفوذی‌های میوسن، سازند قرمز زیرین به سن اولیگومیوسن، سازند قم به سن اولیگومیوسن و سازند قرمز بالایی به سن میوسن بالایی از جمله واحدهای سنگی موجود در منطقه‌ی مورد بررسی هستند [۱۴، ۱۳] (شکل ۲ و ۳). سنگ‌های مورد بررسی سازند قرمز بالایی را قطع کرده‌اند و شامل آندزیت و داسیت و به مقدار کمتر ریوداسیت هستند.

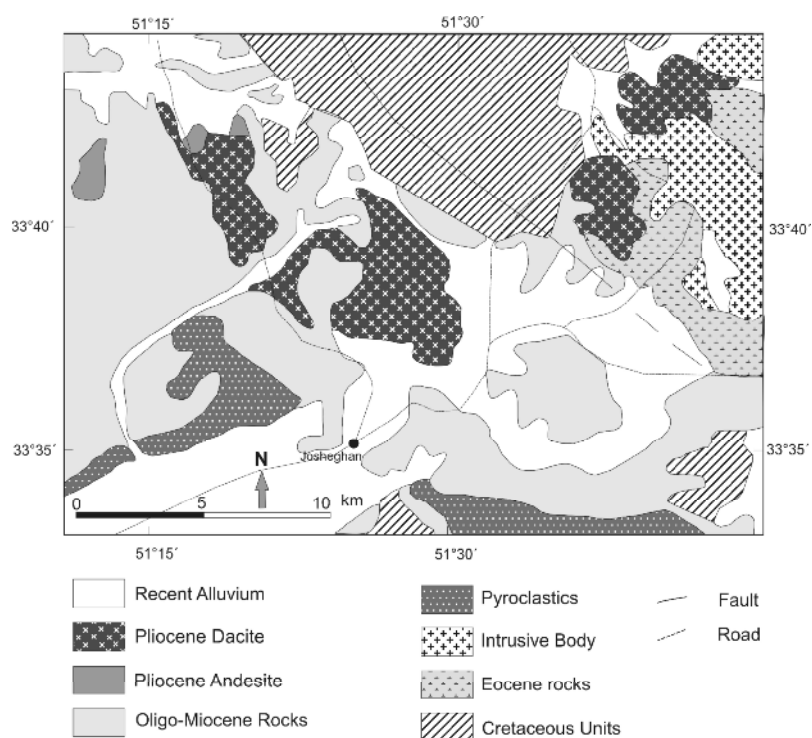
سازو کارهای مختلفی پیشنهاد شده‌اند که از آن جمله می‌توان به این موارد اشاره کرد: ذوب قطعه فروزانده، ذوب پوسته‌ی پائینی در اثر نفوذ گدازه‌های زیرین یا ذوب بخشی بخشی‌های پائینی پوسته که در اثر افزایش چگالی ناشی از ضخیم شدن پوسته بداخل گوشته فرو افتاده‌اند و ذوب گوهی گوشته که در اثر شارهای محیط فروانش دستخوش دگرتهادی شده است [۱۰، ۹]. یافته‌های به دست آمده توسط پژوهشگران دیگر درباره ماگماتیسم پس از برخورد این کمربند ماگمایی، نشان می‌دهد که ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فروزانده در این مناطق در عمق زیاد تولید ماگمای آداکیتی کرده است [۱۲، ۱۱، ۷]. در این پژوهش به بررسی سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن - کواترنری در بخش‌های مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه دختر، خاستگاه و سازو کارهای احتمالی تولید گدازه در آن پرداخته می‌شود.

موقعیت زمین‌شناسی

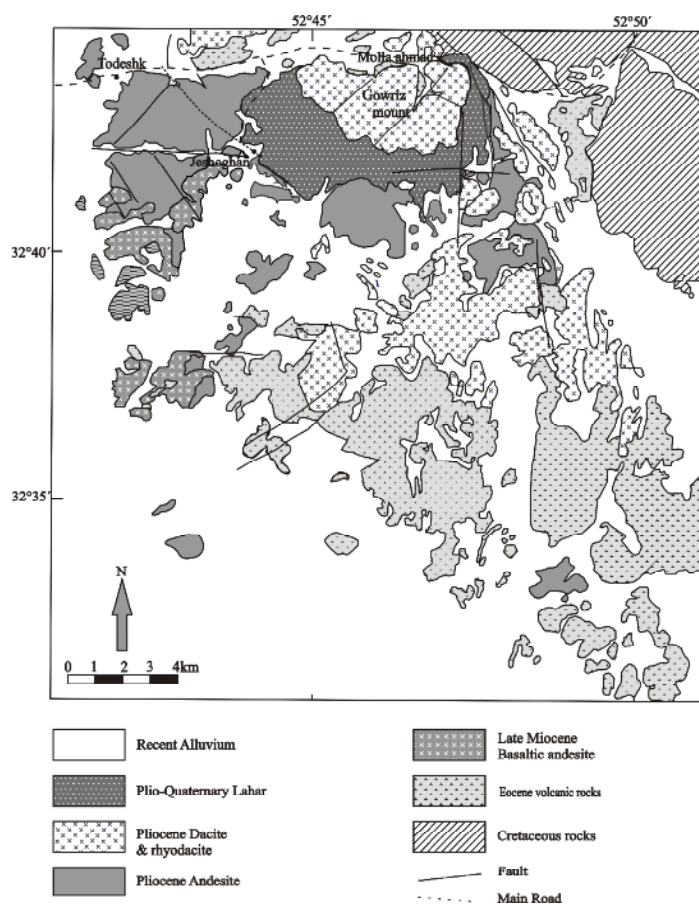
سنگ‌های ماگمایی پهنه‌ی ارومیه دختر در اصفهان برونزدهای منحصر بفرد و متنوعی را فراروی زمین‌شناسان قرار داده‌اند، که از این میان سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن - کواترنری برای



شکل ۱ نقشه‌ی مناطق زمین‌ساختاری ایران که منطقه مورد بررسی در آن با ☆ مشخص شده است و موقعیت این مناطق در استان اصفهان و راه‌های دسترسی به رخنمون‌ها [۶، ۱].



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی در شمال غربی اصفهان [۱۴] (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان، با تغییرات).



شکل ۳ نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی در جنوب شرق اصفهان [۱۳] (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان، با تغییرات).

روش بررسی

پس از برداشت صحرائی، تهیه‌ی مقاطع میکروسکوپی و بررسی آن‌ها، نمونه‌های مناسب که نماینده‌ی کل سنگ‌های منطقه بودند برای بررسی‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. برای تعیین دقیق عناصر اصلی و جزئی نادر خاکی آزمایش‌های طیف‌سنجی جرمی ICP-mass ICP-emission در آزمایشگاه شرکت ACME کانادا انجام شدند. برای ترسیم و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی از نرم‌افزارهای زمین‌شناسی استفاده شد.

بحث

سنگ شناسی

سنگ‌های مورد بررسی به‌طور کلی عبارتند از آندزیت، داسیت و ریوداسیت. گدازه‌های آندزیتی تنوع بیشتری از نظر کانی‌شناسی دارند، به‌طوری که در گروهی از آن‌ها پیروکسن اصلی‌ترین کانی تیره بوده و در انواع سیلیسی‌تر آمفیبول و حتی بیوتیت جای آن را می‌گیرد. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز اصلی‌ترین کانی است که بیشتر به‌صورت درشت بلور و میکروولیت دیده می‌شود. بافت این سنگ‌ها از پورفیری میکروولیتی، گلوپوروفیری، هیالوپوروفیری تا پورفیری جریان متغیر است. بخش بزرگی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه را سنگ‌های اسیدی از جمله داسیت‌ها تشکیل داده‌اند. داسیت‌ها که بیشتر به‌صورت گنبد و گاهی به‌صورت جریان گدازه در منطقه مشاهده می‌شوند، بافت هیالوپوروفیری و یا هیالولیتیک تا پورفیری فلسیتی و میکروفلسیتی دارند. پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، پیروکسن و کوارتز کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند. کوارتز به‌صورت درشت بلورهای بی‌شکل با خوردگی خلیجی و یا در زمینه‌ی ریزدانه فلسیتی وجود دارند. ریوداسیت‌ها در کنار داسیت‌ها و واحد مجزایی را ایجاد نمی‌کنند. کانی‌شناسی ریوداسیت‌ها شبیه داسیت‌هاست ولی حاوی بلورهای ساندپن هستند.

ژئوشیمی

ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها در جدول ۱ آورده شده است. بر اساس نتایج آنالیزهای شیمیایی، این سنگ‌ها در نمودار ترکیب کل قلیایی نسبت به سیلیس [۱۵] در گستره‌ی آندزیت و داسیت (و یک نمونه تراکی آندزیت) قرار می‌گیرند (شکل ۴) و با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی، این سنگ‌های آهکی-قلیایی با پتاسیم متوسط تا بالا هستند (شکل‌های ۵ و ۶) [۱۷، ۱۶]. درصد سیلیس نمونه‌های آنالیز شده از ۵۵/۰۶٪ تا

۴۸/۶۷٪ متغیر است. در این نمونه‌ها مقادیر TiO_2 (۱>، Al_2O_3 ۶۷/۱۴-۱۷/۴۳، CaO ۴۵/۳-۸۴/۷، Na_2O ۲۶/۳-۱۷/۴، K_2O ۲/۹-۱/۱، P_2O_5 ۳۵/۰ درصد، Ba ۱۲۸۳-۴۷۱، Sr ۳۹-۱۰، Ni ۳۰>، Cr ۹۶>، La ۴۶>، Zr ۹۹۴-۱۷۵، Nb ۴۱۰-۱۰، Y ۲۰> ppm است. الگوی عناصر نادر نمونه‌ها در نمودار عنکبوتی بهنجار شده با بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی روند مشابهی نشان می‌دهند، به‌طوری که از LILE (Th , Ba , Rb), Pb , Sr)، K غنی و از Y , Yb , Ti , Hf , Zr , Ta , Nb , HFSE تهی شده‌اند [۱۸] (شکل ۷). در این نمودار بی‌هنجاری منفی مشخصی برای Nb , Ti و بی‌هنجاری شدیداً مثبتی از Pb دیده می‌شود که مشابه ماگماهای وابسته به فروزان است [۱۹، ۲۰].

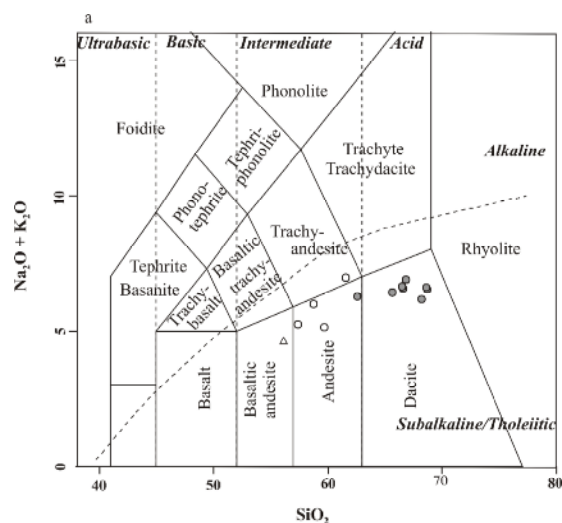
نتایج حاصل از داده‌های عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه که با کندریت بهنجار شده‌اند، غنی‌شدگی از LREE بدون بی‌هنجاری منفی اوروپیم را نشان می‌دهد [۲۱] (شکل ۸). در نمودارهای Y نسبت به Sr/Y [۲۲] و نمودار Yb_N نسبت به $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ (بهنجار شده با کندریت) [۲۱، ۲۳] نیز در نمودار $\text{La}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ (بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه) نسبت به Nb/Th [۲۴] که برای جدایی سنگ‌های آهکی-قلیایی عادی و آداکیتی ارائه شده، اغلب نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آداکیت و تعدادی نیز در مرز مشترک این دو گروه قرار می‌گیرند (شکل‌های ۹-۱۱). آداکیت‌ها شامل سنگ‌های اسیدی تا حدواسط آهکی-قلیایی با گستره‌ی ترکیبی از آندزیت تا داسیت هستند که از تبلور ماگماهای حاصل از ذوب بخشی قطعه فرورانده‌ی داغ و جوان در عمق معادل با فشار رخساره‌ی اکلوژیت-آمفیبولیت به‌وجود می‌آیند [۲۲]. با این وجود الگوهای دیگری برای تولید سنگ‌های آداکیتی ارائه شده که شامل این موارد است: ۱- فرآیند جدایش بلورین و هضم در یک گدازه‌ی بازالتی [۲۵] ۲- گداخت بخشی پوسته‌ی قاره‌ای پائینی که به‌خاطر افزایش چگالی بداخل گوشته فروافتاده [۲۶، ۲۷] ۳- ذوب بخشی پوسته‌ی پائینی در اثر بازالت‌های داغ زیرین [۲۸]. همچنین این سنگ‌ها در محیط‌های برخورد قاره‌ای و یا نا وابسته به فروزان هم‌زمان نیز گزارش شده‌اند. به همین جهت به سنگ‌هایی با ویژگی‌های آداکیتی که وابستگی مشخصی با فروزان هم‌زمان ندارند، آداکیتی یا شبه آداکیت گفته می‌شود [۲۵، ۲۹]. آداکیت‌ها با مقادیر استرانسیوم بالا $\text{ppm } \text{Sr} > 300$ ، $\text{Y} < 18$ ، $\text{Yb} < 1/9$ ، $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0.42$ ، $\text{SiO}_2 \geq 56\%$ و $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ مشخص می‌شوند. در نمودارهای بهنجار شده با کندریت دارای شیب

فرورانش از LILE (Th, Ba, Rb, K, Sr), Pb غنی و از HFSE (Ta, Nb, Ti), Zr, Hf, Y, Yb تهی شده‌اند [۲۵، ۲۳، ۲۲].

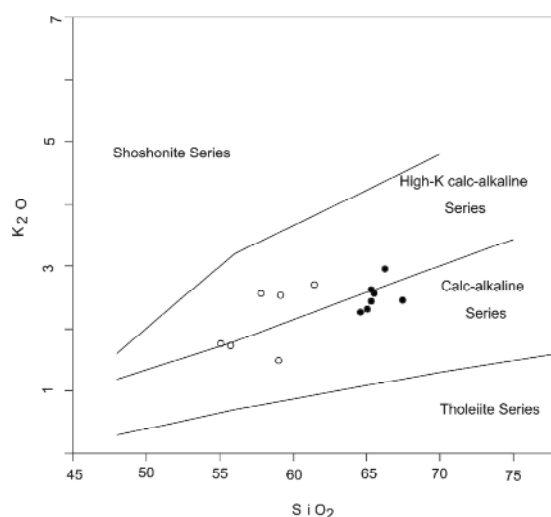
ملایمی از عناصر نادر خاکی سبک به سمت سنگین‌ترها بدون بی‌هنجاری منفی مشخصی از اوروپیم هستند و از عناصر نادر خاکی سنگین تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در نمودار بهنجار شده با بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی مانند ماگماهای وابسته به

جدول ۱ مقادیر اندازه‌گیری شده عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن اصفهان.

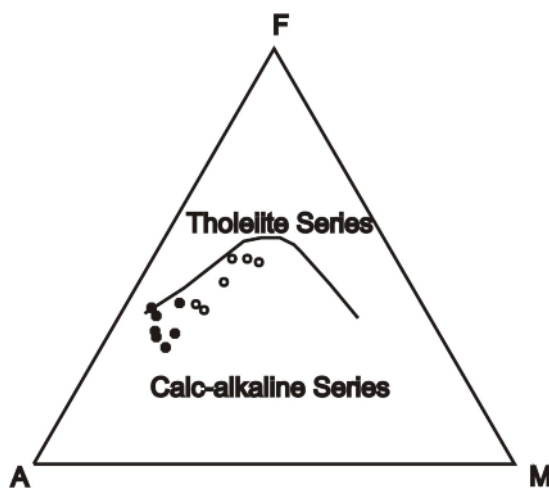
	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6	No.7	No.8	No.9	No.10	No.11	No.12	No.13
SiO ₂	۵۹	۶۴٫۶	۶۵٫۱	۵۷٫۸	۵۵٫۱	۶۵٫۵	۵۹٫۲	۶۶٫۳	۶۱٫۵	۶۵٫۳	۶۷٫۵	۶۵٫۳	۵۵٫۷
TiO ₂	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۶
Al ₂ O ₃	۱۷٫۱	۱۵٫۸	۱۵٫۴	۱۷٫۴	۱۶٫۳	۱۴٫۷	۱۶٫۴	۱۴٫۷	۱۶٫۳	۱۵٫۸	۱۵٫۳	۱۵٫۹	۱۸٫۳
Fe ₂ O ₃	۸٫۲	۵٫۴	۳٫۹	۷٫۵	۹	۴٫۲	۶٫۱	۴٫۷	۵٫۸	۴٫۲	۳٫۷	۳٫۶	۸٫۶
MnO	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۱۲
MgO	۲٫۵	۱٫۴	۱	۲٫۷	۳٫۲	۰٫۸	۲٫۱	۰٫۶	۲٫۴	۱٫۶	۱٫۱	۱٫۶	۳٫۷
CaO	۶٫۱	۴٫۲	۵٫۲	۶٫۱	۶٫۴	۴٫۴	۴٫۷	۳٫۴	۵	۴٫۱	۳٫۵	۳٫۹	۷٫۶
Na ₂ O	۳٫۶	۴٫۱	۴٫۱	۳٫۳	۳٫۳	۳٫۴	۴٫۲	۳٫۴	۳٫۸	۴٫۱	۴٫۰	۴٫۱	۲٫۸
K ₂ O	۱٫۵	۲٫۳	۲٫۳	۲٫۶	۱٫۸	۲٫۶	۲٫۵	۳	۲٫۷	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۶	۱٫۷
P ₂ O ₅	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲
LOI	۰٫۹	۱٫۳	۲٫۱	۱٫۳	۳٫۷	۳٫۶	۳٫۶	۳٫۴	۱٫۵	۱٫۵	۱٫۵	۲٫۱	۰٫۵
Total	۹۹٫۷۹	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۴	۹۹٫۷۱	۹۹٫۷۲	۹۹٫۷۵	۹۹٫۶۸	۹۹٫۹۳	۹۹٫۷۸	۹۹٫۷۵	۹۹٫۶۵	۹۹٫۷۳	۹۹٫۸۲
Mg#	۲۳٫۳	۲۰	۲۰٫۴	۲۶٫۶	۲۶٫۴	۱۶	۲۵٫۱	۱۱٫۹	۲۸٫۹	۲۸	۲۳	۳۰	۲۹٫۳
Ba	۴۷۱	۹۵۰	۷۷۱	۶۵۶	۸۴۸	۱۲۰۱	۱۰۵۵	۱۱۰۷	۱۲۸۳	۷۵۳	۸۶۹	۷۷۲	۵۱۸
Rb	۳۷	۶۰	۶۶	۶۹	۵۲	۷۸	۷۹	۸۴	۸۳	۶۴	۸۰	۸۳	۴۷٫۵
Sr	۵۶۰	۵۹۷	۵۵۴	۱۰۳۹	۶۳۳	۴۸۴	۷۲۰	۴۹۴	۹۲۴	۵۵۱	۵۱۲	۵۳۲	۹۶۸
Zr	۹۳	۱۳۳	۱۲۹	۱۰۷	۱۲۰	۱۶۷	۱۳۹	۱۷۵	۱۶۲	۱۲۴	۱۳۷	۱۴۵	۱۰۵
Nb	۴	۷	۷	۷	۷	۹	۷	۱۰	۹	۷	۶	۸	۵
Ni	۲۱	۱۸	۱۰	۱۳	۲۹	۷	۱۱	۱۰	۱۲	۱۸	۹	۱۱	۱۷
Cr	۳۴	۲۷	۲۰	۲۰	۵۵	۷	۲۰	۱۴	۳۴	۲۷	۲۰	۲۰	۳۴
Cs	۳	۲	۲	۳	۱	۳	۱	۲	۱	۲	۲	۳	۱
Ta	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۸	۱٫۲	۱٫۹	۰٫۶	۱	۰٫۹	۱٫۸	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Hf	۳	۴	۳	۳	۳	۴	۴	۵	۴	۴	۴	۴	۳
Th	۳	۱۰	۹	۸	۱۳	۲۲	۱۵	۲۶	۲۳	۱۳	۱۱	۱۱	۵
U	۱	۳	۴	۲	۵	۷	۴	۸	۷	۴	۳	۴	۱
Pb	۴۳	۷۴	۳۳	۲۲۴	۹۱	۳۴	۱۹۰	۲۰	۴۰	۳۳	۲۹	۱۲	۵۶
La	۱۴٫۵	۲۶٫۹	۲۵٫۵	۱۹	۳۰٫۹	۴۳٫۴	۳۳٫۹	۴۶٫۱	۴۴٫۹	۲۴٫۶	۲۸٫۴	۲۵٫۸	۱۴
Ce	۲۸	۵۱٫۴	۴۷٫۶	۳۹٫۳	۵۹٫۲	۷۶٫۹	۶۳٫۳	۸۲٫۱	۸۲٫۴	۴۸	۵۰٫۸	۴۸	۲۹٫۳
Pr	۳٫۲	۵٫۵	۵٫۱	۴٫۷	۶٫۲	۷٫۲	۶٫۴	۷٫۹	۸٫۱	۴٫۹	۵٫۵	۵٫۵	۳٫۶
Nd	۱۲٫۵	۲۰٫۷	۱۸٫۲	۱۸٫۷	۲۲٫۵	۲۵٫۲	۲۴٫۳	۲۶٫۳	۲۸٫۳	۱۹٫۹	۱۹٫۶	۱۹٫۷	۱۵٫۳
Sm	۲٫۷	۳٫۱	۳	۳٫۸	۴٫۳	۳٫۵	۴٫۲	۳٫۳	۴٫۳	۳٫۱	۳	۳٫۳	۳٫۲
Eu	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۸	۱٫۰	۱٫۱	۰٫۹	۱٫۰	۰٫۷	۱٫۲	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹
Gd	۲٫۵	۲	۲	۳٫۵	۳٫۵	۲٫۲	۲٫۸	۱٫۹	۳٫۱	۲	۲	۲٫۴	۲٫۷
Tb	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴
Dy	۲٫۰	۱٫۲	۱٫۶	۳٫۱	۲٫۷	۱٫۹	۲٫۶	۱٫۸	۲٫۷	۱٫۳	۱٫۲	۱٫۶	۲٫۵
Ho	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۶	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۵
Er	۱٫۱	۰٫۵	۰٫۷	۱٫۷	۱٫۶	۱٫۱	۱٫۲	۰٫۹	۱٫۵	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۶	۱٫۴
Tm	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲
Yb	۱٫۱	۰٫۵	۰٫۷	۱٫۸	۱٫۳	۱٫۱	۱٫۳	۱٫۱	۱٫۴	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۱٫۲
Lu	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲
Y	۱۳	۶٫۹	۸	۱۹٫۵	۱۶	۱۱٫۶	۱۳٫۸	۹٫۷	۱۶	۷٫۵	۷٫۴	۸٫۴	۱۴٫۱
Pb	۴۳	۷۴	۳۳	۲۲۴	۹۱	۳۴	۱۹۰	۲۰	۴۰	۳۳	۲۹	۱۲	۵۵٫۷



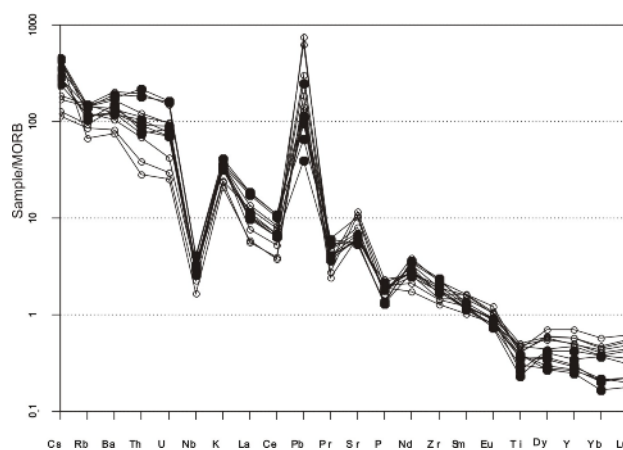
شکل ۴ نمودار [۱۵] نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی و موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در آن. داسیت‌ها با ○ و آندزیت‌ها با ● در همه نمودارها مشخص شده‌اند.



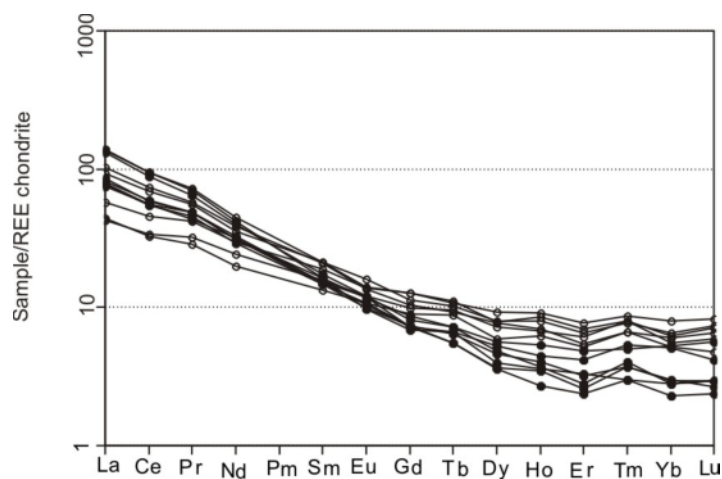
شکل ۵ نمودار SiO_2 نسبت به K_2O و قرارگیری نمونه‌ها در گستره‌ی آهکی-قلیایی تا آهکی - قلیایی پتاسیم بالا [۱۶].



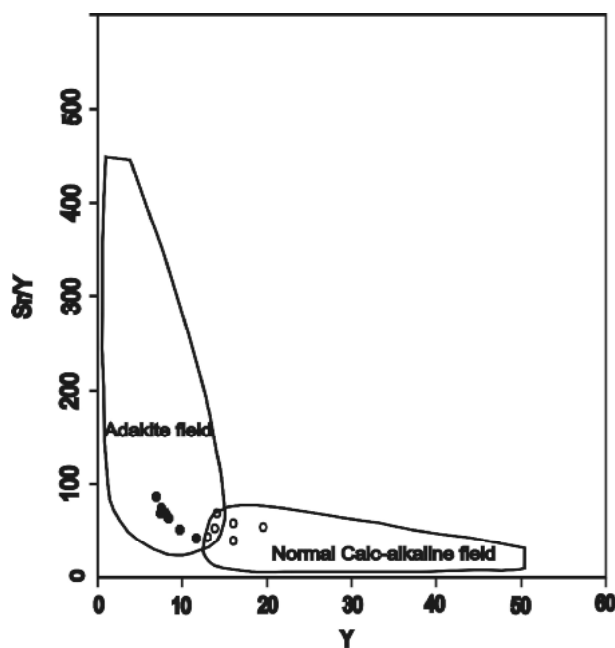
شکل ۶ نمودار ابروین و باراگار و موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در آن [۱۷].



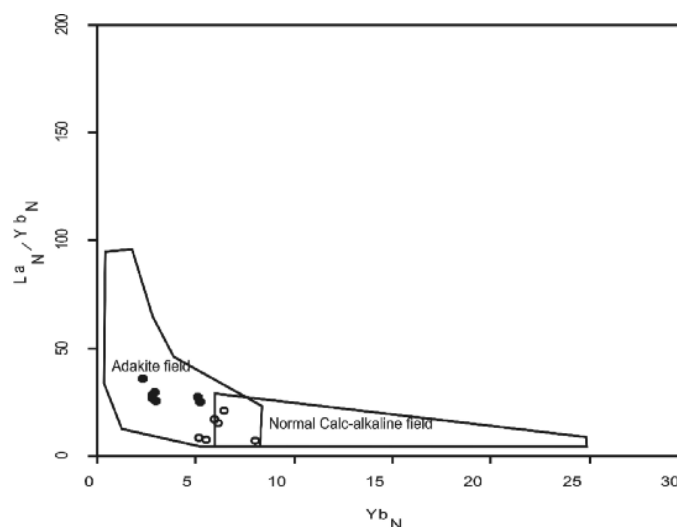
شکل ۷ نمودار عنکبوتی بهنجار شده با بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی [۱۸].



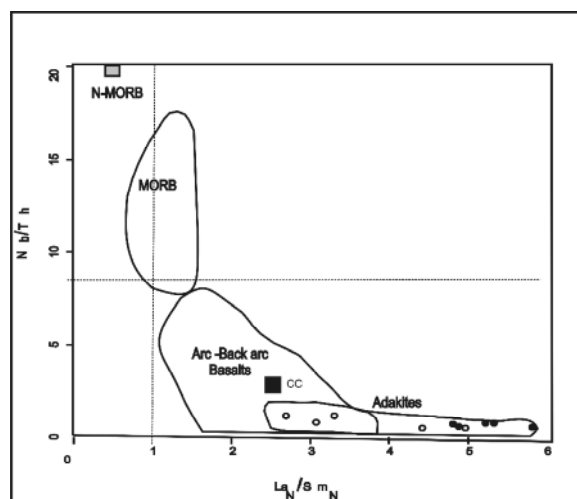
شکل ۸ نمودار عنکبوتی بهنجار شده با کندریت [۲۱].



شکل ۹ نمودار Y نسبت به Sr/Y [۲۲] برای جدایش سنگ‌های آهکی-قلیایی عادی از آداکیت‌ها و موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در آن.



شکل ۱۰ نمودار LaN/YbN نسبت به YbN بهنجار شده با کندریت برای جدایش سنگ‌های آهکی-قلیایی عادی از آداکیت‌ها و موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در آن، [۲۳،۲۱]



شکل ۱۱ نمودار LaN/SmN بهنجار شده با گوشته اولیه نسبت به Nb/Th [۲۴]، متوسط پوسته‌ی قاره‌ای [۳۴] متوسط $N-MORB$ [۱۸]، گستره‌ی بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی، بازالت‌های قوس و پشت قوس، و آداکیت‌ها مشخص شده‌اند.

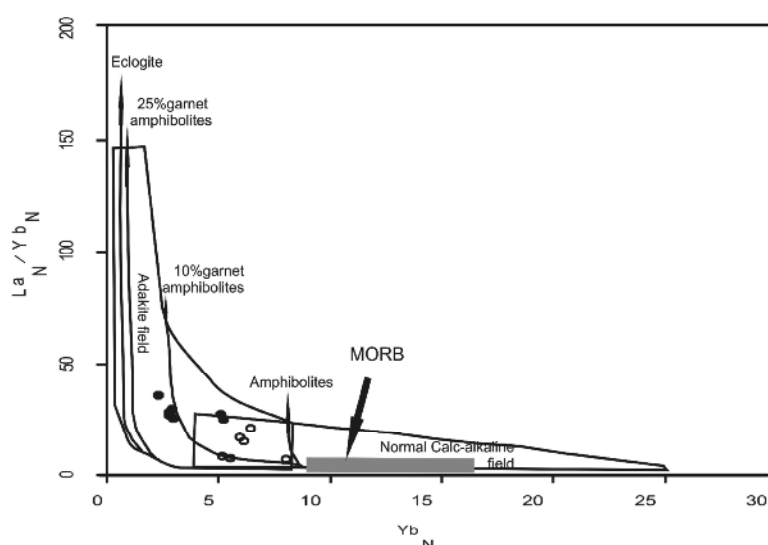
تفسیر نتایج

نقش پلاژیوکلازها، آمفیبول‌ها، گارنت و کانی‌های تیتانیوم‌دار اشاره کرد. ذوب در شرایط ناپایداری پلاژیوکلاز باعث خروج این کانی و غیبت آن در باقیمانده ذوب می‌شود که این امر خود موجب افزایش استرانسیوم و نبود بی‌هنجاری منفی اوروپیم در گدازه حاصل می‌شود. بررسی‌های تجربی نشان داده‌اند که وجود گارنت در باقیمانده‌ی گداخت باعث تهی شدن گدازه‌ی حاصل از عناصر نادر سنگین می‌شود و هورنبلند و یا اکسیدهای آهن و تیتانیوم مانند روتیل و ایلمنیت معمولاً فاز باقیمانده ذوب هستند که قادرند بی‌هنجاری منفی تیتانیوم-نیوبیوم و تانتالیوم در گدازه ایجاد کنند [۲۹،۲۳،۲۲]. بنابراین تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین و ایتريوم نشانه‌ی ذوب

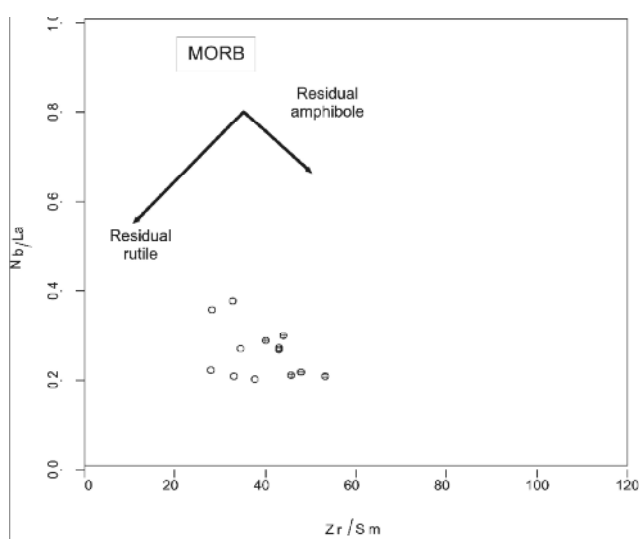
نتایج بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن-کواترنری اصفهان نشان می‌دهد این سنگ‌ها ماهیت آداکیتی دارند و تغییرات عناصر در آن‌ها بیش از اینکه متأثر از فرآیندهای تحول ماگمایی باشد به خاستگاه ماگما وابسته است. بالا بودن مقادیر عناصر لیتوفیل بزرگ یون ناشی از نقش شاره-ها در محیط‌های فرورانس است که می‌توانند این عناصر را با خود حمل کنند و خاستگاه گدازه را از این عناصر غنی سازند [۲۹،۲۰،۱۹]. غیبت یا حضور برخی کانی‌های حامل عناصر نادر خاکی در فرایند گداخت خاستگاه نیز عامل موثر دیگر در تغییرات این عناصر در سنگ‌هاست که از این میان می‌توان به

ایتریوم و عناصر نادر خاکی سنگین را در آداکیت‌ها توجیه می‌کند. چنین فشاری برای گداخت مواد مافیک پوسته در عمق کمی بیشتر از ۴۰ کیلومتر مهیاست [۳۰، ۳۳]. از این رو می‌توان یک سنگ خاستگاه گارنت آمفیبولیتی یا اکلوزیت آمفیبول‌دار برای این ماگماها در نظر گرفت. از سوی دیگر نمونه‌های آنالیز شده در نمودار شکل ۱۲، با ذوب خاستگاه آمفیبولیتی با حدود ۱۰٪ و یا کمتر گارنت همخوانی دارند [۳۱] و با توجه به نسبت $Zr/Sm, Nb/La$ [۳۲] (شکل ۱۳) کانی تیتانیوم‌دار در باقیمانده‌ی گدازه، بیشتر هورنبلند است.

در شرایط پایداری گارنت و حضور آن (و احتمالاً هورنبلند) در باقیمانده‌ی ذوب است. بی‌هنجاری منفی مشخص برای Nb, Ti نیز حاکی از وجود یک فاز تیتانیوم‌دار مانند روتیل یا هورنبلند در باقیمانده‌ی ذوب است [۲۳، ۷]. نتایج بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند که ذوب مواد مافیک تولید کننده ماگماهای آداکیتی در فشار حدود ۱ گیگاپاسکال با فاز باقیمانده گارنت و بدون فاز باقیمانده پلاژیوکلاز، گدازه‌های غنی از سیلیس با فاز باقیمانده‌ی جامد عاری از پلاژیوکلاز و غنی از آمفیبول و گارنت ایجاد می‌کند که بالا بودن سیلیس و استرانسیوم و کمبود



شکل ۱۲ نمودار LaN/YbN نسبت به YbN بهنجار شده با کندريت [۳۱، ۲۱] برای جدایش سنگ‌های آهکی-قلیایی عادی از آداکیت‌ها و موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در آن‌ها همراه با منحنی‌های ذوب آمفیبولیت و اکلوزیت و موقعیت متوسط بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی [۱۸]



شکل ۱۳ نمودار Zr/Sm نسبت به Nb/La [۳۲] برای تشخیص گدازه‌ی با باقی مانده آمفیبول یا روتیل که نمونه از روند گدازه‌های با آمفیبول باقی مانده پیروی می‌کنند.

از میان راه‌های مختلف تولید ماگماهای آداکیتی می‌توان به این موارد اشاره کرد؛ فرآیند تبلور بخشی همراه با هضم، ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده، ذوب‌بخشی پوسته‌ی پائینی قاره‌ای در فشار بالا [۲۵] که با توجه به فقدان شواهد جدایشی در این سنگ‌ها سه سازوکار دیگر برای تولید آن‌ها را بررسی می‌کنیم:

(۱) ذوب پوسته‌ی قاره‌ای پائینی که در اثر افزایش ضخامت پس از برخورد سنگ‌های مافیک پوسته‌ی تحتانی تا رخساره‌ی آمفیبولیت یا اکلوزیت دگرگون می‌شود و در این حالت به‌خاطر این تغییرات، چگالی بیشتری نسبت به گوشته‌ی زیرین خود داشته و به همین خاطر دستخوش شکستگی شده و به درون گوشته‌ی زیرین فرو می‌افتد. این عمل باعث بهم‌ریختگی دمایی زیر پوسته و گدازه می‌شود [۲۷، ۲۵] پس از این رخداد نازک‌شدگی در لیتوسفر رخ می‌دهد. ضخامت فعلی پوسته در بررسی‌های جدید حدود ۳۸-۴۳ کیلومتر برآورد شد [۳۳] که کمی بیشتر از ضخامت معمولی پوسته است و با فرآیند نازک‌شدگی همخوانی ندارد.

(۲) ذوب بخشی پوسته‌ی پائینی که در اثر افزایش ضخامت ناشی از برخورد قاره‌ای به رخساره اکلوزیت یا آمفیبولیت گارنت‌دار تغییر کرده است. که در این حالت ذوب در عمق بیش از ۴۰ کیلومتر می‌تواند گدازه‌هایی با گارنت باقیمانده ایجاد کند. دمای لازم برای این ذوب ناشی از گدازه‌های بازالتی است که از گوشته به زیر پوسته نفوذ کرده و بدام افتاده‌اند [۳۰]. افزایش ضخامت پوسته‌ی قاره‌ای پس از برخورد صفحه‌ی عربی و ایران دور از انتظار نیست. این ضخیم‌شدگی باعث تغییر فازی در سنگ‌های پوسته‌ی پائینی قاره‌ای می‌شود و آن‌ها را به گارنت آمفیبولیت و حتی اکلوزیت تغییر می‌دهد. ذوب در این سنگ‌ها باید در عمقی صورت گیرد که پلاژیوکلاز ناپایدار و گارنت پایدار باشد. حداقل فشار و عمق محاسبه برای این منظور حدود ۴۰ کیلومتری و فشار ۱/۲ ژیگاپاسکال است [۳۰، ۲۳]. ماگماتیسم در محیط پر تکاپوی ارومیه دختر و حرکت آن‌ها به زیر پوسته می‌تواند باعث ذوب پوسته در گستره‌ی پایداری گارنت شود. این مدل مقادیر نسبتاً پائین نیکل، کروم و MgO در این سنگ‌ها و مشابهت ژئوشیمیایی آن‌ها با پوسته تحتانی را نیز توجیه می‌کند. اما با توجه به عمق ارائه شده برای موهو در این مناطق [۳۳] به داده‌های ژئوفیزیکی بیشتری نیاز است و داده‌های فعلی قطعیت کافی برای اثبات این موضوع را ندارند.

(۳) از سوی دیگر قطعات پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده به زیر پوسته‌ی قاره‌ای در اثر شکسته شدن در عمق و دمای بیشتری قرار گرفته و پس از تغییر به اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت و گداحت، ماگمای آداکیتی ایجاد می‌کنند [۲۵]. گدازه‌های حاصل از میان لیتوسفر عبور کرده و در حین صعود از این سنگ‌ها تاثیر بیشتری می‌گیرند. این مدل توسط برخی پژوهشگران برای بخش‌های دیگر پهنه‌ی ارومیه دختر ارائه شده است [۱۰-۱۲]. پائین بودن مقادیر نیکل، کروم و MgO در سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که این گدازه‌ها تاثیر کمی از گوشته گرفته‌اند. گدازه‌های حاصل از ذوب قطعه فرورانده در حین بالا آمدن در افق‌های بالاتر خود به عنوان یک چشمه‌ی گرمایی عمل می‌کنند و مناطق داغی را در پوسته ایجاد می‌کنند که باعث تولید گدازه‌هایی با ترکیب متنوع در پوسته می‌شوند.

برداشت

نتایج حاصل از پژوهش روی سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن تا کواترنری در منطقه‌ی اصفهان را می‌توان به شرح زیر خلاصه کرد:

(۱) سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن بررسی شده در شمال غربی و جنوب شرقی اصفهان یک سری ماگمایی آهکی-قلیایی با پتاسیم متوسط تا بالا هستند.

(۲) این سنگ‌های آتشفشانی دارای مقادیر بالاتری از SiO_2 و Sr/Y و La/Yb و مقادیر پائین‌تری از MgO ، Y و Yb نسبت به سنگ‌های آتشفشانی آهکی-قلیایی معمولی هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای عنکبوتی از عناصر LREE و LILE غنی‌شدگی و از Nb ، Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند و فاقد بی‌هنجاری منفی اوروپیم هستند.

(۳) در نمودارهای تعیین‌کننده‌ی آداکیت‌ها، این سنگ‌ها در گستره‌ی آداکیتی قرار می‌گیرند. با توجه به مقادیر استرانسیوم، سیلیس، ایتریوم و عناصر نادر خاکی سنگین، نبود بی‌هنجاری منفی اوروپیم، الگوی عناصر نادر و نمودارهای تعیین‌کننده‌ی موقعیت آداکیت‌ها، سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن این منطقه را می‌توان آداکیتی نامید.

(۴) با استناد به داده‌های ژئوشیمیایی خاستگاه این سنگ‌ها آمفیبول اکلوزیت تا گارنت-آمفیبولیت با فاز گارنت باقیمانده گدازه به‌همراه یک فاز تیتانیوم دار و احتمالاً هورنبلند است.

accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey", *Geophysical Research Letters*, 30 (2003) 8046.

[11] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications", *Journal of Asian Earth Sciences* 30(2007)433-447.

[12] Ghadami G., Shahre Babaki A.M., Mortazavi M., "Post-Collisional Plio-Pleistocene Adakitic Volcanism in Central Iranian Volcanic Belt: Geochemical and Geodynamic Implications", *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19 (2008) 223-235.

[13] Emami H., Amini B., Amini Chehraghi M.R., "Geological map of Kajan (1:100000)", Geological Survey of Iran (2001).

[14] Amidi S. M., Zahedi M., Emami M.H., "Geological map of Kashan (1:250000)", Geological Survey of Iran (1991).

[15] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", *Journal of Petrology* 27(1986) 745-750.

[16] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", *Contrib. Mineral. Petrol.* 58(1976) 63-91.

[17] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Science* 8(1971) 523-548.

[18] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes", In: Saunders, A.D. and Norry, M.J (Eds.), "Magmatism in the Ocean Basins", The Geological Society of London 42(1989) 313-345.

[19] Gill J.B., "Orogenic Andesites and plate tectonic", *Springer-Verlag, Berlin* (1981) 390p.

[20] Wilson M., "Igneous Petrogenesis a global tectonic approach", Chapman & Hall, London(1989) 466 p.

[21] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38(1974)757-775.

[22] Defant M. J., Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature* 347(1990) 662-665.

۵) سنگ‌های آداکیتی پلیوسن-کواترنری اصفهان در اثر گدازه‌ی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده در اثر فروانش بین صفحه عربی و ایران ایجاد شده‌اند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان انجام گرفته است که بدینوسیله از معاونت محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان تشکر می‌گردد.

مراجع

[1] Alavi M., "Tectonostratigraphic evolution of Zagrosides of Iran", *Geology* 8 (1980) 144-149.

[2] Alavi M., "Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation", *Tectonophysics* 229 (1994) 211-238.

[3] Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K. and Delany, F.M. (Eds.), *Zagros, Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution*", American Geophysical Union, Washington DC (1981) 5-32.

[4] Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", *Journal of Geological Society of London* 139(1982) 605-614.

[5] Hassanzadeh J., "Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman Province)", Ph.D thesis, University of California, Los Angeles (1993) 204p.

[6] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 21(2003) 397-412.

[7] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos* 106(2008) 380-398.

[8] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*", 26(2005) 683-693.

[9] Annen C., Blundy J. D., Sparks R.S.J., "The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones", *Journal of Petrology*, 47(2006) 505-539.

[10] Keskin M., "Magma generation by slab steeping and break-off beneath a subduction-

- Panaiotu C. E., Nedelcu L., "Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas", Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 84(2004) 153-172.
- [30] Rapp R.P., Watson E.B., "Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling", Journal of Petrology 36(1995) 891–931.
- [31] Qiang W., Jifeng X., Jianxin W., Zhenhua Z., Renjing W., Jiaxiang Q., Xiaolin X., Longkang S., Lianhong P., "The recognition of adakite-type gneisses in the North Dabie Mountain and its implication to ultrahigh pressure metamorphic geology", Chinese Science Bulletin 45(2000)1927-1933.
- [32] Munker C., Wornerb G., Yogodzinskic G., Churikova T., "Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas", Earth and Planetary Science Letters 224 (2004) 275–293.
- [۳۳] علیخانی ز، "تعیین عمق پوسته در منطقه اصفهان با استفاده از داده‌های کوتاه دوره‌ی دورلرز"، پایان نامه کارشناسی ارشد، واحد علوم تحقیقات، (۱۳۸۶) ۸۰ صفحه.
- [34] Taylor S.R., McLennan S.M., "The Continental Crust: Its Composition and Evolution", Blackwell, Oxford (1985) 312 p.
- [23] Martin H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids", Lithos 46(1999) 411-429.
- [24] Wang Z., Wilde S. A., Wang K., Yu L., "A MORB-arc basalt–adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: late Archean magmatism and crustal growth in the North China Craton", Precambrian Research 131 (2004) 323–343
- [25] Castillo P.R., "An overview of adakite petrogenesis", Chinese Science Bulletin 51 (2006) 257-268.
- [26] Xu J., Shinjo R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P., "Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust?", Geological Society of America 30(2002) 1111-1114.
- [27] Xu W.L., Wang Q.H., Wang D.Y., Guo J.H., Pei F.P., "Mesozoic adakitic rocks from the Xuzhou-Suzhou area, eastern China: evidence for partial melting of delaminated lower continental crust", Journal of Asian Earth Science 27(2006) 454-464.
- [28] Rapp R.P., Long X., Shimizu N., "Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China", Acta Petrologica Sinica 18(2002) 293–302.
- [29] Rosu E., Seghedi I., Downes H., Alderton D.H.M., Szakács A., Pécskay Z., Panaiotu C.,