



خاستگاه و شکل گیری آتشفشانی فلسیک ائوسن و آداکیتی نئوژن کجان (غرب نایین)

زهرا فردفشانی^۱، محمدرضا قربانی^{*}، محسن آروین^۲

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس

۲- بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

(دریافت مقاله: ۹۱/۳/۳، نسخه نهایی: ۹۱/۹/۱۲)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی فلسیک، بخشی از توالی آتشفشان منطقه‌ی کجان واقع در زون ماگمایی ارومیه-دختر، را تشکیل می‌دهد. این سنگ‌ها را می‌توان براساس فراوانی و الگوهای عناصر کمیاب و خاک‌های نادر به دو رشته‌ی جدا از هم تقسیم کرد. در یک رشته، الگوهایی از عناصر کمیاب و خاک‌های نادر کم شیب ($La/Yb < 17$) دیده می‌شود که دارای بیهنجاری‌های منفی Sr, P, Ti و Eu هستند. ویژگی‌های این رشته که آن را رشته‌ی آهکی-قلیایی عادی، می‌نامیم قابل مقایسه با گدازه‌های فلسیک حاصل از تحول ماگمایی گدازه‌های بازی ریشه گرفته از گوشته در مناطق فرورانش است. در رشته‌ی دیگر، که آن را رشته‌ی آداکیتی می‌نامیم الگوهای عناصر کمیاب و خاک‌های نادر، پرشیب‌اند ($La/Yb > 28$) و بیهنجاری مثبت Sr مشاهده می‌شود. خاستگاه ماگمایی که سنگ‌های رشته‌ی دوم را پدید آورده‌اند، احتمالاً ذوب لبه فرو رونده نئوتتیس در فشارهای بالا (کانی شناسی آمفیبول اکلوزیت) بوده است.

واژه‌های کلیدی: آتشفشانی فلسیک؛ آداکیت؛ آلودگی پوسته‌ای؛ تبلور بخشی؛ نایین.

مقدمه

(AFC) ایجاد می‌شوند [۵]. این فرآیند اغلب برای دسته‌های کوچک ماگمایی فلسیک پیشنهاد می‌شود زیرا برای تولید حجم‌های زیاد ماگمای فلسیک نیاز به حجم زیاد ماگمای بازالتی است. براساس مدل دوم سنگ‌های آتشفشانی فلسیک حاصل ذوب بخشی پوسته هستند [۶]. در این مدل ماگمای بازالتی، گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای را فراهم می‌کند، این مدل برای حجم‌های زیاد ماگمای فلسیک مناسب‌تر است.

روش بررسی

در این پژوهش پس از بررسی حدود ۶۰ تیغه‌ی نازک از سنگ‌های آتشفشانی فلسیک منطقه‌ی مورد بررسی، ۱۰ نمونه برای آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب انتخاب شدند. آنالیز شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF در دانشگاه تربیت مدرس و آنالیز عناصر کمیاب، به روش ICP-MS (از طریق انحلال با

زون ماگمایی ارومیه-دختر سنگ‌های آتشفشانی با طیف ترکیبی بازی تا فلسیک و مواد آذرآواری را دربرمی‌گیرد. ماگماتیسیم زون ارومیه-دختر به فرورانش صفحه‌ی نئوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران نسبت داده شده است، برخی پژوهشگران آن را از نوع جزایر قوسی [۱] و برخی دیگر از نوع حواشی قاره‌ای فعال [۲] ارزیابی کرده‌اند. بهرحال سنگ‌های آتشفشانی فلسیک زون ارومیه-دختر، کمتر موضوع یک بررسی مستقل بوده‌اند [۳]. [۳] بیشتر سنگ‌های آتشفشانی فلسیک زون ارومیه-دختر را محصول تبلور بخشی ماگمای بازی از گوشته و [۴] محصول ذوب بخشی پوسته معرفی کرده‌اند. دو مدل سنگ‌زایی کلی درباره‌ی خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی فلسیک ارائه شده‌اند. براساس یکی از این مدل‌ها سنگ‌های فلسیک از ماگمای مادر بازالتی به دنبال تبلور جدایشی همراه با آلودگی

کتره‌ای انتخاب و دوباره آنالیز شدند و همخوانی بسیار بالایی در نتایج حاصل مشاهده شد، نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و عناصر کمیاب در جدول ۱ آمده‌اند.

مخلوط اسیدی) در آزمایشگاه Genalysis استرالیا صورت پذیرفت. برای اطمینان از درستی و دقت نتایج آنالیز شیمیایی به هر دو روش XRF و ICP-MS، نمونه‌های تکراری به صورت

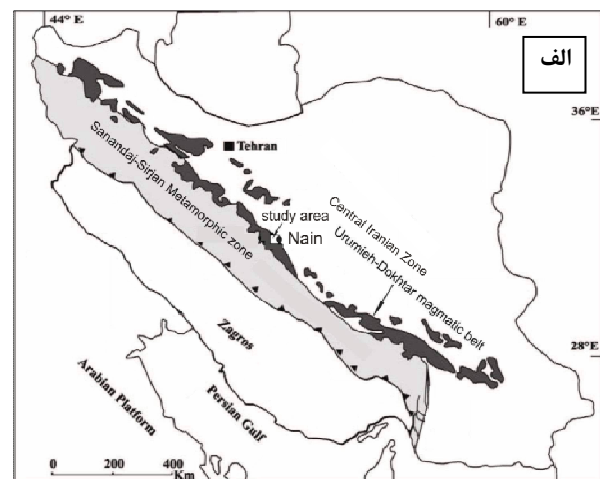
جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF (به حسب wt %) و عناصر کمیاب به روش ICP-MS (به حسب ppm).

Sample	ZF30	ZF41	ZF46	ZF47	ZF40	ZF43	ZF44	ZF33	ZF34	ZF42
SiO ₂ (wt%)	۶۷٫۸۷	۶۵٫۴۰	۷۱٫۵۴	۶۵٫۴۲	۷۱٫۹۹	۷۱٫۳۶	۷۳٫۲۸	۶۴٫۷۴	۶۷٫۴۰	۶۶٫۸۰
TiO ₂	۰٫۴۹	۰٫۵۳	۰٫۳۰	۰٫۸۱	۰٫۱۰	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۵۱	۰٫۳۴	۰٫۴۳
Al ₂ O ₃	۱۶٫۱۹	۱۶٫۸۲	۱۵٫۳۳	۱۵٫۱۷	۱۵٫۰۲	۱۵٫۵۴	۱۳٫۷۲	۱۶٫۶۸	۱۶٫۲۴	۱۶٫۹۵
Fe ₂ O ₃	۳٫۷۵	۶٫۳۲	۲٫۵۸	۶٫۵۸	۲٫۹۳	۲٫۹۴	۲٫۵۹	۵٫۱۹	۳٫۶۲	۳٫۵۰
MgO	۰٫۷۹	۱٫۱۴	۰٫۶۲	۱٫۶۰	۰٫۶۸	۰٫۷۴	۰٫۳۲	۲٫۰۱	۱٫۴۳	۱٫۶۲
CaO	۲٫۱۹	۳٫۹۳	۱٫۶۸	۲٫۴۳	۱٫۲۴	۱٫۸۲	۱٫۷۱	۴٫۸۴	۳٫۸۱	۳٫۶۲
Na ₂ O	۴٫۲۴	۴٫۴۱	۳٫۵۱	۴٫۴۰	۴٫۱۲	۳٫۱۹	۰٫۸۴	۳٫۳۹	۳٫۸۸	۴٫۰۳
K ₂ O	۳٫۹۱	۱٫۲۴	۴٫۰۱	۳٫۳۱	۳٫۵۵	۳٫۵۹	۶٫۵۱	۲٫۰۶	۲٫۹۱	۲٫۱۶
P ₂ O ₅	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۰۷	۰٫۲۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۱۷	۰٫۲۱۳	۰٫۱۹۶
LOI	۱٫۳	۲	۱٫۱	۳٫۱	۱٫۱	۱٫۰۶	۲٫۹	۲٫۱	۱٫۶	۱٫۶
Total	۹۹٫۹۷	۹۹٫۸۰	۱۰۰	۹۹٫۸۱	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۲	۹۹٫۸۴	۹۹٫۹۴
Mg#	۲۶٫۶۹	۲۴٫۳۹	۳۰٫۱۵	۳۰٫۲۸	۲۹٫۴۹	۳۰٫۸۹	۱۸٫۳۹	۴۰٫۸۷	۴۱٫۲۶	۴۵٫۲۲
Ba	۱۰۶۲٫۸۰	۴۰۲٫۶۰	۱۲۱۳٫۹	۱۷۱۱٫۷۰	۱۰۳۹٫۷	۱۰۱۷٫۲۰	۷۹۹٫۶۰	۸۸۵٫۳	۸۱۵٫۸	۸۵۶٫۳
Rb	۹۹٫۳۶	۳۲٫۱۳	۱۳۱٫۱۸	۷۰٫۶۹	۱۱۳٫۶۱	۱۱۳٫۷۴	۱۱۲٫۵۹	۵۱٫۴	۸۲٫۴۵	۷۸٫۹۵
Sr	۳۳۶٫۴۰	۲۹۷٫۶۲	۲۱۳٫۱	۲۰۴٫۷۱	۲۴۲٫۸۲	۲۳۶٫۱	۸۹٫۴۹	۶۹۵٫۰۸	۵۴۲٫۰۴	۵۳۵٫۷
Th	۱۰٫۴۱	۳٫۵۵	۱۷٫۳۴	۱۰٫۸۳	۱۱٫۲۶	۱۶٫۱۴	۱۲٫۷۷	۱۰٫۰۲	۱۱٫۳۸	۱۱٫۳۷
U	۲٫۵۴	۱	۴٫۳۶	۲٫۷۴	۲٫۶۳	۳٫۲۰	۲٫۵۵	۲٫۷۹	۳٫۹۵	۳٫۸۶
Y	۳۱٫۶۹	۳۹٫۶۶	۲۳٫۰۷	۲۸٫۵۰	۱۵٫۳۷	۱۶٫۶۸	۱۶٫۲۱	۹٫۸۶	۷٫۵۸	۸٫۵۵
Nb	۱۰٫۲۴	۸٫۵۶	۱۱٫۶۳	۱۳٫۷۴	۸٫۴۸	۱۰٫۹۸	۷٫۴۲	۵٫۴۶	۸٫۱۳	۸٫۳۹
Ta	۰٫۹۶	۰٫۵۶	۰٫۸۸	۰٫۸۲	۰٫۷۱	۰٫۸۷	۰٫۷۰	۰٫۴۱	۰٫۵۳	۰٫۵۸
Zr	۲۱۵٫۷۰	۱۹۰٫۲	۲۳۰٫۵	۲۳۲٫۷	۱۵۱٫۴۰	۱۸۵٫۴۰	۱۳۱٫۶	۱۰۹٫۹	۱۶۹٫۷	۱۷۴٫۶
Hf	۵٫۱۶	۴٫۶۲	۵٫۶۷	۵٫۷۸	۳٫۷۵	۴٫۵۰	۳٫۳۹	۲٫۷۵	۲٫۸۷	۳٫۹۴
La	۲۸٫۷۵	۲۰٫۵۶	۳۴٫۵۱	۵۳٫۸	۲۴٫۹۹	۳۲٫۵	۱۹٫۸۵	۲۷٫۰۷	۲۵٫۰۱	۲۵٫۹۳
Ce	۵۶٫۹۵	۴۳٫۷۹	۶۴٫۱۰	۷۲٫۰۵	۴۳٫۵۲	۵۷٫۴۱	۳۸٫۵۲	۴۸	۴۷٫۴۶	۴۹٫۹۵
Pr	۶٫۶۲	۵٫۵۳	۶٫۸۱۰	۸٫۶۱	۴٫۵۵	۵٫۸۱	۳٫۹۳	۵٫۳۲	۵٫۳۸	۵٫۷۲
Nd	۲۵٫۳۱	۲۳٫۵۲	۲۳٫۶۴	۳۳٫۸۳	۱۵٫۲۴	۱۹٫۵۴	۱۳٫۷۴	۱۸٫۷۹	۱۹٫۳۷	۲۰٫۷۶
Sm	۵٫۳۲	۵٫۶۹	۴٫۲۱	۷٫۱۳	۲٫۷۰	۳٫۲۹	۲٫۶۰	۳٫۲۱	۳٫۳۰	۳٫۶۲
Eu	۱٫۳۳	۱٫۶۲	۰٫۸۷	۱٫۶۵	۰٫۷۰	۰٫۷۴	۰٫۶۲	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۰٫۹۷
Gd	۵٫۰۴	۶٫۱۸	۳٫۵۷	۶٫۶۹	۲٫۴۳	۲٫۶۹	۲٫۴۱	۲٫۴۵	۲٫۳۳	۲٫۶۱
Dy	۵٫۳۳	۶٫۸۲	۳٫۷۲	۶٫۷۲	۲٫۴۰	۲٫۷۳	۲٫۵۹	۱٫۸۵	۱٫۵۰	۱٫۷۴
Ho	۱٫۱۳	۱٫۴۵	۰٫۷۹	۱٫۴۱	۰٫۵۳	۰٫۵۷	۰٫۵۴	۰٫۳۵	۰٫۲۶	۰٫۳۰
Er	۳٫۲۳	۴٫۲۵	۲٫۳۶	۳٫۹۰	۱٫۵۷	۱٫۷۲	۱٫۷۰	۰٫۹۵	۰٫۶۸	۰٫۷۶
Yb	۳٫۳۸	۴٫۱۸	۲٫۶۵	۳٫۹۲	۱٫۷۶	۱٫۸۹	۱٫۹۱	۰٫۹۴	۰٫۵۷	۰٫۶۷
Lu	۰٫۵۳۴	۰٫۶۳۹	۰٫۴۱۶	۰٫۵۸۹	۰٫۲۷۶	۰٫۲۹۹	۰٫۳۰۲	۰٫۱۳۷	۰٫۰۸	۰٫۰۹۷
Tb	۰٫۸۶	۱٫۰۶	۰٫۶۰	۱٫۱۱	۰٫۳۸۸	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۳۴	۰٫۳۰	۰٫۳۴
Tm	۰٫۵۰	۰٫۶۲	۰٫۳۸	۰٫۵۹	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۰

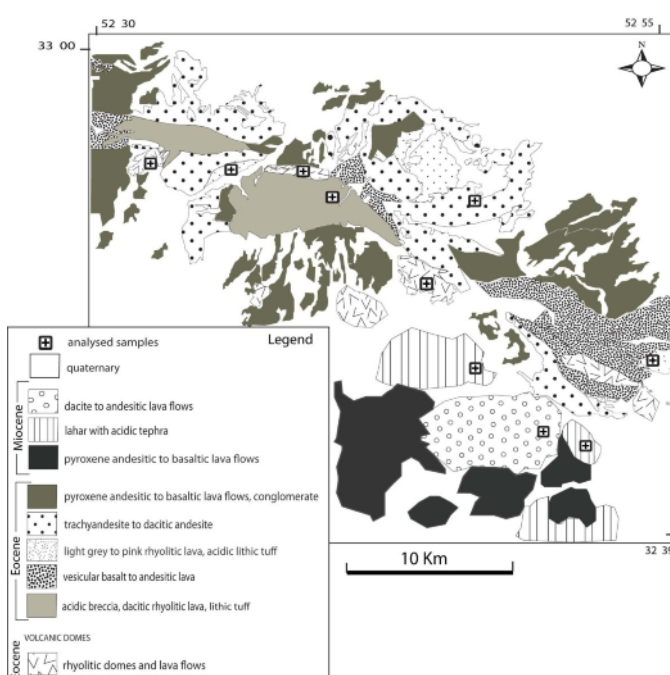
زمین شناسی عمومی

منطقه‌ی مورد نظر در غرب نائین، با مختصات جغرافیایی $32^{\circ}39'$ تا $33^{\circ}00'$ عرض شمالی و $52^{\circ}30'$ تا $52^{\circ}55'$ طول شرقی، قرار گرفته است. این منطقه براساس تقسیم بندی زون‌های ساختمانی ایران [۷]، در زون ارومیه-دختر واقع و موقعیت آن نسبت به زون‌های ساختمانی ایران براساس [۸] نشان داده شد (شکل ۱-الف)، و نیز این منطقه بخش شمالی نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان [۹] را در بر می‌گیرد (شکل ۱-ب). رخنمون‌های سنگی قدیمی‌تر این منطقه واحدهای کرتاسه که شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده و سنگ آهک‌های اربیتولین‌دار است و در شمال شرق منطقه رخنمون دارد. مجموعه آتشفشانی آذرآواری ائوسن نیز بخش بزرگی از این منطقه را پوشانده است و زیر سازند قرمز بالایی به سن میوسن قرار گرفته است [۱۰]. بدنه اصلی مجموعه آتشفشانی منطقه کجان طیفی از سنگ‌های آتشفشانی

نیمه عمیق و نفوذی با ترکیب بازی، حدواسط و فلسیک به سن ائوسن است. سنگ‌های آتشفشانی نفوژن به صورت گنبدی، و جریان گدازه دارای ترکیب بازالتی-آندزیتی، لاهار و آندزیت-داسیت است که بخشی به وسیله‌ی نهشته‌های رسوبی آبرفتی کواترنری پوشانده شده و روی توالی رسوبی قرمز میوسن فوران کرده است. [۴] در بررسی زمین‌شناسی منطقه نطنز-نائین-سورک (که این پژوهش بخش کوچکی از آن است) سنگ‌های آتشفشانی بخش قاعده‌ای و بخش میانی توالی ائوسن را بیشتر از نوع فلسیک (ریولیتی و داسیتی) دانسته است و خاستگاه این سنگ‌ها را ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای می‌داند. او تنوع ماگماتیسم جوان‌تر از ائوسن را محصول جدایش ماگمای بازالتی قلیایی ارزیابی کرده است. این منطقه از نظر زمین ساختی دارای زمین ساخت شکننده بوده و گسل‌ها و شکستگی‌های فراوان در این منطقه از روند ساختمانی اصلی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر پیروی می‌کند.



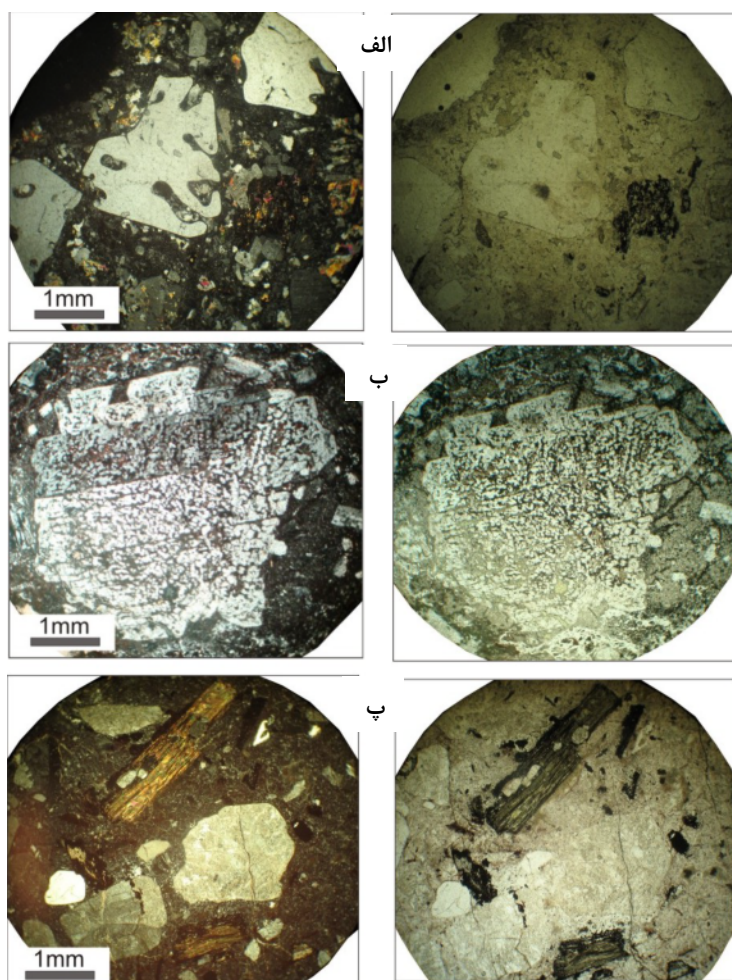
شکل ۱ الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی نسبت به زون‌های ساختمانی ایران، براساس [۸] (ب) نقشه‌ی زمین-شناسی منطقه‌ی کجان (غرب نائین) برگرفته از [۹].



سنگ نگاری

سنگ‌های منطقه‌ی کجان دارای طیف ترکیبی بازی تا اسیدی (فلسیک) است، و سنگ‌های فلسیک شامل ریولیت، داسیت و تراکی داسیت است. این سنگ‌ها دارای بافت غالب پورفیریتیک و ویتروپورفیریتیک با حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ی ریزدانه یا شیشه‌ای هستند. این بافت‌ها نشان‌دهنده‌ی دو مرحله‌ی تبلور است، یعنی تبلور فنوکریست‌ها در عمق و در مرحله‌ی بعد شکل‌گیری خمیره‌ی ریزدانه یا شیشه‌ای است که در نزدیکی سطح زمین صورت می‌گیرد. در بیشتر سنگ‌های منطقه، فنوکریست‌ها یا درشت بلورها کمتر از ۲۰ درصد حجم سنگ‌های آتشفشانی را تشکیل می‌دهند. داسیت‌ها شامل درشت بلورهای آمفیبول، بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر است. کانی‌های آمفیبول و بیوتیت اغلب خودریخت و نیمه شکلدار بوده و بلورهای کوارتز گرد شده هستند. کانی-

شناسی ریولیت‌ها عبارتند از: کوارتز و فلدسپات. بلورهای کوارتز اغلب گرد شده و به‌صورت خوردگی خلیجی دیده می‌شوند (شکل ۲-الف). فلدسپات‌های دارای ترکیب حدواسط (پلاژیوکلاز) که گاهی در داسیت‌ها وجود دارند، اغلب ماکل پلی‌سنتتیک هستند یا منطقه‌بندی (زونینگ) نشان می‌دهند در حالی‌که فلدسپات‌های قلیایی به‌صورت ماکل دوتایی (سانیدین) خودنمایی می‌کند. بافت غربالی و حاشیه‌ی واکنشی در پلاژیوکلازها (شکل ۲-ب)، آمفیبول در حال کدر شدن (شکل ۲-پ) و بافت خلیجی کوارتز از جمله شواهد عدم تعادل کانی‌شناسی در سنگ‌های فلسیک مورد بررسی هستند. این پدیده‌ها را می‌توان به ورود دسته‌های جدید ماگما به درون حجره‌ی در حال تحول ماگمایی و نیز عوارض ناشی از برداشت فشار نسبت داد [۱۲، ۱۱].



شکل ۲ الف) کوارتزهای گرد شده و دارای خوردگی خلیجی، ب) پلاژیوکلاز با بافت غربالی، پ) آمفیبول در حال کدر شدن، ردیف سمت چپ (XPL) و ردیف سمت راست (PPL) است.

داده‌های ژئوشیمیایی (عناصر اصلی و نادر)

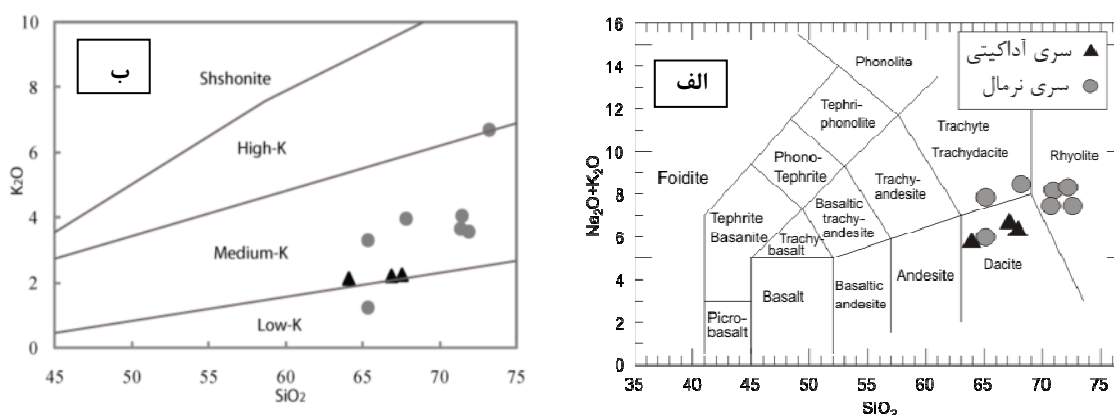
میزان سیلیس سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی ۶۴ تا ۷۳ درصد وزنی است. در نمودار مجموع عناصر قلیایی نسبت به سیلیس (TAS) [۱۳] نمونه‌ها در سه محدوده ریولیت، داسیت و تراکی داسیت (شکل ۳-الف) و در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۱۴] بیشتر در گستره‌ی آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۳-ب). نمونه‌های فلسیک مورد بررسی در نمودارهای تغییر عناصر اصلی موسوم به هارکر، کم و بیش بر روی یک روند تغییرات قرار می‌گیرند، به‌طوری که همراه با افزایش سیلیس میزان CaO ، FeO ، TiO_2 ، P_2O_5 ، Al_2O_3 و MgO کاهش می‌یابد حال آن‌که K_2O دارای روند افزایشی است و Na_2O کم و بیش ثابت است (شکل ۴). در نمودارهای هارکر عناصر کمیاب، جز Ba ، Rb ، Ta و Nb که از ناسازگارترین عناصر کمیاب‌اند (شکل ۴)، روند تغییرات عناصر کمیاب دیگر کاهش یافته است. به هر حال براساس الگوهای بهنجار شده عناصر کمیاب و خاک‌های نادر (شکل ۵-الف و ب) [۱۵]، عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی منطقه (کجان) دو نوع الگوی متفاوت را به خوبی نشان می‌دهند. یک سری از نمونه‌ها (نمونه‌های ZF33، ZF34 و ZF42) از خاک‌های نادر سنگین (HREE) به شدت تهی شده هستند. این نمونه‌ها فاقد بیهنجاری منفی Eu هستند و غنی از Sr هستند. این مشخصات حاکی از هویت آداکیتی این سه نمونه‌اند. نمونه‌های آداکیتی نسبت به دیگر نمونه‌ها از CaO ، Al_2O_3 و MgO اندکی غنی‌تر و از Na_2O اندکی فقیرترند. دیگر نمونه‌ها که فاقد ویژگی‌های آداکیتی (نمونه‌های ZF30، ZF40، ZF41، ZF43، ZF44، ZF46 و ZF47) هستند به عنوان گروه عادی (محصولات آهکی-قلیایی عادی) خوانده می‌شوند. الگوی بهنجار شده‌ی خاک‌های نادر (REE) این نمونه‌ها در بخش خاک‌های نادر سنگین (HREE) هموارند و تهی‌شدگی نشان نمی‌دهند (شکل ۶). نمونه‌های سری عادی دارای بیهنجاری منفی Eu و Sr هستند.

خاستگاه سنگ‌های فلسیک سری آهکی-قلیایی عادی

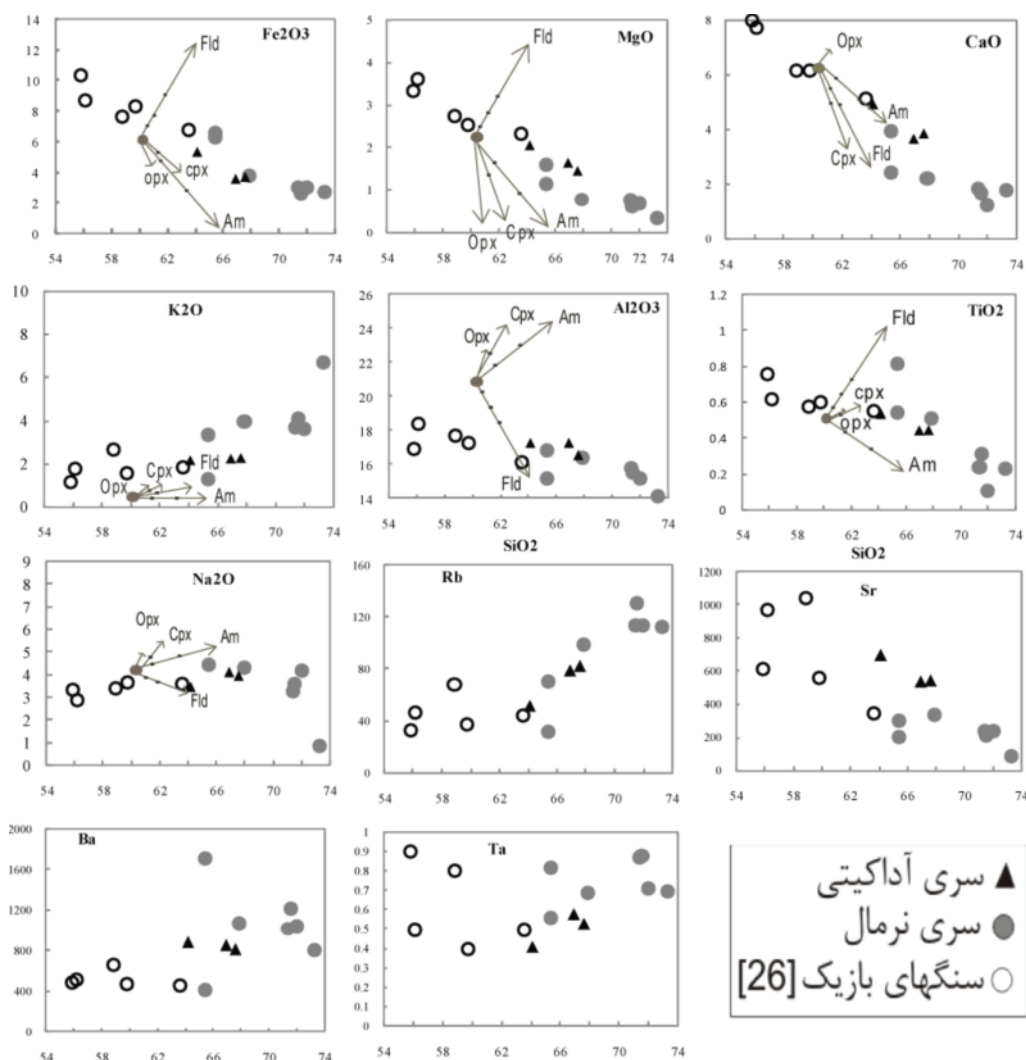
وجه مشترک الگوی عناصر کمیاب تمامی نمونه‌های فلسیک منطقه‌ی مورد بررسی غنی‌شدگی از LILE و نسبت بالای LREE/HFSE و نیز بیهنجاری منفی Nb، Ta و Ti است که از ویژگی‌های سنگ‌های آهکی-قلیایی وابسته به فرورانس است [۱۷، ۱۶]. بیهنجاری منفی Nb شاخص پوسته‌ی قاره‌ای و

نشانه امکان درگیری آن در فرایندهای ماگمایی است [۱۸]. کاهش FeO ، TiO_2 و MgO می‌تواند نشان از تحول ماگمایی به‌وسیله‌ی تبلور بخشی آمفیبول، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن-تیتانیوم‌دار) باشد. روندهای کاهش CaO و Al_2O_3 را نیز می‌توان به جدایش همزمان پلاژیوکلاز طی تحول ماگمایی نسبت داد. مجموعه‌ی فنوکریست‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی این روندها را تأیید می‌کند. نسبت دادن این روندهای تغییرات به تبلوربخشی نیز با مدل سازی نیمه کمی عناصر اصلی تأیید می‌شود (شکل ۴). گدازه‌های داسیتی و ریولیتی با ترکیب‌های عناصر اصلی کم و بیش یکسان از طریق هر دو فرآیند تبلور بخشی گدازه‌های بازی مشتق از گوشته [۲۰، ۱۹] و یا از گداخت بخشی سنگ‌های پوسته پایینی [۲۲، ۲۱] به وجود می‌آیند. در اینجا به دلایلی می‌پردازیم که نشان‌دهنده‌ی اهمیت تبلوربخشی ماگمای مادر بازی در شکل‌گیری سنگ‌های آتشفشانی فلسیک منطقه کجان است.

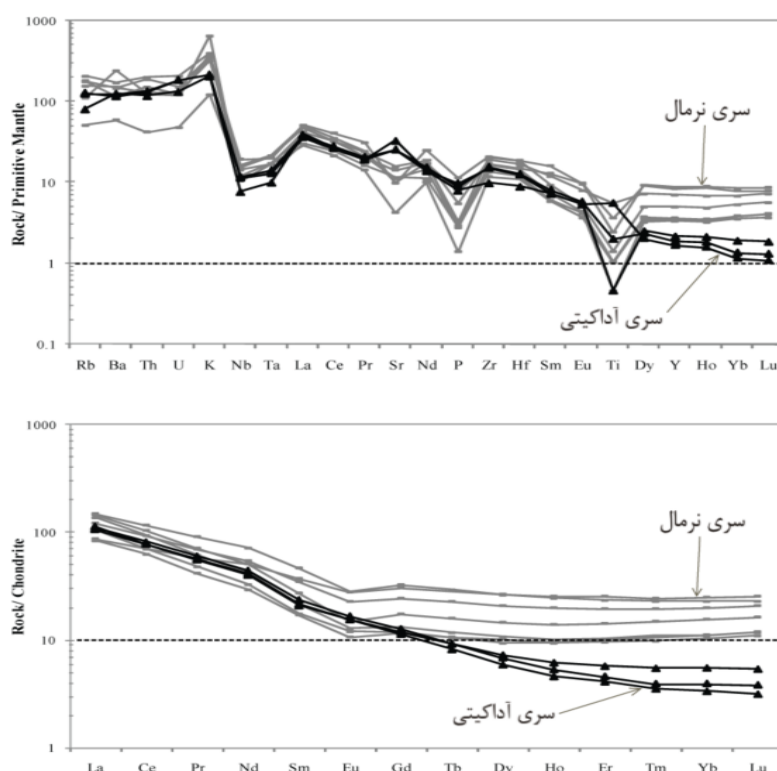
روند تغییرات نسبت عناصر کمیاب ناسازگار همچون Zr/Hf نیز گواه بر رخداد فرآیند تبلوربخشی است. نسبت Zr/Hf تحت تأثیر تبلوربخشی مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و اکسیدهای Fe-Ti قرار نمی‌گیرد، ولی به درجه‌ی ذوب بخشی حساس است. طی ذوب بخشی، ضریب جدایش Hf (D_{Hf}) بزرگتر از ضریب جدایش Zr (D_{Zr}) است [۲۳]. این در حالی است که در طول جدایش پلاژیوکلاز، پیروکسن و اکسیدهای Fe-Ti، ضریب جدایش این عناصر یکسان است ($D_{\text{Hf}}=D_{\text{Zr}}$) [۲۵، ۲۴]. آنچه مشاهده شد مدلسازی عناصر اصلی با فرآیند تحول ماگمای بازی به ماگمای فلسیک از طریق تبلوربخشی هماهنگ است و ضمناً تغییرات نسبت عناصر نادر نیز آن را تأیید می‌کند. به هر حال با تحول ماگمای بازی، انتظار می‌رود که ماگمای فلسیک‌تر از عناصر کمیاب به تدریج غنی و غنی‌تر شود. بنابراین بایستی برای کاهش تدریجی تعدادی از عناصر کمیاب با پیشرفت سیلیس (که می‌توان آن را شاخص تحول ماگمایی در نظر گرفت) توضیحی مناسب ارائه کنیم. این عناصر کمیاب که اغلب خاک‌های نادر (REE) را در بر می‌گیرند، بیشتر در کانی‌های فرعی سنگ‌های آذرین همچون زیرکن متمرکز می‌شوند [۲۶]. احتمالاً این کانی‌های فرعی از گدازه‌های با مقادیر سیلیس بالا (بیش از ۶۵ درصد) جدا شده‌اند.



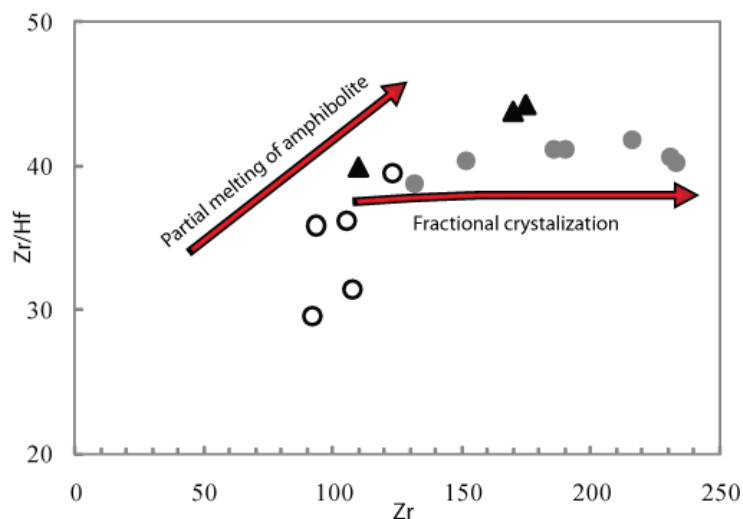
شکل ۳ موقعیت سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی (کجان) روی الف) نمودار TAS [۱۳]، ب) نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۱۴].



شکل ۴ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب نسبت به سیلیس، برای سنگ‌های آذرین منطقه‌ی کجان. علاوه بر سنگ‌های فلسیک (موضوع این مقاله حاضر) سنگ‌های آتشفشانی بازی [۲۷] نیز نشان داده شده‌اند. مدل سازی تبلور بخشی کانی‌های Pl، Cpx، Amph و Opx با پیکان فلش به نمایش درآمده است. نقطه‌ی سیاه توپر (نقطه‌ی آغازین تبلور بخشی) نماینده ترکیب گدازه‌ی اولیه فرضی است که یکی از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط است. نقاط موجود روی پیکان‌ها با دور شدن از ترکیب گدازه‌ی اولیه به ترتیب ۱۰، ۲۰، ۳۰ و ۵۰ درصد تبلور بخشی را نشان می‌دهند.



شکل ۵ نمودار عنکبوتی و عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین فلسیک منطقه‌ی کجان، بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه و کندریت. مقادیر گوشته‌ی اولیه و کندریت برگرفته از [۱۵].



شکل ۶ الف) نمودار نسبت Zr/Hf نسبت به Zr برای سنگ‌های آذرین منطقه‌ی کجان. سنگ‌های بازیک‌تر برگرفته از همین منطقه (دایره تو خالی) براساس [۲۷] هستند.

خاستگاه سنگ‌های فلسیک سری آداکیت منطقه‌ی مورد

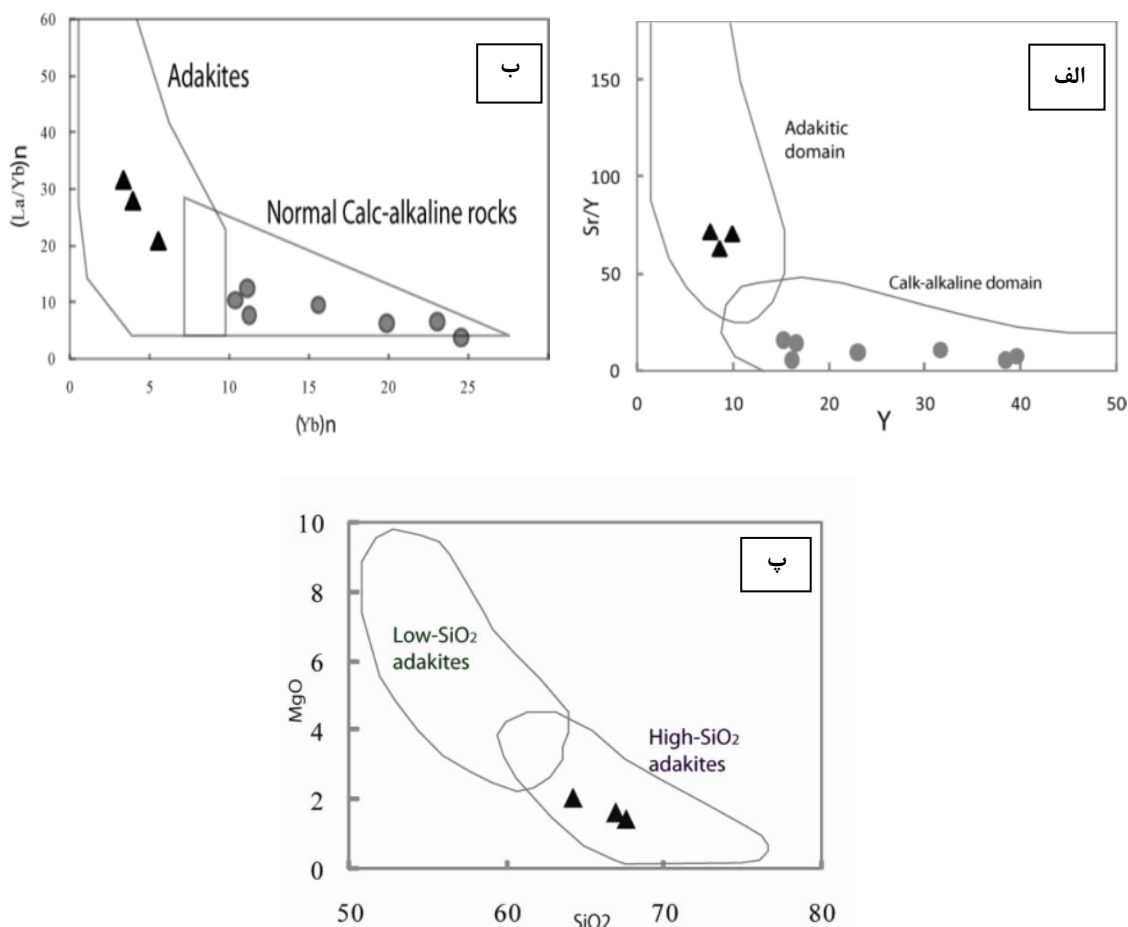
بررسی

به عقیده [۲۸]، سنگ‌های آداکیتی شامل سنگ‌هایی با SiO_2 بیشتر از ۵۶ درصد وزنی، Na_2O بیشتر از ۳/۵ درصد وزنی،

Al_2O_3 بیشتر از ۱۵ درصد وزنی، Y کمتر از ۲۰ ppm، نسبت K_2O/Na_2O کمتر از ۰/۶، فقیر شدگی در Yb و $HFSE$ هستند. سه نمونه از سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی کجان از چنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی، به ویژه نسبت‌های بالای Sr/Y

شناسی اکلوتیتی آمفیبول دار پدید آمده‌اند. آداکیت‌های منطقه‌ی کجان جزء گروه آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند (شکل ۷-پ)، به عقیده‌ی [۳۰] آداکیت‌های با سیلیس بالا نماینده‌ی گدازه‌های مشتق شده از سنگ‌های مافیک فرورانده شده است در حالی که آداکیت‌های با سیلیس پایین از ذوب گوه‌ی گوشته‌ی پریدوتیتی که ترکیبشان در اثر واکنش با گدازه‌های فلسیک لبه تغییر یافته، پدید آمده است. آداکیت‌های کجان دارای سن پلیوسن ارزیابی شده‌اند [۹]. آداکیت‌های مشابه از جنوب شرقی و شمال غربی اصفهان [۳۱] به پلیوسن-کواترنری نسبت داده شده‌اند. به‌رحال [۳۲]، سن آداکیت‌های جنوب غربی ناین را بر اساس روش K-Ar قدیمی‌تر از پلیوسن تعیین کرده‌اند.

و La/Yb ، برخوردار بوده (شکل ۷-الف و ب) و از جمله‌ی آداکیت‌ها قرار می‌گیرند. این آداکیت‌ها دارای ترکیب داسیتی بوده و به‌صورت گنبد و جریان گدازه در منطقه‌ی کجان رخمون دارند. تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین و Y در آداکیت‌های کجان نشان می‌دهد که ماگمای مادر این آداکیت‌ها با یک سنگ خاستگاه گارنت‌دار (فشار بالا) در تعادل بوده است [۲۹]. در فشار بالا پلاژیوکلاز که میزبان اصلی Sr و Eu است فاز پایداری نیست و به همین سبب گداخت بخشی در فشار بالا که ماگمای مادر آداکیت‌های کجان است غنی از Sr و فاقد ناهنجاری منفی Eu است. تهی‌شدگی از Nb و Ti در این آداکیت‌ها را نیز می‌توان به حضور یک فاز باقی‌مانده تیتانیوم‌دار در سنگ خاستگاه آن‌ها نسبت داد، بنابراین به احتمال زیاد آداکیت‌های کجان از ذوب بخشی یک سنگ خاستگاه با کانی-



شکل ۷ سنگ‌های آذرین فلسیک منطقه‌ی مورد بررسی بر روی (الف) نمودار Sr/Y نسبت به Y [۲۸]، (ب) نمودار La/Yb نسبت به Yb [۲۹]. این نمودارها برای جداسازی گستره‌ی سنگ‌های نوعی آهکی-قلیایی از آداکیت‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد، (پ) نمودار SiO_2 نسبت به MgO [۳۰]. علایم مانند شکل ۳.

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی فلسیک بخش چشمگیری از توالی آتشفشانی ترشیری در منطقه‌ی کجان را به خود اختصاص می‌دهند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری و جریانی بوده، ترکیب داسیتی، ریوداسیتی و ریولیت دارند. براساس ژئوشیمی عناصر نادر می‌توان این سنگ‌های فلسیک را به دو سری تقسیم کرد: ۱- سری آداکیتی که از Sr غنی و از عناصر نادر سنگین تهی شده‌اند و ۲- سری آهکی-قلیایی عادی که اغلب نمونه‌ها (۷ نمونه از ۱۰ نمونه آنالیز شده) را شامل می‌شود. ماگمای مادر که به سری ماگمایی آهکی-قلیایی انجامید، از ویژگی‌های ژئوشیمیایی برخوردار است که سرشت ماگماتیسم مشتق از فروانش را نشان می‌دهد. براساس مدلسازی نیمه کمی عناصر اصلی و نیز تغییرات عناصر نادر (Zr/Hf) تبلور بخشی (مشمول بر پلاژیوکلاز+پروکسن+آمفیبول) این ماگمای مادر به محصولات فلسیک سری آهکی-قلیایی عادی غرب ناین انجامیده است. روندهای کاهشی خاک‌های نادر در سری عادی احتمالاً ناشی از تبلور بخشی فازهای فرعی (زیرکن) است. سنگ‌های آتشفشانی فلسیک سری آداکیتی غرب ناین حاصل ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده نئوتتیس هستند.

قدردانی

از مساعدت‌های معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس در انجام این پژوهش قدردانی می‌کنیم. آقای هادی یگانه فر در عملیات صحرائی کمک‌های ارزنده‌ای کرده‌اند که بدینوسیله مراتب سپاس خود را تقدیم می‌داریم. توصیه‌های داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران در رفع نواقص و بهبود این مقاله بسیار مؤثر بوده از ایشان نیز تشکر می‌کنیم.

مراجع

- [1] Shahabpour J., "Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt", Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 652-665.
- [2] Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran", In: H.K. Gupta and F.M. Delany, Editors, Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution, American Geophysical Union, Washington DC (1981) 5-32.

[۳] قربانی م.ر.، "نقش تفریق ماگمایی و ذوب بخشی پوسته در تکوین سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، جنوب دانسفهان"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۵ (۱۳۸۴)، ص ۱۱۹-۱۱۴.

[4] Amidi S.M., "Contribution a letude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz-Nain-Surk (Iran central)", These Doct Etat Grenoble (1975).

[5] Bacon C.R., Druitt T.H., "Compositional evolution of the zoned calalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon", Contributions to Mineralogy and Petrology 98 (1988) 224-256.

[6] Bullen T.D., Clyne M.A., "Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen Volcanic Center", Journal of Geophysics Research 95 (1990) 19671-19691.

[۷] آقائاتی ع.، "زمین شناسی ایران"، کتاب، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی ایران (۱۳۸۵).

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

[۹] امینی ب.، امینی چهرق م.ر.، "نقشه زمین شناسی چهارگوش کجان"، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۸۲).

[10] Stocklin J., Nabavi M.H., "Tectonic Map of Iran (1:2,500,000)", Geological Survey of Iran.

[11] Karsli O., Aydin F., Sadiklar M.B., "Magma Interaction Recorded in plagioclase Zoning in Granitoid Systems, Zigana Granitoid, Eastern Pontides, Turkey Turkish", Journal of Earth Sciences 13 (2004) 287-305.

[12] Price R.C., Gamble J.A., Smith I.E.M., Stewart R.B., Eggins S., Wright I.C., "An integrated model for the temporal evolution of andesites and rhyolites and crustal development in New Zealand's North Island", Journal of Volcanology and Geothermal Research 140 (2005) 1-24.

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

[14] Peccerillo A. Taylor, "Geochemistry of Eocene calc-alkaline in Volcanic rocks from the

- [23] Tiepolo M., Bottazzi P., Foley S.F., Oberti R., Vannucci R., Zanetti A., *Fractionation of Nb and Ta from Zr and Hf at mantle depths: the role of titanite, pargasite and kaersutite*, Journal of Petrology 42 (2001) 221-232.
- [24] Green T.H., Pearson N.J., *An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature*, Geochimica et Cosmochimica Acta 51 (1987) 53-62.
- [25] Dunn T., Sen C., *Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: a combined analytical and experimental study*, Geochimica et Cosmochimica Acta 58 (1994) 717-733.
- [26] Bhadra S., Das S., Bhattacharya A., *Shear Zone-hosted Migmatites (Eastern India): the role of dynamic melting in the generation of REE-depleted felsic melts, and implications for disequilibrium melting*, Journal of Petrology 48 (2007) 435-457.
- [27] Khodami M., Noghreyan M., Davoudian A.R., *Geochemical constraints on the genesis of the volcanic rocks in the southeast of Isfahan area, Iran*, Arab Journal Geoscience, (2009).
- [28] Defant M.J., Drummond M.S., *Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere*, Nature 347 (1990) 662-665.
- [29] Martin H., *Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids*, Lithos 46 (1999) 411-29.
- [30] Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D., *An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution*, Lithos 79 (1-2) (2005) 1-24.
- [31] Khodami M., Noghreyan M., Davoudian A.R., *Pliocene-Quaternary Adakite volcanism in the Isfahan area, Central Iranian magmatic belt*, Neues Jahrb Mineralogy Abh (2009).
- [32] Yeganehfar H., Ghorbani M.R., Shinjo R., Ghaderi M., *Magmatic and geodynamic evolution of urumieh-Dokhtar basic volcanism, Central Iran: major, trace element, isotopic and geodynamic implication*, International Geology Review 55 (2013) 767-786.
- Kastamonu area, northern Turkey*, Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976).
- [15] Sun S.S., McDonough W.F., *Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes*, In: Sunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatic in Oceanic Basins, Special Publication. Geology Society of London 42 (1989) 313-345.
- [16] Pearce J. A., *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*, In: Thorpe, R. S. (ed.) Andesites. Orogenic Andesites and Related Rocks. Chichester: John Wiley (1982) 525-548.
- [17] Pearce J. A., Parkinson I. J., *Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis*, In: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. & Neary, C. R. (eds) Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society 76 (1993) 373-403.
- [18] Rollinson H.R., *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Scientific & Technical London 352 (1993).
- [19] Singer B.S., Myers J.D., Forst C.D., *Mid-Pleistocene lavas from the Segua volcanic center, central Aleutian Arc: closed-system fractional crystallization of a basalt to rhyodacite eruptive site*, Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 87-112.
- [20] Juster T.C., Grove T.L., Perfit M.R., *Experimental constraints on the generation of FeTi basalts, andesites, and rhyodacites at the Galapagos spreading center, 85W and 95W*, Journal of Geophysical Research 94 (1989) 9251-9274.
- [21] Beard J.S., *Experimental, geological, and geochemical constraints on the origins of low-K silicic magmas in oceanic arcs*, Journal of Geophysical Research 100 (1995) 15593-15600.
- [22] Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F., *Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities*, Precambrian Research 51 (1991) 1-25.