

زمین شیمی سنگ‌های آذرین نئوژن در غرب زواریان، جنوب غرب سلفچگان (کمربند ماگمایی ارومیه- دختر)

احمد رضا احمدی*، بهناز حسینی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.
(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۶/۲۱، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۹/۱۴)

چکیده: فعالیت ماگمایی نئوژن در غرب زواریان در دو فاز ماگمایی جداگانه کوه آتشفشانی خستک را تشکیل داده است. واحدهای فاز پیشین شامل مجموعه‌ای از آذرآواری‌های بازی تا حدواسط و گدازه‌های آندزی بازالت تا آندزیت روی واحدهای هم‌ارز سازند قرمز بالایی قرار دارند. فاز پسین شامل توده‌های نیمه عمیق کوچک با سنگ‌شناسی گابرو- دیوریت پورفیری بوده که واحدهای پیشین را قطع کرده است. سنگ‌های آندزی بازالت- آندزیت (فاز پیشین) و گابرو- دیوریت (فاز پسین) ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابه نشان داده و بر این اساس از نظر زایشی می‌توانند با هم در ارتباط باشند. در الگوهای عناصر خاکی نادر، سنگ‌های گروه گابرو- دیوریت الگوهای به نسبت مسطحی دارند، اما با افزایش مقدار سیلیس و به سمت سنگ‌های گروه آندزیت، بر شیب الگوها به طور منظم افزوده شده و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در الگوهای عناصر ناسازگار، عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) در مقایسه با LREE غنی‌شدگی کم نشان می‌دهند، با این حال مانند سنگ‌های آذرین مناطق فرورانش، تهی‌شدگی Nb-Ta را در مقایسه با عناصر خاکی نادر کناری می‌توان دید. بر اساس نتایج زمین شیمی عناصر کمیاب، این سنگ‌ها ویژگی‌های حدواسط سنگ‌های ماگمایی وابسته به مناطق کرانه فعال قاره‌ای و جزایر قوسی را نشان می‌دهند. ویژگی‌های زمین شیمیایی حدواسط کرانه فعال قاره‌ای و جزایر قوسی را می‌توان در ارتباط با فعالیت ماگمایی در حوضه‌های کششی پشت قوس نواحی قاره‌ای دانست. ذوب بخشی با درجه‌های به نسبت بالا در یک گوشته سنگ کره کم عمق در رخساره اسپینل پریدوتیت که در گذشته خود در معرض دگرزه‌دای برآمده از فرورانش قرار گرفته است را می‌توان عامل فعالیت ماگمایی این منطقه دانست.

واژه‌های کلیدی: زواریان؛ کوه خستک؛ زمین شیمی؛ حوضه پشت قوس قاره‌ای؛ کمربند ماگمایی ارومیه- دختر.

مقدمه

نظر ترکیب از بازیک تا اسیدی متنوع هستند. هر چند ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای آتشفشانی از بازالت تا ریولیت متغیر است، طیف حدواسط با ترکیب آندزیت بیشترین فراوانی را نشان می‌دهد. توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ با ترکیب غالب دیوریت تا گرانیت و همچنین دسته‌های دایک و سیل سنگ‌های رسوبی و ماگمایی قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند. فعالیت ماگمایی پهنه ارومیه - دختر از نظر ترکیبی بیشتر

کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در غرب- جنوب غرب پهنه ایران مرکزی و شمال پهنه سنندج سیرجان دربردارنده مجموعه‌ای متنوع از سنگ‌های آذرین خروجی و درونی است. اوج این فعالیت‌های ماگمایی در ائوسن صورت گرفته است، با این حال این فعالیت‌ها با شدت و ضعف در زمان‌های بعد تا پلیوکواترن ادامه یافته است [۱، ۲]. این رخداد‌های ماگمایی از

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۹۱۸۹۱۶۲۱۸، پست الکترونیکی: a.r.ahmadi@pnu.ac.ir

آذرین غرب زواریان (جنوب غرب سلفچگان) در منطقه کوه آتشفشانی خستک به عنوان بخش کوچکی از فعالیت‌های آتشفشانی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر بررسی شده و در مورد جایگاه زمین ساختمانی ماگمایی آن بحث گردیده است.

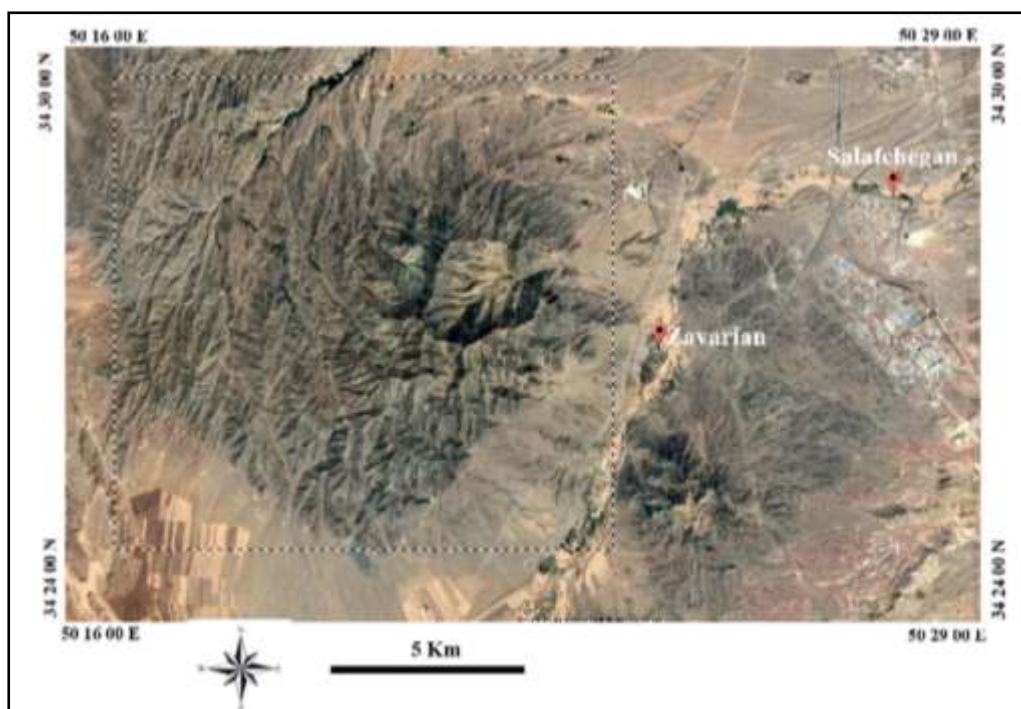
زمین‌شناسی

توالی سنگ‌های آذرین مورد بررسی تشکیل دهنده کوه آتشفشانی با عنوان کوه خستک هستند (شکل ۱). این کوه آتشفشانی در استان قم کنار مسیر ارتباطی قم - اراک و مسیر ریلی تهران - جنوب بین طول‌های جغرافیایی $50^{\circ} 15'$ و $30'$ و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ} 25'$ و $34^{\circ} 30'$ در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلفچگان - خورهره [۲۰] (شکل ۲) و ۱:۲۵۰۰۰ قم [۲۱] قرار دارد.

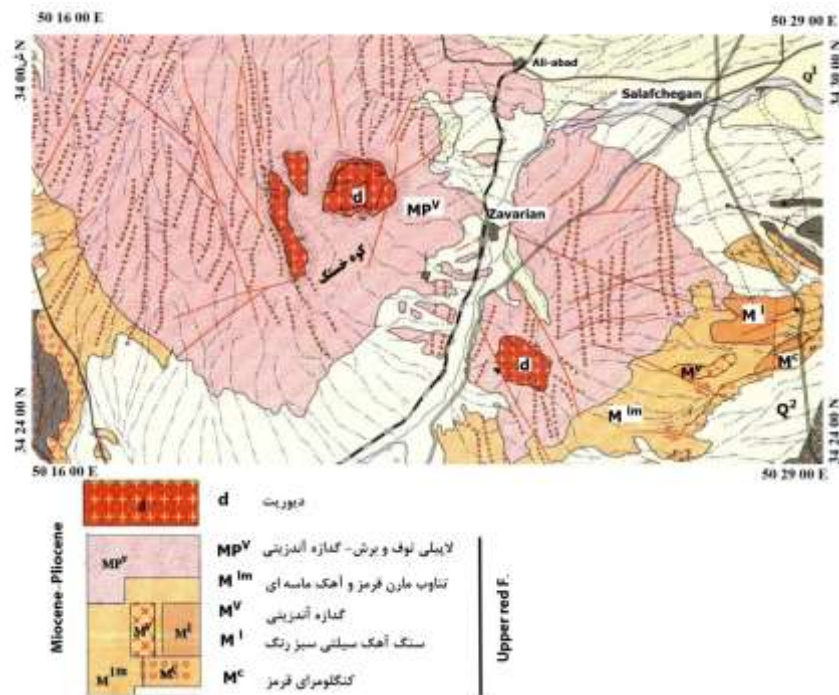
کوه آتشفشانی خستک به صورت یک کالدرای ریزشی (شکل ۳) درون کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع است. در این ناحیه، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی مربوط به نهشته‌های هم ارز سازند قرمز بالایی با سن میوسن هستند. این سازند بیشتر شامل مارن‌های قرمز و آهک‌های خاکستری بوده که سبزی آن از ۹۰۰ تا ۱۲۰۰ متر [۱۵] متغیر است. میان لایه‌هایی از جنس آندزی بازالت و آندزیت خاکستری تا سبز با ضخامت ۱۰ تا ۱۵ متر درون واحدهای آواری این سازند جای دارند.

به طیف آهکی قلیایی وابسته هستند [۳-۵]. با این حال، سنگ‌های آذرین وابسته به فعالیت ماگمایی تولییتی [۶-۹] و قلیایی [۱۰-۱۲] نیز گزارش شده‌اند. در مورد جایگاه زمین ساختمانی فعالیت ماگمایی پهنه ارومیه- دختر اختلاف نظر وجود دارد و به فعالیت‌های ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای [۵، ۱۱]، جزایر قوسی [۷، ۱۳]، مناطق پس از کوهزایی [۱۴] و کافت‌های درون قاره‌ای [۱۰، ۱۵، ۱۶] نسبت داده شده است. در جنوب قم و مناطق پیرامون سلفچگان، افزون بر سنگ‌های ماگمایی ائوسن، رخساره‌های آتشفشان نفوژن رخمون دارند. با بررسی سنگ‌های آتشفشانی- نیمه آتشفشانی با سن میوسن تا پلیوسن در منطقه راه (جنوب سلفچگان)، ماگمای مادر را از نوع آهکی قلیایی شکل گرفته از یک گوشته دگر نهاده در اثر سیال‌های فرایند فروانش دانسته‌اند [۱۷]. نظری و همکاران [۱۸] تزریق چندباره از یک مخزن ماگمایی را عامل تفاوت‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی توده کوارتزدیوریتی کوه آل در جنوب سلفچگان دانسته و تشکیل این توده آذرین را در ارتباط با فعالیت ماگمایی مناطق فروانش گزارش کرده‌اند. زحمتکش و حیدر [۱۹] با بررسی کانی‌زایی طلا و مس در منطقه زواریان، کانی‌زایی را از نوع فراگمایی با اکسایش بالا و در ارتباط با توده‌های نیمه عمیق دانسته‌اند.

در این پژوهش، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در تصویر ماهواره‌ای.



شکل ۲ نقشه واحدهای سنگی منطقه برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سلفچگان- خورهه [۲۰].



شکل ۳ تصویری از کالدرا ریزی کوه خستک؛ دید به غرب.

دایک‌هایی با ترکیب حدواسط تا اسیدی درون واحدهای آذرآواری نفوذ کرده‌اند.

در جنوب سلفچگان، چند توده نفوذی نیمه عمیق کوچک با ترکیب دیوریت تا کوارتز دیوریت وجود دارد. این توده‌ها به صورت گنبد واحدهای سازند قرمز بالایی و بخش‌هایی از واحدهای آذرآواری روی آن را قطع کرده‌اند. در نقشه‌های ۱/۲۵۰۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰ سلفچگان، سن این توده‌های نفوذی به پس از میوسن نسبت داده شده است. با این حال،

بر واحدهای قاره‌ای- کولابی هم‌ارز سازند قرمز بالایی، واحدهای آذرآواری شامل توف لاپیلی و برش آندزیتی خاکستری به صورت همشیب قرار دارند. این واحدهای آذرآواری گسترش بسیاری در منطقه دارند و ضخامت آن‌ها گاهی تا ۱۲۰۰ متر نیز می‌رسد [۲۲] و بدنه اصلی کالدرا آتشفشانی در منطقه را تشکیل می‌دهند. میان‌واحدهایی از گدازه‌های آندزیتی سیاه رنگ تا قهوه‌ای را درون این واحدهای آذرآواری می‌توان دید. توده‌هایی کوچک از جنس گابرو- دیوریت و همچنین دسته

در دامنه جنوب شرقی و شمال غربی به صورت توده‌های نیمه عمیق کوچک با سنگ‌شناسی گابرو-دیوریت پورفیری می‌توان دید (شکل ۴ ب). این سنگ‌ها در نمونه دستی سیاه رنگ تا خاکستری تیره و سخت هستند و گاهی درشت بلورهایی از آمفیبول با اندازه تا بیش از ۲ سانتیمتر نیز در آنها دیده می‌شود. در پایان، دسته دایک‌های بازیک و اسیدی مجموعه این سنگ‌های ماگمایی را قطع نموده‌اند.

روش بررسی

پس از پیمایش‌های صحرایی و برداشت ۶۰ نمونه از واحدهای مختلف منطقه، تعداد ۴۰ مقطع نازک برای بررسی‌های میکروسکوپی تهیه شد. پس از بررسی با میکروسکوپ قطبشی المپوس مدل BX51-P، تعداد ۱۰ نمونه از مناسب‌ترین سنگ‌ها برای تجزیه زمین شیمی عناصر اصلی و کمیاب انتخاب گردید. به این منظور سعی گردید که نمونه‌های انتخاب شده معرف طیف متنوع سنگی منطقه بوده و همچنین دچار کمترین دگرسانی شده باشند. عناصر اصلی به روش طیف-سنجی فتورسانس پرتوی X (XRF) و عناصر کمیاب به روش (ICP-MS) در آزمایشگاه زمین شناسی و مدیریت مواد معدنی و انرژی در کشور فرانسه به روش مرجع [۲۴] تجزیه شدند. پردازش داده‌ها و تهیه نمودارها با نرم افزار Minpet انجام شد.

سنگ شناسی

سنگ‌های آتشفشانی فاز پیشین (Ngv1): در مقیاس میکروسکوپی، سنگ‌های آتشفشانی فاز پیشین (Ngv1) شامل آندزی بازالت و آندزیت هستند. البته، آنها از نظر ترکیب کانی‌شناسی و بافت متغیر هستند.

سن سنجی اورانیم-سرب بر یکی از این توده‌های نفوذی (کوه آله) بیانگر سن ۱۷،۴ میلیون سال (پایان میوسن پیشین) است [۲۳]. این توده‌ها در اثر سیال‌های گرمایی دستخوش دگرسانی و کانی‌زایی مس شده‌اند.

امامی و حاجیان [۲۱] فعالیت ماگمایی منطقه قم و سلفچگان را به دو فاز پیشین (Ngv1) و پسین (Ngv2) تقسیم کرده‌اند. بر این اساس، آتشفشان چینه‌ای جنوب سلفچگان طی فاز پیشین و با فوران حجم زیادی از خاکستر آتشفشانی با ترکیب بازیک تا حدواسط به همراه گدازه تشکیل شده‌اند. طی فاز پسین، توده‌های نیمه عمیق به صورت گنبد ظاهر شده‌اند که تشکیل آنها با گسترش دسته دایک‌های فراوان درون سنگ‌های فاز پیشین همراه است.

به طور کلی می‌توان گفت که کوه خستک به صورت یک کالدرای ظاهر شده است که بیشتر آن را آذرآواری‌های بازیک تا حدواسط فاز پیشین (Ngv1) تشکیل داده‌اند. توالی پیاپی لایه-های آذرآواری با رنگ و ترکیب متفاوت بیانگر فعالیت تناوبی آتشفشان است. واحدهای سنگی آذرآواری در اثر فرایندهای زمین‌ساختی به شدت دچار شکستگی و گسترش درزه‌های برشی شده‌اند.

در بخش مرکزی کالدرای، سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط وابسته با فاز پیشین (Ngv1) به صورت متناوب با سنگ‌های آذرآواری ظاهر شده‌اند (شکل ۴ الف). این سنگ‌های آتشفشانی در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره هستند و درشت بلورهایی پلاژیوکلاز و گاهی آمفیبول را با چشم غیر مسلح می‌توان دید.

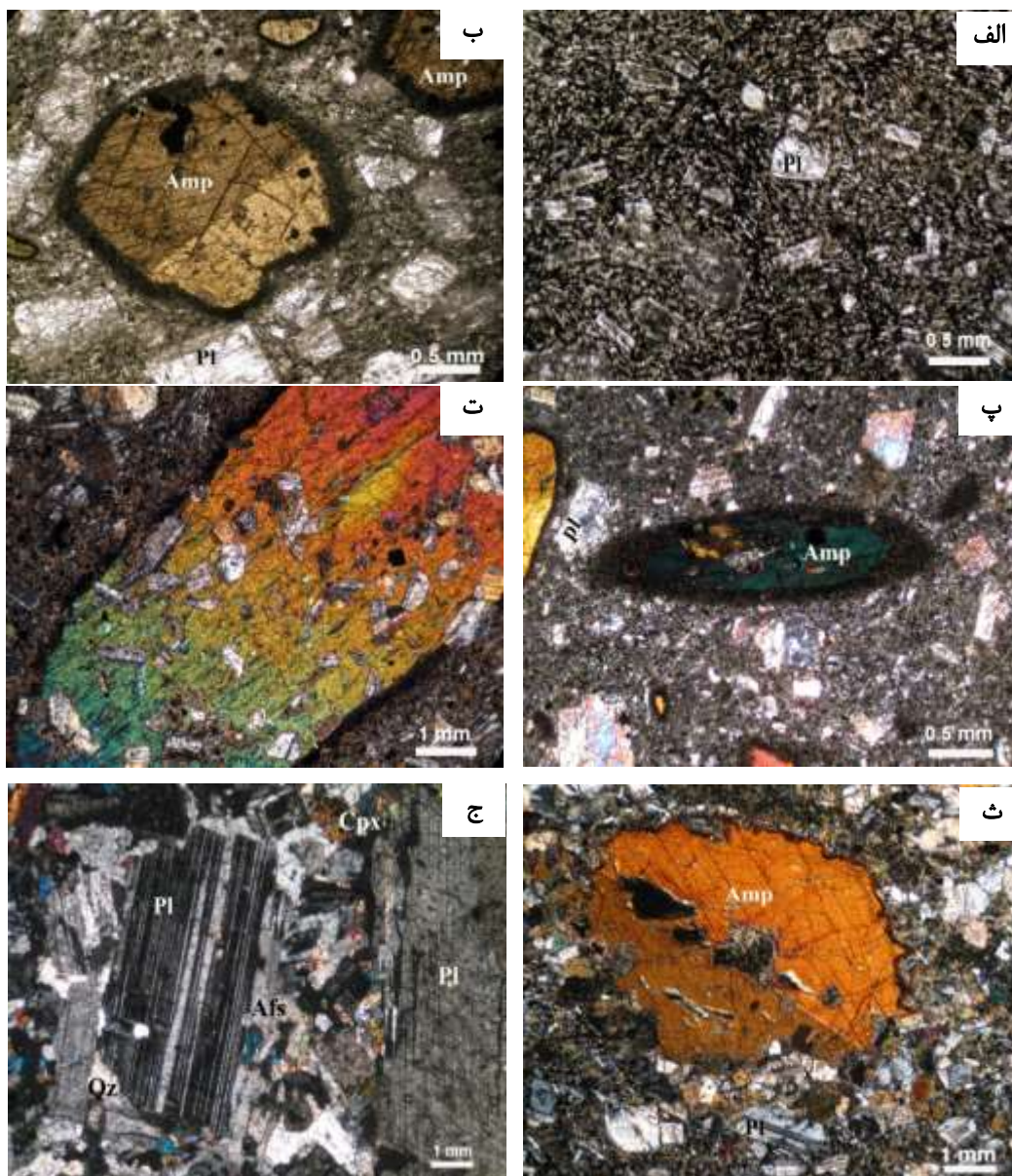
سنگ‌های ماگمایی مربوط به فاز پسین (Ngv2) را بیشتر



شکل ۴ الف) جایگیری واحدهای آتشفشانی بر واحدهای آذرآواری؛ ب) نفوذ توده نیمه عمیق گابرو-دیوریت به درون واحدهای آتشفشانی.

می‌توان به بلورهای ریز آمفیبول و کلینوپیروکسن اشاره کرد. کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، کانی‌های رسی و گاهی کلسیت برآمده از تجزیه دیگر کانی‌ها اغلب در خمیره سنگ ظاهر شده‌اند. در بسیاری از این نمونه‌ها، جهت یافتگی ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز در خمیره بافت جریان‌ی به سنگ داده است.

آندزیت با خمیره دانه‌ریز تا ریزسنگی جریان‌ی: کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (تا ۸۰ درصد) و بلورهای اکسید آهن - تیتان هستند (شکل ۵ الف). بلورهای درشت‌تر سنگ را پلاژیوکلازهای شکلدار تا نیمه شکلدار با اندازه اغلب کوچکتر از یک میلیمتر تشکیل می‌دهند. بلورهای اکسیدی به ویژه در خمیره سنگ حضور قابل توجهی دارند و به صورت درشت بلور کمتر ظاهر شده‌اند. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها



شکل ۵ الف) آندزیت فاز پیشین که حجم غالب کانی‌شناسی را پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد؛ ب و پ) آندزی بازالت پورفیری فاز پیشین همراه با اکسیدی شدن لبه بلورهای درشت آمفیبول؛ ت و ث) گابرو- دیوریت فاز پسین که بلورهای درشت آمفیبول سایر بلورها به ویژه پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن را دربر گرفته‌اند؛ ج) مجموعه کانی شناسی گابرو- دیوریت فاز پسین همراه با تشکیل فلدسپار قلیایی در لبه بلورهای پلاژیوکلاز. تصاویر الف و پ تا ج در نور قطبیده متقاطع (xpl) و تصویر ب در نور قطبیده صفحه‌ای (ppl) ثبت شده اند (Amp: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Afs: فلدسپار قلیایی، Qz: کوارتز [۲۵]).

منطقه‌بندی ترکیبی، آثار تجزیه‌شدگی را می‌توان دید. کانی کلینوپیروکسن اغلب به صورت ریز بلور بوده و مقدار آن در ترکیب سنگ کمتر از آمفیبول است.

فلدسپار قلیایی، کوارتز، آپاتیت و کانی‌های اکسیدی به عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها حضور دارند. رشد کانی فلدسپار قلیایی به دور بلورهای پلاژیوکلاز را گاهی می‌توان دید (شکل ۵ ج). کانی‌های ثانویه از جمله کلریت، کلسیت، اپیدوت و اکتینولیت از تجزیه کانی‌های اصلی سنگ تشکیل شده‌اند.

زمین شیمی

نتایج تجزیه عناصر اصلی و عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. مقدار SiO_2 در نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۴۷/۵۵ تا ۶۱/۴۴ درصد است. در این میان، سنگ‌های گابرو-دیوریت فاز پسین (Ngv_2) در مقایسه با آندزیت‌های فاز پیشین (Ngv_1) مقدار SiO_2 کمتری دارند. در شکل ۶، نمودارهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 برای سنگ‌های مورد بررسی نشان داده شده است. با وجود برخی پراکندگی‌ها، این نمودارها بیانگر ارتباط زایشی سنگ‌های مورد بررسی هستند.

سنگ‌های مورد بررسی بر اساس نمودار SiO_2 نسبت به مجموع قلیایی‌ها [۲۷] معادل بازالت، آندزی بازالت و آندزیت (شکل ۷ الف) و بر اساس نمودار SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 [۲۸] معادل بازالت نیمه قلیایی تا آندزیت هستند (شکل ۷ ب).

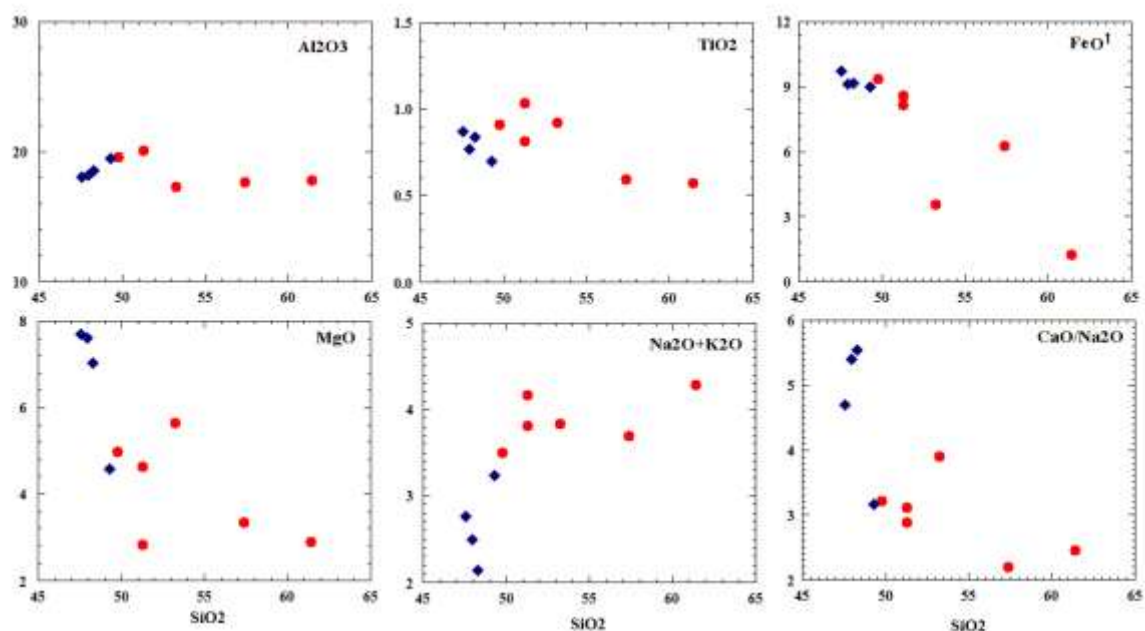
سنگ‌های مورد بررسی بر اساس معیار ارائه شده در مرجع [۲۹] به عنوان سنگ‌های وابسته به سری‌های نیمه قلیایی محسوب می‌شوند (شکل ۷ الف). در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۳۰]، نمونه‌ها در جایگاه سنگ‌های فقیر از پتاسیم (معادل با سری تولیتی) تا آهکی قلیایی با پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). نمودار شاخص قلیایی (A.I.) نسبت به مقدار Al_2O_3 سری آهکی قلیایی را از سری تولیتی جدا می‌نماید [۳۱]. براساس این نمودار، سنگ‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی قرار دارند که به علت مقادیر بالاتر اکسید آلومینیم آنها در مقایسه با سنگ‌های سری تولیتی است (شکل ۸ ب). در نمودار Th/Yb نسبت به Zr/Y [۳۲]، این نمونه‌ها اغلب در گستره حدواسط دو سری آهکی قلیایی و تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۸ پ).

آندزیت و آندزی بازالت پورفیری تا مگاپورفیری: در این سنگ‌ها کانی‌های اصلی را بلورهای پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰ درصد)، آمفیبول (۲۰-۳۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۱۰-۲۰ درصد) و اکسیدهای آهن-تیتان (۱۰-۵ درصد) تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۵ ب و پ). بلورهای درشت شکلدار، نیمه شکلدار تا بی شکل پلاژیوکلاز به صورت منفرد و گاه به صورت انبوهه گلومروپورفیری ظاهر شده‌اند. در بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی، شدت دگرسانی نیز متناسب با ترکیب بخشهای مختلف بلور متغیر است. درشت بلورهای آمفیبول که گاه اندازه آنها تا بیش از یک سانتیمتر می‌رسد، به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار در سنگ ظاهر شده‌اند. تقریباً همه بلورهای آمفیبول موجود در ترکیب درشت بلور دارای لبه‌های اکسید شده هستند (شکل‌های ۵ ب و پ) که این ناپایداری را می‌توان به بالا بودن گریزندگی اکسیژن و فشار بخار آب هنگام تشکیل این کانی‌ها و از دست رفتن آب طی صعود ماگما نسبت داد [۲۶]. بلورهای درشت آمفیبول اغلب درونبارهای فراوانی از پلاژیوکلاز را در بر دارند. کانی‌های فرعی شامل فلدسپار قلیایی (به صورت هاله برهم‌رشدی به دور از برخی بلورهای پلاژیوکلاز)، بلورهای ریز کوارتز و آپاتیت هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت، کانی‌های رسی و بلورهایی از کانی‌های اکسیدی اشاره کرد که از تجزیه سایر کانی‌ها به ویژه پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و آمفیبول تشکیل شده‌اند.

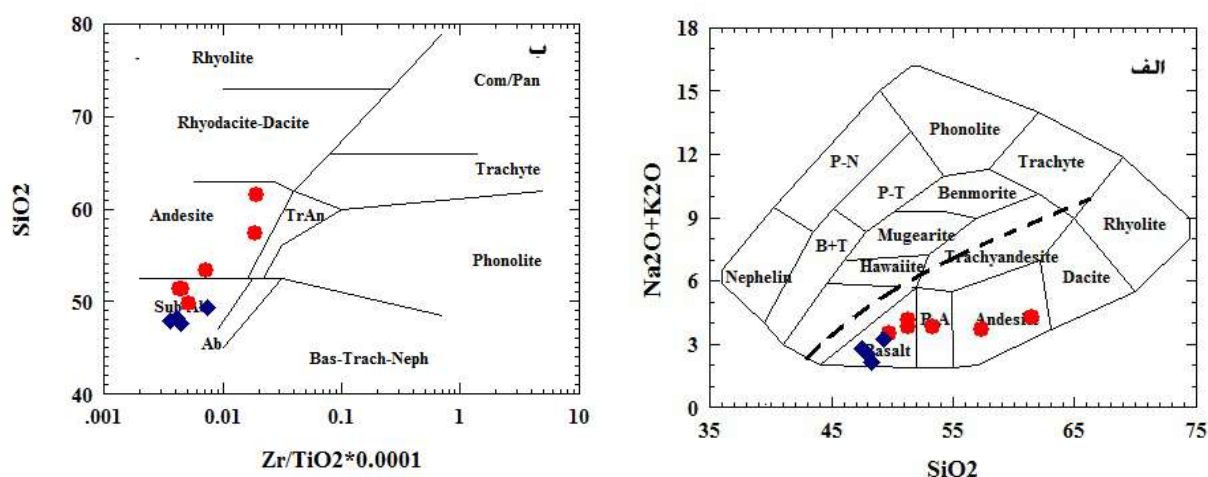
گابرو دیوریت نیمه‌عمیق فاز پسین (Ngv_2): این سنگ‌ها دارای بافت ریزدانه‌ای، پورفیری تا مگاپورفیری هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۶۵-۵۰ درصد)، آمفیبول (۳۵-۲۰)، کلینوپیروکسن (۲۰-۱۵ درصد) و اکسیدهای آهن-تیتان (۱۰-۱۵ درصد) هستند. در نمونه‌های پورفیری تا مگاپورفیری، درشت بلورها را بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند. درشت بلورهای آمفیبول که گاه اندازه آنها تا بیش از ۲ سانتیمتر می‌رسد، به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار بوده و اغلب دارای درونبارهای فراوان از سایر کانی‌ها به ویژه پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن-تیتان هستند (شکل ۵ ت). این بلورها گاهی در تماس با خمیره ناپایدار هستند و آثار خوردگی در لبه آنها نمایان است (شکل ۵ ث). بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار پلاژیوکلاز با اندازه‌های مختلف که گاهی تا بیش از ۱ سانتیمتر می‌رسد در سنگ حضور دارند. در این بلورها همراه با

جدول ۱ نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های مورد بررسی (اکسیدهای اصلی بر حسب wt.% و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

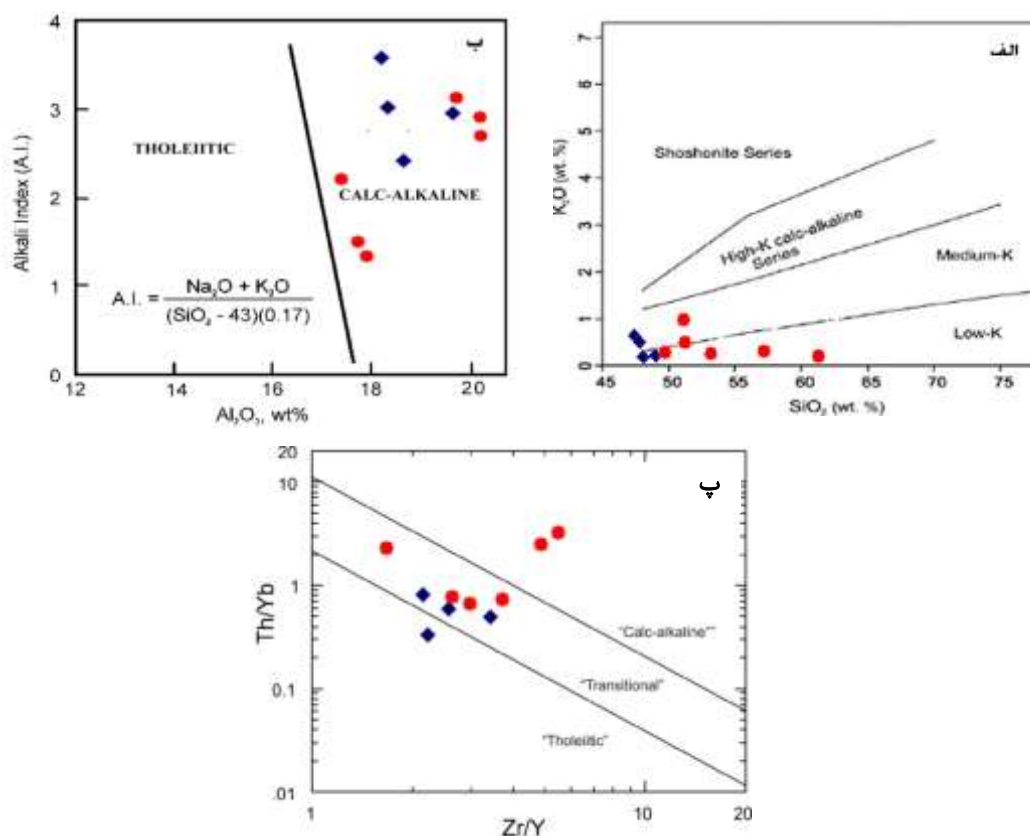
نمونه	G10	G2	G3	G4	G5	G6	G19	G21	G22	G23
	اندزی بازالت-آندزیت						گابرو دیوریت			
SiO ₂	۵۳.۲۸	۴۹.۷۸	۵۱.۳۲	۵۷.۳۸	۵۱.۳۲	۶۱.۴۴	۴۷.۵۵	۴۹.۲۹	۴۷.۹۵	۴۸.۲۶
TiO ₂	۰.۹۲	۰.۹۱	۱.۰۳	۰.۵۹	۰.۸۱	۰.۵۷	۰.۸۷	۰.۷۰	۰.۷۷	۰.۸۴
Al ₂ O ₃	۱۷.۲۶	۱۹.۵۳	۲۰.۰۱	۱۷.۶۲	۲۰.۰۲	۱۷.۷۵	۱۸.۰۷	۱۹.۴۹	۱۸.۱۹	۱۸.۵۳
Fe ₂ O ₃	۳.۵۵	۹.۳۴	۸.۵۷	۶.۲۲	۸.۱۳	۱.۲۱	۹.۷۳	۸.۹۸	۹.۱۱	۹.۱۵
MnO	۰.۰۸	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۱۵	۰.۰۵	۰.۲۰	۰.۱۲	۰.۲۰	۰.۲۳
MgO	۵.۶۳	۴.۹۷	۲.۸۱	۳.۳۳	۴.۶۲	۲.۸۹	۷.۶۹	۴.۵۹	۷.۶۲	۷.۰۴
CaO	۱۴.۲۱	۱۰.۴۲	۱۰.۰۷	۷.۵۷	۹.۶۸	۱۰.۰۵	۱۰.۲۹	۹.۸۴	۱۱.۱۶	۱۱.۰۳
Na ₂ O	۳.۶۵	۳.۲۵	۳.۲۴	۳.۴۵	۳.۳۷	۴.۱۰	۲.۱۹	۳.۱۱	۲.۰۷	۱.۹۹
K ₂ O	۰.۱۸	۰.۲۴	۰.۹۲	۰.۲۴	۰.۴۴	۰.۱۸	۰.۵۷	۰.۱۳	۰.۴۳	۰.۱۵
P ₂ O ₅	۰.۱۸	۰.۱۵	۰.۵۸	۰.۱۴	۰.۱۶	-	-	۰.۱۱	-	-
مواد قار (LOI)	۰.۵۳	۰.۸۴	۱.۳۲	۲.۳۳	۱.۱	۰.۸۶	۲.۴۱	۳.۳۶	۲.۰۴	۲.۱۱
مجموعه	۹۹.۴۷	۹۹.۵۴	۹۹.۹۴	۹۸.۹۳	۹۹.۷۹	۹۹.۱۰	۹۹.۵۶	۹۹.۷۲	۹۹.۵۳	۹۹.۳۲
Ba	۶۸.۳۷	۱۴۷.۵۳	۳۶۳.۵۷	۱۷۱.۶۰	۲۵۲.۴۵	۸۸.۲۴	۱۸۲.۱۲	۱۲۶.۶۳	۱۰۴.۰۲	۷۵.۷۱
Cs	۰.۳۲	۰.۲۸	۰.۶۶	۰.۴۶	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۱۶	۰.۱۹	۰.۳۵	۰.۳۴
Hf	۲.۰۳	۱.۳۶	۱.۵۲	۳.۲۰	۱.۰۹	۳.۲۳	۱.۲۰	۱.۴۱	۰.۹۱	۱.۰۴
Nb	۲.۸۶	۲.۰۳	۳.۱۸	۳.۴۶	۱.۹۸	۳.۶۶	۱.۳۰	۱.۵۸	۰.۷۸	۱.۳۰
Rb	۱.۷۱	۴.۵۰	۲۲.۹۹	۲.۸۹	۱۱.۷۹	۲.۲۰	۱۰.۳۸	۱.۳۱	۱۰.۵۴	۲.۸۰
Sr	۶۳۰.۸۱	۵۰۵.۵۶	۵۷۵.۴۹	۴۷۹.۸۳	۵۱۰.۹۶	۵۵۶.۸۳	۳۵۴.۷۰	۴۱۹.۹۳	۳۸۳.۷۰	۲۷۳.۱۶
Ta	۰.۲۶	۰.۱۶	۰.۲۷	۰.۳۳	۰.۱۴	۰.۳۵	۰.۱۰	۰.۵۹	۰.۰۶	۰.۵۸
Th	۱.۲۳	۱.۰۱	۵.۰۳	۷.۰۷	۱.۰۶	۶.۳۵	۱.۰۱	۰.۸۵	۰.۳۹	۱.۳۱
U	۰.۲۶	۰.۳۰	۱.۴۶	۱.۷۷	۰.۲۸	۱.۱۳	۰.۲۶	۰.۳۰	۰.۱۴	۰.۴۰
Zr	۶۶.۶۷	۴۷.۵۸	۴۴.۵۱	۱۰۹.۲۷	۳۷.۰۴	۱۱۰.۰۷	۳۸.۷۲	۵۲.۰۸	۲۷.۵۵	۳۴.۵۷
Y	۱۷.۷۷	۱۶.۰۰	۲۶.۷۳	۱۸.۹۶	۱۳.۹۶	۲۰.۳۱	۱۵.۰۹	۱۵.۲۴	۱۲.۴۷	۱۵.۷۱
La	۷.۵۷	۸.۱۸	۲۶.۶۷	۲۰.۷۳	۸.۵۷	۹.۴۳	۴.۷۴	۴.۰۰	۲.۲۹	۵.۱۲
Ce	۲۰.۳۸	۱۷.۳۱	۵۳.۹۱	۳۹.۳۳	۱۷.۲۰	۳۱.۸۸	۱۲.۰۸	۹.۷۰	۶.۶۱	۱۱.۲۹
Pr	۲.۸۶	۲.۲۹	۶.۵۸	۴.۵۰	۲.۲۷	۴.۸۰	۱.۷۲	۱.۴۹	۰.۹۲	۱.۵۸
Nd	۱۲.۷۹	۱۰.۳۱	۲۶.۹۹	۱۷.۲۸	۱۰.۲۹	۲۰.۲۹	۸.۱۰	۷.۴۳	۴.۹۰	۷.۳۶
Sm	۳.۲۸	۲.۶۸	۵.۸۹	۳.۶۰	۲.۵۲	۴.۲۵	۲.۲۸	۲.۲۸	۱.۶۸	۲.۱۲
Eu	۰.۸۴	۱.۰۲	۱.۲۷	۰.۹۱	۰.۹۸	۰.۸۸	۰.۷۹	۰.۸۶	۰.۶۷	۰.۷۲
Gd	۳.۲۱	۲.۷۸	۵.۳۷	۳.۲۸	۲.۴۸	۳.۶۳	۲.۴۵	۲.۴۰	۱.۹۵	۲.۳۵
Tb	۰.۵۳	۰.۴۶	۰.۸۰	۰.۵۳	۰.۴۰	۰.۴۰	۰.۴۳	۰.۴۲	۰.۳۴	۰.۴۱
Dy	۳.۳۲	۲.۹۹	۴.۸۶	۳.۳۳	۲.۵۷	۳.۶۸	۲.۷۵	۲.۷۵	۲.۲۸	۲.۷۹
Ho	۰.۷۰	۰.۶۴	۰.۹۸	۰.۷۱	۰.۵۵	۰.۷۷	۰.۶۰	۰.۶۰	۰.۵۰	۰.۶۰
Er	۱.۸۷	۱.۷۳	۲.۵۸	۱.۹۸	۱.۵۰	۲.۱۷	۱.۶۱	۱.۶۷	۱.۳۶	۱.۶۵
Tm	۰.۲۶	۰.۲۴	۰.۳۴	۰.۲۹	۰.۲۱	۰.۳۲	۰.۲۳	۰.۲۴	۰.۱۹	۰.۲۳
Yb	۱.۷۵	۱.۶۶	۲.۱۶	۱.۹۸	۱.۴۳	۲.۲۲	۱.۵۲	۱.۶۵	۱.۳۲	۱.۶۲
Lu	۰.۲۷	۰.۲۶	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۲۲	۰.۳۲	۰.۲۳	۰.۲۵	۰.۲۰	۰.۲۴
Sc	۳۳.۳۰	۲۸.۵۸	۲۲.۲۸	۱۸.۷۲	۲۳.۳۴	۱۷.۶۹	۳۶.۷۲	۱۹.۷۲	۳۵.۶۵	۴۰.۰۶
Ni	۸.۸۵	۹.۲۳	۱۱.۶۵	۹.۶۶	۶.۶۲	۴.۴۲	۳۵.۷۱	۵.۳۰	۲۸.۸۴	۲۳.۹۶



شکل ۶ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به کاهش SiO₂. دایره قرمز نشانگر گروه اندزی بازالت- اندزیت و لوزی آبی نشان دهنده گروه گابرو- دیوریت است.



شکل ۷ جایگاه سنگ‌های مورد بررسی در الف) نمودار SiO_2 نسبت به مجموع قلیایی‌ها [۲۷]. که خط معیار جداکننده سری نیمه قلیایی و قلیایی برگرفته از مرجع [۲۹] است و ب) نمودار SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 [۲۸]. نماد سنگ‌های مورد بررسی مانند شکل ۶ است.



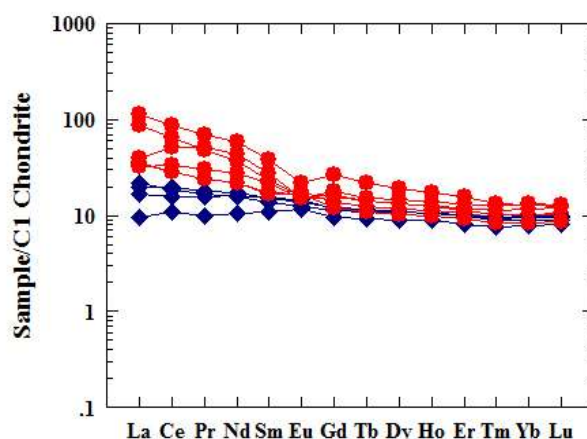
شکل ۸ الف) بررسی سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۳۰]: که براساس آن، نمونه‌ها در گستره سری‌های فقیر از پتاسیم تا پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند؛ ب) قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی در نمودار شاخص قلیایی (A.I.) نسبت به Al_2O_3 [۳۱]؛ پ) در نمودار Th/Yb نسبت به Zr/Y [۳۲] که اغلب نمونه‌ها در گستره سری دگرگونی (حدواسط تولیت و آهکی قلیایی) قرار می‌گیرند. نماد سنگ‌های مورد بررسی همانند شکل ۶ است.

دارند، اما با افزایش مقدار سیلیس و به سمت سنگ‌های گروه آندزیت بر شیب الگوها به طور منظم افزوده شده و عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین غنی

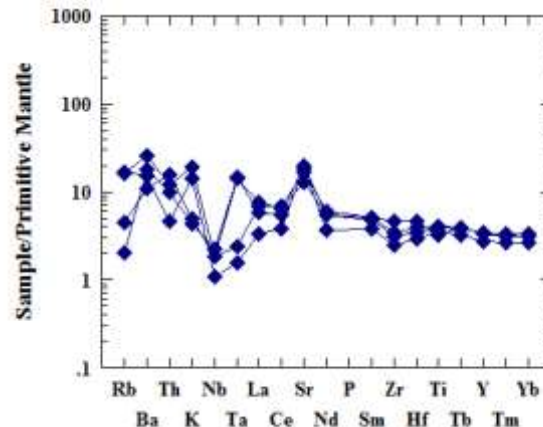
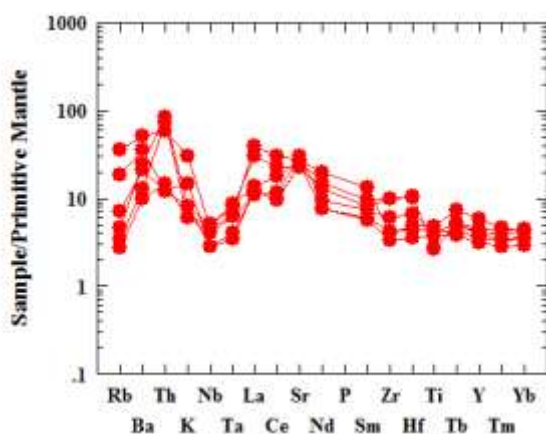
در شکل ۹، الگوهای عناصر خاکی نادر به‌نچار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های مورد بررسی نشان داده شده است. سنگ‌های گروه گابرو- دیوریت الگوهای به نسبت مسطحی

در شکل ۱۰، الگوی عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، الگوهای سنگ‌های گروه آندزی بازالت- آندزیت و سنگ‌های گروه گابرو- دیوریت شباهتهایی با هم دارند. بر اساس این الگوها، برای هر دو گروه، LILEها (K, Rb, Ba) و Th در مقایسه با LREEها غنی‌شدگی نشان نمی‌دهند و یا غنی‌شدگی آنها کم است. عنصر Sr در سنگ‌های گابرو- دیوریت در مقایسه با عناصر خاکی نادر کنار خود غنی‌شدگی نشان می‌دهد که به سمت سنگ‌های پرسیلیس‌تر گروه آندزیت، این غنی‌شدگی از بین می‌رود که می‌تواند نتیجه‌ای از جدایش بلورین فلدسپار طی دگرگونی ماگمایی باشد. در هر دو گروه، تهی‌شدگی کاملاً مشخصی از عناصر نامتحرک Nb و Ta نسبت به عناصر کناری را می‌توان دید. برای عناصر Zr و Hf

شدگی نشان می‌دهند. میانگین مقدار $(La/Sm)_{Cn}$ به عنوان شاخص غنی‌شدگی LREEها نسبت به MREEها در سنگ‌های گروه گابرو- دیوریت حدود ۱/۳ و در سنگ‌های گروه آندزیت حدود ۳/۲ است. همچنین، میانگین مقدار $(Gd/Yb)_{Cn}$ در هر دو گروه کمتر از ۲ است که این نسبت‌ها نشانگر جدایش کم بین MREEها و HREEها هستند. نکته قابل توجه دیگر در الگوهای عناصر خاکی نادر سنگ‌های مورد بررسی، نبود تهی‌شدگی عنصر Eu و یا تهی‌شدگی کم آن نسبت به عناصر کناری است. این امر شاید به علت عدم جدایش گسترده فلدسپار و یا به دلیل گریزندگی بالای اکسیژن در ماگما باشد، زیرا در شرایط اکسایشی، ضریب توزیع عنصر Eu در کانیهای فلدسپات، مانند سایر REEهاست [۳۳]. تبلور زود هنگام کانی‌های مگنتیتی نیز می‌تواند دلیلی بر گریزندگی بالای اکسیژن ماگما باشد.



شکل ۹ الگوهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده با ترکیب کندریت. نماد سنگ‌های مورد بررسی مانند شکل ۶ است.

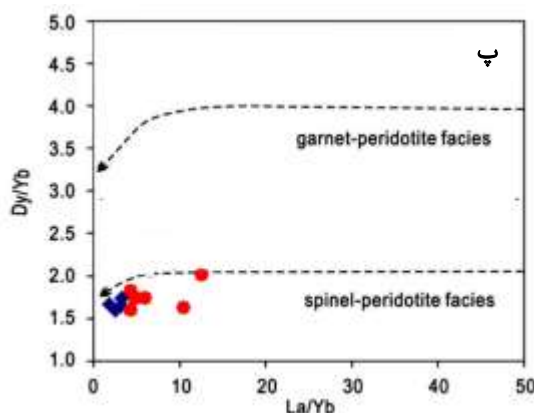
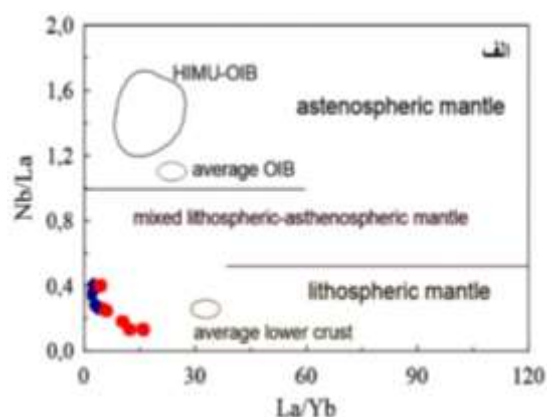
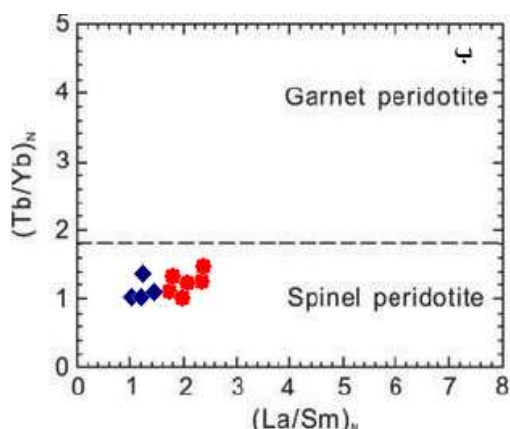


شکل ۱۰ الگوهای عناصر کمیاب ناسازگار بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه. نماد سنگ‌های مورد بررسی مانند شکل ۶ است.

بحث

از گوشته سنگ کراهی به صورت مشخص کمتر است [۳۶]. نمونه‌های مورد بررسی با نسبت Nb/La برابر با ۰/۱۲ تا ۰/۴ در گستره ماگماهای برآمده از گوشته سنگ کراهی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ الف). برای بررسی ناحیه خاستگاه ماگما از نمودار $(Tb/Yb)_N$ نسبت به $(La/Sm)_N$ استفاده شد (شکل ۱۱ ب). بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی از سنگ‌های ناشی از ماگماهای برآمده از گوشته کم‌عمق در رخساره اسپینل پریدوتیت هستند. همچنین نسبت Dy/Yb نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۱/۶۵ تا ۲/۲۴ و نسبت La/Yb در گستره ۱/۷۳ تا ۱۲/۳۴ بوده که نشان‌دهنده ذوب‌بخشی یک خاستگاه به نسبت کم عمق در رخساره اسپینل پریدوتیت است (شکل ۱۱ پ). نبود گارنت پس‌ماندی در ناحیه خاستگاه باعث می‌شود که ماگمای برآمده از گوشته از عناصر خاکی نادر سنگین به نسبت غنی باشد و الگوهای REE‌ها به نسبت مسطح مانند الگوی نمونه‌های مورد بررسی ایجاد گردد.

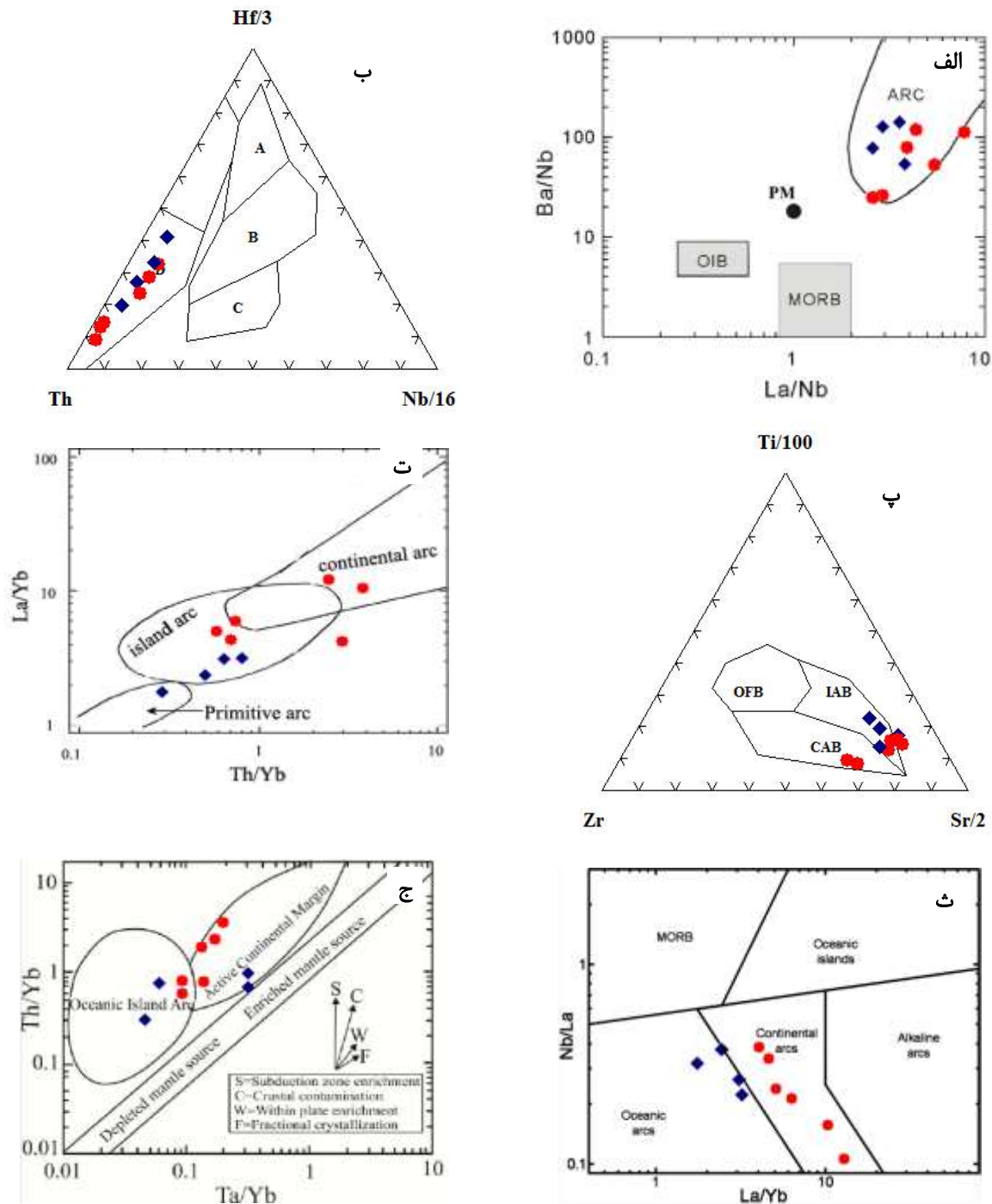
چنان که دیده شد، سنگ‌های مورد بررسی از نظر شیمی عناصر اصلی و کمیاب، ویژگی‌های حدواسط سری‌های تولیتی و آهکی قلیایی با پتاسیم متوسط را نشان می‌دهند. این ویژگی به همراه غنی‌شدگی کم عناصر متحرک (LILE) در نمودارهای عنکبوتی در تناقض با آرایش گسترده ماگما با پوسته قاره‌ای است. نسبت Lu/Yb به صورت قابل توجهی طی تبلور جدایشی و ذوب بخشی با درجه‌های مختلف ثابت است [۳۴]. این نسبت در ماگماهای برآمده از گوشته ۰/۱۴ تا ۰/۱۵ و در مذاب‌های پوسته‌ای ۰/۱۶ تا ۰/۱۸ است [۳۵]. این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۰/۱۴۴ تا ۰/۱۵۶ قرار دارد که بیانگر نقش کم آرایش پوسته‌ای در دگرگونی ماگمای منطقه است. از این رو، ویژگی‌های زمین شیمیایی این سنگ‌ها بسیار نشان دهنده ویژگی‌های ناحیه خاستگاه ماگما هستند. ماگماهای وابسته به گوشته سست کراهی دارای نسبت Nb/La بیشتر از ۱ هستند، در صورتیکه این نسبت در ماگماهای برآمده



شکل ۱۱ الف) جایگاه نمونه‌ها در نمودار Nb/La نسبت به La/Yb [۳۷] بیانگر خاستگاه پریدوتیتی ماگماست؛ ب و پ) تعیین ناحیه خاستگاه ماگما بر اساس نمودارهای $(Tb/Yb)_N$ نسبت به $(La/Sm)_N$ [۳۸] و Dy/Yb نسبت به La/Yb [۳۹]. نماد سنگ‌های مورد بررسی مانند شکل ۶ است.

نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Ba/Nb نسبت به La/Nb [۴۰] در گستره سنگ‌های وابسته به قوس‌های آتشفشانی قرار گیرند (شکل ۱۲ الف).

چنان که برای الگوهای عناصر ناسازگار دیده شد، عناصر نامتحرک Nb و Ta شدگی مشخصی را در مقایسه با عناصر خاکی نادر سبک و عناصر متحرک نشان می‌دهند. مقادیر کم Nb در مقایسه با La و Ba باعث گردیده است که



شکل ۱۲ الف) قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در محدوده سنگ‌های وابسته به مناطق فرورانش در نمودار Ba/Nb برابر La/Nb؛ ب، پ، ت، ث، ج) بررسی جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های مورد بررسی: نمونه‌ها ویژگی‌های ژئوشیمیایی حدواسط مناطق حواشی فعال قاره‌ای و جزایر قوسی را نشان می‌دهند. نماد سنگ‌های مورد بررسی همانند شکل ۶ است.

الگوهای عناصر خاکی نادر با شیب کم و تقریباً مسطح در بخش MREE تا HREE می‌شود (مانند آنچه برای نمونه-های مورد بررسی دیده می‌شود).

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی کوه خستک با سن نئوژن بر روی سنگ‌های رسوبی سازن قرمز بالایی قرار گرفته‌اند. این سنگ‌های ماگمایی شامل تناوبی از آذرآواری‌های بازیک تا حدواسط و همچنین واحدهای آندزی بازالت و آندزیت، تشکیل دهنده کالدرای آتشفشانی در این بخش از کمربند ارومیه-دختر هستند. توده‌های نفوذی نیمه عمیق و کوچک با ترکیب کلی گابرو-دیوریت در فاز دوم ماگمایی در میان سنگ‌های فاز نخست نفوذ کرده‌اند. نتایج زیر را می‌توان از بررسی سنگ‌های آذرین نئوژن کوه خستک در غرب زواریان برداشت نمود:

۱- سنگ‌های آندزی بازالت و آندزیت فاز پیشین و گابرو-دیوریت فاز پسین دارای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشترک و مشابه هستند و بر این اساس می‌توان آنها را هم‌خاستگاه دانست. تقسیم‌بندی آنها در دو فاز مختلف به علت اختلاف زمانی رخداد فعالیت ماگمایی آنهاست.

۲- سنگ‌های مورد بررسی از نظر زمین‌شیمیایی وابسته به سری‌های تولیتی تا آهکی قلیایی با پتاسیم متوسط هستند.

۳- ماگمای مربوط به سنگ‌های مورد بررسی از ذوب‌بخشی با درجه‌های به نسبت بالا از یک گوشته سنگ کره‌ای کم‌عمق در رخساره اسپینل پریدوتیت شکل گرفته است.

۴- سنگ‌های مورد بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی حدواسط سنگ‌های آذرین تشکیل شده در مناطق جزایر قوسی و کرانه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. ویژگی‌های حدواسط فعالیت ماگمایی جزایر قوسی و کرانه فعال قاره‌ای می‌تواند بیانگر تشکیل این سنگ‌ها طی فعالیت ماگمایی شکل گرفته در یک محیط کششی در پشت قوس قاره‌ای (Arc Back) باشد.

۵- پس از شکل‌گیری کمان ماگمایی برآمده از فروانش نفوتیس به زیر ایران مرکزی و در پی آن، ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای، زمین‌ساخت کششی به صورت محلی در بخش‌هایی از پوسته قاره‌ای شکل گرفته است. در این نواحی کششی، گوشته سنگ کره‌ای که در گذشته در اثر فرایندهای فروانش دچار دگرزه‌داری شده بوده است، طی ذوب‌بخشی به نسبت گسترده مذاب‌هایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای مناطق فروانش را ایجاد نموده است. با این حال، با توجه به ضخامت کم پوسته قاره‌ای، آرایش ماگما با پوسته به صورت گسترده نیست.

نمودار Hf-Th-Nb [۴۱] یکی از نمودارهای مفید برای بررسی جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی است. این نمودار نسبت به جدایش بلورین تقریباً غیرحساس بوده و از این رو برای طیف ترکیبی بازیک، حدواسط تا اسیدی قابل استفاده است [۳۳]. بر این اساس، وابستگی سنگ‌های ماگمایی مورد بررسی با فعالیت ماگمایی مناطق فروانش قابل تأیید است. در این نمودار، سنگ‌های مورد بررسی در جایگاه فعالیت ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ ب). براساس نمودار Ti-Zr-Sr [۴۲] و همچنین نمودار La/Yb نسبت به Th/Yb [۴۳]، نمونه‌های مورد بررسی در هر دو جایگاه سنگ‌های ماگمایی وابسته به جزایر قوسی و کرانه فعال قاره‌ای و با تمرکز بیشتر در جایگاه جزایر قوسی قرار دارند (شکل‌های ۱۲ پ و ت). در نمودارهای Nb/La نسبت به La/Yb [۴۴] و Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۴۵] نیز، نمونه‌ها در هر دو گستره وابسته به جزایر قوسی و کرانه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۲ ث و ج).

چنان که در الگوهای عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها دیده می‌شود، مقدار عناصر خاکی نادر سنگین تا بیش از ۱۰ برابر ترکیب کندریت غنی شده‌اند. این امر الگوی به نسبت مسطح برای عناصر خاکی نادر به ویژه در سنگ‌های فقیرتر از سیلیس شده است. از سوی دیگر، غنی‌شدگی کم LILEها در مقایسه با LREEها با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای همخوانی ندارد.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی حدواسط کرانه فعال قاره‌ای و جزایر قوسی را در سنگ‌های ماگمایی وابسته به حوضه‌های کششی پشت قوس نواحی قاره‌ای می‌توان دید نمود [۴۶-۴۸]. در این نواحی بر خلاف حوضه‌های پشت قوس جزایر اقیانوسی که با تولید پوسته اقیانوسی همراه است، تنها کشش و نازک‌شدگی در پوسته قاره‌ای رخ می‌دهد. این زمین‌ساخت کششی باعث ایجاد یک حوضه دریایی کم‌عمق در سطح پوسته قاره‌ای زمین می‌گردد که در آن سنگ‌های رسوبی و آذرین تشکیل می‌شوند [۴۶، ۴۷]. نازک‌شدگی ناحیه سنگ کره که در پی زمین‌ساخت کششی رخ داده است باعث بالا آمدن سست کره شده که خود منجر به ذوب‌بخشی گوشته سنگ کره‌ای می‌شود. این گوشته سنگ کره‌ای که در گذشته در اثر فرایندهای در ارتباط با فروانش غنی گردیده است، در پی ذوب‌بخشی با درجه به نسبت بالا باعث تولید ماگمایی با ویژگی‌های حدواسط مذاب‌های آهکی قلیایی کرانه فعال قاره‌ای و مذاب‌های تولیتی جزایر قوسی شده است. در درجه‌های بالا از ذوب بخشی، مقدار عناصر خاکی نادر سنگین در ماگما افزایش یافته و منجر به

قدردانی

نویسندگان از همکاری مسئولین آزمایشگاه دانشگاه پیام نور برای فراهم آوردن امکان بررسی میکروسکوپی تشکر می‌نمایند. همچنین از ارزیابی و نظرات ارزنده داوران محترم مجله تقدیر و تشکر می‌شود.

مراجع

- middle part of Iran and its geodynamic situation*", Geologische Rundschau 73 (1984) 917-932.
- [11] Hassanzadeh J., "Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman Province)", PhD thesis, University of California, Los Angeles (1993) 204p.
- [12] Moradian A., "Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran", Ph.D thesis, University of Wollongong, Australia (1997).
- [13] Alavi M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran", Journal of Geodynamics 21(1996) 1-33.
- [14] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new scenario for the Sanandaj- Sirjan zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 26 (2006) 683-693.
- [15] Emami M.H., "Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", Ph.D thesis, University of Grenoble France (1981) 489 pp.
- [16] Sabzehei M., "Les melanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran Meridional)-etude petrologique et structural", interpretation dans le cadre Iranian, Thesis, Grenoble (1974) 306 p.
- [17] Emami M. H., Monsef R., Rashid Nejad Omran N., "Geochemistry and Petrogenesis of the Raveh Neogene Volcanic and Sub-Volcanic Rocks in the Urumieh – Dokhtar Magmatic Belt (Central Iran) (in Persian)", scientific quarterly journal of geosciences 22 (2013) 91-104.
- [18] Nazari M., Keshtgar S., Kananian A., Boomeri M., "Geochemistry of Salafchegan quartz diorite pluton (in Persian)", Iranian Journal of Geology 40 (2016) 107-120.
- [19] Zahmatkesh E., Heidar S M., "Geology and mineralization of Zavarian Au-(Cu) deposit (Qom-Salafchegan) (in Persian)", scientific quarterly journal of geosciences 30 (2020) 39-50.
- [20] Alai Mahabadi S., "Geological map of the Salafchegan-Khorhe, Scale 1:100,000", Geological Survey of Iran, Sheet No. 6958 (2000).
- [21] Emami M. H., Hajian J., "Geological map of the Qom, Scale 1:250,000", Geological Survey of Iran, Sheet No. NI 39-6 (1991).
- [22] Emami M. H., "Geologie de la region de Qom-Aran (Iran) contribution a l etude dynamique et geochemique du volcanisme tertiaire de l Iran Central", These Doctorat Etat Grenoble, (1981) 489 pp.
- [23] Chiu H.-Y., Chung S.-L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., "Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan
- [1] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arcmagmatism and subduction history beneath Zagros: new report of adakites and geodynamic consequences", Lithos 106 (2008) 380–398.
- [2] Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran", In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins, Springer-Verlag, Berlin (1974) 873–887.
- [3] Jung D., Ku'rsten M., Tarkian M., "Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), Afar between continental and oceanic rifting", Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart (1976) 175-181.
- [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] Shafiei B., Shahabpour J., Haschke M., "Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman Porphyry Copper Belt: Response to Neogene Crustal Thickening", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 19 (2008) 67-84.
- [6] Ahmad T., Posht Kuhi M., "Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanics around Nain and Rafsanjan areas: a preliminary study. Treatise on the Geology of Iran", Iranian Ministry of Mines and Metals (1993).
- [7] Shahabpour J., "Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt", Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 652–65.
- [8] Fazlnia A., Alizade A., "Petrology and geochemistry of the Mamakan gabbroic intrusions, Urumieh (Urmia), Iran", Magmatic development of an intra-oceanic arc. Periodico di Mineralogia 82 (2013) 263-290.
- [9] Hosseini B., Ahmadi A., Ghanbari Dolatabadi M., "The origin and tectonomagmatic setting of the dykes in north of Mashhad-Ardeha (in Persian)", Scientific-Research Quarterly of Earth Sciences, 26 (2017) 187-198.
- [10] Amidi S.M., Emami M.H., Michel R., "Alkaline character of Eocene volcanism in the

- [38] Wang K., Plank T., Walker J D., Smith E I., "A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA", J. Geophys. Res. Solid Earth 107 (2002.).
- [39] Jung C., Jung S., Hoffer E., Berndt J., "Petrogenesis of tertiary mafic alkaline magmas in the Hoheifel", Germany. J. Petrol 47 (2006) 1637-1671.
- [40] Jahn B M., Wu F Y., Lo C H., "Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from postcollisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie Complex, Central China", Chemical Geology 157 (1999) 119-146.
- [41] Wood D.A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", Earth and Planetary Science Letters 42 (1980) 77-97.
- [42] Pearce J. A., Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks investigated using trace element analyses", Earth and Planetary Science Letters 19 (1973) 290-300.
- [43] Condie K.C., "Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance", Lithos 23 (1989) 1-18.
- [44] Hollocher K e., "Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings", American Journal of Science 312.4 (2012) 357-416.
- [45] Pearce J A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Eds.), Continental basalts and mantle xenoliths". Shiva, Nantwich (1983) p. 230-249.
- [46] Condie K.C., "Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the Southwestern United States", Journal of Geology 94 (1986) 825-864.
- [47] Farahat E.S., El Mahalawi M. M., Hoinkes G., Abdel Aal A. Y., "Continental back-arc basin origin of some ophiolites from the Eastern Desert of Egypt", Mineralogy and Petrology 82 (2004) 81-104.
- [48] Shinjo R., Chung S.I., Kato Y., Kimura M., "Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryuku arc: implications for the evolution of a young intracontinental back arc basin", Journal of Geophysical Research 104 (1999) 1059-1068.
- subduction and Zagros orogeny", Lithos 162 (2013) 70-87.
- [24] Knaack C., Cornelius S. B., Hooper P. R., "Trace element analyses of rocks and minerals by ICP-MS, Open File Rep", Washington State Univ (1994).
- [25] Shelly D., "Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred Orientations", London (Chapman and Hall), (1993) 445 p.
- [26] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American mineralogist 95(2010.) 185- 187.
- [27] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen & Unwin, London, (1979) 450 pp.
- [28] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325-343.
- [29] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Science 8 (1971) 523-548.
- [30] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonou area, northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.
- [31] Wilson M., "Igneous petrogenesis: a global tectonic approach", Chapman & Hall, New York (1989) 496 p.
- [32] Ross P. S., Bedard J. H., "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discrimination diagram", Canadian Journal of Earth Sciences 46 (2009) 823-829.
- [33] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman", Harlow, England (1993).
- [34] Dai J.G., Wang C.S., Hebert R., Li Y.L., Zhong H.T., Guillaume R., Bezard R., Wei Y.S., "Late Devonian OIB alkaline gabbro in the YarlungZangbo suture zone: Remnants of the paleo-Tethys", Gondwana Res (2011) 19, 232-243.
- [35] Rudnick R., Gao S., "Composition of the continental crust. In Treatise on Geochemistry; Rudnick", R., Ed.; Elsevier-Pergamon: Oxford, UK (2003) Volume 3, pp. 1-64.
- [36] DePaolo D.J., Daley E.E., "Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension", Chem. Geol. 169 (2000) 157-185.
- [37] Abdel-Rahman A., Nassar P., "Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon", Geol. Mag., Volume 141 (2004), pp. 545-563 .