مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۹، از صفحهٔ ۴۱۵ تا ۴۲۸

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سنگ شناسی سنگ‌های آذرین غرب و جنوب‌غرب شهرستان رزن، استان همدان

مریم قبادنام، حسین شهبازی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۲/۱۸، نسخه نهایی: ۹۸/۷/۲۲)

چکیده: سنگ‌های آذرین غرب و جنوب‌غرب رزن، در استان همدان، غرب ایران، و در پهنه سنندج- سیرجان برونزد دارند. براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، این توده‌ها از دیوریت، گابرودیوریت، مونزونیت و کوارتزمونزونیت، آندزیت و آندزیت‌بازالتی تشکیل شده‌اند. نتایج حاصل از آنالیزهای زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها وابسته به سری ماگمایی آهکی قلیایی هستند. ماهیت و ترکیب زمین‌شیمیایی سنگ‌های منطقه دستخوش فرایندهای ماگمایی چون تبلور جدایشی، هضم و آلایش پوسته‌ای شده‌اند. الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر و کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، نشان می‌دهند که مقادیر عناصر خاکی نادر (LREE) از عناصر خاکی سنگین (HREE) بیشتر است. ماگمای سنگ‌های آذرین حدواسط - بازی غرب و جنوب‌غرب رزن در یک پهنه فرورانش و قوس‌های آتشفشانی کرانه فعال قاره‌ای تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: *دیوریت؛ زمین شیمی؛ سنگ‌شناسی؛ رزن؛ پهنه سنندج- سیرجان.*

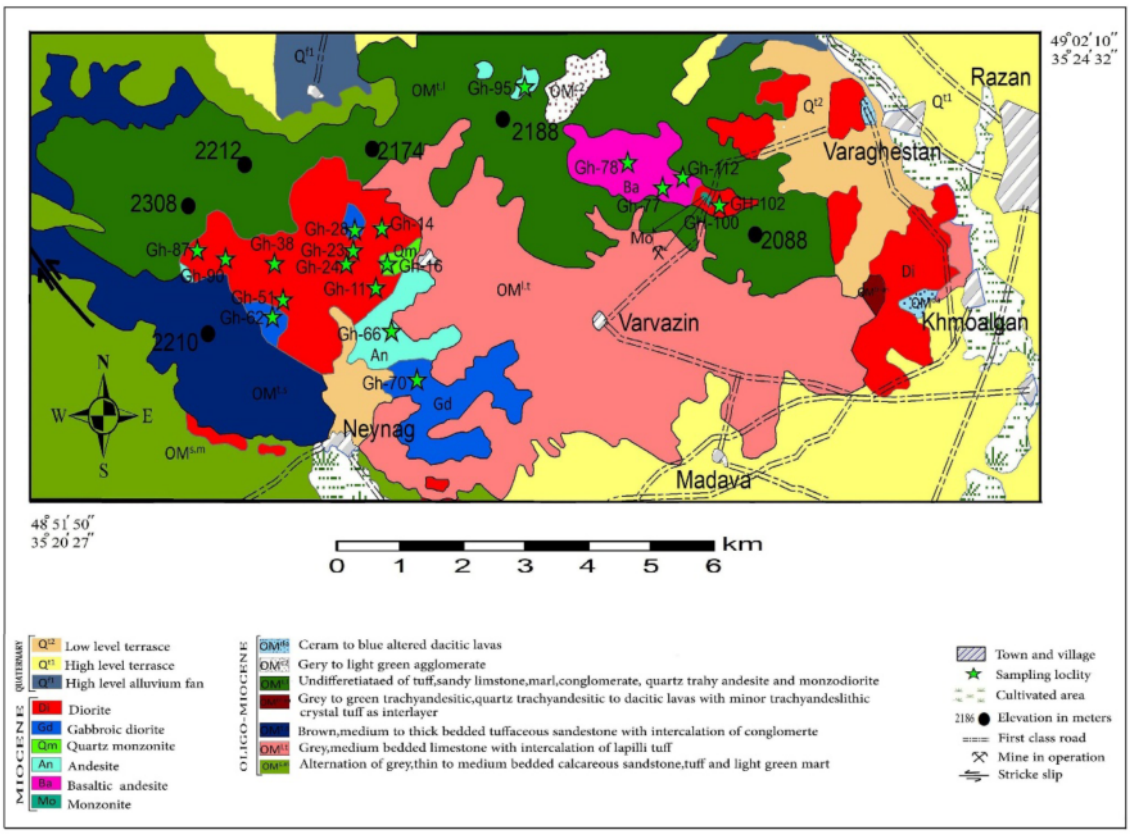
مقدمه

در پهنه سنندج-سیرجان، سنگ‌های آذرین با ترکیب حدواسط و بازی توسط پژوهشگران متعدد گزارش شده‌اند که تعدادی از آنها عبارتند از توده‌های آذرین نفوذی بروجرد [۱]، الوند [۲]، آستانه [۳]، الیگودرز [۴]، بوئین-میاندشت [۵] نی‌ریز [۶] و قروه [۷]. مجموعه سنگ‌های آذرین غرب و جنوب غرب شهرستان رزن در شمال استان همدان با ترکیب حدواسط - بازی در پهنه سنندج سیرجان واقع شده‌اند. الگوی ساختاری این توده توسط شعبانی و همکاران (۱۳۹۵) بررسی شده است [۸]. سنگ‌های آذرین منطقه در نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کبودرآهنگ و رزن از نوع دیوریت و مونزودیوریت معرفی شده‌اند. نوع سنگ‌های آذرین، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین شیمیایی آنها برپایه بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی و زمین شیمیایی عناصر اصلی و فرعی، تعیین شده است. تبلور جدایشی [۹-۱۱]، آلایش پوسته‌ای [۱۲، ۱۳] و هضم [۱۴] عواملی هستند که در شکل‌گیری سنگ‌هایی با ترکیب مختلف از یک خاستگاه نقش دارند. در این پژوهش، تاثیر فرآیندهای نام برده در شکل‌گیری سنگ‌های آذرین غرب و جنوب غرب رزن بررسی شده است.

زمین شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در ۳/۵ کیلومتری غرب و جنوب‌غرب شهرستان رزن، در شمال استان همدان در گستره‌ای با مختصات-جغرافیایی ″۵۰ ′۵۱ °۴۸ تا ″۱۰ ′۰۲ °۴۹ طول شرقی و ″۲۷ ′۲۰ °۳۵ تا ″۳۲ ′۲۴ °۳۵ عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). این مجموعه شامل انواع سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی است و از نظر ساختاری در پهنه‌ی سنندج- سیرجان و در مرز آن با نوار ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته دارد. براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کبودرآهنگ [۱۵] و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی رزن [۱۶]، سنگ‌های دیوریت و مونزودیوریت منطقه با واحد دیوریت (Di) معرفی شده‌اند. البته براساس بررسی‌های انجام شده، سنگ‌های آذرین منطقه بیشتر

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۸۱۲۹۷۲۳، نمابر: ۰۸۱۳۸۳۸۱۱۷۲، پست الکترونیکی: shahbazi@basu.ac.ir



شکل ۱ نقشه‌ی زمین شناسی منطقه مورد بررسی بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کبودرآهنگ [۱۵] و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی رزن [۱۶] همراه با تغییرات.

شامل دیوریت (Di)، گابرودیوریت (Gd)، مونزونیت (Mo) کوارتزمونزونیت (Qm)، آندزیت (An) و آندزیت‌بازالتی (Ba) هستند که در شکل ۱ مشخص شده‌اند. سنگ‌های آذرین منطقه به درون واحدهای سنگی الیگومیوسن سازند قم نفوذ کرده‌اند. توده‌های نفوذی منطقه شکل منسجمی ندارند و با فاصله اندک ازهم دیده می‌شوند. از آنجاکه این سنگ‌ها به درون سنگ‌های الیگومیوسن نفوذ کرده‌اند، سن آنها الیگومیوسن و یا جوانتر است.

روش بررسی

در این پژوهش، تعداد ۱۰۵ نمونه، طی ۱۰ روز عملیات صحرایی با رعایت اصول نمونه‌برداری چون تغییرات سنگ-شناسی برداشت شد. از این تعداد، ۵۹ مقطع نازک میکروسکوپی در کارگاه مقطع‌گیری گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی‌سینا تهیه گردید و توسط میکروسکوپ قطبشی موجود در این دانشگاه بررسی شدند. سپس، تعداد ۱۸ نمونه برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه شرکت مطالعاتی مواد معدنی زرآزما ارسال شد. مقادیر عناصر اصلی به روش ذوب قلیایی و توسط طیف‌سنج نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) و عناصر کمیاب توسط طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) اندازه‌گیری شدند. این داده‌ها توسط نرم‌افزارهای GCDkit، اکسل، فتوشاپ، Arc GIS و Google Earth پردازش شدند.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های نفوذی حدواسط- بازی منطقه به چهار گروه دیوریت، گابرودیوریت، مونزونیت و کوارتزمونزونیت تقسیم می‌شوند.

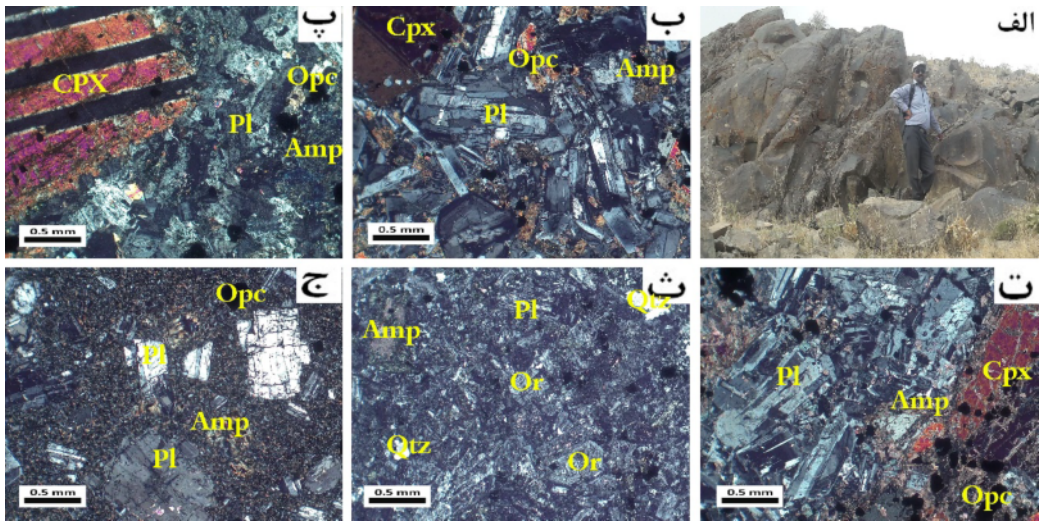
دیوریت: این سنگ‌ها بیشترین فراوانی را در منطقه دارند ساخت توده‌ای دارند و از نظر شاخص رنگی نیمه روشن بوده و در نمونه دستی خاکستری و کمی مایل به سبز هستند (شکل ۲ ب). آنها از نظر اندازه دانه‌ها متوسط تا دانه درشت هستند. بافت اصلی در این سنگ‌ها نیمه شکل دار دانه‌ای بوده و بافت متداول دیگر میان دانه‌ای است. بافت‌های فرعی از جمله منطقه‌بندی شیمیایی، پوست ماری و پورفیری در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۷۰-۶۰ درصد

حجمی)، آمفیبول (۲۰-۱۰ درصدحجمی)، کلینوپیروکسن (۲۰-۱۰ درصد حجمی)، کانی‌های فرعی فلدسپار پتاسیم‌دار، کدر، کوارتز، اسفن و آپاتیت هستند. پلاژیوکلازها شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار، با ماکل چندریخت و منطقه بندی دیده می‌شوند (شکل ۲ ب). پیدایش منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها بدلیل تفاوت زاویه خاموشی این حلقه‌ها در اثر تغییر ترکیب شیمیایی آنهاست. پلاژیوکلازها به سریسیت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها اولیه و از نوع هورنبلند و نیز ثانویه از نوع آکتینولیت- ترمولیت هستند که دراثر اورالیتی شدن پیروکسن‌ها بوجود آمده‌اند. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت بوده و دارای ماکل کارلسباد هستند. برخی از آمفیبول‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند، و در کلینوپیروکسن‌ها تبدیل شدگی آنها به آمفیبول قابل دیده است.

گابرودیوریت: این سنگ‌ها نیمه روشن، متوسط تا دانه درشت هستند. کانی‌های اصلی آنها عبارتند از پلاژیوکلازها (۷۰-۵۰ درصد حجمی) که در برخی موارد به اپیدوت و سریسیت تبدیل شده‌اند و آمفیبول‌ها (۲۵- ۱۵ درصد حجمی)، که احتمالا از نوع هورنبلند و انواع ثانوی از نوع اکتینولیت- ترمولیت هستند (شکل ۲ پ). کلینوپیروکسن‌ها (۲۵-۱۵ درصد حجمی) از دیگر کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند که هم به صورت درشت دانه با ماکل کارلسباد و هم به اندازه کوچک دیده می‌شوند، آنها در برخی موارد در حال تبدیل شدن به آمفیبول هستند (شکل ۲ ت). بافت اصلی این سنگ‌ها نیمه شکل‌دار دانه‌ای است. بافت میان دانه‌ای ناشی از قرارگیری پلاژیوکلاز به صورت زاویه‌دار و پرشدن فواصل بین آن‌ها با کانی تیره مثل هورنبلند و پیروکسن در آنها دیده می‌شود. همچنین منطقه‌بندی شیمیایی در پلاژیوکلاز، بافت پورفیری به دلیل حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن بین کانی‌های کوچکتر دیگر و بافت پوست ماری به مقدار کم در آنها دیده می‌شود. در بافت پوست ماری، بلورهای درشتتر پیروکسن‌ها، بلورهای ریزتر پلاژیوکلازها را در برگرفته‌اند که اغلب طول این بلورها از ابعاد پیروکسن‌های در برگیرنده کوچکتر است [۱۷].

مونزونیت و کوارتزمونزونیت: شاخص رنگی این سنگ‌ها نیمه روشن تا روشن است و کانی‌های آنها عبارتند از پلاژیوکلاز (۶۰-۵۰ درصد حجمی) با ماکل چندریخت که سریسیتی، اپیدوتی و کلسیتی شده‌اند، ارتوکلاز (۳۰-۲۵ درصد حجمی)، که اغلب نیمه شکل‌دار هستند و ماکل کارلسباد دارند و آمفیبول‌ها (۲۰- ۱۰درصدحجمی) اگر مقدار کوارتز در این سنگ‌ها زیاد باشد به آنها کوارتزمونزونیت یا آداملیت گفته می‌شود. بافت این سنگ‌ها از نوع نیمه شکل‌دار دانه‌ای است (شکل ۲ ث).

افزون بر توده‌های نفوذی نام برده، واحدهای آتشفشانی نیز در منطقه مورد بررسی برونزد دارند که شامل آندزیت و آندزیت بازالتی هستند. با توجه به شواهد صحرایی و حجم ناچیز سنگ‌های آتشفشانی منطقه نسبت به سنگ‌های آذرین نفوذی، به نظر می‌رسد که آنها سنگ‌های کرانه مخزن ماگمایی هستند که در اثر سرعت سردشدگی بالاتر، نمود سنگ‌های دانه ریز آتشفشانی را پیدا کرده‌اند.



شکل ۲ الف: تصویر صحرایی از سنگ های آذرین غرب وجنوب غرب رزن (دید به سمت شمال غرب)، ب) تصویرمیکروسکوپی از دیوریت منطقه و ساخت منطقه بندی پلاژیوکلاز در پایین تصویر، پ) تصویر میکروسکوپی از گابرودیوریت، ت) تصویر آمفیبولی شدن کلینوپیروکسن درگابرو دیوریت منطقه، ث) تصویر میکروسکوپی از کوارتزمونزونیت منطقه و ج) تصویر میکروسکوپی از آندزیت منطقه (Cpx:کلینوپیروکسن، Amp: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، Opc: کانی کدر، Qtz:کوارتز Or: ارتوکلاز) تصاویر میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند.

آندزیت و آندزیت‌بازالتی: این سنگ‌ها در نمونه دستی نیمه روشن تا تیره به رنگ خاکستری مایل به سبز، متوسط تا ریز-دانه هستند. بافت آنها بیشتر پورفیری با زمینه دانه‌ریز است (شکل ۲ ج). بافت‌های گلومروپورفیری، خال خال و غربالی نیز در آنها دیده می‌شود. کانی‌های موجود در این سنگ‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز (۶۵-۴۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۳۰-۲۵ درصد حجمی)، پیروکسن (۱۵-۵ درصد حجمی). پلاژیوکلازها هم به صورت درشت بلور، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل چندریخت و منطقه‌بندی شیمیایی، و هم به صورت ریزدانه در زمینه سنگ وجود دارند و اغلب کمتر دگرسان شده‌اند. آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها هم از نوع اولیه (هورنبلند) و هم از نوع ثانویه (آکتینولیت) هستند. آمفیبول‌ها در برخی نواحی با لبه سوخته دیده می‌شوند که نشان‌گر بالا بودن گریزندگی اکسیژن و فشار بخار آب هنگام تشکیل این کانی و از دست رفتن آب طی فوران ماگما است [۱۸]. پیروکسن به احتمال بسیار از نوع اوژیت (با توجه به شواهد نوری) است و هم به صورت درشت بلور و هم در زمینه سنگ دیده می‌شود. کانی‌های فرعی شامل کانی‌کدر (اپاک)، کوارتز، فلدسپار قلیایی و آپاتیت هستند. کانی‌های ثانویه از نوع اپیدوت، کلریت، سریسیت، کلسیت، بیوتیت و آکتینولیت هستند. بافت‌های پورفیری، بافت‌های غیر تعادلی سامانه ماگمایی بوده که نشان دهنده تشکیل آنها به دنبال رخدادهای ناگهانی در ماگما مانند کاهش فشار (شاید در پی بالا آمدن یکباره ماگما) و افت دمایی بخشی و یا کامل ماگما و عمل تبلور است [۱۹]. بافت غربالی در پلاژیوکلازها را پیامد افت سریع فشار، آمیختگی ماگمایی و تغذیه آشیانه ماگمایی می دانند [۲۰].

زمین شیمی

نتایج بررسی شیمیایی عناصر اصلی و جزئی نمونه‌های منطقه مورد پژوهش در جدول ۱ و ۲ ارائه شده است. مقدار SiO_2 نمونه‌ها از ۴۷٫۷۷ درصد وزنی (Gh-112) تا ۶۱٫۳۳ درصد وزنی (Gh-23) متغیر است و بیشتر سنگ‌ها حدواسط و کمتر به سمت بازیک کشیده شده‌اند. با توجه به پایین بودن نسبی مقادیر Ni (۱۵٪-۴)، Cr (۳۲٪- ۸) و Mgo (۴٫۲۶٪- ۱٫۸۶) به نظر می‌رسد که در شکل‌گیری این سنگ‌ها مواد پوسته‌ای دخالت داشته‌اند. در نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین براساس تغییرات Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۲۱، ۲۲]، سنگ‌های نفوذی درگستره‌ی دیوریت، گابرودیوریت، مونزونیت و کوارتزمونزونیت جای می‌گیرند، همچنین سنگ-های خروجی در گستره آندزیت و آندزیت‌بازالتی قرار دارند (شکل ۳).

جدول۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی برحسب درصدوزنی (wt.%) در سنگ‌های آذرین غرب وجنوب غرب رزن، استان همدان (واحدهای سنگی شامل (Gd) گابرو دیوریت، (Ba) آندزیت بازالتی، (Di) دیوریت، (An)آندزیت، (Mo) مونزونیت، (Qm) کوارتز مونزونیت هستند.

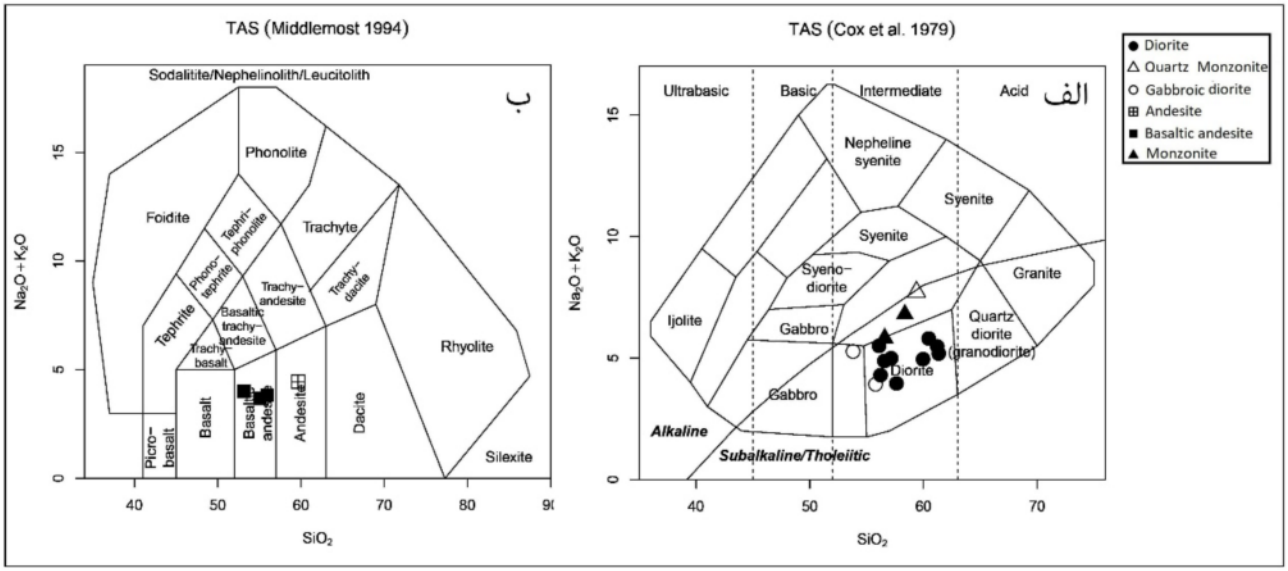
نمونه	سنگ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Total
GH-28	Gd	۵۳٫۸۰	۰٫۹۵	۱۶٫۴	۸٫۳۰	۰٫۱۲	۳٫۹۱	۷٫۰۴	۴٫۰۸	۱٫۱۹	۰٫۱۸	۳٫۱۹	۹۹٫۱۶
GH-62	Gd	۵۵٫۷۷	۰٫۹۷	۱۶٫۲۶	۸٫۴۸	۰٫۱۷	۳٫۴۳	۸٫۵۸	۲٫۷۴	۱٫۱۸	۰٫۱۶	۱٫۵۳	۹۹٫۲۶
GH-77	Ba	۵۳٫۳۳	۱٫۲۸	۱۷٫۳۳	۴٫۸۵	۰٫۰۷	۴٫۲۶	۱۱٫۸۵	۳٫۳۶	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۱٫۲۲	۹۷٫۹۶
GH-78	Ba	۵۲٫۳۷	۱٫۲۴	۱۶٫۴۴	۵٫۰۶	۰٫۰۹	۴٫۱۶	۱۰٫۴۷	۳٫۱۹	۰٫۳۹	۰٫۲۰	۱٫۷۰	۹۵٫۳۲
GH-112	Ba	۴۷٫۷۷	۱٫۳۳	۱۷٫۸۵	۵٫۲۱	۰٫۱۰	۳٫۸۸	۹٫۸۶	۳٫۳۳	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۱٫۵۸	۹۱٫۴۱
GH-14	Di	۶۰٫۴۶	۰٫۷۲	۱۲٫۶۶	۷٫۳۷	۰٫۰۹	۲٫۰۷	۳٫۲۶	۳٫۳۸	۲٫۴۴	۰٫۱۶	۲٫۷۶	۹۵٫۳۶
GH-38	Di	۵۷٫۶۱	۰٫۹۳	۱۶٫۳۰	۷٫۳۶	۰٫۱۱	۳٫۳۳	۸٫۱۲	۳٫۴۷	۰٫۴۹	۰٫۱۶	۱٫۲۶	۹۹٫۱۴
GH-90	Di	۵۶٫۵۶	۰٫۹۸	۱۶٫۰۸	۸٫۰۴	۰٫۲۴	۲٫۳۸	۵٫۷۱	۳٫۴۰	۱٫۴۹	۰٫۱۶	۱٫۹۴	۹۶٫۹۸
GH-23	Di	۶۱٫۳۳	۰٫۷۷	۱۲٫۴۱	۶٫۷۸	۰٫۱۱	۱٫۸۶	۴٫۵۲	۳٫۲۰	۲٫۰۰	۰٫۱۶	۳٫۰۵	۹۶٫۱۸
GH-51	Di	۵۶٫۲۲	۰٫۹۶	۱۵٫۳۷	۷٫۹۹	۰٫۱۴	۲٫۵۸	۸٫۲۱	۳٫۰۸	۱٫۲۲	۰٫۱۶	۱٫۷۹	۹۷٫۷۲
GH-24	Di	۶۱٫۲۱	۰٫۷۴	۱۳٫۶۹	۷٫۶۲	۰٫۱۱	۱٫۸۶	۴٫۳۹	۲٫۸۸	۲٫۶۰	۰٫۱۶	۲٫۱۶	۹۷٫۴۱
GH-87	Di	۵۶٫۰۹	۰٫۹۸	۱۵٫۷۵	۷٫۵۰	۰٫۱۹	۲٫۲۸	۵٫۷۶	۳٫۴۳	۲٫۰۹	۰٫۱۶	۱٫۵۳	۹۵٫۷۶
GH-96	Di	۵۹٫۹۶	۰٫۷۴	۱۵٫۰۳	۵٫۱۶	۰٫۱۱	۲٫۳۸	۵٫۵۴	۳٫۱۴	۱٫۸۲	۰٫۱۳	۲٫۶۹	۹۶٫۷۱
GH-102	Di	۵۷٫۱۴	۰٫۸۵	۱۵٫۹۷	۵٫۲۵	۰٫۰۵	۲٫۷۶	۶٫۰۶	۴٫۴۸	۰٫۵۳	۰٫۱۵	۰٫۳۶	۹۵٫۵۹
GH-95	An	۵۶٫۴۴	۰٫۸۹	۱۶٫۴۴	۷٫۸۳	۰٫۱۲	۲٫۴۶	۶٫۰۶	۳٫۰۵	۱٫۱۵	۰٫۱۵	۲٫۷۰	۹۷٫۲۹
GH-84	Mo	۵۸٫۳۶	۰٫۸۶	۱۶٫۰۴	۰٫۷۱	۰٫۰۲	۳٫۳۵	۷٫۹۲	۶٫۵۲	۰٫۲۸	۰٫۰۲	۱٫۵۹	۹۵٫۶۷
GH-100	Mo	۵۶٫۵۸	۰٫۸۶	۱۶٫۰۴	۰٫۶۰	۰٫۰۲	۳٫۸۵	۹٫۴۴	۵٫۶۷	۰٫۱۵	۰٫۰۹	۱٫۴۲	۹۴٫۷۳
GH-16	Qm	۵۹٫۳۹	۰٫۷۷	۱۵٫۲۷	۴٫۶۲	۰٫۲۰	۲٫۱۱	۳٫۳۳	۴٫۹۳	۲٫۸۰	۰٫۱۹	۲٫۰۴	۹۵٫۶۴

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی وکمیاب (برحسب ppm) در سنگ‌های آذرین غرب وجنوب غرب رزن، استان همدان

نمونه	GH-28	GH-62	GH-77	GH-78	GH-112	GH-14	GH-38	GH-90	GH-23
N E	۳۵°۲۲' ۴۹٫۶" ۴۸°۵۵' ۱۰٫۰۶"	۳۵°۲۱' ۴۴٫۹۹" ۴۸°۵۳' ۵۲٫۵۴"	۳۵°۲۳' ۵۶٫۱۶" ۴۸°۵۸' ۵۱٫۸۹"	۳۵°۲۳' ۰۶٫۸۱" ۴۸°۵۸' ۲۰٫۲۵"	۳۵° ۲۳'۰۰٫۷۰" ۴۸° ۵۸' ۵۹٫۷۰"	۳۵°۲۲' ۵۱٫۰۶" ۴۸°۵۵' ۲۵٫۳۳"	۳۵°۲۲' ۳۲٫۱۴" ۴۸°۵۴' ۲۰٫۶۶"	۳۵°۲۲' ۴۷٫۰۵" ۴۸° ۵۳' ۰۱٫۸۰"	۳۵°۲۲' ۳۹٫۴۱" ۴۸°۵۵' ۰۸٫۴۰"
Rock	Gd	Gd	Ba	Ba	Ba	Di	Di	Di	Di
Ag	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۳۳	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱
As	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۳	<۰٫۱	۲٫۱۰	<۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱	۵٫۴
Ba	۱۶۷	۲۲۴	۱۰۶	۱۲۱	۱۳۷	۲۷۸	۱۴۹	۲۸۷	۲۷۸
Be	۱٫۱	۱	۰٫۷	۰٫۸	<۱	۱٫۵	۱٫۱	۱٫۳	۱٫۵
Bi	<۰٫۱	<۰٫۱	۱٫۴	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۳
Cd	<۰٫۱	۰٫۲	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۲۴	<۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱
Ce	۲۹	۲۸	۲۷	۲۶	۲۳	۳۲	۳۳	۳۶	۳۱
Co	۲۱٫۹	۱۹٫۸	۱۴۶	۱۵٫۳	۱۴	۱۴۹	۲۰٫۴	۱۶٫۷	۱۴٫۱
Cr	۱۶	۱۳	۳۲	۳۰	۲۰	۱۶	۱۰	۱۲	۱۷
Cs	۱٫۲	۵٫۱	<۰٫۵	<۰٫۵	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۷	۱٫۳	۰٫۶
Cu	۱۸	۲۶	۷	۶	۵	۳	۱۲	۷	۳۱
Dy	۵٫۶۳	۵٫۸	۵٫۱۱	۵٫۵	۳٫۸۵	۴٫۷۶	۵٫۶۳	۵٫۵۵	۵٫۶
Er	۳٫۴۵	۳٫۵۴	۳٫۰۴	۳٫۲۷	۲٫۳۰	۳٫۰۲	۳٫۳۹	۳٫۴۱	۳٫۴۹
Eu	۱٫۵۲	۱٫۵۳	۱٫۵۵	۱٫۹۳	۱٫۲۵	۱٫۱۸	۱٫۴۸	۱٫۸۹	۱٫۴۴
Gd	۵٫۲۱	۵٫۲۰	۴٫۷۲	۵٫۰۲	۳٫۲۳	۴٫۰۷	۵٫۳۶	۵٫۰۵	۵٫۱۲
Hf	۰٫۶۹	۱٫۹۵	۱٫۷۱	۱٫۵۳	۱٫۵۸	<۰٫۵	۲٫۰۶	۱٫۷۴	۰٫۵۵
La	۱۷	۱۶	۱۴	۱۴	۹	۲۱	۱۸	۲۰	۱۹
Li	۹	۱۵	<۱	<۱	۴	۱۸	۱۵	۱۶	۱۴
Lu	۰٫۴۱	۰٫۴۵	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۲۴	۰٫۴۱	۰٫۴۰	۰٫۴۵	۰٫۴۲
Mo	<۰٫۱	۰٫۵	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۶۸	۰٫۶۰	۰٫۵۰	<۰٫۱	<۰٫۱
Nb	۱۴٫۵	۱۳٫۹	۱۲٫۶	۱۲٫۴	۱۷٫۴	۱۱٫۶	۱۳٫۲	۱۳٫۲	۱۶٫۷
Nd	۲۰٫۴	۱۹٫۱	۱۷٫۱	۱۷٫۵	۱۲	۱۹٫۱	۲۱٫۳	۱۹٫۸	۲۲٫۱
Ni	۹	۶	۱۴	۱۵	۱۳	۸	۴	۶	۱۰
Pb	۴۲	۱۴	۳۸	۸۲	۱	<۱	۶۱	۱۵	۴۹
Pr	۴٫۱۲	۳٫۶۵	۳٫۰۷	۳٫۰۸	۱٫۹۸	۴٫۱۹	۴٫۳۱	۳٫۹۹	۴٫۶۴
Rb	<۱	۴۱	<۱	<۱	<۱	۷۱	<۱	۵	۱۸
Sb	۱	۰٫۵	۲٫۵	۰٫۸	۰٫۹۰	۰٫۶	۰٫۹	۱٫۲	۶
Sc	۱۹٫۴	۱۹٫۱	۲۴٫۱	۲۳٫۸	۲۱٫۸	۸٫۱	۱۷٫۶	۱۵٫۷	۹٫۳
Se	۱٫۷۳	۱٫۹۴	۱٫۶۲	۱٫۶۲	۱٫۵۰	۲٫۱۰	۲٫۰۱	۱٫۹۰	۲٫۲۷
Sm	۵٫۰۵	۴٫۹۱	۴٫۴۹	۴٫۷۵	۳	۴٫۱۱	۵٫۱۲	۴٫۸۹	۵٫۲۳
Sn	۱٫۴	۲٫۲	۱٫۰	۱٫۲	۱٫۵	۳٫۴	۲٫۲	۲٫۰	۲٫۰
Sr	۳۱۰	۲۶۲	۵۶۵	۴۱۸	۴۰۱	۱۸۳	۲۷۷	۲۳۸	۲۱۳
Ta	۰٫۹۵	۰٫۹۲	۰٫۸۸	۰٫۷۸	۱٫۰۹	۰٫۵۴	۰٫۸۷	۰٫۸۲	۱٫۲۳
Tb	۰٫۸۶	۰٫۸۶	۰٫۷۸	۰٫۸۵	۰٫۵۳	۰٫۶۹	۰٫۸۷	۰٫۸۵	۰٫۸۷
Te	۰٫۱۵	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۲۱	۰٫۶۱	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۱۵	۰٫۱۴
Th	۱٫۷۸	۲٫۳۸	۱٫۱۰	۱٫۳۸	۱٫۵۱	۳٫۸۶	۲٫۴۶	۲٫۸۲	۴٫۲۲
Tl	<۰٫۱	۰٫۱۴	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱۲	<۰٫۱	۰٫۱۴	<۰٫۱
Tm	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۳۱	۰٫۵۰	۰٫۵۱	۰٫۵۳	۰٫۵۵
U	۰٫۴	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۲	۱٫۰	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۶
V	۱۷۲	۱۸۴	۲۱۰	۲۰۳	۲۰۱	۹۹	۱۷۰	۱۶۰	۱۰۷
W	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Y	۲۰٫۳	۲۰٫۴	۱۸٫۳	۱۹٫۲	۱۸٫۰	۱۷٫۹	۲۰٫۳	۲۰٫۹	۱۹٫۵
Yb	۲٫۷	۲٫۷	۲٫۳	۲٫۴	۲٫۱	۲٫۶	۲٫۶	۲٫۷	۲٫۶
Zn	۲۹	۹۱	۱۴	۱۸	۲۰	۳۴	۶۵	۱۳۸	۲۸
Zr	۱۸	۴۳	۶۵	۵۹	۶۰	۹	۴۸	۲۹	۱۵
Eu/Eu*	۰٫۹۱	۰٫۹۳	۱٫۰۳	۱٫۲۱	۱٫۲۳	۰٫۸۸	۰٫۸۶	۱٫۱۶	۰٫۸۵
Rb/Th	۰٫۵۶	۱۷٫۲۳	۰٫۹۰	۰٫۷۲	۰٫۶۶	۱۸٫۳۹	۰٫۴۰	۱٫۷۷	۴٫۲۷
Nb/Yb	۵٫۳۷	۵٫۱۵	۵٫۴۸	۵٫۱۷	۸٫۲۹	۴٫۴۶	۵٫۰۸	۴٫۸۹	۶٫۴۲
Th/Yb	۰٫۶۶	۰٫۸۸	۰٫۴۸	۰٫۵۸	۰٫۷۲	۱٫۴۸	۰٫۹۵	۱٫۰۴	۱٫۶۲
La/Yb	۶٫۳۰	۵٫۹۳	۶٫۰۹	۵٫۸۳	۴٫۲۹	۸٫۰۸	۶٫۹۲	۷٫۴۱	۷٫۳۱
Tb/Yb	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۳۴	۰٫۳۵	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۳۳
$(Sm/Yb)_N$	۲٫۰۳	۱٫۹۸	۲٫۱۲	۲٫۱۵	۱٫۵۵	۱٫۷۲	۲٫۱۴	۱٫۹۷	۲٫۱۸
$(La/Sm)_N$	۲٫۱۱	۲٫۰۴	۱٫۹۵	۱٫۸۵	۱٫۸۸	۳٫۲۰	۲٫۲۰	۲٫۵۶	۲٫۲۸

ادامه جدول۲

نمونه	GH-51	GH-24	GH-87	GH-96	GH-102	GH-95	GH-84	GH-100	GH-16
N E	۳۵° ۲۲′ ۰۳٫۰۹″ ۴۸° ۵۴′ ۱۱٫۸۳″	۳۵°۲۲′ ۳۲٫۹۹″ ۴۸°۵۵′۰۴٫۲۲″	۳۵°۲۳′ ۰۰٫۴۰″ ۴۸°۵۲′ ۳۷٫۶۰″	۳۵°۲۲′ ۵۰٫۲۰″ ۴۸°۵۹′ ۰۶٫۱۰″	۳۵°۲۲′ ۴۵٫۵۰″ ۴۸° ۵۹′ ۰۴٫۹۰″	۳۵°۲۳′ ۳۹٫۴۴″ ۴۸°۵۶′ ۴۵٫۹۴″	۳۵°۲۲′ ۵۲٫۰۰″ ۴۸°۵۹′ ۵۰٫۳۰″	۳۵°۲۲′ ۴۹٫۶۰″ ۴۸°۵۹′ ۰۵٫۰۰″	۳۵°۲۲′ ۳۲٫۵۹″ ۴۸°۵۵′ ۲۹٫۴۴″
Rock	Di	Di	Di	Di	Di	An	Mo	Mo	Qm
Ag	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۲۶	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۲۶	۰٫۲۸	<۰٫۱
As	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۲٫۳۰	۱٫۵۰	<۰٫۱	۲٫۵۰	۲٫۱۰	<۰٫۱
Ba	۲۰۹	۳۰۰	۲۰۸	۳۱۶	۲۰۵	۱۸۸	۴۰	۳۲	۴۱۹
Be	۱٫۱	۱٫۴	۱٫۲	<۱	<۱	۱٫۲	<۱	<۱	۱٫۵
Bi	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱
Cd	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲۳	۰٫۲۵	<۰٫۱	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۱
Ce	۲۹	۳۵	۲۷	۳۷	۲۵	۳۶	۲۵	۲۵	۳۳
Co	۱۶٫۷	۱۱٫۳	۱۳٫۲	۱۶	۱۵	۱۶٫۸	۱٫۰	۱٫۰	۱۰٫۷
Cr	۱۶	۱۴	۱۴	۱۳	۱۴	۲۳	۹	۸	۱۰
Cs	۱	۰٫۸	<۰٫۵	۲٫۳	<۰٫۵	۰٫۸	<۰٫۵	<۰٫۵	۰٫۶
Cu	۱۶	۱۸	۹	۱۶	۶	۳۴	۵	۴	۱۴
Dy	۵٫۵۷	۵٫۵۱	۵٫۲۶	۵٫۲۳	۵٫۰۴	۵٫۹۷	۴٫۷۳	۳٫۷۶	۶٫۲۹
Er	۳٫۴۱	۳٫۳۸	۳٫۲۲	۳٫۲۵	۳٫۱۸	۳٫۸۰	۳٫۰۴	۲٫۴۵	۳٫۹۶
Eu	۱٫۴۳	۱٫۳۵	۱٫۴۱	۱٫۲۸	۱٫۱۴	۱٫۵۲	۰٫۷۸	۰٫۸۰	۱٫۵۳
Gd	۵٫۰۳	۴٫۸۱	۴٫۸۰	۴٫۷۹	۴٫۳۲	۵٫۲۸	۴٫۰۳	۲٫۸۵	۵٫۹۲
Hf	۱٫۹۲	<۰٫۵	۱٫۱۵	۰٫۸۴	۰٫۸۱	۴٫۱۶	۱٫۶۴	۱٫۹۶	<۰٫۵
La	۱۶	۲۱	۱۵	۲۰	۱۱	۱۸	۹	۱۱	۱۹
Li	۱۲	۱۴	۵	۶	۸	۱۴	۸	۳	۱۰
Lu	۰٫۴۴	۰٫۴۳	۰٫۳۸	۰٫۴۴	۰٫۴۳	۰٫۵۲	۰٫۳۹	۰٫۳۳	۰٫۵۰
Mo	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۹۵	۰٫۶۳	۰٫۸۰	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۱۰
Nb	۱۳٫۶	۱۳٫۷	۸٫۹	۱۹٫۳	۱۷٫۹	۱۴٫۸	۱۸٫۳	۱۸٫۵	۱۳٫۵
Nb	۱۳٫۶	۱۳٫۷	۸٫۹	۱۹٫۳	۱۷٫۹	۱۴٫۸	۱۸٫۳	۱۸٫۵	۱۳٫۵
Nd	۱۸٫۹	۲۰٫۵	۱۸٫۲	۲۱٫۸	۱۶٫۰	۲۰٫۷	۱۴٫۳	۱۱٫۱	۲۳٫۵
Ni	۶	۵	۴	۶	۱۱	۱۰	۵	۶	۴
Pb	۱۰	۱۲۷	۳۰	۹	۷	۲۶	۱۰	۱	۳۸
Pr	۳٫۷۳	۴٫۳۹	۳٫۴۱	۵٫۰۱	۲٫۸۳	۴٫۱۸	۲٫۴۶	۲٫۰۵	۴٫۹۴
Rb	<۱	۶۴	<۱	۹۴	۸	<۱	<۱	<۱	۵۴
Sb	۱٫۰	۱٫۱	<۰٫۵	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۸	۱٫۱	۰٫۷	۱٫۲
Sc	۱۸٫۱	۸٫۳	۱۵٫۳	۱۴٫۸	۱۷٫۳	۱۸٫۲	۱۷٫۳	۱۷٫۲	۹٫۸
Se	۲٫۱۱	۱٫۶۴	۱٫۷۲	۱٫۵۷	۱٫۳۷	۲٫۰۷	۱٫۵۱	۱٫۸۲	۲٫۲۰
Sm	۴٫۸۱	۴٫۷۸	۴٫۶۳	۴٫۶۲	۳٫۹۶	۵٫۰۷	۳٫۶۶	۲٫۷۳	۵٫۷۳
Sn	۱٫۶	۳٫۸	۱٫۶	۲٫۸	۱٫۴	۲٫۱	۰٫۳	۱٫۷	۲٫۲
Sr	۲۴۶	۲۳۹	۱۰۶۶	۱۹۳	۳۴۳	۲۳۵	۳۷۵	۳۸۶	۲۱۱
Ta	۰٫۸۸	۰٫۸۴	۰٫۵۶	۱٫۴۶	۱٫۳۶	۱٫۰۱	۱٫۳۳	۱٫۵۲	۰٫۹۹
Tb	۰٫۸۳	۰٫۸۲	۰٫۷۹	۰٫۷۴	۰٫۷۰	۰٫۸۹	۰٫۶۴	۰٫۴۸	۱٫۰۱
Te	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۲۱	<۰٫۱	۰٫۳۴	۰٫۱۳	<۰٫۱	۰٫۲۶	۰٫۱۵
Th	۲٫۳۹	۳٫۳۳	۲٫۵۶	۸٫۰۳	۶٫۴۵	۳٫۵۲	۴٫۷۵	۳٫۳۷	۴٫۹۷
Tl	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱۸	۰٫۲۴	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱
Tm	۰٫۵۵	۰٫۵۵	۰٫۵۳	۰٫۴۶	۰٫۴۵	۰٫۶۰	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۶۱
U	۰٫۸۶	۰٫۶	۱٫۰	۱٫۰	۰٫۴	۱٫۲	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۷
V	۱۸۲	۹۶	۱۷۰	۱۲۹	۱۵۸	۱۵۹	۱۶۱	۱۲۰	۱۰۲
W	<۱	۱٫۱	<۱	۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Y	۲۰٫۳	۲۰٫۲	۱۹٫۵	۲۵٫۰	۲۵٫۰	۲۱٫۵	۲۲٫۰	۱۸٫۰	۲۳٫۳
Yb	۲٫۹	۲٫۸	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۴	۳٫۲	۲٫۱	۱٫۶	۳٫۴
Zn	۵۳	۵۸	۹۷	۶۹	۲۱	۸۵	۱۶	۱۶	۶۰
Zr	۴۴	۱۵	۳۱	۲۲	۱۵	۱۱۴	۴۱	۴۴	۱۵
Eu/Eu*	۰٫۸۹	۰٫۸۶	۰٫۹۱	۰٫۸۳	۰٫۸۴	۰٫۹۰	۰٫۶۲	۰٫۸۸	۰٫۸۰
Rb/Th	۰٫۴۱	۱۹٫۲۲	۰٫۳۹	۱۱٫۷۱	۱٫۲۴	۰٫۲۸	۰٫۲۱	۰٫۲۹	۱۰٫۸۷
Nb/Yb	۴٫۶۹	۴٫۸۹	۳٫۵۶	۸٫۰۴	۷٫۴۶	۴٫۶۳	۸٫۷۱	۱۱٫۵۶	۳٫۹۷
Th/Yb	۰٫۸۲	۱٫۱۹	۱٫۰۲	۳٫۳۵	۲٫۶۹	۱٫۱۰	۲٫۲۶	۲٫۲۲	۱٫۴۶
La/Yb	۵٫۵۲	۷٫۵۰	۶٫۰۰	۸٫۳۳	۴٫۵۸	۵٫۶۳	۴٫۲۹	۶٫۸۸	۵٫۵۹
Tb/Yb	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۰٫۳۰	۰٫۳۰
$(Sm/Yb)_N$	۱٫۸۰	۱٫۸۵	۲٫۰۱	۲٫۰۹	۱٫۷۹	۱٫۷۲	۱٫۸۹	۱٫۸۵	۱٫۸۳
$(La/Sm)_N$	۲٫۰۸	۲٫۷۵	۲٫۰۳	۲٫۷۱	۱٫۷۴	۲٫۲۲	۱٫۵۴	۲٫۵۳	۲٫۰۸



شکل۳ رده بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین غرب و جنوب غرب رزن: الف) نمودار رده بندی SiO_2 نسبت به Na_2O+K_2O [۲۱] و ب) نمودار رده بندی SiO_2 نسبت به Na_2O+K_2O [۲۲].

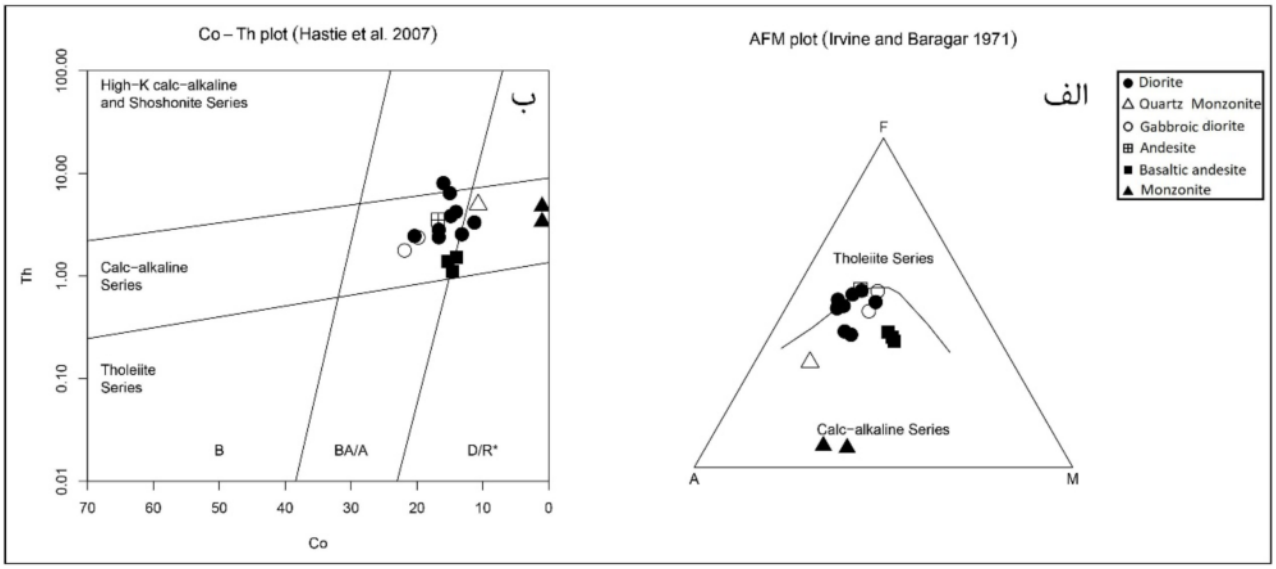
به منظور تعیین سری‌های ماگمایی منطقه از نمودارهای AFM [۲۳] و نمودار Co-Th [۲۴]، به دلیل دگرسانی کمتر عناصر Co و Th، استفاده شد (شکل ۴). براساس نمودار AFM (شکل ۴ الف)، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی قرار دارند و بسیار کم به سمت گستره تولئیتی کشیده شده‌اند. در نمودار Co-Th، همه نمونه‌ها جز یکی در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۴ ب).

نمودارهای تغییرات عناصر اصلی وکمیاب نسبت به SiO_2، معروف به نمودارهای هارکر [۲۵] (شکل ۵)، نشان می‌دهند که مقادیر MgO و CaO از عناصر اصلی با افزایش SiO_2 روند کاهشی داشته‌اند. این امر ناشی از تبلور و جدایش کانی‌های دربردارنده Mg وCa چون پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز غنی از Ca از ماگما است. مقدار Al_2O_3 همراه با افزایش SiO_2 کاهش یافته است. علت کاهش Al_2O_3 را مانند کاهش Ca می‌توان به تبلور و جدایش پلاژیوکلازها نسبت داد. مقدار TiO_2 همراه با افزایش SiO_2 به دلیل مصرف شدن در کانی آمفیبول و پیروکسن روند کاهشی نشان می‌دهد. مقادیر Na_2O و K_2O با افزایش SiO_2 افزایش یافته‌اند. پتاسیم و سدیم از آنجا که عناصر ناسازگار هستند، مقدار آن‌ها در ماگما با پیشرفت جدایش افزایش یافته است. البته، مقدار Na_2O در مراحل پایانی تبلور به دلیل تبلور پلاژیوکلازهای غنی از سدیم کاهش یافته است. کاهش مقدار P_2O_5 با افزایش SiO_2 می‌تواند مربوط به تبلور کانی آپاتیت باشد. نمودارهای هارکر مربوط به عناصر کمیاب نشان می‌دهد، که مقدار عناصر Co و Ni با افزایش SiO_2 روند کاهشی داشته‌اند. این امر ناشی از جایگزینی این عناصر به جای عنصر Mg در شبکه بلوری کانی‌های فرومنیزین‌دار است. نمودارهای Cs و Li نسبت به SiO_2 نشان می‌دهند، که این عناصر به علت داشتن پتانسیل یونی پایین (بیش از ۲)، با افزایش SiO_2 روند افزایشی داشته‌اند. کاهشV با افزایش SiO_2 می‌تواند نشان دهنده جدایش اکسیدهای آهن و تیتانیم باشد [۲۶].

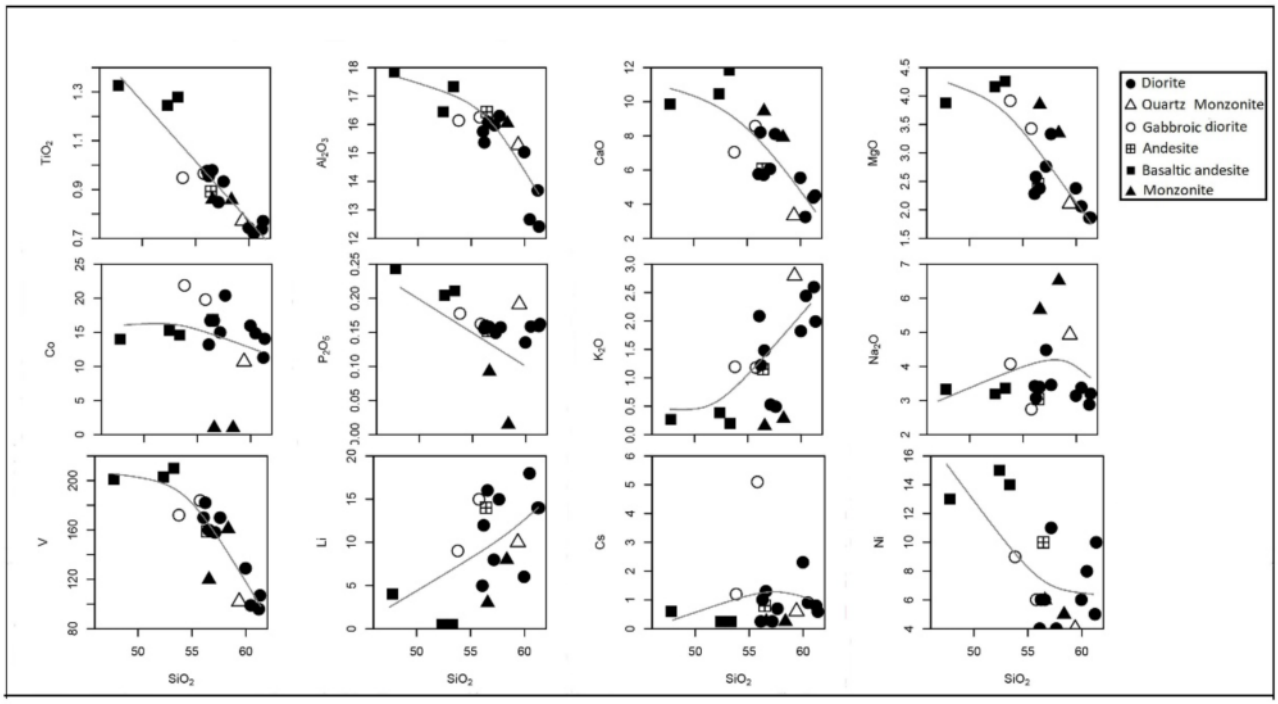
الگوی عناصر کمیاب و نمودار عنکبوتی

در شکل‌های ۶ الف و ب، تغییرات عناصر خاکی نادر نمونه‌های منطقه بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۷] و نسبت به گوشته اولیه [۲۸] نشان داده شده است. روند تغییرات عناصر خاکی نادر در نمونه‌های مورد بررسی کم و بیش موازی هستند، که بیانگر فرایندهای ماگمایی مشابه و خاستگاه مشترک نمونه-هاست [۲۹]. این نمودارها یک غنی‌شدگی عمومی از LREEها نسبت به HREEها را نشان می‌دهند که ویژگی محیط فرورانش است [۲۶، ۳۰-۳۲]. درجه پایین ذوب‌بخشی و آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای [۳۳]، تبلور و جدایش آمفیبول و

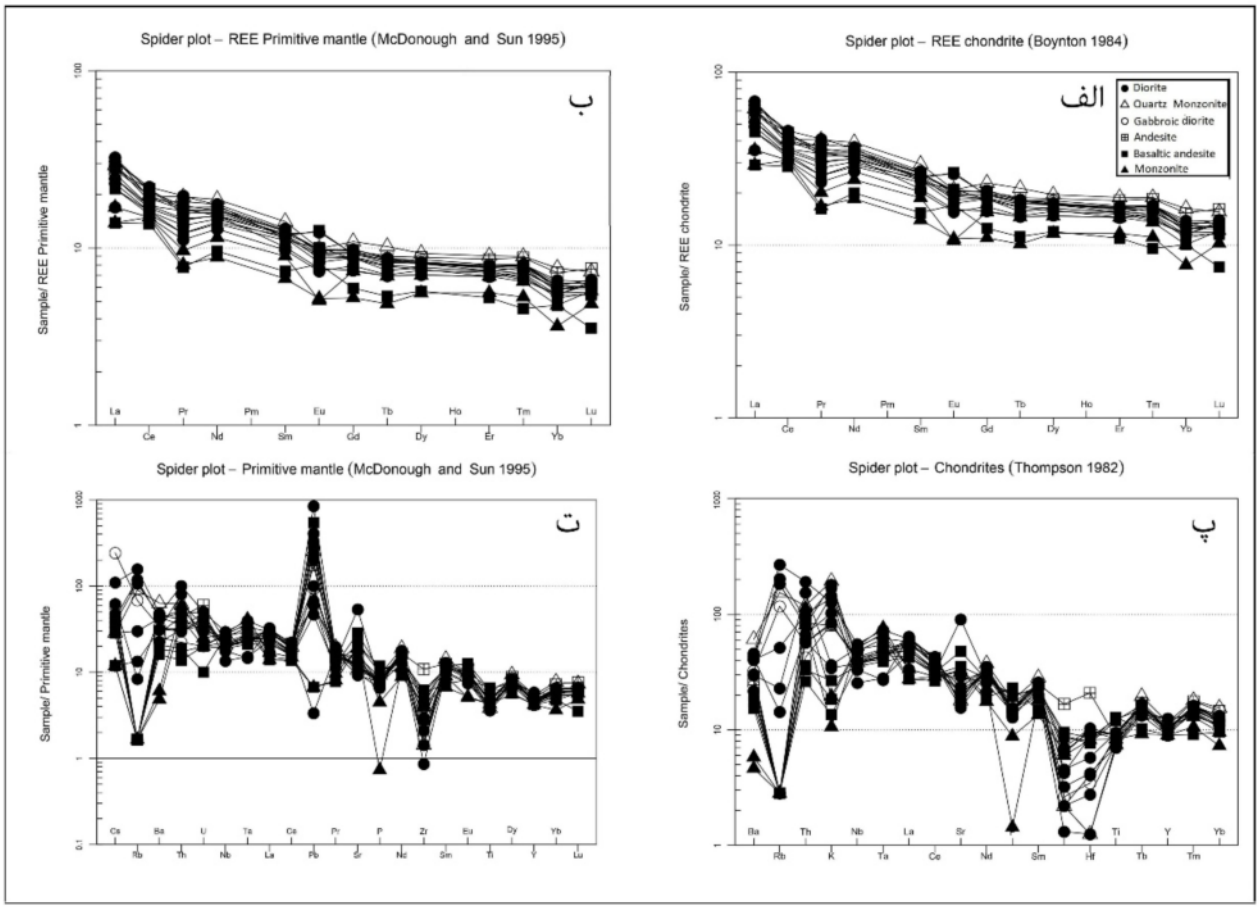
پلاژیوکلاز [۳۴] در فرایندهای ماگمایی سبب غنی شدگی کلی LREEها نسبت به HREEها می‌شود. الگوی شیب‌دار وابستگی سنگ‌ها را نسبت به سری آهکی قلیایی نشان می‌دهد [۳۵]. مقدار $Eu/Eu^*=Eu_N/\sqrt{(Sm_N)(Gd_N)}$ بیشتر از یک مربوط به ناهنجاری مثبت و مقدار کمتر از یک نشانگر ناهنجاری منفی است [۳۶]. با توجه به این نمودار و مقادیر Eu/Eu* در جدول ۲، برای بیشتر نمونه‌ها ناهنجاری منفی دیده می‌شود. فلدسپارها بعلت جایگزینی Eu به جای Ca در شبکه بلوری خود نقش اساسی در کنترل ناهنجاری Eu دارند.



شکل ۴ نمودارهای تفکیک سری‌های ماگمایی سنگ‌های آذرین غرب و جنوب غرب رزن: الف) نمودارAFM [۲۳] و ب) نمودار Co-Th [۲۴].



شکل ۵ نمودارهای تغییرات برخی از عناصر اصلی وکمیاب نسبت به SiO_2 برای سنگ‌های منطقه ی مورد بررسی برگرفته از مرجع [۲۵].



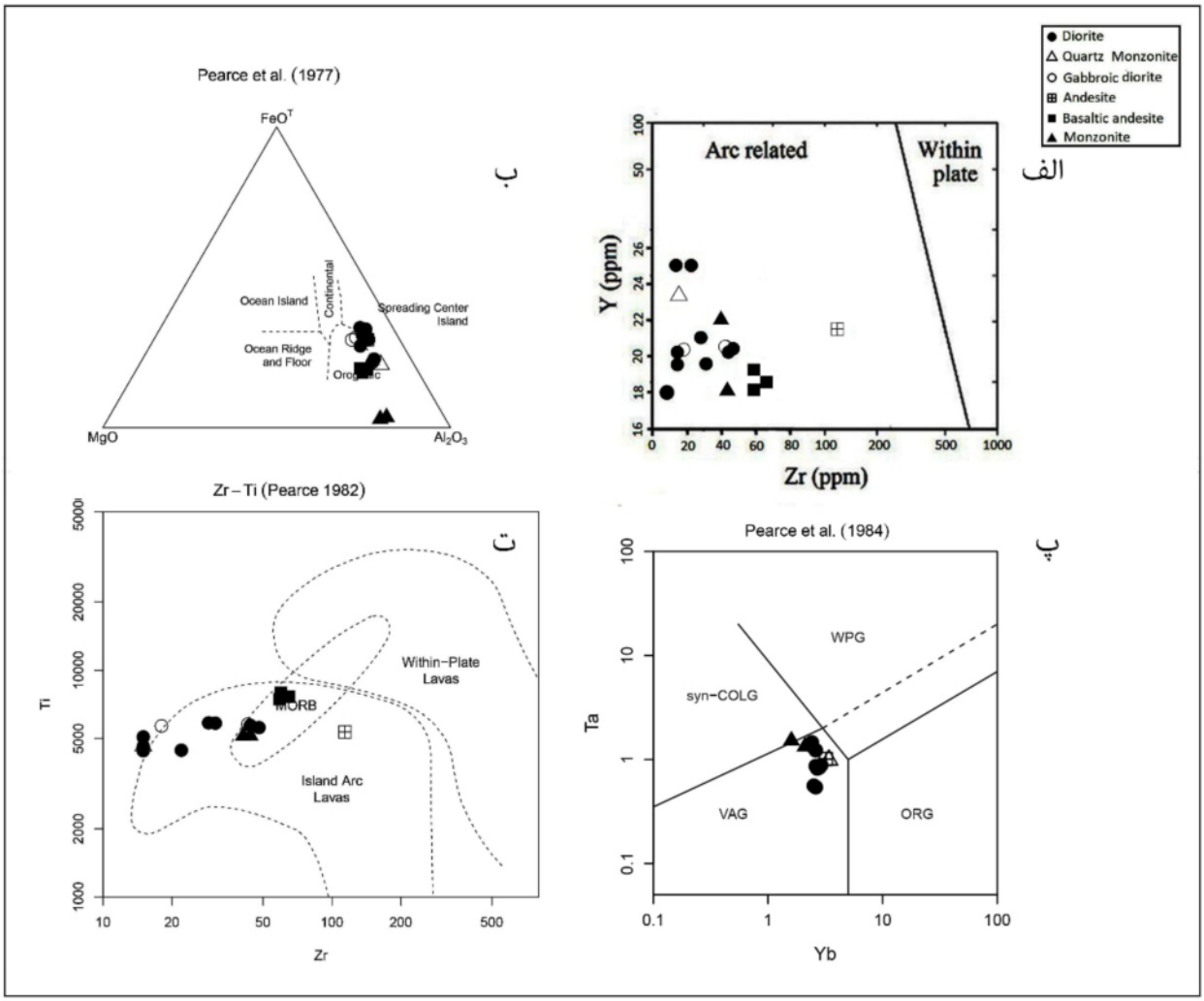
شکل۶ الگوی عناصر خاکی نادر (REE) و کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه سنگ‌های منطقه غرب و جنوب غرب رزن: الف) الگوی بهنجار شده REE نسبت به کندریت [۲۷]، ب) الگوی بهنجار شده REE نسبت به گوشته اولیه [۲۸] پ) الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب نسبت به کندریت [۳۷] و ت) الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه [۲۸].

اگر طی فرآیند تبلور ماگما، فلدسپار جدایش یابد و یا طی فرآیند ذوب‌بخشی، به علت پایین بودن فعالیت H_2O، وارد فاز مذاب نشود و در سنگ خاستگاه باقی بماند، ناهنجاری Eu در ماگما و سنگ برآمده از آن منفی می‌شود [۳۸]. در شکل‌های ۶ پ و ت، تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۷] و نسبت به گوشته اولیه [۲۸] نشان داده شده است. در این نمودارها برای بیشتر عناصر غنی شدگی از حدود ۱۰ تا ۱۰۰ برابر نسبت به گوشته اولیه وجود دارد. ناهنجاری مثبت در عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) مانند Cs و Pb برای همه نمونه‌ها وجود دارد. ولی ناهنجاری Rb وK دربرخی نمونه‌ها مثبت و در برخی منفی است. غنی-شدگی Pb و Cs از ویژگی‌های بارز ماگماهای وابسته به کمان و به ویژه ماگماهای آهکی قلیایی کمان‌های نواحی فرورانش کرانه قاره‌هاست. غنی‌شدگی از Rb و K بیانگر آلودگی پوسته-ای و دیگر فرآیندهای آلایش ماگمای مولد سنگ‌هاست. بهنجاری متفاوت Rb و K نمونه‌ها نشان‌دهنده دگرسانی این سنگ‌هاست. برای عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، یک ناهنجاری منفی در Zr و به مقدار کمتر در P، Y، Ti و Nb دیده می‌شود. ناهنجاری منفی Zr وTi وابستگی به سری آهکی قلیایی را تایید می‌کند. ناهنجاری منفی Ti همچنین به این دلیل است که Ti در مذاب به درجه اشباع رسیده موجب تشکیل تیتانیت شده و یا روتیل به صورت فاز دیرگداز در سنگ خاستگاه به جا مانده‌است. Y، در مقایسه با عناصر دیگر دارای عدد اتمی کوچکتر و فراوانی کمتر بوده، و ناهنجاری منفی آن مربوط به جدایش کانی‌های ایتریم‌دار چون آپاتیت و اسفن است. جدایش آپاتیت در نخستین مراحل جدایش ماگمایی باعث ایجاد ناهنجاری منفی عنصر Y در این سنگ‌هاست. Nb در کانی‌ها جایگزین Ti می‌شود و در الگوی عناصر کمیاب از

رفتار Ti پیروی می‌کند، همچنین Nb شاخص سنگ‌های قاره-ای است و می‌تواند نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی [۳۰] و ارتباط پهنه فرورانش باشد.

محیط زمین ساختی

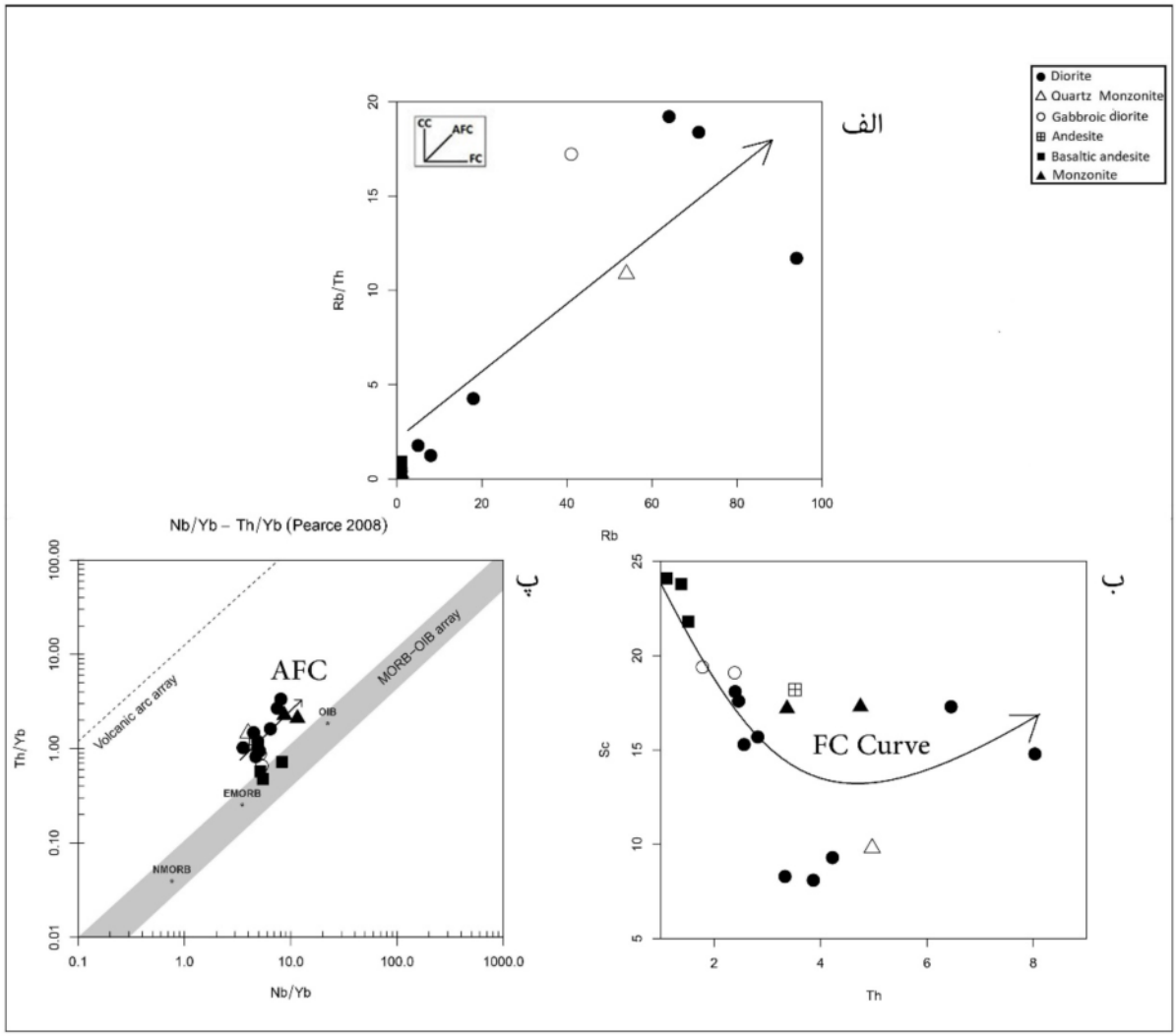
برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه مورد بررسی از نمودارهای تفکیک زمین‌ساختی مختلفی استفاده شد. نمودار تغییرات Zr نسبت به Y [۳۹] نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه مورد بررسی در گستره کرانه ورقه‌ای واقع شده‌اند (شکل ۷ الف). در نمودارسه تایی Al_2O_3-MgO -FeO_T [۴۰]، نمونه‌ها در گستره جزایر قوسی و کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند (شکل ۷ ب). در نمودار Yb نسبت به Ta [۴۱]، نمونه‌های حدواسط در گستره گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) قرارگرفته‌اند (شکل ۷ پ). نمودار Zr-Ti [۴۲] نشان می‌دهد که نمونه‌ها در گستره قوس‌های آتشفشانی قرار دارند (شکل ۷ ت). از مهمترین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای قوس‌های آتشفشانی مقدار Hf/Th کمتر از ۳ است، میانگین این نسبت در نمونه‌های منطقه مورد بررسی برابر با ۰/۵۷ درصداست. فعالیت ماگمایی پهنه سنندج – سیرجان طی فرایند فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه ایران مرکزی و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس از دوره تریاس پسین- ژوراسیک پیشین در گستره ۱۸۷ ± ۶ Ma, [۴۳] ۱۹۹±۳۰ Ma, [۴۴]، تا سنوزوئیک میانی ۳۴/۹ ±۰/۱ Ma, [۳]، تشکیل شده است.



شکل ۷ تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آذرین منطقه مورد بررسی: الف) نمودار تفکیک زمین ساختی Zr نسبت به Y [۳۹]، ب) نمودارسه تایی Al_2O_3-MgO -FeO_T [۴۰]، پ) نمودار Yb نسبت به Ta[۴۱]، (MORB: بازالت‌های قوس آتشفشانی VAB و بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) و ت) نمودار Zr-Ti [۴۲].

تبلور جدایشی همراه با هضم و آلایش پوسته‌ای

فرآیندهای تبلور جدایشی همراه با هضم و آلایش پوسته‌ای (AFC = AssimilationFractional Crystallization) در شکل‌گیری ماگمای سنگ‌های منطقه نقش موثری داشته‌اند. نمودار Rb-Rb/Th [۴۵] نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه یک روند خطی با شیب مثبت دارند و فرآیندهای تبلور جدایشی همراه با هضم وآلایش پوسته‌ای بر آنها اثرگذار بوده‌است (شکل ۸ الف). شیب منفی منحنی تغییرات Th–Sc در نمودار مرجع [۴۶]، فرآیند تبلور جدایشی (FC) را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۸ ب). بر پایه این نمودار، آندزیت‌بازالتی و گابرودیوریت‌ها اغلب در بخش‌های بالایی منحنی و با شیب تند قرار دارند، در صورتیکه دیوریت‌ها، آندزیت‌ها، کوارتزمونزونیت‌ها و مونزونیت‌ها در قسمت‌های پایینی منحنی با شیب ملایم متمرکز هستند. این پدیده ناشی از بالا بودن نقطه انجماد و سرعت بالای تبلور جدایشی کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلازهای کلسیمی‌تر در آندزیت‌بازالت‌ها و گابرودیوریت‌ها نسبت به سایر سنگ‌های نامبرده است. نمودار Nb/Yb- Th/Yb [۴۷]، نشان می‌دهد، که نمونه‌های منطقه مورد بررسی در بالای خط Th/Ta=1 قرار داشته و از گستره بازالت-های پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی‌شده (E-MORB) فاصله دارند که نشانگر واکنش‌های بین ماگما و پوسته همسو با فرآیند تبلور جدایشی همراه با هضم و آلایش پوسته‌ای (AFC) هستند (شکل ۸ پ).



شکل ۸ الف) نمودار تبلور جدایشی همراه با هضم وآلایش پوسته‌ای Rb نسبت به Rb/Th [۴۵]، ب) نمودار تبلور جدایشی Sc نسبت به Th [۴۶] و پ) نمودار تبلور جدایشی همراه با هضم وآلایش پوسته ای Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۴۷].

برداشت

سنگ‌های آذرین غرب و جنوب‌غرب رزن، در استان همدان، در غرب ایران و در پهنه سنندج- سیرجان واقع هستند. سنگ‌های آذرین منطقه بیشتر شامل دیوریت، گابرودیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، آندزیت و آندزیت‌بازالتی هستند. بافت اصلی سنگ‌ها دانه‌ای و پورفیری است و کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول هستند. این سنگ‌ها وابسته به سری ماگمایی آهکی قلیایی هستند. در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه، مقادیر عناصر pb، Zr و Rb نسبت به سایر عناصر تغییرات قابل ملاحظه‌ای دارد. محیط زمین-ساختی، گویای وابسته بودن فعالیت ماگمایی سنگ‌های آذرین غرب وجنوب‌غرب رزن به قوس‌های آتشفشانی در یک محیط کرانه فعال قاره‌ای مربوط به مناطق فرورانش است. سنگ‌های حدواسط - بازی منطقه مورد پژوهش در یک محیط فرورانش قوس‌های آتشفشانی کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند. با توجه به پایین بودن نسبی مقادیر Ni (۱۵٪-۴)، Cr (۳۲٪- ۸) و Mgo (۴٫۲۶٪- ۱٫۸۶)، به نظر می‌رسد که در شکل‌گیری این سنگ‌ها مواد پوسته‌ای دخالت داشته‌اند.

قدردانی

از معاونت پژوهشی دانشگاه بوعلی سینا برای پرداخت بخشی از هزینه‌های تجزیه نمونه‌ها سپاسگزاریم.

مراجع

[1] Ahmadi-khalajei A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab H., *"Petrology and geochemistry of granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-sirjan Zone, Western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 29: (2007) 859-877.

[2] Shabbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A.A., Shang C. K. Vousoughi Abedini M., *"Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand Plutonic complex in Sanandaj-sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism"*, Journal of Asian Earth Sciences 39: (2010) 668-683.

[3] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., *"U-Pb dating and emplacement history of plutons in northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran"*, Journal of Asian Earth Science 41(2011) 238-249.

[4] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A.A., *"Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences. 43, (2012) 11-22.

[5] Tavakoli N., Davoudian A. R., Shabanian N., Azizi H., Neubauer F., Asahara A., Bernroider M., *"Zircon U-Pb dating, mineralogy and geochemical characteristics of the gabbro and gabbro-diorite bodies, Boein–Miandasht, western Iran"*, International Geology Review. https://doi.org/10. 1080/00206814. (2019). 1583139.

[6] Moazzen M., Homam S. M., Ghaderi Zafreh A., *" fibrolite formation in the Chahghand gabbrodiorite contact aureole, NE Neyriz, Southern Iran (in Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (2006) 113-128.

[7] Gardideh S., Sepahi A.A., Aliani F., *" Petrology and geochemistry of Moshirabad granitoid body (South Ghorveh-Kurdestan) (in Persian) "* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (2011) 563-580.

[8] Shabani R. A., Davoudi Z., Asiabanha A., *"20th symposium of the Iranian Society of Geological Sciences ",* University of Tehran. September., 6-8 (2016).

[9] Ma L., Wang Q., Wyman D. A., Jiang Z.Q., Yang J. H., Li Q. L., Gou G. N., Guo H. F. *"Late Cretaceous crustal growth in the Gangdese area, southern Tibet:Petrological and Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence fromZhengga diorite–gabbro"*, Chemical Geology 349–350 (2013) 54–70.

[10] Esna-Ashari A., Sarjoughian F., *"Origin of olivine in Molataleb ultramafic rocks and the role of olivine on magma evolution (in Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 1 (2016) 145-154.

[11] Xu H., Zhang J., Wang Y., Liu W., *"Late Triassic alkaline complex in the Sulu UHP terrane: Implications for post-collisional agmatism and subsequent fractional crystallization"*, Gondwana Research 35 (2016) 390–410.

[12] Zeng G., Huang X. W., Zhou M. F., Chen L. H., Xu X. Sh., *"Using chalcophile elements to constrain crustal contamination and xenolith-magma interaction in Cenozoic basalts of eastern China"*, Lithos 258–259 (2016) 163–172.

[13] Molaei Yeganeh T., Torkian A., Sepahi A.A., *"Source and geothermobarometry of the*

[24] Hastie A. R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., *"Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram"*, Journal of Petrology, v. 48, (2007) p. 2341-2357.

[25] Harker A. (1909) *The natural history of igneous rocks"*, Methuen, London, (2002) 384 pp.

[26] Willson M., *"Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach"*, Champman & Hall, New York (1989).

[27] Boynton W.V., *"Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies"*, In: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier", (1984) P. 63–114.

[28] McDonough W.F., Sun S.S., *"The composition of the Earth",* Chemical geolog, V. 120, (1995) P. 223-253.

[29] Kharbish Sh., *"Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro–diorite suite, central Eastern Desert, Egypt",* Chemie der Erde (Geochemistry), V. 70, (2010) P. 257–266.

[30] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Group UK Limited", (1993) 352pp.

[31] Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P., *"The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States"*, Petrlogy 1 (1988) 331–349.

[32] Aliani F., Dadfar S., Maanijou M., Borzoei K., *"Geochemistry and tectonomagmatic sitting of the intrusive rocks in northeast of the Sonqor area, Iran (in Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 2 (2014) 229-242.

[33] Almeida M. E., Macambira M. J. B., Oliveira E. C., *"Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastem Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana Shield"*, Precambrian Rasearch 155(2): (2007) 69-97.

[34] Tankut A., Wilson M., Yihunie T., *"Geochemistry and tectonic setting of Tertiary gabbrodioritic intrusive body, (S- Qorveh – Kurdistan); with emphasis on minerals chemistry (in Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 1 (2017) 153-166.

[14] Sepahi A.A., Najafi Rashed S., Shahbazi H., Maanijou M.,*"Textural and Sr-Nd isotopic evidence of assimilation of pelitic rocks in the Alvand plutonic complex (western Iran) (in Persian)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 3 (2016) 503-514.

[15] Shafeii A., Hoseini A., Ghasemi A., Majidi Fard M., *Explanatory text of kaboodarahang, Geological Quadrangle Map 1:100000 (in Persian)"* , Series Sheet. 5760, Geological Survey of Iran, Tehran (2004).

[16] Alal-Mahabadi S., and Foudazi M., *"Explanatory text of Razan. Geological Quadrangle Map 1:100000 (in Persian)"*, Series Sheet. 5860, Geological Survey of Iran, Tehran (2003).

[17] Vernon R.H., *"A Practical guide to Rock Microstructure"*, Cambridge University press: United Kingdom, (2004) pp. 594.

[18] Shelley D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope: Chapman and Hall"*, University Press, Cambridge (1993).

[19] Cobbing J., *"the geology and mapping of granite batholiths"*, Springer- veralg Berlin Heidelberg (2000).

[20] Nelson S. T., Montana A., *"Sieve- textured Plagioclase in volcanic rocks Produced by rapid decompression"*. American Mineralogist77 (1992) 1242- 1249.

[21] Cox K.G., Bell J. D., Pankhurst R. J., *The interpretation of igneous rocks*. George Allen Unwin, London" (1979).

[22] Middlemost E.A.K., *"Naming materials in the magma igneous rock system"*, Earth-Science Reviews, V. 37, (1994) P. 215-224.

[23] Irvine T. N., Baragar W. R. A., *"Guide to the chemical classification on the common volcanic rocks, Canadian"*, Journal of Earth Sciences. V. 8, (1971) P. 484- 523.

[42] Pearce J.A., *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks (Thorpe, R. S., ed.)*, John Wiley & Sons, New York. (1982) 525–554.

[43] Ahadnejad V., Valizadeh M.V., Deevsalar R., and Rezaei-Kahkhaei M., *Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran*, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen 261: (2011) 61–75.

[44] Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., *Petrochemistry of the SiahKuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction*, Journal of Asian Earth Sciences 30: (2007) 474–489.

[45] Tchameni R., Pouclet A., Penary J., Ganwa A., Toteu S. F., *Petrology and geochemistry of the Ndaoundere Pan-African granitoids in Central north Cameroon: implications for their sources and geological setting*, Journal of African Earth Science 44(5) (2006) 511-529.

[46] Gence S.C., Tuysuz Q., *"Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), Northern Turkey: A geochemical and isotopic approach*", Lithos, V. 118, (2010) P.95–111.

[47] Pearce J.A., *geochemical fingerprinting of oceanic basalt with applicatios to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust*, Lithos 100, (2008) 14- 48.

volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research, V. 85, (1998) P. 285–301.

[35] Machado A., Lima E.F., Chemale J.F., Morta D., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueiredo A.M.G., Alexandre F.M., Urrutia J.L., *Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calk-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica*, Journal of South American Earth Sciences, V. 18, (2005) P. 407-425.

[36] Taylor S.R., Mclennan S.M., *The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*, Blackwell. Oxford (1985).

[37] Thompson R.N., *Magmatism of the British Tertiary province, Scottish*, Journal of Geology, V. 18, (1982) P. 49-107.

[38] Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J., *Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, V. 113, (1993) P. 333-351.

[39] Muller D., Groves D.I., *Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposites*, Ore Geology Reviews V. 8, (1993) P.383-406.

[40] Pearce J.A., Gale G. h., *Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rock, Geological Society, London*, Special Publications, 7(1), (1977) pp. 14-24.

[41] Pearce J.A., Harris N.B., and Tindle A.G., *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*, John of Petrology. (1984) 956–983.