



## سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ‌های ماقمایی منطقه شمال کلاته‌شب (شرق سربیشه)، شرق ایران

فاطمه یاری\*، محمدحسین زربن‌کوب، سیدسعید محمدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۶/۱۷، نسخه نهایی: ۹۸/۱۰/۲۱)

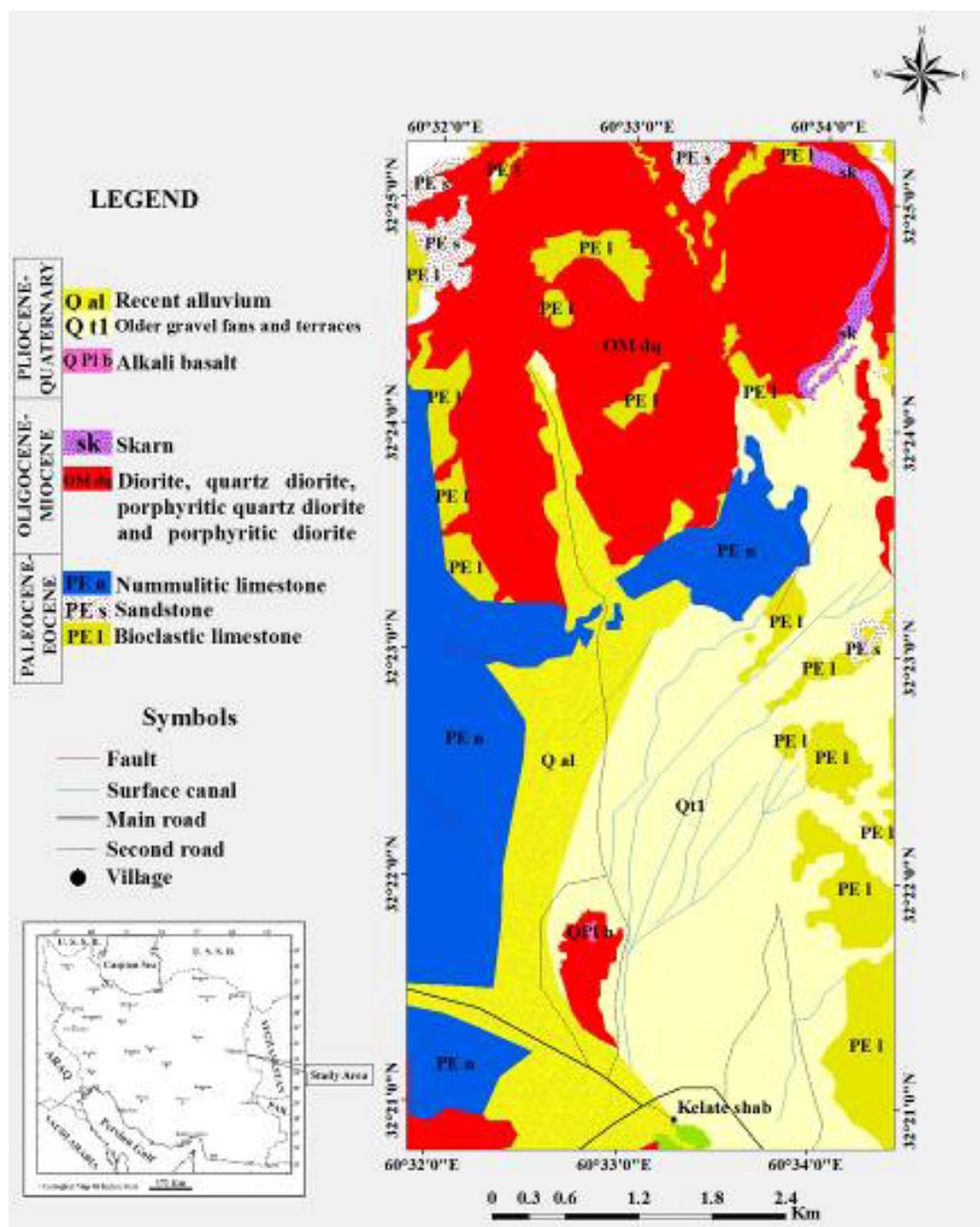
چکیده: منطقه مورد بررسی در ۱۰۵ کیلومتری شرق سربیشه در استان خراسان جنوبی و در پهنه جوش خورده سیستان قرار دارد. سنگ‌های ماقمایی این منطقه به صورت توده‌های عمیق و نیمه عمیق شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز دیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری با سن الیگو میوسن رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های دانه‌ای، پورفیری با زمینه ریزدانه، افیتیک، بین‌دانه‌ای و گلومرپورفیری هستند. کانی‌های سازنده سنگ‌های بررسی شده شامل پلاژیوکلаз، هورنبلند، کوارتز، بیوتیت، کلینوپیروکسن، آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند. ماقمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت آهکی قلیایی پتابسیم پایین است. نمونه‌ها غنی شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سبک و تهی شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین را نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی عناصر P و Nb و ناهنجاری مثبت K و Cs در این نمونه‌ها نشانگر تشابه آن‌ها با فعالیت ماقمایی کمان‌های آتشفسانی است. غنی شدگی در عناصر سنگ دوست بزرگ یون نسبت به عناصر باشدت میدان بالا نشان دهنده ماقمای وابسته به مناطق فرورانش است.

**واژه‌های کلیدی:** کوارتز دیوریت پورفیری؛ کلاته‌شب؛ الیگو میوسن؛ پهنه جوش خورده سیستان.

ریخت شده است که طی بسته شدن اقیانوس سیستان به عنوان باریکه‌ای از اقیانوس نئوتیس که پهنه‌های قاره‌ای افغان و لوت را از هم جدا می‌کرده، در اواخر کرتاسه-پالئوسن جای‌گیر شده است. فعالیت ماقمایی رخ داده در بخش شمالی پهنه سیستان را می‌توان به پنج مرحله کرتاسه پیشین، کرتاسه پسین، ائوسن پیشین، ائوسن میانی-الیکوسن و میوسن-کواترنری تقسیم کرد که هر یک دارای مشخصه‌های زمین‌شیمیایی ویژه‌ای هستند [۳].

### مقدمه

منطقه مورد بررسی در ۱۷۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند، ۱۰۵ کیلومتری شرق سربیشه، در شمال روستای کلاته‌شب قرار دارد. این منطقه به عنوان بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ [۱]، بین طول‌های جغرافیایی  $29^{\circ} 60'$  و  $34^{\circ} 60'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $21^{\circ} 32'$  و  $26^{\circ} 32'$  شمالی در استان خراسان جنوبی و در بخش شمالی زمین درز سیستان [۲] واقع است (شکل ۱). باور کلی بر آن است که پهنه جوش خورده سیستان یک مجموعه بهم افزوده و دگر



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود با تغییرات).

اکسید و ذوب شده است. دایک‌های شمال و غرب زاهدان با سن الیگو-میوسن در مجموعه رسوهای فلیشی با سن اوسن و بخشی نیز در توده گرانیتی کنار مجموعه فلیشی (گرانیت زاهدان) در پهنه زمین درز سیستان بروندز دارند. خاستگاه این سنگ‌ها گوشه‌ای غنی شده و گارنت لرزولیتی بوده است. توده‌های نفوذی جنوب معین آباد (زیرکوه قاین) دارای ماهیت قلیایی ضعیف با آلومینیوم متوسط هستند که در یک موقعیت زمین-ساختمانی کمان ماغمایی کرانه فعال قاره جایگیری کرده‌اند. آثار جدید نشوزن تا کواترنری در راستای کوه

سن سنجی اکلوژیت‌های پهنه سیستان ۷۴ تا ۸۰ میلیون سال را نشان می‌دهد. بررسی‌های زمین شیمیایی و زمین ساختی ماغمایی توده گرانیتوبیدی کوه گپدان با برونزد در فلیش‌های اوسن نشان می‌دهد که پیدایش آن‌ها به احتمال بسیار با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس و برخورد قطعه‌های لوت و سیستان در ارتباط بوده است. سن فعالیت ماغمایی مجموعه آذرین شرق ایران را اوسن تا الیگومیوسن تعیین کرده‌اند و خاستگاه فعالیت آتش‌نشانی با ویژگی‌های نوع کرانه قاره را گوشه بالایی می‌دانند که در اثر آب آزاد شده از فرورانش،

عناصر جزئی و نادر در آزمایشگاه Acme کانادا (کد ۴A4B) انجام شد.

#### زمین‌شناسی منطقه

قدیمی‌ترین واحد سنگی در منطقه شمال کلاته شب ماسه سنگ و سنگ آهک‌های با سن پالتوسون-ائوسن [۱۴] هستند. هجوم توده‌های عمیق و نیمه عمیق الیگومیوسن به این واحدها [۱] باعث کانی‌زایی شده است [۱۵]. دیوریت قدیمی‌ترین واحد آذربین منطقه است که به صورت زبانه، دایک و زینولیت درون توده‌های جدیدتر حضور دارد (شکل‌های ۲ الف و ب). کوارتز دیوریت (OM<sup>dq</sup>) از گسترش بسیاری برخوردار است. بیشتر حجم توده در سمت راست منطقه است (شکل‌های ۲ الف و ب). کوارتز دیوریت پورفیری (OM<sup>pqdq</sup>) به صورت توده‌ای بوده و بیشترین گسترش سمت چپ منطقه را تشکیل داده است (شکل ۲ ت).

دیوریت پورفیری (OM<sup>pd</sup>) به صورت استوک و همچنین به صورت دایک همه فازهای قدیمی منطقه را قطع کرده است (شکل‌های ۲ پ و ت).



شکل ۲ تصاویر روابط صحرایی بین واحدهای سنگی منطقه شمال کلاته شب: (الف) حضور توده دیوریتی بین واحدهای آهک و ماسه سنگ ارغوانی، (ب) حضور زبانه دیوریتی درون واحد آهک منطقه، (پ) حضور توده کوارتز دیوریتی در مرز با توده دیوریت پورفیری و (ت) دایک‌های دیوریت پورفیری در توده کوارتز دیوریت پورفیری.

سرهنگی و کوه فغان در لبه شمالی قطعه های لوت ایران مرکزی، از فعالیت کواترنری سامانه‌های گسلی متمرکز شده است [۱۱-۱۴].

فعالیت ماغمای ائوسن-الیگوسن در بخش شمالی پهنه سیستان به صورت توده‌های عمیق، نیمه عمیق، گدازه‌ای و آذرآواری برونزد نموده [۵] و گاهی باعث کانسسارسازی شده است [۱۲، ۱۳]. نفوذ توده‌های عمیق و نیمه عمیق با سن الیگومیوسن [۱] به درون واحدهای کربناتی در شمال کلاته شب باعث اسکارن‌زایی شده است. در این پژوهش سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده‌های عمیق و نیمه عمیق نام برده بررسی شده و محیط زمین ساختی آن‌ها تعیین شده است.

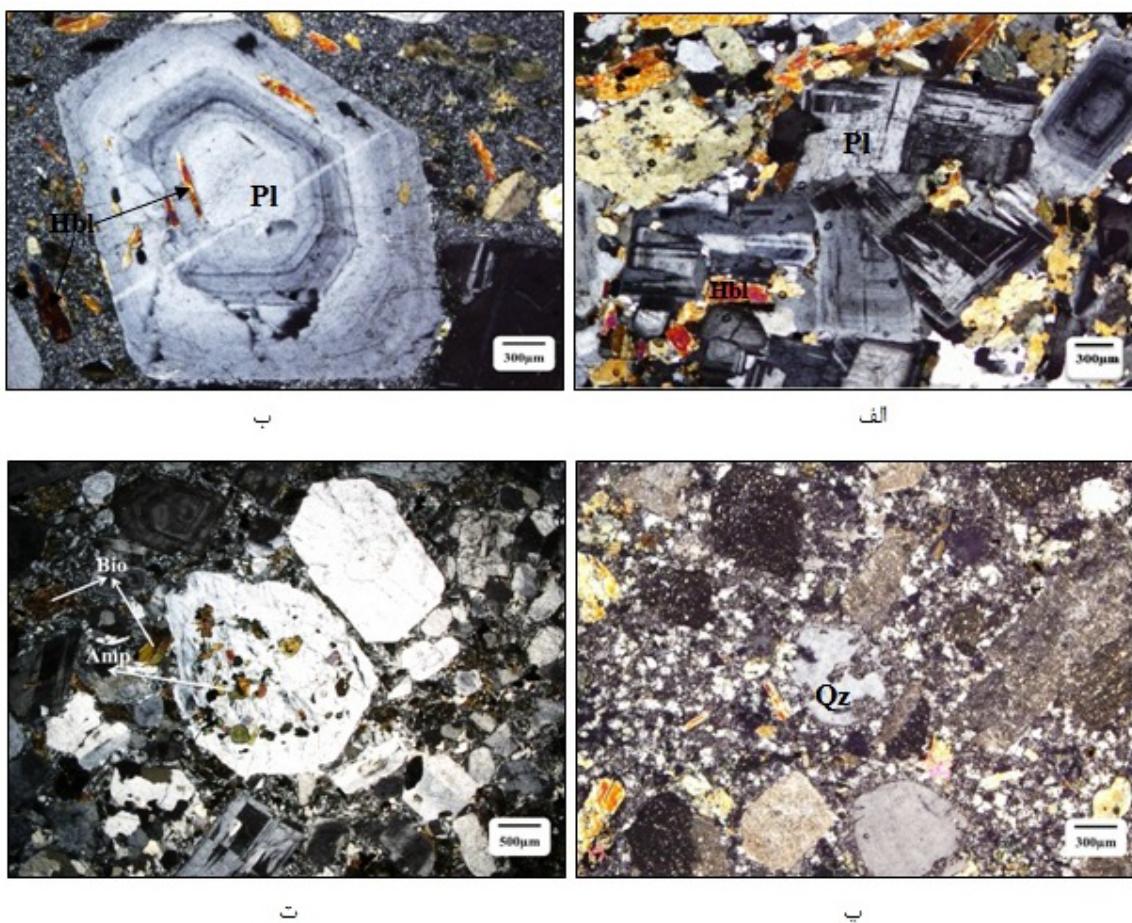
#### روش پژوهش

این پژوهش بر پایه برداشت‌های صحرایی، بررسی ۱۴۰ مقطع نازک و تجزیه شیمیایی ۹ نمونه سنگی با کمترین دگرسانی به روش طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) برای عناصر اصلی و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) برای

کوارتز دیوریت: بافت‌های دانه‌ای، ریزدانه‌ای، بین‌دانه‌ای و پوئی کیلیتیک در این واحد متداولند. بافت پوئی کیلیتیک نشان دهنده تبلور کانی هورنبلندر پیش از پلازیوکلاز است. اگر ماقما دارای آب باشد، آمفیبول پیش از پلازیوکلاز متبلور می‌شود. تنها در فشار بخار آب حدود ۲ کیلوبار و دمای ۹۲۰ درجه سانتی‌گراد، آمفیبول و پلازیوکلاز همزمان متبلور می‌شوند [۱۸]. پلازیوکلازهای شکل‌دار با ماقمل پلی سنتیتیک، پریکلین، آلبیتی و با منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۳ ب) ۷۰ تا ۸۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. منطقه‌بندی نوسانی می‌تواند در اثر تغییر ترکیب طی رشد یک پلازیوکلاز رخ دهد [۱۹]. هورنبلندهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار ۱۰ تا ۲۵ درصد کانی‌های اصلی این سنگ را می‌سازند. کوارتزهای بی‌شکل ۵ تا ۱۰ درصد و بیوتیت‌ها با مقادیر کم (۱ تا ۲ درصد) حضور دارند.

### سنگنگاری

دیوریت: بافت‌های دانه‌ای، ریزدانه‌ای و پوئی کیلیتیک در این واحد سنگی رایج است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلازیوکلاز (الیگوکلاز- آندزین) با ماقمل پلی سنتیتیک، پریکلین (شکل ۳ الف) و در برخی موارد دارای منطقه‌بندی از سازندگان اصلی هستند که ۷۰ تا ۸۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. هورنبلندر مهم‌ترین کانی فرومینیزین این سنگ است که بیشتر شکل‌دار و گاهی نیمه شکل‌دار است و حدود ۱۰ تا ۲۵ درصد در سنگ وجود دارد. مشخصه بیشتر سنگ‌های دیوریتی حضور کانی‌های آبدار مانند هورنبلندر است [۱۷]. بیوتیت نیز به صورت شکل‌دار ۲-۱ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده و کانی‌های رسی، کربنات، کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر از جمله کانی‌های ثانویه در این واحد سنگی هستند.



شکل ۳ الف: حضور پلازیوکلاز با ماقمل‌های پریکلین، پلی سنتیتیک و دارای منطقه‌بندی در دیوریت شمال کلاته شب، ب) منطقه‌بندی نوسانی در پلازیوکلازهای موجود در دیوریت پورفیری، پ) کوارتزهای گردشده و خلیجی در کوارتز دیوریت پورفیری شمال کلاته شب و ت) حضور آمفیبول (هورنبلندر) و بیوتیت در دیوریت پورفیری شمال کلاته شب. تصویرها در نور قطبیده متقاطع، XPL، ثبت شده‌اند. (نشانه‌های اختصاری برگرفته از مرجع [۲۱] هستند: Pl- پلازیوکلاز؛ Hbl- هورنبلندر؛ Qz- کوارتز؛ Bio- بیوتیت؛ Amp- آمفیبول).

صورت شکل‌دار تا حدود ۲۵ درصد حجم درشت بلورها را تشکیل می‌دهند. آمفیبیول‌ها گاهی به کلریت و بیوپیت دگرسان شده‌اند. بیوپیت‌ها تا اندازه‌ای کلریتی شده‌اند (شکل ۳ ت). فراوانی کانی‌های آبدار چون هورنبلند و بیوپیت بیانگر آبدار بودن مagmaی مادر حدوداً ۶۰٪ است [۲۱]. کانی‌های آپاتیت، زیرکن و اسفن فرعی و کانی‌های کدر، کلریت، کانی‌های رسی، کربنات، اپیدوت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت از کانی‌های ثانویه هستند.

### زمین‌شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است [۲۲]. دیده می‌شود که مقدار  $\text{SiO}_2$  در نمونه‌ها از ۵۸,۴۳ تا ۶۵,۹۰ درصد وزنی متغیر است و نمونه‌ها در نمودار سیلیس نسبت به اکسیدهای قلیایی (TAS) [۲۳] در گستره دیبوریت و کوارتز‌دیبوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴). بر پایه نمودار ایروین و باراگار [۲۴]، سنگ‌های عمیق و نیمه عمیق منطقه کلاته‌شب در گستره نیمه قلیایی قرار دارند (شکل ۵). بر اساس نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  [۲۵]، سنگ‌های منطقه در گستره پتاسیم پایین (شکل ۶) هستند. مقدار Rb در نمونه‌های منطقه از ۱۷,۶ ppm تا ۳۲,۳ ppm متغیر بوده که مقدار کم آن نشان دهنده نبود فلدوپار پتاسیم در نمونه‌هاست.

کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده و کانی‌های دگرسانی شامل اپیدوت، کربنات، کانی رسی و کلریت هستند. کوارتز دیبوریت پورفیری: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری، پوئی کلیتیک و گلومروپورفیری هستند. پلازیوکلازهای شکل-دار (الیگوکلاز- آندزین) بیشترین حجم درشت بلورها (۶۰ تا ۸۰ درصد) را تشکیل می‌دهند و دارای ماکل پریکلین، آلبیتی و منطقه‌بندی هستند. هورنبلند ۲۰ تا ۳۰ درصد و بیوپیت ۱ تا ۲ درصد به صورت شکل‌دار هستند. کوارتز به صورت ریز دانه و بی شکل در زمینه و همچنین به صورت درشت بلورهای خلیجی و گرد شده وجود دارد (شکل ۳ پ). خلیج شدگی‌ها در نتیجه خوردگی مagmaی (بازجذب و اتحال) و تاپایداری بلور در برخورد با مذاب ایجاد می‌شوند [۲۰]. کلینوپیروکسن نیز به صورت شکل‌دار کمتر از ۱ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده و کانی‌های ثانویه نیز شامل کانی کدر، کلریت، کانی رسی، کربنات و اپیدوت هستند.

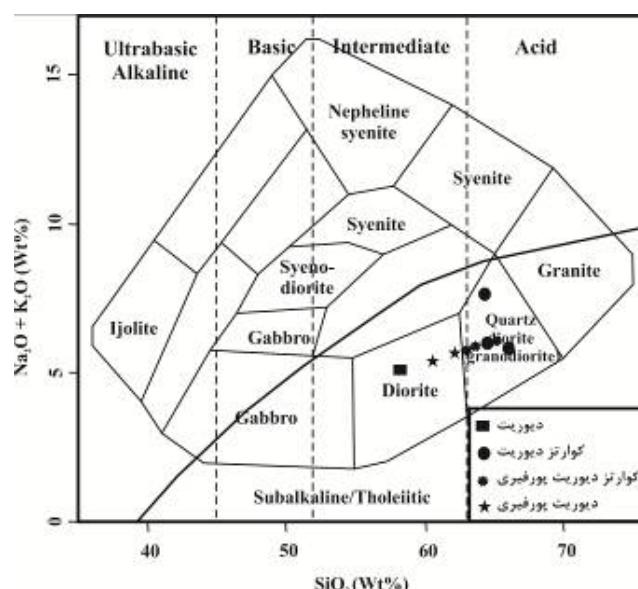
دیبوریت پورفیری: بافت این سنگ‌ها پورفیری، پوئی کلیتیک و گلومروپورفیری بوده و دارای زمینه دانه ریز دربردارنده پلازیوکلاز، کوارتز و هورنبلند هستند. پلازیوکلازها به صورت شکل‌دار بیشتر حجم درشت بلورها (۷۰ تا ۸۰ درصد) را تشکیل داده‌اند. هورنبلند، بیوپیت و کلینوپیروکسن نیز به

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه کلاته شب (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر نادر بر حسب گرم در تن)

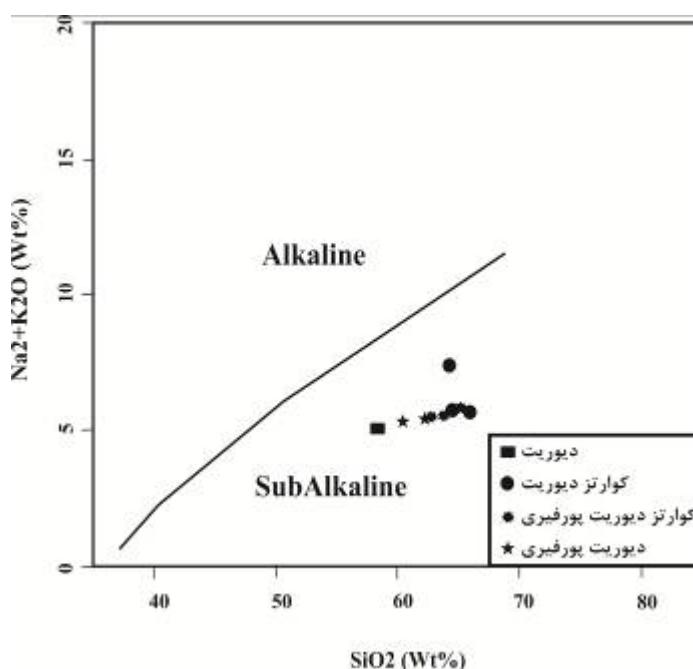
نمونه	013-IR-Y-26	013-IR-Y-28	013-IR-Y-34.1	013-IR-Y-54	013-IR-Y-61	013-IR-Y-70	013-IR-Y-73	013-IR-Y-110	$\text{Mg}^*$
نوع سنگ	کوارتز دیبوریت	دیبوریت	کوارتز دیبوریت	دیبوریت	کوارتز دیبوریت	کوارتز دیبوریت	دیبوریت	کوارتز دیبوریت	کوارتز دیبوریت
موقعیت نمونه	X	۶۰,۰۳۲/۳۵,۹ <sup>۱</sup>	۶۰,۰۲۲/۳۸,۷ <sup>۱</sup>	۶۰,۰۳۲/۹,۶ <sup>۱</sup>	۶۰,۰۳۳/۱۲,۹ <sup>۱</sup>	۶۰,۰۳۳/۲۹,۸ <sup>۱</sup>	۶۰,۰۳۳/۵۱,۰ <sup>۱</sup>	۶۰,۰۲۲/۵۶,۹ <sup>۱</sup>	۶۰,۰۳۴/۴,۳۷ <sup>۱</sup>
	Y	۳۲,۰۲۲/۲۰,۲ <sup>۱</sup>	۳۲,۰۲۲/۲۰,۲ <sup>۱</sup>	۳۲,۰۲۳/۵,۰ <sup>۱</sup>	۳۲,۰۲۴/۵۲,۸ <sup>۱</sup>	۳۲,۰۲۴/۵۱,۲ <sup>۱</sup>	۳۲,۰۲۲/۵۱,۳ <sup>۱</sup>	۳۲,۰۲۴/۱۲,۹ <sup>۱</sup>	۳۲,۰۲۴/۱,۱ <sup>۱</sup>
$\text{SiO}_2$	۶۲,۸۶	۵۸,۴۳	۶۵,۹۰	۶۲,۲۱	۶۵,۱۲	۶۳,۶۴	۶۰,۴۳	۶۴,۵۳	۶۴,۳۱
$\text{TiO}_2$	۰,۴۴	۰,۵۵	۰,۳۴	۰,۴۶	۰,۴۰	۰,۴۵	۰,۵۲	۰,۴۰	۰,۴۵
$\text{Al}_2\text{O}_3$	۱۶,۲۵	۱۶,۱۱	۱۷,۵۰	۱۶,۷۳	۱۶,۴۹	۱۵,۹۰	۱۶,۶۳	۱۶,۵۹	۱۶,۳۹
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{۱}}$	۴,۲۴	۶,۳۶	۲,۹۳	۴,۱۰	۳,۵۳	۴,۲۳	۵,۱۴	۳,۸۲	۳,۹۸
$\text{MnO}$	۰,۰۸	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۹	۰,۰۶	۰,۰۷
$\text{MgO}$	۳,۳۸	۵,۱۰	۱,۸۶	۳,۳۵	۲,۵۰	۳,۴۴	۴,۱۵	۲,۸۸	۳,۰۲
$\text{CaO}$	۵,۱۸	۶,۴۱	۵,۲۹	۵,۳۸	۴,۹۳	۵,۴۶	۶,۲۱	۵,۲۰	۵,۱۹
$\text{Na}_2\text{O}$	۴,۶۶	۴,۱۴	۵,۲۱	۴,۷۴	۵,۱۳	۴,۷۷	۴,۶۶	۴,۹۹	۴,۸۴
$\text{K}_2\text{O}$	۰,۸۴	۰,۸۷	۰,۵۰	۰,۶۸	۰,۷۰	۰,۸۳	۰,۶۶	۰,۷۷	۲,۵
$\text{P}_2\text{O}_5$	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۰۹	۰,۱۳
(L.O.I.) مواد فوار (I)	۱,۸	۱,۶	۰,۲	۱,۸	۰,۹	۰,۹	۱,۲	۰,۵	۰,۷
مجموع	۹۹,۸۴	۹۹,۷۸	۹۹,۸۷	۹۹,۸۱	۹۹,۸۵	۹۹,۸۳	۹۹,۸۱	۹۹,۸۴	۹۹,۸۲

ادامه جدول ۱

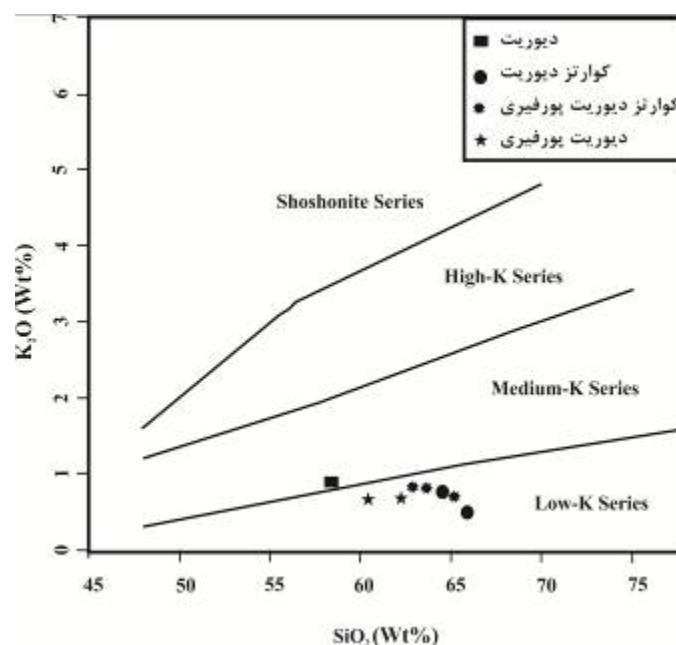
× تجزیه شده توسط محمدی [۲۲] از منطقه مورد بررسی:



شکل ۴ چایگاه نمونه‌های کلاته شب در نمودار سیلیس نسبت به اکسیدهای قلایی (TAS) [۲۳].



شکل ۵ نمودار سیلیس نسبت به اکسیدهای قلیایی برای سنگ‌های کلاته شب [۲۴].



شکل ۶ جایگاه نمونه‌های کلاته شب در نمودار  $K_2O$ - $SiO_2$  نسبت به  $SiO_2$  [۲۵].

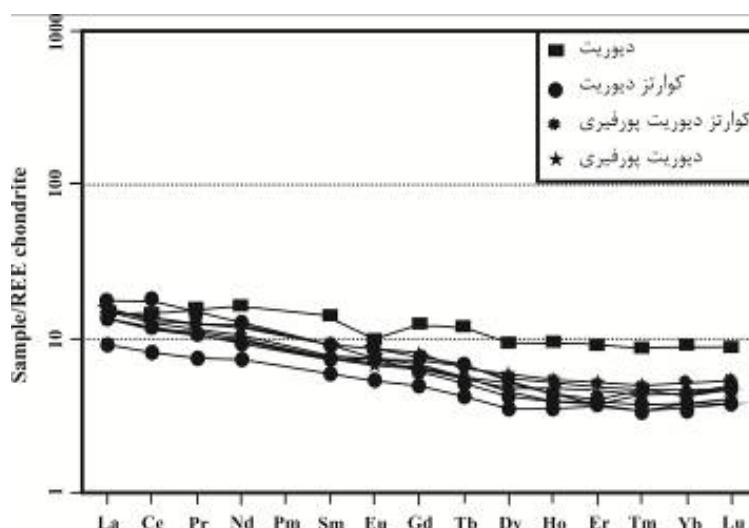
می‌دهد که به علت حضور پلازیوکلاز در ناحیه خاستگاه و یا تبلور جدایشی این کانی است. الگوهای پراکندگی عناصر خاکی نادر در نمونه‌ها به نسبت موازی هستند که نشان دهنده هم خاستگاه بودن همه نمونه‌های است. غنی شدگی LREE نسبت به HREE را می‌توان ناشی از ناسازگارتر بودن LREE نسبت به HREE دانست [۲۸]. عامل موثر دیگر، تشکیل این سنگ‌ها در

در نمودار عناصر خاکی نادر نمونه‌ها بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۶] (شکل ۷)، غنی شدگی نمونه‌ها از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) دیده می‌شود. این شبک کم منفی نشانگر جدایش کم ماغمایی و نبود گارنت در فاز باقیمانده است [۲۷]. همچنین عنصر Eu در برخی نمونه‌ها ناهنجاری منفی نشان

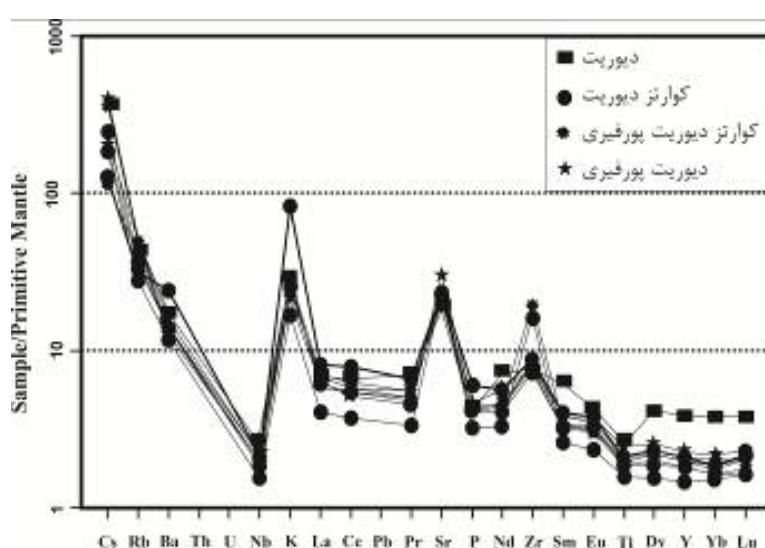
-Cs, Ba, Rb, K) و عناصر ناسازگاری که رفتاری شبیه به آن-ها دارند، چون Th، نسبت به عناصر باشد میدان بالا، (Ti, Nb, Ta, Zr, Y) HFSE گوشه اولیه دیده می‌شود و تفاوت‌های اندک مربوط به تغییر ترکیب کلی سنگ است. غنی شدگی از LILE‌ها نسبت به HFSE‌ها نشان دهنده ماقمای وابسته به مناطق فروراش است [۳۱-۳۵]. احتمال این که HFSE‌ها در فازهایی مانند روتیل یا ایلمنیت وارد شوند بسیار بوده و نشان دهنده وجود رورقه فرورانده شده است [۳۶]. ناهنجاری منفی فسفر در نمونه‌ها می‌تواند نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماقما باشد [۳۷].

ارتباط با فروراش است [۲۹]. همچنین این روند غنی شدگی در LREE نسبت به HREE مشخصه ماقمای تشکیل شده در منطقه فروراش است [۳۰-۳۳].

در نمودار عناصر نادر نمونه‌ها بهنجار شده نسبت به گوشه اولیه (شکل ۸)، ناهنجاری منفی P، Ti و Nb بیانگر جایگاه زمین ساختی وابسته به فروراش و آعشتنگی و آمیختگی ماقمایی با پوسته طی صعود است [۳۴]. ناهنجاری مثبت K و Cs رخداد آلوگی ماقما در پوسته بالایی را تایید می‌کند. مقادیر بالایی Sr در این نمونه‌ها ناشی از فراوانی پلازموکلز در آن‌هاست. غنی شدگی از عناصر سنگدوست بزرگ یون، LILE



شکل ۷ نمودار عناصر خاکی نادر (REE) نمونه‌های کلاته شب بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۶].

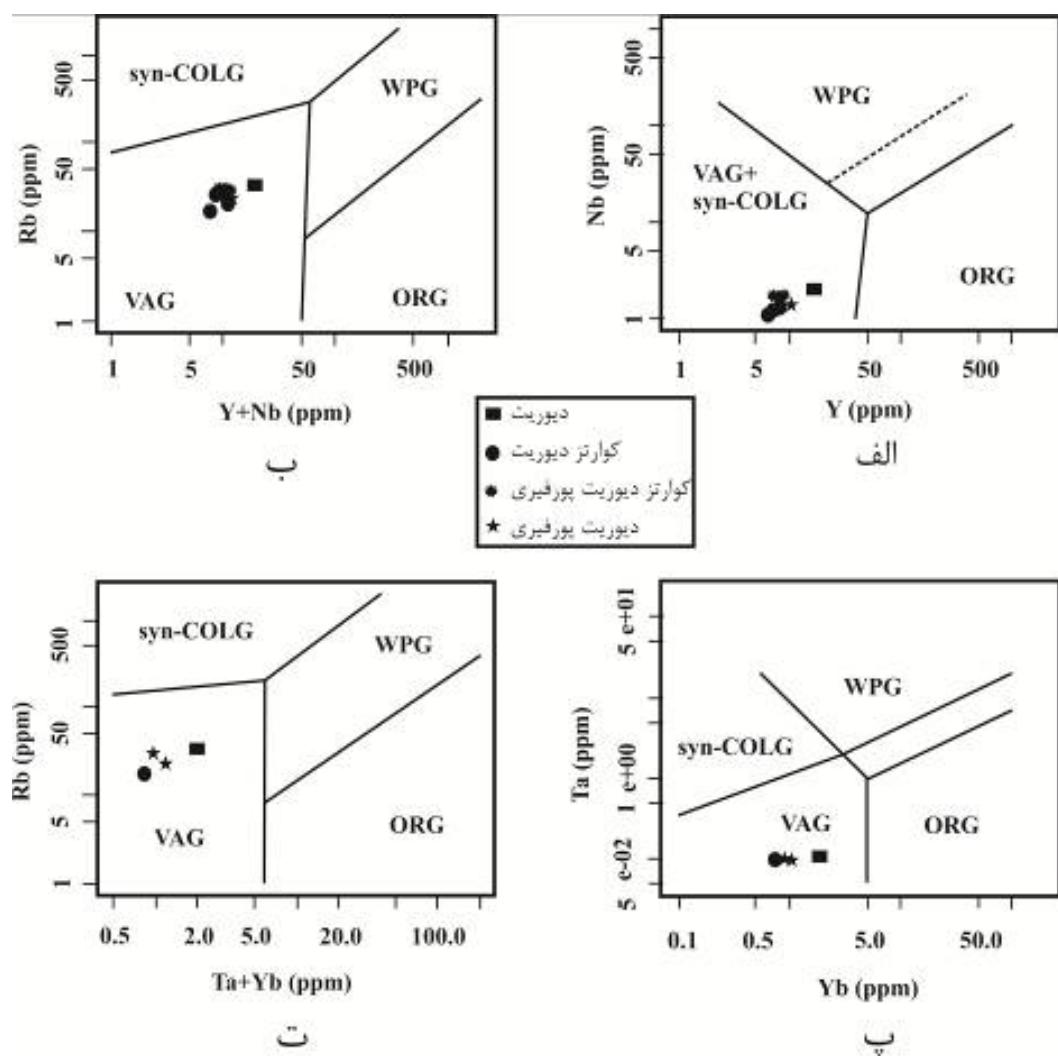


شکل ۸ نمودار عناصر نادر نمونه‌های کلاته شب بهنجار شده با گوشه اولیه [۳۴].

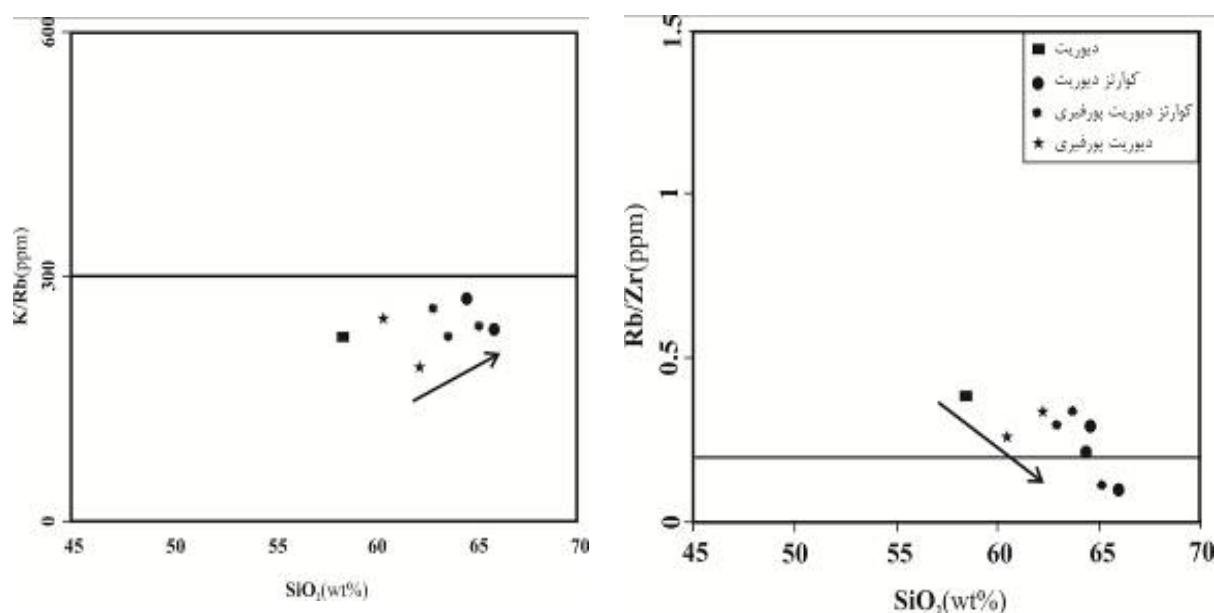
برای مشخص شدن این که سنگ‌های عمیق و نیمه عمیق منطقه دچار آلایش پوسته‌ای شده‌اند یا خیر، از نمودارهای دو متغیره و نمودارهای عناصر کمیاب استفاده شد. از آن جا که این عناصر (Zr, K, Rb) عناصری ناسازگار هستند و نمی‌توانند در ساختار مجموعه درشت بلورهایی چون پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر قرار گیرند، نسبت‌های  $K/Rb$  و  $Rb/Zr$  طی تبلور جدایشی بدون تغییر می‌مانند و اگر تغییراتی در این نسبت‌ها دیده شود، می‌تواند نشانه‌ای از آلایش پوسته‌ای باشد [۴۰]. در سنگ‌های آذرین عمیق و نیمه‌عمیق منطقه مورد بررسی، این نسبت‌ها در تغییر هستند که نشان دهنده نقش آلودگی پوسته‌ای در آن‌هاست (شکل ۱۰).

**خاستگاه و محیط زمین ساختی**  
افزایش نسبت LREE به HREE از نشانه‌های مناطق فروزانش است. ناهنجاری منفی P, Ti و Nb نشانگر شکل گیری سنگ‌ها در منطقه فروزانش است.

نمودارهای پیرس و همکاران [۳۸] بر اساس Nb نسبت به Y,  $Y+Nb$  و Rb نسبت به Ta و  $Yb$  و Rb نسبت به  $Ta+Yb$  به سه گستره تقسیم می‌شوند که در آن‌ها گرانیت‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کمان آتشفسانی (VAG) همراه با گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) قرار می‌گیرند (شکل ۹). بر اساس این نمودارها سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق شمال کلاته شب گرانیت‌های کمان آتشفسانی با ترکیب آهکی قلیایی هستند [۳۹].



شکل ۹ جایگاه سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق شمال کلاته شب در نمودارهای تفکیک کننده گرانیت‌ها [۳۸] گرانیت‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)، گرانیت‌های کمان آتشفسانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) است.



شکل ۱۰ جایگاه نمونه‌های کلاته شب در نمودارهای  $Rb/Zr-SiO_2$  و  $K/Rb-SiO_2$  [۴۰].

در شرق رابر واقع در کمریند آتشفسنایی ارومیه- دختر، حرکت مخزن و بهم خوردن آرامش ماقمایی در این توده پس از دوران آرام ماقمایی عامل پیدایش دو نوع بیگانه سنگ هم خاستگاه بوده است [۴۲].

بیگانه سنگ‌های منطقه شامل انواع آمفیبولیتی و اتوپیت با ترکیب دیوریت هستند. اتوپیتها زاویه‌دار و دارای مرزهای مشخص هستند (شکل ۱۱).

#### بیگانه سنگ

برای توصیف قطعه‌های سنگی بیگانه در سنگ‌های آذرین همگن، از واژه بیگانه سنگ استفاده می‌شود. بیگانه سنگ‌ها از چند ریزن تا چند هزار متر می‌توانند به طور کامل توسط سنگ میزان احاطه شده باشند. آنها اغلب از مجموعه‌ای از کانی‌های مختلف و گاهی فقط از یک کانی ساخته شده‌اند [۴۱]. بیگانه سنگ‌ها (اتوپیت) به دلیل تفاوت رنگ و جنس از سنگ میزان قابل تفکیک هستند (شکل ۱۱).



شکل ۱۱ قطعه‌های دیوریتی درون واحدهای کوارتز دیوریت (الف) و کوارتز دیوریت پورفیری (ب) در قسمت جنوبی توده‌های شمال کلاته شب.

- (*South east of Zahadan*)", Iranian Journal of Petrology, V. 9 , N. 34, (2018), 59-80, (in Persian).
- [8] Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R. and Spell T.L., "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran". Geological Society of America Bulletin, 119(8) (2007), 961-977.
- [9] Biabangard H., Fatameian M., Moridi A.A., Bakhshi Mohabi M.R., "Petrography, geochemistry and tectono-magmatic setting of the dykes of the north and the west of Zahedan (Southeast Iran)", Iranian Journal of Petrology, V. 8 , N. 31, (2017), 147-164, (in Persian).
- [10] Mazhari M.S., Mazaheri S.A., Saadat S., Homam S.M., "Mineralogical and Geochemistry of intrusive rocks south of Moein Abad (East Iran, Zirkouh Qaen)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (1) (2018) 149-160, (in Persian).
- [11] Calzolari G., Della Seta M., Rossetti F., Nozaem R., Vignaroli G., Cosentino D., Faccenna C., "Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran", Tectonics, N.35 (2016), p.76-102.
- [12] Zarrinkoub M. H., Ketabi P., Shiva M., Askari M., "Mineralogy of Haj-Elyas iron deposit, northwest of Nehbandan, East of Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19 (1) (2011) 73-82, (in Persian).
- [13] Nakhaei M., Mazaheri S.A., Karimpour M.h., Stern C.R., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Heydariyan M.R., "Geochronologic,geochemical and isotopic constraints on petrogenesis of dioritic rocks associated with Fe skarn in Bisheh area,Eastern Iran", Arab J. Geosci., (2015) DOI 10.1007/s2517-015-1183-3.
- [14] Shokouhimoghadam N., "Study of Petrography and Sedimentary Environment of Paleocene-Eocene Carbonate Units in Kalate Shir and Kafaz (Southeast Birjand, Eastern Iran)", Master's Thesis, University of Birjand, (2011), 124p (in Persian with English abstract).
- [15] Yari F., "Petrography and geochemistry of subvolcanic rocks related to skarn in north Kalate Shab area (North of Doroh, east of southern Khorasan province)", Master's Thesis, University of Birjand, (2014), 124p (in Persian with English abstract).
- [16] Yari F, Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., "Skarnification in north Kalate Shab area (North

### برداشت

با توجه به ویژگی‌های سنگنگاری و زمین‌شیمی، سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق منطقه شمال کلاته‌شب در گستره دیوریت و کوارتزدیوریت قرار دارند. سنگ‌های منطقه در گستره پتاسیم پایین و آهکی قلیابی هستند. روند غنی شدگی از LREE نسبت به HREE مشخصه ماقمای تشکیل شده در منطقه فرورانش است. ناهنجاری منفی عنصر P و Nb و ناهنجاری مثبت K و Cs در این نمونه‌ها بیانگر تشابه آن‌ها با فعالیت ماقمایی کمان‌های آتشفسانی وابسته به فرورانش است.

### مراجع

- [1] Guillou Y., Maurizot P., Villeon H. de la, "Mahrud geological map, Geological map of Iran, 1:100000 series, Sheet 8154", Geological and mineral survey of Iran" (1981).
- [2] Tirrul R., Bell L. R., Griffis R. J., and Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern Iran G.S.A. Bulletin", vol:84 (1983), p:134-140.
- [3] Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Chung S. L., Mohammadi S. S., "Analysis of Cenozoic magmatism evolution in east of Iran(Nourth part od Sistan suture zone)", University of Birjand, Research and Technology affairs, Birjand, Iran, (2012), (in Persian).
- [4] Bonnet G., Agard P., Angiboust S., Monie P., Jentzer M., Omrani J., Whitechurch H., Fournier M., "Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: The Sistan example (Eastern Iran)", Lithos, N.310- 311 (2018), p.269-287.
- [5] Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., Chu C. H., Lee H. Y., Lo C. H., "Eocene– Oligocene post- collisional magmatism in the Lut– Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications", Lithos, N.180- 181 (2013), p.234-251.
- [6] Kurzawa T., Brocker M., Fotoohi Rad G.R., Berndt J., Lisker F., "Cretaceous high-pressure metamorphism and low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran: Additional temperature estimates for eclogites, geological significance of U-Pb zircon ages and Rb-Sr constraints on the timing of exhumation", Journal of Asian Earth Sciences, N.147 (2017), p.332-344.
- [7] Biabangard H., Noori Sh., "Petrology, geochemistry and origin of Gapdan Granites

- [31] Gill J.B., "Orogenic Andesites and Plate Tectonics", Springer, New York, (1981).
- [32] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Uniwin Hyman, London, (1989).
- [33] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth C.J., Norry M.J. (Eds.), Continental Basalt and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich, (1983), 230-249.
- [34] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins". Saunders. A. D., and Norry. M. J., (Editors), Geological Society of London, London. 42:(1989), 313-345.
- [35] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindale A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984), 956-983.
- [36] Ryerson F.J., Watson E.B., "Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts", Earth and Planetary Science Letters 86, (1987), p:225-239.
- [37] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., "Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis", Lithos 66, (2003), p: 241-273.
- [38] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindale A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Jour. Petro., 25, (1984), 956-983.
- [39] Peacock M.A., Classification of igneous rock series, Journal of Geology, 39, (1931), 54-67.
- [40] Davidson J. P., Ferguson K. M., Colucci M. T., Dungan M. A., "The origin of magmas from the San Pedro-Pellado volcanic Dokhan volcanics complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution", Contribution Mineralogy Petrology, (1986), p: 100-429.
- [41] Didier J, Barbarin B., Enclaves and granite petrology, developments in petrology 13. Elsevier, Amsterdam Gourgaud A., Vincent P.M., 2003, "Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi Volcano, Tibesti, Chad", J. volcan. Geo. Res. 129, (1991), 261-272.
- [42] Rastakhiz M., Arvin M., "Petrography and origin of the anclaves in porphyry diorite, east Rober, 7th Symposium of Geological Society of Iran", Esfahan, Geological Society of Iran, University of Esfahan, (2003) (in Persian).
- of Doroh, Eastern Sarbisheh)", 2nd National Conference of Geology and Exploration of Resources, Shiraz, (2016) (in Persian with English abstract).
- [17] Tusdal R.M., Munizaga F., Williams W.C., Bettencourt J.S., "Middle Proterozoic crystalline basement in the Central Andes. Western Bolivia and Northern Chile: a U-Pb and Pb isotopic perspective. 7o Congreso Geológico Chileno", Concepcion, Actas, II, (1994), 1464-1467.
- [18] Hall. A., Igneous petrology (2nd ed) Longman New York, (1996), 537p.
- [19] Vernon Ron H., "A Practical Guide to Rock Microstructure", Cambridge University Press, (2004), 594 p.
- [20] Midelmost E. A. K., "Magma and magmatic rocks: An Introduction to igneous petrology", Longman Group U. K., (1985), 73-86p.
- [21] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, V:95, (2010), p:185-187.
- [22] Mohammadi A., "Petrography and geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks Gazak area (East of Birjand)", Master's Thesis, University of Birjand, (2014), 124p (in Persian).
- [23] Cox K.G., Bell J.D., & Pankhurst R.J., "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen & Unwin (1979).
- [24] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8, (1971), 523–548.
- [25] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58, (1976), 63–81.
- [26] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry", Elsevier, (1984), 63-114.
- [27] Mattsson H.B., Oskarsson N., "Petrogenesis of alkaline basalts of the tip of a propagating rift: evidence from the Heimaey volcanic center, south Iceland", Journal of Volcanology and Geothermal Research, (2005), 147: 254-267.
- [28] Krauskopf K.P., Bird D.K., "Introduction to Geochemistry", Mc Graw Hill, (1976), 788p.
- [29] Winter J.D., "An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology", Prentice Hall, (2001), 697p.
- [30] Rollinson H., "Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation", Harlow, UK, Longman, (1993), 352 p.