

# ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز سنگ‌های آذرین خروجی کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه، شمال زاهدان، شرق ایران

مهنوش بهجتی<sup>۱</sup>، علی احمدی<sup>۲\*</sup> و حبیب بیابانگرد<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

<sup>۳</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۲/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۹/۱۳

## چکیده

سنگ‌های آذرین خروجی مجموعه آذرین کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه شامل بازالت آلکالن، بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت و تراکیت هستند. در نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$ ، نمونه‌های بازالتی در محدوده شوشونیتی و سایر نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند. همچنین، متوسط نسبت‌های  $La/Yb$ ،  $Rb/Zr$  و  $Cs/Hf$  در بازالت‌های آلکالن و ساب‌آلکالن به ترتیب ۷، ۴۷ و ۶۳ برابر N-MORB است. غنی‌شدگی قابل توجه از عناصر LIL و LRE و فقیرشدگی نسبی از HREE‌ها نشان می‌دهد که گوشته غنی شده‌تر از منشأ OIB بوده و در محدوده پایداری فلوگوپیت و گارنت قرار داشته است. مدل‌سازی ذوب غیرمدال ترکیب منشأ نمونه‌های دارای  $MgO$  بیش از ۶٪ وزنی، بیشترین همخوانی را با ذوب بخشی حدود ۵٪ از مخلوط گوشته‌های فلوگوپیت لرزولیتی و گارنت لرزولیتی به ترتیب به نسبت ۸۰٪ و ۲۰٪ دارد. مدل‌سازی AFC و مقادیر  $Pb$  در برابر  $Pb/Ce$ ،  $Rb$  در برابر  $K/Rb$  با وقوع آرایش در سنگ‌های تفریق یافته تطابق دارد. همچنین، تهی‌شدگی از  $Y$  و افزایش نسبت  $Str/Y$  در سنگ‌های تفریق یافته به علاوه نسبت  $Rb/Nb$  بیش از ۸ با وقوع آرایش پوسته‌ای در این نمونه‌ها مطابقت دارد.

**کلیدواژه‌ها:** ژئوشیمی، ترکیب منشأ، کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه، شمال زاهدان، خاور ایران.

\*نویسنده مسئول: علی احمدی

E-mail: aahmadi@science.usb.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

مجموعه آذرین کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه بخشی از پیکره‌های آذرین واقع در شمال زاهدان است که در امتداد و در خاور گسل امتداد لغز زاهدان (مریدی فریمانی، ۱۳۷۴؛ آقاشاهی اردستانی، ۱۳۸۵) رخ‌نمون یافته‌اند (شکل ۱). این پیکره‌ها به ترتیب از جنوب به شمال مشتمل بر کمپلکس آذرین لار، مجموعه کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه و بازالت حرمتک هستند و علیرغم نزدیکی مکانی و همزمانی نسبی فعالیت‌های آذرین، از دیدگاه سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی تنوع قابل ملاحظه‌ای دارند. مطالعات انجام شده و داده‌های موجود از این واحدهای آذرین بیشتر در منطقه لار و حرمتک متمرکز شده‌اند.

کمپلکس لار واقع در جنوب مجموعه کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه، یک کمپلکس آذرین درونی - بیرونی بوده (باقری و بخشی، ۱۳۸۰) که حاصل دوره‌های متنوعی از ماگماتیسم لامپروفیری آلکالن اولتراپتاسیک و سنگ‌های شوشونیتی همراه است (فرخ‌نژاد، ۱۳۹۰). سنگ‌های تشخیص داده شده در این کمپلکس شامل سنگ‌های لامپروفیری، مونزونیت پورفیری، سینیت پورفیری، لائیت و تراکیت است (فرخ‌نژاد، ۱۳۹۰؛ سلطانیان، ۱۳۹۲). همچنین، بر اساس نتایج کریمی (۱۳۹۰) بازالت‌های حرمتک واقع در شمال مجموعه آذرین ملک‌سیاه‌کوه، غالباً از نوع آلکالن سدیک (آنالسیم‌دار) و برخی دارای ماهیت غنی شده و برخی دیگر فاقد غنی‌شدگی قابل توجه هستند. وی از طریق مدل‌سازی ژئوشیمیایی نشان داد که سنگ‌های منطقه حرمتک حاصل درجات ذوب بخشی متفاوت از یک گوشته ناهمگن است.

Camp and Griffis (1982) سنگ‌های منطقه ملک‌سیاه‌کوه را از نوع آلکالن معرفی کرده‌اند. نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که تنها برخی از سنگ‌های منطقه ملک‌سیاه‌کوه دارای ویژگی‌های سنگ‌های آلکالن هستند و تنوع سنگ‌شناختی موجود در مجموعه‌های لار و حرمتک، در مجموعه آذرین کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه هم وجود دارد. از آنجا که توده‌های ماگمایی مذکور در زون گسلی زاهدان (آقاشاهی اردستانی، ۱۳۸۵) و در امتداد آن قرار گرفته‌اند، می‌توان ارتباط میان فعالیت‌های ماگمایی در منطقه و فعالیت گسل زاهدان را استنباط کرد (فرخ‌نژاد، ۱۳۹۰).

تاکنون داده ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی قابل توجهی از مجموعه آذرین

کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه ارائه نشده و تنها داده‌های موجود، حاصل مطالعات کوهستانیان (۱۳۷۷) و سادات‌حسینی (۱۳۹۲) بر روی سنگ‌های حدواسط و اشباع از سیلیس است. بر اساس مطالعات سادات‌حسینی (۱۳۹۲) که در بخش‌های شمالی ملک‌سیاه‌کوه انجام گرفته، این سنگ‌ها اشباع از سیلیس و دارای ترکیب آندزیتی تا داسیتی هستند. پیش از آن، کوهستانیان (۱۳۷۷) با ارائه داده‌های عناصر اصلی، نتایج مشابهی ارائه کرده است. این پژوهش با هدف تعیین ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین خروجی در منطقه کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه، مطالعه ارتباط ژنتیکی میان آنها و بررسی منشأ سنگ‌های مافیک و میزان مشارکت ترکیبات پوسته‌ای در تکوین آنها صورت گرفته است. از این رو، یافته‌های این پژوهش می‌تواند تکمیل‌کننده نتایج به دست آمده توسط پژوهشگران پیشین باشد.

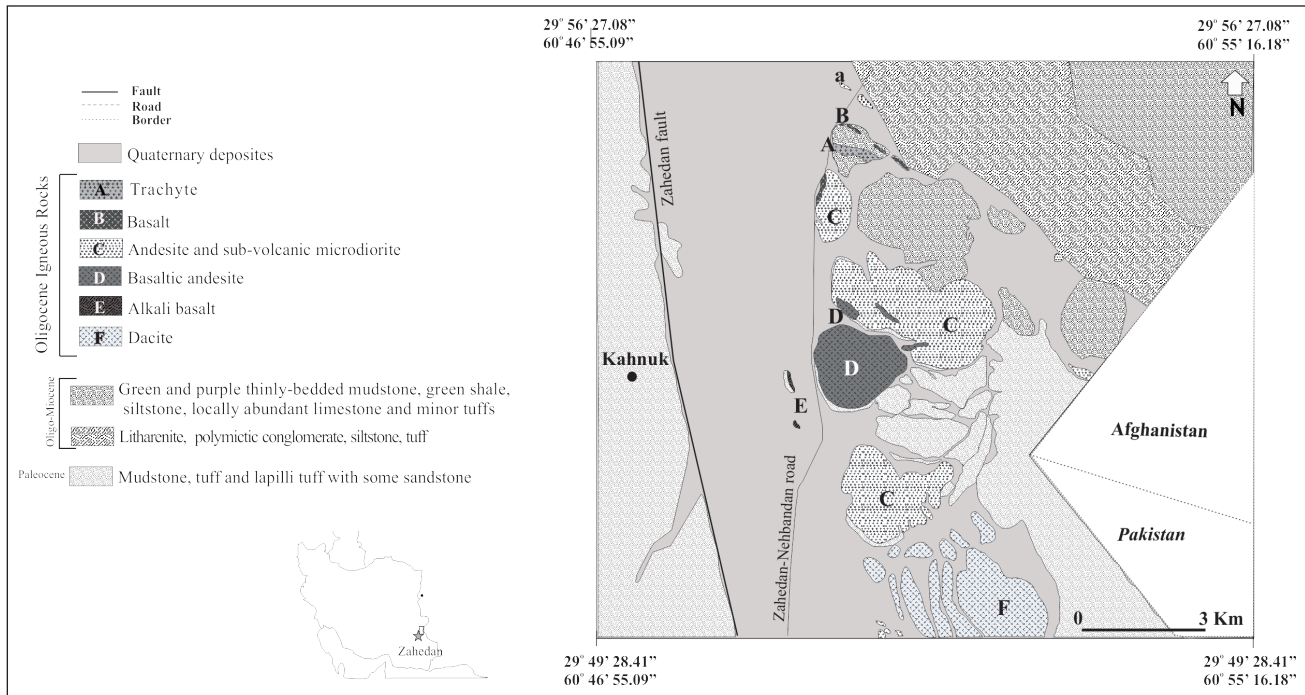
## ۲- زمین‌شناسی

مجموعه آذرین کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه در پهنه زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) واقع شده است. به‌طور کلی، مجموعه کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های تفریق یافته خروجی و نیمه‌عمیق (sub-volcanic) است که عمدتاً به‌صورت گنبد و به ندرت به‌صورت دایک، سیل و سوزن‌های آتشفشانی در شیل، سیلتستون، ماسه‌سنگ و مارن‌های منطقه نفوذ کرده‌اند. به علاوه پیکره‌های بازالتی عمدتاً به‌صورت سیل و دایک در پیکره‌های نیمه‌عمیق و همچنین در میان سنگ‌های رسوبی منطقه قابل مشاهده هستند.

Tirrul et al. (1983) جدایش بلوک لوت از افغان را به کرتاسه بالایی (سنومانین) نسبت می‌دهند که با جایگیری پوسته اقیانوسی و انباشت رسوبات فلیشی همراه بوده است و همچنین شروع فرورانش و بسته شدن آن را در غرب بلوک افغان به کامپاین نسبت می‌دهند. از این رو، شکل‌گیری سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در این پژوهش، در ارتباط با فرایندهای تکنونیک پس از برخورد دو بلوک افغان و لوت شکل گرفته‌اند. بر اساس داده‌های Camp and Griffis (1982)، بخش قابل توجهی از باتولیت زاهدان (گرانیت زاهدان) و کوه لار با مجموعه کوله‌سنگی - ملک‌سیاه‌کوه از نظر

مجموعه آذرین کوله‌سنگی-ملک‌سیاه‌کوه متشکل از ۶ واحد آذرین متمایز است که در نقشه نشان داده شده‌اند (شکل ۱). بر اساس مطالعات میکروسکوپی و نتایج تجزیه‌های شیمیایی، این واحدها در مجموع شامل دایک‌های بازالتی، دایک‌های بازالتی آلکالن، گنبد‌ها و سوزن‌های تراکیتی، آندزیت بازالتی و آندزیت-دیوریت پورفیری و دایک‌های آندزیتی (پروکسن دار) و داسیتی هستند (شکل ۱).

سنی همپوشانی دارد و هر سه پیکره در محدوده سنی ۳۰ تا ۳۲ میلیون سال پیش (الیگوسن پیشین) تشکیل شده‌اند. همچنین، فوران بازالت حرمتک واقع در ۵ کیلومتری شمال ملک-سیاه‌کوه در ۲۸ میلیون سال پیش رخ داده است (Camp and Griffis, 1982) که همپوشانی سنی معنی‌داری با سنگ‌های لار و ملک‌سیاه‌کوه دارد.



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که با توجه به مطالعات صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ زاهدان (Eftekharneshad, 1993) تهیه شده است. ترتیب قرارگیری واحدهای آذرین بیانگر روابط سنی آنها نیست.

### ۳- سنگ‌نگاری

بر اساس مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری، واحدهای سنگی منطقه عمدتاً از انواع خروجی و نیمه‌عمیق (sub-volcanic) هستند، که در این پژوهش، فقط انواع خروجی تجزیه شیمیایی و مطالعه شده‌اند. به‌طور کلی، بازالت‌های مورد مطالعه در این پژوهش دانه‌ریز و به جز مقداری شیشه در زمینه، هولوکریستالین هستند. بازالت‌ها بافت‌های پورفیری، میکروپورفیری و فنوکریست‌های ریزدانه کلینوپیروکسن، الیون و پلاژیوکلاز دارند. بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناختی و ترکیب شیمیایی، دو نوع بازالت متمایز در این منطقه مشاهده می‌شود که مشتمل بر الیون بازالت آلکالن و الیون‌بازالت (Williams et al., 1982) هستند. الیون‌بازالت‌ها که در نمودار شکل ۳-الف در محدوده ساب‌آلکالن (تحولی) قرار دارند، از انواع بازالت توله‌ای هستند و از این پس از آنها با عنوان بازالت ساب‌آلکالن یاد خواهد شد، و الیون‌بازالت‌های آلکالن که از این پس بازالت آلکالن خوانده می‌شوند، همان تراکی‌بازالت در توصیفات (Johannsen (1939) و رده‌بندی اتحادیه بین‌المللی علوم زمین (La Maitre, 2002) هستند (شکل ۴-الف).

در بازالت‌های آلکالن (شکل ۳-الف) فنوکریست‌های الیون (۵ تا ۸ درصد حجمی)، کلینوپروکسن (۱۲ تا ۱۴ درصد حجمی) و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز (۲ تا ۵ درصد حجمی) و کانی‌های اپواک (۱ تا ۲ درصد حجمی) در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، آنالسیم و شیشه قرار دارند. کلینوپروکسن

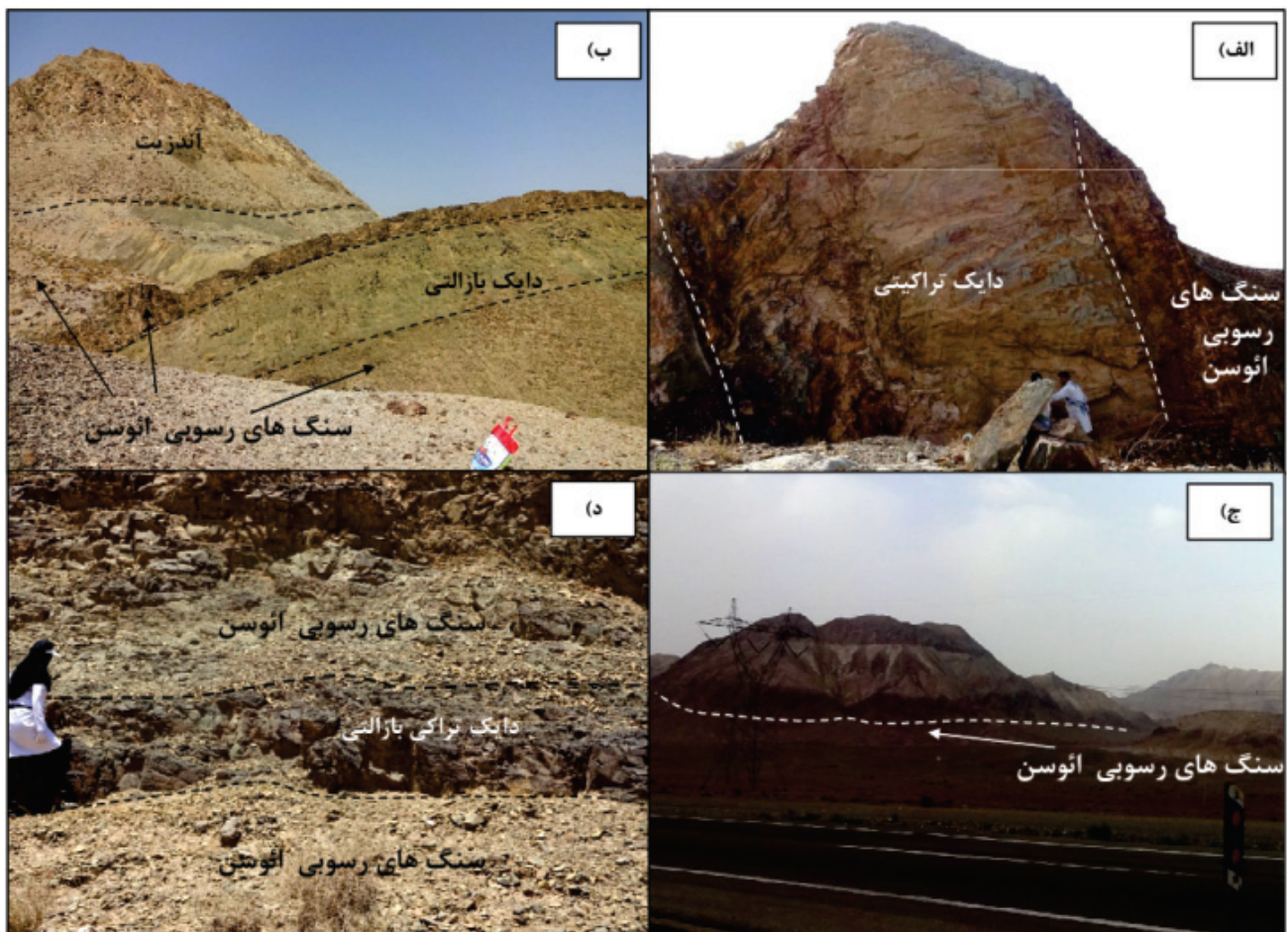
دایک‌های آندزیتی پروکسن‌دار واقع در منتهی‌الیه شمالی نقشه شکل ۱ به نام واحد a، نام‌گذاری و به‌صورت آندزیت نمایش داده شده‌اند. این واحد به رنگ سبز کم‌رنگ و با ضخامت ۳ تا ۴ متر در سنگ‌های رسوبی نفوذ کرده است. دایک تراکیتی، که با نام واحد A در نقشه نشان داده شده، به رنگ سبز تیره، از میان واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی ائوسن سر بر آورده است (شکل ۲-الف). دایک‌های بازالتی به موازات این دایک در سنگ‌های رسوبی منطقه نفوذ کرده‌اند (واحد B، شکل‌های ۱ و ۲-ب). واحد گنبدی تا ستونی شکل C از جنس آندزیتی دگرسان شده و در بعضی نقاط دیوریت پورفیری است. این واحد به رنگ کرم روشن، خاکستری روشن و بنفش در سنگ‌های فلیشی قدیمی نفوذ کرده است. واحد C در نزدیکی پاسگاه کوله‌سنگی به‌صورت گنبدی خاکستری رنگ با یک کمر بند کرم رنگ مشاهده می‌شود (شکل ۲-ج). دایک‌های تیره رنگ بازالتی و دیابازی در این توده نیز نفوذ کرده‌اند. واحد d، به‌صورت گنبدهایی به رنگ بنفش تیره تا روشن مشاهده می‌شود. بر اساس نتایج مطالعات میکروسکوپی و تجزیه‌های شیمیایی این واحد از جنس آندزیت بازالتی است. به علاوه دایک‌هایی از جنس بازالت آلکالن در غرب جاده زاهدان-نهبندان در سنگ‌های رسوبی و به موازات لایه‌بندی آنها نفوذ کرده‌اند (واحد E در شکل‌های ۱ و ۲-د). ضخامت این واحدها تا بیش از ۵ متر می‌رسد. واحد F در نزدیکی پاسگاه کوله‌سنگی قرار دارد و به‌صورت مجموعه گنبدهایی از جنس داسیت است.

از بازالت‌های آلکالن است. زمینه بازالت‌های ساب‌آلکالن فاقد آنالسیم و فلدسپار آلکالن است، و مقداری شیشه و هورنبلند و پلاژیوکلازهای فراوان زمینه را همراهی می‌کنند.

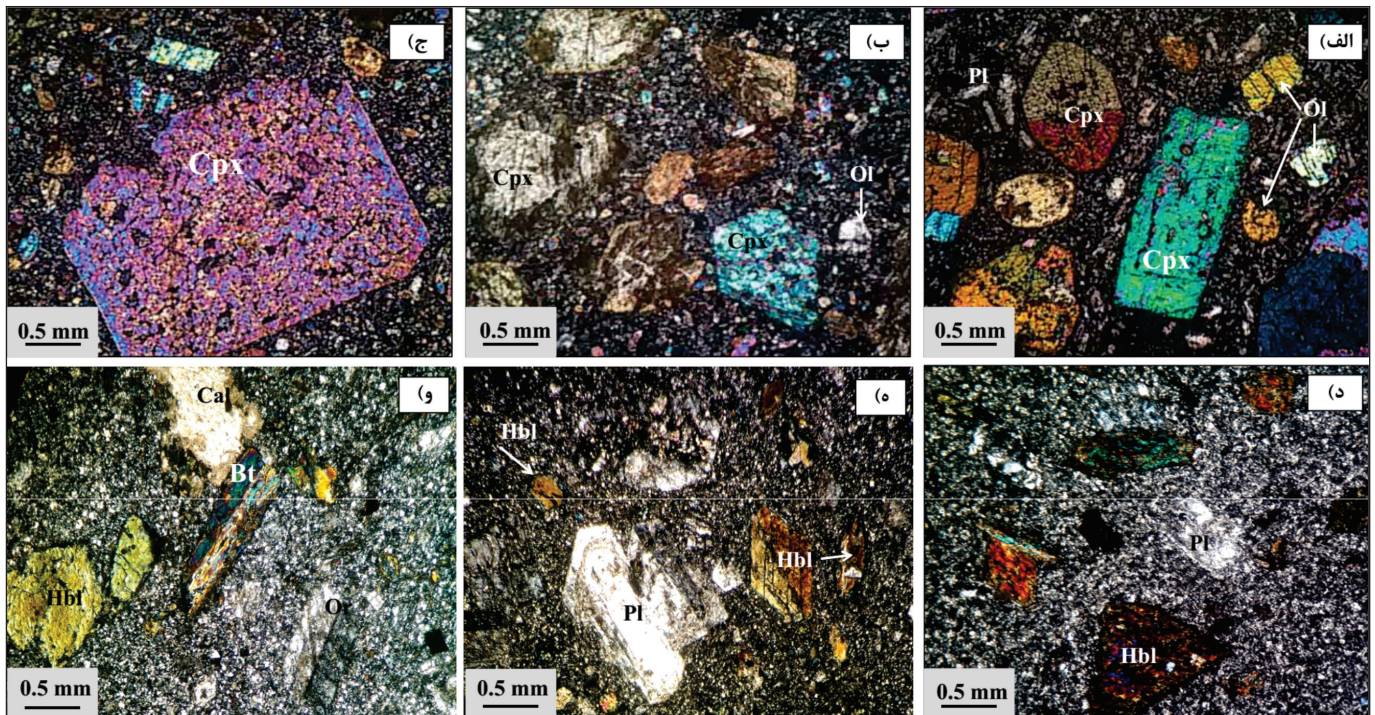
آندزیت‌های بازالتی با فنوکریست‌های هورنبلند، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای متشکل از هورنبلند، پلاژیوکلاز، مگنتیت و شیشه مشخص می‌شوند. آندزیت‌ها دارای مقادیر بیشتری هورنبلند در مقایسه با آندزیت‌های بازالتی هستند. در حالی که مقادیر کلینوپیروکسن آنها کمتر است. هورنبلند و پلاژیوکلاز در آندزیت به صورت فنوکریست (با اندازه کمتر از ۳ میلی‌متر) در زمینه‌ای کریستوکریستالین از شیشه و پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۵) و مجموع فراوانی فنوکریست‌ها در آندزیت‌ها حدود ۷ درصد حجمی است. داسیت‌ها با وجود فنوکریست‌های کوارتز بتا، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر فلدسپار آلکالن و بیوتیت در زمینه‌ای متشکل از کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز و شیشه مشخص می‌شوند. فراوانی فاز فنوکریست در این سنگ‌ها کمتر از ۱۰ درصد حجمی است. تراکیت‌ها دارای فنوکریست‌های فلدسپار آلکالن و بیوتیت (شکل ۳-۶) و در زمینه‌ای از فلدسپار آلکالن، بیوتیت و مگنتیت هستند.

با ابعاد ۱ تا ۳ میلی‌متر و نسبت طول به عرض ۱/۵ فراوان‌ترین فنوکریست این سنگ‌هاست. این کانی در نور عادی به رنگ سبز فاقد چند رنگی مشاهده می‌شود و به نظر می‌رسد دیوپسید و یا اوژیت دیوپسیدی باشد. الیون بدون دگرسانی قابل توجه و دارای ابعاد ۱ تا ۲ میلی‌متر است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها ریزدانه‌تر از الیون و کلینوپیروکسن هستند. در بازالت‌های آلکالن کانی‌های پلاژیوکلاز، مگنتیت، آنالسیم و فلدسپار آلکالن در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. تفاوت عمده بازالت‌های ساب‌آلکالن با بازالت‌های آلکالن در مقدار و شدت آلتراسیون الیون، نوع کلینوپیروکسن و نبود آنالسیم و فلدسپار آلکالن و وجود شیشه در زمینه بازالت‌های ساب‌آلکالن است.

در بازالت‌های ساب‌آلکالن (شکل‌های ۳-ب و ج) فنوکریست‌های الیون، کلینوپیروکسن و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز و مگنتیت در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، مگنتیت، شیشه و هورنبلند قرار گرفته‌اند. کانی الیون گاه به طور کامل دگرسان و به مجموعه‌ای از سرپانتین و ایدینگزیت تبدیل شده است. کلینوپیروکسن در نور عادی بی‌رنگ است و به نظر می‌رسد از نوع اوژیت باشد. محتوای میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز در بازالت‌های ساب‌آلکالن نسبتاً بیشتر



شکل ۲- تصاویر صحرایی از: الف) دایک تراکیتی (دید به سمت شرق)؛ ب) دایک‌های تراکی بازالتی نفوذ کرده در سنگ‌های فلیشی (دید به سمت شرق)؛ ج) گنبد دیوریت پورفیری (دید به سمت شمال شرق)؛ د) دایک تراکی بازالتی نفوذ کرده در سنگ‌های رسوبی آئوسن (دید به سمت شرق).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از برخی نمونه‌های شاخص مورد مطالعه در نور XPL. الف) بازالت آلکالن دارای بافت پورفیری و فنوکریست‌های الیون و کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز؛ ب) بازالت ساب‌آلکالن، دارای بافت پورفیری و فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، آنالسیم در زمینه به صورت بلورهای ایزوتروپ مشاهده می‌شود؛ ج) بافت خلیجی کلینوپیروکسن؛ د) داسیت دارای بافت پورفیری و فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز؛ ه) نمونه تراکیتی واجد فنوکریست‌های بیوتیت، هورنبلند و اورتوکلاز؛ و) آندزیت دارای بافت پورفیری با زمینه ریزدانه و فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز. علامت اختصاری به کار رفته برای کانی‌ها از Kretz (1983) اقتباس شده است.

#### ۴- روش پژوهش

آندزیتی، آندزیت، داسیت و تراکیت به ترتیب برابر با ۵۰/۱۵، ۴۹/۹۸، ۵۶/۱۳، ۶۲/۶۵، ۶۶/۴۸ و ۶۶/۸۵٪ وزنی است.

مقدار متوسط اکسیدهای CaO، MgO، و  $Fe_2O_3$  در نمونه‌های ملک‌سیاه‌کوه به ترتیب در بازه ۱/۴ تا ۱۴/۰۷، ۱۳/۳ تا ۱۲/۱۱ و ۰/۰۹ تا ۱/۴۳٪ وزنی تغییر می‌کند (جدول ۱). همچنین، مقدار  $Al_2O_3$  در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۸/۲۵ تا ۱۶/۳۷٪ وزنی متغیر است (جدول ۱). مقدار  $TiO_2$  و MnO در این سنگ‌ها به ترتیب از ۰/۳ تا ۰/۸۸ و ۰/۰۶ تا ۰/۱۴ و مقدار  $P_2O_5$  در سنگ‌های مورد مطالعه بین ۰/۰۸ تا ۰/۴۸٪ وزنی متغیر است. از میان سنگ‌های بازالت آلکالن، بازالت، بازالت آندزیتی، آندزیت، داسیت و تراکیت مورد مطالعه در نمودار  $SiO_2$  در برابر  $K_2O$  (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل ۴-ب) نمونه‌های بازالتی و بازالت آلکالن در محدوده شوشونیتی، دو نمونه آندزیت بازالتی در محدوده کالک آلکالن پتاسیم بالا و بقیه نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند. نمونه‌های مورد مطالعه همچنین در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971; Kay and Kay, 1994) (شکل ۴-ج) سیر تحولی کالک آلکالن نشان می‌دهند.

مقدار LOI در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۹ تا ۴/۶۴٪ وزنی تغییر می‌کند (جدول ۱) و به‌طور متوسط برابر ۲/۶۴٪ وزنی است. نمونه‌های بازالتی (B2 و B1) بیشترین مقدار LOI را دارند و همراه با افزایش LOI از مقدار Ba، Sr و  $Na_2O$  و به مقدار جزئی  $K_2O$  آنها کم شده است (جدول ۱). در سایر نمونه‌ها روند افزایشی یا کاهش‌ی مشخصی بین مقادیر عناصر و LOI وجود ندارد. کاهش عناصر مذکور همراه با افزایش LOI، در نمونه بازالتی B2 را می‌توان به آلتراسیون مربوط دانست. در مجموع، با توجه به کاهش  $Na_2O$  در دو نمونه بازالتی، که در نمودار شکل ۴-الف بر روی مرز آلکالن و ساب‌آلکالن و دیگری در نزدیکی این مرز واقع شده‌اند، می‌توان در این بازالت‌ها وجود تمایل به سری‌های آلکالن را نتیجه‌گیری کرد.

از میان نمونه‌های برداشت شده از واحدهای مختلف آذرین منطقه کوله‌سنگی و ملک‌سیاه‌کوه، ۷۳ عدد مقطع نازک تهیه شد. با توجه به محدودیت‌های امنیتی مربوط به مناطق مرزی، بخش‌های نمونه‌برداری شده محدود به قسمت شرقی این مجموعه‌های آذرین است. پس از مطالعه مقاطع نازک از نمونه‌های سنگی مجموعه کوله‌سنگی-ملک‌سیاه‌کوه، ۱۴ نمونه آذرین خروجی برای انجام تجزیه‌های شیمیایی انتخاب شد. این نمونه‌ها ابتدا به ابعاد کوچک برش داده و پس از شستشو و خشک شدن پودر شده‌اند. پودر حاصل سپس برای انجام تجزیه به روش XRF و ICP-MS به آزمایشگاه MS-Analytical در ونکوور کانادا فرستاده شده است. مقادیر درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) به دست آمده است. همچنین، داده‌های حاصل از روش ICP-MS برای تجزیه عناصر کم مقدار، شامل تقریباً کلیه عناصر کم مقدار شامل HFSE، LILE، REE، برخی فلزات واسطه و برخی عناصر نیمه فرار است. جدول ۱ نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ‌ها را نشان می‌دهد.

#### ۵- ژئوشیمی

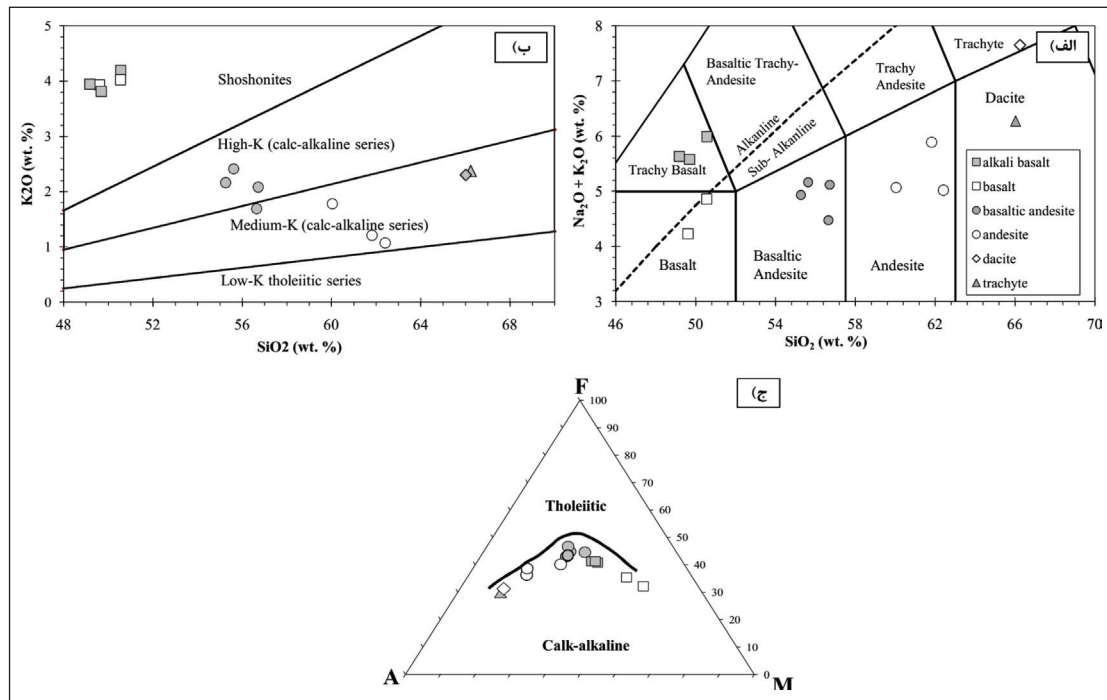
##### ۵-۱. عناصر اصلی و رده‌بندی سنگ‌ها

بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی ۱۴ نمونه از مجموعه کوله‌سنگی-ملک‌سیاه‌کوه، مقادیر  $SiO_2$ ،  $Na_2O$ ،  $K_2O$  در این سنگ‌ها به ترتیب از ۴۹/۳۴ تا ۶۶/۴۸، ۰/۳ تا ۵/۳۳ و ۱/۷ تا ۴/۲٪ وزنی متغیر است و بر اساس رده‌بندی شیمیایی Le Maitre (2002) برای سنگ‌های آذرین بیرونی در محدوده تراکیتی بازالت (بازالت آلکالن)، بازالت، بازالت آندزیتی، آندزیت، داسیت و تراکیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). همچنین مطابق نمودار (Irvine and Baragar (1971) (شکل ۴-الف) سه نمونه X1، X2، و X3 در محدوده آلکالن و دیگر نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند. مقدار متوسط  $SiO_2$  در شش رده بازالت، بازالت آلکالن، بازالت

جدول ۱- داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی به دو روش XRF (بر حسب درصد وزنی) و ICP-MS (بر حسب ppm).

نوع سنگ	بازالت آکالن			بازالت		آندزیت بازالتی			آندزیت			داسیت		تراکیت
	شماره نمونه	X <sub>1</sub>	X <sub>2</sub>	X <sub>3</sub>	b <sub>2</sub>	b <sub>1</sub>	D <sub>12</sub>	F <sub>3</sub>	G	B <sub>1</sub>	B <sub>8</sub>	E <sub>2</sub>	J <sub>2</sub>	A <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub>	49.86	49.34	50.74	49.65	50.64	55.9	55.54	56.94	62.34	62.81	57.04	60.39	66.85	66.48
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.79	0.89	0.49	0.55	0.65	0.55	0.62	0.45	0.42	0.55	0.48	0.35	0.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.11	13.39	13.67	8.25	8.58	16.37	15.84	16.99	16.57	16.9	16.29	15.96	15.22	15.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.4	1.4	1.43	1.3	1.37	1.15	1.26	1.05	0.69	0.87	1.03	0.87	0.09	0.53
FeO*	7.91	7.95	8.13	7.39	7.74	6.5	7.15	5.95	3.89	3.61	5.82	4.91	0.5	2.98
MnO	0.15	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.15	0.07	0.06	0.11	0.11	0.09	0.06
MgO	7.92	7.68	7.6	14.08	11.76	4.25	5.51	3.5	2.1	1.72	3.93	3.52	1.69	1.4
CaO	10.91	11.12	10.52	9.77	10.51	7.31	8.73	7.65	5.27	6.09	7.83	6.99	3.13	4.66
Na <sub>2</sub> O	1.78	1.7	1.81	0.3	0.84	2.76	2.78	2.8	4.72	3.68	3.06	3.31	5.33	4
K <sub>2</sub> O	3.82	3.65	4.2	3.93	4.03	2.42	2.17	1.7	1.22	1.08	2.09	1.79	2.39	2.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.38	0.38	0.39	0.43	0.17	0.22	0.12	0.1	0.08	0.16	0.1	0.06	0.08
LOI	2.04	3.11	1.51	4.64	3.3	2.7	0.9	2.93	3.14	3.15	2.64	2.1	2.39	2.21
Total	99.75	100.62	100.66	100.25	99.71	99.82	100.29	99.99	99.75	99.92	100.01	99.96	100.47	100.10
<b>ICP-MS (ppm)</b>														
Rb	98.33	101.3	112	116.6	113.6	84.3	52.56	66.47	39.23	28.29	75.34	55.2	72.8	71.42
Sr	677.1	696.7	806.7	638.7	881.1	1060	784.3	1094	797.8	845.7	1041	796.4	782.4	686.77
Cs	1.73	2.36	3.94	2.45	3.04	3.9	0.71	1.2	4.85	5.88	2.47	1.41	1.48	1
Ba	1835	1449	2046	1347	1537	1385	1333	1001	1063	1109	1213	1163	1771	1466.5
Pb	19	20	21	21	19	37	12	29	18	21	19	16	23	18
Th	2.684	2.552	4.807	6.05	0.68	5.016	3.96	2.651	2.013	0.572	2.739	1.661	2.2	1.672
U	1.45	1.5	1.47	2.24	2.22	1.41	0.94	1.38	0.92	1.03	1.2	1.02	1.27	1.05
Y	16.65	16	16.09	10.88	11.53	10.6	10.6	10.79	5.3	4.74	10.14	8.46	6.23	5.67
Zr	50	52.5	67.5	53.75	53.75	71.25	45	51.25	45	38.75	52.5	48.75	53.75	51.25
Hf	2.07	2.185	2.3	2.185	2.185	2.645	1.61	2.04	1.725	1.955	2.185	1.955	2.185	2.07
Nb	6.54	6.56	6.56	8.64	8.48	4.80	4.00	3.68	2.72	2.72	4.48	3.84	6.72	4.96
Ta	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.48	0.96	0.32
Ni	8.4	79.8	86.8	451.4	365.4	22.4	40.6	8.4	8.4	5.6	18.2	23.8	7	5.6
Cr	448.1	459	433.3	1679	1590	74.42	191.5	35.38	50.02	24.4	78.08	109.8	41.72	58.56
V	251	251	241	158	186	216	213	184	120	107	211	159	86	78
La	13.58	13.58	13.95	13.95	14.51	12.83	13.86	9.68	7.72	8.09	12	8.46	10.14	8.56
Ce	30.3	30.3	30.6	31.1	31.9	28.5	27.8	16.5	16.5	17.1	26.2	17.5	20.4	16
Pr	3.9	3.93	4.02	3.91	4.09	3.59	3.3	2.66	2.09	2.07	3.23	2.18	2.33	1.85
Nd	17.4	17.4	17	17.2	17.8	14.9	13.6	11.1	9.1	8.9	13.5	8.9	8.8	7.1
Sm	2.61	4.48	4.55	4.14	4.23	3.27	2.98	2.49	2.14	2.05	2.95	2.17	1.78	1.58
Eu	1.34	1.26	1.3	1.03	1.11	0.96	0.91	0.8	0.7	0.68	0.87	0.68	0.58	0.51
Gd	4.01	3.92	3.8	3.06	3.42	2.47	2.55	2.22	1.47	1.34	2.31	1.91	1.38	1.22
Tb	0.67	0.62	0.65	0.51	0.53	0.4	0.4	0.37	0.22	0.2	0.4	0.3	0.22	0.2
Dy	3.36	3.22	3.37	2.33	2.41	2.16	2	2.08	1.11	0.97	2.07	1.55	1.15	1
Ho	0.68	0.64	0.63	0.45	0.47	0.4	0.4	0.41	0.21	0.19	0.4	0.33	0.23	0.2
Er	2.01	1.84	1.88	1.19	1.35	1.18	1.07	1.32	0.6	0.49	1.2	0.99	0.7	0.57
Tm	0.28	0.28	0.28	0.17	0.19	0.17	0.19	0.21	0.07	0.09	0.17	0.16	0.12	0.1
Yb	1.89	1.92	1.95	1.28	1.2	1.24	1.3	1.43	0.57	0.59	1.17	1.01	0.76	0.7
Lu	0.27	0.3	0.26	0.19	0.18	0.19	0.19	0.2	0.1	0.07	0.08	0.18	0.14	0.11

 \*FeO= 0.85Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>



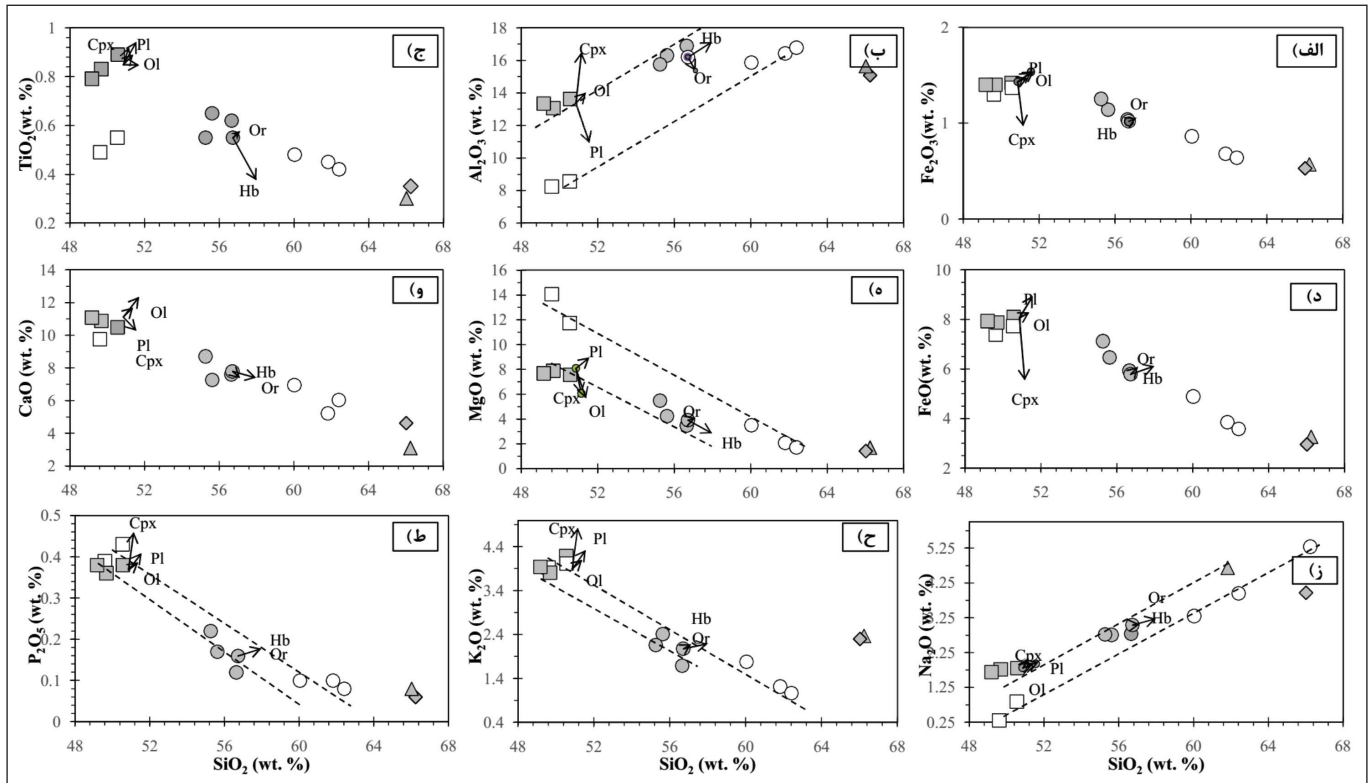
شکل ۴- الف) نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین بیرونی شامل بازالت، تراکی‌بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت و تراکیت بر اساس رده‌بندی (2002) Le Maitre، همراه با رده‌بندی سنگ‌ها به دو گروه آلکان و ساب‌آلکان (Irvine and Baragar, 1971)؛ ب) طبقه‌بندی سنگ‌های بازالتی، بازالت آندزیتی، آندزیت، داسیت، بر اساس درصد وزنی پتاسیم (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ ج) نمودار AFM که روند تحولی کالک آلکان (Irvine and Baragar, 1971; Kay and Kay, 1994) را برای نمونه‌های ساب‌آلکان نشان می‌دهد. علائم به کار رفته برای سنگ‌های تراکی بازالت، بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت و تراکیت در شکل الف معرفی شده است.

## ۵-۲. نمودارهای هارکر

در شکل ۵ نمودارهای هارکر مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه نشان داده شده‌اند. همان‌طور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود به‌طور کلی  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  به تدریج با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  و پیشرفت تفریق کاهش و  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  افزایش می‌یابند. بین نمونه‌های بازالتی آلکان و ساب‌آلکان در اغلب نمودارهای هارکر روندهای افزایشی و کاهشی یکنواختی مشاهده نمی‌شود. مطابق شکل‌های ۵-ب، ج، ه و ز) نمونه‌های بازالت ساب‌آلکان نسبت به بازالت‌های آلکان در نمودارهای هارکر از  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  فقیر و از  $\text{MgO}$  غنی‌تر هستند. در این نمودارها تفریق فازهای مختلف با پیکان‌هایی روی نمودار نشان داده شده است. این پیکان‌ها بر اساس محاسبات موازنه جرمی (Albarede, 1995) و با در نظر گرفتن تفریق ۲۰٪ کلینوپیروکسن، ۱۰٪ پلاژیوکلاز، و ۵٪ الیون از یک نمونه بازالتی مرجع (نمونه X1) و تفریق ۵٪ ارتوکلاز و ۱۰٪ هورنبلند از یک نمونه آندزیتی مرجع (K2) به دست آمده‌اند. این کانی‌ها بر اساس فنوکریست‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه انتخاب شده‌اند. برای انجام این محاسبات ترکیب کانی‌ها از Deer et al. (1996) اقتباس شده است. به علاوه، قرار دادن کلیه سنگ‌های مطالعه شده، اعم از آلکان و ساب‌آلکان، در نمودارهای هارکر صرفاً برای مقایسه روندهای تغییرات عناصر اصلی در سنگ‌های مختلف نسبت به روندهای محاسبه شده برای تفریق کانی‌های در نظر گرفته شده صورت گرفته است.

مطابق شکل ۵، روندهای کاهشی و افزایشی مشاهده شده در نمودارهای هارکر با برآیند پیکان‌های نمایش داده شده مطابقت دارند. مطابق شکل‌های ۵-الف، ج، د، ه و و روند کاهشی مقادیر  $\text{MgO}$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{TiO}_2$  و  $\text{CaO}$  همراه با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  به‌طور کلی با تفریق همزمان کلینوپیروکسن و الیون در بازالت‌ها و تفریق هورنبلند، پلاژیوکلاز و اورتوکلاز در آندزیت‌ها همخوانی دارد. همچنین در نمودار شکل‌های ۵-ب، ه، ز، ح و ط می‌توان دو روند موازی در تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$

$\text{MgO}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  همراه با افزایش  $\text{SiO}_2$  مشاهده کرد که بین بازالت‌های آلکان و آندزیت‌های بازالتی و بین بازالت‌های ساب‌آلکان و آندزیت‌ها قابل مشاهده است (در شکل به صورت خط‌چین نشان داده شده‌اند). رفتار دو نمونه داسیتی و تراکیتی در نمودارهای مذکور با این روندهای موازی تطابق ندارد و به نظر می‌رسد اگر تفریق عامل شکل‌گیری این سنگ‌ها باشد، با ماگمایی یا ویژگی‌های متفاوت از سنگ‌های بازالتی موجود، ارتباط داشته‌اند. در مجموع، با توجه به تنوع قابل توجه سنگ‌ها و کمبود نمونه از انواع گروه‌های سنگی در این پژوهش، نمی‌توان بر اساس نمودارهای هارکر با قطعیت در مورد ارتباط آنها از نظر تبلور تفریقی اظهار نظر کرد. در شکل ۶-الف، الگوی بهنجار شده با ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) عناصر نادر خاکی در متوسط نمونه‌های مربوط به ۶ گروه سنگی مطالعه شده نشان داده شده است. مطابق شکل ۶-الف الگوی کلی تغییرات عناصر REE در این سنگ‌ها غنی‌شدگی عناصر LRE نسبت به HRE را نشان می‌دهد. متوسط نسبت  $\text{La/Yb}$  در بازالت‌های آلکان ۷/۴، بازالت‌های ساب‌آلکان ۱۱/۵، آندزیت‌های بازالتی ۶/۰۳ و در آندزیت‌ها ۷/۴۷ برابر مقدار این نسبت‌ها در ترکیب N-MORB است. نسبت  $\text{La/Yb}$  در نمونه داسیتی و تراکیتی به ترتیب ۷/۹ و ۸/۷ برابر مقدار این نسبت در N-MORB است. همچنین، متوسط نسبت  $\text{La/Sm}$  و  $\text{Sm/Yb}$  در بازالت‌های آلکان به ترتیب ۳/۱ و ۲/۳، در بازالت‌های ساب‌آلکان ۳/۴ و ۳/۴ در آندزیت بازالتی به ترتیب ۲/۹ و ۲/۱ و در آندزیت‌ها به ترتیب ۲/۷ و ۲/۸ برابر مقدار این نسبت‌ها در ماگمای N-MORB است. مقادیر این دو نسبت در نمونه داسیتی به ترتیب برابر با ۳/۷ و ۲/۱ و در نمونه تراکیتی ۳/۹ و ۲/۲ است که در مجموع گویای افزایش تدریجی نسبت LREE/MREE با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در سنگ‌های مورد مطالعه است. همچنین نمودار عناصر RE شکل ۶-الف نشان می‌دهد که متوسط نسبت عناصر LRE/HRE در بازالت‌های آلکان نسبت به بازالت‌های ساب‌آلکان کمتر است.



شکل ۵- نمودارهای هارکر سنگ‌های مورد مطالعه. پیکان‌ها نشان‌دهنده روند تغییرات عناصر اصلی در حین تفریق فازهای مختلف است. توضیحات بیشتر در متن آمده است. خط چین برای نشان دادن روندهای احتمالی تفریق بین گروه‌های سنگی مختلف نشان داده شده است. علائم مشابه شکل ۴- الف است.

### ۳-۵. عناصر نادر خاکی

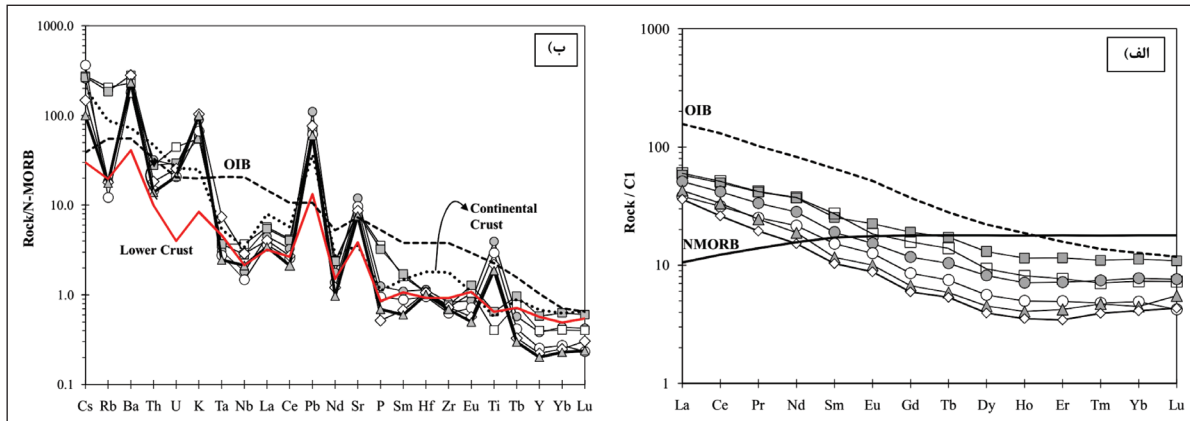
نشان می‌دهند. متوسط نسبت‌های  $Pb/Nb$  و  $Rb/Zr$ ،  $Cs/Hf$  و  $Alkalan$  برابر با  $۴۷/۱$ ،  $۶۳/۴$  و  $۲۹/۹$ ، در بازالت‌های ساب‌آلکالن  $۵۴/۵$ ،  $۶۵/۸$  و  $۲۲/۹$ ، در آندزیت‌های بازالتی  $۳۰/۹$  و  $۴۳/۷$  در آندزیت‌ها  $۲۶/۵$ ،  $۱۰۰/۵$  و  $۵۵/۷$ ، در نمونه داسیتی  $۳۱/۴$ ،  $۲۵/۴$  و  $۳۵/۶$  و در نمونه تراکیتی به ترتیب  $۴۵/۴$  و  $۲۹/۸$  است.

با توجه به نمودارهای REE و عنکبوتی، مشابهت قابل ملاحظه‌ای بین گروه‌های سنگی مورد مطالعه در این پژوهش وجود دارد. در عین حال تفاوت‌هایی به چشم می‌خورد. متوسط نمونه‌های بازالتی آلکالن و ساب‌آلکالن در نمودار عنکبوتی الگوی مشابه دارند و نسبت به سایر نمونه‌های تفریق یافته از عناصر LIL غنی شده‌تر هستند. بنابراین، به نظر می‌رسد نمونه‌های بازالتی حاصل ذوب یک تشکیل‌دهنده گوشته‌ای هستند و نمونه‌های تفریق یافته‌تر علاوه بر منشأ گوشته‌ای، تحت تأثیر ذوب یک ترکیب پوسته‌ای (احتمالاً پوسته تحتانی) تشکیل شده‌اند. تهی‌شدگی بیشتر از عناصر HRE در نمونه‌های تفریق یافته نسبت به نمونه‌های بازالتی می‌تواند در ارتباط با ذوب پوسته تحتانی گارنت‌دار باشد (Gao et al., 2012). همچنین تهی‌شدگی از Y و افزایش نسبت  $Sr/Y$  ( $>۴۰$ ) در آندزیت، داسیت و تراکیت‌های مورد مطالعه، با ذوب پوسته تحتانی گارنت‌دار همخوانی دارد (Chapman et al., 2014). غنی‌شدگی از عناصر  $K$ ،  $Rb$ ،  $Ba$  و  $Cs$  نسبت به OIB در سنگ‌های بازالتی آلکالن و ساب‌آلکالن مورد مطالعه را می‌توان به وجود فلوگوپیت در منشأ گوشته‌ای نسبت داد. چرا که، عناصر LILE نه در کانی‌های پریدوتیت منشأ وجود دارند و نه در کانی‌های گروه آمفیبول گوشته‌ای (پارگازیت و ریبیکیت) تمرکز می‌یابند (Rollinson, 1996). همچنین، تهی‌شدگی از عناصر HRE نسبت به OIB می‌تواند با حضور گارنت در منشأ این سنگ‌ها مرتبط باشد.

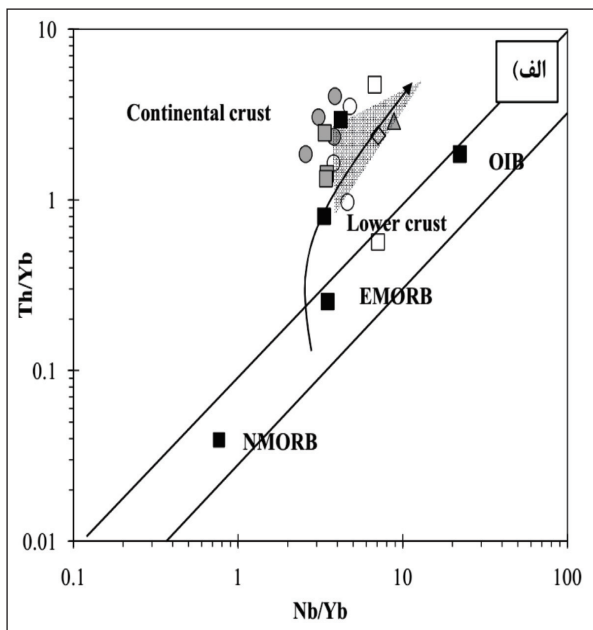
آتومالی یورپیم در بازالت‌های آلکالن و ساب‌آلکالن و بازالت‌های آندزیتی بین  $۰/۸۴$  و  $۱/۲۶$  تغییر می‌کند و به‌طور متوسط برابر با  $۰/۹۷$  است که نشان‌دهنده عدم جدایش قابل توجه پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه است. آتومالی یورپیم در آندزیت‌ها، نمونه داسیتی و تراکیتی مشابه سنگ‌های بازالتی بوده و مقدار متوسط آن در این سنگ‌ها تقریباً مشابه یکدیگر و به ترتیب برابر  $۱/۰۷$ ،  $۱/۰۹$  و  $۱/۰۹$  است. آتومالی Eu نزدیک به ۱ در این سنگ‌ها نشان‌دهنده عدم وقوع تفریق قابل توجه پلاژیوکلاز در سنگ‌های تفریق یافته (Bau, 1991; Rollinson, 1996) و در عین حال بازتاب مقادیر اندک تفریق پلاژیوکلاز است. به علاوه، تهی‌شدگی نسبی از MREE به ویژه در آندزیت‌ها، داسیت و تراکیت مورد مطالعه با تفریق کلینوپیروکسن و به ویژه هورنبلند همخوانی دارد (Davidson et al., 2007).

### ۴-۵. نمودارهای عنکبوتی

شکل ۶- ب نمودار عنکبوتی به‌نحی که با ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989) را برای متوسط نمونه‌های مربوط به ۶ گروه سنگی مطالعه شده نشان می‌دهد. در نمودار چندعنصری به‌نحی که نسبت به ترکیب N-MORB عناصر متحرک در سمت چپ به ترتیب افزایش نامازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند و عناصر نامتحرک در سمت راست به ترتیب افزایش نامازگاری از راست به چپ قرار داده شده‌اند. چنان که در شکل ۶- ب مشاهده می‌شود، تمامی سنگ‌های مطالعه شده در مجموع از عناصر کمیاب سبک و نامازگار (LILE) غنی‌شدگی و از HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها نسبت به OIB (Sun and McDonough, 1989) از عناصر  $K$ ،  $Pb$ ،  $Sr$  و  $Ti$  به‌طور قابل توجهی غنی‌شده‌تر هستند و الگوی مشابه پوسته قاره‌ای (Rudnick and Gao, 2003) نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها عناصر  $Zr$  و  $Nb$ ،  $Sr$  نسبت به عناصر LIL تهی‌شدگی



شکل ۶- الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) در سنگ‌های منطقه کوله‌سنگی-ملک‌سیاه‌کوه، در متوسط ۶ رده سنگی بازالت آلکالن، بازالت ساب‌آلکالن، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت و تراکیت؛ ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989) در سنگ‌های محدوده کوله‌سنگی-ملک‌سیاه‌کوه در ۳ رده سنگی مذکور. ترکیب N-MORB به عنوان یک ترکیب بازالتی شناخته شده و OIB به عنوان یک بازالت غنی شده، به علاوه ترکیب پوسته تحتانی و قاره ای (Rudnick and Gao, 2003) در شکل برای مقایسه گنجانده شده اند. علائم مشابه شکل ۴- الف هستند.



شکل ۷- نمودار تغییرات Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008). پیکان خمیده جهت تغییرات این نسبت‌ها را در اثر فرایند AFC نشان می‌دهد.

### ۷- آرایش پوسته‌ای

از آنجا که سنگ‌های مورد مطالعه شواهد تفریق نشان می‌دهند، امکان آرایش پوسته‌ای در این سنگ‌ها وجود دارد. از این رو، نتایج مطالعه آرایش ماگمای اولیه با پوسته قاره‌ای در ادامه مورد بحث قرار گرفته است. در این پژوهش مدل‌سازی AFC بر اساس روابط ارائه شده توسط De Paolo (1981) برای نمونه‌های تفریق یافته به آزمون گذاشته شده است. در این نمودارها تنها نمونه‌های غیر بازالتی شامل آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت و تراکیت نمایش داده شده‌اند. نمودارهای

### ۶- تحولات ماگمایی و پتروژنز

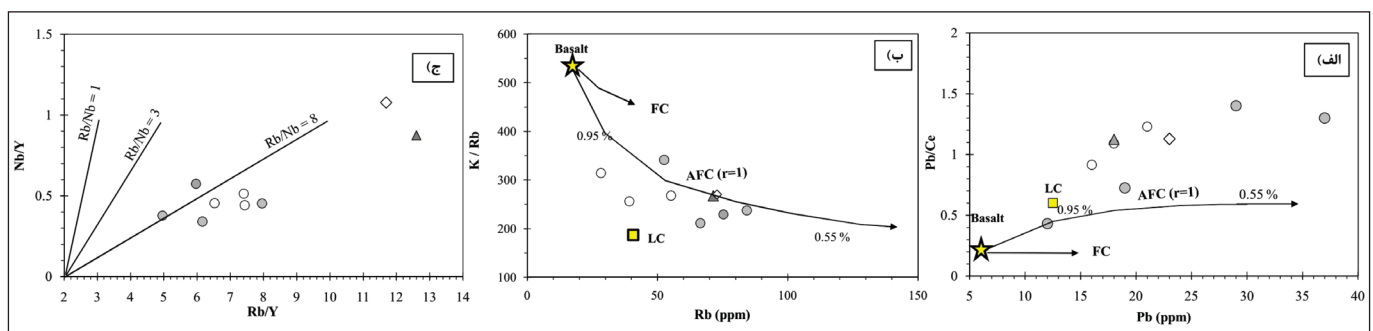
به‌طور کلی، وجود الگوی غنی شده LREE/HREE و LILE/HFSEها در سنگ‌های آذرین نواحی مختلف تکنونیک به غنی‌شدگی منشأ، درجه ذوب بخشی کم و آرایش با مواد پوسته‌ای نسبت داده می‌شود (Pearce, 2008; White, 2013). الگوی تغییرات عناصر در نمودارهای REE و عنکبوتی در بسیاری از سنگ‌های آلکالن مشابه ماگماهای نوع OIB است (Niu, 2008; Doroozi et al., 2018). این نوع الگوها در سنگ‌های آلکالن به غنی‌شدگی گوشته لیتوسفری به وسیله مذاب‌های غنی شده حاصل از درجات کم ذوب بخشی از گوشته استوسفری و یا اختلاط ماگماهای حاصل از ذوب گوشته لیتوسفری و استوسفری (Aldanmaz et al., 2006; Niu, 2008) نسبت داده می‌شوند. به علاوه، درجه پایین ذوب بخشی گوشته غنی شده (Kay and Cast, 1973; Nelson et al., 1995; Kosler et al., 2009) متاسوماتیزم گوشته‌ای و شکل‌گیری رگه‌های غنی از هورنبلند در گوشته و یا گوشته فلوگوپیت‌دار (Fitton, 1987; Nono et al., 1994; Niu, 2008) و درجه ذوب بخشی پایین در مناطق کششی (Wilson and Downes, 1991; Paton, 1992; Aldanmaz, 2002)، بدون وقوع آرایش و یا همراه با آرایش پوسته‌ای (Kheirkhah et al., 2015) در شکل‌گیری این سنگ‌ها موثر دانسته شده است.

شکل ۷ نشان‌دهنده نسبت‌های Nb/Yb در برابر Th/Yb در نمونه‌های مورد مطالعه، OIB، NMORB، EMORB، پوسته قاره‌ای و بازالت‌های آلکالن است (Pearce, 2008). در این نمودار افزایش نسبت Th/Yb همراه با افزایش نسبت Nb/Yb در اثر غنی‌شدگی گوشته و آرایش ماگما به ترکیبات پوسته‌ای در نظر گرفته شده است (Pearce, 2008). نمونه‌های مورد مطالعه در بالای آرایه MORB-OIB، در محدوده ترکیب پوسته قاره‌ای و نزدیکی محدوده آلکالی‌بازالت‌ها واقع شده‌اند. چنانکه از این نمودار بر می‌آید، سنگ‌های مورد مطالعه در این پژوهش دارای ماهیت بسیار غنی شده هستند. غنی‌شدگی در این سنگ‌ها می‌تواند در اثر بازیافت مواد پوسته‌ای و غنی‌شدگی گوشته و یا در اثر آرایش پوسته‌ای باشد که مورد اول را می‌توان مهم‌ترین عامل در شکل‌گیری ماگماهای بازالتی آلکالن و ساب‌آلکالن این منطقه دانست. همچنین اثر فرایند آرایش پوسته در شکل‌گیری سنگ‌های تفریق یافته با توجه به روند AFC محاسبه شده در این نمودار (Pearce, 2008) قابل مشاهده است.



شکل های ۸- الف و ب مدل سازی AFC (De Paolo, 1981) را به ترتیب با استفاده از مقادیر Pb در برابر Pb/Ce و مقدار Rb در برابر K/Rb نشان می دهند. این دو نمودار با فرض برابر بودن نرخ تفریق و آلیایش ( $r=1$ )، رسم شده اند. ترکیب آلاینده در هر دو نمودار، معادل پوسته زیرین (Taylor and McLennan, 1995) در نظر گرفته شده است. در نمودار شکل ۸- الف مقدار pb در برابر Pb/Ce در نمونه های تفریق یافته رو به افزایش و تقریباً مشابه روند AFC محاسبه شده است، بنابراین می توان از این نمونه ها آلیایش را استنباط کرد. همچنین، در نمودار Rb در برابر K/Rb، (شکل ۸- ب) آندزیت بازالتی، آندزیت و داسیت در روندی مشابه مدل AFC محاسبه

شده تغییر می کنند که بر وقوع آلیایش همراه با تفریق دلالت دارد. نمودار شکل ۸- ج نسبت Rb/Y در برابر Nb/Y (Chazot and Bertrand, 1995; El-Bialy, 2010) را نشان می دهد. در این نمودار، با افزایش نسبت Rb/Y در آندزیت ها و داسیت ها نسبت Nb/Y افزایش می یابد. بنا بر نظر Chazot and Bertrand (1995) اگر نسبت Rb/Nb در سنگ های تفریق یافته بیش از ۳ باشد، نشان دهنده وقوع آلیایش است. چنان که در این شکل مشاهده می شود، نمونه های تفریق یافته مورد مطالعه Rb/Nb بیش از ۸ دارند که می تواند بر وقوع آلیایش در هنگام شکل گیری این سنگ ها دلالت داشته باشد.

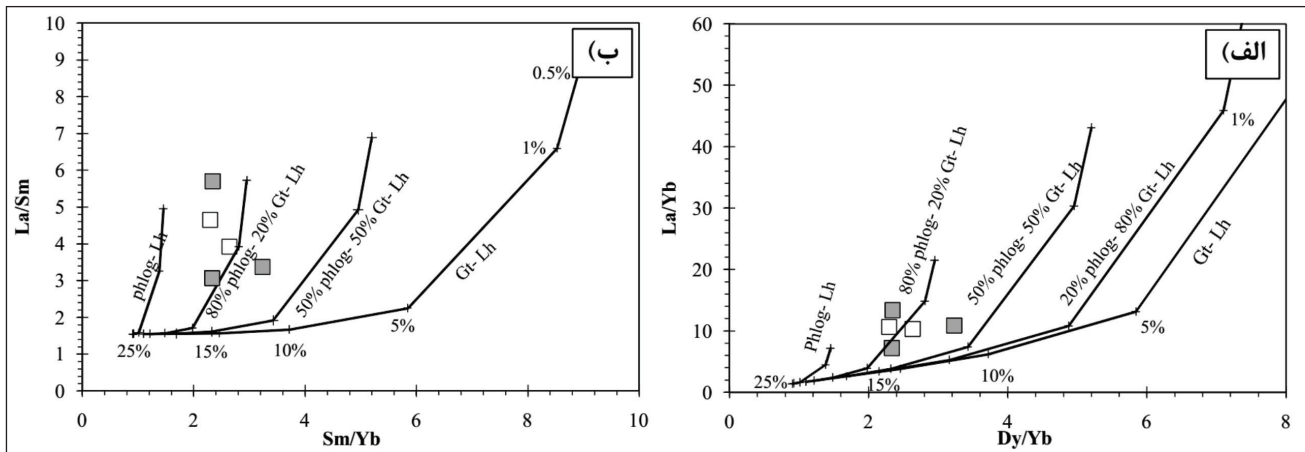


شکل ۸- نمودارهای آلیایش پوسته ای، نمودار الف) نمودار تغییرات Pb در برابر Pb/Ca نشان دهنده مدل سازی AFC (El-Bialy, 2010)؛ ب) نمودار تغییرات Rb در برابر K/Rb نشان دهنده مدل سازی AFC (De Paolo, 1981). ترکیب بازالتی مرجع در این مدل یک بازالت اولیه واجد Pb و Ce برابر با ۶ و ۲۹/۸۰ ppm در نظر گرفته شده است (فیروز کوهی، ۱۳۹۶). مقادیر ماگمای باقیمانده در مدل AFC بین ۹۵٪ تا ۵۵٪ متغیر است. ترکیب پوسته آلاینده معادل پوسته زیرین (Taylor and McLennan, 1995) در نظر گرفته شده است؛ ج) تغییرات Rb/Y در برابر Nb/Y که نشان دهنده نسبت Rb/Nb بیش از ۸ در نمونه های مورد مطالعه است (Chazot and Bertrand, 1995). در این شکل تنها نمونه های تفریق یافته آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت و تراکیت نشان داده شده اند. علایم استفاده شده برای سنگ های مورد مطالعه مشابه شکل ۴- الف است. همچنین، مربع زرد رنگ نشان دهنده ترکیب پوسته زیرین (LC)، ستاره زرد رنگ نشان دهنده ترکیب بازالتی مرجع هستند.

## ۸- مدل سازی فرایند ذوب گوشته

بازالت مناسب ترین سنگ جهت مدل سازی ذوب گوشته ای به شمار می رود. زیرا با داشتن MgO بیش از ۸٪ وزنی، اولین ماگمای حاصل از ذوب گوشته محسوب می شود (Wilson, 1989; White, 2013). همچنین، بازالت های دارای MgO بیش از ۶٪ وزنی کمترین میزان تحولات ماگمایی را تحمل کرده اند (Plank and Langmuir, 1993). از میان نمونه های مورد مطالعه، نمونه های بازالتی آلکالن و ساب آلکالن که بیشترین میزان MgO و در نتیجه شباهت بیشتری به ماگمای اولیه دارند، برای مدل سازی گوشته منشأ مورد استفاده قرار گرفته اند. برای یافتن ترکیب احتمالی گوشته از روش ذوب بخشی غیر مدال (Shaw, 1970) استفاده شده است. در این محاسبات، مدل سازی با استفاده از مقادیر Pi (Ozdemir and Gulec, 2014) و Di (McKenzie and O'Nions, 1991) پیشنهاد شده برای گارنت و فلوگوپیت لرزولیت انجام و منحنی های ذوب برای این دو نوع گوشته ترسیم شده است. چرا که شکل گیری ماگماهای آلکالن غالباً به ذوب بخش های عمیق گوشته (بیش از ۶۰ کیلومتر) (Skewes and Stern, 1979) رخساره گارنت لرزولیتی است. ذوب بخشی درجه پایین از گوشته فلوگوپیت دار

(Wilson and Downes, 1991) نسبت داده شده و گوشته در چنین اعماقی دارای رخساره گارنت لرزولیتی است. ذوب بخشی درجه پایین از گوشته فلوگوپیت دار



شکل ۹- الف) منحنی ذوب مرحله‌ای غیرمدال (Shaw, 1970) برای نمونه‌های بازالتی در نمودار: الف) Dy/Yb در برابر La/Yb؛ ب) Sm/Yb در برابر La/Sm. توضیحات بیشتر در متن آمده است. علائم به کار رفته برای بازالت‌های آلکان و ساب‌آلکان مشابه شکل ۴- الف است.

## ۹- نتیجه‌گیری

می‌دهد که ترکیب احتمالی گوشته منشأ بازالت‌های آلکان و ساب‌آلکان مورد مطالعه یک گوشته غنی شده مشابه منشأ OIB است. همچنین غنی‌شدگی قابل توجه از عناصر LIL و فقیرشدگی نسبی از HREE این احتمال را مطرح می‌کند که گوشته با عمق بیش از ۶۰ کیلومتر در محدوده پایداری فلوگوپیت و گارنت قرار دارد. با توجه به نتایج محاسبات مدل‌سازی ذوب بخشی، ذوب بخشی درجه پایین (تا ۵ درصد) از مخلوطی از یک گوشته گارنت لرزولیتی و فلوگوپیت لرزولیتی به ترتیب به نسبت ۲۰٪-۸۰٪ است. مدل‌سازی AFC و برخی نسبت‌های شاخص عناصر ناسازگار نشان می‌دهد که در هنگام شکل‌گیری نمونه‌های تفریق یافته آندزیتی، داسیتی و تراکیتی، آلاش همراه با تفریق در جریان بوده و بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها تأثیر داشته است.

بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی، مجموعه آذرین کوله‌سنگی-ملک‌سیاه‌کوه مشتمل بر واحدهای سنگی خروجی و نیمه‌عمیق هستند. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه سنگ‌های خروجی در این منطقه، این سنگ‌ها از نظر ترکیبی بسیار متنوع و از نوع بازالت آلکان، بازالت ساب‌آلکان، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت و تراکیت قرار هستند. الگوی تغییرات عناصر اصلی در نمودارهای هارکر شواهدی از ارتباط تفریقی بین بازالت‌های آلکان و آندزیت‌های بازالتی و ارتباط تفریقی بین بازالت‌های ساب‌آلکان و آندزیت‌ها نشان می‌دهد. همچنین به نظر می‌رسد ارتباط تفریقی بین داسیت و تراکیت با سایر سنگ‌ها وجود ندارد. الگوی کلی تغییرات عناصر ناسازگار نشان‌دهنده ماهیت غنی‌شده این سنگ‌ها و شباهت نسبی آنها به OIB و شباهت قابل توجه آنها به پوسته قاره‌ای است. نسبت‌های LREE/HREE و LILE/HFSE نشان

## کتابنگاری

- آقاشاهی اردستانی، س.، ۱۳۸۵- لرزه‌زمین‌ساخت و توان لرزه‌زایی گسل زاهدان و اثرات آن بر گستره شهر زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- باقری، س. و بخشی، م.، ۱۳۸۰- بررسی ماگماتیسیم شمال زاهدان و ارتباط آن با کانسارسازی، طرح پژوهشی دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- سادات‌حسینی، ا.، ۱۳۹۲- مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین محدوده حرمتک تا کوله‌سنگی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- سلطانیان، ع.، ۱۳۹۲- پتروژنز سنگ‌های ولکانیک کمپلکس لار، شمال زاهدان، شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- فرخ‌نژاد، م.، ۱۳۹۰- ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مافییک پتاسیک، مونزویت‌ها و سینیت‌های کمپلکس لار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- فیروزکوهی، ز.، ۱۳۹۶- تبیین و تفسیر ماهیت ژئوشیمیایی ماگماتیسیم سنوزویک پسین، شمال مکران ایران، جنوب شرق ایران، رساله دکترا، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- کریمی، ا.، ۱۳۹۰- سیل بازالتی حرمتک، سیل بازالتی حرمتک، جنوب شرق ایران، ژئوشیمی منشأ گوشته‌ای بر اساس مدل‌سازی عناصر ناچیز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- کوهستانیان، م.، ۱۳۷۷- مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین کمپلکس ملک‌سیاه‌کوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- مریدی فریمانی، ع.، ۱۳۷۴- تحلیل ساختاری گسل زاهدان. مجله علمی پژوهشی علوم پایه و مهندسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان ۱: صص. ۷ تا ۲۳.

## References

- Albarede, F., 1995- Introduction to Geochemical Modeling. Cambridge University Press. New York, USA, 543 p.
- Aldanmaz, E., 2002- Mantle source characteristics of alkali basalts and basanites in an extensional intracontinental plate setting, western Anatolia, Turkey: implication for multi-stage melting. International Geology Review 44, 440- 457.

- Aldanmaz, E., Koprubasi, N., Gurer, O. F., Kaymakci, N. and Gourgaug, A., 2006- Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB- type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes. *Lithos* 86: 50- 76.
- Bau, M., 1991- Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93 (3- 4): 219- 230.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J., 1982- Character, genesis and tectonic Setting of igneous rock in the Sistan suture zone of eastern Iran. *Lithos*, 15: 221- 239.
- Chapman, A. D., Ducea, M. N., Kidder, S. and Petrescu, L., 2014- Geochemical constraints on the petrogenesis of the Salinian arc, central California: Implications for the origin of intermediate magmas. *Lithos*, 200- 201: 126- 141.
- Chazot, G. and Bertrand, H., 1995- Genesis of silicic magma during Tertiary continental rifting in Yemen. *Lithos*, 36: 69- 83.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A., 2007- An amphibole 'sponge' in arc crust? *Geology* 35, 787- 790.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1996- An Introduction to the Rock Forming Minerals (2nd ed.). Longman, Essex, 696p.
- De Paolo, D. J., 1981- Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189- 202.
- Doroozi, R., Garmela, V., Masoudi, F. and Petrini, R., 2018- Petrogenesis and mantle source of Triassic alkaline basaltic rocks of north Kamarbon, northern central Alborz, Iran. *Solid Earth Sciences* xx: 1-15.
- Eftekharneshad, J., 1993- Geological map of Zahedan, 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- El-Bialy, M. Z., 2010- On the Pan-African transition of the Arabian-Nubian Shield from compression to extension: the post-collision Dokhan volcanic suite of Kid-Malhal region, Sinai, Egypt. *Gondwana Research*, 17: 26- 43.
- Fitton, J. G., 1987- The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Fitton, J. G. & Upton, B. G. J. (eds) *Alkaline Igneous Rocks*, Geological Society Special Publication No. 30, pp. 273- 291.
- Gao, Y., Santosh, M., Hou, Z., Wei, R., Ma, G., Chen, Z. and Wu, J., 2012- High Sr/Y magmas generated through crystal fractionation: evidence from Mesozoic volcanic rocks in the northern Taihang orogen, North China Craton. *Gondwana Research*, 22: 152- 168.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523- 548.
- Johannsen, A., 1939- A Descriptive Petrography of Igneous Rocks, vol 4 (2nd ed.) University of Chicago press, Chicago, 523p.
- Kay, R. W. and Cast, P. W., 1973- the Rare Earth content and origin of alkali-rich basalts. *Journal of geology*, 81: 553- 682.
- Kay, S. M. and Kay, R. W., 1994- Aleutian magmas in space and time. In: G. Plafker, H. C. Berg (Eds) *The Geology of Alaska: Geological Society of America*, 687- 722.
- Kheirkhah, M., Nail, I. and Allen, M. B., 2015- Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 106: 19- 33.
- Kosler, J., Magna, T., Micoch, B. and Holub, F., 2009- Combined Sr, Nd, Pb and Li isotope geochemistry of alkaline lavas from northern James Ross Island and Implications for back arc magma formation. *Chemical Geology* 258: 207- 218.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277- 279.
- Le Maitre, R. W., 2002- *Igneous Rocks, a Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, New York, 236 P.
- McKenzie, D. and O'Nions, R. K., 1991- Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 2: 1021- 1091.
- Nelson, S. A., Gonzalez-Caver, E. and Kyser T. K., 1995- Constraints on the origin of alkaline and calc- alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122:191- 211.
- Niu, Y., 2008- the origin of alkaline lavas. *Science* 320: 883- 884.
- Nono, A., Deruelle, B., Demaiffe, D. and Kambou, R., 1994- Tchabal Nganha Volcano in adamawa (Cameroon) petrology of the continental alkaline lava series. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60: 147- 178.
- Ozdemir, Y. and Gulec, N., 2014- Geological and Geochemical Evolution of the Quaternary Suphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: Evidence for the Lithosphere-Asthenosphere Interaction in Post-Collisional Volcanism. *Journal of Petrology*, 55: 37- 62.
- Paton, S. M., 1992- The relationship between extension and volcanism in western Turkey, the Aegean Sea and Central Greece. Unpublished PhD thesis, Cambridge University.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14- 48.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene Calc-alkaline Volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63- 81.
- Plank, T. and Langmuir, C. H., 1993- Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature* 362: 739- 743.
- Rollinson, H. R., 1996- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical publish, 352 p.

- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust, In: R.L. Rudnick (ed.) Treatise on Geochemistry 3: 1- 64. Amsterdam, Elsevier.
- Shaw, D. M., 1970- Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 237- 243.
- Skewes, M. A. and Stern, C. R., 1979- Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Palei - Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian Plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 6: 3- 25.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic system of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publication*, 42: 313- 345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1995- The geochemical evolution of continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33:241- 256.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134- 150.
- White, W. M., 2013- *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, California, 668 p.
- Williams, H., Turner F. J. and Gilbert, C. M., 1982- *Petrography an Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections*. Freeman, New York, 626 p.
- Wilson, M. and Downes, H., 1991- Tertiary-quaternary extension related alkaline magmatism in western and central Europe. *Journal of Petrology* 32: 811- 849.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman Ltd, LONDON, 466 p.

# Geochemical characteristics and petrogenesis of volcanic rocks from Kule sangi– Malek Siah Kuh complex, North of Zahedan, Eastern Iran

M. Bahjati<sup>1</sup>, A. Ahmadi<sup>2\*</sup> and H. Biabangard<sup>3</sup>

<sup>1</sup>M.Sc. Student, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 2018 May 17

Accepted: 2018 December 04

## Abstract

The volcanic rocks of Kuleh sangi-Malek siah kuh igneous complex consist of alkali basalt, basalt, basaltic andesite, andesite, dacite and trachyte. In the SiO<sub>2</sub> versus K<sub>2</sub>O diagram, the basaltic samples are plotted in the shoshonitic field and the subalkaline samples are plotted in the medium K calc alkaline series field. The average La/Yb, Rb/Zr and Cs/Hf ratios in basalts are 7, 47 and 63 times those of N-MORB, respectively. Considerable enrichment of LILEs, LREEs and relative depletion of HREEs indicate that the magmas originated from a mantle source more enriched than that of OIB, where phlogopite and garnet are stable. Using non-modal batch melting model, the compositions of the mafic samples are mainly consistent with about 5% melting of a phlogopite-bearing and garnet-bearing lherzolite with a mixture of about 80% and 20%, respectively. AFC models using Pb versus Ce/Pb and Rb versus K/Rb show that the fractionated samples have undergone simultaneous crustal assimilation and fractional crystallization. It seems that the assimilation and the fractionation had been taken place with the same rate. Depletion in Y and elevated ratio of Sr/Y of fractionated rocks in addition to Rb/Nb ratio more than 8, could be considered as evidence for crustal assimilation.

**Keywords:** Geochemistry, Petrogenesis, Kule Sangi- Malek Siah Kuh, North of Zahedan, Eastern Iran.

For Persian Version see pages 61 to 72

\*Corresponding author: A. Ahmadi; E-mail: aahmadi@science.usb.ac.ir