



زمین‌شناسی، دگرسانی، سن‌سنجی و پتروژنز توده‌های نفوذی منطقه اکتشافی هلاک‌آباد (شمال شرق ایران)

ملیحه قورچی^{۱*}، محمدحسن کریم‌پور^۲، جی لنگ فارمر^۳، چارلز استرن^۳

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

(۲) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه کلرادو، بولدر، امریکا

دریافت مقاله: ۱۳۹۲/۳/۱، پذیرش: ۱۳۹۲/۷/۱۵

چکیده

منطقه اکتشافی هلاک‌آباد در شمال شرق پهنه ایران مرکزی (پهنه ساختاری سبزوار) قرار دارد. در این پژوهش تکامل ژئوشیمیایی، سن و منشأ بخشی از کمان ماگمایی (توده‌های نفوذی) شمال شرقی ایران در منطقه هلاک‌آباد (خراسان رضوی) مورد مطالعه قرار گرفته است. رخنمونهای سنگی به ترتیب سن نسبی شامل سنگهای آتشفشانی با سرشت داسیت، آندزیت و بازالت، سنگهای رسوبی آهکی، سنگهای درونی شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت و واحدهای رسوبی آهک، ماسه‌سنگ و کنگلومراست. پذیرفتاری مغناطیسی توده‌های گرانیتوئیدی بیش از $SI = 10^{-5} \times 100$ است، لذا متعلق به سری مگنتیت (اکسیدان) هستند. ماگماتیسیم یادشده به‌طور عمده در قلمرو پتاسیم پایین (سری تولیتی) و متالومین قرار می‌گیرند. مقادیر عناصر Ti, Nb, Th, Zr در مقایسه با N-MORB کاهیدگی نشان می‌دهند. الگوی عناصر کمیاب روند تقریباً مسطحی را نشان می‌دهند. سن توده گرانودیوریتی بر اساس سن‌سنجی اورانیوم سرب زیر کن 99.7 ± 1.8 میلیون سال (کرتاسه میانی) است و نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه آنها 0.7047 است. داده‌های ترکیب ژئوشیمیایی و نسبتهای ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه نشان‌دهنده ماگماتیسیم مرتبط با قوسهای آتشفشانی و زون فرورانش در این منطقه است. ماگماتیسیم مورد مطالعه با ویژگیهای محتوای بالای Na_2O (۳-۷٪)، مقدار کم K_2O (۱۲-۰٪)، مقدار بالای CaO (۴ تا ۵٪)، مقدار کم Rb (۱ تا ۲ پی‌پی‌ام)، محتوای کم REE (کمتر از ۴۰)، نسبت بالای Ba/Nb، نسبت Sm/Yb کمتر از ۲، مقدار $(La/Yb)_N$ کمتر از ۲، میزان ایزوتوپ اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ کمتر از 0.7045 و میزان ϵNd اولیه $+4/5$ ویژگیهای غیر گرانیتوئیدهای معمول زون فرورانش را نشان می‌دهد. ویژگیهای ژئوشیمیایی و پترولوژیکی نشان‌دهنده ذوب در فشار نسبتاً کم (عمق کم) است. شواهد نشان‌دهنده آن است که تشکیل این توده گرانیتوئیدی نیازمند یک ناحیه فرافروانش است.

واژه‌های کلیدی: تعیین سن، ایزوتوپ ناپایدار، پتروژنز، فرافروانش، سبزوار، هلاک‌آباد.

مقدمه

آندزیتی، داسیتی، بازالتی، توده‌های نفوذی و ساب ولکانیک (دیوریت تا گرانیت) و مجموعه آهکهای مارنی، کنگلومرا و ماسه‌سنگ ساختار عمده این ارتفاعات را تشکیل می‌دهند. ارتفاعات جنوبی (کوه میش) متشکل از سنگهای افیولیتی، توده‌های آذرین (گرانیت تا دیوریت)، ماسه‌سنگهای قرمز رنگ (پالئوژن) و سنگ آهک (کرتاسه) است (شکل ۱ الف). در این پژوهش به بررسی ویژگیهای زمین‌شناسی، دگرسانی،

این منطقه در فاصله ۳۰ کیلومتری جنوب شهرستان سبزوار در گستره $32^{\circ} 57'$ تا $36^{\circ} 41'$ طول شرقی و $56^{\circ} 35'$ تا $36^{\circ} 36'$ عرض شمالی واقع شده است. منطقه مورد مطالعه از نظر آخرین تقسیمات ساختاری جزو بخش شمالی خرد قاره ایران مرکزی است [۱]. زمین‌شناسی ارتفاعات جنوب سبزوار شامل دو بخش است. بخش شمالی (منطقه هلاک‌آباد) عمدتاً ساختار آتشفشانی-رسوبی (کرتاسه میانی تا ائوسن) دارد. سنگهای

کانه‌زایی، پترولوژی و سن‌سنجی منطقه اکتشافی هلاک‌آباد پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی

در مقیاس منطقه‌ای، سنگهای آتشفشانی بخش بزرگی از زمین‌شناسی محدوده را به خود اختصاص داده‌اند که ترکیب آنها از ریوداسیت، داسیت، آندزیت تا آندزیت-بازالت و بازالت متغیر است. به علت نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق کانه‌دار و تأثیر محلولهای ماگمایی-گرمابی، سنگهای آتشفشانی مجاور آنها در شدتهای مختلف دگرسان شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ها انواع دیوریت، مونزونیت و گرانودیوریت تا گرانیت است. عمده توده‌های نفوذی در مطالعات قبلی در زمره سنگهای آتشفشانی و به ائوسن نسبت داده شده‌اند [۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷ و ۸]. واحدهای متعلق به ائوسن از آهک ضخیم‌لایه، ماسه‌سنگ توفی، توف و مارن، مجموعه میکروکنگلومرا تا کنگلومرا با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز به همراه مارنهای سبز تشکیل شده است. نهشته‌های مقطع زمانی میوسن عمدتاً شامل مارن گچدار با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی است. مارنهای نئوزن و مارن و کنگلومرا منسوب به پلیستوسن [۵] نیز به‌طور پراکنده و کم‌ضخامت در بخشهایی از منطقه رخنمون دارد.

روش مطالعه

برای دستیابی به اهداف پژوهش عملیات زیر انجام گرفت:
- شناسایی و تفکیک واحدهای سنگ‌شناسی به‌ویژه توده‌های نفوذی
- پردازش داده‌های ماهواره‌ای به‌منظور شناسایی و تفکیک دگرسانی
- تهیه نقشه‌های رقومی زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰

- برداشت و مطالعه بیش از ۱۵۰ نمونه از سنگهای منطقه
- اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای سنگی با استفاده از دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل GMS-2
- تجزیه شیمیایی ۹ نمونه از واحدهای مختلف به‌روش XRF برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی در دانشگاه فردوسی مشهد با دستگاه فیلیپس مدل X,Unique II و شرکت طیف‌کنساران بینالود

- تجزیه شیمیایی ۹ نمونه از واحدهای مختلف با حداقل دگرسانی یا کاملاً سالم برای عناصر فرعی و نادرخاکی در آزمایشگاه ACME (کانادا) به‌روش ICP-MS (به‌روش ذوب قلیایی)

- تعیین سن به‌روش اندازه‌گیری ایزوتوپ U-Pb در زیرکن به‌روش Laser-Ablation ICP-MS در آزمایشگاه دانشگاه آریزونا آمریکا

- تجزیه ایزوتوپ رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd توسط دستگاه 6 Collector Ionization Mass Spectrometer Finnigan MAT 261 Thermal در دانشگاه کلرادوی آمریکا.

نتایج

پتروگرافی توده‌های نفوذی و سنگهای آتشفشانی

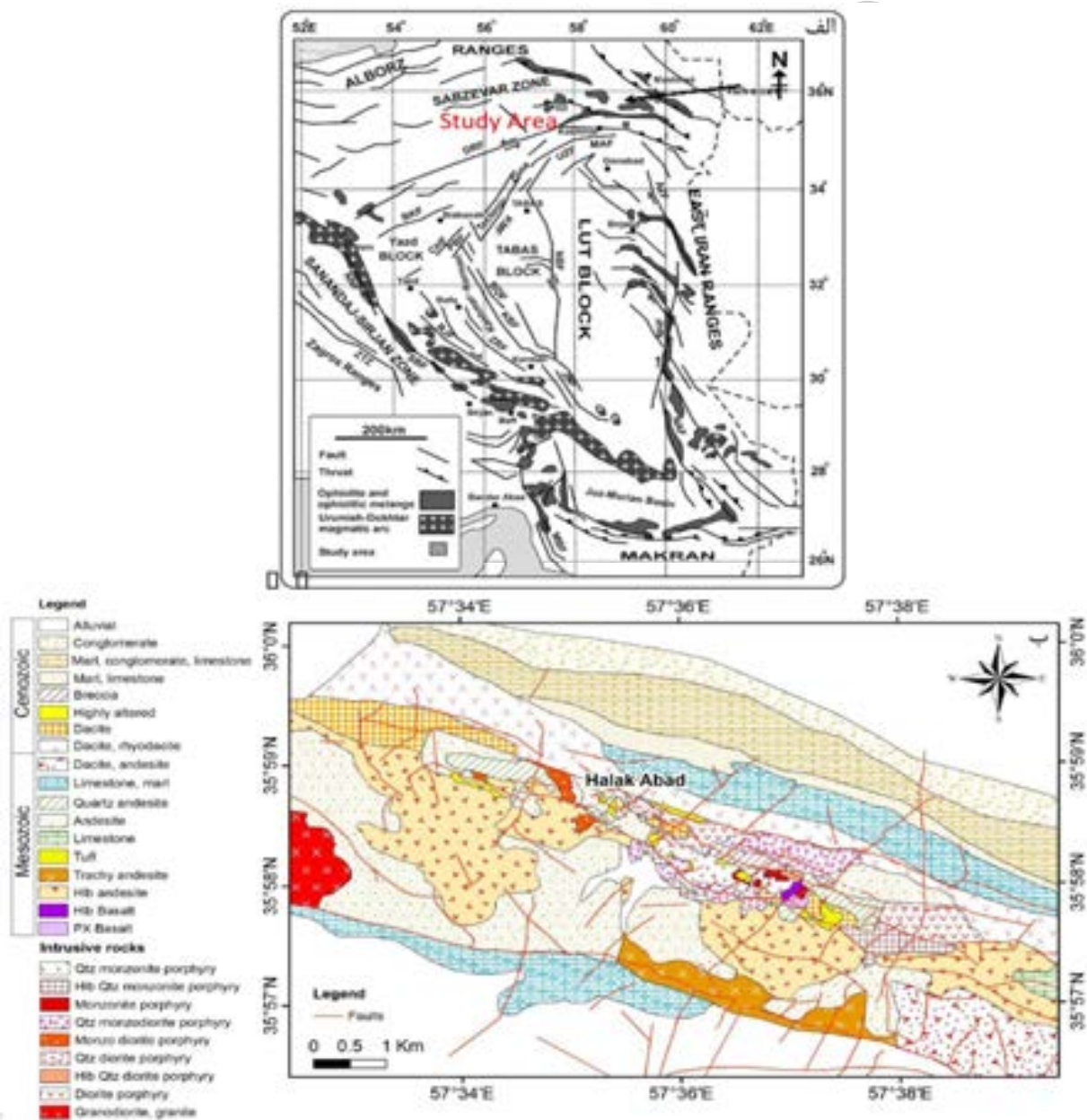
الف) توده‌های نفوذی

در منطقه هلاک‌آباد توده‌های نفوذی متعددی در سنگهای آتشفشانی کرتاسه زیرین نفوذ کرده‌اند. گسترش این توده‌ها در منطقه نسبت به سنگهای آتشفشانی کمتر است (شکل ۱). بافت غالب این سنگها پورفیری است. ترکیب توده‌های نفوذی از کوارتز مونزونیت تا دیوریت تغییر می‌کند. محلولهای گرمابی اسیدی موجب دگرسانی توده‌های نفوذی و سنگهای آتشفشانی منطقه شده‌اند. دگرسانی آرژیلیک و پروپیلیتیک بیشترین گسترش و رخنمون را در منطقه هلاک‌آباد دارند. در منطقه هلاک‌آباد چهار معدن فعال کائولن و خاک صنعتی در حال بهره‌برداری است.

دیوریت پورفیری: مجموعه رخنمون سنگهای دیوریتی شامل واحدهای دیوریت پورفیری، کوارتز دیوریت پورفیری و هورنبلند کوارتز دیوریت پورفیری است. رخنمون عمده دیوریت در شمال شرق منطقه قابل مشاهده است (شکل ۱). بافت این سنگها از نوع پورفیری و درصد فنوکریست‌ها گاه تا ۳۵ درصد می‌رسد. پلاژیوکلاز ۶۰ تا ۶۵ درصد، هورنبلند حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد و کلینوپیروکسن‌ها ۵ تا ۷ درصد فنوکریست‌ها را شامل می‌شوند. اکثر پلاژیوکلازها دارای نوعی از زون‌بندی هستند. مگنتیت و پیریت با فراوانی ۲ تا ۳ درصد در زمینه دیده می‌شود. رخنمون محدود کوارتز دیوریت پورفیری در بخشهای شرقی دیده می‌شود (شکل ۱). سنگهای مذکور حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد فنوکریست، شامل پلاژیوکلاز،

هورنبلند (۱۵-۲۵ درصد) است. پلاژیوکلاز در اکثر موارد دارای بافت غربالی است. کانیهای اپک غالباً پیریت هستند. رگه‌چه‌های کربنات و اپیدوت مشهود است. رخنمونهایی از هورنبلند کوارتز مونزودیوریت پورفیری در شمال غرب منطقه شناسایی شد. در این سنگها فنوکریست‌ها حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بیشتر فنوکریست‌ها را پلاژیوکلازها تشکیل می‌دهند.

فلدسپات پتاسیم، هورنبلند و کوارتز دارند. هورنبلند کوارتز دیوریت پورفیری در بخشهای شرقی دیده می‌شود (شکل ۱). حدود ۲۰ درصد فنوکریست (شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز) دارد. **مونزودیوریت پورفیری**: مرز این واحد عمدتاً گسلی و در مجاورت واحدهای دیوریتی و آندزیتی قرار گرفته است. بافت غالب این سنگها پورفیری است. فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۵۵ درصد)، آلکالی فلدسپات (۲۰-۲۲ درصد)،



شکل ۱. الف) زونهای ساختاری ایران (با تغییرات پس از [۹]). موقعیت منطقه هلاک‌آباد با کادر مشخص شده است. ب) نقشه زمین‌شناسی محدوده هلاک‌آباد.

فلدسپار می‌باشد. بلورهای پلاژیوکلاز (با اندازه‌های ۰/۸ تا ۲ میلی‌متر)، به‌طور متوسط حدود ۵۵ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی مافیک اصلی هورنبلند (۱۲ تا ۱۵ درصد) است که در اکثر موارد فقط قالب آن مشخص است و به کلریت تبدیل شده است. میزان کوارتز و آلکالی فلدسپار در این واحد بسیار کم بوده و در مجموع ۱۰ تا ۱۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. زمینه شامل سوزنهای ریز پلاژیوکلاز و کانیه‌های ریز و پراکنده اپک است.

گرانودیوریت: رخنمون محدودی از گرانودیوریت و گرانیت در منطقه دیده می‌شود که با کنتاکت گسلی زون دگرسانی را قطع کرده ولی خود دگرسانی بسیار کمی را متحمل شده است (شکل ۱). این سنگها غالباً دارای بافت گرانولار دانه‌متوسط تا دانه‌ریز و گاه گرافیکی هستند. کانیه‌های اصلی آنها کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و ارتوکلاز می‌باشند. کانیه‌های اصلی در گرانودیوریتها پلاژیوکلاز حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد، کوارتز حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد، ارتوکلاز حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد و هورنبلند ۸ تا ۱۰ درصد است. کانیه‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و اپک می‌باشند.

ب) سنگهای آتشفشانی

داسیت-ریوداسیت پورفیری: بیشترین گسترش سنگهای آتشفشانی مربوط به واحدهای داسیتی و ریوداسیتی است (شکل ۱). این سنگها در نمونه دستی به‌رنگ خاکستری و در نمای کلی به‌دلیل سختی و اکسیداسیون سطحی به‌رنگ قرمز تیره و قهوه‌ای دیده می‌شوند. بافت اصلی پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. در واحدهای داسیتی درصد فنوکریست‌ها از ۵ تا ۱۵ درصد و در واحدهای ریوداسیتی از ۱۰ تا ۱۲ درصد متغیر است. عمده فنوکریستها بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز است. در بلورهای کوارتز وجود حاشیه واکنشی و شکل خلیجی معمول است که نشان‌دهنده شرایط نبود تعادل و رشد سریع به‌همراه کاهش دمای سریع است (شکل ۲ الف). پیریت کانی تیره رایج است که در زمینه و به‌صورت دانه‌ریز دیده می‌شود.

آندزیت پورفیری: پراکندگی رخنمونهای آندزیتی (کوارتز آندزیت، آندزیت، هورنبلند آندزیت و تراکی-آندزیت) در منطقه هلاک‌آباد فراوان است و به‌سمت شرق از فراوانی آنها کاسته می‌شود (شکل ۱). ریخت‌شناسی آنها چندان مرتفع نیست و در قسمت جنوبی توسط رسوبات عهد حاضر پوشیده شده است. بافت غالب پورفیری، گلومروپورفیری و بادامکی با

مونزونیت پورفیری: مونزونیت پورفیری بیشترین رخنمون را در بخشهای شرقی و مرکزی منطقه دارد (شکل ۱). این واحد به‌وسیله واحدهایی با ترکیب مافیک‌تر احاطه شده و دارای بافت پورفیری و حدود ۳۵ درصد فنوکریست است. مقدار کانیه‌ها در کل سنگ شامل پلاژیوکلاز (۴۵-۴۷٪)، فلدسپات‌آلکالی (۳۵-۴۵٪)، کوارتز (۱۰-۱۵٪) و گاهی هورنبلند است. آلکالی فلدسپات هم در زمینه و هم به‌صورت درشت‌بلور دیده می‌شود. پیریت کانی اپک اصلی در این سنگها با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد است که به‌صورت شکلدار دیده می‌شود. در مواردی هم فراوانی کانی پیریت در زمینه سنگ مونزونیتی به ۲۰ درصد می‌رسد.

کوارتز مونزونیت پورفیری: یکی از مهمترین واحدهای وابسته به کانی‌سازی در منطقه است که بیشتر در بخش مرکزی و شرقی رخنمون دارد (شکل ۱). دارای بافت پورفیری و ۳۰ تا ۳۵ درصد فنوکریست است. فنوکریست‌ها شامل حدود ۶۰ درصد کوارتز، ۱۰ تا ۱۵ درصد پلاژیوکلاز و ۱۲ تا ۱۳ درصد فلدسپات پتاسیم هستند. گاه بلورهای آمفیبول با فراوانی حدود ۳ درصد دیده می‌شوند. حضور درشت‌بلورهای کوارتز و پیریت از پدیده‌های شاخص قابل مشاهده در این واحد سنگی است. کانی‌سازی پراکنده در متن شامل پیریت، آرسنوپیریت و کمی کالکوپیریت است که به فراوانی در نمونه دستی قابل مشاهده است. سولفیدها سالم هستند و اکسیده شدن به اکسیدهای آهن ثانویه مانند هماتیت و گوتیت کمتر دیده می‌شود.

هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری: رخنمون هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری در بخش شرقی منطقه هلاک‌آباد قابل مشاهده است. مرز این واحد با واحدهای آندزیتی گسله است (شکل ۱). بافت اصلی این سنگها پورفیری و گلومروپورفیری و درصد فنوکریست به ۳۰ تا ۳۵ درصد می‌رسد که شامل پلاژیوکلاز (۳۰-۳۵٪)، کوارتز (۴۰-۴۵٪) و هورنبلند حدود (۵ تا ۷٪) است. درصد سولفید (پیریت، کالکوپیریت) متغیر بوده و در بخشهای شرقی به ۱۵ درصد می‌رسد.

هورنبلند مونزودیوریت پورفیری: این واحد رخنمون کوچکی در قسمت شمالی دارد (شکل ۱). دارای بافت پورفیری-گلومروپورفیری با حدود ۱۵ درصد فنوکریست است. فنوکریست‌های اصلی پلاژیوکلاز، هورنبلند و کم آلکالی

منطقه مورد مطالعه در هدایت محلولهای گرمایی به سطح قابل توجه است (شکل ۴). منطقه دگرسان شده با راستای تقریبی شمال غرب - جنوب شرق (متوسط ۳۰۰ درجه) بیشتر از ۱۰ کیلومتر گسترش یافته و قسمت عمده بخش مرکزی مجموعه آتشفشانی داسیت- آندزیت و توده‌های ساب و لکانیک منطقه هلاک‌آباد تحت تأثیر قرار گرفته‌اند. دگرسانی‌های مهم شناسایی شده در منطقه عبارتند از آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک، سیلیسی، سربستی و پروپلیتیک. پدیده کائولینیت‌زایی (عرض متوسط ۲ کیلومتر) شدید بوده و به تشکیل معادن کائولینیت (هلاک‌آباد، موسوی، همدی، دربند و بهارستان) منجر شده است (شکل ۴).

دگرسانی آرژیلیک پیشرفته: گسترش این دگرسانی منطبق بر واحدهای کوارتزومونونیتی و مونوزودیوریتی دیده می‌شود (شکل ۴). مطالعات میکروسکوپی و نتایج پراش پرتو ایکس (XRD) کانی‌شناسی این زون را مجموعه پیروفیلیت، آلونیت، کائولینیت، باریت، کوارتز، پیریت، روتیل و دیاسپور نشان می‌دهد. تشکیل کانی‌هایی مانند پیروفیلیت و آلونیت نشان‌دهنده شرایط بسیار اسیدی و اکتیویته بالای سولفات است. مورفولوژی عمومی آلونیت‌ها به صورت خردشده و دانه‌های ریز پراکنده در زمینه است (شکل ۲ ث). به نظر می‌رسد فضای کافی برای رشد دانه‌ها وجود نداشته است. بررسی نمونه‌هایی از اعماق مختلف، توسعه دگرسانی آرژیلیکی پیشرفته را به خوبی در اعماق نشان می‌دهد. در زون دگرسانی آرژیلیک- آرژیلیک پیشرفته منطقه هلاک‌آباد ۳ حلقه گمانه اکتشافی به اعماق ۱۵۰، ۱۷۰ و ۲۱۶ متر حفاری شده است. بررسی چند نمونه که از اعماق متفاوت برداشت شده است نشان‌دهنده تغییرات این دگرسانی از سطح به عمق به شرح زیر است:

- کائولینیت، پیروفیلیت، مونتموریونیت، ایلیت، مسکویت، آناتاز، روتیل و کوارتز (۵ متری)
- کائولینیت، آلونیت، پیریت، مسکویت، کوارتز، پیروفیلیت، روتیل و مونتموریونیت (۸۶ متری)
- کائولینیت، دیکیت، ارتوکلاز، پیریت، دولومیت و کوارتز (۹۷/۵ متری)
- کائولینیت، پیروفیلیت، شاموزیت، ایلیت، مسکویت، روتیل و کوارتز (۱۶۷ متری).

میزان فنوکریست کمتر از ۲۰ درصد است (شکل ۲ ب). پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول اصلیترین کانیهای درشت‌بلور در این سنگها هستند. کانی فرعی رایج در این سنگها آپاتیت است. فراوانی کانی اپک از ۲ تا ۴ درصد، متغیر بوده و به‌صورت بسیار ریز و پراکنده در زمینه سنگ وجود دارند و گاه توسط اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند.

بازالت: واحدهای بازالتی به‌صورت گدازه و به شکل ارتفاعات تپه‌ماهوری در بخشهای جنوبی منطقه دیده می‌شوند (شکل ۱). بافت سنگهای بازالتی پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی و میکرولیتی است (شکل ۲ پ). بافت سابافتیک از رشد بلورهای پلاژیوکلاز درون پیروکسن نیز دیده می‌شود. درصد فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن به ۳۰ تا ۳۵ درصد می‌رسد. کانیهای زمینه ریزدانه و کانی شاخص آن پلاژیوکلاز است. رخنمون واحد تراکی بازالت محدود به شمال غرب منطقه است. فنوکریست در حدود ۱۵ درصد شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول است.

توف و تراکی آندزیت: رخنمون محدود توف و تراکی آندزیت در بخش غربی منطقه قرار دارد (شکل ۱). این واحدها در صحرا به رنگ سبز تا خاکستری هستند. بافت غالب سنگهای تراکی آندزیتی از نوع جریان است و بلورهای ریز پلاژیوکلاز به‌صورت جهت‌دار در زمینه سنگ قرار گرفته‌اند. گاه نیز بافت بادامکی با پرشدگیهایی از کلریت و کربنات در این سنگها دیده می‌شود. درصد فنوکریست در این سنگها حدود ۱۵ درصد است. توف آندزیتی دارای قطعات سنگی از جنس پلاژیوکلاز با میانگین اندازه قطعات ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر است.

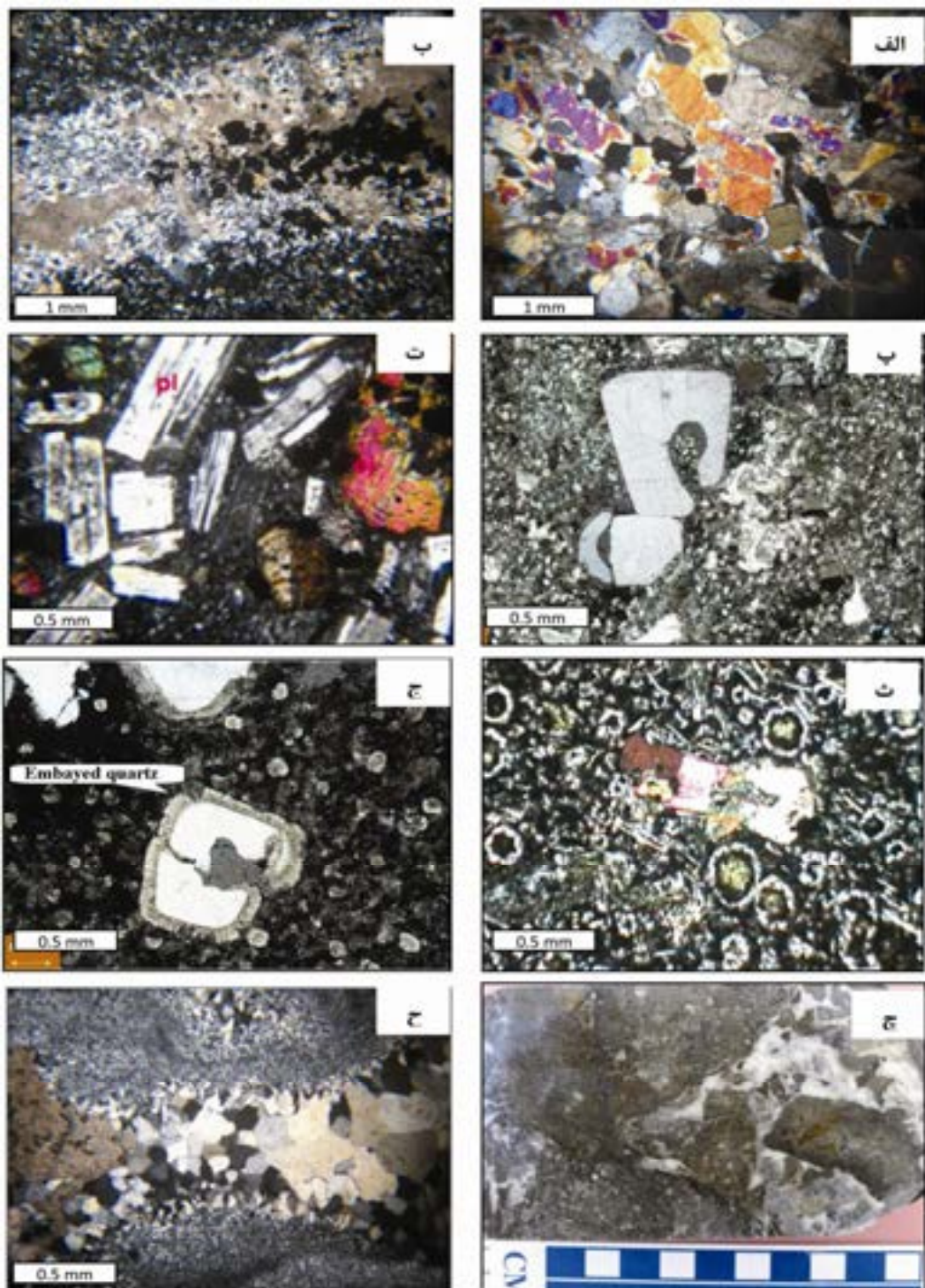
پذیرفتاری مغناطیسی

مقدار پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای سنگی مختلف با استفاده از دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل GMS-2 اندازه‌گیری گردید (شکل ۳). مقدار پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها بیش از $SI \times 10^{-5}$ 80×10^{-5} اندازه‌گیری شد که با گرانیتهای سری مگنتیت مطابقت دارد [۱۰]. سری مگنتیت بیشتر با گرانیتهای نوع I و سری ایلمینیت بیشتر با گرانیتهای نوع S هم‌پوشانی دارند.

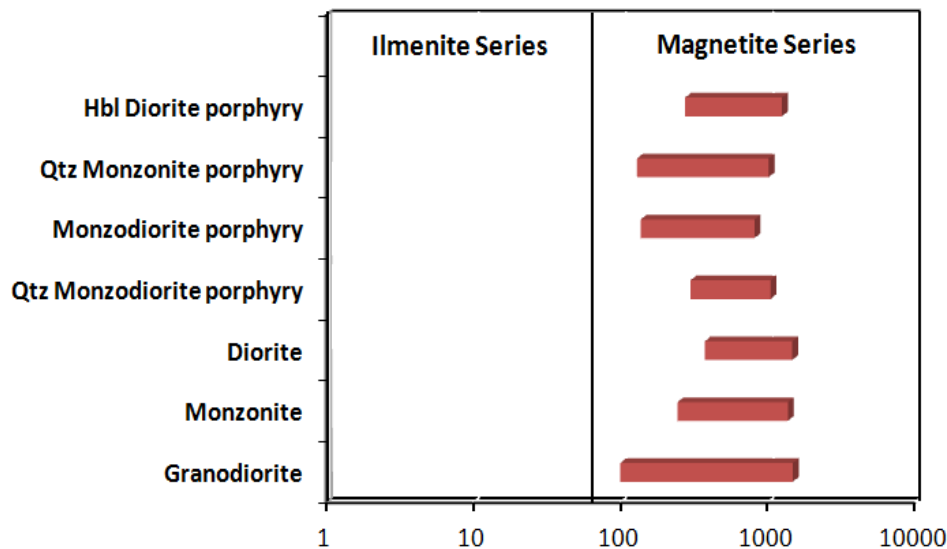
دگرسانی

منطقه هلاک‌آباد بر اثر هجوم محلولهای هیدروترمالی دگرسانی‌های مختلفی نشان می‌دهد (شکل ۴). نقش گسلها در

ژاروسیت، ژپیس و اکسیدهای آهن ثانویه در سطح زمین در شرایط هوازدگی تشکیل شده‌اند.



شکل ۲. الف) دگرسانی آرژلیک پیشرفته (آلونیت، کوارتز و کربنات). ب) دگرسانی آرژلیک-سیلیسی-کربنات در کوارتز مونزونیت پورفیری. سیلیس و کانیه‌های رسی در حاشیه رگه‌چه و کربنات و اپک در وسط دیده می‌شود. پ) فنوکریست کوارتز خلیجی در زمینه یک سنگ داسیتی. ت) پیروکسن اندزیت. ث) بافت بادامکی در بازالتها ج) کوارتز نبود تعادل با حاشیه واکنشی در سنگ داسیتی همراه با دگرسانی سیلیسی چ) نمونه دستی از برش هیدروترمال. ح) رگه‌چه از حاشیه به داخل توسط کوارتزهای ریزبلور و سپس کوارتز درشت‌بلور و کربنات پر شده است. (تصاویر میکروسکوپی در نور XPL).



شکل ۳. تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای مختلف منطقه هلاک‌آباد (تمامی اعداد SI $\times 10^{-5}$)

در مراحل تأخیری دگرسانی تشکیل گردیده است. این زون حاوی کوارتز و پیریت است. وجود پرشدگیهایی که دو کانی کوارتز و کربنات به صورت دو لایه مجزا در درون یک رگه‌چه را پر کرده است، نشانه‌ای از تغییر شرایط شیمیایی ماگماست. سولفیدها در این زون عمدتاً به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند.

دگرسانی پروپلیتیک: دگرسانی پروپلیتیک بیشترین گسترش را در بخش جنوبی منطقه هلاک‌آباد داراست و دگرسانیهای آرژیلیک و سیلیسی را در برمی‌گیرد (شکل ۴). در سنگهای بازالتی، بازالت-آندزیتی، آندزیتی و دیوریتی دگرسانی پروپلیتیک با شدتهای مختلف مشاهده می‌شود. این دگرسانی شامل مجموعه کانیهای کلریت، اپیدوت، پلاژیوکلاز، کلسیت، زئولیت و به مقدار کم رس و کانیهای سولفیدی است. در حفرات آندزیت‌ها، کانیهای کلریت، اپیدوت و گاه سیلیس و کربنات مشاهده می‌گردد. در بعضی حفرات کانیها یک زون‌بندی نشان می‌دهند. گاهی در حاشیه حفره کلریت و در مرکز آن کربنات و یا سیلیس وجود دارد. در برخی نمونه‌ها کلسیت به صورت رگه‌چه‌ای دیده می‌شود. زئولیتی شدن از دیگر فرآیندهای دگرسانی منطقه است که در سنگهای بازالتی و آندزیتی به‌ویژه در بخش شرقی زون دگرسان دیده می‌شود. از آنجایی که دگرسانی پروپلیتیک در گستره وسیعی سنگها را تحت تأثیر قرار داده، احتمال می‌رود با یک استوک پورفیری واقع در عمق در ارتباط باشد. دگرسانی پروپلیتیک+ آرژیلیک \pm سیلیسی در واحدهای آندزیت، دیوریت پورفیری و

دگرسانی آرژیلیک: دگرسانی آرژیلیک با روند تقریبی شمال-غربی - جنوب شرقی به دگرسانی پروپلیتیک ختم می‌شود (شکل ۴). در اکثر قسمت‌ها گذر این دو دگرسانی مشخص است و گاه یک حالت تدریجی دیده می‌شود. این دگرسانی منطبق بر رخنمونهای سنگی ساب‌ولکانیک (مانند کوارتز مونزونیت پورفیری) و ولکانیک (داسیت و ریوداسیت) است (شکل ۲ ج). بر اساس مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی پرتو مجهول (XRD)، دگرسانی آرژیلیک ناحیه هلاک‌آباد را می‌توان با مجموعه کانی‌شناسی کائولینیت+ مونت مورینیت + ایلیت + کوارتز \pm سریسیت شناسایی نمود. بر اساس نتایج آزمایشهای کانی‌شناختی و پردازش تصاویر ماهواره‌ای، سه زیر زون اصلی تشکیل‌دهنده دگرسانی آرژیلیک در منطقه شامل آرژیلیک+ پروپلیتیک، آرژیلیک و آرژیلیک+ سیلیسی است.

دگرسانی سیلیسی: گسترش سطحی این دگرسانی در نواحی شمال شرقی (در محدوده معادن دربند و بهارستان) است (شکل ۴). همچنین دگرسانی غالب در واحدهای داسیتی - ریوداسیتی سیلیسی شدن است. زون‌های سیلیس به‌دلیل مقاومت فرسایشی نسبتاً زیاد در مقایسه با دیگر زونهای آلتراسیون، موجب مورفولوژی تپه ماهوری در منطقه شده است برخی از ویژگیهای سنگ اولیه شبیه لایه‌بندی و نیز شبیحی از بافت اولیه سنگ را می‌توان در سنگهای سیلیسی شده ملاحظه نمود. سیلیسی شدن در سنگهای منطقه به‌صورت‌های انتشاری (کلسدونی، اپال ...)، رگه‌چه‌ها و به‌صورت ذرات پراکنده با هسته رسی دیده می‌شود. سیلیس در رگه‌چه

پیریت ± هماتیت ± کانیه‌های رسی، رگه‌چه پیریت و رگه‌چه پیریت + کلسیت. رگه‌چه‌های که شامل پیریت به تنهایی و یا پیریت - کلسیت هستند به نسبت فراوانتر هستند. رگه‌چه‌های پیریتی عرض کمی (حداکثر ۲ میلی‌متر) دارند و با رگه‌چه‌های کلسیت قطع شده‌اند. فراوانی رگه‌چه‌هایی که تنها با کلسیت پر شده‌اند در واحدهای ولکانیک (آندزیت - بازالت) بیشتر است. این رگه‌چه‌ها جزء آخرین مراحل فعالیت‌های هیدروترمالی منطقه محسوب می‌شوند.

رگه‌چه‌های کلسیتی با زاویه ۴۰ تا ۵۰ درجه، امتداد کانی‌سازی (زاویه حدود ۳۰۰ درجه) را قطع کرده و نشانه آخرین مراحل کانی‌سازی است. در واحد کوارتز مونزونیت پورفیری بیشترین تراکم رگه‌چه قابل مشاهده است. پیریت فراوانترین کانی سولفیدی در رگه‌چه‌هاست. گاه بیش از ۹۰ درصد رگه‌چه‌های سولفیدی با پیریت پر شده است. گسترش دگرسانی همراه با درصد سولفید و تراکم رگه‌چه‌های حاوی اکسید آهن در شکل ۴ نمایش داده شده است.

رگه‌چه‌های ثانویه: از دیگر رگه‌چه‌های مشاهده شده در منطقه می‌توان به رگه‌چه‌های ژئپس اشاره کرد که گاه با کلسیت و منگنز همراه هستند. شدت این رگه‌چه‌ها به سمت عمق کاسته می‌شود که حاکی از آن است که این رگه‌چه‌ها اولیه نیستند و در اثر اکسیداسیون سولفیدها و حرکت رو به پایین محلولها ایجاد شده‌اند.

پ) برش هیدروترمالی

در برشهای سطحی و زیرسطحی رخنمون برشهای مختلف همراه با کانی‌سازی مشاهده گردید (شکل ۵). به‌طور کلی این برشها در سطح تنوع چندانی ندارند ولی در عمق گسترش و تنوع بیشتری دارند (شکل ۲ ح). برشهای مذکور از نوع برش هیدروترمالی هستند. یک نوع از برشهای یادشده غنی از قطعه همراه با کانی‌سازی فلزی است. در برش غنی از قطعه (Clast supported) اندازه قطعات از ۰/۲ تا ۸ سانتی‌متر تغییر می‌کند. دگرسانی متغیر و معمولاً شدید است. قطعات نیمه زاویه‌دار تا گرد شده هستند. این برشها شامل قطعاتی از توده‌های نفوذی و سنگهای آتشفشانی دگرسان شده محدوده مورد مطالعه هستند. دگرسانی سیلیسی - آرژیلیک در ماتریکس و قطعات دیده می‌شود. در این نوع برش درصد

مونزودیوریت پورفیری و دگرسانی پروپیلیتیک + کربناته ± سیلیسی در واحدهای کوارتز دیوریت پورفیری و هورنبلند دیوریت پورفیری قابل مشاهده است.

کانه‌زایی

کانی‌سازی به شکل‌های رگه‌چه‌ای، انتشاری و برشی دیده می‌شود. گسل اصلی که کانی‌سازی احتمالاً در ارتباط با آن انجام و یا تقویت شده، امتداد تقریبی شمال غربی - جنوب شرقی و به‌طرف شمال شیب دارد (شکل ۵). عرض زون کانی‌سازی و وسعت و شدت آن متغیر است (شکل ۵). مطالعات نشان می‌دهد علاوه بر نقش فشار هیدرواستاتیکی محلولهای گرمابی، وسعت زونهای موجود تحت تأثیر نیروهای برشی حاکم بر منطقه نیز می‌باشد. مهمترین کانه‌های شناسایی شده عبارتند از: پیریت، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، تتراهدريت، مگنتیت، هماتیت، گالن، اسفالریت و کالکوسیت. در مناطق سطحی و اکسیدی می‌توان کانیهای مالاکیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت را مشاهده نمود.

الف) کانی‌سازی پراکنده در متن

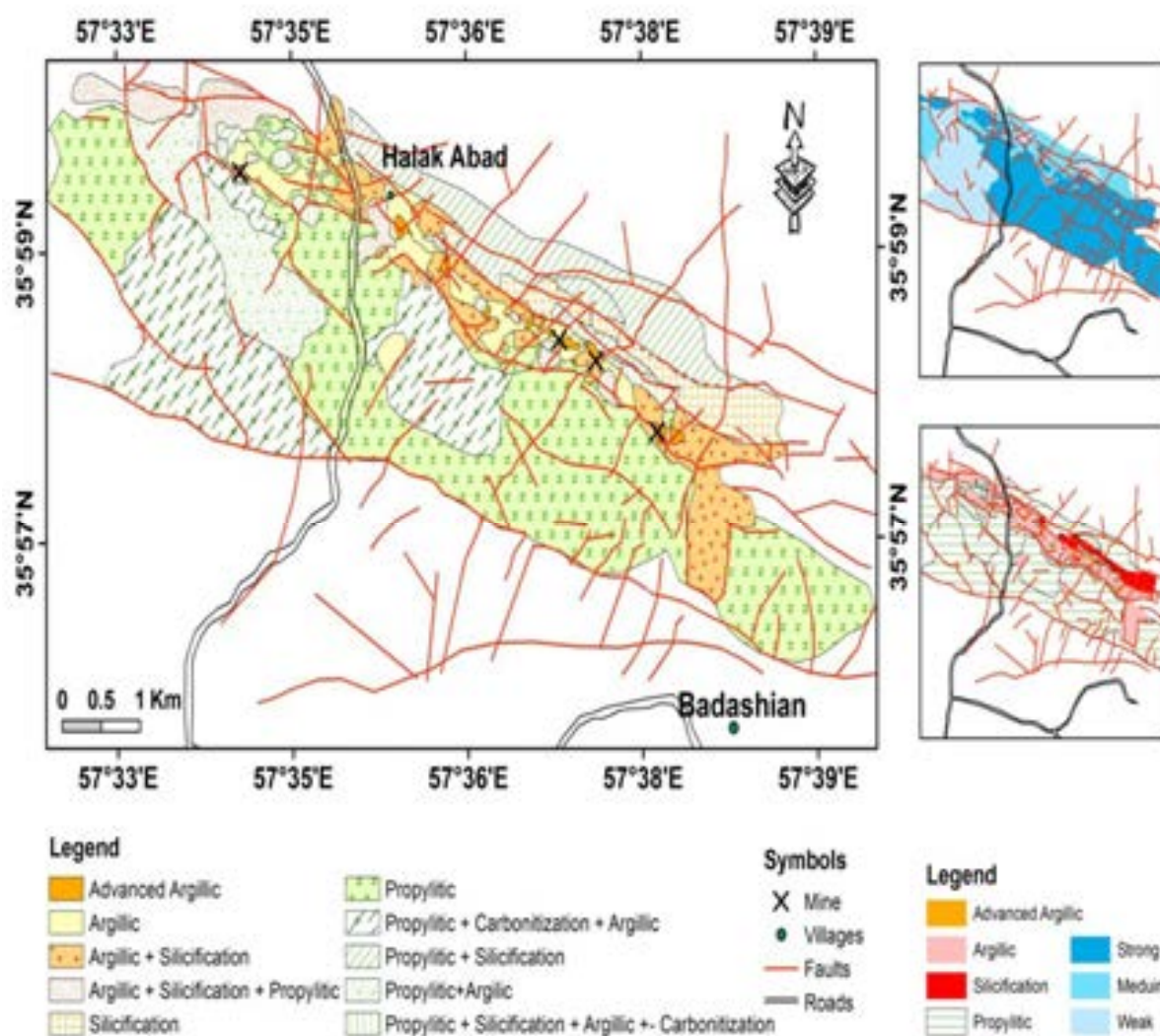
پیریت به‌صورت افشان، فراوانترین کانی سولفیدی در منطقه است که عمدتاً به‌صورت شکل‌دار و ابعاد حدود ۰/۲ تا ۲ سانتی‌متر متغیر است (شکل ۵). شدت کانی‌سازی سولفیدی در کوارتز مونزونیت پورفیری بالا بوده و گاه فراوانی سولفید به حدود ۲۰ درصد در متن می‌رسد. در مونزودیوریت فراوانی سولفید از کمتر از یک درصد تا بیش از ۴ درصد تغییر می‌کند. در سنگهای ولکانیک منطقه مثل واحدهای داسیتی حدود ۲ تا ۳ درصد سولفید وجود دارد. کانه اصلی مس در منطقه کالکوپیریت است که به دو شکل الف) همراه با کوارتز و پیریت در رگه‌چه‌ها ب) و به‌صورت پراکنده در سنگهای میزبان مشاهده می‌شود. کالکوپیریت دارای گسترش کمتری است و احتمالاً کمی بعد از پیریت تشکیل شده است.

ب) کانی‌سازی رگه‌چه‌ای

رگه‌چه‌های اولیه: انواع رگه‌چه‌های مشاهده شده عبارتند از: رگه‌چه کوارتز + پیریت + کالکوپیریت ± گالن ± اسفالریت ± آرسنوپیریت ± کلریت، رگه‌چه کوارتز + کالکوپیریت ± پیریت ± کلسیت، رگه‌چه کوارتز + پیریت ± کلریت و رگه‌چه کوارتز +

قطعات برش با رگه‌چه‌های کلسیت قطع شده است که نشان‌دهنده تأخیری بودن رگه‌چه‌های کلسیتی نسبت به برش است. نوع سوم، غنی از ماتریکس همراه با کانی‌سازی فلزی هستند. میزان قطعات کمتر از ۱۰ درصد حجمی و متوسط اندازه قطعات از ۰/۲ تا ۱ سانتی‌متر تغییر می‌کند. زمینه ریزبلور و خاکستری رنگ دیده می‌شود. این نوع برشها با کانی‌سازی فلزی در زمینه همراه هستند.

سولفید به‌ویژه پیریت بالا وجود دارد. لذا گاه اکسیده شدن سولفیدها موجب شده که کانیهای رسی رنگ نارنجی به‌خود گیرند. نوع دوم برشها غنی از قطعه بدون کانی‌سازی فلزی هستند. اندازه قطعات از ۰/۲ تا ۶ سانتی‌متر تغییر می‌کند. دگرسانی معمولاً سیلیسی شدید است. زمینه کوارتزهای ریزدانه است که ظاهری خاکستری به سنگ داده است. قطعات خیلی متفاوت نبوده و نیمه زاویه‌دار هستند. گاه



شکل ۴. نقشه دگرسانی محدوده منطقه هلاک‌آباد

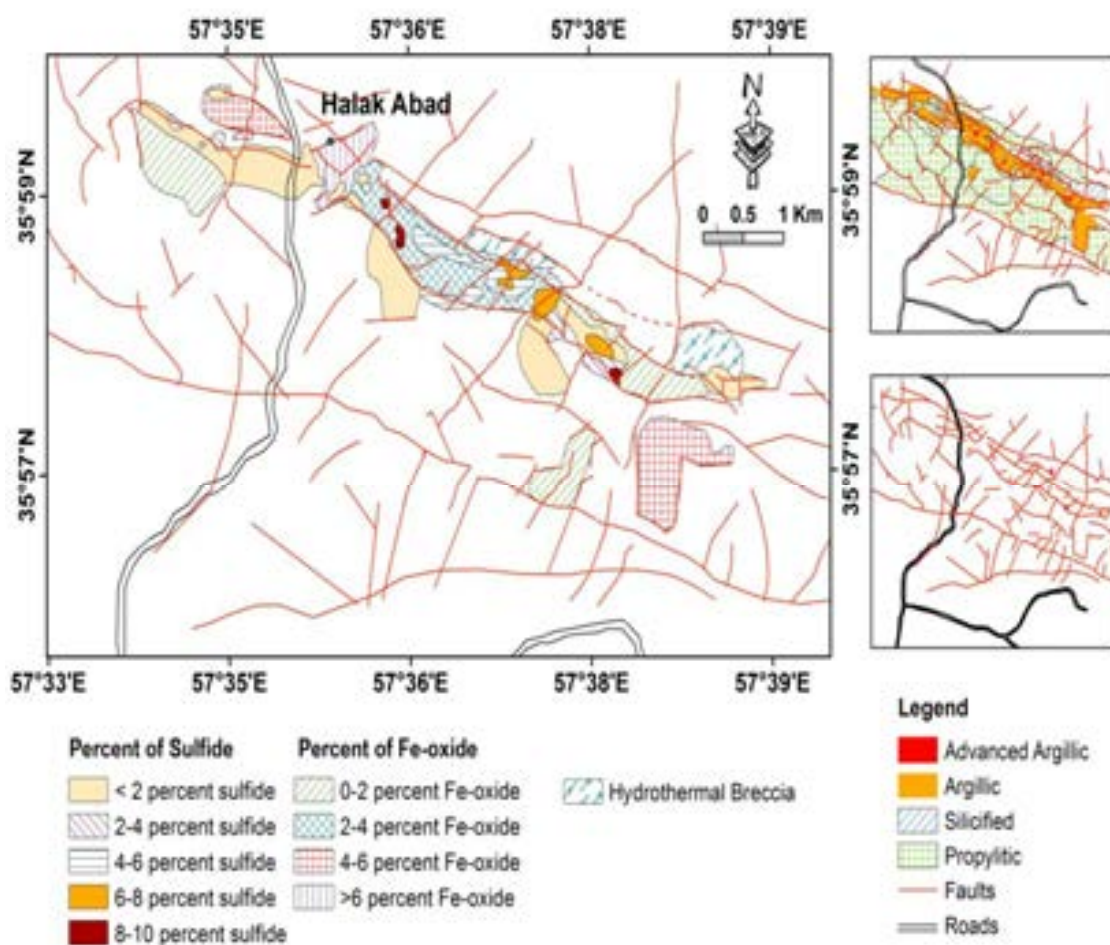
کمترین میزان دگرسانی را متحمل شده‌اند، جهت بررسیهای پتروژنیکی انتخاب شدند. با توجه به نتایج تجزیه ژئوشیمیایی (جدولهای ۱ و ۲)، مقدار SiO_2 توده‌های مورد مطالعه از حدود ۵۴ تا ۷۸ درصد متغیر است. نمونه‌های بررسی شده در

پتروژنی

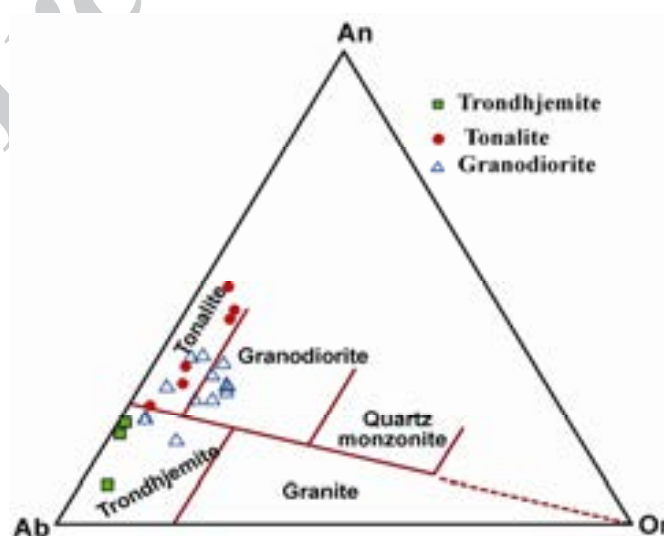
ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی

از میان توده‌های نفوذی مختلف رخنمون‌یافته، نمونه‌هایی از سنگهای گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزادیوریت به‌دلیل این‌که

نمودار سه‌تایی آل‌بیت-آنورتیت-ارتوکلاز [۱۱] در محدوده ترانجمیت، تونالیت و گرانودیوریت (شکل ۶) قرار می‌گیرند.



شکل ۵. نقشه کانه‌زایی و تمرکز سولفید و اکسید آهن در محدوده هلاک‌آباد



شکل ۶. نمونه‌های مورد بررسی منطقه هلاک‌آباد در نمودار سه‌تایی آل‌بیت-آنورتیت-ارتوکلاز [۱۱] در محدوده ترانجمیت، تونالیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند.

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد)

Sample	15-1	DS-1	D-53	Spq	*2-1	*20-1	*53-3	*34-1
X	۵۵۶۲۸۵	۵۶۵۶۴۱	۵۶۳۰۱۰	۵۵۶۶۸۸	۵۶۰۱۹۱	۵۶۴۸۷۷	۵۶۳۰۱۰	۵۵۹۲۱۴
Y	۳۹۷۲۵۷۲	۳۹۷۲۰۷۷	۳۹۶۶۸۲۱	۳۹۷۱۹۱۸	۳۹۷۲۸۲۶	۳۹۷۱۶۹۹	۳۹۶۶۸۲۱	۳۹۷۰۶۰۴
SiO ₂	۷۸/۲۴	۷۷/۸۸	۷۷/۸	۵۴/۷۴	۵۵/۷۶	۵۴/۹	۵۵/۳۵	۵۴/۲۵
TiO ₂	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۵	۱/۰۸	۱/۲۵	۰/۸	۰/۶
Al ₂ O ₃	۱۲/۱۷	۱۲/۰۵	۱۲/۲	۱۲/۸۶	۱۵/۶۳	۱۵	۱۵/۸۸	۱۵/۵۶
FeO _t	۱/۶۴	۲/۴	۱/۹۱	۱۰/۲۱	۱۱/۵	۱۲/۵	۱۱/۳۷	۱۱/۰۱
MnO	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۱۷
MgO	۰/۵۱	۰/۳۴	۰/۴۸	۴/۹۸	۴/۴۸	۴/۴۸	۴/۸۶	۶/۲۴
CaO	۲/۰۹	۲/۲۳	۱/۰۲	۱۱/۱۳	۷/۱۹	۶/۱۲	۶/۳	۸/۷۹
Na ₂ O	۵/۰۹	۴/۷۶	۶/۰۸	۲/۸۱	۳/۲۵	۴/۶	۴/۶	۲/۸۵
K ₂ O	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۴۳	۰/۵	۰/۷۱	۰/۶	۰/۵۳	۰/۴۲
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۱۸	۰/۳۱	۰/۱۵	۰/۱
Total	۱۰۰/۰۲	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۳	۹۸/۰۵	۹۹/۹۷	۹۹/۹۷	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۹
A/CNK	۷۸/۲۴	۷۷/۸۸	۷۷/۸	۰/۵۱	۰/۸۱	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۷۴
A/NK	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۰۸	۲/۴۹	۲/۵۶	۱/۸۳	۱/۹۵	۳/۰۳
Na ₂ O/K ₂ O	۱۲/۱۷	۱۲/۰۵	۱۲/۲	۵/۶۲	۴/۵۸	۷/۶۷	۸/۶۸	۶/۷۹

Sample	D6	D12	P17	H15-1	*R15933	*R15928	*R15937	*R15935
X	۵۵۹۲۸۲	۵۵۹۵۷۱	۵۵۵۳۸۵	۵۵۶۲۸۵	۵۶۰۱۰۷	۵۵۸۶۶۷	۵۶۲۹۱۵	۵۶۱۵۴۳
Y	۳۹۷۳۱۶۹	۳۹۷۴۳۳۴	۳۹۷۱۷۳۴	۳۹۷۲۵۷۲	۳۹۷۲۱۷۵	۳۹۷۱۶۱۰	۳۹۷۰۷۵۲	۳۹۷۳۴۰۵
SiO ₂	۷۰/۶۱	۷۱/۶۸	۷۲/۴۱	۷۸/۴۲	۷۳/۳	۷۳/۳۴	۷۲/۵۹	۷۳/۵۸
TiO ₂	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۱۷	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۵
Al ₂ O ₃	۱۱/۹۲	۱۱/۸۴	۱۲/۳	۱۲/۲	۱۳/۲	۱۳/۱۲	۱۳/۰۳	۱۳/۵۸
FeO	۱/۵۱	۱/۵۲	۱/۳۸	۰/۸۲	۲/۰۹	۲/۱۲	۲/۶۹	۱/۹۴
Fe ₂ O ₃	۳/۰۱	۳/۰۴	۲/۷۷	۱/۶۶	۲/۳۲	۲/۳۶	۲/۹۹	۲/۱۶
MnO	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
MgO	۰/۹۴	۰/۹۸	۰/۸۷	۰/۶۶	۰/۹۹	۰/۹۴	۰/۶۶	۱/۰۸
CaO	۴/۸۳	۴/۸۹	۴/۱۶	۲/۱	۳/۰۱	۲/۷۷	۲/۸۵	۱/۲۶
Na ₂ O	۴/۵۱	۳/۸۶	۳/۳۸	۵/۱	۳/۷۳	۳/۷	۳/۸۷	۵/۶۳
K ₂ O	۱/۰۶	۰/۳۵	۱/۲۴	۰/۴۲	۱/۶۲	۱/۵۴	۰/۹۵	۰/۴۳
P ₂ O ₅	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۴
Total	۹۸/۸۸	۹۸/۶۶	۹۸/۹۵	۱۰۱/۵۷	۱۰۰/۵۹	۱۰۰/۱۹	۹۹/۹۷	۹۹/۹۹
A/CNK	۰/۸	۰/۹۲	۱	۷۸/۲۴	۰/۹۹	۱/۰۳	۱/۰۴	۱/۱۳
A/NK	۲	۳	۲/۴	۰/۱۷	۱/۶۷	۱/۶۹	۱/۷۶	۱/۴۰
Na ₂ O/K ₂ O	۴/۲۵	۱۱	۲/۷	۱۲/۱۷	۲/۳	۲/۴۰	۴/۰۷	۱۳/۰۹

$$A/CNK = [\text{molar Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})]; \text{ ANK} = [\text{molar Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})].^* [7\&8].$$

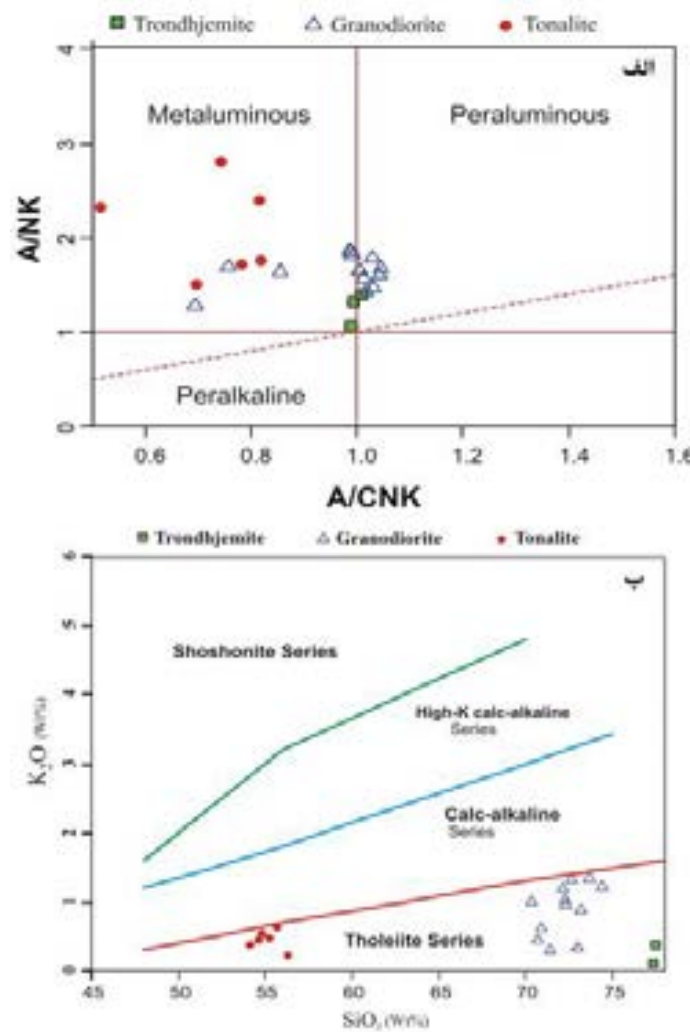
جدول ۲. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی (بر حسب ppm)

Sample	D6	D12	P17	H15-1	DS-1	53/6	spq	*2-1	*20-1	*53-3
Ba	۱۶۰	۱۱۳	۹۶	۱۴۸	۱۵۸	۱۶۹	۷۴	۱۷۰	۲۳۳	۱۰۵
Rb	۱۴	۲	۳	۰/۹	۰/۳	۱۴/۱	۴/۲	۹/۷	۸	۵/۹
Sr	۱۴۲	۱۶۵	۲۰۲	۱۵۹/۳	۱۷۲	۴۵/۶	۲۰۰/۳	۲۲۹/۶	۲۳۲/۲	۱۸۴/۲
Zr	۵۱	۴۴	۵۰	۱۱۱/۲	۱۰۴/۸	۱۲۵/۳	۲۰/۷	۶۵/۴	۴۵/۸	۴۸/۴
Nb	۱	۱/۱	۱/۵	۲/۲	۲/۳	۷/۱	۰/۶	۲/۶	۱/۴	۱/۶
Co	۵	۳/۸	۵/۶	۰/۷	۲/۲	۱/۳	۲/۶	۳۱/۵	۳۴/۴	۳۵/۱
La	۴	۵	۴/۶	۸	۹/۷	۹/۳	۰/۷۷	۵/۴	۳/۸	۵/۹
Ce	۸	۱۱/۱	۹/۳	۱۹/۷	۱۹/۶	۱۸/۹	۳/۳	۱۳/۳	۹/۹	۱۲/۶
Pr	۱/۰۳	۱/۴۵	۱/۲۶	۲/۸۹	۲/۶۶	۲/۵	۱/۰۹	۲/۰۴	۱/۶۴	۱/۸
Nd	۴/۳	۷/۱	۵/۴	۱۲/۲	۱۰/۶	۱۰	۰/۴۵	۱۰/۹	۸/۵	۸
Sm	۱/۳۵	۱/۸۹	۱/۷۱	۳/۲۶	۲/۷۸	۲/۳۴	۱/۵۵	۲/۹۳	۲/۵۴	۲/۲۸
Eu	۰/۴۸	۰/۵۹	۰/۶۳	۰/۵۳	۰/۵	۰/۳۴	۰/۲۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۷۹
Gd	۱/۴۹	۲/۲۳	۲/۲۹	۳/۹۵	۳/۳	۳/۰۵	۱/۸۶	۳/۶۳	۳/۴۹	۲/۸۶
Tb	۰/۲۸	۰/۴۱	۰/۴۳	۰/۷۷	۰/۶۷	۰/۶۳	۰/۴۴	۰/۶۸	۰/۶۵	۰/۵۴
Dy	۱/۸۷	۲/۶۴	۲/۷۲	۵/۰۹	۴/۵۹	۴/۲۹	۱/۳۱	۴/۳۳	۴/۱۹	۳/۳۸
Ho	۰/۴۳	۰/۶۵	۰/۶۴	۱/۱۵	۰/۹۸	۱/۰۲	۰/۲	۰/۹۱	۰/۸۶	۰/۷۲
Er	۱/۴۷	۲/۰۱	۲/۰۱	۳/۷۶	۳/۲۵	۳/۲۳	۱/۴۷	۲/۶۶	۲/۵۶	۲/۱۲
Tm	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۳	۰/۶۱	۰/۵۲	۰/۵۸	۰/۲۱	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۳۴
Yb	۱/۶	۲/۱۱	۲/۱۶	۴/۰۹	۳/۵۷	۴/۱۶	۱۰/۸	۲/۶۴	۲/۴۲	۲/۰۶
Lu	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۶۷	۰/۵۷	۰/۶۹	۰/۱	۰/۳۹	۰/۳۸	۰/۳۳
Y	۱۲/۳	۱۷/۲	۱۷/۷	۳۵/۵	۳۲/۴	۲۳/۲	۰/۱	۲۵/۳	۲۴/۱	۲۰
Cs	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۷	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Ta	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۵	۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Hf	۱/۷	۱/۶	۱/۷	۳/۹	۳/۵	۴/۶	۲/۶	۱/۹	۱/۴	۱/۸
Pb	۱	۱/۲	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۱/۱	۰/۹	۲	۱/۳	۰/۴
Th	۰/۳	۰/۴	۰/۱	۲/۵	۲	۱۱/۳	۱۸/۹	۰/۶	۰/۵	۱/۲
U	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۵	۰/۶	۱/۶	۱۳۲	۰/۲	۰/۱	۰/۳
V	۴۴	۴۴	۱۲۱	<۸	<۸	<۸	۰/۸۸	<۱	<۱	<۱
Ga	۱۰/۱	۱۰/۶	۱۱/۳	۱۰/۹	۱۱/۲	۱۴/۶	۱/۵	۱۷/۴	۱۶/۲	۱۶/۹
Sm/Yb	۰/۸۴	۰/۹۰	۰/۷۹	۱/۴	۲	۱/۶	۱/۰۶	۱/۵	۱/۱	۲/۱
(La/Yb)n	۱/۷۹	۱/۷۰	۲/۰۹	۱/۴	۲	۱/۶	۱/۶	۱/۴	۱/۱	۱/۷
(Ce/Yb)n	۱/۳۹	۱/۴۶	۱/۶۴	۱/۳	۱/۵	۱/۳	۱/۳	۱/۲	۱	۱/۷
(La/Sm)n	۱/۹۱	۱/۷۱	۲/۲۶	۱/۶	۲/۳	۲/۶	۱/۲	۱/۲	۱	۱/۷

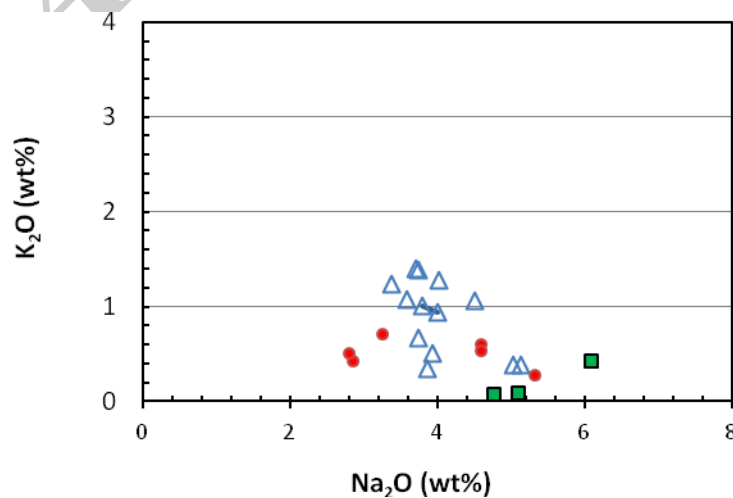
گرانیتوئیدهای تیپ I قرار دارند. مقدار K_2O نمونه‌ها پایین و از $0/12$ تا $1/3$ درصد متغیر است (جدول ۱). در نمودار SiO_2 در مقابل K_2O [۱۳] همه نمونه‌ها در محدوده تولیتیتی و پتاسیم پایین قرار دارند (شکل ۷ ب). نسبت Na_2O/K_2O بیشتر از ۲ است. مقایسه Na_2O در مقابل K_2O (شکل ۸) به‌خوبی نشانگر آن است که نمونه‌های مورد مطالعه از

برای بررسی محتوای آلکالی سنگهای مورد مطالعه از نمودار A/NK در مقابل A/CNK [۱۲] استفاده گردید (شکل ۷ الف). همه نمونه‌های تونالیتی در این نمودار در قلمرو متآلومین قرار می‌گیرند و تعدادی از نمونه‌های گرانودیوریتی و ترانجمیتی گرایش پراآلومین دارند (شکل ۷ الف). با توجه به مقدار A/CNK کمتر از $1/1$ این سنگها در محدوده

نظرسديم غنی بوده، لکن محتوای پتاسيم پايینی دارند که با نمودار شکل ۷ مطابقت دارد.



شکل ۷. نمونه‌های مورد بررسی منطقه هلاک‌آباد الف) در نمودار A/NK در مقابل A/CNK [۱۲] در محدوده متآلومین تا پراآلومین و ب) در نمودار SiO₂ در مقابل K₂O [۱۳] در محدوده تولئیتی قرار دارند.



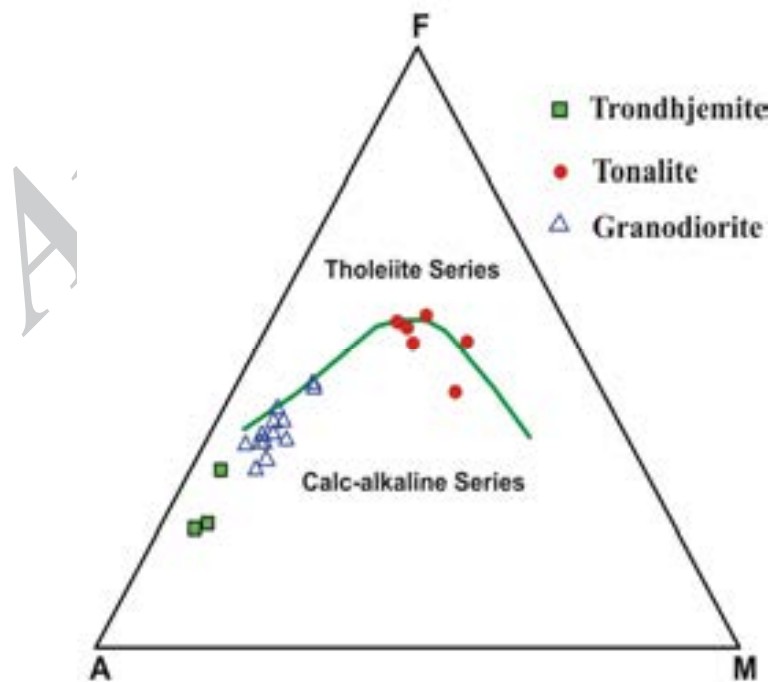
شکل ۸. مقایسه محتوای Na₂O در مقابل K₂O. نمونه‌های منطقه هلاک‌آباد غنی از سدیم هستند (راهنما مشابه شکل‌های قبلی).

که نسبت به مقادیر کندریت [۱۷] نرمالیزه شده‌اند در شکل ۱۲ ارائه شده است. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی (REE) به‌طور کلی حالت مسطح (Flat) با میزان متوسط ۱۰ برابر حد گزارش شده برای کندریت را نشان می‌دهد. این الگو در مورد تونالیت بسیار مسطح بوده و در مورد ترانجمیت با تهی‌شدگی کمی در Eu همراه بوده و جزئی تمایل به غنی‌شدگی در بخش LREE دارد. نسبت $(La/Yb)_N$ توده‌ها بین ۰/۷۸ تا ۲ متغیر است. در صورتی که گارنت در محل منشأ حضور داشته باشد، عناصری که ضریب توزیع آنها کمتر از یک است (مانند Lu, Y, Yb در کانی گارنت) با ذوب‌بخشی کم، بخش اعظم این عناصر وارد ماگما می‌شوند. بر عکس عناصری که دارای ضریب توزیع بیش از یک هستند (مانند La, Ce در کانی گارنت) با ذوب‌بخشی کم، مقدار جزئی این عناصر وارد ماگما می‌شوند. بنابراین با استفاده از نسبت $(La/Yb)_N$ می‌توان حضور گارنت و در نتیجه عمق ذوب را برآورد کرد. این نسبت پایین در سنگهای مورد مطالعه نشان‌دهنده آن است که در محل منشأ گارنت حضور نداشته است و ذوب در عمق کم صورت گرفته است.

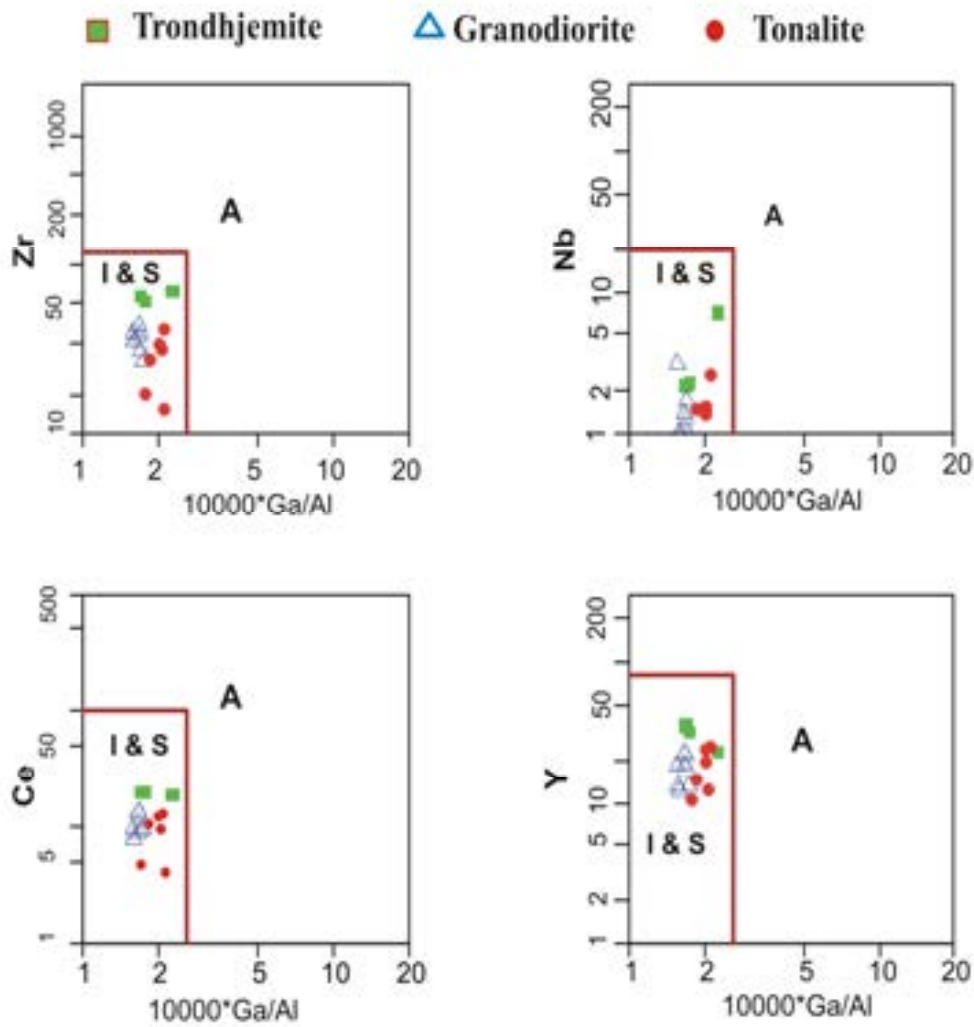
بررسی ماهیت سنگهای مورد مطالعه در نمودار AFM [۱۴] (شکل ۶ ب) آنها را متعلق به سری تولیتی تا کالک‌آلکان نشان می‌دهد (شکل ۹).

در این سنگها مقدار Rb (۱/۹-۲۲/۳ ppm)، Cs (۰/۱-۱/۱ ppm)، Sr (۱۳۲-۳۱۴/۲ ppm)، Zr (۱۳/۷-۵۳/۴ ppm) و Ba (۴۷-۲۰۷ ppm) است (جدول ۲). به‌منظور تفکیک گروههای گرانیتوئیدی تیپ I و S از A، از نمودارهای [۱۵] استفاده شد. با استفاده از عناصر (Zr, Ga, Nb, Ce, Y) مشخص شد که توده‌های مورد بحث در محدوده گرانیتوئیدهای تیپ I و S قرار می‌گیرند و ارتباطی با گرانیتوئیدهای تیپ A ندارند (شکل ۱۰).

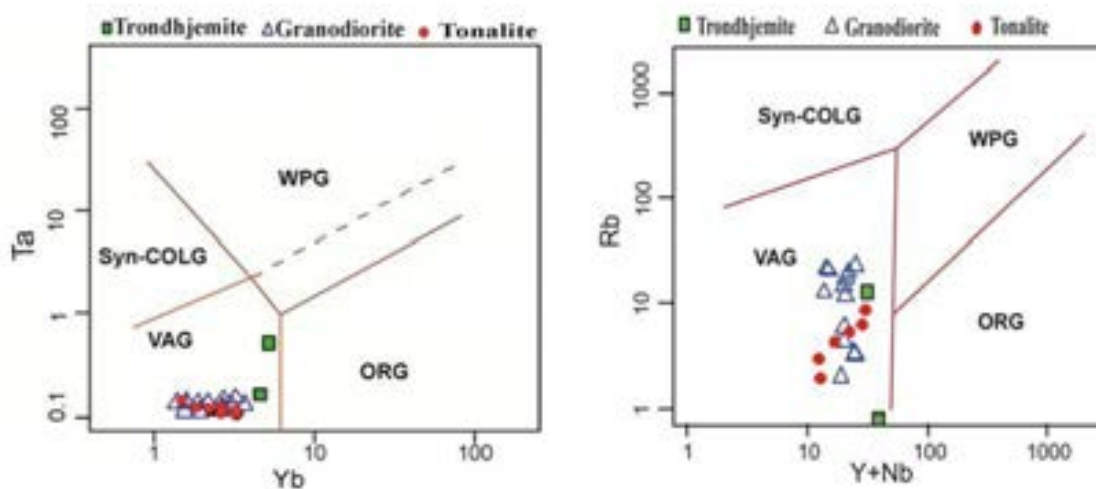
به‌منظور تفکیک بیشتر، از نمودار (Pearce et al., 1984) که به‌منظور تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدها [۱۶] به‌کار برده می‌شود، استفاده شد. در این نمودار (شکل ۱۱) موقعیت نمونه‌ها در کمربندهای آتشفشانی زون فرورانش (VAG) قرار گرفته که تأیید می‌کند توده‌های نفوذی این منطقه متعلق به ماگماتیسم سری I بوده و به‌لحاظ محیط تکتونیکی با کمربندهای آتشفشانی زون فرورانش در ارتباط هستند. نمودارهای عنکبوتی مربوط به عناصر کمیاب خاکی (REE)



شکل ۹. نمونه‌های مورد بررسی منطقه هلاک‌آباد در نمودار AFM [۱۴] در محدوده تولیتی تا کالک‌آلکان قرار دارند.



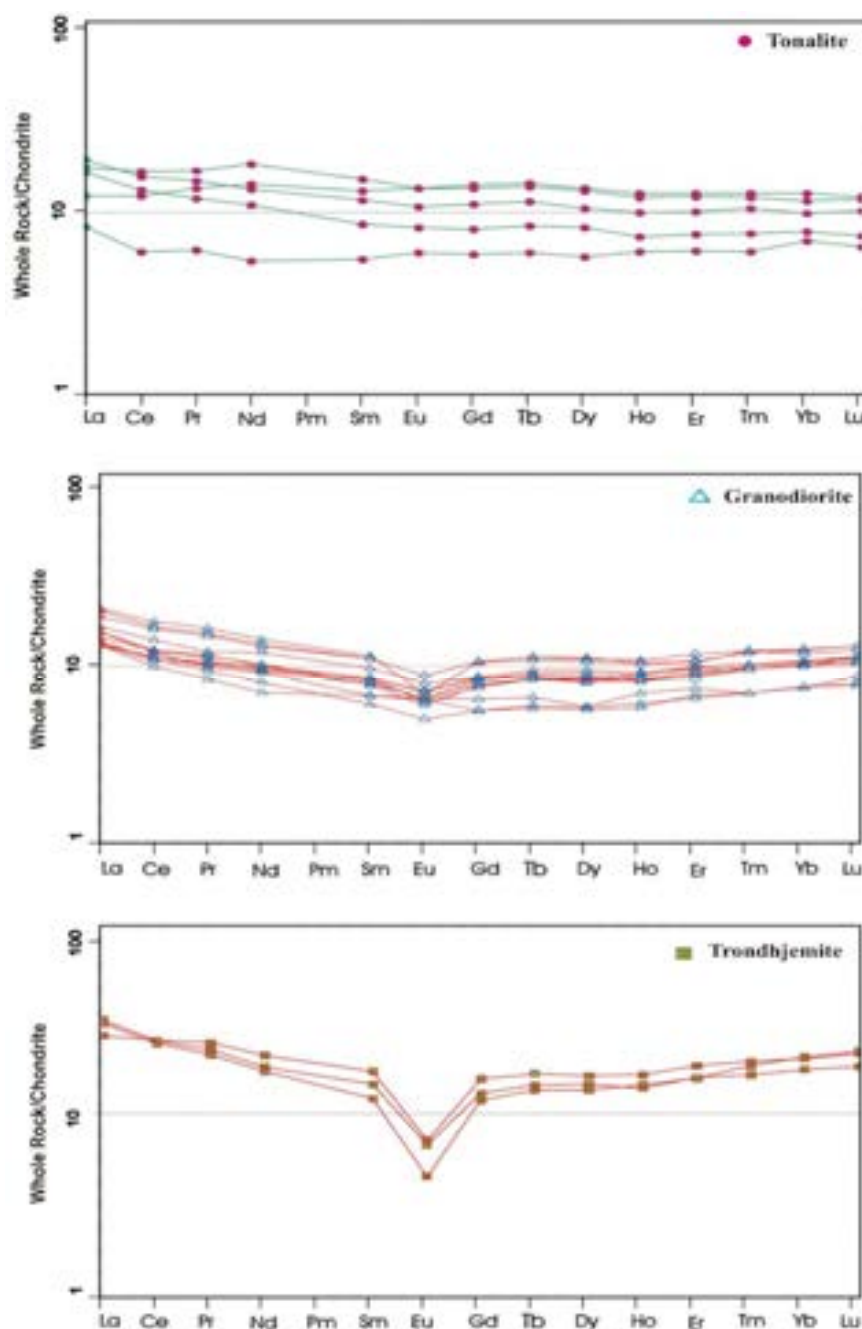
شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی منطقه هلاک‌آباد در نمودار [۱۵] در محدوده متعلق به ماگماتیسزم سری I و S قرار گرفته است.



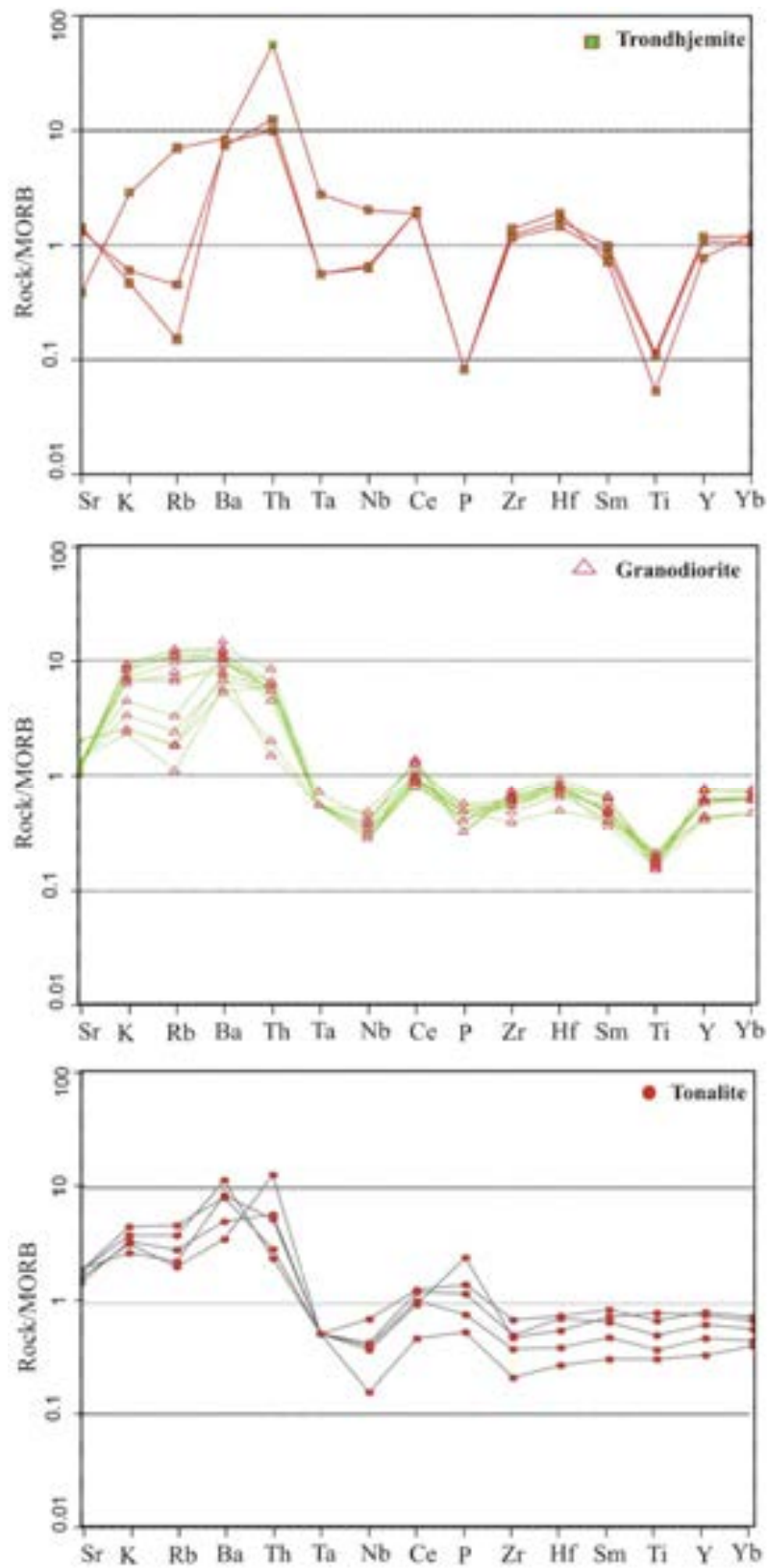
شکل ۱۱. نمونه‌های مورد بررسی منطقه هلاک‌آباد در نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدها [۱۶]، در کمربندهای آتشفشانی زون فرورانش قرار می‌گیرند.

فرورانده‌شده و یا گوه‌گوشته‌ای ذوب نشده است [۱۹ و ۲۰]. تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti و Nb و فراوانی عناصر واسطه با شدت میدان کم (LFSE) مانند Ba و Rb از ویژگیهای بارز قوسهای آتشفشانی است [۲۱ و ۲۲]. برخی از محققان مقادیر پایین عناصر Nb و Ti را به فرآیندهای تهی‌شدگی قبلی در سنگهای گوشته نسبت داده‌اند [۲۳ و ۲۴].

بر اساس نمودار عنکبوتی مربوط به عناصر کمیاب که نسبت به مقادیر بازالت پشته میان‌اقیانوسی (MORB) [۱۸] نرمالیزه شده‌اند، اغلب نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۳). تهی‌شدگی در مورد نمونه‌های ترانجمیتی شاخص‌تر از سایر نمونه‌هاست. مقادیر پایین این عناصر نشان‌دهنده باقی‌ماندن آنها در منشأ در طی ذوب است و نشان‌دهنده حضور فازهای دیرگداز شامل این عناصر (نظیر روتیل، ایلمنیت و اسفن) در پوسته اقیانوسی



شکل ۱۲. موقعیت نمونه‌های منطقه هلاک‌آباد در نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب که نسبت به مقادیر کندریت [۱۷] نرمال شده‌اند.



شکل ۱۳. موقعیت نمونه‌های منطقه هلاک‌آباد در نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب که نسبت به مقادیر مورب [۱۸] نرمال شده‌اند.

تعیین سن

پس از مطالعات دقیق پتروگرافی و پترولوژیکی یک نمونه از واحدهای گرانیتوئیدی منطقه جهت سن‌سنجی انتخاب گردید. بهترین روش سن‌سنجی، استفاده از کانی زیرکن است که در دامنه وسیعی از سنگها به‌ویژه سنگهای آذرین عمومیت دارد. همچنین از نظر شیمیایی مقاوم و دیرگداز بوده و می‌تواند طی فرآیندهای هوازدگی و دگرگونی در دمای بالا و آناتکسی مقاوم و پایدار باشد [۲۵، ۲۶، ۲۷ و ۲۸].

به‌منظور انجام مطالعات سن‌سنجی، حداقل ۵۰ دانه زیرکن با طول بیشتر از ۳۵ میکرون جدا شدند. زیرکن‌های جدا شده در میکروتیوب قرار گرفته و جهت تعیین سن به مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونا آمریکا فرستاده شدند. در این آزمایشگاه از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن‌سنجی استفاده می‌شود. در این مرحله زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد و شیشه‌های NBS 610 قالب‌گیری و صیقل داده می‌شوند. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سریلانکا با سن $3/2 \pm 563/5$ Ma است. در این روش به‌طور معمول با یک پرتو به قطر ۲۵ یا ۳۵ میکرونی با نسبت تکرار ۸ هرتز و انرژی ۱۰۰ میکروژول، یک سیگنال در زیرکن تولیدشده و مواد برانگیخته‌شده توسط پرتو لیزر از یک اتاقک گاز هلیوم عبور می‌کنند. گاز هلیوم و نمونه برانگیخته‌شده پیش از ورود به محیط پلاسما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با زیرکن استاندارد و شیشه‌ها مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن است. قطعیت آنالیزهای انجام‌شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ است.

نسبت U/Th در زیرکن، یک وسیله مناسب برای تعیین پتروژنز است، زیرا به‌طور معمول در زیرکن‌های دگرگونی نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین کمتر است [۲۹ و ۳۰]. این نسبت در زیرکن‌های مطالعه‌شده کمتر از ۲ بوده که نشان‌دهنده ماهیت ماگماتیکی آنهاست، لذا اطلاعات U-Pb به‌دست آمده را می‌توان نماینده سن تبلور توده دانست [۳۱]. نتایج آنالیز سن‌سنجی نمونه نمونه گرانیت در جدول ۳ ارائه شده است. همچنین نمودارهای کنکردیای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در مقابل $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ و هیستوگرام تعیین سن

میانگین نمونه در شکل ۱۴ نشان داده شده است. بر اساس نتایج به‌دست آمده، سن توده گرانودیوریت $99/7 \pm 1/8$ میلیون سال به‌دست آمد (جدول ۳ و شکل ۱۴ الف و ب). مقادیر حاصله نشان‌دهنده آن است که ماگماتیسم گرانودیوریتی-گرانیتی منطقه در کرتاسه میانی جای‌گیری شده است.

ایزوتوپ ناپایدار

تجزیه ایزوتوپهای رادیوژنیک Rb-Sr & Sm-Nd به‌منظور تعیین منشأ بر روی توده گرانودیوریتی تعیین سن شده انجام گردید. تجزیه به‌روش کل سنگ توسط دستگاه 6 Collector Finnigan MAT 261 Thermal Ionization Mass Spectrometer و با توجه به سن به‌دست آمده از زیرکن (۹۹/۷ میلیون سال) در دانشگاه کلرادوی آمریکا صورت پذیرفته است.

مقدار نسبت ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با استفاده از four collector static mode measurements اندازه‌گیری و نتیجه با نمونه استاندارد SRM-987 اصلاح شد. نتایج تجزیه این نمونه در جدول ۴ آمده است. مقدار نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای توده یادشده (با توجه به سن حدود ۱۰۰ میلیون سال زیرکن) مقدار $0/7047$ و میزان نسبت ایزوتوپ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه $0/5127$ محاسبه شد (جدول ۵). در شکل ۱۵ مقایسه مقدار نسبت ایزوتویی نمونه مطالعاتی با نسبت ایزوتویی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه MORB (کمتر از $0/704$) و مقدار ایزوتوپ اولیه MORB ϵNd (بین +۷ تا +۱۳) نمایش داده شده است.

مقایسه با گرانیتوئید ارغش و بی‌بی مریم

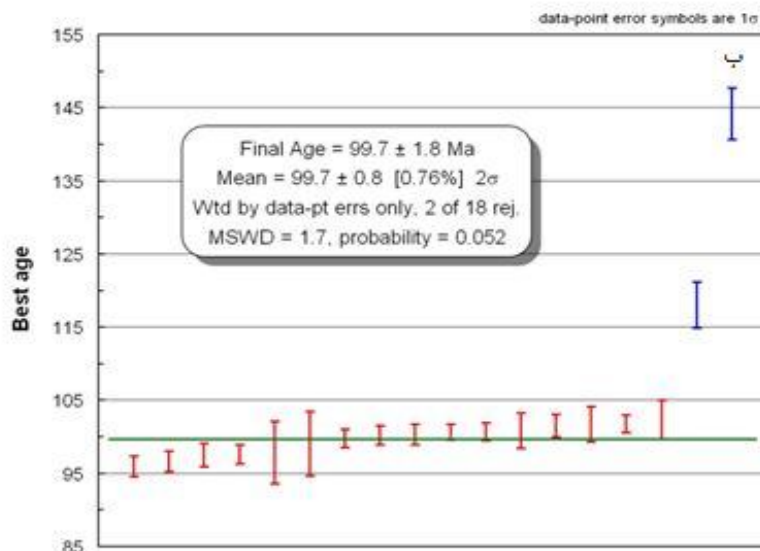
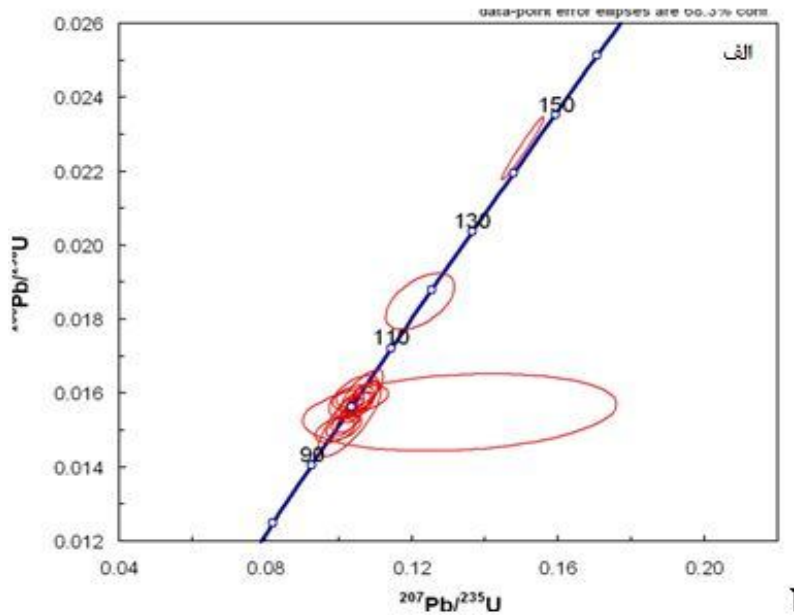
در این پژوهش، همچنین شباهت‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با گرانیتوئیدهای مناطق ارغش (نیشابور، خراسان رضوی) و بی‌بی مریم (نهبندان، خراسان جنوبی) مورد بررسی قرار گرفت. انتخاب این مناطق به این دلیل بود که هر دو مجموعه گرانیتوئیدی یادشده در توالیهای افیولیتی نفوذ کرده‌اند. در منطقه ارغش رخنمونهای سنگهای درونی با طبیعت دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونوزودیوریت، گرانودیوریت وجود دارد. ماگماتیسم نفوذی در قلمرو پتاسیم متوسط و مت‌آلومین قرار گرفته و نسبت پایینی از TiO₂, P₂O₅, Nb, La, Zr را داراست [۳۲].

توده گرانیتوئیدی بی‌بی مریم عمدتاً از تونالیت-کوارتز دیوریت-گرانودیوریت تشکیل شده است. ماگماتیسیم نفوذی در قلمرو متا آلومین تا اندکی پرآلومین و از نوع کمان ماگمایی است. توده‌های یادشده نسبت پایینی از TiO_2 , P_2O_5 , Nb, Ta را دارا هستند [۳۳]. سن این توده بر اساس سن‌سنجی اورانیوم سرب زیرکن $^{207}Pb/^{235}U$ +۰/۶ -۷۱/۵ میلیون سال (کرتاسه بالایی) گزارش شده است [۳۴]. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی (REE) در نمودارهای عنکبوتی که نسبت به مقادیر کندریت نرمالیزه شده‌اند، برای توده تونالیت-گرانودیوریت در شکل ۱۶ الف ارائه شده است. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی (REE) تا حدی مشابه با گرانودیوریت ارغش است.

نسبتهای ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه و ϵNd اولیه در آنها به ترتیب 0.7037 ± 0.0004 و $+4.74$ است و سن این توده‌ها بر اساس سن‌سنجی اورانیوم سرب زیرکن $^{207}Pb/^{235}U$ 92.8 ± 0.9 میلیون سال (کرتاسه بالایی) گزارش شده است [۳۲]. با توجه به این‌که منطقه ارغش در شمال شرق پهنه ایران مرکزی و در پهنه ساختاری سبزوار شمال گسل درونه واقع است، شباهتهای ژئوشیمیایی دو منطقه فوق تاحدودی قابل انتظار است. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی (REE) در نمودارهای عنکبوتی که نسبت به مقادیر کندریت نرمالیزه شده‌اند، برای توده هورنبلند گرانودیوریت منطقه ارغش (کرتاسه بالایی) در شکل ۱۶ الف ارائه شده است. در الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی (REE) این توده غنی‌شدگی جزئی در عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) دیده می‌شود.

جدول ۳. نتایج حاصل از سن‌سنجی زیرکن به‌وسیله دستگاه (Laser-Ablation Multicollector)

sample	U (ppm)	U/Th	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$\pm(\%)$	$^{207}Pb/^{205}Pb$	$\pm(\%)$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$\pm(\%)$	Best Age	$\pm(Ma)$
۱	۵۹۶/۷	۱/۳	۲۰/۷	۲/۵	۰/۱۱	۳/۶۳	۰/۰۱۶	۲/۶	۱۰۲/۳۶	۲/۷
۲	۳۲۸/۸	۱/۸	۱۶/۰	۲۰/۸	۰/۱۳	۲۱/۲۸	۰/۰۱۵	۴/۵	۹۹/۲۲	۴/۴
۳	۳۵۳/۰	۱/۶	۱۸/۹	۱۷/۰	۰/۱۰	۲۵/۸۶	۰/۰۱۳	۱۹/۵	۸۶/۵۱	۱۶/۷
۴	۵۲۱/۳	۱/۴	۲۱/۰	۳/۱	۰/۱۰	۳/۳۱	۰/۰۱۶	۱/۲	۱۰۱/۸۸	۱/۲
۵	۵۵۲/۳	۱/۴	۲۰/۶	۱/۹	۰/۱۱	۳/۰۹	۰/۰۱۶	۲/۴	۱۰۰/۹۴	۲/۴
۶	۳۵۲/۳	۱/۷	۲۰/۷	۴/۵	۰/۱۱	۴/۷۶	۰/۰۱۶	۱/۵	۱۰۱/۶۴	۱/۵
۷	۴۶۵/۷	۱/۵	۲۱/۰	۳/۶	۰/۱۰	۴/۳۵	۰/۰۱۶	۲/۴	۱۰۱/۷۹	۲/۴
۸	۲۹۸/۲	۱/۶	۱۳/۱	۵۰/۱	۰/۱۴	۵۳/۴۹	۰/۰۱۳	۱۸/۸	۸۳/۲۴	۱۵/۵
۹	۸۲۳/۹	۱/۱	۲۰/۶	۱/۷	۰/۱۱	۲/۰۹	۰/۰۱۶	۱/۲	۱۰۰/۷۹	۱/۲
۱۰	۸۱۵/۷	۱/۱	۲۰/۷	۰/۹	۰/۱۰	۱/۶۲	۰/۰۱۶	۱/۳	۱۰۰/۲۷	۱/۳
۱۱	۵۵۷/۳	۱/۵	۲۰/۶	۲/۲	۰/۱۰	۲/۵۵	۰/۰۱۵	۱/۴	۹۷/۷۶	۱/۳
۱۲	۶۴۸/۹	۱/۴	۲۰/۹	۳/۲	۰/۱۰	۳/۵۶	۰/۰۱۵	۱/۵	۹۶/۰۶	۱/۴
۱۳	۶۴۱/۸	۱/۴	۲۰/۵	۲/۰	۰/۱۱	۲/۴۳	۰/۰۱۶	۱/۴	۱۰۰/۳۹	۱/۴
۱۴	۵۲۳/۵	۱/۴	۲۰/۵	۳/۴	۰/۱۰	۵/۵۲	۰/۰۱۵	۴/۳	۹۷/۹۶	۴/۲
۱۵	۷۰۷/۵	۱/۳	۲۰/۵	۱/۶	۰/۱۰	۲/۳۰	۰/۰۱۵	۱/۷	۹۷/۵۶	۱/۶
۱۶	۶۲۰/۷	۱/۴	۲۰/۹	۲/۰	۰/۱۰	۲/۳۴	۰/۰۱۶	۱/۳	۹۹/۹۴	۱/۳
۱۷	۴۹۷/۸	۱/۳	۲۰/۵	۲/۷	۰/۱۰	۳/۱۲	۰/۰۱۵	۱/۵	۹۶/۷۵	۱/۴
۱۸	۷۵۴/۵	۱/۱	۲۱/۰	۱/۳	۰/۱۰	۱/۶۵	۰/۰۱۶	۱/۱	۱۰۰/۷۴	۱/۱



شکل ۱۴. الف) پلات کنکردیا و ب) تعیین سن میانگین.

جدول ۴. داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپیهای Rb-Sr

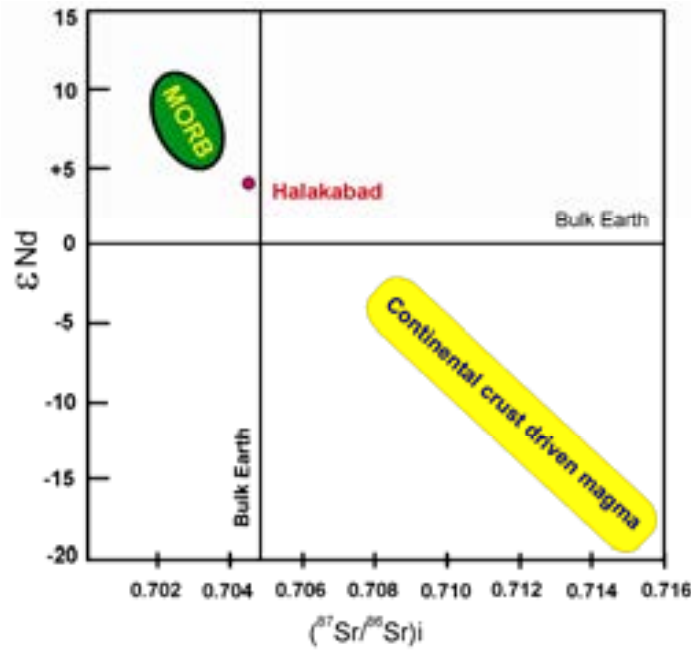
SAMPLE	Age (MA)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m (2σ)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{initial}	عدم قطعیت در نسبت اولیه
Granodiorite	۱۰۰	۲/۴	۱۸۲	۰/۰۳۷۸	۰/۷۰۴۷۵۹	۰/۷۰۴۷۰۵	۰/۰۰۰۰۱۲

(i) نسبت اولیه (m) نسبت اندازه‌گیری شده (Age) سن محاسبه‌شده بر اساس سن سنجی اورانیوم سرب زیرکن

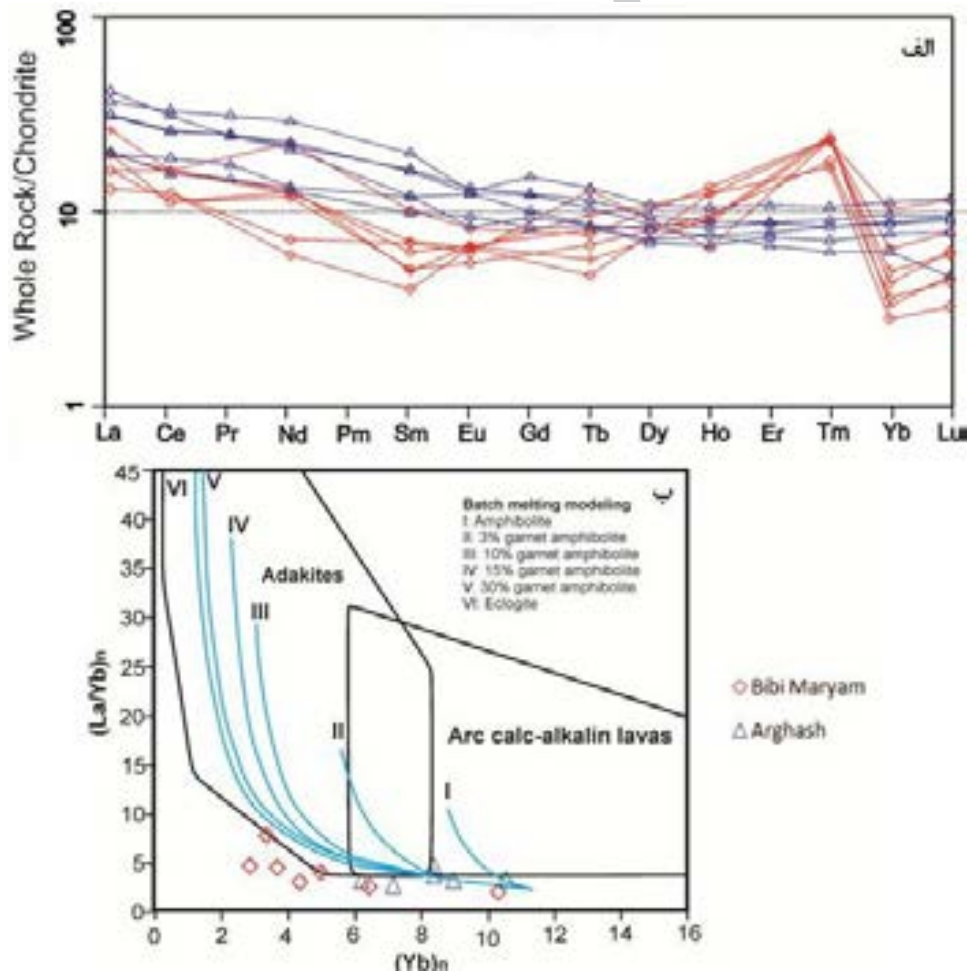
جدول ۵. داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپیهای Sm-Nd

SAMPLE	Age (MA)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m (2σ)	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _{initial}	εNd
Granodiorite	۱۰۰	۱/۷۲	۵/۸	۰/۱۸۰۳	۰/۵۱۲۸۵۳	۰/۵۱۲۷۳۵	+۴/۴

(i) نسبت اولیه (m) نسبت اندازه‌گیری شده (Age) سن محاسبه‌شده بر اساس سن سنجی اورانیوم سرب زیرکن



شکل ۱۵. مقایسه میزان initial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ و ϵNd نمونه مطالعاتی منطقه هلاک‌آباد



شکل ۱۶. مقایسه توده هورنبلند گرانودیوریت ارغش و تونالیت-گرانودیوریت بی‌بی مریم در الف) نمودار عنکبوتی که نسبت به مقادیر کندریت [۱۷] نرمالیزه شده‌اند ب) نمودار $(\text{Yb})_N$ در مقابل $(\text{La}/\text{Yb})_N$ [۳۵].

این پژوهش مطالعه شدند. در این مطالعه سن توده گرانودیوریتی ۹۹/۷ میلیون سال (کرتاسه میانی) تعیین شد. این توده‌ها در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشمر [۳] و در مطالعات [۷] به ائوسن و در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ششتمد به بعد از پالئوسن نسبت داده شده‌است [۵]. با توجه به سن حدود ۹۷ تا ۱۰۰ میلیون سال قبل، بخشی از ماگماتیسم گسترده ناحیه جنوب سبزوار قدیمتر از سنوزوئیک بوده و در کرتاسه میانی جای‌گیری شده است.

همان‌گونه که در بخش ژئوشیمی توده‌های نفوذی شرح داده شد ماگماتیسم مورد مطالعه با ویژگی‌های محتوای بالای Na_2O (۳/۵-۷/۳ درصد)، مقدار کم K_2O (۱/۰۶-۰/۱۲ درصد)، مقدار بالای CaO (۳/۹ تا ۵/۷ درصد)، محتوای کم $\text{REE} < 40$ مقدار $(\text{La}/\text{Yb})_N$ کمتر از ۲، میزان ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ کمتر از ۰/۷۰۴۵ و میزان ϵNd اولیه ۴/۵+ مشخص می‌شود. نسبت Sm/Yb نیز در نمونه‌های مورد بررسی کمتر از ۲ است. این ویژگی‌های شاخص، نشان‌دهنده آن است که ماگمای اولیه گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در یک محیط کم‌عمق و در فشار کم در محدوده بدون گارنت (محدوده پایداری پلاژیوکلاز پریدوتیت) تشکیل شده‌اند.

محتوای Sr و Yb سنگهای گرانیتوئیدی این منطقه پایین است (جدول ۲). پایین بودن نسبت Sr/Y (میانگین ۱۰) و نسبت La/Yb (میانگین ۲/۲)، بالا بودن مقدار Y (میانگین ۱۹/۷ پی‌پی‌ام) از دیگر ویژگی‌های توده‌های نفوذی مورد مطالعه است (جدول ۲). تپه‌شدگی از Sr ، غنی‌شدگی نسبی از Y و کاهش نسبت Sr/Y در مقابل Y در شکل ۱۷ نمایش داده شده است.

بر اساس نمودار [۳۵] که برای تفکیک ماگماتیسم آداکیتی از محدوده جزایر قوسی استفاده می‌شود (شکل ۱۷)، نمونه‌ها در قسمت جزایر قوسی تیپیک قرار می‌گیرند. نمونه‌های مورد بررسی به‌طور مشخص خارج از گستره آداکیتی قرار دارند (شکل ۱۷). مجموعه‌های آداکیتی با نسبت بالاتر Sr/Y عمدتاً به ذوب عمیق تعبیر می‌شوند. در این وضعیت گارنت پایدار بوده که Y در آن عنصری سازگار محسوب می‌شود.

نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در آداکیتها و گرانیتوئیدهای TTG بالای ۲۰ است، در حالی که در سنگهای مورد مطالعه این نسبت کمتر از ۲ است. عناصر Y و Yb با ذوب‌بخشی کم وارد ماگما می‌شوند. بنابراین در صورتی که نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_N$ بالا باشد،

توده هورنبلند گرانودیوریت ارغش و تونالیت-گرانودیوریت بی‌بی مریم (هر دو کرتاسه بالایی) با ویژگی‌های محتوای بالای Na_2O (متوسط ۳/۵ درصد)، مقدار کم K_2O (متوسط کمتر از ۱ درصد)، مقدار بالای CaO (متوسط ۳/۵ درصد)، محتوای کم REE (میانگین ۴۰ پی‌پی‌ام)، مقدار $(\text{La}/\text{Yb})_N$ کمتر از ۴ مشخص می‌شوند. نسبت Sm/Yb نیز در نمونه‌های مورد بررسی کمتر از ۲ است. نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_N$ پایین در سنگهای این مناطق نشان‌دهنده آن است که در محل منشأ گارنت حضور نداشته و ذوب در عمق کم صورت گرفته است. در شکل ۱۶ ب نیز این توده‌ها خارج از محدوده آداکیتی قرار گرفته و شرایط ذوب و فشار عمق کم را نشان می‌دهند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی مشابه، آنها را در گروه گرانیتوئیدهای مرتبط با ناحیه فرافورانش قرار می‌دهد. لذا بر خلاف نظر [۳۴] توده گرانیتوئیدی بی‌بی مریم شباهتی به آداکیت‌های غنی از سیلیس ندارد.

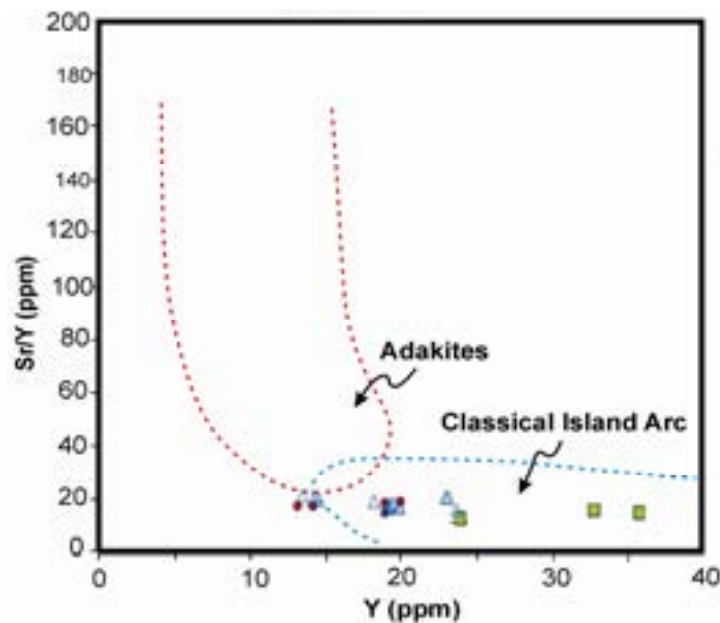
بحث و نتیجه‌گیری

براساس بررسی‌های انجام‌شده، واحدهای زمین‌شناسی منطقه را می‌توان به چهار بخش تقسیم کرد: ۱- سنگهای آتشفشانی قبل از کانی‌سازی که بخش بزرگی از زمین‌شناسی محدوده را به‌خود اختصاص داده‌اند و ترکیب بیشتر آنها آندزیت-داسیت است. به‌دلیل نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق کانه‌دار و تأثیر محلولهای ماگمایی-گرماپی، سنگهای آتشفشانی مجاور آنها در شدتهای مختلف دگرسان شده‌اند. ۲- توده‌های نفوذی (کرتاسه میانی مورد مطالعه) که اثرات کمی از کانی‌سازی و دگرسانی در آنها دیده می‌شود. ۳- توده‌های نیمه‌عمیق در حد مونزونیت که با شدتهای مختلف دگرسان‌شده و همراه با کانی‌سازی هستند. مرز اغلب توده‌ها با یکدیگر و سنگهای آتشفشانی و رسوبی قبل از کانی‌سازی از نوع گسلی است. این توده‌ها به‌صورت استوکهای کوچک تا متوسط در یکدیگر جای‌گیری شده‌اند. شدت دگرسانی و کانی‌سازی در نزدیکی توده‌ها بیشتر بوده و با دور شدن از مرکز اصلی کانی‌سازی شدن آن کمتر شده است. ۴- واحدهای رسوبی و ته‌نشستهای کواترنری.

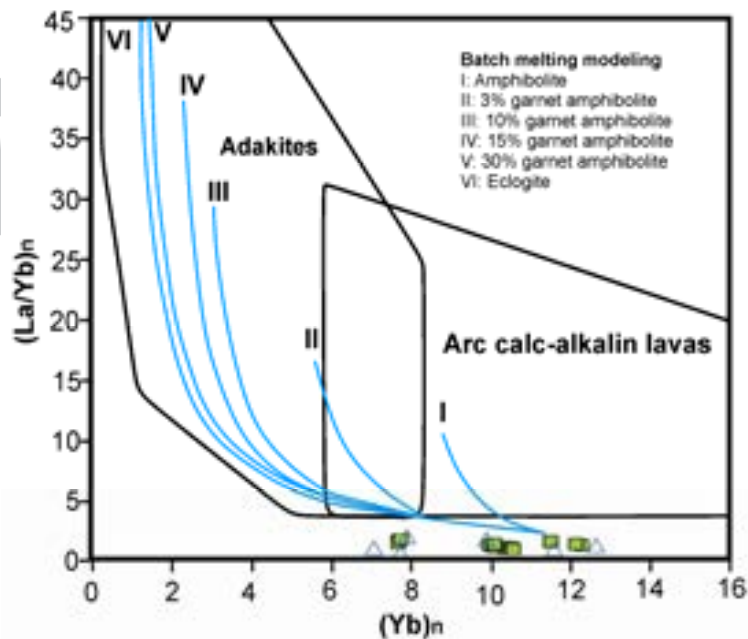
ماگماتیسم هلاک‌آباد و کوه‌میش در جنوب سبزوار با ویژگی‌های خاصی از مناطق همجوار متمایز می‌گردد. توده‌های گرانیتوئیدی در محدوده تونالیت، ترانجمیت و گرانودیوریت در

که خود شاهد دیگری است که این سنگها از ذوب‌بخشی یک منشأ اکلوژیتی حاصل نشده‌اند. همچنین داده‌های ایزوتوپی به‌دست آمده نشان‌دهنده تغییرات مقادیر ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در حد 0.7047 است. با توجه به این که مقدار ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ از 0.706 کمتر است، منشأ ماگما خارج از پوسته قاره‌ای بوده است.

نشان‌دهنده تشکیل ماگما در عمق پایداری گارنت است و مقادیر کم این نسبت نشان‌دهنده آن است که در محل منشأ گارنت وجود نداشته است (شکل ۱۸). نتایج به‌دست آمده از این مطالعات نشان می‌دهد، ماهیت ماگماتیسیم جنوب سبزوار (شمال شرق ایران) عمدتاً تولییتی تا آهکی قلیایی است. الگوی نمودارهای عنکبوتی مورد مطالعه تقریباً مسطح بوده و تفاوت چندانی در نسبت La/Yb دیده نمی‌شود



شکل ۱۷. نمونه‌های منطقه هلاک‌آباد در نمودار Y در مقابل Sr/Y [۳۵] در محدوده جزایر قوسی قرار می‌گیرند.



شکل ۱۸. نمودارهای $(\text{Yb})_N$ در مقابل $(\text{La}/\text{Yb})_N$ [۳۶] منشأ ماگما را از خارج محدوده پایداری گارنت نشان می‌دهد.

عناصر دیرگداز آنها را افزایش داده است. شاهد این ادعا، بالاتر بودن مقادیر MgO و عناصر Cr و Ni در تونالیتها است. در این حالت باید ضخامت پوسته فوقانی کم بوده باشد زیرا اثرات آلودگی با پوسته ناچیز است. این چنین مکانهایی در سایر محیطهای افیولیتی فرافروانش (به‌طور مثال [۳۸]) مشاهده شده است. شناسایی مجموعه تونالیت-ترانجمیت-گرانودیوریت در جنوب سبزوار با ویژگی خاص که شرایط فرافروانش را نشان می‌دهد، کمک شایانی به مطالعات تکتونیک صفحه‌ای، شناخت بیشتر محلهای تشکیل لیتوسفر اقیانوسی و طبیعت مخزن ایجاد کننده آن می‌کند.

بخشی از آلتراسیون و کانی‌سازی منطقه هلاک آباد از نوع سولفیداسیون بالا و متوسط و احتمالاً جوانتر از مجموعه تونالیت-ترانجمیت-گرانودیوریت است. ادامه پژوهشها به این سؤال جواب خواهد داد.

منابع

- مجموعه تونالیت-ترانجمیت-گرانودیوریت در برخی ویژگیهای عناصر اصلی و فرعی (مانند محتوای بالای Na_2O ، مقدار کم K_2O ، مقدار بالای CaO)، مشابه پلاژیوگرانیتهای اقیانوسی است، اما علاوه بر رخنمون گسترده (گرانودیوریت، ترانجمیت و تونالیت)، سایر ویژگیهای ژئوشیمیایی و ترکیب پترولوژیکی آن متفاوت است. این سنگها تمایل تولییتی تا کالک‌الکال دارند. نمودارهای چندعنصری به‌هنجارشده نسبت به بازالت پشته میان‌اقیانوسی (MORB)، آنومالی منفی از عناصر با شدت میدان بالا را نشان می‌دهد و در نورم آنها هورنبلند دیده می‌شود. این نتایج در کنار نمودارهای تشخیص گرانیتهای با استفاده از عناصر فرعی بر اساس Rb, Nb و Y [۱۶]، که نشان می‌دهد همه سنگهای بررسی شده در کمرندهای آتشفشانی زون فرورانش هستند، تأیید می‌شود. محتوای بالای Mg و Cr در برخی نمونه‌ها نیازمند آن است که این مذاپها با گوه گوشته‌ای دیرگداز در زمان صعود آنها به سطح واکنش دهند.
- در بخش قبلی اشاره شد، منشأ گرانیتهای مورد مطالعه در یک محیط بسیار کم عمق و در فشار کم تشکیل شده و ترکیب مشابه مورب نشان می‌دهند. یک مسأله مهم در این رابطه آن است که در چنین شرایط کم‌عمق و فشار چه عاملی باعث ذوب و تشکیل تونالیت-ترانجمیت و گرانودیوریت شده است؟ ذوب در محیطهای کم‌عمق و کم فشار (فشار ۵-۱۰ کیلو بار و عمق ۱۶-۳۴ کیلومتر) نیاز به یک شرایط داغ غیرمعمول در ورقه فرورانده دارد و این تنها زمانی قابل حصول است که یک مرکز بازشدگی اقیانوسی فعال با یک زون فرورانش برخورد کند و فرورانش پشته اقیانوسی اتفاق بیفتد (به‌طور مثال [۳۷]). چنین برخوردی می‌تواند تشکیل افیولیت را پایان دهد. لذا از نتایج به‌دست آمده می‌توان برداشت کرد که تشکیل توده گرانیتهای جنوب سبزوار که ویژگیهای غیر گرانیتهای معمول زون فرورانش را نشان می‌دهد، نیازمند یک ناحیه فرافروانش است. این توده‌ها حاصل فرورانش و ذوب پشته اقیانوسی فعال در یک عمق کم بوده است (دگرگون‌شده در حد رخساره آمفیولیت). پشته اقیانوسی در اندکی قبل یا بعد از برخورد با سیستم گودال فرورانش کرده است. سپس مذاپ حاصله به بالا حرکت کرده و در طی مسیر از میان گوه گوشته‌ای با محیط اطراف واکنش داده است. واکنشهای بعدی این مذاپها با گوه گوشته‌ای بالایی، تمرکز
- [۱] آقناباتی ع.، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳) ۵۸۶ ص.
- [۲] قربانی م.، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران"، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، (۱۳۸۱) ۶۸۰ ص.
- [3] Lindenberge H. G., Gorler K., Ibbeken H., "Stratigraphy, structure and orogenic evolution of the Sabzevar zone in the area of Oryan (Khorasan, NE Iran)", Geological Survey of Iran Report 51 (1983) 119-143.
- [4] Spies O., Lensch G., Mihm A., "Petrology and Geochemistry of the Post-Ophiolitic Tertiary Volcanics between Sabsevar and Quchan, NE Iran". Journal of Geology and Paleontology. 168 (2/3) (1984) 389-408.
- [۵] جعفریان م.، جلالی ع.، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ششمند (۷۵۶۱)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران، (۱۳۷۷).
- [۶] افتخارنژاد ج.، آقناباتی ع.، حمزه‌پور م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کاشمر"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، (۱۹۷۶).
- [7] Soltani A., "Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern Central Iran Plate". Ph.D Thesis. University of Wollongong, Australia (2000) 300 p.

- Volcanology and Geothermal Research 29 (1986) 293-310.
- [20] Keppeler H., "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids", Nature 380 (1996) 237-240.
- [21] Castillo P. R., Rigby S. J., Solidum R. U., "Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines", Lithos 97 (2007) 271-288.
- [22] Hawkesworth C. J., Hergt J. M., Ellam R. M., McDermott F., "Element fluxes associated with subduction related magmatism", Philosophical Transactions of the Royal Society of London 335 (1991) 393-405.
- [23] Gust D. A., Arculus R. A., Kersting A. B., "Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc", The Canadian Mineralogist 35 (1977) 347-365.
- [24] Woodhead J., Eggins S., Gamble J., "High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a deoiled mantle wedge", Earth and Planetary Science Letters 114 (1993) 491-504.
- [25] Wark D. A., Miller C. F., "Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A". Chemical Geology 110 (1993) 49-67.
- [26] Hoskin P. W. O., Schaltegger U., "the composition of zircon and metamorphic", In: Hancher J.M., Hoskin, P. W. O. (Eds.), Zircon: Reviews in mineralogy and geochemistry 56 (2003) 27-62.
- [27] Heaman L. M. & Parrish R., "U-Pb geochronology of accessory minerals". In: Heaman L., Ludden J. N. (Eds.), Applications of radiogenic isotope systems to problems in geology, Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook (1991) 59-102.
- [28] Watson E. B., "Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geologic models and implications for isotopic inheritance". Trans. R. Soc. Edinb. Earth Science 87 (1996) 43-56.
- [29] Williams I. S., "Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia", Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001) 557-580.
- [۸] صادقی ع.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتی ششتمد (جنوب سبزوار)", پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۸) ۲۳۰ ص.
- [9] Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand region, Central IRAN: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics". American Journal of Science 303 (2003) 622-665.
- [10] Ishihara S., "The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks", Mining geology, Japan 27 (1977) 43-300.
- [11] O'Connor J. T., "A classification for Quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios". U.S. Geological Survey Professional Paper 252 (1965) 79-84.
- [12] Shand S. J., "Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits". Thomas Murby and Co., London (1943) 488 p.
- [13] Peccerillo R., Taylor S. R. "Geochemistry of Eocene calc alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contribution to Mineralogy and Petrology 58(1976) 63-81.
- [14] 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.
- [15] Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. "A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", Contribution to Mineralogy and Petrology 95 (1987) 407-419.
- [16] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.
- [17] Boynton W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements", In: Henderson P. (Eds.), Meteorite studies, Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam (Developments in Geochemistry 2) (1985) 115-1522.
- [18] Pearce J. A., "Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth C. J., Norry M. J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Nantwich, UK: Shiva (1983).
- [19] Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W., "Chemical Characteristics of fluid plase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks", Journal of

اورانیوم-سرب توده گرانیتوئیدی بی‌بی مریم، شمال خاور
نهبندان، خاور ایران"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱
(۱۳۹۰) ۱۵-۲۷.

[35] Martin H., "The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust", In: Condie K. C. (Eds.), The Archaean Crustal Evolution. Elsevier (1995) 205-259.

[36] Rollinson, H. R., Tarney, J. "Adakites - The key to understanding LILE depletion in granulites". Lithos 79 (2005) 61-81.

[37] Thorkelson D. J., Breitsprecher K., "Partial melting of slab window margins: Genesis of adakitic and non-adakitic magmas", Lithos 79 : 1-2 (2005) 25-41.

[38] Beard J. S., "Polygenetic tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) magmatism in the Smartville complex, Northern California, with a note on LILE depletion in plagiogranites". Mineralogy and Petrology 64 (1998) 15-45.

[30] Rubatto D., Williams I. S., Buick I. S., "Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia", Contributions to Mineralogy and Petrology 140 (2001) 458-468.

[31] Cherniak D. J., Watson E. B., "Pb diffusion in zircon", Chemical Geology 172 (2000) 5-24.

[۳۲] اعلمی‌نیا ز، کریم‌پور م. ح، همام م، فینگر ف،
"ژئوشیمی و سن‌سنجی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت کرتاسه
پایانی در منطقه ارغش - قاسم آباد (شمال شرق ایران)"،
مجله پترولوژی، دانشگاه اصفهان، شماره ۱۲ (۱۳۹۲) ۱۰۳-
۱۱۸.

[۳۳] محمدی س. س، وثوقی عابدینی، م، امامی م. ه،
خطیب م. م، "پتروگرافی، ژئوشیمی، منشأ و جای‌گاه
تکتونیکی توده گرانیتوئیدی بی‌بی مریم (افضل آباد-
نهبندان)"، فصلنامه علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و
اکتشافات معدنی کشور، شماره ۶۳ (۱۳۸۶) ۶۰-۷۱.

[۳۴] زرین‌کوب م. ح، لین چانگ س، محمدی س. س،
خطیب م. م، "زمین‌شیمی، پترولوژی و سن‌سنجی زیرکان-

Archive