



کانی‌سازی، ژئوشیمی و سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب گناباد

صدیقه زیرجانی‌زاده، محمدحسن کریم‌پور*، خسرو ابراهیمی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت مقاله: ۹۳/۱۱/۵، نسخه نهایی: ۹۴/۲/۱۵)

چکیده: گستره‌ی مورد بررسی در استان خراسان رضوی و شمال غرب گناباد و از نظر موقعیت زمین ساختی در شمال بلوک لوت واقع شده است. توده‌های آذرین نیمه‌عمیق در منطقه رخنمون دارند که سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و آذرآواری را قطع کرده‌اند. این سنگ‌ها عبارتند از سنگ‌های آذرین کوچک و بندهایی با بافت پورفیری و گستره‌ی ترکیبی کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و گرانیت هستند. دگرسانی گسترده‌ای نیز در جنوب منطقه شناسایی شدند که بیشتر از نوع آرژلیک‌اند. ترکیب کانی‌شناسی این دگرسانی به ترتیب فراوانی عبارتند از کوارتز، کائولن، دیکیت، مونتموریلونیت، همتیت و آلونیت. بررسی‌های ژئوشیمیایی روی توده‌های سنگی نشان می‌دهد که گرانیت‌ها ماهیت آهکی-قلیایی با پتاسیم بالا داشته و در گستره پراآلومینوس و مت‌آلومینوس قرار می‌گیرند. الگوی عناصر خاکی نادر (REE)، غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) (۳/۵-۶/۵ با میانگین ۴/۷۵) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) (۳/۵۳ تا ۱۵/۴۷) نشان می‌دهد. سنگ‌های آتشفشانی غنی‌شدگی LREE/HREE با دامنه تغییرات $[Dy/Yb]_n = 0.9-1.4$ نشان می‌دهند. $Eu_N/Eu^* = 0.54$ (با میانگین ۰/۵۴) نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: شمال غرب گناباد؛ آهکی-قلیایی؛ منطقه‌ی فروزان.

مقدمه

قرار داده‌اند. فعالیت‌های ماگمایی بلوک لوت از ژوراسیک آغاز و در کرتاسه ادامه داشته و در ترشیاری به اوج خود رسیده است. به‌طوری که سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری، به ویژه ائوسن، با ضخامت حدود ۲۰۰۰ متر بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشانند. به علاوه بخشی از بلوک لوت نیز به‌وسیله‌ی رسوب‌های قاره‌ای و چین‌خورده پلیوسن - کواترنری پوشیده شده است [۱]. در این پژوهش، نخست به بررسی زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین پرداخته شده و سپس رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و نادر در توده‌های آذرین نیمه عمیق و سنگ‌های آتشفشانی و تعیین خاستگاه بررسی شده‌اند.

زمین‌شناسی گستره مورد بررسی

واحدهای سنگی که در منطقه رخنمون دارند عبارتند از سنگ

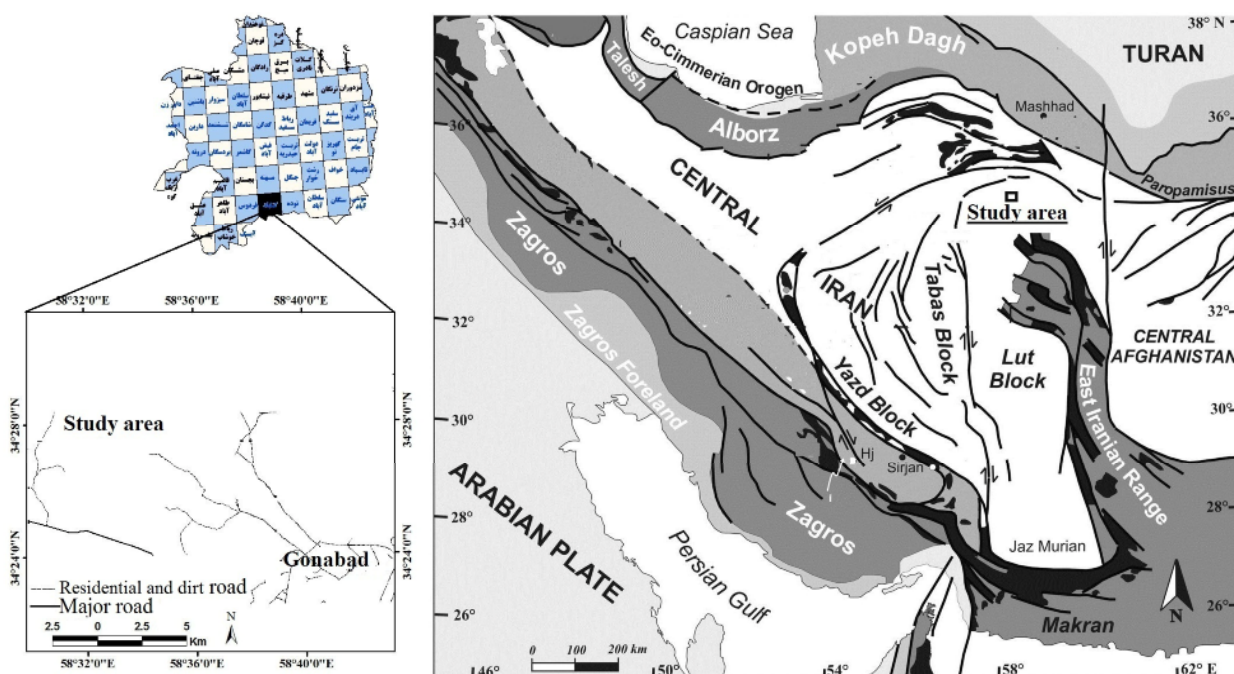
گستره‌ی مورد بررسی در شمال غرب شهرستان گناباد، شمال جاده گناباد - بجستان و در فاصله‌ی مختصاتی بین $30^{\circ} 58'$ تا $40^{\circ} 58'$ و طول‌های شرقی و $25^{\circ} 34'$ تا $30^{\circ} 34'$ عرض‌های شمالی قرار می‌گیرد (شکل ۱). این منطقه در غربی نقشه‌ی ۱/۲۵۰۰۰۰ گناباد، شمال غرب نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ گناباد و شمال بلوک لوت قرار می‌گیرد. بخش بزرگ بلوک لوت را سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم تشکیل می‌دهند ولی بروزدهایی از رسوب‌های اواخر دوران اول و مخصوصاً رسوب‌های دوران دوم نیز به‌طور پراکنده در آن رخنمون دارند [۱]. توده‌های گرانیتوئیدی به سن ژوراسیک بالایی و ترشیاری نیز در برخی نقاط، سنگ‌های قدیمی تر، بلوک لوت را تحت تاثیر

آگلومرا شامل تراکی آندزیت و آندزیت است که فراورده فوران آتشفشانی با ترکیب حدواسط هستند. ساختار اصلی گسل‌های منطقه از نوع راست‌الغز است [۲].

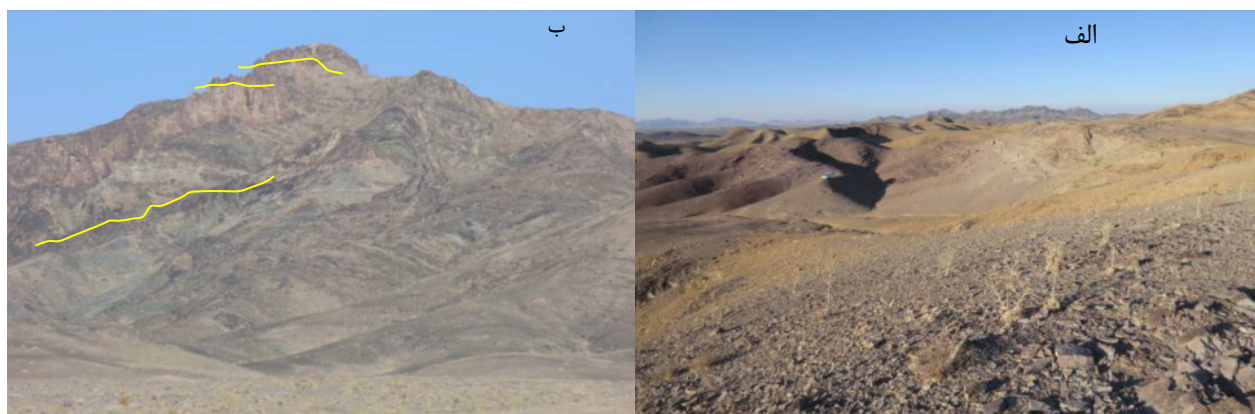
سنگ‌نگاری

سنگ‌های نفوذی گرانیتی، گرانیتوئیدی، گدازه‌های آندزیتی-تراکی آندزیت، ریولیت و ریوداسیت در منطقه‌ی مورد بررسی به چشم می‌خورد. بررسی سنگ‌نگاری واحدهای سنگی در منطقه به شرح زیر است:

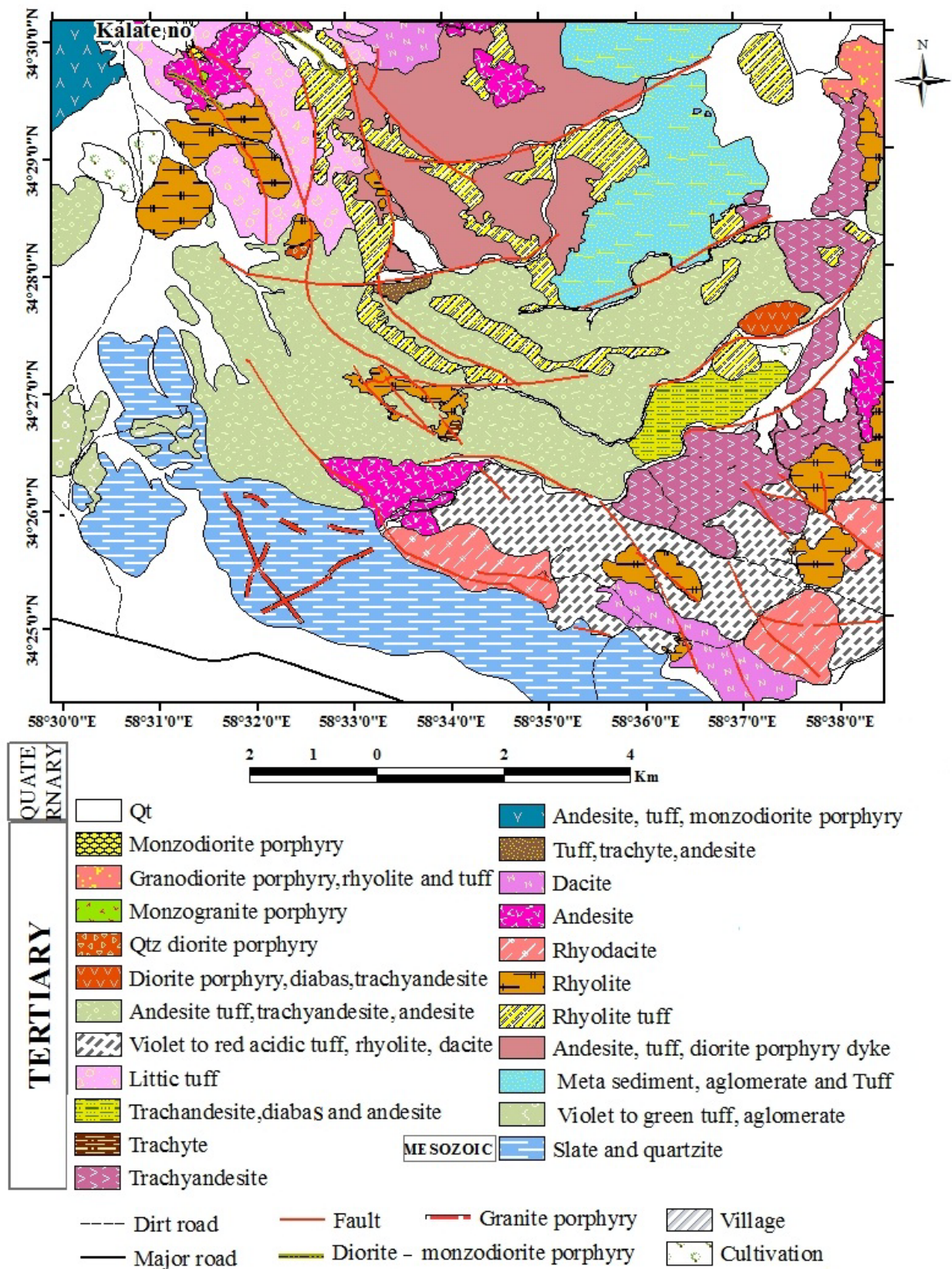
های اسلیت و کوارتزیت، سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های آذرین نفوذی. واحدهای سنگی رخمون تپه‌ماهور دارند (شکل ۲. الف. شکل ۳). قدیمی‌ترین واحد که در منطقه‌ی مورد بررسی رخمون دارد اسلیت و کوارتزیت است (شیل و ماسه سنگ‌های سازند شمشک در اواسط ژوراسیک به‌طور بخشی تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای به اسلیت و کوارتزیت تبدیل شده است، (شکل ۲. ب)). سازند شمشک گسترش زیادی را در جنوب غرب منطقه دارد. سنگ‌های آذرآواری آگلومرا به رنگ سبز تیره تا سرخ به همراه توف دیده شده‌اند. قطعات تشکیل دهنده



شکل ۱ موقعیت منطقه در نقشه‌ی زمین‌ساختی ایران [۱] و راه‌های دسترسی به گستره پی‌جویی.



شکل ۲ الف. نمایی از منطقه‌ی مورد بررسی. واحدهای سنگی رخمون تپه‌ماهور دارند ب. نفوذ دایک‌های گرانیتی درون سازند شمشک. فراوانی ساختارهای زمین‌شناسی مانند چین‌های برگشته، چین‌های خوابیده، گسل‌های راست‌الغز و راندگی در این سازند دیده می‌شوند.



شکل ۳ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی.

۰/۲ و پلاژیوکلاز ۱۰٪ (۰/۲ - ۱/۲ mm) است، همچنین بیوتیت که اکسید آهنی شده، و کانی های کدر نیز به صورت فنوکریست حضور دارند. کوارتز ریزبلور، در زمینه تا ۷۰٪ (۱ mm - ۰/۱) است. فلدسپات های قلیایی نیز به شدت دگرسان (آرژیلیکی) شده اند و تشخیص نوع آن ها بسیار دشوار است. از دیگر ویژگی های مشاهده شده در ریولیت ها حضور بافت غربالی پیرامون بعضی از بلورهای کوارتز و فلدسپات است.

دایک ها و استوک های کوچک

استوک مونزودیوریت - مونزونیت پورفیری: این واحد در مرکز گستره ی مورد بررسی رخنمون دارد. کانی های پلاژیوکلاز ۵-۷٪ (در ابعاد ۰/۴ mm - ۰/۱)، فلدسپارها کاملاً آرژیلیکی شده و کوارتز اولیه تا ۱٪ قابل تشخیص اند (شکل ۴ ب). بافت این واحد پورفیری بوده و حضور دگرسانی های سیلیسی (تا ۴۰٪)، کوارتز - سرسیت - پیریت و آرژیلیکی شده ۱۵ تا ۲۰٪، از سرشتی های این توده اند. کانی سازی مشاهده شده در این توده اغلب عبارتند از پیریت های شکل دار و نیمه شکل دار و کمتر از ۱٪ هماتیت است.

استوک مونزونیت پورفیری: این توده آذرین نیمه عمیق با بافت پورفیروئید است که در غرب منطقه رخنمون بسیار کوچکی دارد. حاوی ۱۰ تا ۱۵٪ فلدسپات پتاسیم (در ابعاد ۰/۳ mm - ۰/۱) است و کمتر از ۳٪ پلاژیوکلاز (به ابعاد ۰/۳ mm - ۰/۲) است. دگرسانی سیلیسی (۵ تا ۷٪) و سرسیتی (کمتر از ۱٪) در این توده دیده می شود. وجود کانی های فرعی نظیر زیرکن و آپاتیت از سرشتی های این توده است.

دایک با ترکیب بیوتیت گرانودیوریت پورفیری: این دایک درون شکستگی های موجود در واحد اسلیت و کوارتزیت با سن ژوراسیک (سازند شمشک) تزریق شده است. در پاره ای نقاط در راستای نفوذ دایک، دگرسانی سبب تشکیل کائولن شده است. فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت کانی های اصلی آن هستند که به سرسیت، کانی رسی و کلریت تبدیل شده اند.

دایک با ترکیب سینوگرانیت پورفیری: این دایک نیز داخل سازند شمشک نفوذ کرده است. بافت این واحد پورفیروئید است و بیشتر از فلدسپار پتاسیم ($> 30\%$)، پلاژیوکلاز (۲-۳٪)، کوارتز (۵-۷٪) و بیوتیت (۵-۷٪) تشکیل شده است (شکل ۴ ب).

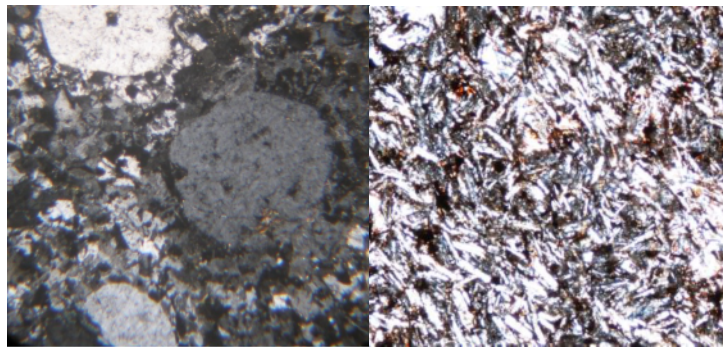
توف بلوری - سنگی: بررسی توف ها نشان می دهد که ترکیب آن ها در جنوب منطقه ریولیتی - ریوداسیتی است. بخش بیشتر آن ها توف بلوری است. ترکیب توف ها در مرکز به سمت شمال ناحیه ی آندزیتی است. در بخش شمال شرقی منطقه، توف سنگی - بلوری نیز دیده می شود. قطعات سنگ یا بلور کربناتی و آرژیلیکی شده و در زمینه کاملاً سیلیسی - آرژیلیکی قرار دارند. قطعات سنگی (با ابعاد حداکثر ۴mm)، ۲۰٪ درصد سنگ را تشکیل می دهند.

آندزیت - تراکی آندزیت: بافت این واحد پورفیری است. فنوکریست ها عبارتند از پلاژیوکلاز تا ۲۵٪ (به ابعاد ۰/۱ mm)، قطعات هورنبلند با حاشیه ی اکسید آهنی شده ۵٪ (به ابعاد ۰/۶ mm) و فلدسپات قلیایی نوع سانیدین سرسیتی شده تا ۱٪، دیده می شوند. زمینه از میکرولیت های پلاژیوکلاز ۳۰ تا ۳۵٪ و کانی سازی کدر ۱۰ تا ۱۵٪ است. کربنات کلسیم هم داخل پلاژیوکلاز و هم در زمینه، تا ۲۵٪، و کلریت به صورت پراکنده کمتر از ۳٪ دیده می شوند.

تراکیت: سرشتی این واحد وجود بافت تراکیتی آن است (شکل ۴ الف). ریزبلورهای پلاژیوکلاز نوع سانیدین تا ۹۰٪ سنگ را شامل می شود. هورنبلند با حاشیه ی سوخته که بیشتر آن ها به وسیله ی کربنات کلسیم پر شده و بین ۳ تا ۵٪ درصد (با ابعاد ۰/۳ mm) دیده می شود، ضمن اینکه کوارتز کمتر از ۱٪ قابل مشاهده است. در این توده، کربنات کلسیم به صورت رگچه های بسیار ظریف (به ابعاد کمتر از ۰/۱ mm) و در زمینه تا ۲٪ دیده می شود.

ریوداسیت: از دیگر سنگ های آتشفشانی منطقه ریوداسیت است که در جنوب منطقه ی مورد بررسی رخنمون دارد (شکل ۲). بافت گلومروپورفیری بافت اصلی ریوداسیت های این منطقه است. فنوکریست ها شامل بلورهای خودریخت و هیپ-ایدیومورف کوارتز خودشکل ۲ تا ۳٪ (در ابعاد ۰/۵ mm - ۰/۱)، پلاژیوکلاز ۷ تا ۱۰٪ (در ابعاد ۰/۸ mm - ۰/۲)، بیوتیت ۱٪ و هورنبلند ۵٪ است. بخش بیشتر سانیدین دگرسان و تا ۱۵٪ به کانی های رسی تبدیل شده اند.

ریولیت: بافت غالب ریولیت ها پورفیری است. زمینه ی این سنگ ها ریز دانه و در برخی از بخش ها به شدت سیلیسی شده است. فنوکریست های موجود شامل کوارتز خلیجی ۳-۵٪ (mm ۰/۴ - ۰/۲)، فلدسپات قلیایی نوع سانیدین ۲۰-۱۵٪ (mm ۱ -



شکل ۴ الف. تصویر میکروسکوپی از تراکیت؛ ب. دایک با ترکیب سینوگرانیت پورفیری؛ پ. مونزونیت - مونزودیوریت پورفیری حاوی کانی‌سازی. تمام تصاویر در نور XPL و خط مقیاس سفید ۰/۲۵ و سرخ ۰/۲ میلی‌متر است.

روش‌های آنالیز

برای رسیدن به هدف‌های این پژوهش، پس از شناسایی، جداسازی و بررسی ارتباط توده‌های نفوذی، نیمه‌عمیق با سنگ‌های آتشفشانی، نمونه‌هایی از سطح ناهوازه جمع‌آوری و مقاطع نازک تهیه و بررسی شدند. نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ تهیه و رقومی شد. تعداد ۲۰ نمونه از توده‌های منطقه که دارای کمترین میزان دگرسانی بودند انتخاب و برای اکسیدهای اصلی به روش فلوتورسانسی پرتو X (XRF مدل دستگاه فیلیپس مدل II) برای عناصر اصلی، در آزمایشگاه شرکت زرآما، تهران، تجزیه شدند و همین نمونه‌ها برای عناصر کمیاب به روش پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS)، روش محلول‌سازی ذوب قلیایی، در آزمایشگاه ACME کانادا آنالیز شدند. نتایج آنالیز برای عناصر اصلی و کمیاب در جدول ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

کانی‌سازی

شمال غرب گناباد منطقه‌ای سرشار از نظر خاک رس کائولینیتی است. خاستگاه این خاک رسی گسترده (دگرسانی آرژلیک) به نفوذ دایک گرانیتی که رخنمون آن در سازند شمشک چشمگیر است، مربوط می‌شود. دو معدن مهم کائولن رخ سفید و باغ سیاه از جمله مهم‌ترین آن‌ها هستند. کانی‌شناسی این ذخایر به ترتیب فراوانی عبارتند از کوارتز، کائولن، دیکیت، مونتموریلونیت، همتایت و آلونیت. کانی‌سازی مس در غرب و شمال غرب منطقه وابسته به توده‌های پورفیری مونزونیت-مونزودیوریتی است. این کانی‌سازی به صورت رگه‌ای است. ضخامت رگه‌ی اصلی به ۷۰ سانتی‌متر می‌رسد ولی گسترش عمقی آن مشخص نیست. طی فرایند ثانویه، کانی‌سازی اولیه به اکسیدهای آهن و مالاکیت تبدیل شده است.

دایک با ترکیب بیوتیت گرانیت: این دایک با روند شمال غربی - جنوب شرقی داخل سازند شمشک نفوذ کرده و بافت دانه ای-میرمیکیتی نشان می‌دهد. این واحد بیشتر از فلدسپار پتاسیم (۲۰٪)، پلاژیوکلاز (۳-۵٪)، کوارتز (۲۰٪) و بیوتیت (۳-۵٪) تشکیل شده است. در این واحد بیوتیت‌ها کلریتی شده‌اند و بعضی بلورهای فلدسپار پتاسیم بین ۵ تا ۵۰٪ به سرسیت تبدیل شده‌اند. ۱ درصد کلسیت هم در زمینه دیده می‌شود.

دایک با ترکیب کوارتز مونزودیوریت پورفیری: این واحد در شمال غرب منطقه رخنمون داشته و در واحد آندزیتی نفوذ کرده است و دارای بافت پورفیروئید - گلومروپورفیروئید بوده و کانی‌های اصلی آن پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپارند. شواهد دگرسانی در این واحد عبارتند از: پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم تا ۵٪ به سرسیت و بیش از ۱۰٪ به کانی رسی تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلازها از حاشیه به کرنات تبدیل شده‌اند. ۲-۳ درصد آن سیلیسی‌شده و در زمینه دیده می‌شود. زمینه شامل کانی‌های دگرسان و ریزبلورهای پلاژیوکلاز است.

دایک با ترکیب کوارتز دیوریت پورفیری: رخنمون این دایک در شمال منطقه و داخل توف و آندزیت دیده می‌شود. روند آن شمال غربی - جنوب شرقی است. درصد کانی‌های اولیه فنوکریست شامل کوارتز ۲ تا ۳٪، پلاژیوکلاز ۱۰٪، هورنبلند ۲-۳ درصد است که در بعضی بلورها به کلریت (۸٪) و کرنات (۲۰٪) تبدیل شده‌اند. ریزبلورهای پلاژیوکلاز ۳۰ تا ۴۰٪ در زمینه دیده می‌شوند. درصد دگرسانی به‌طور کلی شامل: ۳-۴ درصد کرنات، ۳-۵ درصد اپیدوت، ۱۰-۱۵ درصد کلریت، ۳-۵ درصد سرسیت، کانی رسی در فنوکریست ها ۱-۳ درصد و کانی کدر ۱۰ درصد است.

جدول ۱ تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق و نفوذی.

Wt%	KN2-129	KN-53	KH-64	K2	SH-I	KH-67	R-25	KH-65	at105	at108	at109	d11	d7	KN-GO
SiO ₂	۷۰٫۲۹	۷۰٫۱۵	۵۹٫۷۳	۶۲٫۸۲	۶۷٫۷۱	۷۲٫۰۸	۶۹٫۶۸	۷۱٫۸۹	۷۳٫۱۵	۷۲٫۴	۷۳٫۳	۷۲٫۸	۷۲٫۱	۷۳٫۸
TiO ₂	۰٫۳۵	۰٫۳	۰٫۶۲	۰٫۶۵	۰٫۲۸	۰٫۱۸	۰٫۳۳	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۱
Al ₂ O ₃	۱۴٫۳۷	۱۳٫۵۶	۱۵٫۲	۱۵٫۳۱	۱۶٫۲۳	۱۴٫۷۳	۱۴٫۰۳	۱۴٫۹۱	۱۴٫۳۶	۱۵٫۳	۱۳	۱۱۲	۱۲٫۹	۱۳٫۶
TFeO	۲٫۸۱	۲٫۵۹	۴٫۷۵	۴٫۷۳	۲٫۶۱	۲٫۲۶	۳٫۲۶	۲٫۲۱	۱٫۲۵	۱٫۱	۲٫۱۴	۳٫۳۶	۳٫۴۷	۱٫۹۵
MnO	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳
MgO	۰٫۶۵	۰٫۵۳	۲٫۸۲	۱٫۷۹	۰٫۷۶	۰٫۳۸	۰٫۷۷	۰٫۵۵	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۲۷	۰٫۴۱	۰٫۴	۰٫۱۹
CaO	۰٫۵۸	۲٫۶۹	۴٫۲۷	۳٫۵۹	۰٫۶۸	۰٫۶۲	۰٫۴۹	۱	۰٫۹۹	۱٫۱۳	۱٫۴۱	۰٫۴	۰٫۱۶	۰٫۶۱
Na ₂ O	۰٫۳۶	۲٫۸۹	۲٫۴۸	۳٫۱۱	۰٫۱۸	۲٫۲۲	۲٫۱۷	۲٫۱۴	۲٫۳۲	۱٫۹۲	۱٫۶۹	۱٫۵۶	۰٫۲۱	۳٫۱
K ₂ O	۸٫۴	۴٫۵۳	۳٫۹۲	۳٫۳۸	۷٫۸۹	۵٫۳۵	۷٫۲۶	۴٫۷۸	۵٫۲۸	۵٫۲۴	۵٫۵۶	۷٫۱۴	۹٫۳۴	۴٫۹۹
P ₂ O ₅	۰٫۱۵	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۴
LOI	۱٫۵۳	۲٫۴۷	۵٫۸۵	۴٫۱۷	۲٫۶۳	۱٫۷۲	۱٫۳۶	۲٫۰۷	۲٫۰۷	۲٫۳۲	۲٫۱۴	۱٫۴۱	۰٫۸۱	۱٫۲۷
total	۹۹٫۲۸۷	۹۹٫۶۳	۹۹٫۴	۹۹٫۳۷	۹۹٫۸۸	۹۹٫۶۴	۹۹٫۲۴	۹۹٫۶۳	۹۹٫۷۲	۹۹٫۸	۹۹٫۶	۹۹٫۳	۹۹٫۴	۹۹٫۵
ppm														
Ba	۸۶۲	۳۳۶	۴۹۲	۴۱۲	۷۳۸	۳۹۲	۶۹۱	۴۱۹	۲۸۹	۲۱۷	۳۳۲	۵۲۳	۱۰۷۶	۴۵۱
Be	۱<	۲	۶	۳	۵	۵	۲	۱<	۲	۱<	۴	۱<	۲	۴
Co	۴٫۲	۲٫۶	۱۱٫۲	۷٫۷	۲٫۱	۱٫۵	۴٫۶	۱٫۵	۱٫۶	۰٫۵	۰٫۶	۱٫۶	۲٫۵	۱٫۱
Cs	۴٫۹	۳٫۲	۸	۶٫۵	۱۴٫۷	۶٫۹	۶٫۹	۷٫۴		۷	۹٫۸	۴	۷٫۲	۳٫۸
Ga	۱۶	۱۶	۱۶٫۷	۱۶٫۷	۱۵٫۶	۱۶٫۲	۱۴٫۵	۱۵٫۷	۱۶٫۵	۱۴٫۴	۱۵٫۴	۱۵٫۳	۱۳٫۶	۱۳٫۵
Hf	۳٫۷	۵٫۵	۴٫۹	۷٫۹	۶٫۵	۳٫۳	۵	۳٫۲	۳٫۴	۳٫۲	۳٫۵	۴٫۵	۴٫۴	۴٫۴
Nb	۱۲٫۴	۱۳٫۲	۱۲٫۲	۱۳٫۶	۱۲	۱۱٫۱	۹٫۷	۱۰٫۴	۱۲٫۴	۱۰٫۷	۱۰٫۳	۱۱	۱۲٫۱	۱۲٫۵
Rb	۴۴۳٫۴	۲۱۰٫۶	۱۷۳٫۸	۱۵۳	۳۷۰٫۸	۲۹۶٫۲	۳۹۴٫۳	۲۴۶	۲۶۸٫۷	۲۴۰٫۴	۳۱۰٫۹	۳۵۸٫۹	۴۷۴٫۹	۲۲۱٫۱
Sn	۵	۶	۷	۵	۶	۷	۷	۹	۱۰	۱۰	۸	۵	۵	۵
Sr	۳۱۴٫۶	۱۴۴٫۸	۲۱۲٫۷	۱۵۰٫۷	۱۰۴٫۵	۹۳٫۶	۸۰٫۲	۸۷	۷۶٫۲	۴۱٫۸	۱۶۵٫۱	۸۳٫۲	۱۲۶٫۱	۱۱۱٫۳
Ta	۱٫۲	۱٫۴	۱	۱٫۱	۱٫۲	۱٫۲	۱٫۳	۱٫۴	۱٫۵	۱٫۳	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۴
Th	۲۴	۳۰٫۳	۲۳	۱۴٫۸	۲۶٫۲	۲۳٫۲	۲۵٫۳	۲۲٫۲	۲۰٫۹	۱۹٫۷	۱۸٫۶	۲۵٫۱	۲۵٫۸	۳۵٫۵
U	۴٫۵	۴٫۵	۴٫۶	۳٫۲	۴٫۴	۳٫۱	۴٫۸	۵٫۶	۸	۴٫۲	۶٫۱	۶٫۵	۴٫۶	۱۴٫۷
V	۱۵	۱۳	۶۹	۵۶	۱۲	۹	۲۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۹	۱۰	۸<
W	۱	۰٫۸	۲٫۶	۲٫۲	۲	۳٫۶	۱٫۲	۲٫۲	۲٫۱	۲٫۴	۱٫۳	۳٫۲	۲٫۳	۱٫۵
Zr	۱۴۹٫۶	۱۸۴	۱۷۵٫۶	۳۰۱٫۱	۲۳۷	۱۲۲٫۳	۱۷۴٫۱	۱۱۵٫۸	۹۸٫۹	۹۵	۱۰۰٫۴	۱۴۷٫۱	۱۸۲	۱۶۹٫۵
Y	۱۶٫۱	۲۳٫۸	۲۲٫۶	۲۴٫۶	۱۹	۱۷٫۴	۱۷٫۴	۱۸٫۱	۱۹٫۳	۱۶٫۹	۱۸٫۶	۱۹٫۷	۲۰٫۶	۱۸٫۹
La	۳۲٫۷	۴۲٫۲	۳۹٫۵	۳۹٫۴	۳۴٫۴	۲۸٫۲	۳۵٫۵	۲۸٫۲	۲۳	۲۲٫۹	۱۹٫۷	۳۰٫۱	۴۰٫۷	۴۲٫۲
Ce	۶۶٫۸	۸۳٫۹	۳۹٫۵	۸۵٫۵	۶۸٫۷	۵۷٫۳	۷۰٫۹	۵۷٫۳	۴۶٫۴	۴۹٫۴	۴۰٫۹	۶۲٫۱	۷۱	۷۹٫۱
Pr	۷٫۱۹	۷٫۹۸	۸٫۰۸	۸٫۹۳	۶٫۴۵	۵٫۴۷	۶٫۷۵	۵٫۴۹	۴٫۷۳	۴٫۶۹	۴۰٫۵	۵٫۹۱	۷٫۳۷	۷٫۳۸
Nd	۲۶٫۲	۲۵٫۳	۲۸٫۹	۳۴٫۱	۲۳	۱۸٫۴	۲۱٫۲	۲۰٫۷	۱۵٫۹	۱۶٫۴	۱۳٫۹	۱۹٫۱	۲۷٫۱	۲۵٫۳
Sm	۴٫۸۶	۵٫۰۹	۵٫۱۵	۶٫۲۵	۴٫۰۲	۳٫۶	۴٫۲۴	۳٫۹۴	۳٫۴۴	۳٫۲۲	۳٫۱۴	۴٫۰۶	۴٫۲۵	۴٫۱
Eu	۰٫۶	۰٫۵۲	۰٫۸۳	۱٫۱۷	۰٫۵	۰٫۳۶	۰٫۵۸	۰٫۴	۰٫۳۳	۰٫۳۷	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۴۹	۰٫۳۶
Gd	۳٫۸۵	۳٫۹۴	۴٫۶	۶٫۰۵	۳٫۶۸	۳٫۲۵	۳٫۰۹	۳٫۲۲	۳٫۱	۳٫۰۴	۲٫۷۷	۳٫۴۸	۳٫۶۴	۳٫۲۳
Tb	۰٫۵۳	۰٫۷۵	۰٫۷۲	۱٫۰۶	۰٫۵۷	۰٫۵۳	۰٫۵۶	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۵۲	۰٫۵۸	۰٫۶۲	۰٫۶۵	۰٫۵۶
Dy	۲٫۸۳	۴٫۵۷	۳٫۹۶	۶٫۴۲	۳٫۳۹	۳٫۰۶	۲٫۷۹	۳٫۲۴	۳٫۴۲	۲٫۹۴	۳٫۳۳	۳٫۲۹	۳٫۶۱	۳٫۱۹
Er	۱٫۴۸	۲٫۷۴	۲٫۱۹	۳٫۵۱	۱٫۹۳	۱٫۷۱	۱٫۸	۱٫۹۸	۲٫۱	۱٫۸۹	۲٫۱۳	۱٫۹۷	۱٫۹۶	۲٫۰۴
Tm	۰٫۲۴	۰٫۴	۰٫۳۷	۰٫۵۳	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۳۳
Yb	۱٫۷۱	۲٫۸۱	۲٫۱۴	۳٫۶	۱٫۹۷	۱٫۷۹	۱٫۸۴	۱٫۷۳	۱٫۹۱	۱٫۹۱	۲٫۲	۲٫۳	۲٫۰۴	۲٫۲۱
Lu	۰٫۲۵	۰٫۴۵	۰٫۳۵	۰٫۵۵	۰٫۳۵	۰٫۲۲	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۶
Eu _N /Eu*	۰٫۴۲۶	۰٫۳۵۷	۰٫۵۲۴	۰٫۵۸۵	۰٫۴	۰٫۳۲۴	۰٫۴۹۳	۰٫۳۴۵	۰٫۳۱۱	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۲۹۴	۰٫۳۸	۰٫۳
La _N /Yb _N	۱۲٫۷۴۹	۱۰٫۰۱	۱۲٫۳۱	۷٫۲۹۶	۱۱٫۶۴	۱۰٫۵	۱۲٫۸۶	۱۰٫۸۷	۸٫۰۲۸	۷٫۹۹	۵٫۹۷	۸٫۷۲۵	۱۳٫۳	۱۲٫۷
La _N /Sm _N	۴٫۱۳۹	۵٫۱	۴٫۷۱۸	۳٫۸۷۸	۵٫۲۶۴	۴٫۸۱۹	۵٫۱۵	۴٫۴۰۳	۴٫۱۱۳	۴٫۳۸	۳٫۸۶	۴٫۵۶۱	۵٫۸۹	۶٫۳۳
Ce _N /Yb _N	۹٫۹۳۵	۷٫۵۹۴	۴٫۶۹۵	۶٫۰۴	۸٫۸۶۹	۸٫۱۴۲	۹٫۸	۸٫۴۲۴	۶٫۱۷۹	۶٫۵۸	۴٫۷۳	۶٫۸۶۷	۸٫۸۵	۹٫۱

جدول ۲ تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی.

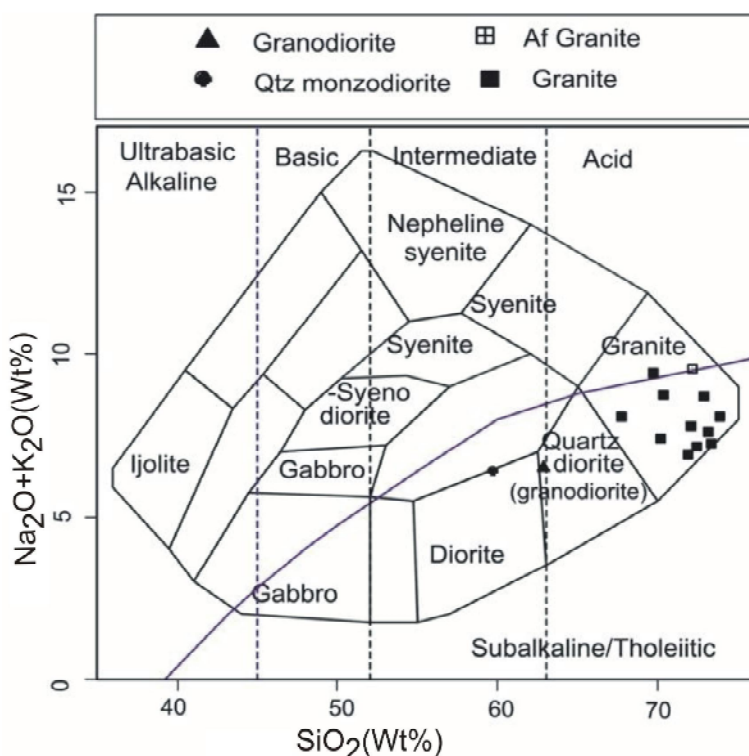
Sample (%)	KN-149	KN-207	KN-210	kn351	At2
SiO ₂	۶۹٫۷۹	۷۰٫۶۵	۶۱٫۳۳	۵۷٫۷۶	۷۶٫۳۳
TiO ₂	۰٫۸	۰٫۳۷	۰٫۷۲	۱٫۱۷	۰٫۰۷
Al ₂ O ₃	۱۴٫۰۵	۱۰٫۸	۱۵٫۲۶	۱۲٫۹۸	۱۰٫۹۸
FeO(T)	۵٫۰۱	۳٫۰۱	۴٫۵۳	۸٫۱۸	۱٫۱۱
MnO	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۱۵	۰٫۰۲
MgO	۲٫۶۵	۱٫۷۹	۲٫۶۴	۵٫۱۳	۰٫۰۳
CaO	۵٫۲۱	۴٫۷۴	۳٫۵۷	۷٫۰۹	۰٫۹۳
Na ₂ O	۳٫۱۴	۲٫۳۴	۴٫۷۵	۲٫۴۷	۰٫۴۷
K ₂ O	۲٫۱۶	۲٫۶	۲٫۳۹	۱٫۷۱	۵٫۱۸
P ₂ O ₅	۰٫۱۹	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۳۴	۰٫۰۴
LOI	۳٫۵۶	۲٫۵۷	۲٫۸۸	۲٫۸۱	۳٫۳۸
total	۹۸٫۷۲	۹۹٫۱۵	۹۸٫۴۴	۹۹٫۷۹	۹۸٫۵۴
A _۰ CNK	۰٫۸۲۷۶	۰٫۷۰۶۷	۰٫۹۰۳	۰٫۶۹	۱٫۳۶۱
ppm					
Ba	۴۰۰	۵۹۰	۹۷۳	۳۲۷	۱۵۹
Be	< ۱	۲	۴	۲	< ۱
Co	۱۴٫۶	۶٫۳	۸٫۸	۲۶٫۹	< ۰٫۲
Cs	۳٫۴	۵٫۵	۵٫۸	۵٫۸	< ۰٫۱
Ga	۱۷٫۵	۹٫۸	۱۸٫۸	۱۶٫۹	< ۰٫۵
Hf	۶٫۴	۳٫۳	۵٫۶	۳٫۷	< ۰٫۱
Nb	۱۳٫۸	۸٫۸	۱۷٫۶	۱۴٫۶	۰٫۲
Rb	۸۱٫۵	۱۱۱٫۲	۶۴٫۵	۵۶٫۵	< ۰٫۱
Sn	۴	۳	۴	۲	< ۱
Sr	۲۹۸٫۶	۲۷۱٫۳	۵۴۲٫۴	۵۰۲٫۱	۳۸
Ta	۰٫۹	۰٫۶	۱٫۱	۰٫۹	< ۰٫۱
Th	۱۱٫۱	۱۰٫۱	۱۷٫۱	۷٫۱	< ۰٫۲
U	۲٫۵	۲٫۳	۳٫۷	۱٫۴	< ۰٫۱
V	۹۱	۵۷	۶۲	۱۴۰	< ۸
W	۱٫۱	۱	۱٫۴	< ۰٫۵	۲٫۵
Zr	۲۸۶٫۹	۱۱۶٫۷	۲۱۴٫۸	۱۸۸	۰٫۳
Y	۴۳٫۹	۱۵٫۳	۳۳٫۸	۲۳٫۷	۲۵۹٫۵
La	۳۲٫۹	۲۸	۴۶٫۵	۲۸٫۳	۴٫۱
Ce	۷۴٫۷	۵۴٫۳	۱۰۱٫۷	۶۰٫۸	۱۰٫۸
Pr	۷٫۹۴	۵٫۴۷	۱۰٫۲۶	۶٫۶۶	۱٫۴۷
Nd	۲۸٫۳	۲۱٫۷	۳۸٫۲	۲۳٫۵	۸٫۳
Sm	۶٫۳۱	۳٫۷۴	۷٫۶۵	۵٫۰۶	۳٫۸۴
Eu	۱٫۳۲	۰٫۷۸	۱٫۴۶	۱٫۳۸	۰٫۹۸
Gd	۶٫۰۹	۳٫۴۹	۶٫۹۹	۴٫۸۸	۸٫۸۶
Tb	۱٫۱۱	۰٫۵۲	۱٫۱۲	۰٫۸۱	۲٫۱۲
Dy	۵٫۸۴	۳٫۰۸	۵٫۶۴	۴٫۵۸	۱۵۲
Er	۳٫۷۲	۱٫۵۳	۳٫۴۶	۲٫۵۹	۱۰٫۷۹
Tm	۰٫۵۵	۰٫۲۳	۰٫۵۱	۰٫۴۲	۱٫۵۱
Yb	۳٫۲۵	۱٫۲۲	۲٫۹۳	۲٫۵۵	۷٫۶۷
Lu	۰٫۵۶	۰٫۲۶	۰٫۵	۰٫۴	۱٫۰۸
Eu/Eu*	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۶۱	۰٫۸۵	۰٫۲۳
La _N /Yb _N	۶٫۷۵	۱۵٫۳	۱۰٫۵۸	۷٫۴	۳٫۴۹
La _N /Sm _N	۳٫۲۱	۴٫۶۱	۳٫۷۴	۳٫۴۴	۳٫۴۶
Sum REE	۱۷۳٫۹۱	۱۲۴٫۹۳	۲۲۸٫۲	۱۴۲٫۹	۴۹٫۴۶

ژئوشیمی توده های نفوذی و سنگ های آتشفشانی

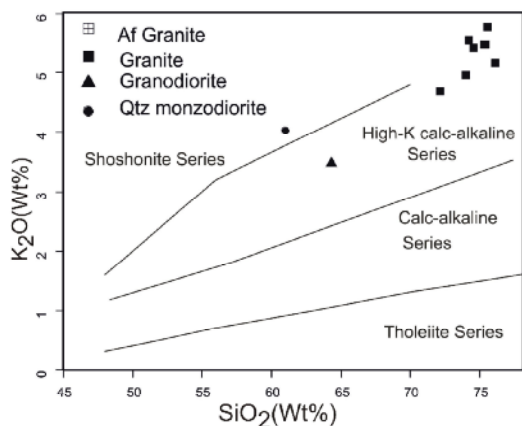
عناصر اصلی

سنگ های نیمه عمیق دارای اکسید سیلیس بین ۵۹/۷۳ تا ۷۳/۸۴ درصد هستند (جدول ۱). در نمودار نام گذاری، توده های نیمه عمیق [۳] در گستره ی گرانیت، گرانودیوریت (کوارتز دیوریت) و دیوریت قرار می گیرند (شکل ۵). مقدار $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O > 1$ (۰/۶۹-۱/۶۱) و Al_2O_3/Na_2O+K_2O (۰/۴۵-۰/۸۴) [۴] نشان می دهد که

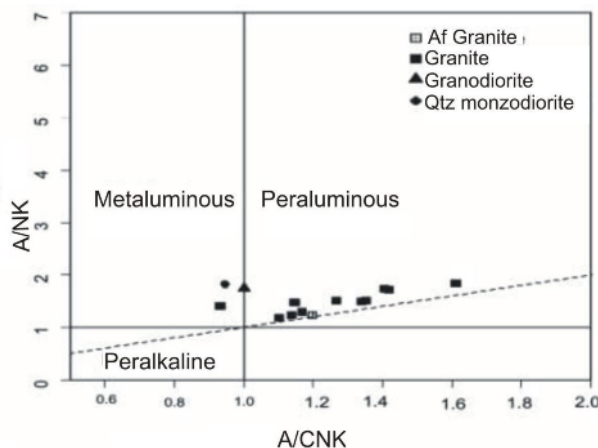
همه ی این توده ها در گستره ی پرآلومینیومی قرار می گیرند، به جز دو نمونه که در گستره شبه رخشان قرار می گیرد و یک نمونه که در مرز بین شبه رخشان و آلومینیومی قرار گرفته است (شکل ۶). میزان K_2O از ۳/۳۸ تا ۹/۳۴ درصد متغیر است. بر اساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۵] نمونه های مورد بررسی از نوع آهکی-قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند (شکل ۷). نسبت Na_2O/K_2O در این توده ها کمتر از ۱ است.



شکل ۵ نمودار نامگذاری توده های نیمه عمیق [۳].



شکل ۷ نمودار تعیین میزان پتاسیم [۵].



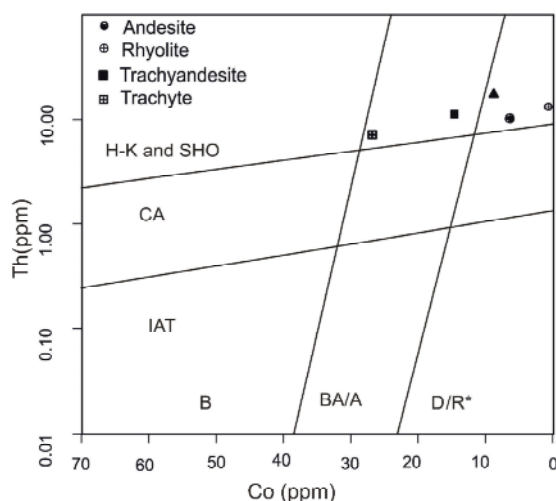
شکل ۶ نمودار تعیین میزان Al [۴].

خاکی سنگین (HREE) غنی شدگی ضعیفی نشان می‌دهند. به عقیده‌ی [۱۰]، روندهای تقریباً مشابه و موازی رسم شده در نمودارهای عنکبوتی (بدون در نظر گرفتن برخی از بی-هنجاری‌ها که ناشی از آرایش پوسته‌ای است) می‌تواند معرف خاستگاه واحد برای این سنگ‌ها باشد. به نظر [۱۱] اگر یک مجموعه سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرایندهای تبلور تفریقی به یکدیگر وابسته باشند، مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آن‌ها باید به صورت ثابت و پیوسته تغییر کند. بی‌هنجاری مشخصی از Eu (با میانگین 0.53 پی‌ام) در نمونه‌های بررسی شده نشان می‌دهد که کانی پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه به عنوان کانی باقیمانده حضور داشته است. برای تعیین و تشخیص محیط زمین‌ساختی ماگمای سازنده توده‌های منطقه، فراوانی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی روی نمودار بهنجار شده نسبت به پوسته تحتانی [۱۲] بررسی شد (شکل ۱۱ ب). وجود بی‌هنجاری منفی Nb, P و Ti نشان‌دهنده‌ی ماگماتیسم وابسته به فروارانش در آتشفشان کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای است [۱۵، ۱۴، ۱۳، ۱۱]. کاهیدگی عناصر Sr, Ti, Ba به خوبی دیده می‌شود.

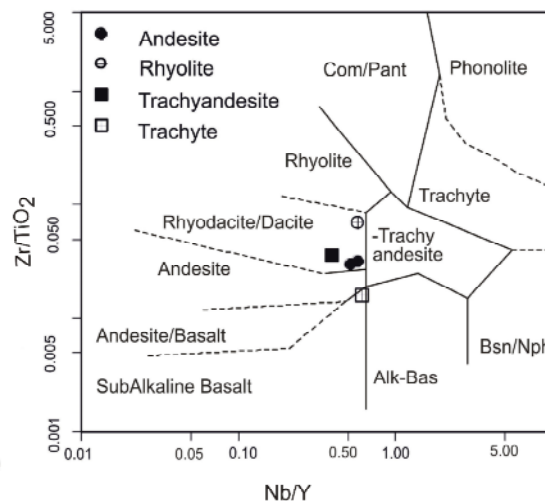
نمونه‌های آنالیز شده برای بررسی سنگ‌های آتشفشانی (جدول ۲) با استفاده از نسبت Nb/Y و Zr/TiO_2 نامگذاری شدند که بر اساس نمودار [۶]، در گستره‌ی ریولیت، داسیت و بازالت نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۸). از آنجا که K_2O و SiO_2 نسبت به دگرسانی حساس‌اند، از نمودار مشابهی که در آن Th به عنوان نماینده‌ی K_2O و Co به عنوان جایگزین SiO_2 است، می‌توان استفاده کرد [۷]. در این نمودار، نمونه‌ها در گستره‌ی آلومینیوم بالا و شوشونیتی قرار می‌گیرند و همچنین از جنس ریولیت، داسیت و آندزیت-بازالت هستند (شکل ۹).

عناصر فرعی و کمیاب

بر پایه‌ی مقدار عناصر Y و Nb در نمودار (شکل ۱۰ الف) [۸]، موقعیت زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی، محیط کمربندهای آتشفشانی منطقه‌ی فروارانش (VAG) و همزمان با برخورد (SYN-COLG) است. به منظور جدایش این دو محیط زمین‌ساختی و بر پایه‌ی مقدار عناصر Ta, Rb, Yb، بیشتر نمونه‌ها در محیط زمین‌ساختی همزمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ ب). فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۹] (شکل ۱۱ الف) ترسیم شد. عناصر نادر (REE) و خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر

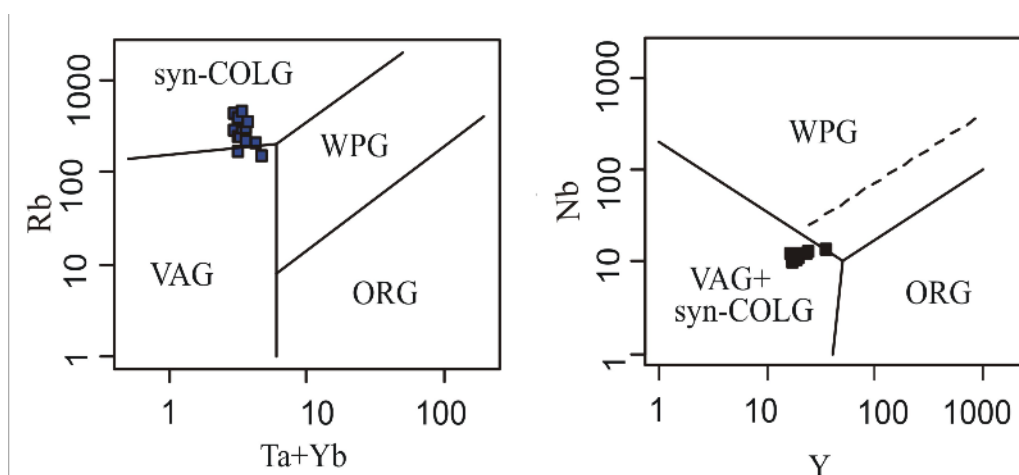


شکل ۹ نمودار تعیین سری و نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی [۷].

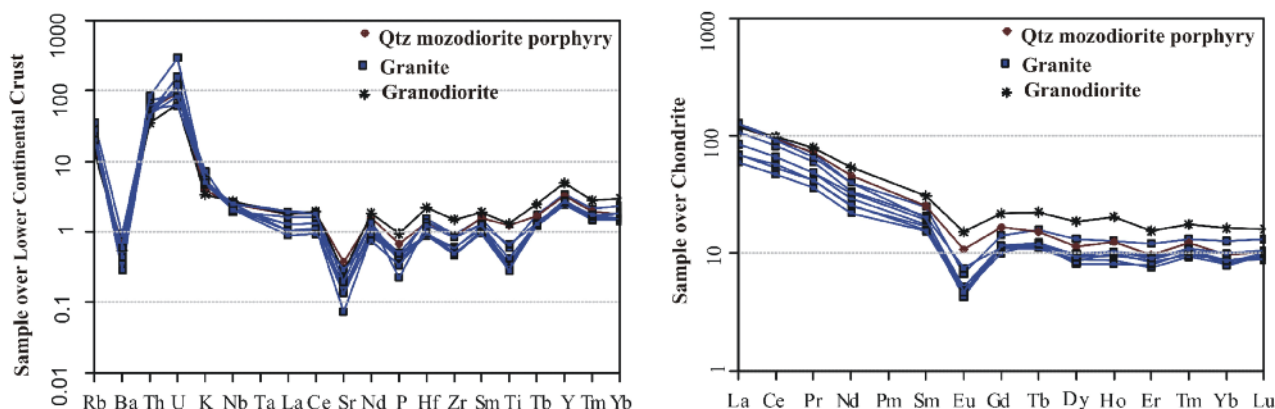


شکل ۸ نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی [۶].

H-K and SHO = پتاسیم بالا و شوشونیتی؛ CA = آهک-قلیایی؛ IAT = تولیت جزایر قوسی؛ B = بازالت؛ BA/B = آندزیت بازالت / آندزیت؛ D/R* = داسیت-ریولیت-لاتیت-تراکیت.



شکل ۱۰ الف - موقعیت زمین‌ساختی توده‌های نفوذی در نمودار [۸]. WPG = گرانیت‌های درون صفحه‌ای، syn-COLG = گرانیتوئیدهای همزمان با برخوردگاه قاره‌ها، ORG = گرانیتوئیدهای پشته میان‌اقیانوسی، VAG = گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی.



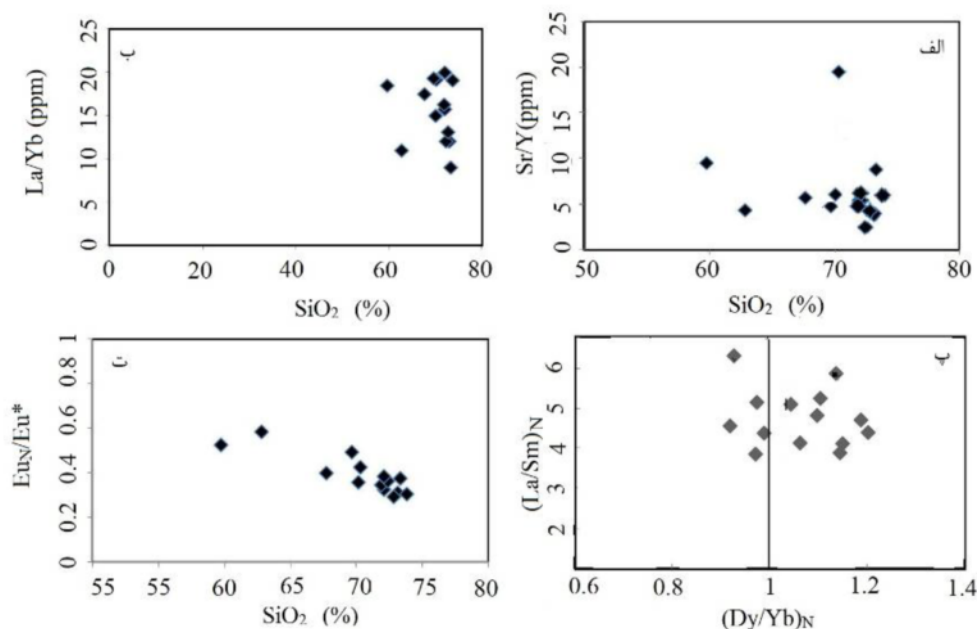
شکل ۱۱ الف. نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۰]. ب. نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به پوسته تحتانی [۱۱].

می‌دهند. اما غنی‌شدگی ضعیف MREE نسبت به سنگ‌های آذرین همراه با کانی‌سازی پورفیری از نمودارهای زیر استفاده شد: Eu_N/Eu^* نسبت به SiO_2 ، $[La/Sm]_N$ نسبت به $[Dy/Yb]_N$ ، Sr/Y ، $[Dy/Yb]_N$ نسبت به SiO_2 ، $(La/Yb)_N$ نسبت به $(Yb)_N$ ، Sr/Y ، Y ، La و Yb در نمودار شکل‌های (۱۲). الف و ب) بررسی شده‌اند. موارد تصویر شده نسبت به سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند. نسبت $LREE/MREE$ $[La/Sm]$ بهنجار شده نسبت به $MREE/HREE$ $[Dy/Yb]_N$ بهنجار شده به عنوان جدایش هورنبلند ($\pm$ تیتانیت) نسبت به جدایش گارنت مقایسه شده است (شکل ۱۲). پ. بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی متوسطی از LREE (۳/۵-۶/۵ با متوسط ۴/۷۵) نشان

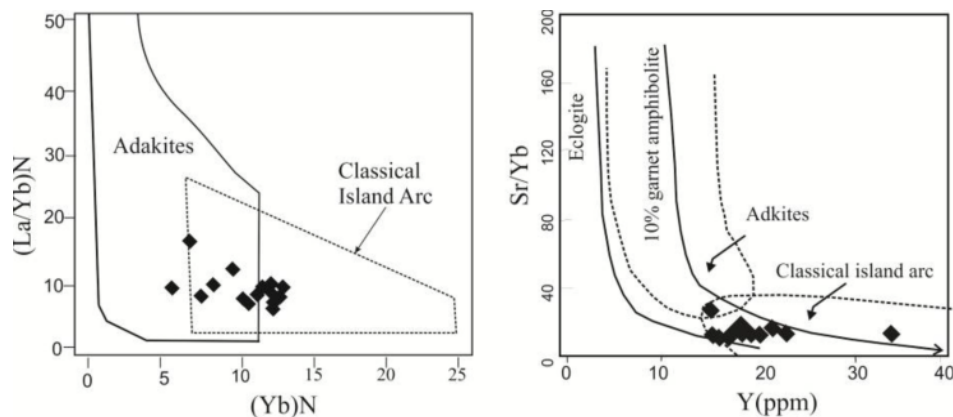
می‌دهند. اما غنی‌شدگی ضعیف MREE نسبت به سنگ‌های آذرین همراه با کانی‌سازی پورفیری از نمودارهای زیر استفاده شد: Eu_N/Eu^* نسبت به SiO_2 ، $[La/Sm]_N$ نسبت به $[Dy/Yb]_N$ ، Sr/Y ، $[Dy/Yb]_N$ نسبت به SiO_2 ، $(La/Yb)_N$ نسبت به $(Yb)_N$ ، Sr/Y ، Y ، La و Yb در نمودار شکل‌های (۱۲). الف و ب) بررسی شده‌اند. موارد تصویر شده نسبت به سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند. نسبت $LREE/MREE$ $[La/Sm]$ بهنجار شده نسبت به $MREE/HREE$ $[Dy/Yb]_N$ بهنجار شده به عنوان جدایش هورنبلند ($\pm$ تیتانیت) نسبت به جدایش گارنت مقایسه شده است (شکل ۱۲). پ. بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی متوسطی از LREE (۳/۵-۶/۵ با متوسط ۴/۷۵) نشان

مثبت در Nb (با میانگین ۱۳/۷ پی‌پی‌ام) و بی‌هنجاری منفی در Ti, Ba, P, Sr. نمونه‌های بهنجار شده نسبت به کندریت، طرح‌های مشابهی نشان می‌دهند (شکل ۱۴) و غنی‌شدگی متوسط عناصر نادر سبک نسبت به عناصر نادر سنگین دارند. داسیت - ریوداسیت‌های منطقه مقدار جدایی بیشتری از Ti, Ba, P, Sr دارند و تهی‌شدگی بیشتری از Ba, P, Sr و Ti دارند (شکل ۱۳). در حالی که نمونه‌ی تراکیت بی‌هنجاری مثبت P و Ti نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی Eu مشاهده شده، نشان - دهنده‌ی جدایش پلاژیوکلاز از خاستگاه پوسته است.

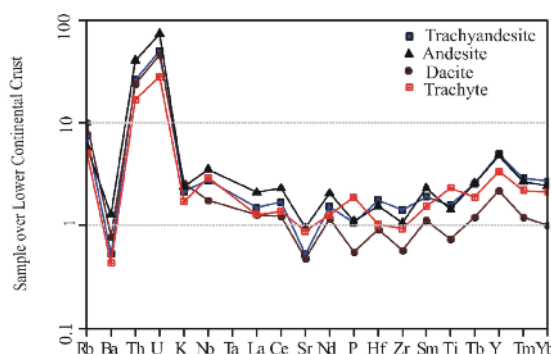
در نظر گرفته می‌شود که به‌صورت فقدان جدایش پلاژیوکلاز همراه با وجود گارنت در سنگ خاستگاه، با هم نشان‌دهنده‌ی ذوب بخشی خاستگاه اکلوژیت است [۱۶، ۱۷، ۲۲]. هر دوی این نسبت‌ها در سنگ‌های منطقه کمتر از ۲۰ است. فراوانی عناصر کمیاب نمونه‌های آتشفشانی روی نمودار بهنجار شده نسبت به پوسته تحتانی [۱۲] بررسی شد (شکل ۱۳) و ویژگی‌های زیر را نشان داد: ۱- غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE دیده نمی‌شود و روند نسبتاً یکنواختی دیده می‌شود. ۲- بی‌هنجاری منفی Eu (با میانگین $(Eu/Eu^*) = 0.54$). ۳- $Zr/Nb: 12.8$. ۴- بی‌هنجاری ضعیف



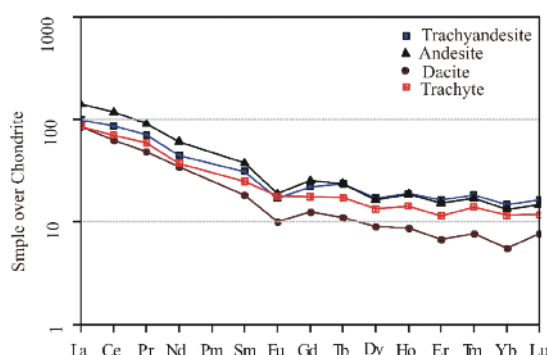
شکل ۱۲ تصویر عناصر فرعی و نسبت‌های نمونه‌های مورد بررسی.



شکل ۱۳ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در حوزه‌های معرفی آداکیت [۱۹].



شکل ۱۳ نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به پوسته تحتانی [۱۴].



شکل ۱۴ نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۹].

بحث و برداشت

در منطقه‌ی شمال غرب گناباد، رخدادهای ماگمایی شناسایی شده‌اند که در زیر آورده شده‌اند:

۱- توده‌های نیمه‌عمیق: این توده‌ها، در گستره‌ی آهکی-قلیایی با پتاسیم متوسط و زیاد و از نظر شاخص آلومینیوم در گستره‌ی پرآلومینوس و شبه رخشان قرار می‌گیرند و از نوع-گرانیت‌های همزمان با برخورد هستند. در نمودار عناصر خاکی نادر، در این توده‌ها غنی‌شدگی عناصر Rb, K و کاهیدگی Sr, Ba, Ti (با میانگین ۱۲۸ پی‌پی‌ام) دیده می‌شود. عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی ضعیف نسبت به عناصر خاکی سنگین (HREE) دارند. نمونه‌های استوک و دایک‌های منطقه در نمودار Sr/Y نسبت به Y در گستره‌ی کمان‌های ماگمایی قرار می‌گیرند و در قلمرو آداکیت‌ها قرار نمی‌گیرند (شکل ۱۲. ث).

کاهیدگی Nb، از ویژگی‌های نوعی ماگماهای مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی در منطقه‌ی فرورنش است و افزایش آن اختلاط هرچه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌سازد

و ممکن است از شاره‌های آزاد شده از پوسته فرورونده به وجود آمده باشند ([۱۴، ۹]). در توده‌های منطقه‌ی مورد بررسی، بی-هنجاری مشخص از Nb دیده نمی‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده‌ی خاستگاه پوسته‌ای برای توده‌ها و یا اختلاط با پوسته-ی قاره‌ای باشد (شکل ۱۱. ب). همچنین مقادیر Eu/Eu^* کمتر از ۰/۸ می‌تواند بیانگر حضور پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه و آلودگی ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای احیایی باشد [۲۳]. این مقدار در توده‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی بین ۰/۳ تا ۰/۵۸ است که نشان‌دهنده‌ی آلودگی ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای است.

۲- سنگ‌های آتشفشانی: از نظر سنگ نگاری ترکیبی از آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت دارند. این توده‌ها از نوع پتاسیم بالا هستند. SiO_2 بالا، روند نسبتاً یکنواخت LREE/HREE (با دامنه تغییرات La_N/Yb_N محدودی از ۳/۵۳ تا ۱۵/۴۷)، تهی‌شدگی نسبتاً ضعیف در Ba, Sr و Ti و نیز عدم تهی‌شدگی در Nb (با میانگین ۱/۳ پی-پی‌ام) و Ta (با میانگین ۱۱/۷ پی‌پی‌ام) بیانگر شکل‌گیری

- [11] Sun S. S., Mc Donough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.)", Magmatism in the ocean basins. Geological Society, Special Publications, vol., 42 (1989) 313-345.
- [12] Nagudi B., Koeberl Ch., Kurat G., "Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin", Journal of African Earth Sciences 36 (2003) 73-87.
- [13] Gill J.B., "Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer, Berlin", (1981) 390p.
- [14] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths", Shiva, Cheshire, (1983) 230-249.
- [15] Defant M.J., Kepezhinskis P., "Adakites: A review of slab melting over the past decade and the case for a slab-melt component in arcs: EOS, Transactions, American Geophysical Union", vol., 82 (2001) 68-69.
- [16] Kay R.W., "Aleutian magnesian andesites, Melts from subducted Pacific ocean crust", Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol., 4 (1978) 117-132.
- [17] Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U., "Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to The source of adakites and other lavas in a complex arc setting", Contributions to Mineralogy and Petrology, vol., 134 (1999) 33-51.
- [18] Tiepolo M., Tribuzio R., Langone A., "High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: Evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy)", Journal of Petrology, vol., 52 (2011) 1011-1045.
- [19] Richards J.P., Kerrich R., "Adakite - like rocks: Their diverse origins and questionable role in the formation of the Earth's crust", Earth and Planetary Science Letters 133 (1995) 97-107.
- سنگ‌های منطقه با خاستگاه پوسته‌ای است. همچنین عدم آلودگی پوسته‌ای و عمق بسیار کم را نشان می‌دهند.
- مراجع
- [۱] آقاباتی س.ع، "زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، (۱۳۸۳) ۵۸۶ ص.
- [۲] قائمی فرخ، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گناباد"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۴).
- [3] Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma /igneous rock system. Earth-Science reviews", 37(1994) 215-224.
- [4] Shand S. J., "Eruptive rocks", T Murby, (1943) London 488p.
- [5] Pecerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.
- [6] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation prototextures and setting of VMS mineralisation in the Pilbara ducts using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325 - 344.
- [7] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram", Journal of Petrology 48 (2007) 2341-2357.
- [8] 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.
- [9] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite", Geochemica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757-775.
- [10] Wilson M., "Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Harper Collins Academic", (1989) 466 p.

subducted lithosphere", Nature, vol., 347 (1990) 662–665.

[22] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell, J. G." *Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post collision volcanism in western Anatolia, Turkey*", Journal of volcanology and geothermal Research 102 (2000) 67-97.

in metallogenesis", ECONOMIC GEOLOGY, vol., 102 (2007) 537–576.

[20] Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F., " *Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines*", Earth and Planetary Science Letters, vol., 243 (2006) 581–593.

[21] Defant M.J., Drummond M.S., " *Derivation of some modern arc magmas by melting of young*