

شیمی کانی مگنتیت در بازالت‌های کرتاسه محدوده نارنج‌لنگه واقع در البرز شمالی

روشنک ارغائی^{۱*}، منصور قربانی^۱، تلمو ام بنتو دوس سانتوس^۲، خوزه فرانسیسکو سانتوس^۳

۱- دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم لیسبون، لیسبون، پرتغال

۳- گروه علوم زمین، ژئوبیوتک، دانشگاه آویرو، آویرو، پرتغال

چکیده

سنگ‌های بازالتی کرتاسه به طور گسترده در دامنه شمالی البرز واقع در شمال ایران توسعه یافته‌اند. منطقه مورد مطالعه در روستای نارنج‌لنگه واقع در ۸ کیلومتری جنوب شهر لاهیجان در غرب استان گیلان واقع شده است. در مطالعات صحرایی در مجموع تعداد ۲۵ نمونه از بازالت‌های کرتاسه از این منطقه برداشت شده است که از این تعداد ۱۰ مقطع پتروگرافی و تعداد ۵ عدد مقطع پولیش جهت مطالعات شیمی کانی مگنتیت مطالعه شده است. در مطالعات پتروگرافی، کانی مگنتیت به صورت فنوکریست نیمه شکل‌دار در بافت اینترسرتال در بازالت‌های منطقه مشاهده می‌شود. در این پژوهش، آنالیز میکروپروب الکترونی (EPMA) از ۴۵ نقطه در کانی مگنتیت نشان می‌دهد که اولواسپینل، غالب نمونه‌ها است. نمودارهای رسم شده بر روی کانی مگنتیت نشان‌دهنده تشکیل بازالت‌های مورد مطالعه در دمای بالا می‌باشد و میانگین دمای تشکیل مگنتیت بین 720°C تا 760°C بدست آمده است. در این پژوهش، مقادیر فوگاسیته اکسیژن ($f\text{O}_2$) براساس شیمی کانی مگنتیت محاسبه شده است که نمونه‌های منطقه همگی در دسته HM قرار می‌گیرند که نشان از فوگاسیته اکسیژن بالا است.

لغات کلیدی: البرز شمالی، مگنتیت، بازالت، شیمی کانی، کرتاسه.

نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۳۴۷۳۰۹ (+۹۸)، نمابر: ۸۸۷۷۱۷۶۸ (۰۲۱)، پست الکترونی: arghaee.rk@gmail.com

مقدمه

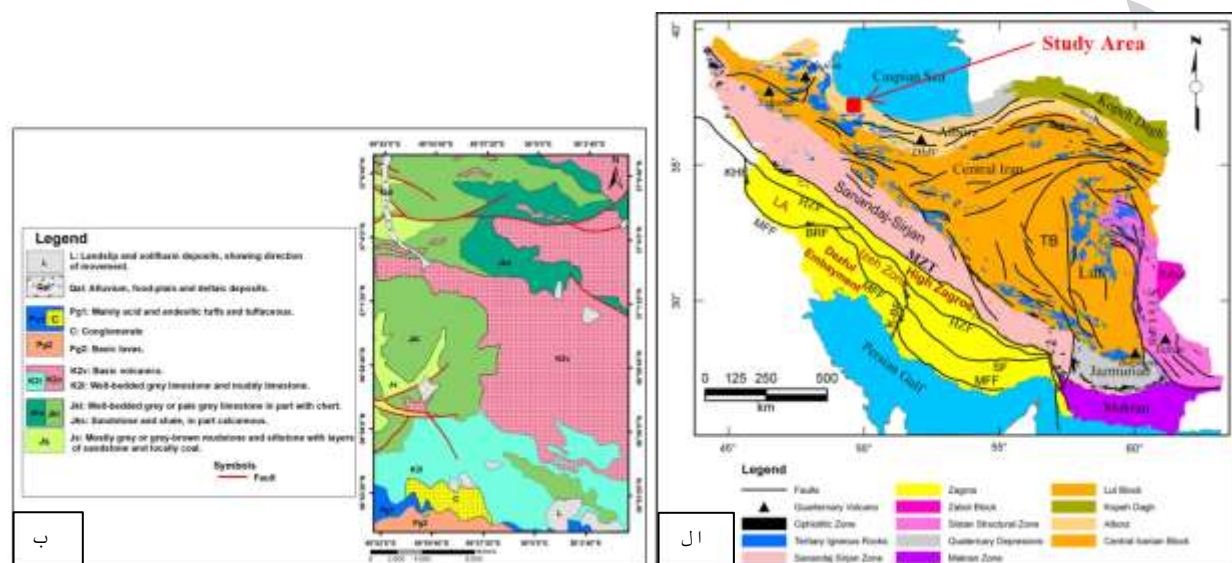
در دوره کرتاسه، فوران‌های آتشفشانی مهمی در دامنه شمالی البرز روی داده‌اند که مطالعه بر روی آن‌ها به منظور دستیابی به یک ارتباط واحد در رابطه با پتروژنز و ژئودینامیک حائز اهمیت است. در مطالعه پیش‌رو، منطقه‌ای از دامنه شمالی البرز که دارای برونزد بالایی از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه می‌باشد واقع در روستای نارنج‌لنگه در جنوب لاهیجان مورد مطالعه قرار گرفته است.

مطالعه کانی مگنتیت در درک شرایط تشکیل سنگ‌ها مهم است. در این مقاله بررسی پتروگرافی بازالت‌های نارنج‌لنگه و تحلیل داده‌های تجزیه‌ی ریزکاو الکترونی کانی مگنتیت جهت بررسی دما و فوگاسیته اکسیژن بازالت‌های کرتاسه واقع در دامنه البرز شمالی پرداخته شده است. روابط بین مگنتیت و سایر مواد معدنی اکسید آهن مانند ایلمنیت، هماتیت و اولواسپینل بسیار مورد توجه قرار گرفته است. واکنش‌های بین این مواد معدنی و اکسیژن بر چگونگی و زمان حفظ رکورد میدان مغناطیسی زمین توسط مگنتیت تأثیر می‌گذارد [۱]. اگر مقدار مگنتیت به اندازه کافی زیاد باشد، می‌توان آن را در بررسی‌های هوا مغناطیسی با استفاده از یک مغناطیس‌سنج که شدت مغناطیسی را اندازه‌گیری می‌کند بکار برد که ما به‌عنوان پیشنهاد برای پژوهش‌های بعدی عنوان می‌کنیم. معمولاً سنگ‌های آذرین حاوی محلول‌های جامد تیتانومگنتیت و یا تیتانوهما تیت هستند. ترکیبات جفت‌های معدنی برای محاسبه فوگاسیته اکسیژن استفاده می‌شود. طیف وسیعی از شرایط اکسیدکننده در ماگماها یافت می‌شود و حالت اکسیداسیون به تعیین چگونگی تکامل ماگما با تبلور بخشی کمک می‌کند [۲]. محققین زیادی تکامل ژئودینامیکی بازالت‌های شمال البرز و سایر سنگ‌های آتشفشانی را مورد مطالعه قرار داده‌اند که براساس اکثر گزارش‌ها از مناطق مورد مطالعه، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در شمال البرز متعلق به ولکانیسم آلکالن درون صفحات قاره‌ای است و از نظر مکان و زمان با زمین‌ساخت کششی، به ویژه با رویدادهای کافتی مرتبط هستند [۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸]. نتایج بدست آمده از شیمی کانی پیروکسن در منطقه نارنج‌لنگه، نشان از ماگمای والد بازالتی آلکالن برای این منطقه است [۳، ۹، ۱۰].

زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در روستای نارنج‌لنگه در ۸ کیلومتری جنوب لاهیجان و در زون البرز واقع شده است (شکل ۱ الف). بازالت‌های متعلق به کرتاسه به صورت وسیع در این محدوده در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ قزوین-رشت برونزد دارند [۱۱] (شکل ۱ ب). زون البرز به‌صورت غربی، مرکزی و شرقی طبقه‌بندی می‌شود [۱۲]. جنوب لاهیجان بخشی از دامنه البرز شمالی است که در زون البرز مرکزی واقع شده است (شکل ۱ الف). بنابر گزارش‌های ژئودینامیکی [۸] در دامنه البرز شمالی سنگ‌های کربناتی سازند تیزکوه با دگرشیبی فرسایشی سازند شمشک، و یا سازندهای کهن‌تر را می‌پوشانند. سنگ‌های کربناتی در نواحی کم‌ژرفا با یک ماگماتیسیم همراه می‌شوند که شامل تناوبی از فوران‌های زیردریایی [۱۳، ۱۴] و سنگ‌های کربناتی است. مهم‌ترین ولکانیسم‌های زیردریایی در منطقه البرز به‌صورت محلی در طول کرتاسه رخ داده است. در البرز شمالی این فعالیت آتشفشانی در طی یک زمان طولانی در کرتاسه بالایی صورت گرفته است. در طول سنومانین-تورونین به‌صورت میان لایه‌ای سنگ‌های کربناتی نواحی کم‌ژرفا، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری را همراهی می‌کنند. بررسی‌های چینه‌شناسی مشخص می‌کند که فعالیت‌های آتشفشانی در کامپانین و حتی در گذر

سانتونین-کامپانین وجود نداشته‌اند. دایک‌های آتشفشانی تغذیه‌کننده سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در سوی شمالی البرز مرکزی
بررسی شده‌اند [۴، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۳، ۱۵].



شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه ساختاری ساده شده ایران (اصلاح شده از نقشه ساختاری پایگاه ملی علوم زمین ایران [۱۶]) اصلاح شده توسط تکنیک و دیگران [۱۷]. (ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه. بازالت‌های کرتاسه واقع در جنوب لاهیجان واقع در محدوده روستای نارنج‌لنگه (نواحی رنگ صورتی) برگرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ قزوین - رشت قابل مشاهده است [۱۱].

در سازند تیزکوه که بازالت‌های فوق از این سازند برداشت شده‌اند، گسل‌های عادی تداعی کننده یک کشش کم و بیش شمالی- جنوبی در نهشته‌های بارمین پسین تا آپتین و حتی سنومانین هستند. گسل شمال البرز، حد شمالی رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی قلیایی کرتاسه پایانی در البرز شمالی است [۴، ۸، ۱۸]. در دوران مزوزوئیک عملکرد فازهای گوناگون کوهزایی سیمیرین و لارامید و تحولات ژئودینامیکی گوناگون سبب شد تا فرآیندهای زمین‌ساختی مزوزوئیک ایران از جمله البرز دستخوش تغییرات زیاد، همچون پیدایش توده‌های نفوذی ناشی از برخورد ورقه‌ها یا روان شدن گدازه‌ها در نتیجه کشش‌های تحمیل شده بر پوسته شود [۱۹، ۱۲]. در رده‌بندی Engalenc [۲۰] دامنه شمالی البرز در گیلان که منطقه لاهیجان را شامل می‌شود، در نوار حاشیه شمالی مزوزوئیک جای دارد. از دید ماگماتیسیم البرز شمالی به خصوص ناحیه جنوب لاهیجان، با تکاپوهای شدید آتشفشانی در دوره کرتاسه شناخته می‌شود و در آن نشانه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دیده نمی‌شود. تنها سنگ‌های آواری اندکی با سن ائوسن در این پهنه پدید آمده‌اند [۲۱]. سازند تیزکوه در البرز در این منطقه (کرتاسه پیشین) با سری سرخ تخریبی آغاز شده و با یک سطح فرسایشی (گاهی زاویه‌دار) سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشاند و نشان‌دهنده یک ناپیوستگی چشمگیر در مرز این سازند با بخش زیرین

است [۲۲]. رویداد اتریشین در حد کرتاسه زیرین و بالایی با خشکی‌زایی و وقوع آتشفشان‌ها و سرانجام تشکیل ریف‌های درون قاره‌ای همراه بوده است [۱۹].

مطالعات پتروگرافی بر روی سنگ‌های منطقه نارنج‌لنگه واقع در جنوب لاهیجان

نمونه‌های مورد بررسی در جنوب لاهیجان تعداد ۱۰ مقطع نازک شامل: بازانیت، تراکی‌بازالت، بازانیت وزیکولار، بازالت بالشی و هاوانیت هستند که به ترتیب در ادامه شرح خواهیم داد که از کدام نمونه‌ها مگنتیت مورد مطالعه قرار گرفته است.

بازانیت (نمونه‌های NL5, NL9): در تبلور ماگمای فقیر از سیلیس، اگر میزان SiO_2 در ماده مذاب در صورتی که مذاب غنی از سدیم باشد، از ۵۵٪ کمتر باشد به جای آل‌بیت فلدسپاتوئید نفلین تشکیل می‌شود [۲۳]. اگر الیوین نورماتیو بیش از ۱۰٪ باشد سنگ بازانیت است و اگر کمتر از آن باشد تفریت نامیده می‌شود [۲۴]. ترکیب فنوکریست‌های پلاژیوکلاز آن‌ها، بیتونیت تا لابرادوریت است [۲۵]. کلینوپیروکسن آن‌ها به‌طور معمول، تیتان اوژیت است که در نمونه NL5 کلینوپیروکسن ارغوانی رنگ تیتان اوژیت قابل مشاهده است (شکل ۲ الف). آپاتیت و اکسید آهن-تیتان دار به‌صورت فرعی در آن‌ها وجود دارند که در تمام نمونه‌های بازانیت منطقه مورد مطالعه، مگنتیت کاملاً مشهود است (شکل ۲ الف). کانی مگنتیت به صورت فنوکریست نیمه شکل‌دار در نمونه NL5 مشاهده می‌شود (شکل ۲ الف). از این نمونه آنالیز سنگ کل و همچنین پروب مگنتیت انجام شده است (جدول ۱-۲). بافت غالب بازانیت‌های نارنج‌لنگه بافت اینترسرتال (Intersertal Texture) است (شکل ۲ ب). در بافت این نمونه‌ها فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز به وسیله‌ی کانی‌های ثانویه کلریت و کلسیت پر شده است. در این بافت، کانی‌های پیروکسن با رنگ‌های اینترفرانس متفاوت به‌خصوص ارغوانی و همچنین الیوین قابل مشاهده است. اکثر نمونه‌های بازانیت منطقه با کانی ثانویه کلسیت پر شده است. بافت گلومروپورفیری تجمعات بعضی از فنوکریست‌ها از قبیل پیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشد که از نشانه‌های تفریق است، در برخی نمونه‌های ما قابل مشاهده است. در نمونه شماره NL9 فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به‌صورت دسته‌های خوشه مانند و بافت گلومروپورفیری در برخی نواحی مشاهده شده است (شکل ۲ پ). مشابه چنین بافتی در آلکالی‌بازالت‌های هاوانی مثل سنگ‌های آتشفشانی هوالالی (Hualali) [۲۶] دارای گلومروکریست‌های کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز و میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و تیتانومگنتیت باشند. به علاوه کروم اسپینل اولین فاز متبلور در مایع می‌باشد. در انواع آلکالی‌بازالت‌های آتشفشان هوالالی که توسط Kaula مطالعه شده روند تبلور به این صورت است که می‌تواند مشابه منطقه مورد مطالعه باشد:

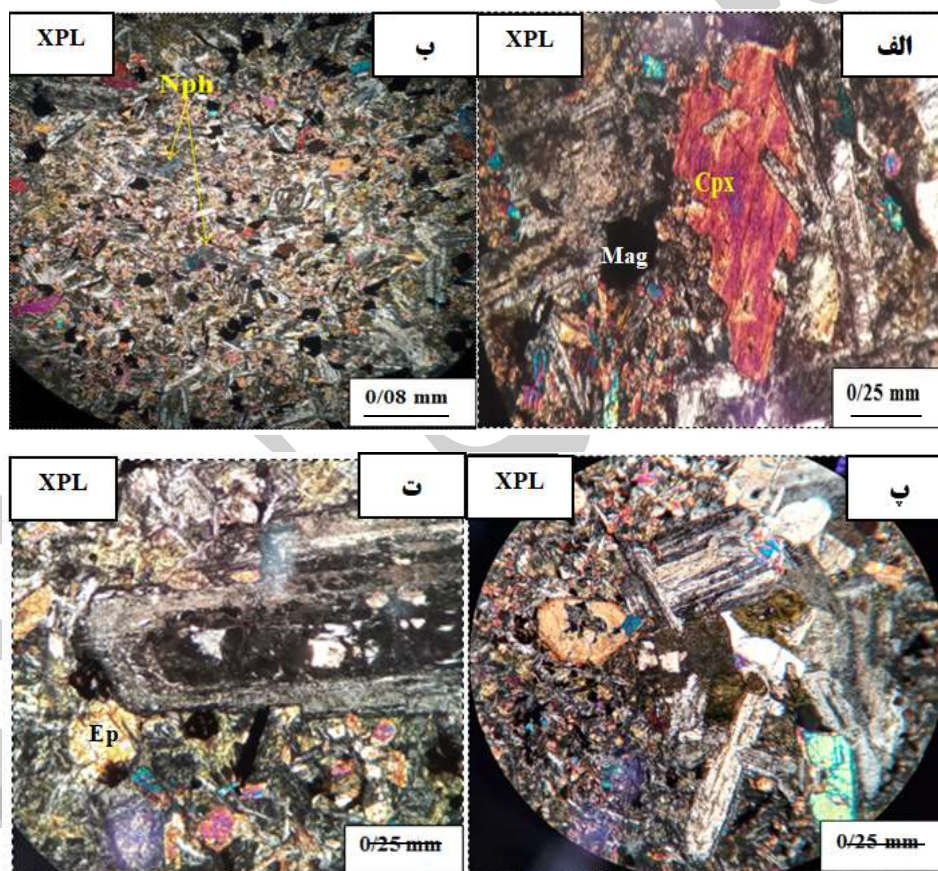
کروم اسپینل <----< الیوین <-----< کلینوپیروکسن <-----< پلاژیوکلاز <----< تیتانومگنتیت و اولواسپینل

بافت غربالی یا سیو (Sieve) شامل ادخال‌های فراوان و کوچک، به هم پیوسته و ظاهری اسفنجی یا متخلخل را به نمایش می‌گذارد. این بافت در دو نمونه NL5 و NL9 قابل مشاهده است (شکل ۲ ت). این بافت در پلاژیوکلاز و پیروکسن طی فرآیند کاهش فشار تشکیل می‌شود [۲۷]. در فرآیند کاهش فشار، ماگمای اشباع از H_2O با سرعت بالا صعود می‌کند. در نتیجه فاز آب سیستم افزایش و پایداری پلاژیوکلاز کاهش می‌یابد، لذا منجر به ذوب و انحلال بلور می‌شود. حفرات ایجاد شده در نتیجه‌ی ذوب توسط مذاب پر می‌شود و بعدها با رشد مجدد بلور، مذاب در آن به دام می‌افتد و به‌صورت بافت غربالی توسعه پیدا کرده است [۲۷]. البته یک عامل دیگر بافت غربالی می‌توانسته رشد سریع هم باشد که در نمونه‌های منطقه ایجاد شده است [۲۸]. فلدسپاتوئید بازائیت‌های منطقه، نفلین است که در (شکل ۲ ب) خمیره قابل مشاهده است. الیوین در آلکالی بازالت دیده می‌شود و اساساً در این سنگ‌ها معمولاً جای پیروکسن فقیر از کلسیم را می‌گیرد [۲۹]. در برخی نمونه‌ها خوردگی خلیجی در کلینوپیروکسن به دلیل عدم تعادل ناشی از آرایش پوسته‌ای و تغییر ترکیب خمیره نسبت به فنوکریست‌های موجود در سنگ ایجاد شده است (شکل ۲ الف) [۶، ۷، ۱۵، ۳۰]. همچنین کانی نوزه‌آن در نمونه بازائیت NL5 مشهود است که از شواهد ماگمای آلکالن در مقاطع پتروگرافی است (برای اطلاعات بیشتر به رفرنس [۹] مراجعه گردد). در خمیره، کانی کلینوپیروکسن با رنگ‌های اینترفرانس متفاوت با الیوین دیده می‌شود. همچنین در خمیره کانی‌های ثانویه کلریت و کربنات قابل مشاهده‌اند. اغلب پیروکسن‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند. بر اثر عملکرد محلول‌های گرمابی غنی از آهن، کلسیم، سدیم، منیزیم و بی‌کربنات بر روی سنگ‌های آذرین دگرسانی کلریتی رخ می‌دهد [۳۱]. در نمونه‌های منطقه، کانی ثانویه کلریت و کلسیت غالب و حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز و پیروکسن‌ها است. اپیدوت هم به‌صورت کانی ثانویه حاصل از آلتراسیون پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۲ ت).

تراکی بازالت (نمونه NL7): تراکی بازالت برای توصیف سنگ‌های بازالتی آلکالنی به کار می‌رود که از نظر ترکیب، حدواسط بین آلکالی بازالت‌ها، تفریت‌ها و تراکی‌اندزیت‌ها می‌باشند [۳۲]. شاخص‌ترین بافت در تراکی بازالت منطقه، بافت تراکیتی یا میکرولیتی است که طول‌شدگی میکرولیت‌ها در یک جهت نیستند. مگنتیت در خمیره به صورت پراکنده قابل مشاهده است. کلینوپیروکسن بسیار دانه‌ریز مشاهده می‌شود که اکثراً به اکسید آهن تبدیل شده‌اند. ازدیاد اکسید آهن در مقاطع نشان از بالا بودن اکسیژن در ماگما و کمبود فنوکریست نشان از سرعت و حرارت بالای ماگمای خروجی می‌دهد. این نمونه به شدت دگرسانی نشان می‌دهد و کانی‌های ثانویه کربنات و کلریت به مقدار بسیار بالایی در آن‌ها قابل مشاهده‌اند (شکل ۳ الف). اپیدوت هم به‌صورت کانی ثانویه حاصل از آلتراسیون پلاژیوکلازها دیده می‌شود. هم‌چنین به دلیل بالا بودن حرارت ماگما و ازدیاد O_2 در ماگما، الیوین و پیروکسن در خمیره به ایدینگزیت (Iddingsite) تبدیل شده است (ایدنگزیت یک شبه کانی قرمز رنگ است که حاوی اکسید آهن سه ظرفیتی می‌باشد)

[۲۹]. مگنتیت به صورت درشت بلور مشاهده می‌شود (شکل ۳ الف). از این نمونه آنالیز سنگ کل و همچنین آنالیز میکروپروب مگنتیت انجام شده است.

هاوائیت (NL4, NL1): تراکی بازالت‌ها معادل پتاسیک هاوائیت‌ها و موژه‌آریت‌ها می‌باشند که با افزایش درصد سدیم نامگذاری به سمت هاوائیت سوق داده می‌شود. در این مقاله با تلقیق داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی (برای اطلاعات بیشتر به رفرنس [۹] مراجعه گردد) این نمونه‌ها هاوائیت نامیده شده‌اند. در خمیره هاوائیت‌ها فلدسپار سانیدین و بافت تراکیتی نشان می‌دهند (شکل ۳ پ). از نمونه NL4 آنالیز سنگ کل و همچنین آنالیز میکروپروب مگنتیت انجام شده است. آلتراسیون پروپیلیتیک که از اختصاصات آن کلریت‌های ثانویه است در این نمونه مشهود است (شکل ۳ پ).

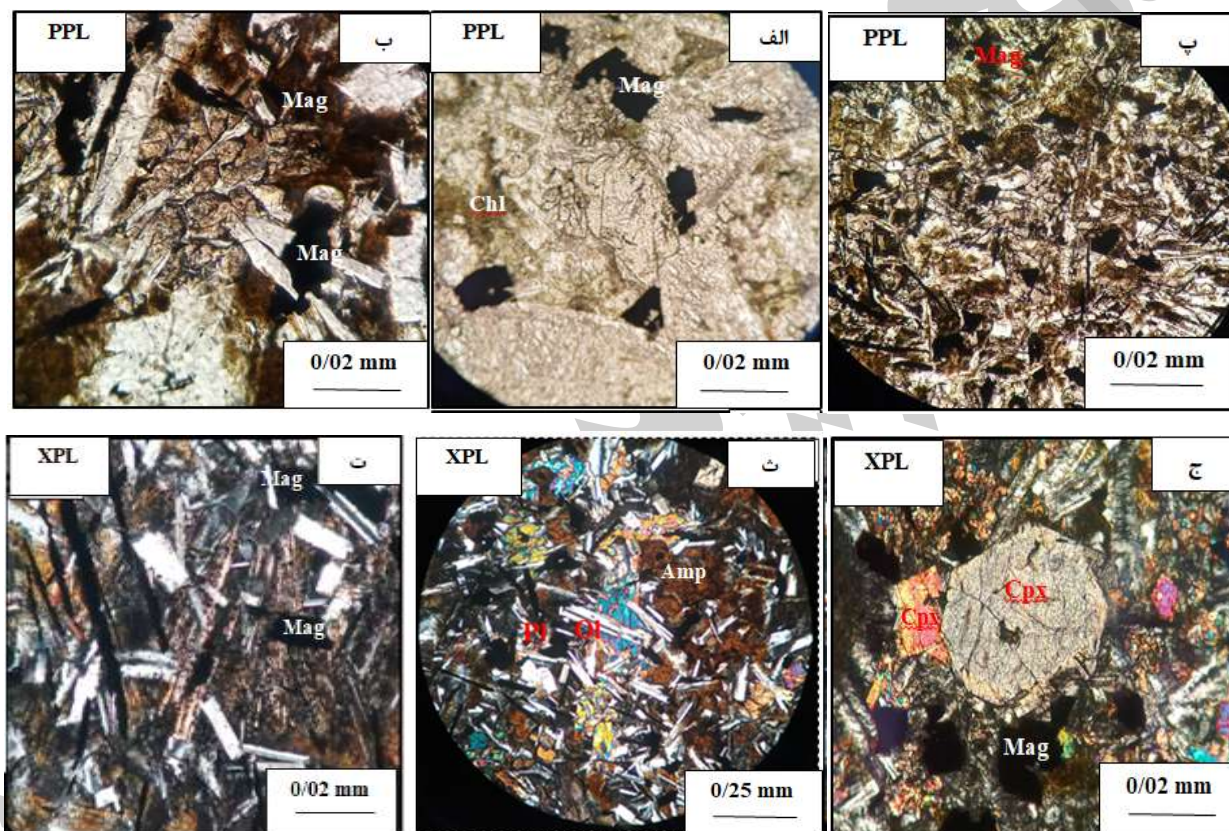


شکل ۲ (الف) در نمونه بازانیت NL5 کلینوپیروکسن ارغوانی رنگ تیتان‌اوزیت و مگنتیت قابل مشاهده است. (ب) بافت اینترسرتال در بازانیت. نفلین در خمیره بازانیت NL5 قابل مشاهده است. (پ) بافت گلومروپورفیری تجمعات بعضی از فنوکریست‌ها از قبیل پیروکسن و پلاژیوکلاز این بافت را به وجود آورده است که می‌توان گفت از نشانه‌های تفریق است (نمونه NL9). خوردگی خلیجی در کلینوپیروکسن در سمت چپ عکس مشاهده می‌شود. (ت) بافت غربالی در پلاژیوکلازهای سنگ بازانیت نارنج‌لنگه. اپیدوت هم به صورت کانی ثانویه حاصل از آلتراسیون پلاژیوکلازها دیده می‌شود. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: کلینوپیروکسن=Cpx، مگنتیت=Mag، نفلین=Nph، اپیدوت=Ep [۳۳].

بازانیت وزیکولار یا بادامکی (Amygdaloidal Basanite) (نمونه NL8): خمیره و بافت مشابه سایر بازانیت‌های منطقه است اما دارای حفره‌های فراوان می‌باشد (شکل ۳ ب). حفره‌ها می‌توانسته در اثر بزرگ‌تر شدن حباب‌های گاز یا بخار در طی جریان جامد شدن سنگ پدید آمده باشند. در بافت‌های حفره‌ای، حفره‌هایی که پدید می‌آید با کانی‌های ثانویه‌ای هم‌چون زئولیت، کلسیت، کوارتز و اکسید آهن می‌شوند [۳۴]. عموماً در برخی از بازالت‌های دریایی این پدیده غالب است. در نمونه‌های ما، حفره‌ها عموماً دارای کانی ثانویه کلریت است. از این نمونه آنالیز سنگ کل و همچنین آنالیز میکروپروب مگنتیت انجام شده است.

بازالت بالشی (نمونه‌های NL15, NL16, NL17, NL19): در شرایط مناسب اندازه‌های بازالتی در محیط آب شکل‌های کروی، بالونی و یا توپی به خود می‌گیرند که به آن پیلولاوا یا گدازه بالشی گفته می‌شود. فوران‌های بازالتی شکافی یا نقطه‌ای با دبی ناچیز، گدازه‌های خالص بالشی تولید می‌کنند [۳۵]. هسته پیلولاوایی که ما از آن مقطع گرفتیم نکات جالبی را مشخص کرد (جهت اطلاعات بیشتر به رفرنس [۱۴] مراجعه شود). فرق هسته پیلولاوا از پوسته آن اساساً مربوط به مقدار حباب‌های گاز موجود در آن است. این اختلاف مستقیماً به نرخ خروج گاز از گدازه بستگی دارد. اگر گدازه در هنگام تبلور حاوی حباب‌های اندک گاز باشد، مقداری از حباب‌های محبوس مانده در پیلو به پوسته شیشه‌ای خارجی آن که اول تشکیل شده می‌چسبند و مرکز پیلو همانند یک گدازه متراکم بدون حباب متبلور می‌شود [۳۶]. با توجه به مطالعات ما، به‌نظر می‌رسد پیلولاواهای منطقه دارای هسته مشخص و منسجم هستند و هسته بدون حباب متبلور شده است. بنابراین حاوی اندک حباب گاز بوده‌اند. هم‌چنین بالش‌های گدازه‌های بازالتی که در اعماق زیاد اقیانوسی تشکیل می‌شوند به نسبت گدازه‌های بالشی تشکیل شده در اعماق کمتر دارای حفرات کمتر و کوچک‌تر و یا به‌طور کلی فاقد آن هستند ولو اینکه مقدار کلی مواد فرار در ماگمایی که هر دو گدازه را ایجاد می‌کند، یکسان باشد [۳۷] بنابراین به‌نظر می‌رسد با توجه به این که هیچ‌گونه حفره‌هایی در نمونه‌های بالشی ما وجود ندارد، عمق آب خیلی کم نبوده است [۱۴] و محل خروج تا حدودی عمیق بوده است. بافت اینترسرتال بافت غالب بازالت‌های بالشی منطقه است که در آن پلاژیوکلازها در جهات مختلف قرار دارند و فضای نامنظم بین آن‌ها با کانی‌های پیروکسن و الیوین پر شده (شکل ۳ ث). میزان کربنات ثانویه در این نمونه‌ها زیاد است و آلتراسیون پروپیلیتیک به‌صورت شاخص در آن‌ها مشاهده می‌شود. محلول‌های ماگمایی یا گرمابی غنی از منیزم، آهن، کلسیم، سدیم و یا بی‌کربنات در سنگ‌های آذرین موجب تشکیل اپیدوت، کلریت، زئولیت و یا آلپیت می‌شود. از نمونه NL15 آنالیز سنگ کل و همچنین آنالیز میکروپروب مگنتیت انجام شده است (شکل ۳ ج). بافت واریولیتیک در نمونه NL19 بسیار مشهود است (شکل ۳ ت). این بافت حاصل تجمع بلورهای رشته‌ای یا سوزنی شکل یک یا چند کانی که به‌صورت نیمه شعاعی دور یک نطفه قرار گرفته‌اند [۳۸]. با پیشرفت عمل سردشدگی که گرانروی نیز افزایش می‌یابد سرعت انتشار نیز کند می‌شود اما ممکن است سرعت نطفه‌بندی و رشد افزایش یابد. بنابراین منجر به تشکیل بافت‌های غیرمتعادلی مانند اسکلتی، دندریتی، اسفرولیتی، سوزنی و واریولیتیک می‌شود

که با آزاد شدن گرمای نهان بلور اشکال دندریتی و اسکلتی ظاهر می‌شوند [۲۴]. خمیره متشکل از میکرولیت‌های نامنظم پلاژیوکلاز که فضای بین آن‌ها توسط کانی ثانویه کلریت و کربنات و کانی‌های مگنتیت پر شده است (شکل ۳ ت). آمفیبول و بیوتیت هم در فضای بین پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود. وجود کانی‌های آبدار فراوان همانند میکاها و آمفیبول‌ها (شکل ۳ ث) و همچنین فوران انفجاری آتشفشان‌ها از جمله شواهد مشارکت مواد فرار در سیستم‌های ماگمایی هستند. تبلور میکاها و آمفیبول‌ها در ماگماها بیانگر تمرکز آب در آن‌ها به میزان حداقل ۳-۵ درصد است [۳۹].



شکل ۳ (الف) کانی مگنتیت در نور PPL به صورت فنوکریست نیمه‌شکل‌دار در تراکی بازالت جنوب لاهیجان (نارنج‌لنگه). (ب) کانی مگنتیت در نور PPL در نمونه بازالت وزیکولار نارنج‌لنگه. (پ) در خمیره هاوایت‌های منطقه کانی‌های ثانویه کلریت و کربنات و بافت تراکیتی قابل مشاهده است. اغلب پیروکسن‌ها به کلریت ثانویه تبدیل شده‌اند. مگنتیت به صورت نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شود. آلتراسیون شدید پروپیلیتیک که از اختصاصات آن کلریت‌های ثانویه است در این نمونه کلریت کاملاً مشهود است. (ت) بافت واربولیتیک در یک بازالت بالشی (نمونه NL19). (ث) بافت اینترسرتال بافت غالب بازالت‌های بالشی منطقه است که در آن پلاژیوکلازها در جهات مختلف قرار دارند و فضای نامنظم بین آن‌ها با کانی‌های پیروکسن و الیوین پر شده (NL19). (ج) بافت اینترسرتال در بازالت بالشی نارنج‌لنگه. کانی‌های کلینوپیروکسن با رنگ‌های اینترفرانس متفاوت با الیوین دیده می‌شوند. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: کلینوپیروکسن=Cpx، مگنتیت=Mag، کلریت=Chl، آمفیبول=Amp، الوین=Ol، پلاژیوکلاز=Pl [۳۳].

روش بررسی

در مطالعات صحرایی در مجموع تعداد ۲۵ نمونه از این منطقه برداشت شده است که از این تعداد ۱۰ مقطع پتروگرافی در دانشگاه شهید بهشتی تهران و دانشگاه آویرو پرتغال بررسی و مطالعه شده است. از این تعداد ۵ مقطع پولیش در طی فرصت مطالعاتی در دانشگاه آویرو پرتغال آماده‌سازی شد و تعداد ۴۵ نقطه جهت مطالعات شیمی کانی در دانشگاه لیسبون پرتغال آنالیز میکروپروب بر روی آن‌ها انجام شده است. همچنین ۵ نمونه جهت آنالیز ICP-MS سنگ کل در آزمایشگاه زرا‌ما تهران مطالعه شده است. ترکیبات شیمیایی مگنتیت از طریق میکرو آنالیز پروب الکترونی (EPMA) در ۵ مقطع نازک جلا داده شده با کربن، با تعداد ۴۵ نقطه در دانشگاه لیسبون پرتغال تعیین شده است. داده‌ها در تأسیسات DG-FCUL/IDL با استفاده از یک میکروپروب JEOL SUPERPROBE، مدل JXA-8200، با ولتاژ شتاب ۱۵ کیلو ولت و جریان ۲۵ نانوآمپر، با استفاده از پرتو ۵ میکرومتر جمع‌آوری شده‌اند. تجزیه و تحلیل با استانداردهای طبیعی و مصنوعی دستگاه کالیبره شده است و اطمینان حاصل با خطاهای تکرارپذیری کمتر از ۲٪ است. اثرات ماتریس با استفاده از نرم افزار ZAF ارائه شده توسط JEOL تصحیح شده است. در این مقاله از نرم‌افزار MagMin_PT که به‌عنوان یک ابزار ژئوترموبارومتری جامع برای سیستم‌های آذرین از داده‌های تحلیلی میکروپروب الکترونی طراحی شده است، جهت محاسبات استفاده شده است [۴۰].

نتایج و بحث

ساختار کریستالی مگنتیت

ترکیب شیمیایی مگنتیت $Fe^{2+}(Fe^{3+})_2(O^{2-})_4$ است. این نشان می‌دهد که مگنتیت حاوی آهن دو ظرفیتی و آهن سه ظرفیتی است که بیانگر تبلور در محیطی حاوی سطوح متوسط تا بالا اکسیژن است [۴۱]. جزئیات اصلی ساختار آن در سال ۱۹۱۵ کشف شد. این یکی از اولین ساختارهای کریستالی بود که با استفاده از پراش اشعه ایکس به‌دست آمد. ساختار آن اسپینل معکوس (Inverse spinel) است، با یون‌های O^{2-} که یک شبکه مکعبی رو به مرکز را تشکیل می‌دهند و کاتیون‌های آهن محل‌های بینابینی را اشغال می‌کنند. نیمی از کاتیون‌های Fe^{3+} جایگاه‌های چهاروجهی را اشغال می‌کنند در حالی که نیمی دیگر، همراه با کاتیون‌های Fe^{2+} مکان‌های هشت‌وجهی را اشغال می‌کنند [۴۲]. به‌عنوان عضوی از گروه اسپینل معکوس، مگنتیت می‌تواند محلول‌های جامد را با مواد معدنی با ساختار مشابه، از جمله اولواسپینل (Fe_2TiO_4) Ulvospinel و منیزیوفریت $(MgFe_2O_4)$ Magnesioferrite تشکیل دهد [۴۳]. تیتانومگنتیت که به‌عنوان مگنتیت تیتان‌دار نیز شناخته می‌شود، محلولی جامد بین مگنتیت و اولواسپینل است که در بسیاری از سنگ‌های آذرین مافیک متبلور می‌شود. تیتانومگنتیت ممکن است در طول سردشدن تحت اکسی‌اکسلوشن (Oxy-exsolution) قرار گیرد که منجر به رشد درونی مگنتیت و ایلمنیت می‌شود [۴۳].

نتایج نمودار فوگاسیته اکسیژن در مگنتیت

فوگاسیته اکسیژن یک پارامتر مهم کنترل کننده تکامل سیستم های ماگمایی است [۴۴]. مگنتیت در درک شرایط تشکیل سنگها مهم بوده است. مگنتیت با اکسیژن واکنش می دهد و هماتیت تولید می کند و این جفت معدنی بافری را تشکیل می دهد که می تواند چگونگی اکسید شدن محیط آن (فوگاسیته اکسیژن) را کنترل کند. این بافر به نام بافر هماتیت-مگنتیت یا HM شناخته می شود. در سطوح پایین تر اکسیژن، مگنتیت می تواند بافری با کوارتز و فایالیت به نام بافر QFM تشکیل دهد. در سطوح کمتر اکسیژن، مگنتیت بافری با ووستیت به نام بافر MW تشکیل می دهد. بافرهای QFM و MW به طور گسترده در آزمایشات آزمایشگاهی روی شیمی سنگ استفاده شده است. بافر QFM، به ویژه، فوگاسیته اکسیژن نزدیک به بیشتر سنگ های آذرین ایجاد می کند [۴۵]. نمونه های منطقه براساس آنالیز سنگ کل در مگنتیت همگی در رده HM یعنی دارای فوگاسیته بالا قرار می گیرند (شکل ۴ الف). جدول آنالیزهای سنگ کل در جدول ۱ نمایش داده شده است. در سیستم های ماگمایی طبیعی، چندین واکنش بافر وجود دارند که مگنتیت در آنها دخیل است و می تواند برای مشخص کردن حالت اکسیداسیون ماگماها مانند هماتیت-مگنتیت (HM)، کوارتز-فایالیت-مگنتیت (QFM) و واکنش های مگنتیت-ووستیت (MW) استفاده شود [۴۰]. همچنین در این نمودار دمای مگنتیت منطقه بین ۷۲۰°C تا ۷۶۰°C بدست آمده است.

در مطالعات داده های اسپینل های OIB، که شامل بازالت های آکالان، نفلینیت ها و ملیتیت ها در منطقه Lovozero روسیه انجام شده است نشان می دهد که فوگاسیته نسبتاً بالایی از اکسیژن را دارا هستند و از بافر QFM تا ۲ واحد لگاریتم بالاتر از این سطح هستند [۴۴، ۴۶] و در مقابل بر این باور هستند که فوگاسیته های پایین اکسیژن، احتمالاً به میدان پایداری آلیاژ Fe-Ni می رسند و بالعکس فوگاسیته بالا نشان از ناپایداری است [۴۴]. می توان چنین تشابهی با نمونه های منطقه در نظر گرفت که فوگاسیته بالا در منطقه نارنچ لنگه نشانه ناپایداری در آلیاژ Fe-Ni است.

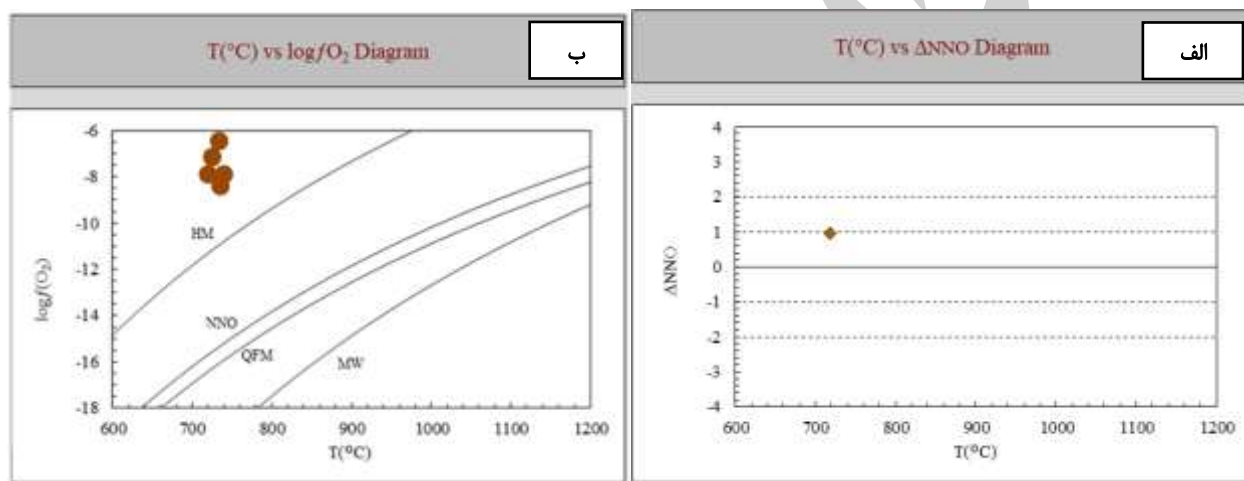
نتایج نمودار NNO

واکنش بافر اکسید نیکل-نیکل (NNO) در ماگماهای طبیعی رخ نمی دهد، اگرچه معمولاً برای مرجع استفاده می شود. لوگ (Log) فوگاسیته اکسیژن، شاخصی از حالت ردوکس در ماگما برای هر مجموعه بافر توسط فراست [۴۷] گردآوری شده است و در زیر محاسبه شده است:

$$\log f_{O_2} = \frac{A}{T} + B + \frac{C(P-1)}{T}$$

در آن T دما برحسب کلون (K)، P فشار (Bar) و A، B، C براساس عبارات تعادلی از فراست هستند [۴۷].

MagMin_PT مقادیر $T(^{\circ}\text{C})$ و $f\text{O}_2$ را محاسبه می‌کند که توسط محققان زیادی کالیبره شده‌اند [۴۸، ۵۰، ۴۹]. در این محاسبات میانگین دمای تشکیل مگنتیت، 720°C درجه می‌باشد و نشان از اولیه بودن مگنتیت‌ها است (شکل ۴ ب). مگنتیت‌های با دمای زیر 650°C ، مگنتیت‌های تهی‌شده در Ti هستند و بالعکس بالای 650°C نشان از غنی‌شدگی بیشتر در Ti دارد. این نتایج با مطالعات برروی کلینوپیروکسن‌های منطقه نارنج‌لنگه و جواهردشت [۳، ۹، ۱۰] و همچنین مطالعات برروی مگنتیت در بازالت‌های منطقه جواهردشت [۳] که مشابه با نارنج‌لنگه، سن کرتاسه می‌باشند هم‌سو می‌باشد. این تشابهات نشان می‌دهد که مگنتیت‌های بازالت‌های کرتاسه منطقه نارنج‌لنگه با بازالت‌های کرتاسه جواهردشت (هر دو در دامنه شمالی البرز واقع شدند) هم منشأ می‌باشند.



شکل ۴ (الف) ارزیابی فوگاسیته اکسیژن در مگنتیت. نمونه‌های منطقه همگی در دسته HM هستند و طبق محاسبات دمای مگنتیت بین 720°C تا 760°C بدست آمده است. (ب) محاسبه مقادیر $T(^{\circ}\text{C})$ و $f\text{O}_2$ که میانگین 720°C بدست آمده است.

نتایج نمودار نام‌گذاری مگنتیت

فرمول مگنتیت و ایلمنیت براساس محاسبات ۴ و ۳ اکسیژن به ترتیب در MagMin_PT و نتایج محاسبات بر روی نمودارهای سه‌تایی $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ نشان داده شده است. جداسازی Fe^{3+} طبق معادله دروپ [۵۱] است (شکل ۵ الف ب).

در نمودار نام‌گذاری مگنتیت تمام مگنتیت‌های منطقه در گروه اولواسپینل (Ulvospinel) و بین خط سری تیتانومگنتیت قرار گرفتند (شکل ۵ الف).

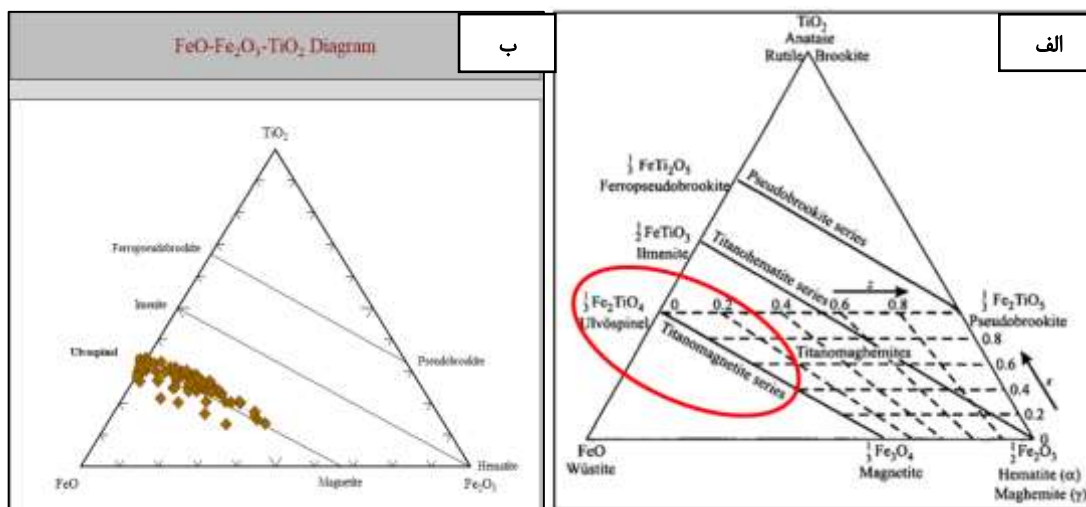
اولواسپینل (Ulvospinel) یا اولویت (Ulvite) یک ماده معدنی اکسید تیتانیوم آهن با فرمول Fe_2TiO_4 یا $\text{TiFe}^{2+}_2\text{O}_4$ است. کریستال‌های ایزومتریکی فلزی قهوه‌ای تا سیاه را با سختی ۵/۵ تا ۶ تشکیل می‌دهد. این ماده به گروه کانی‌های اسپینل تعلق دارد، همان‌طور که مگنتیت، Fe_3O_4 نیز وجود دارد [۵۲].

اولواسپینل به صورت محلول جامد با مگنتیت در دماهای بالا و شرایط کاهش فشار تشکیل می شود و برخی ماگماهای بازالت-گابرو سرشار از اولواسپینل هستند. ترکیب اولواسپینل تمایل به اکسید شدن به مگنتیت به اضافه ایلمنیت در طول خنک شدن جامد سنگ میزبان دارد و ایلمنیت تولید شده ممکن است لایه های اکسلوشن ظاهری تریل مانند (Trellis type) در مگنتیت ایجاد کند. این بافت زمانی به عنوان نشان دهنده محلول جامد بین ایلمنیت و مگنتیت تفسیر شد، تا زمانی که واکنش اکسیداسیون و بافت های حاصل در آزمایش های آزمایشگاهی برای اولین بار توسط بودینگتون و لیندزلی [۵۳] مجدد تولید شده است.

نمودار سه تایی $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ در شکل ۵ ب، میدان تیتانومگنتیت را نشان می دهد. در طول اکسیداسیون در دمای پایین، ترکیب توده ای از خطوط خط چین افقی پیروی می کند، جایی که Z پارامتر اکسیداسیون ($Z \leq 0$) و X پارامتر ترکیب تیتانومگنتیت ($X \leq 1$) است [۳۷]. در واقع می توان گفت دمای تشکیل تیتانومگنتیت کمتر از اولواسپینل است. بنابراین دمای تشکیل نمونه های ما بالا بوده است.

جدول ۱ نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی سنگ کل به روش ICP-MS در ۵ نمونه بازالت محدوده روستای نارنج لنگه (اکسیدها بر حسب درصد وزنی wt% هستند و عناصر بر حسب apfu می باشند).

Sample	NL4	NL5	NL7	NL8	NL15
SiO ₂	۴۷/۰۱	۴۶/۲۱	۴۸/۵۳	۴۵/۴۲	۴۴/۹۴
TiO ₂	۲/۵۰	۲/۵۸	۲/۴۵	۲/۷۵	۳/۷۰
Al ₂ O ₃	۱۴/۸۰	۱۴/۶۷	۱۳/۹۳	۱۴/۳۳	۱۳/۸۳
Na ₂ O	۴/۳۶	۴/۲۹	۴/۸۵	۴/۲۷	۲/۷۸
K ₂ O	۱/۴۷	۰/۸۳	۱/۲۱	۱/۱۷	۱/۲۰
Fe ₂ O ₃	۱۱/۷۰	۱۱/۹۴	۱۱/۳۹	۱۲/۱۷	۱۲/۹۴
MnO	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۱۳
MgO	۵/۶۸	۵/۸۸	۶/۱۰	۵/۶۴	۶/۵۴
BaO	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰
CaO	۸/۵۱	۹/۰۸	۷/۲۹	۹/۲۶	۸/۸۳
P ₂ O ₅	۰/۴۰	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۴۰	۰/۵۶
SrO	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۷
SO ₃	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۹
Total	۹۷/۱۸	۹۶/۵۵	۹۶/۶۳	۹۵/۹۶	۹۵/۸۱
Si	۰/۹۷۶	۰/۹۶۱	۱/۰۱۰	۰/۹۵۳	۰/۹۴۲
Ti	۰/۰۳۹	۰/۰۴۰	۰/۰۳۸	۰/۰۴۳	۰/۰۵۸
Al	۰/۳۶۲	۰/۳۵۹	۰/۳۴۲	۰/۳۵۴	۰/۳۴۲
Fe ³⁺	۰/۴۶۴	۰/۴۲۷	۰/۵۱۶	۰/۴۱۶	۰/۳۹۱
Fe ²⁺	۰/۶۴۷	۰/۶۱۴	۰/۶۹۴	۰/۶۰۸	۰/۵۹۶
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲
Mg	۰/۱۷۶	۰/۱۸۲	۰/۱۸۹	۰/۱۷۶	۰/۲۰۴
Ca	۰/۱۸۹	۰/۲۰۲	۰/۱۶۳	۰/۲۰۸	۰/۱۹۸
Na	۰/۱۷۵	۰/۱۷۳	۰/۱۹۶	۰/۱۷۴	۰/۱۱۳
K	۰/۰۳۹	۰/۰۲۲	۰/۰۳۲	۰/۰۳۱	۰/۰۳۲
Ba	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Zn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
V	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ni	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Nb	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Total	۲/۱۴۳	۲/۱۳۰	۲/۱۵۲	۲/۱۳۷	۲/۰۹۷



شکل ۵ (الف) نمودار نامگذاری مگنتیت‌های نارنج‌لنگه [۵۴]. (ب) دمای تشکیل تیتانومگنتیت کمتر از اولواسپینل است. دمای تشکیل نمونه‌های منطقه که در خط‌چین اولواسپینل هستند بالاتر است.

برداشت

۱. در تجزیه و تحلیل نتایج میکروپروب بر روی مگنتیت و تحلیل نمودارهای نامگذاری، اولواسپینل اکسید تیتانیوم آهن غالب نمونه‌ها بدست آمده است که نشان می‌دهد نمونه‌های منطقه در شرایط دمای بالا و کاهش فشار تشکیل شده‌اند.
۲. مقادیر فوگاسیته اکسیژن (fO_2) براساس شیمی کانی مگنتیت در دسته HM قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده فوگاسیته اکسیژن بالا در بازالت‌های نارنج‌لنگه است و این شواهد متناوباً در پتروگرافی نیز از افزایش فوگاسیته اکسیژن در ماگما حمایت می‌کند.
۳. نتایج نشان می‌دهد که بازالت‌های کرتاسه منطقه نارنج‌لنگه با توجه به حضور مگنتیت اولواسپینال و همچنین نتایج فوگاسیته اکسیژن بالا، در دسته بازالت‌های Ti بالا قرار می‌گیرند.
۴. ترکیب داده‌های پتروگرافی و دماسنجی در سنگ‌های بازالتی روستای نارنج‌لنگه واقع در دامنه شمالی البرز نشان می‌دهد که منشأ تشکیل آن‌ها، شرایط تکتونیکی کششی با ماگمای خروجی آکالن در دوره کرتاسه است. حضور کانی‌های فلدسپاتوئید در مطالعات پتروگرافی نظیر نفیلین و نوزه آن نیز، بر شواهد آکالن بودن ماگما تأکید دارند.
۵. در مطالعات این پژوهش برای البرز شمالی ناحیه لاهیجان، به‌طورکل در کرتاسه یک فرونشست حرارتی و کافت قاره‌ای مطرح می‌کنیم. در منطقه مورد مطالعه یعنی جنوب لاهیجان فرونشینی دینامیک یا گوشته‌ای با جریان همرفتی القایی به‌صورت پلوم گوشته‌ای پیش‌بینی می‌شود.

جدول ۲ نتایج تجزیه EPMA از ۴۵ نقطه از مگنتیت‌های محدوده نارنج لنگه واقع در دامنه شمالی البرز (اکسیدها بر حسب درصد وزنی wt% هستند و

عناصر برحسب apfu می‌باشند).

Sample	NL4	NL5	NL5	NL5	NL5	NL5	NL5	NL7	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8
SiO ₂	۰/۰۶۸	۱/۰۴۳	۰/۰۶۵	۰/۰۲۸	۰/۰۸۷	۰/۰۹۶	۱/۰۶۵	۰/۰۳۹	۰/۰۲۹	۰/۰۷۱	۰/۰۳۰	۰/۰۵۰	۰/۰۳۷	۰/۰۵۲	۰/۰۳۰
TiO ₂	۲۳/۴۶۵	۲۵/۹۸۱	۲۵/۸۰۹	۲۴/۵۱۷	۲۲/۸۵۷	۲۴/۴۱۴	۲۶/۵۹۶	۱۵/۶۰۰	۵۰/۳۷۴	۵۰/۶۴۶	۵۰/۱۱۸	۵۰/۰۷۱	۵۰/۰۲۵	۴۹/۸۶۶	۴۹/۶۳۹
Al ₂ O ₃	۲/۶۴۶	۱/۰۷۲	۰/۸۶	۲/۱۹	۳/۷۳۶	۲/۱۵۵	۲/۳۲۶	۰/۸۱۷	۰/۰۸۱	۰/۰۵۴	۰/۰۷۶	۰/۰۴۹	۰/۰۴۶	۰/۰۶۴	۰/۰۶۴
Cr ₂ O ₃	۰/۱۳۹	۰/۱۶۱	۰/۰۹۱	۰/۱۲۳	۰/۱۳۵	۰/۰۹۱	۰/۱۳۸	۰/۱۶۰	۰/۱۲۵	۰/۱۰۲	۰/۱۶۷	۰/۱۱۰	۰/۱۴۱	۰/۱۱۳	۰/۱۰۶
FeO	۶۵/۰۰۱	۶۰/۲۵۷	۶۲/۶۵۲	۶۳/۱۲	۶۴/۴۲۴	۶۰/۹۲۶	۵۸/۲۳۷	۷۱/۴۵۴	۴۴/۵۶۴	۴۵/۰۳۰	۴۵/۳۴۹	۴۵/۳۶۰	۴۵/۰۲۷	۴۵/۴۷۴	۴۵/۳۲۷
MnO	۲/۳۳۸	۰/۹	۱/۰۳۱	۰/۹۰۸	۰/۸۲۲	۱/۶۱۲	۱/۰۳۶	۱/۴۶۲	۰/۷۱۷	۰/۶۳۵	۰/۶۶۹	۰/۶۳۸	۰/۶۶۷	۰/۶۰۸	۰/۶۰۱
MgO	۰	۰/۰۱۶	۰/۰۲۹	۰/۰۷۷	۰/۵۷	۰/۴۹	۰/۰۹۲	۰/۰۱۳	۱/۵۴۴	۱/۰۹۰	۱/۵۱۵	۱/۴۰۷	۱/۴۴۴	۰/۸۴۶	۰/۹۱۲
BaO	۰/۱۲۴	۰/۱	۰/۱۵۳	۰/۱۱۷	۰/۰۶۷	۰/۰۵۹	۰/۱۹۸	۰/۱۵۷	۰/۱۱۴	۰/۲۰۰	۰/۱۳۷	۰/۱۲۷	۰/۲۰۸	۰/۱۲۴	۰/۱۶۵
CaO	۰/۲۰۲	۲/۳۳۷	۱/۱۷۲	۰/۵۰۳	۰/۳۹	۰/۸۷۷	۱/۳۵۵	۰/۶۶۲	۰/۱۴۸	۰/۱۵۰	۰/۰۸۰	۰/۰۶۹	۰/۲۳۳	۰/۰۶۷	۰/۰۴۴
Na ₂ O	۰/۰۲	۰/۰۲۷	۰/۰۴۴	۰/۰۰۹	۰/۰۰۴	۰/۰۵۸	۰/۰۰۲	۰/۰۵۸	۰/۰۰۰	۰/۰۱۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
ZnO	۱/۰۸۱	۰/۰۰۷	۰/۳۱۹	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۹۹	۰/۳۴۱	۰/۸۳۴	۰/۰۷۴	۰/۰۹۲	۰/۰۰۰	۰/۰۴۴	۰/۱۳۰	۰/۰۶۸	۰/۰۷۴
V ₂ O ₅	۰/۴۴۶	۰/۲۶۹	۰/۲۵۵	۰/۴۴۶	۰/۵۰۸	۰/۴۲۷	۰/۵۱۵	۰/۳۲۲	۰/۰۹۶	۰/۰۸۶	۰/۱۷۳	۰/۱۱۱	۰/۰۵۲	۰/۰۳۴	۰/۰۹۴
Total	۹۵/۴۶	۹۲/۹۲	۹۲/۹۸	۹۲/۵۵	۹۳/۹۵	۹۲/۴۶۴	۹۲/۱۱۱	۹۱/۲۴۷	۹۷/۸۶۶	۹۸/۱۶۷	۹۸/۳۱۴	۹۸/۰۳۶	۹۷/۹۵۰	۹۷/۴۱۸	۹۷/۰۶۱
Si	۰/۰۰۳	۰/۰۶۰	۰/۰۲۲	۰/۰۱۱	۰/۴۸۶	۰/۰۳۷	۰/۰۵۰	۰/۰۱۶	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱
Ti	۰/۱۷۳	۰/۷۶۶	۰/۷۶۵	۰/۷۶۶	۰/۶۶۷	۰/۷۲۰	۰/۷۹۰	۰/۴۸۶	۱/۴۴۶	۱/۴۴۶	۱/۴۳۲	۱/۴۳۶	۱/۴۴۶	۱/۴۴۶	۱/۴۴۵
Al	۰/۱۱۹	۰/۰۴۹	۰/۰۴۰	۰/۰۰۲	۰/۰۷۰	۰/۱۰۰	۰/۰۰۸	۰/۰۳۸	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Fe ³⁺	۰/۵۱۰	۰/۲۸۳	۰/۳۷۳	۰/۴۰۶	۰/۳۹۶	۰/۳۶۶	۰/۱۹۱	۰/۸۷۹	۰/۹۰۵	۰/۹۲۷	۰/۸۸۲	۰/۸۸۷	۰/۸۸۵	۰/۹۰۸	۰/۹۰۳
Fe ²⁺	۱/۵۶۴	۱/۶۹۱	۱/۶۹۱	۱/۶۹۱	۱/۶۹۱	۱/۶۹۱	۱/۶۹۱	۱/۴۰۶	۲/۳۲۸	۲/۳۲۷	۲/۳۲۲	۲/۳۲۲	۲/۳۲۲	۲/۳۲۲	۲/۳۲۲
Cr	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Mn	۰/۰۷۶	۰/۰۳۰	۰/۰۳۴	۰/۰۳۰	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۳۵	۰/۰۴۹	۰/۰۲۳	۰/۰۲۱	۰/۰۲۲	۰/۰۲۱	۰/۰۲۰	۰/۰۲۰	۰/۰۲۰
Mg	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۱۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۲	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸
Ca	۰/۰۰۶	۰/۰۹۸	۰/۰۴۹	۰/۰۲۸	۰/۴۵۲	۰/۰۳۷	۰/۰۵۸	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۹	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲
Na	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ba	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳
Zn	۰/۰۳۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۹	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
V	۰/۰۱۴	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۱۴	۰/۰۱۴	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴
Ni	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Nb	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Total	۳/۰۰۱	۳/۰۰۲	۳/۰۰۳	۳/۰۰۱	۳/۰۰۲	۳/۰۰۴	۳/۰۰۱	۳/۰۰۳	۳/۰۰۰	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱
Ulvospinel	۲/۲۹۲	۲/۳۵۳	۲/۳۶۷	۲/۳۶۴	۲/۱۰۸	۲/۳۵۵	۲/۳۷۱	۲/۳۹۷	۲/۲۹۳	۲/۲۹۶	۲/۲۸۲	۲/۲۹۱	۲/۲۹۳	۲/۳۱۷	۲/۲۲۵
FeO (%)	۴۹/۰۱۸	۵۱/۰۰۳	۵۱/۳۳۵	۵۰/۷۷۶	۵۰/۱۲۲	۴۹/۵۵۶	۵۲/۴۵۴	۴۲/۱۴۵	۷۲/۴۵۰	۷۴/۴۴۸	۷۳/۱۰۰	۷۳/۱۶۱	۷۲/۵۵۱	۷۳/۶۴۷	۷۳/۲۲۶
Fe ₂ O ₃ (%)	۱۷/۷۱۲	۹/۶۱۷	۱۲/۵۷۷	۱۳/۷۱۹	۱۴/۹۸۶	۱۶/۶۱۲	۱۶/۴۷۷	۳۲/۵۹۴	۳۲/۵۹۴	۳۲/۵۹۴	۳۰/۸۹۷	۳۰/۸۹۷	۳۰/۸۹۷	۳۱/۳۰۸	۳۱/۰۰۵
Total	۹۷/۱۰۵	۹۳/۷۱۳	۹۴/۱۴۹	۹۳/۸۰۲	۹۶/۳۴۱	۹۶/۶۱۷	۹۶/۶۱۷	۹۴/۳۰۳	۹۴/۵۸۱	۹۴/۸۳۴	۹۷/۰۵۷	۹۴/۸۳۰	۹۴/۷۲۲	۹۴/۶۱۸	۹۳/۸۴۹
Sample	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8
SiO ₂	۰/۰۰۰	۰/۰۴۴	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۱/۱۲۳	۰/۰۷۷	۰/۰۰۸	۰/۰۸۹	۰/۰۱۲	۰/۰۴۹	۰/۰۰۰	۰/۰۴۷	۰/۰۲۷	۰/۰۰۸	۰/۰۳۷
TiO ₂	۵۰/۳۷۶	۵۰/۰۴۴	۴۹/۴۵۵	۵۰/۴۲۲	۴۹/۱۱۳	۵۰/۵۷۷	۵۰/۳۷۰	۵۰/۱۹۰	۴۹/۸۹۳	۴۹/۵۳۶	۴۹/۷۴۳	۴۹/۸۱۵	۵۰/۱۲۷	۴۹/۷۷۱	۴۹/۸۶۲
Al ₂ O ₃	۰/۰۷۷	۰/۰۴۹	۰/۰۴۳	۰/۰۴۱	۰/۳۵۸	۰/۰۶۳	۰/۰۵۴	۰/۰۲۳	۰/۰۵۹	۰/۰۹۵	۰/۰۴۱	۰/۰۳۸	۰/۰۵۰	۰/۰۳۹	۰/۰۲۵
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۹	۰/۱۲۴	۰/۱۴۴	۰/۱۶۳	۰/۱۱۵	۰/۱۰۳	۰/۰۷۵	۰/۰۹۷	۰/۰۵۲	۰/۱۰۳	۰/۱۳۹	۰/۱۳۷	۰/۱۱۹	۰/۱۰۶	۰/۱۴۶
FeO	۴۶/۰۶۴	۴۶/۲۳۵	۴۵/۸۷۶	۴۶/۰۷۵	۴۴/۲۸۰	۴۵/۶۸۲	۴۵/۷۴۹	۴۶/۱۸۶	۴۵/۰۰۲	۴۵/۹۸۴	۴۵/۳۱۴	۴۵/۳۳۹	۴۵/۱۵۶	۴۵/۴۱۸	۴۵/۸۹۴
MnO	۰/۱۲۹	۰/۱۲۲	۰/۱۲۸	۰/۰۰۹	۱/۳۴۹	۰/۷۲۲	۰/۰۷۳	۰/۱۵۴	۰/۱۶۰	۰/۵۴۸	۰/۸۰۴	۰/۶۴۸	۰/۶۴۹	۰/۶۳۸	۰/۵۵۲
MgO	۰/۸۹۲	۰/۶۴۹	۰/۴۹۱	۰/۸۵۱	۱/۱۳۶	۱/۱۲۴	۱/۱۲۴	۰/۵۵۷	۰/۷۱۲	۰/۶۶۵	۰/۶۶۵	۰/۶۶۵	۰/۶۶۵	۰/۶۶۵	۰/۶۶۵
BaO	۰/۱۸۶	۰/۱۶۰	۰/۱۷۰	۰/۱۸۷	۰/۱۶۰	۰/۱۲۸	۰/۱۴۵	۰/۱۷۴	۰/۱۰۷	۰/۱۹۶	۰/۱۳۰	۰/۱۶۷	۰/۱۷۵	۰/۱۳۷	۰/۱۸۳
CaO	۰/۰۵۴	۰/۰۰۹	۱/۰۰۸	۰/۰۵۳	۰/۵۱۷	۰/۰۷۷	۰/۱۰۷	۰/۰۲۶	۰/۱۱۷	۰/۰۹۹	۰/۱۳۱	۰/۱۳۲	۰/۰۹۳	۰/۰۵۳	۰/۰۲۷
Na ₂ O	۰/۰۰۶	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۱۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۲۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۱۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
ZnO	۰/۰۹۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۱۲۷	۰/۰۰۰	۰/۰۷۲	۰/۰۷۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۶۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۵۱	۰/۰۲۷
V ₂ O ₅	۰/۰۶۱	۰/۰۳۵	۰/۱۱۷	۰/۰۸۶	۰/۱۱۶	۰/۰۸۶	۰/۰۹۰	۰/۰۵۲	۰/۰۵۳	۰/۰۷۱	۰/۱۱۰	۰/۰۸۴	۰/۱۹۹	۰/۱۱۱	۰/۱۱۰
Total	۹۸/۵۴۶	۹۸/۰۳۳	۹۸/۰۰۴	۹۸/۳۶۹	۹۸/۰۳۸	۹۸/۶۱۲	۹۸/۲۸۸	۹۸/۵۶۶	۹۷/۲۶۷	۹۷/۴۱۴	۹۷/۰۸۹	۹۷/۱۰۹	۹۷/۲۰۸	۹۷/۲۴۰	۹۷/۴۰۰
Si	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۴۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Ti	۱/۴۵۵	۱/۴۴۵	۱/۴۴۴	۱/۴۵۴	۱/۴۰۷	۱/۴۴۶	۱/۴۴۴	۱/۴۴۴	۱/۴۴۴	۱/۴۴۴	۱/۴۴۴	۱/۴۴۴	۱/۴۴۴	۱/۴۴۴	۱/۴۴۴
Al	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱
Fe ³⁺	۰/۹۰۰	۰/۹۰۱	۰/۸۶۴	۰/۹۲۰	۰/۹۲۵	۰/۹۰۵	۰/۸۹۶	۰/۸۹۹	۰/۹۰۹	۰/۸۹۳	۰/۹۱۰	۰/۹۱۷	۰/۹۱۲	۰/۹۰۲	۰/۹۱۶
Fe ²⁺	۲/۳۶۸	۲/۳۸۶	۲/۳۴۴	۲/۳۹۷	۲/۳۵۰	۲/۳۵۶	۲/۳۶۶	۲/۳۶۱	۲/۳۸۳	۲/۳۷۸	۲/۳۷۹	۲/۳۸۱	۲/۳۶۳	۲/۳۶۹	۲/۳۶۱
Cr	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/												

جدول ۳ ادامه، نتایج تجزیه EPMA از ۴۵ نقطه از مگنتیت‌های محدوده نارنج لنگه واقع در دامنه شمالی البرز (اکسیدها بر حسب درصد وزنی wt%)

هستند و عناصر برحسب apfu می‌باشند).

Sample	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL8	NL15	NL15	NL15	NL15	NL15	NL15	NL15
SiO ₂	۰/۰۱۲	۰/۰۰۵	۰/۰۷۹	۰/۰۱۷	۰/۰۲۰	۰/۰۰۴	۰/۰۳۹	۰/۰۸۲	۱/۰۷۵	۰/۴۴۳	۱/۷۵۱	۱/۱۵۹	۱/۰۸	۱/۰۷۵	۱/۷۵۱	۱/۷۵۱
TiO ₂	۴۹/۹۶۰	۴۹/۸۳۰	۵۰/۲۰۴	۵۰/۱۳۵	۴۹/۸۸۰	۴۹/۹۰۰	۴۹/۶۷۰	۲۳/۴۹۸	۲۳/۶۰۳	۲۴/۲۴۳	۲۳/۳۰۶	۲۳/۸۱۳	۲۳/۵۸۶	۲۳/۶۰۳	۲۳/۳۰۶	۲۳/۳۰۶
Al ₂ O ₃	۰/۰۷۰	۰/۱۰۰	۰/۰۲۸	۰/۰۵۶	۰/۰۳۰	۰/۰۲۶	۰/۰۲۶	۱/۷۱۸	۳/۳۸۱	۳/۴۲۲	۳/۶۵۲	۳/۷۶۳	۲/۹۵۵	۳/۳۸۱	۳/۶۵۲	۳/۶۵۲
Cr ₂ O ₃	۰/۱۴۸	۰/۱۰۱	۰/۱۲۵	۰/۱۰۵	۰/۱۳۵	۰/۱۰۳	۰/۱۱۳	۰/۱۹۴	۰/۱۰۵	۰/۱۹۴	۰/۱۶۶	۰/۳۰۲	۰/۱۵۱	۰/۱۵۵	۰/۱۶۶	۰/۱۶۶
FeO	۴۴/۴۰۸	۴۴/۳۳۰	۴۳/۹۴۹	۴۳/۹۴۱	۴۵/۴۰۵	۴۵/۱۰۲	۴۵/۶۷۱	۶۲/۴۸۷	۵۹/۹۵۸	۵۸/۴۲۶	۵۸/۲۴۶	۵۷/۴۶۱	۵۸/۷۸۲	۵۹/۹۵۸	۵۸/۲۴۶	۵۸/۲۴۶
MnO	۰/۵۷۲	۰/۶۷۷	۰/۶۵۰	۰/۶۳۲	۰/۸۰۸	۰/۶۷۷	۰/۶۵۱	۳/۶۶۷	۰/۵۸۴	۰/۵۴۲	۰/۵۳۵	۰/۵۶۲	۰/۷۰۳	۰/۶۳	۰/۶۳	۰/۶۳
MgO	۱/۶۱۲	۱/۷۵۶	۱/۶۸۸	۱/۷۹۴	۰/۵۱۸	۰/۹۸۷	۰/۴۶۵	۰/۰۰۰	۲/۴۰۹	۳/۳۴۴	۲/۹۴۳	۳/۵۶۶	۲/۷۹۲	۲/۴۰۹	۲/۹۴۳	۲/۹۴۳
BaO	۰/۲۱۴	۰/۲۱۰	۰/۱۵۰	۰/۱۷۴	۰/۱۷۸	۰/۱۶۱	۰/۱۶۲	۰/۱۷۱	۰/۱۱۴	۰/۱۰۸	۰/۱۱۱	۰/۰۳۲	۰/۰۶۱	۰/۱۱۴	۰/۱۱۱	۰/۱۱۱
CaO	۰/۰۴۱	۰/۰۶۸	۰/۰۸۸	۰/۰۷۷	۰/۲۳۹	۰/۱۲۷	۰/۰۷۸	۰/۴۳۰	۰/۰۳۵	۰/۰۲۸	۰/۰۸۴	۰/۰۴۳	۰/۰۳۴	۰/۰۳۵	۰/۰۴۳	۰/۰۴۳
Na ₂ O	۰/۰۰۰	۰/۰۱۴	۰/۰۰۰	۰/۰۱۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۲۵	۰/۰۴۰	۰/۰۲۶	۰/۰۲۹	۰/۰۳۱	۰/۰۴۱	۰/۰۴	۰/۰۲۹	۰/۰۲۹
ZnO	۰/۱۰۹	۰/۰۰۰	۰/۰۴۶	۰/۰۵۴	۰/۰۶۷	۰/۰۶۷	۰/۰۰۰	۱/۶۶۹	۰/۰۹۴	۰/۰۷۶	۰/۰۸۹	۰/۰۲۴	۰/۱۳۹	۰/۰۹۴	۰/۰۸۹	۰/۰۸۹
V ₂ O ₅	۰/۱۲۳	۰/۱۰۶	۰/۰۹۹	۰/۰۹۵	۰/۰۹۳	۰/۰۸۹	۰/۰۹۶	۰/۴۰۲	۰/۵۰۷	۰/۵۳۸	۰/۴۷۳	۰/۵۳۰	۰/۵۰۳	۰/۵۰۷	۰/۴۷۳	۰/۴۷۳
Total	۹۷/۲۶۹	۹۷/۱۹۷	۹۷/۱۰۶	۹۷/۰۹۱	۹۷/۴۷۳	۹۷/۲۳۳	۹۶/۹۳۵	۹۳/۴۴۳	۹۱/۹۰۵	۹۱/۳۷۰	۹۱/۳۸۵	۹۱/۲۸۶	۹۱/۱۲	۹۱/۳۲۲	۹۰/۸۵	۹۰/۸۵
Si	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۴۲	۰/۰۱۷	۰/۰۶۸	۰/۰۴۵	۰/۰۴۲	۰/۰۴۲	۰/۰۶۸	۰/۰۶۸
Ti	۱/۴۴۴	۱/۴۵۲	۱/۴۵۲	۱/۴۴۹	۱/۴۵۰	۱/۴۴۹	۱/۴۵۳	۰/۶۹۴	۰/۶۹۴	۰/۷۱۲	۰/۶۸۳	۰/۶۹۶	۰/۶۹۶	۰/۶۹۶	۰/۶۸۰	۰/۶۸۰
Al	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۷۹	۰/۱۵۶	۰/۱۵۷	۰/۱۶۸	۰/۱۷۲	۰/۱۳۷	۰/۱۵۵	۰/۱۶۷	۰/۱۶۷
Fe ³⁺	۰/۹۰۱	۰/۸۹۰	۰/۹۱۹	۰/۹۰۹	۰/۹۱۱	۰/۹۰۷	۰/۹۱۷	۰/۵۱۱	۰/۳۶۸	۰/۳۷۶	۰/۳۲۴	۰/۳۳۵	۰/۳۶۲	۰/۳۶۱	۰/۳۱۷	۰/۳۱۷
Fe ²⁺	۲/۳۲۸	۲/۳۱۲	۲/۳۳۱	۲/۳۲۱	۲/۳۷۸	۲/۳۶۳	۲/۴۰۲	۱/۵۳۴	۱/۵۹۰	۱/۵۳۲	۱/۵۷۳	۱/۵۳۲	۱/۵۷۰	۱/۵۸۷	۱/۵۷۱	۱/۵۷۱
Cr	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۹	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵
Mn	۰/۰۱۹	۰/۰۲۲	۰/۰۲۱	۰/۰۲۱	۰/۰۲۶	۰/۰۲۲	۰/۰۲۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mg	۰/۰۹۲	۰/۱۰۰	۰/۰۹۷	۰/۱۰۳	۰/۰۳۰	۰/۰۵۷	۰/۰۲۷	۰/۰۰۰	۰/۱۴۰	۰/۱۹۴	۰/۱۷۱	۰/۲۰۷	۰/۱۶۴	۰/۱۴۰	۰/۱۷۰	۰/۱۷۰
Ca	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۱۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۱۸	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Na	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ba	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
Zn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۳۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
V	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۱۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵
Ni	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Nb	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Total	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۱	۳/۰۰۰	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲	۳/۰۰۲
Ulvospinal	۲/۳۰۸	۲/۳۰۵	۲/۳۰۹	۲/۳۰۸	۲/۳۲۱	۲/۳۱۹	۲/۳۳۶	۲/۳۵۱	۲/۳۴۷	۲/۳۴۶	۲/۳۴۰	۲/۳۳۴	۲/۳۶۱	۲/۳۳۵	۲/۳۲۹	۲/۳۲۹
FeO (%)	۷۲/۴۶۳	۷۲/۰۶۲	۷۲/۵۲۸	۷۲/۲۴۱	۷۳/۵۹۰	۷۳/۱۹۵	۷۳/۸۸۱	۴۶/۸۹۹	۴۸/۶۸۳	۴۶/۹۰۹	۴۸/۳۰۷	۴۷/۱۳۸	۴۷/۷۷۳	۴۸/۸۴۵	۴۸/۴۵۸	۴۸/۴۵۸
Fe ₂ O ₃ (%)	۳۱/۱۷۸	۳۰/۸۲۰	۳۱/۷۶۲	۳۱/۴۵۱	۳۱/۳۲۱	۳۱/۲۲۱	۳۱/۳۵۱	۱۷/۴۳۶	۱۲/۵۳۰	۱۲/۷۹۹	۱۱/۰۴۶	۱۱/۴۷۳	۱۲/۲۳۵	۱۲/۳۵۰	۱۰/۸۷۸	۱۰/۸۷۸
Total	۹۳/۹۹۷	۹۴/۰۰۸	۹۳/۷۹۹	۹۳/۸۳۵	۹۴/۲۰۰	۹۴/۰۰۲	۹۳/۶۸۱	۹۴/۹۸۷	۹۱/۹۶۴	۹۱/۳۷۸	۹۱/۳۱۸	۹۱/۰۴۱	۹۱/۱۹۹	۹۲/۴۵۳	۹۱/۷۷۴	۹۱/۷۷۴

قدردانی

این پژوهش برگرفته از رساله دکتری نویسنده اول مقاله می‌باشد. نگارندگان صمیمانه از زحمات خانم مهندس Maria Manuela

Vaz Lage Jorge مسئول تکنیک و آماده‌سازی مقاطع پولیش در دانشگاه آویرو پرتغال تشکر می‌نمایند. همچنین از دکتر کمال

طاهری برای راهنمایی در نگارش مقاله قدردانی می‌نماییم.

مراجع

[1] Tauxe L., *Essentials of paleomagnetism*, University of California Press, (2010), ISBN9780520 260313.

[2] McBirney A. R., Murase T., *Rheological properties of magmas*, Annual Review of Earth and Planetary Sciences (1984), Vol. 12, p. 337, 12, 337, <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.12.050184.002005>.

- [3] Arghaee R., Bento dos Santos T., Santos J F., Ghorbani M., Arghaei S h., *Mineral Chemistry of Cretaceous Basaltic rocks in the Northern Alborz, Iran*, Journal of Pars Arian Territories (2025) Vol. 1 No. 3 (1. It has been accepted and is in the process of being published.
- [4] Arghaee R., *Interpreting eruption dynamics and lava placement in Cretaceous Basaltic lavas of northern Alborz: A geological field approach* (In Persian), The 42st National Geosciences Congress (2024), <https://civilica.com/doc/1963808>.
- [5] Arghaee R., Ghorbani M., *The petrography of Cretaceous Basalts and lamprophyres in NarenjLengeh village in south of Lahijan* (in Persian), 2nd National Biennial Conference on Geology of the Alborz Orogen & Caspian Sea, Gorgan- Iran (2022), ISC: 20224-01220.
- [6] Haghazadeh S. H., Malakotian S., *Petrography and Geochemistry of the JavaherDasht basalts (east of Gilan Province): the investigation of the role of crystal fractionation and crustal contamination in the magmatic evolution* (In Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, www.ijcm.ir (2009); 17 (2):253-266, <http://ijcm.ir/article-1-585-en.html>.
- [7] Haghazadeh S. H., Vosoughi Abedini M., Pourmoafi M., *Mantle source characteristics of JavaherDasht basalts (east of Gilan), based on attention to geochemical and isotopic fetures* (In Persian), Iranian Journal of Geology, (2009) 2(8), 95-102, SID <https://sid.ir/paper/129339/en>.
- [8] Shahidi A., Barrier E., Brunet M. F., Saidi A., *Tectonic Evolution of the Alborz in Mesozoic and Cenozoic*, Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 21(81), 201-216 (2011) (in Persian), <https://doi.org/10.22071/gsj.2011.54384>.
- [9] Arghaee R., *The Petrogenesis and geodynamics of Cretaceous volcanic rocks in the northern Alborz and their relationship with mantle plumes* (in Persian), PhD thesis, Shahid Beheshti University of Iran, Faculty of Earth Sciences Geology Department (2025), 2024-2025.
- [10] Arghaee R., Nazari H., *Determining the magmatic series and investigating the geodynamics of Cretaceous volcanic rocks in the northern Alborz, using geochemical data*, 27 Conference of Geological Society of Iran (2024), Tehran, Amirkabir University 17-18 December.
- [11] Annells R. N., Arthurton R. S., Bazley R. A., Davies R., Hamed M. A., Rahimzadeh F., *Geological Quadrangle Map of the Qazvin And Rasht (1:250000)* (1985) , Geological survey and Mineral Exploration of Iran.
- [12] Ghorbani M., *The Geology of Iran: Tectonic, Magmatism and Metamorphism*, Springer, International Publishing, Springer, Earth and Environmental Sciences Library (2021), <https://doi.org/10.1007/978-3-030-71109-2>.
- [13] Arghaee R., *Investigation of Cretaceous basalt in the south of Amol and their relationship with the Cretaceous basalt in Deccan* (in Persian) (2017), Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Sciences, Master's thesis.

- [14] Arghaee R., Ghorbani M., *The Interpretation of Cretaceous pillow lavas in NarenjLengeh village in south of Lahijan*. 2nd National Biennial Conference on Geology of the Alborz Orogen & Caspian Sea, Gorgan- Iran (in Persian) (2022), ISC: 20224-0122.
- [15] Haghnazar S. H., Malakotian S., Allahyari K., Taki S., *The Petrographical, Geochemical and Isotopical Evidences of Crustal Contamination in the JavaherDasht Basalts (east of Gilan)* (in Persian) (2008), Journal of Tarbiat Moalem University of Science, Vol 8, Autumn 2008, Number 3, <http://jsci.khu.ac.ir/article-1-1232-en.html>.
- [16] National Geoscience Database of Iran, NGDIR, <http://www.ngdir.ir>.
- [17] Teknik V., Ghods A., *Depth of Magnetic Basement in Iran Based on Fractal Spectral Analysis*, Geophysical Journal International (2017) 209 (3), <https://doi.org/10.1093/gji/ggx132>.
- [18] Nazari H., Omrani J., Shahidi A., Salamaty R., Moosavi A., *Geological Map of Anzali at 1:100000 Scale. Sheet no. D3e5864*. Geological Survey of Iran (2004), Tehran.
- [19] Aghanabati A., *Geology of Iran* (in Persian), Geological Survey of Iran, Tehran, (2008) 586 p.
- [20] Engalenc M., *Contribution a la Geologie, Geomorphologie, Hydrologie de la Region de Tehran (Iran)* (1968), C.E.R.H., 365p.
- [21] Qorashi M., Arian M., *Tectonics of Iran*, Geologic Survey of Iran, Tehran, (2011) 336 p.
- [22] Baharfiruzi K. h., Shafeii R., *Geological Map of the Javaherdeh (1:100000)* (2003), Geological survey and Mineral Exploration of Iran.
- [23] Vallipour M., Ghodsi J., *Petrography and Atlas of Igneous Rocks*. Islamic Azad University of Mashhad Publications (In Persian), Book (2009) 978-964-477-878-0, 262 P.
- [24] Ahadnejad, V., *Petrology of Igneous Rocks (1)* (In Persian), Payam Noor University Press (2014), 264 pages.
- [25] Middlemost E. A. K., *A simple classification of volcanic rocks*, Bulletin of Volcanology (1972), Vol. 36, No. 2, 1972, pp. 382-397, <https://doi.org/10.1007/BF02596878>.
- [26] Kaula W. M., Head III J. W., Merrill R. B., Pepin R. O., Solomon S. C., Walker D., Wood C. A., *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*, *Basaltic volcanism on the terrestrial planets* (1981), W M.
- [27] Nelson S. T., Montana A., *Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks, produced by rapid decompression*, American mineralogist (1992), 77:1242-1249.
- [28] Shelly D., *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscop*, Chapman and Hall, London, (1993) 445 p.
- [29] Morse S. A., *Basalt and phase Diagrams: An introduction to the quantative use of phase diagrams in igneous petrology*, Springer-Verlag (1980) New York USA, <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-6081-3>.

- [30] Haghazadeh S. H., *Petrology, Geochemistry and Tectonic setting of JavaherDasht Cretaceous gabbro in the north part of Alborz Mountains, east of Gilan, north of Iran: A part of ophiolite sequence or intracontinental rift* (in Persian) (2012), Iranian Journal of Petrology 10: 79-94.
- [31] Krimpour M. H., Saadat S., *Applied Economic Geology* (In Persian), Mashhad University Press (2004), Mashhad.
- [32] Ghorbani M., *Advanced Petrography and Petrogenesis of Igneous Rocks* (In Persian), Pars Arian Zamin Publications (2012), Pars Arian Zamin Geology Research of Iran.
- [33] Whitney D., Evans B., *Abbreviations for names of rock-forming minerals*, American Mineralogist, (2010) 95: 185-187, <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- [34] Bucher K., Grapes R., *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, (2003) 8Th Edition, Springer Book.
- [35] Walker, G. P. L., *Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas*, Bull Volcanol 54, 459–474 (1992), <https://doi.org/10.1007/BF00301392>.
- [36] Juteau T., Maury R., *the Oceanic Crust, from Accretion to Mantle Recycling*, Springer-Praxis Series in Geophysics. ISBN-10 (1999):185233116X. ISBN-13:978-1852331160, 390 pages.
- [37] Best M., *Igneous and Metamorphic Petrology*, (2th Edition), Blackwell publishing, pp (2003) 717. ISBN: 978-1-405-10588-0.
- [38] Johannsen A., *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*, the Journal of Geology, (1931) 40, 182-185, Vol 1, Introduction, Textures, Classification, and Glossary.
- [39] Johnson E. A., *Water in nominally anhydrous crustal minerals: speciation, concentration, and geologic significance*, Reviews in mineralogy and geochemistry 62.1 (2006): 117-154. <https://dx.doi.org/10.2138/rmg.2006.62.6>.
- [40] Gunduz M., Asan, K., *MagMin_PT: An Excel-based mineral classification and geothermobarometry program for magmatic rocks*, Mineralogical Magazine; (2023) London Vol. 87, Iss. 1, (Feb 2023): 1-9, <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.113>.
- [41] Kesler S., Simon A., *Mineral resources, economics and the environment (2nd Ed)*, Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, ISBN (2015) 9781107074910, OCLC 907621860. <https://dx.doi.org/10.7302/22482>.
- [42] Cornell R. M., Schwertmann U., *The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrence and Uses*. VCH, (2nd edition) ISBN: 978-3-527-60644-3 (2006), 703 pages, Weinheim, Germany.
- [43] Nesse W. D., *Introduction to mineralogy*, New York: Oxford University Press, (2000) p. 361. ISBN9780195106916.
- [44] Ryabchikov I G., Kogarko LN., *Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system*, Lithos 91 (2006) 35–45, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.007>.

- [45] Philpotts A. R., Ague J. J., *Principles of igneous and metamorphic petrology*, (2nd Ed.) Cambridge UK: Cambridge University Press, (2009) pp. 261–265, ISBN 9780521880060.
- [46] Ballhaus, C., *Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle*, Contributions to Mineralogy and Petrology (1993), 114, 341–348, <https://doi.org/10.1007/BF01046536>.
- [47] Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D., *A geochemical classification for granitic rocks*, Journal of petrology, (2001) 42(11), 2033–2048, <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- [48] Andersen D. J., Lindsley D.H., *New and final model for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer*, Abstract AGU, Spring meeting Eos, Transaction American Geophysical Union, (1985), 66 (18), 416, 1985.
- [49] Powell R., Powell M., *Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal*, Mineralogical Magazine, (1977) 41(318), 257–263.
- [50] Sauerzapf U., Lattard D., Burchard M., Engelmann R., *The titanomagnetite–ilmenite equilibrium: new experimental data and thermo-oxybarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks*, Journal of Petrology (2008), 49 (6), 1161–1185, <https://doi.org/10.1093/petrology/egn021>.
- [51] Droop G. T. R., *A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria*, Mineralogical Magazine, (1987) 51, 431–435, <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>.
- [52] Mogensen F., *A ferro-ortho-titanate ore from Södra Ulvön*, Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, (1964) 68 (4): 578–587, <https://doi.org/10.1080/11035894609446484>.
- [53] Buddington A. F., Lindsley D.H., *Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents*, Journal of Petrology, (1964) 5, 310–357, <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>.
- [54] Stormer J. C., *The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides*, Am, Mineral, (1983) 68, 586–594.