

سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده مافیک – اولترامافیک قره آغاج، شمال باختر ارومیه

نوشته: میر صالح میر محمدی* و علی کنعانیان*

*پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

Petrology and Geochemistry of Qareaghaj Mafic – Ultramafic Intrusion, NW of Urmia

By: M. Mirmohammadi* & A. Kananian*

*School of Geology, College of Sciences, Tehran University, Tehran, Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۶/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۰۴/۰۵

چکیده

توده مافیک-اولترامافیک قره آغاج در فاصله ۳۶ کیلومتری شمال باختر ارومیه قرار دارد. این توده از لحاظ سنگ‌شناسی از دو بخش اصلی شامل سنگ‌های مافیک بدون کانی‌سازی و سنگ‌های اولترامافیک غنی از Fe-Ti-P (سنگ‌های FTP) تشکیل یافته است. بخش مافیک به طور غالب حاوی گابروی درشت بلور، میکروگابرو و متاگابرو با مجموعه کانیایی ساده (پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن و ایلمنیت) و ارتوآمفیبولیت است. بر اساس روابط صحرایی، شواهد سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها رابطه بسیار نزدیکی با یکدیگر داشته و هم‌ماگما محسوب می‌شوند. بخش اولترامافیک از تعداد زیادی لایه و توده سیل مانند به سترای ۵ سانتی‌متر تا چند متر تشکیل یافته، به گونه‌ای که به طور کامل توسط گابروها احاطه شده و با میزبان، همبری ناگهانی، موازی و هم‌شیب دارد. این سنگ‌ها در مقایسه با سنگ‌های اولترامافیک متعارف، مجموعه کانیایی (غنی از اولوین، آپاتیت، ایلمنیت و مگنتیت) و همچنین ترکیب شیمیایی غیرعادی نشان می‌دهند. $\Sigma\text{REE} \sim 10\text{-}340\text{ ppm}$, $\text{Cr} \sim 40\text{-}160\text{ ppm}$, $\text{Ni} \sim 7\text{-}73\text{ ppm}$, $\text{SiO}_2 \sim 21\text{-}30\text{ wt\%}$, $\text{MgO} \sim 9\text{-}20\text{ wt\%}$, $\text{TiO}_2 \sim 5\text{-}11\text{ wt\%}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 26\text{-}42\text{ wt\%}$, $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0.1\text{-}5.1\text{ wt\%}$. سنگ‌های FTP اغلب برگوارگی ماگمایی داشته و در مجموع گسترش آنها از روند عمومی توده قره آغاج (NW-SE) پیروی می‌کند. شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و داده‌های زمین‌شناسی حاکی از این است که سنگ‌های FTP و میزبان گابرویی آنها با یکدیگر ارتباط ژنتیکی مشخصی ندارند، به گونه‌ای که انواع FTP (مشتق از ماگمای فروبازالتی غنی از P) به صورت تأخیری به درون سنگ‌های میزبان در حال دگرشکلی پلاستیک دمای بالا در یک زون برشی محلی نفوذ کرده‌اند.

کلیدواژه‌ها: قره آغاج، اولترامافیک، ایلمنیت، مگنتیت، آپاتیت، سنگ‌های FTP

Abstract

Qareaghaj mafic-ultramafic intrusion (QMUI) is located in northwest Iran, 36 km NW from Urmia city. The QUMI is composed mainly of non-mineralized mafic and Fe-Ti-P-rich ultramafic rocks (FTP). The mafic rocks, mainly coarse-grained gabbro, microgabbro, metagabbro and ortho-amphibolite, have simple mineral assemblage (plg + cpx + ilm). Based on field observations, petrography and geochemistry, they are directly related to each other (comagmatic). The FTP forms numerous layers and sill-like bodies, ranging in thickness from ~5cm to several meters. These rocks with high proportions of olivine, apatite, ilmenite and magnetite, show unusual bulk composition (e.g., $\text{SiO}_2 \sim 21\text{-}30\text{ wt\%}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 26\text{-}42\text{ wt\%}$, $\text{TiO}_2 \sim 5\text{-}11\text{ wt\%}$, $\text{MgO} \sim 9\text{-}20\text{ wt\%}$, P_2O_5 up to 5.1 wt%, $\text{Cr} \sim 40\text{-}160\text{ ppm}$, $\text{Ni} \sim 7\text{-}73\text{ ppm}$, $\Sigma\text{REE} \sim 10\text{-}340\text{ ppm}$). The FTP totally included by mafic

rocks with sharp and concordant contact shows magmatic lamination and follows general NW-SE trend of the QMUI. Field relationship, petrography and geochemical data suggest that the FTP is not related to mafic host rocks and indeed intruded later into gabbros during plastic, high temperature deformation in local shear zone.

Keywords: Qareaghaj, Ultramafic, Ilmenite, Magnetite, Apatite, FTP Rocks

مقدمه

ناهم‌شیب یافت می‌شوند (e.g., Philpotts, 1967; Kolker, 1982; Duchesne, 1999).

در بیشتر موارد سنگ‌های FTP در ارتباط با توده‌های آنورتوزیتی پروتروزوییک گزارش شده‌اند (e.g., Owen & Dymek, 1992; Ashwal, 1993; Markel et al., 1998; Arebäck & Stigh, 2000). مقدار کمتر با مجموعه‌های آذرین قلیایی (Force, 1991; Jiang et al., 2004) بخش‌های توده‌های بالایی مافیک - اولترامافیک لایه‌ای مانند کمپلکس بوشولد (e.g., Reynolds, 1985; Von Gruenewaldt, 1993) و اسکیرگارد (McBirney, 1996) و توده‌های گابرویی لایه‌ای کوچک (Bornhorst, 2003; Karkkainen & Appliquist, 1999 & Karkkainen) نیز یافت می‌شوند.

در مورد منشأ سنگ‌های FTP و سازوکارهای تمرکز اکسیدهای آهن و تیتانیم (\pm آپاتیت) فرضیه‌های مختلفی از جمله نا آمیختگی مایعات، تفریق یافته‌های مرحله تأخیری آنورتوزیت‌ها، کومولای بلوری، تبلور دوباره در حالت نیمه جامد و تفریق یافته‌های مرحله تأخیری توده‌های مافیک - اولترامافیک لایه‌ای ارائه شده است (e.g., Kolker, 1982; Morse, 1990; Force, 1991; Duchesne, 1999; Markel, 2001). با این حال درباره سنگ‌زایی و ارتباط بین انواع سنگ‌های FTP اتفاق نظر وجود ندارد (Dymek & Owen, 2001).

سنگ‌های اولترامافیک توده قره‌آغاج تنها برونزد از سنگ‌های FTP در ایران بوده و با توجه به ویژگی‌های صحرایی و کانی‌شناسی، تفاوت‌های مشخصی با سنگ‌های شناخته شده FTP در جهان دارند، به گونه‌ای که شاید بتوان آنها را در نوع خود منحصر بفرد دانست. در مقاله حاضر، ضمن مرور ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی توده قره‌آغاج، برای نخستین بار زمین‌شیمی این توده با تأکید بر سنگ‌های اولترامافیک غنی از Fe-Ti-P و همچنین ارتباط بین سنگ‌های مافیک و اولترامافیک به بحث گذاشته می‌شود.

زمین‌شناسی عمومی و روابط صحرایی

محدوده مورد مطالعه در تقسیمات زمین‌شناسی ایران، بر اساس دیدگاه‌های

توده نفوذی قره‌آغاج بین طول‌های جغرافیایی $43^{\circ} 44'$ تا $44^{\circ} 50'$ و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 37'$ تا $37^{\circ} 50'$ و در فاصله ۳۶ کیلومتری شمال باختر ارومیه قرار دارد (شکل ۱). این توده در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه سرو (Haghipour & Aghanabati, 1993) بدون در نظر گرفتن سن نسبی، وابسته به یک مجموعه تفکیک نشده شامل سنگ‌های دیوریتی، گابرویی و پریدوتیتی معرفی شده است.

توده قره‌آغاج از دو واحد سنگی مشخص شامل سنگ‌های اولترامافیک و مافیک تشکیل یافته است. سنگ‌های اولترامافیک این توده به عنوان کانسار تیتانیم - فسفات قره‌آغاج برای نخستین بار توسط کاوشگران (۱۳۷۲) شناسایی و معرفی شد. سپس این کانسار طی سال‌های ۱۳۷۴ تا ۱۳۷۸ مورد بررسی‌های اکتشاف نیمه تفصیلی، تفصیلی، حفاری‌های اکتشافی و فرآوری مقدماتی در مقیاس آزمایشگاهی قرار گرفت (کاوشگران، ۱۳۷۵، ۱۳۷۶، ۱۳۷۷). علاوه بر مطالعات اکتشافی، توده قره‌آغاج از لحاظ کانی‌سازی و ویژگی‌های سنگ‌شناختی نیز، در قالب چند رساله کارشناسی ارشد و مقاله مطالعه شده است (علیپور اصل، ۱۳۷۵؛ امامعلی پور و همکاران، ۱۳۷۵؛ رحیم سوری، ۱۳۸۰). سنگ‌های بخش اولترامافیک توده قره‌آغاج به طور غیر عادی غنی از فسفر (آپاتیت)، آهن و تیتانیم (ایلمینت و مگنتیت) بوده به همین دلیل به اختصار سنگ‌های FTP خوانده می‌شوند. این گونه سنگ‌ها به رغم داشتن حجم و گسترش کم، به دلیل میزبانی کانسارهای اکسید آهن و تیتانیم و فسفات و همچنین ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی غیر عادی در مقایسه با سنگ‌های آذرین متعارف (Owen & Dymek, 1992) اهمیت و جذابیت علمی و اقتصادی قابل توجهی دارند.

بر اساس ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی، اسامی مختلفی برای سنگ‌های FTP پیشنهاد شده است که از آن جمله می‌توان به نلسونیت (Watson & Taber, 1915)، ژوتونیت (jotuvnite) و اکسید - آپاتیت گابرونوریت (OAGN) (Owen & Dymek, 1992)، فروگابرو، فرودوریت و توده‌های اولترامافیک غنی از اکسیدهای آهن و تیتانیم (Severson, 1988) اشاره کرد. نمونه‌های شناخته شده این سنگ‌ها در دنیا بیشتر به شکل دایک، سیل، عدسی، لایه و توده‌های کوچک هم‌شیب یا

قابل توجهی از توده را تشکیل می‌دهد که به طور محلی پگماتیتی نیز هست. میکروگابرو به رنگ سبز تیره در بخش مافیک به فراوانی یافت می‌شود که در برخی مناطق گابروهای درشت بلور را قطع کرده ولی همبری آنها با سنگ‌های اولترامافیک پوشیده و نامشخص است. در مقیاس صحرایی تبدیل گابروهای درشت بلور و میکروگابرو به متاگابرو و ارتوآمفیبولیت بسیار نامنظم بوده و مستقل از همبری با سنگ‌های اولترامافیک است. سنگ‌های بخش مافیک در برخی مناطق به وسیله دایک‌های فلدسپاتی سفید رنگ و به شدت دگرسان (حداکثر به سبترای ۲ متر) قطع شده‌اند.

سنگ‌های اولترامافیک اغلب به صورت لایه‌ای و شکل‌های سیل مانند ناپیوسته بوده و به تناوب با سنگ‌های مافیک قرار دارند (شکل ۲a). گسترش این سنگ‌ها از روند عمومی توده و ساختارهای درونی آن پیروی می‌کند، به طوری که در برخی مناطق، منظره نفوذی‌های لایه‌ای را تداعی می‌کنند. سنگ‌های مافیک و اولترامافیک در تمام توده همبری ناگهانی و موازی داشته، آثار دگرگونی همبری و زبانه‌ها یا رگچه‌هایی از آنها در درون یکدیگر دیده نمی‌شود. با این وجود در لایه‌های اولترامافیک و در همبری با سنگ‌های مافیک، بیگانه بلور جهت یافته پلاژیوکلاز (شکل ۲) و به مقدار کمتر بیگانه سنگی گابرویی یافت می‌شوند. موضوع جالب توجه اینکه هیچ نوع ترکیب سنگی حد واسط بین گابروها و سنگ‌های اولترامافیک در تمام توده وجود ندارد. سنگ‌های اولترامافیک را بر اساس گسترش رخنمون‌ها و ارتباط با سنگ‌های میزبان گابرویی می‌توان به دو زون اصلی (MZI, MZII) و دو زیرزون (SZI, SZII) (شکل ۱) تقسیم کرد. گسترش این زون‌ها کاملاً موازی یکدیگر بوده و از روند عمومی توده پیروی می‌کنند، اگر چه در اثر عملکرد گسل‌های پربیش با امتداد NW-SE و NE-SW جابه‌جایی و خردشدگی نشان می‌دهند. بر اساس مشاهدات صحرایی، سبترای کلی لایه‌های اولترامافیک در MZI بین ۳۰ تا ۵۰ متر متغیر بوده و در میان آنها لایه‌های گابرویی به تناوب و به سبترای ۱۰ سانتی‌متر تا ۲ متر دیده می‌شوند (شکل ۲a). زون اولترامافیک MZII با سبترای کلی ۳۰ تا ۶۰ متر، فاقد لایه‌های گابرویی بوده و تنها یک برونزد گرانیته به سبترای ۱/۵ متر در مرکز آن با همبری تیز دیده می‌شود.

زیرزون‌های SZI و SZII به ترتیب نزدیک سنگ‌های کمر بالا و پایین توده گسترش دارند. این زیرزون‌ها شامل تناوبی از ده‌ها لایه مافیک-اولترامافیک به سبترای ۵ سانتی‌متر تا حداکثر ۵۰ سانتی‌متر هستند. سنگ‌های اولترامافیک برخلاف بخش مافیک که دگرشکلی، دگرگونی و دگرسانی بارزی را نشان می‌دهند، اغلب سالم و نادگر شکل بوده و تنها در امتداد شکستگی‌ها و زون‌های برشی محلی سرپانتینی شده‌اند. در رخنمون‌های سطحی نیز اولترامافیک‌ها به دلیل ایدنگسیته شدن، رنگ قهوه‌ای دارند که این پدیده سبب شده است تا در صحرا به آسانی از دیگر سنگ‌ها تفکیک شوند. بر

مختلف در زون ساختاری خوی - مهاباد (نبوی، ۱۳۵۵)، سلطانیه - میشو (افتخار نژاد، ۱۳۵۹) واقع شده و برخی نیز آن را باختری‌ترین بخش ایالت زمین‌ساختی ایران مرکزی به شمار آورده‌اند (Haghipour & Aghanabati, 1973). بر این اساس، این منطقه را می‌توان محل برخورد سه زون ساختاری عمده ایران یعنی البرز - آذربایجان، ایران مرکزی و سندج - سیرجان دانست (شکل ۱). توده قره‌آغاج دارای ۱۰-۸ کیلومتر درازا و ۱-۱/۷ کیلومتر پهنا بوده و در بین نهشته‌های پرمین و اینفراکامبرین در شمال و کمپلکس دگرگونی منسوب به پرکامبرین در جنوب و خاور جای گرفته است (شکل ۱). در منطقه علاوه بر توده قره‌آغاج، توده‌های نفوذی بزرگ‌تری از جمله توده ترشاب و چیر نیز برونزد دارند که بیشتر شامل گابروی متوسط تا درشت بلور، متاگابرو و آمفیبولیت هستند (شکل ۱). بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری در پژوهش حاضر نشان داد که این توده‌ها، بویژه چیر از لحاظ سنگ‌شناسی شباهت زیادی با بخش مافیک توده قره‌آغاج دارند، با این تفاوت که سنگ‌های اولترامافیک FTP در آنها وجود ندارد.

توده قره‌آغاج روند عمومی NW-SE خاور دارد و شیب ساختارهای درونی آن، از جمله لایه‌ها و برگوارگی، ۶۵-۵۰ درجه به سمت N-NE است. سنگ‌های درونگیر کمر بالای توده شامل سنگ آهک و آهک‌های دولومیتی پرمین (سازندهای درود و روته) است. همبری توده با این سنگ‌های تبلور دوباره یافته به طور مشخص از نوع گسلی بوده و در حد فاصل آنها زون میلوئیتی تا اولترامیلوئیتی به سبترای ۱۰-۵ متر و شیب ۶۰-۵۰ درجه به سمت N-NE برونزد دارد. سنگ‌های کمر پایین توده شامل مجموعه دگرگونی منسوب به پرکامبرین از نوع گنایس و آمفیبولیت (Haghipour & Aghanabati, 1973) است. بررسی‌های حاضر نشان می‌دهد که سنگ‌های بلافضل توده در جنوب، در واقع بیش‌تر از نوع گرانیته میلوئیتی بوده و به مقدار کمتر شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده و دگرگونی‌های درجه پایین سازند کمر هستند. همبری این سنگ‌ها با توده در مناطقی گسلی، و در برخی قسمت‌ها تدریجی یا پوشیده می‌باشد (شکل ۱). سنگ‌های اولترامافیک در توده قره‌آغاج به طور کامل به وسیله سنگ‌های مافیک احاطه شده‌اند و با سنگ‌های رسوبی و دگرگونی همبری ندارند. بخش مافیک ترکیب غالب گابرویی داشته و به طور محلی، بویژه در همبری با سنگ‌های درونگیر کمر بالا و کمر پایین متحمل دگرشکلی و دگرگونی شده که نتیجه آن تشکیل متاگابرو و ارتوآمفیبولیت است. ویژگی بارز سنگ‌های مافیک وجود برگوارگی و خطوارگی ناشی از تناوب کانی‌های تیره (پیروکسن و آمفیبول) و پلاژیوکلاز است. امتداد این ساختارها موازی روند عمومی توده، زون میلوئیتی و همبری با سنگ‌های درونگیر است. گابروی دانه متوسط تا درشت بلور با بافت دانه‌ای نیمه خودریخت بخش

بوده و اندازه آنها از ۰/۲ تا ۳ میلی‌متر متفاوت است (شکل ۲ b-d). برخی از این بلورها فازهای دیگر مانند آپاتیت، کلینوپیروکسن، قطرک‌های اکسید آهن و تیتانیم، سولفیدها و بیوتیت را به صورت میانبار در بر گرفته‌اند (شکل ۲ b-d). مرز بین بلورهای اولیون در مواردی که مقدار اکسیدهای آهن و تیتانیم در سنگ اندک است، اشکال چند ضلعی را نشان می‌دهند که نشانه‌ای از تعادل بافتی درجه بالا است. اولیون در بیشتر نمونه‌ها سالم بوده ولی در برخی موارد به وسیله سرپانتین با یا بدون کلریت و تالک جایگزین شده است. کلینوپیروکسن (اوژیت-دیوپسید) بیشتر بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده، اندازه آن از ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر متغیر است (شکل ۲ c). در برخی نمونه‌ها این کانی به صورت اجتماع غده یا میانبار مانند دیده می‌شود که به احتمال می‌تواند ناشی از جدایش در حین جایگیری یا جریان ماگمایی در میزبان ورلیتی و دونیتی باشد (بخشی از کلینوپیروکسن‌ها ماهیت بیگانه بلور دارند). کلینوپیروکسن بدون تیغه‌های ارتوپیروکسن بوده ولی به مقدار قابل توجهی حاوی سوزن‌های جهت یافته ایلمنیت (در دو جهت به موازات رخ کانی میزبان) و به مقدار کمتر میانبارهای تیتانومگنتیت و بیوتیت است. در اطراف برخی بلورهای کلینوپیروکسن و اولیون، حاشیه واکنشی از نوع هورنبلند قهوه‌ای (\pm بیوتیت) (شکل ۲ c) تشکیل شده است که می‌توان آن را نتیجه واکنش مذاب آبدار بین بلوری با فازهای سیلیکاتی از پیش تبلور یافته در نظر گرفت. آپاتیت در این سنگ‌ها اغلب به شکل منشورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در اندازه‌های ۵۰ میکرون تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شود (شکل ۲ c و d). این کانی در دو نسل شامل بلورهای بزرگ بین بلوری و منشورهای ریز و شکل‌دار (میانبار) در اولیون، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتانیم یافت می‌شود. نسبت آپاتیت به اکسیدها در اولترامافیک‌ها حدود ۰/۵ تا ۰/۷ اندازه‌گیری شده است. پلاژیو کلازا بیشتر نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و طول آنها ۳ تا ۶ میلی‌متر است. با توجه به شواهد صحرایی و همچنین اندازه، شکل، ماکل و نبود میانبار در پلاژیو کلازا که مشابه این کانی در گابروهاست می‌توان گفت که این کانی در اولترامافیک‌ها ماهیت بیگانه بلور و نه فاز اولیه را دارد و در طی جایگیری این سنگ‌ها از گابروهای در حال دگرشکلی مشتق شده است.

کانی‌های تشکیل دهنده اولترامافیک‌ها بویژه سیلیکات‌ها و آپاتیت جهت‌یافتگی نسبی (برگوارگی ماگمایی، شکل ۲ b) نشان می‌دهند که به خوبی موازی روند عمومی توده، سطح همبری مافیک- اولترامافیک و برگوارگی گابروها است.

اکسیدهای آهن و تیتانیم از نوع ایلمنیت به عنوان فاز غالب، تیتانومگنتیت و به مقدار اندک مگنتیت بوده و در سه نسل یافت می‌شوند (شکل ۲ b-f):

(۱) میانبارها و قطرک‌های ریز گرد تا بیضی شکل در اولیون و کلینوپیروکسن؛

(۲) قطعات درشت بین بلوری و (۳) بلورهای بی‌شکل در رگچه‌های تأخیری (تا

خلاف سنگ‌های مافیک، رخنمون بخش اولترامافیک در تمام توده وجود ندارد و امتداد آنها تنها تا ۴-۳/۵ کیلومتر قابل ردیابی است.

به رغم این که در برخی بررسی‌های پیشین (کاشگران، ۱۳۷۵)، بر اساس شواهد صحرایی از جمله دگرگونی همبری سنگ‌های کربناتی پرمین و همچنین ارتباط آن با رخنمون‌های سازند قم، برای توده قره آغاج سن جوان‌تر از پرمین و قدیم‌تر از الیگومیوسن پیشنهاد شده است، اما این سن نسبی به دلیل همبری گسلی توده با سنگ‌های درونگیر در بیشتر مناطق و تدریجی بودن آن در برخی قسمت‌ها قابل تأیید نیست، ضمن اینکه سنگ‌های پوشاننده توده در منطقه نیز دیده نمی‌شود.

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

برای بررسی‌های سنگ‌نگاری حدود ۱۵۰ نمونه در نور عبوری و بازتابی مطالعه شد. برای تجزیه مدال به طور متوسط تعداد ۱۰۰۰ نقطه در هر مقطع شمارش شد که نتایج آن برای ۱۳ نمونه معرف در جدول ۱ آورده شده است.

سنگ‌های اولترامافیک

این سنگ‌ها تمام بلورین، ریز تا متوسط دانه بوده و بافت غالب آنها ارتوکومولایی است. در این بافت شبکه‌ای از بلورهای اولیون و کلینوپیروکسن به وسیله اکسیدهای آهن و تیتانیم و آپاتیت بین بلوری فرا گرفته شده‌اند (شکل ۲ b-d). فراوان‌ترین سنگ‌ها در این بخش ورلیت و دونیت غنی از آپاتیت و اکسیدهای آهن و تیتانیم بوده و به مقدار کمتر در برخی لایه‌ها به ویژه در زون MZI، دونیت فقیر از آپاتیت نیز یافت می‌شود (حدود ۵ تا ۱۰ درصد از رخنمون اولترامافیک‌ها، شکل ۲ b) که به صورت ناگهانی تا تدریجی به نمونه‌های غنی از آپاتیت تبدیل می‌شوند. اولیون فاز کومولایی و فراوان این سنگ‌ها بوده (۶۶-۴۰ درصد) و معمولاً به وسیله کلینوپیروکسن (در مقادیر جزئی تا حداکثر ۱۶ درصد) همراهی می‌شود. آپاتیت به طور غیرعادی فراوانی قابل توجهی داشته و مقدار آن تا ۱۶ درصد نیز ثبت شده است. پلاژیو کلازا بیشتر در نمونه‌هایی دیده می‌شود که از نزدیک همبری با گابروها برداشت شده‌اند و مقدار آن تا ۱۵ درصد نیز می‌رسد (اغلب ۱ تا ۵ درصد). اکسیدهای آهن و تیتانیم در این سنگ‌ها از نوع ایلمنیت (حدود ۱۹-۱۱ درصد) و تیتانومگنتیت (حدود ۱۳-۲ درصد) هست. کانی‌های فرعی شامل هورنبلند قهوه‌ای تا ۱۰ درصد (در حاشیه واکنشی اطراف سیلیکات‌ها تا ۱۰ میکرون ستبر)، اسپنیل هرسنیتی تا ۱/۲ درصد، بیوتیت به صورت میانبارها در سیلیکات‌ها تا ۱ درصد و کانی‌های سولفیدی مانند پیروتیت، کالکوپریت و پنتلانیت (در مجموع حداکثر تا ۳ درصد) است.

بلورهای اولیون بیشتر نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار، تقریباً هم بعد تا کشیده

با گابروی درشت بلور کلینوپيروكسن بیشتری دارند (۵۲-۲۲ درصد). پلاژیوکلاز در گابروها بدون زون‌بندی بوده و دوقلویی (ماکل) آلپینی نشان می‌دهد. کلینوپيروكسن‌ها اغلب حاوی میانبارهای سوزنی ایلمنیت (در دو جهت) هستند. در سنگ‌های مافیک، ایلمنیت تنها اکسید آهن و تیتانیم بوده و جالب است که مگنتیت، اولیوین، آپاتیت، حتی در مقادیر ناچیز، یافت نمی‌شود. اورالیتی شدن و سوسوریتی شدن کلینوپيروكسن و پلاژیوکلاز، به ترتیب رایج‌ترین دگرسانی در گابروها است.

زمین شیمی

برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، نمونه‌برداری سیستماتیک از رخنمون‌های سنگی، ترانسه‌های اکتشافی و همچنین مغزه‌های حفاری اکتشافی (با کد BH) انجام گرفت. برای ۵۰ نمونه از واحدهای سنگی مختلف در آزمایشگاه شرکت ALS Chemex، ونکوور کانادا، عناصر اصلی، جزئی و خاکی کمیاب به روش ICP-MS و ICP-AES اندازه‌گیری شد. در جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی ۱۳ نمونه معرف آورده شده است.

عناصر اصلی

الگوی تغییرات عناصر اصلی در برابر MgO (نمودارهای فئر) و SiO₂ (نمودارهای هارکر) به ترتیب در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است. همان گونه که در شکل ۳ مشخص است، اغلب اکسیدها نسبت به MgO وابستگی خوبی نمایش می‌دهند بجز P₂O₅ و CaO (نشان داده نشده) که داده‌ها دامنه تغییرات وسیعی دارند. قلیایی کل و SiO₂ وابستگی منفی و MnO، Fe₂O₃^t و TiO₂ وابستگی مثبت آشکاری با MgO نمایش می‌دهند. در بیشتر نمودارهای فئر و هارکر، با توجه به ترکیب شیمیایی متفاوت، سنگ‌های اولترامافیک و مافیک به صورت اجتماع جداگانه بوده و نبود مشخصی در بین آنها وجود دارد، ضمن اینکه سنگ‌های دو رگه (مانند BH34) در بین این دو گروه سنگی قرار می‌گیرند. نمونه‌های اولترامافیک ویژگی سنگ‌های تحول یافته مانند غنی‌شدگی از آهن کل (۴۲-۲۶ wt%)، TiO₂ (۱۱-۵ wt%)، P₂O₅ (تا ۵ wt%) و X_{Fe} (۰/۶۷-۰/۷۸) (Fe₂O₃^t/Fe₂O₃^t+MgO) نشان می‌دهند. این سنگ‌ها به طور غیرعادی SiO₂ (۳۰-۲۱ wt%) و K₂O پایین (۰/۴۹-۰/۰۱ wt%) داشته ولی مقدار MgO در آنها بالاست (۱۹/۸-۷/۸ wt%). تمام نمونه‌های اولترامافیک در نمودار AFM (شکل ۵) به موازات خط TiO₂-Fe₂O₃^t-MgO (Fe₂O₃^t+TiO₂) آرایش یافته‌اند. در نمودار TiO₂-Fe₂O₃^t-MgO (شکل ۶) اولترامافیک‌ها، روند خطی بارز و آرایشی تقریباً موازی با خط Fe/Ti = ۴ دارند که نشانگر نسبت‌های تقریباً برابر ایلمنیت به مگنتیت در بیشتر نمونه‌هاست. تغییرات خطی عناصر اصلی در سنگ‌های مافیک به وسیله

۳ سانتی‌متر ستبراً) که این نسل بیشتر از مگنتیت تشکیل یافته است. نسبت ایلمنیت به مگنتیت اغلب حدود ۴-۲ (در محدوده ۸/۵-۱/۵) اندازه‌گیری شده است. بلورهای ایلمنیت در اندازه‌های ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر بوده و بیشتر آنها حاوی ذرات و میانبارهای هماتیت ریز و عدسی مانند هستند. این میانبارها در سطوح [0001] آرایش یافته‌اند و می‌توان میزبان آنها را هموایلمنیت (Hemo-ilmenite) نامید. بلورهای مگنتیت به مقدار قابل توجه دارای تیغه‌های ایلمنیت در سطوح [111] بوده (تیتانومگنتیت) و طیفی از ریز بافت‌های اکسلوشن را نشان می‌دهند. در اغلب تیتانومگنتیت‌ها ریز بافت نوع ترلیس (Trellis) در اندازه‌های مختلف (شکل ۲e-f) غالب بوده، ولی انواع مرکب (Composite) و ساندویچی نیز دیده می‌شود (بر اساس اصطلاحات، Buddington & Lindsley (1964)). از سوی دیگر طبق مراحل بافتی ناشی از پیشرفت اکسایش (Haggerty, 1991)، این بلورها در مراحل C2 تا C3 بوده و فاقد تیغه‌های الویت (Ulvite) هستند. تیتانومگنتیت علاوه بر تیغه‌های ایلمنیت، دارای اکسلوشن اسپینل هرسینی پراکنده در داخل و یا حاشیه غنی از اسپینل در مرز دانه‌های ایلمنیت با تیتانومگنتیت است (شکل ۲e). بر اساس شواهد میکروسکوپی تیتانومگنتیت تأخیری تر از ایلمنیت است. بافت کانی‌سازی اکسیدهای آهن و تیتانیم به شکل پراکنده (disseminate) و شبکه‌ای (net-texture) بوده و کانی‌سازی توده‌ای یا لایه‌ای با عیار بالا یافت نمی‌شود. بر اساس رده‌بندی (Karkkainen et al. (1997)، توده نفوذی قره‌آغاچ یک کانسار تیتانیم کم‌عیار (با TiO₂ حدود ۹-۴ درصد وزنی) محسوب می‌شود.

کانی‌های سولفیدی (اغلب پیرویت) نیز در سه نسل میانبار، بین بلوری و رگچه‌های تأخیری همراه با مگنتیت یافت می‌شوند. روابط بافتی حاکی از این است که اولیوین و آپاتیت فازهای اولیه در سکانس توالی تبلوری بوده و به وسیله کلینوپيروكسن، ایلمنیت، تیتانومگنتیت، اسپینل و کانیهای سولفیدی دنبال می‌شوند. در مقاله حاضر، نمونه‌های اولترامافیک که حاوی بیگانه سنگ‌های پلاژیوکلاز قابل توجهی هستند، سنگ‌های دو رگه یا هیبرید (hyb) خوانده می‌شوند.

سنگ‌های مافیک

این سنگ‌ها اغلب مجموعه کانیایی ساده‌ای (Plg-Cpx-Ilm) دارند که مقدار آنها در گابروی درشت بلور و میکروگابروها متفاوت است (جدول ۱). در این بخش ارتوآمفیولیت به طور محلی رخنمون دارد که در بررسی‌های میکروسکوپی حاوی پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و ایلمنیت به صورت باندهای تیره و روشن است. گابرو درشت بلور سنگ فراوان در بخش مافیک بوده و حاوی پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار (۷۸-۴۲ درصد)، کلینوپيروكسن (۴۲-۲ درصد)، ایلمنیت (۷/۲-۰/۵ درصد) است. میکروگابروها اغلب در مقایسه

سنگ‌های مختلف توده قره‌آغاج در شکل ۹b آورده شده است که در واقع یک چینه‌بندی دروغین (psuedo-stratigraphy) را نمایش داده و الگوی پراکندگی REE را در سنگ‌های مختلف به صورت مقایسه‌ای نشان می‌دهد. الگوهای بهنجار شده کندریتی و ترکیب گوشته اولیه برای نمونه‌های مافیک تا حدود زیادی مشابه یکدیگر است، اگر چه در جزئیات تفاوت‌هایی را نشان می‌دهد (شکل ۹). بیشتر این نمونه‌ها در مقایسه با اولترامافیک‌ها الگوی پهن‌تر ($La_N/Yb_N = 13-2/6$)، بی‌هنجاری Eu مثبت ($Eu/Eu^* = 1/2-3/7$) و فراوانی REE کمتری ($\Sigma REE = 19-57 ppm$) دارند.

گرانیت‌های میلوئیتی (سنگ درونگیر) همان‌گونه که در شکل ۹ مشخص است دارای بی‌هنجاری Eu منفی ($Eu/Eu^* \sim 0/6$)، شکل تحدب رو به بالا، نسبت بالای LREE/MREE ($La_N/Sm_N \sim 5/5$) بوده و در مجموع روند عمومی الگوی REE سنگ‌های مافیک-اولترامافیک توده قره‌آغاج را قطع می‌کنند.

بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و ترکیب شیمیایی، سنگ‌های مختلف بخش مافیک با مجموعه کانیایی ساده، شباهت زیادی با یکدیگر داشته و هم‌ماگما محسوب می‌شوند. تفاوت در ترکیب این سنگ‌ها بیشتر ناشی از تفاوت در ترکیب مدال بویژه کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز بوده و تفاوت‌های بافتی ناشی از دگرشکلی و دگرگونی است. میکروگابروها را با توجه به مقادیر بالاتر Cr، Ni و MgO (جدول ۲) می‌توان به عنوان ترکیب ماگمای مادر بخش مافیک به شمار آورد. از سوی دیگر، میکروگابروها را با توجه به مقدار Eu/Eu^* (~ 1) (Markel, 2001) به عنوان مذاب جامد شده (Frozen melt) و گابروهای درشت بلور را ($Eu/Eu^* > 1$) انباشت (accumulation) پلاژیوکلاز در نظر گرفت.

ارتباط بخش مافیک با سنگ‌های اولترامافیک (FTP) در توده قره‌آغاج موضوعی بحث‌انگیز است. با توجه به شواهدی چون (۱) ارتباط صحرایی بسیار نزدیک؛ (۲) غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار با پلاژیوکلاز و بی‌هنجاری منفی Eu (شکل ۹) و (۳) روند تقریباً موازی الگوی REE برای سنگ‌های دو بخش می‌توان به عنوان یک فرضیه، سنگ‌های FTP را مشتق از ماگمای مادر گابرویی دانست. بر اساس این سناریو این سنگ‌ها نتیجه تفریق شدید پلاژیوکلاز و به عبارتی ناشی از مذاب باقی مانده پس از جدایش پلاژیوکلاز هستند، به گونه‌ای که سنگ‌های FTP قادر بوده‌اند پس از تبلور گابروها به درون سنگ‌های میزبان نیمه جامد تا جامد نفوذ کنند. وجود بیگانه‌سنگ گابرویی و بیگانه بلورهای پلاژیوکلاز (شکل ۲) و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن در FTP نشانه‌ای از ماهیت نفوذی و تقریباً تأخیری این سنگ‌ها نسبت به میزبان گابرویی است.

توزیع پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کنترل شده و در بیشتر نمودارها انواع سنگ‌های مافیک شامل گابروی دانه‌ای میکروگابرو و ارتوآمفیولیت‌ها در یک محدوده نزدیک به هم واقع می‌شوند (شکل‌های ۳ و ۴).

عناصر جزئی و کمیاب

مقدار Cr و Ni در توده قره‌آغاج به طور عمومی پایین است و به طرز جالبی در نمونه‌های اولترامافیک مقدار Cr (۴۰-۱۶۰ ppm) و Ni (۷۳-۷ ppm) حتی در مقایسه با انواع مافیک (Cr: ۱۰-۳۴۰ ppm و Ni: ۱۱-۱۱۴ ppm) به طور نسبی پایین‌تر است. با توجه به تجزیه مدال (جدول ۱) بیشتر به وسیله کلینوپیروکسن کنترل می‌شود. عنصر V در اولترامافیک‌ها (۲۹۸-۸۵۸ ppm) در مقایسه با انواع مافیک (۶۲-۱۹۸ ppm) بالاتر بوده و آشکارا با TiO_2 (ایلمنت و تیتانومگنتیت) همبستگی نشان می‌دهد. و نادیم تنها عنصر جزئی است که به خوبی سنگ‌های مافیک را از اولترامافیک جدا می‌کند (شکل ۷). Sr و Rb در نمونه‌های اولترامافیک در مقایسه با مافیک‌ها به طور آشکار پایین‌تر است و در این میان مقدار بالای Sr در گابرو می‌تواند با جانشینی Sr به جای Ca پلاژیوکلاز مرتبط باشد. مقادیر Th، Sn، W، Cs، Hf، U در اغلب نمونه‌ها کمتر از حد آشکارسازی (۱-۵ ppm) است. همان‌گونه که در شکل ۸ نشان داده شده است، عنصر Ga با Al_2O_3 وابستگی نشان نمی‌دهد، ویژگی که به عقیده (Dymek 1990) شاخص تمام سنگ‌های آنورتوریت توده‌ای می‌باشد. عناصر Y، Zr، Nb، Ta در سنگ‌های اولترامافیک به نسبت بالاتر بوده و به طور ضعیفی با TiO_2 و Fe_2O_3 (مشارکت در اکسیدهای آهن و تیتانیم) وابستگی مثبت نشان می‌دهند.

نمودارهای بهنجار شده کندریتی برای انواع سنگ‌های توده قره‌آغاج در شکل ۹ نشان داده شده است. همان‌گونه که در شکل ۹ مشخص است، الگوی REE برای اولترامافیک‌های غنی از آپاتیت به صورت یکنواخت و یک شکل است. این الگو تقعر نسبی به سمت پایین داشته و اغلب غنی‌شدگی از LREE ($La_N/Sm_N = 1/2-1/9$ و $La_N/Yb_N = 10-14$) و بی‌هنجاری منفی Eu ($Eu/Eu^* \sim 0/7$) نشان می‌دهد. در بیشتر این نمونه‌ها، برای LREE تفریق یافتگی چندانی از Nd به Lu مشاهده نمی‌شود. نمونه‌های اولترامافیک فقیر از آپاتیت (مثل TM16) برخلاف انواع غنی از آپاتیت، فراوانی REE کمتری داشته (۱۰-۴۸ ppm) و الگوی پهن‌تر و کم‌شیب‌تر دارند. این نمونه‌ها بی‌هنجاری Eu نداشته یا به طور ضعیف نشان می‌دهند ($Eu/Eu^* = 0/8-1/3$)، با این حال شکل کلی الگوی REE آنها تقریباً موازی انواع غنی از آپاتیت است. اولترامافیک‌های فقیر از آپاتیت در نمودار بهنجار شده کندریتی نسبت به انواع غنی از آپاتیت در سطح پایین‌تری قرار گرفته و فراوانی HREE در آنها نزدیک به مقادیر کندریت‌ها (شکل ۹) است. مقادیر بهنجار شده

در ترکیب شیمیایی این دو نوع سنگ ناشی از حضور آپاتیت (مخزن LREE) است. با توجه به همراهی این سنگ‌ها و گذر تیز (ناگهانی) تا تدریجی آنها به همدیگر، شباهت کلی الگوی REE (شکل ۹) و تشابه در ترکیب شیمیایی بجز در مقدار P_2O_5 (جدول ۲)، می‌توان منشأ تمام اولترامافیک‌ها را از یک منبع ماگمایی مشابه ولی ناشی از پالس‌های متفاوت در نظر گرفت.

با توجه به بررسی‌های صورت گرفته، سنگ‌های FTP قره‌آغاج به طرز جالبی با انواع مختلف این سنگ‌ها از مناطق دیگر دنیا دارای تفاوت‌هایی هستند. مقدار بالای اولیون، MgO سنگ کل بالا، نسبت قابل توجه ایلمنیت به مگنتیت، میزان گابرویی با ترکیب کانیایی ساده و فقیر از اکسیدهای Fe-Ti، وجود لایه‌ها و توده‌های سیل مانند موازی به تعداد زیاد، لایه‌بندی ماگمایی، نبود ارتوپروکسن و پلاژیوکلاز اولیه، فقدان سنگ‌های نلسونیتی، فرودپوریت، آنورتوزیت‌های توده‌ای و وجود سنگ‌های غنی از آپاتیت و فقیر از آن در یک رخنمون با فاصله بسیار نزدیک از جمله این تفاوت‌هاست.

بر اساس شواهد کانی‌شناسی، بافتی و ترکیب شیمیایی، سنگ‌های FTP در قره‌آغاج از میان انواع FTP شناخته در دنیا، دارای شباهت نسبی با سنگ‌های اولترامافیک غنی از اکسید و آپاتیت منطقه Boulder Lake در کمپلکس Duluth (Ripley et al., 1998)، سنگ‌های کومولایی غنی از اولیون و ایلمنیت-آپاتیت با بافت شبکه‌ای (net-texture) در زون بالایی کمپلکس بوشولد (Von Gruenwaldt, 1993)، و فرودپوریت‌های آنورتوزیت San Gabriel (Force, 1991) می‌باشد. اگر چه تفاوت‌ها در حدی است که سنگ‌های FTP توده قره‌آغاج را می‌توان به عنوان یک گونه جدید از سنگ‌های FTP معرفی کرد.

به‌رغم همه فرضیه‌های مطرح شده برای منشأ و همچنین سازوکار تمرکز اکسیدهای Fe-Ti (±آپاتیت)، هنوز نحوه تشکیل این سنگ‌ها چندان شناخته نشده است (Ripley et al., 1998; Markel, 2001; Dymek & Owen, 2001).

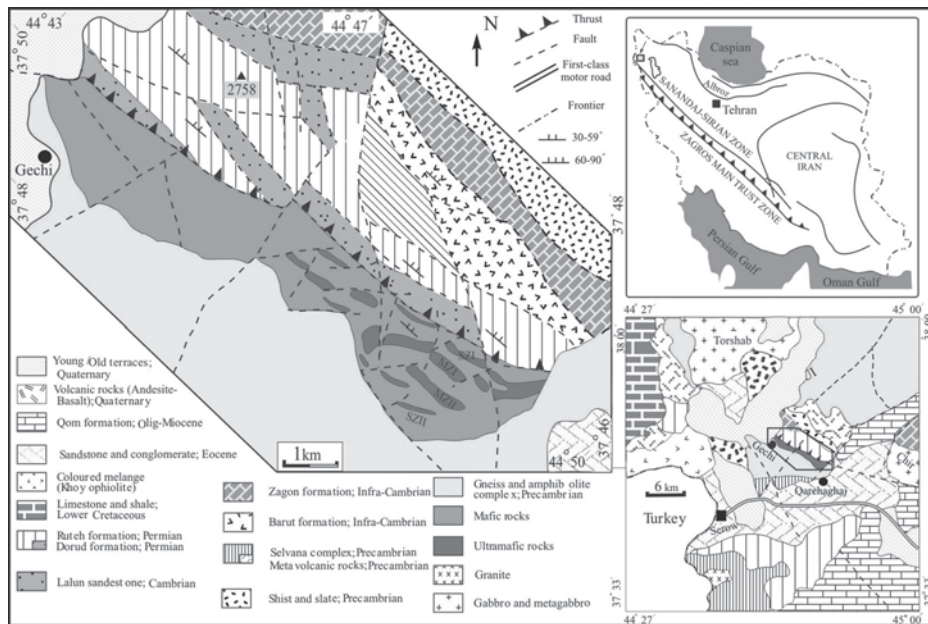
از این میان اگر چه ناآمیختگی مایعات سازوکار عمومی‌تر و جذابی است ولی متأسفانه جزئیات این سازوکار نیز با ابهام‌های زیادی همراه است. عملکرد فرایندهای غنی‌شدگی مذاب باقی‌مانده همراه با ناآمیختگی مایعات ممکن است برای تشکیل ذخایر اکسید یا اکسید-آپاتیت خالص مناسب باشد (Duchesme, 1999)، ولی برای تشکیل سنگ‌های FTP ناخالص مانند توده قره‌آغاج کافی و قانع‌کننده نیست. از سوی دیگر وجود مذاب‌های ناآمیخته غنی از Fe-Ti هنوز به وسیله مطالعات تجربی ثابت نشده است (Lindsley, 2001). به‌طور کلی غنی‌شدگی از Fe, Ti, و P در ماگما می‌تواند ناشی از ترکیب منشأ گوشته‌ای بوده یا به شرایط خاصی از ذوب بخشی منشأ مربوط بوده و یک ویژگی ماگمایی اولیه محسوب شود (Zhou, 2005). در یک جمع‌بندی می‌توان گفت ماگمای FTP در توده قره‌آغاج با توجه

از سوی دیگر با قبول سناریوی مطرح شده یعنی ارتباط مستقیم گابروها و سنگ‌های FTP (هم ماگما) سؤالات و تضادهایی مطرح می‌شود. با توجه به شواهدی چون: (۱) تفاوت مجموعه کانیایی آشکار بین این دو گروه سنگی مانند نبود اولیون، آپاتیت و مگنتیت حتی در مقادیر اندک در گابروها و نبود پلاژیوکلاز اولیه در سنگ‌های FTP (جدول ۱)؛ (۲) پاراژنز ایلمنیت+مگنتیت در بخش FTP در مقایسه با وجود ایلمنیت به عنوان تنها کانی اکسید آهن و تیتانیم در گابروها (جدول ۱)؛ (۳) فراوانی پایین REE و بی‌هنجاری Eu ضعیف (یا بدون بی‌هنجاری) در سنگ‌های اولترامافیک فقیر از آپاتیت در مقایسه با گابروها و (۴) نبود سنگ‌های با ترکیب حدواسطه به خوبی آشکار می‌شود که فرایندهای شناخته شده قادر به توضیح این تضادها نیستند. از این رو به نظر می‌رسد شرایط تبلور و تکامل ماگمایی متفاوتی (مانند تفاوت در ترکیب ماگما یا طیف متفاوتی از fO_2) برای تضادهای مطرح شده در توده قره‌آغاج مورد نیاز است. شاید بتوان گفت که ماگمای سازنده سنگ‌های FTP از یک منشأ جداگانه و بدون ارتباط مستقیم زایشی با گابروها حاصل شده‌اند. با قبول این فرض آرایش لایه‌ای و سیل مانند سنگ‌های FTP به صورت هم‌شیب و موازی در داخل میزبان به احتمال زیاد ناشی از نفوذ مذاب FTP به درون گابروهای جامد شده یا در حال تبلور در طی دگرشکلی پلاستیک دما بالا در یک زون برشی محلی است. وجود لایه‌بندی ماگمایی در سنگ‌های FTP (ناشی از جریان ماگمایی یک توده حاوی بلورهای پیش‌رس با خمیره مذاب) نیز با چنین فرضی سازگار است. شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که در سنگ‌های FTP توده قره‌آغاج ایلمنیت اکسید Fe-Ti فراوان بوده و بیشتر به صورت دانه‌های مجزا است. این وضعیت، به تنهایی نشان دهنده شرایط fO_2 نسبتاً پایین است. با این وجود علاوه بر مقادیر بالای Ti و fO_2 مقدار فسفر در ماگما نیز عامل کنترل‌کننده مهمی برای پاراژنز ایلمنیت و تیتانومگنتیت است، زیرا مقدار بالای P_2O_5 در ماگما می‌تواند سبب محدود شدن تبلور مگنتیت در مقایسه با ایلمنیت شود (Toplise, 1994; Zhou et al., 2005). از سوی دیگر، فسفر می‌تواند انحلال‌پذیری اکسیدهای آهن و تیتانیم در مذاب سیلیکاته را متأثر کرده و مانع از اشباع شدن مذاب از این اکسیدها و در نتیجه تشکیل ذخایر عیار بالا شود (Toplise, 1994; Zhou et al., 2005) رخدادی که در توده قره‌آغاج صورت گرفته و کانی‌سازی در آن به شکل پراکنده و شبکه‌ای و نه توده‌ای یا لایه‌ای است.

در بخش اولترامافیک بیشتر رخنمون‌ها غنی از آپاتیت بوده و انواع فقیر از آپاتیت حدود ۱۰-۵ درصد این بخش را شامل می‌شوند. این سنگ‌ها MgO بالا و ΣREE پایینی داشته و تمرکز MREE, HREE در آنها نزدیک به مقادیر کندریت‌ها است (شکل ۹). از این رو به نظر می‌رسد سنگ‌های فقیر از آپاتیت در مقایسه با انواع غنی از آپاتیت، اولیه‌تر (کمتر تفریق یافته) هستند. بیشتر تفاوت

ایزوتوپی می‌تواند در خصوص پاسخ به برخی پرسش‌ها از جمله میزان مشارکت گویشته و پوسته در ترکیب ماگمایی مادر و عملکرد فرایندهایی مانند آلودگی و اختلاط ماگما مفید باشد. با این وجود به نظر می‌رسد مطالعات تجربی بیشتری درباره سازوکارهای جدایش مایعات غنی از Fe-Ti-P و تأثیر فسفر و fO_2 در روند تفریق مذاب‌های فروبازالتی مورد نیاز است تا در خصوص منشأ، تکامل و جای‌گیری سنگ‌های FTP فرضیه‌های قابل قبول‌تری ارائه شود.

به ترکیب شیمیایی از جمله مقدار پایین Ni و Cr و مقادیر بالای Fe, Ti و P یک ماگمای تحویل یافته و نه اولیه است که می‌تواند از یک ماگمای مادر فروبازالتی غنی از P با تحول (تفریق) اولیه در یک سامانه باز در عمق حاصل شده باشد. بی‌هنجاری مثبت Ti, Nb, بی‌هنجاری منفی Zr (شکل ۹) و همچنین مقادیر اندک U, Th و Hf در سنگ‌های FTP قره‌آغاج (جدول ۲) نشانه‌ای از عدم آرایش ماگمای مذکور با پوسته بالایی است. بدیهی است داده‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی توده نفوذی قره آغاج (با تغییر، اقتباس از Haghypour & Aghanabati, 1973)

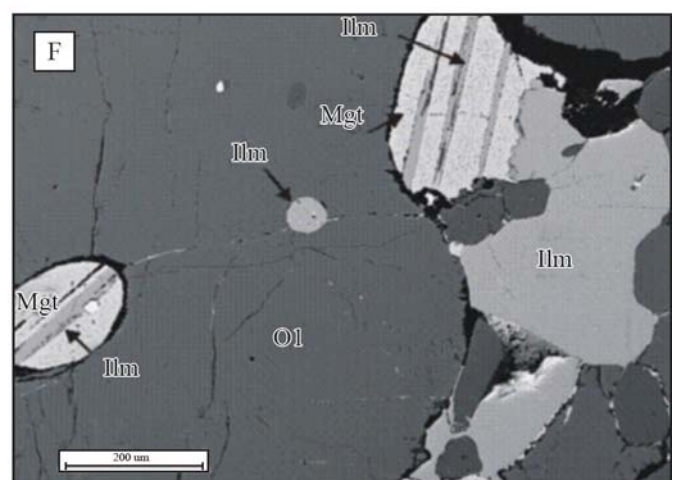
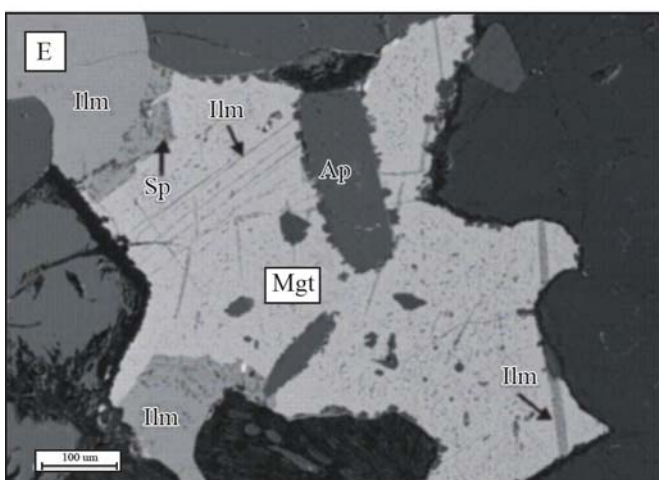
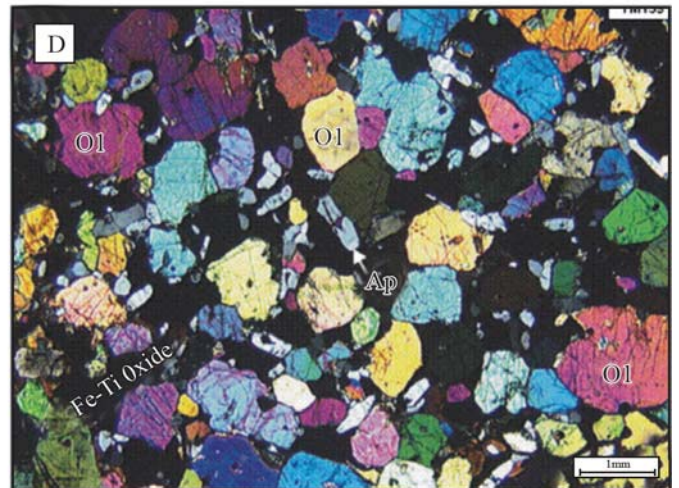
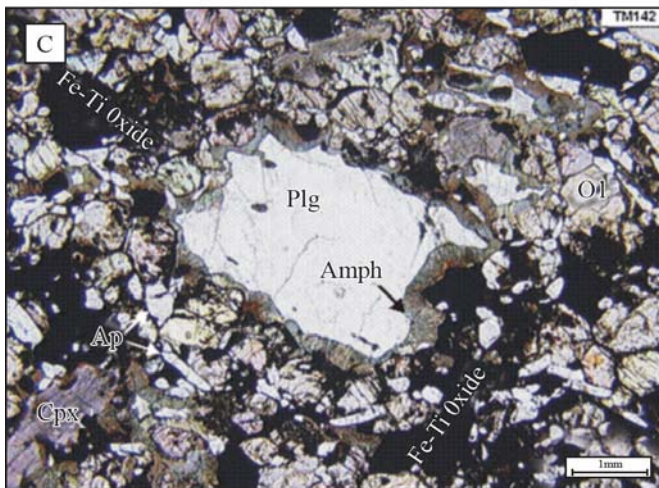
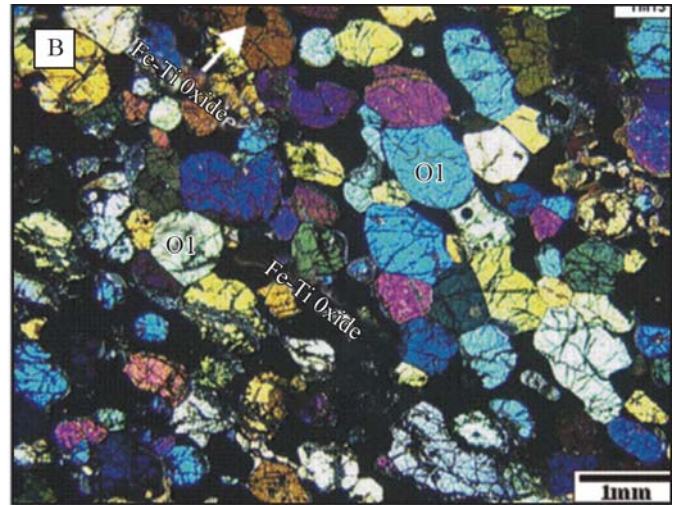
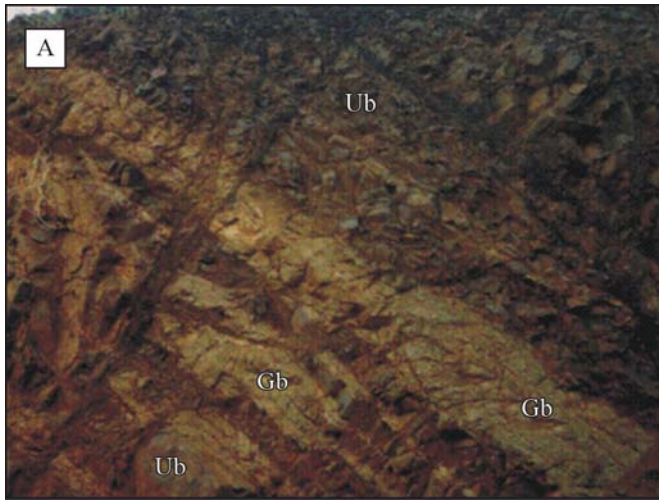
جدول ۱- ترکیب مدال برای نمونه‌های معرف توده قره آغاج.

Rock type	ox-ub		ap-ox-ub							hyb	mgb	cgb	cgb
	TM16	TM62	TM17	TM46	TM61	TM65	TM134	TM138	TM147	BH2-34	BH1-14	TM18	TM35
Olivine	61.5	46.3	45.6	53.8	54.5	58.4	46	51.75	52	32.6			
Clinopyroxene		12.2	17.2	9.6	3.9	4.2	15.5	4.8	4.4	5.8	45.7	20.3	18
Apatite	0.1	T	12.3	12.7	16.2	13	13.5	12.7	13	12.7		0.1	T
Hercynite	0.5	0.9	0.5		0.6	1.2	0.5	0.2	0.3	0.2			
Plagioclase	1.3	11.8			T				2.3	25.5	38.2	66	74.3
Hornblende	4.5	6.8	1.5	1.5	2.8	2.2	2.3	2	3	7.1		3.4	
Serpentine	5.5			0.5				2.4	0.5				
Termlolite-Actinolite	1.8										9.8	4.3	3.7
Chlorite									0.4	3.6	1.2	0.5	
Biotite			0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.5	0.5				
Total non opaque	75.2	79	77.2	78.2	78.1	79.3	78	74.3	76.4	87.5	94.9	94.6	96
Ilmenite	18	18.8	11.8	11.4	13.8	16.3	15	15.5	16.8	9.2	4.9	5.4	4
Magnetite	6.4	2.2	11	10.4	8.1	4.4	7	7.9	4.5	2.1			
sulfide	0.4		T	T	T	T	T	2.3	2.3	1.2	0.2		
Others													
Total opaque	24.8	21	22.8	21.8	21.8	20.7	22	25.7	23.6	12.5	5.1	5.4	4

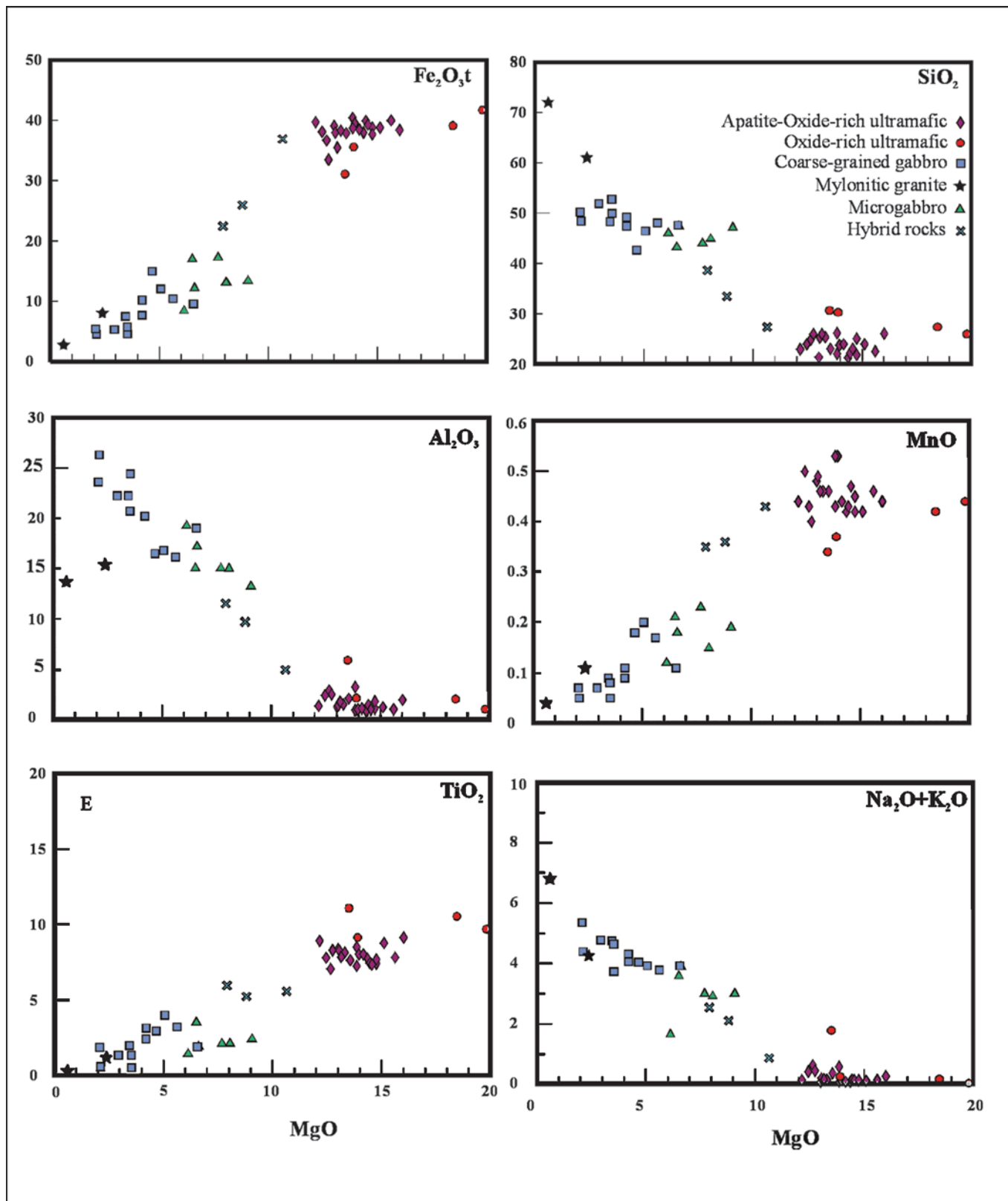
ub = اولترامافیک فقیر از آپاتیت، ap-ox-ub = اولترامافیک‌های غنی از آپاتیت، hyb = سنگ‌های هیبرید، mgb = میکرو گابرو، cgb = گابروی درشت بلور، T = مقادیر جزئی

جدول ۲- غلظت عناصر اصلی، جزئی و نادرخاکی برای نمونه‌های معرف توده قره‌آغاچ

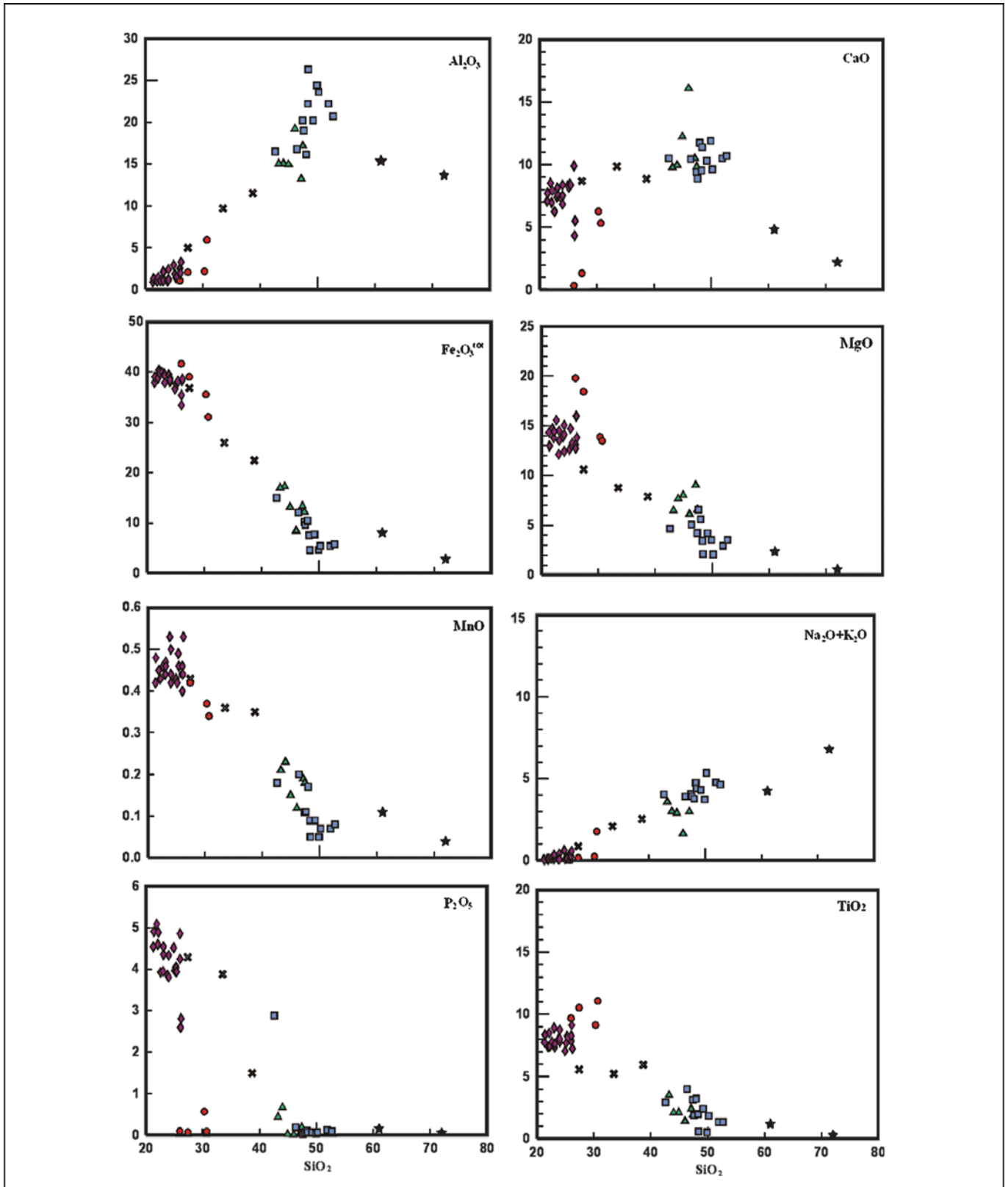
Rock Type Sample No.	ox-ub	ap-ox-ub								hyb	mgb	cgb	cgb
	TM16	TM17	TM46	TM61	TM65	TM134	TM138	TM140	TM147	BH2-34	BH1-14	TM18	TM35
SiO ₂	27.4	25.1	26	22.1	24	25.4	22.6	22.2	23.1	33.5	44.9	47.4	49.2
TiO ₂	10.55	7.7	7.87	8.52	8.78	8.16	7.82	7.45	7.65	5.25	2.13	3.14	2.41
Al ₂ O ₃	2.11	1.89	1.85	1.04	1.3	1.59	1.1	1.51	2.16	9.73	15	20.2	20.2
Fe ₂ O ₃ ^t	39.1	37.7	35.5	40.4	38.8	38.3	40	39.9	37.9	26	13.15	10.2	7.7
MnO	0.42	0.42	0.46	0.43	0.42	0.46	0.46	0.43	0.46	0.36	0.15	0.11	0.09
MgO	18.45	14.75	13.15	13.85	15.1	13.3	15.6	14.45	13.55	8.8	8.05	4.21	4.2
CaO	1.33	8.21	9.89	6.98	6.86	8.4	6.27	7.95	8.16	9.87	12.25	9.4	10.3
Na ₂ O	0.14	0.13	0.15	0.08	0.1	0.13	0.12	0.12	0.32	1.87	2.74	3.78	3.88
K ₂ O	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	0.24	0.18	0.28	0.43
P ₂ O ₅	0.07	3.97	4.25	4.6	3.81	3.94	3.93	4.89	4.54	3.88	0.02	0.06	0.07
Ba	18.3	20	11.7	11.6	8.6	12.2	10.6	10.4	19.6	113	46.5	169	198
Nb	27	14	18	24	21	18	24	23	29	22	2	8	6
Rb	0.7	0.3	0.3	0.7	0.5	0.4	0.5	0.6	0.6	1.6	1.7	2.2	5.3
Cs	0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	1.1	1.1	0.2
Sr	22.3	85.4	85.6	92.1	74.7	77.6	73.4	99.4	129.5	375	293	754	730
Y	2.2	41.5	42.6	55	36.9	45.4	40.7	53.1	54.7	48.4	21.3	5.6	7.3
Zr	41.1	32.1	38.2	40.5	35.7	41.6	40.8	39.4	51.9	33.5	25.5	21.5	21.3
V	653	808	500	547	588	612	444	298	495	301	368	300	224
Cr	140	90	70	60	70	80	50	60	70	40	340	70	40
Ni	12	7	19	8	9	52	46	48	41	27	114	41	26
Co	93.1	81.9	61.7	75.6	83.8	65.5	100	97.3	92.7	59	47.2	38.2	24.8
Zn	281	268	244	271	242	269	231	231	249	185	94	74	60
Ga	10	13	12	10	10	12	8	10	11	15	17	20	19
Sn	1	1	<1	1	<1	1	<1	<1	<1	1	1	1	<1
Th	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
U	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hf	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ta	2.3	1.2	1.5	2.1	1.9	1.6	2	1.9	2.3	1.6	<0.5	0.7	0.5
W	<1	1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	1	1
La	5.5	41.2	29.4	52.9	30.3	39.1	22.9	40.4	43.6	45.6	8.9	7.3	6.7
Ce	2.5	82.4	74.6	117.5	72.1	89.1	81	107	108.5	103	6.1	7.5	7.3
Pr	0.3	12	11.4	16.7	10.6	12.7	12.3	16.6	17	14.6	1.2	1	1.1
Nd	1.7	62.7	59	82.6	54.1	65.2	60.4	80.5	81.1	71.4	7.7	4.6	5.4
Sm	0.4	14.8	14.2	19.2	13	15.9	13.8	18.3	18.2	16.4	2.7	1.2	1.5
Eu	0.2	3.1	3.2	4.2	2.9	3.5	3.3	4	4.5	4.3	1.1	1	1.1
Gd	0.5	13.6	13.6	18.8	12.4	15	14	18	18.7	15.8	3.4	1.2	1.6
Tb	0.1	1.8	1.8	2.5	1.6	2	1.9	2.5	2.7	2.1	0.7	0.2	0.3
Dy	0.4	8.3	8.6	11.6	7.9	9.6	8.7	11.2	11.8	10.2	3.7	1	1.4
Ho	0.1	1.6	1.6	2.1	1.4	1.8	1.5	2	2.1	1.8	0.8	0.2	0.3
Er	0.2	3.8	3.9	4.9	3.4	4.3	4	4.8	5.4	4.6	2.2	0.7	0.7
Tm	<0.1	0.4	0.4	0.5	0.3	0.4	0.4	0.5	0.6	0.4	0.3	0.1	0.1
Yb	0.3	2.1	2.1	2.8	1.8	2.4	2.2	2.6	3	2.5	1.9	0.4	0.6
Lu	<0.1	0.3	0.2	0.4	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.1	0.1
Eu/Eu*	1.37	0.67	0.7	0.68	0.7	0.69	0.73	0.67	0.75	0.82	1.11	2.55	2.17
(La) _N /(Sm) _N	8.89	1.8	1.34	1.78	1.5	1.59	1.07	1.43	1.55	1.8	2.13	3.93	2.88
(La) _N /(Yb) _N	13.19	14.08	10.04	13.55	12.07	11.68	7.47	11.15	10.42	13.08	3.36	13.11	8.01
XFe	0.68	0.72	0.73	0.74	0.72	0.74	0.72	0.73	0.74	0.75	0.62	0.71	0.65



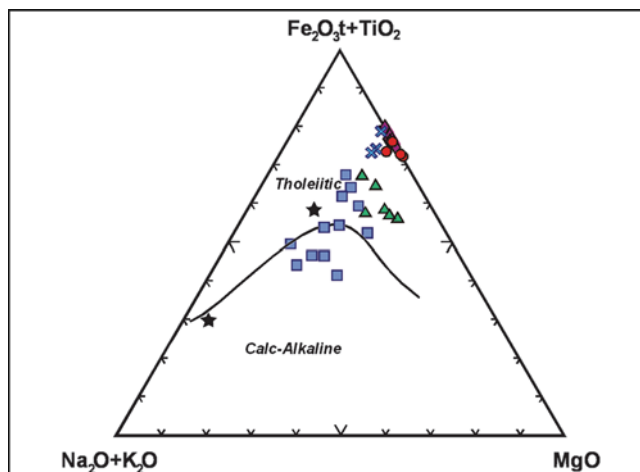
شکل ۲- عکس صحرایی از تناوب موازی و همبندی ناگهانی سنگ‌های اولترامافیک (Ub) و مافیک (Gb) در توده قره آغاج (A). ویژگی‌های بافتی و مجموعه کانیایی سنگ‌های FTP توده قره آغاج (B-D)، تصاویر BSE از اکسیدهای آهن و تیتانیم در سنگ‌های FTP توده قره آغاج (E-F). تصاویر B و D در نور قطبیده (پلاریزه) و تصویر C در نور ساده. Ol= اولیون، Amph= آمفیبول، plg= پلاژیو کلاز، Ap= آپاتیت، Cpx= کلینوپیروکسن، Ilm= ایلمنیت، Mgt= مگنتیت، Spl= اسپنیل



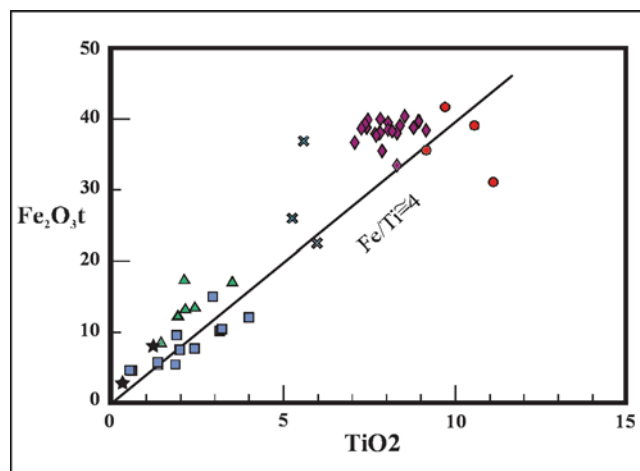
شکل ۳- نمودارهای فنر (Fenner) برای نمونه‌های برداشت شده از توده قره آغاج



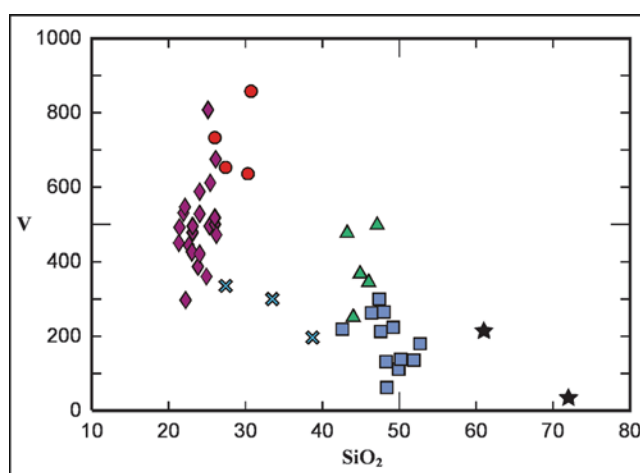
شکل ۴- نمودارهای هارکر (Harker) برای نمونه‌های برداشت شده از توده قره آغاچ (علائم مشابه شکل ۳)



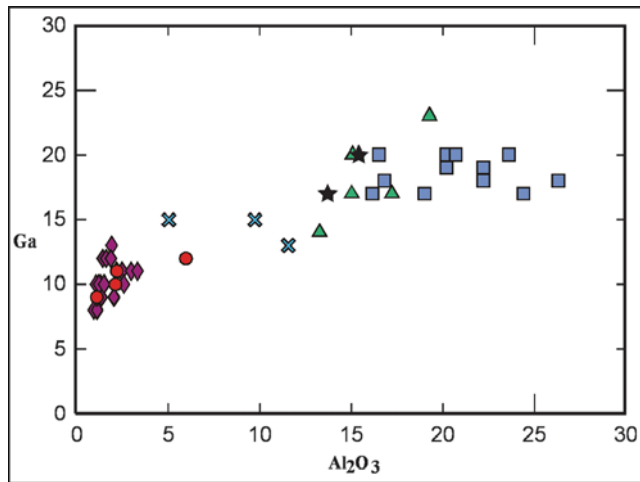
شکل ۵- نمودار AFM برای نمونه‌های برداشت شده از توده قره آغاج



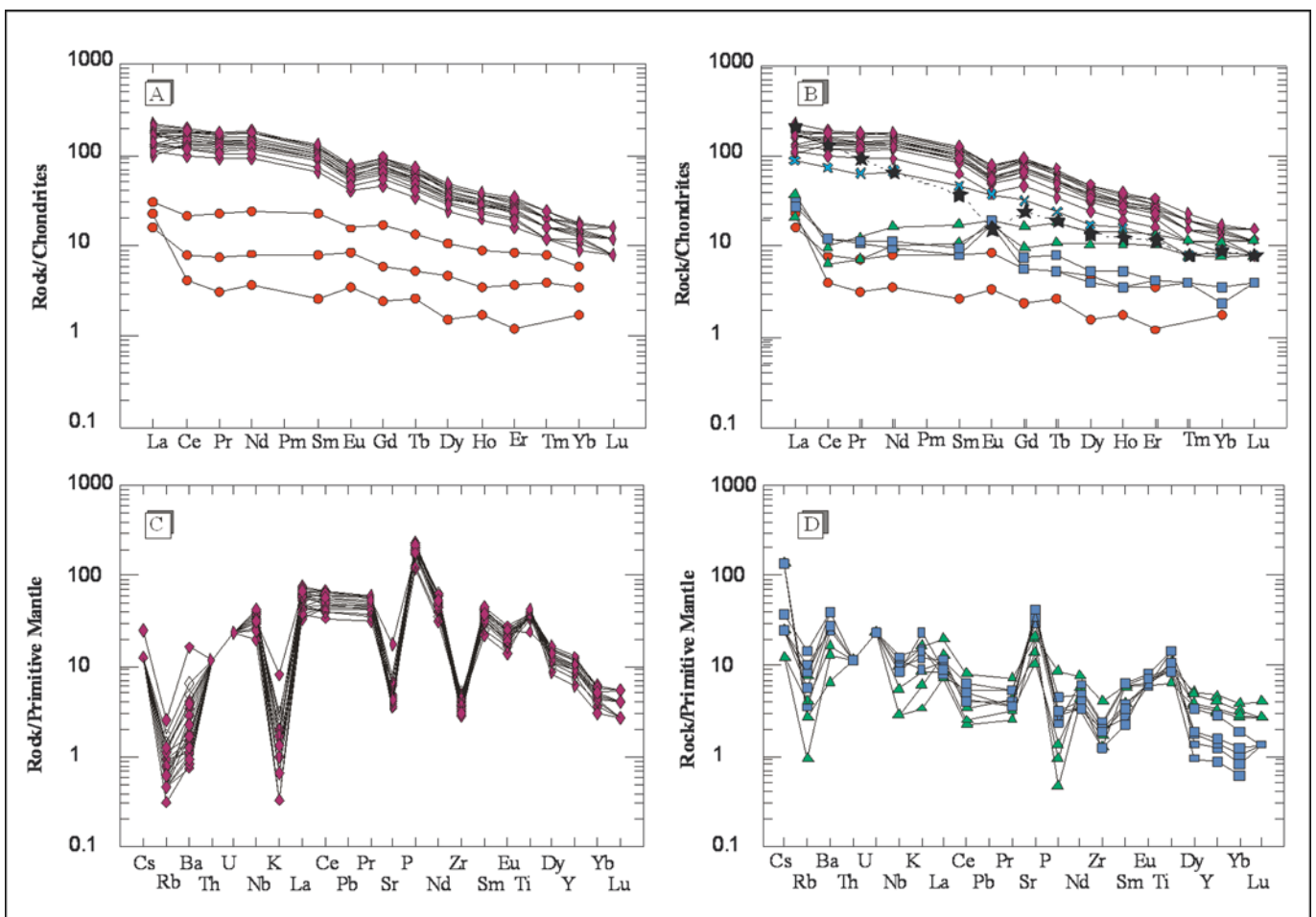
شکل ۶- نمودار انتخابی توزیع TiO_2 در برابر $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ برای نمونه‌های برداشت شده از توده قره آغاج



شکل ۷- نمودار انتخابی توزیع V در برابر SiO_2 برای نمونه‌های برداشت شده از توده قره آغاج



شکل ۸- نمودار انتخابی توزیع Ga در برابر Al_2O_3 برای نمونه‌های برداشت شده از توده قره‌آغاچ



شکل ۹- نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های FTP (A)، انواع سنگ‌های مافیک و اولترامافیک (B)، نمودار عنکبوتی بهنجار شده بر اساس ترکیب گوشته اولیه برای سنگ‌های اولترامافیک غنی از آپاتیت (C) و سنگ‌های مافیک (D) توده قره‌آغاچ

کتابنگاری

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، صفحات ۲۸-۱۹
- امامعلی‌پور، ع.، ۱۳۷۸- بررسی زمین‌شناسی اقتصادی و کانه‌آرایی مقدماتی کانسار ایلمنیت-آپاتیت قره‌آغاج ارومیه، سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران رحیم سوری، ی.، ۱۳۸۰- بررسی اکتشافی پتانسیل تیتانیم قره‌آغاج ارومیه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۵۴ صفحه
- علیپور اصل، م.، ۱۳۷۵- بررسی زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی مجموعه آذرین مافییک و اولترامافییک ایلمنیت - آپاتیت‌دار شمال قره‌آغاج ارومیه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۶۹ صفحه
- کاوشگران، مهندسین مشاور، ۱۳۷۲- گزارش پتانسیل یابی مواد معدنی در منطقه شمالغرب شهرستان ارومیه
- کاوشگران، مهندسین مشاور، ۱۳۷۵- گزارش طرح اکتشاف نیمه تفضیلی تیتان و فسفات در منطقه قره‌آغاج
- کاوشگران، مهندسین مشاور، ۱۳۷۶- گزارش مطالعه فرآوری تیتان و فسفات منطقه قره‌آغاج ارومیه (در مقیاس آزمایشگاهی)
- کاوشگران، مهندسین مشاور، ۱۳۷۷- گزارش طرح اکتشاف تیتان قره‌آغاج ارومیه (فاز یک)
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه

References

- Arebäck, H. & Stigh J., 2000- The nature and origin of an anorthosite associated ilmenite-rich leuconorite, Hakefjorden Complex, south-west Sweden. *Lithos* 51: 247-267
- Ashwal, L. D., 1993- *Anorthosites*: Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 422 p
- Buddington, A. F. & Lindsley D. H., 1964- Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J petrol* 5: 310-357
- Duchesne, J. C., 1999- Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation. *Mineral Deposita* 34: 182-198
- Dymek, H. F. & Owens, B. E., 2001- Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonites and oxide-apatite gabbro-norites) associated with massif anorthosites. *Econ Geol* 96: 797-815
- Force, E. R., 1991- *Geology of titanium mineral deposit*: Geological Society of America Special Paper 259, 112p
- Haggerty, S. E., 1991- Oxide textures: A mini-atlas. In: Lindsley DH (ed) *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. *Reviews in Mineralogy* 25: 129-219
- Haghipour, A. & Aghanabati, A., 1973- Geological quadrangle map of Iran No. A3. Serow sheet, Series 1:250000, Geological Survey of Iran (GSI), Tehran
- Jiang, N., Chu, X., Mizuta, T., Ishiyama, D. & Mi, J., 2004- A magnetite-apatite deposit in the Fanshan alkaline ultramafic complex, Northern China. *Econ Geol* 99: 397-408
- Kärkkäinen, N. K. & Appelqvist, H., 1999- Genesis of a low-grade apatite-ilmenite-magnetite deposit in the Kauhajärvi gabbro, Western Finland. *Mineral Deposita* 34: 754-769
- Kärkkäinen, N. K. & Bornhorst, 2003- The Svecofennian gabbro-hosted Koivusaarenneva magmatic ilmenite deposit, Kälviä, Finland. *Mineral Deposita* 38: 169-184
- Kärkkäinen, N., Sarapää, O., Husskonen, M., Koistinen, E. & Lehtimäki, J., 1997- Ilmenite exploration in western Finland, and the mineral resources of the Kälviä ilmenite deposit. *Geol Surv Finland Spec Paper* 23: 15-24
- Kolker, A., 1982- Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. *Econ Geol* 77: 1146-1158



- Lindsley, D. H., 2001- Do Fe-Ti oxide magmas exist? Geology: yes, experiments: no! In: Korneliussen A (ed) Abstracts – GEODE field workshop 8–12th July 2001 on
- Markl, G., 2001- REE constraints on fractionation processes of massive-type anorthosites on the Lofoten Islands, Norway. Mineral Petrol 72: 325-351
- Markl, G., Frost, B. R. & Bucher, K., 1998- The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten Islands, Northern Norway. I. Field relations and estimation of intrinsic variables. J Petrol 39: 1425–1452
- McBirney, A. R., 1996- The Skaergaard intrusion. In: Cawthorn RG (ed) Layered intrusions. Amsterdam, Elsevier, pp: 147-180
- Morse, S. A., 1990- The differentiation of the Skaergaard intrusion. Discussion of Hunter and Sparks (Contrib Min Petrol. 95:451-461). Contrib Min Petrol 104: 235
- Owens, B. E. & Dymek, R. F., 1992- Fe-Ti-P-rich rocks and massif anorthosite: problems of interpretation illustrated from the Labrieville and St-Urbain plutons, Quebec. Can Mineral 30: 163-190
- Philpotts, A. R., 1967- Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. Econ Geol 62: 303-315
- Reynolds IM., 1985- The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the Upper Zone of the Bushveld Complex: a review and synthesis. Econ Geol 80: 1089–1108
- Ripley, E. M., Severson, M. J. & Hauck, S. A., 1998- Evidence for sulphide and Fe-Ti-P-rich liquid immiscibility in the Duluth Complex, Minnesota. Econ Geol 93: 1052-1062
- Severson, M. J., 1988- Geology and structure of a portion of the Partridge River intrusion: A progress report: Duluth, University of Minnesota, Natural Resources Research Institute, Technical Report NRRI/GMIN-TR-88-08, 78 p
- Toplis, M. J., Dingwell, D. B. & Libourel, G., 1994- The effect of phosphorus on the iron redox ratio, viscosity, and density of an evolved ferro-basalt. Contrib Mineral Petrol 117: 293-304
- Von, Gruenewaldt, G., 1993- Ilmenite-apatite enrichments in the Upper Zone of the Bushveld Complex: a major titanium-rock phosphate resource. Int Geol Rev 35: 987-1000
- Watson, T. L. & Taber, S., 1913- Geology of the titanium and apatite deposits of Virginia: Virginia Geological Survey Bulletin 3A, 308 p
- Watson, T. L. & Taber, S., 1913- Geology of the titanium and apatite deposits of Virginia: Virginia Geological Survey Bulletin 3A, 308 p