

شیمی کانی‌های فلوگوپیت در سنگ‌های آتشفشانی پتاسی پلیو-کواترنری، شمال غرب مرند

احمد جهانگیری^{۱*}، غلامرضا احمدزاده^۲، دیوید لنتز^۳

- ۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۲- گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه محقق اردبیلی
۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه نیوبرنزویک، کانادا

(دریافت مقاله: ۸۹/۲/۲۵، نسخه نهایی: ۸۹/۷/۳۰)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی با سن پلیوکواترنری در بخش شمالی کمان ماگمایی ارومیه-دختر در شمال غرب مرند تشکیل شده‌اند. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها با فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، فلوگوپیت، لوپسیت و الیوین در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، سانیدین، کلینوپیروکسن و بیوتیت و شیشه آتشفشانی مشخص می‌شود. فنوکریست‌های فلوگوپیت بلورهای شکل‌دار با حاشیه‌ی واکنشی هستند. بر اساس رده‌بندی انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی، ترکیب فلوگوپیت‌ها بین سیدروفیلیت و استونیت قرار می‌گیرد و مقدارنسبت $Fe/(Fe + Mg)$ آن‌ها کوچکتر از ۰/۳۳ است. بر اساس مقادیر TiO_2 , MgO , MnO و Al^{VI} ، میکاهای بررسی شده دارای ترکیب میکاهای ماگمایی اولیه هستند. نمونه‌های بررسی شده تا ۵ و ۸/۶۲ درصد BaO و TiO_2 دارند و شبیه به فلوگوپت-های بررسی شده از سایر سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی جهان هستند. با افزایش BaO مقادیر Al_2O_3 , TiO_2 افزایش و SiO_2 , FeO , MgO , K_2O کاهش نشان می‌دهند. با این برداشت جانیشینی‌های مختلف برای جانیشینی Ba و Ti بحث شده است. مقایسه‌ی ترکیب فلوگوپیت‌های بررسی شده نشانگر شباهت آن‌ها با فلوگوپیت‌های سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی نوع رومن ایتالیاست.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی؛ پتاسی؛ شیمی کانی؛ فلوگوپیت.

مقدمه

این کانی‌ها بر اساس موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های در برگیرنده، مورد توجه پژوهشگران بوده است و از شیمی کانی-های فلوگوپیت اغلب به‌عنوان عوامل تشخیص انواع سنگ‌های قلیایی استفاده شده است. [۵] سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب مرند با ترکیب بازالت‌های تفریتی لوپسیت دار تا تفریت و تراکی-آندزیت دارای فنوکریست‌های درشت بلور با حاشیه‌ی واکنشی‌اند و با ویژگی‌های ژئوشیمیایی غنی‌شدگی در LILE و LREE و وابسته به فرایند فرورانش هستند [۶]. در این مقاله کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی کانی‌های فلوگوپیتی

کانی‌های میکا با ترکیب فلوگوپیتی از کانی‌های سازنده سنگ‌های لامپروئیتی، سنگ‌های آذرین پتاسی و ابر پتاسی و سنگ‌های بازالتی قلیایی هستند و ترکیب شیمیایی آن‌ها در این سنگ‌ها در گستره‌ی گسترده‌ای تغییر می‌کند [۲،۱]. رخداد فلوگوپیت‌های غنی از Ti و Ba نادر است ولی پیدایش فلوگوپیت‌های Ti و Ba دار در سنگ‌های آتشفشانی پتاسی تا ابر پتاسی گزارش شده‌اند [۴،۳]. با توجه به تغییرات ترکیب شیمیایی فلوگوپیت‌های سنگ‌های آتشفشانی مختلف، رخداد

* نویسنده مسئول، تلفن - نمابر: ۳۳۵۶۰۲۹ (۰۴۱۱)، پست الکترونیکی: A_Jahangiri@tabrizu.ac.ir

ترکیب تفریت تا تراکی- آندزیت بازالتی است.

سنگ‌های تفریت لویسیت‌دار

بررسی‌های میکروسکوپی این گروه از سنگ‌ها نشان می‌دهد که فنوکریست‌های غالب در این‌ها کلینوپروکسن، لویسیت، اولیوین و آپاتیت است. زمینه‌ی این سنگ‌ها از شیشه‌ای تا میکرولیتی متغیر بوده که میکرولیت‌ها بیشتر شامل پلاژیوکلاز، سانیدین همراه با ریز بلورهای کلینوپروکسن و لویسیت است. لویسیت از جمله کانی‌های شاخص این گروه سنگی محسوب می‌شود که بیشتر خود شکل بوده و دارای ماکل پیچیده است.

کلینوپروکسن‌ها همراه با لویسیت‌ها جزء فراوان‌ترین فنوکریست‌های موجود در سنگ‌های مورد بحث است که بیشتر از نوع دیوپسیدند (شکل ۱). بلورهای کلینوپروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل دارند و اغلب حالتی منطقه‌ای از خود نشان می‌دهند. ماکل نواری، کارلسباد و نیز بافت غربالی در بیشتر پروکسن‌ها مشاهده می‌شود.

اولیوین‌ها بیشتر دانه ریز بوده ولی برخی از آن‌ها به حالت فنوکریست نیز یافت می‌شوند. بلورهای اولیوین به ایدنگزیت تجزیه شده‌اند.

تفریت و تراکی آندزیت بازالتی

این سنگ‌های دارای بافت ریز بلوری پرفیری با فنوکریست‌های کلینوپروکسن، فلوگوپیت همراهند (شکل ۱) که در زمینه‌ای ریزدانه و ریز بلوری از پلاژیوکلاز، پروکسن، فلوگوپیت بعلاوه‌ی کانی‌های کدر قرار گرفته‌اند. لویسیت در این سنگ‌ها به‌عنوان کانی فرعی ریز بلور ظاهر می‌شود. فلوگوپیت‌ها به‌صورت صفحه‌ای تا تیغه‌ای و خود شکل بوده و اندازه‌ی آن‌ها از فنوکریست‌های درشت بلور گرفته تا اندازه‌ای خیلی ریز که در زمینه یافت می‌شود (شکل ۱). فنوکریست‌های فلوگوپیت با حاشیه‌ی واکنشی و خاصیت چند رنگی مشخص می‌شوند. تفاوت سنگ‌های تیره قلیایی فلوگوپیت‌دار با سنگ‌های لویسیت‌دار در مقدار فلوگوپیت و عدم حضور لویسیت به‌صورت فنوکریست در سنگ‌های فلوگوپیت‌دار است.

بلورهای آپاتیت از انواع خیلی ریزدانه تا فنوکریست‌های درشت در نمونه‌ها مشاهده می‌شوند. اولیوین به‌عنوان کانی فرعی در برخی از نمونه‌های این گروه مشاهده می‌شود. سانیدین نیز به مقدار کم در برخی از نمونه‌ها و به‌صورت فنوکریست دیده می‌شود.

جانشین‌های مطرح در ساختار فلوگوپیت‌های سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی با سن پلیو-کواترنری در غرب مرند در استان آذربایجان شرقی مورد بحث قرار گرفته‌اند و ترکیب آن‌ها با دیگر سنگ‌های آتشفشانی پتاسی از مناطق مختلف جهان با موقعیت‌های زمین‌ساختی متفاوت مقایسه شده‌اند.

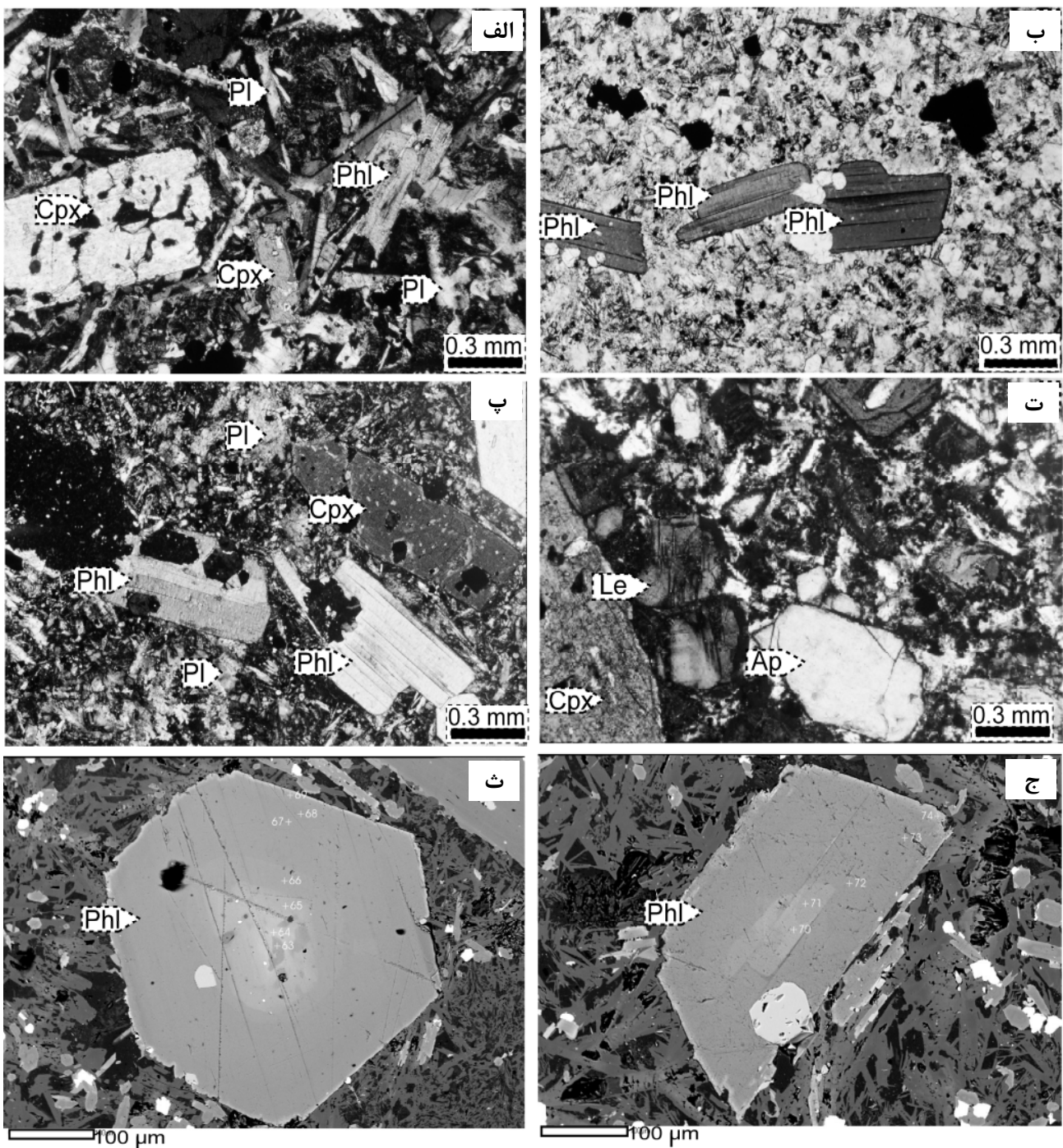
زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی

مجموعه‌های سنگی قلیایی پتاسی و ابر پتاسی در شمال غرب شهر مرند در استان آذربایجان شرقی، با مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 30'$ تا $38^{\circ} 45'$ عرض شمالی و $45^{\circ} 15'$ تا $45^{\circ} 45'$ طول شرقی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی این منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا اسیدی با ترکیب آندزیت تا داسیت و سنگ‌های آذرآواری، گدازه‌های با ترکیب قلیایی سدی و قلیایی پتاسی و ابر پتاسی هستند. سنگ‌های آتشفشانی حد واسط تا اسیدی رسوب‌های سرخ قرمز رنگ میوسن را قطع و گدازه‌های بازی به ترتیب سنی پس از مجموعه سنگ‌های حدواسط و اسیدی در منطقه بیرون ریخته‌اند و در بخش‌هایی روی مجموعه‌ی آتشفشانی حدواسط اسیدی قرار گرفته‌اند که نشانگر سن تشکیل این سنگ‌ها در پلیوسن و یا کواترن فرض می‌شود [۶].

منطقه‌ی مورد بررسی از نظر زمین‌ساختی محدود به دو گسل راست گرد بزرگ است که یکی گسل شمالی میشو (شاخه‌ای از گسل تبریز) با راستای شرقی- غربی و دیگری گسل راست گرد دره‌ی دیز است که تقریباً با راستای جنوب شمال غرب - جنوب شرق کشیده شده است [۶].

سنگ‌نگاری

سنگ‌های پتاسی و ابر پتاسی دارای بافت پورفیری بوده و شامل دو نوع متفاوت از نظر ترکیب کانی‌شناسی هستند که در نمونه‌های دستی نیز براحتی قابل تشخیص‌اند. گروه اول شامل سنگ‌های لویسیت‌دار است که دارای بافت پرفیری با بلورهای فنوکریست درشت و فراوان لویسیت و کلینوپروکسن کاملاً مشخص هستند. لویسیت در برخی از نمونه‌ها در حدود ۳۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد، اندازه‌ی فنوکریست‌های کلینوپروکسن و لویسیت در این نمونه‌ها متفاوت است. به‌طوری که در برخی از نمونه‌ها طول کلینوپروکسن به بیش از یک سانتی‌متر می‌رسد، ترکیب این سنگ‌ها در حد تفریت لویسیت‌دار است، ولی گروه دوم شامل سنگ‌های میکادار با



شکل ۱ تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی شمال غرب مرند سنگ میزبان کانی‌های فلوگوپیت با فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و فلوگوپیت (الف) فنوکریست‌های فلوگوپیت با چند رنگی مستقیم (ب) کانی لوسیت با ماکل پیچیده و درشت بلور آپاتیت در سنگ‌های تفریتی لوسیت دار پ، ت، ث، ج) تصاویر BSE از فنوکریست‌های فلوگوپیت منطقه تجزیه شده.

روش کار

در این پژوهش، پس از بررسی مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های سنگی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب مرند با میکروسکوپ قطبشی، نمونه‌های مناسب انتخاب و تجزیه‌ی

نقطه‌ای روی آن‌ها انجام گرفت. در کانی‌های درشت بلور که ساختار منطقه‌ای و یا حاشیه‌ی واکنشی نشان می‌دهند، تجزیه‌ی نقطه‌ای از مرکز و حاشیه واکنشی کانی‌ها انجام شد. تجزیه‌های نقطه‌ای در دانشگاه نیوبرونزویک کانادا با ریزپردازنده‌ی

هستند [۱۰]. نتایج تجزیه‌های انجام شده نشانگر کاهش در موقعیت چهار وجهی است ($Si + Al^{IV} < 8$) که به معنای حضور کاتیون دیگری در این موقعیت است. بنا بر پیشنهاد [۱۱] Fe^{3+} و Ti^{4+} هر دو می‌توانند در موقعیت‌های چهار وجهی قرار گیرند. با این وجود، به نظر [۱۲] مشارکت Ti^{4+} در موقعیت هشت وجهی بیشتر امکانپذیر است. جانشینی Fe^{3+} در موقعیت چهار وجهی برای گدازه‌های پتاسی در میکاهای غنی از باریم در شمال شرق چین [۲] پیشنهاد شده است. در این پژوهش نیز فضای خالی موقعیت چهار وجهی با جانشینی آهن سه ظرفیتی محاسبه شد و بقیه‌ی آهن به صورت آهن دو ظرفیتی در موقعیت هشت وجهی دیده می‌شود (جدول ۱).

نمونه‌های تجزیه شده همچنین فضای خالی در موقعیت-های هشت وجهی را نیز نشان می‌دهند که مجموع کاتیون‌های محاسبه شده بین ۵/۷-۵/۴ (apfu) است که کمتر از ۶ کاتیون در فرمول میکاهای هشت وجهی سه گانه هستند و به‌علت اینکه نمونه‌های بررسی شده از نوع میکاهای باریم-تیتانیوم دارند، جانشینی‌های احتمالی صورت گرفته در مبحث بعدی آورده شده‌اند. نمونه‌های تجزیه شده دارای ۵-۰.۱۱۱ درصد وزنی BaO و ۵-۸.۷ درصد وزنی TiO_2 هستند که با فلوگوپیت‌های باریم تیتاندار سنگ‌های آتشفشانی قلیایی پتاسی و ابر پتاسی همخوانی دارند [۲]. عدد منیزیم آن‌ها $Mg/(Mg + Fe_{total})$ در گستره‌ی ۰/۶۸-۰/۷۲، بنابراین غالب نمونه‌ها در گستره‌ی فلوگوپیت قرار می‌گیرند [۸]. مقدار Cl نمونه‌ها در گستره‌ی (۰-۰/۰۸) درصد و مقدار F در گستره‌ی (۱/۱۵-۳/۳۸) درصد است که می‌تواند نشانگر بالا بودن فعالیت فلونور در گدازه‌ی تشکیل دهنده‌ی سنگ میزبان باشد. نتایج تجزیه‌های به‌عمل آمده از کانی‌های منطقه‌ای با حاشیه، نشانگر عدم تغییر مشخص در ترکیب کانی‌های منطقه ایست، ولی نتایج حاصل از تجزیه‌ی حاشیه واکنشی فنوکریست‌های بررسی شده نشانگر افزایش F ، SiO_2 و کاهش TiO_2 ، MgO است (جدول ۱). این تغییر ترکیب می‌تواند با کاهش دمای تبلور بستگی داشته باشد [۱۴].

الکترونی Jeol-733 با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی 15KV و شدت جریان 30nA صورت گرفت. از نمونه‌های بررسی شده و موقعیت نقاط تجزیه شده با میکروسکوپ الکترونی تصاویر BSE تهیه شدند.

ترکیب شیمیایی میکاها

میکاها کانی‌های سیلیکاتی ورقه‌ای با فرمول $IM T_4O_{10}A_2$ هستند که موقعیت I عموماً با Li, K, Na, Rb, Ce, Ba و موقعیت T با Be, Al, B, Fe^{3+}, Si و جایگاه A با OH, F, Cl, S جانشین می‌شوند [۷]. بیوتیت‌ها به عنوان نام سری‌های محلول بین چهار عضو نهایی مورد استفاده قرار می‌گیرند. چهار عضو نهایی عبارتند از آنیت $KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ سیدروفیلیت $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ و استونیت $KMg_2Al[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$ [۷]. اعضای نهایی در گستره‌ی محورهای افقی و قائم به ترتیب شامل تبادل $Mg-Fe$ و تبادل $(Mg, Fe) Si^{VI}-Al$ (جانشینی چرماک) در ارتباطند. در جدول ۱ نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای انجام شده از میکاهای سنگ‌های آذرین آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی غرب مرند نشان داده شده‌اند. مقادیر کاتیونی بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شدند و نتایج آن‌ها در جدول ۱ نشان داده شده‌اند. ترکیب میکاهای بررسی شده در نمودار $Fe/(Fe + Mg)$ نسبت به Al_{total} به سمت قطب فلوگوپیت و استونیت قرار می‌گیرد (شکل ۲ الف) و بر اساس نسبت $Fe/(Fe + Mg) < 0.33$ از بیوتیت‌ها تفکیک می‌شود [۷، ۸]. همچنین نمودار مثلثی $Fe^{2+}, Al + Fe^{3+} + Ti, Mg$ $Mn +$ نشانگر ترکیب فلوگوپیتی نمونه‌های بررسی شده است. درصد وزنی FeO و Fe_2O_3 از روی FeO_t بر اساس رابطه‌های زیر محاسبه شد [۹]

$$FeO = FeO_t * 0.84, \quad Fe_2O_3 = 1.113 * 0.16 * FeO.$$

مقدار سیلیس نمونه‌های تجزیه شده در حدود ۳۲/۷۵-۳۸/۳۵ درصد وزنی تغییر می‌کند، بخش زیادی از Al در منظر چهاروجهی میکاها وارد شده و بیشتر نمونه‌ها دارای Al^{VI} صفر تا نزدیک به صفرند که از ویژگی‌های بیوتیت‌های ماگمایی

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزپردازشی از فلوگوبیت‌های سنگ‌های آتشفشانی پتاسی شمال غرب مرند، کاتیون‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

نمونه	D2 (63)	D2 (64)	D2 (65)	D2 (66)	D2 (67)	D2 (68)	D2 (69)	D3 (70)	D3 (71)
SiO ₂	۳۴٫۹۵	۳۴٫۴۷	۳۵٫۳۲	۳۵٫۵۹	۳۵٫۵۵	۳۵٫۹۸	۳۵٫۷۵	۳۴٫۸۵	۳۵٫۲۱
TiO ₂	۷٫۰۵	۷٫۲۹	۶٫۸۲	۶٫۷۲	۶٫۲۵	۶٫۳۹	۵٫۸۸	۷٫۲۶	۷٫۰۷
Al ₂ O ₃	۱۴٫۲۰	۱۴٫۲۰	۱۴٫۰۸	۱۴٫۲۹	۱۴٫۲۶	۱۴٫۳۹	۱۴٫۰۰	۱۴٫۹۵	۱۴٫۸۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO _t	۹٫۴۴	۹٫۶۵	۹٫۴۹	۹٫۶۰	۹٫۵۸	۹٫۶۳	۱۱٫۷۱	۹٫۷۱	۹٫۸۶
FeO	۷٫۹۳	۸٫۱۱	۷٫۹۷	۸٫۰۶	۸٫۰۵	۸٫۰۹	۹٫۸۴	۸٫۱۶	۸٫۲۸
Fe ₂ O ₃	۱٫۴۱	۱٫۴۴	۱٫۴۲	۱٫۴۳	۱٫۴۳	۱٫۴۴	۱٫۷۵	۱٫۴۵	۱٫۴۷
MnO	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۶
MgO	۱۶٫۹۳	۱۶٫۵۰	۱۶٫۹۴	۱۷٫۰۰	۱۷٫۳۲	۱۷٫۳۸	۱۵٫۷۶	۱۶٫۵۹	۱۶٫۸۳
BaO	۲٫۷۹	۴٫۴۴	۳٫۳۸	۲٫۳۴	۱٫۸۰	۱٫۷۱	۱٫۹۴	۳٫۳۳	۲٫۹۸
CaO	۰٫۰۰	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶
Na ₂ O	۰٫۵۳	۰٫۴۸	۰٫۵۳	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۵۵	۰٫۶۹	۰٫۴۸	۰٫۵۳
K ₂ O	۸٫۵۱	۷٫۷۷	۸٫۱۷	۸٫۵۶	۸٫۸۴	۸٫۷۵	۸٫۵۰	۸٫۲۳	۸٫۴۴
F	۱٫۱۵	۱٫۲۰	۱٫۳۱	۱٫۳۱	۱٫۳۱	۱٫۳۵	۲٫۰۶	۱٫۱۸	۱٫۱۹
Cl	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۵
Total	۹۵٫۶۴	۹۶٫۲۹	۹۶٫۱۴	۹۶٫۰۲	۹۵٫۵۵	۹۶٫۲۹	۹۶٫۵۴	۹۶٫۷۷	۹۷٫۲۴
Si	۵٫۲۹	۵٫۲۵	۵٫۳۴	۵٫۳۵	۵٫۳۶	۵٫۳۷	۵٫۴۴	۵٫۲۳	۵٫۲۶
Al ^{IV}	۲٫۵۳	۲٫۵۵	۲٫۵۱	۲٫۵۳	۲٫۵۳	۲٫۵۳	۲٫۵۰	۲٫۶۵	۲٫۶۱
Fe ³	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Σ-tet	۷٫۸۸	۷٫۸۵	۷٫۹۰	۷٫۹۴	۷٫۹۵	۷٫۹۶	۸٫۰۰	۷٫۹۴	۷٫۹۳
Al ^{VI}							۰٫۱۳		
Ti	۰٫۸۰	۰٫۸۳	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۷۱	۰٫۷۲	۰٫۶۷	۰٫۸۲	۰٫۷۹
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ₂	۱٫۰۰	۱٫۰۳	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۰۱	۱٫۲۵	۱٫۰۲	۱٫۰۳
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Mg	۳٫۸۵	۳٫۷۷	۳٫۸۵	۳٫۸۴	۳٫۹۲	۳٫۹۰	۳٫۶۰	۳٫۷۴	۳٫۷۸
Σ-oct	۵٫۶۶	۵٫۶۵	۵٫۶۳	۵٫۶۲	۵٫۶۵	۵٫۶۴	۵٫۵۵	۵٫۶۰	۵٫۶۲
Ba	۰٫۱۷	۰٫۲۷	۰٫۲۰	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۲۰	۰٫۱۸
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۱۴	۰٫۱۵
K	۱٫۶۵	۱٫۵۱	۱٫۵۸	۱٫۶۵	۱٫۷۰	۱٫۶۷	۱٫۶۵	۱٫۵۸	۱٫۶۱
Σ-int	۱٫۹۷	۱٫۹۴	۱٫۹۴	۱٫۹۳	۱٫۹۶	۱٫۹۳	۱٫۹۸	۱٫۹۲	۱٫۹۵
CF	۱٫۱۵	۱٫۲۰	۱٫۳۰	۱٫۳۰	۱٫۳۰	۱٫۳۳	۲٫۰۶	۱٫۱۷	۱٫۱۷
CCl	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Cations	۱۵٫۵۱	۱۵٫۴۴	۱۵٫۴۷	۱۵٫۴۹	۱۵٫۵۶	۱۵٫۵۳	۱۵٫۵۳	۱۵٫۴۶	۱۵٫۵۰
Fe(Fe+Mg)	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۱
Mg(Mg+ Fe)	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۴	۰٫۷۹	۰٫۷۹
Al ^{VI} /Al ^{IV}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰

ادامه جدول ۱

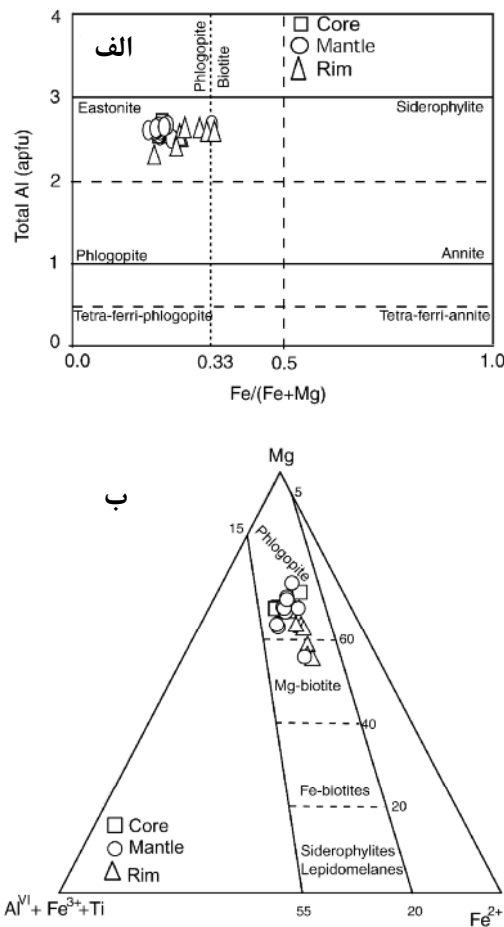
نمونه	D3 (72)	D3 (73)	D3 (74)	D3(75)	D3 (76)	D3 (77)	D3 (78)	DL13 (42)	DL13 (43)
SiO ₂	۳۵۵۱	۳۵۲۹	۳۴۶۱	۳۵۸۴	۳۵۵۹	۳۵۶۰	۳۴۸۳	۳۶۵۵	۳۵۰۵
TiO ₂	۶۳۱	۶۱۹	۵۸۹	۵۹۹	۶۰۵	۶۰۲	۶۰۲	۵۱۹	۶۰۷
Al ₂ O ₃	۱۴۶۶	۱۴۸۱	۱۴۴۷	۱۴۳۵	۱۴۴۲	۱۴۷۳	۱۴۲۶	۱۳۹۸	۱۴۵۴
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO _t	۹/۷۴	۹/۵۲	۱۳/۳۳	۱۰/۴۷	۱۳/۹۴	۱۰/۴۲	۱۴/۴۹	۱۱/۰۶	۱۴/۰۵
FeO	۸/۱۸	۸/۰۰	۱۱/۲۰	۸/۷۹	۱۱/۷۱	۸/۷۵	۱۲/۱۷	۹/۲۹	۱۱/۸۰
Fe ₂ O ₃	۱/۴۵	۱/۴۲	۱/۹۹	۱/۵۶	۲/۰۸	۱/۵۶	۲/۱۶	۱/۶۵	۲/۱۰
MnO	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۲۵	۰/۱۱	۰/۲۳	۰/۱۱	۰/۲۹
MgO	۱۷/۳۳	۱۷/۴۳	۱۴/۴۵	۱۷/۰۱	۱۳/۸۷	۱۶/۸۷	۱۳/۴۱	۱۶/۸۴	۱۳/۳۲
BaO	۲/۰۱	۱/۷۵	۱/۶۸	۱/۹۷	۲/۱۳	۱/۷۶	۲/۲۷	۲/۶۳	۳/۱۰
CaO	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۴۳	۰/۱۸	۰/۰۷	۰/۱۴	۰/۶۶	۰/۲۳	۰/۴۷
Na ₂ O	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۷۲	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۶۲	۰/۷۷	۰/۷۵	۰/۸۲
K ₂ O	۸/۷۱	۸/۸۲	۸/۵۰	۸/۵۹	۸/۴۹	۸/۴۷	۸/۲۷	۸/۱۹	۷/۴۱
F	۱/۳۰	۱/۳۱	۱/۹۳	۱/۴۸	۱/۹۴	۱/۶۶	۱/۸۴	۲/۶۱	۲/۱۶
Cl	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵
Total	۹۶/۳۰	۹۵/۷۹	۹۶/۲۶	۹۶/۷۳	۹۷/۵۳	۹۶/۴۱	۹۷/۱۲	۹۸/۲۱	۹۷/۳۳
Si	۵/۳۲	۵/۳۰	۵/۳۳	۵/۳۷	۵/۴۲	۵/۳۵	۵/۳۶	۵/۴۸	۵/۳۹
Al ^{IV}	۲/۵۹	۲/۶۲	۲/۵۹	۲/۵۴	۲/۵۰	۲/۵۹	۲/۵۵	۲/۴۵	۲/۵۳
Fe ³	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸
Σ-tet	۷/۹۶	۷/۹۸	۸/۰۰	۷/۹۷	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰
Al ^{VI}			۰/۰۳۱		۰/۰۹۰	۰/۰۱۲	۰/۰۳۵	۰/۰۱۸	۰/۰۰۵
Ti	۰/۷۱	۰/۷۰	۰/۶۸	۰/۶۷	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۷۰	۰/۵۸	۰/۷۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ₂	۱/۰۲	۱/۰۰	۱/۴۴	۱/۱۰	۱/۴۹	۱/۱۰	۱/۵۶	۱/۱۶	۱/۵۱
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴
Mg	۳/۹۰	۳/۹۴	۳/۳۴	۳/۸۳	۳/۱۷	۳/۸۱	۳/۱۰	۳/۸۰	۳/۰۸
Σ-oct	۵/۶۵	۵/۶۵	۵/۵۲	۵/۶۲	۵/۴۸	۵/۶۱	۵/۴۳	۵/۵۸	۵/۴۳
Ba	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۹
Ca	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۸
Na	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۵
K	۱/۶۷	۱/۶۹	۱/۶۷	۱/۶۵	۱/۶۵	۱/۶۳	۱/۶۳	۱/۵۷	۱/۴۶
Σ-int	۱/۹۵	۱/۹۵	۲/۰۶	۱/۹۸	۲/۰۱	۱/۹۳	۲/۱۱	۱/۹۸	۱/۹۷
CF	۱/۲۹	۱/۲۹	۱/۹۵	۱/۴۶	۱/۹۴	۱/۶۴	۱/۸۶	۲/۵۸	۲/۱۸
CCl	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳
Cations	۱۵/۵۶	۱۵/۵۸	۱۵/۵۸	۱۵/۵۷	۱۵/۴۸	۱۵/۵۴	۱۵/۵۳	۱۵/۵۶	۱۵/۴۰
Fe(Fe+Mg)	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۲۲	۰/۳۲	۰/۲۲	۰/۳۴	۰/۲۳	۰/۳۳
Mg(Mg+Fe)	۰/۷۹	۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۷۸	۰/۶۸	۰/۷۸	۰/۶۶	۰/۷۷	۰/۶۷
Al ^{VI} /Al ^{IV}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴

ادامه جدول ۱

نمونه	DL13 (47)	DL13 (48)	DL13 (49)	DL13 (50)	Yk6	Yk6 Mn	Yk6 Mn	Yk6 Mn	Yk6(10)
SiO ₂	۳۵٫۹۰	۳۵٫۳۹	۳۵٫۳۴	۳۵٫۲۰	۳۶٫۱۵	۳۵٫۹۸	۳۳٫۹۹	۳۵٫۵۲	۳۷٫۹۲
TiO ₂	۶٫۸۳	۵٫۹۲	۶٫۷۶	۵٫۷۹	۶٫۱۴	۴٫۶۴	۷٫۰۵	۶٫۲۳	۶٫۰۹
Al ₂ O ₃	۱۴٫۷۶	۱۴٫۲۲	۱۵٫۱۵	۱۴٫۷۳	۱۴٫۸۳	۱۴٫۵۶	۱۴٫۳۳	۱۴٫۷۱	۱۳٫۷۵
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
FeO _t	۹٫۷۳	۱۱٫۵۴	۹٫۸۴	۱۲٫۰۱	۹٫۲۴	۸٫۸۸	۹٫۱۰	۹٫۳۲	۱۱٫۲۴
FeO	۸٫۱۷	۹٫۶۹	۸٫۲۷	۱۰٫۰۹	۷٫۷۶	۷٫۴۶	۷٫۶۴	۷٫۸۳	۹٫۴۴
Fe ₂ O ₃	۱٫۴۵	۱٫۷۲	۱٫۴۷	۱٫۷۹	۱٫۳۸	۱٫۳۳	۱٫۳۶	۱٫۳۹	۱٫۶۸
MnO	۰٫۰۹	۰٫۱۸	۰٫۰۶	۰٫۲۳	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۱۶
MgO	۱۷٫۱۹	۱۵٫۸۷	۱۷٫۰۰	۱۵٫۵۹	۱۷٫۸۸	۱۸٫۸۹	۱۶٫۷۶	۱۷٫۶۷	۱۶٫۲۲
BaO	۲٫۴۷	۲٫۶۷	۲٫۴۲	۲٫۴۷	۱٫۳۲	۰٫۹۹	۳٫۰۵	۱٫۶۸	۰٫۱۱
CaO	۰٫۰۵	۰٫۸۱	۰٫۰۶	۱٫۲۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۳۵	۰٫۰۶	۰٫۰۳
Na ₂ O	۰٫۵۰	۰٫۷۳	۰٫۵۰	۰٫۷۰	۰٫۹۰	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۰٫۹۱	۱٫۰۶
K ₂ O	۸٫۵۳	۸٫۰۳	۸٫۴۳	۷٫۹۵	۸٫۵۷	۸٫۶۹	۷٫۷۶	۸٫۵۱	۸٫۵۶
F	۱٫۲۵	۲٫۷۹	۱٫۱۷	۲٫۳۷	۳٫۰۶	۳٫۳۸	۲٫۷۸	۳٫۰۵	۳٫۳۰
Cl	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Total	۹۷٫۳۵	۹۸٫۲۳	۹۶٫۷۸	۹۸٫۳۴	۹۸٫۳۱	۹۷٫۲۵	۹۶٫۲۳	۹۷٫۷۸	۹۸٫۴۷
Si	۵٫۳۲	۵٫۴۶	۵٫۲۷	۵٫۳۱	۵٫۳۵	۵٫۳۹	۵٫۲۱	۵٫۳۱	۵٫۶۰
Al ^{IV}	۲٫۵۸	۲٫۵۴	۲٫۶۶	۲٫۶۲	۲٫۵۹	۲٫۵۶	۲٫۵۹	۲٫۵۹	۲٫۳۳
Fe ³	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Σ-tet	۷٫۹۵	۷٫۹۶	۷٫۹۹	۷٫۹۹	۷٫۹۹	۸٫۰۰	۷٫۸۵	۷٫۹۵	۸٫۰۰
Al ^{VI}						۰٫۰۱۰			۰٫۰۶۰
Ti	۰٫۷۶	۰٫۶۷	۰٫۷۶	۰٫۶۶	۰٫۶۸	۰٫۵۲	۰٫۸۱	۰٫۷۰	۰٫۶۸
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ₂	۱٫۰۱	۱٫۲۲	۱٫۰۳	۱٫۲۷	۰٫۹۶	۰٫۹۳	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۱٫۱۶
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Mg	۳٫۸۳	۳٫۶۱	۳٫۸۱	۳٫۵۳	۳٫۹۸	۴٫۲۵	۳٫۸۶	۳٫۹۷	۳٫۶۰
Σ-oct	۵٫۶۱	۵٫۵۳	۵٫۶۰	۵٫۴۹	۵٫۶۳	۵٫۷۴	۵٫۶۶	۵٫۶۶	۵٫۵۲
Ba	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۱۸	۰٫۱۰	۰٫۰۱
Ca	۰٫۰۱	۰٫۱۳	۰٫۰۱	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Na	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۳۰
K	۱٫۶۲	۱٫۵۵	۱٫۶۱	۱٫۵۳	۱٫۶۲	۱٫۶۶	۱٫۵۲	۱٫۶۳	۱٫۶۲
Σ-int	۱٫۹۲	۲٫۰۶	۱٫۹۰	۲٫۰۹	۱٫۹۶	۲٫۰۰	۲٫۰۴	۲٫۰۰	۱٫۹۳
CF	۱٫۲۲	۲٫۷۸	۱٫۱۵	۲٫۳۵	۲٫۹۸	۳٫۳۴	۲٫۸۱	۳٫۰۰	۳٫۲۱
CCl	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Cations	۱۵٫۴۸	۱۵٫۵۵	۱۵٫۴۹	۱۵٫۵۶	۱۵٫۵۸	۱۵٫۷۴	۱۵٫۵۶	۱۵٫۶۱	۱۵٫۴۵
Fe _t (Fe+Mg)	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۲۴
Mg _t (Mg+ Fe)	۰٫۷۹	۰٫۷۵	۰٫۷۹	۰٫۷۴	۰٫۸۱	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۸۰	۰٫۷۶
Al ^{VI} / ₇ Al ^{IV}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳

ادامه جدول ۱

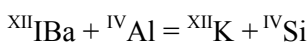
نمونه	Yk6(11b)	Yk6(12)	Yk6(13)	Yk6(2)	Yk6(9)
SiO ₂	۳۵٫۷۰	۳۴٫۴۰	۳۸٫۳۵	۳۵٫۵۲	۳۲٫۷۵
TiO ₂	۷٫۰۲	۸٫۶۲	۶٫۹۳	۶٫۲۳	۸٫۷۰
Al ₂ O ₃	۱۵٫۰۲	۱۴٫۸۳	۱۳٫۴۵	۱۴٫۷۱	۱۴٫۳۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
FeO _t	۹٫۵۷	۹٫۶۵	۹٫۲۱	۹٫۳۲	۹٫۲۳
FeO	۸٫۰۴	۸٫۱۱	۷٫۷۴	۷٫۸۳	۷٫۷۵
Fe ₂ O ₃	۱٫۴۳	۱٫۴۴	۱٫۳۸	۱٫۳۹	۱٫۳۸
MnO	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۱۳
MgO	۱۷٫۱۷	۱۵٫۳۷	۱۷٫۸۸	۱۷٫۶۷	۱۵٫۵۳
BaO	۲٫۶۶	۴٫۸۸	۰٫۲۱	۱٫۶۸	۵٫۰۰
CaO	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۱
Na ₂ O	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۱٫۰۳	۰٫۹۱	۰٫۸۵
K ₂ O	۸٫۲۱	۷٫۰۸	۸٫۷۷	۸٫۵۱	۶٫۹۹
F	۲٫۶۷	۲٫۲۰	۲٫۸۴	۳٫۰۵	۲٫۵۱
Cl	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۷
Total	۹۹٫۰۶	۹۸٫۰۹	۹۸٫۸۱	۹۷٫۷۸	۹۶٫۰۸
Si	۵٫۲۸	۵٫۱۹	۵٫۵۷	۵٫۳۱	۵٫۰۹
Al ^{IV}	۲٫۶۲	۲٫۶۴	۲٫۳۰	۲٫۵۹	۲٫۶۲
Fe ³	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
∑-tet	۷٫۹۵	۷٫۸۸	۷٫۹۲	۷٫۹۵	۷٫۷۶
Al ^{VI}					
Ti	۰٫۷۸	۰٫۹۸	۰٫۷۶	۰٫۷۰	۱٫۰۲
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ₂	۰٫۹۹	۱٫۰۲	۰٫۹۴	۰٫۹۸	۱٫۰۱
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Mg	۳٫۸۱	۳٫۴۸	۳٫۹۰	۳٫۹۷	۳٫۶۳
∑-oct	۵٫۵۹	۵٫۵۰	۵٫۶۰	۵٫۶۶	۵٫۶۶
Ba	۰٫۱۶	۰٫۲۹	۰٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۳۱
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Na	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۲۶
K	۱٫۵۵	۱٫۳۷	۱٫۶۳	۱٫۶۳	۱٫۳۹
∑-int	۱٫۹۶	۱٫۹۲	۱٫۹۴	۲٫۰۰	۱٫۹۶
CF	۲٫۶۰	۲٫۱۸	۲٫۷۲	۳٫۰۰	۲٫۵۷
CCl	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴
Cations	۱۵٫۵۱	۱۵٫۳۰	۱۵٫۴۶	۱۵٫۶۱	۱۵٫۳۸
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۲۲
Mg/(Mg+ Fe)	۰٫۷۹	۰٫۷۷	۰٫۸۱	۰٫۸۰	۰٫۷۸
Al ^{VI} /Al ^{IV}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰



شکل ۲ الف) ترکیب میکاهای بررسی شده در نمودار رده‌بندی میکاها بر اساس [۷]، ب) نمونه‌های بررسی شده در نمودار $Mg-(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)-(Fe^{2+} + Mn)$ در گستره‌ی فلوگوپیت قرار می‌گیرند.

موقعیت‌های هشت وجهی و بین لایه‌ای صورت گیرد، و همانند

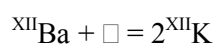
رابطه‌ی [۱۵، ۱۲]



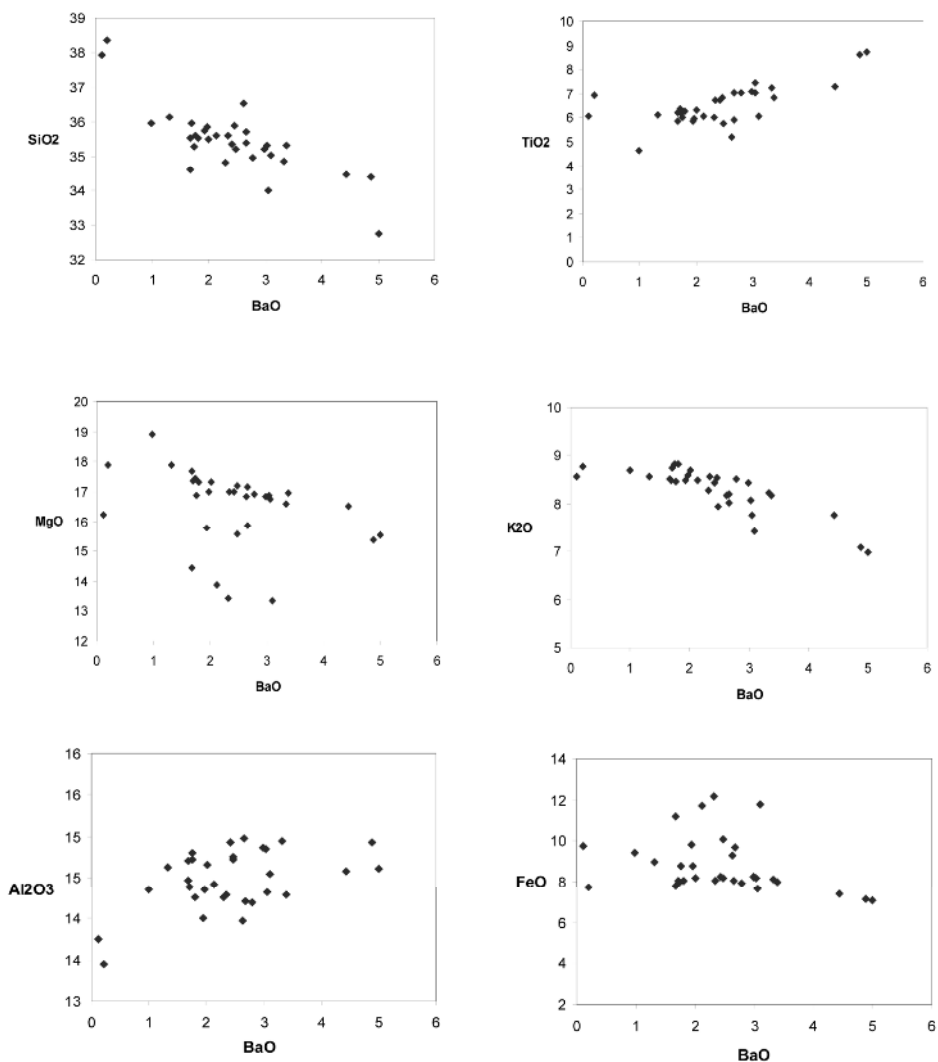
بیشتر نمونه‌های بررسی شده تقریباً دارای موقعیت میان لایه‌ای عنصری بوده و در راستای خط ۱:۱ جایگزین Ba بجای $K + Na + Ca$ می‌شوند (شکل ۴ الف) که نشانگر جایگزینی ترجیحی رابطه‌ی ۲ نسبت به رابطه‌ی ۱ است. با این وجود، با اینکه رابطه‌ی ۲ جانشینی زوج باریم و آلومینیم را برای جبران عدم توازن بار پیشنهاد می‌کند، احتمالاً کاتیون دیگری همانند Fe^{3+} بایستی در موقعیت مختصات چهار وجهی حضور داشته باشد تا فضای خالی در موقعیت چهار وجهی و عدم توازن بار در شبکه‌ی کانی را جبران کند. این جایگزینی Ba برای اغلب نمونه‌های فلوگوپیتی باریم‌دار ماگمایی جز نمونه‌های لامپروئیتی قابل کاربرد است [۱۶].

جانشینی Ba و Ti

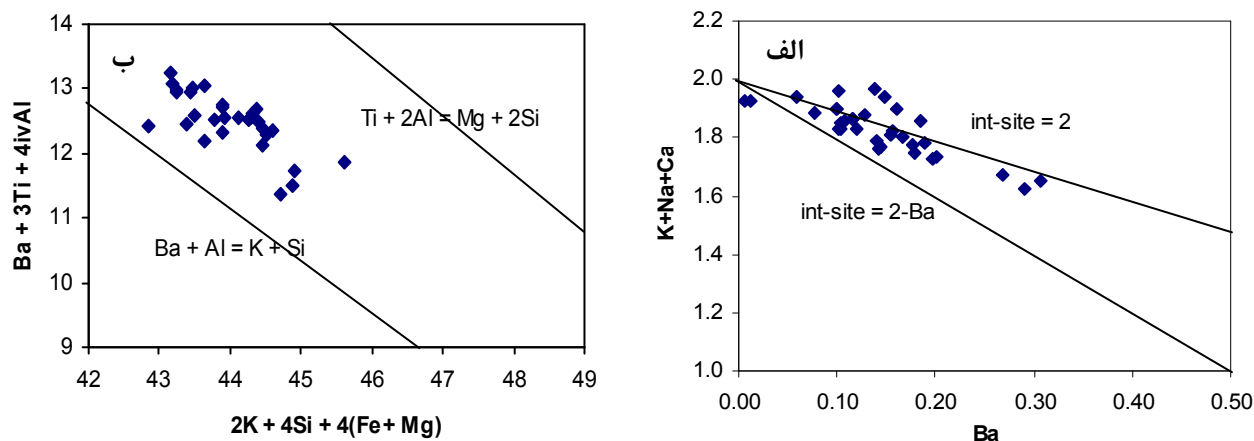
به‌علت پیچیدگی در ساختار کانی‌های میکا، تکلیف یک جایگزینی در ساختار میکاها به دلایل پیچیدگی در پتانسیل جایگزینی، مشکل بودن تعیین ظرفیت آهن و تیتانیم و احتمال قرار گرفتن Fe و Ti، Mg در موقعیت مختصات چهار وجهی [۲] مشکل است. نمودارهای رسم شده نشانگر همبستگی مثبت مقادیر BaO با Al_2O_3 ، TiO_2 و همبستگی منفی با SiO_2 ، MgO ، K_2O ، FeO است (شکل ۳). Ba می‌تواند جایگزین کاتیون‌های میان لایه‌ای در موقعیت‌های با مختصات ۱۲ جابه‌جایی K با Ba در ساختار میکا همراه با جبران بار یونی است که با رابطه‌ی



[۱] و یا با جایگزینی پیچیده‌ی شامل زوج کاتیون‌های

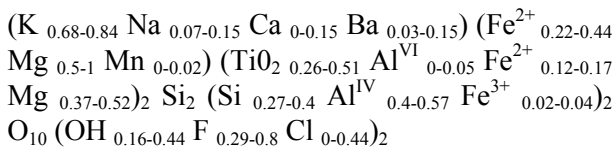


شکل ۳ نمودار تغییرات BaO نسبت به اکسیدهای TiO_2 , SiO_2 , MgO , K_2O , FeO , Al_2O_3 و BaO همبستگی مثبت بین TiO_2 , Al_2O_3 و BaO و همبستگی منفی با اکسیدهای SiO_2 , MgO , K_2O , FeO مشاهده می‌شود.



شکل ۴ الف) نشستن باریم به جای کاتیون‌های بین لایه‌ای در نمونه‌های بررسی شده، ب) نمودار $2K + 4Si + 4(Fe + Mg)$ نسبت به $Ba + 3Ti + 4ivAl$ برای نشان دادن روند زوج جایگزینی $Ba + Al = K + Si$ در فلوگوپیت‌های بررسی شده [۸].

موقعیت‌های هشت وجهی و برای پر کردن فضای خالی در (شکل ۵ پ) نشان داده شد. با توجه به بحث جاننشینی فوق و نتایج داده‌های نمونه‌های بررسی شده برای موقعیت‌های کاتیونی در جدول ۱، گستره‌ی فرمول شیمیایی نمونه‌های فلوگوپیتی بررسی شده به صورت زیر تعیین می‌شود.



که با توجه به فرمول کلی کانی بیوتیت $OH M_2 M_1 T_1 T_2$ عناصر Ca, Ba, در موقعیت بین لایه‌ای و Ti در موقعیت هشت وجهی در نظر گرفته شده‌اند و تمام آهن سه ظرفیتی و AlIV در موقعیت T_2 جانشین شده است که این جاننشینی توازن بار یونی ناشی از جایگزینی Ba و Ca بجای پتاسیم را جبران می‌کند.

فلوگوپیت‌های باریم و تیتانیم دار عموماً دارای کاهش کاتیونی در موقعیت‌های هشت وجهی هستند [۲، ۱۵] مدل- اغلب آن‌ها Ti در هماهنگ با هشت وجهی در نظر گرفته شده است. چندین منظر برای جاننشینی Ti پیشنهاد شده‌اند که عبارتند از؛

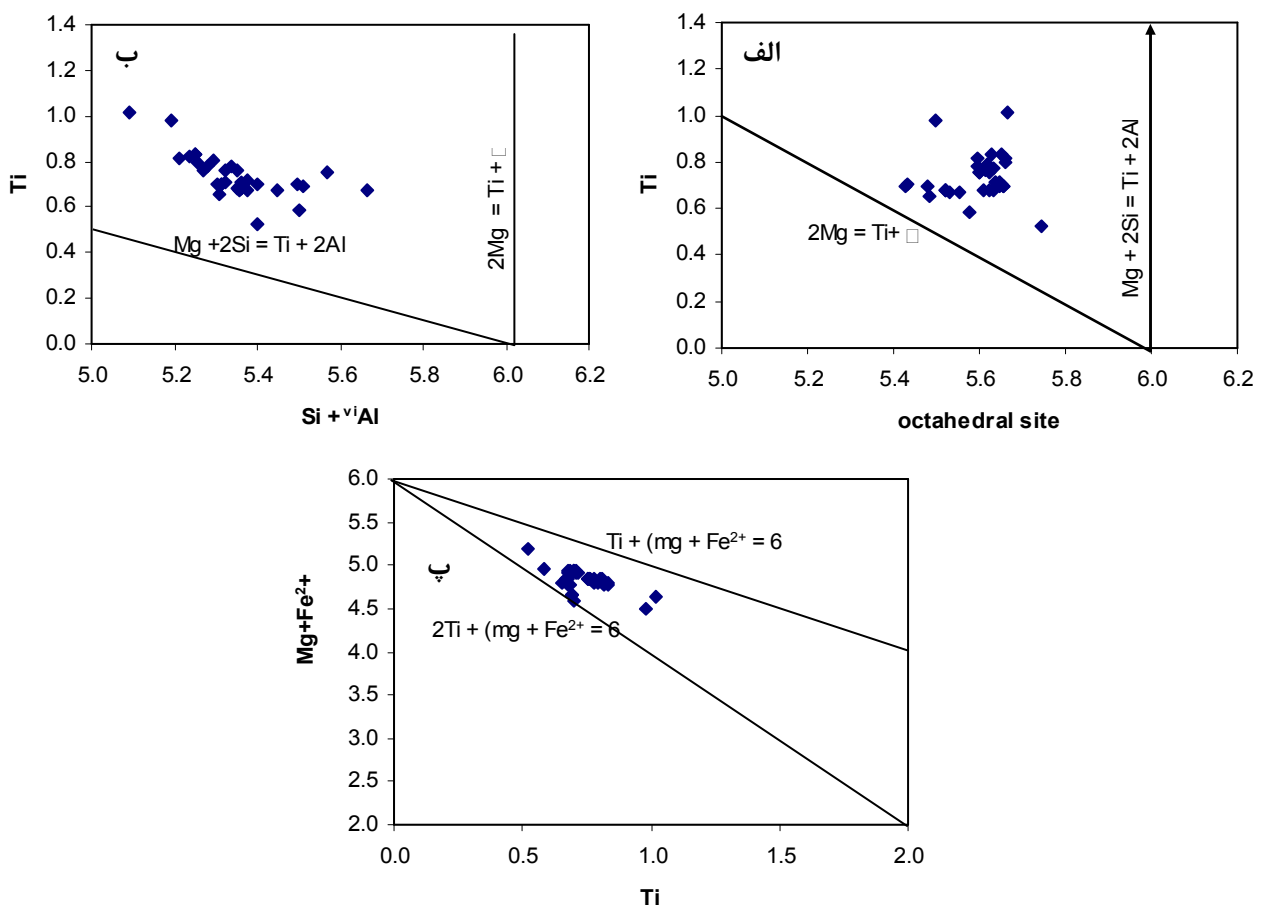


این جاننشینی، چرماک نامیده می‌شود.



[۲] با این وجود این منظر از جاننشینی به علت نبود اطلاعات کامل از حالت اکسایش آهن قابل ارزیابی نیست.

میکاهای تجزیه شده روندی بین جاننشینی ۳ و ۴ را مشخص می‌کنند (شکل ۵ الف، ب). به علاوه، همبستگی Ti در مقابل $(Mg + Fe^{2+}_{calc})$ به عنوان شاهدی بر جاننشینی Ti در



شکل ۵ جایگزینی Ti در موقعیت‌های هشت وجهی (الف) نمودار Ti نسبت به مجموع کاتیون‌های موقعیت هشت وجهی (ب) نمودار Ti نسبت به $(Mg + Fe^{2+})$ (پ) نمودارهای الف و ب از [۱۵] و نمودار پ از [۲].

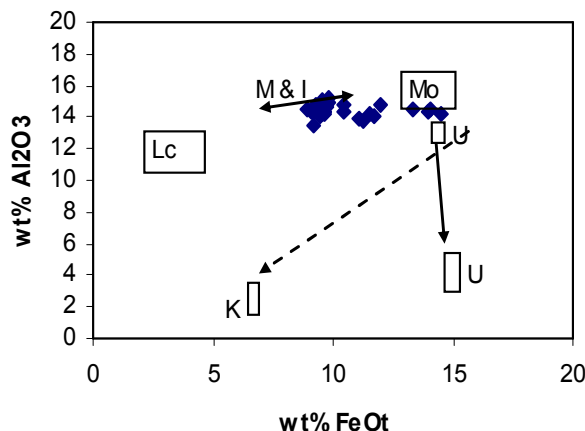
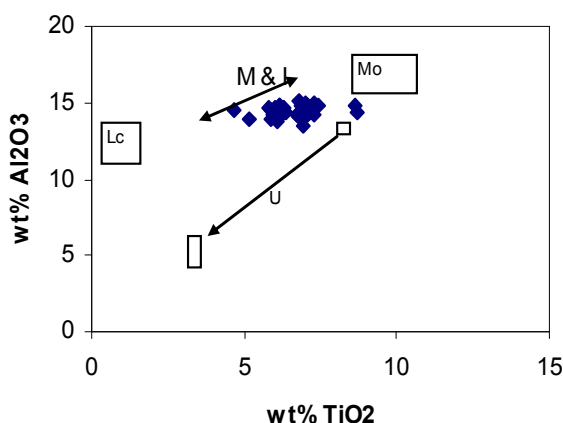
مقایسه با فلوگوپیت‌های سنگ‌های پتاسی در جهان

مقادیر FeO_T ، Al_2O_3 ، TiO_2 نمونه‌های بررسی شده در شکل ۶ برای مقایسه با سنگ‌های پتاسی شامل لامپروئیت‌ها، مینت-ها، لویسیت بازائیت‌های مغولستان، سنگ‌های پتاسی اوگاندا و نوع رومن ایتالیا رسم شده‌اند. نمونه‌های بررسی شده با مقادیر بالای Al_2O_3 و TiO_2 به خوبی از سنگ‌های لامپروبولیتی و کامافوگایت‌های اوگاندا تشخیص داده می‌شوند. نمونه‌های لویسیت بازائیت بررسی شده در مغولستان [۱۸] دارای مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 بالاتری از نمونه‌های شمال غرب مردند، ولی نمونه‌های بررسی شده در گستره‌ی نزدیک به موقعیت نمونه‌های لامپروفیری با ترکیب مینت و سنگ‌های پتاسی و ابر پتاسی نوع رومن ایتالیا قرار می‌گیرند. ویژگی‌های شیمیایی کانی‌های فلوگوپیت باریم و تیتانیوم‌دار در سنگ‌های آتشفشانی پتاسی می‌تواند به موقعیت زمین‌ساختی آن‌ها مربوط باشد [۵، ۱۷]. فلوگوپیت‌های سنگ‌های پتاسی وابسته به فرایند فرورانش (برای مثال، ایالت رومن، ایتالیا و مونتانا) با توجه به ماهیت سنگ میزبان خود، BaO بیشتر و TiO_2 کمتری نسبت به سنگ‌های محیط‌های درون صفحه‌ای دارند که آن‌ها را از همدیگر تفکیک می‌کند. با توجه به شباهت‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پتاسی شمال غرب مردند با سنگ‌های پتاسی نوع رومن، شباهت ترکیب شیمیایی میکاهای بررسی شده نیز می‌تواند شاهدهی در تایید شواهد دیگر زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مبنی بر غنی‌شدگی گوشته‌ی فوقانی در زیر پوسته‌ی قاره‌ای ایران و حضور

کانی‌هایی همانند فلوگوپیت/آمفیبول پتاسیم‌دار در ترکیب آن باشد [۶]. با توجه به موقعیت زمانی و مکانی، این غنی‌شدگی طی فرایند فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتیس رخ داده است [۶] ضمن اینکه تشکیل لامپروبولیت‌ها و کامافوگایت‌ها از لحاظ موقعیت مکانی و زمین‌ساختی متفاوت با نمونه‌های بررسی شده‌اند. فلوگوپیت‌های نمونه‌های بررسی شده به نمونه‌های لامپروفیری نوع مینت نیز شباهت دارند و با توجه به اینکه خاستگاه ماگما مینت‌ها نیز به گوشته‌ی زیر قاره‌ای دارای فلوگوپیت نسبت داده شده است [۲۴]، این تشابه را می‌توان به ترکیب کانی‌شناسی خاستگاه نسبت داد.

برداشت

میکاهای بررسی شده از سنگ‌های آتشفشانی پتاسی و ابر پتاسی شمال غرب مردند دارای ترکیب فلوگوپیتی بوده و از بیوتیت‌های اولیه‌ی ماگمایی محسوب می‌شوند. این میکاها از نوع فلوگوپیت‌های غنی از Ti و Ba هستند و جانشینی Ba در موقعیت بین کاتیونی همراه با جانشینی $\text{Ba} + \text{Al} = \text{K} + \text{Si}$ می‌تواند صورت گرفته باشد. برای مشارکت Ti در ساختار فلوگوپیت‌های بررسی شده، ترکیبی از جانشینی چرماک Ti و پر شدن فضای خالی ساختار بلوری پیشنهاد می‌شود. مقایسه‌ی ترکیب شیمیایی نمونه‌های بررسی شده با دیگر سنگ‌های آذرین پتاسی جهان نشانگر شباهت در ترکیب شیمیایی از نظر مقادیر اکسیدهای TiO_2 ، Al_2O_3 ، FeO_T با سنگ‌های پتاسی پس از برخورد نوع رومن ایتالیاست که با شواهد دیگر زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و موقعیت زمانی و مکانی همخوانی دارد.



شکل ۶ مقایسه‌ی ترکیب فلوگوپیت‌های بررسی شده با دیگر سنگ‌های پتاسی جهان، نمونه‌های بررسی شده با سنگ‌های مینت و سنگ‌های پتاسی ایتالیا (نوع رومن) شباهت بیشتری نشان می‌دهند. داده‌های لامپروئیت‌ها LC از [۱، ۱۵]، داده‌های کامافوگایت‌ها U از [۱۹]، سنگ‌های پتاسی ایتالیا I از [۲۰، ۲۱]، مینت‌ها از [۲۱، ۲۲] و لویسیت بازائیت‌های مغولستان [۲۳].

مراجع

- [10] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., "discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites", *Geomateriala (Mineralogy), Comptes Rendus, Geosciences* 337 (2005) 1415-1420
- [11] Farmer G.L., Boettcher A.L., "Petrologic and crystal-chemical significance of some deep-seated phlogopites", *Am. Mineral.* 66, (1981) 1154-1163.
- [12] Bol L.C.G.M., Bos A., Sauter P. C.C., Jansen J.B.H., "Barium-titanium-rich phlogopites in marbles from Rogaland, southwest Norway," *American Mineralogist* 74, (1989) 439-447.
- [13] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "Rock-forming minerals", III. Sheet silicates, p. 42-54. (1962) Longmans, London.
- [14] Foley S.F., "Experimental constraints on phlogopite chemistry in lamproites. II Effect of pressure-temperature variations", *European Journal of Mineralogy* 2 (1990) 327-341
- [15] Mansker W.L., Ewing R.C., Keil K., "Barian-titanian biotites in nephelinites from Oahu, Hawaii", *American Mineralogist* 64 (1979) 156-159.
- [15] Mitchell R.H., Bergman S.C., "Petrology of lamproites", p. 169-217 (1991) Plenum Press, New York.
- [16] Forbes W.C., Flower M.J.F., "Phaserelations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_6O_{20}(OH)_4$: a refractory phase in the upper mantle", *Earth Planet. Sci. Lett.* 22 (1974) 60-66.
- [17] Robert J.-L., "Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions", *Chem. Geol.* 17 (1976) 213-227.
- [18] Barton M., "A comparative study of some minerals occurring in the potassium-rich alkaline rocks of the Leucite Hills, Wyoming, the Vico Volcano, Western Italy, and the Toro-Ankole Region, Uganda", *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 137, (1979) 113-134.
- [19] Edgar A.D., "Mineral chemistry and petrogenesis of an ultrapotassic-ultramafic volcanic rock", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71 (1979) 171-175
- [1] Mitchell R.H., "Titaniferous phlogopites from the Leucite lamproites of the West Kimberley area, Western Australia", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76 (1981) 243-251.
- [2] Zhang M., Suddaby P., Thompson R. N., Dungan M. A., "Barian-titanian phlogopite from potassic lavas in northeast China: chemistry, substitutions and paragenesis", *Am. Mineral.* 78 (1996) 1056-1065.
- [3] Holm P.M., "Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy," *Mineralogical Magazine* 46 (1982) 379-386.
- [4] O'Brien H.E., Irving A., McCallum I.S., "Complex zoning and resorption of phenocrysts in mixed potassic mafic magmas of the High-wood Mountains, Montana," *American Mineralogist* 73 (1988) 1007-1024.
- [5] Feldstein S.N., Lange R.A., Vennemann T., O'Neil J.R., "Ferric-ferrous ratios, H₂O contents and D/H ratios of phlogopite and biotite from lavas of different tectonic regimes," *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 126 (1996) 51-66.
- [6] Ahmadzadeh G., Jahangiri A., Lentz D., Mojtehdhi M., "Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 39 (2010) 37-50.
- [7] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., "Nomenclature of the micas," *Canadian Mineralogist* 36 (3) 1998 905-912.
- [8] Guo J., Green T.H., "Experimental study of barium partitioning between phlogopite and silicate liquid at upper-mantle pressure and temperature", *Lithos* 24, (1990) 83-95.
- [9] Dymek R.F., "Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland," *American Mineralogist* 68 (9-10) (1983) 880-899.

- [23] Ryabchikov I.D., Kovalenko V.I., Dikov Yu P., Vladykin N.V., "Titaniferous micas from the mantle: Composition, structure, formation conditions, and possible role in the production of potassic alkali magmas", *Geokhimiya* 6 (1981) 873-888.
- [24] Carlier G., Lorand J.P., Audebaud E., Kienast J.R., "Petrology of unusual orthopyroxene-bearing minette suite From southeastern Peru, Eastern Andean Cordillera: Al-rich lamproites contaminated by peraluminous granites", *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 75 (1997) 59-87.
- [20] Thompson R.N., "Primary basalts and magma genesis. III. Alban Hills, Roman comagmatic province, central Italy", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 60 (1977) 91-108.
- [21] Holm P.M., "Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy", *Mineralogical Magazine* 46 (1982) 379-386.
- [22] Bachinski S.W., Simpson E.L., "Ti-phlogopites of the Shaw's Cove minette: A comparison with micas of other lamprophyres, potassic rocks, kimberlites, and mantle xenoliths", *American Mineralogist* 69 (1984) 4t-56.