

زمین‌شیمی، سنگ‌زایی و تعیین سن دایک‌های لامپروفیری کلیبر، شمال‌غرب ایران

زهرا بدرزاده^{*} ، مهراج آقازاده، فرناز فیاض

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دريافت مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۳۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۲/۲۸)

چکیده: دایک‌های لامپروفیری به همراه انواع دایک‌های بازنیتی و آندزیتی با اندازه‌های مختلف در جنوب و جنوب‌شرق شهرستان کلیبر با روند شمال‌غرب–جنوب‌شرق درون نهشت‌های نوع فلیش و آتش‌فشنایی کرتاسه-پالئوسن جایگزین شده‌اند. دایک‌های لامپروفیری بافت پوروفیری و درشت‌بلورهای بیوتیت و شکل دروغین بلورهای پیروکسن را دارند. براساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، لامپروفیرهای مورد بررسی از نوع آهکی قلیایی و مینت هستند. در نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی، لامپروفیرهای مورد بررسی غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) را نشان می‌دهند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی دایک‌های لامپروفیری گویای تشکیل آنها از ذوب‌بخشی ۳-۱ درصدی گوشته گارنت‌لرزولیتی دربردارنده رگچه‌های فلوگوپیت بوده که پیشتر توسط مذاب‌های ناشی از فرورانش دگرنهاده شده است. براساس سن‌سنجی Ar-Ar بلورهای بیوتیت، دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی ۳۱-۳۲ میلیون سال پیش (الیگوسن‌میانی) در یک محیط قوس آتش‌فشنایی جایگزین شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: لامپروفیر، مینت، سنگ‌زایی، تعیین سن آرگون-آرگون، کلیبر.

اغلب به عنوان فراورده‌هایی از ذوب‌بخشی درجه پایین گوشته دگرنهاده در نظر گرفته می‌شوند [۵]. لامپروفیرهای قلیایی معادل‌های آبدار ماقمای بازالتی هستند که در محیط‌های کششی (محیط کافتی) و یا درون صفحه‌ای قاره‌ای (مربوط به تنوره) ایجاد می‌شوند [۶-۸]، در صورتیکه لامپروفیرهای آهکی قلیایی باید همراه با محیط‌های همگرا تشکیل شوند [۹-۱۱]. سنگ‌های لامپروفیری را اغلب به عنوان فراورده‌های ذوب‌بخشی گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای دگرنهاده در نظر می‌گیرند تا مولفه غنی‌شدگی از عناصر کمیاب ناسازگار قابل تفسیر باشد [۱۲-۶]. از این‌رو، زمین‌شیمی آنها نقش اساسی در فهم تکامل گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای دارد. همچنین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها بیانگر غنی‌شدگی خاستگاه سنگ کره‌ای در یک سامانه پویا است.

مقدمه

لامپروفیرها از سنگ‌های آذرین قلیایی با رخمنون و حجم محدود، برگرفته شده از گوشته، غنی از سیال، مافیک-فرامافیک، نیمه روشن تا تیره هستند که با بافت پوروفیری و تمام خودشکل مشخص می‌شوند. این سنگ‌ها دربرگیرنده‌ی کانی‌های مافیک سیلیکاتی آبدار (آمفیبول-بیوتیت) اغلب همراه با فلدسپار در زمینه هستند [۱۰، ۲۱]. سنگ‌های لامپروفیری نخست به ۵ گروه لامپروفیرهای فرامافیک، قلیایی، لامپروفئیتی، کیمبرلیتی و آهکی‌قلیایی تقسیم شده‌اند [۱، ۳]. اغلب رخدادهای سنگ‌های لامپروفیری (۱) همراهی زمانی و مکانی با سایر سنگ‌های قلیایی از جمله نفلین‌سینیت، کیمبرلیت، لامپروفئیت و کربناتیت دارند، (۲) از محیط‌های زمین ساختی مختلف گزارش شده‌اند و (۳) در تفاسیر زمین پویایی نقش کلیدی دارند [۴] و مراجع در آن]. لامپروفیرها

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۴۷۸۱۹۳، پست الکترونیکی: zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

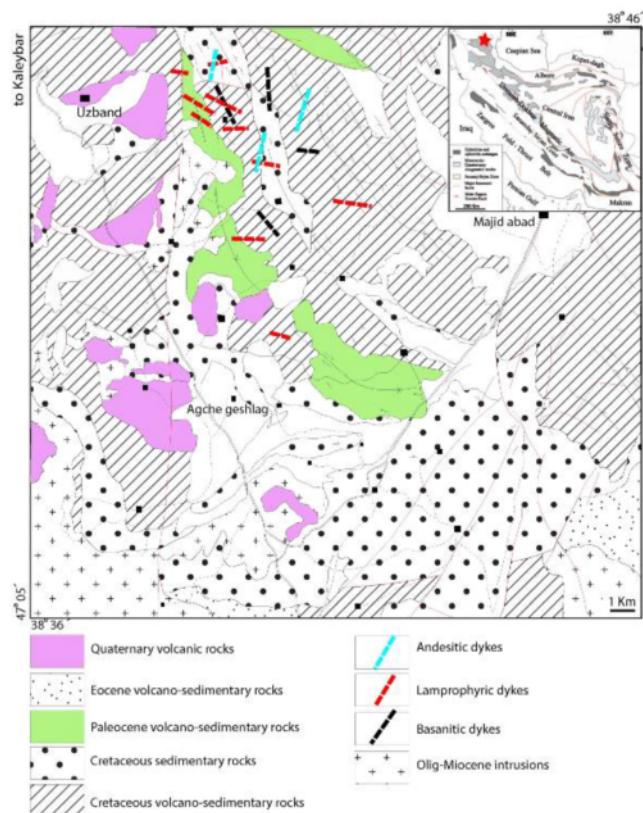
مختلف هستند. همچنین در منطقه رخنمونهایی از سنگ‌های آتشفشاری پلیو-کواترنری دیده می‌شوند که جوانترین رخداد ماگمایی در منطقه هستند (شکل ۱).

دایک‌های مختلفی با ترکیب متنوع و همچنین اندازه‌های مختلف درون سنگ‌های نوع فلیش و آتشفشاری کرتاسه و پائوسن نفوذ کردند (شکل ۱). قدیمی‌ترین دایک‌های رخنمون یافته در منطقه دایک‌های بازیک از نوع بازنیتی با روند شمالی-جنوبی تا شمال‌غربی-جنوب‌شرقی هستند. این دایک‌ها با دایک‌های لامپروفیری و آندزیتی قطع می‌شوند. دایک‌های بازنیتی اندازه متغیری داشته و در مقایسه با سایر دایک‌های گسترش کمتری دارند. دایک‌های لامپروفیری با روند شمال غربی-جنوب شرقی تا شرقی-غربی در منطقه با عرض ۵° تا ۲۰° متر دیده می‌شوند و طول آنها گاهی تا ۵۰۰ متر قابل تعقیب است. دایک‌های لامپروفیری اغلب لبه زود سردهش نشان می‌دهند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای بلورهای بیوتیت فراوان هستند. دایک‌های آندزیتی این دایک‌هارا قطع کرده و جوانترین نوع دایک‌های منطقه مورد بررسی را تشکیل می‌دهند.

رخنمونهای متعددی از دایک‌های لامپروفیری در ایران از دوره‌های پالئوزوئیک ایران مرکزی [۱۳]، پرمین-تریاس ایران مرکزی [۱۴]، و کرتاسه ایران مرکزی [۱۵] و الیگومیوسن آذربایجان [۱۷، ۱۶] گزارش شده است. اغلب رخدادهای لامپروفیری ایران از نوع آهکی قلیایی و قلیایی محسوب شده‌اند [۱۵] و مراجع در آن]. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شناسی، زمین‌شیمیایی، سن و سنگ زایی دایک‌های لامپروفیری منطقه کلیبر-آذربایجان شرقی تعیین شده که تاکنون بررسی‌ای بر این سنگ‌ها انجام نشده است.

زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در شمال‌غرب ایران و پهنه ارسیاران قرار دارد. در این منطقه، رخنمونهای سنگی مربوط به کرتاسه و سنتوزوئیک دیده می‌شوند (شکل ۱). نهشته‌های کرتاسه-پالئوسن در منطقه شامل ماسه‌سنگ، شیل و مارن هستند که اغلب رخنمون‌ها و میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشاری آندزیتی-بارالتی و همچنین سنگ‌های آذرآواری آمها را همراهی می‌کنند. نهشته‌های سنتوزوئیک شامل سنگ‌های آتشفشاری و آذرآواری ائوسن و توده‌های نفوذی الیگو-میوسن با ترکیب‌های



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی. موقعیت این منطقه در پهنه ساختاری ایران با علامت ستاره در سمت راست بالا نشان داده شده است (برگرفته از مرجع [۱۸] با تغییرات).

برای تجزیه عناصر اصلی و کمیاب ارسال شدند (جدول ۱). برای تعیین سن، پس از خردایش نمونه‌ها، جدایش کانیهای میکا با درصد خلوص بیش از ۹۹ درصد توسط میکروسکوپ دوچشمی انجام شد. سن سنجی آرگون-آرگون بر کانی بیوتیت از دو نمونه دایک لامپروفیری در آزمایشگاه انجمن علوم زمین پکن کشور چین انجام شده است. جزئیات بیشتر در مورد چگونگی این کار در مرجع [۱۹] آمده است.

روش کار

برای نمونه‌برداری و بررسی‌های سنگ‌شناسی دایک‌های رخنمون یافته در منطقه، بازدیدهای صحرایی در چند نوبت انجام شد و تعداد ۵۰ عدد نمونه دستی از رخنمون‌های سالم و کمتر دگرسان شده از دایک‌ها و سنگ‌های میزبان برداشت گردید. پس از ارزیابی‌های اولیه، تعداد ۲۰ مقطع نازک تهیه و بررسی شد. تعداد ۸ نمونه به آزمایشگاه شرکت SGS کانادا

جدول ۱ نتایج تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌های مربوط به دایک‌های لامپروفیری.

Sample NO.	KF-01	KF-02	KF-04	KF-07	KF-06	KF-03	KF-05	KF-08
SiO ₂	۵۳,۴۴	۵۲,۹۴	۴۵,۴۰	۵۳,۲۳	۵۳,۲	۵۴,۲	۵۲,۵	۵۱,۹
TiO ₂	۱,۸۸	۱,۹۶	۱,۹۲	۱,۸۶	۱,۸	۱,۹۱	۱,۸۵	۱,۹۵
Al ₂ O ₃	۱۷,۱۰	۱۱,۸۶	۱۲,۳۱	۱۲,۰۴	۱۱,۵	۱۲,۴	۱۲,۲	۱۱,۵
Fe ₂ O ₃ ^T	۶,۰۱	۵,۸۱	۴,۷۴	۶,۳۱	۵,۵	۵,۷	۶,۲	۶,۷
MgO	۷,۸۱	۷,۶۶	۴,۳۴	۷,۲۰	۷,۵	۶,۵	۶,۷۴	۸,۲
MnO	۰,۱	۰,۱۱	۰,۰۹	۰,۱۳	۰,۱	۰,۰۸	۰,۱۲	۰,۱۱
CaO	۷,۱۰	۷,۷۰	۱۹,۵۸	۸,۰۴	۸,۳۵	۷,۴	۷,۹	۹,۱
Na ₂ O	۱,۱۴	۱,۳۱	۰,۸۸	۱,۳۴	۱,۵	۱,۴۴	۱,۷۱	۰,۹۵
K ₂ O	۹,۲۱	۹,۵۸	۹,۶۴	۸,۳۶	۹,۳۳	۹,۴۵	۹,۸۴	۸,۷۵
P ₂ O ₅	۱,۰۲	۱,۰۸	۱,۱۰	۱,۰۰	۱,۱۲	۱,۰۸	۱,۱۴	۱,۱۵
LOI	۷,۱۳	۶,۲۱	۱۲,۶	۸,۱۵	۷,۷۹	۸,۱۱	۹,۴۸	۶,۲
Total	۱۰۰,۴۵	۱۰۱,۵	۱۰۰,۰۱	۱۰۰,۸۱	۹۹,۹	۱۰۰,۱۶	۱۰۰,۲	۱۰۰,۳۱
Sc	۱۴,۲	۱۵,۷	۱۴,۹	۱۷,۷	۱۶,۵	۱۷,۵	۱۸,۵	۲۰,۱
V	۱۵۳	۱۴۸	۱۱۲	۱۶۰	۱۳۱	۱۴۵	۱۵۸	۱۷۰
Cr	۷۱,۰	۵۴۶	۴۷۲	۵۴۶	۷۵۴	۶۵۱	۵۷۸	۵۹۱
Co	۳۷,۳	۲۹,۸	۳۲,۴	۲۷,۸	۲۹,۸	۳۳,۴	۳۶,۵	۳۸,۴
Ni	۲۳۶	۱۶۳,۵	۲۰,۵۲	۱۵۰,۹	۱۸,۷	۲۱۰,۴	۱۸۰,۱	۲۲۵,۴
Ga	۱۴,۶	۱۳,۹	۱۱,۷	۱۳,۷	۱۲,۵	۱۵,۱	۱۴,۹	۱۴,۹
Rb	۳,۶۴	۳,۱۹	۲۷۲,۷	۲۶۹,۵	۲۲۱,۱	۲۹,۰۱	۲۸۰,۴	۳۰,۲,۲
Sr	۹۷۹,۹	۱۰۲۶,۸	۸۸۹,۷	۸۹۳,۹	۹۴۵,۸	۹۱۴,۱	۱۰۱۳,۲	۸۹۴,۳
Y	۱۲	۱۳,۱	۱۳,۱	۱۷,۹	۱۴,۱	۱۵,۸	۱۴,۲	۱۴,۵
Zr	۵۱۶	۵۹۷	۵۵۵	۵۴۹	۵۳۴	۵۵۱	۵۷۸	۵۴۵
Nb	۴۲	۴۳,۴	۴۶,۶	۴۱,۴	۴۵,۴	۴۰,۸	۴۲,۷	۴۱,۱
Cs	۰,۷۵	۰,۷۷	۱,۱۹	۰,۸	۰,۷۸	۰,۸۷	۰,۸۲	۰,۹۲
Ba	۱۳۵۲,۹	۱۲۲۰,۷	۱۱۵۱,۶	۱۲۱۸,۱	۱۲۵۴,۲	۱۲۹۵,۱	۱۱۸۹,۲	۱۳۴۲,۱
La	۵۱	۴۹	۴۶,۵	۵۵,۶	۵۰,۴	۴۷,۸	۴۸,۹	۴۸,۷
Ce	۱۹,۲	۱۰,۴۲	۱۰۰,۴	۱۰,۹۲	۱۰,۵۸	۱۰,۹	۱۰,۸۷	۱۰,۲,۸
Pr	۱۲,۲	۱۱,۶۱	۱۱,۲۵	۱۲,۲۲	۱۱,۸	۱۲,۴۲	۱۱,۸۷	۱۱,۴۲
Nd	۴۵,۶	۴۱,۶	۴۱,۵	۴۲,۹	۴۲,۶	۴۳,۲	۴۱,۸	۴۵,۱
Sm	۷,۳۴	۶,۸۲	۶,۸۶	۷,۴۹	۷,۲۳	۷,۳۲	۶,۷۸	۶,۹۸
Eu	۱,۹۴	۱,۷۷	۱,۶۳	۱,۹۲	۱,۸۴	۱,۹۲	۱,۸۱	۱,۹۳
Gd	۵,۲۴	۴,۹۳	۴,۶۶	۵,۶۷	۵,۳۲	۵,۶۷	۵,۱۲	۵,۴۵
Tb	۰,۵۸	۰,۵۸	۰,۵۷	۰,۶۷	۰,۶۲	۰,۶۴	۰,۵۹	۰,۵۶
Dy	۲,۶۴	۲,۷۳	۲,۰۹	۳,۴۸	۳,۳۱	۲,۸۴	۲,۹۱	۲,۶۹
Ho	۰,۴۳	۰,۴۵	۰,۴	۰,۴۲	۰,۴۸	۰,۴۳	۰,۵۱	۰,۴۷
Er	۱,۱۶	۱,۳۶	۱,۱۷	۱,۹۶	۱,۲۵	۱,۰۸	۱,۱۵	۱,۶
Tm	۰,۱۴	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۲۷	۰,۱۷	۰,۲۱	۰,۱۹	۰,۱۶
Yb	۰,۹۴	۱,۰۶	۰,۹۲	۱,۷۱	۰,۸۹	۰,۹۵	۰,۹۸	۱,۰۶
Lu	۰,۱۴	۰,۱۶	۰,۱۴	۰,۲۸	۰,۱۷	۰,۱۹	۰,۱۵	۰,۱۶
Ta	۲,۱	۲	۱,۹	۲	۲	۱,۹	۲,۱	۱,۹
Th	۸,۰۶	۷,۶۷	۶,۱	۱۲,۵۷	۹,۲۱	۸,۸۷	۸,۵۴	۷,۸۴
U	۳,۹۲	۴,۰۱	۳,۰۳	۵	۴,۲۵	۳,۸۷	۴,۸۵	۴,۷۷
Hf	۱۳,۸	۱۴,۲	۱۳	۱۳,۴	۱۳,۶	۱۴,۱	۱۳,۶	۱۳,۲
#Mg	۰,۷۲	۰,۷۳	۰,۶۵	۰,۷	۰,۷۳	۰,۷	۰,۶۸	۰,۷۱
K ₂ O/Na ₂ O	۸,۰۸	۷,۳۴	۱۰,۹۳	۶,۲۳	۶,۲۲	۶,۵۶	۵,۷۵	۹,۲۱
Eu/Eu*	۰,۹۶	۰,۹۴	۰,۹۶	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۲	۰,۹۴	۰,۹۶

پلازیوکلаз است که به صورت درشت بلور و ریزسنگی در زمینه دیده می‌شوند و گاهی منطقه‌بندی ترکیب شیمیایی و بافت غربالی دارند. بلورهای پلازیوکلاز گاهی با کلسیت، سریسیت و کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند. در این سنگ‌ها، شکل‌های دروغینی از بلورهای کلینوپیروکسن نیز که با کلریت و کلسیت جایگزین شده‌اند، دیده می‌شوند. در زمینه افزون بر ریزسنگ‌های پلازیوکلاز، شیشه و گاهی سیلیس نیز دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، آپاتیت و کانی‌های کدر با فراوانی ناچیز دیده می‌شوند.

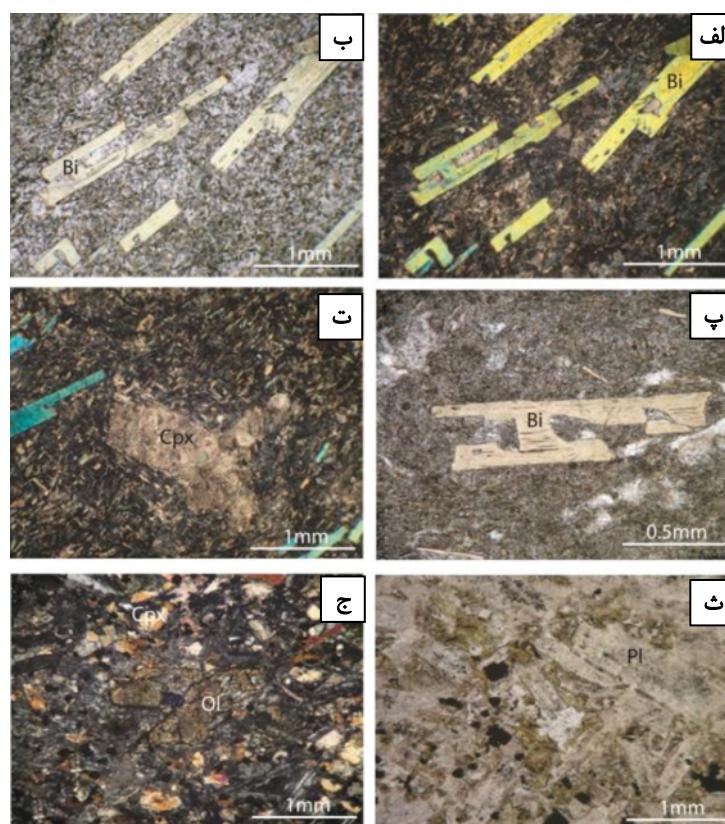
سن‌سنگی Ar-Ar

برای تعیین سن آرگون-آرگون، پس از خردایش و الک کردن نمونه‌ها، بلورهای بیوتیت با اندازه ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون زیر میکروسکوپ دوچشمی جدا شدند. ناخالصی‌های بلورها به روش فراصوتی زدوده شد و سپس نمونه‌ها در اسید فلوریک ۱۵ درصد برای ۱۰ دقیقه قرار داده شدند. نمونه‌های آماده شده در راکتور ۵MW زیر تابش نوترونی قرار گرفتند. سپس گرمایش مرحله‌ای نمونه‌ها به وسیله لیزر انجام شد. نمونه‌های گازی خالص شده با یک طیفسنگ جرمی گازی تجزیه شدند. نتایج طیفسنگی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بلورهای بیوتیت جدادشده از دو نمونه از دایک‌های مورد بررسی در شکل ۳ آورده شده است. براین‌اساس، متوسط سن‌های $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ برای نمونه شماره IR14-019-7 برابر با 31.51 ± 0.22 Ma و برای نمونه شماره MSWD = 0.60 اندraf، برای IR14-019-8 با 32.18 ± 0.22 Ma است. از این رو، لامپروفیرهای مورد بررسی در الیگوسن‌میانی و در پایان اشکوب روپایین جایگزین شده‌اند. داده‌های سنی لامپروفیرهای مورد بررسی نشان می‌دهد که فعالیت ماقمایی لامپروفیری آهکی قلیایی پیش از میوسن نیز در منطقه رخ می‌داده است. براساس داده‌های سنی گزارش شده برای منطقه‌ی شمال‌غرب ایران، فعالیت ماقمایی لامپروفیری قلیایی در کرتاسه و الیگوسن و فعالیت ماقمایی لامپروفیری آهکی قلیایی در میوسن رخ می‌داده است [۱۱]. با توجه به این بررسی‌ها، می‌توان گفت که فعالیت ماقمایی لامپروفیری قلیایی و آهکی قلیایی در دوره‌های مختلف در منطقه رخ می‌داده است. براساس داده‌های سنی بدست آمده از توده‌های نفوذی مونزونیتی در منطقه ارسپاران [۲۰] تا ۳۱ میلیون سال) به نظر می‌رسد که فعالیت ماقمایی مونزونیتی در منطقه با فعالیت ماقمایی لامپروفیری نوع آهکی قلیایی شروع شده است.

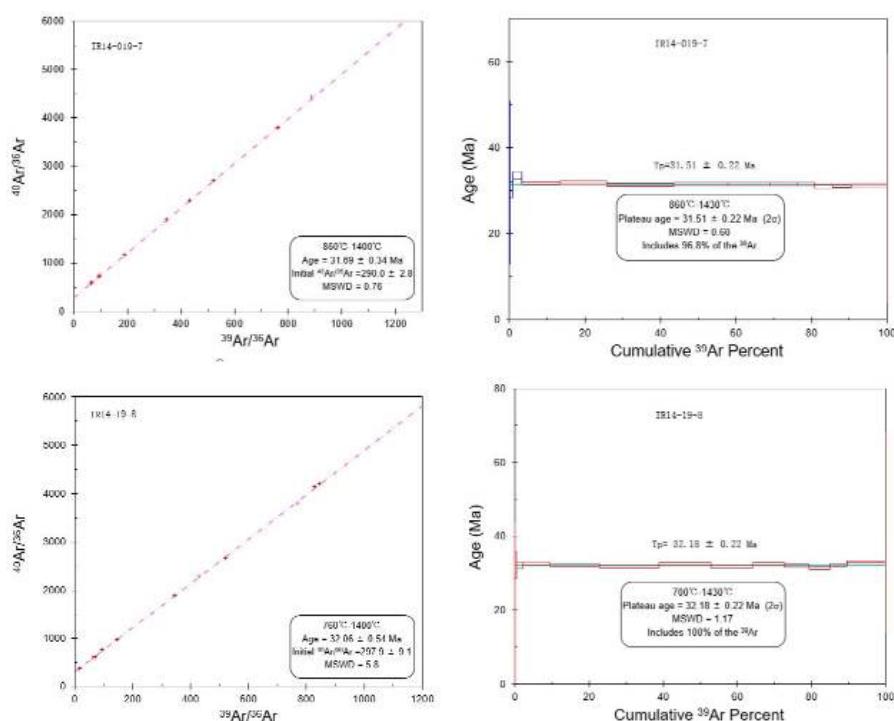
سنگنگاری

دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی بافت شاخص لامپروفیری نشان می‌دهند که در این سنگ‌ها کانی‌های درشت میکا (بیوتیت-فلوگوپیت) به همراه کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از شیشه و فلدسپار و کانی‌های مافیک قرار دارند (شکل‌های ۲الف-پ). زمینه‌ی این دایک‌ها، شیشه‌ای و بین دانه‌ای است. بلورهای میکا با فراوانی بیش از ۳۰ درصد به صورت خودشکل و دارای منطقه‌بندی هستند و مراکز سبز و لبه آنها از اکسید آهن غنی‌تر و مایل به قهوه‌ای است. این بلورها گاهی بافت خلیجی و لبه‌های حل شده دارند که نشانگر تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی ماقماست (شکل ۲ ت). بلورهای کلینوپیروکسن بیشتر با کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند و فقط شکل دروغینی از این بلورها باقی مانده است. در اثر دگرسانی، بلورهای کلینوپیروکسن و همچنین گاهی شیشه زمینه با کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند. فلدسپارهای زمینه بیشتر از نوع سانیدین هستند و به ندرت به طور بخشی رسی شده‌اند. کانی‌های جزئی شامل کانی‌های کدر و آپاتیت هستند که بیشتر در زمینه گسترش یافته‌اند. در این سنگ‌ها، گاهی بادامک‌های پرشده با کلسیت و سیلیس دیده می‌شوند. با توجه به حضور کانی مافیک آبدار از نوع بیوتیت-فلوگوپیت و فراوانی فلدسپار پتاسیم در زمینه، دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی براساس تقسیم‌بندی مرجع [۱] از نوع مینت هستند. دایک‌های بازانیتی دارای بافت پورفیری و زمینه شیشه‌ای هستند (شکل ۲ ث). در این سنگ‌ها، همچنین بافت‌های اینترسراحت و بین دانه‌ای به ویژه در نمونه‌های مربوط به مراکز دایک‌ها نیز گسترش دارند. این دایک‌ها دارای درشت‌بلورهایی از الیوین، کلینوپیروکسن و پلازیوکلاز هستند. فراوانی بلورهای الیوین در این سنگ‌ها به بیش از ۱۵ درصد می‌رسد. گاهی بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن با کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند و فقط شبه ریختی از آنها باقی مانده است. این بلورها با کلسیت، کلریت و سرپنتین جایگزین شده‌اند. پلازیوکلازها به صورت ریزدرشت بلور و در زمینه دیده می‌شوند و غنی از مولفه کلسیمی هستند. این بلورها دارای منطقه‌بندی هستند و گاهی مراکز آنها با کلسیت جایگزین شده‌اند. شیشه زمینه با کلریت به طور بخشی جایگزین است. در این سنگ‌ها، آپاتیت، کانی‌های کدر و رتیل به صورت جزئی دیده می‌شوند.

دایک‌های آندزیتی دارای بافت پورفیری و زمینه شیشه‌ای هستند (شکل ۲ ج). عمدۀ کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها

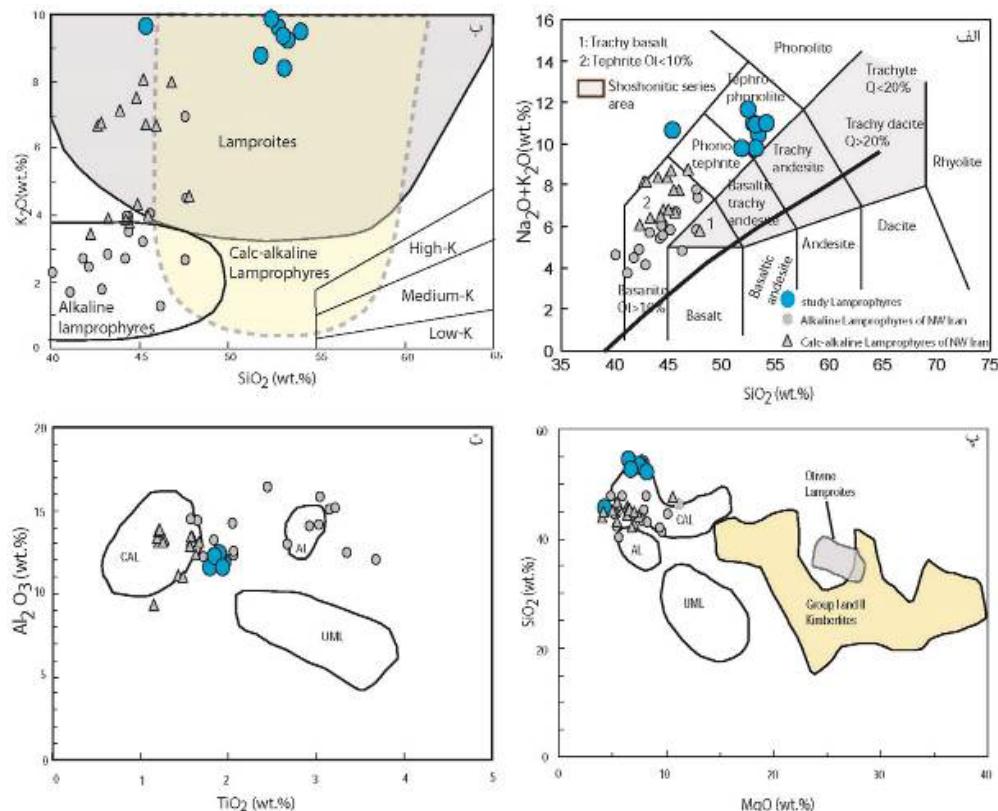


شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی لامپروفیرهای مورد بررسی الف، ب) بافت پورفیری و زمینه‌ی شیشه‌ای و ریزبلور، پ) شکل دروغین کلینوپیروکسن در دایک‌های لامپروفیری. ت) بافت خلیجی در بلور بیوتیت دایک‌های لامپروفیری، ث) دایک بازانیتی با بافت پورفیری و بین دانه‌ای و شکل دروغین اولیوین و کلینوپیروکسن، ج) دایک‌های آندزیتی با بافت پورفیری و شیشه‌ای (تصاویر الف، ت و ج نور قطبیده صفحه‌ای، در PPL، و تصاویر ب، پ و ث در نور قطبیده متقاطع، XPL، ثبت شده‌اند).



شکل ۳ نمودارهای تعیین سن $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ مربوط به دو نمونه از بلورهای بیوتیت جداده از دایک‌های لامپروفیری منطقه کلیبر

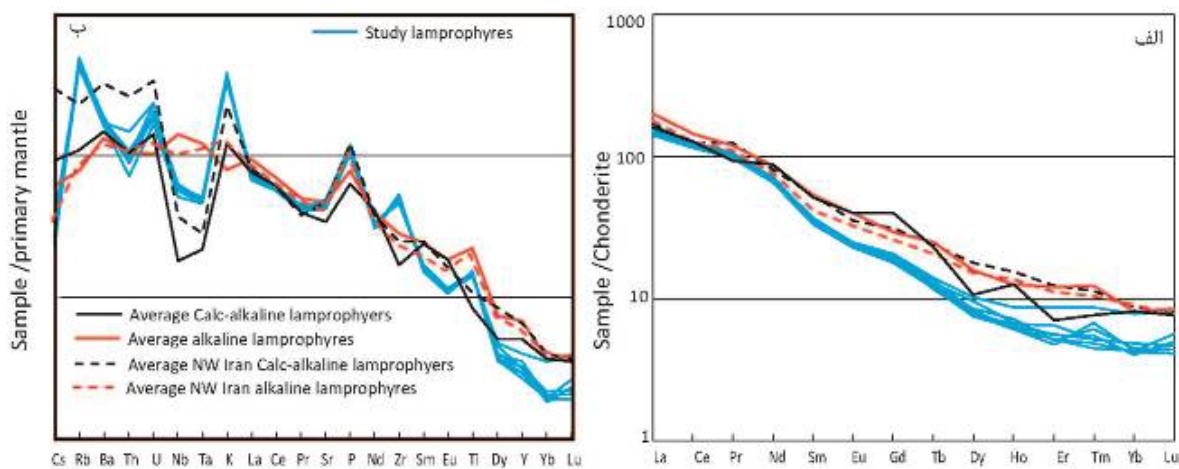
براساس نمودارهای MgO نسبت به SiO_2 (شکل ۴ پ) و Al_2O_3 نسبت به TiO_2 (شکل ۴ ت)، نمونه‌ها در گستره تعريف شده برای لامپروفیرهای آهکی قلیایی قرار دارند. مقدار افت گرمایی (LOI) یا مواد فرار بین ۶ تا ۱۳/۵ درصد است، از این نظر نیز نمونه‌های مورد بررسی قابل مقایسه با سنگ‌های لامپروفیری هستند [۱]. گفتنی است که مقدار اکسیدهای SiO_2 این نمونه‌ها پیش از داده‌پذاری به ۱۰۰ درصد رسانده شده است. این سنگ‌ها غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) (نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)) نشان می‌دهند و مقدار $(La/Yb)N$ در این دایک‌ها از ۲۱ تا ۳۶ در تغییر است. مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۹۱ تا ۰/۹۶ است (شکل ۵) و جدول ۱). در مقایسه با متوسط عناصر خاکی نادر لامپروفیرهای آهکی قلیایی جهان [۱] و همچنین شمال‌غرب ایران [۱]، دایک‌های لامپروفیری منطقه کلیبر از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵ الف).



شکل ۴ الف-نمودار مقدار قلیایی‌ها نسبت به SiO_2 [۲۴] و در گستره قلیایی قرار دارند. ب) نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۵]. گستره انواع لامپروفیرها برگرفته از مرجع [۱] است. پ و ت) نمودار TiO_2 و Al_2O_3 نسبت به MgO نسبت به SiO_2 [۲۵]. اولیوین لامپروفیت و کیمبلیت‌های نوع I و II برگرفته از مرجع [۲۶] است. موقعیت لامپروفیرهای آهکی قلیایی و قلیایی شمال‌غرب ایران [۱۱] در همه نمودارها آورده شده است.

زمین شیمی

براساس نمودار مجموع عناصر قلیایی نسبت به سیلیس، دایک‌های لامپروفیری در گستره تفو-تفولیت تا فنو-تفیریت قرار دارند (شکل ۴ الف). همچنین براساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2 ، این نمونه‌ها در گستره لامپروفیرهای آهکی قلیایی و لامپروفیت‌ها واقع هستند (شکل ۴ ب). مقدار SiO_2 این سنگ‌ها ۴۵ تا ۵۴ درصد، TiO_2 از ۱/۸ تا ۲ درصد، مقدار MgO بین ۴ تا ۸ درصد، K_2O از ۸ تا ۱۰ درصد و مقدار Na_2O بین ۰/۸ تا ۱/۵ درصد است (جدول ۱). نسبت K_2O/Na_2O در این دایک‌ها بین ۵ تا ۱۱ (جدول ۱) بوده و از این نظر از سنگ‌های فراپاتاسیمی محسوب می‌شوند [۲۲]. ویژگی‌هایی چون مقدار SiO_2 ، Al_2O_3 و TiO_2 و همچنین K_2O/Na_2O ، دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی را قابل مقایسه با لامپروفیرهای آهکی قلیایی می‌نماید (جدول ۱).



شکل ۵ نمودارهای عناصر خاکی نادر و عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به (الف) کندریت [۲۷] و (ب) گوشه‌های اولیه [۲۸] دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی.

(غنى شدگی از LILE ها و تهی شدگی از Nb و Ta نشانگر دخالت عوامل پوسته‌ای در تشکیل آنهاست. بالا، مقدار اکسیدهای اصلی، #Mg و عناصر سازگار به شدت نشانگر خاستگاه گوشه‌های آنهاست. بنابراین، تمرکز بالای عناصر خاکی نادر، عناصر کمیاب ناسازگار و درجه پایین ذوب بخشی نشان می‌دهد که ویژگی‌های زمین شیمیایی لامپروفیرهای مورد بررسی نمی‌تواند ناشی از آلایش پوسته‌ای باشد. از این رو، به نظر می‌رسد که ویژگی‌های زمین شیمیایی دیده شده در لامپروفیرهای منطقه ناشی از خاستگاه گوشه‌های آنهاست.

خاستگاه گوشه‌ای و سنگ‌زایی
لامپروفیرهای مورد بررسی دارای مقدار MgO اغلب ۶/۵ تا ۲/۸ درصد وزنی، $\neq \text{Mg}$ با (۰,۷۲ تا ۰,۶۴) و مقدار Ni بالا (۱۷۱-۲۳۶ پی‌پی‌ام) هستند. این نشان می‌دهد که مagmaی اولیه آنها کمی دستخوش فرایند جدایش و دگرگونی شده و ویژگی‌های زمین شیمیایی آنها در ارتباط با خاستگاه گوشه‌های آنهاست. غنى شدگی از LILE ها و وجود ناهنجاری شاخص برای عناصر Nb-Ta در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده نسبت به کندریت (شکل ۵) بیانگر تشکیل آنها از مذاب‌های مربوط به فروراش یا مذاب‌های برآمده از ذوب گوه گوشه‌های است که با عوامل فرورانشی غنى شده‌اند. مقدار بالای TiO_2 و K_2O بیانگر ماهیت قلیایی پتاسیمی مagmaی مربوط به آنها بوده و همچنین فراوانی بالای عناصر ناسازگار و LREE‌ها نشانگر درگیری یک گوشه غنى شده در خاستگاه آنهاست. فرایند دگرنهادی گوشه‌ای و تشکیل مagmaهای قلیایی می‌تواند ناشی

در نمودارهای عنکبوتی، الگوی غنى شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (K, Rb, Ba, U; LILE) و تهی شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (Nb, Ta; HFSE) دیده می‌شود (شکل ۵ ب). الگوی این لامپروفیرها از نظر ویژگی‌های زمین شیمیایی قابل مقایسه با دایک‌های لامپروفیری آهکی‌قلیایی شمال‌غرب ایران [۱۱] و لامپروفیرهای آهکی‌قلیایی [۱] است (شکل ۵).

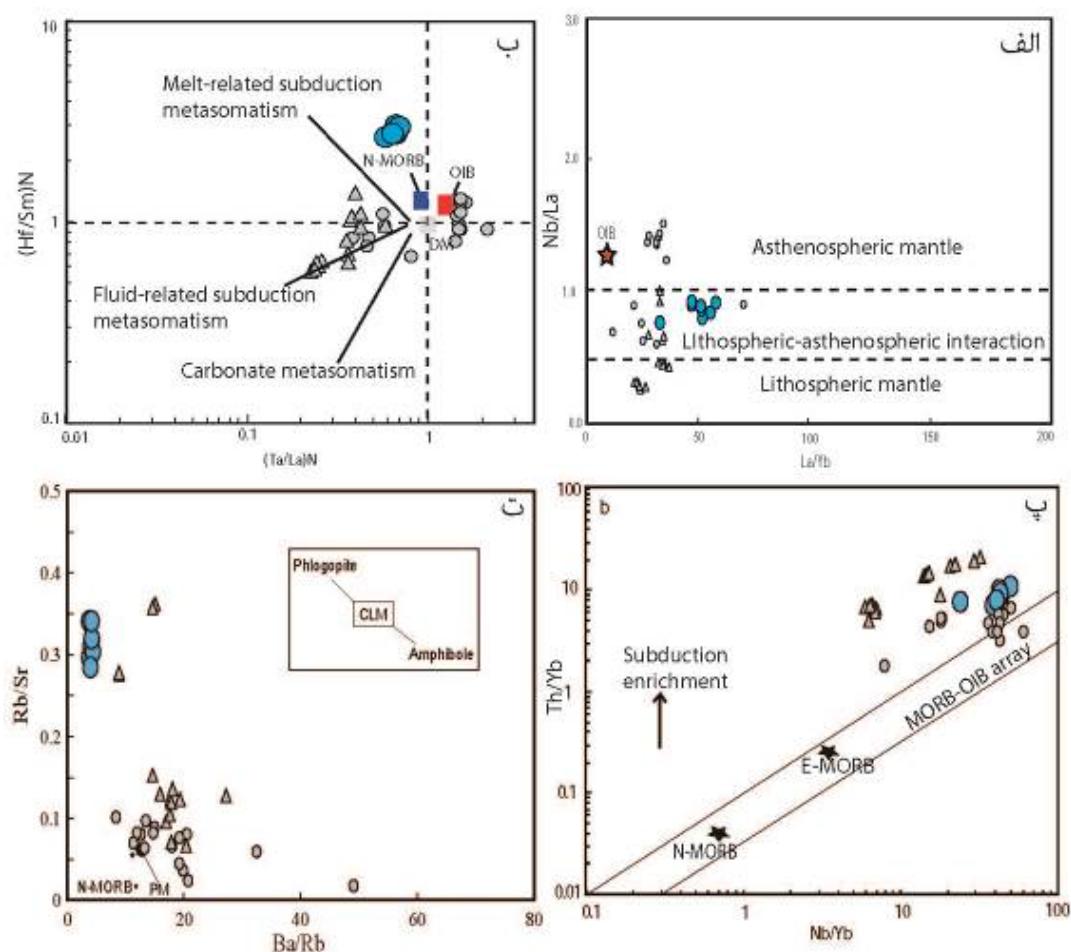
بحث

آلودگی پوسته‌ای و دگرسانی

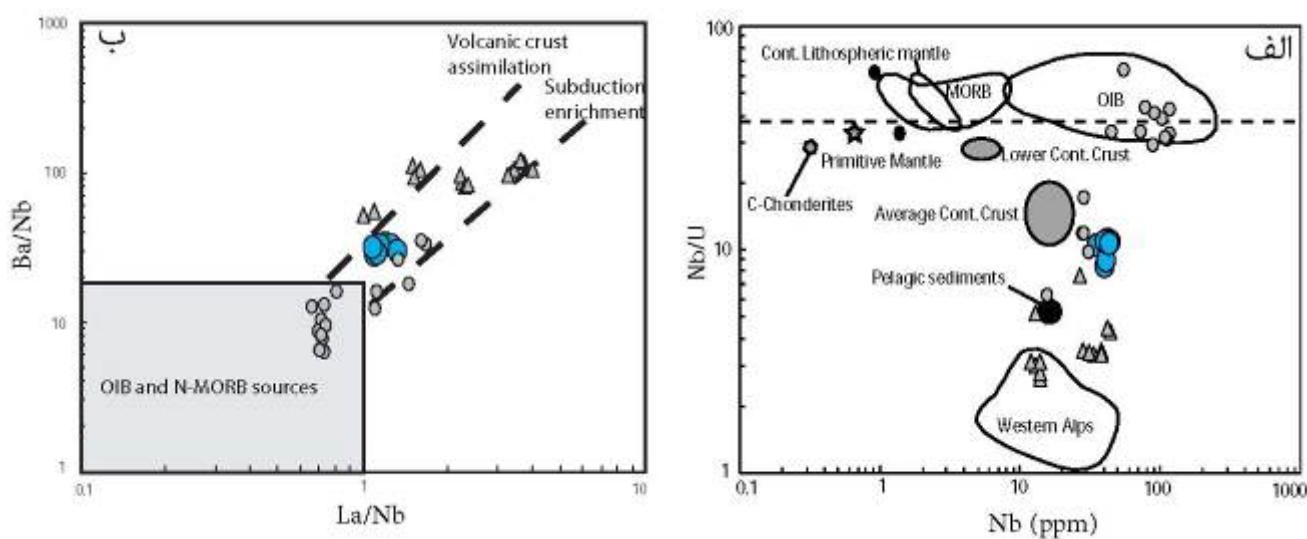
آلودگی پوسته‌ای و دگرسانی گرمابی کانی‌های لامپروفیرها طی جایگزینی متداول است [۱]. بنابراین اثر آلودگی پوسته‌ای و دگرسانی پیش از تفسیر داده‌های زمین شیمیایی باید بررسی شود. براساس نتایج سنگ‌نگاری، اگر چه بلورهای میکا در لامپروفیرهای مورد بررسی سالم هستند ولی بلورهای کلینوپیروکسن و زمینه سنگ با کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند. مقدار بالای عناصر فرار (LOI) در نمونه‌های مورد بررسی نمی‌تواند به دلیل مولفه بالای کانی‌های آبدار (میکا) در آنها باشد. حضور فلوگوپیت در این سنگ‌ها فقط می‌تواند تا حدود ۴ درصد عناصر فرار (OH, F, Cl) در سنگ را به همراه داشته باشد. از این رو به احتمال بسیار سایر عناصر فرار نتیجه تشکیل کلسیت ثانویه و دگرسانی شیشه زمینه سنگ هستند. با توجه به روند ثابت K_2O و Rb با افزایش عناصر فرار (جدول ۱)، دگرسانی اثر چندانی بر فراوانی LILE ها و سایر ویژگی‌های زمین شیمیایی لامپروفیرهای مورد بررسی نداشته است. ویژگی‌های زمین شیمیایی لامپروفیرهای مورد بررسی

عوامل مختلف موثر در دگرنهادی گوشه را نشان می‌دهد (شکل ۶ ب). بر این اساس، نمونه‌های لامپروفیری مینتی مورد بررسی مربوط به الیگومن از یک گوشه غنی‌شده با مذاب‌های فرورانشی تشکیل شده‌اند. این در حالی است که لامپروفیرهای آهکی قلیایی میوسن شمال‌غرب ایران روند گوشه متاثر از هم سیال‌ها و هم مذاب‌های ناشی از فرورانش را نشان می‌دهند. در نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb ، نمونه‌ها کمی بالاتر از آرایه گوشه‌ای و در بخش مagmaهای متاثر از عوامل فرورانشی قرار دارند و این امر در مورد لامپروفیرهای آهکی قلیایی شمال‌غرب ایران صادق است (شکل ۶ پ). چنان‌که بیان شد، از ویژگی‌های magmaهای لامپروفیری غنی‌بودن آنها از سیال است که در تبلور کانی‌های آبدار مانند آمفیبول و بیوتیت (فلوگوپیت) نمود پیدا می‌کند. مولفه غنی از سیال این magmaها به دلیل به ارت رسیدن این ویژگی از خاستگاه گوشه‌ای آنهاست [۳۱، ۳۴]. رویدیدم نسبت به استرانسیوم در شبکه فلوجوپیت جایگزینی بیشتری دارد و از این رو، مقدار Ba نسبت به Rb در آمفیبول‌ها بیشتر است. مقدار افزایش نسبت Rb/Sr در مقایسه با گوشه اولیه گویای حضور فلوجوپیت و بالابودن نسبت Ba/Rb بیانگر حضور آمفیبول در خاستگاه گوشه‌ای است [۳۵]. در لامپروفیرهای مورد بررسی، نسبت Rb/Sr از ۰.۲۸ تا ۰.۳۴ در تغییر است که به شدت نشانگر حضور فلوجوپیت در خاستگاه گوشه‌ای آنهاست (شکل ۶ ت). این امر با غنی‌شدن بسیار K_2O نسبت به Na_2O (جدول ۱) تأیید می‌شود، چرا که مذاب‌های ناشی از ذوب‌بخشی گوشه دارای فلوجوپیت مقدار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ بیش از یک دارند [۳۶] و مقدار این نسبت در لامپروفیرهای مورد بررسی بین ۰.۵۷ تا ۱.۱ است (جدول ۱). نسبت Nb/U نمونه‌ها (۰.۸/۲ تا ۱۰/۸) پایین‌تر از مقادیر اقیانوسی نوع عادی (N-MORB)، بازالت پشت‌های میان اقیانوسی نوع غنی شده (E-MORB) و بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) و در گستره مذاب‌های گوشه‌ای متاثر از عوامل پوسته‌ای است (شکل ۷ الف). در نمودار La/Nb نسبت به Nb ، این نمونه‌ها خارج از مراجع گوشه‌ای OIB و N-MORB به سمت گستره گوشه‌ی غنی‌شده از عوامل فرورانشی قرار دارند (شکل ۷ ب) که بیانگر فروگسیست آنها از مراجع گوشه‌ای اغلب تغییریافته با عوامل فرورانشی است [۵].

از سیال‌ها و یا مذاب‌های آبدار ایجاد شده در پهنه‌های فرورانش باشد [۲۹]. با این وجود، مهاجرت و حفظ مذاب‌های بخشی یا سیال‌های دگرنهاده‌کننده ناشی از گوشه سست کره‌ای به صورت لایه‌ای نازک در مرز گوشه سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای (SCLM) به عنوان عوامل دگرنهادی گوشه‌ای در نظر گرفته می‌شوند [۳۰]. چنین سیال‌های سبب تشکیل رگه‌های فلوجوپیت و کلینوپیروکسن دگرنهاده در گوشه سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای می‌شوند، به طوریکه این رگه‌ها عناصر ناسازگار و سیال‌های مذاب‌های بخشی را تأمین می‌کنند، این در حالی است که عناصر سازگار توسط پریدوتیت میزان رگه‌ها تأمین می‌شوند [۳۱]. بررسی‌های تجربی نشان می‌دهد که فلوجوپیت تا فشار ۱۲-۱۱ گیگاپاسکال در تعادل با پیروکسن پایدار است و این مجموعه با افزایش فشار به گارنت و آمفیبول و الیوین تبدیل می‌شود [۳۲]. مقدار بالای TiO_2 (۱/۸ تا ۱/۹۶ درصد وزنی)، Nb (۳۶/۴ تا ۴۵/۴ پی‌پی‌ام)، La (۴۶/۵ تا ۵۵/۶ پی‌پی‌ام) و نسبت بالای Nb/La (0.74) و نسبت پایین Nb/Yb (0.91-0.91) نشانگر درگیری گوشه‌ی سست کره‌ای در خاستگاه آنهاست. این امر با نمودار La/Yb نسبت به Nb/La تایید می‌شود، چرا که نمونه‌های مورد بررسی از خاستگاه گوشه سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای و همراه با درگیری گوشه سست کره‌ای شکل گرفته‌اند (شکل ۶ الف). مقدار پایین Y (۰.۶۱-۰.۴۲)، Sm (الف)، Nb (۰.۷۵) بهنجارشده نسبت به گوشه اولیه (بیش از ۰.۷۵) نشان‌دهنده حضور گارنت باقی‌مانده در خاستگاه گوشه‌ای این سنگ‌هاست [۳۳]. مقدار متوسط نسبت $\text{Nb/La} = 0.74-0.91$ (برای مثال $\text{HFSE/LREE} = \text{Nb/La} = 0.74-0.91$) نشانگر دخالت مولفه گوشه سست کره‌ای همراه با خاستگاه گوشه سنگ کره‌ای است (شکل ۶ الف). الگوی عناصر خاکی نادر بهنجارشده نسبت به کندریت (شکل ۵ الف) نشانگر فروگسیست magmaهای لامپروفیرهای مورد بررسی از یک گوشه دگرنهاده در گستره پایداری گارنت ($\text{Gd}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}} = 2.64-4.76$) بوده، در حالی که ناهنجاری منفی Nb-Ta در نمودارهای عنکبوتی بیانگر یک خاستگاه در معرض سیال‌های برآمده از فرایند فرورانش است. متوسط نسبت‌های عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشه اولیه نمونه‌ها ($\text{Hf}/\text{Sm} = 0.44$ و $\text{Ta}/\text{La} = 0.67$) نشان‌دهنده خاستگاه گوشه‌ای غنی‌شده از عناصر ناسازگار است (مقادیر گوشه‌ای $\text{Ta}/\text{La} = 0.06$; $(\text{Hf}/\text{Sm})_{\text{PM}} = 0.3$ و $(\text{Ta}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.28$). نمودار



شکل ۶ الف) نمودار Nb/La نسبت به La/Yb [۳۷] ب) نمودار $(\text{Hf}/\text{Sm})_N$ نسبت به $(\text{Ta}/\text{La})_N$ [۳۸]. پ) نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۳۹]. ت) نمودار Rb/Sr نسبت به Ba/Rb [۲۵].



شکل ۷ الف) نمودار Nb/U نسبت به Nb/Nb [۳۹] و ب) Ba/Nb نسبت به La/Nb [۵] و داده‌های مراجع گوشه‌ای [۲۸] برای شناسایی دخالت عوامل فرورانشی در خاستگاه لامپروفیرهای مورد بررسی.

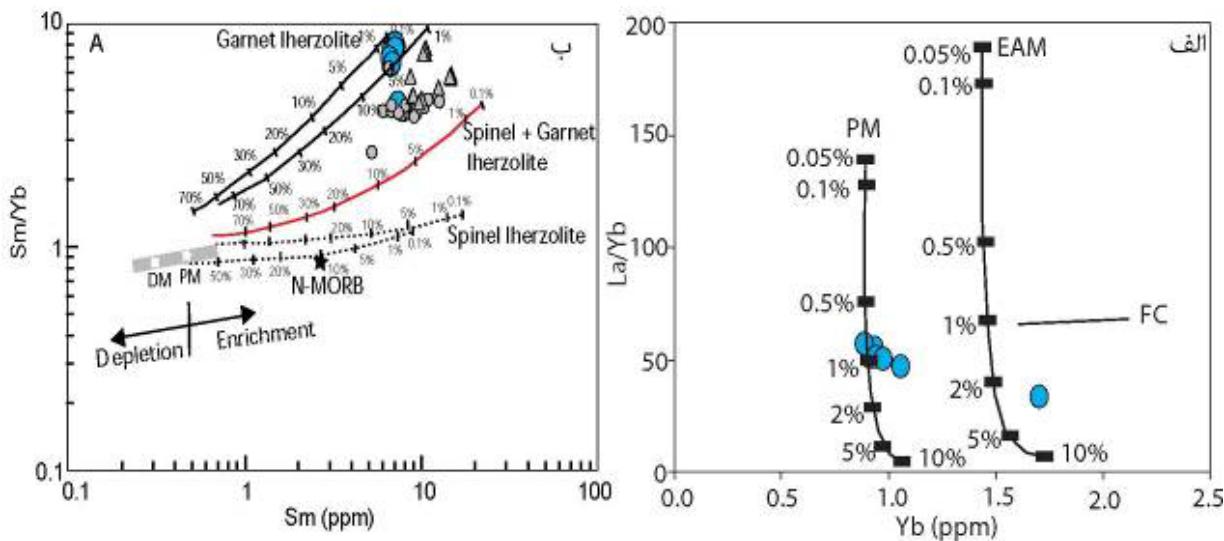
مورد بررسی بیشتر بوده است. از این رو به نظر می‌رسد که ضخامت سنگ کره در زمان الیگومن در منطقه ارسباران نسبت به میوسن بیشتر بوده است.

مقدار Ni ≠ Mg شاخص مهم برای ارزیابی ماقماهای Ni ≠ Mg اولیه هستند [۴۴]. این نمونه‌ها دارای مقدار O, MgO, Cr و (جدول ۱) قابل مقایسه با ماقماهای برآمده از گوشته هستند و دچار فرایند جدایش بلورین و آلیش قابل ملاحظه‌ای نشده‌اند. این امر در نمودار شکل ۸ الف دیده می‌شود که جز یک نمونه، اغلب نمونه‌های لامپروفیری مورد بررسی به سمت روند جدایش بلوری سوق پیدا نکرده‌اند.

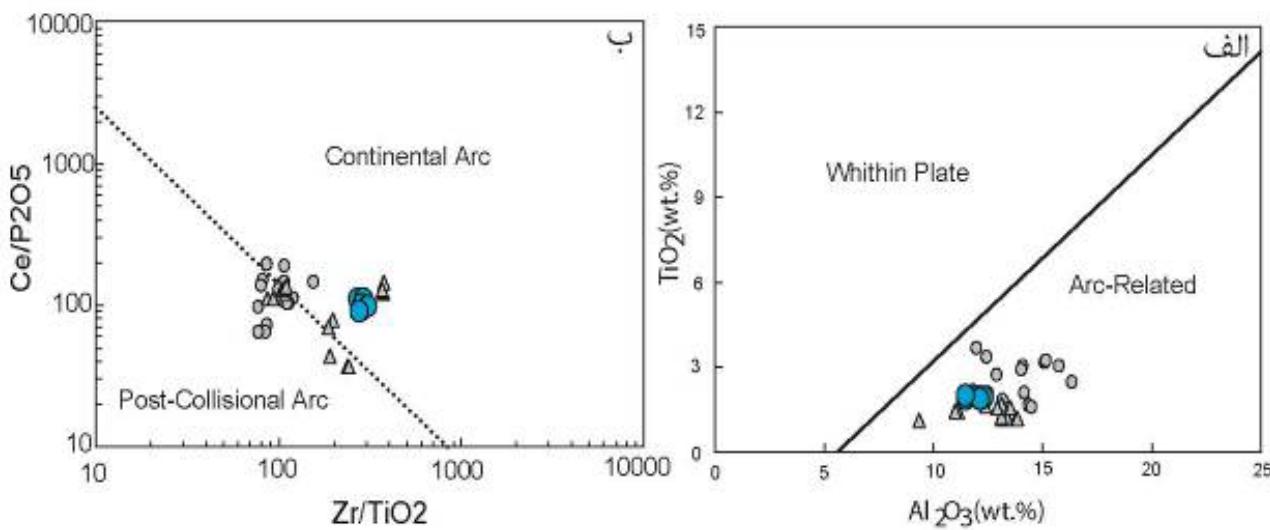
محیط زمین‌ساختی و کاربرد زمین‌ساختی ماقمایی لامپروفیرها در نظامهای زمین‌ساختی مختلف شامل محیط‌های کوه‌زایی و غیرکوه‌زایی گزارش شده‌اند [۱۲]. برای تعیین محیط جایگزینی دایک‌های لامپروفیری الیگومن منطقه کلیر از نمودارهای دو متغیره TiO_2 نسبت به Al_2O_3 و همچنین Ce/P_2O_5 نسبت به Zr/TiO_2 [۱۲] استفاده شده است (شکل ۹). بر این اساس، نمونه‌های لامپروفیری در محیط مربوط به قوس آتش‌فشانی واقع هستند. نمونه‌های لامپروفیری آهکی قلیایی میوسن اغلب در محیط پس از برخورد قرار دارند، در حالی که نمونه‌های مورد بررسی با سن قدیمی‌تر و الیگومن در محیط مربوط به قوس آتش‌فشانی واقع هستند (شکل ۹).

مدل‌سازی سنگ زایی

Lu/Hf, Al_2O_3/TiO_2 (5.9 – 6.5) و (Gd/Yb) (0.01-0.02) (12-16 ppm) (Y) و نسبت بالای (Gd/Yb)_N (4, ۳, ۸) و همچنین الگوی جدایش یافته عناصر خاکی نادر (Dy/Yb)_N = 1.36-2.5) نشانگر اثر خاستگاه گوشته غنی‌شده است. همچنین مقدار بالای (La/Yb) (45-56) حضور گارنت در خاستگاه را نشان می‌دهد. برای ارزیابی درجه ذوب بخشی گوشته غنی‌شده، محاسبات ذوب دسته‌ای غیر مود برای یک گوشته دارای گارنت همراه با فلوگوپیت به عنوان فاز آبدار [۲۸] انجام شد. گوشته اولیه (PM) (EAM) و گوشته سست کرهای غنی‌شده (EAM) [۴۲]، به عنوان ترکیب خاستگاه فرض شدند. بر اساس شکل ۸ الف، می‌توان پیشنهاد کرد که مذاب‌های لامپروفیری مورد بررسی از ذوب بخشی یک گوشته اولیه دگرنماده دارای فاز آبدار فلوگوپیت ایجاد شده‌اند. همچنین براساس نمودار Sm/Yb نسبت به Sm [۴۲]، نمونه‌ها در گستره گوشته غنی‌شده و از ذوب بخشی ۳-۱ درصد گوشته گارنت‌لرزولیتی ایجاد شده‌اند (شکل ۸ ب). در مقایسه با لامپروفیرهای آهکی قلیایی شمال‌غرب ایران، گارنت در خاستگاه لامپروفیرهای مینتی الیگومن منطقه کلیر غالب بوده و این در حالی است که لامپروفیرهای آهکی قلیایی میوسن منطقه آذربایجان از خاستگاه اسپینل-گارنت‌لرزولیتی تشکیل شده‌اند. این نشان می‌دهد که عمق خاستگاه لامپروفیرهای شده‌اند. این نشان می‌دهد که عمق خاستگاه لامپروفیرهای



شکل ۸ (الف) نمودار La/Yb نسبت به Yb [۵] برای لامپروفیرهای مورد بررسی همراه با منحنی‌های ذوب دسته‌ای غیرمود گوشته اولیه گارنت‌دار (PM) [۲۸] و گوشته سست کره ای غنی‌شده (EAM) [۴۲]. داده‌های کانی‌شناسی مراجع گوشته‌ای (EAM) برگرفته از مرجع [۴۴] است. (ب) نمودار Sm/Yb نسبت به Sm [۴۲].



شکل ۹ (الف) نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 و (ب) نمودار $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ نسبت به Zr/TiO_2 [۱۲]. نشانه‌ها مانند شکل ۴ هستند.

ماهیت فراپاتاسیمی است و از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست با بزرگ یون (HFSE) غنی‌شدگی و از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFS) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. با توجه به نسبت‌های عناصر کمیاب، ماقمای مرتبه به لامپروفیرهای منطقه از ذوببخشی ۳-۱ درصدی یک گوشه مخلوط سنگ کره‌ای و سست کره‌ای گارنت‌لروزولیتی ایجاد شده که پیشتر توسط مذاب‌های فرورانشی دگرنهاده شده است. براساس سن‌سنگی آرگون-آرگون، لامپروفیرهای مورد بررسی در الیگوسن میانی جایگزین شده‌اند و این امر نشان می‌دهد که فعالیت ماقمایی لامپروفیری در منطقه شمال‌غرب ایران رخ می‌داده و فعالیت آذرین نفوذی مونزونیتی منطقه ارسباران با جایگزینی دایک‌های لامپروفیری نوع مینت آغاز شده است.

مراجع

- [1] Rock N.M.S., "Lamprophyres. Blackie and Son", Glasgow (285 pp.) (1991).
- [2] Woolley A. R., Bergman S. C., Edgar A. D., Le Bas M. J., Mitchell R. H., Rock N. M. S., Scott-Smith B. H., "Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks", Canadian Mineralogist 34 (1996) 175–186.
- [3] Le Maitre R. W., "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences,

دایک‌های مورد بررسی از نوع لامپروفیرهای آهکی قلیایی و مینت هستند که این سنگ‌ها بیشتر از محیط‌های کوهزایی گزارش شده‌اند [۱۱، ۱۲]. براساس بررسی‌های انجام شده فعالیت ماقمایی لامپروفیری در منطقه شمال‌غرب ایران شامل انواع لامپروفیرهای قلیایی و آهکی‌قلیایی است که لامپروفیرهای قلیایی بیشتر به کرتاسه و انواع آهکی‌قلیایی به میوسن وابسته دارند [۱۱]. براساس نتایج سن‌سنگی، لامپروفیرهای آهکی‌قلیایی مورد بررسی مربوط به الیگوسن (۳۲-۳۱ میلیون سال پیش) هستند. این امر نشان می‌دهد که فعالیت ماقمایی لامپروفیری آهکی‌قلیایی پیش از میوسن و در دوره الیگوسن نیز رخ می‌داده و ذوببخشی خاستگاه گوشه دگرنهاده در دوره طولانی از الیگوسن تا میوسن در شمال‌غرب ایران سبب جایگزینی انواع دایک‌های لامپروفیری آهکی‌قلیایی شده است.

برداشت

در منطقه جنوب و جنوب‌شرق کلیبر، دایک‌های متعددی از نوع بازانیتی، لامپروفیری و آندزیتی رخنمون دارند. دایک‌های لامپروفیری از نوع مینت با اندازه‌های مختلف و روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق درون نهشته‌های کرتاسه نفوذ کرده‌اند این دایک‌ها دارای بافت لامپروفیری و درشت‌بلورهای بیوتیت و شکل‌های دروغین بلورهای کلینوپیروکسن هستند. ماقمایی مربوط به دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی، اولیه و دارای

- Geochronology*", Ore Geology Reviews: 70 (2015) 385–406.
- [12] Muller D., Groves D.I., "Tectonic settings of Potassic Igneous rocks In Potassic Igneous Rocks and Associated Gold–Copper Mineralization", Mineral Resource Reviews (2019) 31-71.
- [13] Moeinzadeh Mirhosseini S. H., Raeisi D., "Geochemistry and Petrogenesis of lower to middle Paleozoic alkaline lamprophyre dikes of Hour Village", north east of Kerman.Petrology, (2015) 147-162 (in Persian).
- [14] Tabatabaei Manesh S.M., Veysi S., "Thermobarometry and mineral chemistry of Central Iran Permo-Triassic lamprophyres in Chahrisseh Region, northeast Isfahan", Iranian Journal of crystallography and mineralogy, 29 (2) (2012) 463-478.
- [15] Bahrampour A., Ghadami Gh.R., Atapour H., Poosti M., Ahmadipour H., "Petrography, Mineral Chemistry And Origin Of Lamprophyric Dykes From Sareashk Village, South West Of Ravar-Kerman", Geosciences, V. 28 No. 111 ; 3 -16.
- [16] Aghazadeh M., Badrzadeh Z., "Petrology and petrogenesis of alkaline and calc-alkaline lamprophyres In The Nw Iran", Geosciences, 87 - 102 (2015).
- [17] Gharehchahi Z., Moayyed M., Ahmadiyan J., Murata M., "Mineral Chemistry And Petrogenesis Of Calc-Alkaline Lamprophyric dikes At Sungun And Haftcheshme Mines (Alborz-Azarbaijan Zone, Iran)", Geosciences, V. 27 , No.105 (2017) 47- 60.
- [18] Mehrpartou M., Kh. Nazer N., "Geological map of Kaleybar (scale 1:100.000)", Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian) (1999).
- [19] Chen W., Zhang Y., Zhang Y. Q., Jin G. S., Wang Q. L., "Late Cenozoic episodic uplifting in southeastern part of the Tibetan plateau: evidence from Ar–Ar thermochronology", Acta Petrol. Sin., 22, 867–872 (2006) (in Chinese with English abstract).
- [20] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., "Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran", Geological Magazine 148 (5-6), (2011) 980-1008.
- [21] Hassanpour Sh., "The alteration, mineralogy and geochronology (SHRIMP U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of copper-bearing Anjerd skarn", Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks", Oxford: Blackwell, 193 pp (1989).
- [4] Pankaj P., Giri RK, Rao NVC., Chakrabarti R., "Mineralogy and petrology of shoshonitic lamprophyre dykes from the Sivarampeta area, diamondiferous Wajrakarur Kimberlite Field, Eastern Dharwar craton, Southern India", Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, J-STAGE Advance Publication. doi:10.2465/jmps.191004b (2020).
- [5] Pandey A., Chalapathi Rao N.V., Chakrabarti R., Pandit D., "Petrogenesis of a Mesoproterozoic shoshonitic lamprophyre dyke from the Wajrakarur kimberlite field, southern India: Geochemical and Sr–Nd isotopic evidence for a modified sub-continental lithospheric mantle source". Lithos, 292–293 (2017) 218–233.
- [6] Orejana D., Villaseca C., Billström K., Paterson B.A., "Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within western Europe", Contributions to Mineralogy and Petrology, 156 (2008) 477–500.
- [7] Stoppa F., Rukhlov A.S., Bell K., Schiazza M., Vichi G., "Lamprophyres of Italy: early Cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany", Italy. Lithos, 188 (2014) 97–112.
- [8] Lu Y.J., McCuaig TC., Li,ZX. Jourdan F., Craig J.R.Hart CJR., Zeng-QianHou Z.Q., S.H., "Paleogene post-collisional lamprophyres in western Yunnan, western Yangtze Craton: mantle source and tectonic implications", Lithos, Vol. 233 (2015) 139-161.
- [9] Ma L., Jiang S.Y., Hou M.L., Dai B.Z., et al. "Geochemistry of Early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China Craton", Gondwana Research, 25 (2014) 859–872.
- [10] Karsli O., Dokuz A., Kaliwoda M., Uysal I., et al., "Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction related environment", Lithos, 196 (2014) 181–197.
- [11] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L., "Temporal-Spatial Distribution and Tectonic Setting of Porphyry Copper Deposits in Iran: Constraints Zircon U-Pb and Molybdenite Re-Os

- magma genesis in subduction zones*", Geophys. Res. Lett., 17 (1990) pp. 29-32.
- [33] McKenzie D., "O' Nions, R.K. (1991) *Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations*", Journal of Petrology, 32 (1990) 1021–1091.
- [34] Batki A., Pál-Molnár E., Dobosi G., Skelton A., "Petrogenetic significance of ocellar camptonite dykes in the Ditrău Alkaline Massif", Romania. Lithos, v. 200-201 (2014) pp. 181-196.
- [35] Furman T., Graham D., "Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system; geochemical evidence from the Kivu volcanic province", Lithos 48 (1999) 237–262.
- [36] Wilson M., Downes H., "Tertiary-Quaternary extension related alkaline magmatism in Western and Central Europe", Journal of Petrology, 32 (1991) 811-849.
- [37] Smith E. I., Sanchez A., Walker J. D., Wang K., "Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle", Journal of Geology 107 (1999) 433–448.
- [38] La Flèche M.R., Camiré G., Jenner G.A., "Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Québec, Canada", Chemical Geology, 148 (1998) 115–136.
- [39] Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23 (1995) 251–285.
- [40] Owen J.P., "Geochemistry of lamprophyres from the Western Alps, Italy: implications for the origin of an enriched isotopic component in the Italian mantle", Contributions to Mineralogy and Petrology, 155 (2008) 341–362.
- [41] Miller C., Schuster R., Klötzli U., Frank W., Purtscheller F., "Postcollisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis", Journal of Petrology, 40 (1999) 1399-1424.
- [42] Seghedi I., Downes H., Vaselli O., Szaka' cs A., et al., "Postcollisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review", Tectonophysics, 393 (2004) 43–62.
- north of the Shayvar nternational Journal of Earth Sciences 102 (3), 687-699.
- [22] Peccerillo A., "Potassic and ultrapotassic rocks: Compositional characteristics, petrogenesis, and geologic significance", Episodes 1992; 15(4) (1992) 243-251.
- [23] Le Maître R. W., "Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences", Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press (2002) 236 p.
- [24] Kuno H., "Differentiation of Basalt Magmas. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A., Eds., Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition", Interscience Publishers, New York, (1968) 623-688.
- [25] Peccerillo R., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.
- [26] Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K., "Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: Unconventional diamondiferous volcaniclastic rocks", Precambrian Research, 138, (2005) 57–87.
- [27] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757–775.
- [28] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London, Special Publication 42 (1989) 313-345.
- [29] Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B., "Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar craton (India)", Precambrian Research, 127 (2003) 102–123.
- [30] McKenzie D., "Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle.", Earth Planet. Sci. Lett. Vol.95, 53-72.
- [31] Foley S.F., "Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints", Lithos 28 (1992) 187–204.
- [32] Sudo A., Tatsumi Y., "Phlogopite and K-amphibole in the upper mantle: Implication for

- [44] Wallace P., Carmichael I. S. E., “*Minette lavas and associated leucitites from the western front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry and origin*”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 103 (1989) 470–492.
- [43] Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., “*Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey*”, Journal of Volcanology and Geothermal Research102 (2000) 67-95.