

سنگ‌شناسی و پتروژنز لامپروفیرهای آلکالن و کالک آلکالن شمال باختر ایران

مهرج آقازاده^{۱*} و زهرا بدرزاده^۱

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۴/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۱۵

چکیده

در شمال باختر ایران انواع لامپروفیرهای غنی از آمفیبول و غنی از بیوتیت بیشتر به صورت دایک رخمون دارند و نهشته‌های پیش از پلیوسن را قطع می‌کنند. لامپروفیرهای مورد مطالعه در مناطق ارسباران، شبه‌جزیره اسلامی و رشته ارتفاعات میشو رخمون دارند. بر پایه مطالعات بلورشمی لامپروفیرهای غنی از آمفیبول دارای کانی‌شناسی عمده آمفیبول نوع کرسوتیتی، کلینوپروکسن نوع دیوپسید در یک زمینه‌ای از بلورهای فلدسپار و شیشه قرار دارند. این نوع لامپروفیرها گاه دارای بلورهای الیون و بیوتیت هستند. لامپروفیرهای غنی از میکا دارای کانی‌های میکا با ترکیب فلوگوپیت و کلینوپروکسن دیوپسیدی در یک زمینه شیشه‌ای هستند. بر پایه مجموعه کانیایی، شیمی کانی‌ها و همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی لامپروفیرهای غنی از آمفیبول از نوع آلکالن و ترکیب کامپوتیتی-سانائیتی و میکا لامپروفیرها از نوع کالک آلکالن و ترکیب مینت را دارند. لامپروفیرهای آلکالن ویژگی‌های ماگماهای نوع OIB را نشان می‌دهند در حالی که لامپروفیرهای کالک آلکالن ویژگی‌های ماگماهای محیط‌های فرورانشی را دارند. لامپروفیرهای آمفیبول دار سرخه ویژگی‌های حدواسط بین دو گروه آلکالن و کالک آلکالن را دارند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی هر دو نوع لامپروفیرهای آلکالن و کالک آلکالن از گوشته نوع اسپینل گارنت لرزولیت حاوی کانی‌های آبدار منشأ گرفته‌اند. ماگمای لامپروفیرهای کالک آلکالن از گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده توسط عوامل فرورانش و غنی از فلوگوپیت و لامپروفیرهای آلکالن از گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده توسط گوشته ژرف و غنی از آمفیبول نشأت گرفته‌اند و در پتروژنز لامپروفیرهای آمفیبول دار سرخه هر دو نوع گوشته دخالت داشته است. لامپروفیرهای آلکالن و کالک آلکالن مورد مطالعه در یک محیط پس از برخورد جایگزین شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: لامپروفیر، آلکالن، کالک آلکالن، پتروژنز، ایران.

***نویسنده مسئول:** مهرج آقازاده

E-Mail: Mehrajaghazadeh@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

اقیانوسی و ماگماتیکم وابسته را در زمان کرتاسه و اوایل تشریری تحمل کرده است (Alavi, 1996). در منطقه آذربایجان به دلیل همگرایی نوارهای آتشفشانی-نفوذی ارومیه - دختر و البرز، ماگماتیکم در دوره تشریری پیچیده‌تر است. در این منطقه انواع ماگماتیکم مرتبط با فرورانش، همزمان با برخورد، پس از برخورد و درون قاره‌ای شناسایی شده است (Aghazadeh et al., 2011). ماگماتیکم تشریری به طور گسترده در جای‌جای این منطقه رخمون دارد به‌طوری که در برخی مناطق ولکانیکم شدید نهشته‌های پیشین را پوشانده و نهشته‌های مربوط به دوره‌های پیشین بیشتر در امتداد گسل‌های ژرف بروز دارند. آخرین تظاهر ماگماتیکم در منطقه شامل ولکانیکم شدید کواترنری است که ولکانیکم یادشده در استراتوولکان‌های سهند و سیلان آشکارتر است.

در منطقه شمال باختر ایران و آذربایجان رخمون‌های بسیاری از سنگ‌های لامپروفیری با ماهیت مختلف حضور دارند (Aghazadeh et al., 2010; Hajalilou et al., 2009; Moayyed et al., 2008; ۱۳۸۸؛ شیردل، ۱۳۸۸). رخمون‌های لامپروفیرها عمدتاً از مناطق ارسباران، شبه‌جزیره اسلامی و کوه‌های میشو گزارش شده است. در این مطالعه سعی شده است که سنگ‌شناسی و پتروژنز لامپروفیرهای شناسایی شده مختلف در منطقه آذربایجان مورد بحث قرار گیرد و مقایسه سنگ‌شناختی از این سنگ‌ها به عمل آمده و ویژگی‌های گوشته مولد ماگمای این سنگ‌ها مورد ارزیابی قرار گیرد. پژوهش حاضر شامل مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل ارزیابی‌های صحرایی و شناسایی رخمون‌های سنگ‌های لامپروفیری در مناطق مختلف منطقه مورد مطالعه و ارزیابی روابط آنها با سنگ‌های دربرگیرنده و تقدم و تأخر زمانی آنها است. مطالعات آزمایشگاهی شامل تهیه مقاطع نازک، مطالعات میکروسکوپی، آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها، تجزیه شیمیایی نمونه‌ها است. در نهایت پردازش داده‌های حاصل و تعبیر و تفسیر آنها صورت گرفته است. برای بررسی ویژگی‌های لامپروفیرهای مورد مطالعه ۲۷ نمونه از آنها انتخاب و برای عناصر اصلی و کمیاب و خاکی کمیاب به روش ICP-MS و XRF در

لامپروفیرها شاخه‌ای از سنگ‌های آلکالن غنی از CO_2 و H_2O هستند که دامنه ترکیبی سدیک تا پتاسیک و اولترابازیک تا متوسط دارند (Rock, 1991). آنها سنگ‌های نیمه‌ژرف مزوکرات تا ملانوکرات با بافت پانایدومورف، حاوی درشت‌بلورهای فراوان کانی‌های فرومنیزین در انواع مافیک هستند. در این سنگ‌ها معمولاً فلدسپارها در زمینه و به صورت ریزبلور حضور دارند (Rock, 1991; Woolley et al., 1996). معمولاً لامپروفیرها نفوذی‌های پس از زمین‌ساختی (Post-Tectonic) هستند که به صورت دایک و یا سیل رخ می‌دهند. آنها برحسب طبیعت ماگماتیکشان به انواع آلکالن، کالک آلکالن، اولترامافیک و لامپروفیتی تقسیم‌بندی شده‌اند (Rock, 1991). هر یک از انواع یادشده بر حسب تغییر ترکیب کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و محیط تشکیل، از همدیگر متمایزند. این سنگ‌ها ممکن است عامل کانی‌زایی برای برخی از عناصر فلزات پایه و همچنین طلا باشند (Seifert, 2008).

پهنه آذربایجان، به دلیل تنوع رخدادهای ماگمایی، دگرگونی، رسوبی و زمین‌ساختی و پیچیدگی‌های زمین‌شناسی حاکم بر آن، از جایگاه ویژه‌ای در زمین‌شناسی ایران برخوردار بوده و به واسطه پیچیدگی و عدم مطالعات دقیق زمین‌شناسی، بیشتر نظریات متفاوتی در مورد تاریخچه زمین‌شناسی و زمین‌ساختی آن ارائه شده است. این امر همچنین می‌تواند به دلیل قرارگیری این بخش در منتهی‌الیه شمال باختری ایران و عدم آشنایی دقیق با ادامه شمالی این پهنه (کشورهای آذربایجان و ارمنستان و ترکیه) باشد. Innocenti et al. (1982) واحدهای ساختمانی باختر ایران، آذربایجان و خاور ترکیه تا ترکیه مرکزی را توسط دو نوار کوهزایی مشخص کرده‌اند: نوار توروس و سری ایران مرکزی در جنوب و نوار پونتی، قفقاز کوچک و البرز (آذربایجان) در شمال. بنابراین در این تقسیم‌بندی بخش شمالی آذربایجان با قفقاز کوچک و کوه‌های پونتوس در ترکیه و بخش جنوبی آن با ایران مرکزی و باختر ایران تا رشته توروس در ترکیه مقایسه شده است.

منطقه شمال باختر ایران و بیشتر آذربایجان، همانند ایران مرکزی بخشی از ابرقاره گندوانا بوده‌اند که در تریاس بالایی به اوراسیا پیوسته و رخداد فرورانش پوسته

از حاشیه دایک‌ها به سوی مرکز بافت و ابعاد درشت‌بلورها افزایش می‌یابد به‌طوری که در مرکز دایک‌ها، بلورهای میکا با ابعاد تا بیش از ۵ سانتی‌متر نیز دیده شده است (شکل ۲). این دایک‌ها غنی از درشت‌بلور هستند به‌طوری که در بخش‌های مرکزی فراوانی درشت‌بلورهای میکا تا ۵۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. لامپروفیرهای آمفیبول‌دار در دره سرخه و الماس تسوج شناسایی شده‌اند. در دره سرخه این دایک‌ها نهشته‌های سازند سرخ بالایی و در دره الماس نهشته‌های سازند کهر را قطع کرده‌اند. لامپروفیرهای آمفیبول‌دار به صورت دایک‌هایی با ابعاد ۱ تا ۲ متر عرض و طول تا ۳۰۰ متر رخنمون دارند. این دایک‌ها بیشتر رنگ خاکستری تیره و بافت پورفیری دارند. دایک‌ها حاشیه زود سرد شده همانند لامپروفیرهای میکادار دارند و به سوی مرکز ابعاد درشت‌بلورهای آمفیبول و نیز بافت کلی سنگ درشت می‌شود. به‌طوری که در بخش‌های مرکزی دایک، سنگ منظره پگماتوئیدی به خود می‌گیرد و طول بلورهای آمفیبول تا بیش از ۳ سانتی‌متر نیز گسترش می‌یابد. در این منطقه هیچگونه ارتباط زمانی بین انواع دایک‌های لامپروفیری غنی از میکا و نوع غنی از آمفیبول دیده نشد.

۲-۲. شبه‌جزیره اسلامی

شبه‌جزیره اسلامی که در بخش خاوری دریاچه ارومیه قرار دارد به صورت یک استراتوولکان با ریخت‌شناسی مخروطی است. این استراتوولکان شامل یک کالدرای ریزشی در بخش مرکزی است. ریزش کالدرای با نفوذ دما و نفوذی‌های تراکیتی و سینیتی دنبال شده است. عمده رخنمون‌های موجود در این استراتوولکان شامل یک توالی از تفریت، لوسیت تفریت، بازانیت و لوسیت بازانیت و سنگ‌های آذرآواری وابسته است. کهن‌ترین رخنمون‌ها در شبه‌جزیره اسلامی شامل یک توالی از تفریت تا لوسیت تفریت و بازانیت تا لوسیت بازانیت با میان‌لایه‌های آذرآواری هستند. سنگ‌های آذرآواری شامل انواع لاهار، برش آتشفشانی آگلومرا و توف هستند. برخی دایک‌های تغذیه‌کننده با سنگ‌شناسی مشابه نیز در منطقه به‌ویژه در بخش‌های مرکزی استراتوولکان دیده می‌شوند. بر پایه نظر Moin Vaziri (1985) این استراتوولکان در طول دو دوره فوران اصلی تشکیل شده است که نهشته‌هایی از تفریت تا تراکیت را تشکیل می‌دهد. در طول چرخه اولیه، گدازه‌های تفریتی لوسیت‌دار و واحدهای آذرآواری تشکیل شده است. در چرخه بعدی گدازه‌های فنو- تفریتی همراه با تفریت لوسیت‌دار و نهشته‌های آذرآواری با ترکیب فنولیتی تشکیل شده است. این چرخه‌های آتشفشانی با نفوذ دایک‌ها و آپوفیزهای لوسیت تفریت، فنولیت- لوسیت، تراکی‌آندزیت و تراکیت دنبال شده است. بر پایه سن‌سنجی‌های K-Ar از واحدهای مختلف (Moradian-ShahrBabaky, 1997) تراکیت‌ها سن 6.5 ± 1 میلیون سال، تراکی‌آندزیت‌ها دامنه سنی از 8 ± 2 میلیون سال (سن بیوتیت)، 12.1 ± 1 میلیون سال (سن سانیدین) تا 15.7 ± 1 میلیون سال (سن هورنبلند) را دارا هستند.

دایک‌های لامپروفیری آخرین تظاهر ماگماتیک در استراتوولکان شبه‌جزیره اسلامی هستند. این دایک‌ها بیشتر در بخش‌های مرکزی این استراتوولکان رخنمون داشته و ابعاد متغیری نشان می‌دهند به‌طوری که عرض دایک‌ها از ۵/۳ تا ۳ متر و طول آنها از ۵۰ تا ۲۰۰ متر در تغییر است. دایک‌ها روند عمومی شمال باختر - جنوب خاور دارند و گاه روند آنها توسط گسل تغییر یافته است. دایک‌های لامپروفیری افزون بر اینکه نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌های تفریتی و بازانیتی را قطع می‌کنند، گاهی در مرکز دایک‌های بازانیتی و لوسیتی به صورت سیستم دایک در دایک تزریق شده‌اند (شکل ۲). در رخنمون‌های سطحی دایک‌ها رنگ خاکستری تیره دارند. دایک‌های لامپروفیری حاشیه زود سرد شده داشته و از حاشیه به سمت مرکز بر ابعاد درشت‌بلورها و همچنین بلورهای زمینه افزوده می‌شود (شکل ۲). بیشتر این دایک‌ها حاوی درشت‌بلورهای میکا هستند و از نوع لامپروفیرهای میکادار به‌شمار می‌روند. فراوانی درشت‌بلورهای میکا ۳۰ تا ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. زمینه دایک‌ها از کانی‌های میکا و نیز پیروکسن و کانی‌های دگرسان شده تشکیل شده است.

آزمایشگاه‌های Als Chemex و SGS کشور کانادا آنالیز شدند. برای آنالیز سعی شد که نمونه‌های سالم از رخنمون‌های مختلف لامپروفیرها انتخاب شوند. برای این امر، ۲ نمونه از لامپروفیرهای توده خاکند، ۹ نمونه از لامپروفیرهای هوراند، ۵ نمونه از لامپروفیرهای غنی از آمفیبول، ۶ نمونه از لامپروفیرهای غنی از میکا در رخنمون‌های منطقه سرخه مرند و ۵ نمونه از لامپروفیرهای شبه‌جزیره اسلامی مورد آنالیز قرار گرفتند. همچنین ۴ نمونه از آنالیزهای ارائه شده توسط Moayyed et al. (2008) از شبه‌جزیره اسلامی نیز برای مقایسه آورده شده است (نمونه‌های SA-8 تا SA-11). همچنین برخی کانی‌های موجود در لامپروفیرهای مورد مطالعه مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفتند. عناصر اصلی کانی‌ها به‌وسیله دستگاه JEOL JXA 8900RL و JEOL JSM 5410 به‌ترتیب در دانشگاه ماینز آلمان و هولوا اسپانیا آنالیز شده است. در طول آنالیز، ولتاژ شتابنده دستگاه ۱۵ kV، شدت جریان ۱۰-۱۲ nA، قطر پرتو ۵-۱ μm و زمان شمارش بر حسب عنصر مورد آنالیز بین ۱۵ تا ۳۰ ثانیه بوده است. از کانی‌های طبیعی و تجربی برای استانداردسازی استفاده شده است. استانداردهای استفاده شده برای کالیبراسیون شامل آلپیت برای عناصر Na, Si, Al، ولانتونیت برای Ca, Si، NiO برای Ni، کزندم برای Al, Cr₂O₃، آندزایت برای Fe و Ca، MnTiO₃ برای Mn، پریکلاز برای Mg، ارتوکلاز برای K، مگنتیت برای Fe و آپاتیت برای P هستند.

۲- زمین‌شناسی

همچنان که بیان شد رخنمون‌های لامپروفیرها در بخش‌های مختلف شمال باختر ایران شناسایی و مورد مطالعه واقع شدند. این مناطق شامل رشته ارتفاعات میشو، پهنه ارسباران و شبه‌جزیره اسلامی هستند (شکل ۱). در زیر زمین‌شناسی هر یک از مناطق و رخنمون‌های لامپروفیرها به تفصیل مورد بحث قرار خواهد گرفت.

۲-۱. رشته ارتفاعات میشو

رشته ارتفاعات میشو توسط دو گسل اصلی شمالی و جنوبی "میشو" که در حقیقت دو شاخه فرعی گسل بزرگ تبریز هستند محدود شده است. این رشته ارتفاعات از صوفیان تا تسوج و به سمت باختر تا سلماس و خوی ادامه دارند. رخنمون‌های موجود در این رشته ارتفاعات از باختر به خاور تفاوت شاخص دارند به‌طوری که در بخش خاوری (صوفیان تا تسوج)، هسته ارتفاعات را بیشتر سنگ‌های دگرگون شده پرکامبرین- کامبرین و نهشته‌های پالئوزویک و گاهی اوایل مزوزویک به همراه توده‌های نفوذی معروف به گرانیتوئیدهای میشو تشکیل می‌دهند. در یال‌های شمالی و جنوبی بخش خاوری نیز رسوبات شیمیایی- تخریبی کرتاسه و میوسن گسترش دارند. در یال شمالی افزون بر نهشته‌های تخریبی - شیمیایی میوسن، سنگ‌های آتشفشانی پلیو- کوآترنری گسترش چشمگیری دارند. در بخش باختری (تسوج تا سلماس) بیشتر رخنمون‌ها را نهشته‌های تخریبی - شیمیایی میوسن تشکیل می‌دهند که این نهشته‌ها در بخش‌هایی با نهشته‌های آتشفشانی پلیو - کوآترنری به‌ویژه در یال شمالی همراه شده‌اند. در بخش باختری و در درون نهشته‌های میوسن و همچنین کهر رخنمون‌هایی از دایک‌های لامپروفیری در یال شمالی و نیز هسته مرکزی دیده می‌شود. دایک‌های لامپروفیری در دره روستاهای الماس تسوج و سرخه مرند به ترتیب در داخل نهشته‌های دگرگون شده کهر و تخریبی- شیمیایی میوسن (سازند سرخ بالایی) رخنمون دارند. بر پایه مطالعات صحرایی رخنمون‌های لامپروفیرها بر پایه نوع درشت‌بلورها به دو نوع میکادار و آمفیبول‌دار قابل تقسیم هستند. لامپروفیرهای میکادار در دره روستای سرخه شناسایی شده‌اند و به صورت دایک‌هایی با روند شمالی - جنوبی تا شمال باختری - جنوب خاوری و بیشتر با رنگ خاکستری مشخص هستند. این دایک‌ها واحدهای میوسن (سازند سرخ بالایی) را قطع می‌کنند (شکل ۲). ابعاد دایک‌های یادشده از ۵/۳ تا ۳ متر عرض و طول آنها در برخی موارد تا ۵۰۰ متر گسترش دارد. دایک‌ها حاشیه زود سرد شده شاخصی دارند و

۳-۲. ارسباران

پهنه ارسباران شامل بخشی از نوار ماگمایی وابسته به کوهزاد زاگرس است. این پهنه بیشتر شامل توالی‌های آذرین و رسوبی مربوط به کرتاسه و سنوزویک است. پهنه ارسباران توسط سه گسل اصلی تالش در خاور، تبریز در جنوب و باختر و ارس در شمال محدود شده است. ولکانیسم کرتاسه و پالئوسن در این پهنه به وسیله ولکانیسم شدید انوسن دنبال شده است. ولکانیسم شدید کرتاسه تا انتهای انوسن در دوره‌های الیگوسن و میوسن به وسیله نفوذ توده‌های با ماهیت مختلف دنبال شده است (آقازاده، ۱۳۸۸؛ Aghazadeh et al., 2010 & 2011). پلوتونیسم در این منطقه ماهیت کالک‌آلکان - شوشونیتی داشته و به محیط زمین‌ساختی پس از برخورد نسبت داده شده است (آقازاده، ۱۳۸۸؛ Aghazadeh et al., 2010, 2011). پس از فاز نفوذی الیگوسن - میوسن ولکانیسم پلئو - کواترنری آخرین تظاهر ماگماتیسم در منطقه است. در پهنه ارسباران، دایک‌های لامپروفیری در دو منطقه شناسایی شده است. ۱) در داخل توده مونزونیتی خانکندی؛ ۲) در منطقه هوراند.

دایک‌های لامپروفیری در داخل توده خانکندی، در جنوب روستاهای شیخ‌قشلاق و خلیفیان رخنمون دارند. این دایک‌ها با روند شمال باختر- جنوب خاور و شمال خاور- جنوب باختر و ابعاد متنوع در داخل توده مونزونیتی خانکندی نفوذ کرده‌اند. طول آنها از ۵۰ تا ۲۰۰ متر و عرض آنها از ۰/۵ تا ۵ متر در تغییر است. لامپروفیرها افزون بر ساختار دایک گاه به صورت آپوفیز واحدهای مونزوگابرو و مونزونیت را قطع می‌کنند. دایک‌ها حاشیه انجماد سریع با توده مونزونیتی میزبان نشان می‌دهند و همچنین زینولیت‌هایی از توده مونزونیتی در داخل دایک‌ها وجود دارند که این امر نشانگر تزریق دایک‌ها پس از سرد شدن توده است. گفتنی است که بر پایه مطالعات آقازاده (۱۳۸۸) مونزونیت‌ها سن ۲۸/۹ میلیون سال دارند. در نمونه دستی، لامپروفیرها رنگ خاکستری تیره تا سبز و بافت پورفیری دارند و آنها معمولاً دارای درشت‌بلورهای آمفیبول هستند که در حاشیه دایک‌ها از ابعاد درشت‌بلورها کاسته شده و زمینه نیز خیلی دانه‌ریز می‌شود. در داخل دایک‌های لامپروفیری ندول‌هایی از کانی‌های فلسیک تشکیل شده‌اند که بر پایه نظر (Rock 1991) مذهب‌های تفکیک شده از مذهب لامپروفیری هستند.

در منطقه هوراند رخنمون سنگ‌های لامپروفیری به صورت سیل با روند شمال باختری- جنوب خاوری است که در داخل سنگ‌های رسوبی نوع فیلیش کرتاسه - پالئوسن نفوذ کرده است (شکل ۲). نهشته‌های میزبان سیل لامپروفیری شامل تناوبی از رسوبات ماسه‌سنگی، مارنی و آهکی هستند. سیل لامپروفیری دارای ابعاد قابل ملاحظه‌ای بوده به طوری که عرض آن به بیش از ۵۰ متر و طول آن تا بیش از ۷۰۰ متر می‌رسد. زمین‌ساخت و گسل‌خوردگی سبب جابه‌جایی در امتداد سیل و همچنین حذف گسترش طولی آن به سمت شمال باختر شده است. سیل لامپروفیری یادشده همراه با لایه‌های رسوبی دربرگیرنده چین‌خورده و شیب ۲۰ درجه به سمت جنوب باختر را دارند. در بخش بالایی و پایینی سیل پختگی در لایه‌های میزبان دیده می‌شود به طوری که تا ۵ متر این تبادل حرارتی در سنگ‌های میزبان دیده شده است. زوناسیون بافتی شاخصی در سیل دیده می‌شود، به طوری که حاشیه بافت دانه‌ریز و پورفیری و مرکز بافت گرانولار و درشت‌بلور حتی پگماتیستی است. در بخش‌های پورفیری کانی درشت‌بلور شاخص آمفیبول است که گاه ابعاد بیش از ۲ سانتی‌متر دارد. زمینه نیز بیشتر از آلکالی فلدسپار صورتی رنگ تشکیل شده است. در بخش‌های مرکزی به دلیل فراوانی کانی‌های مافیک ضریب رنگینی سنگ ملانوکرات است.

بر پایه زمین‌شناسی و مشاهدات ماکروسکوپی لامپروفیرهای موجود در مناطق ارسباران، میشو و شبه‌جزیره اسلامی به دو دسته کلی میکا لامپروفیر و آمفیبول لامپروفیر قابل تقسیم هستند که این لامپروفیرها در درون نهشته‌های مختلف منطقه نفوذ کرده‌اند.

۳-۱. سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

همچنان‌که در مبحث پیشین یادشده سنگ‌های لامپروفیری مطالعه شده را به دو نوع غنی از میکا و غنی از آمفیبول می‌توان تقسیم‌بندی کرد. همچنان‌که بیان شد لامپروفیرهای غنی از آمفیبول شامل کانی مافیک اصلی آمفیبول هستند و بیشتر بافت پورفیری و پانیدیومرف (panidiomorphic) دارند (شکل ۳). آمفیبول‌ها بیشتر خودشکل به صورت درشت‌بلور و در زمینه سنگ دیده می‌شوند. افزون بر آمفیبول، کلینوپروکسن نیز در این نوع لامپروفیرها حضور دارد. بلورهای کلینوپروکسن به طور بخشی با کانی‌های ثانوی جایگزین شده‌اند. آمفیبول لامپروفیرهای منطقه خانکندی و سرخه دارای بلورهای الیون نیز هستند (شکل ۳). این بلورها از حاشیه با آمفیبول‌های قهوه‌ای و کلینوپروکسن جایگزین شده‌اند و در برخی مقاطع نازک بلورهای الیون در مراکز بلورهای پروکسن و آمفیبول به صورت جزایری باقی مانده‌اند. همچنین بلورهای الیون گاه با کانی‌های ثانوی جایگزین شده‌اند. در لامپروفیرهای منطقه هوراند افزون بر آمفیبول و کلینوپروکسن، بلورهای میکا نیز دیده می‌شوند. این لامپروفیرها فاقد بلورهای الیون هستند. بلورهای آمفیبول از نوع قهوه‌ای هستند که در برخی مقاطع از حاشیه با آمفیبول‌های سبز به طور محلی جایگزین شده‌اند. زمینه آمفیبول لامپروفیرها بیشتر از پتاسیم فلدسپارها و بیشتر هیرسولوس و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها بیشتر شامل آپاتیت، کانی‌های کدر و در برخی مقاطع زیرکن است. کانی‌های مافیک و نیز فلدسپارهای زمینه با کلریت، کلسیت و گاهی سریسیست، سرپانتین، کانی‌های رسی و زینولیت جایگزین شده‌اند.

در لامپروفیرهای غنی از میکا بافت شاخص پورفیری است که درشت‌بلورهای میکا و کلینوپروکسن در یک زمینه‌ای از این بلورها و آلکالی‌فلدسپار و کانی‌های ثانوی قرار گرفته‌اند. بلورهای میکا در این سنگ‌ها به‌ویژه در دایک‌ها منطقه‌بندی ترکیبی دارند. به طوری که از مرکز به سمت حاشیه بر مؤلفه آتیت آنها افزوده می‌شود. بلورهای کلینوپروکسن بیشتر به صورت خودشکل بوده و گاه با کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند. کانی‌های فرعی در این نوع لامپروفیرها بیشتر آپاتیت و کانی‌های کدر هستند. در زمینه کلریت، کلسیت و زینولیت فراوان تشکیل شده است.

همچنان‌که بیان شد کانی‌های موجود در هر دو نوع لامپروفیرها آنالیز نقطه‌ای (EPMA: electron probe microanalysis) شدند (جدول ۱). بر پایه آنالیزهای انجام‌شده آمفیبول‌های موجود در لامپروفیرهای غنی از آمفیبول از نوع کلسیک و ترکیب کرسوتیتی دارند (جدول ۱). در آمفیبول‌های آنالیزشده از لامپروفیرهای مورد مطالعه $(Ca+Na)_B \geq 1$ و میزان Na_B بین ۰/۵ تا ۱/۵ در تغییر است. بنابراین آمفیبول‌ها به گروه کلسیک تعلق دارند (Leak et al., 1997). همچنین میزان Ca_B در آمفیبول‌های آنالیز شده بیش از ۱/۵ و مجموع سدیم و پتاسیم در موقعیت A بیشتر از ۰/۵ است و میزان Ti در واحد فرمولی بیش از ۰/۵ است. بر این اساس آنها ترکیب کرسوتیتی دارند (Leak et al., 1997). میزان TiO_2 در بیشتر بلورهای آمفیبول بیش از ۵ درصد وزنی و میزان Mg از مرکز بلورها به سمت حاشیه کاهش محسوسی به‌ویژه در لامپروفیرهای منطقه هوراند نشان می‌دهد. بر اساس آنالیزهای انجام شده میکاهای موجود در لامپروفیرهای غنی از میکا ترکیب فلوگوپیتی دارند و Mg در این بلورها بیش از ۰/۷۹ است. همچنین آنها منطقه‌بندی تدریجی ترکیبی شاخصی از مرکز به سمت حاشیه نشان می‌دهند. به طوری که از مرکز به سمت حاشیه بر میزان Fe, Ti, Ba افزوده می‌شود و از میزان Mg, Al, Si کاسته می‌شود. بلورهای کلینوپروکسن در لامپروفیرهای میکادار از نوع دیوپسید- سالت بوده و دامنه ترکیبی $(Wo_{46}-47En_{41}-48Fs_{5-11})$ دارند. از مرکز بلورهای کلینوپروکسن به سمت حاشیه منطقه‌بندی ترکیبی شاخصی دیده می‌شود به طوری که در مرکز بلورها ترکیب انستاتی و به سمت حاشیه مؤلفه فروسیلیتی غنی می‌شود. بلورهای کلینوپروکسن در

۳۷-۹/۵ ppm در تغییر است که تمایز شاخصی را فراوانی این دو عنصر بین لامپروفیرهای آلکالن و کالک‌آلکالن نشان می‌دهند (جدول ۲).

تطابق سیستماتیک بین SiO_2 و اکسیدهای اصلی و همچنین عناصر کمیاب نشان‌دهنده این است که تفریق بلورین نقش اساسی پیش از جایگزینی داشته است (شکل ۶). روند اکسیدهای اصلی در نمودارهای هارکر نشانگر نقش الیون و کالینوپروکسن در کنترل روندها به‌ویژه در نمونه‌های مربوط به لامپروفیرهای آلکالن دارد.

در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مربوط به سنگ‌های لامپروفیری کالک‌آلکالن شبه‌جزیره اسلامی غنی‌شدگی بالایی از LILEs و تهی‌شدگی از عناصر HFSEs (Nb, Ta, Ti) نشان می‌دهند (شکل ۷). همچنان که در این نمودارها مشخص است نمونه‌های این منطقه غنی‌شدگی از Pb و P نشان می‌دهند. نمونه‌های مربوط به لامپروفیرهای کالک‌آلکالن سرخه مرند دارای روند مشابه با نمونه‌های شبه‌جزیره اسلامی هستند اما تهی‌شدگی Ti در روند آنها دیده نمی‌شود. نمونه‌های مربوط به لامپروفیرهای آلکالن مناطق هوراند و خانکندی غنی‌شدگی از عناصر LILEs نشان می‌دهند اما میزان غنی‌شدگی آنها نسبت به نمونه‌های شبه‌جزیره اسلامی پایین است. این نمونه‌ها تهی‌شدگی از عناصر HFSEs نشان نمی‌دهند و همچنین غنی‌شدگی از Ti و P و تهی‌شدگی از Pb در روند آنها دیده می‌شود. لامپروفیرهای آمفیبول‌دار منطقه سرخه مرند روندهای متمایزی دارند به‌طوری که این سنگ‌ها غنی‌شدگی از عناصر LILEs، P، و Ti نشان می‌دهند ولی در روند آنها تهی‌شدگی شاخصی از Nb-Ta همانند لامپروفیرهای کالک‌آلکالن دیده می‌شود. این امر با روندهای عناصر کمیاب در لامپروفیرهای آمفیبول‌دار منطقه هوراند و خانکندی متمایز است (Rock, 1991). فراوانی و الگوی عناصر کمیاب عادی شده در لامپروفیرهای آلکالن منطقه با متوسط مقادیر گزارش شده برای لامپروفیرهای آلکالن و کامپوتیت‌ها (Rock, 1991) مقایسه شده است (شکل ۷). همچنان که در شکل ۷ دیده می‌شود تطابق بسیار خوبی بین الگوی فراوانی عناصر کمیاب لامپروفیرهای آلکالن مناطق هوراند و خانکندی و متوسط لامپروفیرهای آلکالن و کامپوتیت‌ها نشان می‌دهند. در شکل ۷ الگوی فراوانی عناصر کمیاب لامپروفیرهای کالک‌آلکالن مناطق شبه‌جزیره اسلامی و سرخه با متوسط عناصر کمیاب گزارش شده برای لامپروفیرهای کالک‌آلکالن و مینت‌ها (Rock, 1991) مقایسه شده است. همچنان که در شکل ۷ نیز مشهود است فراوانی و الگوی عناصر کمیاب لامپروفیرهای شبه‌جزیره اسلامی با الگوی مینت‌ها تطابق بسیار خوبی نشان می‌دهد. همچنین الگوی نمونه‌های مربوط به منطقه سرخه با متوسط لامپروفیرهای کالک‌آلکالن هماهنگ‌تر است.

در نمودارهای عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های لامپروفیرهای منطقه از عناصر LREEs غنی‌شدگی و از عناصر HREEs تهی‌شدگی نشان می‌دهند. به‌طوری که نسبت $(\text{La/Yb})_N$ در نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالن بین ۷-۴۵ و در نمونه‌های لامپروفیرهای کالک‌آلکالن بین ۱۴-۲۴ در تغییر است. نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالن توده خانکندی بیشترین مقدار نسبت $(\text{La/Yb})_N$ را نشان می‌دهند (۲۳-۴۵) که نشانگر حضور گارنت بیشتر در منشأ آنها است. در نمودار عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های مربوط به لامپروفیرهای آلکالن بی‌هنجاری Eu نشان نمی‌دهند ولی نمونه‌های مربوط به لامپروفیرهای کالک‌آلکالن به‌ویژه نمونه‌های مربوط به شبه‌جزیره اسلامی بی‌هنجاری منفی کوچکی نشان می‌دهند که نشان‌دهنده درگیری کانی پلاژیوکلاز در ماگمای به‌وجود آورنده آنها است (شکل ۷). در لامپروفیرهای شبه‌جزیره اسلامی نسبت Eu/Eu^* بین ۰/۷۶-۰/۷۹ در تغییر است.

۵- پتروژنز

در منطقه مورد مطالعه دو نوع لامپروفیر با ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمی متمایز رخمون دارند. از دید کانی‌شناسی وجود آمفیبول‌های نوع کرسوتیتی،

لامپروفیرهای آمفیبول‌دار خانکندی نیز از نوع دیوپسید-سالت بوده و دامنه ترکیبی $(\text{Wo}_{42}\text{En}_{41}\text{Fs}_{12-15})$ دارند. ویژگی اصلی کلینوپروکسن‌های لامپروفیرهای غنی از آمفیبول، میزان Al_2O_3 و TiO_2 بالا و پایین بودن میزان SiO_2 در مقایسه با لامپروفیرهای میکادار است (جدول ۱ و شکل ۴).

بر پایه ترکیب کانی‌شناسی با توجه به حضور آمفیبول نوع کرسوتیتی لامپروفیرهای آمفیبول‌دار از نوع آلکالن و کامپوتیت-سانائیت هستند و حضور میکای نوع فلوگوپیت و نیز پیروکسن دیوپسید-سالت در لامپروفیرهای غنی از میکا آنها را با لامپروفیرهای کالک‌آلکالن و نوع مینت (Rock, 1991) قابل مقایسه می‌کند (شکل ۴).

۴- ژئوشیمی

در جدول ۲ نتایج آنالیزهای انجام شده از لامپروفیرهای مختلف ارائه شده است. در این جدول همچنین متوسط ارائه شده از Rock (1991) برای لامپروفیرهای آلکالن، کالک‌آلکالن، مینت‌ها و کامپوتیت‌ها آورده شده است. نمونه‌های آنالیز شده از لامپروفیرهای آلکالن (غنی از آمفیبول) و کالک‌آلکالن (غنی از میکا) دامنه SiO_2 متغیر (به ترتیب ۴۰-۴۸ و ۴۲-۴۸ درصد وزنی) دارند. میزان TiO_2 در لامپروفیرهای آلکالن بیش از ۱/۵۷ درصد و در لامپروفیرهای کالک‌آلکالن کمتر از ۱/۶۷ است. این ویژگی تمایز شاخصی بین لامپروفیرهای آلکالن و کالک‌آلکالن را ایجاد می‌کند. میزان K_2O لامپروفیرهای کالک‌آلکالن نسبت به انواع آلکالن بالا بوده و دامنه این اکسید در لامپروفیرهای کالک‌آلکالن شبه‌جزیره اسلامی بین ۶/۶-۸/۰۶ درصد در تغییر است (جدول ۲) گفتنی است که بیشترین مقدار K_2O در لامپروفیرهای شبه‌جزیره اسلامی دیده شده است. لامپروفیرهای شبه‌جزیره اسلامی با توجه به میزان $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ و $\text{MgO} > 3\%$ و ویژگی‌های ماگماهای اولترابازیک (Foley et al., 1987) را دارند (جدول ۲). در نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر K_2O (شکل ۵ - الف) نمونه‌های مربوط به شبه‌جزیره اسلامی در بخش اولترابازیک و دیگر نمونه‌ها در محدوده شوشنیتی قرار دارند. نمونه‌های لامپروفیرهای کالک‌آلکالن دامنه $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ بیش از ۱ دارند و میزان این نسبت در لامپروفیرهای شبه‌جزیره اسلامی تا ۱۳/۴ می‌رسد که برای لامپروفیرهای آلکالن، این نسبت در حدود ۱ و بیش از آن ولی در یک نمونه از لامپروفیرهای سرخه مرند در حدود ۰/۴ است. در نمودار CaO در برابر Al_2O_3 (شکل ۵ - ب) که برای سنگ‌های اولترابازیک ارائه شده است (Foley et al., 1987) نمونه‌های منطقه ویژگی‌های سنگ‌های ایالت Roman ایتالیا را دارند. دامنه MgO در نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالن از ۴/۸۲-۱۱/۲ درصد و در لامپروفیرهای کالک‌آلکالن از ۳/۹۵-۱۰/۶ درصد در تغییر است. میزان عدد Mg نیز در نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالن از ۰/۴۸ تا ۰/۶۸ و در نمونه‌های لامپروفیرهای کالک‌آلکالن از ۰/۴۴ تا ۰/۷ در تغییر است. این مقادیر نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها فرایند تفریق بلورین را به مقادیر متفاوت تحمل کرده‌اند. میزان P_2O_5 در لامپروفیرهای مطالعه شده بالا و در انواع آلکالن دارای دامنه ۰/۴۶-۱/۴۸ درصد و در انواع کالک‌آلکالن دامنه ۰/۷۱-۱/۹۴ درصد را نشان می‌دهند. لامپروفیرها میزان LOI بالا (در لامپروفیرهای آلکالن ۱/۴-۷/۱ درصد و در لامپروفیرهای کالک‌آلکالن ۳/۷۶-۷/۶۹ درصد) دارند. این امر به دلیل فراوانی زیاد ندول‌های غنی از کربنات و کانی‌های آبدار مانند فلوگوپیت و کرسوتیت‌های غنی از تیتان در لامپروفیرهای مورد مطالعه است. عناصر سازگار فراوانی متغیر دارند به‌طوری که در لامپروفیرهای آلکالن فراوانی Ni از ۱۰ تا ۲۳۰ ppm و در لامپروفیرهای کالک‌آلکالن از ۲۱ تا ۸۶ ppm در تغییر است. دامنه تغییرات برخی عناصر کمیاب در لامپروفیرهای آلکالن و کالک‌آلکالن کاملاً متمایز است. در نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالن و کالک‌آلکالن Ba به ترتیب از ۴۵۰-۱۴۶۰ و ۱۰۹۰-۳۲۷۰ ppm و میزان Th به ترتیب از ۱-۳ و ۱۴/۱ و

مطالعات تجربی نشان داده که تبلور ماگمای بازالتی آبدار منجر به تشکیل لامپروفیرهای آلکالین می‌شود (Yoder & Tilley, 1961). آب ماگما سبب تقدم تبلور میکا و آمفیبول شده و از تبلور پلاژیوکلاز جلوگیری به عمل می‌آورد. بر طبق مطالعات تجربی (Rock, 1987) بر روی ترکیب کامپوتیتی در شرایط آبدار، تبلور پلاژیوکلاز در ماگما فقط چند درجه بالای سولیدوس رخ می‌دهد. همچنین بر اساس این مطالعات، مجموعه کانی‌شناسی لامپروفیرهای آلکالین از یک ماگمای تولیتی (حتی در نمونه‌های غنی از سیال) تشکیل نمی‌شود. چرا که آمفیبول در ماگمای تولیتی در شرایط ساب‌سولیدوس و یا تنها کمی بالاتر از سولیدوس متبلور می‌شود و در چهاروجهی بازالت، لامپروفیرهای آلکالین و تولیت‌ها در دو سوی خط جدایش بخش اشباع از بخش غیراشباع قرار می‌گیرند. در شرایط CO_2 بالا، ترکیب مذاب به سمت سانائیت میل می‌کند. در این شرایط به طور انتخابی از تبلور مؤلفه آنورتیت جلوگیری به عمل آمده، از این رو تنها سبب تبلور آلکالی فلدسپار می‌شود (Rock, 1987). هر چند که نظرات مختلفی در مورد منشأ ماگمای آبدار با ترکیب لامپروفیر آلکالین (بازالت آبدار) بیان شده، ولی پذیرفته‌ترین مدل در واقع تشکیل این ماگما از یک منشأ گوشته‌ای به جای پوسته‌ای بوده و ماگمای لامپروفیرهای آلکالین مستقیماً از یک گوشته آبدار غیرمعمول مشتق شده است (Rock, 1991). لامپروفیرهای آلکالین منطقه از عناصر LILEs و LREEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷) این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از عوامل زیر باشد: ۱) ذوب گوشته متاسوماتیکی شده که طی فرایند متاسوماتیسم از عناصر LILEs به طور انتخابی غنی شده‌اند، ۲) باقی ماندن گارنت در منشأ، در نتیجه بالا رفتن نسبت عناصر LREEs/HREEs در مذاب حاصل، ۳) واکنش با سنگ‌های دیواره، به ویژه سنگ‌های پوسته قاره‌ای که دارای نسبت‌های بالایی از عناصر LILEs و LREEs هستند، ۴) درجه ذوب بخشی خیلی پایین منشأ. با توجه به شیمی سنگ‌های لامپروفیری آلکالین مورد مطالعه، نقش عوامل ۱، ۲ و ۴ در غنی‌شدگی لامپروفیرهای آلکالین از عناصر LILEs و LREEs به سزا بوده است. همچنین، عامل ۳ نیز به مقدار ناچیزی در این امر مؤثر بوده باشد. این امر، با توجه به نسبت Th/La نمونه‌های لامپروفیری آلکالین که دامنه بین ۰/۰۶ تا ۰/۱۹ دارند قابل اثبات است. مقدار این نسبت برای ماگمای اولیه نشأت گرفته از گوشته در حدود ۰/۱۲ است (Sun & Mc Donough, 1989).

غنی‌شدگی از عناصر LILE و همچنین LREE ویژگی ماگماهای نشأت گرفته از گوشته غنی‌شده و پوسته قاره‌ای است. با توجه به میزان عناصر سازگار و سیلیس لامپروفیرهای مورد مطالعه نمی‌توانند از ذوب مستقیم پوسته قاره‌ای ایجاد شوند. بنابراین منشأ ماگمای لامپروفیرهای منطقه از گوشته غنی‌شده از عناصر ناسازگار است. در نمودارهای عنکبوتی عادی شده نسبت به گوشته همچنان که بیان شد روندهای متمایزی برای لامپروفیرهای مورد مطالعه دیده می‌شود. نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالین مناطق خاکندگی و هوراند در نمودارهای عنکبوتی روندهای صاف نشان می‌دهند (شکل ۷). این سنگ‌ها بدون بی‌هنجاری عناصر Nb-Ta-Ti هستند و مؤلفه غنی‌شدگی توسط عوامل فروورانش در منشأ را نشان نمی‌دهند. الگوی نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالین منطقه خاکندگی و هوراند در نمودارهای عنکبوتی و نیز فراوانی آنها قابل مقایسه با ماگماهای منشأ گرفته از گوشته استوسفری نوع OIB است. ولی نمونه‌های لامپروفیرهای کالک آلکالین (منطقه سرخه مرند و شبه‌جزیره اسلامی) بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb-Ta-Ti دارند که نشانگر دخالت مؤلفه فروورانش در منشأ آنها است. غنی‌شدگی از عناصر LILE و حضور بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb-Ta-Ti شاخصاً نشانگر منشأ گرفتن ماگمای این لامپروفیرها از گوشته متاسوماتیسم شده توسط عوامل فروورانش است (مدل ۱ پیشنهاد شده در مبحث پیشین). این امر در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb که برای تمایز انواع منشأ گوشته‌ای پیشنهاد شده است به طور بارزی قابل استنباط است به طوری که نمونه‌های مربوط به لامپروفیرهای آلکالین مناطق خاکندگی و هوراند در محدوده گوشته نوع

کلینوپروکسن‌های سالییتی - دیوپسیدی غنی از Al و Ti لامپروفیرهای خاکندگی و هوراند را قابل قیاس با انواع آلکالین می‌کند. برحسب ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی این لامپروفیرها قابل قیاس با انواع کامپوتیتی - سانائیتی هستند. لامپروفیرهای غنی از میکای شبه‌جزیره اسلامی و منطقه سرخه با توجه به حضور میکای فلوگوپیتی غنی از Ti، پروکسن‌های فقیر از Ti و Al از نوع کالک آلکالین هستند. برحسب کانی‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها قابل قیاس با نوع مینت هستند (جدول‌های ۱ و ۲).

لامپروفیرهای کالک آلکالین و آلکالین مورد مطالعه روندهای متفاوتی در نمودارهای هارکر دارند (شکل ۶) بنابراین آنها فرایندهای تحول متفاوتی را پشت سر گذاشته‌اند. لامپروفیرهای آلکالین دامنه MgO بین ۴/۸۲ تا ۱۱/۲ درصد و لامپروفیرهای کالک آلکالین دامنه MgO بین ۳/۹۵ تا ۱۰/۶ درصد دارند. همچنین دامنه Ni در لامپروفیرهای آلکالین از ۱۰ تا ۲۳۰ ppm و در لامپروفیرهای کالک آلکالین از ۲۱ تا ۸۶ ppm در تغییر است. این مقادیر نشان می‌دهند که برخی از نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالین اولیه بوده و بخش بیشتری از نمونه‌ها به‌ویژه در انواع کالک آلکالین فرایندهای تحول و تفریق ماگمایی را تحمل کرده‌اند. کاهش سریع در میزان عناصر FeO, Ni, MgO به همراه افزایش SiO_2 نشانگر این است که البوین فاز اصلی و مهم در حین تفریق در لامپروفیرهای آلکالین بوده است. با توجه به این که MgO با CaO تطابق مثبت نشان می‌دهد بنابراین کلینوپروکسن نیز در حین تفریق نقش مهمی به‌ویژه در لامپروفیرهای آلکالین داشته است. ولی پلاژیوکلاز نقش مؤثری در فرایند تفریق در لامپروفیرهای آلکالین نداشته است چرا که تطابق منفی بین MgO و Al_2O_3 و Sr دیده می‌شود. مجموعه کانیایی $\text{Ol} + \text{Cpx} \pm \text{Pl}$ می‌توانند تغییرات شیمیایی روند عناصر را در لامپروفیرهای آلکالین توضیح دهند. نمونه‌های لامپروفیرهای کالک آلکالین در نمودارهای هارکر هر چند پراکندگی نشان می‌دهند ولی آنها روندهای کاملاً متفاوتی نسبت به لامپروفیرهای آلکالین دارند (شکل ۶). با افزایش SiO_2 در این سنگ‌ها CaO و Al_2O_3 روند افزایشی و همچنین Ni و MgO روند ثابت و یا افزایشی نشان می‌دهند. میزان CaO با افزایش سیلیس در نمونه‌های لامپروفیرهای کالک آلکالین ابتدا روند کاهش سریع بعد افزایشی نشان می‌دهد. دامنه FeO نیز با افزایش SiO_2 ثابت می‌ماند. روند ثابت و یا افزایشی Sr و Ba با افزایش SiO_2 نشانگر این است که فلدسپارها به‌ویژه پلاژیوکلاز در فرایند تفریق نقش مؤثری ایفا نکرده است. با این وصف به نظر می‌رسد که در لامپروفیرهای کالک آلکالین Cpx نقش مؤثری در فرایند تفریق داشته است.

پرتوزن لامپروفیرها پیچیده و متفاوت بوده و معمولاً به طریق مدل‌های زیر تفسیر شده است. هر چند که در بسیاری از موارد نقش چند مدل در پرتوزن آنها پیشنهاد شده است.

- ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده (Roden, 1981; Rogers et al., 1982; Domenick & Basu, 1982; Jaques et al., 1986; Bergman, 1987; Stille et al., 1989; Zhang et al., 2003) در هر دو محیط مربوط به فروورانش و یا گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (Mckenzie, 1989; Shappard & Taylor, 1992; Thompson & Gibson, 1994; Canning et al., 1996; Fowler & Henny, 1996).
- آلاش پوسته‌ای ماگماهای مافیک (Currie & Williams, 1993; Rock, 1977; Nelson et al., 1986; Rock, 1991).

- مذاب‌های استوسفری مستقیم مشتق شده از پلوم‌های گوشته‌ای که در طی حوادث پیشین متاسوماتیسم شده است (Kerr et al., 2010; Dostal & Owen, 1998).
- اختلاط ماگمای بازالتی ناشی از گوشته لیتوسفری اولتراپتاسیک بر اثر افزایش درجه حرارت یا نازک‌شدگی گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (Thompson et al., 1989).
یا مذاب‌های لامپروفیتی یا بازالتی مشتق شده از گوشته با مذاب‌های سیلیسی مشتق شده از پوسته (Rock, 1987 & 1991; Prelevic et al., 2005; Xu et al., 2007).

نمودار نشان داد که آنها از ذوب بخشی با درجه حداقل ۱ تا حداکثر ۵ درصد یک گوشته مشابه با آناتولی باختری (WAM) با میزان La و نسبت La/Sm بیشتر از هر دو گوشته DMM و PM ایجاد شده‌اند. بنابراین ذوب گوشته‌های نوع DMM و با PM نمی‌تواند ماگماهای لامپروفیری مورد مطالعه را به وجود آورند. بنابراین برای تشکیل ماگماهای لامپروفیری مورد مطالعه گوشته‌ای غنی از عناصر LREE نسبت به گوشته نوع DMM نیاز است.

در شکل ۹ - ب نسبت Sm/Yb که وابسته به حضور گارنت در منشأ است در برابر Sm رسم شده است. با توجه به این که Yb در گارنت سازگار ولی در کلینوپروکسن ناسازگار است بنابراین این نسبت می‌تواند برای درک کانی‌شناسی منشأ گوشته لامپروفیرهای آلکالین و کالک‌آلکالین مفید باشد. در این نمودار نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالین و کالک‌آلکالین در بخش بالایی روند مربوط به ذوب گوشته اسپینل‌لرذولیت قرار گرفته و نسبت Sm/Yb بالایی دارند. در این نمودار بیشتر نمونه‌های لامپروفیرهای مورد مطالعه در بین روند گوشته متشکل از گارنت + اسپینل لرذولیت از یک طرف و گارنت لرذولیت از طرف دیگر قرار دارند. بنابراین هر دو نوع لامپروفیرهای کالک‌آلکالین و آلکالین از یک گوشته ژرف دارای گارنت در ترکیب کانی‌شناسی منشأ گرفته‌اند.

شکل ۹- ت به خوبی نشان می‌دهد که ذوب بخشی یک منشأ اسپینل‌لرذولیت نمی‌تواند ماگماهای لامپروفیری آلکالین و کالک‌آلکالین مورد مطالعه را ایجاد کند. در این نمودار بیشتر نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالین و همچنین لامپروفیرهای کالک‌آلکالین (به غیر از برخی از نمونه‌های مربوط به شبه‌جزیره اسلامی که در محدوده روند منشأ گارنت لرذولیت قرار می‌گیرند) در زیر روند مربوط به ذوب گارنت لرذولیت با ترکیب اولیه گوشته آناتولی باختری (WAM) قرار می‌گیرند. نمونه‌ها در محدوده گوشته دارای گارنت و اسپینل ولی با میزان گارنت بیشتر قرار دارند. عنوان شد که انواع مختلف لامپروفیرهای کالک‌آلکالین به وسیله ذوب بخشی در درجات مختلف ایجاد می‌شوند. مینت‌ها از ذوب بخشی درجه خیلی پایین گارنت لرذولیت، کرساتیت‌ها از ذوب بخشی ۲/۵ تا ۴ درصد اسپینل - گارنت لرذولیت و ماگماهای اسپسارتیتی در درجات بالای ذوب بخشی حدود ۴/۵ تا ۷ درصد یک اسپینل لرذولیت تشکیل می‌شوند (Shand et al., 1994; Von Seckendorff et al., 2004).

Bradshaw & Smith (1994) و Smith et al. (1999) پیشنهاد کردند که با توجه به این که عناصر HFSEs (مانند Nb و Ta) در گوشته لیتوسفری نسبت به LREEs تهی شده هستند بنابراین نسبت‌های بالای Nb/La (>1) ویژگی ماگماهایی هستند که از گوشته لیتوسفری همانند OIB منشأ می‌گیرند و نسبت‌های پایین Nb/La (<1) نشانگر منشأ گوشته لیتوسفری است. دامنه نسبت Nb/La در لامپروفیرهای آلکالین خانکندی و هوراند عموماً بیش از ۱ (بین ۰/۹ - ۱/۵) است. این نسبت در لامپروفیرهای کالک‌آلکالین شبه‌جزیره اسلامی و سرخه مرند عموماً کمتر از ۱ و بین ۰/۲۳ - ۱ در تغییر است. در لامپروفیرهای آمفیبول‌دار سرخه مرند این نسبت بین ۰/۵۱ - ۰/۶۶ متغیر است (شکل ۱۰- الف). با وجود این که میزان پایین نسبت Nb/La می‌تواند از یک منشأ گوشته لیتوسفری منشأ گیرد ولی گوشته‌ای که توسط سیالات فرورانشی متاسوماتیسم شده باشد نیز از مؤلفه La غنی می‌شود. این به دلیل آن است که تحرک La در سیالات ناشی از فرورانش به میزان قابل ملاحظه‌ای بالاتر از تحرک Nb است. این امر نیز می‌تواند باعث پایین آمدن نسبت Nb/La در لامپروفیرهای کالک‌آلکالین منطقه شود. ویژگی‌های منشأ سنگ‌های لامپروفیری مورد مطالعه به وسیله نمودارهای عناصر ویژه‌ای می‌تواند مورد ارزیابی قرار گیرد (شکل ۱۰- ب). در نمودار Nb/Th در برابر Nb نمونه‌های مربوط به لامپروفیرهای کالک‌آلکالین در محدوده کمان آتشفشانی و نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالین هوراند و خانکندی در محدوده مربوط به گوشته نوع OIB قرار دارند. در این نمودار نیز نمونه‌های لامپروفیرهای آمفیبول‌دار سرخه مرند بین محدوده نمونه‌های لامپروفیرهای

OIB و در داخل آرایه MORB-OIB قرار دارند در حالی که نمونه‌های لامپروفیرهای کالک‌آلکالین در محدوده گوشته غنی‌شده توسط عوامل فرورانشی قرار دارند (شکل ۸- الف). لامپروفیرهای آمفیبول‌دار منطقه سرخه مرند نیز بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb-Ta-Ti دارند که آنها را از دیگر لامپروفیرهای آلکالین متمایز می‌سازند. در شکل ۸- الف آنها نیز به سمت محدوده گوشته غنی‌شده توسط عوامل فرورانش متمایل شده‌اند که این امر حکایت از تأثیر هر دو نوع گوشته نوع OIB و متاسوماتیسم شده توسط عوامل فرورانش در تشکیل آنها است. این امر در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb نیز کاملاً مشهود است (شکل ۸- ب). نسبت‌های بالا مستقل از فرایندهای تفریق بلورین یا ذوب بخشی است بنابراین نسبت‌های یادشده نشانگر تغییرات منشأ و یا آلودگی پوسته‌ای است. ماگماهای بازیک مشتق شده از گوشته استوسفری، گوشته مورب تهی‌شده، پلوم استوسفری یا گوشته لیتوسفری غنی‌شده به وسیله مذاب‌های مشتق شده از استوسفر در این نمودار همه در داخل یا نزدیک منطقه آرایه گوشته‌ای که با نسبت ثابت Th/Ta مشخص می‌شود قرار می‌گیرند. متاسوماتیسم ناحیه منشأ به وسیله فرایندهای فرورانش بایک غنی‌شدگی از Th در مقایسه با Ta مشخص می‌شوند از این رو نسبت‌های Th/Yb بالاتر از نسبت Ta/Yb است. در این نمودار نیز همانند نمودار پیشین نمونه‌های لامپروفیری آلکالین در داخل آرایه گوشته‌ای قرار دارند. در حالی که لامپروفیرهای کالک‌آلکالین دارای مقادیر بالایی از نسبت Th/Yb هستند و در محدوده مربوط به کمان‌های آتشفشانی که گوشته آنها تحت تأثیر فرایندهای فرورانشی متاسوماتیسم شده‌اند قرار دارند. (Pearce 2008) اظهار می‌دارد که مقادیر بالای نسبت Th/Yb نشان‌دهنده غنی‌شدگی منشأ به وسیله عوامل فرورانش و نیز آرایش پوسته‌ای است. با توجه به دامنه SiO_2 در لامپروفیرهای کالک‌آلکالین مورد مطالعه آرایش توسط پوسته نمی‌تواند نقش مؤثری در افزایش این نسبت داشته باشد بنابراین افزایش این نسبت در لامپروفیرهای کالک‌آلکالین منطقه مستقیماً به منشأ و دخالت عوامل فرورانش در متاسوماتیسم منشأ گوشته‌ای آنها دارد.

در سنگ‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی از عناصر LILEs و LREEs در نمودارهای عادی شده نسبت به گوشته اولیه نشانگر یک منشأ گوشته‌ای غنی شده از LREEs و LILEs در منشأ آنها است. فلوگوپیت و آمفیبول منابع اصلی برای عناصر LILE در گوشته لیتوسفری هستند. در مقایسه با آمفیبول، فلوگوپیت دارای ضریب توزیع بیشتری نسبت به Rb و a و اما ضریب توزیع پایینی برای Sr است. بنابراین نسبت بالای Rb/Sr در لامپروفیرهای کالک‌آلکالین (>0.1) در مقایسه با لامپروفیرهای آلکالین (<0.1) و نسبت بالای Ba/Sr در لامپروفیرهای کالک‌آلکالین ($>1/5$) و نسبت پایین این دو عنصر در لامپروفیرهای آلکالین ($<1/5$) نشانگر برتری فلوگوپیت در منشأ گوشته لامپروفیرهای کالک‌آلکالین و برتری آمفیبول در منشأ گوشته لامپروفیرهای آلکالین است.

در شکل ۹ نسبت La/Sm در برابر فراوانی La برای ارزیابی ویژگی‌های منشأ، کانی‌شناسی منشأ و درجه ذوب بخشی مدل‌سازی شده است. در مدل‌سازی از روش ذوب دسته‌ای (Batch) غیر مدال (Show 1970) و ضریب توزیع REE گردآوری شده توسط (Mc Kenzie & Onions 1995) استفاده شده است. دو ترکیب متفاوت برای تعریف آرایه گوشته‌ای استفاده شده است. ۱) گوشته مورب تهی‌شده (DMM) و گوشته اولیه نتایج مدل‌سازی ابتدا از راه تمرکز عنصر شدیداً ناسازگار (La) و عنصر کمتر ناسازگار (Sm) امتحان شده است. هر دو عنصر La و Sm به وسیله تغییرات کانی‌شناسی منشأ (مانند گارنت و یا اسپینل) تحت تأثیر قرار نمی‌گیرند. بنابراین می‌تواند اطلاعاتی را در مورد ترکیب کلی منشأ در اختیار قرار دهند. شکل ۹ - الف نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌های لامپروفیری مورد مطالعه میزان بالای La دارند و نسبت La/Sm بیشتر از ماگماهایی است که از ذوب گوشته مورب تهی‌شده (DMM) منشأ می‌گیرند این امر در درجات ذوب بخشی خیلی پایین (<0.1) نیز صادق است. برون‌یابی نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالین و کالک‌آلکالین در این

و الماس تسوج هر دو نوع دایک‌های لامپروفیری غنی از میکا و آمفیبول شناسایی شده است. این دایک‌ها سازندهای کهر و سرخ بالایی را قطع می‌کنند. بنابراین به پس از میوسن بالایی تعلق دارند. دایک‌های لامپروفیری در شبه‌جزیره اسلامی غنی از میکا هستند و نهشته‌های آذرآوری و گدازه‌های تفریتی و بازالتی این استراتوولکان را قطع می‌کنند. در پهنه ارسباران دایک‌های لامپروفیری غنی از آمفیبول هستند و در منطقه هوراند به صورت سیل و در داخل توده خانکندی به صورت دایک‌های متعدد رخمون دارند. در منطقه هوراند سیل لامپروفیری نهشته‌های آتشفشانی - رسوبی کرتاسه را قطع می‌کند و همراه با این رسوبات چین‌خورده است. در منطقه خانکندی دایک‌های لامپروفیری مورد مطالعه توده مونزونیتی خانکندی به سن الیگوسن بالایی را قطع کرده است. لامپروفیرهای غنی از آمفیبول دارای بافت پورفیری و حاوی آمفیبول نوع کرسوتیت، الیوین، کلینوپروکسن و به ندرت بیوتیت در یک زمینه‌ای از پتاسیم فلدسپار هیپرسولوس و پلاژیوکلاز هستند. لامپروفیرهای غنی از میکا نیز دارای بافت پورفیری و حاوی درشت‌بلورهای میکای فلوگوپیتی و کلینوپروکسن دیوپسیدی - سالیتی در یک زمینه از فلدسپار، شیشه تبلور یافته و کانی‌های ثانویه هستند. لامپروفیرهای غنی از آمفیبول با انواع لامپروفیرهای آلکالین کامپوتیتی - سانائیتی و لامپروفیرهای غنی از میکا با انواع کالک آلکالین مینتی قابل قیاس هستند. لامپروفیرهای آلکالین میزان اکسید تیتانیم بالا و اکسید پتاسیم پایین در مقایسه با لامپروفیرهای کالک آلکالین دارند. لامپروفیرهای کالک آلکالین در نمودارهای عنکبوتی و عناصر کمیاب غنی‌شدگی از عناصر LILEs و LREEs و تهی‌شدگی از عناصر HFSEs نشان می‌دهند، در حالی که لامپروفیرهای آلکالین تهی‌شدگی از عناصر HFSEs ندارند و الگوی صاف را به نمایش می‌گذارند. الگوی لامپروفیرهای کالک آلکالین در نمودارهای عنکبوتی قابل مقایسه با ماگماهای محیط‌های مرتبط با فروران و الگوی لامپروفیرهای آلکالین قابل مقایسه با ماگماهای نوع OIB است. در این نمودارها لامپروفیرهای آمفیبول‌دار سرخ به طور جالبی دارای بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb-Ta هستند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی حدواسط بین لامپروفیرهای آلکالین و کالک آلکالین دارند. لامپروفیرهای آلکالین خانکندی میزان نسبت $(La/Yb)_N$ بالایی دارند که نشانگر حضور گارنت بیشتر در منشأ آنها است. با توجه به روندهای دیده شده در نمودارهای هارکر الیوین و کلینوپروکسن فاز اصلی و مهم در فرایند تفریق لامپروفیرهای آلکالین بوده در حالی که در لامپروفیرهای کالک آلکالین کلینوپروکسن نقش بارزتری داشته است. لامپروفیرهای آلکالین مورد مطالعه از گوشته لیتوسفری آمفیبول‌دار متاسوماتیسم شده توسط گوشته ژرف و لامپروفیرهای کالک آلکالین از گوشته لیتوسفری فلوگوپیت‌دار غنی‌شده توسط فرایندهای فروران نشأت گرفته‌اند. در پتروژنز لامپروفیرهای آمفیبول‌دار سرخ هر دو نوع گوشته نقش داشته است. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی هر دو نوع لامپروفیرهای آلکالین و کالک آلکالین از گوشته اسپینل گارنت لرزولیت منشأ گرفته و در یک محیط پس از برخورد جایگزین شده‌اند.

سپاسگزاری

از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه پیام نور به خاطر تأمین هزینه‌ها از اعتبارات طرح تحقیقاتی سپاسگزاری می‌شود. از استاد Antonio Castro و Dejan Prelevic به دلیل فراهم کردن امکان تجزیه‌های میکروپروب سپاسگزاری می‌شود. از آقای دکتر محمدرولی ولی‌زاده و همچنین داوران فصلنامه علوم زمین به دلیل ارائه نکات سازنده سپاسگزاری می‌شود.

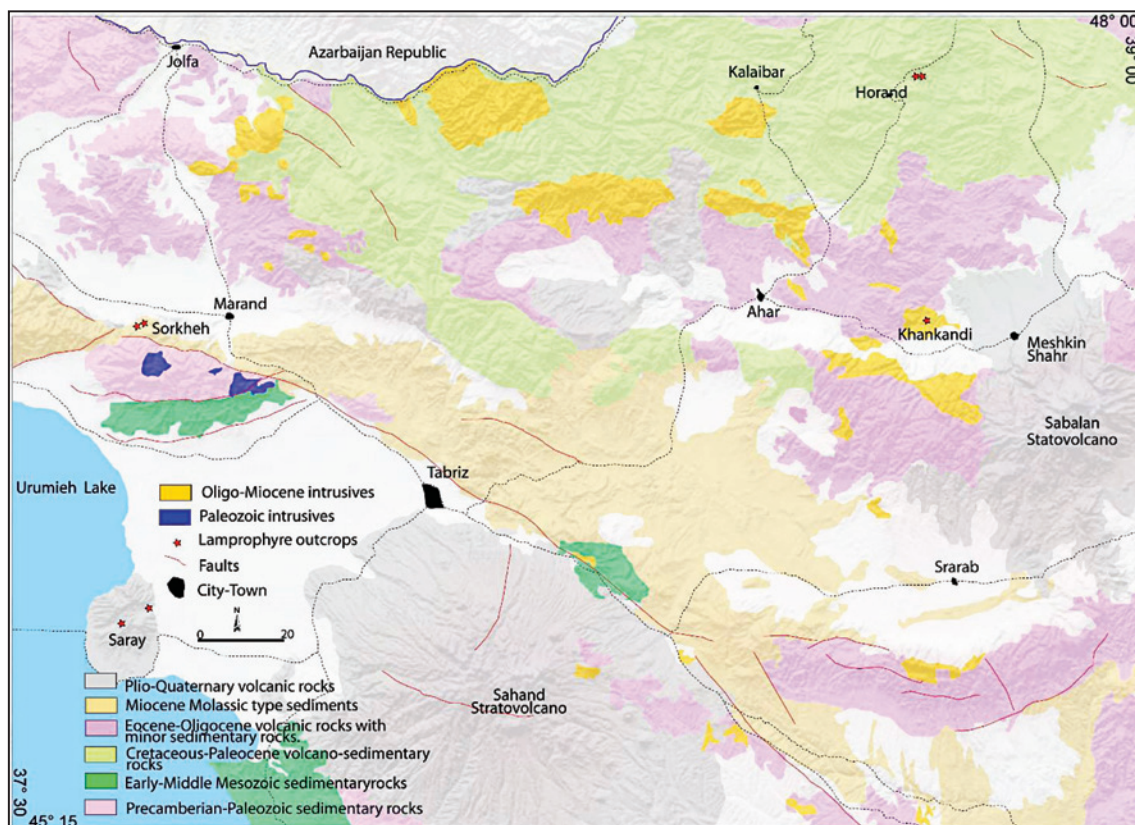
آلکالین و کالک آلکالین قرار دارند که نشانگر تأثیر هر دو منشأ در تشکیل سنگ‌های آلکالین سرخه مرند است.

حضور آمفیبول در منشأ لامپروفیرهای آلکالین نشان‌دهنده این است که نمی‌توانند این سنگ‌ها از گوشته ژرف منشأ بگیرند زیرا آمفیبول در گوشته استوسفری پایدار نیست و بنابراین آمفیبول‌های آلکالین از گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده توسط گوشته استوسفری ژرف منشأ گرفته‌اند. همچنین لامپروفیرهای کالک آلکالین نیز از گوشته لیتوسفری متأثر از عوامل فرورانشی منشأ گرفته‌اند. در تشکیل لامپروفیرهای آمفیبول‌دار سرخه نیز هر دو منشأ دخالت داشته است.

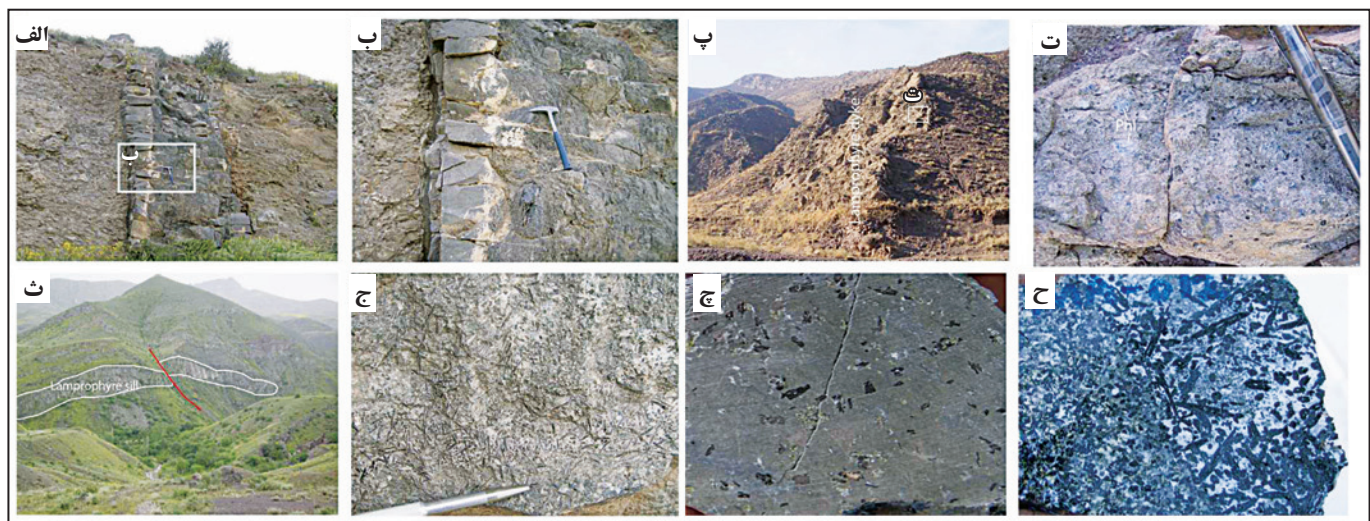
همانگونه که بیان شد دایک‌های لامپروفیری موجود در مناطق مختلف در داخل واحدهای مختلف نفوذ کرده‌اند. با توجه به ستون چینه‌شناسی واحدهای منطقه تعیین سن‌های به‌دست آمده (بخش زمین‌شناسی) بخش عمده‌ای از این دایک‌ها دست‌کم پس از میوسن و احتمالاً در زمان پلیوسن نفوذ کرده‌اند. بنابراین با این وصف، دایک‌های لامپروفیری موجود در منطقه پس از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد صفحه ایران و عربی در یک محیط پس از برخورد و داخل صفحه‌ای جایگزین شده‌اند. در نمودارهای شکل ۱۱ نمونه‌های لامپروفیرهای آلکالین در محیط غیرکوهزایی در حالی که نمونه‌های لامپروفیرهای کالک آلکالین در محیط‌های کوهزایی قرار دارند. نمونه‌های لامپروفیرهای آمفیبول‌دار سرخه مرند به سمت محیط‌های کوهزایی متمایل هستند. با توجه به مطالب یادشده در مباحث پیشین و نیز زمان جایگزینی لامپروفیرهای مورد مطالعه، هر دو نوع لامپروفیرهای مطالعه شده در محیط غیرکوهزایی جایگزین شده‌اند. بنابراین در نمودارهای شکل ۱۱ تمایز دو گروه لامپروفیری مطالعه شده نه بر پایه محیط زمین‌ساختی، بلکه بر پایه ویژگی‌های منشأ گوشته آنها است. لامپروفیرهای کالک آلکالین از منشأ گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط عوامل فروران نشأت گرفته‌اند در حالی که لامپروفیرهای آلکالین از یک گوشته لیتوسفری تحت تأثیر سیالات ناشی از گوشته ژرف نشأت گرفته‌اند. در شکل‌گیری لامپروفیرهای آمفیبول‌دار سرخه مرند نیز هر دو گوشته دخالت داشته است ولی میزان مشارکت گوشته لیتوسفری تحت تأثیر گوشته نوع OIB در تشکیل آنها بیشتر و مهم‌تر بوده است. لامپروفیرهای مورد مطالعه در یک محیط پس از برخورد و در اثر کشش و Relaxation پس از برخورد جایگزین شده‌اند. مدل‌های عقب‌نشینی پهنه فروران (Slab rollback مانند Lonergan & White, 1997) شکستن و جدا شدن قطعه فرورانده شده (Davies & Von Blanckenburg, 1995) Delamination (ورقه ورقه شدن) (Bird, 1979) و حرکت همرفتی لیتوسفر (Houseman et al., 1981) برای توجیه کشش پس از برخورد به کار برده شده است. تمام این فرایندها باعث بالاآمدگی استوسفر با ماهیت OIB و به هم‌ریختگی گرا دیان دمایی اولیه و در نتیجه زمین‌ساخت کششی و تشکیل ماگما می‌شود. به نظر می‌رسد که در اثر فرایندهای شکستن قطعه اقیانوسی فرورونده (Slab break off) و پوسته پوسته شدن گوشته‌ای (Delamination) و تعادل‌سازی پس از برخورد، گوشته استوسفری بالا آمده و باعث ذوب گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده توسط عوامل فروران و نیز عوامل گوشته ژرف شده است.

۶- نتیجه‌گیری

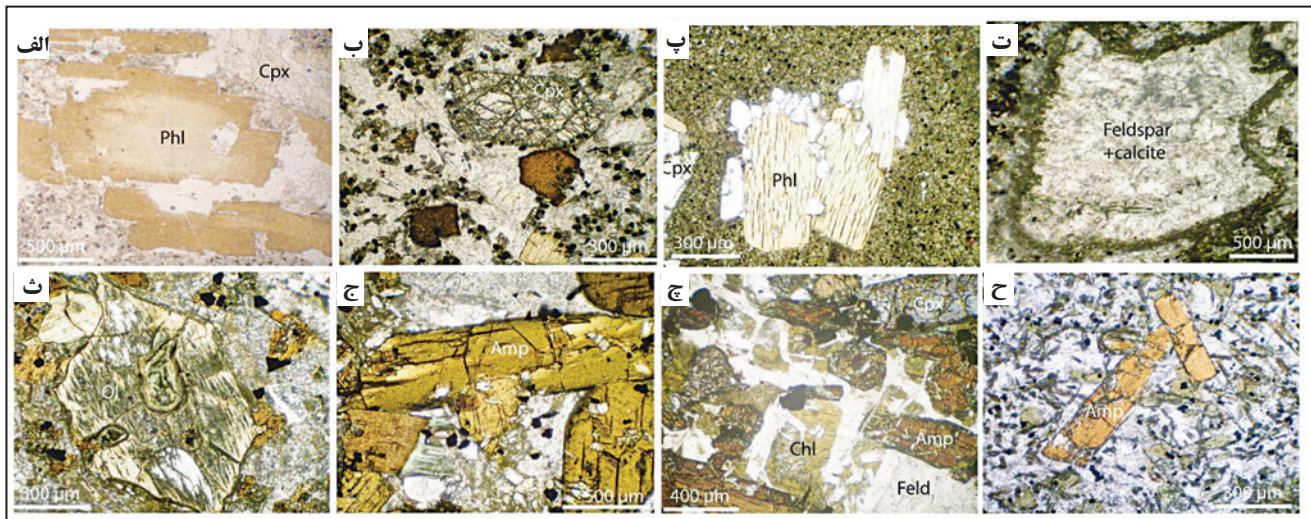
در منطقه شمال باختر ایران انواع لامپروفیرهای غنی از آمفیبول و غنی از میکا در مناطق مختلف شناسایی شده است. این مناطق شامل رشته ارتفاعات میشو، پهنه ارسباران و شبه‌جزیره اسلامی هستند. در رشته ارتفاعات میشو در منطقه سرخه مرند



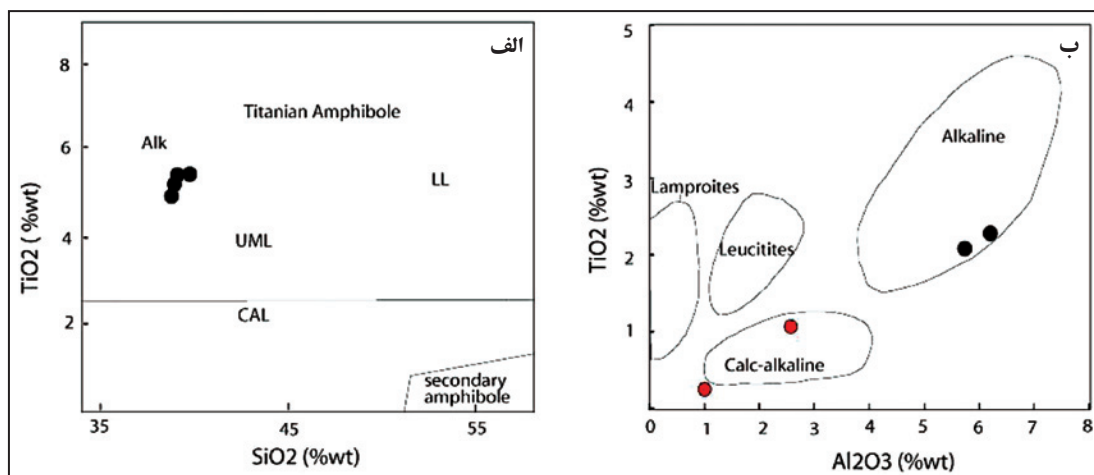
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت لامپروفیرهای مورد مطالعه در آن (نقشه پایه از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اهر، تبریز- پلدشت و ارومیه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور گرفته شده است).



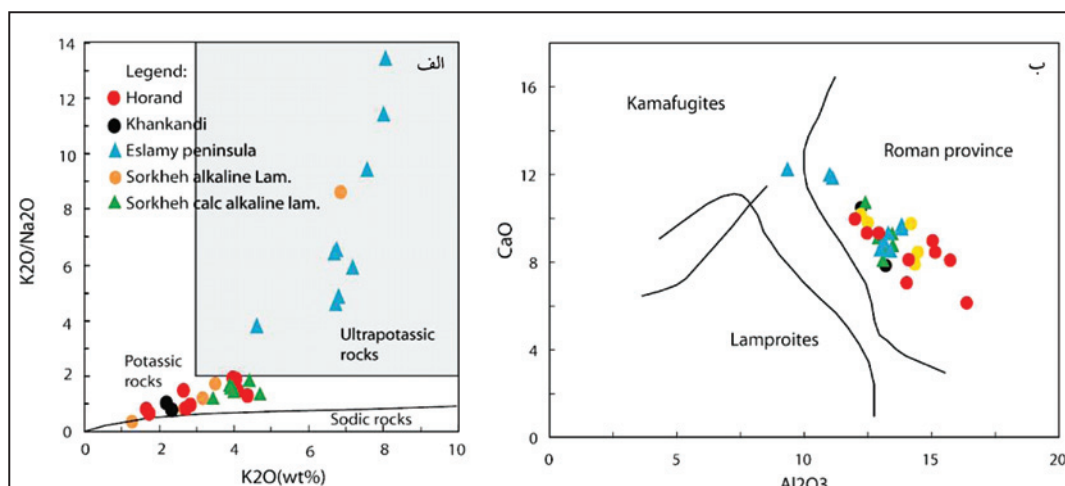
شکل ۲- تصاویری از رخنمون‌های لامپروفیرهای مورد مطالعه؛ الف) تصویری از دایک لامپروفیری در شبه‌جزیره اسلامی که نهشته‌های پلیوسن را قطع کرده است؛ ب) تصویری از حاشیه زود سرد شده در دایک‌های غنی از میکا؛ ج) میکای شبه‌جزیره اسلامی؛ پ) نمایی از دایک‌های غنی از میکا در سرخه مرند که نهشته‌های سازند سرخ بالایی را قطع کرده‌اند؛ ت) نمایی از درشت‌بلورهای میکا دایک‌های غنی از میکای سرخه مرند؛ ث) نمایی از سیل لامپروفیر غنی از میکا در منطقه هوراند؛ ج) نمایی از درشت‌بلورهای آمفیبول در سیل لامپروفیری هوراند؛ چ) نمایی از درشت‌بلورهای میکا در لامپروفیرهای شبه‌جزیره اسلامی؛ ح) نمایی از بافت پگماتیونی آمفیبول در لامپروفیرهای غنی از آمفیبول سرخه.



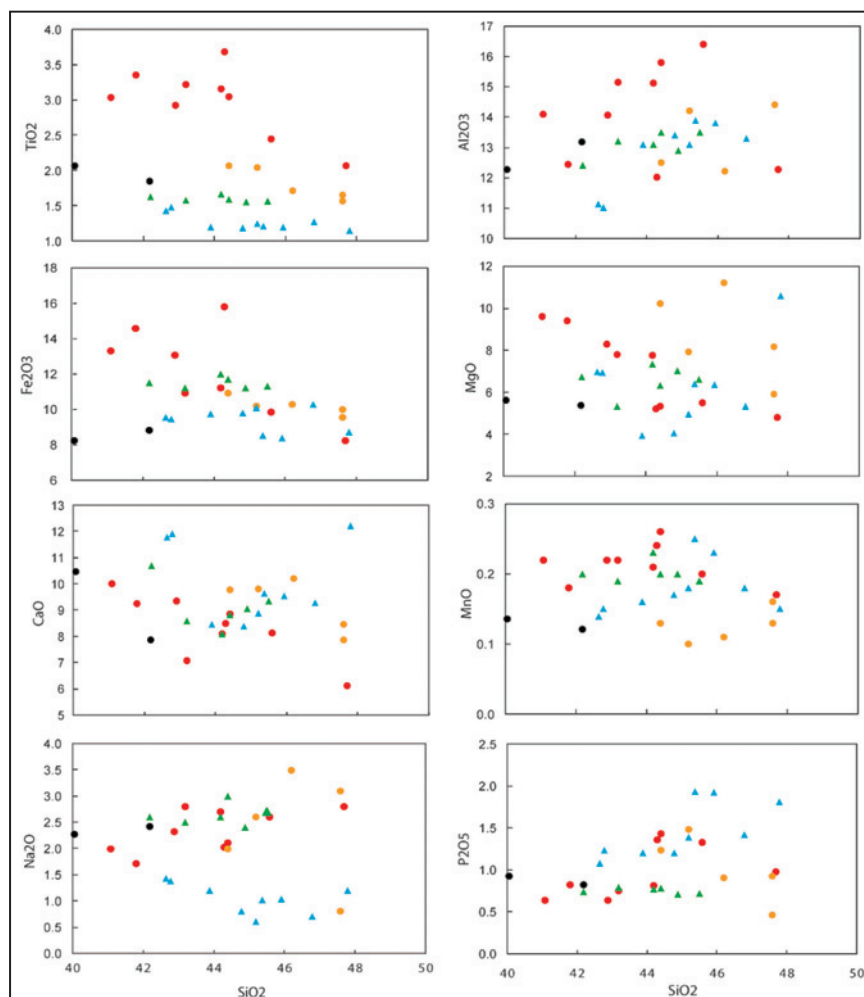
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از لامپروفیرهای مورد مطالعه: الف) تصویری از درشت بلور فلوگوپیت با منطقه بندی ترکیبی در لامپروفیرهای غنی از میکا شبه جزیره اسلامی؛ ب و پ) تصویری از بافت پورفیری با درشت بلورهای فلوگوپیت و پیروکسن همچنین تیغه هایی از آپاتیت در لامپروفیرهای غنی از میکا؛ ت) تصویری از گلبول غنی از فلدسپار و کلسیت در لامپروفیرهای میکادار؛ ث) تصویری از پسدمورف الیون در آمفیبول لامپروفیرهای منطقه سرخه؛ ج، چ و ح) تصاویری از بافت پورفیری با درشت بلورهای آمفیبول و کلینوپیروکسن در یک زمینه ای از فلدسپار در لامپروفیرهای آلکان.



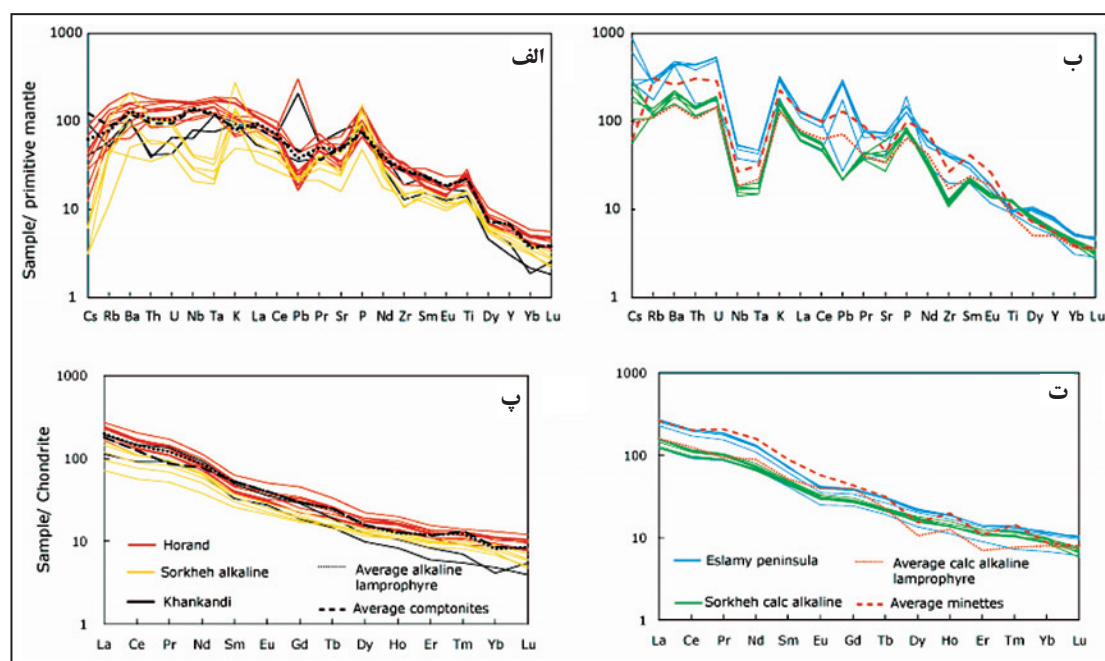
شکل ۴- ماهیت لامپروفیرهای مورد مطالعه بر پایه ترکیب کانی شناسی کانی ها؛ الف) بر پایه ترکیب آمفیبول ها؛ ب) بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن ها؛ در این نمودارها لامپروفیرهای آمفیبول دار از نوع آلکان و میکادار از نوع کالک آلکان هستند. نمودارها از Rock (1991) است.



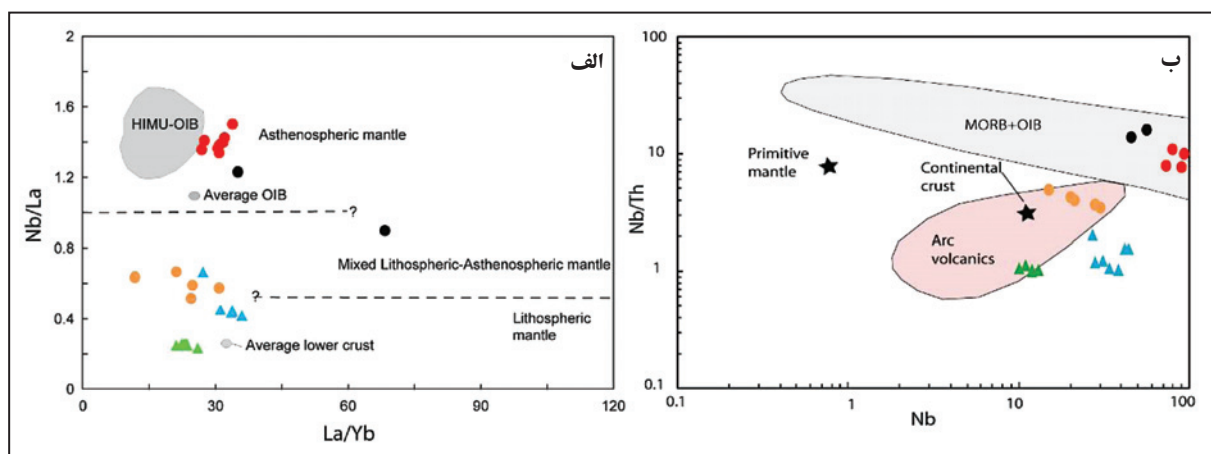
شکل ۵- الف) نمودار K_2O/Na_2O در برابر K_2O ، نمونه های مربوط به شبه جزیره اسلامی در محدوده اولتراپتاسیک و دیگر نمونه ها در محدوده پتاسیک قرار دارند. محدوده اولتراپتاسیک بر پایه فرمول (Foley et al. 1987) و تمایز محدوده سدیک از پتاسیک بر پایه (Le Maitre 1989) صورت گرفته است؛ ب) نمودار CaO در برابر Al_2O_3 که نمونه های منطقه در محدوده ایالت Roman قرار دارند. نمودار بر پایه (Foley et al. 1987) است.



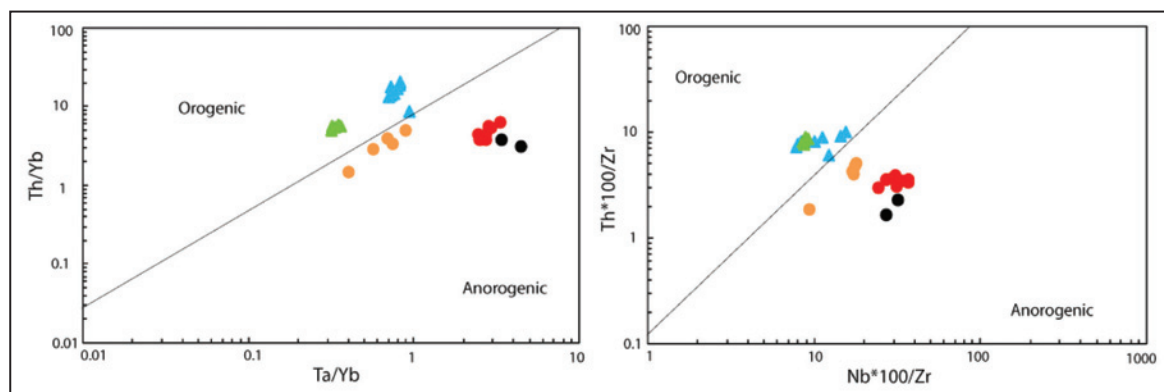
شکل ۶- نمودارهای هازکر برای سنگ‌های مورد مطالعه، همچنان که مشخص است نمونه‌های مربوط به لامپروفیرهای مورد مطالعه روندهای متمایزی دارند. علائم همانند شکل ۵.



شکل ۷- الف) الگوی عناصر کمیاب لامپروفیرهای آکالین؛ ب) الگوی عناصر کمیاب لامپروفیرهای کالک‌آکالین که نسبت به گوشته اولیه عادی سازی شده‌اند (داده‌های گوشته اولیه از Sun & McDonough (1989) است)؛ پ و ت) الگوی عناصر خاکی کمیاب در لامپروفیرهای آکالین و کالک‌آکالین که نسبت به کندریت عادی شده‌اند (داده‌های کندریت از Nakamura (1974)). برای بحث به متن رجوع شود. متوسط لامپروفیرهای کالک‌آکالین، آکالین، مینت‌ها و کامپوتیت‌ها نیز برای مقایسه آورده شده است (متوسط داده‌های انواع لامپروفیرها از Rock (1999) است).



شکل ۱۰- الف) نمودار Nb/La در برابر La/Yb برای تمایز منشأ گروشته استئوسفری و لیئوسفری لامپروفیرهای مورد مطالعه، نمودار از (Abdel-Fattah & Philip (2004)، داده‌های محدوده OIB از (Fitton et al. (1999؛ داده‌های متوسط پسته پایین از (Chen & Arculus (1995؛ خطوط تمایز منشأهای مختلف استئوسفری و لیئوسفری از (Smith et al. (1999؛ داده‌های OIB-HIMU از (Weaver et al. (1987؛ نمودار Nb/Th در برابر Nb که نشانگر منشأهای متفاوت برای لامپروفیرهای مورد مطالعه است. در این نمودار ترکیب MORB, OIB and UCC (upper continental crust) از (Taylor & McLennan (1985 است.



شکل ۱۱- نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی لامپروفیرهای مورد مطالعه، برای بحث به متن رجوع شود. علائم همانند شکل ۵ هستند.

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای برخی کانی‌های لامپروفیرهای آمفیبول‌دار و میکادار مورد مطالعه.

	Horand Amphibole		Khankandi Amphibole		Eslamy Mica		Eslamy CPX		Khankandi CPX	
Comment	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Core
SiO ₂	39.21	38.94	39.78	38.96	38.30	37.17	53.50	50.00	44.56	46.19
Al ₂ O ₃	12.97	12.97	12.74	12.89	13.78	12.77	0.99	2.57	6.22	5.72
TiO ₂	5.54	4.99	5.48	5.23	2.92	4.34	0.25	1.08	2.29	2.09
FeO*	10.84	12.95	9.38	9.31	5.85	9.14	3.44	6.71	6.90	6.74
MgO	12.37	11.51	14.27	14.13	22.58	19.71	17.28	14.84	12.89	13.46
CaO	11.71	11.78	11.96	11.91	0.00	0.00	23.67	23.29	21.89	22.91
K ₂ O	1.36	1.24	1.17	1.17	9.96	9.44	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	2.37	2.61	2.31	2.40	0.19	0.23	0.22	0.33	0.90	1.17
MnO	0.23	0.17	0.08	0.04	0.04	0.09	0.13	0.16	0.00	0.00
BaO	0.16	0.13	0.15	0.03	0.80	1.57	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.00	0.00	0.18	0.05	0.17	0.00	0.00	0.00
Cl	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.19	0.09	0.43	0.24	0.81	1.24	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.02	97.39	97.79	96.52	95.44	95.79	99.63	99.00	96.10	98.43
Cations										
Si	7.33	7.33	5.86	5.81	6.67	6.58	1.96	1.88	1.75	1.77
Ti	0.78	0.71	0.61	0.59	0.38	0.58	0.01	0.03	0.07	0.06
Al	2.86	2.88	2.21	2.27	2.83	2.66	0.04	0.11	0.29	0.26
Mg	3.45	3.23	3.13	3.14	5.86	5.20	0.95	0.83	0.75	0.77
Fe	1.69	2.04	1.16	1.16	0.85	1.35	0.11	0.21	0.22	0.26
Ca	2.35	2.38	1.89	1.90	0.00	0.00	0.93	0.94	0.92	0.94
K	0.32	0.30	0.22	0.22	2.21	2.13	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.86	0.95	0.66	0.69	0.06	0.08	0.02	0.02	0.07	0.09
Mn	0.04	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.67	0.61	0.63	0.63	0.87	0.79	0.90	0.80	0.77	0.75

جدول ۲- تبایع آباریز نمونه‌های مورد مطالعه، نمونه‌های برگرفته شده از (Moayyed et al. (2008) نمونه‌های خاکدانی؛ HfO: نمونه‌های شهابی؛ KLn: نمونه‌های شهابی؛ MA: نمونه‌های سربخه مریدانه؛ آلکان؛ C.A: کالک آلکان؛ AV: متوسط Cam؛ کاپیتولیت؛ Min: مینت؛ متوسط لاهروفروهای آلکان؛ کالک آلکان؛ کاپیتولیت و مینت از (1991) Rock است.

REF	No-13	No-98	Ho-1	Ho-2	Ho-3	Ho-4	Ho-5	Ho-6	Ho-7	Ho-8	Ho-9	Ma-8	Ma-9	Ma-10	Ma-11	Ma-13	Sa-1	Sa-3	Sa-5	Sa-6	Sa-7	Sa-8*	Sa-9*	Sa-10*	Sa-11*	Ma-1	Ma-2	Ma-3	Ma-4	Ma-5	Ma-6	Av.	Av.	Av.	Min.	
Rock type	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	Alk	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	CA	Alk	Alk	CA	Alk	
SiO2	42.19	40.07	47.7	45.6	44.4	44.2	41.1	44.3	43.2	42.9	41.8	46.2	47.6	45.2	44.4	47.8	46.8	43.9	44.8	46.2	46.92	45.38	42.65	42.8	44.2	44.4	42.2	45.5	44.2	44.9	42.5	43.3	51	51.5		
TiO2	2.67	2.45	3.05	3.16	3.04	3.68	3.22	2.93	2.68	2.68	1.66	1.72	1.57	2.05	2.07	1.15	1.27	1.12	1.19	1.25	1.2	1.22	1.43	1.48	1.59	1.59	1.63	1.63	1.67	1.59	2.9	2.9	1.1	1.3		
Al2O3	13.19	12.27	16.4	15.8	15.1	14.1	12	15.15	14.05	12.45	12.95	14.4	12.2	14.5	14.2	12.5	9.32	13.3	13.1	13.4	13.1	13.8	11.14	11.14	11.02	13.2	13.5	12.4	13.5	13.1	12.9	13.7	14.2	14	12.8	
Fe2O3*	8.84	8.24	9.86	10.9	11.2	13.3	15.8	10.9	13.05	14.55	12.35	10	10.3	9.55	10.2	10.9	8.73	10.3	9.75	9.8	10.1	8.4	8.51	9.55	9.47	11.2	11.5	11.2	11.7	11.5	11.2	11.7	8.2	7.3		
FeO	7.55	7.41	8.67	9.61	10.08	11.97	14.22	9.61	11.75	13.1	11.12	9	9.27	8.6	9.18	9.81	7.86	9.27	8.78	8.82	9.09	7.66	8.6	8.52	10.08	10.53	10.35	10.17	10.8	10.08	10.8	10.53	7.38	6.57		
MnO	0.12	0.14	0.17	0.2	0.26	0.21	0.22	0.24	0.22	0.22	0.18	0.16	0.11	0.13	0.1	0.13	0.15	0.18	0.16	0.17	0.18	0.23	0.25	0.14	0.15	0.19	0.2	0.2	0.19	0.23	0.2	0.2	0.19	0.13	0.12	
CaO	7.87	10.48	6.11	8.12	8.85	8.11	10	8.48	7.88	9.36	9.26	7.87	10.2	8.45	9.8	9.77	12.2	9.29	8.46	8.39	8.89	9.55	9.63	11.8	11.92	8.38	8.81	10.7	9.35	8.1	9.04	10.3	9.9	7	6.7	
Na2O	2.44	2.28	2.8	2.6	2.1	2.7	2.2	2.03	2.8	2.32	1.72	3.1	3.5	0.8	2.6	2	1.2	0.7	1.2	0.8	0.6	1.03	1.02	1.44	1.38	2.5	3	2.6	2.7	2.6	2.4	3	3	2.7	2	
K2O	2.44	2.28	4.51	4.05	3.95	2.67	1.67	3.05	2.83	1.75	2.68	2.65	1.24	6.82	3.2	3.48	4.6	8.01	7.15	7.55	8.06	6.68	6.72	6.7	6.78	3.77	3.43	3.88	3.85	4.35	2	2.1	3.1	5.6		
P2O5	0.82	0.93	0.98	1.33	1.43	0.81	0.64	1.36	0.75	0.64	0.82	0.46	0.91	0.83	1.48	1.23	1.81	1.42	1.2	1.2	1.39	1.92	1.94	1.08	1.24	0.79	0.78	0.74	0.72	0.77	0.71	0.74	0.7	0.6	0.95	
PF.	6.36	7.1	4.69	3.17	3.72	3.21	3.06	3.39	3.48	2.58	3.9	2.73	1.41	1.83	1.96	4.13	4.35	5.46	6.25	4.65	-	-	-	-	-	7.69	5.15	5.89	3.76	4.67	4.91	2.2	5.3	2.12	4.17	
Total	99.4	98.9	100	100.3	99.5	100.1	99.7	96.5	98.6	98.6	98	98.8	99	98.3	98.7	98.8	101.7	101.1	95.6	97.6	98.4	95.69	94.96	92.92	93.16	98.2	99.2	98.2	99.2	98.7	99.2	99.7	99.7	99.4	99.5	
ppm																																				
V	153.97	207	131	168	218	220	310	294	319	388	253	177	200	217	255	242	190	253	231	250	280	87	88	158	148	239	320	298	285	302	316	285	37	36	170	165
Co	34.1	39.6	21.1	25.1	29	37.2	51.9	30.2	44.3	52	51.2	38.7	43.4	30.8	36.4	40.6	37.6	31	27.2	30.3	31.2	26	27	12	15	33.3	37.3	36.5	34.5	36.4	37.7	38	37	37	37	
Ni	90.02	142	10	21	41	67	106	31	98	119	230	102	170	55	64	115	86	32	21	26	33	38	38	52	48	27	30	44	35	41	44	65	50	150	200	
Ga	30.33	19.9	20	19	22	20	21.8	20.6	21.8	20.6	21.8	18	16	20	21	16	14	11	20	20	20	14	13	14	17	17	18	18	19	19	20	19	22	18	20	20
Ro	36.33	32.8	96.9	84.9	74.8	57	39.6	74.8	62.7	31.1	46.7	30.1	7.2	67.7	28.4	26.4	111	183	169	196	257	262	195	198	76.7	79.6	74.2	71.8	69.3	89.9	50	56	70	193	193	
Sc	1065	1610	1120	1480	950	720	380	933	664	743	632	340	510	930	530	600	880	1490	1380	1250	1540	936	947	538	554	1270	810	570	960	720	890	990	1050	715	950	950
Y	14.05	19.1	29	32.1	32.2	25.3	23.7	35.1	28.6	26.8	23.6	23.7	17.8	21.1	23.3	10.5	22.6	36.4	33.8	35	37.1	21	23	28	26	25.7	26.9	24.2	25.6	25.3	27.6	31	31	23	25	
Zr	143.18	210	380	370	360	330	330	324	313	293	214	160	123	169	161	117	220	480	440	450	460															

کتابکاری

آفازاده، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای انزان، خانکندی و شیورداغ، شمال و خاور اهر، آذربایجان خاوری، با نگرشی بر کانی‌زایی وابسته، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۴۶ صفحه.

شیردل، ن.، ۱۳۸۸- بررسی‌های سنگ‌نگاری و سنگ‌شناختی توده‌های نفوذی شمال خاور هوراند (خاور منجاو)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۵۰ صفحه.

References

- Abdel-Fattah, M. & Philip, E. N., 2004- Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological Magazine* 141, 545–563.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. & Vogt, K., 2011- Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dag plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148, 980–1008.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Rashidnejad Omran, N., Emami, M. H., Moinvaziri, H. & Badrzadeh, Z., 2010- The gabbro (shoshonitic)–monzonite–granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38, 199–219.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1–33.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67–95.
- Bergman, S. C., 1987- Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: A review of their occurrence, mineralogy and geochemistry, in *Alkaline Igneous Rocks*, edited by J. G. Fitton and B. G. J. Upton. Geological Society Special Publication London 30, 103–190.
- Bird, P., 1979- Continental delamination and the Colorado Plateau. *Journal of Geophysical Research* 84, 7561–7571.
- Bradshaw, T. K. & Smith, E. I., 1994- Polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63, 165–82.
- Canning, J. C., Henney, P. J., Morrison, M. A. & Gaskarth, J. W., 1996- Geochemistry of the late Caledonian minettes from northern Britain: implications for the Caledonian sub-continental lithospheric mantle. *Mineralogical Magazine* 60, 221–236.
- Chen, W. & Arculus, R. J., 1995- Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, U.S.A. *Lithos* 110, 99–119.
- Currie, K. L. & Williams, P. R., 1993- An Archean calc-alkaline lamprophyre suite, northeastern Yilgarn block, Western Australia. *Lithos* 31, 33–50.
- Davies, J. H. & Von Blanckenburg, F., 1995- Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planetary Science Letters* 129, 85–102.
- Domenick, M. A. & Basu, A. R., 1982- Age and origin of the Cortlandt Complex, New York: Implications from Sm-Nd data. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 290–294.
- Dostal, J. & Owen, J. V., 1998- Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. *Geology Rundsch* 87, 67–77.
- Fitton, J. G., James, D. & Leeman, W. P., 1991- Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96, 13693–13712.
- Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H. & Toscani, L., 1987- The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews* 24, 81–134.
- Fowler, M. B. & Henney, P. J., 1996- Mixed Caledonian appenite magmas: implication for lamprophyre fractionation and high Ba- Sr Granite genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126, 199–215.
- Hajalilou, B., Moayyed, M. & Hosseinzadeh, G., 2009- Petrography, geochemistry and geodynamic environment of potassic alkaline rocks in Eslamy peninsula, northwest of Iran. *Journal of Earth System Sciences* 118, 643–657.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. P. & Molnar, P., 1981- Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research* 86, 6115–6132.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G. & Villari, L., 1982- Anatolia and northwestern Iran. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Wiley, New York, 360 pp.
- Jaques, A. L., Lewis, J. D. & Smith, C. B., 1986- Kimberlites and lamproites of Western Australia. *Geological Survey Western Australia Bulletin* 132, 268.
- Kerr, A. C., Khan, M., Mahoney, J. J., Nicholson, K. N. & Hall, C. M., 2010- Late cretaceous alkaline sills of the south Tethyan suture zone, Pakistan, initial melts of the Réunion hotspot. *Lithos* 117, 161–171.
- Kinzler, R. J., 1997- Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to midocean ridge basalt petrogenesis. *Journal of Geophysical Research* 102, 853–874.

- Le Maitre, R.W., 1989- A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematic of igneous rocks. Oxford, Blackwell Science Publications, 193pp.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G., 1997- Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist* 35 219–246.
- Loneragan, L. & White, N., 1997- Origin of the Betic–Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504–522.
- McKenzie, D. P. & O'Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32, 1021–1091.
- McKenzie, D. P. & O'Nions, R. K., 1995-The source regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* 36, 133–159.
- McKenzie, D., 1989- Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planetary Science Letters* 95, 53–72.
- Moayyed, M., Moazzen, M., Calagari, A. A., Jahangiri, A. & Modjarrad, M., 2008- Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implications for deep-mantle metasomatism. *Chemie der Erde/ Geochemistry* 68, 141–154.
- Moin vaziri, H., 1985-Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran, These d'Etat, Université Paris-Sud, Orsay. 185pp.
- Moradian-Shahrabaky, A., 1997- Geochemistry, Geochronology, and Petrology of Feldspathoid-bearing Rocks in the Urumieh-Dokhtar Volcanic belt, Iran. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, 411pp.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757–775.
- Nelson, D. R., McCulloch, M. T. & Sun, S. S., 1986- The origins of ultra-potassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 231–245.
- Pearce, J. A. & Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences* 23, 251–285.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with application to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48.
- Prelevic, D., Foley, S. F., Romer, R. L., Cvetkovic, V. & Downes, H., 2005- Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: constraints on petrogenesis and mantle source characteristics. *Journal of Petrology* 46, 1443–1487.
- Rock, N. M. S., 1977- The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations. *Earth-Science Reviews* 13, 123–169.
- Rock, N. M. S., 1987-The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: J. G., Fitton & B. G. J., Upton (Eds), *alkaline igneous rocks*. Geological Society Special Publication 30, 191–226.
- Rock, N. M. S., 1991- Lamprophyres. Blackie and Son, Glasgow, 181pp.
- Roden, M. F., 1981- Origin of coexisting minette and ultramafic breccia, Navajo Volcanic Field. *Contributions to Mineralogy Petrology* 11, 195–206.
- Rogers, N. W., Bachinski, S. W., Henderson, P. & Parry, S. J., 1982- Origin of potash-rich basic lamprophyres trace element data from Arizona minettes. *Earth and planetary science letters* 57, 305–312.
- Seifert, T., 2008-Metallogeny and petrogenesis of Lamprophyres in the Mid-European Variscides, IOS press, 303pp.
- Shand, P., Gaskarth, J. W., Thirlwall, M. F. & Rock, N. M. S., 1994- Late Caledonian lamprophyre dyke swarms of south-eastern Scotland. *Mineralogy and Petrology* 51, 277–298.
- Shaw, D. M., 1970-Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237–243.
- Sheppard, S. & Taylor, W. R., 1992- Barium- and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bunday, Northern Territory, Australia. *Lithos* 28, 303–25.
- Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D. & Wang, K., 1999-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, 433–448.
- Stille, P., Clauer, N. & Abrecht, J., 1989- Nd isotopic composition of Jurassic Tethys seawater and the genesis of Alpine Mn-deposits: evidence from Sr–Nd isotope data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1095–1099.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989 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, 313–345.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1985- The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell Scientific, Oxford. 312 pp.
- Thompson, N., Leat, P. T., Dichina, P., Morrison, A., Hendry, L. & Gibson, A., 1989-Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U.S.A. *Earth and Planetary Science Letters* 98, 139–153.

- Thompson, R. N. & Gibson, S. A., 1994- Magmatic expression of lithospheric thinning across continental rifts. *Tectonophysics* 233, 41–68.
- Von Seckendorff, V., Timmerman, M. J., Kramer, W. & Wrobel, P., 2004- New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of late Carboniferous to early Permian lamprophyres and related volcanic rocks in the Saxothuringian Zone of the Variscan Orogen (Germany). In: WILSON, M., NEUMANN, E.-R., DAVIES, G. R., TIMMERMAN, M. J., HEEREMANS, M. & LARSEN, B. T. (eds) *Permo-Carboniferous Rifting and Magmatism in Europe*. Geological Society London, Special Publications 223, 335–359.
- Weaver, B. L., Wood, D. A., Tarney, J. & Joron, J., 1987- Geochemistry of ocean island basalt from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunda. In: FITTON, J.G. & UPTON, B. G. J., (eds), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society London Special Publications 30, 253–267.
- Woolley, A. R., Bergman S. C., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M. S. & Smith, B. H., 1996- Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Canadian Mineralogist* 34, 175–186.
- Xu, X. W., Zhang, B. L., Qin, K. Z., Mao, Q. & Cai, X. P., 2007- Origin of lamprophyres by the mixing of basic and alkaline melts in magma chamber in Beiya area, western Yunnan, China. *Lithos* 99, 33: 9-362.
- Yoder, H. S. & Tilley, C. E., 1961- Derivation of magma types from a primary magma. *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 60, 106-113.
- Zhang, H. C., Thurber, D., Shelly, S., Beroza, G. & Hasegawa, A., 2003- Subducting slab structure beneath northern Honshu, Japan, revealed by Double-Difference tomography. *Geology* 102, 211-219.

Petrology and Petrogenesis of Alkaline and Calc-Alkaline Lamprophyres in the NW Iran

M. Aghazadeh ^{1*} & Z. Badrzadeh ¹

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Iran

Received: 2012 July 04

Accepted: 2013 March 05

Abstract

In the northwestern Iran mica-and amphibole-rich lamprophyres crop out mainly as dyke and they cut Pre-Pliocene strata. They exposed in the Arasbaran, Eslamy Peninsula, and Mishu range. According to the mineralogy and mineral chemistry, amphibole-rich lamprophyres have kaersutite type amphiboles and diopside phenocrysts in the matrix of same mafic minerals, feldspars, and altered glass. These lamprophyres in some thin sections have olivine and phlogopite. Mica-rich lamprophyres include phlogopite and diopside phenocrysts in the matrix of same mafic minerals, abundant glass and secondary minerals. According to the mineralogy, mineral chemistry, and geochemistry, amphibole-rich lamprophyres are alkaline and show camptonite-sannaite composition but mica-rich lamprophyres are calc-alkaline and represent minette composition. Alkaline lamprophyres represent characteristics of OIB type magma while calc-alkaline lamprophyres show characteristics of magmas originated in the subduction dominant tectonic setting. Sorkheh amphibole-bearing lamprophyres show both alkaline and calc-alkaline type lamprophyres. Regarding to geochemical features both calc-alkaline and alkaline lamprophyres originated from heterogeneous mantle with different proportions of spinel, garnet and hydrous minerals (e.g. phlogopite and amphibole). Calc-alkaline lamprophyres originated from a mantle enriched in phlogopite and alkaline lamprophyres originated from lithospheric mantle that metasomatised by deep mantle and enriched in amphibole. Both mentioned mantles associated in the petrogenesis of the Sorkheh amphibole-bearing lamprophyres. The lamprophyres were emplaced in the post collisional tectonic setting.

Keywords: Lamprophyre, Alkaline, Calc-Alkaline, Petrogenesis, Iran.

For Persian Version see pages 87 to 102

*Corresponding author: M. Aghazadeh; E-mail: Mehrajaghazadeh@yahoo.com