



بررسی سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و تعیین دما و فشار تبلور کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در دایک‌های دیابازی و لامپروفیری قطعه جوپار در جنوب کرمان

فرزانه ارژنگ نژاد^۱، غلامرضا قدمی^{۱*}، عباس مرادیان^۲، محمد پوستی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه کرمان، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۸/۲۱، نسخه نهایی: ۹۷/۱۱/۱۴)

چکیده: در جنوب شهر کرمان و در غرب روستای گلوک، مجموعه‌ای از دایک‌های دیابازی و لامپروفیری با روند شمال غرب- جنوب شرق رخنمون دارند. این دایک‌ها با ضخامت حدود ۱-۵ متر در سنگ‌های آتشفشانی میزبان (به سن نوزا) قطعه جوپار در پهنه ایران مرکزی و بخش جنوبی قطعه پشت بادام نفوذ کرده‌اند. بافت غالب دایک‌های دیابازی و لامپروفیری پورفیری و گلوپورفیری است. بلورهای دیوپسید، الیون و آمفیبول فازهای اصلی و بلورهای ریز پلاژیوکلاز در زمینه از ویژگی‌های لامپروفیرهاست. سنگ‌های دیابازی دارای فازهای اصلی دیوپسید و فلدسپار هستند. بررسی دما- فشارسنجی به روش‌های مختلف نشان می‌دهد که فشار تبلور پیروکسن‌ها حدود ۶ کیلوپار و دمای تبلور آنها حدود ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد بوده است. دماسنجی به روش فلدسپارها دمای حدود ۵۰۰-۶۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند که پایین بودن این دما می‌تواند ناشی از دگرگونی‌های زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها طی تبلور باشد. بر اساس ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها و برپایه نمودارهای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی، ماگمای سازنده دایک‌های مورد بررسی قلیایی و وابسته به پهنه فرورانش بوده و از ذوب‌بخشی گوشته گارنت‌دار پدید آمده است.

واژه‌های کلیدی: دیاباز؛ لامپروفیر؛ قلیایی؛ گوشته گارنت‌دار؛ ایران مرکزی؛ جوپار.

مقدمه

لامپروفیرهای جنوب املش را بررسی کرده و آنها را از نوع قلیایی (مونشکیت) دانسته‌اند. روانخواه و همکاران [۲] توده‌های لامپروفیری و گابروی قلیایی هوای را مربوط به قوس پسا برخوردی می‌دانند. آقازاده و همکاران [۳] خاستگاه لامپروفیرهای غنی از آمفیبول شمال غرب ایران را گوشته‌ی لرزولیتی غنی از کانی‌های آبدار در نظر گرفته‌اند و قدمی و همکاران [۴] خاستگاه لامپروفیرهای ده بازرگان- سر آسیاب را گوشته دگرنهاد (اسپینل- گارنت لرزولیتی) با کانی‌های آبدار در یک پهنه پسابروردی دانسته‌اند. بررسی بازالت‌ها نیز به علت ترکیب شیمیایی محدود و کانی‌شناسی ساده آنها در کشف چگونگی رخداد ذوب بخشی، صعود و محیط زمین ساخت احتمالی مهم است. در این پژوهش، برای نخستین بار

قطعه جوپار که بزرگترین قطعه راین است در جنوب شهرستان کرمان در بخش شمالی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ راین و بخش جنوبی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمان قرار دارد. مجموعه سنگ‌های آذرین قطعه جوپار از دو بخش اسیدی و حادواسط - بازی تشکیل شده است که به وسیله چند دایک دیابازی و لامپروفیری قطع شده‌اند. از آنجا که بیشتر زمین‌شناسان قطعه جوپار را با سنگ‌های رسوبی می‌شناسند و اطلاعی از فعالیت‌های آذرین منطقه جوپار ندارند، تاکنون پژوهش سنگ‌شناسی پیرامون واحدهای آذرین این قطعه انجام نشده است. البته در سال‌های اخیر پژوهشگران بسیاری به بررسی لامپروفیرهای ایران پرداخته‌اند، از جمله صلواتی و همکاران [۱]

کلی و به منظور تفکیک ساختارهای مختلف زمین‌شناسی از هم بوده است و در این نقشه‌ها به وجود دایک‌ها به‌ویژه لامپروفیرها نشده و دایک‌های لامپروفیری مورد نظر به عنوان بازالت معرفی شده‌اند.

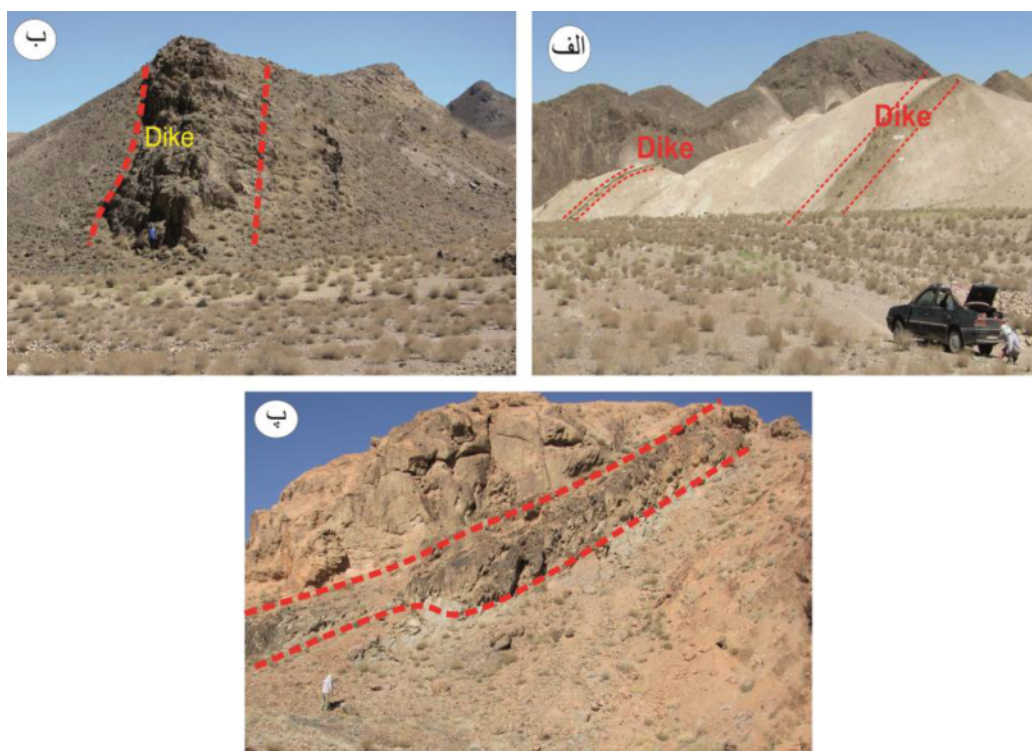
بررسی‌های صحرایی

در منطقه‌ی مورد بررسی، سنگ‌های رسوبی کرتاسه تا کواترنزی دیده می‌شوند، اما واحدهای آتشفشانی به سن نوزا [۷] در بخش غربی قطعه جوپار و در شرق روستای گلوکم دیده می‌شوند و شامل رخنمون قابل توجهی از توده‌های بازالتی، آندزیتی و ریولیتی هستند. واحدهای آذرین قطعه جوپار توسط بسیاری از دایک‌ها قطع شده‌اند. دایک‌های موجود در منطقه را می‌توان به دو نوع دیابازی و لامپروفیری تقسیم کرد که در صحرا به رنگ‌های سبز مایل به قهوه‌ای تیره، قرمز - قهوه‌ای و خاکستری دیده می‌شوند. در این منطقه، حدود ۱۵ دایک شناسایی شدند که ۳ مورد آنها لامپروفیری و بقیه از نوع دیاباز هستند (شکل ۱). دایک‌هایی دیابازی عمده دایک‌های موجود در منطقه را تشکیل می‌دهند، بیشتر راستای شمال غرب- جنوب شرقی و ضخامت‌های ۱-۵ متر دارند این روند احتمالاً بیانگر نظام زمین‌ساختی در زمان تشکیل آنها است.

کانی‌شناسی، بافت، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی دایک‌های دیابازی و لامپروفیری نوزای جوپار به دقت بررسی می‌شود. با توجه به ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها می‌توان اطلاعات بسیار مهمی از خاستگاه ماگمایی و شرایط فیزیکی شیمیایی چون فشار و گریندگی اکسیژن به دست آورد [۵]. در این نوشتار از ترکیب شیمیایی کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز برای برآورد شرایط دما - فشار سنجی زمان تشکیل سنگ‌های جوپار استفاده شده است.

جایگاه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

قطعه جوپار در ۲۰ کیلومتری جنوب شهرستان کرمان بین طول‌های جغرافیایی $29^{\circ} 56'$ تا $29^{\circ} 57'$ و عرض‌های جغرافیایی $54^{\circ} 29'$ تا $54^{\circ} 30'$ ، در بخش شمالی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ راین و بخش جنوبی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمان قرار دارد. این منطقه در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در گستره‌ی ایران مرکزی و در قسمت جنوبی قطعه پشت بادام قرار گرفته است [۶]. نخستین بررسی‌های زمین‌شناسی در این منطقه توسط سازمان زمین‌شناسی کشور انجام شده است که نتایج در قالب نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ راین و کرمان [۷] به چاپ رسیده است بررسی‌های انجام شده



شکل ۱ تصویر صحرایی از دایک‌های منطقه جوپار (الف) دایک‌های موازی دیابازی، (ب) دایک دیابازی با ضخامت حدود ۳ متر که در واحدهای آندزیتی نفوذ کرده است و (پ) دایک لامپروفیری به رنگ قهوه‌ای که در واحدهای اسیدی نفوذ کرده است.

ضخامت دایک‌های لامپروفیری کمتر و نزدیک به ۰/۵ تا ۲ متر است. مرز بیشتر دایک‌ها با سنگ‌های همبر کاملاً مشخص است، ولی گاهی در بعضی دایک‌ها مرزهای تماس پوشیده شده است. از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، بیشتر دایک‌ها دارای بافت کلی پورفیری هستند که بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن و گاهی الیون در آنها دیده می‌شود. تأثیر محلول‌های گرمایی و آب‌های سطحی باعث گسترش دگرسانی و هوازدگی، گسترش فرآیندهای کلریتی و ایجاد شکل‌های فرسایشی مختلف چون فرسایش پوست پیازی و قله‌ای شده است.

روش انجام پژوهش

در بازدیدهای صحرایی از دایک‌های دیابازی و لامپروفیری منطقه جویبار، چند نمونه به طور آزاد جمع آوری شدند. برای بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری، ۳۰ مقطع نازک تهیه شد. سپس از میان آنها، چندین نمونه از دایک‌ها برای تجزیه شیمیایی به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICPMS) به شرکت Lab West استرالیا فرستاده شدند. به منظور تجزیه با ریزکوالکترونی کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز از یک نمونه دایک لامپروفیری و دو نمونه از دایک‌های دیابازی به آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شدند. تجزیه ریزکوالکترونی کانی‌ها برای ۱۵ نقطه پیروکسن و ۹ نقطه پلاژیوکلاز در آزمایشگاه فرآوری مواد معدنی با دستگاه Cameca SX100 EMPA با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان الکتریکی ۳۰ نانو آمپر و قطر پرتو ۵ میکرومتر انجام شد. نتایج این تجزیه با استفاده از نرم افزارهای اکسل و Minpet تفسیر و نمودارهای لازم رسم شدند.

سنگ شناسی

در غرب قطعه جویبار در نزدیکی روستای گلومک، دایک‌های بازی و لامپروفیری در واحدهای آذرین بازی و اسیدی رخنمون دارند. از آنجا که دایک‌های مورد بررسی شامل سنگ‌های نیمه عمیق با ترکیب بازی هستند و نیز با توجه به بافت‌های نیمه عمیق چون بین‌دانه‌ای، پورفیری و خال خال، این سنگ‌ها دیاباز نامیده شده‌اند (شکل ۲ الف). در این سنگ‌ها، درشت-بلورهای خود شکل تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز (لابرادوریت)، پیروکسن (دیوپسید) و به مقدار کم الیون در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز ریزسنگی، الیون، کلینوپیروکسن و فلدسپار قلیایی دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز در مقاطع میکروسکوپی بیشتر به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و با اندازه ۰/۳ تا ۱/۵ سانتی متر دیده می‌شود که ۵۰-۶۰ درصد حجم سنگ

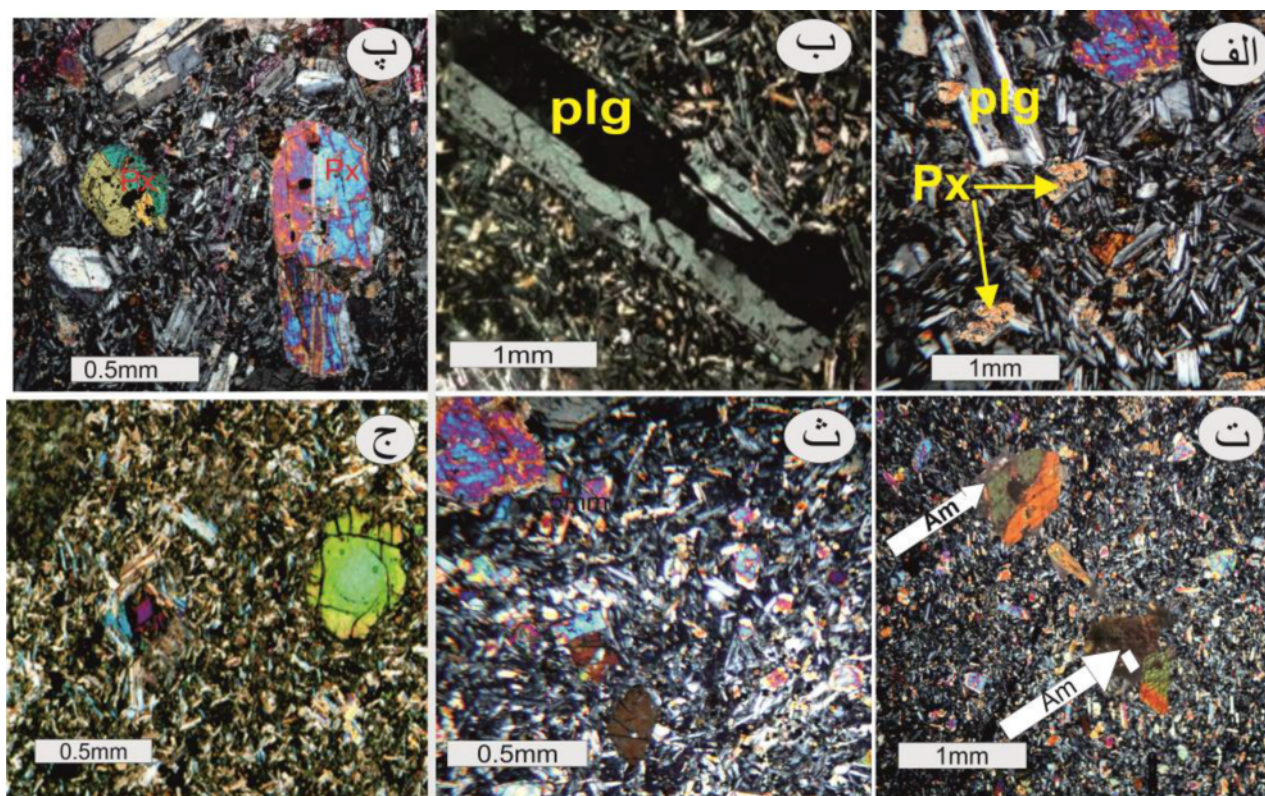
را تشکیل داده‌اند. با اندازه‌گیری زاویه خاموشی به کمک روش میشل لوی، نوع آنها لابرادوریت - بیتونیت (۳۵-۵۰) است، که میانبرهایی از کانی‌های کدر و الیون نیز در آنها دیده می‌شود. پلاژیوکلازها بیشتر سرسیتی شده‌اند و گاهی نیز سالم بوده و دارای ماکل چندریختی و بافت غربالی هستند (شکل ۲ ب) و بافت غربالی می‌تواند در اثر آمیختگی ماگمایی، کاهش فشار و تغییر در مقدار مواد فرار تشکیل شده باشد. در نمونه دایک‌های مورد بررسی، احتمال کاهش فشار و تغییر در مقدار مواد فرار بیشتر است. با نزدیک شدن دایک‌ها به سطح زمین و همچنین به دلیل سرد شدن ناگهانی مذاب که موجب رشد سریع بلور می‌شود، مناطق غربالی، مواد مذاب و بخار را به صورت میانبر به دام می‌اندازند. از طرف دیگر، پلاژیوکلازها در عمق‌های زیاد از ماگما متبلور شده و سپس در اثر کاهش فشار و از دست دادن بخار و مواد سیال انحلال یافته‌اند [۸]. درشت بلورهای کلینوپیروکسن به صورت بی‌شکل تا شکل‌دار با اندازه متوسط ۱ سانتی‌متر با زاویه خاموشی ۳۷-۴۶ درجه از نوع دیوپسید- اوژیت هستند. آنها گاهی همراه با ماکل دوتایی و تکراری دیده می‌شوند (شکل ۲ پ). درون برخی از درشت بلورهای پیروکسن، میان‌برهایی از پلاژیوکلاز و گاهی کانی-های کدر دیده می‌شود. بلورهای پیروکسن گاهی سالم هستند ولی بیشتر دچار دگرسانی کلریتی و اورالیتی شده‌اند که اغلب از سمت لبه به طرف مرکز در حال گسترش است. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها، مگنتیت، ارتوپیروکسن و کانی‌های ثانویه کلسیت، زئولیت و کلریت است.

ویژگی‌های میکروسکوپی لامپروفیرها

براساس کانی‌شناسی، ترکیب و گردهمایی زمین‌ساختی، سه گروه از لامپروفیرها معرفی شده‌اند: ۱- لامپروفیرهای آهکی قلیایی، ۲- لامپروفیرهای قلیایی و ۳- لامپروفیرهای الترامیفیک [۹، ۱۰]. در منطقه مورد بررسی، با توجه به حضور درشت بلورهایی از کانی‌های آبدار (آمفیبول)، الیون و یا کلینوپیروکسن به نظر می‌رسد که لامپروفیرهای جویبار از نوع قلیایی (کامپتونیت) باشند [۹]. لامپروفیرهای مورد بررسی دارای بافت پورفیری و گلومروپورفیری و جریانی هستند که مهمترین ترکیب کانی‌شناسی آنها پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیون و آمفیبول قهوه‌ای است. فراوانترین درشت‌بلورهای این دسته از سنگ‌ها شامل دیوپسید، کانی‌های فرومنیزین آبدار (آمفیبول) است. درشت‌بلورهای الیون نیمه شکل‌دار با قطر متوسط ۱ میلیمتر نزدیک به ۱۰-۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل

گاه به صورت درشت بلور دیده نمی‌شوند و به صورت ریزسنگ در زمینه هستند (شکل ۲ ث). کلریتی‌شدن و رسی شدن از دگرسانی‌های قابل مشاهده در این سنگ‌هاست. فراوانی کانی پلاژیوکلاز بسیار بیشتر از فلدسپارقلیایی است. پلاژیوکلازها گاهی به صورت شعاعی در خمیره لامپروفیرها رشد کرده و تشکیل بافت چشمی داده‌اند (شکل ۲ ج) که این بافت با ویژگی عدم آمیختگی سیلیکات-سیلیکات در فشار بالای مواد فرار گسترش می‌یابد. بافت چشمی عبارت است از نظم‌گیری مجموعه بلوری از درشت بلورها به صورت شعاعی در اطراف درشت بلورهای درشت‌تر که شکل شاخه‌ای گرد به خود می‌گیرند. زمینه شامل ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول (۱۰ درصد حجمی) بیوتیت (۵ درصد) است. کانی‌های کدر و ارتوپروکسن از کانی‌های فرعی و کلسیت، سرسیت، اپیدوت و کوارتز از کانی‌های ثانویه محسوب می‌شوند. با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی بیان شده در بالا به نظر می‌رسد که لامپروفیرهای منطقه از نوع کامپتونیت باشند.

می‌دهد و اغلب در راستای شکستگی‌ها سرپانتینی شده‌اند. پیروکسن‌ها به صورت دانه درشت تا دانه‌ریز با زاویه خاموشی ۳۵ درجه از نوع دیوپسید - اوژیت با متوسط قطر ۳ میلی متر حدود ۳۰ درصد حجم درشت بلورهای لامپروفیرها را شامل می‌شود. لبه‌های باریکی از آنها به علت اکسیده شدن به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود. در نمونه‌های مورد بررسی ارتوپروکسن نیز دیده می‌شود، اما از فراوانی کمتری برخوردار است و با خاموشی مستقیم (موازی) قابل تشخیص است. وجود درشت بلور و ریزسنگ آمفیبول قهوه‌ای از دیگر ویژگی‌های این دسته است که حدود ۱۵-۲۰ درصد از حجم درشت بلورها را شامل می‌شود اندازه ریزسنگ‌های آمفیبول بین ۰/۱ تا ۰/۵ میلیمتر و درشت بلورها ۱-۳ میلیمتر است. در مقاطع میکروسکوپی، آمفیبول‌های قهوه‌ای به طور معمول به شکل لوزی و منشوری دیده می‌شوند که گاهی ماکل و چندرنگی از خود نشان می‌دهند (شکل ۲ ت). فلدسپارها با فراوانی حدود ۳۰-۴۰ درصد بیشترین درصد حجمی را به خود اختصاص می‌دهند، اما هیچ



شکل ۲ تصویرهای میکروسکوپی با نور قطبیده متقاطع (XPL) از دایک‌های دیابازی و لامپروفیری جوار. الف) بافت بین دانه‌های سنگ‌های مورد بررسی که بلورهای پیروکسن بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند، ب) بافت غربالی در درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پ) ماکل دوتایی در بلورهای پیروکسن، ت) کانی آمفیبول با ماکل دوتایی در دایک لامپروفیر منطقه، ث) دایک لامپروفیری بدون حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کانی فلسیک و ج) رشد شعاعی پلاژیوکلاز و تشکیل بافت چشمی.

زمین شیمی سنگ کل

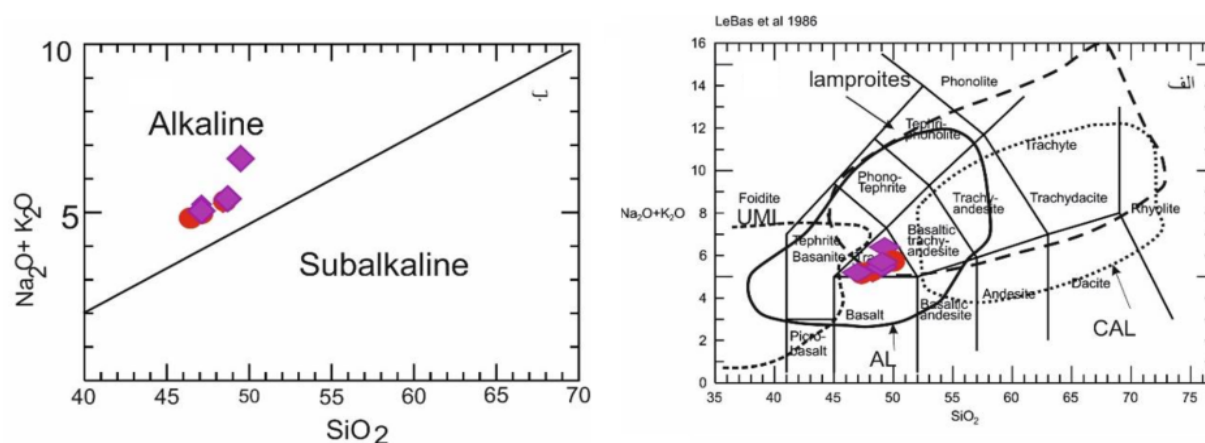
ماهیت قلیایی دارند. نمونه‌های لامپروفیری در گستره‌ی بازالت

قلیایی و تراکی بازالت قرار می‌گیرند و در گستره‌ی لامپروفیرهای قلیایی رسم می‌شوند (شکل ۳).



در جدول ۱ میانگین نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های دایک‌های دیابازی و لامپروفیری جوپار آورده شده است. بررسی زمین‌شیمیایی نمونه‌های سنگی نشان می‌دهد که همه آنها

جدول ۱ داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (بر حسب درصد وزنی) و کمیاب (بر حسب ppm) به دست آمده از تجزیه سنگ کل دایک‌های بازی و لامپروفیری منطقه مورد بررسی به روش (ICP-MS): Db: دیاباز Lp: لامپروفیر.

عنصر	1-5-j	1-8-j	1-12J	17N	81-P	41-J-P	101-J-P
	Db	Db	Db	Db	Lp	Lp	Lp
SiO ₂	۴۷٫۱	۴۹٫۲۶	۴۸٫۸۶	۴۸٫۴۱	۴۹٫۱	۴۷٫۲۶	۴۷٫۸۶
TiO ₂	۰٫۹۶	۱٫۲۶	۱٫۳۶	۰٫۹۷	۱٫۹۶	۱٫۲۶	۱٫۵۶
Al ₂ O ₃	۱۶٫۳۹	۱۶٫۹۲	۱۶٫۸۵	۱۵٫۳	۱۵٫۳۹	۱۴٫۹۳	۱۵٫۵۳
Fe ₂ O ₃	۸٫۹۳	۹٫۴۵	۸٫۴۵	۱۰٫۱	۸٫۴۳	۹٫۴۵	۸٫۹۵
MnO	۰٫۷۸	۰٫۳۳	۰٫۷۸	۰٫۲۹	۰٫۱۸	۰٫۳۳	۰٫۷۸
MgO	۷٫۴۴	۶٫۷۸	۶٫۸۵	۷٫۷۱	۸٫۴۴	۷٫۷۸	۷٫۸۵
CaO	۹٫۵۳	۷٫۱۶	۹٫۸۲	۱۰٫۴۱	۹٫۳۳	۱۰٫۱۶	۹٫۸۶
Na ₂ O	۲٫۶۱	۳٫۴۱	۲٫۸۹	۲٫۴۲	۳٫۶۱	۳٫۰۱	۳٫۰۳
K ₂ O	۲٫۶۳	۲٫۹۹	۲٫۴۹	۲٫۸۵	۲٫۰۳	۲٫۱۹	۲٫۲۹
P ₂ O ₅	۰٫۷۲	۰٫۸۶	۰٫۸۳	۰٫۷۹	۰٫۷۱	۰٫۸۲	۰٫۷۳
SO ₃	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
LOI	۲٫۲	۱٫۷	۱٫۲۲	۰٫۷۲	۱٫۲	۲٫۳	۱٫۹۲
مجموع	۹۹٫۴۱	۱۰۰٫۱۸	۱۰۰٫۵۳	۹۹٫۹۷	۱۰۰٫۴۴	۹۹٫۲۸	۱۰۰٫۴۲
Cs	۱۳۵	۱۳۰	۱۴۲	۱۳۵	۱۲۰	۱۱۱	۱۴۲
Rb	۱۱۲	۸۹	۹۷	۹۳	۱۱۰	۱۰۳	۹۹
Ba	۴۸۹	۵۰۱	۴۶۳	۴۰۹	۶۲۳	۶۲۰	۵۹۳
Sr	۸۹۶	۷۴۵	۸۵۵	۷۱۹	۹۹۷	۸۸۶	۸۹۶
Pb	۱۷٫۶	۱۴٫۶۳	۱۹٫۲	۱۹٫۲	۱۸٫۲	۱۷	۱۷٫۵۲
Th	۶	۴٫۳۶	۶٫۲۳	۶٫۰۱	۶٫۶	۵٫۶	۷٫۲
U	۳	۲٫۳	۴	۵	۲٫۲	۲٫۳	۲
Zr	۱۹۶	۱۸۹	۱۹۳	۲۱۱	۱۶۶	۱۸۵	۱۸۵
Hf	۴۵	۳۸۲	۴۱۴	۵۰۱	۴۴	۳۷۲	۴۱۴
Ta	۱٫۹	۱٫۲	۱٫۶۳	۱٫۳۲	۱٫۵	۱٫۲	۱٫۶
Y	۴۱	۳۰	۳۲	۳۳	۲۸	۲۸	۲۶
Nb	۳۰	۲۵	۲۹	۲۵	۲۷	۲۶	۲۶
La	۴۶	۴۸	۵۱	۵۲	۴۷	۴۶	۵۱
Pr	۸۶	۸۴	۸۹	۹۱	۱۱	۱۲	۱۱
Nd	۳۹	۳۶	۳۷	۴۰	۴۲	۴۰	۴۰
Sm	۸۰۸	۷۸۹	۷۶۴	۷۹۹	۶۴۱	۶۷۵	۶۴۴
Eu	۲٫۵۲	۲٫۲۶	۲٫۴۲	۲٫۶۲	۱٫۷۵	۱٫۸۹	۲٫۰۲
Gd	۷٫۰۷	۷٫۳	۷٫۳۲	۷٫۷۴	۶٫۴	۵٫۷۸	۵٫۹
Tb	۱٫۰۱	۰٫۸۶	۱٫۰۲	۱٫۰۱	۰٫۸۹	۰٫۸۱	۱٫۰۲
Dy	۴٫۲	۴٫۳	۴٫۷۹	No	۴٫۳۲	۴٫۴۷	۴٫۳
Ho	۱٫۰۴	۰٫۹۶	۰٫۹	۱٫۰۳	۰٫۹۱	۰٫۹۴	۰٫۹
Er	۲٫۵۲	۲٫۵۵	۲٫۴۷	۲٫۶۶	۲٫۴۱	۲٫۱۴	۲٫۵۱
Tm	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۳۲	۰٫۳۱
Yb	۲٫۰۳	۲٫۱۲	۲٫۰۸	۲٫۱۶	۱٫۹۶	۲٫۲	۲٫۷
Lu	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۳۱	۰٫۳۲
Ce	۸۳	۸۴	۸۳	۸۰	۱۰۱	۹۵	۱۰۰
Cr	۱۸۶	۱۹۲	۱۶۲	۱۴۲	۲۴۱	۲۰۳	۲۰۸
Ni	۶۹	۶۲	۷۱	۶۲	۷۳	۷۸	۸۵
V	۱۴۴	۱۸۹	۱۸۶	۱۷۵	۱۸۹	۱۸۵	۱۷۸
Ga	۱۶۸۶	۲۱۰۳	۱۵۴۲	۱۲۰۳	۱۴۴۵	۱۷۱۲	۱۳۲
Zn	۸۶	۱۱۲	۱۰۰	۹۳	۷۸	۷۸	۸۵
Cu	۳۶	۳۷	۳۶	۳۹	۴۷	۴۴	۴۷
Be	۲٫۷	۱٫۹	۲٫۷	۲٫۲	۱٫۷	۲	۱٫۵
Ge	۰٫۸۲	۰٫۸۱	۰٫۷۱	۰٫۷۲	۱٫۰۳	۰٫۹۵	۰٫۸۵
Hg	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵
Li	۴۵٫۷	۳۰٫۵۲	۴۵٫۱	۴۲	۳۰٫۲	۲۹	۳۳
Sn	۳٫۴	۲٫۶۳	۳٫۱۸	۲٫۸	۲	۳	۳٫۳
Tl	۱	۰٫۹	۰٫۶	۹	۲٫۲	۲٫۰۱	۲

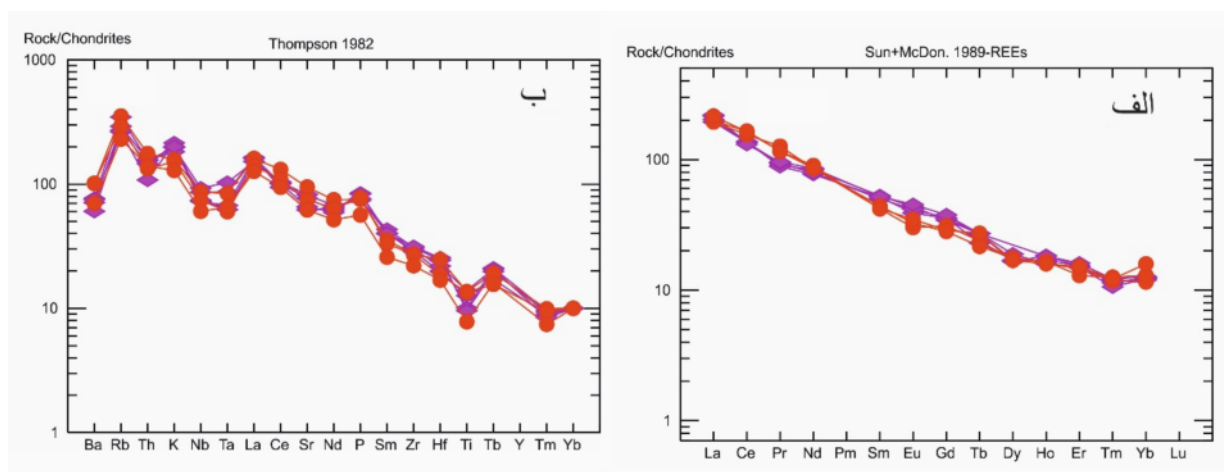


شکل ۳ الف- تقسیم بندی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مرجع [۱۴]. گستره‌های لامپروفیر و لامپروئیت و خط تفکیکی سری‌های ماگمایی برگرفته از مرجع [۱۵] است. (گستره با خطوط پرننگ: ترکیب لامپروفیر قلیایی، گستره با خط چین بزرگ: لامپروفیرهای فرامافیک (UML)، گستره با خط چین ریز: لامپروفیر آهکی قلیایی (CAL) و گستره با نقطه چین: لامپروئیت) ب) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ نسبت به SiO_2 [۱۶].

لامپروفیرها:  دیابازها: 

از جدایش کانی‌های الیوین، زیرکن یا هورنبلند باشد [۱۱].
الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های آتشفشانی جوپار بهنجار شده با مقادیر کندریت [۱۲] (شکل ۴ ب) تهی شدگی مشخص در K, Th, Ba, Ti, Nb, Ta و غنی شدگی در عناصر Rb و Ra نشان می‌دهد. به عقیده برخی پژوهشگران تهی شدگی از Ta-Nb و غنی شدگی از LREE و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) می‌تواند ناشی از دو عامل (۱) تشکیل ماگماها از یک گوشته غنی شده (در اثر سیال‌های فرورانشی) و (۲) آلیایش پوسته‌ای ماگماهای شکل گرفته از گوشته باشد [۱۳].

شبهات در تغییرات عناصر ناسازگاری مانند عناصر خاکی نادر (شکل ۴ الف) نشان می‌دهد که همه نمونه‌های مورد بررسی به هم وابسته هستند و احتمالاً از یک سنگ خاستگاه مشترک ایجاد شده‌اند. در این الگو، تدریجی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) به میانه (MREE) و سنگین (HREE) و با شیب منفی دیده می‌شود که این امر را می‌توان با نسبت‌های $(La/Sm)_N$ از ۳٫۳۰ تا ۶٫۶۰ و $(Sm/Yb)_N$ از ۲ تا ۴ و $(La/Yb)_N$ از ۸٫۵ تا ۱۷٫۵ نیز تأیید کرد. افقی بودن روند عناصر HREE می‌تواند نشانه خاستگاه گوشته گارنت‌دار برای منطقه مورد بررسی و تهی‌شدگی آنها (HREE) می‌تواند ناشی



شکل ۴ الف) الگوی REE در سنگ‌های بازالتی قطعه چوپار [۱۷] و ب) نمودار به‌هم‌نگار شده‌ی سنگ‌های منطقه مورد بررسی نسبت به کندریت [۱۲] علائم مانند شکل ۳ هستند.

شیمی کانی‌ها

از نتایج تجزیه‌ی نقطه‌ای ریزپردازشی کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز که در جدول‌های ۲ و ۳ آورده شده‌اند. به منظور نامگذاری، شناسایی ترکیب شیمیایی، تعیین دما و فشار تبلور تعادلی مجموعه کانیایی در سنگ‌های منطقه جویبار استفاده شد.

پیروکسن

کلینوپيروكسن‌ها پس از پلاژیوکلازها فراوانترین کانی در دایک‌های دیابازی جویبار هستند که بیشتر به صورت درشت بلورهای شکل‌دار و گاهی ریزبلور در بین ریزسنگ‌های فلدسپارها دیده می‌شوند. برای نامگذاری این کانی از روش مرجع [۱۸] استفاده شد. در این روش، نخست از نمودار Q-J

که انواع پیروکسن‌های سدیمی، سدیمی-کلسیمی و کلسیمی را از هم جدا می‌کند استفاده شد (شکل ۵ الف). مقدار عدد منیزیم $Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe + 2)$ این کانی حدود ۷۰/۳۰-۹۵/۹۶ درصد (برای دیابازها و لامپروفیرها) محاسبه شد و مجموع کاتیون‌های $Na+Ca+Fe+2$ آنها نزدیک به ۲ است. بنابراین، آنها در گستره آهن-منیزیم-کلسیم قرار می‌گیرند. ترکیب اعضای نهایی این کانی در دیابازها و لامپروفیرها در گستره (Fs(7.19 - 14.35)، En(35.64 - 42.60) و Wo(50) است. براساس نمودار مثلثی ولاستونیت-انستاتیت-فروسیلیت [۱۹]، پیروکسن‌ها از نوع دیوپسید هستند (شکل ۵ ب).

جدول ۲ داده‌های تجزیه ریزکالکترونی (بر حسب درصد وزنی) برای کانی پیروکسن در دایک‌های بازی.

Error! Not a valid link.Point	Px1	Px2	Px3	Px4	Px5	Px6	Px7	Px8	Px9	Px10
SiO ₂	۴۸٫۹۷	۴۹٫۰۸	۵۰٫۰۱	۴۹٫۰۱	۴۹٫۰۱	۴۸٫۹۹	۴۹٫۷۷	۴۹٫۲۳	۴۸٫۸۲	۴۹
TiO ₂	۱٫۶۲	۱٫۹	۱٫۶۵	۱٫۳۹	۱٫۸۷	۱٫۴	۱٫۵۴	۱٫۵	۱٫۸۸	۱٫۸۷
Al ₂ O ₃	۳٫۲۶	۲٫۸۲	۲٫۸۹	۲٫۷۸	۳٫۰۳	۲٫۸۸	۲٫۸۹	۳	۲٫۷۸	۲٫۶۹
FeO	۷٫۷۸	۱۰٫۱۱	۱۰٫۰۵	۱۰٫۶۵	۱۰٫۰۶	۸٫۹۱	۹٫۸۵	۱۰٫۶۳	۹٫۹۳	۱۰٫۰۶
MnO	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۲۸	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۳۱	۰٫۳۶
MgO	۱۵٫۰۹	۱۴٫۹۶	۱۴٫۱۴	۱۵٫۰۳	۱۴٫۴۳	۱۵٫۱۶	۱۴٫۶۴	۱۴٫۶۸	۱۴٫۸۲	۱۵٫۰۳
CaO	۲۲٫۵۲	۲۰٫۳۶	۲۰٫۸۶	۲۰٫۹۸	۲۰٫۸۲	۲۱٫۶۶	۲۰٫۲۱	۱۹٫۸۹	۲۰٫۴۸	۲۰٫۸۲
Na ₂ O	۰٫۵۶	۰٫۵	۰٫۵۸	۰٫۵۲	۰٫۴۷	۰٫۵	۰٫۵۱	۰٫۵۳	۰٫۵۴	۰٫۴۷
K ₂ O	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۴	۰٫۲۸	۰٫۳	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۰٫۲۹
مجموع	۱۰۰٫۶۶	۱۰۰٫۴۸	۱۰۰٫۹۹	۱۰۰٫۹۷	۱۰۰٫۳	۱۰۰٫۲۳	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۱۱	۹۹٫۹۹	۱۰۰٫۶۲
Si	۱٫۷۹۶	۱٫۸۱۷	۱٫۸۴۷	۱٫۸۰۵	۱٫۸۲۱	۱٫۸۰۹	۱٫۸۴۹	۱٫۸۳۱	۱٫۸۱۶	۱٫۸۱۲
Ti	۰٫۰۴۵	۰٫۰۵۳	۰٫۰۴۶	۰٫۰۳۸	۰٫۰۵۲	۰٫۰۳۹	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۲	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۲
Al	۰٫۱۴۱	۰٫۱۲۳	۰٫۱۲۶	۰٫۱۲۱	۰٫۱۳۳	۰٫۱۲۵	۰٫۱۲۷	۰٫۱۳۲	۰٫۱۲۲	۰٫۱۱۷
Al ₄	۰٫۱۴۱	۰٫۱۲۳	۰٫۱۲۶	۰٫۱۲۱	۰٫۱۳۳	۰٫۱۲۵	۰٫۱۲۷	۰٫۱۳۲	۰٫۱۲۲	۰٫۱۱۷
Al ₆	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Fe ₃	۰٫۰۸۱	۰٫۰۴۳	۰٫۰۶۴	۰٫۰۷۳	۰٫۰۵۳	۰٫۰۷۴	۰٫۰۶۸	۰٫۰۷۸	۰٫۰۴۶	۰٫۰۳۸
Fe ₂	۰٫۱۵۸	۰٫۲۷۰	۰٫۲۴۶	۰٫۲۵۵	۰٫۲۵۹	۰٫۲۰۱	۰٫۲۳۸	۰٫۲۵۳	۰٫۲۶۳	۰٫۲۷۳
Mn	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۱
Mg	۰٫۸۲۵	۰٫۸۲۶	۰٫۷۷۸	۰٫۸۲۵	۰٫۷۹۹	۰٫۸۳۴	۰٫۸۱۱	۰٫۸۱۳	۰٫۸۲۱	۰٫۸۲۲۸
Ca	۰٫۸۸۵	۰٫۸۰۸	۰٫۸۲۵	۰٫۸۲۸	۰٫۸۲۹	۰٫۸۵۷	۰٫۸۰۵	۰٫۷۹۲	۰٫۸۱۶	۰٫۸۲۵
Na	۰٫۰۴۰	۰٫۰۳۶	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۷	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۷	۰٫۰۳۸	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۴
K	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱
Cr	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۸
Wo	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰
En	۴۰٫۱۲	۳۷٫۷۱	۳۶٫۹۶	۳۶٫۷۰	۳۷٫۴۱	۳۸٫۶۲	۳۷٫۴۰	۳۶٫۶۲	۳۷٫۷۷	۳۷٫۷۰
Fs	۹٫۸۸	۱۲٫۲۹	۱۳٫۰۴	۱۳٫۳۰	۱۲٫۶۰	۱۱٫۳۸	۱۲٫۶۰	۱۳٫۳۸	۱۲٫۲۳	۱۲٫۹۶

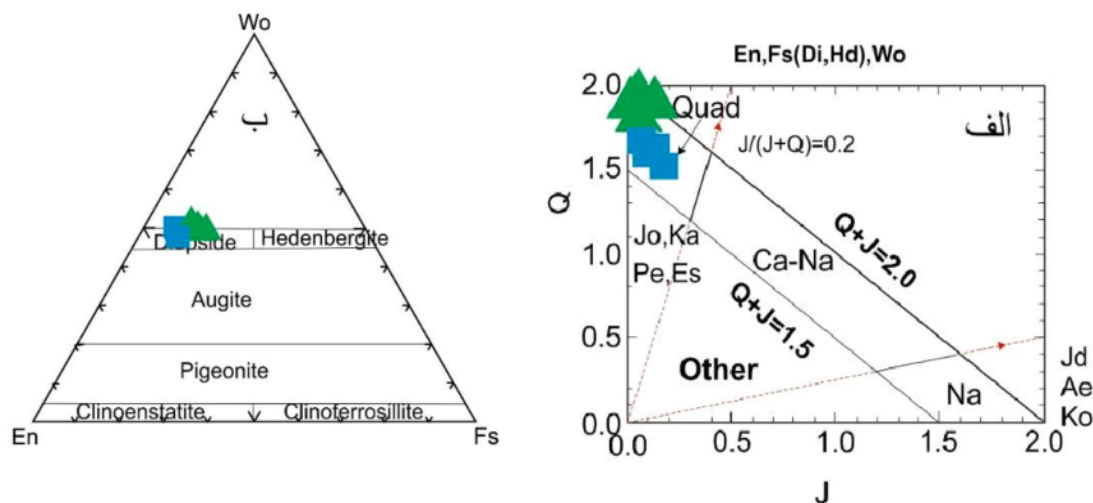
ادامه جدول ۲ داده‌های تجزیه ریزکالکترونی (بر حسب درصد وزنی) برای کانی پیروکسن در دایک‌های لامپروفیری منطقه جویبار.

شماره نقطه	LaM1	LM2	LM3	LM4	LM5
SiO ₂	۵۲٫۹۸	۵۱٫۷۸	۴۹٫۹۶	۵۳٫۲۱	۵۰٫۸۳
TiO ₂	۰٫۵۹	۰٫۷۲	۰٫۳۲	۰٫۵۸	۰٫۲۶
Al ₂ O ₃	۳٫۴۹	۲٫۷۸	۳٫۵۳	۲٫۶۲	۱٫۸۹
FeO	۵۰٫۳	۶۰٫۶	۶۶٫۸	۵۸٫۳	۵۸٫۶
MnO	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۷۱	۰٫۱۶	۰٫۱۵
MgO	۱۵٫۶۶	۱۶٫۰۱	۱۷٫۰۱	۱۴٫۹۴	۱۶٫۶۸
CaO	۲۰٫۲۳	۲۱٫۱۴	۲۱٫۰۳	۲۰٫۳۴	۲۲٫۱۰
Na ₂ O	۱٫۲۹	۰٫۹۳	۰٫۸۳	۱٫۳۴	۱٫۳۰
K ₂ O	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۰٫۰۹	۰٫۱۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۴۴	۰٫۷۹	۰٫۶۳
مجموع	۹۹٫۹۲	۹۹٫۹۷	۱۰۰٫۶۹	۹۹٫۹۰	۹۹٫۸۳
Wo	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰	۵۰٫۰۰
En	۴۲٫۸۲	۴۱٫۸۱	۴۰٫۵۰	۴۱٫۸۵	۴۱٫۸۷
Fs	۷٫۱۹	۸٫۲۰	۹٫۵۰	۸٫۵۲	۸٫۱۴
Si	۱٫۸۸	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۸۰	۱٫۸۳
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Al	۰٫۲۷	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۰٫۳۰	۰٫۳۶
Al ₄	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۲۰	۰٫۱۷
Al ₆	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱	۰٫۱۸
Fe ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۱۴	۰٫۰۱
Fe ₂	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۰
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۱٫۱۵	۱٫۰۴	۱٫۱۵	۱٫۱۰	۰٫۹۱
Ca	۰٫۴۴	۰٫۵۵	۰٫۴۷	۰٫۵۰	۰٫۶۱
Na	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰

جدول ۳ داده‌های تجزیه ریزکالکترونی (بر پایه درصد وزنی) برای کانی پلاژیوکلاز در دایک‌های بازیک و لامپروفیر منطقه جویبار

Db: نشانه دیاباز LP: نشانه لامپروفیر

Piont	PI1	PI2	PI3	PI4	PI5	PI6	PI7	PI8	PI9
	Db	Db	Db	Db	Db	LP	LP	LP	LP
SiO ₂	۴۷٫۴۲۰	۵۷٫۷۵۰	۵۱٫۷۱۰	۵۶٫۸۵	۵۱٫۶۸	۵۲٫۴۱	۵۳٫۶۳	۵۲٫۴۳	۵۱٫۹۶
TiO ₂	۰٫۰۳۰	۰٫۰۷۰	۰٫۰۸۶	۰٫۰۸۱	۰٫۰۹۰	۰٫۰۷۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۹
Al ₂ O ₃	۳۳٫۰۳	۳۰٫۵۶	۲۸٫۳۳	۲۵٫۷۸	۲۸٫۷۴	۲۹٫۲۱	۲۷٫۳۲	۲۸٫۰۳	۲۹٫۱۰
FeO	۰٫۶۲	۰٫۳۳	۰٫۵۳	۰٫۵۸	۰٫۰۵	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۴
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۱۷٫۰۱	۱۳٫۶۳	۱۱٫۶۳	۹٫۸۷	۱۴٫۶۵	۱۳٫۱۰	۱۲٫۷۵	۱۴٫۰۳	۱۳٫۱۲
Na ₂ O	۲٫۶۳	۴٫۷۸	۵٫۷۴	۶٫۷۵	۵٫۲۶	۵٫۶۳	۶٫۵۲	۵٫۷۱	۶٫۰۳
K ₂ O	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۰۷۰	۰٫۰۳۶	۰٫۱۰	۰٫۲۷	۰٫۲۱	۰٫۳۰	۰٫۲۷
مجموع	۱۰۰٫۸۰	۱۰۰٫۲۷	۹۸٫۹۶	۹۹٫۹۴	۱۰۰٫۶۷	۱۰۰٫۸۳	۱۰۰٫۵۴	۱۰۰٫۶۵	۱۰۰٫۷۱
Si	۱٫۷۲	۱٫۸۲	۱٫۸۹	۱٫۶۴	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۹۰	۱٫۸۷	۱٫۸۴
Ti	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲
Al	۱٫۴۱۲	۱٫۲۹۶	۱٫۲۲۲	۰٫۸۸۱	۱٫۲۱۱	۱٫۲۲۶	۱٫۱۴۵	۱٫۱۷۹	۱٫۲۱۹
Al ₄	۰٫۲۸۰	۰٫۱۷۴	۰٫۱۰۸	۰٫۳۵۲	۰٫۱۵۲	۰٫۱۳۳	۰٫۰۹۳	۰٫۱۲۹	۰٫۱۵۳
Al ₆	۱٫۱۳۲	۱٫۱۲۲	۱٫۱۱۵	۰٫۵۲۹	۱٫۰۵۹	۱٫۰۹۳	۱٫۰۵۲	۱٫۰۵۰	۱٫۰۶۶
Fe ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ₂	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۶۶	۰٫۵۳	۰٫۴۶	۰٫۳۱	۰٫۵۶	۰٫۵۰	۰٫۴۹	۰٫۵۴	۰٫۵۰
Na	۰٫۱۸۵	۰٫۳۳	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۳۹	۰٫۴۵	۰٫۴۰	۰٫۴۲
K	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۲
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
Ab	۰٫۵۷	۰٫۷۶	۰٫۶۱	۰٫۴۴	۰٫۶۰	۰٫۵۵	۰٫۵۲	۰٫۵۷	۰٫۵۴
An	۰٫۴۰	۰٫۲۴	۰٫۳۸	۰٫۵۴	۰٫۴۰	۰٫۴۳	۰٫۴۸	۰٫۴۲	۰٫۴۹
Or	۰٫۰۳۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۳



شکل ۵ رده‌بندی پیروکسن‌های منطقه جویار: الف) ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار Q نسبت به J [۱۸] و ب) نمودار En-Fs- WO [۱۹]. (نمونه‌های دایک دیابازی: نشان‌دهنده نمونه‌های دایک لامپروفیری)

انجام شده است [۲۵-۲۹]. در این پژوهش از برنامه Winprox [۳۰] دمای تبلور پیروکسن بر اساس رابطه زیر برآورد شد:

$$T(K) = 93100 + 544P(kbar)/61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_K^{cpx}) + 0.395[\ln(a_{En}^{cpx})]^2 \quad (1)$$

که X_{Al}^{cpx} و a_{En}^{cpx} در این رابطه عبارتند از:

$$X_{Al}^{cpx} = X_{Al(IV)}^{cpx} + X_{Al(VI)}^{cpx} \quad (2)$$

$$a_{En}^{cpx} = (1 - X_{Ca}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_K^{cpx}) * 0.5 (X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} + X_{Na}^{cpx} + X_K^{cpx}) \quad (3)$$

برای محاسبه فشار تبلور پیروکسن نیز از رابطه زیر استفاده شد:

$$P(kbar) = 3205 + 0.384T(K) - 518\ln[T(K)] - 5.62(X_{Mg}^{cpx}) + 83.2(X_{Na}^{cpx}) + 68.2(X_{DiHd}^{cpx}) + 2.52\ln(X_{Al}^{cpx(VI)}) - 51.1(X_{DiHd}^{cpx})^2 + 34.8(X_{EnFs}^{cpx})^2 \quad (4)$$

که در این رابطه،

$$X_{DiHd}^{cpx} = Ca - CaTs - CaTi - CrCaTs \quad (5)$$

و

$$X_{EnFs}^{cpx} = [(Fe_{tot} + Mg) - (Ca - CaTi - CaTs - CrCaTs)] / 2 \quad (6)$$

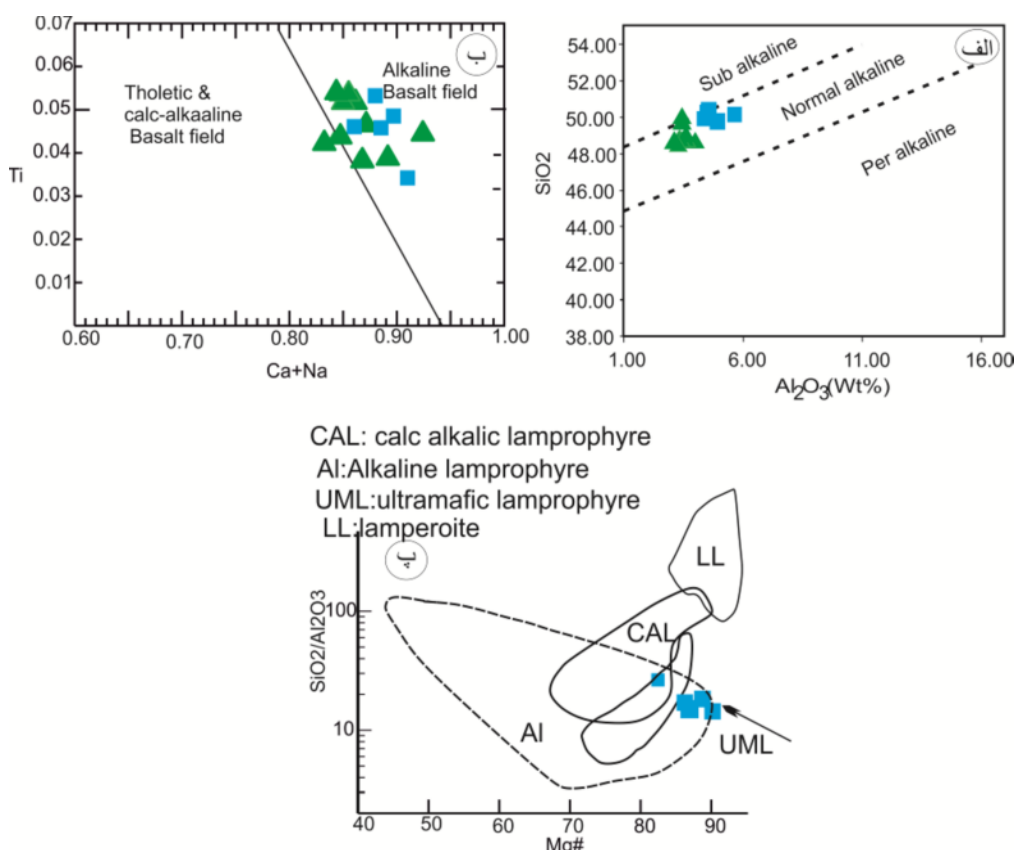
به این ترتیب، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها بین ۹۳۶ تا ۱۱۲۸ درجه سانتیگراد و میانگین فشار بین ۰/۲ تا ۵ کیلوبار برآورد شد.

تعیین سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی برپایه شیمی کلینوپیروکسن

ترکیب کلینوپیروکسن‌ها به شیمی ماگمای مادر بستگی دارد. بر این اساس، تفاوت میان گروه‌های گوناگون ماگماها را می‌توان شناسایی کرد. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به ویژه فراوانی عناصری مانند Ca, Na, Ti, Al و Si در شناسایی ماهیت ماگما و جایگاه زمین‌ساختی آنها بسیار اهمیت دارند. بر این اساس، چند نمودار تعیین سری ماگمایی بر پایه ترکیب شیمیایی پیروکسن طراحی شده است. در نمودارهای SiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۰] و $Ca+Na$ نسبت به Ti [۵]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی قلیایی تا نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل‌های ۶ الف و ب). در نمودار $Ca+Na$ نسبت به Ti، بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی قلیایی قرار می‌گیرند که نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی عنصر Ca در آنهاست. برای شناسایی سری ماگمایی لامپروفیرها بر اساس شیمی کانی پیروکسن از نمودار SiO_2/Al_2O_3 نسبت به Mg# استفاده شد. نمونه‌های مورد بررسی در بخش مشترک لامپروفیرهای قلیایی-آهکی قلیایی و فرامافیک‌ها جای دارند [۲۱-۲۳] که این همپوشی‌ها بر پایه مرزهای شناخته شده توسط نیزیت [۲۴] بدیهی است (شکل ۶ پ).

زمین - دما فشار سنجی

محاسبات متعددی برای برآورد فشار در کانی کلینوپیروکسن



شکل ۶ تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌ها با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن در الف) نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۲۰]، ب) نمودار $Ca+Na$ در مقابل Ti [۵] و پ) نمودار شناسایی سری ماگمایی لامپروفیرها [۲۴].

ادامه برای تأیید نتایج یاد شده از روش ترسیمی سوسو [۳۳] استفاده شد. او با بهره‌گیری از مقادیر XPT و YPT (روابط (۹) و (۱۰)) در ترکیب کلینوپیروکسن، یک نمودار برای برآورد دما و فشار ارائه نموده است. با توجه به این نمودار، کلینوپیروکسن-های دایک‌های دیابازی مورد بررسی در گستره دمایی ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و لامپروفیرها در ۱۲۰۰-۱۳۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند (شکل ۷ الف).

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^{(tot)} - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O \quad (9)$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO(t) + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O \quad (10)$$

لیندسلی [۳۴] نمودار سه تایی Wo-En-Fs را برای ارزیابی دمای پیدایش پیروکسن‌ها پیشنهاد کرده است. در این نمودار، کلینوپیروکسن‌های درون لامپروفیرهای مورد بررسی در گستره دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد شکل گرفته‌اند (شکل ۷ ب).

روش دیگر برای دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها روش پیشنهادی کرتز [۳۱] است که بر پایه فراوانی کاتیون‌های دو ظرفیتی Fe^{2+} ، Mg و Ca رابطه زیر را ارائه نمود.

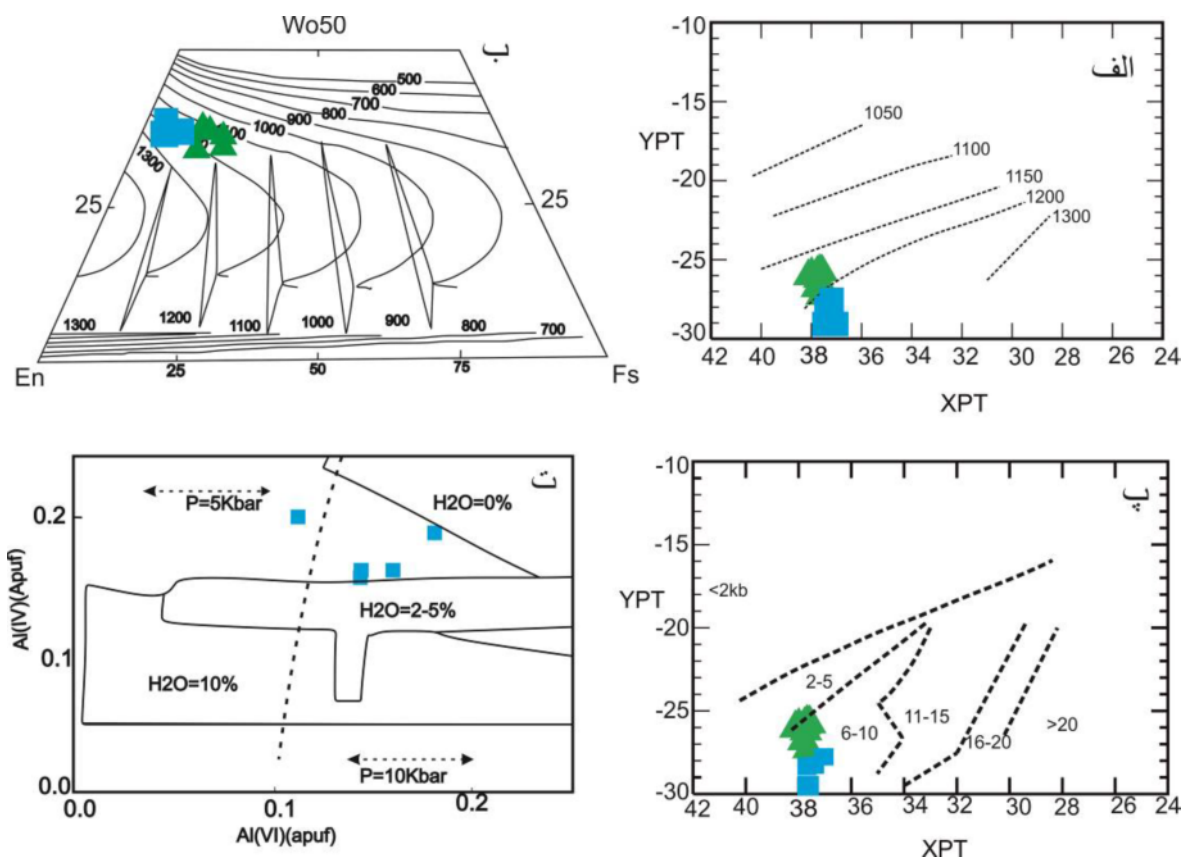
$$T(^{\circ}C) = \{1000 / (0.054 + 0.608X^{Cpx} - 0.304 \ln(1 - 2[Ca]^{Cpx}))\} - 273 \quad (7)$$

که این در رابطه، X^{Cpx} برابر است با $X^{Cpx} = [Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)]^{Cpx}$ با استفاده از این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها حدود ۱۱۵۳ درجه سانتیگراد به دست آمد.

روش به کار رفته دیگر رابطه ارائه شده در مراجع [۲۹-۳۲] است:

$$10^4/T(K) = 6.39 + 0.076(H_2O^{Liq}) - 5.55(X_{CaO}^{Liq} X_{SiO_2}^{Liq} - 0.386 \ln(X_{MgO}^{Liq}) - 0.046P(kbar) + 2.2 \times 10^{-4}[P(kbar)]^2$$

البته در این رابطه، تغییرات Jd-DiHd موجب افزایش خطا تا ۵۲-۶۰ درجه سانتیگراد می‌شود. بر این اساس، میانگین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها برای دیابازها ۱۰۹۶ درجه سانتیگراد و برای لامپروفیرها ۱۱۱۵ درجه سانتیگراد است. در



شکل ۷ تعیین دمای پیروکسن‌های منطقه جوپار با استفاده از (الف) روش مرجع [۳۳] و (ب) نمودار Wo-En- Fs [۳۴]. (پ) تعیین فشار تبلور پیروکسن با استفاده از روش مرجع [۳۳] و (ت) بررسی فشار و مقدار آب موجود در ماگما بر پایه شیمی کانی پیروکسن [۳۸]. علائم مشابه شکل ۵ است.

ماگمای مادر در فشار ۵ کیلوبار و در محیطی کم آب متبلور شده‌اند (شکل ۷ ت). مقدار پایین Al^{VI} در پیروکسن‌های مورد نظر (جدول ۲) نیز سازگار با فشارهای تبلور اندک است [۳۶].

تعیین محیط زمین ساخت با استفاده از شیمی پیروکسن

یکی دیگر از کاربردهای شیمی پیروکسن‌ها تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌هاست برپایه نمودار F1-F2 [۲۴]. کلینوپيروکسن‌های بازالت‌ها و لامپروفیرهای مورد بررسی در گستره‌ی ترکیبی بازالت‌های کمان آتشفشانی و بازالت‌های کف اقیانوس جای می‌گیرند (شکل ۸ الف). در نمودار دوتایی TiO_2-Al^{IV} [۳۷]، نمونه‌ها روند مشابه با کمان ماگمایی را نشان می‌دهند [۳۸] (شکل ۸ ب).

دماسنجی به روش فلدسپارها

پلاژیوکلازها فراوانترین کانی روشن تشکیل دهنده دایک‌های دیابازی مورد بررسی هستند. نتایج تجزیه نقطه‌ای برخی از

فشار سنجی

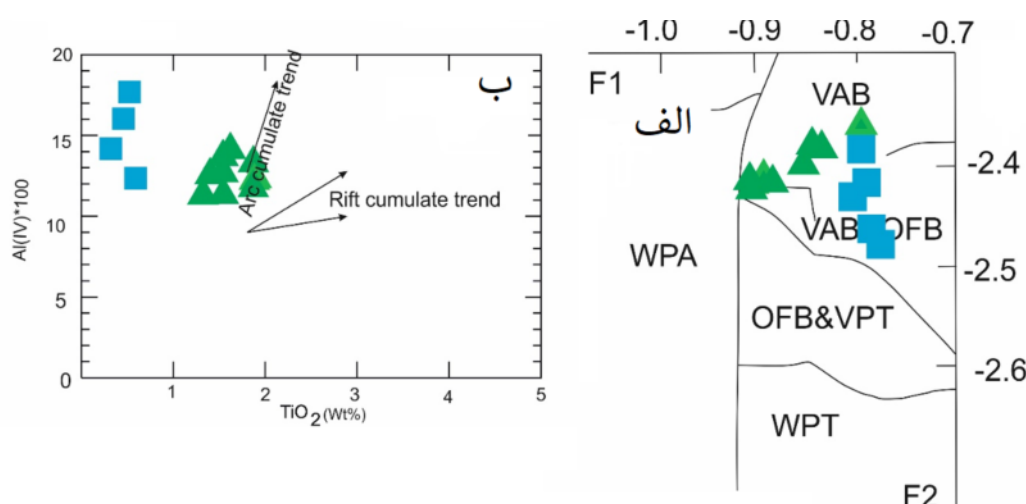
به منظور محاسبه فشار از روش مرجع [۲۵] استفاده شد. در این روش، گستره‌های فشار ۰/۰۰۱ تا ۸۰ کیلوبار بازنگری شده و از رابطه زیر استفاده شده است:

$$P(Kbar) = 3205 + 0.38T(K) - 518LnT(K) - 5.62((X_{Mg}^{Cpx} + 83.2(X_{Na}^{Cpx} + 68.2(X_{DiHd}^{Cpx} + 2.52Ln(X_{Al(VI)}^{Cpx} - 51.1(X_{DiHd}^{Cpx})^2 + 34.8(X_{EnFs}^{Cpx})^2))$$

بر اساس این رابطه، فشار تبلور پیروکسن ۵/۴ تا ۶/۴ کیلوبار برای دیابازها و ۳/۴-۵/۴ کیلوبار برای لامپروفیرهاست. در نمودار تعیین فشار مرجع [۳۳]، (شکل ۷ پ) فشار پیروکسن در دایک‌های دیابازی در گستره ۴-۸ کیلوبار به دست آمد. هلنز [۳۵] بیان کرد که توزیع آلومینیوم در جایگاه‌های چاروچی و هشت‌وچی می‌تواند معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و فشار محیط تشکیل سنگ‌های آذرین باشد. بر این اساس، پیروکسن‌های موجود در لامپروفیرهای مورد بررسی از

با دمایی حدود ۵۰۰-۶۵۰ درجه سانتیگراد روبه‌رو هستیم که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی منطقه مورد بررسی به نظر می‌رسد که این دما کمتر از دمای واقعی تبلور باشد. احتمالاً پایین بودن دمای محاسبه شده ناشی از دگرگونی‌های زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها طی تبلور توده است (شکل ۹ ب).

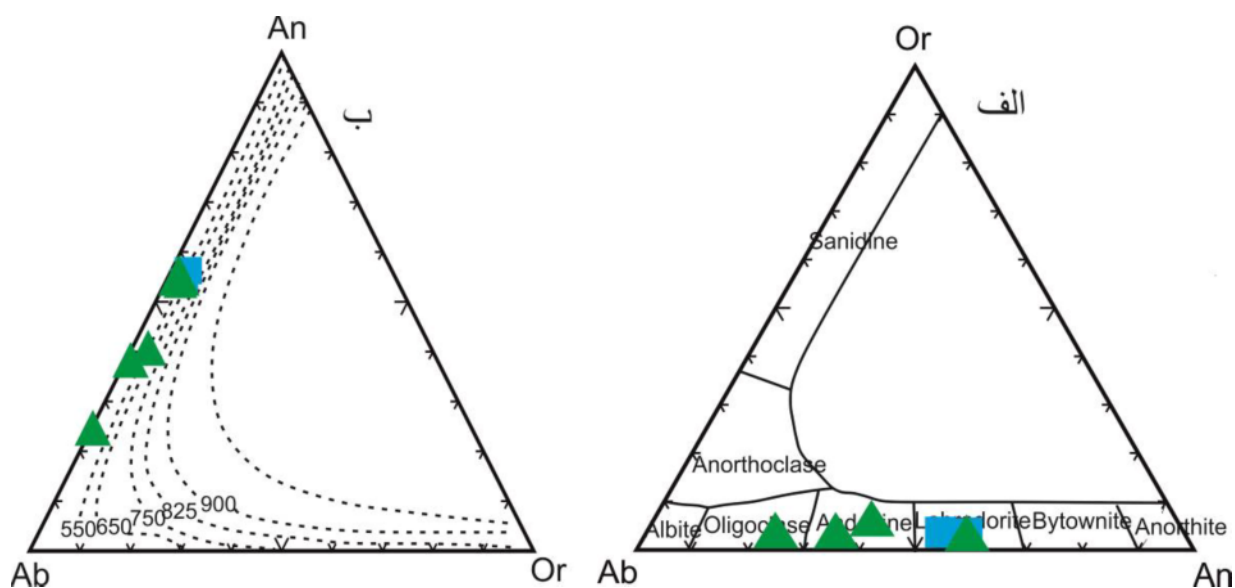
کاتیون‌های درشت بلورهای پلاژیوکلاز پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۸ اکسیژن در جدول ۳ آمده است. پلاژیوکلازهای تجزیه شده در نمودار مثلثی Ab-An-Or [۱۹]، در گستره‌ی الیگوکلاز، آندزین، لابرادوریت واقع می‌شوند (شکل ۹ الف). چنانکه در شکل ۹ ب دیده می‌شود، با استفاده از نمودار سه تایی Ab-An-Or برای پلاژیوکلازهای مورد بررسی



شکل ۸ الف - نمودار F1-F2 برای شناسایی خاستگاه زمین‌ساختی ماگمای سازنده بازالت‌ها بر پایه شیمی کلینوپیروکسن (VAB: بازالت‌های کمان آتشفشانی؛ OFB: بازالت‌های کف اقیانوس، WPT: بازالت‌های درون صفحه‌ای) [۲۴] و ب) نمونه‌ها در نمودار $TiO_2-Al(IV) \cdot 100$ که روند مشابه با کمان ماگمایی را نشان می‌دهند [۳۷]

$$F1 = -0.012SiO_2 - 0.0807TiO_2 + 0.0026Al_2O_3 - 0.0012FeO - 0.0026MnO + 0.0087MgO - 0.0128CaO - 0.0419Na_2O$$

$$F2 = -0.0469SiO_2 - 0.0818TiO_2 - 0.0212Al_2O_3 - 0.004FeO - 0.1435MnO - 0.0029MgO + 0.085CaO + 0.0160Na_2O$$

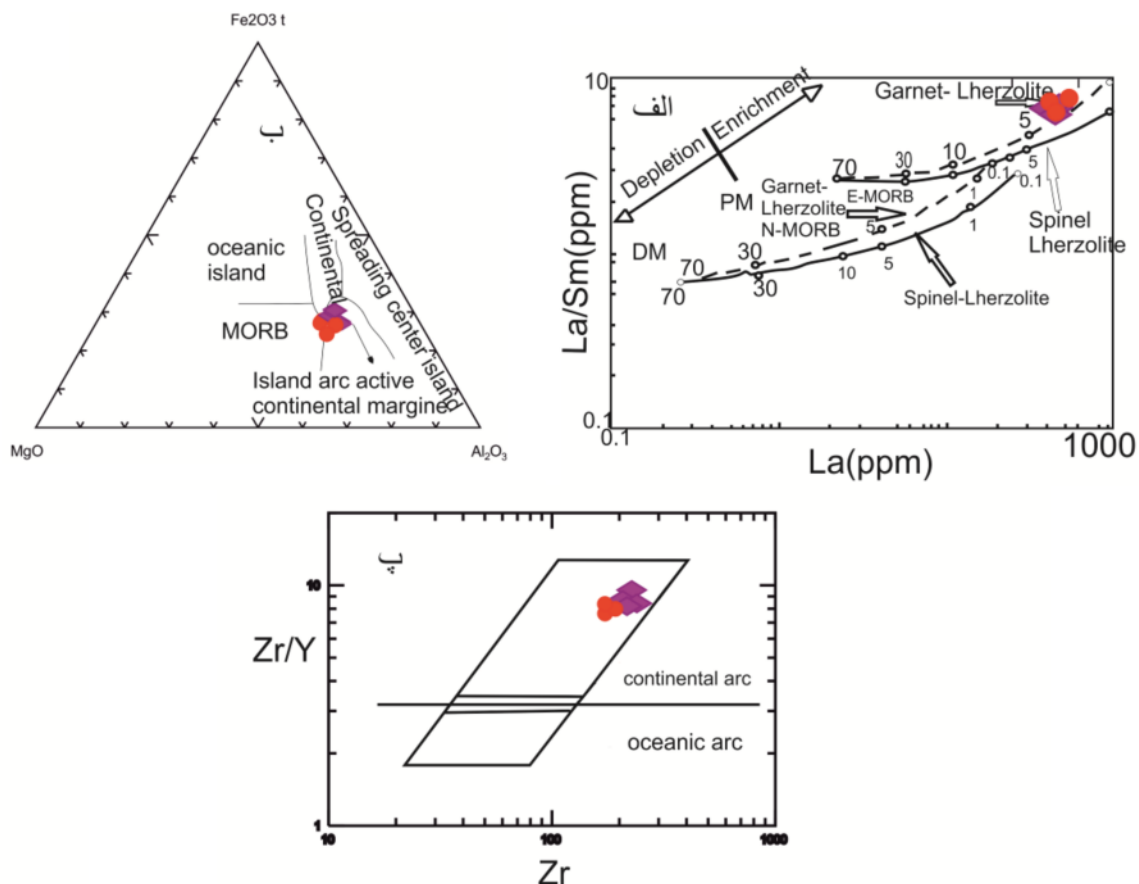


شکل ۹ فلدسپارها در دایک‌های منطقه جویبار در الف) نمودار رده‌بندی فلدسپارها [۱۹] و ب) نمودار سه تایی آل بیت- ارتوکلاز- آل بیت (Ab-Or-An) برای ارزیابی دمای تعادلی فلدسپارها بر پایه درجه سانتیگراد و در گستره فشار یک کیلو بار [۳۹].

جایگاه زمین‌ساختی

از مقایسه ترکیب گدازه‌ها با ترکیب ماگماهای شکل گرفته از ذوب لرزولیت‌های اسپینل یا گارنت‌دار می‌توان به درجه ذوب بخشی و ماهیت گوشته‌ی خاستگاه منطقه مورد بررسی پی برد. نمونه‌های مورد بررسی از نظر فراوانی La, Sm ترکیبی مشابه با ماگماهای برآمده از گوشته غنی شده دارند که در شکل ۱۰ الف بر روند همخوان با حدود ۱ تا ۵ درصد گارنت لرزولیت قرار می‌گیرند. الام [۴۰] معتقد است که پهنه انتقال بین اسپینل لرزولیت به گارنت لرزولیت در عمق ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری است و برخی دیگر اعتقاد دارند که این پهنه در عمق ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته بالایی قرار دارد [۴۱، ۴۲]. با توجه به اینکه این نمودار نشان‌دهنده‌ی حضور گارنت و عدم حضور اسپینل در خاستگاه سنگ‌های منطقه است، می‌توان کمترین عمق شکل‌گیری ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها را بیش از ۸۰ کیلومتر دانست. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مثلثی $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3$ [۴۳] در گستره‌ی جزایر قوسی و کرانه

فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ ب). برای اینکه مشخص شود کمان ماگمایی از نوع اقیانوسی است یا قاره‌ای از نمودار Zr/Y-Y [۴۴] استفاده شد که براساس آن، سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ پ). به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های منطقه ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای باشد. افزون بر نمودارهای بالا، از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز می‌توان برای تشخیص نظام زمین‌ساختی استفاده کرد [۴۵]، به این صورت که اگر Zr/Y در گدازه‌ها بیش از ۳ باشد، محیط زمین‌ساختی وابسته به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر کمتر از ۳ باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی وابسته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی جوار از آنجا که دارای نسبت Zr/Y بیش از ۳ هستند در گروه قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند، بنابراین محیط زمین‌ساختی ماگمایی منطقه مورد بررسی می‌تواند وابسته به کرانه فعال قاره‌ای باشد.



شکل ۱۰ نمودارهای بررسی خاستگاه سنگ‌های قطعه جوار: الف) نمودار La نسبت به La/Sm به منظور محاسبه‌ی میزان ذوب‌بخشی [۴۶]، ب) جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی در نمودار مرجع [۴۳] و پ) نمودار Zr نسبت به Zr/Y از [۴۴].

برداشت

مجموعه آذرین سنگ‌های جوپار طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین اسیدی تا بازی را در بر می‌گیرد که میزبان دایک‌های بازی و لامپروفیری است. به نظر می‌رسد که این دایک‌ها جوانترین فعالیت ماگمایی در منطقه هستند که در راستای شکستگی‌ها نفوذ کرده‌اند پیروکسن‌ها در دایک‌های مورد بررسی با ترکیب دیوپسید حضور دارند. نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی تشکیل پیروکسن‌ها گویای ارتباط نمونه‌ها با فرآیند فرورائش و شکل‌گیری مجموعه مورد بررسی در کرانه فعال قاره‌ای است. دماهای محاسبه شده با استفاده از روش‌های متعدد، نشان می‌دهد که پیروکسن‌ها در لامپروفیرها در دمای حدود ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند. تغییرات دما در دایک‌های بازی محدودتر و در گستره ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد متغیر بوده است. باتوجه به نمودار فشارسنجی مرجع [۳۳]، فشار برای دیابازها و لامپروفیرها ۴-۸ کیلو بار برآورد شد. مقدار آب ماگما هنگام تبلور متغیر و کمتر از ۲ درصد بوده و فشار محیط تبلور لامپروفیرها کمتر از ۵ کیلو بار است. دایک‌های دیابازی از میزان گریزندگی اکسیژن تقریباً متوسط تا بالا برخوردار هستند. بر پایه نتایج شیمیایی پلاژیوکلازها به روش ریزکوالکترونی، ترکیب آنها الیگوکلاز-آندزین- لابرادوریت و دمای تبلور آنها ۵۰۰-۶۵۰ درجه سانتیگراد است. برپایه شیمی سنگ کل، نمونه‌های مورد بررسی دارای سری ماگمایی قلیایی هستند و در گستره کرانه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند که بررسی‌های ساختاری نیز این امر را تایید می‌کند. الگوهای بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه نشان می‌دهند که دایک‌های بازی جوپار دارای ناهنجاری مثبت Rb و K و ناهنجاری منفی Ta, Nb, Ti, Ba, Th هستند. از دیدگاه سنگ‌زایی، این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته-ای گارنت‌دار پدید آمده‌اند. از آنجا که ماگمای سازنده این دایک‌ها که سرشت قلیایی دارد در ژرفای نسبتاً زیاد و از ذوب بخشی گوشته گارنت‌دار به وجود آمده و در شکاف‌های عمیق پوسته‌ی قاره‌ای نفوذ کرده و دایک‌های لامپروفیری و سپس دیابازی را پدید آورده است.

قدردانی

نویسندگان از همه عوامل اجرایی مجله بلورشناسی و کانی-شناسی ایران قدردانی می‌کنند. آنها همچنین از جناب آقای

مهندس شاکری و دکتر بهرامی به خاطر کمک در تأمین مخارج پروژه سپاسگذاری می‌کنند.

مراجع

- [1] Salavaty M., Darvishzadeh B., Darvishzadeh A., "Mineral chemistry of mica and clinopyroxene in lamprophyre dykes in the south of Amlash", *Ianian Journal of Crystallography and Mineralogy* 9 (2001):3-26.
- [2] Ravankhah A., Moayyed M., Hosseinzadeh, M. R., Azimzadeh A. M., Hassanzadeh J., Amel N., "Petrographical, mineral chemical and geochemical studies of the lamprophyric bodies and alkaline gabbro from the Houway area (NE Hourand-NW Iran)", *Ianian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 3(2015) 556-569
- [3] Aghazadeh M., Badrzadeh Z., "Mineralogy and mineral chemistry of lamprophyres in the NW Iran", *Ianian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 4 (2013) 571-584.
- [4] Ghadami Gh., Bahrapour A., Atapour H., Poosti M., Ahmadipour H., "Using whole rock and mineral chemistry for determining the origin of lamprophyres from Deh – Bazargan -Sarasiab6 (north of Kerman city, Kerman Province)" *Iranian Journal of Petrology* 32 (2018):1-20.
- [5] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marechal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo volcanic series", *Earth and Planetary Science Letters*. 59. (1982); 139-54.
- [6] Aghanabati A., "Geology of Iran. Geological Survey of Iran", (2006) Tehran (in Persian).
- [7] Dimitrijevic M. N., Djokovic I., Cvetic S., Halaviatiz J., "Geological map of Rayen 1:100000 seris, sheet 7449", Geological Survey of Iran (1979) Iran.
- [8] Kuo L.C., Kirkpatrick R.J., "Pre-eruptive history of phyric basalts from DSDP Legs45 and46: Evidence from Morphology and zoning patterns in plagioclase", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(1982) 13-27.
- [9] Rock N.M.S., "Lamprophyres, Thomson Lithos Ltd", East Kilbride, p: 285
- [10] Gill R., "igneous rocks and processes: A practical guide", 1st edition, Wiley-Blackwell, (2010) London.
- [11] Rollinson H. R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", 1st edition, Longman Scientific and Technical, (1993) London.

- settings", Contributions to Mineralogy and Petrology, 63 (1977): 161-173.
- [25] Nimis P., "A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling", Contributions to Mineralogy and Petrology, 121(1995): 44-125.
- [26] Nimis P., "Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems", Contributions to Mineralogy and Petrology, 135(1999): 62-74.
- [27] Nimis P., Taylor W. R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, 139, (2000):541-554.
- [28] Putirka K. D., "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems", Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Vol. 69, (2008): 61-120.
- [29] Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D., "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar", Contributions to Mineralogy and Petrology, 123(1996), 92-108.
- [30] Yavuz F., "WinPyrox: A Windows program for pyroxene calculation classification and thermo barometry", American Mineralogist 98.7(2013): 1338-1359.
- [31] Kretz R., "Metamorphic Crystallization. John Wiley and Sons", (1994) Chichester and New York.
- [32] Putirka K. D., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H., "New clinopyroxene- liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and Snake River Plain", Idaho. American Mineralogist, 88(2003);1542-1554.
- [33] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations", Geological Society of Sweden (Geological Föreningen) 119 (1997); 55-60.
- [34] Lindsley D. H., "Pyroxene thermometry", American Mineralogist 68(1983); 477-493.
- [35] Helz R., "Phase reactions of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5\text{ kb}$, Part 11, Melt composition", Journal of Petrology 17(1993) 139-193.
- [36] Mahood G. A., Baker D. R., "Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: [12] Thompson R. N., "Magmatism of British Tertiary volcanic province", Scottish Journal of Geology 18 (1982) 49-107.
- [13] Kurt H., Asan K., Ruffet G., "The relationship between collision-related calcalkaline, and withinplate alkaline volcanism in the Karacadag Area (KonyaTurkiye, Central Anatolia)", Chemie der Erde, Geochemistry, 68(2008) 155-1766.
- [14] Le Bas M.J., Maitre R.W., Streckeisen A., "Zanettin BAchemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram", Journal of Petrology 27. (1986) 745-750.
- [15] Gill R., "Igneous rocks and processes: A practical guide", 1st edition, Wiley-Blackwell, (2010) London.
- [16] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8(1971) 523-548.
- [17] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London", Special Publications 42(1989); 313-345.
- [18] Morimoto N., Fabrise j., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., "nomenclature of pyroxenes", American Mineralogist 173(1988); 1123-1133.
- [19] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longmans 696 p, 2th editions, (1992) London.
- [20] Le Bas., "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", American Journal of Science. 260(1962); 267-288
- [21] Rock N. M. S., "Nature and origin of calc-alkaline Lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites", Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth science 74(1984); 193-227.
- [22] Rock N. M. S., "The nataure and origin of ultramafic lamprophyres: alnoites and allied rocks", Journal of Petrology 27(1986); 155-196.
- [23] Rock N. M.S., "The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), A lkaline Igneous Rocks", Geological Society Special publications, 30(1987); 191-226.
- [24] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic

- [42] Mckenzie D. P., O'Nions R. K., "Partial melt distribution from inversions of rare earth element concentration", *Journal of Petrology*. 32(1991), 1021-1091.
- [43] Pearce T. H., Gorman B.E., Birkett T. C., "the relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks", *Earth and Planetary Science Letters*. 36(1977):121-132.
- [44] Pearce J. A., "The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth", C. J. and Norry, M.J.) Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, (1983); 230-249.
- [45] Pearce J. A., Norry M. J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69(1979): 33-47.
- [46] 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 Research* 102(2000): 67-95.
- Pantelleria, strait of Sicily*", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 93(1986) 251-264.
- [37] Ao S. J., Xiao W. J., Han C. M., Mao Q. G., Zhang J. E., "Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids", *Gondwana Research* 18(2010) 466-478.
- [38] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M. O., Reilly S. Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos* 99 (2007) 68-84.
- [39] Anderson J. L., "Status of thermo-barometry in granitic batholiths", *Earth Science Review* 87(1996) 125-138.
- [40] Ellam E. M., "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry", *Geology* 20 (1992) 153-156.
- [41] Frey F.A., Garcia M.O., Wise W.S., Kennedy A., Gurriet P., Albarede F., "The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petro genesis of tholeiitic and alkali basalts", *Journal of Geophysical Research* 96(1991); 29-40.