

دما فشارسنجدی و شیمی کانی لامپروفیرهای پرموترياس ایران مرکزی در منطقه چاهريسه، شمال شرق اصفهان

سارا ويسى، سيدمحسن طباطبائي منش*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۴/۲۸، سخن نهایی: ۹۹/۸/۱۴)

چکیده: سنگ‌های ماقمایی چاهريسه در شمال شرق اصفهان، در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان و موادی با گسل قم-زفره قرار دارند. این توده‌های ماقمایی در یک مقطع پیوسته از رسوب‌های پرمین-تریاس واقع هستند و به ندرت وارد لایه‌های آغازین تریاس می‌شوند. این سنگ‌ها در بردارنده کانی‌های فرومیزین بدون آب (الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز) کانی‌های فرومیزین آبدار (آمفیبول و بیوتیت) و همچنین کانی‌های دگرسان (کلریت، اپیدوت و اکتینولیت) هستند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه شیمیایی کانی‌ها، این سنگ‌های ماقمایی در رده لامپروفیرهای فرامافیک با ماهیت قلیایی قرار دارند. روش‌های مختلف دما-فشارسنجدی کانی‌ها دو گستره کاملاً متفاوت فشار و دما (دما ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۶ تا ۲۰ کیلوبار و نیز دما ۹۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلوبار) را نشان می‌دهد که با بافت پورفیری سنگ‌ها همخوانی دارد. ویژگی‌های شیمیایی کانی‌های اولیه‌ی سنگ بیانگر تشکیل و جایگیری لامپروفیرهای قلیایی در محیط درون قاره‌ای هستند. از دیگر سو، وجود بیگانه سنگ‌ها و بیگانه بلورهای فلزی پوسته‌ای شواهدی از اثر آلایش پوسته‌ای را ارائه می‌دهند. بنابراین، به نظر می‌رسد که در فاصله زمانی کوتاه از پایان پالئوزویک تا آغاز مژوزویک در بی عملکرد فاز زمین ساختی هرسینین، لامپروفیرهای قلیایی در یک محیط قاره‌ای تشکیل شده و طی صعود به سطح زمین بخش‌هایی از پوسته‌ی قاره‌ای را در خود هضم کرده‌اند.

واژه‌های کلیدی: دما-فشارسنجدی؛ لامپروفیر؛ پرموترياس؛ قلیایی؛ چاهريسه؛ اصفهان؛ ایران مرکزی.

کمابیش در همه لامپروفیرها، رخنمون‌ها به شکل‌های دایک، لوله، آذرین لایه، ورقه‌ای و پرکننده شکاف‌ها دیده می‌شوند. بر پایه تفاوت زمانی رخداد، شکل لامپروفیرها نشان‌دهنده رخساره متفاوتی از یک رویداد ماقمایی است [۴]. این سنگ‌ها در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگونی چون: کمان‌های اقیانوسی (جزایر کمانی)، کرانه‌های قاره‌ای فعال، کافت‌ها و پایا پوسته‌ها پدید می‌آیند [۵-۷].

منطقه‌ی چاهريسه-باقرآباد در ۵۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان، در بخش اردستان قرار دارد و بخشی از پهنه‌ی زمین‌شناسی سنندج-سیرجان محسوب می‌شود. مهم‌ترین پدیده زمین‌شناسی در منطقه‌ی مورد بررسی که بین طول‌های

مقدمه

گامبل [۱] در بررسی سنگ‌های میکادر منطقه فیچتلبریج (Fichtelgebrige) در آلمان غربی، واژه لامپروفیر را برای توصیف گروهی از دایک‌های تیره‌رنگ سرشار از بیوتیت (به علت شفافیت برخی نمونه‌ها و وجود درشت بلورهای فراوان) به کار برده. استرکیسن [۲] و راک [۳] برخلاف رده‌بندی ساختگی پیشین لامپروفیرها که بیشتر بر پایه جایگاه رخنمون آن‌ها استوار بود، لامپروفیرها را در پنج گروه اصلی لامپروفیرهای آهکی قلیایی (CAL)، لامپروفیرهای آلکالن (AL)، لامپروفیرهای فرامافیک (KIL)، کیمبرلیت‌ها (UML) و لامپروفیت‌ها (LL) رده‌بندی کردند.

بافتی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی نمونه‌برداری انتخابی صورت گرفت. برای بررسی سنگنگاری از نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۳۶ مقطع نازک تهیه شد. برای بررسی های کانی‌شناسی، تعداد ۴ مقطع صیقلی پس از آماده‌سازی، در آزمایشگاه EPMA دانشگاه دولتی مسکو، با ریز پردازشگر الکترونی JEOL مدل JXA-8800، با ولتاژ شتابدهنده ۲۰ kV و شدت جریان ۱۲ nA تجزیه شدند که در مجموع، ترکیب شیمیایی ۱۵۶ نقطه از کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبیول، میکا و پلازیوکلاز به دست آمد.

زمین‌شناسی منطقه چاهریسه

منطقه‌ی چاهریسه در شمال شرق اصفهان و در کنار گسل قم-زفره قرار دارد (شکل ۱، [۱۹]). روند این گسل شمال‌غرب-جنوب شرق است و از روند عمومی رشته کوه‌های زاگرس و روراندگی اصلی آن پیروی می‌کند. قدیمی‌ترین رسوب‌های ناحیه‌ی چاهریسه مربوط به سازند پادها (دونین پیشین-میانی) است که از ماسه‌سنگ، کوارتزیت، آهک و شیل تشکیل شده است. سازند پادها به طور هم‌شیب زیر سازند بهرام (دونین میانی-پسین) قرار داشته و سازند جمال (پرمین پیشین-جلفین) نیز با یک ناپیوستگی فرسایشی روی سازند بهرام قرار دارد [۲۰]. بر اساس نظر شیرانی بید آبادی [۲۱]، سنگ‌های پالئوزویک بالایی در این ناحیه شامل ماسه‌سنگ‌های قرمز تا سفید رنگ وابسته به دونین پیشین معادل با سازند پادها، آهک‌های دولومیتی، آهک‌های خاکستری رنگ وابسته به دونین میانی تا پسین و کربونیفر پیشین هستند که پس از یک توقف رسوب‌گذاری در کربونیفر پسین و پرمین پیشین، دریا در پرمین میانی تا پسین در ناحیه پیشروعی کرده است. رسوب‌های پرمین میانی بالایی با قاعده‌ی ماسه‌سنگی به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر کربونیفر پیشین قرار دارد [۲۱]. قبادی‌پور [۲۰] معتقد است که رسوب‌های سازند جمال در ناحیه‌ی چاهریسه وابسته به پرمین پسین و مرغابین میانی بالایی تا جلفین پیشین است که روی قسمت بالایی اشکوب فامنین از دونین پسین قرار دارد. در پایان پرمین و آغاز تریاس، دریا در این منطقه پسروی کرده و در تریاس و ژورسیک پیشین بار دیگر ناحیه را فراگرفته است که این شرایط با وجود رسوب‌های دربردارنده فسیل جانوری تایید می‌شود [۲۲]. بنابراین می‌توان چرخه‌های متوالی پیشروعی و پسروی دریا را در منطقه چاهریسه در این گستره زمانی در نظر گرفت که می‌تواند ناشی از تغییر رفتارهای زمین ساختی فاز هرسینین در این منطقه باشد.

جغرافیایی $50^{\circ} 51'$ و $52^{\circ} 0'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $32^{\circ} 50'$ و $33^{\circ} 0'$ شمالی واقع بوده، رخنمون توده‌های ماجمایی با ویژگی‌های لامپروفیری است. این رخنمون‌های بازی با ضخامتی حدود ۲۰ متر در بالای رسوب‌های پرمین قرار دارند و به ندرت وارد رسوب‌های آغازین تریاس می‌شوند. این سنگ‌ها متراکم و بدون بافت حفره‌دار هستند و نشانه‌های خروج گاز در آن‌ها دیده نمی‌شود. مرز این لایه‌های ماجمایی و سنگ‌های میزبان دربرگیرنده در بخش بالایی و پایینی توده به صورت پهنگ پختگی به چشم می‌خورد. از این رو، می‌توان آن‌ها را توده‌های نفوذی لامپروفیری در نظر گرفت که به مرز چینه‌شناسی رسوب‌های پیوسته‌ی پرمین-تریاس تزریق شده‌اند.

در ایران نیز مانند پاره‌ای نقاط جهان، مرز پرمین-تریاس فقط با نبود رسوب و سطوح فرسایشی مشخص است. این در حالی است که پژوهشگران مختلف مرز پرمین-تریاس در برخی مقاطع ایران چون جلفا، آباده و شهرضا (شرق اصفهان) را بدون ناپیوستگی رسوبی به صورت پیوسته و تدریجی با یک پهنه حدواسط شامل سنگواره‌های مشترک پرمین و تریاس مختلف گزارش کرده‌اند.

برش‌های دربردارنده‌ی گذر پرمین-تریاس در ایران از بهترین رخنمون‌های این گستره زمانی در دنیا هستند که به عنوان برش استاندارد برای لایه‌های گذر در حوضه‌ی تیس مرکزی کاربرد دارند. برش‌های دریابی پیوسته‌ی ایران مرکزی و قفقاز میانی فرصت بی‌نظیری را برای بررسی این گستره زمانی فراهم می‌کنند، چرا که دربردارنده‌ی توالی یکپارچه و بدون ناپیوستگی رسوبی هستند و همخوانی خوبی با برش‌های الگوی مرز پرمین-تریاس در چین دارند [۸].

در شمال شرق اصفهان و همچنین در مناطق همبست، آباده و شهرضا درون توالی پیوسته پرمین-تریاس، گروهی از توده‌های ماجمایی به صورت دایک و آذرین لایه دیده می‌شود. با وجود سنگ‌های آذرین پرموتیریاس در سایر نقاط جهان [۹-۱۸]، بر این سنگ‌ها در ایران بررسی کمتری انجام شده است. از این رو در این پژوهش، سنگ‌شناسی و ماهیت این توده‌های ماجمایی از یک سو و همچنین شرایط زمین‌ساختی و گرما-فشارسنجی تشکیل و تبلور این توده‌های ماجمایی که از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند بررسی شدند (جدول ۱).

روش بررسی

برای مطالعه سنگ‌شناسی توده‌های ماجمایی پرموتیریاس منطقه چاهریسه در نخستین گام، بررسی‌های صحرایی و چینه‌شناسی انجام شد. برای این منظور، از واحدهای سنگی بر اساس تنوع

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های شمال شرق اصفهان (Wt%) .

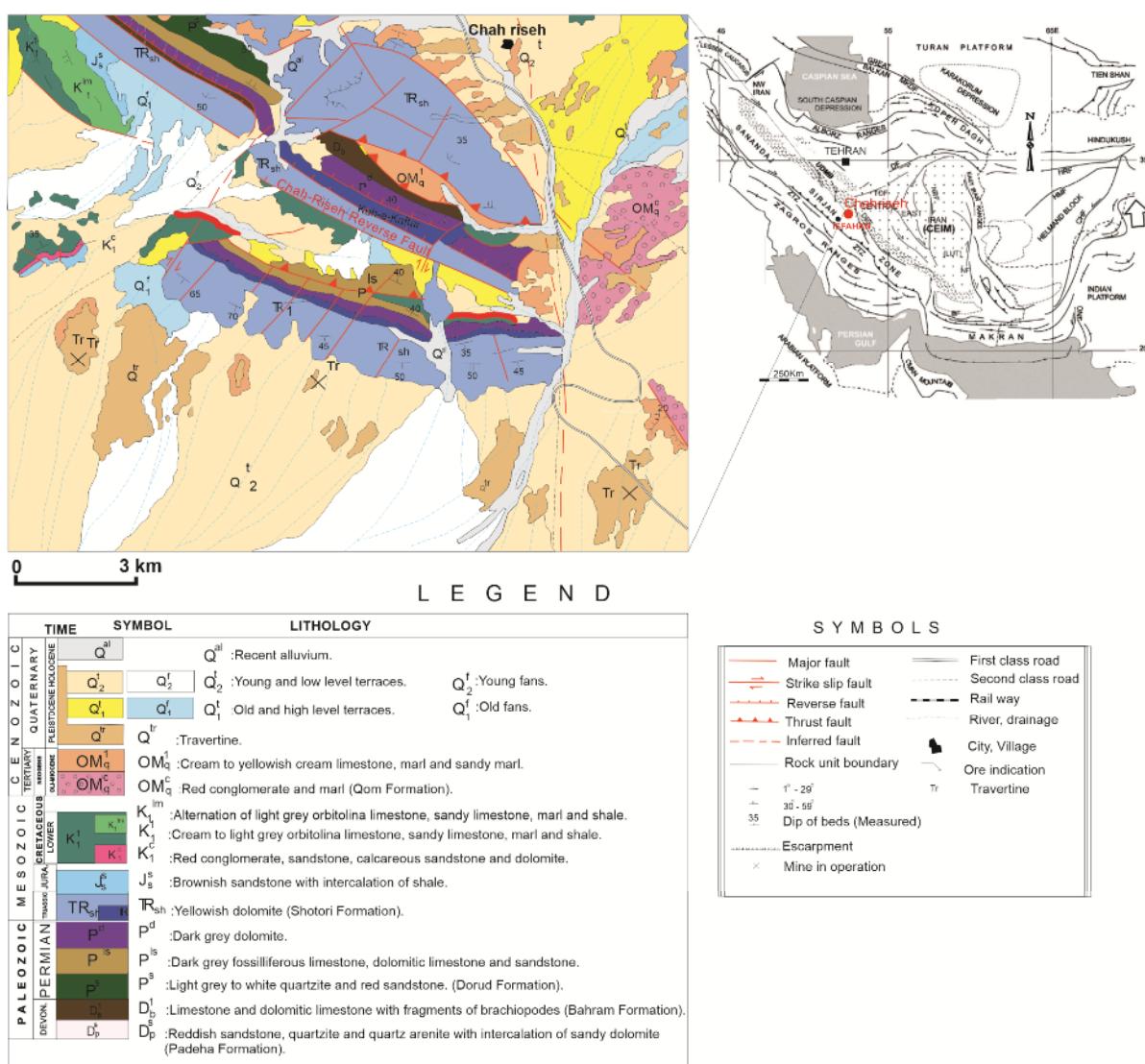
کانی	کلینوپروکسن										آمفیبول									
SiO ₂	۴۸,۵۱-	۴۸,۵۶-	۴۸,۴۵-	۴۸,۴۸-	۵۰,-۱-	۴۹,۳۶-	۴۹,۰۵-	۴۹,۳۸-	۴۰,۶۸-	۴۲,۱۰-	۴۲,۰-	۴۲,۱۵-	۴۰,۸۲-	۴,۶۵-	۴۰,۷۹-	۴۰,۰۳-				
TiO ₂	۱,۹۹-	۲,-۱-	۲,۰۵-	۲,۰۵-	۱,۴۵-	۱,۲۸-	۱,۲۰-	۱,۶۲-	۳,۵۷-	۳,۱۲-	۳,۱۶-	۳,۲۰-	۴,۹۲-	۴,۹۲-	۴,۹۰-	۴,۹۰-				
Al ₂ O ₃	۴,۳۰-	۴,۱۷-	۴,۴۳-	۴,۴۸-	۱,۸۷-	۱,۶۰-	۱,۴۵-	۱,۶۴-	۱۱,۶۲-	۱,۱۲-	۹,۸۵-	۱,۰,۱-	۱۱,۰۱-	۱۱,۲۴-	۱۱,۴۶-					
FeO	۸,۱۴-	۸,۱۱-	۸,۱۹-	۸,۱۶-	۱۰,۷۲-	۱۰,۲۳-	۱۰,۵۷-	۱۲,۶۷-	۱۴,۸۶-	۴,۰۱-	۱۷,۰۱-	۱۷,۳۶-	۱۵,۱۵-	۱۴,۴۶-	۱۵,۰۱-	۱۴,۰۳-				
Mn	-۰,۳۰-	-۰,۲۱-	-۰,۲۴-	-۰,۲۳-	-۰,۲۶-	-۰,۲۰-	-۰,۳۶-	-۰,۲۰-	-۰,۲۴-	-۰,۲۰-	-۰,۱۶-	-۰,۱۰-	-۰,۱۲-	-۰,۱۰-	-۰,۱۰-	-۰,۱۰-	-۰,۱۰-	-۰,۱۰-	-۰,۱۰-	
MgO	۱۳,۱۵-	۱۳,۱۴-	۱۳,۱۳-	۱۳,۱۴-	۱۳,۶۷-	۱۱,۵۸-	۱۰,۶۱-	۱۲,۹۸-	۱۱,۵۶-	۱۰,۵۶-	۱۱,۰۰-	۱۰,۱۹-	۱۱,۰۶-	۱۱,۰۵-	۱۱,۱۸-					
CaO	۲۱,۶۲-	۲۱,۵۸-	۲۱,۶۱-	۲۱,۶۲-	۱۹,۸۲-	۱۹,۴۱-	۱۹,۱۷-	۱۲,۶۸-	۱۰,۷۶-	۱۰,۴۶-	۱۰,۵۸-	۱۰,۶۵-	۱۱,۰۸-	۱۱,۱۲-	۱۱,۱۰-	۱۱,۰۹-				
Na ₂	-۰,۴۰-	-۰,۴۵-	-۰,۴۴-	-۰,۴۲-	-۰,۳۵-	-۰,۲۸-	-۰,۴۶-	-۰,۴۸-	۲,۲۳-	۲,۶۵-	۲,۰۷-	۲,۶۱-	۲,۷۳-	۲,۷۱-	۲,۷۳-					
K ₂ O	-۰,۱۰-	-۰,۱-	-۰,۱۰-	-۰,۱۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	
مجموع	۹۸,۴۷-	۹۸,۲۴-	۹۸,۵۷-	۹۸,۶۰-	۹۸,۱۶-	۹۸,۲۸-	۹۸,۴۶-	۹۸,۷۳-	۹۶,۹۸-	۹۷,۶۴-	۹۷,۶۱-	۹۸,۰۶-	۹۸,۲۱-	۹۸,۱۹-	۹۸,۱۸-	۹۷,۷۶-				
Si	۱,۸۳۴	۱,۸۴-	۱,۸۳-	۱,۸۳۱	۱,۹,-۹	۱,۹۱۱	۱,۹۲۸	۱,۸۸۶	۶,۰۸-	۶,۲۹-	۶,۲۹-	۶,۲۷-	۶,۱۱-	۶,۰۸-	۶,۰۱-	۶,۰۷-				
Ti	-۰,۰۵۷	-۰,۰۵۷	-۰,۰۵۸	-۰,۰۵۸	-۰,۰۴۲	-۰,۰۳۷	-۰,۰۳۵	-۰,۰۴۷	-۰,۴۰-	-۰,۳۵-	-۰,۳۵-	-۰,۳۵-	-۰,۵۵-	-۰,۵۵-	-۰,۵۵-	-۰,۵۵-				
Al	-۰,۱۹۵	-۰,۱۸۶	-۰,۱۹۷	-۰,۱۹۸	-۰,۰۸۴	-۰,۰۷۵	-۰,۰۶۶	-۰,۰۷۴	۲,۰۴-	۱,۷۸-	۱,۷۳-	۱,۷۶-	۱,۹۴-	۲,۰۰-	۱,۹۸-	۲,۰۲-				
Fe ^{۳+}	-۰,۰۵	-۰,۰۵۲	-۰,۰۵۹	-۰,۰۵۶	-۰,۰۴۰	-۰,۰۵۶	-۰,۰۴۶	-۰,۰۹۷	-۰,۶۰-	-۰,۶۰-	-۰,۶۰-	-۰,۶۰-	-۰,۱۶-	-۰,۱۴-	-۰,۱۵-	-۰,۱۴-				
Fe ^{۲+}	-۰,۲۰	-۰,۲۰۵	-۰,۱۹۹	-۰,۲۰۱	-۰,۳۰۲	-۰,۴۰۸	-۰,۴۶۷	-۰,۳۰۸	۱,۲۵-	۱,۵۷-	۱,۴۹-	۱,۵۵-	۱,۷۳-	۱,۷۱-	۱,۷۲-	۱,۶۷-				
Mn	-۰,۰۰۷	-۰,۰۰۷	-۰,۰۰۸	-۰,۰۰۷	-۰,۰۰۸	-۰,۰۱۰	-۰,۰۱۲	-۰,۰۰۹	-۰,۰۳-	-۰,۰۳-	-۰,۰۱-	-۰,۰۱-	-۰,۰۲-	-۰,۰۲-	-۰,۰۲-	-۰,۰۲-				
Mg	-۰,۷۴۱	-۰,۷۴۲	-۰,۷۴۹	-۰,۷۴۰	-۰,۷۷۸	-۰,۶۶۹	-۰,۶۱۵	-۰,۷۲۹	۲,۵۷-	۲,۳۵-	۲,۴۵-	۲,۴۱-	۲,۴۶-	۲,۴۶-	۲,۴۶-	۲,۴۹-				
Ca	-۰,۷۶-	-۰,۷۶-	-۰,۷۵-	-۰,۷۵-	-۰,۸۱۱	-۰,۸۰۵	-۰,۷۹۹	-۰,۸۰۵	۱,۷۲-	۱,۶۷-	۱,۶۹-	۱,۶۹-	۱,۷۷-	۱,۷۷-	۱,۷۷-	۱,۷۸-				
Na	-۰,۰۲۲	-۰,۰۳۳	-۰,۰۲۲	-۰,۰۳۱	-۰,۰۲۶	-۰,۰۲۹	-۰,۰۳۵	-۰,۰۲۶	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-				
K	-۰,۰۰۱	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۱	-۰,۰۰۲	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-				
H	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰۰	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-				
Mg#	-۰,۷۸۶	-۰,۷۸۳	-۰,۷۸۸	-۰,۷۸۶	-۰,۷۲-	-۰,۵۶۸	-۰,۵۶۸	-۰,۷۰۶	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-				
Al (iv)											-۱,۷۰-	-۱,۷۰-	-۱,۷۰-	-۱,۷۰-	-۱,۷۰-	-۱,۷۰-	-۱,۷۰-			
Al (vi)									-۰,۰۸-	-۰,۰۲-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-			

AlIV, tetrahedral Al; AlVI, octahedral Al.

* فرمول ساختاری محاسبه شده برای پیروکسن‌های موجود در لامپروفیرهای چاهریسه برپایه ۶ اتم، آمفیبول‌ها بر پایه ۲۳ اتم، بیوتیت بر پایه ۱۱ اتم و پلاژیوکلاز بر پایه ۳۲ اتم اکسیزن محاسبه شده است.

ادامه جدول ۱

	بوقت										پلاژیوکلاز									
SiO ₂	۷۷,۵۶-	۷۵,۸۸-	۷۵,۴۲-	۷۶,۵۹-	۷۶,۷۵-	۷۶,۶۹-	۷۵,۳۲-	۷۵,۰-	۷۴,۷۵-	۶۷,۶۶-	۶۷,۷۵-	۶۷,۷۹-	۶۷,۸۱-	۶۸,۱۳-	۶۸,۱۰-	۶۸,۱۴-	۶۷,۵۰-			
TiO ₂	۴,۵۶-	۴,۳۵-	۵,۸۵-	۵,۷۲-	۵,۲۳-	۵,۶۹-	۶,۴۲-	۶,۴۰-	۶,۳۸-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-			
Al ₂ O ₃	۱۲,۹۷-	۱۳,۵۶-	۱۳,۹۴-	۱۴,۳۸-	۱۴,۴۷-	۱۴,۳۰-	۱۴,۳۵-	۱۴,۵۶-	۱۴,۷۸-	۱۹,۵۳-	۱۹,۵۹-	۱۹,۴۵-	۱۹,۴۵-	۱۹,۴۷-	۱۹,۴۹-	۱۹,۴۵-	۱۹,۴۱-			
FeO	۲۲,۱۳-	۲۰,۸۹-	۱۹,۸۱-	۱۹,۳۰-	۱۴,۸۱-	۱۴,۵۰-	۱۷,۸۹-	۱۷,۳۹-	۲۰,۶۲-	-۰,۳۵-	-۰,۳۱-	-۰,۲۵-	-۰,۲۲-	-۰,۲۰-	-۰,۱۹-	-۰,۱۸-	-۰,۱۷-			
MnO	-۰,۱۲-	-۰,۱۰-	-۰,۱۲-	-۰,۱۰-	-۰,۱۰-	-۰,۰۰-	-۰,۱۶-	-۰,۱۴-	-۰,۲۴-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-			
MgO	۹,۰۵-	۱۱,۱۲-	۱۰,۰۷-	۱۴,۷۵-	۱۴,۷۶-	۱۴,۷۱-	۱۱,۳۰-	۱۲,۰۷-	۹,۶۷-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-			
CaO	-۰,۰۷-	-۰,۰۵-	-۰,۰۸-	-۰,۰۰-	-۰,۰۲-	-۰,۰۱-	-۰,۰۵-	-۰,۰۶-	-۰,۳۱-	-۰,۲۹-	-۰,۲۵-	-۰,۲۲-	-۰,۲۱-	-۰,۲۰-	-۰,۲۰-	-۰,۲۰-	-۰,۲۰-			
Na ₂ O	-۰,۴۳-	-۰,۶۷-	-۰,۶۴-	-۰,۷۷-	-۰,۹۱-	-۰,۸۵-	-۰,۷۱-	-۰,۸۴-	-۰,۵۴-	۱۱,۳۹-	۱۱,۴۱-	۱۱,۴۴-	۱۱,۳۶-	۱۱,۳۷-	۱۱,۳۹-	۱۱,۳۵-	۱۰,۸۸-			
K ₂ O	۹,۰۵-	۸,۱۵-	۸,۴۰-	۸,۴۵-	۸,۴۳-	۸,۴۴-	۸,۴۳-	۸,۲۱-	۸,۶۸-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-			
Cl	-۰,۱۰-	-۰,۰۷-	-۰,۰۴-	-۰,۰۱-	-۰,۰۳-	-۰,۰۱-	-۰,۰۴-	-۰,۰۶-	-۰,۰۳-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-			
مجموع	۹۷,۴۰-	۹۰,۵۲-	۹۰,۵۲-	۹۰,۷۸-	۹۰,۵۸-	۹۰,۵۸-	۹۰,۷۴-	۹۰,۶۲-	۹۰,۱۱-	۹۹,۴۵-	۹۹,۴۸-	۹۹,۴۶-	۹۹,۴۳-	۹۹,۴۲-	۹۹,۴۰-	۹۹,۴۵-	۹۹,۴۰-			
H ₂ O*	۴,۰۰-	۳,۹۱-	۳,۹۲-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۸-	۳,۹۶-	۳,۹۹-	۳,۸۷-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-			
Si	۵۶۲-	۵۴۷۵-	۵۳۷۵-	۵۳۸۷-	۵۴۰-	۵۳۸۶-	۵۳۷۸-	۵۳۷۸-	۵۲۵۲-	۵۳۷۳-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-		
Al iv	۲,۷۴۷-	۲,۷۴۹-	۲,۷۵-	۲,۷۴۹-	۲,۷۴۸-	۲,۷۴۸-	۲,۷۴۹-	۲,۷۴۸-	۲,۷۴۵-	۲,۶۱-	۲,۷۴۳-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-	۴,۰۷-		
Al vi	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-			
Ti	-۰,۰۱۳	-۰,۰۹۹-	-۰,۷۱-	-۰,۷۳-	-۰,۵۷۸-	-۰,۶۲۸-	-۰,۷۲-	-۰,۷۲-	-۰,۷۴۳-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-			
Fe	۲,۷۶۹-	۲,۶۶-	۲,۵۱-	۱,۷۵۱-	۱,۷۴-	۱,۷۸۸-	۲,۶۶-	۲,۶۶-	۲,۶۶-	-۰,۰۲-	-۰,۰۴-	-۰,۰۳-	-۰,۰۴-	-۰,۰۴-	-۰,۰۴-	-۰,۰۴-	-۰,۰۴-			
Mn	-۰,۰۱۵	-۰,۰۲۲	-۰,۰۱۶	-۰,۰۰۴	-۰,۰۱۲	-۰,۰۰-	-۰,۰۲-	-۰,۰۱۸	-۰,۰۱-	-۰,۰۱-	-۰,۰۰-	-۰,۰۰-	-۰,							

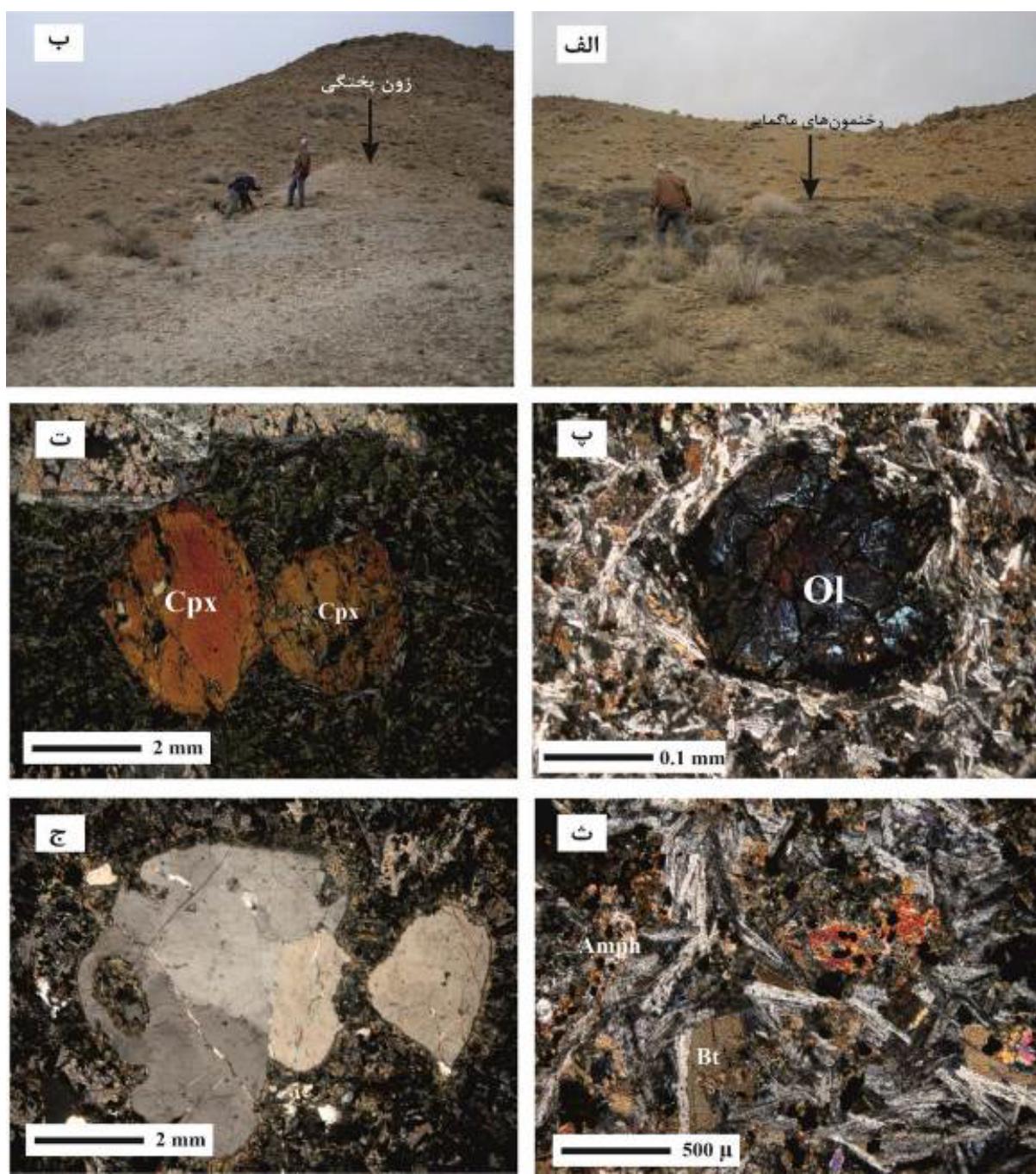


شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی کوهپایه [۱۲]).

سنگنگاری

سنگ‌های ماگمایی منطقه چاهریسه همه ویژگی‌های سنگ‌های لامپروفیری را نشان می‌دهند و در مقیاس نمونه‌ی دستی، ریزبلور، همگن، متراکم و دارای رنگ خاکستری تیره تا سیاه هستند. این نمونه‌ها زیر میکروسکوپ بافت پورفیری دارند (شکل ۲). آن‌ها از درشت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و به شدت دگرسان شده‌ی کلینوپیروکسن (۱۰٪) و الیوین (۱۰٪)، آمفیبول (۱۵٪) و بیوتیت (۱۵٪) در زمینه‌ای ریزدانه (۴۰٪) شامل تیغه‌های پلاژیوکلаз و بلورهای ریز کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویه چون کلریت، اپیدوت و اکتینولیت نیز در سراسر این نمونه‌ها دیده می‌شوند (۱۰٪).

در منطقه چاهریسه درون رسوب‌های پیوسته‌ی پرمین پسین و نهشته‌های آغازین تریاس، رخنمون‌هایی ماگمایی موازی با سایر لایه‌ها دیده می‌شود. این لایه‌های ماگمایی محدود به رسوب‌های پرمین هستند و به ندرت لایه‌های آغازین تریاس را قطع می‌کنند (شکل ۲ الف). این لایه‌ها در هر دو بخش بالایی و زیرین، بر سنگ‌های میزبان خود اثر گذاشته و هاله‌ی پختگی ایجاد کرده‌اند (شکل ۲ ب)، از طرف دیگر، این سنگ‌ها دارای بافت متراکم و بدون حفره هستند و نشانه‌های خروج گاز در سطح این لایه‌ها دیده نمی‌شود. بنابراین می‌توان آن‌ها را کمی جوان‌تر از پرمین در نظر گرفت که در واقع بیان ویژگی‌های دما، فشار و عمق تشکیل آن‌ها هدف اصلی این پژوهش بوده است.



شکل ۲ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی لامپروفیرهای منطقه چاهریسه: (الف) برونزدهای از توده‌های لامپروفیری منطقه چاهریسه، ب) زون پختگی حاصل از نفوذ توده‌های ماگمایی در سنگ‌های رسوی میزان، ت) فنوکریست الیوین، پ) فنوکریست کلینوپیروکسن، ث) فنوکریست‌های بیوتیت و آمفیبول در حال دگرسانی در زمینه میکرولیتی از تیغه‌های پلازیوکلاز، ج) زینوکریست کوارتز و فلدسپار. علایم اختصاری عبارتند از: Cpx کلینوپیروکسن، Ol الیوین، Bt بیوتیت، Amph آمفیبول.

صورت مقاطع هشت‌ضلعی و یا منشوری پهن قابل مشاهده‌اند، بلورهای ریز آن‌ها نیز فضای بین تیغه‌های پلازیوکلاز را پر کرده و به سنگ بافت پورفیری داده‌اند (شکل ۲ ت). پلازیوکلازها به صورت بلورهای ریز تیغه‌ای تنها محدود به زمینه سنگ هستند.

الیوین‌ها که به ندرت یافت می‌شوند دستخوش دگرسانی شدیدی شده‌اند و در راستای شکستگی‌های فراوان خود در حال تبدیل به کانی‌های کلریت و آمفیبول ثانویه هستند (شکل ۲ پ). درشت بلورهای کلینوپیروکسن‌ها (دیوپسیدها) بیشتر به صورت شبیه ریختهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده و به

لبه در حال نابودی در مگماهای دربرگیرنده هستند (شکل ۲ ج). کانی‌های دگرسانی چون کلریت، اپیدوت و اکتینولیت نیز در همه این نمونه‌ها در لبه‌ی کانی‌های آذرین اولیه و یا در راستای سطوح رخ آن‌ها دیده می‌شوند. از دیگر سو، شکستگی‌ها و درزهای فراوان در این نمونه‌ها دیده می‌شود که با کانی‌های ثانویه چون کلسیت، زئولیت و کوارتز پر شده‌اند.

شیمی کانی

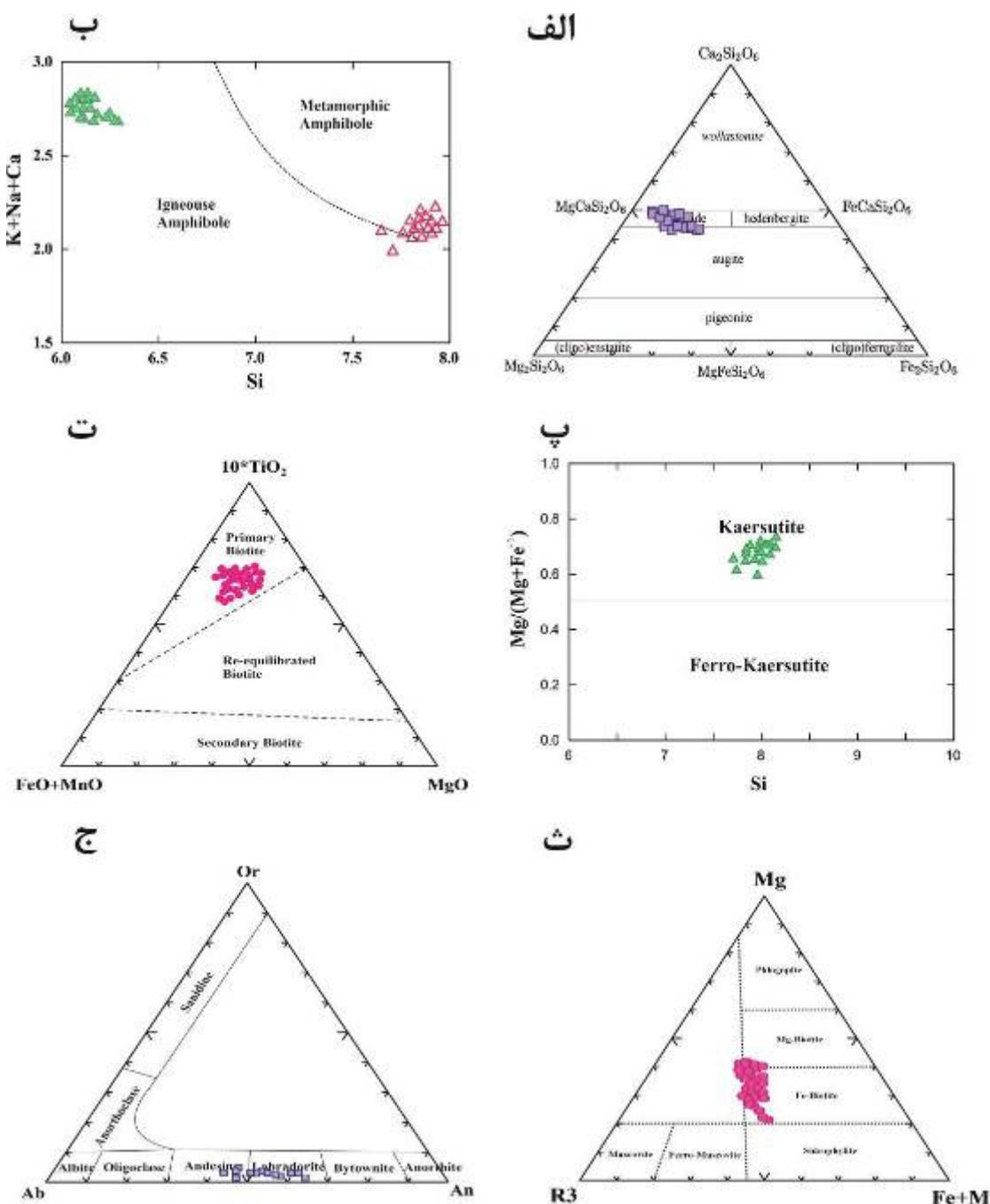
کلینوپیروکسن: این کانی‌ها اغلب کشیده و لوزی شکل بوده و عموماً یک سری رخ واضح در آن‌ها دیده می‌شود. بر اساس نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی کانی‌ها (جدول ۲)، ترکیب کلینوپیروکسن در نمونه‌های مورد بررسی بین $W_{0.48.23}E_{n40.77}F_{s10.99}$ و $W_{0.41.77}E_{n39.33}F_{s18.94}$ است. نمودار مرجع [۲۳] با قرار دادن سه عضو پایانی خانواده‌ی پیروکسن‌ها در سه کنچ یک مثلث برای تفکیک و رده‌بندی انواع پیروکسن‌ها طراحی شده است که بر اساس آن، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی از نوع دیوپسید هستند (شکل ۳ الف).

بیوتیت‌های قهوه‌ای و بلورهای درشت اما شکل دار تا نیمه‌شکل-دار آمفیبول نیز در سطح این نمونه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲). درشت بلورهای آمفیبول قهوه‌ای رنگ هستند و حدود ۱۵ درصد حجم نمونه‌ها را شامل می‌شوند. این کانی‌ها اغلب کشیده و یا لوزی‌شکل هستند و به ندرت **دو سری رخ** دارند. البته، گروه دوم آمفیبول‌ها سوزنی و سبز رنگ و ناشی از اورالیتی شدن کانی‌های اولیه هستند و در لبه‌ی آن‌ها تشکیل شده‌اند. کانی‌های کدر نیز در سطح این نمونه‌ها بسیار دیده می‌شوند که درون و یا پیرامون درشت بلورها تشکیل شده‌اند. خمیره‌ی این سنگ‌ها شامل تیغه‌های ریز پلازیوکلاز، بلورهای ریز کلینوپیروکسن اکسیدهای آهن و تیتانیم است. این خمیره دارای بافت نمدی بوده که شامل جهت‌گیری تصادفی یا غیرموازی تیغه‌های پلازیوکلاز است که فضای خالی پیرامون درشت بلورها را پر کرده‌اند. البته در برخی قسمت‌ها، تیغه‌های پلازیوکلاز دارای سمتگیری انتخابی هستند و یا پیرامون درشت بلورها دوران کرده‌اند.

نکته قابل توجه در بررسی میکروسکوپی نمونه‌ها حضور بیگانه سنگ‌ها و بیگانه بلورهای کوارتز و پلازیوکلاز است که از

جدول ۲ نتایج فشار دما سنجی به روشن تعادل پلازیوکلاز-سیال.

ترکیب سنگ کل (wt%)									
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
۳۸.۴۶۱	۳.۵۵۰	۱۳.۶۳۳	۱۳.۹۵۴	۰.۳۱۱	۶.۵۸۴	۸.۴۸۷	۲.۸۲۹	۲.۰۵۸	
۳۹.۸۰۷	۳.۳۴۰	۱۳.۹۹۸	۱۴.۹۸۳	۰.۲۲۴	۷.۳۲۰	۵.۳۴۲	۳.۲۱۹	۲.۳۵۸	
۳۸.۴۷۹	۳.۵۸۳	۱۳.۸۶۶	۱۳.۷۲۵	۰.۲۰۰	۷.۲۱۳	۶.۶۸۸	۲.۸۴۰	۲.۴۵۸	
۳۹.۴۶۰	۳.۴۵۲	۱۴.۴۸۰	۱۴.۶۴۰	۰.۱۸۶	۶.۷۶۶	۶.۰۳۹	۳.۰۸۱	۲.۳۹۹	
۴۰.۵۸۱	۳.۰۸۲	۱۱.۹۹۵	۱۳.۴۹۷	۰.۱۶۴	۱۰.۳۳۱	۸.۰۳۳	۱.۹۸۲	۱.۲۶۵	
۳۹.۰۷۴	۳.۰۷۹	۱۱.۱۲۰	۱۴.۴۲۶	۰.۲۱۹	۱۰.۷۶۴	۸.۶۲۳	۱.۵۸۵	۱.۳۰۶	
۴۳.۶۲۵	۳.۶۴۴	۱۵.۴۷۷	۱۴.۵۴۰	۰.۲۲۳	۵.۵۴۱	۸.۳۲۴	۲.۸۹۸	۰.۶۲۳	
۴۳.۷۲۲	۳.۸۱۴	۱۵.۵۷۳	۱۴.۳۵۴	۰.۱۸۲	۵.۵۸۸	۸.۲۵۳	۲.۶۸۶	۰.۸۴۵	
۴۲.۱۲۲	۳.۹۸۰	۱۴.۴۱۵	۱۴.۰۲۶	۰.۲۴۶	۴.۷۴۵	۹.۷۱۵	۲.۳۹۹	۰.۷۶۹	
۴۰.۳۹۶	۴.۰۲۲	۱۴.۵۹۹	۱۳.۳۸۲	۰.۱۹۱	۳.۸۴۸	۱۱.۵۵۵	۲.۵۸۵	۱.۰۴۶	
۴۳.۶۹۶	۴.۰۲۹	۱۵.۲۸۰	۱۴.۲۲۶	۰.۱۸۲	۵.۳۸۱	۸.۶۹۲	۲.۹۵۶	۰.۷۷۶	
ترکیب فلدسپار (wt%)									
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
۶۹.۰۳	۰.۰۰	۱۹.۴۸	۰.۱۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۱۱.۳۰	۰.۰۴	
۶۸.۹۵	۰.۰۰	۱۹.۴۲	۰.۲۱	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۸	۱۱.۲۲	۰.۰۰	
۶۹.۳۸	۰.۰۰	۱۹.۱۴	۰.۲۸	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۷	۱۰.۹۵	۰.۰۰	
۶۸.۵۳	۰.۰۰	۱۹.۳۲	۰.۱۴	۰.۰۰	۰.۱۱	۰.۱۵	۱۱.۰۸	۰.۰۰	
۶۹.۶۷	۰.۰۰	۱۹.۲۱	۰.۲۶	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۹	۱۰.۷۵	۰.۰۰	
۶۷.۷۵	۰.۰۰	۱۹.۵۹	۰.۳۱	۰.۰۰	۰.۱۳	۰.۲۹	۱۱.۴۱	۰.۰۰	
۶۷.۷۹	۰.۰۰	۱۹.۴۵	۰.۲۵	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۲۵	۱۱.۴۴	۰.۰۴	
۶۷.۸۱	۰.۰۰	۱۹.۵۴	۰.۳۳	۰.۰۰	۰.۰۹	۰.۲۲	۱۱.۴۶	۰.۰۲	
۶۸.۱۳	۰.۰۰	۱۹.۴۷	۰.۲۲	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۲۱	۱۱.۴۷	۰.۰۵	
۶۸.۱۰	۰.۰۰	۱۹.۴۹	۰.۲۴	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۲۲	۱۱.۴۹	۰.۰۶	
دما و فشار									
P(kbar)	۱۳.۶۰	۱۶.۱۰	۱۳.۸۰	۱۲.۸۰	۱۴.۵۰	۱۲.۸۰	۱۳.۰۰	۱۳.۶	
T(C)	۱۰.۶۰.۲۵	۱۰.۲۶.۴۲	۹.۹۳.۰۱	۹.۶۵.۱۸	۱۰.۰۹.۲۷	۹.۶۸.۰۱	۱۰.۶۰.۲۵	۱۰.۲۶.۴۲	



شکل ۳ (الف) نمودار تفکیک و رده‌بندی پیروکسن‌ها، (ب) نمودار تفکیک آمفیبول‌های ماقمایی اولیه (مثلث‌های توخالی)، (پ) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها [۲۴]، (ت) نمودار رده‌بندی میکاها [۲۱]، (ث) نمودار مثلثی Mg , $R3$ و $Fe+Mn$ [۲۵]، و (ج) مثلث فلدسپارها [۲۶] ترکیب شیمیایی پلازیوکلазهای موجود در لامپروفیر در آن.

براساس نمودار مرجع [۳]، ترکیب طبیعی آمفیبول‌های اولیه و ثانویه در گستره سنگ‌های لامپروفیری است و حضور این دو گروه آمفیبول را تایید می‌کند (شکل ۳ ب). درشت بلورهای اولیه آمفیبول بر اساس رده‌بندی مرجع [۲۷] در گروه کرسوتیت قرار دارند (شکل ۳ پ).

آمفیبول: در نمونه سنگ‌های مورد بررسی، دو گروه از آمفیبول‌های اولیه و ثانویه دیده می‌شوند. گروه نخست این کانی‌ها به دلیل داشتن عدد منیزیوم ($\#Mg$) بیش از 0.5 در رده‌ی هورنبلندهای سرشار از منیزیم قرار دارد، اما گروه دوم اکتینولیت‌های برآمده از دگرسانی کانی‌های مافیک هستند.

گستره لامپروفیرهای قلیایی قرار دارند (شکل ۴ ث)، در حالی که بر پایه نمودار Al_2O_3 - Mg - TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۳۲، ۳۱، ۲۶] بیوتیت‌های موجود در نمونه‌های منطقه چاهریسه-باقرآباد در مقایسه با فلوگوپیت‌های کیمبریتی دارای مقدار Al_2O_3 پایین‌تر، و در مقایسه با لامپروفیرهای دارای TiO_2 کمتر هستند. این در حالی است که این کانی‌ها همخوانی بسیار خوبی با لامپروفیرهای فرامافیک دارند (شکل ۴ ج).

جایگاه زمین ساختی

نیسبت و پیرس [۳۳] برای تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌ها بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن از دو پارامتر F_1 و F_2 استفاده کردند:

$$F_1 = - (0.012 * \text{SiO}_2) - (0.0807 * \text{TiO}_2) + (0.0026 * \text{Al}_2\text{O}_3) - (0.0012 * \text{FeO}_{\text{total}}) - (0.0026 * \text{MnO}) + (0.0087 * \text{MgO}) - (0.0128 * \text{CaO}) - (0.0419 * \text{Na}_2\text{O}) \quad (1)$$

$$F_2 = - (0.0469 * \text{SiO}_2) - (0.0818 * \text{TiO}_2) - (0.0212 * \text{Al}_2\text{O}_3) - (0.0041 * \text{FeO}_{\text{total}}) - (0.1435 * \text{MnO}) - (0.0029 * \text{MgO}) + (0.0085 * \text{CaO}) + (0.016 * \text{Na}_2\text{O}) \quad (2)$$

بر پایه نمودار F_1 - F_2 سنگ‌های ناحیه مورد بررسی در گستره ماقماهای درون صفحه‌ای قلیایی قرار دارند (شکل ۵ الف).

از ویژگی‌های زمین شیمیایی آمفیبیول‌ها برای مقایسه‌ی ویژگی‌های دگرنهادی محیط‌های زمین ساختی ماقمایی مختلف به ویژه محیط‌های فرورانش و میان صفحه‌ای استفاده شده است [۳۴]. آمفیبیول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph) مقدار Na_2O و TiO_2 کمتری نسبت به انواع میان صفحه‌ای آmfibiol در گستره (I-Amph) دارند. بر اساس شکل ۵ ب، درشت بلورهای آmfibiol در گستره آmfibiol‌های میان صفحه‌ای (I-Amph) قرار دارند.

دما-فشارسنجی

زمین دما فشارسنجی روشی برای برآورد شرایط دما و فشار فرآیندهای زمین‌شناسی به ویژه فرآیندهای آذرین و دگرگونی است. اساس کار همه‌ی زمین دما‌سنجها و زمین فشارسنجها در اصل تعادلهای شیمیایی معنادار به ترتیب آنتروپی (ΔS) و حجم (ΔV) میان فراوردها و واکنش‌دهنده‌هاست.

بر اساس کانی‌هایی که اغلب در نمونه‌ها فراوان هستند، روش‌های زمین دما‌سنجی و زمین فشارسنجی مختلفی به کار رفته است، که در ادامه توضیح داده می‌شوند.

میکا: بر اساس نتایج تجزیه ریز پردازشی، ترکیب میکاهای موجود در نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۲) بیشتر از نوع بیوتیت است. بر اساس موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودار مرتع [۲۴]، همه بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های ماگمایی منطقه چاهریسه-باقرآباد از نوع بیوتیت‌های اولیه و برآمده از تبلور مستقیم ماگما هستند (شکل ۳ ت).

فاستر [۲۵] بر اساس ارتباط بین Mg^{2+} و R^{3+} ($\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}$) نموداری مثلثی برای تعیین نوع میکاهای ارائه نموده است. بر پایه این نمودار، همه میکاهای موجود در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره Mg -بیوتیت قرار دارند (شکل ۳ ث).

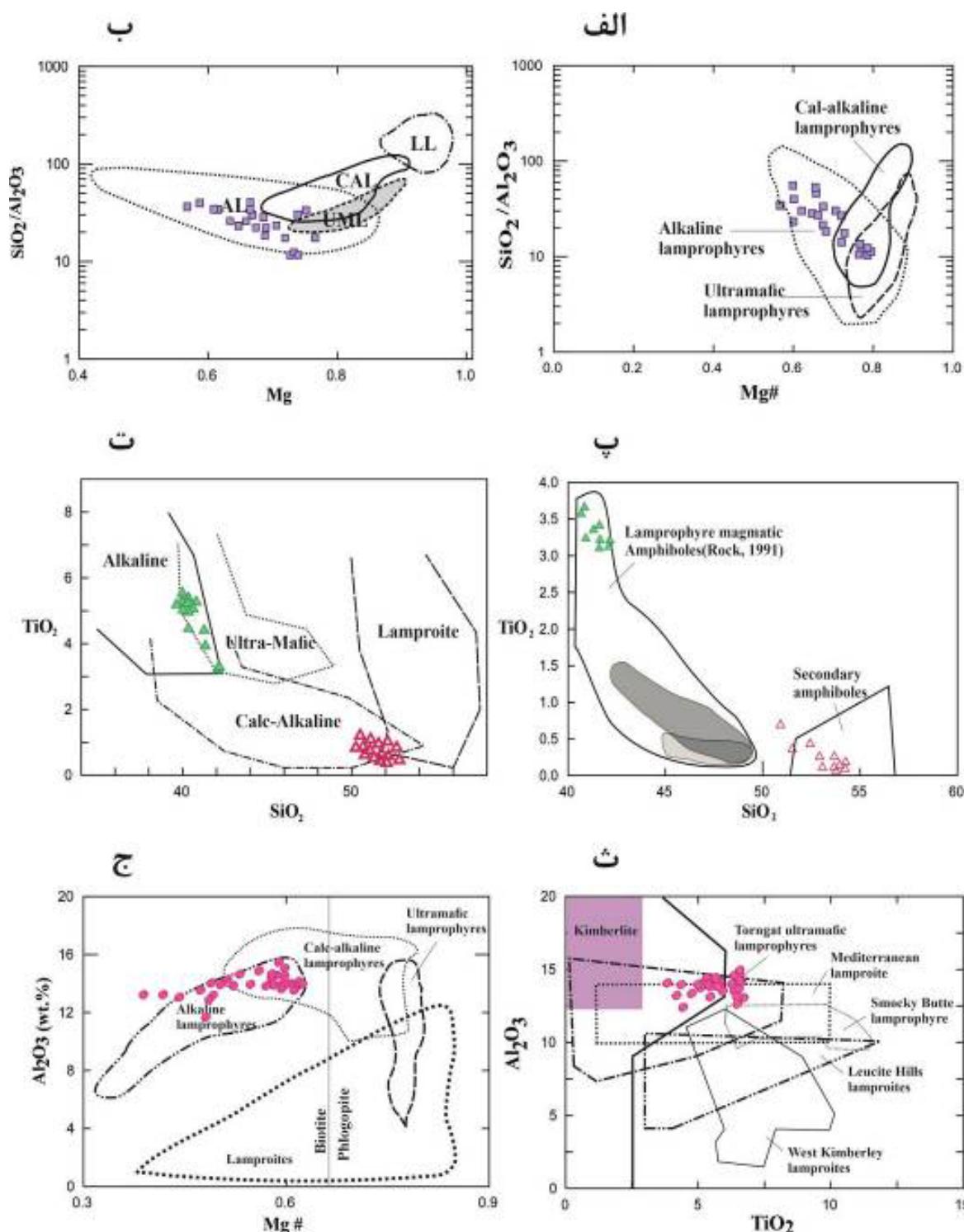
پلازیوکلاز: افزون بر مشاهدات میکروسکوپی، نتایج تجزیه ریز پردازشی نیز وجود دو گروه پلازیوکلاز در لامپروفیرهای مورد بررسی را تایید می‌کند. گروه نخست بیگانه بلورهایی از پلازیوکلاز هستند که از هضم و نابودی بیگانه سنگ‌های فلزی پوسته‌ای بر جای مانده‌اند. گروه دوم پلازیوکلازهای تیغه‌ای ماگمایی هستند و از تبلور مستقیم ماگمای لامپروفیری به وجود آمده‌اند. این پلازیوکلازها در نمودار مثلثی ارائه شده در مرتع [۲۸] دارای طیف ترکیبی An_{45-65} هستند و در گستره آندزین تا لا برادریت قرار دارند (شکل ۳ ج).

ماهیت ماقما

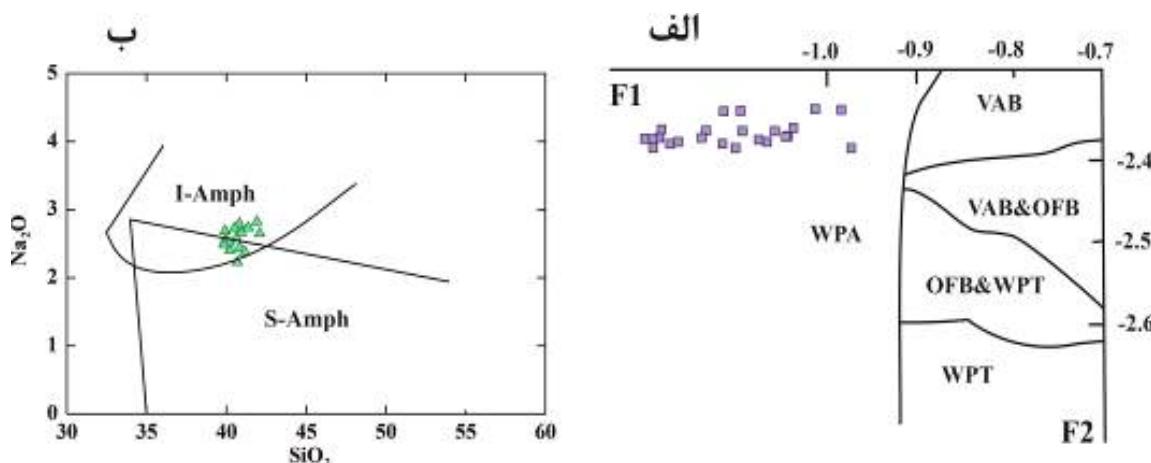
کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی براساس نمودار $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به Mg (شکل ۴ الف)، در گستره لامپروفیرهای قلیایی قرار دارند. از دیگر سو، این نمونه‌ها در نمودار $\text{Mg}^{\#}$ نسبت به $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [۳۰، ۲۹] گستره لامپروفیرهای قلیایی را پوشش می‌دهند (شکل ۴ ب).

در نمودار رده‌بندی سنگ‌ها بر اساس ترکیب کانی آmfibiol، کرسوتیت‌های موجود در نمونه‌های چاهریسه در گستره آmfibiol‌های ماقمایی لامپروفیری قرار دارند (شکل ۴ پ). راک [۳] عقیده دارد که با استفاده از نمودار دوتایی اکسیدهای TiO_2 و SiO_2 موجود در کرسوتیت‌ها می‌توان گروههای مختلف لامپروفیرهای قلیایی، فرامافیک، آهکی قلیایی و لامپروفیرهای را از هم تفکیک کرد. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در محل همپوشی دو گروه لامپروفیر قلیایی و فرامافیک قرار دارند. بنابراین می‌توان گفت که این سنگ‌ها دارای ماهیت فرامافیک قلیایی هستند (شکل ۴ ت).

با توجه به نمودار Al_2O_3 - $\text{Mg}^{\#}$ نسبت به $\text{Mg}^{\#}$ ، نمونه‌ها در



شکل ۴ (الف) نمودار تعیین ماهیت ماغما بر پایه ترکیب شیمیایی که کلینوپیروکسن‌ها نمونه‌های مورد بررسی در گستره لامپروفیرهای قلیایی قرار دارند. ب) نمودار دوتایی $\text{Mg}\# \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به $\text{Mg}\#$ کلینوپیروکسن‌ها که لامپروفیرهای منطقه را از نوع قلیایی معرفی می‌کند، (AL: لامپروفیر قلیایی، CAL: لامپروفیر آهکی-قلیایی، UML: لامپروفیر فرامافیک و LL: لامپروفیرت) پ و ت) (لامپروفیرت) پ و ت) (لامپروفیرت) (DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.15.4) [Downloaded from ijcm.ir on 2025-08-03]



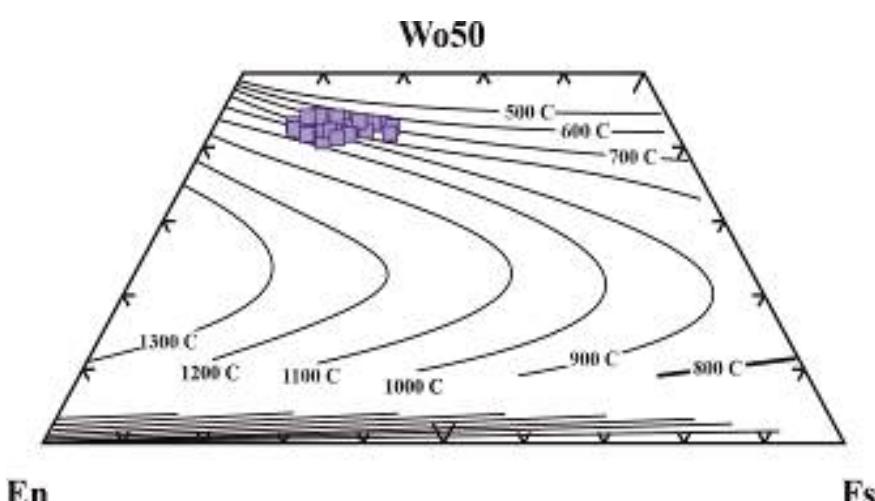
شکل ۵ (الف) نمودار تعیین محیط زمین ساختی سنگها بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها [۱۸]، (ب) مگما قلیابی درون صفحه‌ای، VAB: بازالت‌های کمان آتشفشاری، OFB: ایالت‌های بازالتی اقیانوسی و WPT: تولثیت‌های درون صفحه‌ای) و (ب) نمودار رده‌بندی زمین ساختی مگما می‌آمفيبيول‌ها [۲۲] و قرارگیری کرسوتیت‌ها در گستره آمفيبيول‌ها درون صفحه‌ای.

استفاده شد. روش زمین دما‌سنجی آمفيبيول ارائه شده در مرجع [۳۷] نیز دمای ۹۰۰–۹۶۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را برای تبلور این کانی‌ها نشان می‌دهد، این در حالی است که آمفيبيول‌های ثانویه یا اكتینولیت‌ها در فشار و دمای پایین‌تری تشکیل شده‌اند (شکل ۷ ب).

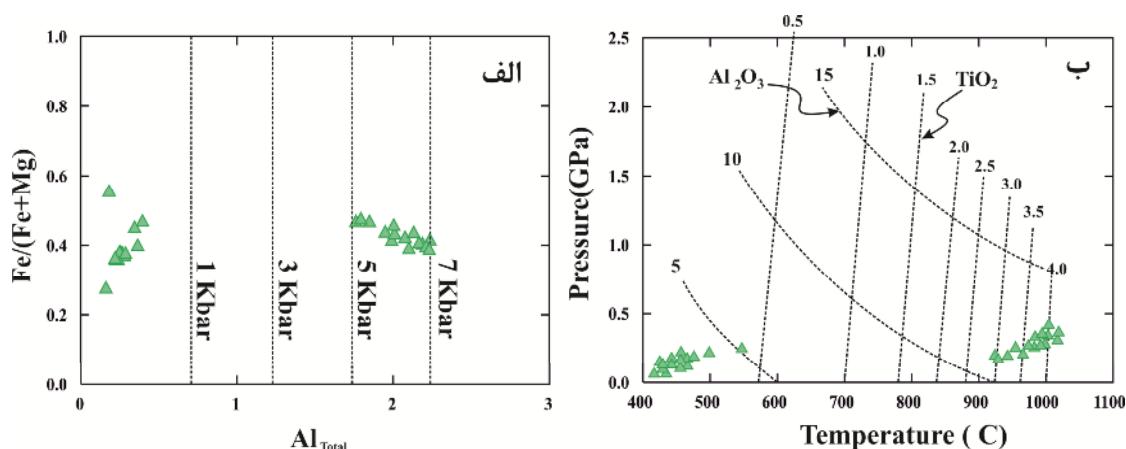
هنری و همکاران [۳۸] براساس مقدار Ti موجود در بیوتیت‌ها زمین دما‌سنج‌های مناسبی را ارائه نموده‌اند. بر پایه نمودار زمین دما‌سنجی آنها، نمونه‌های مورد بررسی در میان زمین ژئوترم‌های ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد قرار دارند (شکل ۸). که این دما را می‌توان به عنوان دمای تبلور آن‌ها در نظر گرفت.

لیندلی [۳۵] برای ارزیابی دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs را پیشنهاد نمود. بر پایه قرارگیری نمونه‌ها در این نمودار، دیوپسیدهای موجود در لامپروفیرهای مورد بررسی در گستره‌ی دمایی ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متبلور شده‌اند (شکل ۶).

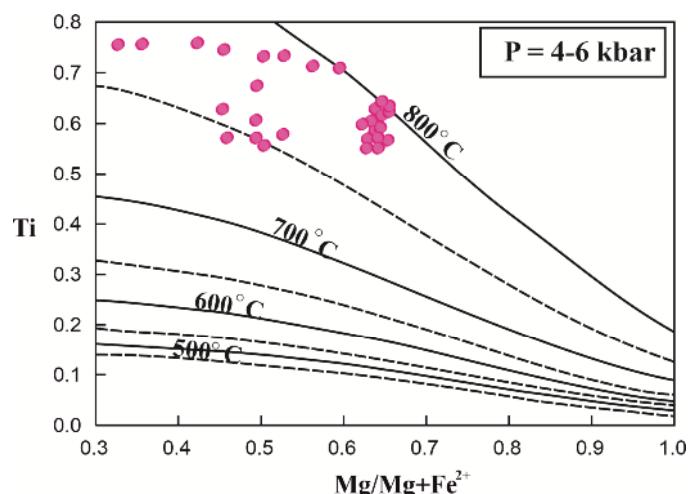
اساس کار برخی از دما‌شارسنج‌ها مقدار آلومینیوم موجود در آمفيبيول است. بر اساس نمودار $\text{Al}_{\text{total}}/\text{Mg}$ نسبت به $\text{Fe}/(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg})$ آمفيبيول‌های اولیه یا همان کرسوتیت‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی، در فشار ۵ تا ۷ کیلوبار تشکیل شده‌اند (شکل ۷ الف). برای زمین دما‌سنجی نمونه‌های مورد بررسی، از مقدار آلومینیوم و تیتانیوم کانی‌های هورنبلند



شکل ۶ نمودار تعیین دمای تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن.



شکل ۷ نمودار نسبت به $\text{Fe}/(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{Mg})$ برای تعیین گستره‌ی فشار تشکیل آمفیبول‌ها Al_{total} و ب) نمودار دما و فشار خطوط هم مقدار Al_2O_3 و TiO_2 برای تعیین دما و فشار [۲۷]. (نشانه‌ها مانند شکل ۳ هستند).



شکل ۸ نمودار دماسنگی بیوتیت‌ها [۳۱].

این جا ترکیب شیمیایی مذاب میزان بر پایه تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها به دست آمده است. پژوهش‌های جدید نشان داده است که مقدار An با ترکیب مذاب، فشار، مقدار آب و دما کنترل می‌شود [۴۰، ۴۱]. تغییرات فشار کمتر از دو کیلوبار نمی‌تواند بیش از ۵ درصد بر مقدار آنورتیت پلازیوکلاز، اثر داشته باشد [۴۲]. از طرفی، تغییرات دمایی آثار بیشتری بر ترکیب پلازیوکلاز دارد و اثر دما بر ترکیب پلازیوکلاز در مقایسه با تأثیر فشار به مراتب بیشتر است [۴۳]. بر پایه این روش دما-فشارسنگی، پلازیوکلازهای موجود در لامپروفیرهای چاهریسه در فشار ۱۳ تا ۱۶ کیلوبار و دمای ۹۶۰ تا ۱۰۶۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند (جدول ۳).

برای تعیین دما و فشار تبلور در سنگ‌های لامپروفیری منطقه چاهریسه از روش‌های پیشنهادی ارائه شده بر اساس مجموعه کانی‌های متعادل نیز استفاده شده است. در این مرحله سعی شده است از جدیدترین روش‌ها با بیشترین دقیق و کمترین میزان خطای استفاده شود. ضمن این که به منظور به دست آوردن نتایج قابل اعتمادتر چندین روش در کنار هم و به موازات به کار گرفته شده که در ادامه به شرح آن پرداخته می‌شود:

روش دما-فشارسنگی پلازیوکلاز [۳۹]
این روش دما فشارسنگی بر پایه ترکیب پلازیوکلاز برای سامانه‌های آذرین پیشنهاد شده است [۳۹]. اساس این روش تعادل میان آلبیت، آنورتیت و مذاب در تعادل با آن بوده، که در

جدول ۳ نتایج فشاردماسنجی به روش تعادل کلینوپیروکسن-سیال.

ترکیب سنگ کل (wt%)								
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
۳۸.۴۶۱	۲.۵۵	۱۲.۶۳۳	۱۳.۹۵۴	۰.۱۱	۶.۵۸۴	۸.۴۸۷	۲.۸۳۹	۲.۰۵۸
۳۹.۸۰۷	۲.۳۴	۱۳.۹۹۸	۱۴.۹۸۳	۰.۲۲۴	۷.۷۲۰	۵.۳۴۲	۲.۲۱۹	۲.۴۵۸
۳۸.۴۷۹	۲.۵۸۳	۱۲.۸۶۶	۱۳.۷۲۵	۰.۲۰۰	۷.۷۱۳	۶.۶۸۸	۲.۸۴۰	۲.۴۵۸
۴۶.۴۶۰	۲.۴۵۲	۱۴.۴۸۰	۱۴.۶۴۰	۰.۱۸۶	۶.۷۶۶	۶.۰۳۹	۲.۰۸۱	۲.۳۹۹
۴۰.۵۸۱	۲.۰۸۲	۱۱.۹۹۵	۱۳.۹۷۷	۰.۱۶۴	۱.۰۳۱	۸.۰۲۳	۱.۹۸۲	۱.۶۸۵
۳۹.۷۷۴	۲.۰۷۹	۱۱.۱۲۰	۱۴.۴۲۶	۰.۲۱۹	۱.۰۷۶۴	۸.۶۲۳	۱.۵۸۵	۱.۳۰۶
۴۴.۶۲۵	۲.۶۴۴	۱۵.۴۷۷	۱۴.۵۴۰	۰.۱۲۳	۵.۵۴۱	۸.۳۲۴	۲.۸۹۸	۰.۹۲۳
۴۳.۷۲۳	۲.۸۱۴	۱۵.۵۷۳	۱۴.۴۳۴	۰.۱۸۲	۵.۵۸۸	۸.۲۵۳	۲.۶۸۶	۰.۸۴۵
۴۲.۱۳۲	۲.۹۸۰	۱۴.۴۱۵	۱۴.۰۲۶	۰.۲۴۶	۴.۷۴۵	۹.۷۱۵	۲.۳۹۹	۰.۷۶۹
۴۰.۳۹۶	۴.۰۳۲	۱۴.۵۹۹	۱۳.۳۸۲	۰.۱۹۱	۳.۸۴۸	۱۱.۵۵۱	۲.۵۸۵	۱.۰۴۶
۴۳.۶۹۶	۴.۰۲۹	۱۵.۲۸۰	۱۴.۲۲۶	۰.۱۸۲	۵.۳۸۱	۸.۶۹۲	۲.۹۵۶	۰.۷۷۶
ترکیب کلینوپیروکسن (wt%)								
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
۵۲.۲۸	۰.۴۱	۱.۱۱	۱۱.۹۹	۰.۳۸	۱۱.۸۰	۲۱.۳۲	۰.۶۷	۰.۰۰
۵۲.۱۴	۰.۵۴	۱.۲۸	۱۱.۴۶	۰.۳۲	۱۱.۸۵	۲۱.۳۴	۰.۶۵	۰.۰۱
۵۰.۸۶	۱.۰۲	۲.۸۶	۱۰.۱۱۴	۰.۲۱	۱۲.۲۱	۲۱.۱۲	۰.۵۸	۰.۰۳
۵۱.۲۴	۰.۹۲	۲.۴۸	۱۰.۰۵۶	۰.۳۴	۱۱.۹۶	۲۱.۳۸	۰.۶۴	۰.۰۰
۵۱.۷۸	۰.۹۸	۱.۹۸	۱۱.۰۲	۰.۳۱	۱۱.۸۴	۲۱.۳۶	۰.۶۲	۰.۰۴
۵۰.۴۶	۱.۵۶	۲.۳۸	۹.۶۵	۰.۲۳	۱۲.۷۸	۲۱.۳۹	۰.۵۲	۰.۰۱
۴۹.۳۵	۱.۸۶	۲.۷۵	۸.۷۸	۰.۱۹	۱۳.۱۵	۲۱.۴۸	۰.۴۹	۰.۰۴
۴۹.۱۵	۲.۰۰	۴.۴۱	۸.۱۹	۰.۱۸	۱۳.۱۱	۲۱.۵۲	۰.۴۵	۰.۰۵
۴۸.۸۷	۱.۹۱	۴.۲۱	۹.۱۲	۰.۱۸	۱۱.۱۸	۲۱.۰۴	۰.۴۴	۰.۰۳
۴۸.۵۱	۱.۹۹	۴.۳۸	۸.۱۴	۰.۲۳	۱۳.۱۵	۲۱.۸۲	۰.۴۳	۰.۰۲
۴۸.۵۶	۲.۰۱	۴.۱۷	۸.۱۱	۰.۲۱	۱۳.۱۴	۲۱.۵۸	۰.۴۵	۰.۰۱
۴۸.۴۵	۲.۰۵	۴.۴۳	۸.۱۹	۰.۲۴	۱۳.۱۳	۲۱.۶۱	۰.۴۴	۰.۰۳
۴۸.۴۸	۲.۰۵	۴.۴۵	۸.۱۶	۰.۲۳	۱۳.۱۴	۲۱.۶۳	۰.۴۲	۰.۰۴
۵۰.۰۱	۱.۴۵	۱.۸۷	۱۰.۷۲	۰.۲۶	۱۳.۶۷	۱۹.۸۲	۰.۳۵	۰.۰۰
مرجع [۳۹]			مرجع [۴۲]			مرجع [۴۲] RiMG مدل‌های		
T(K)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)	T(C)	T(C)	T(C)
۱۴۲۲.۶	۱۲.۱۰	۱۱۵۹.۴۰	۱۷.۲۰	۱۱۶۹.۷۰	۱۱.۶۰	۱۰.۸۷۹۰	۱۱۴۲.۱۰	۸۱۳.۵۰
۱۴۱۵.۰	۲۰.۷۰	۱۱۴۲.۴۰	۱۲.۲۰	۱۱۶۸.۹۰	۱۷.۵۰	۱۰.۲۷۶۰	۱۱۶۹.۷۰	۸۱۸.۹۰
۱۴۴۲.۲۰	۱۹.۲۰	۱۱۶۹.۱۰	۱۳.۶۰	۱۲۰۰.۷۰	۱۷.۶۰	۱۰.۸۲۶۰	۱۱۶۰.۸۰	۹۵۳.۰۰
۱۲۱۰.۰۰	۱۸.۰۰	۱۱۲۶.۸۰	۱۱.۳۰	۱۱۷۹.۷۰	۱۶.۰۰	۱۰.۵۴۷۰	۱۱۴۹.۱۰	۹۲۴.۷۰
۱۵۲۸.۷۰	۱۹.۸۰	۱۲۵۵.۶۰	۱۶.۵۰	۱۲۲۰.۲۰	۱۸.۵۰	۱۱۶۱.۵۰	۱۲۵۳.۱۰	۹۱۲.۰۰
۱۵۴۰.۱۰	۱۹.۷۰	۱۲۶۶.۹۰	۱۷.۹۰	۱۲۱۵.۰۰	۱۸.۲۰	۱۱۵۶.۱۰	۱۲۴۵.۶۰	۹۱۵.۰۰
۱۴۱۷.۰۰	۱۹.۹۰	۱۱۴۳.۹۰	۱۱.۰۰	۱۱۵۳.۶۰	۱۱.۱۰	۱۰.۸۷۸۰	۱۱۵۰.۲۰	۹۴۳.۷۰
۱۴۱۴.۵۰	۱۹.۸۰	۱۱۴۱.۴۰	۱۱.۱۰	۱۱۴۴.۸۰	۱۱.۷۰	۱۰.۹۱۹۰	۱۱۵۱.۰۰	۹۰۶.۴۰
۱۴۱۶.۰۰	۱۱.۱۹	۱۱۴۲.۸۰	۱۲.۹۰	۱۱۶۰.۶۰	۱۰.۷۰	۱۱۰۰.۷۰	۱۱۵۶.۳۰	۹۰۶.۲۰
۱۴۳۷.۴۰	۱۲.۹۰	۱۱۶۴.۲۰	۱۲.۳۰	۱۱۴۴.۰۰	۱۲.۵۰	۱۰.۸۷۸۰	۱۱۴۰.۴۰	۹۵۲.۸۰

$$P(Kbar) = -42.2 + 4.94 \times 10^{-2} \times T(K) + 1.16 \times 10^{-2} \times$$

$$T(K) \ln \frac{X_{Ab}^{Pl} \times X_{Al_{0.5}}^{liq} \times X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{Pl} \times X_{Na_{0.5}}^{liq} \times X_{SiO_2}^{liq}} - 382.3(X_{SiO_2}^{liq})^2 + 514.2(X_{SiO_2}^{liq})^3 - 19.6 \ln(X_{Ab}^{Pl}) - 139.8(X_{CaO}^{liq}) + 287.2(X_{Na_{0.5}}^{Pl}) + 163.9(X_{KAl_{0.5}}^{Pl})$$

روش کلینوپیروکسن-سیال
این روش دما فشارسنجی، بر اساس تبدال کاتیون‌های فلزی بین کانی کلینوپیروکسن و سیال (ترکیب سنگ کل)، بر پایه روابط زیر طراحی شده است [۴۴، ۴۰]. این روش دمای متوسط ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار متوسط ۱۳ تا ۲۰

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.4706 + 3128 \ln \left(\frac{X_{An}^{Pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{Al_{0.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 8.103(X_{SiO_2}^{liq})$$

$$+ 4.872(X_{KAl_{0.5}}^{liq}) - 1.5346(X_{Ab}^{Pl})^2 + 8.661(X_{SiO_2}^{liq})^2$$

$$- 3.341 \times 10^{-2}(P(Kbar)) + 0.18047(H_2O^{liq})$$

$$X_{An}^{Pl} = X_{CaO}^{Pl} / (X_{CaO}^{Pl} + X_{Na_{0.5}}^{Pl} \times X_{KAl_{0.5}}^{Pl})$$

$$\frac{10^4}{T} = 6.12 + 0.257 \ln \left(\frac{X_{Ab}^{Pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{Al_{0.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 3.166(X_{CaO}^{liq})$$

$$- 3.137 \left(\frac{X_{Al_{0.5}}^{liq}}{X_{Al_{0.5}}^{liq}} + X_{SiO_2}^{liq} \right) + 1.216(X_{Ab}^{Pl})^2 -$$

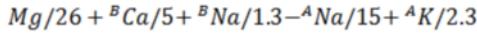
$$2.475 \times 10^{-2}(P(Kbar)) + 0.2166(H_2O^{liq}) - 273.15$$

[۴۶]

اساس کار این روش دما فشارسنجدی، تبادل کاتیون‌های Na , Ca , Ti و Al میان کانی آمفیبول و سیال، با در نظر گرفتن گریزندگی اکسیژن است [۴۶]. این روش دما و فشارهای پایین‌تر ۹۰۰ تا ۹۶۰ درجه سانتی‌گراد و ۳ تا ۴ کیلوبار (عمق ۱۲ تا ۱۵ کیلومتر) را ارائه می‌دهد. با توجه به این که در سری تبلوری باون، کانی‌های آبدار آمفیبول و بیوتیت در دما و فشارهای پایین‌تری نسبت به کانی‌های فرومیزین بدون آب (الیوین و پیروکسن) متبلور می‌شوند، دماهای پایین به دست آمده در این روش کاملاً طبیعی و قابل توجیه است.

$$T = -151.487Si^* + 2.041$$

$$Si^* = \frac{\frac{Si + [4]Al}{15} - \frac{2[4]Ti - [6]Al}{2}}{1.18} - [6]Ti + \frac{Fe^{3+}}{9} + \frac{Fe^{2+}}{3.3}$$



$$P = 19.209e^{(1.438Al_t)}$$

دماسنجدی بر اساس تعادل پیروکسن-آمفیبول
دماسنجدی لامپروفیرهای چاهریسه-باقرآباد بر پایه تبادل کاتیون‌های Fe و Mg بین کانی‌های آمفیبول، $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})_{\text{hbl}} \times 100$ و $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})_{\text{cpx}} \times 100$ ، انجام شد [۴۷]. بر این اساس، دمای تبلور دیوپسید و آمفیبول در توده‌های لامپروفیری چاهریسه در گستره ۹۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد (شکل ۹).

کیلوبار (عمق حدود ۶۶ کیلومتر) را برای تبلور دیوپسیدهای منطقه چاهریسه ارائه می‌دهد (جدول ۴). گستره وسیع فشار و دما در دیوپسیدها را می‌توان به تداوم تبلور این کانی در همه مراحل زیست ماقما ارتباط داد؛ به احتمال بسیار درشت بلورهای بزرگ‌تر در اعمق بیشتر و فشارهای بالاتر در همان مراحل اولیه اشتراق ماقما و دیوپسیدهای کانی ریز زمینه در اعمق کمتر و در نتیجه در فشارهای پایین‌تری متبلور شده‌اند.

$$P(Kbar) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}) - 47.7(X_{\text{CaTs}}^{\text{cpx}}) +$$

$$0.676(H_2O^{\text{liq}}) - 153(X_{\text{CaO}_{0.5}}^{\text{liq}}X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + (X_{\text{Al}}^{\text{cpx}}/X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}})$$

$$T(K) = \frac{93100 + 544P(Kbar)}{61.1 + 36.6(X_{\text{Ti}}^{\text{cpx}}) + 10.9(X_{\text{FeO}}^{\text{cpx}}) - 0.95(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_K^{\text{cpx}}) + 0.395[\ln(a_{\text{En}}^{\text{cpx}})]^2}$$

$$a_{\text{En}}^{\text{cpx}} = (1 - X_{\text{Ca}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_K^{\text{cpx}}),$$

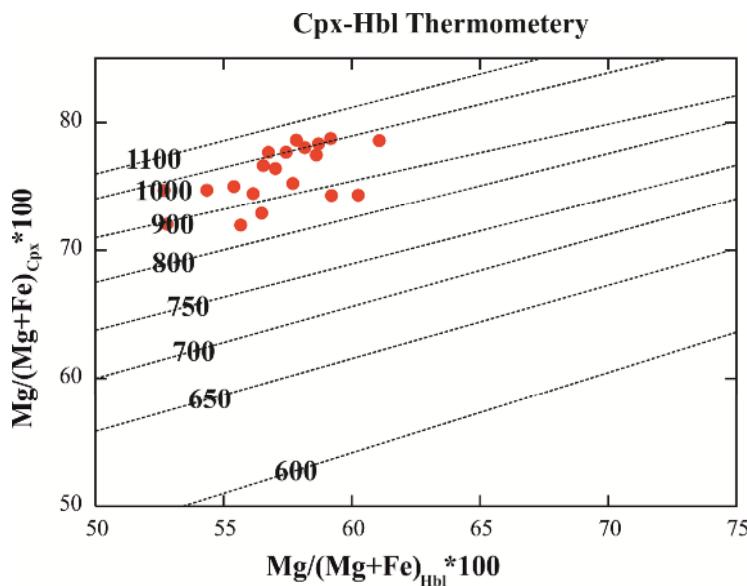
$$(1 - 0.5(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} + X_K^{\text{cpx}}))$$

روش دما فشارسنجدی آمفیبول (Amph-TB)

بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده‌اند که ترکیب آمفیبول‌ها افزون بر ترکیب کل، به فشار، دما، گریزندگی اکسیژن و فازهای همزیست بستگی دارد [۴۵]. تا کنون روابط بسیاری برای محاسبه فشار و عمق جایگیری سنگ‌های آذرین بر اساس آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول ارائه شده است. ارزیابی درست مقدار فشار و دما با استفاده از ترکیب آمفیبول، نیازمند شرایط ویژه در نمونه‌هاست. به عنوان یک اصل می‌توان گفت که آمفیبول‌هایی که در گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند، نسبت به انواعی که در گریزندگی پایین تشکیل شده‌اند، نتایج دقیق‌تر و قابل اطمینان‌تری از دما و فشار به دست می‌دهند.

جدول ۴ نتایج فشاردماسنجدی بر اساس ترکیب آمفیبول.

ترکیب آمفیبول (wt%)								
SiO_2	۴۰.۶۸۰	۴۲.۱۰۰	۴۲.۰۶۰	۴۲.۱۵۰	۴۰.۸۲۰	۴۰.۶۵۰	۴۰.۷۹۰	۴۰.۵۳۰
TiO_2	۳.۵۷۰	۳.۱۲۰	۳.۱۶۰	۳.۲۱۰	۴.۹۲۰	۴.۹۲۰	۴.۹۱۰	۴.۸۹۰
Al_2O_3	۱۱.۶۲۰	۱۰.۱۲۰	۹.۸۵۰	۱۰.۰۸۰	۱۱.۰۱۰	۱۱.۳۵۰	۱۱.۲۴۰	۱۱.۴۶۰
Cr_2O_3	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
Fe_2O_3	۱۴.۸۶۰	۱۷.۴۱۰	۱۷.۰۱۰	۱۷.۳۶۰	۱۵.۱۵۰	۱۴.۸۶۰	۱۵.۱۰۰	۱۴.۵۳۰
FeO	۰.۲۴۰	۰.۲۵۰	۰.۲۶۰	۰.۱۰۰	۰.۲۲۰	۰.۲۱۰	۰.۲۰۰	۰.۱۹۰
MnO	۱۱.۵۶۰	۱۰.۵۶۰	۱۱.۰۰۰	۱۰.۸۹۰	۱۱.۰۶۰	۱۱.۰۶۰	۱۱.۰۵۰	۱۱.۱۸۰
MgO	۱۰.۷۶۰	۱۰.۴۶۰	۱۰.۵۸۰	۱۰.۶۵۰	۱۱.۰۸۰	۱۱.۱۲۰	۱۱.۱۰۰	۱۱.۰۹۰
CaO	۲.۸۳۰	۲.۶۵۰	۲.۵۷۰	۲.۶۱۰	۲.۷۷۰	۲.۷۱۰	۲.۷۷۰	۲.۷۳۰
Na_2O	۱.۴۶۰	۰.۹۷۰	۱.۰۴۰	۱.۰۱۰	۱.۱۳۰	۱.۱۴۰	۱.۱۲۰	۱.۱۰۰
K_2O	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
F	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
Cl	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
H_2O	۱.۸۷۰	۱.۸۷۰	۱.۸۷۰	۱.۸۷۰	۱.۸۸۰	۱.۸۸۰	۱.۸۹۰	۱.۸۸۰
مجموع	۹۶.۹۸	۹۷.۶۴۰	۹۷.۶۱۰	۹۸.۶۰	۹۸.۲۱۰	۹۸.۰۹۰	۹۸.۱۸۰	۹۷.۷۶۰
شرایط فیزیکی-شیمیایی								
T (°C)	۹۵۷	۹۰۱	۹۰۳	۹۰۶	۹۶۲	۹۷۰	۹۶۶	۹۷۴
P (k bar)	۳.۱۴	۳.۴۲	۳.۲۲	۳.۵۳	۳۶۵	۳۷۲	۳۸۵	۳۸۱
continental depth (km)	۱۱.۹	۱۲.۹	۱۲.۵	۱۲.۴	۱۳.۸	۱۴.۱	۱۴.۶	۱۴.۴



شکل ۹ دماسنگی تعادل کلینوپیروکسن-آمفیبول [۴۰].

لامپروفیرها دماهای بالای ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای ۱۶ تا ۲۰ کیلوبار (عمق حدود ۶۶ کیلومتر) را برای کانی‌های دما بالا و دماهای ۹۰۰ °C تا ۱۰۰۰ °C و فشارهای ۶ تا ۱۳ کیلوبار (عمق حدود ۴۰ کیلومتر) را برای کانی‌های دما پایین برآورد می‌کند. این دو گستره دما و فشار مختلف با ماهیت قلیایی و نیز بافت پوروفیری سنگهای مورد بررسی همخوانی دارد، به طوری که به احتمال بسیار درشت بلور فنوکریست‌ها در دما و فشارهای بالاتر (عمق بیشتر) و کانی‌های آبدار و زمینه ریزبلور در دما و فشارهای پایین‌تر (عمق کمتر) متبلور شده‌اند.

قدرتانی

این پژوهش با حمایت‌های گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان و دانشگاه دولتی مسکو کشور روسیه انجام شده است که صمیمانه از مسؤولین تشکر می‌شود. همچنین از پشتیبانی علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اویرو کشور پرتغال و جناب آقای پروفسور ژوزه فرانسیسکو سانتوس استاد بخش سنگ شناسی آن تقدير می‌شود.

مراجع

- [1] Von Gümbel C. W., "Die paläolithischen eruptivgesteine des fichtelgebirges", Franz, München (1874).
- [2] Streckeisen A., "Classification and nomenclature of volcanic rocks, Lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks", Geology Magazine (7) (1980) 331-335.

برداشت در منطقه‌ی چاهریسه-باقرآباد، رخمنون‌های متعددی از توده‌های ماجمایی با ویژگی‌های لامپروفیری وجود دارد. این رخمنون‌های بازی با ضخامتی حدود ۲۰ متر در بالای رسوب‌های پرمین قرار دارند و به ندرت وارد رسوب‌های آغازین تریاس می‌شوند. این سنگ‌ها متراکم و بدون بافت حفره‌دار هستند و نشانه‌های خروج گاز در آن‌ها دیده نمی‌شود. از دیگر سو، مرز این لایه‌های ماجمایی و سنگ‌های میزبان در برگیرنده در بخش بالایی و پایینی توده نیز به صورت پهنه‌پختگی به چشم می‌خورد. از این رو می‌توان آن‌ها را توده‌های نفوذی لامپروفیری در نظر گرفت که به مرز چینه‌شناسی رسوب‌های پیوسته‌ی پرمین-تریاس تزریق شده‌اند.

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و مجموعه کانی‌ای موجود در سنگ‌های آذرین منطقه چاهریسه-باقرآباد و بررسی شیمی آن‌ها، سنگ‌های مورد بررسی در گروه لامپروفیرهای فرامافیک قلیایی قرار دارند [۴۸]. کانی‌های فرومیزین اولیه موجود در این سنگ‌ها، از جمله کلینوپیروکسن و کرسوتیت‌ها، شواهد صعود و جایگیری در یک محیط درون قاره‌ای را نشان می‌دهند. وجود بیگانه سنگ‌ها و بیگانه بلورهای فلزی در نمونه‌ها نیز شاهدی بر صعود و جایگیری ماجمای در محیط قاره‌ای است؛ ماجمای پس از تشکیل و جدایش از محل خاستگاه، طی صعود به سطح زمین بخش‌هایی از گرانیت‌های قاعده‌ی پوسته‌ی قاره‌ای را بلعیده و در خود هضم کرده است. از دیگر سو، دما-فشارسنگی کانی‌های موجود در این

- ultramafic-mafic magmatism of Northern Vietnam and Southern China as expression of plume magmatism”, Russ Geol Geophys, v.46 (9) (2005) p. 942–951.*
- [15] Kim S.W., Kwon S. Koh H.J., Yi.K. Jeong Y.J. Santosh M., “*Geotectonic framework of Permo-Triassic magmatism within the Korean Peninsula”, Gondwana Research, v. 20 (2011) p. 865–889.*
- [16] Kwon S., Sajeev K., Mitra M., Park Y., Kim S.W., Ryu I.C., “*Evidence for Permo-Triassic collision in Far East Asia: The Korean collisional orogeny”, Earth and Planetary Science Letters v. 279, (2009) p. 340–349.*
- [17] Orolmaa D., Erdenesaihan G., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Babich V.V., Zhmodik S.M., “*Permian-Triassic granitoid magmatism and metallogeny of the Hangayn (central Mongolia)”, Russian Geology and Geophysics v.49 (2008) p. 534-544.*
- [18] Anh T.V., Pang K.N., Chung S.L., Lin H.M., Tran Trong Hoa, Tran Tuan Anh, Yang H.J., “*The Song Da magmatic suite revisited: A petrologic, geochemical and Sr-Nd isotopic study on picrites, flood basalts and silicic volcanic rocks”, Journal of Asian Earth Sciences, 42 (6) (2011) 1341-1355.*
- [19] Bahrami A., Yazdi M., “*Geological map of Kouhpaye region”, (2018).*
- [20] Ghobadipour M., “*Microstratigraphy Of Late Permian Depositional Sequence In Northeastern Isfahan (Chahriseh area)”, Dissertation, Shahid Beheshti university, 120p (2006).*
- [21] Shirani bidabadi M., “*Lithostratigraphic and biostratigraphic correlations of deposits in Hambast-Shahreza and Chahriseh regions based on microfossils and macrofossils, MSc. Thesis On Stratigraphy”, university of Isfahan, 112p (2006).*
- [22] Zahedi M., “*Explanatory text of the Isfahan Quadrangle map: 1/250000”, Geological Survey of Iran, F8:1-49. Tehran (1976).*
- [23] Poldervaart A., Hess H.H., “*Pyroxene in the crystallization of basaltic magma”, Journal of Geology, 59 (1951) 472-489.*
- [24] Nachit H., Ibhi A.B., Abia El.-H., Ben Ohoud M., “*Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neofomed biotites”, Comptes Rendus Géoscience, v. 337 (2005) p. 1415–1420.*
- [25] Foster M., “*Interpretation of the composition of Trioctahedral Micas”, Geological survey professional (1960).*
- [26] Mitchel R.H, Bergman S.C., “*Petrology of lamproites”, Plenum Press. NewYork, 447pp (1991).*
- [3] Rock N. M. S., “*Lamprophyres”, Blackie, Glasgow (1991).*
- [4] Mitchell J. G., Roberts D., “*Ages of lamprophyres from Ytteroy and Lerkehaug, near Steikjer”, central Norwegian Caledonides. Norsk Geologisk Tidsskrift (66) (1986) 255-262.*
- [5] Torabi G., “*Late Permian lamprophyric magmatism in north-east of Isfahan province, a mark of rifting in the Gondwana land”, Comptes Rendus Geoscience 341 (2009) 85-94.*
- [6] Gill R., “*Igneous rocks and processes, a practical guide”, 1st Edition, Blackwell Publishing, Oxford (2010).*
- [7] Krmiček L., “*Pre-Mesozoic lamprophyres and lamproites of the Bohemian massif. In: Amprophyres and related mafic hypabyssal rocks (Eds. Awdankiewicz, M. and Awdankiewicz, H.)”, Special Papers, 37: 37-46. Mineralogia.*
- [8] Ghaderi A., Ashouri A.R., Korn D., Mahmoudi Gharaie M.H., Leda L., “*New insight on Stratigraphic correlation of the Permian-Triassic transitional beds in the Transcaucasus and northwest of Iran: Problems and guidelines”, Sedimentary Facies, 5 (2) (2012) 221-246.*
- [9] Andreichev V.L., Ronkin Y.L., Lepikhina O.P., Litvinenko A.F., “*Isotopic age of the Permian-Triassic basaltic magmatism in the Polar Cis-Urals: Rb-Sr and Sm-Nd data”, Stratigraphy and Geological Correlation, v.15 (2007) p.258–266.*
- [10] Castillo P., Fanning C.M., Hervé F., Lacassie J.P., “*Characterisation and tracing of Permian magmatism in the south-western segment of the Gondwananmargin; U-Pb age, Lu-Hf and O isotopic compositions of detrital zircons from metasedimentary complexes of northern Antarctic Peninsula and western Patagonia”, Gondwana Research v.36 (2016) p.1–13.*
- [11] Dobresov N.L., “*The Asian’s large igneous provinces (250Ma): Siberian’s and Emeishan’s traps (plateau-basalts) and associated granitoids. Geol Geophys v.46(9), (2005) p.870–890.*
- [12] Georgiev S., Balkanska E., Gerdjikov I., “*Evidence for Permian-Triassic acid magmatism in the Central Balkanides”, GEOSCIENCES (2013).*
- [13] Hoa T.T., Anh T.T., Dung P.T., Ching-Ying L., Tadashi U., Polyakov G.V., Izokh A.E., “*Permian plume-related magmatic associations in the Song Da – Tu Le rift system and Phan Si Pan uplift, Northwest Vietnam. Extend. Abstract volume of international symposium large igneous provinces of Asia: mantle plume and metallogeny”, LIPs, Hanoi, (2013) p. 57–61.*
- [14] Izokh A.E., Polyakov G.V., Tran Trong Hoa, Balykin P.A., Ngo Thi Phuong, “*Permian-Triassic*

- [38] Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A., "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms", American Mineralogist 90 (2005) 316-328.
- [39] Putirka K. D., "Thermometers and Barometer for Volcanic Systems", Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 69 (2005) 61-120.
- [40] Blundy J.D., Wood B.J., "Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions", Geochimica et Cosmochimica Acta, 55:193–209.
- [41] Smith V.C., Blundy J.D., Arce J.L., "A temporal record of magma accumulation and evolution beneath Nevado de Toluca, Mexico, preserved in plagioclase phenocrysts", Journal of Petrology, 50 (2009) 405-426.
- [42] Putirka K.D., "Excess temperatures at ocean islands: implications for mantle layering and convection", Geology, 36 (2008) 283-286.
- [43] Housh T.B., Luhr J.F., "Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems", American Mineralogist, 76 (1991) 477-492.
- [44] Beattie P., "Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria", Contrib Mineral Petrol, 115 (1993) 103-111.
- [45] Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and applications to subduction-related volcanoes", Contributions to Mineralogy and Petrology, 160 (2010) 45-66.
- [46] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in Hornblende: an Empirical Igneous Geobarometer", American Mineralogist, 71 (1986) 1297-1313.
- [47] Anderson J.L., "Status of thermobarometry in granitic batholiths trans royal soc Edinburgh", Earth Sci., 87 (1996) 125-138.
- [48] Rock N. M. S., "The nature and origin of lamprophyres: an overview. In Fitton J. G. & Upton B. G. J. (eds.) Alkaline Igneous Rocks. Geological Society", London, Special Publication 30, (1987) pp. 191–226.
- [27] Leake B.E., Woolley A. R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nikel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of amphibole: Report of the Subcommittee on Amphibole of the International Mineralogical Association, Commission on New Mineral and Mineral Name", American Mineralogist, 82 (1997) 1019-1037.
- [28] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to rock forming minerals", Longman (1991).
- [29] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., "Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of granodiorite magma (Gesiniec granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland)", Lithos, 86 (2006) 260–280.
- [30] Stoppa F., Rukhlov A.S., Bell K., Schiazza M., Vichi G., "Lamprophyres of Italy: early cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany", Italy. Lithos 188 (2014) 97e112.
- [31] Dawson J.B., Smith, J.V., "The MARID (micaeamphiboleerutileilmeniteediopside) suite of xenoliths in kimberlite", Geochimica ET Cosmochimica Acta 41 (1977) 309e323.
- [32] Gibson S.A., Thompson R.N., Leonards O.H., Dickin A.P., Mitchel J.G., "The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from largevolume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil", Journal of Petrology 36, (1995) 189e229.
- [33] Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 161-173.
- [34] 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.
- [35] Lindsley D. H., "Pyroxene thermometry", American Mineralogist, v. 68 (1983) p. 477-49.
- [36] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.
- [37] Ernst W. G., Liu J., "Experimental phase equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB- A semiquantitative thermobarometer", America Mineralogist. 83 (1998) 952- 969.