مقاله پژوهشی

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

همزیست، طی تبلور در اثر دما و فشار مشخص سازاهای خود را

مبادله کنند [۳]. دو سازوکار بیان شده اساس زمین

فشارسنجی و زمیندماسنجی برای سنگهای آذرین است. یک

مثال برای استفاده از ترکیب کانیها در بررسی خاستگاه سنگ-

ها، استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت برای تشخیص شرایط

شکل گیری تودههای نفوذی مافیک-فرامافیک جنوب شرق

بافت [۴] است. از محاسبههای دما-فشارسنجی میتوان به

بررسی های انجام شده بر پایه تک کانیهای آمفیبول و

پیروکسن در منطقه شتر کوه، شمال طرود [۵] و همچنین،

دما-فشارسنجی با استفاده از ترکیب زمین شیمیایی بیوتیت، در

گرانیتوئیدهای هراران [۶] و دایکهای گابرویی زریگان بافق

در جنوب شرق ایران، بویژه در گستره لار تا سفیدابه،

پیکرههای کوچک استوک مانند و تعداد بیشماری دایک و سیل

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران سال سی و دوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۵۳۷ تا ۵۵۰

زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی مینتهای منطقه کوله سنگی، شمال زاهدان، جنوب شرقی ایران

على احمدى *، حبيب بيابانگرد

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۲/۱۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۱۰/۱۲) چکیده: برای برآورد دماها و فشارهای تعادلی سنگهای لامپروفیر نوع مینت در منطقه کوله سنگی، شمال زاهدان، جنوب شرق ایران، از سه زمین دماسنج و یک زمین فشارسنج استفاده شد. زمین دماسنجها عبارتند از دماسنج تبادلی TiO2 بین فلوگوپیت و مذاب همزیست، دماسنج تبادلی F-OH بین فلوگوپیت و آپاتیت، و دماسنج تبادلی ⁺³Cr-Al-Fe بین الیوین و اسپینل. زمین فشارسنج به کار رفته نیز بر اساس توزیع BaO در فلوگوپیت است. دماهای متوسط محاسبه شده با استفاده از سه زمین دماسنج به ترتیب کار رفته نیز بر اساس توزیع JaO در فلوگوپیت است. دماهای متوسط محاسبه شده با استفاده از سه زمین دماسنج به ترتیب می ۱۱۰۶°C (با انحراف معیار ۲۵)، ۲۰۷۸°C (با انحراف معیار ۳۱) و ۲۰ ۱۰۶۹ (با انحراف معیار ۷۷) هستند. دماهای محاسبه شده با هر سه زمین دماسنج نزدیکی قابل قبولی نشان میدهند. از این رو، دمای متوسط برابر با ۲۰ ۲۰۸۶ با انحراف معیار کوچک (۱۹) است. فشارهای محاسبه شده نیز بین ۲۷٫۳ تا ۱۰٫۲۲ کیلوبار و به طور متوسط برابر با ۲۸ کیلوبار (با انحراف معیار ۲۰٫۵) بوده که متناسب با

واژههای کلیدی: مینت؛ زمین دمافشارسنجی؛ فلوگوپیت؛ الیوین؛ اسپینل؛ جنوب شرقی ایران.

مقدمه

برآورد دماها و فشارهای تشکیل سنگهای آذرین و کانیهای تشکیل دهنده آنها در بررسی تاریخچه دگرگونی های ماگمایی، زمینساختی و کانسارزایی یک منطقه اهمیت بسزایی دارد. برای این منظور یک روش جایابی ترکیب شیمیایی سنگها بر نمودارهای فاز از پیش مطرح شدهاست که میتواند بخشی یا بخشهایی از روند تبلور یک نمونه مشخص را نشان دهد [۱]. آذرین برآورد گسترههای دما و فشار تشکیل آنها بر اساس ترکیب شیمیایی کانیهای در حال تعادل است. ترکیب شیمیایی بسیاری از کانیها تابعی از دما یا فشار و یا هر دو شیمیایی بسیاری خود را با مذاب همزیست مبادله میکند [۲]. افزون بر تک کانیها، ممکن است هر جفت از کانیهای

*نويسنده مسئول، تلفن: ٩٩١٥١۴٠٥٨٢١، پست الكترونيكي: <u>aahamdi@science.usb.ac.ir</u>

Copyright © 2024 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 $\bigcirc \odot \odot \odot$ International License (<u>https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/</u>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

[۷] اشاره کرد.

از خانواده لامپروفیرها رخنمون دارند. با وجود فراوانی و تنوع لامپروفیرها در شرق ایران، بویژه در شمال زاهدان، این سنگها هنوز به طور مستقل مورد توجه سنگشناسان و زمین شناسان قرار نگرفتهاند. از این رو، در این پژوهش، ویژگیهای سنگشناسی این سنگها از نظر شرایط دما-فشار تشکیل آنها بررسی شدهاست.

خاستگاه زمین شناسی

منطقه کوله سنگی (شکل ۱) در حوضه فلیشی شرق ایران [۸] قرار دارد. این پهنه از غرب و شرق به ترتیب بین دو پهنه گسلی نه و هریرود واقع است. قدیمی ترین سنگهای این پهنه

را مجموعههای افیولیتی به سن کرتاسه پسین تشکیل میدهند. افیولیتها که پی سنگ حوضه فلیش شرق ایران هستند با سنگهای فلیشی یا شبه فلیشی به سن ائوسن پوشیده شدهاند [۹]. سنگهای فلیشی – شبه فلیشی ائوسن در بخشهای مختلف این پهنه توسط گرانیتوئیدهای ائوسن پسین [۱۰] به طور مجاورتی دگرگون شدهاند [۹]. سنگهای ماگمایی بیشتر به صورت نفوذیهای نیمه عمیق و دایک، سیل و سنگهای خروجی به فراوانی در فاصله زمانی الیگوسن تا نئوژن پراکندهاند و ماگماهای آنها از نوع تولئیت مغاکی یا قلیایی (سدیمی و پتاسیمی) هستند.



شکل ۱ تصویر ماهوارهای نشان دهنده منطقه کوله سنگی، شرق ایران. گستره نمونهبرداری از مینتها به صورت چارگوش خطچین نشان داده شدهاست. (ZF: گسل زاهدان، PE-f سنگهای فلیش گونه پالئوسن – ائوسن، MSK: سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق ملک سیاه کوه به سن الیگوسن، OVH: سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق ملک سیاه کوه به سن الیگوسن، OVH: سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق ملک سیاه کوه به سن کیگوسن، OVH: سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق ملک سیاه کوه به سن الیگوسن، OVH: سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق ملک سیاه کوه به سن الیگوسن، OVH: سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق به سن الیگوسن در منطقه شمال لار – جنوب ملک سیاه کوه، شرق کوله سنگی و OC: کنگلومرای الیگوسن که با نام کنگلومرای حرمک از آن یاد میشود) تعدادی از دایکهای بررسی شده با توجه به مقیاس تصویر قابل دیده هستند، برخی از آنها با پیکان در شکل نشان داده شدهاند.

لامپروفیرها در زمان الیگوسن [۱۱] در سراسر پهنه فلیشی شرقی ایران دیده میشوند و بویژه در بخشهای شرقی پهنه در گستره زاهدان تا سفیدابه گسترش قابل توجهی دارند. این سنگها در منطقه لار – کوله سنگی دارای ارتباط تنگاتنگ زمانی و مکانی با سنگهای آتشفشانی قلیایی [۱۲] هستند. این منطقه بخشی از پهنه گسلی زاهدان با راستای تقریبی شمالی را تشکیل میدهد (شکل ۱). لامپروفیرها در این گستره اغلب به صورت دایک، سیل یا تودهای نفوذی کوچک دیده

می شوند (شکل ۲). همه شکل های صحرایی این سنگ ها دارای روند شمالی – جنوبی و گاهی روند تقریبی شرقی غربی هستند. لامپروفیرها در آنسوی مرزهای جغرافیایی در پاکستان و افغانستان ادامه دارند. اهمیت اقتصادی سنگ هایی که با لامپروفیرها ارتباط زمانی – مکانی آشکار دارند و به گمان ما از نظر سنگ خاستی نیز با لامپروفیرها در ارتباط هستند بررسی شده است [۱۴،۱۳].



شکل ۲ الف) دایک لامپروفیر (مینت) با ضخامت متوسط ۲۶ متر و با روند شمالی، که در سنگهای اسیدی فلسی آگپائیتی الیگوسن قرار دارد. این دایک در شمال شرقی و به فاصله تقریبی یک کیلومتری از پاسگاه مرزی کوله سنگی قرار دارد؛ نگاه به سمت شمال شرقی. ب) نمایی از گسترش صحرایی دایکهای لامپروفیری در شمال غربی و شمال شرقی پاسگاه کوله سنگی. همه دایکها روند شمالی دارند. سنگهای خاکستری رنگ تپه محرایی دایکهای لامپروفیری در شمال غربی و شمال شرقی پاسگاه کوله سنگی. همه دایکها روند شمالی دارند. سنگهای خاکستری رنگ تپه محرایی دایکهای لامپروفیری در شمال غربی و شمال شرقی پاسگاه کوله سنگی. همه دایکها روند شمالی دارند. سنگهای خاکستری رنگ تپه ماهوری زمینه نیز لامپروفیر هستند. سنگهای تیره رنگ دورنمای تصویر گدازههای مافیک به همراه دایک هستند؛ نگاه به سمت غرب. پ) یک ماهوری زمینه نیز لامپروفیر هستند. سنگهای تیره رنگ دورنمای تصویر گدازههای مافیک به همراه دایک هستند؛ نگاه به سمت غرب. پ) یک دایک مینت به طول تقریبی ۲٫۶ کیلومتر و ضخامت متوسط ۲۹ متر با روند شمالی در شرق و شمال شرقی کوله سنگی. در دورنمای تصویر جنوبی دایک مینت به طول تقریبی ۲٫۶ کیلومتر و ضخامت متوسط ۲۹ متر با روند شمالی در شرق و شمال شرقی کوله سنگی. در دورنمای تصویر جنوبی دارک مینت به طول تقریبی ۶٫۶ کیلومتر و ضخامت متوسط ۲۹ متر با روند شمالی در شرق و شمال شرقی کوله سنگی. در دورنمای تصویر جنوبی ترین بخش ملک سیاه کوه دیده میشود. نگاه به سمت شمال. ت) یک نمونه از چند دایک مینت جلقوی در پهنه گسلی زاهدان، حدود دایک مینت ملقوی پاسگاه کوله سنگی؛ نگاه به سمت شمال. ت) یک نمونه از چند دایک مینت بزرگتر در بخش غربی آن دقت شود.

روش بررسی

بررسی های صحرایی و نمونهبرداری در منطقه شمال لار-کوله سنگی انجام شد. پس از بررسی میکروسکوپی این سنگها، کانیها تجزیه شیمیایی شدند. فازهای بلورین با یک میکروسکوپ الکترونی JEOL مدل JXA-733 در دانشگاه نیوبرانزویک، کانادا، تجزیه شدند. ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ كيلوالكترون ولت، قطر باريكه الكترونى ١ ميكرومتر، شدت جریان ۱۰ نانوآمپر و فقط برای الیوین ۳۰ نانوآمپر بوده است. زمان شمارش به طور کلی ۴۰ ثانیه، برای نیکل در الیوین و لانتانم و سریم در آپاتیت ۱۰۰ ثانیه و برای کلسیم در الیوین ۲۰۰ ثانیه بوده است. فلوئور با استفاده از یک بلور LED1 تجزیه شد. مقدار یون هیدروکسیل با این فرض حساب شد که مجموع یون های هیدروکسیل، فلوئور، کلر و گوگرد در دو کانی فلوگوپیت و آپاتیت به ترتیب بر اساس ده و دوازده اکسیژن برابر با ۲ و ۱ است. سپس مقادیر کلر و گوگرد با یک میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL مجهز به یک طیفسنج LINK eXL تجزیه و مقدار یون هیدروکسیل تعیین شد. برای تجزیه این دو عنصر شدت جریان باریکه الکترونی برابر با ۲٬۵ نانوآمپر و زمان شمارش ۱۰۰ ثانیه بوده است. در جدول عناصر و نیز در به دست آوردن دادههای خام، آهن به صورت دو ظرفیتی در نظر گرفته شدهاست. محاسبه عنصرسنجی این فرض که همه آهن موجود در الیوین به صورت دوظرفیتی باشد را تایید کرد. برای کلینوپیروکسن، اسپینل و فلوگوپیت پس از محاسبه فرمول ساختاری کانی براساس مرجع [16]، فرض شد که کمبود مجموع کاتیونها بر اساس تعداد اکسیژن مبنا به دلیل حالت اکسایشی آهن است. از این رو در نظر گرفتن اکسید آهن سه ظرفیتی برای ترکیب کانی با روش تکرار محاسبهها تا آنجا انجام شد که مجموع تعداد کاتیونها نیز متناسب با مجموع اکسیژن مبنا باشد.

بحث و بررسی سنگنگاری و کانی شناسی

لامپروفیرهای کوله سنگی از نوع قلیایی [۱۶]، و مافیک تا فرامافیک با ضریب رنگینی ۶۵ تا ۹۶ هستند (شکل ۳). بر اساس ردهبندی اتحادیه جهانی علوم زمین، (IUGS) [۱۷]) این سنگها در دو رده اصلی مینت و فگزیت (vogesite) قرار دارند. مینتها دارای کانیهای اصلی فلوگوپیت، کلینوپیروکسن، الیوین و آمفیبول نوع بارکویکیت هستند. فوگزیتها بدون فلوگوپیت بوده و شامل آمفیبول، کلینوپیروکسن و الیوین هستند. در این پژوهش، مینتهایی

بدون آمفیبول بررسی شدند، تا بتوان از توزیع همه تیتانیم و باریم فقط بین فلوگوپیت و مذاب همزیست مطمئن بود هر دو نوع لامپروفیر با اینکه از نوع قلیایی هستند، مقداری ارتوز دارند. ارتوز در مینتهای کومهای فاز بین کومهای بوده و فضای بین کانیهای فلوگوپیت، کلینوپیروکسن و الیوین را پر کرده است (شکل ۳)، حال آنکه کانیهای نام برده، بویژه کلینوپیروکسن، خود بافت خال خال دارند. دگرسانی باعث سرپانتینیتی شدن بخشهای از الیوین شده اما بر کانیهای فلوگوپیت و کلینوپیروکسن چندان اثر نگذاشته است.کانیهای اسپینل و آپاتیت به دو صورت یا به صورت میانبارهای ریز بترتیب در الیوین و فلوگوپیت (شکل ۳)، و یا به صورت کانیهای مستقل دانهریز بین بلورین در این سنگها دیده می-شوند.

الیوین در همه لامپروفیرهای کوله سنگی اغلب به مقدار بیشتر از ۵٪ مودال دیده میشود (شکل ۳). نتایج تجزیههای ریزکاو الکترونی (جدول ۱) نشان میدهد که الیوین، با وجود تنوع نسبی عدد منیزیمی سنگهای میزبان، دارای گستره محدودی از سازای فورستریت است (Fo86-90). مقدار اکسیدهای CaO و NiO به ترتیب در گستره ۲۰/۱۳ - ۲۶/۶ و دامیدهای CaO و NiO به ترتیب در گستره ۲۰/۱۳ - ۲۶/۶ و فراوانی کلسیم و نیکل منطقهبندی شیمیایی از مرکز به لبه فراوانی کلسیم و نیکل منطقهبندی شیمیایی از مرکز به لبه نشان نمیدهد. برخی از کانیهای الیوین دارای میانبارهای دانهریز اسپینل کرومدار، فلوگوپیت، آپاتیت، و گاه شیشه هستند.

کلینوپیروکسن در همه نمونهها وجود دارد (شکل ۳) و فراوان ترین کانی آهن و منیزیمدار در این سنگهاست. کلینوپیروکسنها اغلب آثار تجزیه و هوازدگی نشان نمیدهند؛ با این حال، دارای میانبارهای فراوان فلوگوپیت، آپاتیت و گاه ارتوکلاز هستند. در برخی از نمونهها، شیشه و مواد غیر بلورین در این کانی دیده میشود که گاه به شکل ممتد موازی با سطوح بلورشناسی قرار دارند و میتوانند به ذوب ناشی از کاهش فشار نسبت داده شوند. در ردهبندی سهتایی ولاستونیت- کلینوفروسیلیت [۱۸]، کلینوپیروکسنها در میدان اوژیت منیزیم بالا قرار میگیرند. آهن در کانی، بین ۹۱ تا ۶۹ (به طور متوسط برابر با ۸۳) است. مهم ترین ویژگی انواع پیروکسنها، گستره مقدار Na بوده که بین ۲٫۴۲ تا ۵۸/۰ درصد وزنی در تغییر است. البته، در بین ۲٫۴۲ تا ۵۵/۰ درصد وزنی در تغییر است. البته، در

تجزیههای ریزپردازشی، منطقهبندی از نظر فراوانی عنصر سدیم دیده نمیشود.

فلوگوپیت، پس از کلینوپیروکسن و الیوین مهم ترین کانی تشکیل دهنده این سنگهاست (شکل ۳). اصطلاح فلوگوپیت بر گرفته از ردهبندی بیلی [۱۹] بوده و به این مفهوم است که MgO/(FeO+MgO) نسبت منیزیم به مجموع منیزیم و آهن

(مولار) بیش از ۶۰ درصد است (جدول ۲). تقریباً همه یا بخش زیادی از A1 به جایگاه چاروجهی فلوگوپیت تعلق دارد. نسبت پایین A1⁶/A1⁴ احتمال تشکیل سازای شورمک چون ایستونیت (KMg2A1[A1₂Si₂O₁₀]) و سیدروفیلیت ([OH2]) را رد می کند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از مینت و کانیهای شاخص آنها: الف و ب) یک مینت شاخص با بافت کومهای به ترتیب در نورهای قطبیده صفحه-ای (PPL) و متقاطع (XPL) کانیهای کومهای الیوین، کلینوپیروکسن (دیوپسید) فلوگوپیت و اسپینل در زمینهای از فلدسپات قلیایی بین کومهای در آن. قطر میدان دید ۵ میلیمتر است. پ و ت) بلور الیوین دارای میانبارهای اسپینل به ترتیب در PPL و XPL که در این پژوهش برای دماسنجی الیوین- اسپینل استفاده شدهاند. افزون بر الیوین، کانیهای کومهای کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و اسپینل در زمینهای از فلدسپات قلیایی بین کومهای بین کومهای دیده می شود. قطر میدان دید ۵ میلیمتر است. ث و ج) فلوگوپیت دارای میانبارهای آپاتیت به ترتیب در PPL و برای دماسنجی فلوگوپیت- آپاتیت به کار رفتهاند. قطر میدان دید ۳٫۵ میلیمتر است. نشانههای اختصاری کانیها برگرفته از ویتنی و ایوانس [۲۰] هستند.

نمونه	KS-2	KS-7	KS-12	KS-24
SiO ₂	4.,84	۴۰,۳۵	41,01	۳۹٬۸۲
FeO	۷٫۹۷	٨,۴٧	٨,١١	٨,٣
MnO	٠,٠٩	٠,١٢	۶ _۱ ۰۶	• / ١
MgO	۵۰,۷۱	۵۰٬۵۹	۵۰,۴۲	۵۱/۱۱
CaO	• / ١٧	۰,۱۷	.14	• / \ Y
NiO	٠٫٣١	۰,۳۵	٠, ٧ ٩	۰,۵۷
مجموع	99,97	۱۰۰٬۰۵	۱۰۰٬۵۳	۱۰۰٬۰۷
Si	•,٩٩١٣	۰,۹۸۵۶	• ,9964	•,9742
Fe ²⁺	•,1880	•/١٧٣٠	•,1848	•,1898
Mn	٠,١٩	•,••۲۵	•,••1٢	• / • • ۲ ۱
Mg	۱,۸۴۲۶	1,8461	1,8765	1,184.
Ca			• • • • • • • • •	
Ni	• • • • • • • •	• • • • • • • •		
مجموع	۳,۰۰۸۷		548	r tal

جدول ۱ ترکیب شیمیایی چند الیوین شاخص و فرمولهای ساختاری آنها بر اساس ۴ اکسیژن.

جدول ۲ ترکیب شیمیایی چند فلوگوپیت شاخص و فرمول ساختاری آنها بر اساس ۲۲ اکسیژن.

نمونه	KS-2	KS-7	KS-12	KS-24
SiO ₂	۳۹٬۸۵	٣٩,٠٣	۳۸,۱۲	٣٩ , ۴٩
TiO ₂	۲,۲۶	٣,٠۴	۲,۵۷	7,84
Al ₂ O ₃	10,17	10,97	10,78	10,7.
Cr ₂ O ₃	1,87	۲/۱۹	٠,٣٢	۱/۱۰
Fe ₂ O ₃	•,••	• . •	• .• •	• . •
FeO	۴۸۱	4,49	1. 47	۴,۵۲
MnO	• . •	۰,۰۵	· 18	• /• ٧
MgO	22,88	51,88	۱۸,۹۶	22,81
CaO	•,•٣	• ,• Y	۰,۰۵	• /• •
Na ₂ O	• , • •	• ۲۲	• ,	• ۲۲/
K ₂ O	٩,٩۴	۹,۸۱	٩,٣٨	٩٫٩٣
NiO	•,19	۰,۲۶	• /• Y	• ,• Y
BaO	•,••	•,78	• 181	• , A •
F	١,١٩	۱,۰۴	1,54	1,17
Cl	• ,• ٢	۳	۵ • ر	• ,• ٢
H ₂ O	٣,۶٨	٣٫٧٧	۳,۵۲	٣,٧٢
مجموع	۱۰۰٬۵۷	1.1,40	1	۱۰۱٬۰۸
Si	0,8518	۵,۴۷۹۲	۵,۵۲۸۱	۵٬۵۶۸۸
Ti	• / ۲۴۲۲	• , ٣٢۴٣	• , ۲۸۳۲	• , ۲۸۲۹
Al	۲,۵۱۵۶	5,886.	۲٬۶۰۸۲	۲,۵۲۶۲
Cr	•,1477	• ,7471	• ,• ٣۶٧	•/1778
Fe ³⁺	•,••••	•,••••	•,••••	•,••••
Fe ²⁺	۰٬۵۶۷۵	• ۵۲۷۱	1,7877	• ۳۳۵.
Mn	•,••••	۰,۰۰۵۹	۰ _/ ۰۱۹۷	۰,۰۰۸۴
Mg	4,4.22	۴,۵۳۳۰	۴٬۰۹۸۹	4,7021
Ca	•,••۴۵	۰,۰۱۰۵	• , • • YA	•,••••
Na	۰,۰۸۲۱	۰٬۰۷۳۵	·/1170	۰٬۰۷۳۸
K	1,7976	1,7802	1,7428	1,7949
Ni	•,• ٢١۶	•,• ٢٩۴	۰,··۸۲	۰,·· ۲ ۹
Ba	·,·X401	• /• 14٣	• ,• ٣۴٧	•,• * * *
F	۰٬۵۳۰۹	• /4811	·/0126	•,۴٩٩۵
Cl	۰,··۴۸	•,••Y1	• /• ١٢٣	۰,۰۰۴۸
ОН	٣ ,۴۶۲۸	۳,۵۳۰۲	٣/۴۰۵۰	۳٬۴۹۹۱
مجموع	۱۹٬۷۰۰۵	۱۹,۶۳۸۵	19,7447	19,7197

در برخی از لامپروفیرهای کوله سنگی آپاتیت در واقع یک کانی اصلی محسوب می شود، زیرا به طور متوسط ۱٫۵ درصد وزنی سنگ را تشکیل می دهد. با این حال، کانی های کلینوپیروکسن و فلو گوپیت دارای مقادیر قابل توجهی از میانبارهای آپاتیت هستند (شکل ۳). گو گرد در ترکیب آپاتیت به مقدار قابل توجهی وجود دارد، در حالیکه تنها مربوط به این کانی نیست. آپاتیت های تجزیه شده در گستره ترکیب ۲۹٫۰ فلوئورو آپاتیت - ۲۱۶٫۰ هیدروکسیل آپاتیت قرار دارند. گفتنی است که کلر فقط حدود ۹٪ جایگاه هالوژن و هیدروکسیل را در این کانی اشغال می کند (جدول ۳).

اسپینلهای غنی از Cr به صورت میانبارهای دانهریز بی-شکل در الیوین یافت میشوند (شکل ۳). گاهی اسپینل به صورت پر کننده شکستگیهای الیوین نیز دیده میشود. تجزیههای شیمیایی ریزپردازشی نشان میدهد که اسپینلها از نوع غنی از Cr₂O₃ و به نسبت فقیر از Al₂O₃ هستند (جدول ۴). مقادیر TiO₂ و به نسبت فقیر از یایین تر از حد تشخیص دستگاه بوده است و مقدار NiO نیز چندان قابل توجه نبوده و عضو پایانی ترووتیت (NiFe₂O₄) (trevotite) نیز کم مقدار است.

زمين دما- فشارسنجي فلوگوپيت

آن دسته از کانیهای فلوگوپیت که براساس بررسیهای سنگنگاری فاز مذاب یا نزدیک به مذاب هستند، برای برآورد دما و فشار تعادل استفاده شدند. توزیع TiO₂ در فلوگوپیت و مذاب همزیست تابع دما بوده و مستقل از گریزندگی اکسیژن است [۲۱–۲۳]. ضریب توزیع با افزایش دما کاهش مییابد [۲۴]. واسنجی تجربی رایتر و کارمایکل [۲۴] معادله دماسنجی زیر را بدست میدهد:

InD_{TiO2-Phi/liq} = 17600/T -12.1 (۱) که در آن D ضریب توزیع اکسید تیتانیم بین فلوگوپیت و مذاب همزیست و T دما برحسب k است. مولفین نامبرده پیشنهاد کردهاند که در صورت اطمینان از اولیه یا نزدیک به اولیه بودن سنگ در بر گیرنده میتوان ترکیب شیمیایی آن را برای مذاب در نظر گرفت و خطای احتمالی چنین فرضی کمتر از خطای ذاتی در محاسبههای واسنجی است [۲۴]. به این ترتیب، دمای تعادل فلوگوپیت و مذاب همزیست بین ۱۰۶۹ تا کراد (با انحراف معیار ۲۵) محاسبه شد (جدول ۵).

نمونه	KS-2	KS-7	KS-12	KS-24
SiO ₂	•,• ۴	• / • •	۰,·۶	•/• •
Al ₂ O ₃	۱۱/۳۶	17/21	۸٫۲۶	٨/٣١
Cr ₂ O ₃	۵۱٫۳۱	۵۰٫۱۵	۵۵٬۹۰	۵۶٬۶۸
Fe ₂ O ₃	۷٬۹۴	٩,٣٩	۹٫۱۰	A/YY
FeO	18,88	١٢,۴٧	۱۰,۹۶	17,71
MnO	• ،٣۴	• ،٣٧	۶۲٫۰	+٣۴
MgO	17,87	۱۳,۲۶	14,1.	15/42
CaO	• , • ۲	•,••	•,••	•,••
NiO	٠,٠٩	٠٫١٣	٠٫١٣	٠,١٢
مجموع	٩٨،١۴	۹۸٬۰۸	٩٨,٧٧	۹۹٬۸۵
Si	•,••١٣	•,•••	•,••٢•	•,•••
Al	۰,۴۴۰۷	• /۴٧٣٩	۰٫۳۱۹۷	• ,٣٢٠ •
Cr	۱٫۳۳۵۳	1,5902	1,4010	1,4842
Fe ³⁺	•,7714	۰,۲۳۰λ	•,7794	۰,۲۱۵۷
Fe ²⁺	•,٣۶٩۴	•,٣۴•٧	• , ٣ • ١ •	۰,۳۳۳۷
Mn	۰,۰۰۹۵	•,• • • ٢	•,••٧٢	•,••9۴
Mg	۰ <i>٫</i> ۶۱۹۳	•,840V	•,۶٩٠٣	۶۵۳۷
Ca	•,•••Y	•,••••	•,•••	•,•••
Ni	•,••٢۴	•,••٣۴	•,••٣۴	•,••٣٢
مجموع	٣,••••	٣,• • • •	۳,۰۰۰	٣,• • • •

جدول ۴ ترکیب شیمیایی چند اسپینل شاخص و فرمول ساختاری آنها بر پایه ۴ اکسیژن

	T(°C)	BaO-Phl	BaO-WR**	DBaO	lnD	P(kbar)
KS-2	۱۰۹۵	• ,49	•,*1	١,٢٠	۰ _/ ۱۸	٦٠٫٣
KS-5	1.89	• ,87	• ,44	1,47	• ,٣۶	٨,٩
KS-6	١١٢٣	۰,۶۵	•,47	1/01	• (۴)	٧٫٣
KS-7	11.8	• ۵۹	• ,44	1,84	• , ۲۹	٨,٩
KS-12	۱۰۷۳	• 181	•,47	1,40	۳۷.	٨,٧
KS-14	۱۰۸۴	۰ ₁ ۵۶	•,*•	١,۴٠	• ,٣۴	$A_{i}A$
KS-15	۸۲۱۱	۰٫۴۸	• ,٣٢	۱,۵۰	• /۴١	٧٫٣
KS-16	111.	۰,۴۸	•,*•	۱,۲۰	٠,١٨	۱۰/۰
KS-21	1147	۰,۵۸	۰,۴۵	1,59	۰,۲۵	٨,۵
KS-24	١١٢٥	۰٬۵۲	۰,۳۸	1,84	۳۱ .	٨,٣
KS-26	11.1	• /47	•,*•	1,4.	• ,٣۴	٨,۵
میانگین	11.8					٨,٧
SD*	۲۵					• ,97

جدول ۵ نتایج دماسنجی به روش توزیع TiO₂ در فلوگوپیت و فشار سنجی به روش توزیع BaO در فلوگوپیت مشابه برای مینتهای کوله سنگی.

** WR: سنگ کل

توزيع اكسيد باريم بين فلوگوييت و مذاب همزيست با افزایش فشار کاهش می یابد [۲۲-۲۴]. رایتر و کارمایکل [۲۴] بر اساس بررسی تجربی تعادل فازها برای لامپروفیرهای فلوگوییتدار مکزیک معادله فشارسنجی زیر را بدست آوردند: $P_{kbar} = \ T \ * \ [(ln \ D_{BaO} + 2.167 - 4553 \ / \ T + 0.388 \ ln$ $\alpha H_2O / c$] c = -130.70(٢) آنها پیشنهاد کردهاند که مقدار دما از روش توزیع اکسید تیتانیم بین فلوگوییت-مذاب، و ترجیحا از همان کانی به دست آمده باشد. با استفاده از دماهای محاسبه شده برای فلوگوپیتهای یکسان، فشار برای شرایط تعادلی لامپروفیرهای کوله سنگی بین ۲/۳ تا ۱۰٬۳ کیلوبار و به طور متوسط ۸٫۷ کیلوبار (با انحراف معیار ۰٫۹) به دست آمد (جدول ۵).

دماسنجي آياتيت- فلوگوييت

واسنجی نهایی دماسنج زمین شناسی بر پایه تبادل تعادلی فلوئور-هيدروكسيل بين آپاتيت و فلوگوپيت توسط ژو و اسورژنسکی [۲۵] انجام شد. آنها با در نظر داشتن این توزیع فلئور بین دو کانی فلئوریذیر در حال تعادل به نسبت Mg/Fe نیز بستگی دارد، برای تبادل فلئور-هیدروکسیل بین آپاتیت و بیوتیت واکنش تبادلی زیر را ارائه کردند: $1/2Mg_3AlSi_3O_{10}F_2 + Ca_5(PO_4)_3(OH) = 1/2$

 $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + Ca_5(PO_4)_3F$ (٣) Phl Phl Ap Ap و ضریب توزیع را برای این واکنش چنین تعریف کردند: $K_D = (X_F \ / \ X_{OH})_{Ap} \ / \ (X_F \ / \ X_{OH})_{Phl}$ (۴) که در آن X مول جزئی سازندهها در دو کانی است. معادله دماسنجی فلوگوپیت-آپاتیت نیز چنین ارائه شد:

 $T(^{\circ}C) = (8852 - 0.024P + 5000X_{Fe} / 1.987 lnK_{D}^{Ap,Phl} +$ 3.3666) - 273.15 (Δ) که در این جا، فشار بر حسب بار است. آنها همچنین، با در نظر گرفتن این که در چنین واکنشهای تعادلی، آلومینیم هشت-وجهی به اندازه آهن دو ظرفیتی اثرگذار است [۲۶]، مول جزئی آهن را به صورت زیر تعریف کردند:

 $X_{Fe} = Fe^{2+} + Al^{VI} / (Fe^{2+} + Mg + Al^{VI})$ (6) ترکیب شیمیایی فلوگوییت و آیاتیت برای محاسبه دماهای تعادل این دو کانی به دست آمد. برای هر نمونه، مقدار فشار از روش توزيع اكسيد باريم در همان فلوگوپيت تعيين شد. دماهای محاسبه شده برای تعادل فلوگوپیت-آپاتیت بین ۱۰۲۹ و ۱۱۵۲ درجه سانتی گراد (جدول ۶)، و به طور متوسط برابر با ۱۰۷۸ درجه سانتی گراد است. این دما با متوسط دماهای بدست آمده برای کل نمونهها به روش تک کانی فلوگوپیت (جدول ۵) همخوانی دارد. انحراف معیار بدست آمده (۳۱) نیز، مانند دیگر روشهای محاسبه دما در این یژوهش، کوچک است.

دماسنجي اسپينل-اليوين

رودر و همکاران [۲۷] معادله زیر را برای واسنجی دماسنج اليوين-اسپينل ارائه كردند: $1/2Fe_2SiO_4 + Mg(Cr\alpha Al\beta Fe^{3+\gamma})2O_4 = 1/2Mg_2SiO_4$ + Fe(Cr α Al β Fe³⁺ γ)₂O₄ (Y) Ol Spl Ol Spl در این جا، β، β و γ نسبتهای اتمی کاتیونهای سه ظرفیتی به شرح زیر هستند:

$$\label{eq:alpha} \begin{split} \alpha \ = \ Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}); \ \beta \ = \ Al/(Cr+Al+Fe^{3+}); \ \gamma \ = \ Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+}) \end{split} \tag{A}$$

ثابت تعادل آهن-منیزیم نیز از رابطه زیر محاسبه میشود:

 $K_D = (X_{Mg}/X_{Fe2+})_{OI} * (X_{Fe2+}/X_{Mg})_{Spl}$ (۹) که X مقدار مول جزئی کاتیونهای Mg و Fe²⁺ به مجموع دو کاتیون است. رودر و همکاران [۲۷] برای محاسبه دمای تعادل الیوین-اسپینل معادله زیر ارائه کردند:

$$\begin{split} T(^{\circ}K) &= \alpha 3480 + \beta 1018 - \gamma 1720 + 2400 / (\alpha 2.23 + \beta 2.56 - \gamma 3.08 + \beta 1018 - \gamma 1720 + 2400 / (\alpha 2.23 + \beta 2.56 - \gamma 3.08 + 1.47 + 1.987 h K_D) \end{tabular} \label{eq:stabular}$$

جدول ۶ زمین دماسنجی مینتهای کوله سنگی به روش توزیع یونهای فلئور – هیدروکسیل بین کانیهای فلوگوپیت و آپاتیت

	P (kbar	F-Ap	OH- Ap	F-Phl	OH- Phl	Fe+Al ⁶	Fe+Mg +Al ⁶	XFe	KD	lnK _D	T(°C)
KS-2	۳۰٫۳	۲٫۴۲۳	۰,۵۱۳	•,٣۶٣	٣ , ۶ ۲٩	۳,۶۰۰	۲٫۸۷۴	۰٬۴۵۷	۲۷٫۷۳	۳,۳۲۲۵	1.44
KS-5	٨,٩	1,449	۰,۵۱۴	•,٣۶١	٣,۶۲۷	۳,۵۹۲	۷٫۸۷۲	• /408	۲۸٬۳۳	۳,۳۴۴.	١٠٨۴
KS-6	٣	1,441	۰,۵۱۶	•,٣۶۵	٣,۶٣٩	۳,۶۲۰	۷٫۸۷۰	•,48•	۲۷٬۸۵	۳,۳۲۶۷	1107
KS-7	٨,٩	۱,۵۱۲	۰٫۵۰۳	•,٣۶٩	۳,۶۳۷	۳,۵۹۷	۷٫۸۸۰	۰,۴۵۶	۲۹ _/ ۶۴	٣,٣٨٩٣	1.88
KS-12	A,Y	١,۴٨۴	۸۶۹٫ •	•,٣۶۶	۳,۶۲۲	۳,۶۰۱	۷٫۸۸۱	۰٬۴۵۷	۲٩٫۴۶	۳٫۳۸۲۹	1.78
KS-14	$\mathbf{A}_{\mathbf{A}}$	۱٫۵۴۱	• ،۵۱۰	۰,۳۶۵	۳,۶۳۵	۳,۶۰۶	۷٫۸۷۶	۰,۴۵۸	٣٠,٠۵	٣,۴٠٢٧	1.88
KS-15	٧٫٣	۱,۵۸۸	•,۴۷۲	•,٣۶٨	٣, ۶۲٨	۳,۵۹۸	۷٫۸۶۹	۰,۴۵۷	۳۳٬۱۹	٣٫۵٠٢٢	١٠٧٩
KS-16	١٠	۱,۴۹۵	•,۴٩٩	•,٣۶٩	٣, ۶۲۸	۳٬۵۸۹	۷٫۸۷۸	•,۴۵۶	۲٩,۴۶	<i>٣,</i> ٣٨٢٩	1.29
KS-21	$\Lambda_{/}\Delta$	۱,۴۸۰	•،۵۱۳	•,794	۳,۶۳۰	۳,۵۹۸	۷٫۸۷۶	۰,۴۵۷	۲۸٬۷۶	۳٫۳۵۹۰	1 • 97
KS-24	۳,۸	1,074	۰ <i>٫</i> ۵۰۹	•,٣۶٧	۳,۶۳۱	٣٫۶٠٧	۲٫۸۸۴	۰,۴۵۸	۲٩٫۵٩	٣,٣٨٧۴	١٠٨٩
KS-26	$\Lambda_{/}\Delta$	۱,۴۹۸	۰٫۵۰۸	•,٣۶١	۳,۶۲۱	۳٬۵۹۸	۷٫۸۷۷	۰,۴۵۷	۲۹٬۵۷	۳ ,۳ ۸ ۶۸	١٠٨٢
میانگین											١٠٧٨
*SD											۳۱

[×]مقدار انحراف معیار بر روی میانگین محاسبه شدهاست.

جدول ۷ نتایج زمین دماسنجی مینتهای کولهسنگی به روش تعادلی الیوین- اسپینل.

	Cr	Al	Fe ³⁺	Mg _{Ol}	Fe ²⁺ ol	Fe ²⁺ spl	Mg _{Spl}	K _D	Ln K _D	T(°C)
KS-2	1,188	۰٫۵۹۱	•,74٣	۱/۵۱۱	•,177	• /YY•	• , Y Y •	٣/٩۴٣٠	١/٣٧١٩	1780
KS-5	٠٫٩۴١	۰,۸۰۴	۰,۲۵۰	۱٬۸۳۴	• ، ١۶٩	۸۶۲٬۰	•,897	F,8141	1,0447	1.17
KS-6	١٫٣٣۵	• ,441	•,771	۱,۸۰۶	۰,۱۹۵	۰ ٬۳۶۹	۶۱۹، ۱۹	۵,۵۲۴۹	۱٫۷۰۹۳	1.74
KS-7	١,٢٩۵	•/*/*	• ,7771	١,٨٢٧	•,188	• /341	• ,848	۵٬۸۰۸۵	١,٧۵٩٣	٩٨٩
KS-12	1,402	• /77 •	۵۲۲۵ .	۱,۸۵۰	۰,۱۴۶	۰ ،۳۰ ۱	۰ <i> </i> ۶۹۰	۵٬۵۲۵۵	۱٫۷۰۹۴	۱۰۸۹
KS-14	1,484	• /77 •	۰,۲۱۶	١،٨٣٣	۰,۱۵۸	• /۳۳۴	• ,804	۵٬۹۲۶۳	١,٧٧٩۴	1.47
KS-15	1,780	۰٬۴۷۵	• /777	١،٨٣٢	۰,۱۶۲	• /847	• ,949	۵٫۷۹۶۷	١,٧۵٧٣	٩٩٠
KS-16	1,48.	• ۲۳۲ ۱	۰,۲۱۵	۱٬۸۴۱	۰,۱۵۶	• ۱۳۱۱	• ،۶۸۳	۵/۳۷۲۱	1/8812	11+1
KS-21	1,402	۰ /۳۲ I	•,774	۱,۸۴۹	۰,۱۴۸	۰ ،۳۰ ۱	۰ <i>,</i> ۶۸۹	۵٬۴۷۶۴	۱٫۷۰۰۴	١٠٩٠
KS-24	١,۴۵٩	•,٣٢٣	۰,۲۱۵	۱٬۸۴۸	•,149	۲ • ۳٫۱	۰ <i>,</i> ۶۸۹	۵,۴۵۳۴	1,8988	١٠٩٠
KS-26	۱,۴۵۸	•,٣٢٣	۰,۲۱۵	۱/۸۴۲	۰,۱۵۲	• /٣٢٣	•,814	۵٫۵۴۵۴	١,٧١٣٠	١٠٧٧
میانگین										1.89
SD*										٧۶٫٩

*مقدار انحراف معیار بر روی میانگین محاسبه شدهاست.

		temperat	Pressure (kbar)		
Method:	Phl (Ti)	Phl- Ap	Spl-Ol	Phl (Ba)	
KS-2	1.94	1.47	1780	۳. ۱۰	
KS-5	١٠۶٩	۱۰۸۴	1 • 1 ٢	٨٫٩	
KS-6	١١٢٣	1107	1.74	٧٫٣	
KS-7	11.8	1.88	٩٨٩	٨,٩	
KS-12	١٠٧٣	1.48	۱۰۸۴	A _/ Y	
KS-14	۱۰۸۴	1.88	۱۰۳۱	$A_{j}A$	
KS-15	۱۱۲۸	١٠٧٩	٩٩٠	٧٫٣	
KS-16	111.	١٠٢٩	11.1	۱۰,۰	
KS-21	١١۴٨	١٠٩٣	١٠٩٠	۸ _/ ۵	
KS-24	1170	۱۰۸۹	١٠٩٠	٨٫٣	
KS-26	11.1	۱۰۸۲	١٠٧٧	۸ _/ ۵	
میانگین	11.8	١٠٧٨	1+59	٨,٧	
SD [×]	۲۴٫۵	٣١/٣	٧۶,٩	۰,۹۲	

جدول ۸ دماها و فشارهای محاسبه شده برای نمونههای مینت منطقه کوله سنگی به همراه میانگین دماها و فشار و انحراف معیار.

^{*}مقدار انحراف معیار بر روی میانگین محاسبه شدهاست.

بحث

در محاسبههای زمین-دماسنجی در این پژوهش، شرط تعادل بین زوج کانیها یا کانی-سنگ در نظر گرفته شده است [۸۸ ۲۹]. نخست، همه روشهای دما-فشارسنجی با نمونههای دارای همه کانیها یعنی الیوین، اسپینل، فلوگوپیت، و آپاتیت انجام شد. در مرحله دوم، کانیهای آپاتیت و اسپینل به صورت میانبارهای کانی به ترتیب در فلوگوپیت و الیوین هستند. از این رو، تعادل فلوگوپیت-آپاتیت و الیوین-اسپینل قطعی است [۳۰]. در مرحله سوم، براساس نتایج سنگ نگاری، کانیهای الیوین و فلوگوپیت همزیست هستند و روابط بافتی آنها نشانگر تقدم یکی از دو کانی در روند تبلور نیست. از این رو، میتوان فلوگوپیت را با خطای بسیار کم فاز مذاب در نظر گرفت. در مرحله چهارم، نزدیکی دماهای بدست آمده، که نشان دهنده

در فشارسنجی به روش فلوگوپیت، فعالیت آب (αH₂O) باید در نظر گرفته شود [۲۲، ۳۱]. پژوهشگران مختلف [۲۲، ۲۴، ۳۱] در بررسیهای تجربی در زمینه واسنجی فشارسنج فلوگوپیت، مقدار فعالیت آب را برابر با یک گرفتند. در این پژوهش، کاهش فعالیت آب از ۱ به ۵٫۰ منجر به کاهش ۱٫۱ تا ۱٫۵ کیلوبار در فشار محاسبه شده می گردد. نظر به ناچیز بودن خطاهای احتمالی، در این پژوهش فعالیت آب برای همه نمونهها برابر با ۱ فرض شدهاست.

فشارسنجی لامیروفیرهای کوله سنگی بر اساس ترکیب شیمیایی تک کانی فلوگوییت چهار مزیت دارد: نخست، دماها و فشارهای محاسبه شده گستره محدود و انحراف معیار کم نشان میدهند؛ دوم، فلوگوپیت یکی از کانیهای اصلی این سنگ-هاست. سوم، واسنجیهای اصلی فشارسنجی و دماسنجی تک کانی فلوگوپیت با استفاده از نمونههای طبیعی غنی از پتاسیم مافیک و نه با استفاده از ترکیبها و کانیهای ساخته شده در آزمایشگاه با ترکیب آرمانی انجام شدهاست. چهارم، دماهای تعادلی بدست آمده برای فلوگوپیت به احتمال زیاد دماهای مذاب هستند، زیرا همیشه در صورت بالا بودن نسبی فعالیت آب در لامپروفیرها، فلوگوپیت یک کانی مذاب یا نزدیک به مذاب است [۳، ۲۲، ۳۱، ۳۲]. چنانکه گفته شد، نتایج سنگنگاری نیز نشان میدهند که فلوگوییت یک فاز مذاب است. با توجه به دلایل بیان شده، دمای میانگین ۱۱۰۶ درجه سانتی گراد (با انحراف معیار ۲۵) و فشار میانگین ۸٫۷ کیلوبار (با انحراف معيار ٠٫٩)، که از دما-فشارسنجی فلوگوپیت-مذاب به دست آمدهاند، برای لامپروفیرهای نوع مینت منطقه کوله سنگی پیشنهاد میشود.

دماها و فشارهای بدست آمده برای مینتهای کوله سنگی نشان میدهد که این سنگها در فشار کم و دماهای به نسبت کم (۱۱۰۶–۱۰۶۹ درجه سانتی گراد) به تعادل رسیدهاند. افزون بر این، هم فشارها و هم دماهای پیشنهاد شده، گسترههای کوچک، به ترتیب ۳ کیلوبار و ۷۹ درجه سانتی گراد را نشان

میدهند. از آنجا که پوسته در این منطقه از نوع اقیانوسی است [۸]، چگالی آن حدود ۳ گرم بر سانتیمتر مکعب در نظر گرفته میشود. از این رو، نخستین کانیها در عمق حدود ۲۱ تا ۳۰ کیلومتر درون سنگ کره اقیانوسی متبلور شدهاند. از آنجا که سنگهای قلیایی پتاسیمی و فراپتاسیمی از ذوببخشی پریدوتیتهای فلوگوپیتدار در اعماق ۶۰ تا ۲۰۰ کیلومتری تشکیل میشوند [۳۳، ۳۴]، اعماق محاسبه شده برای تعادل فازهای مذاب در این ماگماها به طور قابل توجهی کم است. فشارهای مشابهی برای تشکیل سنگهای فراپتاسیمی مشابه اوگاندا بدست آمده [۳۵] و پیشنهاد شده است که فشارهای بسیار کم محاسبه شده در واقع دمای تعادل سنگها در حالت کومهای و نه تبلور مستقیم کانیها از یک ماگمای در تعادل با گوشته زمین هستند [۳۶]. احتمال دیگر، تعادل دوباره کانی فلوگوپیت است.

احتمال تعادل دوباره فلوگوپیت به دلایلی که در پی میآید رد میشود؛ نخست نتایج، تجزیههای شیمیایی مورد استفاده در محاسبههای زمین دما-فشارسنجی از مرکز فلوگوپیت است و نه از لبههای کانی که تعادل دوباره احتمالی در آنها نمود مییابد؛ دوم، در فلوگوپیتهای کوله سنگی ساختار منطقهای از نظر

ترکیب شیمیایی دیده نمی شود و ترکیب شیمیایی لبه کانی نزدیک به ترکیب شیمیایی مرکز است. از اینرو، دماها و فشارهای تعادل بدست آمده را به احتمال بسیار می توان به ماهیت کومهای این سنگها و نه تعادل دوباره کانی ها مربوط دانست.

چنانکه گفته شد، بررسی سنگشناسی مینتهای کوله سنگی نشان میدهد که بسیاری از این سنگها دارای بافت کومهای هستند (شکل ۴). سرگزی و همکاران [۱۲] نیز شواهد صحرایی کومهای بودن آنها را نشان دادهاند. کومهای بودن یک سنگ خود دلیلی بر تعادل کانیهای تشکیل دهنده آن است [۳۷]. با این حال، از اولیه بودن سنگها باید مطمئن شد تا بتوان فازهای مذاب را در آن شناسایی کرد. الیوین که اغلب، به اساس ضرایب توزیع منیزیم و آهن دوظرفیتی بین الیوین و مذاب همزیست [۲] در تعادل با سنگ است (محاسبهها در این مذاب همزیست [۲] در تعادل با سنگ است (محاسبهها در این عادل بین دو کانی است. از این رو، میتوان فلوگوپیت نیز بیانگر ناز مذاب در نظر گرفت، زیرا اسپینل و آپاتیت به صورت میانبار فاز مذاب در الیوین و فلوگوپیت قرار گرفتهاند، تعادل بین



شکل ۴ الف) فلوگوپیتهای موجود در مینتهای کوله سنگی در منحنیهای تعادل برای زمین دماسنج تبادلی F-OH بین آپاتیت و بیوتیت [۲۵]. ب) ترکیب اسپینلهای موجود در مینتهای کوله سنگی در نمودار تعادل اسپینل- الیوین [۳۹]. چهار خط شیبدار نشان دهنده ترکیب اسپینلهایی هستند که باید با الیوین در تعادل باشند (Fo : سازای فورستریت الیوین).

بخش ریزتجزیه دانشگاه نیوبرانزویک کانادا، برای همکاری در تجزیه ریزپردازشی قدردانی مینماییم.

مراجع

[1] Blundy J., "Chemical differentiation by mineralogical buffering in crustal hot zones", Journal of Petrology 63 (2022) https://doi. org/10.1093/petrology/egac054.

[2] White W.M., "*Geochemistry*", Wiley-Blackwell, (2013) California, USA, 668 p.

[3] Putnis A., "Fluid-mineral interactions: controlling coupled mechanisms of reaction, mass transfer and deformation", Journal of Petrology (2021) https://doi.org/10.1093/petrology/egab092.

[4] Asadi A., Ghasemi H., Mobasheri M., "Olivine chemistry as a petrogenetic indicator for origin and formation conditions of Sargaz-Abshur ultramafic-mafic intrusion, SE Baft, Kerman" (in Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 31 (2022) 31-44.

[5] Ghorbani Gh., Mardani F., Shafaii Moghaddam M., "Geothermobarometry of late Neoprotrozoicgabbroic bodies from Shotor –Kuh area, N Torud (SE shahrood) based on pyroxene and amphibole chemistry" (in Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 32 (2024) 99-112.

[6] Dehghani Dashtabi S., Rahgoshay M., Mahmoody Sh., "Geochemistry of biotite and its formation conditions in Hararan granitoid" (in Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 31 (2022) 697-708.

[7] Tajbakhsh G., Khodami M., Monsef R., "Mineral chemistry and geothermo-barometry based on amphibole of alkali gabbro dykes of Zarigan, northeast of Bafq" (in Persian), Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 31 (2022) 59-74.

[8] Aghanabati A., "Geology of Iran", Geological survey and Mineral exploration of Iran publication (1383) Tehran, Iran, 586 p. (in Persian)

[9] Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., *"The Sistan suture zone of eastern Iran"*, Geological Society of America Bulletin 94 (1983): 134–150.

[10] Mohammadi A., Burg J.P., Bouilhol P., Ruh J., "U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone", Lithos 248-251 (2016): 293-308.

[11] Camp V.E., Griffis R.L., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan

برداشت

نتایج زمین-دما سنجی و زمین-فشارسنجی مینتهای منطقه کوله سنگی را می توان به شرح زیر خلاصه کرد:

(۱) کانیهای الیوین و فلوگوپیت فازهای مذاب و کانیهای اسپینل و آپاتیت به صورت میانبارهای کانی به ترتیب در الیوین و فلوگوپیت هستند. از این رو، در روشهای زمین دما-فشارسنجی استفاده شده در این پژوهش تعادل قطعی است.

(۲) فشار محاسبه شده برای شرایط تعادلی این سنگها به طور متوسط برابر با ۸٫۷ کیلوبار است.

(۳) زمین دماسنج توزیع اکسید تیتانیم بین فلوگوپیت و مذاب، زمیندماسنج تبادلی فلوگوپیت-آپاتیت، و زمین دماسنج تبادلی الیوین اسپینل به ترتیب دماهای متوسط ۱۱۰۶، ۱۰۶۹، و ۱۰۶۹ درجه سانتی گراد را بدست دادهاند.

(۴) از آنجا که فلوگوپیت، به عنوان فاز مذاب، کانی فراوان در این سنگهاست و دماهای محاسبه شده از توزیع اکسید تیتانیم بین فلوگوپیت-مذاب گستره محدودتری را نشان میدهند، دماهای محاسبه شده به این روش به احتمال بسیار قابل اعتمادترین دماهای بدست آمده در این پژوهش هستند. از این رو، دمای متوسط ذوب این سنگها حدود ۱۱۰۶ درجه سانتی گراد پیشنهاد می گردد. متوسط دمای محاسبه شده به هر سه روش نیز برابر با ۱۰۸۴ درجه سانتی گراد با انحراف معیار کوچک برابر با ۱۹ است، که تنها ۲٪ با دمای پیشنهاد شده اختلاف دارد.

(۵) فشارهای محاسبه شده متناسب با عمق متوسط ۲۱ تا ۳۰ کیلومتر هستند، که نظر به پی سنگ افیولیتی منطقه، محیط کم عمق درون سنگ کره اقیانوسی را نشان میدهند.

(۶) دماها و فشارهای به نسبت کم تعادل نتایج سنگنگاری و سنگشناسی مبنی بر کومهای بودن این سنگها را با وجود اولیه بودن آنها تایید میکنند.

قدردانی

از زحمات داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران برای بهبود کیفیت این نوشتار صمیمانه تشکر مینماییم. از فرماندهی محترم پاسگاه کولهسنگی برای تامین امنیت و پشتیبانی آمادی در منطقه مرزی سپاسگزاریم. همچنین، از آقایان دکتر علی اصغر مریدی، مسعود فرخنژاد، و عباس مسلمی برای کمکهای صحرایی، و از دکتر داگلاس هال، equilibria of phlogopite lamprophyres from western Mexico: biotite-liquid equilibria and *P-T* estimates for biotite-bearing igneous rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 123 (1996) 1-21.

[25] Zhu C., Sverjenski D.A., "F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite", Geochimica Cosmochimica Acta 56 (1992) 3435-3467.

[26] Munoz J.L., "F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: Baily SW (ed) Micas", Review in Mineralogy 13 (1984) 469-493

[27] Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E., "A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 68 (1979): 325-334.

[28] Brown G.M., Pinsent R.H., Coisy P., "The petrology of the spinel-peridotite xenoliths from the Massif Central, France", American Journal of Science 280 (1980) 471-498.

[29] Holness M.B., Vukmanovic Z., Mariani E., "Assessing the role of compaction in the formation of adcumulates: a microstructural perspective", Journal of Petrology 58 (2017) 643-673.

[30] Ferrero S., Angel R. J., "Micropetrology: are inclusions grains of truth?", Journal of Petrology 59 (2018) 1671-1700. https://doi.org/ 10.1093/petrology/egy075.

[31] Esperanca S., Holloway J.R., "The origin of high-K latites from Camp Creek, Arizona: constraints from experiments with variable fO_2 and a_{H2O} ", Contributions to Mineralogy and Petrology 93 (1986) 504-512.

[32] Feldstein S.N., Lange R.A., "Pliocene potassic magmas from the King River Region, Sierra Nevada, California: evidence for melting of a subduction-modified mantle", Journal of Petrology 40 (1999) 1301-1320.

[33] Foley S.F. Venturelli G., Green D.H., Toscani L., "The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models", Earth-Science Reviews 24 (1987): 81-134.

[34] Magee C., Stevenson C.T.E., Ebmeier S.K., Keir D., Hammond J. O. S., Gottsmann J. H., "Magma plumbing system: a geophysical perspective", Journal of Petrology 59 (2018) 1217-1251.

[35] Varekamp J.C., "The significance of mafic nodules in the ultrapotassic rocks from central Italy discussion", Journal of Volcanology and Geothermal Research 16 (1983) 161-165. suture zone, eastern Iran", Lithos 15 (1982) 221–239.

[12] Sargazi M., Bagheri S., Ma X., "Oligocene calc-alkaline lamprophyres and K-rich association in the eastern Iranian ranges: Products of low-degree melting of subduction-modified lithospheric mantle in post-orogenic setting", Lithos (2022) https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106864.

[13] Moradi R., Boomery M., Bagheri S. Nakashima K., "Mineral chemistry of igneous rocks in the Lar Cu-Mo prospect, southeastern part of Iran: implications for P, T, and Æ O2", Turkish Journal of Earth Sciences (2017), DOI: 10.3906/yer-1510-5.

[14] Boomeri M., Moradi R., Stien H., Bagheri S., "Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran", Ore Geology Reviews 104 (2019) 477-494.

[15] Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[16] Williams H., Turner F.J., Gilbert C.M., "Petrography: Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections", Freeman W.H. & Co Ltd (1982); 2nd edition, 626 P.

[17] Le Maitre R.W., "Igneous Rocks, a Classification and Glossary of Terms", Cambridge University Press, New York (2002), 236 p.

[18] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine, 52 (1988) 535-550.

[19] Bailey S.W., "*Classification and structure of the micas*", In: Bailey SW (ed) Micas. Review in Mineralogy 13 (1984) 1-12.

[20] Whitney, D.L., and Evans, B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[21] Fisher J.R., Zen E., "Thermochemical calculations from hydrothermal phase equilibrium data and the free energy of H_2O ", American Journal of Sciences 270 (1971) 297-314.

[22] Esperanca S., Holloway J.R., "On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette", Contributions to Mineralogy and Petrology 95 (1987) 207-216

[23] Guo J., Green T.H., "Experimental study of barium partitioning between phlogopite and silicate liquid at upper-mantle pressure and temperature", Lithos 24 (1990) 83-95.

[24] Righter K., Carmichael I.S.E., "Phase

[38] Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Golovin A., Kamenetsky M., "Olivine in kimberlites: magma evolution from deep mantle to eruption", Journal of Petrology, (2022).

https://doi.org/10.1093/petrology/egac055.

[39] Roeder P.L., "Chromite: from the Fiery Rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake", Canadian Mineralogist 32 (1994) 729-746.

[36] Holness M.B., Vukmanovic Z., O'Driscoll B., "The formation of chromite chains and clusters in igneous rocks", Journal of Petrology 64 (2023). https://doi.org/10.1093/petrology/egac124.

[37] Boulanger M., France L., "Cumulate formation and melt extraction from mushdominated magma reservoirs: the melt flush process exemplified at mid-ocean ridges", Journal of Petrology 64 (2023) DOI:10.1093/petrology/egu036.