



شیمی کانی و دماسنجی کلریت‌های دایک‌های تاخیری کانسار مس-مولیبدن پورفیری سونگون، شمال غرب ایران

امین اله کمالی^{۱*}، محسن موید^۲، محمد فدائیان^۳

۱- پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، پژوهشکده حفاظت و مرمت آثار تاریخی-فرهنگی، گروه باستان سنجی و علوم طبیعی، تهران، ایران

۲- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۳- دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۷/۱۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۰/۱۷)

چکیده: کانی‌های گروه کلریت دارای گستره وسیعی از ترکیب شیمیایی هستند که نشان دهنده شرایط فیزیکی-شیمیایی تبلور آنهاست. در این پژوهش، از روش زمین دماسنجی کانی برای تعیین دمای دگرسانی دایک‌های تاخیری کانسار مس-مولیبدن پورفیری سونگون واقع در شمال غرب ایران استفاده شده است. براساس داده‌های ریزپرداژشی، تغییرات ترکیبی کلریت بازتاب دهنده تفاوت شگرف در مقدار عناصر سیلیسیم، آلومینیوم، آهن و منیزیم در این دایک‌هاست. ترکیب شیمیایی کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) در گستره‌ی پیکنوکلیت از نوع کلینوکلر و دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1c) در گستره پنین از نوع شاموزیت قرار دارند. کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c) و دیوریت پورفیری (DK3) غنی‌شدگی از Mg-کلریت و دایک ریزدیوریتی (MDI) غنی‌شدگی از Fe-کلریت داشته و در رده کلریت‌های سه هشت وجهی قرار دارند. میانگین دمای تشکیل کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c) و دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) به ترتیب ۲۸۷، ۱۳۳، ۲۳۷، ۲۲۱ و ۱۷۴ درجه سانتی‌گراد است. این دما اشاره به اثر سیال‌های گرمابی در تشکیل کلریت دارد و نشان می‌دهد که کلریت‌های منطقه مورد بررسی را می‌توان با عملکرد اثر سیال‌های داغ شکل گرفته از ماگما در ارتباط دانست. روابط میان مقدار SiO₂ و دمای تبلور در دایک‌های تاخیری سونگون همبستگی معکوس و شدیدی نشان می‌دهند، به طوری که کلریت‌های با دمای بالا در این دایک‌ها مقدار Si کمتری نسبت به کلریت‌های متبلور شده در دماهای پایین دارند. از این‌رو، مقدار سیلیس کلریت این دایک‌ها می‌تواند شاخصی از دمای تبلور آنها باشد. کلریت‌ها دارای تغییرات ترکیبی و جانشینی‌های اتمی مشخصی هستند که بازتابی از دمای تبلور آنهاست.

واژه‌های کلیدی: کلریت؛ دماسنجی؛ دایک تاخیری؛ سونگون.

مقدمه

گروه کلریت، فیلوسیلیکات‌های آبداری بوده که دارای ساختارهای بر پایه نسبت ۲:۱ لایه‌های چاروجهی-هشت وجهی و کاتیون‌های هشت وجهی بین لایه‌ای هستند که به‌طور منظم به‌صورت متناوب قرار دارند. فرمول بلور شیمیایی عمومی کلریت‌ها بر اساس ۱۴ اکسیژن به صورت: $(\text{OH})_8 \text{O}_{10} (\text{R}_x\text{R}_3 + y?6-x-y)\text{VI}_6 (\text{SizR}_3 + 4-z)\text{IV}_4$ بوده که $\text{R}^{2+} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{R} = \text{R}^{2+} + \text{Fetot}$ ؛

کلریت کانی معمول سنگ‌ساز در انواع سنگ‌های رسوبی، دگرگونی درجه پایین و هوازده گرمابی در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی است [۲، ۱]. کلریت همچنین فراورده‌ی فرآیند دگرسانی کانی‌های فرومنیزین چون پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها و بیوتیت در سنگ‌های آذرین است که در دمای حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار چند کیلوپار شکل می‌گیرد. کانی‌های

قرار گیرد. همچنین، تاکنون توسط پژوهشگران مختلف، مطالعاتی در زمینه کلریت‌های ناشی از دگرسانی گرمایی انجام شده است که شامل بررسی شیمی کانی و دماسنجی می‌شود [۹-۱۱]. در این پژوهش، کانی شناسی، شیمی کانی و سازوکار تشکیل کلریت در منطقه سونگون بررسی گردیده است. همچنین به منظور ارزیابی دمای تشکیل، از روش‌های متداول زمین دماسنجی کلریت به عنوان فرآورده دگرسانی گرمایی استفاده شده است.

زمین شناسی عمومی

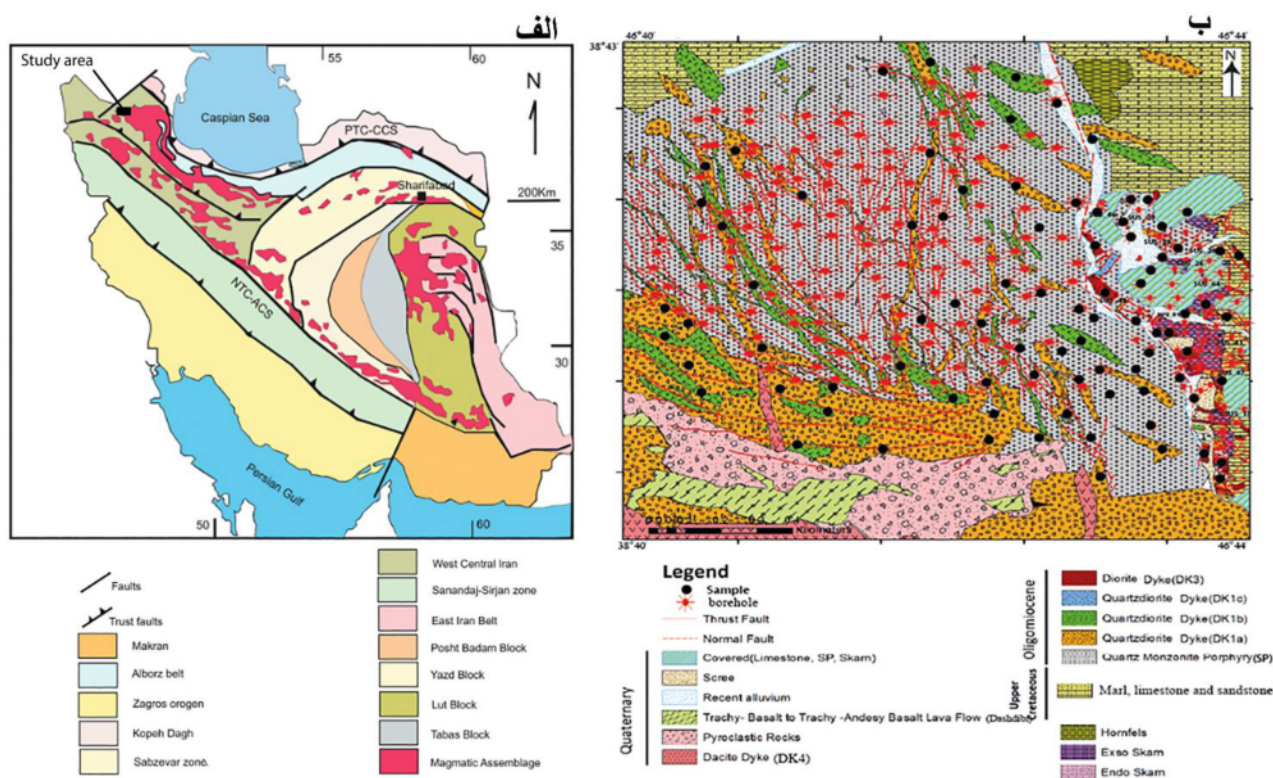
کمر بند مهم مس ایران با داشتن سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی فراوان، در راستای شمال غرب تا جنوب شرق کشیده شده است [۱۲]. بخش عمده آن را کمر بند ارومیه - دختر که میزبان بسیاری از ذخایر و معادن مس پورفیری است تشکیل می‌دهد و ذخیره مس سونگون در شمال غرب کشور بر آن قرار دارد (شکل ۱ الف). قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه را سنگ‌های آهکی و شیلی نازک تا متوسط لایه تشکیل می‌دهند.

و جبهی است [۳].
 $R^{3+} = Al^{3+}$, Ni^{2+} , Co^{2+} , Zn^{2+} , and Cu^{2+} و تهیجای هشت

بررسی‌های انجام شده توسط پژوهشگران مختلف نشان داده‌اند که برخی از متغیرهای شیمیایی کانی کلریت به شدت به دمای تبلور آن وابسته هستند [۴]. تغییرات ترکیب شیمیایی کانی کلریت اطلاعات مفیدی درباره شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل آنها فراهم می‌کند [۵، ۶]. کلریت گستره وسیعی از تغییرات ترکیبی را به وسیله سه جانشینی اصلی نشان می‌دهد این جانشینی‌ها عبارتند از:

(i.e., $Fe^{2+} \square Mg$, $TschermakAl^{IV}Al^{VI} \square Si$ (Mg , Fe^{2+}), and di-trioctahedral $3(Mg, Fe^{2+} \square + 2Al^{VI}$ where $\square$ = octahedral vacancy).

این تغییرات ترکیبی به شرایط دما-فشار و ترکیب شیمیایی و خصوصیات فیزیکوشیمیایی محیط حساسیت دارند [۷، ۸]. این خصوصیات به اندازه کافی دقیق هستند که بتوان از کانی کلریت به عنوان یک زمین دماسنجی شیمیایی استفاده کرد و از آن برای تخمین دمای تشکیل استفاده شود. فاکتور اصلی کنترل کننده ی ترکیب کلریت در فرایندهای هیدروترمال دما است، بنابراین می‌تواند به عنوان یک ژئوترمو متر مورد استفاده



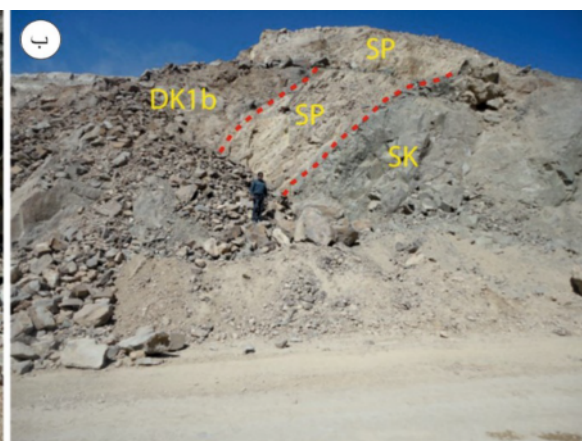
شکل ۱ الف) نقشه ساختاری ایران و موقعیت معدن سونگون [۱۲]. ب) نقشه زمین شناسی معدن مس سونگون با اصلاحات کلی.

دید. براساس سن‌سنجی‌های انجام شده به روش U-Pb [۱۵، ۱۴] سن نفوذ به ترتیب ۲۰/۵۷ و ۱۹/۸۵ میلیون سال برای این دایک‌ها تعیین گردیده است. دایک DK1b، دایک DK1a را قطع می‌کند. به روش U-Pb، سن این دایک را ۱۹/۲۸ میلیون سال برآورد نموده‌اند (شکل ۲ ب). دایک DK1c در بخش کاواک در گمانه‌ها مشاهده شده، اما در بخش اسکارن شرقی معدن برونزد دارد. همچنین این دایک نیز دایک‌های DK1a و DK1b را قطع می‌کند. دایک دیوریت - گابرو (DK-2) درون معدن سونگون دیده نشده است و نمونه‌های مربوط به این دایک‌ها در خارج از کاواک و در ضلع شمال شرقی آن وجود دارند. دایک‌های دیوریت پورفیری (DK3) در توده سونگون پورفیری تزریق شده‌اند و همچنین دایک‌های نسل اول DK1 را نیز قطع می‌کنند. دایک ریزدیوریتی (MDI)، در گمانه‌های 01، 03، 07، 17، 41، 43، 44، 46، 52 دیده می‌شود. دایک‌های لامپروفیری (LAM) در سطح منطقه گزارش نشده اما در گمانه‌های SUS_24، 26، 38، 42، 64 دیده شده‌اند.

توده شبه آتشفشانی داسیتی تا ریوداسیتی چال داغی سن پلیوسن دارد. این دم شبه آتشفشانی به درون توده سونگون پورفیری تزریق شده است و شاخه‌هایی از آن نیز به شکل دایک (DK-4) در نقاط مختلف توده دیده می‌شود. این دایک‌ها با نهشته‌های سطحی آواری و آذرآواری مربوط به فوران انفجاری کوه داش دیبی پوشیده می‌شوند. این ویژگی نشان می‌دهد که فعالیت آتشفشانی کوه داش دیبی با ترکیب تراکی آندزیت-بازالتی نسبت به کوه چال داغی با ترکیب داسیتی تا ریوداسیتی تأخیر دانسته است.

سنگواره‌های موجود در این واحد سنی معادل کرتاسه پسین (کامپانین-ماستریشین) را نشان می‌دهند [۱۳]. این سنگ‌ها با توده کوارتز مونزونیت پورفیری قطع شده‌اند. قدیمی‌ترین تپ نفوذی توده کوارتز مونزونیتی باردار سونگون بوده که حامل کانی سازی مس-مولیدن پورفیری است. سن سنجی‌های مطلق انجام شده به روش Ar-Ar [۱۴] سن ۲۰/۶۹ میلیون سال را بدست داده است. همچنین سن توده سونگون پورفیری به روش U-Pb ۲۷/۶۵ میلیون سال تعیین شده است [۱۴]. آقا زاده و همکاران [۱۵] نیز براساس روش U-Pb سن ۲۱ میلیون سال (میوسن آغازی) را گزارش نموده‌اند. مرز توده سونگون پورفیری با سنگ‌های آهکی کرتاسه در شمال و شرق منطقه معدنی موجب پیدایش پهنه اسکارنی شده است (شکل ۱ ب).

پهنه‌های اسکارنی در منطقه کانسار سونگون به صورت عدسی-های بسیار کشیده و جدا از هم پراکنده هستند (شکل ۲). هورنفلس‌ها بیشتر در لبه اسکارن شرقی در گمانه‌ها که حجم بالایی نیز دارند، دیده می‌شوند. فعالیت‌های ماگمایی پس از جایگیری توده کوارتز مونزونیتی به صورت تزریق سامانه دایک-های متعدد درون توده و سنگ‌های کربناتی بوده است. این دایک‌ها براساس تقدم و تاخر به هشت دسته تقسیم می‌شوند. دایک‌های نسل اول شامل دایک‌های دیوریت پورفیری تا کوارتز دیوریت پورفیری (DK-1) و فراوان‌ترین دایک‌های موجود در توده سونگون پورفیری هستند. بررسی‌های صحرایی و مغزه‌های به دست آمده از حفاری نشان می‌دهد که سه نوع متفاوت از این دایک‌ها در توده سونگون پورفیری تزریق شده‌اند که برحسب قدمت زمانی و نوع دگرسانی به سه دسته DK1c، DK1a، DK1b تقسیم شده‌اند [۱۶]. در سطح کاواک تنها می‌توان رخنمون دایک‌های DK1a و DK1b را



شکل ۲ الف) نمای صحرایی از اسکارن شرقی (دید به سمت شمال)، ب) نمای صحرایی از برخوردگاه اسکارن با توده کوارتز مونزونیت پورفیری (SP) و دایک کوارتز دیوریت پورفیری (DK1b) (دید به سمت غرب).

روش‌ها

با انجام عملیات صحرایی، ۲۰ نمونه برداشت شده و برای بررسی‌های آزمایشگاهی آماده شدند. پس از بررسی‌های سنگ نگاری، تعدادی از نمونه‌ها برای بررسی‌های شیمی‌کانی انتخاب گردید. بررسی شیمی‌کانی‌های سیلیکاتی برای تعداد ۴۵ نقطه بر کانی‌های کلریت ۵ نمونه از دایک‌های تاخیری (DK1a, DK1b, DK1c, DK3 and MDI) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه Cameca Sx100 (ولتاژ 15kV و جریان 20 nA) و آزمایشگاه ریزپردازش دانشگاه اوکلاه‌های آمریکا با دستگاه Cameca SX100 (20 kV, 20 nA, 2mm spot) انجام شد. همچنین تعداد ۴ نمونه با پراش‌سنج پرتو ایکس (XRD) در پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، پودری SIEFERT مدل T2T با شدت جریان 30mA و ولتاژ 40kV بررسی شدند. داده‌های لازم برای شناسایی فازهای بلوری براساس بانک اطلاعاتی PDF2 با نرم افزار High Score Plus Xpert به دست آمدند.

سنگ‌نگاری

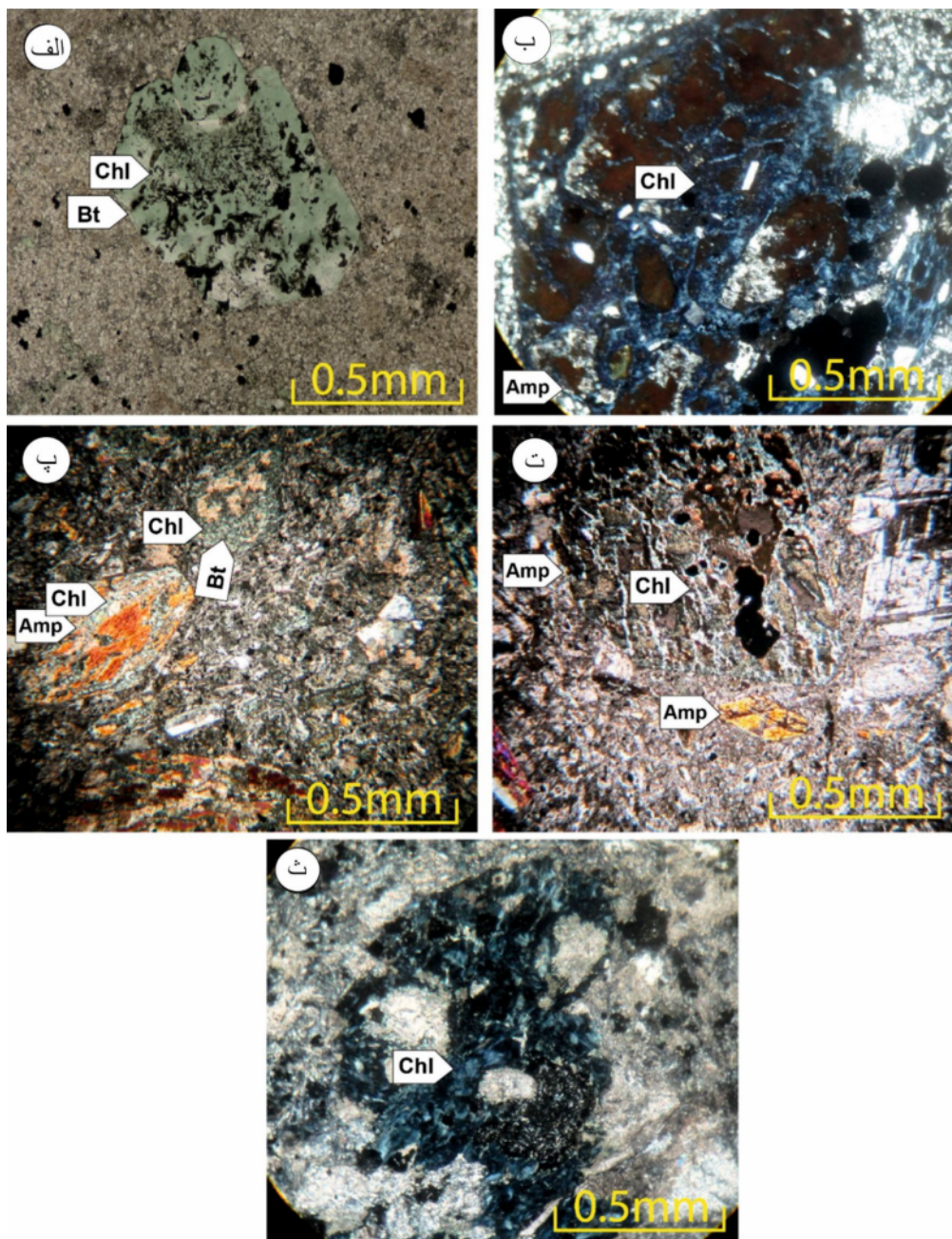
دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a) دستخوش دگرسانی متوسط تا شدید فیلیک شده‌اند، رنگ آنها خاکستری روشن تا سبز روشن است، اغلب غیر کانی سازی شده هستند و با بلورهای افشان پیریت و گاهی کالکوپیریت همراهی می شوند. کانی‌های اصلی این گروه سنگی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول هستند. ترکیب پلاژیوکلاز این دایک از نوع آلبیت است [۱۷] و به دو صورت درشت بلور و ریزبلور دیده می‌شود آنها به شدت سریسیته شده‌اند و گاهی کلسیتی شدن، کلریتی شدن و اپیدوتی شدن نیز دیده می‌شود. این کانی ۵۰ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. درشت بلورهای بیوتیت شکل‌دار دگرسان به مسکوویت، کلسیت، کلریت و کانی تیره در آنها دیده شده (شکل ۳ الف) و ۱۵ تا ۲۰ درصد این سنگ را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار از ریز تا درشت بلور هستند که به مجموعه موسکوویت، کلریت و سریسیته تجزیه شده‌اند و ۵ تا ۱۰ درصد این سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی در این دایک‌ها ارتوز، کوارتز، زیرکن و آپاتیت بوده و کانی‌های ثانویه، کلریت، مسکوویت، کلسیت، اپیدوت و سریسیته هستند. بافت اصلی این دایک‌ها ریزسنگی پورفیری است.

دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1b) از نظر زمانی نسبت به انواع DK1a تاخیری هستند و دگرسانی بسیار ضعیف فیلیک و دگرسانی به نسبت شدید پروپلیتی از خود نشان می‌دهند؛ رنگ آنها تیره تر بوده و بدلیل دگرسانی پروپلیتی رنگ آنها سبز لجنی تا سبز زیتونی است. کانی‌های اصلی این گروه سنگی شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول است. پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز [۱۷] به دو شکل ریزبلور و درشت بلور شکل‌دار و نیمه شکل‌دار در سنگ دیده می‌شود و از لبه‌ها به سریسیته و یا سریسیته + کلسیت تجزیه شده‌اند. آنها گاهی به شدت سریسیته و اپیدوتی شده هستند. این کانی ۵۰ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. آمفیبول این دایک از نوع هورنبلند [۱۷] و به صورت ریزبلور و نیز درشت بلور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. این کانی گاهی به طور کامل کلریتی، سریسیته، اپیدوتی، کلسیتی شده و به کانی تیره تجزیه شده به طوری که در بعضی موارد، فقط قالب آن باقی مانده است (شکل ۳ ب). این کانی ۲۰ تا ۳۰ درصد دایک را تشکیل می‌دهد. بیوتیت به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار دیده می‌شود، این سنگ دچار دگرسانی ضعیف تا شدیدی شده به طوری که گاهی کاملاً کلریتی و سریسیته شده است. این کانی ۵ تا ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی در این دایک‌ها شامل اسفن، آپاتیت و کوارتز بوده و مجموعه کانی‌های دگرسانی این گروه سنگی کلریت، اپیدوت، کلسیت و سریسیته هستند. حضور اسفن و اپیدوت بیانگر بالا بودن گریزندگی اکسیژن و اکسیدکلسیم در محیط و در سیال‌های گرمایی است [۱۸]. بافت این دایک‌ها ریزسنگی پورفیری تا پورفیری است.

دایک کوارتز دیوریت پورفیری (DK1c) در نمونه‌های دستی سبز تیره با درشت بلورهای مشخص پلاژیوکلاز سفیدرنگ و کاملاً سالم است و دگرسانی خیلی ضعیف پروپلیتی و به میزان جزئی دگرسانی به کلسیت نشان می‌دهد. کانی‌های اصلی این گروه سنگی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول هستند. پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز تا آندزین [۱۹] و به صورت درشت بلور، ریزسنگ در خمیره و بلورهای کشیده، شکل‌دار و نیمه شکل‌دار با ماکل چندریخت دیده می‌شوند و دارای منطقه‌بندی هستند. آنها بیشتر از لبه سریسیته شده و گاهی اپیدوتی شده هستند و از نظر حجمی ۳۰ تا ۴۰ درصد درشت بلورهای سنگ را تشکیل می‌دهند. آمفیبول این دایک از نوع هورنبلند است [۱۹]. کانی‌های آمفیبول به صورت

آمفیبول است. این دایک نسبت به بیوتیت دایک‌ها دستخوش دگرسانی کمتری شده است (شکل ۲ پ). کانی‌های فرعی ارتوز، کوارتز و اسفن هستند. مجموعه کانی‌های دگرسانی این گروه سنگی شامل کلریت، اپیدوت و سرپسیت است. بافت این دایک‌ها پورفیری با خمیره ریز تا متوسط است.

شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار سالم با ماکل کارلسباد در مقاطع دیده می‌شوند. بلورهای آمفیبول گاهی به اپیدوت، سرپسیت، کلریت و کانی تیره تجزیه شده‌اند. (شکل ۳ پ). ترکیب بیوتیت‌های این دایک از نوع آنیت-سیدروفیلیت است [۱۹] که به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود و فراوانی آن کمتر از



شکل ۳ الف) بیوتیت به طور کامل کلریتی شده در دایک کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a)، ب) درشت بلور شکل‌دار آمفیبول به طور کامل کلریتی شده در دایک کوارتز دیوریت پورفیری (DK1b)، پ) درشت بلورهای بیوتیت و آمفیبول کلریتی شده در دایک کوارتز دیوریت پورفیری (DK1c)، ت) درشت بلور آمفیبول کلریتی شده در دایک دیوریت پورفیری (DK3)، ث) درشت بلور فرومنیزین کلریتی شده در دایک ریز دیوریتی (MDI).

فرومنیزین هستند. پلاژیوکلاز به صورت درشت بلور و ریزبلور شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می شود. این بلورها حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد سنگ را شامل می شوند. آنها در اثر دگرسانی سریسیتی، اپیدوتی و کلسیتی شده هستند. ریزسنگ های این دایک ها حالت جریان دارند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی سریسیتی، اپیدوتی و کلسیتی شده هستند. کانی های فرومنیزین نیمه شکل دار و به شدت سریسیتی، کلریتی، اپیدوتی و مسکوویت شده هستند. بلورها از بین رفته و تنها قالبی از آنها برجای مانده است (شکل ۳ ث). بافت کلی این سنگ ها ریزسنگی پورفیری و پورفیری است.

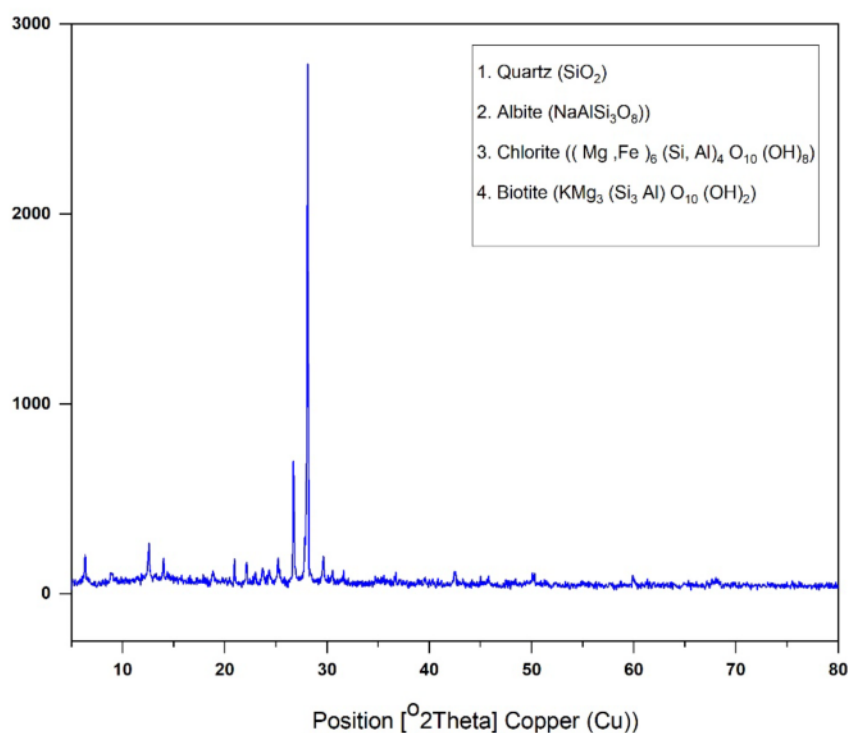
کلریت در دمای پایین تا متوسط و در اثر دگرسانی بیوتیت و آمفیبول تشکیل می شود. کلریت ها اغلب بی شکل هستند و با چندرنگی ضعیفی از سبز تا سبز پریده و برجستگی کم مشخص می شوند. بررسی کانی شناسی به روش پراش پرتوی ایکس (XRD) نشان دهنده دگرسانی همراه با تشکیل کلریت است. براساس نتایج آزمایشگاهی به دست آمده، کانی های اصلی این سنگ ها: کوارتز، آلبیت، بیوتیت، آمفیبول هستند و کانی ثانویه کلریت است. به نظر می رسد که کانی کلریت بر اثر دگرسانی کانی های بیوتیت و آمفیبول در حضور سیال های گرمایی غنی از Mg و Fe تشکیل شده است. نتایج پراش پرتو ایکس در جدول ۱ و شکل ۴ آمده است.

دایک های دیوریت پورفیری (DK3) سبز تیره و دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز سالم و سفیدرنگ بوده و گاهی کلریتی و اپیدوتی هستند. در این دایک، بلورهای از ریز تا درشت در نمونه دستی دیده می شوند و همچنین گاهی دارای ارتوزهای صورتی درشت بلور، آمفیبول و پیریت است. کانی های اصلی این گروه سنگی پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. ترکیب پلاژیوکلاز این دایک از نوع آندزین [۱۷] و اغلب به صورت نیمه شکل دار تا شکل دار ریز تا درشت بلور است. اثر فرایندهای دگرسانی موجب ظهور کانی های ثانویه چون سریسیت، کلریت، کلسیت، کانی های رسی و اپیدوت در پلاژیوکلازها گردیده است. آمفیبول این سنگ ها از نوع هورنبلند [۱۷] و شکل دار تا نیمه شکل دار است و به صورت درشت بلور و ریزبلور دیده می شود. آنها همچنین دارای ماکل کارلسباد نیز هستند و در اثر دگرسانی کلریتی، اپیدوتی، سریسیتی شده اند، به طوری که گاهی فقط قالبی از آنها باقیمانده است (شکل ۳ ت). کانی های فرعی در این دایک ها ارتوز، کوارتز، اسفن و آپاتیت هستند. مجموعه کانی های دگرسانی این گروه سنگی شامل کلریت، اپیدوت، مسکوویت، کوارتز و سریسیت است. بافت این دایک ها ریزسنگی پورفیری تا پورفیری است.

دایک های ریزدیوریتی (MDI) در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن مایل به زرد تا کرمی رنگ و به شدت دگرسان شده هستند. کانی های اصلی این گروه سنگی پلاژیوکلاز و

جدول ۱ فازهای شناسایی شده در دایک های تاخیری معدن مس پورفیری سونگون.

شماره نمونه	شماره مرجع	نتایج XRD
DK1b	۱۰۵۳-۰۸۵-۰۱	۱. کوارتز (SiO ₂)
	۰۷۵۲-۰۸۴-۰۱	۲. البیت (NaAlSi ₃ O ₈)
	۰۷۰۱-۰۲۹-۰۰	۳. کلریت ((Mg, Fe) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈)
	۱۳۳۹-۰۴۲-۰۰	۴. بیوتیت (KMg ₃ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₂)
DK1a	۰۷۹۸-۰۸۵-۰۱	۱. کوارتز (SiO ₂)
	۱۴۸۰-۰۴۱-۰۰	۲. البیت (NaAlSi ₃ O ₈)
	۱۲۷۰-۰۷۹-۰۱	۳. کلریت ((Mg, Fe) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈)
	۰۱۴۹-۰۲۱-۰۰	۴. هورنبلند (Ca ₂ (Mg, Fe) ₅ (Si, Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂)
	۱۴۱۴-۰۴۲-۰۰	۵. بیوتیت (KMg ₃ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₂)
DK1c	۲۰۹۶-۰۸۷-۰۱	۱. کوارتز (SiO ₂)
	۱۲۴۶-۰۷۲-۰۱	۲. البیت (NaAlSi ₃ O ₈)
	۰۱۴۹-۰۲۱-۰۰	۳. کلریت ((Mg, Fe) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈)
	۱۳۳۹-۰۴۲-۰۰	۴. هورنبلند (Ca ₂ (Mg, Fe) ₅ (Si, Al) ₈ O ₂₂ (OH) ₂)
	۱۴۱۴-۰۴۲-۰۰	۵. بیوتیت (KMg ₃ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₂)
DK3	۱۴۱۰-۰۸۲-۰۱	۱. کوارتز (SiO ₂)
	۱۱۴۹-۰۷۹-۰۱	۲. اندزیت (Na _{0.499} Ca _{0.491} (Al _{1.488} Si _{2.506} O ₈))
	۰۰۷۸-۰۰۷-۰۰	۳. کلریت ((Mg, Fe) ₆ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈)
	۱۱۳۵-۰۷۳-۰۱	۴. (Al _{3.2} Ca _{3.4} Fe _{4.0} K _{0.6} Mg _{6.0} Na _{1.0} Si _{12.8} O ₄₄ (OH) ₄)
		آمفیبول



شکل ۴ الگوی XRD برای دایک DK1b.

بحث و بررسی

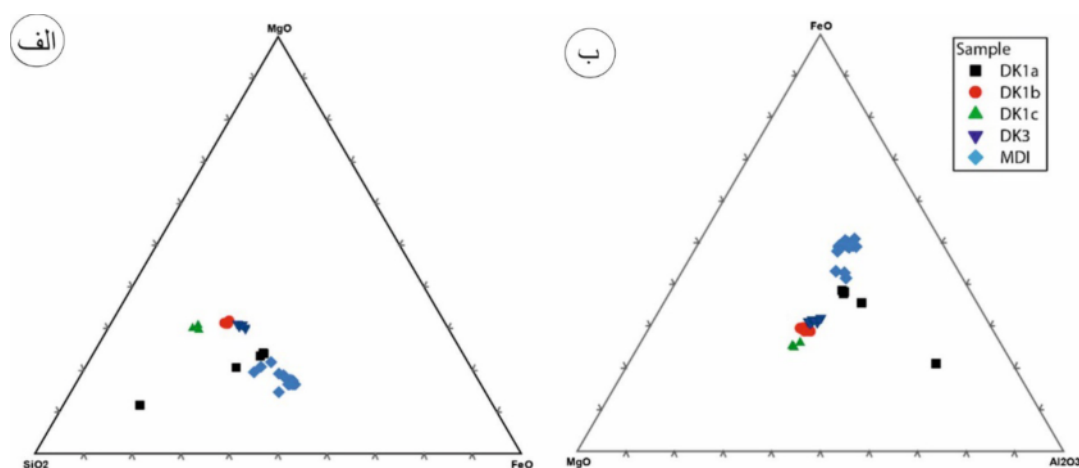
شیمی کلریت

نتایج تجزیه کلریت‌های دایک‌های تاخیری بر اساس ۱۴ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول ۲ آورده شده است. مجموع اکسیدهای اصلی این کانی بین ۸۵/۸۷ تا ۹۲/۴۱ است. علت کم بودن مقادیر مجموع اکسیدهای کانی کلریت وجود OH در شبکه این کانی به فرمول $(\text{Mg, Fe}+2, \text{Fe}+3, \text{Mn, Al})_6(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ است. در ساختار بلور کلریت، بین کاتیون $\text{Al}+3$ با کاتیون $\text{Si}+4$ از یک سو، و بین کاتیون Al با کاتیون‌های $\text{Fe}+2$ و $\text{Mg}+2$ از سوی دیگر جانشینی‌های گسترده‌ای اتمی روی می‌دهد، به‌طوری که کاتیون Al می‌تواند در دو جایگاه چاروچی و هشت‌وچی وارد شود. در جایگاه چاروچی، Al جانشین Si می‌شود و از این رو، افزایش مقدار Al در این جایگاه، با کاهش مقدار Si همراه است. در شبکه بلوری کلریت‌ها، نسبت‌های کاتیونی Al و Si به ترتیب در گستره‌های ۱/۷۳ تا ۲/۹۳ و ۲/۷۷ تا ۳/۵۱ تغییر می‌کنند. براساس داده‌های ریزپردازشی، تغییرات ترکیبی کلریت بازتاب دهنده تفاوت شگرف در مقدار عناصر سیلیسم، آلومینیوم، آهن و منیزیم است (شکل ۵). سیلیسم و آلومینیوم تنها تشکیل

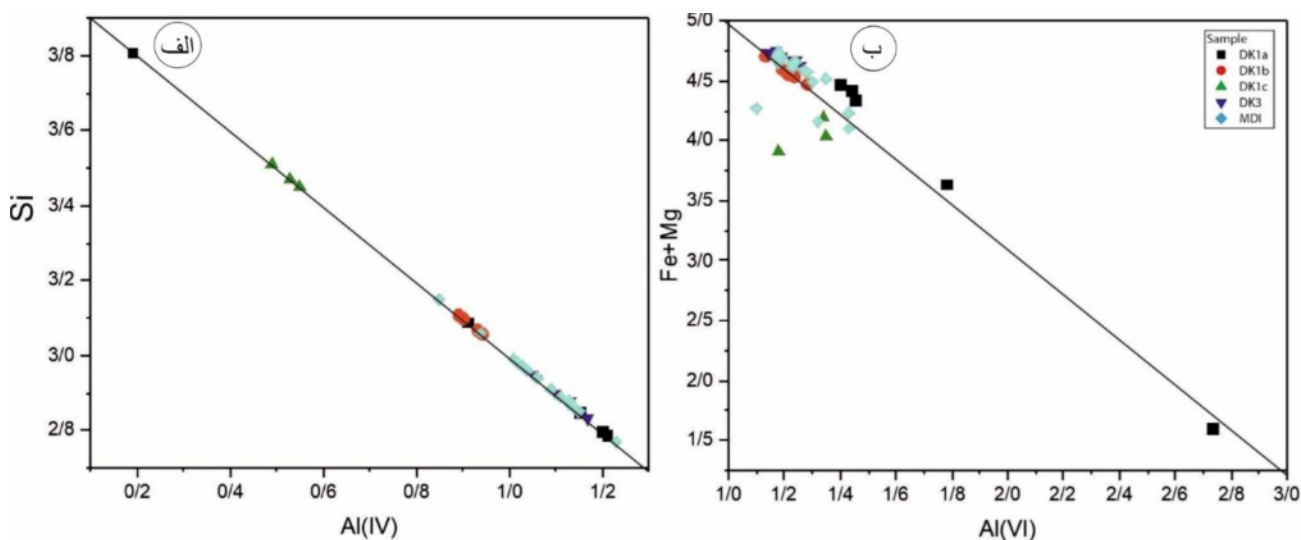
دهنده‌های ورقه‌های چاروچی بوده و تشکیل دهنده‌ی ورقه‌های هشت‌وچی، $\text{Al, Ti, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn, Mg}$ هستند. میانگین نسبت Fe/Mg به در دایک‌های تاخیری (DK1a, DK1b, DK1c and DK3) و ریزدیوریتی (MDI) به ترتیب ۰/۵۲ و ۱/۳۳ بوده که نشان دهنده کلریت‌های نوع منیزیم‌دار و آهن‌دار است. جایگزینی کاتیونی Al^{3+} با Si^{4+} براساس همبستگی معکوس بین AlIV با Si نیز قابل تایید است (شکل ۶ الف). مقدار کاتیون جایگزین شده در AlVI به طور نسبی از مقدار جایگزین شده در جایگاه چاروچی بیشتر و در گستره ۱/۱۰ تا ۱/۴۵ قرار دارد. مقدار Fe^{2+} در گستره ۰/۹۶ تا ۲/۷۶ و مقدار Mg^{2+} در گستره ۱/۵۸ تا ۳/۲۱ تغییر می‌کند. بر این اساس، در کلریت‌های دایک‌های تاخیری سونگون همبستگی معکوس بین AlVI و $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ نشانگر جایگزینی کاتیونی AlVI با Mg^{2+} و Fe^{2+} است (شکل ۶ ب). میانگین مقدار کلسیم در کلریت‌های مورد بررسی ۰/۰۲۸ است. برای حضور جزئی اسمکتیت، به مقدار بیش از ۰/۱ کلسیم نیاز است. بنابراین به نزدیک صفر بودن مقدار کلسیم در نمونه مورد بررسی، نشانگر نبود اسمکتیت حتی به مقدار جزئی است.

Sample	rDK		MDI																	
	k8	k9	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	I10	I11	I12	I13	I14	I15	I16	I17	I18
SiO2	27.89	28.83	25.66	27.71	26.21	26.26	24.80	26.33	27.22	26.22	28.71	26.70	26.57	26.64	27.75	28.19	28.74	29.57	30.57	27.87
TiO2	29.00	29.33	29.66	29.22	29.16	29.12	29.26	29.56	29.56	29.64	29.74	29.12	29.9	29.12	29.50	29.88	29.79	29.00	29.00	29.33
Al2O3	18.90	19.08	20.26	19.22	18.93	18.43	17.76	17.66	17.66	18.63	17.96	18.50	18.01	17.50	17.88	17.99	20.59	18.77	18.81	18.81
FeO	18.20	18.10	20.29	29.24	20.25	20.25	27.24	20.10	29.24	29.74	28.88	29.73	20.67	20.59	29.55	29.87	28.98	24.77	22.93	25.84
MnO	29.54	29.2	29.53	29.50	29.43	29.46	29.56	29.47	29.47	29.53	29.40	29.49	29.33	29.37	29.28	29.27	29.49	29.60	29.57	29.69
MgO	20.71	20.95	11.11	12.17	11.27	11.61	10.37	11.24	12.86	12.07	9.96	11.99	12.12	11.91	12.88	12.27	12.64	12.24	12.25	15.08
CaO	29.33	29.08	29.08	29.08	29.04	29.09	29.08	29.07	29.05	29.06	29.06	29.07	29.00	29.00	29.06	29.04	29.19	29.10	29.09	29.06
Na2O	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.06	29.06	29.06	29.06	29.06	29.06	29.06
K2O	29.00	29.01	29.08	29.02	29.16	29.14	29.21	29.51	29.03	29.03	29.21	29.19	29.02	29.03	29.06	29.05	29.09	19.10	18.81	29.04
F	29.17	29.13	29.00	29.00	29.14	29.04	29.15	29.00	29.14	29.07	29.12	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00
Cl	29.01	29.00	29.02	29.01	29.01	29.01	29.02	29.02	29.01	29.01	29.06	29.01	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00
O=F	29.07	29.05	29.00	29.06	29.02	29.06	29.02	29.00	29.06	29.00	29.05	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00
O=Cl	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.01	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00	29.00
Total	86.40	87.58	88.09	88.77	87.64	87.23	86.25	88.99	87.72	87.40	89.44	88.56	87.88	87.84	88.23	89.87	90.12	91.00	89.03	88.51
Si	28.8	29.0	27.7	29.4	28.5	28.6	27.7	28.7	29.4	28.5	29.6	28.6	28.8	28.9	29.7	29.6	29.9	29.8	29.15	29.1
Ti	29.00	29.00	29.00	29.00	29.01	29.01	29.01	29.02	29.00	29.00	29.06	29.01	29.01	29.01	29.01	29.01	29.00	29.00	29.00	29.00
Al	29.20	29.28	29.58	29.24	29.27	29.27	29.23	29.22	29.24	29.29	29.29	29.24	29.21	29.20	29.21	29.18	29.18	29.25	29.27	29.23
Fe(2+)	1.57	1.54	2.73	2.61	2.76	2.76	2.55	2.69	2.63	2.70	2.58	2.66	2.78	2.77	2.64	2.62	2.53	2.09	2.06	2.26
Mn	29.05	29.05	29.05	29.05	29.04	29.04	29.05	29.04	29.04	29.05	29.04	29.04	29.03	29.03	29.03	29.02	29.			

	DK1a					DK1b					DK1c			DK3						
Sample	a1	a2	a3	a4	a5	b1	b2	b3	b4	b5	c1	c2	c3	k1	k2	k3	k4	k5	k6	k7
SiO2	27.11	27.12	27.18	27.10	27.17	27.12	27.11	27.14	27.10	27.22	27.11	27.12	27.17	27.11	27.12	27.17	27.12	27.12	27.17	27.18
TiO2	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12
Al2O3	21.41	21.16	21.15	22.17	21.19	19.14	18.12	18.15	17.14	17.19	17.19	17.19	17.19	21.11	19.19	21.17	19.18	18.11	18.11	18.14
FeO	22.19	22.19	22.12	19.14	18.17	16.16	16.16	16.16	16.12	16.16	17.17	17.19	17.19	18.16	19.19	19.15	18.12	17.19	17.19	17.18
MnO	0.14	0.17	0.14	0.12	0.12	0.18	0.16	0.12	0.14	0.11	0.14	0.14	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12
MgO	11.14	11.16	11.19	12.12	12.19	12.11	12.14	12.14	12.16	12.12	12.12	12.18	12.11	12.17	12.18	12.16	12.17	12.11	12.11	12.11
CaO	0.12	0.14	0.12	0.14	0.11	0.12	0.18	0.16	0.11	0.14	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12
Na2O	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
K2O	0.11	0.11	0.12	1.19	1.17	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	1.11	1.18	1.17	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
F	0.11	0.14	0.16	0.11	0.16	0.11	0.11	0.11	0.11	0.16	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
Cl	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
O=F	0.11	0.16	0.17	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.18	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.18	0.11	0.11	0.11
O=Cl	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
Total	11.12	11.18	11.11	11.12	12.19	12.11	12.14	12.14	12.16	12.12	12.12	12.18	12.11	12.17	12.18	12.16	12.17	12.11	12.11	12.11
Si	28.11	27.19	27.11	27.12	27.11	27.11	27.11	27.17	27.11	27.16	27.17	27.11	27.11	27.11	27.11	27.11	27.11	27.11	27.11	27.11
Ti	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
Al	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11	21.11
Fe(2+)	21.12	19.18	19.17	18.16	18.19	17.12	17.17	17.14	17.19	17.11	17.11	17.11	17.11	17.11	17.11	17.11	17.11	17.11	17.11	17.11
Mn	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.14	0.14	0.14	0.14	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
Mg	11.11	11.14	11.18	11.18	11.11	11.11	11.14	11.14	11.11	11.11	11.18	11.11								



شکل ۵ تغییرات ترکیبی در نمونه‌های کليريت از دايک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) براساس مقادیر اکسیدهای آهن، منیزیم، آلومینیوم و سیلیسیم.



شکل ۶ همبستگی معکوس در الف) نمودار بین Al^{IV} و Si و ب) نمودار Al^{VI} نسبت به $Fe^{2+}+Mg^{2+}$ برای کليريت‌های مورد بررسی.

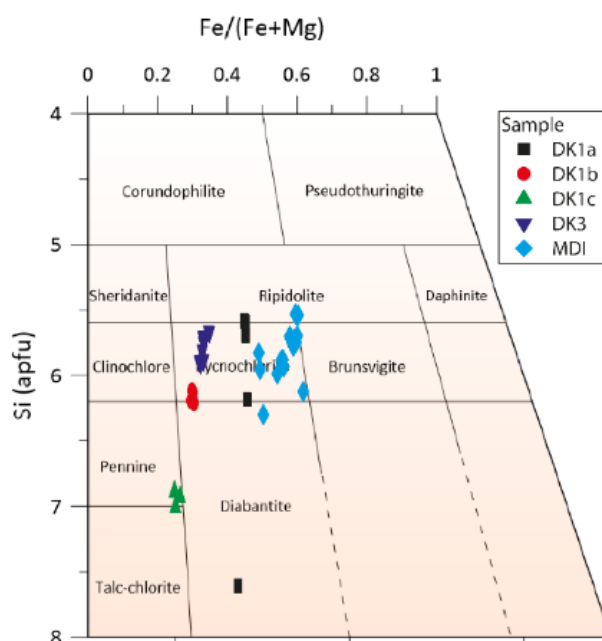
می‌شود که کليريت‌های دايک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) در گستره‌ی پیکنوکلریت و دايک‌های پورفیری (DK1c) در گستره پنین قرار دارند. در نمودار مثلی مرجع [۲۱]، نمونه‌های مورد بررسی روی خط کلینوکلر-شاموزیت واقع می‌شوند (شکل ۸ الف). بنابراین برای تفکیک شاموزیت از کلینوکلر از رده‌بندی مرجع [۲۲] استفاده شد که براین اساس، نمونه‌های دايک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b)، دیوریت پورفیری (DK3) در گستره کلینوکلر و دايک‌های ریزدیوریتی (MDI) در گستره‌ی شاموزیت قرار می‌گیرند شکل ۸ ب. همچنین برای تقسیم‌بندی کليريت بر پایه

به طور کلی، گستره تغییرات مقدار MgO و FeO در کليريت دايک‌های تاخیری معدن مس سونگون به نسبت زیاد است و روابط رشد و کاهش بین آنها وجود دارد که نشان دهنده رواج جایگزینی منیزیم و آهن در کليريت است. تغییرات مقدار سدیم، پتاسیم و کلسیم (مقدار CaO، Na₂O و K₂O) بسیار کم است. بیشتر کلسیم، سدیم و پتاسیم تقریباً به طور کامل طی مهاجرت، کليریتی شده و از بین می‌رود که درجه کليريت‌شدن سنگ دیواره را نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی آشکارا بین انواع مختلف کليريت متفاوت است.

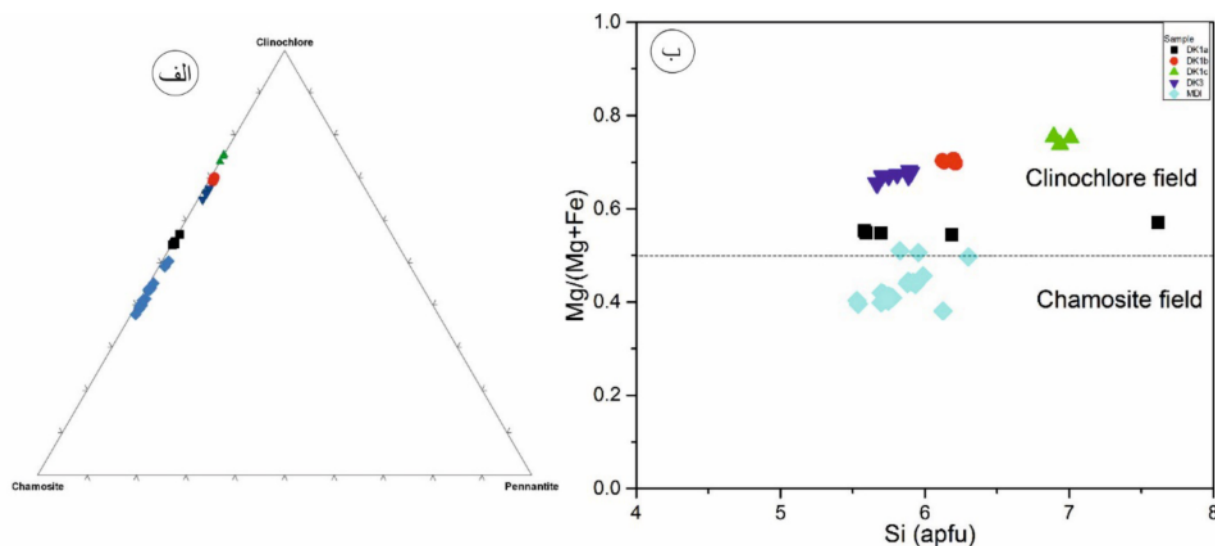
ترکیب شیمیایی کليريت‌های تجزیه‌شده بر نمودار Si نسبت به $Fe/(Mg+Fe)$ نشان شده است [۲۰] (شکل ۷). دیده

غنی‌شدگی از کلریت Fe دارند و در رده کلریت‌های سه هشت وجهی قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف و ب).
کلریت یک کانی متداول است که در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف از جمله سنگ‌های رسوبی، دگرگونی کم عیار و دگرسانی گرمایی یافت می‌شود [۱].

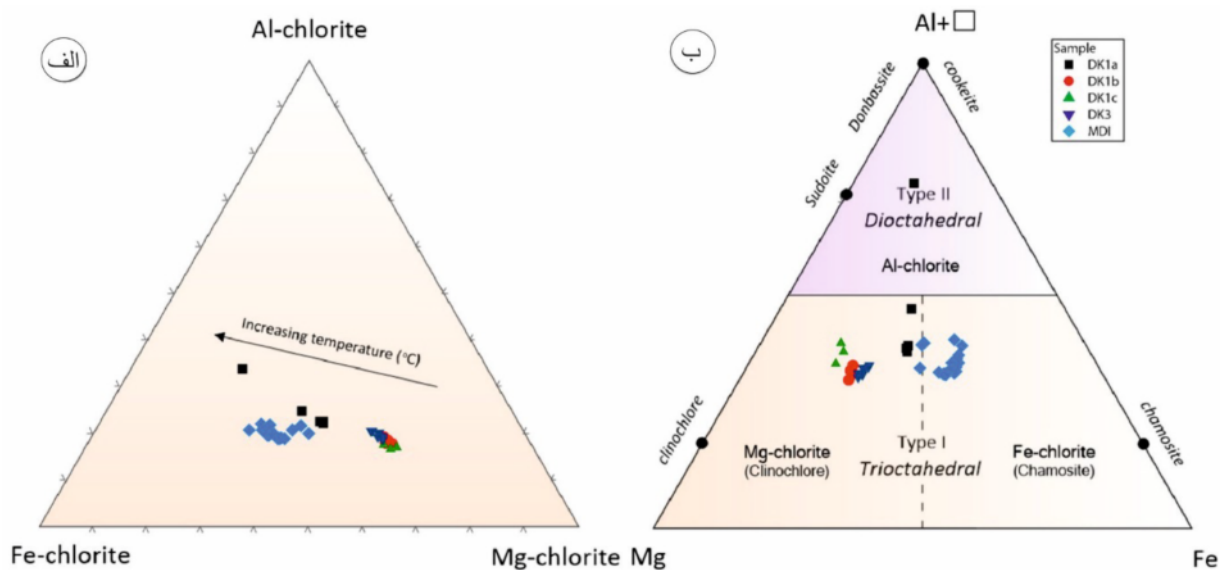
غنی بودن از Al, Fe, Mg کلریت و تفکیک دوهشت وجهی از سه هشت وجهی از نمودارهای مثلثی مراجع [۳،۱] استفاده شد که بر این اساس، کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c) و دیوریت پورفیری (DK3) غنی‌شدگی از کلریت Mg و دایک ریزدیوریتی (MDI)



شکل ۷. نمودار Si نسبت به Fe/(Mg+Fe) ترکیب کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) [۲۰].



شکل ۸. الف) نمودار مثلثی کلینوکلر، شاموزیت و پنیتیت، که کلریت‌های مورد بررسی دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و میکرودیوریتی (MDI) بر خط کلینوکلر-شاموزیت قرار می‌گیرند [۲۱]، ب) نمودار Si نسبت به Mg/(Mg+Fe) که نمونه‌های مورد بررسی بیشتر در گستره کلینوکلر قرار دارند، به جز نمونه‌های ریزدیوریتی که در گستره شاموزیت واقع هستند [۲۲].



شکل ۹ کلريت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI - الف) نمودار مثلی کلريت Mg، کلريت Fe، کلريت Al، که نمونه‌های مورد بررسی به سمت کلريت‌های منیزیم دار مایل هستند به جز ریزدیوریت‌ها که به سمت قطب آهن متمایل شده‌اند [۱]، ب) نمودار مثلی Al, Fe, Mg، که کلريت‌های دایک‌های تأخیری در گستره سه هشت وجهی و کلريت‌های منیزیم دار به جز ریزدیوریت‌ها نزدیک به سمت قطب آهن واقع هستند [۳].

دماسنجی کلريت‌ها

از آنجا که ساختار و ترکیب شیمیایی کانی کلريت می‌تواند شرایط تشکیل آن را بازتاب دهد، این کانی همواره به عنوان زمین‌دماسنج بکار گرفته شده است. در واقع عامل اصلی کنترل کننده ترکیب کلريت در محیط‌های دگرگونی و گرمایی دماست. از عواملی که رخداد جانشینی اتمی بین کاتیون‌های مختلف را تعیین می‌کند، دمای رخداد جانشینی است. در دماهای بالاتر، ارتعاش گرمایی کل ساختار بیشتر و اندازه مواضع اتمی موجود بزرگتر و در نتیجه گنجایش جانشینی اتمی بیشتر است. به این ترتیب، انتظار تغییرات ترکیبی در دماهای بالاتر نسبت به دماهای پائین‌تر بیشتر است [۲۳، ۲۴]. ویژگی افزایش جانشینی اتمی در دماهای بالا راهی برای تعیین دمای تشکیل کانی‌ها فراهم می‌آورد که خود روشی در بررسی‌های زمین-دماسنجی است. اگر درجه‌ی جانشینی اتمی برای یک کانی در دماهای مختلف تعیین شده باشد، ترکیب طبیعی آن کانی می‌تواند دمای تشکیل آن را مشخص کند. برای محاسبه‌های دماسنجی از روش‌های مختلف [۱، ۴، ۲۳، ۲۵-۳۱] استفاده شد (جدول ۳).

به طور کلی در اکثر ژئوترومترهای تجربی کلريت، مقدار Al_{IV} ترجیح داده می‌شود که با استفاده از روش هنجار سازی ۲۸ اتم اکسیژن تخمین زده شود (معادله ۷ و ۱). اما در برخی از ژئوترومترهای تجربی کلريت، روش هنجار سازی معادل ۱۴ اکسیژن برای مقدار Al_{IV} استفاده می‌شود. با مقایسه ژئوترومترهای جای خالی و اشغال اکتاهدرال (به عنوان مثال معادله ۲ و ۶)، ژئوترومترهای تجربی کلريت که بر اساس مقادیر Al_{IV} و Si_{IV} برای هنجار سازی‌های ۱۴ و ۲۸ اتم اکسیژن می‌باشند تغییرات دمای ناچیزی را نشان می‌دهند. دو ژئوترومتر کلريت منتخب، که برای روش ۱۴ (معادله ۳) و ۲۸ اتم اکسیژن (معادله ۸) ایجاد شده است [۱، ۲۱، ۲۵، ۳۲-۳۷]. مک دوول و همکاران [۳۸] نشان دادند که کاهش منظم در نسبت تهج‌های هشت وجهی، افزایش مقادیر منیزیم و آهن کل و کاهش کم مقدار آلومینیوم چاروچی (Al_{VI}) باعث افزایش دمای تشکیل بر اساس تجزیه‌های ریزپردازشی از میدان زمین‌گرمایی دریای سالتون شده است. براساس این روابط ترکیبی، کتلینو و همکاران [۲۳] یک زمین‌دماسنج تجربی محلول جامد کلريت به صورت تابعی از مقدار Al_{IV} بر پایه ۲۸ و ۱۴ اتم اکسیژن (رابطه ۱) و نیز تهیج‌های هشت وجهی (رابطه

AlIV در پاسخ به اثر محیطی برای زمین‌دماسنج محلول جامد کلریت بهبود بخشد.

کوالیریس و همکاران [۲۶] ترکیبات کلریت یک سامانه کانی‌زایی طلای در ارتباط با دم را بررسی کرده و دماهای تشکیل کلریت که براساس تجزیه‌های ریزپردازشگر الکترونی برآورد شده بودند را با دماهای همگن‌سازی میانبراهای سیال ثانویه موجود در درشت‌بلورهای کوارتز مقایسه کردند. این روش می‌تواند با یک معادله درجه دوم که بر پایه نمودار SiIV نسبت به دمای محاسبه‌شده کلریت (شکل ۱۰)، نمایش داده شود:

$$TK_{90-zi}(^{\circ}C) = 4833.96 - 2817.776 * (Si_{(O_{26})}^{IV}) + 419.858 * (Si_{(O_{26})}^{IV})^2 \quad (3)$$

(۲) ایجاد کردند. همچنین آن‌ها نشان دادند که AlIV با تهج‌های هشت وجهی همبستگی منفی داشته ولی با افزایش دمای تشکیل، همبستگی مثبت دارد.

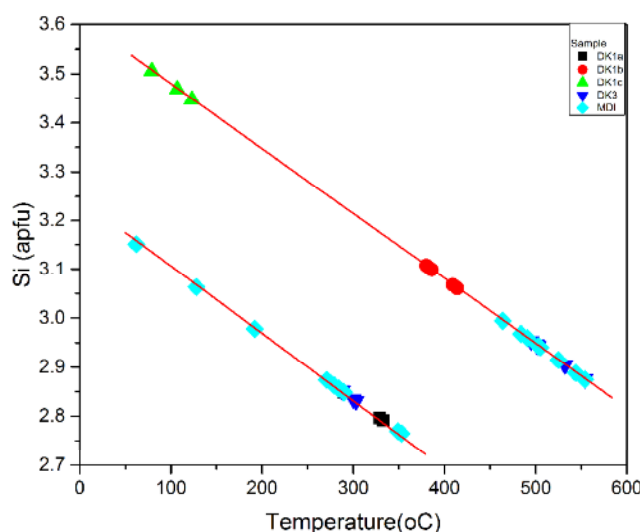
$$Eq1 \quad 106 * \left(\frac{Al_{(O_{26})}^{IV}}{Fe} \right) + 18 \quad (1)$$

$$TCN_{Si-Orthoclase}(^{\circ}C) = \frac{(Octahedralvacancy_{O_{26}} - 2.41) * 1000}{-8.57} \quad (2)$$

از آنجا که کلریت‌های با نسبت‌های Fe/(Fe+Mg) ممکن است موجب دماهای تشکیل بالاتر گردند، ضرائب تصحیح مختلف Fe/(Fe+Mg) بر اساس رابطه خطی بین AlIV و Fe/(Fe+Mg) توسط چند پژوهشگر به کار رفت تا به مقادیر

جدول ۳ روابط دماسنجی کلریت.

منبع	فرمول
[۲۳]	Eq1 $106 * (Al_{(O_{26})}^{IV}) + 18$
[۲۳]	Eq2 $\frac{(Octahedralvacancy_{O_{26}} - 2.41) * 1000}{-8.57}$
[۲۶]	Eq3 $4833.96 - 2817.776 * (Si_{(O_{26})}^{IV}) + 419.858 * (Si_{(O_{26})}^{IV})^2$
[۲۷]	Eq4 $319 * \left(Al_{(O_{26})}^{IV} + \left(0.1 * \frac{Fe}{(Fe + Mg)} \right) \right) - 69$
[۲۸]	Eq5 $\frac{(Al_{(O_{26})}^{IV} - 1.303546)}{0.004007}$
[۸]	Eq6 $\frac{((Octahedralvacancy_{O_{26}}) - 5.550)}{0.001359}$
[۸]	Eq7 $\frac{((Si_{(O_{26})}^{IV}) - 3.610)}{-0.001327} \text{ if "Al - octahedrite" } < 0.20$
[۳۰]	Eq8 $106.99 * \left(Al_{(O_{26})}^{IV} + 1.33 * \left(0.31 - \frac{Fe}{(Fe + Mg)} \right) \right) - 61.92 \text{ if } \frac{Fe}{(Fe + Mg)} < 0.31$



شکل ۱۰ نمودار SiIV-T برای تعیین دیاگرام دمای تبلور کلریت‌های انتخابی دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و میکرودیوریتی (MDI)، [۲۶] از سامانه دگرسانی.

$$TC_{93-Octahedral\ occupancy} (^{\circ}C) = \frac{((Octahedral\ occupancy_{O_{14}}) - 5.550)}{0.001359} \quad (6)$$

این روش که بر اساس رویکرد اشغال هشت وجهی است، در مقایسه با نتایج تجزیه‌های کلریت موجود، دمای تشکیل را تا حدی کمتر برآورد می‌کند.

همچنین آن‌ها مقادیر SiIV چاروجهی کلریت را با دمای تشکیل بر اساس نسبت‌های متفاوت عضو نهایی کلریت Al

(برای مثال کلریت Al کمتر از ۰.۲۰، بین ۰.۲۰ تا ۰.۲۴ و بیش از ۰.۲۴) در ارتباط می‌دانند. آنها براساس این روابط خطی، دمای تشکیل را به صورت زیر فرمول‌بندی کردند:

$$TC_{93-Si^{IV}} (^{\circ}C) = \frac{(Si_{O_{14}}^{IV}) - 3.610}{-0.001327} \text{ if "Al-chlorite" } < 0.20$$

$$TC_{93-Si^{IV}} (^{\circ}C) = \frac{(Si_{O_{14}}^{IV}) - 3.233}{-0.001327} \text{ if } 0.24 > \text{"Al-chlorite"} > 0.20$$

$$TC_{93-Si^{IV}} (^{\circ}C) = \frac{(Si_{O_{14}}^{IV}) - 2.792}{-0.000486} \text{ if } 0.24 > \text{"Al-chlorite"} \quad (7)$$

در مقایسه با زمین دماسنج اشغال هشت وجهی (رابطه ۶)، برای برآورد دمای تشکیل بر پایه مقدار SiIV رابطه (۷) همبستگی ضعیفی دارد و از این‌رو باید با احتیاط استفاده شود. همبستگی معکوسی بین دمای تبلور کلریت‌های دایک‌های تاخیری معدن مس سونگون و مقدار سیلیس آنها وجود دارد. به این ترتیب، کلریت‌های دارای سیلیس کمتر دمای تبلور بالاتر و کلریت‌های دارای سیلیس بیشتر دمای تبلور پایین‌تری دارند (شکل ۱۳). این امر می‌تواند ناشی از جانشینی سیلیس به جای آلومینیم باشد. به این ترتیب که در دمای بالاتر نخست آلومینیم وارد شبکه کلریت شده و به تدریج با کاهش دما، سیلیس جانشین آلومینیم می‌شود.

زی و همکاران [۲۹] ترکیب‌های کلریت در سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه کمرند دگرگونه سبز تیره باربرتون که شامل بازالت‌ها و داسیت‌هاست، را بررسی کرده و یک زمین-دماسنج کلریت جدید با اصلاح مقدار ۰.۳۱ در نسبت Fe/(Fe+Mg) به صورت زیر پیشنهاد کردند:

$$106.99 * \left((Al_{O_{28}}^{IV}) + 1.33 * \left(0.31 - \frac{Fe}{(Fe+Mg)} \right) \right) - 61.92 \text{ if } \frac{Fe}{(Fe+Mg)} < 0.31$$

$$106.99 * \left((Al_{O_{28}}^{IV}) + 1.33 * \left(0.31 - \frac{Fe}{(Fe+Mg)} \right) \right) - 61.92 \text{ if } \frac{Fe}{(Fe+Mg)} > 0.31 \quad (8)$$

ژووت [۲۷] یک ژئوترمومتر کلریت را (معادله ۴) با ضریب تصحیح Fe/(Fe+Mg) پیشنهاد کرد که نتایجی مشابه با روش مرجع [۴]، به ویژه برای مقدار $Fe/(Fe+Mg) < 0.6$ ، نشان می‌دهد و می‌تواند در سامانه‌هایی با دمای ۱۵۰ تا ۳۲۵ درجه سانتی‌گراد برای کلریت‌های با $Fe/(Fe+Mg) < 0.6$ استفاده شود:

(۴)

$$TJ_{91-Al^{IV}} (^{\circ}C) = 319 * \left((Al_{O_{14}}^{IV}) + \left(0.1 * \frac{Fe}{(Fe+Mg)} \right) \right) - 69$$

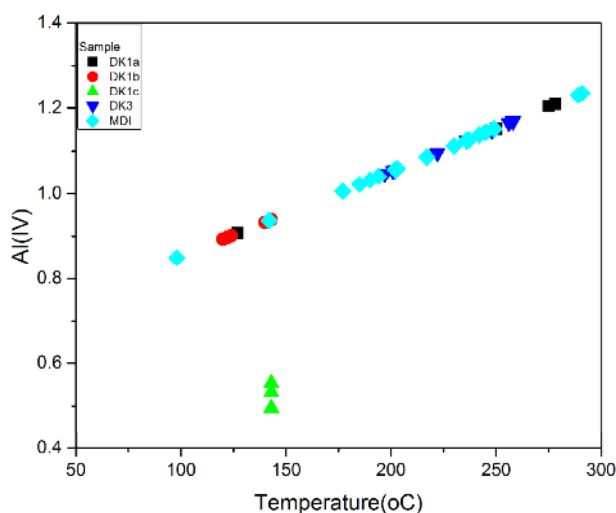
از آنجا که نسبت Fe/(Fe+Mg) در کلریت‌های دایک‌های تاخیری معدن سونگون کمتر از ۰/۶ است، از این روش زمین دماسنجی می‌توان برای همه دایک‌های تاخیری به جز DK1c استفاده کرد. بر پایه این رابطه، دمای تبلور کلریت‌های انتخابی ۱۸۳ تا ۲۹۸ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۲۳۵ درجه سانتی‌گراد است.

هیلیر و ولده [۲۸] یک زمین‌دماسنج کلریتی را بر اساس خط وایازش خطی، با ضریب همبستگی ۰/۸۴ مطرح نمودند، که برای ترکیب شیمیایی کلریت‌های درونزادی (یعنی دما پائین) محاسبه شده است:

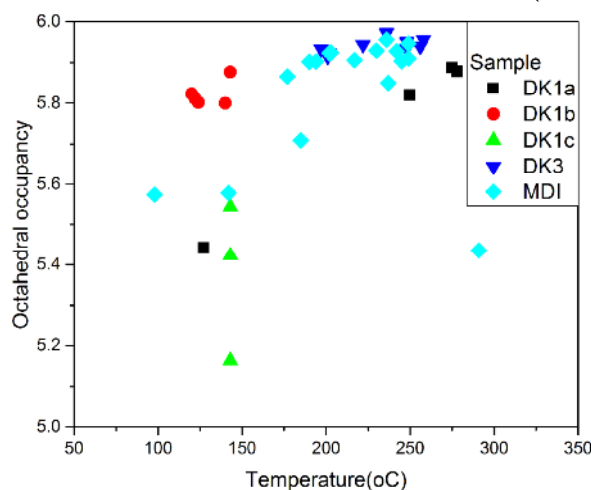
$$THV_{91-Al^{IV}} (^{\circ}C) = \frac{(Al_{O_{28}}^{IV} - 1.303546)}{0.004007} \quad (5)$$

در رابطه با جانشینی اتمی صورت گرفته در کلریت‌ها، مقدار AlIV با افزایش دما به طور منظم افزایش می‌یابد. به این ترتیب، نمودار T-AlIV برای تعیین دمای تشکیل کلریت‌ها پیشنهاد شده است (شکل ۱۱). بر این اساس، دمای تبلور کلریت‌ها در گستره ۲۹۵-۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و با میانگین ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد است.

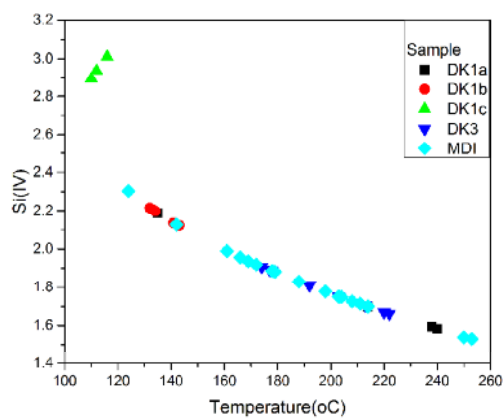
دکریات و همکاران [۱] بر پایه اشغال هشت وجهی کلریت، و نمودار اشغال هشت وجهی نسبت به دما با خط وایازش خطی با یک ضریب همبستگی به نسبت خوب ۰/۸۹ (شکل ۱۲) دمای تشکیل را محاسبه کردند:



شکل ۱۱ دمای محاسبه شده به روش مرجع [۲۸] نسبت به Al^{IV} برای کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI).



شکل ۱۲ دمای محاسبه شده به روش مرجع [۱] نسبت به اشغال هشت وجهی برای کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI).

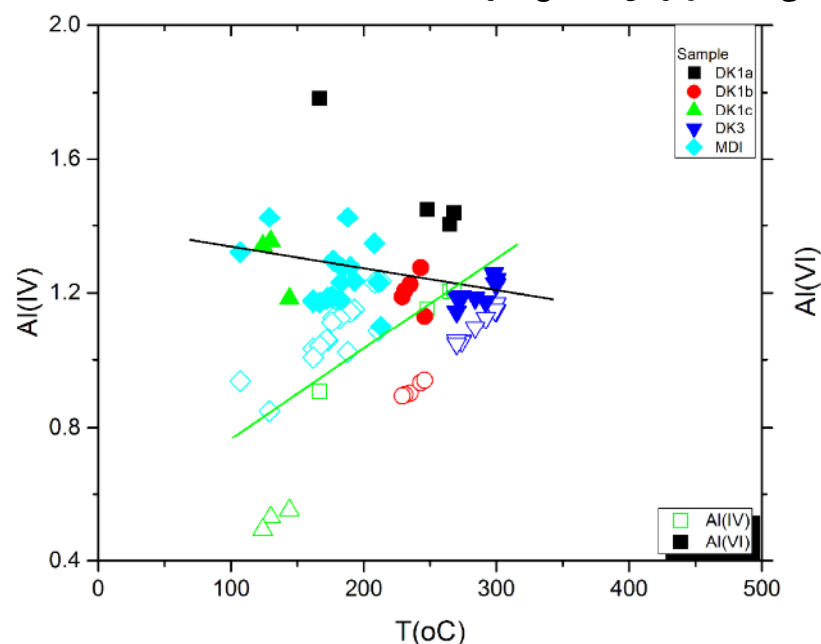


شکل ۱۳ دمای محاسبه شده به روش مرجع [۱] نسبت به Si، برای کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI).

برگزیده براساس روش ۱۴ (رابطه ۳) و ۲۸ اتم اکسیژن (رابطه ۸) هستند [۱، ۲۱، ۲۵، ۳۷]. میانگین نتایج دماسنجی کلریت‌ها به روش‌های مختلف در جدول ۴ آورده شده است. میانگین دمای تشکیل کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) به ترتیب ۲۲۱، ۲۳۷، ۱۳۳، ۲۸۷ و ۱۷۴ درجه سانتی گراد است. این دماها نشان‌دهنده اثر سیال‌های گرمایی در تشکیل کلریت هستند و نشان می‌دهد که کلریت‌های منطقه مورد بررسی را می‌توان با عملکرد سیال‌های داغ ناشی از ماگما مربوط دانست.

چنان که در شکل ۱۴ دیده می‌شود، مقدار Al_{IV} با افزایش دما به طور منظم افزایش می‌یابد.

در بیشتر زمین‌دماسنج‌های تجربی کلریت، مقدار Al_{IV} ترجیح داده می‌شود که با استفاده از روش هنجارسازی ۲۸ اتم اکسیژن برآورد شود (روابط ۱ و ۵). اما در برخی از زمین‌دماسنج‌های تجربی کلریت، روش هنجارسازی معادل ۱۴ اتم اکسیژن برای مقدار Al_{IV} استفاده می‌شود. با مقایسه زمین‌دماسنج‌های تهیجا و اشغال هشت وجهی (برای مثال روابط ۲ و ۶)، زمین‌دماسنج‌های تجربی کلریت بر پایه مقادیر Al_{IV} و Si_{IV} برای هنجارسازی‌های ۱۴ و ۲۸ اتم اکسیژن تغییرات دمایی ناچیزی را نشان می‌دهند. دو زمین‌دماسنج کلریت



شکل ۱۴ دمای محاسبه شده به روش مرجع [۳۰] نسبت به Al_{IV} و Al_{VI} برای کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI).

جدول ۴ نتایج دماسنجی (برحسب °C) کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و دایک میکرودیوریتی (MDI).

نمونه	DK1a			DK1b			DK1c			DK3			MDI		
	میانگین	کمینه	بیشینه	میانگین	کمینه	بیشینه	میانگین	کمینه	بیشینه	میانگین	کمینه	بیشینه	میانگین	کمینه	بیشینه
[۲۳]	۲۴۲	۱۹۴	۲۷۶	۲۴۹	۲۳۶	۲۶۲	۱۲۵	۱۱۸	۱۳۱	۱۴۴	۱۴۴	۱۴۴	۲۸۸	۲۹۸	۲۹۸
[۲۵]	۱۹۰	۱۲۴	۲۵۳	۱۹۹	۱۷۴	۲۲۲	۱۱۳	۱۱۰	۱۱۶	۱۱۳	۱۱۳	۱۱۳	۲۸۸	۲۹۸	۲۹۸
[۲۶]	۲۹۳	۲۱۸	۳۴۴	۲۹۶	۲۷۵	۳۱۵	۱۰۷	۹۷	۱۱۵	۱۰۷	۱۰۷	۱۰۷	۲۸۸	۲۹۸	۲۹۸
[۲۷]	۲۱۳	۹۸	۲۹۱	۲۲۹	۱۹۷	۲۵۸	۱۴۴	۱۴۴	۱۴۴	۱۴۴	۱۴۴	۱۴۴	۲۸۸	۲۹۸	۲۹۸
[۱]	۲۲۲	۱۷	۲۹۸	۲۸۸	۲۶۹	۳۱۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲۸۸	۲۹۸	۲۹۸
[۲۹]	۱۷۴	۱۰۷	۲۱۳	۲۸۷	۲۷۰	۳۰۰	۱۳۳	۱۲۴	۱۴۴	۱۲۴	۱۲۴	۱۲۴	۲۸۷	۲۷۰	۲۷۰

قدردانی

نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برخوردار بوده-
اند، که شایسته است سپاس و قدردانی خود را از آنان ابراز
دارند.

مراجع

- [1] De Caritat P., Hutcheon I.A.N., Walshe J.L., "Chlorite Geothermometry: A Review", *Clays Clay Miner.* 1993, 41, 219–239.
- [2] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "Rock Forming Minerals: Layered Silicates Excluding Micas and Clay Minerals", Volume 3B.; Geological Society of London, 2009.
- [3] Zane A., Weiss Z., "A Procedure for Classifying Rock-Forming Chlorites Based on Microprobe Data", *Rend. Lincei* 1998, 9, 51–56, doi:10.1007/bf02904455.
- [4] Cathelineau M., "Cation Site Occupancy in Chlorites and Illites as Function of Temperature", *Clay Miner.* 1988, 23, 471–485.
- [5] Inoue A., Kurokawa K., Hatta T., "Application of Chlorite Geothermometry to Hydrothermal Alteration in Toyoha Geothermal System", *Southwestern Hokkaido, Japan. Resour. Geol.* 2010, 60, 52–70.
- [6] Bourdelle F., Parra T., Beyssac O., Chopin C., Vidal O., "Clay Minerals as Geo-Thermometer: A Comparative Study Based on High Spatial Resolution Analyses of Illite and Chlorite in Gulf Coast Sandstones (Texas, USA)", *Am. Mineral.* 2013, 98, 914–926.
- [7] Inoue A., Meunier A., Patrier-Mas P., Rigault C., Beaufort D., Vieillard P., "Application of Chemical Geothermometry to Low-Temperature Trioctahedral Chlorites", *Clays Clay Miner.* 2009, 57, 371–382.
- [8] Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O., "A New Chlorite Geothermometer for Diagenetic to Low-Grade Metamorphic Conditions", *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2013, 165, 723–735.
- [9] Shahrokhi S., "Mineralogy, Geochemistry and Geothermometry of Chlorite in Malvak Area (South of Malayer-Iran)", *Sci. Q. J. Geosci.* 2021, 31, 149–162, doi:10.22071/gsj.2020.211497.1734.
- [10] Samerhe Alavi, Amir Ali Shabai S.N. F., "Composition and Geothermometry of Chlorite Replacing Biotite in Naqadeh and Pasve Granitoid Intrusions. Iran", *J. Crystallogr. Mineral.* 2014, 22.
- [11] Alipour Emam Ali, "R.I. Mineral Chemistry of Chlorite as a Method for Geothermometry of

نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت محترم پژوهشی پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، دانشگاه تبریز و سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برخوردار بوده اند، که شایسته است سپاس و قدردانی خود را از آنان ابراز دارند.

برداشت

کلریت‌های موجود در دایک‌های DK1a, DK1b, DK1c, ریزدیوریت و DK3 در دماهای به ترتیب ۲۸۷، ۱۳۳، ۲۳۷، ۲۲۱ و ۱۷۴ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. میانگین دمای تشکیل کلریت‌های دایک‌های تاخیری به میانگین دمای تشکیل کلریت‌های برآمده از دگرسانی در توده‌های مختلف نزدیک است. این امر نشان دهنده اثر سیال‌های گرمایی در تشکیل کلریت بوده است. همچنین، سیال‌های گرمایی برآمده از ماگما در شکل‌گیری کلریت مؤثر و از نوع کلریت‌های گرمایی بوده‌اند. بررسی روابط بین اکسیدهای تشکیل‌دهنده کلریت‌ها و دمای تبلور آن‌ها در دایک‌های تأخیری سونگون نشان می‌دهد که میان مقدار SiO₂ و دمای تبلور آن‌ها همبستگی وارون و شدیدی وجود دارد، به طوری که با افزایش سیلیس، دمای تبلور کاهش می‌یابد به بیان دیگر، می‌توان گفت که کلریت‌هایی که در دماهای بیشتری تشکیل می‌شوند، سیلیس کمتری در ترکیب خود دارند. بررسی کلریت‌های دایک‌های تأخیری سونگون نشان داده است که همبستگی مثبت بسیار جالب‌توجهی بین مقدار Al در جایگاه چاروچی و دمای تبلور کلریت‌ها وجود دارد، به طوری که مقدار Al(IV) با افزایش دما به‌طور منظم افزایش می‌یابد. کلریت‌های موجود در سنگ‌های با دگرسانی کمتر دارای مقدار Mg+Fe کمتری نسبت به کلریت‌های موجود در سنگ‌های با دگرسانی بیشتر هستند. افزایش شدت دگرسانی باعث کاهش AlVI و افزایش AlIV می‌شود. افزایش شدت دگرسانی گرمایی باعث کاهش AlVI فضاهای تهیجاها در جایگاه هشت وجهی و افزایش AlIV و مقدار کاتیون‌ها در جایگاه هشت وجهی می‌شود.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، دانشگاه تبریز و سازمان توسعه و

- [23] Cathelineau M., Nieva D., *A Chlorite Solid Solution Geothermometer the Los Azufres (Mexico) Geothermal System*, Contrib. to Mineral. Petrol. 1985, 91, 235–244.
- [24] Klein C., Hurlbut J.R., “*C.S. Manual of Mineralogy*”, John Wiley & Sons. Inc., New York 1999.
- [25] Kranidiotis P., MacLean W.H., “*Systematics of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami*”, Quebec. Econ. Geol. 1987, 82, 1898–1911.
- [26] Kavalieris I., Walshe J.L., Halley S., Harrold B.P., “*Dome-Related Gold Mineralization in the Pani Volcanic Complex, North Sulawesi, Indonesia; a Study of Geologic Relations*”, Fluid Inclusions, and Chlorite Compositions. Econ. Geol. 1990, 85, 1208–1225.
- [27] Jowett E.C., “*Fitting Iron and Magnesium into the Hydrothermal Chlorite Geothermometer. In Proceedings of the GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting*”, Toronto, May 27-29, 1991, Program with Abstracts 16; 1991.
- [28] Hillier S., Velde B., “*Octahedral Occupancy and the Chemical Composition of Diagenetic (Low-Temperature) Chlorites*”, Clay Miner. 1991, 26, 149–168, doi:10.1180/claymin.1991.026.2.01.
- [29] Zang W., Fyfe W.S., “*Chloritization of the Hydrothermally Altered Bedrock at the Igarapé Bahia Gold Deposit, Carajás*”, Brazil. Miner. Depos. 1995, 30, 30–38.
- [30] Xie X., Byerly G.R., Ferrell J.R., “*R.E. IIb Trioctahedral Chlorite from the Barberton Greenstone Belt: Crystal Structure and Rock Composition Constraints with Implications to Geothermometry*”, Contrib. to Mineral. Petrol. 1997, 126, 275–291.
- [31] El-Sharkawy M.F., “*Talc Mineralization of Ultramafic Affinity in the Eastern Desert of Egypt*”, Miner. Depos. 2000, 35, 346–363.
- [32] Klein E.L., Harris C., Giret A., Moura C.A. V., “*The Cipoeiro Gold Deposit, Gurupi Belt, Brazil: Geology, Chlorite Geochemistry, and Stable Isotope Study*”, J. South Am. Earth Sci. 2007, 23, 242–255.
- [33] Zimák J., Novotný P., Dobeš P., “*Hydrothermal Mineralization at Domašov Nad Bystřicí in the Nízký Jeseník Uplands*”, Bull. Geosci. 2005, 80, 213–221.
- [34] Nimis P., Tesalina S.G., Omenetto P., *Hydrothermal Alteration from Qezildash Sulfide Deposit*, NW IRAN. Iran. J. Crystallogr. Mineral. 2010, 18.
- [12] Stocklin J., “*Structural History and Tectonics of Iran*”, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1968, 52, 1229–1258.
- [13] Mehrpartou M., “*Contributions to the Geology*”, Geochemistry, Ore Genesis and Fluid Inclusion Investigations on Sungun Cu-Mo Porphyry Deposit (North-West of Iran). 1993.
- [14] Hassanpour S., “*Metallogeny and Mineralization of Copper and Gold in Arasbaran Zone (Eastern Azerbaijan)*”, PhD Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran (in Persian with English abstract), 2010.
- [15] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L., “*Temporal-Spatial Distribution and Tectonic Setting of Porphyry Copper Deposits in Iran: Constraints from Zircon U-Pb and Molybdenite Re-Os Geochronology*”, Ore Geol. Rev. 2015, 70, 385–406.
- [16] Kamali A., Moayyed M., Amel N., Hosseinzadeh M.R., “*Mineralogy and Mineral Chemistry of Quartz-Dioritic Dykes of Sungun Mo-Cu Porphyry Deposit (NW Iran) Iran*”, J. Crystallogr. Mineral. 2017, 25, 123–138.
- [17] Kamali A.A.A.A., Moayyed M., Amel N., Mohammad F., Brenna M., Saumur B.M.B.M.B.M., Santos J.F.J.F., “*Mineralogy, Mineral Chemistry and Thermobarometry of Post-Mineralization Dykes of the Sungun Cu-Mo Porphyry Deposit (Northwest Iran)*”, Open Geosci. 2020, 12, 764–790, doi:10.1515/geo-2020-0009.
- [18] Collins L.G., “*Hydrothermal Differentiation*”, Theophrastus Publication 1988.
- [19] Kamali A., Moayyed M., Amel N., Hosseinzadeh M.R., “*Mineral Chemistry and Geochemistry of Lamprophyric Dykes in the Sungun Cu-Mo Porphyry Deposit (Varzaghan-Northwestern Iran)*”, Ulu-m-I Zamin 2017, 26, 73–90.
- [20] Hey M.H., “*A New Review of the Chlorites*”, Mineral. Mag. J. Mineral. Soc. 1954, 30, 277–292.
- [21] Ciesielczuk J.M., “*Chlorite of Hydrothermal Origin Formed in the Strzelin and Borów Granites (Fore-Sudetic Block, Poland)*”, Geol. Q. 2012, 56, 333–344, doi: http://dx. doi. org/10.7306/gq. 1025.
- [22] Chabu M., “*The Geochemistry of Phlogopite and Chlorite from the Kipushi Zn-Pb-Cu Deposit, Shaba, Zaire*”, Can. Mineral. 1995, 33, 547–558.

H., Demaiffe D., “Mineralogy and Geothermometry of Gabbro-Derived Listvenites in the Tisovita-Iuti Ophiolite, Southwestern Romania”, Can. Mineral. 2009, 47, 81–105.

[37] Grosch E.G., Vidal O., Abu-Alam T., McLoughlin N., “P–T Constraints on the Metamorphic Evolution of the Paleoarchean Kromberg Type-Section, Barberton Greenstone Belt, South Africa”, J. Petrol. 2012, 53, 513–545.

[38] McDowell S.D., Elders W.A., “Authigenic Layer Silicate Minerals in Borehole Elmore 1, Salton Sea Geothermal Field, California, USA”, Contrib. to Mineral. Petrol. 1980, 74, 293–310.

Tartarotti P., Lerouge C., “Phyllosilicate Minerals in the Hydrothermal Mafic–Ultramafic-Hosted Massive-Sulfide Deposit of Ivanovka (Southern Urals): Comparison with Modern Ocean Seafloor Analogues”, Contrib. to Mineral. Petrol. 2004, 147, 363–383.

[35] Zachariáš J., Novák T., “Gold-Bearing Quartz Veins of the Bělčice Ore District, Bohemian Massif: Evidence for Incursion of Metamorphic Fluids into a Granodiorite Body and for Isothermal Mixing between Two Types of Metamorphic Fluids”, J. Geosci. 2009, 54, 57–72.

[36] Plissart G., Féménias O., Mărunțiu M., Diot