

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و تعیین دمای تشکیل کلریت در ناحیه ملوک (جنوب ملایر - ایران)

سیدوحید شاهرخی*

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۰/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۵/۱۹

چکیده

ترکیب شیمیایی کانی‌های گروه کلریت منعکس‌کننده شرایط فیزیکی شیمیایی تبلور و تشکیل آنها می‌باشد. تجزیه شیمیایی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت توسط دستگاه الکترون میکروپروب، بر پایه ۳۰ نقطه از ۸ نمونه سنگ مورد استفاده قرار گرفت. بر این اساس، ترکیب نمونه‌های کلریت از نوع ریدولیت-پیکنوکلریت است. کسر مولی در فاز بین لایه‌ای (Xc)، در محدوده ۰/۹۷ تا ۰/۹۹ قرار دارد که نمایانگر نبود کامل لایه‌های اسمکتیت و خلوص کامل کلریت است. محاسبه فرمول ساختاری کلریت‌های ناحیه ملوک نشان می‌دهد که تعداد اتم سیلیسیم در محدوده ۲/۶۴ تا ۲/۹۱ اتم در واحد فرمولی (apfu) و مجموع کاتیون‌های هشت وجهی ۶ اتم در واحد فرمولی (apfu) می‌باشد. به این ترتیب، کلریت‌های ناحیه ملوک از نوع هشت وجهی سه‌گانه می‌باشند. پائین بودن محتوای تیتانیوم کلریت‌ها، حضور کانی‌های تیتانیوم‌دار همرشد با رخ‌های کلریت و وجود قالب بلوری بیوتیت اولیه دگرسان‌شده شاهدهی برای دگرسانی بیوتیت به کلریت است. میانگین دمایی کلریت‌های ناحیه ملوک ۳۴۰ °C است که با دمای حاصل از زمین‌دماسنجی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت مطابقت دارد. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد سیالات گرمایی نوع مزوترمال حاصل از توده گرانیتویدی در ناحیه مورد مطالعه در تشکیل کلریت مؤثر بوده است. همچنین عملکرد دگرگونی ناحیه‌ای نقش مهمی در شکل‌گیری کلریت در ناحیه ملوک داشته است.

کلیدواژه‌ها: کلریت، زمین‌دماسنجی، کسر مولی، دگرسانی، اسمکتیت، ملوک.

***نویسنده مسئول:** سیدوحید شاهرخی

E-mail: Vahid.Shahrokhi@Gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

ترکیب شیمیایی گسترده کانی‌های گروه کلریت نشان‌دهنده شرایط فیزیکی شیمیایی تبلور آنها می‌باشد (Klein et al., 1999). کانی‌های گروه کلریت شامل کلینوکلر، ریدولیت، شاموزیت، پیکنوکلریت، پنازیت، دیاباتیت و سودویت است که محلول جامد گسترده‌ای را تشکیل می‌دهند (Klein et al., 1999). این کانی که زیرعنوان تالک شناخته شده است به عنوان یک کانی سیلیکات ورقه‌ای، شامل تناوبی از لایه‌های چهاروجهی - هشت وجهی - چهاروجهی (T-O-T) با میان‌لایه‌های هشت‌وجهی بروسیت مانند $(\text{OH})_6(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \dots)$ می‌باشد. ترکیب شیمیایی وسیع و گسترده کلریت‌ها نشانگر محیط زمین‌شناختی بسیار متنوع تشکیل این کانی است (Cathelineau and Nieva, 1985; Bailey, 1988; Cathelineau, 1988; Battaglia, 1999; Schmidt et al., 1999; Vidal and Parra, 2005; Plissart and Féménias, 2009; Morad et al., 2011). کلریت در دمای بیش از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار چند کیلو بار به وسیله سیالات دوتریک (Deuteric alteration) یا گرمایی و یا از طریق اضافه شدن عناصر به درون سنگ (دگرنهادی) بوجود می‌آید (Lopez-Margaria et al., 2002). این کانی در سنگ‌های آذرین به عنوان محصول دگرسانی کانی‌های فرومیزین همانند پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت، همچنین در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با درجه متوسط تا پائین تشکیل می‌شود (Caritat et al., 1993; Klein et al., 1999; Mata et al., 2001; Lopez-Margaria et al., 2002).

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که دمای تبلور کلریت به شدت متأثر از متغیرهای شیمیایی مانند آلومینیم، آهن و منیزیم است. به عنوان نمونه آلومینوم دو جایگاه چهاروجهی (تراندری) و هشت وجهی (اکتاندری) را اشغال می‌کند (McDowell and Elders, 1980; Cathelineau and Nieva, 1985; Cathelineau, 1988). در این راستا کلریت‌های کمر بند آتشفشانی کوآرتز مکزیک در ناحیه لوز آزوفرس (los azufres) و همچنین کلریت‌های ناحیه زواری جان واقع در زون سندج - سیرجان همبستگی مثبت بین AIIV و دمای تبلور کلریت را نشان می‌دهند (Bloodate et al., 1999; امامعلی‌پور و رسا، ۱۳۸۹؛ کردی و شاهرخی، ۱۳۹۸). به

منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و سازوکار تشکیل کلریت‌ها از دگرسانی گرمایی بیوتیت به کلریت در سنگ‌های گرانیتی استفاده شده است (Morad et al., 2011; Bloodate et al., 1999). داده‌های دمایی حاصل از زمین‌دماسنجی کلریت به کمک داده‌های به دست آمده از زمین‌دماسنجی سیالات درگیر تأیید شده است (کردی و شاهرخی، ۱۳۹۸؛ امامعلی‌پور و رسا، ۱۳۸۹؛ Cathelineau and Nieva, 1985; Cathelineau, 1988).

هدف از این مقاله، مطالعه کانی‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی، شیمی کانی و سازوکار تشکیل کلریت است. همچنین به منظور ارزیابی دمای تشکیل، روش متداول زمین‌دماسنجی کلریت به عنوان محصول دگرسانی گرمایی کانی بیوتیت مورد استفاده قرار گرفته و دمای سیالات گرمایی مؤثر در تشکیل کلریت شیبست‌های ناحیه ملوک برآورد شده است.

۲- روش پژوهش

به منظور مطالعه کلریت‌های موجود در ناحیه مورد مطالعه، نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف منطقه دگرسان که میزبان کانی کلریت بودند، صورت گرفت. به منظور اجتناب از برداشت نمونه‌های هوازده سطحی، نمونه‌ها از دو ترانسه هریک به طول تقریبی ۱۵۰ متر و ۱۴ چاهک به عمق دو متر در ناحیه دگرسان که به منظور عملیات اکتشاف و استخراج معدن ملوک حفر شده‌اند برداشت شده است. ناحیه مورد مطالعه معدن کلریت ملوک است که به اشتباه در معدن کاری به تالک ملوک معروف است. ترکیب کانی‌شناسی سنگ دگرسان بر اساس آنالیز ۳۰ نمونه از ترانسه و ۱۴ نمونه از چاهک‌ها به روش پراش اشعه ایکس (XRD) و پس از تهیه و مطالعه مقاطع نازک - صیقلی با میکروسکوپ پلاریزان عبوری انعکاسی Nikon مدل E200 مجهز به سیستم مائیتورینگ در دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد انجام شده است. برای تعیین ترکیب، نوع و منشأ کلریت در سنگ‌های مختلف ناحیه ملوک، پس از مطالعه پتروگرافی و کانی‌شناسی مقاطع نازک - صیقلی، تعداد ۳۰ نقطه از کلریت‌ها در ۵ نمونه جهت آنالیز به روش الکترون میکروپروب انتخاب شد. آنالیز

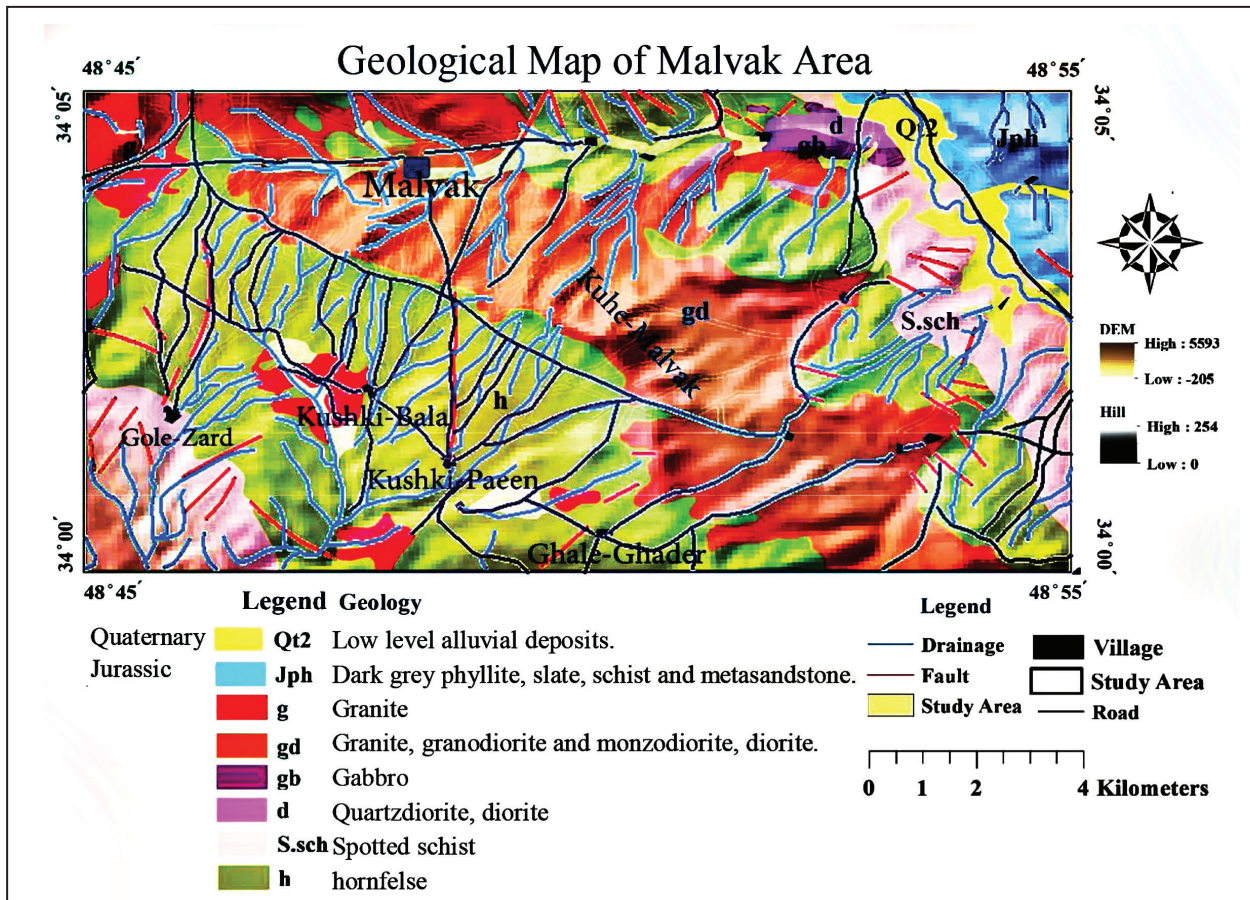
آهن و منگنز بر پایه بررسی‌های ساختار بلوری کلریت، دو ظرفیتی در نظر گرفته شد، زیرا بررسی‌ها نشان داده‌اند که این متداول‌ترین ظرفیت منگنز و آهن در کلریت است (Bloodate et al., 1999). از طرف دیگر به دلیل عدم توانایی دستگاه، محاسبه نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} امکان‌پذیر نبود (جدول ۱).

۳- موقعیت جغرافیایی

ناحیه ملوک در جنوب استان همدان و در جنوب شهرستان ملایر بین طول جغرافیایی $48^{\circ} 45'$ تا $48^{\circ} 55'$ خاوری و عرض جغرافیایی $34^{\circ} 00'$ تا $34^{\circ} 05'$ شمالی، در برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ ملایر واقع شده‌است (شکل ۱).

نقطه‌ای (EPMA) کلریت‌های انتخابی با استفاده از دستگاه CAMECA-SX-100 و استانداردهای مختلف در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به انجام رسید. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ کیلو الکترون ولت (KeV) و شدت جریان ۲۰ نانو آمپر (nA) بوده است. از استانداردهای ژادیت سیلیکاتی برای سدیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز، ولاستونیت برای کلسیم، فلدسپار قلیایی برای سدیم و آلومینیوم استفاده شده است.

خطای آنالیز برای عناصر اصلی حدود ۱٪ و برای عناصر فرعی حدود ۵٪ است. فرمول ساختاری براساس ۱۴ اکسیژن، با فرض مقدار استوکیومتری H_2O به صورت $OH+F+Cl=16$ apfu یعنی (OH) (اتم در واحد فرمول) محاسبه شد. کاتیون‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ناحیه ملوک بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ (جعفریان و پدرام، ۱۳۷۸).

۴- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

فیلیت‌های همدان بالاترین بخش از ردیف دگرگونی را تشکیل داده، و بیشتر شامل اسلیت و فیلیت با تنوع کانی‌شناسی و بافتی ناچیز و در حد رخساره شیست‌سبز (زون کلریت) می‌باشند (احمدی‌خلجی، ۱۳۷۸؛ محمودی و همکاران، ۱۳۹۷؛ حیدریان منش و همکاران، ۱۳۹۵؛ طهماسبی و همکاران، ۱۳۹۵). پیدایش توده گرانیتوئیدی بروجرد و تزریق آنها درون فیلیت‌های همدان مهمترین رویداد زمین‌شناسی در این ناحیه است که باعث ایجاد مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شده است که با شیست لکه دار شروع شده و به هورنفلس و میگماتیت ختم می‌شوند (کردی و همکاران، ۱۳۹۷؛ AhmadiKhalaji et al., 2007؛ احمدی خلجی، ۱۳۸۵). نهشته‌های آهکی دگرگون شده بر روی فیلیت‌ها حاوی آمونیت‌هایی به سن توآرسین (ژوراسیک زیرین) می‌باشند (واعظی‌پور و اقلیمی، ۱۳۶۴). به این ترتیب، سن نهشته‌شدن فیلیت‌ها، تریاس بالا-ژوراسیک زیرین در نظر گرفته شده است (رادفر، ۱۳۶۳). فیلیت‌ها، تغییرات

این ناحیه در نقشه زمین‌شناسی ساختاری بخشی از پهنه سنندج-سیرجان بوده (Zadmehr and Shahrokhi, 2019; stocklin, 1968) و در زیر پهنه بیستون واقع شده است. این زیر پهنه شامل کربنات‌های محیط کم عمق دریا به سن تریاس پسین تا کرتاسه پسین می‌باشد (محجل و سهندی، ۱۳۷۸). علیرغم وجود فعالیت شدید تکتونیکی که باعث ایجاد پیچیدگی‌هایی در زمین‌شناسی این ناحیه شده‌است، می‌توان ردیفی از سنگ‌ها را تشخیص داد به طوری که قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در این ناحیه متعلق به پالئوزوئیک است. پس از آن متاولکانیک‌ها با درون لایه‌هایی از مرمهرای نازک تا ضخیم لایه تریاس و نهشته‌های مشتعل بر آبرفت‌های هولوسن است (رادفر، ۱۳۶۶؛ شاهرخی و همکاران، ۱۳۹۷؛ شاهرخی و زارعی سهامیه، ۱۳۹۲). تغییرات جانبی لایه‌ها به دلیل به هم‌ریختگی تکتونیکی، دگرشکلی‌های متعدد و یکنواختی توالی رسوبات در مقیاس ناحیه‌ای به راحتی قابل پیگیری نیست (شاهرخی و زارعی سهامیه، ۱۳۹۲). سنگ‌های پلیتی دگرگون شده موسوم به

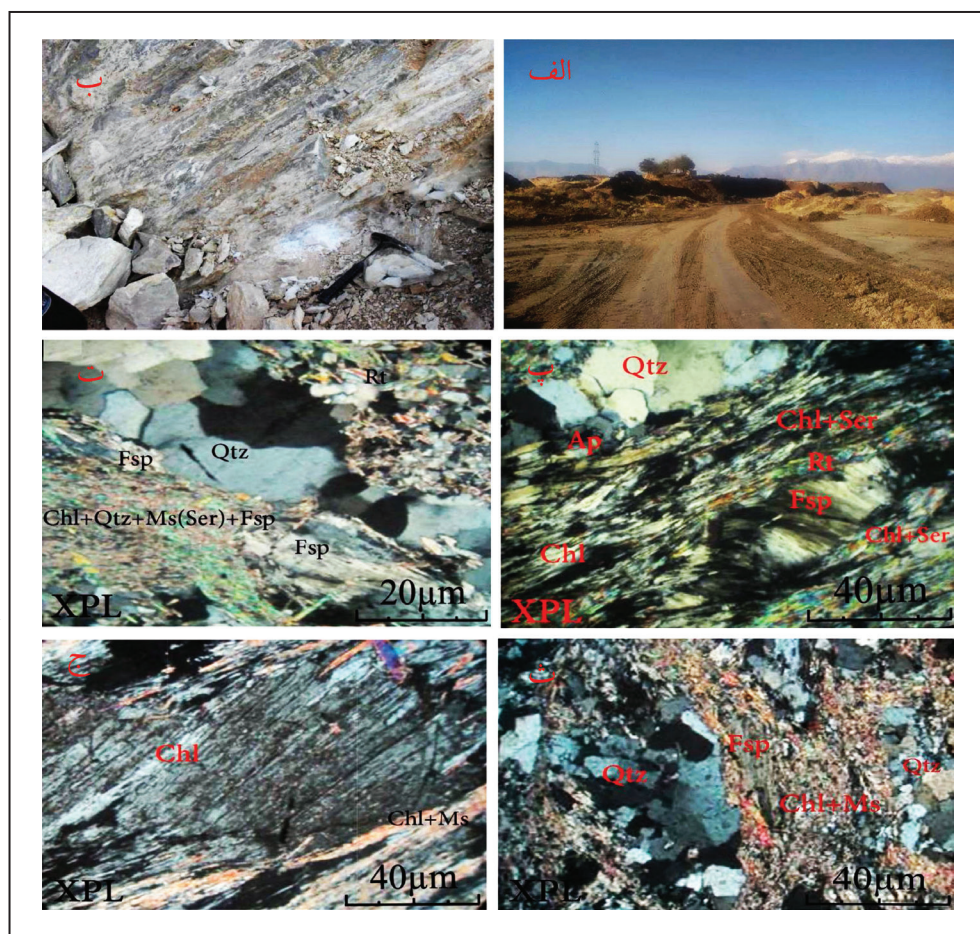
سنگ‌های موجود در ناحیه مورد مطالعه که در رخساره شیست سبز پایینی تشکیل شده‌اند، تحت اثر دگرگونی و دگرشکلی، دارای ساخت و بافت شکل‌پذیر و گاهی شکنا بوده و به‌طور عمده از مسکوویت-کلریت تشکیل شده‌اند (شکل ۲-ب). رخ اسلیتی و شیستوزیته در همه جای واحدهای سنگی ژوراسیک مشاهده می‌شود و گاهی چنان غالب است که باعث از بین رفتن کامل طبقه‌بندی شده است. امتداد غالب شیستوزیته تقریباً N45W است. بخش‌های روشن سنگ مسکوویت-کلریت شیست، عمدتاً بر اثر دگرگونی ناحیه‌ای و در طی تبلور مجدد شکل گرفته و به‌صورت مجموعه بلورهای با ساختار سیگموییدی است که از کوارتزهای ریز تا متوسط‌دانه به همراه فلدسپار و مقادیر اندکی از اسفن، روتیل و آپاتیت تشکیل شده است. کوارتزهای ریزدانه و کلریت به صورت سایه فشار در حاشیه کم‌فشار سیگموندی‌های کوارتز قابل مشاهده است. همچنین خاموشی موجی در بقایای پورفیروکلاست‌های کوارتز اولیه قابل تشخیص است (شکل ۲-پ). بلورهای آلکالی فلدسپار با دگرسانی کاتولینیتی و هم رشد با کلریت قابل مشاهده است (شکل ۲-ت). بر این اساس می‌توان گفت دگرسانی بیوتیت به کلریت که با تهی‌شدگی K_2O و کاهش SiO_2 همراه بوده، منجر به تشکیل فلدسپار پتاسیم شده است (Czarnaske, 1981). نوارهای تیره کلریت-سریسیت-مسکوویت همراه با مقادیر کمی کوارتز ریزبلور و پراکنده مجموعه‌های کوارتزی را دربر گرفته و از برگوارگی سنگ کاملاً تبعیت می‌نمایند (شکل ۲-ث).

کلریت به‌شکل درشت‌بلور و گاهی به‌شکل سوزنی و بسیار باریک در زمینه سنگ مسکوویت-کلریت شیست قابل مشاهده است (شکل ۲-ج).

بافتی محسوسی ندارند. اما با نزدیک شدن به توده نفوذی، تغییرات بافتی و کانی‌شناسی نشان داده و در آنها بیوتیت ظاهر می‌شود. پیدایش بیوتیت به عنوان آغاز دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته می‌شود (احمدی خلجی، ۱۳۸۵). با توجه به پاراژنز کانی‌ها شامل مسکوویت و کلریت، این سنگ‌ها در حد رخساره شیست سبز (زون کلریت) بوده، و در دمای ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد دگرگون شده‌اند (Hyndman, 1985). سن این گرانیتوئیدها بر اساس روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، ژوراسیک میانی (AhamadiKhalaji et al., 2007؛ احمدی خلجی، ۱۳۸۵؛ Mahmoudi et al., 2011) و بر اساس روش Rb-Sr بر روی کانی مسکوویت، کرتاسه زیرین (حدود ۱۲۰ Ma) تعیین شده است (Masoudi, 1997؛ Masoudi et al., 2002). توالی تریاس بالا-ژوراسیک در جنوب خاوری محدوده مورد مطالعه توسط کنگلومرا و ماسه سنگ پیشرونده کرتاسه پوشیده شده است (لطفی و شاهرخی، ۱۳۸۲). فعالیت‌های ماگمایی و همچنین پدیده‌های دگرگونی ساختار زمین‌شناسی منطقه را تحت تأثیر قرار داده و نقش اساسی در شکل‌گیری کلی مورفولوژی منطقه داشته‌است (زارعی سهامیه و همکاران، ۱۳۸۶).

۵- ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی واحدهای کلریت‌دار

خصوصیات صحرایی و سنگ‌شناسی واحدهای سنگی موجود در ناحیه ملوک شامل مجموعه‌های گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱). بر این اساس کلریت در بخش‌های مختلف منطقه از جمله اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و گرانیت‌های مجاور آنها قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۲-الف).



شکل ۲- الف) تصویر صحرایی از معدن کلریت ملوک (دید به سمت خاور)؛ ب) تصویر بخشی از ترانسه شماره یک معدن؛ پ) بافت دگرگونه سنگ شامل مجموعه‌های ریز تا متوسط بلور و تبلور مجدد یافته کوارتز با فرم سیگموییدی در میان مجموعه‌های جهت‌بافته از ریزبلورهای مسکوویت و کلریت (نور عبوری XPL)؛ ت) بلور فلدسپار با ادخال‌هایی از سریسیت-مسکوویت در زمینه‌ای از مسکوویت و کلریت (نور عبوری XPL)؛ ث) نوارهای تیره کلریت-سریسیت-مسکوویت همراه با مقادیر کمی کوارتز ریزبلور و پراکنده (نور عبوری XPL)؛ ج) درشت بلورهای کلریت حاوی رخ‌های مشخص، در میان از مسکوویت و کلریت (نور عبوری XPL) علائم اختصاری (Siiivola J., Schmid, 2017). کلریت (Chl)- مسکوویت (Ms)- سریسیت (Ser)- کوارتز (Qtz)- فلدسپار (Fsp)- روتیل (Rt)- اسفن (Spn)- زیرکن (Zrn).

مقادیر این مجموعه‌های لوکوکسنی، بسیار ناچیز است (شکل ۳-ث). گارنت گاهی در مقادیر بسیار اندک و به صورت بلورهای ریز در بعضی مقاطع در سنگ‌های مسکوویت-کلریت شیست قابل مشاهده است که می‌تواند ناشی از پایین بودن فشار لازم برای تشکیل گارنت و یا فقیر بودن سنگ اولیه از منیزیم باشد (Yardley, 1989). زیرکن به صورت تک بلورهای دانه پراکنده و عمدتاً خودشکل و گاهی نیمه‌شکل دار و در مقادیر ناچیز به ابعاد تا ۰/۳ میلی‌متر در میان بخش‌های حاوی کلریت-مسکوویت قابل تشخیص است (شکل ۳-ج).

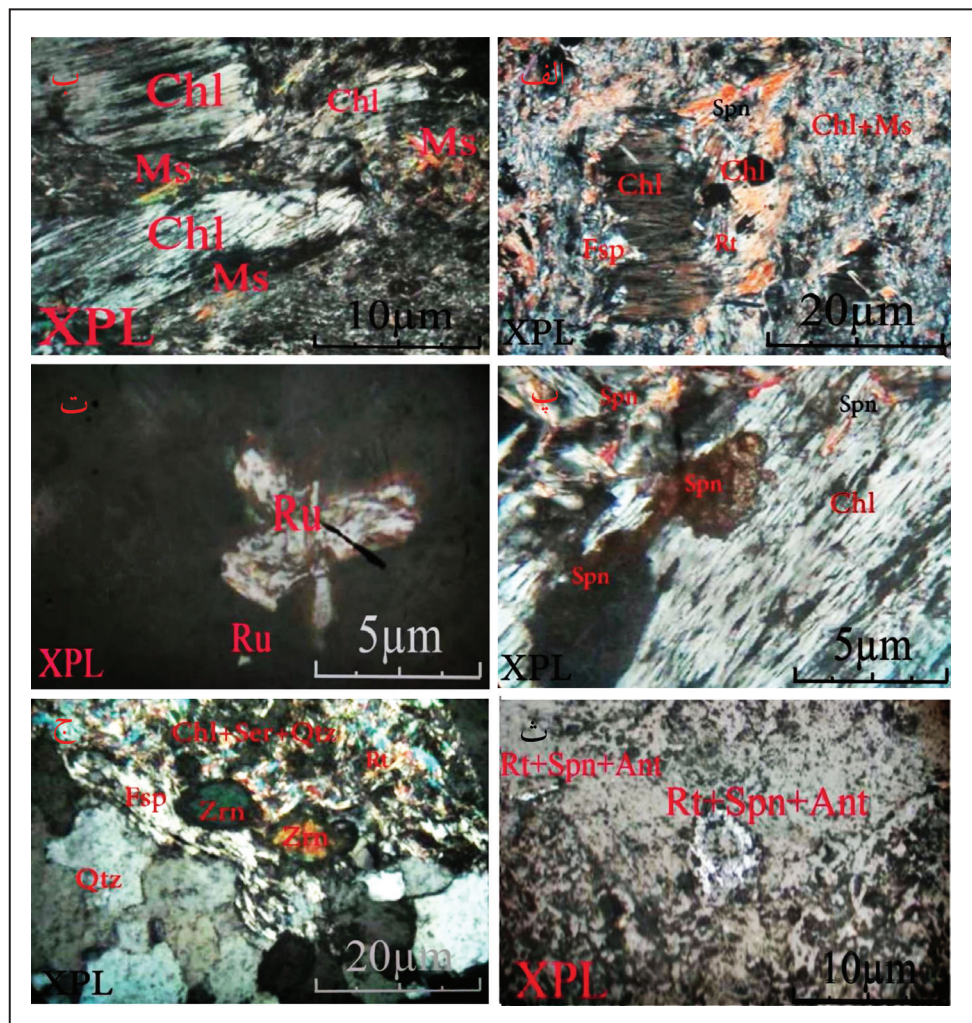
مطالعه کانی‌شناسی به روش پراش اشعه ایکس (XRD) نشان‌دهنده دگرسانی همراه با تشکیل‌سازی کلریت است. کانی‌های اصلی موجود در سنگ مسکوویت-کلریت شیست شامل کلریت، کوارتز، موسکوویت، اپلیت، فلدسپار و کانی‌های فرعی مانند روتیل است (جدول ۲، شکل ۴). به نظر می‌رسد کانی کلریت بر اثر دگرسانی بیوتیت و در حضور سیالات گرمابی غنی از Fe و Mg تشکیل شده است.

۶- شیمی کانی کلریت

کلریت‌های موجود در ناحیه مورد مطالعه با استفاده از آنالیز الکترون مایکروپروپ مورد مطالعه قرار گرفته و فرمول ساختاری آنها بر پایه ۱۴ اتم اکسیژن تعیین گردید (جدول ۱).

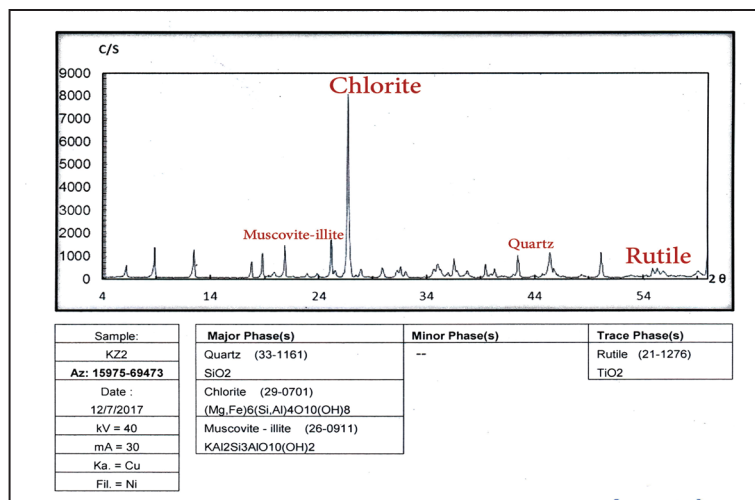
درشت‌بلورهای کلریت اغلب حاوی ادخال‌های بی‌شکلی از روتیل و اسفن می‌باشند (شکل ۳-الف). به نظر می‌رسد که این کلریت‌ها جانشین بلورهای اولیه و مافیک شده‌اند. در بعضی مقاطع، بقایایی از قالب‌های بلورین (احتمالاً بیوتیت اولیه که گاهی ابعاد آنها به ۳ میلی‌متر نیز می‌رسد، مشاهده می‌شود که بطور کامل توسط کلریت جانشین شده‌اند (شکل ۳-ب). در دایک‌های بازیک منطقه نیز جایگزینی بیوتیت توسط کلریت قابل مشاهده است (طهماسبی و همکاران، ۱۳۹۶).

اسفن‌ها در جهت برگواگی عمومی سنگ (مسکوویت-کلریت شیست) و به حالت بی‌شکل و ریزبلور، همراه با کلریت‌های ریز تا درشت بلور و در روند رخ‌های کلریت قابل تشخیص است (شکل ۳-پ). بلورهای کاملاً خودشکل روتیل نیز به صورت مجموعه‌های ریزبلور و یا دانه پراکنده، نیمه شکل‌دار، خودشکل و ماکله همراه با کلریت‌های ریز تا درشت بلور و در روند رخ‌های کلریت قابل مشاهده است (شکل ۳-ت). به نظر می‌رسد دگرسانی بیوتیت به کلریت موجب جدایی بعضی اکسیدها شده و باعث تشکیل کانی‌های اسفن و روتیل در امتداد رخ کلریت شده است (کردی و شاهرخی، ۱۳۹۸). همچنین مجموعه‌های لوکوکسنی شامل اسفن، روتیل، ایلمنیت، همتیت و ... نیز جانشین برخی از کانی‌های کدر اولیه گردیده‌اند. به احتمال فراوان این کانی‌های کدر از نوع کانی‌های آهن و تیتانیوم‌دار (نظیر تیتانومگنتیت) بوده‌اند که بر اثر دگرگونی برگشتی به مجموعه‌های لوکوکسنی تبدیل شده‌اند (کردی و شاهرخی، ۱۳۹۸).



شکل ۳-الف) اسفن به صورت تک بلورهای دانه پراکنده و عمدتاً خودشکل و گاهی نیمه‌شکل دار (نور عبوری XPL؛ ب) کلریتی شدن سنگ که سبب جانشینی کلریت در قالب بلورهای اولیه بیوتیت و همچنین زمینه سنگ شده است. مقادیر زیادی از مسکوویت نیز مشاهده می‌شود. (نور عبوری XPL؛ پ) نمایی از بلورهای اسفن درون درشت‌بلورهای کلریت (نور عبوری XPL؛ ت) نمایی از تک بلور کاملاً خودشکل و ماکله از روتیل (نور عبوری XPL؛ ث) نمایی از مجموعه‌های لوکوکسن در میان کلریت (نور عبوری XPL؛ ج) نمایی از بلورهای خودشکل زیرکن در کنار روتیل و فلدسپار که در زمینه‌ای از کوارتز، کلریت و مسکوویت مشاهده می‌شود. علائم اختصاری (Siivola J., Schmid, 2017). کلریت (Chl)- مسکوویت (Ms)- سریسیت (Ser)- کوارتز (Qtz)- فلدسپار (Fsp)- روتیل (Rt)- اسفن (Spn)- زیرکن (Zrn).

شکل ۴- آنالیز انجام شده به روش پراش اشعه ایکس (XRD) برای یکی از نمونه‌های برداشت شده از ناحیه ملوک.



جدول ۱- نتایج میانگین آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری بلوری بر اساس ۱۴ اتم اکسیژن در کلریت‌های ناحیه ملوک.

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	25.00	24.73	25.25	26.96	24.72	26.46	26.14	26.44	24.99	26.12
Al ₂ O ₃	21.02	20.29	20.27	21.20	20.30	21.20	22.16	21.19	22.37	22.14
FeO	30.28	29.28	29.41	28.45	29.29	27.91	27.14	27.90	30.31	27.15
MgO	11.80	13.01	13.19	12.25	13.02	11.98	11.70	11.97	11.79	11.71
MnO	0.44	0.38	0.42	0.34	0.40	0.44	0.54	0.44	0.38	0.54
CaO	0.03	0.05	0.02	0.05	0.05	0.03	0.03	0.07	0.04	0.03
Na ₂ O	0.09	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
K ₂ O	0.07	0.13	0.00	1.08	0.14	1.06	1.02	1.06	0.02	1.02
TiO ₂	0.12	0.11	0.20	0.38	0.09	0.14	0.12	0.14	0.05	0.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	88.85	88.00	88.77	90.72	88.03	89.22	88.85	89.21	89.96	88.86
Si	2.70	2.67	2.72	2.91	2.68	2.84	2.82	2.86	2.69	2.83
Al	2.66	2.58	2.58	2.70	2.58	2.71	2.80	2.71	2.84	2.81
Al ^{IV}	1.30	1.33	1.28	1.09	1.32	1.16	1.18	1.14	1.31	1.17
T _{site}	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	1.36	1.25	1.30	1.61	1.26	1.55	1.62	1.57	1.53	1.64
Fe ²⁺	2.75	2.66	2.66	2.54	2.62	2.49	2.45	2.54	2.71	2.45
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.87	2.07	2.09	1.99	2.11	1.94	1.86	1.89	1.86	1.86
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.06	0.01	0.06	0.06	0.06	0.00	0.06
Ti	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	10.02	10.03	10.01	10.27	10.04	10.10	10.05	10.12	10.13	10.08
Fe/(Fe+Mg)	0.59	0.56	0.56	0.56	0.55	0.56	0.57	0.57	0.59	0.57
OH	15.95	15.99	15.99	15.99	16.00	15.99	15.89	15.97	15.98	15.91
F	0.05	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.10	0.03	0.01	0.09
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
X _c	0.99	0.97	0.98	0.99	0.97	0.99	0.99	0.99	0.97	0.99
Fe/Mg	1.47	1.29	1.27	1.28	1.24	1.28	1.32	1.34	1.46	1.32
Al _c ^{IV}	1.36	1.39	1.34	1.15	1.37	1.22	1.24	1.20	1.37	1.33
T	357	365	351	289	362	311	350	305	360	347
T _{cc}	364	373	357	297	368	319	326	313	368	354

ادامه جدول ۱-

Sample No.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	24.99	24.79	24.61	24.50	24.72	25.16	24.49	24.79	25.17	24.95
Al ₂ O ₃	21.10	20.49	20.81	21.42	21.22	20.12	20.49	20.50	20.13	21.73
FeO	28.80	29.30	30.29	28.84	29.53	29.28	30.32	29.31	29.99	28.74
MgO	12.56	12.80	12.03	12.38	12.10	11.95	12.98	12.81	12.71	12.23
MnO	0.38	0.38	0.38	0.38	0.41	0.38	0.38	0.39	0.32	0.41
CaO	0.06	0.06	0.07	0.02	0.02	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05
Na ₂ O	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.05
K ₂ O	0.11	0.13	0.01	0.24	0.11	1.02	0.01	0.13	0.11	0.06
TiO ₂	0.03	0.12	0.07	0.03	0.05	0.15	0.11	0.11	0.10	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	88.05	88.09	88.27	87.84	88.17	88.12	88.84	88.12	88.58	88.26
Si	2.68	2.69	2.65	2.64	2.66	2.72	2.64	2.69	2.72	2.70
Al	2.68	2.61	2.64	2.57	2.70	2.53	2.46	2.59	2.54	2.75
Al ^{IV}	1.32	1.31	1.35	1.36	1.34	1.28	1.36	1.31	1.28	1.30
T _{site}	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	1.36	1.30	1.29	1.21	1.36	1.25	1.10	1.28	1.26	1.45
Fe ²⁺	2.61	2.68	2.69	2.58	2.65	2.61	2.71	2.65	2.69	2.61
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.99	2.02	1.97	1.99	1.95	1.79	2.10	2.05	2.05	1.93
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.06	0.00	0.01	0.01	0.00
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	10.00	10.05	9.99	9.82	10.00	9.77	9.96	10.03	10.05	10.02
Fe/(Fe+Mg)	0.57	0.57	0.58	0.56	0.58	0.59	0.56	0.56	0.57	0.57
OH	15.91	15.99	15.96	15.99	15.81	15.98	15.97	15.97	15.95	15.91
F	0.09	0.01	0.04	0.01	0.19	0.02	0.03	0.03	0.04	0.09
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
X _c	0.99	0.97	0.98	0.98	0.99	0.99	0.97	0.97	0.99	0.99
Fe/Mg	1.31	1.33	1.36	1.30	1.36	1.46	1.29	1.29	1.31	1.35
Al _c ^{IV}	1.38	1.37	1.41	1.42	1.40	1.34	1.42	1.37	1.34	1.36
T	362	360	372	376	369	352	375	359	349	358
T _{cc}	371	367	380	383	377	358	383	367	357	364

ادامہ جدول ۱-

Sample No.	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	24.85	24.54	24.79	24.85	24.48	25.16	24.69	26.95	25.16	25.24
Al ₂ O ₃	20.78	20.62	22.37	20.79	21.40	20.12	20.93	21.20	20.13	20.26
FeO	29.39	30.31	27.59	29.40	28.83	27.14	29.45	28.44	29.98	29.42
MgO	12.71	12.54	12.59	12.72	12.37	12.38	12.29	12.24	12.70	13.20
MnO	0.33	0.41	0.44	0.33	0.35	0.33	0.38	0.34	0.28	0.44
CaO	0.07	0.06	0.04	0.06	0.02	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
K ₂ O	0.14	0.01	0.09	0.14	0.26	1.05	0.02	1.08	0.11	0.00
TiO ₂	0.11	0.12	0.04	0.12	0.03	0.11	0.12	0.38	0.12	0.18
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	88.38	88.62	87.95	88.41	87.75	86.33	87.93	90.69	88.51	88.76
Si	2.68	2.64	2.68	2.68	2.63	2.72	2.67	2.91	2.72	2.73
Al	2.63	2.62	2.85	2.64	2.57	2.52	2.67	2.70	2.54	2.56
Al ^{IV}	1.32	1.36	1.32	1.32	1.37	1.28	1.33	1.09	1.28	1.27
Tsite	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	1.31	1.26	1.53	1.32	1.20	1.25	1.34	1.61	1.26	1.29
Fe ²⁺	2.65	2.74	2.51	2.66	2.61	2.45	2.62	2.57	2.69	2.65
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.03	2.00	1.99	2.02	1.96	2.00	2.01	1.96	2.05	2.10
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06	0.00	0.06	0.01	0.00
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	10.03	10.05	10.06	10.05	9.81	9.81	10.01	10.27	10.05	10.09
Fe/(Fe+Mg)	0.57	0.58	0.55	0.57	0.57	0.55	0.56	0.57	0.57	0.56
OH	15.98	16.00	15.93	15.97	16.00	15.96	15.99	15.97	15.96	16.00
F	0.01	0.00	0.07	0.03	0.00	0.04	0.01	0.03	0.04	0.00
Cl	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Xc	0.98	0.98	0.99	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98
Fe/Mg	1.30	1.37	1.26	1.32	1.33	1.22	1.30	1.31	1.31	1.26
Al ^{IV} _c	1.38	1.42	1.37	1.38	1.43	1.33	1.39	1.15	1.34	1.33
T	362	375	364	363	378	350	365	290	352	346
T _{cc}	370	383	370	370	386	357	373	397	357	354

جدول ۲- ترکیب کانی‌شناسی ۱۰ نمونه آنالیز شده از ناحیه ملوک به روش پراش اشعه ایکس (XRD).

شماره نمونه	محل برداشت	کانی اصلی	کانی فرعی	کانی جزئی
SH-M-1	چاهک ۱	کلریت- موسکویت	فلدسپار	روتیل
SH-M-2	چاهک ۲	کلریت- فلدسپار- موسکویت	کانی رسی	روتیل
SH-M-3	چاهک ۳	فلدسپار- کانی رسی	کلریت	روتیل
SH-M-4	چاهک ۵	کوارتز- کلریت- فلدسپار- موسکویت	کانی رسی	روتیل
SH-M-5	چاهک ۶	کلریت- موسکویت	فلدسپار	روتیل- ایلیت
SH-M-6	چاهک ۷	کلریت- موسکویت	کوارتز- فلدسپار	روتیل- ایلیت
SH-M-7	چاهک ۹	کلریت- موسکویت	فلدسپار	روتیل
SH-M-8	چاهک ۱۰	کلریت- کوارتز- فلدسپار	موسکوویت	روتیل
SH-M-9	چاهک ۱۲	کلریت- کوارتز- موسکویت- ایلیت	---	روتیل
SH-M-10	چاهک ۱۴	کلریت- بیوتیت	فلدسپار	روتیل- ایلیت

در ساختمان بلوری کلریت، جانشینی اتمی گسترده‌ای بین کاتیون Al^{3+} و Si^{4+} و همچنین بین کاتیون Al با کاتیون‌های Fe^{2+} و Mg^{2+} روی می‌دهد (Cathelineau, 1988). Al در دو موقعیت هشت‌وجهی و چهار وجهی حضور دارد. Al^{IV} جانشین Si شده و به این ترتیب، افزایش مقدار Al در جایگاه چهاروجهی با کاهش مقدار Si همراه است (Cathelineau, 1988). در شبکه بلوری کلریت‌ها، نسبت کاتیونی Al در محدوده ۲/۴۶ تا ۲/۸۵ و نسبت کاتیونی Si در محدوده ۲/۶۴ تا ۲/۹۱ تغییر می‌کند. همچنین مقدار Al^{IV} بین ۱/۰۹ تا ۱/۳۷ متغیر است. وجود همبستگی وارون بین SiO_2 با Al_2O_3 در کلریت‌های ناحیه مورد مطالعه نشانگر جایگزینی کاتیونی Si^{4+} با Al^{3+} است (شکل ۵- ب). جایگزینی کاتیونی Al^{3+} با Si^{4+} از طریق همبستگی وارون بین Al^{IV} با Si نیز قابل تأیید است (شکل ۵- پ) (Cathelineau, 1988). مقدار کاتیون جایگزین شده در Al^{VI} به طور نسبی از مقدار جایگزین شده در جایگاه چهاروجهی بیشتر و در محدوده ۱/۱۰ تا ۱/۶۴ قرار دارد. مقدار Fe^{2+} در محدوده ۲/۴۵ تا ۲/۷۵ و مقدار Mg^{2+} در محدوده ۱/۷۹ تا ۲/۱۱ تغییر می‌کند. بر این اساس و در کلریت‌های ناحیه ملوک همبستگی وارون بین Al^{VI} با $Fe^{2+}+Mg^{2+}$ نشانگر جایگزینی کاتیونی Al^{VI} با Mg^{2+} و Fe^{2+} است (شکل ۵- ت) (Cathelineau, 1988).

افزایش میزان Al^{VI} نسبت به Al^{IV} بیانگر افزایش مقدار Si^{4+} جانشین شده با Al^{3+} است و افزایش میزان Al^{IV} نسبت به Al^{VI} نشانگر جانشینی کمتر Si^{4+} با Al^{3+} است (Foster, 1962). در کلریت‌های ناحیه ملوک نسبت Al^{VI} به Al^{IV} تقریباً برابر بوده و نشان‌دهنده جانشینی تقریباً برابر Si^{4+} با Al^{3+} است. (شکل ۵- ث). از طرف دیگر، تعداد کمی از کلریت‌ها Al^{IV} و Al^{VI} برابر دارند.

میانگین تیتانیم کلریت‌ها ۰/۰۱ درصد و بسیار پائین است و در بین ۰/۰۰ تا ۰/۰۴ درصد تغییر می‌کند. به این ترتیب محتوای تیتانیم موجود بیوتیت اولیه به شکل روتیل، اسفن و یا لوکوکسن متبلور شده و به شکل تیغه‌های نازک موازی و هم‌رشد با رخ‌های کلریت به صورت ثانویه تشکیل می‌شود (Czamanske, 1981; Parry and Downey, 1982).

ورقه‌های چهاروجهی تنها توسط سیلیسیم و آلومینیم و ورقه‌های هشت‌وجهی به وسیله Ti, Mn, Mg, Fe^{3+} , Fe^{2+} و Al تشکیل می‌شوند (Xie et al., 1997). (جدول ۱). براساس داده‌های آنالیز الکترون مایکروپروپ، تشابه جالب توجهی در محتوای سیلیسیم، آلومینیم، آهن و منیزیم کلریت‌ها قابل مشاهده است

جهت تعیین نوع کلریت‌ها از نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در برابر $Si^* 2$ (Pflumio, 1991) استفاده گردید. بر اساس این نمودار، بیشتر کلریت‌ها از نوع ریدولیت و تعدادی نیز از نوع پیکنوکلر می‌باشند (شکل ۵- الف). مقدار سیلیسیم ۲/۶۴ تا ۲/۹۱ اتم در واحد فرمول نشان می‌دهد که کلریت‌ها ترکیب ریدولیت- پیکنوکلریت دارند. بر این مبنای کلریت‌های مطالعه شده دارای مقدار سیلیسیم کمتر از ۶ اتم در واحد فرمول می‌باشند که نشان‌دهنده خلوص کلریت‌ها است. مقدار بالاتر از ۶ اتم در واحد فرمول برای سیلیسیم بیانگر فازهای بین لایه‌ای کلریت- اسمکتیت می‌باشد (Lori et al., 1988). نسبت Fe/Mg در محدوده ۱/۲۴ تا ۱/۴۷ نشان می‌دهد کلریت‌ها از نوع آهن‌دار می‌باشند. نسبت $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در کلریت بین ۰/۵۵ تا ۰/۵۹ متغیر است که نشانگر بالا بودن میزان آهن نسبت به منیزیم در آنها است.

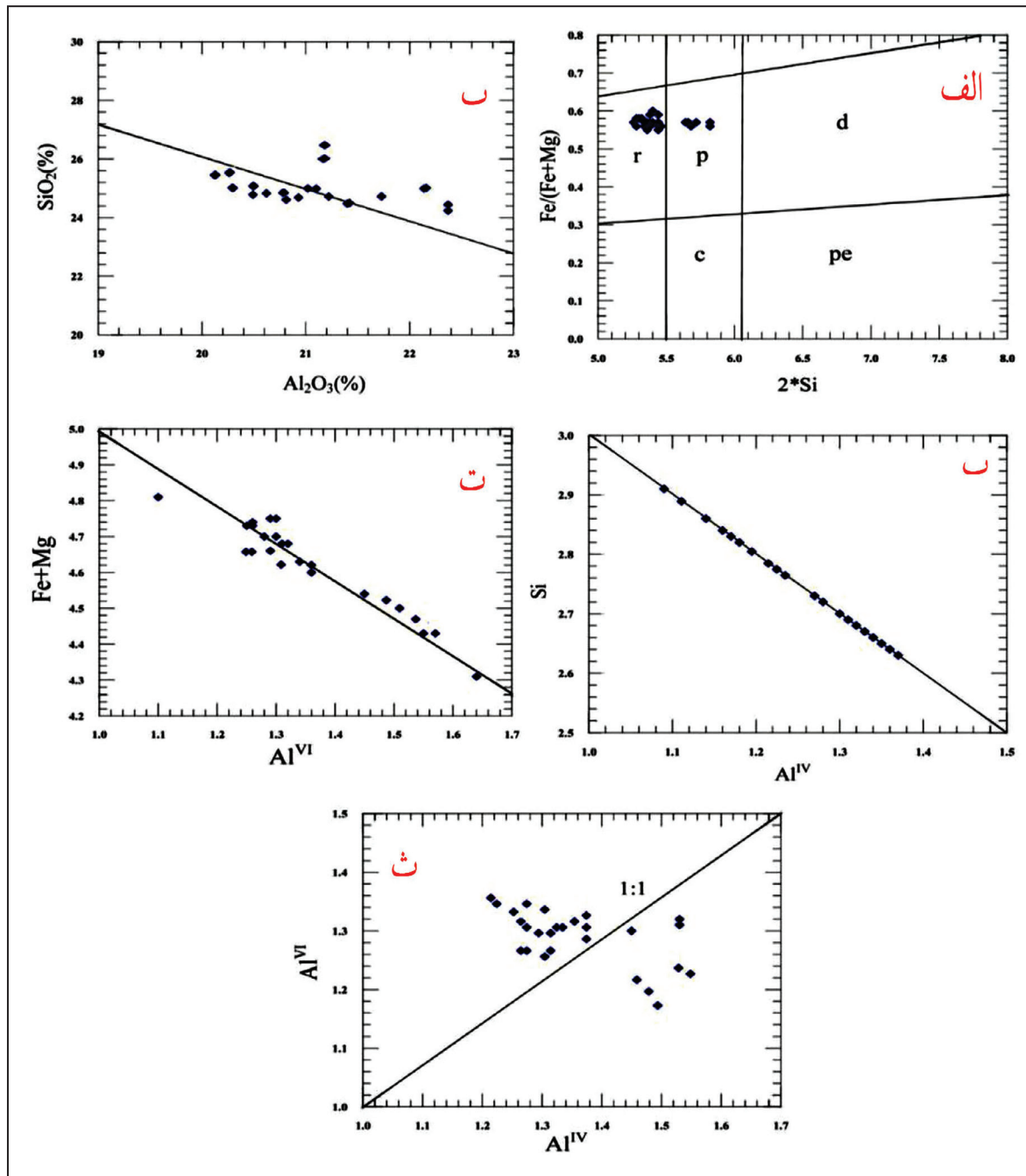
حضور جزئی اسمکتیت از طریق وجود کلسیم به مقدار بیش از ۰/۱ اتم در واحد فرمول قابل اثبات است (Lori et al., 1988). به این ترتیب مقدار کلسیم در کلریت‌ها بسیار کم و در حد صفر و نشانگر عدم حضور اسمکتیت حتی به صورت جزئی می‌باشد (جدول ۱). تجزیه شیمیایی کلریت- اسمکتیت در سلول واحد با اکسیژن متغیر به شرطی که سیستم تبلور هردو تری‌اکتاهدرال باشد می‌تواند به کمک پارامتر Xc مورد بررسی مجدد قرار گیرد (Lori et al., 1988). پارامتر Xc به معنای جزء مولی کلریت در فاز بین لایه‌ای و یا نسبت لایه‌های بروسیت است (Tabbkh-Shabani, 2009؛ علوی و همکاران، ۱۳۹۳). قرارگیری ترکیب فاز تجزیه شده اصلی بین کلریت خالص و ساپونیت خالص، به وسیله فرمول زیر بیان می‌شود:

$$x[(Mg, Fe)_6(OH)_{12}]_y z [Mg, Fe, Mn]_{6-y} Al_y^{IV} [Si_{8-z} Al_z] O_{20} (OH)_4$$

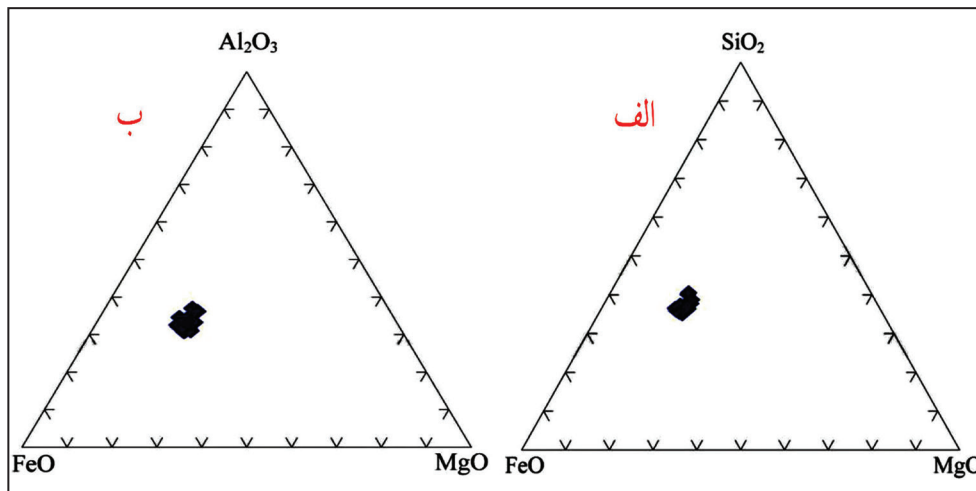
مقدار x, y و z از فرمول بالا و با محاسبه اولیه فاکتور متناسب f بر مبنای ۱۲۸ اکسیژن و به دو صورت مختلف بدست می‌آید. اگر $z > y$ باشد $f = 16/(Al+2Si+2Ca+K)$ و اگر $z < y$ باشد $f = 16/(Al+2Si-2Ca-K)$. نسبت‌های کلریت و ساپونیت به وسیله محاسبه فرمول ساختاری فازهای بین لایه‌ای، قابل ارزیابی است. مقدار Xc در کلریت خالص نزدیک به ۱، در اسمکتیت خالص نزدیک به صفر و در فازهای بین لایه‌ای با نسبت کلریت و اسمکتیت برابر، برابر با ۰/۵ خواهد بود (Lori et al., 1988). مقدار Xc کلریت‌های ناحیه ملوک بسیار نزدیک به یک و در حد ۰/۹۹-۰/۹۷ می‌باشد که نشان‌دهنده خلوص بالای کلریت‌ها و عدم وجود اسمکتیت بین لایه‌ای است (جدول ۱).

به کمک جایگاه خالی می‌توان انحراف ترکیب کانی‌ها از ترکیب پیش‌بینی شده توسط قانون نسبت‌های ثابت را توضیح داد. جایگاه خالی کلریت ایده‌آل به کمک فرمول ساختاری به میزان (۰/۲۶-۰/۶۶ apfu) قابل محاسبه است (Xie et al., 1997). از آنجا که با قطعیت نمی‌توان اثبات نمود که جایگاه خالی وجود دارد (Hiller and Velde, 1991) بنابراین این می‌توان گفت که جایگاه خالی در کلریت‌ها وجود ندارد. در نتیجه ترکیب شیمیایی کلریت‌های ناحیه ملوک با ترکیب شیمیایی پیش‌بینی شده کلریت همخوانی دارد.

(شکل ۶- الف و ب). وجود این تشابه نشان‌دهنده تشکیل ورقه‌های هشت‌وجهی در کلریت‌های ناحیه ملوک است. در مجموع چهار دسته کلریت به صورت هشت‌وجهی دوگانه، هشت‌وجهی سه‌گانه، سه‌هشت‌وجهی دوگانه و سه‌هشت‌وجهی سه‌گانه وجود دارد. می‌توان گفت تمامی جایگاه‌های هشت‌وجهی به وسیله کاتیون‌های دو ظرفیتی اشغال شده‌اند چراکه مجموع کاتیون‌های هشت‌وجهی در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار نزدیک به ۶ می‌باشد. براین اساس کلریت‌های ناحیه ملوک از نوع هشت‌وجهی سه‌گانه هستند (Xie et al., 1997).



شکل ۵- الف) نمودار $2Si$ در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ (Pflumio, 1991) و قرارگیری ترکیب کلریت‌های ناحیه ملوک در محدوده ریدولیت-پیکنوکلریت (اعلانم: ریدولیت (r) - پیکنو کلریت (p) - دیاباتیت (d) - کلینو کلر (c) - پنا تیت (pe)); ب) همبستگی معکوس در نمودار پراکنش Al_2O_3 در برابر SiO_2 (پ) همبستگی معکوس در نمودار پراکنش Al^{IV} با Si در کلریت‌ها؛ ت) نمودار Al^{VI} در برابر $Fe^{2+}+Mg^{2+}$ و وجود همبستگی معکوس در کلریت‌های ناحیه مورد مطالعه؛ ث) نمودار نسبت Al^{VI} به Al^{IV} چهاروجهی در کلریت‌های ناحیه ملوک.



شکل ۶- الف) نمودار مثلثی SiO₂-MgO-FeO و ب) نمودار مثلثی Al₂O₃-MgO-FeO که نشان‌دهنده ارتباط بین این اکسیدها در کلریت‌های ناحیه مورد مطالعه است.

۷- زمین‌دماسنجی کلریت

یکی از عوامل تعیین‌کننده رخداد جانمایی اتمی بین کاتیون‌های مختلف، دمای رخداد جانمایی است (کردی و شاهرخی، ۱۳۹۸). در دماهای بالاتر، ارتعاش گرمایی کل ساختار بیشتر و اندازه مواضع اتمی موجود بزرگ‌تر و در نتیجه گنجایش جانمایی اتمی بیشتر است. به این ترتیب، انتظار تغییرات ترکیبی در دماهای بالاتر نسبت به دماهای پائین‌تر بیشتر است (Klein et al., 1999; Cathelineau and Nieva, 1985).

شرایط تشکیل کلریت منعکس‌کننده ساختار و ترکیب شیمیایی آن است. از این رو کلریت می‌تواند به‌عنوان زمین‌دماسنج مورد استفاده گیرد. هرچند این روش گاهی نیز مورد نقد قرار گرفته است (Jiang et al., 1994). دما و ترکیب شیمیایی فاکتورهای اصلی کنترل‌کننده دمای کلریت در محیط‌های دگرگونی و گرمایی بوده و به وسیله پژوهشگران مختلف مورد بررسی قرار گرفته است (Hurlbut, 1999; Kranidiotis and MacLean, 1987).

زمین‌دماسنجی کلریت به کمک نمودار T-Al(IV) (Cathelineau, 1988) بررسی شده است. بر اساس این نمودار، دمای تبلور کلریت‌ها در گستره ۳۷۸-۲۸۹ درجه سانتی‌گراد و با میانگین ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد قرار داشته و تغییر چندانی را نشان نمی‌دهد (شکل ۷ - الف). زمین‌دماسنجی کلریت به صورت رابطه $T=321.9772 \times Al(IV)-61.9229$ ارائه شده است (Cathelineau, 1988; Cathelineau and Nieva, 1985). این رابطه برای محیط‌های دگرگونی، گرمایی و دیاژنتیک کاربرد دارد زیرا مقدار Al^{IV} با لیتولوژی سنگ مرتبط است. در رابطه با جانمایی اتمی صورت گرفته در کلریت‌ها، مقدار Al^{IV} با افزایش دما به‌طور منظم افزایش می‌یابد. به این ترتیب، رابطه T-Al^{IV} برای تعیین دمای تشکیل کلریت‌ها پیشنهاد شده است (Cathelineau, 1988). مقایسه داده‌های دمایی حاصل از رابطه پسرقتی فوق و نمودار اصلاح شده T-Al^{IV} با داده‌های حاصل از روش‌های دیگر همانند اندازه‌گیری مستقیم دما در حوضه‌های زمین‌گرمایی، با خطای محاسبه شده کمتر از ۱۰ °C هماهنگی و شباهت خوبی نشان داده است (Cathelineau, 1988). از طرف دیگر، بررسی‌های انجام شده در حوضه‌های گوناگون زمین‌شناسی نشان می‌دهد رابطه پسرقتی و نمودار اصلاح شده T-Al^{IV} برای تعیین دمای تبلور کانی کلریت در مواردی همانند بررسی ژئز نهشته‌های معدنی، دگرگونی درجه پائین، دگرسانی گرمایی و دیاژنت نیز درست عمل می‌کند (Caritat, 1993; Inoue et al., 2009). به کمک رابطه پسرقتی فوق و نمودار اصلاح

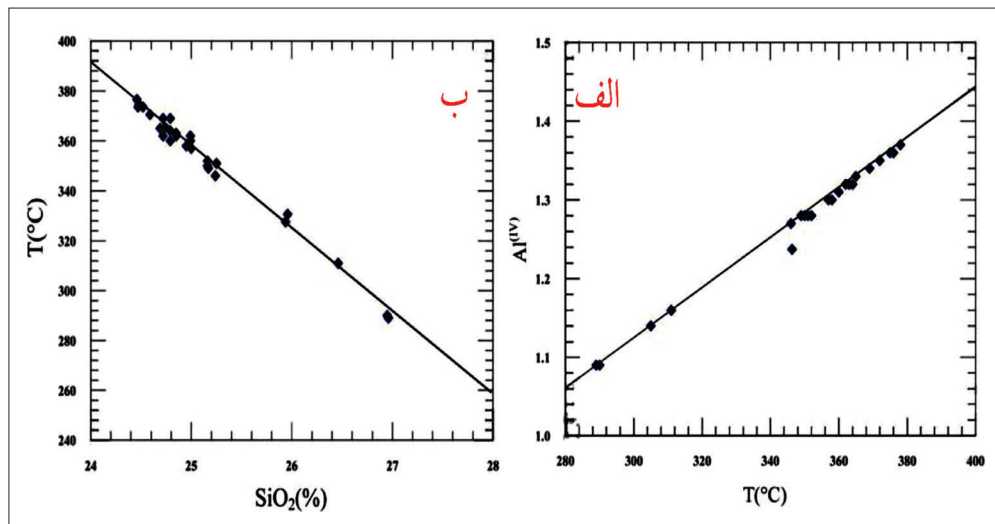
شده T-Al^{IV} و همچنین با توجه جدول ۱ می‌توان گفت کلریت‌های موجود در سنگ‌های دگرسان دارای کانه (نمونه‌های ۴، ۶، ۸) که در ناحیه دورتر نسبت به کلریت‌های موجود در سنگ‌های دگرسان فاقد کانه قرار دارند دارای دمای تشکیل کمتر بوده و دمای تشکیل آنها ۲۸۹ تا ۳۱۱ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (جدول ۱). همچنین بر اساس نمودار SiO₂-T همبستگی معکوس بین دمای تبلور کلریت‌ها و محتوای سیلیس آنها وجود دارد. به این ترتیب کلریت‌های دارای سیلیس کمتر دمای تبلور بالاتر و کلریت‌های دارای سیلیس بیشتر دمای تبلور پائین‌تری دارند (شکل ۷- ب). این امر می‌تواند ناشی از جانمایی سیلیس به جای آلومینیم باشد. به این ترتیب که در دمای بالاتر ابتدا آلومینیم وارد شبکه کلریت می‌شود و به تدریج با کاهش دما سیلیس جایگزین آلومینیم می‌شود.

زمین‌دماسنجی کلریت‌ها در حضور کانی‌های دیگر آلومینیم‌دار یعنی در محیط‌های گرمایی اشباع از آلومینیم بررسی شده است (Kranidiotis and MacLean, 1987). بر این اساس، آلومینیم چهاروجهی و دما در رابطه پسرقتی فوق به‌صورت رابطه $Alc(IV)=Al(IV)+0.7Fe/(Fe+Mg)$ اصلاح گردیده و دما به وسیله رابطه $Tc=106Alc(IV)+18$ (2) محاسبه می‌شود (Kranidiotis and MacLean, 1987). این رابطه، تأثیر دما بر مقادیر Al^{IV} و Fe و Mg را نشان می‌دهد. این رابطه در صورتی کاربرد دارد که میزان Fe/(Fe+Mg) کلریت‌ها بیشتر از ۰/۶ باشد (Kranidiotis and MacLean, 1987). مقدار Al^{IV} و دما در این رابطه نیز به‌ترتیب به‌صورت $Alcc(IV)=Al(IV)+0.1Fe/(Fe+Mg)$ و $Tcc=319Alcc(IV)-69$ (3) (Caritat et al., 1993). این رابطه در صورتی کاربرد دارد که میزان Fe/(Fe+Mg) کلریت‌ها کمتر از ۰/۶ باشد. با توجه به اینکه این نسبت در کلریت‌های ناحیه ملوک کمتر از ۰/۶ بوده است لذا از این روش زمین‌دماسنجی می‌توان استفاده کرد. به کمک این رابطه دمای تبلور کلریت‌های انتخابی در گستره ۳۹۷-۲۹۷ درجه سانتی‌گراد و با میانگین ۳۶۲ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد که تفاوت چندانی با نتایج بدست آمده از روش Cathelineau and Nieva (1985) نشان نمی‌دهد.

میانگین دمای تشکیل کلریت‌های ناحیه ملوک (۳۴۰ °C) با میانگین دمای تشکیل کلریت‌های حاصل از دگرسانی در توده‌های گرانیتی (Strzelin (C°337) و (Ciesielczuk, 2000) Borow (C°341) و (Ciesielczuk, 2000) و

سیالات گرمایی نوع مزوترمال یا کوهزانی در تشکیل کلریت بوده و نشان می‌دهد کلریت‌های ناحیه مورد مطالعه در دمائی معادل با حد بالای دمای مرحله گرمایی گرانیته‌ها قرار می‌گیرند. به این ترتیب شکل‌گیری کلریت در ناحیه ملوک را می‌توان با عملکرد دگرگونی ناحیه‌ای و تأثیر سیالات داغ منشأ گرفته از ماگمای گرانیته مرتبط دانست.

(Lomnica (C°300) (Wilamowski, 2002) لهستان، توده گرانیته آپالاش کانادا (C°340) (Tabbkh-Shabani, 2009)، باتولیت گرانیته Bega (C°340) در جنوب خاور استرالیا (Eggleton and Banfield, 1985) و توده گرانیته پسوه (C°345) -نقده (C°320) (علوی و همکاران، ۱۳۹۳) و همچنین کلریت‌های ناحیه زواری‌جان (C°345) (کردی و شاهرخی، ۱۳۹۸) شباهت دارد. این دما نشان‌دهنده تأثیر



شکل ۷- الف) دمای تبلور در کلریت‌های ناحیه ملوک بر اساس نمودار T-Al(IV) (Cathelineau, 1988)؛ ب) همبستگی معکوس بین دمای تبلور کلریت‌ها و محتوای سیلیس کلریت‌های ناحیه ملوک بر اساس نمودار SiO₂-T.

۸- نتیجه‌گیری

دگرسان فاقد کانه دمای تشکیل بیشتری را نشان می‌دهند، بنابراین تعیین دمای تبلور کلریت‌ها می‌تواند به عنوان معیاری برای کانه‌زایی احتمالی در منطقه ملوک مورد استفاده قرار گیرد.

میانگین دمای تشکیل کلریت‌های ناحیه ملوک با میانگین دمای تشکیل کلریت‌های حاصل از دگرسانی در توده‌های مختلف شباهت دارد. این امر نشان‌دهنده تأثیر سیالات گرمایی در تشکیل کلریت بوده و نشان‌دهنده تشکیل کلریت‌های ناحیه مورد مطالعه در دمائی معادل حد بالای دمای مرحله گرمایی گرانیته‌ها است. همچنین، تأثیر سیالات گرمایی حاصل از ماگمای گرانیته و عملکرد دگرگونی ناحیه‌ای در شکل‌گیری کلریت مؤثر بوده است. به عبارت دیگر، کلریت‌ها از نوع گرمایی بوده و دگرگونی ناحیه‌ای سازوکار حرکت و اثر آنها را فراهم نموده است.

محاسبه فرمول ساختاری میانگین کلریت‌های انتخابی بر اساس ۱۴ اکسیژن نشان‌دهنده تعداد اتم سیلیسی در محدوده ۲/۶۴ تا ۲/۹۱ اتم در واحد فرمولی (apfu)، و مجموع کاتیون‌های هشت‌وجهی نزدیک به ۶ apfu می‌باشد که نشان‌دهنده کلریت‌های هشت‌وجهی سه‌گانه است. عدم وجود اسمکتیت در فاز بین لایه‌ای و خلوص کلریت با قرارگیری کسر مولی در فاز بین لایه‌ای (Xc) در محدوده ۰/۹۷ تا ۰/۹۹ قابل اثبات است. همبستگی معکوس در محتوای سیلیس و دمای تبلور کلریت‌ها نشان‌دهنده تأثیر دما بر محتوای سیلیس کلریت‌ها در ناحیه ملوک است. کلریت‌های دارای دمای تبلور بیشتر محتوای سیلیس کمتر و کلریت‌های دارای دمای کمتر محتوای سیلیس بیشتری دارند. به این ترتیب، محتوای سیلیس کلریت‌ها می‌تواند به عنوان شاخصی از دمای تبلور آنها مورد استفاده قرار گیرد. از آنجا که کلریت‌های موجود در سنگ‌های دگرسان کانه‌دار نسبت به کلریت‌های موجود در سنگ‌های

کتابنگاری

- امامعلی‌پور، آ. و رسا، ا.، ۱۳۸۹- بررسی شیمی کانی کلریت به‌عنوان روشی در زمین‌دماسنجی دگرسانی گرمایی در نهشته سولفیدی قول‌داش خوی، شمال باختری ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۸(۲): ۲۲۳-۲۳۲. <http://ijcm.ir/article-1-522-fa.html>.
- احمدی‌خلجی، ا.، ۱۳۷۸- بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۰ص.
- احمدی‌خلجی، ا.، ۱۳۸۵- پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد، رساله دکتر، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۱۹۰ص.
- جعفریان، م. ب. و پدرام، م.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ملایر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حیدریان منش، ع.، طهماسبی، ز. و احمدی‌خلجی، ا.، ۱۳۹۵- شیمی کانی و دما-فشارسنجی سیگ‌های میگماتیکی منطقه بروجرد (شمال پهنه سندج-سیرجان)، مجله پترولوژی، ۷(۲۵): ۱۱۷-۱۳۸. DOI: 10.22108/ijp.2016.20836
- رادفر، ج.، ۱۳۶۶- بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه-گوشه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۹ص.
- زارعی سهامیه، ر.، شاهرخی، س. و. و احمدی‌خلجی، ا.، ۱۳۸۶- نگرشی بر سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد، همایش منطقه‌ای معدن‌کاری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد میمه، اصفهان، ایران.
- شاهرخی، س. و. و زارعی سهامیه، ر.، ۱۳۹۲- مطالعه ژئوشیمی و مینرال شیمی شمال الیگودرز، آستانه اراک و شمال بروجرد (غرب ایران)، فصلنامه زمین (علمی- پژوهشی) دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، سال هشتم، شماره ۲۹، پانیز ۱۳۹۲، ص ۱۷۵-۱۹۴.
- شاهرخی، س. و.، زارعی سهامیه، ر. و امیری، ف.، ۱۳۹۷- پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی وزمستان (جنوب شرق بروجرد- استان لرستان)، بیست و ششمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه بین‌المللی امام‌خیمینی قزوین.
- طهماسبی، ز.، احمدی‌خلجی، ا. و حیدریان منش، ع.، ۱۳۹۵- شیمی کانی و دما- فشارسنجی زینولیت‌های دما بالا در حاشیه توده ریوداسیتی منطقه آستانه (جنوب غرب اراک)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۸(۴): ۷۱۵-۷۳۰. <http://ijcm.ir/article-1-67-fa.html>.
- طهماسبی، ز.، قاسمی‌فرد، ح.، احمدی‌خلجی، ا. و ایزدی‌کیان، ل.، ۱۳۹۶- زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی دایک‌های بازیک منطقه بروجرد، پترولوژی، ۲۹: ۱۵۳-۱۷۰. DOI: 10.22108/ijp.2017.21586
- علوی، س.، طباطبائی، ا. ع.، نیرومند، ش. و تچه، ف.، ۱۳۹۳- ترکیب و زمین‌دماسنجی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در توده‌های گرانیتوئیدی نقده و پسوه، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۳: ۳۹۳-۴۰۴. <http://ijcm.ir/article-1-221-fa.html>.
- کردی، ف.، سپاهی‌گرو، ع. ا. و ایزدی‌کیان، ل.، ۱۳۹۷- مطالعه شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی سنگ‌های کیانیت‌دار در مجموعه دگرگونی منطقه همدان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۸(۳): ۲۶(۱)-۳۰. DOI: 10.29252/ijcm.26.1.3
- کردی، د. و شاهرخی، س. و.، ۱۳۹۸- شیمی کانی و زمین‌دماسنجی کلریت در ناحیه زواری‌جان (شمال شرق بروجرد- ایران)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، در نوبت چاپ
- لطفی، م. و شاهرخی، س. و.، ۱۳۸۲- بررسی عوامل کنترل‌کننده کانه زائی مس و طلا در منطقه کندر الیگودرز و ارتباط آن با مسائل ژئودینامیکی توده گرانیتوئیدی مسترون (شمال خاوری استان لرستان)، هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران؛ دانشگاه اصفهان.
- محل، م. و سهندی، م.، ۱۳۷۸- تکامل تکنیکی پهنه سندج-سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن، فصلنامه علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۲: ۲۸-۴۹.
- محمودی، ش.، بهاری‌فر، ع. ا. و پاپی، ن.، ۱۳۹۷- رخداد دگرگونی دما بالا در شرق و شمال شرق مجموعه آذرین و دگرگونی بروجرد، پژوهش‌های دانش زمین، ۹(۳): ۸۱-۹۳. <http://esrj.sbu.ac.ir/article/view/6921/7511>
- واعظی‌پور، م. ج. و اقلیمی، ب.، ۱۳۶۴- یافته‌های نوین در نهشته‌های ژوراسیک ناحیه لکان (چهارگوش گلپایگان)، گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.

References

- Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran, *Journal of Asian earth Sciences* 29: 859-877. DOI: 10.1016/j.jseas.2006.06.005.
- Bailey, S. W., 1988- Chlorites: structures and crystal chemistry, *Rev. Miner.* 19: 347-404.
- Bloodate, E. S., Hughes, G. M., Dyar, M. D., Grew, E. S. and Guidotti, C., 1999- Linking structure and chemistry in the schorl-dravite series, *American Mineralogist* 84: 922-928. http://www.minsocam.org/msa/ammin/toc/Articles_Free/1999/Bloodaxe_p922-928_99.pdf.
- Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J. L., 1993- Chlorite geothermometry: a review, *Clays and clay minerals* 41: 219-239. <https://link.springer.com/article/10.1346/CCMN.1993.0410210>.
- Cathelineau, M. and Nieva, D., 1985- A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244. <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00413350>.
- Cathelineau, M., 1988- Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature, *Clay Minerals* 23: 471-485. <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.599.4649&rep=rep1&type=pdf>.
- Ciesielczuk, J., 2000- Geochemistry of the hydrothermally altered granite from the shear zone in Borów (Strzegom-Sobótka massif), *Pr. Spec. PTM* 17: 132-134.

- Czamanske, G. K., Ishihara, S. and Atkin, S., 1981- A Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis, *Journal of Geophysical Research* 86(B11): 10431-10469. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10431>.
- Eggleton, R. A., Banfield, J. F., 1985- The alteration of granitic biotite to chlorite, *Am. Miner.* 70: 902-910.
- Foster, M. D., 1962- Interpretation of the composition and classification of the chlorites", *USGS Prof Paper* 414-A: 1-33.
- Klein, C., Cornelius, S. and Hurlbut, Jr., 1999- *Manual of mineralogy* (after James D. Dana), 21 st. edition. Revised. John Wiley and Sons, New York. https://openlibrary.org/books/OL2856976M/Manual_of_mineralogy.
- Hiller, S. and Velde, B., 1991- Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low temperature) chlorites, *Clay minerals* 26: 149-168. DOI: 10.1180/claymin.1991.026.2.01.
- Hyndman, D. W., 1985- *Petrology of igneous and metamorphic rocks*", 2nd Ed., McGraw-Hill., New York 786p. DOI: 10.1017/S001675680002673X.
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D. and Vieillard, P., 2009- Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites", *Clays and clay minerals* 57: 371-382. <https://link.springer.com/article/10.1346/CCMN.2009.0570309>.
- Jiang, W. T., Peacor, D. R. and Buseck, P. R., 1994- Chlorite geothermometry? Contamination and apparent octahedral vacancies, *Clays Clay Miner.* 42(5): 593-605. <http://www.clays.org/journal/archive/volume%2042/42-5-593.pdf>.
- Kranidiotis, P. Y. and MacLean, W. H., 1987- Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami", Quebec. *Economic Geology* 82: 1898-1911.
- Lori, A., Bettison, L. A. and Schiffman, P., 1988- Compositional and structural variations of phyllosilicates from Point Sal ophiolite, California, *American Mineralogist* 73: 62-76.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M., 2011- U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 238-249. DOI: 10.1016/j.jseas.2011.03.006.
- Masoudi, F., 1997- Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran, PhD Thesis, Leeds University, UK.
- Masoudi, F., Yardley, B. W. D. and Cliff, R. A., 2002- Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran", *Islamic Republic of Iran Journal of Sciences* 13(3): 249-254. <https://www.researchgate.net/publication/266034929>.
- Mata, M. P., Giorgetti, G., Árkai, P. and Peacor, D. R., 2001- Comparison of evolution of trioctahedral chlorite/ berthierine/smectite in coeval metabasites and metapelites from diagenetic to epizonal grades, *Clays and Clay Minerals* 49(4): 318-332. DOI: 10.1346/CCMN.2001.0490406.
- McDowell, S. D. and Elders, W.A., 1980- Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton sea geothermal field, California, USA, *Contrib. Mineral. Pet.* 74: 293-310. <https://pdfs.semanticscholar.org/1f7c/efd8f1c8375872ae4656a0559f3c9ce05e28.pdf>.
- Morad, S., Sirat, M., M. A. K. and El-Ghali, H. Mansurbeg, 2011- Chloritization in Proterozoic granite from the Äspö Laboratory, southeastern Sweden: record of hydrothermal alterations and implications for nuclear waste storage", *Clay Minerals* 46(3): 495-513. DOI: <https://doi.org/10.1180/claymin.2011.046.3.495>.
- Parry, W. T. and Downey, L. M., 1982- Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite, *Clays and Clay Minerals* 30: 81-90. <https://link.springer.com/article/10.1346/CCMN.1982.0300201>.
- Pflumio, C., 1991- Evidences for polyphased oceanic alteration of the extrusive sequence of the Semail ophiolite from the Salahi Block (Oman)", in: Peters, T.J. (Eds), *Ophiolite genesis and evolution in the oceanic lithosphere* 313-351. https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-011-3358-6_17.
- Plissart, G. and Féménias, O., 2009- Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-Iuti ophiolite, south western Romania, *Canadian Mineralogists* 47: 81-105. DOI: 10.3749/canmin.47.1.81.
- Schmidt, D., Livi, K. J. T. HRTEM and SAED investigations of polytypism, 1999- stacking disorder, crystal growth, and vacancies in chlorites from sub greenschist facies outcrops. *Am. Miner.* 84: 160-170.
- Siivola, J. and Schmid, R., 2017- List of mineral abbreviation Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks", *American Mineralogist*, Web version 01.02.07.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonic of Iran, a review, *American association of Petroleum Geologist Bulletin* 52-7: 1229-1258.

- Tabbkh-Shabani, A. A., 2009- Mineral Chemistry of Chlorite Replacing Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachians, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 20(3): 265-275. https://jsciences.ut.ac.ir/article_20106_238db3d3c20923d5dd39100f7b4ce53e.pdf
- Vidal, O. and Parra, T., 2005- Vieillard P Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: application to natural examples and possible role of oxidation, *Am.Miner.* 90: 347–358. DOI: 10.2138/am.2005.1554.
- Wilamowski, A., 2002- Chloritization and polytypism of biotite in the Łomnica granite, Karkonosze Massif, Sudetes, Poland: stable isotope evidence. *Chem. Geol.* 182(2–4): 529–547.
- Xie, X., Byerly, G. R. and Ferrell, R. E., 1997- jr IIb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry, *Contr. Miner. Petrol.* 126: 275–291. DOI: 10.1007/s004100050250.
- Yardley, B. W. D., 1989- An introduction to metamorphic petrology, Longman Scientific, Technical, Harlow, England 248p.
- Zadmehr, F. and Shahrokhi, S.V., 2019- Separation of geochemical anomalies by Concentration-Area and Concentration-Number methods In the Saqez 1:100,000 Sheet, Kurdistan”, *Iranian journal of Earth Science*, 11(3): 196-204. http://ijes.mshdiau.ac.ir/article_665317.html

Mineralogy, geochemistry and Geothermometry of chlorite in Malvak area (S Malayer-Iran)

S. V. Shahrokhi*

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Khoramabad Branch, Islamic Azad University, Khoramabad, Iran

Received: 2019 December 29

Accepted: 2020 August 09

Abstract

The chemical composition of chlorite group minerals show that physicochemical condition of crystallization and their formation. The chemical analysis of chlorite from biotite alteration has done based on 30 points of 8 rock samples by electron microprobe. The composition of chlorite samples is located in repidolite- pchnochlorite domain. The mole fraction in the interlayer phase, range from 0.97 to 0.99, indicating a complete lack of smectite layers and purity of chlorite. Calculation of the structural formula of chlorites in Malvak area show that the number of silicon atoms are in the range of 2.64 to 2.91 (apfu) and the sum of the octahedral cations are 6 (apfu). Chlorites of the Malvak area are trioctahedral type. The low titanium content of chlorites, the presence of titanium minerals coexist with chlorite cleavage, and the presence of early biotite crystals are evidence of biotite to chlorite alteration. The mean temperature of chlorites in the Malvak area is 340 °C, which corresponds to the temperature obtained with the geothermometry of biotite-altered to chlorites. Mesothermal type fluids from the granitoid mass in the study area have been effective in chlorite occurrence. Also, regional metamorphism has played an important role in the chlorite formation.

Keywords: Chlorite, Geothermometry, Mole fractions, Alteration, Smectite, Malvak.

For Persian Version see pages 149 to 162

*Corresponding author: S. V. Shahrokhi; E-mail: Vahid.Shahrokhi@Gmail.com