



ترکیب و زمین دماسنجی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در توده‌های گرانیتوئیدی نقده و پسوه

سامره علوی^{۱*}، امیرعلی طباح شعبانی^۲، شجاع‌الدین نیرومند^۳، فرانچسکا تچه^۴

۱- پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۳- گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم زمین، دانشگاه تهران، تهران

۴- موسسه زمین‌شناسی زیست محیطی و زمین‌شناسی مهندسی، رم، ایتالیا

(دریافت مقاله: ۹۱/۱۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۲/۳/۸)

چکیده: تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن نقده و پسوه با یک ریزپرزنده الکترونی تعیین شد. بر پایه‌ی ۵۳ نقطه‌ی تجزیه کلریت از ۱۳ نمونه سنگ، محاسبه فرمول ساختاری میانگین نشان داد که تعداد کاتیون سیلیسیم کمتر از ۵/۹۷ اتم در واحد فرمولی (apfu)، و مجموع کاتیون‌های هشت‌وجهی نزدیک به ۱۲ apfu است که دلالت بر کلریت نوع هشت‌وجهی سه‌گانه دارند. کسر مولی محاسبه شده در فاز بین لایه‌ای، X_C، گستره‌ای بین ۰/۸۶ تا ۰/۹۴ نشان می‌دهد که تاییدی بر خلوص کلریت یا به عبارت دیگر نبود کامل لایه‌های اسمکتیت در نمونه‌های کلریت مورد بررسی است. تنوع ترکیبی مشاهده شده در کلریت به‌وسیله‌ی ترکیب بیوتیت و سنگ میزبان کنترل می‌شود. ترکیب نمونه‌های کلریت در توده‌ی پسوه دارای نسبت $Fe/(Fe + Mg) = 0.75-0.85$ و تعداد کاتیون‌های سیلیسیم در فرمول ساختاری ۵/۶۹-۵/۱۴ apfu و در توده‌ی نقده دارای نسبت $Fe/(Fe + Mg) = 0.39-0.49$ و تعداد کاتیون‌های سیلیسیم ۵/۹۷-۵/۴۵ apfu است که به ترتیب به ریپیدولیت و پیکنوکلریت رده‌بندی می‌شوند. همه عناصر اصلی در کلریت با همدیگر همخوانی دارند. همچنین نسبت $Fe/(Fe + Mg)$ در بیوتیت به وسیله‌ی کلریت حفظ می‌شود. زمین‌دماسنجی کلریت بر اساس تغییر در مقدار Al هشت‌وجهی و نسبت $Fe/Fe + Mg$ در ساختار کلریت یک تغییر بزرگ در دما از ۳۹۹-۲۹۹ با میانگین ۳۴۵ درجه‌ی سانتیگراد در توده‌ی پسوه و ۳۵۰-۲۷۰ با میانگین ۳۲۰ درجه‌ی سانتیگراد در توده‌ی نقده را نشان می‌دهد که با میانگین دمای تشکیل کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی نواحی دیگر زمین همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: کلریت؛ بیوتیت؛ دگرسانی؛ گرانیتوئید؛ نقده؛ پسوه.

مقدمه

علت شباهتشان به کانی بروسیت $Mg(OH)_2$ ، لایه‌ی بروسیت خوانده می‌شوند. بنابراین ساختار کلریت‌ها بصورت تناوبی از لایه‌های تالک و بروسیت به صورت T-O-T-brucite-T-O-T-... شناخته می‌شود. کلریت‌ها در محیط‌های زمین‌شناختی بسیار متنوعی تشکیل می‌شوند، بنابراین دامنه‌ی

کلریت‌ها از دسته‌ی سیلیکات‌های ورقه‌ای دارای ساختار بلوری متشکل از تناوبی از لایه‌های T-O-T (چاروجهی - هشت‌وجهی - چاروجهی) هستند که زیر عنوان لایه‌ی تالک شناخته می‌شوند. فضای بین این لایه‌های تالک را میان لایه‌های هشت‌وجهی به صورت $(OH)_6(Mg^{2+}, Fe^{2+}, \dots)$ پر می‌کنند که به

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۱۶۴۲۱۵، پست الکترونیکی: Zantia20042005@yahoo.com

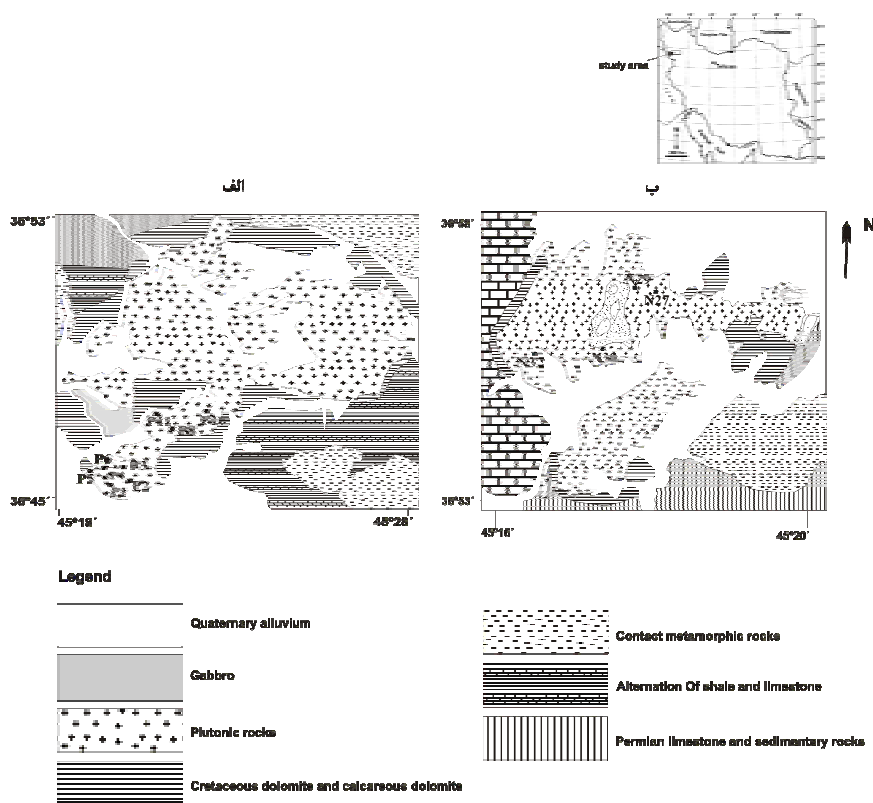
در بخش شمال غرب زون سنندج-سیرجان رخمون دارند (شکل ۱) و به ترتیب در گستره‌ی خاوری و شمال خاوری ورقه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰,۰۰۰ نقده قرار گرفته‌اند [۲۴] این گرانیتوئیدها توده‌ای، فاقد سمت یافتگی ماگمایی یا دگرشکلی ساختاری‌اند و رگه‌های آپلیتی و لوکوگرانیتی این گرانیتوئیدها را قطع کرده‌اند. همچنین برونوم‌های ریزدانه‌های مافیک در این گرانیتوئیدها وجود دارند. ترکیب سنگ‌شناسی هر دو توده پسوه و نقده کم و بیش مشابه و شامل مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت است. کانی‌های اصلی در سنگ‌های فلسیک مانند مونزوگرانیت‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت و در نمونه‌های مافیک تر مانند مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، علاوه بر مجموعه فوق کلینوپیروکسن نیز مشاهده می‌شود. کانی‌های حاصل از دگرسانی شامل کلریت، سریسیت، اپیدوت، تیتانیت ثانوی و عدسی‌های پره‌نیت در برخی بلورهای بیوتیت در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. این توده‌ها که بخشی از ماگماتیسم گسترده ائوسن ایران محسوب می‌شوند، به لحاظ ژئوشیمی آهکی-قلیایی، مت‌آلومین تا کمی پرآلومین و ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I وابسته به قوس را نشان می‌دهند [۲۵].

گسترده‌ای از ترکیب شیمیایی را به نمایش می‌گذارند [۸-۱]. در سنگ‌های آذرین معمولاً به عنوان محصول دگرسانی کانی-های مافیک مانند پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت به وسیله شماره-های دوتریک یا گرمایی یا از طریق دگرنهادی یعنی اضافه شدن عناصر به درون سنگ ایجاد می‌شوند [۹، ۱۰].

در سنگ‌های گرانیتی، کلریت نیز به عنوان محصول دگرسانی گرمایی بیوتیت توجه بعضی از پژوهشگران را برای بررسی ویژگی‌های شیمیایی، کانی‌شناسی و نیز سازوکار تشکیل آن‌ها به خود جلب کرده است [۸، ۱۱-۲۳]. بنابراین به شکل مشابه، هدف این مقاله بررسی کانی‌شناسی و ویژگی‌های شیمیایی کلریت به عنوان محصول دگرسانی گرمایی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی توده‌های پسوه و نقده در شمال غرب زون سنندج-سیرجان است. همچنین برای ارزیابی دمای تشکیل از زمین‌دماسنج‌های متداول کلریت بهره گرفتیم که برآوردی از دمای دگرسانی گرماب توده‌های مورد بررسی به دست می‌دهد.

مواد و روش‌ها

از نظر زمین‌شناسی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی پسوه و نقده



شکل ۱ نقشه‌ی ساده زمین‌شناسی الف- توده پسوه و ب- توده‌ی نقده، موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نقشه مشخص شده‌اند [۲۴].

اکسایشی بیشتر طی فرآیند کلریتی شدن دارد. همچنین در این زمینه [۱۸] نشان دادند که تفاوت اندکی بین نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} در بیوتیت و کلریت حاصل از دگرسانی آن وجود دارد.

ترکیب شیمیایی هر یک از ۱۳ نمونه بیوتیت میزبان مورد بررسی که میانگین ۳ تا ۵ تجزیه نقطه‌ای است در جدول‌های (۳ و ۴) همراه با فرمول ساختاری بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن بنابر فرمول عمومی میکاها $X_2Y_4(Z_8O_{20})(OH,F,Cl)_4$ ارائه شده‌اند. H_2O بر پایه واکنش-دهی $(OH+F+Cl=4)$ محاسبه و محتوی FeO و Fe_2O_3 از طریق تحمیل نسبت‌های Fe^{3+}/Fe_{tot} به دست آمده از روش شیمی تر به شرح زیر تعیین شدند.

جدایش کانی

برای تعیین نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} در بیوتیت، نخست خردایش نمونه‌های سنگ کل از طریق دستگاه‌های خرد کننده فکی و مخروطی انجام شد تا حدی که کانی‌های سنگ از یکدیگر جدا شوند. برای دریافت دانه‌هایی در گستره‌ی ۴۵ تا ۶۵ میکرون ($250 - 350 \mu m$) نمونه‌های خرد شده الک و سپس برای حذف گرد و غبار با آب شسته شدند. پس از خشک کردن، برای جدایش دانه‌های مگنتیت موجود در نمونه‌ها، از یک آهن‌ربای دائمی قوی و برای کانی‌های فلیسک از مافیک از جدا کننده مغناطیسی استفاده شد. در پایان، تمام نمونه‌های جدا شده، با میکروسکوپ دوچشمی بازبینی و ناخالصی‌های همراه آن برداشت شدند تا تمرکز به کمینه‌ی ۹۹٪ بیوتیت برسد. جدایش ناخالصی‌هایی همچون ادخالهای بسیار ریز آپاتیت، زیرکن و بلورهای مسکویت یا کلریت به شکل بین لایه‌ای در بعضی از نمونه‌ها اجتناب ناپذیر بود.

از هر نمونه بیوتیت جدا شده حدود ۲ گرم توزین و برای جلوگیری از اکسایش آهن، نرم شده تا حد ۲۰۰ میکرون در زیر استون و در هاونی از جنس آگات صورت گرفت. بدین روش نمونه‌های پودر بیوتیت طی هضم اسیدی به سهولت حل شده و نتایج از صحت بالایی برخوردار خواهند بود [۲۶]. نتایج آهن فرو از طریق شیمی تر به روش عیارسنجی و آهن کل از طریق بیناب‌سنجی فرا بنفشی-نور مریعی تعیین شدند. سپس آهن فریک از جدا کردن مقادیر آهن فرو از آهن کل محاسبه شد.

بیوتیت که در تمام واحدهای سنگی توده‌های نفوذی نقده و پسوه وجود دارد در مقاطع نازک شکل دار تا نیمه شکل دار و به رنگ قهوه‌ای تیره، قهوه‌ای متمایل به سرخ مشاهده می‌شود. در موزودیوریت‌ها و گرانودیوریت‌های مافیک بیوتیت معمولاً با آمفیبول هم‌رشدی نشان می‌دهد. در صورتی که در موزوگرانیت‌ها به تنهایی و گاهی همراه با موسکوویت ظاهر می‌شود. همچنین ادخال‌های زیرکن، آپاتیت و مگنتیت در این کانی متداول است.

در این بررسی تنها کلریت‌هایی مورد تجزیه‌ی ریزپردازش الکترونی قرار گرفتند که بطور بخشی یا کامل جایگزین بیوتیت شده‌اند. این کلریت‌ها به صورت چند رنگی سبز تا سبز پریده و رنگ‌های تداخلی غیر عادی آبی جوهری تا آبی خاکستری دیده می‌شوند.

تجزیه‌ی ریزپردازش الکترونی

تجزیه شیمیایی کانی کلریت با طیف سنجی XRF-WD با بکارگیری ریزپردازنده‌ی الکترونی مدل Cameca SX100 در دانشگاه لاساپینزا-ایتالیا برای ۱۱ عنصر (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Cl, F) بر روی مقاطع نازک صیقلی سنگ به دست آمد. ولتاژ به کار رفته ۱۵ kV و شدت جریان گمانه‌ای ۲۰ nA بود. تجزیه کلریت هم‌زمان با تجزیه بیوتیت برای هر نمونه با نمونه‌های استاندارد یکسان انجام گرفت. ترکیب شیمیایی هر یک از ۱۳ نمونه کلریت مورد بررسی که میانگین ۲ تا ۱۱ تجزیه نقطه‌ای است در جدول‌های (۱ و ۲) همراه با فرمول ساختاری بر پایه ۲۸ اتم اکسیژن $O_{20}(OH)_{16}$ (به عبارت دیگر بر پایه فرمول عمومی کلریت $O_{20}(OH,F,Cl)_{16}$ که Y و Z به ترتیب جایگاه‌های شناختی بسیار متنوعی تشکیل می‌شوند، بنابراین دامنه‌ی و چاروجهی هستند) ارائه شده است. از ۱۳ نمونه‌ی مقاطع نازک صیقلی سنگ که کلریت و بیوتیت‌های آن تجزیه شده‌اند، ۹ نمونه مربوط به توده‌ی پسوه و ۴ نمونه‌ی مربوط به توده‌ی نقده است. H_2O بر پایه موازنه‌ی شیمیایی $(OH+F+Cl=16)$ محاسبه و محتوی FeO و Fe_2O_3 از طریق تحمیل نسبت‌های Fe^{3+}/Fe^{2+} به دست آمده از روش شیمی تر روی دو نمونه بیوتیت میزبان تعیین شدند، زیرا تعیین آن روی کلریت امکان‌پذیر نبود. اگرچه [۱۷] نشان داد که نسبت یاد شده در کلریت اندکی بیشتر از بیوتیت میزبان است که دلالت بر شرایط

جدول ۱ نتایج میانگین تجزیه ریزپردازشی کلریت‌های توده‌ی گرانیتوئیدی پسه و محاسبه‌ی فرمول ساختاری بر اساس ۲۸ اتم اکسیژن، GR= مونزوگرانیت، MG= مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت

Rock type	GR	MG	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR
Sample	P1	P10	P11	P2	P3	P4	P5	P6	P8
Mean of point analyses	۱۰	۱۱	۵	۲	۴	۵	۳	۲	۲
SiO ₂	۲۵,۳۱	۲۳,۲۲	۲۳,۰۴	۲۴,۴	۲۴	۲۴,۸	۲۶,۴	۲۵,۶	۲۴,۵
TiO ₂	۰,۲۱	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۲۵	۰,۲۳	۰,۱۲	۰,۰۴	۰,۹۷
Al ₂ O ₃	۱۹,۲۷	۲۱,۰۱	۲۰,۷۸	۱۹,۷۸	۱۹,۰۶	۲۰,۵۸	۱۹,۱۷	۱۹,۷۷	۱۹,۳۵
FeO*	۳۷,۵۶	۳۷	۳۷,۸۲	۳۸,۷۱	۳۷,۸۱	۳۶,۴۹	۳۶,۱	۳۸,۴	۳۶,۷۷
FeO	۳۳,۸	۳۳,۲۱	۳۴,۰۴	۳۴,۸۴	۳۴,۰۲	۳۳,۰۴	۳۳,۶۹	۳۴,۵۷	۳۳,۳۵
Fe ₂ O ₃	۴,۱۷	۴,۱	۴,۲	۴,۳	۴,۲	۴,۰۶	۴,۰۳	۴,۲۷	۴,۱۲
MnO	۰,۷	۰,۹۲	۰,۹۷	۰,۶۹	۰,۸۶	۰,۹۴	۰,۲۷	۰,۹۲	۰,۵۵
MgO	۴,۸۹	۶,۳۷	۵,۵۶	۴,۳۲	۶,۲۶	۴,۷۱	۶,۰۶	۳,۴۷	۵,۲۶
CaO	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۵	۰	۰,۰۶
Na ₂ O	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۳
K ₂ O	۰,۰۷	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۴
F	۰,۱۴	۰,۱	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۱۴	۰,۰۸	۰	۰,۲۴
Cl	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۴
H ₂ O	۱۰,۷۲	۱۰,۷۸	۱۰,۶۹	۱۰,۶۸	۱۰,۷۲	۱۰,۷۶	۱۰,۸۸	۱۰,۷۸	۱۰,۶۴
Total	۹۹,۳۷	۹۹,۸۵	۹۹,۵۱	۹۹,۲	۹۹,۵۲	۹۹,۳۳	۹۹,۴۶	۹۹,۴۴	۹۹,۱۴
Si	۵,۶۲	۵,۱۴	۵,۱۵	۵,۴۷	۵,۳۶	۵,۴۹	۵,۸	۵,۶۹	۵,۴۶
AlIV	۲,۳۸	۲,۸۶	۲,۸۵	۲,۵۳	۲,۶۴	۲,۵۱	۲,۲	۲,۳۱	۲,۵۴
ΣT-Site	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
AlVI	۲,۶۷	۲,۶۲	۲,۶۲	۲,۶۹	۲,۳۷	۲,۸۶	۲,۷۶	۲,۸۷	۲,۵۴
Ti	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۱۶
Fe ³⁺	۰,۷	۰,۶۸	۰,۷۱	۰,۷۲	۰,۷۱	۰,۶۸	۰,۴۴	۰,۷۱	۰,۶۹
Fe ²⁺	۶,۲۸	۶,۱۵	۶,۳۶	۶,۵۳	۶,۳۵	۶,۱۲	۶,۱۹	۶,۴۳	۶,۲۲
Mn	۰,۱۳	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۳	۰,۱۶	۰,۱۸	۰,۰۵	۰,۱۷	۰,۱
Mg	۱,۶۲	۲,۱	۱,۸۵	۱,۴۴	۲,۰۸	۱,۵۶	۱,۹۸	۱,۱۵	۱,۷۵
ΣO-Site	۱۱,۴۴	۱۱,۷۴	۱۱,۷۳	۱۱,۵۲	۱۱,۷۱	۱۱,۴۳	۱۱,۴۵	۱۱,۳۴	۱۱,۴۶
Ca	۰,۰۱	۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰	۰,۰۱
Na	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰	۰,۰۲	۰	۰,۰۱
K	۰,۰۲	۰	۰	۰	۰,۰۱	۰	۰	۰	۰,۰۱
F	۰,۲	۰,۱۴	۰,۱	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۱۹	۰,۱۲	۰	۰,۳۴
Cl	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۲	۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳
OH	۱۵,۸۹	۱۵,۹۲	۱۵,۹۴	۱۵,۹۶	۱۵,۹۷	۱۵,۸۹	۱۵,۹۴	۱۵,۹۹	۱۵,۸۲
Fe/(Fe+Mg)	۰,۸	۰,۷۵	۰,۷۷	۰,۸۲	۰,۷۶	۰,۸	۰,۷۶	۰,۸۵	۰,۷۸
Xc	۰,۹۱	۰,۹۶	۰,۹۵	۰,۹۲	۰,۹۵	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۸۹	۰,۹۱
Geotherm 1	۳۲۱	۳۹۹	۳۹۷	۳۴۵	۳۶۳	۳۴۲	۲۹۲	۳۱۰	۳۴۷
Geotherm 2	۳۳۰	۳۷۷	۳۷۷	۳۴۷	۳۵۴	۳۴۳	۳۰۸	۳۲۶	۳۴۵

FeO*=FeOtotal

Xc= mole fraction of chlorite

1= [۱], 2= [۳۷], 3= [۳۸]

جدول ۲ نتایج میانگین تجزیه‌ی ریزپردازشی کلریت‌های توده‌ی گرانیتوئیدی نرده و محاسبه‌ی فرمول ساختاری بر اساس ۲۸ اتم اکسیژن، GR= مونزوگرانیت، MG= مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت

Rock Type	GR	MG	MG	MG
Sample	N27	N29	N30	N32
Mean of point Analyses	۳	۴	۱	۳
SiO ₂	۲۸.۵۶	۲۷.۲۳	۲۶.۳۷	۲۶.۳۲
TiO ₂	۰.۵۹	۰.۰۹	۰.۰۲	۰.۰۷
Al ₂ O ₃	۱۷.۴۸	۱۸.۶۷	۲۰.۱۸	۱۹.۷۴
FeO*	۲۷.۳۷	۲۵.۴۶	۲۳.۷۶	۲۳.۹۵
FeO	۲۱.۰۷	۱۹.۶۱	۱۸.۲۹	۱۸.۴۴
Fe ₂ O ₃	۶.۶۴	۶.۵	۶.۰۷	۶.۱۲
MnO	۰.۷	۰.۳۷	۰.۶۲	۰.۹۶
MgO	۱۲.۴۳	۱۵.۳۶	۱۵.۹۹	۱۶.۳۴
CaO	۰.۱۵	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۰۵
Na ₂ O	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۲	۰
K ₂ O	۰.۳۲	۰.۱۲	۰.۰۱	۰.۰۸
F	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۸	۰.۰۲
Cl	۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰
H ₂ O	۱۱.۳۸	۱۱.۵۵	۱۱.۵۴	۱۱.۵۸
Total	۹۹.۳۹	۹۹.۷۲	۹۹.۳۳	۹۹.۷۲
Si	۵.۹۷	۵.۶۷	۵.۴۶	۵.۴۵
AlIV	۲.۰۳	۲.۳۳	۲.۵۴	۲.۵۵
ΣT-Site	۸	۸	۸	۸
AlVI	۲.۲۹	۲.۲۳	۲.۳۹	۲.۲۶
Ti	۰.۰۹	۰.۰۱	۰	۰.۰۱
Fe ³⁺	۱.۰۵	۱.۰۱	۰.۹۵	۰.۹۵
Fe ²⁺	۳.۷۱	۳.۴	۳.۱۷	۳.۱۹
Mn	۰.۱۲	۰.۰۷	۰.۱۱	۰.۱۷
Mg	۳.۸۹	۴.۷۵	۴.۹۴	۵.۰۴
ΣO-Site	۱۱.۱۶	۱۱.۴۸	۱۱.۵۵	۱۱.۶۳
Ca	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۱
Na	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰
K	۰.۰۹	۰.۰۳	۰	۰.۰۲
F	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۱۱	۰.۰۲
Cl	۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰
OH	۱۵.۹۶	۱۵.۹۹	۱۵.۹۴	۱۵.۹۹
Fe(Fe+Mg)	۰.۴۹	۰.۴۲	۰.۳۹	۰.۳۹
Xc	۰.۸۶	۰.۹۱	۰.۹۲	۰.۹۴
Geotherm 1	۲۶۵	۳۱۳	۳۴۷	۳۴۹
Geotherm 2	۲۷۰	۲۹۶	۳۱۶	۳۱۷
Geotherm 3	۲۷۰	۳۱۶	۳۴۹	۳۵۰

ترکیب شیمی بیوتیت میزبان چنانکه در شکل ۳ نشان داده شد، تمام نمونه‌های بیوتیت مورد بررسی در نمودار چهار ضلعی رده بندی میکاهای هشت-وجهی سه‌گانه‌ی واقعی که رئوس آن را آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت (ASPE) [۲۷] تشکیل می‌دهند در قلمرو بیوتیت قرار گرفته‌اند. این بیوتیت‌ها محتوای آلومینیم کل تقریباً یکسان دارند، لیکن می‌توان بر پایه‌ی نسبت‌های متفاوت Fe/Fe+Mg به دو گروه رده بندی کرد (شکل ۳ ب). یک گروه که به توده گرانیتوئیدی پسوه‌اند دارای نسبت

Fe/Fe+Mg در حدود ۰.۷۵ وابسته است که از آهن غنی هستند به طوری که مقدار FeO کل آنها در گستره‌ی ۲۸.۳۳-۳۰.۲۴ و محتوای MgO آنها در گستره‌ی ۴.۳۷-۵.۱۲ در صد وزنی قرار می‌گیرد. علاوه بر این، نسبت Fe³⁺/Fe_{tot} در این گروه از بیوتیت‌ها ۰.۱ تعیین شد که دلالت بر شرایط به نسبت احیا هنگام تبلور آنها دارد (جدول ۳). در مقابل، دسته‌ی دیگر از بیوتیت‌ها، که از توده‌ی گرانیتوئیدی نرده گرفته شده‌اند، نسبت Fe/Fe+Mg حدود ۰.۴۵ دارند که در مقایسه با بیوتیت‌های توده‌ی پسوه، مقادیر FeO کل آنها پایین تر و در

و تشکیل دهنده‌ی ورقه‌های هشت‌وجهی Al, Ti, Fe^{2+}, Fe^{3+} و Mn, Mg هستند (جدول‌های ۱ و ۲). کلریت‌های توده گرانیتوئیدی پسته دارای نسبت $Fe/(Fe+Mg)=0.74-0.81$ و محتوی کاتیون سیلیسیم $۵,۲۴-۵,۵۳$ اتم در واحد فرمولی و در توده نقده دارای نسبت $Fe/(Fe+Mg)=0.45-0.55$ و محتوی سیلیسیم $۵,۵۵-۶,۰۷$ اتم در واحد فرمولی است که به ترتیب منجر به رده‌بندی کلریت‌ها به رپیدولیت-برونزویژیت و رپیدولیت-پیکنوکلیت می‌شود (شکل ۳ الف).

گستره $۱۹,۱۷-۲۱,۹۵$ قرار دارد، ولی MgO بالاتر در گستره‌ی $۸,۶۶-۱۰,۵۵$ در صد وزنی قرار می‌گیرد. همچنین نسبت Fe^{3+}/Fe_{tot} در این گروه از بیوتیت‌ها $۰,۲۳$ تعیین شد که حاکی از شرایط نسبتاً اکسایشی به هنگام تبلور آنهاست (جدول ۴).

شیمی کانی کلریت

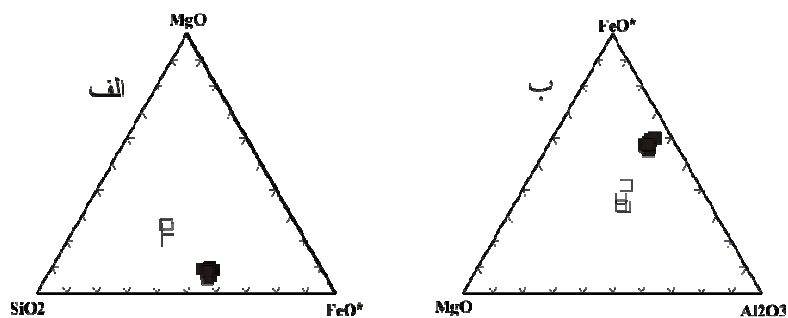
بر اساس داده‌های ریزپردازنده‌ی الکترونی تغییرات ترکیبی کلریت بازتاب دهنده‌ی تفاوت شگرف در محتوای عناصر سیلیسیم، آلومینیوم، آهن و منیزیم است (شکل ۲). سیلیسیم و آلومینیوم تنها تشکیل دهنده‌های ورقه‌های چاروجهی هستند

جدول ۳ نتایج میانگین تجزیه بیوتیت‌های توده‌ی گرانیتوئیدی پسته و محاسبه‌ی فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن، $GR =$ مونزوگرانیت، $MG =$ مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت- $FeO^* =$ آهن کل

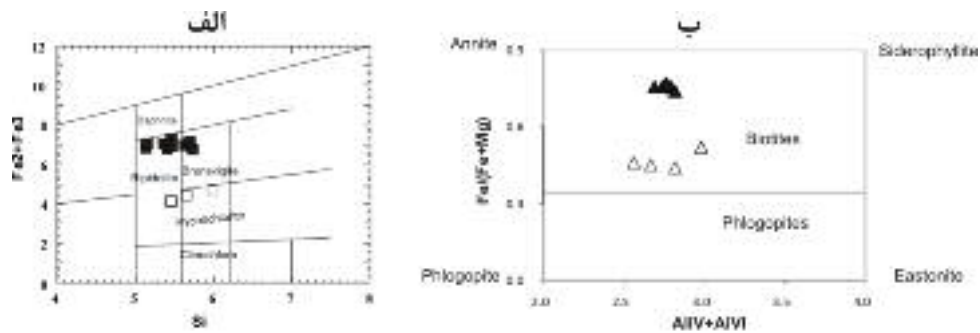
Rock type	GR	MG	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR
Sample ID	P2	P10	P11	P3	P1	P4	P6	P5	P8
Mean of point analyses	۹	۲۱	۵	۸	۶	۱۶	۲۰	۱۱	۹
SiO ₂	۳۴,۳۹	۳۳,۸۹	۳۳,۸	۳۳,۸	۳۳,۷۱	۳۴,۴۳	۳۳,۵۲	۳۴,۶۸	۳۳,۸۵
TiO ₂	۲,۶۶	۳,۴۲	۴,۲۳	۳,۵	۳,۳۹	۳,۳۲	۳,۱۶	۳,۵	۲,۶۷
Al ₂ O ₃	۱۴,۵۹	۱۵,۰۳	۱۴,۲۵	۱۴,۴۶	۱۴,۷۲	۱۴,۸۵	۱۴,۵	۱۴,۶۹	۱۴,۶۱
FeO*	۲۹,۳۴	۲۸,۴۴	۲۸,۵	۲۸,۹۸	۲۹,۳۳	۲۸,۳۳	۲۹,۷۳	۲۸,۴۲	۳۰,۲۴
FeO	۲۶,۴۱	۲۵,۶	۲۵,۶۵	۲۶,۰۹	۲۶,۶۲	۲۵,۸۲	۲۶,۸۹	۲۵,۵۷	۲۷,۲۱
Fe ₂ O ₃	۳,۲۶	۳,۱۶	۳,۱۷	۳,۲۲	۳,۲۹	۳,۱۹	۳,۳۲	۳,۱۶	۳,۳۶
MnO	۰,۴۸	۰,۴۱	۰,۴۸	۰,۴۷	۰,۵۴	۰,۵۱	۰,۴۹	۰,۴۴	۰,۵۲
MgO	۴,۷۱	۵,۱۲	۴,۶۸	۴,۶۹	۴,۴۶	۴,۳۷	۴,۶۷	۴,۵۵	۴,۶۲
CaO	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۸	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۴
Na ₂ O	۰,۱۳	۰,۱	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۰۸	۰,۱	۰,۱	۰,۰۸	۰,۰۹
K ₂ O	۸,۲۲	۸,۸۳	۸,۹۹	۸,۶۷	۸,۸۲	۸,۳۵	۸,۷	۸,۴۸	۸,۳۹
F	۰,۶۲	۰,۶۴	۰,۶	۰,۴۸	۰,۶۲	۰,۵۳	۰,۶۸	۰,۶	۰,۷
Cl	۰,۲۶	۰,۱۷	۰,۱۵	۰,۲۲	۰,۲	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۹
H ₂ O	۳,۳۸	۳,۴۲	۳,۴۲	۳,۴۵	۳,۴	۳,۴۶	۳,۳۶	۳,۴۴	۳,۳۵
Total	۹۹,۱۴	۹۹,۸۲	۹۹,۵۸	۹۹,۲	۹۹,۹۳	۹۹,۱۴	۹۹,۵۹	۹۹,۳۹	۹۹,۶
Si	۵,۵۲	۵,۳۹	۵,۴۱	۵,۴۳	۵,۴	۵,۵	۵,۳۹	۵,۵۲	۵,۴۴
AlIV	۲,۴۹	۲,۶۱	۲,۵۹	۲,۵۷	۲,۶	۲,۵	۲,۶۱	۲,۴۸	۲,۵۶
ΣZ -Site	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
AlVI	۰,۲۷	۰,۲۱	۰,۱	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۲۹	۰,۱۴	۰,۲۷	۰,۲
Ti	۰,۳۲	۰,۴۱	۰,۵۱	۰,۴۲	۰,۴۱	۰,۴	۰,۳۸	۰,۴۲	۰,۳۲
Fe ³⁺	۰,۳۹	۰,۳۸	۰,۳۸	۰,۳۹	۰,۴	۰,۳۸	۰,۴	۰,۳۸	۰,۴۱
Fe ²⁺	۳,۵۴	۳,۴۱	۳,۴۳	۳,۵۱	۳,۵۶	۳,۴۵	۳,۶۲	۳,۴	۳,۶۶
Mn	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۷
Mg	۱,۱۳	۱,۲۲	۱,۱۲	۱,۱۲	۱,۰۶	۱,۰۴	۱,۱۲	۱,۰۸	۱,۱۱
ΣY -Site	۵,۷۲	۵,۶۸	۵,۶	۵,۶۷	۵,۶۸	۵,۶۴	۵,۷۳	۵,۶۱	۵,۷۷
Ca	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰	۰,۰۱	۰,۰۱
Na	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳
K	۱,۶۸	۱,۷۹	۱,۸۴	۱,۷۸	۱,۸	۱,۷	۱,۷۹	۱,۷۲	۱,۷۲
ΣX -Site	۱,۷۳	۱,۸۳	۱,۸۸	۱,۸۲	۱,۸۴	۱,۷۴	۱,۸۲	۱,۷۵	۱,۷۶
F	۰,۶۳	۰,۶۴	۰,۶۱	۰,۴۹	۰,۶۳	۰,۵۴	۰,۶۹	۰,۶	۰,۷۱
Cl	۰,۱۴	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۰۹	۰,۱	۰,۰۹	۰,۱
OH	۳,۶۲	۳,۶۳	۳,۶۶	۳,۷	۳,۶۳	۳,۶۹	۳,۶۱	۳,۶۵	۳,۵۹
A	۴,۳۹	۴,۳۷	۴,۳۴	۴,۳	۴,۳۷	۴,۳۱	۴,۴	۴,۳۵	۴,۴۱
Fe/(Fe+Mg)	۰,۷۶	۰,۷۴	۰,۷۵	۰,۷۶	۰,۷۷	۰,۷۷	۰,۷۶	۰,۷۶	۰,۷۷
Mg/(Mg+Fe)	۰,۲۴	۰,۲۶	۰,۲۵	۰,۲۴	۰,۲۳	۰,۲۳	۰,۲۴	۰,۲۴	۰,۲۳
Fe ³⁺ /Fe _{tot}	۰,۱	۰,۲۳	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱

جدول ۴ نتایج میانگین تجزیه بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی نقره و محاسبه‌ی فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن، GR= مونوزوگرانیت، MG= مونوزودیوریت، کوارتز مونوزودیوریت، گرانودیوریت، *FeO= آهن کل.

Rock Type Sample ID Mean of point analyses	GR N27	MG N29	MG N30	MG N32
SiO ₂	۳۵,۱۲	۳۶,۰۹	۳۶,۳۲	۳۶,۲۷
TiO ₂	۲,۸۶	۳,۳۲	۳,۷۲	۳,۴۳
Al ₂ O ₃	۱۶,۵۱	۱۵,۷۷	۱۴,۸۹	۱۴,۲۳
FeO*	۲۱,۹۵	۱۹,۱۷	۱۹,۶۴	۲۰,۶۸
FeO	۱۶,۹	۱۴,۷۶	۱۵,۱۳	۱۵,۹۲
Fe ₂ O ₃	۵,۶۱	۴,۹	۵,۰۲	۵,۲۸
MnO	۰,۵۷	۰,۲۶	۰,۲۸	۰,۵۹
MgO	۸,۶۶	۱۰,۵۵	۱۰,۵۵	۱۰,۴۵
CaO	۰,۰۳	۰,۱۴	۰,۰۵	۰,۰۵
Na ₂ O	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۰۶
K ₂ O	۹,۴۸	۹,۲۲	۹,۲۴	۹,۱۲
F	۰,۱۹	۰,۱۲	۰,۱۵	۰,۲
Cl	۰,۱۴	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۶
H ₂ O	۳,۷۹	۳,۸۸	۳,۸۶	۳,۸۲
Total	۹۹,۹۱	۹۹,۱۷	۹۹,۳۴	۹۹,۴۸
Si	۵,۳۸	۵,۴۸	۵,۵۲	۵,۵۴
AlIV	۲,۶۲	۲,۵۲	۲,۴۸	۲,۴۶
ΣZ-Site	۸	۸	۸	۸
AlVI	۰,۳۵	۰,۲۹	۰,۱۸	۰,۰۹
Ti	۰,۳۳	۰,۳۸	۰,۴۳	۰,۳۹
Fe ³⁺	۰,۶۵	۰,۵۶	۰,۵۷	۰,۶۱
Fe ²⁺	۲,۱۶	۱,۸۷	۱,۹۲	۲,۰۳
Mn	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۸
Mg	۱,۹۸	۲,۳۹	۲,۳۹	۲,۳۸
ΣY-Site	۵,۵۴	۵,۵۲	۵,۵۲	۵,۵۸
Ca	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱
Na	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲
K	۱,۸۵	۱,۷۹	۱,۷۹	۱,۷۸
ΣX-Site	۱,۸۷	۱,۸۳	۱,۸۲	۱,۸
CF	۰,۱۸	۰,۱۲	۰,۱۴	۰,۱۹
CCl	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۳
OH	۳,۸۷	۳,۹۲	۳,۹۱	۳,۸۹
A	۴,۱۳	۴,۰۸	۴,۰۹	۴,۱۱
Fe(Fe+Mg)	۰,۵۲	۰,۴۴	۰,۴۵	۰,۴۶
Mg(Mg+Fe)	۰,۴۸	۰,۵۶	۰,۵۵	۰,۵۴
Fe ³⁺ /Fe _{tot}	۰,۲۳	۰,۲۳	۰,۲۳	۰,۲۳



شکل ۲ تغییرات ترکیبی در نمونه‌های کلریت از سنگ‌های گرانیتوئیدی توده‌های نفوذی نقره و پسته بر اساس مقادیر اکسیدهای آهن، منیزیم، آلومینیوم و سیلیسیم، = توده پسته □ = توده نقره



شکل ۳ الف- ترکیب کلریت‌های توده های گرانیتوئیدی پسوه و نقده در نمودار Si نسبت به $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ بر گرفته از [۳۴] توده‌ی پسوه □ = توده‌ی نقده ب- موقعیت بیوتیت‌های مورد بررسی در چهارضلعی ASPE [۲۷]، (توده‌ی پسوه، کلریت=■، بیوتیت=▲) (توده‌ی نقده □ = کلریت، ▲ = بیوتیت).

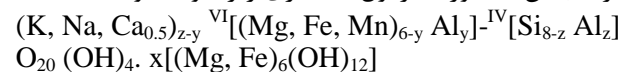
آنها نزدیک صفر خواهد بود. بدین ترتیب، فازهای بین لایه ایی با نسبت ۱:۱ از کلریت و اسمکتیت Xc نزدیک ۰٫۵ خواهند داشت.

پارامتر جزئی مولی کلریت محاسبه شده برای نتایج میکروپروب کلریت های ریزپردازش توده پسوه و نقده از ۰٫۸۶ تا ۰٫۹۶ تغییر می کند (جدول‌های ۱ و ۲). [۹] در بررسی کلریت های گدازه های بازی کامبرین جنوب غربی اسپانیا، پارامتر Xc را محاسبه و مقادیر ۰٫۸۱ تا ۰٫۹۸ را بدست آوردند. افزون بر این، آنها با بکارگیری روش‌های پراش سنجی پرتوی ایکس (XRD) و میکروسکوپ الکترونی عبوری با قدرت تفکیک بالا (HRTEM) روی همین کلریت‌های گدازه‌های بازی دریافتند که آنها کاملاً عاری از لایه های اسمکتیت هستند. بنابراین، مشابهت مقادیر Xc کلریت‌های گدازه‌های بازی اسپانیا با مقادیر Xc کلریت‌های توده‌های پسوه و نقده می تواند دلالت بر خلوص کلریت های مورد بررسی باشد.

گروه کلریت به چهار زیرگروه تقسیم می‌شود: کلریت هشت وجهی سه‌گانه، کلریت هشت‌وجهی دوگانه، کلریت هشت‌وجهی سه‌گانه و کلریت تری هشت وجهی دوگانه. با توجه به این که مجموع کاتیون‌های هشت وجهی در نمونه‌های مورد بررسی (به استثنای یک نمونه، ۱۱٫۳۴-۱۱٫۷۴ کاتیون در واحد فرمولی) خیلی نزدیک به ۱۲ است، حاکی از آن است که کلریت‌های مورد بررسی هشت‌وجهی سه‌گانه هستند به عبارتی، تقریباً همه جایگاه‌های هشت‌وجهی با کاتیون‌های دو و سه ظرفیتی اشغال شده‌اند [۲۹] اگر چه با بررسی فرمول ساختاری ایده آل کلریت می توان مقادیر جایگاه خالی را محاسبه کرد (۰٫۲۶apfu - ۰٫۶۶) ولی بنا بر [۳۰] با قطعیت نمی‌توان اثبات کرد که جایگاه خالی وجود داشته باشد.

[۲۸] با بکارگیری روش پراش سنجی پرتو ایکس، کلریت‌هایی را از همبافت آتشفشانی Coast Range، سنگ‌های فیولیتی Troodos، و مناطق زمین گرمایی ایسلند و Onikobe شناسایی کردند که محتوای کاتیون سیلیسیم آنها کمتر از ۶٫۲۵ اتم در واحد فرمولی بر پایه‌ی ۲۸ اتم اکسیژن بود. در حالی که نمونه‌هایی با محتوای بیشتر از این مقدار به خاطر ساختاری، دارای فازهای بین لایه‌ای مانند کلریت-اسمکتیت بودند. چنانکه پیشتر اشاره شد تمام نمونه‌های مورد بررسی دارای مقدار سیلیسیم کمتر از ۶ اتم در واحد فرمولی هستند که دلالت بر خلوص کلریت دارد. افزون بر این، بنابر بررسی‌های این پژوهندگان، محتوای کلسیم در ساختار کلریت نباید بیشتر از ۰٫۱ کاتیون در ۲۸ اتم اکسیژن باشد که در غیر این صورت حضور جزئی اسمکتیت را نشان می‌دهد. بنابراین چنانکه در جداول ۱ و ۲ آمده، تمام نمونه‌های مورد بررسی دارای کلسیم کمتر از ۰٫۱ کاتیون در واحد فرمولی هستند.

[۲۸] نیز پارامتری را به کار گرفتند که Xc نامیده می‌شود که به مفهوم نسبت لایه‌های بروسیت یا به عبارت دیگر جزء مولی کلریت در فاز بین لایه‌ای است. بنابر عقیده‌ی آنها اگر فاز تجزیه شده بین ساپونیت خالص و کلریت خالص قرار گیرد ترکیب آن به صورت فرمول ساختاری زیر خواهد بود:



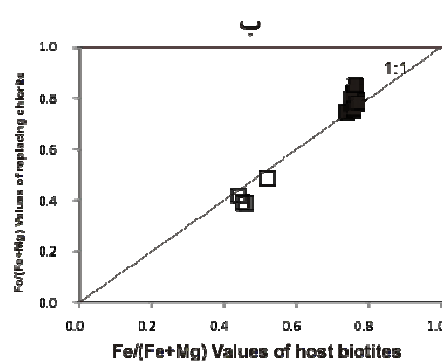
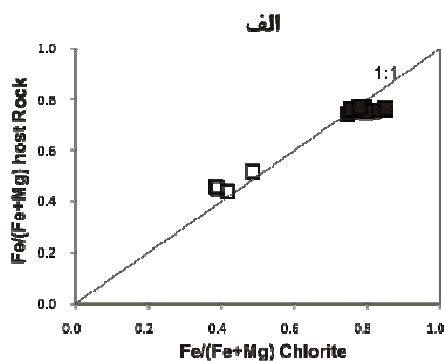
بر این اساس، محاسبه‌ی فرمول ساختاری فازهای بین لایه‌ای روشی را ممکن می‌سازد تا به کمک آن بتوان نسبت‌های ساپونیت و کلریت را ارزیابی کرد. تجزیه‌هایی که معرف کلریت خالص باشند Xc یا جزء مولی کلریت نزدیک یک دارند و کاتیون‌های قابل تعویض آنها نزدیک صفر خواهد بود. در مقابل تجزیه‌هایی که معرف اسمکتیت خالص اند جزء مولی کلریت

میزبان (میانگین ۳/۳۲ درصد وزنی) خود هستند و مقدار آن از ۰/۰۲ تا ۰/۹۷ درصد وزنی با میانگین ۰/۲۱ متغیر است (جدول ۱ و ۲). بنابراین، محتوای تیتانیم اولیه در بیوتیت احتمالاً به صورت روتیل یا تیتانیت هم رشد با کلریت به شکل تیغه‌های نازک موازی با رخ‌های کلریت به صورت ثانوی تشکیل می‌شود. همچنین کلسیم، پتاسیم و سدیم به صورت ناخالصی در کلریت موجودند [۳۵، ۳۴]. [۳۱] پیشنهاد کردند که این عناصر - گاهی به حالت جذب شده یا به صورت کاتیون‌های بین لایه‌ای در کلریت وجود دارند، با دگرسانی بیوتیت به کلریت تهی‌شدگی K_2O و کاهش SiO_2 منتهی به تشکیل پتاسیم فلدسپار می‌شود.

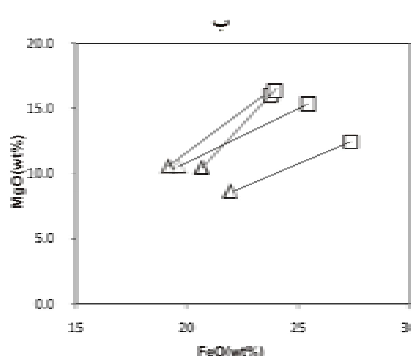
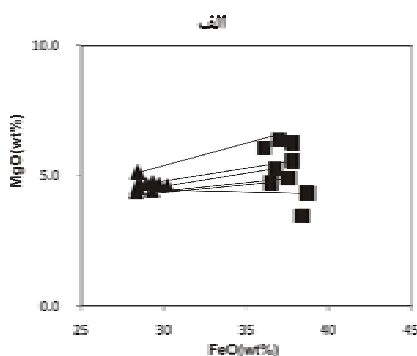
[۳۶] نشان داد که تعداد محدودی از کلریت‌ها Al هشت-وجهی برابر با Al چاروجهی دارند (شکل ۶). در مواردی که میزان Al هشت‌وجهی نسبت به چاروجهی بالاتر است، تعداد کاتیون Si^{4+} در موقعیت چاروجهی که با Al^{3+} جانشین می‌شود بیشتر است که در مجموع در برگه‌های چاروجهی توازن بار برقرار می‌شود و برعکس.

شکل (۴ الف و ب) نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در کلریت‌ها را در برابر همین نسبت در بیوتیت‌های میزبان خود نشان می‌دهد. با وجود پراکندگی نسبتاً اندک، نقاط روی خط ۱:۱ نقش شده-اند که دلالت بر همخوانی شدید بین این دو نسبت دارد. این بدین معناست که مقادیر آهن و منیزیم کلریت شدیداً با تمرکز این عناصر در بیوتیت‌های میزبان کنترل می‌شود، به عبارتی این نسبت به وسیله‌ی کلریت‌ها حفظ شده است. این یافته قبلاً توسط تعدادی از پژوهشگران گزارش شده است [۳۱-۳۳]. به شکل مشابه نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در کلریت‌ها نیز تابع نسبت یاد شده در سنگ میزبان آنهاست.

چنانکه در شکل (۴ ب) مشاهده می‌شود نقاط روی خط ۱:۱ انباشته شده. اگر نقاط خارج از این خط قرار گیرند به منزله‌ی تاثیر محتوی آهن و منیزیم گرمابی در نظر گرفته می‌شود. غیر از تغییرات اساسی در مقدار Ca, Na, K, Al, Si و H_2O تفاوت کلریت‌ها از بیوتیت‌های میزبان‌شان در داشتن آهن و منیزیم بیشتر است (شکل ۵). کلریت‌ها حاوی مقدار کمی از تیتانیم اولیه بیوتیت‌های



شکل ۴ الف) نقشه‌ی نسبت‌های $Fe/(Fe+Mg)$ در نمونه‌های کلریت در مقابل نسبت‌های $Fe/(Fe+Mg)$ در سنگ میزبان (ب) پلات نسبت‌های $Fe/(Fe+Mg)$ در کلریت‌های جانشین در برابر همین نسبت‌ها در بیوتیت میزبان در توده‌های نفوذی نقره و پسته (توده‌ی پسته، \blacksquare ، توده‌ی نقره \square).



شکل ۵) نقشه‌ی مقادیر FeO نسبت به MgO در نمونه‌های کلریت و نمونه‌های بیوتیت میزبان در سنگ‌های گرانیتوئیدی توده‌های پسته و نقره (الف- توده‌ی پسته، کلریت \blacksquare ، بیوتیت \blacktriangle) (ب- توده‌ی نقره \square = کلریت، \triangle = بیوتیت).

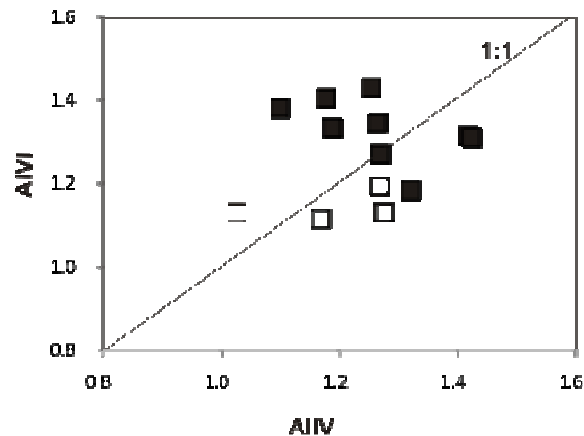
[۳۹] نیز رابطه (۲) را اصلاح و مقدار آلومینیم تترائدری را به صورت زیر تصحیح نمود:

$$Al_c^{IV} = Al^{IV} + 0.1Fe/(Fe+Mg) T = 319Al_c^{IV} - 69 \quad (۳)$$

این پژوهشگران ادعا می‌کنند که رابطه‌ی (۳) برای کلریت‌هایی که نسبت $Fe/Fe + Mg$ کمتر از ۰/۶ دارند و در بازه‌ی دمای ۱۵۰-۳۲۵ درجه‌ی سانتی‌گراد شکل گرفته‌اند. بنابراین دمای محاسبه شده بنا بر رابطه‌ی (۱) برای کلریت‌های احيایی (جدول ۱) از ۲۹۲ تا ۳۹۹ با میانگین ۳۴۶ درجه‌ی سانتی‌گراد تغییر می‌کند. رابطه‌ی پیشنهادی [۳۸] که تاثیر مقادیر Fe و Mg را بر دما نشان می‌دهد که به مناسب‌تر به نظر می‌رسد. بنابراین رابطه، دمای تشکیل همین کلریت‌های احيایی (جدول ۱) از ۳۲۶ تا ۳۷۷ درجه‌ی سانتی‌گراد با میانگین ۳۴۵ درجه‌ی سانتی‌گراد تغییر می‌کند. زمین‌دماسنج [۳۹] برای محاسبه‌ی دما تشکیل کلریت‌های پسوه به کار گرفته نشد زیرا نسبت $Fe/Fe + Mg$ این کلریت‌ها بیش از ۰/۶ است. چنانکه ملاحظه می‌شود نتایج بدست آمده از این دو زمین‌دماسنج به ویژه در میانگین نتایج (۳۴۵ و ۳۴۵ درجه‌ی سانتی‌گراد) همخوانی کامل نشان می‌دهند (شکل ۷).

برای تعیین دما تشکیل کلریت‌های اکسیدی (جدول ۲) از سه رابطه‌ی بالا (۱، ۲ و ۳) استفاده شد. بنابراین روابط، میانگین نتایج به ترتیب ۳۱۸، ۳۰۰ و ۳۲۱ درجه‌ی سانتی‌گراد تعیین شدند که نتایج محاسبه به روش زمین‌دماسنج [۱] و [۳۹] بسیار نزدیک به هم هستند (۳۲۱ و ۳۱۸ درجه سانتی‌گراد). بدین ترتیب دمای تشکیل کلریت‌های احيایی در توده‌ی پسوه (حدود ۳۴۵ درجه‌ی سانتی‌گراد) کمی بالاتر از دمای تبلور کلریت‌های اکسیدی در توده‌ی نقده (حدود ۳۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) تعیین می‌شود.

مقایسه میانگین دمای تشکیل کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی توده‌های نقده و پسوه (۳۲۰ و ۳۴۵ درجه‌ی سانتی‌گراد) با میانگین دمای تشکیل کلریت‌های حاصل از دگرسانی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی آپالاش کانادا (۳۴۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) [۱۷] و گرانیت‌های Strzelin و Borow در لهستان (۳۳۷-۳۴۱ درجه‌ی سانتی‌گراد) [۴۰]، باتولیت گرانیتی Bega در جنوب شرقی استرالیا (۳۳۰-۳۴۰) [۱۸] و توده‌ی گرانیتی Lomnica در لهستان (۳۰۰) [۱۶]، همخوانی دارد، به عبارتی تشکیل کلریت‌های مورد بررسی در گستره‌ی بالای دمای مرحله گرمایی گرانیت‌ها قرار می‌گیرد (شکل ۷).



شکل ۶ نقشه‌ی مقدار Al چارووجهی نسبت به Al هشت‌وجهی در کلریت‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی توده‌های پسوه و نقده، توده پسوه، ■، توده نقده، □.

زمین‌دماسنجی کلریت

کلریت به عنوان زمین‌دماسنج، همواره به کار گرفته شده است زیرا ساختار و ترکیب شیمیایی آن می‌تواند شرایط تشکیل را بازتاب دهد. در واقع فاکتور اصلی که ترکیب کلریت را هم در محیط‌های دگرگونی و هم گرمایی کنترل می‌کند دماست. بنابراین تلاش‌هایی در بکارگیری کلریت به عنوان زمین‌دماسنج صورت گرفته است هر چند که این زمین‌دماسنج توسط [۳۷] مورد انتقاد قرار گرفته و رد شده است. دلایل ردی که آنها مطرح کرده‌اند حضور ادخاله‌های ریز، لایه‌های مختلط، و هم‌شدیه‌های پیچیده در ساختار بلوری هستند که در مقیاس‌هایی ظاهر می‌شوند که آنالیز ریزپردازنده‌ی استاندارد قادر به شناسایی آنها نیست.

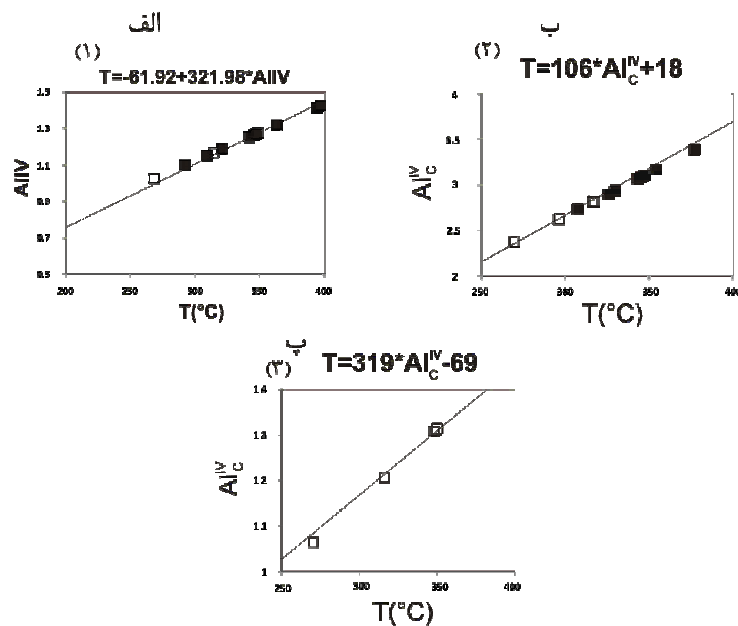
[۳۸، ۱] و پژوهشگران دیگر وابستگی بین ترکیب کلریت و دما را مورد بررسی قرار دادند.

زمین‌دماسنجی کلریت که [۲، ۱] ارائه کرده است این کارایی را دارد که در محیط‌های دیاژنتیک، گرمایی و دگرگونی به کار برده شود زیرا محتوای آلومینیم چارووجهی غیر مستقل از لیتولوژی سنگ است:

$$T = -61.92 + 321.98Al^{IV} \quad (۱)$$

[۳۸] زمین‌دماسنجی را برای کلریت‌ها زمینه‌بندی کردند که در محیط‌های گرمایی اشباع از آلومینیم، یعنی در حضور کانی‌های دیگر آلومینیم دار تشکیل می‌شوند. آنها رابطه‌ی بالا را اصلاح و محتوای آلومینیم چارووجهی را به صورت زیر تصحیح کردند:

$$Al_c^{IV} = Al^{IV} + 0.7Fe/(Fe + Mg) T = 106Al_c^{IV} + 18 \quad (۲)$$



شکل ۷ الف- نقشه AlIV نسبت به دما برگرفته از [۱] ب- نقشه AlC نسبت به دما برگرفته از [۳۸] پ- نقشه AlCIV نسبت به دما برگرفته از [۳۹]، توده پسوه=■، توده نقده=□.

record of hydrothermal alterations and implications for nuclear waste storage", Clay Minerals v. 46 no. 3 p. 495-513(2011).

[9] López-Munguiral A., Nieto F., Morata D., "Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEM-EMPA-XRD study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone", SW Spain. Clay Minerals, 37(2), 267-281 (2002).

[10] Mata M. P., Giorgetti G., Árkai P., Peacor D. R., "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 (2001).

[11] Dodge F. C. W., "Chlorites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith; California", Mineralogical Magazine, 39, 58-64 (1973).

[12] Refaat Adel. M., Abdallah Zeinab M., "Geochemical study of coexisting biotite and chlorite from Zaker granitic rocks of Zanjan Area", Northwest, Iran. N.Jb Miner. Abh., 136(3), 262-275 (1979).

[13] Ferry J. M., "Reaction mechanisms, physical conditions and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine", American Journal of Science, 278, 1025-56 (1985).

[14] Parneix J.C., Beaufort D., P. Dudoignon, A. Meunier, "Biotite chloritization process in

مراجع

[1] Cathelineau M., Nieva D., "A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system", Contribution to Mineralogy and Petrology, 91,235-244 (1985).

[2] Cathelineau M., "Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature", Clay Minerals, Vol. 23, 471-485 (1988).

[3] Bailey S. W., "Chlorites: structures and crystal chemistry". Rev. Miner., 19, 347-404(1988).

[4] Battaglia S. "Applying X-ray geothermometer diffraction to a chlorite", Clays Clay Miner., 47 (1), 54-63(1999).

[5] Schmidt D., Livi K. J. T. HRTEM and SAED investigations of polytypism, "stacking disorder, crystal growth, and vacancies in chlorites from subgreenschist facies outcrops". Am. Miner., 84, 160-170 (1999).

[6] Vidal O., Parra T., "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. (2005).

[7] Plissart G., Féménias O., "Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-Iuti ophiolite, south western Romania", Canadian Mineralogists, 47, 81-105 (2009).

[8] Morad S., Sirat M., M. A. K. El-Ghali, H. Mansurbeg, "Chloritization in Proterozoic granite from the Åspö Laboratory, southeastern Sweden:

- [28] Bettison L. A., Schiffman P., "Compositional and structural variations of phyllosilicates from Point Sal ophiolite, California", *American Mineralogist*, 73, 62-76 (1988).
- [29] Xie X., Byerly G. R., Ferrell R. E., "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(1997).
- [30] Hiller S., Velde B., "Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low temperature) chlorites", *Clay minerals*, 26, 149-168, (1991).
- [31] Czamanske G. K., Ishihara S., Atkin S., "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 (1981).
- [32] Parry W. T., Downey L. M., "Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite", *Clays and Clay Minerals*, 30, 81-90 (1982).
- [33] Tulloch A. J., "Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 105-117(1979).
- [34] Albee A. L., "Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series", *American Mineralogist*, 47, 851-870 (1962).
- [35] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "Rock-forming minerals", John Wiley and Sons, New York Volume 3, (1962).
- [36] Foster M. D., "Interpretation of the composition and classification of the chlorites", *USGS Prof Paper 414-A*, 1-33 (1962).
- [37] Jiang W.-T., Peacor D. R., Buseck P. R., "Chlorite geothermometry? Contamination and apparent octahedral vacancies", *Clays Clay Miner.*, 42 (5), 593-605 (1994).
- [38] Kranidiotis P. Y., MacLean W. H., "Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami", *Quebec. Economic Geology*, 821898-911 (1987).
- [39] De Caritat P., Hutcheon I., Walshe J. L., "Chlorite geothermometry", a review *Clays Clay Miner.*, 41 (2), 219-239 (1993).
- [40] Ciesielczuk J., "Geochemistry of the hydrothermally altered granite from the shear zone in Borów (Strzegom-Sobótka massif)", *Pr. Spec. PTM*, 17, 132-134 (2000).
- hydrothermally altered granites.", *Chemical Geology* (1985), vol. 51, Pages 89-101.
- [15] Veblen D. R., Ferry J. M., "A TEM study of the biotite-chlorite reaction and comparison with petrologic observations", *Am. Miner.*, 68, 1160-1168 (1983).
- [16] Wilamowski A., "Chloritization and polytypism of biotite in the Łomnica granite", Karkonosze Massif, Sudetes, Poland: stable isotope evidence. *Chem. Geol.*, 182 (2-4), 529-547 (2002).
- [17] Shabani, T. A. A., "Mineral Chemistry of Chlorite Replacing Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachians. *Journal of Sciences*", Islamic Republic of Iran 20(3), 265-275 (2009).
- [18] Eggleton R. A., Banfield J. F., "The alteration of granitic biotite to chlorite", *Am. Miner.*, 70, 902-910 (1985).
- [19] Olives-Banos J. O., Amouric M., "Biotite chloritization by interlayer brucitization as seen by HRTEM", *Am. Miner.*, 69, 869-871 (1984).
- [20] Parneix J. C., Petit J. C., "Hydro thermal alteration of an old geothermal system in the Auriat granite (Massif Central, France): petrological study and modeling", *Chem. Geol.*, 89, 329-351 (1991).
- [21] Janeczek J. "The effect of aluminous titanite on the biotite -chlorite and amphibole-chlorite reactions" *Eur. J. Miner.*, 6, 623-625 (1994).
- [22] Ciesielczuk J., "Chlorite of hydrothermal origin in the Strzelin and Borów granites (Fore-Sudetic Block, Poland)", *Geological Quarterly*, 56 (2), 333-344 (2012).
- [23] Kogure T., banfield J. F., "Direct identification of the six polytypes of chlorite characterized by semi-random stacking", *American Mineralogist*, 83, 925-930 (1998).
- [24] Khodabandeh A. A., Soltani G., "Geology map 1/100,000 Naqadeh", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (1383).
- [25] Mazhari S. A., "Petrogenesis of Naqadeh-Sardasht plutons, PhD thesis", Tarbiat Moallem University, pp.216, (2008).
- [26] Shabani T. A. A., "A study of wet chemistry determinations of iron cations in biotite, *Journal of Crystallography and Mineralogy of Iran*", Vol. 19, Winter 2012, No. 4, 715-724.
- [27] Speer J.A., "Micas in igneous rocks. In *Micas* (S.W.Bailey,ed)", *Rev. Mineral.* 13, 299-356. *Mineral. Soc. Amer* (1984).