



کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار کائولن تاتروس، جنوب غرب دانشفهان، استان قزوین، ایران

علی عابدینی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۳/۱۳، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۵/۲۲)

چکیده: کانسار کائولن تاتروس (جنوب غرب دانشفهان، استان قزوین) برآمده از دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی ریوداسیتی ائوسن میانی است. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که کائولینیت و کوارتز فازهای کانیاپی اصلی و ایلیت، روتیل، پیروفلیت، دیکیت، آلونیت، دیاسپور و کلریت فازهای کانیاپی فرعی این کانسار هستند. کاهش مقادیر شاخص دگرسانی شیمیایی (CIA) و افزایش نسبت $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)/(\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ از مرکز به سمت بیرون نیمرخ مورد بررسی گویای وجود منطقه بندی دگرسانی و گرمایی در این کانسار هستند. الگوی توزیع عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده به کندریت، جدایش و غنی‌شدگی قوی عناصر خاکی نادر سبک (LREE: La-Eu) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE: Gd-Lu) و رخداد بی‌هنجاری منفی شدید Eu و Ce در نمونه‌های کائولن بررسی شده را نشان می‌دهد. محاسبه تغییرات جرم با فرض Ti به عنوان عنصر شاخص کم-تحرك آشکار می‌کند که کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی با غنی‌شدگی عناصر La, Y, Th, U, Nb, Ta, Hf, Zr, Sr, Al و Pr, شستشو- تثبیت Nd, Sm و HREE و تهی‌شدگی Si, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P, Rb, Cs, Ba, Pb, V, Cr, Zn و Eu همراه شده است. نتایج بدست آمده مشخص نمود که رفتار عناصر طی گسترش فرآیندهای کائولینیتی شدن با عواملی چون تغییر pH و دمای محلول‌های مسوول دگرسانی، تمرکزهای بازماندی، جذب سطحی، روبش توسط اکسیدهای فلزی و حضور در فازهای کانیاپی مقاوم در برابر دگرسانی کنترل شده است. رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در طی کائولینیتی شدن نشانگر تخریب پلاژیوکلاز توسط سیال‌های گرمایی دما بالاست. حضور دیاسپور، دیکیت و پیروفلیت، غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها، جدایش HREEها از هم و رخداد بی‌هنجاری منفی شدید Ce در نمونه‌های مورد بررسی آشکارا نقش فرآیندهای درونزاد در گسترش و تکامل کانسار کائولن تاتروس را پیشنهاد می‌کنند. شواهد دیگری چون همبستگی‌های مثبت شدید مواد فرار (LOI) با $(\text{La/Yb})_N$ و با P_2O_5 به همراه مقادیر برخی از پارامترهای زمین‌شیمیایی چون Y/Ho و $\text{Rb} + \text{Sr}$, $\text{Nb} + \text{Cr}$, $\text{Ce} + \text{La} + \text{Y}$ این نظر را تأیید می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی؛ زمین‌شیمی؛ کائولن؛ توزیع عناصر؛ تاتروس؛ دانشفهان.

مقدمه

هر دو فرآیند درونزاد و برونزاد نقش داشته‌اند [۱-۶]. طی سال‌های اخیر، پارامترهای بسیاری بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناسی، ترکیب کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر جزئی (شامل لاتانیدها) برای تعیین عوامل درگیر در گسترش و تکامل کانسارهای کائولن توسط پژوهشگران مختلف معرفی شده است [۷-۱۰]. افزون بر این، تحرك عناصر، به ویژه عناصر جزئی، طی فرآیندهای دگرسانی و هوازدهی توسط پژوهشگران بسیاری برای تعیین خاستگاه کانسارهای کائولن در نقاط

بر اساس بررسی‌های انجام شده، ذخایر کائولن اولیه از نظر خاستگاه و سازوکار تشکیل به سه دسته تفکیک می‌شوند. دسته نخست به صورت درجا از طریق عملکرد فرآیندهای هوازدهی تشکیل می‌شوند و به نام کائولن‌های برونزاد معرفی شده‌اند. دسته دوم در اثر دگرسانی گرمایی تشکیل و گسترش می‌یابند؛ از این دسته با نام کائولن‌های درونزاد یاد می‌شود. دسته سوم کائولن‌هایی هستند که در تشکیل و گسترش آنها

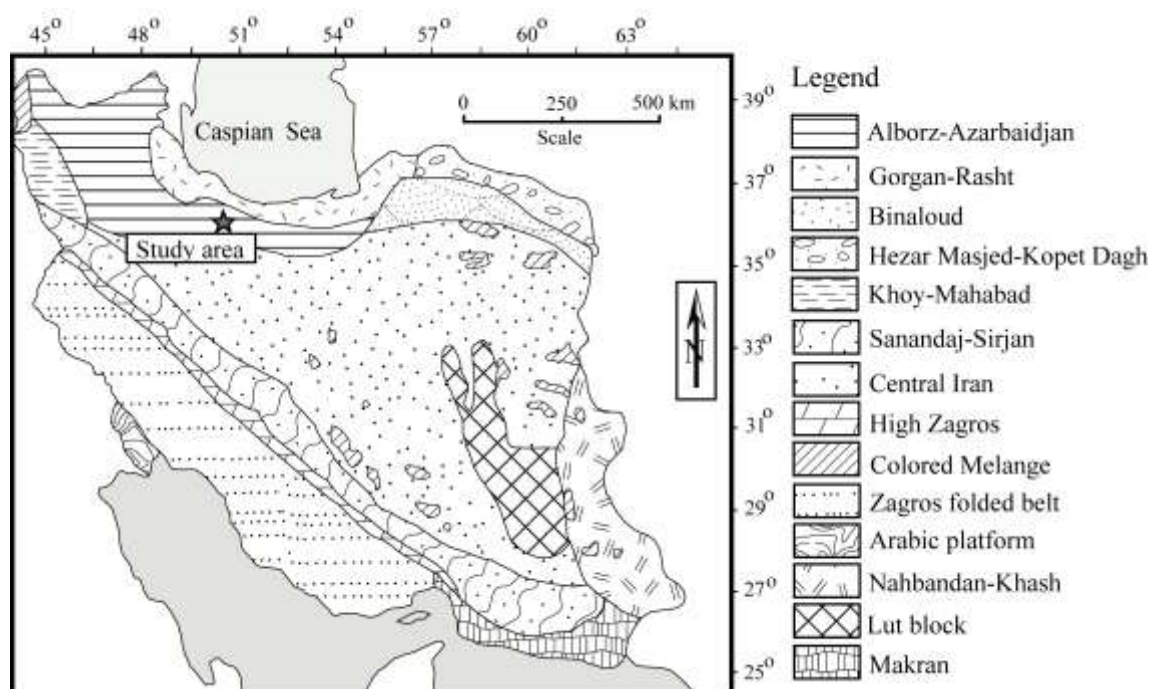
شناسی، محاسبه تغییرهای جرم و ضرایب همبستگی بین عناصر و نسبت‌های عنصری)، نقش کانی‌ها و عوامل زمین-شیمیایی در توزیع و تمرکز عناصر، رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، جزئی و خاکی نادر طی کائولینیتی‌شدن، نوع فرآیندهای موثر در گسترش کانسار و سرانجام، دلایل رخداد بی‌هنجاری-های Eu و Ce طی گسترش کانسار کائولن تاتروس بررسی شد.

زمین‌شناسی

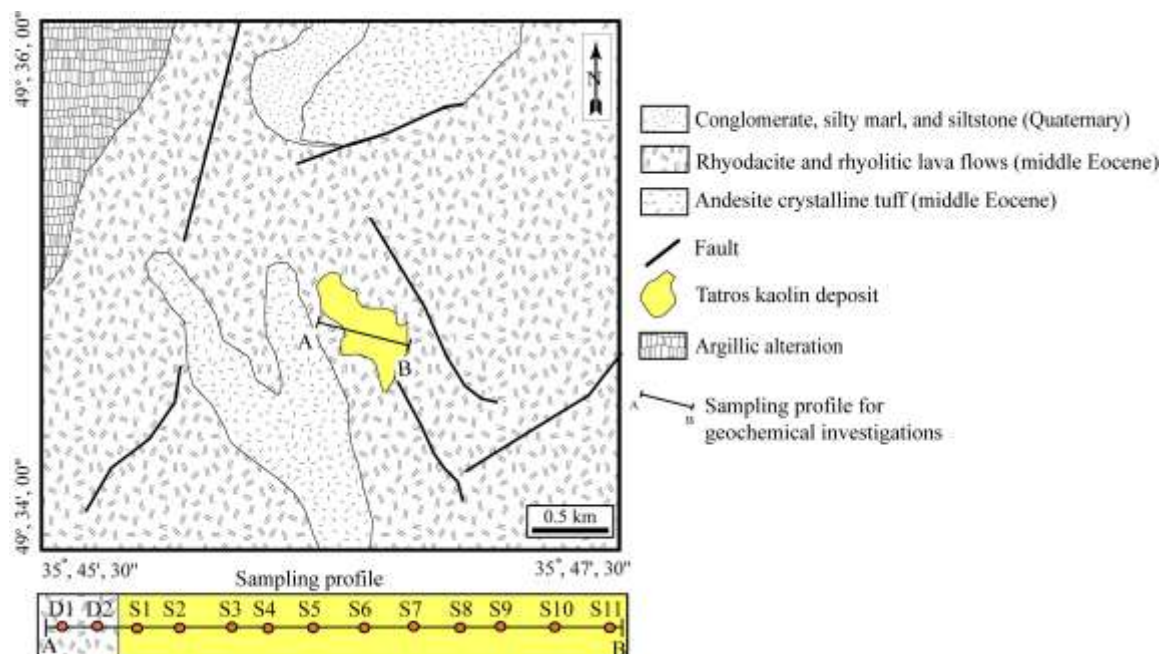
کانسار کائولن تاتروس، به مختصات جغرافیایی $35^{\circ} 45' 30''$ تا $35^{\circ} 47' 30''$ طول شرقی و $49^{\circ} 36' 00''$ تا $49^{\circ} 34' 00''$ عرض شمالی، در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب شهر دانشفهان، استان قزوین واقع است. این منطقه، بر اساس تقسیمات پهنه-های زمین‌ساختی ایران [۲۲]، بخشی از پهنه البرز-آذربایجان محسوب می‌شود (شکل ۱). این گستره معدنی زمین‌شناسی بسیار ساده‌ای دارد. قدیمی‌ترین رخنمون‌های سنگی این منطقه مربوط به توف‌های بلورین آندزیتی به سن ائوسن میانی هستند. جریان‌های گدازه‌ای با ترکیب سنگ‌شناسی ریوداسیت و ریولیت با سن مشابه توف‌های بلورین آندزیتی منطقه را همراهی می‌کنند (شکل ۲). سرانجام، کنگلومراها، مارن‌های لای دار و لای سنگ به سن کواترنری جوان‌ترین واحدهای سنگی منطقه معدنی را تشکیل می‌دهند [۱۸] (شکل ۲).

مختلف جهان استفاده شده است [۱۱-۱۶].

جنوب‌غرب دانشفهان از توابع استان قزوین به دلیل وجود سنگ‌های آذرین آتشفشانی ائوسن، سامانه‌های دگرسانی گسترده چون دگرسانی‌های آرژلیک، سریسیتی، پروپیلیتی و سیلیسی، تشکیل کانسارهای کائولن و کانه‌زایی‌های رگه‌ای چندفلزی از دیرباز مورد توجه پژوهشگران مختلف بوده است. ویژگی‌های زمین‌شناسی این بخش از ایران در قالب تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه [۱۷] و ۱:۱۰۰۰۰۰ دانشفهان [۱۸] بررسی شده است. بر اساس بررسی‌های کانی-شناسی، شیمی کانی و زمین‌شیمی سنگ کل، کانه‌زایی‌های رگه‌ای جنوب غرب دانشفهان بیشترین شباهت را به کانسارهای فراگرمایی حدواسط دارند [۱۹-۲۱]. با مروری بر گزارش‌های پیشین، چنین برداشت می‌شود که کانسارهای کائولن موجود در این منطقه از ایران تاکنون از نظر کانی‌شناسی و زمین‌شیمی بررسی نشده‌اند. از این رو، در این پژوهش، کانسار کائولن تاتروس، در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب دانشفهان، به عنوان نمونه شاخصی از معادن کائولن در ارتباط با سنگ‌های آذرین آتشفشانی سنوزوئیک در این منطقه از ایران انتخاب و ویژگی-های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی آن بررسی گردید. در این پژوهش، بر پایه بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی (کانی



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه پهنه‌بندی ساختاری ایران [۲۲].



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه کانسار تاتروس (نقشه پایه برگرفته از مرجع [۱۸] با کمی تغییرات).

بر این، وجود سنگ‌های سیلیسی شده در درون این کانسار نشانگر نقش فرایندهای گرمایی در گسترش و تشکیل آن است.

روش بررسی

این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی برای بررسی روند گسترش کانسار کائولن و ارتباط آن با سنگ‌های آتشفشانی منطقه انجام گردید. سپس بر اساس یافته‌ها، ۸۰ نمونه از کانسار کائولن و سنگ‌های ریوداسیتی و ریولیتی در ارتباط با آن در سه مسیر مختلف از محل برونزدهای موجود برداشت شدند.

در بخش آزمایشگاهی، نخست ۱۰ مقطع نازک از سنگ‌های آذرین آتشفشانی ریوداسیتی مربوط به کانسار کائولن تاتروس تهیه و با میکروسکوپ نوری قطبشی بررسی گردیدند. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، ۱۳ نمونه (۱۱ نمونه از کانسار کائولن و ۲ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی ریوداسیتی اولیه با کمترین درجه دگرسانی) از بین نمونه‌های برداشت شده از یک نیمرخ برای آزمایش‌های بیشتر انتخاب شدند. برای تعیین فازهای کانایی نامشخص در نمونه‌های کانسار کائولن، هر ۱۱ نمونه انتخاب شده با پراش سنج پرتو X (XRD) زمینس مدل 5000- (با پرتوی Cu- α ، تکفام سازه‌های گرافیت ثابت شده، ولتاژ ۴۰ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی آمپر، سرعت اسکن روبش ۲ درجه بر دقیقه و گستره زاویه‌ای $2\theta=2-60^\circ$) در سازمان

فرآیندهای واکنشی آب - سنگ باعث ایجاد و گسترش سامانه دگرسانی آرژلیک در ریوداسیت‌ها و ریولیت‌های منطقه مورد بررسی شده اند. پیشرفت فرایندهای دگرسانی و خروج بیشتر سیلیس از سامانه منجر به یک کانسار کائولن به نام تاتروس در این منطقه شده که تشکیل و گسترش آن از نظر زایشی بیشتر در ارتباط با سنگ‌های ریوداسیتی است. با توجه به وجود گسل‌ها در نزدیکی ذخیره، به نظر می‌رسد که زمین ساخت نقش مهمی در گسترش این کانسار داشته و سامانه گسلی منطقه به عنوان معبری برای ورود محلول‌های دگرسان کننده عمل نموده است.

کانسار کائولن تاتروس در نمای کلی به رنگ سفید دیده می‌شود (شکل ۳ الف)، با این حال، فرایندهای اکسایش برونزاد سبب لیمونیتی شدن و ایجاد رنگ زرد در برخی از بخش‌ها شده اند. از نکته‌های گفتنی در مورد این کانسار می‌توان به وجود اکسیدهای منگنز به صورت دارینه ای و حضور بقایایی از فلدسپار در نمونه‌های دستی اشاره کرد. وجود کانی‌سازی‌هایی از پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت، سنگ گچ و باریت به صورت رگچه‌های پراکنده و نامنظم همراه با برشی شدن محلی از دیگر ویژگی‌های زمین‌شناسی این کانسار به شمار می‌آیند. بالای این ذخیره، پوش سنگ سیلیسی به صورت توده‌ای با ضخامتی متغیر از نیم تا سه متر دیده می‌شود (شکل ۳ ب). در این پوش سنگ، آثاری از کانه‌زایی سولفیدی وجود دارد. افزون

نتایج و بحث

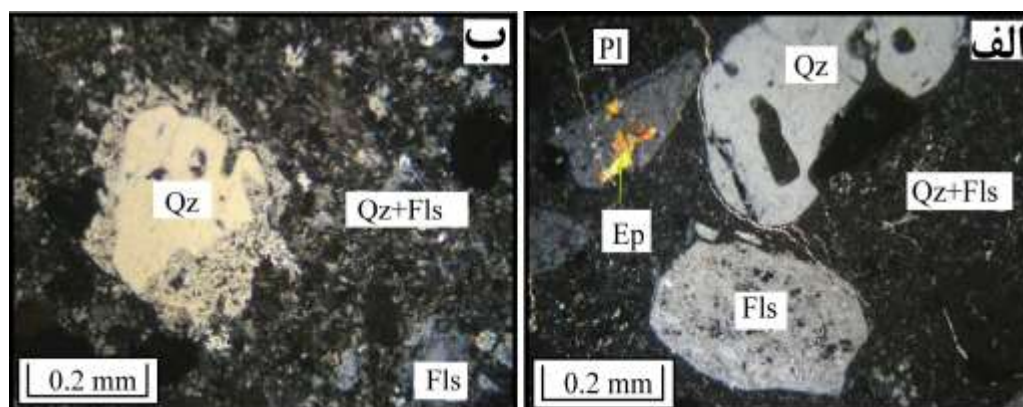
سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

براساس بررسی های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آذرین ریوداسیتی که بیشترین سهم را در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس دارند، دارای بافت پورفیری بوده و درشت بلورهای آنها در یک زمینه ریزبلور تا نهان بلور با ترکیب هورنبلند، پیروکسن، بیوتیت، کوارتز و فلدسپار قلیایی پراکنده هستند. درشت بلورها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز هستند (شکل ۴) و اندازه‌هایی متغیر از ۰/۵ تا ۴ میلی-متر دارند. پلاژیوکلاز نسبت به دو درشت بلور دیگر فراوانی قابل ملاحظه‌ای دارد و دارای ماکل‌های شاخص آلبیتی و کارلسباد است. بلورهای درشت پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها گاهی در اثر فرایندهای دگرسانی به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی، اپیدوت، کلریت، کلسیت و سریسیت تبدیل شده‌اند. زیرکن، آپاتیت و کانی‌های تیره در مقادیر فرعی در این سنگ‌ها حضور دارند.

زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور بررسی شدند. پس از بررسی های کانی‌شناسی، تجزیه شیمیایی هر ۱۳ نمونه انتخابی به روش‌های طیف سنجی انتشار اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES) و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و جزئی در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا انجام گردید. به این منظور، نمونه‌ها نخست خشک شده و سپس در ظرف تنگستن کاربید پودر شدند. برای اندازه گیری عناصر، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه به محلول بورات لیتیوم اضافه شده و سپس با ۱۰۰ میلی‌لیتر اسید نیتریک رقیق شدند. مقادیر مواد فرار یا افت گرمایی (LOI) نمونه‌ها در آزمایشگاه یاد شده بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرمادهی در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه اندازه‌گیری شدند. حد تشخیص دستگاه برای عناصر اصلی (به صورت اکسید) ۰/۰۱ در صد وزنی، برای عناصر جزئی ۰/۰۲ تا ۱۰ گرم در تن و برای عناصر خاکی نادر ۰/۰۱ تا ۰/۳ گرم در تن بود.



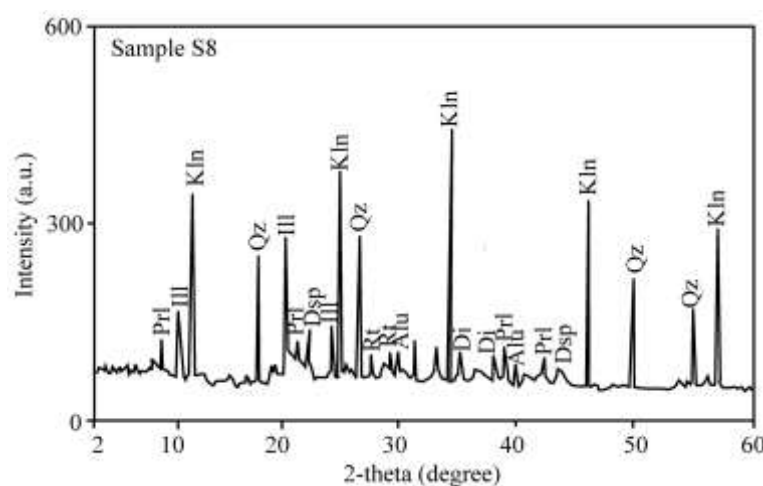
شکل ۳ (الف) نمای از کائولن سفید رنگ کانسار تاتروس (دید به سمت شمال). (ب) وجود پوش‌سنگ سیلیسی بر کائولن در کانسار تاتروس (دید به شمال غرب).



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های ریوداسیتی منطقه کانسار تاتروس در نور عبوری قطبیده متقاطع (XPL): (الف): بافت پورفیری در یک زمینه ریزبلوری-نهان بلوری که در آن درشت بلورها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز و زمینه شامل کانی‌های فلدسپار قلیایی و کوارتز هستند. (ب) حضور درشت بلورهای فلدسپار قلیایی و کوارتز در یک زمینه ریزبلور از این دو کانی. (Qz): کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Fls: فلدسپار قلیایی و Ep: اپیدوت.

پیروفیلیت و آلونیت نشان می‌دهد که سنگ‌های ریوداسیتی منطقه دستخوش دگرسانی در حد آرژلیک پیشرفته شده‌اند [۲۳]. تشکیل پیروفیلیت و همزیستی آن با کائولینیت بیشینه تشکیل کانسار کائولن تاتروس را ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد [۲۴]. دیکیت از جمله کانی‌هایی است که در کانسارهای کائولن با خاستگاه گرمابی شناسایی شده است [۲۵]. دیاسپور اغلب از کانسارهای کائولن با خاستگاه گرمابی گزارش شده است.

نتایج تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) نشان می‌دهند که کائولینیت و کوارتز فازهای کانیاپی اصلی تشکیل دهنده کانسار کائولن تاتروس هستند. فازهای فرعی شامل ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت، دیاسپور و کلریت می‌باشند (شکل ۵، جدول ۱). بر اساس بررسی‌های بیشتر، کانی‌هایی چون پیروفیلیت، دیکیت، دیاسپور و آلونیت در بخش‌های مرکزی کانسار و کلریت فقط در بخش بیرونی کانسار تشکیل شده‌اند. کانی‌هایی چون کائولینیت، کوارتز، روتیل و ایلیت هم در بخش مرکزی و هم در لبه کانسار حضور دارند. وجود کانی‌های چون



شکل ۵ الگوی پراش پرتو X (XRD) برای یک نمونه انتخابی (S8) از کانسار کائولن تاتروس. (Qz: کوارتز، Kln: کائولینیت، Dsp: دیاسپور، Prl: پیروفیلیت، Di: دیکیت، Rt: روتیل، Ill: ایلیت و Alu: آلونیت).

جدول ۱ نتایج تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های مورد بررسی از کانسار کائولن تاتروس.

شماره نمونه	فازهای کانیاپی اصلی	فازهای کانیاپی فرعی
S1	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، کلریت
S2	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، کلریت
S3	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، آلونیت، دیاسپور
S4	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت
S5	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت
S6	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، آلونیت، دیاسپور
S7	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت
S8	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت، دیاسپور
S9	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، پیروفیلیت، روتیل
S10	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل، کلریت
S11	کائولینیت، کوارتز	ایلیت، روتیل

توزیع عناصر اصلی در کانسار

مقادیر عناصر اصلی به همراه LOI در کائولن‌های مورد بررسی از کانسار تاتروس در جدول ۲ آورده شده است. بر این اساس، SiO_2 و Al_2O_3 در مجموع با ۸۴٫۷۶ تا ۸۹٫۰۹ درصد وزنی (به طور متوسط ۸۶٫۶۸ درصد وزنی) بیشترین سهم در ترکیب شیمیایی کانسار را دارند. در نمونه‌های کائولن، K_2O (۱٫۴۱ تا

۳٫۹۴ درصد وزنی) فراوانی بیشتری نسبت به Na_2O (۰٫۰۸ تا ۰٫۱۴ درصد وزنی) و CaO (۰٫۰۱ تا ۰٫۰۲ درصد وزنی) دارد. MgO و MnO در مجموع با فراوانی ۰٫۳۳ تا ۰٫۵۰ درصد وزنی، بخش ناچیزی از ترکیب شیمیایی نمونه‌های کائولن را شامل می‌شوند. مقدار LOI در نمونه‌های کائولن در گستره ۷٫۶۹ تا ۱۱٫۸۵ درصد وزنی متغیر است.

جدول ۲ نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های کائولن کانسار تاتروس (S1 تا S11) و سنگ‌های اولیه ریوداسیتی به روش‌های ICP-AES و ICP-MS (D1 و D2).

	حد آشکار سازی	D1	D2	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S98	S9	S10	S11
SiO_2 (wt%)	۰٫۰۱	۶۴٫۵۵	۶۴٫۴۹	۶۶٫۶۷	۶۶٫۵۶	۶۶٫۹۸	۶۶٫۵۱	۶۴٫۷۳	۶۷٫۳۵	۶۴٫۰۳	۶۷٫۸۸	۶۸٫۳۲	۶۶٫۵۹	۶۶٫۵۴
Al_2O_3	۰٫۰۱	۱۶٫۷۵	۱۶٫۲۴	۱۸٫۲۵	۱۸٫۷۵	۲۰٫۲۳	۱۹٫۸۳	۲۰٫۰۳	۲۱٫۵۷	۲۳٫۷۱	۲۱٫۰۴	۲۰٫۷۷	۱۸٫۵۰	۱۸٫۶۳
Fe_2O_3	۰٫۰۱	۳٫۱۱	۳٫۵۹	۰٫۴۵	۰٫۶۱	۰٫۶۱	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۷۰	۰٫۹۳	۰٫۶۴	۰٫۶۱	۰٫۵۸	۰٫۵۷
MnO	۰٫۰۱	۰٫۳۳	۰٫۴۴	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۱	۰٫۱۱
MgO	۰٫۰۱	۱٫۶۵	۱٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۳۳	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۵
CaO	۰٫۰۱	۲٫۴۶	۲٫۴۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na_2O	۰٫۰۱	۴٫۰۸	۴٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۴
K_2O	۰٫۰۱	۵٫۲۹	۵٫۷۱	۳٫۹۴	۳٫۳۲	۱٫۴۵	۰٫۴۱	۱٫۴۳	۱٫۵۴	۱٫۷۲	۱٫۵۰	۱٫۴۷	۳٫۶۳	۳٫۴۶
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۲
P_2O_5	۰٫۰۱	۰٫۵۴	۰٫۸۷	۰٫۴۴	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۵۱	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۴۵	۰٫۴۴
LOI	-	۰٫۹۸	۰٫۶۵	۹٫۵۵	۹٫۵۶	۹٫۵۵	۱۰٫۴۴	۱۱٫۸۵	۷٫۷۱	۸٫۲۹	۷٫۷۴	۷٫۶۹	۹٫۵۲	۹٫۶۲
مجموع	-	۹۹٫۹۳	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۱	۹۹٫۹۷	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۹
Rb (ppm)	۰٫۱	۳۲۴٫۹	۳۲۶٫۲	۲۵۵٫۴	۲۳۸٫۶	۱۷۴٫۴	۱۷۲٫۲	۱۷۱٫۲	۱۷۰٫۲	۱۸۸٫۸	۱۶۶٫۲	۱۶۲٫۳	۲۴۶٫۵	۲۴۳٫۲
Sr	۰٫۵	۹۳٫۶	۹۳٫۳	۲۷۱٫۱	۲۶۹٫۳	۱۵۵٫۵	۱۴۶٫۲	۱۳۳٫۶	۱۲۴٫۵	۱۶۶٫۸	۱۲۱٫۱	۱۲۲٫۸	۲۷۵٫۴	۲۷۳٫۱
Ba	۱	۲۱۵	۲۱۸	۱۶۸	۱۵۴	۵۵	۵۰	۳۶	۳۸	۷۸	۴۲	۴۳	۱۶۱	۱۵۸
Cs	۰٫۰۲	۳۵٫۷۲	۳۶٫۳۱	۳۰٫۳۲	۲۹٫۱۸	۲۰٫۸۱	۲۰٫۲۱	۲۱٫۲۸	۱۹٫۲۱	۲۱٫۲۰	۱۹٫۷۵	۱۸٫۰۸	۲۹٫۷۴	۲۹٫۴۵
Zr	۰٫۱	۶۹٫۱	۷۰٫۲۱	۹۳٫۶	۱۰۱٫۲	۱۲۵٫۳	۱۱۵٫۹	۱۲۰٫۶	۱۵۱٫۱	۱۹۵٫۵	۱۳۲٫۳	۱۴۵٫۲	۹۷٫۶	۹۹٫۵
Hf	۰٫۱	۲٫۵	۲٫۶	۲٫۸	۳٫۳	۴٫۶	۴٫۳	۴٫۴۳	۵٫۶	۶٫۷	۵٫۶	۴٫۵	۳٫۱	۳٫۳
Ta	۰٫۱	۲٫۹	۳٫۱	۳٫۳	۴٫۴	۷٫۴	۶٫۲	۶٫۷	۷٫۴	۱۰٫۳	۶٫۳	۶٫۹	۳٫۹	۴٫۲
Nb	۰٫۱	۲٫۶	۲٫۹	۳٫۳	۴٫۳	۷٫۲	۶٫۳	۶٫۷	۷٫۶	۹٫۳	۵٫۷	۷٫۸	۳٫۷	۴٫۰
U	۰٫۱	۲٫۱	۲٫۲	۳٫۹	۴٫۴	۵٫۸	۵٫۶	۵٫۹	۳٫۹	۴٫۵	۳٫۶	۳٫۸	۴٫۳	۴٫۳
Th	۰٫۲	۹٫۶	۹٫۹	۱۱٫۳	۱۵٫۸	۱۷٫۱	۱۴٫۴	۱۵٫۹	۱۷٫۷	۲۹٫۳	۱۶٫۲	۱۵٫۵	۱۵٫۵	۱۶٫۵
Pb	۰٫۱	۵۲٫۰	۵۳٫۳	۸٫۸	۱۰٫۱	۱۴٫۲	۱۳٫۶	۱۶٫۲	۱۱٫۶	۱۵٫۱	۱۱٫۸	۱۵٫۳	۹٫۶	۹٫۷
Y	۰٫۱	۹٫۴	۹٫۲	۱۱٫۱	۱۲٫۷	۱۵٫۵	۱۳٫۶	۱۵٫۵	۱۵٫۴	۲۱٫۳	۱۴٫۱	۱۳٫۳	۱۱٫۹	۱۲٫۴
V	۸	۲۲۰	۲۱۶	۹۶	۱۲۰	۱۸۲	۲۱۶	۲۴۰	۱۱۶	۱۴۸	۱۱۰	۱۰۶	۱۰۶	۱۱۴
Cr	۱۰	۸۸	۹۳	۲۳	۲۶	۳۳	۴۵	۶۲	۲۵	۳۲	۳۲	۲۶	۳۲	۳۰
Zn	۱	۹۹	۸۷	۴۱	۳۶	۶۲	۶۷	۷۴	۴۶	۵۴	۴۴	۳۶	۳۵	۳۶
La (ppm)	۰٫۱	۱۵٫۱	۱۵٫۳	۲۱٫۳	۲۵٫۷	۳۹٫۱	۲۹٫۲	۳۴٫۱	۲۵٫۵	۳۱٫۸	۲۴٫۰	۲۳٫۲	۲۳٫۵	۲۴٫۶
Ce	۰٫۱	۴۱٫۸	۴۰٫۹	۲۱٫۴	۲۱٫۷	۳۰٫۹	۳۰٫۴	۳۱٫۲	۲۲٫۳	۲۷٫۶	۱۹٫۳	۲۷٫۳	۲۶٫۵	۱۹٫۵
Pr	۰٫۰۲	۳٫۸۸	۳٫۸۹	۴٫۶۵	۵٫۶۰	۸٫۴۴	۶٫۰۰	۷٫۲۲	۵٫۱۴	۶٫۷۱	۴٫۷۴	۴٫۵۴	۵٫۱۲	۵٫۳۵
Nd	۰٫۰۳	۱۵٫۹	۱۶٫۱	۱۶٫۳	۱۹٫۶	۲۹٫۶	۲۰٫۵	۲۵٫۱	۱۷٫۲	۲۲٫۷	۱۵٫۸	۱۵٫۱	۱۷٫۹	۱۹٫۸
Sm	۰٫۰۵	۳٫۶۷	۳٫۶۸	۳٫۴۲	۴٫۲۴	۶٫۷۱	۴٫۷۱	۵٫۷۱	۳٫۷	۴٫۶۸	۳٫۴۵	۳٫۳۳	۳٫۸۳	۴٫۰۲
Eu	۰٫۰۲	۰٫۵۶	۰٫۵۲	۰٫۳۷	۰٫۴۰	۰٫۴۷	۰٫۳۳	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۵۳	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۳۸	۰٫۳۸
Gd	۰٫۰۵	۳٫۱۲	۳٫۱۶	۲٫۶۵	۳٫۲۳	۴٫۹۸	۳٫۵۶	۴٫۲۷	۲٫۸۸	۳٫۶۱	۲٫۶۹	۲٫۶۰	۲٫۹۴	۴٫۰۳
Tb	۰٫۰۱	۰٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۴۲	۰٫۵۰	۰٫۷۲	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۵۰	۰٫۶۵	۰٫۴۶	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۴۷
Dy	۰٫۰۵	۲٫۶۲	۲٫۵۹	۲٫۰۳	۲٫۴۴	۳٫۶۵	۳٫۲۲	۳٫۱۹	۲٫۸۵	۳٫۸۲	۲٫۶۱	۲٫۴۹	۲٫۲۳	۲٫۳۳
Ho	۰٫۰۲	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۳۲	۰٫۳۹	۰٫۶۱	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۵۲	۰٫۷۱	۰٫۴۷	۰٫۴۵	۰٫۳۶	۰٫۳۶
Er	۰٫۰۳	۱٫۲۲	۱٫۲۶	۰٫۹۲	۱٫۱۴	۱٫۷۸	۱٫۵۶	۱٫۴۴	۱٫۶۲	۲٫۲۲	۱٫۴۷	۱٫۴۰	۱٫۰۳	۱٫۰۷
Tm	۰٫۰۱	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۲۵	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۱۶	۰٫۱۸
Yb	۰٫۰۵	۱٫۱۸	۱٫۱۶	۰٫۹۱	۱٫۰۹	۱٫۶۲	۱٫۱۲	۰٫۹۶	۱٫۹۴	۲٫۰۳	۱٫۹۲	۱٫۹۱	۱٫۰۱	۱٫۰۳
Lu	۰٫۰۲	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۱۳	۰٫۱۴

وزنی) است، کل CaO موجود به عنوان CaO^* در نظر گرفته شد. مقدار CIA محاسبه شده برای کانسار کائولن تاتروس در گستره ۸۰/۱۷ تا ۹۲/۱۷ متغیر است، که آشکارا شدت متوسط تا بالای دگرسانی طی تشکیل کانسار را نشان می‌دهند. براساس الگوی تغییرات CIA در نیمرخ مورد بررسی از کانسار شدت دگرسانی از مرکز کانسار به سمت بیرون آن کاهش می‌یابد (شکل ۷ الف). افزون بر این، روند تغییرات نسبت $(\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ در نمونه‌های کائولن مورد بررسی نشانگر افزایش این نسبت از مرکز کانسار به سمت بیرون آن است (شکل ۷ ب). الگوی تغییرات مقادیر شدت دگرسانی (CIA) و روند تغییرات نسبت

$(\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ به ترتیب دلیلی بر وجود منطقه‌بندی‌های دگرسانی و گرمایی در کانسار کائولن تاتروس هستند [۲۹].

زمین‌شیمی تعادل جرم عناصر

بررسی تحرک عناصر طی فرآیندهای دگرسانی راه بسیار مناسبی برای تعیین شرایط فیزیکی‌شیمیایی تشکیل کانسارهای کائولن به شمار می‌رود [۳۰]. در این پژوهش روش زمین‌شیمی تعادل جرم [۳۱] برای محاسبه مقدار افزایش و یا کاهش عناصر طی گسترش کانسار کائولن (Kao) تاتروس به کار گرفته شد. برای این منظور، از رابطه زیر استفاده گردید:

$$\Delta (\%) = [(X_{\text{Kao}} / I_{\text{Kao}}) (X_{\text{Precursor rock}} / I_{\text{Precursor rock}})] \times 100$$

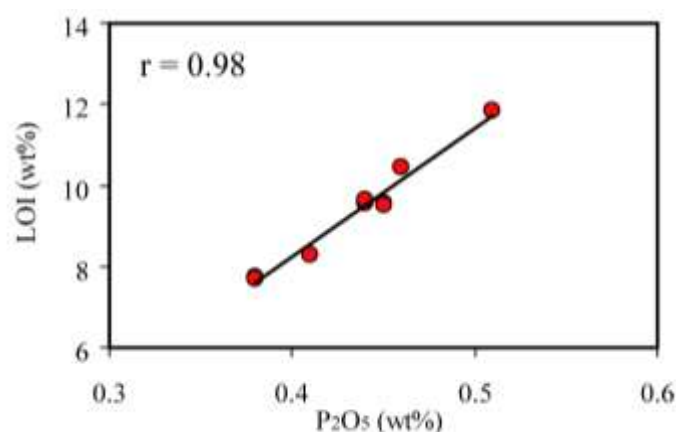
برای استفاده از این معادله، تعیین دو پارامتر سنگ اولیه و عنصر شاخص کم‌تحرک (I) ضروری است.

نسبت $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ در نمونه‌های کائولن در گستره ۲/۷۰ الی ۳/۶۵ متغیر است. این مقدار بیش از نسبت $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ در کانی کائولینیت آرمانی (۰/۹۹۲ تا ۱/۰۸۲) [۲۶] است. این اختلاف در نسبت $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ می‌تواند بیانگر حضور مقدار قابل ملاحظه‌ای سیلیس آزاد و کانی‌های سیلیکاتی در نمونه‌های کائولن باشد که همخوانی خوبی با کانی‌شناسی کانسار تاتروس (حضور کوارتز و فازهای سیلیکاتی) دارد. مقدار $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ در نمونه‌های کائولن تاتروس ۰/۶۶ تا ۱/۱۷ درصد وزنی (به طور متوسط ۰/۸۵ درصد وزنی) است. با توجه به اینکه مقدار $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ کمتر و بیشتر از ۱ به ترتیب نشانگر کائولن‌های وابسته به فرآیندهای درونزاد و برونزاد است [۳]، می‌توان چنین برداشت نمود که فرآیندهای درونزاد نقش مهم و برجسته‌ای نسبت به فرآیندهای برونزاد در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس داشته‌اند. این نظر، با همبستگی مثبت و قوی بین P_2O_5 با LOI ($r = 0.98$)، شکل ۶) تأیید می‌شود، زیرا چنین همبستگی‌های مثبت قوی از ویژگی‌های بارز کانسارهای کائولن با ماهیت درونزاد به شمار می‌رود [۲۷].

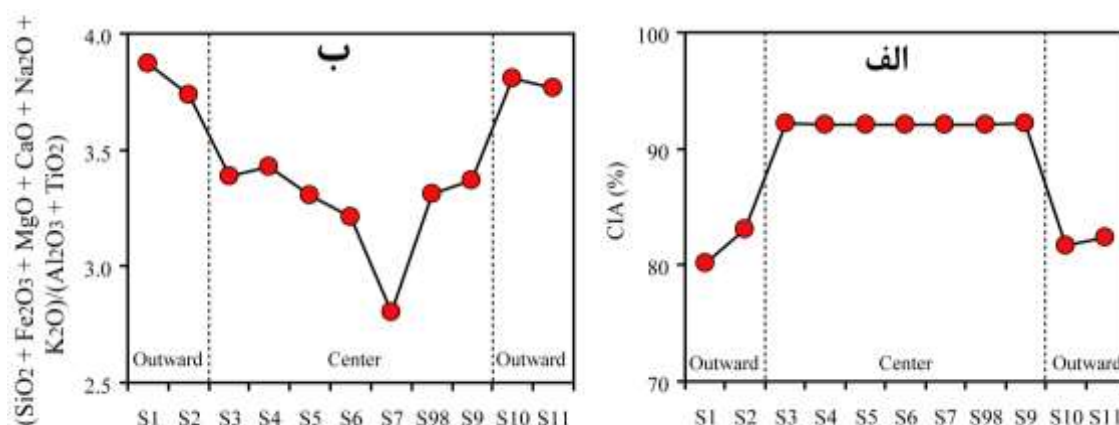
در این پژوهش، برای ارزیابی شدت فرآیندهای دگرسانی طی تشکیل کانسار تاتروس شاخص دگرسانی شیمیایی (CIA) برای نمونه‌های کائولن با استفاده از رابطه زیر بررسی شد [۲۸]:

$$\text{CIA} = [(\text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

در این رابطه، مقادیر اکسیدها بر اساس جرم مولکولی در نظر گرفته می‌شود و CaO^* مقدار اکسید کلسیم موجود در فاز سیلیکاتی است. با توجه به اینکه CaO در نمونه‌های کائولن مورد بررسی دارای تمرکز بسیار پایین (۰/۰۱ تا ۰/۰۲ درصد



شکل ۶ همبستگی مثبت قوی بین P_2O_5 و LOI که از ویژگی‌های کانسارهای کائولن با ماهیت درونزاد است.

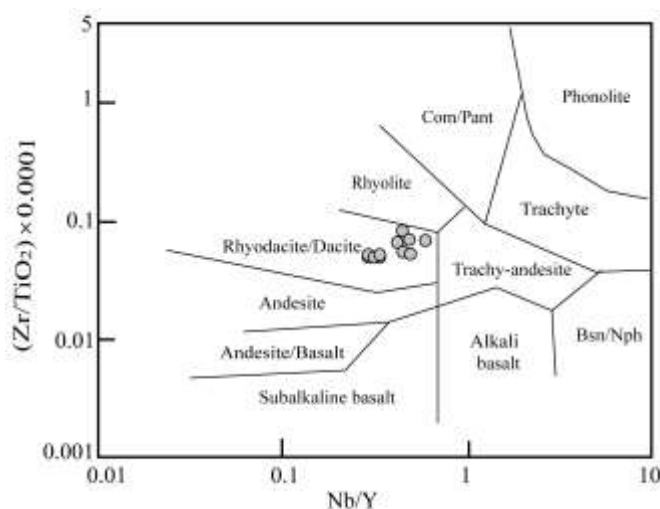


شکل ۷ الف) روند کاهشی مقادیر CIA در نمونه‌های کاتولن از مرکز به بیرون کانسار تاتروس که نشانگر وجود منطقه‌بندی دگرسانی است. ب) روند افزایشی در نسبت $(\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ از مرکز به بیرون کانسار کاتولن تاتروس که بیانگر وجود منطقه‌بندی گرمایی است.

سنگ اولیه کانسار کاتولن تاتروس استفاده شد (شکل ۸). این نمودار به روشنی نشان می‌دهد که سنگ‌های ریوداسیت / داسیت سنگ اولیه کانسار تاتروس هستند که با شواهد صحرایی، بررسی‌های سنگ‌نگاری و حضور ریوداسیت‌ها در کنار کانسار کاتولن همخوانی بسیاری دارند.

عنصر شاخص کم‌تحرك: عناصری چون Ti ، Nb ، Zr ، Al و Ta طی فرایندهای دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی دارای کمترین درجه تحرك‌پذیری هستند [۳۲]. در این پژوهش، Ti به دلیل گستره تغییرات کم نسبت به سایر عناصر یاد شده به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرك انتخاب گردید.

سنگ اولیه: بررسی‌ها نشان داده است که عناصری چون Ti ، Nb ، Zr و Y طی فرایندهای دگرسانی به صورت نامتحرك عمل کرده و می‌توانند در تعیین سنگ اولیه کانسارهای برآمده از دگرسانی استفاده شوند [۳۲]. محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر نشان می‌دهد که همبستگی مثبت و قوی بین این چهار عنصر در نمونه‌های کاتولن وجود دارد ($r = 0.92$ - $r = 0.70$). این همبستگی‌ها آشکارا نشان می‌دهند که نسبت‌های این عناصر چون Zr/Ti و Nb/Y کمابیش طی فرایندهای دگرسانی کم‌تحرك باقیمانده و می‌توانند برای تعیین ترکیب سنگ اولیه به کار روند. از این رو، در این پژوهش از نمودار دو متغیره Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۳۳] برای تعیین ترکیب



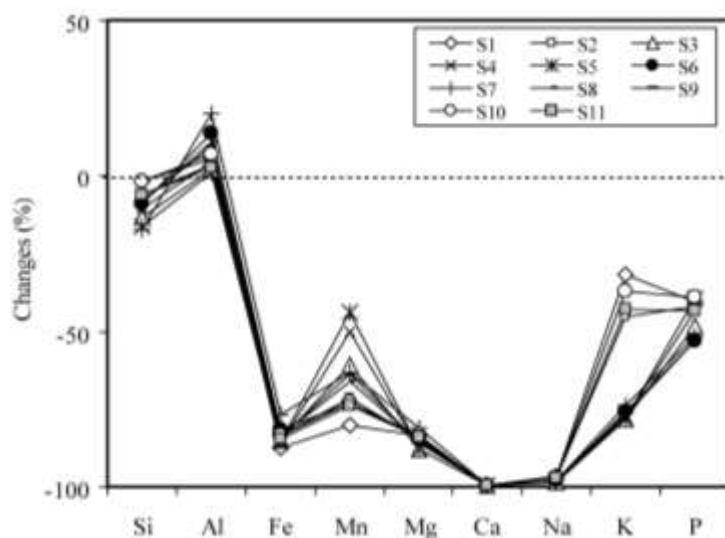
شکل ۸ نمودار دو متغیره Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۳۳] که بر اساس آن، نمونه‌های کاتولن کانسار تاتروس در گستره سنگ‌های اولیه ریوداسیت/داسیت قرار دارند.

La, Y, Th, U, Nb, Ta, Hf, Zr, Sr, Pr, شستشو- تثبیت
Nd, Sm, HREE ها و تهی‌شدگی Si, Fe, Mg, Mn, Ca,
Na, K, P, Rb, Cs, Ba, Pb, V, Cr, Zn, Eu و Ce همراه
بوده است.

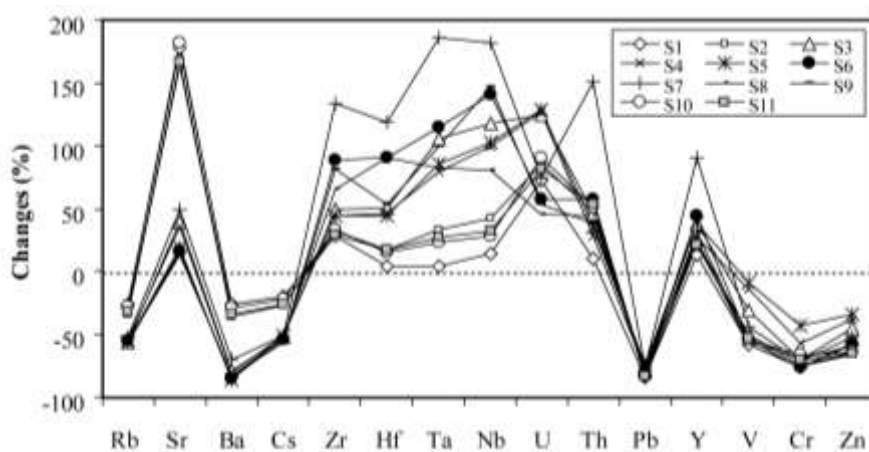
نتایج محاسبه تعادل جرم با استفاده از رابطه (۲) در جدول ۳ و
شکل‌های ۹ تا ۱۱ آورده شده‌اند. مقادیر مثبت و منفی به دست
آمده به ترتیب نشان دهنده کاهش و افزایش جرم عناصر طی
گسترش کانسار کائولن تاتروس هستند. نتایج نشان می‌دهند
که کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی با غنی‌شدگی Al،

جدول ۳ نتایج محاسبه تغییرات جرم عناصر با فرض Ti به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرك در نمونه‌های مورد بررسی از کانسار تاتروس.

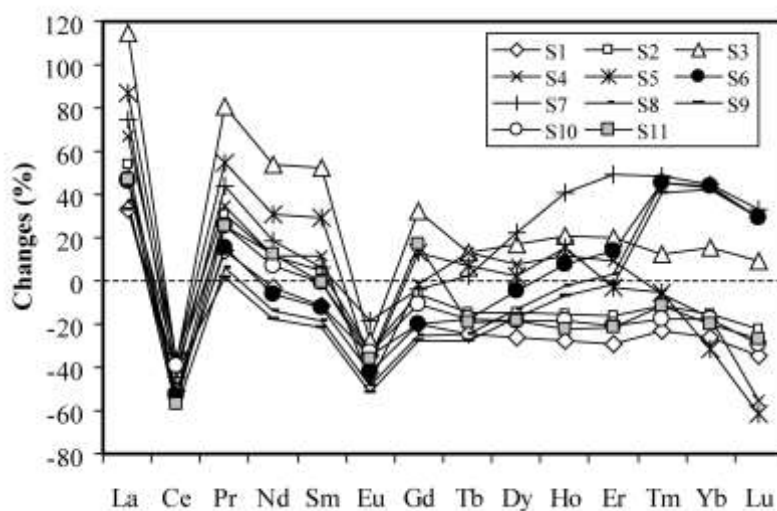
	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11
Si	-۱,۵۹	-۶,۲۲	-۱۳,۴۹	-۱۰,۳۶	-۱۶,۴۰	-۹,۲۳	-۱۷,۳۰	-۸,۵۲	-۷,۹۲	-۱,۷۱	-۶,۲۴
Al	۵,۳۷	۳,۳۴	۲,۲۰	۴,۵۴	۱,۱۹	۱۳,۷۱	۱۹,۷۸	۱۰,۹۲	۹,۴۹	۶,۸۱	۲,۶۸
Fe	-۸۷,۲۱	-۸۳,۴۵	-۸۴,۸۳	-۸۵,۹۸	-۸۵,۵۷	-۸۱,۸۳	-۷۶,۸۷	-۸۳,۳۹	-۸۴,۱۷	-۸۳,۵۱	-۸۴,۵۳
Mn	-۸۰,۲۱	-۷۱,۶۶	-۶۱,۰۴	-۵۰,۳۱	-۴۳,۷۲	-۷۲,۹۰	-۶۳,۲۰	-۶۶,۱۲	-۶۳,۸۶	-۷۲,۷۹	-۷۴,۰۳
Mg	-۸۳,۴۷	-۸۴,۸۵	-۸۷,۸۵	-۸۷,۹۲	-۸۷,۸۵	-۸۴,۳۰	-۸۰,۹۰	-۸۵,۵۱	-۸۶,۱۱	-۸۳,۴۷	-۸۴,۲۲
Ca	-۹۹,۶۱	-۹۹,۶۳	-۹۹,۶۶	-۹۹,۶۵	-۹۹,۶۶	-۹۹,۲۹	-۹۹,۳۲	-۹۹,۶۵	-۹۹,۶۵	-۹۹,۶۱	-۹۹,۶۳
Na	-۹۶,۷۴	-۹۷,۱۱	-۹۸,۳۷	-۹۷,۸۸	-۹۸,۱۷	-۹۷,۸۸	-۹۸,۱۷	-۹۷,۸۸	-۹۷,۸۸	-۹۶,۹۸	-۹۶,۸۹
K	-۳۱,۷۷	-۴۵,۱۲	-۷۸,۰۳	-۷۷,۷۱	-۷۸,۳۳	-۷۵,۶۵	-۷۳,۹۴	-۷۶,۲۸	-۷۶,۷۶	-۳۷,۱۴	-۴۲,۸۱
P	-۴۰,۵۶	-۴۱,۹۷	-۴۷,۹۹	-۴۳,۲۶	-۳۹,۷۲	-۵۳,۱۳	-۵۱,۵۴	-۵۳,۱۳	-۵۳,۱۳	-۳۹,۲۱	-۴۳,۲۶
Rb	-۲۵,۲۸	-۳۳,۳۷	-۵۵,۳۶	-۵۴,۰۰	-۵۶,۱۸	-۵۴,۵۴	-۵۱,۶۷	-۵۵,۶۱	-۵۶,۶۵	-۲۷,۸۹	-۳۲,۰۹
Sr	۱۷۷,۹۲	۱۶۳,۵۳	۳۹,۴۹	۳۴,۹۷	۱۹,۸۴	۱۶,۵۳	۴۹,۶۲	۱۳,۵۴	۱۴,۹۴	۱۸۲,۳۳	۱۶۷,۲۵
Ba	-۲۶,۱۰	-۳۵,۳۳	-۷۸,۸۳	-۷۹,۹۲	-۸۶,۱۴	-۸۴,۷۴	-۶۹,۹۸	-۸۳,۱۳	-۸۲,۷۳	-۲۹,۱۸	-۳۳,۶۶
Cs	-۱۹,۸۲	-۲۶,۳۴	-۵۱,۸۵	-۵۱,۲۰	-۵۰,۷۶	-۵۳,۶۲	-۵۰,۹۵	-۵۲,۳۱	-۵۶,۳۵	-۲۱,۳۶	-۲۵,۶۶
Zr	۲۷,۹۸	۳۲,۰۸	۴۹,۹۱	۴۴,۶۹	۴۴,۲۸	۸۸,۶۳	۱۳۳,۷۷	۶۵,۱۶	۸۱,۲۷	۳۳,۴۵	۲۹,۸۶
Hf	۴,۵۸	۱۷,۶۵	۵۰,۳۳	۴۶,۶۳	۴۴,۷۷	۹۰,۹۶	۱۱۸,۹۵	۹۰,۹۶	۵۳,۴۵	۱۵,۷۸	۱۷,۶۵
Ta	۴,۷۶	۳۳,۳۳	۱۰۵,۵۶	۷۹,۷۱	۸۶,۱۱	۱۱۴,۴۹	۱۸۶,۱۱	۸۲,۶۱	۱۰۰,۰۰	۲۳,۸۱	۲۷,۲۷
Nb	۱۴۲,۹	۴۲,۱۵	۱۱۸,۱۸	۹۹,۲۱	۱۰۳,۰۳	۱۴۰,۲۲	۱۸۱,۸۲	۸۰,۲۴	۱۴۶,۶۴	۲۸,۱۴	۳۲,۲۳
U	۷۲,۷۶	۸۶,۰۵	۱۲۴,۸۱	۱۲۶,۴۹	۱۲۸,۶۸	۵۷,۷۴	۷۴,۴۲	۴۵,۶۰	۵۳,۶۹	۹۰,۴۸	۸۱,۸۲
Th	۱۰,۳۸	۴۷,۳۲	۴۶,۱۵	۲۸,۴۳	۳۵,۹۰	۵۷,۸۶	۱۵۰,۴۳	۴۴,۴۸	۳۸,۲۴	۵۱,۴۰	۵۳,۸۵
Pb	-۸۴,۰۸	-۸۲,۵۶	-۷۷,۵۲	-۷۷,۵۴	-۷۴,۳۶	-۸۰,۸۴	-۷۶,۱۰	-۸۰,۵۱	-۷۴,۷۳	-۸۲,۶۳	-۸۳,۲۵
Y	۱۳,۶۷	۲۴,۱۴	۳۸,۸۹	۲۷,۱۶	۳۸,۸۹	۴۳,۹۹	۹۰,۸۶	۳۱,۸۴	۲۴,۳۶	۲۱,۸۶	۲۱,۲۱
V	-۵۸,۰۶	-۴۹,۹۶	-۳۰,۴۳	-۱۳,۸۴	-۸,۲۶	-۵۳,۷۳	-۴۳,۴۳	-۵۶,۱۲	-۵۷,۷۲	-۵۳,۶۹	-۵۲,۴۶
Cr	-۷۵,۸۰	-۷۳,۸۸	-۶۹,۶۱	-۵۶,۷۶	-۴۲,۹۱	-۷۵,۹۸	-۷۰,۵۳	-۶۹,۲۵	-۷۵,۰۲	-۶۶,۳۲	-۶۹,۸۶
Zn	-۵۸,۰۱	-۶۴,۸۱	-۴۴,۴۴	-۳۷,۳۵	-۳۳,۶۹	-۵۶,۹۹	-۵۱,۶۱	-۵۸,۸۶	-۶۶,۳۴	-۶۴,۱۶	-۶۴,۸۱
La	۳۳,۴۶	۵۲,۷۱	۱۱۴,۳۶	۶۷,۰۵	۸۶,۹۵	۴۵,۸۸	۷۴,۳۴	۳۷,۳۰	۳۲,۷۲	۴۷,۲۴	۴۷,۱۳
Ce	-۵۰,۷۱	-۵۲,۲۹	-۳۷,۷۳	-۳۶,۰۷	-۳۷,۱۲	-۵۳,۱۰	-۴۴,۳۸	-۵۹,۴۱	-۴۲,۵۹	-۳۸,۹۶	-۵۷,۱۳
Pr	۱۳,۹۹	۳۱,۰۴	۸۱,۰۴	۳۴,۳۰	۵۴,۸۷	۱۵,۰۵	۴۳,۹۳	۶,۰۹	۱,۶۲	۲۵,۵۱	۲۵,۱۹
Nd	-۲,۹۸	۱۱,۳۶	۵۴,۱۷	۱۱,۴۱	۳۰,۷۳	-۶,۵۲	۱۸,۲۳	-۱۴,۱۳	-۱۷,۹۳	۶,۵۵	۱۲,۵۰
Sm	-۱۱,۳۷	۴,۸۹	۵۲,۱۵	۱۱,۴۵	۲۹,۴۸	-۱۲,۴۵	۶,۱۲	-۱۸,۳۷	-۲۱,۲۱	-۰,۷۵	-۰,۵۶
Eu	-۳۴,۷۴	-۳۲,۶۶	-۲۷,۴۷	-۴۶,۸۶	-۳۸,۲۷	-۴۲,۰۳	-۱۸,۲۱	-۴۸,۴۷	-۵۱,۶۹	-۳۲,۹۸	-۳۶,۰۳
Gd	-۱۹,۶۲	-۶,۴۹	۳۲,۱۷	-۱,۴۱	۱۳,۳۲	-۲۰,۲۴	-۴,۱۹	-۲۵,۵۱	-۲۸,۰۰	-۱۰,۸۳	۱۶,۶۸
Tb	-۲۴,۵۳	-۱۴,۲۴	۱۳,۲۱	۱۳,۲۱	۶,۹۲	-۱۷,۹۷	۲,۲۰	-۲۴,۵۳	-۲۷,۸۱	-۱۷,۳۴	-۱۹,۳۸
Dy	-۲۵,۷۸	-۱۴,۸۵	۱۶,۷۶	۷,۴۹	۲,۰۵	-۴,۸۷	۲۲,۲۰	-۱۲,۸۸	-۱۶,۸۸	-۱۸,۴۷	-۱۸,۶۹
Ho	-۲۷,۴۴	-۱۵,۵۸	۲۱,۰۳	۱۱,۸۰	۱۵,۰۸	۷,۶۶	۴۰,۸۷	-۲,۶۹	-۶,۸۳	-۱۸,۳۷	-۲۲,۰۸
Er	-۲۹,۳۴	-۱۶,۴۲	۱۹,۶۲	۹,۴۰	-۳,۲۳	۱۳,۶۰	۴۹,۱۹	۳,۰۹	-۱,۸۲	-۲۰,۸۹	-۲۱,۵۵
Tm	-۲۲,۷۸	-۱۱,۵۵	۱۲,۶۱	-۵,۹۹	-۵,۴۱	۴۵,۷۱	۴۸,۶۵	۴۵,۷۱	۴۱,۰۱	-۱۷,۶۳	-۱۱,۵۵
Yb	-۲۵,۹۳	-۱۵,۳۱	۱۵,۳۸	-۱۶,۷۶	-۳۱,۶۲	۴۴,۱۸	۴۴,۵۹	۴۲,۷۰	۴۱,۹۵	-۱۷,۷۹	-۱۹,۹۷
Lu	-۳۴,۶۹	-۲۲,۰۸	۹,۵۲	-۵۵,۲۸	-۶۱,۹۰	۲۹,۱۹	۳۳,۳۳	۲۹,۱۹	۲۹,۱۹	-۲۹,۲۵	-۲۷,۲۷



شکل ۹ تغییرات جرم عناصر اصلی با در نظر گرفتن Ti به عنوان عنصر شاخص کم تحرک طی کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی در تاتروس.



شکل ۱۰ تغییرات جرم عناصر جزئی با در نظر گرفتن Ti به عنوان عنصر شاخص کم تحرک طی کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی در تاتروس.



شکل ۱۱ تغییرات جرم عناصر خاکی نادر با در نظر گرفتن Ti به عنوان عنصر شاخص کم تحرک طی کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی در تاتروس.

می‌دهد که حضور فازهای مقاوم در برابر دگرسانی نقش مهمی در توزیع HREEها در نمونه‌های کائولن تاتروس داشته است. تهی‌شدگی V و Cr در سامانه‌های دگرسانی به pH محیط وابسته است. اغلب در pH اسیدی، این دو عنصر متحرک شده و در pH قلیایی ترسیب می‌شوند [۳۹]. تهی‌شدگی این دو عنصر طی گسترش کانسار کائولن مورد بررسی بر ماهیت اسیدی سیال‌های مسئول دگرسان کننده تاکید دارد. تهی‌شدگی Pb و Zn دلیل محکمی بر تخریب کانی‌های فرومینیزین و آزاد شدن بخشی این عناصر به درون سیال‌های دگرسان کننده به شمار می‌رود [۳۴]. تهی‌شدگی شدید Eu و Ce، به ترتیب دلیلی بر دمای بالای سیال‌های دگرسان کننده [۴۰] و نقش فرآیندهای درونزاد [۴۱] در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس هستند. تهی‌شدگی P نیز نشانگر تخریب آپاتیت‌ها توسط سیال‌های دگرسان کننده است.

الگوی توزیع و درجه جدایش REEها طی گسترش کانسار کائولن
الگوی توزیع REEها و درجه جدایش برخی از نسبت‌های لانتانیدی می‌توانند به عنوان پارامترهای زمین‌شیمیایی بسیار ارزشمند، اطلاعات مفیدی از خاستگاه و شرایط فیزیکی‌شیمیایی تشکیل و گسترش کانسارهای کائولن ارائه نمایند [۱]. الگوی توزیع REEهای بهنجار شده به کندریت [۴۲] نشانگر جدایش و غنی‌شدگی شدید LREEها نسبت به HREEها و رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce در نمونه‌های کائولن مورد بررسی هستند (شکل ۱۲). الگوی توزیع REEها در کائولن‌ها بسیار شبیه به الگوی توزیع REEها در ریوداسیت‌هاست؛ تنها اختلاف مهم آنها وجود بی‌هنجاری‌های مثبت Ce و منفی ضعیف Eu در سنگ‌های ریوداسیتی است.

مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu محاسبه شده با استفاده از رابطه $Eu/Eu^* = 2Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$ (N بیانگر بهنجار شدن عناصر Eu، Sm و Gd به کندریت [۴۲] است) برای نمونه‌های کائولن در گستره ۰/۲۴ تا ۰/۳۸ و در سنگ‌های ریوداسیتی در گستره ۰/۴۶ تا ۰/۴۹ در تغییر است (جدول ۴). این روند کاهشی در مقدار بی‌هنجاری‌های Eu در نمونه‌های کائولن نسبت به ریوداسیت‌ها بیانگر تخریب پلاژیوکلازهای سنگ اولیه توسط سیال‌های دما بالاست [۴۰]. بی‌هنجاری‌های منفی Eu برای کانسارهای درونزادی چون کائولن لوهرهایم در شمال-غرب پرو [۳]، رس گرمابی ناوه اسکانابا در شمال شرق اقیانوس اطلس [۴۰] و کائولن پنینسولار مالزی [۱] گزارش شده است. مقادیر بی‌هنجاری‌های Ce محاسبه شده با استفاده از رابطه $Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$ (N بیانگر بهنجار شدن عناصر

عوامل کنترل کننده توزیع و تحرک عناصر در طی کائولینیتی شدن
افزایش Al و Sr همراه با کاهش Si، Fe، Na، Ca، K، Cs، Rb و Ba پیشنهاد می‌کنند که تخریب فلدسپارها طی دگرسانی گرمابی منبع اصلی کائولینیتی شدن در تاتروس بوده است [۳۴]. در مقایسه با تهی‌شدگی K، غنی‌شدگی Sr در کانسار مورد بررسی به احتمال بسیار محفوظ ماندن Sr توسط سیال‌های گرمابی را نشان می‌دهد. نتیجه مشابهی برای کانسار کائولن هالا کلارا در غرب ترکیه گزارش شده است [۳۴]. تهی‌شدگی Cr و Fe در این کانسار نشان‌دهنده یک سامانه درونزاد مشابه با کانسارهای کائولن رشته کوه بوهمین آلمان [۳۵] و آندز مرکزی شمال غرب پرو [۳] است. مقادیر بالای Ba+Sr و مقادیر به نسبت پایین Ce+La+Y همراه با تهی‌شدگی Cr و Fe خاستگاه درونزاد را بیشتر از خاستگاه برونزاد برای کائولن تاتروس در مقایسه با کانسارهای کائولن درونزاد/برونزاد لاستاریا شیلی [۱۲] و سوات پاکستان [۳۶] و کانسارهای هالوویت و آلونیت درونزاد/برونزاد بیگا پنیسولا ترکیه [۳۷] پیشنهاد می‌کنند. این فرضیه‌ها با غنی‌شدگی Sr در نمونه‌های دگرسان شده تائید می‌شوند، چرا که از این نظر بسیار شبیه به سامانه گرمابی گزارش شده از کانسار کائولن سوات پاکستان [۳۶] هستند.

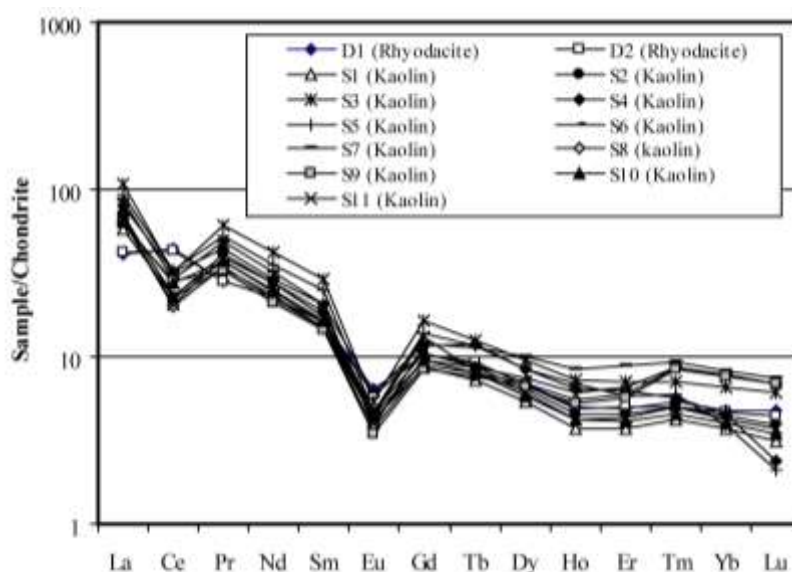
بررسی‌ها مشخص نموده است که عناصری چون Ta، Hf، Zr، Y، Nb و Th طی فرآیندهای کائولینیتی شدن به صورت نا-متحرک عمل می‌کنند [۳۲]. افزایش جرم این عناصر طی تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس (شکل ۹) گویای غنی‌شدگی بازماندی آنها به دلیل کاهش حجم سامانه است. افزایش جرم U بیانگر نقش سیال‌های اسیدی در گسترش کانسار است. همبستگی مثبت و قوی تا متوسط La با Ti ($r = 0.78$) و Pr با Ti ($r = 0.68$) نشان می‌دهد که روتیل در این کانسار عامل اصلی تثبیت و غنی‌شدگی La و Pr بوده است [۳۴]. از آنجا که تحرک لانتانیدها در سامانه‌های واکنشی آب-سنگ وابسته به pH محلول‌های مسؤول دگرسانی هستند [۳۸]، می‌توان چنین برداشت نمود که تغییرات pH نقش مهمی در شستشو و تثبیت Sm، Nd و HREEها طی تشکیل کانسار کائولن داشته‌اند. به نظر می‌رسد که محلول‌های درونزاد با pH پایین سبب شستشوی Sm، Nd و HREEها از سامانه شده و سرانجام کاهش دما و در پی آن خنثی شدن pH محلول-های دگرسان کننده سبب غنی‌شدگی Sm، Nd و HREEها در برخی از نمونه‌های کانسار کائولن تاتروس شده‌اند. همبستگی مثبت و متوسط Zr با HREEها ($r = 0.70$) نشان

جدایش HREE ها از هم طی فرآیندهای کائولینیتی شدن را نشان می‌دهند. این جدایش‌ها به روشنی نقش ارزنده فرآیندهای درونزاد در گسترش کانسار کائولن تاتروس را آشکار می‌سازند.

نسبت Y/Ho نیز می‌تواند به عنوان یک پارامتر زمین-شیمیایی مناسب برای تفکیک نقش فرآیندهای درونزاد و برونزاد در تشکیل و گسترش کانسارهای کائولن استفاده شود [۱]. این نسبت در صورت نزدیک بودن به مقدار کندریتی یعنی ۲۷ [۴۲]، مشارکت سیال‌های گرمابی در گسترش کانسارهای کائولن را نشان می‌دهد [۴۳]. نسبت Y/Ho در نمونه‌های کائولن مورد بررسی دارای گستره تغییراتی از ۲۵/۱۹ تا ۳۴/۴۴ (به طور متوسط ۳۰/۱۱) است (جدول ۴). این پارامتر به دلیل نزدیک بودن به مقدار کندریت، مانند بی‌هنجاری Ce ، ماهیت گرمابی کانسار کائولن تاتروس را تأیید می‌کند. بررسی‌های انجام شده نشان داده است که $Ce + La + Y$ کمتر و بیشتر از ۱۰۰ گرم در تن به ترتیب مربوط به کائولن‌های با خاستگاه درونزاد و برونزاد هستند [۳]. این پارامتر در نمونه‌های کائولن مورد بررسی در گستره ۵۳/۸ تا ۸۵/۵ گرم در تن در تغییر بوده که تأیید کننده خاستگاه درونزاد کانسار تاتروس است. افزون بر این، وجود همبستگی مثبت قوی بین $P_2O_5 - (La/Yb)_N$ ($r = 0.99$) که از ویژگی‌های برجسته کائولن-های درونزاد محسوب می‌شود [۲۷]، دلیل دیگری بر ماهیت درونزاد کانسار کائولن تاتروس است (شکل ۱۳).

Eu ، Sm و Gd به کندریت [۴۲] است) برای نمونه‌های کائولن در گستره ۰/۳۸ تا ۰/۵۹ و در سنگ‌های ریوداسیتی در گستره ۱/۲۲ تا ۱/۲۶ در تغییر است (جدول ۴). مقایسه این مقادیر آشکارا نشان می‌دهد که بی‌هنجاری Ce در نمونه‌های کائولن نسبت به ریوداسیت‌ها به شدت روند کاهشی دارد. از اینرو، شواهدی بر رخداد بی‌هنجاری مثبت Ce ، که از شاخص‌های مهم و بسیار برجسته کائولن‌های بازماندی و یا خاستگاه جوی است [۴۱]، در تاتروس دیده نمی‌شود. به نظر می‌رسد که کاهش شدید بی‌هنجاری منفی Ce در ارتباط با نقش فرآیندهای درونزاد در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس باشد [۴۱]. در کل، با توجه به نبود بی‌هنجاری مثبت Ce و رخداد بی‌هنجاری منفی Eu می‌توان گفت که دگرسانی فلدسپارها و تشکیل کانی‌های رسی طی تشکیل کانسار کائولن تاتروس در دماهای بالا صورت گرفته است [۴۰].

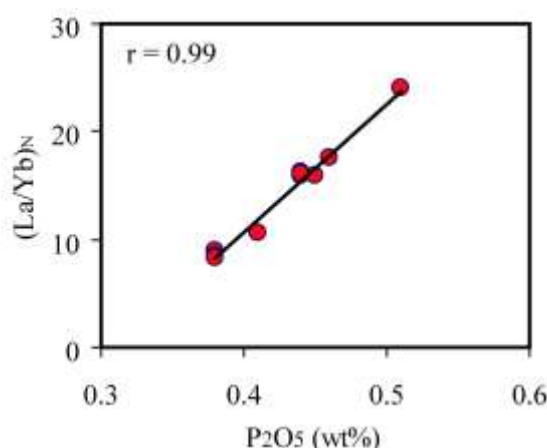
بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که طی تشکیل و گسترش کانسارهای کائولن توسط سیال‌های درونزاد، عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) از هم جدا می‌شوند در صورتی که در کانسارهای کائولن با خاستگاه برونزاد جدایشی در HREE ها صورت نمی‌گیرد [۳۴]. در این پژوهش، برای بررسی درجه جدایش بین HREE ها از نسبت‌های زمین‌شیمیایی $(Gd/Yb)_N$ و $(Tb/Lu)_N$ استفاده گردید. مقادیر این نسبت‌ها در نمونه‌های کائولن به ترتیب دارای گستره تغییرات ۱/۱۰ تا ۳/۶۱ و ۱/۱۱ تا ۵/۵۸ هستند (جدول ۴) که تفکیک و



شکل ۱۲ الگوی توزیع REE های بهنجار شده به کندریت [۴۲] در نمونه‌های کائولن و سنگ‌های ریوداسیتی کانسار تاتروس که نشانگر جدایش و غنی‌شدگی LREE ها نسبت به HREE ها و رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Ce و Eu در نمونه‌های کائولن مورد بررسی است.

جدول ۴ مقادیر برخی از پارامترهای زمین‌شیمیایی محاسبه شده برای نمونه‌های مورد بررسی از کانسار کائولن تاتروس.

	D1	D2	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S98	S9	S10	S11
ΣREE	۹۰٫۳۷	۸۹٫۸۶	۷۴٫۹۶	۸۶٫۳۶	۱۲۹٫۰۶	۱۰۲٫۱۲	۱۱۵٫۱۴	۸۵٫۰۸	۱۰۷٫۶۷	۷۷٫۸	۸۳٫۶۲	۸۵٫۵۵	۸۳٫۲۶
CIA	۵۲٫۳۱	۵۲٫۲۷	۸۰٫۱۷	۸۳٫۰۵	۹۲٫۱۷	۹۲٫۰۷	۹۲٫۱۲	۹۲٫۰۳	۹۲٫۰۶	۹۲٫۰۹	۹۲٫۱۳	۸۱٫۶۴	۸۲٫۳۵
LREE	۸۰٫۹۱	۸۰٫۳۹	۶۷٫۴۴	۷۷٫۲۴	۱۱۵٫۲۲	۹۱٫۱۴	۱۰۳٫۷۳	۷۴٫۲۰	۹۴٫۰۲	۶۷٫۶۱	۷۳٫۷۷	۷۷٫۲۳	۷۳٫۶۵
HREE	۹٫۴۶	۹٫۴۷	۷٫۵۲	۹٫۱۲	۱۳٫۸۴	۱۰٫۹۸	۱۱٫۴۱	۱۰٫۸۸	۱۳٫۶۵	۱۰٫۱۹	۹٫۸۵	۸٫۳۲	۹٫۶۱
Eu/Eu*	۰٫۴۹	۰٫۴۶	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۳۳	۰٫۳۸	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۳۳	۰٫۲۹
Ce/Ce*	۱٫۲۶	۱٫۲۲	۰٫۴۹	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۵۲	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۳	۰٫۴۰	۰٫۵۹	۰٫۵۵	۰٫۳۸
(La/Yb) _N	۸٫۶۵	۸٫۹۲	۱۵٫۸۳	۱۵٫۹۷	۱۶٫۳۲	۱۷٫۶۳	۲۴٫۰۵	۸٫۹۰	۱۰٫۵۹	۸٫۴۵	۸٫۲۲	۱۵٫۹۱	۱۶٫۱۵
(LREE/HREE) _N	۷٫۱۸	۷٫۱۷	۷٫۷۹	۷٫۳۸	۷٫۳۲	۶٫۹۱	۸٫۱۸	۵٫۲۲	۵٫۲۷	۵٫۰۷	۵٫۷۳	۸٫۰۸	۷٫۴۳
(Gd/Yb) _N	۲٫۱۴	۲٫۲۱	۲٫۳۶	۲٫۴۰	۲٫۴۹	۲٫۵۸	۳٫۶۱	۱٫۲۰	۱٫۴۴	۱٫۱۴	۱٫۱۰	۲٫۳۶	۳٫۱۷
(Tb/Lu) _N	۱٫۹۰	۲٫۰۹	۲٫۳۰	۲٫۱۹	۲٫۰۶	۵٫۰۴	۵٫۵۸	۱٫۲۶	۱٫۵۳	۱٫۱۶	۱٫۱۱	۲٫۳۲	۲٫۲۱
Y/Ho	۳۲٫۷۹	۳۵٫۶۱	۳۴٫۶۹	۳۲٫۵۶	۲۵٫۴۱	۲۵٫۱۹	۲۶٫۷۲	۲۹٫۶۲	۳۰٫۰۰	۳۰٫۰۰	۲۹٫۵۶	۳۳٫۰۶	۳۴٫۴۴
La+Ce+Y	۶۶٫۳	۶۵٫۴	۵۳٫۸	۶۰٫۱	۸۵٫۵	۷۳٫۲	۸۰٫۸	۶۳٫۲	۸۰٫۷	۵۷٫۴	۶۳٫۸	۶۱٫۹	۵۶٫۵
Nb+Cr	۹۰٫۶	۹۵٫۹	۲۶٫۳	۳۰٫۳	۴۰٫۲	۵۱٫۳	۶۸٫۷	۳۲٫۶	۴۱٫۳	۳۷٫۷	۳۳٫۸	۳۵٫۷	۳۴٫۰
Ba+Sr	۳۰۷٫۶	۳۱۱٫۳	۴۳۹٫۱	۴۲۳٫۳	۲۱۰٫۵	۱۹۴٫۲	۱۶۹٫۶	۱۶۲٫۵	۲۴۴٫۸	۱۶۳٫۳	۱۶۵٫۸	۴۳۶٫۴	۴۳۱٫۱



شکل ۱۳ همبستگی مثبت قوی بین تغییرات مقدار P_2O_5 و $(La/Yb)_N$ در نمونه‌های کائولن مورد بررسی که از ویژگی‌های کانسارهای کائولن با ماهیت درونزاد است.

برداشت

مهمترین نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار کائولن تاتروس عبارتند از:

۱- کائولینیت و کوارتز فازهای کانیایی اصلی در این کانسار هستند که با مقادیر کمتر کانی‌هایی چون ایلیت، روتیل، پیروفیلیت، دیکیت، آلونیت، دیاسپور و کلریت همراهی می‌شوند. وجود آلونیت به همراه کانی‌های دما بالایی چون پیروفیلیت، دیاسپور و دیکیت ماهیت گرمایی کانسار تاتروس را تاکید می‌کند.

۲- حضور پوش‌سنگ‌های سیلیسی بر کانسار و نیز وجود سنگ‌های سیلیسی شده درون کانسار گویای نقش فرآیندهای گرمایی در گسترش فرآیند کائولینیتی‌شدن در تاتروس هستند.

۳- بررسی پارامترهای زمین‌شیمیایی چون CIA و $(SiO_2+Fe_2O_3+MgO+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+TiO_2)$ نشان دهنده وجود منطقه‌بندی‌های دگرسانی و گرمایی در کانسار است.

۴- نقش اساسی فرآیندهای درونزاد در تشکیل و گسترش کانسار کائولن تاتروس از برخی پارامترهای زمین‌شیمیایی چون غنی‌شدگی LREE ها نسبت به HREE ها، تغییر نسبت‌های

- Formation, Mustafakemalpaşa (Bursa), Turkey"*, Applied Clay Science 221 (2022) 106407.
- [6] Pracejus B., Abbasi I. A., Al-Khribash S., Al-Aamri M., "Nature, genesis and industrial properties of the kaolin from Masirah Island, Oman", Clay Minerals 52 (2017) 275-297.
- [7] Ercan H. U., Ece U. I., Schroeder P. A., Karacik Z., "Differentiating styles of alteration within kaolin-alunite hydrothermal deposits of Çanakkale, NW Turkey", Clays and Clay Minerals 64 (2016) 245-274.
- [8] Kadir S., Kulah T., Eran M., Önağil N., Gurel A., "Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of the Gözelyurt alunite-bearing kaolin deposit within the late Miocene Gördes ignimbrite, central Anatolia, Turkey ", Clays and Clay Minerals 62 (2014) 477-499.
- [9] Höhn S., Frimmel H. E., Pašava J., "The rare earth element potential of kaolin deposits in the Bohemian Massif (Czech Republic, Austria)", Mineralium Deposita 49 (2014) 967-986.
- [10] Campos V. M. J. S., Bertolino L. C., Nascimento L. C. S., Leite J. Y. P., Brandão V. S., Alves O. C., Junior J. T., "Mineralogy and technological characterization of two kaolin deposits from the Borborema Pegmatite Province, northeastern Brazil", Clay Minerals (2019) 54 (2019) 283-291.
- [11] Sayit I. Ö., Türkmenoğlu A. G., Demirci C. S. A. S., "Hydrothermal alteration products in the vicinity of the Ahırözü kaolin deposits, Mihaliççik-Eskişehir, Turkey", Clay Minerals 53 (2018) 289-303.
- [12] Gilg H. A., Hülmeier S., Miller H., Sheppard S. M. F., "Supergene origin of the Lastarria kaolin deposit, south-central Chile, and paleoclimatic implications", Clays and Clay Minerals 47 (1999) 201-211.
- [13] Çiflikli M., "Hydrothermal alteration-related kaolinite/dickite occurrences in ignimbrites: An example from Miocene ignimbrite units in Avanos, Central Turkey", Arabian Journal of Geosciences 13 (2020) 1044.
- [14] Kadir S., Erkoyun H., "Genesis of the hydrothermal Karaçayır kaolin deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre Basin, western Turkey", Turkish Journal of Earth Sciences 22 (2013) 444-468.
- [15] Kadir S., Akbulut A., "Mineralogy, geochemistry and genesis of the Taşoluk kaolin deposits in pre-Early Cambrian metamorphites

$(\text{Gd/Yb})_N$ و $(\text{Tb/Lu})_N$ و Y/Ho و رخداد بی‌هنجاری منفی Ce ، غنی‌شدگی شدید Sr ، همبستگی‌های مثبت قوی $(\text{La/Yb})_N\text{-LOI}$ و $\text{P}_2\text{O}_5\text{-LOI}$ ، مقادیر پایین Ce+La+Y و Nb+Cr و مقادیر بالای Ba+Sr برداشت می‌شود.

۵- محاسبه تعادل جرم نشان داد که عوامل اساسی (۱) تغییر pH محلول‌های دگرسان کننده (۲) کاهش دمای محلول‌های مسئول دگرسانی و (۳) حضور در فازهای کانیایی مقاوم در برابر دگرسانی توزیع و تمرکز عناصر طی کائولینیتی شدن سنگ‌های ریوداسیتی را در کنترل داشته‌اند.

۶- رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce به ترتیب بیانگر تخریب پلاژیوکلازها توسط سیال‌های دما بالا و عملکرد فرآیندهای درونزاد در گسترش و تکامل کانسار کائولن هستند.

قدردانی

این پژوهش از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است، که نگارنده به این وسیله سپاس و قدردانی خود از همه مسؤولین را اعلام می‌دارد. نگارنده، همچنین از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نماید.

مراجع

- [1] Baioumy H., Farahat, M., Arifin M. H., Anuar M. N. A. B., Al-Kahtany K., "Hypogene kaolin deposits from felsic intrusive rocks (Peninsular Malaysia) with special reference to rare earth elements and stable isotopes geochemistry", Geosciences Journal 25 (2021) 863-876.
- [2] Galán E., Aparicio P., Fernández-Caliani J. C., Miras A., Márquez M. G., Fallick A. E., Clauer N., "New insights on mineralogy and genesis of kaolin deposits: The Burela kaolin deposit (Northwestern Spain)", Applied Clay Science 131 (2016) 14-26.
- [3] Dill H. G., Bosse R., Henning K. H., Fricke A., Ahrendt H., "Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru", Mineralium Deposita 32 (1997) 149-163.
- [4] Karakaya M. C., Karakaya N., Temel A., Yavuz F., "Mineralogical and geochemical properties and genesis of kaolin and alunite deposits, SE of Aksaray (Central Turkey)", Applied Geochemistry 124 (2021) 104830.
- [5] Kadir S., Ateş H., Erkoyun H., Kulah T., Esenli F., "Genesis of alunite-bearing kaolin deposit in Mudamköy member of the Miocene Göbel

- inferred from major element chemistry of lutites*", Nature 299 (1982) 715-717.
- [29] Kadir S., Erman H., Erkoyun H., "Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of hydrothermal kaolinite deposits within Neogene volcanites, Kutahya (western Anatolia), Turkey", Clays and Clay Minerals 59 (2011) 250-276.
- [30] Abedini A., "Mineralogy and geochemistry of the Hizah-Jan kaolin deposit, northwest of Varzaghan, East-Azarbaidjan province, NW Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2017) 647-660.
- [31] Nesbitt H. W., "Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite", Nature 279 (1979) 206-210.
- [32] Karakaya N., "REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence", Journal of Geochemical Exploration 101 (2009) 185-208.
- [33] Winchester J. A., Floyd, P. S., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 245-252.
- [34] Erkoyun H., Kadir S., "Mineralogy, micromorphology, geochemistry and genesis of a hydrothermal kaolinite deposit and altered Miocene host volcanites in the Hallaçlar area, Uşak, western Turkey", Clay Minerals 46 (2011) 421-448.
- [35] Keller W. D., "Scan electron micrographs of the kaolinization process including examples from the Bohmian Massif", Schriftenreihe fuer Geologische Wissenschaften 11 (197) 89-108.
- [36] Siddiqui A. A., Ahmed Z., "Geochemistry of the kaolin deposits of Swat (Pakistan)", Chemie der Erde 68 (2008) 207-219.
- [37] Ece O. A., Schroeder P. A., Smiley A., Wampler A., "Acid sulfate alteration of volcanic rocks and genesis of halloysite and alunite deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey", Clay Minerals 43 (2008) 281-315.
- [38] Patino L. C., Velbel M. A., Price J. R., Wade, J. A., "Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala", Chemical Geology 202 (2003) 343-364.
- [39] Marques J. J., Schulze D. G., Curi N., Mertzman S. A., "Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils", Geoderma 121 (2004) 31-43.
- and Neogene volcanites of Afyonkarahisar, Turkey", Clay Minerals 44 (2011) 89-112.
- [16] Arslan M., Kadir S., Abdioglu E., Kolayli H., "Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey", Clay Minerals 41 (2006) 597-617.
- [17] Nogol Sadat A., Hushmand Zadeh A., "Saveh quadrangle geological map, scale 1:250,000", Geological Survey of Iran (1984).
- [18] Eghlimi B., "Danesfahan geological map, scale 1:100,000", Geological Survey of Iran (2000).
- [19] Pirooz H., "Report of final exploration stage in the Atash-Anbar polymetallic deposit", Industry and mines ministry of the Qazvin province (2015) 1-55.
- [20] Alaei-Moghtader N., "Mineralogy, fluid inclusions and geochemistry of stable isotopes in Atash-Anbar polymetallic deposit, SW Danesfahan, Qazvin Province", MSc thesis. Bu-Ali Sina University, Hamedan (2020) 1-181.
- [21] Tale Fazel E., Alaei-Moghtader N., Oroji A., "Temperature condition, source of bismuth and mechanism of Au-scavenging by Bi phases in the Atash-Anbar gold deposit (south Qazvin)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 29 (2021) 587-596.
- [22] Nabavi M. H., "An introduction to the geology of Iran", Geological Survey of Iran Publication (1976) 1-105.
- [23] Marfil S. A., Maiza P. J., Montecchiari N., "Alteration zonation in the Loma Blanca kaolin deposit, Los Menucos, Province of Rio Negro, Argentina", Clay Minerals 45 (2010) 157-169.
- [24] Marfil S. A., Maiza P. J., Montecchiari N., Corbella M., "Origin of kaolin deposits in the Los Menucos, Rio Negro Province, Argentina", Clay Minerals 40 (2005) 283-293.
- [25] Murray H., Janssen J., "Oxygen isotopes-indicators of kaolin genesis?" Proceeding of the 27th International Geological Congress 15 (1984) 287-303.
- [26] Jepson W. B., Browse J. B., "The composition of kaolinite-an electron microprobe study", Clays and Clay Minerals 23 (1975) 310-317.
- [27] Grecco L., Marfill S., Maiza, P. J., "Mineralogy and geochemistry of hydrothermal kaolins from the Adelita mine, Patagonia (Argentina); relation to other mineralization in the area", Clay Minerals 47 (2012) 131-146.
- [28] Nesbitt H. W., Young G. M., "Early Proterozoic climates and past plate motions

kaolin deposit, Patagonia (Argentina)", Applied Clay Science 18 (2001) 157-172.

[42] Taylor Y, McLennan S. M., "The continental crust: Its composition and evolution", 1st ed. Oxford, UK: Blackwell (1985).

[43] Bau M., Dulski P., "Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behavior during near vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater", Chemical Geology 155 (1999) 77-90.

[40] Lackschewitz K. S., Singer A., Botz R., Garbe-Schnberg D., Stoffers P., "Mineralogy and geochemistry of clay minerals near a hydrothermal site in the Escanaba trough, Gorda Ridge, northeast Pacific Ocean", In: Zierenberg R. A., Fouquet Y., Miller D. J., Normark W.R., (eds), Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 169 (2000) 1-24.

[41] Cravero F., Dominguez E., Iglesias C., "Genesis and applications of the Cerro Rubio