

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی ذخیره کائولن ساری‌تپه، شمال شرق مرند، شمال غرب ایران

علی عابدینی^{۱*}، مریم خسروی^۲

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

۲- دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۴/۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۶/۳)

چکیده: ذخیره کائولن ساری‌تپه در ۱۰ کیلومتری شمال شرق مرند، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع است و با سنگ‌های آذرین آتشفشانی (داسیت - آندزیت) الیگوسن میزبانی می‌شود. کائولینیت، کوارتز، آلونیت، هالوئیزیت، روتیل و پیریت کانی‌های بخش مرکزی ذخیره هستند. این در حالی است که بخش بیرونی ذخیره شامل کانی‌های کائولینیت، کوارتز، اسمکتیت، ایلیت، کلریت، گوتیت و پلاژیوکلاز است. همبستگی‌های منفی $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ و $\text{SiO}_2\text{-LOI}$ آشکار می‌کنند که کائولینیتی‌شدن در ذخیره ساری‌تپه در اثر عملکرد فرآیندهای گرمایی گسترش یافته است. افزایش در نسبت‌های $(\text{La/Yb})_N$ و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) به سنگین (HREE)، $(\text{LREE/HREE})_N$ ، از مرکز به سمت بیرون ذخیره و تغییرات کانی‌شناسی دلیلی بر افزایش pH محلول‌های گرمایی در اثر واکنش با سنگ‌های درونگیر و جذب ترجیحی LREEها توسط رس‌ها (کائولینیت، اسمکتیت و ایلیت) و گوتیت هستند. نقش موثر فرآیندهای درونزاد و سیال‌های دما بالا طی گسترش ذخیره کائولن با بی‌هنجاری‌های منفی Ce و Eu و همبستگی‌های مثبت و قوی بین P_2O_5 با $(\text{La/Lu})_N$ و $(\text{LREE/HREE})_N$ قابل برداشت است. افزون بر این، مقادیر شاخص‌های زمین‌شیمیایی چون $\text{TiO}_2\text{+Fe}_2\text{O}_3$ و La+Ce+Y همپوشی محدود فرآیندهای برونزاد بر فرآیندهای درونزاد طی گسترش و تشکیل ذخیره کائولن ساری‌تپه را پیشنهاد می‌نمایند. نتایج به دست آمده از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که محلول‌های اسیدسولفاتی نقش مهمی در تشکیل ذخیره داشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی؛ کائولن؛ توزیع عناصر؛ فرآیندهای گرمایی؛ درونزاد؛ مرند.

مقدمه

اساس عناصر اصلی، جزئی و خاکی نادر (REE) چون Nb+Cr، Ba+Sr، La+Ce+Y، TiO_2 ، $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{+TiO}_2$ ، $(\text{La/Lu})_N$ ، $(\text{La/Yb})_N$ و $(\text{LREE/HREE})_N$ و بی‌هنجاری‌های Ce و Eu برای تفکیک نقش فرآیندهای درونزاد و برونزاد در تشکیل و گسترش کانسارهای کائولن گرمایی توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده است [۹-۶، ۲].

شمال و شمال شرق شهرستان مرند از توابع استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران، به دلیل وجود سنگ‌های آذرین آتشفشانی سنوزوئیک (ائوسن تا میوسن)، سامانه‌های

کائولن یک ماده معدنی غیرفلزی بسیار ارزشمند است. کانسارهای کائولن از نظر سازوکار تشکیل به دسته کلی، (۱) هوازدگی، (۲) رسوبی، و (۳) دگرسانی گرمایی تفکیک شده‌اند [۵-۱]. ویژگی‌های کانیایی و وجود کانی‌هایی چون کوارتز، روتیل، آلونیت، دیکیت، ناکریت، هالوئیزیت، اسمکتیت، ایلیت، پیریت، دیاسپور و پیروفیلیت می‌توانند کمک شایایی به تعیین نوع این کانسارها از بین گرمایی، رسوبی و هوازدگی نماید [۵، ۴]. افزون بر این، شاخص‌های زمین‌شیمیایی بسیاری بر

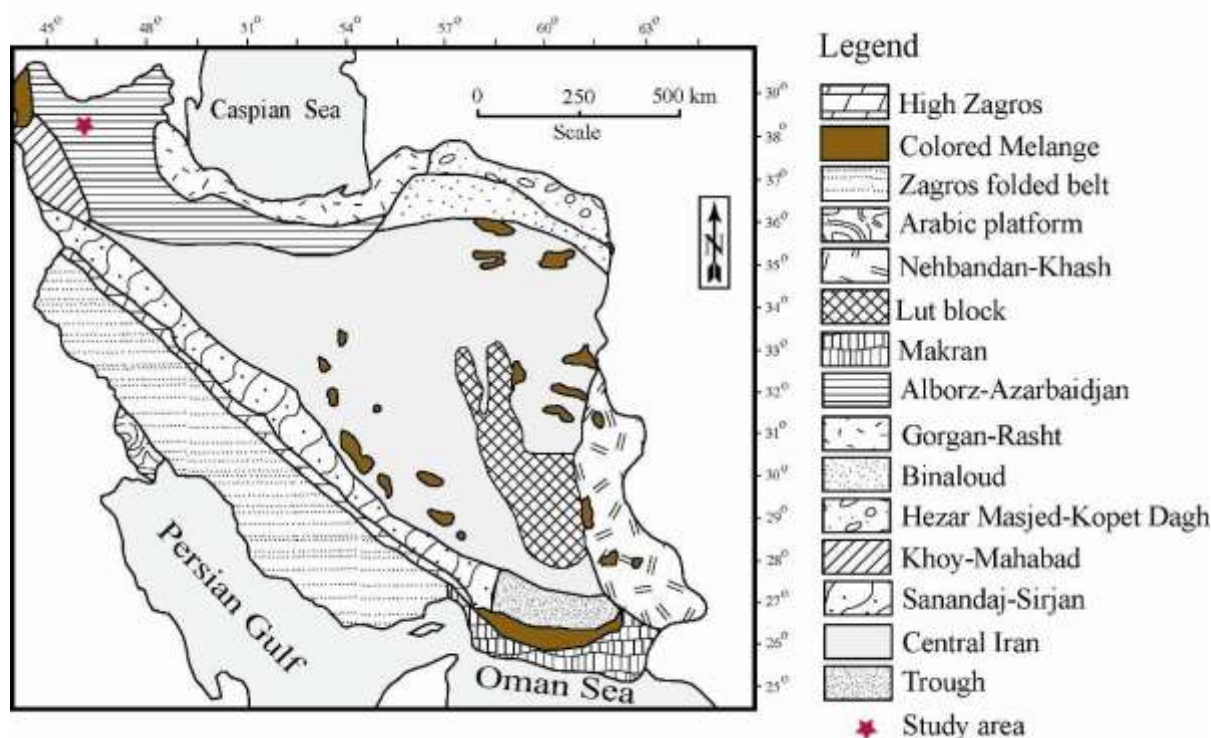
*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۲۹۷۲۱۳۴ (۰۴۴)، پست الکترونیکی: abedini2020@yahoo.com



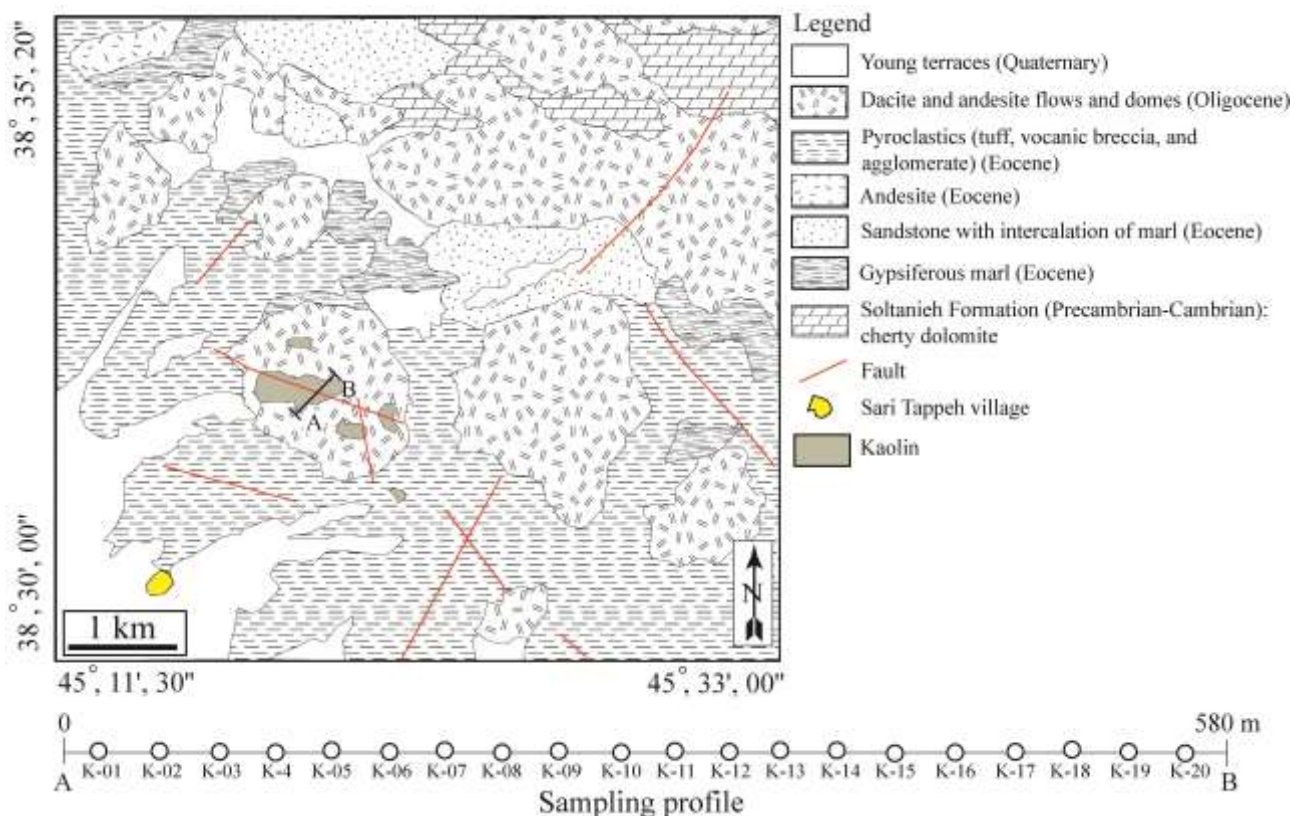
زمین‌شناسی

ذخیره کائولن ساری‌تپه، در ۱۰ کیلومتری شمال‌شرق شهرستان مرنده، استان آذربایجان شرقی، شمال‌غرب واقع است. بر اساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران [۱۳]، ذخیره کائولن ساری‌تپه بخشی از پهنه البرز-آذربایجان به شمار می‌رود (شکل ۱). منطقه ساری‌تپه زمین‌شناسی به نسبت ساده‌ای دارد و سازندهای مربوط به گستره زمانی ائوسن-الیگوسن بخش قابل ملاحظه‌ای از آن را شامل می‌شوند. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی این منطقه را دولومیت‌های خاکستری رنگ دارای نوارها و گرهک‌های چرت سازند سلطانیه به سن پرکامبرین-کامبرین تشکیل می‌دهند (شکل ۲). بیشترین تنوع سنگی در منطقه مورد بررسی مربوط به گستره زمانی ائوسن و شامل (۱) واحد مارن سنگ گچ‌دار، (۲) واحد ماسه‌سنگی با بین‌لایه‌های مارنی، (۳) واحد آندزیتی و (۴) واحد آذرآواری (توف، برش آتشفشانی و آگلومرا) است (شکل ۲). واحد سنگی الیگوسن در منطقه شامل گنبد‌های آتشفشانی با ترکیب سنگ-شناسی آندزیت-داسیت است که بخش بزرگی از منطقه را شامل می‌شوند. جوانترین واحدهای سنگی منطقه پادگانه‌های جوان عهد حاضر هستند [۱۲].

دگرسانی گسترده چون آرژیلیک، سربستیک، پروپیلیتیک و سیلیسی، و ذخایر کائولن از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده است [۱۰]. ویژگی‌های زمین‌شناسی و نوع‌های سنگی مختلف در این بخش از ایران در قالب تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تبریز-پلدشت [۱۱] و ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا [۱۲] بررسی شده است. بر اساس پژوهش‌های انجام شده، در این بخش از ایران دو ذخیره شاخص به نام‌های زنوز و ساری‌تپه وجود دارند که تشکیل و گسترش آنها در ارتباط با دگرسانی سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک است. از بین این دو ذخیره، ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی ذخیره کائولن زنوز به تفصیل بررسی گردیده است [۱۰]. این در حالی است که تا به حال پژوهش ویژه‌ای پیرامون ذخیره کائولن ساری‌تپه از نظر زمین‌شناسی اقتصادی انجام نشده است. در این پژوهش، بر پایه نتایج به دست آمده از بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی (کانی‌شناسی تجزیه‌ای، الگوی توزیع عناصر، محاسبه ضرایب همبستگی بین عناصر و نسبت‌های عنصری) نقش کانی‌ها و عوامل زمین‌شیمیایی در توزیع و تمرکز عناصر و نقش فرآیندهای درون‌زاد و یا برون‌زاد در تشکیل و گسترش ذخیره کائولن ساری‌تپه تعیین شده است.



شکل ۱. قرارگیری ذخیره کائولن ساری‌تپه در پهنه البرز - آذربایجان در نقشه پهنه‌بندی ساختاری ایران [۱۳].



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی گستره ذخیره کائولن ساری‌تپه. نقشه پایه برگرفته از مرجع [۱۲] با کمی تغییرات است.

روش بررسی

این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی به منظور بررسی ویژگی‌های فیزیکی ذخیره کائولن و ارتباط آن با سنگ‌های درونگیر صورت گرفت. سپس بر اساس نتایج به دست آمده، برای بررسی تغییرات کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، نیم‌رخ به طول ۵۸۰ متر انتخاب و تعداد ۲۰ نمونه از ذخیره کائولن برداشت شد. در بخش آزمایشگاهی، نخست با استفاده از پراش سنج D-5000 مدل زیمنس (با پرتوی $\text{Cu } K\alpha$ ، تکفام سازه‌های گرافیت ثابت شده، ولتاژ ۴۰ کیلوولت، جریان ۴۰ میلی‌آمپر، سرعت روبش ۲ درجه در دقیقه و گسترش روبش ۲ تا ۶۰ درجه) ترکیب کانی‌شناسی هر ۲۰ نمونه کائولن در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال غرب کشور بررسی شد. سپس، برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، ترکیب شیمیایی هر ۲۰ نمونه به روش‌های طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-AES) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر

مهم‌ترین ویژگی زمین‌شناسی اقتصادی این منطقه رخداد پدیده کائولینیتی‌شدن در سنگ‌های آذرین آتشفشانی (آندزیت - داسیت) الیگوسن است. پیمایش‌های صحرایی نشان می‌دهند که این ماده معدنی در ۴ موقعیت مجزا برونزد دارد. همیافتی بین گسل‌ها و برونزدهای کائولن به خوبی نقش کنترلی عوامل زمین‌ساختی در گسترش و تکامل این ذخیره را آشکار می‌کند. ذخیره کائولن ساری‌تپه در نمای کلی به رنگ غالب سفید و گاهی خاکستری کم رنگ دیده می‌شود که در کنار گسل‌ها، حالت پودری و ترد مانند دارد. درون این ذخیره، گاهی پهنه‌های باریکی از سیلیس دیده می‌شوند. این ماده معدنی با دور شدن از موقعیت گسل‌ها حالت سخت به خود می‌گیرد. از موارد گفتنی در مورد این ذخیره می‌توان به وجود آثاری از اکسیدهای منگنز به شکل‌های دارینه‌ای و کانی‌سازی‌هایی از پیریت، کالکوپیریت، هماتیت، گوتیت، سنگ گچ و باریت به صورت رگچه‌های نامنظم اشاره نمود. بالای این ذخیره، پوش سنگ سیلیسی دربردارنده کانه‌زایی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) با ضخامت تا چهار متر دیده می‌شود.

کائولن ساری‌تپه هستند. فازهای فرعی شامل آلونیت، هالوئیت، اسمکتیت، ایلیت، کلریت، روتیل، پیریت، گوتیت و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۳، جدول ۱). بررسی‌های بیشتر نشان می‌دهد که کانی‌های موجود در نیمرخ مورد بررسی را می‌توان به دو دسته تفکیک نمود. دسته اول شامل کانی‌های کائولینیت، کوارتز، آلونیت، هالوئیت، پیریت و روتیل هستند که در مرکز ذخیره تشکیل شده‌اند. دسته دوم با ترکیب کانی-شناسی کائولینیت، کوارتز، اسمکتیت، ایلیت، کلریت، گوتیت و پلاژیوکلاز در بخش‌های بیرونی ذخیره گسترش یافته است. وجود آلونیت بیانگر شرایط به شدت اکسایشی و محیط سولفیدی شدن قوی طی تشکیل ذخیره کائولن ساری‌تپه است [۱۵، ۱۶]. کانی‌های کائولینیت، هالوئیت، آلونیت، پیریت و کوارتز در مرکز نیمرخ مورد بررسی وابستگی ذخیره به دگرسانی آرژیلیک پیشرفته را نشان می‌دهند. تشکیل و گسترش این انبوه‌های کانیایی به محلول‌های اسید سولفاتی وابسته هستند و در یک محیط سولفیدی شدن قوی در شرایط اسیدی (pH حدود ۲ تا ۴) ایجاد می‌شوند [۱۶-۲۰]. انبوه‌های کانیایی (کائولینیت، اسمکتیت، کوارتز و ایلیت) بخش‌های بیرونی ذخیره pH حدود ۵ تا ۶ را در سامانه‌های زمین‌گرمایی نشان می‌دهند [۲۱]. وجود این دو دسته انبوه‌های کانیایی به خوبی نشان می‌دهد که محلول‌های گرمابی اسید سولفاتی نقش مهمی در گسترش این ذخیره داشته که از مرکز به بیرون ذخیره در اثر واکنش با سنگ‌های درونگیر خنثی شده‌اند.

اصلی و جزئی در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا تعیین گردید. مقادیر مواد فرار (LOI) نمونه‌های کائولن در این آزمایشگاه بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرمادهی در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه اندازه‌گیری شدند. گستره آشکارسازی برای عناصر اصلی (به صورت اکسید) ۰/۱ تا ۲۰ درصد وزنی، برای عناصر جزئی ۰/۱ تا ۲۰ گرم در تن و برای عناصر خاکی نادر (REE) ۰/۱ تا ۰/۳ گرم در تن بوده است. در این پژوهش، برای بررسی درجه جدایش عناصر خاکی نادر و مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce از روابط زیر استفاده گردید. در این روابط، حرف N بهنجار شدن عناصر La، Ce، Pr، Sm، Eu و Gd به کندریت [۱۴] را نشان می‌دهد:

$$\text{LREE} = \text{La} + \text{Ce} + \text{Pr} + \text{Nd} + \text{Sm} + \text{Eu} \quad (۱)$$

$$\text{HREE} = \text{Gd} + \text{Tb} + \text{Dy} + \text{Ho} + \text{Er} + \text{Tm} + \text{Yb} + \text{Lu} \quad (۲)$$

$$\left(\frac{\text{LREE}}{\text{HREE}}\right)_N = \frac{\left(\frac{\text{LREE}}{\text{HREE}}\right)_{\text{Kaolin}}}{\left(\frac{\text{LREE}}{\text{HREE}}\right)_{\text{Chondrite}}} \quad (۳)$$

$$(\text{La/Yb})_N = \frac{(\text{La/Yb})_{\text{Kaolin}}}{(\text{La/Yb})_{\text{Chondrite}}} \quad (۴)$$

$$(\text{La/Lu})_N = \frac{(\text{La/Lu})_{\text{Kaolin}}}{(\text{La/Lu})_{\text{Chondrite}}} \quad (۵)$$

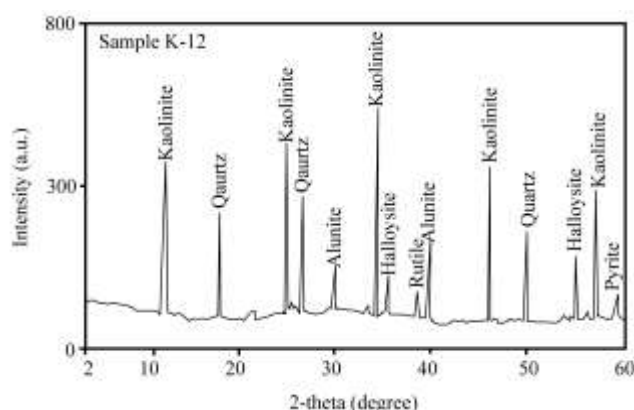
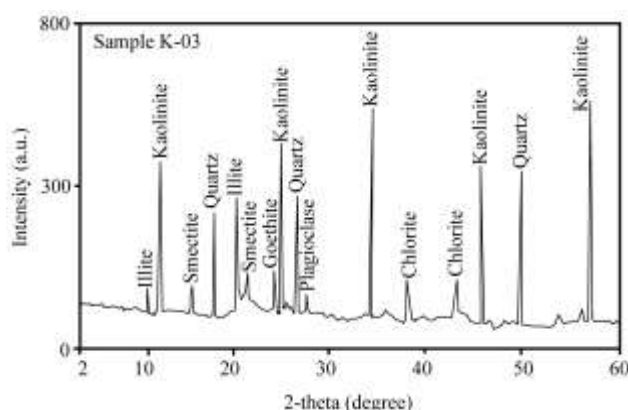
$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2\text{Eu}_N / (\text{Sm}_N + \text{Gd}_N) \quad (۶)$$

$$\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2\text{Ce}_N / (\text{La}_N + \text{Pr}_N) \quad (۷)$$

نتایج و بحث

کانی‌شناسی

نتایج تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) نشان می‌دهند که کائولینیت و کوارتز دو فاز کانیایی اصلی تشکیل دهنده ذخیره



شکل ۳ الگوهای پراش پرتو X (XRD) برای دو نمونه بررسی شده (K-12 و K-03) از ذخیره کائولن ساری‌تپه.

جدول ۱ نتایج تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های مورد بررسی از ذخیره کائولن ساری تپه.

کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی
K-01 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، کلریت، پلاژیوکلاز، گوتیت
K-02 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، پلاژیوکلاز
K-03 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، پلاژیوکلاز، کلریت، گوتیت
K-04 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، پلاژیوکلاز
K-05 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، گوتیت، پلاژیوکلاز
K-06 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، گوتیت، پلاژیوکلاز
K-07 کائولینیت	کوارتز، هالوویت، آلونیت، روتیل
K-08 کائولینیت	کوارتز، آلونیت، هالوویت، روتیل، پیریت
K-09 کائولینیت	کوارتز، آلونیت، روتیل، هالوویت
K-10 کائولینیت	کوارتز، آلونیت، هالوویت، پیریت، روتیل
K-11 کائولینیت، کوارتز	آلونیت، هالوویت، روتیل
K-12 کائولینیت، کوارتز	آلونیت، هالوویت، روتیل، پیریت
K-13 کائولینیت، کوارتز	آلونیت، هالوویت، روتیل
K-14 کائولینیت، کوارتز	هالوویت، آلونیت، روتیل
K-15 کائولینیت	کوارتز، هالوویت، آلونیت، روتیل -
K-16 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، پلاژیوکلاز، گوتیت
K-17 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، پلاژیوکلاز
K-18 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، کلریت، پلاژیوکلاز، گوتیت
K-19 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، کلریت، پلاژیوکلاز، گوتیت
K-20 کائولینیت، کوارتز	اسمکتیت، ایلیت، کلریت، پلاژیوکلاز، گوتیت

زمین شیمی عناصر اصلی و LOI

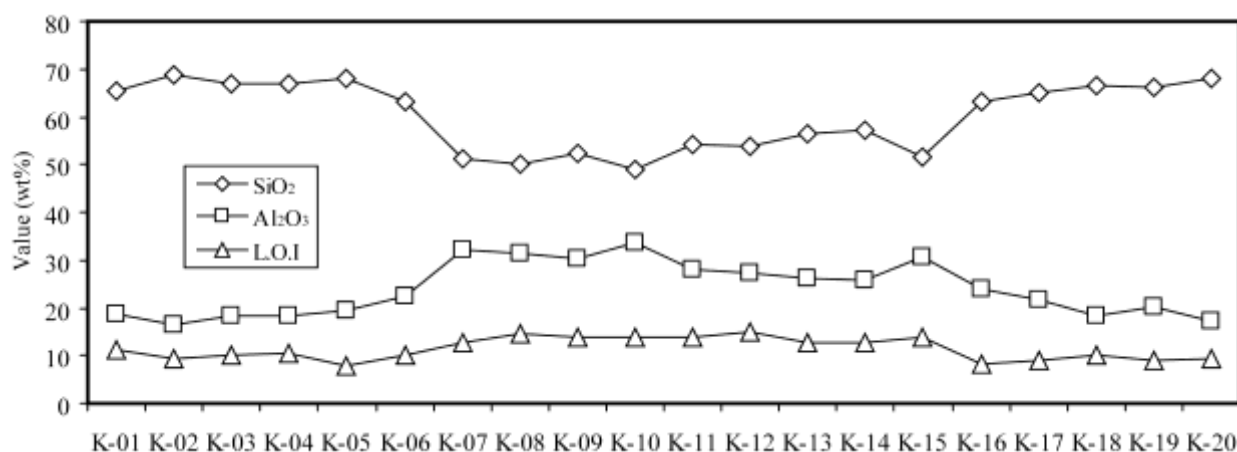
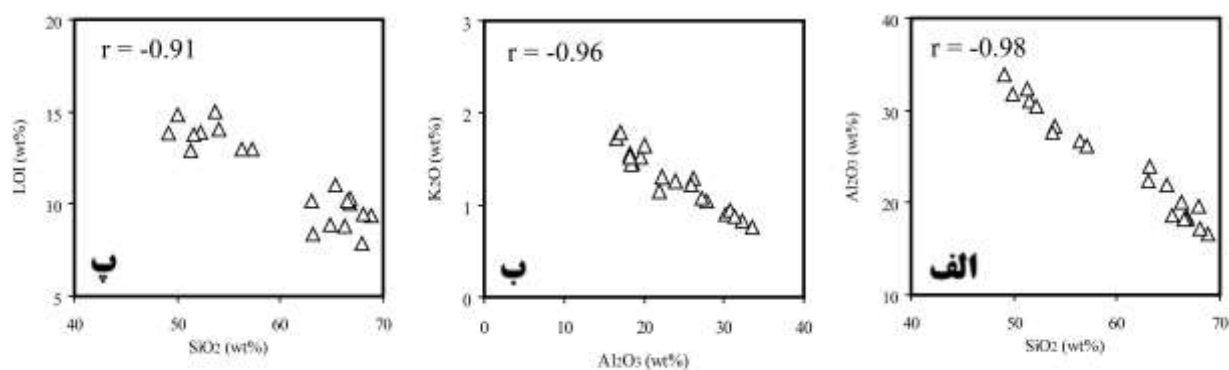
مقادیر عناصر اصلی به همراه LOI در نمونه‌های کائولن ذخیره ساری تپه در جدول ۲ ارائه شده است. بر اساس این داده‌ها، SiO_2 (۴۹/۰۹ تا ۶۸/۸۲ درصد وزنی) و Al_2O_3 (۱۶/۵۵ تا ۳۳/۶۶ درصد وزنی) به همراه LOI (۷/۸۵ تا ۱۴/۸۹ درصد وزنی) بخش عمده ترکیب شیمیایی ذخیره کائولن را تشکیل می‌دهند. سایر اجزاء شامل CaO ، Fe_2O_3 ، Na_2O ، K_2O ، MgO ، TiO_2 و P_2O_5 در مجموع ۳/۴۳ تا ۵/۱۹ درصد وزنی از ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی را تشکیل داده‌اند. افزایش مقدار LOI و Al_2O_3 در بخش مرکزی ذخیره نسبت به بخش‌های بیرونی که با کاهش مقدار SiO_2 همراه است (شکل ۴)، دلیلی بر فزونی کائولینیت و شدت بالای دگرسانی در بخش مرکزی ذخیره نسبت به بخش‌های بیرونی است. ضرایب همبستگی بین اجزای اصلی و برخی از شاخص‌های محاسبه شده بر اساس عناصر اصلی، سیمای زمین شیمیایی جالبی از ذخیره کائولن ساری تپه را آشکار می‌سازند. همبستگی‌های منفی قوی بین Al_2O_3 - SiO_2 ($r = -0.98$)، Al_2O_3 - K_2O ($r = -0.96$)، شکل ۵ الف) و SiO_2 -LOI ($r = -0.91$)، شکل ۵ ب) نشان می‌دهند که کائولینیتی-

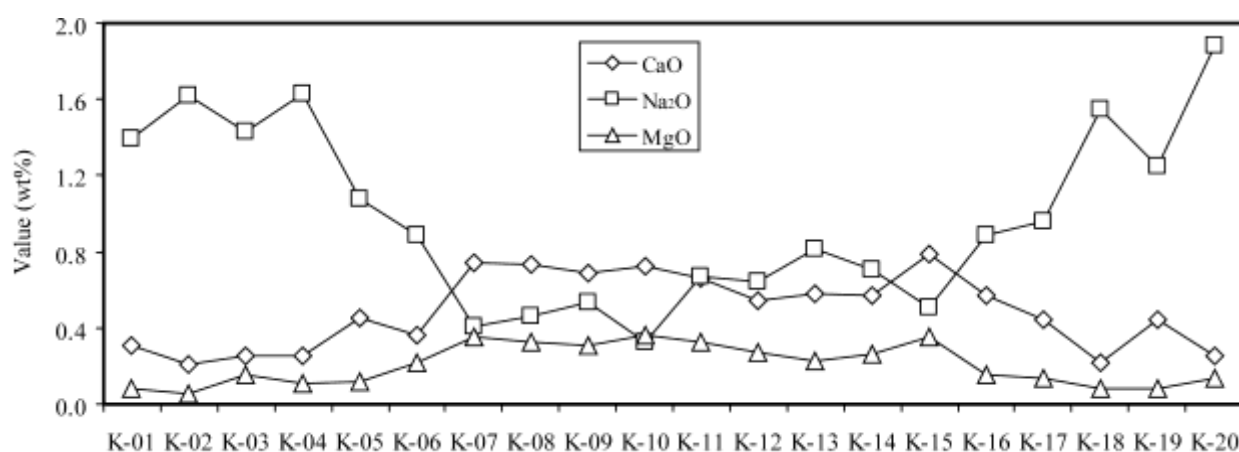
شدن در ساری تپه طی عملکرد فرآیندهای دگرسانی بر سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن منطقه رخ داده است [۲۳، ۲۲، ۱۸]. مقادیر پایین CaO (۰/۲۱ تا ۰/۷۹ درصد وزنی)، MgO (۰/۰۵ تا ۰/۳۶ درصد وزنی) و Na_2O (۰/۳۳ تا ۱/۸۸ درصد وزنی) شستشوی مهم عناصر قلیایی طی کائولینیتی شدن را نشان می‌دهد (شکل ۶). این رخداد به دلیل تحرک بالای این عناصر طی کائولینیتی شدن صورت گرفته و با سامانه دگرسانی آرژلیک پیشرفته مربوط به ذخایر کائولن گرمابی همخوانی دارد [۲۶-۲۴، ۱]. همبستگی منفی قوی بین Al_2O_3 - Fe_2O_3 ($r = -0.79$)، شکل ۷) نشان می‌دهد که آهن‌زدایی از سازوکار-های موثر رخ داده طی تشکیل و تکامل ذخیره کائولن مورد بررسی بوده است.

بر پایه محاسبات انجام شده، نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در نمونه‌های کائولن نیمرخ مورد بررسی در گستره ۱/۴۶ تا ۳/۹۸ در تغییر است. این مقادیر بیشتر از نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ کانی کائولینیت آرمانی (۰/۹۹۲ تا ۱/۰۸۲ [۲۷]) است (شکل ۸). مقدار بیش از حد مجاز SiO_2 می‌تواند در ارتباط با رخداد پدیده سیلیسی شدن به ویژه در بخش‌های بیرونی ذخیره کائولن ساری تپه باشد [۲۸].

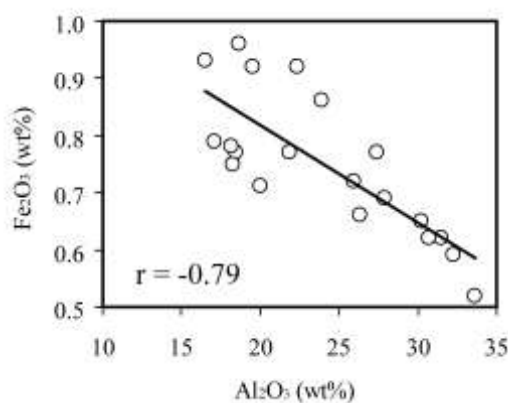
جدول ۲ مقادیر عناصر اصلی و LOI (بر حسب درصد وزنی) نمونه‌های مورد بررسی از ذخیره کائولن ساری‌تپه.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.O.I	مجموع
حد آشکارسازی	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	-	-
K-01	۶۵/۳۵	۰/۰۸	۱۸/۶۳	۰/۹۶	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۳۱	۱/۳۹	۱/۴۶	۰/۱۷	۱۱/۰۶	۹۹/۶۷
K-02	۶۸/۸۲	۰/۰۸	۱۶/۵۵	۰/۹۳	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۲۱	۱/۶۲	۱/۷۳	۰/۱۲	۹/۴۱	۹۹/۶۸
K-03	۶۶/۸۲	۰/۱۳	۱۸/۴۵	۰/۷۷	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۲۵	۱/۴۳	۱/۴۴	۰/۱۱	۹/۹۹	۹۹/۷۱
K-04	۶۶/۷۳	۰/۱۵	۱۸/۲۵	۰/۷۵	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۲۵	۱/۶۳	۱/۵۶	۰/۰۸	۱۰/۳۲	۹۹/۹۸
K-05	۶۷/۸۹	۰/۲۳	۱۹/۵۵	۰/۹۲	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۴۵	۱/۰۸	۱/۵۲	۰/۰۸	۷/۸۵	۹۹/۸۶
K-06	۶۳/۰۹	۰/۳۲	۲۲/۳۱	۰/۹۲	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۳۶	۰/۸۹	۱/۳۱	۰/۰۹	۱۰/۱۵	۹۹/۸۸
K-07	۵۱/۳۳	۰/۴۱	۳۲/۲۶	۰/۵۹	۰/۲۶	۰/۳۵	۰/۷۴	۰/۴۱	۰/۸۱	۰/۰۶	۱۲/۷۳	۹۹/۹۵
K-08	۵۰/۰۶	۰/۳۶	۳۱/۵۲	۰/۶۲	۰/۲۶	۰/۳۳	۰/۷۳	۰/۴۶	۰/۸۵	۰/۰۷	۱۴/۷۳	۹۹/۹۹
K-09	۵۲/۲۴	۰/۳۵	۳۰/۲۳	۰/۶۵	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۶۹	۰/۵۳	۰/۸۸	۰/۰۵	۱۳/۷۸	۹۹/۹۶
K-10	۴۹/۰۹	۰/۴۲	۳۳/۶۶	۰/۵۲	۰/۲۸	۰/۳۶	۰/۷۲	۰/۳۳	۰/۷۴	۰/۰۶	۱۳/۷۵	۹۹/۹۳
K-11	۵۴/۰۴	۰/۳۳	۲۷/۸۹	۰/۶۹	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۶۶	۰/۶۷	۱/۰۱	۰/۰۵	۱۳/۹۳	۹۹/۸۵
K-12	۵۳/۷۴	۰/۳۴	۲۷/۴۱	۰/۷۷	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۵۴	۰/۶۴	۱/۰۵	۰/۰۶	۱۴/۸۹	۹۹/۹۶
K-13	۵۶/۵۳	۰/۲۹	۲۶/۳۲	۰/۶۶	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۵۸	۰/۸۱	۱/۲۶	۰/۰۴	۱۲/۸۸	۹۹/۸۲
K-14	۵۷/۲۱	۰/۲۷	۲۵/۹۷	۰/۷۲	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۵۷	۰/۷۱	۱/۱۹	۰/۰۴	۱۲/۸۶	۱۰۰/۱۰
K-15	۵۱/۵۹	۰/۳۶	۳۰/۷۵	۰/۶۲	۰/۲۸	۰/۳۵	۰/۷۹	۰/۵۱	۰/۹۱	۰/۰۴	۱۳/۷۲	۹۹/۹۲
K-16	۶۳/۲۳	۰/۲۹	۲۳/۸۷	۰/۸۶	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۵۷	۰/۸۹	۱/۲۶	۰/۱۴	۸/۳۹	۹۹/۸۶
K-17	۶۴/۸۷	۰/۳۳	۲۱/۸۵	۰/۷۷	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۴۴	۰/۹۶	۱/۱۵	۰/۱۳	۸/۹۱	۹۹/۷۴
K-18	۶۶/۵۵	۰/۲۳	۱۸/۱۹	۰/۷۸	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۲۲	۱/۵۵	۱/۵۲	۰/۱۱	۱۰/۱۹	۹۹/۵۸
K-19	۶۶/۲۳	۰/۲۳	۲۰/۰۶	۰/۷۱	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۴۴	۱/۲۵	۱/۶۵	۰/۰۹	۸/۷۹	۹۹/۷۱
K-20	۶۸/۰۵	۰/۰۸	۱۷/۱۱	۰/۷۹	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۲۵	۱/۸۸	۱/۷۹	۰/۰۹	۹/۴۲	۹۹/۷۷

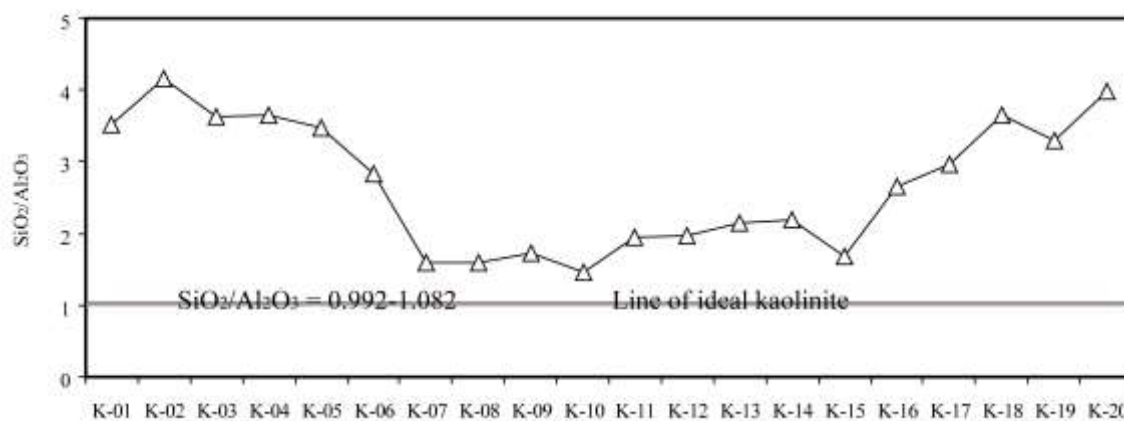
شکل ۴ روند توزیع و تغییرات مقادیر SiO₂, Al₂O₃ و LOI در نمونه‌های بررسی شده از ذخیره کائولن ساری‌تپه.شکل ۵ نمودارهای دو متغیره (الف) Al₂O₃-SiO₂، (ب) Al₂O₃-K₂O و (پ) SiO₂-LOI برای نمونه‌های بررسی شده از ذخیره کائولن ساری‌تپه.



شکل ۶ روند تغییرات مقادیر CaO، MgO و Na₂O در نمونه‌های بررسی شده از ذخیره کائولن ساری‌تپه.



شکل ۷ نمودار دو متغیره Al₂O₃ نسبت به Fe₂O₃ برای نمونه‌های بررسی شده از ذخیره کائولن ساری‌تپه.



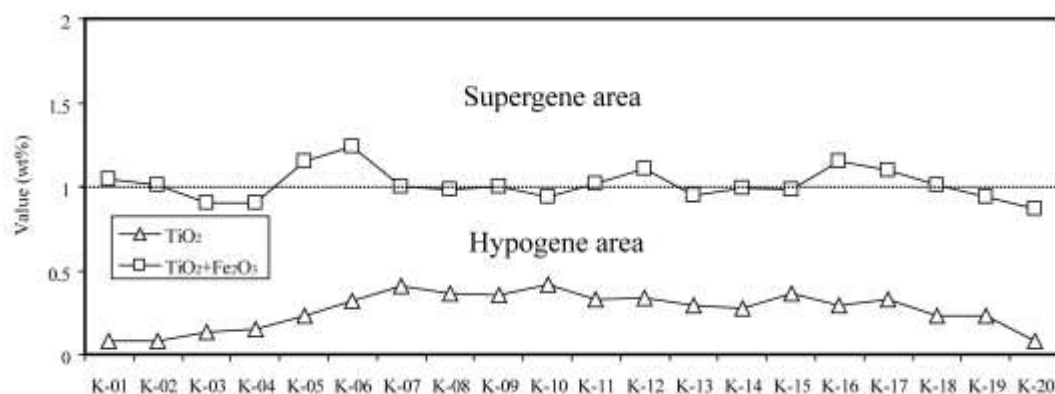
شکل ۸ روند تغییرات مقدار SiO₂/Al₂O₃ در نمونه‌های بررسی شده از ذخیره کائولن ساری‌تپه که مقادیر بالای این نسبت در نمونه‌های ساری‌تپه در مقایسه با کائولینیت آرمانی [۲۷] نشانگر رخداد پدیده سیلیسی‌شدن در ذخیره به ویژه در بخش‌های بیرونی آن است.

فرایندهای درون‌زاد و برون‌زاد در گسترش ذخایر کائولن هستند [۱، ۲۶، ۲۹، ۳۰]. مقادیر TiO₂ در نمونه‌های کائولن مورد بررسی در گستره ۰/۰۸ تا ۰/۴۲ درصد وزنی در نوسان بوده که گویای بر نقش ارزنده محلول‌های درون‌زاد در گسترش و تکامل

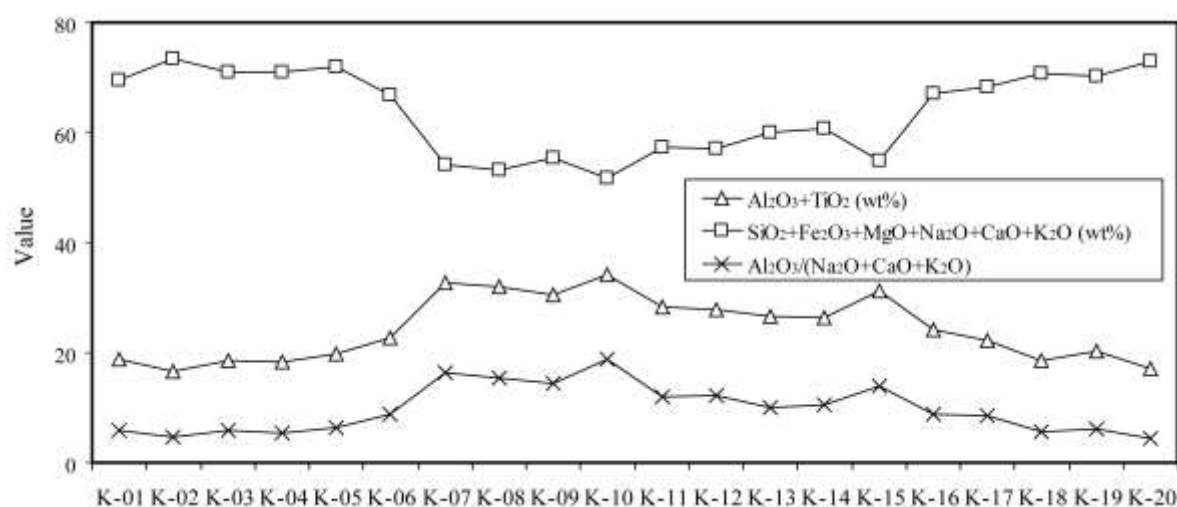
براساس بررسی‌های شده، برخی از شاخص‌های زمین‌شیمیایی چون مقادیر TiO₂ و Fe₂O₃+TiO₂ می‌توانند برای تعیین نوع محلول‌های مسئول کائولینیتی‌شدن استفاده شوند. مقادیر کمتر و بیشتر از ۱ برای این دو عامل به ترتیب بیانگر نقش موثر

مرکز ذخیره در شرایط محیطی اسیدی در یک سامانه باز هیدرولیکی است (شکل ۱۰) [۳۱-۳۳]. افزون بر این، افزایش مقدار $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O}$ و کاهش مقدار $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ از بخش مرکزی به سمت بخش‌های بیرونی ذخیره نشان دهنده تشکیل کائولینیت در یک محیط اسیدی در مرکز ذخیره و تشکیل اسمکتیت در شرایط قلیایی در کناره ذخیره است (شکل ۱۰) [۳۱-۳۳]. این تفسیر با کانی‌شناسی ذخیره همخوانی دارد. به بیان دیگر، تغییرات سه شاخص یاد شده به خوبی نشانگر نقش موثر محلول‌های اسیدی در تشکیل این ذخیره است. این محلول‌های اسیدی با دور شدن از مرکز ذخیره به بخش‌های بیرونی به دلیل کاهش دما و واکنش با سنگ‌های درونگیر با افزایش pH همراه شده‌اند.

ذخیره ساری‌تپه است (شکل ۹). این در حالی است که مقدار $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ در نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی ۰/۸۷ تا ۱/۲۴ درصد وزنی در تغییر است که به نوبه خود نقش هر دو فرآیند درونزاد و برونزاد در رخداد ذخیره کائولن را نشان می‌دهد (شکل ۹). شاخص‌های زمین‌شیمیایی دیگری چون $(\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O})$ و $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O}$ می‌توانند اطلاعات خوبی از روند تغییرات pH محلول‌های دگرسان کننده و تغییرات کانی‌شناسی در ذخایر کائولن را ارائه کنند [۳۱-۳۳]. افزایش نسبت $(\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O})$ در مرکز ذخیره و کاهش این نسبت به سمت بیرون ذخیره بیانگر ترسیب کائولینیت در



شکل ۹ روند تغییرات مقادیر TiO_2 و $\text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ در نمونه‌های مورد بررسی از ذخیره کائولن ساری‌تپه. در این شکل مرز بین دو محیط درونزاد و برونزاد برگرفته از مراجع [۱، ۲۹] است.



شکل ۱۰ روند تغییرات مقادیر $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ ، $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O}$ ، و $(\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O})$ در نمونه‌های بررسی شده از ذخیره کائولن ساری‌تپه.

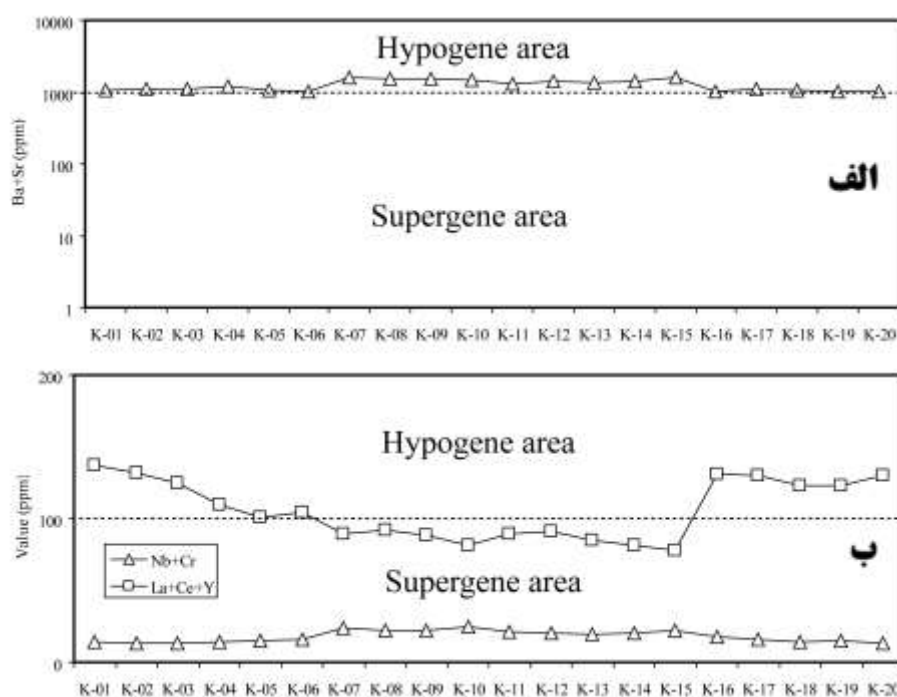
زمین‌شیمی عناصر جزئی

تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهند که بالاترین تمرکز عناصر جزئی در نمونه‌های مورد بررسی مربوط به Sr (۴۳۶/۶ تا ۸۵۴/۲ گرم در تن)، Ba (۴۳۰ تا ۸۴۹ گرم در تن) و Zr (۲۰۳/۱ تا ۳۹۴/۵ گرم در تن) است (جدول ۳). این در حالی است که فراوانی عناصری چون Cr (۱۴ تا ۳۲ گرم در تن)، Nb (۱۲/۸ تا ۲۱/۶ گرم در تن) و Y (۲۸/۱ تا ۴۴/۴ گرم در تن) کمتر است (جدول ۳). به طور معمول، مقادیر Ba، Sr و Zr بالا همراه با مقادیر به نسبت پایین Cr، Nb و Y در نمونه‌های مورد بررسی بیانگر خاستگاه درونزاد ذخیره کاتولن ساری‌تپه است. این تفاسیر با مقادیر برخی از شاخص‌های زمین‌شیمیایی چون Ba+Sr و Nb+Cr همخوانی ندارد؛ در نمونه‌های مورد بررسی، مقادیر این دو عامل به ترتیب در گستره از ۱۰۱۱/۶ تا ۱۶۰۴/۲ و ۱۳/۳ تا ۲۵/۲ گرم در تن در تغییر است (شکل ۱۱) که با مقادیر Ba+Sr بیشتر از ۱۰۰۰ گرم در تن و مقادیر Nb+Cr کمتر از ۱۰۰ گرم در تن محیط‌های درونزاد همخوانی دارد [۱]. از نظر تمرکز عناصر یاد شده، ذخیره کاتولن ساری‌تپه بیشترین شباهت را به کانسارهای کاتولن هیزه‌جان و تاتروس ایران [۳۴، ۳۵]، کاراکایر ترکیه [۲۸]، لوه‌هایم پرو [۱]، و پنینسولار مالزی [۶] دارد.

بر اساس ضرایب همبستگی محاسبه شده، می‌توان توزیع عناصر جزئی در ذخیره کاتولن ساری‌تپه را در چهار دسته کلی تفکیک نمود. دسته اول عناصری چون Ni، Y، V و U هستند که همبستگی مثبت متوسط تا قوی با Fe_2O_3 ($r = 0.74-0.89$) دارند. این همبستگی‌ها به روشنی نقش کنترلی کانی فرعی گوشت در توزیع این عناصر جزئی در اثر عملکرد فرآیند روبش را آشکار می‌نمایند [۳۶، ۳۷]. دسته دوم شامل عناصری چون Th، Co، Nb، Ta، Sc، Zr و Hf هستند که همبستگی‌های مثبت قوی با Al_2O_3 ($r = 0.85-0.99$) و مثبت متوسط تا قوی با TiO_2 ($r = 0.74-0.89$) دارند. این روابط عنصری به خوبی نقش کانی‌های رسی به واسطه فرآیندهای جذب سطحی و روتیل به واسطه جانشینی دیادوکی در تمرکز این عناصر جزئی را محرز می‌سازند [۷، ۳۸]. دسته سوم شامل عناصر جزئی Ba، Sr، Cs و Cr است که همبستگی‌های مثبت متوسط تا قوی با Al_2O_3 ($r = 0.65-0.96$) دارند. این همبستگی بیانگر نقش کنترلی کانی‌های رسی در تمرکز این عناصر جزئی است. دسته چهارم شامل Rb است که همبستگی مثبت متوسط با K_2O ($r = 0.63$) دارد. این رابطه به نوبه خود نقش کنترلی کانی ایلیت در توزیع و تمرکز Rb در ذخیره کاتولن را به خوبی نمایان می‌سازد [۱۷].

جدول ۳ مقادیر عناصر جزئی (بر حسب گرم در تن) در نمونه‌های مورد بررسی از ذخیره کاتولن ساری‌تپه.

	Cr	U	Th	Ba	Hf	Co	Nb	Cs	Rb	V	Ga	Ta	Sr	Zn	Y	Cu	Sc	Zr	Pb	Ni
Detection	۱۰	۰/۱	۰/۲	۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۸	۰/۵	۰/۱	۰/۵	۱	۰/۱	۰/۱	۱	۰/۱	۰/۱	۲۰
K-01	۱۸	۳/۳	۱۶/۲	۵۲۷	۳/۹	۱/۶	۱۳/۶	۰/۵	۲/۸	۲/۹	۴۰/۲	۰/۸	۵۲۵/۶	۱۲۰	۳۸/۶	۱۱۲/۵	۲۰	۲۲۱/۵	۸۲/۳	۷۱
K-02	۱۷	۳/۶	۱۴/۳	۴۹۱	۳/۷	۱/۳	۱۲/۹	۰/۶	۲/۷	۲/۷	۳۵/۸	۰/۸	۵۹۹/۶	۱۱۶	۳۷/۸	۱۰۴/۳	۲۹	۲۰۳/۱	۷۱/۸	۵۳
K-03	۱۶	۳/۳	۱۵/۹	۵۲۶	۳/۸	۲/۵	۱۳/۲	۰/۴	۲/۹	۲/۱	۴۴/۵	۰/۹	۵۶۰/۱	۱۴۵	۳۹/۲	۱۱۳/۳	۳۱	۲۲۴/۹	۷۰/۶	۵۰
K-04	۱۴	۳/۶	۱۵/۷	۵۲۹	۳/۹	۱/۸	۱۳/۵	۰/۷	۲/۸	۲/۶	۴۲/۷	۰/۹	۶۷۸/۸	۱۱۰	۳۷/۳	۱۰۶/۶	۳۰	۲۲۳/۳	۶۹/۶	۳۹
K-05	۲۲	۳/۸	۱۷/۱	۴۳۰	۴/۰	۱/۶	۱۴/۶	۰/۵	۲/۷	۲/۹	۴۷/۳	۰/۹	۶۱۵/۲	۹۸	۳۴/۹	۹۹/۶	۳۱	۲۲۹/۵	۷۳/۵	۶۵
K-06	۲۳	۳/۶	۱۸/۲	۴۴۸	۴/۲	۲/۱	۱۵/۳	۰/۶	۲/۶	۲/۵	۴۵/۵	۱/۲	۵۷۱/۴	۷۸	۴۴/۴	۸۸/۸	۳۱	۲۷۸/۱	۷۸/۲	۷۸
K-07	۲۷	۲/۸	۲۵/۸	۷۵۱	۴/۸	۳/۵	۲۰/۶	۳/۲	۲/۶	۱/۶	۶۲/۴	۱/۳	۸۴۷/۸	۶۷	۲۹/۹	۷۹/۹	۳۵	۳۷۹/۵	۷۳/۷	۲۸
K-08	۲۸	۳/۱	۲۴/۹	۷۵۵	۴/۷	۳/۴	۱۹/۵	۲/۸	۲/۵	۲/۱	۶۲/۵	۱/۲	۷۵۱/۲	۹۹	۳۰/۷	۸۴/۱	۳۶	۳۷۱/۵	۶۴/۴	۳۲
K-09	۲۸	۳/۲	۲۴/۲	۸۴۹	۴/۷	۳/۱	۱۹/۹	۲/۵	۲/۸	۱/۶	۵۶/۸	۱/۳	۶۵۸/۶	۹۷	۳۳/۳	۷۶/۳	۳۸	۳۵۶/۵	۷۳/۶	۳۵
K-10	۲۴	۲/۵	۲۶/۱	۸۴۸	۴/۹	۴/۱	۲۱/۶	۳/۶	۲/۴	۱/۶	۶۳/۵	۱/۵	۶۳۹/۹	۷۸	۲۸/۱	۸۳/۲	۳۹	۳۹۴/۵	۶۲/۶	۲۳
K-11	۳۱	۳/۲	۲۳/۱	۶۴۷	۴/۷	۲/۹	۱۹/۲	۲/۱	۲/۵	۱/۷	۵۰/۱	۱/۱	۶۶۹/۴	۸۹	۳۶/۰	۹۴/۴	۳۵	۳۳۱/۵	۵۳/۲	۴۴
K-12	۲۴	۲/۹	۲۳/۶	۷۰۲	۴/۵	۳/۱	۱۸/۶	۱/۸	۲/۴	۲/۰	۵۴/۲	۱/۴	۷۱۰/۳	۹۵	۳۸/۰	۸۷/۵	۲۸	۳۲۹/۰	۵۶/۳	۵۱
K-13	۲۶	۲/۷	۲۱/۹	۶۵۹	۴/۶	۳/۶	۱۷/۶	۲/۱	۲/۷	۱/۳	۵۱/۳	۱/۱	۷۰۸/۱	۸۴	۳۴/۰	۹۶/۳	۳۳	۳۱۴/۵	۵۷/۱	۳۴
K-14	۲۴	۳/۲	۲۰/۳	۶۹۶	۴/۵	۲/۹	۱۸/۳	۱/۷	۲/۴	۲/۲	۵۴/۷	۱/۳	۷۳۲/۱	۸۲	۳۳/۴	۸۳/۳	۳۲	۳۱۱/۵	۵۳/۶	۴۶
K-15	۳۲	۲/۹	۲۳/۶	۷۵۰	۴/۶	۳/۳	۱۹/۳	۲/۶	۲/۴	۱/۳	۶۱/۵	۱/۲	۸۵۴/۲	۸۳	۳۱/۲	۷۴/۳	۳۳	۳۶۳/۰	۶۴/۵	۳۷
K-16	۲۶	۳/۵	۱۸/۲	۵۵۲	۴/۳	۲/۵	۱۶/۵	۱/۲	۲/۶	۲/۴	۴۸/۶	۱/۳	۴۶۶/۵	۸۶	۳۵/۲	۷۳/۵	۳۲	۲۸۱/۵	۵۵/۸	۴۲
K-17	۲۵	۳/۳	۱۷/۹	۶۴۵	۴/۱	۲/۵	۱۴/۶	۱/۶	۲/۳	۲/۲	۴۴/۲	۱/۱	۴۶۸/۷	۹۴	۳۵/۵	۶۶/۳	۳۴	۲۵۸/۹	۵۷/۵	۴۸
K-18	۲۴	۳/۶	۱۵/۷	۶۳۶	۳/۸	۲/۷	۱۳/۳	۰/۶	۲/۹	۲/۵	۴۰/۶	۱/۲	۴۴۶/۵	۹۸	۳۸/۹	۶۵/۲	۲۸	۲۱۶/۳	۶۰/۶	۴۵
K-19	۲۸	۳/۳	۱۶/۳	۵۶۳	۴/۱	۳/۱	۱۲/۹	۰/۸	۲/۷	۲/۲	۳۹/۶	۰/۹	۴۶۷/۷	۹۴	۳۷/۶	۷۸/۳	۳۳	۲۴۹/۶	۵۸/۳	۴۳
K-20	۳۱	۳/۵	۱۵/۱	۵۷۵	۳/۹	۲/۶	۱۲/۸	۰/۵	۲/۸	۲/۴	۳۹/۸	۰/۹	۴۳۶/۶	۹۵	۴۲/۱	۶۵/۱	۳۰	۲۰۹/۱	۵۹/۶	۵۵



شکل ۱۱ روند تغییرات مقادیر الف) Ba+Sr ب) Nb+Cr به همراه La+Ce+Y در نمونه‌های مورد بررسی از ذخیره کائولن ساری‌تپه. در این اشکال مرز بین دو محیط درون‌زاد و برون‌زاد برگرفته از مرجع [۱] است.

زمین‌شیمی عناصر خاکی نادر

مقادیر REE در نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۴ آورده شده است. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهند که مقادیر REE در نمونه‌های کائولن در گستره ۱۰۳/۱۸ تا ۱۸۵/۸۲ گرم در تن متغیر است (شکل ۱۲ الف). مقادیر LREE و HREE در نمونه‌ها به ترتیب دارای گستره تغییراتی از ۷۹/۳۳ تا ۱۷۲/۵۹ گرم در تن و ۱۱/۵۱ تا ۲۲/۲۴ گرم در تن هستند (شکل‌های ۱۲ ب و پ). روند توزیع لانتانیدها در نیمرخ مورد بررسی نشان می‌دهد که تمرکز LREE‌ها از مرکز به سمت بخش‌های بیرونی ذخیره افزایش می‌یابد (شکل ۱۲ ب). این در حالی است که بیشترین تمرکز HREE‌ها در کل نیمرخ مربوط به بخش مرکزی ذخیره است (شکل ۱۲ پ). بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که LREE‌ها در pH‌های اسیدی شسته شده و در pH‌های خنثی تا قلیایی ترسیب می‌شوند [۳۹]. این امر از آنجا ناشی می‌شود که HREE‌ها با افزایش pH محیط، کمپلکس‌های پایدارتری نسبت به LREE‌ها تشکیل می‌دهند [۳۸]. از این رو به نظر می‌رسد که رفتارهای متضاد LREE‌ها با HREE‌ها در نیمرخ مورد بررسی از آنجا ناشی می‌شود که محلول‌های اسیدی با pH پایین (درون‌زاد) از

معابر موجود (گسل‌ها) وارد سنگ‌های درونگیر شده و با دگرسانی کانی‌ها سبب تشکیل ذخیره شده‌اند. این محلول‌های به دلیل قدرت اسیدی بالای خود سبب شستشوی LREE‌ها از مرکز ذخیره شده و با کاهش دما و واکنش سیال‌ها با سنگ‌های درونگیر به سمت بیرون ذخیره خنثی شده‌اند. خنثی شدن pH سیال‌ها زمینه لازم برای ترسیب LREE‌ها در بخش‌های بیرونی ذخیره را فراهم نموده است.

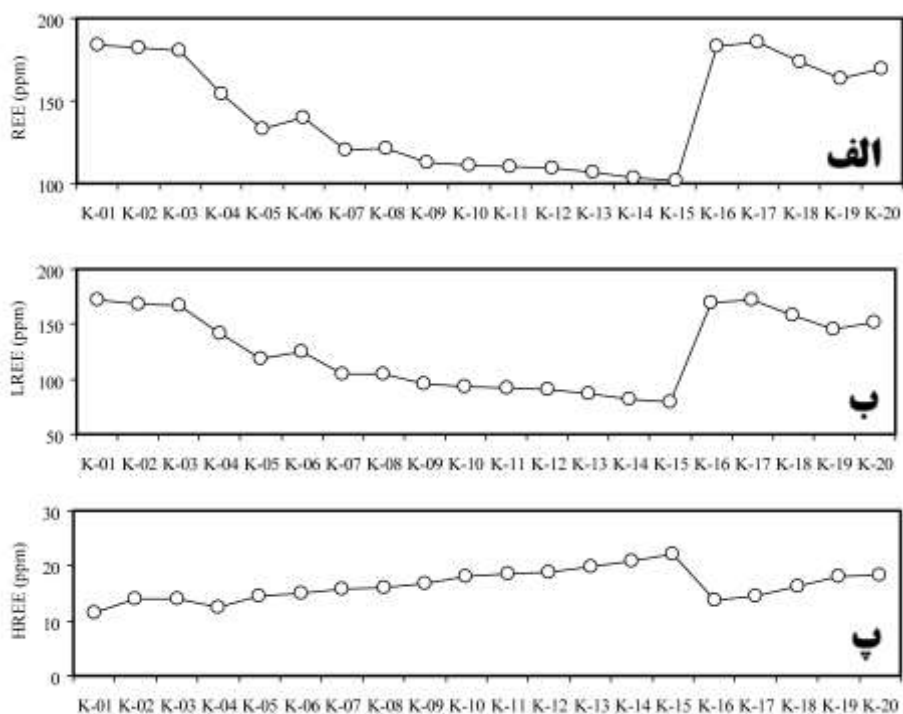
بررسی درجه جدایش REE‌ها می‌تواند به عنوان معیار مناسبی برای تعیین شرایط فیزیکو-شیمیایی تشکیل کانسارهای کائولن استفاده شود [۳]. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که مقادیر $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه‌های مورد بررسی به ترتیب در گستره ۳/۰۳ تا ۱۲/۷۳ و ۳۴/۹۱ تا ۳/۷۸ متغیر است (جدول ۵). مقادیر این نسبت‌ها در بخش‌های بیرونی ذخیره بیشتر از بخش مرکزی است (شکل ۱۳). به بیان دیگر، از مرکز به سمت بیرون ذخیره، مقدار LREE نسبت به HREE روند افزایشی دارد. بر اساس یافته‌های به دست آمده اخیر [۸]، افزایش مقادیر نسبت‌های $(LREE/HREE)_N$ و $(La/Yb)_N$ در محیط دگرسانی وابسته به افزایش pH محلول‌های دگرسان کننده است. از این رو، به نظر می‌رسد که

گویتیت که توانایی بالایی در جذب ترجیحی LREE ها دارند، می‌توان چنین گفت که کنترل کانیایی و افزایش pH نقش مهمی در جدایش لانتانیدها در ذخیره کاتولن ساری‌تپه داشته‌اند [۳].

محلول‌های درون‌زاد با دور شدن از مرکز سامانه دگرسانی در اثر واکنش با سنگ‌های درونگیر و کاهش دما، به دلیل افزایش pH باعث ترسیب LREE ها در بخش‌های بیرونی ذخیره شده‌اند. با توجه به وجود کانی‌هایی چون کائولینیت، اسمکتیت، ایلیت و

جدول ۴ مقادیر REE ها (بر حسب گرم در تن) در نمونه‌های مورد بررسی از ذخیره کاتولن ساری‌تپه.

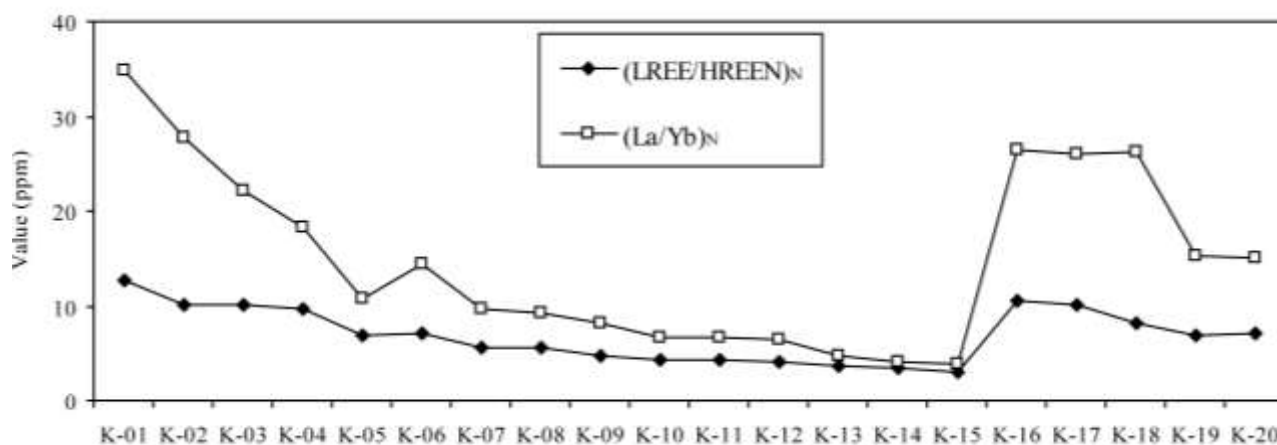
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
حد اشکارسازی	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۱
K-01	۴۰٫۳	۵۸٫۱	۹٫۹۹	۴۹٫۱	۱۲٫۹۶	۲٫۱۴	۶٫۸۸	۰٫۵۷	۱٫۹۱	۰٫۲۹	۰٫۸۴	۰٫۱۲	۰٫۷۸	۰٫۱۲
K-02	۳۶٫۶	۵۷٫۵	۱۰٫۶۵	۵۱٫۹	۹٫۰۷	۱٫۹۶	۷٫۷۳	۰٫۸۹	۲٫۹۹	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۱۴	۰٫۸۹	۰٫۱۵
K-03	۳۲٫۶	۵۲٫۹	۸٫۷۸	۵۸٫۶	۱۱٫۴۴	۲٫۱۹	۸٫۰۴	۰٫۹۸	۲٫۲۱	۰٫۴۲	۱٫۰۸	۰٫۱۵	۰٫۹۹	۰٫۱۷
K-04	۲۷٫۶	۴۴٫۹	۹٫۳۹	۴۳٫۳	۱۴٫۳۳	۱٫۸۵	۶٫۹۶	۱٫۰۵	۱٫۷۹	۰٫۳۱	۱٫۰۹	۰٫۱۴	۱٫۰۲	۰٫۱۶
K-05	۲۲٫۹	۴۲٫۸	۷٫۷۴	۳۶٫۸۰	۶٫۷۹	۱٫۵۷	۶٫۵۵	۰٫۷۵	۳٫۰۸	۰٫۵۵	۱٫۶۱	۰٫۲۱	۱٫۴۵	۰٫۲۳
K-06	۲۳٫۸	۳۶٫۲	۶٫۵۴	۴۴٫۶	۱۱٫۷۴	۲٫۲۴	۸٫۵۶	۱٫۰۵	۲٫۴۱	۰٫۳۳	۱٫۱۹	۰٫۱۵	۱٫۱۱	۰٫۱۸
K-07	۲۳٫۹	۳۵٫۵	۵٫۸۱	۳۰٫۱	۷٫۶۲	۱٫۴۲	۶٫۰۲	۰٫۸۸	۳٫۷۱	۰٫۶۸	۲٫۱۶	۰٫۲۷	۱٫۶۸	۰٫۲۶
K-08	۲۴٫۴	۳۶٫۶	۵٫۷۴	۲۹٫۶	۷٫۵۱	۱٫۳۵	۵٫۹۸	۰٫۹۱	۳٫۸۵	۰٫۷۲	۲٫۲۲	۰٫۳۱	۱٫۷۸	۰٫۲۸
K-09	۲۲٫۵	۳۲٫۳	۵٫۲۱	۲۷٫۴	۷٫۴۳	۱٫۲۵	۶٫۲۱	۰٫۹۶	۴٫۰۲	۰٫۸۱	۲٫۳۹	۰٫۳۶	۱٫۸۴	۰٫۳۱
K-10	۲۱٫۹	۳۱٫۶	۵٫۰۶	۲۶٫۳	۷٫۲۳	۱٫۱۶	۶٫۴۱	۱٫۰۶	۴٫۲۲	۰٫۹۶	۲٫۵۱	۰٫۳۸	۲٫۲۳	۰٫۳۶
K-11	۲۳٫۱	۳۰٫۴	۴٫۸۸	۲۵٫۵	۶٫۹۸	۱٫۰۵	۶٫۳۳	۰٫۸۹	۴٫۳۶	۱٫۰۲	۲٫۶۵	۰٫۴۲	۲٫۳۶	۰٫۴۲
K-12	۲۳٫۹	۲۹٫۵	۴٫۶۶	۲۴٫۹	۶٫۷۷	۰٫۹۹	۶٫۱۲	۰٫۹۱	۴٫۴۹	۱٫۱۲	۲٫۷۸	۰٫۴۸	۲٫۵۴	۰٫۴۵
K-13	۲۲٫۸	۲۸٫۱	۴٫۵۵	۲۳٫۸	۶٫۴۵	۰٫۸۷	۵٫۸۴	۰٫۹۹	۴٫۵۳	۱٫۱۶	۳٫۱۲	۰٫۴۶	۳٫۲۵	۰٫۴۹
K-14	۲۱٫۶	۲۶٫۲	۴٫۳۳	۲۲٫۹	۶٫۴۱	۰٫۸۱	۵٫۴۴	۰٫۹۸	۵٫۱۲	۱٫۲۵	۳٫۵۴	۰٫۵۱	۳٫۵۴	۰٫۵۵
K-15	۲۰٫۹	۲۵٫۵	۴٫۱۲	۲۱٫۸	۶٫۲۳	۰٫۷۸	۶٫۰۲	۱٫۰۶	۵٫۵۶	۱٫۳۵	۳٫۶۶	۰٫۵۶	۳٫۷۴	۰٫۵۹
K-16	۳۷٫۲	۵۸٫۲	۱۰٫۷۴	۵۲٫۳	۹٫۱۲	۲٫۰۲	۷٫۸۴	۰٫۶۴	۲٫۶۵	۰٫۳۸	۱٫۰۱	۰٫۱۵	۰٫۹۵	۰٫۱۴
K-17	۳۸٫۱	۵۶٫۶	۱۱٫۰۲	۵۴٫۱	۹٫۴۵	۲٫۱۶	۸٫۰۲	۰٫۶۸	۲٫۸۱	۰٫۴۱	۱٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۹۹	۰٫۱۶
K-18	۳۹٫۹	۴۴٫۶	۸٫۰۱	۴۹٫۶	۱۳٫۲۱	۲٫۲۱	۹٫۵۲	۰٫۷۱	۲٫۹۱	۰٫۴۵	۱٫۲۶	۰٫۱۹	۱٫۰۳	۰٫۱۸
K-19	۴۰٫۳	۴۴٫۸	۷٫۴۵	۴۶٫۱	۵٫۲۹	۱٫۴۹	۸٫۹۸	۰٫۷۹	۳٫۹۹	۰٫۵۵	۱٫۴۲	۰٫۲۳	۱٫۷۹	۰٫۳۱
K-20	۴۱٫۲	۴۶٫۸	۸٫۰۶	۴۸٫۲	۵٫۶۵	۱٫۵۵	۸٫۸۸	۰٫۸۹	۴٫۰۶	۰٫۵۹	۱٫۵۲	۰٫۲۶	۱٫۸۵	۰٫۳۳



شکل ۱۲ روند تغییرات الف) REE ها، ب) LREE ها و پ) HREE در نمونه‌های بررسی شده از ذخیره کاتولن ساری‌تپه.

جدول ۵ مقادیر برخی از شاخص‌های زمین‌شیمیایی محاسبه شده برای نمونه‌های مورد بررسی از ذخیره کائولن ساری‌تپه.

	REE	LREE	HREE	La+Ce+Y	Eu/Eu*	Ce/Ce*	(LREE/HREE) _N	(La/Yb) _N	(La/Lu) _N	Ba+Sr	TiO ₂ +Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Nb+Cr
K-01	۱۸۴/۱۰	۱۷۲/۵۹	۱۱/۵۱	۱۳۷/۰	۰/۶۳	۰/۶۶	۱۲/۷۳	۳۴/۹۱	۳۴/۸۷	۱۰۵۲/۶	۱/۰۴	۳/۵۱	۱۴/۱
K-02	۱۸۱/۷۹	۱۶۷/۶۸	۱۴/۱۱	۱۳۱/۹	۰/۷۰	۰/۶۸	۱۰/۰۹	۲۷/۷۹	۲۵/۳۴	۱۰۹۰/۶	۱/۰۱	۴/۱۶	۱۳/۵
K-03	۱۸۰/۵۵	۱۶۶/۵۱	۱۴/۰۴	۱۲۴/۷	۰/۶۶	۰/۷۲	۱۰/۰۷	۲۵/۲۵	۱۹/۹۱	۱۰۸۶/۱	۰/۹۰	۳/۶۲	۱۳/۶
K-04	۱۵۳/۸۹	۱۴۱/۳۷	۱۲/۵۲	۱۰۹/۸	۰/۵۰	۰/۶۵	۹/۵۹	۱۸/۲۸	۱۷/۹۱	۱۲۰/۷۸	۰/۹۰	۳/۶۶	۱۴/۲
K-05	۱۳۳/۰۳	۱۱۸/۶۰	۱۴/۴۳	۱۰۰/۶	۰/۷۱	۰/۷۵	۶/۹۸	۱۰/۶۷	۱۰/۳۴	۱۰۴۵/۲	۱/۱۵	۳/۴۷	۱۵/۱
K-06	۱۴۰/۱۱	۱۲۵/۱۳	۱۴/۹۸	۱۰۴/۴	۰/۶۵	۰/۶۷	۷/۰۹	۱۴/۴۹	۱۳/۷۳	۱۰۱۹/۴	۱/۲۴	۲/۸۳	۱۵/۹
K-07	۱۲۰/۰۱	۱۰۴/۳۵	۱۵/۶۶	۸۹/۳	۰/۶۲	۰/۶۹	۵/۶۶	۹/۶۱	۹/۵۵	۱۵۹۸/۸	۱/۰۰	۱/۵۹	۲۳/۸
K-08	۱۲۱/۲۵	۱۰۵/۲۰	۱۶/۰۵	۹۱/۷	۰/۶۰	۰/۷۱	۵/۵۷	۹/۲۶	۹/۰۵	۱۵۰۶/۲	۰/۹۸	۱/۵۹	۲۲/۳
K-09	۱۲۲/۹۹	۹۶/۰۹	۱۶/۹۰	۸۸/۱	۰/۵۵	۰/۶۸	۴/۸۳	۸/۲۶	۷/۵۴	۱۵۰/۷۶	۱/۰۰	۱/۷۳	۲۲/۴
K-10	۱۱۱/۳۸	۹۳/۲۵	۱۸/۱۳	۸۱/۶	۰/۵۱	۰/۶۸	۴/۳۷	۶/۶۴	۶/۳۲	۱۴۸۷/۹	۰/۹۴	۱/۴۶	۲۵/۲
K-11	۱۱۰/۳۶	۹۱/۹۱	۱۸/۴۵	۸۹/۵	۰/۴۷	۰/۶۴	۴/۲۳	۶/۶۱	۵/۷۱	۱۳۱۶/۴	۱/۰۲	۱/۹۴	۲۱/۳
K-12	۱۰۹/۶۱	۹۰/۷۲	۱۸/۸۹	۹۱/۴	۰/۴۶	۰/۶۲	۴/۰۸	۶/۳۶	۵/۵۲	۱۴۱۲/۳	۱/۱۱	۰/۹۶	۲۰/۴
K-13	۱۰۶/۴۱	۸۶/۵۷	۱۹/۸۴	۸۴/۹	۰/۴۳	۰/۶۲	۳/۷۰	۴/۷۴	۴/۸۳	۱۳۶۷/۱	۰/۹۵	۲/۱۵	۱۹/۷
K-14	۱۰۳/۱۸	۸۲/۲۵	۲۰/۹۳	۸۱/۲	۰/۴۱	۰/۶۱	۳/۳۴	۴/۱۲	۴/۰۸	۱۴۲۸/۱	۰/۹۹	۲/۲۰	۲۰/۰
K-15	۱۰۱/۵۷	۷۹/۳۳	۲۲/۲۴	۷۷/۶	۰/۳۸	۰/۶۱	۳/۰۳	۳/۷۸	۳/۶۸	۱۶۰۴/۲	۰/۹۸	۱/۶۸	۲۱/۹
K-16	۱۸۳/۳۴	۱۶۸/۵۸	۱۳/۷۶	۱۳۰/۶	۰/۷۱	۰/۶۸	۱۰/۴۶	۲۶/۴۶	۲۷/۵۹	۱۰۱۸/۵	۱/۱۵	۲/۶۵	۱۷/۷
K-17	۱۸۵/۸۲	۱۷۱/۴۳	۱۴/۳۹	۱۳۰/۳	۰/۷۴	۰/۶۴	۱۰/۱۱	۲۶/۰۰	۲۴/۷۳	۱۱۱۳/۷	۱/۱۰	۲/۹۷	۱۶/۲
K-18	۱۷۳/۷۸	۱۵۷/۵۳	۱۶/۲۵	۱۲۳/۴	۰/۵۸	۰/۵۶	۸/۲۳	۲۶/۱۷	۲۳/۰۲	۱۰۸۲/۵	۱/۰۱	۳/۶۶	۱۳/۹
K-19	۱۶۳/۵۹	۱۴۵/۵۳	۱۸/۰۶	۱۲۲/۷	۰/۶۵	۰/۵۷	۶/۸۴	۱۵/۲۱	۱۳/۵۰	۱۰۳۰/۷	۰/۹۴	۳/۳۰	۱۴/۷
K-20	۱۶۹/۸۴	۱۵۱/۴۶	۱۸/۳۸	۱۳۰/۱	۰/۶۷	۰/۵۷	۷/۰۰	۱۵/۰۵	۱۲/۹۶	۱۰۱۱/۶	۰/۸۷	۳/۹۸	۱۳/۳

شکل ۱۳ روند تغییرات (LREE/HREE)_N و (La/Yb)_N در نمونه‌های بررسی شده از ذخیره کائولن ساری‌تپه.

بررسی ارتباط بین روند تغییرات P₂O₅ با (La/Lu)_N (r = ۰/۹۷، شکل ۱۴ ب) نشانگر نقش ارزنده فرآیندهای دوزنزداد در تشکیل و گسترش ذخیره کائولن ساری‌تپه است [۲].

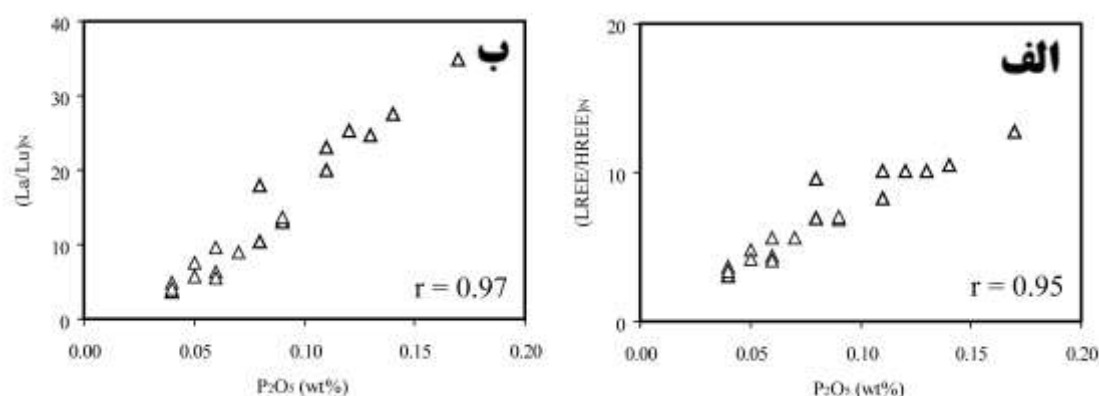
مقادیر Eu/Eu* و Ce/Ce* در نمونه‌های کائولن به ترتیب گستره تغییراتی از ۰/۳۸ تا ۰/۷۰ و از ۰/۴۸ تا ۰/۷۲ دارند

بررسی ارتباط بین روند تغییرات P₂O₅ نسبت به (LREE/HREE)_N و (La/Lu)_N می‌تواند به عنوان روش‌های زمین‌شیمیایی مناسب به تعیین ماهیت درونزاد یا برونزاد یک ذخیره کائولن کمک کند [۲]. وجود همبستگی مثبت قوی بین P₂O₅ با (LREE/HREE)_N (r = ۰/۹۵، شکل ۱۴ الف) و

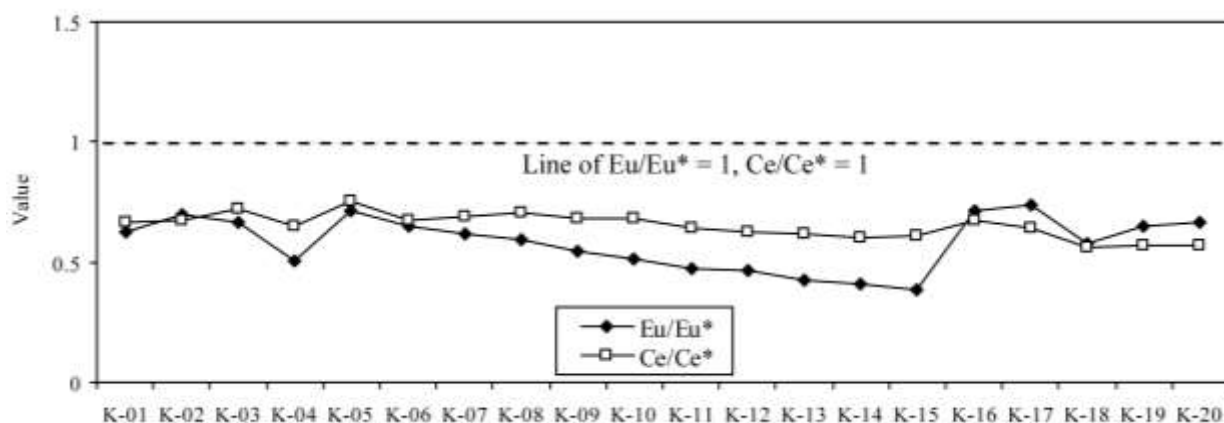
۱۳۷ گرم در تن دارد (جدول ۵). مقادیر بالای ۱۰۰ گرم در تن برای این شاخص مربوط به بخش‌های بیرونی ذخیره است. براساس مقادیر این عامل می‌توان گفت که بخش مرکزی ذخیره در اثر عملکرد فرآیندهای درونزاد ایجاد شده است. این در حالی است که بخش‌های بیرونی ذخیره افزون بر عملکرد فرآیندهای درونزاد، با فرآیندهای برونزاد دستخوش تغییراتی شده‌اند. در کل با توجه به داده‌های گزارش شده از ذخیره کائولن زنون [۱۰] و مقایسه آن با نتایج این پژوهش می‌توان گفت که نقش فرآیندهای برونزاد در گسترش و تکامل ذخیره کائولن ساری تپه در مقایسه با ذخیره کائولن زنون بسیار کم رنگ بوده است.

(جدول ۵). به بیان دیگر، این مقادیر نشان می‌دهند که تشکیل و گسترش ذخیره کائولن ساری تپه با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی قوی Eu و Ce همراه شده است (شکل ۱۵). رخداد این دو بی‌هنجاری منفی بیانگر دمای بالای محلول‌های مسئول کائولینیتی‌شدن و نقش فرآیندهای درونزاد در گسترش و تکامل ذخیره کائولن مورد بررسی است [۲، ۴۰].

مقدار $La+Ce+Y$ شاخص زمین‌شیمیایی مناسبی برای تفکیک فرآیندهای درونزاد و برونزاد طی گسترش کانسارهای کائولن به شمار می‌رود [۱]. مقادیر کمتر و بیشتر از ۱۰۰ گرم در تن برای این عامل به ترتیب بیانگر اثر فرآیندهای درونزاد و برونزاد در تشکیل این دسته از کانسارها هستند [۱]. مقدار $La+Ce+Y$ در نمونه‌های کائولن گستره تغییراتی از ۷۷/۶ تا



شکل ۱۴ نمودارهای دو متغیره تغییرات مقادیر الف) P_2O_5 نسبت به $(LREE/HREE)_N$ و ب) P_2O_5 نسبت به $(La/Yb)_N$ در نمونه‌های کائولن مورد بررسی از ذخیره ساری تپه.



شکل ۱۵ روند تغییرات Eu/Eu^* و Ce/Ce^* در نمونه‌های بررسی شده از ذخیره کائولن ساری تپه.

برداشت

مهمترین نتایج به دست آمده از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر اصلی، جزئی و خاکی نادر ذخیره کائولن ساری تپه عبارتند از:

۱- شواهد صحرایی چون برشی شدن محلی، کانه‌زایی پیریت، کالکوپیریت، هماتیت، گوتیت و باریت در رگچه‌های ذخیره و وجود پوش سنگ سیلیسی بر ماهیت گرمابی ذخیره کائولن ساری تپه تاکید دارند.

۲- این ذخیره دارای دو انبوه کانیایی مختلف است که در مرکز و بخش‌های بیرونی ذخیره تشخیص داده شدند. بخش مرکزی شامل کانی‌های کائولینیت، کوارتز، آلونیت، هالوئیت، پیریت و روتیل بوده و بخش بیرونی نیز از کانی‌های کائولینیت، کوارتز، اسمکتیت و ایلیت تشکیل شده است. با توجه به وجود این دو نوع انبوه کانیایی می‌توان چنین تصور کرد که محلول‌های اسید سولفات‌ی نقش بسیار مهمی در رخداد انباشت کانیایی بخش مرکزی ذخیره داشته‌اند. این محلول‌ها از مرکز به سمت بیرون ذخیره به دلیل واکنش با سنگ‌های درونگیر آتشفشانی (آندزیت- داسیت) و تشکیل اسمکتیت و ایلیت خنثی شده و با افزایش pH مواجه شده‌اند.

۳- همبستگی‌های منفی بین $Al_2O_3-K_2O$ ، $Al_2O_3-SiO_2$ ، $Al_2O_3-Fe_2O_3$ و SiO_2-LOI نشان می‌دهند که فرآیندهای دگرسانی گرمابی عامل اصلی گسترش این ذخیره بوده‌اند و سازوکار آهن‌زدایی طی گسترش فرآیندهای کائولینیتی شدن رخ داده است.

۴- تغییرات و مقادیر برخی از شاخص‌های زمین‌شیمیایی چون SiO_2/Al_2O_3 رخداد پدیده سیلیسی‌شدن شدید به ویژه در بخش بیرونی ذخیره را پیشنهاد می‌کنند.

۵- نقش مهم pH محلول‌های مسئول کائولینیتی‌شدن در ذخیره ساری تپه را می‌توان از روی روند تغییرات مقادیر برخی از شاخص‌های زمین‌شیمیایی چون $Al_2O_3+TiO_2$ و $(Al_2O_3)/((Na_2O+CaO+K_2O))$ و $SiO_2+Fe_2O_3+MgO+Na_2O+CaO+K_2O$ در نیمرخ مورد بررسی برداشت نمود.

۶- عملکرد فرآیند روبش توسط گوتیت، جذب سطحی توسط کانی‌های رسی و جانشینی دیادوکی در روتیل سه عامل مهم و اثرگذار در توزیع عناصر جزئی در ذخیره بوده‌اند.

۷- جذب ترجیحی LREEها توسط کانی‌های گوتیت، کائولینیت، اسمکتیت و ایلیت عامل اصلی غنی‌شدگی و جدایش LREEها از HREEها در نمونه‌های ذخیره کائولن ساری تپه است.

۸- نتایج برآمده از برخی شاخص‌های زمین‌شیمیایی چون TiO_2 ، $TiO_2+Fe_2O_3$ ، $Nb+Cr$ ، $La+Ce+Y$ و $Ba+Sr$ همراه با همبستگی‌های مثبت قوی بین $(LREE/HREE)_N$ با P_2O_5 و $(La/Lu)_N$ با P_2O_5 بیانگر نقش مهم و ارزنده فرآیندهای درونزاد و نقش محدود فرآیندهای برونزاد در گسترش ذخیره هستند.

۹- رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce نقش سیال‌های گرمابی دما بالا و عملکرد فرآیندهای درونزاد در گسترش و تکامل ذخیره کائولن ساری تپه را آشکار می‌سازد.

قدردانی

این پژوهش از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است، که نگارندگان به این وسیله سپاس و قدردانی خود را از همه مسئولین آن اعلام می‌دارند. نگارندگان همچنین از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

- [1] 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.
- [2] Cravero F., Dominguez E., Iglesias C., "Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina)", Applied Clay Science 18 (2001) 157-172.
- [3] 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.
- [4] 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 Gördeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey ", Clays and Clay Minerals 62 (2014) 477-499.
- [5] Sayit I. Ö., Türkmenoğlu A. G., Demirci C. S. A. S., "Hydrothermal alteration products in the vicinity of the Ahırözü kaolin deposits, Mihaliççik-

- [18] 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.
- [19] Deyell C. L., Rye R. O., Landis G. P., Bissig T. "Alunite and the role of magmatic fluids in the Tambo high sulfidation deposit, El Indio-Pascua belt, Chile", *Chemical Geology* 215 (2005) 185-218.
- [20] Lerouge C., Kunov A., Flehoc C., Georgieva S., Hikov A., Lescuyer J.K., Petrunov R., Velinova N. "Constraints of stable isotopes on the origin of alunite from advanced argillic alteration systems in Bulgaria", *Journal of Geochemical Exploration* 90 (2006) 166-182.
- [21] Reyes, A. G. "Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43 (1990) 279-309.
- [22] Wulaningsih T., Humaida H., Harijoko A., Watanabe K. "Major element and rare earth elements investigation of Merapi volcano, Central Java, Indonesia", *Procedia Earth and Planetary Science* 6 (2013) 202-211.
- [23] 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.
- [24] Meunier A., "Clays", Springer Verlag, Berlin, Heidelberg (2005) 1-472.
- [25] Inoue A., "Formation of clay minerals in hydrothermal environments", In: Velde, B. (Ed.), *Origin and Mineralogy of Clays*. Springer-Verlag, Berlin (1995).
- [26] Dill H. G., Fricke A., Henning K. H., "The origin of Ba- and REE- bearing aluminophosphate minerals from Lohrheim kaolinitic clay deposit. (Rheinisches Sciefergebirge, Germany)", *Applied Clay Science* 10 (1995) 231-245.
- [27] Jepson W. B., Browse J. B., "The composition of kaolinite-an electron microprobe study", *Clays and Clay Minerals* 23 (1975) 310-317.
- [28] Kadir S., Erkoyun H., "Genesis of the hydrothermal Karaçayır kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre Basin, western Turkey", *Turkish Journal of Earth Sciences* 22 (2013) 444-468.
- Eskişehir, Turkey*", *Clay Minerals* 53 (2018) 289-303.
- [6] 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.
- [7] 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.
- [8] Kadir S., Ateş H., Erkoyun H., Kūlah T., Esenli F., "Genesis of alunite-bearing kaolin deposit in Mudamköy member of the Miocene Göbel Formation, Mustafakemalpaşa (Bursa), Turkey", *Applied Clay Science* 221 (2022) 106407.
- [9] 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.
- [10] Alipour V., Abedini A., "Behaviour of major, minor and trace elements (including REEs) during kaolinization processes at Zonouz deposit, northeast of Marand, East Azarbaijan province", *Journal of Economic Geology* 3 (2012) 231-249.
- [11] Eftherkhar-Nezhad J., Ghorashi M., Mehrparto S., Arshadi S., Sohrehbakhsh A., "Geological map of the Tabriz-Poldasht (scale 1:250000)", Geological Survey of Iran (1991).
- [12] Abdolahi M.R., Hosseini M., "Geological map of the Jolfa (scale 1:100000)", Geological Survey of Iran (1996).
- [13] Nabavi M. H., "An introduction to the geology of Iran", Geological Survey of Iran Publication (1976) 1-105.
- [14] Taylor Y, McLennan S. M., "The continental crust: Its composition and evolution", 1st ed. Oxford, UK: Blackwell (1985).
- [15] Berger B.R., Henley R.W. "Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States", *Economic Geology Monograph* 6 (1989). <https://doi.org/10.5382/Mono.06.32>.
- [16] Hedenquist J. W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. "Exploration for epithermal gold deposits", *Reviews in Economic Geology* 13(2000) 45-77.
- [17] 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.

Journal of Crystallography and Mineralogy 32 (2024) 43-58.

[36] Marques J. J., Schulze D. G., Curi N., Mertzman S. A., "Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils", *Geoderma*, 121 (2004) 31-43.

[37] 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.

[38] Abedini A., Khosravi M. "Geochemical characteristics of rare earth elements in argillic alteration zone: An example from the Kharvana area, NW Iran", *Jordan Journal of Earth and Environmental Sciences* 15 (2024) 20-27.

[39] 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.

[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.

[29] Maiza P. J., Pieroni D., Marfil S. A., "Geochemistry of hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos, province of Rio Negro, Argentina", In: Dominguez E.A., Mas G.R., Cravero F. (Eds.), 2001, *A Clay Odyssey*. Elsevier, Amsterdam (2003) 123-130.

[30] Stoffregen R. E., Cygan G. L. "An experimental study of Na-K exchange between alunite and aqueous sulfate solutions", *American Mineralogist* 75 (1990) 209-220.

[31] Sayin S. A. "Origin of kaolin deposits: Evidence from the Hisarcik (Emet-Kutahya) deposits, western Turkey", *Turkish Journal of Earth Science* 16 (2007) 77-96.

[32] Pirajno F. "Volcanic-hosted epithermal systems in northwest Turkey", *South African Journal of Geology* 98(1995) 13-24.

[33] Kadir S., Akbulut A., "Mineralogy, geochemistry and genesis of the Taşoluk kaolinite deposits in pre-Early Cambrian metamorphites and Neogene volcanites of Afyonkarahisar, Turkey", *Clay Minerals* 44 (2011) 89-112.

[34] Abedini A., "Mineralogy and geochemistry of the Hizeh-Jan kaolin deposit, northwest of Varzaghan, East-Azarbaidjan province, NW Iran", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 24 (2017) 647-660.

[35] Abedini A., "Mineralogy and geochemistry of the Tatros kaolin deposit, southwest of Danesfahan, Gazvin Province, Iran", *Iranian*