

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی ذخیره بنتونیت نیستانک، شمال باختر ناین، استان اصفهان

شیرین فتاحی^{۱*}، علی اصغر کلاگری^۲ و علی عابدینی^۳

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۶/۲۵

چکیده

ذخیره بنتونیت نیستانک در شمال باختر ناین - استان اصفهان جای دارد. این ذخیره محصول دگرسانی برش‌های توفی به سن الیگوسن است. بررسی‌های کانی‌شناسی در این ذخیره نشان می‌دهد که مونت‌موریلونیت، کائولینیت و کوآرتز کانی‌های اصلی هستند که در مقادیر کمتر با آنورتیت، کلسیت، کلریت، ایلیت، آلپیت، دولومیت، میکروکلین، اورتوکلاز، ساینیدین و هالیت همراهی می‌شوند. مطالعات شیمی کانی نشان از همانندی این ذخیره با کانسارهای بنتونیت نوع وایومینگ دارد. مطالعات زمین‌شیمیایی آشکار می‌کنند که بنتونیتی شدن برش‌های توفی در نیستانک با تهی‌شدگی Ba ، Co ، Zn ، Y ، Ni ، Sr ، Ca ، Fe ، Mg ، Mn ، P ، Ti ، Na ، غنی‌شدگی Si ، Th ، As ، Hf ، Nb و U و شستشو - تثبیت K ، Pb ، Cs ، Rb و Zr همراه بوده است. تجزیه و تحلیل‌های زمین‌شیمیایی آشکار می‌کنند که تغییرات بی‌هنجاری Eu و Ce در این ذخیره به ترتیب توسط درجه دگرسانی فلدسپارها و تغییر در پتانسیل اکسایش محیط کنترل شده است. با توجه به نتایج به دست آمده از این مطالعه، به نظر می‌رسد که عواملی مانند اختلاف در میزان شدت دگرسانی مواد منشأ، شرایط فیزیکی‌شیمیایی محیط، جذب سطحی، تلفیق در ساختار بلوری، دسترسی به لیگاندهای کمپلکس‌ساز و تفاوت در میزان پایداری کانی‌های اولیه در برابر دگرسانی نقش برجسته‌ای در تحرک، توزیع و تمرکز عناصر در این ذخیره داشته‌اند.

کلیدواژه‌ها: بنتونیت، دگرسانی، برش توفی، توزیع عناصر، نیستانک، ناین.

*نویسنده مسئول: شیرین فتاحی

E-mail: shfatahi1982@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

رسی، آبرفت‌های رودخانه‌ای، کفه‌های نمکی، کنگلومرا و تپه‌های شنی (کوآترنری) است (نبوی و هوشمندزاده، ۱۳۵۸) (شکل ۲).

منطقه نیستانک به مختصات جغرافیایی $33^{\circ} 07' 00''$ تا $52^{\circ} 46' 04''$ و $52^{\circ} 59' 00''$ طول‌خاوری و $33^{\circ} 00' 00''$ تا $33^{\circ} 07' 00''$ عرض شمالی در ۲۵ کیلومتری شمال باختر ناین و ۱۴ کیلومتری شمال خاور نیستانک قرار گرفته است. نهشته بنتونیتی نیستانک در شمال خاور ناین با روند NW-SE، طولی بیش از یک کیلومتر و ستبرایی بیش از ۶۰ متر درون برش‌های الیگوسن گسترش یافته است. لازم به یادآوری است به علت گسترش وسیع و گوناگونی زیاد لایه‌های بنتونیتی در سرتاسر ذخیره بنتونیتی نیستانک، نمونه‌برداری برای انجام مطالعات میکروسکوپی، ماکروسکوپی و ژئوشیمی از لایه‌های بنتونیتی در امتداد دو نیمرخ به نام‌های V1 و V2 صورت پذیرفت. ستبرای کلی نیمرخ V1 حدود ۳۰ متر و به ترتیب از سطح به ژرفا شامل بنتونیت‌های سبز، سبز مایل به خاکستری، سفید و در پایان بنتونیت‌های سفید-زرد-سرخ است. این در حالی است که ستبرای کلی نیمرخ V2 حدود ۳۰ متر و از سطح به ژرفا شامل بولدرهای سیلیسی، بنتونیت‌های صورتی، صورتی-سفید و بنتونیت‌های سفید مایل به خاکستری است. برش‌های توفی و ایگنمبریت‌ها تنها در نیمرخ V1 و در لابه‌لای بنتونیت‌های سبز و سبز مایل به خاکستری دیده می‌شوند (شکل ۳).

ذخیره بنتونیتی نیستانک شامل ۲ رخنمون مجزا بوده و از دید ژئومتری، به شکل لایه‌ای و توده‌ای و با رنگ‌های گوناگون مانند سفید مایل به خاکستری، صورتی، سبز، سبز مایل به خاکستری، سفید، صورتی-سفید و سفید-زرد-سرخ درون برش‌های توفی الیگوسن تکامل و گسترش یافته است. مشاهدات صحرائی نشان می‌دهند که بنتونیت‌های صورتی، دارای لمس صابونی، سطح شکست صدفی و خاصیت چسبندگی شدید هستند. این در حالی است که چین‌خوردگی‌های محلی و ساخت لیزگانگ از ویژگی‌های آشکار بنتونیت‌های سفید-زرد-سرخ است. سختی پایین بیشتر بنتونیت‌ها، تناوب منظم بنتونیت‌ها با برش‌های توفی خاکستری مایل به سبز و ایگنمبریت‌های به نسبت دگرسان شده، وجود دانه‌های زاویه‌دار سیاه رنگ

در منطقه ناین نهشته‌های بسیاری از ذخایر بنتونیتی مانند نیستانک، تمینان، مهرآباد و چندین نهشته بنتونیتی دیگر در منطقه‌ای معروف به گردنه ملا احمد به سن الیگوسن بر اثر دگرسانی ایگنمبریت‌ها و برش‌های توفی الیگوسن ایجاد شده‌اند. بررسی‌هایی که تاکنون روی بنتونیت‌های ایران مرکزی انجام شده، نشان‌دهنده بنتونیتی شدن در ارتباط با واحدهای آذرآواری بوده است (مهوری و همکاران، ۱۳۹۰؛ Modabber et al., 2015).

منطقه نیستانک به مختصات جغرافیایی $33^{\circ} 07' 00''$ تا $33^{\circ} 00' 00''$ طول‌خاوری و $52^{\circ} 46' 04''$ تا $52^{\circ} 59' 00''$ عرض شمالی، در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال باختر ناین در استان اصفهان قرار گرفته است. وجود گوناگونی در ترکیب سنگ‌شناسی همراه با وجود گسل‌های بسیار در این منطقه سبب ایجاد تغییرات شدید در محیط تشکیل بنتونیت‌ها شده است. با توجه به اطلاعات موجود، تاکنون مطالعات جامعی روی ذخیره بنتونیت نیستانک از دید کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عنصری صورت نگرفته است. در این پژوهش سعی شده است که اطلاعات به نسبت جامعی از ویژگی‌های کانی‌شناسی و عامل‌های کنترل‌کننده تحرک، توزیع و غنی‌شدگی عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی کیمیا در طی بنتونیت‌زایی در طی تشکیل و گسترش این ذخیره ارائه شود.

۲- زمین‌شناسی

بر پایه تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، منطقه نیستانک بخشی از پهنه ایران مرکزی است (شکل ۱). آشکارترین واحدهای سنگی این منطقه به ترتیب قدیم به جدید شامل گدازه‌های آندزیتی و بازالتی (اوسن زیرین)، آذرآواری‌ها و ایگنمبریت‌های ریولیتی تا ریوداستیتی (اوسن میانی)، آذرآواری‌های اسیدی تا حد واسط (اوسن بالایی)، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و حد واسط تفریق نیافته (اوسن بالایی)، سنگ‌های اسیدی و بازیک تفریق نیافته (الیگوسن)، ایگنمبریت‌ها، برش‌های توفی و سنگ‌های ریولیتی (الیگوسن)، تراورتن، کفه‌های

گفتنی است که کل آهن موجود در بنتونیت‌ها به صورت سه‌ظرفیتی در نظر گرفته شده است (Christidis, 2008). بر این اساس، میانگین ترکیب بنتونیت‌ها با استفاده از رابطه $(\text{OH})_2 (\text{Ca}_{0.056} \text{Na}_{0.1732} \text{K}_{0.2918}) (\text{Al}_{1.0643} \text{Fe}_{0.1657} \text{Mg}_{0.2469}) (\text{Si}_{3.9096} \text{Al}_{0.0903})$ به دست آمد.

بر پایه نتایج به دست آمده، میزان سدیم در ساختار کانی‌های رسی بنتونیت‌های نیستانک بیش از کلسیم آنهاست و از این نظر این ذخیره را می‌توان در شمار بنتونیت‌های نوع وایومینگ قرار داد (Christidis, 2008). استفاده از نمودار سه‌متغیره (Güven, 1988) AlAl-MgAl-FeAl می‌تواند کمک شایانی در تفکیک انواع بنتونیت‌ها بر پایه کاتیون‌های اکتاندری آنها کند. رسم مقادیر یاد شده در نمودار یاد شده نشان از قرارگیری ذخیره بنتونیت نیستانک در محدوده بیدلیت دارد (شکل ۶). در این شکل میدان‌های پایداری فازهای اسمکتیت و بیدلیت سدیم‌دار آشکار می‌کند که محلول جامد میان این دو کانی وجود ندارد. با این وجود، Christidis & Dunham (1996) ارتباط اسمکتیت نوع چتو و بیدلیت را نشان داده‌اند. آنها نشان داده‌اند که با افزایش آلومینیم به جای سیلیسیم در بیدلیت انتظار می‌رود به منظور متعادل کردن بار کانی، میزان کلسیم میان‌لایه‌ای بیش از میزان سدیم باشد. بر این اساس، تبدیل بیدلیت به مونت‌موریلونیت نوع وایومینگ همیشه در حضور اسمکتیت‌های نوع چتو صورت می‌گیرد. نبود اسمکتیت‌های نوع چتو در نمونه‌های مطالعه شده می‌تواند به علت افزایش سیلیس ناشی از دگرسانی گرمایی در منطقه باشد. از آنجایی که تفکیک ذرات سیلیسی از نمونه‌های رسی با دشواری زیادی همراه است، به همین علت میزان سیلیس در نمونه‌های رسی تجزیه شده بیش از حد واقعی است. این مسئله موجب می‌شود در محاسبه فرمول ساختاری، مقدار سیلیس در موقعیت تتراندری افزایش یابد و در پی آن آلومینیم بیشتری در موقعیت اکتاندر قرار گیرد (Christidis & Dunham, 1996). قرارگیری این میزان آلومینیم در جایگاه اکتاندر سبب می‌شود که ترکیب به دست آمده از وایومینگ به بیدلیت تغییر یابد.

۶- ترکیب سنگ اولیه بنتونیت‌ها

نمودارهای عناصر کمیاب و جزئی که برای تعیین ترکیب ماگمای مادر سنگ آذرین به کار برده می‌شوند، می‌توانند برای تعیین منشأ و ترکیب ماگمای اولیه بنتونیت‌ها مورد استفاده قرار گیرند (Spears et al., 1999). استفاده انتخابی از عناصر بی‌حرکی همچون Nb، Zr، Y و Ti در این گونه نمودارها خطای ناشی از هدرروی عنصری در طول دگرسانی به کانی‌های رسی را در طی تکوین ذخایر بنتونیتی به کمترین میزان می‌رساند. با رسم یافته‌های وابسته به بنتونیت‌ها و برش‌های توفی در نمودار دومتغیره (Winchester & Floyd, 1977) Zr/Ti-Nb/Y (شکل ۷) مشخص می‌شود که بنتونیت‌ها دارای ترکیب اولیه‌ای در حد آندزیت، آندزیت/بازالت، تراکی آندزیت و تراکیت هستند.

۷- بررسی رفتار عناصر در طی بنتونیتی شدن

در این پژوهش برای بررسی رفتار عناصر در فرایند بنتونیتی‌زایی، مقادیر عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی کمیاب در بنتونیت‌ها و زون سیلیسی به مقادیر مشابه این عناصر در برش توفی بهنجار شدند که نتایج حاصله به صورت گرافیکی در اشکال ۸، ۹ و ۱۰ ارائه شده‌اند.

۷-۱. عناصر اصلی و فرعی

الگوی تغییرات تمرکز اکسیدهای سازنده بنتونیت‌ها نسبت به برش‌های توفی نشان می‌دهد که Al به دلیل انحلال‌پذیری کم با کاهش جرم بسیار کم و عناصری مانند Si با افزایش جرم همراه شده‌اند (شکل ۸). این در حالی است که K در روند مختلف تهی‌شدگی - غنی‌شدگی و عناصری مانند Ca، Fe، Mg، Mn، P، Na و Ti تهی‌شدگی

چرت، وجود بلوک‌های سیلیسی زرد-دودی در بنتونیت‌های صورتی و قرارگیری برش‌های توفی و اینگمبیت‌ها با لایه‌بندی ستر و مشخص با رنگ سبز حاصل از دگرسانی آرژولیک- پروپیلیتیک در بخش بالایی ذخیره از دیگر ویژگی‌های برجسته دگرسانی بنتونیت نیستانک به شمار می‌روند. افزون بر این، برونزدهای گسترده‌ای از ترکیبات سیلیسی در ذخیره بنتونیت نیستانک یافت می‌شود که به طور چیره ژاسپرویدی هستند و در امتداد گسل‌ها گسترش یافته‌اند.

۳- روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش، با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی، ۴۰ نمونه از بنتونیت‌ها و سنگ‌های همراه برداشت شدند. شناسایی فازهای کانیایی موجود درون بنتونیت‌ها و سنگ‌های همراه با تهیه و مطالعه ۲۰ مقطع نازک و صیقلی و انجام تجزیه‌های پراش پرتو ایکس (XRD) ۴ نمونه بنتونیتی در آزمایشگاه تجزیه مواد معدنی دانشکده معدن دانشگاه تهران صورت گرفت. مطالعات کانی‌شناسی تکمیلی به روش SEM-EDX در آزمایشگاه متالوگرافی دانشگاه تهران انجام شد. در این راستا، ترکیب اکسیدهای اصلی رس‌ها (ذرات کوچک‌تر از ۲ μm) در ۴ نقطه اندازه‌گیری (جدول ۱) شد و فرمول ساختاری اسمکتیت‌ها بر پایه آن به دست آمد (جدول ۲). همچنین، برای تعیین ترکیب شیمیایی بنتونیت‌ها و سنگ‌های درونگیرشان، در دو نیم‌رخ انتخابی با ویژگی‌های متفاوت (V1 و V2) (شکل ۳)، ۱۰ نمونه انتخابی به روش‌های ICP-ES (برای عناصر اصلی و فرعی) و ICP-MS (برای عناصر جزئی و کمیاب خاکی) در شرکت ACME کشور کانادا مورد تجزیه قرار گرفتند. مقادیر LOI نمونه‌ها بر پایه اندازه‌گیری پیش و پس از گرما دادن در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت یک ساعت توسط شرکت یاد شده به دست آمده‌اند. نتایج حاصل در جدول ۳ ارائه شده است.

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. برش‌های توفی

مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دارای زونینگ هستند و به صورت بخشی به کلسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۴-الف). زمینه سنگ از شیشه آتشفشانی و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده است که خود میکروولیت‌ها نیز کم‌وبیش به کلسیت، رس و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۴-الف و ب). در این سنگ‌ها، کلسیت به دو شکل (۱) جانشینی به جای پلاژیوکلاز و (۲) پرکننده فضاهای خالی با بافت بادامکی قابل تشخیص است (شکل ۴-ب). کلریت در این سنگ‌ها به صورت دروغین جانشین آمفیبول شده است (شکل ۴-پ). در این سنگ‌ها، کلسیت همراه با اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی جانشین پلاژیوکلازها شده است (شکل ۴-ت) و میکروولیت‌ها با ترکیب پلاژیوکلاز بافت جریانی از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-ت). بررسی‌های کانی‌شناسی توسط SEM-EDX نشان از وجود کلریت (شکل ۴-ث) و ساخت لایه‌ای در رس‌ها در این سنگ‌ها دارد (شکل ۴-ج).

همچنین تجزیه‌های XRD نشان از آن دارند که مونت‌موریلونیت، کوارتز و کائولینیت کانی‌های اصلی و آنورتیت، کلسیت کلریت، ایلیت، آلپیت، دولومیت، میکروکلین، اورتوکلاز، سانیدین و هالیت کانی‌های فرعی ذخیره بنتونیت نیستانک هستند (شکل ۵).

۵- شیمی کانی

نتایج تجزیه SEM در ۴ نقطه متوالی در یک نمونه رسی در جدول ۱ آورده شده است. در این بررسی، فرمول ساختاری بنتونیت‌ها بر پایه ۱۱ اکسیژن (Christidis, 2008) به دست آمد. نتایج این محاسبات در جدول ۲ ارائه شده است.

Zr و Cu است که رفتار دو گانه (تهی شدگی و غنی شدگی) در طی بنتونیت زایی نشان می دهند. با توجه به بررسی انجام شده دگرسانی کانی های فلدسپار و جذب سطحی توسط رس ها مهم ترین عوامل دخیل در این رفتار دو گانه Pb در طی بنتونیت زایی هستند (Fung & Shaw, 1978). حالت چهارم مربوط به عناصر Hf و Nb است که به نسبت بی تحرک هستند (شکل ۹). چگونگی توزیع عناصر یاد شده پیشنهاد می کند که شرایط محیطی به نسبت مرطوب اجازه داده است که عناصر یاد شده به شکل بازماندی در بنتونیت ها تمرکز یابند. بررسی عناصر جزئی در نمونه های سیلیسی نشان می دهد که عناصر همچون U، Th، Hf، Nb، Rb، Pb، Zr، Au، As و Sb دچار تثبیت شده اند. در برابر آن عناصری مانند Co، Zn، Y، Ni، Sr، Cu، Ba و Cs از سامانه خارج و با تهی شدگی همراه شده اند. با توجه به نتایج محاسبات تغییرات جرم، غنی شدگی U در رگه سیلیسی دیده می شود. تشعشعات رادیواکتیو می تواند در ایجاد رنگ دودی در پهنه سیلیسی مؤثر باشد (Hall, 2000). عناصر Au و As غنی شدگی قابل توجهی را نسبت به دیگر عناصر فلزی نشان می دهند. در پی آن غنی شدگی کمتری از Sb در پهنه سیلیسی دیده می شود. به احتمال فراوان این عناصر توسط کمپلکس های سولفیدی حمل شده و تحت تأثیر عواملی همچون کاهش فشار و جوشش در پهنه گسلی و شکسته شدن کمپلکس ها به همراه سیلیس رسوب کرده اند.

۷-۳. عناصر خاکی کمیاب

رفتار REE ها در طی دگرسانی برش های توفی و تبدیل آنها به بنتونیت ها پیروی از ویژگی های پروتولیت و شرایط فیزیکوشیمیایی محیط دگرسانی است (Muchangos, 2006). شکل ۱۰ نشان دهنده تهی شدگی REE ها در بیشتر نمونه ها طی بنتونیتی شدن است. از آنجایی که غلظت REE ها به طور مستقیم و یا غیر مستقیم توسط تغییرات pH محیط کنترل می شود (Goldstein & Jacobsen, 1988) و LREE ها در pH های اسیدی و HREE ها در pH های قلیایی دچار تحرک می شوند (Pandarinath et al., 2008)، می توان pH پایین محلول های مسئول بنتونیت زایی را یکی از عوامل مهم دخیل در تهی شدگی REE ها به شمار آورد. به طور معمول، لیگاند هایی که در pH های پایین با REE ها تشکیل کمپلکس می دهند و سبب خروج بخشی از آنها از سامانه دگرسانی می شوند، سولفات ها، کلریدها و فلوریدها هستند. در pH های قلیایی، لیگاند های کربناتی می توانند به واسطه کمپلکس شدن با REE ها، آنها را از سامانه بیرون ببرند (Pandarinath et al., 2008). با توجه به مطالب یاد شده، به نظر می رسد که در تشکیل ذخیره بنتونیت نیستانک، میزان دسترسی به لیگاند های کلریدی، سولفاتی و به ویژه فلوریدی یکی از عامل های مهم در تحرک REE ها از سامانه دگرسانی بوده است.

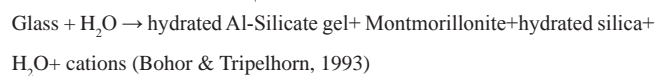
با توجه به تجزیه های شیمیایی، دامنه تغییرات غلظت عناصر خاکی کمیاب در رگه سیلیسی میان ۰/۲۹ تا ۵۳/۴۰ ppm است (جدول ۳). در رگه سیلیسی مورد مطالعه، تهی شدگی از عناصر خاکی کمیاب سنگین بیش از عناصر خاکی کمیاب سبک است. جرم عناصر خاکی کمیاب همچون La، Ce، Pr و Nd در طی گسترش پهنه سیلیسی افزایش می یابد. به منظور مقایسه رفتار عناصر خاکی کمیاب در پهنه های سیلیسی و آرژیلیکی با توزیع این عناصر در سنگ مادر آندزیت/بازالت و تراکی آندزیت، مقادیر بهنجار شده این عناصر با کندریت رسم شد. روند تغییرات عناصر خاکی کمیاب در پهنه های سیلیسی و آرژیلیکی، با روند تغییرات عناصر خاکی کمیاب در برش های توفی تقریباً همانند است (شکل ۱۰-الف).

۷-۴. الگوی توزیع REE ها و تفسیر بی هنجاری های Eu و Ce

الگوی توزیع REE ها در نمونه های بنتونیتی بهنجار شده با کندریت (Evensen et al., 1978) (شکل ۱۰-الف) و با برش توفی (شکل ۱۰-ب) روند تقریباً همانندی نشان می دهد. در هر دو نوع سنگی LREE ها نسبت به HREE ها تفریق حاصل کرده اند و روند پیشرفت بنتونیت زایی با رخداد بی هنجاری های منفی Eu همراه شده است.

را تجربه کرده اند (شکل ۸). تهی شدگی K را می توان به دگرسانی فلدسپارها و ورود عناصر یاد شده به درون محلول های دگرسان کننده در سامانه های واکنشی آب-سنگ نسبت داد (Munch et al., 1996). غنی شدگی K₂O در طی بنتونیت زایی را می توان به حضور کانی ایلیت در ذخیره نسبت داد. تهی شدگی Ca در برخی از نمونه ها به علت حلالیت بالای آن در محیط های دگرسانی و افزایش جرم SiO₂ در نمونه های بنتونیتی، به علت حضور ریزرگچه های کوارتز است. شستشوی ضعیف Na₂O در طی بنتونیت زایی را می توان به این شکل توجیه کرد که شیشه های آتشفشانی و پلاژیوکلازها که حامل های مهم این عنصر در برش های توفی هستند، در طی دگرسانی این جزو سنگ ساز را به طور بخشی از دست داده اند (Zeilinski, 1982). میزان تهی شدگی Na مرتبط با درجه دگرسانی فلدسپارها و مقاومت پایین این کانی ها در برابر محلول های مسئول بنتونیتی شدن است. تهی شدگی عناصر Fe، Mg، Ti نیز به علت مهاجرت این عناصر در طی دگرسانی و شکل گیری بنتونیت است. تهی شدگی آهن می تواند به علت تخریب کانی های آهن دار همچون پیریت و تهی شدگی Mg و Mn از سامانه می تواند در ارتباط با شکسته شدن کانی های فرومنیزین مانند الوبین و پیروکسن در سامانه واکنشی آب-سنگ رخ داده باشد. در کل چنین به نظر می رسد که غنی شدگی عناصر اصلی و فرعی در نمونه های بنتونیتی توسط عواملی چون تلفیق ساختاری، تبادلات یونی و سازوکارهای جذب یا تمرکز فیزیکی در فازهای باقیمانده نامحلول صورت گرفته باشد.

با توجه به تغییرات تمرکز اکسیدهای سازنده نمونه سیلیسی نسبت به برش های توفی، عناصری مانند Si، Na و K دچار تثبیت شده اند. در برابر آن عناصری مانند Al، Fe، Ca، Mg، Ti، Mn و P با تهی شدگی همراه شده اند. تأمین سیلیس در اثر بنتونیت زایی، در زمان دگرسانی طبق رابطه زیر انجام می شود:



در سمت راست واکنش افزون بر بنتونیت، مقدار قابل توجهی از ژل سیلیسی آزاد می شود. سیلیس آزاد شده معمولاً به صورت ذرات ریزدانه و یا لایه های نازک سیلیسی در کنار بنتونیت ها باقی می ماند. با توجه به اینکه سنگ میزبان در منطقه مورد بررسی از نوع حدواسط-بازیک است، فرایند تجزیه سطحی و آزاد شدن سیلیس در اثر فرایند بنتونیت زایی نمی تواند چنین حجم سترگی از سیلیس را در منطقه تأمین کند. به همین دلیل، به احتمال فراوان تأمین سیلیس سامانه توسط سیال های گرمایی در منطقه صورت گرفته است.

۷-۲. عناصر جزئی

رفتار عناصر جزئی نشان می دهد که ۴ حالت مختلف را می توان برای توزیع عناصر جزئی در بنتونیت ها تشریح کرد (شکل ۹). حالت اول مربوط به عناصری مانند Ba، Co، Zn، Y، Ni، Sr و Au است که در طی دگرسانی برش های توفی بیشتر با تهی شدگی همراه شده اند. کاهش عناصر یاد شده با غنی شدگی Nb همراه بوده است که نشان می دهد این عنصر تقریباً بی تحرک بوده و در تولیدات دگرسانی غنی شده است (Christidis, 1998) ولی Ba، Zn پس از شکسته شدن فلدسپارهای قلیایی از سامانه حرکت کرده اند. خروج Ni و Co می تواند در ارتباط با تخریب کانی های فرومنیزین رخ داده باشد. کبالت به صورت Co²⁺ به آسانی در طول هوازدهی وارد محلول می شود. حالت دوم برای عناصری مانند U، Th و As است که در کل نسبت به توف ها غنی شده اند. به نظر می رسد که جذب سطحی توسط کانی های رسی نقش ارزنده ای در غنی شدگی U و Th در محیط دگرسانی داشته است. حاکم بودن شرایط محیطی اکسیدان در طی تشکیل بنتونیت ها سبب شده است که U⁴⁺ نامحلول به U⁶⁺ محلول تبدیل شود. اورانیمی که تحت شرایط اکسیدان انحلال می یابد می تواند به طور بخشی توسط فازهای دارای SiO₂ و اکسیدهای ثانویه Fe و Mn جذب و در سامانه تثبیت شود (Zeilinski, 1982). حالت سوم برای عناصری مانند Cs، Rb،

۸- نتیجه‌گیری

دگرسانی برش‌های توفی در نیستانک با گسترش مواد بتنوتیتی با دو رخمون مجزا همراه شده است. از دید کانی‌شناسی ذخیره بتنویت نیستانک شامل کانی‌های مونت‌موریلونیت، کائولینیت، کوارتز، آنورتیت، کلسیت، کلریت، ایلیت، آلپیت، دولومیت، میکروکلین، اورتوکلاز، سانیدین و هالیت است. به‌طور کلی حضور واحدهای آذرآواری (بیشتر ایگنمریت‌ها و برش‌های توفی) به‌صورت سالم و نیمه‌دگرسان در قاعده نهشته، حضور کانی‌گرمابی کائولینیت به همراه مونت‌موریلونیت، حضور سیلیس به‌صورت استوک‌ورک همراه با بی‌هنجاری طلا، نقره، آرسنیک و دیگر عناصر همراه و همچنین حضور دگرسانی پروپیلیتیک به همراه و در بخش بالایی دگرسانی‌های آرژلیک موجود در منطقه می‌تواند دلیل محکمی بر گرمابی بودن این ذخیره باشد. مطالعات شیمی کانی نشان می‌دهد که ذخیره بتنویت نیستانک را می‌توان در شمار کانسارهای بتنویت نوع وایومینگ در نظر گرفت. بررسی‌های زمین‌شیمی سنگ کل و روند تغییرات بی‌هنجاری‌های Eu و Ce آشکار می‌کنند که رفتار عناصر در تشکیل این ذخیره پیروی از عواملی چون اختلاف در شدت دگرسانی مواد منشأ، pH پایین محیط، سازوکار جذب، تلفیق ساختاری، کمپلکس شدن با لیگاند‌های فلوریدی، کلریدی، سولفات‌ی و ...، تبادلات یونی، تمرکز فیزیکی، آب‌وهوای مرطوب و حضور در فازهای کانیایی مقاوم بوده و همه تغییرات عنصری در طی بتنوتیتی شدن برش‌های توفی در این منطقه از ایران از یک سامانه باز انجام شده است.

سپاسگزاری

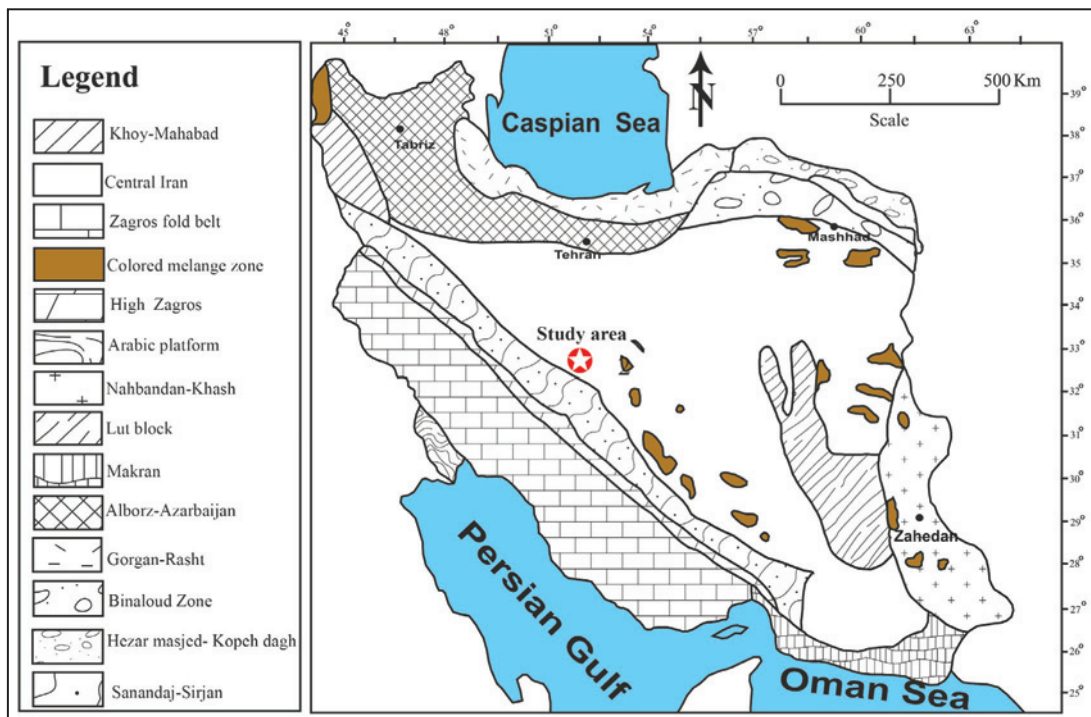
نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، بنابراین شایسته است از ایشان سپاسگزاری کنند. همچنین از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌شود.

در این مطالعه برای محاسبه میزان مقادیر کمی ناهنجاری Eu و Ce به ترتیب از روابط زیر استفاده شد:

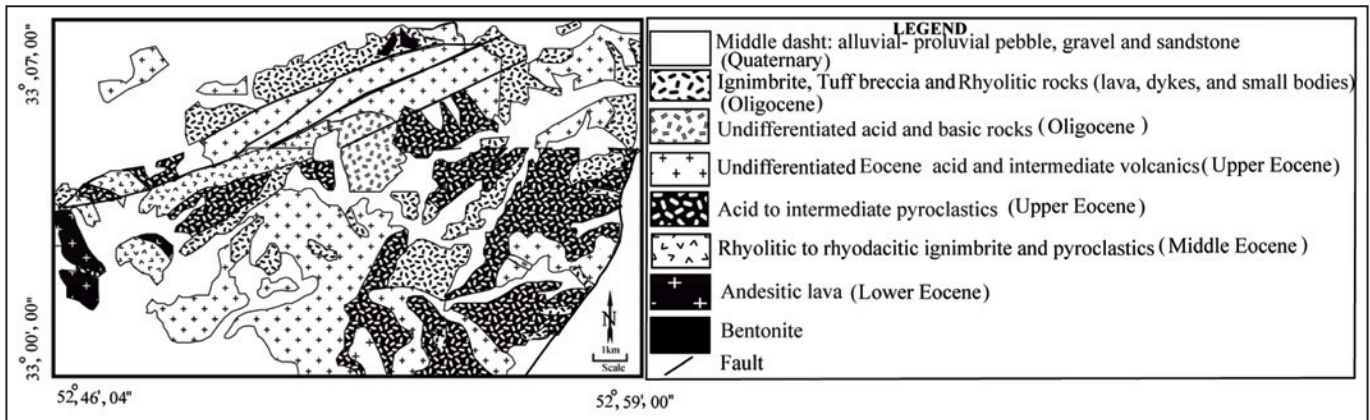
$$Eu/Eu^* = (Eu_N) / \sqrt{Sm_N \times Gd_N} \quad (\text{Rollinson, 1993})$$

$$Ce/Ce^* = (3Ce_N) / (2La_N + Nd_N) \quad (\text{Rollinson, 1993})$$

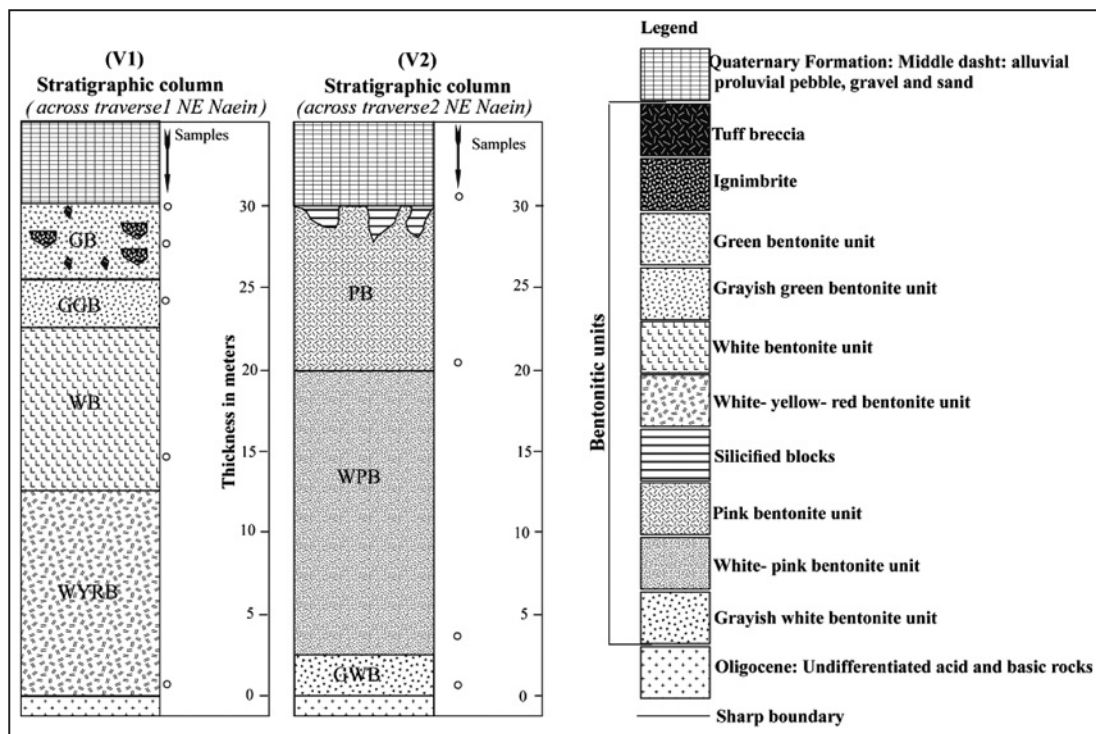
در این روابط N بهنجار شدن عناصر خاکی کمیاب با ترکیب کندریت (Evensen et al., 1978) را نشان می‌دهد. محاسبات انجام شده نشان می‌دهند که مقادیر بی‌هنجاری Eu در برش‌های توفی میان ۰/۸۲ تا ۰/۸۸ و در بتنوتیت‌ها از ۰/۲۴ تا ۱/۰۶ متغیر است (جدول ۳). این مقدار در رگه سیلیسی در حدود ۰/۶۲ است. همچنین، بی‌هنجاری Ce در برش توفی میان ۱/۲۳ تا ۱/۳۳ است و در بتنوتیت‌ها تغییراتی از ۱/۲۶ تا ۴/۱۳ نشان می‌دهد. این مقدار در رگه سیلیسی در حدود ۱/۳۴ است. به عبارت بهتر مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce در طی بتنوتیتی شدن به ترتیب روند منفی و مثبت دارد. بررسی‌های انجام شده نشان داده است که شعاع یونی Eu^{2+} در حدود 1.25 \AA و تا حدی نزدیک به شعاع یونی Ca^{2+} و Sr^{2+} (1.13 \AA) است. از این رو، Eu می‌تواند جانشین Ca و Sr در ساختار پلاژیوکلاز شود (Sverjensky, 1984). به نظر می‌رسد که در طی دگرسانی پلاژیوکلازها، این عنصر به همراه Ca از برش‌های توفی بیرون رفته و بی‌هنجاری منفی Eu را در طی بتنوتیت‌زایی ایجاد کرده است. بی‌هنجاری مثبت Ce در طی بتنوتیتی شدن به واسطه تبدیل Ce^{3+} به Ce^{4+} نامحلول در شرایط اکسیدان محیط است. رفتار Eu در نمونه‌های سیلیسی، وابسته به تجزیه کانی پلاژیوکلاز سنگ میزبان است (Gotze et al., 2001). از این رو به نظر می‌رسد عنصر Eu در رگه سیلیسی (نمونه N5)، به علت ارتباط کمتر با سنگ دیواره، دارای بی‌هنجاری منفی است (شکل‌های ۱۰-الف و ب). در کل چنین به نظر می‌رسد که در زمان فعالیت گسل‌ها که سیال‌های گرمابی را به‌طور متناوب وارد حوضه کرده‌اند به‌صورت موضعی نوسان‌هایی در Eh و pH محیط ایجاد شده که در رفتار عنصر یوروپیم تأثیرگذار بوده است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی پهنه ساختاری ایران (نوی، ۱۳۵۵) که در آن موقعیت منطقه نیستانک با نشانه ستاره مشخص شده است.

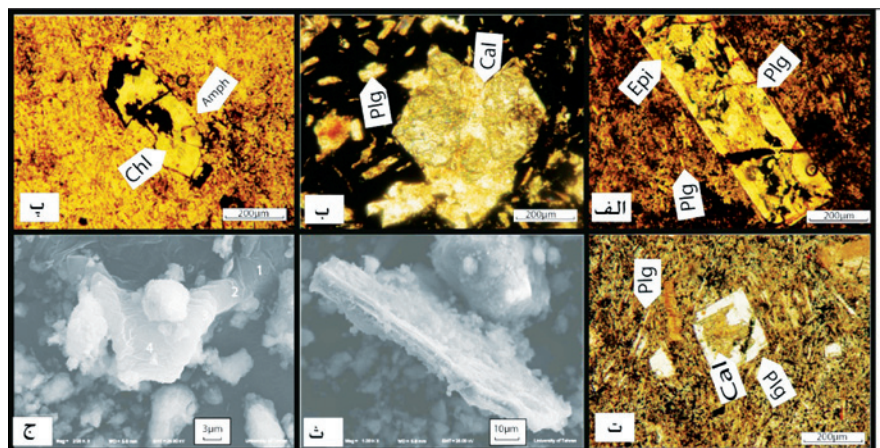


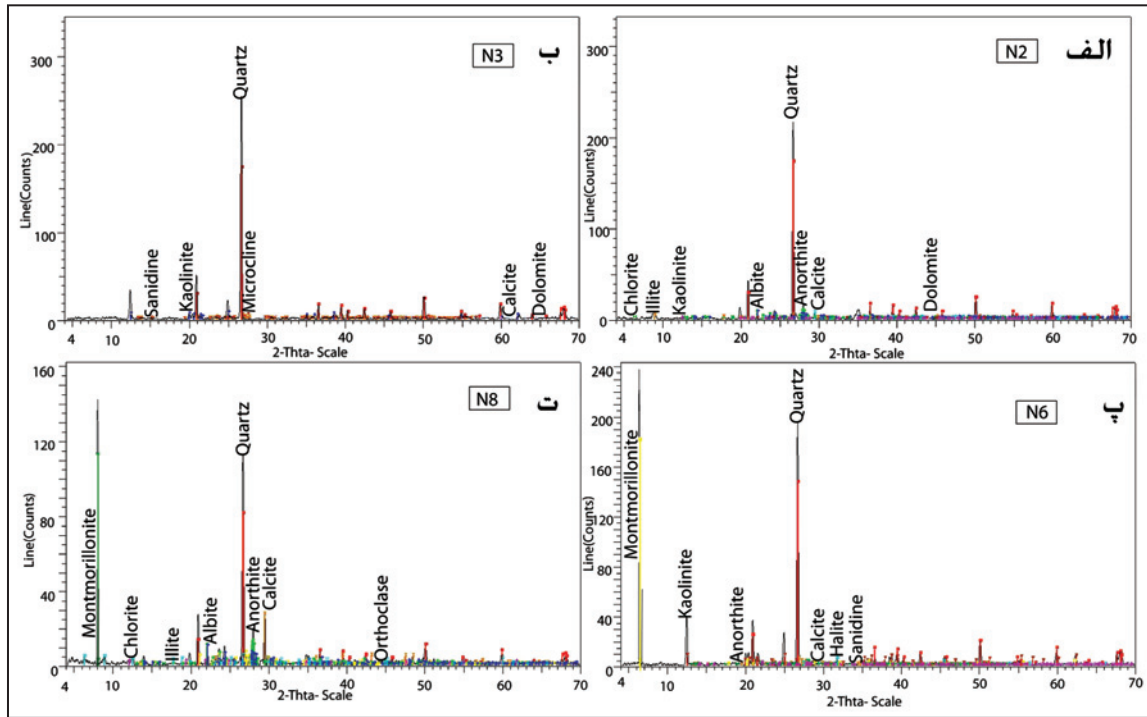
شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه نیستانک (برگرفته از نبوی و هوشمندزاده (۱۳۵۸) با کمی تغییرات).



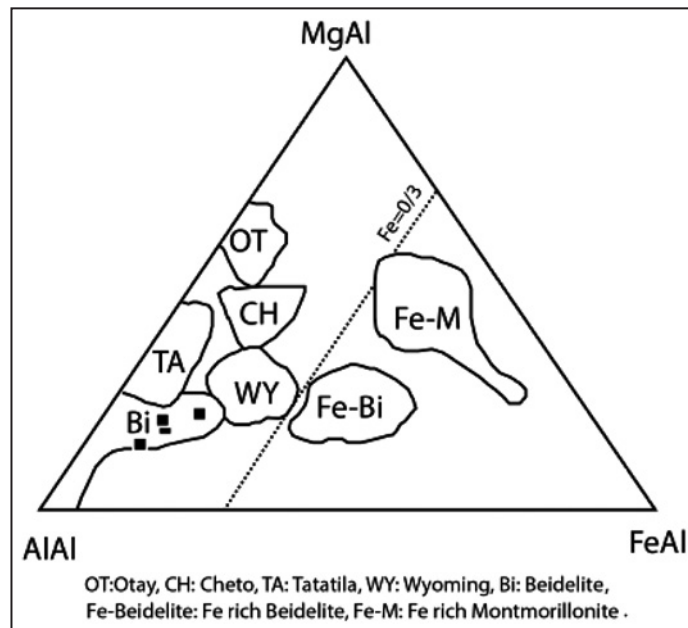
شکل ۳- نیمرخ‌های انتخابی در عرض عدسی بنتونیتی. محل نمونه‌های برداشت شده برای انجام تجزیه‌های شیمیایی با دوایر توخالی نشان داده شده است.

شکل ۴- الف) درشت بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی که به صورت بخشی به کلسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی تبدیل شده است (X.P.L)؛ ب) حضور کلسیت به دو شکل جانشینی به جای پلاژیوکلاز و پرکننده فضای خالی با بافت بادامکی همراه با میکروولیت‌های پلاژیوکلاز با بافت جریان‌ی؛ پ) جانشینی کلریت به جای آمفیبول (X.P.L)؛ ت) بلور پلاژیوکلاز که ضمن حفظ قالب خود به‌طور کامل توسط کلسیت و کانی‌های رسی جانشین شده است (P.P.L)؛ ث) تصویر SEM از کلریت؛ ج) کانی‌های رسی با ساختار لایه‌ای همراه با اندازه‌گیری ترکیب شیمیایی برخی از اکسیدهای اصلی در ۴ نقطه. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از Kretz (1983) است.

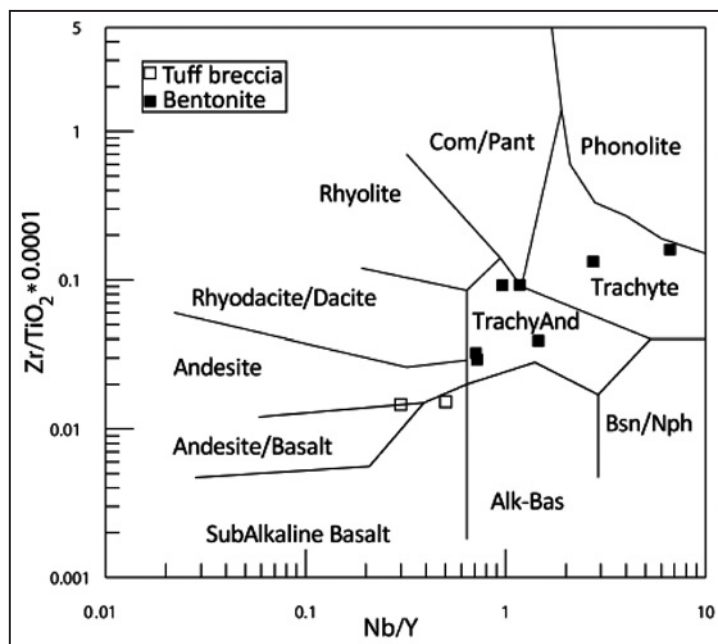




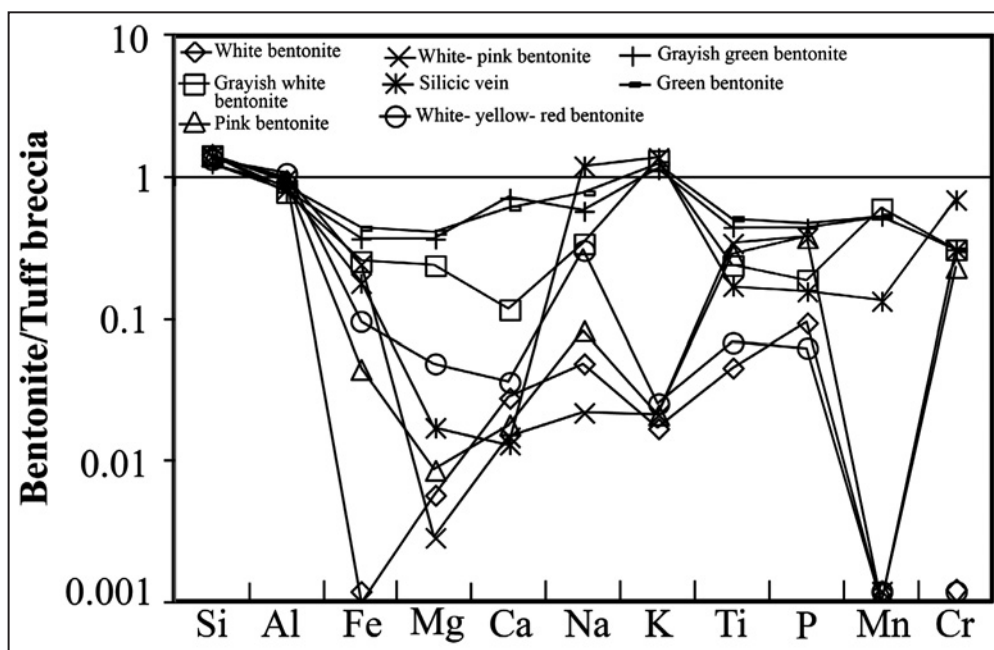
شکل ۵- نمودارهای پراش پرتو ایکس (XRD) در ۴ نمونه بنتونیت مورد بررسی.



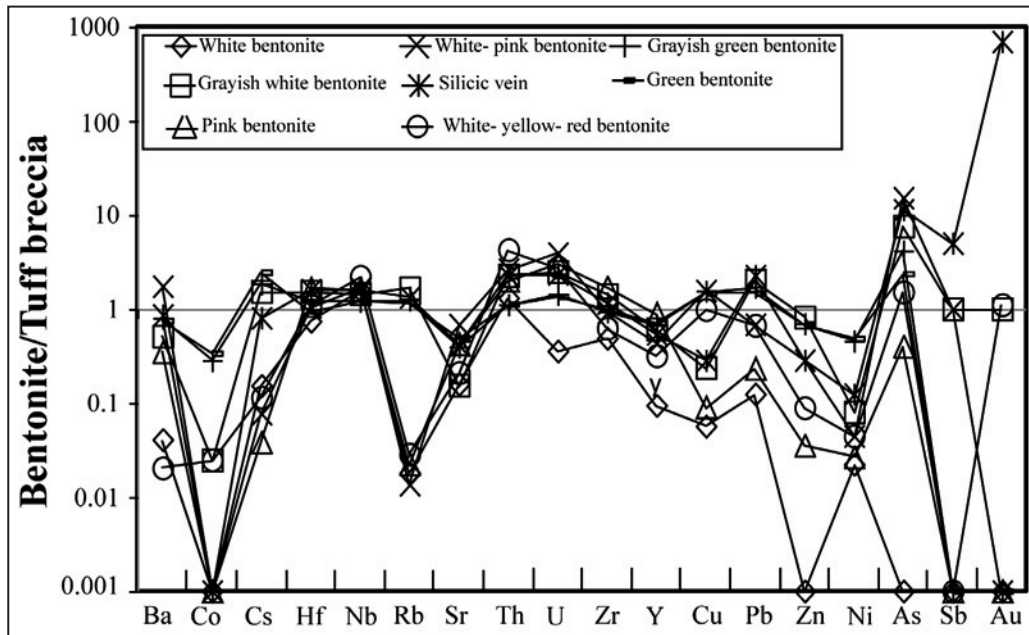
شکل ۶- موقعیت نمونه‌های بنتونیتی در نمودار مثلث (Guyen (1988) برای تفکیک انواع بنتونیت بر پایه کاتیون‌های اکتاندر. در این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده بیدلایت قرار می‌گیرند.



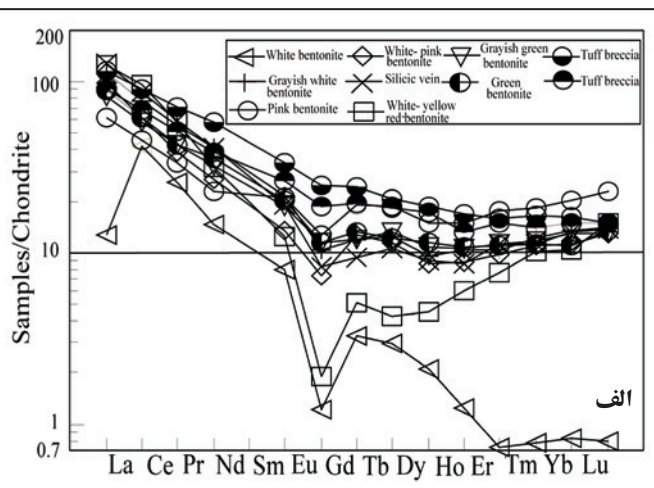
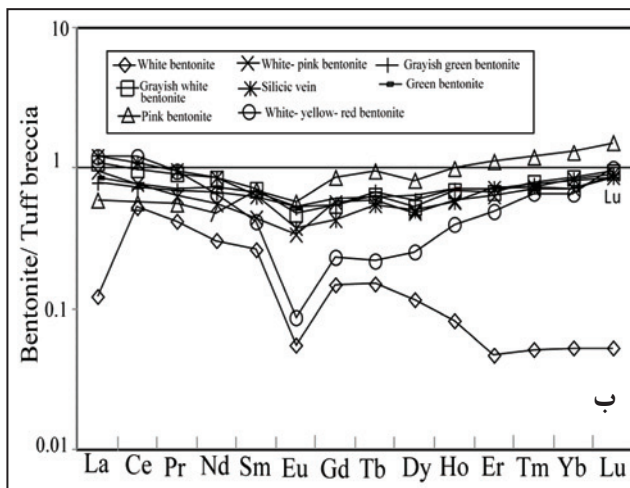
شکل ۷- موقعیت برش توفی و نمونه‌های بنتونیتی نیستانک در نمودار دومتغیره $Nb/Y-Zr/TiO_2$ (Winchester & Floyd, 1977).



شکل ۸- الگوی بهنجار شده اکسیدهای اصلی و فرعی در بنتونیت‌ها با برش توفی.



شکل ۹- الگوی توزیع عناصر جزئی در بتونیت‌ها با برش توفی.



شکل ۱۰- الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده در انواع بتونیت‌ها، رگه سیلیسی و برش‌های توفی با کندریت (Evensen et al., 1978)؛ ب) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده در انواع بتونیت‌ها و رگه سیلیسی با برش توفی.

جدول ۱- نتایج تجزیه EDX در ۴ نقطه از نمونه‌های رسی بر حسب درصد وزنی.

Sample	Si	Al	Mg	Fe	Ca	K	Na
Spot1	۳۸/۱۴	۱۰/۴۹	۱/۶۵	۲/۷۳	۱/۱۶	۳/۸۸	۱/۰۹
Spot2	۳۷/۳۹	۱۰/۶۴	۲/۳۲	۳/۷۹	۰/۵۵	۳/۵۸	۱/۱۹
Spot3	۵۱/۳۳	۹/۵۷	۲/۰۲	۳/۵۳	۰/۷	۳/۷۳	۱/۵۳
Spot4	۳۳/۴۴	۸/۸۳	۱/۵۳	۲/۸۳	۰/۴	۳/۱۲	۱/۱۶

جدول ۲- محاسبه فرمول ساختاری اسمکتیتی‌ها بر پایه تجزیه‌های EDX.

Sample	Si	AlIV	AlVI	Mg	Fe ³⁺	Ca	K	Na
Spot1	۴/۰۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰۰	۱/۲۰۹۳۳	۰/۲۱۱۰۹۳	۰/۱۳۶۷۹۳	۰/۰۹۰۰۱۹	۰/۳۰۸۶۴۷	۰/۱۴۷۴۴۹
Spot2	۴/۰۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰۰	۱/۲۲۹۶۸۱	۰/۲۹۷۵۵	۰/۱۹۰۳۸	۰/۰۴۲۷۸۸	۰/۲۸۵۴۹۳	۰/۱۶۱۳۷۸
Spot3	۴/۰۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰۰	۱/۲۲۴۵۵۶	۰/۲۸۶۸۳۹	۰/۱۹۶۳۲۳	۰/۰۶۰۲۹۴	۰/۳۲۹۳۳۴	۰/۲۲۹۷۲۳
Spot4	۳/۶۳۸۶۳۱	۰/۳۶۱۳۶۹	۰/۵۹۳۶۴۱	۰/۱۹۲۳۵	۰/۱۳۹۳۵۹	۰/۰۳۰۵۰۳	۰/۲۴۳۸۹۱	۰/۱۵۴۲۰۰

جدول ۳- مقادیر عناصر اصلی، فرعی، جزئی، خاکی کمیاب و LOI در نمونه‌های مورد مطالعه به همراه مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce.

	Detection limit	White bentonite	Grayish white bentonite	Pink bentonite	White-pink bentonite	White-yellow-red bentonite	Grayish green bentonite	Green bentonite	Silicic vein	Tuff breccia	Tuff breccia
Sample No	-	N1	N2	N3	N4	N6	N7	N8	N5	N10	N12
SiO ₂ (wt%)	۰/۰۱	۷۷/۳۵	۷۵/۶۶	۷۶/۷۹	۷۳/۸۵	۷۱/۴۲	۶۶/۵۹	۶۵/۲۱	۷۵/۶۰	۵۶/۴۰	۵۰/۴۵
Al ₂ O ₃	۰/۰۱	۱۵/۴۷	۱۲/۷۷	۱۵/۰۷	۱۵/۹۵	۱۷/۳۵	۱۲/۹۰	۱۴/۲۷	۱۳/۳۹	۱۶/۷۷	۱۵/۸۰
Fe ₂ O ₃	۰/۰۱	n.d.	۲/۰۶	۰/۳۶	۱/۹۷	۰/۷۸	۲/۹۸	۳/۵۴	۱/۴۵	۷/۶۰	۸/۶۱
CaO	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۷۱	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۲۲	۴/۳۵	۳/۷۲	۰/۰۸	۶/۱۶	۶/۰۶
Na ₂ O	۰/۰۱	۰/۲۰	۱/۳۹	۰/۳۴	۰/۰۹	۱/۲۵	۲/۳۷	۳/۲۰	۴/۹۳	۳/۵۹	۴/۶۳
MgO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۸۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۱۷	۱/۲۸	۱/۴۳	۰/۰۶	۳/۰۱	۳/۹۷
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۴	۳/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۲/۶۸	۲/۹۵	۳/۲۴	۲/۷۵	۱/۹۷
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۳۰	۰/۰۶	۰/۳۹	۰/۴۵	۰/۱۵	۰/۷۹	۰/۹۶
MnO	۰/۰۱	n.d.	۰/۰۹	n.d.	n.d.	n.d.	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۱۷
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۰۵	۰/۱۸	۰/۴۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۲	۶/۷۰	۳/۱۰	۶/۸۰	۷/۴۰	۸/۶۰	۶/۱۰	۴/۸۰	۰/۹۰	۲/۴۰	۶/۶۰
L.O.I	-	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۳	۹۹/۹۷	۹۹/۸۵	۹۹/۹۵	۹۹/۸۹	۹۹/۸۵	۹۹/۹۱	۹۹/۷۶	۹۹/۷۵
Sum	-	۷۷/۳۵	۷۵/۶۶	۷۶/۷۹	۷۳/۸۵	۷۱/۴۲	۶۶/۵۹	۶۵/۲۱	۷۵/۶۰	۵۶/۴۰	۵۰/۴۵
U (ppm)	۰/۱	۰/۵۰	۳/۵۰	۴/۳۰	۵/۵۰	۳/۹۰	۲/۰۰	۱/۹۰	۳/۳۰	۲/۱۰	۰/۷۰
Th	۰/۲	۷/۲۰	۱۲/۵۰	۱۱/۱۰	۱۴/۶۰	۲۳/۵۰	۶/۱۰	۶/۲۰	۱۲/۵۰	۸/۱۰	۲/۸۰
Ba	۱	۲۸/۰۰	۳۵۲/۰۰	۲۴۰/۰۰	۱۱۹۵/۰۰	۱۴/۰۰	۵۴۷/۰۰	۵۱۹/۰۰	۵۹۱/۰۰	۷۴۳/۰۰	۶۲۷/۰۰
Hf	۰/۱	۲/۶۰	۵/۴۰	۵/۸۰	۳/۷۰	۳/۸۰	۴/۳۰	۳/۳۰	۵/۶۰	۳/۷۰	۳/۲۰
Co	۰/۲	n.d.	۰/۵۰	n.d.	n.d.	۰/۵۰	۵/۷۰	۶/۸۰	n.d.	۱۷/۴۰	۲۲/۷۰
Zn	۱	n.d.	۴۶/۰۰	۲/۰۰	۱۶/۰۰	۵/۰۰	۳۹/۰۰	۳۹/۰۰	۱۶/۰۰	۵۴/۰۰	۵۷/۰۰
Nb	۰/۱	۱۶/۲۰	۱۵/۰۰	۱۶/۶۰	۱۷/۰۰	۲۲/۹۰	۱۲/۴۰	۱۲/۵۰	۱۶/۳۰	۶/۷۰	۱۳/۹۰
Cs	۰/۱	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۳۰	۴/۸۰	۶/۴۰	۲/۱۰	۱/۳۰	۳/۸۰
Rb	۰/۱	۱/۲۰	۱۱۱/۱۰	۱/۵۰	۰/۹۰	۱/۹۰	۸۳/۰۰	۷۹/۱۰	۸۸/۸۰	۷۸/۳۰	۵۴/۴۰
Y	۰/۱	۲/۴۰	۱۵/۶۰	۲۲/۸۰	۱۱/۰۰	۸/۱۰	۱۷/۱۰	۱۸/۰۰	۱۳/۸۰	۲۳/۳۰	۲۷/۵۰
Pb	۰/۱	۰/۸۰	۱۲/۹۰	۱/۵۰	۴/۴۰	۴/۳۰	۱۱/۰۰	۹/۵۰	۱۴/۵۰	۷/۷۰	۵/۱۰
Zr	۰/۱	۶۸/۲۰	۱۹۷/۲۰	۲۳۹/۲۰	۱۲۸/۵۰	۸۷/۳۰	۱۳۰/۱۰	۱۳۴/۸۰	۱۶۱/۰۰	۱۲۳/۲۰	۱۵۵/۹۰
Ni	۱۰	۰/۵۰	۱/۸۰	۰/۶۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱۰/۲۰	۱۰/۹۰	۲/۸۰	۱۱/۱۰	۳۳/۶۰
Sr	۰/۵	۶۴/۱۰	۶۲/۷۰	۱۷۱/۷۰	۲۷۵/۰۰	۸۴/۷۰	۱۵۹/۰۰	۱۹۳/۷۰	۱۶۵/۵۰	۳۹۲/۵۰	۴۱۱/۸۰
Cu	۰/۱	۰/۵۰	۲/۱۰	۰/۸۰	۱۳/۸۰	۸/۷۰	۱۳/۶۰	۱۳/۱۰	۲/۵۰	۱۲/۹۰	۴/۶۰
Au (ppb)	۰/۵	n.d.	۰/۹۰	n.d.	n.d.	۱/۰۰	n.d.	n.d.	۶۲۷/۳۰	۱/۸۰	n.d.
As (ppm)	۰/۵	n.d.	۴۷/۲۰	۲/۵۰	۹۴/۴۰	۹۰/۴۰	۲۵/۷۰	۱۴/۷۰	۷۰/۴۰	۲/۸۰	۹/۵۰
Sb	۰/۱	n.d.	۰/۱۰	n.d.	۰/۱۰	n.d.	n.d.	n.d.	۰/۵۰	n.d.	۰/۱۰
Ag	۰/۱	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	۰/۱۰	n.d.	n.d.
La (ppm)	۰/۱	۱۴/۶۰	۲۶/۹۰	۱۴/۶۰	۲۳/۳۰	۲۹/۷۰	۱۹/۴۰	۲۱/۲۰	۳۰/۰۰	۲۱/۵۰	۲۷/۵۰
Ce	۰/۱	۲۵/۶۰	۴۷/۶۰	۲۷/۷۰	۳۷/۸۰	۵۹/۰۰	۳۵/۲۰	۳۷/۸۰	۵۳/۴۰	۴۱/۶۰	۵۵/۴۰
Pr	۰/۰۲	۲/۴۳	۵/۳۰	۳/۲۲	۳/۶۶	۵/۵۱	۴/۰۴	۴/۱۱	۵/۶۰	۴/۸۴	۶/۶۹
Nd	۰/۳	۶/۹	۱۹/۲	۱۰/۷	۱۲/۵	۱۴/۷	۱۵/۱	۱۶/۶	۱۹/۴	۱۸/۰	۲۶/۹
Sm	۰/۰۵	۱/۲۱	۳/۲۶	۳/۲۳	۲/۰۵	۱/۹۲	۲/۸۸	۳/۰۸	۲/۹۱	۴/۰۷	۵/۱۱
Eu	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۶۰	۰/۷۳	۰/۴۳	۰/۱۱	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۴۸	۱/۰۹	۱/۴۵
Gd	۰/۰۵	۰/۶۷	۲/۴۶	۳/۹۰	۲/۵۹	۱/۰۵	۲/۴۸	۲/۷۴	۱/۹۴	۴/۰۰	۵/۰۱
Tb	۰/۰۱	۰/۱۱	۰/۴۷	۰/۷۰	۰/۴۳	۰/۱۶	۰/۵۰	۰/۴۶	۰/۴۰	۰/۶۸	۰/۷۸
Dy	۰/۰۵	۰/۵۳	۲/۴۱	۳/۷۶	۲/۲۱	۱/۱۶	۲/۷۲	۲/۹۴	۲/۲۹	۴/۳۵	۴/۷۶
Ho	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۵۹	۰/۸۵	۰/۵۰	۰/۳۴	۰/۶۰	۰/۶۱	۰/۴۹	۰/۷۵	۰/۹۵
Er	۰/۰۳	۰/۱۲	۱/۷۳	۲/۸۸	۱/۶۳	۱/۲۷	۱/۸۵	۱/۸۳	۱/۸۷	۲/۴۹	۲/۶۵
Tm	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۳۱	۰/۴۷	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۳۶	۰/۴۲
Yb	۰/۰۵	۰/۱۴	۲/۲۹	۳/۴۷	۱/۹۰	۱/۷۵	۲/۲۰	۱/۸۹	۲/۲۴	۲/۵۵	۲/۷۷
Lu	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۳۶	۰/۵۸	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۳۸
Ee/Eu*	-	۰/۲۴	۱/۰۶	۰/۶۳	۰/۵۷	۰/۲۴	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۶۲	۰/۸۲	۰/۸۸
Ce/Ce*	-	۴/۱۳	۱/۲۹	۱/۳۷	۱/۳۰	۱/۶۴	۱/۲۸	۱/۲۶	۱/۳۴	۱/۳۳	۱/۲۳

کتابنگاری

- مهوری، ر.، نقره‌نیان، م.، مکی‌زاده، م. و پورنقشبند، ع.، ۱۳۹۰- بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کانسار بتونیت مهرآباد (شرق اصفهان)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۱، صص. ۳ تا ۱۴.
- نبوی، م. ح. و هوشمندزاده، ا.، ۱۳۵۸- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نایین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۵ص.

References

- Bohor, B. F. & Triplehorn, D. M., 1993- Tonsteins: altered volcanic ash layers in coal-bearing sequences. Geological Society of America, V. 285, p. 1-44.
- Christidis, G. E. & Dunham, A. C., 1996- Compositional variation in smectites part II. Alteration of acidic precursors: A case study from Milos Island, Greece. Clay Minerals, V. 32, p. 253-270.
- Christidis, G. E., 1998- Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite rhyolite to bentonite, in the Islands of Milos and Kimolos, Aegaen, Greece. Clays and Clay Minerals, V. 46, p. 379-399.
- Christidis, G. E., 2008- Validity of the structural formula method for layer charge determination of smectite: A re-evaluation of published data. Applied Clay Science, V. 42, p 1-7.
- Evensen, G. R., Hamilton, P. J. & Onions, R. K., 1978- Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 42, p. 1199-1212.
- Fung, P. C. & Shaw, D. M., 1978- Na, Rb and Tl distributions between phlogopite and sanidine by direct synthesis in common vapour phase. Geochemical et Cosmochimica Acta, V. 56, p. 899-909.
- Goldstein, S. J. & Jacobsen, S. B., 1988- Rare earth element in river waters. Earth and Planetary Science Letters, V. 89, P. 35-47.
- Gotze, J., Plotze, M., Tichomirowa, H. & Pilot, J., 2001- Aluminium in quartz az an indicator of temperature of formation of agates. Mineralogical Magazine, V. 65, p. 407-413.
- Güven, N., 1988- Smectite in: Hydrous Phyllosilicates: Reviewes in mineralogy. Mineralogical Society of America, V. 19, p. 497-559.
- Hall, C., 2000- Gemstones: Drollin Kindersley publishing. British, p.160.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogists, V. 68, p. 277-279.
- Modabberi, S., Namayandeh, A., Lopez-Galindo, A., Viseras, C., Massimo Setti, M. & Ranjbaran, M., 2015- Characterization of Iranian bentonites to be used as pharmaceutical materials. Applied Clay Science, doi:10.1016/j.clay.2015.03.013.
- Muchangos, A. C., 2006- The mobility of rare earth and other elements in process of alteration of rhyolitic rocks to berntonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambique). Journal of Geochemical Exploration, V. 88, p. 300-303.
- Munch, P., Duplay, J. & Cocheme, J. J., 1996- Alteration of silicic vitric tuffs interbedded in volcanoclastic deposites of the Southern Basin and Range Province, Mexico. Evidences for Hydrothermal Reactions, V. 44, p 49-67.
- Pandarínath, K., Dulski, P., Torres-Alvarado, I. S. & Verma, S. P., 2008- Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the los Azufres geothermal field Mexico. Geothermics, V. 37, p. 53-72.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, p.352.
- Spears, D. A., Kanaris-Sotirios, R., Riley, N. & Krause, P., 1999- Namurian bentonites in the Pennine basin, UK-origin and magmatic affinities. Sedimentology, V. 46, p.385-401.
- Sverjensky, D. A., 1984- Europium redox equilibria in aquilibria in aqueous solution. Earth and Planetary Science Letters, V. 67, p. 70-78.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of diferent magma series and their diferentiation products using immobile elements. Chemical Geology, V. 20, p. 325-343.
- Zielinski, R. A., 1982- The mobility of uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite: a case study in the Troublesome Formation, Colorado, U.S.A. Chemical Geology, V. 35, p. 185-204.

Mineralogy and geochemistry of Neyestanak bentonite deposit, northwest of Naeen, Isfahan province

Sh. Fatahi ^{1*}, A. A. Calagari ² & A. Abedini ³

¹ Ph.D., Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

Received: 2015 March 04

Accepted: 2015 September 16

Abstract

Neyestanak bentonite deposit is located in northwest of Naeen, Isfahan province. This deposit is an alteration product of Oligocene tuff breccias. Mineralogical considerations of this deposit show that montmorillonite, kaolinite, and quartz are the principal minerals which are accompanied by lesser amounts of anorthite, calcite, chlorite, illite, albite, dolomite, microcline, orthoclase, sanidine, and halite. Mineral chemistry investigations testify to the similarity of this deposit with Wyoming-type bentonite deposits. Geochemical studies reveal that bentonitization of tuff breccias at Neyestanak is accompanied by depletion of Ba, Co, Zn, Y, Ni, Sr, Au, Ca, Fe, Mg, Mn, P, Ti, and Na, enrichment of Si, Th, As, Hf, Nb, and U, and leaching-fixation of K, Pb, Cs, Rb, Zr, and Cu. Geochemical analyses make clear that variation of Eu and Ce anomalies in this deposit were controlled by the degree of alteration of feldspars and oxidation potential of the environment, respectively. By considering the results obtained from this study, it seems that factors such as differences in degree of alteration intensity of parent materials, physico-chemical conditions of the environment, adsorption, incorporation in crystal structure, access to complexing ligands, and differences in degree of resistance of the primary minerals against alteration played prominent role in mobilization, distribution, and concentration of elements in this deposit.

Keywords: Bentonite, Alteration, Tuff breccias, Distribution of elements, Neyestanak, Naeen.

For Persian Version see pages 405 to 414

*Corresponding author: Shirin fatahi; E-mail:shfatahi1982@yahoo.com