



کانی‌شناسی و زمین‌شیمی ذخیره بنتونیت تمینان، جنوب باختر نایین، استان اصفهان

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

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

(دریافت مقاله: ۹۳/۲/۲۵، نسخه نهایی: ۹۳/۶/۱)

چکیده: ذخیره بنتونیت تمینان در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب باختری نایین، استان اصفهان قرار دارد. این ذخیره شکل لایه‌ای و توده‌ای داشته و محصول دگرسانی برش‌های توفی به سن الیگومیوسن است. یافته‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که مونت‌موریلونیت، هیولاندیت، کلینوپتیلولیت، کوارتز، آنورتیت، آلبیت، اورتوکلاز، کلسیت، بیدلیت، ایلیت، و میکروکلین از کانی‌های مهم سنگ‌ساز این ذخیره هستند. الگوی توزیع REE‌های بهنجار شده با کندریت، دلالت بر جدایش شدید LREE‌ها از HREE‌ها همراه با رخداد بی-هنجاری منفی Eu طی بنتونیت‌زایی دارند. یافته‌های زمین‌شیمیایی پیشنهاد می‌کنند که فرایندهای تبدیل برش‌های توفی به بنتونیت در این منطقه در یک سیستم باز رخ داده و فرایندهای شستشو و تثبیت، دو فاکتور تنظیم‌کننده اصلی در تمرکز اغلب عناصر جزئی و خاکی نادر هستند. با توجه به نتایج به‌دست آمده، به‌نظر می‌رسد که pH اسیدی و میزان تغییرات آن، جذب سطحی، ناهمگنی ترکیب سنگ اولیه، تلفیق در ساختار بلور، اختلاف در درجه‌ی همبافت‌شدن با لیگندهای سولفاتی، کلریدی و فلوریدی، درون‌زادی، تبادلات یونی، تمرکزهای بازماندی و تفاوت در میزان پایداری کانی‌ها در برابر دگرسانی، فاکتورهای کلیدی کنترل‌کننده توزیع عناصر طی شکل‌گیری ذخیره بنتونیت تمینان هستند.

واژه‌های کلیدی: بنتونیت؛ کانی‌شناسی؛ توزیع عناصر؛ شستشو و تثبیت؛ تمینان؛ نایین.

مقدمه

الی^{۵۱°، ۵۱'، ۰۱"} طول شرقی و ^{۳۶°، ۳۱'، ۰۳"} عرض شمالی، در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب باختری شهرستان نایین، استان اصفهان واقع شده و بخشی از ذخایر بنتونیت زون ایران مرکزی محسوب می‌شود. علیرغم بررسی‌های تفصیلی روی کانی‌شناسی کانسارهای بنتونیت و چگونگی رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزئی و به‌ویژه عناصر خاکی نادر طی بنتونیت‌زایی در نقاط مختلف دنیا [۴، ۳]، و نیز ایران [۵، ۶]، تاکنون بررسی جامعی در این خصوص روی ذخیره بنتونیت تمینان انجام نشده است.

ذخایر بنتونیت در ایران زمین بیشتر در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوئیک بوده و از لحاظ مکانی به شش منطقه‌ی زمین‌شناختی، (۱) سمنان- ترود، (۲) البرز- آذربایجان، (۳) خاور ایران، (۴) ایران مرکزی، (۵) تفرش- تکاب و (۶) سلسله جبال زاگرس تفکیک شده‌اند [۱]. بنتونیت‌های زون ایران مرکزی بیشتر در استان‌های اصفهان و یزد شناسایی شده‌اند و از نظر سنی به ائوسن تا الیگومیوسن وابسته‌اند [۲]. ذخیره بنتونیت تمینان، به مختصات جغرافیایی ^{۵۲°، ۴۵'، ۰۰"}

بحث و بررسی

زمین شناسی

بر اساس رده‌بندی واحدهای زمین‌ساختاری و ساختاری ایران [۷]، منطقه‌ی تمینان بخشی از زون ایران مرکزی را شامل می‌شود (شکل ۱). آشکارترین واحدهای سنگی این منطقه به ترتیب قدیم به جدید عبارتند از سنگ‌های آهکی اوریتولین‌دار به‌همراه واحدهای آتشفشانی اندکی دگرگون شده (کرتاسه زیرین)، کنگلومرای کرمان (اوسن زیرین)، برش‌های توفی، لیتیک توف و ایگنمبریت‌ها (اوسن زیرین)، جریان‌های گدازه-ای پیروکسن آندزیتی تا بازالتی (اوسن زیرین)، جریان‌های گدازه‌ای پیروکسن آندزیتی تا بازالتی به‌همراه برش‌های توفی (الیگومیوسن)، جریان‌های گدازه‌ای داسیتی تا آندزیتی و گدازه‌های کلاستیک (پلیوسن) و رسوب‌های آبرفتی عهد حاضر (کواترنر) [۸] (شکل ۲). از نظر جایگاه زمین‌شناسی، ذخیره‌ی بنتونیتی در این منطقه که مشتمل بر دو رخنمون مجزاست، به دو صورت لایه‌ای و توده‌ای و به رنگ‌های متنوع سبز، سفید، کرم، سبز روشن، سفید مایل به خاکستری، صورتی و قهوه‌ای زرد در برش‌های توفی الیگومیوسن تکامل و گسترش یافته‌اند. وجود مرز کاملاً تدریجی بین بنتونیت با برش‌های توفی درونگیر و وجود آثاری از برش‌های توفی در بنیان ماده‌ی معدنی از شاخص‌ترین سیمای‌های زمین‌شناسی این ذخیره محسوب می‌شوند. مهمترین شواهد صحرایی در این منطقه وجود تناوب منظمی از بنتونیت‌ها با برش‌های توفی به رنگ سبز است. کلیه‌ی بنتونیت‌ها سختی پایینی داشته و امکان تشخیص کانی‌ها در مقیاس مزوسکوپی، با توجه به ریز بودن کانی‌های تشکیل دهنده وجود ندارد. مهم‌ترین ویژگی زمین‌شناسی این ذخیره تغییرات شدید رنگ و ضخامت در بخش‌های مختلف است. چین‌خوردگی‌های محلی به همراه لمس صابونی و خاصیت چسبندگی در بنتونیت‌های سبز رنگ، وجود دانه‌های زاویه‌دار تا گرد شده سیاه رنگ چرت در اغلب نمونه‌های بنتونیتی به ابعاد چند میلی‌متر، سطوح شکست صدفی در بنتونیت‌های سفید رنگ، وجود بافت پاپ‌کورن (Popcorn texture) در بنتونیت‌های سفید مایل به خاکستری، حضور ریز رگچه‌های سرخ تا نارنجی (اکسیدهای آهن) در بنتونیت‌های قهوه‌ای زرد و کرم و وجود ریز رگچه‌های کلسیتی در اغلب بنتونیتی‌ها از دیگر سرشتی‌های برجسته‌ی ریخت‌شناسی این ذخیره‌اند.

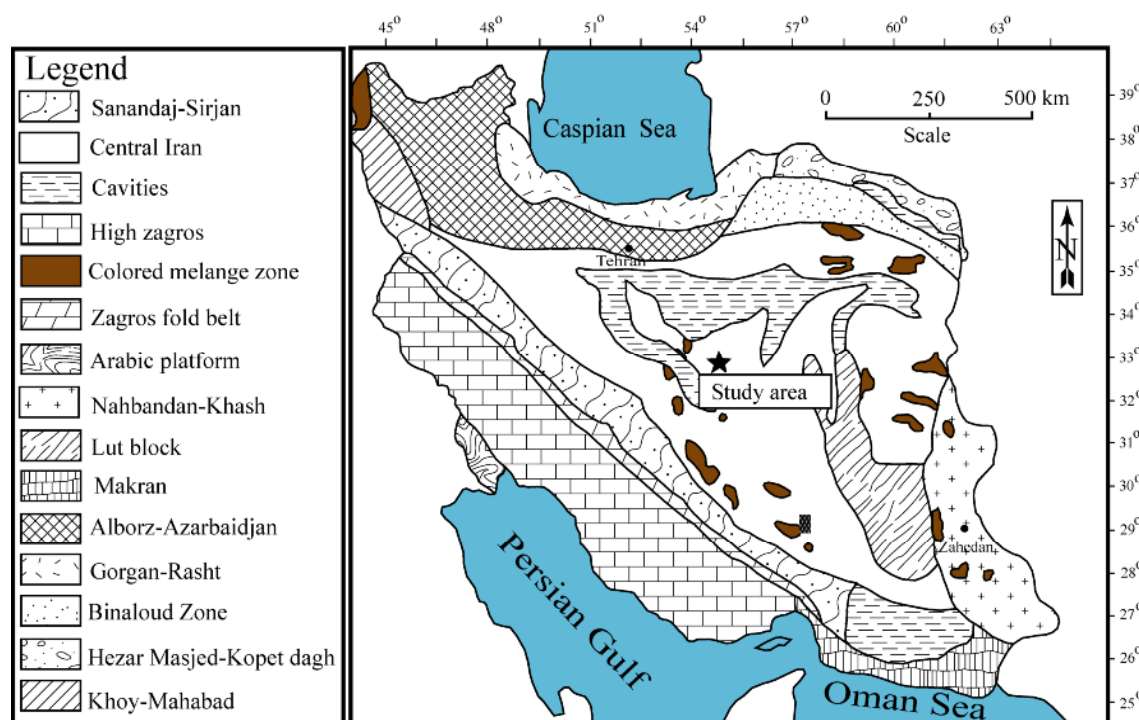
در این مقاله سعی شده است تا اطلاعات نسبتاً جامعی از ویژگی‌های کانی‌شناسی، فاکتورهای کنترل‌کننده‌ی تحرک، توزیع و غنی‌شدگی عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر طی بنتونیت‌زایی، و کانی‌های میزبان REE‌ها در این ذخیره ارائه شوند.

روش بررسی

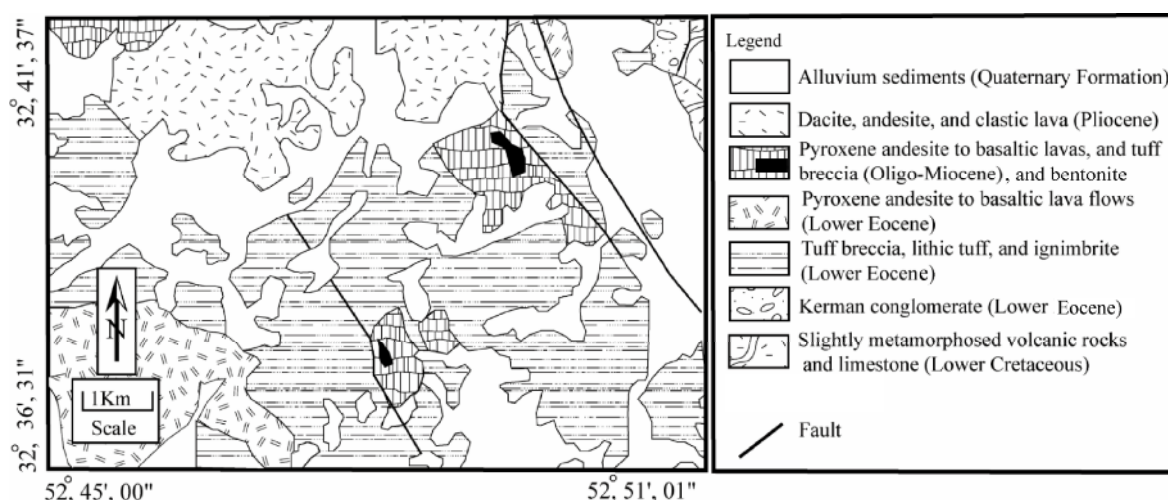
بررسی سنگ‌های بنتونیتی تمینان و واحدهای سنگی همراه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی برای بررسی تشکیلات زمین‌شناسی موجود، شکل ذخیره و چگونگی ارتباط آن با سنگ‌های درونگیر و ویژگی‌های میکروسکوپی و مزوسکوپی انواع گونه‌های بنتونیتی موجود صورت گرفته است. نمونه‌برداری از بنتونیت‌ها بر اساس تغییرات در ویژگی‌های فیزیکی نظیر رنگ، چگالی، سختی و بافت انجام شده است. شناسایی سرشتی‌های اصلی سنگ‌شناسی با تهیه و بررسی سنگ‌نگاشت‌های تعداد ۱۰ مقطع نازک و صیقلی از واحدهای درونگیر در سازمان زمین‌شناسی و پی‌جویی‌های معدنی کشور، و پراش پرتو ایکس (XRD) تعداد سه نمونه‌ی بنتونیتی در آزمایشگاه‌های دانشکده‌ی معدن دانشگاه تهران صورت گرفته است. بررسی‌های کانی‌شناسی تکمیلی به‌وسیله‌ی میکروسکوپ الکترونی Field Emission- Scanning Electron Microscopy (FE-SEM) در آزمایشگاه فلزنگاری دانشگاه تهران صورت گرفت. همچنین، برای تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های درونگیر و بنتونیت‌ها و به پیروی از آن بررسی‌های زمین‌شیمیایی، هفت نمونه (شش نمونه بنتونیت و یک نمونه برش توفی) به روش‌های Inductively Coupled (ICP-ES) به روش‌های Plasma-Emission Spectroscopy (برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی) و Inductively Coupled (ICP-MS) (برای تعیین مقادیر عناصر جزئی و خاکی نادر) در آزمایشگاه‌های شرکت Acme کشور کانادا آنالیز شده‌اند. مقادیر LOI نمونه‌ها بر اساس اختلاف وزن نمونه‌ها پیش و پس گرما دادن به‌مدت یک ساعت در دمای ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد به‌وسیله شرکت یاد شده تعیین شده‌اند. نتایج آنالیزهای شیمیایی در جدول (۱) ارائه شده‌اند.

جدول ۱ مقادیر عناصر اصلی، فرعی، جزئی، خاکی نادر و LOI در نمونه‌های مورد بررسی به همراه گستره آشکارسازی عناصر و مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce.

	Detection limit	Tuff Breccia	White Bentonite	Light Green Bentonite	Pink Bentonite	Yellow-Brown Bentonite	Grayish White Bentonite	Green Bentonite
Sample No	-	Bs-1	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6
SiO ₂ (wt%)	۰٫۰۱	۶۹٫۲۳	۳۸٫۷۶	۶۶٫۳۱	۵۲٫۱۹	۶۶٫۳۱	۶۶٫۲۲	۵۹٫۲۳
Al ₂ O ₃	۰٫۰۱	۱۴٫۱۸	۸٫۱۴	۱۳٫۰۶	۱۱٫۷۴	۱۳٫۲۷	۱۲٫۹۲	۱۴٫۸۳
Fe ₂ O ₃	۰٫۰۱	۳٫۶۴	۱٫۴۹	۲٫۲۷	۲٫۹۳	۲٫۴۲	۵٫۰۸	۷٫۲۵
CaO	۰٫۰۱	۲٫۳۳	۲۲٫۵۹	۱٫۳۵	۱۲٫۱۲	۱٫۲۳	۵٫۶۵	۶٫۱۷
Na ₂ O	۰٫۰۱	۳٫۷۷	۱٫۶۱	۳٫۳۳	۲٫۹۹	۳٫۰۷	۳٫۱۶	۳٫۰۴
MgO	۰٫۰۱	۱٫۰۹	۱٫۶۱	۱٫۵۱	۱٫۲۵	۱٫۶۴	۱٫۷۳	۱٫۱۴
K ₂ O	۰٫۰۱	۲٫۵۳	۰٫۹۹	۲٫۰۸	۱٫۹۲	۲٫۰۹	۲٫۱۸	۲٫۴۲
TiO ₂	۰٫۰۱	۰٫۴	۰٫۱۲	۰٫۲۴	۰٫۳۳	۰٫۲۵	۰٫۵۷	۰٫۷۹
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۵۵	۰٫۰۴	۰٫۵۸	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۱۲
P ₂ O ₅	۰٫۰۱	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۴۹
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۹
L.O.I	-	۲٫۶	۲۳٫۹	۹٫۶	۱۳٫۶	۹٫۶	۶٫۱	۴٫۲
Sum	-	۹۹٫۹۱۱	۹۹٫۸۷۴	۹۹٫۸۸۷	۹۹٫۸۳۷	۹۹٫۹۰۸	۹۹٫۸۰۶	۹۹٫۷۰۹
U (ppm)	۰٫۱	۰٫۶	۲٫۲	۱٫۷	۳٫۴	۱٫۰۰	۲٫۲	۵٫۳
Th	۰٫۲	۱٫۴	۳٫۹	۴٫۷	۴٫۳	۴٫۷	۶٫۶	۸٫۴
Ba	۱	۲۶۸	۲۹۶	۱۹۰	۵۴۸	۱۷۰	۶۵۶	۶۷۵
Hf	۰٫۱	۱٫۲	۱٫۴	۲٫۵	۲٫۲	۲٫۴	۲٫۵	۳٫۵
Co	۰٫۲	۸٫۱	۵٫۲	۵٫۰۰	۶٫۷	۴٫۷	۱۰٫۵	۶٫۷
Zn	۱	۴۸٫۰۰	۱۲٫۰۰	۱۸٫۰۰	۲۰٫۰۰	۱۷٫۰۰	۳۵٫۰۰	۱۷٫۰۰
Nb	۰٫۱	۲٫۰۰	۲٫۴	۴٫۵	۴٫۵	۴٫۷	۶٫۱	۷٫۹
Cs	۰٫۱	۱٫۵	۱٫۱	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۹	۱٫۹	۱٫۰۰
Rb	۰٫۱	۵۰٫۵	۲۸٫۱	۵۵٫۲	۴۷٫۶	۵۵٫۵	۶۱٫۲	۵۹٫۸
V	۸	۸۳٫۰۰	۱۷	۳۶٫۰۰	۹۳٫۰۰	۴۳٫۰۰	۱۲۶٫۰۰	۱۸۳٫۰۰
Y	۰٫۱	۱۰٫۳	۲۲٫۹	۲۱٫۰۰	۲۵٫۱	۲۰٫۲	۱۸٫۵	۳۴٫۷
Pb	۰٫۱	۳٫۹	۷٫۷	۵٫۶	۸٫۶	۴٫۴	۸٫۰۰	۳۸٫۸
Zr	۰٫۱	۵۳٫۷	۴۵٫۷	۹۲٫۳	۷۳٫۲	۷۱٫۳	۹۱٫۹	۱۱۹٫۳
Ni	۱۰	۳۹٫۰	۱۲٫۱	۱۴٫۸	۲۶٫۰۰	۱۶٫۴	۲۱٫۶	۱۱٫۳
Sr	۰٫۵	۴۱۳٫۳	۳۸۶	۳۷۳٫۸	۴۹۸٫۷	۴۴۵٫۹	۴۳۹٫۸	۱۱۴۵٫۷
Ta	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۵
Cu	۰٫۱	۱۹٫۹	۵٫۵	۱۰٫۷	۱۳٫۶	۸٫۶	۱۳٫۵	۱۰٫۹
La (ppm)	۰٫۱	۷٫۷	۱۱٫۲	۱۴٫۴	۱۴٫۵	۱۶٫۳	۱۸٫۲	۲۵٫۵
Ce	۰٫۱	۱۳٫۹	۲۱٫۱	۲۹٫۲	۲۶٫۳	۲۹٫۷	۳۳٫۲	۴۸٫۵
Pr	۰٫۰۲	۱٫۸۰	۲٫۴۵	۳٫۴۶	۳٫۱۸	۳٫۴۷	۳٫۹۹	۵٫۸۲
Nd	۰٫۳	۶٫۵	۹٫۳	۱۱٫۴	۱۲٫۷	۱۲٫۸	۱۳٫۷	۲۲٫۴
Sm	۰٫۰۵	۱٫۶۷	۲٫۱۷	۲٫۸۸	۲٫۶۸	۲٫۹۷	۳٫۳۶	۵٫۱۰
Eu	۰٫۰۲	۰٫۵۱	۰٫۳۱	۰٫۴۷	۰٫۵۹	۰٫۴۹	۰٫۷۳	۱٫۲۳
Gd	۰٫۰۵	۱٫۵۹	۲٫۲۸	۲٫۹۳	۲٫۸۶	۳٫۰۵	۳٫۱۱	۵٫۳۱
Tb	۰٫۰۱	۰٫۲۷	۰٫۴۵	۰٫۵۴	۰٫۵۲	۰٫۵۲	۰٫۵۰	۰٫۸۹
Dy	۰٫۰۵	۱٫۵۴	۳٫۱۳	۳٫۳۷	۳٫۵۱	۳٫۶۳	۳٫۱۶	۵٫۴۱
Ho	۰٫۰۲	۰٫۳۷	۰٫۶۷	۰٫۶۵	۰٫۷۶	۰٫۶۴	۰٫۶۷	۱٫۱۰
Er	۰٫۰۳	۱٫۱۳	۲٫۲۱	۲٫۲۲	۲٫۳۹	۲٫۰۶	۱٫۹۴	۳٫۴۲
Tm	۰٫۰۱	۰٫۱۹	۰٫۴۱	۰٫۳۴	۰٫۴۳	۰٫۳۷	۰٫۳۱	۰٫۵۲
Yb	۰٫۰۵	۱٫۳۲	۲٫۷۵	۲٫۳۷	۲٫۶۴	۲٫۵۲	۱٫۹۷	۳٫۱۸
Lu	۰٫۰۱	۰٫۲۴	۰٫۴۷	۰٫۳۹	۰٫۴۵	۰٫۳۹	۰٫۳۱	۰٫۵۰
Ee/Eu*	-	۰٫۹۵	۰٫۴۵	۰٫۴۹	۰٫۶۵	۰٫۵۰	۰٫۸۰	۰٫۷۲
Ce/Ce*	-	۰٫۹۵	۱٫۰۰	۱٫۰۹	۳٫۰۰	۰٫۹۹	۱٫۰۰	۰٫۹۹



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی ساختمانی ایران [۷] که بر اساس آن منطقه‌ی تمینان (با علامت ستاره) در زون ایران مرکزی قرار دارد.



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی. برگرفته از [۸] با اندکی تغییرات.

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی برش‌های توفی و بنتونیت‌ها

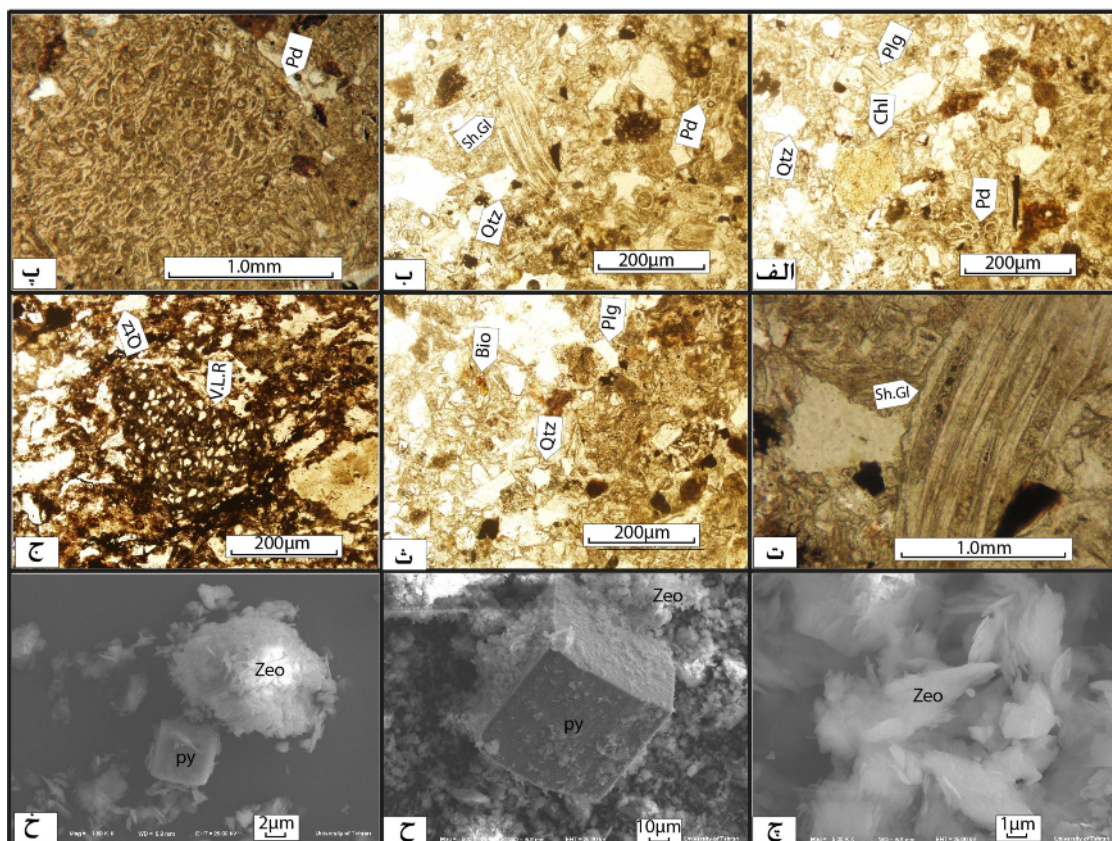
بر پایه‌ی بررسی‌های میکروسکوپی، برش‌های آتشفشانی ترکیبی در حد ویتریک لیتیک کریستال توف دارند. این سنگ‌ها بیشتر از شارد‌های شیشه‌ای، خرده‌های پامیس و به مقدار کمتر از خرده‌سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت و بلورهای درشت پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کلریت تشکیل شده‌اند (شکل ۳ الف تا ج). در مقاطع میکروسکوپی، شارد‌های شیشه‌ای

به‌شکل‌های لایه‌ای و خنجری دیده می‌شوند. علیرغم آرزلیتی شدن شدید، ساختار حفره‌ای شکل پامیس‌ها حفظ شده است. حفره‌های پامیس‌ها بیشتر به دو شکل کروی و بیضی قابل مشاهده‌اند. زئولیت‌های صفحه‌ای در این سنگ‌ها به‌میزان قابل ملاحظه‌ای جانشین شارد‌های شیشه‌ای و بخش‌های شیشه‌ای پامیس‌ها شده‌اند (شکل ۳ الف، ب، پ و ت). لیتیک‌ها از پلاژیوکلاز و شیشه و به‌مقدار ناچیز از کوارتز تشکیل شده‌اند.

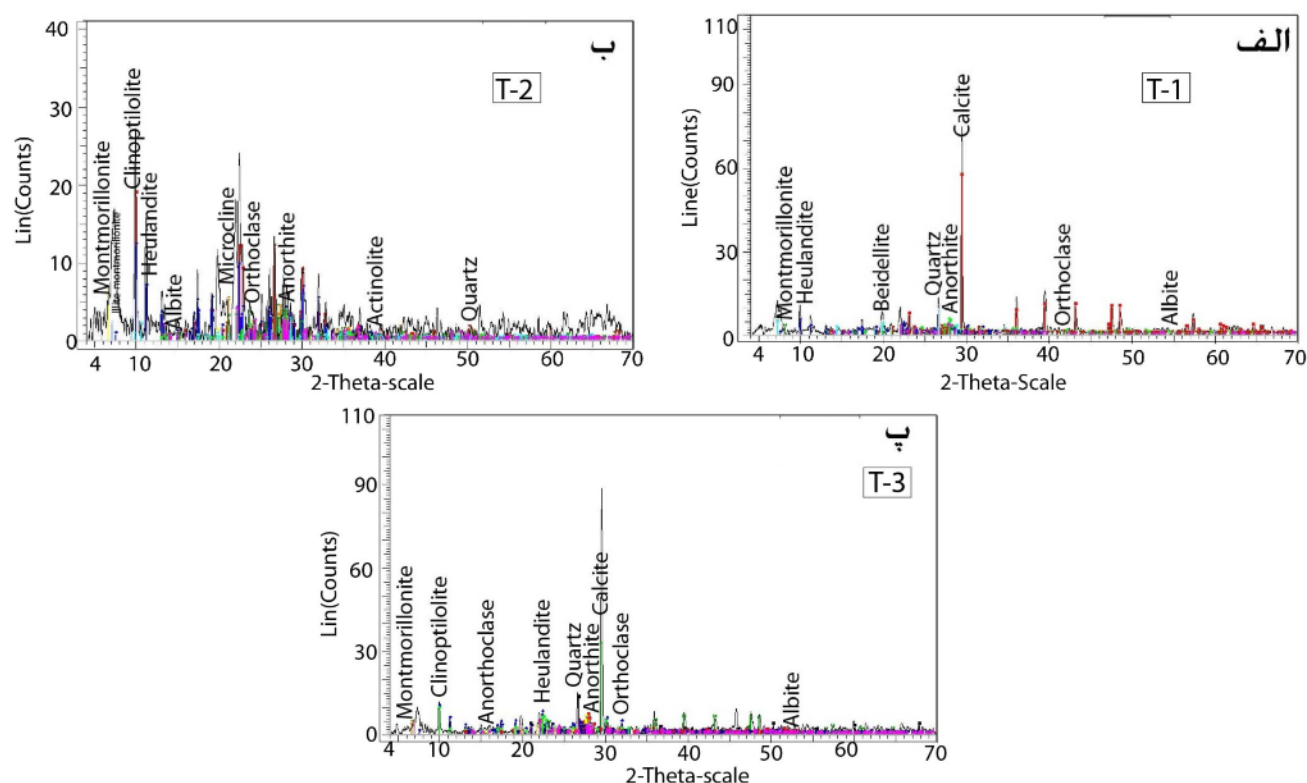
آمفیبول‌های ستونی و بیوتیت‌ها شده است (شکل ۳ الف). در این سنگ‌ها، بیوتیت‌ها به صورت بلورهای قهوه‌ای تیره و شکل-دار دیده می‌شوند (شکل ۳ ث). همچنین، تصاویر میکروسکوپ الکترونی نشان می‌دهند که زئولیت‌ها (شکل ۳ ج) به همراه پیریت (شکل ۳ ح و خ) در این سنگ‌ها به عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند.

آنالیزهای پراش پرتو ایکس (XRD) (شکل ۴ الف، ب و پ) نشان می‌دهند که مونت‌موریلونیت، هیولاندیت، کلینوپتیولیت، کوارتز، کلسیت، آنورتیت، آل بیت و آنورتوکلاز کانی‌های اصلی و بیدلایت، اکتینولیت، میکروکلین و آنورتوکلاز به عنوان کانی‌های فرعی تشکیل دهنده‌ی ذخیره‌ی بنتونیت تمینان هستند.

شیشه‌های آتشفشانی موجود در زمینه‌ی خرده‌سنگ‌ها به صورت بخشی به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. پلاژیوکلازها به دو شکل فنوکریست و میکروفنوکریست در یک زمینه‌ی شیشه‌ای سیاه رنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳ ج). با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی، خرده‌سنگ‌ها ترکیبی در حد آندزیت دارند. همچنین بلورهای درشتی مثل پلاژیوکلاز، کلریت و بیوتیت (به ترتیب فراوانی) با فراوانی کمتر نسبت به خرده سنگ‌های آتشفشانی و بخش‌های شیشه‌ای در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای منطقه‌بندی هستند. آن‌ها اغلب برخلاف پامیس‌ها و شارد‌های شیشه‌ای از دگرسانی مصون مانده‌اند (شکل ۳ الف، ب و ث). کوارتزهای درشت بلور در این سنگ‌ها اغلب دارای خاموشی موجی هستند. کلریت نیز در این سنگ‌ها جانشین



شکل ۳ الف) خرده پامیس، کلریت با جانیشینی دروغین به جای آمفیبول، پلاژیوکلاز شکل‌دار به صورت فنوکریست با ماکل پلی‌سنتتیک و کوارتز نیمه شکل‌دار (PPL)، ب) خرده پامیس، شیشه‌ی آتشفشانی با شکل خنجری و کوارتز نیمه شکل‌دار (PPL)، پ) خرده پامیس که ضمن حفظ حفره‌های کروی خود به طور گسترده به کانی‌های رسی تبدیل شده است (PPL)، ت) شیشه‌ی آتشفشانی با شکل خنجری که به طور گسترده به کانی‌های رسی جانشین شده است (PPL)، ث) کوارتز، پلاژیوکلاز شکل‌دار به صورت فنوکریست و بیوتیت شکل‌دار (PPL)، ج) کوارتز نیمه شکل‌دار و خرده سنگ آتشفشانی حاوی کوارتز و پلاژیوکلاز در برش توفی (PPL)، چ) تصویر SEM از زئولیت، ح و خ) تصویر SEM از زئولیت و پیریت. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: پیریت = Py، زئولیت = Zeo، بیوتیت = Bio، پلاژیوکلاز = Plg، پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت = Chl، خرده پامیس، شیشه شارد و V.L.R = سنگ لیتیک آتشفشانی (علائم اختصاری کانی‌ها از کریتس [۹] اقتباس شده‌اند).



شکل ۴ نمودارهای پراش پرتو ایکس (XRD) در سه نمونه‌ی بنتونیت مورد بررسی.

ترکیب ماگمای اولیه سنگ‌های مادر ذخیره بنتونیت

نمودارهای عناصر کمیاب و جزئی که برای تعیین ترکیب ماگمای مولد سنگ آذرین به کار برده می‌شوند، می‌توانند برای تعیین خاستگاه و ترکیب ماگمای اولیه سنگ‌های بنتونیتی شده مورد استفاده قرار گیرند [۳]. استفاده انتخابی از عناصر بی‌حرکی چون Zr, Nb, Y و Ti در این قبیل نمودارها خطای ناشی از اتلاف عنصری در طول دگرسانی به کانی‌های رسی را طی شکل‌گیری ذخایر بنتونیتی به حداقل می‌رساند. با ترسیم یافته‌های وابسته به بنتونیت‌ها و برش‌های توفی در نمودار دو متغیره‌ی Zr/Ti-Nb/Y [۱۰] (شکل ۵) نشان می‌دهد که بنتونیت‌ها همانطور که انتظار می‌رفت دارای ترکیب اولیه‌ای در حد آندزیت هستند.

رفتار عناصر در طی بنتونیت‌زایی

در این بررسی برای نمایش روند تغییرات عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر در طی دگرسانی برش‌های توفی به بنتونیت‌ها، از روش ایزوکون [۱۱] و به شرح مراحل زیر استفاده شد:

ترسیم نمودار دو متغیره: نمودار ایزوکون از ترسیم عناصر در یک نمودار لگاریتمی- لگاریتمی ساخته می‌شود. در این روش برای نمایش تغییرات یافته‌های زمین‌شیمیایی نمودارهای دو محوره ترسیم شدند که در آن محور افقی، ترکیب سنگ اولیه و محور قائم، ترکیب سنگ دگرسان شده را نشان می‌دهد. در این بررسی ترکیب برش‌های توفی در محور X و ترکیب میانگین بنتونیت‌ها در محور Y منظور شدند (شکل ۶).

تعیین عناصر غیر متحرک ترسیم خط ایزوکون: در این بررسی، از عناصری مانند Al و Ti که تغییرپذیری اندکی طی فرایندهای دگرسانی از خود نشان می‌دهند [۱۲]، به‌عنوان عنصر شاخص بی‌تحرك استفاده شد. خط ایزوکون از مبدأ به این عناصر ترسیم شد. عناصری که روی خط ایزوکون یا نزدیک به آن قرار گرفته‌اند، به‌عنوان عناصر بی‌تحرك در نظر گرفته می‌شوند. عناصری که بالا و پایین خط ایزوکون قرار گرفته‌اند، به‌ترتیب به‌عنوان عناصر غنی شده و تهی شده طی بنتونیت‌زایی تلقی شدند (شکل ۶).

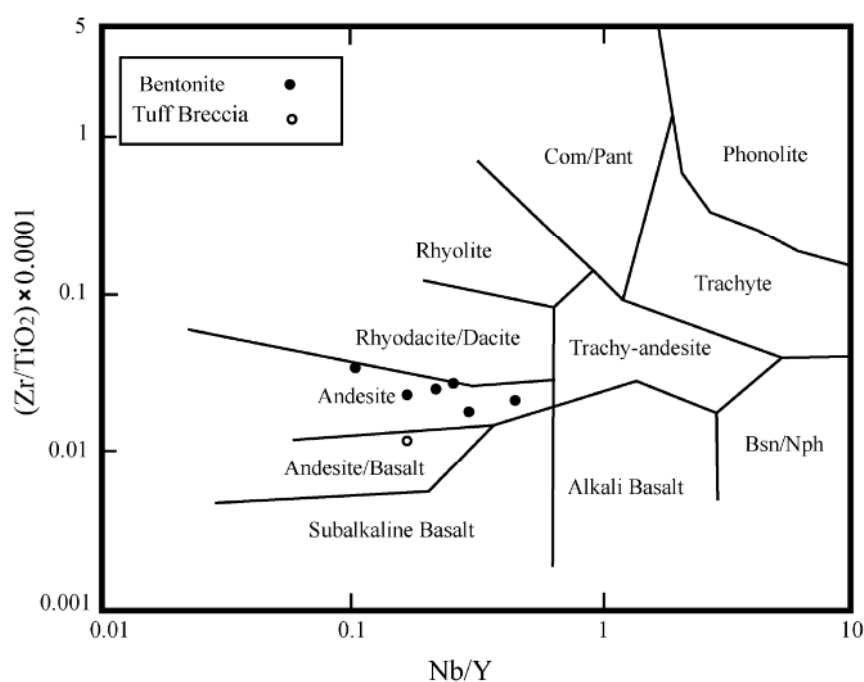
عوامل زمین‌شیمیایی موثر در تحرک و غنی‌شدگی عناصر طی

بنتونیتی شدن در تمینان

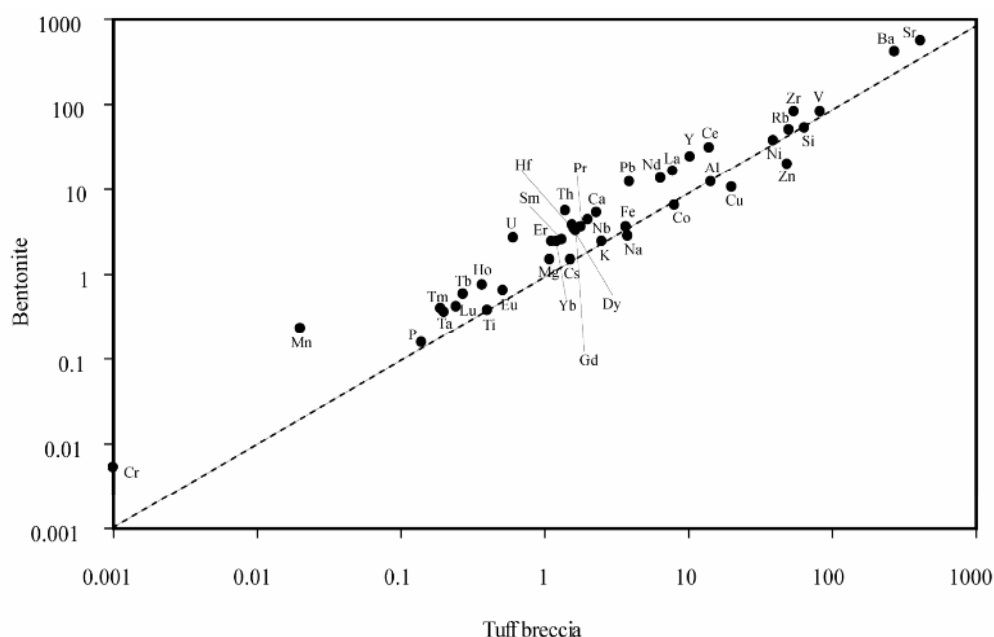
عناصر اصلی و فرعی

با توجه به نمودار ایزوکون رسم شده (شکل ۶)، اکسیدهای اصلی و فرعی تشکیل دهنده بنتونیت‌ها را می‌توان از نظر رفتاری به سه دسته تقسیم کرد. دسته‌ی اول شامل اکسیدهایی نظیر SiO_2 بوده که طی بنتونیت‌زایی دستخوش افزایش یا کاهش جرم نشده است. دسته‌ی دوم اکسیدهایی مثل MgO ، CaO ، MnO ، P_2O_5 و Fe_2O_3 را در بر می‌گیرد که طی بنتونیتی شدن دستخوش افزایش جرم شده‌اند. دسته سوم شامل اکسیدهایی مانند Na_2O بوده که طی فرایند بنتونیت‌زایی دستخوش کاهش جرم اندکی شده‌اند. با توجه به کانی‌شناسی، افزایش جرم Mg طی تشکیل این ذخیره می‌تواند به واسطه‌ی تشکیل اسمکتیت رخ داده باشد. افزایش نسبی محتوای Ca می‌تواند به حضور کلسیت به همراه مونت-موریلونیت (به عنوان فاز کانیایی اصلی) در ذخیره وابسته باشد. غنی‌شدگی Mn نیز به احتمال زیاد به واسطه‌ی حضور این عنصر در موقعیت‌های بین لایه‌ای در مونت-موریلونیت‌ها و یا جایگزینی آن به جای Ca^{2+} های حل شده صورت گرفته است [۱۳]. غنی‌شدگی P_2O_5 در نمونه‌های بنتونیتی را می‌توان به

حضور کانی‌های فسفاتی در مقادیر ناچیز در نهشته‌ی بنتونیتی وابسته دانست. Na^+ یون اشغال کننده‌ی بین لایه‌ای در مونت-موریلونیت‌ها و یا جایگزین شونده به جای Ca است [۱۴]. شستشوی ضعیف Na_2O در طی بنتونیت‌زایی را می‌توان به این شکل توجیه کرد که شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها که حامل‌های مهم این عنصر در برش‌های توفی هستند، طی دگرسانی، این اجزای سنگ‌ساز به‌طور بخشی از سیستم خارج شده است [۱۵]. غنی‌شدگی K_2O طی بنتونیت‌زایی را می‌توان به حضور کانی ایلیت در ذخیره نسبت داد. غنی‌شدگی Fe_2O_3 طی شکل‌گیری این ذخیره را می‌توان به تثبیت Fe در کانی‌های رسی تلفیق ساختاری و یا به حضور اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در بنتونیت‌ها نسبت داد [۱۲]. در کل چنین به نظر می‌رسد که غنی‌شدگی برخی از عناصر اصلی و فرعی در این ذخیره با عواملی چون تلفیق ساختاری، دیاژنز، تبادل‌های یونی و سازوکارهای جذب یا تمرکز فیزیکی در فازهای باقیمانده نامحلول صورت گرفته است. میزان تهی‌شدگی Na وابسته به درجه‌ی دگرسانی فلدسپارها و مقاومت پایین این کانی‌ها در برابر محلول‌های مسئول بنتونیتی‌شدن است.



شکل ۵ موقعیت برش توفی و نمونه‌های بنتونیتی تمینان در نمودار دو متغیره‌ی Nb/Y-Zr/TiO_2 [۱۰].



شکل ۶ نمودار ایزوکون (اقتباس از [۱۱]) ترسیم شده برای عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر که در آن محور X ترکیب برش توفی و محور Y میانگین بنتونیت‌هاست.

عناصر جزئی

نیز به ترتیب به دلیل جانشینی Sr به جای Ca در شبکه‌ی کانی کلسیت و ورود Ba به سیستم به‌وسیله‌ی گرماب‌ها صورت گرفته است. حاکم بودن شرایط محیطی اکسایش در طی تشکیل بنتونیت‌ها باعث شده است که U^{4+} نامحلول به U^{6+} محلول تبدیل شود. اورانیومی که تحت شرایط اکسیدان انحلال می‌یابد می‌تواند به‌طور بخشی با فازهای حاوی SiO_2 و اکسیدهای ثانویه Fe و Mn جذب و در سیستم تثبیت شود [۱۵]. احتمالاً U در طی فرآیند بنتونیت‌زایی در تمینان اینچنین رفتار کرده باشد. Pb در ساختار فلدسپارها و Zn در شبکه کانی‌های فرومگن‌زین سنگ‌های اولیه حضور داشته‌اند. چنین به نظر می‌رسد که با تخریب کانی‌های فلدسپار، Pb در داخل کانی‌های رسی به‌طور بخشی باقی مانده است اما عنصر Zn در طی فرآیند بنتونیتی شدن کانی‌های میزبان به‌طور بخشی از سیستم خارج شده‌است. عنصر Cs از جمله عناصر بزرگ یونی است که معمولاً در ساختار کانی‌ها جایگزین پتاسیم می‌شود [۱۶]. قابلیت جذب انتخابی Cs در ساختار مونت‌موریلونیت در ارتباط با طول محور C این کانی و بار کاتیون‌های اکتاهدرال توسط ایلپاسون [۱۷] مورد بررسی قرار گرفته است. بنتونیت‌ها به‌علت داشتن فضای بین لایه‌ای مناسب از پتانسیل خوبی برای جذب این عنصر در طی تکوین

با توجه به نمودار ایزوکون ترسیم شده، چهار حالت مختلف را می‌توان برای تشریح توزیع عناصر جزئی در بنتونیت‌ها بیان کرد (شکل ۶). حالت اول مربوط به عناصری مانند Zn و Cu است که طی بنتونیتی شدن با تهی‌شدگی همراه شده‌اند. حالت دوم برای عناصری مانند Ba, Sr, Rb, Th, U, Ta, Pb, V و Cs است که در کل، این عناصر طی بنتونیت‌زایی برش‌های توفی با غنی‌شدگی همراه شده‌اند. حالت سوم برای عناصری همچون Co و Ni هستند که طی دگرسانی به‌صورت بی‌تحرك عمل کرده‌اند. حالت چهارم به عناصری چون Zr, Y, Hf و Nb وابسته است که از نظر زمین‌شیمیایی در محیط‌های آبگون به عنوان عناصر نسبتاً بی‌تحرك شاخته شده ولی طی تشکیل و گسترش ذخیره‌ی بنتونیت تمینان با غنی‌شدگی نسبی همراه شده‌اند.

روند توزیع و غنی‌شدگی عناصری نظیر Zr, Y, Hf و Nb در این ذخیره نشان می‌دهد که شرایط محیطی نسبتاً مرطوب اجازه داده است تا این عناصر به‌شکل بازماندی بتوانند در بنتونیت‌ها تمرکز یابند. به‌نظر می‌رسد غنی‌شدگی Rb طی بنتونیت‌زایی به علت جانشینی این عنصر به جای K در ساختار کانی‌های رسی نظیر ایلپیت رخ داده است. غنی‌شدگی Ba و Sr

شدگی LREE ها در برخی از نمونه‌ها را فراهم کرده است. به طور معمول، لیگندهایی که در pH های پایین با REE ها تشکیل کمپلکس می‌دهند و سبب خروج بخشی آن‌ها از سیستم دگرسان می‌شوند عبارتند از سولفات‌ها، کلریدها و فلوریدها می‌باشند. در pH های قلیایی، لیگندهای کربناتی می‌توانند به واسطه همبافت شدن با REE ها، آن‌ها را از سیستم خارج نمایند [۱۹]. با توجه به آنچه گفته شد، به نظر می‌رسد که در تشکیل ذخیره بنتونیت تمینان، میزان دسترسی به لیگندهای کلریدی، سولفاتی و به‌ویژه فلوریدی یکی از فاکتورهای مهم در تحرک REE ها از سیستم دگرسانی باشد.

تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce

در این بررسی برای محاسبه‌ی میزان بی‌هنجاری Eu و Ce از روابط زیر استفاده شد:

$$Eu/Eu^* = (Eu_N) / \sqrt{Sm_N \times Gd_N} \quad [20]$$

$$Ce/Ce^* = (3Ce_N) / (2La_N + Nd_N) \quad [21]$$

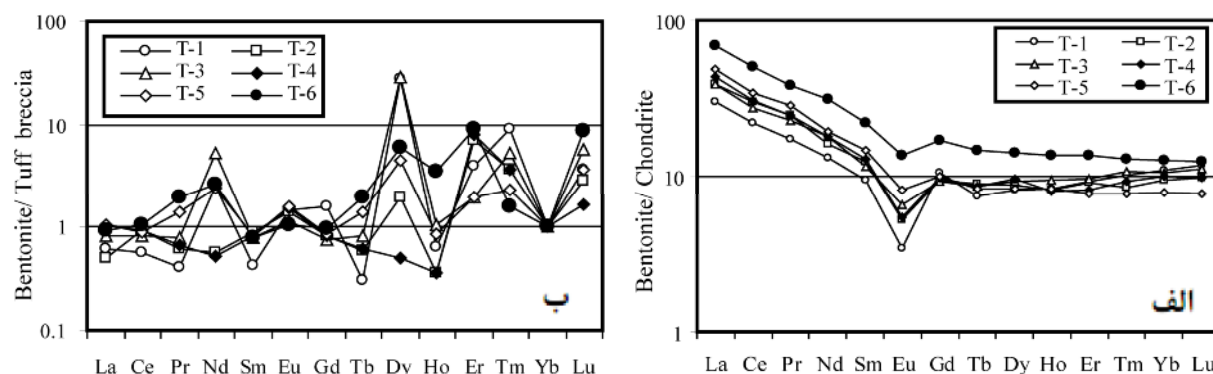
شاخص N بهنجاری ترکیب کندریت [۱۶] را نشان می‌دهد. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که مقادیر بی‌هنجاری Eu در برش توفی در حدود ۰/۹۵ بود که این مقدار در بنتونیت‌ها از ۰/۴۵ الی ۰/۸۰ تغییر می‌کند (جدول ۱). همچنین بی‌هنجاری Ce در برش توفی در حدود ۰/۹۵ بوده و در بنتونیت‌ها مقادیر آن تغییراتی از ۰/۹۹ تا ۳/۰۰ را نشان می‌دهد. به عبارت بهتر مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce طی بنتونیتی شدن به ترتیب روند منفی و مثبت دارد. بررسی‌های انجام شده نشان داد که شعاع یونی Eu^{2+} در حدود $1.25 \text{ \AA}$ بوده و تا حدی نزدیک به شعاع یونی Ca^{2+} و Sr^{2+} ($1.13 \text{ \AA}$) است. از این رو، Eu می‌تواند جانشین Ca و Sr در ساختار پلاژیوکلاز شود [۲۳، ۲۲]. به نظر می‌رسد که طی دگرسانی پلاژیوکلازها، این عنصر به همراه Ca طی مراحل اولیه بنتونیتی‌شدن برش‌های توفی خارج شده و بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌ها ایجاد شده است. بی‌هنجاری مثبت Ce طی بنتونیتی شدن به واسطه‌ی تبدیل Ce^{3+} به Ce^{4+} نامحلول در شرایط اکسایشی محیط است. با در نظر گرفتن آنچه گفته شد، می‌توان چنین استنباط کرد که تغییرات بی‌هنجاری‌های منفی Eu و مثبت Ce به ترتیب به‌وسیله‌ی درجه‌ی دگرسانی فلدسپارها و تغییر در میزان درجه‌ی اکسایش محیط کنترل شده‌اند.

خود برخوردار هستند. خروج آهن فریک از محیط و جانشینی آلومینیوم به جای سیلیسیم در مونت‌موریلونیت نیز سبب ایجاد بار منفی در موقعیت اکتاهدری شده و موجب افزایش جذب Cs می‌شود. به نظر می‌رسد که علاوه بر نقش ارزنده ایلیت در تمرکز بخشی Cs، چنین پدیده‌ای در غنی‌شدگی این عنصر در طی تکوین ذخیره بنتونیت تمینان رخ داده است. غنی‌شدگی عناصری نظیر Th، V، و Ta می‌تواند به دلیل عدم تحرک و تثبیت این سه عنصر به‌وسیله کانی‌های رسی صورت گرفته باشد. Ni و Co آزاد شده از دگرسانی کانی‌های مافیک نیز احتمالاً توسط عملکرد فرایندهای جذب سطحی به‌وسیله رس‌ها در سیستم تثبیت شده‌اند.

عناصر خاکی نادر

رفتار عناصر خاکی نادر طی فرایند بنتونیتی شدن

رفتار REE ها در طی دگرسانی برش‌های توفی و تبدیل آن‌ها به بنتونیت‌ها تابعی از ویژگی‌های پروتولیت و شرایط فیزیکوشیمیایی محیط دگرسانی است [۴]. الگوی توزیع REE های بهنجار شده به کندریت [۱۶] در نمونه‌های بنتونیتی مورد بررسی دلالت بر جدایش و غنی‌شدگی LREE ها از HREE ها همراه با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی شدید Eu در طی بنتونیت‌زایی دارد (شکل ۷ الف). این در حالی است که الگوی توزیع REE های بهنجار شده به ترکیب برش توفی، تحرک و غنی‌شدگی نامنظم را در طی بنتونیت‌زایی آشکار می‌نماید (شکل ۷ ب). از این نمودار می‌توان چند نکته کلیدی برای تشکیل و توسعه ذخیره بنتونیت تمینان استخراج نمود. روند توزیع ناموزون REE ها در نمونه‌های بنتونیتی می‌تواند دلیلی بر ناهمگنی در ترکیب سنگ اولیه این ذخیره و یا تفاوت در میزان شدت دگرسانی باشد. مضاف بر این، از آنجایی که غلظت REE ها به‌طور مستقیم و یا غیر مستقیم توسط تغییرات pH محیط کنترل می‌شود [۱۸]، می‌توان تغییرات در pH محلول‌های مسئول بنتونیت‌زایی را یکی از عوامل مهم در تفاوت در میزان تهی‌شدگی و غنی‌شدگی REE ها قلمداد نمود. بررسی‌های انجام شده نشان داده است که LREE ها در pH های اسیدی و HREE ها در pH های قلیایی دچار تحرک می‌شوند [۱۹]. با توجه به تهی‌شدگی بیشتر LREE ها نسبت به HREE ها می‌توان چنین متصور شد که pH محلول‌های دگرسان کننده برش‌های توفی اسیدی بوده که موجبات تهی-



شکل ۷ الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده در انواع بنتونیت‌ها نسبت به کندریت C1 [۱۶] و ب) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده در انواع بنتونیت‌ها نسبت به به برش توفی.

کانی‌های میزبان عناصر خاکی نادر

چندین گروه از کانی‌ها به‌عنوان میزبان REE‌ها در فراورده‌های دگرسان شده معرفی شده‌اند. از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به کانی‌های رسی، کانی‌های فسفاتی ثانویه، اکسیدها و هیدروکسیدهای منگنز و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن اشاره کرد [۲۴]. آنالیزهای XRD انجام شده در این بررسی فازهای کانیایی را شناسایی کرده‌اند که فراوانی بالای ۴٪ بوده‌اند. همچنین بررسی‌های SEM به علت کمبود امکانات برای تعداد اندکی از نمونه‌ها، آن هم به‌صورت مختصر، صورت پذیرفته است. بنابراین این احتمال وجود دارد که فازهای کانیایی دیگری نیز در این نمونه‌های بنتونیتی وجود داشته باشند که به یاری آنالیزهای XRD و SEM شناسایی نشده‌اند. در این بررسی، برای تعیین کانی‌های میزبان احتمالی REE‌ها ضرایب همبستگی پیرسون [۲۱] بین برخی از عناصر اصلی، فرعی و جزئی با REE‌ها محاسبه شدند (جدول ۲). محاسبات ضرایب همبستگی بین Al با REE‌ها نشان داد که این عنصر همبستگی مثبت و متوسط تا قوی با برخی عناصر خاکی نادر دارد. بنابراین، این احتمال وجود دارد که کانی‌های رسی نقش موثری در تمرکز بخشی از REE‌ها در این ذخیره داشته باشند. از سوی دیگر، همبستگی مثبت و شدید بین TiO_2 و LREE‌ها (۰/۸۹ تا ۰/۹۴) (جدول ۲) حکایت از آن دارد که فازهای کانیایی Ti دار به احتمال زیاد نقش مناسبی در تمرکز

REE‌ها در ذخیره‌ی بنتونیتی ایفا کرده‌اند. همبستگی مثبت و متوسط تا قوی بین Fe با REE‌ها به جز Yb و Lu (۰/۶۷) الی (۰/۹۷) (جدول ۲) نشان می‌دهد که اکسیدهای آهن و یا فازهای کانیایی Fe دار نظیر رس‌ها که به‌واسطه‌ی تلفیق ساختاری Fe را در سیستم تثبیت کرده‌اند، نیز می‌توانند در تثبیت بخشی از REE‌های سیستم ایفای نقش کرده باشند. همبستگی مثبت بین عنصر Na_2O با اغلب LREE‌ها ($r > 0.42$) نشان می‌دهد برخی از کانی‌های سدیم‌دار مصون مانده از دگرسانی، همچون آل بیت در تمرکز لانتانیدها موثر بوده‌اند. P_2O_5 با REE‌ها همبستگی مثبت و متوسط تا قوی (۰/۵۸ تا ۰/۹۹) نشان می‌دهد. همبستگی‌های یاد شده حکایت از آن دارد که توزیع REE‌ها در بنتونیت‌های مورد بررسی به احتمال زیاد به‌طور بخشی به‌وسیله‌ی کانی‌های فسفاتی کنترل شده است. همبستگی مثبت و شدید بین La، Ce و Nd با P_2O_5 (۰/۸۷) $r =$ می‌تواند دلالت بر حضور احتمالی کانی‌های مونازیت و رابدوفان در این ذخیره باشد [۲۵، ۲۴]. همبستگی مثبت و شدید بین Ce و Zr ($r = 0.92$) دلالت بر نقش احتمالی کانی‌های Zr دار در تمرکز Ce طی بنتونیت‌زایی دارد (جدول ۲). همبستگی مثبت و متوسط تا قوی بین Y با REE‌ها (۰/۴۸ تا ۰/۹۹)، نشان از رفتار زمین‌شیمیایی مشابه Y با REE‌ها دارد. همبستگی مثبت و شدید بین P_2O_5 با Y ($r = 0.93$) دلالت بر حضور احتمالی کانی‌های فسفاتی غنی از Y نظیر زینوتایم در بنتونیت‌ها دارد.

جدول ۲ مقادیر ضرایب همبستگی پیرسون [۲۱] بین برخی از عناصر انتخابی در نمونه‌های بنتونیتی مورد بررسی در تمینان.

	Si	Al	Ti	Mn	Na	Fe	P	Th	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
Si	۱٫۰۰																								
Al	۰٫۸۶	۱٫۰۰																							
Ti	۰٫۳۳	۰٫۷۱	۱٫۰۰																						
Mn	-۰٫۸۹	-۰٫۷۵	-۰٫۳۶	۱٫۰۰																					
Na	۰٫۹۲	۰٫۸۸	۰٫۴۶	-۰٫۶۷	۱٫۰۰																				
Fe	۰٫۳۰	۰٫۶۹	۰٫۹۹	-۰٫۳۵	۰٫۴۱	۱٫۰۰																			
P	۰٫۰۰	۰٫۴۸	۰٫۸۴	-۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۸۷	۱٫۰۰																		
Th	۰٫۳۵	۰٫۷۱	۰٫۹۷	-۰٫۴۸	۰٫۴۰	۰٫۹۸	۰٫۸۴	۱٫۰۰																	
Y	-۰٫۱۷	۰٫۳۳	۰٫۶۲	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۶۵	۰٫۹۳	۰٫۶۱	۱٫۰۰																
Zr	۰٫۶۳	۰٫۸۹	۰٫۸۷	-۰٫۶۱	۰٫۷۲	۰٫۸۶	۰٫۷۰	۰٫۸۸	۰٫۵۳	۱٫۰۰															
La	۰٫۴۳	۰٫۸۱	۰٫۹۵	-۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۹۵	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۰٫۴۸	۰٫۸۹	۱٫۰۰														
Ce	۰٫۴۵	۰٫۸۲	۰٫۹۳	-۰٫۵۳	۰٫۴۹	۰٫۹۳	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۰٫۷۱	۰٫۹۲	۰٫۹۹	۱٫۰۰													
Pr	۰٫۳۱	۰٫۸۲	۰٫۹۴	-۰٫۵۱	۰٫۵۰	۰٫۹۵	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۰٫۷۱	۰٫۹۳	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۱٫۰۰												
Nd	۰٫۱۰	۰٫۷۴	۰٫۹۲	-۰٫۳۵	۰٫۴۰	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۰٫۹۲	۰٫۸۱	۰٫۸۵	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۱٫۰۰											
Sm	۰٫۴۰	۰٫۷۸	۰٫۹۳	-۰٫۴۷	۰٫۴۴	۰٫۹۴	۰٫۸۹	۰٫۹۶	۰٫۷۴	۰٫۹۰	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۱٫۰۰										
Eu	۰٫۵۲	۰٫۷۳	۰٫۹۷	-۰٫۳۲	۰٫۴۲	۰٫۹۷	۰٫۹۳	۰٫۹۵	۰٫۷۷	۰٫۸۸	۰٫۹۷	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۱٫۰۰									
Gd	۰٫۳۳	۰٫۷۸	۰٫۸۹	-۰٫۴۰	۰٫۸۹	۰٫۹۰	۰٫۹۳	۰٫۹۱	۰٫۸۲	۰٫۸۷	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۶	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۰٫۹۶	۱٫۰۰								
Tb	۰٫۷۶	۰٫۶۷	۰٫۸۱	-۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۸۴	۰٫۹۴	۰٫۸۵	۰٫۸۹	۰٫۸۲	۰٫۹۱	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۰٫۹۲	۰٫۹۸	۱٫۰۰							
Dy	۰٫۱۷	۰٫۶۲	۰٫۷۵	-۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۷۸	۰٫۹۳	۰٫۷۹	۰٫۹۲	۰٫۷۳	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۹	۰٫۹۵	۰٫۹۱	۰٫۸۸	۰٫۹۶	۰٫۹۸	۱٫۰۰						
Ho	۰٫۰۰	۰٫۴۸	۰٫۶۴	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۰٫۸۲	۰٫۹۹	۰٫۷۹	۰٫۹۶	۰٫۶۸	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۹۳	۰٫۸۸	۰٫۹۰	۰٫۹۲	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۱٫۰۰						
Er	-۰٫۱۱	۰٫۳۶	۰٫۶۴	-۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۶۷	۰٫۹۴	۰٫۶۵	۰٫۹۹	۰٫۵۸	۰٫۷۲	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۸۳	۰٫۷۸	۰٫۷۹	۰٫۸۵	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۷	۱٫۰۰				
Tm	-۰٫۳۵	۰٫۱۳	۰٫۶۴	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۶۷	۰٫۹۴	۰٫۶۵	۰٫۹۹	۰٫۵۸	۰٫۷۲	۰٫۵۲	۰٫۵۲	۰٫۸۳	۰٫۵۶	۰٫۶۰	۰٫۶۷	۰٫۷۵	۰٫۸۲	۰٫۸۷	۰٫۹۲	۱٫۰۰			
Yb	-۰٫۳۶	۰٫۰۴	۰٫۲۴	۰٫۲۸	-۰٫۳۰	۰٫۲۸	۰٫۷۱	۰٫۲۶	۰٫۸۹	۰٫۱۷	۰٫۳۷	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۵۴	۰٫۴۵	۰٫۴۳	۰٫۵۷	۰٫۶۸	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۱٫۰۰		
Lu	-۰٫۵۵	-۰٫۱۸	۰٫۰۰	۰٫۵۰	۰٫۴۵	۰٫۱۰	۰٫۵۸	۰٫۰۷	۰٫۸۲	۰٫۰۰	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۳۵	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۳۷	۰٫۵۱	۰٫۵۹	۰٫۶۴	۰٫۷۸	۰٫۹۲	۰٫۹۶	۱٫۰۰	

برداشت

مهم‌ترین نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین-شیمیایی ذخیره بنتونیت تمینان از قرار زیرند:

۱- بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که مونتموریلونیت، هیولاندیت، کلینوپتیولیت، کوارتز، کلسیت، آنورتیت، آلبیت و اورتوکلاز کانی‌های اصلی و بیدلیت، اکتینولیت، میکروکلین و آنورتوکلاز به عنوان کانی‌های فرعی تشکیل دهنده‌ی ذخیره‌ی بنتونیت تمینان هستند.

۲- این ذخیره از دو رخنمون جدا از هم تشکیل شده و رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر طی شکل‌گیری این ذخیره تابعی از عواملی چون اختلاف در شدت دگرسانی مواد خاستگاه، دگرسانی فلدسپارها، پامیس‌ها و شاردهای شیشه‌ای، حاکم بودن pH اسیدی و درجه‌ی تغییرات آن، سازوکار جذب، تلفیق ساختاری، درون‌زادی، میزان دسترسی به لیگندهای سولفاتی، کلریدی و فلوریدی، تبادلات یونی، تمرکز فیزیکی، شرایط آب و هوایی مرطوب و تفاوت در میزان پایداری کانی‌ها در برابر دگرسانی بوده و کلیه تغییرات عنصری طی بنتونیتی شدن در یک سیستم باز انجام شده است.

۳- بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که بنتونیت‌ها دارای ترکیب اولیه آندزیتی هستند.

۴- ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهد که رس‌ها، آلبیت، فسفات‌های ثانویه نظیر مونازیت، رابدوفان و زینوتایم، فازهای کانیاپی Ti دار، Zr دار و Fe دار میزبانان احتمالی REE‌ها در این ذخیره هستند.

۵- بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که درجه‌ی دگرسانی فلدسپارها به ویژه در مراحل اولیه‌ی دگرسانی و تغییر در میزان شدت اکسایش محیط تشکیل به ترتیب مهم‌ترین عوامل کنترل کننده‌ی تغییرات بی‌هنجاری‌های Eu و Ce طی بنتونیت‌زایی هستند.

قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. نگارندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

- rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambique)*", Journal of Geochemical Exploration, 88 (2006) 300-303.
- [14] Munch P., Duplay J., Cocheme J. J., "Alteration of silicic vitric tuffs interbedded in volcanoclastic deposits of the Southern Basin and Range Province, Mexico", Evidences for Hydrothermal Reactions, 44 (1996) 49-67.
- [15] Zeilinski R. A., "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 35 (1982) 185-204.
- [16] Evensen G. R., Hamilton P. J., Onions R. K., "Rare earth abundances in chondritic meteorites", Geochimica et Cosmochimica Acta, 42 (1978) 1199-1212.
- [17] Eliason J. R., "Montmorillonite exchange equilibra with strontium-sodium-cesium", American Mineralogists, 51 (1966) 324-335.
- [18] Goldstein S. J., Jacobsen S. B., "Rare earth element in river waters", Earth and Planetary Science Letters, 89 (1988) 35-47.
- [19] Pandarinath K., Dulski P., Torres-Alvarado I. S., Verma S. P., "Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the los Azufres geothermal field Mexico", Geothermics, 37 (2008) 53-72.
- [20] Ma J., Wei G., Xu Y., Long W., Sun W., "Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China", Geochimica et Cosmochimica Acta 71 (2007) 3223-3237.
- [21] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", 1993, 352p.
- [22] Sverjensky D. A., "Europium redox equilibria in aquilibria in aqueous solution", Earth and Planetary Science Letters, 67 (1984) 70-78.
- [23] Laufer F., Yariv S., Steinberg M., "The adsorption of quadrivalent Cerium by Kaolinite", Clay Minerals, 19 (1984) 137-149.
- [24] Lopez J. M. G., Bauluz B., Nieto C. F., Oliete A. Y., "Factors controlling the trace elements distribution in fine-grained rocks: the Albian Kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain)", Chemical Geology, 214 (2005) 1-19.
- [25] Aja S. U., "The sorption of rare earth element, Nd to kaolinite at 25°C", Clays and Clay minerals, 46 (1998) 103-109.
- [۱] حجازی م.، قربانی م.، "بتونیت-زئولیت"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۳) ۱۲۸ ص.
- [۲] قربانی م.، "اکتشاف و پی جویی بتونیت های ایران و مسائل زمین شناسی وابسته به آنها"، رساله کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۰) ۱۷۳ ص.
- [3] Hints R., Kirsimäe K., Somelar P., Kallaste T., Kiipli T., "Multiphase Silurian bentonites in the Baltic Palaeobasin", Sedimentary Geology, 209 (2008) 69-79.
- [4] Savage D., Walker C., Arthur R., Rochelled C., Odae C., Takase H., "Alteration of bentonite by hyperalkaline: A review of the role of secondary minerals", Physics and Chemistry of the Earth, 32 (2007) 287-297.
- [۵] مهروری ر.، نقره ئیان م.، مکی زاده م.، پورنقشبند ع.، "بررسی کانی شناسی و ژئوشیمیایی کانسار بتونیت مهرآباد (شرق اصفهان)"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۱ (۱۳۹۰) ص ۳-۱۴.
- [۶] بازرگانی گیلانی ک.، ربانی م. ص.، "کانی شناسی، مشخصات شیمیایی و تکوینی بتونیت ته نشست های ائوسن منطقه افر (غرب سمنان)"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال دوازدهم، شماره ۲ (۱۳۸۳) ص ۱۶۹-۱۸۸.
- [۷] نبوی م ح.، "دیاچه ای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۵) ۱۰۵ ص.
- [۸] امینی ب.، امینی چهرق م.، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگه شماره ۶۵۵۵ (۱۳۸۲).
- [9] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogists, 68 (1983) 277-279.
- [10] Winchester J. A., Floyd, P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325-343.
- [11] Grant J. A., "The isocon diagram-a simple solution to gresens equation for metasomatic alteration", Economic Geology, 81 (1976-1982).
- [12] Laviano R., Mongelli G., "Geochemistry and mineralogy as indicators of parental affinity for Cenozoic bentonites: a case study from S. Croce Di Magliano (southern Appennines, Italy)", Clay Minerals, 31 (1996) 391-401.
- [13] Muchangos A. C., "The mobility of rare-earth and other elements in process of alteration of