

Mineralogy, chemistry and genesis of bentonite of the Eocene sediments at Aftar region, western Semnan

K. Bazargani-Guilani¹, M.S. Rabbani²

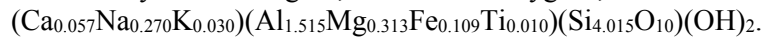
1- Department of Geology, Faculty of Science, Tehran University, Iran

2- Department of Chemistry, Faculty of Science, Tehran University, Iran

E-mail: mrabbani@chamran.ut.ac.ir

(Received: 16/11/2003, received in revised form: 22/06/2004)

Abstract: The bentonites of Aftar region, with average of 15 meters thickness and about 10 km long, are volcanoclastic sequence of Semnan Formation that formed in a shallow sea water environment. Based on the field, XRD data, microscopic and scanning electron microscopic (SEM) studies, as well as chemistry, the bentonite beds contain zeolites (clinoptilolite and mordenite), gypsum, calcite, celestine, opal, quartz, cristobalite and aragonite associated with clay minerals. XRD data of air-dried, glycolated and heated of clay fractions show the majority of the clay minerals are of swelling and of dioctahedral, smectite types. FTIR spectra, in agreement with chemical analyses data, reveal that the smectites are of Wyoming type (SWy-2) montmorillonite. The structural formula unit of representative clay of Aftar region, based on 11 oxygens, is:



Based on the composition of tuff and bentonites, the bentonites appear to be derived from alteration of acidic (dacitic to rhyolitic) tuffs of Eocene age in a relatively basic environment. Relatively stable smectites and zeolites are formed by dissolution of less stable glass of vitric ash that was present in tuff during variation in basic environmental conditions.

Keywords: *bentonite, smectite, montmorillonite, zeolite, tuff, SEM, FTIR, XRD, Aftar, Semnan.*



کانی شناسی، مشخصات شیمیایی و تکوینی بنتونیت ته‌نشست‌های اٲوسن منطقه افتر، غرب سمنان

کمال الدین بازرگانی گیلانی^۱، محمد صادق ربانی^۲

۱- دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

۲- دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه شیمی

پست الکترونیکی: mrabbani@chamran.ut.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۲/۸/۲۵، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۳/۴/۱)

چکیده: بنتونیت‌های متورم شونده شمال افتر، به ضخامت متوسط ۱۵ متر و طول حدود ۱۰ کیلومتر در یک توالی آذرآواری، سازند سمنان را در محیطی کم عمق تشکیل داده است. بر مبنای مطالعات میدانی، داده‌های پراش پرتو ایکس، مطالعات میکروسکوپیکی و میکروسکوپ الکترونی روبشی، و شیمی، لایه‌های بنتونیتی حاوی زئولیت‌های کلینوپتیلولیت و موردنیت، ژپیس، کلسیت، دولومیت، سلسنتین، اوپال، کوارتز، کریستوبالیت و آراگونیت همراه کانیهای رسی است. داده‌های پراش پرتو ایکس کانیهای رسی در شرایط هوای خشک، اتیلن گلیکولی، و در دمای 55°C ، نشان می‌دهد که این کانیها عمدتاً از گروه رسهای متورم شونده (اسمکتیتها) و دو هشت وجهی، هستند. طیف فروسرخ FTIR، در توافق با داده‌های تجزیه شیمیایی نشان می‌دهد که اسمکتیت‌های مورد مطالعه از نوع مونتموریونیت و ایومینگ (Swy-2) اند. واحد فرمول شیمیایی کانی رسی شاخص منطقه، بر مبنای ۱۱ اکسیژن به صورت $(\text{OH})_2(\text{Si}_{4.015}\text{O}_{10})(\text{Al}_{1.015}\text{Mg}_{0.213}\text{Fe}_{0.109}\text{Ti}_{0.10})$ است.

بر مبنای ترکیب توف و بنتونیتها، به نظر می‌رسد که بنتونیتها از تبدیل توفهای اسیدی (ریولیتی تا داسیتی) با سن اٲوسن در محیط تقریباً قلیایی تشکیل شده است. اسمکتیت و زئولیت‌های نسبتاً پایدار از طریق انحلال شیشه ناپایدار موجود در توفها به صورت درون‌زادی با تغییر شرایط در محیط قلیایی صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: بنتونیت، اسمکتیت، مونتموریونیت، زئولیت، توف، میکروسکپ الکترونی، طیف سنجی فروسرخ، پراش پرتو ایکس، افتر، سمنان.

مقدمه

بنتونیتها سنگهایی هستند که بخش اعظم آنها را کانیه‌های رسی تشکیل داده‌اند. سازمان زمین‌شناسی ایران اطلاعاتی گسترده و کلی در مورد بنتونیت‌های ایران، بدون اشاره اختصاصی به بنتونیت‌های افتر، گردآوری و منتشر کرده است [۱]. پی‌جویی‌های خاک صنعتی (زئولیت و بنتونیت) منطقه افتر توسط افتخارزاد [۲] انجام شده است. کانیه‌های رسی یکی از مهمترین مواد تشکیل دهنده ته‌نشست‌هاست. رس‌ها ذرات ریزی به ابعاد کمتر از $2 \mu\text{m}$ دارای ساختاری صفحه مانند بوده و از نظر جذب آب به دو صورت متورم شونده و نامتورم شونده عمل می‌کنند. رس‌های متورم شونده را اسمکتیت می‌گویند [۳]. شناسایی رس‌ها در ابتدا با استفاده از میکروسکوپ‌های نوری صورت می‌گرفت، اما امروزه شناخت کانیه‌های رسی با استفاده از پراش پرتو ایکس (XRD)، طیف‌سنجی IR، میکروسکوپ الکترونی روبشی و عبوری (TEM) و SEM)، تجزیه‌های شیمیایی، زمان‌سنجی‌های رادیواکتیو (K-Ar)، و نرم افزارهای کامپیوتری برای تحلیل داده‌ها صورت می‌گیرد.

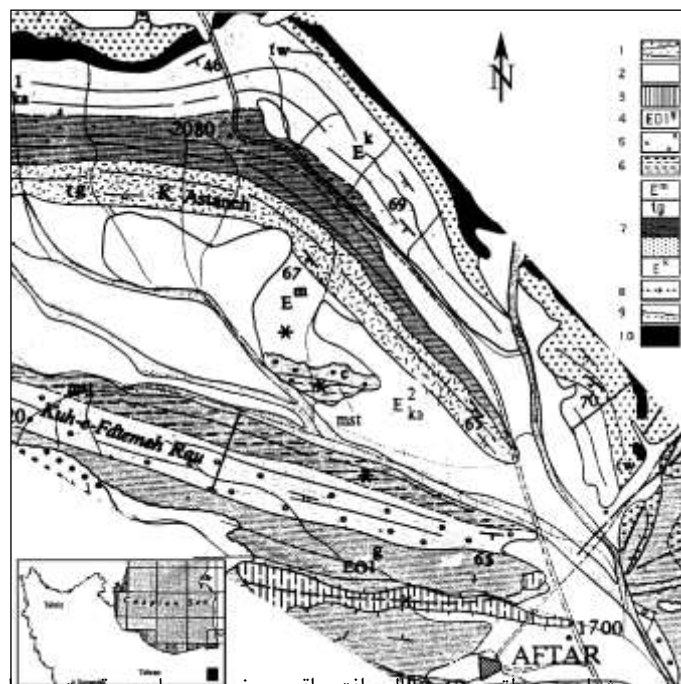
شناسایی کانیه‌های رسی به خاطر کاربردهای مختلفی که در کشاورزی، کاغذسازی، لاستیک، پلاستیک، سرامیک، سیمان، و فرایند تولید روغن خوراکی، و غیره دارد ضروری است. در امور مرتبط با مخازن نفت، مطالعه میزان نفوذپذیری و خلل و فرج کانیه‌های رسی، تأثیر آب و یا مواد اسیدی مورد استفاده در هنگام استخراج نفت بر روی رس‌های موجود در مسیر، و پیش‌بینی پیامدهای این آثار الزامی است. در زیرسازی راه‌ها، ساختمان‌ها و سایر تأسیسات، مطالعه پایداری شیب‌ها، پیش‌بینی پیامدهای ناشی از تورم، لغزندگی، شستشو و آب بردگی بسترهای رسی اهمیت شناخت کانی‌های رسی را افزون می‌کند. در سطح بین‌المللی، مجلات علمی متعددی نتایج پژوهش‌های مربوط به کانیه‌های رسی را منتشر می‌کنند. اسامی تعدادی از آنها در مراجع این مقاله ذکر شده است.

در این مقاله برای اولین بار تشکیل و گسترش بنتونیت منطقه افتر، شناسایی کانیه‌های درون‌زادی همراه آن، نوع کانیه‌های رسی و خاستگاه آنها بررسی می‌شود.

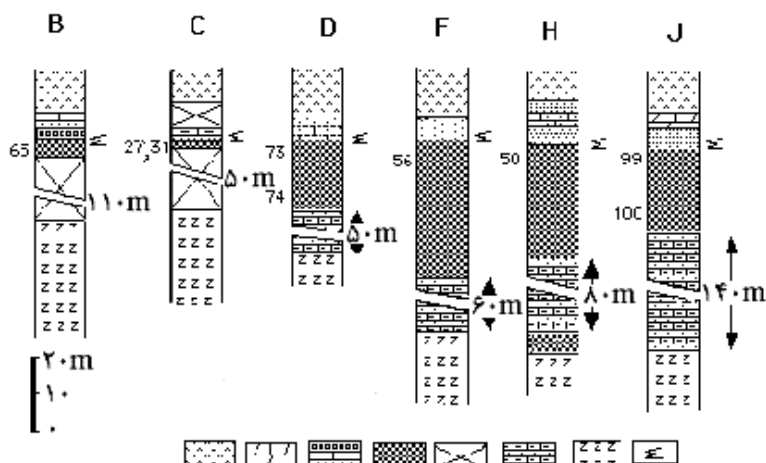
زمین‌شناسی منطقه افتر

گستره مورد مطالعه افتر به وسعت تقریبی ۱۰ کیلومتر مربع در ۳۵ کیلومتری غرب سمنان قرار دارد (شکل ۱). چینه‌شناسی کلی ائوسن منطقه با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نبوی [۴] و نیمرخ‌های مربوط به شمال تا شمال غرب افتر (شکل ۲)، به ترتیب از پایین به بالا شامل سازندهای کرج، سمنان، و گند است (جدول ۱). نیمرخ‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که بنتونیت‌ها در بالاترین بخش سازند سمنان جای گرفته و با سازند گند پوشیده شده است. بنتونیت‌ها با ضخامت‌ها و رنگ‌های متنوع، اما با تغییرات درون‌زادی اندک، دیده می‌شوند. قدر مسلم این است که شیشه‌های آتشفشانی و یا اجزای شیشه‌ای توفها به همراه توالی فوق در

محیط دریایی به صورت لایه‌های بسیار نازک تا بسیار ضخیم ریخته شده است. تحقیقات متعدد نشان داده است که ترکیب ولکانیزم ائوسن اسیدی تا متوسط و بیشتر سنگها از ریولیتی تا داسیتی تغییر می‌کنند. گستره شمال افتر از سه رخساره سنگی عمده، به ترتیب از جدید به قدیم، شامل رخساره تبخیری، رخساره بنتونیتی و توالی بنتونیت‌دار و رخساره شیلی-زئولیتی پوشیده شده است. رخساره بنتونیتی که معمولاً زئولیت‌دار است، با دولومیتها، گرگه‌های سیلیسی، رگه‌های چرتی و گاهی رگه‌ها و لایه‌های ژیبسی همراه می‌شوند. اطلاعات دقیق‌تر در مورد سازند گُند را در مرجع [۵] می‌توان یافت. سازندهای مزبور در شمال افتر یال ناودیس پوشیده‌ای را تشکیل داده‌اند که شیب آن به سمت جنوب و بین ۲۰ تا ۸۰ درجه متغیر بوده و در امتداد تقریبی شمال-شمال غرب قرار دارد.



شکل ۱ نقشه زمینی شناسی منطقه مورد مطالعه افتر واقع در غرب سمنان. موقعیت سمنان در ایران با چهارگوش سیاه در پایین نقشه مشخص شده است. بر گرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش سمنان که با توجه به مطالعه میدانی نمونه های منطقه، زمان ولیتولوژی توالی ها اندکی نسبت به نقشه اصلی تغییر داده شده است. ۱- نهشته های رودخانه و کال مربوط به عهد حاضر، ۲- نهشته آبرفت چلیم، ۳- بازمانده های آبرفت قدیم چلیم، ۴- گچ و آهک سازند گُند (ائوسن بالایی)، ۵- زئولیت، بنتونیت، شیل و ماسه سنگ سازند سمنان (ائوسن میانی)، ۶- شیل، ماسه سنگ، آهک، توف و توف زئولیت دار سازند سمنان (ائوسن میانی)، ۷- توف و شیل سازند کرج (ائوسن زیرین)، ۸- ناودیس افتر، ۹- بخشی از راه سمنان به فیروزکوه، ۱۰- سیل بازیک.



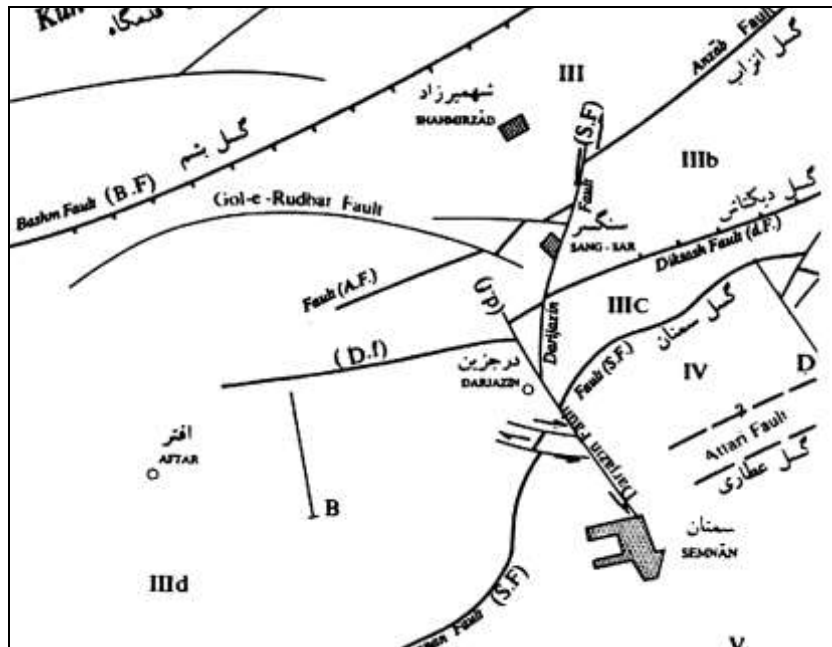
شکل ۲. نیمرخهای تهیه شده از سازندهای گند زئیرین و آسمان بالای ۱ در منطقه شمال غرب افتر. ۱- ژیبس و ژیبس مارن دار، ۲- آهک دولومیت دار و یا دولومیت آهک دار، ۳- کنگلومرا، ماسه سنگ و آهک سلیستین دار، ۴- بنتونیت، ۵- پوشش آلوویال، ۶- مارن‌های توفی سبز رنگ، همراه درون لایه‌هایی از ماسه و سیلت، ۷- زئولیت، ۸- بین انگشتی با ماسه سنگ، کنگلومرا و آهک سلیستین دار. شماره‌های سمت چپ نیمرخ‌ها مربوط به شماره نمونه‌ها در متن مقاله است.

جدول ۱. چینه‌شناسی کلی سازندهای ائوسن از منطقه شمال و شمال غرب افتر.

مشخصات	سازند	زمان
لایه‌های ضخیم ژیبس، ژیبس مارن دار همراه با بین لایه‌های آهکی، ماسه سنگ، آهک ماسه‌دار و کنگلومرا	گند	ائوسن
ماسه سنگ توفی، ماسه سنگ و شیل همراه لایه‌های توف، توف زئولیت‌دار و زئولیت، شیل و بنتونیت در بالا	سمنان	
توف (حاوی سیل بازیک در قاعده)، شیل‌های سیاه به همراه توف‌های نازک لایه در کرج وسط، انواع توف‌ها در بالای توالی، بعلاوه آنالسیم و آل‌بیت بیش از ۲۵ درصد سنگ‌های لایه‌های توفی سبز رنگ قاعده را تشکیل می‌دهد.	کرج	

بنابر مطالعات نبوی [۴] و مشاهدات صحرائی، گسل‌های مهم گستره افتر عبارتند از: گسل بشم در شمال منطقه افتر که گسلی رورانده بوده و موجب شده است که مجموعه پالئوزوویک و مزوزوویک پسین در کنار سازندهای کوارترنری قرار گیرد. جابه‌جایی این گسل حدود ۴۰۰۰ متر تخمین زده شده است. در جنوب منطقه افتر، گسل سمنان با امتداد شمال شرق- جنوب غرب قرار دارد که آن نیز یک گسل رورانده با میزان جابه‌جایی حدود ۱۵۰۰ متر بوده و مرز البرز مرکزی و ایران مرکزی را در منطقه نشان می‌دهد. در شرق منطقه افتر و در شمال

سمنان، گسل در جزین گستره افتر را در برگرفته است. این گسل چپ گرد، جدیدتر از گسل سمنان است و آن را قطع می‌کند. با توجه به جابه‌جایی‌های ناشی از گسلها، به ویژه در حوضه شرق افتر (شکل ۳)، تاثیر آنها در اختلاط آبهای سطحی، زیرزمینی و محیط‌های کم عمق منطقه در سنوزوییک دور از انتظار نیست.



شکل ۳ منطقه افتر و گسل‌های محدوده افتر (نقل از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش سمنان).

روش های تجربی

از پی‌جویی‌های صحرائی در منطقه شمال و غرب افتر، بیش از ۵۰ نمونه شامل بنتونیت و سنگهای زیر و روی آنها در امتداد ۱۰ کیلومتر از بیرون‌زدگیهای بنتونیتی در ۱۲ نیمرخ A تا L، برداشته شد که مشخصات شش نیمرخ میانی آنها در شکل ۲ نشان داده شده است. حدود ۳۰ مقطع نازک برای مطالعات میکروسکوپی تهیه گردید. پس از شستشوی نمونه‌های بنتونیتی با آب مقطر، به منظور نم‌زدایی و جلوگیری از انعقاد، جداسازی ذرات رسی با قطر کمتر از $2\mu\text{m}$ از طریق ترسیب به موجب قانون استوک، Stoke [۶ و ۷] صورت گرفت. آزمایش پراش پرتو ایکس (XRD) با استفاده از دستگاه زیمنس مدل D-۵۰۰ با پرتو $\text{Cu-K}\alpha$ روی پودر نمونه‌های رسی به سه صورت هواخشک، اتیلن گلیکولی شده و در 550°C به مدت یک ساعت، انجام گرفت. آزمون پراش پرتو ایکس عادی بر روی بنتونیتها نیز انجام گردید. تشخیص ایلیت و اسمکتیت با مطالعه مقادیر جدایش سطوح (۰۰۱)d و تشخیص دوهشت وجهی‌ها

(دی‌اکتاهدرال) با مطالعه مقادیر جدایش سطوح ($d(060)$) بر روی کانیه‌های رسی صورت گرفته است. طیف فرسرخ بنتونیتها و رسهای مربوطه روی حدود 0.5 میلی‌گرم نمونه خشک شده در دمای 150°C به مدت ۱۶ ساعت، به روش KBr در گستره 400 تا 5000 cm^{-1} ، با استفاده از دستگاه طیف‌سنج فرسرخ Shimadzu مدل ۴۳۰۰ به دست آمده است. تجزیه شیمیایی سنگهای نابتونیتی، بنتونیتها و رسهای جداسازی شده از آنها به روش تجزیه شیمی‌تر در سازمان زمین‌شناسی و مرکز تحقیقات شیمی و مهندسی شیمی انجام گرفته است. سطوح تازه شکسته قطعات سنگ بستر در ابعاد تقریبی ۵ میلی‌متر در دمای اتاق خشک شده و با طلا به ضخامت حدود ۵۰ نانومتر در خلا پوشش داده و با میکروسکوپ الکترونی روبشی زایس (Zeiss) مدل DMS۹۶۰A در دانشکده علوم دانشگاه تهران مورد مطالعه قرار گرفته است.

مشخصات بنتونیت

با توجه به لیتولوژی سازند سمنان و فسیلهای موجود در آنها، Truncorotaloides، Turborotalia و Porticulasphaera مجموعه ته‌نشستهای توالی ائوسن میانی منطقه افتر تا در جزین، به محیط کم عمق مربوط بوده و وجود لایه‌های ژپیس در این سازند سرشتی رسوب گذاری در محیط تبخیری است.

در طول حدود ۱۰ کیلومتر، در زیر لایه‌های ژپیس، ماسه سنگ آهک‌دار و در مواردی در زیر کنگلومرای (شکل ۴) قاعده سازند گند (شکل ۵)، بنتونیتها قابل ردیابی هستند. بنتونیتها در بعضی نقاط گستره مورد مطالعه به علت رانش زمین با ضخامت ظاهری بیشتری رخنمون شده‌اند. در این نقاط گاهی تپه‌های به ظاهر گسسته، به تعداد ۵ و یا ۶ تپه، منظره گنبدمانندی در کنار هم ایجاد کرده‌اند. به نظر می‌رسد که ضخامت واقعی آنها در بخش غربی حدود ۳۰ متر، در بخش مرکزی حدود ۴۰ متر و در سمت شرقی به حدود ۲ متر برسد. رنگ بنتونیتها از قهوه‌ای، سبز و خاکستری تا سفید تغییر می‌کند. عموماً گونه‌های مرطوب رنگی بوده و پس از خشک‌شدن به رنگ سفید و خاکستری در می‌آیند. با توجه به ترک‌های ایجاد شده در بیرون‌زدگی‌های بنتونیتی در فصول خشک سال (شکل ۶)، آنها را می‌توان جزء بنتونیت‌های متورم شونده دانست. لایه‌های ناهوازده بنتونیت‌ها به صورت توده‌ای و توده‌ای دانه‌دار بوده و در مواردی به صورت تیغه‌ای و یا شمشیری ظاهر می‌شوند. به نظر می‌رسد که گونه‌های تیغه‌ای و شمشیری حاوی ناخالصی ژپیس رشته‌ای باشد که ترک‌های بنتونیتی را پر می‌کنند. به‌علاوه رگه‌های سیلیسی (کالسدونی) در بیرون‌زدگی‌های بنتونیت منطقه مرکزی دیده می‌شوند. ضخامت رگه‌های ژپیسی و سیلیسی حداکثر تا ۵ سانتی‌متر است. در بخش غربی بلوردانها و گرهک‌های کوارتزی بیش از سایر مناطق بنتونیت‌دار وجود دارد. در بعضی نقاط لایه‌های ظریفی از بنتونیت و زئولیت (عمدتاً کلینوپتیلولیت) در آنها یافت می‌شود. در این گونه موارد به هم ریختگی‌های شدیدی در لایه‌بندی‌ها مشهود است که رگه‌ها و شکستگی‌های

ایجاد شده در آن‌ها با ژیبس‌های رشته‌ای ثانویه پر شده است. در زیر لایه بنتونیتی، شیلها و مارنهای سبز رنگ به ضخامت حدود ۳۰۰ متر، حاوی لایه نازکی از آهک ماسه‌دار، ماسه آهک‌دار، بنتونیت به ضخامت‌های میلی‌متری تا سانتی‌متری و لایه‌های زئولیتی قرار دارد. در زیر این مجموعه سه لایه زئولیت تقریباً خالص یکی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر و دو لایه دیگر جمعاً به ضخامت ۸۰ متر قابل مشاهده است.



شکل ۴ کنگلومرادر قاعده سازند کند با جورشدگی و گردشدگی بد. جنس اکثر دانه‌ها از سازند کرج تشکیل شده است. نزدیک به برخوردگاههای بنتونیت‌های افتر و ژیبس روی آن. محل، در حدود ۱٫۵ کیلومتری غرب پاسگاه پلیس راه سمنان به فیروز کوه.



شکل ۵ منطقه بنتونیت‌دار در زیر لایه‌های ژیبس همراه با بین لایه‌هایی از آهک در سراسر قسمت راست و بالای عکس قرار دارد. در زیر آن شیل‌های توفی و سپس زئولیت‌ها (مرکز عکس) دارای بیرون زدگی هستند. شیب تمام لایه‌ها به سمت جنوب است.



شکل ۶ ترک‌های پدید آمده در اثر از دست دادن آب از بنتونیت متورم شده (سمت چپ عکس). برداشت لایه‌ای به ضخامت حدود ۵ سانتیمتر بنتونیت توده‌ای و دانه‌دار آشکار می‌شود (در سمت راست عکس).

نتایج پراش پرتو ایکس

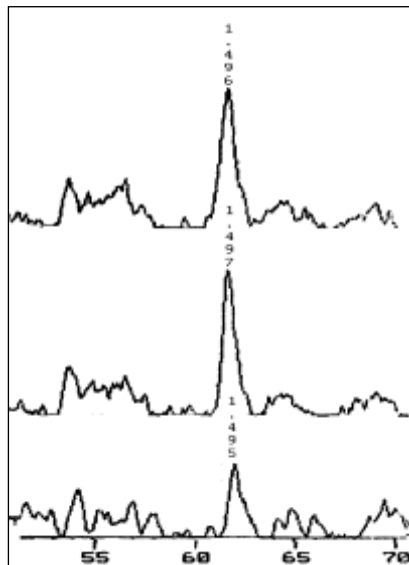
بررسی طیف پراش پرتو ایکس در بازتاب‌های مبنایی^۱، [۱۸] کانیه‌های جداسازی شده از بنتونیت‌های افتر نشان می‌دهد که فواصل لایه‌ای $d(001)$ نمونه‌های هواخشک از ۱۲/۳ تا $16/3 \text{ \AA}$ متغیر است. فواصل مزبور پس از عمل با اتیلن گلیکول به حدود $16/97 \text{ \AA}$ تا $18/19 \text{ \AA}$ افزایش یافته و برای نمونه خشک شده در دمای 550°C (به مدت ۱ ساعت) این فواصل به مقادیر $9/09 \text{ \AA}$ تا $10/09 \text{ \AA}$ کاهش می‌یابند. طیف‌های XRD مربوط به یکی از نمونه‌ها، (Af31)، در هر یک از شرایط مذکور، در شکل ۷ نشان داده شده‌اند. مشخصات ذکر شده نشان می‌دهد که بخش عمده کانیه‌های رسی در منطقه افتر از گروه اسمکتیتها (رسهای متورم شونده) هستند. تعدادی از نمونه‌ها با قله‌های شاخص ایلیت با شدت‌های نسبی کم دیده می‌شوند.

فواصل لایه‌ای $d(060)$ رسهای مورد مطالعه در حدود $1/50 \text{ \AA}$ است (شکل ۸) که با پیش‌بینی مرجع [۸] ($1/49 \text{ \AA}$ تا $1/50 \text{ \AA}$) مطابقت دارد. با توجه به فقدان فواصل لایه‌ای $d(060)$ بیش از $1/51$ که از سرشته‌های اسمکتیت‌های سه هشت وجهی (تری اکتاهدرال) است [۹]، به نظر می‌رسد که اسمکتیت‌های متورم شونده افتر دوهشت وجهی (دی اکتاهدرال) باشند. داده‌های XRD نیز نشان می‌دهد که کانیه‌های همراه اسمکتیتها به تفاوت شامل یک یا دو کانی کلینوپتیلولیت، کوارتز و اوپال-CT، کربنات (کلسیت یا دولومیت) و ژیپس‌اند. در مواردی نیز دو کانی دولومیت و کوارتز و یا کلسیت و کوارتز به مقادیر تقریباً یکسان همراه اسمکتیتها وجود دارند (جدول ۲). در نمونه‌های Af27 و Af31 سلسستین و آراگونیت نیز دیده شده‌اند. طیف‌های XRD و موقعیت نمونه‌ها در نیمرخها نشان می‌دهد که اسمکتیت، کانی رسی غالب و فراوان بخش‌های بنتونیت‌دار منطقه است (شکل ۷).

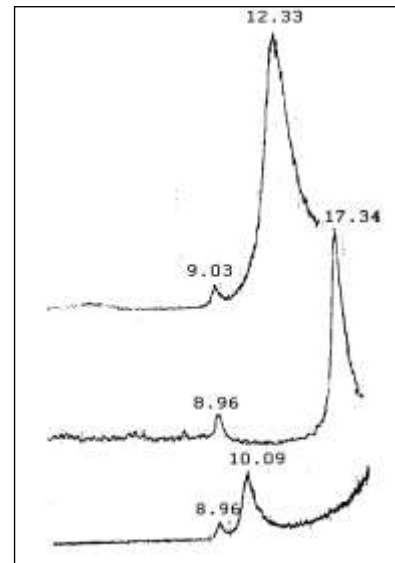
جدول ۲ کانی‌های همراه اسمکتیتها در ۵ نمونه که محل آنها در نیمرخ‌های شکل ۲ نشان داده شده است.

کد نمونه	Clin	Mor	Opct	Q	Ca	Do	Gyp
Af27	۲	-	۱	۵	۵	-	-
Af31	۵	۱	۵	-	۱	۱	-
Af51	-	-	-	۵	۱	۵	-
Af56	۵	-	۲	۱	-	-	۳
Af73	۵	-	۳	۲	-	۳	-
Af99	۵	-	۵	۱	-	۱	۱
Af100	۵	۲	۵	۱	-	-	-

کلینوپتیلولیت: Clin، موردنیت: Mor، اوپال-CT: Opct، کوارتز: Q، کلسیت: Ca، دولومیت: Do، ژیپس: Gyp، اعداد ذکر شده شدت پیک‌ها را به تناسب از ۱ تا ۵ نشان می‌دهد.



شکل ۸ قله شاخص اسمکتیت دی اکتاهدرال با فواصل لایه های (۰۶۰) d از ۱,۴۹۵ تا ۱,۴۹۷ d به ترتیب از بالا به پایین مربوط به نمونه های Af74 و Af56، Af99 می باشد.



شکل ۷ طیف های XRD مربوط به اسمکتیت Af31 از نیمرخ C به ترتیب از بالا به پایین در شرایط عادی (d=۱۲/۳۳)، اتیلن گلیکولی شده (d = ۱۷,۳۴) و گرمادهی تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد به مدت یک ساعت (d=۱۰,۰۹). قله ظاهر شده در d = ۹,۰۳، d = ۸,۹۶ و d = ۸,۹۶ مربوط به آثار باقی مانده از کلینوپتیلولیت است که همراه رس باقی مانده است.

داده های میکروسکوپ الکترونی

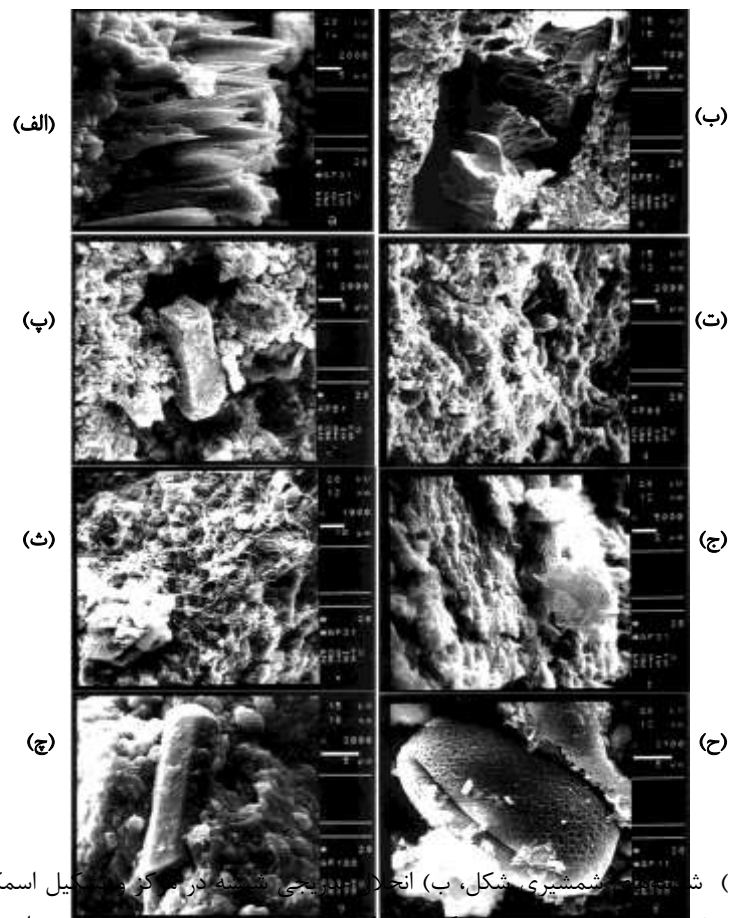
مشاهده بنتونیتها با میکروسکوپ الکترونی نشان می دهد که شیشه بخش اصلی بنتونیتها را تشکیل می دهد. شیشه های شمشیری شکل در نمونه Af31 (شکل ۹-الف)، انحلال شیشه و تشکیل تدریجی اسمکتیت لانه زنبوری در نمونه Af51 از لایه بنتونیت دار نیمرخ G (شکل ۹-ب)، تشکیل یک بلور ژئولیت در جازا (شکل ۹-پ)، تبدیل شیشه به اسمکتیت در نمونه Af99 (شکل ۹-ت)، تشکیل اوپال در کنار اسمکتیت، موردنیت رشته ای شکل، اسمکتیت و باقی مانده ای از شیشه در نقاط دیگری از نمونه Af31 (شکل ۹-ث)، اسمکتیت لانه زنبوری و نیز تشکیل تدریجی اوپال (شکل ۹-ج)، نشان می دهند که به طور کلی شیشه ها در شرایط پیرامونی خود ناپایدار بوده و به تدریج به گونه های پایدارتری مانند اسمکتیت، موردنیت و اوپال تبدیل شده اند. مشاهدات مشابهی هم در مرجع [۱۰] گزارش شده است. به نظر می رسد که آپاتیت پیش از اسمکتیت تشکیل می شود (شکل ۹-چ). فسیل دیاتومه با پوسته سیلیسی

(شکل ۹-ح) در نمونه Af11 نیز نشان می‌دهد که سیلیس مورد نیاز دیاتومه‌ها در آب دریا فراهم بوده است. فسیل گلوبزینا^۲ با پوسته آهکی در نمونه اخیر نیز دیده می‌شود. مشاهدات مشابهی نیز در مرجع [۱۱] گزارش شده است. تبدیل شیشه به اسمکتیت و ژئولیت (موردنیت و/یا کلینوپتیلولیت) مقادیری سیلیس به صورت بی‌شکل، اوپال (شکل ۹-ج)، یا کریستوبالیت به‌جا می‌گذارد. وجود سیلیس به صورت کوارتز و اوپال-CT در نمونه‌ها، رگه‌ها و ژئودها نیز در توافق با نتیجه‌گیری مزبور بوده و به نظر می‌رسد که تبدیلات مزبور مربوط به مراحل درون‌زادی باشد.

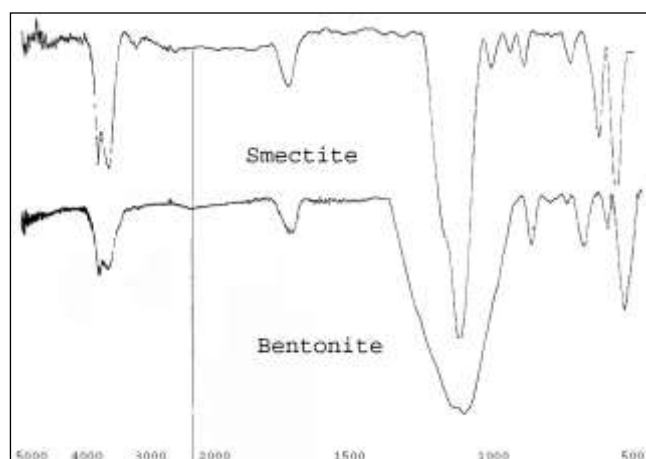
طیف‌های جذبی فروسرخ

طیف جذبی فروسرخ بنتونیتها و کانیه‌های رسی حاصل از آنها تهیه و با یک دیگر مقایسه شدند. شکل ۱۰، طیف فروسرخ یک نمونه بنتونیت و رس جداسازی شده از آن، Af31، را نشان می‌دهد. نوارهای جذبی شاخص [۱۲] به همراه نوارهای جذبی نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۳ نشان داده شده است. تفاوت آشکار بین طیف‌ها، مربوط به پهن بودن نسبی نوارهای جذبی بنتونیتها در مقایسه با رسهاست. پهنی نوارهای جذبی به طور کلی مربوط به گروههای شیمیایی مشخص اما تنوع بیشتر پیوندهای متصل به آن گروهها در بنتونیتهاست. به بیان دیگر نوارهای جذبی در پهنای گسترده قله‌های بنتونیتها قابل تفکیک نخواهند بود. در مقابل، نوارهای جذبی رسهای جداسازی شده باریکتر بوده و بهتر از نمونه‌های مادر قابل تمیزند. باریکی نوارهای جذبی را می‌توان به یکدست بودن بلورها نیز نسبت داد. مقایسه نوارهای جذبی نمونه‌ها و مرجع نشان می‌دهد که لرزش‌های مربوط به گروههای O-H، Si-O، و Al-O به طور مشخص در همه نمونه‌ها قابل تشخیص است. نوار جذبی لرزشهای کششی گروه OH ساختاری در حدود 3627cm^{-1} در همه نمونه‌ها قابل مشاهده است. همچنین نوار جذبی مربوط به گروه OH مولکولهای آب در نواحی 3424cm^{-1} و 1634cm^{-1} نیز در کلیه نمونه‌ها دیده می‌شود. در حالی که نوارهای جذبی مربوط به گروههای Si-O-Si و Al-O-Si هم با شدت‌های متفاوت در همه نمونه‌ها وجود دارد، نوارهای جذبی گروههای AlAlOH، AlMgOH، و AlFeOH در همه نمونه‌ها دیده نمی‌شود. جایگزینی یونهای Al با Fe نوار جذبی را در نواحی 846cm^{-1} و 915cm^{-1} به سمت بسامدهای کمتر متمایل می‌کند [۱۳]. نوارهای جذبی در بسامدهای 840cm^{-1} و 908cm^{-1} در طیف نمونه Af31، می‌تواند مربوط به ورود مقادیر بسیار کمی از یونهای آهن در ساختار مزبور باشد (شکل ۱۰). به نظر می‌رسد که جایگزینی مزبور ناچیز بوده به طوری که به تشکیل نوار مستقل و قابل مشاهده‌ای در ناحیه 908cm^{-1} منجر نشده است. نوارهای جذبی در نواحی

۷۹۵، ۱۱۱۱ و 1142 cm^{-1} در نمونه Af56 را که شامل نوارهای پهنی است، با اندکی جابه‌جایی نسبت به قله‌های مورد تشخیص [۱۳]، به تری‌دیمیت موجود در رسها می‌توان نسبت داد.



شکل ۹ الف) شیشه‌های شمشیری شکل، ب) انجلا، تدریجی شیشه در بزرگ‌نمایی میکیل اسمکتیت در اطراف آن، پ) تشکیل بلور در جازا در کنار اسمکتیتها، ت) تبدیل تدریجی شیشه به اسمکتیت از سمت راست به سمت چپ، ث) بدیل تدریجی اسمکتیت به موردنیت رشته‌ای شکل، ج) اسمکتیت لانه زنبوری و شیشه در سمت چپ و تبدیل بخشی از آن به اوپال در سمت راست، چ) یک بلور آپاتیت به همراه اسمکتیت‌های اطراف آن، ح) فسیل دیاتومه با پوسته سیلیسی. شماره نمونه‌ها، مقیاس و ضرایب بزرگ‌نمایی در حاشیه عکس‌ها ذکر شده‌اند.



شکل ۱۰ طیف فرو سرخ بنتونیت و رس جداسازی شده از آن در نمونه Af31.

جدول ۳ موقعیت نوارهای جذبی فروسرخ (بر حسب cm^{-1}) برای کانی‌های رسی منطقه مورد مطالعه در مقایسه با نوارهای جذبی مرجع [۱۳].

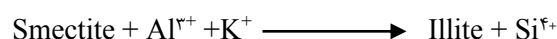
Af 100	Af 99	Af 56	Af 31	تشخیص	مرجع
۳۶۰۰	۳۶۶۵	۳۶۰۰	۳۶۲۶	کشش گروه OH ساختاری	۳۶۲۷
۳۴۳۱	۳۴۹۰	۳۴۰۰	۳۴۴۰	کشش گروه OH آب	۳۴۲۲
۱۷۴۷	۱۶۳۴	۱۶۳۴	۱۶۳۴	تغییر شکل گروه OH آب	۱۶۳۴
۱۰۳۱	۱۰۳۹	۱۰۴۳	۱۰۳۴	کشش Si-O	۱۰۴۱
-	۹۱۶	۹۱۵	۹۰۸	تغییر شکل AlAlOH	۹۱۷
-	-	-	-	تغییر شکل AlFeOH	۸۸۵
-	۸۴۰	-	۸۴۰	تغییر شکل AlMgOH	۸۴۲
۶۱۸	۶۲۰	۶۲۳	۶۲۳	جفت شدن Si-O و Al-O	۶۲۰
۵۲۰	۵۲۵	۵۱۸	۵۲۴	تغییر شکل Al-O-Si	۵۲۴
۴۶۵	۴۶۰	۴۶۶	۴۶۵	تغییر شکل Si-O-Si	۴۶۶

شیمی بنتونیت‌های مورد مطالعه

بنابر نظریه کادروس و آلتانر^۴ [۱۴] شیمی رسها متفاوت با شیمی سنگهای اصلی است. تشخیص ترکیب دقیق سنگهای اصلی مربوط به رسهای منطقه مورد مطالعه، فراتر از اهداف این مقاله است. ولی مقایسه ترکیب شیمیایی رسها و سنگهای بستر مربوط می‌تواند اطلاعات مفیدی را در مورد جابه‌جایی یونها از سنگهای اصلی به رسها و سایر کانیهای موجود در بنتونیت، به دست دهد. نتایج تجزیه شیمیایی بنتونیتها و رسهای جداسازی شده از آن به

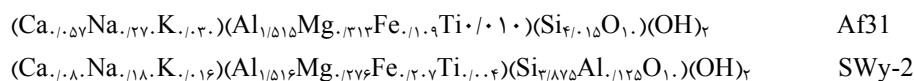
همراه تجزیه یک نمونه توف، به عنوان سنگ اصلی تقریبی، و تجزیه شیمیایی نمونه مونتورونیت نوع وایومینگ [۱۵] را در جدول ۴ می‌توان دید. در این جدول همچنین تعداد یونهای موجود در صفحات چهاروجهی، هشت وجهی و میزان بار لایه‌ای و بین لایه‌ای دو نمونه منتخب از رس‌ها و نمونه مونتورونیت وایومینگ محاسبه و مقایسه شده است. لازم به یادآوری است که پراکندگی سنگ اصلی بسیار محدود بوده و لزوماً ترکیب شیمیایی آن بدون تغییر باقی نمانده است. به همین دلیل اطلاعات اندکی در مورد ترکیب شیمیایی سنگ اصلی در دسترس است. مقایسه ترکیب شیمیایی رس‌ها و سنگ بستر آنها نشان می‌دهد که در همه موارد مقادیر CaO و SiO_2 در رس‌ها نسبت به سنگهای بستر کمتر بوده و در مقابل اکسیدهای آلومینیوم، منیزیم و آهن در گونه‌های رسی بیشتر است. محتوای اکسیدهای سدیم، پتاسیم و تیتانیوم در تجزیه‌های انجام شده روند مشخصی را نشان نمی‌دهند. به طور کلی، بالا و پایین بودن بعضی از عناصر در گونه‌های رسی به پایداری نسبی آن عناصر در ساختار گونه‌های رسی و سایر کانیهای موجود در بنتونیت مربوط می‌شود. تغییرات مذکور در جزئیات نیز قابل توضیح‌اند. پایین بودن مقدار SiO_2 در گونه‌های رسی در مقایسه با محتوای کلی SiO_2 در بنتونیت‌های مربوط، به تبدیل بخش متناهی از SiO_2 موجود در شیشه به اوپال، کالسدونی و یا کریستوبالیت نسبتاً پایدارتر نسبت داده می‌شود. پایین بودن نسبی مقدار یون کلسیم در کانیهای رسی با توجه به وجود سایر کانیهای کلسیم‌دار که احتمالاً پایداری نسبتاً بیشتری دارند، مانند ژپیس، کلسیت و زئولیت‌های کلسیم‌داری مثل کلینوپتیلولیت موجود در بنتونیت، قابل توضیح است. میزان کاتیونهای Fe و Mg در کانیهای رسی تا حدودی بیشتر است. به نظر می‌رسد که ورود این کاتیونها در ساختار هشت وجهی، همان گونه که در بخش طیفهای فروسرخ گفته شد، در شرایط تشکیل رس‌ها به پایداری بیشتری در مقایسه با سایر کانیهای موجود در بنتونیت می‌رسند.

تبدیل ایلیت - اسمکتیت که در حوضه‌های رسوبی دنیا شناخته شده است و به فراهم بودن یون پتاسیم، دما و زمان بستگی دارد، طبق واکنش زیر عمل می‌کند [۱۶]:



میزان K_2O موجود در ترکیب شیمیایی رس‌ها را می‌توان به میزان ایلیت موجود در لایه اختلاقی نسبت داد [۱۷]. بر این اساس، درصد ایلیت در نمونه‌های Af100، Af56، Af31، Af99 و مونتورونیت نوع وایومینگ (SWy-2) به ترتیب ۲/۶۴، ۵/۹۱، ۹/۲۲، ۱۸/۰۴ و ۱/۲۴ محاسبه شده است. با توجه به ترکیب شیمیایی رس‌ها، فرمول ساختار سلول واحد آنها به ازای

۱۱ اتم اکسیژن بنا بر روش مور و رینولد^۵ [۱۸] محاسبه شده است. اما با توجه به وجود درصدی از ایلیت در ساختار اسمکتیت نمونه‌ها، ارائه فرمول ساختار سلول واحد به تناسب محتوای ایلیت مربوطه تردید آمیز خواهد بود. در عین حال، از میان نمونه‌های مورد مطالعه، نمونه Af31 با کمترین مقدار ایلیت، ۲٫۶۴ درصد، فرمول شیمیایی نسبتاً معتبری خواهد داشت که با فرمول شیمیایی مونتموریونیت مرجع، به صورت مقایسه‌ای در ذیل ارائه شده است:



فرمول‌های شیمیایی بالا نشان می‌دهند که شباهت‌های نزدیکی بین ترکیب شیمیایی آنها وجود دارد، اگر چه تفاوت‌های اندکی نیز در آنها قابل مشاهده است. کاتیون‌های چهار وجهی در Af31 منحصراً از Si تشکیل شده و تعداد یونهای Si به اندازه ۰٫۱۵ واحد بیش از ۴ است. با توجه به اینکه جداسازی اوپال از کانیه‌های رسی به طور کامل انجام نمی‌شود، فزونی مقدار Si در فرمول ارائه شده را به آن می‌توان نسبت داد. در گونه مرجع مقادیر اندکی، در حدود ۰٫۱۲۵، از یونهای Al نیز در صفحات چهار وجهی وجود دارند. فراوانی یونهای Al در هر دو مورد حضور یونهای Fe^{3+} را در ساختار چهار وجهی منتفی می‌سازد [۱۸]. بنابراین، یونهای Fe منحصراً در ساختار هشت وجهی ظاهر می‌شوند. دیگر یون‌هایی که در ساختار هشت وجهی می‌توانند وجود داشته باشند عبارتند از: Mg^{2+} ، Ti^{4+} و Fe^{2+} . یون کلسیم معمولاً به صورت بین لایه‌ای ظاهر می‌شود [۱۸].

جدول ۴ ترکیب شیمیایی بنتونیت‌ها و رس‌های جداسازی شده آنها (با ابعاد $<2\mu\text{m}$) در مقایسه با یک نمونه توف منطقه (Af 119) و بنتونیت نوع وایومینگ، Swy-2، [۱۶].

Sample	Af 31	Af 31C*	Af 56	Af 56C	Af 99	Af 99C	Af 100	Af 100C	Af 119	SWy-2
SiO ₂	۷۰٫۱۰	۶۲٫۲۴	۶۴٫۸۰	۵۹	۶۵٫۷۷	۵۷٫۳۶	۶۵٫۲۵	۵۷٫۵۷	۵۷٫۸۱	۶۱٫۴۶
Al ₂ O ₃	۱۵٫۷۸	۱۹٫۹۲	۱۵٫۱۱	۱۶٫۸۹	۱۲٫۶۱	۲۲٫۱۲	۱۲٫۰۵	۲۰٫۶۵	۱۴٫۱۱	۲۲٫۰۵
Fe ₂ O ₃	۱٫۲۰	۲٫۲۴	۰٫۸۸	۲٫۷۱	۱٫۹۹	۲٫۲۸	۱٫۰۳	۲٫۳۶	۱٫۷۴	۴٫۳۷
TiO ₂	۰٫۱۶	۰٫۲	۰٫۴۱	۰٫۴	۰٫۱۸	۰٫۲	۰٫۲۲	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۰۹
MgO	۱٫۴۰	۳٫۲۵	۰٫۴۲	۱٫۶۶	۱٫۴۳	۳٫۳۲	۰٫۷۸	۳٫۲۲	۰٫۸۴	۲٫۹۴
CaO	۴٫۱۰	۰٫۸۲	۴٫۹۰	۳٫۰۸	۲٫۳۲	۱٫۴	۳٫۶۹	۱٫۵	۱۰٫۵۹	۱٫۱۸
Na ₂ O	۲٫۱۹	۲٫۱۶	۱٫۷۱	۳٫۴۶	۳٫۳۷	۲٫۴۳	۱٫۴۹	۱٫۴۲	۱٫۷۹	۱٫۴۷
K ₂ O	۱٫۰۸	۰٫۳۶	۰٫۸۶	۰٫۷۷	۱٫۸۷	۱٫۱۶	۱٫۸۰	۲٫۲۹	۲٫۰۲	۰٫۲۰
LOI	۶۶۰	۸۸۷	۹۵۳	۱۱٫۹۱	۹٫۹۵	۱۱٫۳۸	۱۱٫۷۰	۱۰٫۹۷	۱۱٫۰۵	۵٫۷۶
Sum	۱۰۲٫۶۱	۱۰۰٫۰۶	۹۸٫۶۲	۹۹٫۸۸	۹۹٫۴۹	۱۰۱٫۶۵	۹۸٫۰۱	۱۰۰٫۲۷	۱۰۰٫۰۵	۹۹٫۵۲

C: مربوط به رس‌های جداسازی شده از نمونه‌های مربوط است.

ادامه جدول ۴ کاتیون‌ها در ساختار بین لایه‌ای در منتخبی از نمونه‌ها.

	SWy2	Af31	Af100
Ca	۰٫۰۸	۰٫۰۵۷	۰٫۱۰۸
Na	۰٫۱۸	۰٫۲۷۰	۰٫۱۸۵
K	۰٫۰۱۶	۰٫۰۳۰	۰٫۱۹۶
L. charge	-۰٫۳۹۷	-۰٫۴۰۶	-۰٫۵۸۵
I. charge	۰٫۳۵۶	۰٫۴۱۳	۰٫۵۹۶

بر مبنای تعداد کاتیون‌های موجود در ساختارهای چهار وجهی، هشت وجهی و بین لایه‌ای [۳] کانی اسمکتیت مورد مطالعه مونتموریولیت است. ساختار شبکه بلورین کانی اسمکتیت‌های دوهشت وجهی دارای باری معادل $-۰٫۲$ تا $-۰٫۶$ به ازای هر واحد سلولی است [۳]. بر اساس داده‌های مقدار بار لایه‌ای و بین لایه‌ای^۶ برای دو نمونه با کمترین و بیشترین محتوای ایلیت در مقایسه با SWy-2 نیز در جدول فوق الذکر آورده شده‌اند.

بار لایه‌ای در نمونه رسهای جداسازی شده و مونتموریونیت مرجع در گستره $-۰٫۲$ تا $-۰٫۶$ قرار داشته و در نمونه مرجع، SWy-2، نمونه با ایلیت کم، Af31 و نمونه با ایلیت بیشتر، Af100، به ترتیب افزایش نشان می‌دهد. در عین حال، در هر سه مورد تفاوت آنها با بار بین لایه‌ای، اندک بوده و در مجموع خنثی بودن شبکه تا حدود زیادی تأمین می‌شود. با توجه به اینکه تعداد سیلیکون موجود در صفحات چهار وجهی نزدیک به عدد چهار است، این صفحات عملاً در تأمین بار لایه‌ای تأثیر ناچیزی داشته و لذا بار لایه‌ای بیشتر از صفحات ساختاری هشت وجهی، همانگونه که در مرجع [۳] پیش‌بینی شده است تأمین می‌شود.

بحث و برداشت

بنابر گزارش [۱۹]، توفهای Yucca Mountain واقع در نوادای آمریکا در دو منطقه مورد بررسی آنها به اسمکتیت، اوپال، کریستوبالیت، کلینوپتیلولیت و کوآرتز تبدیل می‌شود و از آن میان اسمکتیت و اوپال جزء اولین کانی‌هایی هستند که با شیشه تشکیل می‌شوند. بر مبنای مرجع [۲۰]، روابط کلی کانی‌شناسی نشان می‌دهد که شیشه‌های آتشفشانی طی واکنشهایی به نوبت به اسمکتیت، کلینوپتیلولیت و سپس آنالسیم تبدیل می‌شوند. نتایج [۲۱] نیز نشان داده است که در مرحله اول پوشش نازکی از اسمکتیت روی شیشه‌های سوزنی تشکیل شده، سپس با انحلال شیشه، اسمکتیت و اندکی اوپال اغلب حفره‌ها را پر می‌کند.

6- Layer and interlayer charge.

با توجه به ترکیب شیمیایی نمونه‌های توالی بنتونیت‌دار و توف منطقه مورد مطالعه (جدول ۴)، شیشه‌ها و سوزنهای آتشفشانی و سنگ مادر توالی مورد نظر دارای ترکیب یک سنگ اسیدی از نوع ریولیتی و یا داسیتی است. تشکیل اسمکتیت، اوپال، کوارتز، کریستوبالیت، موردنیت و کلینوپتیلولیت‌های منطقه مورد مطالعه، ناشی از تبدیل توف و یا شیشه و تغییرات متعاقب آن است.

وجود ژپس و سلستین در توالی مورد مطالعه [۲۲] نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرآواری و توفها در یک حوضه دریاچه نمکی-قلیایی با pH تقریبی ۸/۵ - ۷ رسوب کرده است. با توجه به این که در محلول قلیایی مورد اشاره آلومینا نامحلول‌تر از سیلیکاست [۳]، اختلاط آبهای سطحی با آبهای دریایی منجر به کاهش pH در لایه بنتونیت‌دار شده و تغییرات درون‌زادی به دنبال تغییر در pH ادامه می‌یابد.

وجود آهک ماسه‌دار همراه با کنگلومرا نشان می‌دهد که تغییرات درون‌زادی و آذرآواری در محیطی کم عمق و حتی در مواردی بیرون از آب صورت گرفته است. بر مبنای تقسیم بندی مرجع [۲۳]، کانی رسی Af31 با توجه به تعداد اتم‌های Al، Mg و Fe موجود در واحد فرمولی آن در مرز گستره مونتموریونیت و ایومینگ قرار می‌گیرد. ولی با توجه به تطابق نسبی نوارهای جذبی طیفهای فرو سرخ نمونه مورد مطالعه با مونتموریونیت تیپ و ایومینگ [۱۲] و توافق نسبی تجزیه شیمیایی آن با ترکیب شیمیایی همین کانی [۱۵] نوع کانی مزبور به احتمال بسیار مونتموریونیت تیپ و ایومینگ (SWy-2) است که تمام مؤلفین این نوع بنتونیت را حاصل ریزش خاکسترهای آتشفشانی در دریا، و در مورد سازند نیوکاسل در یک دریاچه، می‌دانند [۲۴].

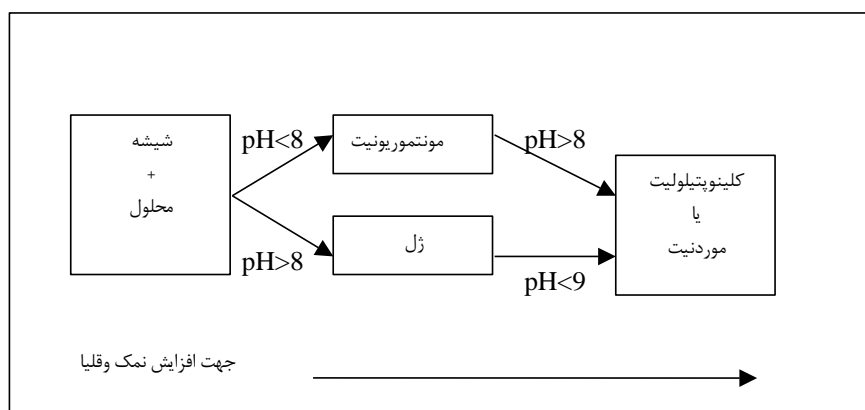
تغییرات درون‌زادی در محیط نسبتاً قلیایی اولیه با انحلال سیلیس همراه بوده و سیلیس جدا شده نهایتاً به صورت کریستوبالیت و یا تریدیمیت رسوب می‌کند. تبدیلات موازی دیگر موجب تشکیل اسمکتیت (مونتموریونیت تیپ و ایومینگ)، موردنیت و کلینوپتیلولیت می‌شود. بنابراین کریستیدیس^۷ [۲۳] شیشه‌های آتشفشانی، به دلیل ناپایداری نسبی، ماده اولیه اسمکتیت و موردنیت را تشکیل داده و ترکیب شیشه با محصول نهایی مربوطه دارای شباهتهایی بوده و ترکیبات حاصل در اثر واکنش با آب‌گونه‌ها به میزان محدودی تغییر می‌یابند. در مورد سازوکار تشکیل مونتموریونیت، موردنیت و یا کلینوپتیلولیت که در طیفهای XRD و یا تصاویر SEM نمونه‌های مورد مطالعه دیده شده است، با توجه به تغییر pH و غلظت نمکها به نظریه سوردام و پارکر^۸ [۲۵] و طرح پیشنهادی او (شکل ۱۱) می‌توان مراجعه کرد. منینگ^۹

7- Christidis

8- Surdam and Parker.

و همکاریانش در مرجع [۲۶] نیز دو مسیر واکنش برای تشکیل کانیه‌های رسی پیشنهاد کرده‌اند. در یکی از مسیرها کانیه‌های محلول و ناپایدار (آلومینوسیلیکاتها، اوپال، هیدروکسیدهای آهن در شرایط کاهندگی) حل شده و مواد کم محلول‌تر مانند رس‌های با پایداری بیشتر از طریق آب حفره‌ای رسوب می‌کنند. در مسیر دیگر، در آغاز فازهای حاوی آلومینیم و سیلیسیم ناپایدار حل شده و به مرحله میانی می‌رسد که در آن سیلیسیم، آلومینیم و منیزیم حل شده به وسیله اکسی هیدروکسیدهای آهن و آلومینیم جذب (سطحی) می‌شوند. گذر زمان بر اکسی هیدروکسیدها به انحلال، رسوب گذاری و نهایتاً تشکیل کانی‌های رسی می‌انجامد. بنا بر این نظریه، ترکیب واکنشگرها ترکیبات ناپایدار و تشکیل محصولات (رس‌های درجا) از طریق انحلال در، و رسوب‌از، فاز آبگونی به هم مربوط می‌شوند.

با توجه به سازوکارهای بالا در مورد نمونه‌های مورد مطالعه در این مقاله می‌توان چنین برداشت کرد که شیشه‌های ناپایدار موجود در توفها، با ترکیب ریولیتی و یا داسیتی در محیط‌های نسبتاً قلیایی و در مراحل درون‌زادی به اسمکتیت، موردنیت و/یا کلینوپتیلولیت تبدیل می‌شوند که تا این مرحله تبدیلات منطبق با سازوکارهای پیشنهادی بالا هستند. ولی تشکیل رگه‌های سیلیسی، بلوردان‌ها و گرهک‌های سیلیسی، که در نیمرخهای مرکزی و غربی در لایه‌های بنتونیت‌دار فراوان یافت شده‌اند؛ مربوط به تبدیلات درون‌زادی به هنگام کاهش pH از مقادیر نسبتاً قلیایی نسبت داده می‌شود. به بیان دیگر با تغییر pH سیال در دوره‌های بعدی شرایط جدیدی برای انحلال بعضی و رسوب بعضی از مواد دیگر پدید می‌آید.



شکل ۱۱ بخشی از طرح سوردام و پارکر در مورد سازوکار تشکیل مونتموریونیت، کلینوپتیلولیت یا موردنیت از شیشه در pH های متفاوت [۲۵].

تشکر و قدردانی

مراتب تشکر خود را از همکاران کارگاه تهیه مقاطع گروه زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه تهران، از سازمان زمین شناسی به جهت همکاری در تهیه طیفهای XRD و تجزیه شیمیایی، از آقای دکتر دانشیان در دانشگاه تربیت معلم به جهت تعیین سن توالی مورد مطالعه، از آقای دکتر کیمیایی در دانشگاه کالیفرنیا به جهت تشخیص دیاتومه‌ها، از آقای مهندس رنجبر رئیس ایستگاه تحقیقات کویری و بیابانی مرکز سمنان به جهت فراهم آوردن امکانات محلی تحقیقات، از مرکز تحقیقات شیمی و مهندسی شیمی به جهت انجام تجزیه‌های شیمیایی، از مسئولین محترم آزمایشگاههای XRD و آنالیز دستگاهی گروه زمین شناسی و گروه شیمی و SEM دانشکده علوم و از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران به جهت حمایت‌های مالی صمیمانه سپاسگزاری می‌نماید.

مراجع

- [۱] حجازی مجتبی، قربانی منصور، "بنتونیت-زئولیت"، سازمان زمین شناسی، (۱۳۷۳) صفحه ۱۰۸.
- [۲] افتخارنژاد جمشید، "گزارش عملیات اکتشافی خاک صنعتی (زئولیت-بنتونیت) شمال غرب همدان، استان سمنان"، (۱۳۷۴) صفحه ۱۳۲.
- [3] Velde B., "Introduction to clay minerals", Chapman and Hall (1992) p. 198.
- [۴] نبوی محمد حسن، زمین شناسی ناحیه سمنان، چهارگوش شماره ۶۶۶۱ سری ۱:۱۰۰/۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۶۶).
- [5] Hüber H., Mohafez S., "Geological reconnaissance in North Semnan area", GR. 334, NIOC. (1972) p. 34.
- [6] Gibbs R.J., "Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting techniques", American Mineralogist 50 (1965) 741.
- [7] Gibbs R.J., "Clay mineral mounting techniques for X-ray diffraction analysis, A discussion", Journal of Sedimentary Petrology, 38 (1968) 242.
- [8] Choo O.Ch., Chang T.W., "Characteristics of clay minerals in gouges of Dongrae fault, south eastern Korea, and implications for fault activity", Clays and clay Minerals 48 (2000) 1204.
- [9] Colak M., Helvaci C., Maggetti M., "Saponite from Emet colemanite mines, Kütahya, Turkey", Clays and Clay Minerals 48, (2000) 409.
- [10] Tomita K., Yamane H., Kawano M., "Synthesis of smectite from volcanic glass at low temperature", Clays and Clay Minerals 41, (1993) 655.
- [11] Giresse P., Wiewióra A., "Origin and digenesis of blue-green clays and volcanic glass in Pleistocene of Côte d' Ivoire-Ghana Marginal Ridge (ODP leg 159, Site 959)", Sedimentary Geology 127, (1999) 247.
- [12] Madejová J., Komadel P., "Baseline studies of the clay minerals society source clays: Infrared method", Clays and Clay Minerals 49, (2001) 410.

- [13] Wilson M.J., "Clay mineralogy: spectroscopy and chemical determination methods", Chapman and Hall (1994) p. 367.
- [14] Cuadros J., Altaner S.P., "Characterization of mixed-layer illite-smectite from bentonites using microscopic, chemical, and X-ray methods: Constraints on smectite-to-illite transformation mechanism", American Mineralogist 83, (1998) 762.
- [15] Mermut A.R., Cano A.F., "Baseline studies of the clay minerals society source clays: Chemical analyses of major elements", Clays and Clay Minerals, 49 (2001) 381.
- [16] Son B.K., Yoshimur T., Fukasawa, H., "Diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectites from alternating beds in Miocene to Pleistocene rocks of Niigata Basin, Japan", Clays and Clay Minerals 42 (2001) 333.
- [17] Spears D.A., Kanaris-Sotiriou Riley N., Krause P., "Namurian bentonites in Pennine Basin, UK-origin and magmatic affinities", Sedimentology 46 (1999) 385.
- [18] Moore D.M., Reynolds Jr.R.C., "X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals", Oxford University Press (1989) p. 332.
- [19] Broxton D.E., Bish D.L., Warren R.G., "Distribution and chemistry of diagenetic minerals at Yucca mountain, New County, Nevada", Clays and Clay Minerals 35, (1987) 89.
- [20] Masuda H., O'neil J.R., Jiang W.T., Peacor DR., "Relation between interlayer composition of authigenic smectite, mineral assemblages, I/S reaction rate and fluid composition in silicic ash of ankai trough", Clays and Clay Minerals 44, (1996) 443.
- [21] Hay R.L., Guldman S.G., "Diagenetic alteration of silicic ash in searles lake, California", Clays and Clay Minerals 35 (1987) 440.
- [۲۲] بازرگانی گیلانی کمال الدین، ربانی محمد صادق، "نهشت سلسستین چینه کران منطقه افتر، غرب سمنان"، فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، در دست چاپ.
- [23] Christidis G.E., "Formation and growth of smectites in bentonites: A case study from Kimolos island, Aegean, Greece", Clays and Clay Minerals 49 (2001) 204.
- [24] Moll Jr.W.F., "Baseline studies of the clay minerals society source clays: Geological origin", Clays and Clay Minerals 49 (2001) 374.
- [25] Surdam R.C., Parker R.D., "Authigenic aluminosilicate minerals in the tuffaceous rocks of the Green River Formation", Wyoming. Geol. Soc. of Am. Bull. 83 (1972) 689.
- [26] Manning D.A.C., Hall P.L., Hughes C.R., "Geochemistry of clay-pore fluid interaction", Chapman and Hall (1993) p. 427.