

پتروگرافی و ژنز کانسار بوکسیت جاجرم

حسین رحیم پوربناب*، داریوش اسماعیلی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، صندوق پستی: ۱۴۱۵۵-۶۴۵۵، تهران

* مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: rahimpor@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۴/۴/۲۳؛ پذیرش: ۸۵/۱/۲۱)

چکیده

کانسار مورد مطالعه مهمترین کانسار بوکسیت در ایران است که هم اکنون در حال بهره‌برداری می‌باشد. افق اصلی این کانسار، که بر روی سطوح کارستی سازند الیکا توسعه یافته است، دارای ترکیب کانی‌شناسی دیاسپوری همراه با سیلیس و اکسیدهای آهن و تیتان می‌باشد. تشکیل این کانسار حاکی از دوره خشکی‌زایی در طی تریاس میانی تا اوایل تریاس بالایی و غلبه شرایط اقلیمی استوایی در این ناحیه است که همانند بسیاری دیگر از نقاط مختلف دنیا موجب تشکیل بوکسیت شده است. بافت‌های اصلی مشاهده شده در افق بوکسیت سخت (معدنی) این کانسار شامل بافت‌های دانه‌ریز، پورفیریک دروغین، آئیدی، پیزولیتی و بافت میکروکلاستیک است. عوارض دیاژنزی اصلی در این کانسار شامل تشکیل اوئیدها، پیزولیتها و نهشت سیمان دیاسپوری در برخی شکستگی‌ها است. فرایندهای اپیزونتیکی، مانند آهن‌شویی و سیلیسی شدن مجدد، موجب تغییرات ثانویه در این کانسار شده است. در بسیاری از نمونه‌ها اثرات حمل مجدد نهشته بوکسیتی بصورت قطعات گرد شده اینتراکلاستها و اوئیدها مشاهده می‌شود. با توجه به مطالعات صحرایی و آنالیزهای ژئوشیمیایی ظاهراً در اوایل دوره تریاس بالایی، تحت شرایط اقلیمی مناسب حاکم بر ناحیه، محصولات هوازدگی توده‌های ملافیری (بوکسیت اولیه) به مسافت‌های کوتاه حمل شده‌اند و سپس در حفرات و گودال‌های کارستی سازند الیکا بدام افتاده‌اند و عمل بوکسیتی شدن در این کارستها بر اثر گردش سیالات ادامه یافته است.

واژه‌های کلیدی: بوکسیت، جاجرم، ایران، کانی‌شناسی، دیاسپور، بافت، دیاژنز.

مقدمه

بوکسیت، خصوصاً در مناطق خشک، دیاسپور است. البته تحت اقلیم مرطوب گیبسیست هم در سطح زمین پایدار است. از طرف دیگر ارتباط سنی جالبی در کانسارهای بوکسیت با کانی‌شناسی ملاحظه می‌شود بگونه‌ای که ترکیب شیمیایی بوکسیت‌های فانروزوئیک بصورت سیستماتیک با سن تغییر می‌نماید. بر این اساس با افزایش سن کانسارهای بوکسیت، بر اثر دگرسانی، میزان آلومینیوم و آب کاهش ولی میزان Si، Fe و Ti افزایش می‌یابد (Bardossy 1982). به همین دلیل کانسارهای قدیمی، مانند کانسار بوکسیت جاجرم، عمدتاً از کانی دیاسپور همراه با مقادیر مهمی کانیهای حاوی سیلیس، آهن و تیتانیوم تشکیل شده‌اند. لذا اگرچه بسیاری از کانسارهای بوکسیت در ابتدای تشکیل ترکیب کانی‌شناسی آنها گیبسیستی یا بوهمیتی بوده، اما به مرور زمان بر اثر عوامل محیطی و تکتونیکی تغییر ترکیب کانی‌شناسی داده و بشدت دگرسان و دیاسپوری شده‌اند. این پدیده با مطالعه بوکسیت‌های به سنین مختلف بخوبی مشهود است زیرا در بوکسیت‌های قدیمی‌تر (و لذا دگرسان شده‌تر) درصد دیاسپور افزایش می‌یابد و گیبسیست کاهش می‌یابد. مهمترین فرایندی که در طی آن گیبسیست به دیاسپور یا بوهمیت تبدیل می‌شود فرایند از دست دادن آب (Dehydration) است. این تبدیلات کانی‌شناسی تحت تاثیر شرایط

کانسنگ بوکسیت عموماً جهت تولید آلومینا، که ماده اولیه تولید آلومینیوم است، مورد استفاده قرار می‌گیرد. در ایران مهمترین کانسار بوکسیت در ناحیه جاجرم، در جنوبغرب شهرستان بجنورد، قرار دارد که در سال ۱۳۴۹ توسط واله کشف شد. تاکنون مطالعات مختلفی بر روی این کانسار صورت گرفته است که اغلب آنها به بحث در مورد نحوه استخراج و فرآوری این کانسار پرداخته‌اند. از مهمترین مطالعاتی که به بررسی ژنز کانسار پرداخته‌اند می‌توان به مطالعات انجام شده توسط صمیمی نمین و ملاکیور (۱۳۴۹)، خیری (۱۳۶۶)، رحیم زاده (۱۳۷۶) و جعفرزاده (۱۳۸۱) اشاره نمود.

بوکسیت که مهمترین سنگ معدن آلومینیوم است عموماً از کانی‌های مختلف گیبسیست ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$)، بوهمیت ($Al_2O_3 \cdot H_2O$) و دیاسپور ($Al_2O_3 \cdot H_2O$) همراه با مقادیر متغیری از ناخالصی‌های مختلف مانند اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن، سیلیس و تیتانیوم تشکیل شده است. کانسار بوکسیت جاجرم که مهمترین کانسار بوکسیت کشف شده در ایران می‌باشد دارای حدود ۲۲ میلیون تن ذخیره است و کانی اصلی آن دیاسپور است.

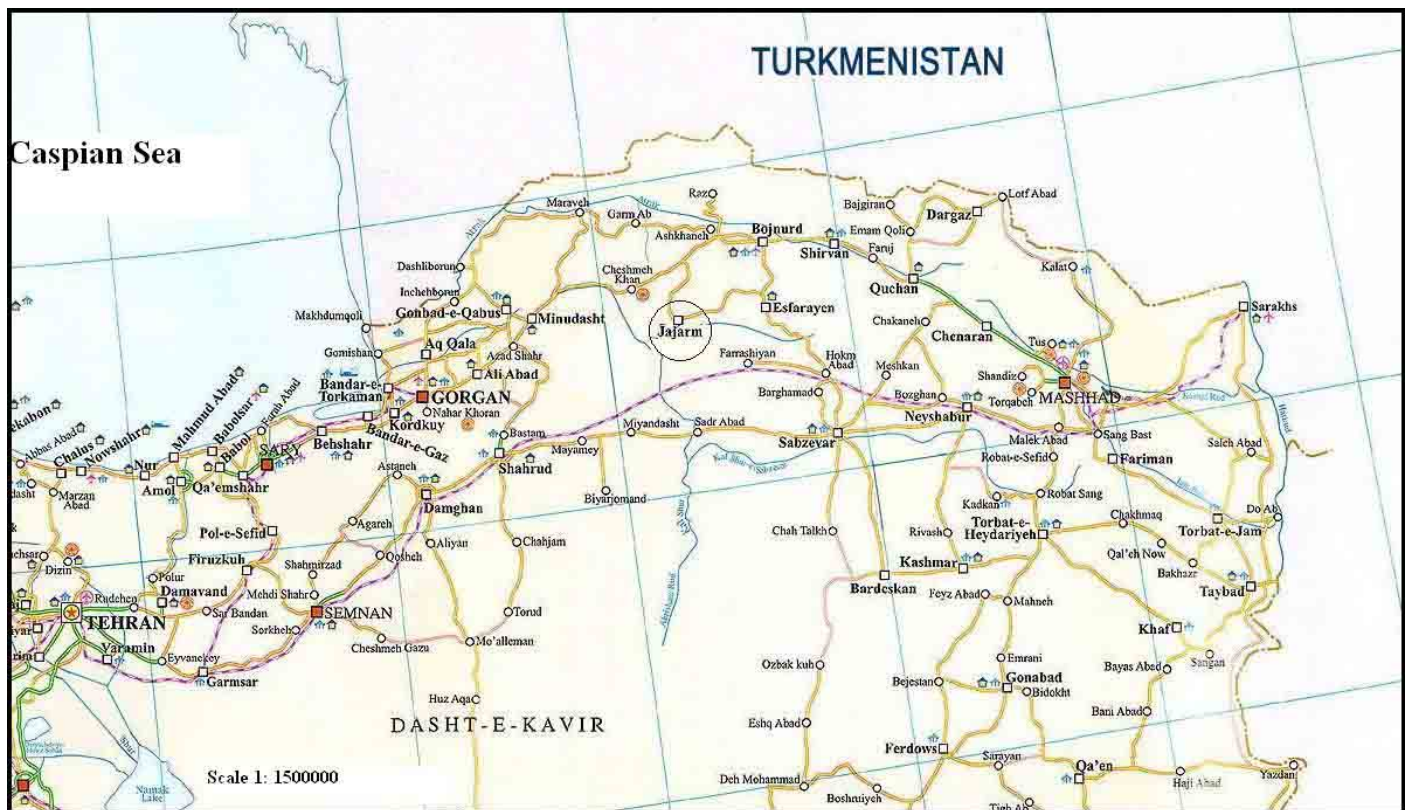
بطور کلی در شرایط دما و فشار سطح زمین پایدارترین کانی

در حالی که یال جنوبی آن در اثر عملکرد یک گسل معکوس فروافتاده و سپس توسط رسوبات کواترنری پوشیده شده است. به همین دلیل افق بوکسیت با روند شرقی- غربی به طول چندین کیلومتر فقط در یال شمالی طاقدیس مشاهده می‌شود (شکل ۲). این منطقه که در جنوبی‌ترین بخش زون ساختاری البرز شرقی و جنوب‌غربی کپه‌داغ قرار گرفته است از غرب و شمال توسط کوه‌های گذار گز، از شرق و جنوب‌شرقی توسط کوه‌های اسفراین و از شمال توسط کوه‌های آلا‌داغ محصور شده است. در منطقه جاجرم کانسار بوکسیت بصورت استراتیفرم با ضخامت متغیر (۵ الی ۷۰ متر) بوده و در دو بخش دیده می‌شود: بخش گل بینی که در کوه تاگوئی واقع شده و دارای ۷ بلوک معدنی و بخش زو که در کوه زو واقع شده و دارای ۵ بلوک معدنی می‌باشد.

اقليمی و تکتونیکي حاکم بر کانسارهای بوکسیت روی می‌دهد. علاوه بر این عوامل دیگری در کنترل کانی‌شناسی کانسارهای بوکسیت نقش دارند که شامل: (۱) ترکیب شیمیایی سنگ والد اولیه، که مواد لازم برای تشکیل بوکسیت را تامین می‌نماید، (۲) درجه تفریق و جدایش عناصر Fe و Al در طی هوازگی و تشکیل بوکسیت و (۳) تفریق دیاژنتیک یا اپی ژنتیک عناصر Fe, Al.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

کانسار بوکسیت جاجرم در استان خراسان شمالی در ۱۶۰ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان بجنورد و ۱۵ کیلومتری شمال شرق شهر جاجرم در کوه‌های زو و تاگوئی قرار گرفته است (اشکال ۱ و ۲). کوه‌های زو و تاگوئی یال شمالی طاقدیسی با روند شرقی- غربی را تشکیل می‌دهند



شکل ۱- نقشه موقعیت جغرافیایی معدن بوکسیت جاجرم.

قهوه‌ای رنگ و سختی که دارای کنکرسینونهای کوچک آهنی هستند و بر روی سنگ آهک‌های کربونیفر زیرین و در زیر سنگ‌های کربناتی تریاس قرار دارند به پرمین نسبت داده می‌شوند (افشار حرب ۱۳۷۳). ظاهراً این نهشته‌ها حاصل رسوب دوباره یک توده لاتریتی هستند (افشار حرب ۱۳۷۳). در مرز سازندهای مبارک و الیکا افق قدیمی‌تر بوکسیت (افق A) قرار دارد که از کیفیت مناسبی برای تولید آلومینا برخوردار نیست.

چینه شناسی

قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در منطقه جاجرم متعلق به سازند پادها به سن دونین زیرین است (افشار حرب ۱۳۷۳). دونین فوقانی در این منطقه به نام سازند خوش ییلاق بوده که شامل سنگ‌های آهکی فسیل‌دار، دولومیت، شیل و ماسه سنگ است. در این منطقه سازند مبارک به سن کربونیفر زیرین عمدتاً کربناته و شیلی است. رسوبات کربونیفر میانی و فوقانی در این منطقه دیده نمی‌شوند. سیلستونهای

دولومیت‌های الیکا تکرار شده است. سازند شمشک که از ۲۰۲۰ متر تناوب شیل و ماسه سنگ خاکستری تیره تا سیاه تشکیل شده است بصورت هم شیب بر روی سازند الیکا و افق اصلی بوکسیت قرار دارد. آثار گیاهی و رگه‌های زغال در این سازند مشاهده می‌شود.

ساختمان کانسار بوکسیت

بوکسیت جاجرم به رنگ آجری، خاکستری، سبز و رنگهای دیگر دارای دو نوع اصلی است. نوع شیلی که نرم با لمس صابونی بوده و گاهی دارای آثار لایه‌بندی می‌باشد. رنگ اینها اغلب قرمز روشن تا جگری است و عمدتاً از کائولینیت، هماتیت و مقادیر کمی دیاسپور تشکیل شده و از نظر تولید آلومینا ارزش اقتصادی ندارد. نوع دیگر بوکسیت، که دارای لمس زیر و سختی زیاد (۵ الی ۶ و گاهی تا ۷) است، بوکسیت سخت نامیده می‌شود و کانسنگ اصلی این معدن است. رنگ این بوکسیت با توجه به کانیهای سازنده آن از قرمز تا سبز و گاهی کرم Al_2O_3 هستند (>۵۰٪). کانسار بوکسیت جاجرم بصورت استراتیفرم بوده و از پایین به بالا شامل قسمتهای زیر است (اشکال ۴ و ۵):

۱- کائولینیت زیرین: این واحد حدود ۸۰-۵۰ سانتی متر ضخامت داشته و در قسمتهای زیرین خاکستری و بتدریج بطرف بالا صورتی رنگ و سپس قرمز می‌شود. گلوله‌های رسی به فراوانی در داخل آنها دیده می‌شود. این بخش بر روی سازند الیکا قرار دارد.

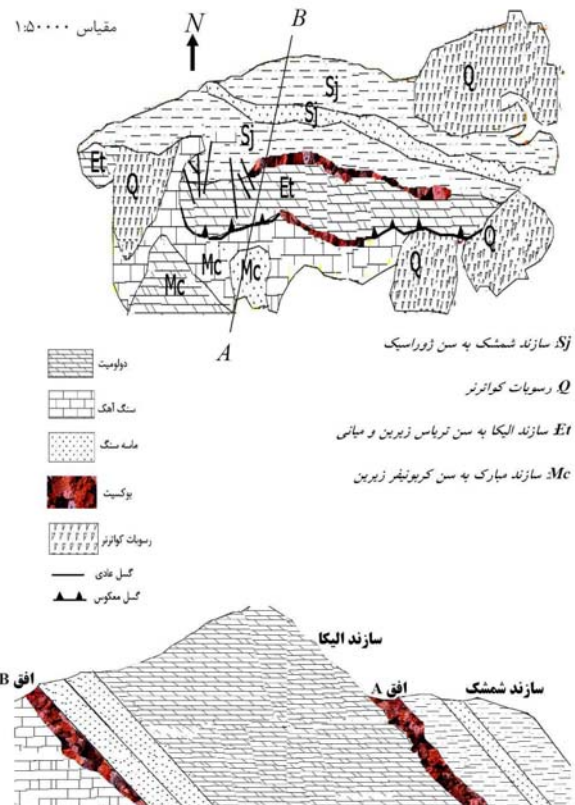
۲- بوکسیت رسی یا شیلی: به رنگ قرمز تا قهوه‌ای بوده و براحتی خرد می‌شود. این بخش در قاعده دارای قطعات کائولینیتی است. ضخامت معدل این واحد ۳-۵/۲ متر بوده و در حالت کلی در داخل آن قطعات کوچک و بزرگ هماتیتی دیده می‌شود.

۳- بوکسیت سخت: مرغوبترین قسمت کانسار بوده و بطور متوسط ۵ متر ضخامت داشته اما ضخامت آن در برخی گمانه‌ها به ۷۰ متر هم می‌رسد. رنگ بوکسیت قرمز آجری و در مواردی خاکستری و رنگهای دیگر است.

۴- کائولینیت بالایی: این قسمت به رنگ روشن بوده و ۵۰-۲۰ سانتی متر ضخامت داشته و دارای کنکرسایونهای هماتیتی است (افق لکه‌دار). این افق در زیر سازند شمشک قرار دارد.

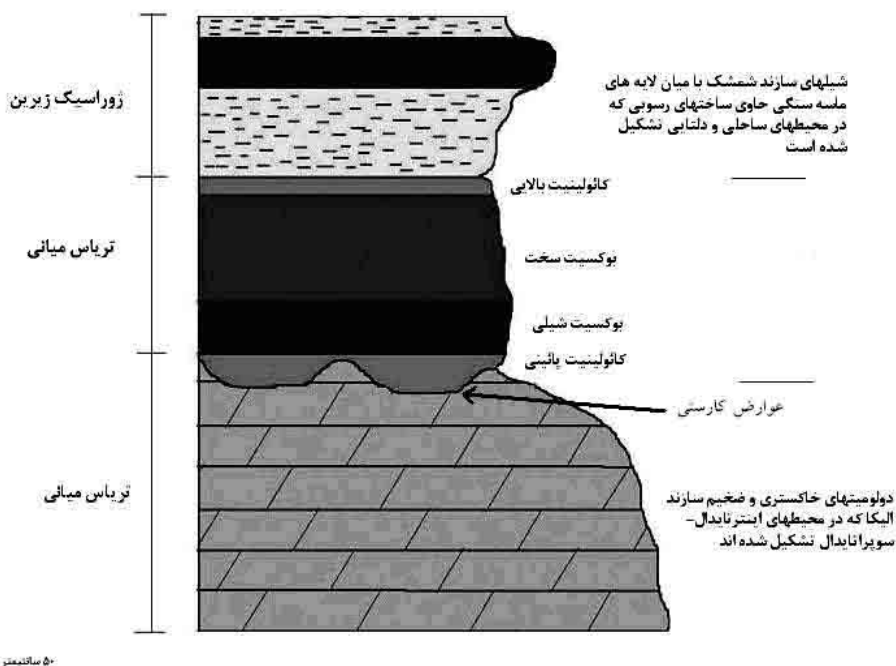
کانی شناسی و پتروگرافی

پس از انجام مطالعات صحرایی گسترده تعداد ۵۰۰ نمونه از بلوکهای معدنی مناطق زو و گلبنی بصورت سیستماتیک برداشته شد. جهت مطالعات کانی‌شناسی و پتروگرافی ۲۰۰ مقطع نازک و ۲۰ مقطع صیقلی تهیه شد و اجزاء بافتی و بافتهای مختلف مورد بررسی قرار گرفتند.



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه و برش چینه شناسی (رحیم‌زاده ۱۳۷۶، با ترسیم مجدد).

سازند الیکا به سن تریاس زیرین دارای دو بخش بوده و ۲۱۵ متر ضخامت دارد: بخش زیرین که از دولومیت و دولومیت‌های آهکی نازک لایه همراه با مقدار کمی شیل و مارن زرد رنگ تشکیل شده که حدود یک سوم کل ضخامت سازند را تشکیل می‌دهند. بخش فوقانی که از دولومیت‌های ضخیم لایه به رنگ قهوه‌ای روشن تا کرم تیره و خاکستری تشکیل شده و نواحی مرتفع و کوهستانی منطقه را تشکیل می‌دهند. بررسی‌های دیرینه‌شناسی بر روی تریاس ایران در منطقه البرز شرقی، عدم حضور رسوبات دریایی تریاس بالایی را در این منطقه تایید می‌کند (شکل ۳). سنگ بستر افق اصلی بوکسیت جاجرم (افق B) دولومیت‌های خاکستری رنگ و ضخیم لایه سازند الیکا است که در محیطهای سوپراآئیدال-اینترآئیدال تشکیل شده‌اند. سنگ بستر در سطح عوارض کارستی کم عمقی را نشان می‌دهد، ولی در برخی گمانه‌ها عوارض کارستی به عمق حدود ۳۰ متر مشخص شده است. کارستی شدن در سطح سازند الیکا بصورت ضعیف و کم عمق صورت گرفته است که شاید یکی از علل آن جنس دولومیتی و نسبتاً مقاوم این سازند باشد. بطور کلی کیفیت بوکسیت رابطه مستقیم با ضخامت آن دارد. افق B در بخش غربی معدن بر اثر غسل رورانده در بین



شکل ۳- ستون چینه شناسی سازندهای مختلف در محل کانسار بوکسیت جاجرم. همانگونه که مشخص است بوکسیت در داخل عوارض کارستی سازند الیکا انباشته شده است.



شکل ۴- تصویری از معدن بوکسیت جاجرم همراه با افق معدنی و کارستهای سازند الیکا که در برگیرنده افق بوکسیت هستند.

توسط دستگاههای ICPMS در کشور کانادا مورد آنالیز قرار گرفتند. بر اساس این مطالعات مشخص شده است که ترکیب کانی‌شناسی در طول ضخامت افق بوکسیت متفاوت است ولی به هر حال دیاسپور کانی اصلی آلومینیوم است. بطور کلی نمونه‌های بوکسیت مورد مطالعه بسیار بهم فشرده و متراکم هستند بگونه‌ای که مرز بلورها غالباً غیرقابل

به لحاظ ریز دانه بودن کانیهای سازنده بوکسیت، جهت شناسایی کانیهای مختلف و فراوانی نسبی آنها تعداد ۳۰ نمونه توسط پراش اشعه ایکس مطالعه شدند و تعداد ۱۰ نمونه توسط پراش اشعه ایکس به روش کمی برای تعیین درصد دقیق کانیهای مختلف مورد مطالعه قرار گرفتند. جهت تعیین فراوانی عناصر اصلی و کمیاب تعداد ۳۰ نمونه



شکل ۵- تصویری از سازند الیکا، افق بوکسیتی و سازند شمشک که بر روی افق بوکسیتی قرار دارد.

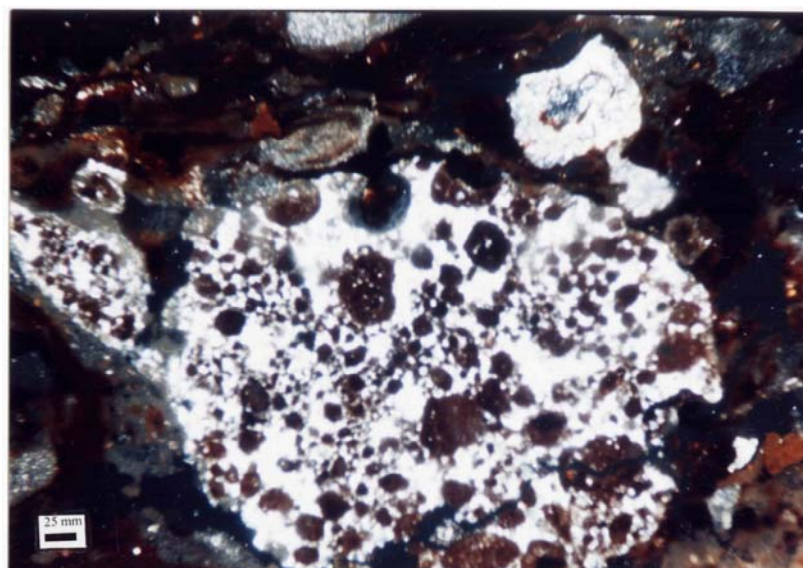
فراوانی روتیل که پلی مرف دما و فشار بالای آاناتاز است به حدود ۱/۳۲٪ می‌رسد. کانیهای کلسیت، میکا، دولومیت، پیریت، ایلیت، هالوزیت، کاراندالیت و ژیبس نیز بصورت کمیاب مشاهده می‌شوند. بطور کلی درصد SiO_2 ، Fe_2O_3 و TiO_2 در بوکسیت جاجرم در مقایسه با ذخایر دیگر دنیا بالاتر است که موجب ایجاد مشکلاتی در فرایند بایر و استحصال آلومینا شده است.

اندازه ذرات کانی‌ها در اغلب کانسارهای بوکسیت کارستی کوچکتر از یک میکرون است. البته کانسارهای دیاسپوری نسبت به دیگر انواع بوکسیت دارای ذرات بزرگتری هستند که علت آن گذشت زمان و تحمل دیاژنز و دگرسانی و لذا تبلور مجدد است. همچنین ذرات سازنده بوکسیت‌های دیاسپوری دارای اشکال منظم‌تری از بوکسیت‌های بوهمیتی و گیبسیتی هستند (Mongelli & Bardossy & Aleva 1990، Mongelli 2002، Acquafredda 1999، Boulange 1984). در کانسار بوکسیت جاجرم نیز بلورهای دیاسپور گاهی کاملاً بزرگ بوده و به صورت سیمان شفاف پرکننده حفرات بین دانه‌ای (شکل ۶) و شکستگی‌ها دیده می‌شوند. این بلورهای بزرگ در طی دیاژنز، اپی‌ژنز و تبلور مجدد از بلورهای ریزتر حاصل شده‌اند. در این کانسار اندازه اغلب ذرات کانیهای سازنده ماتریکس از یک الی ۲۰ میکرون است (شکل ۷)، اما برخی بلورهای دیاسپور از ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون قطر دارند. افزایش عمق تدفین همراه با استرس‌های ساختمانی موجب افزایش شدت تبلور مجدد و ایجاد بلورهای بزرگ شده است. دگرگونی ضعیف نیز این امر را تسهیل نموده است. البته انواع ذرات مدور (Spherical) تخریبی (مثل اینتراکلاستها) و دیاژنزی (اوئیدها و

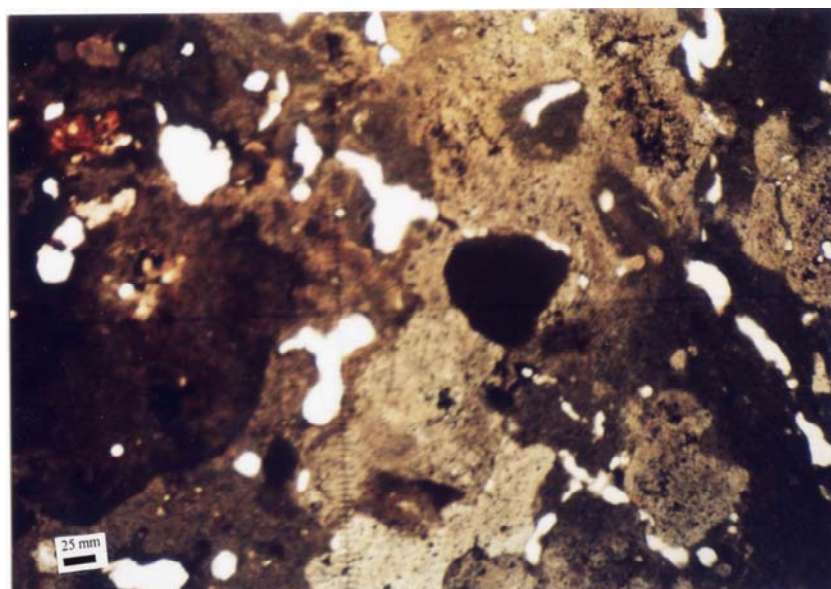
تفکیک است. سختی سیمان و ماتریکس زمینه تقریباً برابر سختی دانه‌های بلورهای دانه‌ریز است، لذا امکان کانه‌آرایی به روشهای مرسوم وجود ندارد.

بعلت سخت بودن کانی دیاسپور، بوکسیت جاجرم نیز سخت و متراکم است به‌گونه‌ای که در طی فرایند بایر دمای بالاتری برای انحلال آن (حدود 270°C) لازم است این در حالی است که دمای انحلال بوکسیت‌های گیبسیتی بسیار پایین‌تر است (مثلاً بوکسیت گیبسیتی وارداتی هند دمای انحلال حدود 105°C دارد). شاموزیت بصورت کانی فرعی و بوهمیت بصورت کمیاب وجود دارد. شاموزیت که در شرایط احیایی تشکیل شده است در برخی بخشهای کانسار فراوانی بیشتری دارد (تا ۱۷٪) و موجب رنگ سبز کانسار در این بخش‌ها شده است. مهمترین کانی سیلیکاته همراه بوکسیت کائولنیت بصورت سیلیس فعال همراه با مقدار کمی کوارتز بعنوان سیلیس غیرفعال می‌باشد. همراهی کائولنیت با دیاسپور احتمالاً بیانگر هیدرولیز کانی‌های سنگ منشاء بوکسیت در اقلیم گرمسیری و تشکیل ژل سیلیسی-آلومینی است که پس از تدفین دیاسپور از این ژل متبلور شده و سپس کائولنیت تشکیل شده است.

هماتیت مهمترین کانی آهن بوده که موجب رنگ قرمز برای بسیاری از نمونه‌های بوکسیت جاجرم شده است. مقدار این کانی تا حدود ۲۲٪ می‌رسد که در مقایسه با بوکسیت‌های سایر نقاط دنیا بالاتر است. علاوه بر هماتیت مقادیری گوتیت و سیدریت نیز در نمونه‌ها ملاحظه می‌شود. کانی اصلی تیتان در بوکسیت جاجرم آاناتاز است که همراه با کمی روتیل است. فراوانی آاناتاز از حدود ۴/۵ تا ۷/۷٪ است و



شکل ۶- تصویر میکروسکوپی از اینتراکلاست کاملاً گرد شده که خود حاوی قطعات اوئیدی و سیمان درشت بلور دیاسپور است (نور پلاریزه).

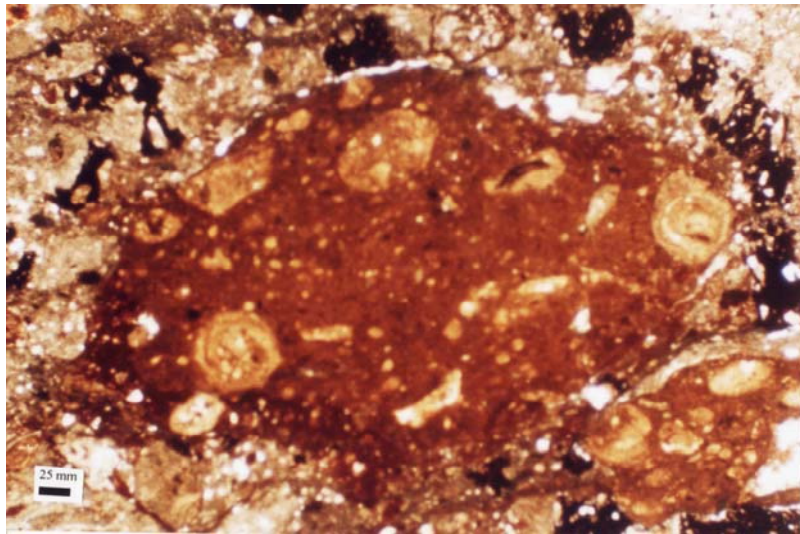


شکل ۷- ماتریکس دانه ریز بوکسیت سخت که دارای حفرات فراوان است (نور طبیعی).

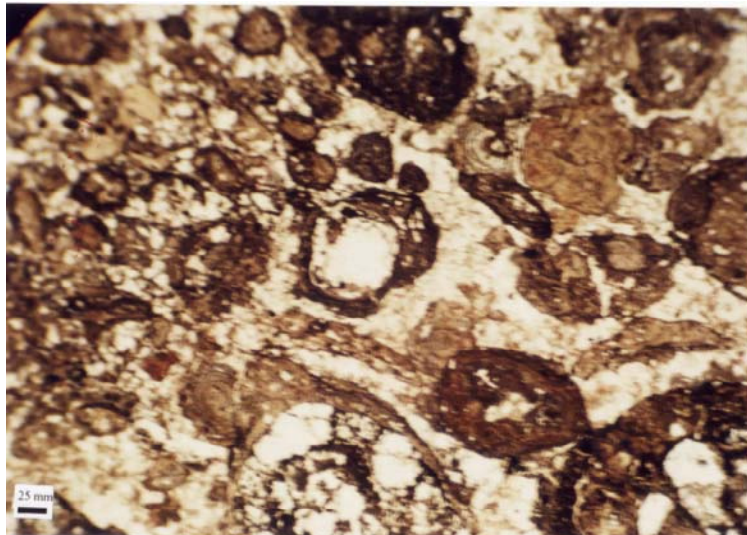
و اوئیدهای با هسته‌های اوئیدی فرسایش یافته حاکی از منشاء نیمه درج‌زای (parautochthonous) این بوکسیت است (Bardossy 1982) (اشکال ۱۰ الی ۱۴). بافتهای اصلی مشاهده شده در این کانسار شامل بافت دانه‌ریز، بافت پورفیریک دروغین، بافت اوئیدی، بافت پیزولیتی، بافت جریان-قلوه‌ای (کلورم) و بافت میکروکلاستیک است. وجود بافتهای پلیتومورفیک و جریان-قلوه‌ای در این بوکسیت می‌تواند مبین بوکسیتی شدن غیر مستقیم (indirect Bauxitization) سنگ مادر باشد، یعنی بوکسیت جاجرم قبل از تشکیل به دلیل عدم سرعت کافی در خروج سیلیس حل شده و یک مرحله تشکیل کائولنیت روی داده است (Boulangé 1984). تشکیل اوئیدها و پیزولیتها که در اغلب

پیزوئیدها) موجود در نمونه‌های مختلف کانسار جاجرم دارای ابعاد بسیار متنوع از چند ده میکرون تا چند میلیمتر هستند (اشکال ۸ و ۹). بطور کلی اندازه اغلب ذرات بوکسیت جاجرم در حین تشکیل در حوضه منشاء و یا حفرات کارستی در حد کلئیدی بوده و ذرات بزرگتر اغلب به صورت ثانویه، در طی فرایند تبلور مجدد و یا حمل مجدد (Reworking) ایجاد شده‌اند.

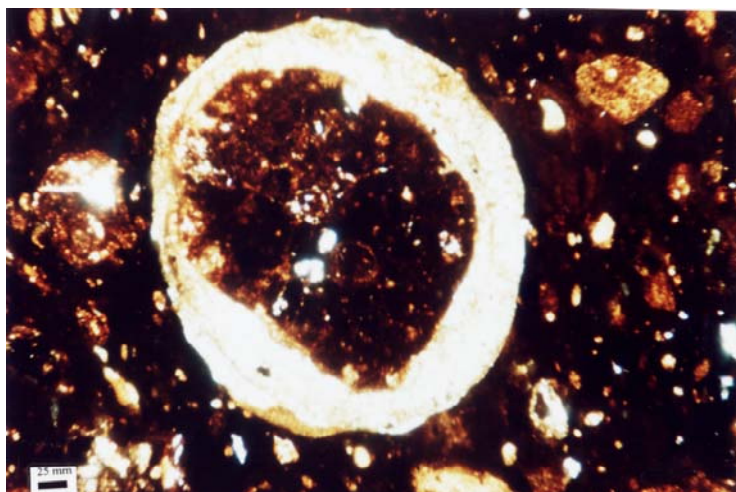
انواع ماتریکس شامل پلیتومورفیک، دانه‌ریز، پانیدبومورفیک، درشت بلور و سیمان در نمونه‌های مختلف مشاهده می‌شود که می‌توانند حاکی از منشاء درج‌زا (autochthonous) باشند (Bardossy 1982)، ولی همراهی این بافتها با انواع قطعات حمل شده، مانند اینتراکلاستها



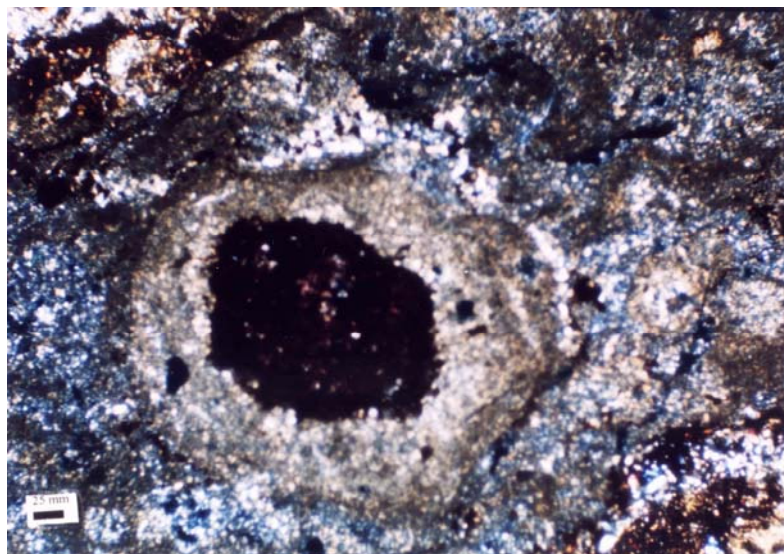
شکل ۸- ذرات مختلف تخریبی (مانند اینتراکلاستهای گرد شده) در بوکسیت سخت (نور طبیعی).



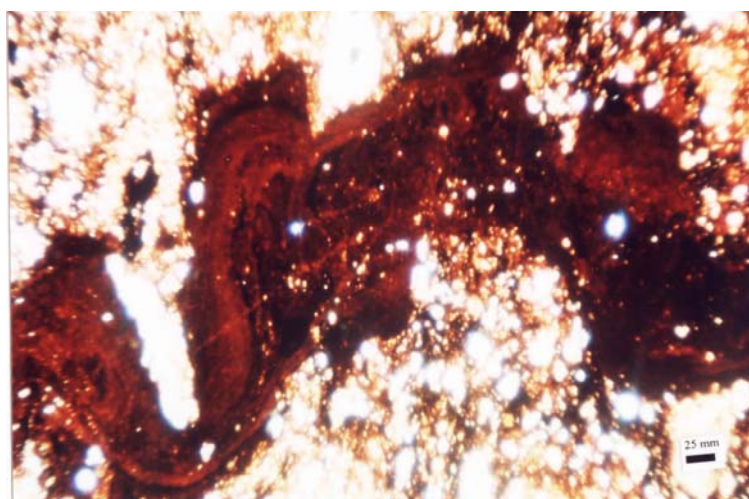
شکل ۹- قطعات دیاژنزی مختلف (اوئیدها و پیزوئیدها) در بوکسیت سخت با درجات مختلف آهن شویی (نور طبیعی).



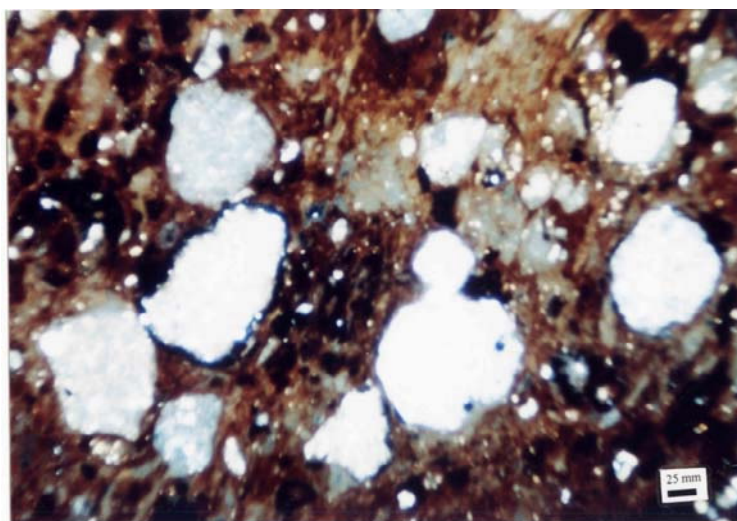
شکل ۱۰- ماتریکس با بافت پلایتومورفیک در بوکسیت سخت آهن دار همراه با پیزولیت دیاسپوری آهن شویی شده که برنگ روشن در آمده است (نور پلاریزه).



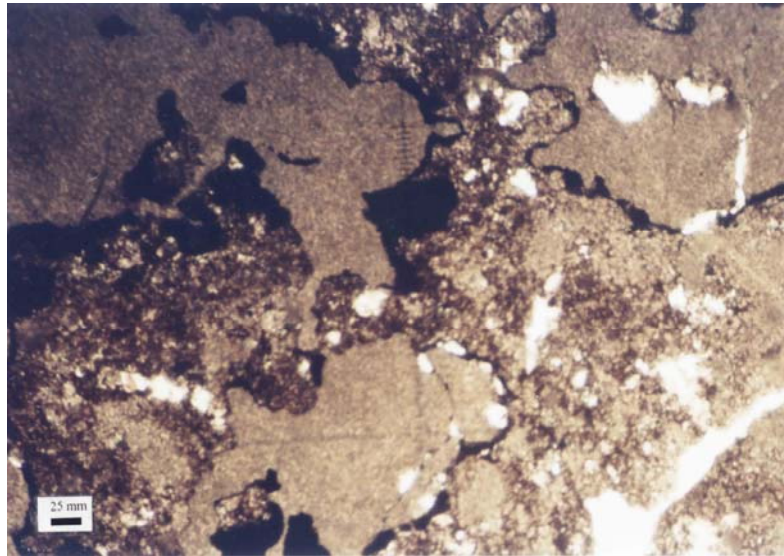
شکل ۱۱- ماتریکس با بافت پانیدیومورفیک در بوکسیت سخت همراه با پیزوئید که در مرکز آهن دار است (نور پلاریزه).



شکل ۱۲- ماتریکس با بافت درشت بلور در بوکسیت سخت همراه با آهن شویی و استیلولیت پر شده توسط اکسیدهای آهن (نور پلاریزه).



شکل ۱۳- ماتریکس در جازا همراه با قطعات تخریبی آهن شویی شده در بوکسیت سخت (نور طبیعی).



شکل ۱۴- بافت میکروسکوپی بوکسیت شیلی (نور طبیعی).

بوکسیت جاجرم در ابتدا ترکیب بوهمیتی داشته (همانند کانسار شابلوآقی در منطقه فیروزکوه که هم اکنون ترکیب بوهمیتی دارد) و در طی زمان بر اثر دیاژنز و سپس اپیژنز به دیاسپور تبدیل شده است. فرایندهای اپیژنتیک که بعد از خشک‌شدگی و تبلور ژل اولیه سازنده بوکسیت آغاز می‌شوند تحت فشارهای حاصل از تدفین یا نیروهای تکتونیکی (جهت‌دار) گسترش بیشتری می‌یابند. این نوع فشارها موجب تغییر شکلهای فیزیکی و شیمیایی در این کانسار شده‌اند. برای مثال گسترش عوارض فشاری-انحلالی، همانند رگچه‌های انحلالی و استیلولیتها از تغییر شکلهای فیزیکی و شیمیایی مهم در این کانسار هستند (شکل ۱۶). تحت این نوع فشارها احتمالاً اجزاء بوهمیتی هم به دیاسپور تبدیل شده‌اند. تشکیل بلورهای بزرگ هماتیت، که بصورت پرکننده حفرات هستند، حاصل تبلور مجدد گویتیت تحت فشارهای تکتونیکی است. به همین دلیل در نمونه‌هایی که تحت فشارهای شدید تکتونیکی قرار گرفته‌اند بلورهای هماتیت بوفور یافت می‌شوند. این پدیده خود توجیه‌کننده کمبود گویتیت در این کانسار است. با توجه به حجم مولکولی کمتر دیاسپور در مقایسه با دیگر کانیهای هیدرواکسید آلومینیوم (بوهمیت و گیبسیت) می‌توان ترکیب دیاسپوری کانسار جاجرم را به تحمل فشار و حرارت در طی زمان طولانی تشکیل آن نسبت داد.

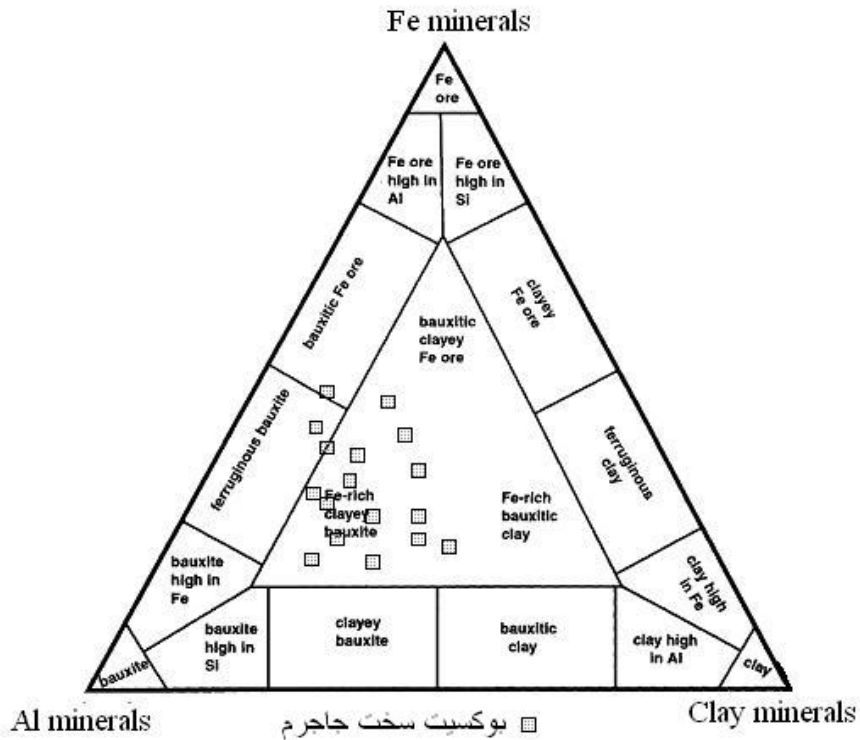
یکی از فرایندهای اپیژنتیک بسیار مهم در این کانسار فرایند سیلیسی شدن مجدد (Re-Silification) است. در طی این فرایند آبهای زیرزمینی نفوذی به کانسار، که غنی از سیلیس بوده‌اند، موجب ترکیب شدن سیلیس محلول با کانیهای آلومینیوم شده و بدین ترتیب افقهای کائولینیتی تشکیل شده است. در برخی بخشهای کانسار بوکسیت جاجرم شدت سیلیسی شدن مجدد آنقدر شدید بوده است که

نمونه‌ها مشاهده می‌شوند مبین عدم همگن بودن کلونید اولیه حاصل از هوازدگی سنگ منشاء است. مواد مختلفی از قبیل بلورهای شفاف دیاسپور، لیمونیت، هماتیت و دولومیت فضاهای خالی سنگ را پر نموده‌اند.

بر اساس ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی بوکسیت‌های دیاسپوری دنیا به گروه‌های مختلفی تقسیم شده‌اند (Mordberg 1996, 1999). Bardossy & Aleva 1990, Bardossy 1982). یک گروه مهم از این بوکسیت‌های دیاسپوری دارای ترکیب کانی‌شناسی کائولینیت، سیدریت، پیریت و شاموزیت هستند که مثال معروف این تیپ کانسار بوکسیت نوآ رودآ در لهستان است (Mordberg 1999) که شباهت زیادی با کانسار بوکسیت جاجرم دارد. ظاهراً این تیپ کانسارها بر اثر قرارگیری در شرایط متوسط احیایی و فشارهای تکتونیکی و دگرسانیهای حاصل از آن تشکیل می‌شوند. برقراری شرایط احیایی پس از تشکیل نیمرخ کانسار بوکسیت موجب تغییر ترکیب کانی‌های آهن‌دار شده و باعث تبدیل گویتیت و هماتیت به سیدریت، پیریت و کانیهای ثانویه دیگر شده است. تیپ کانی‌شناسی این کانسار نیز با استفاده از دیگرامهای مثلثی مشخص شده است (شکل ۱۵، جدول ۱).

فرآیندهای دیاژنتیک و اپی ژنتیک

از مهمترین فرایندهای دیاژنتیک در این کانسار تشکیل اوئیدها و پیزولیتها است. در بسیاری از نمونه‌های مورد مطالعه در پوسته‌های (Cortexes) دانه‌های متحدالمرکز تمرکز زیادی از کانی هماتیت و لیمونیت دیده می‌شود که علت آن فراوانی این کانیها در ماتریکس سنگ است (شکل ۹). از فرایندهای دیاژنزی مهم دیگر در این کانسار دیاسپوری شدن ترکیب بوهمیتی اولیه است. یعنی احتمالاً کانسار



شکل ۱۵- تیپ کانی‌شناسی کانسار جاجرم با استفاده از دیاگرام مثلثی.

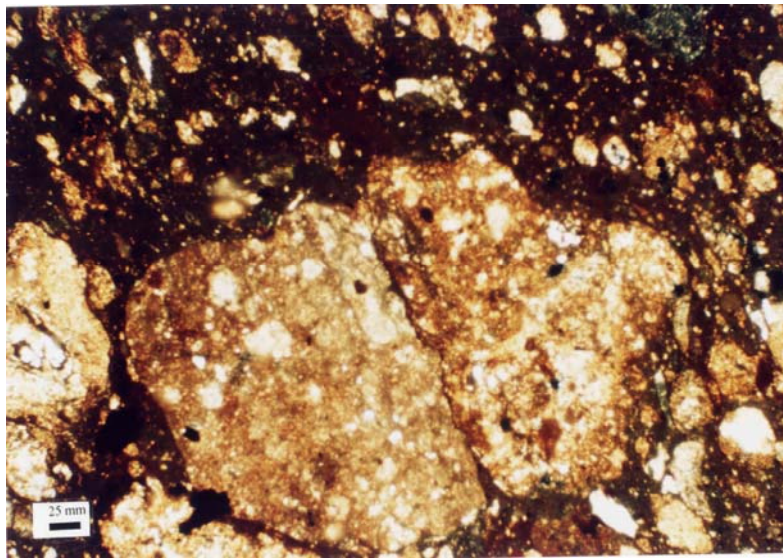
جدول ۱- درصد کانیهای اصلی بوکسیت‌های سخت جاجرم.

Sample No.	Fe minerals	Al minerals	Clay minerals
1	21	54	25
2	21.5	57.5	21
3	23.5	42	35
4	24.5	47	28.5
5	27.5	46	26.5
6	27.8	48.5	23.7
7	35.5	35.4	29.1
8	39.3	36.2	24.5
9	48.5	36.5	15
10	37	42.5	20.5
11	31.2	47.5	21.3
12	28	51.5	20.5
13	30.1	52.3	27.6
14	37	48.5	15
15	40.5	49.1	10.9
16	48	33	19

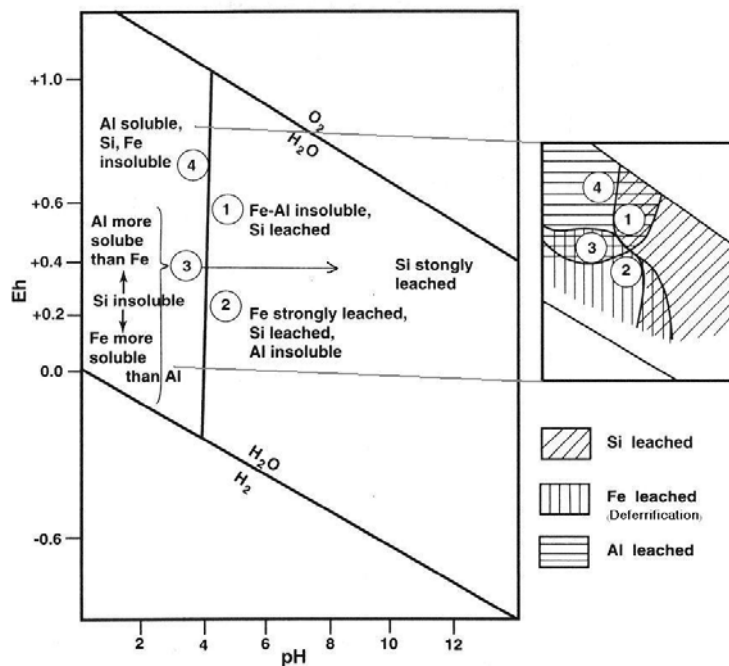
تقریباً احیایی شروع شده و بعداً به محیط اکسیدی (تشکیل هماتیت) ختم شده است.

بر اساس نظر محققین مختلف (Valton 1973, Bardossy & Aleva, 1990, Bardossy 1982) بهترین شرایط اسیدیته برای تشکیل بوکسیت pH حدود ۵ الی ۹ و شرایط Eh حدود صفر تا ۰/۶ است (شکل ۱۷).

موجب تبدیل کامل بوکسیت به بوکسیت رسی (شیلی) شده است. در طی فرایند تشکیل کائولنیت کانی‌های اولیه سازنده بوکسیت توسط این کانی جایگزین شده، بافت‌های پیزولیتی و اوئیدی عمدتاً تخریب شده و بافت بسیار ریز بلور تشکیل شده است. بافت بوکسیت جاجرم مبین تشکیل در طی یک فرایند بسیار طولانی است که در محیطی



شکل ۱۶- گسترش عوارض فشاری-انحلالی، همانند فابریک دانه‌های بهم فشرده (میکرواستیلولیت مابین دو دانه اینتراکلاست) در بوکسیت سخت (نور طبیعی).



شکل ۱۷- شرایط اسیدیته و اکسیداسیون احیای مناسب برای تشکیل بوکسیت، آهن‌شویی و انحلال سیلیس.

بلور (Aphanitic) تشکیل شده است. از فرایندهای مهم اپی‌ژنتیک دیگر در کانسار بوکسیت جاجرم، که موجب افزایش عیار آلومینیوم در این کانسار شده است، فرایند آهن‌شویی (deferrification) می‌باشد که بر اثر آن عنصر برآثر آهن آبشویی (leaching) و به درجات مختلف از سنگ خارج شده است. شدت آهن‌شویی در بخشهای مختلف بوکسیت جاجرم بسیار متغیر است، بگونه‌ای که لایه‌های تا حد زیادی آهن‌شویی شده به افقهای با

شرایط pH مناسب برای تشکیل کانی کائولینیت (در طی فرایند سیلیسی شدن مجدد) حدود ۴ است. در کانسار بوکسیت جاجرم کائولینیت ثانویه بخش بالائی و پایینی افق بوکسیتی را به ضخامت‌های مختلف جایگزین نموده است. مرز بین این افق‌های کائولینیتی با بوکسیت مشخص (sharp) ولی نامنظم است. در طی فرایند تشکیل کائولینیت کانیهای اولیه سازنده بوکسیت توسط این کانی جایگزین شده، بافت‌های پیزولیتی و اوئیدی عمدتاً تخریب شده و بافت بسیار ریز

بلورهای بزرگی نیز می‌باشد. از مواد دیگری که بصورت پر کننده این عوارض مشاهده می‌شوند می‌توان هماتیت، گوتیت، پیریت، اکسیدهای منگنز، انکریت و غیره را نام برد. بافتهای برشی در برخی نمونه‌ها در مقاطع میکروسکوپی ملاحظه می‌شوند. این بافتها بر اثر اعمال نیروهای تکتونیکی و سپس عبور سیالات و نهشت سیمان تشکیل شده‌اند. این برشها غالباً توسط سیمان دیاسپوری و گاهی هماتیتی پر شده‌اند.

سنگ منشاء

برای تعیین سنگ منشاء این کانسار از نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی استفاده گردید. با استفاده از نمودار دو متغیره عناصر کرم و نیکل (Ozlu 1983, Schroll & Sauer 1968) مشخص می‌شود که تیپ کانسار بوکسیتی از نوع کارستی بوده و با توجه به محل تمرکز نمونه‌ها که در مجاورت بازالت است می‌توان سنگ منشاء بازالتی را بخوبی برای این کانسار در نظر گرفت (شکل ۲۰، جدول ۲). برای تعیین منشاء بوکسیتها برخی از محققین (Lopez et al. 2004) از دیاگرام نسبت عناصر کمیاب La/Sc و Th/Co استفاده نموده اند (شکل ۲۱، جدول ۳). همانگونه که مشخص است کانسار بوکسیت جاجرم در محدوده بوکسیتهای با سنگ منشاء بازیک قرار می‌گیرد.

شدت بوکسیتی شدن (Schellmann 1982) بر اساس اکسیدهای اصلی (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2) همچنین و مدول بوکسیتهای جاجرم (Lyew-Ayee 1984) با استفاده از دیاگرام مثلثی مشخص شده است (شکل ۲۲، جدول ۴). همانگونه که مشخص است نمونه‌های بوکسیت سخت در محدود بوکسیتی شدن زیاد تا متوسط قرار می‌گیرند. در این شکل بوکسیتهای سخت بر اساس مدول (نسبت آلومین به سیلیس) طبقه بندی شده‌اند. در حال حاضر بوکسیت با مدول حداقل ۴/۶ برای کارخانه بوکسیت جاجرم مناسب است که برای تامین این مدول عمل اختلاط بین بوکسیتهای با عبارهای متفاوت صورت می‌گیرد.

بر اساس مطالعات صحرایی و با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی مشخص کننده نوع سنگ منشاء می‌توان نتیجه گرفت که سنگ منشاء این بوکسیت واحد ملافیری موجود بر روی سازند الیکا است که در نقاط مختلف البرز در حدفاصل سازندهای الیکا و شمشک مشاهده می‌شود. البته در محل معدن جاجرم اثری از این ملافیرها ملاحظه نمی‌شود زیرا تماماً دگرسان شده‌اند. البته به سمت غرب در نواحی شهمیرزاد و فیروزکوه ملافیرهای در حال دگرسانی به بوکسیت مشاهده می‌شوند.

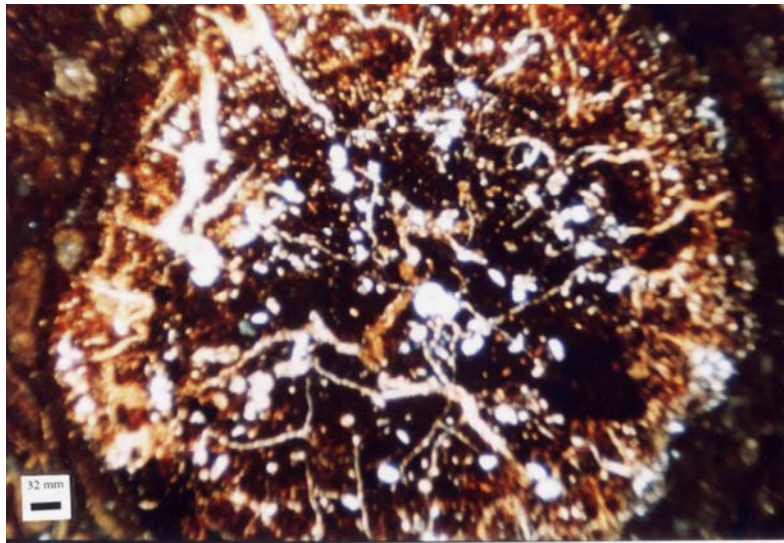
بحث

بر اساس شواهد چینه‌شناسی مشخص شده است که در دوره پرمین فلات ایران و برخی از نقاط مجاورش از سپر عربستان جدا گردیده و در طول زمان حرکت خود (از صفحه عربستان به سمت اوراسیا) نواحی

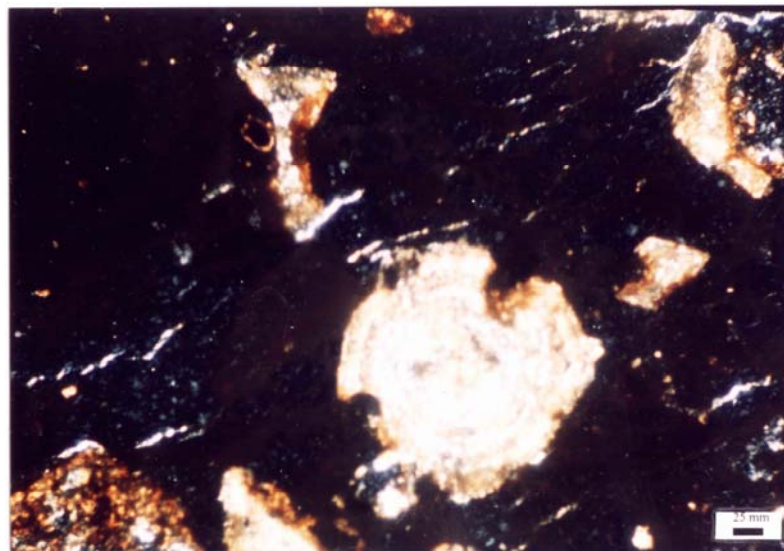
آهن‌شویی کم ختم می‌شوند. در مقیاس مقاطع نازک نیز شدت آهن‌شویی بسیار متغیر است بگونه‌ای که گاهی برخی اجزاء مانند اوئیدها کاملاً آهن‌شویی شده‌اند ولی برخی اجزای دیگر شدت آهن‌شویی کمی را تحمل نموده‌اند (شکل ۹). بنابر این تمام حالات حد واسط آهن‌شویی در نمونه‌های این کانسار قابل مشاهده است. آهن‌شوئی تفریقی در بسیاری از اوئیدها و پیزولیت‌ها موجب ایجاد تناوب پوسته‌های تیره و روشن شده است. آهن‌شویی تفریقی عناصر بافتی اصلی سازنده بوکسیت عموماً در طول یک جبهه آهن‌شویی صورت گرفته است و در برخی مواقع آهن‌شویی شدید موجب هموزن شدن بافت بوکسیت شده است. در این مواقع فقط آثاری از ساختمان متحدالمرکز اولیه اوئیدها باقیمانده است. در بسیاری موارد فرایند آهن‌شویی موجب تبدیل هماتیت به لیمونیت شده است. در نهایت شدت فرایند آهن‌شوئی بوکسیت‌های به رنگ روشن تشکیل می‌شوند که در مقاطع میکروسکوپی آنها فقط آثاری از بافت اولیه ملاحظه می‌شود. این شدت آهن‌شویی در بوکسیت جاجرم به ندرت مشاهده می‌شود. شدت فرایند آهن‌شوئی در بخشهای مختلف کانسار بوکسیت توسط نرخ گردش سیالات متئوریک کنترل شده است. وقوع فرایند آهن‌شویی مبین فعالیت‌های زیستی گیاهان باتلاقی و میکروبه‌های مربوطه است که موجب ایجاد محیطی اسیدی (pH حدود ۳/۵ الی ۶) و شرایطی احیائی شده‌اند (Augustithis 1982). در این محیط Fe^{+3} به Fe^{+2} احیا شده است (شکل ۱۷).

گسترش درزه‌ها و شکستگی‌ها از عوارض مهم اپی‌ژنتیک دیگر در این کانسار است که قابل تقسیم به دو گروه اصلی می‌باشند. گروه اول منحصر به بخشهای داخلی دانه‌های سازنده بوکسیت (مثل پیزولیت) است و وارد ماتریکس اطراف دانه نمی‌شوند (شکل ۱۸). منشأ این گروه درزه‌ها مربوط به فرایندهای اولیه فشردگی ژل و خشک شدگی آن می‌باشد. این نوع درزه‌ها خصوصاً در پیزولیتها گسترش دارند و بصورت شبکه‌ای شعاعی در اینها دیده می‌شوند. گروه دوم از درزه‌ها و شکستگی‌ها که در ماتریکس گسترش می‌یابند دارای منشأهای مختلفی هستند. برخی از اینها حاصل خشک شدگی ژل اولیه سازنده بوکسیت هستند، برخی دیگر دارای منشأ تکتونیکی بوده و ماتریکس و دانه‌ها را قطع می‌کنند. رگچه‌های فشاری انحلالی نیز در بسیاری از نمونه‌های منطقه مورد مطالعه گسترش دارند و در برخی مواقع تراکم آنها موجب ایجاد لامیناسیون دروغین و بافت پورفیریک دروغین در نمونه‌ها شده است (شکل ۱۹). این نوع رگچه‌ها فقط در ماتریکس گسترش دارند و از اطراف دانه‌ها عبور می‌کنند.

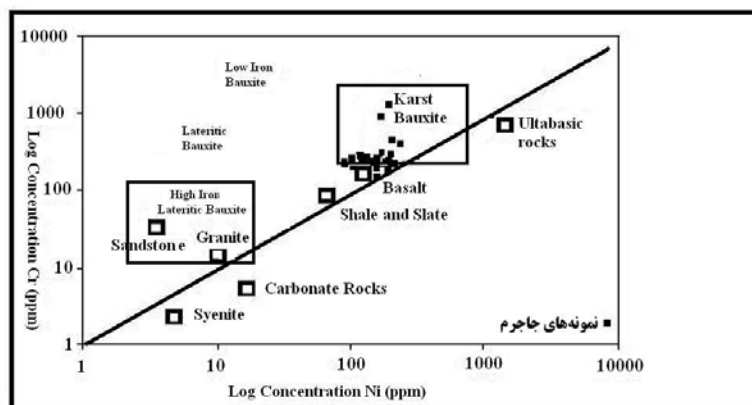
انواع درزه‌ها، شکستگی‌ها و رگچه‌های موجود در نمونه‌های مورد مطالعه توسط مواد مختلفی پر شده‌اند. از مهمترین مواد پرکننده این عوارض سیمان دیاسپوری و بوهیمیتی شفاف است که گاهی دارای



شکل ۱۸- گسترش درزه‌ها و شکستگی‌ها اپی ژنتیک در بخش‌های داخلی پیزولیت که توسط سیمان دیاسپوری پر شده‌اند (نور طبیعی).



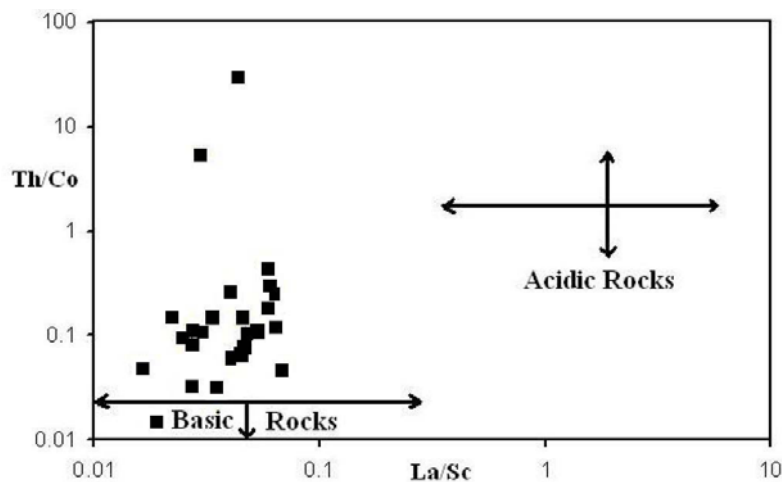
شکل ۱۹- گسترش درزه‌ها و شکستگی‌ها اپی ژنتیک که در ماتریکس امتداد دارند و دارای منشاءهای مختلفی می‌باشند (نور طبیعی).



شکل ۲۰- دیاگرام دو متغیره کروم و نیکل که مبین تیپ کانسار بوکسیت جاجرم و منشاء آن است (Schroll & Sauer 1968).

جدول ۲- فراوانی عناصر کمیاب کروم و نیکل در بوکسیت‌های سخت جارجم.

Ni ppm	Cr ppm	Ni ppm	Cr ppm
175	288	154	149
158	256	149	202
187	240	236	393
190	174	198	250
92	215	144	236
147	241	105	201
152	199	200	1,280
197	287	172	881
201	215	120	278
135	280	210	452
198	238		



شکل ۲۱- دیاگرام نسبت عناصر کمیاب لانتانیم-اسکاندیم و توریم-کبالت مبین سنگ منشاء بازیگ برای کانسار بوکسیت جارجم است (Lopez et al. 2004).

یکی از مشخصه‌های اصلی حوضه تتیس در زمان پرمین بالایی (1973). تا تریاس بالایی گسترش سکوه‌های کربناته (carbonate platforms) عظیم است که در محیط کم عمق فلات قاره‌ای (continental shelf) تشکیل گردیده‌اند. در طول دوره پرمین بالایی این سکوها در سرتاسر حاشیه خشکی گندوانا، انتهای باختری تتیس و بلوکهای حدواسط پراکنده بوده است (Marcoux 1993). در زمان پرموتریاس در سراسر جهان پائین افتادن کلی سطح آب دریاها (Vail et al. 1973) سبب گردید تا در برخی از مناطق خشکی‌زایی کلی روی دهد و تحت تأثیر آب و هوای نیمه استوایی، افقهای هوازده تشکیل گردند. به همین دلیل در طی این دوره بخشهای مختلفی از ایران مرکزی و شمال ایران نیز از آب خارج شدند و تحت شرایط اقلیمی استوایی حاکم (بدلیل عبور خط استوا از این نواحی) هوازدگی شدیدی در این نواحی روی داد. در این زمان غلبه این شرایط اقلیمی در حوضه البرز بصورت گسترش نهشته‌های پراکنده بوکسیت و لاتریت است. در همین زمان در ناحیه جارجم، افق بوکسیتی (افق A) در زیر سازند الیکا با ضخامت چندین متر تشکیل شده است که مبین این دوره بوکسیت‌زایی است. از ابتدای تریاس با بالا آمدن سطح آب دریاها سیکل رسوبی جدیدی

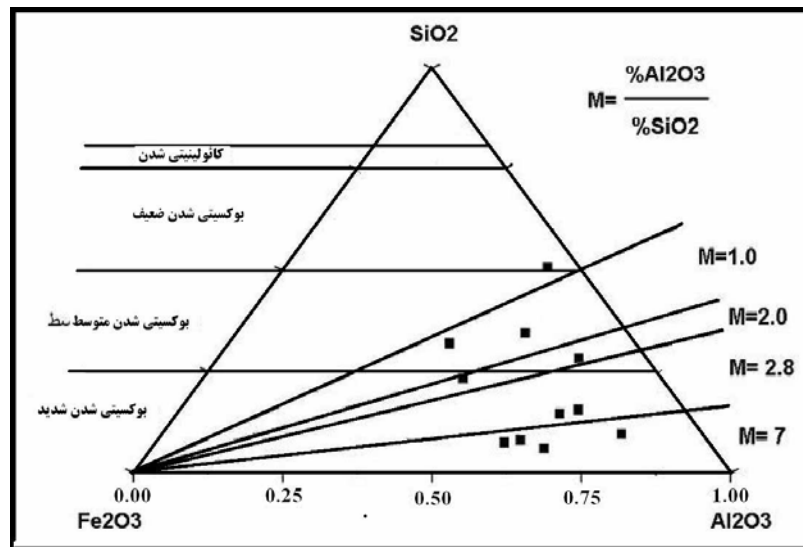
جدول ۳- ترکیب اکسیدهای اصلی در کانسار بوکسیت جارجم.

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
50.5	9.5	40.5
35.5	18.6	54.5
33.5	31.5	35.5
27.3	37	35.7
30	13.5	56.5
18.2	20.1	61.7
17.9	23.1	59
10.8	13.1	23.9
6.1	29.5	64.4
8.5	32.1	59.9
8.1	37.5	54.4

ایران مرکزی و البرز از منطقه استوایی عبور کرده‌اند (Berberian 1983). در پرمین میانی خط استوا تقریباً از وسط ایران عبور می‌کرده و البرز، دریای خزر و بخش مرکزی البرز شرقی در شمال خط استوا، بین عرضهای جغرافیایی صفر تا ۳۰ درجه شمالی قرار داشته‌اند و قسمتی از اوراسیا یا حاشیه شمالی تتیس را تشکیل می‌داده‌اند (Smith et al.)

۱۹۷۶). در تریاس میانی با پایین آمدن جهانی سطح دریاها و بسته شدن دریاهای وسیع در ایران، حوضه‌های کم عمق سابخایی تشکیل شدند و در نهایت در اواخر تریاس میانی و ابتدای تریاس فوقانی پایین آمدن مجدد جهانی سطح دریاها موجب خشک‌زایی دیگری گردید (Vail et al. 1977). تحت این شرایط آهک‌های دولومیتی سازند الیکا تحت تأثیر سیالات متئوریک، خصوصاً در بخش‌های فوقانی بشدت کارستی شدند و عوارض کارستی نسبتاً کم عمقی در سطح آن تشکیل شد. این عوارض کارستی محل مناسبی برای تشکیل افق بوکسیتی اصلی (افق B) کانسار جاجرم گردیدند. هر چند در این دوره شرایط آب و هوایی جهانی مناسب برای تشکیل بوکسیت بخوبی زمان پرموتریاس نبوده است و در مقیاس جهانی نهشته‌های بوکسیتی کمتری تشکیل شده ولی بعلت فراهم بودن شرایط مناسب در البرز و ناحیه جاجرم افق بوکسیتی مهمی تشکیل شده است.

آغاز شد که در البرز شرقی با پیشروی دریا ابتدا نواحی جنوب شرق و جنوب غرب جاجرم و سپس نواحی جنوب شرقی گرگان، آق‌در بند و نهایتاً منطقه جاجرم به زیر آب رفت (افشار حرب ۱۳۷۳). پیشروی دریا در یک مرحله صورت نگرفت بلکه در سیکلهای متعدد و کوچک پسروی- پیشروی صورت پذیرفته است. نهشته‌های سازند الیکا در مقطع غزنوی (Stampfli 1976) و در جاجرم (خیری ۱۳۶۶) و بسیاری نواحی دیگر البرز بخوبی نشاندهنده این سیکل‌ها می‌باشد. بر اثر پیشروی دریا در مناطق فوق، سکوی کربناته کم عمقی تشکیل گردید که در تریاس میانی گسترش بیشتری داشته است. حوضه رسوبی سازند الیکا در دامنه جنوبی البرز از عمق کمتری برخوردار بوده است به نحوی که نهشته‌های این سازند اغلب در مناطق قاره‌ای سوپراتایدال- اینترتایدال و همچنین برخی رخساره‌های دریای باز تشکیل شده است. در تریاس میانی بسته شدن عمومی مناطق دریایی در ایران موجب تشکیل محیط‌های سابخایی گردیده است (Stampfli



شکل ۲۲- دیاگرام مثلثی آلومین، سیلیس و اکسید آهن و طبقه بندی بوکسیتها بر اساس شدت بوکسیتی شدن (Schellmann 1982). همچنین دامنه تغییرات مدول (نسبت آلومین به سیلیس) در بوکسیت‌های سخت جاجرم نیز ترسیم شده است (Lyew-Ayee 1984).

جدول ۴- نسبت‌های عناصر توریم-کبالت و لانتانیم-اسکاندیم در کانسار بوکسیت جاجرم جهت تعیین منشأ.

Th/Co	La/Sc	Th/Co	La/Sc
0.027	0.09	0.044	0.07
0.03	0.002	0.06	0.28
0.04	0.065	0.025	0.096
0.03	5.51	0.053	0.115
0.06	0.30	0.023	0.138
0.045	0.152	0.047	0.111
0.045	0.073	0.03	0.114
0.016	0.05	0.027	0.032
0.057	0.44	0.035	0.025
0.019	0.016	0.062	0.13
0.06	0.19	0.067	0.049
0.033	0.153	0.04	0.26
0.027	0.11		

کوتاه حمل شده‌اند و در حفرات و گودالهای کارستی موجود بر روی سازند الیکا (که خود نیز تحت این شرایط کارستی شده است) قرار گرفته‌اند. مسافت حمل از حدود چند متر تا حداکثر یک کیلومتر بوده است زیرا اولاً آثار حمل زیاد در همه نمونه‌ها مشاهده نمی‌شود، ثانیاً، حمل و نقل به مسافتهای طولانی موجب تجزیه کامل بوکسیت‌های اولیه حاصل از هوازگی ملافیرها می‌گردد. لذا این کانسار بصورت نیمه‌درجازا تشکیل شده است.

طول مسیر حمل و نقل بر روی نواحی آهکی کارستی بوده و به همین دلیل رسوبات تخریبی غیر بوکسیتی (یعنی آلومینوسیلیکات‌ها) همراه نهشته‌های بوکسیتی مشاهده نمی‌شوند. ظاهراً تحت شرایط اقلیمی مناسب حاکم بر ناحیه در طی تشکیل بوکسیت، فرایند بوکسیتی شدن حتی پس از رسوبگذاری مجدد در داخل عوارض کارستی ادامه یافته است. شاهد این مطلب اوئیدهایی با هسته‌هایی از اوئیدهای شکسته، فرسایش یافته و حمل شده است. همچنین وجود هسته‌های اینتراکلاست بوکسیتی در اوئیدها و پیزولیتها، تشکیل پوسته‌های جدید بر روی اوئیدها و پیزولیت‌های حمل شده و فرسایش یافته (که موجب مدور شدن مجدد آنها شده است) نیز حاکی از تداوم فرایند بوکسیتی شدن پس از حمل و نقل لایه‌های بوکسیت قدیمی‌تر است. بنابر این می‌توان نتیجه گرفت که فرورفتگی‌ها و گودالهای کارستی به عنوان تله‌ای که رسوبات بوکسیتی را به دام می‌انداخته‌اند، عمل نموده‌اند. این مواد هوازده و بوکسیتی شده پس از قرارگیری در عوارض کارستی، به علت زهکشی مناسب و نرخ بالای گردش سیالات بهترین شرایط را برای فرایند بوکسیتی شدن بوجود آورده‌اند. عمل بوکسیتی شدن در نزدیکی سطح زمین و در بالاتر از سطح ایستابی صورت می‌گیرد تا امکان حمل مواد حاصل از انحلال (مثل یونهای آهن و سیلیس) به قسمت‌های زیرین وجود داشته باشد. نفوذپذیری سنگ بستر بوکسیت اهمیت زیادی در پیشرفت فرایند بوکسیتی شدن دارد. در دولومیت‌های الیکا فشارها و استرس‌های تکتونیکی باعث گسترش شکستگی‌های و در نتیجه افزایش نفوذپذیری شده است. این شکستگیها بعدها اکثراً توسط کانی‌های آهن و کلسیت پر شده‌اند. بعلاوه شرایط قلیایی نسبتاً ضعیف، که برای بوکسیتی شدن ضروری است، توسط پی سنگ کربناته (سازند الیکا) فراهم شده است. همچنین این تله‌های کارستی از حمل و نقل مجدد و فرسایش بوکسیت جلوگیری نموده‌اند. به همین دلیل گسترش کانسار بوکسیت جاجرم محدود به حفرات، گودالها و عوارض کارستی موجود بر روی سازند الیکا است. این کانسار که بر روی و در داخل عوارض کارستی سازند الیکا قرار دارد توسط سازند شمشک پوشیده می‌شود. پس از تشکیل این کانسار در طی زمان زمین‌شناسی طولانی تغییرات دیاژنتیک و اپی‌ژنتیک مهمی نیز در این کانسار روی داده که مهمترین آنها از

در ناحیه مورد مطالعه همزمان با تشکیل عوارض کارستی بر روی بخش‌های فوقانی سازند الیکا مواد بوکسیتی در نواحی مجاور بر اثر هوازگی توده‌های ملافیری در حال تشکیل بودند که پس از حمل (به مسافت کوتاه) در داخل کارست‌های کم عمق سازند الیکا بدام می‌افتادند و سپس با توجه به زهکشی خوب عوارض کارستی، این مواد بشدت هوازده شده و مجدداً بوکسیتی می‌شدند. در فاصله زمانی تریاس میانی تا ابتدای تریاس بالائی، یعنی بعد از تشکیل سازند الیکا و تزریق ملافیرها و قبل از تشکیل حوضه رسوبی شمشک، شرایط آب و هوایی نسبتاً مناسبی برای هوازگی این سنگ‌های آذرین فراهم گردید. آرامش نسبی تکتونیکی حاکم بر ناحیه و نرخ بالا آمدگی کم سبب گردید تا همراه با فرایند هوازگی و تشکیل بوکسیت مناطق مرتفع دچار فرسایش شوند و بوکسیت به مناطق پست‌تر (یعنی عوارض کارستی) حمل شود و با ادامه عمل بوکسیتی شدن کانسار اصلی بوکسیت جاجرم (افق B) تشکیل گردد.

در اوایل تریاس بالایی بر اثر برخورد لیتوسفر قاره‌ای البرز با صفحه توران (فاز فشاری کیمین بالائی) حوضه‌های میان کوهستانی (intermountain basins) و جلوی خشکی (forel & Basins) تشکیل گردیده است (Alavi 1995). این فاز نهایتاً سبب چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی، دگرگونی، فرسایش و نهایتاً تشکیل حوضه رسوبی شمشک (Visher 1984) بر روی این افق بوکسیتی شد که منجر به توقف فرایند بوکسیتی شدن گردید. البته در طی نهشت سازند شمشک تشکیل باتلاقها بر روی بستر بوکسیتی موجب ایجاد نوع خاصی از دگرسانی در بوکسیت و شستشوی اسیدی تحت شرایط احیایی شده که خود موجب تسهیل فرایند آهن شویی شده است.

نتیجه گیری

در مورد منشأ بوکسیت‌های کارستی از نظر مسئله حمل و نقل نظریات مختلفی وجود دارد. بر این اساس بوکسیتها را به سه گروه در جازا (autochthonous)، نیمه درجازا (parautochthonous) و نابرجا (allochthonous) تقسیم نموده‌اند (Bardossy & Aleva 1990). با توجه به مشاهده آثار مختلف حمل شدگی مجدد (reworking) در این کانسار که به صورت قطعات تخریبی بوکسیت (درون حوضه‌ای) (اینتراکلاست‌ها)، اوئیدها و پیزولیت‌های فرسایش یافته، اوئیدها و پیزولیت‌های شکسته شده (که گاهی خود به عنوان هسته اوئیدها و پیزولیت‌های جدید هستند) وقوع حمل شدگی مجدد، هر چند به مسافت کوتاه، قطعی است. بر این اساس می‌توان اظهار داشت که ملافیرهایی که در برخی نقاط بر روی سازند الیکا قرار داشته‌اند بر اثر خشکی‌زایی رخنمون تحت‌الجوی یافته و تحت اقلیم گرم و مرطوب هوازده شده و محصولات هوازگی آنها (بوکسیت اولیه) به مسافت‌های

دست رفتن آب (تبدیل بوهمیت به دیاسپور)، افزایش سیلیس و برخی عناصر و آهن شویی است.

پردیس علوم دانشگاه تهران صورت گرفته است که مولفین کمال تشکر را دارند. همچنین شرکت آلومینا و معدن بوکسیت جاجرم (خصوصاً آقایان مهندس رضانی و مهندس اشرفی) امکانات و کمک‌های مختلفی را در اختیار مولفین قرار دادند که بدینوسیله قدردانی می‌گردد.

تقدیر و تشکر

انجام این مطالعه با استفاده از برخی امکانات دانشکده زمین‌شناسی،

منابع:

افشار حرب ع. ۱۳۷۳: زمین‌شناسی کپه داغ. طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران. شماره ۱۱. تهران.

جعفرزاده ر. ۱۳۸۱: بررسی کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز بوکسیت جاجرم. پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز.

خیری ف. ۱۳۶۶: بررسی تغییرات کانی‌شناسی بوکسیت و نحوه تشکیل آن در زون B بلوک گلپیننی منطقه جاجرم. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

رحیم زاده ف. ۱۳۷۶: نوع و مدل زایشی بوکسیت جاجرم. گزارشات داخلی منتشر نشده سازمان زمین‌شناسی کشور. تهران.

صمیمی نمین م.، ملاکپور ر. ۱۳۴۹: بوکسیت ناحیه جاجرم. گزارشات داخلی منتشر نشده سازمان زمین‌شناسی کشور.

Alavi M. 1995: Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *J. Geodyn.* **21**: 125-134.

Augustithis S.S. 1982: Atlas of the sphaeroidal textures and structures and their genetic significance. Theophrastus Publications S.A. Athens.

Bardossy G. 1982: Karst bauxite. Elsevier Scientific. Amstredwam.

Bardossy G., Aleva J.Y. 1990: Lataritic bauxite. Akademia, Kiado, Budapest.

Berberian M. 1983: Continental deformation in the Iranian plateau. Geological Survey of Iran, Report No. 52. Tehran.

Boulangé D. 1984: Les formation bauxitiques de Cote d' Irove, Travaux et documents d' ORSTOM. Paris.

Lopez J.M.G, Bauluz B., Fernandes-Nieto C., Oliete A.Y. 2004: Factors controlling the trace element distribution in fine-grained rock: the Albian Kaolinite-rich deposit of the Oliete basin (NE Spain). *Chem. Geo.* **25**: 196-216.

Lyw-Ayee P.A. 1984: Bauxite of Caribbean. Proceeding of the Bauxite Symposium. Pp. 262-290. London.

Marcoux J. 1993: Late Permian to Triassic Tethyan paleoenvironments. Abstracts of the conference on Carboniferous to Jurassic of PANGEA. Pp. 15-17. Moscow.

Mongelli G., Acquafredda P. 1999: Ferruginous concretions in a Late Cretaceous karst bauxite: composition and conditions of formation. *Chem. Geol.* **158**: 315-320.

Mongelli G. 2002: Growth of hematite and boehmite in concretions from ancient karst bauxite: clue for past climate. *Catena.* **50**: 43-51.

Mordberg L.E. 1996: Geochemistry of trace elements in Paleozoic bauxite profiles in northern Russia. *J. Geochem. Explor.* **57**: 187-199.

Mordberg L.E. 1999: Geochemical evolution of a Devonian diasporite-crandallite-svanbergite-bearing weathering profile in the Middle Timan, Russia. *J. Geochem. Explor.* **66**: 353-361.

Ozlu N. 1983: Trace element contents of "Karst bauxites" and their parent rocks in the Mediterranean Belt. *Mineral. Depos.* **18**: 469-476.

Schellmann A. 1982: Considerations on the definition and classification of Laterites. Proceeding of IUGS/UNESCO, Seminar on Laterisation Processes. Pp. 1-10. Paris.

Schroll E., Sauer D. 1968: Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molibdan in bauxitischen Gesteinen und Problem der stofflichen Herkunft des Aluminiums. *Travaux de ICSOBA, Zagreb* **5**: 83-96.

Smith A.G., Bricen J.C., Drewry G.E. 1973: Phanerozoic world map. Paleontology. Springer Verlag, Berlin.

Stampfli G. 1976: Trias de l' Elborz Oriental: Stratigraphie, Sedimentologie, Micropaleontologie. *Rev. Ital. Paleon.* **82**: 467-500.

Valton I. 1973: Pre-bauxite Red sediments and the underlying sediments of Suriname and Guyana. *Geol. Mijnbouw.* **52**: 317-334.

Vail P.R., Mitchum M., Thompson S. 1977: Relative changes of sea level from coastal onlap. *Amer. Asso. Petrol. Geol. Mem.* **26**: 63-82.

Visher G.S. 1984: Exploration Stratigraphy. Pennwell Pub. Company. London.