سنگ‌های دیاباز منشأ عمده افق بوکسیتی پرمو- تریاس در قپی، غرب میاندوآب، آذربایجان غربی، ایران

علی اصغر کلاگری، علی عابدینی: دانشگاه تبریز
محسن مؤذن: انیستیتو تحقیقاتی علوم پایه، تبریز

چکیده

افق بوکسیتی قپی در غرب میاندوآب، در جنوب استان آذربایجان غربی، شمال‌غرب ایران واقع شده است. این افق به صورت استراتیفورم در مرز بین سنگ‌های کربناتی پرمین و شیلی-آهکی تریاس قرار دارد. بالا آمدگی در پرمین فوقانی، سنگ‌های قبل از پرمین را در معرض هوازدگی و بوکسیتی شدن قرار داده است. بر اساس شواهد صحرایی و بررسی‌های پتروگرافیک پنج نوع رخساره بوکسیتی در این افق تشخیص داده شده است. مقادیر کانی‌های نورماتیو و فرایندهای شیمیایی، نحوه شکل‌گیری کانی‌های بوکسیتی را در این افق مشخص می‌کنند. یافته‌های شیمیایی و ضرایب همبستگی نشان می‌دهند که عناصر Al، Ti، Zr و Nb در طی فرایند بوکسیتی شدن به صورت بی‌تحرک عمل کرده‌اند. محاسبات تغییرات جرم عناصر در واحدهای بوکسیتی قپی نشان می‌دهند که مقادیر چشمگیری از عناصر Si، Ca، Mg، Na، P و K از سیستم خارج شده‌اند. بر اساس نسبت‌های عناصر بی‌تحرک، سنگ‌های دیابازی منطقه منشا اصلی افق بوکسیتی قپی بوده و حداقل ضخامتی حدود۱۷ متر از آن در طی فرآیندهای هوازدگی و بوکسیتی شدن مصرف شده است.

مقدمه

در تجمعات بازماندی[1] کان‌سنگ‌های بوکسیت، آلومینیوم در محدوده pH ٥ تا ۹ معمولاً عنصری بی‌تحرک شناخته می‌شود[۱۱]،[۱۷]. تنها با استفاده از رفتار آلومینیم نمی‌توان منبع نهشت بوکسیتی را به تیپ سنگی یا واحد سنگی خاصی نسبت داد و یا محاسبات تبادل جرم دقیقی برای فرایندهای بوکسیتی شدن انجام داد [١٤]. عناصری مانند Ti، Zr، Nb، Th و Cr در بعضی از شکل‌های آلتراسیون هیدروترمالی اطراف کانسارهای فلزی بی‌تحرک بوده[۱۳]،[۱٥]، از این رو از توزیع آن‌ها می‌توان برای تعیین سنگ مادر بوکسیت بهره گرفت. تکنیک‌های ژئوشیمیایی عناصر بی‌تحرک می‌توانند به شناسایی تیپ نهشته و تعیین سنگ مادر به عنوان عامل مهمی در تشکیل بوکسیت کمک کنند.

واژه‌های کلیدی: بوکسیت زایی، میاندوآب، لاتریتی شدن، رخساره بوکسیتی، کلوئید آلوموژل

۱-residual

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

بررسی‌های مقدماتی بر روی نهشته بوکسیت قپی در غرب میاندوآب شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی مهاباد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ توسط افتخارنژاد (۱۹۷۳) بوده که در آن سن این نهشته را پرمو- تریاس تعیین نموده است. عابدینی(۱۳۸۱) این نهشته را از تیپ ذخایر بوکسیتی نادری می‌داند که در پروفیل بوکسیتی خود فاقد ساختارهای پیزولیتی و ائولیتی است. کلاگری و همکاران (۱۳۸۲) این نهشته را جزء ذخایر بوکسیت کارستی مدیترانه‌ای معرفی نموده و محدوده تغییرات pH را از حدود ٦ تا ٨ و Eh را از حدود ۰/۱+ تا ۰/٦+ در تشکیل آن محتمل دانسته‌اند. کارهای قبلی نشان می‌دهند که بررسی‌های اندکی در مورد ماهیت سنگ مادر نشته بوکسیت قپی صورت گرفته است.

در این بررسی از عناصر Ti، Zr و Nb برای تعیین نحوه تغییرات جرم عناصر در تشکیل بوکسیت، مراحل مختلف فرایندهای بوکسیتی شدن، فرآیندهای ژنتیکی موثر در شکل‌گیری کانی‌های آلومینیوم و نهایتاً بررسی طبیعت سنگ مادر بوکسیت قپی استفاده شده است.

روش

در امتداد پنج پروفیل زمین‌شناسی عمود بر لایه بوکسیتی به طور سیستماتیک نمونه‌گیری به عمل آمد و در مجموع ۷۵ نمونه سنگی برداشت گردید که از بین آن‌ها ۲۵ نمونه برای تهیه مقاطع نازک و ۲۱ نمونه برای تهیه مقاطع صیقلی انتخاب شدند. همچنین در۷ نمونه از روش پراش پرتوX (XRD) جهت شناسایی کانی‌های سازنده بوکسیت و در۲٦ نمونه آنالیزهای XRF و شیمی تر جهت تعیین مقادیر عناصر سازنده بوکسیت صورت گرفت. بوکسیت‌ها حاوی مقادیر زیادی از عناصر Al، Si، Fe، Ti، Zr، Nb و Cr هستند. بعضی از این عناصر مانند Al، Ti، Zr، Nb، و Th بی‌تحرک هستند و غلظت آن‌ها در طی فرایند بوکسیتی شدن افزایش می‌یابد. عناصری مانند Fe و Ni تا حدی متحرک هستند و تمرکز آن‌ها اتفاقی است. K، Mg و Si و اغلب عناصر اصلی و جزیی متحرک هستند و در طی پروسه بوکسیتی شدن از سیستم خارج می‌شوند. نسبت عناصر بی‌تحرکی مانند Al/Ti و Ti/Zr در بوکسیت مانند نسبت آن‌ها در سنگ مادر بوکسیت است[۲۰] به طوری که از این نسبت‌ها می‌توان برای تشخیص سنگ مادرهای مختلف استفاده کرد. این نسبت‌ها آرایه‌های خطی[۱] با همبستگی خیلی بالا به وجود آورده و نقطه مربوط به سنگ مادر را در بر می‌گیرند[١٤]. عناصر بی‌تحرک همچنین می‌توانند برای بررسی کمّی تغییرات شیمیایی و تغییرات جرم رخ داده در طی فرایند آلتراسیون مورد استفاده قرار گیرند[۱۳]. تغییرات عناصر متحرک در مقابل یک عنصر بی‌تحرک محاسبه می‌شود. بدین منظور ابتدا فاکتور غنی‌شدگی[۲] سپس ترکیب بازسازی شده[۳] و نهایتاً تغییرات جرم[٤] هریک از عناصر برای هر نمونه و با استفاده از فرمول‌های ارایه شده توسط مکلین[۱] که در زیر آمده‌اند محاسبه شده‌اند.

۱-linear arrays ۲ -Enrichment Factor ۳ -Reconstructed Composition ٤ -Mass change

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

فراوانی عنصر بی‌تحرک مورد نظر در نمونه بوکسیتی/ فراوانی عنصر بی‌تحرک مورد نظر در سنگ مادر= (فاکتور غنی شدگی) E. F.

فراوانی اکسید بر اساس در صد وزنی در هر نمونه × E.F. = (ترکیب بازسازی شده) R.C.

فراوانی عنصر در سنگ مادر بر حسب در صد وزنی - R.C. = (تغییر جرم) M.C.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه قپی در شمال غرب ایران، در جنوب استان آذربایجان غربی به مختصات جغرافیایی ´۵۳، °۴۵ تا ´۵۷، °۴۵ طول شرقی و ´۵۴، °۳۶ تا ´۵۸، °۳۶ عرض شمالی، در ۲۲ کیلومتری غرب شهرستان میاندواب واقع گردیده است. این منطقه از دیدگاه تقسیمات زمین‌شناختی ایران(نبوی، ۱۳۵۵) در زون خوی- مهاباد قرار می‌گیرد و در واقع بخشی از ایالت کوچک بوکسیتی جنوب استان آذربایجان غربی است.

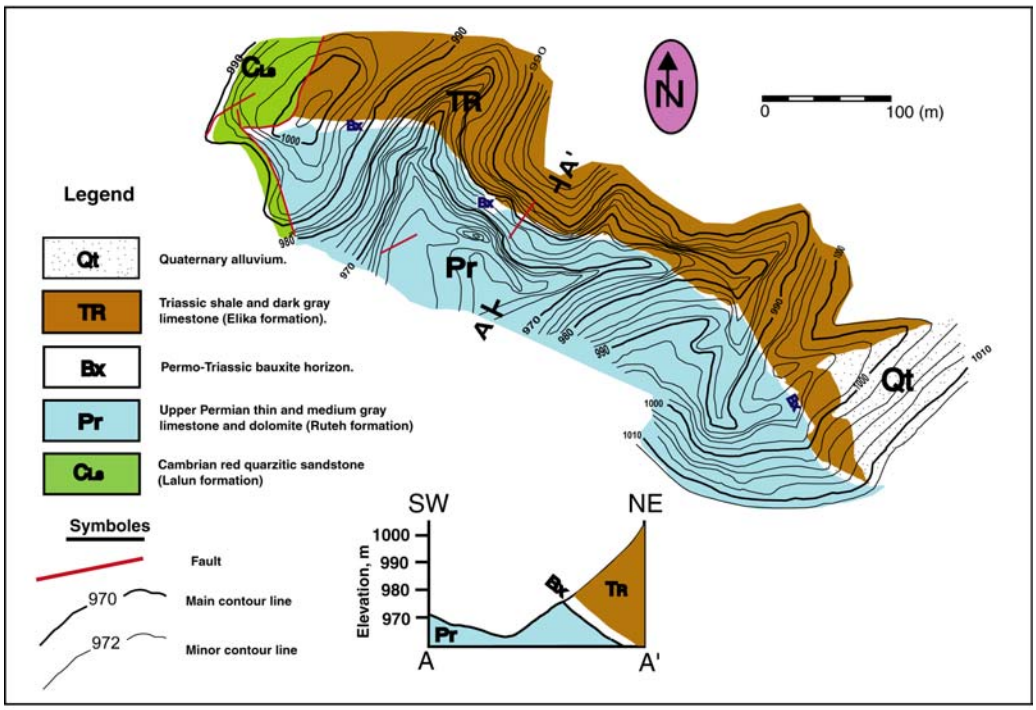
بارزترین واحدهای سنگی منطقه بررسی شده به ترتیب قدیم به جدید شامل سازندهای دولومیتی سلطانیه، شیلی- ماسه‌سنگی باروت، شیلی زاگون، ماسه‌سنگی لالون، کربناتی- شیلی میلا، ماسه‌سنگی درود، کربناتی روته، کربناتی- شیلی الیکا، آهکی و ولکانیکی کرتاسه، جریان‌های بازالتی، تراکیتی، آندزیتی پلیو- کواترنر و رسوبات دوران چهارم هستند. شایان ذکر است در مرز بین سازندهای میلا و درود یک نوار آذرین مافیک با ترکیب دیابازی به ضخامت تقریبی ۳۰ متر برون‌زد دارد. در مرز بین سازندهای روته و الیکا، افق بوکسیت قپی به شکل استراتیفورم با روند ساختاری NW-SE (شکل۱) و شیب متوسط °۳۵ به سمت شمال‌شرق و ضخامت حدود ۸ الی ۱۷ متر با رنگ‌های کرم، کرم مایل به سبز، قرمز و قرمز قهوه‌ای در سطح زمین نمایان است و به دلیل قرارگیری در یال یک چین در مقیاس ناحیه‌ای، متحمل فشارهای تکتونیکی شدید شده و به همراه طبقات دربرگیرنده خود شدیداً شکاف‌دار شده است[۲]. این افق بر اساس رنگ و مشخصات بافتی از پنج رخساره سنگی مجزا تشکیل شده است که به ترتیب از پایین به بالا شامل افق‌های سنگ آهن بوکسیتی زیرین[۲] LBI، بوکسیت قرمز[۳] RB، بوکسیت پلیتومورفیک[۴] PB، سنگ آهن بوکسیتی بالایی[۵] UBI و بوکسیت کرم مایل به سبز[۶] GCB است.

در نمونه‌های برداشت شده از افق‌های بوکسیت کرم مایل به سبز(GCB) و پلیتومورفیک(PB) در مقیاس دستی، بافت‌های ماکروسکوپیک پلیتومورفیک(شکلa ۲) و جریانی تشخیص داده شدند. ساختارهای مشاهده شده در بوکسیت‌های کارستی[۶] همچون لایه‌بندی تدریجی، لایه‌بندی مورب، لامیناسیون‌های ظریف در واحدهای

۱-MacLean ۲ -Lower Bauxitic Ironstone ۳ -Red Bauxite ٤ -Pelitomorphic Bauxite
٥-Upper Bauxitic Ironstone ٦ -Greenish Cream Bauxite

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

بوکسیتی به ویژه در گودی‌ها و فرورفتگی‌ها، و همچنین میان لایه‌هایی از سنگ‌های کربناتی بین واحدهای بوکسیتی، و بافت‌های ماکروسکوپیک مانند کنگلومرایی، آگلومرایی و برشی درافق بوکسیتی قپی مشاهده نشد. ویژگی‌های مذکورنشان می‌دهد که همه تغییرات مرتبط با فرایندهای دیاژنتیک، اپی‌ژنتیک و سوپرژن در تشکیل این افق به صورت درجازا[1] صورت گرفته‌اند. بالا بودن مقدار کانی هماتیت در نمونه‌های دستی مربوط به واحدهای سنگ آهن بوکسیتی زیرین و فوقانی (LBI,UBI) و قاعده افق بوکسیتی کرم مایل به سبز(GCB) حاکی از آن است که سنگ مادر این نهشته می‌بایست سنگی غنی از آهن بوده باشد. همچنین به دلیل ساختار لایه‌ای افق بوکسیتی و سازند روته می‌توان ادعا کرد که لایه‌بندی افق بوکسیتی توسط لایه‌بندی سنگ بستر کنترل شده است.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی به همراه یک مقطع عرضی از منطقه قپی (به نقل از کلاگری و همکاران، ۱۳۸۲)

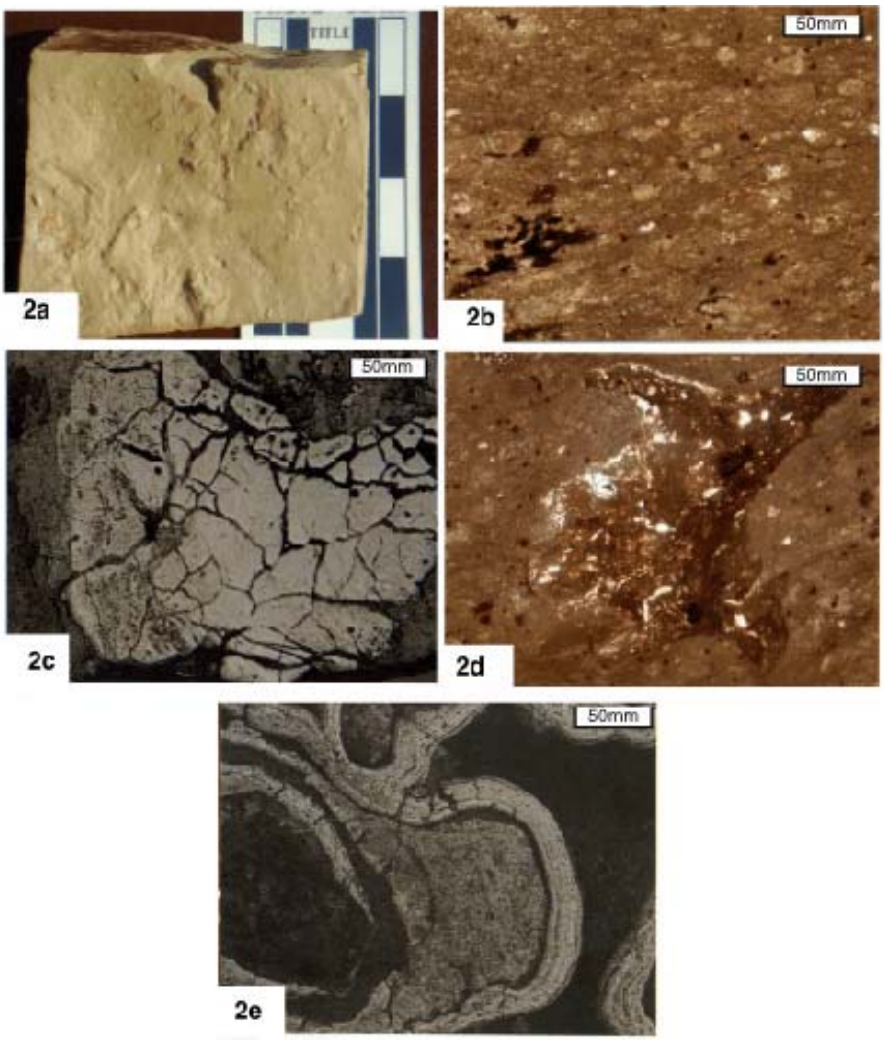
پتروگرافی

بافت‌های پلیتومورفیک، جریانی، برشی دروغین، پورفیری دروغین و کلوفرم در افق بوکسیتی قپی مشاهده شده‌اند. با توجه به بافت‌های شناسایی شده می‌توان گفت که فقدان خرده‌های جدایشی و سایر عناصر بافت‌ساز باعث تشکیل بافت پلیتومورفیک در واحدهای بوکسیتی کرم مایل به سبز (GCB) و پلیتومورفیک (PB) از یک کلوئید آمورف و یا بسیار ریز بلور شده است. همچنین جابه جایی کلوئید اولیه ناشی از هوازدگی سنگ مادر در

۱-authigenic

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

طی عمل‌کرد فرایندهای سوپرژن باعث تشکیل بافت جریانی(شکلb ۲) در واحدهای GCB و PB شده است. عمل‌کرد فشارهای دینامیکی، آبدهی کلوئید و تبلور مجدد آن موجب تشکیل بافت برشی دروغین (شکلc ۲) در واحدهای سنگ آهن بوکسیتی (LBI,UBI) و بوکسیت قرمز (RB)، و تغییر تدریجی شرایط ژئوشیمیایی محیط از حالت احیا به اکسیدان و تبدیل Fe^{2+} به Fe^{3+} و رسوب‌گذاری آن به فرم کانی هماتیت باعث تشکیل بافت پورفیری دروغین(شکل ۲d) در این واحدها شده است. جدایش ریتمیک هماتیت از ژل آلوموسیلیکاته باعث تشکیل بافت کلوفرم (شکلe ۲) در واحدهای سنگ آهن بوکسیتی(LBI,UBI) وبوکسیت قرمز(RB) شده که تشکیل واحدهای مذکور را از یک ژل آهن‌دار محرز می‌سازد. همگن بودن کلوئید اولیه و نبود هسته‌های مناسب مانع تشکیل کنکرسیون‌های ائولیتی و پیزولیتی در این افق شده است (کلاگری و همکاران، ۱۳۸۲).



شکل۲- بافت ماکروسکوپی پلیتومورفیک (a)، و بافت‌های میکروسکوپی جریانی (b)، برشی دروغین (c)، پورفیری دروغین (d) و کلوفرم (e) در واحدهای بوکسیتی قپی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

از آنجایی که نهشت‌های بوکسیتی خاستگاه بازماندی دارند و با فرایندهای هوازدگی و دگرسانی در پیوند مستقیم هستند و وجود بافت‌های اولیه در چنین ذخایری بسیار معمول است می‌توان چنین تصور کرد که این افق بعد از شکل‌گیری اولیه به صورت یک کلوئید تحت تأثیر فرایندهای سوپرژن دستخوش تغییر و تحول گردیده و بافت‌های اولیه آن تغییر یافته و یا از بین رفته‌اند، به طوری که سه نوع کلوئید سیدروژل(واحدهای سنگ آهن بوکسیتی)، آلوموژل(بوکسیت‌های کرم مایل به سبز و پلیتومورفیک) و آلوموسیدروژل(بوکسیت قرمز) از کلوئید اولیه نشأت گرفته‌اند. بافت‌های پلیتومورفیک، کلوفرم، پورفیری دروغین و جریانی حاصل این تحولات هستند.

کانی شناسی نورماتیو

تغییرات شیمیایی در فرایند لاتریتی شدن می‌تواند با تغییرات در شناسایی کانی‌های سازنده بوکسیت بازبینی شود. شناسایی و تخمین مودال کانی‌های سازنده به دلیل ریز بودن بلورها امکان‌پذیر نیست، از همین رو تجمعات کانیایی با پراش پرتو X (XRD) شناسایی شدند که شامل کانی‌های دیاسپور، هماتیت، کائولینیت، پیروفیلیت، کوارتز، موسکویت، کالیوفیلیت، روتیل، آناتاز، سودو - روتیل و انیدریت هستند(جدول۱). بر اساس روش باردوسی و آلوا[۱] (۱۹۹۰) مقادیر نورماتیو کانی‌های تشکیل دهنده با در نظر گرفتن کانی‌های شناسایی شده با پراش پرتو X از آنالیزهای شیمیایی نمونه‌ها محاسبه شدند[۳]. در این محاسبات فرض گردید که K، Al و Si به کالیوفیلیت و موسکویت، Ti به روتیل و آناتاز، Ti و Fe به سودو- روتیل، Al و Si به کائولینیت، Si و Al به پیروفیلیت، Ca به انیدریت، Fe اضافی به هماتیت، Al اضافی به دیاسپور و Si اضافی به کوارتز تبدیل شده‌اند. با افزایش Al_2O_3 کوارتز و دیاسپور در واحدهای بوکسیتی افزایش یافته (شکل‌های ۳b و ۳a) در حالیکه هماتیت کاهش می‌یابد(شکل۳c) که می‌تواند حاکی از انحلال Fe^{2+} در شرایط نسبتاً احیا و رسوب کوارتز از اسید سیلیسیک در محلول به طور همزمان باشد[٦].

با توجه به غیر مستقیم بودن فرایند بوکسیتی شدن در قپی و وجود مرز کاملاً مشخص بین افق بوکسیتی و سنگ پوشش آن می‌توان تصور کرد که احتمالاً گیبسیت اولین کانی آلومینای آزاد بوده که از کائولینیت به وجود آمده است[۲۱]. خود کائولینیت‌ها نیز از هوازدگی کانی‌های آلومینوسیلیکاته سنگ مادر(فلدسپارها) به وجود آمده‌اند. SiO_2 حاصل از این فرایند احتمالاً بعداً به طور بخشی با آب‌های زیر زمینی تحت اشباع از سیلیس از سیستم خارج شده است. با در نظر گرفتن شواهد صحرایی(شکاف‌دار شدن افق‌های بوکسیتی و فقدان علائمی از دگرگونی گرمایی درافق بوکسیت قپی و سنگ‌های در برگیرنده آن) می‌توان فشارهای ناشی از حرکات تکتونیکی و فرایندهای دیاژنتیک را عامل اصلی تبدیل گیبسیت به بوهمیت و نهایتاً بوهمیت به دیاسپور دانست. فقدان بوهمیت حتی به مقدار کم می‌تواند ناشی از عمل‌کرد فرایندهای مذکور برای تبدیل این کانی به دیاسپور باشد.

۱-Bardossy and Aleva

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

کانی پیروفیلیت که در دماهای بالاتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد در شرایط دگرگونی و دگرسانی تشکیل می‌شود ولی حضور آن در بوکسیت قپی احتمالاً در اثر دگرشکلی‌های ساختاری[۱] از کائولینیت حاصل شده است[۵]،[۱۸]. هماتیت بوکسیت قپی احتمالاً در اثر اکسیداسیون سولفیدهای آهن (پیریت) و کانی‌های فرومنیزین به وجود آمده است. سریسیت که از کانی‌های پایدار در برابر هوازدگی است از آلتراسیون و هوازدگی فلدسپارها(به ویژه اورتوکلاز) به وجود آمده است که بخش عمده آن بر اثر شدت دگرسانی به کائولینیت تبدیل شده است.

در واحدهایی که در شرایط اکسیدان شدید تشکیل شده‌اند غنی‌شدگی هماتیت خیلی بیش‌تر از دیاسپور بوده (واحدهای سنگ آهن بوکسیتی زیرین و فوقانی) ولی واحدهایی که در شرایط نسبتاً احیا تشکیل شده‌اند (واحدهای پلیتومورفیک و کرم مایل به سبز)غنی شدگی دیاسپور نسبت به هماتیت بیش‌تر است. آناتاز در حضور غلظت‌های پایین آلکالی‌ها، یک فاز پایدار در دماهای سطحی است، اما روتیل در دماهای کم‌تر از ٤۰۰ درجه سانتی‌گراد پایدار نیست[۹]. از آنجا که بوکسیت قپی یک بوکسیت دگرگونه نیست، بنابراین تشکیل روتیل را در این واحدها می‌توان به تأثیر فرایندهای تکتونیکی بر روی آناتاز مرتبط دانست. در پروفیل‌های لاتریتی اغلب ایلمنیت اولیه به آناتاز تبدیل شده[۷] و جای‌گیری تیتانیوم در کانی هماتیت (سودو - روتیل) می‌تواند بر اثر فشارهای ناشی از حرکات تکتونیکی رخ دهد[۱۹]. در محیط‌های لاتریتی، در یک پروفیل بوکسیتی مقدار کانی‌های اکسیدی تیتان معمولاً ثابت مانده[۸] و اغلب تحت تأثیر فرایندهای احیا قرار نمی‌گیرد[٦]. بنا بر این غنی شدگی نسبی کانی‌های اکسیدی تیتان در واحدهای پلیتومورفیک و کرم مایل به سبز نسبت به سایر واحدهای بوکسیتی در قپی در نتیجه خروج آهن(به علت قرارگیری در شرایط نسبتاً احیایی) رخ داده است.

جدول ۱- کانی‌های واحدهای بوکسیتی قپی که با استفاده از روش XRD شناسایی شده‌اند

کانی‌های شناسایی شده		واحد بوکسیتی
فرعی	اصلی	
روتیل- کائولن	هماتیت بیش‌تر از دیاسپور	واحد سنگ آهن بوکسیتی پایینی
پیروفیلیت- روتیل-کائولن	دیاسپور بیش‌تر از هماتیت	واحد بوکسیت قرمز
کالیوفیلیت- موسکو بیت- آناتاز- کائولن	دیاسپور	واحد بوکسیت پلیتومورفیک
کائولن- کوارتز- سودوروتیل- انیدریت	هماتیت بیش‌تر ازدیاسپور	واحد سنگ آهن بوکسیتی بالایی
آناتاز- پیروفیلیت- کائولن- کوارتز	دیاسپور	واحد بوکسیت کرم مایل به سبز
کوارتز- روتیل- پیروفیلیت	دیاسپور	واحد بوکسیت کرم مایل به سبز
آناتاز- روتیل- پیروفیلیت	دیاسپور	واحد بوکسیت کرم مایل به سبز

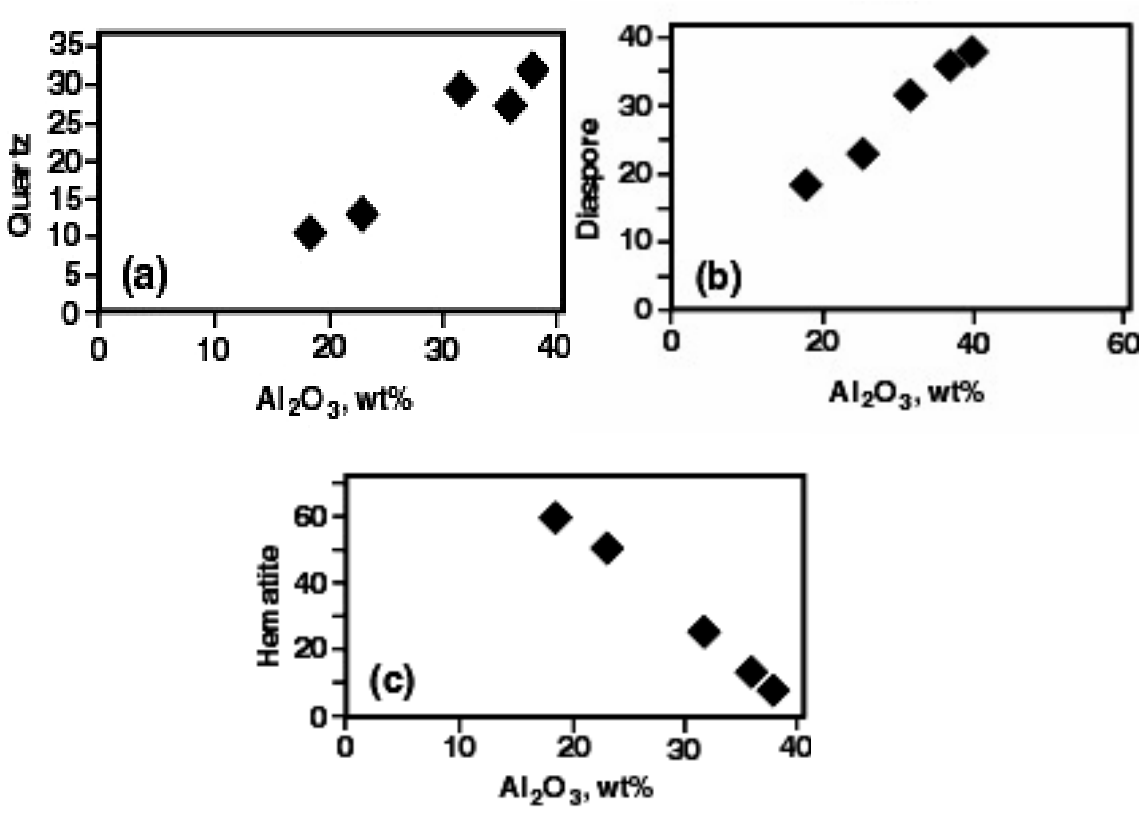
با توجه به این مطالب کاتیون‌هایی مانند K، Ca، Na، Mg و Si در طی فرایند بوکسیتی شدن با آب‌های نسبتاً اسیدی زیرزمینی و یا فرورو از محیط خارج شده و در عوض غلظت کاتیون‌های Al، Ti و Fe در داخل سیستم افزایش یافته است.

۱-structural deformation

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

تمرکز عناصر بازماندی

محاسبه ضرایب همبستگی و ترسیم نمودارهای دو متغیره بین عناصر تشکیل دهنده بوکسیت قپی نشان می‌دهد که دو عنصر Ti و Zr به صورت بازماند در هر واحد بوکسیتی افزایش غلظت یافته، به طوری که خط حاصل از درون یابی نقاط مربوط به مقادیر TiO_2 در مقابل Zr (شکل٤) یک روند مثبت با شیب ملایم نشان می‌دهد و نقطه مربوط به سنگ دیاباز نیز روی همین خط واقع شده است که می‌تواند حاکی از این باشد که بوکسیت قپی از همین سنگ مشتق شده است. عناصر Ti، Zr و Nb ضریب همبستگی بالایی با Al نشان داده و آرایه‌های مشابهی را به نمایش می‌گذارند از بین این عناصر Ti که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیطهای هوازدگی دارد[١٠]،[١٢] به عنوان عنصر شاخص بی‌تحرک[1] برای محاسبات تغییر جرم مورد استفاده قرار گرفته است. عنصر Y در بیش‌تر آلتراسیون‌های هیدروترمالی بی‌تحرک بوده[١٦] اما در طی تشکیل بوکسیت قپی این عنصر به صورت متحرک عمل کرده است[٣].



شکل٣- تغییرات کانی‌های کوارتز، هماتیت و دیاسپور در مقابل تغییرات مقادیر در صد وزنی Al_2O_3 کل در واحدهای بوکسیتی قپی

١-monitor immobile element

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

تغییرات جرم

بر اساس نتایج به دست آمده از ژئوشیمی عناصر بی‌تحرک، سنگ دیابازی منطقه محتمل‌ترین سنگ مادر بوکسیت قپی در نظر گرفته شد. تغییرات اجزای شیمیایی در نمونه‌های لاتریتی شده واحدهای مختلف بوکسیت قپی(جدول۲) در مقابل عنصر شاخص بی‌تحرکTi با استفاده از روش محاسبات تغییر جرم عناصر[۱٤] محاسبه شدند(جدول۳).

واحدهای بوکسیت قپی در کل اجزای Na, K, Ca, Mg, P, Mn, Si خود را از دست داده‌اند(شکل ٥a). بیش‌ترین کاهش جرم مربوط به Si است(شکل‌های ٥b و٦).Al در این واحدها رفتار ثابتی از خود نشان نمی‌دهد به‌طوری که در واحدهای بوکسیت قرمز(RB)، بوکسیت پلیتومورفیک(PB) و سنگ آهن بوکسیتی بالایی(UBI) افزایش جرم و در واحدهای بوکسیت کرم مایل به سبز(GCB) و سنگ آهن بوکسیتی تحتانی(LBI) کاهش جرم نشان می‌دهد(شکل ٥c). Fe عمدتاً از قسمت‌های فوقانی شسته شده و به قسمت‌های زیرین اضافه گردیده است به طوری که در دو افق بوکسیت سنگ آهن تحتانی(LBI) و فوقانی(UBI) غنی‌شدگی نشان می‌دهد(شکل‌های ٥ d و ٦). Ca در تمامی افق‌ها تهی شدگی نشان داده (شکل٥e) و K بجز در واحد PB در بقیه واحدها کاهش نشان می‌دهد (شکل٥f).

از آنجا که واحدهای لایه‌ای در بوکسیت‌های استراتیفورم ابعاد جانبی تقریباً یکسانی دارند، می‌توان اختلاف تغییر جرم واحدها را به صورت تابعی از ضخامت بیان کرد. بدین منظور با جمع جبری تغییرات جرم عناصر در هر یک از واحدهای بوکسیتی و تعیین میزان تغییر جرم کل[۱] واحدها و اندازه‌گیری ضخامت هر یک از واحدها، مشخص شد که حداقل ضخامتی حدود ۱۷ متر از سنگ دیاباز در طی فرایند بوکسیت زایی دگرسان شده است.

جدول۲- مقادیر تجزیه شیمیایی (در صد وزنی) واحدهای بوکسیتی قپی و سنگ دیاباز منطقه نورمالیزه شده بعد از حذف مواد فرار(LOI)

	دیاباز (DB)	واحد سنگ آهن بوکسیتی‌پایینی (LBI)	واحد بوکسیت قرمز (RB)	واحد بوکسیت پلیتومورفیک (PB)	واحد سنگ اهن بوکسیتی بالایی (UBI)	واحد بوکسیت کرم مایل به سبز (GCB)
SiO_2	٤٥/٦٢٩	١٥/٠٦٧	٣٤/٤٩٠	٣٧/٣٤٢	١٥/٨١٥	٣٨/١٩٠
TiO_2	١/٨٩٥	٢/٥٢٥	٢/٩٧٩	٤/٣٤٣	٢/٧٤١	٥/٢١٢
Al_2O_3	١٥/٦١٦	١٩/٠٩٠	٣٤/٠٦١	٤٣/٧٥٠	٢٤/٥٤٦	٣٩/٧١٧
Fe_2O_3	٢٢/٥٠٦	٦١/٨١٣	٢٧/٠٦١	٨/٩٤٥	٥٣/٤٤١	١٤/٥٩٦
MnO	٠/١٤٩	٠/٠٢٨	٠/٠١١	٠/٠٠٣	٠/٠١٧	٠/٠٢٤
MgO	٢/٤٦٩	٠/٩٣٣	٠/٠١١	٠/٠٠٣	٠/٠١٧	٠/٠٢٤
CaO	٧/٠٦٥	٠/٢٤٨	٠/٣٧٧	٠/٢٤٣	٠/٢٢٤	٠/٥٨٦
Na_2O	٣/٠٨٩	٠/١٦٦	٠/٣٢٣	٠/٤٨٦	٠/١٨٢	٠/٣١٠
K_2O	١/٩٠٢	٠/٠٢١	١/٦٠٤	٤/٧٧٩	٠/٣٥٣	١/٢٣٩
P_2O_5	١/١٢٦	٠/١٠٧	٠/٠٨١	٠/٠٥٨	٠/٠٤٩	٠/٠٦٧
Sum	١٠٠/٠٠٠	١٠٠/٠٠٠	١٠٠/٠٠٠	١٠٠/٠٠٠	١٠٠/٠٠٠	١٠٠/٠٠٠

١-net mass change

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

جدول۳- تغییرات جرم اجزای اصلی برای واحدهای مختلف بوکسیت قپی که بر اساس جز غیر متحرک TiO_2 محاسبه شده و به صورت درصد وزنی فهرست شده‌اند .R.C = ترکیب بازسازی شده؛ .E.F = فاکتور غنی شدگی؛ .M.C = تغییر جرم

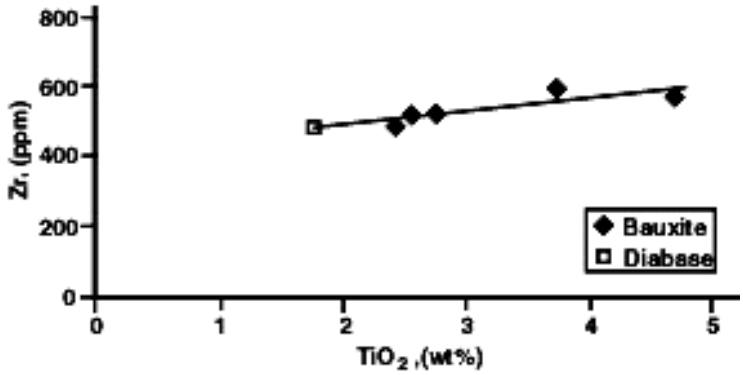
	R.C.)LBI(	M.C.)LBI(	R.C.)RB(	M.C.)RB(	R.C.)PB(	M.C.)PB(	R.C.)UBI(	M.C.)UBI(	R.C.)GCB(	M.C.)GCB(
SiO_2	۱۱/۳۰	-۳٤/۳۲	۲۱/۲۹	-۲٤/۳۳	۱٦/۲۸	-۲۹/۳٤	۱۰/۹۲	-۳٤/۷۰	۱۳/۸٦	-۳۱/۷٦
Al_2O_3	۱٤/۳۱	-۱/۲۹	۲۱/٦٦	٦/۰٦	۱۹/۰۷	۳/٤٥	۱٦/۹۲	۱/۳٤	۱٤/٤۱	-۱/۱۹
Fe_2O_3	٤٦/۳٥	۲۳/۸٥	۰/۲٤	-۲۲/۲٦	۳/۹۰	-۱۸/٦۰	۳٦/۹۲	۱٤/٤۲	٥/۲۹	-۱۷/۲۰
CaO	۰/۱۸	-٦/۸۷	۰/۲۰	-٦/۸٦	۰/۱۰	-٦/۹٥	۰/۱٥	-٦/۹۱	۰/۲۱	-٦/۸٥
Na_2O	۰/۱۲	-۲/۹٦	۰/۲۰	-۲/۸۸	۰/۲۱	-۲/۸۷	۰/۱۲	-۲/۹٦	۰/۱۱	-۲/۹۷
K_2O	۰/۱٦	-۱/۷٤	۱/۰۲	-۰/۸۸	۲/۰۸	۰/۱۸	۰/۲٤	-۱/٦٥	۰/٤٤	-۱/٤٥
MgO	۰/٦۹	-۱/۷۷	۰/۰۱	-۲/٤٦	۰/۰۲	-۲/٤٤	۰/٤۳	-۲/۰۳	۰/۰۲	-۲/٤٤
P_2O_5	۰/۰۸	-۱/۰٤	۰/۰٥	-۱/۰۷	۰/۰۲	-۱/۱۰	۰/۰۳	-۱/۰۸	۰/۰۲	-۱/۱۰
MnO	۰/۰۲	-۰/۱۲	۰/۰۱	-۰/۱٤	۰/۰۰	-۰/۱٤	۰/۰۱	-۰/۱۱	۰/۰۱	-۰/۱٤
Total	۷۳/۲۱	-۲٦/۲٦	٤٤/٦۸	-٥٤/۸٤	٤۱/٦۸	-٥۷/۸۱	٦٥/۷٤	-۳۳/٦۸	۳٤/۳۷	-٦٥/۱۰
E.F.	۰/۷٥		۰/٦۳٦		۰/٤۳٦		۰/٦۹۱		۰/۳٦۳	

ژنز بوکسیت

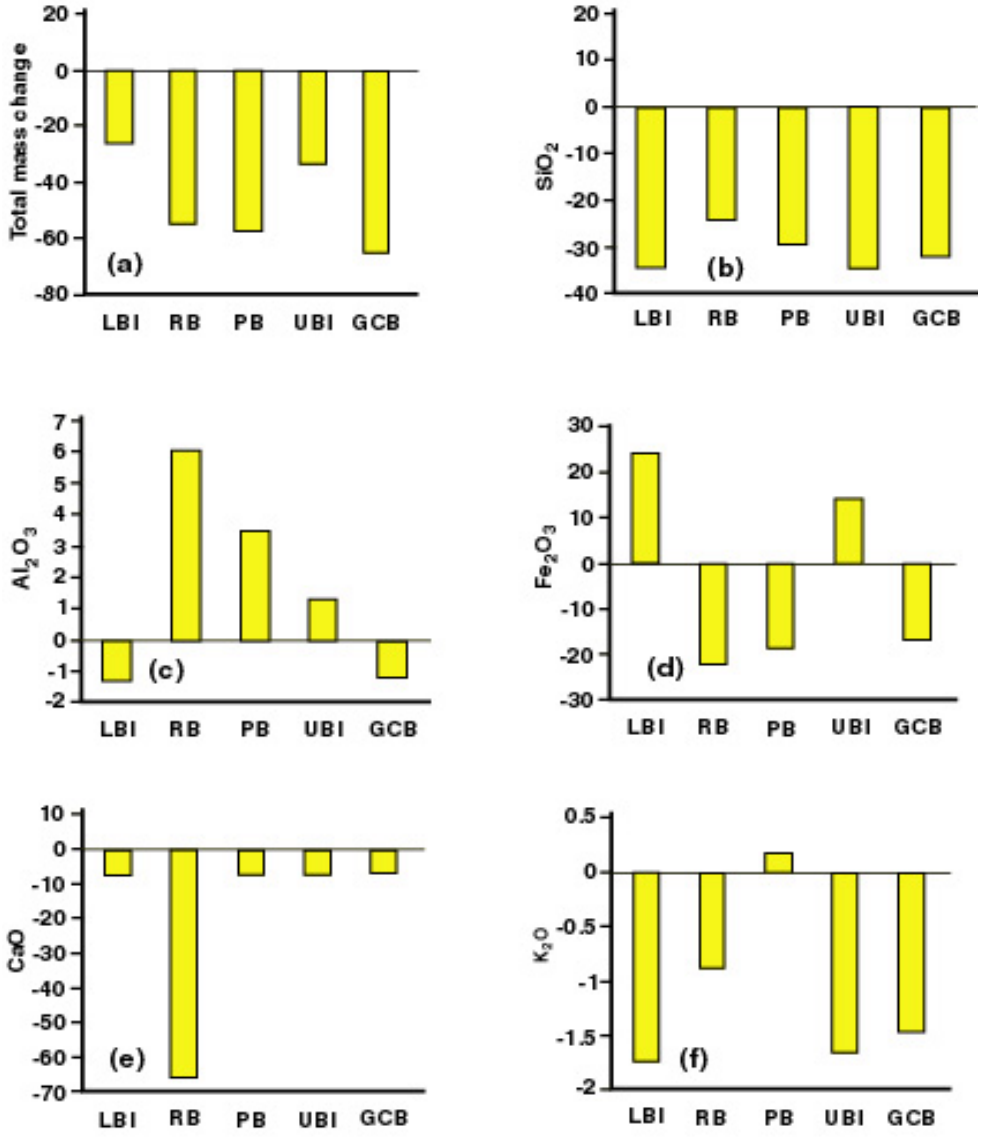
براساس طبیعت فرسایش، زمانی که دو فرایند هوازدگی- یعنی شیمیایی و مکانیکی- در تشکیل یک افق بوکسیتی فعال باشند، تعیین نمودن این که یک یا بیش از یک منبع به عنوان سنگ مادر وجود دارد بسیار مشکل است. در صورتی که بوکسیت از چند سنگ مادر متفاوت تشکیل شده باشد، هر یک از منابع توزیعی مختلف از نظر عناصر بی‌تحرک خواهند داشت. اگر هر یک از منابع همگن باشند، مسیر خطی برای هر یک از جفت‌های عنصری بی‌تحرک مربوط به هر منبع به وجود خواهد آمد ولی اگر یک یا چند منبع ناهمگن وجود داشته باشد، یک توزیع تصادفی از یافته‌ها به وجود خواهد آمد[۱٤]. از آنجا که زوج عناصر بی‌تحرک در قپی فقط یک روند خطی نشان داده که نقطه مربوط به دیاباز نیز بر روی همین خط قرار دارد، می‌توان این سنگ (دیاباز) را یک منشا همگن احتمالی برای این افق بوکسیتی در نظر گرفت. .

بوکسیتی شدن سنگ‌های دیابازی در قپی از سطح به عمق با ایجاد یک افق بازماند متشکل از واحدهای سنگ آهن بوکسیتی تحتانی(LBI) با اجزای بی‌تحرک(Ti, Fe)، بوکسیت قرمز(RB) با اجزای بی‌تحرک (Zr, Nb, Ti, Al)، بوکسیت پلیتومورفیک (PB) با اجزای بی‌تحرک (Zr, Nb, Ti, Al, K)، سنگ آهن بوکسیتی فوقانی (UBI) و بوکسیت کرم مایل به سبز(GCB) با اجزای بی‌تحرک(Ti, Zr, Nb) مشخص می‌شود. توزیع حوضه‌های غنی ازFe (واحدهای LBI, UBI) و فقیر از Fe (واحدهای GCB, RB, PB) و ترتیب قرارگیری واحدها در پروفیل بوکسیتی نشان می‌دهند که Eh آب‌های فرورو در رنج وسیعی در تغییر بوده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

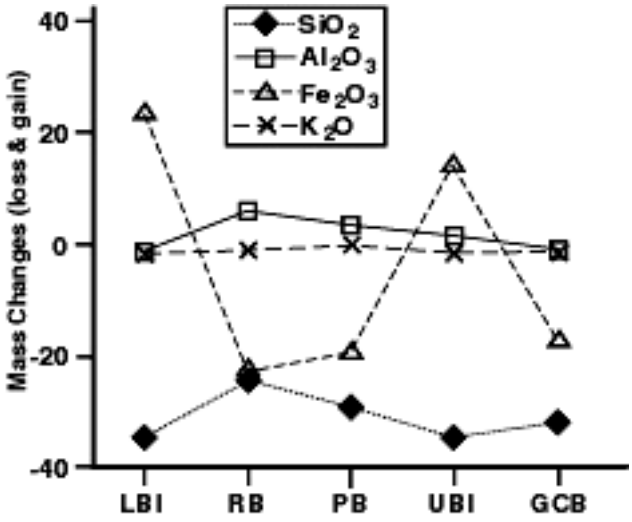


شکل٤- نمودار TiO2 در مقابل Zr در نمونه‌های بوکسیتی و سنگ دیاباز در قپی. نقطه مربوط به سنگ دیاباز بر روی خط حاصل از درون یابی نقاط مربوط به واحدهای بوکسیتی قرار می‌گیرد



شکل٥- تغییرات جرم کلی (a) و عناصر Si (b), Al (c), Fe (d), Ca (e), K (f) در واحدهای بوکسیتی قپی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل٦- تغییرات جرم عناصر K, Fe, Al, Si در عرض پروفیل بوکسیتی قپی

خلاصه و نتیجه‌گیری

عمل‌کرد فرایندهای هوازدگی، سنگ‌های قبل از پرمین منطقه را تحت تأثیر قرار داده است و در اثر پدیده لاتریتی شدن، آن‌ها را به بوکسیت تبدیل کرده است. Al و به تبع آن Ti، Fe، Zr و Nb به صورت بازمانده در پروفیل هوازدگی در طی فرایند لاتریتی شدن در بالای سازند روته تجمع یافته‌اند. دیاسپور، هماتیت، پیروفیلیت و به مقادیر کم‌تر موسکویت، کائولینیت، روتیل و آناتاز بیش‌ترین حجم افق بوکسیتی را تشکیل می‌دهند. فشارهای ناشی از حرکات تکتونیکی، دگرشکلی‌های ساختاری و فرایندهای دیاژنتیک نقش بارزی در تشکیل کانی‌های دیاسپور، روتیل، سودو- روتیل و پیروفیلیت در بوکسیت کارستی قپی داشته‌اند. روند همبستگی عناصر بازماندی به ویژه عناصر بی‌تحرک در بوکسیت قپی نسبت به یکدیگر خیلی بالا بوده و می‌تواند دلالت بر مشتق شدن آن از یک منبع همگن داشته باشد. نسبت‌های عناصر بی‌تحرک و توزیع آن‌ها نشان می‌دهند که واحدهای بوکسیتی قپی به احتمال زیاد از سنگ‌های دیابازی منطقه مشتق شده‌اند. مقادیر عناصر Si، Fe و Al در جهت عمود بر لایه بوکسیتی در حال نوسان بوده و بعد از جابجایی، دوباره به صورت دیاسپور، هماتیت، کوارتز یا سیلیس آمورف رسوبگذاری کرده‌اند. بر اساس محاسبه تغییر جرم کل لایه‌های بوکسیتی(با استفاده از عنصر شاخص بی‌تحرک Ti) مشخص شد که حداقل ۱۷ متر سنگ مادر دیابازی در طی فرایند بوکسیتی شدن برای تشکیل بوکسیت قپی مصرف شده است.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

منابع

۱- افتخارنژاد، ج.، نقشه زمین شناسی مهاباد (۱:۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۹۷۳).

۲- عابدینی، ع.، بررسی زمین‌شناسی اقتصادی نهشته‌های بوکسیت - لاتریت غرب شهرستان میاندواب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز،(۱۳۸۱) ۱۲۹ص.

۳- کلاگری، ع. ا.، عابدینی، ع.، مؤذن، م.، زمین شیمی و کانی شناسی افق بوکسیتی قپی (غرب میاندوآب – آذربایجان غربی). مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره۲، پائیز و زمستان ۸۲، (۱۳۸۲) صفحه ۱۶۷ تا ۱۸٤.

٤- نبوی، م. ح.، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران،(۱۳۵۵) ۱۰۹ ص.

5. B. Balkay, and G.Y. Bardossy, Lateritesedesi rezfolyamant vizsgalatok guineai lateritekben (Study of partial processes of laterization on Guinean laterites). Foldt. Kozl. Budapest, vol. 97, (1967) 91-100.

6. G.Y. Bardossy, Karst Bauxites (bauxite deposits on carbonate rocks). Elsevier Scientific, Amsterdam (1982) 441.

7. G.Y. Bardossy, and G.Y.Y. Aleva, Lateritic Bauxites. Akademia, Kiado Budapest (1990) 646.

8. B. Boulange, A. Carvalho, and A. Melfi, Geochemical characteristics of African and Brazilian bauxite deposits: SiO_2- Al_2O_3- Fe_2O_3 system and Ti, Cr, V and Fe_2O_3 relations. Chemical. Geology, Vol. 84 (1990) 30-33.

9. B. Boulange, Bouzat, and M. Pouliquen, Minaralogical and Geochemical characteristics of two bauxite profiles, Fria, Guinea Republic. Mineralium Deposita, Vol. 31(1996) 432-438.

10. S. Driese, C.I. Mora, C.A. Stiles, R.M. Joeckel, L.C. Nordt, Mass-balance reconstruction of a modern vertisol: implications for interpretations of geochemistry and burial alteration of paleo-vertisols. Geoderma, Vol. 95 (2000) 179-204.

11. N.N. Gow, and G.P. Lozej, Bauxite. Geoscience Canada, Vol. 20 (1993) 9-16.

12. I.G. Hill, R.H. worden, and I.G. Meighan, Geochemical evolution of a palaeolaterite: the interbasaltic formation, Northern Ireland. Chemical Geology, Vol. 166 (2000) 65-84.

13. W.H. MacLean, and P. Kranidiotis, Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit. Matagami. Quebec. Economic. Geology. Vol. 82 (1987) 951-962.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

14. W.H. MacLean, Mass change calculations in altered rock series. Mineralium Deposita vol. 25 (1990) 44-49.

15. W.H. MacLean, and T.J. Barrett, Lithogeochemical techniques using immobile elements. Exploration Geochemistry, vol. 48 (1993) 109-133.

16. W.H. MacLean, F.F. Bonavia, and G. Sanna, Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia. Mineralium Deposita, Vol. 32 (1997) 607-616.

17. G.G.K. Sastri, and C.S. Sastry, Chemical characterics and evolution of the laterite profile in Hazaridadar Bauxite di Olmedo. Indian Mineralogy, Vol.6 (1982) 7-42.

18. B. Sinkovec, Geology of the Triassic bauxites of Lika, Yoguslavia. Prirodoslovia Istrazivanja, Acta Geol. Zagreb, Vol.39 (1970)1-67.

19. I. Valeton, Bauxites. Elsevier, Amsterdam (1972) 226.

20. I. Valeton, M. Biermann, and F. Rosenberg, Genesis of nikel laterites and bauxites in Greece during the Jurassic and Cretaceous, and their relation to ultrabasic parent rocks. Ore Geology Review, vol.2 (1987)359-404.

21.G.DE. Weiss, Bauxite lateritique et bauxite karstiqu. Symp. Bauxites, Oxydes et Hydroxydes d'Aluminum Zagreb, 1963 (1964)7-29.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]