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

على اصغر كلاگرى، على عابدينى: دانشگاه تبريز محسن مؤذن: انيستيتو تحقيقاتى علوم پايه، تبريز

چکیدہ

افق بوکسیتی قپی در غرب میاندوآب، در جنوب استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایر آن و اقع شده است. این افق به صورت استر اتیفورم در مرز بین سنگهای کربناتی پرمین و شیلی-آهکی تریاس قرار دارد. بالا آمدگی در پرمین فوقانی، سنگهای قبل از پرمین را در معرض هواز دگی و بوکسیتی شدن قرار داده است. بر اساس شواهد صحر ایی و بررسیهای پتروگر افیک پنج نوع رخساره بوکسیتی در این افق تشخیص داده شده است. مقادیر کانیهای نور ماتیو و فر ایندهای شیمیایی، نحوه شکلگیری کانیهای بوکسیتی را در این افق مشخص میکنند. یافتههای شیمیایی و ضر ایب همبستگی نشان میدهند که عناصر AI تا ۲۰ تا و M در طی فر ایند بوکسیتی شدن به صورت بی تحرک عمل کردهاند. محاسبات تغییرات جرم عناصر در واحدهای بوکسیتی قپی نشان میدهند که مقادیر چشمگیری از عناصر Si منطقه منشا اصلی افق بوکسیتی قبی بوده و حداقل ضخامتی حدود ۱ متر از آن در طی فر آیندهای هواز دگی دیابازی منطقه منشا اصلی افق بوکسیتی قبی بوده و حداقل ضخامتی حدود ۱ متر از آن در طی فر آیندهای هواز دگی و بوکسیتی شدن مصرف شده است.

مقدمه

در تجمعات بازماندی کانسنگهای بوکسیت، آلومینیوم در محدوده pH • تا ۹ معمولاً عنصری بی تحرک شناخته می شود[۱۱]،[۱۷]. تنها با استفاده از رفتار آلومینیم نمی توان 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 [۱۶]. عناصری مانند Th ،Nb ،Zr ، Ti و Cr در بعضی از شکلهای آلتر اسیون هیدروتر مالی اطراف کانسار های فلزی بی تحرک بوده[۱۳]،[۱۰]، از این رو از توزیع آن ها می توان برای تعیین سنگ مادر بوکسیت بهره گرفت. تکنیکهای ژئوشیمیایی عناصر بی تحرک می توانند به شناسایی تیپ نهشته و تعیین سنگ مادر به عنوان عامل مهمی در تشکیل بوکسیت کمک کنند.

واژدهای کلیدی: بوکسیت ز ایی، میاندو آب، لاتریتی شدن، رخسار ه بوکسیتی، کلوئید آلوموژل

۱-residual

بررسیهای مقدماتی بر روی نهشته بوکسیت قپی در غرب میاندوآب شامل تهیه نقشه زمین شناسی مهاباد به مقیاس ۲۰۰۰۰۰۰ 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 ساختار های پیزولیتی و ائولیتی است. کلاگری و همکاران (۱۳۸۲) این نهشته را جزء ذخایر بوکسیت کارستی مدیترانه یمعرفی نموده و محدوده تغییرات pH را از حدود ۲ تا ۸ و HE را از حدود ۱۰۰+ تا ۲۰۰+ در تشکیل آن محتمل دانسته اند. کار های قبلی نشان میدهند که بررسیهای اندکی در مورد ماهیت سنگ مادر نشته بوکسیت قپی صورت گرفته است.

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

روش

در امتداد پنج پروفیل زمین شناسی عمود بر لایه بوکسیتی به طور سیستماتیک نمونهگیری به عمل آمد و در مجموع ۷۵ نمونه سنگی برداشت گردید که از بین آن ها ۲۵ نمونه بر ای تهیه مقاطع نازک و ۲۱ نمونه بر ای تهیه مقاطع صیقلی انتخاب شدند. همچنین در ۷ نمونه از روش پر اش پرتو X (XRD) جهت شناسایی کانی های ساز نده بوکسیت و در ۲۱ نمونه آنالیز های XRF و شیمی تر جهت تعیین مقادیر عناصر ساز نده بوکسیت صورت گرفت. بوکسیت ها حاوی مقادیر زیادی از عناصر XR آه ۲۰ ، ۲۵ ، ۲۵ ها و ۲۰ هستند. بعضی از این عناصر مانند بوکسیت ها حاوی مقادیر زیادی از عناصر AR آه ۲۰ ، ۲۱ ، ۲۲ ما ۹ و ۲۰ هستند. بعضی از این عناصر مانند مانند F1 ، ۲۱ ، ۲۵ ، ۲۱ ، و ۲۱ بی تحرک هستند و غلطت آن ها در طی فر ایند بوکسیتی شدن افز ایش مییاد. عناصری مانند F2 و NN تا حدی متحرک هستند و تعرکز آن ها اتفاقی است K ها و S و اغلب عناصر اصلی و جزیی متحرک هستند و در طی پروسه بوکسیتی شدن از سیستم خارج میشوند. نسبت عناصر بی تحرکی مانند AI/Ti متحرک هستند و در طی پروسه بوکسیتی شدن از سیستم خارج میشوند. نسبت عناصر بی تحرکی مانند AI/Ti ماند F2 و Ti/c در بوکسیت ماند نسبت آن ها در سنگ مادر بوکسیت است آ ۲۰] به طوری که از این نسبتها میتوان آورده و نقطه مربوط به سنگ مادر را در بر میگیرند[٤٢]. عناصر بیتحرک همچنین میتوانند بر ای برسی کمّی تغییر ات شیمیایی و تغییرات جرم رخ داده در طی فر ایند التر اسیون مورد استفاده قرار گیرند[۳۲]. تغییر ات قراص متحرک در مقابل یک عنصر بیتحرک محاسبه میشود. بدین منظور ابتدا فاکتور غنی شدگی ⁷ سپس عناصر متحرک در مقابل یک عنصر بیتحرک محاسبه میشود. بدین منظور ابتدا فاکتور غنی شدگی ⁷ سپس شرکیب باز سازی شده⁷ و نهایتا تغییر ات جرم³ هریک از عناصر برای هر نمونه و با استفاده از فرمول های از ایه شره توسط مکلین که در زیر آمدهاند محاسبه شده اند. فر او انی عنصر بیتحرک مورد نظر در نمونه بوکسیتی/ فر او انی عنصر بیتحرک مورد نظر در سنگ E. F. (فاکتور غنی شدگی) مادر = (فاکتور غنی شدگی) R.C. (ترکیب بازسازی شده) ور او انی اکسید بر اساس در صد وزنی در هر نمونه × E.F. فر او انی عنصر در سنگ مادر بر حسب در صد وزنی - R.C. = (تغییر جرم)

زمين شناسى منطقه

منطقه قپی در شمال غرب ایران، در جنوب استان آذربایجان غربی به مختصات جغرافیایی ۵۳٬۰۵۴ تا ۵۷٬۰۵۲ طول شرقی و ۵۶٬۰۵۲ تا ۵۸٬۰۵۲ عرض شمالی، در ۲۲ کیلومتری غرب شهرستان میاندواب و اقع گردیده است. این منطقه از دیدگاه تقسیمات زمین شناختی ایران (نبوی، ۱۳۵۰) در زون خوی- مهاباد قرار میگیرد و در و اقع بخشی از ایالت کوچک بوکسیتی جنوب استان آذربایجان غربی است.

بارزترین و احدهای سنگی منطقه بررسی شده به ترتیب قدیم به جدید شامل ساز ندهای دولومیتی سلطانیه، شیلی- ماسهسنگی باروت، شیلی زاگون، ماسهسنگی لالون، کربناتی- شیلی میلا، ماسهسنگی درود، کربناتی روته، کربناتی- شیلی الیکا، آهکی و ولکانیکی کرتاسه، جریانهای باز التی، تر اکیتی، آندزیتی پلیو - کواترنر و رسوبات دور ان چهارم هستند. شایان ذکر است در مرز بین ساز ندهای میلا و درود یک نوار آذرین مافیک با ترکیب دیابازی به ضخامت تقریبی ۳۰ متر برونزد دارد. در مرز بین ساز ندهای روته و الیکا، افق بوکسیت قپی به شکل استر اتیفورم با روند ساختاری NW-SE (شکل۱) و شیب متوسط [°]۳ به سمت شمال شرق 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 ناحیه ای، متحمل فشار های تکتونیکی شدید شده و به همر اه طبقات دربرگیرنده خود شدیدا شکاف دار 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 به سبز ^۳GCB، بوکسیت پلیتومور فیک³PG، سنگ آهن بوکسیتی بالایی[°] ایل و مین حمر مایل به میز این می این این به سبز ^۳GCB، سنگی مجزا تشکیل شده است که به ترتیب از پایین به بالا شامل افقهای سنگ آهن بوکسیتی زیرین^۲

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. ساختار های مشاهده شده در بوکسیتهای کارستی[٦] همچون لایهبندی تدریجی، لایهبندی مورب، لامیناسیونهای ظریف در واحدهای

¹⁻MacLeanY -Lower Bauxitic IronstoneY -Red Bauxite٤ -Pelitomorphic Bauxite0-Upper Bauxitic IronstoneY -Greenish Cream Bauxite۲

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 در افق بوکسیتی قپی مشاهده نشد. ویژگیهای مذکورنشان میدهد که همه تغییرات مرتبط با فرایندهای دیاژنتیک، اپیژنتیک و سوپرژن در تشکیل این افق به صورت درجازا 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



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

پتروگرافی

بافتهای پلیتومور فیک، جریانی، برشی دروغین، پور فیری 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 پلیتومور فیک در واحدهای بوکسیتی کرم مایل به سبز (GCB) و پلیتومور فیک (PB) از یک کلوئید آمورف و یا بسیار ریز بلور شده است. همچنین جابه جایی کلوئید اولیه ناشی از هو از دگی سنگ مادر در

Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-05-03

¹⁻authigenic

طی عملکرد فرایندهای سوپرژن باعث تشکیل بافت جریانی(شکل ۲) در واحدهای GCB و GCB شده است. عملکرد فشار های دینامیکی، آبدهی کلوئید و تبلور مجدد آن موجب تشکیل بافت برشی دروغین (شکل ۲) در واحدهای سنگ آهن بوکسیتی (LBI,UBI) و بوکسیت قرمز (RB)، و تغییر تدریجی شر ایط ژئوشیمیایی محیط از حالت احیا به اکسیدان و تبدیل⁺²Fe به ⁺³Fe و رسوبگذاری آن به فرم کانی هماتیت باعث تشکیل بافت پورفیری دروغین(شکل ۲) در این واحدها شده است. جدایش ریتمیک هماتیت از ژل آلوموسیلیکاته باعث تشکیل بافت کلوفرم (شکل ۲) در این واحدهای سنگ آهن بوکسیتی(LBI,UBI) و بوکسیت قرمز (RB) شده که تشکیل بافت کلوفرم (شکل 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 بیزولیتی در این افق شده است (کلگری و همکار ان، ۱۳۸۲).



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

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

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 آز اد بوده که از کائولینیت به وجود آمده است[۲1]. خود کائولینیتها نیز از هوازدگی کانیهای آلومینوسیلیکاته سنگ مادر (فلدسپارها) به وجود آمدهاند. SiO₂. خود کائولینیتها نیز از هوازدگی کانیهای آلومینوسیلیکاته سنگ مادر (فلدسپارها) به وجود آمدهاند. SiO₂ 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 صحر ایی(شکاف دار شدن افقهای بوکسیتی و فقدان علائمی از دگرگونی گرمایی در افق 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.

^{\-}Bardossy and Aleva

کانی پیروفیلیت که در دماهای بالاتر از ۳۰۰ درجه سانتی گراد در شرایط دگرگونی و دگرسانی تشکیل می شود ولی حضور آن در بوکسیت قپی احتمالاً در اثر دگر شکلی های ساختاری از کائولینیت حاصل شده است[٥]،[١٨]. هماتیت بوکسیت قپی احتمالاً در اثر اکسیداسیون سولفیدهای آهن (پیریت) و کانی های فرومنیزین به وجود آمده است. سریسیت که از کانی های پایدار در بر ابر هواز دگی است از آلتر اسیون و هواز دگی فلدسپار ها (به ویژه اورتوکلاز) به وجود آمده است که بخش عمده آن بر اثر شدت دگر سانی به کائولینیت تبدیل شده است.

در واحدهایی که در شرایط اکسیدان شدید تشکیل شدهاند غنی شدگی هماتیت خیلی بیش تر از دیاسپور بوده (واحدهای سنگ آهن بوکسیتی زیرین و فوقانی) ولی واحدهایی که در شر ایط نسبتا احیا تشکیل شدهاند (واحدهای پلیتومور فیک و کرم مایل به سبز)غنی شدگی دیاسپور نسبت به هماتیت بیش تر است. آناتاز در حضور غلظتهای پلیین آلکالی ها، یک فاز پلیدار در دماهای سطحی است، اما روتیل در دماهای کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی گر اد پلیدار نیست [۹]. از آنجا که بوکسیت قپی یک بوکسیت دگر گونه نیست، بنابر این تشکیل روتیل را در این واحدها میتوان به تأثیر فرایندهای تکتونیکی بر روی آناتاز مرتبط دانست. در پروفیل های لاتریتی اغلب ایلمنیت اولیه به آناتاز تبدیل شده [۷] و جای گیری تیتانیوم در کانی هماتیت (سودو - روتیل) میتواند بر اثر فشار های ناشی از معمو لا ثابت مانده[۸] و اغلب تحت تأثیر فرایندهای لحیا قرار نمی گیرد [۲]. بنا بر این غنی شدگی نسبی کانی های اکسیدی تیتان در واحدهای پلیتومور فیک و کرم مایل به سبز نسبت به سایر واحدهای بوکسیتی در قبی دانجه اکسیدی تیتان در واحدهای پلیتومور فیک و کرم مایل به سبز نسبت به سایر واحدهای بوکسیتی در قبی در تی کانی های زیر ج آهن (به علت قرار گیری در شر ایط نسبتا احیایی) رخ داده است. خروج آهن (به علت قرار گیری در شر ایط نسبتا احیایی) رخ داده است. خروج آهن (به علت قرار گیری در شر ایط نسبتا احیایی) رخ داده است. خروج آهن (به علت قرار گیری در شر ایط نسبتا احیایی) رخ داده است.

واحد بوکسیتی	کانیهای شناسایی شده					
	اصلى	فرعى				
واحد سنگ آهن بوکسیتی پایینی	هماتیت بیشتر از دیاسپور	روتيل- كائولن				
واحد بوكسيت قرمز	دیاسپور بیشتر از هماتیت	پیروفیلیت- روتیل-کائولن				
واحد بوكسيت پليتومورفيك	دياسپور	كاليوفيليت- موسكو يت- أناتاز - كائولن				
واحد سنگ آهن بوکسیتی بالایی	هماتیت بیشتر ازدیاسپور	کائولن- کو ارتز - سودور وتیل- انیدریت				
واحد بوکسیت کرم مایل به سبز	دياسېور	آناتاز - پیروفیلیت- کائولن- کو ار تز				
واحد بوکسیت کرم مایل به سبز	دياسېور	کو ار نز - رو نیل- پیر وفیلیت				
واحد بوکسیت کرم مایل به سبز	دياسپور	آناتاز - روتیل- پیروفیلیت				

با توجه به این مطالب کاتیون هایی مانند Mg، Na، Ca، K و Si در طی فر ایند بوکسیتی شدن با آبهای نسبتاً اسیدی زیرزمینی و یا فرورو از محیط خارج شده و در عوض غلظت کاتیون های Ti ، Al و Fe در داخل سیستم افز ایش یافته است.

^{\-}structural deformation

تمركز عناصر بازماندى

محاسبه ضرایب همبستگی و ترسیم نمودارهای دو متغیره بین عناصر تشکیل دهنده بوکسیت قبی 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 TiO₂ در مقابل Zr (شکل ٤) 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 قبی از همین سنگ مشتق شده است. عناصر Ti روی همین خط واقع شده است که میتواند حاکی از این باشد که بوکسیت قبی از همین سنگ مشتق شده است. عناصر Tr و N ضریب همبستگی بالایی با A نشان داده و آر ایههای مشابهی را به نمایش میگذارند از بین این عناصر Tr که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیطهای هواز دگی آر ایههای مشابهی را به نمایش میگذارند از بین این عناصر Tr که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیطهای هواز دگی از ایههای مشابهی را به نمایش میگذارند از بین این عناصر Tr که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیطهای هواز دگی از این مشان داده و از ایههای مشابهی را به نمایش میگذارند از بین این عناصر Tr که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیطهای هواز دگی از ایههای مشابهی را به نمایش می هدارند از بین این عناصر Tr که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیطهای هواز دگی از ایههای مشابهی را به نمایش میگذارند از بین این عناصر Tr که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیطهای هواز دگی عناصر Tr که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیطهای هواز دگی از ایه مای مشابهی را به نمایش میگذارند از بین این عناصر Tr که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیطهای هواز دگی عنصر دارد[۱۰]،



شکل۳۔ تغییرات کانیهای کوارتز، هماتیت و دیاسپور در مقابل تغییرات مقادیر در صد وزنی Al₂O₃ کل در واحدهای بوکسیتی قبی

¹⁻monitor immobile element

تغييرات 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 نمونه های لاتریتی شده واحدهای مختلف بوکسیت قپی(جدول۲) در مقابل عنصر شاخص بیتحرکT با استفاده از روش محاسبات تغییر جرم عناصر[۱۶] محاسبه شدند(جدول۳).

واحدهای بوکسیت قبی در کل اجزای Na, K, Ca, Mg, P, Mn, Si خود را از دست دادهاند (شکل ۵۵). بیشترین کاهش جرم مربوط به Si است (شکلهای ۵۵ و ۲). Al در این واحدها رفتار ثابتی از خود نشان نمی دهد به طوری که در واحدهای بوکسیت قرمز (RB)، بوکسیت پلیتومور فیک(PB) و سنگ آهن بوکسیتی بالایی(UBI) افز ایش جرم و در واحدهای بوکسیت کرم مایل به سبز (GCB) و سنگ آهن بوکسیتی تحتانی(LBI) کاهش جرم نشان می دهد (شکل co). Fe عمدتا 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) عنی شدگی نشان می دهد (شکلهای ۵ می ده در شکل co). ماین از در تحتانی (LBI) و فوقانی (UBI) عنی شدگی نشان می دهد (شکلهای ۵ و ۲). Ca در تمامی افق ها تهی شدگی نشان داده (شکله۰) و K بجز در واحد PB در بقیه واحدها کاهش نشان می دهد (شکل۴۰).

از آنجا که و احدهای لایه ای در بوکسیتهای استر انیفورم ابعاد جانبی تقریباً یکسانی دارند، میتوان اختلاف تغییر جرم و احدها را به صورت تابعی از ضخامت بیان کرد. بدین منظور با جمع جبری تغییر ات جرم عناصر در هر یک از و احدهای بوکسیتی و تعیین میز ان تغییر جرم کل^۱ و احدها و انداز مگیری ضخامت هر یک از و احدها، مشخص شد که حداقل ضخامتی حدود ۱۷ متر از سنگ دیاباز در طی فر ایند بوکسیت ز ایی دگرسان شده است.

	دياباز	واحد	واحد	واحد	واحد	واحد
		سنگ آهن	بوكسيت قرمز	بوكسيت	سنگ اہن بوکسیتی	بوكسيت كرم
		بوكسيدىپايينى		پليتومورفيک	بالايى	مایل به سبز
	(DB)	(LBI)	(RB)	(PB)	(UBI)	(GCB)
SiO ₂	20/779	10/.74	٣٤/٤٩.	٣٧/٣٤٢	10/110	۳۸/۱۹.
TiO ₂	1/190	٢/٥٢٥	۲/۹۷۹	٤/٣٤٣	Y/Y É)	0/515
Al_2O_3	10/717	۱۹/۰۹۰	٣٤/•٦١	٤٣/٧٥.	25/052	39/VIV
Fe ₂ O ₃	22/012	٦١/٨١٣	28/111	٨/٩٤٥	03/221	١٤/٥٩٦
MnÖ	•/1£9	•/•7٨	•/•))	•/••٣	•/•) Y	٠/٠٢٤
MgO	۲/٤٦٩	•/9٣٣	•/•11	•/••٣	•/• 1 V	٠/٠٢٤
CaO	٧/.٦٥	•/7 ٤٨	•/٣٧٧	•/7 ٤ ٣	• / Y Y É	•/0/7
Na ₂ O	٣/•٨٩	•/١٦٦	•/٣٢٣	•/٤٨٦	•/١٨٢	۰/۳۱۰
$\overline{K_2O}$	١/٩٠٢	•/• ٢ ١	١/٦ • ٤	٤/٧٧٩	•/٣٥٣	١/٢٣٩
P2O5	1/177	•/1•٧	٠/٠٨١	•/•0٨	•/• £9	•/•٦٧
Sum	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰	1 • • / • • •	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰

جدول۲ ـ مقادیر تجزیه شیمیایی (در صد وزنی) و احدهای بوکسیتی قپی و سنگ دیاباز منطقه نور مالیزه شده بعد از حذف مواد فرار (LOI)

1-net mass change

	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	_~ ٤/~ ٢	21/29	_7 ٤/٣٣	17/78	_Y9/٣£	1./97	_₩£/V•	١٣/٨٦	_٣١/٧٦
Al ₂ O ₃	۱ ٤/۳ ۱	-1/29	* 1/22	٦/•٦	۱۹/۰۷	۳/٤ ٥	17/97	۱/۳٤	۱ ٤ / ٤ ١	-1/19
Fe ₂ O ₃	٤٦/٣٥	22/10	•/7 £	_ * * / * ٦	۳/۹.	-18/7.	31/98	۱ ٤ / ٤ ۲	०/४९	-14/2.
CaO	•/1٨	_٦/٨٧	•/٢•	_٦/٨٦	•/1•	_7/90	./10	-1/91	٠/٢١	_٦/٨٥
Na ₂ O	•/14	_۲/۹٦	•/٢•	_7/^^	٠/٢١	_7/84	•/17	_۲/۹٦	•/11	_Y/9V
K ₂ O	./17	-1/V £	1/. 4	_•/AA	۲/۰۸	./1٨	•/* ٤	_1/20	./12	_1/20
ΜσΟ	./٦٩	-1/VV	./.1	-7/27	•/• 4	_7/55	•/£٣	_ 1/. 7	•/• *	-7/22
P.O.	•/• ٨	-1/• 5	./.0	-1/•Y	•/• 4	-1/1 •	•/•٣	-1/• ٨	•/• *	-1/1 •
MnO	•/• 4	-•/١٢	•/• 1	_•/\£	•/••	_•/\£	•/• 1	-•/11	•/• 1	_•/\£
Total	۲۳/۲ ۱	_**/**	£ £ /٦٨	_0 £ / \ £	٤ ١/٦٨	_0V/N1	٦٥/٧٤	_٣٣/٦٨	٣٤/٣٧	_%0/1.
E.F.	• /٧ •		•/٦٣٦		•/£٣٦		•/٦٩١		•/٣٦٣	

جدول ۳- تغییر ات جرم اجزای اصلی برای واحدهای مختلف بوکسیت قپی که بر اساس جز غیر متحرک TiO₂ محاسبه شده و به صورت درصد وزنی فهرست شدهاند R.C. = ترکیب بازسازی شده؛ E.F. = فاکتور غنی شدگی؛ M.C. = تغییر جرم

ژنز بوکسیت

بر اساس 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 یافته ها به وجود خواهد آمد[۱۴]. 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 و احدهای سنگ آهن بوکسیتی تحتانی(LBI) با اجزای بیتحرک(Ti, Fe)، بوکسیت قرمز (RB) با اجزای بیتحرک ,(Zr, Nb, Ti, Al) (Ti, Al, K)، 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 از Fe (و احدهای LBI, UBI) و فقیر از Fe (و احدهای GCB, RB, PB) و ترتیب قرارگیری و احدها در پروفیل بوکسیتی نشان میدهند که Eh آبهای فرورو در رنج وسیعی در تغییر بوده است.



شکل ٤- نمودار TiO2 در مقابل Zr در نمونه های 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



شکل ٥- تغییرات جرم کلی (a) و عناصر (b) Si (d) Fe (c) Al (b) Si (e) Ca (c) (c) در واحدهای بوکسیتی قبی



شکل ۲ - تغییر ات جرم عناصر K, Fe, Al, Si در عرض پروفیل بوکسیتی قپی

خلاصه و نتيجهگيرى

عمل کرد فر ایندهای هو از دگی، سنگهای قبل از پرمین منطقه را تحت تأثیر قر ار داده است و در اثر پدیده لاتریتی شدن، آن هار ا به بوکسیت تبدیل کرده است. A و به تبع آن Z، Fe ، Ti و M به صورت بازماند در پروفیل هو از دگی در طی فر ایند لاتریتی شدن در بالای ساز ند رو ته تجمع یافته اند. دیاسپور ، هماتیت، پیروفیلیت و به مقادیر کمتر موسکویت، کانولینیت، روتیل و آناتاز بیشترین حجم افق بوکسیتی را تشکیل میدهند. فشار های ناشی از حرکات تکتونیکی، دگر شکلی های ساختاری و فر ایندهای دیاژ نتیک نقش بارزی در تشکیل کانیهای دیاسپور ، روتیل، سودو - روتیل و پیروفیلیت در بوکسیت کارستی قپی داشته اند. 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 آن ها نشان میدهند که واحدهای بوکسیتی قپی به احتمال زیاد از سنگهای دیابازی منطقه مشتق شده اند. مقادیر عناصر S، S، S و اکثر بر لایه به احتمال زیاد از سنگهای دیابازی منطقه مشتق شده اند. مقادیر عناصر S، S، S و حمای دیاسین آن از به احتمال زیاد از سنگهای دیابازی منطقه مشتی شده ند. مقادیر عنوام S، S و A در جهت عمود بر لایه رسوبگذاری کرده اند. بر اساس محاسبه تغییر جرم کل لایه های بوکسیتی(با استفاده از عنصر شاخص بی تحرک رسوبگذاری کرده اند. بر اساس محاسبه تغییر جرم کل لایه های بوکسیتی(با استفاده از عنصر شاخص بی تحرک رسوبگذاری کرده اند. بر اساس محاسبه تغییر جرم کل لایه های بوکسیتی(با استفاده از عنصر شاخص بی تحرک رسوبگذاری کرده اند. بر اساس محاسبه تغییر جرم کل لایه های بوکسیتی(با استفاده از عنصر شاخص بی تحرک

منابع

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: SiO₂- Al₂O₃- Fe₂O₃ system and Ti, Cr, V and Fe₂O₃ 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.

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.

 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.